

変成作用を支配する要因の一つとしての 時間の重要さの発見

都城秋穂¹⁾

1. はじめに

変成岩の鉱物組成を支配する要因という、今日多くの人は、温度、圧力、 H_2O や CO_2 の化学ポテンシャルなどをあげるであろう。こういう考え方は、1950年代に J. B. Thompson によって理論的基礎を与えられた。その後 A. B. Thompson や John Ferry や、その他多くの人たちの研究によって、その考えが実際の変成岩にすぐ応用できる形に展開されてきた。このことについては、私はこれまでにいろいろと解説・紹介を書いてきた(都城, 1965, 1990a, b)。

変成作用の多くは、何百万年とか何千万年というような長い期間にわたって進行する過程である。しかし変成岩の鉱物組成を論ずる場合に、それを支配する要因の一つとして時間の役割を考えに入れる必要があるということを、岩石学者は1970年代の中ごろまでは、ほとんど気がつかなかった。

この点で、時間の重要性をはっきりと示し、岩石学者の考え方に大きな方向転換を強いたのは、1970年代の中ごろから1980年ごろまでの間に英国の少数の地球物理学者と岩石学者の協力で行なわれた、東アルプスの広域変成作用の熱的モデル(thermal models)の計算であった。

本稿では、その熱的モデルから始まって、その後、岩石学者がその考え方をどんなに変えねばならなかったかを、解説することにしよう。

2. Harker の累進変成作用という観念

1970年代の中ごろ上記のような考え方の転換が起こるより前には、変成岩石学には時間の観念が全くなかったかということ、そうではない。累進変成作用(progressive metamorphism)という観念は、変成岩石学で広く使われ、それは変成作用の温度が時間とともに次第に高くなることを表わすのだと、一般に考えられていた。1970年代の中ごろの考え方の転換の一つの要点は、この累進変

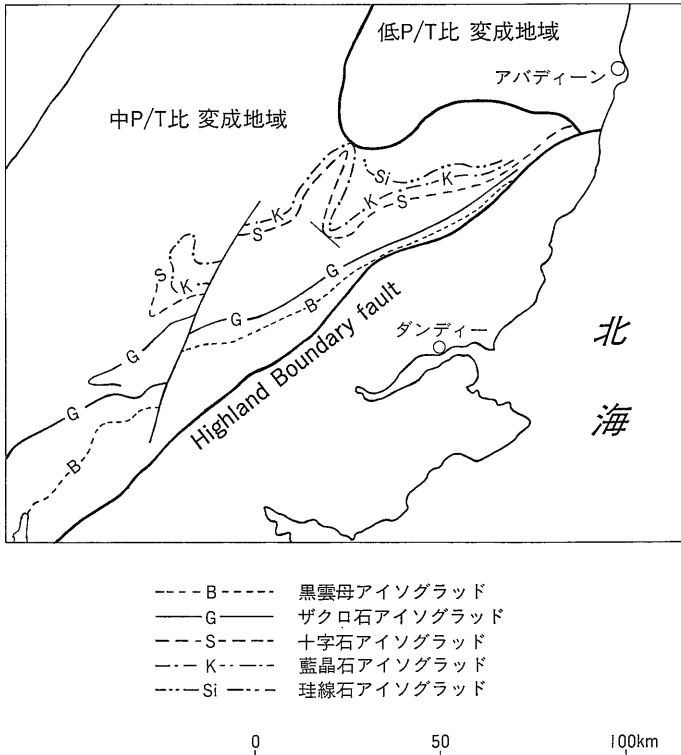
成作用という観念に含まれていた誤りと混乱を指摘したことであった。そこで、われわれは累進変成作用という観念から話を始めよう。累進変成作用という観念を岩石学者の間に広めたのは、Alfred Harker (1932, 1939)であった。

第1図に、有名なスコットランド高地(Scottish Highlands)の変成地域の略図を示してある。この変成地域の東南端は、Highland Boundary fault という大きい断層に切られている。この断層から一般に西北方に進むにつれて、変成作用の温度が高くなっている。19世紀の末から20世紀の初めにかけてこの地域の地質調査をした George Barrow は、変成作用の温度が高くなるにつれて、泥質変成岩の鉱物組成が規則正しく変化していることを発見した。Highland Boundary fault に近い地帯では、泥質変成岩は主として石英、長石、白雲母、緑泥石などからできている。それより西北方に進むにつれて、泥質変成岩のなかに順次に、黒雲母、ザクロ石、十字石、藍晶石、珪線石が出現しはじめる。これらの鉱物が出現しはじめる線を、後に黒雲母アイソグラッド(biotite isograd)、ザクロ石アイソグラッド、などとよぶようになったが、それらのアイソグラッドを第1図に示してある。黒雲母アイソグラッドより高温側でザクロ石アイソグラッドまでの地帯を黒雲母帯(biotite zone)とよび、ザクロ石アイソグラッドより高温側で十字石アイソグラッドまでの地帯をザクロ石帯とよぶ。同じようにしてさらに、十字石帯、藍晶石帯、珪線石帯などの語が使われる。黒雲母アイソグラッドより低温側(東南側)の地帯を緑泥石帯とよぶ。

Harker は、この地域の変成作用を世界の広域変成作用のなかで最も典型的な場合であると考えた。そして、たとえば現在十字石帯にある泥質岩は、かつては非変成の泥質岩であったが、変成作用が始まると温度がしだいに上昇するにつれて、緑泥石帯、黒雲母帯、ザクロ石帯の条件を順次に経過して、ついに十字石帯の状態に達し、現在みられ鉱物組成になったのだと考えた。すなわ

1) ニューヨーク州立大学名誉教授: 14 Stonehenge Drive, Albany, N. Y. 12203-2019, USA.

キーワード: 温度, 時間, 熱的モデル, 累進変成作用, アイソグラッド, P-T-t 径路, 温度ピーク, アルプス



第1図 スコットランド高地東南部のカレドニア変成地域のパロウ型累進変成帯。

ち、現在この地域にみられるような緑泥石帯、黒雲母帯、ザクロ石帯、十字石帯、藍晶石帯、珪線石帯は、変成作用の温度が違う変成岩がそれぞれ一つの地帯をつくって、温度がしだいに西北方へ向って高くなるように配列しているだけでなく、個々の変成岩についてみると、その温度が時間とともに高くなるにつれて経過した条件の変化を表わしていると、Harker は考えた。累進変成作用という語を、彼はそういう意味で、変成岩の空間的分布と時間的変化を両方表わすように使った。したがって、累進変成作用の地域で、低温の鉱物帯から高温の鉱物帯までの鉱物組成の変化を追跡すれば、それからすぐに個々の変成岩がその温度の上昇にともなって経過した鉱物組成の変化がわかると考えた。

しかしよく考えてみれば、累進変成地域で順次に温度が高くなる方向に向って見られる鉱物変化と、個々の変成岩が温度の上昇にともなって経過した鉱物変化とは、別々なものであって、それらを同じだと考える理由は少くとも一般にはないはずである。その当時からこのことに気がついていた人もあった。たとえば Read (1957) の本には、いろいろな箇所ですら反対意見が述べられている。若き日の小島丈児氏も反対意見であった(小島、

1952)。しかしその当時は、こういう意見は一般の岩石学者の注意を引かなかった。一般には、Harker の上述の意見にしたがって研究が行なわれていた。一般の考え方が根本的に変わったのは、1970年代に東アルプスにおける始新世の広域変成作用についての熱的モデル計算にもとづく議論が行なわれてから後である。

3. 東アルプスの構造と地史

(a) アルプスの構造

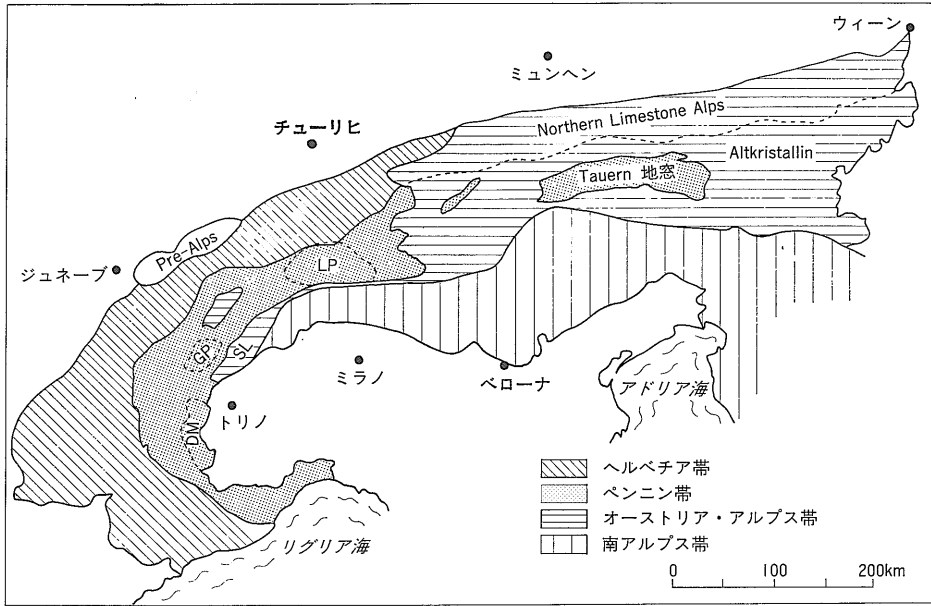
熱的モデルの解説の準備として、アルプスの構造と地史を解説しよう。第2図は、アルプスの構造の概略を示している。このなかの東半分が、東アルプスである。この地図では、アルプスを四つ構造単位に分けてある。

そのなかでいちばん南の地帯を占めるのは、南アルプス帯 (Southern Alps) である。この地帯は、アルプス造山より古い時代の火成岩や変成岩からできていて、その上に非変成のペルム紀と中生代の堆積岩がのっている。

その北側にあるのは、オーストリア・アルプス帯 (Austroalpine domain) である。この地帯のなかの南部は Altkristallin とよばれ、アルプス造山よりも古い火成岩や変成岩からできているが、それ自体が幾つものナップからなり、それらのナップは北方へスラストして次に述べるペンニン帯の変成地域の上ののっている。そこで、東アルプスでは、ペンニン帯は Tauern などの地窓にだけ露出している。

オーストリア・アルプス帯のなかの北部は、Northern Limestone Alps などの地域よりなり、古生代と中生代の堆積岩からできている。

ペンニン帯 (Penninic domain) は、東アルプスでは地窓に露出しているだけであるが、西アルプスには広く露出している。西アルプスのペンニン帯も、もとはオーストリア・アルプス帯のナップにおおわれていたのであるが、その大部分は後に侵食で取り去られたために露出したのである。ペンニン帯自体もナップ群からできているが、それをつくっている岩石は、中生代より古いカウ岩や変成岩の基盤と、その上に堆積したペルム紀や中生代の堆積岩とに分けられる。その堆積岩の多くは白亜紀に変成作用をうけて、藍閃石を含む変成岩になっている。ペンニン帯のなかの一部分は、始新世になって再び



第2図
アルプスの構造図。LP=Leontine 熱的ドーム，GP=Gran Paradiso 岩体，DM=Dora Maria 岩体，SL=Sesia-Lanzo 帯

変成作用を受けた。この変成作用は、南スイスで第2図に LP と書いてある地域でことによく研究されている。

(K-Ar 法による年代測定がなかった1960年ごろまでは、この変成作用と白亜紀の藍閃石を生じた変成作用とが混同され、一続きと考えられていた。)

ペニン帯の北側には、ヘルベチア帯 (Helvetic domain) がある。この地域をつくっているのは、アルプス造山より古い火成岩と変成岩よりなる基盤と、その上に堆積したペルム紀から第三紀までの堆積岩である。

(b) 東アルプスの地史

アルプスは、北方にあったユーラシア大陸と南方にあったアプリア大陸 (Apulian Continent) が、ほぼ白亜紀の末に衝突してできた造山帯である。現在ヘルベチア帯やペニン帯のなかで、アルプス造山より古い火成岩と変成岩よりなる基盤をつくっている岩石は、衝突前にはそのユーラシア大陸をつくっていた。現在オーストリア・アルプス帯になっている地帯は、衝突前にはそのアプリア大陸をつくっていた。その二つの大陸の間には小さい海洋があって、現在ペニン帯に露出している中生代堆積岩は、そこに堆積しつつあった。

多分白亜紀の初期に、その二つの大陸が接近しはじめ、その間にあった海洋底は南方の大陸の下へサブダクションしはじめた。その海洋底に堆積していた中生代の堆積物や火山岩は、サブダクションによって高 P/T 比型の変成作用を受けた。これが現在ペニン帯に露出している藍閃石をもつ変成岩である。それと同時に、それと対をなす低 P/T 比型の変成帯が南方の大陸の縁にて

きた。この変成帯は、現在オーストリア・アルプス帯のなかの Tauern 地窓の南縁に露出している (Hawkesworth ほか, 1975)。

大陸の衝突がはじまると、南方の大陸塊の上層部 (厚さ20~30km) がそれより下層から分離して、その北側にあったペニン帯の高 P/T 比型変成帯の上へスラストされた。これが現在のオーストリア・アルプス帯である。このスラストが起こったのは、白亜紀と第三紀との間の境界に近い時期 (約90-65Ma) であった。

オーストリア・アルプス帯の厚さ20~30kmの層がペニン帯の上に重なったのであるから、この地帯の地殻はたいへん厚くなった。そこでその地殻のなかの放射性起源の熱が蓄積して、温度が高くなりはじめた。スラストが起こってから約30Maの後に、その温度はピークに達し、ペニン帯にあった高 P/T 比型変成地域のなかの一部分に、もう一度変成結晶作用をおこした。これが始新世の変成作用 (約40-35Ma) であって、中 P/T 比型であった (Bickle ほか, 1975)。

オーストリア・アルプス帯がペニン帯の上にスラストされて重なって、厚い地殻ができたので、アイソスタシーを回復するように、地表の隆起が起こり、山脈ができた。そこで侵蝕が急速になり、地殻の厚さをしだいに薄くした。それにつれて、地下にある変成岩体は冷却しはじめた。

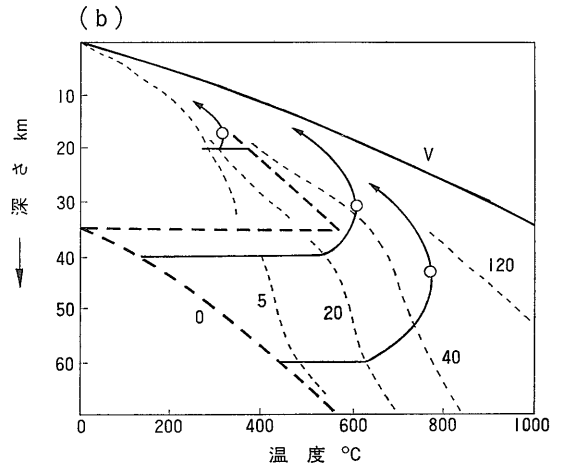
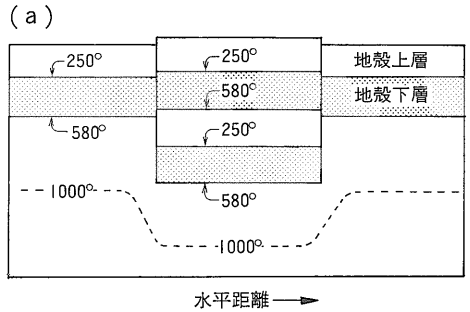
4. 東アルプスの始新世変成岩の P-T-t 径路

東アルプスの大陸衝突帯におこった始新世の中 P/T 比型広域変成作用の熱的モデルの研究は、Oxburgh と Turcotte (1974) や Bickle その他 (1975) によって始められた。そしてさらに、England と Richardson (1977), Oxburgh と England (1980) らによって進められた。これらの研究者は、Turcotteを除けばすべて、当時オックスフォード大学にいた人たちであった。

オーストリア・アルプス帯がペニン帯の上にスラストされて重なった運動は、多分プレートの運動によって起こったものであろうから、その速さは1年に数 cm の程度であったと思われる。1年に5 cm とすると、100km 動くのに200万年かかる。この時間の長さは、熱伝導や放射性起源の熱の蓄積に要する時間の長さにくらべると無視できる程度の短かさである。したがって、近似的にはスラストは瞬間的に起こったと考えてよい。この大陸衝突帯には火成岩の貫入が起こっていないから、それによる熱の移動を考えなくてもよい。平らな板状の層がスラストされてペニン帯の上に水平に重なったので、近似的にその層は無限に広いものと仮定して、温度は深さだけの関数とみるような簡化ができる。熱的モデルの計算は、こういう簡化のもとで行なわれた。その計算の結果はもちろん、熱伝導や放射性発熱やマントルから上昇してくる熱の量をどう仮定するかに応じて変化する。第3図は、England と Thompson (1984) が計算したいろいろな場合のなかの一つである。

この第3図 a は東アルプスに限らずもっと一般的に、もと厚さ 35km の地殻があったが、その図の中央部に示すようにナップができて、そこの地殻の厚さが2倍になった場合を示す。このナップは瞬間的なスラストでできたものとし、それができた直後における地殻内の温度分布をその図に示してある。

第3図 b は、ナップのできた地域の地下の深さと温度と時間との関係を示している。太い破線は、ナップができた直後の地殻内の温度分布を示す。その後5, 20, 40および120 Ma たったときの地殻内の温度分布を細い破線で示してある。ナップができた直後に地下20, 40および60km の深さにあった岩石の温度と深さとが、その後いかに変化するかを細い実線で示してある。ナップができて後20Ma たったときに侵食がはじまると仮定してあるので、これらの細い実線は20Maの点線と交わるころから後は、斜に上方へ曲り、それらの岩石が地表へ近づくことを示している。それらの三つの細い実線は、どれもその後で温度の最大値、すなわち温度ピーク (thermal peak) に達する。温度ピークは、この図で白丸 (○) で示



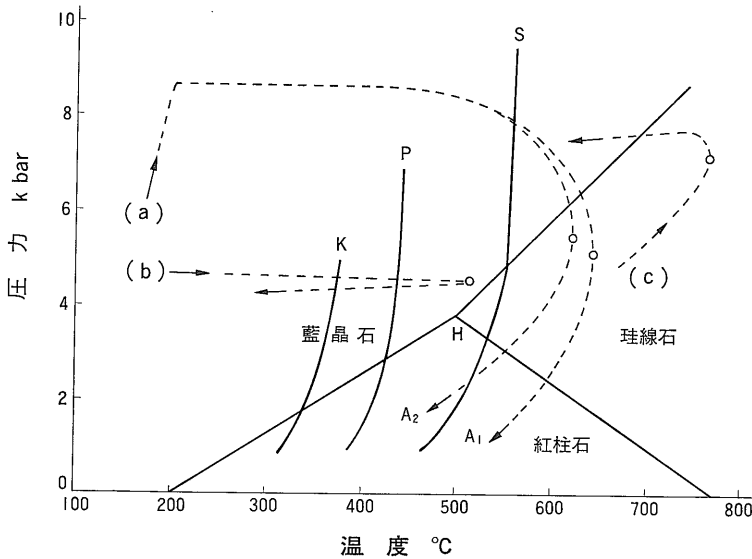
第3図 (a) 厚さ35kmのナップがかぶさって厚さが2倍になった大陸地殻と、その直後の温度分布。

(b) 厚さが2倍になった地殻のなかの温度分布の時間的な変化(破線)と、はじめに深さ20km, 40kmおよび60kmのところにあった岩石のP-T-t径路(実線)。Vは厚くなった地殻の定常的温度分布。England と Thompson (1984) による。

してある。つまりナップができてはるか後に、侵食の進みつつあるときに温度ピークに達するのである。

この図から明らかなように、岩石もとの深さが深いほど、温度ピークに達する時刻がおそくなる。そして温度ピークのときの温度も圧力もより大きい。

この種の場合に、スラスト面より下にあった岩石(東アルプスでいうとペニン帯の岩石)の温度と圧力が、時間とともにどのように変化するかを、第4図の破線aが模式的に示している。スラストがおこると、その岩石より上に厚い岩層が重なってくるのであるから、圧力が急に上昇する。熱伝導はおそいので、温度の上昇はごく僅かである。次に圧力がほぼ一定のもので、熱伝導による加熱が進行する。やがて、その地域の隆起がおこり、地



第4図 若干の変成反応に対する平衡曲線（実線）と変成岩のP-T-t径路の例（破線 a, b, c）.

K : カオリナイト + 2 石英 = パイロフィライト + H₂O.
 P : パイロフィライト = Al₂SiO₅ 鉱物 + 3 石英 + H₂O.
 S : 石英と白雲母をもつ岩石のなかでの十字石の分解反応.
 H : Al₂SiO₅ 鉱物の三重点 (Holdaway, 1971).
 破線上の白丸は温度のピークを示す.

表の侵食がはじまるので、圧力は減少しはじめる。しかし地下では、まだ加熱が続いていて、ついに温度ピークに達する。さらに侵食が進み、したがって冷却がおこる。侵食の速さによって、冷却の速さが違ってくるので、A₁, A₂ というような、いろいろ違った径路が可能である。

この破線 a のように、個々の岩石の温度と圧力が時間とともにどのように変化するかを示す線を、P-T-t 径路 (P-T-t paths) とよぶ。以上の記述から明らかのように、P-T-t 径路はその岩石の歴史を反映するものである。同じ一つの累進変成地域のなかにあるいろいろな岩石の場合、それらの岩石がうける断層、褶曲、貫入火成岩の影響などが同じであれば、P-T-t 径路も同じようになる。しかし一般には、一つの地域のなかでも、その部分によってさまざまに異なるであろう。

山脈の隆起の時期や程度がちがうと、侵食の進み方がちがってきて、第4図の A₁ と A₂ のようにちがった P-T-t 径路をたどることになる。そうすると、それに応じて、温度ピークの温度の値もちがってくる。変成岩は一般に、温度ピークのときの鉱物組成をその後も保持するものであるから、そのことは、山脈の隆起や侵食が変成岩の鉱物組成に影響することを意味する。これは、変

成岩石学で従来考えなかった新しい要素である。

5. 変成岩の P-T-t 径路のさまざま

東アルプスの熱的モデルの研究が変成岩の P-T-t 径路の重要性を示したので、その後他の地方の研究でもそれがよく論ぜられるようになった。第4図に、ごく簡単な P-T-t 径路の例を、もう二つ示してある。

破線 b は、変成作用の間に変形運動も侵食もほとんど起らないで、問題の変成岩がある位置よりももっと深いところに火成岩の貫入が起こって地殻の温度が上昇し、その岩石が変成される場合の P-T-t 径路である。この場合、圧力はほとんど変化しないで、温度が上昇し、温度ピークに達し、次に下降する。

径路 a は、いわば時計方向に回っているが、反時計方向に回る径路の例を c に示してある。この種の径路は、たとえばグラニュライト相地域によく見られるといわれている (Bohlen, 1991)。この場合、玄武岩質のマグマがマントルでできて、地殻の中部層や下部層に貫入すると、そこの温度が上昇する。地殻の下部層にある岩石は、径路 c のようにまず温度と圧力の上昇をうける。温度ピークの後で、圧力はほとんど一定のまま冷却すると考えられる。なぜかという、貫入した玄武岩質の岩石の密度が大きいため、その地域の隆起や侵食は起こらないであろうから。

しかし多くの広域変成作用では、岩石の P-T-t 径路はもっと複雑な形をしていて、一つの変成地域のなかでも部分によって違うのが普通であろうと考えられる。何故かという、一つの変成地域のなかでも、火成岩の貫入は一様ではない。その上、褶曲や断層ができると、或る温度をもった岩体が動いて他の場所へゆくのであるから、地殻のなかの温度分布を乱し、その岩体とそのまわりの岩石の P-T-t 径路に影響を与える。褶曲や断層の規模が小さいときには、それによって生ずる P-T-t 径路の乱れは小さくて、無視できる程度かもしれないが、規模が大きくなるにつれて、影響は大きくなる (Chamberlain and Karabinos, 1987)。

一つの変成地域のなかの個々の部分の詳細な構造発達史がわかれば、それに応ずる P-T-t 径路が描けるわけであるが、構造発達史がそのように分っているところはきわめて稀であろう。個々の変成岩の P-T-t 径路がわかれば、それはその地域の構造発達史を解明する手がかりになるはずであるが、個々の変成岩の P-T-t 径路を岩石学的手段によって知ることに、大きな困難がある。

変成作用のときに温度が上昇する時期には、温度の上昇につれて変成岩のなかに化学反応が起こりやすく、したがって鉱物組成が変化する。ところが、温度ピークを過ぎて温度が下降する時期には、化学反応はほとんど起こらなくなるのが普通である。したがって、変成岩は温度ピークのときの鉱物組成を保存しているのが普通である。温度ピークより前の時期にできた鉱物はほとんどすべて失われている以上は、温度ピークより前の時期の P-T-t 径路を鉱物を使って解明することは、ほとんどできない。

温度ピークより後の降温期には、化学反応はあまり起こらないのが普通であるが、それでもよく調べると、化学反応（いわゆる降温期反応 retrograde reactions）がすこし起こって、それによってできた鉱物が変成岩のなかにすこし含まれていることが少ない。それが、温度ピークより後の時期のその岩石の P-T-t 径路の手がかりを与える。

P-T-t 径路についての詳しい岩石学的解説は、Spear と Peacock (1989) の本に与えられている。

6. P-T-t 径路と累進変成地域のフィールド P-T 曲線との関係

上に述べたように、現在地表に露出している変成岩の鉱物組成は、その P-T-t 径路のなかで温度ピークのときの化学平衡を保存しているのが普通である。したがって、一つの累進変成地域で、緑泥石帯→黒雲母帯→ザクロ石帯→十字石帯という順序に変成作用の温度が高くなっているということは、もっと厳密にいうとこの順序に変成岩の温度ピークの温度が高くなるという意味である。

第5図の実線は、仮想的な一つの累進変成地域を横切るように（つまり、アイソグラッドに直角な方向に）進んだとき、変成度が高くなるにつれて温度ピークの温度と圧力の値がどのように変化するかを示している。こういう線を、フィールド P-T 曲線 (field P-T curve) とよぶことにする。

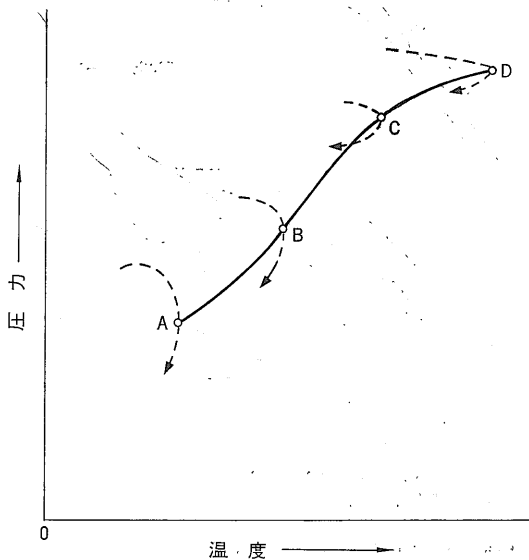
このフィールド P-T 曲線の上に4つの A, B, C, D 点をとる。その累進変成地域のなかに、これらつに対応する地点があり、そしてそこにはそれぞれの地点を表わす変成岩があるわけである。

それらの4地点のおのおの変成岩の P-T-t 径路を、第5図では矢印のついた破線で示してある。それぞれの P-T-t 径路の上において、点 A, B, C, D は温度ピークになっているはずである。ここでは、P-T-t 径路は第4図の a のようなタイプ（時計方向回り）であると仮定してあるが、もっと他のタイプのものであってもよい。この図は、累進変成地域を横切る方向の温度と圧力（温度ピークの温度と圧力）の変化は、個々の変成岩の P-T-t 経過とは全く別のものであることを示している。

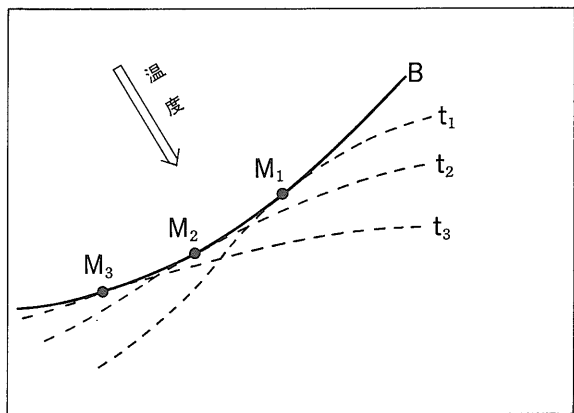
7. アイソグラッドの非同時性

変成作用が進行しつつある期間には、褶曲や断層ができ、火成岩体の貫入がおり、侵食まで加わる。したがって、地殻のなかの温度や圧力分布は一般に時とともに変化する。地表に露出した変成岩の鉱物組成は、そういう全経過のなかで個々の岩石の温度ピークのときの温度と圧力の下での平衡状態を記録している。岩石が温度ピークに達する時刻は、一つの変成地域のなかでも部分によって違っている。したがって、変成岩の鉱物組成の研究から推定された変成作用の温度と圧力（つまり温度ピークの温度と圧力）の変成地域内における分布は、或る特定の時刻における温度と圧力の分布ではない。

もっと具体的にいうと、一つのアイソグラッドの生成した時刻はそのアイソグラッド上の地点によって違うは



第5図 フィールド P-T 曲線 (実線) と P-T-t 径路 (破線) との関係。破線上の白丸は温度ピークを示す。



第6図 時間 t_1 , t_2 , t_3 における温度 T の等温線 (破線) と、それに対応する黒雲母アイソグラッド (実線)。

ずである。

このことを解説するために、一つの最も簡単な例をとろう。変成作用を受けつつある岩石のなかに純粋な H_2O 組成の粒間流体がある場合には、第4図の脱水反応の平衡曲線 K , P , S からわかるように、一般に脱水反応の平衡曲線は圧力 4 kbar くらいより高圧のもとでは、ほとんど直立している。多くの広域変成作用はそういう圧力のもとでおこるので、脱水反応にもとづくアイソグラッドはほとんど一定の温度を表わすとみられる。泥質変成岩のなかの黒雲母は脱水反応によってできる。そこで簡単のために、泥質変成岩のなかの黒雲母は或る一定の温度 T でできはじめると仮定しよう。

その温度 T を表わす等温線の位置や形は、変成作用の間に時間とともに変化する。第6図において、3つの時刻 t_1 , t_2 , t_3 における温度 T の等温線を、それぞれ破線で示してある。この期間、温度は図の右下の方向へ向って高くなっていくとする。したがって黒雲母は、おのおのの時刻にはその時刻の等温線の右下側の地域にできた。時間が $t_1 \rightarrow t_2 \rightarrow t_3$ と進むにつれて、温度 T の等温線は連続的にこの図に示すように動いたとすると、黒雲母は実線 B の右下側の地域全体にできることになる。したがって、野外で観察される黒雲母アイソグラッドは実線 B である。

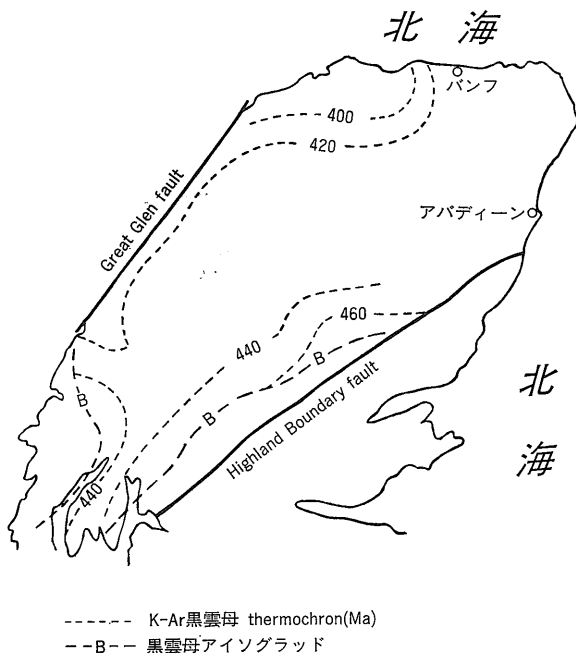
黒雲母アイソグラッド B の上で、黒雲母は一つの特定の時刻には一つの特定の点でだけ生じる。そして黒雲母の生じる点は、時とともにそのアイソグラッド上を左下の方向へ動く。このように、一つのアイソグラッドの生成は非同時的である。黒雲母アイソグラッド上の点 M_1 , M_2 および M_3 にある岩石は、それぞれ時刻 t_1 , t_2 および t_3 に温度ピークに達し、そしてその時刻にそのなかの黒雲母を生ずる。

以上は、ただ一つのアイソグラッドでも非同時的だという説明である。一つの変成地域のなかにある異なるアイソグラッドの生成が一般に非同時的であるのは当然であろう。

8. スコットランド高地の黒雲母アイソグラッドの年代

アイソグラッドの生成の年代とは、上記のようにアイソグラッド上の岩石が温度ピークに達した年代のことである。これを直接に測定する方法があるとよいのだが、今のところなさそうである。しかし、やや間接的ながら幾らかの手掛りを与えるデータがある。

第7図は、スコットランド高地の変成地域で第1図の地域を含むが、それよりももっと広い範囲に対して、黒雲母についての K - Ar 年代の値の分布を示している。黒雲母についての K - Ar 年代は、その変成岩体がしだいに冷却して、黒雲母のなかでは Ar の拡散がほとんど起こらない温度 (約 $310^{\circ}C$) より低温になってから現在までの年代を示すものである。この図には、年代の値が等しい地点を結んだ線、すなわち thermochrons を示してある (Dewey と Pankhurst, 1970)。この thermochrons をみ



第7図 スコットランド高地東南部における黒雲母アイソグラッド (B) と、黒雲母に対する K - Ar thermochrons (破線)。Thermochrons の年代は Ma で示してある。Dewey と Pankhurst (1970) による。

ると、変成地域のいろいろな部分が310°Cまで冷却した年代の分布がわかるわけである。

これらの thermochrons は、黒雲母アイソグラッドと斜交しているので、黒雲母アイソグラッド上の岩石の与える K-Ar 年代は 420~460Ma の範囲にわたって変化している。

しかし、黒雲母アイソグラッドができる温度（すなわちその上で黒雲母が生成する温度）は、多分 400°C 程度であろう。上記の 420-460 Ma という K-Ar 年代は、黒雲母アイソグラッドができた後で、その岩石が約 310°C まで冷却してから後の時代である。したがって、黒雲母アイソグラッドができたのは、420-460Ma よりもすこし古いわけである。

それではどれだけ古いかは、この地域のなかの個々の部分の上昇と冷却の歴史によって違うわけで、はっきりと見つめられない。しかし 420-460 Ma という大へん広い年代の幅のかなりの部分は、黒雲母アイソグラッドの生成の年代がこの地域のなかの部分によって違うことからくるのではないと思われる。

白雲母の場合には Ar の拡散がほとんど起こらなくなる温度は約 350°C であって、黒雲母アイソグラッドの生成の温度にかなり近い。将来、白雲母についての K-Ar 年代にもとづく thermochrons がわかったら、黒雲母アイソグラッドの生成の年代について、もうすこしよい手掛りがえられるであろう。

Thermochrons としては、カナダ盾状地のなかの Grenville 造山帯のものが昔から有名であった。その地域についてのデータが近年増加したので、それに基いて Anderson (1988) が黒雲母についての K-Ar 年代の thermochrons の形を再検討した。その結果によると、それは造山帯全体にわたる簡単な規則的なパターンを示さないで、もっと局地的な変化を示している。それは、アイソグラッドと交わるようであるが、よく検討されていない。

付言。本稿は、変成岩石学における時間の問題についての網羅的な紹介ではない。その問題に関連しているけれど本稿でふれなかったものの一つは、1960年ごろから構造地質学者たちが、変形運動の時期を時間の基準にして、変成結晶作用の時間的關係を明らかにしようとした試みである（たとえば、Zwart, 1962; Johnson, 1963; Vernon, 1978）。もう一つは、岩石学上のいろいろな過程に非平衡の熱力学や移動現象論を適用して、定量的な議論をしようとする試みである（西山, 1991）。

引用文献

Anderson, S. L. (1988): Interpretation of K-Ar mineral dates from the Grenville orogenic belt. *Am. J. Sci.*

288, 701-734.

Bickle, M.J., Hawkesworth, C.J., England, P.C. and Athey, D. R. (1975): A preliminary thermal model for regional metamorphism in the Eastern Alps. *Earth Planet. Sci. Letters* 26, 13-28.

Bohlen, S.R. (1991): On the formation of granulites. *J. Metamorphic Geol.* 9, 223-229.

Chamberlain, C. P. and Karabinos, P. (1987): Influence of deformation on pressure-temperature paths of metamorphism. *Geology* 15, 42-44.

Dewey, J.F. and Pankhurst, R. J. (1970): The evolution of the Scottish Caledonides in relation to their isotopic age pattern. *Trans. R. Soc. Edinburgh* 68, 361-389.

England P.C. and Richardson, S. W. (1977): The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London* 134, 201-213.

England, P. C. and Thompson, A. B. (1984): Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. *I. J. Petrol.* 25, 894-928.

Harker, A. (1932, 1939): *Metamorphism. A Study of the Transformations of Rock-Masses.* 1st and 2nd eds. Methuen. London. 360 and 362 pp.

Hawkesworth, C.J., Waters, D.J. and Bickle, M.J. (1975): Plate tectonics in the Eastern Alps. *Earth Planet. Sci. Letters* 24, 405-413.

Holdaway, M. J. (1971): Stability of andalusite and aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.* 271, 97-131.

Johnson. M.R. W. (1963): Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands. *Geol. en Mijnbouw*, 42, 121-142.

小島丈児 (1952): 変成岩. 民科地団研.

都城秋穂 (1965): 変成岩と変成帯. 岩波書店.

都城秋穂 (1990 a): 岩石学のパラダイム転換——変成作用の化学反応は何に支配されるか. *科学*, 60, 29-38.

都城秋穂 (1990 b): 変成鉱物の化学組成の累進的变化. *地学雑誌*, 99, 217-229.

西山忠男 (1991): 概論: 動的岩石学の構築について. *月刊地球*, 13, 275-279.

Oxburgh, E. R. and England, P.C. (1980): Heat flow and the metamorphic evolution of the Eastern Alps. *Eclogae geol. Helv.* 73, 793-398.

Oxburgh, E. R. and Turcotte, D.L. (1974): Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 641-662.

Read, H. H. (1957): *The Granite Controversy.* Thomas Murby. London. 431 pp.

Spear, F. S. and Peacock, S. M. (1989): *Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths.* Short Course in Geology, Vol. 7. American Geophysics. Union. 102 pp.

Vernon, R. H. (1978): Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. *Geol. Rundsch.*, 67, 288-305.

Zwart, H. J. (1962): On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geol. Rundsch.* 52, 38-65.

MIYASHIRO Akiho (1992): Discovery of the significance of time as a factor controlling metamorphism.

<受付: 1992年1月20日>