

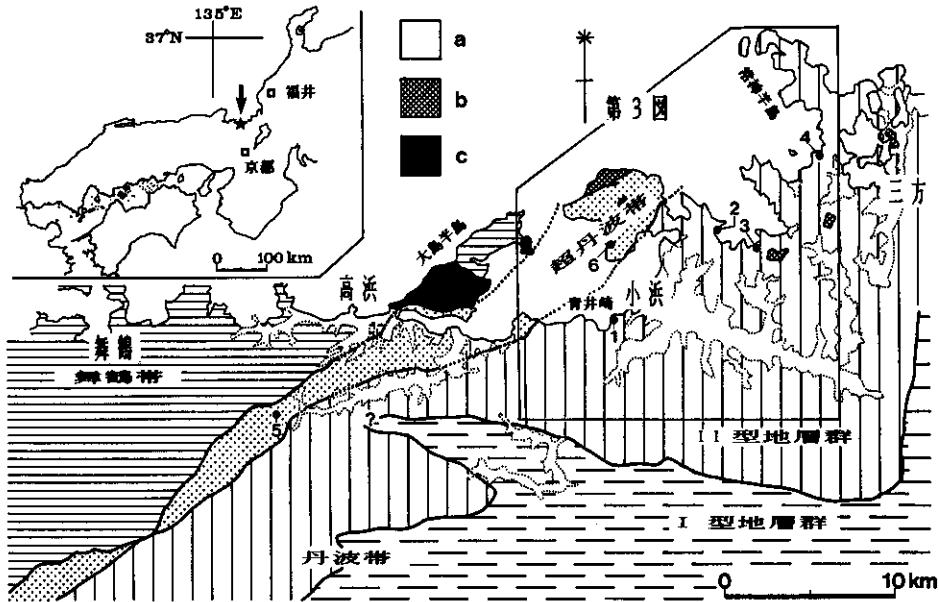
# ジュラ紀後期～白亜紀前期の延性衝上帯と プレート運動像；丹波帯，超丹波帯を例として

## Mesozoic ductile thrusting in the Tamba and Ultra-Tamba Zones; its implication in the plate kinematics of the Far East

大藤 茂\*・柳井 修一\*\*・山北 聡\*\*\*  
Shigeru Otoh, Shuichi Yanai and Satoshi Yamakita

### I. はじめに

プレートテクトニクスでは、剛体のプレートはほとんど変形せず、地殻での変形は収束型およびすれちがいのプレート境界に集中すると考えられている。これらのプレート境界では、剪断変形が大歪獲得に重要な役割を果たしていると考えられる。剪断時の物理条件により、岩石は脆性ないし延性剪断変形をする。近年、特に世界の延性剪断帯(ductile shear zone)で、剪断組織の観察データが蓄積されてきた。また、延性剪断変形の室内実験も行われ始めた (Schmid et al., 1987)。その結果、延性剪断組織の観察から、変形の運動像 (kinematics) が把握できるようになってきた (例えば、Simpson & Schmid, 1984)。



第1図 調査地域近辺の地質概略図。Ishiga (1986)，黒田 (1968) を改変したもの。  
1～5：地点番号，a：新生代の岩石，b：白亜紀花崗岩類，c：超塩基性岩類。

- 富山大学理学部地球科学教室
- 東京大学教養学部宇宙地球科学教室
- 宮崎大学教育学部地学教室

現在の日本列島は、遅くともジュラ紀以降、プレート境界付近に位置していたと考えられている（例えば、丸山・酒井, 1986）。そこには当然、ジュラ紀以降の剪断変形の痕跡が残されていると期待される。近年日本列島各地から、延性剪断変形の痕跡が実際に見出されてきた (Faure, 1983, 1985; Faure et al., 1986b; Guidi et al., 1984; Yanai & Yamakita, 1987; 柳井ほか, 1988)。

小論では、福井県西部から京都府北部にかけての超丹波帯及び丹波帯（第1図）から、筆者らが最近見出した剪断変形——具体的には衝上運動の痕跡——を特に詳しく記載する。そして剪断組織をもとに、剪断変形時のプレート運動像の解析を試みる。尚、調査地域の岩石の一部は脆性剪断変形をも受けている（木村, 1988）が、次の理由により小論では“延性”剪断変形という言葉を用いる。すなわち、1）後述するように、岩石を構成する結晶粒子が塑性変形をしていること、および2）調査地域全体にわたって、岩石は地質図スケールの不連続をほとんど伴わずに変形を受けていること、を強調するためである。

II. 地質概説

調査地域には、超丹波帯と丹波帯の地層群が主に分布する。従来の研究(石賀, 1983; Ishiga, 1986)を参考にしつつ明らかにした、本地域の層序を第2図に示す。

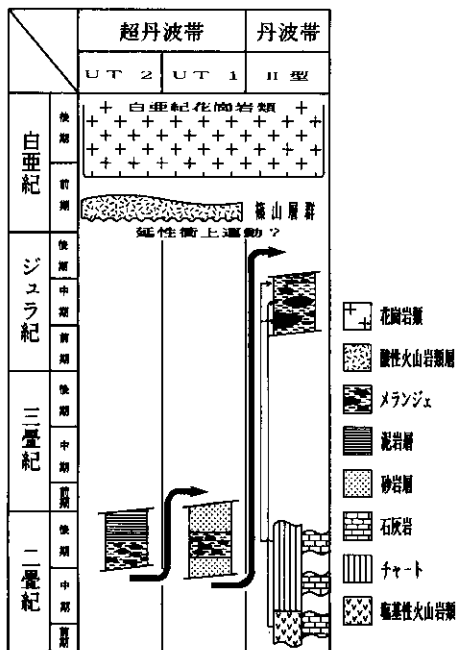
超丹波帯は Ishiga (1986) により、更に UT1, UT2 の2地帯に細分されている。UT2の地層群（大飯層: Ishiga, 1986）は主に二疊紀後期の珪質岩層、泥質岩層及びメランジェからなる。珪質岩層は単層1mm~3cmのチャートと単層1mm~3mmの泥質岩との互層である。珪質岩層中のチャート層は泥質岩中で引きちぎられたようなレンズ状の形態を呈することが多い。また珪質岩層は、半波長10cm~1.5mの、露頭スケールの閉じた小褶曲を頻繁にしている。一方、UT1の地層群(水上層: Ishiga, 1986)は、主に二疊紀中期から後期と推定される緑色石灰質砂岩層及びメランジェからなる。メランジェの少なくとも一部は、Ishiga (1986) により、大飯層とされていたが、水上層に特徴的な緑色石灰質砂岩をブロックとして含むので、小論では UT1の地層群とした。

調査地域の丹波帯の地層群は、石賀 (1983) により丹波帯II型地層群とされている地層群で、主に二疊紀の塩基性火山岩類、チャートをブロックとして含むジュラ紀中期のメランジェである。

今回われわれは、小浜周辺の丹波帯を特に重点的に調査した（第3図）。小浜地域の丹波帯の地層の分布は、北西-南東方向で北西にブランチした軸をもつ褶曲により左右されている。その褶曲は、比較的とがって連続性のよい頂部をもった褶曲である。褶曲軸面を横切ると面構造の走向傾斜の急な変化が観察される。

III. 構造要素

小浜地域の丹波帯、超丹波帯の岩石中には、線構造と面構造とが発達している。ただし、発達の様子は、場所によりかなり異なる。

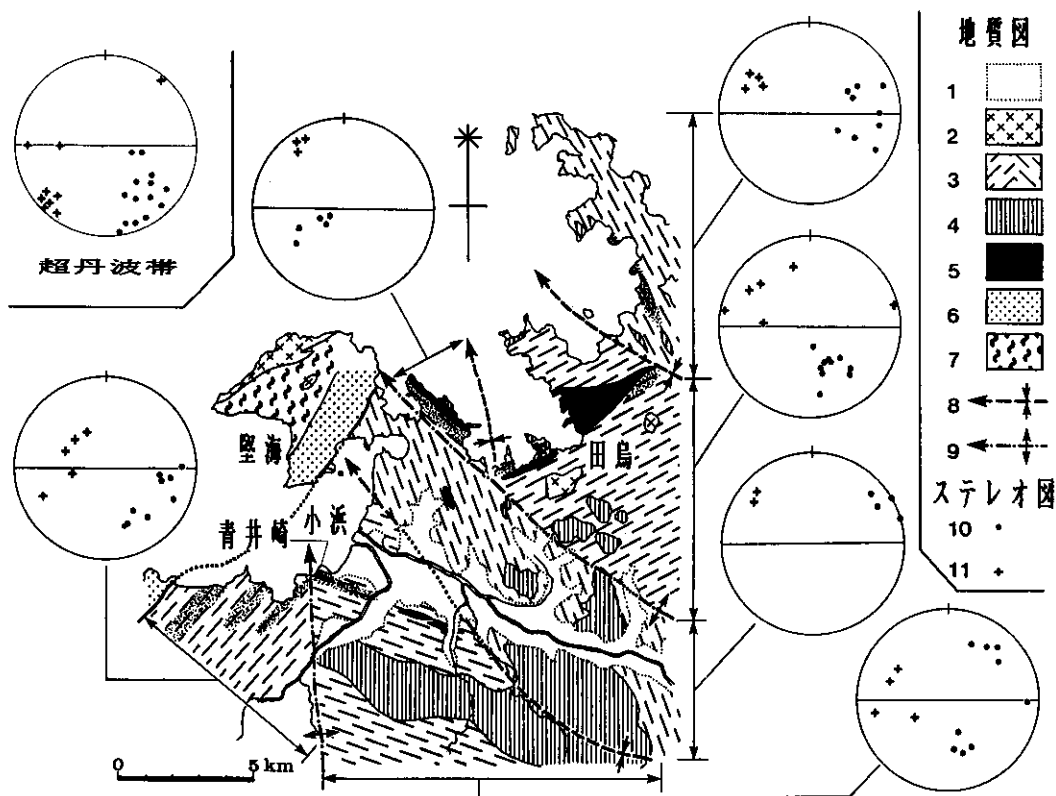


第2図 調査地域の地質柱状図。

面構造，線構造とも，岩石の有限歪を反映した，岩石構成粒子の形態によって主に形作られる。面構造は更に，1) 平行配列した，泥質岩中の板状鉱物や，2) 石灰岩中に平行に見られる，微晶質(5~20 $\mu$ m)方解石結晶からなるバンドであることもある。後述するように，前者の岩石構成粒子の形態による面構造と，後者の鉱物の配列からなる面構造とはわずかに斜交することがある。面構造は大局的には層理面とほぼ平行であるが，部分的に層理面を切ることがある。

線構造は，岩石を構成する粒子，結晶の形態と岩石中の有色不純物の配列による。線構造は一般に面構造と平行で面構造上に分布しているが，面構造とわずかに斜交することもある。第3図のシュミットネットには，丹波帯小浜地域の構造要素の方向を下半球投影してある。それによると，延性剪断帯の面構造はおおよそ層理面と平行で，層理面と同様に褶曲している。線構造はほぼ東西トレンドで，面構造が南北走向の部分では，傾斜方向にプランジしている；また面構造が東西走向の部分では，東西方向を向き，ほとんどプランジしていない。この様な線構造の向きから，延性剪断運動は，当地域の褶曲形成以前に，現在の N70°W~東西方向で起こったことがわかる。

第3図には，第1図中の超丹波帯の構造要素の方向をも示してある。超丹波帯の構造要素は，丹



第3図 小浜地域の丹波帯地質図および構造要素のステレオ図。左上枠内のステレオ図は第1図の範囲に分布する超丹波帯の構造要素を示す。ステレオ図はいずれもシュミットネット，下半球投影。1：沖積層，2：白亜紀花崗岩類，3~5：丹波帯II型地層群(3：含角礫泥岩，4：チャート，5：石灰岩および塩基性火山岩類)，6：UT1の地層群，7：UT2の地層群，8：向斜軸，9：背斜軸，10：面構造，11：線構造。地質図で影をつけた部分は，高歪帯。

波帯の構造要素とは若干斜交しており、面構造が北東走向で北西に急傾斜し、線構造は北東トレンドで緩くプランジしている。

#### IV. 歪

小浜地域内では、広域的に利用できる適当な歪指示物が見出せず、歪分布は定性的にしか把握できなかった。一般に、有効な歪指示物には以下のような条件が必要であるとされている：1) もともと球形に近いこと；2) 岩石全体と鉱物種、粒径等物性的に差異がないこと；3) その歪指示物を含む岩石が広く分布すること。1～3の条件を満たす歪指示物として、放散虫チャート中の放散虫化石を用いることが多い (Toriumi, 1982)。しかし小浜地域のチャートは、一般に再結晶しており、放散虫化石の識別できるものはあまり多くない。そこで本研究では、メランジェ中の塑性変形した砂岩や石灰岩のブロックの外形を用いて、定性的な歪形態と、広域歪分布とを把握した。

歪指示物の形態は、調査地域の岩石が、平面歪ないし一軸伸長歪を受けたことを示す。第4図 A1, A2 は、一軸伸長歪の例で、Loc. 2における、丹波帯メランジェの基質部の薄片写真である。A1 は面構造に直交し、線構造に平行な面の薄片で、砂岩粒子が画面横方向に伸長している。一方 A2 は、線構造に直交する面の薄片で、砂岩粒子がほとんど伸長して見えない。この様な一軸伸長型の歪形態は、調査地域の特に高歪帯 (後述；第3図) で顕著に見られる。

広域歪分布を調べたところ、第3図で影を入れた地域に高い歪が集中していることが定性的に把握された。第3図の地域では、歪は丹波帯の超丹波帯より集中しているように見える。木村(1988)は、小浜地域南西方の綾部地域では、変形が丹波帯と超丹波帯との境界部付近に集中しているとしている。筆者らの調査でも、変形は大局的には、丹波帯と超丹波帯との境界に集中しているように見える。ただし、両帯の境界付近でも変形は不均質である；強く変形した部分が多いものの、非変形の部分が間に挟まれる。

#### V. 非対称変形組織と剪断センス

小浜地域の変形岩には、非対称変形組織がみられ、それは上盤が概ね東方へ変位したという剪断のセンスを示す。非対称変形組織には以下のようなものがある：1) 歪主軸の回転、2) 変形した角礫等に見られる非対称な尾、3) シアバンド、4) ひきずり褶曲。

**歪主軸の回転**は、露頭スケールで明瞭に見られることが多い。第4図 B1 は小浜西方、青井崎 (Loc. 1) の露頭写真である。この露頭は、塩基性の火山物質を多く含む基質中に石灰岩礫の入った、一種の礫岩の露頭である。延性剪断変形は、特に写真の上端部と下から1/3位の部分とに、画面横方向の帯をなして集中している。石灰岩礫の外形は、変形の集中していない部分では比較的球形に近く、礫の長軸は40°～60°西方にプランジしている。一方、変形の集中した部分では、石灰岩礫が塑性変形を受けて著しく引き伸ばされており、礫の長軸は水平に近くなる。すなわち第4図 B1 では、歪主軸が歪の増加につれて反時計回りに回転している。この歪主軸の回転は、上盤の地層群が相対的に東方へ変位したことを示す。

第4図 B2 は、小浜北東15km, Loc. 4に見られる、丹波帯メランジェ中の剪断帯の露頭である。剪断帯内部の砂岩ブロックは伸長し、その長軸を連ねるとシグモイダルな形態をとる。この歪主軸の回転も、上盤の地層群が相対的に東方へ変位したことを示す。なお、Loc. 4の剪断帯は、原岩がコヒーレント (coherent) な岩石でないため、ごく最近の地滑りによる脆性破壊のみを受けているように見える。しかし、画面の東側で、この剪断帯は石英安山岩質の岩脈に貫入されており、剪断

帯形成時期の上限を限定している。

非対称な尾は、変形したメランジェのブロックや砂岩構成粒子の両端に見られ、ブロックと同じ鉱物からなる。第4図 B1, B2でも、石灰岩礫や砂岩ブロックの両端に、非対称な尾は顕著に見られる。また、更に大きな非対称な尾の例として、第4図 B3に、調査地域南西方の、京都府福知山市（第1図の外：北緯35°16'50"・東経135°5'15"）にある採石場での露頭写真を示す。この採石場には、超丹波帯 UT1 の緑色石灰質砂岩層が露出している。ここには、低角断層群が発達しており、2枚の断層面に挟まれた黒色泥質岩層に非対称な尾が形成されているのが観察される。非対称な尾は、断層の上盤が相対的に東方へ変位したことを示す。低角断層群に沿って、岩石は脆性剪断変形を受けているが、断層面の走向傾斜 (N65°E・60°S) や、剪断のセンスから、この低角断層群も、本論の延性剪断運動と同じテクトニクス場で形成されたと考えられる。

非対称な尾は、顕微鏡下でも顕著に見られる。第4図 B4は、丹波帯II型地層群中、Loc. 4のメランジェの基質を、面構造に直交し線構造に平行な面で切った薄片写真である。比較的丸い礫の中央部から、非対称な尾が出ている。この尾を含む、尾の伸びに平行な、画面横方向の帯が、顕微鏡スケールの剪断帯である。尾の中には、尾の伸びの方向から僅かに東方に傾斜した、更に小規模な剪断帯（後述するシアバンド）が見られる。非対称な尾の形態から、上盤の地層群が、相対的に西から東へ移動するという運動のセンスが読み取れる。

シアバンドは、主にマイロナイト中から報告されている面構造で、マイロナイトの主剪断面とわずかに斜交して雁行状配列をする小剪断面である。シアバンドが、主剪断面に対して時計回りに低角度をなす場合に左ずれを、反時計回りに低角度をなす場合に右ずれを示すと考えられている (White et al., 1980; 高木, 1988など)。このシアバンドが、超丹波帯の緑色石灰質砂岩や丹波帯のメランジェの一部から見出された。第4図 B5は、超丹波帯、Loc. 5の緑色石灰質砂岩を、面構造に直交し線構造に平行な面で切った薄片写真である。砂岩の粒子が塑性変形の結果、画面の横方向に伸長しており、更にその両端に細粒の雲母および不透明鉱物からなる尾が続いている。その尾の方向から時計回りに20°程斜交して、シアバンドが見られる。シアバンド周辺の尾のひきずりから、シアバンドを境に、岩石の右上の部分が、相対的に右側に移動したことがわかる。すなわち上盤の地層群が、相対的に東方へ変位するという剪断センスが読み取れる。

ひきずり褶曲は、超丹波帯の珪質岩層中によく見られる、非対称な褶曲である。ひきずり褶曲の波長は、珪質岩の単層の厚さにより変化し、1m近いものから1mm程度のものである。第4図 B6は、UT2地層群の珪質岩層 (Loc. 6) における、ひきずり褶曲の例である。

上に列記した、非対称な変形構造および組織を調査地域全体で解析した。その結果、調査地域全域にわたって、剪断面の上盤の地層群が、線構造に沿って、相対的に西から東へと変位したことが判明した。

## VI. 議論

### 1. 剪断変形の認定について

小浜地域およびその近辺において、従来剪断変形を受けた岩石の存在を認めたのは、木村(1988)のみである。ここでは、剪断変形の根拠となる事実を列挙し、剪断変形が実際に起きたことを再度確認する。

1) 不均質な変形：調査地域全域にわたって、変形はあらゆるスケールで不均質である。例えば、一枚の薄片中でも変形部と非変形部とが存在するし (第4図 B4)、露頭スケールでも (第4図 B1

～3) 地質図スケールでも(第3図)同様な不均質性は見出せる。これら変形の不均質性の原因として、岩質による変形挙動の差異は重要な意味をもっている。例えば、調査地域の石灰岩には、一般に変形が集中する傾向がある。しかし、同じ岩石からなる一つの露頭内でも、不均質変形は認められる。これは、剪断変形に伴う歪の集中を示すものと考えられる。

2) 平面ないし一軸伸長歪：調査地域では、平面歪ないし一軸伸長歪が発達している。平面歪や一軸伸長歪は、圧密や一軸圧縮変形で形成することは難しく、剪断変形によって形成された可能性が大きい。

3) 非対称な変形組織：第4図に示した、非対称な変形組織は、変形が無限小歪軸の回転を伴う、剪断変形であったことを示す。

調査地域の変形岩に見られる1～3の特徴は、当地域の延性変形が剪断変形であったことを強く示唆する。

## 2. 剪断変形の時期

小浜地域の丹波帯の延性剪断変形の時期は、当地域の地質のみから判断すると、中期ジュラ紀以降、後期白亜紀以前ということになる。なぜなら、1) 小浜地域で延性剪断変形を受けている最も若い地層は、丹波帯II型地層群の、中期ジュラ紀メランジェであり、2) 延性剪断変形を受けた地層群は、後期白亜紀の非変形花崗岩類の貫入を受けているからである。

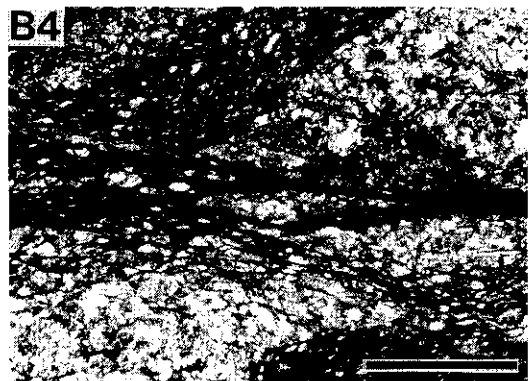
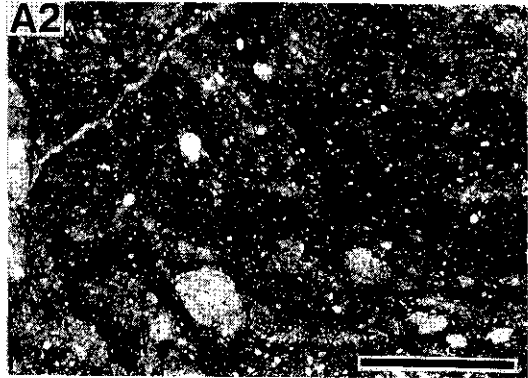
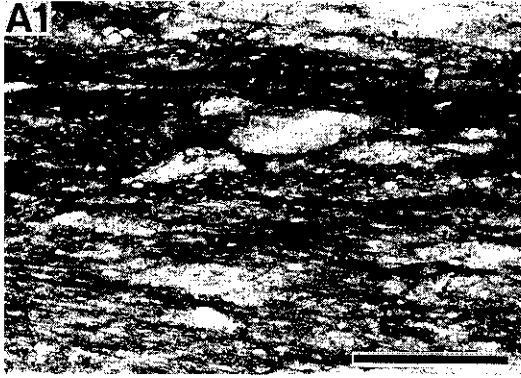
より広域に目を向けると、剪断変形の時期、および時期に関する問題点について以下のような議論が成り立つ。

丹波帯から超丹波帯にかけての地帯では、時代および岩相を異にする地層群が、層理面に平行な衝上断層を境に重なり合っている(Ishiga, 1986; 木村, 1988)。小浜地域の延性剪断帯の形成時期は、上記の衝上断層の形成時期とほぼ同じと考えられる。これは、1) 調査地域の延性剪断帯は概ね層理面と平行であり、すなわち上記の衝上断層とも平行であること、および2) 延性剪断変形は、上記の衝上断層に近づくにつれ強くなる傾向があること(木村, 1988)、の2点に支持される。

上記の衝上断層運動は、下部白亜系の篠山層群堆積後に、起きたと考えられている(市川, 口述)。それは、篠山層群およびその相当層は、市川(1984)のA地帯群——すなわち超丹波帯を南限とする地帯群——の中・古生層のみを不整合に覆い、丹波帯には分布しないという事実(石賀ほか, 1987)に基づく。しかし、筆者らは篠山層群から、剪断変形の痕跡を今のところ見出していない。

第4図 露頭写真および薄片写真。薄片写真は、全て開放ニコルでスケールは2mm。

- A. Loc. 2のメランジェ基質部の薄片写真。A1: 面構造と直交し線構造と平行な薄片。  
A2: 線構造に直交する薄片。
- B. 調査地域内の非対称変形組織。方位は、B1で左が東・右が西、B2～6で右が東・左が西。
- B1: 小浜, 青井崎(Loc. 1)の石灰岩礫岩中の、延性剪断帯の露頭。  
B2: Loc. 4のメランジェ中の、延性剪断帯の露頭。  
B3: 超丹波帯UT1の地層群中に見られる低角断層群, 京都府福知山市小野脇(北緯35°16'50"・東経135°5'15")。  
B4: Loc. 4のメランジェの基質部を、面構造に直交し、線構造に平行な面で切った薄片写真。  
B5: Loc. 5の超丹波帯緑色石灰質砂岩を、面構造に直交し、線構造に平行な面で切った薄片写真。シアバンド(矢印)が顕著に見られる。  
B6: Loc. 6の超丹波帯珪質岩層中に見られる。ひきずり褶曲。

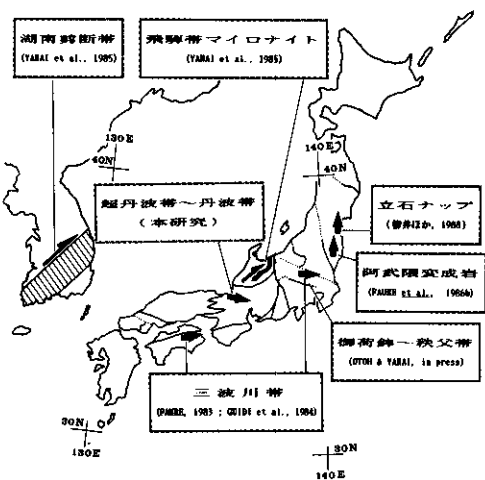


このことより、1) 延性衝上運動は篠山層群堆積後に起こったが、構造的に上位にある篠山層群には、延性剪断変形が及ばなかった可能性と、2) 延性衝上運動は、篠山層群の堆積にやや先だって起こり、その最終段階に現在地帯を境する衝上断層が形成された可能性の2つが考えられる。これらの時間関係の解明が、調査地域の構造発達史をより詳細に理解するための手がかりとなると考えられる。

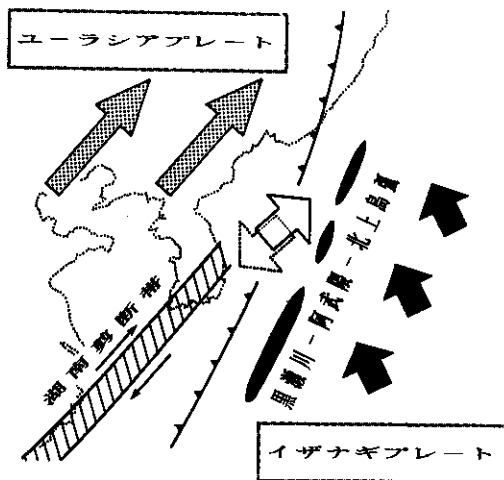
### 3. 剪断変形時のプレート運動像について

ジュラ紀後期から白亜紀前期に、上盤の地層群が相対的に東方へ移動して形成された延性剪断帯は、今までも西南日本から広く報告されている。四国の三波川帯 (Faure, 1983, 1985)、関東山地の三波川帯 (Guidi et al., 1984)、みかぶ帯と秩父帯 (Otoh & Yanai, in press) がその例である (第5図)。一方、東北日本の阿武隈山地では、上盤の地層群が相対的に北方へ移動する様なセンスを示す、同時代の延性剪断帯が知られている (Faure et al., 1986b; 柳井ほか, 1988) (第5図)。この阿武隈山地の延性剪断帯も、西南日本の延性剪断帯と同様なテクトニクス場で形成されたものと考えられる。なぜなら、日本海形成以前には、東北日本は西南日本に対して、相対的に現在より約130°時計回りの方向を向いていたとされており (Otofujii et al., 1985)、阿武隈山地の剪断帯は西南日本の剪断帯とほぼ同方向を向いていたと考えられるからである。

この様に広域で、同一のセンスを持った延性剪断変形の原因は、当時のプレート運動に求めるのが最も自然と考えられる。近年の地質学や古地磁気学のデータは、ジュラ紀から白亜紀にかけて、黒瀬川、阿武隈、北上など、小大陸地塊を持つ島弧が急速に北上して、飛騨大陸に衝突した事を示唆している (丸山・酒井, 1986)。太平洋に残された地磁気縞模様より、ジュラ紀末から白亜紀最前



第5図 日本および韓半島の、ジュラ紀中期～白亜紀初期の延性剪断帯。細い矢印は、高角剪断帯の北側の地層群の相対的変位の向きを示す。太い矢印は、低角剪断帯の上盤側の地層群の相対的変位の向きを示す。



第6図 ジュラ紀中期～白亜紀初期の日本およびその周辺のテクトニクス場。黒矢印はイザナギプレートの絶対運動の向き (Engebretson et al., 1985)、白矢印は本研究から推定したユーラシア、イザナギ両プレート間の相対運動方向、影をつけた矢印は、本研究から推定したユーラシアプレートの絶対運動の向きを示す。



期の、アジア大陸東方の大洋プレート——ファラロンまたはイザナギプレート——の運動向きは北向き（ファラロンプレート）ないし北西向き（イザナギプレート）で、黒瀬川—阿武隈—北上島弧の運動と概ね調和的である。上述の延性剪断変形は、飛騨大陸と黒瀬川—阿武隈—北上島弧との間に挟まれた地層群の変形と考えられる。

古地磁気学の研究によると、当時の西南日本は、現在の方向から反時計回りに45°回転した方向を向いていた。したがって、西南日本のジュラ紀後期から白亜紀前期の延性剪断帯は、もともと上盤の北北東ないし東北東への移動で形成されたことになる。ここで、従来のように大陸プレートが固定しており、大洋プレートが直接その下に、北方または北西方へ斜め沈み込みをしていたと仮定すると、大洋プレートと大陸プレートとの間の剪断センスは、上盤が相対的に南方または南東方へ移動するというセンスになり、観察されたセンスとは全く逆のセンスになってしまう。Faureも初めは三波川帯の剪断変形を大洋プレートの北方への移動と直接関連づけてとらえていた（Faure, 1983）が、後にはプレート運動像について、明瞭に語らなくなっている（Faure et al., 1986a）。

剪断変形組織と大洋プレート運動像との間の上記の矛盾を解決するための、有り得る解は以下のようなものであろう（第6図）。すなわち、大陸プレートは固定しておらず、大洋プレート——黒瀬川—阿武隈—北上の島弧は、イザナギプレート上の上ののっていたと考えられている（丸山・酒井, 1986など）ので、第6図ではイザナギプレートとした——より速い速度で北方ないし東方へ移動した時期が、ほんの短期間にせよあったという解である。移動の原動力として今の所、中国揚子地塊の南方での小地塊（例えばインドシナ地塊）の衝突を考えているが、詳細は不明である。また、ジュラ紀中～後期に形成された大規模延性剪断帯として、韓国を模式地とする、北東方向・右横ずれの湖南剪断帯がある（Yanai et al., 1985）。この剪断帯は、上記の移動に伴う、ユーラシアプレートの内部歪をまかなっていたのであろう。以上は、現在あるデータから考えた我々のモデルである。この様に延性剪断帯の研究から、過去のプレート運動像、特に海洋地質のデータのみからは推測できない陸側プレートの運動像が明らかになる可能性がある。

## 謝 辞

本論公表の便宜をはかって下さった構造地質研究会事務局の方々、原稿の内容に適切な御助言を下さった地質調査所木村克己氏、および調査地域の地理について御教示下さった、福井県立若狭高等学校の新田篤司氏に、心から感謝いたします。

## 文 献

- Engebretson, D. C., Cox, A. and Gordon, R. G., 1985: Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, no. 206, 59p.
- Faure, M., 1983: Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa Belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, v. 89, 319-329.
- , 1985: Microtectonic evidence for eastward ductile shear in the Jurassic orogen of SW Japan. *Jour. Struct. Geol.*, v. 7, 175-186.
- , Caridroit, M. and Charvet, J., 1986a: The Late Jurassic oblique collisional orogen of SW Japan. New structural data and synthesis. *Tectonics*, v. 5, 1089-1114.
- , Lalevee, F., Gusokujima, Y., Iiyama, J.-T. and Cadet, J.-P., 1986b: The pre-Cretaceous deep-seated tectonics of the Abukuma massif and its place in the structural framework of Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 77, 384-398.
- Guidi, A., Charvet, J. and Sato, T., 1984: Finding of granitic olistoliths and Pre-Cretaceous radiolarians in the

- northwestern Kanto Mountains, Gumma Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, v. 90, 853-856.
- 市川浩一郎, 1984: 東アジアの基盤構造の発展 I。藤田和夫編, *アジアの変動帯*, 223-238, 海文堂, 東京。
- 石質裕明, 1983: “丹波層群”を構成する 2 組の地層群について——丹波帯西部の例——。地質雑, v. 89, 443-454。
- Ishiga, H., 1986: Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, v. 29, 45-88.
- 石質裕明・楠利夫・武蔵野実・桐村成己・田中俊江, 1987: 兵庫県篠山地域における超丹波帯水上層相当層の発見。地質雑, v. 93, 301-303。
- 木村克己, 1988: 京都府綾部市西部の超丹波帯の地質と造構環境。地質雑, v. 94, 361-379。
- 黒田和男, 1968: 1:200,000「宮津」図幅。地質調査所。
- 丸山茂徳・酒井英男, 1986: 複合大陸塊—アジアのテクトニクス。地団研専報, no. 31, 487-518。
- Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1985: Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan—rifting process of the Japan Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 75, 265-277.
- Schmid, S.M., Panozzo, R. and Bauer, S., 1987: Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *Jour. Struct. Geol.*, v. 9, 747-778.
- Simpson, C. and Schmid, S.M., 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 94, 1281-1288.
- 高木秀雄, 1988: 中央構造線のマイロナイト微小構造とテクトニクス。構造地質, no. 33, 1-11。
- Toriumi, M., 1982: Strain, stress and uplift. *Tectonics*, v. 1, 57-72.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. and Humphreys, F.J., 1980: On mylonites in ductile shear zones. *Jour. Struct. Geol.*, v. 2, 175-187.
- 柳井修一・小関攻・児子修司・浜田隆士, 1988: 阿武隈山地北部の上部デボン系—下部石炭系と立石ナップ。地球科学, v. 42, 179-186。
- Yanai, S., Park, B.S. and Otoh, S., 1985: The Honam shear zone (South Korea): deformation and tectonic implication in the Far East. *Sci. Pap. Coll. Arts & Sci., Univ. Tokyo*, v. 35, 181-210.
- and Yamakita, S., 1987: Ductile deformation of the Kobotoke Group, southern Kanto Mountains. *Sci. Pap. Coll. Arts & Sci., Univ. Tokyo*, v. 37, 59-71.

## Abstract

The northern part of the Ultra-Tamba and Tamba Zones experienced ductile thrusting between Late Jurassic and Early Cretaceous times. The sheared rocks are marked by 1) bedding-parallel foliation and E-trending lineation, 2) heterogeneous deformation at all scales, 3) plane to uniaxial prolate strain, and 4) asymmetric deformation structures and textures. The asymmetric deformation structures and textures strongly suggest that the sense of the thrust movement was eastward; i.e. the upper rock unit of a thrust surface moved to the east relative to the lower one. The direction is inferred to have been northeastward before the opening of the Sea of Japan.

During Late Jurassic and Early Cretaceous times the Izanagi oceanic plate was likely subducted northward beneath the Eurasia continental plate. The eastward thrusting of the Ultra-Tamba and Tamba Zones is considered to have occurred along the Eurasia continental margin, and hence is interpreted to have caused by the north to northeastward movement of the Eurasia plate at a considerably faster rate than the Izanagi plate.