

鹿児島湾北西部沿岸地域に分布する上部新生界の層位学的研究

著者	佐藤 亮, 大木 公彦, 古澤 明, 廣瀬 亜紀子
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要=Reports of the Faculty of Science, Kagoshima University
巻	33
ページ	69-87
別言語のタイトル	Stratigraphy of the Upper Cenozoic in the coastal area on the northwestern part of Kagoshima Bay
URL	http://hdl.handle.net/10232/00010015

鹿児島湾北西部沿岸地域に分布する上部新生界の層位学的研究

佐藤 亮¹⁾・大木 公彦¹⁾・古澤 明²⁾・廣瀬亜紀子³⁾

(2000年9月8日受理)

Stratigraphy of the Upper Cenozoic in the coastal area on the northwestern part of Kagoshima Bay

Akira SATO¹⁾, Kimihiko ŌKI¹⁾, Akira FURUSAWA²⁾ and Akiko HIROSE³⁾

Keywords : Upper Cenozoic, stratigraphy, Kagoshima, marine sediments, pyroclastic flow

Abstract

The results of geological study of the northeastern part of Yoshida Town, Kagoshima district, are given in the present article from the stratigraphic point of view. In the area, the Neogene lacustrine sediments and intrusive volcanic rocks (the Ushiroura and Susuhara Formations), the Middle Pleistocene marine sediments (the Kokubu Group and Yoshida shell beds), lacustrine sediments (the Gotanda and Higashi-sataura Formations) and pyroclastic flow deposits (the Honjo, Kakuto, Ata, Tsumaya and Ito Pyroclastic Flows) are mainly distributed. To clarify the stratigraphic relationship between these sediments and pyroclastic flow deposits, the writers carried out a detailed stratigraphic study and an analysis of refractive indices and chemical compositions of the pyroclastic flows.

The Kokubu Group is divided into the Komiyaji Tuff Breccia Member, and the Kamo and Hayato Formations in ascending order. In the middle of the Kamo Formation, the pyroclastic flow deposits including the unvesiculated pumices stippled with large phenocrysts of hornblende, is newly found and named the Kuwanomaru Pumice Tuff Member. The Kamo Formation has sedimentary structures indicating erosion and clastic dikes by Tsunami or strong bottom current.

The pyroclastic flow characterized by abundant biotites, is also found and named the Honjo Pyroclastic Flow. This pyroclastic flow deposits unconformably overlies the Kokubu Group.

The Higashi-sataura Formation has been considered to be included in the Gotanda Formation, but this formation differs from the latter in having gravels derived from the underlying Ata Pyroclastic Flow.

はじめに

鹿児島湾北西部沿岸の鹿児島郡吉田町を中心とする地域(第1図)には、新第三紀の堆積岩類、火山岩類、第四紀の堆積岩類、火山岩類、火砕流堆積物が分布する(高橋・長谷, 1972; 大塚・西井上, 1980; 西井上・大塚, 1982; 長谷ほか, 1987; 大塚・古川, 1988)。新第

三系はこの地域の南西部にのみ分布し、第四系から不整合関係で覆われている。この地域に分布する第四系は、下位より更新世前期～中期の、おもに海成堆積物からなる国分層群(加治木層; 小宮路凝灰角礫岩部層[鍋倉火砕流]; 蒲生層; 小田凝灰岩部層[火砕流]; 隼人層)、更新世中期の吉田貝層、加久藤火砕流、五反田層、および更新世後期の阿多火砕流、始良カルデラ形成に伴う火

¹⁾ 鹿児島大学理学部地球環境科学教室 〒890-0065 鹿児島市郡元1丁目21-35

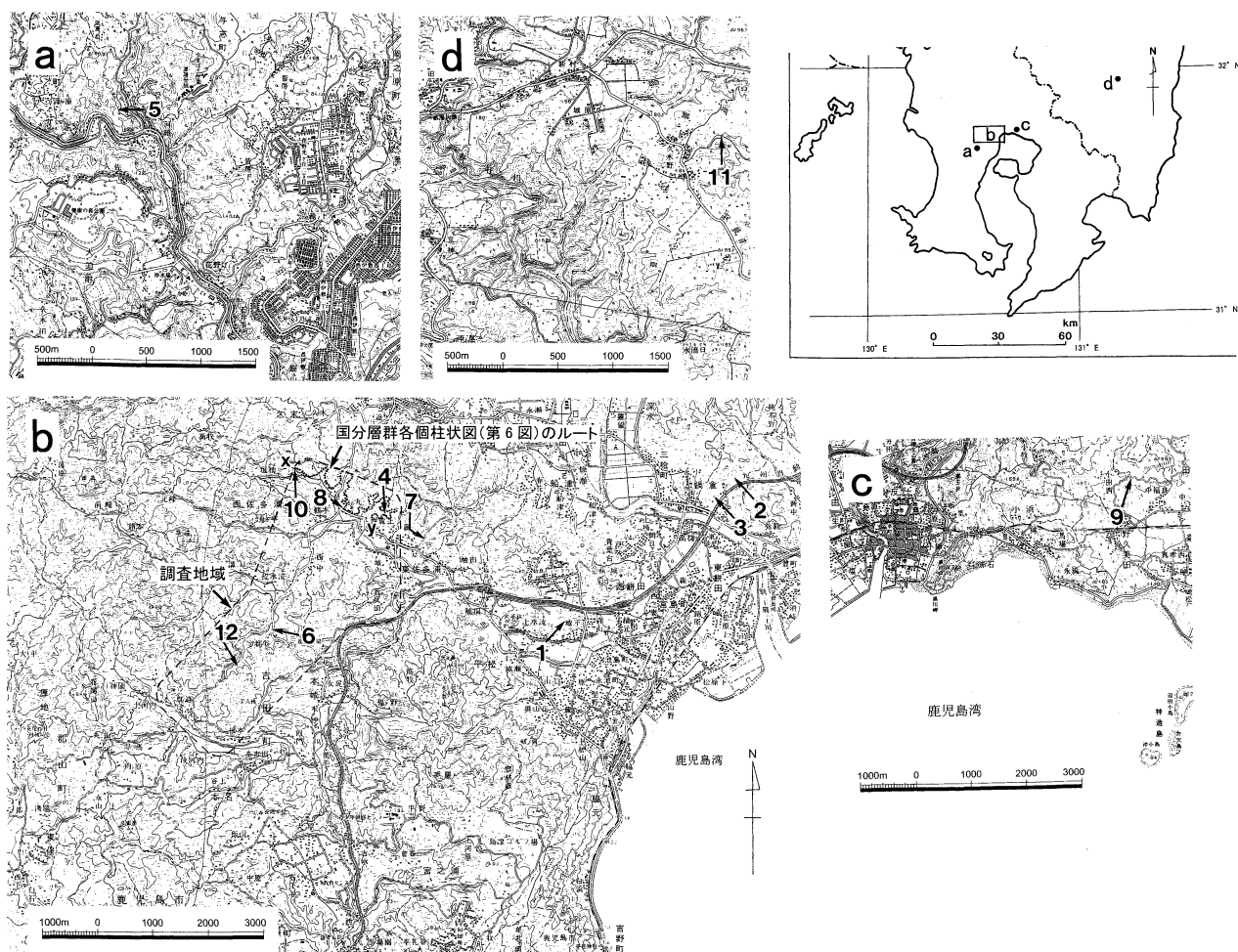
Department of Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima 890-0065, Japan

²⁾ 岩手大学大学院工学研究科(古澤地質調査事務所) 〒444-0840 愛知県岡崎市戸崎町屋敷3-2日東第2ビル

Graduate School of Engineering, Iwate University (FURUSAWA Geological Survey), Yashiki 3-2 Tosaki-cho, Okazaki 444-0840, Japan

³⁾ 株式会社ケンゾー技研 〒670-0981 兵庫県姫路市西庄 111-1、ABCビル4F

KENZO Institute of Technology Inc. & Co., Ltd., ABC Bldg. 4F, Saisho 111-1, Himeji 670-0981, Japan



第1図. 調査地域位置図, 火砕流堆積物の採取地点と国分層群の各個柱状図のルート (a: 鹿児島市河頭; b: 本調査地域; c: 隼人町小田; d: 宮崎県高岡町久木野; 国土地理院2万5千分の1「鹿児島市北部」「紙屋」, 5万分の1「加治木」を使用)。

山噴出物である大隅降下軽石層, 妻屋火砕流, 亀割坂角礫層, 入戸火砕流の層序が報告された。しかし, この地域に分布する国分層群の層序, それ以後の地層群の層位関係に不明な点が多く, 鍵層となる火砕流堆積物の層位学的検討を行なう必要があった。筆者らは, この地域の詳細な地質調査を行ない, 火砕流堆積物の鉱物組成と屈折率の測定から火砕流堆積物の対比, 層序を確立し, さらに南九州に分布する火砕流堆積物との対比を試みた。

謝 辞

今回の調査結果をまとめるにあたり, 有意義な討論をして頂き, 常に励まして頂いた鹿児島大学理学部大塚裕之教授, 天文台輝北天球館館長の西井上剛資氏に心から感謝の意を表します。

地 形

本調査地域を含む思川流域は, 地形的に南東部の赤崩山塊, 北部および西部の丘陵地と沖積平野からなる(第2図)。赤崩山塊は海成層と火山岩類からなり, その山塊を取り囲むように, 思川とその支流が流れている。山塊の西側には南南西から北北東へ本名川が流れ, 西北西から東南東に流れる思川と合流し, 東方の鹿児島湾奥部に注いでいる。思川本流は, この地域の南東部で, 本名川とほぼ平行に南南西から北北東に流れている。

桑の丸から東南東へ直線的に流れる思川の北側には, 思川と平行に開析された台地の尾根部が連なり, さらにその北側には沖積平野が広がっている。本調査地域には, 南九州において, いわゆる“シラス台地”を形成する入戸火砕流が分布しているが, 開析が進み台地地形はほとんど残っていない。



第2図. 鹿兒島湾北西部沿岸地域の地形.

地 質

本調査地域の地質は、南西部に分布する新第三紀の旧期火山岩・堆積岩類、これらを覆う更新世前期～中期の、おもに海成堆積物からなる国分層群、および更新世中期以降の海成層、湖成層、火砕流堆積物からなる（第3図；第4図）。

旧期火山岩・堆積岩類は、下位から後浦層、薄原層、西浦玄武岩・輝石安山岩類、白男層の四つに分けられているが（長谷ほか，1987），本調査地域には前者二つの地層が分布している。

鹿兒島湾北部沿岸の隼人町から吉田町へ至る地域に広く発達する国分層群は、下位から加治木層、小宮路凝灰角礫岩部層（火砕流）、蒲生層、小田凝灰岩部層（火砕流）、隼人層に区分されている（大塚・古川，1988）。本調査地域では加治木層を除く地層が認められた。今回、蒲生層中に角閃石を特徴とする火砕流堆積物が認められ「桑の丸軽石凝灰岩部層」と仮称した。また、国分層群を覆う黒雲母を特徴とする火砕流が認められ「本城火砕流」と仮称した。

更新世中期以降の海成層には吉田貝層があり、西中を

中心に点在している。この上位に、加久藤火砕流、湖成層である五反田層を挟んで、阿多火砕流、大隅降下軽石層・妻屋火砕流・亀割坂角礫層・入戸火砕流が重なっている。今回、阿多火砕流の礫を含み、大隅降下軽石層から覆われる堆積層を新たに認めたので「東佐多浦層」と命名した。

各火砕流堆積物は、層位学的に追跡することを最重要と考え、詳細な調査を行なったが、分布が離れている場合、サンプリングを行なって重鉱物組成と鉱物の屈折率を測定し比較した。また、調査地外に分布する火砕流堆積物の模式地との比較も行なった。

鉱物分析方法は、古澤・梅田（2000）に従ったが、次に概略を述べる。

a) 試料の前処理

本分析では、試料を水に溶かし、テトロン製の篩 #250メッシュで水洗し、その後、超音波洗浄機で洗浄して、粒子表面および発泡内部の細粒部を除去した。60℃で乾燥後、さらに #120メッシュの篩を通過した #250～#120メッシュサイズの試料を分析に使用した。なお、軽石については、乳鉢で粉碎したものを分析した。

b) 偏光顕微鏡による鉱物分析方法

洗浄した試料は、光学レンズ用光硬化樹脂接着剤（屈折率1.545程度）で封入し、ベッケラインをみながら鉱物を識別した。火山灰分析を含む砂成分の分析では、識別できる出現鉱物を全て同定し定量化した。

測定には、浸液の温度を直接測定しつつ屈折率を測定する温度変化型測定装置“MAIOT”を使用した。測定精度は火山ガラスで±0.0001程度である。測定個数はガラスで30粒子を、斜方輝石で10粒子を目処とした。

地質各論

1) 旧期火山岩・堆積岩類

長谷ほか（1987）は、本調査地域の西側に広く分布する新第三紀の地層群を旧期火山岩・堆積岩類と再定義した。本調査地域の南西部に、この地層群の下部である後浦層のシルト岩と凝灰角礫岩、薄原層の安山岩類が露出している。

a) 後浦層

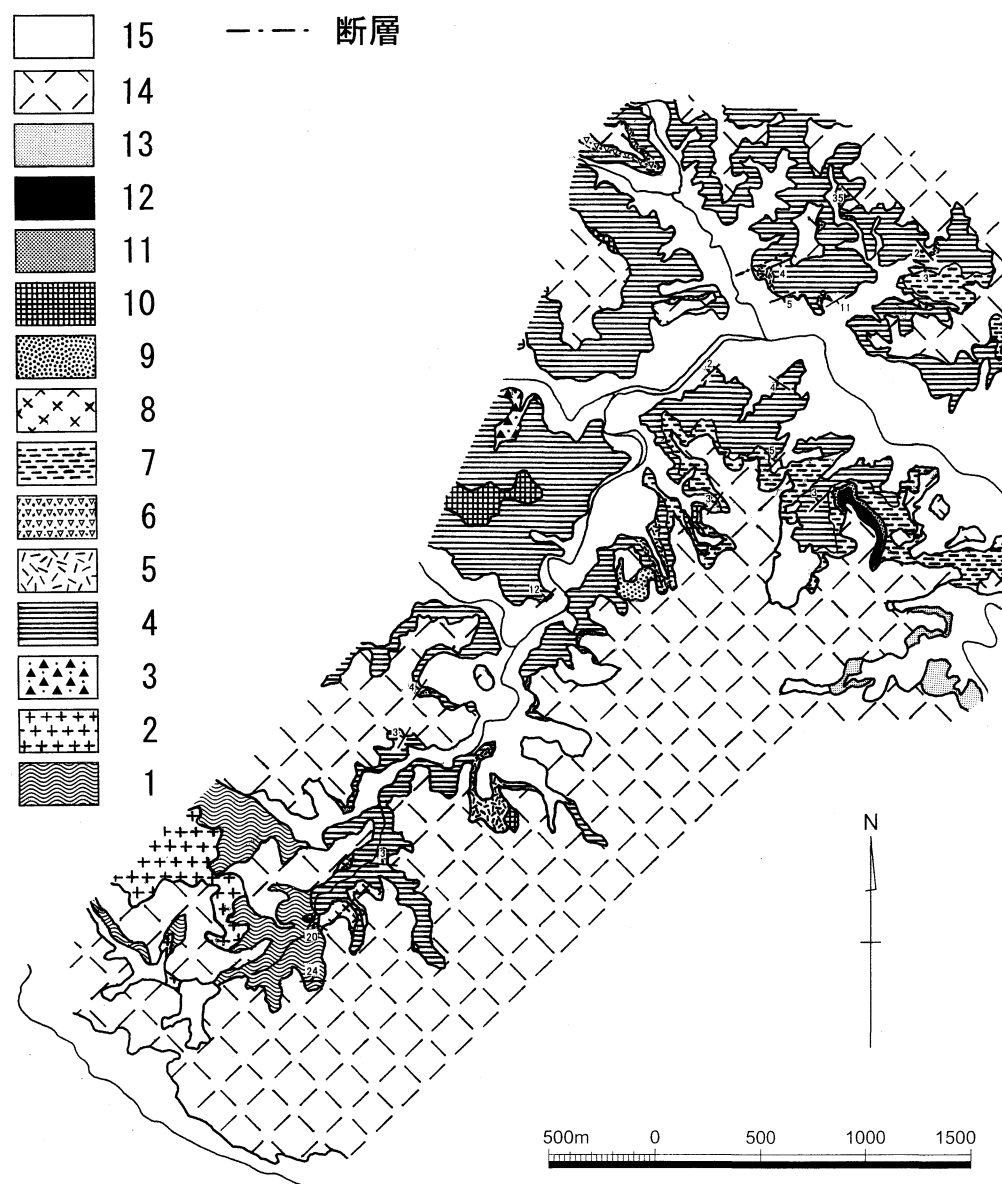
高橋・長谷（1972）が命名した「後浦層」に相当する。時代は中新世（高橋・長谷，1972）と報告されている。

〔模式地〕 長谷ほか（1987）は、本層の模式地を本調査域にもうけており、鹿児島県始良郡吉田町宇都谷南部から都迫に至る道路沿い、としている。吉田町は鹿児島郡に所属しているので鹿児島県鹿児島郡吉田町と訂正する。

〔分 布〕 宇都谷から都迫に至る道路より北西側に

地質時代	地層名	柱状図	層厚[m]	岩相・層相
第四紀	更新世後期			
	入戸火砕流		100	軽石凝灰岩
	亀割坂角礫層		3	角礫層
	妻屋火砕流		20	凝灰岩
	大隅降下軽石層		0.25	降下軽石・火山灰
	東佐多浦層		5	凝灰質極粗粒～粗粒砂層
	阿多火砕流		30	溶結凝灰岩
	五反田層		8	砂礫層 凝灰質砂層
	加久藤火砕流		60	溶結凝灰岩
	吉田貝層		25	凝灰岩 貝殻砂層 礫層
	本城火砕流		12	軽石凝灰岩
	更新世中期			
	隼人層		25	白色塊状凝灰質シルト層 細粒砂層 白色塊状凝灰質シルト層
	小田凝灰岩部層 (小田火砕流)		15	軽石凝灰岩
	蒲生層上部層		25	層状シルト層 砂・シルト互層 砂層 層状シルト層 塊状シルト層 垂円礫～円礫層 層状シルト層 垂角礫～角礫層
	桑の丸軽石凝灰岩部層		11	軽石凝灰岩
	蒲生層下部層		25	砂・シルト互層 塊状シルト層 粗粒～細粒砂層 軽石・砂互層
	小宮路凝灰角礫岩部層 (鍋倉火砕流)		5	軽石凝灰岩
	更新世前期			
新第三紀	旧期火山岩・堆積岩類		70	安山岩類 シルト岩 凝灰角礫岩

第3図. 鹿児島湾北西部沿岸地域の総合模式地質柱状図.



第4図. 鹿兒島湾北西部沿岸地域の地質 (1: 後浦層; 2: 薄原層; 3: 小宮路凝灰角礫岩部層; 4: 蒲生層; 5: 桑の丸軽石凝灰岩部層; 6: 小田凝灰岩部層; 7: 隼人層; 8: 本城火砕流; 9: 吉田貝層; 10: 加久藤火砕流; 11: 五反田層; 12: 阿多火砕流; 13: 東佐多浦層; 14: 大隅降下軽石層・妻屋火砕流・亀割坂角礫層・入戸火砕流; 15: 沖積層)。

位置する山体の沢から麓にかけて分布する。

[層 厚] 都迫北部の砂防ダムのある沢において70 m以上。

[岩 相] 明緑灰色を帯びた凝灰角礫岩やシルト岩からなる。凝灰角礫岩が下位で、シルト岩はその上位に分布するが、境界は不明瞭で漸移的に変化する。凝灰角礫岩には0.5～2 cmの角礫が多く含まれる。緑泥石が豊富に含まれ変質作用を受けている。1 m前後の大きさのシルト岩がブロック状に取り込まれている。シルト岩には節理が発達している。安山岩との境界付近では、凝灰角礫岩は暗褐色に酸化している。

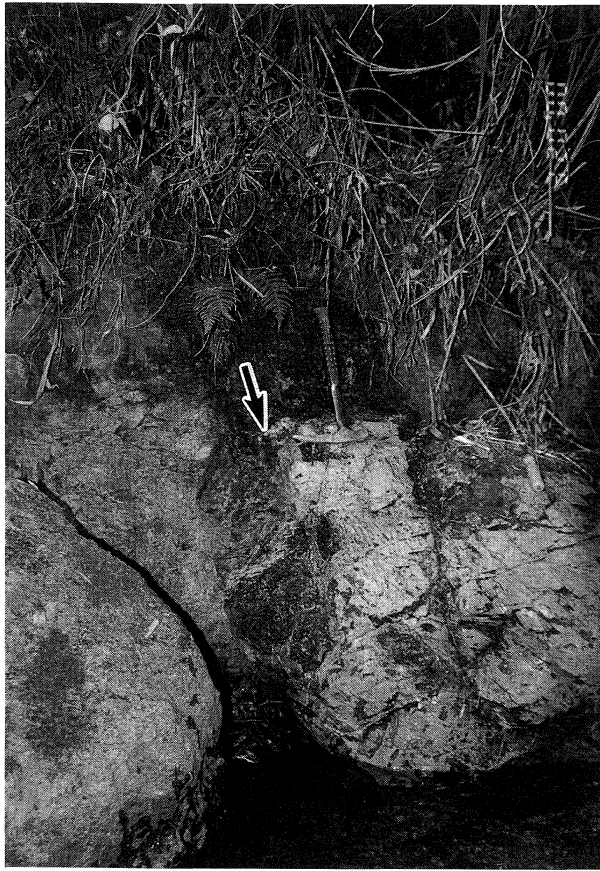
[層位関係] 本調査地域では最下部に位置し、薄原層の安山岩の貫入を受け、国分層群 (第5図)、妻屋・入戸火砕流から直接覆われる。

b) 薄原層

長谷ほか (1987) が、高橋・長谷 (1972) の報告した薄原層、明石火山礫凝灰岩類、古期中・酸性火山岩類を薄原層と再定義した。長谷ほか (1987) は、蒲生町洗出に露出する酸性火山岩の放射年代測定値から (2.2Ma FT 年代, 2.4Ma K-Ar 年代: 通産省資源エネルギー庁, 1979) 鮮新世後期と報告している。

[分 布] 本調査地域の南西部に分布する。

[岩 相] おもに安山岩類からなる。風化が著しく、



第5図. 後浦層の凝灰角礫岩を覆う国分層群のシルト層（矢印が境界；宇都谷南部）。

岩相が不明瞭なものもあるが、暗灰色の安山岩や、プロピライト変質作用を受け緑泥石に富んだ明灰色の変朽安山岩が見られる。変朽安山岩中には明緑灰色を帯びたシルト岩の角礫が含まれる。この角礫は後浦層のシルト岩がゼノリスとして貫入時に取り込まれたものと考えられる。

〔層位関係〕 後浦層に貫入し、妻屋・入戸火砕流から直接覆われる。

2) 国分層群

国分層群については、多くの研究者によって調査・研究（伊田ほか，1950；沢村，1956；太田，1967；露木ほか，1970；高橋・長谷，1972；長谷，1978；大塚・西井上，1980；西井上・大塚，1982；長谷ほか，1987；大塚・古川，1988）が行なわれているが、ここでは層位学的に重要な論文についてのみ述べる。

伊田ほか（1950）は、隼人町～国分市地域に分布する湖成層を国分層群と命名し、隼人町鹿児島神宮から朝日部落へ至る坂道を模式地とした。太田（1967）は、隼人町から蒲生町に至る地域に分布する国分層群を海成堆積物とし、下部層・中部層・上部層に区分してそれぞれ

の関係を不整合とした。その後、荒牧（1969）は、国分地域に分布する国分層群が加久藤火砕流より上位であることから、この地域の堆積層を国分層群と切り離し、新たに始良層（河成および湖成堆積物）と呼んだ。その結果、隼人町の十三塚原台地以西に分布する海成堆積物を国分層群と呼ぶことになった。

長谷（1978）は、加治木町～隼人町地域に分布する海成堆積層を不整合の存在により下位から加治木層・国分層に区分し、加治木層中部に小宮路凝灰岩部層を設定した。大塚・西井上（1980）は、隼人町から蒲生町、吉田町に至る鹿児島湾北部沿岸地域を調査し、長谷（1978）の小宮路凝灰岩部層を鍋倉火砕流堆積物として、下位より加治木層・鍋倉火砕流堆積物・蒲生層・小田火砕流堆積物・隼人層に区分し、国分層群を再定義した。長谷ほか（1987）は長谷（1978）の加治木層・国分層の区分を示し、下位の加治木層に小宮路凝灰岩部層、上位の国分層に小田火砕流に相当する小田凝灰岩部層がそれぞれ挟まれるとした。大塚・古川（1988）は国分層群が全体として一連の浅海成層であることを主張し、下位より加治木層・小宮路凝灰角礫岩部層・蒲生層・小田凝灰岩部層・隼人層の層序を示した。筆者らは、大塚・古川（1988）の層序が妥当と考え、基本的には彼らの層序にしたがう。

本調査地域には、最下位の加治木層を除く小宮路凝灰岩部層（鍋倉火砕流）より上位の地層群が分布している。今回、蒲生層中に角閃石を特徴とする火砕流が存在することが新たに判明し「桑の丸軽石凝灰岩部層」と仮称した。

国分層群の地質年代は、小宮路凝灰角礫岩部層（鍋倉火砕流）の $0.96 \pm 0.17\text{Ma}$ FT 年代（長谷・壇原，1985）、 $0.9 \pm 0.3\text{Ma}$ FT 年代（Miyachi，1983）測定値が、小田凝灰岩部層の $0.97 \pm 0.22\text{Ma}$ FT 年代（長谷・壇原，1985）測定値が報告されている。

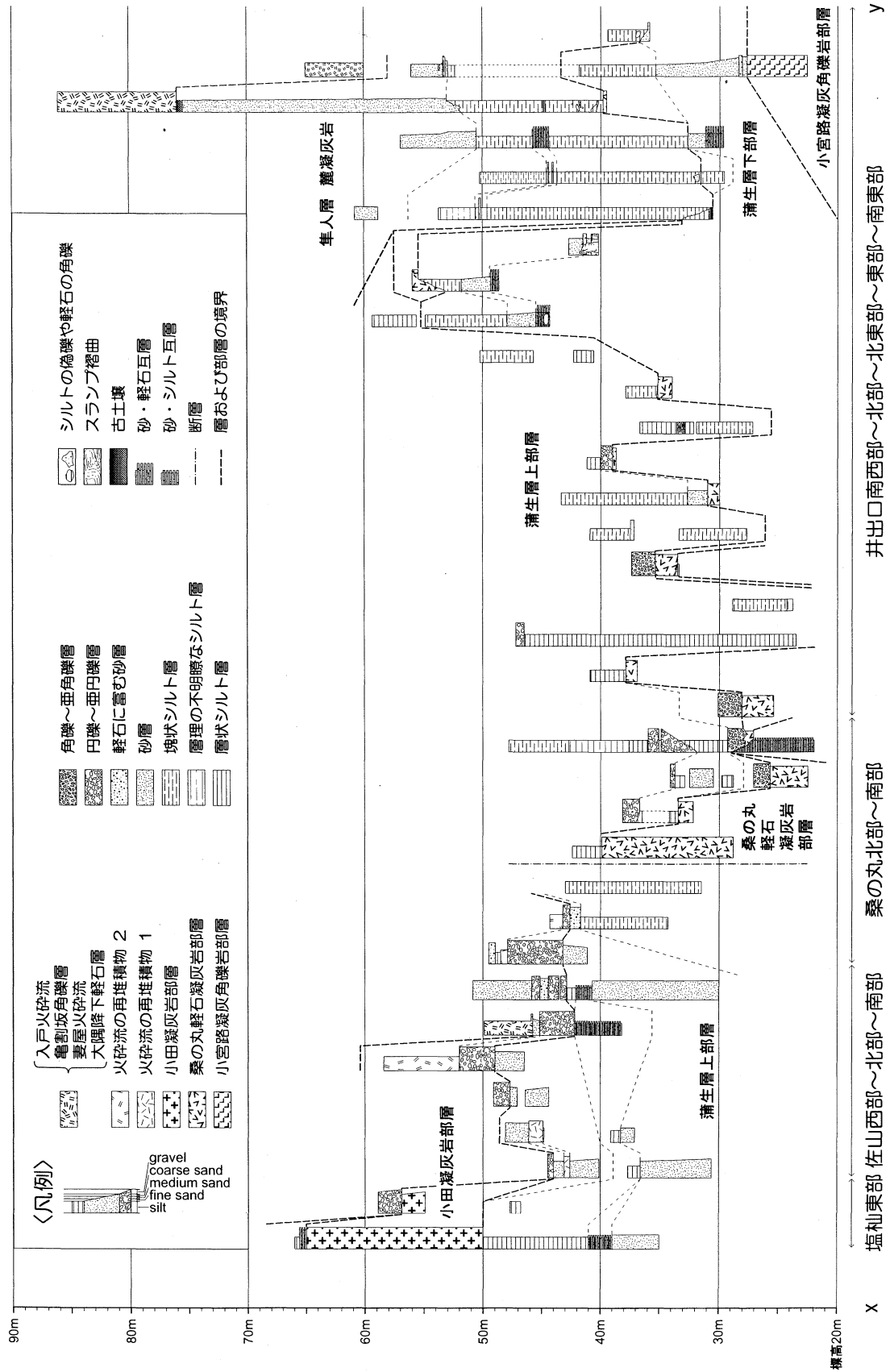
本地域において、国分層群は後浦層を不整合で覆い、後述の本城火砕流、吉田貝層、加久藤火砕流、五反田層、東佐多浦層、妻屋・入戸火砕流によって覆われる。国分層群の各個柱状図を第6図に示す。

以下に、本調査地域に分布する国分層群を下位より述べる。

a) 小宮路凝灰角礫岩部層

大塚・西井上（1980）の「鍋倉火砕流堆積物」、長谷（1978）および長谷ほか（1987）の「小宮路凝灰岩部層」、大塚・古川（1988）の「小宮路凝灰角礫岩部層」に相当する。

〔模式地〕 始良郡始良町鍋倉の天福寺の崖（大塚・西井上，1980）。



第6図. 国分層群の各層柱状図 (レートは第1図に示す).

[分 布] 吉田町西麓上北東部の沢（標高約25m）および吉田町舟ヶ平より約300m南東の沢の入り口付近（標高約45m）に限られ、側方に追跡することはできない。

[層 厚] 西麓上北東部の沢において約5m。

[岩 相] 非溶結で、内部構造は認められない。表面は褐色を帯びているが、内部は青灰色である。基質は粗粒で淘汰は悪い。軽石は角～亜円礫で発泡が非常に悪い。軽石の大きさは平均約1～3cmで、最大約7cmのものが見られる。軽石の中に1mm以下の角閃石が少量含まれる。黄灰色を帯びたシルトの偽礫が多く、最大25～30cmの大きさのものが含まれている。本部層に含まれる重鉱物は、斜方輝石・単斜輝石が多く、角閃石が少量含まれる。火山ガラスの屈折率（nd）はどの試料も集中度がよく、本調査地域の試料が1.499～1.500、模式地を含む本調査地域外の試料が1.499～1.504、斜方輝石の屈折率（ γ ）は、本調査地域で1.704～1.707、模式地を含む本調査地域外で1.705～1.709にモードが見られる。角閃石の屈折率（n2）はどの試料も幅の広い値を示し、本調査地域で1.670～1.685、模式地を含む本調査地域外で1.667～1.688の範囲を示し、ほとんど同じ範囲内で分散している（第7図）。

[層位関係] 本調査地域には、本部層の下位に存在すると考えられる加治木層は露出していない。本部層は蒲生層下部層の砂層および亜円礫層に整合に覆われる（第8図）。

b) 蒲生層（再定義）

本調査地域北東部の吉田町桑の丸付近では、国分層群の鍵層である小宮路凝灰角礫岩部層と小田凝灰岩部層がほとんど分布しないために蒲生層と隼人層を区別することは難しい。しかし今回の調査で、大塚・西井上（1980）が蒲生層と隼人層を区分した層準付近に角閃石を特徴的に含む軽石凝灰岩層（火砕流堆積物）を挟在することが新たに判明したので桑の丸軽石凝灰岩部層と仮称する。この軽石凝灰岩層を挟む上下の海成層はその層相から一連の堆積物と考えられ、この軽石凝灰岩層の上位の、隼人層（大塚・西井上，1980）と考えられていた層準を含め、小宮路凝灰角礫岩部層を覆い、小田凝灰岩部層に覆われる一連の海成堆積物を蒲生層とし、下位から蒲生層下部層、桑の丸軽石凝灰岩部層、蒲生層上部層として再定義する。各部層の境界は、堆積中に海底地滑り等によって削剥されている部分もあるが、そ

れぞれの関係は整合である。本層は本城火砕流以後の地層群に不整合関係で覆われている。

b-1) 蒲生層下部層

[分 布] 本調査地域の桑の丸～井出口では標高約55mまで確認できる。堤水流では小宮路凝灰角礫岩部層を覆って標高約60mまで分布している。南西部の宇都谷南方では、蒲生層と考えられる層が標高約110mまで確認できるが、桑の丸軽石凝灰岩部層が認められない為に下部層であるかどうかは分からない。

[層 厚] 吉田町桑の丸～井手口付近で約25m。蒲生層下部層は堤水流で最も厚く約35m。

[層 相] 井出口では小宮路凝灰角礫岩部層を本部層の砂層が覆う（第8図）。砂層最下部では小宮路凝灰角礫岩部層からリワークした軽石が層をなしており、シルトの偽礫が含まれる。砂層上部は次第に級化し塊状シルト層へ漸移する。砂層と塊状シルト層の境界の一部はシャープで、砂層上部は削剥されている。この塊状シルト層を桑の丸軽石凝灰岩部層が覆い、その境界はシャープである（第9図）。舟ヶ平南東方の沢では、小宮路凝灰角礫岩部層との直接の境界は見られないが、その上位に本部層が分布し、下位からマトリックスサポートイッド亜円礫層、成層した砂層、砂・シルト互層が重なっている。桑の丸および西中では、砂・シルト互層を桑の丸軽石凝灰岩部層が覆う。桑の丸では砂・シルト互層が明らかに削り込まれた面に桑の丸軽石凝灰岩部層が堆積している。

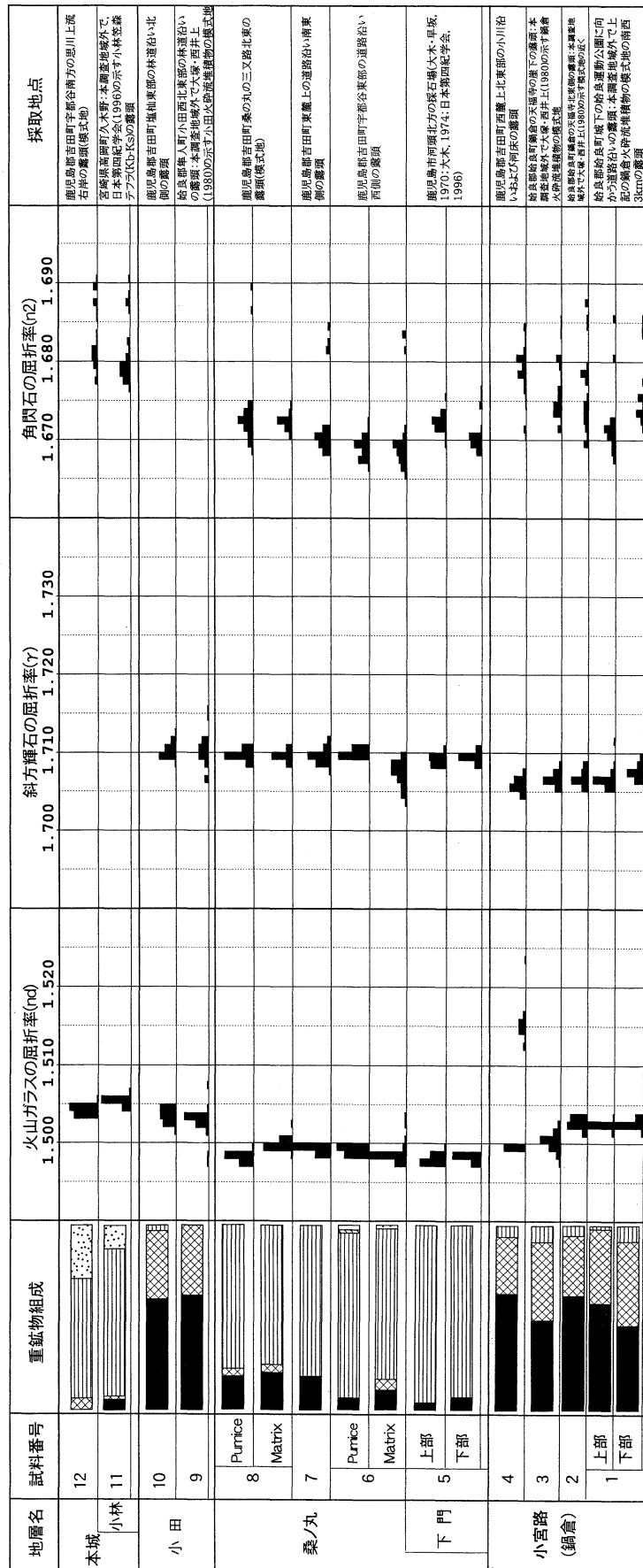
b-2) 桑の丸軽石凝灰岩部層（仮称）

今回の調査で、蒲生層中に角閃石を特徴的に含む火砕流堆積物の存在が明らかになった。層準、鉱物組成が明らかに本層群中に挟在する小宮路凝灰角礫岩部層（火砕流堆積物）、小田凝灰岩部層（火砕流堆積物）と異なるので、この火砕流堆積物を「桑の丸軽石凝灰岩部層」と仮称する。

[模式地] 鹿児島郡吉田町桑の丸の三叉路北東側の露頭（第10図）。

[分 布] 本調査地域では北東部の桑の丸の標高約20～40mに比較的厚く連続して分布する。そのほか井出口や西中、堤水流、宇都谷東方の沢において露出している。分布高度は井出口で標高約25～65m、西中で標高約50～60m、堤水流で標高約60～75m、宇都谷東方で標高約50～100mの範囲である。

[層 厚] 全体的に層厚の変化が著しく、側方で尖



斑晶鉱物
 Pl
 Qtz
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil
 En
 Di
 Hed
 An
 Ab
 Na-Fs
 Ca-Fs
 Mc
 Per
 K-Fs
 San
 An-Cls
 Cpx
 Opx
 Grt
 Bt
 Amp
 Ol
 Px
 Ilm
 Mag
 Hem
 Sph
 Py
 Cal
 Dol
 Anh
 Hal
 Sid
 Cel
 Str
 Flu
 Apt
 Mon
 Xen
 Zrn
 Crd
 Grs
 Alm
 Py
 Spl
 Stau
 Kyn
 And
 Sil

減するところもあり連続性がない。模式地付近では約11mである。

〔岩 相〕 基質および軽石のどちらにも長さ2～3mm前後の角閃石が多量に含まれ、本部層を特徴づけている。全ての露頭において非溶結で、内部構造は認められない。新鮮な部分は明青灰色であるが、一般に風化した露頭では褐色から明灰色を呈している。基質は淘汰が悪いが全体的に極粗粒である。軽石は亜角礫で、繊維状に発泡したものが多く、平均1cm前後、最大で15cm程である。また、2～50cmのおもに安山岩の角礫が多く含まれる。模式地近くの露頭では約50cmの大きさの軽石や、約100cmの大きさの安山岩質岩片が含まれる。また、本部層の中にシルトの偽礫が取り込まれていることもあり、大きさ約1～2mのシルト偽礫の中には層理が大きく褶曲したスランプ堆積構造を示していることもある。

重鉱物は、大部分を角閃石が占め、斜方輝石が少量含まれ、黒雲母・リン灰石などを極少量含むこともある。火山ガラスの屈折率 (n_d) はどの試

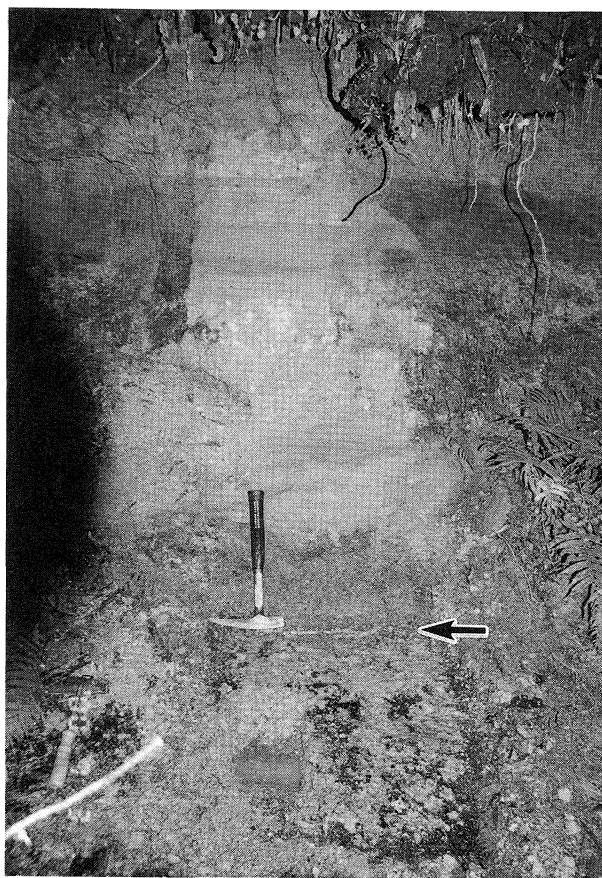
料も集中度が比較的良好で、1.497～1.501、斜方輝石の屈折率 (γ) は1.706～1.711で、角閃石の屈折率 (n_2) は1.667～1.675にモードが見られる(第7図)。

〔層位関係〕 本部層は下位の蒲生層下部層の砂・シルト互層や塊状シルト層の侵食面にシャープに接しているが、未固結のシルト偽礫を取り込んでいることから時間的な間隙はなく整合であると考えられる(第9図)。上位は蒲生層上部の角礫～亜角礫層、砂層、層状シルト層、塊状シルト層に整合に覆われる(第11図)。

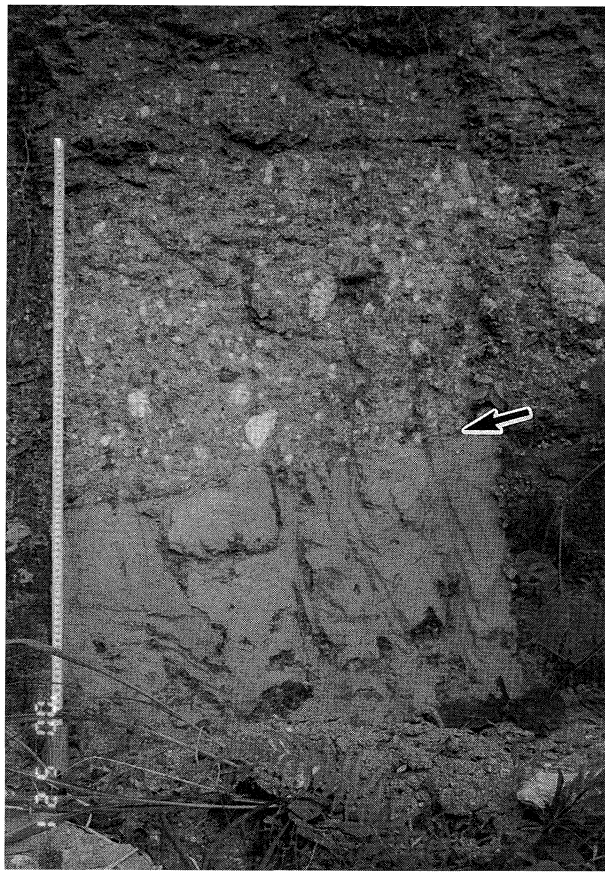
b-3) 蒲生層上部層

本部層下部の層相は側方変化が激しく、井出口ではおもに角礫～亜角礫層が桑の丸軽石凝灰岩部層を不明瞭な境界で覆っているが、場所によって塊状シルト層、層状シルト層が桑の丸軽石凝灰岩部層を覆う。

桑の丸では、本部層最下部の角礫～亜角礫層の上に位置する層状シルト層が、桑の丸軽石凝灰岩部層を直接覆う。植物化石を産する層状シルト層



第8図. 小宮路凝灰角礫岩部層とそれを覆う蒲生層下部層(矢印が境界; 井手口南東部の小川沿い)。



第9図. 蒲生層下部層を覆う桑の丸軽石凝灰岩部層(矢印が境界; 井手口北東部)。

は上方へ塊状シルト層に漸移する。

提水流では桑の丸軽石凝灰岩部層を覆って、層状シルト層、砂層、塊状シルト層が順に重なる。層状シルト層からは植物の葉の化石を、塊状シルト層からは貝化石をそれぞれ産する。

塩杣東部では砂層、砂・シルト互層、層状シルト層の順に重なりそれぞれ漸移的に変化する。最上部の層状シルト層を小田凝灰岩部層が覆っている（第12図）。その境界は波打っており層状シルト層の一部が小田凝灰岩部層中に取り込まれている。

c) 小田凝灰岩部層

大塚・西井上（1980）の「小田火砕流堆積物」、長谷ほか（1987）の「小田凝灰岩部層」、大塚・古川（1988）の「小田凝灰岩部層」に相当する。

[模式地] 始良郡隼人町小田西の北東部の林道沿い（大塚・西井上，1980）。

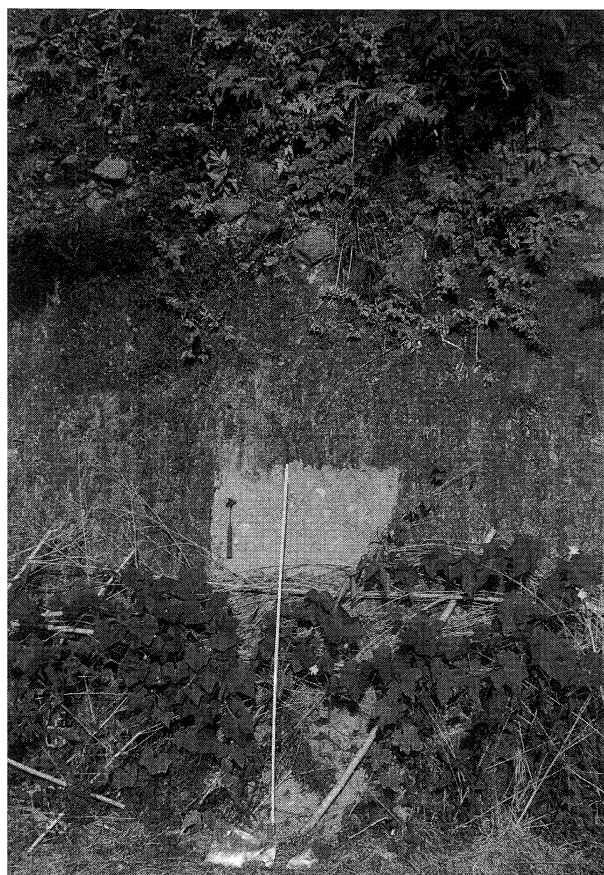
[分布] 本調査地域では塩杣東部と、塩杣から約1 km東方の沢南東側の露頭のみに分布している。分布高度は標高約50～65mの範囲である。

[層厚] 塩杣東部で約15m。

[岩相] 塩杣東部では中部がやや硬く弱溶結している。表面は灰褐色または黄灰色を呈している。基質は淘汰が悪く粗粒である。軽石は亜角礫状で、発泡が悪く、1 mm以下の角閃石が少量であるが含まれる。軽石の大きさは平均1 cm前後、最大5 cm程度で、上方に向かって級化し、量も少なくなる。数cmの角礫に富む部分が見られる。塩杣東部では中部から最上部にかけて、約1 cm径の円形あるいは長円形の断面をもつ細粒の火山豆石が多量に含まれる。

重鉱物は、斜方輝石・単斜輝石が多く、緑色普通角閃石を含むこともある。火山ガラスの屈折率（nd）は、本調査地域の試料が1.502～1.506、調査地域外であるが模式地の試料は1.502～1.504にモードが見られる。斜方輝石の屈折率（ γ ）は、本調査地域で1.709～1.712、模式地で1.709～1.712にモードが見られる（第7図）。

[層位関係] 下位の蒲生層との境界は波打っており、最下部に蒲生層の層状シルトの偽礫を巻き込んで



第10図. 桑の丸軽石凝灰岩部層（模式地の桑の丸の三叉路北東の崖）。



第11図. 蒲生層上部層の層状シルト層に覆われる桑の丸軽石凝灰岩部層（矢印が境界；井手口南西部）。

いることから整合である。上位の隼人層の最下部に、本部層からリワークされた軽石と砂層が互層を形成し、漸移していることから、隼人層とは整合関係にある。本部層は、塩杣東方において円礫～亜円礫層に覆われているが、この礫層は後述の五反田層、東佐多浦層、あるいは別の時代のものであるのか現段階では不明である。

d) 隼人層

大塚・西井上(1980)の「隼人層」の一部、長谷ほか(1987)の「国分層上部」の一部、大塚・古川(1988)の「隼人層」の一部に相当する。本調査地域には小田凝灰岩部層の分布が貧弱で、層厚も薄いという大塚・西井上(1980)の報告に加え、小田凝灰岩部層とされているものの一部は別の火砕流堆積物(桑の丸軽石凝灰岩部層)であることが明らかになったことから、桑の丸軽石凝灰岩部層の上位に重なる隼人層は蒲生層上部層になり、小田凝灰岩部層がほとんど分布していない本調査地域では、蒲生層上部層と隼人層を区別することは困難である。本地域で隼人層と確認できる

地層は麓凝灰岩(大塚・西井上, 1980)に限られるので、ここでは麓凝灰岩についてのみ述べる。

[模式地] 隼人層の模式地は始良郡隼人町中福良から加治木町引削にかけての沢(大塚・西井上, 1980)であるが、麓凝灰岩の分布は本調査地域に限られている。

[分布] 本調査地域北東部の西麓上北東部の標高約50～75m、城内北付近の崖の標高約55～70mの範囲に見られる。

[層厚] 西麓上北東部で約25m。

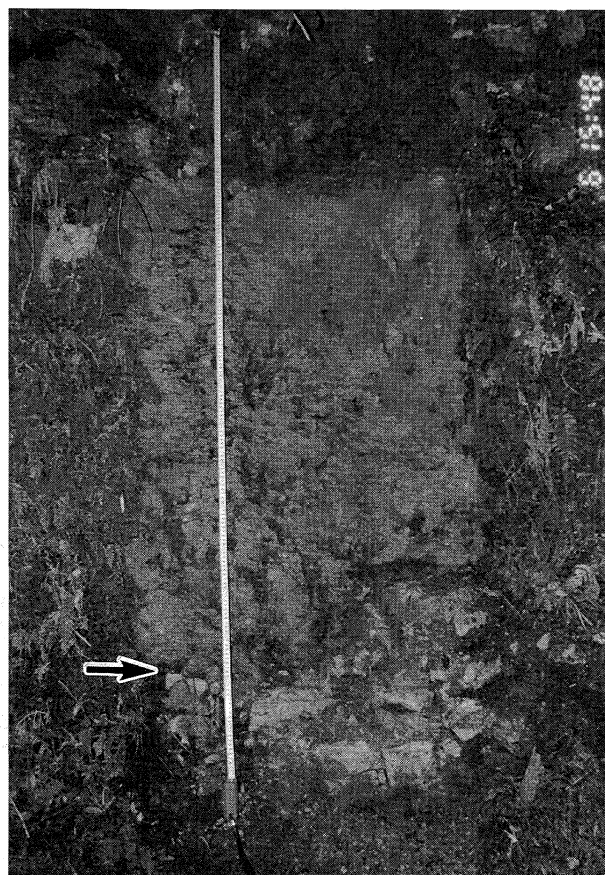
[層相] 麓凝灰岩は下部の白色～黄白色を呈する塊状シルト層と、上部の明灰色のラミナを伴った細粒砂から白色塊状シルトへ級化を示す層に分けられる。西麓上北東部では、本層の上部が、本層の下部の塊状シルト層を削り込んで堆積しており、塊状シルトの偽礫が取り込まれている。西中では、本層の下部の塊状シルト層が下位の蒲生層の暗青灰色塊状シルト層を削り込んで堆積している(第13図)。境界は波打っておりシャープである。本層の上部は、灰白色または明黄灰色を呈する、ラミナやクロスラミナの見られる細粒砂から始まり、上部に向かって徐々に級化し、白色の火山ガラスからなる特徴的な塊状極細粒砂～シルトへ漸移する。

[層位関係] 大塚・西井上(1980)は、本調査地域内において麓凝灰岩が隼人層下部に累重すると報告したが、隼人層上部との関係は述べていない。井出口東部において本凝灰岩は蒲生層を直接覆っているが、ここでは桑の丸軽石凝灰岩部層が認められないので蒲生層上部層か下部層であるかは分からない。麓凝灰岩は五反田層や妻屋・入戸火砕流に直接覆われ、この凝灰岩の上位には国分層群に含まれる海成堆積物はまったく分布しない。したがって筆者らは、麓凝灰岩の分布状況や下位の地層の侵食面の堆積構造から本凝灰岩を国分層群最上部とし、緩く削り込まれた下位の地層を整合的に覆っていると考ええる。

3) 本城火砕流(仮称)

宇都谷南方において国分層群を不整合に覆い、黒雲母を特徴とする火砕流を見つけた。国分層群分布域では、黒雲母で特徴づけられる火砕流は報告されていない。したがってこの火砕流を「本城火砕流」と仮称する。

[模式地] 鹿児島郡吉田町宇都谷南方の思川上流右岸の崖の露頭。



第12図. 蒲生層上部層とそれを覆う小田凝灰岩部層(矢印が境界; 塩杣東部)。

[分 布] 本調査地域では模式地付近の非常に限られた範囲にしか分布しない。分布高度は標高約90～120mである。

[層 厚] 模式地付近の露頭において約12m。

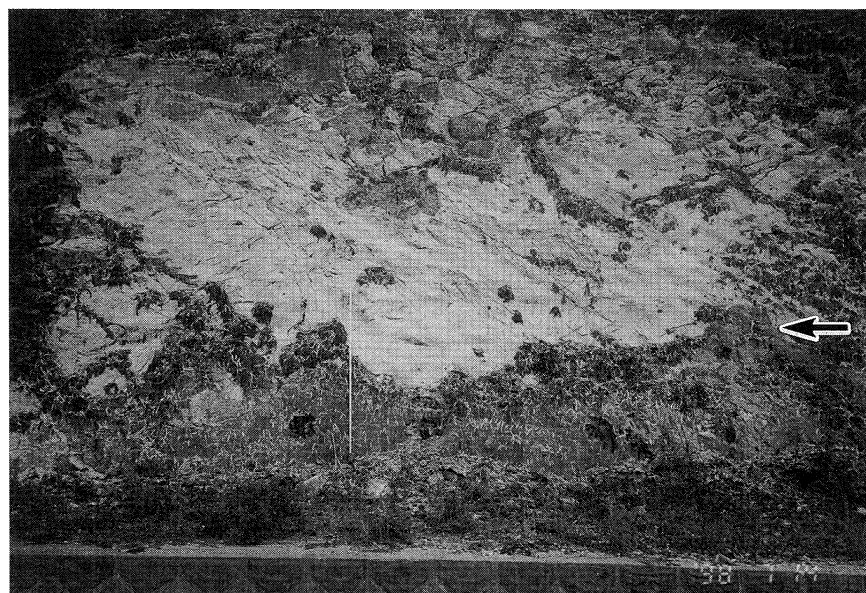
[岩 相] 基質および軽石中には比較的多量の黒雲母が含まれる。全ての露頭において非溶結である。基質は灰色で淘汰が悪く粗粒である。軽石は角礫～亜角礫で、発泡は悪い。軽石の大きさは5 cm前後で、最大約30cmである。

2枚のフローユニットが認められ、下位のユニットは、最下部では淘汰が悪く、最大5 cmの亜円礫～亜角礫と平均10cmの軽石に富むが、上部では軽

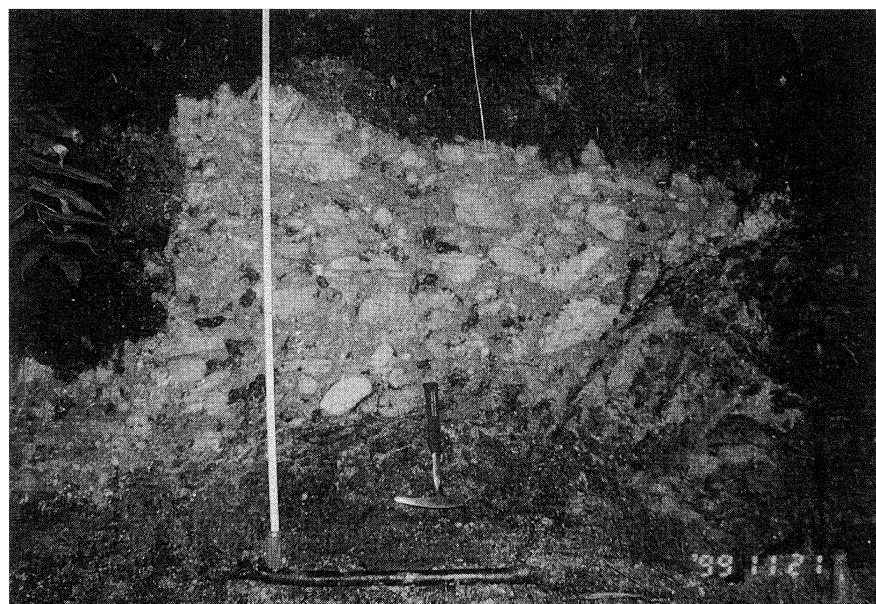
石のサイズが平均1 cm前後で、まれに最大5 cm程の軽石を含み、基質も細粒になる。上位のユニットでも、最下部は軽石が多く、サイズも10cm前後で、上方へ向かって減少し、大きさも1 cm程度になる。

重鉱物は、角閃石が最も多く、次いで黒雲母が多い。単斜輝石が少量含まれる。火山ガラスの屈折率 (nd) は集中度がよく、1.503～1.504にモードが見られる。角閃石の屈折率 (n₂) は分散しており、1.677～1.691の範囲にある (第7図)。

[層位関係] 国分層群を不整合に覆い (第14図)、接している露頭はないが、層位学的に加久藤火砕



第13図. 蒲生層の暗青灰色塊状シルト層を覆う隼人層の麓凝灰岩 (矢印が境界; 西中).



第14図. 国分層群の層状シルト層を覆う本城火砕流 (宇都谷南部).

流に覆われていると考えられる。

4) 吉田貝層

Yabe (1946) は, Yabe and Hatai (1941) の報告した吉田村 (現, 吉田町) 桑の丸・鶴木付近に分布し海棲貝化石を産する地層を「Yoshida-mura shell-beds」と呼んだ。本層は大塚・西井上 (1980) の「吉田貝層」, 長谷ほか (1987) の「西中層」に相当する。

[模式地] 鹿児島郡吉田町西中南部の採石場 (大塚・西井上, 1980)。

[分布] 本層は本調査地域内にもみ分布し, 西中, 桑の丸, 鶴木に点在する。分布高度は海拔45~100mである。

[層厚] 模式地において約25m。

[層相] 模式地の採石場では, 基底礫層から始まって厚さ約10mの貝殻砂層を覆って厚さ約12mの火砕流堆積物が分布する。両者の境界はかなり波打っているが, 整合と考えられる。貝殻砂層は, おもにフジツボの遺骸からなる貝殻の破片に粗粒の砂やおもに安山岩からなる円礫が混ざって固結している。上部の火砕流堆積物の重鉱物は角閃石・斜方輝石が多く単斜輝石が少し含まれるが, 同様な鉱物組成, 屈折率を示す火砕流は本調査地域内には存在しない。

[層位関係] 国分層群を不整合に覆い, 大隅降下軽石層および妻屋・入戸火砕流に不整合で覆われる。本層の基底礫層や貝殻砂層に含まれる礫には周辺地域に分布する加久藤火砕流の溶結凝灰岩の礫は全く産出しなかった。したがって, 本層は層位学的に加久藤火砕流堆積物の下位にあり, これに不整合に覆われると考えられる。

5) 加久藤火砕流

有田 (1953) が加久藤溶結凝灰岩を報告し, 荒牧 (1969) が「加久藤火砕流堆積物」と命名した。模式地は指定されていないが, 模式的分布地として国分市見帰轟橋付近があげられる (鈴木ほか, 1985)。本火砕流は高橋・長谷 (1972) の「高牧火砕流堆積物」の溶結部, 大塚・西井上 (1980) の「地久里火砕流堆積物」に相当する。年代はおおよそ0.3~0.34Maと考えられている (町田・新井, 1992; Machida, 1999)。

[分布] 本調査地域では, 標高120m~180m付近に連続した急崖をなして分布する。

[層厚] 提水流北方の尾根部において約60m。

[岩相] 柱状節理の発達した溶結凝灰岩が急崖を

形成している。その基質は灰色または明灰色を呈し, 角礫を含む。軽石は水平方向につぶれており, ユータキシティック構造を示している。最下部に2mほどの非溶結部を伴う。

[層位関係] 国分層群を不整合に覆い, 入戸火砕流に覆われる。

6) 五反田層

大塚・西井上 (1980) の「五反田層」の一部に相当する。

[模式地] 鹿児島郡吉田町城内北の採石場 (大塚・西井上, 1980)。

[分布] 模式地周辺の標高約55m付近の高度に最も広く分布するほか, 提水流の吉田産業廃棄物処理施設内の標高約55m付近の高度と, 宇都谷北東方沢奥部の標高約80m付近の高度に局所的に分布している。

[層厚] 模式地において約8m。

[層相] おもに砂礫層および凝灰質砂層からなる。城内では, 大きさ約50~150cmに及ぶ加久藤火砕流の溶結凝灰岩の巨大な角礫を含んでいる。

[層位関係] 国分層群をチャンネル状に削り込んで不整合に覆い, 阿多火砕流, 妻屋・入戸火砕流に不整合に覆われる。

7) 阿多火砕流

Matumoto (1943) が「Ata mud lava (阿多泥溶岩)」と命名し, 荒牧・宇井 (1966) が「阿多火砕流堆積物」を使用した。模式地は指定されていないが, 模式的分布地として肝属郡大根占町大根占付近があげられる (鈴木ほか, 1985)。本火砕流は太田 (1967) の「蒲生軽石流」, 高橋・長谷 (1972) の「蒲生火砕流堆積物」, 大塚・西井上 (1980) の「蒲生火砕流堆積物」に相当する。年代はおおよそ0.1Maと考えられている (町田・新井, 1992; Machida, 1999)。

[分布] 本調査地域では吉田町城内にもみ分布する。分布高度は標高約65~95mの範囲である。

[層厚] 吉田町城内北の採石場において約30m。

[岩相] 暗灰色の溶結凝灰岩からなる。基質は均質で, 細粒~極細粒からなり, ガラス質である。軽石の含有量は少なく, ユータキシティック構造が顕著である。城内北の採石場の露頭では柱状節理が著しく発達している。

[層位関係] 五反田層を不整合に覆い, 妻屋・入戸火砕流に不整合で覆われる。

8) 東佐多浦層〈新称〉

大塚・西井上(1980)は、吉田町の五反田地域に分布する砂礫層が、加久藤火砕流より上位で、阿多火砕流の下位に存在すると報告し、「五反田層」と命名した。しかし、五反田地域に分布する「五反田層」の一部に阿多火砕流の礫が含まれることが明らかになった。この地層は他に吉田町提水流の思川上流域右岸側にも分布し、どちらの地域でも大隅降下軽石層に覆われている。阿多火砕流の溶結凝灰岩の礫を含み、大隅降下軽石層に不整合で覆われる地層を「東佐多浦層」と命名する。

[模式地] 鹿兒島郡吉田町五反田南方の住宅造成地の崖。

[分布] 五反田周辺と提水流南方の崖において、標高40~90m付近に分布する。

[層厚] 模式地において約5m。

[層相] 本層は未固結で凝灰質極粗粒~粗粒な砂層が発達する。砂層は成層し、斜交葉理が発達する。砂層中には約1~8cmの大きさの多孔質スコリアや黒曜岩質の礫などが含まれる。阿多火砕流の暗灰色溶結凝灰岩の礫が含まれる。

[層位関係] 国分層群を不整合に覆い、大隅降下軽石層に不整合で覆われる(第15図)。

9) 大隅降下軽石層・妻屋火砕流・亀割坂角礫層・入戸火砕流

これらの火山噴出物は、噴出源がほぼ等しく、連続的な噴火によって堆積した一連の整合的な堆積物である(荒牧, 1969)。本調査地域ではこれらの堆積物がすべて

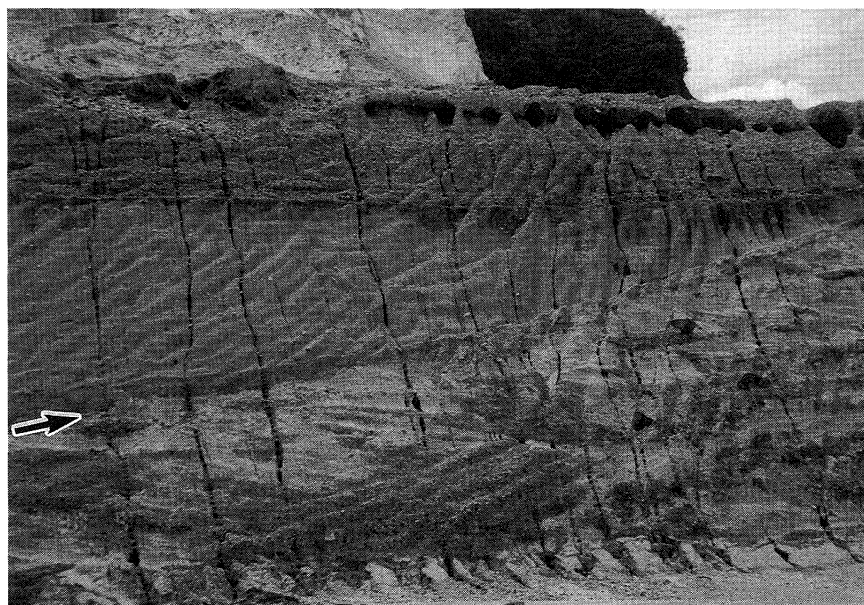
認められたが、妻屋・入戸の両火砕流を分ける亀割坂角礫層の厚さが一定でなく、場所によっては分布しないこと、両火砕流の岩相が似ていることから、これら四つの層準を全域で識別することはできなかった。これら一連の噴出物は、鹿兒島湾奥部に相当する始良カルデラ形成に伴って噴出したもので、時代は約24,500年前と考えられている(池田ほか, 1995)。本調査地域に分布する全ての地層群を不整合に覆い、およそ25,000年以降に噴出した火山灰層に覆われる。

大隅降下軽石層の層厚は4~25cmで、0.5~1cm前後、最大約2cmの軽石からなる。

妻屋火砕流堆積物の層厚は、堆積前の古地形に左右され一定しないが、厚い場所では20m以上にも達する。基質は淡紅色を帯び、細粒である。軽石の粒径は小さく1~3cm程度で、含まれる量も少ない。一部では平均1cm径の火山豆石を含んでいる。

亀割坂角礫層は吉田町五反田周辺と提水流の産業廃棄物処理施設の極めて限られた地域にしか見られない。五反田周辺部では厚く、3m程である。30cm前後の安山岩や黒曜岩の角礫からなる。下位の妻屋、上位の入戸火砕流との境界は不明瞭である。

入戸火砕流堆積物は本調査地域の思川上流北西側提水流北部の山地を除いて全域に分布する。五反田周辺では100mにも達する崖を形成している。基質は灰色で淡紅色を帯び、中粒~細粒である。10cm前後の比較的大きな亜角礫の発泡の良い軽石が多量に含まれ、5cm前後の亜角礫の異質岩片も含まれている。



第15図. 大隅降下軽石層に覆われる東佐多浦層(矢印が境界; 模式地の五反田南方の住宅造成地内の崖)。

考 察

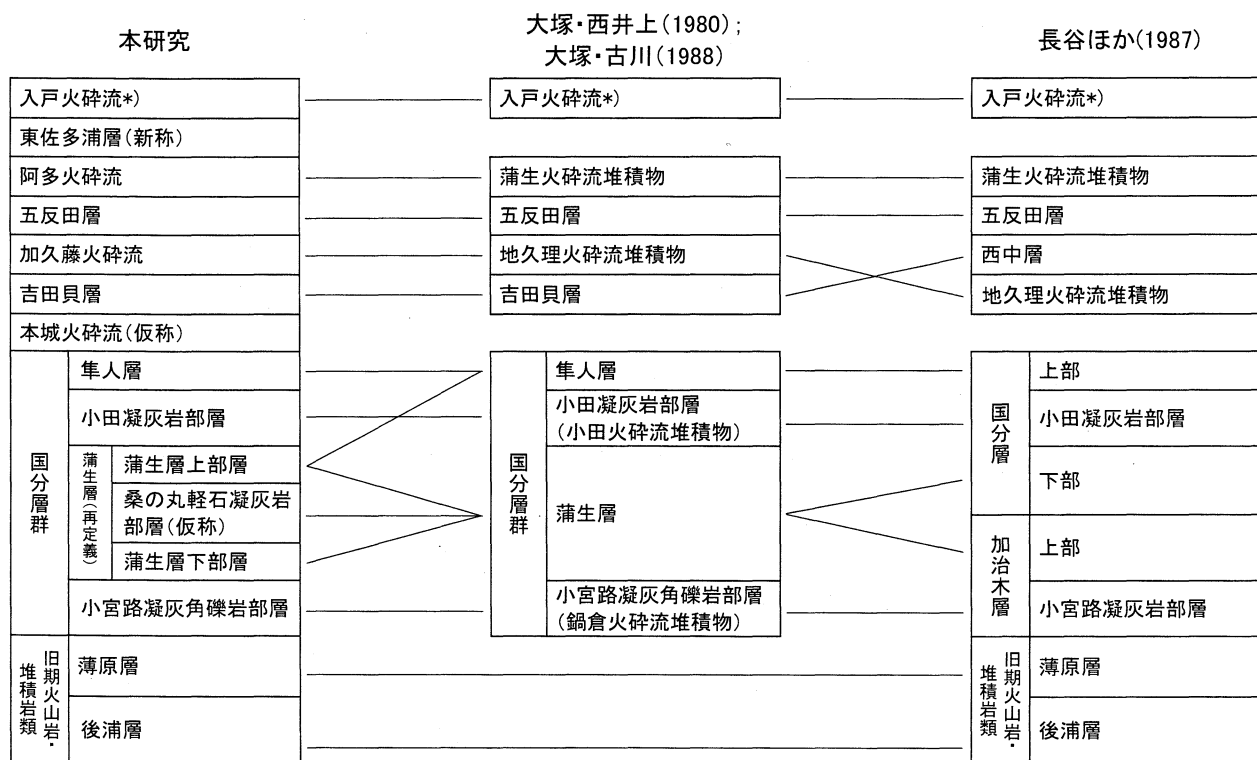
本調査地域における層序とこれまでに報告された層序との対比を第16図に示す。

調査地域の宇都谷南西部より西方に露出し、国分層群に覆われる堆積岩類および堆積岩類に貫入する火山岩類は、それぞれ中新世の後浦層および鮮新世後期の薄原層（高橋・長谷，1972；長谷ほか，1987）に相当すると考えられる。宇都谷南西部では、これらの新第三系（旧期火山岩・堆積岩類）は標高約80mから100m付近に露出している。新第三系は、さらに本調査地域外の南西方から北西方にかけて広く分布し、薄原層の酸性火山岩類は花尾山・高峰・雄岳などの標高360mをこえる山体を形成している（高橋・長谷，1972；長谷ほか，1987）。宇都谷南西部において国分層群が後浦層を直接覆う露頭が確認された。国分層群の分布高度を考慮すると、国分層群は後浦層を含む新第三系にアバットするように堆積したと考えられる。

本調査地域における国分層群中の火砕流は、桑の丸において蒲生層と隼人層を区分する鍵層とされた小田凝灰岩部層が、角閃石を特徴的に含む別の火砕流であることが分かり、桑の丸凝灰岩部層と仮称した。したがっ

て、下位より小宮路凝灰角礫岩部層、桑の丸凝灰岩部層、小田凝灰岩部層の3層準の火砕流堆積物が存在することが明らかになった。これらの事実から、大塚・西井上（1980）が隼人層として区分した地層の一部は、桑の丸凝灰岩部層と小田凝灰岩部層に挟まれる層準に相当することになり、大塚・西井上（1980）の蒲生層になる。桑の丸凝灰岩部層を挟む下位と上位の地層に大きな岩相の違いが見られないことから、小宮路凝灰角礫岩部層より上位の桑の丸凝灰岩部層を挟む堆積物は、一連の堆積物と考えられ蒲生層として一括できる。本論では、蒲生層下部層、桑の丸凝灰岩部層、蒲生層上部層の3層準に区分し再定義した。これらの部層の上位に小田凝灰岩部層、隼人層は現段階では見つからない。本調査地域だけに、隼人層最上部と考えられる、特徴的な火山ガラスからなる白色凝灰岩（麓凝灰岩：大塚・西井上，1980）が分布しているが、この凝灰岩が下位の地層を削り込んで堆積していることから、小田凝灰岩部層や隼人層下部が欠如している可能性もある。麓凝灰岩は下部の塊状シルト層と、上部の細粒砂から白色塊状シルトへ級化する2層準に分けられた。

大木ほか（2000）は、蒲生層に挟む桑の丸凝灰岩部層の鉱物組成、火山ガラス・斜方輝石・角閃石の



*) ここでは「入戸火砕流」は、下位より大隅降下軽石層・妻屋火砕流・亀割坂角礫層・入戸火砕流の一連の火山噴出物をまとめたものとする。

第16図. 本調査地域における層序とこれまでに報告された層序との対比（本調査地域に分布しない地質単元は省略）。

屈折率を調べ、北薩から鹿兒島市に至る広い地域に点在する下門火砕流と同一の火砕流であると報告した(第7図)。下門火砕流の年代は0.5~0.6Maと考えられている(町田・新井, 1992; Machida, 1999)。

本城火砕流は本調査地域の宇都谷南部で局地的に見られるが、国分層群の標高差約20mにおよぶ侵食面を厚く覆うこと、本城火砕流の上位には国分層群に相当する堆積物が見られないことから、国分層群を不整合に覆うと考えられる。南九州において黒雲母で特徴付けられる火砕流に、鹿兒島市北部に分布する蒲ヶ原火砕流(大木, 1974)、梅ヶ淵火砕流(大木, 1975)、小林火砕流(木野・太田, 1976)が知られている。今回、新たに見つかった本城火砕流とこれらの火砕流の鉱物組成、火山ガラス、角閃石の屈折率を比較し、本火砕流が小林火砕流^{*}と同一であることが明らかになった(第7図)。小林火砕流の年代は、0.4~0.5Maと考えられている(町田・新井, 1992; Machida, 1999)。一方、Machida(1999)は小田凝灰岩部層に対比されるテフラを小林火砕流に対比される小林-笠森テフラの層準より若く設定した。本城(=小林)火砕流は国分層群を不整合関係で覆っていると考えられることから、国分層群に挟在する小田凝灰岩部層より上位になり、Machida(1999)のテフラ層序と矛盾する。現時点で、本地域あるいは国分層群分布域において、小田凝灰岩部層の下位の蒲生層から黒雲母で特徴付けられる火砕流は見つかっていない。Machida(1999)が小田火砕流に対比した本城(=小林)火砕流より上位に存在する火砕流は、国分層群分布域では侵食されてしまった可能性がある。

しかし、宇都谷南部にのみ露出する本城火砕流は国分層群を削り込んでいるが、両者の間に時間的間隙がなく、本城火砕流を覆う小田凝灰岩部層と隼人層が侵食されてしまったことも否定はできない。この場合、桑の丸(=下門)軽石凝灰岩部層と小田凝灰岩部層との間の蒲生層上部層中に本城(=小林)火砕流が存在することになる。いずれにせよ、今後の精度の高い地質調査が必要である。

小田凝灰岩部層と本城(=小林)火砕流との関係が解明されていない現段階では、国分層群の堆積年代を論じることが危険であるが、国分層群堆積時に貫入した輝石安山岩類、角閃石安山岩類、湯湾岳安山岩の放射年代(1.40~0.50Ma: 鹿兒島県地質図編集委員会, 1990; 周藤ほか, 2000)や桑の丸(=下門)軽石凝灰岩部層、加久藤火砕流の年代からおよそ1.4 Ma から0.3Ma の間に

堆積したことはほぼ間違いない。国分層群は、更新世前期~中期にかけて鹿兒島地溝に沿って南から侵入したと考えられ(太田ほか, 1967; 大木・岡田, 1997)、国分層群を堆積させた海は、当時、本調査地域南の赤崩山塊を迂回して、東から吉田町宇都谷南西部まで達していたと考えられる。

国分層群中に見られる重要と考えられる断層に、桑の丸北西方の断層がある。この断層を挟んで北側と南側に分布する地層群が大きく異なる。露頭では、断層の南側に見られる桑の丸軽石凝灰岩部層および上位の層状シルト層と、北側の蒲生層上部層と考えられる暗青灰色塊状シルト層が接し、相対的に北側が落ちている。断層面の走向・傾斜はN77° E, 84° SおよびN57° W, 74° SWを示す。後者の走向を持つ断層は、吉田町麓にも見られ、西北西から東南東へ流れる思川に沿って存在すると考えられる重富断層(活断層研究会, 1980)に伴う断層群と考えられる。

吉田町の五反田地域に分布する五反田層は、加久藤火砕流より上位で、阿多火砕流の下位に存在するが(大塚・西井上, 1980)、五反田地域に分布する五反田層の一部に阿多火砕流の礫が含まれ、明らかに五反田層と異なることが分かり、東佐多浦層と命名した。東佐多浦層は約0.1~0.025Maの間に堆積した河川堆積物あるいは氾濫原堆積物と考えられる。

まとめ

調査地域は狭いが、今回の精査によって、以下のことが明らかになった。

- 1) 鹿兒島湾北西部沿岸地域には、下位から後浦層、薄原層、国分層群、本城火砕流、吉田貝層、加久藤火砕流、五反田層、阿多火砕流、東佐多浦層、入戸火砕流(下位に大隅降下軽石層・妻屋火砕流・亀割坂角礫層を伴う)の10の地層群が認識され、国分層群は、下位から小宮路凝灰角礫岩部層(火砕流)、蒲生層下部層、桑の丸軽石凝灰岩部層(火砕流)、蒲生層上部層、小田凝灰岩部層(火砕流)、隼人層に細分された。
- 2) 更新世前期~中期に堆積した国分層群の蒲生層中に角閃石で特徴付けられる軽石凝灰岩層の存在が明らかになり、桑の丸軽石凝灰岩部層と仮称した。また、本部層を挟在する蒲生層は連続した海成堆積物であることから、桑の丸軽石凝灰岩部層の下位を蒲生層下部層、

^{*} 小林火砕流のサンプルは、宮崎県高岡町久木野の道路沿いの崖(第四紀学会, 1996のP.81)から採取した。重鉱物は、角閃石が最も多く、次いで黒雲母・斜方輝石が含まれ、極少量の単斜輝石が含まれる。火山ガラスの屈折率(nd)は集中度がよく、1.504~1.506にモードがみられる。角閃石の屈折率(n₂)は分散しており、1.676~1.691の範囲にある(第7図)。

上位を蒲生層上部層と再定義した。

桑の丸軽石凝灰岩部層は、大木ほか(2000)によって鹿児島市に分布する下門火砕流に対比されている。

- 3) 本調査地域の南西部において、国分層群を不整合で覆う、黒雲母で特徴付けられる火砕流が新たに見つかり、「本城火砕流」と仮称する。本火砕流は重鉍物組成、火山ガラス、角閃石の屈折率から宮崎県小林盆地に分布する小林火砕流に対比される。
- 4) 本調査地域北東部において、これまで五反田層と認識されていた地層の中に、阿多火砕流の礫を含む地層が分布することが分かった。阿多火砕流の上位に存在し大隅降下軽石層に覆われる地層を「東佐多浦層」と命名する。

参考文献

- 荒牧重雄, 1969. 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. 地質学雑誌, 75 (8), 425-442.
- 荒牧重雄・宇井忠英, 1966. 阿多火砕流. 阿多カルデラ. 地質学雑誌, 72 (7), 337-349.
- 有田忠雄, 1953. 加久藤カルデラの提唱. 地質学雑誌, 63, 443-444.
- 第四紀学会, 1996. 第四紀露頭集—日本のテフラ. 日本第四紀学会, 352p.
- 古澤 明・梅田浩司, 2000. 別府湾コアにおける最近7000年間の火山灰層序—ピストンコア中の火山灰と阿蘇, 九重火山テフラとの対比—. 地質学雑誌, 106 (1), 31-49.
- 長谷義隆, 1978. 南部九州鹿児島湾北方の加治木層と国分層との層位関係. 熊本大学紀要 (地学), 11 (1), 13-21.
- 長谷義隆・壇原 徹, 1985. 南部九州後期新生代火山岩類の放射年代. 地球科学, 39 (2), 136-155.
- 長谷義隆・山脇真二・早坂康隆, 1987. 鹿児島湾北西岸地域の第四系層序の再検討. 九州後期新生代火山活動, 地団研専報, 33, 207-224.
- 池田晃子・奥野 充・中村俊夫・筒井正明・小林哲夫, 1995. 南九州, 始良カルデラ起源の大隅降下軽石と入戸火砕流中の炭化樹木の加速器質量分析法による¹⁴C年代. 第四紀研究, 34 (5), 377-379.
- 伊田一善・篠山昌市・斉藤一雄・加藤甲壬, 1950. 鹿児島県敷根天然ガス地質調査報告. 地質調査所月報, 1 (2), 9-14.
- 鹿児島県地質図編集委員会, 1990. 鹿児島県の地質. 鹿児島県, 117p.
- 活断層研究会, 1980. 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 363p.
- 木野義人・太田良平, 1976. 野尻地域の地質. 地域地質研究報告, 5万分の1図幅, 鹿児島 (15) 75, 45p.
- Machida, H., 1999. Quaternary widespread tephra catalog in and around Japan: Recent progress. The Quaternary Research, 38 (3), 194-201.
- 町田 洋・新井房夫, 1992. 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276p.
- Matumoto, T. 1943. The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. Jap Jour. Geol. and Geogr., 19, Special Number, 1-57.
- Miyachi, M., 1983, Contribution of zircon fission-track ages to stratigraphic studies in southern Kyushu, Japan. Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., 78 (5), 170-181.
- 西井上剛資・大塚裕之, 1982. 国分層群の花粉層序学的研究. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), 15, 89-100.
- 大木公彦, 1974. 鹿児島市西部地域における第四系の層序. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), 7, 15-22.
- 大木公彦, 1975. 鹿児島市に分布する火砕流堆積物の層序. 日本地質学会西日本支部会報, 60, 2.
- 大木公彦・岡田博有, 1997. 第四紀における始良カルデラ周辺地域の構造発達史. 月刊地球, 19 (4), 247-251.
- 大木公彦・古澤 明・佐藤 亮, 2000. 九州南部に分布する下門火砕流と桑の丸火砕流の層位学的関係. 日本地質学会第107年学術大会講演要旨, 348p.
- 太田良平, 1967. 加治木地域の地質. 地質調査所, 地域地質研究報告, 5万分の1図幅, 鹿児島 (15), 81, 13p.
- 大塚裕之・古川博恭, 1988. 九州・琉球地方の下部および中部更新統の層序. 地質学論集, 30, 155-168.
- 大塚裕之・西井上剛資, 1980. 鹿児島湾北部沿岸地域の第四系. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), 13, 35-76.
- 沢村孝之助, 1956. 5万分の1地質図幅説明書「国分」(鹿児島—第82号). 地質調査所, 19p.
- 周藤正史・石原和弘・巽 好幸, 2000. 始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動史—カルデラ北縁部加治木, 国分地域及び南縁部牛根地域の溶岩流試料のK-Ar年代測定—. 火山, 45 (1), 1-12.
- 鈴木達郎・山本温彦・大木公彦・小林哲夫・根建心具,

1985. 鹿児島県火砕流分布図1:200,000. 鹿児島大学特定研究「南九州における火砕流堆積物の時空分布に関する研究」, 8p.
- 高橋俊正・長谷義隆, 1972. 鹿児島県始良郡蒲生町付近の第四系についての二・三の新知見. 熊本大学理学部地学研究報告, 2, 59-71.
- 通商産業省資源エネルギー庁, 1979. 北薩・串木野地域. 広域調査報告書, 92p.
- 露木利貞・早坂祥三・前野昌徳・大木公彦・粕倉克幹, 1970. 鹿児島県十三塚原地域の地質—いわゆるシラス台地の地質構造の一型式—. 鹿児島大学理学部紀要 (地学), 3, 93-104.
- Yabe, H., 1946. Geological age of the Yosida-mura Shell-beds of Kagosima-ken, Kyushu. I. Proc. Japan. Acad., 22, 48-53.
- Yabe, H. and Hatai, K., 1941. On some fossil mollusca from Kagosima-ken, Kyushu. Jour. Geol. Soc. Japan, 48 (577), 496-499.