

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
鹿児島(15)第44号  
NI-52-6-5

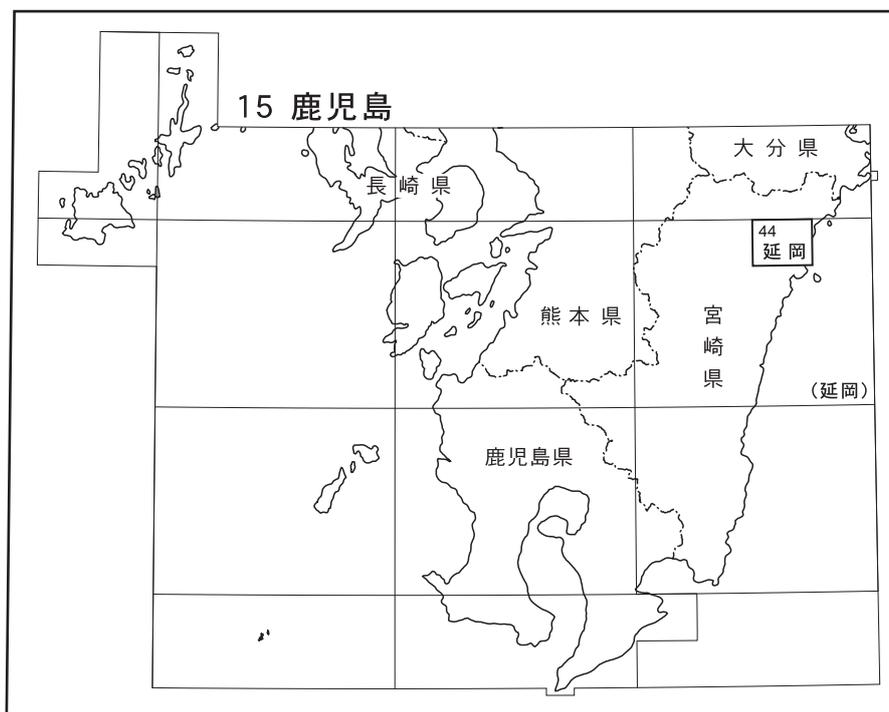
## 延岡地域の地質

奥村公男・寺岡易司・今井 功  
星住英夫・小野晃司・宍戸 章

平成 22 年

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

位置図



( ) は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図  
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

15-33 三田井 Mitai NI-52-5-12 (1958)	15-34 熊田 Kumata NI-52-5-8 (1998)	15-35 蒲江 Kamae NI-52-5-4 (1985)
15-43 諸塚山 Morotsuka Yama NI-52-6-9 (1982)	15-44 延岡 Nobeoka NI-52-6-5 (2010)	15-45 島浦 Shimaura NI-52-6-1 (未刊行, unpublished)
15-52 神門 Mikado NI-52-6-10 (1979)	15-53 富高 Tomitaka NI-52-6-6 (1956)	

# 延岡地域の地質

奥村公男\*・寺岡易司\*・今井 功\*\*  
星住英夫\*\*\*・小野晃司\*\*・宍戸 章\*\*\*\*

独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センターは、1882年にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い、その成果の一部として様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中でも5万分の1地質図は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

延岡地域の地質研究は、今井 功を中心にして今井 功・寺岡易司・奥村公男により昭和44年度に「九州四万十帯の研究」の一環として開始された。昭和45年度からは小野晃司も加わり、昭和47年度まで継続された。野外調査にあたっては、はじめに今井・寺岡・奥村で全体の概要を調べた後、主に地域南半部の上部四万十層群を今井が、北半部の山地に分布する下部四万十層群を奥村が、五ヶ瀬川沿いの第四系を小野が調査した。寺岡は主として碎屑岩組成や地層区分について検討を行った。

この調査結果は20万分の1地質図幅延岡(1981)や5万分の1地質図幅神門(1979)、諸塚山(1982)など近接地域の地質図幅出版に活用された。しかし、今井が岩手大学に転出し、寺岡・奥村が“地震予知のための特定観測地域「伊予灘及び日向灘周辺」”内の近接した地域の地質調査に重点を移したため、中断していた。なお、小野晃司は平成10年、今井 功は平成18年に死去した。

奥村・寺岡・星住は5万分の1地質図幅蒲江(1985)、鶴御崎(1988)及び佐伯(1990)の地質調査と出版の際に、上記の調査結果を参考にすると同時に、できるだけ延岡地域の新しいデータの収集に努めた。また、奥村・星住・宮崎は北隣の熊田地域(1998)の調査を平成6～8年に実施した際、熊田地域から延岡地域に向かって新しく作られた主要林道を調査した。星住は小野の調査データを引き継ぎ、参考にした。更に、今井の遺品の中から昭和40年代に今井が整理した延岡地域西部のルートマップなどの調査データが見つかり、提供を受けた。平成14年度に奥村が補足調査を、平成16年度に宍戸が産総研の客員研究員になり、応用地質データの補足・現地調査を行った。

本地質図幅と研究報告は、これらのデータを活用して取りまとめたものである。地域によっては古いデータだけに基づいており、最新の露頭観察や新しい解釈に基づく観察に欠けている部分がある。また地層区分や用語も神門、諸塚山、佐伯や熊田などこれまでに出版した近隣地域の事例を踏襲した。

本報告執筆の分担は次のとおりである。奥村が全体の調整を行った。

第1章 地形	奥村
第2章 地質概説	寺岡・奥村・星住
第3章 四万十累層群	奥村・寺岡
第4章 中新世斑状花崗岩岩脈	奥村
第5章 第四系	星住
第6章 応用地質	宍戸

本報告の執筆に際しては、隣接地域の共同研究者であった杉山雄一・宮崎一博の両氏から資料の提供を受けた。また、変成岩の記述は熊田地域の共同作業者である宮崎一博氏の協力を得た。

宮崎県工業振興課(当時の名称、現在は工業支援課)、自然保護課(当時の名称、現在は自然環境課)、砂防課、建設技術センター、延岡市、及び延岡市に合併する前の北方町(当時)、北川町(当時)からは、応用地質に関する資料・情報の提供や助言を受けた。

研究に使用した薄片は地質標本館の大野正一・宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・大和田朗・佐藤卓見の各氏により作成された。なお、本図幅では2009年に国際地質科学連合(IUGS)が新たに定義した第四紀の下限(2.588 Ma)ではなく、従来の下限(1.806 Ma)を使用した。

(平成21年度稿)

---

## 所 属

\* 地圏資源環境研究部門(客員研究員)

\*\* 元地質調査所

\*\*\* 地質情報研究部門

\*\*\*\* 宍戸地質研究所(〒880-2113 宮崎市小松台北町35-11)

Keywords: geological map, 1:50,000, Kyushu, Miyazaki Prefecture, Nobeoka, Kadokawa, Misato, Shimanto Terrane, Mesozoic, Cretaceous, Paleogene, Miocene, ring dike, Shimanto Supergroup, Lower Shimanto Group, Upper Shimanto Group, Saiki Subgroup, Kamae Subgroup, Kitagawa Subgroup, Mikado Formation, Hyuga Subgroup, Aso Volcanic Products, Mukabaki Yama, Gokase Gawa.

## 目 次

第1章 地 形	1
第2章 地質概説	6
第3章 四万十帯白亜系 - 古第三系 - 四万十累層群	10
3.1 下部四万十層群蒲江亜層群	10
3.1.1 槇峰層	12
3.1.2 八戸層	12
3.2 上部四万十層群北川亜層群浦尻層	12
3.3 上部四万十層群神門層	13
3.4 上部四万十層群日向亜層群	15
3.4.1 鬼神野層	15
3.4.2 渡川層	16
3.4.3 上井野層	16
3.4.4 珍神山層	16
3.5 産出化石と年代	18
3.6 堆積岩組成	19
3.6.1 砂岩モード組成	19
3.6.2 碎屑性ざくろ石	22
3.6.3 碎屑岩化学組成	23
3.7 地質構造	25
3.8 低度広域変成作用	26
第4章 中新世斑状花崗岩岩脈	28
第5章 第四系	30
5.1 研究史及び概要	30
5.2 阿蘇火山噴出物	31
5.2.1 阿蘇-3 火砕流堆積物	31
5.2.2 阿蘇-4 火砕流堆積物	31
5.3 段丘堆積物	32
5.4 山麓の礫質堆積物	32
5.5 谷底低地、後背湿地及び流路洲堆積物	33
5.6 自然堤防堆積物	33
5.7 浜堤及び海浜堆積物	33
5.8 埋立地	33
第6章 応用地質	34
6.1 金属鉱床	35
6.1.1 含銅硫化鉄鉱床 (キースラーガー)	35
祝子鉱山	35
福德鉱山	35
石上鉱山	35
6.1.2 マンガン鉱床	36
俵野鉱山	36
八峽鉱山	36
6.1.3 熱水性鉱床	36
赤水鉱山	36

東谷鉦山	37
津々良鉦山	37
6.2 非金属資源	37
6.2.1 碎石・砂利	37
6.2.2 石 材	38
6.2.3 陶 石	39
6.3 地下水	39
6.4 温 泉	39
6.5 自然景観資源	39
6.6 地質災害	41
6.6.1 地すべり	41
6.6.2 崩 壊	41
6.6.3 土石流	42
6.6.4 水 害	43
文 献	44
Abstract	47

## 図表目次

第1.1図 延岡市東海町南の高台から西方を望む	1
第1.2図 延岡地域とその周辺地域の埋谷面図	2
第1.3図 延岡地域の地形区分図	2
第1.4図 延岡地域の埋谷面図と地質	3
第1.5図 延岡地域の埋谷面図(第1.2図)と阿蘇火砕流堆積物・段丘堆積物の分布	4
第1.6図 速日の峰(西隣諸塚山地域, 標高 868.0 m)に至る林道より北側の行藤山方向を望む	4
第1.7図 蔵田北方の林道から南側の速日の峰(西隣諸塚山地域)方向を望む	5
第2.1図 九州四万十帯の地質構造区分図	7
第2.2図 延岡及び周辺地域の地質概要図	8
第3.1図 槇峰層の千枚岩	11
第3.2図 槇峰層の玄武岩溶岩	11
第3.3図 八戸層の砂岩	12
第3.4図 浦尻層の砂岩がち砂岩泥岩互層	13
第3.5図 神門層の剪断された泥岩砂岩薄互層	14
第3.6図 神門層中の玄武岩の枕状溶岩	14
第3.7図 鬼神野層の泥岩砂岩薄互層	15
第3.8図 渡川層の礫質泥岩	16
第3.9図 上井野層の赤色泥岩	17
第3.10図 珍神山層の砂岩	17
第3.11図 珍神山層の成層砂岩のクローズアップ	18
第3.12図 九州四万十帯北東部の四万十累層群砂岩のモード組成を示すヒストグラム	20
第3.13図 九州四万十帯北東部の四万十累層群砂岩のタイプ分けと各タイプの分布状況	20-21
第3.14図 九州四万十帯北東部の四万十累層群砂岩中の碎屑性ざくろ石	21
第3.15図 延岡地域付近の四万十累層群砂岩の化学組成	22
第3.16図 延岡地域付近の四万十累層群砂岩の $Al_2O_3/SiO_2$ 比	23
第3.17図 延岡地域付近の四万十累層群砂岩の Sr 含有量	24
第3.18図 延岡地域付近の四万十累層群砂岩の $(\Sigma Fe_2O_3 + MgO)/(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ 図	25

第 3. 19 図	九州東部における白亜紀四万十付加コンプレックスの変成ワッケ (a) 及び 変成苦鉄質岩 (b) の鉱物組合せと変成相の分布	26
第 4. 1 図	斑状花崗岩環状岩脈の景観	28
第 4. 2 図	行藤 <sup>むかばき</sup> の滝	29
第 5. 1 図	阿蘇-1, 2, 3, 4 の各火砕流堆積物の分布	30
第 6. 1 図	延岡地域及びその周辺の鉱産地	34
第 6. 2 図	石上鉱山岩屋谷坑鉱床図	35
第 6. 3 図	赤水鉱山地質図	37
第 6. 4 図	愛宕山北斜面の石材採取遺跡	38
第 6. 5 図	延岡平野の第四系基底等深度線図	40
第 6. 6 図	舟方轟の景観	41
第 6. 7 図	延岡地域の地質と地すべり	42
第 6. 8 図	平成 17 年五ヶ瀬川水害の状況	43
第 2. 1 表	延岡地域の地質総括表	9
第 3. 1 表	延岡地域付近の四万十累層群砂岩の $Al_2O_3/SiO_2$ 比と Sr 含有量	24
第 6. 1 表	宮崎県内四万十累層群砂岩の骨材試験結果	38
Fig. 1	Geological map of the Nobeoka District and adjoining areas.	48
Table 1	Summary of the geology of the Nobeoka District.	49

## 第1章 地 形

(奥村公男)

延岡地域は、宮崎県北東部の東経 131°30′-131°45′、北緯 32°30′-32°40′ (日本測地系) の範囲を占め、行政的には大部分が延岡市に属し、南縁部の東西に長い地域が東臼杵郡門川町、南西隅が同郡美郷町に属する。

地形的には、九州を北東-南西方向に横断する九州山地が北東に向かって高度を下げ、日向灘に至った場所に当たる。地域の中央部を一級河川の五ヶ瀬川が西から東に横断して流れ、河口付近で宮崎・大分両県の県境付近から南流してきた祝子川及び北川と合流し、日向灘に注いでいる。河口付近に広く延岡平野を形成している。平野部の海岸線は直線的な砂浜であるが、その北方は山地が日向灘に達した場所にあたり、四万十累層群からなるリアス式の岩石海岸である。本地域の最高標高点は、行藤山の 829.9 m である。海岸は日豊海岸国定公園に指定されている。特に北部の海岸は南北浦海中公園に指定されている。五ヶ瀬川は天然鮎の遡上する河川として、北川は蛍の里として有名であり、行藤山に架かる行藤の滝は日本の滝 100 選に選ばれている。このように延岡地域は、海・山・川に恵まれた風光明媚の地域である (第 1.1 図)。

第 1.2 図は本地域と隣接地域の埋谷面図である。この図から分かるように延岡平野を含む地域中央部の凹地は、埋谷面標高 200 m 以下で幅 3 ~ 8 km の比較的平坦

な凹地である。凹地帯の東部は延岡平野である。この凹地は、本地域内で五ヶ瀬川に沿って東西に延びるが、西縁部から西隣諸塚山地域では方向を南西に転じ、南西隣神門地域に延びている。この凹地帯の北側は九州山脈に続く標高 300 ~ 1,000 m の山地からなる。凹地の南側は 200 ~ 300 m の低山帯からなり、更に南東隅に日向平野の北端部が含まれる。すなわち北から南に向かって、以下のような 4 帯の地形配列が認められる (第 1.3 図)。

1) 県境山地：九州を横断する九州山地の東部に当たり、300 ~ 1,000 m の山地で、主山嶺は宮崎・大分県境になっている。

2) 神門・川水流凹地帯 (今井ほか, 1982)：中央の 200 m 以下の平坦な低地。

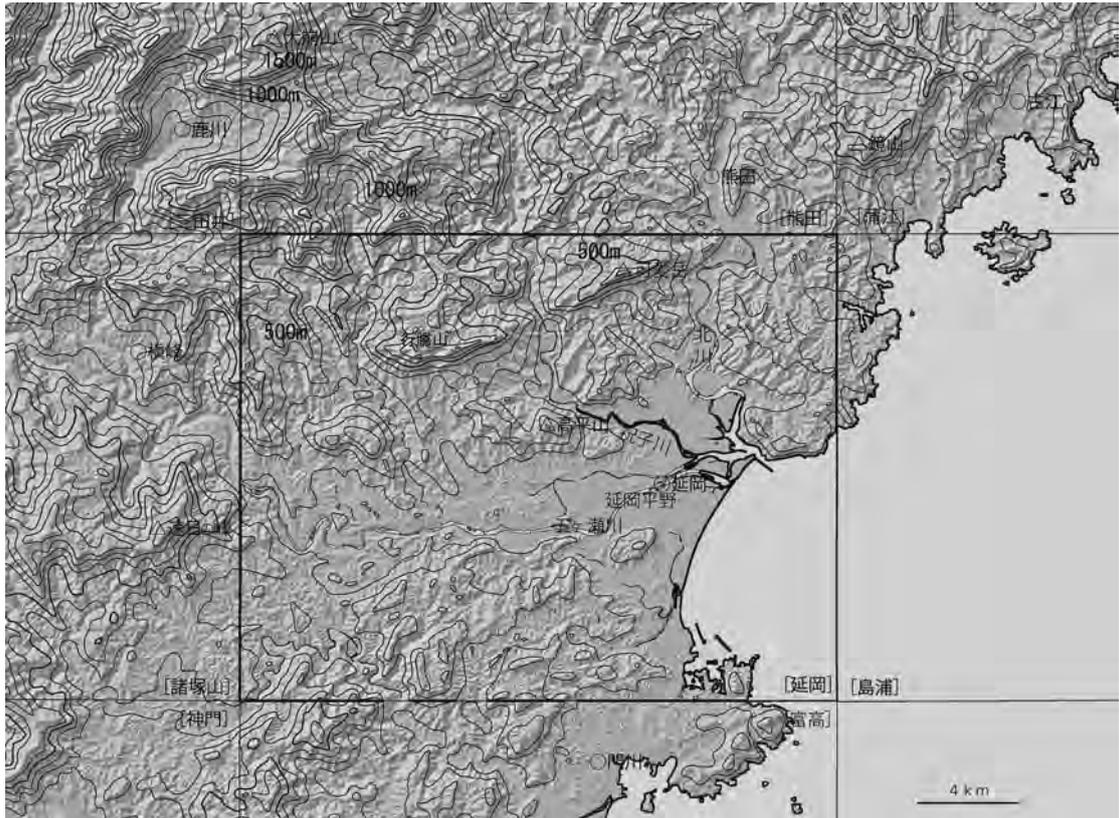
3) 珍神山山嶺 (今井ほか, 1982)：神門地域の珍神山に続く標高 100 ~ 400 m の山地からなる。

4) 門川低山地 (今井ほか, 1982)：南隣富高 (国土地理院の現在の 5 万分の 1 地形図名は日向) に続く低地。

県境山地は四万十帯の白亜系蒲江亜層群と古第三系北川亜層群及びこれらを貫く新第三紀の斑状花崗岩から構成される。この山地と南側の凹地との境界は蒲江亜層群の南縁を画する延岡衝上断層にはほぼ相当する。神門-川水流凹地帯は古第三系の神門層や日向亜層群の泥岩に富む地層から構成される (第 1.4 図)。凹地底の平坦地は



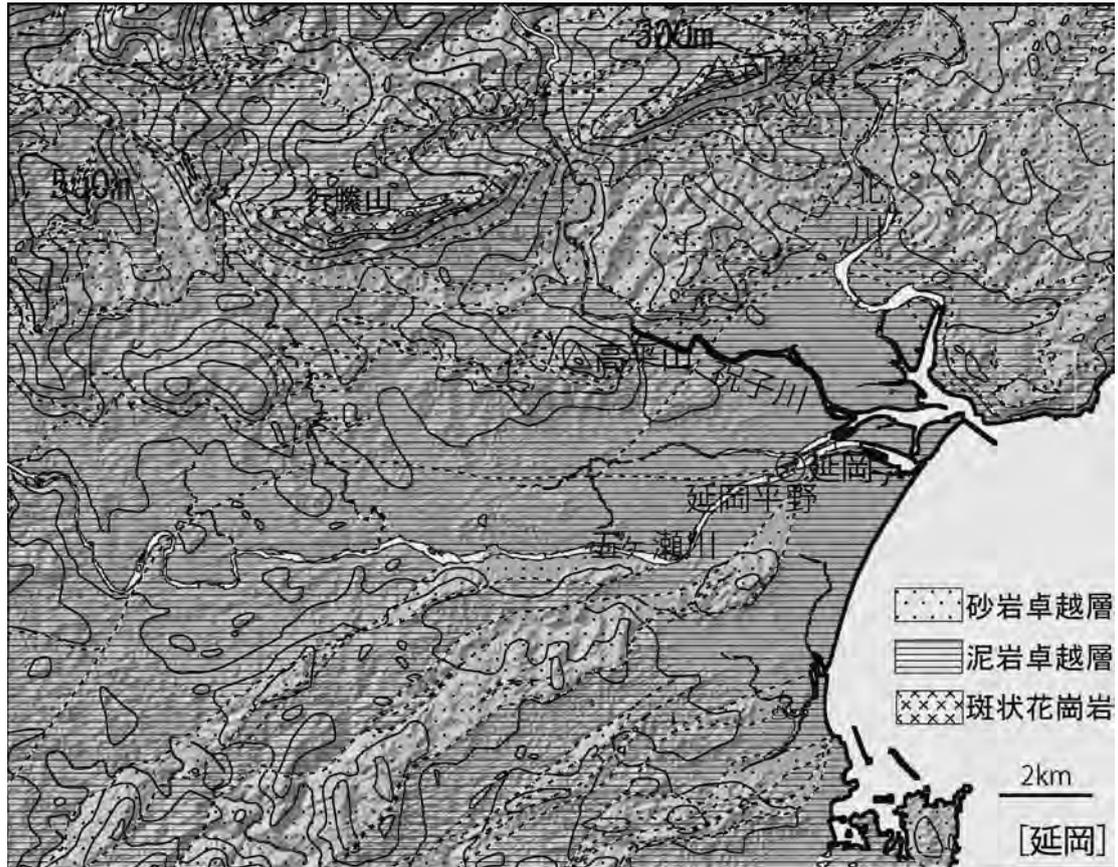
第 1.1 図 延岡市東海町南の高台から西方を望む  
延岡市は五ヶ瀬川・大瀬川・祝子川・北川の河口の平野に開けた工業都市である。九州山地の山並みと環状岩脈からなる行藤山を遠望する。



第 1. 2 図 延岡地域とその周辺地域の埋谷面図  
 5 万分の 1 地形図を用い、幅 500 m 未満の谷を埋めた。[ ] 内は 5 万分の 1 地質図幅名。



第 1. 3 図 延岡地域の地形区分図



第1.4図 延岡地域の埋谷面図と地質  
山嶺には砂岩卓越層，平坦部は泥岩卓越層が分布する。

厚く沖積層に覆われているが、段丘上に更新世末期の阿蘇火山噴出物と段丘堆積物が残存している（第1.5図）。珍神山山嶺は主として日向亜層群の砂岩に富む部分からなり、稜線の北東端は平野の南部に孤立する愛宕山に続いている。門川低山地は、日向亜層群の主として泥岩からなる地層からなり、本地域の南東隅を占め、南隣富高地域に広がって、日向平野に続く（第1.5図）。

#### 県境山地

県境山地は、九州を北東-南西方向に帯状に延びる九州山脈の南側の地帯を占め、西隣諸塚山地域で今井ほか（1982）では諸塚・椎葉山地、北隣熊田地域では場照山地や大崩山地と呼ばれ、主に四万十累層群の蒲江亜層群、北川亜層群、神門層とそれらを貫く斑状花崗岩が分布する。足立ほか（1989）は、表層地質図「延岡・島浦」で、ほぼ同じ地域内を更に北から南に向かって、1）日豊山地、2）環状岩脈、3）霧子山地に帯状に区分けた。

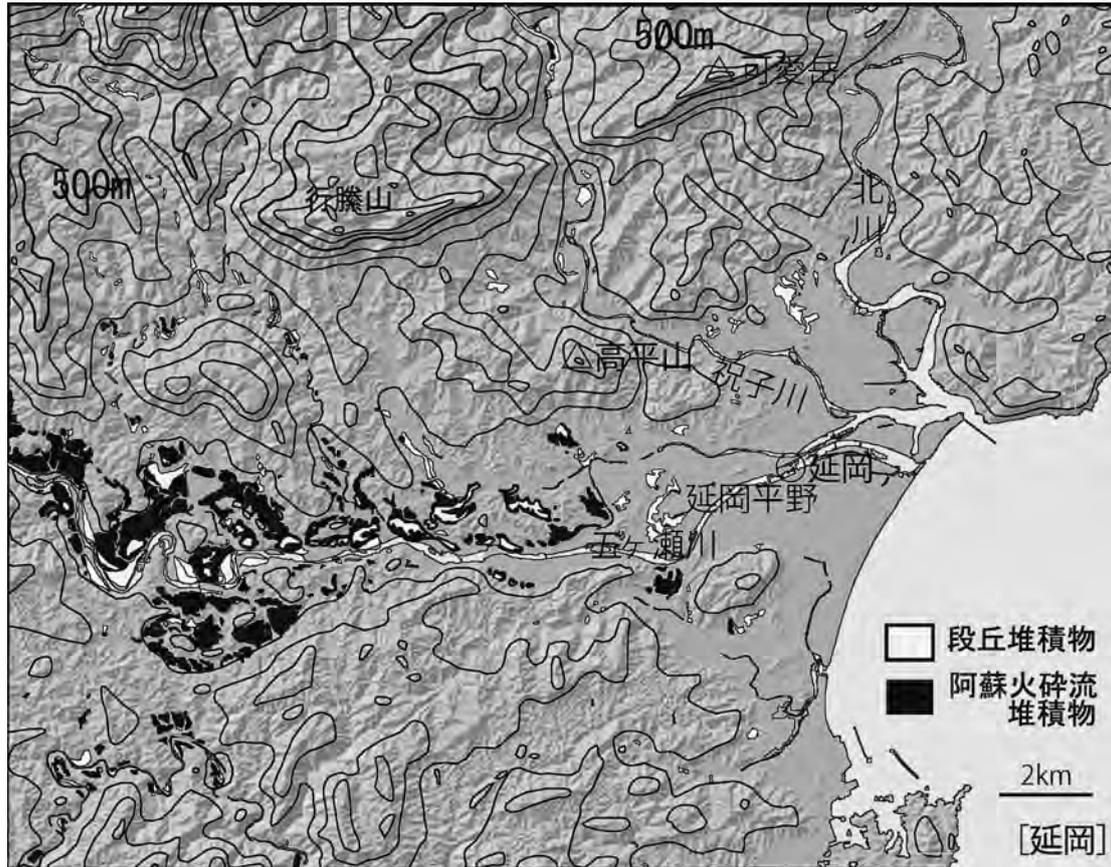
斑状花崗岩は県境山地の中段に可愛岳（727.7m）、行藤山、茶白山（774m）を連ねた南に凸の弧状の主要山嶺を描いて分布する。岩脈の南縁は急崖に縁取られており、延岡市内からも聳える山並みがみられる（第

1.1, 1.6図）。

斑状花崗岩の北側には、蒲江亜層群の槇峰層の千枚岩と緑色化した玄武岩、八戸層の砂岩が分布し、大崩山に続く山地を形成している。一方、南側には、上記の蒲江亜層群のほか、北川亜層群も分布し、標高300～500mの山地である。地層の走向にはほぼ直交して五ヶ瀬川の支流北川、祝子川、行藤川、細見川、曾木川が流れている。行藤川が斑状花崗岩岩脈を横切るところに、落差77mをほぼ垂直に落ちる幅約20mの行藤の滝がかかっている。滝の浸食が進み、ほぼ垂直に貫入している斑状花崗本体の大部分は失われ、わずかに北縁の比較的細粒な部分1m程度が残り、垂直な滝を形成している（第4.1図）。

#### 神門-川水流凹地帯

県境山地と珍神山山嶺に挟まれた細長い低地帯で、東側は五ヶ瀬川、西側は五十鈴川の流域にまたがっており、両河川の分水嶺高度は、延岡市北方町川水流-美郷町北郷区黒木間の峠で200m以下である。今井ほか（1982）はこの低地帯の中を五ヶ瀬川の旧河道が流れていたと推定している。この地域には古第三系神門層と日向亜層群の泥質岩に富む地層が分布し、それを覆って第



第1.5図 延岡地域の埋谷面図（第1.2図）と阿蘇火砕流堆積物・段丘堆積物の分布



第1.6図 速日の峰（西隣諸塚山地域、標高868.0m）に至る林道より北側の行藤山方向を望む  
最近の国道は主に阿蘇火砕流堆積物からなる段丘の上面に作られており、段丘と段丘を繋ぐ100mにも及ぶ高い橋桁を持つ巨大な橋が観光名所になっている。

四紀の段丘堆積物、阿蘇火砕流堆積物や沖積層が分布する（第1.5図）。新しい国道は阿蘇火砕流堆積物で作る段丘面上に作られており、五ヶ瀬川とその支流が刻んだ幅300～400mの峡谷をまたぎ、川底から100m以上の高所に作られた干支大橋や天馬大橋などの巨大な橋（い

ずれも西隣諸塚山地域内；第1.7図）が観光名所になっている。

#### 珍神山山嶺

古第三系日向亜層群の砂岩に富む部分からなり、稜線



第1.7図 蔵田北方の林道から南側の速日の峰（西隣諸塚山地域）方向を望む

の東端は延岡平野の南部に孤立する愛宕山（251.2 m, 第1.1図）に及ぶ。最高標高は門川町津々良川と庭谷の分水嶺になっている437.2 m地点である。珍神山層の砂岩層が尾根を作ることが多く、北東-南西方向の山嶺の配列が認められる。

#### 門川低山地

珍神山山嶺の南東側に当たる、接峰面高度400 m以下で門川湾につながる緩い起伏の山地で、古第三系日向亜層群の砂岩と泥岩からなる。最高標高は延岡市と門川町の境界になっている351.7 m地点である。

## 第2章 地質概説

(寺岡易司・奥村公男・星住英夫)

西南日本の太平洋岸ぞいにのびる四万十帯には、白亜紀から新第三紀初頭にかけての時代に形成された付加体が分布する。この付加コンプレックスは四万十累層群と総称され、四万十帯の北帯に分布する白亜紀の下部四万十層群と主として南帯に露出する新生代の上部四万十層群からなる。

九州の下部四万十層群は佐伯亜層群と蒲江亜層群に、上部四万十層群は北川亜層群、神門層、日向亜層群及び日南亜層群とに区分され、これらはそれぞれ佐伯亜帯、蒲江亜帯、神門亜帯、日向亜帯及び日南亜帯に分布する(第2.1図)。各地層群はいずれも断層関係にあり、北から南へ順次帯状に配列し、年代的なオーバーラップはあるが全体として南の地帯の地層群ほど若くなっている。四万十帯の北帯と南帯は延岡衝上断層、南帯北縁部の神門亜帯と南側の日向亜帯は大藪衝上断層で画される。これらの衝上断層はごく低角で、ほとんど水平になる場合もある。

延岡地域は九州四万十帯の北東部に位置し、南北両帯にまたがっており、この地域付近の四万十帯における層序・構造区分や各層の年代は第2.2図と第2.1表に示してある。北帯北部の佐伯亜帯には佐伯亜層群、北帯南部の蒲江亜帯には蒲江亜層群が分布し、後者中には上部四万十層群の北川亜層群が断層によって挟み込まれている。

佐伯亜層群は延岡地域には分布しないが、これは下部-上部白亜系であって、下位から椎葉層、十根川層、日之影層及び堅田層とに分けられる。椎葉・日之影両層は泥岩卓越層、十根川・堅田両層は砂岩に富む地層であり、佐伯亜層群中には2つの上方粗粒化のサイクルが認められる。なお、上記の泥岩卓越層には少量ながら苦鉄質火山岩、赤色泥岩及びチャートが含まれている。一方、蒲江亜層群は泥質の千枚岩を主とし、しばしば苦鉄質火山岩や赤色泥岩を挟む下位の槇峰層と砂岩に富む上位の八戸層からなる。

北川亜層群は蒲江地域において別府層、宮之浦層及び浦尻層とに分けられているが、これらはいずれも断層関係にあり、年代決定に有効な化石にごく乏しいので、相互の上下関係は不明である。別府層は泥岩を主とし、浦尻層は砂岩がちな砂岩泥岩互層、宮之浦層は砂岩を主とする地層であり、延岡地域では浦尻層だけがみられる。各層の岩相を比較検討してみると、層序的には別府層、浦尻層及び宮之浦層の順に累重するものとみなすのが妥当であろう。そうすると、蒲江亜層群の場合同様に、北

川亜層群も全体として上方粗粒化の岩相変化を示すことになる。

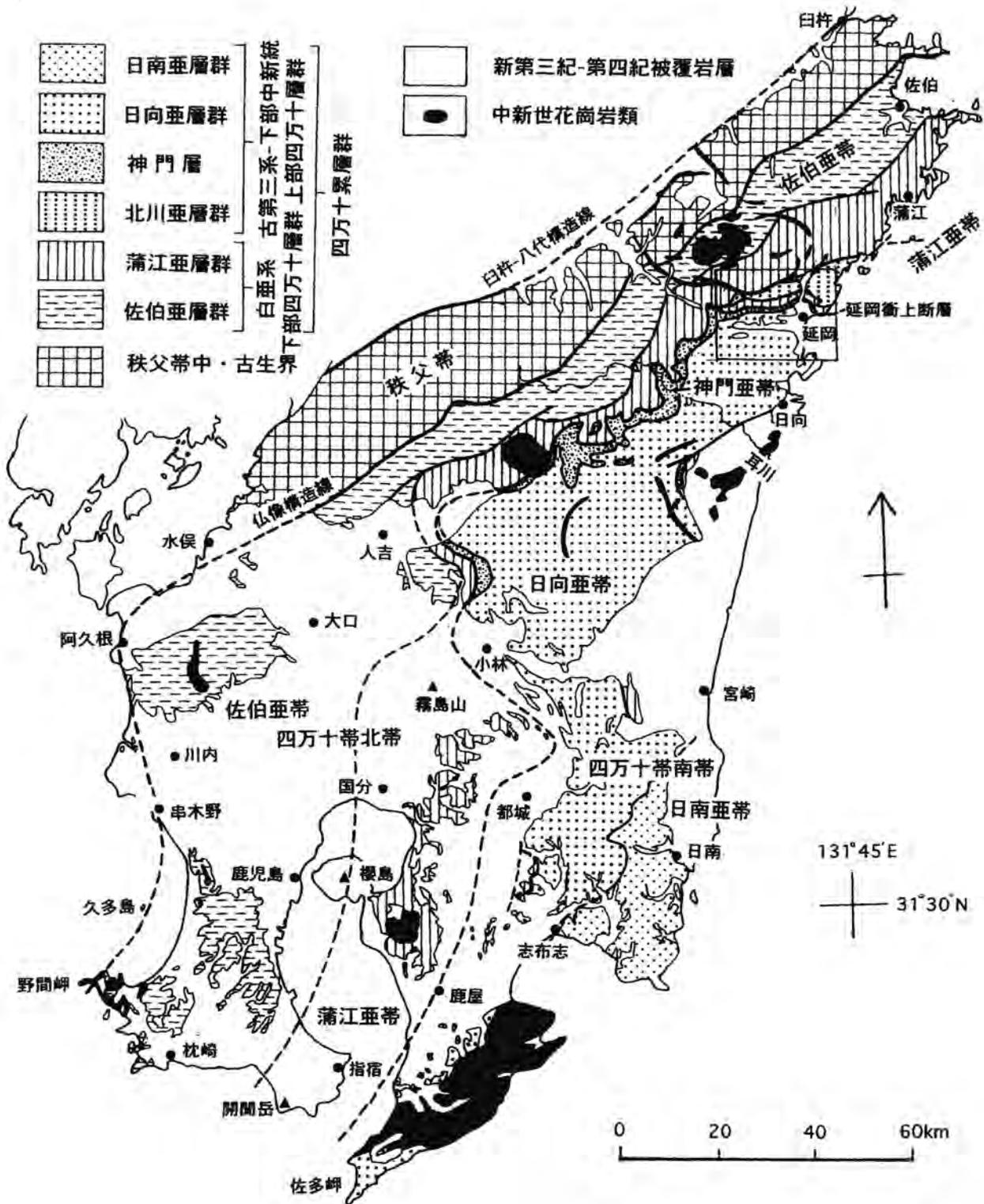
神門層は泥岩に富む地層で、大小さまざまな苦鉄質火山岩の岩体を含み、南北両縁を低角の衝上断層で画されている。苦鉄質火山岩としては枕状玄武岩溶岩が多く、しばしば赤色泥岩を伴う。この地層は著しい剪断作用をうけており、泥岩には鱗片状の劈開が発達し、これと互層をなす砂岩は寸断され、破断した砂岩片の表面は再結晶石英で被われているのが普通である。

日向亜層群の下部は、泥岩砂岩互層を主体とする鬼神野層、泥岩と泥岩砂岩互層からなる渡川層及び泥岩を主とする上井野層からなり、これらはいずれも断層によって境され、北から南に順次配列している。年代的には南の地層ほど若干若くなっているようだが、大局的には3層が同時異相の関係にあるものと推定される。渡川・上井野両層には赤色泥岩が挟在し、渡川層や上井野層中には礫質泥岩も認められる。珍神山層は日向亜層群の上部をなすもので、砂岩を主とし、下部の地層とは断層関係にある。全体としてみると、本亜層群も上方粗粒化の岩相変化を示すことになる。

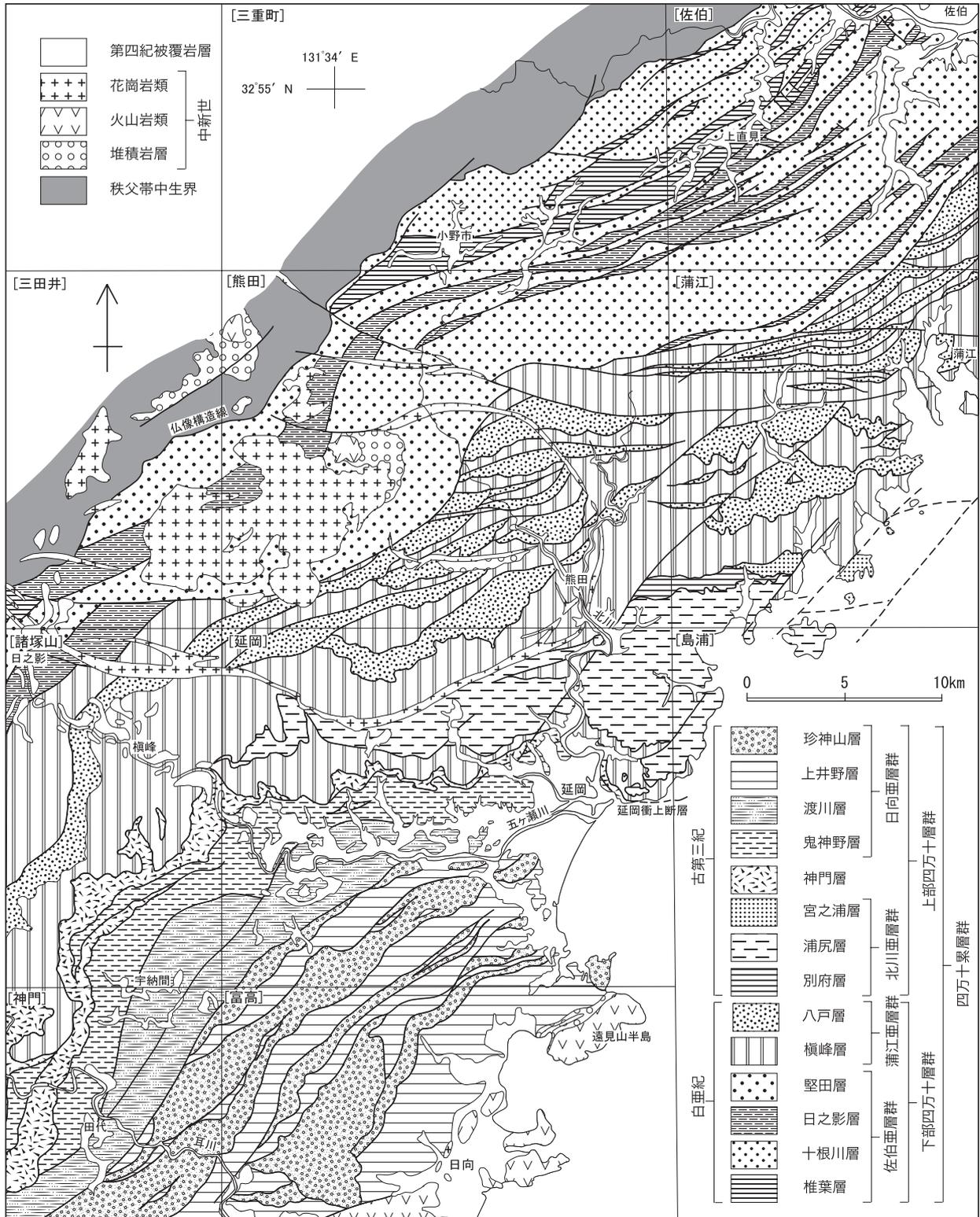
四万十累層群は沈み込み帯変成作用を受け、蒲江亜層群は緑色片岩相とぶどう石-アクチノ閃石亜相、佐伯亜層群と神門層はぶどう石-アクチノ閃石亜相の変成岩になっている。北川亜層群や日向亜層群の変成度は神門層のそれよりも低いと推定される。変成年代は地層の沈み込み時期のちがいで異なる。佐伯亜層群下部、同上部、蒲江亜層群といったような順序で北から南に向かって若くなっている。

延岡地域を含む九州四万十帯北東部の四万十累層群の堆積岩組成を調べてみると、明瞭な層序的变化が認められる。まず砂岩のモード組成であるが、砂岩の大部分はマトリックスが15%以上のワッケであり、佐伯亜層群砂岩は長石、蒲江亜層群のものは岩片(主として珪長質-中性火山岩片)、上部四万十層群の場合は石英に富んでおり、カリ長石/長石比の点でも違いがみられる。

砂岩中の碎屑性ざくろ石にはさまざまな組成のものがある。ざくろ石を形成条件や原岩のちがいでタイプ分けしてみると、全体としては中圧型が最も多く、低圧型がこれに次ぎ、高圧型やグラウンダイト、まれにエクロジャイト型もみられる。佐伯亜層群から上部四万十層群にかけ、中圧型、とくに高度変成岩起源のMgに富むざくろ石が増え、低圧型が減っていく。グラウンダイトは佐伯亜層群下部にかなりはいつているが、蒲江亜層群に



第2.1図 九州四万十帯の地質構造区分図  
寺岡 (2004) に加筆, 四角の枠内が延岡地域.



第2.2図 延岡及び周辺地域の地質概要図

今井ほか (1979, 1982), 寺岡ほか (1981, 1990, 1999), 奥村ほか (1985, 1998), 酒井ほか (1993) などによる. [ ] 内は5万分の1地質図幅名.

第2.1表 延岡地域の地質総括表

年代		地域		四万十帯					堆積 サイクル
				全体	北帯		南帯		
					佐伯亜帯	蒲江亜帯	神門亜帯	日向亜帯	
第四紀	完新世	沖積層					↑		
	更新世	阿蘇火山噴出物・段丘堆積物							
新第三紀	鮮新世						↑		
	中新世	祖母山火山岩類*・花崗岩類 見立層*		尾鈴山火山岩類*・花崗岩類* 庵川礫岩層* 門川層*					
古第三紀	漸新世	上部四万十層群	塚原断層	日向断層群		日向断層群 上部 珍神山層 上井野層	↑		
	始新世			神門層		下部 渡川層 鬼神野層			
	暁新世			北川宮之浦層群 別府層*					
白亜紀	後期	四万十層群 下部四万十層群	大藪衝上断層	八戸層		↑			
	前期			榎峰層					
				堅田層					
	前期			*佐伯亜層群			延岡衝上断層(延岡構造線)		
				上部	日之影層				
				下部	十根川層				
					椎葉層				
				アルビアン					
				アプチアン					
				パレミアン					
オーテリビアン									
バランギニアン									
ペリアシアン									

\*延岡地域には分布しない

なると激減し、上部四万十層群では欠如する。なお、上記の高度変成岩起源のざくろ石はアジア大陸の先カンブリア系からもたらされたものである。

砂岩や泥岩の化学組成でも層序的な定向変化が認められ、とくに  $Al_2O_3/SiO_2$  比、Sr などの値にその傾向が顕著である。

延岡地域の北に隣接する熊田地域や北西隣の三田井地域では、下部四万十層群を不整合に覆って、礫岩を主とする中新世の見立層とそれに引き続く祖母山火山岩類が分布し、これらは 13.8 Ma 前後の K-Ar 年代を示す花崗岩類に貫入されている。花崗岩類は花崗閃緑岩、花崗岩、斑状花崗岩などからなり、大崩山山地に大きなバソリス状岩体をなして分布するほか、周辺にいくつかのストック状小岩体または環状岩脈として産出する。延岡地域では斑状花崗岩からなる環状岩脈の一部が茶白山、行藤山、可愛岳と続く稜線にそって露出している。延岡地

域の南側の富高・尾鈴山両地域にも、上記の礫岩層、火山岩類及び花崗岩類に対比されるものが分布している。

北川、祝子川、五ヶ瀬川などの主要河川やそれらの支流ぞいの低地及び海岸平野には第四系が分布している。これは更新世の阿蘇火山噴出物と段丘堆積物、完新世の山麓礫質堆積物、沖積層及び埋立地からなる。阿蘇火山は大規模な噴火を4回繰り返しており、本地域では第3回目(約12万年前)の阿蘇-3火砕流堆積物と第4回目(約9万年前)の阿蘇-4火砕流堆積物がみられる。阿蘇-3は安山岩-デイサイト質のガラス質火山灰、スコリア及び軽石、阿蘇-4はデイサイト質ガラス質火山灰及び軽石からなり、いずれも一部が溶結する。段丘堆積物は礫や砂からなり、主として阿蘇火山噴出物の上位にあるが、局部的にはその下位にも認められる。なお、下位の段丘堆積物は分布がごく限られているので地質図には示されていない。

### 第3章 四万十帯白亜系 - 古第三系 - 四万十帯層群

(奥村公男・寺岡易司)

延岡地域を含む九州四万十帯北東部の研究史については、今井ほか (1971, 1979, 1982), 坂井 (1978), 坂井・勘米良 (1981), 奥村ほか (1985), 寺岡ほか (1990), 木村ほか (1991), 斎藤ほか (1996) などによって詳しく述べられている。従ってここでは、本報告で採用してある構造区分や地層区分の枠組みがどのような経緯でできあがったものであるかということに重点をおいて記述することにする。

四万十帯に分布する白亜紀 - 新第三紀初頭の付加体については、各地で様々な層序区分がなされ、いろいろな地層名が付けられている。この付加体の本格的な研究は 1950 年代から盛んになり、1970 年代までには白亜紀の部分と新生代の部分は分布・層相・堆積物組成・変成度・地質構造などの点で著しい違いのあることが明らかになった。そこで寺岡 (1979) は白亜系部分を下部四万十帯層群、新生界部分を上部四万十帯層群とし、これらを合わせたものを四万十帯層群と呼ぶことにした。

九州でも 1950 年代以降 四万十帯地層群の研究が進み、橋本 (1962b) によってまず最初の総括がなされた。当時はまだ微化石による年代決定があまり普及していなかったため、現在の知識からすれば地層の年代論に多くの問題はあったが、それでもこの研究は画期的なものであり、四万十帯層群の実体解明に大きく貢献した。この論文によれば、四万十帯の北部地帯は北側の佐伯帯と南側の蒲江帯に分けられ、前者には川辺・一勝地両層群など (ジュラ系 - 上部白亜系?), 後者には北川・四浦・蒲江の 3 層群など (三疊系? - 下部白亜系) が分布する。一方、南部地帯は北部地帯と延岡 - 紫尾山構造線によって画され、九州本土の場合は次の 3 帯に区分される。すなわち、北部の延岡帯には上部白亜系? - 古第三系または下部中新統の日向層群、中部の高隈山帯にはジュラ系? - 下部白亜系の地層群、南部の日南帯には古第三系の日南・酒谷両層群などがそれぞれ分布する。

富高地域北東部の遠見山半島では、芦屋動物群の貝化石を含む門川層 (中新世前期または漸新世後期) が尾鈴山火山岩類の北側に断層によって幅狭く挟み込まれており、これは日南層群に相当するものとされている (橋本・宮久, 1959; Hashimoto, 1961)。なお、第 2. 2 図では門川層は庵川礫岩層とともに中新世堆積岩層として示してある。

1960 年代にはいると今井・寺岡・奥村は、延岡地域を含む九州四万十帯北東部の調査を開始し、その北帯を諸塚帯、そこに露出する白亜系を諸塚層群と呼称し、ま

た南帯を北縁部の神門帯とその南側の日向帯とに分け、前者に分布する古第三系を神門層、後者のものを日向層群とした (今井ほか, 1971, 1979, 1982)。諸塚層群は下位から長瀬・楨峰・八戸・日之影・椎葉・十根川の 6 層に区分されたが、その後放散虫化石による年代決定の進展とともに層序の再検討が行われた。その結果、諸塚層群に相当する下部四万十帯層群は、北帯北部の佐伯帯に分布する下部 - 上部白亜系佐伯層群と同帯南部の蒲江帯の上部白亜系蒲江層群とに分けられ、前者には椎葉層、十根川層、日之影層 (当初の日之影層下部) 及び堅田層 (当初の日之影層上部)、後者には楨峰層と八戸層が入るものとされた (奥村ほか, 1985; 奥村・寺岡, 1988; 寺岡ほか, 1990 など)。佐伯層群と蒲江層群は年代的にはかなりオーバーラップするが、両者は砂岩組成をはじめいくつかの点で異なり、少なくとも九州から赤石山地にかけての地域では容易に識別することができる (寺岡・奥村, 1992)。

耳川や五ヶ瀬川の流域の四万十帯については坂井 (1978) や坂井・勘米良 (1981) の報告もある。これらの論文では、諸塚層群は泥質岩を主とする下位の楨峰・藤の木両層と砂岩に富む上位の日之影層からなり、楨峰層と日之影層は断層によって何回も繰り返し露出しているとされている。なお、藤の木層は今井ほか (1971) の長瀬層や橋本 (1961) の北川層群 (南縁部を除く) とともに本報告では北川層群に入れてある。佐伯及び蒲江、それに上部四万十帯層群における北川や日向といったような地層名は最初、橋本 (1961, 1962b) によって用いられたものであり、延岡 - 紫尾山構造線とされたものは延岡衝上断層に相当する。

#### 3. 1 下部四万十帯層群蒲江層群

本地域の四万十帯は、地域の中央部をほぼ東西に走る低角度の延岡衝上断層を境として、北帯と南帯に二分される。本地域の北帯は蒲江帯に当たり、白亜系下部四万十帯層群に属する蒲江層群と古第三系北川層群が分布する。佐伯層群と蒲江層群からなる下部四万十帯層群のうち、本地域には蒲江層群が分布する (第 2. 1 表, 第 2. 1 図, 第 2. 2 図)。

蒲江層群は奥村ほか (1985) の命名によるもので、橋本 (1962a) の蒲江・米水津両層群にほぼ相当する。北側の佐伯層群とは塚原断層、南側の古第三系神門層とは延岡衝上断層で境される。蒲江層群は片理の発達

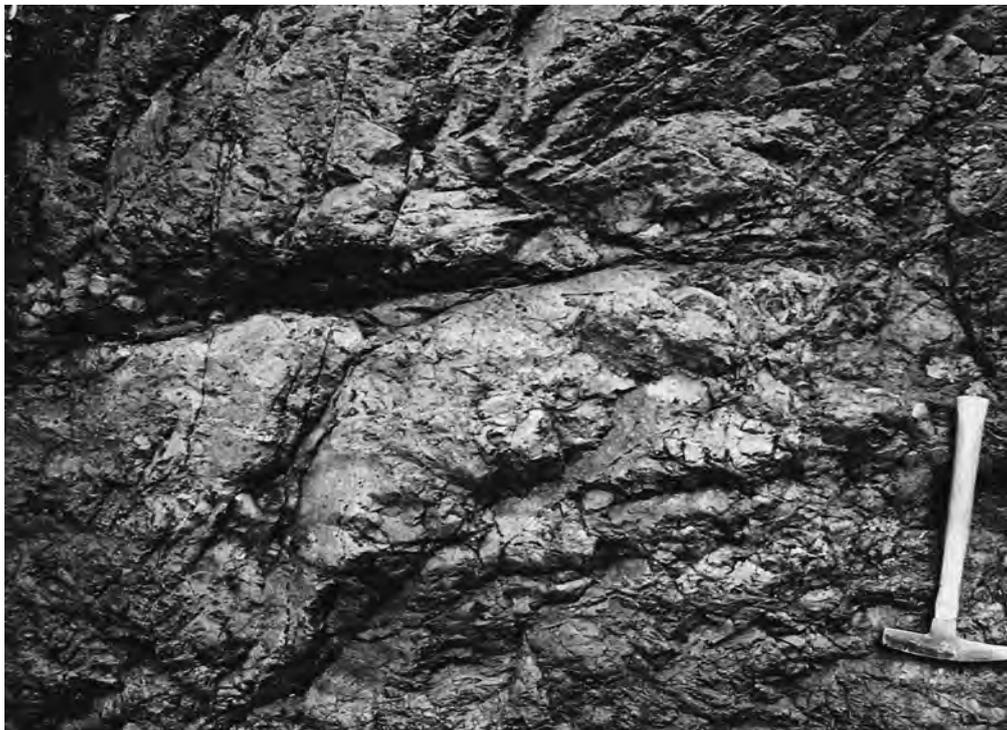
した泥質千枚岩を主とする榎峰層と、砂岩に富む八戸層から構成され、神門・諸塚山両地域では榎峰層の上位に八戸層が整合に重なっている（今井ほか，1979，1982）。延岡地域では、両層は断層で画されており、地域内で何

回も繰り返して露出する覆瓦構造を形成している。

榎峰層と八戸層の名称は、今井ほか（1971）による。



第3.1図 榎峰層の千枚岩  
顕著な片理が発達し、分結した石英脈が生じている。延岡市北川町長井



第3.2図 榎峰層の玄武岩溶岩  
枕状溶岩からなり、変成作用を受けて緑色を呈する。延岡市俵野

### 3.1.1 槇峰層 (Ma, b1, r1)

本層は、今井ほか (1971) の槇峰層 M2 部層と八戸層 Y2・Y1b 部層を統合したものであり (奥村ほか, 1985), 本地域の北半部に分布し, 南限は延岡衝上断層で画される。

槇峰層は主に片理の発達した泥質岩 (第 3.1 図) からなり, しばしば泥岩砂岩互層を挟み, 玄武岩溶岩と苦鉄質火山砕屑岩 (第 3.2 図) や赤色泥岩を伴う。隣接地域ではチャートがみられるが, 本地域にはほとんど産出しない。北東方の佐伯地域では, チャートや赤色泥岩から産出する放散虫化石がまわりの泥質岩中のものよりも古い時代を示すことが知られている (寺岡ほか, 1990)。玄武岩溶岩と火山砕屑岩はチャートや赤色泥岩と密接に伴って似たような産状を示すので, これらは異地性の岩塊と考えられる。本地域の槇峰層は上下限を断層で絶たれているのみならず, 地質図に描いていない小規模の断層も多い。更に, 有効な鍵層が無いので層序を解明することは困難である。槇峰層の見かけの層厚は 1,000 m を越える。

本地域の槇峰層は, 北隣の熊田地域から続く山地に広く分布する。分布地域は環状岩脈で二分される。環状岩脈の内側 (大崩山コールドロン内) では, 北に 40~60° 傾斜し, ほぼ東西の直線的な分布を示し, 片理の発達が弱い。環状岩脈の外側では片理の発達が強く, 千枚岩になっている。地層の走向はほぼ東西であり, 傾斜は 10~30° と緩く。このため, 尾根では谷部に比べて, 大きく南に張り出した分布を示す。更に, 西部では小規模の褶曲が認められる。

玄武岩溶岩及び火山砕屑岩 (b1) としたのものには, 玄武岩溶岩, 苦鉄質凝灰岩, ドレライトが識別され, 赤色泥岩を伴って産することが多い。規模の小さいものは多くの地点で見られるが, 規模の大きいものは, 宮長町の浜砂ダム周辺や俵野に見られる。大規模の溶岩では枕状構造 (第 3.2 図) が観察できる。

### 3.1.2 八戸層 (Ya)

奥村ほか (1985) が再定義したもので, 今井ほか (1971) の八戸層 Y1a 部層に相当する。

環状岩脈の内側の山地や海岸沿いの山地の稜線部や高所に広く分布する。南限を 10~30° の緩い角度の断層に切れ, 北限は 60~90° 急角度の断層に切られていることが多い。八戸層は, 一般に中-細粒の砂岩からなり, 0.5~3 m の厚さで成層する。ときに千枚岩を挟む。10 m 以上の厚い砂岩層 (第 3.3 図) の下部は, 粗粒で, 泥岩岩片や細礫を含むことがある。

八戸層の砂岩には, 主にぶどう石や方解石からなる白色の細い鉱物脈が入っていることが多い。

## 3.2 上部四万十層群北川亜層群浦尻層 (Ujs, Ujm)

北川亜層群は, 四万十帯北帯に分布する砂岩優勢の地層で, 本地域の中央部の環状岩脈の南側に両側を断層に絶たれて東西に長く帯状に露出する。東半部の海岸に近い地域では南限の断層が緩く, 南に広がり露出の幅が広い。東方延長は蒲江地域や東側の島浦地域に分布する。西隣諸塚山地域に入ると分布幅が狭くなって消滅する。



第 3.3 図 八戸層の砂岩  
中粒砂岩からなり, 泥質岩の岩片を含む。延岡市宮ヶ谷

蒲江亜層群とは低角度の断層で境され、蒲江地域（奥村ほか、1985）では、この北限断層を古江断層と呼んだ。南限も低角度の衝上断層で境される。

奥村ほか（1985）によると、北川亜層群は断層を境にして下位から、（1）千枚岩質泥岩と泥岩の卓越する泥岩砂岩互層からなる別府層、（2）主として砂岩層からなる宮之浦層、（3）砂岩泥岩互層からなる浦尻層とに区別される。適当な鍵層がなくかつ化石の産出がごくまれであるので正確な層序関係は分からない。本地域には浦尻層だけが分布する。蒲江地域から東西方向に帯状分布してきた本層は、北川付近で北東-南西方向の断層に断たれ、断層の西側では南に転移して、祝子町に露出する。地質図では、砂岩がち砂岩泥岩互層を主とする部分をUjs、泥質がち泥岩砂岩互層を主とする部分をUjm、として表示した。本層にはスランプ褶曲のほか後生的な造構運動による小褶曲が良く発達し、北傾斜の逆転層を観察できる。

砂岩は一般に厚さ10～30 cm、ときに1 mを超えることが多く、級化構造がよく見られる（第3.4図）。砂岩の下底には生痕やソールマークが認められる。泥岩がち泥岩砂岩互層（Ujm）は、主に泥岩-シルト岩からなり、厚さ数 mm から数 cm の極細粒-細粒砂岩層を頻繁に挟む。

### 3.3 上部四万十層群神門層（Mk, b2）

神門層は四万十帯南帯の北縁部を占め、本地域西端部の蔵田から東に黒仁田、高平山南麓、尾崎を経て東海町

まで東西に細長く分布する。北限は延岡衝上断層、南限は大藪衝上断層に境される。延岡衝上断層は大藪衝上断層に比べて低角度のため、神門層の分布幅は地形を反映して大きく変化する。霧子山の南麓では、槇峰層が南に張り出し、神門層の露出が途切れる。小川町では、鬼神野層の中に、両側を断層に絶たれて幅300 m、長さ2 kmの小規模なレンズ状の分布を示す。また追内町では槇峰層に取り囲まれて、谷底にフェンスターを作って、神門層が谷底にわずかに露出する。

本層は主として剪断泥質岩と、弱変成を受けて緑色を呈する海底噴出の苦鉄質岩類からなり、砂岩薄層を挟む。全体として強く破断されており、泥質岩中の砂岩は葉片状または扁平なレンズ状にちぎれている。細い石英脈が多く、その細脈体も変形を受けて褶曲したり、ちぎれてレンズ状をなしていることが多い。走向はうねっているが、大きくは全体の延長方向に平行で、傾斜40～70°で北に傾く（第3.5図）。

玄武岩溶岩と火山碎屑岩は西隣諸塚山地域や南西隣神門地域に比べて少なく、かつ、断層で絶たれて狭小なレンズ状岩体をなしていることが多い（第3.6図）。剪断された泥質岩の中にブロック状に産することが多い。玄武岩溶岩の上下面にはしばしばすべり面がみられる。枕状溶岩の枕がばらけて入っていることもある。枕状溶岩は暗褐色ないし暗緑色を呈し、枕の大きさは厚さ30 cm程度で長さ50～80 cmのことが多い。枕の形状と重なり方から判断して、大規模の逆転はみられない。苦鉄質岩の上位の泥質岩には赤色泥岩が伴われることが多い。

玄武岩溶岩と火山碎屑岩は低度の変成作用を受けてお



第3.4図 浦尻層の砂岩がち砂岩泥岩互層  
延岡市北方町小中尾



第3.5図 神門層の剪断された泥岩砂岩薄互層  
砂岩 (S) が大小のレンズ状片にちぎれている。延岡市東海町



第3.6図 神門層中の玄武岩の枕状溶岩  
枕状溶岩 (B) の枕が剪断された砂岩泥岩互層 (A) 中に取り込まれている。延岡市尾崎

り、暗緑色ないし緑褐色を帯びている。肉眼でも白色・黄色・暗緑色を呈する鉱物脈がみられる。白色脈は方解石・石英、黄色脈は緑れん石・方解石・石英、暗緑色脈は緑泥石・石英などで満たされている。玄武岩溶岩の顕微鏡観察によると、斑晶は全体に少ない。斜長石斑晶は曹長石・セリサイト・方解石などに変わっている。外形から普通輝石であったと推定できる部分も緑泥石・方解石・緑れん石などに変わっている。

玄武岩の組織は枕状溶岩内での部位によって異なるが、石基は非晶質あるいはバリオライトであることが多い。これらの石基には緑泥石・曹長石・緑れん石・方解石・パンペリー石・ぶどう石などの変成鉱物ができている。

### 3.4 上部四万十層群日向亜層群

日向亜層群は本地域南部に広く分布する四万十帯南帯の古第三系で、大きく下部と上部に二分される。下部は、鬼神野層・渡川層及び上井野層、上部層は珍神山層から構成される。鬼神野層は日向亜帯の最も北側に、渡川層はその南に、上井野層は最も南に分布する。日向亜層群上部の珍神山層は下部の地層と断層で境され下部の地層とともに覆瓦構造を作っている。

日向亜層群は、北側の神門層と大藪衝上断層で境され

るが、霧子山では、大藪衝上断層に比べて延岡衝上断層の傾斜が緩いため、槇峰層の南限を画する延岡衝上断層が南に張り出し、神門層を欠いて槇峰層が日向亜層群の鬼神野層と接する。また、行膝では大藪衝上断層の前縁に覆瓦構造が発達し鬼神野層中に神門層がレンズ状に挟まれる。

#### 3.4.1 鬼神野層 (Kj, r2)

本層は、南西隣神門地域の鬼神野付近から本地域にかけて帯状に分布する。鬼神野層分布地域に断層に挟まれて神門層の小規模レンズが分布するなど、帯状配列の伸びと平行して多くの断層が走る覆瓦構造が推定されている(今井ほか, 1979)。今井ほか(1982)は西隣諸塚山地域で、北西側に分布し、砂岩を主とするK1と南東側の砂岩泥岩薄互層からなるK2を区分しているが、適当な鍵層に欠けるので本地域では区分しなかった。

本層は砂岩と泥岩が5～15cmの厚さを持って頻繁に互層する薄互層を主とし、ときおり数mの厚さの砂岩層や泥岩層を挟む。大藪衝上断層に近い地域では、破断されて互層が礫状にちぎれていることがある(第3.7図)。砂岩は一般に細粒、ときに中粒で、延岡市岡富町付近や延岡市北方町川水流西方などに分布する。泥岩中にまれに薄い赤色泥岩がはさまれている。



第3.7図 鬼神野層の泥岩砂岩薄互層  
延岡市小峯町

### 3.4.2 渡川層 (Do, pm1, r3)

渡川層は五ヶ瀬川の流路や延岡市市街などの平坦地を形成する第四系の基盤となっている。北限は断層関係で鬼神野層と、南限は断層関係で珍神山層あるいは上井野層と接する。今井ほか(1982)は砂岩泥岩互層下部のD1と泥岩を主とするD2に区分したが、ここでは一括した。

本層は全体として泥岩が優勢である。主として泥岩と泥岩砂岩薄互層からなり、ときに厚さ数m低度の細粒砂岩層を伴う。泥岩は風化すると玉葱状の割れ方を示す。泥岩はときにシルト岩と薄互層を作って産する。砂岩泥岩互層はよく成層し、級化層理がみられる。泥岩中にはまれに赤色泥岩や上井野層の場合と同様な礫質泥岩層がみられる(第3.8図)。

### 3.4.3 上井野層 (Uw, pm2, r4)

本層は五ヶ瀬川以南に分布し、多数の走向断層に切られて珍神山層と覆瓦構造を形成している。これは今井ほか(1979)の上井野層と珍神山層のC2を合わせたもので、主として泥岩からなり、砂岩及び砂岩泥岩薄互層を伴う。泥岩には、時に玉葱状構造を示すシルト岩質の部分がある。砂岩は一般に細-中粒で単層の厚さ数10cmで成層する。本層は上下限とも断層のため不明であり、かつ多数の走向断層で切られているので、全体の層厚は不明であるが、少なくとも1,500m以上はであると推定さ

れる。

本層分布地域の南部には赤色泥岩(第3.9図)が断層によって繰り返り、何層もみられ、3~4kmにわたって追跡できるものもある。下伊形では厚さ10m以上に及び、ときに淡緑色を帯びている。

門川町の鳥帽子山南方と津々良川流域には礫質泥岩が分布する。これは泥質の基質に富み、礫径は10cm以下で、外来円礫も含んでおり、礫種としては砂岩・泥岩・チャート、珪長質-中性火山岩などが認められる。

### 3.4.4 珍神山層 (Ch, r5)

珍神山層は主に砂岩からなり泥岩を伴う。南北両縁を走向断層で絶たれ、細長いレンズ地塊あるいは帯状をなして、上井野層に挟まれて分布する。砂岩は一般に中粒-細粒、ときに粗粒で、比較的よく成層し、泥岩の小片を含むことが多い。本層は、今井ほか(1979)のC1とC3からなる。

本層は断層で絶たれて、4つの地塊に分かれて分布する。最も北側の地塊は、断層を介して渡川層の南側に分布し、今井ほか(1979)のC3にほぼ相当する。良く成層し、単層の厚さは0.5~2mで、わずかに泥岩の薄層を挟む。北から2番目の地塊は延岡市街南方の愛宕山を北東端とし、延岡地域南西隅まで20kmにわたって延びる巨大地塊で、見かけの厚さは1,500m以上である。

本地域南西隅の美郷町北郷区舟方では、五十鈴河川敷



第3.8図 渡川層の礫質泥岩  
礫径10~20cmの礫は主に泥岩、5~10cmの礫は主に泥岩、チャート、砂岩からなる。美郷町黒

に沿って珍神山層の砂岩層が広く露出し、景勝地になっている（第6.9図）。ここでは、厚さ0.5～1mで級化層理を示す中粒～粗粒の成層砂岩が連続し（第3.10図）、砂岩底面にはフルートキャストが見られる。

赤色泥岩は、門川町加草の門川防災ダム付近に露出し、砂岩層中の泥岩層に伴って分布する。



第3.9図 上井野層の赤色泥岩  
厚さは場所によって異なり、厚いところでは10m以上に及ぶ、延岡市下伊形町



第3.10図 珍神山層の砂岩  
50cm～1mの厚さで成層する。河床の景観は第6.9図。美郷町舟方の五十鈴川河床



第3.11図 珍神山層の成層砂岩のクローズアップ  
美郷町舟方

### 3.5 産出化石と年代

九州四万十帯北東部では大型化石の産出がごくまれであり、地層の年代決定は主として放散虫化石によって行われ、上部四万十層群の場合は有孔虫化石も用いられている。

下部四万十層群の放散虫化石については、これまで奥村ほか(1985, 1998), 坂井(1985), 奥村・寺岡(1988), 寺岡ほか(1990, 1994), 酒井ほか(1993), 栗本ほか(1993)などによって報告されている。これらによると、産出放散虫化石は次のような4つの群集に分けられる。なお、延岡地域ではまだ放散虫化石が見いだされていない。

(1) *Archaeodictyomitra apiarium*, *A. brouweri*, *A. conica*, *A. pseudoscalaris*, *Holocryptocanium barbui*, *H. geysersense*, *Pseudodictyomitra* cf. *carpatica* などを含み、椎葉・十根川両層の泥岩や珪長質凝灰岩から産する。

(2) *Archaeodictyomitra simplex*, *A. vulgaris*, *Holocryptocanium barbui*, *H. geysersense*, *Sethocapsa* sp. などを含み、日之影層の珪質泥岩から産する。

(3) *Archaeodictyomitra* sp., *Holocryptocanium barbui*, *H. geysersense*, *Novixitus weyli*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *P. pseudomacrocephala*, *Thanarla veneta*, *T. elegantissima* などを含み、日之影・堅田両層の泥岩や珪長質凝灰岩から産する。

(4) *Dictyomitra formosa*, *D. koslovae*, *D. napaensis*,

*Amphipyndax stocki* などを含み、槇峰層の泥質岩から産する。

四国西部の宇和島地域では、四万十帯としては例外的に白亜系からアンモナイト、イノセラムスなどの大型化石を多産する。寺岡・栗本(1986)はこれらの大型化石と共産する放散虫化石を組み合わせる下部四万十層群の年代層序区分を行い、放散虫化石を6つの群集に分けた。九州四万十帯北東部の放散虫群集と宇和島地域のものを比較検討してみると、(1)の群集は *Archaeodictyomitra brouweri* 群集(バラングニアン-パレミアン)、(2)の群集は *Archaeodictyomitra vulgaris* 群集(アルビアン)、(3)の群集は *Holocryptocanium barbui* 群集(セノマニアン)、(4)の群集は *Dictyomitra koslovae* 群集(サントニアン)にそれぞれ相当する。なお、*Dictyomitra koslovae* 群集の年代はカンパニアンまでのびるとされている(寺岡ほか, 1990)。

上記の化石資料からすれば、椎葉・十根川両層からなる佐伯亜層群下部の年代はバラングニアン-パレミアン、日之影・堅田両層からなる佐伯亜層群上部の年代はアルビアン-セノマニアンということになる。しかし、椎葉村地域では佐伯亜層群下部の西方延長から、産出がアプチアン以降とされている放散虫化石が見いだされており(斎藤ほか, 1996)、また九州西部の佐伯亜層群上部とみなされる地層からは菱刈鉦山でチューロニアンのイノセラムス(早坂, 1999)、薩摩半島ではコニアシアンアンモナイトやイノセラムス(松本ほか, 1973)が得られている。一方、蒲江亜層群の場合はそ

の下限年代をサントニアンに限定することはできない。というのは、椎葉村地域では泥質千枚岩を主とする榎峰層相当層から、*Holocryptocanium barbui*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* などの放散虫化石を産するとの報告がある(斎藤ほか, 1996)。なお、この含化石層は佐伯亜層群との境界の断層のすぐ近くにあつて、片状構造が弱いとされている。鹿児島県の末吉地域では蒲江亜層群からセノマニアン of 放散虫化石を産出し(斎藤ほか, 1993)、日豊本線大隈大川原駅西方の大良谷の露頭や霧島山南西麓でのボーリングで得られた蒲江亜層群の泥岩試料からはチューロニアン-サントニアンの放散虫化石が見いだされている(寺岡・奥村, 1992)。四国西部の宇和島地域では蒲江亜層群の下限年代はセノマニアンまで下がる(寺岡ほか, 1999)。

以上の記述からして、下部四万十層群の年代は第2.1表に示すようになると考えられる。

北川亜層群の場合は、延岡市川口の東方約2 kmの地点で、浦尻層の砂岩泥岩互層から *Theocotyle ficus*, *Calocylas* sp., *Podocyrtis* sp., *Heliodiscus* sp. など始新世を指示する放散虫化石が見いだされている(小山内ほか, 1984)。なお、小山内ほか(1984)は、延岡市川口南東約0.8 kmの地点で浦尻層下部層からも始新世のものと考えられる放散虫化石を産するとしているが、本報告ではこの地層を神門層としてある。Mackenzie *et al.* (1990)によれば、軸面劈開の発達した浦尻層の砂岩泥岩互層の泥岩部から分離されたイライトが  $48.4 \pm 1$  Ma の K-Ar 年代を示す。これらの事実や北川亜層群の下部にかなり厚い泥岩層があることを考え合わせると、本亜層群は暁新世から始新世にかけての堆積物と推定される。

諸塚山・神門・延岡・富高の4地域の神門層や日向亜層群の年代については、坂井ほか(1984)が放散虫化石と有孔虫化石を組み合わせて、西(1987)及びNishi(1988)は有孔虫化石をもとに論じている。以下の記述はこれらの論文に基づくものである。

神門層では有孔虫化石の保存がきわめて悪く、これによる年代決定は困難である。放散虫化石としては、泥質岩から *Dictyopora mongoliferi*, *Lithochytris verpertilio*, *Lychrocanium* sp., *Podocyrtis* sp. などを産し、本層の年代は始新世中-後期と推定される。

日向亜層群からは14属63種の浮遊性有孔虫化石が見いだされ、化石帯としては下位から *Morozovella spinulosa* 帯(始新世中期末)、*Globigerinatheka index* 帯(始新世後期)、*Globorotalia cerroazulensis cocoaensis* 帯(始新世最後期)、*Pseudohastigerina barbadoensis* 帯(漸新世最初期)及び *Chiloguembelina cubensis* 帯(漸新世前期)が識別されている。したがって、日向亜層群は始新世中期末から漸新世前期にかけての堆積物であるといえる。上記の各化石帯は走向断層によって何回も繰り返

しあらわれ、全体としてみると南ほど上位の化石帯がより広く分布し、最上位の化石帯は南部で認められる。化石帯の分布状態からして、日向亜層群下部の3層は、若干の年代的なずれはあるにしても、大局的には同時異相の関係にあるとみなされる。日向亜層群からは放散虫化石も多数見いだされ、それによっても本亜層群の年代は始新世中期-漸新世前期とされている。このような年代認定は、木村ほか(1991)による尾鈴山地域や原ほか(2009)による村所地域における放散虫化石の検討結果と調和的である。

### 3.6 堆積岩組成

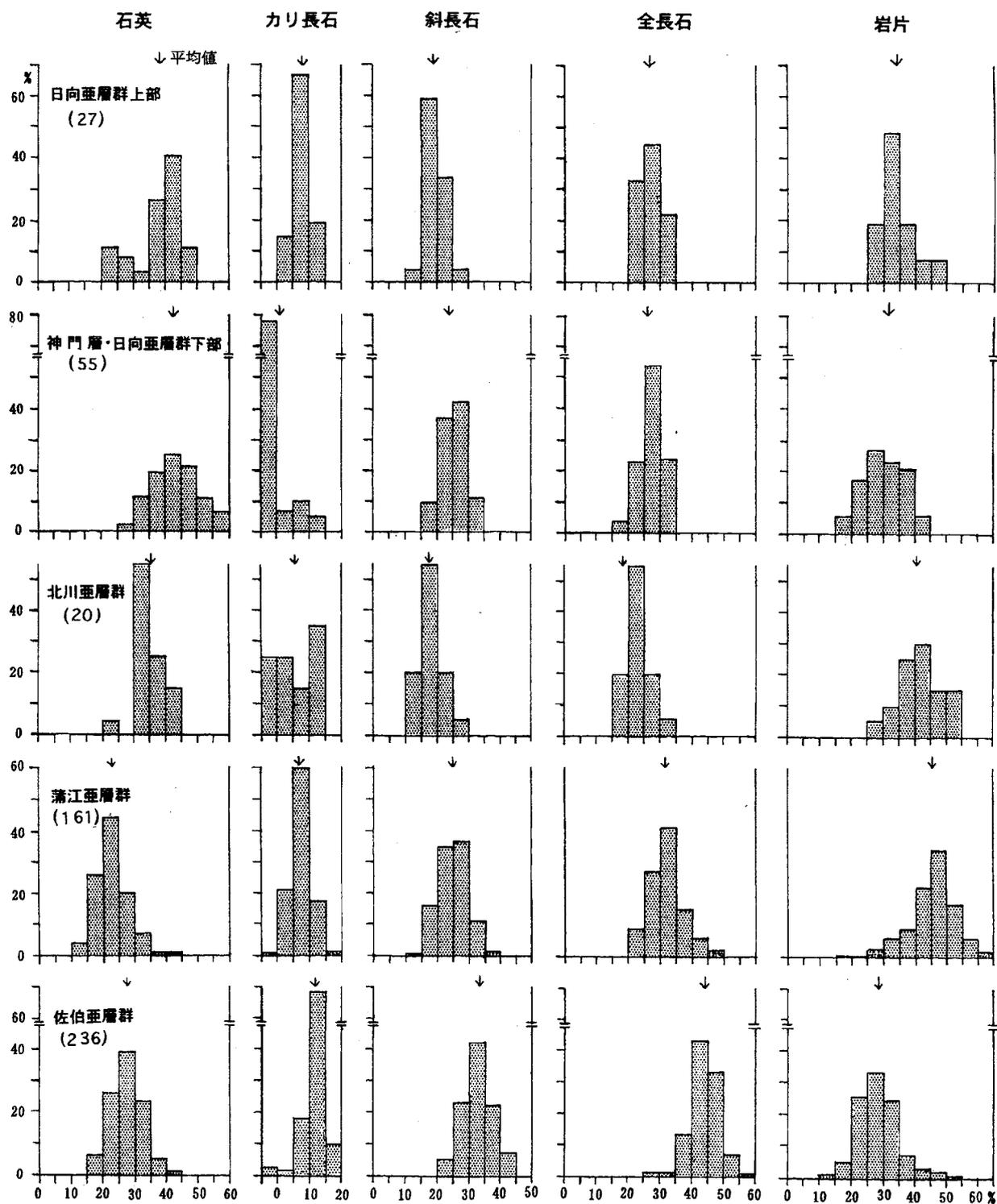
四万十累層群においては堆積岩の組成が層群や亜層群、または亜層群の下部と上部でかなり異なり、これらの層序ユニットの識別に役立つ。そこで次に砂岩のモード組成、碎屑性ざくろ石及び碎屑岩の化学組成について述べるが、できるだけ多くのデータに基づくのがよいので、延岡地域だけでなく、周辺地域から得られた試料の検討結果も含めて記述する。

#### 3.6.1 砂岩モード組成

九州四万十帯北東部の四万十累層群砂岩のモード組成については、これまで寺岡ほか(1974, 1990, 1999)、寺岡(1977, 1979)、今井ほか(1979, 1982)、奥村ほか(1985)、奥村・寺岡(1988)、木村ほか(1991)、寺岡・奥村(1992)、斎藤ほか(1996)などによって報告されている。モード分析には個人差があり、量的な比較検討を行う場合には同一測定者のデータを用いるのが望ましい。そこで以下では寺岡による分析値だけを用いて論議することにする。分析された試料は499個であり、第3.13図に示す範囲に鶴御崎の半島全体を加えた地域から採取されたものである。各層序ユニットごとの分析試料数は第3.12図に示してある。なお、上記とは別に、木村ほか(1991)により尾鈴山地域の35試料、斎藤ほか(1996)によって椎葉村地域の97試料が分析されている。

モード分析はカリ長石を染色した薄片を用い、ポイントカウント法(各薄片につき1000~1200ポイント)により、石英、カリ長石、斜長石、火山岩片、その他の岩片及び基質の容量比を求めた。花崗岩のような粗粒完晶質の岩片の場合は個々の鉱物に分けてカウントしてある。各鉱物や岩片の量は、基質を除いたフレームワークグレイン全体に対するそれぞれの百分率で示す。

下部四万十層群の砂岩は大部分が中-細粒、上部四万十層群の場合は細粒であり、これらの平均基質量はそれぞれ約19%と18%である。基質は砂岩の粒度が細くなるにつれ増加する傾向があり、この点を考慮すれば粒度のわりには上部四万十層群砂岩は下部四万十層群の



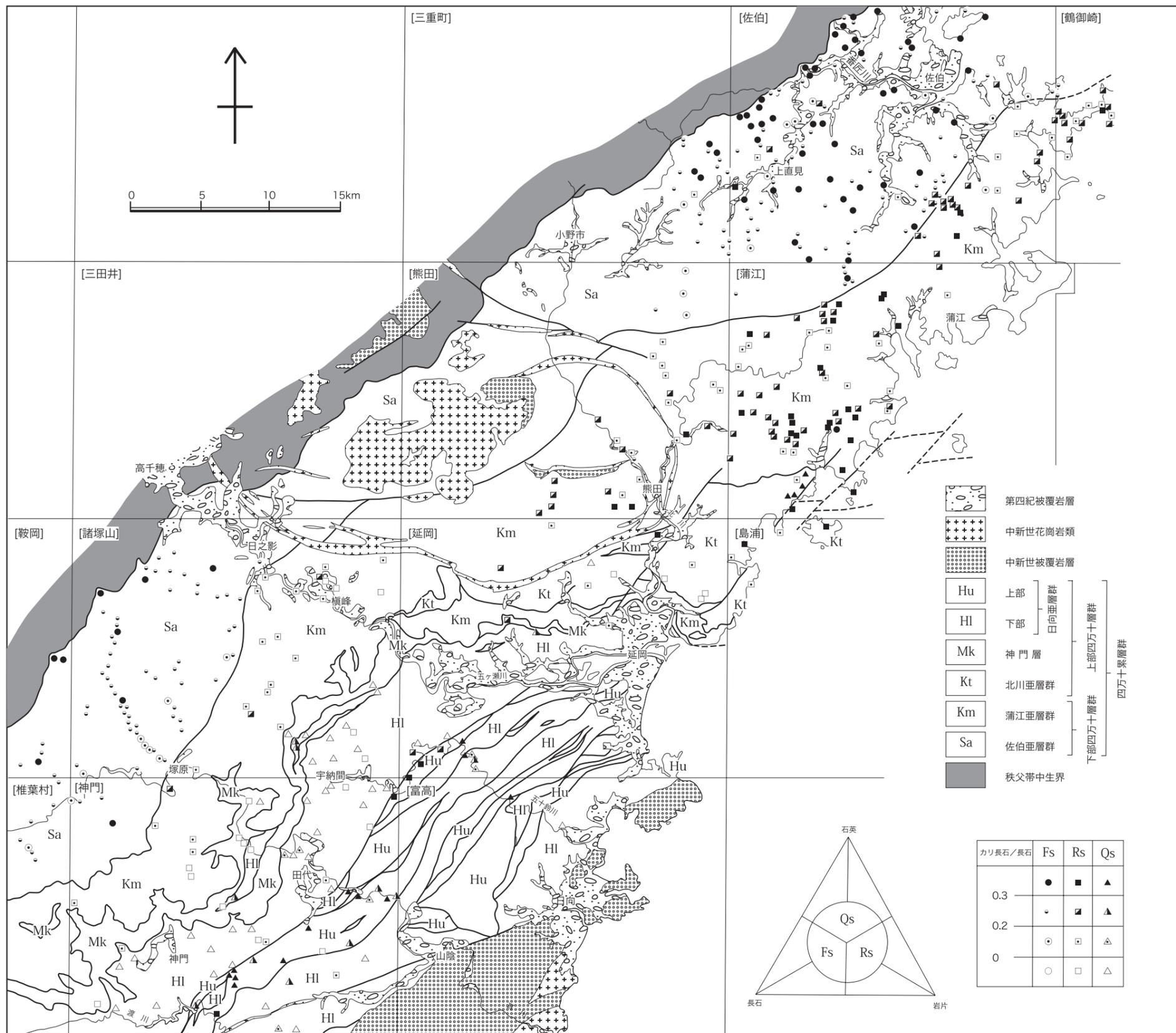
第3.12図 九州四万十帯北東部の四万十累層群砂岩のモード組成を示すヒストグラム

データソース：寺岡ほか (1974, 1990, 1999) 寺岡 (1977, 1979), 今井ほか (1979, 1982), 奥村ほか (1985), 奥村・寺岡 (1988), 寺岡・奥村 (1992). ( ) 内は分析試料数.

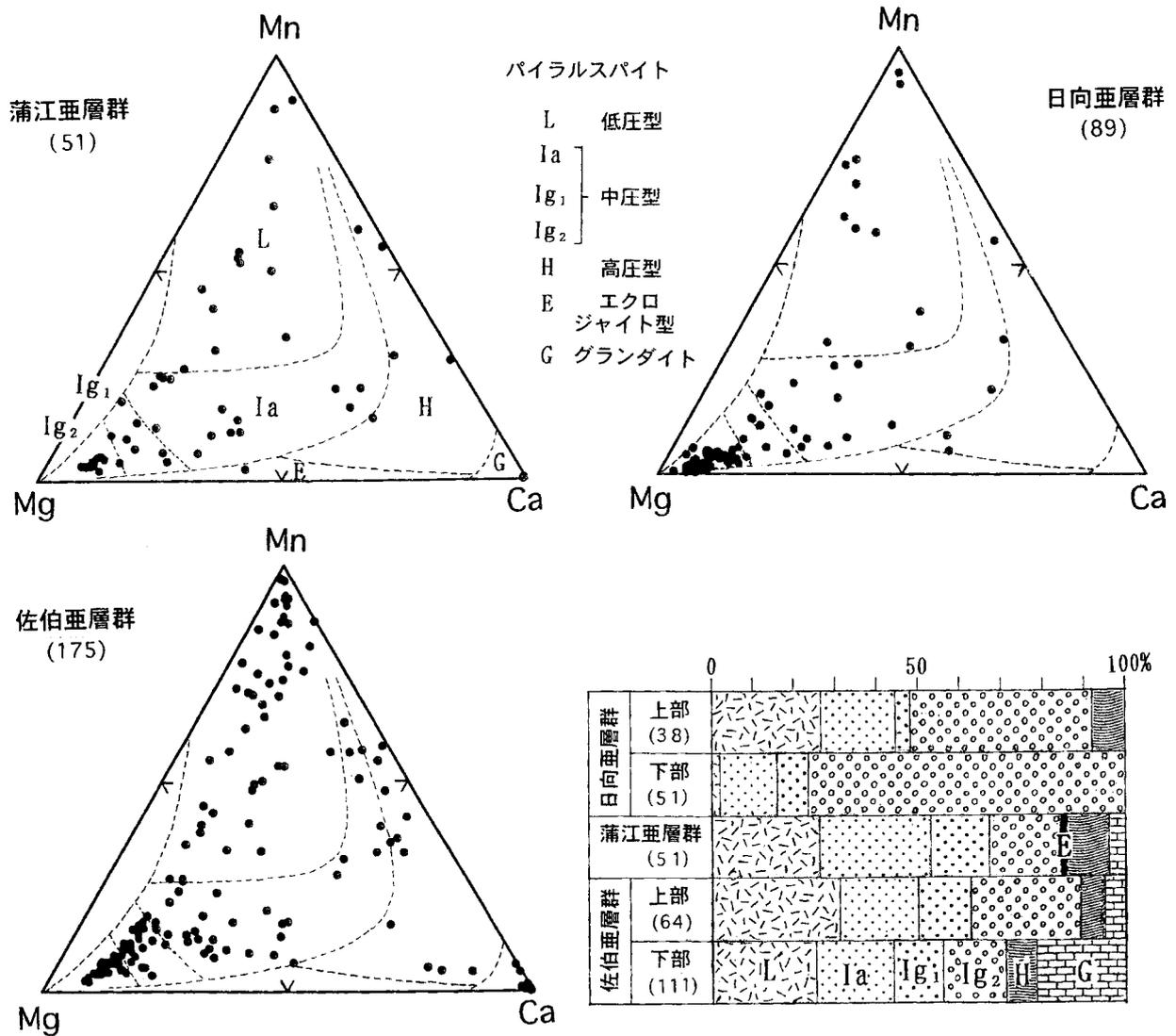
ものより基質が少ないといえる。いずれにしても砂岩のほとんどが基質 15% 以上のワッケに属するといえる。

砂粒の石英は大部分が単結晶のもので、カリ長石としては正長石が最も多く、微斜長石、そしてパーサイトがこれに次ぐ。斜長石は曹長石化し、絹雲母・緑泥石・方

解石などの二次鉱物を生じているのが普通であり、累帯構造はごくまれである。斜長石の変質は母岩の変成度によって異なり、片理の発達した蒲江亜層群の緑色片岩相ではとくに著しい。岩片は主として珪長質・中性火山岩からなり、その他には細粒の花崗岩類・石英斑岩・ひん



第3.13図 九州四万十帯北東部の四万十層群砂岩のタイプ分けと各タイプの分布状況  
 データソース：寺岡ほか (1974, 1990, 1999), 寺岡 (1977, 1979), 今井ほか (1979, 1982), 奥村ほか (1985), 奥村・寺岡 (1988), 寺岡・奥村 (1992).



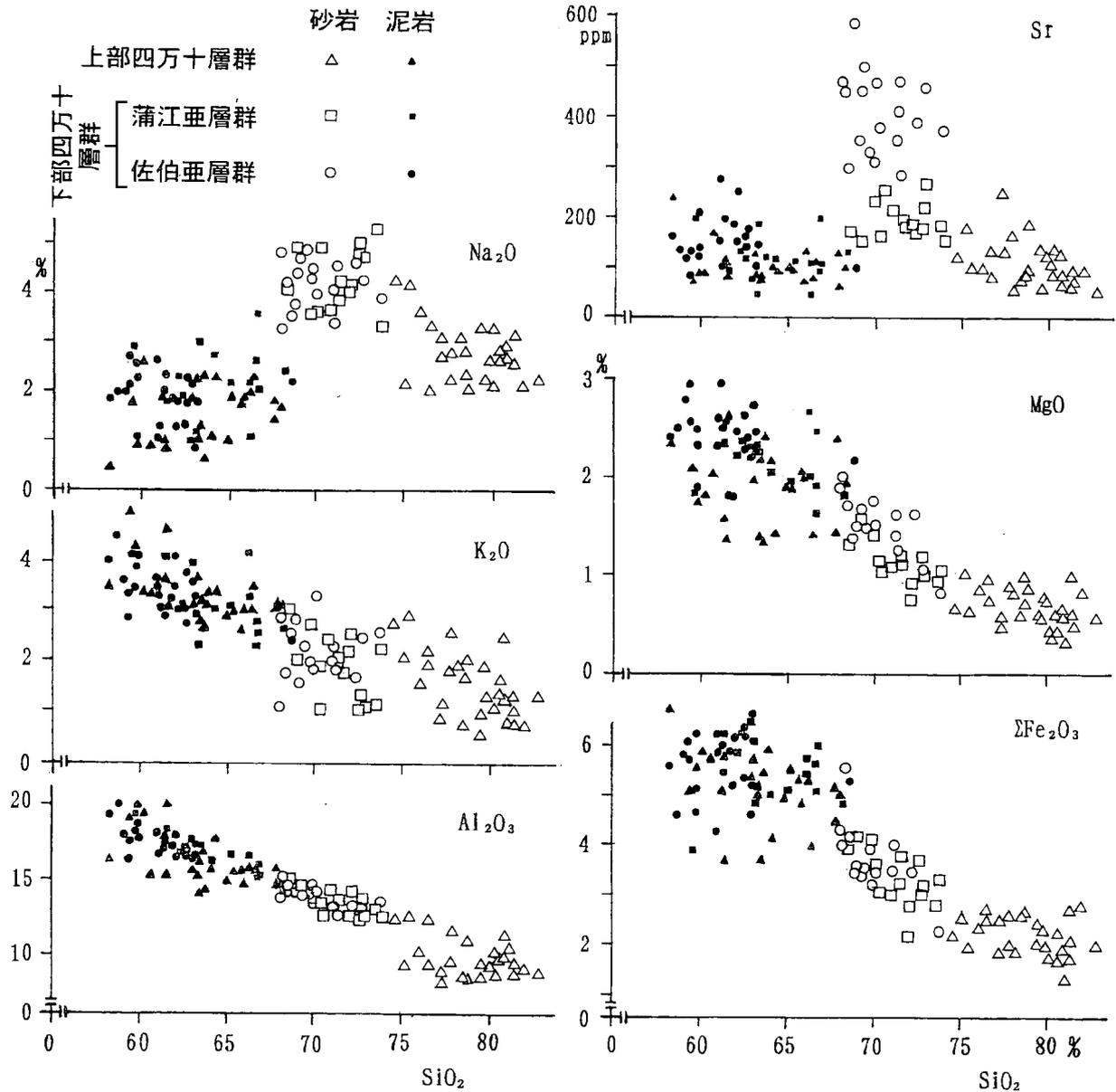
第3.14図 九州四万十帯北東部の四万十累層群砂岩中の碎屑性ざくろ石  
寺岡ほか (1999), 寺岡 (2003) による. ( ) 内は分析ざくろ石粒子数.

岩・玄武岩・チャート・砂岩・泥岩・千枚岩・結晶片岩・片麻岩・ホルンフェルスなどがみられる。重鉱物としてはジルコン・電気石・ざくろ石・燐灰石・スフェーン・緑れん石・褐れん石・黒雲母・白雲母・角閃石・輝石・不透明鉱物などが入っている。

第3.12図は亜層群またはその下部と上部ごとに砂岩のモード組成をヒストグラムで示したものである。佐伯亜層群の砂岩は長石（平均44.1%）、蒲江亜層群のものは岩片（平均45.4%）、上部四万十層群の場合は石英（平均40.0%）が多く、カリ長石/長石比はそれぞれ0.26, 0.23及び0.15である。ただし、上部四万十層群のなかではかなり砂岩組成の層格的なちがいが認められる。すなわち、北川亜層群では比較的岩片が多く、神門層と日向亜層群下部ではカリ長石を欠くか、あってもごく少ないのが普通であるのに対し、北川亜層群や日向亜

層群上部ではカリ長石/長石比がかなり高くなっている。なお、上部四万十層群砂岩について特筆すべきは碎屑性白雲母が目立つことである。火山岩片についてみると、佐伯亜層群では概して中性のものが優勢で、蒲江亜層群になると珪長質火山岩片が卓越し、上部四万十層群では珪長質のものが主体をなす。いずれにしても佐伯亜層群は長石質砂岩、蒲江亜層群は石質砂岩、上部四万十層群は石英に富む砂岩でそれぞれ特徴づけられる（第3.13図）。このような砂岩タイプの違いによる地層群識別の仕方は、少なくとも九州から赤石山地にかけての四万十帯を通じて適用することができる（寺岡・奥村, 1992）。

寺岡ほか (1994) は、佐伯・蒲江・神門の3地域からの砂岩試料に含まれる碎屑性のカリ長石及び白雲母のK-Ar年代について報告している。それによると、佐伯亜層群下部、同上部及び蒲江亜層群からのカリ長石は、



第3.15図 延岡地域付近の四万十累層群砕屑岩の化学組成  
寺岡ほか(1995)による。

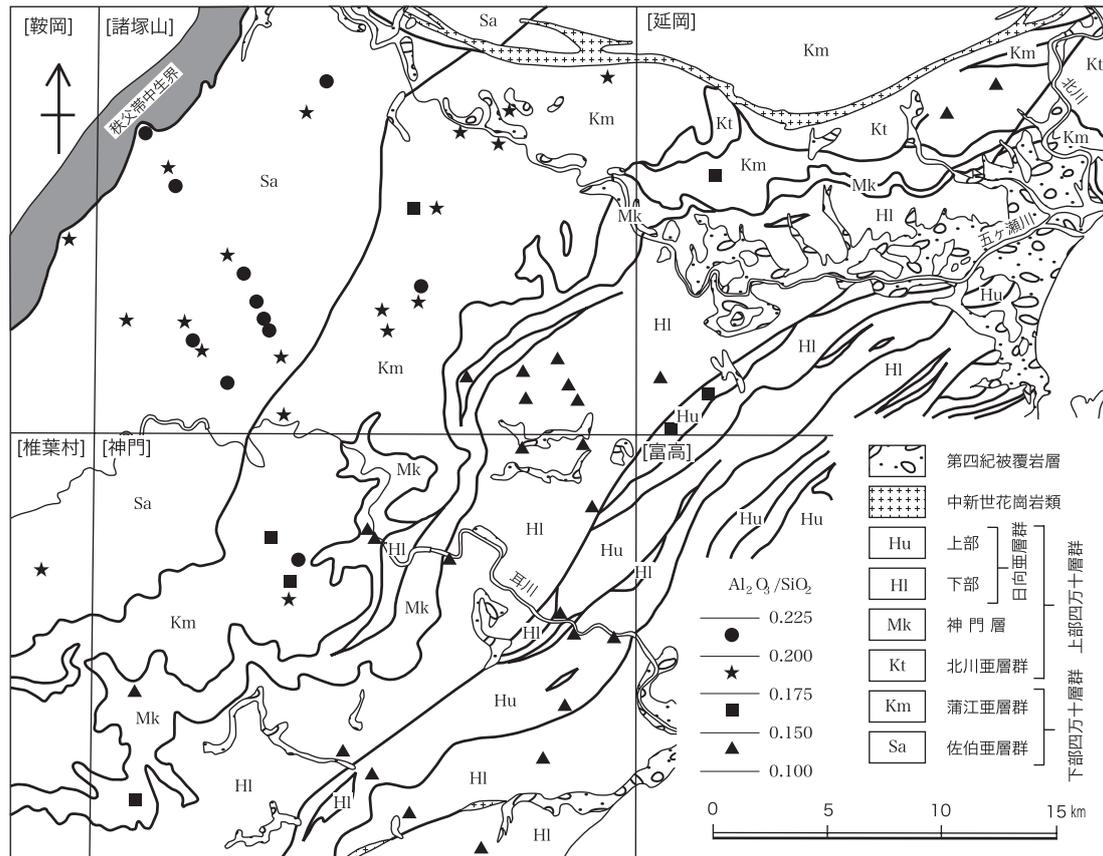
それぞれ  $95.7 \pm 2.9$  Ma,  $73.4 \pm 2.3$  Ma 及び  $53.9 \pm 1.6$  Ma の年代を示す。いずれの年代も地層の堆積年代より若く、沈み込み帯変成作用によってカリ長石における K-Ar 系のリセットが起こったこと、更には堆積物付加の進行とともに変成作用の場が順次南に移動したことを示している。一方、日向亜層群からのカリ長石と白雲母はそれぞれ  $270 \pm 8$  Ma と  $325 \pm 7$  Ma (3 試料の平均) の年代を示す。この事実は白雲母ではもちろんのこと、カリ長石でも上記のようなリセットが起こっていないこと、また日向亜層群の変成度が下部四万十層群(ぶどう石-アクチノ閃石亜相から緑色片岩相)や神門層(ぶどう石-パンペリー石相)のものより低く、カリ長石の閉鎖温度(約 150℃)以上の温度上昇がなかったことの証拠

である。なお、ぶどう石-アクチノ閃石亜相の変成温度は 200-250℃とされている。

### 3.6.2 砕屑性ざくろ石

一般に砂岩中にはごく少量ながら砕屑粒子としてざくろ石が入っており、それは砕屑物供給源を推定する上で重要な手掛かりとなる。この鉱物は変成岩によく含まれ、花崗岩類や一部の火山岩中にもみられる。変成岩の場合には化学組成が変成条件に支配され、原岩組成によっても異なる。

九州四万十帯北東部の砕屑性ざくろ石については寺岡ほか(1999)と寺岡(2003)の報告がある。試料は佐伯・蒲江・日向の3亜層群から採取されている。これら



第3.16図 延岡地域付近の四万十累層群砂岩の  $Al_2O_3/SiO_2$  比  
寺岡ほか (1995) を一部修正。[ ] 内は5万分の1地質図幅名。

の報告では、Mn-Mg-Ca 三角図をつかった独自の分類法で、ざくろ石を低圧型 (低圧変成岩, 珪長質火成岩), 中圧型 [中圧変成岩), 高圧型 (高圧変成岩), エクロジャイト型 (エクロジャイト) 及びグラナタイト (石灰質変成岩) とに分け, 中圧型は Ia (角閃岩相以下) と Ig1 及び Ig2 (グラニュライト相) とに細分し, これら各タイプがどのような量的層序変化を示すかを論じている (第3.14図)。なお, 括弧内はそれぞれのタイプのざくろ石に対応する源岩であり, Ig1 と Ig2 の境界値は  $Mg/(Mn+Mg+Ca) = 0.8$  としてある。Ig2 のような高 Mg ざくろ石は日本列島ではほとんど知られてないが, アジア大陸の先カンブリア時代の高度変成岩からはごく普通に産出する。

第3.14図からわかるように, 四万十累層群全体としてみると中圧型が最も多く (61%), 低圧型 (23%) がこれに次ぎ, グラナタイト (9%), 高圧型 (6%) の順に少なくなり, エクロジャイト型はごくまれである。これら各タイプの量比は地層群によって異なり, かなり定向的な時代変化を示す。すなわち, 佐伯亜層群から日向亜層群下部にかけては中圧型が増えていき, 日向亜層群下部ではグラナタイトや高圧型がなくなる。しかし, 同層群上部になると, 下部で激減した低圧型が 25%

以上はいい, 高圧型もでてくる。グラナタイトは佐伯亜層群下部では 22% 近く入っているが, 同上部や蒲江亜層群では大幅に減少する。日向亜層群下部の場合は, ごく少量の低圧型を除くと, すべて中圧型であり, しかも Ig2 が著しく卓越し, 全体の 75% 以上を占めている。このことは, この層準の砂岩の特異なモード組成とともに注目すべき点である。いずれにしても砕屑性ざくろ石のタイプやそれらの量的組み合わせからみると, 四万十累層群の堆積物は, 日本列島だけでなく, アジア大陸からも大量にもたらされたと推定される (寺岡ほか, 1999; 寺岡, 2003)。

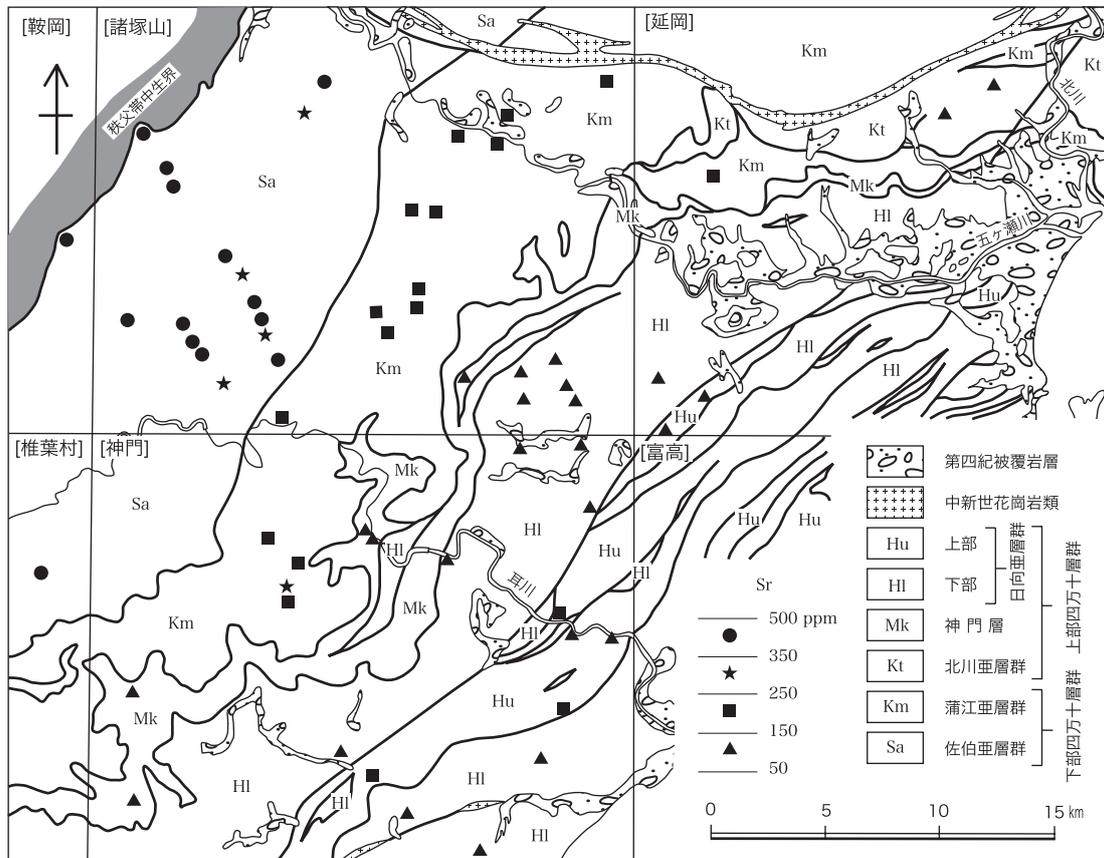
### 3.6.3 砕屑岩化学組成

砕屑岩の化学組成に関する研究は, 主として諸塚山・神門・延岡の3地域から採取された砂岩 62 試料, 泥岩 66 試料について行われている (寺岡ほか, 1995)。層準別の試料数は第3.1表に示してある。

第3.15図からわかるように, 砂岩の組成は下部四万十層群と上部四万十層群では著しく異なる。すなわち, 下部四万十層群では  $SiO_2$  が 74% 以下で上部四万十層群のものに比べ少なく,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $\Sigma Fe_2O_3$ ,  $MgO$  などが多い。 $Al_2O_3/SiO_2$  比をとってみると, 0.17 の値を境に両

第3.1表 延岡地域付近の四万十累層群砂岩の  $Al_2O_3/SiO_2$  比と Sr 含有量  
寺岡ほか (1995) をもとに作成. ( ) 内は分析試料数.

層序区分		$Al_2O_3/SiO_2$		Sr ppm	
		砂岩	泥岩	砂岩	泥岩
日向 亜層群	上部	0.130(7)	—	141(7)	—
	下部	0.116(15)	0.248(19)	88(15)	115(19)
神門層		0.134(4)	0.246(6)	76(4)	82(6)
北川亜層群		0.126(2)	0.277(2)	70(2)	89(2)
蒲江亜層群		0.185(16)	0.251(16)	195(16)	111(16)
佐伯亜層群		0.196(18)	0.281(23)	407(18)	149(23)



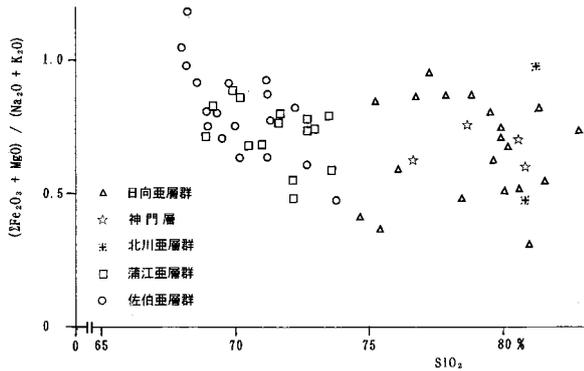
第3.17図 延岡地域付近の四万十累層群砂岩の Sr 含有量  
寺岡ほか (1995) を一部修正. [ ] 内は 5 万分の 1 地質図幅名.

層群の砂岩は画然と分かれ、容易に区別することができる。下部四万十層群のなかでは、佐伯亜層群砂岩の方が蒲江亜層群のものより概して  $SiO_2$  が少なく、 $\Sigma Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$  などが若干多い傾向がある。微量元素についてみると、佐伯亜層群、蒲江亜層群、そして上部四万十層群下部にかけては Sr, V, Zn, BaO などが減少していき、同層群上部になるとこれらが増加傾向に転ずる。

泥岩は砂岩より  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ , Sr などに乏しく、 $Al_2O_3$ ,

$K_2O$ ,  $\Sigma Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $BaO$  などに富んでいる。一般に泥岩の場合は砂岩ほど明瞭な層序的变化を示さないが、その傾向は似ている。要するに、砕屑岩の化学組成は層群や亜層群によって異なるわけであり、これらを識別する最もよい指標となるのは  $Al_2O_3/SiO_2$  比と Sr 含有量である (第3.1表, 第3.16, 3.17図)。なお, Sr 量は長石量と正の相関を示す。

砕屑岩の化学組成は源岩のそれを反映していることは確かであるが、それだけでは説明できない。第3.18図



第3.18図 延岡地域付近の四万十累層群砂岩の  $(\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  図  
寺岡ほか (1995) を改作。

は  $(\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  比を砂岩の苦鉄質度の目安とし、これと  $\text{SiO}_2$  の関係を図示したものである。下部四万十層群では  $\text{SiO}_2$  が増加するにつれ苦鉄質度が低下していく。一方、上部四万十層群になるとこの傾向がくずれ、 $\text{SiO}_2$  の増大にもかかわらず下部四万十層群の場合とほとんど同じような苦鉄質度を示す。これは源岩組成の急変を意味するものではなく、上部四万十層群の時代になると砂岩の細粒化とともに熟成度が高くなり、長石（とくに斜長石）のような不安定鉱物の分解が進み、 $\text{SiO}_2$  の増加や  $\text{Na}_2\text{O}$  の減少が著しかったと考えられる。

### 3.7 地質構造

本地域の四万十帯は、中央部をほぼ東西に走る低角度の延岡衝上断層を境として、北帯と南帯に二分される。本地域の北帯は蒲江亜帯に当たり、白亜系下部四万十層群に属する蒲江亜層群と古第三系北川亜層群が分布する。蒲江亜層群は、槇峰層と八戸層からなり、北東-南西方向の顕著な帯状構造を作っている。北川亜層群は、低角度の断層で境されて蒲江亜層群の上に重なるか、あるいは中に挟まれて分布する。

本地域の南帯は神門亜帯と日向亜帯に二分され、神門亜帯は延岡衝上断層の南側に当たり、神門層が分布する。大藪衝上断層を挟んで更に南側の日向亜帯には、日向亜層群に属する鬼神野層、渡川層、上井野層及び珍神山層が分布する。これら各層の境界はいずれも断層である（第2.2図、第2.1表）。

本地域の四万十累層群は大部分が北傾斜で、一般走向はほぼ東西から東北東-西南西である。地層は断層で上下限を断たれ顕著な帯状構造を呈し、同じ地層が繰り返して露出する。

断層は、ほぼ地層の走向に平行したものが多いが、本地域東北部には北東-南西のほぼ直立した断層が一本認められ、東西性の断層に大きな変位を与えている。

### 蒲江亜帯

この地帯には蒲江亜層群と北川亜層群が分布し、中新世には環状岩脈の斑状花崗岩が貫入している。北隣熊田地域（奥村ほか、1998）では北川亜帯を設けたが、本地域ではこれを蒲江亜帯に含めてある。

蒲江亜層群は下部の槇峰層と上部の八戸層からなり、多くの走向断層に絶たれ、繰り返し露出している。地層の走向は、大きくはN-EからENEで、全体に北傾斜である。環状岩脈の内側で地層の傾斜は40-70°が、外側で10-50°が多い。延岡衝上断層に近い地域では一般に緩く、10-30°が多く、片理の発達も顕著である。槇峰層と八戸層の境界は低角度の走向断層であり、槇峰層の中にも多くの走向断層があると予想されるが、詳細は不明である。槇峰層や八戸層の砂岩層の級化層理から判断して、大規模の逆転構造はないと推定される。

北川亜層群は上下限を断層で画され、環状岩脈の南側の蒲江亜層群中に挟み込まれている。北東隣の蒲江地域では、熊野江断層とこれにほぼ平行な東西方向の低角度断層によって、北から別府区、宮野浦区、浦尻区が区分されている（奥村ほか、1985）。本地域の北川亜層群分布地域は熊野江区の西方延長に当たり、スランプ褶曲のほか後生的な褶曲運動を受け、地層の逆転が認められるが、大局的にはNE-SWからE-Wの走向で、北に20-40°傾斜する。

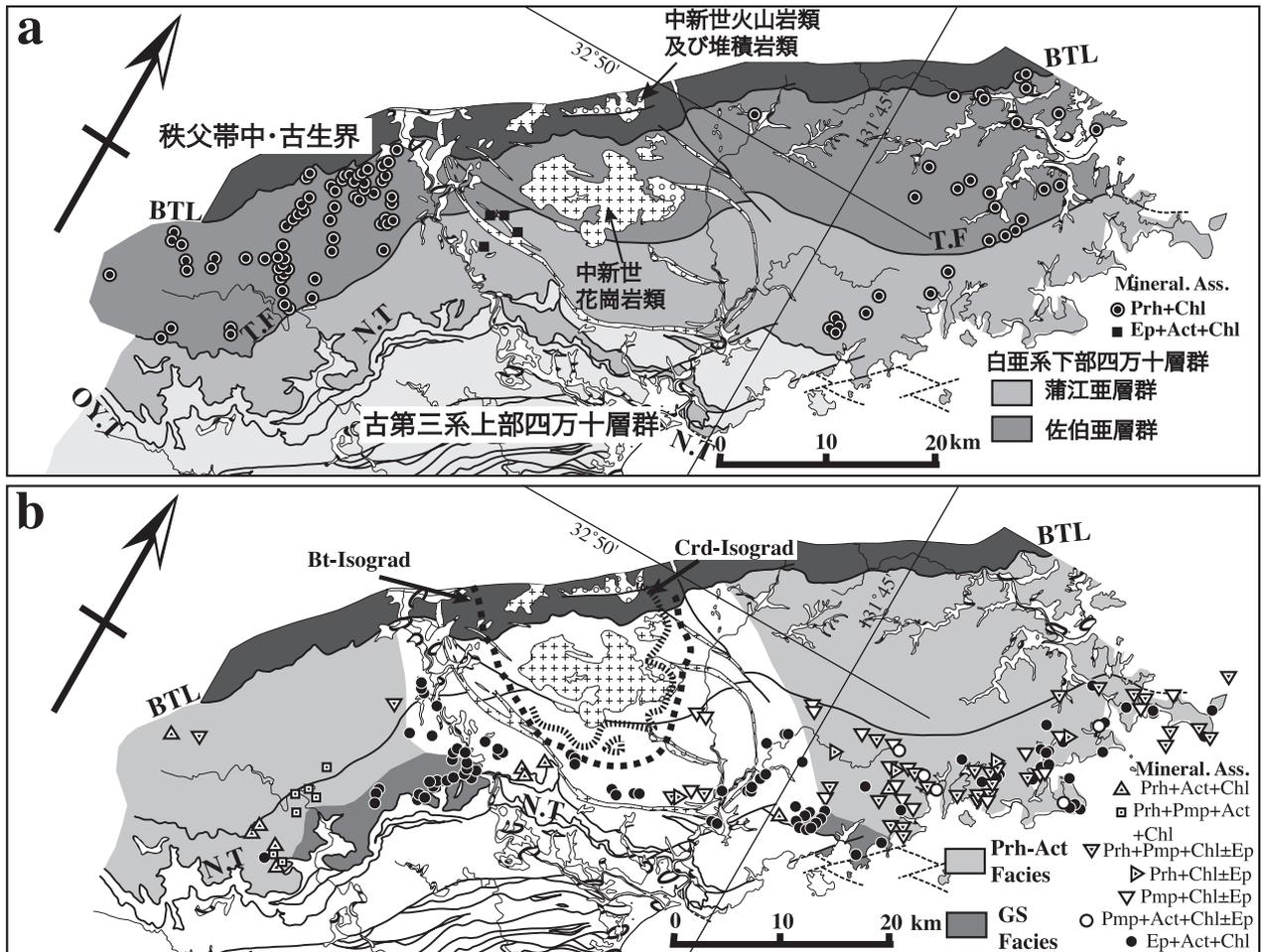
### 神門亜帯

神門亜帯には始新世の神門層が分布する。本亜帯は北縁と南縁を、それぞれ延岡衝上断層と大藪衝上断層で画され、西隣諸塚山地域や南西隣神門地域では幅2-6kmで帯状に分布しているが、本地域では、幅は広くても1km程度であり、膨縮が著しい。延岡衝上断層と大藪衝上断層はほぼ並走しているが、延岡衝上断層が低角度であるのに比べて大藪衝上断層の角度が大きいため、南北に流れる北川、祝子川、細見川などの流路に近い部分では広く露出するが、中間の尾根が南北に伸びる部分では、底角度の延岡衝上断層が南に張り出し、蒲江亜層群に覆われて神門層が露出しないためである。なお、追内町南方では神門層がフェンスターを作って槇峰層の中に露出している。

神門層は全体として強い剪断作用を受けている。泥質岩は葉片状あるいは薄いレンズ状をなしている。これらの剪断面は一般の伸張方向にほぼ平行しており、中に含まれる苦鉄質岩や大小の砂岩ブロックの伸びの方向とほぼ一致する。傾斜は30-60°北に傾いている。

### 日向亜帯

日向亜帯は、本地域の南半部を占め、古第三紀始新世-漸新世の日向亜層群が分布する。日向亜層群は大きく上下に区分され、下部は鬼神野・渡川・上井野の3層に区



第 3.19 図 九州東部における白亜紀四万十付加コンプレックスの変成ワッケ (a) 及び変成苦鉄質岩 (b) の鉱物組合せと変成相の分布

Miyazaki and Okumura (2002) の Fig. 9 を改変. 鉱物組合せのデータは今井ほか (1971, 1982), 奥村ほか (1985, 1998), 奥村・寺岡 (1988), 寺岡ほか (1990) による. 変成ワッケは石英・アルバイト・白雲母・方解石・チタナイト・不透明鉱物を含む. 変成苦鉄質岩はアルバイト・チタナイト・不透明鉱物を常に含み, 石英・方解石は含まれる場合と含まれない場合がある. Bt-Isograd と Crd-Isograd は中新世崩山花崗岩体周囲の接触変成作用により生じた泥質岩の黒雲母アイソグラッドと堇青石アイソグラッド. BTL: 仏像構造線, N.T: 延岡衝上断層, T.F: 塚原断層. Prh: ぶどう石, Ep: 緑れん石, Chl: 緑泥石, Act: アクチノ閃石, Pmp: パンペリー石.

分さる. これらはいずれも断層関係にあり, 北から南に向かって, 順次配列する. 産出化石からみると南側の地層ほど若くなる傾向があるのが, 大局的には同時異相の関係にあるものと推察される. 上部である珍神山層は多くの走向断層によって切られ, いくつもの地帯に分かれて分布し, 上井野層と鬼神野層は 1~3 km 幅のレンズ状をなして, 日向亜帯の全体に分布する. 下部層の各層は上下限を多数の走向断層に切られ, 上井野層とともに顕著な帯状構造を形成している. 珍神山層は主に砂岩からなり, 泥質岩が卓越する他の地層に比べて浸食抵抗が強いいため, 山嶺を形成している.

日向亜層群の走向は全体として東北東-西南西であるが, 断層の伸びの方向とほぼ平行である.

### 3.8 低度広域変成作用

九州四万十帯北東部の変成作用の研究は, 今井ほか (1971, 1982), 奥村ほか (1985), 奥村・寺岡 (1988), 寺岡ほか (1990), 奥村ほか (1998), Toriumi and Teruya (1988), 長江・宮下 (1999), Miyazaki and Okumura (2002) などによって行われている. 以下では, 奥村ほか (1998) の結果を中心に Miyazaki and Okumura (2002) を参考にして四万十帯の変成作用の概要を述べる.

四万十帯北帯の白亜系下部四万十層群の変成砂岩には広範囲にぶどう石+緑泥石が生じている (第 3.19 図).

変成砂岩中のぶどう石は網状の白色細脈をなすのを特徴とするが、砂岩中の斜長石碎屑粒子の一部を交代して生じているものもある。変成砂岩にぶどう石が生じている領域の変成苦鉄質岩は片理の発達弱く、原岩の組織をとどめているものが多い。そのような変成苦鉄質岩には単斜輝石の残晶が含まれるが、変成作用により生じたぶどう石及びパンペリー石を含む多様な鉱物組合せが認められる。ぶどう石+アクチノ閃石+緑泥石の組合せは上述のぶどう石を含む変成岩類の分布域内に散在して出現し、この領域全体がぶどう石-アクチノ閃石亜相の変成作用を被っていることを示している。ぶどう石-アクチノ閃石亜相の変成作用を被ったと考えられる領域は佐伯亜層群のすべてと蒲江亜層群の見かけ上部に相当する。ぶどう石-アクチノ閃石亜相の領域は、今井ほか(1971)のぶどう石-アクチノ閃石亜相とぶどう石やパンペリー石が出現する緑閃石帯低温部に相当し、Toriumi and Teruya (1988)のZ one IIに相当する。Zone IIの苦鉄質片岩中の石英・アクチノ閃石と共存する緑れん石-パンペリー石の組成を用いた温度圧力見積もりでは、 $P=3\sim 5$  kbar,  $T=200\sim 300$  °Cが見積もられている(Toriumi and Teruya, 1988)。

一方、延岡衝上断層の上盤側に分布する蒲江亜層群下部は、再結晶作用と変形作用が進行し、泥岩・砂岩・苦鉄質岩はそれぞれ泥質千枚岩・砂質千枚岩・苦鉄質千枚岩になっている。この領域ではぶどう石及びパンペリー石が消滅して、緑れん石+アクチノ閃石+緑泥石の組合せが卓越する(第3.19図)。この領域はぶどう石-アクチノ閃石亜相より高温の緑色片岩相の変成作用を被ったと推定される。緑色片岩相の領域は今井ほか(1971)の緑閃石帯高温部及びToriumi and Teruya (1988)のZone IIIにほぼ相当する。また、緑色片岩相の領域が最も広がる五ヶ瀬川中流域の苦鉄質片岩及び変成苦鉄質岩にはホンルンブレンドとオリゴクレスが生じており、一部は緑色片岩相/角閃岩相漸移相の変成度に達している可能性が指摘されている(長江・宮下, 1999)。緑色片岩相/角閃岩相漸移相の温度圧力条件として $P < 3.5$  kbar,  $T=400$  °Cが推定されている(長江・宮下, 1999)。蒲江亜層群内においては、ビトリナイト反射率による変成温度の見積もり(相原, 1989; 君波・大野, 1999)も行われている。君波・大野(1999)はビトリナイト反射率から見かけ下位へ向かって変成温度が若干上昇する傾向を見出している。更に、イライト結晶度による温度構造の検討も行われており、見かけ下位に向かって変成温度は上昇するようである(長江・宮下, 1999)。

蒲江亜層群の緑色片岩相に相当する領域の変成岩は強い変形作用を被っており、変成チャートないし珪質岩中の放射虫化石を用いた歪解析から平面歪が卓越し、変成度の上昇に伴い歪量が大きくなることが明らかにされている(Toriumi and Teruya, 1988)。露頭スケール及び薄片スケールの変形構造から剪断センスの見積もりが行われており、上盤が南へ移動→上盤が北へ移動→上盤が南東へ移動と剪断センスが変化したことが示されている(長江・宮下, 1999)。上盤が南東へ移動する剪断センスはNeedham and Mackenzie (1988)により、上盤が北へ移動する剪断センスはFabbri *et al.* (1990)によっても得られている。

白亜紀の下部四万十層群の変成作用の最大の特徴は、ぶどう石-アクチノ閃石亜相の条件下で生じたと考えられる含ぶどう石変成岩が $20\times 80$  km以上の広がりを持って分布することである。Miyazaki and Okumura (2002)はぶどう石-アクチノ閃石亜相が安定な温度圧力条件と沈み込むスラブの熱的影響による付加体内部の温度構造を調べた。沈み込むスラブの年齢が5~10 Myになると、付加体内で卓越する変成相がパンペリー石-アクチノ閃石亜相からぶどう石-アクチノ閃石亜相へ急激に変化することを示した。従って、下部四万十層群における広域的含ぶどう石変成岩形成は若い年齢のスラブが沈み込んだ結果と考えられる。

下部四万十層群が被った変成作用の時期は、蒲江亜層群の泥質片岩の白雲母K-Ar年代60~50Ma(木村・原, 1997)と推定される。更に、蒲江亜層群の砂質片岩のジルコンのFT年代は48~50 Maを示し、この時期に蒲江亜層群の変成岩は200°C以下に冷却したと推定されている(木村・原, 1997)。また前述のように碎屑性カリ長石を使ったK-Ar年代測定によると、佐伯亜層群下部、同上部及び蒲江亜層群の変成年代として、それぞれ $95.7\pm 2.9$  Ma,  $73.8\pm 2.3$  Ma及び $53.9\pm 1.6$  Maの値が得られている(寺岡ほか, 1994)。

延岡衝上断層の構造的な下位の古第三系上部四万十層群の岩石は強い剪断変形を受けており千枚岩となっている。今井ほか(1971)による神門層(神門亜帯)がこの部分に相当する。神門層は低度の変成作用を受けており、ぶどう石やパンペリー石を生じている。恐らく、ぶどう石-アクチノ閃石亜相相当の変成作用を被っていると考えられるが、詳細はわかっていない。

北川亜層群と日向亜層群の泥岩は弱く変形しているが、砂岩中にぶどう石脈が認められない。また玄武岩は分布せず、変成度は不詳である。

## 第4章 中新世斑状花崗岩岩脈 (pg)

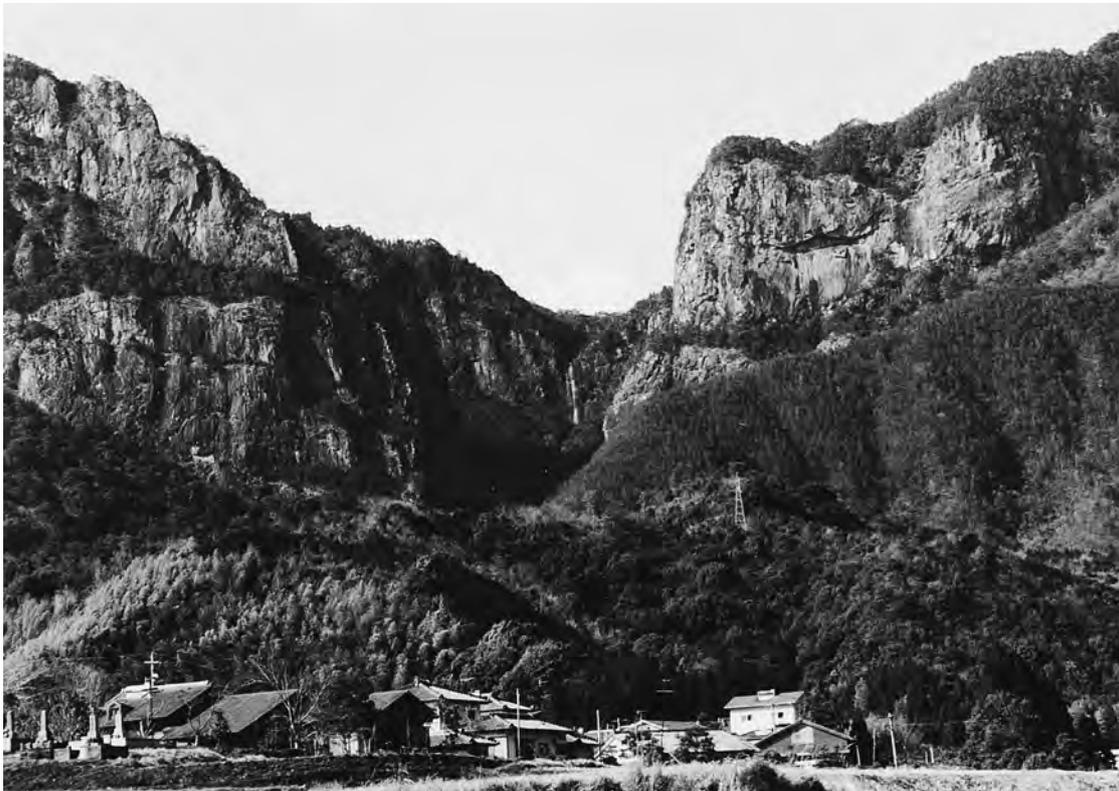
(奥村公男)

斑状花崗岩は本地域の北部において南に凸の弧を描いて東西に細長く伸びる貫入岩脈で、行滕山や可愛岳などでよく目立つ急崖を形成している(第1.1, 1.3図)。これは、大崩山コールドロンの外縁を縁取る環状岩脈の南部に当たる。この環状岩脈のうちでも最も長く連続し、かつ幅も広く目立つ部分である。

北隣の熊田地域(奥村ほか, 1998)では、環状岩脈に付随して珪長岩と凝灰角礫岩の複合岩脈が露出しており、珪長岩→凝灰角礫岩→斑状花崗岩の順に順に貫入したと推定されている。まず、マグマ溜まり最上部の斑晶に乏しい珪長質マグマが液体として環状断裂に沿って貫入し、冷却固化して珪長岩岩脈となる。次いで、激しく発泡したマグマが、同一の火道を通して上昇し、一部は噴火して火砕流(国見岳流紋岩質火砕流; Takahashi, 1986)となり、一部は岩脈中に留まって、凝灰角礫岩岩脈となった。そして最後にマグマ溜まりの相対的下位にあった斑晶質マグマが上昇貫入して固化し、斑状花崗岩岩脈を形成したものと推定された。

環状岩脈の幅は多くの場合100~400mであるが、行滕山では幅500m以上もあり、環状岩脈を横断して流れる行滕川の浸食に耐えて落差約77mの垂直な滝を形成している(第4.1, 4.2図)。ここでは斑状花崗岩の南部は浸食され、槇峰層と接している北縁部の数mがかるうじて残って、接触面に平行な板状節理に沿った垂直な滝面を作っている(第4.2図)。

斑状花崗岩は主に淡灰色を呈し、径数mmの長石及び黒雲母の斑晶を多量に含み、岩脈の中心付近の石基は粗粒である。直径2~7cmの泥岩や砂岩の捕獲岩を含んでいることがある。鏡下でみると斑晶はカリ長石・石英・斜長石・黒雲母からなり、褐色普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石を伴う。石基には細粒の石英・カリ長石・斜長石・黒雲母が認められる。変質を受けて、斑晶斜長石やカリ長石はセリサイトや、粘土鉱物に、斑晶苦鉄質鉱物は緑泥石に部分的に変化していることが多い。また、炭酸塩が生じていることも多い。



第4.1図 斑状花崗岩環状岩脈の景観

行滕山(標高829.9m)の斑状花崗岩からなる白い南岩壁は、延岡平野のどこからも遠望できる。延岡市行滕



第4.2図 むかばき  
行滕の滝  
行滕川が環状岩脈をなす斑状花崗岩を横切る場所にできた落差約77mの垂直な滝である。

(星住英夫)

5.1 研究史及び概要

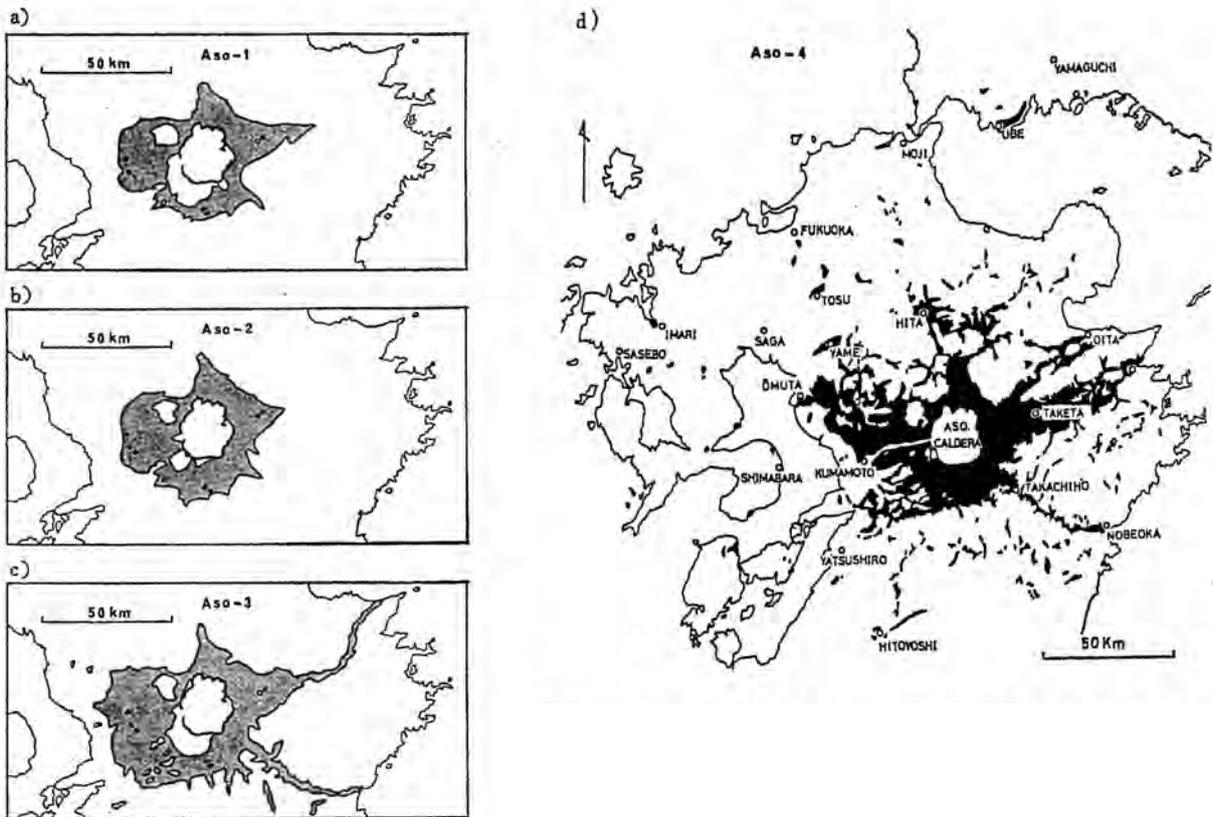
本地域内の第四系は、阿蘇火山噴出物、段丘堆積物、山麓の礫質堆積物及び沖積層からなる。

阿蘇火山は、九州中央部に位置する南北約 25 km, 東西約 18 km の大型カルデラと中央火口丘群からなる複成火山である(小野ほか, 1977; 小野・渡辺, 1985)。阿蘇カルデラを給源とする噴火サイクル(一輪廻の噴火活動)が27万年前以降4回あり、阿蘇-1, 阿蘇-2, 阿蘇-3, 阿蘇-4火砕流が噴出した。本地域内には、このうち阿蘇-3火砕流と阿蘇-4火砕流が到達している。

阿蘇火砕流堆積物のユニット区分について、松本(1952)は大きく3回の噴出があったとした。小野(1965)は、松本(1952)とは異なる区分を行い、カルデラ東側で、時間間隙のある3回の大規模な火砕流の流出があったことを示し、下位から Aso-I, Aso-II, Aso-

IIIと呼んだ。小野・曾屋(1968)は、Aso-IIが時間間隙のある2回の火砕流であることから、阿蘇カルデラ起源の大規模火砕流を下位から、Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4と再定義し、カルデラ全周に適用できる区分にした。また、Aso-3をA, B, C, Aso-4をA, Bのサブユニットに区分し、Aso-3A, Aso-3Bなどと呼称した。小野ほか(1977)は、竹田地域に分布する阿蘇火砕流堆積物とその間に挟まれる降下火砕物群について詳細に記載し、それぞれの火砕流堆積物とそのサブユニットの特徴について明らかにした。小野・渡辺(1983)は、各火砕流堆積物の全体の分布を示し、Aso-1, 2火砕流堆積物がカルデラから主に20~30 kmにまでしか到達していないのに対して、Aso-3火砕流堆積物が九州東岸にまで、Aso-4火砕流堆積物が海を越えて、島原半島や宇部にまで到達したことを示した(第5.1図)。

阿蘇-3サイクルの噴出物は、下位から阿蘇-3W降下



第5.1図 阿蘇-1, 2, 3, 4の各火砕流堆積物の分布  
小野・渡辺(1983)による。

a: 阿蘇-1火砕流堆積物, b: 阿蘇-2火砕流堆積物, c: 阿蘇-3火砕流堆積物, d: 阿蘇-4火砕流堆積物

軽石層、阿蘇-3A 火砕流堆積物、阿蘇-3B 火砕流堆積物、阿蘇-3C 火砕流堆積物の4つのサブユニットから構成され、サブユニット間に風化や浸食を示すような大きな時間間隙はない(小野ほか, 1977)。阿蘇-3B 火砕流堆積物は阿蘇-3 サイクル中で最も規模が大きい(小野ほか, 1977)。カルデラ東側では、別府湾南岸(吉岡ほか, 1997)や大分県北部の安心院盆地(星住・森下, 1993)に達するほか、カルデラ南東側から五ヶ瀬川を流下し、本地域に到達している。カルデラ南西側でも緑川に沿って熊本県御船町付近まで流下している(斎藤ほか, 2005)。阿蘇-3A 火砕流堆積物と阿蘇-3C 火砕流堆積物は、比較的カルデラに近い地域に分布が限られており、本地域には到達していない。

阿蘇-4 サイクルの噴出物は、火砕流堆積物のみが知られている。阿蘇-4 火砕流堆積物は、阿蘇火山の噴出物中で最も規模が大きく、最も遠方まで流走する。阿蘇-1, 2, 3 火砕流堆積物と異なり角閃石斑晶を含むことが特徴である。阿蘇-4 火砕流堆積物は、岩相及び岩質の違いや冷却間隙の存在などにより、いくつかのサブユニットに区分できる。小野ほか(1977)は、阿蘇カルデラのすぐ東側の竹田地域での阿蘇-4 火砕流堆積物を Aso-4A 火砕流堆積物及び Aso-4B 火砕流堆積物に区分した。阿蘇-4A 火砕流堆積物は、阿蘇-4 火砕流堆積物の大半を占める厚いサブユニットで、下半部が強く溶結し、上部へ向かって非溶結部へと漸移する。阿蘇-4B 火砕流堆積物はカルデラの東側近傍にのみ分布するサブユニットで、阿蘇-4A 火砕流堆積物の上部非溶結部を覆って強溶結の火砕流台地を形成する。阿蘇-4T 火砕流堆積物(星住ほか, 1988)は、橙色を示す薄い非溶結の火砕流堆積物で、阿蘇-4A 火砕流堆積物を覆い、カルデラ西側の Tosu orange pumice-flow deposit (Watanabe, 1978; 渡辺, 1986)に相当する。鎌田(1997)は、カルデラ北側の宮原地域で阿蘇-4T 火砕流堆積物が、阿蘇-4A 火砕流堆積物と阿蘇-4B 火砕流堆積物に挟まれると報告した。Watanabe(1978)は、阿蘇カルデラ西側の阿蘇-4 火砕流堆積物を岩相や岩質の違いによって以下の8つのサブユニットに区分した。下位から、Oyatsu white pumice-flow deposit (小谷白色軽石流堆積物)、Koei ash-flow deposit (肥猪火山灰流堆積物)、Hatobira pumice-flow deposit (鳩平軽石流堆積物)、Yame pumice-flow deposit (八女軽石流堆積物)、Motoigi gray pumice-flow deposit (用木灰色軽石流堆積物)、Benri scoria-flow deposit (弁利スコリア流堆積物)、Tosu orange pumice-flow deposit (鳥栖オレンジ軽石流堆積物)、Kunomine scoria-flow deposit (九ノ峰スコリア流堆積物)である。これらのサブユニットは、化学組成がデイサイト質から玄武岩質へ変化する2つのサブサイクル(小谷から弁利、及び鳥栖から九ノ峰)から構成される(Watanabe, 1979)。本地域を含むカルデラ東側地域では、阿蘇-4 火砕流堆積物

の構成物はデイサイト質の軽石流堆積物であり、西側にあるような玄武岩質のスコリア流堆積物は認められない。

本地域の段丘堆積物は、その層位により中位 I 段丘堆積物、中位 II 段丘堆積物、低位 I 段丘堆積物と低位 II 段丘堆積物とからなる。山麓の礫質堆積物は、谷沿いに分布し、特に中新世斑状花崗岩岩脈の周囲の扇状地に顕著に発達する。

沖積層及び自然堤防堆積物は河川沿いに、砂丘堆積物は海岸沿いに分布する。

## 5.2 阿蘇火山噴出物

### 5.2.1 阿蘇-3 火砕流堆積物 (A3)

阿蘇-3 サイクルの噴出物は、下位から阿蘇-3W 降下軽石層、阿蘇-3A 火砕流堆積物、阿蘇-3B 火砕流堆積物、阿蘇-3C 火砕流堆積物の4つのサブユニットから構成される。これらのユニットの間に風化や浸食を示すような大きな時間間隙はない(小野ほか, 1977)。本地域には、阿蘇-3B 火砕流堆積物のみが到達している。年代測定値として、松本ほか(1991)は、阿蘇-3A 火砕流堆積物の本質レンズから、 $123 \pm 6$  ka の K-Ar 年代測定値を得ている。

#### 阿蘇-3B 火砕流堆積物

**地層名** 小野・曾屋(1968)の“Aso-3B 火砕流堆積物”による。

**模式地** 指定されていない。本地域内では、延岡市北方町川水流周辺に良好に露出する。

**層序** 阿蘇-4 火砕流堆積物堆積物に覆われる。

**分布・層厚** 本堆積物は本地域を西から東へ流れる五ヶ瀬川沿いの上流域に分布する。本地域内での層厚は、最大で 10 ~ 20 m 程度である。

**岩相** 本地域での阿蘇-3B 火砕流堆積物は、非溶結-強溶結のスコリア流堆積物である。非溶結部では大きさ 10 cm 以下の黒色スコリアと灰褐色ガラス質細粒火山灰基質からなる。スコリアは黒-暗灰色で不均質なスポンジ状に発泡する。また、少量の軽石及び縞状スコリアを含む。縞状スコリアは、黒色と灰白色の発泡した火山ガラスが縞をなす。溶結部では暗灰色基質中に黒色ガラスレンズや扁平なスコリアを含んでいる。

**岩質・化学組成** スコリア中の斑晶は微量の径 1 mm 以下の斜長石、斜方輝石、単斜輝石を含むのみで、無斑晶に近い。スコリアの全岩化学組成は、 $\text{SiO}_2 = 63 \text{ wt\%}$  の安山岩質-デイサイト質である(竹田地域; 小野ほか, 1977)。

### 5.2.2 阿蘇-4 火砕流堆積物 (A4w, A4, A4T)

本地域での阿蘇-4 火砕流堆積物は、下位から阿蘇-4A

火砕流堆積物と阿蘇-4T 火砕流堆積物からなる。

#### 阿蘇-4A 火砕流堆積物 (A4w, A4)

**地層名** 小野・曾屋 (1968) により “Aso-4A 火砕流” と命名され、詳しい定義や記載は渡辺・小野 (1969) 及び小野ほか (1977) でなされている。

**模式地** 設定されていない。本地域内では、五ヶ瀬川沿いや各地に良好な露出がある。

**層序・年代** 阿蘇カルデラ東部で降下火砕物や土壌を挟んで阿蘇-3 火砕流堆積物を覆う (小野ほか, 1977)。本地域では阿蘇-3B 火砕流堆積物を土壌を挟んで覆うのが、延岡市北方町吐合などで観察できる。

阿蘇-4 火砕流堆積物の噴出年代について、松本ほか (1991) は、 $89 \pm 7$  ka の K-Ar 年代測定値を報告している。

**分布・層厚** 本地域内では、五ヶ瀬川及びその支流や本地域南西部の、五十鈴川沿いに厚く分布するが、本地域東部の祝子川沿いではごくわずかに点在するのみで、北川沿いでは確認されていない。層厚は、特に五ヶ瀬川沿いの西部地域で谷埋めした部分で厚く、最大で 50 m 程度である。

**岩相** 本地域での、標準的な阿蘇-4A 火砕流堆積物の層序は以下の通りである。最下部は厚さ数 m 以下の強溶結の火山灰流堆積物から始まる。これを覆って大きな本質レンズを含む強溶結部から弱溶結部をへて非溶結の軽石流堆積物へと漸移する。溶結部の厚さが最大 40 m 程度、上部の非溶結部が最大 10 m 程度である。上部の非溶結部は削剥されて失われている場合がある。

最下部の火山灰流堆積物は、大部分が灰白色の細粒火山灰からなり、ごく少量の径 1 cm 以下の軽石をわずかに含む。厚さは最大で数 m 以下である。この部分は、Watanabe (1978) の “Koei ash-flow deposit (肥猪火山灰流堆積物)” に相当する。延岡市北方町駄小屋付近など、五ヶ瀬川沿いで認められる。同様の岩相は、阿蘇カルデラ西側の各地 (Watanabe, 1978) のほか、大分地域 (吉岡ほか, 1997)、熊田地域 (奥村ほか, 1998) など各地で確認できる。

これの上位で阿蘇-4A 火砕流堆積物の主体をしめる強溶結部は、暗灰色基質中に長さ 1 ~ 5 cm 程度の黒色ガラスレンズを含む堅固な岩石である。弱溶結部では灰色 - 暗灰色基質中に灰白色の偏平化した軽石を含む。溶結部では径 1 ~ 2 m の柱状節理が発達する。非溶結部は、灰白色火山灰基質中に多量の大きな軽石を含む。軽石は、灰色 - 白色で径 2 ~ 20 cm に達し、粗い長孔状の気泡を持つ。基質は、細粒ガラス火山灰と径 1 ~ 4 mm の結晶片からなる。

**岩質・化学組成** 軽石中の斑晶鉱物は、主に大きさ 1 ~ 4 mm 程度の短柱 - 長柱状の斜長石及び普通角閃石であり、少量の斜方輝石を含む。ただし、基底部の火山灰流

堆積物 (“肥猪火山灰流” にあたる) のみは、普通角閃石斑晶をほとんど含まない。岩質は、軽石の全岩化学組成が  $\text{SiO}_2 = 68$  wt% のデイサイトである (竹田地域; 小野ほか, 1977)。

#### 阿蘇-4T 火砕流堆積物 (A4T)

**地層名** Watanabe (1978) の “Tosu orange pumice-flow deposit (鳥栖オレンジ軽石流堆積物)” を星住ほか (1988) が再定義した。

**模式地** 指定されていない。阿蘇カルデラ北縁宮原地域 (鎌田, 1997) などに良好に露出する。本地域内では、延岡市小切畑などに比較的よい露出がある。

**層序** 各地で阿蘇-4A 火砕流堆積物を直接覆うほか、基盤を直接覆う場合がある。

**分布・層厚** 本地域では、五ヶ瀬川沿いなどに断片的に分布する。層厚は 2 m 程度と薄い。断片的にしか本火砕流が認められないのは、堆積物が薄いため容易に浸食されて失われやすいためとみられる。

**岩相** 本堆積物は非溶結で、橙灰色の基質に黄橙色 - 赤橙色の良く発泡した軽石を含むのが特徴的である。基質は橙 - 灰橙色の細粒火山灰からなり、非溶結である。軽石の径は通常数 cm 以下である。径 1 cm 以下の異質岩片を少量含む。通常内部構造は特にないが、直接基盤を覆う場合には、基底部に異質角礫濃集部を伴うことがある。

**岩質・化学組成** 軽石は、少量の径 2 mm 以下の斜長石、普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石の斑晶を含む。岩質はデイサイト質である。

### 5.3 段丘堆積物 (tm1, tm2, tl1, tl2)

本地域の段丘堆積物は、河床からの高度差により、中位 I 段丘堆積物 (tm1)、中位 II 段丘堆積物 (tm2)、低位 I 段丘堆積物 (tl1)、低位 II 段丘堆積物 (tl2) に区分される。いずれの段丘堆積物も、上流では現河床からの高度が高く、下流では低い傾向がある。堆積物はいずれも細 - 中礫サイズの円礫を主体とし、砂及び泥を伴っている。

### 5.4 山麓の礫質堆積物 (f)

本地域の谷沿いや斑状花崗岩岩脈南側には礫質堆積物が分布する。行騾山南側に最も大規模に分布する。堆積物は、礫・砂を主体とする。中新世斑状花崗岩岩脈周辺では、この貫入岩の亜角礫 - 亜円礫を主体とし、しばしば細粒物に乏しい場合がある。

#### 5.5 谷底低地，後背湿地及び流路洲堆積物 (a)

本地域内の谷底低地，後背湿地及び流路洲堆積物は，河川沿い及び海岸付近に分布する。堆積物は，細－中礫サイズの円礫を主体とし，砂及び泥を伴う。

#### 5.6 自然堤防堆積物 (l)

本地域主要河川，五ヶ瀬川，祝子川及び北川沿いに分布する。現河床に沿って微高地を形成している。堆積物は細－中礫サイズの円礫を主体とし，砂及び泥を伴っている。

#### 5.7 浜堤及び海浜堆積物 (s)

日向灘に沿ってに細長く微高地を作って分布する。堆積物は，淘汰のよい砂から構成される。

#### 5.8 埋立地 (r)

本地域の埋立地は，日向灘に沿って海域を埋積したもののほか，五ヶ瀬川河口付近など，河川流路付け替えにより造成されたものがある。また内陸部では，宅地造成に伴って谷地形が埋積されている。

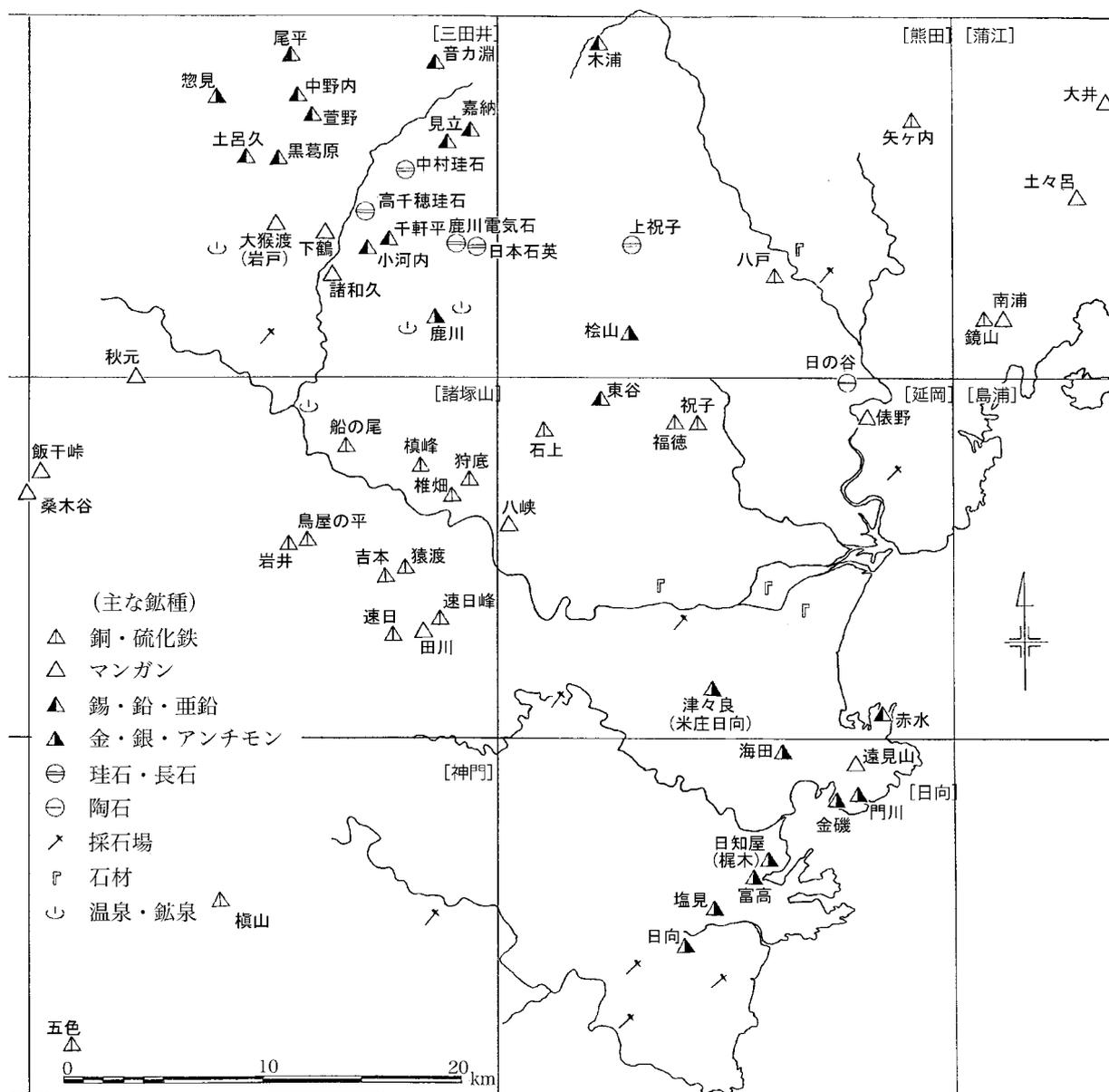
## 第6章 応用地質

(宍戸 章)

延岡地域及び周辺地域では、金属鉱床として四万十累層群に伴う含銅硫化鉄鉱床（キースラーガー）やマンガン鉱床、新第三紀の火成活動に伴う金・銀・亜鉛・アンチモンなど各種の熱水性鉱床が知られている（第6.1図）。しかし各鉱山は小規模なものが多く、資源の枯渇などから現在はずべて休廃止鉱山となっている。非金属資源ではコンクリート用骨材や石材などがあるが、これらも小規模な利用にとどまっている。

延岡市街地は五ヶ瀬川（大瀬川）を始め祝子川・北川などの比較的大きな河川が集中する河口部に位置しており、豊富な水資源を求めて大規模な工場が立地している。

一方、山地では急峻な地形と狭い平坦地という地形的な特徴の下に人々が共存しており、常に崖崩れや土石流などの地質災害の危険性にさらされている。近年の急激な丘陵地の宅地化は、この傾向に一層拍車をかけている。



第6.1図 延岡地域及びその周辺の鉱産地

## 6.1 金属 鉱床

### 6.1.1 含銅硫化鉄鉱床 (キースラーガー)

四万十累層群の変質苦鉄質岩類に伴う層状含銅硫化鉄鉱床として、延岡地域内では祝子鉱山(祝子鉱山第二鉱区)、福德鉱山(祝子鉱山第一鉱区)、石上鉱山が知られている。

#### 祝子鉱山

祝子鉱山は、延岡市の北西約12kmの祝子川中流、浜砂集落から西北西方約3kmに位置する。宮崎県資料によれば、大正6～8年の頃には出鉱し、同8年の始めには大切坑が開鑿されたらしいが、鉱山がいつ頃発見されたのかは不明である。大正11年に一旦休山した後、昭和25年頃から昭和40年頃にかけて、何度となく買山のための調査がおこなわれたが、本格的な開発には至らずその後廃山した。

本鉱山付近の地質は、蒲江亜層群の砂岩、千枚岩、変質苦鉄質岩類などで構成されている。宮崎県(1981)ほかによれば、地層は東西走向で北へ30～40°で傾斜する。鉱区の南を斑状花崗岩の岩脈が通過する。鉱床は層厚約500mの厚い変質苦鉄質岩のほぼ中央層準に胚胎する、黄鉄鉱の縞状-鉱染状鉱床で黄銅鉱・磁硫鉄鉱を伴う。本錫は錫幅1～2mの下盤錫と、錫幅1.5mの上盤錫があり、これらの2露頭の下部延長を約30m下から中切坑により立入及び錫押した。鉱床の走向はほぼ東西で、北へ30°前後で傾斜する。黄銅鉱の網状部を富鉱部として採掘されたが、規模は小さく、走向・傾斜方向へいずれも2～3m、最大5m程度で鉱染帯に移化したという。銅品位は一般に0.5%以下であったが、富鉱部では3～5%程度であった。

#### 福德鉱山

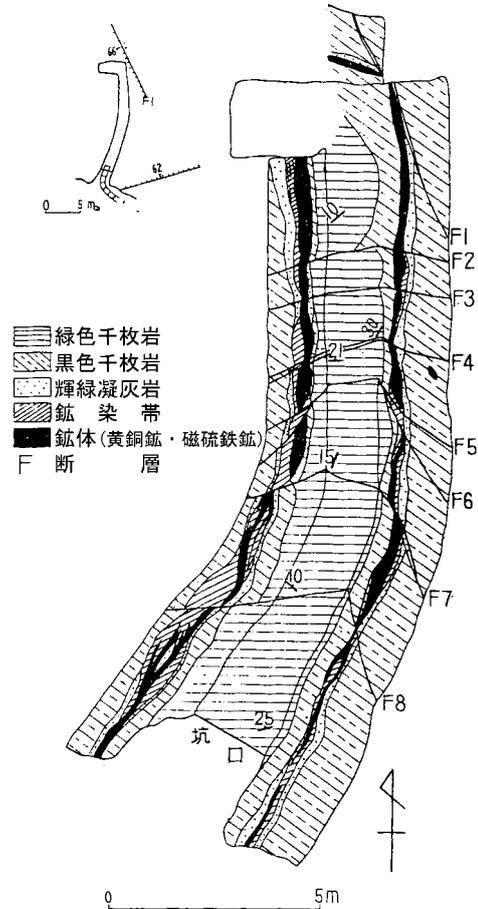
祝子鉱山の西に隣接する鉱山で、宮崎県資料によれば祝子鉱山第一鉱区として、昭和27～29年に五枚谷坑の開鑿が行われたとされている。祝子鉱山と併せてその後買山のための調査が行われたが、開発に至らぬまま廃山した。

**五枚谷錫** 祝子鉱山と同様の厚い変質苦鉄質岩中に胚胎する縞状-鉱染状鉱床で、鉱床の走向はEW-N60°W、傾斜は北へ30～40°と、母岩と略平行している。部分的に脈幅5～10cmの緻密脈状鉱床が認められた。Cu 0.75～0.95%、S 17.17～29.06%、Zn 0.07～0.08%。  
**新錫** 層厚50～100mの変質苦鉄質岩を母岩とする。露頭部を数m切り込んだ小規模な鉱染状鉱床。Cu 0.07～0.14%、S 10.45～29.95%、程度の低品位鉱。

#### 石上鉱山

石上鉱山は延岡市北方町曾木から北へ約10kmの北方町石上地区に位置する。鉱床は石上集落の南約1kmの、曾木川右岸の岩屋谷にある。宮崎県資料によれば昭和26年に発見され、約1年試掘されたが、その後休山した。昭和31年に転売されたが、その後新たに開発されることなく廃山したらしい。

鉱山周辺の地質は蒲江亜層群楨峰層の黒色千枚岩や緑色千枚岩と、これらを切る斑状花崗岩の岩脈で構成される。稲井・藤井(1957)によれば鉱床は千枚岩中に胚胎し、周辺の地層の一般走向はN40°E-N70°Eで、北西に10～20°で傾斜しているが、東西系の複数の小断層で切られ、鉱床は見かけ上南北に近い走向となり、西へ15°前後で傾斜するという(第6.2図)。平均脈幅は20cm程度で、黄銅鉱・磁硫鉄鉱などからなり、脈石として石英・絹雲母を多く含むという。



第6.2図 石上鉱山岩屋谷坑鉱床図  
 稲井・藤井(1957)による。

### 6.1.2 マンガン鉱床

宮崎県内のマンガン鉱床には、秩父帯に分布する鉱床と、四万十帯に分布する鉱床とがある。秩父帯のマンガン鉱床は大きく2つの帯に配列する(宮崎県, 1981)ことが知られており、鉱床は三宝山帯南縁帯中と白岩山衝上断層(Murata, 1981)北西側の黒瀬川帯の南縁地帯中に、チャート等に伴い点在する。これらは比較的規模の大きな鉱床が多く、三宝山帯中の鉱床では稼行実績が知られているものも多い。

一方、四万十帯のマンガン鉱床は、層状含銅硫化鉄鉱と同様に変質苦鉄質岩類に伴って産出するものが一般的である。宮崎県内での四万十帯中のマンガン鉱床は、門川町の遠見山鉱山(富高地域)などの熱水鉱脈型の鉱床を除くと、古第三系の中にはほとんど知られておらず、もっぱら白亜系の地層中のみ分布する傾向がある。鉱床は一般に小規模で、稼行の実態等詳細が不明のものも多い。延岡地域内では、俵野鉱山、八峽鉱山などがある。

#### ひょうの 俵野鉱山

俵野鉱山は日向長井駅の南方対岸、的野集落付近の小さな谷の最上流部に位置する。野田・納富(1918)によれば、鉱床は千枚岩を母岩とする層状鉱床で、鉱石は硬マンガン鉱・酸化マンガン鉱で品位は良くなかったとされている。大正-昭和初期に小規模に稼行されたらしく、古老によれば戦前の一時期、鉱石は北川を舟で渡して日向長井駅から積み出していたという。現地には7坑口と多少のズリ場が残存している。一帯は苦鉄凝灰質な千枚岩がN55°E-N75°Eの一般走向を有し、北西に40~50°で傾斜しており、各坑道は谷を挟んでそれぞれ層理面沿いに上下・左右に展開している。崩壊土砂により埋没しているため延長等は不明である。また同様の鉱床が北川対岸の日の谷地区にもあったとされる(宮崎県, 1963)が、具体的な位置や規模など詳細は不明である。

#### やかい 八峽鉱山

八峽鉱山は延岡市北方町蔵田の北約2kmの山地頂部付近に位置する。宮崎県資料によれば、鉱床は変質苦鉄質岩類と千枚岩の間にレンズ状にみられ、脈幅は最大60cm、平均40cm程度で、走向延長25m、傾斜方向へは10m以上あるという。鉱石はバラ輝石を主体に、テフロ石や酸化鉱などで、マンガン品位は25~30%。昭和34年頃に月産50t程度を出鉱していたらしい。その後の稼働実績等は不明である。

### 6.1.3 熱水性鉱床

延岡地域及びその周辺地域での熱水性鉱床には、大崩山花崗岩体及び環状岩脈に関連する鉱床と、尾鈴山火山岩類の火成活動に関連する鉱床が知られている。前者の鉱床を地域別にみると、見立川流域の諸鉱山では錫を始

め銅・鉛・亜鉛などを産出する気成-深熱水性の鉱床が多く、花崗岩体から少し離れたところでは、磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・輝安鉱などを産する中-浅熱水性の鉱床が多い。延岡地域内では、中-浅熱水型の鉱床として東谷鉱山が知られている。

一方、尾鈴山火山岩類に関連する鉱床では、小規模岩脈や岩体縁辺部の断層破碎帯などに伴う鉱床として、富高鉱山・日知屋鉱山・金磯鉱山(いずれも富高地域内)などが知られている。これらは金銀を含む黄鉄鉱を主体に、磁硫鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱などを伴う中-浅熱水型の鉱床で、延岡地域内では赤水鉱山が同種の鉱床である。

これらの鉱山から少し離れた門川町内には、海田鉱山(富高地域)などの輝安鉱を主体とする低温浅成型の鉱床が知られている。延岡地域内で輝安鉱を産する津々良鉱山は、尾鈴山火山岩類から更に離れており、周辺には全く熱源となる火成岩類の露出のない遠熱水性の鉱床である。

#### 赤水鉱山

赤水鉱山は遠見山半島北斜面の海岸付近に位置し、数箇所の旧坑が残されている。大正の初め頃開発されたが、その後所有者は数回変更された。昭和13年頃が全盛で、その後は品位の低下に伴い休山や探鉱を繰り返し、昭和45年に廃山となった。廃坑からの酸性の坑内水による鉱害を防止するため、昭和58年には耐圧密閉工を主体とする鉱害防止工事が行われた。

鉱床及び産出鉱物に関しては、野田・納富(1918)、宮崎県(1981)などの文献がある。これらによれば、本鉱山は日向亜層群の砂岩・泥岩中に、厚さ0.5~1.5mの4条の鉱脈があり、最も長いものは延長1kmに達する(第6.3図)。鉱石は黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・石英などで金・銀を含む。全盛時の粗鉱品位は、Au 0.5 g/t, Ag 140 g/t, Cu 3.2%, S 40%で、粗鉱量は100t/月であった。

**白浜鍾** 鉱山中最も北に位置する、走向N70°E、傾斜70°NWの鉱脈。脈幅は約2m、延長は約300mである。

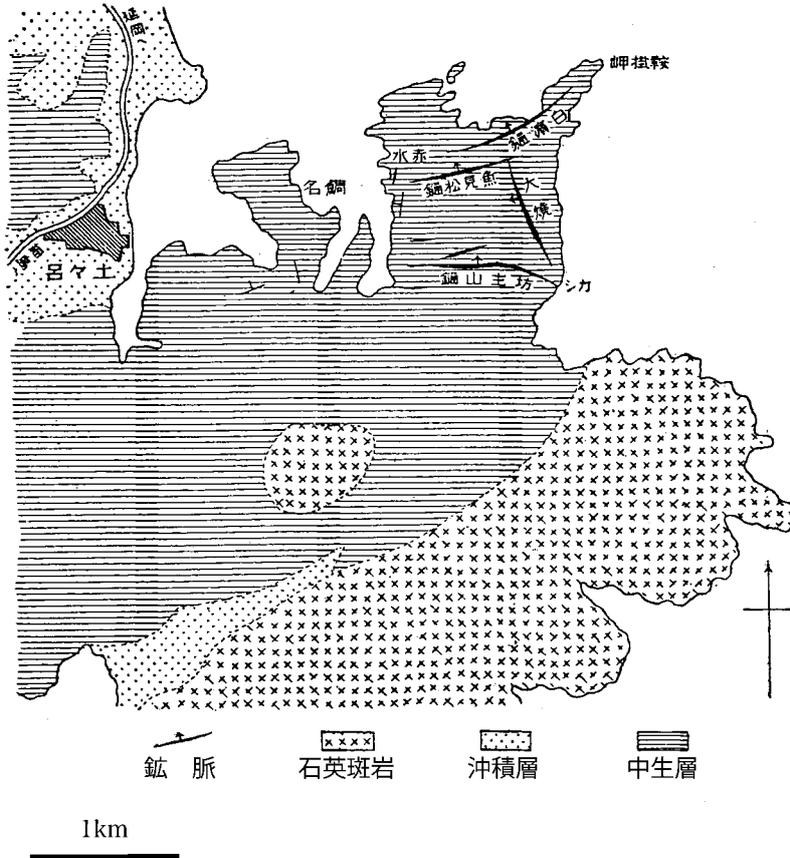
**魚見松鍾** 白浜鍾の南約150mに位置し、東西走向で直立する鉱脈。上盤鍾と下盤鍾に分かれ、1.5m前後の母岩を挟在する。両鍾とも脈幅は1.3m前後。品位は最も良かったという。

**坊主山鍾** 最も南に位置する鉱脈で、東半部は走向N70°W、傾斜80°NE、西半部は走向EW、傾斜60-70°N。脈幅は1.0~1.3mで延長は約1kmである。

**大焼鍾** 赤水半島の東海岸近くで、魚見松鍾と坊主山鍾の間に位置する、走向25°W、傾斜70°SWの鉱脈。脈幅約1m、延長約105mで、当初は鉄鉱を目的に採掘されたという。

## 赤水鑛山附近地質圖

縮尺五萬分之一



第6.3図 赤水鉍山地質図

野田・納富 (1918) による。

### 東谷鉍山

東谷鉍山は五ヶ瀬川支流の細見川の上流約 20 km に位置し、現在は埋没して放棄された坑道跡やズリ捨て場がみられるだけである。

宮崎県 (1981) によれば、鉍床は四万十累層群の千枚岩・緑色千枚岩を母岩とする、延長 50 m、厚さ 1.5～2 m の鉍脈で、鉍石は閃亜鉛鉍・方鉛鉍・黄鉄鉍などである。銀が多く平均で 500 g/t、最高は 2,000 g/t であった。このほかにもいくつかの脈があるという。昭和 45 年廃山となった。

また、同様の鉍床が、西方約 1 km にあり、二股鉍山と呼ばれていた。宮崎県 (1963) によれば、銅 3.5%、硫黄 40% で、銀も多かったという。

### 津々良鉍山

津々良鉍山は五十鈴川の支流津々良川上流の山中に位置する。宮崎県資料によれば、米庄日向鉍山とも呼ばれていたが、稼働実績等詳細は不明である。昭和 51 年頃までは輝安鉍を採掘したとされる坑道跡が残されてい

た。高さ 1.7 m 幅 1.2 m の間口を持つ鉍押し坑道で、壁面には脈幅 5 cm ほどの輝安鉍脈が、N60°W-N30°W 走向で、南に急斜していた。現在は林道開削等により跡地も不明である。

## 6.2 非金属資源

### 6.2.1 碎石・砂利

延岡地域範囲では、延岡市内 2 箇所、美郷町内 1 箇所の計 3 箇所です採石が行われている。延岡市内では、浦尻層の砂岩優勢互層部と珍神山層の砂岩層を対象としており、生産量は 2 箇所です、道路用及びコンクリート用として年間約 11 万 t、割栗石などの用途に約 2 万 t (平成 14 年度、宮崎県工業振興課、当時) である。美郷町北郷区内でも珍神山層の砂岩層を対象として、一時期数 10 t 程度の採石が行われた (平成 14 年度、宮崎県工業振興課、当時) ことがあるが、現在は全く休止している。四万十累層群砂岩の骨材試験結果 (第 6.1 表) によれば、延岡地域を含む県北地域の古第三系砂岩の平均値は、比

重2.61, 吸水率1.04%, すりへり減量18.8%で, コンクリート用骨材としての品質は比較的良好である。砂利は以前は港湾の浚渫を兼ねて小規模に採取されることもあったが, 現在は全く採取されていない。

### 6.2.2 石材

延岡市西部の五ヶ瀬川流域などに分布する阿蘇火砕流堆積物の溶結凝灰岩は柱状節理が良く発達し, 他の岩石に比べるとやや軽くて加工も容易であることから, 灰石と称し灯籠をはじめ石垣石や土台石などの石材として採石・利用されていた。

主な採取地域は延岡市舞野町や同市貝の畑町で, 国道218号線沿いには今も2軒の石材店が営業しているが, 現在は石材の大半が移入材で, 灰石の切り出しは殆ど行

われていないとのことである。また, 延岡市野地町付近でも灰石が採取されていたとの記録(野田・納富, 1918)があるが, 一帯は現在住宅地に変貌しており, 採取跡を確認することはできない。溶結凝灰岩は延岡城の石垣石にも多用されており, 野地町は城跡から直線で約1.5kmの距離に位置することなどから, 同地区が城の石垣石の主要な採取場の一つであった可能性は高い。

なお, 延岡城の石垣石については, その産地の一つとして, 城跡南方約1.5kmの愛宕山北斜面が知られている。ここでは日向垂層群珍神山層の砂岩を対象としており, 谷川や崖下の巨大な転石を分割整形して利用している。愛宕神社横の谷川沿いには矢溝が残った転石もみられ, 延岡市教育委員会により遺跡として保護されている(第6.4図)。

第6.1表 宮崎県内四万十累層群砂岩の骨材試験結果  
宮崎県部内資料(昭和48年度, 平成7~10年度宮崎県内骨材調査報告書)のデータを基に作成。

地層	地域	試料数	平均値[最小値~最大値]			
			表乾比重	吸水率(%)	すりへり減量(%)	
白亜系	北川・えびの	6	2.67 [2.63-2.70]	0.44 [0.24-0.61]	8.4 [7.0-10.6]	
古第三系		58	2.61 [2.48-2.67]	1.26 [0.22-3.72]	16.8 [7.3-34.9]	
	県北	延岡・門川・日向 東郷・北郷・南郷	14	2.61 [2.56-2.66]	1.04 [0.44-2.16]	18.8 [10.2-28.3]
	県央	西都・綾 須木・田野	15	2.63 [2.59-2.67]	0.86 [0.22-1.64]	13.2 [7.2-23.1]
	県西	高城・山之口 三股	14	2.61 [2.57-2.65]	1.35 [0.56-2.63]	15.1 [9.9-18.4]
	県南	北郷・日南 串間	15	2.57 [2.48-2.62]	1.78 [0.94-3.72]	20.3 [11.5-34.9]



第6.4図 愛宕山北斜面の石材採取遺跡

### 6.2.3 陶石

延岡市日の谷の南西約1kmの大内谷川に面する丘陵中腹には、環状岩脈を構成する斑状花崗岩が分布し、熱水変質を受けて陶石化した部分を対象に、ごく小規模な採掘跡が残されていた。岩脈北側の四万十累層群との境界部付近が最も陶石化が進んでいるが、褐鉄鉱の染みが多いなど、鉱床は必ずしも良質ではないため、試掘程度で本格的な採掘は行われていない。採掘跡は幅5～6mの露天掘り跡が2箇所、延長5～6mのトレンチ跡が2箇所、それぞれ10mほどの間隔をへだてて、岩脈の延びに直交する方向に掘削されていたが、現在は跡地も荒廃している。

都甲(1958)によれば、日の谷の東部延長に当たる延岡市川坂地区に産出する白土の化学組成は、 $\text{SiO}_2$  71.94%、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  19.50%、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0.36%、 $\text{CaO}$  0.54%、 $\text{MgO}$  0.36%で、耐火度はSK26とされている。

## 6.3 地下水

国土庁(1986)によれば、延岡市域での地下水取水状況は、農業用水として、祝子川・五ヶ瀬川・沖田川の各流域で約4万 $\text{m}^3$ /日、水道用水は、五ヶ瀬川流域で約5万 $\text{m}^3$ /日である。これらは深度10m前後の大口径浅井戸により取水されている。

工業用水は、祝子川流域や海岸平野中央部を中心に、約6万 $\text{m}^3$ /日が取水されている。このうち、約5千 $\text{m}^3$ /日は浅井戸で取水されているが、残りの約5.5万 $\text{m}^3$ /日は、深度50～60mの深井戸によっている。

延岡市街地の沖積層の基盤深度は最大60m以上で、五ヶ瀬川沿いでは、松山町付近から大貫町・大瀬町を経て、別府町へ至る基盤の谷が認められる(第6.5図)。木野・比留川(1964)によれば、帯水層は深度15m以浅の上部礫層(自由面地下水)と、深度30～40m以深の下部礫層(被圧地下水)に2分される。五ヶ瀬川河口から大瀬川南部の海岸平野では、塩水化の進行が懸念されている。

## 6.4 温泉

平成3～4年頃、延岡市の愛宕山東方の沖積平野部において温泉掘削が行われた。宮崎県(1993)によれば、この温泉は泉温が25℃以上34℃未満の低温泉で、湧出量は毎分50リットル以上100リットル未満の中性の塩化物泉とされているが、掘削深度等は不明である。温泉はその後の利用のないまま、跡地は整理されて商業用地となっている。

これに先立つ昭和60年代にも、沖田川河口付近の海岸平野部で温泉掘削の許可があった(宮崎県自然保護課、当時)というが、掘削の実態も含め詳細は不明である。いずれも地質基盤は四万十累層群で、付近にとくに温泉と密接に関係するような火成岩体は存在しない地域である。

## 6.5 自然景観資源

延岡地域とその周辺地域では、九州山地の急峻な山々が重畳し様々な景観を構成している。とくに大崩山を取り巻く斑状花崗岩の環状岩脈は、四万十累層群の山地から屹立した屏風状の岩峰群を形成して独特の景観をみせている(第1.1、1.6図)。比叡山・矢筈岳(いずれも諸塚山地域)などが国の名勝に指定されているほか、行<sup>むかほき</sup>藤山頂から行<sup>むかほき</sup>藤の滝に至る一帯も、昭和32年に宮崎県の名勝に指定されている。これらの地域は祖母傾国定公園の一角を占める。岩脈は行<sup>むかほき</sup>藤山から<sup>えの</sup>可愛岳にかけても連続しており、延岡市街地からは同様の景観が遠望される。

海岸部では山地が日向灘に迫って複雑な出入りのリアス式海岸を形成しており、北東部海岸や遠見山半島は日豊海岸国定公園に指定されている。五ヶ瀬川河口を始めとする河川の河口部には様々な規模の沖積平野が形成されている。延岡市の東海岸には砂嘴(方財町砂嘴)や砂州(東浜砂町砂州・新浜町砂州)、砂丘(長浜砂丘・新浜町海岸砂丘)(環境庁、1989)などで特徴づけられ、アカウミガメの産卵場所としても知られる。延長7km余りの砂浜海岸が形成されている。

延岡市北東部の川島町には、千枚岩体に懸かる高さ約30m、幅約6mの「那智の滝」があり、昭和12年に県の名勝に指定されている。延岡市街地南西に位置する愛宕山は、標高251.2mの非火山性の孤峰(環境庁、1989)で、山頂からの眺望にすぐれ市民に憩いの場を提供している。愛宕山を構成する日向亜層群の珍神山層は、各地で特徴的な景観を形成している。延岡地域南西端の美郷町北郷区黒木付近では五十鈴川が穿入蛇行しており、珍神山層の成層砂岩体が河川と交差する部分は、「舟方轟」や「黒木轟」と呼ばれる景勝地を作っている(第6.6図)。また、門川町の津々良川中流では同層の砂岩体に高さ約15mの滝(芹ヶ滝;環境庁、1989)が懸かり、「津々良のお滝さん」(宮崎県教育委員会、2006)として親しまれている。





第 6.6 図 舟方轟の景観  
五十鈴川の河床に珍神山層の成層砂岩層が広く露出している。

## 6.6 地質災害

### 6.6.1 地すべり

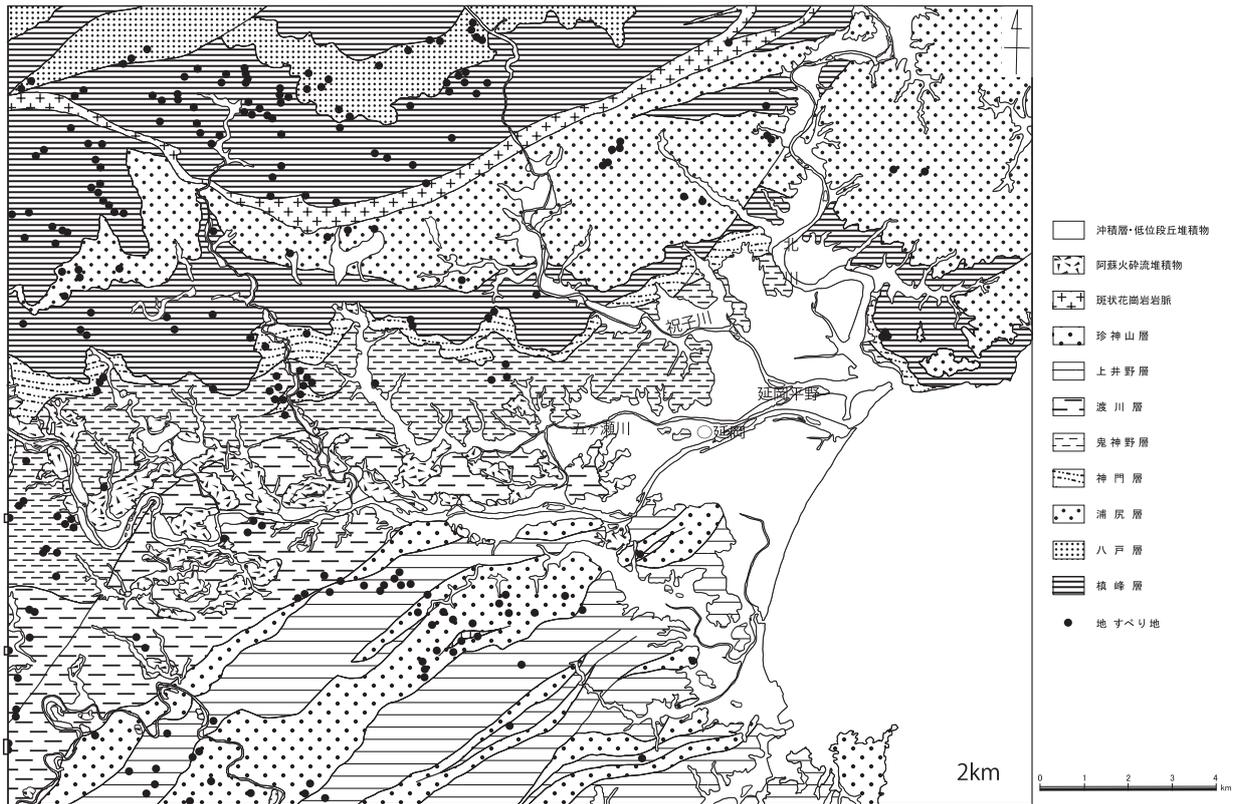
延岡地域内に所在する国土交通省所管の地すべり危険箇所は、旧北川町域に 1 箇所、延岡市域に 1 箇所、旧北方町域に 4 箇所、門川町域に 3 箇所の、計 9 箇所がある（平成 10 年度 宮崎県砂防課資料）。これらの危険箇所は人家や道路など保全対象物件の存在有無が優先し、必ずしも自然地形を主体に選定されたものではない。

清水ほか（2008）は空中写真判読により、本地域の地すべり地形の抽出を行った。その結果を地質と対応（第 6.7 図）してみると、地すべり地形の最も多いのは槇峰層分布地域で、比較的規模の大きなものが多い。環状岩脈に冠頂部を持つものや、延岡衝上断層などの断層に関連するとみられるものも散見される。鬼神野層、渡川層、上井野層などの泥岩優勢互層 - 泥岩を特徴とする地帯及び浦尻層の泥岩優勢部などには、中小規模の地すべり地形が各所にみられる。また、八戸層、浦尻層、珍神山層など、砂岩優勢互層 - 砂岩で特徴づけられる地帯でも一部に地すべり地形がみられることがある。これら砂質岩地帯のものは流れ盤型の傾向を示すものが多い。

### 6.6.2 崩壊

崖崩れによる災害防止の観点から、傾斜度が  $30^\circ$  以上、高さが 5 m 以上の急傾斜地のうち、被害予想区域内に人家もしくは公共的な施設が存在する地域については、急傾斜地崩壊危険箇所として抽出されている（宮崎県砂防課）。

延岡地域内では、自然斜面に分類されているものうち、5 戸以上の人家が存在する箇所が 393 箇所、1～5 戸の箇所が 392 箇所の、合計 785 箇所の崩壊危険箇所がある（平成 12 年度宮崎県砂防課資料）。これらの危険箇所は山麓斜面下や台地縁辺部に民家が点在する箇所の大半を占め、地形との関係が大きいが地質状況も無視はできない。最も危険箇所が多いのは、阿蘇火砕流堆積物や段丘堆積物で構成される台地縁辺の崖下である。近年は丘陵地の一部を造成した宅地開発が進行するとともに、人工斜面も増加傾向にあり、崖崩れによる災害の危険度も高まりつつある。特に、破碎傾向の強い鬼神野層・渡川層が分布する地域の造成地では、大雨の度に小規模な崩壊が発生しており、宅地や道路に影響を与えている。平成 19 年 7 月には鬼神野層分布地域である延岡市富美山町の団地において、台風に伴う雨の影響により斜面が高さ 18 m 幅 50 m にわたって崩壊し、斜面上方の公民館や倉庫が滑り落ちる被害があった。



第 6.7 図 延岡地域の地質と地すべり  
地質概略図に地すべりデータ（清水ほか，2008）を追加。

また、平成 16 年 11 月には延岡市一ヶ岡団地の西斜面で、幅約 30 m、高さ約 30 m にわたる小規模崩壊が発生した。この斜面は珍神山層の砂岩で構成されている。珍神山層の分布地域では、緩みを生じた節理面からの剥離・崩壊がみられることが多い。

### 6.6.3 土石流

延岡地域には、土石流危険渓流とされる渓流が数多く存在する。このうち、5 戸以上の保全対象人家を有する渓流（土石流危険渓流Ⅰ）は 211 箇所、保全対象が 1～5 戸の渓流（土石流危険渓流Ⅱ）が 162 箇所、保全対象は無いが災害の恐れがあるもの（土石流危険渓流に準ずる渓流）が 44 箇所（いずれも平成 13 年度宮崎県砂防課資料）で、土石流の危険性があるとされる渓流は合計 417 箇所にもなっている。

これらの渓流長は 1 km 以下の小規模なものが一般的で、特に 100～500 m 程度のごく小規模な渓流が大半を占める。渓床の平均勾配は、10～25° 程度の急なものが多い。土石流危険渓流は保全対象が人家を主体としているため、市街地の周辺部など人家密集地の背後地域に集中する傾向がある。

地質との関係でみると、四万十累層群分布域では浦尻層や鬼神野層・渡川層などの砂岩泥岩互層を特徴とする地層の分布地域、及び成層砂岩で特徴づけられる珍神山層の分布地域などに特に多い傾向がある。また、可愛岳-行藤山を形成する斑状花崗岩の環状岩脈に端を発する渓流も、危険渓流に指定されているものが多くみられる。

#### 6.6.4 水害

平成5年8月の台風7号による豪雨では、五ヶ瀬川が氾濫し、本地域西部の延岡市北方町川水流地区などを中心に水害が発生した。特に旧北方町役場が冠水して機能を失うなどし、床上・床下浸水は約370戸に及んだ。五ヶ瀬川の氾濫はその後の台風による豪雨などでもたびたび繰り返されている。平成17年9月の台風14号による浸水被害は甚大で、延岡市北方町川水流では当時の北方町役場の1階部分が完全に水没したほか、高千穂鉄道(当時)の鉄橋が流失し、これをきっかけに廃線に至った(第6.8図)。下流の延岡市街地中心部でも浸水被害があった。

平成9年9月には台風19号により北川が氾濫し、690戸余りが床上・床下浸水したほか、小中学校などの公共施設も浸水被害を被った(北川町, 1998)。特に堤防が決壊した延岡市家田・川坂地区を中心に、北川沿いの沖積低地はほぼ完全に水没した。水没範囲は北川本流の延岡市八戸地区、支流の鑑川・小川沿いでは延岡市北川町葛葉付近にまで及んだ。その後北川沿いの堤防は嵩上げ等の強化がなされた。



第6.8図 平成17年五ヶ瀬川水害の状況  
高千穂鉄道の鉄橋が流出して橋脚のみが残った。

## 文 献

- 相原安津夫 (1989) 有機統成～変成情報による付加体の考察. 月刊地球, vol. 11, p. 683-688.
- 足立富男・遠藤 尚・金子弘二 (1989) 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, p. 11-20.
- Fabbri, O., Faure, M. and Charvet, J. (1990) Back-thrusting in accretionary prisms: microtectonic evidence from the Cretaceous-Lower Tertiary Shimanto Belt of southwest Japan. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, vol. 4, p. 195-201.
- 原 英俊・木村克己・内藤一樹 (2009) 村所地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 56 p.
- 橋本 勇 (1961) 宮崎県延岡市附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 -. 九大教養地学研報, no. 7, p. 37-56.
- Hashimoto, I. (1961) Tertiary molluscan fossils from the Kadokawa Formation, Miyazaki Prefecture, Japan. *Rep. Earth Sci. Dep. Gen. Edu. Kyushu Univ.*, no. 7, p. 69-94.
- 橋本 勇 (1962a) 大分県佐伯市附近の時代未詳層群の層序と構造 (I). 九大教養地学研報, no. 9, p. 1-12.
- 橋本 勇 (1962b) 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, no. 9, p. 13-69.
- 橋本 勇・宮久三千年 (1959) 宮崎県遠見山半島の層序と構造 - 九州の四万十帯層の地史に関する 2・3の問題. 九大教養地学研報, no. 6, p. 29-51.
- 早坂祥三 (1999) 南九州の四万十帯からのイノセラムス化石. 自然愛護, no. 25, 表紙, 鹿児島県自然愛護協会.
- 星住英夫・森下祐一 (1993) 豊岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 75 p.
- 星住英夫・小野晃司・三村弘二・野田徹郎 (1988) 別府地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 131 p.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971) 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質雑, vol. 77, p. 207-220.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男・小野晃司 (1979) 神門地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 44 p.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男・神戸信和・小野晃司 (1982) 諸塚山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 71 p.
- 稲井信雄・藤井紀之 (1957) 石上鉦山. 未利用鉄資源, 第4輯, 通商産業省, p. 477-479.
- 鎌田浩毅 (1997) 宮原地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 127 p.
- 環境庁 (1989) 第3回自然環境保全基礎調査 宮崎県自然環境情報図.
- 君波和雄・大野幸則 (1999) ビトリナイト反射率からみた付加体中の現地性玄武岩類による熱変成: 九州の後期白亜紀槇峰層を例として. 地質学論集, no. 52, p. 243-253.
- 木村克己・原 英俊 (1997) 四万十帯の Out-of-Sequence Thrust のテクトニクスーイライト結晶度・放射年代値手法からの考察. 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, p. 122.
- 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 p.
- 木野義人・比留川貴 (1964) 宮崎県下工業用水源概査報告書. 宮崎県, 21 p.
- 北川町 (1998) 平成9年9月16日台風19号大水害. 北川町総務課, 302 p.
- 建設省計画局・宮崎県 (1967) 宮崎県, 日向・延岡地区の地盤. 都市地盤調査報告書, vol. 14, 126 p.
- 国土庁 (1986) 宮崎北部地域主要水系調査書. 国土庁土地局国土調査課, 291 p.
- 栗本史雄・寺岡易司・奥村公男 (1993) 九州佐伯地域の四万十帯から産出する白亜紀放射虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 9, p. 233-247.
- Mackenzie, J. S., Taguchi, S. and Itaya, T. (1990) Cleavage dating by K-Ar isotopic analysis in the Paleogene Shimanto Belt of eastern Kyushu, S. W. Japan. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 85, p. 161-167.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991) 阿蘇火砕流の K-Ar 年代. 地球化学会年会講演要旨集, 1991, p. 111.
- 松本達郎・大塚裕之・大木公彦 (1973) 鹿児島県下の四万十帯から産出した白亜紀化石. 地質雑, vol. 79, p. 703-704.
- Matumoto, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. *Japan. J. Geol. Geogr.*, vol. 19, special number, 57 p.+33 pls.
- 松本唯一 (1952) 地質巡検旅行案内書「阿蘇火山」. 九州大学理学部地質学教室, 52 p. (第59回日本地質学会大会巡検案内書)
- Miyazaki, K. and Okumura, K. (2002) Thermal modelling in shallow subduction: an application to low P/T metamorphism of the Cretaceous Shimanto Accretionary Complex, Japan. *J. Metamorph. Geol.*, vol. 20, p. 441-452.
- 宮崎県 (1963) 宮崎県の地質と地下資源. 宮崎県, 73 p.
- 宮崎県 (1981) 宮崎県地質図説明書 (宮崎県の地質と資源). 宮崎県, 72 p.+29 p.
- 宮崎県 (1993) 湯とりマップガイド 宮崎県温泉紹介. 宮崎県, 31 p.

- 宮崎県教育委員会 (2006) 宮崎県の天然記念物 (地質鉱物), 天然記念物緊急調査 (地質鉱物) 報告書, 宮崎県教育委員会, 274 p.
- Murata, A. (1981) Large decke structures in the Kurosegawa and Sambosan Terrains in Kyushu, Southwest Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 277-293.
- 長江 晋・宮下純夫 (1999) 九州四万十帯北帯の低圧高温型変成作用と変形作用. 地質学論集, no. 52, p. 255-277.
- Needham, D. T. and Mackenzie, J. S. (1988) Structural evolution of the Shimanto Belt accretionary complex. *J. Geol. Soc. London*, vol. 145, p. 85-94.
- 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 -. 九大理研報 (地質), vol. 15, p. 59-81.
- Nishi, H. (1988) Structural analysis of the Shimanto accretionary complex, Kyushu, Japan, based on foraminiferal biostratigraphy. *Tectonics*, vol. 7, p. 641-652.
- 野田勢次郎・納富重雄 (1918) 20万分の1延岡幅地質説明書. 地質調査所, 142 p.
- 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, 36 p.
- 奥村公男・寺岡易司・杉山雄一 (1985) 蒲江地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 58 p.
- 奥村公男・酒井 彰・高橋正樹・宮崎一博・星住英夫 (1998) 熊田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 100 p.
- 小野晃司 (1965) 阿蘇カルデラ東部の地質. 地質雑, vol. 71, p. 541-553.
- 小野晃司・曾屋龍典 (1968) 阿蘇カルデラの火砕流の層序 (演旨). 地質雑, vol. 74, p. 101.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1983) 阿蘇カルデラ. 月刊地球, vol. 5, p. 73-82.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図. 火山地質図4, 地質調査所.
- 小野晃司・松本徂夫・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図幅), 地質調査所, 145 p.
- 小山内良人・若松 暉・田邊暁子 (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. 鹿児島大理学紀要 (地学・生物), no. 17, p. 67-88.
- 斎藤 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. 地質雑, vol. 99, p. 1037-1040.
- 斎藤 眞・木村克己・内藤一樹・酒井 彰 (1996) 椎葉村地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 133 p.
- 斎藤 眞・宮崎一博・利光誠一・星住英夫 (2005) 砥用地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所地質調査総合センター, 218 p.
- 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, 115 p.
- 坂井 卓 (1978) 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十帯層群の地質構造と層序. 九大理研報 (地質), vol. 13, p. 23-38.
- 坂井 卓 (1985) 九州四万十帯の放射虫化石 (予報). MTR Newsletter, no. 1, p. 51-57.
- 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・構造的な位置. 九大理研報 (地質), vol. 14, p. 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. 日本の古第三系の生層序と国際対比, 山形大, p. 95-112.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2008) 地すべり地形分布図 第34集「延岡・宮崎」解説と読図の手引き. 防災科学技術研究所研究資料, no. 312.
- 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.*, vol. 29, p. 33-70.
- 寺岡易司 (1977) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較 - 四万十帯地向斜堆積物の供給源に関連して -. 地質雑, vol. 83, p. 795-810.
- 寺岡易司 (1979) 砂岩組成からみた四万十帯地向斜堆積物の起源. 地質雑, vol. 85, p. 753-769.
- 寺岡易司 (2003) 西南日本の古生代 - 第三紀砂岩中の碎屑性ザクロ石. 地調研報, vol. 54, p. 171-192.
- 寺岡易司 (2004) 九州の四万十帯層群. 地質ニュース, no. 599, p. 40-48.
- 寺岡易司・栗本史雄 (1986) 宇和島地域の四万十帯白亜系層序 - 大型化石と放射虫化石の層序の分布に関連して -. 地調月報, vol. 37, p. 417-453.
- 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, p. 261-270.
- 寺岡易司・奥村公男・今井 功 (1974) 九州耳川地域の四万十帯層群砂岩 - 四万十帯の構造区分に関連して -. 楠見 久先生退官記念文集, p. 133-151.
- 寺岡易司・今井 功・奥村公男 (1981) 20万分の1地質図「延岡」. 地質調査所.
- 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, 78 p.
- 寺岡易司・柴田 賢・奥村公男・内海 茂 (1994) 九州東部 - 四国西部の四万十帯層群中の碎屑性カリ長石および白雲母の K-Ar 年代. 地質学雑誌, vol. 100, p. 477-485.
- 寺岡易司・鈴木盛久・林 武広・奥村公男 (1995) 九州東部檜峰 - 神門地域の四万十帯層群における堆積岩化学組成の層序的变化. 広島大学教育学部紀要, 第II部, no. 17, p. 83-94.

- 寺岡易司・奥村公男・鈴木盛久・川上久美 (1999) 四万十累層群の碎屑性堆積物. 地調月報, vol. 50, p. 559-590.
- 都甲卯作 (1958) 北川陶石の応用に関する研究 (第1報) 磁器タイルの試作研究. 宮崎県工業試験場試験研究成績報, no. 6, p. 1-11.
- Toriumi, M. and Teruya, J. (1988) Tectono-metamorphism of the Shimanto Belt. *Modern Geol.*, vol. 12, p. 303-324.
- 吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博 (1997) 大分地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 65 p.
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, Southwest Japan, I: Geology. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no. 27, Nat. Sci., p. 97-120.
- Watanabe, K. (1979) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso of Aso caldera, Southwest Japan, II: Petrology of the Aso-4 pyroclastic flow deposits. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no. 28, Nat. Sci., p. 75-112.
- 渡辺一徳 (1986) 阿蘇カルデラ起源, 鳥栖オレンジ軽石流の流動・堆積機構. 文部省科学研究費自然災害特別研究, 計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流 (火砕流等) の特質と災害」報告書, p. 115-128.
- 渡辺一徳・小野晃司 (1969) 阿蘇カルデラ西側, 大峰付近の地質. 地質雑, vol. 75, p. 365-374.

## Geology of the Nobeoka District

By

Kimio OKUMURA \*, Yoji TERAOKA \*, Isao IMAI \*\*, Hideo HOSHIZUMI \*\*\*,  
Koji ONO \*\* and Akira SHISHIDO \*\*\*\*

(Written in 2009)

### (ABSTRACT)

The Nobeoka District is situated in the northeastern part of the Shimanto Terrane of Kyushu, Southwest Japan, and is underlain by accretionary complexes named the Shimanto Supergroup, which comprises the Cretaceous Lower Shimanto Group and the Paleogene to Early Miocene Upper Shimanto Group. In the district the supergroup is intruded by Miocene porphyritic granite and is covered by the Quaternary Aso Volcanic Products and terrace and Alluvial deposits. The geology of the district and adjoining areas is summarized in Fig. 1 and Table 1.

#### **Shimanto Supergroup**

The Shimanto Terrane is roughly divided into the Northern and Southern Belts by the Nobeoka Thrust gently dipping north. The Lower Shimanto Group occurs in the Northern Belt, and consists of the Early to Late Cretaceous Saiki Subgroup and the Late Cretaceous Kamae Subgroup. On the other hand the Upper Shimanto Group is exposed mainly in the Southern Belt, partly in the Northern Belt, and comprises the Paleocene to Eocene Kitagawa Subgroup, the Eocene Mikado Formation and the Eocene to Oligocene Hyuga Subgroup in the district. These strata are very rare in megafossils, and are dated by radiolarian and foraminiferal fossils.

#### **Lower Shimanto Group**

The Saiki Subgroup does not occur in the district. It is divided into the Shiiba, the Tonegawa, the Hinokage and the Katata Formations in ascending order. The first and third are mudstone-dominated sequences and the others are sandstone-rich ones. The Hinokage Formation contains occasional intercalations of basaltic volcanic rocks and chert.

The Kamae Subgroup is divided into the Makimine and the Yato Formations. These formations are in fault contact in the district. The Makimine Formation consists mainly of phyllite with intercalations of mafic rocks and sandstone. The lower part of the formation close to the Nobeoka Thrust has been subjected to the greenschist facies metamorphism, and the upper part to the prehnite-pumpellyite facies. Radiolarian fossils from the adjoining areas indicate that the subgroup is Cenomanian to Campanian in age.

The Yato Formation is mostly made up of sandstone with occasional intercalations of mudstone. It is considered to be Campanian in age, although there is no fossil evidence.

#### **Upper Shimanto Group**

The Upper Shimanto Group is divided into the Kitagawa Subgroup, the Mikado Formation and the Hyuga Subgroup as shown in Fig. 1 and Table 1.

---

\* Institute for Geo-Resources and Environment  
\*\* Former researcher of Geological Survey of Japan  
\*\*\* Institute of Geology and Geoinformation  
\*\*\*\* Shishido Geological Consultant, Miyazaki City

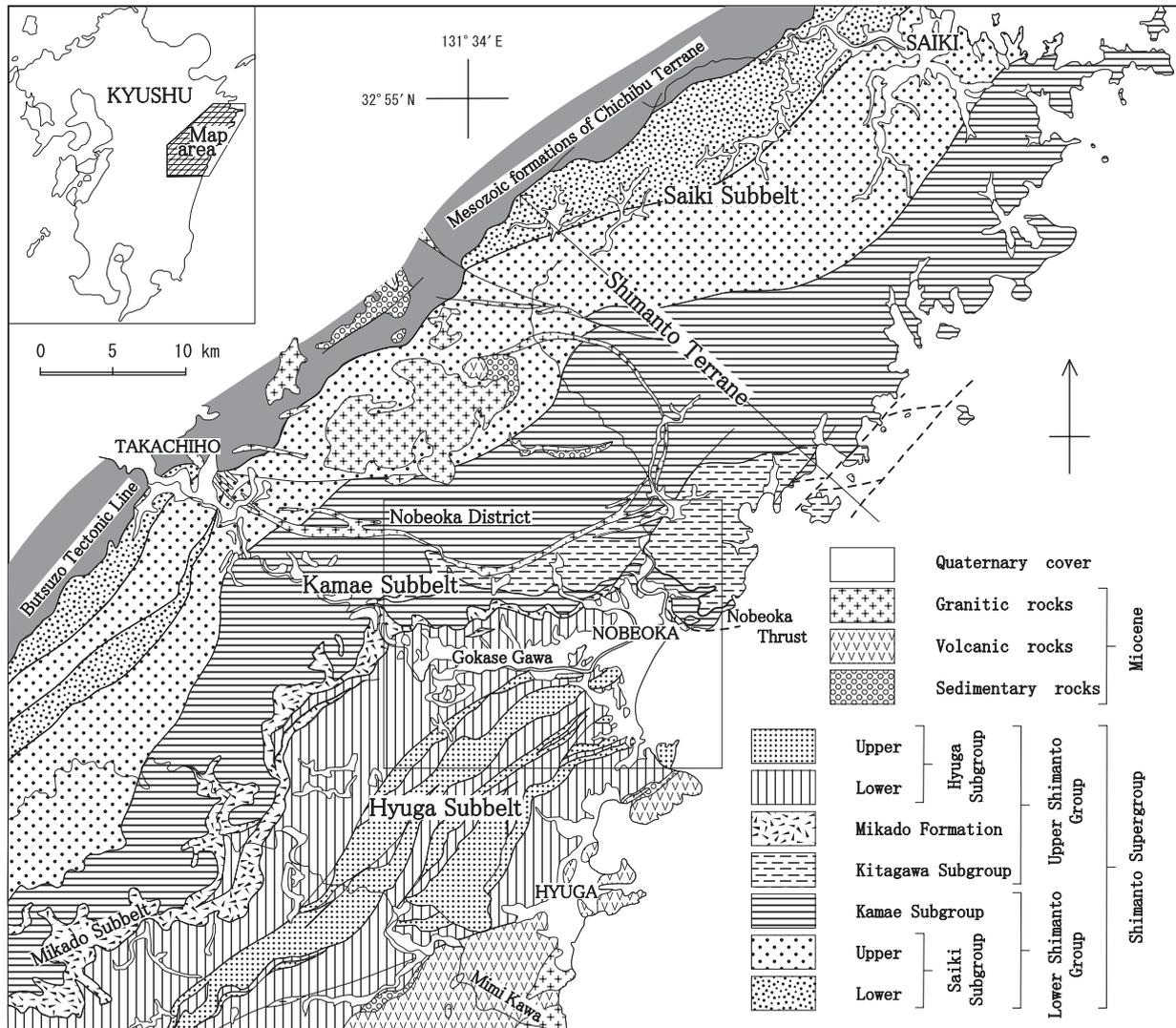


Fig. 1 Geological map of the Nobeoka District and adjoining areas.

The Kitagawa Subgroup occurs in the Kamae Subbelt, and is in fault contact with the Kamae Subgroup. The strata are made up mainly of rhythmically alternating sandstone and mudstone.

The Mikado Formation crops out in the Mikado Subbelt, and is separated from the Kamae Subgroup by the Nobeoka Thrust and from the Hyuga Subgroup by the Oyabu Thrust. The Formation consists mainly of pelitic rocks and basalt with frequent intercalations of sandstone.

The Hyuga Subgroup is distributed in the Hyuga Subbelt, and divided into the Kijino, the Dogawa, the Uwaino and the Chinjinzan Formations. They are in fault contact each other, generally dipping north, and cut by many strike faults to form an imbricated structure with an east-west to northeast-southwest trend.

The Kijino Formation is characterized by thin-bedded alternation of sandstone and mudstone with sandstone and red mudstone.

The Dogawa Formation consists mainly of mudstone and alternation of mudstone and sandstone with intercalations of red mudstone and pebbly mudstone.

The Uwaino Formation is a mudstone-predominant sequence intercalating sandstone, red mudstone and pebbly mudstone.

The Chinjinzan Formation consists mainly of sandstone with mudstone and red mudstone. Each unit of the Hyuga Subgroup is dated by radiolarian and foraminiferal fossils as shown in Table 1.

Table 1 Summary of the geology of the Nobeoka District.

Area		Shimanto Terrane				Sedimentary cycle									
		Northern Belt		Southern Belt											
Age		Saiki Subbelt	Kamae Subbelt	Mikado Subbelt	Hyuga Subbelt										
		Quaternary	Holocene	Alluvial deposits				↑							
Pleistocene	Aso Volcanic Products, Terrace deposits														
Neogene	Pliocene					↑									
	Miocene	Sobosan Volcanics*, granitic rocks Mitate Formation*			Osuzuyama Vol.*gr.* Iorigawa Congl.* Kadogawa F.*										
Paleogene	Oligocene	Up. Shimanto G.	Tsuikabaru Fault	Mikado Formation	Hyuga Subgroup Upper	Chinjinzan F.	↑								
	Eocene				Lower Shimanto Group	Kitagawa Subgroup		Uwaino F. Dogawa F. Kijino F.							
	Paleocene														
Cretaceous	Late	Shimanto Supergroup					↑								
								Lower Shimanto Group	Saiki Subgroup*	Upper	Katata F.	Kamae Subgroup	Yato F.	Makimine Formation	Oyabu Thrust
											Hinokage F.				
											Tonegawa F.				
											Shiiba F.				
	Early							↑							
									Albian	Nobeoka Thrust					
									Aptian						
									Barremian						
									Hauteriv.						
Valanginian															
Berriasian							↑								

\*No outcrop in the Nobeoka District.

### Clastic rocks of Shimanto Supergroup

The lower and upper parts of the Saiki Subgroup and other three subgroups show an upward-coarsening change in lithology respectively. Individual groups or subgroups are markedly different in petrographical and chemical characters of clastic rocks in the district and adjoining areas.

Modal analysis of sandstone reveals that the Saiki and the Kamae Subgroups are characterized by feldspathic and lithic sandstones respectively, though they considerably overlap in age. On the other hand, feldspathic and lithic sandstones rich in quartz occur in the Upper Shimanto Group. Rock fragments of sandstones are chiefly of felsic to intermediate volcanic rocks throughout the sequences. Most of sandstones are of wacke type containing more than 15 % argillaceous matrix.

Detrital garnets of various origins are found in the supergroup. Among them, the most common garnets are from the intermediate P/T metamorphic rocks including granulites, followed by ones from the low P/T metamorphic and granitic rocks with minor amounts of garnets from the high P/T metamorphic rocks. The former increase stratigraphically upward and must have been derived mainly from Precambrian metamorphic rocks in the Asian Continent. Grandite of calcareous metamorphic rock origin is also contained in the Lower Shimanto Group.

Sandstone chemistry varies from the Saiki Subgroup to the Upper Shimanto Group in the manner that SiO<sub>2</sub> increases with decreasing of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, ΣFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Sr, V and Zn. Such a tendency is also recognized in mudstone, though not so distinctly.

### **Miocene porphyritic granite**

To the north of the Nobeoka District is exposed the Miocene Okueyama Granitic Pluton of 13.8 Ma associated with ring dykes consisting mainly of porphyritic granite, a part of which occurs in the district.

### **Quaternary**

The Quaternary is distributed along the Kita, Hori and Gokase Gawa and their tributaries, and in coastal plain. The Aso Volcanic Products of the district are pyroclastic flow deposits of the Aso-3 cycle of about 120 ka and Aso-4 cycle of about 90 ka. They consist of welded tuff and non-welded deposits of vitric ash, pumice and scoria, ranging from andesite to dacite in composition. The terrace deposits are composed of gravel and sand, and rest mostly on the Aso Volcanic Products with a few exceptions. The Alluvial deposits consist of gravel, sand and mud.

### **Economic geology**

Metal mines consist of cupriferous sulfide and manganese ore deposits embedded in and near to the basaltic rocks of the Lower Shimanto Group in the Nobeoka District. Hydrothermal Deposits related to the Neogene pluton in adjacent area occur in the Upper Shimanto Group in southern part of The Nobeoka District. All of these mines are closed. There are some quarries producing construction aggregates.

執筆分担

第1章 地形	奥村公男
第2章 地質概説	寺岡易司・奥村公男・星住英夫
第3章 四万十帯白亜系 - 古第三系 - 四万十累層群	奥村公男・寺岡易司
第4章 中新世斑状花崗岩岩脈	奥村公男
第5章 第四系	星住英夫
第6章 応用地質	宍戸 章

文献引用例

奥村公男・寺岡易司・今井 功・星住英夫・小野晃司・宍戸 章 (2010) 延岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 50 p.

章単位での引用例

奥村公男 (2010) 延岡地域の地質, 第1章, 地形. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-5.

Bibliographic reference

Okumura K., Teraoka Y., Imai I., Hoshizumi H., Ono K. and Shishido A. (2010) Geology of the Nobeoka District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 50 p. (in Japanese with English abstract 4 p.)

Bibliographic reference of each chapter

Okumura K. (2010) Geology of the Nobeoka District, 1. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-5. (in Japanese)

---

---

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 延岡地域の地質  
平成22年11月1日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7  
TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

---

印刷所 株式会社 イセブ

---

© 2010 Geological Survey of Japan, AIST