

グリーンランド南西部の太古代広域変成作用 —太古代の造山運動とは

丸山茂徳¹⁾・林 衛²⁾・中村保夫³⁾・小宮 剛¹⁾・能田 成⁴⁾

1. はじめに

造山作用とは山脈の地質構造を造り、広域変成作用や火成活動を引き起こし、島弧や大陸の地殻を造る作用のことである(Miyashiro et al., 1979). 単に山が褶曲運動によって高くなること(Mountain building)だけを指す言葉ではない。造山作用は主として、変形作用、変成作用、火成作用からなるが、そのような作用が起こっているのは一般的にはプレートが収束する場所に限られている。造山作用の詳細とその機構について、顕生代の造山帯と現在のプレート収束帯では詳しく研究が進み、その全貌がほぼ解明されたといつてよいだろう。変成作用は造山作用の主要構成要素であり、また日本列島の領家変成帯や三波川変成帯、あるいはアパラチア変成帯やアルプス変成帯、ヒマラヤ造山帯をみればわかるとおり、広域変成帯は造山帯の構造の中核をなしている。

造山作用によって造山帯が造られる。そして、世界で最も古い造山帯は約40億年前にまで遡るのだが、それではそのような古い造山帯も現在と同じようなプレートテクトニクスによってプレート収束帯で造られたのであるかという点、必ずしも自明ではない。太古代(40-25億年前)の地球は現在よりも高温であったと一般的に考えられている。従って、この時代には地球表層には剛体としてのプレートはなく、代わって現在の金星のようにプルームが支配していたと推測されたり(Kröner, 1992), あるいはプレートテクトニクスが機能していたとしても造山

運動のプロセスは現在とは違った側面ももっていたであろうと考える研究者は多い。そこで造山帯に残された太古代の構造運動や地温勾配の情報が重要になってくる。太古代広域変成帯は、それらの情報の重要なデータソースの一つでもある。

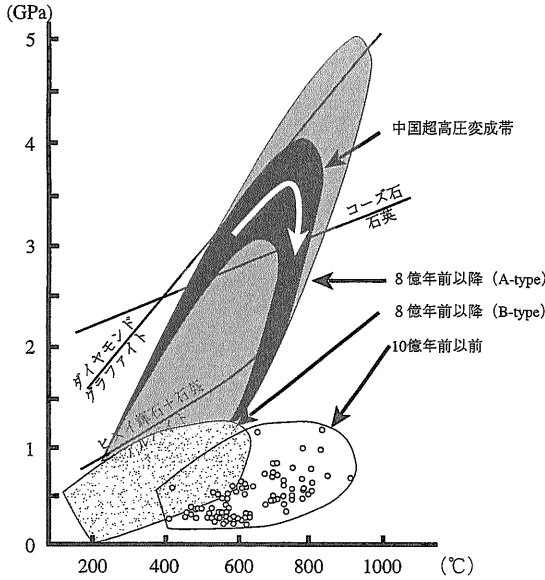
太古代の広域変成作用の温度圧力条件が顕生代のそれと比べて著しく違っていることに気がついたのは、オランダ人岩石学者ダルーフが最初である(de Rover, 1956)。彼による指摘以降、都城(1965)やErnst(1972)もそのことを確認し、Grambling(1985)やMaruyama and Liou(1995)は8億年前の境に温度/圧力比に大きな違いがあることを示した。ただし、太古代と原生代の間には顕著な相違はない(第1図)。

温度/圧力比が大きいことに加え、太古代の広域変成作用と顕生代のものとのもう一つの大きな違いは、空間的な広がりにある。顕生代では広域変成帯は数千 km も連続する帯の形状をもち、帯の幅は数十 km 以下のものがほとんどである。幅が数百 km に達することは決してない。ところが太古代では幅と長さが数百 km サイズの正方形様のものが存在するのである(Miyashiro, 1981; 鳥海, 1989)。なぜそのような広域変成帯が生じるのであろうか?

太古代造山帯を造る変成帯の変成作用の記録は一般には、不完全であると信じられてきた。それは何十億年も前の記録なのであるから変成作用の後、現在までの間に何回もの変成作用を受けて、もとの記録が不完全になったと考えるからである。しかし、現実にはそのような複変成作用の記録が詳しく解析

1) 東京工業大学理学部地球惑星科学教室：
〒152 東京都目黒区大岡山2-12-1
2) 〒134 東京都江戸川区東葛西2-5-3 メゾン佐久間305
3) 東京大学教養学部宇宙地球科学教室
4) 京都産業大学教養部地学教室

キーワード：太古代広域変成作用，プレートテクトニクス，イ
スア表成岩，グリーンランド，大陸地殻



第1図 広域変成帯に記録されたプレート収束域の温度圧力条件の時代変化(Maruyama & Liou, 1995を部分的に修正). 10億年よりも古い広域変成帯の温度圧力条件は、10 kb で800°Cの点と地表を結ぶ地温勾配よりも小さなP/T比を示す。藍閃変成岩を一部を含む広域変成帯は世界中で約250あるが、それらの変成年代は8億年よりも古くはならない。そのような藍閃片岩を含む広域変成帯はその原岩によって二つに分けられる。原岩が活動的な大陸縁でできたもの(すなわち日本列島のような付加体を原岩とする)をB-type, 原岩が大西洋型大陸縁でできたものをA-typeと呼ぶ。前者は10億年よりも古い広域変成帯よりは大きなP/T比をもつが後者はさらに大きなP/T比をもつことがわかる。顕生代の広域変成帯の温度圧力条件をすべてプロットすると10億年よりも古い広域変成帯の領域をほとんどカバーしてしまうので、それらを省略して、ここでは明らかにプレート収束域だけで作られたと考えられる藍閃片岩含有変成帯をプロットした。大きな大陸同士の衝突によってできるヒマラヤやアパラチア山脈などの顕生代の広域変成帯は中圧型であり、10億年よりも古い変成帯と同じである。

されているわけではない。Hayashi(1994)はグリーンランドイヌア地域の変成作用を詳しく解析して、太古代の累進変成作用の記録を明らかにした。この小論は、グリーンランド南部の二種類の太古代広域変成帯の研究をとおして太古代の大陸形成のメカニズムを論じることを目的とする。

2. グリーンランドの太古代地塊

グリーンランドの南端部には太古代造山帯があり、なかでもイヌアからヌーク地域にかけての地域は、カナダのアカスタ片麻岩から約40億年の年代が報告されるまで世界最古の岩石が分布する地域として世界の注目を一心に集めてきた場所であった。1971年にこの地域から当時の世界最古の岩石アミツオーク片麻岩(約38億年前)が報告されたが、その発見にいたる経緯をはじめに簡単に紹介しておこう。

1966年にニュージーランドからビク・マクレガー(Victor McGregor, 写真1)がヌークにやってくることから物語は始まる。彼はグリーンランド地質調査所の依頼を受けて海岸沿いの調査を行なって、岩脈、特に斜長石巨晶をもつ岩脈(アメリカク岩脈と呼ぶ)を鍵としてこの地域の地質学的な事件の順序を解析した。その結果、この地域の多様な岩石種の中でアミツオーク片麻岩が最も古いであろう

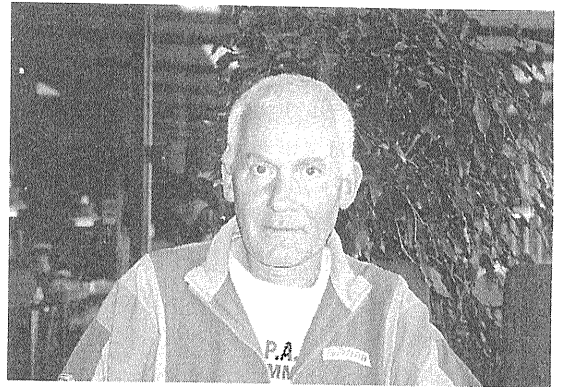


写真1 ビク・マクレガー博士(1993/7/22, グリーンランドサンドストローム飛行場待合室にて)

と結論した。ところが、地質調査所の所員をはじめ、彼の考えを信用する地質学者は当時誰もいなかったという。マクレガーの研究が認められなかった理由は、彼の調査が海岸沿いの露頭の観察に基づいていただけで、詳細な地質図によるものではなかったからである。

彼の使った手法は、ヌークに来る前のロンドンで過ごした1年間に、インペリアルカレッジで学んだものであった。この頃に実はイギリスでは、スコットランドの太古代変成帯の年代に関して大きな論

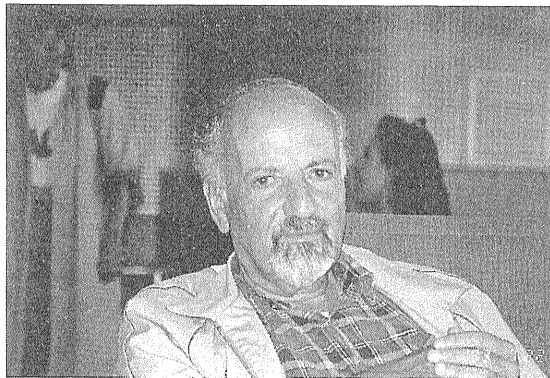


写真2 ステファン・ムアバス教授(オックスフォード大学)近影(1993/7/22, グリーンランドサンドストローム飛行場待合室にて)

争があった。スコットランドの太古代変成帯の構造発達史の研究の中で、1951年にサットンとワトソンは、岩脈を使って変成帯に起きた一連の地質学的な事件の順序を明らかにする方法の有効性を主張していた。その手法の正当性が1960年代の終わりに、オックスフォード大学のステファン・ムアバス(Stephen Moorbath, 写真2)の放射性年代学的手法によって確かめられたのであった。これと同じようなことがグリーンランドでも起こったのである。

この頃にアメリカはアポロ計画を進め、月の高地にあるアノーソサイトが45億年に近い地球創世期の年代をもつことを明らかにしていた。そこでやはりグリーンランド南部の太古代変成帯を研究していたブライアン・ウインドレー(Brian Windley)は、フィスカネットにあるアノーソサイトこそ地球最古の岩石であろうと考えた。そのため、マクレガーとの間で論争がまきおこった。ムアバスはこの論争に決着をつけるべく両者から試料をもらい、年代を測定した。ウインドレーのアノーソサイトは鉛の同位体比の測定によって28億年の年代をもつことがわかったが、マクレガーの試料は小さすぎて正確な値をだすことが出来なかった。しかし予察的なデータは約37億年にまで達する古い値が期待されることを示していた。そこでマクレガーとムアバスは、1971年にグリーンランドにでかけヌーク周辺のアミツオーク片麻岩(写真3)の大きな試料を採取して年代の測定を行ない、約38億年のRb-Sr同位体年代を得た(Black et al., 1971)。

この時点で論争は終結したが、それだけでなく彼

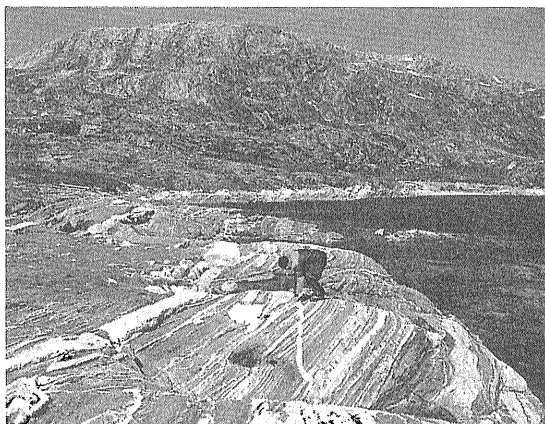
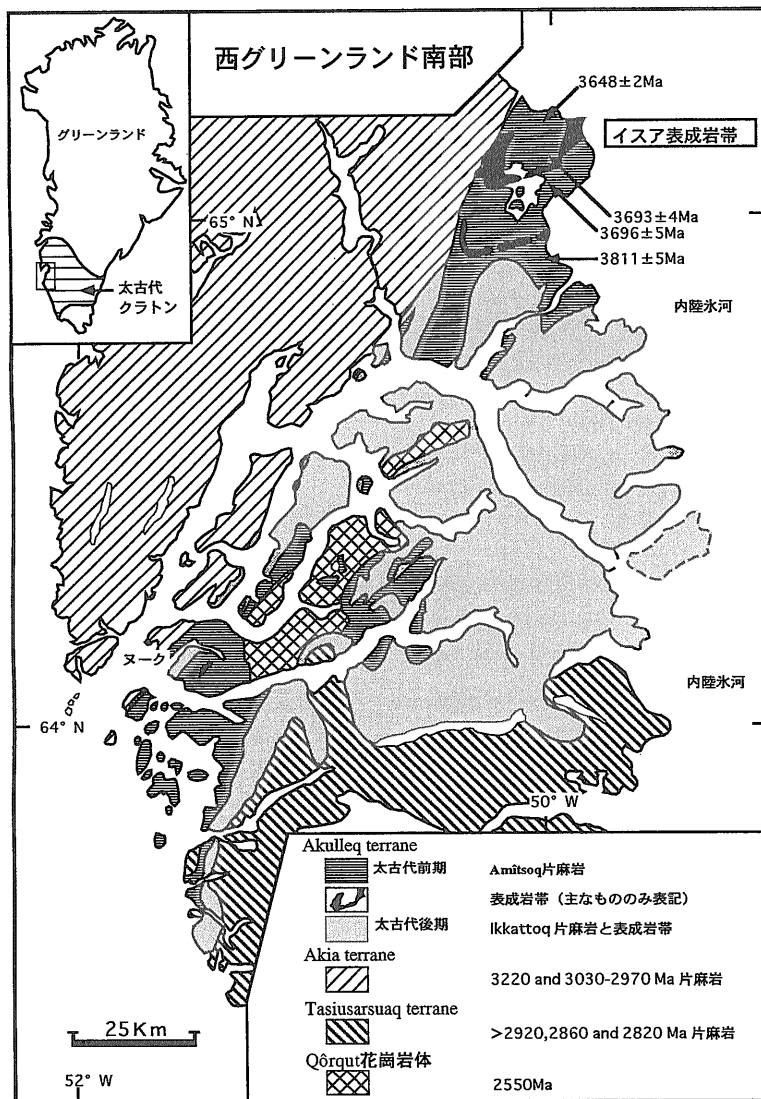


写真3 模式地のアミツオーク片麻岩(試料を採集しているのは静岡大学増田俊明助教授)

らは、アミツオーク片麻岩よりも更に古い岩石がイスアにあるだろうとのマクレガーの予感を頼りに鉱山会社に頼み込み、イスアに10日間の調査を敢行した。彼らはこの地域からドーム状アミツオーク片麻岩と縞状鉄鉱床を採取してオックスフォードに持ち帰ったのである。アミツオーク片麻岩はイスア表成岩中に貫入しているのだから、イスア表成岩のほうが古いだらうと考えたのである。確かにドームのアミツオーク片麻岩の年代(3700-3650 Ma)に比べて縞状鉄鉱床の鉛同位体年代(3750 Ma)は古かったがヌーク周辺の値を越えるほどではなかった。

さて SHRIMP 年代学と地域地質学を組み合わせた最近の研究によると、グリーンランド南部地域の太古代造山帯の地体構造区分は第2図のようになっている。この地域は北部から Akia(アキア), Akulleq(アクレック), Tasiusarsuaq terranes(タンウサルスアック)の3つの地帯から構成され、それぞれ異なった岩石構成要素と固有の年代を持つ。3つの地帯は、約30-28億年前頃に衝突し、融合した。そして約25億年前に K に富む花崗岩が貫入して変動は終わった。その後、現在に至るまで殆ど地殻変動は受けていない(McGregor et al., 1991)。第2図は、以上の地質体とそれらの相互関係を模式的に描いたものである。

アキアテレーン(アキアテレーン)は南西部を占める32-29.8億年の年代を示すヌーク片麻岩と、29.8億年の年代をもつトータル岩や片麻岩でできている。前者には、アノーソサイトの薄層や、玄武岩-コマチアイト質の緑色岩や、そのほかの表成岩を伴う。このテレーンは



第2図 グリーンランド南西部の太古代造山帯の年代と岩相組み合わせによる区分(McGregor et al., 1991).

ヌークからイスアにかけて北東-南西に向かって伸びるマイロナイトを伴う断層(Ivinnguit fault; イヴィングイット断層)によって、さらに古い南側のアクレックテレーンと境されている。アキアテレーンはほぼ全域にわたり、高圧グラニューライト相に達する広域変成作用を受けている。その変成圧力は約8-10 kb、温度は700-800°C程度である(Chandy, 1994)。ただし、横ずれ断層境界に沿った数 km の範囲は後退変成作用を受けて角閃岩化している。

アクレックテレーンは、28億年のイカトック片麻岩と38.8-34億年を示すアミツオーク片麻岩から

構成され、Kに富むコークットかこう岩(25億年)が両者を貫いている。イカトック片麻岩地帯はアミツオーク片麻岩地帯の構造的上位にあり、下位と断層関係で接触している。アミツオーク片麻岩地帯にはしばしば変成度の低い(緑色片岩相-角閃岩相)地域があり、礫岩、枕状溶岩、ハイアロクラスタイト、チャート、縞状鉄鉱層、砂泥互層など源岩の構造や種類が特定できる場合がある。イスア地域がその代表例である。アクレックテレーンはマイロナイトを伴う断層を境として南側のタシウサルスアックテレーンの下側にアンダースラストしている。



写真4 コマチアイト質火山岩は岩体の周辺部では cm スケールで石英・長石質片麻岩と互層する。このこと及び調査地域の産状全体と随伴岩石の種類からコマチアイト質火山岩は約30億年前のリフトで生じたと推測される。

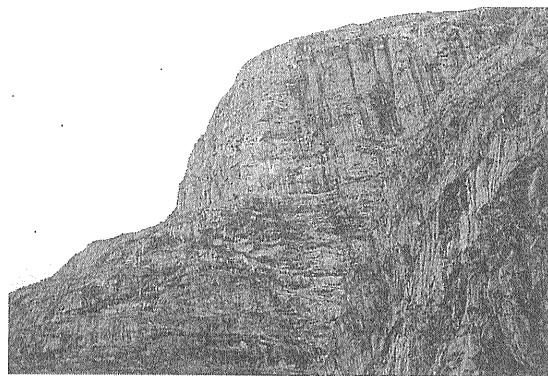


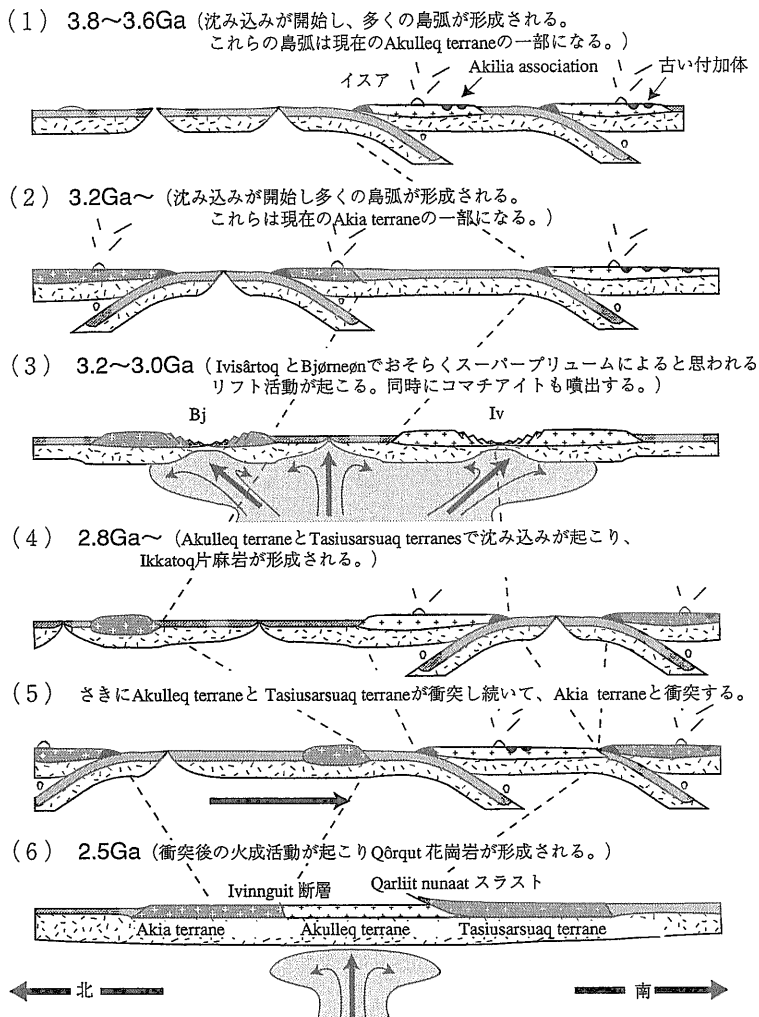
写真5 25億年前の後造山時花崗岩でコークット花崗岩と呼ばれる。

さてアクレックテレーンは約28億年前に広域的に中圧型の変成作用を受けた。その変成作用の変成度は大局的には北東端が最も低く緑色片岩相に属するが、南西方向に向かって徐々に上昇し角閃岩相上部からグラニュライト相付近にまで達する(後述)。その中間地域では角閃岩相の地域が広く分布している。アクレックテレーン中央部に広く分布しているイカトック片麻岩はTTG(トータル岩, トロニウム岩, 花崗閃緑岩)を源岩とする高温の変成岩で、火成作用とほぼ同時に広域変成作用を被ったことがSHRIMP ジルコン年代からわかっている(McGregor et al., 1991)。イカトック片麻岩に伴って、マレーン表成岩と呼ばれる岩石群がある。これらは太古代後期約30億年前のものであろうと推測されているが直接的な年代は得られていない。マレーン表成岩には枕状構造を残したコマチアイト質火山岩とそれに関係した玄武岩質火山岩、それらと互層する石英長石質堆積岩(写真4)や電気石に富む泥質岩に加えてアノーソサイトとはんれい岩が伴って産する。ただしこれらの岩石はすべて約28億年前に角閃岩相程度の広域変成作用を受けている。以上のすべての岩石が強い変形運動と変成再結晶作用を被っているのに比べて、25億年の放射年代を示すコークット花崗岩体(写真5)はほとんど変形変成作用を受けていない。またこの岩体の上部は一部噴出岩層に移化するので花崗岩マグマは当時の地表近傍に貫入固化したと思われる。したがってその周囲の変成岩地帯は、25億年前には変形変成作用を終了していただ

けでなく、ほぼ地表近傍にまで上昇していたはずである。

タシウサルスアックテレーンは29.2-28億年の片麻岩を主体とする地域で、地域の北2/3はグラニュライト相の変成作用を受けているが南部の1/3は角閃岩相の変成程度である。中央部にはイリペリタルク花崗岩が28億年前に貫入している。内陸氷河との境界部に厚さが100 m 以下だが側方には50 km に渡って広がるアノーソサイトの岩体がみられる。

以上のデータをもとにマクレガー達はこの地域の構造発達史を提案した。それらをベースにして補筆修正したのが第3図である。まず38億年前頃に海洋地域内でプレートの沈み込みがあり、島弧の前面にイスア付加体ができた。それらはずぎつぎと花崗岩によって貫かれ島弧は成長した。島弧火成作用は35億年前頃にノーライト(ポニナイト)質火山活動も伴った。いくつかの島弧が衝突複合して32億年前頃には微小大陸の形状をなすようになった。北方ではその頃、やはりプレート沈み込みによってアキア島弧が発達しつつあった。微小大陸に成長したアクレックテレーンは31億年前頃にマントルブリュームによって分裂し、大陸のリフトに沿ってコマチアイトやその分化岩が噴出した。それらは現在マレーン表成岩として一括されるものである。マレーン表成岩類はビョルンネオン島(写真6)やイヴィサルトク地域に代表的に露出している。30億年前頃にアキアとアクレック北部の両テレーンが衝突融合した後、28億年前になって更にアクレック南部のテレーンが衝突付加した。少し遅れて南部のタシウサルスアックテレーンが衝突し、アタネック断層



第3図 太古代造山帯がプレートテクトニクスによって衝突付加して複合テレーンを作ったプロセス。
McGregor et al. (1991) をベースに修正補筆した。

などの横ずれ断層を生じたらしい。25億年前にこれらの複合変成帯にコークット花崗岩が貫入して、この地域は安定化した。

また、22億年前ごろに、ほぼ南北方向の高マグネシウム安山岩マグマの貫入がいくつも生じている。これらの貫入岩は変成変形作用を受けていない。貫入の際に周囲の岩石をホルンフェルス化した。それは数メートル以内に限定されているので、それ以前の広域変成作用の記録はほとんど改変されていない。

3. イスア地域の累進変成作用の発見

イスア地域はアックレックテレーンの北東の縁に位置し、長径25 km、短径13 kmの卵型の擬ドーム状構造によって特徴づけられる地域である。イスア表成岩帯は厚さ数 km 程度の広域変成岩地帯でその両側をアミツオーク片麻岩によって囲まれている。境界は両者ともに断層で、境界部は激しくマイロナイト化している(写真7, 8)。イスア地域の地質の詳細については地質ニュース95年5月号(489号)で詳説したので省略する。ここではイスア表成岩帯の広域変成作用について詳述する。これまで、イスア地域の岩石は花崗岩も表成岩も共に角閃岩相程度の広域

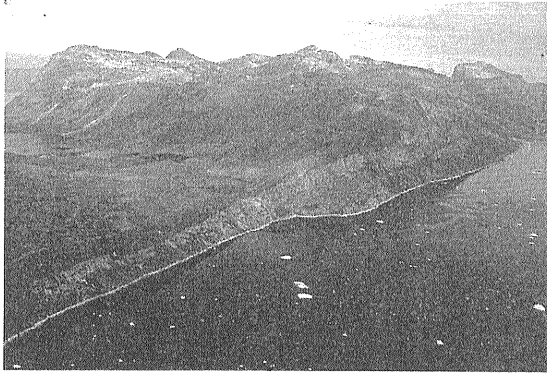


写真6 ビヨルネオン島南東部上空から写したコマチアイトとその関連岩。これらの火山岩複合岩体(黒色)はほぼ水平な境界面を境にして長石質片麻岩の上位に整合状に累重する。

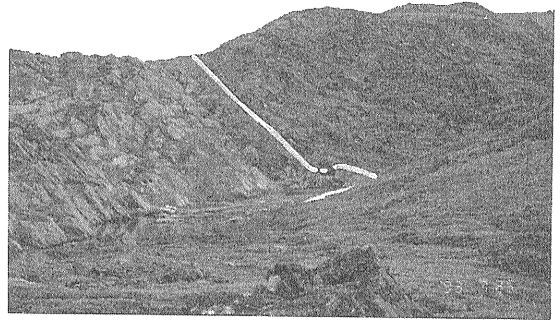


写真7 グリーンランドイスア表成岩帯(向かって右側)とアミツオーク片麻岩(左側)の断層境界(白色の実線)。境界部は著しくマイロナイト化している。

変成作用を受けているとみなされてきた。しかしながら、我々の野外調査により変成度は広域的に変化することが確かめられた。初回の調査で回収した試料約600個の顕微鏡観察から、Hayashi(1994)は本地域が4帯に変成分帯できることを示した。変成度は北東から南西方向へと徐々に、緑色片岩相から角閃岩相へと上昇する(第4図)。

4図には塩基性変成岩の鉱物組み合わせの変化が示されている。イスア表成岩帯北東部では緑色片岩相(A帯:緑簾石+緑泥石+曹長石)から、角閃岩相への漸移帯(B帯とC帯:アクチノ閃石+ホルンブレンド共存で定義され、高温部のC帯はCaに富む斜長石の出現で定義される)を経て角閃岩相(D帯:ホルンブレンド+Caに富む斜長石)に達する。D帯の高温部ではカミングトン閃石が出現している。

この地域の変成作用についての Boak & Dymek (1982) や Nutman (1986) などによる従来の解釈は次のようなものであった。この地域は初め角閃岩相の変成作用を一様に受けた。その後、北東部において断層の活動にともない緑色片岩相程度の後退変成作用が起こった。彼らの根拠は、(1)曹長石や緑泥石などの緑色片岩相を特徴づける鉱物が断層沿いに観察されること(Nutman, 1986)、あるいは(2)ざくろ石-黒雲母地質温度計によって計算した温度が、両鉱物のコア同士の組成によるものよりもリム同士の組成によるものの方が低いこと(Boak & Dymek, 1982)である。従来の研究は表成岩中の数地点のサンプルを用いた研究であった。



写真8 イスア表成岩帯とアミツオーク片麻岩の境界部に発達するマイロナイト。粗粒な花崗岩質片麻岩が細粒な鉱物集合体に破碎混合され、縞状構造を作っている。

しかしながら、Hayashi(1994)による鉱物組み合わせの広域的な連続変化は従来の解釈を支持しない。従来の見解が正しいとすれば、低温部のA, B, C帯などの変成岩中に角閃岩相程度の変成度で安定であった鉱物の残骸が残っているはずである。しかし、丹念にマイクロプローブで鉱物を測定してもその証拠が見つからない。また、Ca-角閃石の累帯構造は一般的にはコアにアクチノ閃石、リムにホルンブレンドとなっており、変成温度の上昇を示している。今回、従来よりも圧倒的に多い500近いサンプルを観察して、イスア地域の累進変成作用が明らかになったのである。

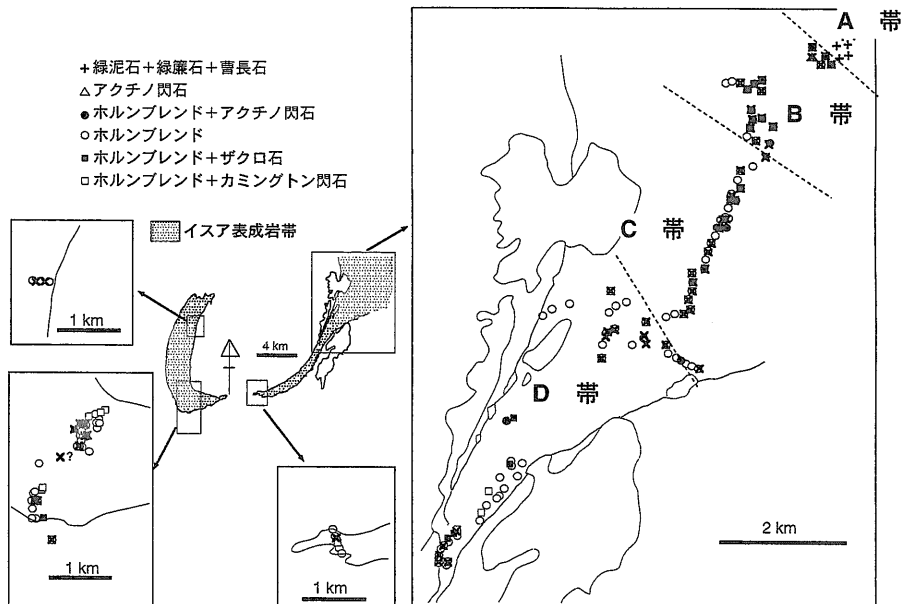
変成度が累進的に上昇するのであれば、それに対応して構成鉱物の固溶体組成もまた連続的に変化するはずである。例えば斜長石をみてみよう。第5a

図は A 帯から D 帯に向かって、塩基性岩中の斜長石の化学組成の変化を示したものである。A 帯では X_{An} (100Ca/(Ca+Na)) が 6 以下の曹長石しか出現しないが、B 帯では曹長石の他に $X_{An}=30$ に近くオリゴクレースが新たに出現する。C 帯では更に X_{An} 値の大きな斜長石が一般的となり、 $X_{An}=30$ 程度の斜長石が卓越するようになる。曹長石組成のものは殆ど消失する。D 帯では斜長石組成は鉱物組み合わせによって非常に大きな組成変化を示し、 X_{An} は 10-90 の範囲にバラつくが、平均すれば 40 前後になり、30 前後の C 帯平均よりも大きい。A 帯から D 帯への斜長石の組成のこのような変化は変成度の上昇に伴う緑泥石と緑簾石の脱水分解反応が原因である。温度の上昇によってホルンブレンドと X_{An} 成分の大きな斜長石が安定になるからである。この反応は、実験岩石学によると 5-6 kb の圧力では約 400-500°C の温度で生じる (例えば、Apted & Liou, 1985)。

変成度の連続変化は別の指標、例えば 7 成分系 7 相共存のときの固溶体鉱物の組成を使うことによ

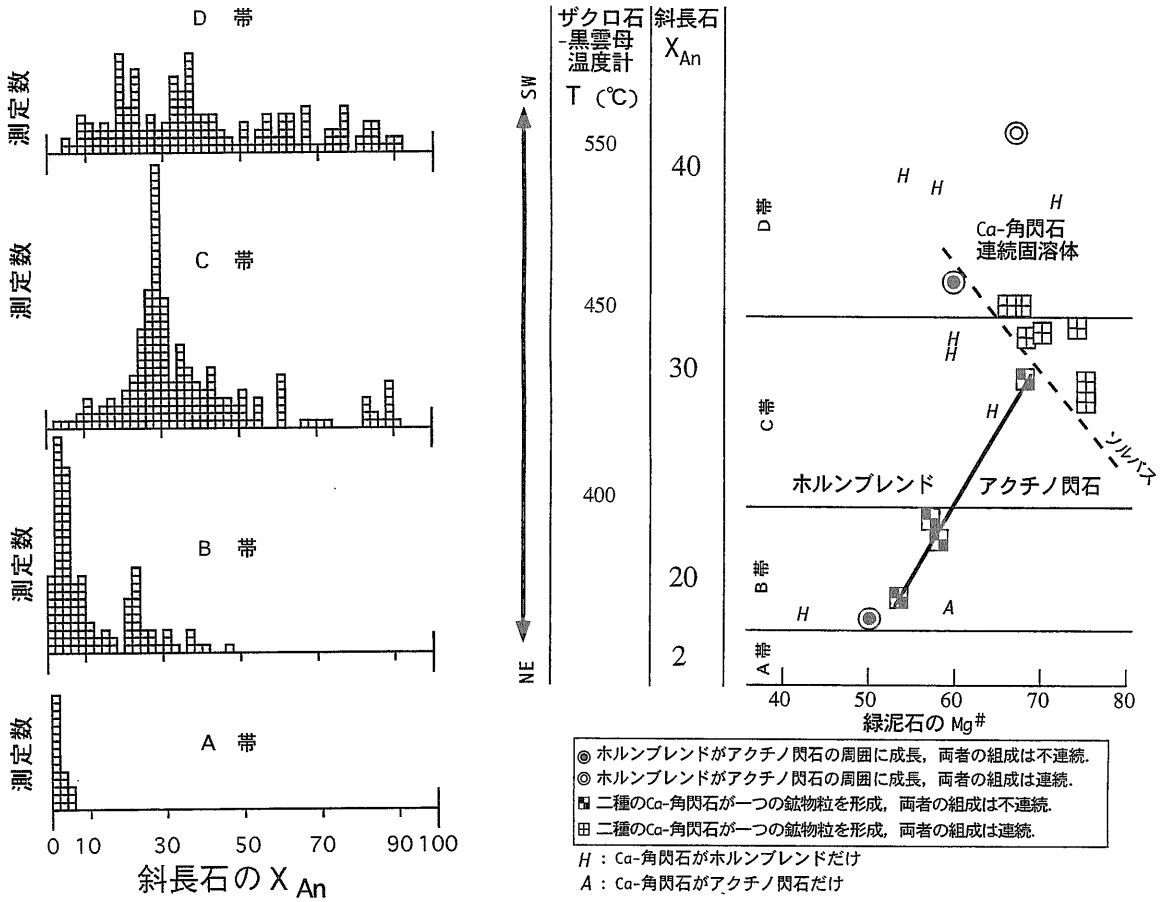
っても確かめることができる。塩基性岩中の変成反応は、 $Na_2O-CaO-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ の 7 成分系で扱うことができる。そこで、緑泥石+アクチノ閃石+ホルンブレンド+緑簾石+斜長石+石英の 6 相 (+ H_2O に富む流体相の 7 相) が存在する岩石だけを B, C 帯から集めてそれぞれの鉱物の化学

	A帯	B帯	C帯	D帯
緑泥石				---
緑簾石				---
方解石				---
アクチノ閃石				---
ホルンブレンド				
ザクロ石				---
カミングトン閃石				---
黒雲母				---
石英				
曹長石				---
Caに富む斜長石				---
変成相	緑色片岩相	漸移帯		角閃岩相



第 4 図 イスア地域の累進変成作用と変成分帯。

(a) (上) 変塩基性岩中の鉱物組み合わせの変化。A 帯では緑色変岩相の鉱物組み合わせが観察される。A 帯と B 帯の境界はホルンブレンドの出現によって、B 帯と C 帯の境界はザクロ石と、アノーサイト成分 (X_{An}) を 30% 以上含むような Ca に富む斜長石の出現によって、さらに C 帯と D 帯の境界はアクチノ閃石の消滅によって定義される。変成相は A 帯が緑色片岩相、D 帯が角閃岩相、B 帯と C 帯が両変成相の漸移帯である。(b) (下) 変成分帯図。北東端に低変成度の A 帯がある。変成度は北東から南西へと上昇している (Hayashi, 1994)。



第5図 イスア地域の累進広域変成作用。

(a) (左) 塩基性岩中の斜長石のノーサイト成分は、A帯からD帯へ徐々に増加し、変成度の上昇を示している。(b) (右) ザクロ石-黒雲母温度計の結果は、C帯では400°Cから450°Cへと上昇し、D帯ではさらに550°Cまで上昇している。右の図は擬二成分系の温度-組成図で、横軸はCa-角閃石と共存する緑泥石の組成(Mg[#]=100 Mg/(Mg+Fe))である。アクチノ閃石、ホルンブレンド、緑簾石、斜長石、石英と共存する緑泥石の組成(実線)は、相律にしばられる為に変成温度に対応して、B帯の北東側の53からC帯の南西側の68まで増加する。

また、二つのCa-角閃石のソルバスのクレスト(破線)も観察された。南西側では両者の組成が連続で高温であることが示され、逆に、北東側では組成は不連続で低温であることが示された。ソルバスに組成依存性があることもわかる。

組成を測定する。相律, $F(\text{自由度}) = C(\text{成分の数}, \text{この場合は} 5) + 2 - P(\text{相の数}, \text{この場合は} 7)$, から $F=2$ となる。ある地点の温度と圧力はある固有の値をもつはずであるから、自由度は0となり各固溶体鉱物の組成も決まる。つまり、もし変成流体の組成に大きな違いがなければ、鉱物の固溶体組成は与えられた地質図上の地点で、岩石それぞれについて一義的に決まることになる。

第5b図にはB帯からD帯に至る緑泥石のMg[#]=100 Mg/(Mg+Fe)値の変化を示す。B帯からD

帯に向かって7相共存のときの緑泥石組成のMg[#]値は53, 59, 69へと連続的に増加し、変成度の上昇を示す(Hayashi, 1994)。

第5図に示したいくつかの地質温度計の結果からわかるようにイスア表成岩帯には明らかに広域的な累進変成作用の記録が残されている。ただし、断層に沿って後退変成作用が進行しているのもまた事実であるが、それは局所的である。変成作用の温度は泥質変成岩のザクロ石+黒雲母の間のFe-Mg元素分配を使って見積ることができる。Ferry & Spear

(1978)の地質温度計を用いると、変成温度はB帯とC帯の境界付近で390°C程度であるがD帯では約550°Cまで徐々に上昇していることがわかる。また変成圧力は泥質変成岩に藍晶石が出現する(Boak & Dymek, 1982)ことから判断して中圧型に属することが明白であるが、Kohn & Spear(1990)による地質圧力計を用いると結果は5~7 kbになる。以上の結果はBoak & Dymek(1982)により断片的に記載されてきた温度圧力の推定と調和的である。また、A帯およびB帯付近のBIFから酸素同位体比を用いてPerry et al.(1978)が求めた変成温度390°Cとも調和的である。

イスア表成岩帯の広域変成岩には顕著な片理構造が発達し、その意味でもイスア表成岩帯は典型的な広域変成帯である。その変成作用の年代については諸説があり、必ずしも一定見解に落ち着いていないのが現状である。オックスフォード大学のムアバス教授を中心とするグループは変成作用の年代は約37-38億年前を主張していて、変成作用は源岩の形成直後に起きたと考えているが、イスア表成岩のジルコンのSHRIMP年代を測定したナットマンを中心とするグループは累帯構造をしたジルコンの研究から変成作用が27-28億年前であったと考えている。彼らはこの時期に北方のアカアテレーンと南方のアクレックテレーンが衝突融合したと考えているので、この場合、イスアの広域変成岩は太古代末の衝突型広域変成帯ということになる。

4. 二種類の太古代広域変成帯(帯状と塊状)

グリーンランド南西部には二種類の太古代広域変成帯がある。一つは帯の形状を示すイスア表成岩帯であり、もう一つは塊状あるいは広大に広がっているアカア、アクレック、タシウサルスアックテレーンである。これらは断層を境として接合し、複合広域変成帯になっている。

イスア表成岩帯はその規模(厚さ1 km以下で約30 km程度の長さ)と強いファブリックをもつ結晶片岩帯であることを考慮して比較対照すれば、顕生代のプレート収束域の広域変成帯に対応する規模と構造をもつ。ただしイスア表成岩帯の長さは三波川変成帯やフランスカン変成帯の長さ比べると圧倒的に短い。しかし、顕生代でも4億年とか2-3

億年前の藍閃変成帯、例えば西南日本の飛騨外縁帯や三郡帯、北米ではクラマス山地の藍閃変成帯などと比べれば大きな違いはなくなる。これらの例では本来の長い帯が後の構造運動によって断片化して、あるものは完全に侵食削剥されて消失し、あるものは数km長の小岩体として残存している。したがって太古代でも同じ機構が働いて広域変成帯の分布が不連続になっているのかもしれない。

イスアの変成帯の広域変成作用の年代はまだ議論の余地はあるものの、28億年前頃の可能性が大きい。もしそうであれば、その時の造構場は二つの微小大陸もしくは島弧の衝突場であろう。顕生代の例、例えばインド大陸がアジア大陸と衝突してできた中新世のヒマラヤ変成帯は中圧型であり、古生代中期のアパラチア変成帯は北米と北ヨーロッパ大陸の衝突によって生じたがそれも中圧型である。イスアの例は太古代の末期から現在まで、衝突型の広域変成作用は中圧型を示す傾向があることを示しているのかも知れない。太古代後期の広域変成帯で、イスアの例に対比されるのは南アフリカのリンボポ帯である。この変成作用のタイプもまた中圧型であり(Stevens & van Reenen, 1992; Tsunogae et al., 1992)、カープフェール地塊とジンバブエ地塊の衝突でできたとされる。カープフェール地塊のマーチソン変成帯もまた中圧型広域変成帯に属し、太古代後期の変成年代を示す(Vearncombe, 1988)。北米大陸にもそのような、帯としての太古代後期変成帯が幾つかありそうである。このように太古代後期の衝突型造山帯であるイスアや南アフリカの例はいずれも中圧型の変成相系列を示し、顕生代の場合と違いがないことを示している。

ただし、顕生代の場合、衝突帯にはしばしば超高压変成帯が生じることが最近わかってきた。その場合、ヒスイ輝石-藍閃石型よりもさらに小さい地温勾配(温度/圧力比)が記録されている。超高压変成帯は最古のものでも約5億年前であり、それ以前のものはまだ報告がない。この違いはやはり太古代地球と現在地球の地温勾配の差を反映するのであろう。

もうひとつの型の太古代広域変成帯はアカア、アクレック、タシウサルスアックテレーンそのものである。それらが複合した、南西グリーンランド広域変成帯の広がりや少なくとも400×600 kmに達す

る。変成年代はそれぞれのテレーンに対応した固有の値をもつようであるが、変成相系列はいずれも中圧型に属する。アクレックは75×150 kmの広がりをもつ花崗岩を主体とする広域変成帯であるが、これがもし顕生代の花崗岩バソリスの深部に対応するのであれば、その規模は普通であるといえる。ただし、長さについては明らかに短い。白亜紀のアジアや北米西部のものは幅が最大300 kmに達し、長さは3000 kmを越える規模をもつ。アキアとタシウサルスアックもやはり花崗岩を主体とする広域変成帯であるが、それらの規模も、長さを除けば顕生代の花崗岩バソリス深部に対応させてもおかしくはない規模をもつ。ただし、顕生代では花崗岩バソリスが地下深部まで侵食されて露出することが少ない。

日本の領家変成帯が地表に露出したのは、中新世になって日本海が拡大した時に、地殻上部がほぼ水平に南進して三波川変成帯の上に衝上したためである。三波川帯と領家帯が上下関係になって並置したのは白亜紀の造山運動によるのではなく、後の時代にまったく偶然に起こった事件であることを強調しておく。三波川変成帯と領家帯は中央構造線に直に接し、対の変成帯の世界の標準となっているが、変成帯ができる時に力学的に必然な機構が働いて生じたものではなく、後の時代の偶然な機構によって接触し、花崗岩地帯の深部が露出した時に領家帯が地表に現われた。このためにいわゆる対の変成帯の見かけを生じた。世界の藍閃変成帯についてまとめてみると、対の変成帯は極めて稀であることがわかる。約250の世界の藍閃変成帯はほとんどの場合、対を作らない。そのうちコルデイレラ型のは花崗岩帯と並走する分布を示すが、衝突型のは花崗岩帯を伴わない。つまり顕生代ではコルデイレラ型低温高圧型変成帯だけが幅300 km程度の花崗岩バソリス帯と対をなすが、バソリスの深部は一部の後発する偶然な事件を除くと決して地表に露出することがないのである。しかし太古代ではそれが起きる。角閃岩相からグラニュライト相にかけての温度圧力を記録した太古代の変成岩が広大な地域にわたって広がっている。太古代の変成帯が地表に露出したのは、25億年以上の時間をかけてゆっくりと徐々に地表が侵食されて最近の時代になって起きたという疑いをもたれるかのしれないが、上述したグリーンランド西部の例のように広域的な上昇

は25億年前には既に完了していたことが明らかである。造山運動は太古代でも顕生代でも瞬間的である。

アキア、アクレック、タシウサルスアックの三者が複合した地域の変成条件を見積もると、どのテレーンでも温度は最大で800°C程度、圧力は最大で10 kbと見積もられる(Chandy, 1994)。この値から当時約30 kmの深さの大陸性地殻があって、その深部ではグラニュライト相の変成岩が、浅部ではより低温の角閃岩相の変成岩が形成されていたことがわかる。また、表成岩起源の変成岩がグラニュライトに変成していることから、表成岩が地下深部へ運ばれる機構があり、それらが後に TTG の貫入を受けて広域変成作用を受けている。このような経過を経て形成された太古代大陸地殻の断面が、塊状の広大な変成帯として広域露出しているのである。

顕生代にはこの型の広域変成帯はみられない。ただし、アジア大陸内部、特に中国では古生代の大陸棚堆積物が広範な地域にわたって低変成度の変成作用を受けている(Miyashiro, 1981)。変成度は緑色片岩相程度である。このような変成作用を生じた造構場についてはよくわからないが、アジアでは古生代末に、8個の大陸が次々と衝突融合して複合大陸を形成した。上記の広域変成作用はこの事件(衝突に伴う広域変成作用)と関係しているのかも知れない。

太古代のこの型の変成帯の特徴として、変成作用の直前もしくはその最中に TTG 花崗岩マグマが次々と貫入していることである。これは変成作用に必要な熱と流体の供給源として重要な役割をはたしたはずである。この型の変成帯は北米大陸のアデロンダック地域やインド南部ドゥワール地域などにも観察され、太古代の造山帯一般に特徴的であるような観を呈するが、太古代造山帯は常にこのような変成帯をもつかと言えそうでもない。西オーストラリアのピルバラ地塊がそうでない例である。ここでは約20個を数える数十 km 径のサイズの TTG 深成岩体が太古代付加体につぎつぎと35-33億年前に貫入し、周囲に接触変成作用を与えたが、広域的ではない。つまりこの地域では日本列島などと同様に花崗岩バソリス帯の深部がいまだに露出せず、従って広域変成帯の露出にまで至っていない。

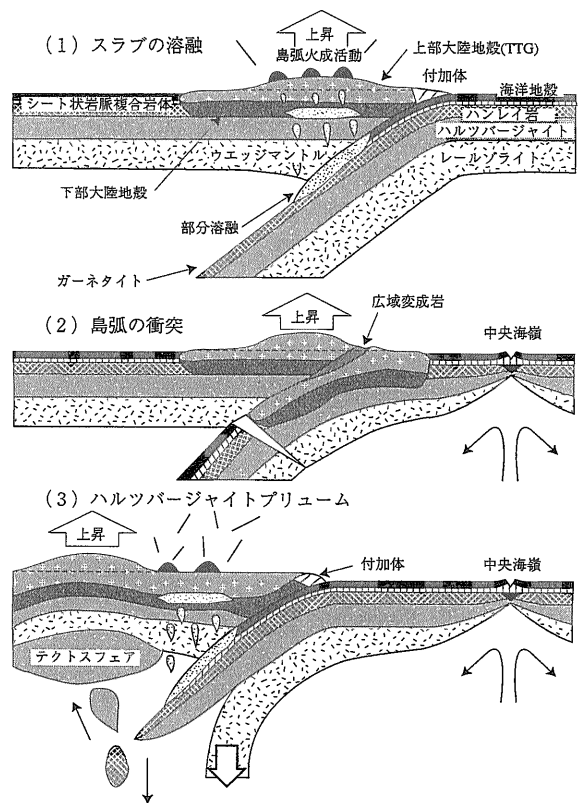
しかし、あえて太古代塊状広域変成帯に対比可能

な顕生代の例を探すと古生代から中生代にかけて形成された付加体を貫く白亜紀のシエラネバダバソリス群(幅300 km, 長さ数千 km)とその周囲の接触変成帯であろう。この時期にはアジア大陸東縁でも同様な事件があり, アジア大陸や北米大陸では海側に約300 km 程度大陸の面積が増大した。ただ, この時期に地殻の中-下部にまで達する隆起と侵食は起こらなかったから, 広域変成帯は露出してない。そういう意味ではこれらの例はピルバラ地塊の例に対比されよう。しかしもし, シエラネバダ山脈が十分に深い深度まで侵食削剝されるとすれば, そこでみられる変成帯は, 太古代後期の例と対比可能な広域的な広がりや構成岩種をもつだろう。ただし, 長さについては対比できない。

それではなぜ, 太古代ではしばしば花崗岩帯が形成とほぼ同時に, 地殻深部まで侵食削剝が進みやすく, 広域的に深部が露出しやすかったのであろうか。我々は現在この問題に明確な解をもち合わせていないが, 例えば次の三つの場合が考えられる。(1) 太古代における花崗岩の生成率と顕生代のものとの違いは重要と思われる。顕生代では花崗岩の形成は約1億年に1回の割合で不連続的に形成されるが太古代では連続的である。もし花崗岩質マグマが地殻の下に次から次に供給されつづけて, きわめて厚い大陸性地殻ができると, アイソスタシーのために, 地殻上部は削剝されて地下深部の花崗岩/片麻岩地帯が露出することになる(第6(1)図)。(2) 顕生代における島弧の衝突型造山運動と同じように, 太古代でもそれらの衝突型造山運動が起こって, 片麻岩地帯が地表に露出した(第6(2)図)。(3) 太古代では海洋プレートを構成している3層構造(上位から海洋地殻, ハルツバージャイト, レールズライト)の密度差が大きかったために, 沈み込み帯深部でそれらの剝離がおきて, 密度の小さいハルツバージャイト層がプリュームとなって上昇し, テクトスフェアを作った。それらは軽いために大陸地殻の下部に貼り付くと共に地殻を押し上げたために片麻岩地帯を露出させた(第6(3)図)。

5. 太古代大陸地殻の形成と広域変成作用

さて前回(地質ニュース, 489号)と今回の二回にわたってグリーンランド南西部の太古代広域変成帯



第6図 太古代広域変成帯の形成モデル。

(1) スラブの熔融による花崗岩マグマの大規模生成。(2) 島弧や小大陸の衝突。(3) ハルツバージャイトプリューム。(1)や(3)では海洋プレートの沈み込み角度が極めて小さいとスラブが熔融する深度ではその上位にマンツルウエッジはなく, 従って発生した花崗岩マグマは上昇の途中でカンラン岩と接触して反応することはなかったのかもしれない。

の地質学的岩石学研究的現状を私達の研究を踏まえて紹介させていただいた。太古代についての我々のイメージと、そのもととなる観察事実は次のようなものである。

太古代造山帯の形成は海洋地域内島弧で起こった。それは相対的に古い(冷たい)海洋プレートが若い(あたたかい)海洋プレートの下に沈み込むことから始まった。例えば, プレート相対運動が何らかの原因で変化した時に, トランスフォーム断層がプレート収束帯へと変化して, 海溝に沿ってつぎつぎと海洋地殻とその上部の堆積物が覆瓦状構造を呈して重ね合わさり, それらは付加体を形成した。その20-30 m.y. 後にはその付加体が TTG(トータル岩-

トロニウム岩-花崗閃緑岩)組成の花崗岩によって貫入されたり、あるいは同じ様な組成の酸性火山岩によって被覆されていった。以上は野外地質学、火成岩岩石学および地球化学に基づいた推論である。

花崗岩は、Mタイプで、Kの少ないTTGの組成をもっている。TTGの岩石学はHall(1984)やMartin(1987)ほかによって全岩組成、微量元素、REEパターンが調べられた。例えば、SiO₂は51.8 wt%-69.35 wt%の範囲を変動する。AFM図ではカルクアルカリ系列のパターンを示す。特に重要な特徴は希土類元素のパターンが右下がり、La/Yb比が100に達する大きな値をもつこと、および、Euの異常が見られないことである。このことは花崗岩の形成にザクロ石が深く関与し、斜長石は関与しなかったことを意味する。すなわち、斜長石でなくザクロ石が安定なほど深くまで沈み込んだ海洋地殻の溶融によって大陸地殻が形成されたことを示唆している。ただし、太古代の後期になって貫入した28-29億年前の年代を示す花崗岩質片麻岩、衝突合併の後の25億年前に貫入したアルカリ花崗岩のREEパターンは、いまだに系統的には測定されていないが幾つかの予察的なデータに基づくと、25億年前の花崗岩のREEパターンはその時すでに存在していた酸性大陸地殻の部分溶融によるものと思われる。このころになって初めて、いくつもの島弧が衝突合併し世界中で大陸地殻がかなり大きくなり、そのために大陸の衝突の結果、大陸地殻の部分溶融が始まるようになったらしい。

先に述べたとおり花崗岩の組成の特徴は、Kが少なく苦鉄質鉱物が多いTTGであるほかに、La/Ybが100を越えるという異常な特徴がある。なぜ異常であるかという点と日本列島などに出現するふつうのTTG花崗岩はその比が10前後であり、決して100にまで近づくことはないからである。そのような異常な花崗岩は一般に太古代を特徴づけるものと考えられてきた。この異常に大きなLa/Yb比をもつ原因は、マグマが生成した時にザクロ石が、残った固相に存在したことを反映している。つまり花崗岩マグマの起源となった玄武岩地殻に大量のザクロ石が残り、花崗岩マグマと共存したことを示している。

イスアヤピルバラ(Ohta et al., 1995)で見積もられたとおり、太古代の海洋地殻は低Kソレライト

であり、その点では現在の中央海嶺玄武岩と同じであるが現在のものよりも鉄に富んでいる。ザクロ石の安定領域は母岩の鉄の量と鉄/マグネシウム比に大きく依存することが変成岩岩石学から解かっている。安定域の定量的な解析には太古代の中央海嶺玄武岩の代表的な試料を用いた部分溶融実験を待たねばならないが、大雑把に推定するとその安定域は温度よりも圧力に敏感で約10-15 kb以上の圧力で、含水量にも依存するが800°C程度の温度が必要であろう。

この圧力値は現在の大陸地殻の厚さ約30-35 km(10-12 kb)にはほぼ匹敵するかやや大きい。しかし現在の地球よりも高温であった太古代初期の地球では、大陸地殻の厚さはやや薄かった可能性がある。太古代の広域変成作用の圧力値から当時のモホ面の深さを推定すると、ふつうは20 km程度である(Grambling, 1981)、20 km以浅では大量のザクロ石をもつエクロジャイトは安定に存在しない。従って、島弧地殻下部の部分溶融では典型的な太古代TTGを作りえない。太古代の地球では花崗岩マグマの起源物質としては、島弧地殻下部ではなく沈み込んだ海洋プレート表層の玄武岩質岩石が最有力候補である。

太古代のTTGの起源についてまとめてみよう。すでに何人かの研究者によって指摘されているように、花崗岩マグマはスラブの溶融による(Martin, 1985; Arkani-Hamed & Jolly, 1989)。ただし、プレート沈み込みの角度が大きいと、異常に急速に上昇しない限り生じた花崗岩マグマはマントルウエッジと反応してしまい、斜方輝石に富んだマントルの組成に変化し、それ自身は花崗岩マグマとして地殻にまで到達することができないだろう(Ringwood, 1974)。それを避けるには沈み込み角度が浅く、マントルウエッジが殆ど存在しないで、島弧地殻の下で沈み込んだスラブが直接に横たわっているような状況が望ましい。沈み込む角度は二つのプレート間の密度差で決まるので、沈み込む側のプレートが若いほどよい。太古代では比較的若いプレートが圧倒的に多かったのかもしれない。若くて熱いプレートの低角な沈み込みによって、表層の玄武岩質岩石が部分融解して、大量のTTGが生じたと考えられる。

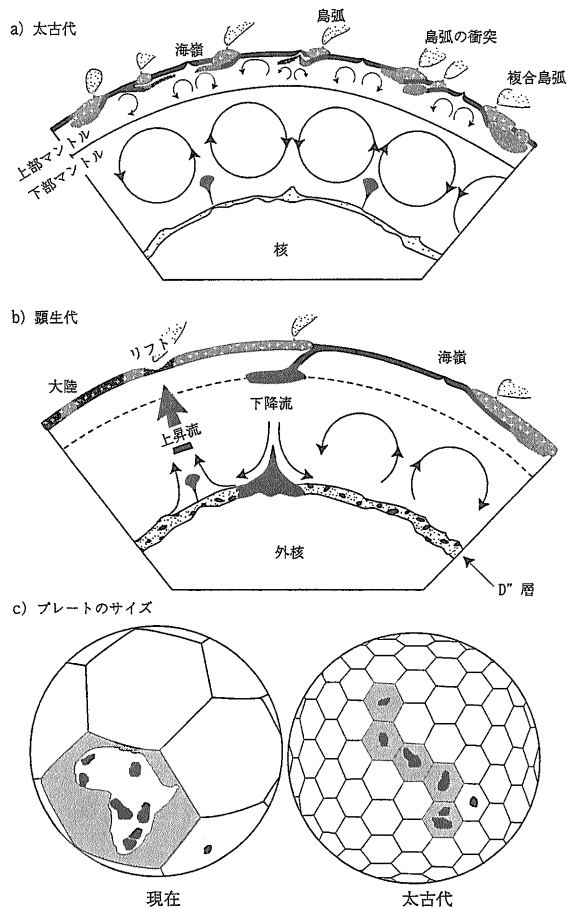
6. まとめと今後の展望

前回(地質ニュース, 489号)と今回の2回にわたって, グリーンランド南西部の太古代造山帯の研究の現状を, 我々の研究成果を中心に解説した. この地域は5000分の1のスケールで, 付加した海洋地殻の断片の一つ一つを地図上に描くことが出来た世界で最初の例であると共に, 世界最古の付加体でもある. この付加体研究から得られる観察事実は地球史の原点を解説する上でのかけがえのない物的直接証拠を提供してくれる.

プレートテクトニクスが何時から始まったのかについては様々な考え方がある. 太古代の始めからとする説(Condie, 1989; Maruyama et al., 1991; Hoffman, 1991; McGregor et al., 1991; McCulloch & Bennett, 1993), 20億年以降とする説(Davies, 1992; Campbell & Griffiths, 1992; Kröner, 1977; 1992)がある. かつては, それは顕生代に入ってからであるとする説もあったが最近では少数派になってしまった. 従来の議論は花崗岩の成因論に基づいている. すなわち, 花崗岩をプレート沈み込みの化石であると考えたのである. しかし, 花崗岩質マグマは, 現在のアイスランドのように厚い玄武岩地殻が存在すると最下部地殻の部分熔融でもできるので, 厳密には花崗岩の生成にはプレート沈み込みの必要がなくなる. そういう意味では太古代プレートテクトニクスの証明には花崗岩以外のプレート沈み込みの証拠が必要なのである.

我々のイスア地域における付加体の発見は38億年前にすでにプレートテクトニクスが始まっていたという直接的な証拠である. Hoffman(1991)は我々とほとんど同じ時期に太古代の造山帯の構造と構成岩石種が日本列島のそれらと類似していることを見抜き, 太古代のプレートテクトニクスを提案したが, 彼が指摘した太古代造山帯は北米のもので後期太古代のものであった. 後期太古代の付加体の発見と称する論文はすでに幾つか印刷されている(Kusky, 1989; Kusky & Kidd, 1992など)が, それらは付加体を定義するデュープレックスの存在と海洋プレート層序の確立という二重の定義を満足していない. 従って, 厳密な意味での太古代付加体の認定はいまだになされていない状況にある.

さて太古代プレートテクトニクスと, 顕生代のそ



第7図 太古代と顕生代のプレートテクトニクスの比較.
(a)太古代ではマントル対流は二層対流であり, 沈み込んだスラブはマントルが高温であった為に670 kmよりも浅い深度で周囲と同化した.
(b)27億年前に周期的な全マントル対流が始まった. これは地球が冷却して670 km 深度にスラブが集積滞留可能になったことによる.
(c)プレートのサイズの比較. 現在の地球ではプレートの直径はマントルの厚さとほぼ同じで約3000 km. 太古代では上部マントルの厚さ程度(700 km)であったとすると, プレートの数は現在の数十倍から百倍になる. 左図はアフリカプレート(白色)と大陸内部の太古代地塊(黒色)を示す. それらの地塊は太古代には海洋マイクロプレートに属した(右図) (de Wit & Hart, 1993).

れとは何が決定的に違うかという問題を以下に論じる. 太古代マントルが現在よりも高温であったことはコマチアイトの存在などによって知られているが, プレートテクトニクスの様式が現在と違うことがすでに何人かによって指摘されている. Ida & Maruyama(1992)は太古代のマントル対流は二層

対流であったと考えた。McCulloch & Bennett (1993)もこの考えを支持した。Ida & Maruyama (1992)は、(1)マントル対流の直径がプレートのサイズにはほぼ対応する、および(2)太古代では上部マントルと下部マントルでは物質の混合がなくマントル対流は二層対流であると仮定すると、太古代のプレートの平均径は700 km となり、約1000枚の数の海洋プレートが存在したであろうと推察した。これは de Wit & Hart (1993)の考えと調和的である。太古代の高温マントルを仮定すると対流様式が乱流的になり (Durrheim & Mooney, 1991), プリュームの数が増えるので、現在よりももっと多くのプリューム火成活動が起きていたであろう。

以上の議論とは別に、670 km 深度での相転移を考慮して、マントルの温度が冷却するにつれてマントル対流がどのように変化するかを数値実験によって検証することができる。Honda (1995)による計算ではマントル対流が二層対流から一層対流へと地球史のある時期にカタストロフィックに変化することが示されている。

太古代の地球が現在よりも高温であったために、プレートテクトニクスやマントル対流の様式に上に述べたような違いがあったと推定されるが、同様なことが原因で地球表層近くにおいても、海洋地殻形成過程、大陸地殻形成過程、および広域変成帯に違いがみられる。重要なことはそのような推論が物証による定量的なデータの解析から始まっていることである。Ohta et al. (1995; in press) や Maruyama et al. (1995)は、太古代では中央海嶺の下のマントルの温度が現在よりも約120°C高く、一方400 km 深度付近ではプリューム内部の温度が現在よりも約500-600°C程度高温であったこと、及び太古代のマントルが現在よりももっと核、地殻及び大気・海洋成分に富んでいたことを示した。また太古代の海洋地殻は現在よりも2-3倍厚かったことを示した。今後、そのような研究例を増やし、それらの特徴が一般的であることを確認する必要がある。そのことによって太古代の地球についてのさらに一般的な描像が明らかになるだろう。

文 献

Arkani-Hamed, J. and Jolly, W. T. (1989): Generation of Archean tonalites., *Geology*, **17**, 307-310.

- Black, L. P., Gale, N. H., Moorbath, S., Pankhurst, R. J. and McGregor, V. R. (1971): Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthaab district, West Greenland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 245-259.
- Boak, J. L. and Dymek, R. F. (1982): Metamorphism of the ca. 3800 Ma supracrustal rocks at Isua, West Greenland: implications for early Archean crustal evolution., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 155-176.
- Campbell, I. H. and Griffiths, R. W. (1992): The changing nature of mantle hotspots through time: implications for the geochemical evolution of the mantle., *Jour. Geology*, **92**, 497-523.
- Chandy, M. S. (1994): Late Archean regional metamorphism in Akia and Tasiusarsuaq terranes, southern West Greenland. MS Thesis, The Univ. Tokyo. Faculty of Science.
- Condie, K. C. (1989): Plate tectonic and crustal evolution (3rd ed.) Pergamon, Oxford, 476pp
- Davies, G. F. and Richards, M. A. (1992): Mantle convection. *Jour. Geology*, **100**, 151-206.
- de Rover, W. P. (1956): Some differences between post-Phanerozoic and older regional metamorphism, *Geol. Mijnbouw*, **18**, 123-127.
- de Wit, M. J. and Hart, R. A. (1993): Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, **30**, 309-335.
- Durrheim, R. J. and Mooney, W. D. (1991): Archean and Proterozoic crustal evolution: Evidence from crustal seismology. *Geology*, **19**, 606-609.
- Dymek, R. F., Brothers, S. C. and Schiffries, C. M. (1988): Petrogenesis of ultramafic metamorphic rocks from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland., *J. Petrol.*, **29**, 1353-1397.
- Ernst, W. G., (1972): Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time., *Am. J. Sci.*, **272**, 657-668.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet., *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**, 113-117.
- Grambling, J. A. (1981): Pressures and temperatures in Precambrian metamorphic rocks., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 63-68.
- Hall, R. P. (1984): Comparative geochemistry of Archean orthogneisses from the north-western quadrant of the Isukasia map region, southern West Greenland., 37-45.
- Hayashi, M. (1994): The Archean metamorphic rocks and regional metamorphism of the Isua region, Greenland. MS Thesis, The Univ. Tokyo, Faculty of Science.
- Hoffman, P. F. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-Out, *Science*, **252**, 1409-1412.
- Honda, S. (1995): A simple parameterized model of Earth's thermal history with the transition from layered to whole mantle convection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **131**, 357-369.
- Ida, S. and Maruyama, S. (1992): Drastic change of mantle convection from two-layered to whole mantle convection at 1.9 Ga., *Abst. with program, "Evolving Earth Symposium"*, Okazaki, 89-95.
- Kohn, M. J. and Spear, F. S. (1990): Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Ver-

- mont, *American Mineralogist*, **75**, 89–96.
- Kröner, A. (1977): Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa—Ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics, *Tectonophysics*, **40**, 101–135.
- Kröner, A. and Layer, P. W. (1992): Crust formation and plate motion in the Early Archean, *Science*, **256**, 1405–1411.
- Kusky, T. M. (1989): Accretion of the Archean Slave province, *Geology*, **17**, 63–67.
- Kusky, T. M. and Kidd, W. S. F. (1992): Remnants of an Archean oceanic plateau, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe, *Geology*, **20**, 43–46.
- Martin, H. (1986): Effect of steeper geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, **14**, 753–756.
- Martin, H. (1987): Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: Major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, **28**, 921–953.
- Maruyama, S., Masuda, T. and Appel, P. W. U. (1991): The oldest accretionary complex on the Earth, Isua, Greenland, *Abst with Program, Geol. Soc. Am.*, A429–430.
- Maruyama, S. and Liou, J. G. (1995): *Blueschists*. Chapman and Hall Ltd, London.
- Maruyama, S., Ohta, H. and Komiya, T. (1995): Archean magmatism at mid-oceanic ridge, hot-spot, rift and subduction zone., *Abst. "Todai Symposium 1995, The Role of Magmas in the Evolution of the Earth [MAGMA]"*, Tokyo, 60–61.
- McCulloch, M. T. and Bennett, V. C (1993): Evolution of the early Earth: Constraints from ^{143}Nd – ^{142}Nd isotope systematics, *Lithos*, **30**, 237–225.
- McGregor, V. R., Friend, C. R. L, and Nutman, A. P. (1991): The late Archean mobile belt through Godthabsfjord, southern West Greenland: a continent-continent collision zone?, *Bull. geol. Soc. Denmark*, **39**, 179–197.
- McLennan, S. M., and Taylor, S. R. (1981): Role of subducted sediments in island-arc magmatism: Constraints from REE patterns., *Earth Planet Sci. Lett.*, **54**, 423–430.
- 都城秋穂 (1965): *変成岩と変成帯*, 岩波書店, 458pp.
- Miyashiro, A., Aki, K., Sengor A. M. C. (1979): *Orogeny*, John Wiley, New York, 242pp.
- Miyashiro, A. (1981): Tectonic and petrologic aspects of Asia., *Geo. soc. China (Taiwan), Mem.*, **4**, 1–32.
- Nutman, A. P. (1986): The early Archean to Proterozoic history of the Isukasia area, southern West Greenland, *Grønlands Geol. Unders., Bull.*, **154**, 80pp.
- Ohta, H., Maruyama, S., Takahashi, E., Watanabe, Y. and Kato, Y. (1995): Field occurrence, geochemistry and petrogenesis of the Archean mid-oceanic ridge basalts (AMORBs) of the Cleaverville area, Pilbara craton, Western Australia., *Lithos* (in review).
- Perry, E. C., Ahmad, S. N. and Swulius, T. M. (1978): The oxygen isotope composition of 3,800 m. y. old metamorphosed chert and iron formation from Isukasia, west Greenland., *Jour. Geol.*, **86**, 223–239.
- Ringwood, A. W. (1974): The petrological evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. London*, **130**, 183–294.
- Stevens, G. and van Reenen, D. (1992): Constraints on the form of the P–T loop in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Precam. Res.*, **55**, 279–296.
- Tsunogae, T., Miyano, T. and Ridley, J. (1992): Metamorphic P–T profiles from the Zimbabwe Craton to the Limpopo Granulite belt, Zimbabwe. *Precam. Res.*, **55**, 259–277.
- 鳥海光弘 (1989): *グローバル変成岩岩石学試論*. *科学*, **59**, 402–409.
- Vearncombe, J. R. (1988): Structure and metamorphism of the Archean Murchison belt, Kaapvaal craton, South Africa. *Tectonics*, **7**, 761–774.
-
- MARUYAMA Shigenori, HAYASHI Mamoru, NAKAMURA Yasuo, KOMIYA Tsuyoshi and NOHDA Susumu (1995): Archean regional metamorphism of the Southwestern Greenland—what is the Archean orogeny?
-

〈受付：1995年6月8日〉