

変成岩の変形構造・変形相とテクトニクス

Deformed Structures and Deformation Facies in Metamorphic Rocks, and their Tectonics

卯田 強*・増村 通宏**・植村 武*

Tsuyoshi Uda, Michihiro Masumura, and Takeshi Uemura

Abstract: The tectonic deformation with metamorphism arises from the plate interaction at the convergent plate junction and the deformed structure is of significance as a '*fossils*' of strain vector field due to this tectonics. There are two equations controlling the tectonic movements; the Eulerian equation of motion and rheology equation. It should be obtained all solution for the movements when this dual simultaneous equation will be solved deciding some suitable initial and boundary conditions.

Because the equation of motion involves no material-depended term and establishes whatever geologic medium, this equation provides the environmental field of tectonic movements. Whereas, the rheology equation concerns with the medium responsibility for the stresses occurred by tectonic forces, and is, therefore, dependent to the geologic constitutions.

Consequently, it is concluded that the condition of tectonic deformation consists of two factors; the mean ductility (D_m) as an environmental indicator and the ductility contrast (D_c) as a material indicator (Uemura, 1981). Though the ductility in itself is of a complex function on the environmental and substancial conditions, this is just the appropriate term in the case of representation on the state of naturally deformed rocks. Using the parameters of mean ductility and ductility contrast the concept of deformation facies is defined, and various deformed structures are fitted the situation on this facies.

When the deformation facies has undergone a historical change, it can determine a deformation series. On the contrary, when some spacial arrangement of deformation facies is found, it can be distinguished a zoning of deformation grade. If the same condition of mean ductility and ductility contrast is present, the similar deformed structure will be formed independent to the geologic materials. In this case it is called an '*iso-facies*' of deformation.

If the iso-facies of deformation is found within a regional tectonic belt, it would be recognized the homogeneous deformation has occurred everywhere and expected the unique process of plate intraction. If the iso-facies is found in a piling polymict tectonic units, it can be determined when they have fastened together.

* 新潟大学理学部地質鉱物学教室

** (株) アイ・エヌ・エー新土木研究所

はじめに

変形構造はひずみベクトル場の「化石」であって、ひずみ量と方向性を持っている。もっとも、われわれが観察できるのは最終的なひずみの結果でしかなく、その背後には変形構造を含む岩体またはテレーンが歴史的に受けてきたさまざまな造構運動が隠されており、あるいは古い構造の上に新しい構造が重なり合ったり、あるいは新しい構造が古い構造を改変したりしてきたのである。

われわれが観察する変形構造は、露頭単位あるいはいくつかの露頭にわたるメソスコピックな大きさのものや顕微鏡下で見られるマイクロスコピックなサイズのほか、衛星写真や空中写真で観察されるもの、地質図から判読されるものなど、多岐にわたる。このうちメソスコピックからマイクロスコピックな構造はさまざまな取扱いが容易なため、形成メカニズムを探るための物理数学的あるいは実験的な取扱い、定性的定量的な解析をてがかりにしたテクトニクスの解明など、古くからさまざまな研究がなされてきている。

ここでは、Uemura(1981)の変形相の概念を念頭において、変形構造の形態・変形様式およびテクトニクスとの関連性について、とくに変成岩にみられる変形構造に焦点をあてて、いくつかの問題点を述べる。

変形作用の力学的な場

すべての物質は、ある空間および時間において、光速近くで運動するかあるいはきわめて強い重力場におかれぬ限り、ニュートンの運動法則・質量保存の法則・熱力学法則に従う。地殻もしくはリソスフェアもまた例外ではなく、地球という慣性座標系の力学的な場におかれており、構造地質学はそれらの変形と運動を取り扱う。

いま、時間 t において、リソスフェア内の任意の領域 V に含まれる質点の運動量 P_i は、 ρ を

密度、 v_i を速度ベクトルとすると、

$$P_i = \iiint \rho v_i dV \quad (1)$$

で表される。この領域が表面力 T_i と単位体積あたりの体積力 X_i を受けているとすると、

$$F_i = \iint T_i dS + \iiint X_i dV \quad (2)$$

となる。ここに、 σ_{ij} を応力テンソル、 ν_j を領域 V の境界面 S の外向き単位法線ベクトルとすると、コーシーの公式により $T_i = \sigma_{ij} \nu_j$ が成り立つ。(2)式右辺の第1項をガウスの定理によって体積積分に変換すれば、

$$F_i = \iiint (\partial \sigma_{ij} / \partial x_j + X_i) dV \quad (3)$$

となる。

ニュートンの運動法則では、慣性座標系の物体の運動量の変化率は作用する力の合力に等しいから、

$$D P_i / D t = F_i \quad (4)$$

となる。ここに $D / D t$ は、運動する物質に付随して考えられる任意の関数の微分、すなわち物質導関数と呼ばれるものである。(4)式に(1)と(3)式を代入し、さらに質量保存法則についての連続方程式を考慮すれば、

$$\rho (D v_i / D t) = (\partial \sigma_{ij} / \partial x_j) + X_i \quad (5)$$

が得られる。これは連続体に対する有名なオイラーの運動方程式である。

ところで、主要な造構変形はプレート境界で起こり、そこに現出する造構応力場はプレート同士の相互作用によるものであるから***、変形速度は基本的には海洋プレートの拡大速度によって決まり、これは海洋底に記録された古地磁気の縞模様から求められている。これにたいして大陸プレートの運動速度は、よりどころとなる基準がないために、見積もるのがきわめて

困難である。造山運動など大規模な地質構造の形成ははおもに収斂境界で、しかも海洋プレートが大陸プレートの下にサブダクションするところが多い。したがって、仮に海洋プレートの拡大速度がわかっていても、大陸プレートの運動速度がわからないため、それらの相互作用としてのサブダクション帯における相対的な運動速度を決定するのはきわめてむずかしい課題といえる。

(5)のオイラーの運動方程式の左辺 Dv_i/Dt は加速度を表す項である。もし、プレート運動に加速度が存在すれば、この項は無視できない。海洋プレートの拡大速度の変化については、Larson & Pitman(1972)の「海底拡大のパルス」などのように、数多くの議論がなされてきたが、いまだに定説をみるに至っていない。しかも、これまでの議論の中心は、たとえば太平洋プレートの速度が11Maを境にして17cm/yから5.4cm/yに変化したというような、ある時期における速度変化であって、加速度についての議論はまったくない。

海洋プレートの運動の原因が、発散中心におけるアセノスフェアのブルームによる「押し分け」によるのか、もしくは「テーブルクロス説」と呼ばれるサブダクション帯での引きずりであるのかによって、運動速度の変化についての考え方が多少変わってくるが、いずれにしても速度変化がおきるのは短時間の問題であって、変化した時期から次の変化する時期までは定常的なスピードであると考えてさしつかえない。また、この程度の速度では加速度を無視することができる。

もし、プレート運動に加速度が存在しないとすれば、オイラーの運動方程式の左辺はゼロになり、したがってプレート運動の記述はつぎの平衡方程式で十分であることになる。

$$(\partial \sigma_{ij} / \partial x_i) + X_i = 0 \quad (6)$$

(6)式は物性項を含まず、物質の物理的性質いかにに関わりなく成立する。すなわち、造構変形作用をうける岩質が何であろうとも満足されなければならない方程式であり、これが変形作用の力学的な場を与える基本的な方程式である。

この方程式の第1項は表面力で、第2項は体積力である。体積力は地球上では重力と地球磁場であり、これはプレートのどの位置でも共通だから、プレートの相互作用によって起こる造構変形は、主として第1項の表面力を考えればよい。

変形する物質の力学的特性

造構運動による表面力によって、その場におかれた物質の中に応力が発生し、物質内部の各点は変位して、物質内部にひずみを生じる。物質はそれぞれ固有の力学的特性を持っているので、応力に応答(response)したひずみは物質によって異なる。つまり、物質は固有の応力-ひずみ関係を持っているのであって、その物理学的表现はレオロジー方程式と呼ばれる。

レオロジー方程式の基本的な要素としては、フック(Hooke)弾性固体・ニュートン粘性流体・完全降伏体の3種類の力学モデルがあり、これらを組み合わせたいろいろな複合モデルが考えられている。

サンブナン(St.Venant)体(完全塑性体)は、物質に荷重を加えても応力が降伏値に達するまでは弾性変形を行い、応力が降伏値をこえると大きく変形してもとには戻らない性質を持つ。ビンガム(Bingham)体(粘塑性体)はサンブナン体と同じように降伏値までは弾性変形するが、降伏値より大きい応力下では粘性流動を行う。

マックスウェル(Maxwell)体は粘弾性体のモデルの1つで、応力が存在するときは流動が起

*** 造構変形はプレート内でも起こる(いわゆるintraplate deformation)ことが最近注目されてきているが、プレート内変形をとりあげると、プレート・テクトニクスの大前提(プレートは剛体変位をするという概念)が崩れることになり、これについては稿をあらためて論じるつもりなので、ここではプレート境界で生ずる造構変形についてのみ取り扱うことにする。

こってひずみが時間とともに進行するが、応力がなくなると弾性変形分は直ちに回復されるものの、粘性流動分は永久ひずみとして残すという特性を持つ。これはまた、ひずみが一定のときには応力緩和をおこす。フォークト(Voigt)体は固粘性体のモデルの1種で、遅延弾性という性質をもつため、荷重を加えたときに最終的なひずみに達するまで、あるいは応力を取り除いたときにひずみが完全に回復するまで、無限大の時間が必要とする。このとき永久ひずみは残らない。

さて、変形は最終的には永久ひずみを生じる。前述した力学的モデルのうち、永久ひずみを生じるのはサンブナム体・ビンガム体・マックスウェル体で、生じる永久ひずみには、応力がある一定値に達しないと起こらない塑性的なものと、時間の経過とともに変化する粘性的なものがある。三軸試験などから、岩石が降伏値を持つことはよく知られており、そのかぎりでは前二者のいずれかの力学モデルに相当する。しかし、岩石は応力を取り除いた後では応力緩和を起こし、この性質はマックスウェル体の性質をも持つことを示している。

さらに、岩石は一定応力下で変形が時間とともに進行するクリープ現象を起こす。クリープはビンガム体・マックスウェル体・フォークト体で起こるが、岩石の長時間変形の場合には応力の大小にかかわらず起こるので、降伏値を持つビンガム体ではないことがわかる。マックスウェル体のクリープは時間に比例してひずみが直線的に増加し停止することがないのに対し、フォークト体の場合にはひずみがしだいに一定値に近づく性質を持つ。スカンジナビアやカナダなどのように、最終氷期の氷床が解けてしまった後のアイソスタティックな変形はクリープ回復現象にあたり、このことから地殻はフォークト体のような遅延弾性の性質を持つと考えられているが、おそらく $t \rightarrow \infty$ でもひずみはゼロにはならず、マックスウェル体のように粘性流動分を永久ひずみとして残すであろう。

このように、地殻もしくはリソスフェアに生ずる変形現象はきわめて複雑で、ビンガム体・

マックスウェル体・フォークト体といった複合モデルを構成要素として組み合わせた力学的性質を持っていることは明らかであるが、いまのところ変形現象をすべて満足するレオロジー方程式は提案されておらず、今後の研究課題である。

変形相の概念

上述したように、造構変形作用を支配する方程式はオイラーの運動方程式とレオロジー方程式とである。前者はプレート境界におけるプレート同士の相互作用によって生じた造構運動を記述するものであり、プレート境界に存在する物質いかににかかわらず成立する方程式である。つまり、これは造構変形の環境条件を表す方程式であるといえる。また、レオロジー方程式は発生した応力に対する物質個々の応答の仕方を示すもので、物質の物理量を係数項として含んでいる。つまり、これは造構変形に関わる物質の物性条件を表す方程式である。したがって、運動方程式とレオロジー方程式の二元連立方程式を解けば、すべての場合の造構変形が物理数学的に理解できることになる。

Uemura(1981)は、変形現象は地質構成体の物性条件とそれを取りまく環境条件との相互作用によって成り立っていることを指摘し、これらの条件を規定するのはそれぞれ物質因子群と環境因子群とであるとした。物質因子群とは地質構成体の物性を表す因子群で、ヤング率・粘性係数・降伏値といった物理量のほか、鉱物組成・粒度組成などの岩質や層理・片理など力学的異方性を示す内部構造も含まれる。一方、環境因子群は温度・圧力(封圧・偏圧・間隙水圧など)・時間(もしくはひずみ速度)などからなる。さらにUemura(1981)は、ダクティリティー(ductility)という複合的な概念量を指標に用いて、環境因子群をmean ductility (Dm)で、物質因子群をductility contrast (Dc)で表すことを提案した。

ダクティリティーとは、破断せずに圧延できる金属などの性質を意味し、もともとは金属材料

科学などで用いられている用語で、『延性』という訳語が与えられている。これが岩石力学に転用されて、岩石が破壊せずに連続的に変形できる能力を表し、破壊時のひずみ量で表されている。本論でいうダクティリティーは、岩石力学の概念を造構変形作用の「めやす」にするために拡張した定性的な概念であるため、あえて延性という訳語は用いないことにした。

単一な鉱物組成と粒度を持つ岩石もしくは地層の変形様式は、三軸圧縮試験などで明らかのように、温度や圧力などの環境条件が低い場合には脆性的な変形であるが、温度上昇や圧力増加によって、しだいに延性的な変形へと変化し、そしてついには流動するようになる。すなわち、環境条件によってダクティリティーが変化し、変形様式が脆性～延性～流動に変化するのである。いいかえれば、岩石にみられるある変形形態は環境因子群(mean ductility)の特定の条件下で形成することを示し、脆性的な変形はlow Dmとして、また延性的な変形はmoderate Dm、流動変形はhigh Dmとして区分することができる。ただし、Dmの変化はどの環境因子の変化に依存した結果であるかは一義的には決まらない。

一方、同一の環境条件において異なるダクティリティーをもつ2種類の岩石が共存したとき、Dmが低い条件下ではそれぞれ固有のダクティリティーに応じた変形が起こり、両者の変形様式の差異は岩相境界面でのすべりによって解消される。ところが、Dmが増大すると、相対的にダクティリティーの大きな岩石は、内部で流動を起こしはじめるために、ダクティリティーの小さい岩石の変形の影響を受けて、受動的(passive)な変形形態をとるようになる。さらに、Dmが高い条件下では、ダクティリティーの低い岩石もついに流動を起こし、最終的には岩相境界を越えた全面的な流動へと発展していく。このように、ductility contrast (Dc)とは、岩石自身の物理的性質の相対的な違いによる変形様式の違いを表し、ダクティリティーの違いが大きいほど2つの岩石の変形様式が明瞭に異なるのである。そこで、物質因子群の差異

が大きく、一方が脆性的な変形をしているにもかかわらずもう一方が延性的な変形をする場合をhigh Dc、物質因子群の差異があまりない場合をlow Dcとし、その中間をmoderate Dcとする。ただし、Dcはダクティリティーのことなる岩石が2つ以上存在することが前提条件となり、contrastの程度も相対的であることに注意する必要がある。

したがって、DmとDcを指標とすれば、岩石にみられるすべての変形形態を表すことが可能となり、これによって変形相(deformation facies)を定義することができる。このような考えから、Uemura(1981)はDmとDcを座標軸にした変形相ダイアグラムを提案し、そこに各々の変形相を特徴的にあらわす示相構造を表示した。このダイアグラムを用いることによって、野外もしくは鏡下で観察される変形構造が、いかなる物質条件を持ち、どのような環境条件下で形成したかを容易に知ることができる。

変形相の概念は変成相のそれとよく似ている。たとえば、おなじ角閃岩相の変成作用を受けても、泥質岩と塩基性岩とでは、できる変成鉱物の組み合わせが異なる。つまり、変成作用における温度・圧力条件(すなわち環境因子群)が同じでも、原岩の鉱物・化学組成という岩石固有の性質(いわば物質因子群)に依存して、ちがった変成鉱物ができるのである。これにたいして、ザクロ石は変成岩に広く産し、なかでもパイラルスバイトは、原岩によって多少固溶体組成が異なるものの、泥質・砂質・塩基性によらず、高温高圧の変成条件を示す。すなわち、物質因子群を規定する条件が異なっても、一定の環境因子群の下では同じような組成の変成鉱物が晶出する。こうしたことから、指標鉱物(もしくは鉱物組み合わせ)を用いて、変成相の概念が成立しているのである。

変形構造の相似と対称性

たとえば、インコンピートな層に挟まれたコンピートな層が造構変形を受けるとブーディナージュ(boudinage)ができる。このとき

形成する個々のブーダン(boudin)の大きさはもとのコンピート層の厚さなどに関係し、また長方形か樽型かピンチ・アンド・スウェル構造かという形態はコンピート層とインコンピート層の粘性率比(すなわちDm)に関係する。層厚や粘性は物質因子群であるから、前述したようにDmが変化しない場合には、ブーダンの大きさや形態を決定するのはDcである。Dmの変化する場合、たとえば低いDmから高いDmに変化するのにもなって、ブーディナージュの形態は、Dcの程度のかかわりなく、しだいにピンチ・アンド・スウェル構造の形態をとるようになる。

ここで重要なことは、たとえば砂泥互層であっても、あるいは泥質片麻岩中の石英脈であっても、DmとDcの条件さえ満足されれば、外見上まったく同じ形態になることである。つまり、たとえ異なる岩石が異なる条件の下におかれた場合でも、両者の変形・破壊特性を規定するダクティリティーが基本的に等しければ、形成された変形形態は等相(iso-facies)と

なる。これを植村(1986)は「構造地質学における相似律の禁制」として説明している。

ところで、造構運動の進行にもなって変形構造が形成されていくが、個々ばらばらでなんの脈絡もない変形相が次々と出現するわけではない。あきらかに、一連の過程の中には、ある規則性をもつ変形系列(deformation sequence)が存在する。

一般に、mean ductilityが時間とともに増大するとき、原岩のもつductility contrastに応じた系列での、より変形グレード(deformation grade)の高い変形相が順に形成されていく。このような時間的な変形系列の存在は、それが含まれる地質体の環境条件の変遷を反映したものである。一方、変形相が地域的な相違を示し、時間的な差がない場合もある。これはたとえば大規模な褶曲構造の軸部と翼部あるいは大規模剪断帯の中心部と周縁部といった、大構造の形成と関連して生じたmean ductilityの空間的配置の差によるものである。

このようなことを植村(1986)は「対称律の禁

DEFORMATIONAL STAGE	DEFORMED STRUCTURES		
	SAGANOSEKI AREA (Abe, 1985)	SADA-MISAKI AREA (Yamaguchi, 1987; Masumura, 1989)	NAGATORO AREA (Kanezaki, 1987)
STAGE I	schistosity (S1) mineral lineation (L1) sheath fold, intrafolial fold (B1) pinch-and-swell structure elongated pebble	schistosity (S1) mineral lineation (L1) intrafolial fold (B1) pinch-and-swell structure	schistosity (S1) mineral lineation (L1) intrafolial fold, rootless fold (B1a) pinch-and-swell structure closed fold (B1b)
STAGE II	crenulation cleavage (S2) closed fold (B2) pinch-and-swell structure	crenulation cleavage (S2) closed fold (B2) pinch-and-swell structure	axial plane cleavage, crenulation cleavage (S2) recumbent fold (B2) pinch-and-swell structure
STAGE III	open fold, chevron fold (B3)	open fold, chevron fold (B3)	upright fold, inclined fold
STAGE IV	kink band	kink band	kink band
STAGE V	echelon vein	drag fault echelon vein	drag fault echelon vein

Fig. 1 Deformation series in the eastern (Nagatoro area) and western parts (Saganoseki and Sadamisaki areas) of Sambagawa metamorphic belt.

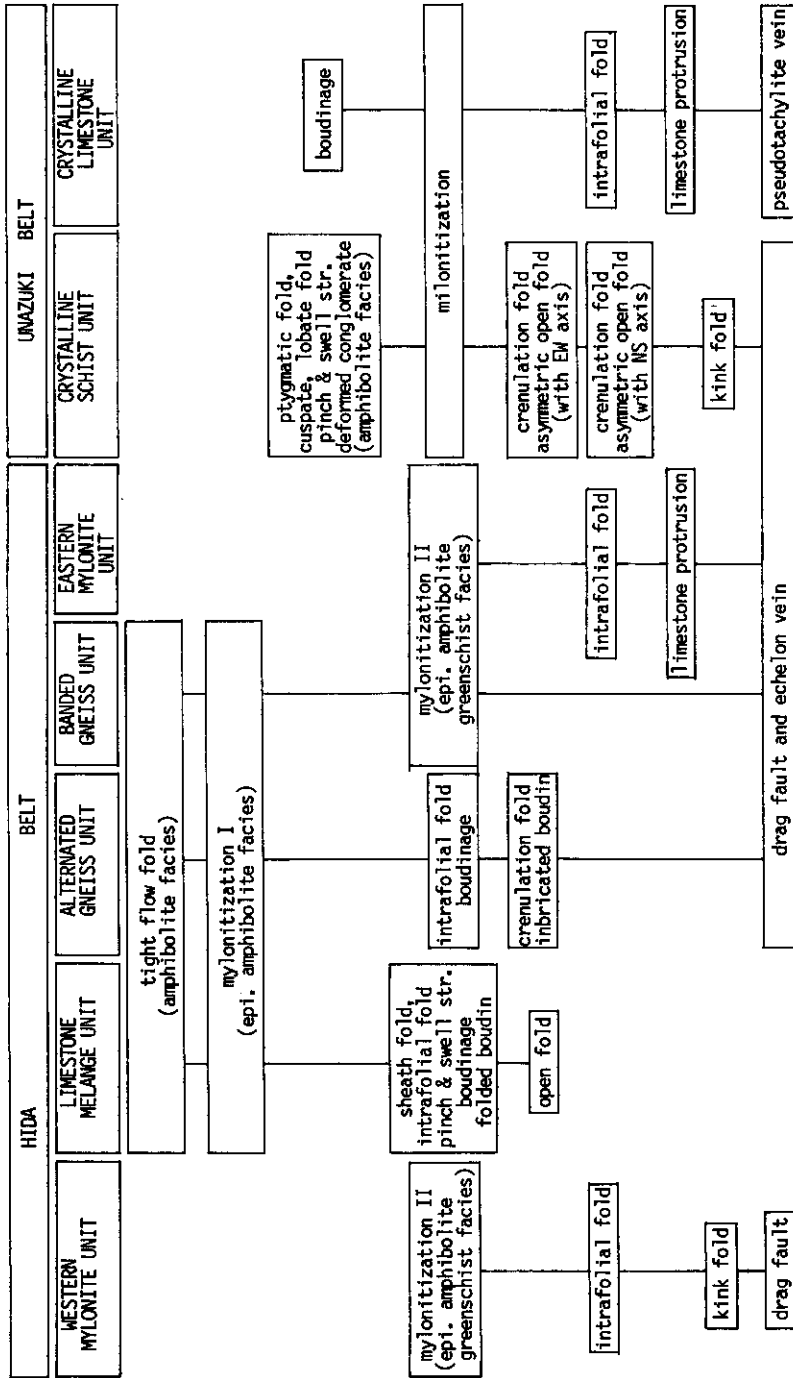


Fig. 2 Deformation series in the Hida metamorphic complex (after Nagase, 1988).

制」としてあげている。すなわち、ある変形構造に見られる対称性は、それを形成した造構過程に存在する対称性を反映し、かつ造構運動の原因となった対称性と等しいかまたはより複雑で高次の対称性を持っているということである。

つまり、変形相の時間的・空間的配列の様式は、それを形成したテクトニクスの対称性の現れにほかならないのである。

変成帯と変形相

周知のごとく、変成岩の鉱物組合せは変成作用の物理的条件（温度・圧力）と原岩の化学組成によって決まる。ある広域変成帯では、空間的にいくつかの変成相が分帯されるとともに、物理化学条件の時間的変化を示す変成相系列の累進的もしくは後退的変化が認められる。変成鉱物とその共生関係の変化はP-T pathで示され、これが変成作用の変遷過程を表す。こうした変成条件の変化は、当然mean ductilityとductility contrastのいずれにも変化を与え、変成相系列とともに変形相系列も成立するはずである。

変成岩には、一般に、メソスコピックやマイクロスコピックなオーダーの複雑な変形構造が数多くみられる。サブダクション帯で形成された変成岩にみられるさまざまな変形構造は、より深部におけるプレートの相互作用の特性とその時間的・空間的変遷を記憶した重要な情報の一つである。

変成岩にみられる変形構造に系列が存在しているとすると、どういう構造がどういう順番で形成したかをまず明らかにしなければならない。これには変形構造の「切った切られた」という単純な関係がよりどころとなる。たとえば、鉱物線構造がイントラフォリアル褶曲によって曲がっているか、あるいはクレニュレーション劈開がキンクバンドによって切られているかなど。

このような作業から変形ステージ(deformation stage)が区分でき、さらにたとえばS1形成からS2形成までなどのように、変形時相(deforma-

tion phase)を区別する。変形ステージと変形時相が認識された変形相系列は、とりもなおさずそのテレーンのうけたテクトニクスの性格を表すのである。

こうしたことに関して、これまで筆者らがやってきた研究結果から、次の2つの例をあげる。詳細については別の機会に論じる予定なのでそれを参照されたい。

三波川変成帯は、関東山地から九州の佐賀県まで、中央構造線の外側に延々700km以上も続いている。このうち、長瀨地域にみられる変形構造(金崎,1987)と佐賀関(阿部,1986;Abe and Uda,1987)や四国の佐田岬地域(山口,1987;増村,1989)の変形構造の研究から、これらを比較してみると、出現する変形構造の多少の違いがあるものの、high ductilityからlow ductilityへの、ほぼ同じ変形系列が認められる(Fig. 1)。このことは、三波川帯東端と西端での変形作用における環境条件と物性条件が等相であって、その系列がおなじ変遷をたどってきたことをあらわしている。そして、対称律の禁則から、三波川変成帯が全体としておなじテクトニクスを受けたことが予想でき、もしそうだとすると、これはプレートによる造構運動の場の均一性を証明すると考えられる。

構造帯がいくつかのテクトニック・ユニットでできている場合、個々のユニットがそれぞれどのような造構運動を受け、何時の段階で一つになったかという問題も、変形相を調べることによって知ることができる。長瀬(1988)は飛騨帯東部岩体を研究し、飛騨片麻岩類と宇奈月結晶片岩類にみられる変形構造が、はじめ別々の変形系列をたどるものの、マイロナイトが形成される時点を境にして、両者の変形系列が等相になることを見出ししている(Fig. 2)。すなわち、飛騨片麻岩類と宇奈月結晶片岩類はhigh~moderate ductilityのそれぞれ異なった条件下で変形作用を受けるものの、三疊紀にマイロナイトが形成されるとともに両者が接し、その後両者共通のlow ductilityの条件のもとにおかれ、同じ変形構造を生じたのである。異なるユニットがマイロナイトや衝上断層で重なる例は特別な

ずらしいことでもなく、飛騨帯以外にもたくさん報告されている。しかし、異なるユニットにおける等相変形の存在は、異なるユニットが衝上で接して造構運動が完了したのではなく、衝上運動は一連の造構運動の一時期にすぎなかったことを示しており、テクトニクスを解明するうえで重要な意義をもつといえる。

まとめ

変成作用をともなう広域的で大規模な造構変形は、おもにプレートの収斂境界における相互作用によって起こる。このような構造帯にみられる変形構造は、かつての造構運動で生じたひずみ場ベクトルの「化石」である。

造構運動を支配する方程式はオイラーの運動方程式とレオロジー方程式で、初期条件と境界条件を設定してこの二元連立方程式をとけば、特殊解も含めたすべての解を得ることができるはずである。運動方程式は物性項を含まず、物質のいかにかわらず成立するのであるから、これはいわば造構運動の環境を支配する方程式である。一方、レオロジー方程式は応力に対する物質の応答を表現するもので、物性条件を規定する方程式である。

したがって、造構変形は環境条件と物質条件を示すそれぞれの因子にわけて考えることができる。Uemura(1981)による変形相の概念は、このような因子をmean ductility (D_m) と ductility contrast (D_c) というそれ自体複合的な要素をもつパラメーターを用いて示相構造を表現したものである。変形相が時間的な変遷をたどれば一つの変形系列を編むことができ、空間的な変形相の配列は変形グレードの分帯ができる。また、D_mとD_cの条件さえ同じであれば、岩相の違いによらず、同じ形態の変形構造ができる。このとき変形相は「等相」であるという。

広範囲に分布する構造帯の変形系列が等相の場合、造構運動は一様であり、プレートの相互作用は均一であったことがわかる。異なるテクトニック・ユニットが重なっている場合、それ

ぞれのユニットの変形構造から、どの段階まで異なる系列で、どれからが等相の系列であるかがわかれば、いつの時期にこれらが接合したかがわかる。

文献

- 阿部正憲, 1985MS:九州佐賀関半島の地質と構造. 新潟大理・地鉱教室卒論, G329.
- Abe, M. and Uda, T., 1986: Note on deformation facies -Sambagawa crystalline schists in the Saganoseki peninsula, Kyushu, Japan. Sci., Rep., Niigata Univ., Ser. V, 7, 121-131.
- 金崎幸代, 1987MS: 埼玉県長瀨変成岩の変形小構造. 新潟大理・地鉱教室卒論, G373.
- Larson, R. L. and Pittman III, W. C., 1972: World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 3627-3644.
- 増村通宏, 1989MS: 愛媛県八幡浜西方の三波川帯の構造地質学的研究. 新潟大理・地鉱教室修士論文, M110.
- 長瀬真央, 1988MS: 黒部川～片貝川地域, 飛騨・宇奈月帯変成岩類の構造地質学的研究. 新潟大理・地鉱教室卒論, G398.
- Uemura, T., 1981: Deformation facies, series and grade. Jour. Geol. Soc. Japan, 87, 29-35.
- 植村 武, 1986: 構造地質学における2つの禁制. 北村信教授記念地質学論文集, 587-594.
- 山口修司, 1987MS: 愛媛県三崎町の三波川帯の地質と構造. 新潟大理・地鉱教室卒論, G369.

(受理: 1990年4月2日)