

四万十帯のデュプレックスと低角ナップ構造

Duplexes and low-angle nappe structures of the Shimanto Terrane, southwest Japan

Abstract

村田明広*

Akihiro Murata*

1997年9月29日受付.

1998年3月2日受理.

* 徳島大学総合科学部物質科学教室.
Geology Department, Faculty of Integrated
Arts and Sciences, University of Tokushima,
Tokushima 770-8502, Japan
e-mail: murata@ias.tokushima-u.ac.jp

There are many shallowly-dipping or nearly horizontal thrusts in the Shimanto Terrane of Kyushu. Some of them are accompanied by duplex structures and thin thrust sheets of red and green siliceous mudstones, which were formed during underplating.

In the Shimanto Terrane of east Kyushu, the Cretaceous sandstone-dominated Morotsuka Group is thrust toward SE over the Cretaceous phyllite-dominated Makimine Group along the Tsukabaru Thrust. The Makimine Group and Paleogene Kitagawa Group are thrust toward SE over the Paleogene Hyuga Group along the Nobeoka Thrust. The Nobeoka and Tsukabaru Thrusts are nearly horizontal as a whole, and form giant nappes and some klippen. Their minimum horizontal displacements amount to 60km and 30km, respectively.

The nearly horizontal nappe structures of the Shimanto Terrane in Kyushu are inferred to be traced to Shikoku. In Shikoku, the Cretaceous Lower Shimanto Group, which is correlative with the Morotsuka Group, is in fault contact with the mainly Paleogene Murotohanto Group. The boundary fault is called the Aki Tectonic Line in east Shikoku and the Nakasuji Tectonic Line in west Shikoku. These faults dip steeply or nearly vertical. However, the originally low-angle Aki Tectonic Line possibly became nearly vertical in east Shikoku, and it possibly occurs near the Nakasuji Tectonic Line in west Shikoku. The low-angle nappe structures are possibly the fundamental structures of the Shimanto Terrane.

Key words: Shimanto, thrust, nappe, klippe, duplex, Nobeoka Thrust, Tsukabaru Thrust, Morotsuka Group, Makimine Group, Kyushu

はじめに

海溝充填堆積物が大陸斜面下底に底付け (underplating) される機構として、デュプレックス構造の形成が重要であることがSilver et al. (1985), Byrne (1986), Sample and Fisher (1986) 以来指摘されている。また、付加体形成における out-of-sequence thrust の重要性が言われている (Morley, 1988; 木村, 1997, 1998本号), なお、付加体における諸構造については、狩野 (1998本号) によってまとめられている。

四万十帯では、地質図スケールの地質構造に関して新しい知見が得られた。九州の四万十帯では、低角な衝上断層に伴ってデュプレックス構造がみられ (村田, 1991, 1995), 他地域の四万十帯でもその存在が認められている (Tokunaga, 1992; 高橋・石井, 1992; Miyawaki and Hada, 1992など)。四万十帯の古第三系分布域では、赤・緑色珪質泥岩の薄い衝上シートの存在が、衝上構造を把握するうえで重要となっている (村田,

1994b, 1995)。

九州の四万十帯では、大規模な衝上断層として、四万十帯を北側の白亜系と南側の古第三系とに分ける延岡衝上断層 (今井ほか, 1971など), そして、白亜系四万十帯を二分する塚原衝上断層 (齊藤ほか, 1996) が存在する。これらは以前から、低角な衝上断層であるとされてきたが、衝上断層本体からかなり離れた位置でクリッペの存在が示され、衝上断層は全体として水平に近いことが示された (村田, 1991, 1995)。これらの最近の成果は、宮崎県20万分の1地質図 (宮崎県, 1997) に生かされている。

このような九州の四万十帯でみられる大規模な衝上断層による低角ナップ構造は、四国より東側では報告されていない。また、延岡衝上断層の上盤にみられる千枚岩優勢層も、四国より東側ではあまり知られていない。本稿では、主に九州東部の四万十帯の地質図スケールの地質構造を中心に述べた後、四国の四万十帯との地質構造の連続性について考察し、四万十帯の大スケールの地質

断面の推定を行う。

本稿をまとめるにあたり、査読者の方々には、粗稿を読んでいただき、誤りを指摘していただくとともに、多くの貴重なご意見をいただいた。記して感謝する。

地質概説

四万十帯は、九州東部で北東-南西走向であるが、九州南部の北薩・人吉・野尻屈曲の南側の九州南部では、南北走向に近くなる(橋本, 1962; 寺岡ほか, 1981a; Murata, 1987a, b) (第1図)。九州東部の四万十帯では、白亜系諸塚層群、白亜系槇峰層群および古第三系北川層群、そして古第三系日向層群が、北西から南東に向かって配列する。諸塚層群と槇峰層群の境界は塚原衝上断層(村田, 1998)、槇峰層群および北川層群の南限は延岡衝上断層である(今井ほか, 1979; 坂井・勘米良, 1981など)。

本論での諸塚層群は、北限を仏像構造線、南限を塚原衝上断層(斉藤ほか, 1996)で挟まれた地帯に分布する砂岩優勢の白亜系に対して用いることにする。これは、宮崎県北部の椎葉村図幅地域では佐伯亜層群(斉藤ほか, 1996)に、神門および諸塚山図幅地域では、諸塚層群十根川層、椎葉層、日之影層(今井ほか, 1979, 1982)に相当する。また、諸塚層群は、五ヶ瀬川流域地域では坂井(1992)の諸塚層群日之影層のうち北西側に分布するほぼ3分の2に相当し、蒲江図幅地域では、奥村ほか(1985)の諸塚層群椎葉層と八戸層、そして槇峰層の北西側のほぼ4分の3に、佐伯図幅地域では、佐伯亜層群とこの付近の蒲江亜層群(寺岡ほか, 1990)すべてがそれぞれ相当する。また、本論で用いる槇峰層群は、椎葉村図幅地域では蒲江亜層群(斉藤ほか, 1996)、神門および諸塚山図幅地域では、諸塚層群長瀬層、槇峰層、八戸層(今井ほか, 1979, 1982)、五ヶ瀬川流域地域では坂井(1992)の槇峰層群すべてと、諸塚層群日之影層のうち南東側のほぼ3分の1をあわせたものに、蒲江図幅地域では、奥村ほか(1985)の諸塚層群槇峰層の南東側のほぼ4分の1に相当する。特に、五ヶ瀬川流域地域と蒲江図幅地域などで、坂井(1992)、奥村ほか(1985)と地層区分が異なるのは、後述のように、塚原衝上断層の位置に関する見解が異なることによる。なお、坂井(1992)による八戸衝上は、塚原衝上断層とは位置が異なり、本論の槇峰層群中の断層と考えられる。

諸塚層群は砂岩優勢層で、主に砂岩からなる地層と主に乱雑層(メランジュ相)からなる地層が、北西傾斜の衝上断層で交互に繰り返している。ここでいう乱雑層は、泥岩の基質中に、砂岩や玄武岩質火山岩類、チャートなどの大小のブロックを含むもので、その成因は問わない。これが24,000分の1より小縮尺の地質図に表現できるほどまとまって分布していればメランジュと呼べる(Raymond, 1984)。槇峰層群は千枚岩優勢層で、砂岩、砂岩泥岩互層、玄武岩質火山岩類を伴う。北川層群は千枚岩および砂岩泥岩互層からなる地層で、槇峰層群

とは古江衝上断層で接する(坂井・勘米良, 1981)。日向層群は、砂岩と乱雑層の優勢な地層で、それらが低角な衝上断層で積み重なる(村田, 1995)。

人吉・野尻屈曲の南側の九州南部では、西側より槇峰層群相当層の高隈山層、日向層群、日南層群が配列しており、前二者の境界が延岡衝上断層である。日南層群は、岩質的には日向層群と類似するが、日向層群より時代的に若い部分が含まれる(斉藤ほか, 1994など)。

九州東部の尾鈴山付近では、日向層群の上に、延岡衝上断層によるクリッペ(村田, 1991, 1996; 木村ほか, 1991)や、塚原衝上断層によるクリッペ(村田, 1996)が存在する(第1図)。また、九州南部の宮崎市西方の日向層群の上位には、延岡衝上断層によるクリッペが存在する(村田, 1991)(第1図)。

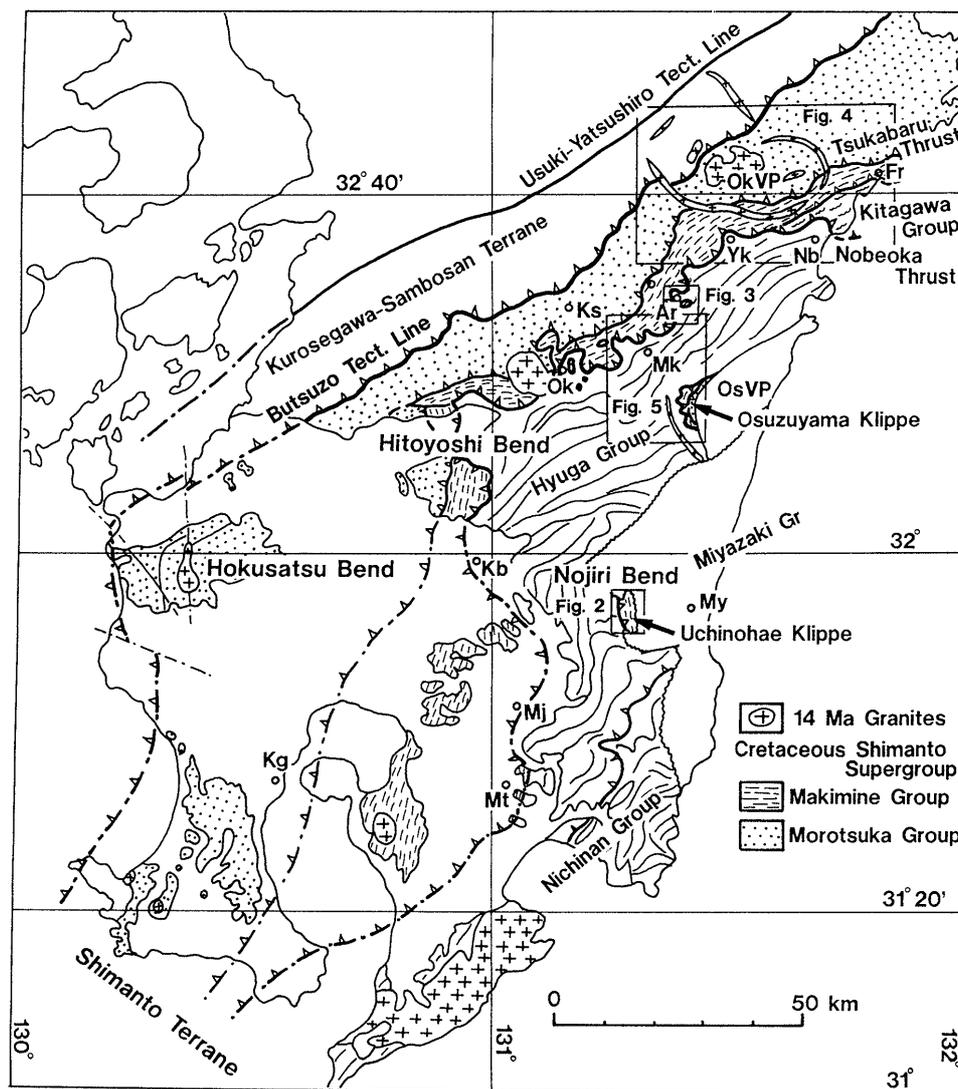
九州東部の大崩山付近では、第三紀中新世の大崩山火山-深成複合岩体の花崗岩・環状岩脈などが、秩父帯の地層や四万十帯の諸塚・槇峰両層群を貫いている(今井ほか, 1982; Takahashi, 1986)。また、九州東部の尾鈴山周辺には、尾鈴山火山-深成複合岩体の溶結凝灰岩が諸塚層群や日向層群を不整合で覆ったり、花崗閃緑岩が日向層群を貫いている(中田, 1978; 木村ほか, 1991)(第1図)。

四万十帯のデュプレックスと衝上シート

1. 白亜系内ノ八重デュプレックス

九州南部の宮崎市西方には、四万十帯層群の白亜系内ノ八重層が分布する(竹下, 1982; 村田, 1991)。内ノ八重層は、その西側に分布する古第三系日向層群と、東傾斜の高岡衝上断層で接しており(木野ほか, 1984)、他地域の延岡衝上断層に相当する。玄武岩質火山岩類の上に重なる赤色珪質泥岩を鍵層として追跡すると、玄武岩質火山岩類は2つの断層に挟まれて、より小規模な断層によって少なくとも7つのレンズ状のブロックに分かれる(第2図)。玄武岩質火山岩類は、高岡衝上断層をフローアー、高岡東衝上断層をルーフとするデュプレックスを作ることが分かり、内ノ八重デュプレックスと名付けられた(村田, 1991)。内ノ八重デュプレックスは、ルーフとフローアーの衝上断層の間隔は約450m、玄武岩質火山岩類からなる個々のホースの長さは500~1000m、ホースを境する衝上断層の変位量は150~400mと見積られ、後背地傾斜デュプレックス(Boyer and Elliott, 1980)と考えられた(村田, 1991)。

デュプレックスは海溝充填堆積物が底付けされる時のメカニズムとして重要視された構造で(Silver et al., 1985など)、ピギーバック型の衝上順序(piggyback thrust sequence)をもつ in-sequence thrust からなる。デュプレックスは、ルーフ衝上断層を確かめることが重要であり、これが確認できないと、覆瓦ファン(imbricate fan)と区別できないため単に覆瓦状構造(imbricate structure)と呼ばれる。覆瓦状構造があると調査で分かっても、通常、ルーフ衝上断層の大部分は



第1図. 九州の四万十帯の概略図.

主として、寺岡ほか (1981b), 村田 (1994, 1996), 齊藤ほか (1996), 宮崎県 (1997) による.

OkVP: 大崩山火山-深成複合岩体, OsVP: 尾鈴山火山-深成複合岩体, Fr: 古江, Nb: 延岡, Yk: 八峽, Ar: 荒谷, Mk: 神門, Ks: 上椎葉, Ok: 大河内, Kb: 小林, My: 宮崎, Mj: 都城, Mt: 松山, Kg: 鹿児島

侵食されていて見えないため、地形的に高度差のあるところで確認する必要がある。内ノ八重デュープレックスが認定できたのは、本来、断面でしかみられない衝上性のデュープレックスの傾斜変化のパターンが、地質図に走向変化として観察されたためである (村田, 1991)。

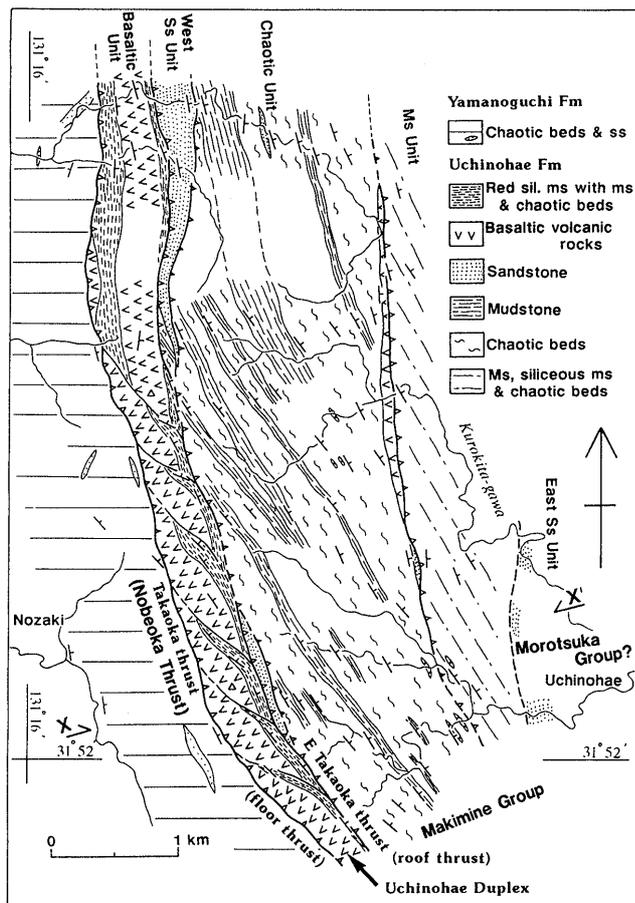
九州の他地域に分布する四万十帯白亜系も、多くの衝上断層が認められることから、デュープレックスが広範囲に存在するものと予想される。

2. 古第三系赤・緑色珪質泥岩の衝上シート

九州東部の耳川中流の古第三系日向層群荒谷層に含まれる赤・緑色珪質泥岩は、随伴する玄武岩質火山岩類とともに構造的なブロックとされ、周囲の地層はメランジュ (坂井・勸米良, 1981; 坂井ほか, 1984) あるいは著しく剪断された岩類とされていた (今井ほか, 1979)。しかしながら、この珪質泥岩のほとんどは、層厚40mま

での薄い層が約 10° Wの傾斜で、東西4km、南北6kmにわたって1枚の地層として、上限も下限も衝上断層で境された衝上シートとして存在する (村田, 1995) (第3図)。

同様の赤・緑色珪質泥岩の衝上シートは、延岡から南西方へ延びる砂岩層の南限の中之又衝上断層 (木村ほか, 1991) に沿って、40km以上にわたって挟み込まれている (村田, 1997; 宮崎県, 1997)。また、都城北東地域の日向層群でも、珪質泥岩が砂岩卓越層の東限の岩屋野衝上断層に沿って挟み込まれている (村田明, 1992)。赤・緑色珪質泥岩の衝上シートは、大きな岩質境界をなす衝上断層に沿って産出する傾向がある (村田明, 1992, 1994a)。赤・緑色珪質泥岩は一部で砂岩岩脈を伴うが (村田, 1997)、一般に砂粒などを含まず、半遠洋性の堆積物と考えられる (村田, 1994a, 1995)。珪質泥岩の衝上シートは、その内部で明瞭な流動変形はみられな



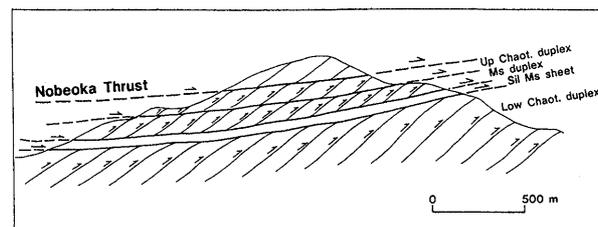
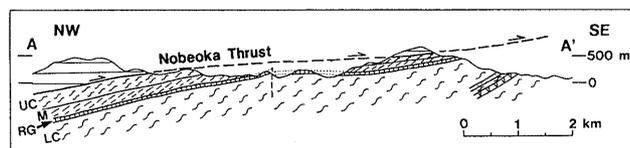
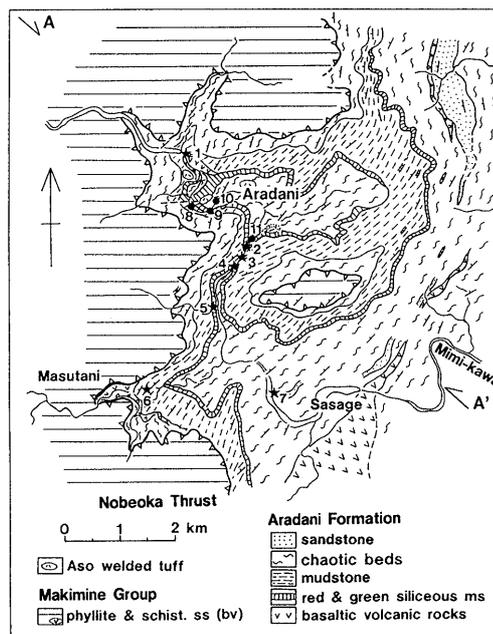
第2図. 内ノ八重地域の地質図. 村田 (1991) に地層名を加筆.

いが、日向層群内の衝上断層の形成に、いわば潤滑剂的な役割を果たしたと考えられる (村田, 1994a).

赤・緑色珪質泥岩の衝上シートは、宮崎県各地の古第三系四十帯日向層群分布域で確認されている (宮崎県, 1997). 四国など他地域でも、赤・緑色珪質泥岩はその色合いが目立つため地質図に記載されていることが多い. 古第三系四十帯でこの珪質泥岩が分布すれば、衝上断層が存在する可能性を考慮して調査したほうがよい.

3. 古第三系日向層群のデュプレックス

日向層群荒谷層では、前述した赤・緑色珪質泥岩の衝上シートの上に、100mの厚さの黒色泥岩が10°Wの傾斜で重なっている (第3図). しかしながら、個々の露頭では黒色泥岩の30°~60°傾斜した層理面が観察され、層理面を下方へ延長すると珪質泥岩に切れ、上方へ延長すると乱雑層に切られる. この黒色泥岩には、一部に衝上シートを作るものと同じ赤・緑色珪質泥岩が、断層で挟み込まれている. これらのことから、黒色泥岩層の内部は整合一連ではなく、小規模な衝上断層によって瓦を斜めに積み重ねたように繰り返したデュプレックスを作ると考えられた (村田, 1995) (第3図). 荒谷層の乱雑層に含まれるブロックの大半は砂岩であり、一部に玄武



第3図. 荒谷地域の地質図・断面図と模式断面図.

村田 (1995) による. 断面図の略号 (UC: 上部乱雑層, M: 泥岩, RG: 赤・緑色珪質泥岩, LC: 下部乱雑層).

岩質火山岩類や赤・緑色珪質泥岩が含まれる. 乱雑層中の面構造は、泥岩中の層理面と同様に中角度で傾斜し、乱雑層の上限の衝上断層と斜交することから、乱雑層もデュプレックスを形成していると推定された (村田, 1995).

荒谷層の例では小規模な衝上断層がルーフあるいはフロー衝上断層に漸近するという事実が確認されているわけではなく、覆瓦ファンが、後で out-of-sequence thrust によって切られたものと識別できない. しかしながら、原層序を考えると、個々の黒色泥岩は、砂岩及び砂岩泥岩互層を主とする地層の下位に位置していたものであり、黒色泥岩と一部その下位の赤・緑色珪質泥岩のみが覆瓦状構造に参加しているので、黒色泥岩と、砂岩及び砂岩泥岩互層を主とする地層の間にルーフ衝上断層が存在し、基本的にはデュプレックスであった可能性が大きいと考えている. もっとも、デュプレックスが out-of-sequence thrust によって切られた可能性は否定できない. 四十帯には付加時に形成された構造を切る

out-of-sequence thrust も多く存在し、構造を規制していることが指摘されており (木村, 1997, 1998), その認定には注意を要する。

また、九州南部の都城北東の日向層群では、両側を衝上断層で境された砂岩卓越層の中で、地層の走向・傾斜が衝上断層と斜交していることが多く、より小規模な衝上断層によってデュープレックスの存在の可能性が示された (村田, 1991, 1994b)。ここでも、荒谷層と同様で、基本的にはデュープレックスと考えられる。

九州四万十帯の低角ナップ構造

1. 延岡衝上断層

九州東部の延岡衝上断層 (延岡構造線) (坂井・勘米良, 1981; 今井ほか, 1971, 1979; 寺岡ほか, 1981b; 宮崎県, 1981) の上盤は、主として千枚岩からなる白亜系槇峰層群と古第三系北川層群であり、下盤は千枚岩化していない古第三系日向層群である。また、上盤の槇峰層群は緑色片岩相の変成を受けているが、下盤の日向層群はそれに比べて変成度が低いことが緑色岩の変成相解析から示されている (Toriumi and Teruya, 1988; 今井ほか, 1971, 1979)。さらに、延岡衝上断層の上盤と下盤では、イライト結晶度に明瞭なギャップがあることが示されている (木原ほか, 1993; 木村, 1997)。

延岡衝上断層は延岡東方の海岸から、西北西へ延び、ほぼ東西に走向変化した後、五ヶ瀬川沿いの八峽へ達する (第 1, 4 図)。この位置は、今井ほか (1971) や坂井・勘米良 (1981) のものと同じである。延岡付近の延岡衝上断層の上盤は、古第三系北川層群であるが (小川内ほか, 1984; 奥村ほか, 1985), 北川層群は西方に向かって消滅するため、上盤は白亜系槇峰層群となる (坂井・勘米良, 1981)。さらに西方では、延岡衝上断層は、諸塚山図幅地域八峽から耳川中流の神門図幅地域荒谷へ達し、その位置は坂井ほか (1984) のものと一致する。

延岡衝上断層は、荒谷から神門北方、椎葉村図幅地域の大河内へ達する (村田, 1995, 1996; 齊藤ほか, 1996) (第 1, 5 図)。この位置は、基本的に今井ほか (1979) や坂井ほか (1984) のものと一致し、田中・岩松 (1993) の三方岳ユニットと大河内ユニットの境界、田中ほか (1992) のユニット B と C の境界とほぼ一致する。延岡衝上断層は荒谷付近で南北走向 (第 1 図)、神門北方では東北東走向、神門北西方からまた南北走向に近くなり (第 5 図)、衝上断層面はゆるやかに屈曲している (村田, 1996)。延岡衝上断層はさらに南西方へは人吉屈曲へ達し、南北走向に変化し小林へ達する。なお、人吉屈曲地域での Murata (1987a) の大藪衝上断層は延岡衝上断層に相当する。延岡衝上断層は小林付近で野尻屈曲の影響を受け、宮崎県南部地域へ延びる。

宮崎県南部では、延岡衝上断層は、小林から南東走向、北東走向へと変化した後、都城へ達する。北薩・人吉・野尻屈曲は、いずれも西方へ凸を向ける屈曲なので、都城付近では逆方向へ屈曲していることになる。延

岡衝上断層は、さらに南方の末吉図幅地域の鹿児島県松山付近へ達する (齊藤ほか, 1994) (第 1 図)。

延岡衝上断層の傾斜は、延岡付近で $12^{\circ} \sim 15^{\circ} \text{N}$, 八峽から荒谷北で $8^{\circ} \sim 10^{\circ} \text{NW}$, 神門から大河内で $6^{\circ} \sim 10^{\circ} \text{N}$ (村田, 1996), 松山付近で 45°W 程度 (齊藤ほか, 1994) である。延岡衝上断層は 10° 程度と低角で、周囲の地形が急峻なため、延岡から大河内までの範囲で、フェンスターヤクリッペがいくつも存在する (今井ほか, 1971; 坂井ほか, 1984; 村田, 1995; 齊藤ほか, 1996; 宮崎県, 1997) (第 1, 3, 4, 5 図)。

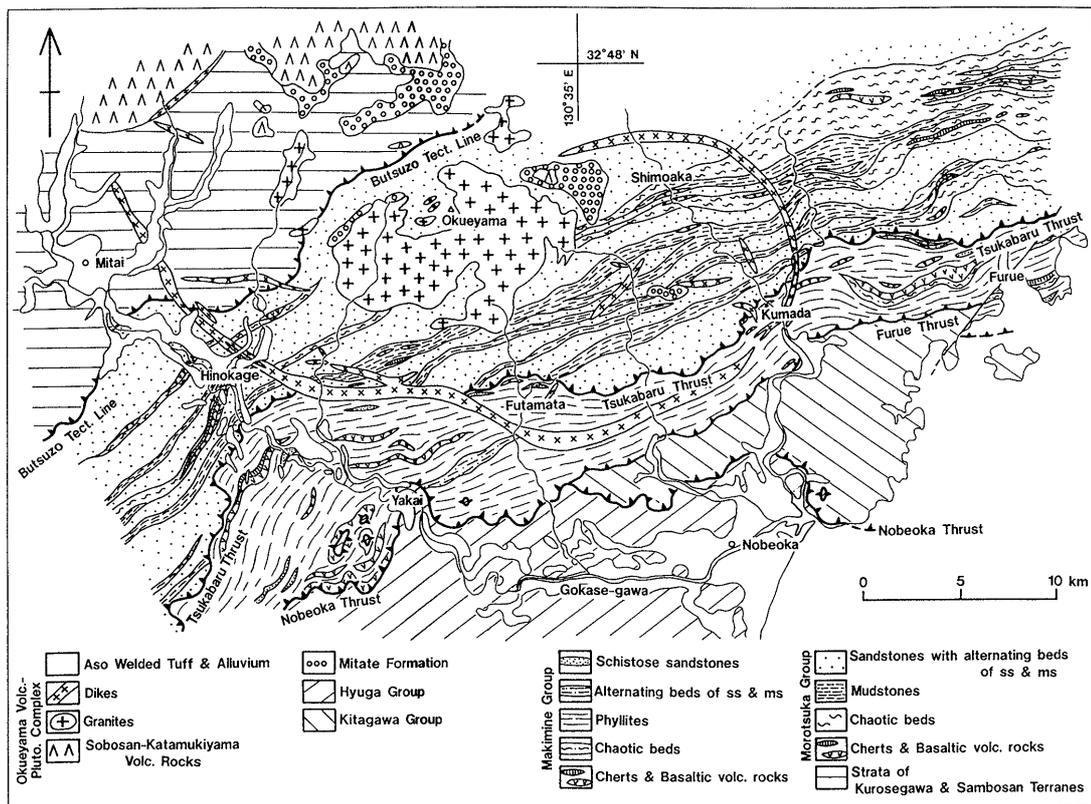
時代の相違を重視して、四万十帯を白亜系と古第三系に区分すると、延岡付近での大きな地質境界は、延岡衝上断層ではなくその北側の古江衝上断層 (坂井・勘米良, 1981; 奥村ほか, 1985) となる (寺岡ほか, 1994 など) (第 4 図)。しかしながら、北川層群の千枚岩は槇峰層群の千枚岩と露頭では区別がつかないほど変形している。北川層群には緑色岩の産出が稀なため、変成相解析によるデータは示されていないが、千枚岩化した変成・変形の強い地層が、変形の弱い地層の上に衝上しているということでは、延岡衝上断層は構造的なギャップをもたらす大規模なものであり、この基準で、九州南部まで追跡できる。

2. 塚原衝上断層

塚原衝上断層の位置 塚原衝上断層は、九州東部で砂岩優勢の諸塚層群を、南東側の千枚岩優勢の槇峰層群の上へ衝上させている (第 1, 4, 5 図)。四万十帯白亜系はこの塚原衝上断層を境として岩相および地質構造が異なる。つまり、塚原衝上断層の北西側は砂岩優勢層と乱雑層・泥岩優勢層とが交互に衝上断層で繰り返すのに対して、南東側では基本的に千枚岩が低~中角度で分布し、一部に片状砂岩、乱雑層、玄武岩質火山岩類を含むだけである (第 4, 5 図)。

塚原衝上断層は、諸塚山図幅地域の塚原付近では、今井ほか (1982) に示されたよりは低角である。塚原の南西の神門図幅地域の神門北方では、塚原衝上断層は清水岳付近を通る (今井ほか, 1982) (第 5 図)。さらに南西の椎葉村図幅地域の上椎葉南西方では、塚原衝上断層は、砂岩優勢の佐伯亜層群の上椎葉ユニットと、千枚岩優勢の蒲江亜層群の三方岳ユニットとの境をなす (齊藤ほか, 1996)。塚原衝上断層の傾斜は、塚原付近で $15^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{NW}$, 大河内北で $数^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{NW}$ 程度である (第 1 図)。九州南部では、塚原衝上断層は、高隈山層 (寺岡ほか, 1981a) 分布域の西側を通るが、詳細な位置は不明である (第 1 図)。

塚原衝上断層は塚原の北東延長では、砂岩優勢層の南限として日之影南東方まで追跡され、大崩山環状岩脈によって切られる。環状岩脈内とその北東側では、北西側に長石質砂岩、南東側に石質砂岩が分布することから、塚原断層は日之影付近から北東方向へ延び、蒲江断層によって変位した後、蒲江図幅地域の北西部へ延びると考



第4図. 大崩山環状岩脈地域の地質図. 村田 (1998) による.

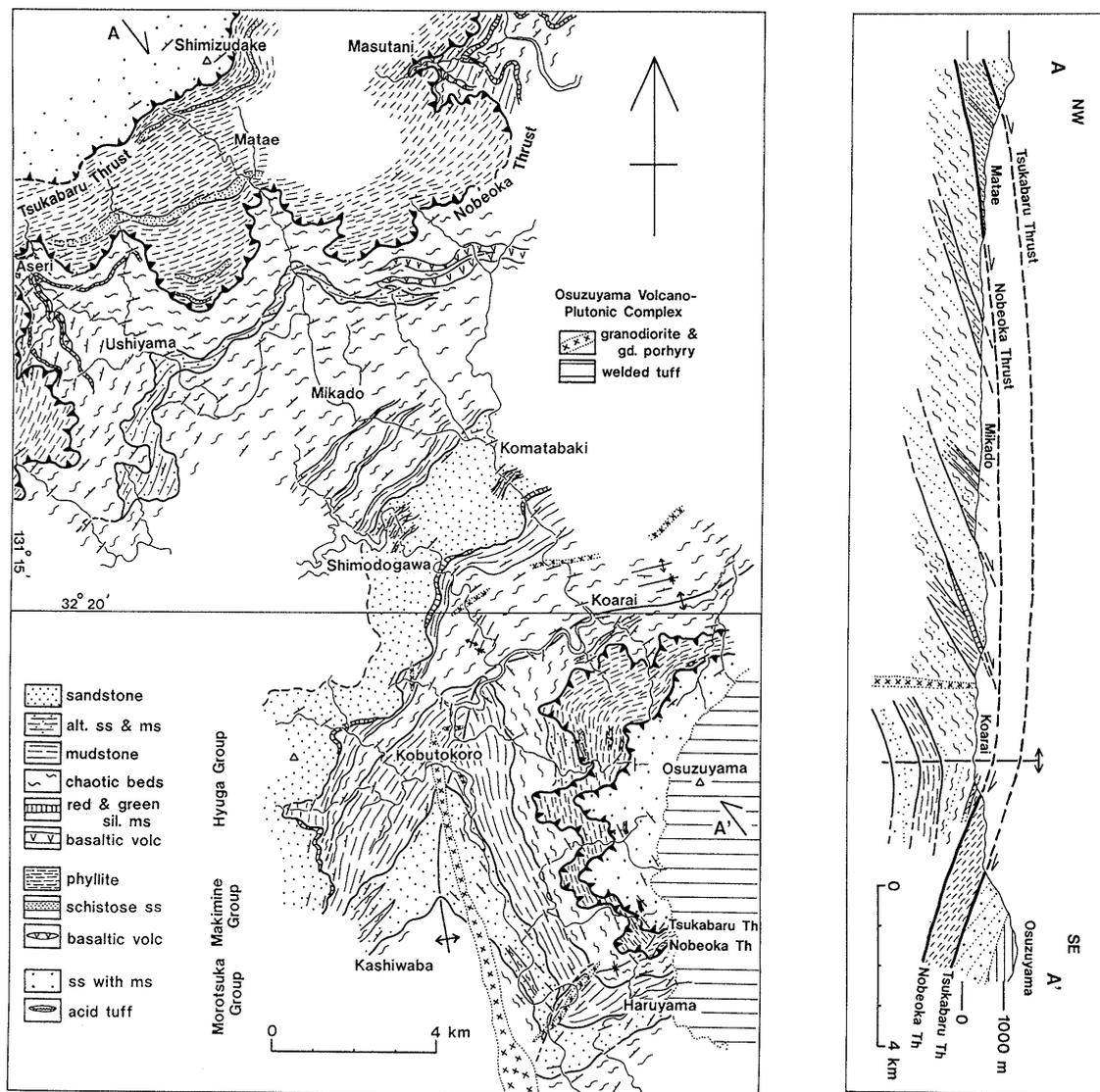
えられた (奥村ほか, 1985). さらに, 塚原断層は佐伯図幅地域へ延び, 長石質砂岩を含む佐伯亜層群と, 石質砂岩を含む蒲江亜層群とを境する境界断層とされた (寺岡ほか, 1990; 寺岡・奥村, 1992). しかしながら, 以下に述べるように, 塚原衝上断層はこれらの位置よりもさらに南側を通ると考えた方がよいと思われる.

環状岩脈内では, 寺岡ほか (1994) によって示された塚原断層の南側にも, 厚い砂岩を主とする地層が分布しており, この北東延長の蒲江図幅地域では八戸層とされている (奥村ほか, 1985). つまり, 砂岩優勢層の南限は, 寺岡ほか (1994) の塚原断層の位置ではなく, それよりも南側の二股北方から熊田, 古江北方を通り, それよりも南側では厚い砂岩を伴わない千枚岩を主とした地層が分布する (第4図). この砂岩優勢層の南限は断層であり, 東北東走向で, 環状岩脈内で $12^{\circ}\sim 26^{\circ}\text{N}$, 古江北方で $12^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ の傾斜をもち, 環状岩脈南西の塚原付近の塚原衝上断層と同様の傾斜をもつ. また, この断層を境として, 両側の地層は斜交して切られた分布を示す (第4図). さらに, 環状岩脈内の砂岩優勢層は, 厚い砂岩層と, 泥岩を主とする地層が交互に分布しており, 塚原から日之影までの塚原衝上断層の北西側と同じ分布パターンがみられる (第4図). この砂岩優勢層の南限の断層を塚原衝上断層としたほうが, 砂岩優勢層, 千枚岩優勢層の分布パターンが, 上椎葉から日之影までの塚原衝上断層の両側と整合性があると考えられる. なお, 塚原衝上断層は環状岩脈に沿って, 8 km に達する右ずれの

走向隔離をもつことになるが, 塚原衝上断層が低角であることと, この付近で衝上断層と環状岩脈が同様の走向を持つことを考えると, 環状岩脈の内側が500m程度下降 (Takahashi, 1986) ただけで走向隔離の大きさは説明される (村田, 1998).

砂岩組成による地層の区分について 塚原や上椎葉南方付近では, 塚原衝上断層の北西側の銚子笠, 不土野, 上椎葉の各ユニットは長石質砂岩からなる (齊藤ほか, 1996). 衝上断層の南東側の三方岳ユニットは, 変成作用が進んでいるため不正確なモード値となっていることだが, 石質砂岩からなるとされている (齊藤ほか, 1996). ここでは, 塚原衝上断層が, 長石質と石質という異なる砂岩組成を持つ地層の境界断層となっているが, 三方岳ユニットの一部の砂岩は, 組成的には, 長石質砂岩であることが, 齊藤ほか (1996) の砂岩組成図に示されている. 一方, 寺岡ほか (1994) で示された環状岩脈内の長石質砂岩と石質砂岩の境界の断層は, 砂岩優勢層内に位置することになる. これは, 周囲の地層の分布状況からみて, 塚原衝上断層や延岡衝上断層のように低角なものではなさそうである. また, 寺岡ほか (1994) による長石質砂岩と石質砂岩の境界は, 厚い砂岩層と泥岩を主とする地層の分布から示される地質構造 (第4図) とは斜交しているようにみえるが, 詳細は不明である.

環状岩脈の北東方でも, 長石質砂岩と石質砂岩の境界 (奥村ほか, 1985) は, 砂岩優勢層内にある. さらに北



第5図. 神門一尾鈴山地域の地質図と断面図. 村田 (1996) による.

東方の大分県佐伯付近では、北西側に長石質砂岩、南東側に石質砂岩が分布するが、両者の境界とされる断層付近では、断層の北西側にも石質砂岩、断層の南東側にも長石質砂岩が分布することが示されており（寺岡ほか，1990；奥村・寺岡，1988），必ずしも両者の分布域が明瞭に分かれているわけではなさそうである。なお、後述の尾鈴山付近及び、宮崎市西方の内ノ八重の諸塚層群と思われるクリッペの砂岩は、いずれも石質砂岩とされている（木村ほか，1991；木野ほか，1984）。また、鹿児島県下の末吉図幅地域の白亜系砂岩も石質であるとされている（齊藤ほか，1993）。同じ時代の砂岩でも組成が異なることがあり、異なる時代の砂岩でも似たような組成をとることもありうる。上に述べた長石質砂岩・石質砂岩の変化は、砂岩優勢の諸塚層群内の現象ととらえて、本論で言う槇峰層群を分離して、地層区分を見直すことを提案したい。

放散虫化石による時代 九州の白亜系四万十帯は、奥村ほか（1985），寺岡ほか（1990），坂井（1992），村田

正（1992），齊藤ほか（1993，1996）などにより、放散虫化石によってその時代がかなり明らかになっている。本論のように塚原衝上断層を考慮して白亜系を区分した場合の地層の時代について考察してみる。

四万十帯の白亜系を寺岡・奥村（1992）のように佐伯亜層群と蒲江亜層群に分けた場合、佐伯亜層群の泥岩・酸性凝灰岩から産出する放散虫の年代は、佐伯図幅地域ではバランギニアン～バレミアンとセノマニアン（寺岡ほか，1990，1994），蒲江図幅およびその周辺地域ではアルビアン～セノマニアン（奥村ほか，1985），椎葉村図幅地域ではアップチアン～セノマニアン（齊藤ほか，1996）とされている。また、五ヶ瀬川流域ではセノマニアンの放散虫が酸性凝灰岩から報告されており（坂井，1992），これは寺岡・奥村（1992）の佐伯亜層群からのものとみなされる。寺岡ほか（1994）によると、九州東部の佐伯亜層群の内部では、北から南に向かって、バランギニアン～バレミアン、セノマニアンの地層が配列し、南側に分布するものほど時代が若くなっていることが指摘され

ている。同様に椎葉村岡幅地域でも南側ほど地層が若いということが指摘されている(斉藤ほか, 1996)。また、北薩地域の大川層群などや、薩摩半島の高崎山累層、知覧累層は砂岩優勢層であり、その時代はアルビアン～セノマニアン、コニアシアン～サントニアンとされている(米田・岩松, 1987; 村田正, 1992)。

一方、蒲江亜層群の泥岩から産出する放散虫の年代は、佐伯岡幅地域ではサントニアン～カンパニアン中頃(寺岡ほか, 1990)、蒲江岡幅地域ではコニアシアン～サントニアン(奥村ほか, 1985)、五ヶ瀬川流域の蒲江亜層群に対比される千枚岩はカンパニアン(坂井, 1992)、椎葉村岡幅地域ではアルビアン～チューロニアン(斉藤ほか, 1996)、末吉岡幅地域ではセノマニアンとされている(斉藤ほか, 1993, 1994)。これらを総合すると、佐伯亜層群は、バラングニアン～バレミアンから、コニアシアン～サントニアン、蒲江亜層群はアルビアン～カンパニアンとなり、蒲江亜層群の方が全体として若い(寺岡・奥村, 1992)、その時代はかなり重なる部分がある。

これらの放散虫のデータを、本論でいう塚原衝上断層を境として砂岩優勢の諸塚層群と千枚岩優勢の槇峰層群に二分した場合、諸塚層群は、佐伯岡幅地域ではバラングニアン～バレミアン、セノマニアン、サントニアン～カンパニアン中頃、蒲江岡幅およびその周辺地域ではアルビアン～セノマニアン、コニアシアン～サントニアン、椎葉村岡幅地域ではアプチアン～セノマニアンとなる。また、槇峰層群は、時代決定に有効な放散虫化石の産出は乏しいが、五ヶ瀬川流域でのカンパニアン、椎葉村岡幅地域でアルビアン～チューロニアンという時代になり、両層群とも、カンパニアンに及ぶことになる。砂岩優勢の諸塚層群の中で、北西側の長石質砂岩の分布する地層よりも、南東側の石質砂岩の分布する地層のほうが、全体として若いということは従来通りである。なお、末吉岡幅地域の白亜系は、砂岩を主とする地層(斉藤ほか, 1993)とされているので、本論で言う諸塚層群の可能性もあると考えている。

3. 延岡衝上断層および塚原衝上断層のクリップと変位量

九州東部では、延岡衝上断層本体の通る神門北方から、衝上方向の南東へ15kmも離れた尾鈴山付近に、クリップが存在する(村田, 1991; 木村ほか, 1993; 村田, 1996)(第1, 5図)。クリップの位置での延岡衝上断層は、 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{SE}$ または E で、大洋側に向かって傾斜している。この付近の下盤の日向層群も、南東あるいは東傾斜であり、これらは背斜構造の東翼あるいは南東翼にあたる。なお、この付近の白亜系・古第三系は、尾鈴山火山-深成複合岩体の陥没構造の影響を受けていることが指摘されている(木村ほか, 1991)。

九州南部でも、延岡衝上断層本体から約15km離れた宮崎市西方の日向層群の大洋側に、内ノ八重クリップが存在する(村田, 1991)(第1, 2図)。ここでも延岡衝

上断層は、 60°E で大洋側に傾斜している。このクリップの部分は、水平に近い延岡衝上断層で北西から移動してきて、その後の褶曲の影響で、下盤の日向層群とともに大洋側に傾斜したと考えられた(村田, 1991)。

尾鈴山付近のクリップを利用して、延岡衝上断層の水平変位量を見積もることができる。神門北西の延岡衝上断層本体の地表での最も北西縁と、尾鈴山付近のクリップの南東縁との間の距離が、衝上断層の水平変位量の最小値となり、その値は約24kmである。また、人吉屈曲の延岡衝上断層の本体から、内ノ八重クリップまでを利用すると、延岡衝上断層の変位量の最小値は、約60kmにも達する。

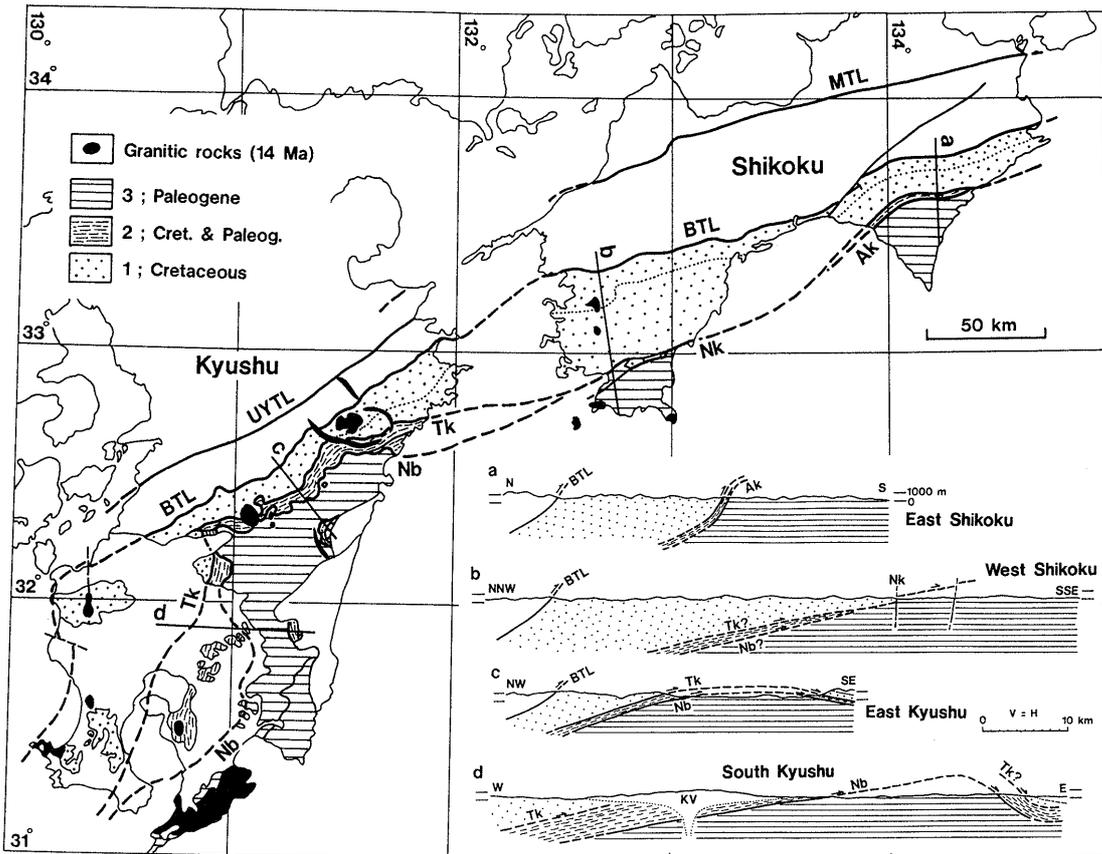
同様に、塚原衝上断層による諸塚層群のクリップが、尾鈴山付近の延岡衝上断層によるクリップの上位に存在する(宮崎県, 1997)(第1, 5図)。この付近での塚原衝上断層は、延岡衝上断層と同様、 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{SE}$ または E で、大洋側に向かって傾斜している。また、宮崎県南部地域の内ノ八重クリップの東側つまり上位には、砂岩を主とし、酸性凝灰岩を伴う地層が分布しており(第2図)、これは尾鈴山付近と同様、塚原衝上断層によるクリップの可能性がある。

塚原衝上断層の変位量の最小値は、大河内北西の半地窓状の北西縁と尾鈴山付近のクリップの南東縁の間の距離を、北西から南東の衝上方向へ投影すると、30kmに達する。内ノ八重付近の砂岩が、塚原衝上断層によるクリップであるとすると、塚原衝上断層の変位量の最小値は、延岡衝上断層と同程度の60kmになる可能性がある。

四万十帯の地層は、in-sequence thrust でデュプレックスを作りながら付加したと考えられるため、それらを切る延岡衝上断層や塚原衝上断層は、out-of-sequence thrust (Morley, 1988; 木村, 1997, 1998) としてとらえることができる。延岡衝上断層や塚原衝上断層は、変位量は60km以上あるいは30km以上もある大規模なもので、上盤の一部の北川層群と下盤の日向層群は、時代的に重なる部分があるものの、両者の岩相は異なっている。両衝上断層は、主分布域ではそれぞれ、 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{NW}$, $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{NW}$ の傾斜であるが、尾鈴山付近と内ノ八重付近のクリップの存在を考えると、現在の日向層群分布域の上位で現在削剥されてしまっている部分では、断層面はほぼ水平になっていることが推定できる(第5図断面図)。これらの衝上断層の上盤は、付加体深部から $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 程度の傾斜で上昇し、浅部で水平になるrampとflatのような関係になっていることが考えられる。

九州から四国へのナップ構造の連続

四国西部では、北側に白亜系である下部四万十層群、南側に古第三系である上部四万十層群が分布する(寺岡ほか, 1994)。境界部付近では、北側に白亜系の中村層や有岡層が、南側に古第三系(～中新統)の日向層群相当層の幡多層群あるいは室戸半島層群が分布し(平ほか,



第6図. 九州-四国の四万十帯の地質概略図と模式断面図.

1: 白亜系 (九州の諸塚層群, 四国の下部四万十帯層群), 2: 白亜系および古第三系 (九州の槇峰層群, 北川層群, 四国の日和佐層の一部), 3: 古第三系 (九州の日向層群, 日南層群, 四国の幡多層群, 室戸半島層群など). MTL: 中央構造線, UYTL: 臼杵-八代構造線, BTL: 仏像構造線, Nb: 延岡衝上断層, Tk: 塚原衝上断層, Ak: 安芸構造線, Nk: 中筋構造線, KV: 霧島火山岩類. 白亜系分布域の点線は, 寺岡・奥村 (1992) による長石質砂岩 (北側) と石質砂岩 (南側) の分布境界.

1980; 田中, 1980), 両者の境界は中筋構造線とされている (第6図). 九州東部から四国西部にかけて四万十帯の地層が連続することは, 砂岩組成の解析から示されている (寺岡・奥村, 1992; 寺岡ほか, 1994). なお, 本論の九州での区分に従うと, 四国西部の白亜系はすべて諸塚層群となる.

北薩・人吉屈曲より南側の九州南部や, 四国西部の諸塚層群相当層の分布幅は, 35~40km あるが, 九州東部では, 5~20km 程度と狭くなっている (第6図). しかしながら, 九州東部の尾鈴山付近で, 塚原衝上断層によるクリッペが存在することは, 諸塚層群からなる低角なナップが, かつて, 九州東部にも広く分布していたが, 侵食によって削剥されたことを意味している. 削剥前の九州東部の状態を想像すると, 砂岩優勢の諸塚層群相当層の分布幅は少なくとも40km 程度となり, 九州南部から東部, 四国西部まで同様の分布幅となる (第6図). なお, このことは, 言葉を代えれば, 四国西部の四万十帯白亜系の南縁部に相当する部分は, 基本的に, 九州東部で欠如していることになる (第6図).

同様に, 尾鈴山付近と内ノ八重付近に, 延岡衝上断層によるクリッペが存在することは, かつて, 槇峰層群か

らなるナップも, 古第三系日向層群を広く覆っていたことを意味している. つまり, 九州では, 古第三系日向層群の上に, 延岡衝上断層によるナップ, さらにその上に, 塚原衝上断層によるナップがほとんど水平に重なっていたことになる (第6図の断面図c, d). 延岡衝上断層や塚原衝上断層は, 60km あるいは30km 以上の変位量を持つことから, 九州の低角なナップ構造は, 基本的に四国西部へも連続すると考えられる.

四国西部の中筋構造線の南には, 別の高角の断層が存在し, 両断層の間には白亜系と古第三系の両方が分布する (第6図). これら2つの断層に沿って内側が下降するとされ, 中筋地溝帯の存在が考えられた (甲藤ほか, 1960, 1961). 中筋構造線付近での白亜系・古第三系の境界は, 当初, 不整合であるとされたが (甲藤, 1952; 甲藤ほか, 1960, 1961), その後, 両者の関係は高角の断層と推定されている (田中, 1980; 須鎗・山崎, 1988; 高知県, 1991). しかしながら, 両者の境界は本来, 九州で見られるような低角な衝上断層で, 現在は高角の断層で切られている可能性がある (第6図の断面図b). この場合, 高角な中筋構造線の変位センスは, 今まで考えられていたのとは逆で南側隆起となり, 地溝帯と呼べる地質

的な落ち込みではないことになる。

四国西部の中筋構造線付近には、九州東部で見られた白亜系榎峰層群や古第三系北川層群に対比可能な千枚岩優勢層の分布は報告されていない(甲藤ほか, 1961; 平ほか, 1980; 田中, 1980; 須鎗・山崎, 1988)。九州の断面を参考にすると、四国西部では、千枚岩優勢層は白亜系砂岩優勢層の下に低角な衝上断層に沿って存在していると推定することができる(第6図の断面図b)。

四国東部では、白亜系砂岩優勢層の日和佐層(公文, 1981)の南側に、泥質岩優勢の牟岐層(公文・井内, 1976)が分布する。牟岐層は、九州東部ほどに葉状構造は発達していないものの、一部に千枚岩優勢層を含み、その南限は安芸構造線で、南側の室戸半島層群(甲藤ほか, 1960, 1961; 平ほか, 1980)と接している。牟岐層の千枚岩優勢の部分は榎峰層群に、砂岩優勢の日和佐層は諸塚層群に対比され、両者の境界が塚原衝上断層に相当することが予想される。安芸構造線(須鎗・山崎, 1987)は、現在、高角度であり、周辺の地層の層理面もかなり高角になっている(公文・井内, 1976; 鶴田ほか, 1995)。安芸構造線付近が北方に傾動して特異的に高角になったと考え、これを低角に復元すると、下位より古第三系、安芸構造線を介して白亜系千枚岩優勢層、白亜系砂岩優勢層と重なり、九州東部と同様の関係がみられることになる(第6図の断面図a)。

このように、いくつかの仮定のもとで、九州の延岡衝上断層、塚原衝上断層で示される低角ナップ構造は、四国の四万十帯へ連続すると推論できる。もし、九州と四国の四万十帯で、同じ深度で衝上断層が形成されていたとすると、両地域で地層分布の様相が異なるのは、九州東部で深く四国西部で浅いという異なる削剥レベルを見ていることによると考えられる。この低角なナップ構造が、西南日本の四万十帯の基本構造ではなかろうか。

おわりに

四万十帯では、水平に近い低角な衝上断層が見落とされている可能性がある。特に古第三系分布域では、赤・緑色珪質泥岩が薄い衝上シートを作っているため、四国から関東山地までの地域で、この珪質泥岩の分布に注目して地質構造を見直す必要がある。また、デュープレックスや out-of-sequence thrust の存在も念頭において、地質図スケールの構造を再検討する必要がある。

九州の白亜系四万十帯は、塚原衝上断層によって、砂岩優勢層と千枚岩優勢層に区分される可能性がある。そう考えた場合の、延岡衝上断層・塚原衝上断層によるクリッペの存在で示される九州の四万十帯の低角ナップ構造は、四国の四万十帯へも追跡される可能性が示された。四国での大構造の解明とともに、紀伊半島以東の四万十帯でも、低角ナップ構造の存在の可能性について検討する必要がある。

付加体の形成史はまだ十分解明されているとは言えず、付加体における第一級の地質構造が低角ナップ構造

であるということは、付加体形成史を考えるうえで、重要な幾何学的制約を与えることになる。

文 献

- Boyer, S.E. and Elliott, D., 1982, Thrust systems. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **66**, 1196-1230.
- Byrne, T., 1986, Early deformation in melange terranes of the Ghost Rocks Formation, Kodiak Islands. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **198**, 21-52.
- 橋本 勇, 1962, 九州南部における時代未詳層群研究の総括. 九州大学教養部地学研究報告, **9**, 13-69.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男, 1971, 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質雑, **77**, 207-220.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男・神戸信和・小野晃司, 1982, 諸塚山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 71p.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男・小野晃司, 1979, 神門地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 44p.
- 狩野謙一, 1998, 付加体の構造地質学—四万十帯を中心とした研究の現状と課題—. 地質学論集, no. 50, 107-130.
- 甲藤次郎, 1952, 四国外帯の時代未詳層群に関する研究, 第1報, 四国西南部の中筋地溝帯における新観察. 高知大学研究報告, 自然科学, **2**, 37-46.
- 甲藤次郎・小島丈児・沢村武雄・須鎗和巳, 1960, 20万分の1高知県地質産図. 高知県.
- 甲藤次郎・小島丈児・沢村武雄・須鎗和巳, 1961, 高知県地質産図説明書. 高知県, 129p.
- 木原宏一・金川久一・村田明広, 1993, 微細構造とマイクロファブリックの解析による九州東部四万十帯付加体の変形プロセスの検討. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, p.481.
- 木村克己, 1997, 付加体における out-of-sequence thrust. 月刊地球, **19**, 183-187.
- 木村克己, 1998, 付加体の out-of-sequence thrust. 地質学論集, no. 50, 131-146.
- 木村克己・巖谷敏光・三村弘二・佐藤喜男・佐藤啓生・鈴木祐一朗・坂巻幸雄, 1991, 尾鈴山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 137p.
- 木野義人・影山邦夫・奥村公男・遠藤秀典・福田 理・横山勝三, 1984, 宮崎地域の地質(5万分の1図幅). 地質調査所, 100p.
- 高知県, 1991, 高知県温泉水脈推定基礎地質図(20万分の1, 甲藤次郎・波田重熙・岡村 眞・田代正之・平 朝彦・寺戸恒夫編). 高知県.
- 公文富士夫, 1981, 徳島県南部の四万十帯白亜系. 地質雑, **87**, 277-295.
- 公文富士夫・井内美郎, 1976, 室戸半島北東部, 徳島県宗喰町周辺の四万十帯層群古第三系—層位的・堆積学的検討—. 地質雑, **82**, 383-394.
- Miyawaki, M. and Hada, S., 1992, Sakihama Duplex: characteristic sequence of thrust and fold system in the Eocene Shimanto Belt. *Mem. Fac. Sci., Kochi Univ., Ser. E., Geology*, **13**, 11-19.
- 宮崎県, 1981, 20万分の1宮崎県地質図及び説明書(第4版, 地質調査所監修). 72p.+29p.
- 宮崎県, 1997, 20万分の1宮崎県地質図(第5版, 村田明広編).
- Morley, C.K., 1988, Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, **7**, 539-561.
- Murata, A., 1987a, Conical folds in the Hitoyoshi Bending, South Kyushu, formed by the clockwise rotation of the Southwest Japan Arc. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 91-105.
- Murata, A., 1987b, Hokusatsu Bend and clockwise rotation of the Southwest Japan Arc. *Jour. Fac. Sci., Univ.*

- Tokyo, **21**, 333-349.
- 村田明広, 1991, 九州四万十帯, 内ノ八重層の作るデュプレックス構造と内ノ八重クリップ. 地質雑, **97**, 39-52.
- 村田明広, 1992, 九州四万十帯, 日向層群の作るデュプレックス構造. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **26**, 59-75.
- 村田明広, 1994a, 九州四万十帯, 都城北東の日向層群に見られる衝上シートとしての赤・緑色珪質泥岩. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **7**, 37-44.
- 村田明広, 1994b, 九州四万十帯, 古第三系日向層群のデュプレックス構造と赤・緑色珪質泥岩. 構造地質, **40**, 21-29.
- 村田明広, 1995, 九州四万十帯日向層群の赤・緑色珪質泥岩とデュプレックス. 地学雑, **104**, 82-93.
- 村田明広, 1996, 九州東部, 神門一尾鈴山地域の四万十帯のナップ構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **9**, 49-61.
- 村田明広, 1997, 九州四万十帯の古第三系赤・緑色珪質泥岩中の砂岩岩脈. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **10**, 11-17.
- 村田明広, 1998, 九州, 大崩山環状岩脈地域の四万十帯の地質構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **11**, 41-47.
- 村田正文, 1992, 四万十帯北帯 南西部地域. 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆編, 「九州地方」, 共立出版, 69-70.
- 中田節也, 1978, 尾鈴山酸性岩の地質. 地質雑, **84**, 243-256.
- 小川内良人・岩松 暉・日邊暁子, 1984, 宮崎県延岡市北東部の四万十帯層群の層序および地質構造. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), no. 17, 67-88.
- 奥村公男・寺岡易司, 1988, 鶴御崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 36p.
- 奥村公男・寺岡易司・杉山雄一, 1985, 蒲江地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 58p.
- Raymond, L. A., 1984, Classification of melanges. In Raymond, L. A. (ed.), *Melanges: their nature, origin and significance*. Geol. Soc. Amer. Spec. Pub., **198**, 7-20.
- 齊藤 眞・木村克己・内藤一樹・酒井 彰, 1996, 椎葉村地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 133p.
- 齊藤 眞・佐藤喜男・横山勝三, 1994, 末吉地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111p.
- 齊藤 眞・杉山和弘・佐藤喜男, 1993, 鹿児島県東部の四万十帯層群から産出した白亜紀放射状化石とその地質学的意義. 地質雑, **99**, 1037-1040.
- 坂井 卓, 1992, 四万十帯北帯 北東部地域. 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆編, 「九州地方」, 共立出版, 70-75.
- 坂井 卓・勘米良亀輪, 1981, 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位. 九州大学理学部研究報告 (地質), **14**, 31-48.
- 坂井 卓・西 弘嗣・齊藤常正・中世古幸次郎・西村明子, 1984, 九州四万十帯古第三系の微化石層序. 「日本の古第三系の生層序と国際対比」 (齊藤常正・岡田尚武・海保邦夫編), 総合研究成果報告書, 95-112.
- Sample, J. C. and Fisher, D. M., 1986, Duplex accretion and underplating in an ancient accretionary complex, Kodiak Islands, Alaska. *Geology*, **41**, 160-163.
- Silver, E. A., Ellis, M. J., Breen, N. A. and Shipley, T. H., 1985, Comments on the growth of accretionary wedges. *Geology*, **31**, 6-9.
- 須鎗和巳・山崎哲司, 1987, 徳島県四万十帯北帯と南帯の境界—安芸構造線の再検討—. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **20**, 37-46.
- 須鎗和巳・山崎哲司, 1988, 四国四万十帯南帯北縁部の微化石年代. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **21**, 107-133.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎, 1980, 高知県四万十帯の地質とその起源. 四万十帯の地質学と古生物学 (甲藤次郎教授還暦記念論文集), 林野弘済会高知支部, 319-389.
- Takahashi, M., 1986, Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluster: Geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 33-70.
- 高橋 修・石井 醇, 1992, 関東山地四万十帯の大滝層群—関東山地四万十帯白亜系の変形過程とデュプレックス構造—. 埼玉県立自然史博物館研究報告, **10**, 11-28.
- 竹下 徹, 1982, 宮崎県南那珂山地北部の四万十帯層群の層序と構造. 地質雑, **88**, 1-18.
- 田中啓策, 1980, 伊予鹿島及び宿毛地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 56p.
- 田中健一・岩松 暉, 1993, 九州四万十帯日向大河内地域の地質. 九州大学農学部演習林報告, **69**, 31-53.
- 田中健一・岩松 暉・横田修一郎, 1992, 宮崎県神門地域西方における四万十帯層群の地質と構造. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), no. 25, 53-68.
- 寺岡易司・今井 功・奥村公男, 1981a, 九州外帯の屈曲構造. 構造総研連絡誌「中生代造構作用の研究」, no. 3, 78-98.
- 寺岡易司・今井 功・奥村公男, 1981b, 20万分の1地質図幅「延岡」, 地質調査所.
- 寺岡易司・奥村公男, 1992, 四万十帯北帯の構造区分と白亜系砂岩組成. 地質学論集, no. 38, 261-270.
- 寺岡易司・奥村公男・村田明広・星住英夫, 1990, 佐伯地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 78p.
- 寺岡易司・柴田 賢・奥村公男・内海 茂, 1994, 九州東部—四国西部の四万十帯層群の碎屑性カリ長石および白雲母の K-Ar 年代. 地質雑, **100**, 477-485.
- Tokunaga, T., 1992, Duplexing and intraprisms deformation of the Paleogene Shimanto Supergroup in western Shikoku, Southwest Japan. *Tectonics*, **11**, 1168-1179.
- Toriumi, M. and Teruya, J., 1988, Tectono-metamorphism of the Shimanto Belt. *Modern Geology*, **12**, 303-324.
- 鶴田聖子・長谷川修一・村田明広, 1995, イライト結晶度からみた安芸構造線—四国東部, 魚梁瀬—久尾地域—. 日本地質学会第102年学術大会演旨, p.219.
- 米田茂夫・岩松 暉, 1987, 鹿児島県北薩地方の四万十帯層群の層序と地質構造. 地質雑, **93**, 881-895.

(要旨)

村田明広, 1998, 四万十帯のデュプレックスと低角ナップ構造. 地質学論集, 第50号, 147-158.

(Murata, A., 1998, Duplexes and low-angle nappe structures of the Shimanto Terrane, southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 50, 147-158.)

九州の四万十帯には, 多くの低角な衝上断層が存在し, それらはデュプレックスや, 赤・緑色珪質泥岩の衝上シートを伴うことがある. 九州の四万十帯では, 砂岩優勢の白亜系諸塚層群が, 塚原衝上断層によって, 千枚岩優勢の槇峰層群の上に衝上している. また, 槇峰層群と古第三系北川層群は, 延岡衝上断層によって, 古第三系日向層群の上に衝上している. 延岡衝上断層及び塚原衝上断層は, 離れた位置にクリッベが存在することから, 全体としてはほぼ水平で, 変位量はそれぞれ60km, 30kmに達する. 四国では高角な安芸構造線, 中筋構造線が白亜系と古第三系を境しているが, 安芸構造線はもともと低角であり, 中筋構造線付近には低角な衝上断層が存在する可能性がある. 九州で確認された低角なナップ構造は四国へも追跡され, 西南日本の四万十帯の基本構造である可能性がある.