

上葦生川-鮎喰川断層に沿う水平変位量の側方変化

村 田 明 広*

Lateral change of horizontal displacement along the Kaminirogawa—Akuigawa fault in East Shikoku

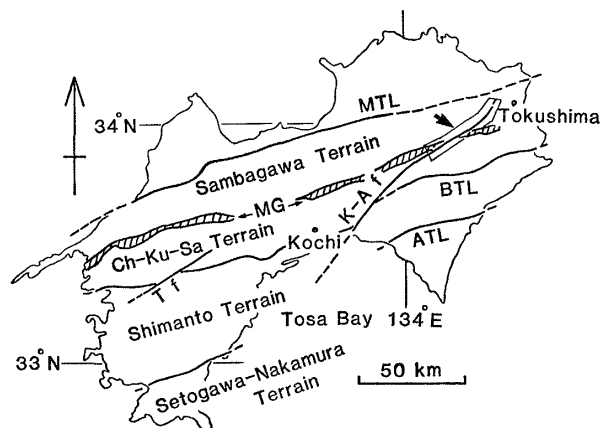
Akihiro MURATA*

Abstract The NE-trending Kaminirogawa—Akuigawa fault is one of the major left-lateral strike-slip faults in the Outer Zone of Southwest Japan. Horizontal displacement along the fault was determined at four localities in Tokushima Prefecture, and it ranges from 1.1 km to 7.1 km. Four values were plotted on a displacement-distance graph to clarify the rate of lateral change. The displacement along the fault increases southwestward at a nearly constant rate. The lateral change of displacement of the Kaminirogawa—Akuigawa fault is clearly explained by dislocation model of fault formation. The fault dies out in Tokushima Plain, and does not reach the Median Tectonic Line. The Kaminirogawa—Akuigawa fault is not a Riedel-shear type fault associated with the MTL.

はじめに

上葦生川—鮎喰川断層(伊熊・市川, 1978)は, NE 性の左横すべり成分の卓越する高角度断層で, 四国東部から中央部にかけての三波川帯, 秩父・黒瀬川・三宝山帯, 四万十帯を斜断している(第1図)。この断層は, もともと四国中央部の秩父帯白亜系の南東を境する上葦生川構造線(藤田, 1943)と, 四国東部の三波川帯を斜断する鮎喰川断層(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970; 徳島県, 1972)として, それぞれ独立に明らかにされた断層である。伊熊・市川(1978)は, 両断層はその中間の剣山付近で位置がよく分かっていないものの, ひと続きの断層であることを明らかにし, 上葦生川—鮎喰川断層と呼んだ。この断層は後期白亜紀以降の中央構造線の左横すべり運動に伴って生じたリーデルシア型断層のひとつとみなされている(原・秀, 1974; ICHIKAWA, 1980)。

上葦生川—鮎喰川断層は左横すべり断層であることは明らかにされているものの, その変位量については異なる値が明らかにされている。伊熊・市川(1978)によると, この断層に沿う走向隔離(strike separation)は, 南西部の上葦生川構造線とされた部分で約 12 km 程度,

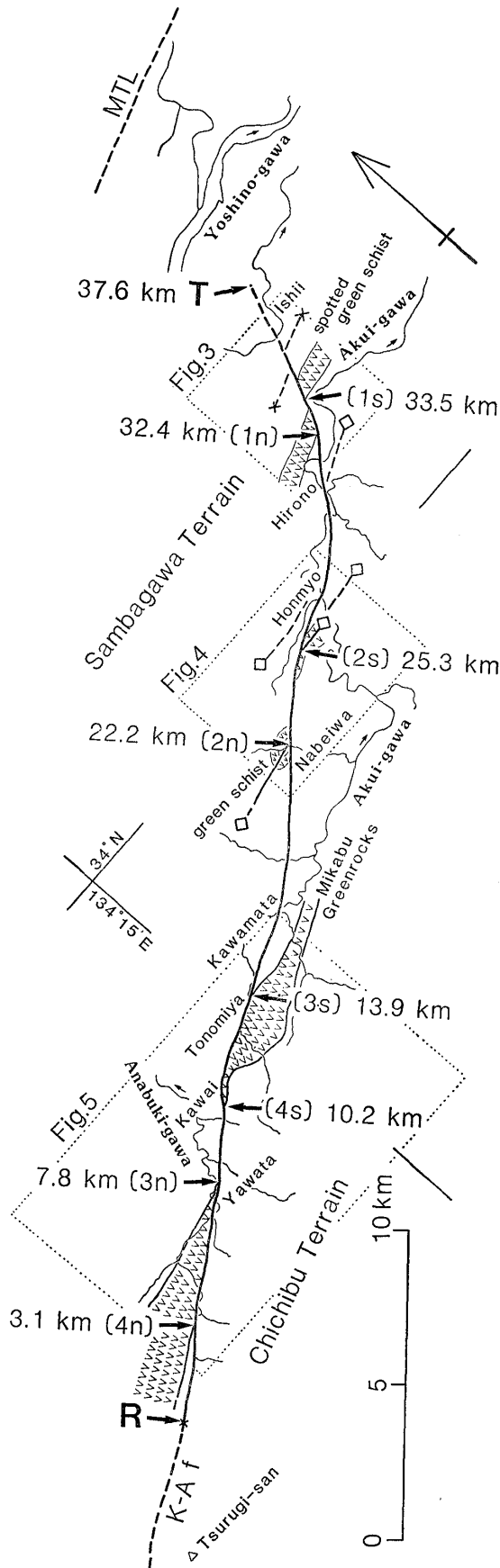


第1図. 四国の中央構造線と上葦生川—鮎喰川断層。矢印は調査範囲。Ch-Ku-Sa Terrain: 秩父—黒瀬川—三宝山帯, MTL; 中央構造線, K-A f; 上葦生川—鮎喰川断層, T f; 田野々断層, BTL; 仏像構造線, ATL; 安芸構造線, MG; 御荷鉾緑色岩類。

北東部の鮎喰川断層とされた部分で約 10 km と見積り, その大部分を左横すべり成分によるものと推定している。一方, 徳島県(1972)によると, 鮎喰川断層とされた部分での左横すべり変位量は, 三波川帯から御荷鉾帯までの全域で約 2 km と推定している。なお, 活断層研究会(1980)による鮎喰川断層系は, 雁行した4つの断層の集合であり, それらのうち宮前断層, 南山断層, 見ノ越

1988年3月23日受付。1988年6月20日受理。

* 東京大学理学部地質学教室。Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo, Hongo, Tokyo, 113 Japan.



北側断層は、その位置も走向も異なることから、上葦生川一鮎喰川断層とは異なる断層である。鮎喰川断層系の下名断層はその西半部のみ上葦生川一鮎喰川断層と一致しており、第四紀には右横すべり成分があったと推定されている(活断層研究会, 1980)。

筆者は上葦生川一鮎喰川断層に沿う水平変位量を、三波川帯中の東西性の褶曲軸や御荷鉾緑色岩類の北限・南限などのずれを利用して調査した。その結果、この断層に沿う変位量は南西部から北東部に向かって一定の割合で減少し、徳島平野の沖積層下で変位量がゼロとなる。つまりこの断層は中央構造線に達する前に消滅することが明らかとなったので、ここに概要を報告する。

謝辞 本研究を進めるにあたって東京大学理学部地質学教室吉田鎮男助教授・伊藤谷生博士には貴重な御助言をいただいた。また同じく金川久一博士には本論の作成に際して数々の御指摘をいただいた。以上の方々に御礼申し上げます。

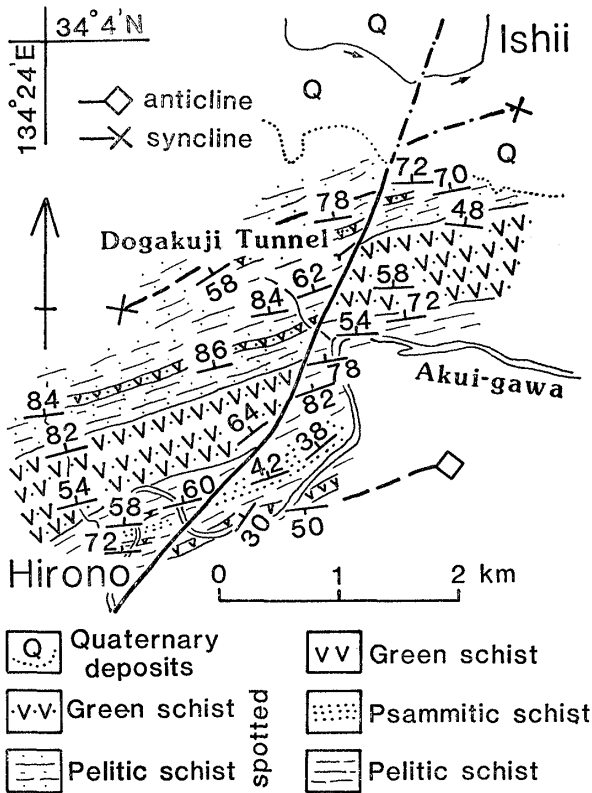
上葦生川一鮎喰川断層の水平変位量の見積り

上葦生川一鮎喰川断層は徳島県石井町から南西へ、広野、本名、鍋岩、川又、川井、八幡を通り、穴吹川上流に達し、多くの地点で幅数 m から 10 数 m の高角度の断層破碎帯が確認されている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970; 徳島県, 1972; 伊熊・市川, 1978)(第 2 図)。この断層は NE 性の直線的なトレースを持つが、広野付近でゆるやかに屈曲してそれより北東側では NNE 性のトレースを持つ。ここでは断層に沿う変位量を石井—広野地域(第 2 図の Fig. 3 の範囲)、鍋岩—本名地域(同 Fig. 4 の範囲)および川井—穴吹川上流地域(同 Fig. 5 の範囲)の 3 地域で明らかにした。なお、この調査範囲では川井付近の御荷鉾緑色岩類を除いて顕著な断層のひきずりは認められない。

1. 広野北東での点紋緑色片岩層の水平変位量

神山町広野北東地域では上葦生川一鮎喰川断層は童学寺トンネル付近から、広野にかけて NNE から NE のトレンドを持つ(第 2, 3 図)。三波川変成岩類の点紋緑色片岩・泥質片岩等は断層の両側でほぼ N 60°-80° E, 48°-85° N の走向・傾斜を持つ。広野北方で約 600 m

第 2 図. 徳島県下の上葦生川一鮎喰川断層。K-A f; 上葦生川一鮎喰川断層, R; 基準点, T; 推定される断層の北端部, (1n) (1s); 点紋緑色片岩層の南限, (2n) (2s); 三波川帯の背斜軸, (3n) (3s); 御荷鉾緑色岩類の北限の断層, (4n) (4s); 御荷鉾緑色岩類の南限。表示されている距離は基準点からのもの。



第3図. 石井一広野地域の地質図.

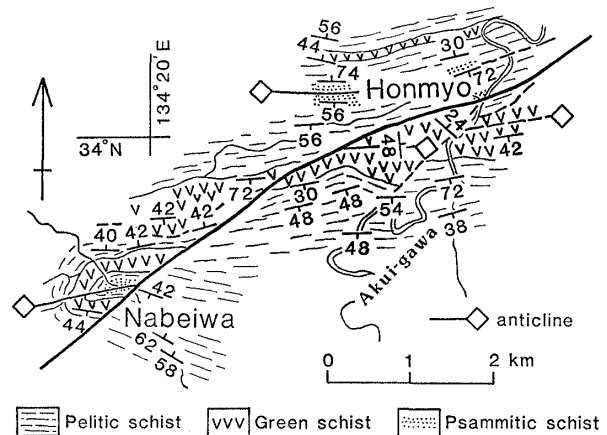
向斜・背斜の位置は徳島県(1972)による. 石井南方の向斜(一点鎖線)は第四系に覆われているが, 石井東方の資料により推定した.

の分布幅を持つ点紋緑色片岩層は, 断層によって変位させられ, 童学寺トンネルから東方にかけての同程度の分布幅を持つ点紋緑色片岩層につながる(第3図). この緑色片岩層の北側には, 断層の北西側で東西性の向斜軸の存在が明らかにされており(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970), 断層の南東側でもその存在が推定されていることから(徳島県, 1972), 断層の両側の緑色片岩層は, 同一層準のものと考えられる. この緑色片岩層の南限の, 断層に沿う走向隔離は 1.1 km である(第3図).

上葦生川一鮎喰川断層に沿っては水平方向に近い条線が卓越しており, 断層に沿う垂直変位量成分は小さいと考えられる. このことから, 1.1 km の走向隔離のほとんどは左横すべり成分の変位によるものと考えられる. なお, この値は徳島県(1972)による約 2 km という見積りより小さい. これは石井南方の点紋緑色片岩層の南限が徳島県(1972)により実際よりもかなり北方にずれて示されていることによると考えられる.

2. 鍋岩付近の背斜軸の水平変位量

上葦生川一鮎喰川断層は広野から南西へ, 本名を通り, 鍋岩へ達する(第2, 4図). 断層の北西側の鍋岩北



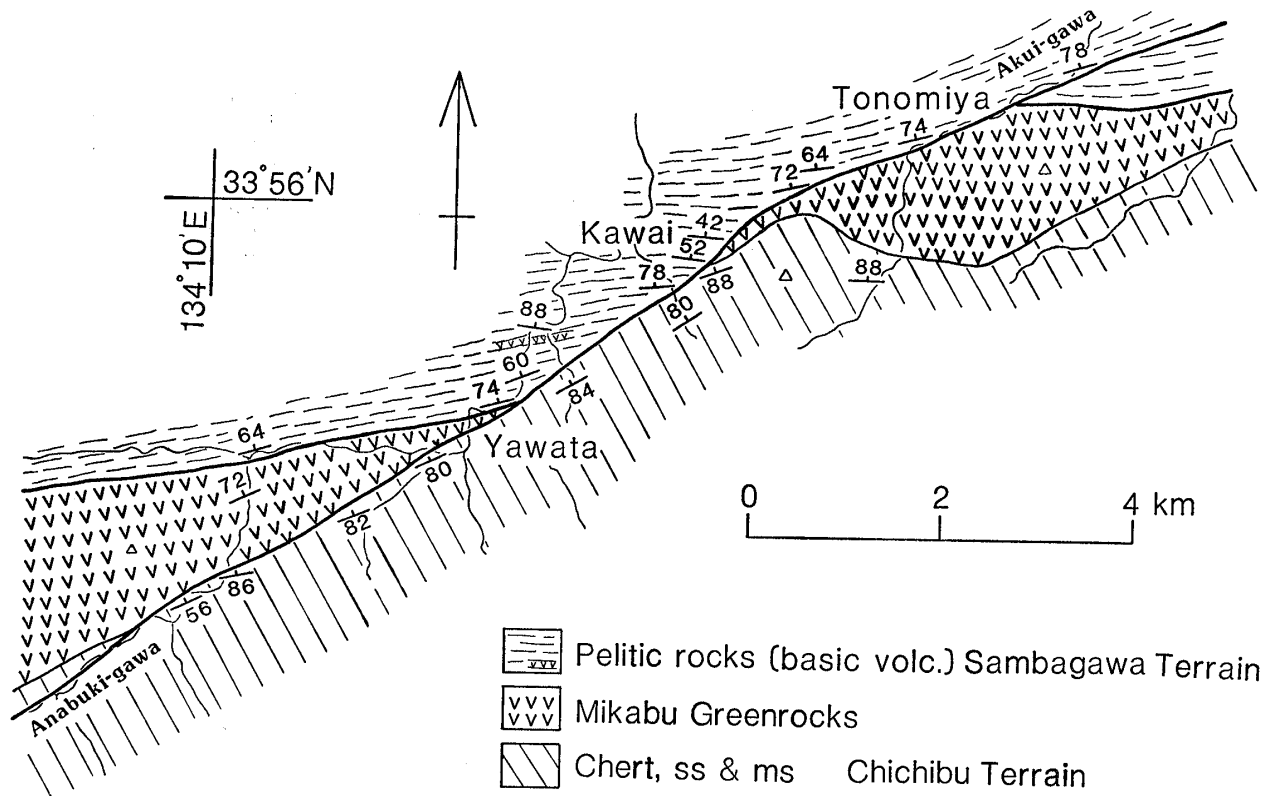
第4図. 鍋岩一本名地域の地質図.

西方で背斜構造がみられ(徳島県, 1972; 金属鉱物探鉱促進事業団, 1970; 伊熊・市川, 1978), 軸部に砂質片岩, その両側に順次, 泥質片岩, 緑色片岩, 泥質片岩が対称に分布する(第4図). 背斜の北翼・南翼でも地層の傾斜はほぼ同じで 40° 程度である. 断層の南東側では背斜は本名南方でみられ, 背斜の軸部に緑色片岩, そしてその両側に泥質片岩が分布する. これらの背斜構造はいずれも石井一広野地域の点紋緑色片岩層の南方にある2番目の背斜構造であり(第2図), 両者は対比可能である.

背斜軸の断層に沿う走向隔離は 3.1 km である(第4図). 背斜の両翼で地層の傾斜が同程度であることから軸面が鉛直と考えられ, 上葦生川一鮎喰川断層に沿う垂直変位量を考慮する必要がないため, 走向隔離の値がそのまま水平変位量を示す. ただし, 背斜構造は断層運動と無関係にそれ以前に生じたものとみなす. この値は伊熊・市川(1978)による褶曲軸の対比から出された約 10 km という値よりはかなり小さい.

3. 御荷鉾緑色岩類の北限の水平変位量

上葦生川一鮎喰川断層は川又から殿宮, 八幡を通り, 穴吹川上流へ延びる(第2, 5図). 御荷鉾緑色岩類はその北限を断層で境されており, 三波川帯プロパーの泥質岩と接している. この御荷鉾緑色岩類北限の断層はそのトレースから判断して垂直またはそれに近い高角度な断層である. この断層は上葦生川一鮎喰川断層によって八幡から殿宮まで変位させられており, その走向隔離は 6.1 km である. 御荷鉾北限の断層は垂直またはそれに近いため, 上葦生川一鮎喰川断層に沿う水平変位量は 6.1 km となる. なお, この値は徳島県(1972)による 2 km よりもかなり大きく, 伊熊・市川(1978)の図4から読み取れる約 6 km という値と同程度である.



第5図. 川井一穴吹川上流地域の地質図.

川井から八幡にかけての上葦生川—鮎喰川断層は、第四紀の断層である鮎喰川断層系の下名断層の西半部と一致しており、その時期の100 m以上の右横すべり成分(活断層研究会, 1980)により本来の左横すべり成分が小さくなっていると考えられる。

4. 御荷鉾緑色岩類の南限の水平変位量

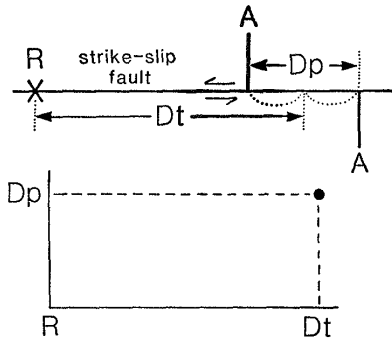
御荷鉾緑色岩類はその南側に分布する秩父帯のチャート・泥質岩と整合または断層で接している(第5図)(高知営林局, 1977; 徳島県, 1972)。本地域では境界の露頭はまだ見つかっていないが、秩父帯のチャート層などの傾斜は南方あるいは北方へ 65° — 90° 傾斜しており、その境界も地形に左右されないことから高角度であると判断される。この御荷鉾緑色岩類の南限の上葦生川—鮎喰川断層による走向隔離・水平変位量は7.1 kmである。これは断層に直接沿う変位量であり、ひきずりの影響は含まれていない。この値も鮎喰川断層系の下名断層により、100 m以上値が小さくなっていると考えられる。

断層の変位量—距離法

変位量—距離法(displacement-distance method, WILLIAMS & CHAPMAN, 1983)は、断層に沿う変位量の変化を図に表示するもので、断層の末端部や変位量最大

となる位置を推定するのに非常に有効である。この方法はまず断層のトレース上の任意の位置に基準点(R)を設定する(第6図)。変位量(Dp)を持つ断層が得られた位置を基準点からの断層沿いの距離(Dt)で表現する。その距離は断層の両側で対応する地層境界(A)の中間点と基準点(R)との間の距離とする。そして横軸に距離(Dt)を縦軸に変位量(Dp)をとって図を作る。なお、WILLIAMS & CHAPMAN(1983)は衝上断層を扱い、衝上断層の上盤の変形だけに注目したため、断層の位置を示す距離(Dt)は上盤の地層境界と基準点の間の距離としている。しかしながら、横すべり断層の場合、断層の両側の地層とも変形するため、両側の地層境界の中間と基準点との距離をとった方が変位量変化の割合を考察する時都合がよい。

上葦生川—鮎喰川断層のトレース上で基準点(R)を穴吹川上流に設定すると、広野北東での点紋緑色片岩層の南限の基準点からの距離は断層の北西側で32.4 km(1n)、南東側で33.5 km(1s)となる(第2図)。このため水平変位量1.1 kmを持つ断層の位置は基準点より33.0 kmの距離のところとなる(第2図)。なお距離の測定は5万分の1の地形図上でキルビメーターを用いて行った。同様に鍋岩の背斜軸(2n, 22.2 km; 2s, 25.3 km)



第6図. 横すべり断層の場合の変位量—距離法.
Dp; 変位量, Dt; 距離, R; 基準点, A; 断層の両側で対応する地層境界など. 距離(Dt)は断層の両側の(A)の中間点と基準点(R)との距離とする.

の水平変位量 3.1 km を持つ断層の位置は 23.8 km となり, 御荷鉾緑色岩類の北限の断層(3n, 7.8 km; 3s, 13.9 km)および南限(4n, 3.1 km; 4s, 10.2 km)の水平変位量・距離はそれぞれ, 6.1 km・10.9 km, 7.1 km・6.7 km となる(第2図). これらの値を変位量—距離図にプロットしたものが第7図である.

考 察

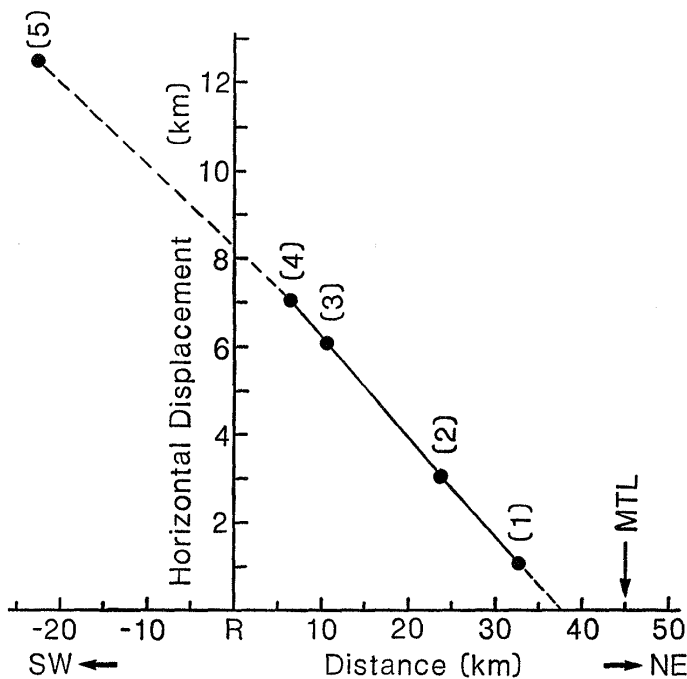
1. 断層の転位モデル

上葦生川一鮎喰川断層で得られた4つの変位量・距離のプロットは, 右下がりのほぼ直線上にのる(第7図の(1), (2), (3), (4)). このことは断層に沿う水平変位量

は南西に向かうにつれて一定の割合で増大していることを表している. このような変位量の一定の割合の変化は, 断層を転位モデル(ESHELBY, 1973; WILLIAMS & CHAPMAN, 1983)で考えると非常によく説明される. これは断層に沿う変位量変化を結晶の転位(dislocation)と同じように扱うもので, 以下のように説明される.

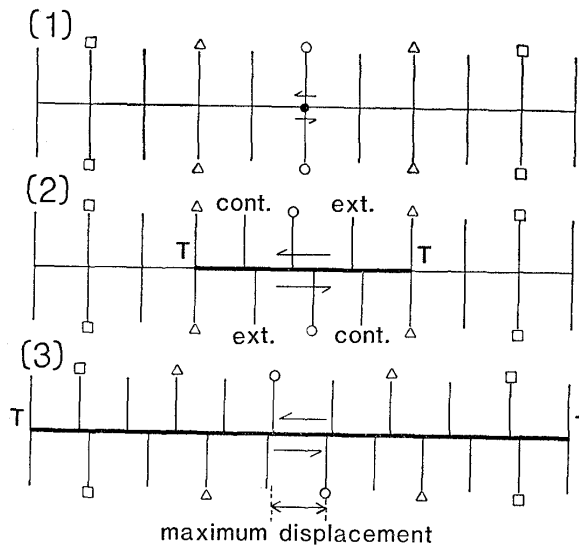
横すべり断層を平面図で考えた場合, 断層のでき始めは点である(第8図の1). 断層によって移動するブロックは前半部が短縮, 後半部が伸張の歪を生じる. 反対側のブロックでも逆方向で短縮・伸張の歪を生じるため, その結果として断層に沿って変位が生じる(第8図の2). 断層が両方向に延びて長くなっていくと, それにつれて断層の中心部ほど変位が増大していくことになる(第8図の3). このことは断層の中心部で変位量が最大となり両側に向かって変位量が一定の割合で減少していき, 末端部で変位量がゼロとなることを意味している. 第8図では模式的に描かれているが, 実際には断層から垂直方向に離れていくにしたがって, 歪が小さくなっていき, ある程度離れた地域では断層の影響はまったく現れないと考えられる. このモデルは, 多くの断層はどこまでも続くものではなく必ず末端部で変位量がゼロとなり, ゆるやかな地層のとう曲に移り変わってしまうことをうまく説明できる.

上葦生川一鮎喰川断層は左横すべり断層であるが, すでに述べたように断層の一部では第四紀の鮎喰川断層系による 100 m 以上の右横すべりの影響を受けており,



第7図. 上葦生川一鮎喰川断層の変位量—距離図.

距離の値は第2図参照. (1); 点紋緑色片岩層の南限, (2); 三波川帯中の背斜軸, (3); 御荷鉾緑色岩類の北限の断層, (4); 御荷鉾緑色岩類の南限, (5); 楯佐古川構造線(伊熊・市川(1978)をもとに推定).



第8図. 転位モデルによる横すべり断層の形成と変位量の増大.

T; 断層の末端部, cont.; 短縮, ext.; 伸張. (1), (2), (3)の順番に断層が成長していく. 断層に沿う部分で, 紙面上側のブロックの左半部は短縮, 右半部は伸張の歪を生じ, 下側のブロックではその逆となる. この図の変位量の変化の割合は実際に上葦生川一鮎喰川断層で得られた値を用いて描かれている. 本文参照.

御荷鉾緑色岩類の北限の断層(3)と南限(4)の変位量は異なる時期の反対方向の変位量が総合されたものである. しかしながら, 変位量—距離図がほぼ直線上にのることを考えると, 断層に沿う右横すべり成分の影響は小さく, 左横すべり成分を基本的に転位モデルで説明することができる.

2. 上葦生川一鮎喰川断層の北東延長

変位量—距離図(第7図)から上葦生川一鮎喰川断層の北方延長を推定することができる. 水平変位量の変化の割合が一定と仮定すると, 図の線をそのままの傾斜で北東方向へ外挿すると基準点(R)から37.6 kmの地点で変位量がゼロとなることが分かる. つまり, 上葦生川一鮎喰川断層は中央構造線に達する前に, 石井の北方1.7 kmの地点(T)で消滅すると推定される(第2図).

原・秀(1974)および ICHIKAWA(1980)は上葦生川一鮎喰川断層が中央構造線にまで達すると考え, 両者が20°から30°斜交し, そのセンスが同じであることから前者を後者に伴うリーデルシア型断層と考えた. リーデルシア型断層は主断層の両側に斜交して雁行状にできたものが, 後に主断層によって切断された結果, 主断層から10°から30°斜交して分岐するように同じセンスの断層が観察されるものである(RIEDEL, 1929). その

ためリーデルシア型断層は, 主断層に向かって変位量が増大することが期待される. 上葦生川一鮎喰川断層は中央構造線に達しないこと, および変位量が中央構造線に向かって減少することから, この断層を中央構造線から派生したリーデルシア型断層とは考えにくい.

3. 上葦生川一鮎喰川断層の南西延長

伊熊・市川(1978)によると上葦生川沿いで, 蛇紋岩や黒瀬川帯の深成岩類を伴う緒佐古川構造線(甲藤・須鎗, 1956)の上葦生川一鮎喰川断層に沿う水平変位量は12 km程度とされている. 伊熊・市川(1978)の図2からは約12.5 kmの走向隔離が読みとれ, 緒佐古川構造線が垂直に近い断層であることから, この値が水平変位量を表すと考えられる. この変位量を持つ断層の位置は基準点(R)から南西へ約22.5 kmとなる. これを変位量—距離図にプロットすると(第7図の(5)), 基準点から北東の変位量で求めた線を南西方向にほぼ外挿したところにあたる. このことは, 断層の水平変位量の変化の割合がほぼ一定であり, 南西に向かって変位が増大していることを示している. 仮にこの位置が変位量最大の地点とし, これより北東側と同じ割合で南西に向かって変位量が減少していくとすると, 上葦生川一鮎喰川断層の南西末端部は変位量最大の地点から約60 km南西に位置することになる. この位置は高知市南方約25 kmの土佐湾内の地点にあたる(第1図のK-A fの南西末端部). 物部川河口付近の第四紀堆積物に覆われて不明であった仏像構造線と上葦生川一鮎喰川断層の関係は, 上述のことから前者が後者によって切断されている可能性が大きく, 上葦生川一鮎喰川断層の一部は高知市東方で三宝山帯と四万十帯の地層の境界をなすと考えられる(第1図).

4. 変位量の変化の割合

上葦生川一鮎喰川断層に沿う水平変位量の変化の割合(変位量/距離)は, 0.21であり, 断層のトレース上の距離で10 km行くごとに2.1 kmの割合で変位量が増大している. この変化の割合の値は上葦生川一鮎喰川断層に固有の値であるが, 他の同様な横すべり断層についても岩質の変化がなければこれに近い値を持つと思われるので, 他の横すべり断層の末端部の位置の推定に役立つものと考えられる.

RANALLI(1977)は多くの横すべり断層の長さとも最大変位量の相関を両対数のグラフに表示し, 最小二乗法で回帰直線を描いた. 上葦生川一鮎喰川断層の最大変位量を12.5 km, 長さを120 kmとすると, この値はほぼその直線上にプロットされることから, この断層の長さに対する最大変位量は平均的な値と思われる.

おわりに

調査範囲の南西方にあたる大枳地域の秩父帯では、上葦生川—鮎喰川断層の北西側に、白亜系が二畳—ジュラ系を傾斜不整合に覆って広く分布しているのに対し、南東側ではまったく分布していない(伊熊・市川, 1978)。これは断層の北西側が南東側に対して下降したことを示しており、仏像構造線などの傾斜した断層の水平変位量を求める時に十分考慮されなければならない。ここでの上葦生川—鮎喰川断層の変位量については現在調査中であり、別の機会に述べる予定である。

上葦生川—鮎喰川断層は中央構造線に伴うリーデルシア型断層ではなく、その走向、ずれのセンスから判断すると、四国西部の秩父—三宝山帯・四万十帯を斜断する NE 性の田野々断層(MURATA, 1982)と共通するところがある。田野々断層は約 8 km の左横すべりの走向隔離を持ち、上葦生川—鮎喰川断層と同様に北西側が南東側に対して下降している(MURATA, 1982)。これら 2 つの断層は右手系(right-handed)の雁行配列をしている(第 1 図)。西南日本外帯では多くの NE 性の左横すべり断層が、中央構造線に伴うリーデルシア型断層と考えられているが(ICHIKAWA, 1980)、それらについてもリーデルシア型断層かどうか今後再検討されねばならない。なお、上葦生川—鮎喰川断層と田野々断層の形成時期については、現在までのところ上部白亜系を切ることから白亜紀後期以降(伊熊・市川, 1978)としか分かっておらず、これも今後の検討課題である。

文 献

ESHELBY, J. D., 1973 : Dislocation theory for geophy-

sical applications. *Phil. Trans. R. Soc.*, **A274.**, 331-338.

藤田 旭, 1943 : 四国大枳付近の地質. 地質雑, **50**, 207-215.

原 郁夫・秀 敬, 1974 : 中央構造線の起源. 海洋科学, **9**, 34-40.

ICHIKAWA, K., 1980 : Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **13**, 187-210.

伊熊俊幸・市川浩一郎, 1978 : 四国外帯の上葦生川—鮎喰川断層. *MTL*, no. 3, 43-48.

活断層研究会, 1980 : 日本の活断層. 363 p., 東京大学出版会, 東京.

甲藤次郎・須鎗和巳, 1956 : 物部川盆地の再検討. 高知大学学術研究報告, **5**, no. 23, 1-11.

金属鉱物探鉱促進事業団, 1970 : 昭和 44 年度広域調査報告書, 吉野川流域. 通産省.

高知営林局, 1977 : 20 万分の 1 高知営林局管内表層地質図.

MURATA, A., 1982 : Large decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan Terrains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], **20**, 383-424.

RANALLI, G., 1977 : Correlation between length and offset in strike-slip faults. *Tectonophysics*, **37**, T1-T7.

RIEDEL, W., 1929 : Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zent. Min. Geol. Pal. B*, 354-368.

徳島県, 1972 : 徳島県の地質および 15 万分の 1 徳島県地質図.

WILLIAMS, G. and CHAPMAN, T., 1983 : Strains developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate : a dislocation model. *Jour. Struct. Geol.*, **5**, 563-571.

(要 旨)

村田明広, 1988 : 上葦生川—鮎喰川断層に沿う水平変位量の側方変化. 地質雑, **94**, 689-695. (MURATA, A., 1988 : Lateral change of horizontal displacement along the Kaminirogawa-Akuigawa fault in East Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 689-695.)

西南日本外帯の主要な NE 性左横すべり断層である上葦生川—鮎喰川断層の変位量を再検討した。御荷鉢緑色岩類や三波川帯中の褶曲軸のずれなどを利用して、4ヶ所で 1.1 km から 7.1 km の水平変位量が明らかとなり、断層に沿う変位量の変化をみるために、変位量—距離図を作成した。これは断層のトレス上の任意の地点に基準点を設定し、ある変位量を持つ断層の位置を基準点からの距離で表すものである。その結果、徳島県下では断層に沿う水平変位量は、南西に向かうにつれて一定の割合(断層の距離 10 km に対して 2.1 km の変位量)で増大することが明らかとなった。これは断層の形成を結晶の転位モデルで考えるとよく説明される。変位量の変化の割合に変化がないとすると、上葦生川—鮎喰川断層は中央構造線に達する前に消滅することが変位量—距離図から推定され、前者は後者に伴うリーデルシア型断層ではないと考えられる。