

55 (522. 7) (084. 32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

鹿児島 (15) 第68・69号

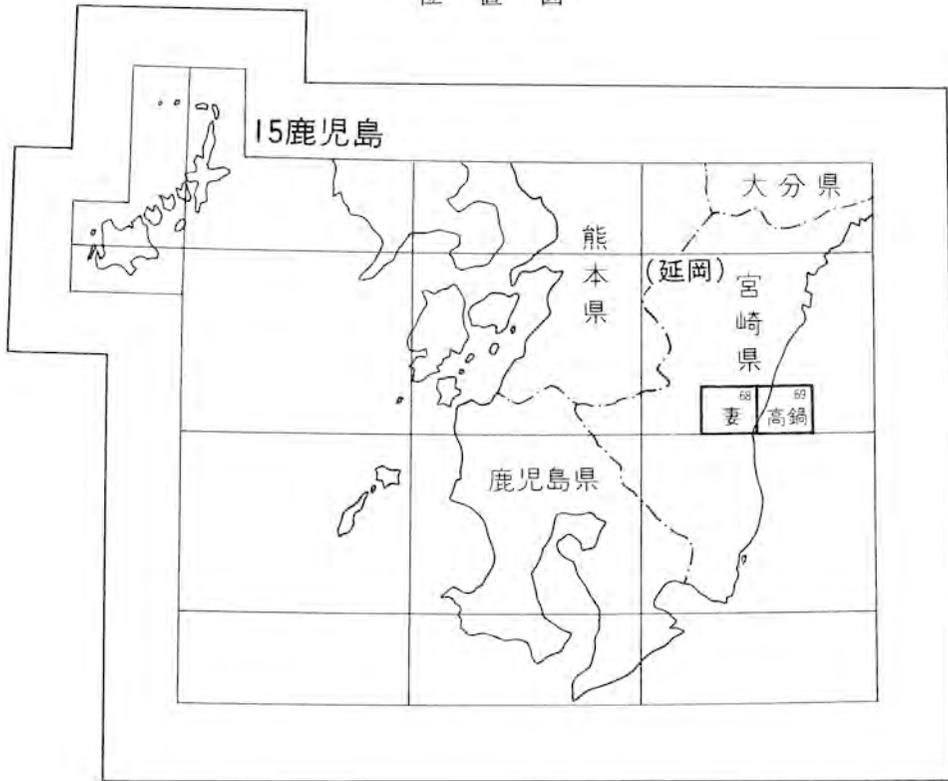
妻及び高鍋地域の地質

遠藤秀典・鈴木祐一郎

昭和61年

地質調査所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I . 地 形	1
II . 地質概説	5
III . 四万十累層群	9
III . 1 概要	9
III . 2 国見山層	11
III . 3 上井野層	12
III . 4 山之口層	13
III . 5 対比及び地質構造	14
IV . 宮崎層群	17
IV . 1 概要	17
IV . 2 川原層	19
IV . 3 妻層	25
IV . 4 本庄層	27
IV . 5 瓜生野層	28
IV . 6 新名爪層	33
IV . 7 垂水凝灰岩	33
IV . 8 佐土原層	34
IV . 9 高鍋層	37
IV . 9 . 1 主部層	37
IV . 9 . 2 久峰部層	40
IV . 10 化石	42
IV . 11 対比	42
IV . 12 地質構造	46
IV . 13 凝灰岩鍵層の特徴とフィッショントラック年代	48
V . 第四系	51
V . 1 更新統	51
V . 1 . 1 概要	51
V . 1 . 2 日向ローム層	52
V . 1 . 3 未区分高位段丘堆積物	55
V . 1 . 4 東原段丘堆積物	56
V . 1 . 5 小丸川層及び通山浜層	56
V . 1 . 5 . 1 小丸川層	58
V . 1 . 5 . 2 通山浜層	60

V. 1. 6	茶臼原層	65
V. 1. 6. 1	椎木部層	66
V. 1. 6. 2	茶臼原礫層	68
V. 1. 7	三財原段丘堆積物	68
V. 1. 8	馬場段丘堆積物	71
V. 1. 9	新田原段丘堆積物	71
V. 1. 10	西都原段丘堆積物	74
V. 1. 11	岡富段丘堆積物	74
V. 1. 12	雷野段丘堆積物	75
V. 1. 13	入戸火砕流堆積物	75
V. 1. 14	深年Ⅰ段丘堆積物	75
V. 1. 15	深年Ⅱ段丘堆積物	77
V. 2	完新統	78
V. 2. 1	沖積表層堆積物	78
V. 2. 2	沖積谷埋積堆積物	79
V. 3	凝灰岩鍵層の特徴と対比	79
V. 4	第四紀の構造運動	82
VI.	応用地質	85
VI. 1	天然ガス及び付随資源	85
VI. 2	鉱泉	89
VI. 3	水資源	89
VI. 4	骨材資源	91
VI. 5	地質災害	91
文 献		91
Abstract		99

図・表・付図目次

第 1 図	妻及び高鍋地域における地形区分・接峰面図	2
第 2 図	妻及び高鍋地域の段丘構成層分布図	3
第 3 図	妻及び高鍋地域の層序総括図	6
第 4 図	九州における四万十累層群の地質構造概略図	10
第 5 図	国見山層の砂岩頁岩互層	11
第 6 図	国見山層の頁岩中に見られる生痕	12
第 7 図	上井野層の頁岩中に見られる砂岩薄層	12
第 8 図	上井野層のブーディン状の砂岩を含む頁岩	13

第 9 図	上井野層の頁岩のクリープ褶曲	13
第 10 図	山之口層のブロック状砂岩を含む頁岩	14
第 11 図	四万十累層群の砂岩中のカリ長石の含有量	15
第 12 図	本地域の四万十累層群の層序及び日南層群, 山之口層, 日向層群との関係	16
第 13 図	本図幅地域及び周辺の四万十累層群の地質構造図	17
第 14 図	妻及び高鍋地域における宮崎層群の地層分布図	18
第 15 図	宮崎層群の層序区分の変遷	19
第 16 図	川原層の岩相柱状図	20
第 17 図	宮崎層群の基底	21
第 18 図	宮崎層群の基底	22
第 19 図	花崗岩の巨大ブロックを含む礫岩	23
第 20 図	川原層の礫岩	24
第 21 図	角礫を伴う礫岩の模式ブロックダイアグラム	24
第 22 図	妻層の岩相柱状図	25
第 23 図	妻層の泥岩	26
第 24 図	妻層の泥質砂岩	26
第 25 図	妻層の含貝化石石灰質砂岩	27
第 26 図	本庄層の泥岩優勢互層	28
第 27 図	瓜生野層の模式岩相柱状図	29
第 28 図	瓜生野層の砂岩中に見られる偽礫密集層	29
第 29 図	瓜生野層の砂岩	30
第 30 図	瓜生野層の泥岩優勢互層	31
第 31 図	佐土原町から新富町にかけての坑井対比図	31
第 32 図	垂水凝灰岩の岩相柱状図	32-33
第 33 図	垂水凝灰岩	34
第 34 図	佐土原層の砂岩優勢互層	35
第 35 図	佐土原層の岩相柱状図	35
第 36 図	佐土原層の斜交層理を示す砂岩	36
第 37 図	佐土原層の砂岩中の平行葉理	37
第 38 図	高鍋層の貝密集層	37
第 39 図	高鍋層久峰部層中のスランブ構造	38
第 40 図	高鍋層久峰部層中のスランブ構造	38
第 41 図	高鍋層久峰部層の海底谷埋積堆積物	39
第 42 図	高鍋層久峰部層の露頭展開図	40
第 43 図	第 42 図における海底谷埋積堆積物の柱状図	41
第 44 図	高鍋層久峰部層中の海底谷の壁	42

第45図	浮遊性有孔虫試料採集地点	44
第46図	浮遊性有孔虫の垂直分布と分帯	45
第47図	西南日本における上部新第三系と宮崎層群の対比	46
第48図	妻及び高鍋地域における宮崎層群の走向線図	47
第49図	妻及び高鍋地域の重力異常図	48
第50図	宮崎層群中の凝灰岩鍵層の主要重鉱物組成及び屈折率	49
第51図	妻及び高鍋地域における日向ローム層の標準柱状図	53
第52図	日向ローム層の層相	54
第53図	Aso-4の層相	54
第54図	東原段丘堆積物上のローム層柱状図	56
第55図	妻及び高鍋地域並びに周辺地域における小丸川層及び通山浜層の基底高度分布図	56-57
第56図	小丸川層及び通山浜層の露頭柱状図	57
第57図	似り凝灰岩層(Nt)の層相	58
第58図	中尾北方(Loc. 264)の凝灰岩層	58
第59図	鼻切川凝灰岩層(Hn)の露頭柱状図	59
第60図	小丸川層の泥層から産出したカキの化石	59
第61図	通浜付近の地質断面図	61
第62図	通山浜層中の浸食面	61
第63図	通浜凝灰岩層(Tr1)のスケッチ図	62
第64図	通山浜層の露頭写真	62
第65図	通山浜層の貝化石産状	64
第66図	通山浜層から産出したシカの化石	65
第67図	小丸川層及び通山浜層の花粉分析結果	64-65
第68図	茶臼原層の地質概念図	66
第69図	茶臼原層椎木部層の露頭柱状図	67
第70図	椎木凝灰岩層(Sk)	67
第71図	牧の内凝灰岩層(Mu)	67
第72図	茶臼原層上のローム層露頭柱状図	67
第73図	三財原段丘堆積物及び馬場段丘堆積物の露頭柱状図	69
第74図	三財原段丘堆積物中のヒメスナホリムシの生痕化石	70
第75図	三財原段丘堆積物の砂層及びそれを覆う日向ローム層	70
第76図	新田原段丘堆積物の露頭柱状図	72
第77図	高鍋原台地北部の新田原段丘堆積物の層相	73
第78図	西都原段丘堆積物の露頭柱状図	74
第79図	岡富段丘堆積物の露頭柱状図	75
第80図	深年I段丘堆積物の露頭柱状図	76

第 81 図	深年 I 段丘堆積物及びそれを覆う日向ローム層	76
第 82 図	深年 II 段丘堆積物の露頭柱状図	77
第 83 図	一ッ瀬川河口付近の沖積層概念図	78
第 84 図	須志田段丘堆積物の露頭柱状図	79
第 85 図	凝灰岩鍵層の鉱物・ガラスの屈折率	80-81
第 86 図	断層露頭	83
第 87 図	下田島段丘堆積物相当層の露頭柱状図	83
第 88 図	妻及び高鍋地域における三財原面及び新田原面の地表面高度分布図	84
第 89 図	天然ガス坑井位置図	86
第 90 図	地すべり防止区域及び急傾斜地崩壊危険区域分布図	90
第 1 表	宮崎層群の主要貝化石の水平的分布及び層位的分布	43
第 2 表	凝灰岩鍵層のフィッショントラック年代一覧表	50
第 3 表	妻及び高鍋地域の地形面対比表	51
第 4 表	通山浜層産出貝化石	63
第 5 表	妻及び高鍋地域における天然ガス坑井概要	86-87
第 6 表	天然ガス組成一覧表	88
第 7 表	天然ガス付随水組成一覧表	88
第 8 表	高屋温泉の水質	88-89
付図 A	露頭位置図	95
付図 B	〃 つづき	96
付図 C	〃 つづき	97
付図 D	〃 つづき	98

妻及び高鍋地域の地質

遠藤秀典*・鈴木祐一郎**

妻及び高鍋地域の地質研究は、地震予知のための特定観測地域「伊予灘及び日向灘周辺」の地質調査研究の一環として実施された。現地調査は昭和58年度及び59年度にわたって行われ、主に四万十累層群及び宮崎層群を鈴木、第四系を遠藤が担当した。

本研究の遂行及び取りまとめに際しては、次の方々からご協力をいただいた。宮崎県商工労働部商工振興課からは四万十累層群の地質調査資料を参照させていただくなど、終始協力を得た。特に同課の穴戸章技師からは、本地域の地質全般に関する資料・情報の収集について助言と便宜を得た。西都市、国富町、木城町、高鍋町及び川南町からは地形図やボーリング資料等を提供していただいた。伊勢化学工業株式会社からは、佐土原ガス田に関する資料を提供していただいた。岩手大学教育学部教授今井功氏からは、四万十累層群の未公表データを参照していただいた。これらの方々に対しここに厚くお礼申し上げます。

なお、海外地質調査協力室の寺岡易司技官には、現地調査の一部に同行していただいた。活断層調査には、環境地質部の杉山雄一技官に協力していただいた。また本研究の執筆を進めるに際しては、元所員の木野義人氏、地質部の奥村公男技官、燃料部の影山邦夫技官及び同部の名取博夫技官からそれぞれ有益な助言を得た。

また、岩石薄片の作成は元技術部の大野正一氏、技術部の宮本昭正、安部正治、佐藤芳治、野神貴嗣及び木村 朗の各技官が行った。

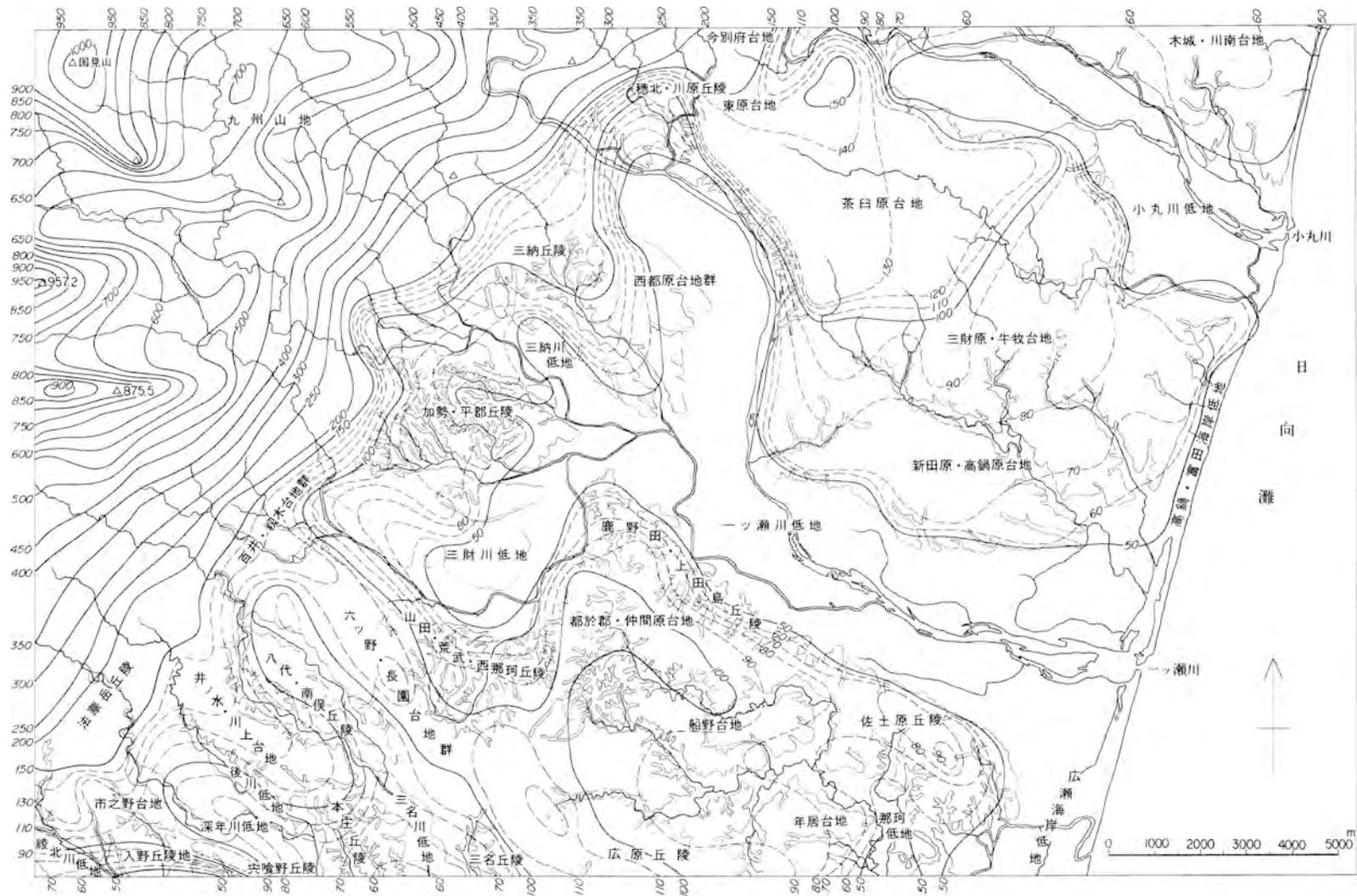
I. 地 形

「妻及び高鍋」図幅地域は、宮崎平野の中央部に位置し、東部は日向灘に面し、北西部には九州山地の南東縁部がそびえる。この九州山地と宮崎平野の境界は、第1図の接峰面の200mの等高線にほぼ一致し、北東-南西方向に直線状に伸びている。またその境界は、四万十累層群と宮崎層群の分布域の境界にほぼ一致する。その東側に広がる平野域は丘陵、台地及び低地に区分される(第1図)。

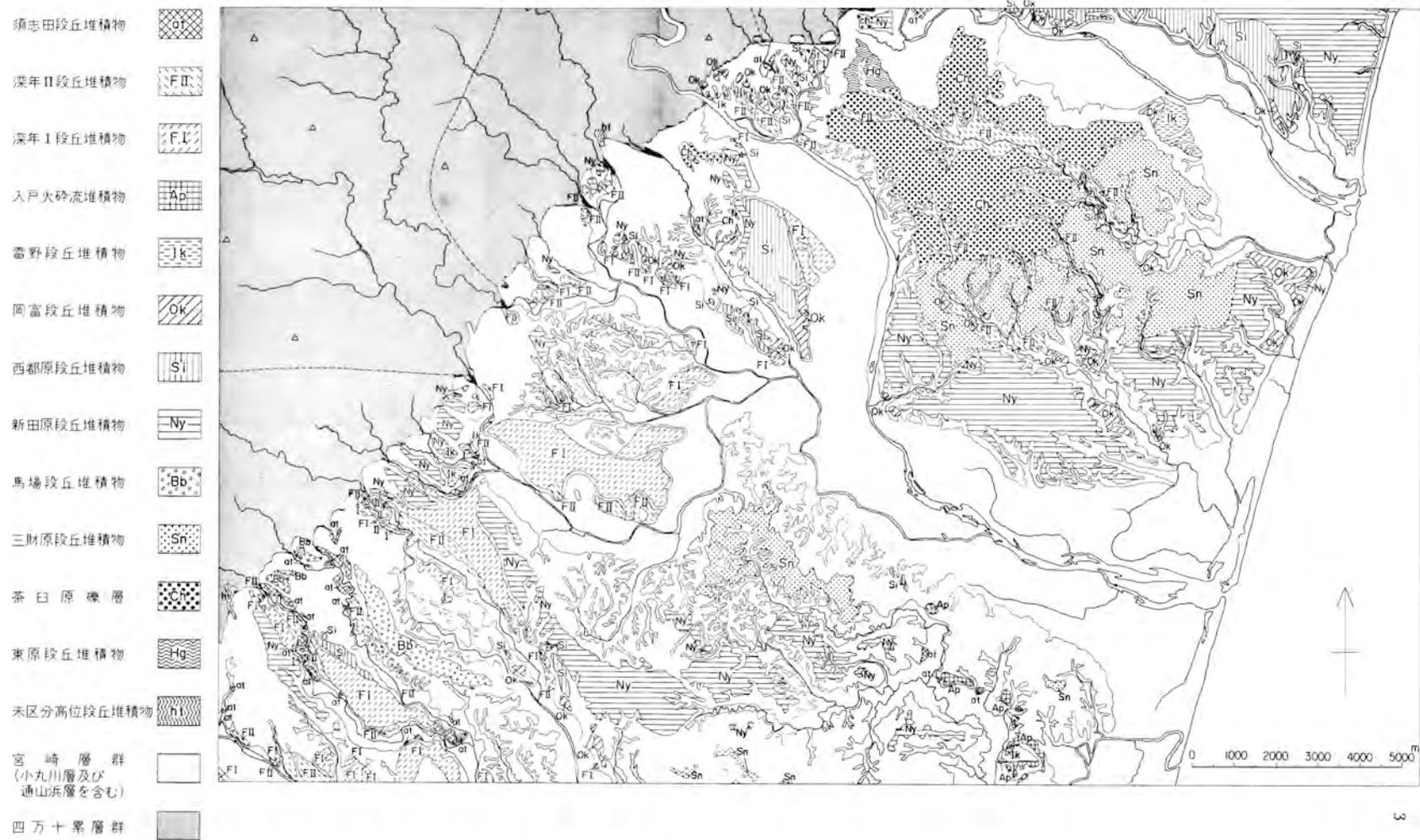
これらの山地及び平野を南東方向に流下し日向灘に注いでいる多くの河川は、北から小丸川水系、一ツ瀬川水系、石崎川水系及び大淀川水系の河川に分けられる。その他の小河川は直接日向灘に注いでいる。これらの主な水系の分水嶺は平野域では、ちやうすばる茶臼原台地及びうしまき牛牧台地、ちゅうげんぼる仲間原台地及び佐土原丘陵、むつの六ツ野・ながその長園台地にある。このうち一ツ瀬川水系の流域面積が最も広く、本図幅地域の陸域の1/2以上の面積を占める。また低地も一ツ瀬川とその支流の三財川及び三納川の中・下流域に広く分布している。

なお本図幅地域には、宅地あるいはゴルフ場等の造成による地形改変地が分布しているが、本報告では可能な限り改変前の地形に基づいて記述している。地質図には、改変前の地質を調査できなかった地

*環境地質部 **燃料部



第1図 妻及び高鍋地域における地形区分・接峰面図 丘陵、台地及び低地の名称は兵藤ほか(1982)による。等高線は1kmの方眼によって作成した接峰面の高度(m)を示す



第2図 妻及び高鍋地域の段丘構成層分布図

域を人工改変地として示した。

山地

本図幅地域の北西部には急峻な山地からなる九州山地の南東縁部が分布する。この山地は壮年期の山地地形を呈し、一ツ瀬川水系及び大淀川水系の南東方向に流下する河川の谷に深く刻まれた鋸歯状の山形からなっている。その稜線高度は、標高1,036.3mの国見山を最高峰に、全体的に南東方向に低くなり平野域に連なっている。第1図の接峰面には、875.5m及び957.2mの三角点付近に東西方向に伸びる高まりが現れている。また、加勢・平郡丘陵の北西付近からその北側が南側に比べて全体的に低くなっているのが読み取れる。本図幅地域の山地は、四万十累層群の砂岩及び頁岩からなり、875.5m及び957.2m三角点付近から伸びる高まりの方向は、大森岳断層及び国見山層の走行方向に一致する。また、北部で全体的に低くなっている地域は、主に頁岩からなる上井野層の分布地域にほぼ一致している。

丘陵及び台地

平野域には、段丘地形が発達する。台地の周辺部に分布する丘陵の多くも、その稜線高度は一部を除いて三財原面等の中・高位段丘面の高度より低い。

丘陵は一ツ瀬川以南地域によく発達し、以北地域では台地が低地に急崖で接し、丘陵の発達は悪い。法華岳丘陵、加勢・平郡丘陵、三納丘陵及び穂北・川原丘陵は、平野域の山地との境界付近に位置し、稜線高度は全体的に山地側に高くなっている。しかし、このうち加勢・平郡丘陵及び三納丘陵の稜線高度は、山地方向に徐々に高くなりながらも、宮崎層群の基底部層の分布地域付近で一度低くなり山地と接している。加勢・平郡丘陵の東部は妻層の泥岩分布地域で、樹枝状に開析が進んでいる。

広原丘陵及び佐土原丘陵は、現在その頂の一部に三財原面を残すのみであるが、稜線の高度は比較的揃い、この地域に三財原面が広く分布していたことを示す。丘陵は主として宮崎層群から構成される。

段丘の分布を第2図に示す。¹⁾ これらのうち三財原面は最終間氷期の海成段丘面であり南関東地方の下末吉面に相当する。三財原面より低位の新田原面は小原台面に、岡富面は武蔵野面に相当し、雷野面、深年Ⅰ面及び深年Ⅱ面は立川Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ面にそれぞれ対比される河成段丘面である。

三財原面形成期以降の三財川の流路の変遷は以下のようなものである。現在の三財川沿いの低地は、鹿野田付近で一ツ瀬川と合流している。しかし、百井付近に分布する新田原面を形成した過去の三財川(蛇籠川)の流路は、現在の北俣川沿いに南下し伊佐生付近で東に屈曲し、六ッ野及び船野付近を通り、佐土原付近で当時の一ツ瀬川に合流していたか、あるいは直接日向灘に抜けていた。この流路は馬場段丘面形成時代に既に形成されていた可能性もある。北俣川が大淀川に合流するようになったのは、西都原面形成期であり、三財川が上三財から東流するようになったのは雷野ないし深年Ⅰ面形成期である。

沖積低地

平野域の完新統低地は、大部分が氾濫原からなる谷底平野で、海岸付近には海岸平野が分布する。小

1) 入戸火砕流堆積物については、堆積原面と二次シラスの面を区別する必要があるが第2図では区分していない。

丸川及び一ッ瀬川等の河川沿いの氾濫原には、蛇行痕跡が明瞭であり、特に小丸川河口付近に発達する。これらの地域には、砂層の高まりからなる自然堤防が分布する。一方、本地域の谷底平野は数 m 以下の段丘崖で数段に段化している。これらのうち、下田島段丘面は、海成段丘面である。広瀬海岸低地及び高鍋・富田^{とんだ}海岸低地には、砂丘、浜堤が発達し、それらの背後に後背湿地が分布する。

II. 地質概説

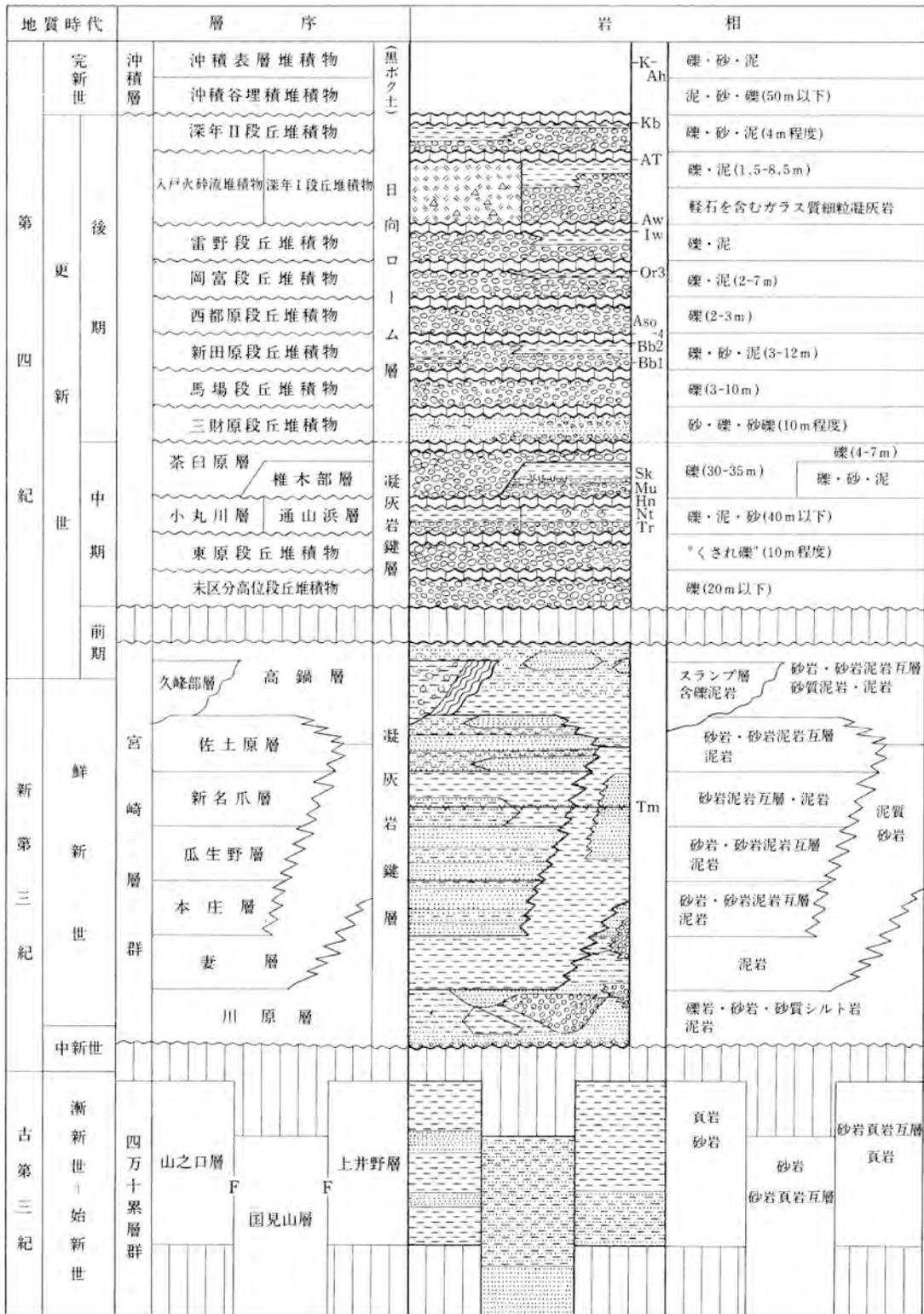
「妻及び高鍋」地域は、西南日本外帯の四万十帯に属し、北西部の山地は四万十累層群からなる。平野域には、主として新第三系からなり最上部に第四系を含む宮崎層群が広く分布する。中上部更新統及び完新統からなる第四系がこの宮崎層群を覆って分布し、台地及び沖積低地を構成している。本地域の地質総括図を第 3 図に示す。

九州南部に広く分布する四万十累層群は、厚い海成堆積物からなり、主として白亜系からなる下部四万十累層群と、主として古第三系からなる上部四万十累層群とに大別される。本地域には上部四万十累層群の国見山層、上井野層及び山之口層がそれぞれ断層で接して分布する。九州の四万十帯は、層相、砂岩組成、地質構造、変成度などに基づいて構造区分されており、本地域は日向-日南帯に属する。従来日向-日南帯の北部の構成層は日向層群と呼ばれ、また南部の構成層は日南層群と呼ばれている。両層群の境界は本図幅地域に置かれることが多い。本報告では、国見山層を日向層群の最下位層とし、上井野層とともに日向層群構成層としたが、山之口層は、日向層群とその南方の日南層群との漸移帯に分布する地層とした。国見山層と山之口層の境界の断層を、大森岳断層と命名した。

国見山層は、ほぼ東西の走向を示し、北上位である。主に、砂岩及び砂岩頁岩互層からなる。上位ほど互層が頁岩優勢へ変化する傾向がある。上井野層は、断層によって二分される。断層の西側は頁岩を主体とし、東側は主として砂岩頁岩互層からなる。山之口層は、頁岩からなり砂岩及び砂岩頁岩互層を挟む。走向方向は、ほぼ北東-南西で波状にうねっている。

宮崎層群は鶴戸^{うど}山塊から宮崎平野北部にわたって広く分布する海成層で、主に中新統及び鮮新統からなり最上部に更新統を含む。本図幅地域はその分布域の北部に位置する。本図幅地域では、宮崎層群は四万十累層群を傾斜不整合で覆い、20°以下 10°前後で緩やかに日向灘に向かって傾斜する単斜構造をなす。岩相の違いによって区分されるが、各層の関係はいずれも整合であり、また地層の食い違いが地質図上に現われるような顕著な断層はない。

本地域の宮崎層群の最下部の地層は川原層で、砂質泥岩や泥岩を挟む砂岩及び礫岩からなる。川原層の走向は、南西-北東で安定している。一方、川原層より上位の地層の分布構造は、垂水凝灰岩層の分布に示される様に、一ッ瀬川以北地域では南西-北東であるのに対し、以南地域では、ほぼ南北の走向である。層相も一ッ瀬川付近を境に異なり、南部は主として砂泥互層からなり、北部は主として泥層からなる。南部の砂泥互層は、層相の違いから下位から本庄層、瓜生野層、新名爪層及び佐土原層に区分され、北部の妻層の泥岩と指交関係で接する。南部の砂泥互層は、上位ほど北方まで連続する傾向があ



第3図 妻及び高鍋地域の層序総括図

る。高鍋層が佐土原層及び妻層を覆って一ッ瀬川の南部から北部地域に連続して分布する。

妻層は主として塊状泥岩からなり、宮田川以北地域では、中部に塊状の泥質砂岩を挟む。

本庄層の下部は砂岩優勢互層である。中部は国富町本庄付近で砂岩からなり、その東方の北方^{きたかた}では泥岩層が発達するが、西都市岩井谷付近では互層が発達する。上部は、西都市山田西方に発達し、互層を主体とし、小規模なスランプ層を含む。

瓜生野層は、下部の薄い泥岩層を挟む砂岩、中部の泥岩優勢互層及び上部の砂岩層からなり、上部の砂岩層の基底部には泥岩の偽礫が密集している場合がある。

新名爪層は、全体として泥岩の優勢な互層であり、薄い砂岩優勢互層を数層準に挟む。また垂水凝灰岩を挟む。

佐土原層は、砂岩及び砂岩優勢互層を主体とし、砂岩泥岩互層及び泥岩優勢互層を伴っている。挟在する砂岩層を基準に3部層に区分される。

高鍋層は主部層と久峰部層からなる。主部層は、泥質岩を主体とし北方へ向かうにつれ砂質になる。貝化石密集層を含む火砕質砂岩を挟在する。久峰部層は、海底地すべり起源のスランプ層及び主に含礫泥岩からなり上部に砂岩泥岩互層を含む海底谷埋谷堆積物からなる。

第四系は更新統及び完新統に大別される。更新統は、段丘構成層、段丘構成層と宮崎層群の間に分布する埋谷性堆積物及び風成ローム層からなる。段丘構成層は、それを覆う風成ローム層の層位を基準に未区分高位段丘堆積物、茶臼原層及び9つの段丘堆積物に区分される。そのうち三財原段丘堆積物は海成段丘堆積物であり、その他は主として礫層からなる河成段丘堆積物である。埋谷性堆積物は小丸川層、通山浜層及び茶臼原層の椎木部層からなる。本報告ではこのうち小丸川層及び通山浜層をほぼ同時代の堆積物として取り扱っている。これらの更新統は完新統とともに、海水準変動と密接に関連して形成され、またそれらの分布高度は、本地域の構造運動史を反映している。

未区分高位段丘堆積物は、山地と平野との境界付近の法華薬師及び長谷観音付近に分布する層厚約20m以下の河成段丘堆積物であり、著しく風化した火砕流堆積物に覆われる。本層と東原段丘堆積物及び小丸川層との層位関係は不明である。東原段丘堆積物は、一ッ瀬川左岸の東原台地に分布し、著しく風化したいわゆる“くされ礫”からなる。層序は約10m。その上位を厚さ約11mのローム層が覆う。

小丸川層及び通山浜層は海成の泥層を挟む埋谷性堆積物であり、層厚は共に約40m以下。このうち小丸川層は小丸川の両岸の台地に分布し、茶臼原層以下の段丘堆積物に覆われる。基底部に似り凝灰岩層(Nt)を挟み、川南台地の鼻切川付近では鼻切川凝灰岩層(Hn)を挟む。通山浜層は、通山浜谷地域、日置谷地域、仲間原谷地域及び池内容地域に区分される地域に分布し、通浜凝灰岩層(Tr1, Tr1')を含む。本報告では、小丸川層と通山浜層とはほぼ同時代の堆積物としたが、更に検討する必要がある。通山浜層は、上下の2部層に区分される浸食面を伴い、通山浜層の埋積谷を形成した海退期に、海水準の停滞期の存在が推定できる。

茶臼原層は、茶臼原台地の南部では下部に牧の内凝灰岩層(Mu)を含む層厚30-35mの礫層からなる。一方その北部では、中部に椎木凝灰岩層(Sk)を挟み、砂管等の生痕が観察される椎木部層と、上部の茶臼原礫層に二分される。椎木部層は、小丸川層を形成した海進後の小海退期及びその後の海進に

よって形成されたと推定できる。

三財原段丘堆積物は、最終間氷期の海成段丘堆積物で、一ッ瀬川以南地域では主として淘汰の良い砂層からなり、以北地域では、砂礫層を挟み全体的に粗粒である。馬場1凝灰岩層(Bb1)以上の日向ローム層に覆われる。三財原面及び後述の完新世の下田島面の現在の分布高度はそれらの形成当時の海水準高度より著しく高く、少なくとも三財原面形成以降本地域には隆起傾向の構造運動が継続している。

馬場段丘堆積物は、三財原段丘堆積物形成直後に形成された河成段丘堆積物であり、本層を覆う日向ローム層の層位は三財原段丘堆積物と同じである。

新田原段丘堆積物は、層厚3-12mの礫層からなる河成段丘堆積物で、本図幅地域で最も分布面積が広い段丘堆積物である。Aso-4以上の日向ローム層に覆われる。なお、市之野台地の本層の離水層準は、綾降下軽石層(Ay)の降灰期直前である。本層は馬場段丘堆積物と同様に最終間氷期直後の海水準停滞期に形成された。

西都原段丘堆積物は、第3オレンジ(Or3)及びその直下50cm程度の褐色ローム層以上の日向ローム層に覆われる河成段丘堆積物である。

雷野段丘堆積物は、岩オコシ降灰期直前に離水した河成段丘堆積物である。本堆積物は、深年I、II段丘堆積物とともに関東地方の立川段丘面群の構成層に対比できる。

入戸火砕流堆積物は、始良カルデラ付近で起きた噴火に伴う火砕流堆積物である。石崎川の流域に分布し、いずれも非溶結で、良く発泡した軽石を含む細粒ガラス片からなる。本図幅では直下の礫及び泥層を含めて塗色している。

深年I段丘堆積物は、小林浮石直下の褐色ローム層以上の日向ローム層に覆われる段丘堆積物で、始良Tn火山灰を本層の中部ないし最上部に含む場合がある。深年II段丘堆積物は、小林浮石直下の層準以上の日向ローム層に覆われる。なお小林浮石を最上部に挟有する段丘堆積物が認められ、これも本層に含めた。

本図幅地域には、降下軽石層及び火砕流堆積物を含む風成火山灰層が広く分布し、段丘堆積物を覆い、丘陵や山地にも厚く堆積している所もある。このうち、本報告で馬場1凝灰岩層とした凝灰岩鍵層以下のものについては、風化が著しい。馬場1凝灰岩層以上の日向ローム層には多くの凝灰岩鍵層が含まれる。これら凝灰岩鍵層の供給源は、主に西・南西方であり、Aso-4は北方の阿蘇火山の噴出物である。なお入戸火砕流堆積物を除き、日向ローム層は地質図に塗色していない。

完新統は、沖積低地表層堆積物及び沖積谷埋積堆積物からなる。

沖積低地表層堆積物のうち須志田段丘堆積物として地質図に示したのは鬼界アカホヤ火山灰を含む黒ボク土に覆われる河成段丘堆積物であり、河川の中流域に分布する。下田島段丘堆積物は、5,000年前後に形成された主に砂層からなる海成段丘堆積物である。その現在の分布高度は、本地域に最近まで隆起運動が継続している事を示している。

後背湿地堆積物は、谷底平野の氾濫原の自然堤防の背後及び海岸平野の砂丘及び浜堤の背後に分布し、主として泥層からなるが、一ッ瀬川及び小丸川の河道沿いでは泥層は薄く1m以下の場合が多く、また各河川の中流部では礫層からなり、その上を薄い砂層のみが覆う場合もある。旧河道堆積物は、河川の蛇行に伴う堆積物でその表層は、2m程度の泥層からなる。人工的な河道切り換えに伴う旧河道も

含んでいる。砂丘・浜堤・自然堤防堆積物は、主として砂層からなり、微高地を形成する堆積物である。

沖積谷埋積堆積物は、沖積低地表層堆積物下に伏在する堆積物であり、一ツ瀬川河口付近では、層厚50m以上に達する。この付近では下部の礫層と中部の貝殻を含む泥層及び上部の砂質泥層からなる。

なお、地質断面図には、沖積低地表層堆積物及び沖積谷埋積堆積物を一括し沖積層として図示した。

Ⅲ． 四万十累層群

Ⅲ． 1 概 要

本地域の四万十累層群は断層によって接する3つの地層に区分される。本地域の北西部を広く占める地層は国見山層で、主に砂岩及び砂岩頁岩互層からなり、ほぼ東西の走向を示し北上位である。その東部には頁岩が卓越する上井野層(今井ほか, 1979)が分布する。国見山層分布域の南には頁岩を主体にし砂岩を挟む山之口層が分布する。山之口層は本地域南西隣の野尻図幅(木野ほか, 1976)地域に連続し、さらにその南隣の都城図幅(木野ほか, 1977)の山之口層に連続する。国見山層と山之口層の境界の断層を大森岳断層と呼ぶ。大森岳断層は、本断層以北に分布する日向層群と、断層以南に分布する日向層群と日南層群との漸移帯と考えられる山之口層とを区分する断層として位置づけられる。第4図は前述のことを考慮し、奥村ほか(1985)の九州四万十帯の構造区分図を一部修正したものである。

本報告では四万十累層群を各層群に区分せず全体を一括しており、地層別に記述する。

研究史

九州の四万十累層群に関して全体的総括を最初に行ったのは、橋本(1962)である。この中で橋本は、九州の四万十帯を二分する重要な構造線として延岡-紫尾山構造線を指摘し、同構造線以南を延岡帯、高隈山帯、日南帯、熊毛帯の各帯に区分した。今井ほか(1971)は、九州の四万十累層群を諸塚層群、神門層群、日向層群に区分し、諸塚層群と神門層群の間に延岡衝上断層が存在し、諸塚層群が神門層群に衝上していると述べている。更にこの断層を境として、諸塚層群と神門層群・日向層群との間で変成度が異なることを指摘した。その後、砂岩の組成が両者の間で異なっていることも明らかにされた(寺岡, 1979)。これとは別に、地質構造発達史の観点から勘米良ほか(1975)は、プレートテクトニクスの考えに基づいて、四万十累層群は過去のアクリーション・コンプレックスで、一つの地層が覆瓦構造により繰り返し現われているとの考えを示した。その後、この研究は坂井(1978)、坂井ほか(1981)に発展している。

一方、日南層群の層位に関しては、首藤(1963)は日南層群を下部の日南亜層群と上部の酒谷亜層群に区分した。また、日南層群の著しく変形した地層に対し、変形していない宮崎層群が不整合で重なることから、日南層群を変形させた造山運動を、高千穂変動と命名した。その変動の時期を化石に基づいて中新世としている。勘米良(1977)は、串間市都井岬でみられる日南層群の著しい変形構造を、海底地すべり(オリストストローム)によって形成されたもので、構造運動によるものではないとした。

岩やチャートの異地性岩塊を含んだ堆積性メランジエの存在が明らかにされた。九州の四万十累層群でも微化石を用いた研究による新しい成果がみられる。坂井ほか(1984)による耳川流域地域での研究で、日向層群が始新世後期から漸新世前期の堆積物であることが明らかとなった。他方、南部の日南層群でも坂井ほか(1984)によって海底地すべり(オリストストローム)が微化石の面から研究された。また、中川ほか(1983)及び加藤(1985)は日南層群が重力滑動によって累重しなおした異地性岩体の集合体であるとし、日南層群の時代が始新世中期から中新世前期にわたることを、微化石の研究から明らかにした。

Ⅲ. 2 国見山層

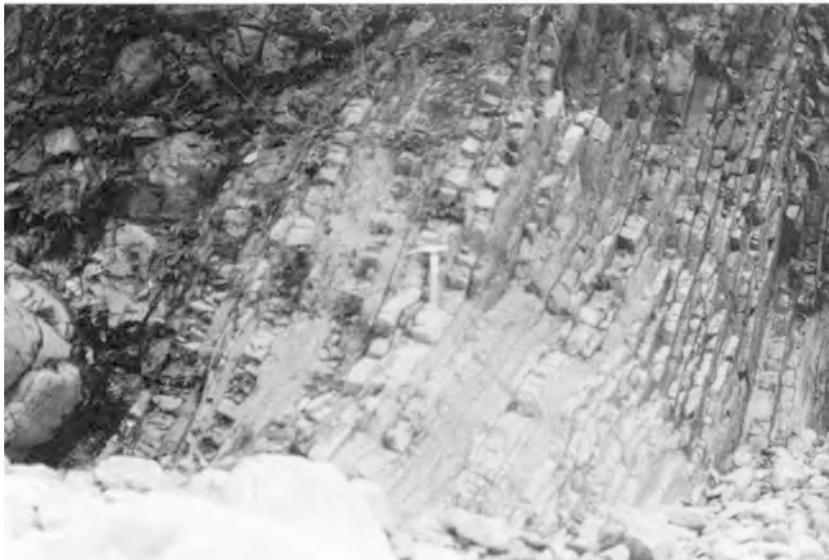
地層名：兵藤ほか(1982)の国見山累層を再定義。

模式地：蛇籠川(三財川)流域。

分布：蛇籠川(三財川)、前川流域及び国見山東方。

層序関係：下限は大森岳断層のために不明。本層は本図幅地域から北方の尾鈴山図幅地域へ連続し、本層の延長部に対し珍神山層が衝上している(寺岡ほか, 1981)。本層の上部は上井野層の下部に相当する可能性がある。本図幅地域内だけで積算層厚は7,000m以上に達するが、断層及び褶曲による繰り返しがあるため、実際はもっと薄いと思われる。

岩相：本図幅地域では砂岩頁岩互層を主体としている(第5図)。下部では厚さ100m以上の砂岩が発達する。また互層中でも所々に厚い砂岩を挟む。本層の頁岩は良く成層した頁岩で砂岩の薄層を挟み、ハンマーで砕いたとき矢じり状に割れる。三納北西の南川流域で互層中の頁岩に生痕化石が観察された(第6図)。ソールマークはあまり見られない。数10mのオーダーのオーダーの上方薄層化のサイクルが見ら



第5図 国見山層の砂岩頁岩互層(西都市清水渡北西)



第6図 国見山層の頁岩中に見られる生痕(南川七流)



第7図 上井野層の頁岩中に見られる砂岩薄層(西都市
鉢峰西方)白線は2cmを示す。

れることがある。本層は、上位である北へ向かうにつれ、互層が砂岩優勢から頁岩優勢へ変化する。

III. 3 上井野層

地層名：今井ほか(1979)による。坂井ほか(1981)の田代層及び宇納間層^{うなま}とほぼ同じである。

模式地：神門図幅地域の上井野付近。

分布：西都市三納周辺及び本図幅地域北辺。

層序関係：本層は、本図幅地域では断層によって境されているため、他の地層との関係は明確でない。また本層は岩相上、頁岩を主体とする部分と、砂岩頁岩互層を主体とする部分とに分かれ、両者は断層で接する。両者の上下関係は直接観察されない。しかし頁岩が卓越する部分で、下位の方が砂岩の薄層を頻繁に挟んでいる。このことから頁岩を主体とする部分が、砂岩頁岩互層を主体とする部分より上位であると推定される。砂岩頁岩互層を主体とする部分の岩相は国見山層と類似する。

岩相：本層は、頁岩を主体とする部分と、砂岩頁岩を主体とする部分に区別される。頁岩を主体とする部分は、下位で砂岩の薄層を頻繁に挟む成層した頁岩となっている(第7図)。上位に向かうにつれ千枚岩状を呈する。西都市三納の北西における宮崎層群との不整合付近では、頁岩中に砂岩のプーディン状に引きちぎれた様な産状が見られる(第8図)。上位ではやや連続する塊状砂岩が挟まれる。

互層部は塊状砂岩、砂岩頁岩互層及び



第8図 上井野層のブーディン状の砂岩を含む頁岩
(西都市三納北西)



第9図 上井野層の頁岩のクリーブ褶曲(西都市椎原北方)

頁岩によって構成される。互層部ではしばしば露頭規模の小褶曲が観察される。しかし頁岩部では、クリーブによる褶曲以外は、ほとんど観察されない(第9図)。

Ⅲ. 4 山之口層

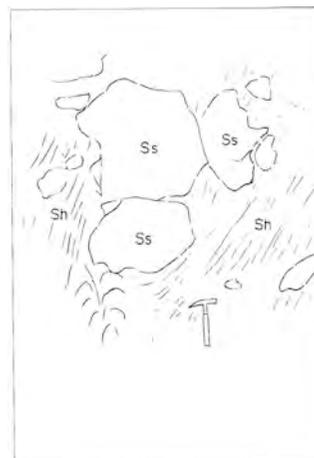
地層名: 遠藤(1961)の山之口層群による。木野ほか(1976)の山之口層の北東延長に当たる。

模式地: ^{もろかた}北諸県郡山之口町東方。

分布: 国見山層の南に断層を境とし分布する。本層は西南隣の野尻図幅地域(木野ほか, 1976)へ連続する。

層序関係: 本層下部を宮崎層群が不整合に覆う。西隣の須木図幅地域において、砂岩の卓越する部層が本地域の頁岩の卓越する部層に衝上する。

岩相: 本層は頁岩を主体とし、砂岩及び砂岩頁岩互層を挟む。本層の頁岩は、上井野層の頁岩と類似するが、頁岩中に大小様々な砂岩の角礫状のブロックを含む頁岩を挟在する。この頁岩は、上井野層のブーディン状の砂岩が含まれる頁岩と明らかに異なる(第10図)。また、砂岩の薄層を挟む成層した頁岩が発達せず、頁岩は千枚岩状のものが多い。



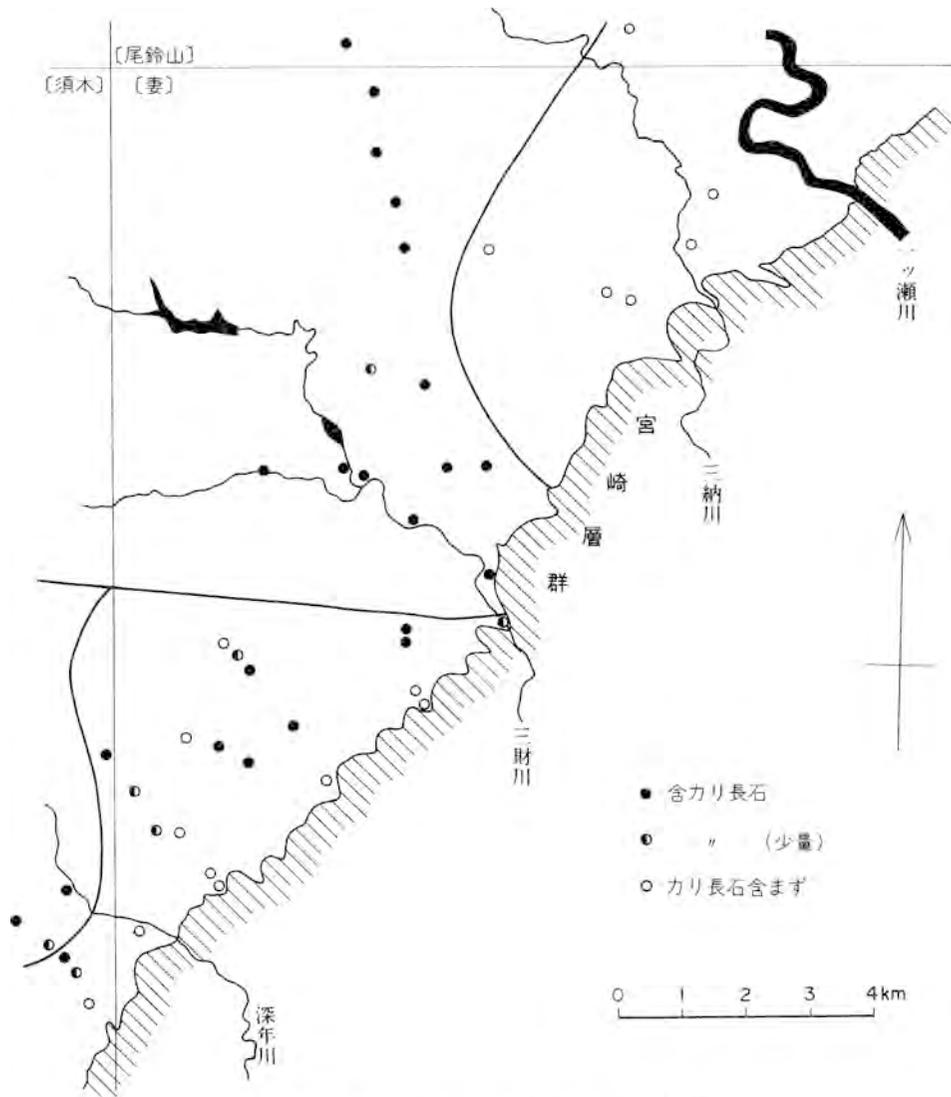
第10図 山之口層のブロック状砂岩を含む頁岩
 [Ss: 砂岩ブロック Sh: 頁岩]
 (国富町八重尾西方)

III. 5 対比及び地質構造

国見山層, 上井野層, 山之口層の各層中の砂岩組成, 特にカリ長石の有無について薄片の検鏡を行った. 結果を第11図に示す. 国見山層の砂岩はすべてカリ長石を含む. これに対し, 上井野層の頁岩部に挟まれる砂岩はカリ長石を含まない. 山之口層では, 挟在する塊状砂岩はカリ長石を含むが, 頁岩中のブロック状砂岩はカリ長石を含んでいない.

以上の事実に基づいて以下の通り考察する. 九州の上部四万十累層群(第三系)で, カリ長石を含む砂岩が普遍的に出現するのは, 耳川流域では珍神山層である(今井ほか, 1979). また, 日南層群の柳岳層及び鱈塚山層中の砂岩に, カリ長石が多量に含まれていることが明らかにされている(竹下, 1980). 珍神山層の時代は, 微化石年代によれば漸新世前期と考えられる(坂井ほか, 1984)²⁾. 一方, 産出する浮遊性有孔虫及び放散虫化石による微化石年代に基づき, 柳岳層は中部-上部始新統, 鱈塚山層は漸新統とされている(加藤, 1985). 加藤(1985)による日南層群の研究の結果から, 日南層群は大規模な重力

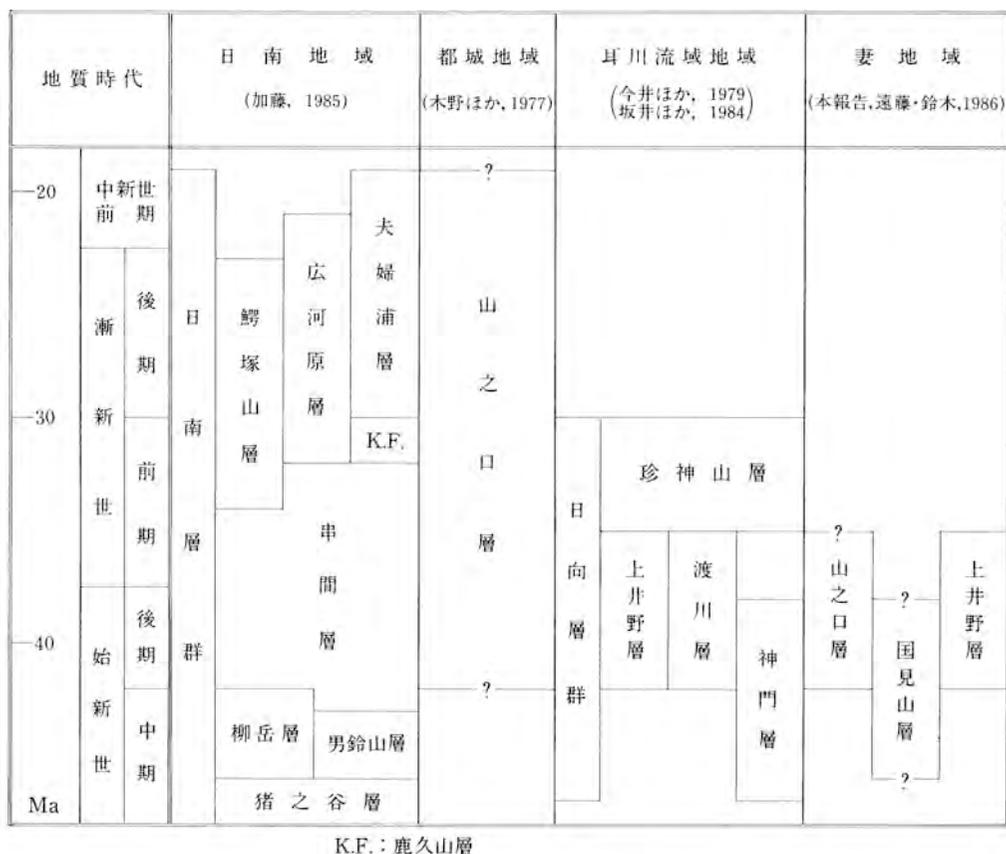
2) 坂井ほか(1981)の大内原層は, 今井ほか(1979)の珍神山層にほぼ相当する. 田代層下部がほぼ上井野層に相当する.



第11図 四万十累層群の砂岩中のカリ長石の含有量

滑動によって再堆積した地層で、下部-上部始新統の砂岩に始まり、上部始新統-下部漸新統の泥岩の堆積を経て、下部漸新統の砂岩が厚く堆積し、その上位に上部漸新統-下部中新統の互層が重なるという復元層序が得られた。本図幅地域の国見山層は砂岩が下部で卓越し、上位に向かい互層が優勢となることから、珍神山層や鰐塚山層より、柳岳層に対比するほうが妥当と考えられる。しかし、漸新統の珍神山層や鰐塚山層に対比される可能性も残される。

耳川流域の上井野層からは坂井ほか(1984)によって始新世後期から漸新世前期の時代を示す微化石が得られている。また、山之口層の頁岩中の砂岩ブロックがカリ長石を含まないことから、山之口層は上井野層とほぼ同時代と思われる。九州の上部四万十累層群で、泥質岩が発達するのは、上部始新統から

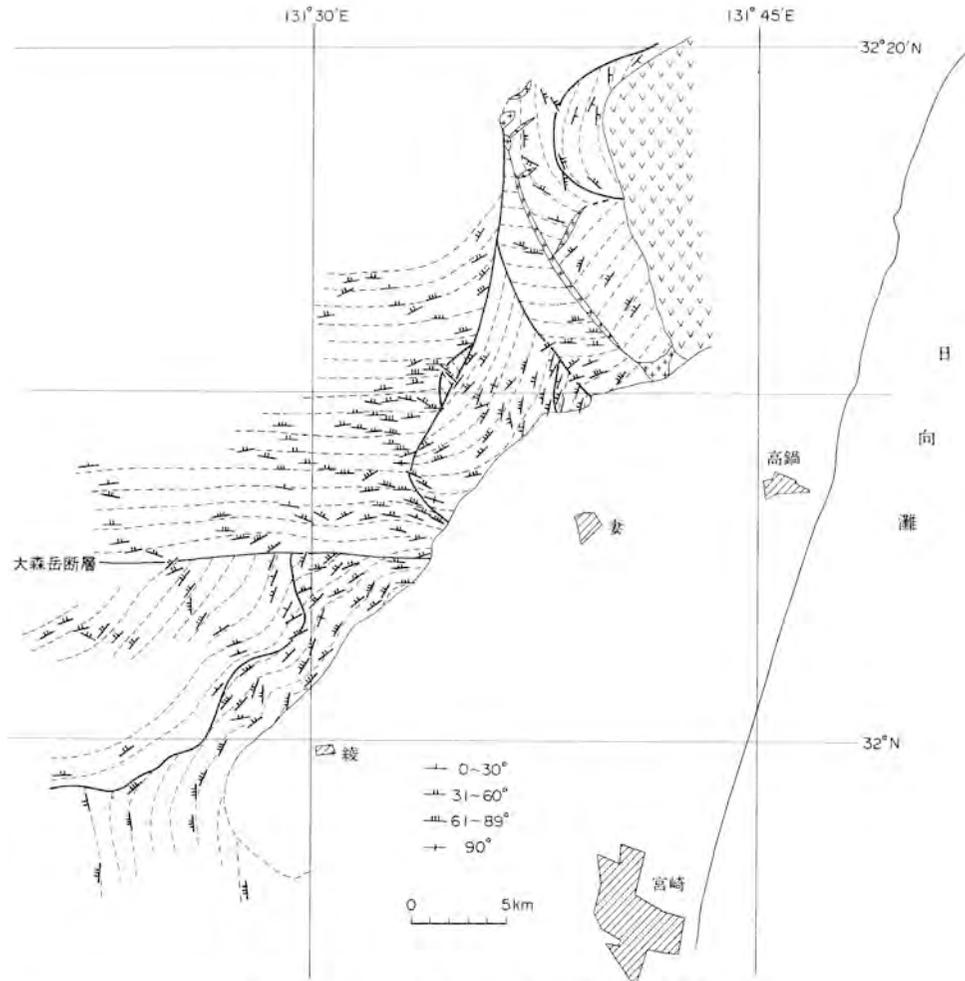


第12図 本地域の四万十累層群の層序及び日南層群、山之口層、向日層群との関係

下部漸新統にかけてであることを考慮すれば、上井野層及び山之口層は上部始新統から下部漸新統に対比される。本地域の層序及び向日層群、日南層群、山之口層の関係を第12図に示す。

本図幅地域及び周辺地域の上部四万十累層群の地質構造を、第13図に示す。国見山層は、走向がほぼ東西を示し、北傾斜でほぼ安定している。それに対し、山之口層は走向がほぼ北東-南西であるが一定でなく、細かく波状にうねっている。更に両者の境界となる大森岳断層より南では、須木図幅地域内で、野尻図幅(木野ほか, 1976)で示された砂岩部層が、本地域で発達する頁岩部に、低角衝上断層によって重なっている。上井野層と国見山層は、「く」の字形をした断層によって境されている。この断層は、北方の尾鈴山酸性岩類分布域に続き、断層の南部では走向が北西-南東方向に変化し、尾鈴山酸性岩類の環状岩脈の方向と一致する。この断層は尾鈴山酸性岩類の活動と何らかの関係があると判断される。

山之口層は野尻図幅地域内で、東諸県郡高岡町から小林市を結ぶ線を軸として、大きく「く」の字形に屈曲する(木野ほか, 1976)。また山之口層は、都城図幅地域で、五反田衝上断層こたんだにより日南層群に衝



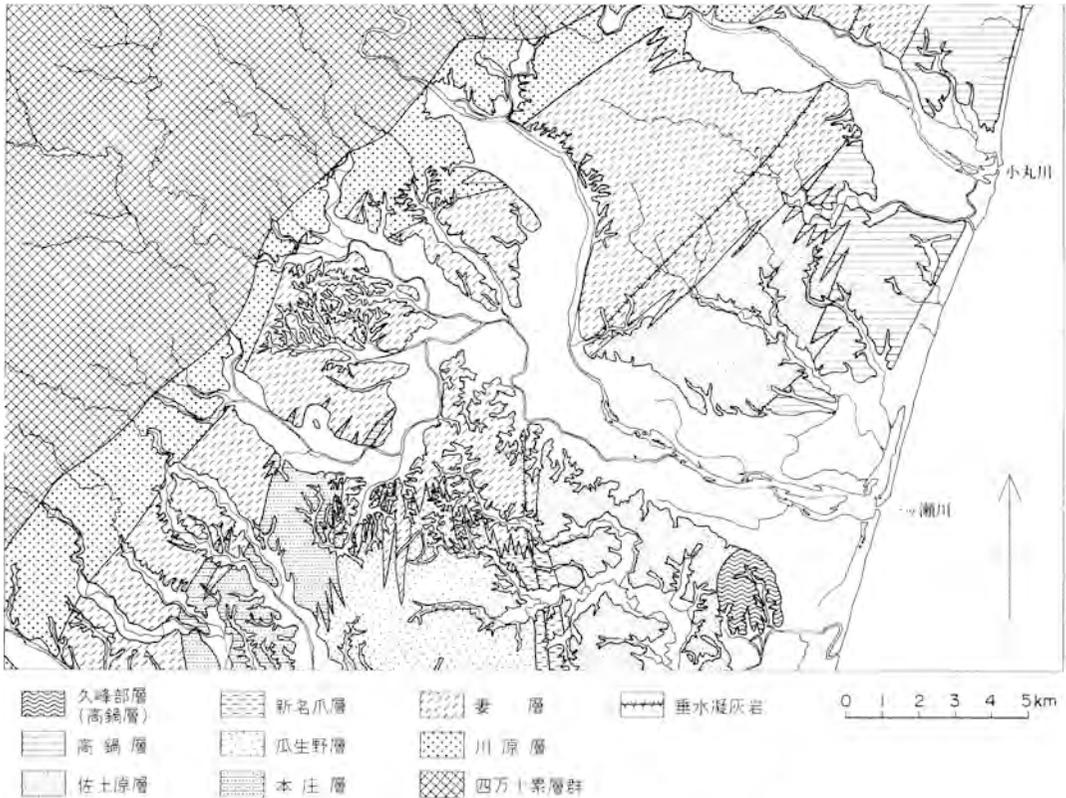
第13図 本図幅地域及び周辺の四万十累層群の地質構造図
 破線は走向の方向を示しているが、その間隔は任意。周辺地域については、今井による宮崎県の調査資料(未公表)及び野尻図幅(木野, 1976)に基づく

上している(竹下, 1982)。

IV. 宮崎層群

IV. 1 概要

宮崎層群は四万十累層群及び中新統尾鈴山酸性火山岩・深成岩類を著しい傾斜不整合で覆っている。本層群は、新第三紀中新世後期から第四紀更新世前期にかけて堆積した一連の海成層で、最厚層部では層厚3,000m以上に及ぶ。本地域における宮崎層群の岩相は最下部では礫岩・砂岩・砂質シルト岩等からなり、その上位を泥岩が覆い、更に厚い砂岩泥岩互層へと変化している。互層は種々の割合の砂岩、



第14図 妻及び高鍋地域における宮崎層群の地層分布図

泥岩からなるが、青島付近で見られる鬼の洗濯岩(波状岩)のようなりズミックな互層は本地域では発達しない。また、岩相の側方変化も激しく、泥岩と砂岩泥岩互層の指交関係がしばしば認められる。

本報告では、岩相上から本地域の宮崎層群を下位より、川原層、妻層、本庄層、瓜生野層、新名爪層、佐土原層及び高鍋層の各層に区分した(第14図)。高鍋層は、更に主部層及び久峰部層に細分した。宮崎層群は東へ向かって傾斜する単斜構造をなしている。本図幅地域南部の本庄層、瓜生野層、新名爪層は北部の妻層と同時異相の関係にある。

研究史

宮崎層群は貝化石を多産することから、YOKOYAMA (1928)以来、古生物学的研究が行われてきた。層序の研究は大塚(1930)が最初である。大塚(1930)は佐土原から高鍋にかけての地域を調査し、下部の妻層群と上部の高鍋層群に二分し両者の関係は不整合とした。更に妻層群を四分し、高鍋層群を三分している(第15図)。

首藤(1952)は、宮崎層群分布域のほぼ全域を調査し、総括的層序を明らかにした(第15図)。そのなかで宮崎層群を、同時異相の関係にある主に4つからなる累層に区分し、更に多くの部層に細分した。



第15図 宮崎層群の層序区分の変遷

これらは基盤の構造運動の型や変位量の多少に応じて堆積環境が異なり、それにより異なった岩相を形成したと述べている。更に Shuto (1961) は宮崎層群中に多産する貝化石を詳細に研究し、岩相と結び付け堆積環境を論じている。また、宮崎層群の堆積時代が、中期中新世から前期鮮新世にわたることを、日本からインドネシアにかけての貝化石との対比から明らかにした。

一方、木野による日向青島図幅(1958)、^{おび} 飢肥図幅(1959)及び木野ほかによる宮崎図幅(1984)によって、宮崎層群分布域の中・南部の層序が明らかにされた(第15図)。これらの調査から、南部の青島地域の宮崎層群が、宮崎層群全体の下半部であることが明らかとなった。

中川(1983)は、青島以南に分布する宮崎層群は上部中新統で、宮崎市付近以北の鮮新統と区別でき、これを内海川層群とすると述べている。

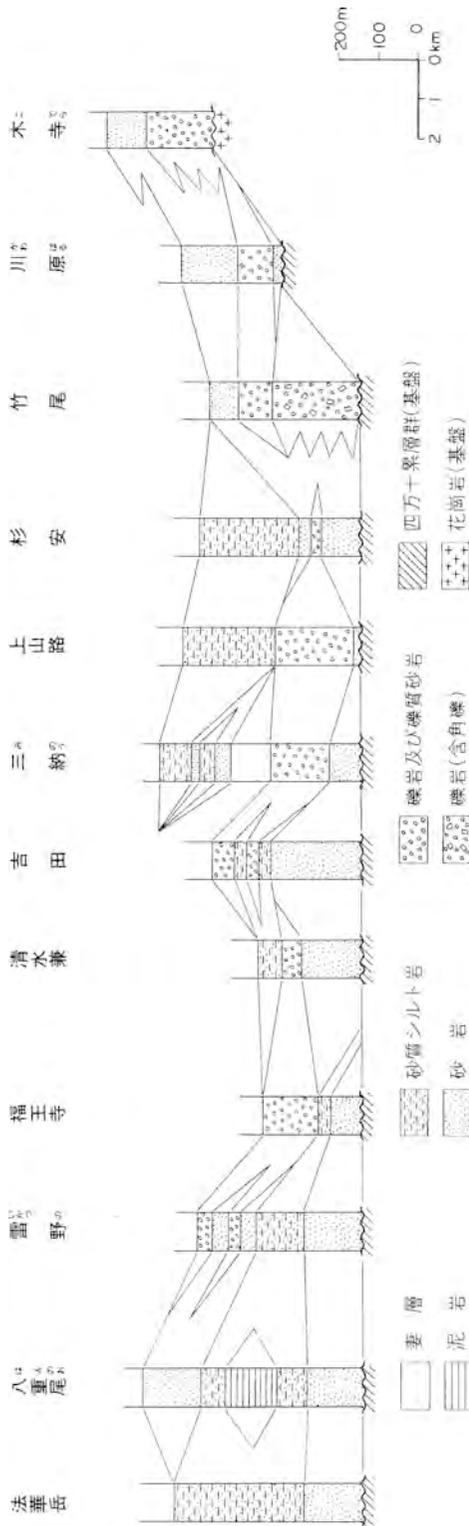
IV. 2 ^{かわ} ^{ぼる} 川原層

地層名：首藤(1952)の川原部層を再定義。首藤(1952)の川原部層に田野部層の一部を加えたもの。木野ほか(1984)の高岡山地以北に分布する田野層とほぼ同じである。

模式地：児湯郡木城町川原付近。

分布：本図幅地域の北東-南西にたすき状に分布している。具体的には、東諸県郡綾^{くぎのの}久木野々から国富^{ほっけだけ}法華^{かみさんざい}岳^{みのう}、同^{ほきた}穂北を通り、木城町川原付近に分布している。

層序関係：本層は四万十累層群を傾斜不整合で覆い、上位の妻層の泥岩に整合に覆われる。砂質シルト岩及び砂岩の一部は妻層の泥岩と指交関係にある。本層は全域にわたる明確な鍵層を欠いているため、下位の四万十累層群とアバットの関係にあるかどうかは明確でない。礫層の分布に注目してみた場合は、アバット関係にあるように見えるが、岩相が時間面と斜交していることは十分考えられる。穂北

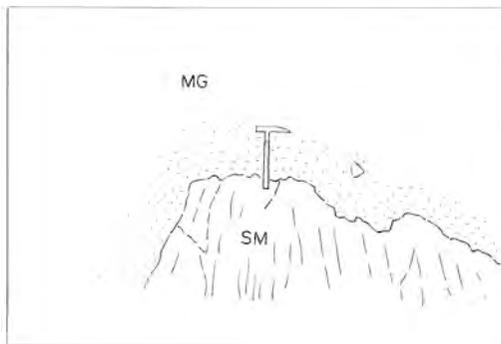


第16図 川原層の岩相状況図

北方で本層は明らかに四万十累層群に対してアバットの関係で不整合に覆っている。しかしこれは基盤である四万十累層群の、川原層堆積時の地形を反映したものである。川原層の走向は不整合面の方向とほぼ平行である。

岩相：本層は、礫岩、砂岩、砂質シルト岩及び泥岩から構成され、岩相の側方への変化が激しい(第16図)。不整合面は平坦な場合と不規則な形態を示す場合がある。第17図は長谷観音付近の不整合を示している。ここでは、基盤である四万十累層群の上井野層の頁岩を、不規則な面を伴って細礫-極粗粒砂岩が覆っている。川原層の基底部は、大部分の場所で細礫ないし極粗粒砂岩であり、所によって厚さ数mの中礫(pebble)を含む礫岩を伴う場合がある。大部分の地域で基底礫層は発達していない。基底部の砂岩は、所によって多くの貝片を含み、石灰質のマトリックスを持つ(第18図)。

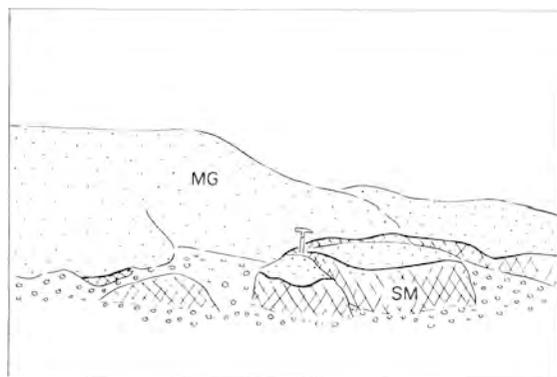
本層は所によって厚い礫岩を挟んでいる。第16図に示されるように礫岩は、大きく分けて4層準に存在する。1)西都市福王寺付近に中心を持つもの、2)西都市三納から上山路周辺に中心を持つもの、3)西都市竹尾から木城町川原付近に中心を持つもの、及び4)木城町木寺付近に中心を持つもの、4つである。福王寺付近の礫岩と三納付近の礫岩は、ともに基底よりやや上位の層準より礫岩が始まっている。両礫岩は、ともに南西に向かうにつれて基底面からより上位の層準に発達し、礫岩の下位の砂層が発達する。また同時に礫岩は薄層化し、砂岩又は砂質シルト岩へ岩相が変化する。更に砂岩は砂質シルト岩へ岩相が変化する。川原付近の礫岩は、他地域に比較して砂質で、砂岩中にレンズ状に分布している。この礫岩も砂岩へ指交関係で変化してい



第17図 宮崎層群の基底(長谷観音付近)
SM: 四万十果層群(上井野層)
MG: 宮崎層群(川原層)

る。木寺付近の礫岩は他の礫岩と異なる特徴を示す。数m以上の花崗岩の巨大なブロックが含まれている(第19図)。またこの礫岩を構成している礫の大部分が尾鈴山酸性岩類起源で、礫の表面に細かい横縞が見られる溶結凝灰岩の礫が多い。礫岩は、花崗岩体から離れるにつれて、砂層に変化する。この礫岩は川原層堆積時に、基盤が南へ張り出していたと考えられる木寺周辺にだけ分布している。この張り出している基盤は尾鈴山酸性岩類に伴う花崗岩で、北隣の尾鈴山図幅地域の南縁に分布し、 $13 \pm 2\text{Ma}$ のK-Ar年代(SHIBATA and NOZAWA, 1968)が得られている。

西都市竹尾から平原にかけてこれらの礫岩と異なる特徴的な礫岩が存在する。前述の礫岩の礫はいずれも基底部を除けば円礫-亜円礫から構成されている(第20図)。しかし、この礫岩は、砂岩や頁岩の角礫-亜角礫を多く含んでおり、また頁岩の小さな破片も含まれている。このような特徴を持つ礫岩はこの付近に限られている。ここでは川原層の基底である不整合面は、ほぼ鉛直な面で、地表では北東-南西方向の不整合面が横にずれたように分布している(第14図)。この原因として川原層堆積後の断層によるとも考えられるが、断層によるものであれば、断層を挟んだ両側での岩相層序は同じでなければなら



第18図 宮崎層群の基底
 (川原付近の小丸川)
 SM: 四万十果層群(上井野層)
 MG: 宮崎層群(川原層)

ない。しかし、角礫を含んだ礫岩がこのずれの北方に存在しないことは、このずれの原因が川原層堆積後の断層によるものではないことを示している。この不整合面のずれを、川原層堆積時に存在していた地形によると考えると、角礫を含んだ礫岩の成因もよく説明できる(第21図)。つまりこの不整合面のずれは、基底面形成時の大きな鉛直に近い崖によるものであろうと推定される。この崖は川原層堆積時、高さが約200m あったと見積ることができる。

砂岩は一般に中粒から細粒でほとんど堆積構造は見られない塊状砂岩からなり、石灰質団塊を含んでいる。時として泥岩の小さい偽礫を含む平行葉理が見られる。

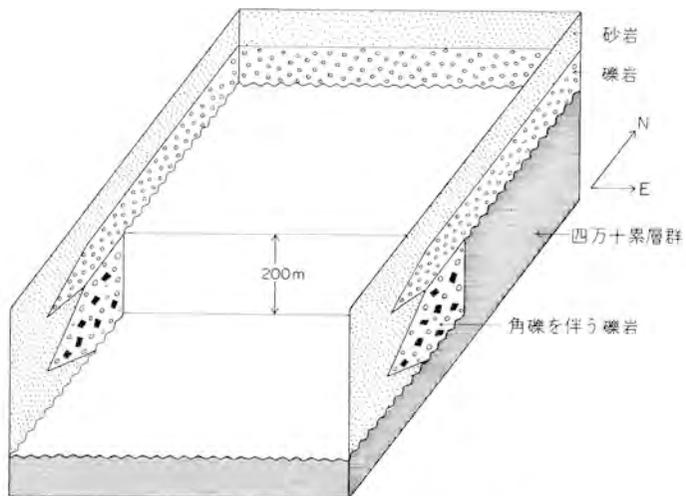
砂質シルト岩及び泥岩は、綾町久木野々から国富町八重尾にかけて及び西都市上山路付近にかけて広く分布している。このほかにも泥岩が砂岩中に薄層として挟在している。炭質物を多く含んでおり、生物擾乱の痕がしばしば見られる。砂質シルト岩にはしばしば平行葉理が見られる。



第19図 花崗岩の巨大ブロックを含む礫岩(木城町木座) 下は礫岩の拡大図



第20図 川原層の礫岩(西都市三峠)



第21図 角礫を伴う礫岩の模式ブロックダイアグラム
宮崎層群の傾斜を水平に戻して画いてある

IV. 3 妻 層

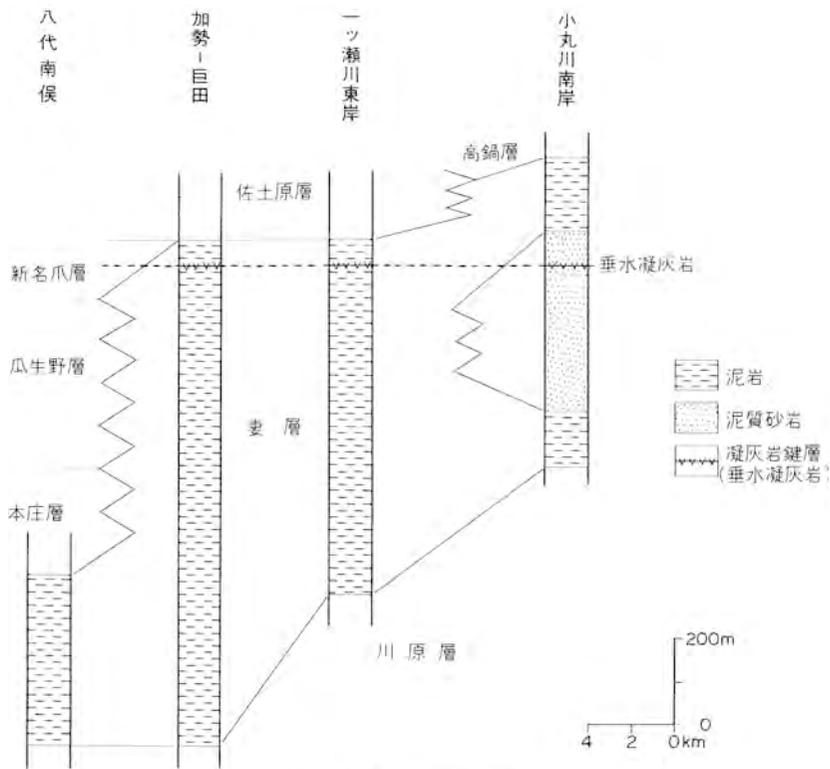
地層名：首藤(1952)の妻部層を再定義。綾部層として記載されている国富町八代南俣付近の泥岩層と、妻部層とされている西都市妻東方の一ツ瀬川東岸に分布する泥岩層は岩相上同じである。走向から判断しても綾部層は妻部層の下半部に相当する。ここでは首藤(1952)の綾部層も含めて妻層として一括して再定義する。木野ほか(1984)の綾層の一部は本層に連続する。

模式地：西都市妻東方の一ツ瀬川東岸。

分布：本地城南西部では比較的狭い分布を示す。三財川以北及び一ツ瀬川東岸では広く分布している。

層序関係：本層は川原層に整合に重なり、一部で指交関係である。本地城南西部では上位の本庄層に整合に覆われる。また本庄層、瓜生野層、新名爪層、佐土原層の各層と指交関係で接する。本地域北東部では宮崎層群最上部の高鍋層に整合で覆われる(第22図)。

岩相：本層は塊状無層理の泥岩が主体をなす。泥岩は砂岩の薄層を挟む(第23図)。しかし、本層の泥岩は風化し易く、風化した場合に表面が著しく軟弱となり、細かく割れる。そのため多くの場合塊状に見え、層理を把握することが困難である。



第22図 妻層の岩相柱状図



第23図 妻層の泥岩(砂岩薄層を挟む)(国富町八代南保)

本層中には宮田川以北の地域で厚い泥質砂岩が発達する。この泥質砂岩は細粒塊状無層理で石灰質団塊を含んでいる(第24図)。泥質砂岩中にはしばしば合弁の貝化石が観察される。泥岩と泥質砂岩の関係は、一ッ瀬川以北で段丘が発達するため、宮崎層群の露出が不良で、直接は観察できない。しかし本層中に、北部で凝灰岩鍵層(垂水凝灰岩)が挟在し、泥岩と泥質砂岩の関係が明らかになった(第22図)。垂水凝灰岩は西都市岡富東方では泥岩中に挟在している。新富町一丁田付近でも同様である。しかし、高鍋町小並付近の宮田川では、垂水凝灰岩は泥質砂岩中に挟在する。これより北では垂水凝灰岩は泥質砂岩中に挟在している。泥質砂岩と泥岩は一丁田と小並の間の新富町北畦原付近で指交関係となり、泥質砂岩が尖滅すると考えられる。また、約7 km東方の新富町日置で試掘された天然ガス坑井の資料から、日置付近で妻層は



第24図 妻層の泥質砂岩(石灰質団塊を伴う)(高鍋町小並)



第25図 妻層の含貝化石石灰質砂岩（国富町須志田南方）

ほとんど砂岩を挟んでおらず、泥岩を主体としている。一方、この泥質砂岩は北隣の都農^{つの}図幅地域に延びて分布している（木野，1956）。

本層は国富町^{すしだ}須志田の南に特徴的な砂岩を挟む。この砂岩は多くの貝化石及び貝化石片を含んでおり、基質は石灰質によって固められている。この貝化石床は「森永³⁾の化石」として県の天然記念物に指定されている（第25図）。

IV. 4 本 庄 層

地層名：首藤(1952)の倉岡部層にほぼ等しい。木野ほか(1984)の生目層の大淀川以北の部分にほぼ相当する。

首藤(1952)は、大淀川以北の宮崎層群を一括して本庄川層と呼び、その中の脚注で倉岡部層の地層名は、模式地が国富町本庄付近にあるが、本庄川層との混乱を避けるため用いる、と述べている。しかしその後、本庄川層の地層名は用いられていない。一方、木野ほか(1984)では、首藤(1952)の高岡部層、倉岡部層、黒北部層、大淀部層を統合し、生目層と一括した。しかし、木野ほか(1984)の大淀川以北に分布する生目層及び本図幅地域の本庄層は、宮崎図幅地域の生目から細江より南に分布する生目層と岩相が異なる。具体的には生目以南の生目層は、いわゆる鬼の洗濯岩(波状岩)と呼ばれるリズムミクな互層を主体としているのに対し、大淀川以北の生目層は不規則な互層が中心となっている。生目以南では砂岩は著しく固結し、泥岩に対して砂岩が突出している。これに対し大淀川以北では砂岩は軟かく、ツルハシで削れる程度の固結度である。以上の点から、大淀川以北の生目層は、宮崎市生目付近の生目層とは異なる地層であるとし、独立した地層名を用いる。倉岡部層の命名の経緯、模式地が本庄付近であ

3) 森永の地名は、南隣の宮崎図幅地域内にある国富町森永による。



第26図 本庄層の泥岩優勢互層(国富町深年)

ること、及び現在倉岡の地名が5万分の1地形図上で使用されていないことを考慮して、本庄層の名を使用する。

模式地：国富町本庄付近。

分布：国富町本庄付近から南隣の宮崎図幅地域内の宮崎市吉野付近にかけて。

層序関係：妻層に整合に重なる互層の始まりを持って本層の基底とする。北方に向かうにつれ、妻層と指交関係となる。上位の瓜生野層に整合に覆われる。本層上部の一部は瓜生野層と指交関係となっている。最厚層部で層厚は約400-500m。

岩相：本層は種々の割合の砂岩泥岩互層からなる(第26図)。本層は岩相上から三分される。下部層は、宮崎図幅地域内で発達している砂岩を中心とするもので、本図幅地域の国富町^{ししくいの}深年付近まで砂岩優勢互層が連続して発達している。その北方で妻層と指交関係となり尖滅する。中部層は国富町本庄付近で砂岩が発達しており、その北方で泥岩が発達し、西都市岩井谷付近で互層に変化する。本層分布域南部では、中部層を瓜生野層が直接覆う。上部層は西都市山田西方でのみ発達する。本部層は互層を主体としているが、西都市小林付近で走向が乱れることから、小規模なスランプの存在が推定される。

IV. 5 瓜生野層

地層名：首藤(1952)の瓜生野部層による。

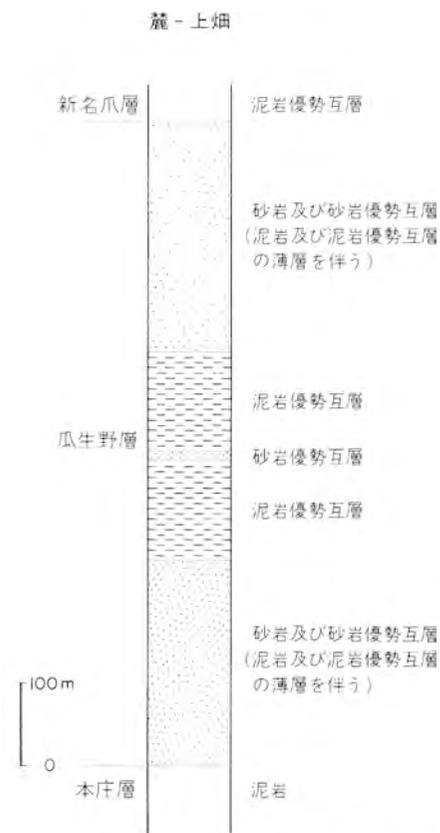
模式地：南隣の宮崎図幅地域の宮崎市瓜生野から国富町木脇にかけて。

分布：国富町三名から宮崎市上畑を中心に南北方向に分布している。

層序関係：本層は、本庄層の泥岩及び砂岩泥岩互層を覆う厚い砂岩を伴う砂岩優勢互層をもって始まりとする。本層は妻層及び本庄層の一部と指交関係にある。上位の新名爪層に整合に覆われる。

岩相：本層には、厚い砂岩を伴う砂岩優勢互層によって特徴づけられる層準が、2層準存在する(第27図)。本層の砂岩は薄い泥岩を挟む互層状のもので、川原層や妻層で見られる塊状無層理の砂岩は見られない。

下部層は国富町麓から上六野にかけて分布する。その約3km北方の西都市山田東方で、急激に薄層化し尖滅する。中部層の泥岩優勢互層は、砂岩優勢互層及び砂岩泥岩互層を部分的に挟む。中部層は西都市都於郡付近で、妻層の泥岩と指交関係であると思われるが、通山浜層及び段丘堆積物に覆われるため直接観察されない。上部層の砂岩優勢互層は下部層に比較して砂岩が卓越しており、所によっては砂岩の単層が直接累重している場合がある。また、砂岩の単層の基底部に泥岩の偽礫が密集しているのが観察される(第28図)。国富町亀の甲付近では、砂岩の一部はかなり粗粒で、細礫に変



第27図 瓜生野層の模式岩相柱状図



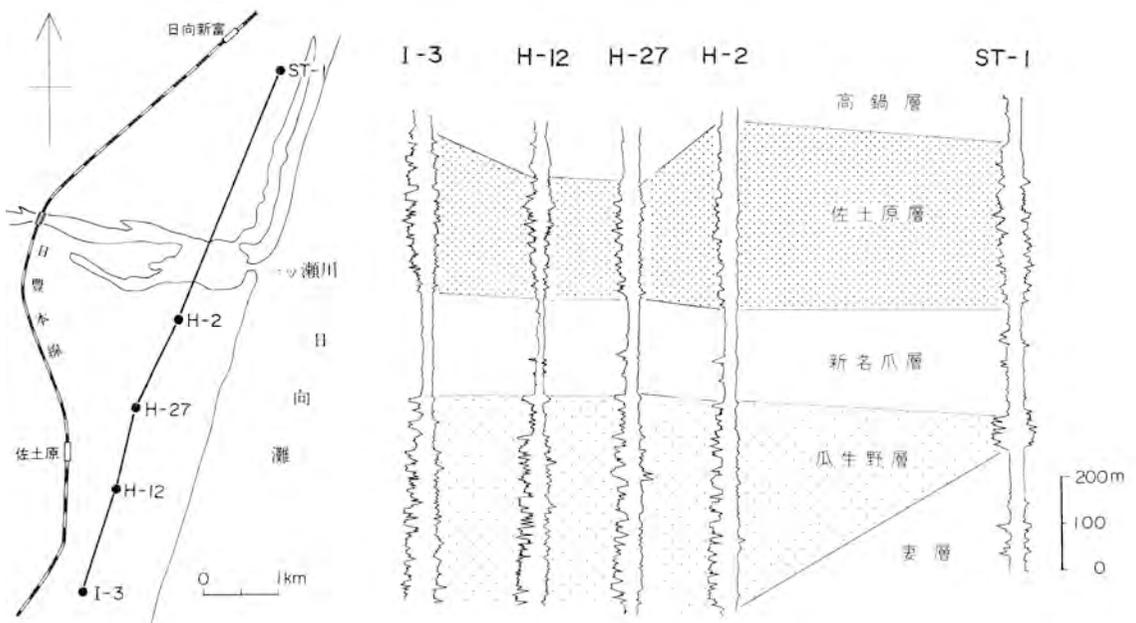
第28図 瓜生野層の砂岩中に見られる偽礫密集層(宮崎市上畑)



第29図 瓜生野層の砂岩(泥岩薄層を伴う) 砂岩中にサンドパイプの生成が観察される。下は拡大図〔宮崎市上畑〕



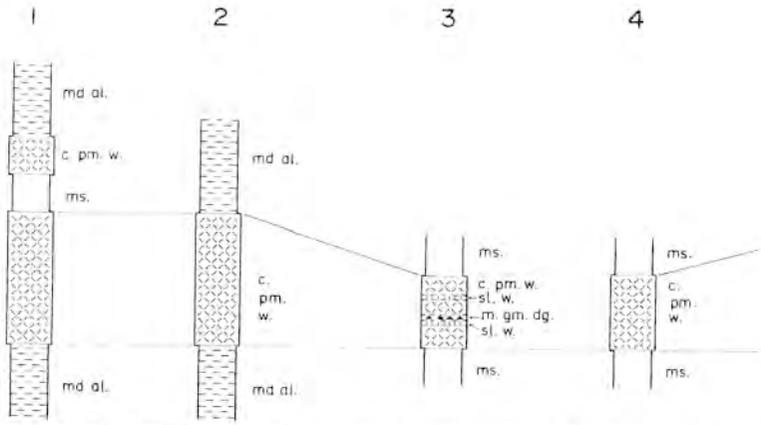
第30図 瓜生野層の泥岩優勢互層「中央部の砂岩が左へ向かって消滅する」(佐土原町下浦)



第31図 佐土原町から新富町にかけての坑井対比図 検層図は左が自然電位、右が比抵抗。瓜生野層と新名爪層の境界が一致するように深度を合わせてある
資料提供：伊勢化学工業㈱

化している。本層は、平行葉理以外の堆積構造はほとんど見いだされない。宮崎市上畑付近では砂岩中に生痕が観察される(第29図)。上部層は、西都市岩爪から佐土原町下浦付近で尖滅している(第30図)。

上部層の砂岩は、分布地域西方の佐土原町下田島付近に掘られた水溶性天然ガス坑井の資料から、この地域の地下で発達していることが認められる。しかし、一ツ瀬川北岸の新富町鬼付女付近での天然ガ



第32図 垂水凝灰岩の岩相柱状図 地図上の黒丸は本凝灰岩を確認した地点、数字は下の柱状図の露頭

ス試掘井では、砂岩は一部が発達するのみで、他のほとんどの砂岩は妻層の泥岩へ指交関係で尖滅している(第31図)。

IV. 6 新名爪層

地層名：木野ほか(1984)による。首藤(1952)の都於郡部層とほぼ同じ分布をする。

分布：佐土原町平等寺から下畑付近へかけ南北に分布する。

層序関係：本層は瓜生野層の砂岩に整合に重なる泥岩優勢互層によって始まる。本層は佐土原層によって整合に覆われる。本層中に挟在する凝灰岩鍵層の垂水凝灰岩により、妻層と指交関係にあることが明らかである。層厚100-150m。

岩相：本層は全体として泥岩の優勢な地層である。泥岩中には、砂岩優勢互層を数層準に挟んでいるがいずれも薄い。

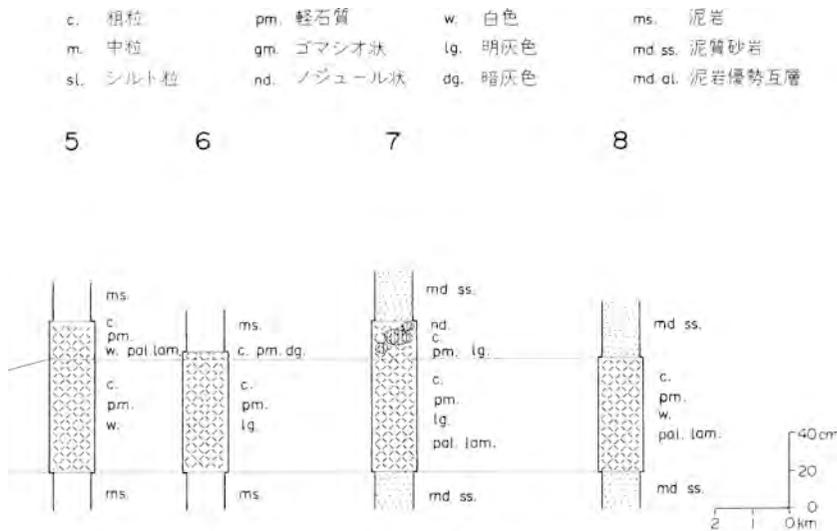
本層は、瓜生野層と佐土原層の砂岩の間にある泥岩を主体とする地層である。そのため、佐土原町下田島付近の天然ガス坑井での地層の対比に有効な鍵層となっている(第31図)。

IV. 7 垂水凝灰岩

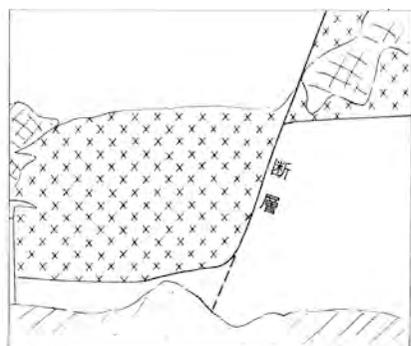
地層名：木野ほか(1984)。

模式地：宮崎図幅地域の宮崎市垂水付近。

分布：本凝灰岩は、北部の川南町西別府^{にしびゅう}から南西に連続し、西都市^{せぐら}市瀬川の低地を挟み佐土原町^{こた}巨田から南へ続き、宮崎市下畑を経て宮崎図幅地域の宮崎市池内まで追跡される(第32図)。佐土原町船野の北西で分布が地質図上で西方へ張り出したようになるが、これは野久尾から都於郡に至る谷が他の谷に比べ約30m高いためである。



の位置。国土地理院発行の5万分の1地形図「妻」「高鍋」及び「宮崎」の一部を使用



第33図 垂水凝灰岩（新富町一丁田）

層序関係：本凝灰岩は、佐土原町平等寺より以南では新名爪層に挟在し、西都市岩爪以北では妻層に挟在する。妻層中では、新富町一丁田以南で泥岩中に挟まれるが、宮田川以北では泥質砂岩中に挟まれる。

岩相：各地点での岩相を第32図に示す。厚さ40-70cmの軽石質凝灰岩を主体とする(第33図)。岩爪東方では、白色のシルト質凝灰岩及び有色鉱物の密集した暗灰色ゴマシオ状凝灰岩の薄層が挟まれる。また、上部に二次堆積と思われる部分を伴う場合がある。

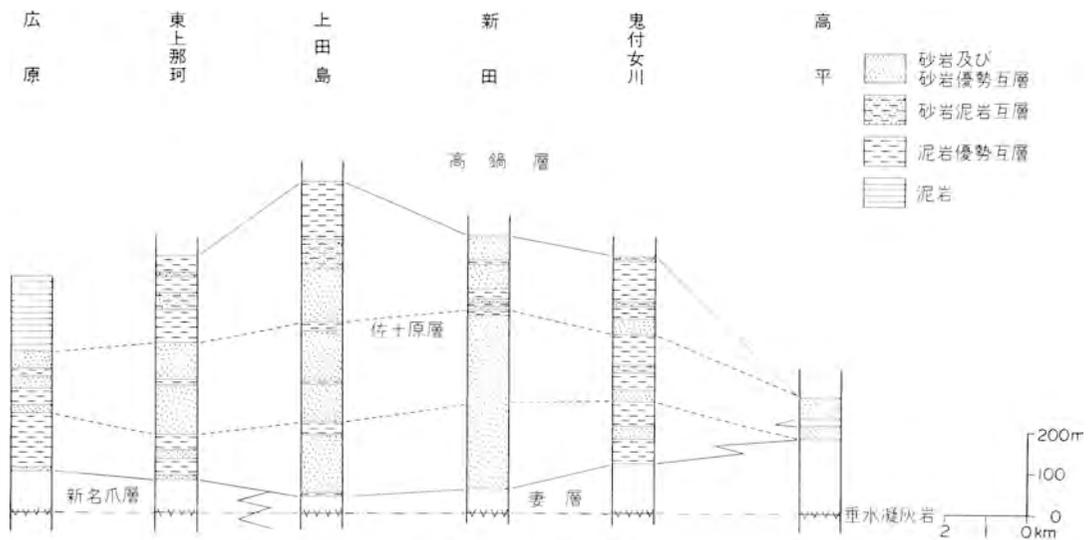
IV. 8 佐土原層

地層名：首藤(1952)の佐土原部層による。ただし首藤(1952)の一ッ瀬川北岸より北の地域の高鍋層の一部も含む。木野ほか(1984)の高鍋層は本層最上部に当たる。

模式地：一ッ瀬川南岸の佐土原町上田島付近。



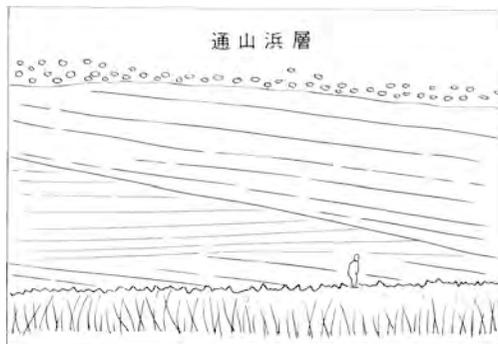
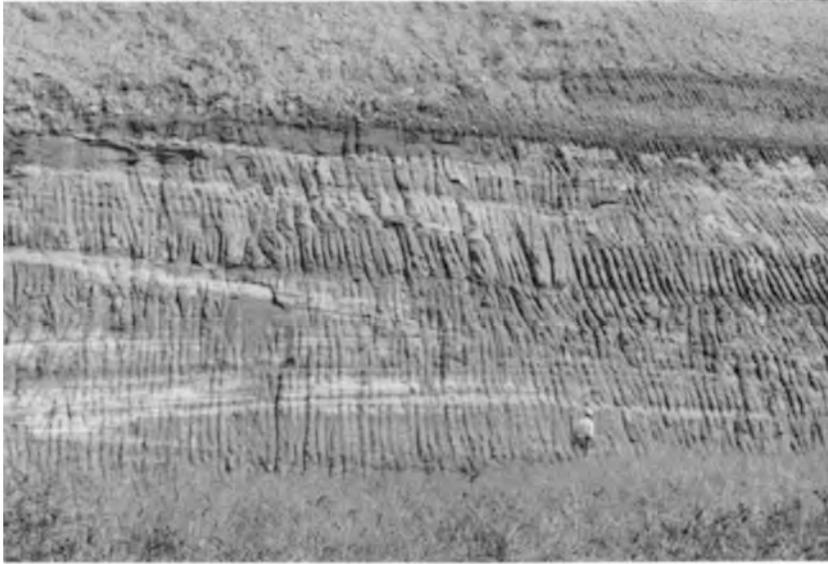
第34図 佐土原層の砂岩優勢互層〔佐土原町上田島〕



第35図 佐土原層の岩相柱状図

分布：宮崎市広原から佐土原町東上那珂，上田島付近を経て一ッ瀬川北岸の新富町新田，湯風呂に至り，高鍋町高平まで分布する。

層序関係：本層は，一ッ瀬川以南では新名爪層及び妻層を整合に覆う。一ッ瀬川以北では妻層を整合に覆うほか，妻層の一部及び高鍋層と指交関係にある。一ッ瀬川以北では本層は高鍋層主部層に整合に覆われる。これに対し，一ッ瀬川以南では高鍋層久峰部層が本層と斜行するような分布をとり，一部は本層を削り込んでいる。



第36図 佐土原層の斜交層理を示す砂岩
(新富町麓)

岩相：本層は砂岩及び砂岩優勢互層を主体とし、砂岩泥岩互層及び泥岩優勢互層を伴う(第34図)。本層は、首藤(1952)が述べているように、岩相の異なる3つの上中下の3部層に区分される(第35図)。下部層は上田島から新田にかけて砂岩が発達する。この砂岩はこの付近を中心とし、南北両側で急激に薄い砂岩を挟む泥岩優勢互層へ変化する。北側では更に妻層の泥岩へ指交関係で連続する。南側では宮崎図幅地域で佐土原層の泥岩へ岩相が側方変化する。

中部層は東上那珂から新田にかけて砂岩が厚く発達している。南の広原付近でも厚い砂岩が数層準に挟まれるが、全体として泥岩優勢互層が発達する。一ツ瀬川以北では鬼付女川沿いで、泥岩優勢互層が発達する。更に北方の高鍋町高平付近で再び砂岩が発達したのち、高鍋層と指交関係で交わる。新田付近では下部層と中部層が同じ岩相で連続する。

上部層は、あまり砂岩層が発達せず、全体として泥質岩が卓越する。砂岩は上田島から新富町塚原付近にかけて発達する。しかし砂岩は側方で泥岩優勢互層へ変化する、佐土原町成枝付近で更に泥岩へ変化する。北では高鍋町追分付近で高鍋層の泥岩と指交関係で接する。佐土原町新木から天神付近にかけて



第37図 佐土原層の砂岩中の平行葉理
(新富町山之坊)

は本部層上部に泥岩優勢互層が発達するが、高鍋層久峰部層のスランプ層が本部層を覆い、一部では海底谷埋積堆積物によって削り込まれている。

佐土原層中の砂岩にはしばしば堆積構造が認められる。新富町麓では大規模なウェッジ状の斜交層理が見られる(第36図)。しかしこのような大規模な堆積構造はほかでは観察されることはなく、砂岩中の平行葉理が観察される場合が多い(第37図)。古流向を示すような斜交葉理は観察されない。

本層は、新富町鬼付女及び高鍋町下永谷付近に掘られた天然ガス坑井の資料から新富町日置付近へ砂岩が延びているのが地下で確認されている(第31図)。

IV. 9 高 鍋 層

地層名：首藤(1952)の高鍋部層による。本報告では、佐土原町下那珂から下田島にかけて分布する高鍋層を、岩相上模式地付近と大きく異なることから、別個に久峰部層(新称)とする。模式地から連続する一ツ瀬川以北の高鍋層を主部層とする。

IV. 9. 1 主部層

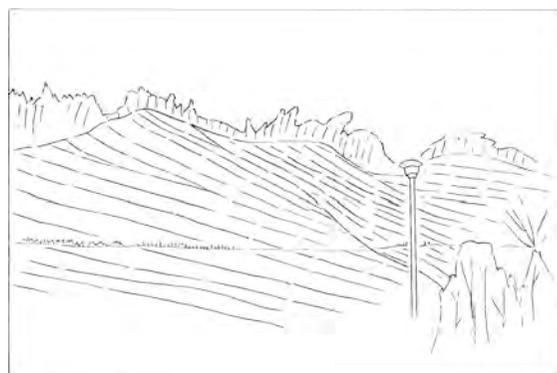
模式地：高鍋町光音寺から雲雀山^{ひばり}付近にかけて。

分布：ほぼ海岸線に平行に新富町上^{かみとんだ}富田付近から高鍋を通り川南町持田及び通山付近まで分布する。

層序関係：分布域南部では、本部層は佐土原



第38図 高鍋層の貝密集層(新富町今別府) 白線は10cmを示す



第39図 高鍋層久峰部層中のスランプ構造 (佐上原町久谷)



第40図 高鍋層久峰部層中のスランプ構造 (佐土原町新木東方)

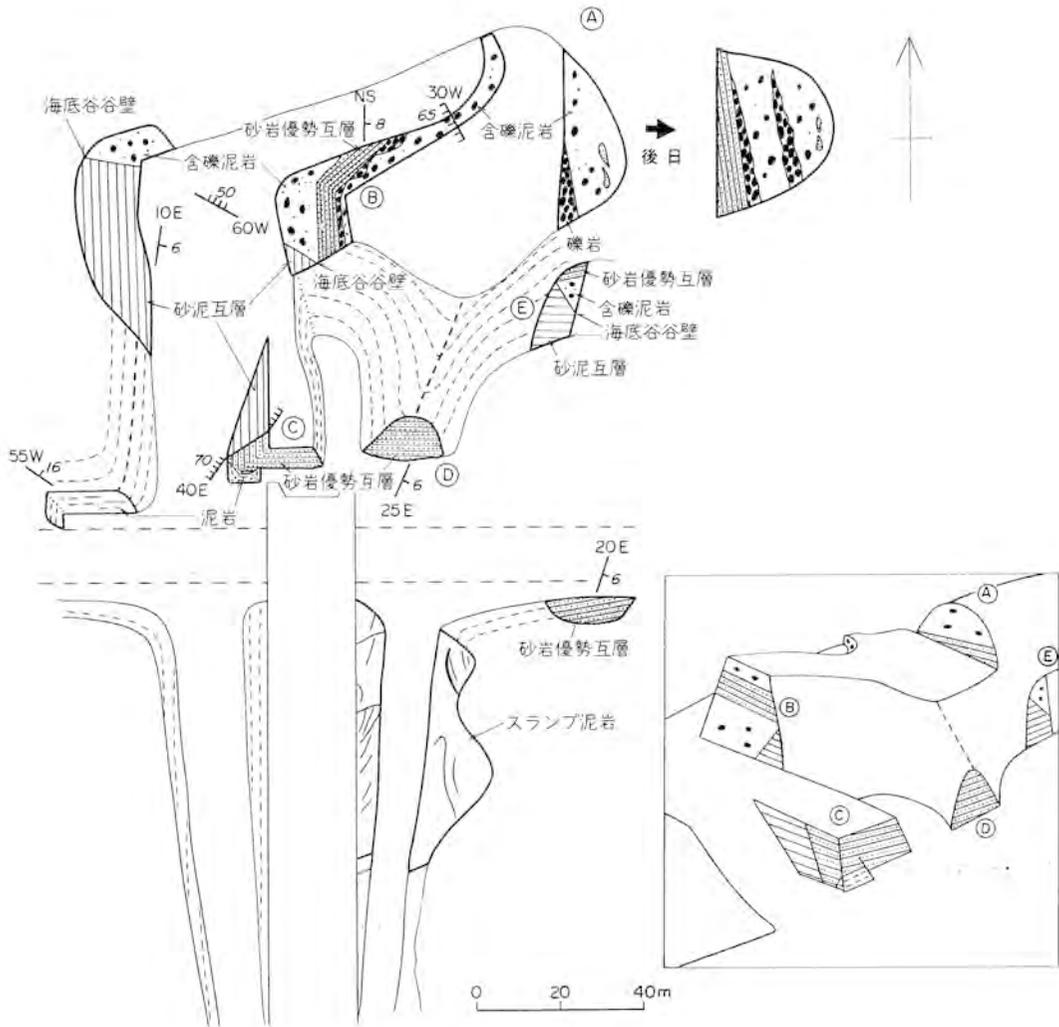


第41図 高鍋層久峰部層の海底谷埋積堆積物 下は礫岩の拡大図。貝化石や泥岩の礫が見られる（佐土原町久宮）

層を整合に覆い、一部は指交関係となっている。分布域北部では妻層を整合に覆う。

岩相：全体として泥質岩が卓越している。厚い成層した砂岩は挟まれない。泥岩は北へ向かうほど砂質になる。南部の新富町日置付近に比べ、北部の小丸川北岸付近で互層が発達する。

本部層は特徴的な砂岩を挟有する。この砂岩は火砕質物質を多く含み、新富町鬼付女峰の東側では軽石質砂岩が厚く発達している。今別府では凝灰質砂岩中に貝化石の密集層いまびゆうが見られる（第38図）。この砂岩は側方へ岩相が変化するものの本部層全域に追跡される。



第42図 高鍋層久峰部層の露頭展開図

IV. 9. 2 久峰部層

模式地：佐土原町新木から春日台へ通じる道路沿いの久峰観音付近。

分布：佐土原町下田島から下那珂付近にかけて。

層序関係：佐土原層に対して本部層のスランブ層が重なる部分と、海底谷埋積堆積物が佐土原層を浸食して重なっている部分がある。スランブ層は佐土原層と見掛け上連続するが、分布はやや斜交する。

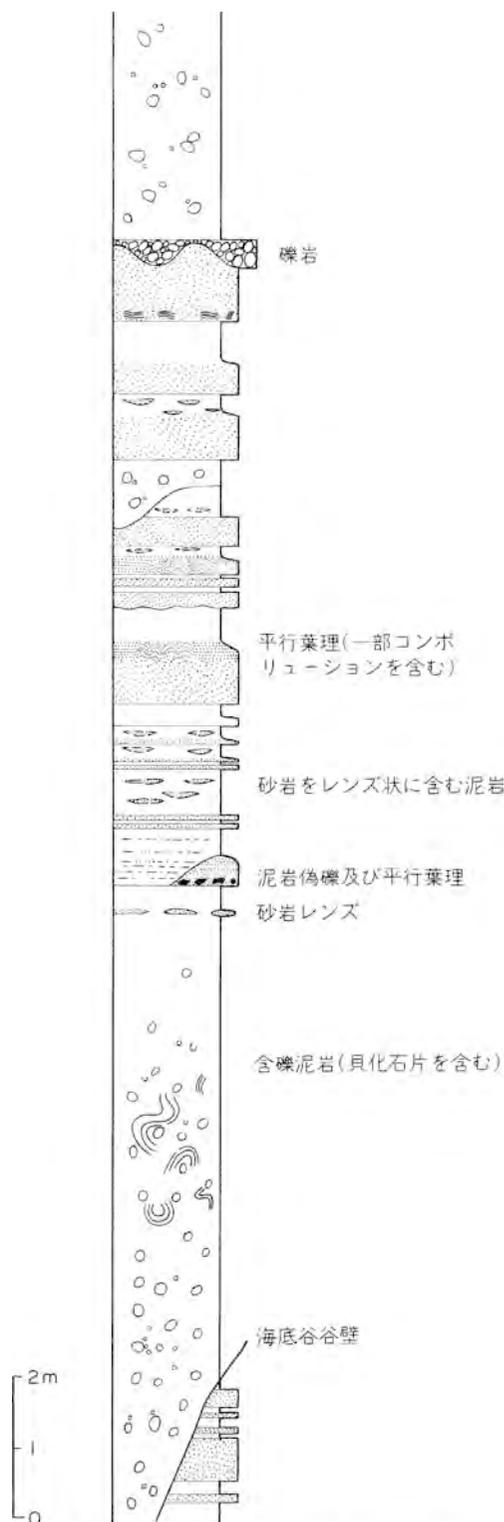
岩相：本部層は、海底地すべり起源のスランブ層及び海底谷埋積堆積物より構成される。スランブ層の岩相と、下位の佐土原層の岩相とは連続的である。北部では互層で、南部では泥岩である。スランブ層中には種々のスランブ構造が観察される。佐土原町久谷では引っ張りの力によって形成されたと考えられるスランブ構造が見られる(第39図)。これとは逆に自荷重による圧縮の力で生じると考えられるス

ランプ褶曲が新木東方で見られた(第40図)。

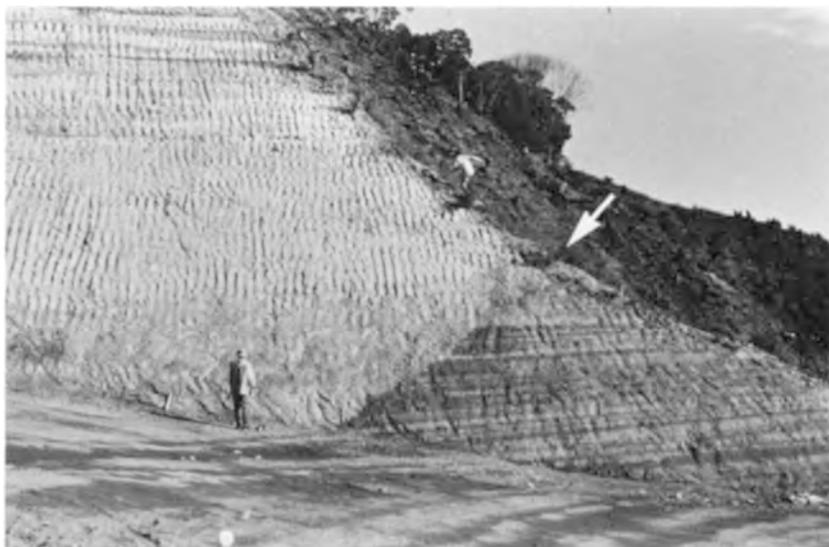
海底谷埋積堆積物は、スランプ層を削り込んで発達した海底谷を埋積した堆積物である。この堆積物は、含礫泥岩及び砂岩泥岩互層で構成される。この海底谷は、一部では佐土原層上部の泥岩優勢互層を直接浸食している。本堆積物は、上部ではほとんど互層からなる。下部の分布する久峰観音付近では、含礫泥岩とそれに伴われる貝片を多く含む礫岩が卓越する(第41図)。

佐土原町小枚台の道路工事の現場で、海底谷埋積堆積物がよく観察できた。第42図はその露頭の展開図、第43図は埋積堆積物の柱状図である。ここではスランプ層を削り込んで発達していたと思われる砂岩泥岩互層に対して、含礫泥岩が海底谷の壁を境に接している(第44図)。この海底谷の壁の方向はN60°Wで、スランプ構造のすべりの方向である北西から南東方向と一致している。海底谷埋積堆積物は、最下部に貝片を多く含む礫層を伴う含礫泥岩と、その上位に重なる砂岩泥岩互層という組合せが繰り返している。ここでは含礫泥岩が厚く発達するが、層序的に上位である東方では、砂岩泥岩互層が発達する。砂岩泥岩互層の走向は、北北東-南南西が多く、この付近の佐土原層の走向である南-北方向とやや異なっている。

久峰部層とほぼ同じ層準の泥岩偽礫や貝片を多く含むチャネル構造が宮崎図幅地域の宮崎市片瀬原付近にも見られる。



第43図 第41図における海底谷埋積堆積物の柱状図



第44図 高鍋層久峰部層中の海底谷の壁。右は砂岩泥岩互層，左は含礫泥岩(佐土原町小牧右)

IV. 10 化石

宮崎層群には貝化石や石灰質の微化石が多く含まれている。微化石については後述する。

貝化石は含有量に変化するものの、宮崎層群の全層準から産出する。これらの貝化石については YOKOYAMA (1928) 以来、多くの研究がある。首藤(1952)及び SHUTO (1961) によって宮崎層群中の貝化石についての結果がまとめられた。首藤(1952)による宮崎層群の主な貝化石を第1表に示す。SHUTO (1961) によれば川原層では *Joannisiella-Keenaea-Glycymeris-Glossaulax* 群集が卓越し、妻層下部は *Acila-Limopsis* 群集されている。吉田(1980)によれば、北部の川原層及び妻層からは、*Crenulilimopsis oblonga-Acila submirabilis* 群集(浅海帯下部)，*Acila submirabilis A* 群集(浅海帯下部)，*Acila submirabilis B* 群集(浅海帯下部)，*Paphia oyilis-Acila submirabilis* 群集(浅海帯上部)が識別され、本地域の川原層南部及び宮崎図幅地域の田野層からは、*Saccella confusa* 群集(浅海帯上部)，*Keenaea samarange* 群集(浅海帯下部)，*Pitar sp.* 群集(浅海帯下部)，*Paphia exilis* 群集(浅海帯上部)が識別されている。

宮崎層群から産出する貝化石は、ほとんど大部分が200m以浅に生息している種である(首藤, 1961)。

IV. 11 対 比

宮崎層群は、貝化石による時代対比により中新世から鮮新世の堆積物とされていた(首藤, 1952)。その後、微化石による時代対比の研究が進歩するにつれ、宮崎層群の時代についても詳細に決定されるようになった。本地域では、名取(1979)による浮遊性有孔虫、西田(1980)によるナンノプランクトンによ

る微化石年代対比が行われている。

名取(1979)の試料採集地点は、本地域の川原層から高鍋層にわたっている(第45図)。その結果は第46図のようにになっている。現在、中新世と鮮新世の境界は、浮遊性有孔虫分帯ではN17とN18の境界とされている。また、鮮新世と第四紀との境界は、N21とN22の境界とされている(SAITO, 1984)。従って本地域の宮崎層群の大部分は鮮新世の堆積物で、川原層の最下部が中新統に、高鍋層の最上部が第四系に属する。西田(1981)によるナンノプランクトンの結果も、これと矛盾しない。

本図幅地域以外の宮崎層群との対比については、次の様に考えられる。宮崎図幅地域の南部に発達している宮崎層群の時代は、宮崎県の委託により財団法人エンジニアリング振興協会が行った有孔虫の調査により明らかとなった。この調査は宮崎市杵木橋から赤江にかけたルートで、試料採集が行われた。この結果、この地域の田野層から生目層(木野ほか, 1984)までは、浮遊性有孔虫の分帯のN18以下に対比されることが判明した。このことから生目層以下の地層は、妻・高鍋地域の瓜生野層中部よりは古い時代のものと言える。底棲有孔虫から見積られる深度は、基底部を除けばいずれも中部から下部中深海である。

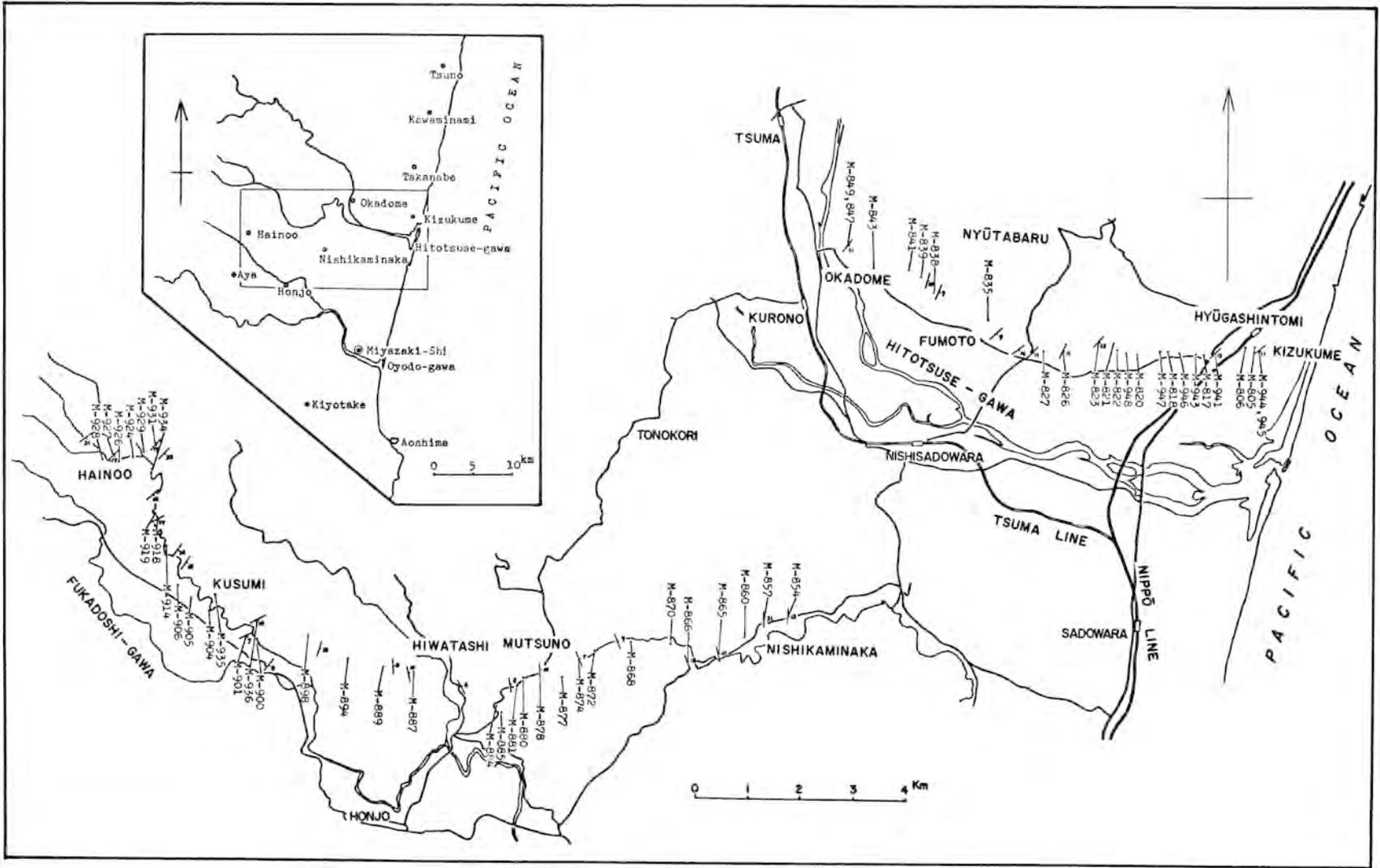
中川(1983)は、青島以南に分布する宮崎層群の時代を上中新統とし、これを内海川層群として、宮崎層群から分離した。宮崎図幅地域の宮崎市生目付近の生目層中に挟まれる凝灰岩鍵層(白浜タフ)が、宮崎市青島付近で見られることから、青島付近の宮崎層群は生目層下部に対比される。

宮崎図幅地域で、本報告で本庄層と対比した生目層を除く従来の生目層と本図幅地域の宮崎層群との関係は明らかではない。宮崎市前平付近では、生目層型の有律互層に対し、本庄層型の厚い砂岩が、見掛け上整合的に重なっている。宮崎沖の海域で、北西から南東方向に傾動した上部中新統に、下部鮮新統あるいは上部鮮新統が、緩くアバットしているとの報告がある(奥田, 1976)。生目層と川原層を不整

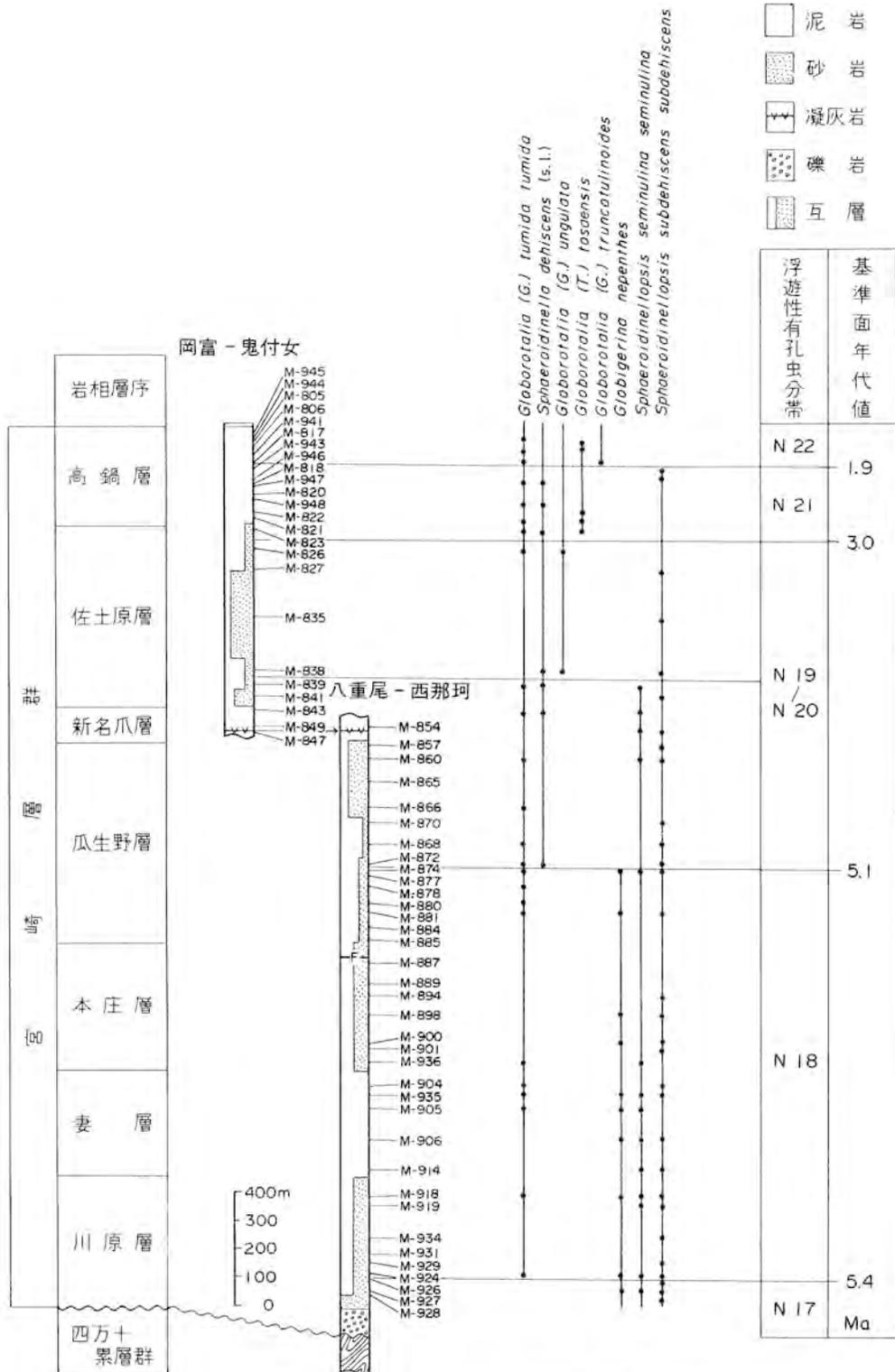
第1表 宮崎層群の主要貝化石の水平的分布及び層位的分布(首藤, 1952, 第3表を一部改変)
中別府-山路は川原層, 都於郡は妻層, 禿の下は高鍋層下部, 通山-日置は高鍋層上部に当たる

種	地理的分布					時代分布(層位)			
	綾 周 辺	三 財 団 東 部	總 北 部	高 城	中 別 府 - 山 路	都 於 郡	禿 の 下 宮 田	通 山 - 日 置	
<i>Clementia papyracea</i>	○		×					×	
<i>Paphia exilia</i>	●				×				
<i>P. exilia takookaensis</i>	○								
<i>P. exilia abbreviata</i>	○				○	○			
<i>P. exilia tsumaensis</i>	○	○							
<i>P. takanabensis</i>	○	×	×	○	×			●	
<i>P. tanoensis</i>	○								
<i>Joannisiella</i> sp.	◎					●	○		
<i>J. semiosperoides</i>	○		●						
<i>Ventricola akatanienis</i>	◎								
<i>Crassatellites tenuistriatus</i>	◎								
<i>Vastocardium</i> sp.	○								
<i>Nemocardium modestum</i>	◎	◎	○		◎	○			
<i>Papyrider muticum</i>			○			○		○	
<i>Cardium</i> cf. <i>ainuanum</i>								○	
<i>C. shiobaraense</i>	○	○	○		○	○			
<i>Glycimeris</i> aff. <i>rotunda</i>							◎	◎	
<i>G. rotunda</i>								○	
<i>G. cf. formosana</i>		○	○		○	○			
<i>G. nakamurai</i>		×			×			○	
<i>Limopsis tajima</i>		○	○			○	○	○	
<i>Chlamys kaneharai</i>		×			×			○	
<i>C. satow</i>								○	
<i>C. vesiculosus</i>							×	×	
<i>Venericardia panda</i>								○	
<i>Solecurtes divaricatus</i> var.	○							○	
<i>S. divaricatus</i>	×	×			×	×		○	
<i>Macracalymene pacifica</i>	◎	◎	×	◎	◎			○	
<i>Acila submirabilis</i>	◎	◎	○	◎	◎			○	
<i>Amussiopecten</i> sp.	○							◎	
<i>A. hyugaensis</i>	○							◎	
<i>A. praesignis</i>							○	○	
<i>Murex</i> cf. <i>spinirostris</i>								◎	
<i>Eudolium</i> sp. 2			○			○	○		
<i>E.</i> sp. 3						○	○		
<i>Tectonatica janthostomoides</i>		○				○	○	○	
<i>Polinices sagamiensis</i>								○	
<i>Fusus dualis</i>		○				○	○	●	
<i>Siphonalia dainitiensis</i>			○			○	○	○	
<i>S. declivis tosaensis</i>						○	○	○	
<i>Microfusis magnificus</i>	○	◎			◎	◎	◎	●	
<i>Ancilla okawai</i>	○			○		○		○	
<i>Cancellaria pristina</i>		×			×	○	○		
<i>Turricula subdeclivis</i>		○			○		○	●	
<i>Bathythoma striatotuberculata</i>		○			○		○	×	
<i>Conus</i> cf. <i>tomacosa</i>		×			×			×	
<i>Umbonium</i> (<i>U.</i>) <i>hyugaense</i>		◎			◎	×			
<i>U.</i> (<i>Suchiaum</i>) <i>koyuense</i>		●		●					
<i>U.</i> (<i>S.</i>) <i>primitivum</i>	×	×		×	×	×			
<i>U.</i> (<i>S.</i>) <i>suchiense subsuchiense</i>							×		
<i>U.</i> (<i>S.</i>) <i>suchiense obsoletum</i>								×	
<i>Linthia nipponica</i>								×	

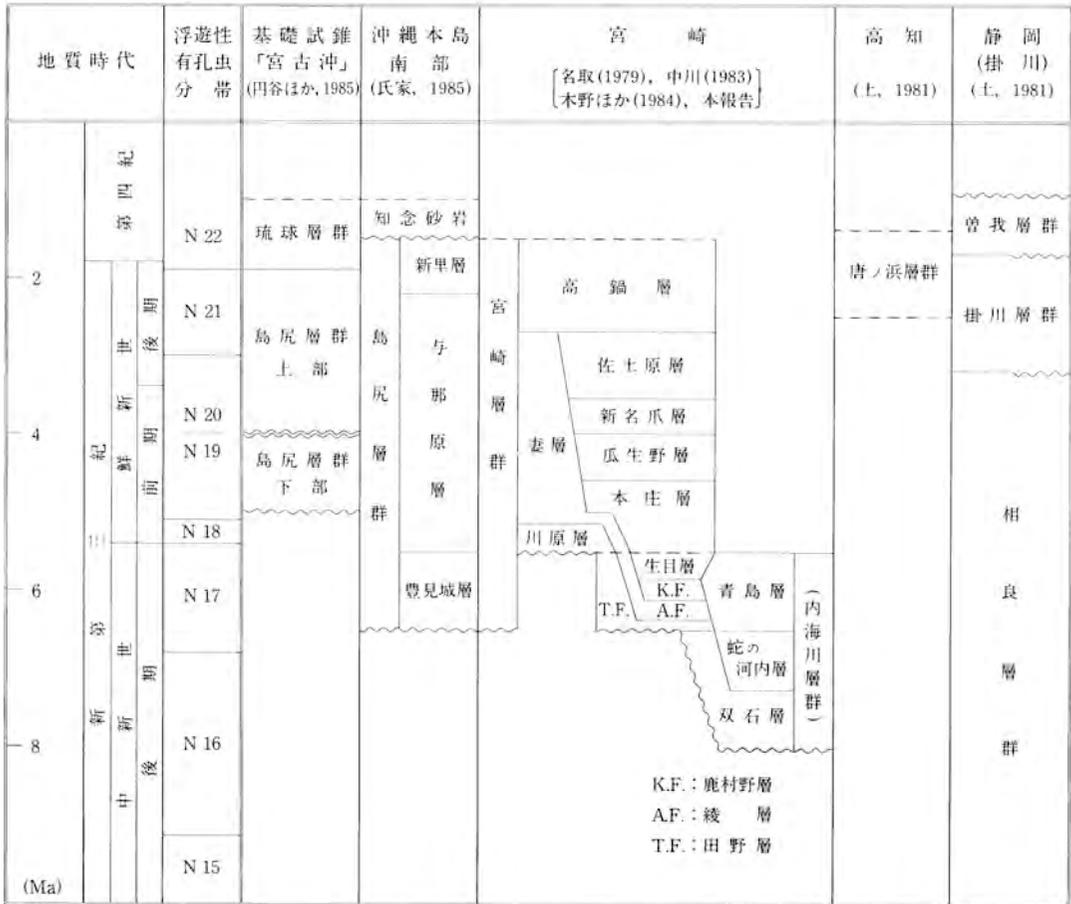
● very abundant ◎ abundant ○ common × rare or few



第45図 浮遊性有孔虫試料採集地点(名取, 1979)



第46図 浮遊性有孔虫の垂直分布と分帯 名取(1979)を一部改変, 岩相層序は本報告の区分による



第47図 西南日本における上部新第三系と宮崎層群の対比

合とした場合、時間間隙はほとんど存在しないことになる。しかし、ほとんど時間間隙のない不整合が、基礎試錐宮古島沖で新第三系島尻層群中に認められている(円谷ほか, 1985)。

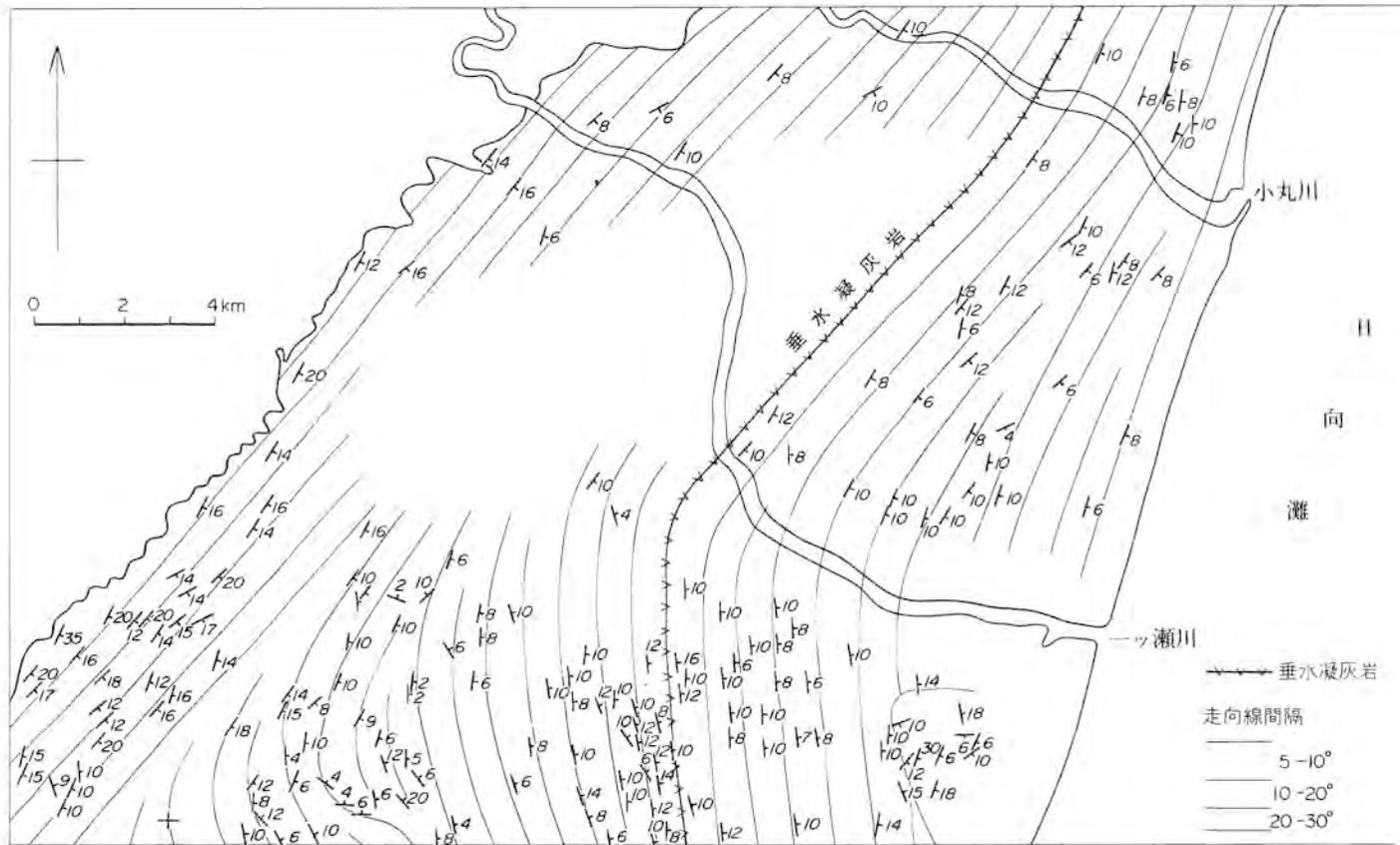
以上のことを考慮した宮崎層群(内海川層群を含む)と、西南日本新第三系の対比を第47図に示す。青島地域の宮崎層群の年代及び層序は、中川(1983)に基づいている。

IV. 12 地質構造

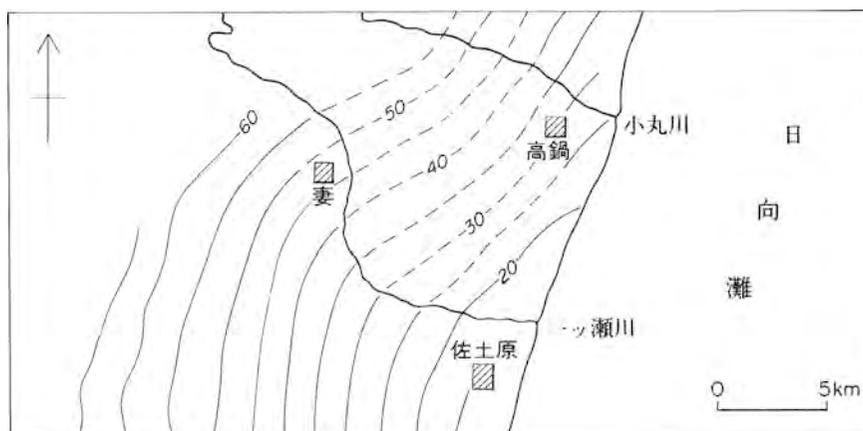
宮崎層群は四万十累層群を著しい傾斜不整合で覆っている。宮崎層群は全体として緩く東へ傾斜した単斜構造を示す。

傾斜は基底部付近では20°前後を示すが、上位の層準では10°前後の緩傾斜となっている。佐土原付近のガス坑井で瓜生野層と新名爪層の境界を基準として傾斜を計算した場合、8°前後の値となる。

走向は第48図に示されるように、基底部付近ではほぼ北東-南西方向で、不整合面の方向と一致して



第48図 妻及び高鍋地域における宮崎層群の走向線図



第49図 妻及び高鍋地域の重力異常図(佐々木ほか, 1961) 等重力線の間隔は5 mgal

いるが、その上位では、一ッ瀬川河口からほぼ西北西-東南東方向に延びる地域を境に、走向が大きく変化する。この地域以北では、走向は基底部付近の層準と同じく北東-南西方向である。それに対し、以南の地域で走向はほぼ南北の方向へ変化している。また南部の地域では、層準が下位へ向かうほど走向に北西-南東方向の成分が多くなる。逆に一ッ瀬川以北の地域では、上位に向かうにつれ走向に南北方向の成分が多くなる。このため、一ッ瀬川沿いでの走向の北東-南西方向から南北方向へ変化の程度は、上位へ向かうほど変化が小さくなっている。この走向の変化は、宮崎層群中の凝灰岩鍵層である垂水凝灰岩の分布にも良く示されている。小丸川以北で、再び走向はやや南北方向へ変化している。垂水凝灰岩より下位の層準に当たる本庄層、瓜生野層の砂岩が、妻層の泥岩に指交関係で変化する地点が、走向が変化する地点と一致している。このことは走向の屈曲を形成した構造運動が、宮崎層群の堆積過程と密接に関係していることを示すものである。

第49図は、佐々木ほか(1961)による本地域の重力異常図である。ここでも前述した走向の屈曲と類似の構造が、等重力線に表われている。重力異常図より見積られる基盤深度は、北へ向かうほど浅くなっており、高鍋層が北へ向かうにつれ砂質になることと一致する。

地表においては、地質図上で地層を大きくずらすような断層は認められない。しかし宮崎層群全体に、小断層がしばしば観察される。小断層はいずれも正断層で、北東-南西方向の走向で北西落ちのステップ状のものが多い。

IV. 13 凝灰岩鍵層の特徴とフィッシュントラック年代

本図幅地域の宮崎層群には、凝灰岩鍵層が数層準に挟まれている。特に高鍋層には数枚の凝灰岩鍵層が挟在する。各地点ごとの凝灰岩鍵層の特徴を第50図に示す。

凝灰岩鍵層のフィッシュントラック年代を測定した(第2表)。微化石によって求められる年代と比べるとフィッシュントラック年代はより古い年代を示している。なお第2表中の白浜タフは、対比の章で

試料番号	試料採取位置	重鉱物組成	屈折率				
			hor(■)1.660 opx(●)1.700	1.670 1.710	1.680 1.720	1.690 1.730	
Kw - 1	西都市 千畑	hor>bi					
Kw - 2	児湯郡木城町百合野	hor>mt					
(垂水凝灰岩)	宮崎郡佐土原町平等寺(第33図の2)	opx>hor>mt					
Tt - 2	" " 巨田(4)	hor>mt					
Tt - 3	児湯郡新富町春日(5)	hor>mt					
Tt - 4	" 高鍋町小並(7)	opx>hor					
Tt - 5	" " 野首(8)	hor>opx>cpx					
Sa - 1 - 1	宮崎郡佐土原町新木	hor>opx>cpx					
Sa - 1 - 2	" "	hor>opx>mt					
Sa - 1 - 3	" "	opx>cpx>mt					
Sa - 2 - 1	児湯郡新富町平伊倉	opx>cpx>hor>mt					
Sa - 2 - 2	" "	opx>mt					
Ta - 1	" " 今別府	opx					
Ta - 2	" 高鍋町水谷原	hor>opx>mt					
Ta - 3	" 新富町野中	opx>cpx>mt					
Ta - 4	" 高鍋町家床	opx>cpx>mt>hor					
Ta - 5	" 新富町野中北方	hor>bi>opx					
Ta - 6	" 高鍋町上永谷	opx>hor>bi					

第50図 宮崎層群中の凝灰岩鍵層の主要重鉱物組成及び屈折率 各凝灰岩鍵層の位置は付図(試料番号で示す)及び第32図に示す
 opx: 斜方輝石 cpx: 単斜輝石 hor: 角閃石 mt: 磁鉄鉱 bi: 黒雲母

第2表 凝灰岩鍵層のフィッシュントラック年代一覧表

凝灰岩鍵層名 (試料番号)	地層名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		フラックス		年代値 T(Ma)	誤差		結晶数 n(粒)	結晶面積 Σ_s (cm^2)	ウラン濃度 U(ppm)	参考年代値 (Ma)
		総数 $\Sigma N_s(t)$	密度 ρ_s $\Sigma N_s/\Sigma_s(t/\text{cm}^2)$	総数 $\Sigma N_i(t)$	密度 ρ_i $\Sigma N_i/\Sigma_s(t/\text{cm}^2)$	総数 $\Sigma N\phi(n)$	熱中性子線量 $\Phi(n/\text{cm}^2)$		$\pm\epsilon \cdot T$ (Ma)	$\pm\epsilon$ (%)				
Kw-1	川原層	357	8.17×10^4	1636	3.74×10^5	1344	5.66×10^{14}	7.4	0.5	6.4	36	4.37×10^{-3}	33	5.3
Kw-2	川原層	412	9.78×10^4	1639	3.89×10^5	1348	5.67×10^{14}	8.5	0.5	6.1	36	4.21×10^{-3}	34	5.3
垂水凝灰岩 (Tt-3)	妻層	132	9.04×10^4	861	5.90×10^5	1135	4.83×10^{14}	4.4	0.4	9.8	36	1.46×10^{-3}	61	4.0
Sa-1-2	佐土原層	144	7.69×10^4	1114	5.95×10^5	1411	5.94×10^{14}	4.6	0.4	9.2	36	1.87×10^{-3}	50	3.0
鼻切川凝灰岩 (Loc. 207)	小丸川層	17	6.22×10^3	1171	4.28×10^5	1329	5.59×10^{14}	0.48	0.12	24.6	36	2.73×10^{-3}	38	—
白浜タフ (Sh)	内海層 (生目層)	271	7.25×10^4	1036	2.87×10^5	1340	5.64×10^{14}	8.8	0.7	7.3	36	3.60×10^{-3}	25	—

使用鉱物：ジルコン

壊変定数： $\lambda_i = 7.03 \times 10^{-12} \mu^{-1}$ 計算式： $T = 5.96 \times 10^{-8} \Phi \times \Sigma N_s / \Sigma N_i$

$$\epsilon = \left\{ (1/\sqrt{\Sigma N_s})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_i})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N\phi})^2 \right\}^{1/2}$$

$$U = 5 \times 10^{10} \times P_i / \Phi$$

(ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を12 μm と仮定する)

測定：京都フィッシュントラック㈱

参考年代値は名取(1979)による浮遊性有孔虫化石の結果に基づく見積りの年代値

述べた宮崎図幅地域の生目層中及び宮崎市青島付近に分布する凝灰岩鍵層である。

V. 第四系

V. 1 更新統

V. 1. 1 概要

研究史

本地域には段丘地形が発達し、段丘面を覆う日向ローム層の凝灰岩鍵層の分布に関する研究を含めて、段丘面の区分・対比に関する研究が行われてきた。一方層厚 40m に達する埋谷性堆積物の存在も多くの研究者の注目を集め調査が進み、その形成時代及び対比についての見解が示されてきた。それらの主な内容を以下に紹介する。

① 段丘面の区分・対比 東木(1907)の研究結果を踏まえて、大塚(1930)は本地域の段丘面を区分・命名した。その主な段丘面の名称は現在まで引き継がれている(第3表)。中川(1961)は本地域の段丘面をその分布形態から日本各地の段丘面と対比した。その結果は、近年のテフラの広域対比の結果と大局的に一致する。遠藤(1962)は日向ローム層を区分し、各段丘面を覆う日向ローム層の層位に基づいて宮崎平野全体に分布する段丘面を総括し、各面の分布を詳細に明らかにした。その後、星埜(1971)は新田原面を3分した。また長岡(1984)は第3オレンジより下位のテフラ鍵層の層位から新田原面を、新田原Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ面に区分した。

② 埋谷性堆積物については、伊木(1904)は20万分の1「佐土原」図幅地質説明書の中で、第三紀層を不整合に覆う洪積層が本図幅地域に分布すると指摘した。大塚(1930)はこの埋没溪谷を埋めた堆積物

第3表 妻及び高鍋地域の地形面対比表

大塚 (1930)	遠藤ほか (1962)	星埜 (1971)	長岡 (1984)	〔宮崎図幅地域〕 木野ほか(1984)	本報告 遠藤・鈴木(1986)
	新町面	三日月原面	国富Ⅱ面	新期段丘Ⅳ面	深年Ⅱ面
	童子丸面	日向シラス面	国富Ⅰ面		深年Ⅰ面
	(中位河岸段丘面)		川南下位面	入戸火砕流堆積面	入戸火砕流面
	岡富面	川南上位面		大淀面	新期段丘Ⅲ面
後雲雀山面	雲雀山面	新田原面	西都原Ⅱ面		岡富面
高鍋原面	新田原面	三財原面	西都原Ⅰ面	新期段丘Ⅱ面	西都原面
新田原面		茶臼原面	新田原Ⅲ面	新期段丘Ⅰ面	新田原面
		先茶臼原面	新田原Ⅱ面		馬場面
三財原面	三財原面		新田原Ⅰ面		
茶臼原面	茶臼原面		三財原面	池内面	三財原面
			茶臼原面		茶臼原面
先茶臼原面	先茶臼原面		先茶臼原面	久木野面	東原面
				未区分高位段丘面	未区分高位段丘面

に対し通山浜層と命名した。その中で茶臼原台地の椎木付近に分布する埋谷性堆積物を通山浜層に対比した。その後、Tsuchi (1961)は、三財原層とその直下の埋谷性堆積物とは整合とし、茶臼原層下のものと区別した。現在まで、大塚(1930)以降、本地域に分布する埋谷性堆積物は茶臼原層より古いものからなるという説と、より新しいものが含まれるとする説との2つの異なった見解がある。前者には、竹山(1934)及び遠藤(1962)がある。Endo (1968)は、これらの埋谷性堆積物を川南層群として一括し、上下の層準のものに2分した中で、通山浜層に含まれる凝灰岩層(本報告のTr1)をその鉱物組成から久木野層中のものに対比し、通山浜層が、茶臼原層より古いとした。

一方、大塚(1930)の通山浜層には茶臼原層より新しいものが含まれるとする見解のうち、星埜(1971)は、通山浜層の模式地で26,100±900年B.P.の¹⁴C年代が測定された事を根拠に、通山浜層には川南面下のものが存在し、更に茶臼原面下のもの、三財原面下のものが含まれるとした。また長岡(1984)は、Endo (1968)の通山浜層中の凝灰岩層が、茶臼原面下の通山浜層に含まれないとし、通山浜層の一部を三財原面構成層と整合関係とみなし、Tsuchi (1961)と同様の見解を示している。なお、木野ほか(1984)では宮崎岡幅地域の本層を池内層の泥層とし、本報告の三財原段丘堆積物に相当する池内層の砂層と整合関係とした。

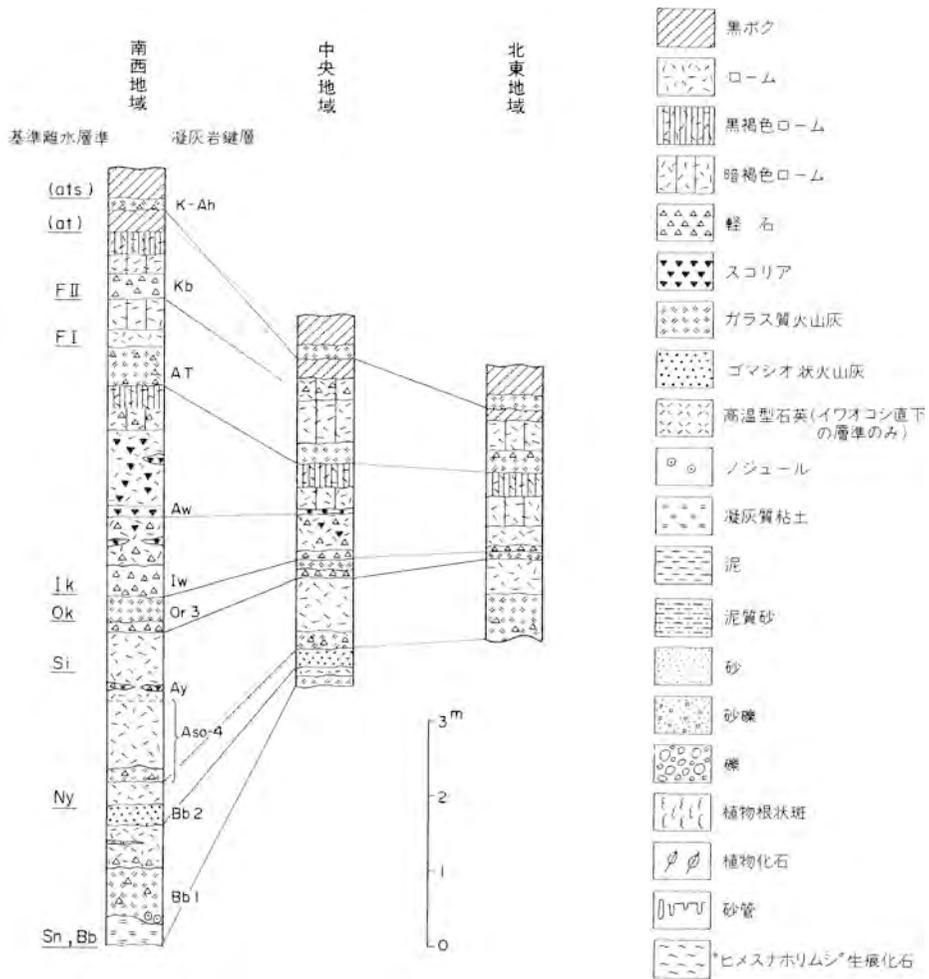
凝灰岩鍵層：本地域の第四系には、多くの凝灰岩鍵層が分布し、地層対比の上で極めて有効である。しかし名称を欠き、定義も明確でないものが多く、また他地域のものに対比してつけられた名称も混在する。本報告では、日向ローム層中の鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)、始良Tn(AT)、阿蘇4火砕流堆積物(Aso-4)は、その含有鉱物の屈折率に類例が少なく、特徴的であることから、それらに対比しその名称を用いた。他の凝灰岩層名は、本地域内で既に命名・記載されているものは、従来の名称を尊重した。本地域内で命名されていないものについては、模式地を示しその地名をとって新たに命名した。なおこれらの凝灰岩鍵層の鉱物組成及び屈折率等の特徴は第V章3節に示した。

V. 1. 2 日向ローム層

本岡幅地域には、降下軽石層及び火砕流堆積物を含む風成火山灰層が広く分布し、段丘堆積物を覆い、丘陵や山地にも厚く堆積している。このうち、本報告の馬場1凝灰岩層より下位のものについては、保存状態が悪い。ここでは、馬場1凝灰岩層以上のものを日向ローム層⁴⁾として一括して、凝灰岩鍵層の名称及び露頭での特徴をまとめる。なお、入戸火砕流堆積物を除き、日向ローム層は、地質図に塗色していない。日向ローム層の標準柱状図を第51図に示す(第52図)。

馬場1凝灰岩層(Bb1)：新称。模式地を馬場(Loc. 144)付近とする。厚さ1m以下の赤褐色のガラス質火山灰層である。下部が粘土化し更に未風化部分との境界付近に径2cm程度の球形の団塊が形成されることがある。小丸川右岸地域以北では未確認である。町田ほか(1983)は本凝灰岩層を阿多火砕流(Ata, pfl)と同時に噴出した阿多火山灰(Ata)に対比している。

4) 日向ローム層の名称は伊田(1948)による。



第51図 妻及び高鍋地域における日向ローム層の標準柱状図

凡例には、本図及び第四系の説明文中の柱状図の記号を示す。なお各柱状図の左側には地層名の略号(M.G. 宮崎層群, H.L. 日向ローム層, そのほかは地質図の略りに同じ)を、右側には凝灰岩鍵層の略号〔()つきものは室内分析によって判明したもの〕及び試料採取位置(数字の後にFのあるものは花粉分析試料, そのほかは屈折率測定試料)を示す。各柱状図の露頭位置は付図に示す

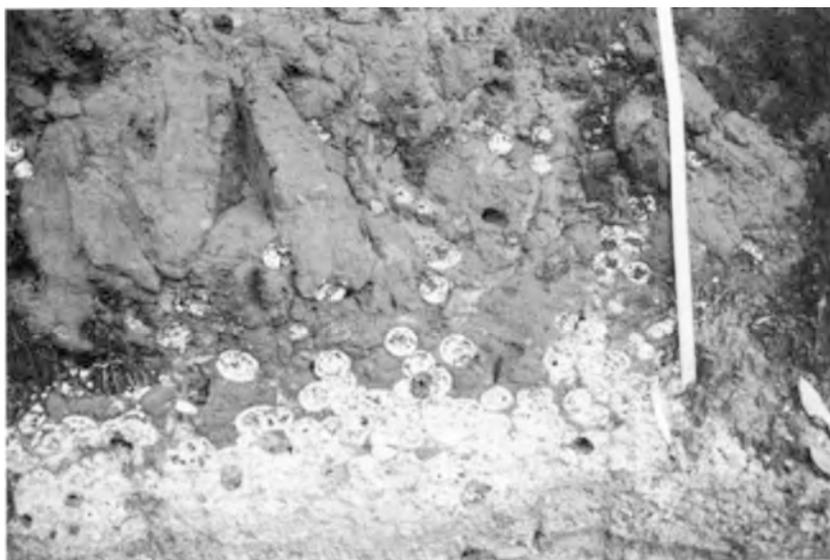
馬場2凝灰岩層(Bb2): 新称。模式地を馬場(Loc. 144)付近とする。斜方輝石及び角閃石の斑晶鉱物を多く含む中粒砂大の軽石層で、ゴマシオ状である。長岡(1984)は、本層を福山降下軽石堆積物(荒牧・宇井, 1976)に対比している。模式地付近では、Bb1とBb2の間は、厚さ約50cmの褐色ロームで、その基底付近には、径0.5cmの軽石が散在し、また、中部には厚さ1-2cmの細粒火山灰層が認められる。

阿蘇4火砕流堆積物(Aso-4): 小野ほか(1977)。本図幅地域の代表地を馬場(Loc. 144)付近とする。最大径8cmの軽石を含む赤黄色のガラス質火山灰層である。直下にスコリア、角閃石及び長石等の鉱



第52図 日向ローム層の層相(市之野 Loc. 305)

ピッケル(長さ約60 cm)の上部の突出部が葉オコシ、その下の突出部は岩オコシ。葉オコシの上の暗色帯の直上がATの層準である。



第53図 Aso-4の層相(西都市仲間原)

ここではAso-4は軽石を含む黄色のガラス質火山灰であるが、下部は風化し球形の団塊を含む。

物粒からなる厚さ数 cm の薄層を伴うことがある。また下部が粘土化し白色を呈することがあり、Bb1と同様にその境界付近に径数 cm 大の球形の団塊が形成されることがある(第53図)。

本層は三財原，馬場，新田原面上に厚く分布し，ほぼ1m以上⁵⁾最大3mであり，これらの地形面上の一部には火砕流として到達した．一方茶臼原面上では本層の厚さは10-20cm程度であり，降下火山灰として分布している可能性がある．

綾降下軽石層(Ay)：長岡(1984)の綾降下軽石層(AyP)と同じ．本図幅地域では，市之野(Loc. 306)付近に分布する．ここでは，厚さ5cm以下の径1-2cmの褐色軽石からなる．

第3 オレンジ(Or3)：遠藤ほか(1962)による．粗粒砂大ないし径3mmの黄色軽石層．高温型石英を多く含む．風化すると灰黄色になる．層厚は50cm以下で北東方に薄くなる．長岡(1984)は岩戸降下軽石に対比している．

岩オコシ(Iw)：遠藤ほか(1962)による．厚さ40cmないし10cm以下で北西方に薄くなる．下部ほど粗粒であり，径3cm以下の粗粒で発泡の悪い褐色軽石層からなり，岩片を含む．遠藤ほか(1969)は供給源を霧島火山の夷守岳としている．IwとAwの間は，軽石及びスコリアが散在する褐色ローム層で，本地域の西部には，その中部に軽石密集層を伴う．

粟オコシ(Aw)：遠藤ほか(1962)による．厚さ30cm以下で北西方に薄くなり，小丸川以北地域では識別が困難である．径1cm程度以下の暗褐色のスコリア層で岩片を多く含む．下位のIwと本層の間は，軽石及びスコリアが散在するローム層で，西部には，その中部に軽石の密集層がレンズ状に認められる．

始良 Tn 火山灰(AT)：ガラス質火山灰層で，径1-2cmの軽石を伴う．遠藤ほか(1962)の第2 オレンジに相当する．

小林浮石(Kb)：伊田ほか(1956)．本地域では黒ボク土の直下のローム層中にやや濃集して散在する軽石層で，軽石の径は，2cm程度以下．小林浮石が散在するローム層の厚さは西部で35cm以下で，東方に薄くなり，小丸川以北では識別が困難になる．遠藤ほか(1969)は供給源を韓国岳と推定している．

鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)：本地域では遠藤ほか(1962)が第1 オレンジと呼んだものに相当する．厚さは20cm程度であり，黄赤色の細粒ガラス質火山灰で，基底部に径5mm程度の軽石を含むことが多い．¹⁴C年代は6,300年B.P.である(町田ほか，1983)．

日向ローム層中の斜交関係は，Or3直下，Iw直下，AT直下の暗黒褐色ローム層及び黒ボク土直下の層準に多く認められる．AT直下の暗褐色ローム層中及びK-Ahより下位の黒ボク土にはクラック帯が認められる場合がある．

V. 1. 3 未区分高位段丘堆積物(ht)

河成段丘堆積物でその分布高度が東原段丘堆積物より高いものを未区分高位段丘堆積物として一括した．大塚(1930)及び遠藤ほか(1962)の先茶臼原面の構成層から本報告の東原段丘堆積物を除いたものに相当する．本堆積物は法華岳薬師付近及び長谷観音付近に分布し，ともに山地と平野との境界付近に位置する．地形面の保存状態は悪く，開析が進んでいる．

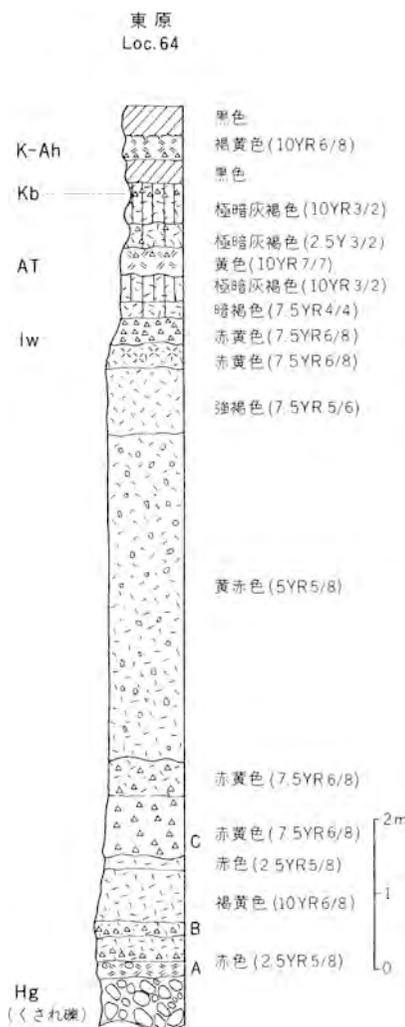
5) 本報告の柱状図では肉眼で識別できる範囲のみを示している．室内分析によると柱状図で示したAso-4の上位の褐色ローム層にも，Aso-4の褐色角閃石が含まれる．

法華岳薬師：南側の道路沿いに、基底高度約247m、厚さ約20mの本層の礫層が観察される。礫は径数cmから20cm程度のもが多く、基底部に径50cm以上のものを伴い、砂岩の歪円ないし歪角礫からなる。本層の上位を厚さ2m以上の粘土化した凝灰岩層が覆う。1-3cm大の異質岩片を多く含み、火砕流堆積物と考えられるが、風化し保存状態は悪い。

長谷観音：南側の旧道鳥居付近では宮崎層群の細礫層上に基底高度約185mの本堆積物の礫層が観察される。北側では四万十累層群上に高度約195mから本堆積物の礫層が重なりその上位を厚さ3m以上の凝灰岩層が覆う。礫径は法華岳のものよりやや小さい。凝灰岩層には、15cm大の赤色異質岩

片及びスコリアが含まれ、数cm大の黄色軽石も識別できるものの、全体に風化が著しく保存状態は悪い。

これらの地層の形成時代は茶臼原層より古いが、小丸川層あるいは東原段丘堆積物との関係は不明である。



第54図 東原段丘堆積物上のローム層柱状図(東原, Loc. 64)
柱状図の右側に Mansell soil color charts(1971)による色調を示す。その他の凡例は第51図に同じ

V. 1. 4 東原段丘堆積物

地層名：兵藤ほか(1982)の東原礫層を再定義。

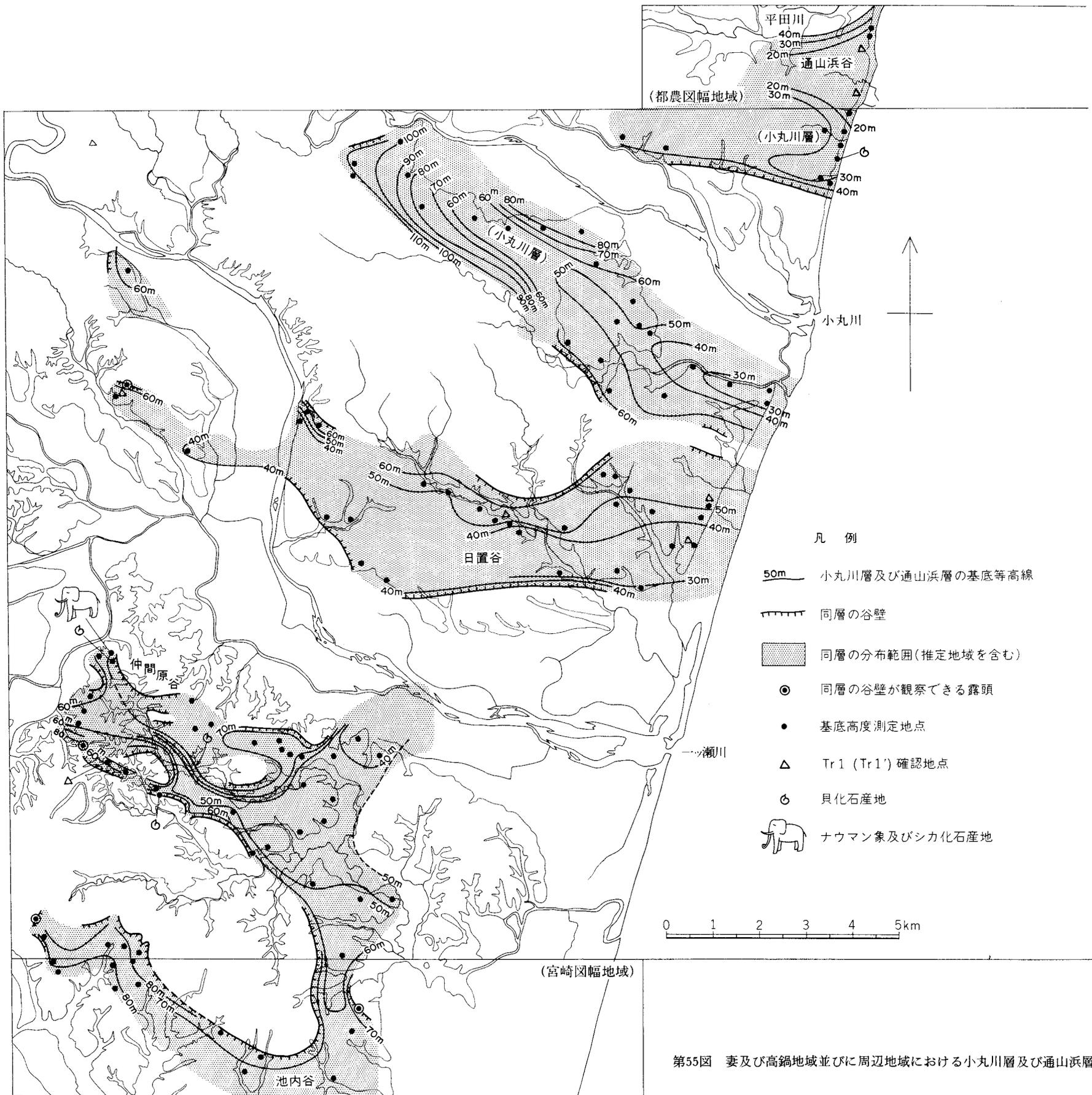
模式地：西都市東原。

茶臼原段丘堆積物より古い河成段丘礫層であり、模式地付近に分布する。礫は、著しく風化し、いわゆる「くさり礫」状を呈する。礫種は、砂岩を主とし、頁岩及び尾鈴山酸性岩類の円礫も多く含む。基底高度は、東原北端の八重山へ下る道沿いで約140mである。ここでは、径5-15cmの礫が多く、最大径20cm程度に達し、マトリックスは砂質である。東原の南部では礫は最大径60cm以上であり、マトリックスは泥質である。

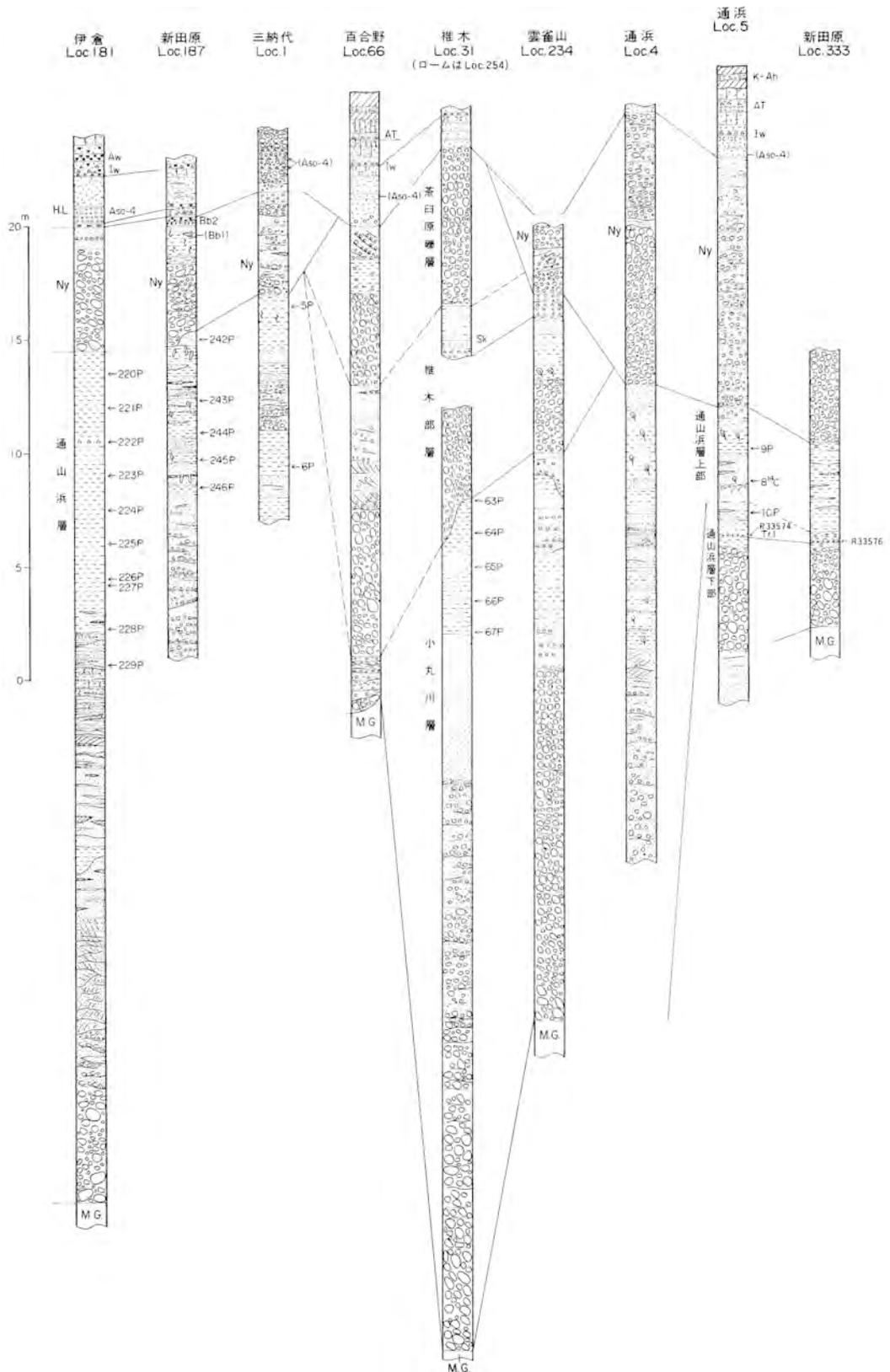
本層の「くされ礫」を厚さ約11mの凝灰岩層及び日向ローム層が覆う。このうち岩オコシより下位の凝灰岩層は第54図に示すように赤色を呈し、赤色土化が著しい。このため磁鉄鉱が多く含まれるものの全体的に重鉱物の含有量は極めて少ない。このうちAは、粘土化した細粒火山灰で、高温型石英を多く含む。Bは、風化した軽石層である。Cは風化した軽石層で、基底に異質岩片を含み、火砕流堆積物の可能性がある。その上位は、黄赤色のロームで、細礫を混じえ砂質である。

V. 1. 5 小丸川層及び通山浜層

本報告では宮崎層群を不整合に覆い茶臼原層及びそれより低位の段丘堆積物に覆われる埋谷性堆積物(第55図、



第55図 妻及び高鍋地域並びに周辺地域における小丸川層及び通山浜層の基底高度分布図



第56図 小丸川層及び通山浜層の露頭柱状図 凡例は第51図に同じ

第56図)について小丸川層及び通山浜層の2つの地層名を用いた。このうち小丸川層は茶臼原層に不整合に覆われ、鼻切川付近では鼻切凝灰岩層を挟む。一方通山浜層を覆う最も古い地層は三財原段丘堆積物であり、通浜凝灰岩層(Tr1, Tr1')を挟む。両層の関係を直接示す手がかりは得られていないが、本報告では、両層を同一層準のものとして取り扱う。

V. 1. 5. 1 小丸川層

地層名：新称。

模式地：木城町椎木。

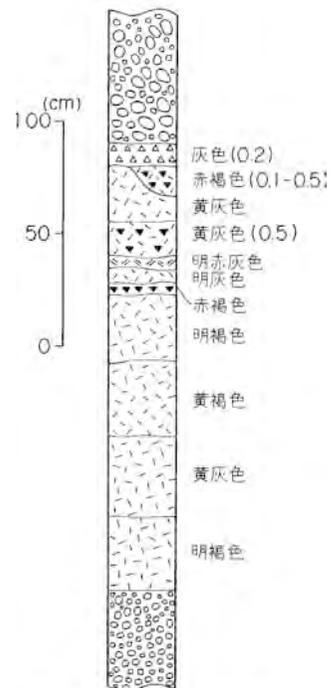
分布：小丸川右岸の茶臼原から雲雀山付近、及び小丸川左岸の川南台地の竹鳩北方から鼻切川付近の地域。

層序関係：宮崎層群を不整合に覆い、茶臼原層及びより新しい段丘堆積物に不整合に覆われる。



第57図 似り凝灰岩層(Ni)の層相(似り, Loc. 224) 本地点では、小丸川層基底から約9m上に、このNiが存在する

中尾北方 Loc.264



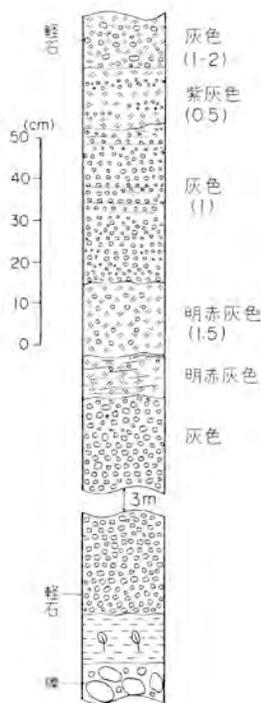
第58図 中尾北方(Loc. 264)の凝灰岩層

括弧内の数字は、軽石及びスコリアの粒径(cm)を示す。その他の凡例は第51図に同じ

岩相：層厚は模式地付近で最も厚く約37mである。この付近では下位から、厚さ約31mの砂礫層及び砂層と砂層を挟む約6mの泥層からなり、茶臼原層椎木部層の砂礫層に覆われている。泥層には植物片が多く含まれる。溜水北西方の似り(Loc. 224)では、本層の基底部の礫層中に厚さ39cmの凝灰岩層が挟まれる。本凝灰岩層を似り凝灰岩層(Nt)と呼ぶ(第57図)。百合野(Loc. 66)の本層基底付近も凝灰質である。本層に含まれるかどうか確実ではないが、中尾北方(Loc. 264)には茶臼原層の礫層に覆われ、風成ローム状を呈する多数のユニットからなる厚さ2mの凝灰岩層が分布する(第58図)。

本層は、これらの茶臼原台地から、牛牧及び高鍋原台地の小丸川側に連続して分布する。雲雀山の南九州大学付近(Loc. 234)では、基底部に径1mの礫を含む厚さ15mの礫層と、泥層を挟む厚さ約10mの細礫混じりの砂層からなり、その上位は椎木部層に覆われている。水谷原(Loc. 233)では、本層の礫層中に、径数mm大の軽石を多く含む層準があり、この軽石に多く含まれる斜方輝石の屈折率のモード値は1.706で、通浜凝灰岩層の値に似るがやや高い。

川南台地の鼻切川(Loc. 207)には、厚さ約6mの鼻切川凝灰岩層(Hn)を挟む(第59図)。また鼻切川南方の谷で、殻長50cm以上に達するカキ(*Ostrea gigas*)が産出する(第60図)。



第59図 鼻切川凝灰岩層(Hn)の露頭柱状図
括弧内の数字は軽石の粒径(cm)を示す。



第60図 小丸川層の泥層から産出したカキの化石
(鼻切川南方, Loc. 111)

V. 1. 5. 2 通山浜層

地層名：大塚(1930).

模式地：川南町通浜.

分布：次の4地域に分布する。①通浜付近の通山浜谷地域。②西都原から新田原を通り、日置付近に至る日置谷地域。③仲間原層(竹山, 1934)と呼ばれた仲間原から伊倉付近に分布する仲間原谷地域。④池内層の泥層(木野ほか, 1984)とした池内谷地域(第56図参照)。

層序・岩相：本層は、浸食面を境に上・下の2部層に分けられる。都農図幅地域の模式地では、北部で淘汰の良い砂層上を厚さ4-5mの径40-50cmの礫に富む礫層からなる本層が覆い、更に厚さ10cm以下の凝灰岩層を挟む泥層が覆う。その上位に砂層を挟んで、更に泥層が覆っているが、この泥層に挟まれる砂層から発達する浸食面が南側の、いわゆる通山浜層の厚い堆積物の基底につながる(第61図及び第62図)。この浸食面を境に、下位を通山浜下部層、上位を通山浜上部層に区分する。

通山浜層下部層の礫層直上の泥層中に含まれる凝灰岩層を通浜(Loc. 5)を模式地とし通浜凝灰岩層1(Tr1)と呼ぶ。また、通浜(Loc. 205)の通山浜層上部層にも重鉱物組成及び斜方輝石の屈折率がほぼ一致する軽石層が分布する。両者は同じものである可能性が大きい、ここでは区別し、後者をTr1'と仮称する。これらの軽石層が、日置谷及び仲間原谷地域の本層中に挟み込まれている。

本図幅地域の最北東部の通浜(Loc. 4)では、厚さ9m以上の細礫混じりで斜交層理の発達した砂層と、その上位を覆う厚さ約12mの泥層からなり、泥層は砂層を挟み、植物片を多く含む。その上位は新田原段丘堆積物に覆われている。

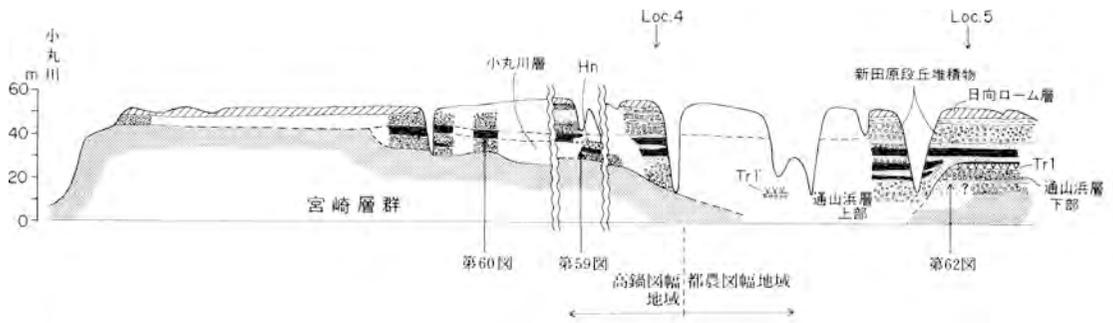
日置谷地域の本層は西都原古墳群の分布する西都原の西方の後迫(Loc. 313)付近から、三宅付近を通り、現在の一ツ瀬川から、祇園原、新田原を通り、日置に抜けている。なお西都原北方みなみかたの南方みなみかたの西方にも層厚約26mの礫層及び砂礫層が分布する。この堆積物も通山浜層の日置谷を埋積したものとした。

通山浜層下部層が埋没段丘状の分布をしているのが、日置(Loc. 335)、新田原(Loc. 333)で観察できる。この分布状況から日置谷下流の北側の基底高度ほぼ50m以浅地域(第55図参照)には通山浜層下部層が分布していると推定できる。通山浜層下部層の分布地域では、基底礫層の厚さは薄く礫径は上部層のものより大きい。その直上を凝灰質で多孔質の泥層が覆う。例えば新田原(Loc. 333)では、宮崎層群を、最大径40cmに達する8-15cm大の礫からなる厚さ2.5mの礫層及び厚さ約1mの砂質が覆う。その直上に厚さ70cmの凝灰質・多孔質の植物根状斑を含む泥層が重なる。この泥層の下部に通浜凝灰岩層(Tr1)が含まれる。この泥層は砂の薄層を挟む青灰色泥層に覆われている。

西都原西方後迫(Loc. 313)における本層は、宮崎層群を基底高度約58mで覆って分布し、基底部の厚さ約1.7mの礫層と、砂及び砂礫層を挟む厚さ16m以上の泥層からなる。泥層の下部(礫層上面から約4.5m上位)に厚さ12cm以下の通浜凝灰岩層を含む。

新田原(Loc. 187)では、層厚約15mの礫及び斜交層理の発達した砂礫層と、砂及び泥質砂層を挟む厚さ約8mの泥層からなる。この泥層の上部及び下部付近には砂管を含む。

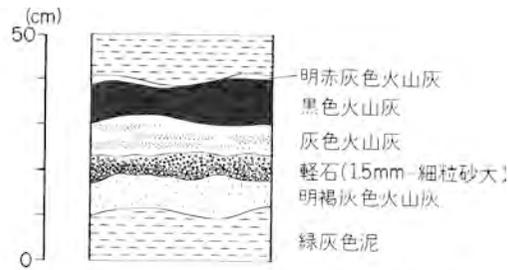
池内谷及び仲間原谷地域のうち池内谷の堆積物は、木野ほか(1984)が宮崎図幅地域で池内層(泥)と呼んだもので、三名付近から池内を通り、その北方の広原にかけて分布する。仲間原谷の堆積物は、竹山



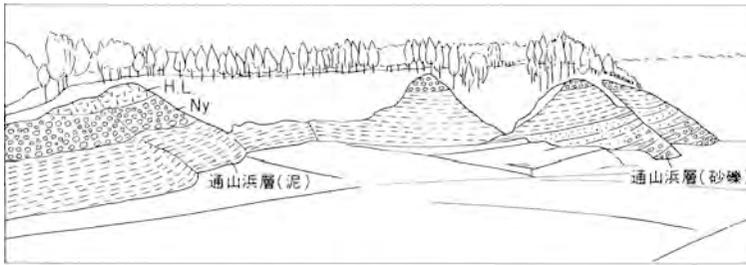
第61図 通浜付近の地質断面図



第62図 通山浜層中の浸食面
(通浜, Loc. 5)



第63図 通山凝灰岩層(Tr 1)のスケッチ図(荒武, Loc. 284)



第64図 通山浜層の露頭写真(伊倉, Loc. 181)

(1934)が仲間原層と呼んだ地層である。第55図の基底等高線図に示されるように、池内谷と仲間原谷は、伊倉東方付近で合流し、佐土原付近へ北流し、現在の一ッ瀬川付近に分布していた。

このうち通山浜層下部層を確認したのは、荒武(Loc. 284)付近であり、Tr1が分布する(第63図)。そのほかは通山浜層上部層に相当するであろう。本地域の通山浜層は、北伊倉(第64図)の柱状図に示す様に、他地域と比較し泥層が厚い。また礫層の発達が悪く、礫層の礫は宮崎層群の泥岩から構成される場合が多い。船野及び上田島以西では、谷の幅が500m以下の狭いものが複雑に入り組み、また本層の泥層が宮崎層群に直接アバットしているのが観察される。後述するように、泥層が直接アバットする所に貝化石が多く産出し、また宮崎層群の泥岩の礫からなる本層の基底部分からナウマン象及びシカの動物化

石が産出する。

化石

貝：仲間原地域の通山浜層からは、貝が産出する。これらの貝の種類は、ENDO (1968) にまとめられている(第4表)。本地域では本層の泥層が宮崎層群上に直接アバットする地点から貝化石を産出することが多い(第65図)。

大型動物化石：高屋(Loc. 183)では宮崎層群のシルト礫からなる通山浜層基底部付近からナウマン象の化石が産出している。今回の調査によって同地点からシカの角が産出する事が新たに判明した(第66図)。本地点からは、ほかにも多くの大型動物化石の破片が産出しており、今後も更に多くの動物化石が産出する可能性が大きい。

花粉化石：小丸川層及び通山浜層の泥質層の花粉分析を実施した。砂質部分を除いて良く産出した。その分析結果を第67図に示す。試料採取層準は、通浜(Loc. 5)のうち、10Pは通山浜層下部であり、9Pは、その直上を覆う通山浜層上部の泥層である。椎木(Loc. 31)は小丸川層であり、他は通山浜層下部層である。このうち、椎木

(Loc. 31)で、*Cyclobalanopsis*が多産する事及び、新田原(Loc. 187)及び伊倉(Loc. 181)で*Lagestroemia*が多量する点が他地点と異なっている。一方、*pinus*及び*Fagus*の多産と、*Abies*, *Tsuga*, *Alnus*及び*Ulmus-Zelkora*の産出が共通した特徴として認められ、いずれも上位ほどやや寒冷化を示す傾向がある。

小丸川層と通山浜層の関係及び対比

日置谷及び仲間原谷地域の通山浜層は通浜凝灰岩層を含んでおり、通浜の通山浜層に対比される。池

第4表 通山浜層産出貝化石
ENDO (1968) を複製

Gastropoda

- **Tegula (Chlorostoma) rustica* (GMELIN)
- Clathrofenella reticulata* (A. ADAMS)
- Cerithidea (Cerithiopsilla) cingulata* (GMELIN)
- Therithium kobelti* (DUNKER)
- Cerithium kochi* PHILIPPI
- C. (Ochetoclava) sinense* (GMELIN)
- Bedequina bivileffi* LISCHKE
- **Batillaria multiformis* (LISCHKE)
- **Serpulorbis imbricatus* (DUNKER)
- **Thais luteostoma* (DILLWYN)
- **T. cravigera* (KÜSTER)
- **Mitrella varians* (DUNKER)
- Nassarius (Niotha) livescens* (PHILIPPI)
- **N. balteatus* (LISCHKE)
- Terebra hirasei* VREDENBURG

Pelecypoda

- Barbatia (Fossularca) yokoyamai* TAKEYAMA
- B. (Savignyarea) obtusoides* (NYST)
- Ostrea denselamellosa* LISCHKE
- O. (Crassostrea) gigas* THUNBERG
- O. (C.) gigas* THUNBERG (*O. talienuhanensis* CROSSE)
- Trapezium (Neotrapezium) liratum* (REEVE)
- **Chama aspersa* REEVE
- **Cardita cumingiana* DUNKER
- **Dosinia sp.*
- **Saxidonus purpuratus* (SOWERBY)
- Gafrarium divaricatum* (GMELIN)
- **Paphia sp.*
- **Mitis irus* (LINNE)
- **Semele sp.*
- **Theora lubrica* GOULD
- **Mya sp.*
- **Barnea fragilis* SOWERBY
- Martesia cupula* (YOKOYAMA)

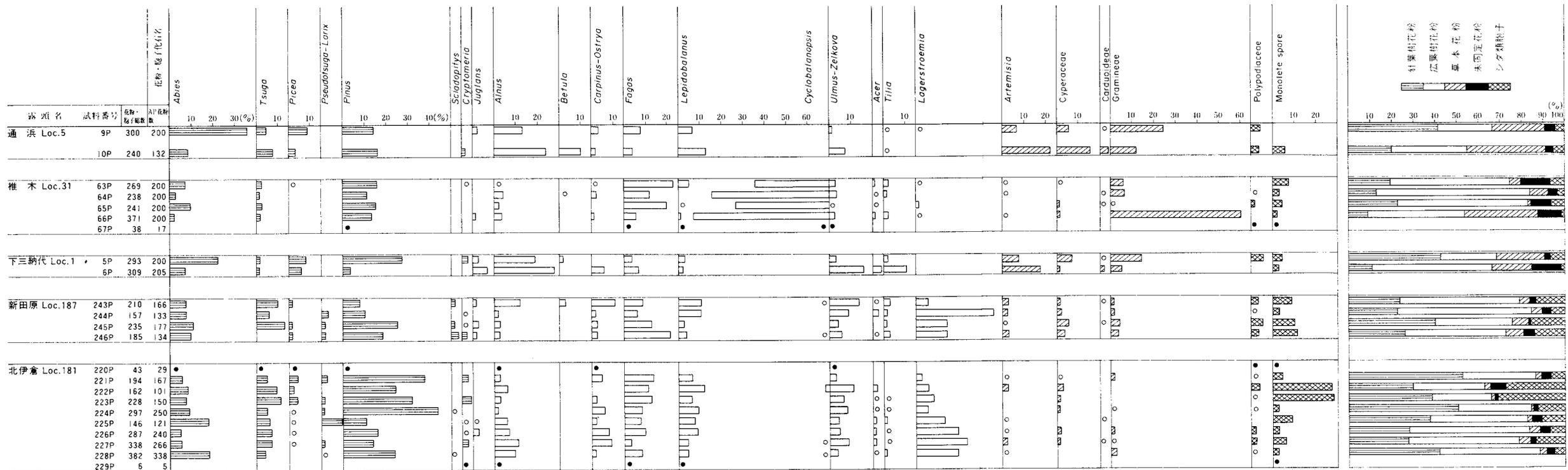
*after T. TAKEYAMA (1934)



第65図 通山浜層の貝化石産状
(岩爪, Loc. 164)

内容と仲間原谷の堆積物は連続し同一のものである。更に日置谷と仲間原谷の通山浜層の花粉組成は一致する。したがって池内谷、仲間原谷及び日置谷の通山浜層は同一時代のもので模式地の通山浜層に対比される。しかし、小丸川層と通山浜層との関係を直接示す確証は得られなかった。以下の理由から本報告では、両層を同一層準とした。

①通浜凝灰岩層 (Tr1, Tr1') の層位。通山浜層中に挟在する本凝灰岩層は小丸川層中では見いだされていない。ただし本凝灰岩層に類似するものは、水谷原 (Loc. 233) の小丸川層の礫層中に挟在する。斜方輝石が多く含まれ、鉱物組成は一致するが、その屈折率は、モード値で Tr1 より 0.002 高い。また野尻図幅地域では、木野ほか (1976) の小林火砕流の下位に岩相、鉱物組成及び斜方輝石の屈折率が一致する凝灰岩鍵層がある。その層準は明らかに茶臼原層より下位である。一方、通山浜層が茶臼原層以降のものとする、通浜凝灰岩層は茶臼原面より古い地形面を覆って分布するはずであるが、本地域の茶臼原面上あるいは東原面上からは現在のところ確認されていない。また野尻図幅地域でも、茶臼原層中の椎木凝灰岩に対比される加久藤熔結凝灰岩 (木野ほか, 1976) より上位にも通浜凝灰岩層は見つかっていない。しかし本地域の茶臼原面上のローム層の保存状態が悪いことによっても考えられ、また通浜凝灰



第67図 小丸川層及び通山浜層の花粉分析結果
 樹木花粉総数に対する比率を示す。なお、○は1%以下の産出を示す。●は樹木花粉総数が100個に満たない試料での産出を示す
 試料採取位置は第56図に示す(分析:パリノ・サーヴェイ株式会社)

岩層の北方からの供給(例えば阿蘇地域)も考えられる。

②花粉組成. 椎木の小丸川層中の花粉組成は, *Cyclobalanopsis* が多いものの, 他の組成はほぼ同じである. *Cyclobalanopsis* が多い理由には, 後背地が違うことによっても考えられ, 更に検討する必要がある。

③層相. 通山浜層は, 仲間原谷及び池内谷地域では, 泥層部が厚く, 他地域に比較し全体的に細粒である. しかし, 仲間原谷地域の上流部では, 基底礫は, 宮崎層群の泥岩の礫を多く含み, 山地からの堆積物の供給が少なかった事を示している. 日置谷地域では, 全体的に粗粒であり, その層相は小丸川層と良く似ている。

なお, 通山浜層を覆う最も古い堆積物は, 三財原段丘堆積物である. 三財原段丘堆積物は波食台上の堆積物であり, 下位を浸食しており, 露頭での層相の関係から両者の関係を決定することは困難である。

他地域との対比: 鼻切凝灰岩層(Hn)は宮崎図幅地域の田野盆地に分布する仮屋層中の仮屋凝灰岩層(KyP)に対比される. なお仮屋層の上部には, 茶臼原層中の牧の内凝灰岩に対比される松山凝灰岩層(My)を含むことから, 小丸川層は仮屋層の下部に対比される. またHnは, 野尻図幅地域の久木野層中の軽石に対比される可能性が大きく久木野層に対比する. なお鼻切川凝灰岩層のジルコンのフィッシュオントラック年代は, 48万年であり(第2表参照), 久木野層直下の小林軽石流堆積物(木野ほか, 1976)のフィッシュオントラック年代41万-51万年(野井ほか, 1984)とほぼ同年代である。

V. 1. 6 茶臼原層

地層名: 大塚(1930)の茶臼原面に基づき再定義。

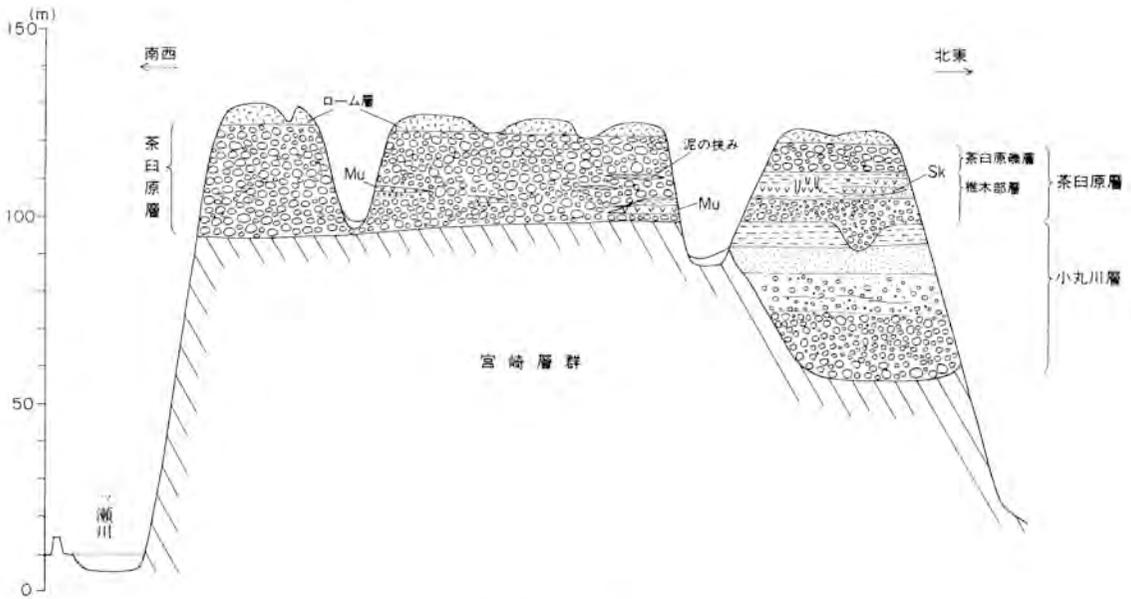
模式地: 西都市茶臼原。

層序: 宮崎層群及び小丸川層を不整合に覆う。

本層を茶臼原礫層と椎木部層とに区分する. 茶臼原台地の一ツ瀬川左岸沿いでは, 厚さ30-35mの礫層からなる. これに対し, 北東部の一ツ瀬川右岸沿いでは, 下位から, 礫・砂・泥層からなる下部層を, 厚さ4-7mの上部の礫層が覆うにすぎない. 本報告では, この下部層を椎木部層と命名し, 上部の礫層のみを指す場合には, 茶臼原礫層と呼ぶ(第68図). 両者の関係は同時異相としたが, 茶臼原台地北東部の茶臼原礫層の一部は椎木部層形成後に堆積した可能性がある。



第66図 通山浜層から産出したシカの化石
(高屋, Loc. 183)



第68図 茶臼原層の地質概念図

V. 1. 6. 1 椎木部層

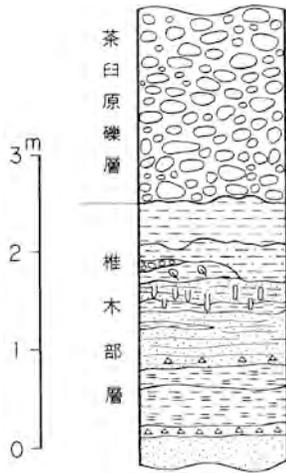
地層名：新称.

模式地：木城町椎木.

層序：宮崎層群及び小丸川層を不整合に覆う。茶臼原礫層とは同時異相の関係にあるが、茶臼原礫層の一部は本部層を浸食して分布する。

岩相：模式地の椎木では本部層は下部の砂礫層と砂層を挟む上部の泥層からなる。泥層にはガラス質の細粒火山灰層を挟む。本凝灰岩を椎木凝灰岩層(Sk)と呼ぶ。本凝灰岩層は、現在露頭条件が悪く全層序を見ることができないが、遠藤ほか(1962)によると厚さ3mに達するとされている。緑ヶ丘から溜水及び中原付近には、茶臼原礫層の直下に赤黄色の泥層が分布する。この泥層は、全体的に粘土化した軽石を混じえ凝灰質である。またこの泥層には溜水北方(Loc. 255)及びその周辺地域で淘汰の良い砂層を挟み、砂管の生痕が含まれ、海水の浸入が推定される(第69図)。軽石は著しく風化が進み保存状態が良くないが、その層相から椎木凝灰岩層に対比し、この海成部層を含む砂泥層をその直下の礫層とともに椎木部層とした。

本部層は、雲雀山の南九州大学付近にも分布し、その上部に椎木凝灰岩層が挟まれる(第70図及び第57図参照)。



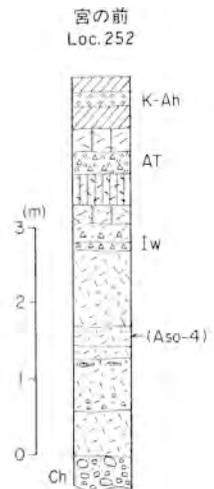
第69図 茶臼原層椎木部層の露頭柱状図(新富町溜水, Loc. 255)凡例は第51図に同じ。



第70図 椎木凝灰岩層(Sk)(高銅町雲雀山, Loc. 234)



第71図 牧の内凝灰岩層(Mu)(木城町牧の内, Loc. 261)



第72図 茶臼原層上のローム層露頭柱状図(宮の前, Loc. 252)凡例は第51図に同じ

V. 1. 6. 2 茶臼原礫層

地層名：大塚(1930).

模式地：西都市茶臼原.

岩相：茶臼原台地では、本層は宮田川及び陣の内南方から 117.4m 三角点を通る地域を境に、その南側では 30-35m と厚く、一方北側では椎木部層を厚さ 4-7m の厚さで覆う。このうち南部のものは、径 5-20cm で、主に砂岩の礫からなり、頁岩及びチャートの小礫を混じえる。一般に淘汰は悪いが、成層している場合もある。茶臼原台地北西部の千畑では、本層は、下位から厚さ 3m の含小礫砂層を挟む礫層、最大径 10cm の礫を含む厚さ約 3m の礫層及び最大径 50cm で 20-30cm 大の礫を多く含む厚さ約 10m 礫層からなる。

本層の基底部に牧の内凝灰岩層 (Mu) を挟む (第 71 図)。本凝灰岩層は、模式地 (Loc. 266) では厚さ 1.5m であり、新開 (Loc. 266) 付近では厚さ約 35cm と薄く分布する。茶臼原礫層は茶臼原台地及び西都原西方の 118.7m 三角点付近及びその北西に分布する。

椎木部層を覆って分布する北部の本部層は、南部のものと比較し、尾鈴山酸性岩類の礫を多く含む。本部層は八重山にも分布する。南部の厚い礫層を構成する礫は一ツ瀬川から供給されている。北部の椎木部層を覆う礫層は小丸川方向から供給されている。

茶臼原層の基底高度は一ツ瀬川沿いにはほぼ平坦であるが、茶臼原面は東に傾いている。

本層を覆うローム層のうち岩オコシ以下は、赤色土化し保存状態は悪い。また岩オコシ直下が細礫や砂混じりとなっていることが多い。宮の前 (Loc. 252) や百合野 (Loc. 66) では、その上下と比較しやや明るい褐色の部分に Aso-4 の角閃石が含まれ、かろうじてその層準を Aso-4 に同定できる (第 72 図及び第 56 図参照)。それより下位の層準は保存が悪い。

対比

茶臼原礫層中に挟在する牧の内凝灰岩層は、宮崎図幅地域の仮屋層の松山凝灰岩層に対比でき、茶臼原層は仮屋層の上部に対比できる。また、牧の内凝灰岩層は野尻図幅地域の久木野層を覆って分布する。一方、椎木部層中の椎木凝灰岩層は、野尻図幅地域の加久藤熔結凝灰岩層 (木野ほか, 1976) に対比される。また都農図幅地域では、椎木凝灰岩層は、甘付付近に分布する。

V. 1. 7 三財原段丘堆積物

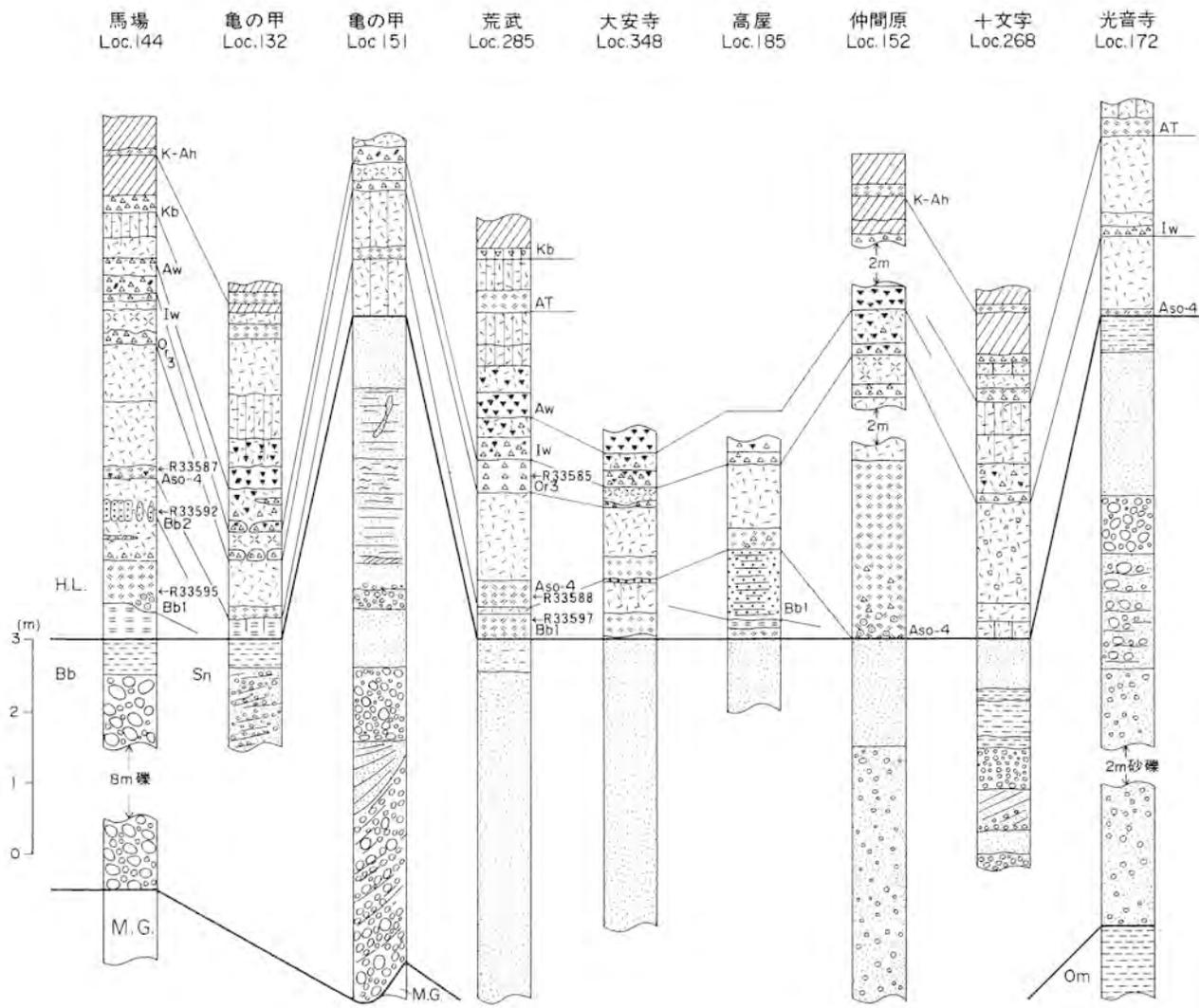
地層名：大塚(1930)の三財原層に相当する。

模式地：新富町三財原。

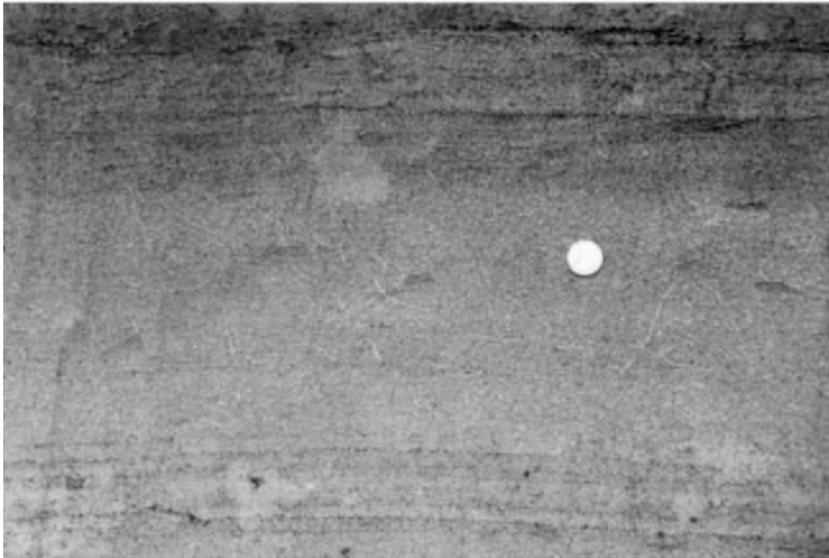
分布：広原丘陵の亀の甲周辺、都於郡・仲間原台地、三財原・牛牧台地。

層序：宮崎層群及び小丸川層を不整合に覆い、馬場 1 凝灰岩層以上の日向ローム層に覆われる。海成段丘堆積物である。

岩相：亀の甲周辺及び都於郡・仲間原台地における本層は主として淘汰の良い細粒砂層からなり、基底部に砂礫層を伴ったり、全体が細礫からなる場合がある (第 73 図)。亀の甲 (Loc. 150) では本層の砂層中に潮間帯棲のヒメスナホリムシの白斑生痕化石が観察される (第 74 図)。



第73図 三財原段丘堆積物及び馬場段丘堆積物の露頭柱状図 凡例は第51図に同じ



第74図 三財原段丘堆積物中のヒメスナホリムシの生痕化石〔亀の甲, Loc. 151〕



第75図 三財原段丘堆積物の砂層及びそれを覆う日向ローム層〔郡於郡町, Loc. 340〕

三財原地域の本層は、基底部に礫層及び中部に砂礫層を伴う淘汰の良い砂層からなる。これらの礫には、他の段丘堆積物と比較し、チャート等の硬質礫が多く含まれる。

本層は、馬場1凝灰岩層(Bb1)以上の日向ローム層に覆われる。しかし小丸川右岸地域では本凝灰岩層は未確認である。本層の模式地は三財原とされているが、三財原地域の露頭条件は良くないので、本層を覆う日向ローム層の基準地を都於郡町(第75図)とする。

V. 1. 8 馬場段丘堆積物

地層名: 新称.

模式地: 国富町八代南俣馬場付近.

分布: 井ノ水・川上台地, 高野及び八重尾.

層序: 宮崎層群を不整合に覆い, 馬場1凝灰岩層以上の日向ローム層に覆われる.

岩相: 河成段丘堆積物で主に礫層からなる。本層は、最大径50cmで径5-10cmの砂岩の垂円礫を多く含む。層厚は、井ノ水・川上台地では、北西部で3-5m, 南東部で6-10mである。また高野では約9mである。

本層を覆う日向ローム層の層位は、三財原段丘堆積物と同じである。本層の模式地で、本層を覆う日向ローム層の標準的な層序が観察できる。

対比: 本層は、遠藤ほか(1962)以来新田原面構成層に対比されていた。最近長岡(1984)は、本層の地形面を、新田原I面とし、新田原面(彼の新田原II面)から分離した。本層を覆う日向ローム層の層位がより古く、かつ地形面高度も10m程度高いことから、新田原段丘堆積物から分離し、模式地の地名から、本層及び本層の地形面を、馬場段丘堆積物及び馬場面とする。

V. 1. 9 新田原段丘堆積物

地層名: 大塚(1930)の新田原面を再定義.

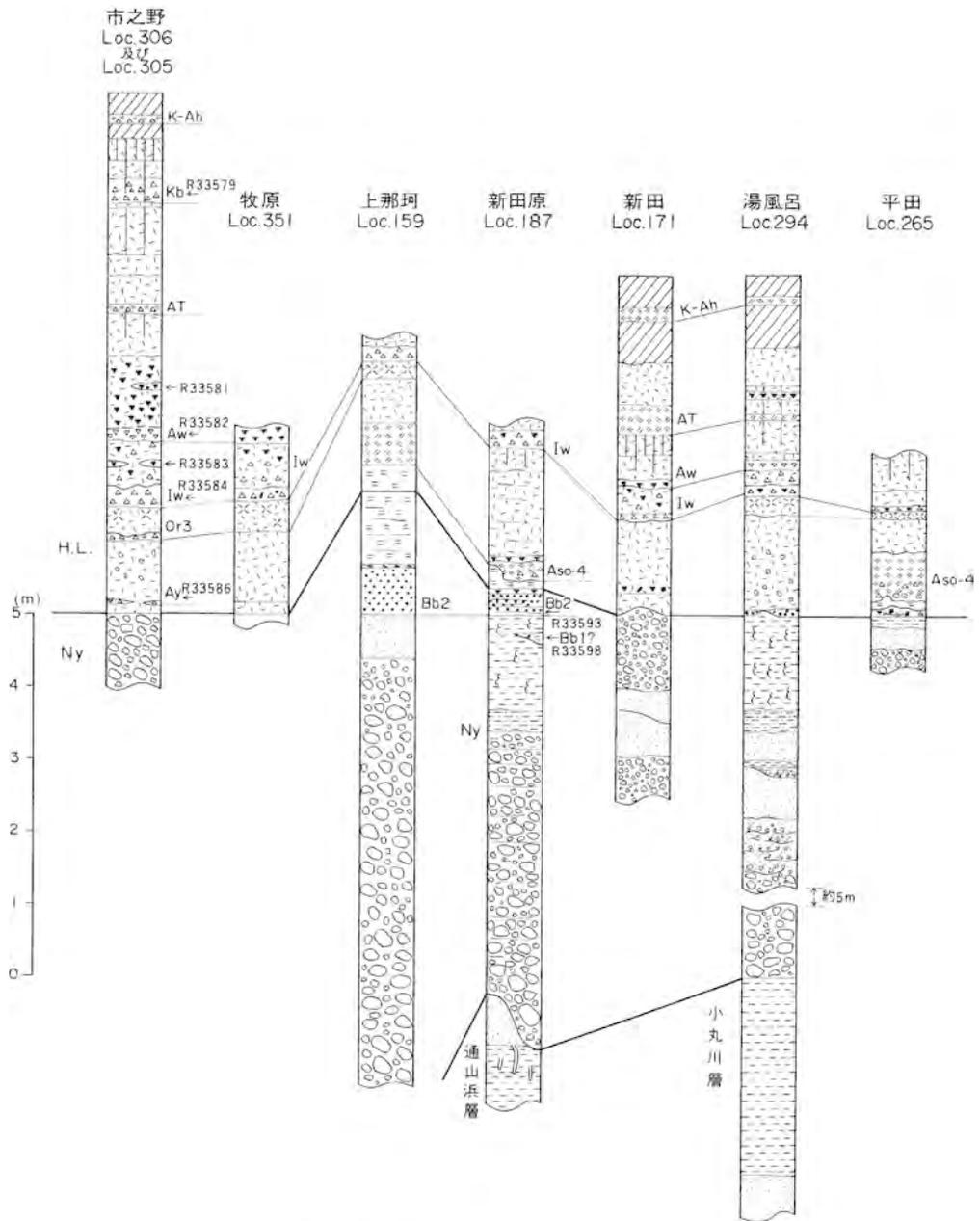
模式地: 新富町新田原.

分布: 市之野台地, 百井・榎木台地, 六ッ野・長園台地, 船野台地平野, 西都原台地, 新田原・高鍋原台地, 木城・川南台地など.

層序: 宮崎層群, 小丸川層及び通山浜層を不整合に覆い, Aso-4以上の日向ローム層に覆われる。なお本層の上部にBb2が含まれることがある。

岩相: 本層の主な露頭柱状図を第76図に示す。本層は河成段丘堆積物で、礫層を主な構成物とし砂層及び泥層を挟む。

模式地の新田原台地における本層は層厚4-10mで、径10cm程度の砂岩礫を多く含む礫層からなり、上部に厚さ数10cmないし1mの砂層及び泥層を挟むことがある。新田原(Loc. 187)では、厚さ3-4mの成層した本層の礫層が通山浜層上を覆う。基底付近には、シルトの偽礫及び最大径30cmの礫を伴う。その上位に厚さ30cmの砂質泥層、植物根状の褐色斑を含む厚さ130cmの灰褐色泥層及び、葉理が観察され水中堆積したと考えられるBb2凝灰岩が重なり、Aso-4以上の日向ローム層に覆われている。なお灰褐色泥層の上部にはBb1に対比される凝灰岩層を含む。



第76図 新田原段丘堆積物の露頭柱状図 凡例は第51図に同じ

市之野台地で新田原層としたものは、その直上に綾降下軽石層(Ay)を含む日向ローム層が覆う(Loc. 306)のみでAso-4は未確認で、離水時代は、模式地の新田原段丘堆積物より遅れている。なお、市之野(Loc. 305)では、日向ローム層の基底から約550cm下位に、Bb1に対比される厚さ40cm以上のガ

ラス質火山灰があり、厚さ80cmの泥層を覆っている。

百井・榎木台地及び六ッ野・長園台地では、Aso-4は未確認であるが、Or3以下のローム層の厚さは1m程度あり、西都原段丘堆積物上の日向ローム層より厚い。本層の層厚は、榎木付近で8m以上、上六野付近で3-4m、長園で2-3mである。

船野台地では、本層の層厚は南部で3m前後、北部で厚く6m程度であり、北部にAso-4が良く保存されている。

西都原台地の本層は、西都原資料館をのせる面を形成している。本層は、その南部で、厚さ2m以上のAso-4に覆われている。

木城・川南台地で本層上に、Aso-4は未確認である。しかし都農図幅地域に連続する本地形面上の平田(Loc. 265)ではAso-4が肉眼で観察され、また通浜(Loc. 5)の日向ローム層中にはAso-4の角閃石が含まれる。本地域の新田原段丘堆積物は4-6mの厚さの礫層からなり河成と考えられる。なお星埜(1971)は、本台地

上に、比高数m以下の小丘状の微高地が分布することを指摘し、海水の影響下で形成されたものとした。しかし星埜(1971)も指摘しているように、本微高地の堆積物はOr3(本調査で観察した地点のものはAT)の軽石及び細粒ガラス質火山灰である。海水の影響によるとするよりも乾陸上で火山灰が吹き寄せられて形成されたと推定する方が適当であろう。

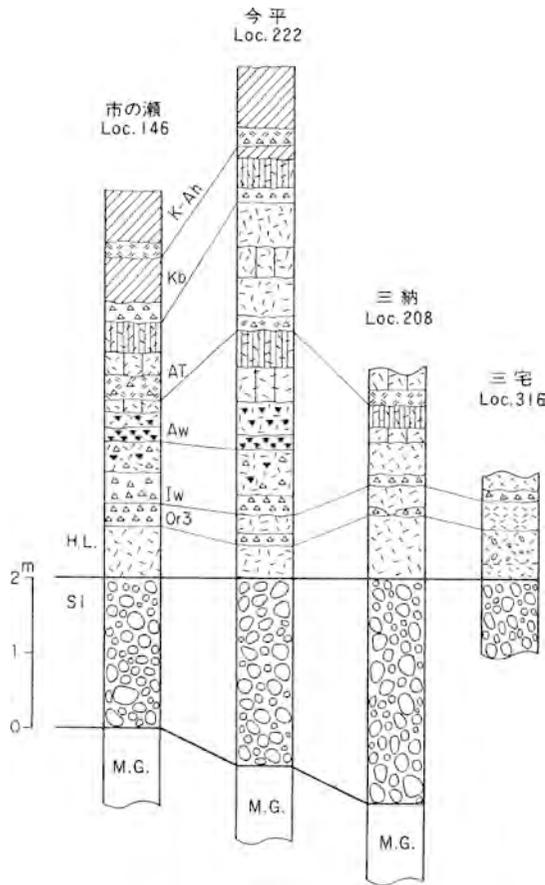
本層を覆う日向ローム層の基準地は新田(Loc. 187)である。

高鍋原台地の三財原段丘堆積物と新田原段丘堆積物との関係：新田原台地では三財原面と新田原面とは明瞭な段丘崖で境し、比高は、祇園付近で15m程度である。その比高は、東方に徐々に小さくなり、湯風呂付近で10m以下となり、高鍋台地の追分付近で段丘崖は不明瞭になる。露頭条件が悪く両層の同定の決め手となる日向ローム層の層位は明らかでない。この段丘崖が不明瞭な地域では、淘汰の良い砂層の分布域を三財原段丘堆積物とし、礫層が分布する地域(第77図)を新田原段丘堆積物として図示した。

高鍋原台地で三財原面と新田原面とが漸移的になるのは、新田原面に比べ三財原面が大きく東に傾斜しているからである。傾斜の理由について、三財原面を形成した海退に伴って、旧汀線が徐々にこの傾斜方向に移動したとも考えられる(星埜, 1971)。しかし一方本図幅地域の三財原面全体が東方に傾斜して分布していることから、三財原面形成時代と、新田原面形成時代との間に、東方へ傾動する構造運動が



第77図 高鍋原台地北部の新田原段丘堆積物の層相
(高鍋町水谷原, Loc. 7)
ここには、礫層からなる新田原段丘堆積物が分布する。
ハンマーで示した層草にAso-4が含まれる



第78図 西都原段丘堆積物の露頭柱状図
凡例は第51図に同じ

あったとも推定できる。

V. 1. 10 西都原段丘堆積物

地層名：長岡(1984)を再定義。

模式地：西都市三宅付近。

分布：市ノ瀬，今平，西都原台地，木城台地など。

層序：宮崎層群及び小丸川層・通山浜層を不整合に覆い，第3オレンジ(Or3)直下厚さ約50cmの褐色ローム層以上の日向ローム層に覆われる。

岩相：河成段丘堆積物で，礫層からなる。今平(Loc. 222)では，最大径45cm，一般に15cm大の砂岩の礫からなる礫層である。

本層の主な露出地点の柱状図を第78図に示す。

本層構成地形面は従来遠藤(1962)が新田原面に一括していたものであるが，星埜(1971)はその新田原面を細分し，新田原面，川南上位面及び川南下位面に区分した。本層は，そのうち川南下位面の構成層に相当する。

V. 1. 11 岡富段丘堆積物

地層名：遠藤ほか(1962)の岡富礫層に相当する。

模式地：西都市岡富。

分布：三名川左岸の伊佐生付近，一ッ瀬川左岸の串木，岡富，鬼付川沿い，雲雀山など。

層序：宮崎層群及び小丸川層・通山浜層を不整合に覆い，岩オコシ以上の日向ローム層に覆われる。Or3を本層の礫層中あるいは最上部に含むことがある。

岩相：河成段丘堆積物で主に礫層からなる。本層の礫層中には，三納代の北方の奥でOr3が挟まれる。遠藤(1962)によると，岡富及び三宅の本層の礫層中にもOr3が挟在するとしている。串本(Loc. 296)では，本層の最上部の礫混じり凝灰質泥層中にOr3が挟在する。本層の最上部にOr3が含まれるのは，今平西方，三名(Loc. 338)，肥後屋敷(Loc. 235)，太平寺南西方等の露頭である(第79図)。

そのほかのOr3を含まない段丘面上の日向ローム層の層序は後述の雷野段丘堆積物と同様であるが，段丘面高度の違いから両者は明瞭に区別される。

V. 1. 12 雷野段丘堆積物

地層名：新称.

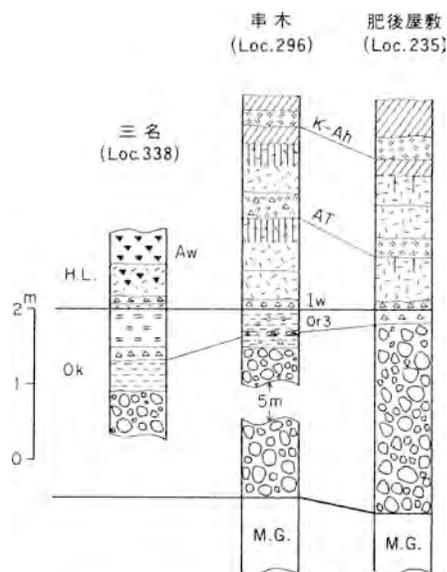
模式地：西都市上三財雷野.

分布：富野，一ツ瀬川左岸の山城，小丸川右岸の山王等に小分布する.

層序：宮崎層群を不整合に覆い Iw 以上の日向ローム層に覆われる.

岩相：河成段丘堆積物である。雷野では，Iw 直下が本層の礫層である。山城では，Iw が散在する日向ローム層の直下が本層の礫層になっている。山王では，Iw の直下が本層の泥層でその下に礫層を伴う。

このように本層は，岩オコシ以上の日向ローム層に覆われ，その層位は岡富面と同じであるが，段丘面の高度には大きな差がある。山王及び山城付近では，雷野面の高度は，野首付近の岡富面より約 10 m 以上低い。山王では，その東側で沖積面との比高は，6m 程度となる。



第79図 岡富段丘堆積物の露頭柱状図
凡例は第51図に同じ

V. 1. 13 入戸火砕流堆積物

本図幅地域の南東部，石崎川沿いには，入戸火砕流堆積物が分布する。本堆積物は，現在の鹿児島湾奥を占める始良カルデラ付近で起きた噴火に伴う火砕流堆積物である。

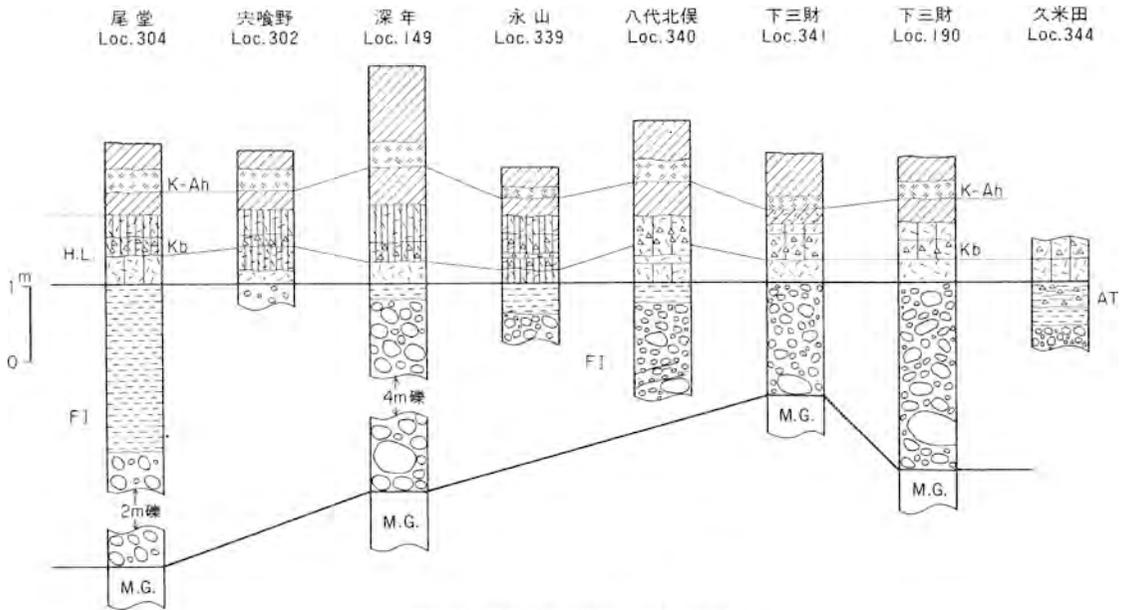
本地域の入戸火砕流堆積物はいずれも非溶結で，良く発泡した軽石を含む細粒ガラス片からなり，灰色ないし橙色を帯びた灰色の色調を呈する。岩見堂(Loc. 125)では，宮崎層群上に，下位から順に基底に礫を伴う泥質砂層(80cm)，腐植土層(30cm)，軽石層(20cm)，腐植土層(20cm)及び入戸火砕流堆積物(550cm)が重なる。本図幅では，この礫層以上を入戸火砕流堆積物に一括して塗色している。なお，入戸火砕流堆積物直下に粗粒軽石層が分布し大隅降下軽石に対比される場合があるが，入戸火砕流堆積物分布高度より高い段丘面上には，軽石を含む細粒ガラス質火山灰(AT)が分布するのみで，本図幅地域では，大隅降下軽石に対比されるものは観察されていない。

石崎川流域以外の地域で始良カルデラ噴出物が厚く堆積している地区がある。例えば，亀の甲付近では1m以上に達する場合がある。また童子丸付近の深年II面には，厚さ50cm以上の本噴出物が分布するが，ATの斜面堆積物あるいは二次堆積物とし，日向ローム層に含めており，本堆積物としては塗色していない。

V. 1. 14 深年I段丘堆積物

地層名：新称.

模式地：国富町深年.



第80図 深年I段丘堆積物の露頭柱状図
凡例は第51図に同じ



第81図 深年I段丘堆積物及びそれを覆う日向ローム層
(国富町八代北俣, Loc. 340)柱状図は第80図に示す

-
- (黒ボク)
-
- K-Ah
-
- (黒ボク)
- ← Kb
-
- FI

分布：深年，及びその南側の飯盛，八代北俣，下三財，三納，童子丸など。

層序：宮崎層群を不整合に覆い，Kb直下30cm程度以上の日向ローム層に覆われる。本層の礫層中あるいは最上部にATを含むことがある。

岩相：河成段丘堆積物で主に礫層からなり，最上部に泥層を伴うことがある。層厚は8.5-1.5m。本層の主な露頭柱状図を第80図に示す。綾北川沿いの尾堂(Loc. 304)では，最大径45cmで20cm大を多く含む砂岩の礫からなる厚さ3mの礫層及び厚さ1.2mの泥層からなり，Kb直下厚さ40cmの暗色ローム層以上に覆われている。

模式地の深年(Loc. 149)では，最

大径70cmで径15cm程度を多く含む砂岩の礫からなる厚さ6mの礫層と、厚さ20cmの灰色泥層からなり、その上位をKb直下厚さ30cmの褐色ローム層以上が覆っている。

八代北俣(第81図)では、礫の径は比較的小さく、最大20cmで2-8cm程度が多く、斜交層理を伴う砂礫層を含む。

八代北俣北部の元知原では本層の礫層中にATが挟在する。下三財から平郡の久米田付近まで模式地付近と同様の層相であるが、その北側の久米田付近では本層の最上部に葉理をもち水中堆積したと推定できるATを含む(Loc. 344)。一ッ瀬川左岸の童子丸付近にも本層の最上部にATが含まれる。

本層は、先に述べたように、小林浮石直下30cmの暗褐色ないし褐色のローム層以上の日向ローム層を伴うことを基準に区分したが、本層には、分布高度の異なる2面が存在する。すなわち、入野及び、下三財の並木、前原付近の深度I面には、いずれも数mの段丘崖が認められる。しかし本地域でそれらを覆う日向ローム層の層位に明瞭な違いはない。なお、前原では、4m程度の段丘崖を境に、その西側の下三財では、本層の層厚は2mないし4m程度であるのに対し、東側の低い地域では、7.5mから8.5mと厚くなっている。

V. 1. 15 深年Ⅱ段丘堆積物

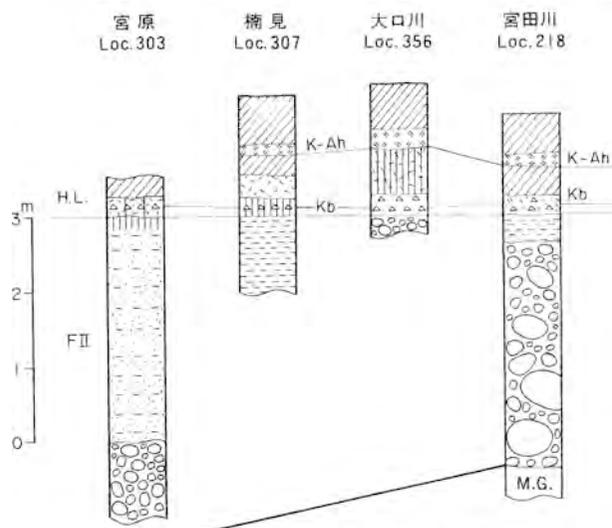
地層名：新称。

模式地：国富町深年。

分布：綾北川左岸の宮原、深年川沿いの狩野及び深年、北俣川左岸の中別府、下三財、及び三財原・牛牧台地及び茶臼原台地内の谷底。

層序：宮崎層群を不整合に覆い、小林浮石直下以上の日向ローム層に覆われる。なお小林浮石が最上部に含まれる場合も本層に含める。

岩相：河成段丘堆積物で主に礫層からなるが、上部に厚い砂質層を伴うことも多い(第82図)。宮原



第82図 深年Ⅱ段丘堆積物の露頭柱状図 凡例は第51図に同じ。

(Loc. 303)では、厚さ1.5m以上の礫層上に、最上部約15cmが暗灰褐色を呈する厚さ約3mの泥質の極細粒砂が覆う。上位を最下部にKbの軽石が散在する日向ローム層が覆っている。

本層は、茶臼原台地及び三財原・牧原台地内の谷底に分布する。大口川(Loc. 345)及び宮田川(Loc. 218)のように、これらの地域の谷底は更新統の堆積物が覆っている。なおこれらの谷底の一部には、より古い段丘面も分布している可能性がある。

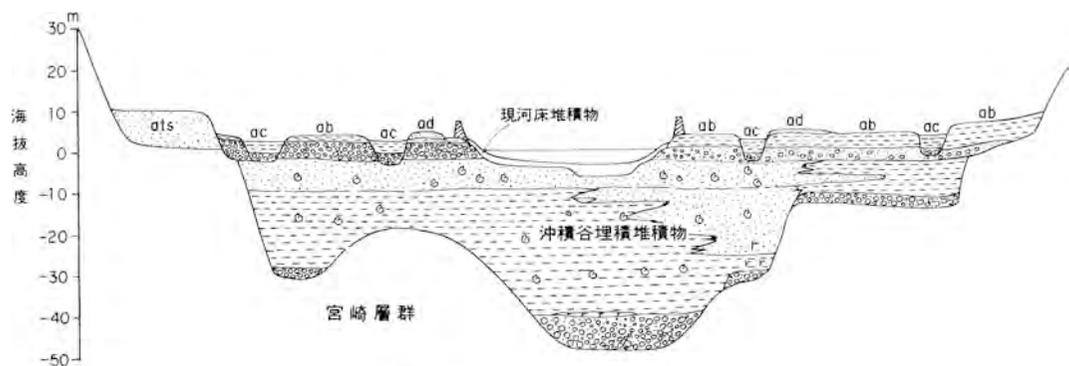
本層は楠見(Loc. 307)のようにKb直下以上の日向ローム層に覆われるが、大口川(Loc. 345)等では、Kbは厚く成層し水中堆積の可能性もある。この時代のもも本層に含めた。

本層は、綾北川、深年川、後川及び三財川沿いでは、深年I段丘堆積物に接して分布し、その南西側に分布する場合が多い。

V. 2 完新統

完新統低地に分布する完新世の堆積物を、沖積表層堆積物及び沖積谷埋積堆積物に区分する。本地域の完新統低地面は、一ツ瀬川・小丸川の下流付近及び各河川の中流域では、数段に段化しており、沖積表層堆積物を形成時代の異なる幾つかの段丘堆積物として区分することもできる。本報告では、沖積表層堆積物のうち須志田段丘堆積物及び下田島段丘堆積物のみを段丘堆積物として区分し、他は、表層付近の堆積物の構成の違いから区分した。一ツ瀬川河口付近の沖積表層堆積物及び沖積谷埋積堆積物の分布の概念図を第83図に示す。

なお地質断面図には、沖積表層堆積物及び沖積谷埋積堆積物を沖積層として一括して示した。



第83図 一ツ瀬川河口付近の沖積層概念図

V. 2. 1 沖積表層堆積物

本報告では、鬼界アカホヤ火山灰を含む黒ボク土に覆われる河成の段丘堆積物を須志田段丘堆積物(at)とした。河川の中流域に小分布する。馬渡では、本層は径10cm大の砂岩の亜円礫からなる礫層と灰褐色の泥層とからなる(第84図)。

一ッ瀬川河口付近右岸の下田島付近には、海成段丘堆積物が分布し、本堆積物を下田島段丘堆積物(ats)と呼ぶ。本堆積物は後述の宮崎図幅地域の石崎川沿いに谷底低地を形成して分布する堆積物と同時代の堆積物で、5,000年前後前に形成された。主に淘汰の良い中粒ないし細粒砂層からなる。下田島以東の砂丘堆積物の一部は本層を覆って分布する。

後背湿地堆積物は、谷底平野の自然堤防及び旧河道堆積物以外を一括したものであり、海岸平野では砂丘及び浜堤の背後に分布する。主として泥層からなり、一ッ瀬川及び小丸川の河道沿いでは泥層は薄く1m以下の場合が多い。また各河川の中流域では硬層とそれを覆う薄い砂層からなる場合がある。丘陵及び台地に分布する小河谷沿いでは泥層からなる。

旧河道堆積物は、河川の蛇行によって切断された旧河道を埋積した堆積物で、表層付近には2m程度の泥層が分布する。なお人工的な河道切り換えに伴う旧河道も含んでいる。

砂丘・浜堤・自然堤防堆積物は、主として砂層からなる微高地を形成している堆積物である。このうち自然堤防堆積物は主に小丸川及び一ッ瀬川の下流域に分布し、数m以下の微高地を形成している。砂丘及び浜堤堆積物は海岸平野に、現海岸線にほぼ平行に分布する。砂丘堆積物は淘汰の良い細粒砂層からなる。

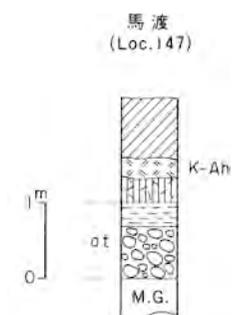
V. 2. 2 沖積谷埋積堆積物

沖積谷埋積堆積物は、沖積低地表層堆積物下に伏在する堆積物であり、一ッ瀬川河口付近では層厚50m以上に達する。この付近では下部の礫層と中部の貝殻を含む泥層及び上部の砂質泥層からなる。なお沖積谷内には、洪積段丘堆積物の一部が伏在していると予想される。

V. 3 凝灰岩鍵層の特徴と対比

本図幅地域に分布する凝灰岩鍵層の対比・同定に際して、露頭での観察事項とともに、室内で鉱物組成及びガラス、斜方輝石(γ)及び角閃石(n_2)の屈折率を検討し、対比の精度向上に努めた。本地域では馬場1凝灰岩層より下位の凝灰岩層の分布は、不連続で断片的であり、相互の層序関係は必ずしも明確ではない。これらの凝灰岩層について、本図幅地域の調査結果とともに宮崎・野尻及び都農図幅地域も含めて検討したので、その結果を報告する。なおBb1以上の日向ローム層中の凝灰岩鍵層の重鉱物組成・屈折率の分析結果は第85図Aに示す。

鼻切川凝灰岩層(Hn)のうち下部の塊状の軽石層(GSJ R33566)は角閃石を多く含み、その屈折率のモードは1.680である。成層した上部(GSJ R33565)の鉱物組成は、黒雲母>角閃石>斜方輝石で、黒雲母を多く含み、鉱物組成は下部とやや異なっているが角閃石の屈折率はほぼ同じである。Hnは都農図幅地域では、平田川河口左岸付近の浪掛に分布する。ここでは、宮崎層群を覆う厚さ約60cmの礫層上に、厚さ10-60cmで分布し、厚さ2m50cm以上の礫混じりの粗粒砂層に覆われている。宮崎図幅地域では、田野盆地に分布する仮屋層中の軽石凝灰岩仮屋凝灰岩層(Kyp)に対比される。Kypのうち、



第84図 須志田段丘堆積物の露頭柱状図

凝灰岩鍵層名	試料採取位置	試料番号 GEMS No.	重鉱物組成	屈折率					
				hor (■) 1.660 opx (●) 1.700	1.670 1.710	1.680 1.720	1.690 1.730		
小林浮石	国富町市之野 (Loc.305)	GSJ R33579	opx > cpx						
	国富町市之野 (Loc.305)	R33581	opx, cpx						
栗オコシ	国富町市之野 (Loc.305)	R33582	opx, cpx						
	国富町市之野 (Loc.305)	R33583	opx, cpx						
岩オコシ	国富町市之野 (Loc.305)	R33584	opx, cpx						
第3 オレンジ	西都市都於都 (Loc.348)	R33585	opx						
緩降下軽石層	国富町市之野 (Loc.306)	R33586	opx						
阿蘇4火砕流堆積物	国富町馬場 (Loc.144)	R33587	hor > opx						
"	西都市都於都 (Loc.348)	R33588	hor > opx						
"	西都市後迫北方 (Loc.313)	R33589	hor						
"	西都市宮の前 (Loc.252)	R33590	hor						
馬場2凝灰岩層	国富町馬場 (Loc.144)	R33592	hor, opx						
"	西都市平城北方 (Loc.346)	R33594	hor, opx						
馬場1凝灰岩層	国富町馬場 (Loc.144)	R33595	opx						
"	西都市都於都 (Loc.348)	R33597	opx						
"	新富町新田原 (Loc.187)	R33598	opx						

第85図 A 凝灰岩鍵層の鉱物・ガラスの屈折率
 opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, hor: 角閃石, bi: 黒雲母, mt: 磁鉄鉱

凝灰岩鍵層名	試料採取位置	試料番号 GEMS No.	重鉱物組成	屈折率			
				glass (○) 1.500	1.510	1.520	1.530
椎木凝灰岩層(Sk) " 加久藤火砕流堆積物 (木野ほか, 1976)	木城町椎木 (Loc.31)	GSJ R33557	opx ≫ cpx	○		●	
	高鍋町雲雀山 (Loc.234)	R33558	opx ≫ cpx	○		●	
	小林市猫坂	R33559	opx ≫ cpx			●	
	川南町甘付	R33560	opx ≫ cpx	○		●	
牧の内凝灰岩層(Mn) " 松山凝灰岩層 (木野ほか, 1984)	木城町牧の内 (Loc.261)	R33561	hor > mt		■		
	西都市柳迫 (Loc.266)	R33562	hor > mt		■		
	田野町松山	R33563	hor ≫ mt		■		
	綾町南俣	R33564	hor ≫ mt		■		
鼻切川凝灰岩層(Hn) " 飯屋凝灰岩層(Kyp) (木野ほか, 1984)	川南町鼻切川 (Loc.207)	R33565	bi > hor ≫ opx	●		■	
	"	R33566	hor ≫ bi			■	
	川南町浪掛	R33567	hor			■	
	田野町飯屋	R33568	hor			■	
"	田野町白砂ヶ尾	R33569	hor > opx			■	
似り凝灰岩層(Nt)	木城町似り (Loc.224)	R33570	mt ≫ hor			■	
[久木野層中]	高岡町久木野	R33571	opx	●			
小林軽石流堆積物 (木野ほか, 1984)	綾町倉輪	R33572	hor, bi			■	
[四家層中]	高岡町深水	R33573	opx > cpx	●			
通浜凝灰岩層 " 川南町通浜 (Loc.205) " 新富町新田原 (Loc.333) " 西都市後迫 (Loc.313) " 西都市荒武 (Loc.284)	川南町通浜 (Loc.5)	R33574	opx > cpx	●			
	川南町通浜 (Loc.205)	R33575	opx > cpx	●			
	新富町新田原 (Loc.333)	R33576	opx	●			
	西都市後迫 (Loc.313)	R33577	opx > cpx	●			
	西都市荒武 (Loc.284)	R33578	opx > cpx	●			

第85図 B 凝灰岩鍵層の鉱物・ガラスの屈折率
opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, hor: 角閃石, bi: 黒雲母, mt: 磁鉄鉱

仮屋には、角閃石のみを含み **Hn** 下部に対比されるものが、また白砂ヶ尾及び松山付近には、角閃石及び斜方輝石を含み層相からも **Hn** 上部に対比されるものが分布する。

似り凝灰岩層 (**Ht**) は磁鉄鉱を多く含み、少量含まれる角閃石の屈折率のモードは 1.6855 である。この屈折率の角閃石は、野尻図幅地域の小林軽石流堆積物 (木野ほか, 1976) のうち、倉輪付近に分布するものに含まれる。しかし、倉輪付近の小林軽石流堆積物は、黒雲母を多く含んでいるが、**Ht** には含まれない。

通山浜層中の通浜凝灰岩層は、いずれも斜方輝石を多く含み、その屈折率のモードは 1.7025-1.704 である。野尻図幅地域の久木野層及び四家層中には、鉱物組成が斜方輝石及び単斜輝石からなり、斜方輝石の屈折率のモードが 1.705-1.706 のものが挟在する。しかし、1.704 のものは四家層中から 1 層 (**GSJ R33573**) 見つかったのみである。

牧の内凝灰岩層 (**Mu**) は角閃石を多く含み、高温石英を伴う。**Mu** は宮崎図幅地域の仮屋層の細粒灰白色凝灰岩の松山凝灰岩層 (**My**) に対比される。また **Mu** は、野尻図幅地域では、久木野層を覆って分布する (**GSJ R33564**)。

椎木凝灰岩層 (**Sk**) は、火山ガラスを主とし、斜方輝石を多く含む。**Sk** は野尻図幅地域の加久藤火砕流堆積物 (木野ほか, 1976) のうち小林市山ノロ原付近に分布するものに対比される。また **Sk** は、都農図幅地域では、名貫川河口南側の甘漬神社に分布する。

V. 4 第四紀の構造運動

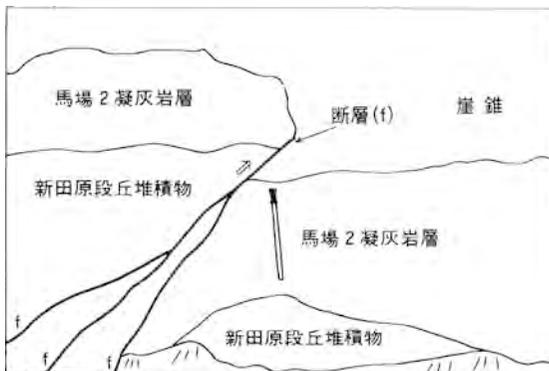
活断層：宮崎層群の基底層分布地域の長谷観音南方の小露頭 (**Loc. 346**) では、新田原段丘堆積物及びその直上を覆う馬場 2 凝灰岩層が逆断層で変位しているのが観察される (第 86 図)。本露頭では、断層の走向はほぼ北西-南東で、北側が隆起し、垂直変位量は約 1.5m である。馬場 2 凝灰岩層の上位は崖錐性の堆積物で覆われており、断層の形成時代は、馬場 2 凝灰岩層降灰期以降と判明するのみである。活断層を確認したのは本地点のみであり、本断層の連続性は不明である。本断層は、この周辺の活構造運動に伴って二次的に形成された可能性もある。

段丘面高度分布：第 87 図は、宮崎図幅地域の石崎川沿いの露頭 (**Loc. 140**) の柱状図である。本層は下田島段丘堆積物に対比され、基底の波食台上の *Barnea (Ancomasa) manilensis inornata* (PILSBY) 及び *petricolirus aequi-striatus* (SOWERBY)⁶⁾ の ¹⁴C 年代は 5,490 ± 160 y.B.P. (GaK-11973) である。

本露頭での潮間帯 (ヒスナホリムシの生痕の層準) の高度は、地層形成当時の海水準高度の推定値 (約 3m) より高く、本地域が隆起していることを示している。また、三財原面の高度は、南部で 110m 以上に達している。最終間氷期の海水準高度と比較し著しく高く、本図幅地域は、少なくとも三財面形成時代からごく最近に至るまで隆起傾向の構造運動が継続している。

第 88 図に、三財原面及び新田原面の地表面高度分布を示した。このうち三財原面は、波食台上に形成されており、その原地表面高度分布は、広く連続して平坦であったと推定できる。しかしその現在の分布は、一ツ瀬川以南の地域では、亀の甲東方 (120m 等高線) に高まりがあり、全体的に北東に傾いて

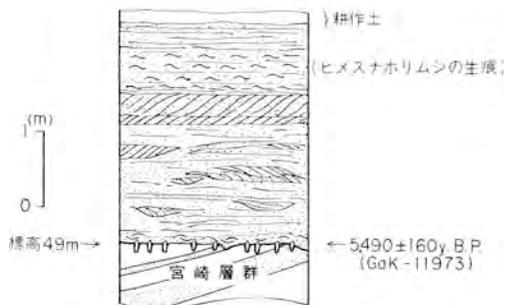
6) 坂本 亨技官同定。



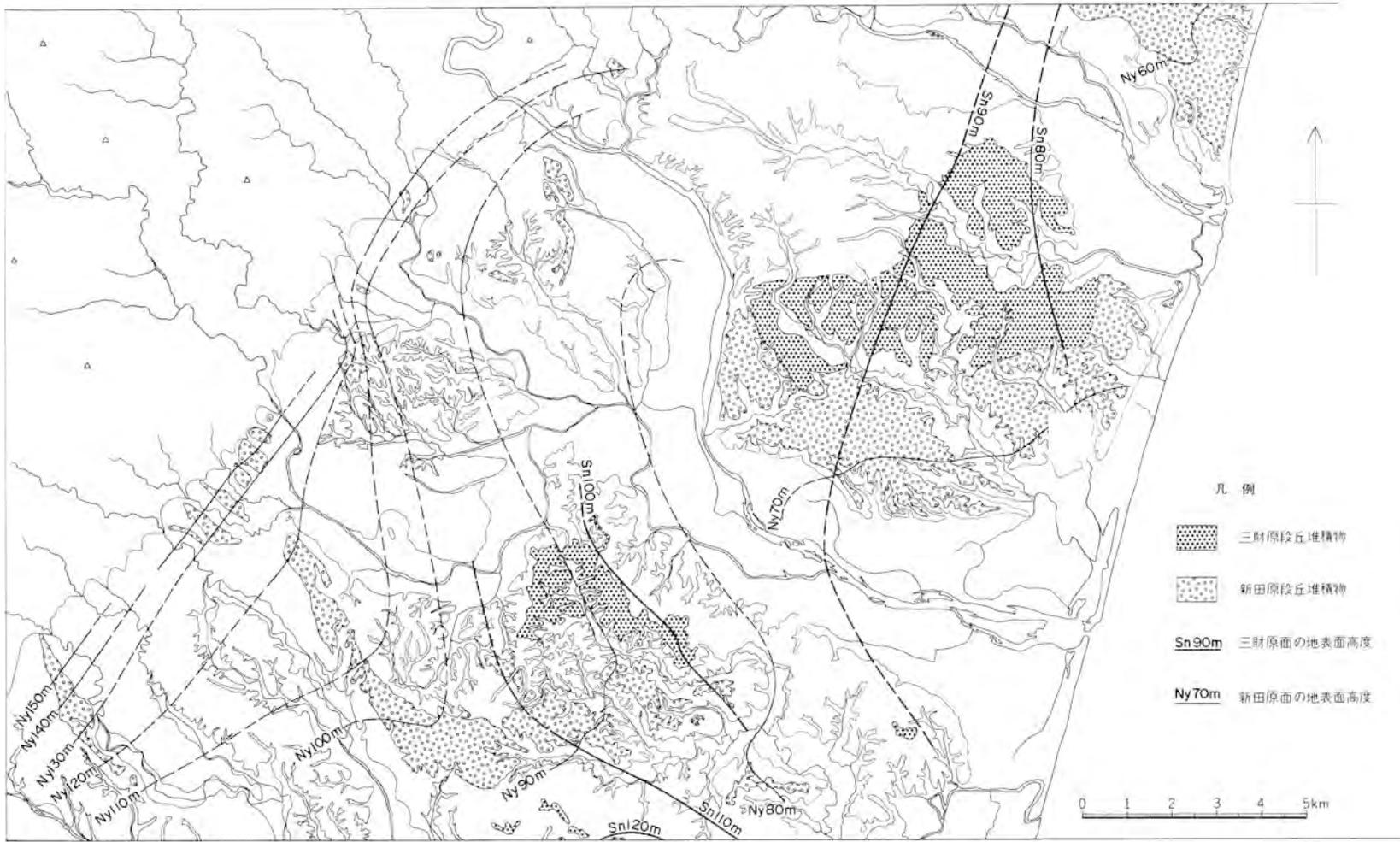
第86図 断層露頭（長谷観音南方，
Loc. 346）

いる。新田原面の地表面高度は、本面が河成面であり原地形面高度はその河川ごとに異なっており、構造運動を直接的には示さないが、次の様な特徴をもつ。平野の山地との境界付近の宮崎層群基底層分布地域では、本地表面高度は、宮崎層群基底層の走向方向と平行である。なおその高度は、九流水西方の北側から低くなり、その境界は、国見山層と上井野層との境界の断層の位置と一致するが、この四万十層群中の断層との関係は明らかでない。一ツ瀬川以南地域では、以北地域と比較し全体的に高い。また六ツ野付近で屈曲し

下那珂
(Loc. 140)



第87図 下田島段丘堆積物相当層の露頭柱状図
(佐土原町下那珂, Loc. 140)



第88図 妻及び高鍋地域における三財原面及び新田原面の地表面高度分布図

ているが、宮崎図幅地域の新田原面の高度を含めるとその屈曲は、新田原面の形成過程を反映した局部的なものとして推定でき、全体的な高度分布の傾向は、三財原面の高度分布の傾向と同じである。一ッ瀬川以北地域では、三財原面の高度分布は東に傾いているが新田原面には、その傾向は認められない。これらのことから本地域の構造運動は次の様に推定できる。全体的に、現在まで継続して隆起傾向にあるが、その構造運動には地域的な差別的運動を伴っている。その地域は、宮崎層群基底層分布地域、一ッ瀬川以南及び以北地域に分けられる。このうち、以南地域は、本図幅地域南部を軸とする隆起運動が継続している地域である。北部では、三財原面形成期から、新田原面形成期にかけての傾動を伴っている。一方、これらの隆起運動に四万十層群分布地域と宮崎層群分布地域との間の差別的な運動を伴っていた可能性が先述した断層露頭存在から推定できる。

VI. 応用地質

VI. 1 天然ガス及び付随資源

本地域には、水溶性天然ガスを生産中の佐土原ガス田が含まれている。佐土原ガス田は一ッ瀬川河口付近の佐土原町を中心に発達しており、一部は南接の宮崎図幅地域に延びている。現在生産が行われているのは一ッ瀬川以南の地域で、一ッ瀬川以北では現在試掘が行われている(第89図)。1972年以来佐土原ガス田で開発、生産を行っているのは伊勢化学工業㈱で、天然ガスの生産及び付随水中のヨウ素を生産している。一ッ瀬川以南地域での生産概況は次のとおりである。

	本図幅地域	全ガス田
稼動坑井	33	38
休止坑井	3	3
ガス量	9,570 Nm ³ /日	10,610 Nm ³ /日
付随水量	6,838 k/日	7,890 k/日

(1985年1月)

また各坑井の産出概要は第5表のとおりである。

各プラントごとにガスの成分は若干異なるが、メタンが大部分をしめる水溶性天然ガス(第6表)で、ガス水は佐土原層及び瓜生野層上部の砂岩層に胚胎している。主な坑井のガス付随水の組成は第7表のとおりである。現在稼業対象となっているヨウ素は付随水中に約70mg/l前後程度含まれている。

1984, 85年に一ッ瀬川北岸の新富町にST-1, ST-2の2本の試掘井が掘られた。ST-1は約1,350m, ST-2は約1,500mまで掘削された。これらの試掘井では、瓜生野層の砂岩は発達しておらず、佐土原層の砂岩のみが発達している。産出試験では、南岸の佐土原町の坑井と類似の結果が得られており、ヨウ素も約70mg/l前後であった。このことは現在稼業中の佐土原町内のガス田でも、ガス水の多くが佐土原層中の砂岩中に胚胎していることを示唆している。



第89図 天然ガス坑井位置図
 国土地理院発行の5万分の1地形図「妻」及び「高鍋」の一部を使用

第5表 妻及び高鍋地域における天然ガス坑井概要
 伊勢化学工業㈱の資料による

プラント名	坑井名	掘止め深度 (m)	ガス量 (Nm ³ /D)	かん水量 (kl/D)	ヨウ素濃度 (mg/l)	塩素濃度 (g/l)	備考
サファリ	S-1	1250	137	133			
	S-2	1192	133	129			
	合計		270	262	72.7	17.6	
天神	Q-2	1170	334	251			
	Q-3	1020	386	290			
	Q-5	1110	165	124			
	Q-6	1100	351	264			
	Q-7	1120	296	221			
	Q-10	983	384	287			
	Q-11	1029	354	265			
	合計		2270	1702	74.8	18.5	

第5表 (つづき)

プラント名	坑井名	掘止め深度 (m)	ガス量 (Nm ³ /D)	かん水量 (kl/D)	ヨウ素濃度 (mg/l)	塩素濃度 (g/l)	備 考
松 下	SR-6	1203					休止井 観測井
	SR-6B	485					
	Q-1	1148	380	280			
	合 計		380	280	70.9	18.2	
福 島	SR-4B	1200	498	239			
	H-21	1213	432	207			
	合 計		930	446	59.1	16	
平 松	H-5	1275	182	181			
	H-6	1313	221	219			
	H-10	1353	97	96			
	合 計		500	496	58	15.4	
ミ ッ 建	H-1	1301	383	275			規制井
	H-2	1371	347	249			
	H-3	1303	308	221			
	H-22	1300					
	H-23	1360	414	297			
	H-25	1370	218	157			
	合 計		1670	1199	59.6	16.6	
大 炊 田	SR-1	1260	210	105			
	H-7	1340	295	189			
	H-8	1447	139	89			
	H-26	1420	267	171			
	H-27	1337	223	143			
	H-30	1400	416	266			
	合 計		1550	963	61.2	17.1	
工 場	H-11	1310	189	143			
	H-12	1378	256	194			
	H-13	1350	324	245			
	H-28	1405	251	190			
	合 計		1020	772	64	18.2	
明 神	I-2	1371	296	217			
	I-3	1334	218	160			
	I-22	1331	466	341			
	合 計		980	718	62.9	17.7	
	SR-2	1344					試掘井
	SR-2B	783					試掘井
	SR-4	1352					廃坑
	KT-1300	1300					観測井
	ST-1	1360					試掘井
	ST-2	1500					試掘井

第6表 天然ガス組成一覧表
宮崎県地域エネルギー開発利用調査(天然ガス調査)報告書, 関エンジニアリング振興協会による

プラント名	サファリ	松 下	平 松	ニツ建	大炊田	工 場	明 神
CH ₄	98.18	98.44	97.42	97.61	98.50	98.45	98.71
C ₂ H ₆	0.028	0.036	0.030	0.032	0.043	0.036	0.034
C ₃ H ₈	0.002	0.008	0.002	0.002	0.000	0.006	0.005
C ₄ H ₁₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
He	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H ₂	0.003	0.001	0.003	0.004	0.000	0.000	0.015
O ₂	0.21	0.15	0.39	0.32	0.17	0.19	0.11
N ₂	0.77	0.71	1.36	1.33	0.58	0.75	0.54
Ar	0.010	0.001	0.020	0.021	0.009	0.015	0.010
CO ₂	0.79	0.58	0.77	0.68	0.71	0.56	0.59

試料採集年月 1980年2月

第7表 天然ガス付随水組成一覧表
宮崎県地域エネルギー開発利用調査(天然ガス調査)報告書, 関エンジニアリング振興協会による

坑 井	SR-1	SR-2	SR-2b	SR-4	SR-6
水 温	45.0 °C	23.8 °C	29.0 °C	36.0 °C	35.0 °C
pH	7.3	7.2	7.3	—	—
RpH	—	—	—	7.6	—
Na ⁺	11320 ppm	10000 ppm	7300 ppm	10200 ppm	— ppm
K ⁺	51.0 "	47.4 "	25.5 "	50.0 "	— "
NH ₄ ⁺	55.5 "	52.2 "	26.8 "	53.3 "	— "
Mg ²⁺	955 "	195 "	140 "	265 "	— "
Ca ²⁺	610 "	576 "	262 "	484 "	— "
Fe ²⁺	5.2 "	18.5 "	2.1 "	2.4 "	— "
Cl ⁻	19013 "	16739 "	19700 "	18750 "	14000 "
Br ⁻	131.7 "	32.4 "	54.9 "	67.4 "	— "
I ⁻	80.2 "	63.0 "	52.6 "	66.0 "	54.0 "
HCO ₃ ⁻	196.5 "	184.2 "	242.8 "	255.0 "	315.0 "
SO ₄ ²⁻	— "	13.8 "	15.3 "	— "	— "
HBO ₂	120 "	100 "	31.2 "	121 "	— "
Br ⁻	138 mg/l	38 mg/l	55 mg/l	71 mg/l	77 mg/l
I ⁻	84 "	75 "	53 "	70 "	— "
I ⁻ /Cl ⁻ ×10 ³	4.22 "	3.76 "	2.67 "	3.52 "	3.86 "
Br ⁻ /I ⁻	1.64 "	0.51 "	1.04 "	1.02 "	— "
Ca ²⁺ /Mg ²⁺	0.64 "	2.95 "	1.87 "	1.83 "	— "

第8表 高屋温泉の

泉温	気温	pH	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Mn ²⁺	Fe ²⁺	Al ³⁺
13.8°C	14.4°C	7.4 (20°C)	51.110	3930.006	69.180	217.751	38.810	0.080	4.999	69.728

VI. 2 鈹 泉

本地域で温泉あるいは鈹泉と呼ばれているものには、古くから知られている湧泉を利用しているものと、ボーリングによる天然ガス付随水を利用しているものがある。いずれも宮崎層群から得られており、宮崎層群中に胚胎するガス田の塩水に関係があると思われる(宮崎県, 1969)。

高屋温泉, 山田温泉, 亀の甲温泉及び潮鈹泉は、古くから知られているが、いずれも20℃以下と泉温は低い。このうち高屋温泉は、第8表に示されるように含重曹食塩泉で、温泉法でいう温泉に当たる。山田温泉及び潮鈹泉も弱食塩泉である。なお潮鈹泉は現在は使用されていない。地質図にこの4地点を鈹泉として示した。一方、本地域には、湯風呂等の「湯」の名称のついた土地があり、また岩見戸等のように鈹泉があったとの言い伝えの残されているところもある。しかし、その正確な位置や化学組成については不明である。

ボーリングによる天然ガス付随水を利用しているものとして久峰温泉病院等がある。

VI. 3 水 資 源

宮崎県は、降雨量の多い地域であり、平均年雨量は2,700-3,000mmに達している。一ツ瀬川及び小丸川は、流域面積もそれぞれ839.0km²及び467.5km²と広く、豊富な水量を安定して維持し、その水質も良好である。

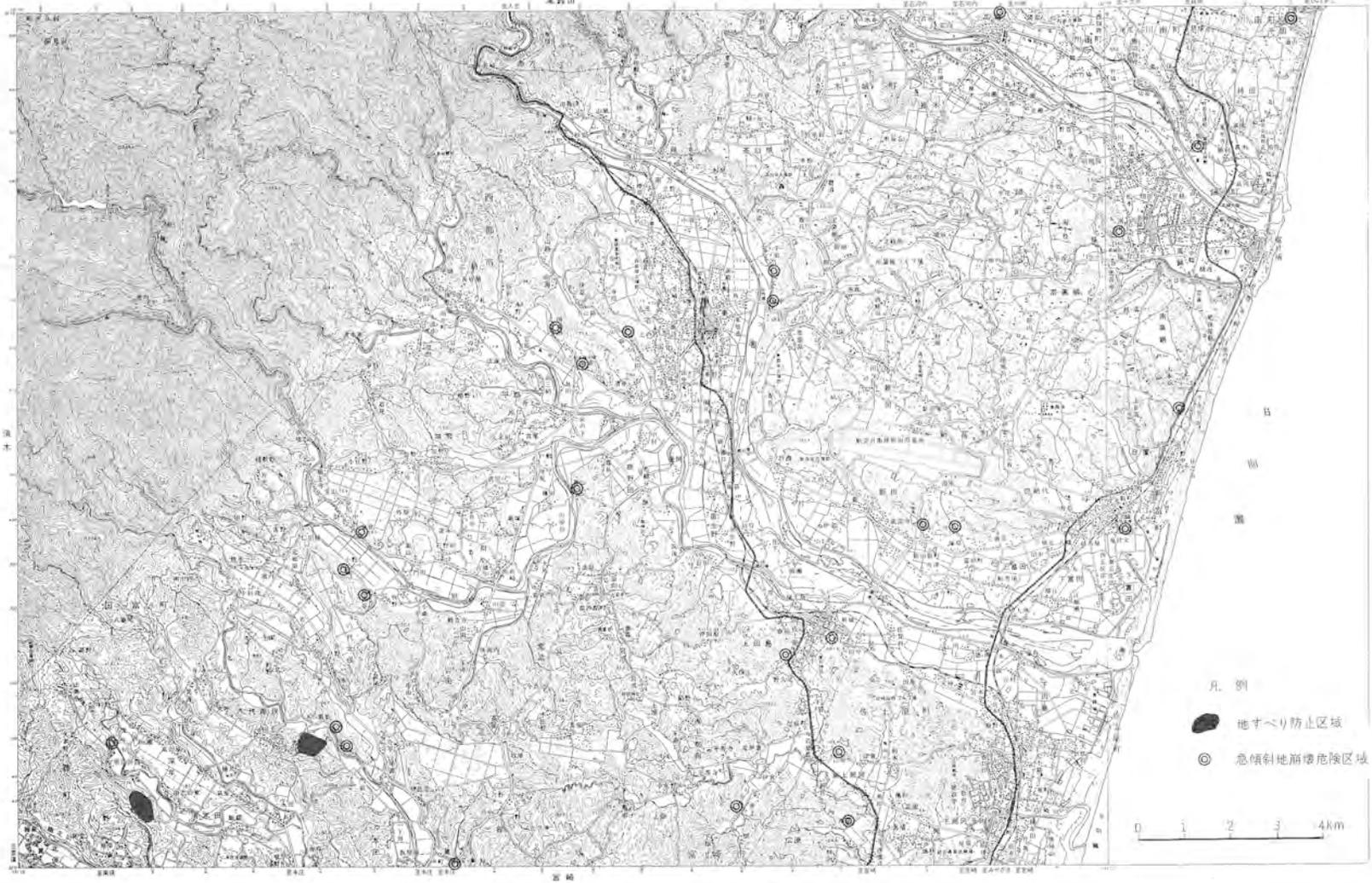
地下水は、主に沖積層から採取され利用されている。段丘堆積物、小丸川層及び通山浜層中にも地下水が賦存する。四万十累層群や宮崎層群からの地下水採取は困難であり、高鍋付近で宮崎層群高鍋層の粗粒砂岩から少量の良質の地下水が得られた等の例があるにすぎない。

小丸川や一ツ瀬川下流の低地では、沖積層基底部の礫層中の地下水及び表層付近の礫層から伏流水が取水され利用されている。しかし、小丸川下流の河口付近では、古くから塩水化の進行が指摘されており(木野ほか, 1962)、海岸付近では地下水取水に当たり、塩水化に対する注意が必要である。

一方、台地域では、段丘堆積物、通山浜層及び小丸川層の礫層を帯水層とする地下水が井戸又は湧水の汲上げによって利用されてきた。上水道の普及に伴って、これらの地下水の利用度は少なくなりつつあるが、現在も、一部の地区では簡易水道水源等として利用されている。

水質 (宮崎県, 1969)

Cl ⁻	Br ⁻	I ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	HPO ₄ ²⁻	H ₂ SiO ₃	CO ₂	H ₂ S	調査年
6233.092	13.490	0.533	527.732	0.730	183.803	0.931	25.671	50.752	0.043	1963年



第90図 地すべり防止区域及び急傾斜地崩壊危険区域分布図
宮崎県資料による、国土地理院発行の5万分の1地形図「妻」及び「高鍋」を使用

VI. 4 骨材資源

本図幅地域内での採石は2箇所で行われている。いずれも四万十累層群を対象としているが、1箇所では砂岩薄層を含む頁岩を採石しているのに対し、他では砂岩を採石している。主な使用先は道路用及びコンクリート用である。生産量は両者合わせて、年間約18万t前後である。

一方、沖積層の表層部の礫層が砂利資源として活用されている。本地域の更新世段丘堆積物の礫は風化した砂岩を多く含み品質が悪いため骨材としては利用されず、年間約30万m³の砂利が沖積層から採取されている。

VI. 5 地質災害

斜面災害：本図幅地域の地すべり防止区域及び急傾斜地崩壊危険区域の分布を第90図に示す。地すべり防止区域は、2地区であるが、いずれも宮崎層群妻層の泥岩分布地域である。妻層の泥岩の一部は、細かく割れて粘土化しやすくずれやすい。急傾斜地崩壊危険区域もこの妻層の分布地域に多い。これらの指定地区には、排水工の設置など防止工事が進められている。

山地では、最近開発が進められ、各所に崩壊が発生している。特に、上井野層等の頁岩分布地域では斜面移動が発生しやすい。平野では、通山浜層の泥層は特に軟弱であり、土壌浸食が発生しやすく、土壌浸食が進んでさらに斜面崩壊が発生する場合が多い。現在は、みかんの栽培などの農地として利用されているが各所に小崩壊跡が分布する。宅地造成に当たっては、通山浜層の泥層分布域の斜面崩壊に対する配慮が必要である。

地震災害：一般的に沖積層の泥層の厚い所では、地震発生時に被害が大きい傾向がある。本地域では、沖積層は一ツ瀬川河口付近で50m以上に達し、厚く分布している所がある。海岸付近には、下田島段丘堆積物相当層及び、砂丘砂層の淘汰の良い砂層が分布する。このような地域で地下水位が高い所では、地震によって液状化を発生する可能性がある。沖積低地では、最近旧河道上の宅地造成が進んでいる。旧河道上は、周囲に比べ低く洪水時に浸水しやすい。また盛土の方法によっては地震発生時に被害を受けやすい。

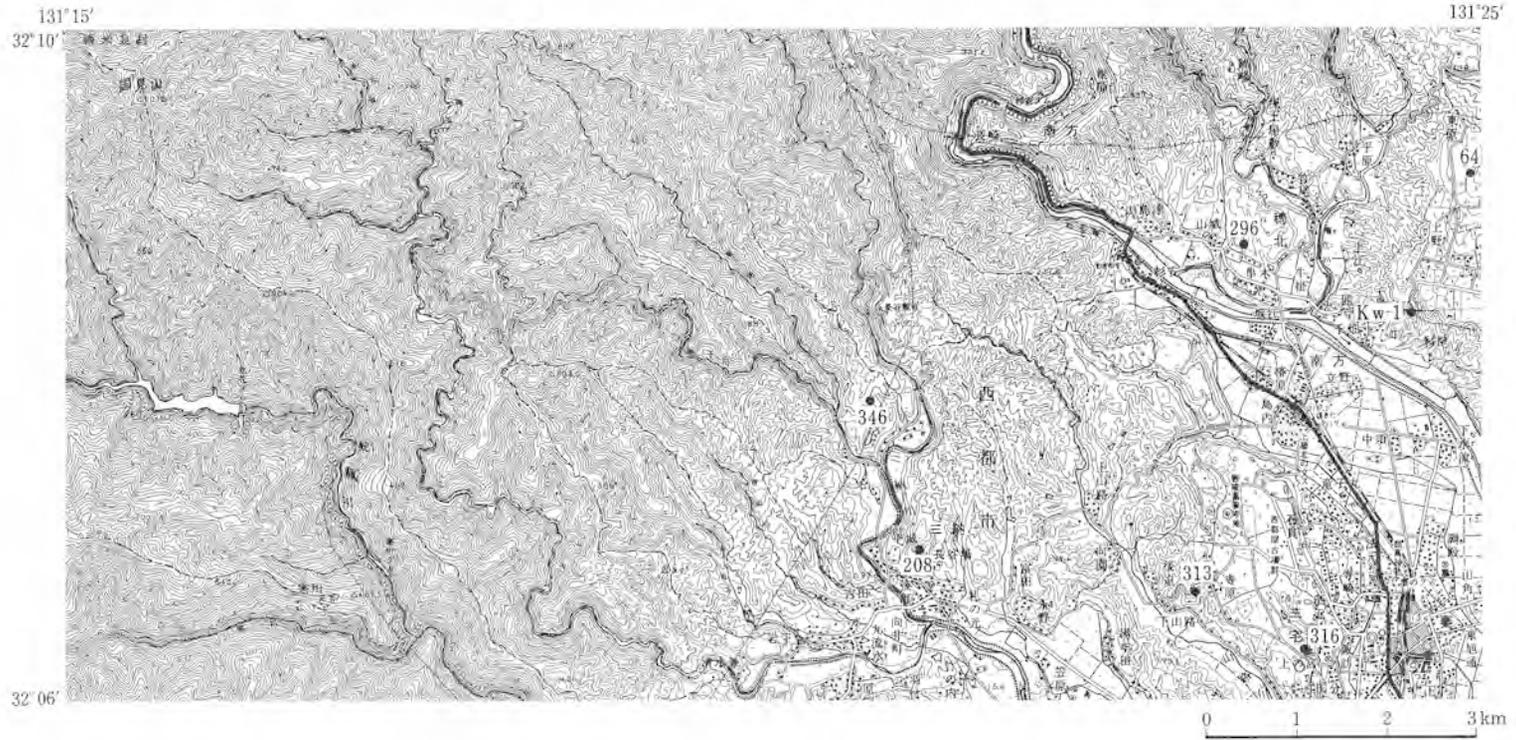
文 献

- 荒牧重雄・宇井忠英(1966) 阿多火砕流と阿多カルデラ。地質雑, 72巻, p. 337-349.
- 遠藤 尚(1956) 宮崎県中部及び南部の異質性と段丘について。宮崎大学学芸学部時報, vol. 1, p. 123-136.
- (1961) 宮崎県都城盆地東縁部における未詳層の層序学的研究。宮崎大学学芸学部紀要, 自然科学編, no. 12, p. 23-31.
- (1963) 宮崎県中部の段丘を覆う火山灰層の層序学的研究。宮崎大学学芸学部紀要, nos. 15-

- 16, p. 29-51.
- ENDO, T. (1968) Geological Study of the Miyazaki Coastal plain, Southeastern Kyûshû, Japan. *Bull. Fac. Educ. Miyazaki Univ.*, no. 24, p. 17-64.
- 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, vol. 1, p. 124-154.
- ・杉田 剛・法元紘一・児玉三郎(1962) 日向海岸平野を構成する段丘について. 宮崎大学学芸学部紀要, no. 14, p. 9-27.
- エンジニアリング振興協会(1981) 宮崎県地域エネルギー開発利用調査(天然ガス調査)報告書. 108p.
- 橋本 勇(1962) 九州南部における時代未詳層群の総括. 九大教養地学研究. vol. 9, p. 13-69.
- 東木龍七(1929) 河岸段丘の非対称的配置と其の成因(t). 地理学評論, vol. 5, p. 985-1002.
- 星埜由尚(1971) 宮崎平野の地形発達に関する諸問題. 第四紀研究, vol. 10, p. 99-109.
- 兵藤健二・遠藤 尚(1982) 土地分類調査, 5万分の1「妻・高鍋」, 宮崎県, p. 11-29.
- 伊田一善(1948) 南九州の天然ガスと地質について. 石油技術協会誌, vol. 13, p. 251-259.
- ・本島公司・安国 昇(1956) 宮崎県小林市附近天然ガス調査報告. 地質調査所報告, no. 168, 46p.
- 伊木常誠(1904) 20万分の1「佐土原」. 地質図及び説明書, 42p.
- 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.
- ・———・———・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・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), 地質調査所, 71p.
- 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, no. 20, p. 145-159.
- ・坂井 卓(1975) 四万十川累層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか? GDP連絡紙, II-1-(1)構造地質, no. 3, p. 55-64.
- 加藤高政(1985) 日南層群の層位学的研究, 東北大地質古生物研邦報, no. 87, p. 1-23.
- 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, 19p.
- (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.
- (1959) 5万分の1地質図幅「鉄肥」及び同説明書・地質調査所, 28p.
- ・比留川 貴(1962) 宮崎県下工業用水源概査報告. 地調月報, vol. 13, p. 823-844.
- ・———(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.
- ・———(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, 42p.
- ・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. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 100p.
- 宮崎県(1981) 宮崎県地質図及び説明書. 72p.

- 長岡信治(1983) 宮崎平野における海成更新統の層序について. 第四紀学会講演要旨集, no. 13, p. 49-50.
- (1984) 大隅半島北部から宮崎平野に分布する後期更新世テフラ. 地学雑誌, vol. 93, p. 347-370.
- 中川久夫(1961) 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大地質古生物研報, no. 54, 61p.
- (1983) 琉球列島新生代地史の概要. 地質学論集, no. 22, p. 67-79.
- ・遅沢壮一・相田吉昭・加藤高政(1983) 琉球弧の崩壊堆積構造について(予報). 首藤ほか(編), 九州の構造発達史. 日本地質学会西日本支部, p. 77-82.
- 成瀬 洋(1966) 霧島火山東方の第四紀 Tephra. 資源研彙報, no. 66, p. 15-33.
- 名取博夫(1979) 宮崎地域. 土 隆一(編), 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p. 7-9.
- 西田史郎(1980) 宮崎層群の石灰質超微化石層序. 奈良教育大学紀要, vol. 29, p. 65-79.
- 奥田 悟(1976) 宮崎堆積盆の層序区分と堆積構造について. 石油技協誌, vol. 41, p. 226.
- 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・松本徭夫・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.
- 大塚弥之助(1930) 宮崎県高鍋町付近の地質学的問題. 地理学評論, vol. 6, p. 1048-1073.
- (1932) 日向海岸平野(宮崎県)の鮮新时期初期からの地殻運動とそれに関する疑問. 地理評, vol. 8, no. 2, p. 1-15.
- SAITO, T. (1984) Planktonic Foraminiferal Datum Planes for Biostratigraphic Correlation of Pacific Neogene Sequences—1982 Status Report. IKEBE, N. and TSUCHI, R. eds., *Pacific Neogene Datum Planes*, University of Tokyo Press, p. 3-10.
- 坂井 卓(1978) 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序. 九大理学部研究報告, 地質, vol. 13, p. 23-38.
- ・勘米良亀齡(1981) 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位置. 九大理研報(地質), vol. 14, p. 31-48.
- ・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. 斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫(編)日本の古第三系の生層序と国際対比, 山形大学理学部, p. 95-112.
- 首藤次男(1952) 宮崎層群の地質学的研究. 九大理学部研報(地質).
- (1962) 九州の最新統諸層の吟味—対比の基礎(九州の最新統の地史学的研究Ⅱ). 地質雑, vol. 68, p. 301-312.
- (1963) 日南層群の地史学的研究—とくに高千穂変動について—. 九大理学研報(地質), vol. 6, p. 135-166.

- SHUTO, T. (1961) Palaeontological Study of the Miyazaki Group—A General Account of the Faunas—. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Ser. D, Geology, vol. 10, p. 73-206.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1968) K-Ar ages of Osuzuyama Acid Rocks, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 19, p. 229-232.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎(1980) 高知県四万十帯の地質とその起源. 平 朝彦・田代正之(編). 四万十帯の地質学と古生物学, 林野弘斉会高知支部, p. 319-389.
- 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. 地質雑, vol. 88, p. 1-18.
- 竹山俊雄(1934) 宮崎県佐土原町仲間原の海成洪積層. 地球, vol. 21, p. 285-287.
- 天然ガス鉱業会(1961) 九州地方天然ガス開発利用調査報告. p. 346, 付図.
- 寺岡易司(1979) 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質雑, vol. 85, p. 753-769.
- ・今井 功・奥村公男(1981) 20万分の1地質図「延岡」. 地質調査所.
- 円谷博明・佐藤時幸(1985) 基礎試錐「宮古島沖」. 石油技協誌, vol. 50, p. 25-33.
- TSUCHI, R. (1961) On the Quarternary Sediments and molluscs in the Tokai Region, with Notes on the Late Cenozoic History of the Pacific Coast of Southwest Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, p. 457-478.
- YOKOYAMA, M. (1928) Pliocene shells from Hyuga. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, Sec. 2, vol. 2, p. 331-350.
- 吉田俊秀(1980) 宮崎層群下部産軟体動物化石群集について. 日本地質学会第87年学術大会, 講演要旨, p. 202.



付図A 露頭位置図
 国土地理院発行の5万分の1地形図「斐」「高鍋」「御農」及び「宮崎」を使用。

131°15'
32°06'

131°25'

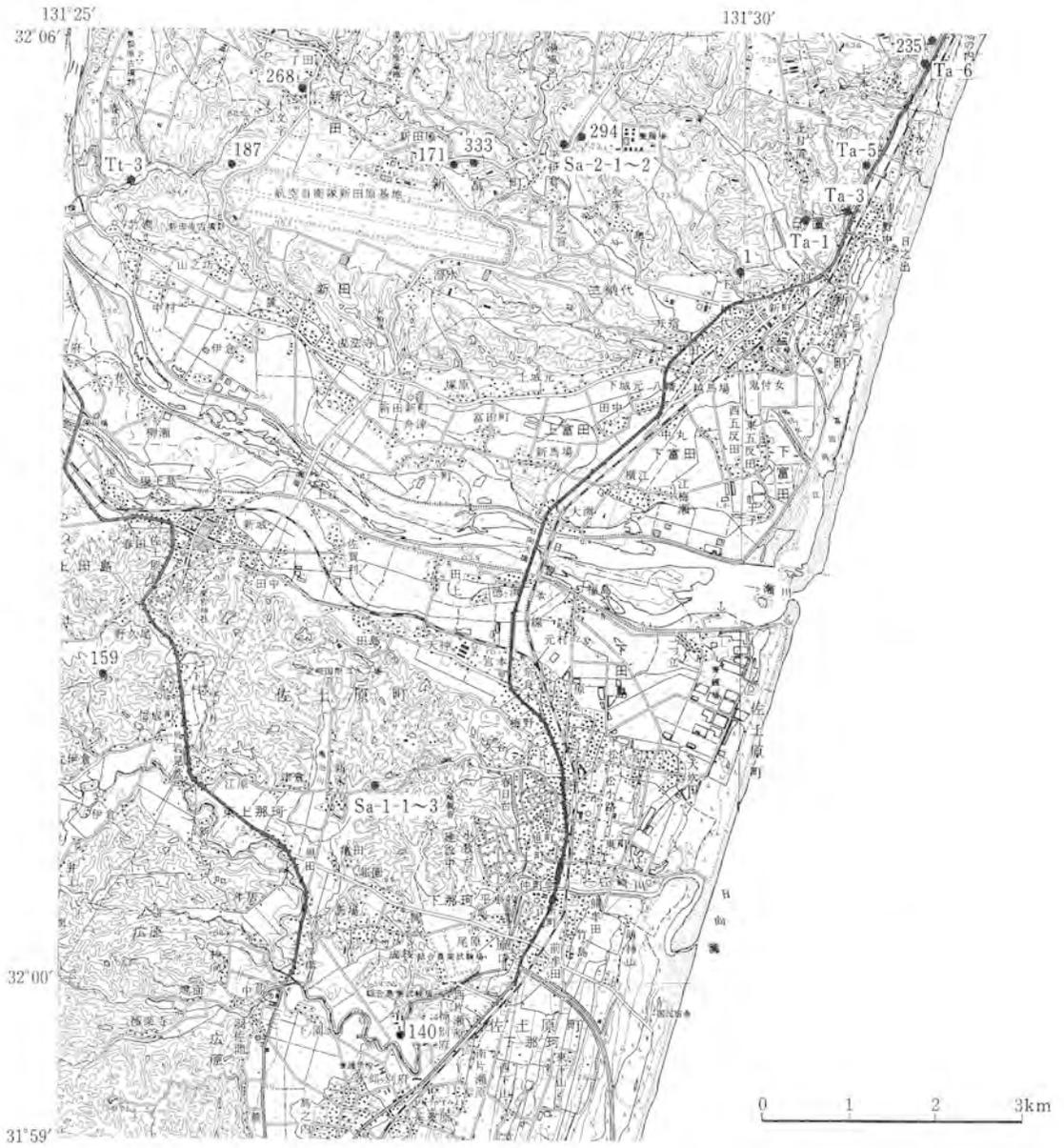
32°00'



付図B 露頭位置図つづき



付図C 露頭位置図つづき



付図D 露頭位置図つき

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kagoshima (15) No. 68 and 69

**GEOLOGY****OF THE****TSUMA AND TAKANABE DISTRICT**

By

Hidenori ENDO and Yuichiro SUZUKI

(Written in 1986)

(ABSTRACT)

The Tsuma and Takanabe district is situated in the central part of Miyazaki prefecture, in the southern Kyūshū, and is geographically divided into two parts. One is a part of the Kyūshū Mountains, and the other is Miyazaki Plain. Many Quaternary terraces exist in the plain. Hitotsuse Gawa(river) and Omaru Gawa(river) flow down across the district and into Hyūga Nada, the Pacific Ocean.

Geologically, the district is located in the Shimanto terrain in the Outer Zone of Southwest Japan. The geology of the district consists of the three major stratigraphic units, the Shimanto Supergroup, the Miyazaki Group and Quaternary deposits. The boundary between the Shimanto Supergroup and the Miyazaki Group lies along the contour line of 200 m above sea level which coincides with geographical boundary between the mountains and the plain. The Shimanto Supergroup is divided into three formations, the Miyazaki Group is seven formations, and Quaternary deposits are middle to upper Pleistocene deposits and Holocene deposits.

The geological framework of the district is shown in Figure 1.

Figure 1 Summary of the Geology in the Tsuma and Takanabe district

Geologic age		Stratigraphic division		Main rock facies					
Quaternary	Holocene	Alluvium	Flood plain deposits, coastal plain deposits and terrace deposits		Gravel, sand and mud				
			Buried deposits under alluvial plain		Mud, sand and gravel				
	Pleistocene	Late	Fukadoshi II Terrace Deposits		Gravel, sand and mud				
			Ito Pyroclastic Flow Deposit	Fukadoshi I Terrace Deposits	Rhyolitic pumice tuff breccia	Gravel and mud			
			Ikatsuno Terrace Deposits		Gravel and mud				
			Okadomi Terrace Deposits		Gravel and mud				
			Saitobaru Terrace Deposits		Gravel				
			Nyūtabaru Terrace Deposits		Gravel, sand and mud				
			Baba Terrace Deposits		Gravel				
			Sanzaibaru Terrace Deposits		Sand and pebbly sand				
			Middle		Chausubaru Formation	Shiinoki Member	Gravel	Mud, sand and gravel	
					Omarugawa Formation	Tōriyamahama Formation	Mud, sand and gravel	Mud, sand and gravel	
	Higashibaru Terrace Deposits				Gravel				
	Undivided higher terrace deposits				Gravel				
Neogene	Pliocene	Miyazaki Group	Hisamine Member	Takanabe Formation	Slumped bed and pebbly mudstone	Sandstone, alternating sandstone and mudstone, sandy mudstone and mudstone			
			Sadowara Formation		Sandstone, alternating sandstone and mudstone and mudstone				
			Niinazume Formation		Alternating sandstone and mudstone and mudstone				
			Uryūno Formation		Sandstone, alternating sandstone and mudstone				
			Honjō Formation		Sandstone, alternating sandstone and mudstone				
			Tsuma Formation		Mudstone				
			Kawabaru Formation		Conglomerate, sandstone, sandy siltstone and mudstone				
	Miocene								
Paleogene	Eocene-Oligocene	Shimanto Supergroup	Yamanokuchi Formation	Kunimiyama Formation	Uwaino Formation	Sandstone and shale	Sandstone, alternating sandstone and shale	Alternating sandstone and shale and shale	

SHIMANTO SUPERGROUP

The Shimanto Supergroup, composed of extremely thick marine sedimentary rocks and small amounts of basic rocks and chert, is widely distributed in the southern Kyūshū, and divided into two stratigraphic units based on geological structure, metamorphic grade, modal composition of sandstone and fossils. The lower Shimanto Supergroup is called the Morozuka Group of Cretaceous strata except the Uchinohae Formation in the Miyazaki district. The upper Shimanto Supergroup deposited during Paleogene and early Miocene, and called the Hyūga Group, the Nichinan Group and the Kumage Group separately in three regions. In this district, only the upper Shimanto Supergroup is exposed and consists of the Kunimiyama Formation, the Uwaino Formation and the Yamanokuchi Formation.

The Kunimiyama Formation is exposed wider than other two formations in the district, and is in fault contact with the Uwaino Formation and the Yamanokuchi Formation. The formation is mainly made of alternating beds of sandstone and shale, and in its lower part thick sandstones are frequently interbedded. The formation strikes east to west and dips north.

The Uwaino Formation is restricted to the northern part in the district, and is subdivided into two members on lithology which are in fault contact. The lower member consists of alternating beds of sandstone and shale. On the other hand, the upper member is made of shale which interbeds thin sandstone layers. The shale with boudinaged sandstone is exposed in the upper part of the formation. The strike trend of the formation shows “J”-shaped pattern and the dip is northward.

The Yamanokuchi Formation is widespread in southern part of the district where is limited its northern margin by the Ōmoridake Fault, and mainly consists of shale with interbedded thick sandstone. The sandstone blocks bearing shales occur at several horizons. The formation strikes northeast to southwest and dips northwest in general.

MIYAZAKI GROUP

The Miyazaki Group extends from the Udo Mountains, Nichinan Region, to the Miyazaki Plain. The group overlies the Shimanto Supergroup and the Osuzuyama Acidic Rocks with unconformity, and is made of a sequence of marine sedimentary rocks which is more than 3000 m in thickness. The Miyazaki Group in the district deposited during latest Miocene to earliest Pleistocene, and is divided into the Kawabaru Formation, the Tsuma Formation, the Honjō, Formation, the Uryūno Formation, the Niinazume Formation, the Sadowara Formation and the Takanabe Formation in ascending order. The Takanabe Formation is subdivided into the main part and the Hisamine Member based on lithology.

The Kawabaru Formation overlies the Shimanto Supergroup with unconformity. It is mainly composed of conglomerate, sandstone and sandy siltstone. The con-

glomerate is scarcely recognized at the basal part of the formation where is mainly made of sandstone. But conglomerates interbedded in four horizons. The conglomerate laterally changes to the alternating beds of conglomerate and sandstone, and finally to sandstone.

The Tsuma Formation conformably overlies the Kawabaru Formation, and is made of mudstone. In the northern part of the district, the formation is very thick and interbeds massive muddy sandstone in the middle horizon.

The Honjō Formation, only distributed in the southern part of the district, conformably overlies the Kawabaru Formation and interfingers to the Tsuma Formation. It corresponds to the Ikime Formation in the northern part of the Miyazaki district. Alternating beds of sandstone and mudstone which have some different proportions of sandstone and mudstone, are main lithofacies in the formation. Thick sandstone alternating with mudstone exist in the lower and the middle part of the formation.

The Uryūno Formation is exposed from the Miyazaki district to the southern part of this district. It conformably overlies the Honjō Formation and interfingers to the Tsuma Formation. Thick sandstone alternating with mudstone are found in the lower and the upper part of the formation, and thick mudstone alternating with sandstone occurs in the middle part.

The Niinazume Formation, restricted in the southern part, conformably overlies the Uryūno Formation and interfingers to the Tsuma Formation. It is mainly composed of massive mudstone and thick mudstone alternating with sandstone. The Tatumizu Tuff, remarkable pyroclastic key bed, exists in the formation, and can be traced across the district. In the northern part, the tuff is found in the Tsuma Formation.

The Sadowara Formation is exposed widely in the eastern part of the district. It conformably overlies the Niinazume Formation, and interfingers to the Tsuma Formation and the Takanabe Formation. The main lithofacies of the formation is thick sandstone alternating with mudstone which exists in three horizons and laterally changes to thick mudstone alternating with sandstone. It is recognized by well log data of the Sadowara Gas Field that thick sandstone alternating with mudstone extends to the underground of the coastal plain.

The Takanabe Formation occupies the eastern most part of the exposed Miyazaki Group. It conformably overlies the Tsuma Formation and the Sadowara Formation. Main part of the formation, restricted in the northern part, consists of mudstones and thick mudstone alternating with sandstone. A sandstone bed including mollusk shells and pyroclastic grains is interbedded into the upper part. The mudstone of the formation becomes sandy to the north.

The Hisamine Member, the southern part of the Takanabe Formation, is composed of slumped beds and submarine channel filling deposits. Slump structures indicate southeastward movement. The submarine channel cut off the slumped beds and partly the Sadowara Formation. The filling deposits consist of the pebbly mudstone associated conglomerate, and alternating beds of sandstone and mudstone in the lower part, and alternating beds are predominant in the upper part. The direction of the submarine channel's wall is concordant with the direction of slump movements.

The Miyazaki Group dips about 10° E except near its basal part, where it dips about 20° E. The Kawabaru Formation strikes NE-SW. On the other hand, other formations strikes NE-SW in the northern part in the district, and NW-SE or N-S in the southern part. The hinge line of their strike trends cross from east to west at the central part of the district. This geological structure is in concordance with the contour lines of Bouguer anomaly.

QUATERNARY

The Quaternary deposits are divided into the Pleistocene deposits and the Holocene deposits in the district. The Pleistocene deposits are subdivided into the channel filling deposits, terrace deposits and the Hyūga Loam. The channel filling deposits are further subdivided into the Omarugawa Formation, the Tōriyamahama Formation and the Shiinoki Member of the Chausubaru Formation. The terrace deposits consists of the undivided higher terrace deposits, the Chausubaru Formation and other nine terrace deposits which are covered with the Hyūga Loam interbedding some pyroclastic key beds. Only the Sanzaibaru terrace deposits are marine terrace deposits made of sand, and other terrace deposits are fluvial deposits mainly made of gravels. The Holocene deposits consist of the Holocene terrace deposits, the floodplain deposits, the coastal plain deposits and the buried deposits under these deposits. All Quaternary deposits were formed with relations to sea level changes, and the present heights of terraces indicate later tectonic movements in the district during Quaternary.

The undivided terrace deposits are distributed near Hokkeyakushi and Hasekanon. They are about 20 m in thickness, and covered with weathered pyroclastic flow deposits.

The Higashibaru Terrace Deposits are restricted in Higashibaru hill, and composed of weathered gravels, about 10 m in thickness, which are covered with volcanic ash, about 11 m in thickness.

Both the Omarugawa Formation and the Tōriyamahama Formation are channel filling deposits, less than 40 m in thickness and contain marine mud. The Omarugawa Formation is distributed on the hills of the both sides of Omaru Gawa(river), and covered with the Chausubaru Formation or younger terrace deposits than the Chausubaru Formation. It contains the Nitari pyroclastic bed and the Hanakirigawa pyroclastic bed near Hanakiri Gawa(river). The Tōriyamahama Formation occurs isolatedly in the Tōriyamahama area, the Hioki area, the Chūgenbaru area and the Ikeuchi area, and contains Tōrihama pyroclastic bed. The Omarugawa Formation is assumed to be almost equivalent to the Tōriyamahama Formation in age.

The Chausubaru Formation is composed of 30 to 35 m thick gravels and interbedded Makinouchi pyroclastic bed at the southern part of Chausubaru hill. On the other hand, the formation consists of two units in the northern part. One is the Shiinoki Member which interbeds the Shiinoki pyroclastic bed and sand pipes bearing mud. The other is the Chausubaru Gravel Member and overlies the Shiinoki Member.

The Sanzaibaru Terrace Deposits are made of well sorted sand on the south side of Hitotsuse Gawa(river) and pebbly sand on the north, and covered with the Hyūga

Loam which contains the Baba 1 pyroclastic bed and the part above the Baba 1 pyroclastic bed. The deposits were formed in the last interglacial epoch.

The Baba Terrace Deposits are fluvial deposits which were formed just after the Sanzaibaru Terrace Deposits had been formed. The deposits are covered with the Hyūga Loam which includes the same components covering the Sanzaibaru Terrace Deposits.

The Nyūtabaru Terrace Deposits are fluvial deposits which are composed of 3 to 12 m thick gravels. The deposits occupy the widest area among the terrace deposits, and are covered with the Hyūga Loam which contains the Aso-4 pyroclastic bed and the part above the Aso-4 pyroclastic bed. In Ichinono Hill, the deposits emerged from water just before the Aya fall pumice would have fallen down.

The Saitobaru Terrace Deposits are fluvial deposits and covered with the Hyūga Loam including the Dai-3-Orange pyroclastic bed.

The Ikatsuno Terrace Deposits are fluvial deposits which emerged from water just before the Iwa-Okoshi pyroclastic bed would have fallen down.

The Ito Pyroclastic Flow Deposit was produced by the eruption of the Aira Volcano 22,000 years ago. The deposit is restricted around Ishizaki Gawa (river) and not welded. The gravels, just below Ito pyroclastic flow deposits, is included in the deposits.

The Fukadoshi I Terrace Deposits are covered with the brown loam of the Hyūga Loam in which the Kobayashi Pumice pyroclastic bed is interbedded. Sometimes the Aira Tn pyroclastic ash is contained in the middle or upper part of the deposits. The deposits are correlated with the Tachikawa Terrace Deposits in the Kanto Region.

The Fukadoshi II Terrace Deposits are covered with the Hyūga Loam which has the Kobayashi Pumice pyroclastic bed and the part above the Kobayashi Pumice pyroclastic bed.

The Hyūga Loam is eolian volcanic ash in which some pumices and pyroclastic flow layers are interbedded, and overlies terrace deposits. Its lower part that is under the Baba 1 pyroclastic bed is weathered, but many remarkable pyroclastic key beds are interbedded into the upper part.

The Sushida Terrace Deposits, one of the Holocene terrace deposits, are fluvial terrace deposits and covered with "Kuroboku", humic soil, interbedded the Akahoya pyroclastic bed, orange-colored very fine ash being a good marker-tephra. The other, the Shimotajima Terrace Deposits, are marine terrace deposits made of sand, and were formed in about 5,000 years before present. The surface deposits of the coastal plain and floodplain are subdivided into three main deposits. First one contains dune, beach ridge and natural levee deposits which are made of sand, second one is abandoned channel deposits with thick mud, and third one is back marsh deposits. Those deposits cover the Buried Valley Filling Deposits reaching over 50 m in thickness at the mouth of Hitotsuse Gawa (river).

ECONOMIC GEOLOGY

The Miyazaki Group yields natural gas dissolved in water. The Sadowara Gas Field is extended from the northeastern margin of the Miyazaki district to the eastern area

in the district. About 11,000 m³N/day of natural gas and some iodines from associated water are produced in the southern part of the Sadowara Gas Field. Recently two test wells were drilled in the northern part of the gas field. Main component of natural gas is methane, more than 97% in volume. It is inferred that reservoir rocks of gas dissolved in water is sandstones of the Sadowara Formation.

文献引用例

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，105 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

ENDO, H. and SUZUKI, Y. (1986) *Geology of the Tsuma and Takanabe district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 105 p. (in Japanese with English abstract 7 p.).

昭和 61 年 7 月 24 日 印 刷

昭和 61 年 7 月 28 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小 宮 山 印 刷 工 業 ㈱

東京都新宿区天神町78

©1986 Geological Survey of Japan