

高知県下の上葦生川断層の左横すべり変位置

Left-lateral strike-slip displacement of the Kaminirogawa fault in Kochi Prefecture

村田明広*

Akihiro Murata

Abstract: The NE-trending Kaminirogawa fault is one of the major left-lateral strike-slip faults in the Outer Zone of Southwest Japan. The Odochi-Kahoku Area in Kochi Prefecture was mapped and the trace of the fault was clarified. The Cretaceous Formation of the Chichibu Terrain is displaced southwestward, and is in contact with the Shimanto Supergroup. The limestone-dominated Formation of the Sambosan Group is separately distributed in four blocks, produced by the NW-trending Odochi fault and the cross-cutting Kaminirogawa fault.

Left-lateral strike-slip displacement of the Kaminirogawa fault is estimated by using three geological markers, taking vertical displacement of 0.5-1.0 km into consideration. The strike-slip displacement is 10.3-11.3 km, 10.4 km and 8.6-10.0 km, decreasing from NE to SW. The values are larger than those clarified in Tokushima Prefecture. The Kaminirogawa fault was formed in Miocene-Pliocene times after the major strike swinging of the Chichibu-Sambosan and Shimanto Terrains.

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(Fig. 1)。本報告では誤解を招かない限り、上葦生川-鮎喰川断層を単に上葦生川断層と略称する。最近、村田(1988)は本断層の北東半部にあたる徳島県下の4ヶ所で、左横すべり変位置の検討を行った。それによると同地域では、変位置は北東から南西に向かって1.1 kmから7.1 kmまで増大する。村田(1988)は変位置-距離法(Williams & Chapman, 1983)を用いることによって、本断層は北東方に向かって一定の割合で変

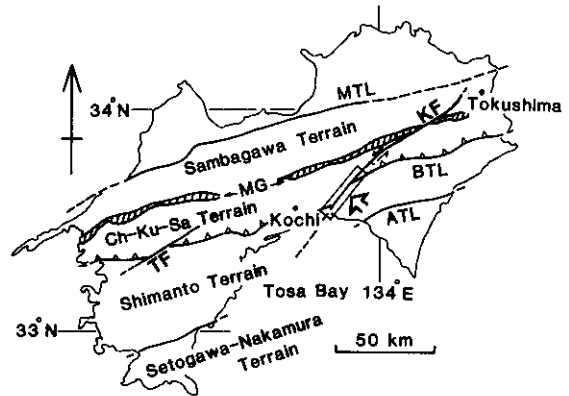


Fig. 1. Kaminirogawa fault in Shikoku. MG; Mikabu Greenrocks, Ch-Ku-Sa Terrain; Chichibu, Kurosegawa and Sambosan Terrains, MTL; Median Tectonic Line, BTL; Butsuzo Tectonic Line, ATL; Aki Tectonic Line, KF; Kaminirogawa fault, TF; Tanono fault.

*東京大学理学部地質学教室
Geological Institute, University of Tokyo

位置を減少させ、中央構造線に達する前に消滅することを明らかにした。また、本断層は南東方に向かってさらに変位量が増大する可能性が示された。

上韭生川断層の南西半部にあたる高知県下では、物部村の大栃から北方の地域で、秩父帯白亜系の南東を境する上韭生川構造線（藤田，1943）として断層の位置が明確に示され、約12 kmの左横すべり変位量が明らかにされている（伊熊・市川，1978；Ichikawa，1980）。しかしながら、大栃より南西方では、本断層は衝上断層としての仏像構造線を明瞭に切るのか、あるいは仏像構造線に合流してしまうのかという点もあいまいに残されていた。これは上韭生川断層の位置さえも明確にされておらず、断層の両側の地層の対比も全く行われていなかったことによる。

筆者は高知県香美郡の大栃—香北地域で上韭生川断層の調査を行い、秩父帯白亜系と四万十累層群とが本断層を境として接することを明らかにした。そして上韭生川断層は仏像構造線を約10km変位させていることを明らかにし、断層形成前の状態に復元することができたのでここに概要を報告する。

この調査で発見された放散虫化石はすべて新潟大学の松岡 篤講師に鑑定していただいた。また、東京大学の吉田鎮男助教には議論していただいた。これらの方々に感謝の意を表す。また、研究費の一部として文部省科研費重点領域研究(1) No. 01601015 表層状態の相違による地震断層の表れ方とその被害予測（代表 吉田鎮男）を使用した。記して謝意を表す。

上韭生川断層周辺の地質

大栃—香北地域では北から南に、秩父帯・黒瀬川帯・三宝山帯の配列が典型的に見られ、それぞれ東北東の一般走向を持っている。秩父帯は上部二疊系新改層（磯崎，1986）やジュラ系白木谷層群（Suyari，1961；Isozaki，1987）が分布している。黒瀬川帯は四国外帯では一般的にシルル系や古期花崗岩類の分布で特徴づけられ

るが、大栃—香北地域では次に述べる白亜系が広く分布するため、それらの直接的な分布は少ない。わずかに美良布西南西で蛇紋岩が（甲藤・須鎗，1956）、大栃北東の久保影北東で蛇紋岩および古期花崗岩類が分布しているにすぎない。

黒瀬川帯から秩父帯南部にかけては、下部白亜系領石・物部川層群、上部白亜系永瀬・梶佐古層が先白亜系を傾斜不整合で広く覆っており、北傾斜の軸面を持つ複向斜構造を作っている（伊熊，1980）。なおこれらの白亜系は現在その北限を、御在所山衝上断層によって秩父帯の先白亜系に覆われており、南限は吹越構造線（甲藤・須鎗，1956；伊熊，1980）で先白亜系と接するとされている（Fig. 6A）。

三宝山帯には三疊—ジュラー下部白亜系の三宝山層群と上部ジュラ系の鳥ノ巣層群とが分布している。三宝山帯の南限は仏像構造線であり、その南側には四万十累層群が広く分布する（Fig. 6A）。

三宝山層群

三宝山層群は北側のチャート・碎屑岩層と南側の石灰岩卓越層とに分けられる。なお、記載の便宜上、調査地域を北東半部と南西半部の二つに分け、北東半部を大栃地域、南西半部を香北地域と呼ぶ（Fig. 2）。

1. チャート・碎屑岩層

チャート・碎屑岩層は大栃地域の大栃北東方と香北地域の久保川西方に分布する。この地層は四国中央部の斗賀野層（松岡，1984）に相当し、三疊紀—前期ジュラ紀の層状チャートと、その上位にのる珪質泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層からなると考えられる。今回の調査では詳しく調査していないが、香北地域黒見（Loc. 7）で本層と考えられる泥岩より下記の中期ジュラ紀 *Tricolocapsa conexa* 帯（Matsuoka & Yao，1986）の放散虫が産出した。

Loc. 7 : *Eoxitus* spp., *Stichocapsa robusta* Matsuoka, *Tricolocapsa conexa* Matsuoka, *T. tetragona* Matsuoka.

チャート・碎屑岩層は上部ジュラ系鳥ノ巣層

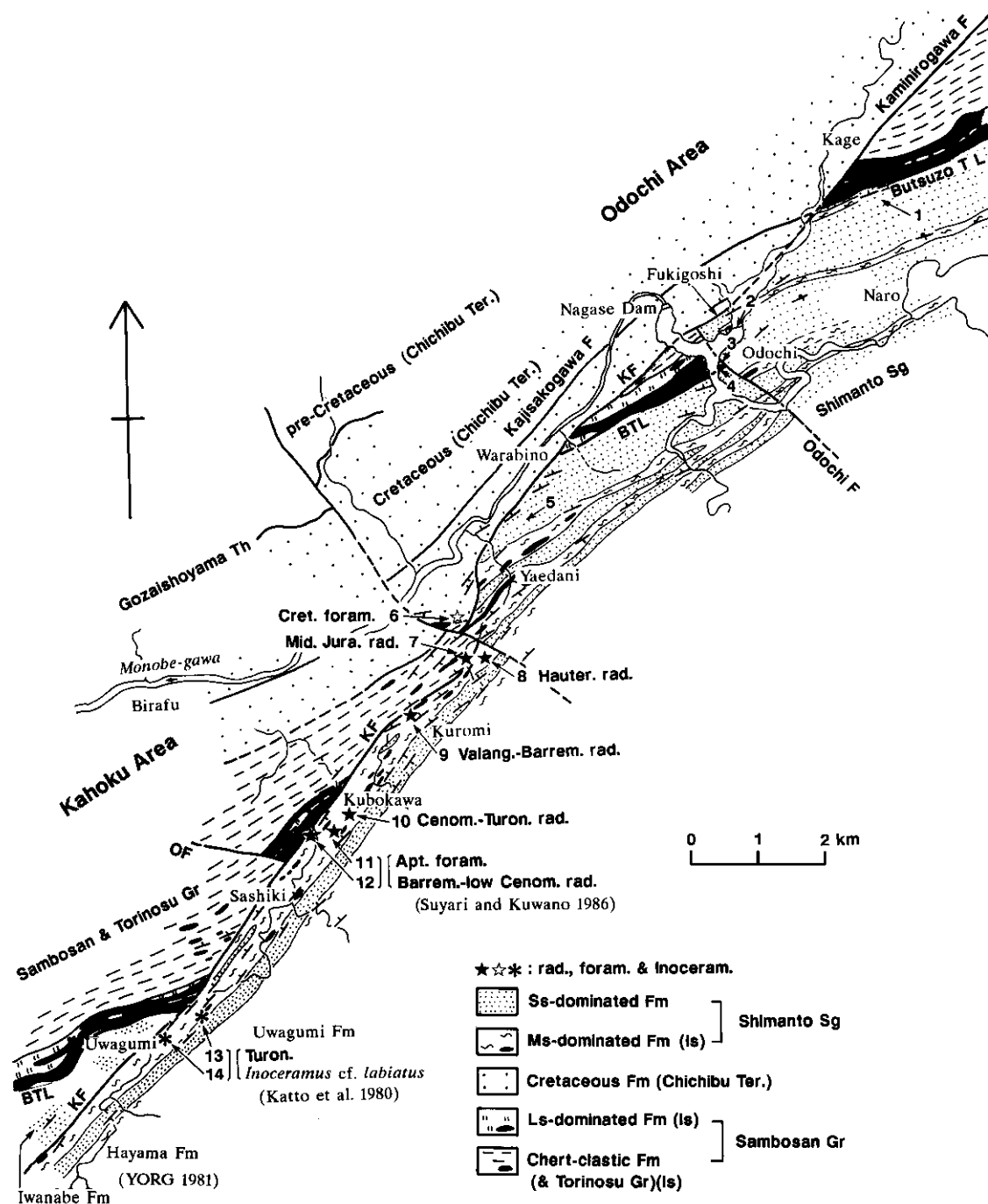


Fig. 2. Geological map along the Kaminirogawa fault of the Odochi Area (NE half) and Kahoku Area (SW half) in Kochi Prefecture. KF; Kaminirogawa fault, OF; Odochi fault, BTL; Butsuzo Tectonic Line. Nos. 1,3,4 & 5; outcrop localities, No 2; Nirogawa Bridge, Nos. 6-14; fossil localities.

群を伴う。鳥ノ巣層群は大型化石を多産する石灰岩と砂岩・泥岩・砂岩泥岩互層からなるが、今回の調査では詳しく調査していない。

2. 石灰岩卓越層

石灰岩卓越層は仏像構造線のすぐ北側に接して分布し、大栃地域の大栃北東方、大栃西方、香北地域の久保川西方、上組の4つの地域に分かれて分布する (Fig. 2)。この地層は甲藤・須鎗 (1956) や Suyari (1961) により、大栃層群とされたものの一部に相当する。今回の調査によれば大栃層群とされた地層は、三宝山層群の石灰岩卓越層と四万十帯北縁部の四万十累層群とを寄せ集めたものであり、両者は仏像構造線によって明確に区別される。これについては、仏像構造線の位置および上韭生川断層の位置の認定と深く関係するので、後の断層の章で述べる。

石灰岩卓越層は主に石灰岩からなり、チャート・塩基性火山岩類・砂岩・泥岩・含礫泥岩を伴う。石灰岩は白色でスパークライト質のものが多く、一部でチャートと互層する。また、石灰岩はいわゆる鳥ノ巣型石灰岩を伴う。チャートは放散虫層状チャートである。塩基性火山岩類は、蕨野と上組北方で確認され、溶岩と凝灰岩

からなる。砂岩は蕨野と上組で見られ、一部に淘汰のよいものが含まれる。泥岩は黒色で砂岩のラミナを伴うことがある。含礫泥岩は泥岩の基質中にチャート・石灰岩・砂岩等の礫からなる。今回の調査では時代決定に有効な化石を発見することはできなかったが、四国の他地域の結果では、石灰岩・チャートは三疊紀-ジュラ紀、泥質岩は前期白亜紀とされている (YORG, 1981; 石田, 1987; 松岡, 1984)。

四万十累層群

四万十累層群は主に砂岩および砂岩泥岩互層からなり、泥岩・含礫泥岩を伴う。砂岩は中粒-粗粒の塊状の石質ワッケを主とし、淘汰は悪い。岩片としては酸性-中性の火山岩とチャートがほとんどである。この地域の四万十累層群の砂岩は宮本 (1976) により、その組成が詳しく調べられており、それによると平均として石英22.8%、長石36.8%、岩片15.2%、基質25.3%という結果がでている。大栃地域奈良呂北方と蕨野南方の仏像構造線近辺の砂岩にはローモンタイトの細脈を多量に含むものがある (Fig. 3)。砂岩泥岩互層は上述の砂岩と黒色の泥岩とのリズムカルな互層である。泥岩は黒色塊状

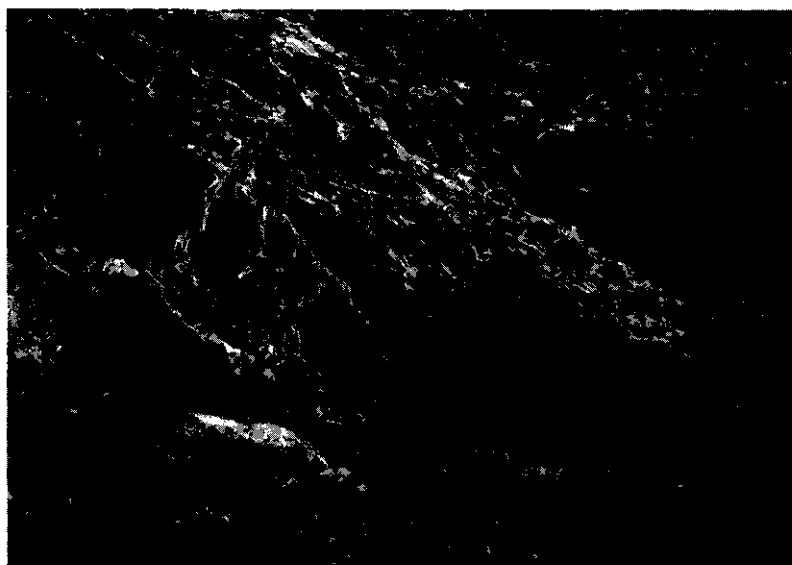


Fig. 3. Laumontite vein-bearing sandstone of the Shimanto Supergroup at Loc. 1, north of Naro.

のものと、砂質のラミナを持つものがある。

含礫泥岩は泥岩の基質と砂岩・石灰岩・酸性凝灰岩などの礫からなる。砂岩礫は長径 2-30 cmから数 mに達し、前述の砂岩と同じ性質を持つ。石灰岩礫は長径 1 mから 1 km以上にまで達する。石灰岩礫は、黒色で大型化石を多量に含むいわゆる鳥ノ巣型石灰岩がほとんどで、一部にオーライト質石灰岩が含まれる。また、大栃地域八重谷北東 1.5 kmや、香北地域上組南西 2.5 kmでは、石灰岩とチャートの互層からなる礫が存在し、三宝山帯から供給されたものと考えられる。

香北地域の上組では (Locs. 13 & 14), 泥岩は *Inoceramus* cf. *labiatus* (Schotheim), *I. aff. latus* Sowerby等のイノセラムスを産し、その時代は後期白亜紀 Turonianとされている (甲藤他, 1980)。また、久保川 (Locs. 11 & 12) の泥岩および石灰質ノジュールは前期白亜紀 Aptian の有孔虫と、白亜紀 Barremian-前期 Cenomanian の放散虫が産する (須鎗・桑野, 1986)。なお、この有孔虫・放散虫は鳥ノ巣層群産とされたが、筆者の調査では上葦生川断層の章で後述するように四万十累層群のものと考えられる。今回の調査でもほぼ同じ層準の泥岩から、以下のような Hauterivian (Loc. 8), Valanginian-Barremian (Loc. 9), Cenomanian-Turonian (Loc. 10) の放散虫が産出した。

Loc. 8: *Archaeodictyomitra pseudoscalaris* (Tan Sin Hok), *A. puga* Schaaf, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Pseudodictyomitra lanceoloti* Schaaf, *P. aff. libyae* (Tan Sin Hok), *P. aff. depressa* Baumgartner, *Thanarla conica* (Aliev), *Xitus spicularius* (Aliev).

Loc. 9: *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *A. pseudoscalaris* (Tan Sin Hok), *Pseudodictyomitra* sp., *Stichocapsa* spp., *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Xitus spicularius* (Aliev).

Loc. 10: *Alievium* spp., *Amphipyndax stocki* (Campbell & Clark), *A. ellipticus* Nakaseko & Nishimura, *Archaeospongoprunum* spp., *Dictyomitra formosa* Squinabol, *Pseudodictyo-*

mitra pentacolaensis Pessagno, *Stichomitra* spp.

仏像構造線

仏像構造線は三宝山帯南縁部の石灰岩卓越層を、砂岩の卓越する四万十累層群の上へ衝上させている (Fig. 6A)。仏像構造線は単に四万十帯の北限の断層という意味で用いられることが多い。ここでは仏像構造線は、本来の衝上断層の部分にのみ限定して用い、後で横すべり断層などで四万十累層群と三宝山層群が接している部分には用いない。

大栃地域の仏像構造線のトレースは、大栃北東では影南方から奈呂北東にかけての石灰岩卓越層の南限を通り、東北東の走向を持つ (Fig. 2)。この仏像構造線の位置は従来から言われていた位置と大きく異なる。従来の仏像構造線は、大栃から北東方に奈呂を通るとされていた (伊熊・市川, 1978; 高知営林局, 1977)。これは影南方から葦生川橋 (Loc. 2) を経て大栃に至るまでの永瀬ダム湖東岸には砂岩の卓越する地層が分布しており、この砂岩卓越層が三宝山帯の構成メンバーである大栃層群に含まれていたことによる (甲藤・須鎗, 1956; Suyari, 1961; 伊熊, 1980)。ところが、この付近に分布する砂岩卓越層はそれよりも南側に分布する従来から四万十累層群と考えられてきた砂岩と同じ岩質を持ち両者は区別できない。また、三宝山帯の南縁部と考えられた石灰岩は葦生川橋西側と大栃東側に小規模に分布するにすぎない。さらに、影の石灰岩卓越層のすぐ南側にはローモタイトの細脈を多量に含む砂岩が分布しており (Loc. 1), これは経験的には四万十帯北縁部でよく知られている。四国の他地域での仏像構造線の両側での岩質の急変からも、大栃層群に含まれた砂岩卓越層は四万十累層群に含まれると考えられる。この位置の仏像構造線は影で上葦生川断層によって切られている (Fig. 2)。

大栃南西方の大比山周辺では仏像構造線は、大栃から藤野にかけて分布する石灰岩卓越層の南縁を通る (Fig. 2)。ここでも藤野周辺の砂

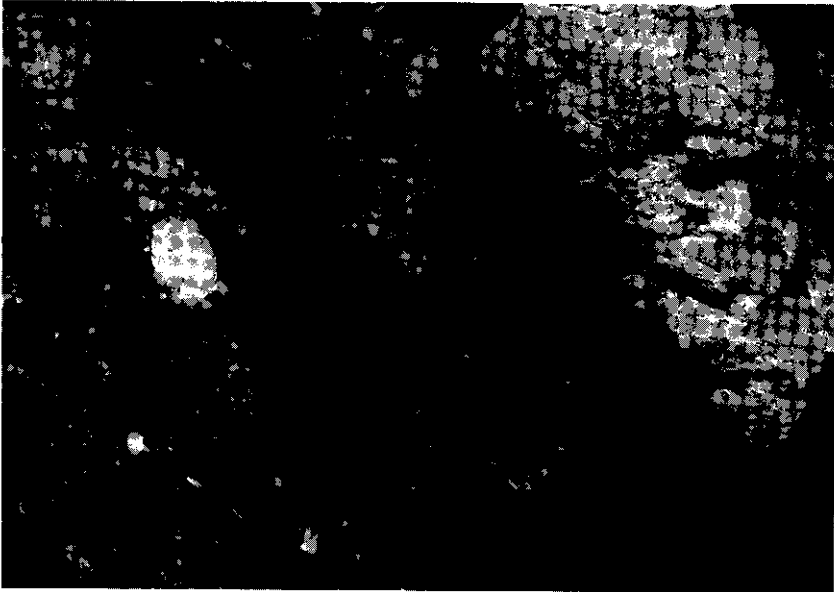


Fig. 4. Butsuzo Tectonic Line at Odochi (Loc. 4). Fault surface dips steeply toward south. Pebbly mudstone, limestone and chert of the Sambosan Group (left) are thrust over sandstone of the Shimanto Supergroup (right) originally.

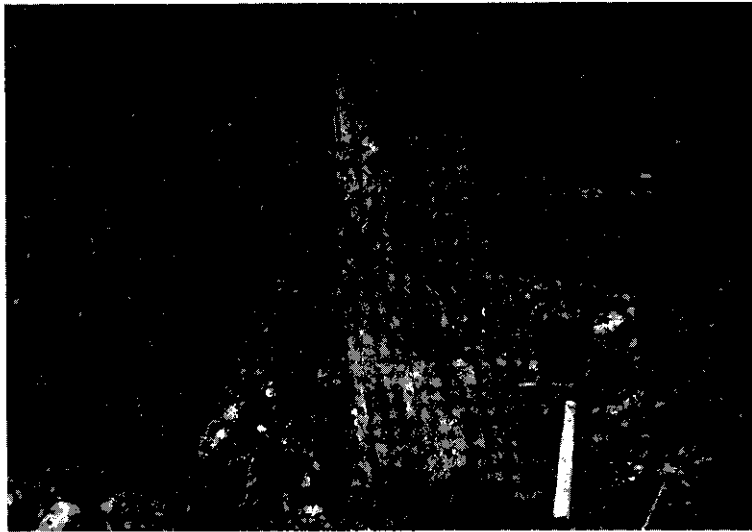


Fig. 5. Odochi fault at Odochi (Loc. 3). Fault surface is nearly vertical. Sandstone of the Shimanto Supergroup (left) is in fault contact with chert of the Sambosan Group (right).

岩卓越層は大栃層群に含まれていたために、
仏像構造線は大栃から八重谷にかけて北東走向
で通るとされていた（伊熊・市川，1978）。藤

野付近の砂岩層は大栃南方の従来から四万十累
層群と考えられてきた砂岩層の南西走向延長に
あたり、岩質のうえでも区別できない。また、

蕨野南方では四万十帯北縁部に特徴的にみられるローモンタイトの細脈を多く含む砂岩層が分布している (Loc. 5) . 以上のことから、この砂岩卓越層も大栃北東におけると同様に四万十累層群に含まれると考えられる。大栃南西方の仏像構造線はその南西部を上葦生川断層によって切られ、北東部は後述する大栃断層によって切られる (Fig. 2) .

大栃の永瀬ダム湖岸で (Loc. 4) 仏像構造線の露頭が観察される。ここでは北側に三宝山層群の石灰岩・チャート・含礫泥岩が分布し、南側には塊状の砂岩が分布している。ここでは仏像構造線はN60° Eで80° Sの約1 mの幅の破碎帯を持つ (Fig. 4) . 一般的に仏像構造線はそのトレスから推定すると、45° から60° 程度の北傾斜であることが多いが、ここでは南傾斜となっている。これは後述の大栃断層に接した位置にあるため、ひきずりの影響で急傾斜となったと考えられる。

香北地域の久保川付近には、三宝山帯南縁部の石灰岩卓越層が分布しており、この南縁に本来の仏像構造線が位置していたと考えられる。しかしながら、この石灰岩卓越層は現在その南東縁を上葦生川断層によって切られており、仏像構造線は地表には出現していないと考えられる (Fig. 2) .

香北地域の上組周辺では、仏像構造線は上組から西南西方向に秋葉山および三宝山へ通じる石灰岩卓越層の南縁を通る (Fig. 2) . ここでも仏像構造線の南側には四万十累層群の砂岩卓越層が分布している。なお、YORG(1981)によるとこの付近での三宝山層群と四万十累層群とは整合と考えられているが、筆者の鎌井谷周辺の予察調査によると、両者の一般走向が30° 程度斜交しており、両者の間には仏像構造線が存在すると思われる。この位置の仏像構造線はその北東部を上葦生川断層によって切られている (Fig. 2) .

大栃断層

大栃地域の大栃西方に分布する三宝山層群の

北東縁を限るNW性の断層があり、これを大栃断層と新称する。大栃西方の三宝山層群は北東走向で分布するが、その北東走向延長である葦生川橋周辺には、同じ北東走向で四万十累層群の砂岩卓越層が広く分布している。両者の境界は大栃のダム湖東岸と葦生川橋西方を結んだ線を通り (Fig. 2) , Loc. 3で断層露頭が確認される。ここでは、断層はN56° Wで88° SWであり、北東側に四万十累層群の砂岩および砂岩泥岩互層、南西側に三宝山層群のチャートが幅50 cmの破碎帯で接している (Fig. 5) . 一部に水平方向の条線が確認される。これらのことから、大栃断層はNW性でその両側の地層の対比から左横すべりの成分を持つ断層であることがわかる。変位量は約1.2 kmと推定される。

大栃断層はさらに南東方に向かって延び、四万十累層群同士の境をなす。高知管林局(1977)にも大栃付近から南東方へ延びるNW性の左横すべり断層が描かれており、そのセンスや同じ程度の変位量であることからこれに続く可能性がある。大栃断層は北西方に向かうと上葦生川断層に切られ、この付近ではそれよりも北西方向には延びない。

上葦生川断層によって変位させられた大栃断層の北西延長と考えられる断層が香北地域の久保川南西方でみられる。久保川南西方には三宝山層群の石灰岩卓越層が北東走向で分布しているが、南西方向には延長せず、そこには同じ北東走向で三宝山層群のチャート・碎屑岩層が分布している。チャート・碎屑岩層は本来石灰岩卓越層の北側に位置する地層であり、ここでは見かけ上左横すべりの断層が推定される。この断層はさらに北西方に延び、御在所山衝上断層を左横すべりに変位させていると考えられる (Fig. 6 A) . この断層は上葦生川断層が形成される以前の状態に復元した場合、後述のように大栃断層と考えられる。

上葦生川断層の位置

大栃地域での上葦生川断層の位置

大栃地域では上葦生川断層は、影から吹越、

蕨野を通り、八重谷北方に達する (Fig. 2)。トレースはNE性で地形に影響されず直線的であり、断層面が鉛直に近いことをうかがわせる。この範囲内では断層の北西側には常に秩父帯の白亜系が分布する。一方、断層の南東側には、影より北東側では三宝山層群、影-大柵間では四万十累層群、大柵-蕨野間では三宝山層群、そして蕨野-八重谷間では四万十累層群となり、三宝山層群と四万十累層群が交互に秩父帯白亜系と接することになる (Figs. 2 & 6A)。これは上葦生川断層形成前にNW性の大柵断層が仏像構造線を左横すべりに変位させていたためである。

影-大柵間と蕨野-八重谷間では秩父帯白亜系と四万十累層群の白亜系が上葦生川断層で接するが (Fig. 2)、これは三宝山帯の一部と考えられた大柵層群が秩父帯白亜系の南側に分布するとする従来の見解とは大きく異なる。しかしながら、すでに述べたように大柵層群とされた地層は三宝山層群と四万十累層群の一部をまとめたものであり、両者は区別されるべきである。また、甲藤・須鎗 (1956)、伊熊・市川 (1978) によると、上葦生川断層は影付近から南西へ大柵を通り、大柵西方の三宝山層群の東側を抜けるように示されている。このため秩父帯白亜系は、大柵より南西方ではその南東縁を別の断層である吹越構造線で境されると考えられていた。影より北東側の上葦生川断層の走向と、大柵のダム湖周辺の地層が四万十累層群であることから判断しても、上葦生川断層が吹越構造線とされた断層へそのまま延長すると考えられる (Fig. 2)。そのため吹越構造線とされた断層の少なくとも東半部は上葦生川断層そのものであると考えられる。なお、伊熊・市川 (1978) も上葦生川断層は吹越構造線へ続くようにも見えると述べている。吹越構造線という名称のもとになった吹越では、白亜系の南限の断層は上葦生川断層であるため、さらに西方の秩父帯白亜系の南限の断層に対してこの名称を用いるのは適当でない。

大柵地域の八重谷付近では上葦生川断層は少しS字状に屈曲しており、それに対応して白亜

系に走向変化がみられる。なお、秩父帯の白亜系より有孔虫を産したが (Loc. 6)、時代決定にはいたっていない。八重谷西方では断層の北西側には三宝山帯の鳥ノ巣層群が分布する。ここで上葦生川断層はNW性の左横すべり断層によって約400 m変位してから、南西方へ延びている。なお、このNW性の左横すべり断層はさらに北西方で御在所山衝上断層と秩父帯先白亜系を変位させている (Fig. 2)。

香北地域での上葦生川断層の位置

香北地域では上葦生川断層は黒見から久保川を通り、上組に達する。香北地域では上葦生川断層の北西側は、黒見-久保川間では三宝山帯のチャート・砕屑岩層と鳥ノ巣層群であり、久保川-佐敷間では三宝山層群の石灰岩卓越層となる。また、佐敷-上組間では断層の北西側は、北東側でチャート・砕屑岩層と鳥ノ巣層群、南西側で石灰岩卓越層となり、それぞれ2回繰り返している。一方、断層の南東側は常に四万十累層群である。

久保川周辺で上葦生川断層の南東側の地層は、須鎗・桑野 (1986) により鳥ノ巣層群とされ、仏像構造線は東北東走向でそれよりも南側に描かれている。しかしながら、以下の理由でその地層は四万十累層群に属すると考えられる。すでに述べたように、上組には甲藤他 (1980) によってイノセラムスの産出 (Locs. 13 & 14) が報告された地層がある。これは模式地の三宝山から東へ延びる三宝山層群の南側に位置することから、四万十累層群と考えられており上組層と呼ばれている (Fig. 2)。上組層は泥岩・砂岩泥岩互層・含礫泥岩からなり、イノセラムスを産した泥岩は石灰岩の礫を伴う。それらの南側に分布する厚さ50-200 mの砂岩は四万十累層群中によくみられる石質ワッケであり、鍵層として北東方の黒見まで追うことができる (Fig. 2)。上組層の一般走向も北東であり、上組から久保川まで連続し、須鎗・桑野 (1986) によりAptianの有孔虫を産する (Locs. 11 & 12) 鳥ノ巣層群とされた地層に連続する。なお久保川付近では泥岩中にいわゆる鳥ノ巣型の

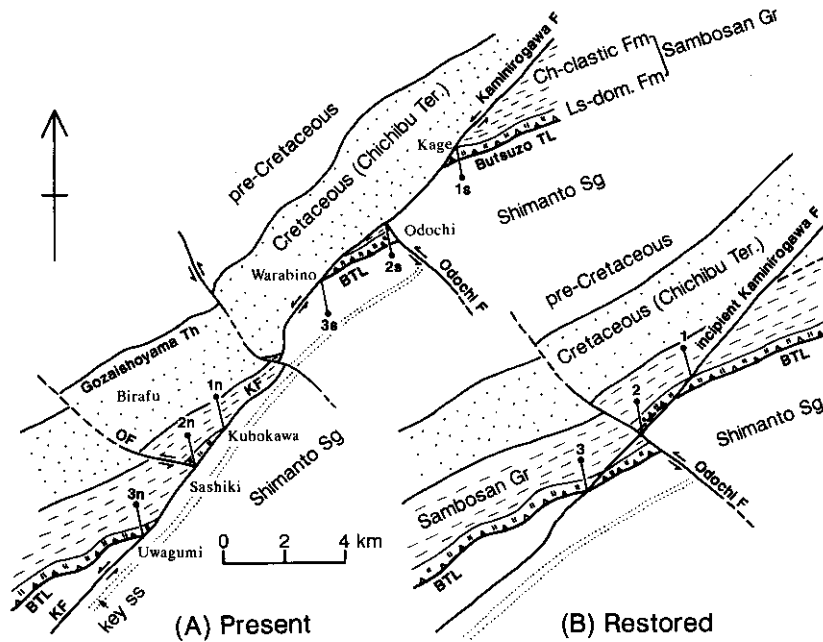


Fig. 6. Simplified geological map along the Kaminirogawa fault in Kochi Prefecture (A) and restoration of the fault (B). Marker 1n & 1s; northern boundary fault of the limestone-dominated Formation, Marker 2n & 2s; Odochi fault, Marker 3n & 3s; Butauzo Tectonic Line.

石灰岩の礫が上組よりも多く含まれている。これらの地層が三宝山層群の石灰岩卓越層の南側に分布すること、砂岩の岩質、そして産出化石の時代から判断しても、久保川周辺の地層は鳥巢層群ではなく、四万十累層群の上組層に含まれるべきものと考えられる。なお、上組層のはほぼ同じ層準と考えられるイノセラムス、有孔虫、放散虫の時代は少しずつずれているが、これが何を意味するのかはまだ分かっていない。

上組よりもさらに南西方では、上葦生川断層は四万十帯中に入る (Fig. 2)。従来、この付近での上葦生川断層の延長があるという報告はないが、YORG (1981) によるとNE性の断層が地質図に表現されている。それによるとこの断層は四万十累層群の岩鍋層と半山層 (YORG, 1981) を境しており、破碎帯も確認されている。この断層はNE性の直線的なトレースとその位置からしても上葦生川断層の南西延長と考えられる。

上葦生川断層の左横すべり変位量と形成時期

上葦生川断層の変位前の状態への復元

前項で述べたようにNE性の上葦生川断層はENE性の仏像構造線を切っており、左横すべりに変位させている。仏像構造線の北側には三宝山層群の石灰岩卓越層が分布しており、これを鍵層として断層の両側の地層の復元を試みる。

上葦生川断層の南東側では石灰岩卓越層は大板地域の影より東側と大板-藤野間の2つに分離して出現している (Fig. 6A)。一方、断層の北西側では香北地域の上組より西と久保川-佐敷間に出現している。断層の南東側の影より北東の石灰岩卓越層を、断層の北西側の上組より南西方のものに対比し復元すると、断層の両側の残りの2つはそれぞれ四万十帯中と三宝山帯のチャート・碎屑岩層中に取り残されてしまい、復元不可能となる。

Table 1. Strike separation and displacement of the Kaminirogawa fault. Marker numbers are the same as Fig. 6.

Marker	(1) Ls-dom. Fm	(2) Odochi Fault	(3) Butsuzo TL
Vertical displ. (SE uplift)	0.5 - 1.0 km		
Strike separation	12.3 km	10.4 km	10.6 km
Left-lateral displacement	10.3 - 11.3 km	10.4 km	8.6 - 10.0 km

影から東方の石灰岩卓越層を久保川-佐敷間のものに対比すると、大栃-蕨野間のは、上組より南西方のものに対比可能となる (Fig. 6)。ところで大栃-蕨野間の石灰岩卓越層の北東側はNW性の左横すべり大栃断層によって切られており、この大栃断層が上葦生川断層によって切られている。上葦生川断層の北西側でも久保川-佐敷間の石灰岩卓越層はその南西側をNW性の左横すべり断層で切られている。上記の復元を試みると、上葦生川断層の両側の2つのNW性横すべり断層は連続することになり、大栃断層が上葦生川断層の北西側で確認されたことになる (Fig. 6)。

上葦生川断層が形成される以前には、三宝山層群の石灰岩卓越層と仏像構造線がNW性の大栃断層によって、左横すべりに約1.2 km変位しており、北東方向に見た時に石灰岩卓越層が二重に重なる位置を上葦生川断層が斜断したと考えられる (Fig. 6 B)。上葦生川断層の北西側の久保川-佐敷間の南側に現在仏像構造線が出現しないのは断層の北西側が下降する成分を持つため、仏像構造線がみかけ上南側へずれたためと考えられる。

上葦生川断層の左横すべり変位量

本項では上葦生川断層の真の変位量のうち、左横すべり変位量成分を明らかにする。本断層は垂直な断層であり、その左横すべり変位量成分を見積る時、断層の両側で対応つくマーカー

が垂直の面を持っていれば、断層の垂直変位量成分を考慮する必要がないため、走向隔離 (strike separation) がそのまま左横すべり変位量を表す。マーカーとしての大栃断層 (2n & 2s) は垂直に近い傾斜を持つため、走向隔離の10.4 kmが左横すべり変位量の値を示す (Fig. 6) (Table 1)。

影と久保川の石灰岩卓越層の北限の断層 (1n & 1s)、蕨野と上組の仏像構造線 (3n & 3s) はマーカーとして用いることができるが (Fig. 6)、いずれも北に傾斜した面を持つため、断層の垂直成分を考慮する必要がある。

上葦生川断層の北西側に分布する秩父帯の白亜系は先白亜系を傾斜不整合で覆っているのに対して、断層の南東側では全く分布せず剝離されてしまっていると考えられる。このことから、断層はその北西側が下降する成分を持つと考えられる。この白亜系基底の不整合面の深さが推定できれば垂直成分の最小値がだせる。ここでは伊熊 (1980) に従い、最小値を500 mとする。また、中角-低角の仏像構造線に境される三宝山帯の分布幅は上葦生川断層の両側でほぼ同じであることから、1000 m以上の垂直成分はないものと思われる。そこで垂直成分を500-1000 mとして、左横すべり成分を計算してみる。

断層の垂直成分による走向隔離のみかけのずれ S は、垂直成分を V 、マーカーの傾斜角を D 、マーカーと断層の水平面での斜交角を A と

すると、

$$S = V / (\tan D \cdot \sin A)$$

で示される。

マーカーとしての石灰岩卓越層の北限の断層(1n & 1s)は走向隔離が12.3 kmであり、マーカーの傾斜角を45°、マーカーと上葦生川断層の水平面での斜交角を平均30°とすると、垂直成分によるみかけの走向隔離のずれは、1.0-2.0 kmとなる。そのため、断層の左横すべり変位量は10.3-11.3 kmとなる (Table 1)。

また、マーカーとしての仏像構造線(3n & 3s)は走向隔離が10.6 kmであり、マーカーの傾斜角を45°から60°、マーカーと断層の水平面での斜交角を30°とすると、走向隔離のずれは0.6-2.0 kmとなる。そのため、左横すべり変位量は8.6-10.0 kmとなる (Table 1)。

これらの10.3-11.3 km, 10.4 km, 8.6-10.0 kmという値は、北東から南西に向かって減少する。また、いずれも徳島県下の変位量1.1 km-7.1 kmより大きい値を示し、伊熊・市川(1978)によって大栃北東で出された約12 kmに近い値を示す。上葦生川断層の約10 kmという変位量は四国でみられる横すべり断層では中央構造線を除くと最大級と思われる。なお、この断層に沿う変位量変化については別稿で詳しく解析する予定である。

上葦生川断層の形成時期

上葦生川断層の形成時期については、和泉層群堆積後、始新統久万層群堆積前と考えられていた(伊熊・市川, 1978; Ichikawa, 1980)。これは、上葦生川断層が、この時期の中央構造線の左横すべり運動に伴って内外両帯に形成された一群のリーデルシア一型の断層のひとつとしてとらえられており(原・秀, 1974)、この一群の断層の一部が四国西部で久万層群に覆われているという根拠に基いている(伊熊・市川, 1978; 宮田, 1980)。しかしながら、上葦生川断層は徳島県下では北東方に向かって変位量を減少させ、中央構造線に達する前に消滅することから、中央構造線に伴うリーデルシア一型の断層とは考えられない(村田, 1988)。上

葦生川断層はむしろ四国西部の秩父-三宝山帯・四万十帯を斜断する田野々断層(Murata, 1982) (Fig. 1)と関連があると考えられる。上葦生川断層が古第三紀に形成されたとする積極的な根拠はないと思われる。

上葦生川断層の南東側の四万十累層群は香北地域で北東走向であり、さらに南東側でも四万十累層群は同じ走向を持っている。これはその規模の大きさから断層によるひきずりとは考えにくく、四万十帯でよくみられる走向変化(メガキンク帯, Yanai, 1986)の影響と考えられる。ここでは四万十累層群は西から東に、北東走向から東北東走向に変化している。一方、断層の北西側でも秩父帯の白亜系だけでなく、先白亜系も西から東に、東北東走向から北東走向にゆるやかに変化している。断層を復元した時、断層の両側の北東走向の部分が対応すると思われることから、四万十帯から秩父帯までの走向変化が形成された後に、上葦生川断層が形成されたと推定できる。走向変化は北薩・人吉の屈曲(Murata, 1987a, b)と同時期に形成されたとする、前期-中期中新世ということになり、上葦生川断層は中新世以降に形成されたと推定される。

徳島県下では上葦生川-鮎喰川断層とは異なる鮎喰川断層系(活断層研究会, 1980)が報告されており、そのひとつである下名断層の西半部が上葦生川-鮎喰川断層のトレースと一部重複している。下名断層は100 m以上の右横すべりの変位地形を持つ活断層とされているが、その根拠は明示されていない。上葦生川断層に沿っては明瞭な変位地形は認められないため、第四紀に活動したという積極的な証拠はないと思われる。以上のことから、上葦生川断層は中新世から鮮新世のある時期に活動したと考えられる。

まとめ

高知県下の大栃-香北地域での上葦生川断層について要約すると以下ようになる。

1. 上葦生川断層は大栃地域では、吹越構造線

とされた断層の東半部に連続し、秩父帯白亜系と四万十帯層群とが本断層で境されている。大栃層群とされた地層は三宝山層群の石灰岩卓越層と四万十帯北縁部の四万十帯層群を寄せ集めたものであり、両者は区別されるべきである。

2. 上韭生川断層形成前にNW性の左横すべり大栃断層が存在し、三宝山帯の石灰岩卓越層が北東方向に見た時に二重に重なる位置に上韭生川断層が斜断した。そのため、石灰岩卓越層は断層の両側でそれぞれ2ヶ所に分かれて分布する。

3. 上韭生川断層の左横すべり変位量は3つのマーカーで垂直成分を考慮にいれて推定され、10.3-11.3 km, 10.4 km, 8.6-10.0 kmの値が見積られた。これらの値は北東から南西に向かって減少するがいずれも10 kmのオーダーであり、徳島県下で明らかになっている値よりも大きい。

4. 上韭生川断層は四万十帯の走向変化（メガキンク帯）形成後の中新世から鮮新世のある時期に活動し、古第三紀といわれる中央構造線の左横すべり運動やそれに伴うリーデルシアー型の断層とは直接関連していないと考えられる。

文 献

- 藤田 旭, 1943: 四国大栃付近の地質. 地質雑, v. 50, 207-215.
- 原 郁夫・秀 敬, 1974: 中央構造線の起源. 海洋科学, v. 9, 34-40.
- Ichikawa, K., 1980: Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. Mem. Geol. Soc. Japan, v. 18, 187-210.
- 伊熊俊幸, 1980: 高知県領石・物部川地域の秩父累帯白亜紀層の変形. 地質雑, v. 86, 389-407.
- ・市川浩一郎, 1978: 四国外帯の上韭生川-鮎喰川断層. M T L, no. 3, 43-48.
- 石田啓祐, 1987: 四国東部秩父累帯南帯の地質学的・微化石年代学的研究. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), v.20, 47-121.
- 磯崎行雄, 1986: 秩父累帯北帯新改層とベルム紀末の黒瀬川地塊北縁収束域. 地質雑, v. 92, 497-516.
- Isozaki, Y., 1987: End-Permian convergent zone along the northern margin of Kurosegawa landmass and its products in Central Shikoku, Southwest Japan. Jour. Geosci., Osaka City Univ., v. 30, 51-131.
- 活断層研究会, 1980: 日本の活断層. 363p., 東京大学出版会, 東京.
- 甲藤次郎・須鎗和己, 1956: 物部川盆地の再検討. 高知大学学術研究報告, v.5, 1-11.
- ・田代正之・青木隆弘, 1980: 高知県香美郡香我美町付近の四万十帯北帯からイノセラムス化石の発見とその層序学的意義. 地質雑, v. 86, 417-419.
- 高知営林局, 1977: 20万分の1高知営林局管内表層地質図.
- 松岡 篤, 1984: 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, v. 90, 455-477.
- Matsuoka, A. and Yao, A., 1986: A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. Marine Micropaleontology, v. 11, 91-105.
- 宮本隆実, 1976: 高知県大栃付近の秩父帯および四万十帯の白亜系砂岩の比較. 地質雑, v. 82, 449-462.
- 宮田隆夫, 1980: 中央構造線の古第三紀断層運動. 月刊地球, v. 2, 504-509.
- 村田明広, 1988: 上韭生川-鮎喰川断層に沿う水平変位量の側方変化. 地質雑, v. 94, 689-695.
- Murata, A., 1982: Large decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chihibu, Kurosegawa and Sambosan Terrains, Southwest Japan. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, v. 20, 383-424.
- , 1987a: Conical folds in the Hitoyoshi Bending, South Kyushu, formed by the clockwise rotation of the Southwest Japan arc. Jour. Geol. Soc. Japan, v. 93, 91-105.
- , 1987b: Hokusatsu Bend and clockwise rota-

- tion of the Southwest Japan Arc. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, v. 21, 333-349.
- Suyari, K., 1961: Geological and paleontological studies in Central and Eastern Shikoku, Japan. Part I. Geology. *Jour. Gakugei, Tokushima Univ., Nat. Sci.*, v. 11, 11-76.
- 須鎗和己・桑野幸夫, 1986: 鳥巢層群の放散虫年代 その2 - 高知県香美郡香北町久保川の鳥巢層群 - . 徳島大学教養部紀要 (自然科学), v. 19, 37-43.
- Williams, G. and Chapman, T., 1983: Strain developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate: a dislocation model. *Jour. Struct. Geol.*, v. 5, 563-571.
- Yanai, S., 1986: Megakink bands and Miocene Regional stress field in Outer Southwestern Japan. *Sci. Pap. Coll. Arts & Sci., Univ. Tokyo*, v. 36, 55-79.
- YORG (大和大峯研究グループ), 1981: 四国三宝山地域の中生界. 第35回地団研大阪総会巡検案内書, 紀伊山地中央部の中・古生界, 付2, 68-88.

(受理: 1990年3月23日)