



宮崎県の四万十帯の地質

宮崎県地質図第5版説明書

徳島大学 村田明広

宮崎県



この衛星画像は、日本の地球資源衛星1号（JERS-1）から撮影された光学センサー画像の6シーンをデジタルモザイクでつなぎ合わせ、宮崎県全域とその周辺を示したものである。この画像は、主として1993年10月23日に撮影され、バンド1に青、バンド2に緑、バンド3に赤を与えた実際の色とは異なるフォールスカラー画像である。画像では、山地の森林は濃い赤色、平野や盆地の田畑は薄い赤色で示され、九州山地、鯉塚山地などの山地と、宮崎平野、都城盆地などの平野がはっきりと識別できる。なお、画像の北東部と北西部には雲がかかっている。

宮崎県内の山地は古生代～中生代の秩父帯、中生代白亜紀～新生代第三紀前期の四万十帯の地層からなり、主要な山陵が地層の走向方向に延びていることが多い。しかしながら、個々の地層や、仏像構造線、延岡衝上断層などの大規模な断層については、画像データから識別することは困難である。延岡市北西の行藤山周辺では、新生代第三紀後期の天崩山火山-深成複合岩体の環状岩脈の作る山陵が認められる。また、尾鈴山火山-深成複合岩体中には、北東-南西方向の直線的な谷地形が見られ、断層が確認されている。

宮崎平野には新生代第三紀後期の宮崎層群が分布する。宮崎平野と九州山地の北東-南西方向の境界は、宮崎層群が四万十帯の地層を覆う不整合である。なお、青島から南の宮崎層群はそれより北側とは異なり、山地を作っている。霧島火山の火山口群は容易に認識できる。都城から小林にかけての平地には始良火砕流堆積物（シラスなど）が広く分布する。

画像提供：資源・環境観測解析センター
 MITI/NASDA retains ownership of original data.



131°00'E

131°30'E

32°30'N

32°30'N

32°00'N

32°00'N

31°30'N

31°30'N

131°00'E

131°30'E

宮崎県の四万十帯の地質

宮崎県地質図第5版説明書

徳島大学総合科学部 村田明広

宮 崎 県

序

本県では、宮崎県地質図及び同解説書（宮崎県の地質と地下資源）を昭和30年の初版以来、昭和38年第2版、昭和46年第3版、昭和55年第4版と刊行し、関係各方面に好評をいただいておりますが、今回、平成8年度に刊行した地質図第5版の改訂内容を中心とした「宮崎県の四万十帯の地質（宮崎県地質図第5版説明書）」を発行する運びとなりました。

第4版刊行後十数年の期間が経過し、その間に秩父帯、四万十帯等を中心に新たな論文等が数多く発表されており、これらを盛り込んだ内容にするために、本書を発行するものです。

地質図は、鉱業のみならず、土木、農業等の公共事業、防災、観光、学術的研究等広範な分野において活用されており、本書につきましても、色々な方面の方々に積極的にご利用していただければ幸いに存じます。

なお、本書の作成にあたりまして、徳島大学村田明広助教授には、長期にわたり地質図改訂での調査、編集及び本文の執筆等に全面的に御尽力いただきましたことに衷心より感謝申し上げます。

平成10年3月

宮崎県商工労働部長 安藤忠恕

目次

1. はじめに	1
2. 宮崎県の地質概説	2
2-1. 秩父帯	2
2-2. 四万十帯	5
2-3. 第三系火山-深成複合岩体	7
2-4. 宮崎層群および第四系	8
3. 四万十帯の白亜系・第三系	10
3-1. 諸塚層群	10
3-2. 槇峰層群	11
3-3. 北川層群	12
3-4. 日向層群	12
3-5. 日南層群	19
4. 四万十帯の地質構造	19
4-1. 延岡衝上断層	19
4-2. 塚原衝上断層	21
4-3. 延岡衝上断層および塚原衝上断層のクリップと変位量	23
4-4. 諸塚層群の地質構造	24
4-5. 槇峰層群の地質構造	26
4-6. 槇峰層群の内ノ八重デュープレックス	26
4-7. 北川層群の地質構造	28
4-8. 日向層群の地質構造と主要な衝上断層	28
4-9. 日向層群内の赤・緑色珪質泥岩の衝上シート	31
4-10. 日向層群荒谷層のデュープレックス	34
4-11. 日向層群鰐塚山層・山之口層のデュープレックス	34
4-12. 日南層群の地質構造	35
4-13. 屈曲構造	36
4-14. 大崩山コールドロンの形成	37
5. おわりに	38
引用文献	38

宮崎県の四万十帯の地質

—宮崎県20万分の1地質図説明書—

徳島大学総合科学部 村田明広

1. はじめに

宮崎県20万分の1地質図第4版が1981年に出版されて以降、宮崎県の秩父帯や四万十帯では、地質分布や地質構造に関する多くの研究がなされてきた。秩父帯では、白岩山^{しらいわやま}衝上断層と呼ばれる大規模な衝上断層の存在が示され、黒瀬川帯の花崗岩類などが根なしであることが明らかにされた(村田, 1981)。また、地層の時代もコノドント(村田, 1981)や放散虫(曾我部ほか, 1995a)、二枚貝(田代ほか, 1991, 1993; 曾我部ほか, 1995b)などで新しいデータが得られた。

四万十帯でも、付加体ととらえる新しい考えが示され(勘米良, 1976, 1977; 坂井・勘米良, 1981)、放散虫・浮遊性有孔虫を用いて地層の時代に関するデータが蓄積された(坂井ほか, 1984; 加藤ほか, 1984; Nishi, 1988; 酒井, 1988aなど)。また、低角な衝上断層に伴ったデュープレックス構造(村田, 1991, 1995)や、赤・緑色珪質泥岩の薄い衝上シート(木村ほか, 1991; 村田, 1995)など、地質図スケールの地質構造に関して多くの新しい知見が得られた。さらに、この間、宮崎県内で、地質調査所による5万分の1地質図幅も、「諸塚山」図幅(今井ほか, 1982)、「宮崎」図幅(木野ほか, 1984)、「蒲江」図幅(奥村ほか, 1985)、「尾鈴山」図幅(木村ほか, 1991)、「末吉」図幅(齊藤ほか, 1994)、「椎葉村」図幅(齊藤ほか, 1996)と出版され、地質分布、地質構造、地層の時代などで多くのデータが蓄積されていた。また、九州地方土木地質図(20万分の1)(九州地方土木地質図編纂委員会編, 1986)も刊行された。

宮崎県20万分の1地質図第5版では、これらの

成果を生かすとともに、詳しい地質分布が得られていなかった「村所」、「須木村」、「小林」、「熊田」などの各図幅地域の調査も行ってきた。また、秩父帯、四万十帯ともそれぞれの地帯で、できる限り同じ基準で宮崎県全域の地層区分を行うために、以前から5万分の1地質図幅が公表されていた地域や、新しく地質図幅が公表された地域も含めて、県内の広域の調査を行った。特に、調査および編集の過程で、主要な衝上断層の位置・地層区分などで、第4版から大幅に変更しているものがある。宮崎県20万分の1地質図と同時期に、地質調査所より詳細な20万分の1「宮崎」地質図幅(齊藤ほか, 1997)が出版されたが、印刷時期が重なったため、残念ながらその成果は取り入れられていない。

本書では、次章で宮崎県に分布する地層・岩石について、宮崎県20万分の1地質図の凡例にのっとり概略を説明し、その後、今回、最も修正を加えた四万十帯の層序・地質構造の説明を行う。なお、今回修正することのできなかつた宮崎層群や第四系の詳しい説明については、宮崎県地質図説明書第四版(宮崎県, 1981)を参照されたい。

宮崎県地質図を利用する際の注意事項

宮崎県20万分の1地質図第5版や本書では、岩石名については一般的と思われるものを用いたが、第4版では使われていなかったものがある。それは四万十帯に広く分布し、秩父帯にも分布する乱雑層というものである。これは従来、剪断泥質岩とか、変形した砂岩泥岩互層などとされていたものである。乱雑層という用語は、泥岩の基質中に様々な大きさの砂岩などのブロックが含まれてい

るものに対して、単に露頭における岩質の記載用語として用いられるもので、成因を含まない用語である。また、乱雑層の一部は混在岩層と呼ばれたりする。乱雑層が2万4千分の1あるいはそれより小縮尺の地質図に表示できるほどまとまって分布していれば、成因を問わない用語であるメランジュと呼ぶことができる (Raymond, 1984)。宮崎県地質図は20万分の1という小縮尺なので、本地質図に示されている乱雑層はメランジュと呼べる。もうひとつは、日向層群・日南層群中の赤・緑色珪質泥岩で、後述のように、赤色部と淡緑色部からなる少し珪質な泥岩のことである。

宮崎県20万分の1地質図第5版を見るにあたって、以下の点に留意すると、理解の手助けとなる。地層や火成岩の配色については、地層名や火成岩の時代が異なっているとしても、原則として、同じ種類の岩石は、同じ系統の色となるようにして、利用者が色によって岩相を識別しやすいように配慮した。例えば、四万十帯では、砂岩は原則として黄色系統、泥岩は水色系統、砂岩泥岩互層は黄緑色系統、乱雑層 (メランジュ) は褐色系統、玄武岩質火山岩類は緑色系統、チャートはだいたい色系統、赤・緑色珪質泥岩は赤色系統を用いた。秩父帯では、チャートはだいたい色系統、石灰岩は青色系統、玄武岩質火山岩類は緑色系統を用いた。第三紀の花崗岩類や岩脈、溶結凝灰岩は朱色からピンク系統の色を用いた。火成岩岩脈の色が、日向層群中の赤・緑色珪質泥岩と似た色になっているため、注意していただきたい。

本地質図の利用者が、5万分の1の地質図や地形図と対応されることが多いと考えられるため、地質図に5万分の1の図幅の境界が細かい線で示されている。なお、5万分の1図幅の各名称は、裏表紙見返しに付図として示されている。

本書では、宮崎県を北部、中部、南部と使い分けて地層の分布地域の説明を行うことが多い。宮崎県北部はおおむね日向市よりも北側、中部は日向市から宮崎市付近まで、南部は宮崎市よりも南側の地域を指している。

2. 宮崎県の地質概説

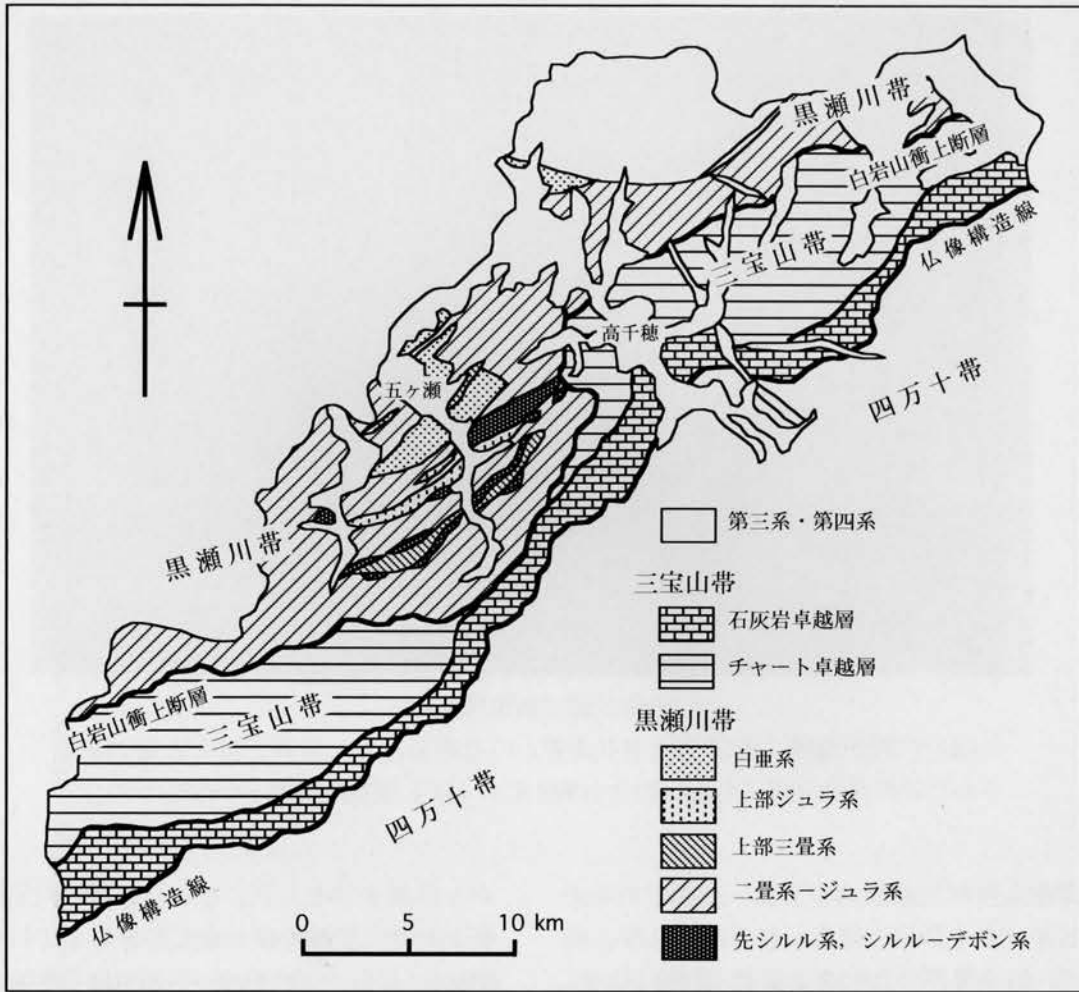
宮崎県は、西南日本外帯に所属し、北東-南西方向に延びた地質体が、帯状に配列している。北西側は二畳系~ジュラ系を主とする秩父帯で、その南東側は県内を広く占めている白亜系~古第三系を主とする四万十帯である。宮崎県北部・中部の秩父帯・四万十帯には、第三紀の火山-深成複合岩体が存在する。県中部から南部にかけての海岸部には、第三紀の宮崎層群が分布し、四万十帯の地層や、第三紀の火山岩・深成岩を不整合に覆っている。また、宮崎県内には、霧島山の火山群、阿蘇火砕流、始良火砕流、段丘堆積物などの第四系が分布している。

2-1. 秩父帯

秩父帯は、宮崎県北西縁部の高千穂町、五ヶ瀬町、椎葉村北部などを占めている。秩父帯には先シルル系の火成岩から、シルルーデボン系、二畳系、三畳系、ジュラ系、白亜系まで多くの時代の地層・火成岩が分布している (神戸, 1957; 浜田, 1959) (第1図)。秩父帯の南東限には、仏像構造線と呼ばれる衝上断層が存在し、秩父帯の諸岩類を四万十帯の地層の上へ衝上させている (第2図) (神戸, 1957; 村田, 1981; Murata, 1981, 1982)。

秩父帯の内部には、白岩山衝上断層と呼ばれる大規模な衝上断層が存在する (第3図)。白岩山衝上断層は、椎葉村国見岳から、白岩山、^{たからぎ}財木、五ヶ瀬町飯干峠を通り、そこからほぼ北方に延び、高千穂町三田井西方で食い違った後、高千穂町登尾付近へ延びる (村田, 1981; Murata, 1981)。秩父帯はこの白岩山衝上断層によって、大きく二つの地帯に分けられる。ここでは、白岩山衝上断層の北西側 (上盤) を黒瀬川帯、南東側 (下盤) を三宝山帯と呼ぶことにする (第1図)。20万分の1地質図ではそれぞれ、秩父帯 (黒瀬川帯)、秩父帯 (三宝山帯) というように用いられている。なお、この区分は、村田 (1981) のものとは一部異なっている。

秩父帯 (黒瀬川帯) 秩父帯 (黒瀬川帯) には、五ヶ瀬町鞍岡付近などに、先シルル系の鞍岡火成



第1図 宮崎県下の秩父帯（黒瀬川帯・三宝山帯）。
主として村田（1981）、Murata（1981）によるが一部変更されている。

岩類が分布し、それらは主にマイロナイト化した花崗岩類からなる（神戸，1957）。シルルーデボン系は祇園山層と呼ばれ、シルル紀の石灰岩、砂岩、泥岩、そしておそらくデボン紀と考えられる酸性凝灰岩などからなる（神戸，1957；浜田，1959）。これらの鞍岡火成岩類、シルルーデボン系は両側を断層で切られており、細長いレンズ状のブロックとして黒瀬川帯の中に分布する。これらのブロックを境する断層に沿っては、蛇紋岩が分布するのが一般的である。

秩父帯（黒瀬川帯）の二畳系～ジュラ系は、チャート、石灰岩、玄武岩質火山岩類、乱雑層、砂岩、泥岩などからなる。チャートは、二畳紀～三畳紀のものを主とし（村田，1981）、石灰岩は二畳紀のものを主としているが、高千穂町三田井北東

方の上村石灰岩のように三畳紀のものも含まれる（神戸・齊藤，1957；齊藤ほか，1958）。玄武岩質火山岩類は、五ヶ瀬町本屋敷、祇園山北方、高千穂町三田井北方などに厚いものが分布する（神戸，1957；齊藤ほか，1958）。乱雑層、砂岩、泥岩には、二畳紀のもの（曾我部ほか，1995a）とジュラ紀のものが存在すると思われるが、宮崎県20万分の1地質図では、両者はまとめて表示されている。

黒瀬川帯には、戸根川山層、室野層と呼ばれる陸棚相上部三畳系（カーニアン～ノリアン）が五ヶ瀬町市ノ瀬付近や室野、笠部付近に分布し、これらは主に砂岩、泥岩、礫岩からなる（田村，1960；宮崎県，1981；村田，1981；曾我部ほか，1995b）。また、黒瀬川帯には、大石層と呼ばれる浅海相上部ジュラ系や、戸川層、笠部層、芝之元



第2図 仏像構造線.

矢印の位置が断層．秩父帯（三宝山帯）の石灰岩（左上）が，四万十帯の破碎された砂岩泥岩互層（右下）の上へ衝上している．椎葉村仲塔．

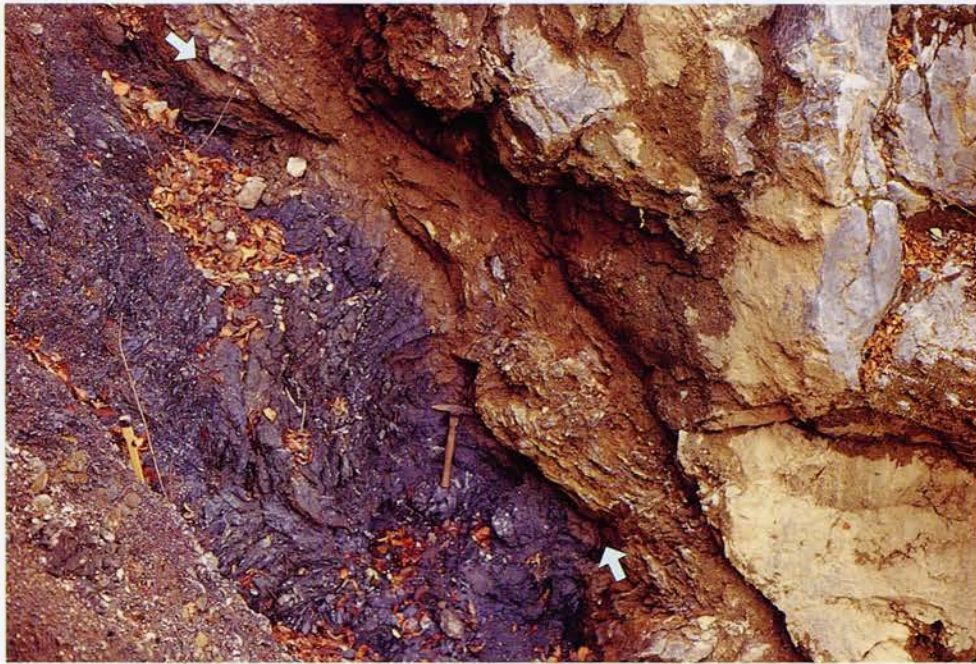
層，高畑層と呼ばれる浅海相下部～上部白亜系が分布し，いずれも砂岩，泥岩，砂岩泥岩互層，礫岩からなる（神戸，1957；田代ほか，1991，1993；Tashiro and Tanaka, 1992；Tashiro et al., 1993）．

秩父帯（三宝山帯） 秩父帯（三宝山帯）は，仏像構造線に沿う石灰岩卓越層の分布する地帯と，その北西側のチャート卓越層の分布する地帯の二つに分けられ（第1図），その境界は衝上断層である．

秩父帯（三宝山帯）のチャート卓越層は，椎葉村国見峠から財木にかけてと，高千穂町三田井から日之影町見立にかけて分布する（神戸，1957；斉藤ほか，1958；村田，1981）．チャート卓越層が，このように2地域に分かれるのは，両者の間の部分が白岩山衝上断層によるナップに覆い隠されていることによる（村田，1981）．このチャート卓越層は，二畳紀～三畳紀～ジュラ紀のチャートおよび珪質泥岩，ジュラ紀の砂岩，泥岩，砂岩泥岩互層からなり，一連のチャート～碎屑岩シーケンス（松岡，1989）を作る．ここでは，チャート

から砂岩までセットになった地層が，北西傾斜の衝上断層で何回も繰り返して分布している（村田，1981）．なお，このチャート卓越層分布域には，椎葉村国見岳東方で石灰岩が，尾前北方で玄武岩質火山岩類が，それぞれ例外的に分布している．

秩父帯（三宝山帯）の石灰岩卓越層は，仏像構造線の北西側に沿って，椎葉村泉峠から，諸塚村黒岳，高千穂町諸塚山，日之影町戸川岳，五葉岳にかけて分布する（斉藤ほか，1958；神戸，1957；Murata, 1981；斉藤ほか，1996）．この石灰岩卓越層は，主として三畳紀～ジュラ紀の石灰岩・チャート，三畳紀と思われる玄武岩質火山岩類からなる（村田，1981；斉藤ほか，1996）．なお，石灰岩からはメガロドンと呼ばれる厚歯二枚貝（Tamura, 1983）が産出する（斉藤ほか，1996）．石灰岩卓越層は泥岩・乱雑層を伴っており，これらは，大分県下の「佐伯」図幅地域や「三重町」図幅地域の結果からすると，ジュラ紀～前期白亜紀と考えられる（寺岡ほか，1990；酒井ほか，1993）．



第3図 白岩山衝上断層.

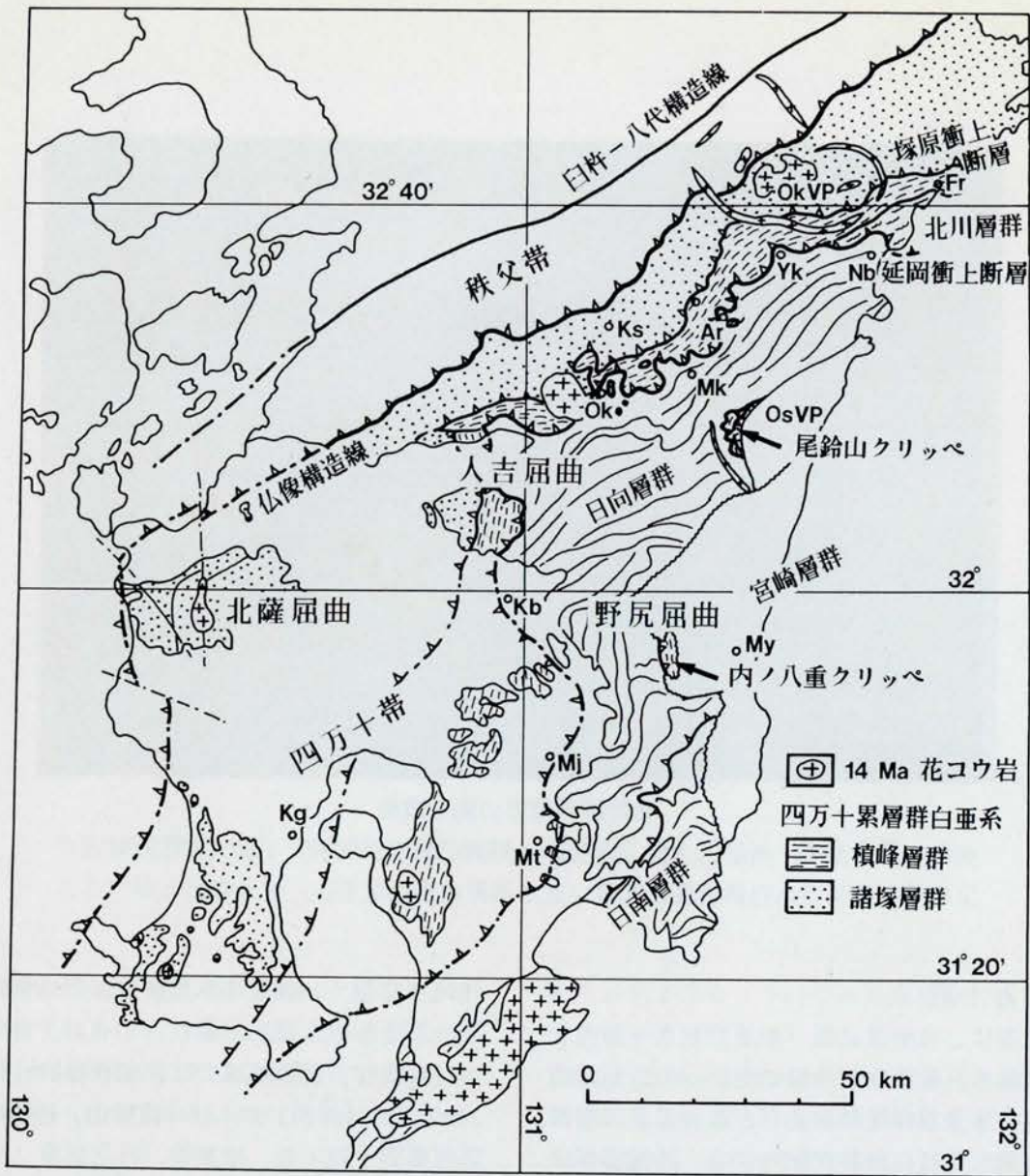
矢印の位置が衝上断層. 上盤(右上)は黒瀬川帯の石灰岩, 下盤(左下)は三宝山帯の破碎された砂岩泥岩互層. 五ヶ瀬町白岩山北東.

2-2. 四万十帯

四万十帯は、宮崎県北部・中部で北東-南西トレンドを持ち、北西から南東に向かって白亜系諸塚層群、白亜系^{まきみね}榎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配列する。諸塚層群の南東限は塚原衝上断層であり(村田, 1998b)、榎峰層群および北川層群の南東限は延岡衝上断層である(今井ほか, 1979; 坂井・勘米良, 1981; 村田, 1996など)。宮崎県南部では四万十帯は南北トレンドに近くなり、西から東に向かって、榎峰層群相当層の^{たかくまやま}高隈山層(寺岡ほか, 1981a)、日向層群、日南層群が配列する。高隈山層と日向層群の境界は、延岡衝上断層である。このトレンドの変化は、九州南部の^{ほくさつ}北薩・人吉・野尻の各屈曲の影響であり(橋本, 1962c; 寺岡ほか, 1981a; Murata, 1987a, b)、宮崎県の四万十帯は、熊本県人吉北東方の人吉屈曲と、宮崎市西方の野尻屈曲の影響を直接受けている(第4図)。

宮崎県20万分の1地質図および本書で用いる諸塚層群は、北限を仏像構造線、南限を塚原衝上断層(塚原断層)(今井ほか, 1982; 齊藤ほか,

1996; 村田, 1998a, b)で挟まれた地帯に分布する砂岩優勢の白亜系を指す。これは、宮崎県北部の「椎葉村」図幅地域では佐伯亜層群(齊藤ほか, 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(1992a)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^{やと}八戸層、そして榎峰層の北西側のほぼ4分の3に、大分県「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。一方、ここで用いる榎峰層群は千枚岩優勢の白亜系を指し、「椎葉村」図幅地域では蒲江亜層群(齊藤ほか, 1996)に、「神門」および「諸塚山」図幅地域では、諸塚層群長瀬層、榎峰層、八戸層(今井ほか, 1979, 1982)に相当する。また、榎峰層群は、五ヶ瀬川流域地域では坂井(1992a)の榎峰層群すべてと、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



第4図 九州四万十帯の地質概略図。

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: 八峡, 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

(1985) の諸塚層群槇峰層の南東側のはほぼ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 (1992a), 奥村ほか (1985) と地層区分が異なるのは、後述 (4-2) 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。

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, 混在相) および泥岩からなる地層が、北西傾斜の衝上断層で交互に繰り返している。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; 奥村ほか, 1985)。なお、槇峰層群および北川層群の砂岩, 砂岩泥岩互層, 玄武岩質火山岩類などの地層も、変成作用を受けている。

日向層群は、砂岩と乱雑層, 泥岩の優勢な地層で、それらが低角な衝上断層で積み重なる (村田, 1995)。日南層群は主に乱雑層, 砂岩, 泥岩からな



第5図 大崩山火山—深成複合岩体の環状岩脈.

岩脈を作る斑岩が、まわりの地層よりも侵食に対して強いため、山稜を作っている。日之影町矢筈岳付近。

り、岩質的にも時代的にも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、1996）。なお、日向層群と日南層群の境界の断層がどこに位置するかについては、いくつかの考えが示されているが（坂井ほか、1987；木村ほか、1991；斉藤ほか、1994など）、一致した見解とはなっていない。

宮崎県中部の都農町尾鈴山付近では、日向層群の上に、延岡衝上断層によるクリッペや、塚原衝上断層によるクリッペが存在する（村田、1991、1996）（第4図）。また、宮崎市西方の日向層群の上には、延岡衝上断層による内ノ八重クリッペが存在し、その上には塚原衝上断層によるクリッペが存在する可能性がある（村田、1991、1998b）（第4図）。

2-3. 第三系火山—深成複合岩体

大崩山火山—深成複合岩体

宮崎県最北部の、^{おおくまやま}大崩山から祖母山・傾山にかけては、第三紀の中期中新世の大崩山火山—深成複合岩体が存在し、大崩山花崗岩体、環状岩脈

（第5図）およびその他の岩脈が、秩父帯の地層と、四万十帯の諸塚層群・榎峰層群を貫いている（寺岡ほか、1981b；宮崎県、1981；Takahashi, 1986）。この花崗岩からは、約1400万年前（ 13.7 ± 0.8 Ma）の放射年代値が得られている（柴田、1978；Shibata and Ishihara, 1979）。祖母山、傾山に分布する火山岩は、祖母山・傾山火山岩類と呼ばれ、主にデイサイト～流紋岩火砕流・溶岩からなる（Takahashi, 1986）。この火山岩類の下位には、見立層と呼ばれる主として礫岩からなる地層が分布し、秩父帯、四万十帯の地層を傾斜不整合で覆う（斉藤ほか、1958）。見立層は、古第三系と考えられているが（宮久ほか、1971；唐木田、1992）、化石による証拠は得られておらず、新第三系中新統の可能性もあると考えられる。従来から分布が知られていた日之影町五葉岳北方や日隠山付近、北川町矢立峠付近以外に、北川町熊田西北西5 kmの和久塚付近でも見立層と思われる礫岩がまとまって分布している。

大崩山花崗岩体は、古期花崗岩類と新期花崗岩類とに分けられ、前者は花崗閃緑岩、花崗斑岩か

ら、後者は花崗閃緑岩、花崗岩からなる (Takahashi, 1986)。これらの花崗岩体は、秩父帯、四万十帯の地層に接触変成作用を与えており、花崗岩体を取り巻いてホルンフェルスが分布する。この花崗岩体は、その周囲に花崗閃緑斑岩、花崗斑岩からなる岩脈を伴う。この中で、大崩山花崗岩体を取り囲む環状岩脈は、全体としてみると西北西-東南東の方向に延びたいびつな楕円形のような形をしており、一部は大分県側に露出する (Takahashi, 1986; 宮崎県, 1981)。

尾鈴山火山-深成複合岩体

宮崎県中部の都農町尾鈴山付近には、中期中新世の尾鈴山火山-深成複合岩体が存在する (木野, 1956; 野沢・木野, 1956; 中田, 1978; Nakada, 1983; 木村ほか, 1991)。尾鈴山付近に分布するものは、デイサイト-流紋岩溶結凝灰岩で、溶結凝灰岩 I, 溶結凝灰岩 II の二つに分けられ、諸塚層群や日向層群を不整合で覆う (中田, 1978)。溶結凝灰岩の下位には、庵川層と呼ばれる礫岩層が分布し、これも日向層群などを不整合で覆っている (中田, 1978; 木村ほか, 1991)。溶結凝灰岩 I, II を貫いて、美々津花崗閃緑斑岩が存在する。尾鈴山の南西方には、北北西方向に細長く岩脈状に延びる木城花崗閃緑岩が存在し、周囲の日向層群に接触変成作用を与えている。また、周囲の日向層群中には花崗斑岩、花崗閃緑斑岩の岩脈が見られる。さらに、かなり離れた西米良村村所付近には、村所花崗斑岩と呼ばれる雁行した岩脈が見られる (宮崎県, 1989; 木村ほか, 1991)。溶結凝灰岩 II から 15 ± 2 Ma, 岩脈から 13 ± 2 Ma (Shibata and Nozawa, 1968) などの放射年代値が得られている。

市房山花崗閃緑岩

宮崎県中部の西端の椎葉村市房山付近には、中期中新世の市房山花崗閃緑岩が分布し、周囲の諸塚層群、槇峰層群、日向層群に接触変成作用を与えている (宮崎県, 1989; 齊藤ほか, 1996)。この花崗閃緑岩からは、 14 ± 1 Ma の放射年代値が得られている (Miller et al., 1962)。市房山花崗閃緑岩、大崩山火山-深成複合岩体、尾鈴山火山-深成複合岩体いずれも、約1400万年前のもので同時

期の活動とされている (柴田, 1978)。

2-4. 宮崎層群および第四系

宮崎層群 宮崎層群は、県中部から南部にかけての宮崎平野と、その南側の鰐塚山地の海岸部に広く分布し、日向層群、日南層群、尾鈴山火山-深成複合岩体、クリッペ部の諸塚層群・槇峰層群を傾斜不整合に覆う (木野, 1958, 1959a, b; Shuto, 1961; 木野ほか, 1984; 遠藤・鈴木, 1986; 首藤, 1992; 露木, 1971など)。宮崎層群の基底部にはほぼ全域で、礫岩を主とする地層が分布している。宮崎層群は、岩相から青島より南側の青島相、その北側の宮崎相、妻相の3つに分けられている (Shuto, 1961; 首藤, 1992)。青島相は主に砂岩泥岩互層 (第6図) から、宮崎相は砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩から、そして妻相は主に泥岩からなる。宮崎層群の時代は、有孔虫化石などから後期中新世-鮮新世とされている (鈴木, 1987)。なお、宮崎層群のうち、青島相が宮崎相・妻相よりも古いので、青島相を分離して内海川層群とする考えが示されている (中川, 1983; 鈴木, 1987)。

宮崎県南部の霧島火山群の北側および南東側には、第三紀鮮新世の輝石安山岩、角閃石安山岩溶岩および火砕流からなる旧期安山岩類が分布し、加久藤安山岩類、長尾山溶岩、丸山溶岩などと呼ばれている (山本, 1960; 木野・太田, 1976, 1977)。

第四系 第四系四家層は、宮崎市北西の高岡町から野尻町にかけて分布し、日向層群と宮崎層群を不整合に覆う (木野・太田, 1976)。四家層は主に、泥層、砂礫層、礫層からなり60 m以下の層厚を持ち、時代は前期更新世とされている (宮崎県, 1981)。小林火砕流は、小林市から綾町にかけて分布する軽石凝灰岩で、日向層群や四家層を不整合に覆う。小林流紋岩は、小林市の南に小岩体として分布し、黒雲母角閃石流紋岩溶岩からなる。高位段丘堆積物は、綾北川から大淀川にかけて標高200~240 mの平坦面に分布するもので、久木野層、仮屋層、茶臼原層などと呼ばれている (遠藤ほか, 1957; 遠藤・鈴木, 1986; 宮崎県, 1981)。霧島



第6図 宮崎層群青島相の砂岩泥岩互層。
青島の鬼の洗濯岩。

旧期溶岩は、現在の霧島火山が形成される前に噴出した輝石安山岩で、栗野安山岩、白鳥安山岩と呼ばれている（宮崎県，1981）。小林火砕流から霧島旧期溶岩までが、中期更新世とされている。

加久藤火砕流は、えびの市、小林市、須木村に分布する流紋岩質溶結凝灰岩で、加久藤カルデラ形成に伴う火砕流とされている。この下部層は、フィッシュトラック年代で11万年前とされている。なお、宮崎県地質図には表示されていないが、加久藤火砕流の下位には、大河平火砕堆積物がみられる（宮崎県，1989）。加久藤層群は、加久藤カルデラの湖に堆積したもので、凝灰岩、凝灰岩質砂層・シルト層からなる。中位段丘堆積物は、宮崎平野に分布するもので、三財原層、新田原層、雲雀山層などと呼ばれており、いずれも後期更新世とされている（兵藤・遠藤，1982；兵藤ほか，1984；遠藤・鈴木，1986；宮崎県，1981）。

阿蘇火砕流は、宮崎県北部の五ヶ瀬川上流域に広く分布する溶結凝灰岩で、五十鈴川、耳川、小丸川流域にも小範囲に分布している。これは、阿蘇カルデラ形成に伴う4回の噴出物で、宮崎県内に分布するものは、最後のAso-4火砕流（約7～9

万年前）がほとんどであるとされている（小野ほか，1977；齊藤ほか，1996）。始良火砕流は、宮崎県南部の小林市から都城市、串間市、日南市にかけて広く分布し、基底部を除いて非溶結の軽石凝灰岩からなる。これは、シラスと呼ばれており、始良カルデラ形成に伴って噴出した入戸火砕流堆積物（約2.2万年前）である（荒牧，1983；Aramaki，1984；小林，1992）。霧島火山新期溶岩は更新世後期から完新世に及ぶもので、20以上の火山からなる火山群を作っており、火山地形がよく保存されている（沢村・松井，1957；足立，1995）。新期溶岩はカンラン石輝石安山岩、輝石安山岩からなる（宮崎県，1981）。低位段丘堆積物は、各地に分布しているが、特に加久藤盆地と都城盆地に広く分布しており、低位段丘堆積物Ⅰ（高位）とⅡ（低位）に分けられている（宮崎県，1981）。沖積層は、主要な河川の低地部や海岸平野部に分布し、大部分、氾濫原堆積物からなる（宮崎県，1981）。

宮崎県の活断層 宮崎県内の活断層としては、中部の川南町に分布する北東走向の川南断層と、都農町で北東走向から南北走向に屈曲する征矢原

断層がある（活断層研究会編，1980，1991；九州活構造研究会編，1989）。前者は確実度Ⅰ（活断層であることが確実なもの）、後者は確実度Ⅱ（活断層であると推定されるもの）とされている。また、霧島山高千穂峰山頂部の開口割れ目である高千穂峰断層系（確実度Ⅰ）、田野町前平山北西麓の山脚の直線状の地形（確実度Ⅱ）などが、活断層とされている（九州活構造研究会編，1989）。

3. 四万十帯の白亜系・第三系

3-1. 諸塚層群

分布・岩質 諸塚層群は、塚原衝上断層の北西側（上盤）に分布する前期～後期白亜紀の砂岩優勢層で、宮崎県北東端の北浦町から南西へ、北川町北部、日之影町、諸塚村、椎葉村にかけて広く分布する（第4図）。また、諸塚層群は、人吉屈曲より南部の小林市西方や、尾鈴山クリッペ部に分布するほか、宮崎市西方の内ノ八重クリッペ部の東縁の砂岩も諸塚層群である可能性がある。地質概説の章で述べたように、本書で言う諸塚層群は、寺岡ほか（1994）などの、佐伯亜層群と、大崩山環状岩脈地域より東方の蒲江亜層群（寺岡ほか，1990；奥村ほか，1985；奥村・寺岡，1988）の北半部を含んだものである。

諸塚層群は、砂岩および砂岩泥岩互層を主とする地層と、乱雑層および泥岩を主とする地層が、衝上断層で繰り返して分布している。前者は、主に砂岩、砂岩泥岩互層からなり、泥岩を伴う。後者は主として乱雑層および泥岩からなり、玄武岩質火山岩類、チャート、酸性凝灰岩を伴う。

砂岩は中粒～粗粒で、大部分のものは長石質（佐伯亜層群相当）であるが、北浦町から日之影村までの地域の南東側のもの（蒲江亜層群の北半部）と、尾鈴山クリッペ部、内ノ八重クリッペ部のものは石質であることが示されている（今井ほか，1982；寺岡・奥村，1992；木村ほか，1991）。なお、本書のように、諸塚層群と槇峰層群に区分したときの異なる組成を持つ砂岩の分布については、後述の塚原衝上断層の項（4-2）で述べられている。

砂岩泥岩互層は、数cmから30cm程度の砂岩・

泥岩がリズムカルに繰り返している。乱雑層は、泥岩をマトリックスとして、ほとんどの場合、砂岩ブロックを含むが、玄武岩質火山岩類やチャートを含むこともある。特に北浦町北部、日之影町付近、椎葉村に分布する玄武岩質火山岩類は、乱雑層に取り囲まれた様な分布を示しており、ブロックである可能性が大きい。泥岩は、黒色で薄い砂岩のラミナを伴っている。厚い泥岩は、乱雑層に伴って分布する傾向がある。諸塚層群のすべての岩石において、片状構造の発達程度は槇峰層群に比べると弱い、南縁部にはかなり発達しているものがある。

時代 寺岡ほか（1994）などの、佐伯亜層群の泥岩・酸性凝灰岩は、「蒲江」図幅およびその周辺地域では、Nakaseko and Nishimura（1981）の *Holocryptocanium barbui* - *H. geysersense* 群集および、*Patellula planoconvexa* - *Artostrobium urna* 群集の放散虫を産出し、それぞれ、アルビアン～セノマニアン、コニアシアン～サントニアンを指示（奥村ほか，1985）。「椎葉村」図幅地域では、多くの層準を示す放散虫化石が得られており、その時代はアプチアン～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 *Holocryptocanium barbui* - *H. geysersense* 群集の放散虫が酸性凝灰岩から報告されており、セノマニアンとされている（坂井，1992a）。この酸性凝灰岩は寺岡ほか（1990，1994）の佐伯亜層群相当層に頻りに産出することから、これは佐伯亜層群からのものと思われる（奥村ほか，1985）。佐伯亜層群の内部では、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（寺岡ほか，1990，1994；齊藤ほか，1996など）。

一方、蒲江亜層群とされた地層の北半部の泥岩から産出する放散虫の年代は、「蒲江」図幅地域では *Patellula planoconvexa* - *Artostrobium urna* 群集の放散虫を産出し、その時代はコニアシアン～サントニアンとされ（奥村ほか，1985）。「椎葉村」図幅地域ではアルビアン～チューロニアンを示す放散虫化石が産出する（齊藤ほか，1996）。これらを総合すると、本書での諸塚層群は、佐伯亜層群と環状岩脈地域より東側の蒲江亜層群の北半部なの



第7図 槇峰層群の千枚岩。
褶曲がみられる。白色の部分は石英の細脈。北郷村宇納間北西方。

で、その時代は、「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、コニアシアン～サントニアン、「椎葉村」図幅地域ではアプチアン～セノマニアンとなる。なお、大分県の「佐伯」図幅地域では、バラングニアン～パレミアンとセノマニアン、サントニアン～カンパニアン中頃の放散虫が報告されている（寺岡ほか，1990）。

3-2. 槇峰層群

分布・岩質 槇峰層群は、塚原衝上断層と延岡衝上断層または古江衝上断層に挟まれて分布する白亜紀の千枚岩優勢層で（第4図）、北浦町から日之影町南部、南郷村北部、椎葉村南部にかけて分布する。人吉屈曲より南側では、高隈山層（寺岡ほか，1981a；小川内・岩松，1986）と呼ばれており、小林市北方と山田町周辺に分布する（沢村・松井，1957；沢村，1956）。また、内ノ八重クリッペ部に分布する内ノ八重層は、最も東側に分布する砂岩を除いて、槇峰層群に含まれると考えられる。槇峰層群は千枚岩以外に、片状砂岩、砂岩泥岩互層、玄武岩質火山岩類およびチャートを伴う。片状砂岩は諸塚層群にみられるものほど厚

層のものはない。

千枚岩には非常に片状構造が発達しており、薄くはがれやすくなっている（第7図）。この千枚岩は片状面に光沢を持っており、線構造も発達し、加えてキンクバンドが形成されていることが多い。場所によっては、片状面に沿って石英の細脈が多く見られることがある。

槇峰層群の砂岩にも千枚岩同様に片状構造が発達しており、片状の面に垂直で線構造に平行な断面で見ると、ルーペを用いて砂岩粒子が引き延ばされているのを観察できる。砂岩泥岩互層も片状構造を持っているが、互層状態ははっきりとみられ、互層中の砂岩には級化層理が認められることがある。玄武岩質火山岩類およびチャートは、五ヶ瀬川流域の槇峰付近、八峡西方および南西方と、古江西方でかなり分布している。槇峰付近の玄武岩質火山岩類については、陸源碎屑物が堆積する海溝付近での、海嶺の拡大に伴うものと推定されている（君波・宮久，1992）。

時代 槇峰層群の千枚岩は、変成していることから時代決定に有効な放散虫の産出は少ない。五ヶ瀬川流域の槇峰層群の千枚岩は、

Archaeospongoprimum sp., *Pseudoaulophacus* (?) sp., *Cryptoamphorella* sp.などを産することから、白亜紀後期のカンパニアンとされている(坂井, 1992a)。また、椎葉村の高塚山付近では、*Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* や *Holocryptocanium barbui* などの、白亜紀前期のアルビアンから白亜紀後期のチューロニアンを示す放散虫化石が産出している(斉藤ほか, 1996)。

3-3. 北川層群

分布・岩質 北川層群は、延岡市北東方の海岸部から延岡市北西方の行^{むかばき}に掛けて広く分布する。北川層群は、延岡衝上断層の上盤に位置する千枚岩および砂岩泥岩互層の卓越する地層で、砂岩と、少量の玄武岩質火山岩類を伴う。

千枚岩には楨峰層群の千枚岩と同様に非常に片状構造が発達しており、薄くはがれやすくなっている。千枚岩は砂岩のラミナや薄い砂岩層を伴うが、砂岩等のブロックを含むことは稀である。この千枚岩は片状面に光沢を持ち、線構造も発達しており、延岡衝上断層を介して南側に分布する日向層群とは、比較的容易に識別される。しかしながら、露頭で岩質等の点で白亜系楨峰層群の千枚岩と区別することはできなかった。

砂岩は片状構造を持っており、楨峰層群のものに比べて石英質であるとされている(奥村ほか, 1985)。砂岩泥岩互層も片状構造を持っているが、互層状態ははっきりと認められる。延岡市北方の野で、玄武岩質火山岩類と、乱雑層(地質図に未表示)の小分布が認められる。

時代 延岡市北東方の千枚岩から、*Theocotyle ficus*, *Calocyclus* sp., *Podocyrtilis* sp., *Heliodiscus* sp.などの古第三紀始新世と考えられる放散虫化石が報告されている(小川内ほか, 1984)。また、奥村ほか(1985)によると、北川層群に含まれる砂岩は、第三系型とされている。

3-4. 日向層群

分布・岩質 日向層群は、延岡衝上断層の南東側(下盤)に位置し、延岡市、日向市から南西方へ、南郷村、西米良村、小林市まで広く分布し、

野尻屈曲の影響で南北から北北東走向となって都城市南東方まで達する。日向層群は、宮崎県の四万十帯では最も幅広く分布する地層である。日向層群と日南層群の境界断層の位置については、いくつかの考えが示されているが(坂井ほか, 1987; 木村ほか, 1991; 地質調査所, 1992; 斉藤ほか, 1994など)、ここでは、地層の分布状況から判断して、北郷町田代から、南東方へ、小松山付近、串間市大平にかけて分布する、赤・緑色珪質泥岩を伴う砂岩優勢層の南限とした。この断層は、「末吉」図幅地域では、斉藤ほか(1994)の大平衝上断層や、地質調査所(1992)の100万分の1日本地質図に示されている境界とほぼ一致しているが、それ以外の地域では、大幅に異なっている。

日向層群は、主として砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層、乱雑層からなり、玄武岩質火山岩類、赤・緑色珪質泥岩、礫岩を伴う。砂岩と砂岩泥岩互層はまとめて砂岩優勢層を作っており、衝上断層で挟まれた構造的なユニットとして産出している。乱雑層を主とする地層、泥岩を主とする地層なども、砂岩優勢層と同じように、構造的なユニットを作っており、北西傾斜の衝上断層で繰り返し分布している。なお、今井ほか(1979)により神門層とされた地層は、それよりも南の日向層群と岩質上区別ができないため、一括して日向層群の名称を用いる(坂井・勘米良, 1981; 遠藤, 1981; 木村ほか, 1991; 村田, 1994a, 1995)。

延岡市から東郷町珍^{うづがみやま}神山、西米良村烏帽子岳にかけての砂岩優勢層(今井ほか, 1979; 遠藤, 1980; 寺岡ほか, 1981b; 足立ほか, 1987, 1988; 木村ほか, 1991)は分布幅が広く、山稜を形成していることが多い。また、国富町の釈迦ヶ岳から須木村内山にかけてや(木野・太田, 1976)、田野町南方鰐塚山から、南西方にかけても、砂岩優勢層が広く分布する(木野, 1958; 木野・太田, 1977; 竹下, 1982; 遠藤ほか, 1989; 村田, 1992; 遠藤, 1993; 斉藤ほか, 1994)。これ以外にも、日向北西方(野沢・木野, 1956)や、西米良村、須木村などの広い範囲で、砂岩優勢層が分布している。砂岩は中粒~粗粒で厚く成層してお



第8図 日向層群の砂岩優勢層。
砂岩及び砂岩泥岩互層からなる。木城町中之又付近。

り(第8図),比較的ソーティングがよい。この砂岩は、諸塚層群のものに比べて、石英粒子に富んだ石英長石質砂岩である(今井ほか,1979)。礫岩は都城市南東方の「末吉」図幅地域内の砂岩優勢層に伴われ、こぶし大までの大きさの円磨された礫が多く、礫岩の基質は砂岩である。

砂岩泥岩互層は、前述の砂岩優勢層に伴われるもの以外に、南郷村神門北方から牛山南方にかけてや、西米良村、須木村内にまとまって分布し、構造的なユニットを作って分布する。砂岩泥岩互層は、砂岩優勢なもの、砂岩泥岩等量互層、泥岩優勢なものなど、様々なものが存在するが、いずれもリズムカルな互層形態を持つものが多い。砂岩泥岩互層中の砂岩には、級化層理が明瞭に認められるものがある。

泥岩は、西米良村、須木村、延岡市南西方、西郷村などで、構造的なユニットを作りながらまとまって分布する。泥岩は黒色で一部に砂質のラミナを伴う。また、泥岩は厚さ2、3cmの薄い細粒砂岩層を挟むことがあり、へき開が見られる場合でも層理面は明瞭に認められることが多い。西郷村付近のものは、少し片状になっている場合があ

るが、片状の程度は槇峰層群に比べると弱い。また、神門の北方の泥岩には石英の細脈が層理面に平行に密集して入っていることが多く、槇峰層群の千枚岩とよく似た見かけを示すことがある。

乱雑層は、砂岩とならんで日向層群内で分布範囲の広いもので、前述した延岡市から西米良村烏帽子岳まで延びる砂岩優勢層と延岡衝上断層に挟まれた範囲に広く分布する。また、乱雑層は、門川町および日向市付近、野尻町から都城市南東方にかけて幅広く分布する。乱雑層は泥質の基質中に様々な大きさの砂岩のブロックが含まれるものがほとんどで(第9図)、含まれるブロックの量にも多いものから少ないものまでばらつきがある。露頭でブロックとして認定できる砂岩は、2~3cmから数mの大きさであり、その組成は日向層群内にまとまって産出する砂岩と同じである(今井ほか,1979)。乱雑層の中には、本来の砂岩泥岩互層の形態を比較的とどめているものも多く認められる。乱雑層の中には、ブロックとして玄武岩質火山岩類や赤・緑色珪質泥岩が含まれることがある。泥質のマトリックス中には石英の細脈が多く認められる部分があり、特に延岡衝上断層付近で



第9図 日向層群の乱雑層.

左上のブロックは砂岩. 延岡市東方の海岸.

多くの石英細脈が認められる傾向があるが、必ずしも衝上断層に近づくほど多くなるというわけではない(村田, 1996).

赤・緑色珪質泥岩は、その名が示すとおり、赤色である部分と淡緑色である部分からなっており(第10図)、通常の黒色の泥岩とは、その色によって明瞭に区別され、砂岩・泥岩・乱雑層を主とする日向層群内では非常によい鍵層となる。赤・緑色珪質泥岩は、赤色部と淡緑色部とが層理面に平行に互層状に産出したり、両者の境界が層理面に斜交して産出ことがある。赤・緑色珪質泥岩は、一般的に砂岩層などの粗粒碎屑粒子を含む層を挟むことはない。日向市北西方の仁久志山付近(第22図のLoc. 1, 3)では、赤・緑色珪質泥岩に砂岩が伴われるが、これは層理面に斜交して貫入した砂岩岩脈であることが確かめられた(第11図)。岩脈を作る砂岩は、石英長石質なもので、砂岩卓越層中の砂岩と基本的に同じものである。赤・緑色珪質泥岩は、後述のように(4-9)、上限も下限も衝上断層で切られた薄い衝上シートとして産出する。

玄武岩質火山岩類は、延岡から烏帽子岳に延び

る砂岩優勢層と、延岡衝上断層に挟まれた地域に主に分布し、西郷村日陰山付近、増谷川、北郷村宇納間北方、南郷村阿切、西米良村石堂山付近に大規模な岩体として産出する(土谷, 1979; 今井ほか, 1979)。玄武岩質火山岩類は、主に枕状溶岩からなり(第12図)、衝上シートとして分布する場合や、乱雑層の中のブロックとして産出する場合がある。また、玄武岩質火山岩類は、赤・緑色珪質泥岩を密接に伴って分布する。

時代 日向層群は、乱雑層の形成や、衝上断層による構造的ユニットを形成しているため、本来の層序関係が保持されていない。ここでは、西郷^{うなま}村荒谷付近の荒谷層の例を少し詳しく説明する。

坂井ほか(1984)に報告されている放散虫化石のデータを再整理すると、荒谷層の特定の岩質からそれぞれ特定の時代の化石が産出していると判断される(村田, 1995)。赤・緑色珪質泥岩は、*Lithochytris verperitilo*, *Dictyoprora mongolfieri*などを産し、中期始新世を示す(坂井ほか, 1984)(第13図)。黒色泥岩は、*Dictyoprora mongolfieri*, *Lychnocanium* sp.などを産し、後期始新世を示す。また、乱雑層の泥岩マトリックスは、*Dictyoprora*



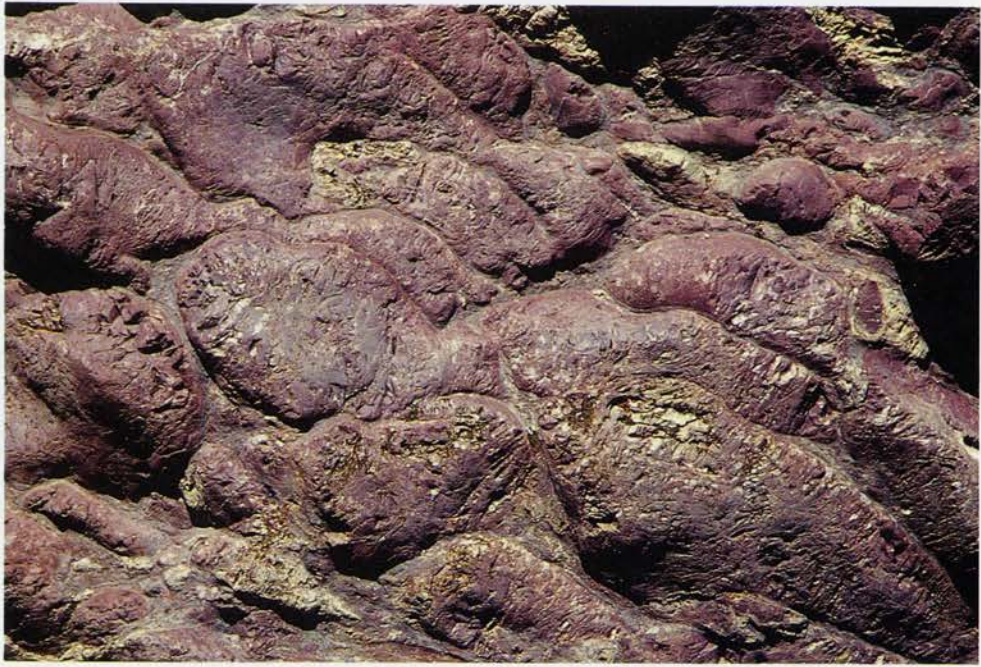
第10図 日向層群の赤・緑色珪質泥岩。
中央部左寄りにキンクバンド（矢印）が見られる。西郷村荒谷西方。
沼塚



第11図 日向層群の赤・緑色珪質泥岩中の砂岩岩脈。
層理面はほぼ水平。右下がりに幅数cmの砂岩岩脈が見られる（矢印）。日向市北
西方の仁久志山付近（第22図のLoc. 3）。

mongolfieri, *Lychnocanium* sp., *Podocyrtis* sp.などを産し、後期始新世を示す（坂井ほか，1984）。こ

の乱雑層の泥岩マトリックスは、産出化石からみて黒色泥岩と同じ時代を示し、これに由来すると



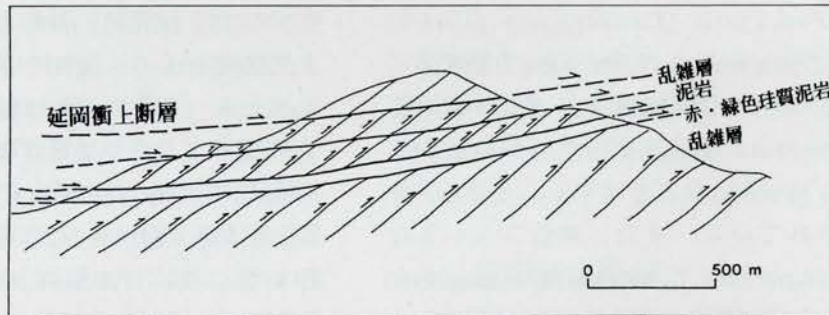
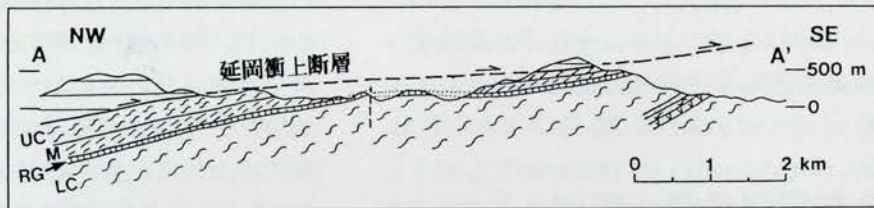
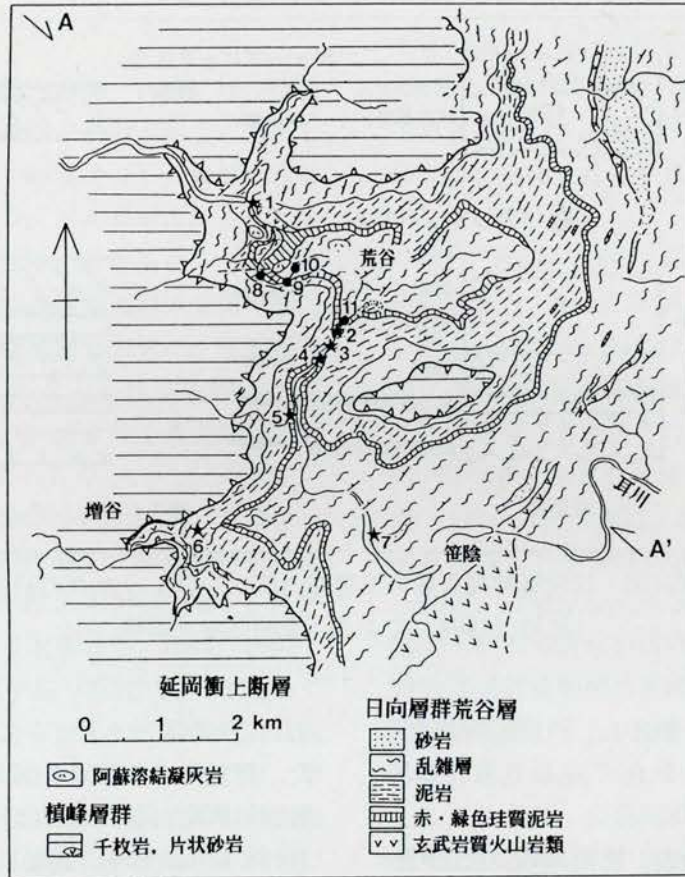
第12図 日向層群の玄武岩質火山岩類の枕状溶岩。
写真の横幅約2 m. 南郷村阿切。

判断される。荒谷よりも南方では、田代層や宇納間層、大内原層おおうちばる（坂井ほか，1984；坂井・艸場，1989）とされた地層は、砂岩、砂岩泥岩互層を多く伴っており、それらに伴われる黒色泥岩や酸性凝灰岩からは、後期始新世～前期漸新世の *Dictyoprora mongolfieri* などの放散虫、あるいは前期漸新世（P18～20）の有孔虫が得られている（坂井ほか，1984）。宇納間層や大内原層は、荒谷層の泥岩と同じかそれより若い時代を示すことから、荒谷層の黒色泥岩よりも上位の地層と考えられる。玄武岩質火山岩類はしばしば赤・緑色珪質泥岩に覆われて分布することが、荒谷北西方や荒谷地域南東方の阿切で知られている（今井ほか，1979）。

これらのことから、荒谷層の本来の層序と時代は、下位より中期始新世あるいはそれ以前に玄武岩質火山岩類、中期始新世に赤・緑色珪質泥岩、後期始新世に黒色泥岩、そして後期始新世から前期漸新世に砂岩および砂岩泥岩互層であったと考えられる（村田，1995）（第14図）。乱雑層はブロックとして、上記の玄武岩質火山岩類、赤・緑色珪質泥岩、砂岩を含む。荒谷層のこのような原層

序は、乱雑層の成因が特定できないとしても、海洋地殻上部の玄武岩質火山岩類から、半遠洋性の赤・緑色珪質泥岩、そして海溝充填堆積物としての黒色泥岩、砂岩および砂岩泥岩互層として説明できる。これは日向層群の一部が付加堆積物であるということ（坂井・艸場，1989）、さらに補強する重要な証拠となる。ただし、一部の地層は付加堆積物を覆う海段堆積物や前弧海盆堆積物である（坂井・艸場，1989）という考えには、再検討の必要があるという指摘がなされている（村田，1995）。

「尾鈴山」図幅地域の日向層群からは以下のような放散虫化石が報告されている。北部コンプレックスの砂岩ユニットとされた砂岩相の凝灰質泥岩からは、*Theocyrtis* cf. *tuberosa*、*Tristylospyris* cf. *tricerus* などが産出し、後期始新世の後半から前期漸新世を示す（木村ほか，1991）。これは、烏帽子岳付近に分布する砂岩優勢層からのものである。同じく砂岩層に伴われて分布する赤・緑色珪質泥岩からは、*Podocyrtis* cf. *mitra* などが産出し、中期始新世を示す。また、北部コンプレックスの泥岩ユニットの泥岩からは、*Dictyoprora mongolfieri* を

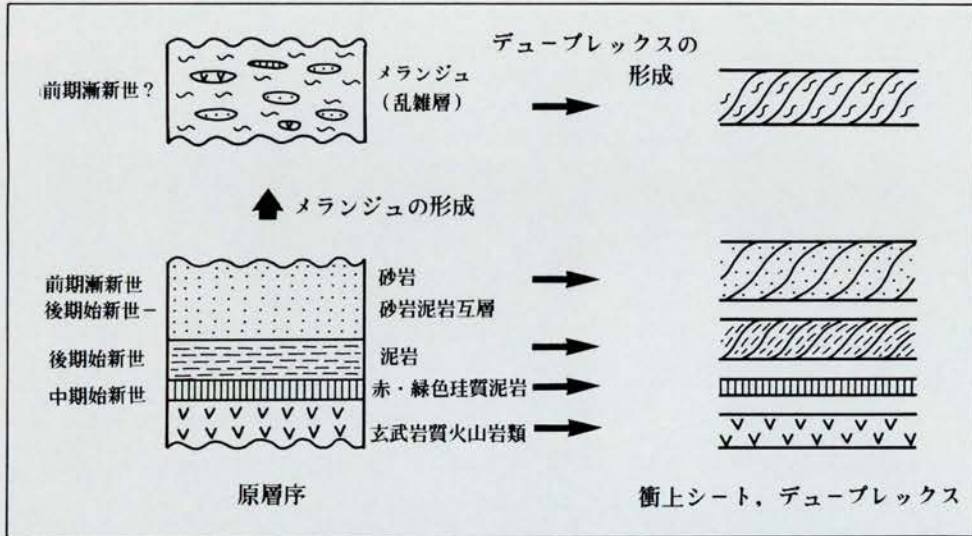


第13図 荒谷地域地質図・断面図と模式断面図。

村田 (1995) による。断面図の略号, UC; 上部乱雑層, M; 泥岩, RG; 赤・緑色珩質泥岩, LC; 下部乱雑層。

産出し, 中期~後期始新世を示す (木村ほか, 1991)。これらの産出化石の時代は, 荒谷層での, 赤・緑色珩質泥岩, 黒色泥岩, そして砂岩および

砂岩泥岩互層という中期始新世から前期漸新世の本来の層序と, 調和的であると判断される。なお, 「尾鈴山」図幅地域の木城町戸崎付近で, 北部コン



第14図 日向層群荒谷層の原層序とデュプレックスの形成。

村田 (1995) による。説明は本文参照。

プレックスの含礫シルト岩から、芦屋動物群を示す貝化石の産出が報告されている (木村ほか, 1991)。

串間市北方や日南市西方、鹿児島県の松山町付近の、「末吉」図幅地域では、日向層群はいくつかのユニットに分けられており、それぞれ放散虫・浮遊性有孔虫などにより時代の検討がなされている (齊藤ほか, 1994)。秦野ユニットは *Thyrsoyrtis (Thyrsoyrtis) cf. rhizodon* を含むことから前期始新世の後期から中期始新世、田之浦ユニットは *Podocyrtis (Lampterium) mitra* や *Thyrsoyrtis (Thyrsoyrtis) cf. rhizodon* を産することから、前期始新世～後期始新世、毘砂ヶ野ユニットは *Dictyoprora mongolfieri*, *Thyrsoyrtis (Thyrsoyrtis) rhizodon* などを産することから、中期始新世とされている。また、柳岳ユニットは *Dictyoprora mongolfieri*, *Thyrsoyrtis (Pentalacorys) cf. tetracantha* を産することから、中期始新世から後期始新世、内ノ倉ユニットは *Dictyoprora mongolfieri*, *Thyrsoyrtis (Pentalacorys) triacantha* などを産することから、中期始新世から後期始新世とされている (齊藤ほか, 1994)。これらのうち内ノ倉ユニットには、暁新世から前期始新世の地層が、ブロックとして含まれる。この付近の日向層群は宮崎県北部から中部の日向層群よりも、やや

古いことが指摘されている (齊藤ほか, 1994)。また、野尻町から都城市南東方にかけての、砂岩優勢層 (鰐塚山層) からは、漸新世の放散虫が報告されている (竹下, 1982)。

宮崎県地質図で日向層群分布域に含めたものの中には、県北部門川町の遠見山半島の、芦屋動物群を示す貝化石を産出する門川層群がある。この地層は、乱雑層や砂岩からなっており、前期漸新世の浮遊性有孔虫化石が報告されている (坂井ほか, 1984)。また、本地質図で日向層群としたものの中には、国富町、綾町北方で、古賀根橋層とされた地層があり、前期中新世の放散虫化石が産出している (三石ほか, 1989)。また、この付近で山之口層とされた乱雑層優勢層から、後期始新世から前期中新世の放散虫・有孔虫化石が産出する (三石ほか, 1989)。これらの地層は、後述の前期中新世に及ぶ日南層群と時代的には同じであり、木村ほか (1991)、坂井 (1992b) は、日南層群の延長と考えているが、地質調査所 (1992) では、すべて日向層群分布域に含まれている。なお、坂井ほか (1987)、坂井 (1992b) は、本地質図で鰐塚山から南東方に延びる砂岩優勢層は、日南層群のオリストストローム中の巨大なオリストリスであるとしている。

3-5. 日南層群

分布・岩質 日南層群(首藤, 1963)は, 宮崎県南縁部の北郷町, 日南市, 串間市付近に分布し, 北西縁は日向層群と衝上断層で接し, 東縁は宮崎層群に不整合で覆われる。日南層群は, 主として砂岩, 泥岩, 砂岩泥岩互層, 乱雑層からなり, 玄武岩質火山岩類, 赤・緑色珪質泥岩の産出は稀である。日南層群は, 日向層群と同様に, 砂岩優勢層, 乱雑層優勢層, 泥岩を主とする地層などが, 構造的なユニットを作り, おそらく衝上断層で繰り返し分布するものと思われる。

砂岩は, 砂岩泥岩互層を伴いながら, 北郷町付近, 串間市北西方および南東方, 南郷町付近にまとまって分布する(太田・木野, 1965; 木野, 1959a, b; 加藤, 1985; 遠藤ほか, 1991, 1992; 坂井, 1992b)。砂岩は中粒~粗粒で厚く成層しており, 比較的ソーティングがよく, 基本的に日向層群のものと同様である(今井ほか, 1979)。砂岩泥岩互層は, 南郷町付近にリズムカルな砂岩泥岩等量互層が分布する。砂岩泥岩互層中の砂岩には, 級化層理が明瞭に認められるものがあり, 南郷町いよなみ贅波付近では, 一部の地層が逆転していることが確認される。

泥岩は, 日南層群分布域のほぼ全域で, それぞれ構造的なユニットを作りながらまとまって分布する。泥岩は黒色で一部に砂質のラミナを伴ったり, 厚さ2, 3cmの薄い細粒砂岩層を挟むことがある。一般的に日南層群の泥岩は, 日向層群のものに比べて, 劈開の発達は極めて弱く, 風化してキャラメル状の割れ目ができていることが多い。

乱雑層は, 日南層群分布域の全域で広く分布している。乱雑層は泥質の基質中に様々な大きさの砂岩のブロックが含まれるもので, ブロックの量にも多いものから少ないものまでばらつきがある。また, 乱雑層の中には, 本来の砂岩泥岩互層の形態を比較的とどめているものも多く認められる。酒井(1988a, b, c)によると, これらの乱雑層は, 海底地すべりに起因するオリストストロームが基本であるとされている。

赤・緑色珪質泥岩は, 串間市北東の1ヶ所だけで確認された。また, 玄武岩質火山岩類は串間市

黒井沖のトセンバイでその存在が確認されている(木野, 1959b; 酒井, 1991)。酒井(1991)は, この玄武岩が, オリストストローム形成以前の始新世の付加体またはそれが崩壊したオリストリスとしている。

時代 Nishi(1985)は, 南郷町付近の日南層群の泥岩から, Blow(1969)による浮遊性有孔虫化石帯で, P21からN4帯までの有孔虫化石を報告した。これは, 前期漸新世から最前期中新世を示す。また, 酒井(1988a)は, 都井岬周辺で, P20からP21帯の有孔虫化石を報告した。さらに, 齊藤ほか(1994)は, 「末吉」おび 図幅地域や東隣の「おび 餼肥」おび 図幅地域の日南層群の泥岩から, *Tristylospyris tricerus*, *Tristylospyris tuberosa* などの前期漸新世後期~後期漸新世初期の放散虫を報告した。また, 彼らは泥岩優勢相の泥岩から, P19帯より古い時代を示すものからP22帯までの有孔虫を, 砂岩優勢相の泥岩から, P21からN4帯までのものを発見し, それぞれ, 前期漸新世から後期漸新世, 前期漸新世の後期から中新世初期のものとした(齊藤ほか, 1994)。また, 串間市北西方で, *Acila (Truncacila) ashiyaensis*, *Cyclocardia subnipponica*, *Glycymeris cisshuensis* などの芦屋動物群を示す貝化石が産出する(齊藤ほか, 1994)。

4. 四万十帯の地質構造

宮崎県の四万十帯の大規模な衝上断層や, 各地層分布域での地質構造, 四万十帯が影響を受けている屈曲構造や陥没構造などについて以下にまとめる。

4-1. 延岡衝上断層

宮崎県北部の延岡衝上断層の上盤は, 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(今井ほか, 1971, 1975, 1979; 坂井・勘米良, 1981)(第4図)。延岡衝上断層は, 最初に橋本(1961)により, 延岡・紫尾山構造線として明らかにされたものであるが, その後, 今井ほか(1971)は, 延岡・紫尾山構造線とは異なる



第15図 延岡衝上断層.

衝上断層（矢印）の上盤は北川層群の千枚岩，下盤は日向層群の乱雑層．延岡市東方の海岸．

る位置に顕著な衝上断層の存在を認め、これを延岡衝上と呼んだ。橋本（1961）の延岡・紫尾山構造線は、延岡付近では今井ほか（1971）による延岡衝上断層の位置に近いが、九州西部の紫尾山付近へは達せず、人吉付近で屈曲して南方へ延びることが明らかにされている（寺岡ほか，1981a）。延岡衝上断層の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、イライトの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市東方の海岸から（第15図）、西北西方へ延び、ほぼ東西に走向変化した後、五ヶ瀬川沿いの北方町八峡へ達する（第16図）。この位置は、今井ほか（1971）や坂井・勘米良（1981）によるものと同じである。延岡市付近の延岡衝上断層の上盤は、古第三系北川層群である（小川内ほか，1984；奥村ほか，1985）。北川層群

はその北西縁を、古江衝上断層（坂井・勘米良，1981；奥村ほか，1985）を介して、槇峰層群によって覆われている（第16図）。この古江衝上断層の位置は、研究者によって異なった見解があるが、宮崎県地質図では、北川層群を特徴づける砂岩泥岩互層の北限としている。北川層群は西方に向かって消滅するため、延岡衝上断層の上盤は白亜系槇峰層群となる（坂井・勘米良，1981）。四万十帯を時代のみで白亜系と古第三系の二つに分けるとすると、延岡市付近での境界は、延岡衝上断層ではなく、その北側の古江衝上断層となる（寺岡ほか，1994；地質調査所，1992など）（第16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。千枚岩化した変成・変形の強い地層が、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、この基準で宮崎県南部まで追跡できる。

延岡衝上断層は北方町八峡から南西方へ、耳川中流の西郷村荒谷へ達し、その位置は坂井ほか（1984）のものと同じである（第4図）。延岡衝上断

諸塚

層は、荒谷から南西方へ、南郷村神門北方（第17図）、椎葉村大河内へ達する（今井ほか，1971，1979；村田，1995，1996；斉藤ほか，1996）。なお、この位置は田中・岩松（1993）の三方岳^{さんほうだけ}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とユニットCの境界と一致する。延岡衝上断層は、~~西郷村~~^{諸塚}荒谷付近で南北走向、南郷村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、衝上断層面のゆるやかな走向変化がみられる（村田，1996）。延岡衝上断層はさらに南西方へは、市房山花崗閃緑岩体に切られた後、熊本県内の多良木町付近に達し、人吉屈曲によって曲げられて南北走向となって小林市北方へ達する。なお、Murata（1987a）が大藪衝上断層としたものは、本書でいう延岡衝上断層に相当する。

延岡衝上断層は、宮崎県南部の都城市付近では、始良火砕流堆積物や、段丘堆積物等に覆われているため、詳しい位置はよく分かっていないが、小林市付近で野尻屈曲の影響を受け、おそらく北西走向となって都城市北東方へ達し、さらに北東走向へと変化した後、都城市付近へ達するものと思われる。延岡衝上断層は、さらに南方の鹿児島県松山町付近へ達することが明らかになっている（斉藤ほか，1994）（第4図）。

延岡衝上断層の傾斜は、延岡市付近で $12^{\circ} \sim 15^{\circ}$ N、北方町八峽から~~西郷村~~^{諸塚}荒谷北方で $8^{\circ} \sim 10^{\circ}$ NW、南郷村神門から椎葉村大河内で $6^{\circ} \sim 10^{\circ}$ N（村田，1996）程度である。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、延岡市から大河内までのほとんどの範囲で、クリッペやフェンスターがいくつも存在する（今井ほか，1971；坂井ほか，1984；村田，1995；斉藤ほか，1996；宮崎県，1997）。フェンスターの主なものは、延岡市北東方、北方町八峽の東方および南西方、椎葉村尾崎や大河内越付近に存在する。また、クリッペの主なものは、~~西郷村~~^{諸塚}荒谷の北方および南方や、椎葉村大河内東方や樋口山、石堂山に存在する。これらのクリッペは、延岡衝上断層の本体に比較的近接して存在するもので、さらに離れた位置に存在する大規模なクリッペについ

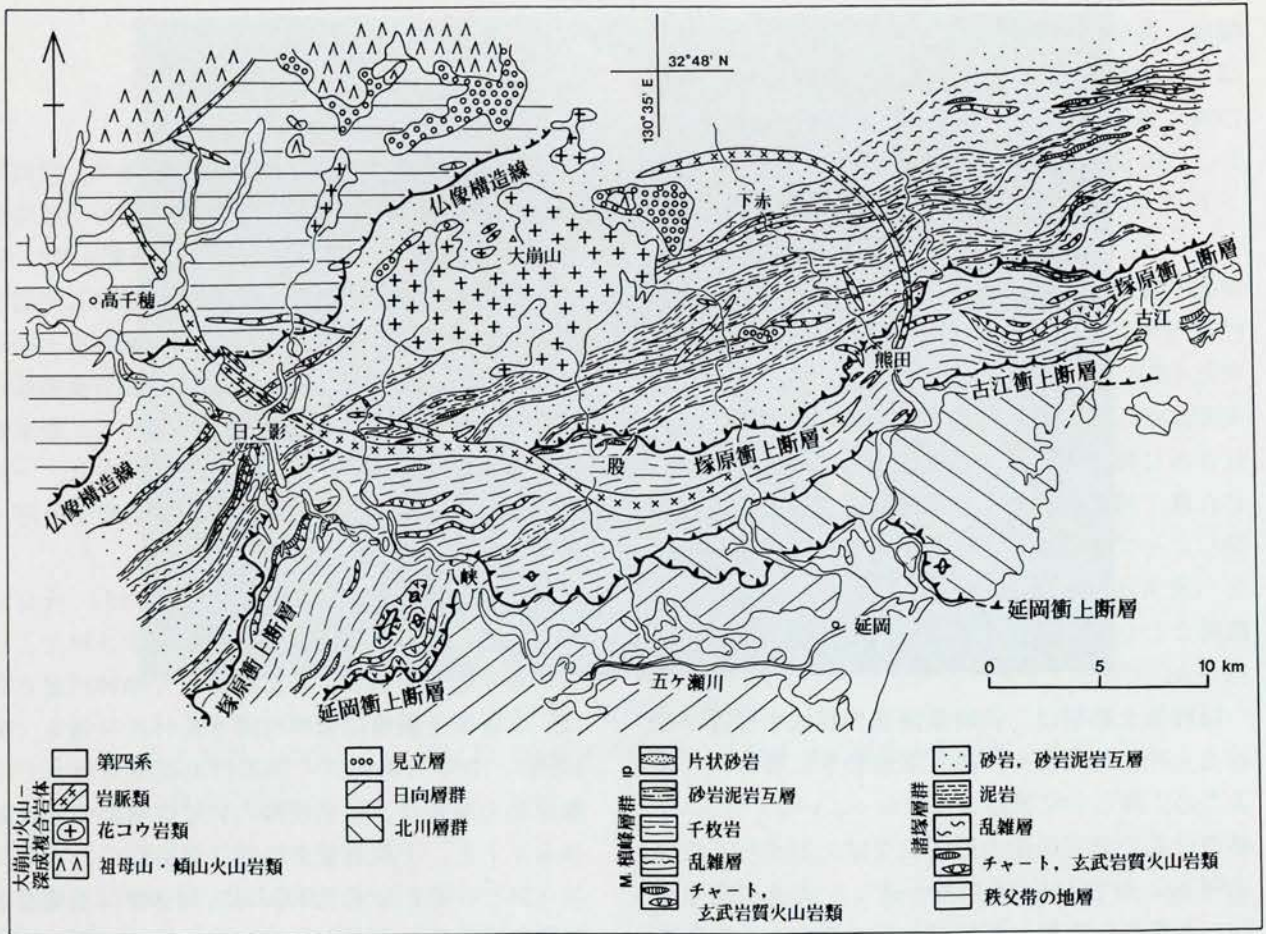
ては、後節（4-3）で述べる。

4-2. 塚原衝上断層

塚原衝上断層の位置 塚原衝上断層は、宮崎県北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4図）。四十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で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、玄武岩質火山岩類が分布するだけである。

塚原衝上断層は、諸塚村塚原付近では、今井ほか（1982）の「諸塚山」地質図幅に示されたよりはかなり低角である。塚原の南西方の神門北方では、塚原衝上断層は南郷村清水岳付近を通る（第17図）。さらに南西方の椎葉村上椎葉南西方では、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（斉藤ほか，1996）。塚原衝上断層の傾斜は、塚原付近で $15^{\circ} \sim 30^{\circ}$ NW、椎葉村大河内北で $数^{\circ} \sim 30^{\circ}$ NW程度である。塚原衝上断層は、熊本県下の多良木町付近で、人吉屈曲の影響を受けて南北走向となり、小林北西方の苗杉付近へ達する。鹿児島県下では、塚原衝上断層は、高隈山層（寺岡ほか，1981a；小川内・岩松，1986）分布域と、薩摩半島の砂岩優勢の白亜系四十帯累層群川辺層群（橋本，1962b；村田正，1992）の間を通るが、詳細な位置は不明である。

塚原衝上断層は諸塚村塚原の北東延長では、日之影町日之影から東方へ延び、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の地域では、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えられた（宮崎県，1981；奥村ほか，1985；寺岡・奥村，1992；寺岡ほか，1994，1995）。さらに、塚原断層は大分県佐伯市南方へ延び、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



第16図 大崩山環状岩脈地域の地質図。
村田 (1998a) による。

する境界断層とされた (寺岡ほか, 1990)。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, 厚い砂岩層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, それよりも南側の北方町二股北方から北川町熊田, 北浦町古江北方を通り, 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16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, 環状岩脈南西の諸塚村塚

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 (村田, 1998a, b)。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16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, 椎葉村上椎葉から日之影町までの塚原衝上断層の両側の分布パターン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に達する走向隔離をもつが, 後述のように, この大きな値は, 環状岩脈の内側が500 m程度下降しただけで説明される (村田, 1998a)。

砂岩組成による地層の区分について 諸塚村塚

原や椎葉村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(斉藤ほか, 1996)。一方、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になっているとのことだが、石質砂岩からなるとされている(斉藤ほか, 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、斉藤ほか(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、本書でいう砂岩優勢層の諸塚層群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とは斜交しているようにみえるが、詳細は不明である(村田, 1998a, b)。

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、砂岩優勢層の諸塚層群内にある。さらに北東方の大分県佐伯市付近では、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が、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単一の断層で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、「末吉」図幅地域の白亜系砂岩も石質であるとされている(斉藤ほか, 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、本書でいう槇峰層群を分離して、地層区分を見直したほうがよいように

考えられる(村田, 1998b)。

新たな地層区分による地層の時代について これまでに産出している放散虫のデータを、塚原衝上断層を境として本書でいう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、サントニアン～カンパニアン中頃、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、コニアシアン～サントニアン、椎葉村図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、椎葉村図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。また、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(寺岡・奥村, 1992; 寺岡ほか, 1994)ということは従来通りである。

4-3. 延岡衝上断層および塚原衝上断層のクリッペと変位量

宮崎県中部では、延岡衝上断層本体の通る南郷村神門北方から、衝上方向である南東方向へ15 kmも離れた木城町尾鈴山付近に、大規模なクリッペが存在する(村田, 1991; 木村ほか, 1991; 村田, 1996)(第4, 17図)。クリッペの位置での延岡衝上断層は、 15° ～ 20° SEまたはEで、日向灘の方に向かって傾斜している。現在の衝上断層の日向灘側への傾斜は、尾鈴山火山-深成複合岩体の溶結凝灰岩の噴出によって、この付近が沈降していることが考えられるが(木村ほか, 1991)、基本的には下盤の日向層群にもみられる褶曲の影響もあると考えられている(村田, 1996)。

宮崎県南部でも、古第三系日向層群の東側(日向灘側)に、延岡衝上断層本体から約15 km離れた宮崎市西方田野町付近に、内ノ八重クリッペが存在する(村田, 1991)(第4図)。ここでも延岡衝上断層は、 45° Eで日向灘側に傾斜している。このクリッペの部分は、水平に近い延岡衝上断層で北西から移動してきて、その後の南北性の背斜

構造の東側に位置していた影響で、下盤の日向層群とともに日向灘側に傾斜したと考えられた(村田, 1991)。

尾鈴山付近のクリッペを利用して、延岡衝上断層の水平変位量を見積もることができる。南郷村神門北西方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ペ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24 kmである。また、熊本県下の人吉屈曲の延岡衝上断層の本体から、内ノ八重クリッペまでを利用すると、延岡衝上断層の変位量の最小値は、約60 kmにも達する(村田, 1991, 1996)。

同様に、塚原衝上断層による諸塚層群のクリッペが、木城町尾鈴山付近の延岡衝上断層によるクリッペの上位に存在する(村田, 1996)(第18図)。この付近での塚原衝上断層は、延岡衝上断層と同様、 $15^{\circ} \sim 20^{\circ}$ SEまたはEで、日向灘側に向かって傾斜している。また、宮崎県南部の内ノ八重クリッペの東側つまり上位には、砂岩を主とする地層が分布しており(第18図)、これは尾鈴山付近と同様、塚原衝上断層によるクリッペの可能性がある。なお、尾鈴山付近と内ノ八重のクリッペ部の諸塚層群は石質砂岩であり、諸塚層群本体の南東部の砂岩と同様である。

塚原衝上断層の変位量は、椎葉村大河内北西方の半地窓^{じまど}の北西縁と、尾鈴山付近のクリッペの南東縁との距離を、北西から南東の衝上方向へ投影すると、最小値でも30 kmに達する。内ノ八重付近の東縁部の砂岩が、塚原衝上断層によるクリッペとすると、塚原衝上断層の変位量の最小値は60 kmになる可能性がある。

四万十帯の地層は、インシーケンス衝上断層(in-sequence thrust)でデュー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、アウトオブシーケンス衝上断層(out-of-sequence thrust)(Morley, 1988; 木村, 1997)ととらえることができる。延岡衝上断層や塚原衝上断層は、変位量の最小値でも60 kmあるいは30 kmもある大規模なもので、上盤・下盤相互の間には、同じ時代の地層が存在するものの、原岩の岩質まで対応する地層は存在し

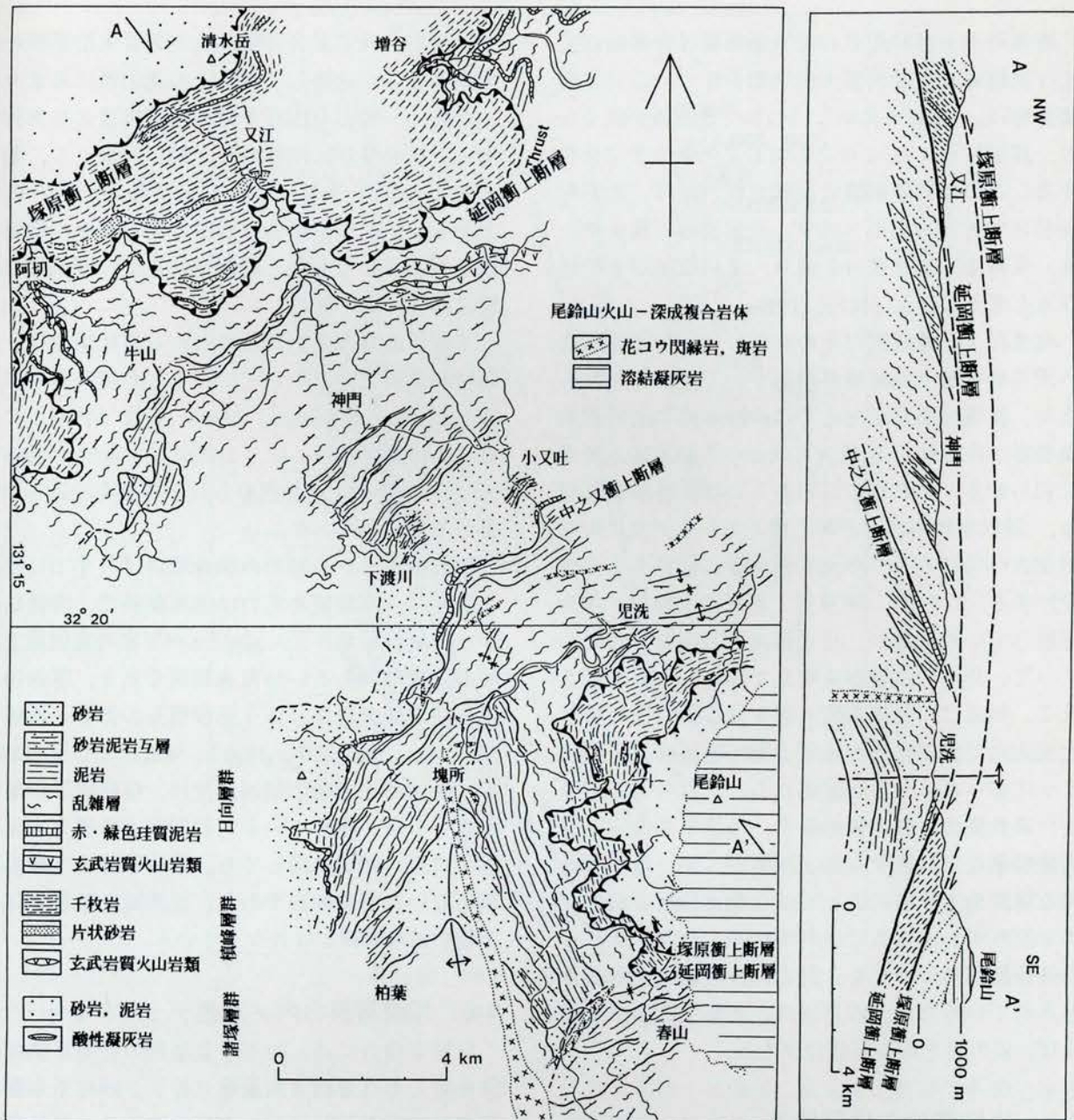
ていない。両衝上断層は、主分布域ではそれぞれ、 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ NW, $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$ NWの傾斜であるが、尾鈴山付近と内ノ八重付近のクリッペの存在を考えると、現在の日向層群分布域の上では、断層面はほぼ水平になっていたことが分かる(第17図)。これらの衝上断層の上盤は、付加体深部から $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 程度の傾斜で上昇し、浅部で水平になるランプ(ramp)とフラット(flat)のような関係になっていたことが考えられる(村田, 1998b)。

宮崎県中部の尾鈴山付近と南部の内ノ八重付近に、延岡衝上断層によるクリッペや、塚原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おり(村田, 1991)、さらにその上には塚原衝上断層によるナップがほとんど水平に覆っていたことを意味している。延岡衝上断層や塚原衝上断層は、60 kmあるいは30 km以上の変位量を持つことから考えても、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思われる(村田, 1998b)。このように考えた場合、本書でいう九州の諸塚層群は、四国西部では下部四万十層群(寺岡ほか, 1994)に相当し、槇峰層群に相当する白亜系は分布していない(村田, 1998b)。四国西部の諸塚層群相当層は、日向層群相当層の上部四万十層群(寺岡ほか, 1994)あるいは幡多層群^{はた}、室戸半島層群と、高角の中筋構造線で接している(平ほか, 1980; 田中, 1980)。

4-4. 諸塚層群の地質構造

諸塚層群の分布域では、砂岩優勢層と、乱雑層または泥岩の優勢層が、北西傾斜の衝上断層を境として交互に分布している。日之影町から椎葉村までの地域では、砂岩優勢層の分布幅が広いので、乱雑層または泥岩の優勢層を鍵層とすることで、全体の分布形態と地質構造を把握することができる。

椎葉村上椎葉西方の銚子笠から十根川、諸塚村宮の元、日之影町日之影にかけて分布する乱雑層優勢層は、その北縁部に玄武岩質火山岩類およびチャートを伴う場合がある(斉藤ほか, 1996)。これらの玄武岩質火山岩類が乱雑層中のブロック



第17図 神門-尾鈴山地域の地質図及び断面図。
村田 (1996) による。

として産出するのか、全体として薄い衝上シートとして産出するのかは確かめられていない。この乱雑層優勢層と、仏像構造線の北側に沿う秩父帯(三宝山帯)の石灰岩卓越層は、銚子笠付近では1.6 kmと近接しているが、日之影付近では6 km程度も離れて分布しており、両方の地層がお互いにゆるやかに斜交していることが確かめられる。この乱雑層優勢層は、大崩山環状岩脈内へも延び、

大崩山花崗岩体に貫かれて切られている。この乱雑層は、北川町下赤、鏡、北浦町付近の分布幅の広い、乱雑層や泥岩の優勢層へ延びるように見える。しかしながら、椎葉村上椎葉付近では長石質砂岩(齊藤ほか, 1996)、北浦町付近では石質砂岩(奥村ほか, 1985)であることが指摘されているので、砂岩組成が漸移するのであれば、両者は別の地層の可能性がある。

椎葉村不土野峠北方の泥岩優勢層は分布幅が広く、乱雑層や玄武岩質火山岩類を伴う。この泥岩優勢層は、北東へ向かうにつれて分布幅が狭くなり、諸塚村七ツ山、日之影町日之影南方まで分布する。この泥岩優勢層は環状岩脈内では、北方町矢筈岳北方から北東へ延び、花崗岩体に貫かれた後、延岡市下祝子南方を通り、北川町尾平まで延びると考えられる(村田, 1998a)。

椎葉村上椎葉付近やその南方には、分布幅の狭い泥岩優勢層や乱雑層優勢層がいくつかみられる。また、諸塚村黒葛原付近では、分布幅の広い泥岩優勢層がみられ、北東方に向かって塚原衝上断層に切られる。これらの泥岩あるいは乱雑層優勢層は、環状岩脈内の北方町二股北方から、北川町熊田北方へ延びる3つの泥岩優勢層に延長する可能性がある。これは、塚原衝上断層の上盤で、本来、連続していた地層が、日之影南方で削剥されてしまって、分布の連続が途切れているものと判断される。同様に、延岡市宮ヶ谷を通る砂岩優勢層は、北東走向で熊田付近へ延びた後、塚原衝上断層によって切られ、分布が途切れる。これらは、中角度～高角度の、砂岩優勢層や、乱雑層あるいは泥岩優勢層などを境する衝上断層が、 30° 以下と低角な塚原衝上断層によって切られ、異なる削剥レベルをみていることで説明される。なお、これらの連続関係についても、両者の砂岩組成が異なるとされているため、砂岩組成が漸移するのであれば、別の層である可能性がある。

4-5. 槇峰層群の地質構造

槇峰層群の千枚岩は、 30° ～ 70° 程度北西に傾斜した層理面を持ち、層理面にほぼ平行な劈開を持っている。槇峰層群の層理面は、 6° ～ 10° 程度と非常に低角な延岡衝上断層に底を切られた形になっている。なお、坂井(1992a)による八戸衝上は、本書でいう槇峰層群中の断層と考えられる。

槇峰層群は、片状砂岩や、片状になった砂岩泥岩互層、玄武岩質火山岩類を挟むが、これらも北方に 30° ～ 70° 程度傾斜している。砂岩泥岩互層中の砂岩に、級化層理が認められる場合があるが、いずれも北方上位を示している。槇峰層群分布域

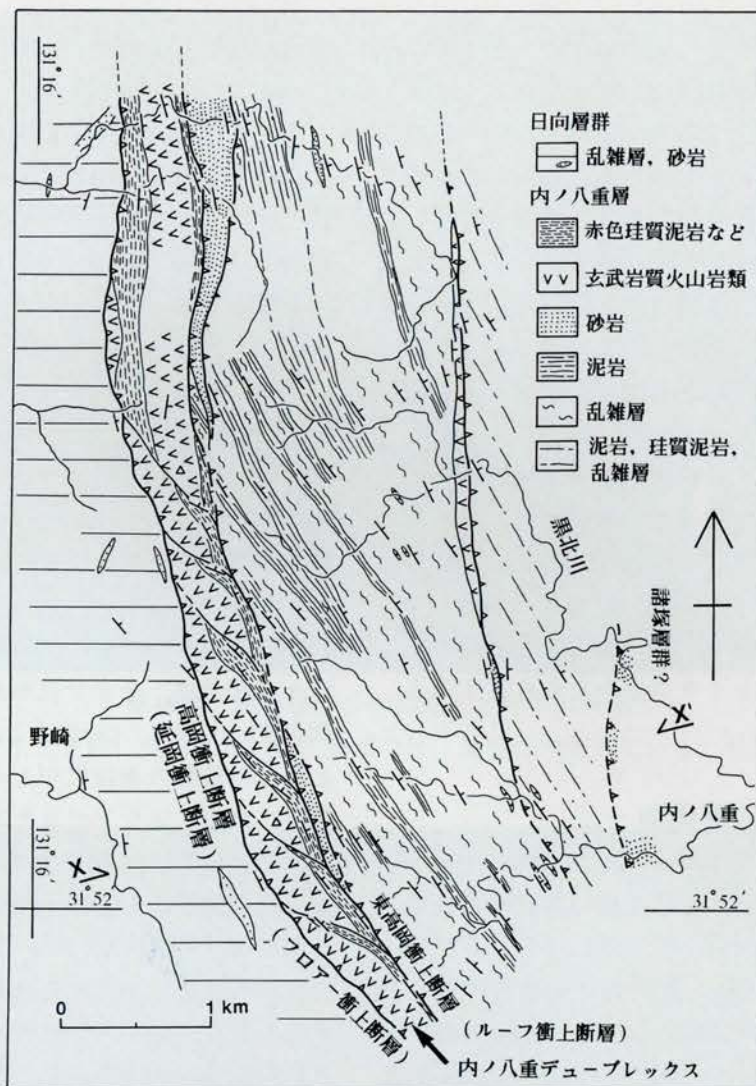
で、砂岩、砂岩泥岩互層、玄武岩質火山岩類などを鍵層として追跡しても、その連続性はあまりよくない。一般的な四万十帯の地質構造から判断すると、槇峰層群が南側から北側に向かって、整合一連の地層が分布しているとは考えにくいので、おそらく、北傾斜の衝上断層で同一層準の地層が繰り返しているものと判断されるが、直接的な証拠は得られていない。

千枚岩の層理面上に認められる線状構造は、おおむね傾斜方向を向いていることが指摘されている(Toriumi & Teruya, 1988)。長江(1994)によると、泥質岩の中には、上側が北へ向かう(top to the N)剪断センスが認められ、海嶺沈み込みの影響が考えられている。

尾鈴山クリッペ部での槇峰層群は、すでに述べたように、東傾斜あるいは南東傾斜で、海側に向かって傾斜しており、クリッペ下底の延岡衝上断層も、東傾斜あるいは南東傾斜であり、尾鈴山火山-深成複合岩体に伴う陥没構造の影響が指摘されている(木村ほか, 1991)。尾鈴山クリッペ部での、延岡衝上断層の傾斜角度は、槇峰層群の層理面よりも緩くなっている。延岡衝上断層を本来の水平に近い傾斜に戻しても、槇峰層群の千枚岩は、東あるいは南東傾斜であり、延岡衝上断層本体の上盤の槇峰層群とは異なっている。

4-6. 槇峰層群の内ノ八重デュープレックス

宮崎市西方には、四万十累層群の白亜系槇峰層群と考えられる内ノ八重層(竹下, 1982; 木野ほか, 1984; 村田, 1991)が分布する。内ノ八重層は、その西側にある古第三系日向層群と、東傾斜の高岡衝上断層で接する(木野ほか, 1984)(第18図)。なお、村田(1991)では高岡衝上断層を、大藪衝上断層としているが、これは本書でいう延岡衝上断層にあたる。高岡衝上断層に沿って、断層によってブロックに分かれた内ノ八重層の玄武岩質火山岩類が、全体として南北に連なることが、「宮崎」地質図幅(木野ほか, 1984)で示されている。玄武岩質火山岩類の上に重なる赤・緑色泥岩を鍵層として追跡すると、玄武岩質火山岩類は2つの主要な断層である高岡衝上断層と東高岡衝上



第18図 内ノ八重地域の地質図.

村田 (1991) に地層名を加筆.

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つのブロックに分かれている。玄武岩質火山岩類は、高岡衝上断層をフローア衝上断層 (floor thrust)、高岡東衝上断層をルーフ衝上断層 (roof thrust) とするデュープレックスを作ることが分かり、内ノ八重デュープレックスと名付けられた (村田, 1991)。

内ノ八重デュープレックスは、ルーフとフローアの衝上断層の間隔は約450 m、個々のホース (horse) の長さは500~1000 m、ホースを境する衝上断層の変位量は150~400 mと見積られ、後背地傾斜デュープレックス (hinterland-dipping duplex) と考えられた (村田, 1991)。従来、この白亜系内

ノ八重層は、東傾斜の高岡衝上断層で古第三系日向層群の上ののるため、東から西に向かって衝上したと考えられていたが (竹下, 1982; 木野ほか, 1984)、デュープレックス内の衝上断層の変位方向から、このデュープレックスは北西から南東に向かう衝上に伴って形成されたことが明らかになった。このために、内ノ八重層が、延岡衝上断層によるナップ本体から離れたところにあるクリッペと考えられた (村田, 1991)。

ここでは、本来、断面図でみられるはずの各ブロックの重複関係が、平面的な地質図の上に表現されている。その理由は以下の通りと考えられる。高岡衝上断層 (延岡衝上断層) は、もともと水平

に近いほど低角に北西から南東に向かう衝上で形成され、それに伴って内ノ八重デュープレックスが作られた。その後、この衝上方向と約45°斜交して南北性の背斜構造が形成され、背斜軸の東側に位置する内ノ八重層は、斜めにめくれあがった。そのため、いわば斜めの断面が地質図に表現されたのである。高岡衝上断層は現在、東傾斜であり、移動方向は見かけ上、正断層のように下降しているが、これは後の褶曲の影響で衝上断層面が回転したからである(村田, 1991)。

デュープレックスは、海溝充填堆積物が底付け付加されるとき重要なメカニズムと考えられている(Silver et al., 1985; Sample & Fisher, 1986; Byrne, 1986)。宮崎県の他地域に分布する四万十帯白亜系分布域にも、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かなり存在するものと予想される。

4-7. 北川層群の地質構造

延岡市北東方の北川層群の分布域では、南縁部に千枚岩優勢層、そしてその北側に砂岩泥岩優勢層が広く分布する。両者の境界は、その周辺で確認される層理面の傾斜よりはかなり低角であり(坂井・勘米良, 1981; 坂井, 1989)、衝上断層である可能性が示唆される。坂井(1992a)によると、北川層群は、北傾斜の衝上断層によって地層が何回か繰り返すことが指摘されている。

砂岩泥岩互層中の砂岩は、頻繁に級化層理を示し、上下判定ができる場合が多い。延岡市の熊野江北西方では、地層は20°~40°Nと低角から中角に傾斜しているが、広域に逆転していることが明らかになっている(奥村ほか, 1985; 杉山, 1985)。この逆転した部分よりも南側では、30°~50°Nと中角度で正常層が分布している。正常な地層の部分は、逆転した部分より傾斜が急なため、背斜状の形態をしているが、実際は向斜であり、横倒しになった背斜状向斜(antiformal syncline)であることが明らかにされている(奥村ほか, 1985; 杉山, 1985)。この背斜状向斜の褶曲軸は、北北西に21°~30°プランジしており、軸面は24°~39°北に傾斜している。また、翼間

角は、西から東に向かって、開いていく傾向が認められている(奥村ほか, 1985; 杉山, 1985)

北川層群の砂岩泥岩互層中には、露頭スケールの褶曲も頻繁に認められ、褶曲軸面は一般に北傾斜となっている。千枚岩中の劈開は、一般的に層理面とはほぼ平行であるが、砂岩泥岩互層中では、斜交関係がはっきりと認められる場合がある(第19図)。

4-8. 日向層群の地質構造と主要な衝上断層

日向層群分布域には、乱雑層(メランジュ)が幅広く分布している。県北部西郷村荒谷付近で、日向層群荒谷層はメランジュとして一括されていたが、後述のように、低角な衝上断層で重なる泥岩の作るデュープレックスなどを除くと、メランジュの部分は、今まで言われていたよりも分布範囲が狭い(村田, 1995)。これは、低角なユニットとしての地層の連続性がとらえにくかったからと推察される。メランジュとされた地帯にも、低角の衝上断層が多く含まれているが、多くの場合、地質構造把握に有効な“鍵層”がないと、低角な衝上断層は見落とされているものと思われる。また、本地質図に示された乱雑層の中には、ブロック化の程度が弱くて、砂岩泥岩互層や泥岩にすべきものが含まれていたり、含まれる砂岩ブロックが量的に少ないものも含まれており、地質構造の把握を誤って、乱雑層として一括されてしまっているものがかなり含まれているものと予想される。

メランジュは、ブロック化を受けるプロセスにより、造構性のテクトニックメランジュ、海底地すべりによるオリストストローム、泥ダイアピールによるダイアピリックメランジュの3種類が存在すると考えられている(狩野・村田, 1998参照)。荒谷層のメランジュは、詳細な小構造解析から、テクトニックメランジュという考えが示されている(坂井・勘米良, 1981; 坂井ほか, 1984)。

日向層群分布域では、砂岩優勢層や乱雑層・泥岩優勢層などが、構造的なユニットを作って、宮崎県北部・中部では北西方へ傾斜した衝上断層、宮崎県南部では西方又は北西方へ傾斜した衝上断層によって、繰り返し分布している。日向層群分



第19図 北川層群の砂岩泥岩互層中の劈開。

劈開はほぼ水平方向に見られる。この露頭では、地層は逆転している。延岡市安井町。



第20図 日向層群の砂岩泥岩互層中の褶曲。

この褶曲は、南フェルゲンツのキンク褶曲である。西米良村村所北西方。

布域では、衝上断層が基本構造を作っていると思われる。構造的なユニットを作る砂岩泥岩互層中には、軸面が北に傾斜した露頭スケールの褶曲が

しばしば観察されるが(第20図)、地質図スケールの褶曲はそれほど多くはない。

これらの衝上断層の中で、大規模と判断される

もののいくつかについて以下に述べる。なお、日向層群に特徴的に見られる赤・緑色珪質泥岩の衝上シートやデュープレックスについては、節を改めて4-9, 4-10, 4-11で述べる。

大藪衝上断層（野田・橋本, 1958）は、椎葉村大河内付近で明らかにされたもので、北東方の「神門」図幅内へ延びる。そこでは、南郷村上渡川から、神門北方、諸塚村荒谷南方へ延びるとされている（今井ほか, 1979）。大藪衝上断層は、大河内付近ではその連続性が不明だったため、20万分の1地質図には表示されていない。大藪衝上断層は、神門北方では乱雑層優勢層と砂岩泥岩優勢層の境界の衝上断層に相当するが（村田, 1996）、荒谷南方では赤・緑色珪質泥岩の下底の衝上断層に近い位置に考えられており、その連続性については不確定な要素がある。日陰山衝上断層は、西郷村日陰山付近に分布する大規模な玄武岩質火山岩類の下底を切る衝上断層である（今井ほか, 1979）。

八峡衝上断層（八峡断層）は「神門」図幅地域で明らかにされ（今井ほか, 1979）、「尾鈴山」図幅地域で、砂岩優勢層の北縁の空野山付近を通るとされているものである（木村ほか, 1991）。空野山付近やその西方では、八峡衝上断層は 20° ～ 30° 程度と低角であるが、「神門」図幅地域や、「延岡」図幅地域では、それよりは高角なようである。

中之又衝上断層（木村ほか, 1991）は、すでに述べた延岡市から西郷村珍神山、西都市烏帽子岳、西米良村上板谷まで延びる砂岩優勢層の南東縁を限るものである（第17図）。中之又衝上断層は延岡市から木城町塊所付近までは、 25° ～ 40° NWの傾斜をもつが、烏帽子岳東方や西方付近では 15° ～ 25° と低角になっている。烏帽子岳付近ではこのように低角になっていることから、中之又衝上断層の上盤の砂岩層が、下盤の砂岩泥岩互層、泥岩、乱雑層などを大きく切って分布する（木村ほか, 1991）。なお、後述するように、中之又衝上断層に沿っては、薄い赤・緑色珪質泥岩が挟み込まれている。小川衝上断層は、「尾鈴山」地質図幅で、北部コンプレックスと南部コンプレックスを境するとされた断層である（木村ほか, 1991）。大

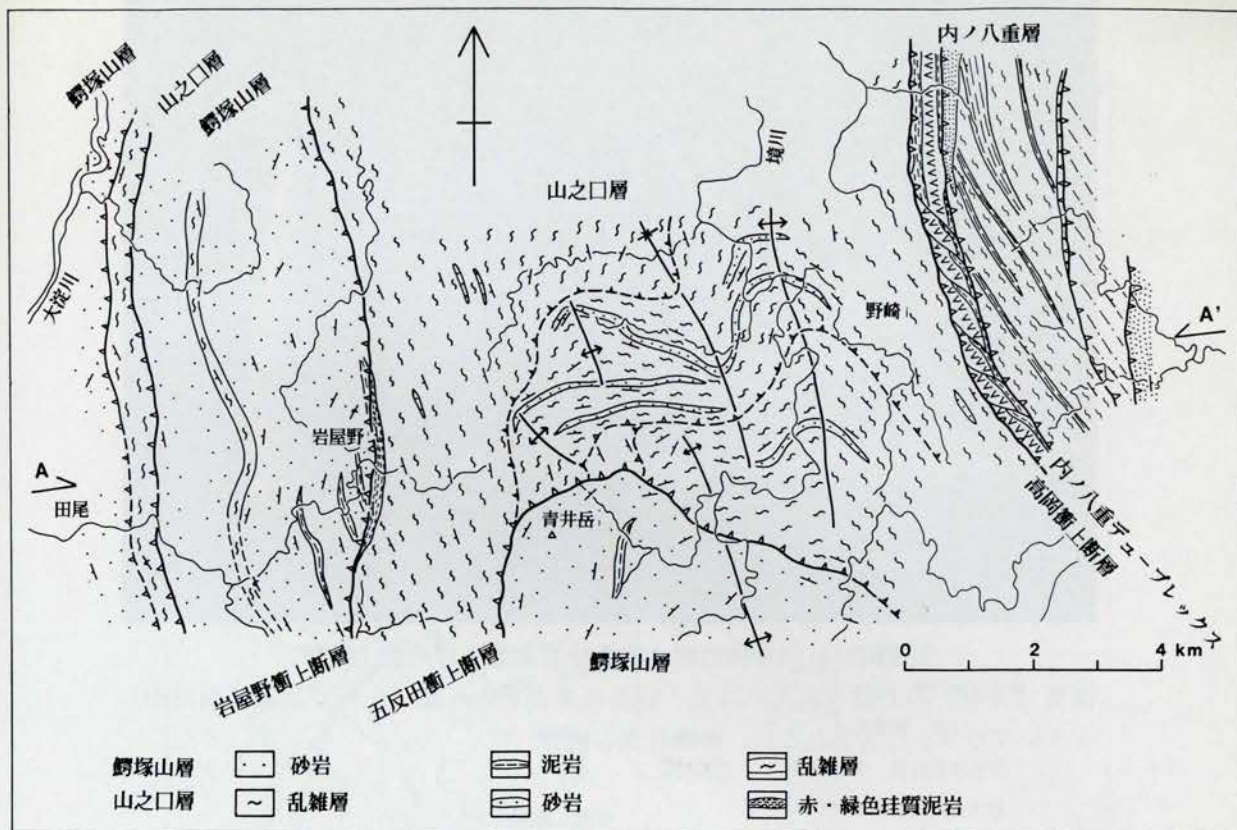
森岳断層（遠藤・鈴木, 1986）は、須木村大森岳付近を通るほぼ東西性の断層で、木村ほか（1991）により、日向層群と日南層群の境をなすと考えられているが、本地質図では、日向層群内の断層と解釈している。

綾衝上断層（綾断層）（坂井, 1985）は、宮崎市北西方の野尻屈曲の北側で、砂岩卓越層の南東縁を限る断層である。綾衝上断層の下盤は日向層群山之口層の乱雑層である。綾衝上断層は、西都市棧敷野から綾町鷺巣、野尻町鷓戸原へ延び、北西に 15° ～ 45° 傾斜している。綾衝上断層の上盤の砂岩層は北東走向であるのに対して、下盤の乱雑層は南北走向～北北東走向であり、斜交している（木野・太田, 1976）。綾衝上断層の南方延長は、野尻屈曲の影響を受けて南北走向となり、高崎町温水付近へ達するものと思われる。なお、野尻町付近で、綾衝上断層を左横ずれに変位させる大規模な横ずれ断層が推定されているが（坂井, 1985）、前述の砂岩優勢層は、野尻屈曲によって曲げられて、高崎町付近へ延びるように見える。

岩屋野衝上断層は、宮崎市西方の野尻町紙屋から、高城町岩屋野を通り、山之口町まで南北に延びる（第21図）。上盤は西側に分布する砂岩優勢の鰐塚山層であり、下盤は東側の乱雑層優勢の山之口層である（村田明, 1992）。岩屋野衝上断層の傾斜は、 60° ～ 70° Wとかなり高角であるが、これは、その東側に存在する南北性の背斜構造の影響であり、本来、もっと低角であったと考えられる。

五反田衝上断層（竹下, 1982）は、宮崎市西方田野町から、青井岳を巻いて、三股町仮屋、都城市南方へ達する。五反田衝上断層の上盤は、乱雑層優勢の山之口層、下盤は砂岩優勢の鰐塚山層である。五反田衝上断層は、南北性の褶曲の影響を受けて曲げられており、また、都城東方では屈曲によって西側へ凹に向けたトレースを持っている（第21図）。

大平衡上断層（斉藤ほか, 1994）は、宮崎県南部の「末吉」図幅地域およびその周辺で、日向層群と日南層群とを境する衝上断層である。大平衡上断層は、串間市大平から、日南市市谷、小松山



第21図 都城北東地域の日向層群の地質図。
村田 (1994a) による。

東方を通り、北郷町北河内へ達するものと考えられる。大平衝上断層の上盤は日向層群の砂岩優勢層で、齊藤ほか (1994) により、日向層群の内ノ倉ユニットまたは、柳岳ユニットとされたものである。大平衝上断層の下盤は、日南層群の乱雑層優勢層で、日南層群の北部ユニットと南部ユニットである (齊藤ほか, 1994)。大平衝上断層の傾斜は、 $20^{\circ} \sim 45^{\circ}$ W または NW である。宮崎県内のこの地域の日向層群分布域には、田之浦ユニットの下限をなす二本松衝上断層、毘砂ヶ野ユニットの下限をなす四浦衝上断層、柳岳ユニットの下限をなす大矢取衝上断層が知られている (齊藤ほか, 1994)。

4-9. 日向層群内の赤・緑色珪質泥岩の衝上シート 諸塚

宮崎県北部の西郷村荒谷付近の古第三系日向層群の荒谷層には、赤・緑色珪質泥岩が含まれている。この赤・緑色珪質泥岩は構造的なブロックと

され、周囲の地層はメランジュ (坂井ほか, 1984) あるいは剪断された砂岩泥岩互層とされていた (今井ほか, 1979)。しかしながら、数層に分かれて分布するとされていたこの珪質泥岩は、実際には層厚 40 m までの薄い層が約 10° W の傾斜で、東西 4 km、南北 6 km にわたって 1 枚の地層として連続することが確かめられた (村田, 1995)。さらに、この珪質泥岩は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し (第22図)、上側の泥岩を主とするユニットと、下側の乱雑層を主とするユニットに挟まれて分布することが明らかにされた (村田, 1995) (第13図)。また、赤・緑色珪質泥岩の衝上シートは、南郷村神門北西方の阿切付近にも乱雑層優勢層に挟まれて (村田, 1996) (第17図)、また、北郷村宇納間北方では、砂岩優勢層と乱雑層優勢層の境界の衝上断層に挟み込まれて分布する。

同様の赤・緑色珪質泥岩の衝上シートは、延岡市から南西方へ延びる砂岩優勢層の南限の中之又



第22図 日向層群の赤・緑色珪質泥岩下限の衝上断層。

断層（矢印）の上盤（右上）は赤・緑色珪質泥岩。下盤（左下）は乱雑層だが、大きいブロックは含まれない。西郷村荒谷西方。

諸塚 南

衝上断層（木村ほか，1995）に沿って，40 kmにわたってほぼ連続的に挟み込まれていることが確かめられている（村田，1997）（第23，24図）。中之又衝上断層に沿って挟み込まれている赤・緑色珪質泥岩の層厚は，最大でも100 mであり，地層が薄いわりには，その連続性は非常によい。赤・緑色珪質泥岩の衝上シートは，この砂岩優勢層の内部でも，東郷町珍神山付近や（今井ほか，1979），西都市尾八重（木村ほか，1991），西米良村植之口で，衝上断層に挟まれて産出する。門川町北部付近の，砂岩層と乱雑層の境界や，砂岩層の内部にも，また，小林市北方でも，乱雑層と泥岩に挟まれて，赤・緑色珪質泥岩の衝上シートが産出している。

また，宮崎市西方高城町の日向層群分布域でも，赤・緑色珪質泥岩の衝上シートが岩屋野衝上断層や，五反田衝上断層に沿って挟み込まれている（村田明，1992，1994a，b）。この二つの衝上断層に沿う赤・緑色珪質泥岩の衝上シートは，数10mまでの層厚を持ち，それぞれ4 km程度連続する（第21図）。なお，村田明（1992）ではこの珪質泥岩は山之口層に含まれているが，荒谷層と同様に，砂岩や乱雑層から区分されるべきものである

う。同様の赤・緑色珪質泥岩の衝上シートは，田野町から鰐塚山，串間市北方にかけての日向層群の，砂岩優勢層と乱雑層優勢層の境界の衝上断層や，砂岩優勢層の内部の衝上断層に沿って挟み込まれている。

赤・緑色珪質泥岩は，玄武岩質火山岩類を伴って衝上シート状に分布することがあり，前述の宇納間北方のものや，阿切のものは玄武岩質火山岩類も含めてシート状に分布している。また，まだ確認されていないが，日陰山付近の大規模な玄武岩質火山岩類には，赤・緑色珪質泥岩が伴われている可能性がある。

赤・緑色珪質泥岩の衝上シートは，中之又衝上断層や，岩屋野衝上断層，五反田衝上断層など，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り（村田明，1992，1994a，1996），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思われる。しかしながら，赤・緑色珪質泥岩には層理面が明瞭に認められる場合がしばしばあり，内部で流動変形をした積極的な証拠は認められていない（村田，1994a）。古第三系四万十帯でこの赤・緑色珪質泥岩が分布すれば，衝上断層が存在すると思って調査する必要がある。



第23図 延岡-神門地域の日向層群の地質図。
村田 (1997) による。



第24図 日向層群の赤・緑色珪質泥岩上限の衝上断層。
断層 (矢印) の上盤 (左上) は砂岩, 下盤 (右下) は赤・緑色珪質泥岩。破碎はほとんど見られない。日向市北西方の仁久志山付近 (第23図のLoc. 2)。

なお、日向層群内でも、赤・緑色珪質泥岩と玄武岩質火山岩類の衝上シートの産出する地帯と産出しない地帯がかなり明瞭に分けられる。中之又衝上断層よりも北西側は赤・緑色珪質泥岩などが産出するが、それよりも南東側では、門川町北方を除いて、西米良村、須木村内では、赤・緑色珪質泥岩や玄武岩質火山岩類の産出は現在までのところ知られていない。また、野尻屈曲よりも南側の鰐塚山付近では、赤・緑色珪質泥岩や玄武岩質火山岩類は、頻繁に産出している。これらの赤・緑色珪質泥岩などの産出状況の相違は、底付け付加の時のデコルマ層準の相違を反映している可能性がある。

4-10. 日向層群荒谷層のデュープレックス

すでに述べたように、耳川中流の西郷村荒谷付近の日向層群荒谷層では、赤・緑色珪質泥岩が、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している（第13図）。この赤・緑色珪質泥岩の衝上シートの上に、100 mの厚さで泥岩が低角度で分布する。この泥岩は、黒色泥岩で一部に砂質のラミナや、厚さ2, 3 cmの薄い細粒砂岩層を挟むことがある。そのため、弱いへき開が発達する場合でも層理面は明瞭に認められることが多い。また、黒色泥岩は石灰質ノジュールを含むことがあるが、砂岩や玄武岩質火山岩類などのブロックを含むことは、現在までのところ確認されていない。

黒色泥岩は全体として 10° 程度の低角に分布するにもかかわらず、黒色泥岩の個々の露頭では $30^\circ \sim 60^\circ$ Wに傾斜した層理面が観察され、層理面を下へ延ばすと赤・緑色珪質泥岩の衝上シートに切れ、上へ延ばすと乱雑層に切られる。黒色泥岩には、堆積時に泥岩の下にあった赤・緑色珪質泥岩が、断層で挟み込まれている場合がある。これらのことから、黒色泥岩は整合一連の地層ではなく、瓦を斜めに重ねたように繰り返すデュープレックス構造を作ると考えられた（村田, 1995）（第12図）。なお、さらに南東の日向層群でも、黒色泥岩が衝上断層で繰り返すことが、放散虫化石によって確認されている（西, 1987; Nishi, 1988）。

荒谷層の乱雑層に含まれるブロックは大半が砂岩であり、一部に玄武岩質火山岩類や赤・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、乱雑層の上限の衝上断層と斜交することから、乱雑層もデュープレックスを形成すると推定された（村田, 1995）。ここでは、下位から、乱雑層の作るデュープレックス、赤・緑色珪質泥岩の衝上シート、黒色泥岩の作るデュープレックス、乱雑層の作るデュープレックスが、それぞれ構造的なユニットとして、ほぼ水平に積み重なっている（第13図）。

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ア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(imbricate fan)が、後でアウトオブシーケンス衝上断層によって切られたものと識別できない。しかしながら、荒谷層の原層序を考えると、この黒色泥岩は、本来、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ことから判断して、黒色泥岩と、砂岩及び砂岩泥岩互層を主とする地層との間にルーフ衝上断層が存在し、基本的にはデュープレックスであった可能性が大きいと考えられている（村田, 1995）。もっとも、デュープレックスがアウトオブシーケンス衝上断層によって切られた可能性は否定できない。四万十帯には付加時に形成された構造を切るアウトオブシーケンス衝上断層が存在し、構造を規制していることが指摘されており（木村, 1997）、その認定には注意を要する。

4-11. 日向層群鰐塚山層・山之口層のデュープレックス

宮崎市西方の、前述した内ノ八重デュープレックスの西側に分布する日向層群でも、デュープレックスと思われる構造が認められる。山之口町青井岳周辺の、五反田衝上断層の下盤の砂岩優勢の鰐塚山層は、衝上断層に近接したところでは、衝上断層に対して約 30° 程度斜交した走向をもつ（第21図）。このような斜交した走向は、内ノ八重

デュープレックスの本来の傾斜変化が走向変化としてとらえられるというこの地域の特殊性によるものと考えられる(村田明, 1992)。この走向変化は、本来の傾斜変化が反映されており、同じ層準の地層が繰り返し分布していて、より小規模な衝上断層とルーフ衝上断層にあたる五反田衝上断層との傾斜変化が、ここに表現されているものと判断された(村田明, 1992)。

一方、高城町岩屋野付近の、岩屋野衝上断層の上盤の鰐塚山層は、下限を岩屋野衝上断層、上限を別の衝上断層で切られており、互いにはほぼ平行な2つの衝上断層に挟まれて分布している。2つの衝上断層に挟まれたブロックの中では、鰐塚山層の走向・傾斜はそれぞれの衝上断層面に対して斜交している。また、上盤側の鰐塚山層では、岩屋野西方では東に凸を向けた走向変化や、岩屋野北方で西に凸を向けた走向変化などが見られる(第21図)。岩屋野衝上断層の断層面は、この範囲では、比較的平面的であるため、これらの走向変化は、後生的な屈曲ではなく、本来的な衝上構造を反映しているものと考えられる。この鰐塚山層は、岩屋野衝上断層をフロアー衝上断層、上限の衝上断層をルーフ衝上断層とするデュープレックスを作っていると考えようまく説明することができ、背斜状スタックあるいは前縁地傾斜デュープレックス、側方ランプ(lateral ramp)などのパターンが地質図に表現されていると考えられた(村田明, 1992)(第21図)。

岩屋野衝上断層の下盤の山之口層についても同様に考えてみると、走向・傾斜の変化から少なくとも4つの、より小規模な衝上断層の存在が推定され、それぞれの衝上断層に挟まれたブロック内でデュープレックス構造により、地層が繰り返し分布しているものと推定された。鰐塚山層・山之口層のデュープレックスの場合でも、荒谷層の場合と同様に、小規模な衝上断層がルーフあるいはフロア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、ピギーバック型の衝上順序で形成されたデュープレックスが、後からの衝上断層によって切断されたりして不完全なものであると思われる。しかしながら、このような場

合でも基本的にデュープレックスが幾つも積み重なっているということで、累重デュープレックス(stacked duplex)ととらえてもよいと考えられた(村田明, 1992)。

4-12. 日南層群の地質構造

日南層群については、加藤ほか(1984)、加藤(1985)、坂井ほか(1984)、Nishi(1985)、坂井(1985, 1987)や酒井(1988a, b)などによって、放散虫・有孔虫を用いた詳細な研究がなされている。日南層群は、生層序が成り立つ整然層と、乱雑層(メランジュ)とに分けられることが明らかにされている(坂井, 1985, 1992; 酒井, 1988a, b)。日南層群に含まれるメランジュについては、坂井(1985, 1987)や酒井(1988a, b)などによって、ブロックおよび基質の詳細な堆積相、生相などが調べられている。坂井(1985)、坂井ほか(1987)によると、スランプ褶曲、含礫泥岩、液状化による混合層などの存在が報告されたり、海底地すべりに起因すると考えられる正断層の存在が報告されており、基本的にオリストストロームと考えられている。また、酒井(1988a, b, c, 1991)によっても、堆積相および生相解析から、浅い堆積物と考えられるブロックが、より深い堆積相を示す泥岩の中に含まれていることが指摘され、メランジュは基本的にオリストストロームであることが指摘されている。また、一部のオリストストロームは、後の変形を受けたテクトニックメランジュとされている(酒井, 1988b)。

宮崎県20万分の1地質図の日南層群で砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩とされたものが、坂井(1985)、坂井ほか(1987)の整然層に相当する。また、同地質図で乱雑層とされたものが、坂井ほか(1987)の乱雑層にほぼ相当するが、一部、異なっている部分がある。このように区分すると、日向層群と日南層群は基本的に同様の堆積物ととらえることもできるが、厚い砂岩層も日向層群のように構造的なユニットとして、走向方向に追跡できるのは一部に限られている。さらに、日南層群分布域には、串間市石波付近や、都井付近に、北西走向の高角の断層が存在し、ブロックに分かれている。

これらの北西走向の断層の変位センスについてはよく分かっていない。日南層群分布域には、日南市鉄肥北西方や南西方で、地層の急激な走向変化から断層の存在が予想されるが、どういう断層によるものか、地質構造としてよく把握されていない。メランジュと整然層の関係についても、断層で接していることが予想されるが、日向層群分布域のように衝上断層であるのかどうかよく分かっていない。また、メランジュの成因についても、さらに検討する必要があるものと考えている。

4-13. 屈曲構造

九州南部の北薩・人吉・野尻屈曲の中で（橋本, 1962a, c; 寺岡ほか, 1981a; Murata, 1987a, b; 1987a; Kano et al., 1990; 狩野ほか, 1990), 宮崎県内の地層が影響を受けているのは、人吉屈曲の一部と、野尻屈曲である（第4図）。これら以外にも、県北部での五ヶ瀬屈曲（寺岡ほか, 1981a）や、県南部の三股付近の屈曲が存在する。三股付近のものは、本書では^{みまた}三股屈曲と呼ぶ（第25図）。

人吉屈曲は、すでに述べたように、宮崎県中部の西側の椎葉村、西米良村で、北東走向であった四万十帯の諸塚層群、槇峰層群、日向層群を、熊本県多良木町付近で南北走向に変化させるものである（寺岡ほか, 1981a; Murata, 1987a）（第25図）。屈曲した地層は、ほぼ南北走向、あるいは北北東走向で小林市北方まで達する。人吉屈曲は単一の屈曲ではなく、いくつかの屈曲の集合体である。この屈曲は、あらかじめ傾斜していた四万十帯の地層が、鉛直の軸を持った褶曲の影響を受けて回転させられたために、円錐状褶曲を作ることが明らかにされている（Murata, 1987a; 狩野ほか, 1990; Kano et al., 1990）。

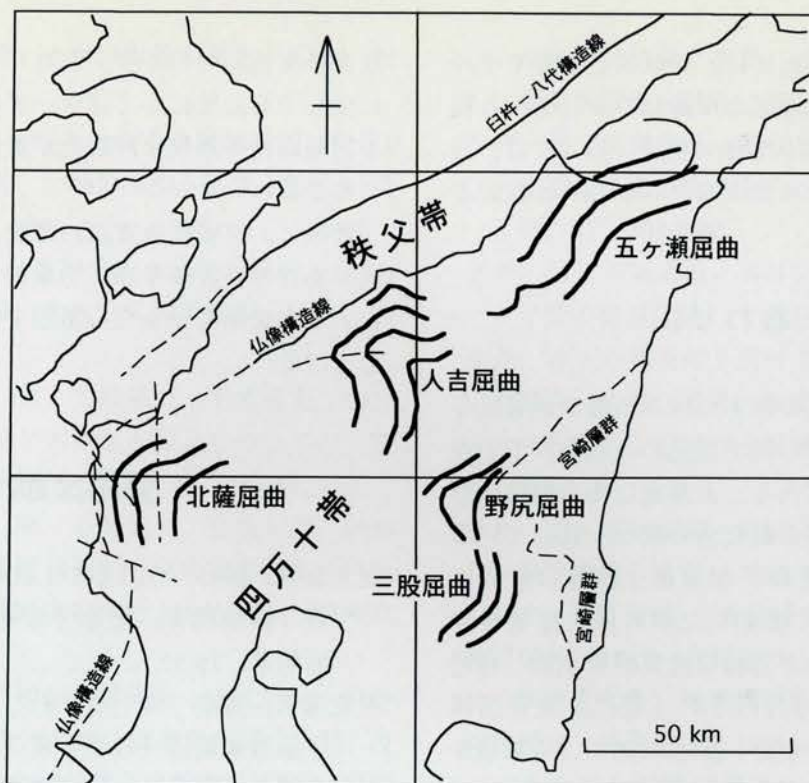
野尻屈曲（寺岡ほか, 1981a）は、西都市、国富町、須木村で北東走向～東北東走向であった日向層群を、野尻町付近で、南北走向～北西走向に変化させるものである（第25図）。屈曲した地層は、これらの走向で山之口町、三股町まで達する。屈曲部では、始良火砕流堆積物（シラス）や段丘堆積物に覆われて日向層群の露出が限られているため、詳しいことは分かっていないが、釈迦ヶ岳か

ら七熊山にかけて分布する厚い砂岩が、野尻町西方で佐土瀬から、高崎町高崎新田にかけての砂岩に連続するものと思われる。南北走向に近い高崎新田北方でも、ほぼ東西走向になっている部分があるので、野尻屈曲の内部には、より小規模な屈曲が伴われているものと予想される。すでに述べたように、釈迦ヶ岳から七熊山にかけての砂岩の南東限には、綾断層という北へ中角度で傾斜する断層が存在し、これを境として、北東走向の砂岩と、北北東走向の乱雑層が斜交して接している。この斜交性は、屈曲に伴って形成された可能性がある。

五ヶ瀬屈曲（金属鉱物探鉱促進事業団, 1970; 寺岡ほか, 1981a; 坂井, 1992a）は、延岡市から日之影町にかけて、東北東走向であった四万十帯の諸塚層群、槇峰層群、日向層群を、五ヶ瀬川中流沿いの高千穂町三田井から延岡市川水流を結ぶ付近で、北東走向に変化させるものである（第25図）。屈曲した地層は、この走向で北郷村、諸塚村付近へ達する。特に槇峰層群に屈曲の影響がよく表れているが、全体としてゆるやかな屈曲のため、そのヒンジを狭い範囲に特定することは難しい。なお、五ヶ瀬屈曲の南西部に当たる部分では、延岡衝上断層や、その上盤・下盤の地層に見られるように、^{諸塚}西郷村荒谷付近で北東走向から南北走向、南郷村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、ゆるやかな屈曲がみられる。

三股屈曲は、野尻屈曲の南方の山之口町、高城町、高崎町付近で、南北走向～北西走向になった日向層群が、三股町付近で北東走向になるものである（第25図）。人吉・野尻・五ヶ瀬の各屈曲が、凸部を西方または北西方に向ける屈曲であるのに対して、三股屈曲は、凹部を北西方に向ける逆方向のものである。

これらの屈曲は、四万十帯の最も若い地層である日向層群・日南層群の下部中新統が帯状配列した後、北薩屈曲地域の1400万年前の紫尾山花崗岩類、大崩山火山－深成複合岩体、尾鈴山火山－深成複合岩体、市房山花崗閃緑岩などが、貫入する前に基本的に形成されていたものと考えられる。



第25図 九州の四万十帯の屈曲の概略図.

太線は、屈曲部での四万十帯の地層の一般走向を表す。地層は北西傾斜あるいは西傾斜のため、人吉・野尻・北薩・五ヶ瀬の各屈曲はアンチフォーム状、三股屈曲はシンフォーム状である。第4図や宮崎県地質図を参照。

その時期は、前期～中期中新世（20～15 Ma）であり、西南日本の時計廻り回転に伴って形成されたものと考えられている（Murata, 1987a, b；Kano et al., 1991）。なお、杉山（1989）は、九州以外の他地域も含めて、これよりも若い時代の屈曲が存在することを明らかにしている。

4-14. 大崩山コールドロンの形成

宮崎県北部の大崩山火山—深成複合岩体の環状岩脈は、秩父帯・四万十帯の諸岩類を貫いている。火山から大量の溶岩・火砕流が噴出した後に、地下にマグマの抜けた空間ができ、それより上側の部分が円筒状の断層に沿って落ち込むと、コールドロンという陥没構造ができる。この時、その円筒状の断層に沿ってマグマが貫入したものが、環状岩脈である。コールドロン形成時に、岩脈の内側が500 m程度下降したことが、すでにTakahashi（1986）の断面図に示されている。環状岩脈の南西

部にあたる日之影町戸川岳西方では、環状岩脈の両側で仏像構造線がずれている（第16図）。この付近では、仏像構造線は30°北西傾斜で、岩脈に沿う走向隔離（断層に沿う水平方向の見かけのずれ）が900 mであることから、環状岩脈の内側が500 m程度下降していると考えられ、Takahashi（1986）によるものと同じ程度の値が得られている（村田, 1998a）。

塚原衝上断層は、環状岩脈の南西部の日之影町丹助岳付近から、北方町茶臼山付近にかけて、8 kmに達する大きな値の走向隔離を持つ（第16図）。この付近では、塚原衝上断層は20°以下と低角であり、塚原衝上断層の走向と、岩脈の走向つまり円筒状の断層の走向がほぼ一致している。そのため、岩脈の内側がせいぜい500 m程度下降しただけで、このような大きな走向隔離になっており、この付近で岩脈の内側が特に大規模に下降したのではないと思われる（村田, 1998a）。環状岩脈の

東部の北川町熊田付近では、塚原衝上断層やその周辺の地層は、環状岩脈の東縁部で少しずれる程度である。東側の環状岩脈の部分に沿っては、西側の部分ほどの下降成分はなかったものと推定される(村田, 1998a)。

5. おわりに

今回、大きな修正を加えた四万十帯の地層区分については、研究者の間で意見の一致をみていないものが少なからずある。大規模な衝上断層の位置も四万十帯に関わる研究者の間で一致しているわけではない。例えば、塚原衝上断層の位置は、従来のものを大幅に変更したために、諸塚層群、槇峰層群の地層区分が宮崎県地質図第4版(宮崎県, 1981)や、5万分の1の「蒲江」地質図幅(奥村ほか, 1985)、寺岡・奥村(1992)、寺岡ほか(1994)と異なっている。

日向層群と日南層群の境界についても、坂井ほか(1987)や坂井(1992b)では、境界断層は本地質図よりもかなり北西および西方に考えられている。これは、20万分の1宮崎県地質図第5版で日向層群とした砂岩優勢層を、日南層群中の巨大なオリストリスと解釈していることによる。また、斉藤ほか(1997)の20万分の1「宮崎」地質図幅では、日向層群と日南層群は交互に産出することが示されており、両者の分布域が大きく二分されるようには描かれていない。これらの見解の相違は、両層群が地層の時代のみではっきり区分されるのかどうか、あるいは、巨大なオリストリスをどう認定するかにかかわっており、今後、さらに様々な検討が加えられなければならない。

このように多くの解明されていない問題はあるにしても、宮崎県全体の四万十帯や秩父帯の岩相分布の傾向は、かなり明らかにされてきたものと考えている。層序、地質構造が詳細に調査されている範囲は狭く、宮崎県全域を20万分の1で、同じ基準で地層区分するには難しい地域もある。今後、地層の分布を正確に把握し、20万分の1地質図に反映させる必要があると考えている。20万分の1宮崎県地質図および本説明書は、不十分な

点を多々含んでいるが、これらを利用される方々に少しでもお役に立てば幸いである。また、今後も宮崎県内の地質学的研究が進展することを願ってやまない。

最後に、宮崎県地質図の調査・編集や本書の作成にあたり、宮崎県商工労働部工業振興課の方々大変お世話になった。紙面を借りて厚く御礼申し上げます。

引用文献

- 足立富男, 1995, 5万分の1表層地質図「霧島山」及び同説明書。土地分類基本調査「霧島山」, 宮崎県, 15-32.
- 足立富男・遠藤 尚・金子弘二, 1987, 5万分の1表層地質図「日向」及び同説明書。土地分類基本調査「日向」, 宮崎県, 10-18.
- 足立富男・遠藤 尚・金子弘二, 1988, 5万分の1表層地質図「延岡・島浦」及び同説明書。土地分類基本調査「延岡・島浦」, 宮崎県, 11-20.
- 荒牧重雄, 1983, 始良カルデラと入戸火砕流。月刊地球, 5, 83-92.
- Aramaki, S., 1984, Formation of the Aira Caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *J. Geophys. Res.*, 89, 8485-8501.
- Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. eds., *Proc. 1st Int. Conf. planktonic Microfossils. Genova, 1967*, E. J. Brill, Leiden, 199-422.
- Byrne, T., 1986, Early deformation in melange terranes of the Ghost Rocks Formation, Kodiak Islands. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 198, 21-52.
- 地質調査所, 1992, 100万分の1日本地質図, 第3版.
- 遠藤秀典・鈴木祐一郎, 1986, 妻及び高鍋地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 105p.
- 遠藤 尚, 1980, 5万分の1表層地質図「都城」

- 及び同説明書. 土地分類基本調査「都城」, 宮崎県, 13-18.
- 遠藤 尚, 1981, 5万分の1表層地質図「野尻」及び同説明書. 土地分類基本調査「野尻」, 宮崎県, 16-25.
- 遠藤 尚, 1993, 5万分の1表層地質図「末吉」及び同説明書. 土地分類基本調査「末吉」, 宮崎県, 12-20.
- 遠藤 尚・宮脇 繁・大崎純二・木原貞夫, 1957, 宮崎県中部及び南西部の段丘について. 宮崎大学学芸学部研究時報, 1, 124-154.
- 遠藤 尚・山北 聡・小林実夫・白池 図, 1989, 5万分の1表層地質図「日向青島」及び同説明書. 土地分類基本調査「日向青島」, 宮崎県, 11-23.
- 遠藤 尚・山北 聡・小林実夫・田代忠光・白池 図, 1991, 5万分の1表層地質図「飢肥」及び同説明書. 土地分類基本調査「飢肥」, 宮崎県, 17-23.
- 遠藤 尚・山北 聡・白池 図, 1992, 5万分の1表層地質図「都井岬」及び同説明書. 土地分類基本調査「都井岬」, 宮崎県, 19-23.
- 浜田隆士, 1959, 西南日本外帯のゴトランド系の層序と構造. 地質学雑誌, 65, 688-700.
- 橋本 勇, 1961, 宮崎県延岡市付近の時代未詳層群の層序と構造—とくに古第三系日向層群と延岡・紫尾山構造線について—, 九州大学教養部地学研究報告, 7, 37-56.
- 橋本 勇, 1962a, 鹿児島県北薩地方の時代未詳中生層. 九州大学教養部地学研究報告, 8, 47-62.
- 橋本 勇, 1962b, 鹿児島県野間池付近の中生界の層序と構造. 九州大学教養部地学研究報告, 8, 63-70.
- 橋本 勇, 1962c, 九州南部における時代未詳層群の総括. 九州大学教養部地学研究報告, 9, 13-69.
- 兵藤健二・遠藤 尚, 1982, 5万分の1表層地質図「妻・高鍋」及び同説明書. 土地分類基本調査「妻・高鍋」, 宮崎県, 16-29.
- 兵藤健二・遠藤 尚・金子弘二, 1984, 5万分の1表層地質図「都農」及び同説明書. 土地分類基本調査「都農」, 宮崎県, 10-24.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男, 1971, 九州四十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質学雑誌, 77, 207-220.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男, 1975, 九州四十帯の構造区分. 地団研専報, 19, 179-189.
- 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地質図幅), 71p, 地質調査所.
- 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, 44p.
- 神戸信和, 1957, 5万分の1地質図幅「鞍岡」及び同説明書, 地質調査所, 51p.
- 神戸信和・斉藤正次, 1957, 宮崎県高千穂町に発見された下部三疊系. 地質調査所月報, 8, 577-587.
- 勘米良亀齡, 1976, 過去と現在の地向斜堆積体の対応, I, II. 科学, 46, 284-291, 371-378.
- 勘米良亀齡, 1977, 地向斜堆積物におけるオリストストロームとその認定. 地団研専報, 20, 145-159.
- 狩野謙一・小坂和夫・村田明広・柳井修一, 1990, 先新第三系中に発達する鉛直に近い回転軸を持つ様々な形態の褶曲(屈曲). 構造地質, 35, 11-21.
- Kano, K., Kosaka, K., Murata, A. and Yanai, S., 1991, Intra-arc deformations with vertical rotation axes: case of the pre-Middle Miocene terranes of Southwest Japan. *Tectonophysics*, 176, 333-354.
- 狩野謙一・村田明広, 1998, 構造地質学. 朝倉書店, 298p.
- 唐木田芳文, 1992, 見立層. 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆編, 「九州地方」, 共立出版, p.179.
- 加藤高正, 1985, 日南層群の層位学的研究. 東北大学地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 87, 1-23.

- 加藤高正・中川久夫・尾田太良・長谷川四郎・安田尚登, 1984, 日南層群の層序と構造 (予報). 齊藤常正・岡田尚武・海保邦夫編, 総研成果報告書「日本の古第三系の生層序と国際対比」, 113-130.
- 活断層研究会編, 1980, 日本の活断層. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編, 1991, 新編 日本の活断層. 東京大学出版会, 437p.
- 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.
- 君波和雄・宮下純夫, 1992, 上部白亜系四万十累層群楨峰層 (九州) 中の緑色岩の産状と化学組成. 地質学雑誌, 98, 391-400.
- 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・巖谷敏光・三村弘二・佐藤喜男・佐藤岱生・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, 1956, 5万分の1地質図幅「都農」及び同説明書. 地質調査所, 19 p.
- 木野義人, 1958, 5万分の1地質図幅「日向青島」及び同説明書. 地質調査所, 63p.
- 木野義人, 1959a, 5万分の1地質図幅「飢肥」及び同説明書. 地質調査所, 28p.
- 木野義人, 1959b, 5万分の1地質図幅「都井岬」及び同説明書. 地質調査所, 18p.
- 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地質図幅). 地質調査所, 100p.
- 木野義人・太田良平, 1976, 野尻地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 45p.
- 木野義人・太田良平, 1977, 都城地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 45p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団, 1970, 昭和43年度広域調査報告書一日の影地域一. 通商産業省, 47p.
- 小林哲夫, 1992, 始良カルデラ. 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆編, 「九州地方」, 共立出版, 222-223.
- 九州地方土木地質図編纂委員会編, 1986, 九州地方土木地質図 (20万分の1) 及び解説書. (財) 国土開発技術研究センター, 東京, 485p.
- 九州活構造研究会編, 1989, 九州の活構造. 東京大学出版会, 553p.
- Miller, J. A., Shibata, K. and Kawachi, Y., 1962, Potassium-argon ages of granitic rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 13, 712-714.
- 三石裕之・福島和彦・中川久夫・遅沢壮一・酒井豊三郎・長谷川四郎・海保邦夫, 1989, 宮崎県国富・綾北方の地質. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p.175.
- 宮久三千年・橋本 勇・松本徑夫, 1971, 見立礫岩の地質時代ならびに堆積時の古地形と古洞くつ. 松下久道記念論文集, II, 103-112.
- 宮崎県, 1981, 20万分の1宮崎県地質図及び説明書 (第4版). 宮崎県, 72p.+29p.
- 宮崎県, 1989, 宮崎県中央山地地方地質図 (10万分の1) 及び同説明書 (西米良・須木). 宮崎県, 38p.
- 宮崎県, 1997, 20万分の1宮崎県地質図 (第5版). 宮崎県.
- Morley, C. K., 1988, Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, 7, 539-561.
- 村田明広, 1981, 黒瀬川-三宝山地帯の古地理と大規模衝上断層-九州中央部五ヶ瀬地域を例として-. 地質学雑誌, 87, 353-367.
- Murata, A., 1981, Large decke structures in the Kurosegawa and Sambosan Terrains, in Kyushu, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, 20, 333-349.
- 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*, 20, 383-424.
- 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ペ. *地質学雑誌*, 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. *地学雑誌*, 104, 82-93.
- 村田明広, 1996, 九州東部, 神門-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, 1998a, 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.
- 村田明広, 1998b, 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*, no. 50, 印刷中.
- 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.
- 長江 晋, 九州四万十帯北帯榎峰層の変形変成作用. *月刊地球*, 16, 463-467.
- 中田節也, 1978, 尾鈴山酸性岩の地質. *地質学雑誌*, 84, 243-256.
- Nakada, S., 1983, Zoned magma chamber of the Osuzuyama Acid Rocks, Southwest Japan. *Jour. Petrol.*, 24, 471-494.
- 中川久夫, 1983, 琉球列島新生代地史の概要. *地質学論集*, no. 22, 67-79.
- Nakaseko, K. and Nisimura, A., 1981, Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan. *Sci. Rept. Coll. Gen. Educ., Osaka Univ.*, 30, 133-203.
- Nishi, H., 1985, Litho-biostratigraphy of the Oligocene-Miocene Nichinan Group in the Miyazaki Prefecture, Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, 25, 289-317.
- 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-付加体の構造解析の一例-. *九州大学理学部研究報告 (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付近の地質構造. *九州大学教養部地学研究報告*, 5, 17-24.
- 野沢 保・木野義人, 1956, 5万分の1地質図幅「富高」及び同説明書. *地質調査所*, 22 p.
- 小川内良人・岩松 暉, 1986, 大隅半島四万十帯の地質構造. *鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学)*, no. 19, 149-169.
- 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地質図幅)*, 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地質図幅)*, 地質調査所, 58p.
- 小野晃司・松本徃夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和, 1977, 竹田地域の地質. *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*, 地質調査所, 145p.

- 太田良平・木野義人, 1965, 5万分の1地質図幅「志布志」及び同説明書. 地質調査所, 25p.
- Raymond, L. A., 1984, Classification of melanges. In Raymond, L. A. (ed.), *Melanges: their nature, origin and significance*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 198, 7-20.
- 斉藤 眞・木村克巳・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.
- 斉藤 眞・阪口圭一・駒澤正夫, 1997, 20万分の1地質図幅「宮崎」. 地質調査所.
- 斉藤 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.
- 斉藤 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虫化石とその地質学的意義. 地質学雑誌, 99, 1037-1040.
- 斉藤正次・神戸信和・片田正人, 1958, 5万分の1地質図幅「三田井」及び同説明書, 地質調査所, 77p.
- 酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・坂巻幸雄, 1993, 三重町地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.
- 酒井治孝, 1988a, 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストローム I. 崩壊前の堆積環境と層序の復原. 地質学雑誌, 94, 733-747.
- 酒井治孝, 1988b, 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストローム II. 巨大海底地滑りによる変形構造とその形成過程. 地質学雑誌, 94, 837-853.
- 酒井治孝, 1988c, 岬オリストストローム帯の成因と高千穂変動の再検討. 地質学雑誌, 94, 945-961.
- 酒井治孝, 1991, 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストローム III. 浅海堆積物の岩石学的性質. 九州大学教養部地学研究報告, 28, 15-19.
- 坂井 卓, 1985, 南九州日南層群の地質と四万十帯外縁オリストストローム帯の形成過程. 構造地質研究会・碎屑性堆積物研究会編, スランプ相の形成とテクトニクス—未固結堆積物の変形に関する諸問題—, 95-116.
- 坂井 卓, 1989, 九州四万十帯の付加変形とその造構環境. 構造地質, 34, 157-171.
- 坂井 卓, 1992a, 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, 1992b, 四万十帯南帯. 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆編, 「九州地方」, 共立出版, 75-83.
- 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・構造的位位置. 九州大学理学部研究報告 (地質), 14, 31-48.
- 坂井 卓・艸場 敬, 1989, 南九州上部四万十帯層群の形成環境と前弧モデルの吟味. 堆積学研究会報, 30, 1-16.
- 坂井 卓・艸場 敬・西 弘嗣・小守道郎・渡辺正幸, 1987, 宮崎県日南地域の四万十帯オリストストローム—特にオリストリスの変形構造と配置の機構について—. 九州大学理学部研究報告 (地質), 15, 167-199.
- 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. 斉藤常正・岡田尚武・海保邦夫編, 総研成果報告書「日本の古第三系の生層序と国際対比」, 95-112.
- Sample, J.C. and Fisher, D.M., 1986, Duplex accretion and underplating in an ancient accretionary complex, Kodiak Islands, Alaska. *Geology*, 14, 160-163.
- 沢村孝之助, 1956, 5万分の1地質図幅「国分」及び同説明書. 地質調査所, 19p.
- 沢村孝之助・松井和典, 1957, 5万分の1地質図幅「霧島山」及び同説明書. 地質調査所, 58p.
- 柴田 賢, 1978, 西南日本における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地質調査所月報, 29, 551-554.
- Shibata, K. and Ishihara, S., 1979, Rb-Sr whole-rock

- and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. J.*, **13**, 113-119.
- Shibata, K. and Nozawa, T., 1968, K-Ar ages of Osuzuyama acid rocks, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **19**, 229-232.
- Shuto, T., 1961, Paleontological study of the Miyazaki Group—A general account of the fauna—. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, **10**, 73-206.
- 首藤次男, 1963, 日南層群の地史学的研究—特に高千穂変動について—, 九州大学理学部研究報告(地質), **6**, 135-166.
- 首藤次男, 1992, 南部九州(新生界). 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆編, 「九州地方」, 共立出版, 152-155.
- Silver, E.A., Ellis, M.J., Breen, N.A. and Shipley, T.H., 1985, Comments on the growth of accretionary wedges. *Geology*, **13**, 6-9.
- 曾我部 淳・宮本隆実・田中 均・高橋 努, 1995a, 宮崎県五ヶ瀬町地域の秩父累帯, 鏡山層から後期ペルム紀型放射虫化石の発見とその意義. *地質学雑誌*, **101**, 333-336.
- 曾我部 淳・田中 均・宮本隆実・高橋 努, 1995b, 宮崎県五ヶ瀬町から産出した後期三畳紀二枚貝化石とその地質学的意義. *地質学雑誌*, **101**, 262-265.
- 杉山雄一, 1985, 延岡市熊野江付近に分布する北川層群の褶曲構造. 構造地質研究会・碎屑性堆積物研究会編, スランプ相の形成とテクトニクス—未固結堆積物の変形に関する諸問題—, 117-123.
- 杉山雄一, 1989, 鳥弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み 第2部 —西南日本外帯の屈曲構造とプレート間相対運動の変遷—. *地質調査所月報*, **40**, 543-564.
- 鈴木秀明, 1987, 宮崎層群の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, **90**, 1-24.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎, 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), 319-389, 林野弘済会高知支部.
- Takahashi, M., 1986, Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluster: Geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 33-70.
- 竹下 徹, 1982, 宮崎県南那珂山地北部の四万十層群の層序と構造. *地質学雑誌*, **88**, 1-18.
- 田村 実, 1960, 宮崎県五ヶ瀬町より上部三畳系の発見. *地質学雑誌*, **66**, 371-382.
- Tamura, M., 1983, Megalodonts and Megalodont limestones in Japan. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ., nat. sci.*, no. 32, 7-28.
- 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地質図幅), 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.
- Tashiro, M. and Tanaka, H., 1992, Bivalve fossils from the Cretaceous Takahata Formation of central Kyushu, Japan. *Res. Rep. Kochi Univ.*, **40**, 139-156.
- 田代正之・田中 均・曾我部 淳, 1991, 宮崎県五ヶ瀬町からの前期白亜紀貝化石について. 高知大学学術研究報告, **40**, 211-217.
- Tashiro, M., Tanaka, H. and Sogabe, A., 1993, Cretaceous bivalves from Gokase Area of Miyazaki Prefecture in Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kochi Univ.*, **14**, 1-14.
- 田代正之・田中 均・高橋 努・曾我部 淳, 1993, 宮崎県祇園山東方の白亜系“戸川層”の貝化石. 高知大学学術研究報告, **42**, 53-58.
- 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-四国西部の四万十累層群の碎屑性カリ長石および白雲母のK-Ar年代. 地質学雑誌, 100, 477-485.
- 寺岡易司・鈴木盛久・林 武弘・奥村公男, 1995, 九州東部檳峰-神門地域の四万十累層群における堆積岩化学組成の層序的变化. 広島大学学校教育学部紀要, 第II部, 17, 83-94.
- Toriumi, M. and Teruya, J., 1988, Tectono-metamorphism of the Shimanto Belt. *Modern Geology*, 12, 303-324.
- 土谷信之・坂井 卓・勘米良亀齡, 1979, 九州耳川中流域における四万十帯緑色岩類の産状と岩石学的特徴. 地質学雑誌, 85, 445-454.
- 露木利貞, 1971, 5万分の1表層地質図「鹿屋・志布志」及び同説明書. 土地分類基本調査「鹿屋・志布志」, 鹿児島県, 5-10.
- 山本 敬, 1960, 肥薩火山区の火山地質学的研究. 九州工業大学地質研究室, 90p.

	「高森」	「三田井」	「熊田」	「蒲江」
		斉藤ほか (1958)		奥村ほか (1985)
	「鞍岡」	「諸塚山」	「延岡」	「島浦」
	神戸 (1957)	今井ほか (1982)		
	「椎葉村」	「神門」	「日向」 (富高)	
	斉藤ほか (1996)	今井ほか (1979)	野沢・木野 (1956)	
	「村所」	「尾鈴山」	「都農」	
		木村ほか (1991)	木野 (1956)	
「大口」	「加久藤」	「須木」	「妻」	「高鍋」
			遠藤・鈴木 (1986)	
	「霧島山」	「野尻」	「宮崎」	
	沢村・松井 (1957)	木野・太田 (1976)	木野ほか (1984)	
	「国分」	「都城」	「日向青島」	
	沢村 (1956)	木野・太田 (1977)	木野 (1958)	
		「末吉」	「飫肥」	
		斉藤ほか (1994)	木野 (1959)	
		「志布志」	「都井岬」	
		太田・木野 (1965)	木野 (1959)	

付図 宮崎県の5万分の1の図幅の区分とその名称。

図幅の下部に、地質調査所発行の5万分の1地質図幅の著者と発行年が示されている。なお、「日向」図幅は、「富高」地質図幅として発行されている。

宮崎県の四万十帯の地質
宮崎県地質図第5版説明書

平成10（1998）年3月

著者 村田 明広
発行 宮崎県商工労働部工業振興課
〒880-8501 宮崎市橘通東2丁目10番1号
Tel. 0985-26-7114
印刷 緑川地図印刷株式会社

