

九州四万十帯日向大河内地域の地質

田中, 健一
鹿児島大学理学部

岩松, 瑋
鹿児島大学理学部

<https://doi.org/10.15017/10882>

出版情報 : 九州大学農学部演習林報告. 69, pp.31-53, 1993-12-24. 九州大学農学部附属演習林
バージョン :
権利関係 :

九州四万十帯日向大河内地域の地質*

田中健一**・岩松暉**

抄録

本論の主たる対象とする日向大河内地域は、九州四万十帯北東部に位置している。

本地域の四万十帯層群は岩相、岩石の被った変形の程度および変成作用から5つの層相ユニットに区分される。これらは構造的上位から下位に向かって、尾崎山ユニット、三方岳ユニット、吐野ユニットならびに大藪ユニットである。

尾崎山ユニットは主に砂岩、頁岩からなる。三方岳ユニットは、片状砂岩とチャートを挟在する千枚岩からなる。大河内ユニットはメランジェ相で特徴づけられる。このユニットはさまざまな岩種よりなる礫を含む片状の頁岩(礫質頁岩)や緑色岩類、珪質頁岩よりなる。礫質頁岩には断層ないし剪断帯中の断層岩に類似した剪断変形組織が認められる。吐野ユニットは砂岩頁岩互層ならびにスランプ礫を含有する頁岩よりなる。大藪ユニットは主に塊状の頁岩からなり砂岩岩塊を伴う。これら5つのユニットにはスランプ構造の発達も認められる。また、全ユニットはほぼ北東-南西の走向・北傾斜である。しかし、詳細に検討すると東-西トレンド・西プランジの軸を有する褶曲が存在しており、全ユニットはこの褶曲に参加している。

本地域では四万十帯層群にアブライトが貫入している。貫入時期は中期中新世と考えられる。

更新統と考えられる屋敷野層は、層厚約10mであり、礫、砂、シルトならびに粘土からなる。本層は四万十帯層群を不整合に覆っている。

キーワード：四万十帯層群、延岡構造線、大藪衝上断層、アブライト

1. はじめに

宮崎県日向大河内地域は地体構造区分上、仏像構造線以南の九州四万十帯北帯ならびに南帯の境界部にあたる(図1)。この地体構造区分上の境界は橋本ら(1956)によって提唱された延岡-紫尾山構造線、今井ら(1971)の延岡構造線ないし今井ら(1979)の延岡衝上断層に相当するものである。そのため、九州における四万十帯の“構造線”の通過位置や、地体構造区分、テクトニクスを考える上で、本地域をはじめ前述の“構造線”が通過すると考えられる地域は、四万十帯研究の重要なフィールドとなってきた。そのようなフィールドの一つである本地域ならびにその周辺地域における四万十帯研究に関する報告は、本地域に関しては橋本(1957)ならびに野田・橋本(1958)によって、神門地域に関しては主に今井ら(1979)や田中ら(1992a)によって、尾鈴山地域に関しては木村ら(1991)によって、人吉地域に関しては主にMurata(1987a)によってそれぞれなされている。しかし、

* Ken'ichi TANAKA and Akira IWAMATSU: Geology of the Hyuga-Okawachi Area, Miyazaki Prefecture, Kyushu, Japan.

** 鹿児島大学理学部地学教室

Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima 890

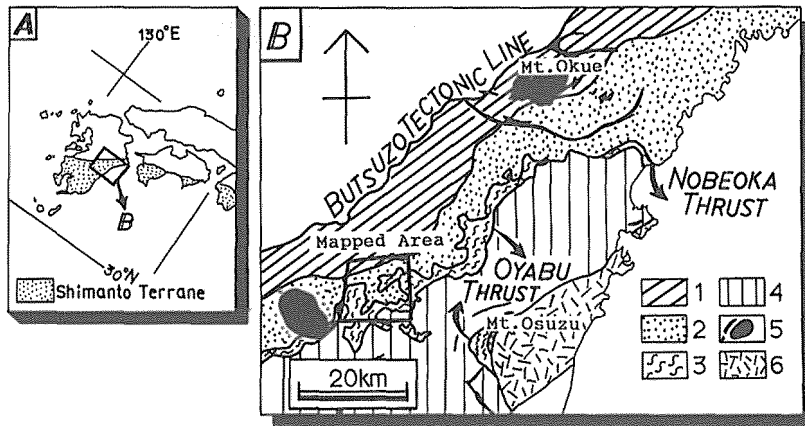


Fig. 1 Geological map of the Shimanto Belt in NE Kyushu showing the study area. Compiled from Teraoka *et al.* (1981) and Tanaka *et al.* (1992a). Legend of Figure B; 1: Lower Morotsuka Group; 2: Upper Morotsuka Group; 3: Mikado Formation; 4: Hyuga Group; 5: granites; 6: acidic tuff.

図1 九州四万十帯北東部の概要と研究対象地域の位置。寺岡ら(1981)および田中ら(1992a)をコンパイル。B図の凡例; 1: 下部諸塚層群; 2: 上部諸塚層群; 3: 神門層; 4: 日向層群; 5: 花崗岩類; 6: 酸性凝灰岩類。

本論の対象とする日向大河内地域の四万十帯に関する過去の報告(橋本, 1957; 野田・橋本, 1958)は, 四万十帯が時代未詳の中古生層として取り扱われていた時期になされたものである。そのため, 本地域では, 今日までの四万十帯研究の成果を考慮した上での地質ならび地質構造の再検討が必要とされていた。

このような現状を踏まえ, 1990年以降, 筆者らは神門地域西部より本地域にかけての1帯の調査を行ってきた。田中ら(1992a)では神門地域西方の椎葉村尾崎付近から南郷村鬼神野付近の四万十帯について報告した(図2, 3)。本論ではこれらの地域に隣接する, 日向大河内地域の地質図(図4, 5)を公表するとともに各種岩相と構造の記載を行うことを目的とした。但し, 田中ら(1992a)で報告した地域と本地域は地質的に隣接する地域であるので, 田中ら(1992a)で述べることのできなかった内容についても含めて本論で報告する。また, 四万十帯層群以外の地質についても, その一部について報告する。

2. 日向大河内地域の地質概要

日向大河内地域の地質図を図4に示す。本地域の基盤をなすのは, ほぼ中生代白亜紀~新生代古第三紀にかけて形成された四万十帯層群である。但し, ごく一部に新生代新第三紀中新世中期の年代を示す市房山花崗閃緑岩体の衛星岩体とみなされるアプライトが存在する。四万十帯層群は砂岩・頁岩などの堆積岩類, 玄武岩質火山岩類起源の緑色岩類を主体とした大規模な地質体である。本地域の四万十帯層群は, 広域変成作用を被っており, 砂岩の一部や頁岩は千枚岩もしくは準片岩と呼ばれる片状岩になっているものが多い。また, 本地域は同時に急峻な山岳地帯でもあるため, 片状岩に特有のクリーブ性大規模崩壊

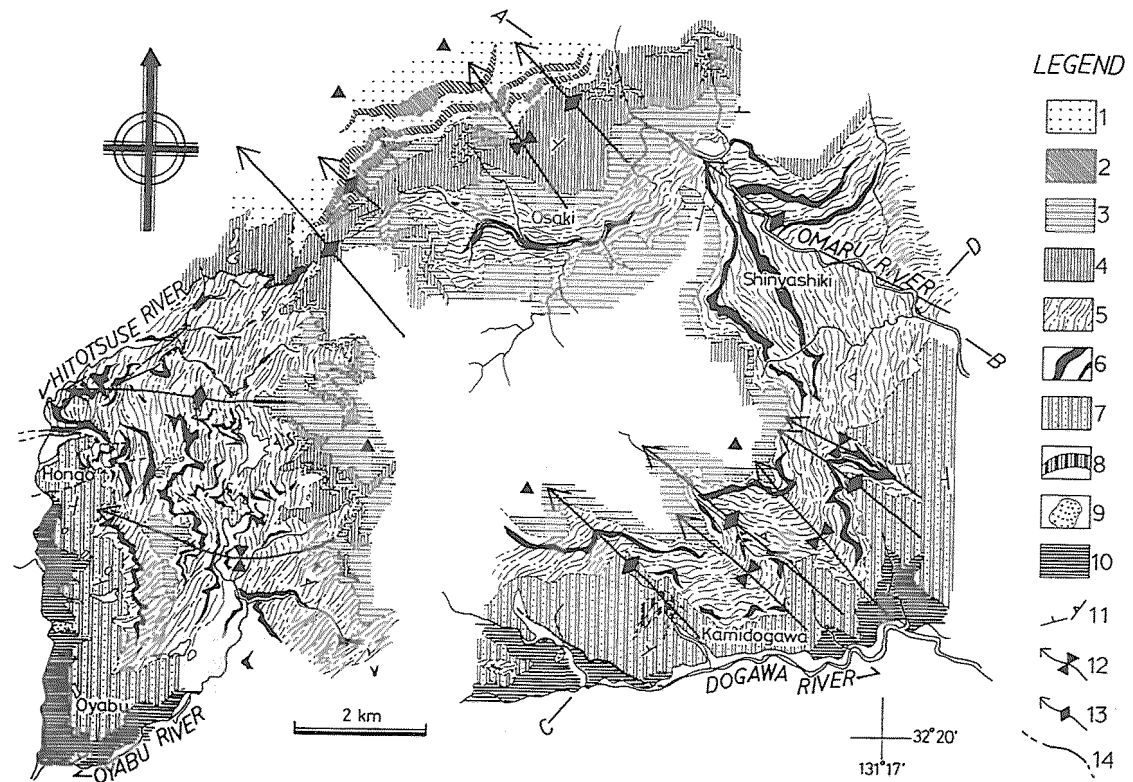


Fig. 2 Geological map of the western Mikado area (partly after Tanaka *et al.*, 1992a). Legend; 1: ss; 2: sh; 3: schistose ss; 4: phyllite; 5: block-rich sh; 6: green rocks or sili. sh; 7: alt. beds of ss and sh; 8: sh; 9: ss; 10: sh; 11: bedding plane or schistosity; 12: synclinal axis; 13: anticlinal axis; 14: fault and inferred fault; (1-2: Osakiyama Unit; 3-4: Sanbo-dake Unit; 5-6: Okawachi Unit; 7-8: Hakino Unit; 9-10: Oyabu Unit) (ss: sandstone; sh: shale).

図2 神門地域西方の四万十帯の地質図 一部、田中ら(1992a)による
 凡例：1：砂岩；2：頁岩；3：片状砂岩；4：千枚岩；5：礫質頁岩；6：緑色岩類・珪質頁岩；7：砂岩頁岩互層；8：頁岩；9：砂岩；10：頁岩；11：層理面・片理面；12：向斜軸；13：背斜軸；14：断層・推定断層；（1-2：尾崎山ユニット；3-4：三方岳ユニット；5-6：大河内ユニット；7-8：吐野ユニット；9-10：大藪ユニット）

が発生している(岩松・下川, 1986). 片状岩に伴う緑色岩類は, 塊状堅固な岩石であるため急崖を形成しやすい. さらに人家大の転石や崩落が頻繁に発生している. 基盤岩類を覆って, 第四紀更新世に形成されたとみられる河川成堆積物や湖成堆積物が椎葉村屋敷野付近や大河内峠付近に存在する. これらは, 砂礫を主体とし, シルトや粘土を伴っている. 地形的には尾根沿いや山腹の緩傾斜地によく発達している. これらはアカホヤ火山灰(町田・新井, 1978)に被覆される場合がある. さらにこれらを覆って, ごく最近に形成されたとみられる山麓崩壊堆積物・土石流堆積物・崖錐堆積物が発達している. とくに椎葉村広野付近の三方岳西側斜面には扇状地堆積物がよく発達している.

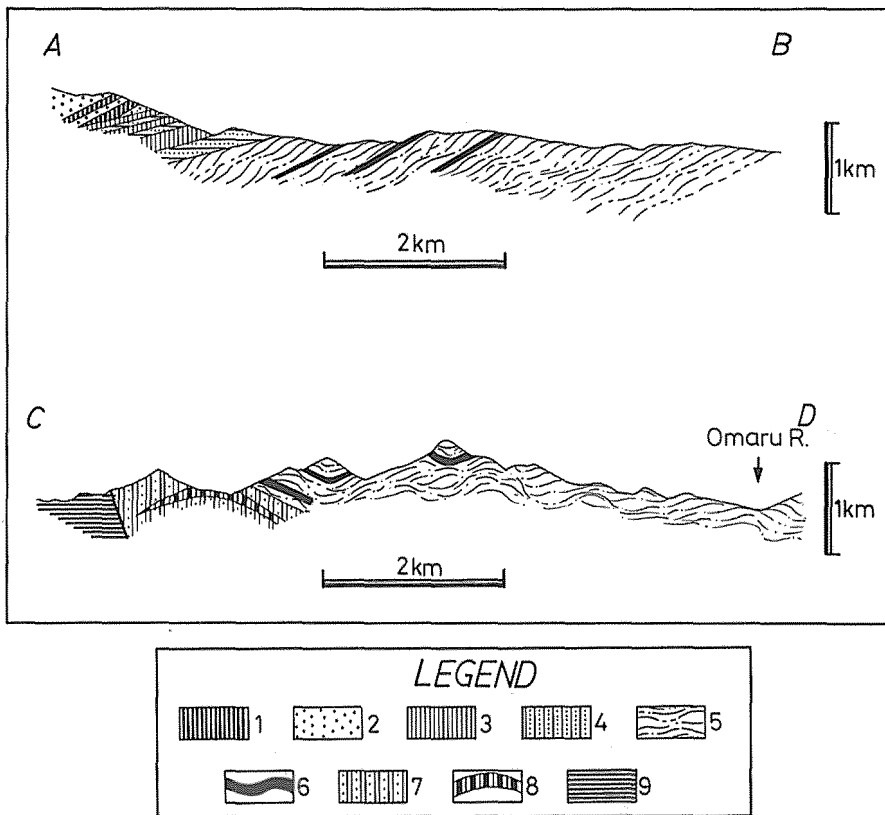


Fig. 3 Geological profiles. Locations are shown in Fig. 2. Legend; 1: sh; 2: ss; 3: phyllite; 4: schistose ss; 5: block-rich sh; 6: green rocks and sili. sh; 7: alt. beds of ss and sh; 8: sh; 9: sh; (1-2: Osakiyama Unit; 3-4: Sanbo-dake Unit; 5-6: Okawachi Unit; 7-8: Hakino Unit; 9: Oyabu Unit).

図3 地質断面図. 断面図作成位置は図2に示す. 凡例; 1: 頁岩; 2: 砂岩; 3: 千枚岩; 4: 片状砂岩; 5: 礫質頁岩; 6: 緑色岩類・珪質頁岩; 7: 砂岩頁岩互層; 8: 頁岩; 9: 頁岩; (1-2: 尾崎山ユニット; 3-4: 三方岳ユニット; 5-6: 大河内ユニット; 7-8: 吐野ユニット; 9: 大藪ユニット).

3. 九州四万十帯研究の概要

九州四万十帯(図1)はかつて時代未詳層群として一括されていたが、橋本(1962)による先駆的な研究によってはじめてその概要が明らかにされた。橋本(1962)は、九州四万十帯をそれぞれ北東-南西走向で帯状に配列する六つの地帯に区分し、各地帯が断層関係にあることを示した。また各地帯を区分する断層のうち延岡-紫尾山構造線(橋本ら, 1956)を重要とし、この構造線以北を北部地帯、以南を南部地帯とした。今井ら(1971; 1975; 1979)は九州四万十帯の岩相、変成作用、地質構造などを検討し、橋本(1962)の

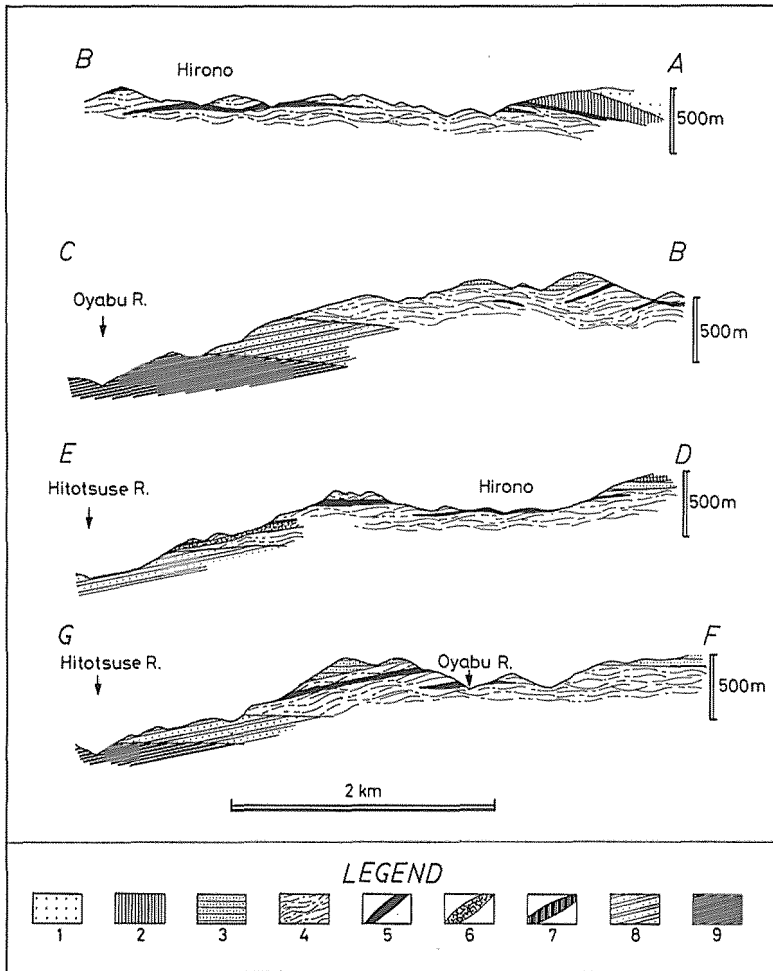


Fig. 5 Geological profiles. Locations are shown in Fig. 4. Legend; 1: ss; 2: phyllite; 3: schistose ss; 4: block-rich sh; 5: green rocks; 6: sili. sh; 7: sh; 8: alt. beds of ss and sh; (1: Osakiyama Unit; 2-3: Sanbo-dake Unit; 4-7: Okawachi Unit; 8: Hakino Unit; 9: Oyabu Unit).

図5 地質断面図。断面図作成位置は図4に示す。凡例：1：砂岩；2：千枚岩；3：片状砂岩；4：礫質頁岩；5：緑色岩類；6：珪質頁岩；7：頁岩；8：砂岩頁岩互層；9：頁岩；(1：尾崎山ユニット；2-3：三方岳ユニット；4-7：大河内ユニット；8：吐野ユニット；9：大藪ユニット)。

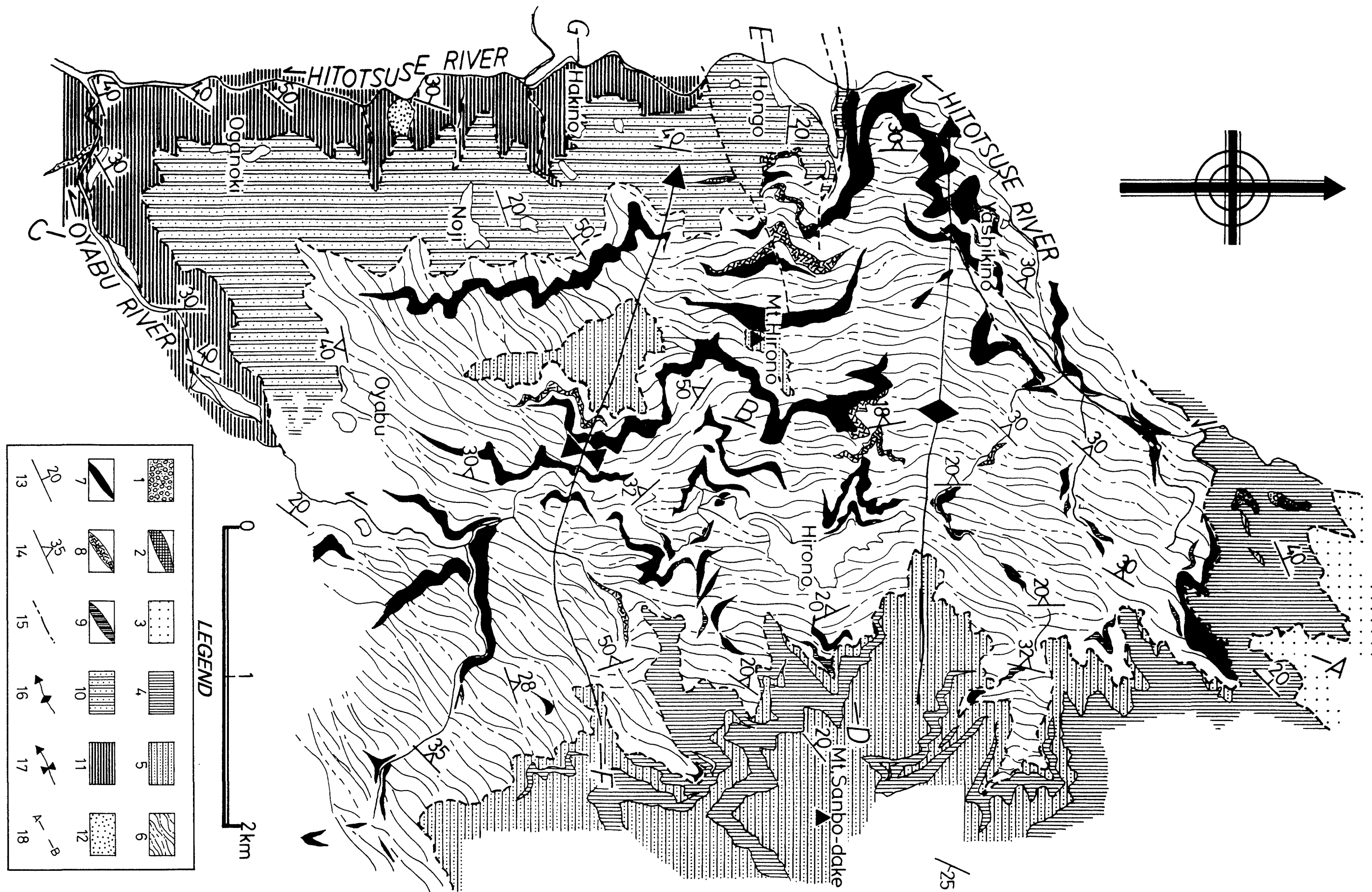


Fig. 4 Geological map of the Hyuga-Okawachi area. Legend; 1: gravel, sand, silt and clay; 2: aplite; 3: ss; 4: phyllite; 5: schistose ss; 6: block-rich sh; 7: green rocks; 8: sili. sh; 9: sh; 10: alt. beds of ss and sh; 11: sh; 12: ss; 13: bedding plane; 14: schistosity; 15: fault and inferred fault; 16: anticlinal axis; 17: synclinal axis; 18: locations for geological profiles; (1: Yashikino Formation; 3: Osakiyama Unit; 4-5: Sanbo-dake Unit; 6-9: Okawachi Unit; 10: Hakino Unit; 11-12: Oyabu Unit; ss: sandstone; sh: shale).

図4 日向大河内地域の地質図。凡例：1：礫・砂・シルト・粘土；2：アプライト；3：砂岩；4：千枚岩；5：片状砂岩；6：礫質頁岩；7：緑色岩類；8：珪質頁岩；9：頁岩；10：砂岩頁岩互層；11：頁岩；12：砂岩；13：層理面；14：片理面；15：断層・推定断層；16：背斜軸；17：向斜軸；18：地質断面図作成位置；（1：屋敷野層；3：尾崎山ユニット；4-5：三方岳ユニット；6-9：大河内ユニット；10：吐野ユニット；11-12：大藪ユニット）。

地体構造区分を再定義した。このなかで、白亜系が諸塚層群、古第三系が神門層、日向層群などに区分された。また、延岡—紫尾山構造線を白亜系と古第三系を境する構造線として、新たに“延岡構造線”(=延岡衝上断層)と再定義した。なお、今井ら(1979)の大藪衝上断層は、橋本(1957)および野田・橋本(1958)の大藪衝上断層ないし橋本ら(1956)の延岡—紫尾山構造線に相当すると考えられる。勸米良・坂井(1975)や坂井(1978)、坂井・勸米良(1981)は、九州東部地域の四万十帯についてその層相や構造を詳細に調べ、四万十帯をプレートテクトニクス論に基づく付加地質体として認識できることを示した。寺岡ら(1974)、寺岡(1979)、岡田(1977)は九州四万十帯の砂岩組成について研究し、砂岩による地層対比が可能であることを示した。また、寺岡(1979)は、四万十帯が覆瓦状構造をなすことについては勸米良や坂井らと同様の立場をとったが、堆積物は“海側”からではなく“陸側”から供給されたとして付加体説に対しては反論を示した。小川内ら(1984)や安武ら(1984)は延岡市や佐伯市付近の海岸地域の地質構造について調査し、ここでは衝上断層による覆瓦状構造よりもむしろ、褶曲によって地層が繰り返しているとした。この頃から、放散虫や浮遊性有孔虫などの微化石によって、九州四万十帯の地質時代が判明するようになってきた(中世古・西村, 1979; 小川内ら, 1984; 坂井ら, 1984; 奥村ら, 1985; 西, 1987; 米田・岩松, 1987; Nishi, 1988; 木村ら, 1991)。このうち西(1987)や Nishi (1988)などによって、北西から南東に向かって順次配列する四万十帯の各層はスラストによって幾度も繰り返しながら、地質時代が、より南東側のものほど若くなるという極性が指摘された。これらによって九州四万十帯が付加コンプレックスであるという考え方が今日、定着しつつある。なお、Murata(1987 a, b), 米田・岩松(1987)は九州四万十帯の屈曲構造について研究し、これらが中期中新世の西南日本弧の時計回り回転によって形成されたことを指摘した。

しかしながら、九州山地を中心として現在でも依然として、岩相や地質構造、地質時代の不明な地層群の調査や研究に関する報告が十分になされていない地域が広く分布する。四万十帯を付加コンプレックスとして認識し、そのテクトニクスを議論するためには、このような詳細の不明な地域に関しても研究・調査対象を拡大し、その全貌が明かにされる必要がある。

4. 岩相の記載ならびに層相区分

九州四万十帯では橋本(1962)をはじめとしてこれまでいくつかの層序区分が示されてきた(図6)。例えば本地域周辺では、神門地域における今井ら(1979)の層序区分がよく知られている。しかし、今井ら(1979)の層序区分に限らず従来の層序区分においては、各地層群の境界は断層と考えられており、部層ないし累層間の関係は必ずしも層序学的上下関係を意味するものではなかった。層群や累層は本来、地層堆積時の累重関係を前提として設定されるものである。しかしながら、本地域には種々の程度に、未固結時の攪乱や岩石固結後の造構運動、ならびに変成作用を受けた結果形成されたと考えられる複雑な岩相や構造を有する岩石が広く分布している。このような地層群が分布する地域では従来の様な層序区分は必ずしも適当ではなく、また、堆積層序の正確な確立は不可能に近いと判断される。

そこで本論では、本地域に分布する四万十帯の岩相、岩石の受けた変成作用の程度、岩

Noda and Hashimoto (1958)	This Study	Tanaka et al. (1992a)	Imai et al. (1979)
	Osakiyama Unit	Unit A	Hinokage Fm.
Sanbo-dake Fm.	Sanbo-dake Unit	Unit B	Yato Fm.
Okawachi Fm.	Okawachi Unit	Unit C	Makimine Fm.
Hakino Fm.	Hakino Unit	Unit D	Mikado Fm.
	Oyabu Unit	Unit E	Kijino Fm.
			Dogawa Fm.

Fig. 6 Correlation of the tectono-stratigraphic subdivisions proposed by some authors.

図6 九州四万十帯北東部における層序区分の対応関係

石の変形の程度に着目していくつかの層相を区分し、区分された層相の組合せから従来の累層(Formation)と同格のユニット(Unit)という層相区分上の単位を与えた。その結果、以上に述べたような本論独自の層相区分の方法によって、本地域では、構造的上位より下位に向かって尾崎山ユニット、三方岳ユニット、大河内ユニット、吐野ユニット、大藪ユニットの5つのユニットが識別された。このユニット区分は基本的に以前筆者らが行った区分(田中ら, 1992 a)と一致している。なお、田中ら(1992 a)では、各ユニットがそれぞれ構造的上位よりユニットA, B, C, D, Eと呼称されていた。しかし、本論では田中ら(1992 a)の各ユニットについてその代表的な岩相がみられる模式地を設定した。また、その際に各ユニットに模式地の地名を冠してその名称を変更した。

各ユニットの区分と従来の層序区分とは、その区分の性格が異なるため厳密には対比困難である。しかし、神門地域における今井ら(1979)の層序区分における各層の層相と各ユニットの層相をあえて比較すると、図6にみられるような対応関係が成立するものと考えられる。これによれば、今井ら(1979)の諸塚層群日之影層、槇峰と八戸両層がそれぞれ本論の尾崎山ユニット、三方岳ユニットに対応する。以下同様に、神門層が本論の大河内ユニットに、日向層群鬼神野層、渡川層がそれぞれ本論の吐野ユニット、大藪ユニットに相当することになる。さらに、野田・橋本(1958)との対応関係(図6)について言及すれば、彼らの三方岳累層、大河内累層、吐野累層がそれぞれ本論の三方岳ユニット、大河内ユニット、吐野ならびに大藪両ユニットに対応するものといえる。

4.1. 尾崎山ユニット

分布範囲は本地域の北部、尾崎山、龍岩山付近である。本ユニットは砂岩と頁岩ならびに両者の互層よりなる。また、その見掛けの層厚は700 m以上と見積られる。

頁岩は黒色を呈し弱い剝離面が発達する。しばしば砂質のラミナを伴っており、剝離面はこれと平行に発達する。砂岩と互層をなすことが稀でなく、頁岩から頁岩優勢の互層、砂岩頁岩等量互層、砂岩優勢の互層という順序で層序的に上下方向へ整合的に移行していくことがある。一般に互層部は単層の層厚5 cm程度の細互層である。一方で頁岩と砂岩は断層で境されることが多く、断層の多くは層理面と平行または水平に近い低角度で北傾斜である。頁岩層にはしばしば砂岩がスランプ角礫として包有されている。このような場所

は頁岩に鱗片状片理が発達することがある。砂岩頁岩互層のスランプ相でも同様にスランプ褶曲などが顕著に発達している。

砂岩は肉眼で一般に青灰色～黒灰色を呈する。砂岩の構成粒子は石英や長石を主体としている。粒径は粗粒～細粒とさまざまである。淘汰および円磨度はともに悪い。また、基質量から本ユニットの砂岩はワッケ型に分類され、しばしば頁岩片をパッチ状に含む。一般に塊状無層理であるが、詳細にみると厚さ数 cm の泥質部を伴っていることがある。比較的規模の大きい露頭では節理の発達がよく認識できるが、おおよそ層理面に平行なものと、層理面に垂直なものの発達が目立つ。頁岩とは断層を介して接するほか、前述の様に互層を介して頁岩に漸移している。

本ユニットはその岩相ならびに分布の連続性から、今井ら(1979)が神門地域において定義した、諸塚層日之影層に対比できると考えられる。

4.2. 三方岳ユニット

本ユニットは、片理の発達した砂質岩と泥質岩を主体とする。砂質岩ならびに泥質岩中に発達する片理は、肉眼によって露頭で十分に認識できる程度に発達している。このため本論では本ユニット中の片理の発達する砂質岩を“片状砂岩”，泥質岩を“千枚岩”と呼ぶことにする。これらは模式地の三方岳から大河内峠付近にかけての山頂部に分布している。本ユニットの見掛けの層厚は 900 m である。地質図(図 2, 図 4)では、本ユニットの岩相を片状砂岩ならびに片状砂岩優勢互層、千枚岩ならびに千枚岩優勢互層の 2 つに区分して表現した。互層部は単層の厚さ数 cm の細互層部から数 m オーダーまでのものまでさまざまである。両岩相にはしばしばスランプ構造など未固結時の変形が認められる。

片状砂岩は、片理が顕著に発達する砂岩であり、泥質な基質の多い片状砂岩では片理面に沿って平板状に剝がれやすい性質を有している。砂岩の構成粒子は石英ならびに長石を主体としており、しばしば火山岩片や頁岩片を含んでいる。これら岩片は一般に片理面と平行な方向に伸長したような形態を示しているのが、肉眼やルーペで十分にわかる。片状砂岩の基質部の割合は 15% 以上であり、分類上石質ワッケに相当する。片理面に直交する薄片での観察では、片理面の方向に平行に伸びる黒色の“すじ”が多数認められる(図 7)。

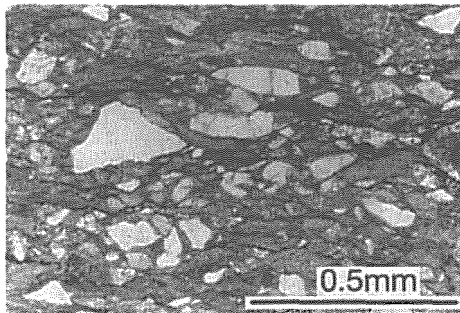


Fig. 7 Photomicrograph of schistose sandstone.
At Nakayama, Shiiba Village. Polars not crossed.
図 7 片状砂岩の顕微鏡写真、産地は椎葉村中山。

これは、微細な雲母鉱物の(001)面の定向配列によるものと推測される。この黒色の“すじ”は、於保(1981)が北上山地のスレートに関して報告した“dusty part”に相当するものと考えられる。砂岩中の碎屑粒子の形態上の長軸は“すじ”と平行に配列しており、みかけ上この方向で伸長しているように見える。碎屑性石英粒子はしばしば波動消光を示すほか、変形ラメラ、癒合割れ目、亜結晶粒などの粒子内変形が認められる。とくに癒合割れ目は粒子の長軸方向ないし“すじ”の方向と直交方向に配列していることが多い(田中ら、1992c)。

千枚岩は、片状砂岩と同様に片理面に沿って剝離性に富み、平板状に割れやすいという特徴がある。片理面はときに著しい光沢を呈する。また、片理面上には鉱物の伸長線構造が認められることがある。千枚岩にはしばしば砂質部もしくは珪質部と泥質部の微細互層が認められる。とくに珪質部と泥質部の微細互層部は吉田(1981)がチャートラミナイトとして記載したものに相当すると考えられる。チャートライト様の千枚岩はしばしば層状チャートや、単層の厚さ5cm程度のチャート千枚岩互層に移化することがある。チャートラミナは再結晶によって肥大化し、石英濃集脈状に見えることも少なくない。千枚岩中でも片状砂岩と同様に dusty part 様の黒色の“すじ”の発達が認められる。黒色の“すじ”は片状砂岩中のものよりも密に発達し、その連続性も良い。碎屑粒子の多くは、片状砂岩と同様に“すじ”と平行な方向で伸長しているように見える。碎屑石英粒子は著しい波動消光を示し、変形ラメラ、癒合割れ目などの粒内変形もしばしば認められる。肉眼および鏡下では片理面や“すじ”を切って発達する微細褶曲やキンクバンド、石英のプチグマ脈が認められる。また、ごく稀に片理表面に石英脈で充填され、S字状の割れ目の雁行配列によって特徴づけられる羽毛状節理の発達が認められる。

本ユニットは、岩相ならびに神門地域からの連続性を考慮すると、今井ら(1979)の諸塚層群八戸層および槇峰層、ならびに橋本(1957)、野田・橋本(1958)によって命名された三方岳累層に対比可能であろう。

4.3. 大河内ユニット

本ユニットの分布範囲は、小丸川上流地域、椎葉村大河内地域、南郷村上渡川地域に及ぶ。また、みかけのユニット層厚は平均500m、最大で1500m近くに達すると見積られる。

本ユニットは、チャートや珪質砂岩、緑色岩類といったさまざまな種類の礫を包有し、鱗片状片理の発達する頁岩を主体としており、メランジュ様の層相を呈する。このような岩石を本論では礫質頁岩と呼ぶ。礫と基質の量比はさまざまであるが、一般に基質の占める割合が高い。場所によってはまったく礫を含まず、鱗片状片理のみ発達する場合も少なくない。ときに砂岩頁岩の互層部が認められ、スランプ褶曲も頻繁に認められる。また、部分的に直径5m程度の砂岩頁岩互層のブロックがオリストリス状に存在する場所が椎葉村屋敷野付近など各所に存在する。礫のサイズは一般に pebble~boulder である。礫は引きちぎられたようなレンズ形を呈し、片理面に沿ってほぼ定向配列しており、見掛け上片理面と調和的な方向で伸長しているように見える。砂岩礫にはラミナが認められることがある。また、礫の配列の形態がレンズ褶曲様である場合もある。さらに、礫の内部には礫の長軸方向と直交する方向で頻繁に石英脈または方解石脈が発達する。ごく稀に割れ目に沿っ

て泥の注入した構造が認められる。基質部では石英脈や方解石脈は一般に片理面と平行に調和的に発達している。石英脈は鏡下で観察すると比較的細粒で等粒・多角形を呈する石英粒子の集合体として認識される。石英粒子集合部では個々の粒子が著しく伸長したものが頻繁に認められる(図8)。伸長した石英粒子の多くには波動消光や変形ラメラのような

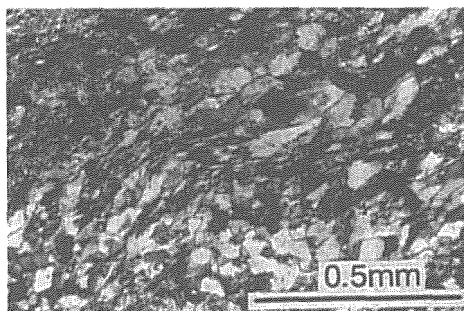


Fig. 8 Photomicrograph showing quartz aggregates in block-rich shale. At Yashikino, Shiiba Village. Polars crossed.

図8 礫質頁岩中の石英粒子集合体の顕微鏡写真。産地は椎葉村屋敷野。

粒内変形が著しい。なお、本論の“礫質頁岩”は橋本(1962)の縞状石英黒色千枚岩、今井ら(1979)の剪断泥質岩、田中ら(1992 a)の混在岩に相当するものと考えられる。

本ユニットには一般に緑色岩類が伴われる。これらの岩石は周辺住民から“アオイシ”と呼ばれているものである。本ユニット中では緑色岩類の層厚は平均 50 m、最大で 80 m に達すると見積られる。緑色岩類は主に、玄武岩質岩石(溶岩、火砕岩)が原岩である場合が多い。露頭では自破砕構造や枕状構造が識別される。これらの構造は、いずれも本ユニット中の緑色岩類がもともと水中に噴出したものであることを示唆する。“枕”の直径は 30 cm ~ 70 cm のものが多く、これらは扁平につぶれた形態を呈する。“枕”の内部は一般に同質の溶岩からなる。しかし、椎葉村大河内の本郷断層沿いの緑色岩体には枕の内部が石灰質泥岩によって充填されているものが存在する。また、枕間に白色、灰色、黒灰色の石灰岩が伴われることがある。このような玄武岩質溶岩にはしばしば、赤色・緑色・黄褐色の珪質頁岩が伴われる。赤色頁岩は付近の住民から“アカイシ”と呼ばれているものである。珪質頁岩中からは放散虫や浮遊性有孔虫などの時代決定に有効な微化石を多産することが知られている(坂井ら, 1984 ; 西, 1987 ; 木村ら, 1991)。筆者らも珪質頁岩中の微化石抽出を試みたが、現在のところ保存状態が悪くこれらを同定するには至っていない。緑色岩類ならびに多色性珪質頁岩は、単調な岩相を呈する本ユニットにおいて、ある程度の範囲に限定すると鍵層として用いることができる。本地域の緑色岩類はしばしば周囲の泥質岩と整合的に漸移する(今井ら, 1979 ; 田中ら, 1992 a)。緑色岩類のうち、枕状溶岩を鏡下で観察すると、針状の斜長石と不透明鉱物からなるバリオライト組織が認められる。橄欖石や輝石の残晶はほとんど認められず、緑泥石のような変質鉱物や方解石、石英脈などの発達が目立つ。とくに方解石脈は最大で幅 4 cm 程度に達することがある。

本ユニット中の緑色岩類に伴って、しばしば層状含銅硫化鉄鉱床が発達することが知ら

れている(井上, 1951; 清島, 1980)。本地域ならびにその周辺地域では, 椎葉村大藪川上流域の大河内鉾山や南郷村上渡川の五色鉾山がこれにあたる。両者はすでに閉山しており, 稼行していない。これらの詳細かつ鉾床学的記載は本論の目的とするところではないので省略する。

大河内ユニットは岩相上の特徴ならびにその連続性から, 今井ら(1979)の神門層にほぼ対比できるといえよう。

4.4. 吐野ユニット

本ユニットは単層の厚さ 5 cm ~ 15 cm 程度の砂岩頁岩細互層を主体とする。砂岩頁岩細互層には整然相ならびにスランプ相の両者が認められる。互層部は一般に上方細粒化のシーケンスを示す。分布範囲は南郷村鬼神野, 上渡川檜葉, 椎葉村大河内, 大藪の二ツ瀬川沿いである。砂岩は, 比較的基質量の少ないアレナイト型と基質量の多いワッケ型の両者が存在する。頁岩にはしばしば, 砂質のラミナが認められる。また, 層理面とほぼ平行に発達する剝離面が認められる。しかし二ツ瀬川沿いでは, 塊状無層理ないし節理の発達が認められるのみである。おそらく, 市房山花崗閃緑岩体の熱的影響を受け本来層理面と平行に発達していた剝離面が消失したのであろう。しかし, 肉眼では, 頁岩に黒雲母の晶出は認められない。また, 鏡下では非常に微細な黒雲母が認められるのみである。おそらく, 本ユニットは市房山花崗閃緑岩体の接触変成帯最外縁部で熱的影響を被ったものと考えられる。

本ユニットのスランプ相では, さまざまな規模と形態を有するスランプ性褶曲が発達する。南郷村茶屋越えの林道沿いの露頭では著しく閉じた等斜褶曲の発達が認められる。とくに変形の著しいものは, 翼部において砂岩層はレンズ状の形態を示す一方, 冠部が孤立して, 一見レンズ褶曲様の構造を呈している。露頭で計測できたスランプ性褶曲の半波長は一般に 5 cm ~ 30 cm 程度であるが, さらにこれよりも規模の大きいスランプ褶曲も存在している可能性もある。スランプ角礫として頁岩に包有されている砂岩のサイズは長径 5 cm ~ 5 m 程度におよぶ。南郷村鬼神野の小丸川右岸では長径 4 m ~ 5 m の砂岩のスランプ巨礫が多数認められる。その他, 南郷村檜葉林道では単層の厚さ 2 cm 程度の砂岩頁岩細互層からなる直径 1.5 m 程度のスランプ巨礫が認められる。

本ユニットは, 以上に述べた岩相の特徴ならびにその分布の連続性から今井ら(1979)が神門地域で定義した日向層群鬼神野層に対比されるものと考えられる。

4.5. 大藪ユニット

本ユニットは黒色頁岩を主体とし砂岩薄層や側方への連続性に乏しい地質図規模の砂岩岩体を伴う。分布範囲は椎葉村大藪から南郷村上渡川付近にかけての地域であるが, さらに南方の地域にも分布するものと考えられる。砂岩は周囲の黒色頁岩中に含まれるメガクラストあるいは pebble ~ boulder のレンズ状の岩塊として頻繁に見いだされる。とくに地質図規模の砂岩岩体は南郷村上渡川の渡川両岸ならびに椎葉村大藪付近の二ツ瀬川ならびにその支流である大藪川沿いに認められる。本ユニットの層厚は 1000 m 以上に達すると見積られる。南郷村檜葉の渡川右岸の砂岩岩体は塊状無層理である。砂岩の構成粒子は石英, カリ長石, 斜長石からなる。また, その基質量は 15 % 未満でアレナイト型に分類される。

一方、椎葉村大桑の木の砂岩岩体は成層しており、椶葉岩体のように塊状無層理砂岩ではなく、基質量も15%を超えている。このように本ユニット中の砂岩は、吐野ユニット中の砂岩と同様にアレナイトおよびワッケの両型のものが存在する。

黒色頁岩は一般に塊状無層理である。詳細にみると単層の厚さ2cm程度の砂岩薄層や砂質ラミナを伴うことがあり、これによって層理面が認定される。層理面に沿っては弱い剝離面が発達する。但し、大藪川沿いでは層理面に平行な剝離性は認められず、全くの塊状無層理となる。肉眼では稀にわずかに黒雲母の晶出が認められることがあり、鏡下でも微細な黒雲母の晶出が認められる。おそらく、大藪川沿いにおける本ユニットは吐野ユニットと同様、市房山花崗岩体の貫入時の影響を受けたと考えられる。なお、層理とは無関係な中～高角度の傾斜を有する節理面の発達が顕著で、これは冷却節理として形成されたのかもしれない。

以上のような岩相上の特徴から本ユニットは、ほぼ今井ら(1979)の日向層群渡川層に相当しているものと考えられる。

5. 貫入岩類および新期堆積物

ここでは、四万十累層群以外の貫入岩類、屋敷野層について記載する。

5.1. 貫入岩類

本地域に存在する貫入岩類は、椎葉村本郷の南南東約1kmの地点に存在するアプタイトのことである。アプタイトは吐野ユニットの砂岩頁岩互層に貫入している。貫入面はおおよそ吐野ユニットの層理面に平行と考えられる。吐野ユニットはアプタイト岩体の周囲約1m前後で微弱な熱変質を受けている。また、風化によって、全体が淡褐色ないしオレンジ色を呈している。岩体には鉛直ならびに水平方向の節理面が発達している。鏡下では石英、カリ長石、斜長石の繊維状の他形結晶が観察され、ほぼ等粒、完晶質である。これらの粒子間に赤鉄鉱が生成している。

アプタイトの貫入時期について明確なデータはない。しかし、寺岡ら(1981)を参照すると、図1に示すように九州四万十帯にはほぼ中期中新世(14Ma前後)の年代を示す大崩山、市房山などの花崗岩類岩体が存在する。さらに、これら貫入岩体に伴うと考えられる環状岩脈の存在が知られている。本地域の南西約2kmには市房山花崗閃緑岩体が位置しており、本地域のアプタイト岩体は市房山花崗閃緑岩体に伴う衛星岩体と見なされることから、その貫入時期はおそらく中期中新世と推測される。

5.2. 屋敷野層

本層は、礫、砂、シルトおよび粘土からなり、基盤の四万十累層群を水平に覆う。本地域内では、椎葉村屋敷野から大河内峠にいたる国道388号線沿いにその露頭が存在する。しかし、実際の分布は散在的である。また、南郷村上渡川付近にも本層の相当層が認められる。地形的には、とくに本地域の尾根部や山腹緩斜面に散在的に存在するが、谷部や河川部には存在していない。本層を覆って平均40cm厚のアカホヤ火山灰層が認められる。また、土石流堆積物や山麓崩壊堆積物に覆われている場合もある。

砂礫層中の礫は、四万十累層群起源の砂岩、頁岩を主体とする。礫の多くは偏平な楕円形もしくは円盤状である。礫の大きさは殆どが pebble~cobble である。砂質部は細粒~極粗粒の砂粒から構成され、砂礫層の基質部に相当する。詳細にみると砂質部に斜交層理や礫のインプリケーションなどの堆積構造が認められる。

シルト・粘土は特徴的に淡褐色ないしオレンジ色を呈している。しばしば、黒色の炭化木片や植物片を含んでいる。

砂礫層とシルト・粘土層のそれぞれの単層の厚さは 5 cm ~ 70 cm 程度であり、平均 20 cm ~ 30 cm 程度である。両者は垂直方向に繰り返し出現するほか、側方へもしばしば漸移している。また、両者をトラフ形に切って発達する砂礫層が存在しており、このような部分は旧河川に相当していたものと考えられる。

本層の最大層厚は確認された限りでは約 10 m である。本層の形成年代については検討中であるが、おそらく第四紀更新世と推測される。本層に相当する層相は本地域ならびに九州山地の尾根部や緩斜面に散在的に、頻繁に認められる。しかし、本層に相当する山間部の砂礫層に関する報告はほとんどなく、今後、詳細に調査検討される必要がある。

5.3. 山麓崩壊堆積物

山麓崩壊堆積物は四万十累層群由来の礫、砂、シルト、粘土からなり、基盤の四万十累層群や屋敷野層の一部などを覆う。とくに、大藪川上流域の椎葉村広野付近、一ツ瀬川沿いの椎葉村屋敷野付近から大藪付近など散在的にその分布が認められる。また、これら山麓崩壊堆積物の分布は、一ツ瀬川からの比高 150 m ~ 600 m に位置する山麓緩斜面の分布にほぼ一致している。

6. 地 質 構 造

ここでは日向大河内地域における四万十累層群の地質構造、とくに地質図スケールの褶曲と主要な断層の露頭観察の結果について述べる。

6.1. 褶曲

本地域ならびにその周辺における四万十累層群の層理面あるいは片理面の一般走向は北東-南西であり、北西方向に 10° ~ 60° の低・中角度で傾斜している。しかし、詳細に走向ならびに傾斜の変化を調べると、東-西トレンド、西プランジの軸を有するいくつかの褶曲構造が存在することが明らかとなった(図 4, 9)。いずれの褶曲も片翼部の長さが 300 m ~ 1000 m のものである。図 9 は本地域の四万十累層群の地質構造について示したものである。この図 9 では、層理面ならびに片理面などの面構造の走向が示されている。また、図 10 は、このような面構造のうち片理面をウルフ網に下半球投影したものである。これらから、面構造の走向は場所によりかなりばらつきがあることがわかる。一方、詳細な走向の追跡から、本地域ではその北側に東西性の背斜構造、南側に東西性の向斜構造が推定される。背斜軸は三方岳東側から一ツ瀬川へと通過しており、ほぼ西にプランジする。向斜軸は三方岳西側の蛇谷沿いを通過し、大藪川との合流点付近で西北西に向きを変え、一ツ瀬川沿いの吐野付近に至る。向斜軸もほぼ西プランジである。背斜、向斜のいずれも

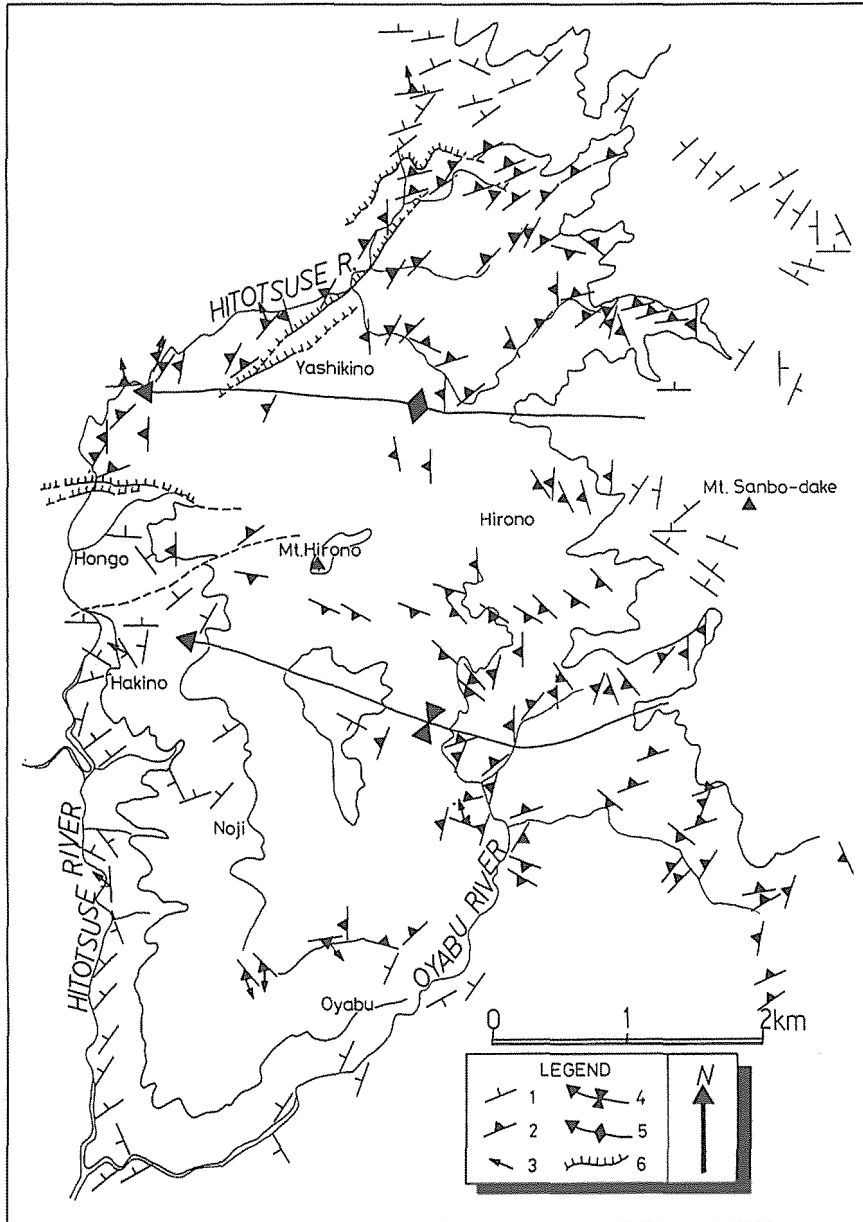


Fig. 9 Structural map of the Hyuga-Okawachi area. Legend; 1: bedding plane; 2: schistosity; 3: lineation; 4: synclinal axis; 5: anticlinal axis; 6: fault and inferred fault.

図9 日向大河内地域の地質構造図。凡例；1：層理面；2：片理面；3：線構造；4：向斜軸；5：背斜軸；6：断層・推定断層。

緩く開いた形態を有している。この背斜一向斜の組合せによって面構造の走向はほぼS状に変化する。

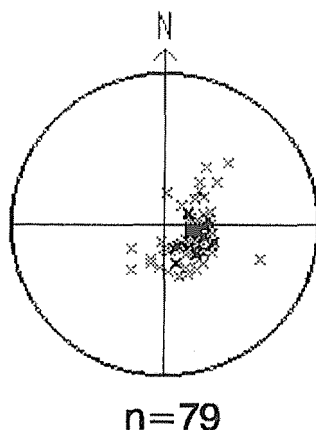


Fig. 10 Lower hemisphere stereographic projection of schistosity on the Wulff's net.

図 10 片理面のステレオ投影図 (ウルフ網の下半球投影)。

田中ら(1992 a, b)も神門地域で、同様な規模を有する緩く開いた背斜と向斜の組合せからなる褶曲構造が存在することを指摘している。とくに小丸川沿いに軸の通過する“鬼神野背斜”がその典型であるとした。本論ならびに田中ら(1992 a, b)で明かとなったこのような緩く開いた褶曲の軸はいずれも、図2の地質図に示すように、東部では北西-南東トレンド・北西プランジである。しかしその西方では前述の様に褶曲軸は東-西トレンド・西プランジとなる。したがって褶曲軸は北西側に扇形に開いたように配列している。このような褶曲軸のトレンドの北西-南東方向から東-西方向への変化は、さらに規模の大きい褶曲の存在する可能性を示唆していると考えられる。

本地域ならびに周辺地域に存在する褶曲構造の形成時期については現在のところ具体的なデータを得ていない。しかし、各ユニットが褶曲構造に参加していることから、一連の褶曲の形成時期が各ユニットの構造的累重の完成後であることはほぼ疑いない。また、本地域における褶曲軸の方向性の変化は、一般に屈曲と呼ばれているものと呼応している可能性が考えられる。九州四万十帯には、鹿児島県北薩地方の“北薩の屈曲”(橋本, 1962; Murata, 1987 b; 米田・岩松, 1987)や熊本県人吉盆地付近の“人吉屈曲”(Murata, 1987 a)などの大規模屈曲構造の存在が指摘されている。Murata(1987 a, b)によれば、これらは、中期中新世における西南日本弧の時計回り回転によって形成されたとされる。本地域の褶曲軸の配列方向の変化はこれら大規模屈曲にはその規模で遠く及ばないが、その様式はこれらによく類似していると思われる。今後、これらの形成時期について詳細に検討する余地があるといえよう。

6.2. 断層

本地域には断層面の傾斜が 30° 未満の低角度断層と、 $30^\circ \sim 90^\circ$ の中・高角度の断層が存在する。ここでは、それぞれの断層の特徴について述べる。

6.2.1. 中・高角度断層

本地域内には各所に中・高角度の断層が存在する。地質図(図2と図4)にはこのような断層のうち比較的規模が大きい、地質図上でのトレースが1 km 以上の中・高角度断層についてのみ示している。これらはいずれも一ツ瀬川沿いに確認されたものであり、東-西系と北西-南東系の2系統のものが存在する。断層に沿った変位については地質分布に顕著な影響が認められないことから、いずれもかなり小さいものと思慮される。以下に、中・高角度断層のうち椎葉村本郷付近の一ツ瀬川河床の断層露头(以下、本郷断層と呼ぶ)について述べる。

本郷断層

本郷断層の露头位置を図11(a)に示す。同じく、断層面上の条線ならびに断層面のステレオ投影結果をそれぞれ図11(b)、(c)に示す。本断層は一ツ瀬川河床にその露头が認められる。断層面は北に 70° から 90° 傾斜する。破碎帯は幅1 m 未満で固結した断層

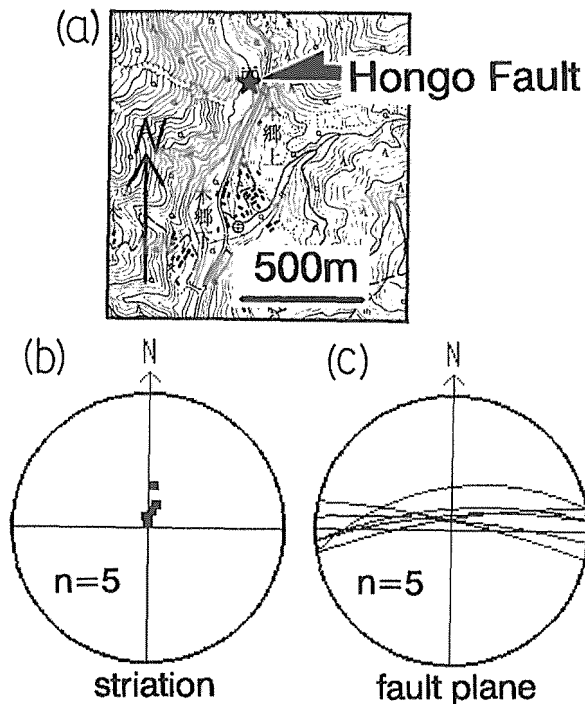


Fig. 11 (a): Location of the outcrop of the Hongo Fault shown on the 1/25000 map sheet "Hyuga-Okawachi" of Geograph. Surv. Instit.. Lower hemisphere, projection of striation (b) and fault plane (c) on the Wulff's net.

図 11 (a) : 本郷断層の露头位置図。地形図は国土地理院発行の 1/25000 「日向大河内」を使用；(b) : 断層面上の条線；(c) : 断層面のステレオ投影図(ウルフ網の下半球投影)。

角礫岩からなる。断層角礫は変質してやや灰白色を帯びた緑色岩類と、おそらく吐野ユニット由来と考えられる砂岩からなる。断層角礫岩の基質部には片理面様の面構造が顕著に発達している。断層角礫岩に発達する片理は岩塊を迂回して発達しており、鱗片状を呈する。この破碎帯を挟んで、その上盤を構成する岩石は大河内ユニットの緑色岩類であり、下盤は吐野ユニットのスランプ構造が顕著な砂岩頁岩の細互層である。上盤の緑色岩類には条線をともなう鏡肌が発達する。本郷断層周辺の吐野ユニットは無数の小断層によってブロック状に分断されている。一方、大藪ユニットの緑色岩類中にも癒着した剪断面を有する小断層が認められる。これら小断層は本郷断層形成あるいは活動時に副次的に形成された可能性がある。本断層の活動の詳細についてはよくわかっていないが、断層面上の条線は dip-slip 成分の卓越を示唆するものと思われる。今井ら(1979)によれば、吐野ユニットと大河内ユニットとの間には大藪衝上断層が存在すると言われてきた。本露頭では確かに吐野ユニットと大河内ユニットの境界部に破碎帯を伴う断層が存在していることが確認できた。しかしながら、本露頭でみられる断層面の傾斜角度は $70^{\circ} \sim 90^{\circ}$ という高角度であって、今井ら(1979)が指摘したような低角度の衝上断層には見えない。また、本地域の地質分布からみても両ユニットの境界は水平ないし低角度であり(図5)、“高角度断層”の影響をほとんど受けていないように見える。したがって本郷断層は吐野ユニットと大河内ユニットを確かに境しているが、今井ら(1979)が指摘した大藪衝上断層とは直接関係があるとは必ずしも言い難い。

6.2.2. 低角度断層

(a) 延岡衝上断層 (延岡構造線)

今井ら(1979)によれば、三方岳ユニットと大河内ユニットは延岡構造線あるいは延岡衝上断層とよばれる低角度断層によって境されると考えられているが、本地域内ではこれらに相当する断層は認められなかった。むしろ、各層の境界部付近の岩相は漸移するように見える(田中ら, 1991)。そこで、筆者らは田中ら(1992a)で報告された神門地域西方についても再調査を行った。その結果、田中ら(1992a)では判然としなかった三方岳ユニットと大河内ユニットの境界について、図12(a)に示す地点において興味深い事実を得ることができた。この地点はすでに田中ら(1992a)で報告した地域内にあり、小丸川上流部の椎葉村梶尾付近にあたる。この露頭では、大河内ユニットと三方岳ユニットの関係が観察される(図12(b))。露頭では大河内ユニットの礫質頁岩に片理面を切る水平-低角度の剪断面が幅3cm~1mで顕著に発達している。この剪断面は田中ら(1992a)で記載したS₂に相当する。連続性の良い剪断面を側方に追跡すると、ときに幅10cm前後の破碎帯に移化する。破碎帯は剪断面と同様に水平-低角度の姿勢を示す。破碎帯内は固結した断層角礫岩からなり、少量の未固結粘土を伴う部分もある。断層角礫岩はほぼランダムファブリックであり脆性的な変形を示す。また、破碎帯は最大で幅30cm程度となるが、さらに側方へ数m追跡すると次第にその幅は小さくなり途絶して、やがて剪断面の発達した礫質頁岩へ漸移する。このように断層角礫岩は不連続に発達している。この断層角礫岩を挟んで礫質頁岩の構造的上位には片状砂岩やチャートラミナイト様の千枚岩、チャートが接している。片状砂岩や千枚岩は三方岳ユニットに属するものと考えられるので、三方岳ユニットと大河内ユニットの境界部には部分的に断層角礫岩で表現される破碎

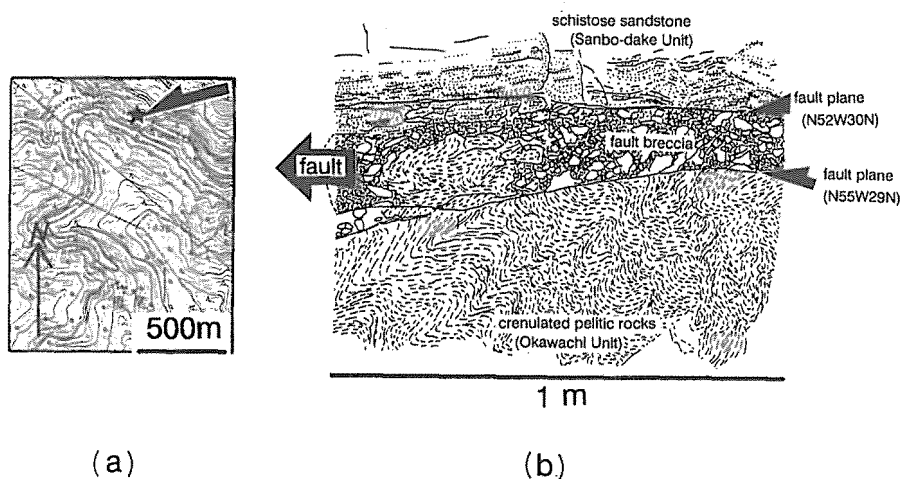


Fig. 12 Boundary fault between the Sanbo-dake Unit and Okawachi Unit. (a): location of the outcrop of the fault shown on the 1/25000 map sheet "Hyuga-Okawachi" of Geograph. Surv. Instit. ; (b): sketch of the outcrop of the fault.

図 12 (a) : 三方岳ユニットと大河内ユニットの境界断層の露頭位置。地形図は国土地理院発行の 1/25000 「日向大河内」を使用；(b) : 断層のスケッチ。

帯が存在していることになる。

前述の様に、三方岳ユニットと大河内ユニットの境界に相当するのが延岡衝上断層 (= 延岡構造線) と言われてきた (今井ら, 1971; 1979)。このように考えると、断層角礫岩を伴うこの破碎帯は延岡衝上断層に相当する可能性がある。しかしながら、ここで述べたように破碎帯は不連続な産状を示し、このような破碎帯を挟まずに両ユニットの岩相があたかも漸移しつつ接している場合もあって少なくない。一方で、大河内ユニットの礫質頁岩には前述の様な剪断変形に伴って形成されたと考えられる構造が頻繁に認められる。

(b) 大藪衝上断層

前述のように大河内ユニットと吐野ユニットの境界は従来、大藪衝上断層と考えられていた (野田・橋本, 1958; 今井ら, 1979)。本地域内で両ユニットの関係がみられるのは本郷断層の露頭のみである。しかし、本郷断層はその断層面が 70° 以上の傾斜を有する高角度なものであり、“低角度衝上断層”でないことはすでに述べたとおりである。

一方で、吐野ユニットと大河内ユニットの境界面の姿勢は地質分布の点から、水平-低角度と考えられる。しかし、露頭で計測された吐野ユニットの層理面の傾斜角度や大河内ユニットの礫質頁岩に発達する片理面の傾斜角度は、ユニット境界の傾斜角度よりさらに $10^\circ \sim 30^\circ$ 程度傾斜しており両者は構造的に斜交している。これらの事実から本論では、野田・橋本 (1958) ならびに今井ら (1979) に従い、吐野ならびに大河内の両ユニットの境界を大藪衝上断層として扱う。なお、渡辺 (1985) は本地域内に建設された導水路トンネル内の調査において、大藪衝上断層に相当すると考えられる破碎帯の発見を報告している。

7. 考 察

四万十帯の各ユニットの境界

筆者らは、田中ら(1992 a)において、神門地域西方で四万十帯が5つの層相ユニットに分類できることを示した。また、その際に各ユニットは一見整合一連の地層群にみえること、しかし、各ユニット間に若干の構造的不調和が存在することを報告した。一方で、境界部における関係については明確に言及しなかった。これは各ユニット間の関係を観察できる露頭などが極めて乏しいことによる。従って、本論では、各ユニット間の構造的な

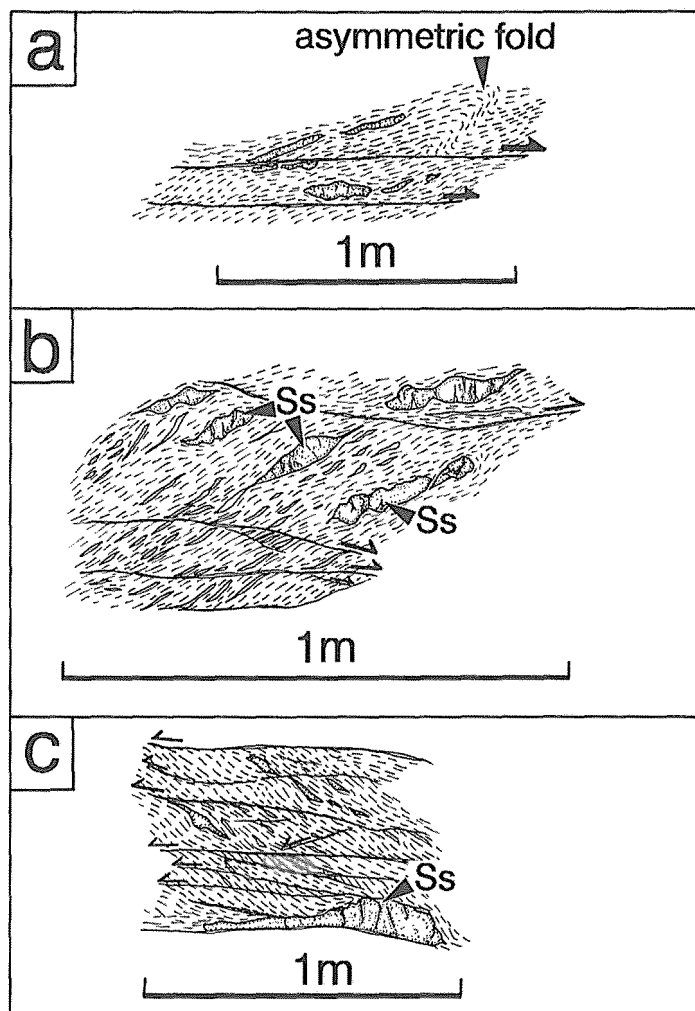


Fig. 13 Three representative modes of occurrence of block-rich shale in the Okawachi Unit.

図 13 大河内ユニット中の礫質頁岩の産状。

下関係を重視した。本地域で識別されたこれら5つのユニットは、構造的上位より下位に向かって、尾崎山ユニット、三方岳ユニット、大河内ユニット、吐野ユニット、大藪ユニットである。これらのうち今回の調査によって各ユニット間の境界部を直接観察できたのは、尾崎山ユニットと三方岳ユニット間、三方岳ユニットと大河内ユニット間、大河内ユニットと吐野ユニット間の3つについてである。露頭において確認された限りでは、3つのユニット間の関係はいずれも断層関係であった。

尾崎山ならびに三方岳ユニット間については、砂岩や泥質岩に発達する片理の発達程度が境界部において肉眼で識別される程度に明確に異なることなども露頭における観察結果と矛盾しない。

三方岳ならびに大河内ユニット間は、前述のように両者の間に低角で不連続に断層角礫岩が挟まれることがある。一方、断層角礫岩を伴わない部分では両者の岩相は整合的に漸移するように見える(田中ら, 1991)。しかし、断層角礫岩近傍の大河内ユニットの礫質頁岩には、田中ら(1992a)の報告や、あるいは図13に示した例のように本来剪断面として形成された可能性の高い面構造がよく発達しており、明かに両ユニット間の境界近傍において剪断変形を被っている。なお、このような面構造を有する礫質頁岩は、地殻浅～深部にかけてのやや延性的な変形環境下で形成されるような断層岩に極めてよく類似している。また、同様の岩石は大河内ユニット中に頻繁に認められる(但し、岩松・下川(1986)によれば同様のみかけを呈する海底地すべり堆積物も大河内ユニット中に共存している)。したがって、必ずしも両者は断層角礫岩によって表現され得るような明瞭な破碎帯のみで接するのではなく、ある程度の広がりをもった変形帯をなしているものと推測され、両ユニットの違いはこの変形度ないし変形環境の違いを反映しているものと推測される。とくに大河内ユニットは礫質頁岩の剪断変形構造で特徴づけられるような強い剪断変形を被った変形帯(剪断帯)に相当していた可能性が高い。

大河内ならびに吐野ユニット間は、一部、本郷断層のような高角度断層で接することが、今回の調査において明かとなった。しかし、このような高角度断層は、実際の水平ないし低角な地質分布とは不調和なものである。今後、渡辺(1985)の報告などを考慮に入れた詳細な検討が必要であろう。

吐野ならびに大藪ユニットの関係については詳しくわかっていない。両ユニットは本地域東方の南郷村榎葉付近では一部高角度の断層で接しているが、この付近では両者の岩相は頻繁に漸移しており、厳密なユニット区分は不可能になってくる。また、構造的にも顕著な斜交性は存在しないようである。両ユニットは本来、同時異相の同一層準であった可能性も十分あり得ると思われる。

8. ま と め

日向大河内地域ならびにその周辺地域の地質調査を行った結果、以下のような事実が明らかになった。

1. 日向大河内地域における四万十累層群は、砂岩頁岩など碎屑性堆積岩類と玄武岩質火山岩類を起源とする緑色岩類よりなる。また、緑色岩類には石灰岩やチャートが伴われている。海底すべり相も頻繁に認められる。

2. 本地域の四万十累層群は、5つの層相ユニットに区分可能である。これらは構造的上位より下位に向かって、砂岩・頁岩よりなる尾崎山ユニット、片状砂岩・千枚岩・チャートなどよりなる三方岳ユニット、礫質頁岩・緑色岩類・多色性珪質頁岩などからなる大河内ユニット、砂岩頁岩互層を主体とする吐野ユニット、頁岩を主体とし砂岩ブロックを含む大藪ユニットである。
3. 神門地域と同様に、本地域には地質図規模で背斜一向斜の組合せからなる褶曲構造が存在する。この褶曲構造はさらに大規模な屈曲様の褶曲によって重複されている。
4. 5つのユニットのうち吐野ならびに大藪ユニット間を除く他の関係は、互いに断層関係にあると考えられる。
5. 大河内ユニットには、剪断変形の痕跡が頻繁に認められる。本ユニットはかつて大規模な変形帯ないし剪断帯であった可能性がある。
6. 吐野ユニットにはアプライトの貫入岩体が認められる。貫入岩体は市房山花崗閃緑岩体の衛星岩体として存在していると思われる。その貫入時期はおそらく中期中新世であろうと推測される。
7. 椎葉村屋敷野ないし大河内峠付近には四万十累層群を不整合に覆う、河川成ないし湖成と推定される礫、砂ならびにシルト、粘土からなる地層が存在する。これらは、第四紀更新世に形成されたと考えられる。

謝 辞

本論作成にあたり、鹿児島大学理学部地学教室の横田修一郎 助教授、山本啓司氏には野外および室内において有益な御助言をいただいた。同教室大学院生の西山賢一氏には野外調査に同行していただいた。同じく、大学院生の Celestina CARRANZA さんには英文の不備を指摘していただいた。現地調査においては九州大学農学部附属宮崎地方演習林学生宿舎を使用させていただいた。同演習林長の荒上和利 助教授をはじめ職員の方々には種々便宜をはかっていただいた。これらの方々には心からお礼申し上げます。

引 用 文 献

- 橋本 勇 (1957) : 九州大学農学部附属宮崎地方演習林三方団地の地質, 九大演報 28 : 73-101
- 橋本 勇 (1962) : 九州南部における時代未詳層群研究の総括, 九大教養地学研報 7 : 37-56
- 橋本 勇・野田光雄・宮久三千年・斉藤正次・神戸信和・井上正昭・木野義人 (1956) : 九州南部の時代未詳層群, 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡誌 3 : 80-83
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971) : 九州四万十帯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 (1975) : 九州四万十帯の地質構造区分, 地団研専報 19 : 179-189
- 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地質図幅), 地質調査所, 44 pp.
- 井上秀雄 (1951) : 宮崎県五色鉱山硫化鉄鉱床概査, 地調月報 2 : 466-468
- 岩松 暉・下川悦郎 (1986) : 片状岩のクリープ性大規模崩壊, 地質学論集 28 : 67-76
- 勘米良龜齡・坂井 卓 (1975) : 四万十川層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか, GDP連絡誌, 構造地質 3 : 55-64

- 木村克己・巖谷敏光・三村弘二・佐藤喜男・佐藤岱生・鈴木祐一郎・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, 137 pp.
- 清島信之 (1980) : 九州における四万十帯の含銅硫化鉄鉱床, 特にその胚胎層準について。地調月報 31 : 73-91
- 町田 洋・新井房夫 (1978) : 南九州喜界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰。第四紀研究 17 : 143-163
- MURATA, A. (1987a) : Conical folds in the Hitoyoshi Bending, south Kyushu, formed by the clockwise rotation of 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
- 中世古幸次郎・西村明子 (1979) : 四万十層群の放散虫化石に関する新知見。大阪微化石研究会誌 7 : 24-47
- 西 弘嗣 (1987) : 浮遊性有孔虫化石帯区分による日向層群田代層の構造解析—付加体構造解析の一例—。九大理研報(地質) 15 : 59-81
- NISHI, H. (1988) : Structural analysis of part of the Shimanto accretionary complex, Kyushu, Japan, based on planktonic foraminiferal zonation. Modern Geology 12 : 47-69
- 野田光雄・橋本 勇 (1958) : 宮崎県東臼杵郡椎葉村大河内附近の地質構造。九大教養地学研報 5 : 17-24
- 小川内良人・岩松 暉・田邊暁子 (1984) : 宮崎県延岡市北東部の四万十累層群の層序および地質構造。鹿大理紀要(地学・生物学) 17 : 149-169
- 於保幸正 (1981) : 南部北上山地牡鹿半島におけるスレートへき開組織。地質雑 87 : 657-673
- 岡田博有 (1977) : 九州四万十累層群砂岩の予察的研究—特に岩石帯(Petrographic Zone)の提唱—。九大理研報(地質) 12 : 203-214
- 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 地質図幅), 地質調査所, 145 pp.
- 坂井 卓 (1978) : 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序。九大理研報(地質) 13 : 23-28
- 坂井 卓・勘米良亀齡 (1981) : 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位置。九大理研報(地質) 14 : 31-48
- 坂井 卓・西 弘嗣・斎藤常正・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。日本の古第三系生層序と国際対比, 山形大学理学部, pp. 95-112
- 田中健一・家村克敏・西山賢一・安達麻紀子・永濱功治・瀬川浩平・岩松 暉・横田修一郎 (1991) : 九州四万十帯, 神門地域における“延岡構造線”周辺の地質構造。日本地質学会第 98 年学術大会講演要旨集 : 334
- 田中健一・岩松 暉・横田修一郎 (1992a) : 宮崎県神門地域西方における四万十累層群の地質と構造。鹿大理紀要(地学・生物学) 25 : 53-68
- 田中健一・岩松 暉・横田修一郎 (1992b) : 九州四万十帯, 神門地域の地質構造。日本地質学会第 99 年学術大会講演要旨集 : 314
- 田中健一・山本啓司・横田修一郎・岩松 暉 (1992c) : 九州四万十帯, 神門地域に分布する schistose sandstone の変形微細構造。1992 年度構造地質研究会冬の例会講演要旨 : 54-55
- 寺岡易司 (1979) : 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源。地質雑 85 : 753-769
- 寺岡易司・今井 功・奥村公男 (1981) : 20 万分の 1 地質図幅「延岡」。地質調査所。
- 寺岡易司・奥村公男・今井 功 (1974) : 九州耳川流域の四万十累層群砂岩組成—四万十帯の構造区分に関連して—。楠見 久先生退官記念論文集, pp. 133-151
- 渡辺正幸 (1958) : 導水路トンネルで観察した四万十帯および大藪衝上線について。第 3 回日本応用

地質学会九州支部研究発表会予稿集: 15-18

安武由充・岩松 暉・松本一英 (1984) : 大分県佐伯市南東部における四万十帯の地質および構造, 鹿大理紀要(地学・生物学) 17 : 51-65

米田茂夫・岩松 暉 (1987) : 鹿児島県北薩地域の四万十帯層群の層序と地質構造, 地質雑 93 : 881-895

吉田鎮男 (1981) : チャートリナイト: 岩石学的記載と本邦地向斜における産状, 地質雑 87 : 131-141

(1993年6月10日受付; 1993年9月2日受理)

Summary

The Shimanto Supergroup is widely distributed in the Hyuga—Okawachi area, central Kyushu, Japan. It is divided into the five units with respect to lithofacies, tectonic deformation and metamorphism; namely, Osakiyama Unit, Sanbo-dake Unit, Okawachi Unit, Hakino Unit and Oyabu Unit in structurally descending order.

The Osakiyama Unit is mainly composed of sandstone and shale.

The Sanbo-dake Unit consists of schistose sandstone and phyllite with intercalations of thin-bedded chert.

The Okawachi Unit is characterized by melange-like facies. This unit is made up of well cleaved shale including of various lithologies (so called “block-rich shale”), green rocks and siliceous shale. The block-rich shale of the Okawachi Unit was suffered from brittle and ductile shear deformations. Deformational structures resemble those of fault-related rocks in brittle and ductile shear zones.

The Hakino Unit is formed by alternating beds of sandstone and shale, together with shale including slump blocks of sandstone.

The Oyabu Unit is chiefly composed of “massive” shale with sandstone blocks.

Slump structures are prevalent in all five units. These units show NE—SW trend with northward dipping as a whole. However, detailed structural analyses of bedding plane and schistosity revealed that folds on mappable-scales trending E-W and plunging westward are recognized in all the five units.

An aplite dyke regarded as Middle Miocene in age intruded the Shimanto Supergroup in the area.

Pleistocene Yashikino Formation unconformably overlies Shimanto Supergroup. The formation consists of gravel, sand, silt and clay of about 10 meters thick.

Key Words : shimanto supergroup ; nobeoka tectonic line ; oyabu thrust ; aplite.