

## 鹿児島市北部地域における第四系の層序

|          |   |
|----------|---|
| 著者       | 大木 公彦, 早坂 祥三  |
| 雑誌名      | 鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学  |
| 巻        | 3   |
| ページ      | 67-92   |
| 別言語のタイトル | Quaternary Stratigraphy in the Northern Part of Kagoshima City                          |
| URL      | <a href="http://hdl.handle.net/10232/00006916">http://hdl.handle.net/10232/00006916</a> |

## 鹿児島市北部地域における第四系の層序

大木 公彦・早坂 祥三

(1970年9月30日 受理)

### Quaternary Stratigraphy in the Northern Part of Kagoshima City

Kimihiko ÔKI and Shozo HAYASAKA

#### Abstract

To clarify the stratigraphic relationship between the marine fossil-bearing strata in the northern part of and around Kagoshima City which had long been known as the representative marine Quaternary formations in south Kyûshû, the writers carried out a detailed stratigraphic study. The study resulted in the discrimination of 20 stratigraphic units, which can be grouped into four major geological units as follows (in ascending order):

1) The volcanic rock bodies probably of the latest Neogene age in the northeastern part of the surveyed area:—the Ryûgamizu Andesite and Mifuné Rhyolite.

2) Late Pliocene or Early Pleistocene volcanic and sedimentary rocks showing intimate relation with each other:— the Hiramatsu Basalt, Mifuné Formation, Shirahama Basalt, Murégaoka Andesite, Kekura Formation.

3) Several pyroclastic flow deposits resulted from the formation of caldera and the interbedded fossil-bearing strata distributed almost all over the area:— the Yoshino pumice flow (welded), Kogashira Formation, Shimokado pumice flow (welded), Oyamada Formation, Inuzako pumice flow (welded), Shiroyama Formation, Tatsuo Formation, Kamô pumice flow, Nagaida pumice flow, Sakamoto pumice flow.

4) Holocene pumice bed and volcanic ash.

Among them, the third unit, being most significant stratigraphically, comprises four fossil-bearing strata, namely, the Kekura, Kogashira, Oyamada and the Shiroyama formations.

The so-called Ryûkyûjinmatsu shell bed, of which stratigraphic position had not been known exactly, is here regarded as the eastern extension of the lower half of the Shiroyama Formation.

The welded tuff beds of three different horizons are most useful as horizon markers in the present area. One of them (the Yoshino pumice flow) is distributed in the eastern part of the area forming the Yoshino plateau. In the western part, two kinds of welded tuffs—the lustrous gray colored (the Inuzako pumice flow) and the black colored (the Shimokado pumice flow) — are widely developed. The black colored one, called the “Kuromikagé” is the hardest and underlies the gray colored one. The distribution areas of the welded tuffs in the eastern and western parts are entirely separated from each other. In relation to the mode of occurrence of these three welded tuff beds, the stratigraphic positions of the aforementioned three fossil-bearing formations (the Kekura, Kogashira and Oyamada) are shown in the standard columnar section (Table 1 in the text). The southern part of the present area, where the marine Shiroyama Formation is extensively developed, lacks any welded tuff bed. However, it is reasonable to infer that the Shiroyama Formation is younger than any of the above-mentioned welded tuff beds because the Shiroyama contains pebbles of the youngest, gray colored

welded tuff (the Inuzako pumice flow). Consequently, the Shiroyama Formation is assumed to have been deposited in a marine basin formed after removal of the welded tuff by erosion.

## I ま え が き

鹿児島市街地の北方に広がる丘陵地域には、古くから二・三の海棲貝化石層の存在が知られ、南九州における第四紀海成層の例としてしばしば紹介されてきた(大塚, 1931; 鹿間, 1952)。なかでも琉球人松貝層, 河頭貝層などは、さらに北方吉田村の吉田貝層と共に有名で、それらの含有化石についても二・三の研究結果が報告されている(矢部・畑井, 1941; 波部, 1953; 高柳, 1956)。

一方、この地域の地質層序に関しては、古くは中島(1897), 伊原(1931)による地質図幅の中で取扱われているほか、小田(1917)によって吉野台地に関する研究が公表されている。小田の研究は、吉野台地東縁部——とくに鹿児島湾に面する海崖に関する精密な野外調査にもとづいており、その地域の層序の大綱は、既にかんがりの精度をもって確立されている。その後、山口(1934, 1937b, 1938)によって、本地域に分布する火砕岩類の岩石学的研究が精力的に行なわれた。1956年、大城は鹿児島大学卒業論文として本地域のほぼ全域にわたる地質図を作製した。大城の研究成果は未公表ながら、前述小田(1917), 山口(1934, 1937, 1938)の研究とともに高く評価されるべきものであり\*)、筆者等の研究もそれらに負うところが極めて大きい。さらにその後、湊・勝井(1957), 太田等(1967)によって局部的または概括的な研究結果が公表されている。

以上のような事情にありながら、上記の海成層相互の層位関係についてはなお不明確な点が多く、従来出されてきている古生物学的研究の成果も、地史解明のための役割りを十分に果たすことが困難な状況にあった。そこで筆者等は南九州の後期新生界に関する地史学的研究の一端として、この地域における層序を、できるだけこまかい単元で確認するべく調査研究をつづけてきた。

本地域は時代未詳四万十層群\*\*)とそれを貫ぬく火成岩類(第三紀末)を基盤として、第三紀末より第四紀にわたる堆積岩、火山碎屑岩類(軽石流堆積物、降下軽石など)が複雑に厚く重なり合っている。こ

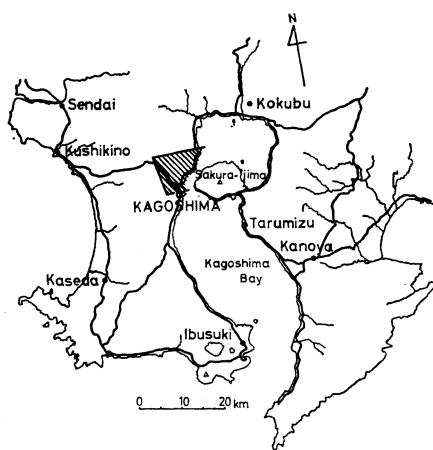
Text-fig. 1. Index map of the area studied.

れらに関する調査の結果、予想以上にこまかい層位学的単元が、予想以上に数多く識別され、それらの層位関係を把握することによって、この地域の地史的変遷を理解するための基礎資料を得ることができた。このように、層位学的単元がこまかくかつ数多くみとめられるということは、周辺他地域の地質状況と著しく異なる点であり\*\*\*), 本地域は、はからずも鹿児島県における後期新生代地史研究のための標準地域の一つになりうるということが明らかになった。とくに、鹿児島湾に

\*) これらの研究の内、小田(1917)は発表年代の古いことにより、また、大城(1956)は未公表であることによって、その後の研究者が十分にその内容を参考しえなかったのは残念なことである。

\*\*) 本地域では地表の露出はみられず、鹿児島市内沖積平野の地下400~600 mにその存在が知られている。

\*\*\* ) 比較のために露木・早坂・前野・大木・榎倉(1970)を参照。



面し南北約 8 km 最高高度約 400 m におよぶ海崖\*) における詳細な層序関係の追跡の結果, 第三紀火山岩類を被って順次上位の地層が発達する状況を, きわめて明確に理解することができた。この論文では本地域の層序についてこれまで明らかになった事柄を記載報告する。

## II 謝 辞

この研究の過程において, 鹿児島大学理学部露木利貞教授には終始有益な討論と激励を賜った。鹿児島県庁環境衛生課, 大城健次氏には, 鹿児島大学卒業論文としての貴重な未公表資料を通し, また直接に, 数々の御教示をいただいた。昭和 44 年 12 月, 鹿児島大学において行なわれた日本地質学会西日本支部・日本古生物学会共催例会において, またひきつづき行なわれた本地域の巡検に際して, 参加された多くの方々から種々の御教示をいただいた。また, 本論文をまとめるに当っては, 鹿児島大学理学部地学教室, 前野昌徳, 山本温彦の両氏に数々の御援助をいただいた。これらの方々のお好意に対し, ここに深く感謝の意を表する。

## III 地 質

調査地域は鹿児島市北部で, 地理調査所発行二万五千分の一地形図「鹿児島北部」のほぼ全域に相当する。この地域に発達する地質層序は Table 1 に示す通りであるが, これを地史的に大きくとりまとめてみるならば, 下位より上位へ向って次の四つの時期を識別することができる。

- 1) 地域北東部に分布し, 第三紀末と考えられる火山岩類:  
(竜ヶ水安山岩, 三船流紋岩)
  - 2) 鮮新世末期又は更新世初期の火山岩類と, それに密接に伴ってくる堆積岩類:  
(三船層, 平松安山岩, 白浜玄武岩, 牟礼ヶ岡安山岩, 花倉層)
  - 3) 第四紀カルデラ形成に伴う火砕流堆積物およびその中に挟在する含化石層:  
(吉野軽石流, 河頭層, 下門軽石流, 小山田層, 犬迫軽石流, 城山層, 竜尾層, 蒲生軽石流, 長井田軽石流, 坂元軽石流)
  - 4) 新期火山灰および軽石層
- 以下古いものから順を追って述べる。

### 1. 竜ヶ水安山岩 (Ryūgamizu andesite)

小田 (1917) の「輝石富士岩 (Pa)」に相当する。また, 山口 (1937a) が「複輝石安山岩 (野外名: 斑状安山岩)」として記載したもののうち, 本論文でいう牟礼ヶ岡安山岩を除いた部分, 即ち竜ヶ水から大崎鼻にかけて分布するものに相当する (Table 4)。

〔模式地〕 鹿児島市吉野町竜ヶ水。

〔岩 相〕 模式地における本岩体は, 下部より上部へ向って灰色から灰白色へと変化し, 3 mm 前後の長石の斑晶が顕著で, 0.5 mm 以下の暗緑色から黒色の輝石が多く点在する。大崎鼻の南壁に露出する本岩体は, 大崎鼻安山岩の岩脈数本によって貫かれ, 不規則な節理を生じて崩れやすくなっている。鏡下に於いて斑状組織を示し, 斜長石, 普通角閃石, 紫蘇輝石, 普通輝石および磁鉄鉱等の斑晶が, 短冊状微晶の斜長石, 淡褐緑色の玻璃からなる石基中にみとめられる。

\*) 始良カルデラの「カルデラ壁」と呼びならされている。

Table 1. Generalized stratigraphic sequence in the northern part of Kagoshima City.

| Age                             | Formation Name                                       | Thick-<br>ness (m) | Lithology   |
|---------------------------------|--|--------------------|---|
| Holo-<br>cene                   | Younger Volcanic Ash and Pumice Bed<br>(新期火山灰および軽石層) | 5                  | yellowish brown volcanic ash bed<br>brown volcanic ash bed<br>thinly laminated volcanic ash and pumice bed<br>pumice fall bed   |
|                                 | Sakamoto Pumice Flow<br>(坂本軽石流)                      | 100±               | grayish white, pumiceous breccia tuff   |
|                                 | Nagaida Pumice Flow<br>(長井田軽石流)                      | 50±                | reddish orange, pumiceous tuff<br>pumice bed (diameter 1cm+)  |
| Pleistocene                     | Kamô Pumice Flow<br>(蒲生軽石流)                          | 10                 | massive black tuff  |
|                                 | Tatsuo Formation<br>(竜尾層)                            | 25                 | pumiceous tuff<br>tuffaceous sand (very coarse—very fine grained) and<br>tuffaceous silt  |
|                                 | Shiroyama Formation<br>(城山層) ×                       | 50±                | siltstone<br>unconsolidated coarse grained sand<br>gravel (angular and cobble to boulder sized)<br>tuffaceous sand (coarse—very fine grained) and<br>tuffaceous silt<br>rounded pebble gravel |
|                                 | Inuzako Pumice Flow<br>(犬迫軽石流)                       | 40                 | gray-coloured welded tuff   |
|                                 | Oyamada Formation<br>(小山田層) ×                        | 40                 | tuffaceous sand (very coarse—very fine grained)<br>and tuffaceous silt  |
|                                 | Ishiide Sand and Gravel Member<br>(石井手砂礫部層)          |                    | unconsolidated coarse<br>grained sand<br>unconsolidated coarse<br>grained sand, rounded<br>pebble gravel  |
|                                 | Shimokado Pumice Flow<br>(下門軽石流)                     | 10±                | dark gray coloured welded tuff  |
|                                 | Kogashira Formation<br>(河頭層) ×                       | 16+                | bluish gray siltstone<br>tuffaceous sand (medium—very fine grained) and<br>tuffaceous silt<br>rounded pebble—granule gravel   |
|                                 | Terayama Basalt<br>(寺山玄武岩)                           |                    | dark gray coloured olivine basalt   |
|                                 | Yoshino Pumice Flow<br>(吉野軽石流)                       | 80±                | grayish brown coloured welded tuff  |
|                                 | Iso Tuffaceous Sand Member<br>(礫凝灰質砂部層)              | 50                 | grayish white tuffaceous sand<br>reddish orange tuffaceous sand   |
|                                 | Kekura Formation<br>(花倉層) ×                          | 110                | pumiceous breccia tuff<br>tuff breccia, pumice bed, breccia tuff<br>tuffaceous sand (fine—very fine grained) and<br>tuffaceous silt   |
| Late Pliocene—Early Pleistocene | Murêgaoka Andesite<br>(牟礼ヶ岡安山岩)                      |                    | dark gray coloured two-pyroxene andesite  |
|                                 | Shirahama Basalt<br>(白浜玄武岩)                          |                    | dark gray coloured olivine basalt   |
|                                 | Hiramatsu Basalt<br>(平松玄武岩)                          |                    | black coloured compact basalt   |
|                                 | Mifuné Formation<br>(三船層)                            | 20+                | tuffaceous sand (coarse—very fine grained) and<br>tuffaceous silt with thin (about 10 cm) pumice bed<br>angular pebble gravel<br>pumiceous breccia tuff                                       |
|                                 | Mifuné Rhyolite ?<br>(三船流紋岩)                         |                    | rhyolite<br>gray laminated tuff<br>obsidian, spherulite   |
| Plio-<br>cene ?                 | Ryûgamizu Andesite<br>(竜ヶ水安山岩)                       |                    | gray—grayish white coloured<br>two-pyroxene andesite  |

(× Marine molluscan fossils)

〔層位関係〕 三船流紋岩と共に本地域における最下位の岩体である。白浜玄武岩、大崎鼻安山岩に被われているが、三船流紋岩との関係は、分布が離れており、かつ下方が海面下に没する為不明である (Figure I)。

## 2. 三船流紋岩 (Mifuné rhyolite)

小田 (1917) の「黒曜岩球状富士岩玻璃 (Va<sub>1</sub>)」に相当する。また、山口 (1937b) により、「紫蘇輝石角閃斜長石流紋岩」としてその岩相等詳しく記載されている。

〔模式地〕 鹿兒島市吉野町三船の海岸。

〔分布〕 三船神社を南限として、南北約 1 km の間で、海岸より海拔 60 m の高度にまで分布する\*)。

〔岩相〕 本岩体の岩相変化は著しく、南から順に球顆岩、灰色縞状凝灰岩、黒曜岩、玻璃質凝灰岩、流紋岩等が見られる。詳述すると三船療養所下の海岸では灰色を呈する球顆岩が見られ、5 mm~1 cm の径を持つ球顆の配列による縞模様は N 32°W, 70° NE の方向を示す。三船療養所裏の崖では灰色縞状凝灰岩から横へ黒曜岩に漸移し、前者の縞に沿った剝離面について N 20° E, 30° SE の方向が測定された。黒曜岩は柱状節理が顕著で、またパン皮状の割れ目が特徴的である。黒曜岩の北方約 200 m の鉄道線路際の崖では玻璃質凝灰岩の露頭が見られるが、部分的に非常に弱く、ハンマーで打てば白色砂状に崩壊する。最北端の海岸には灰色を呈する流紋岩が見られ、その流状構造には N 20° E, 32° E の方向が読みとられる。

〔層位関係〕 竜ヶ水安山岩と共に、本地域の層序の最下位を占め、岩体の北半は三船層、平松玄武岩に被覆され、それら全体が南からは上ってくる花倉層にオーバーラップされている (Figure I)。竜ヶ水安山岩との関係は、前述のように、分布がはなれている為不明である。

## 3. 三船層\*\* (Mifuné formation)

小田 (1917) の「灰石 (Va<sub>2</sub>)」と「その蝕磨面上に乗る砂層及び凝灰質頁岩」とを合わせたものに、また、山口 (1937a, b) の「含石英紫蘇輝石角閃粗面安山岩」と「上部礫岩および凝灰質頁岩層」を一括したものに相当する。大城 (1956) は山口 (1937a) の「含石英紫蘇輝石角閃粗面安山岩」を「三船熔結凝灰岩」としており、一部には非熔結部の存在をみとめているが、筆者等は非熔結の軽石質角礫凝灰岩をみとめたのみであった。従って本論では三船から竜ヶ水にかけて分布する軽石質角礫凝灰岩、凝灰質砂およびシルト層を三船層と再定義する (Table 4)。

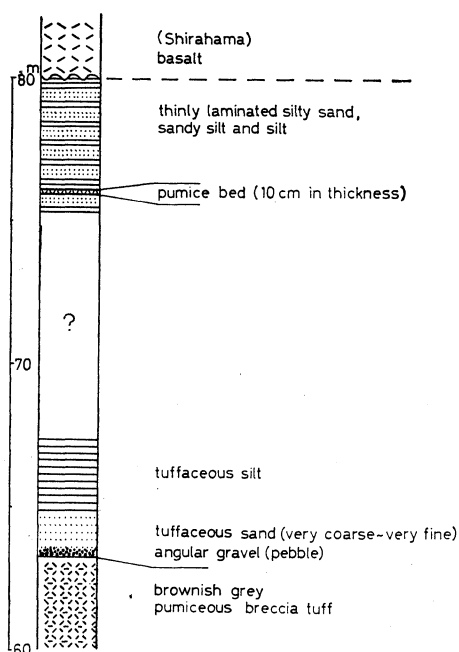
〔模式地〕 鹿兒島市吉野町竜ヶ水。竜ヶ水小学校裏の沢の南側の枝沢。

〔層厚〕 下底は崖錐に被われ不明であるが、見られる限りでは模式地で最も厚く約 20 m に達する。

〔分布〕 模式地の北の枝沢より、三船北隣の谷までの間に 700 m にわたって分布する。

\*) 三船療養所の温泉ボーリングコアによると 700 m の深さにまで本岩体の存在が知られ、また三船から海岸線を約 1 km 南下した場所でのボーリングでも 300 m 以深において花倉層に被れて存在することが知られている。

\*\*) 三船層という地層名は、かつて太田等 (1967) によって「国分層群の凝灰角礫岩 (三船層)」という形で用いられたことがあるが、それは山口 (1937a) の「仮称花倉層」としたものに全く一致するので、本論では太田等のいう三船層に対しては後述の如く花倉層と命名し、三船層という名前は本文に示した通り再定義して用いることにする。



Text-fig. 2. The type section of the Mifuné formation.

〔岩 相〕 最下部約 5 m は全体を通じて固結度の弱い軽石質角礫凝灰岩<sup>\*)</sup>よりなり，その上位に約 10 m の厚さの凝灰質極粗粒～極細粒砂およびシルト層がくる。凝灰質極粗粒～極細粒砂およびシルト層の基底部に厚さ 10 cm，竜ヶ水安山岩の小礫よりなる角礫層があり，また最上部にはこまかい葉理が発達し，上限から約 8 m 下位に厚さ約 10 cm の軽石層を挟む (Text-fig. 2)。

〔層位関係〕 白浜玄武岩・平松玄武岩に被われ，直接の露頭はないが三船流紋岩を被うものと考えられる。竜ヶ水安山岩との直接の関係は分らないが，前述のように同安山岩の角礫層を挟在することから三船層が時代的に新しいことが明らかである。

#### 4. 平松玄武岩 (Hiramatsu basalt)

小田 (1917) の玄武岩 (B) は，その岩相から上下二枚に分けられる。本項の平松玄武岩はそのうちの低位

のものに相当する。また，山口 (1934) の「III. 玄武岩」に相当する。本地域では，三船より約 200 m 北の沢から北へ約 500 m にわたり分布するが，大崎鼻より約 1 km 北の平松を中心に南北 1.5 km にわたって海拔 200 m の高さにまで分布するので，地域外ではあるが模式地を，平松とし，平松玄武岩と呼ぶ。

〔岩 相〕 黒色緻密で，長石が僅かに識別される。鏡下に於いて斑晶の大部分は斜長石で，その他少量の紫蘇輝石，普通輝石も認められる。石基は斜長石，輝石，磁鉄鉱によって構成されている。

〔層位関係〕 三船北方では崖錐のため直接の露頭は見られないが，三船流紋岩，三船層を被い，白浜玄武岩，花倉層に被われるものと考えられる。

#### 5. 白浜玄武岩 (Shirahama basalt)

前項でも述べた様に，小田 (1917) の玄武岩 (B) のうち，低位に相当する平松玄武岩を除いたものに，また，山口 (1937a) の「下部玄武岩」に相当する。本岩の一部は平松玄武岩と同様に，大崎鼻より北へ約 3 km の白浜を中心とし，平松から重富の白銀坂に至る南北 3 km にわたって厚く分布する為，模式地を白浜とし白浜玄武岩と名付ける。

〔分 布〕 本調査地域においては，三船より約 500 m 北の沢から竜ヶ水までの間に分布し，その厚さは最大 80 m で海拔 50 m から 150 m に至る急峻な崖を形成している (Figure I)。

〔岩 相〕 暗灰色を呈し，長石は一般に 3 mm 程度の斑晶をなすが，大きなものは 7 mm に達する。透褐色の橄欖石，0.1 mm 程度の暗緑色を呈する輝石が点在する。鏡下に於いて石基は完晶質で，多数の短冊状斜長石の微晶がその間を充填しており，さらに微晶の輝石，チタン

<sup>\*)</sup> 山口 (1937b) の含石英紫蘇輝石角閃石粗面安山岩に相当する。

鉄鉱が存在する。本岩は幾分変質しており斑晶として存在する橄欖石は、周囲が蛇紋石化している。また海拔 100 m 付近に厚さ 5 m の、かなり粘土質な火山灰層が挟在する。

## 6. 大崎鼻安山岩 (Ōsakibana andesite)

山口 (1937a) の「複輝石安山岩 (野外名：緻密安山岩又は玄武安山岩)」に相当し、鹿児島湾に面した海岸線の最も突出した部分、大崎鼻を形成している。

〔模式地〕 鹿児島市吉野町大崎鼻。

〔岩 相〕 暗灰色を呈し緻密堅硬で、僅かに長石、その他の微細な結晶が見られる。鏡下において斑状組織を示し、斑晶として斜長石、輝石、磁鉄鉱の微晶で、わずかに流理構造が見られる。全体に板状節理の発達著しく、EW, S45° の走向傾斜を示す。

〔層位関係〕 大崎鼻南壁において竜ヶ水安山岩を貫く本岩の岩脈が少なくとも 3 本認められ、また竜ヶ水安山岩を被って海拔 350 m にまでおよぶ急峻な崖を形成し、花倉層、寺山玄武岩に被われている。

## 7. 牟礼ヶ岡安山岩 (Murégaoka andesite)

山口 (1937a) が「複輝石安山岩 (野外名：斑状安山岩)」として記載したもののうち、本論文でいう竜ヶ水安山岩を除いた部分、即ち寺山以北の牟礼ヶ岡、赤崩を中心として、500 m 級の山地を形成している (Table 4)。

〔分 布〕 本地域では、北東部の寺山、関屋の北に、台地から突出した高まりを形づくり、海拔 552 m の牟礼ヶ岡を最高所とする。

〔岩 相〕 寺山では板状節理がかなり顕著に発達し、新鮮な部分は、灰黒色玻璃質であり、3~4 mm の淡黄色もしくは白色を呈する透明な長石が見られる。また黒色の角閃石、輝石も識別される。鏡下において斑状組織を示し、斑晶として長石、角閃石、紫蘇輝石、普通輝石を含む。石基は、短冊型斜長石、角閃石、輝石、磁鉄鉱を含み、部分的に流理構造を示す。

〔層位関係〕 本地域では、本岩体が、下位の火山岩類を被っている直接の露頭は見られないが、大崎鼻の北方平松において、海崖の高所で大崎鼻安山岩を不整合に被っている。関屋北壁では本岩体に這い上った状態で、花倉層、吉野軽石流が被っている (Figure I)。さらに寺山では本岩を被う花倉層の一部とともに本岩体は、寺山玄武岩に被われている。

## 8. 花 倉 層 (Kekura formation)

山口 (1937a) の「頁岩・礫岩・凝灰角礫岩層群、仮称花倉層」およびそれを整合的に被覆する「下部灰砂層」等を一括し、花倉層と命名する。なお、山口の下部灰砂層は、花倉層の一部層として礫凝灰質砂部層と呼ぶことにする。また一方、湊・勝井 (1956) は橄欖石普通輝石玄武岩\*) 普通輝石紫蘇輝石安山岩\*\*)、角礫質凝灰岩および砂岩を第三紀花倉層として一括し、さらにその上位に竜ヶ水層、始良熔結凝灰岩のいわゆる下部シラスが順次重なっていると記載している。筆者等は、本地域東部の海崖全体について精査を行なった結果、湊・勝井による「角礫質凝灰岩およ

\*) 本論文における白浜玄武岩。

\*\*) 本論文における竜ヶ水安山岩。



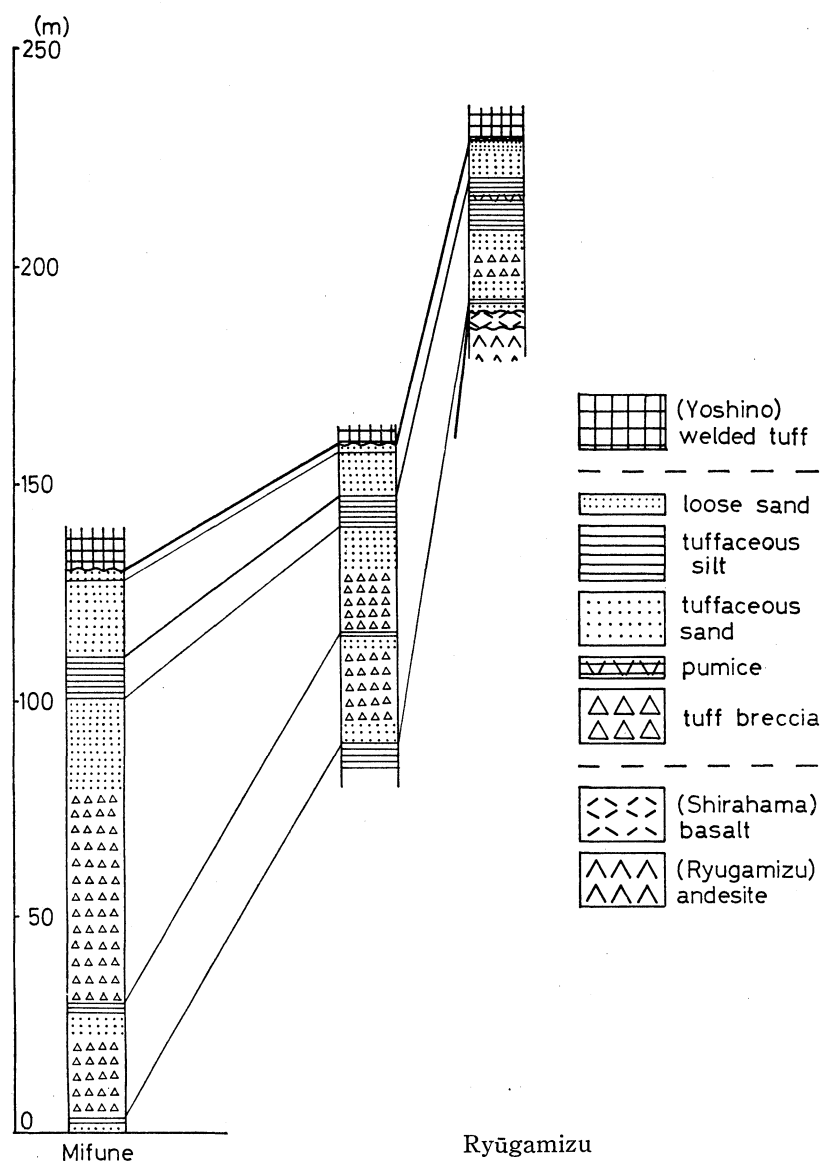
び砂岩」と「始良熔結凝灰岩のいわゆる下部シラス」\*) とを合わせたものを花倉層として再定義するのが妥当であると考える。\*\*)本層については山口の記載以前に、小田 (1917) により、三船では「火山砂礫層」、竜ヶ水では「灰褐色凝灰質頁岩」、「火山性砂層」、火山灰砂層が存在すると述べられているが、両地域間の層位関係についてはまったく触れていない。しかしこれらの地層はすべて本論でいう花倉層に含まれるべきものと思われる。

a. 花倉層 (狭義)

〔模式地〕 鹿児島市吉野町三船。三船神社付近。

〔層 厚〕 模式地において約 110 m。

〔分 布〕 寺山の内陸部、寺山から琉球人松に至る鹿児島湾に面した海崖、および関屋、花



Text-fig. 3. Columnar sections of the Kekura formation observed at the sea cliffs between Ryūgamizu and Mifuné.

\*) 本論文における礫凝灰質砂部層および山口 (1937a) の下部灰砂層に相当する。

\*\*) 山口 (1937a), 湊・勝井 (1956) の地層名との比較については Table 4 を参照。

棚、河頭、長田町などに分布する。

〔岩 相〕 模式地三船における本層の層序は、Text-fig. 3 に示した通りである。即ち本層の大部分は火砕岩（凝灰角礫岩・角礫凝灰岩）よりなり、最下部の約 5 m と最上部の約 10 m の部分に凝灰質砂岩および同質泥岩層が発達している。最下部では N 50°W, 20°SW の走向傾斜を示し、最上部の凝灰質シルト～砂岩（厚さ 10 m）では N 50°W, 4° SW の走向傾斜を示す。なお最上部の分布は三船以北の海崖、関屋から花棚に至る谷に限られている（Text-fig. 3）。

〔層位関係〕 三船から竜ヶ水に至る海崖では、三船流紋岩、平松玄武岩、白浜玄武岩を、竜ヶ水以北の海崖では竜ヶ水安山岩、大崎鼻安山岩を被い、上方には礫凝灰質砂部層が整合的に重なっている。ただし琉球人松では礫凝灰質砂部層は欠如し、直接吉野軽石流に被れる。

〔構 造〕 花倉において吉野軽石流と共に、ほぼ南北の走向を持つ断層で切られているのが確認された。

〔化 石〕 花倉海岸において、中部の凝灰質砂岩から *Anadara (Scapharca) cf. satowi* (DUNKER), *Dosinia cf. angulosa* (PHILIPPI), *Paphia amabilis* (PHILIPPI) その他二・三の巻貝が採集された。この三種のうち *Dosinia* が圧倒的に多く 90% 以上を占めている。二枚貝化石のほとんどは両殻がそろって、地層面に垂直に立っており、個々の化石が点在して産出する事や、個体数のわりに種数の少ない事などから、原地性産状を示すものと判断される。

#### b. 礫凝灰質砂部層 (Iso tuffaceous sand member)

〔模式地〕 鹿兒島市吉野町礫。礫公園内の沢。

〔層 厚〕 約 50 m。

〔分 布〕 寺山から礫に至る海崖、関屋から花棚に至る谷および長井田の谷に露出する。花倉以南では花倉の断層により漸移している為、その地域の最下部を占めている (Figure I)。

〔岩 相〕 本部層中には最大層厚約 45 m の、赤味がかった肌色を呈する凝灰質砂層と、それを被う約 5 m 程の灰白色凝灰質砂層が識別される。肌色を呈する凝灰質砂層の下部には、所によって 2 cm 前後の軽石の薄層が顕著に発達し、最上部約 1 m は特徴的な鮮紅色を呈し、竜ヶ水まで追跡することが出来る。また灰色凝灰質砂層に直接する肌色凝灰質砂層の表面には、40 cm 程の黒色風化帯があり、diastem 程度の時間間隙を示すものと思われる。

〔層位関係〕 本部層は花倉層本体のいくつかの異った層準を被っているが、いずれの場合も漸移関係がみとめられるので、両者は明らかに整合関係にあるものと結論される (Text-fig. 3)。又本層は一般に吉野軽石流によって不整合に被われているが、長井田の谷においては例外的に直接不整合関係で下門軽石流に被われている。

### 9. 吉野軽石流 (Yoshino pumice flow)

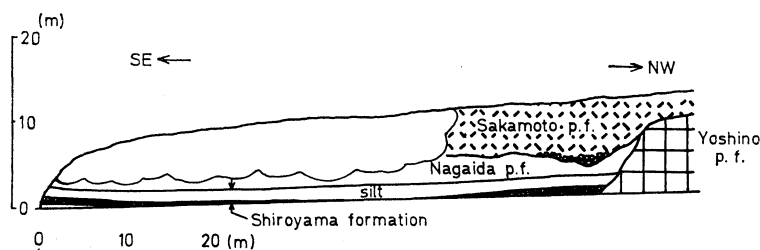
本岩は小田 (1917) の「灰石 (Va<sub>3</sub>)」に相当する。また、山口 (1937b) により「含角閃石普通輝石紫蘇輝石粗面安山岩」とされ、化学分析値が詳しく記載されている。本地域に見られる熔結凝灰岩中、最も広く分布するもので、緩く北東から南西へ傾斜する吉野台地を形成している\*)。

\*) 本軽石流の層準は対岸の桜島から眺めると、上下の層準よりも一段と濃い濃緑色を呈し、その分布状況が明確に読み取られる。これは海崖における植物の繁茂の状態が地質に支配されていることに起因する。すなわち花倉層には灌木および匍匐科の植物が、坂元軽石流および新期火山灰層には笹の類が、そして吉野軽石流（熔結凝灰岩）には喬木が繁茂している。なお台地上では熔結凝灰岩の分布する所にはかならずといっていい程竹林が見られ、その存在を知るためのよい手がかりになっている。

〔模式地〕 鹿児島市吉野町磯。

〔層厚〕 約 80 m。

〔分布〕 寺山、花棚、川上、下田、竜尾町、磯、三船を結ぶ線に囲まれる地域、いわゆる吉野台地にのみ分布し、台地の周辺部の崖、台地上に見られる沢に露出する。



Text-fig. 4. Sketch of the outcrop showing the stratigraphic relation between the Yoshino pumice flow, the Shiroyama formation, the Nagaida and the Sakamoto pumice flows.

〔層位関係〕 北東から南西へ緩く傾斜している本軽石流は、ほとんどの地域で花倉層を不整合に被って発達している。わずかに本軽石流の分布の最高所である寺山北方において花倉層を欠いて直接牟礼ヶ岡安山岩を被っているのがみとめられるのみである。他方、本軽石流の上位には寺山付近の台地上において新期火山灰および軽石層が不整合に被覆しているのがみとめられる。また局地的ではあるが本軽石流が浸蝕されてできた凹部を埋めて、蒲生軽石流の発達する部分もある。しかしながら坂元軽石流に不整合に被われているのが最も一般的である。分布の南限付近では城山層、竜尾層、長井田軽石流等にそれぞれ不整合関係をもって被われている (Text-fig. 4)

〔構造〕 前述のように軽石流は全体的に見て北東から南西方向へ傾斜しているが、台地の西縁部における南北方向の断面を見ると、下田付近を分布の最高点として北および南へ緩く傾斜している。平面的に見ると下田、花棚を結ぶ地域より北西方向に本軽石流の分布高度が下がっている事に気付く。これは下位に存在する花倉層の浸蝕面の起伏に起因するものと考えられる (Figure III)。

吉野軽石流は従来単一の軽石流と考えられていたが、鹿児島湾に面する海崖の精査の結果、間に挟まれる厚さ 1~2 m の礫層、軽石層、約 5 m の軽石質凝灰岩層によって下部・中部・上部の三つに細分されることが明らかになった。しかし吉野台地の西縁部においては、区別することができなかった。

#### I. 下部熔結凝灰岩

竜尾町から磯に至る地域および琉球人松に分布し、中部熔結凝灰岩とは海拔高度 50 m 付近に挟まる厚さ 1~2 m の礫層、所によっては厚さ 80 cm 程の軽石層によって境される。竜尾町では鋭く浸蝕された面に、城山層、長井田軽石流、坂元軽石流が不整合に被覆しているのがみとめられる (Text-fig. 4)。

〔層厚〕 最大 50 m。

〔岩相〕 やや赤味を帯びた暗褐色を呈し、熔結度が高く節理が発達している。

#### II. 中部熔結凝灰岩

磯より竜ヶ水に至る海崖に分布し、上部熔結凝灰岩との間には、黄褐色を呈し、非熔結の軽石

質凝灰岩（厚さ 5 m）が挟在する。

〔層 厚〕 約 80 m。

〔岩 相〕 下部熔結凝灰岩にくらべて熔結度はやや弱く、灰白色から暗灰色を呈し黒曜石の横縞が顕著である。中央部には約 30 cm 程度の厚さで極端に固く緻密になっている部分があり、海拔 80~100 m の高度に広く追跡することができる。

### III. 上部熔結凝灰岩

〔層 厚〕 約 50 m。

〔分 布〕 三船より寺山に至る海崖および関屋、花棚、川上付近に分布する。

〔岩 相〕 全体に玻璃質で暗灰色を呈し、熔結度は本層中もっとも弱く、ハンマーでたたくと細片になって飛び散る傾向がある。特に吉野台地西縁の下田、川上では、特に著しい。鏡下においては石基は玻璃質でユータキシティック構造を呈し、完全に熔結している。斑晶として斜長石、角閃石、紫蘇輝石、普通輝石が見られる。

## 10. 寺山玄武岩 (Terayama basalt)

山口 (1937a) の「上部玄武岩」に相当する。

〔模式地〕 鹿兒島市吉野町寺山、寺山公園内。

〔分 布〕 寺山および三船から花倉に至る鹿兒島湾に面した海崖の最上部を占め、小範囲ではあるが七社の谷にも露出する。

〔岩 相〕 暗灰色を呈し、最大 5 mm の長い長石、1 mm 弱の輝石、1~2 mm 前後の大きさを持つ褐黄色の橄欖石が認められる。鏡下においては、斑晶として斜長石、橄欖石、普通輝石等が見られ、石基は短冊状の斜長石と輝石、磁鉄鉱の微粒子からなる。

〔層位関係〕 寺山では大崎鼻安山岩、花倉層を被い、新期火山灰および軽石層に被われ、寺山公園を最高所とする丘を形成している。三船から花倉に至る本岩は吉野軽石流を被い新期火山灰および軽石層の他に坂元軽石流にも被われ、三船の海崖直上に位置する吉野公園内にも寺山と同様の小高い丘を形づくっている。

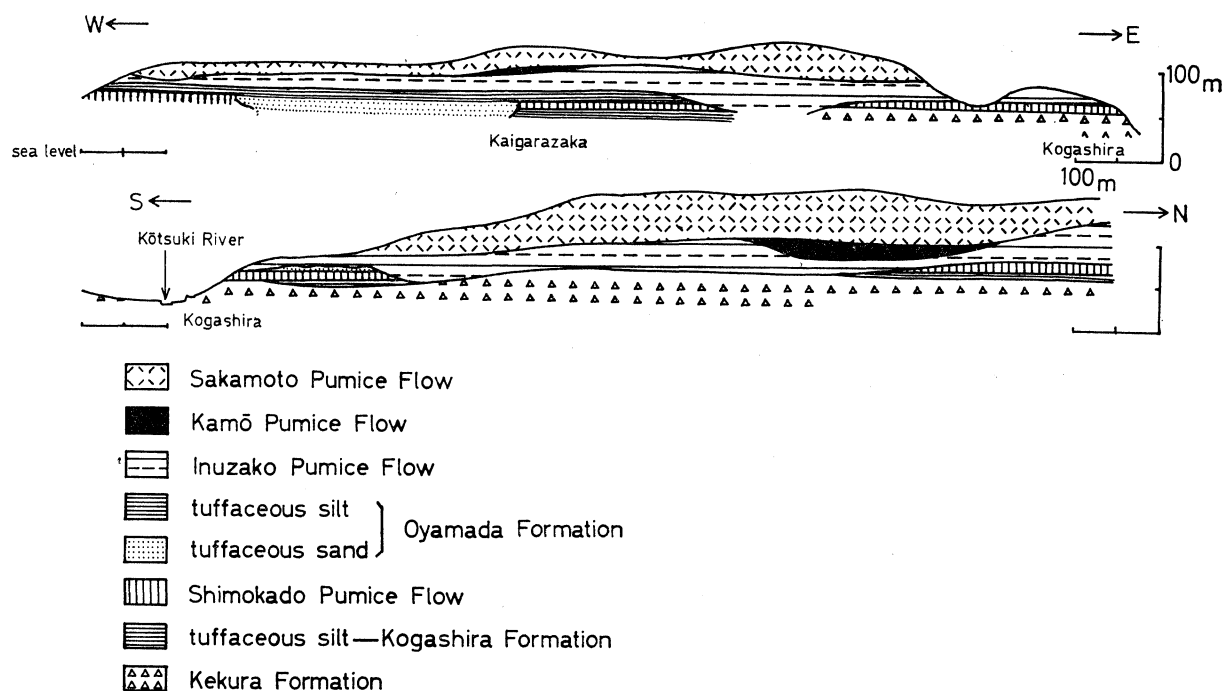
## 11. 河 頭 層 (Kogashira formation)

大塚 (1931) が「河頭貝層」と命名し、模式地を鹿兒島市小山田町河頭温泉の西方 1 km の貝殻坂としたものに相当する。大塚はその時代を鮮新・更新世としたが分布等についての詳しい記載はなされていない。ここでは河頭層として記載する。

〔層 厚〕 模式地において、下限が河底に隠れているため全層厚はわからないが、露出部分は約 16 m に達する。

〔分 布〕 模式地の他、小山田の稲村付近の甲突川兩岸や、河頭、花野などに点在している。

〔岩 相〕 模式地においては、下部から、円礫層（厚さ 2 m 強）、凝灰質砂層（5 m）、泥質シルト層（4 m）、凝灰質砂層（5 m）よりなる。貝化石は泥質シルト層にのみ産する。河頭温泉より北の谷では本層の最上部と思われる凝灰質シルト層が分布し、所によっては sand pipe を数多く伴うが、化石は見つかっていない。花野口日本通運営業所裏の露頭では、下部から礫層、凝灰質シルト層（4 m）、凝灰質砂層（1 m）、シルト層（5 m 強）が見られ、上部のシルト層から *Fagus* で特徴付けられる植物化石を多産する。



Text-fig. 5. Profiles showing the stratigraphic sequences along the left bank of the Kōtsuki river west of Kogashira (upper) and along the right bank of the northern tributary branching off at Kogashira (lower).

〔層位関係〕 花倉層を不整合に被い、下門軽石流に不整合に被われる。下門軽石流との境界は、下門付近でわずかに起伏がみとめられる外はほとんど平坦である。一方花倉層の浸蝕面の起伏の高まりの部分で河頭層が欠如し、下位の花倉層と上位の下門軽石流とが直接接している露頭が数ヶ所においてみとめられる。また下門軽石流堆積後の浸蝕により、本層は下門軽石流と共に削り取られ、上位の小山田層、犬迫軽石流がその谷を埋めている場合が少なくない (Text-fig. 5)。

Table 2. Marine molluscs discriminated from the Kogashira formation.

|   |
|---|
| <i>Barbatia yamamotoi sakurai</i> HABE                        |
| <i>Anadara (Tegillarca) obessa</i> KOTAKA                     |
| A. ( <i>Scapharca</i> ) <i>satowi</i> (DUNKER)                |
| <i>Mabellarca hiratai</i> HABE                                |
| <i>Atrina</i> sp.   |
| <i>Chlamys nobilis</i> (REEVE)                                |
| <i>Pecten</i> cf. <i>albicans</i> (SCHRÖTER)                  |
| <i>Ostrea (Ostrea) densamellosa</i> LISCHKE                   |
| <i>Fulvia bullata</i> (LINNÉ)                                 |
| <i>Cyclina orientalis</i> (SOWERBY)                           |
| <i>Paphia euglypta</i> (PHILIPPI)                             |
| <i>Lutraria</i> sp.   |
| <i>Macoma (Psammacoma) awajiensis</i> SOWERBY                 |
| <i>Barnea (Umitakea) japonica</i> (YOKOYAMA)                  |
| <i>Dentalium (Paradentalium) octangulatum hexagonum</i> GOULD |
| <i>Lunella granulata</i> (GMELIN)                             |
| <i>Turritella (Kurosioia) fascialis</i> MENKE                 |
| <i>Cerithidea djadjariensis</i> (K. MARTIN)                   |

*Batillaria zonalis* (BRUGUIÈRE)  
*Pyramidella* spp.  
*Natica vitellus spadicea* (GMELIN)  
*Rapana* sp.  
*Purpura* (*Mancinella*) *clavigera* KÜSTER  
*Siphonalia cassidariaeformis* (REEVE)  
*Nassarius* (*Zeuxis*) *kiiensis* KIRA  
*N.* (*Niotha*) *livescens* (PHILIPPI)  
*Adamnestia* sp.  
*Ringicula doliaris* GOULD

〔化石〕 模式地では Table 2 に示される貝化石を多産する。模式地の他、小山田の甲突川岸にも同種の貝化石を産するが、殻はほとんど溶け去っている。また花野口日本通運営業所裏では前述のように *Fagus* で特徴づけられる植物化石群を産出する。

## 12. 下門軽石流 (Shimokado pumice flow)

山口 (1938) によって「角閃紫蘇輝石石英安山岩 (俗称：黒色灰石、又は黒御影)」として記載されているものに相当し、筆者らは新たに下門軽石流と命名する。以前は層序的に不明確な点が多く、吉野軽石流と同一視されていた事もあるが、層序的にはもちろん、岩相岩質からみても明らかに両者は区別されるべきである (Table 4)。

〔模式地〕 鹿兒島市犬迫町下門東方の河頭浄水場内の崖。

〔層 厚〕 最大層厚は模式地で 10 m 弱。

〔分 布〕 下門を中心に河頭、小山田、花野口、伊敷、長井田などに分布が点在する。

〔岩 相〕 黒色を呈しユータキシティック構造がきわめて顕著である。岩相の変化は著しく、模式地において下部は弱熔結の灰白色凝灰岩で、上方へ漸移的に熔結度が高くなるにつれ、茶褐色から最上部の黒色に変化する。地域的には南部の本岩は熔結度が低く白っぽくなっている。また小山田の稲村では、川底から 3 m 程の厚さを持つ熔結部と、その上方へ漸移して約 6 m の非熔結部が存在し、小山田層に不整合に被われている。本岩はほとんど玻璃からなり、石英を多く含んで長石と共に点在する。調査地域内の熔結凝灰岩中最も固く、かつ玻璃質であるため、ハンマーでたたくと澄んだ高い音を出す。

〔層位関係〕 ほとんどの場合河頭層と共に分布し、小山田層および犬迫、長井田、坂元等の各軽石流に被われる。しかし長井田では、小露頭であるが河頭層が欠如し、花倉層の礫凝灰質砂部層を直接被い、N 40°E, 70°NW の小断層によって同部層と共に切られている。

## 13. 小山田層 (Oyamada formation)

太田等 (1967) は筆者等の花倉層、河頭層、小山田層を一括して「国分層群」として扱い、その内河頭層と本層とを合わせた部分を「凝灰質砂岩・頁岩層」としている。しかし本層と河頭層との間には下門軽石流を挟み、しかも不整合関係にあるので、ここでは新たに小山田層と命名し、その中に挟まれる礫層を石井手砂礫部層として記載する。なお大城 (1956) はすでに小山田層を河頭層から分けて琉球人松層と呼んでいるが、大城のいう琉球人松層は筆者等の小山田層、城山層を合わせたものに相当するので、本論では琉球人松層の名はもちいない。また本層の下部層は、

花野口以南の海拔約 30 m 以下にのみ分布し、中部層の石井手砂礫部層はその下部層を整合に被い、花野口より約 1 km 程北方にまで分布する。さらに上部層である凝灰質砂～シルト層は、石井手砂礫部層を整合に被って河頭、小山田付近にまで分布することから、小山田層は海進時の堆積物と考えられる。

a. 小山田層 (狭義)

〔模式地〕 鹿児島市小山田町稲村。

〔層 厚〕 約 20 m。

〔分 布〕 小山田、河頭貝殻板、河頭、花野口、花野、伊敷、日当平に分布する\*)。

〔岩 相〕 模式地においては、基底礫岩を伴ない凝灰質砂層、凝灰質シルト層よりなる。この凝灰質砂層から貝化石を産する。河頭西方の貝殻坂では、下部はルーズな砂層～礫層からなり層理が顕著である。上部程粒度が小さく、凝灰質砂層、凝灰質シルト層に漸移する。河頭、花野では暗青灰色の最上部シルト層が見られる。伊敷の西側の崖には石井手砂礫部層より下位の凝灰質砂層が広く分布する。

〔層位関係〕 花倉層、河頭層、下門軽石流などの起伏に富んだ浸蝕面を不整合に被い、犬迫軽石流や蒲生軽石流に、また日当平では城山層に不整合関係で被われる (Text-fig. 5)。

〔化 石〕 小山田の稲村の凝灰層砂層から貝化石を産するが、殻が溶けさっている為、わずかに *Dosinia* sp., *Cyclina* sp. が識別されたにすぎない。

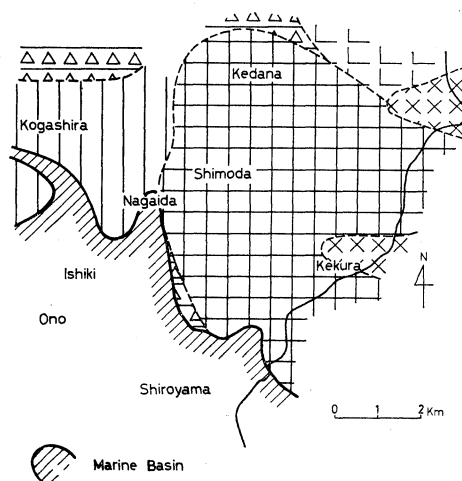
b. 石井手砂礫部層 (Ishiide sand and gravel member)

〔模式地〕 鹿児島市伊敷北方 1.5 km の石井手。

〔層 厚〕 約 20 m。

〔分 布〕 模式地伊敷町石井手の他に、河頭の南約 500 m の甲突川右岸、花野口および伊敷西方の崖に広く分布する。河頭南では、南北約 200 m にわたって花倉層をチャンネル状に削り込んだ凹部を埋めて本部層が発達している。分布状況から判断すると河頭の南から花野口、石井手、伊敷というルートで、当時海進の途上にあった小山田層の海に、多量の礫を供給してできたものと思われる (Text-fig. 6)。

〔岩 相〕 模式地においては、下部より、ルーズな砂に充填された厚さ約 10 m の円礫層、約 5 m の厚さをもつルーズな極粗粒～中粒砂層、約 3 m の砂礫層、約 2 m のルーズな極粗粒～中粒砂層が見られ、上位の砂層には sand pipe が



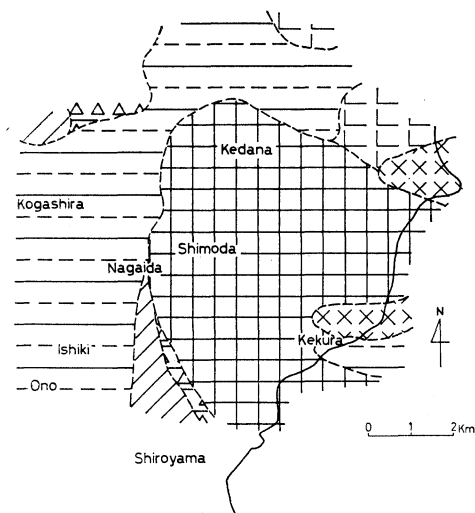
Text-fig. 6. Map showing the geology of the present area at the time of deposition of the Ishiide sand and gravel member. Symbols are the same as in the geological map (Figure II).

\*) 玉里にも本層類似の礫層、凝灰質砂～シルト層が見られるが、層序および分布状況から城山層の一部と見なされるべきものとする。

発達している。礫はすべて亜角礫で、四万十層群、永野層<sup>\*)</sup>、花尾流紋岩<sup>\*\*)</sup>等に由来すると思われる珪岩、シルト岩、グレイワッケ、頁岩、流紋岩、安山岩等で構成されている。

#### 14. 犬迫軽石流 (Inuzako pumice flow)

山口 (1938) の「含角閃石紫蘇輝石粗面安山岩 (灰色灰石類)」に相当し、太田等 (1967) によって「犬迫軽石流」と命名された。



Text-fig. 7. Map showing the geology of the present area immediately after the deposition of the Inuzako pumice flow. Symbols are the same as in the geological map (Figure II).

〔模式地〕 犬迫町にはその分布がほとんど見られず、むしろ河頭地域および伊敷町花野口付近に厚く発達することから模式地を鹿兒島市伊敷花野口とする。

〔層 厚〕 約 40 m。

〔分 布〕 伊敷町脇田以北の甲突川沿岸、伊敷においては甲突川の右岸一帯および小野、北枝に分布し、北枝で地下に没する。本調査地域の中部ないし東部地域では、花倉の吉野台地上および梅ヶ淵に小露頭が見られる<sup>\*\*\*)</sup>外は、まったく分布が知られていない。本軽石流の下部には非熔結部が存在し、花野口、伊敷付近に分布するが、約 10 m の厚さを示す花野口付近を除いてはすべて 1 m 未満の薄層なので、地質図では熔結部とともに一括して取り扱っている。

〔岩 相〕 最下部には場所により灰白色を呈する非熔結部が存在し熔結部との境は比較的シャープである。熔結部の最下部は軟質・淡灰褐色の軽石質凝灰岩より成り (厚さ約 2 m)、上方へ熔結度が高くなるにつれて色は灰色を帯び、下底から 10 m あたりで熔結度が最大となり、さらに最上部の緑灰色凝灰岩 (厚さ約 3 m) に漸移する。下底はかなり起伏に富み、下部 20 m の部分が基盤起伏に応じて増減する。また下位の下門軽石流が浸蝕されずに残っている下門、久木田、花野口などでは本軽石流がわずか数mしかみられない所や、あるいはまったく存在しない所もある (Text-fig. 8)。全体的な特徴として、安山岩類の角礫を比較的多く含み、繊維状組織を示す押し潰された軽石が横に細長く伸びているのが見られ、斜長石、輝石が点在する。鏡下において玻璃質な石基は顕著な流状構造を示し、斑晶として斜長石が多く見られ、その他紫蘇輝石、普通輝石、普通角閃石が認められる。

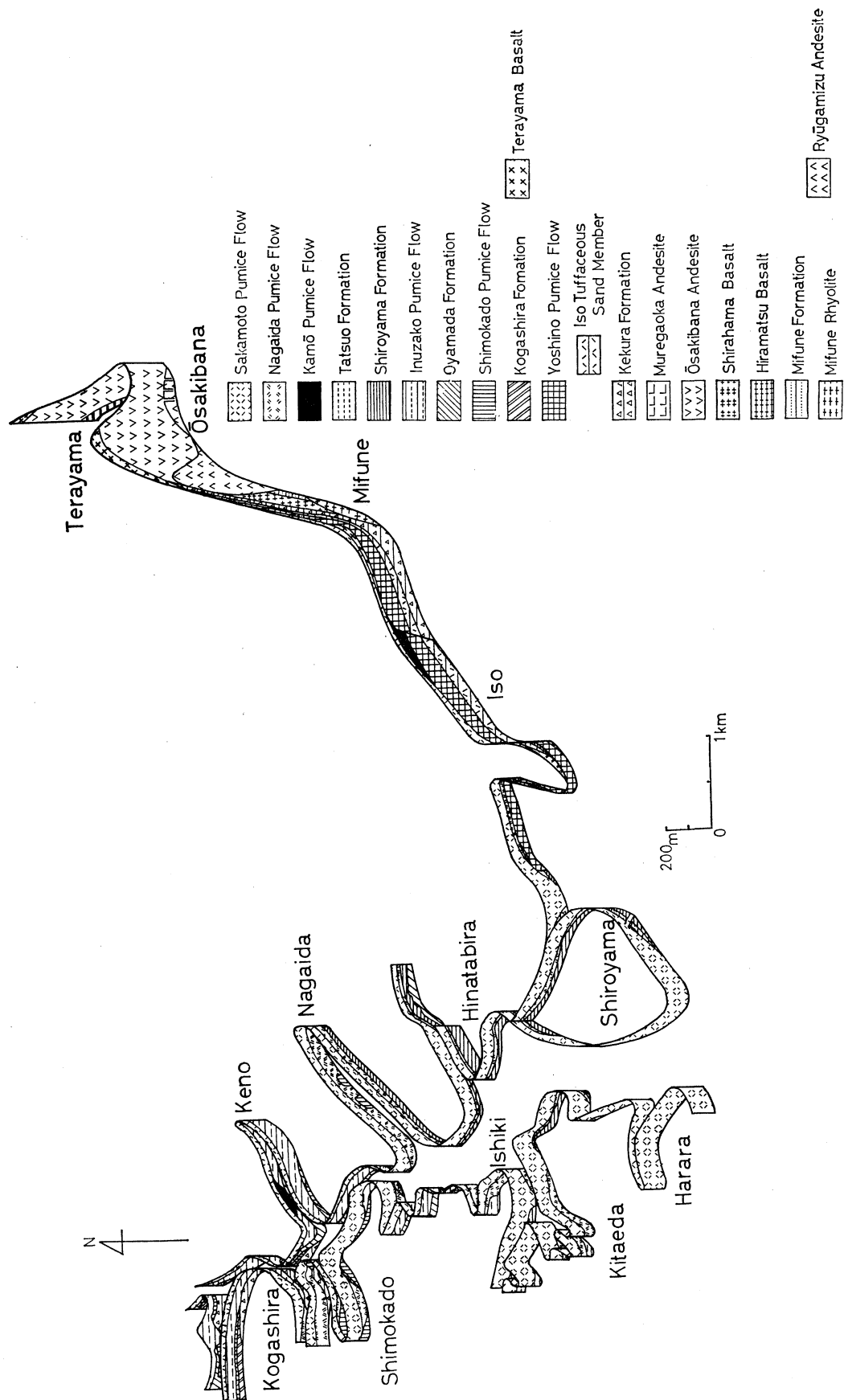
〔層位関係〕 花倉層、河頭層、小山田層、下門軽石流等を浸蝕してできた起伏のはげしい「旧地形面」を不整合に被って発達し、上位は長井田、坂元の両軽石流に被われる。また局地的に発達する本軽石流の浸蝕面の凹部を埋めて蒲生軽石流が発達している (Text-fig. 5)。

\*) 永野層は、桑原寛 (1949, 九州大学進級論文) によって命名され、本調査地域の北方、入来町、永野町郡山町、蒲生町付近に分布する。

\*\*) 花尾流紋岩は、河頭北方約 5 km の郡山町に、海拔 540 m の花尾山を形成している。

\*\*\*) これらの露頭は極めて小規模であるため、地質図には表わしえなかった。





Text-fig. 8. Panel diagram showing the stratigraphic sequence observed along the sea cliff and the valley wall.

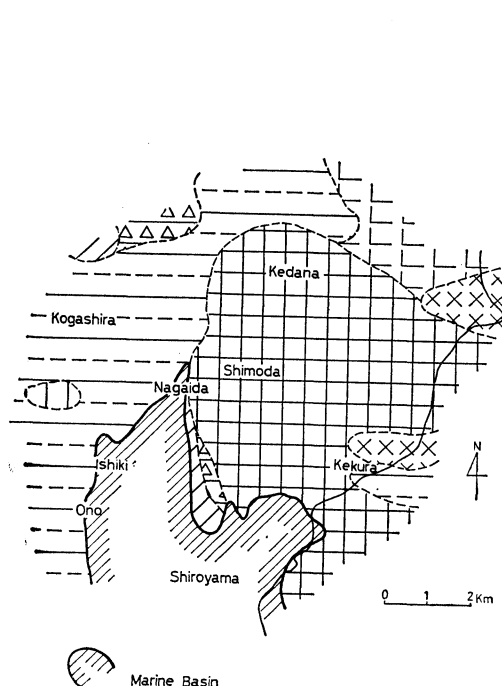
### 15. 城山層 (Shiroyama formation)

本層については、古くは小田 (1917) により、城山、稲荷川沿いの石切場、琉球人松に存在し、貝化石を含むと記されている。その後、本層の一部は大塚 (1931) により「城山貝層」、「琉球人松貝層」と呼ばれた。また大塚の琉球人松貝層は後に湊・勝井 (1957) によって「礫層」と呼ばれた事もあるが、城山貝層との層位関係は不明であった。大城 (1956) および太田等 (1967) は城山貝層、琉球人松貝層を同一層に属するものと考えて、大城は「琉球人松貝層」、太田等は「始良層」の名で呼んでいるが、いずれも両貝層の詳細な岩相対比は行っていない (Table 4)。今回の調査により、両貝層には構成種の異なる二枚の貝化石層の存在が確認され、詳細な相互関係が明らかになった。

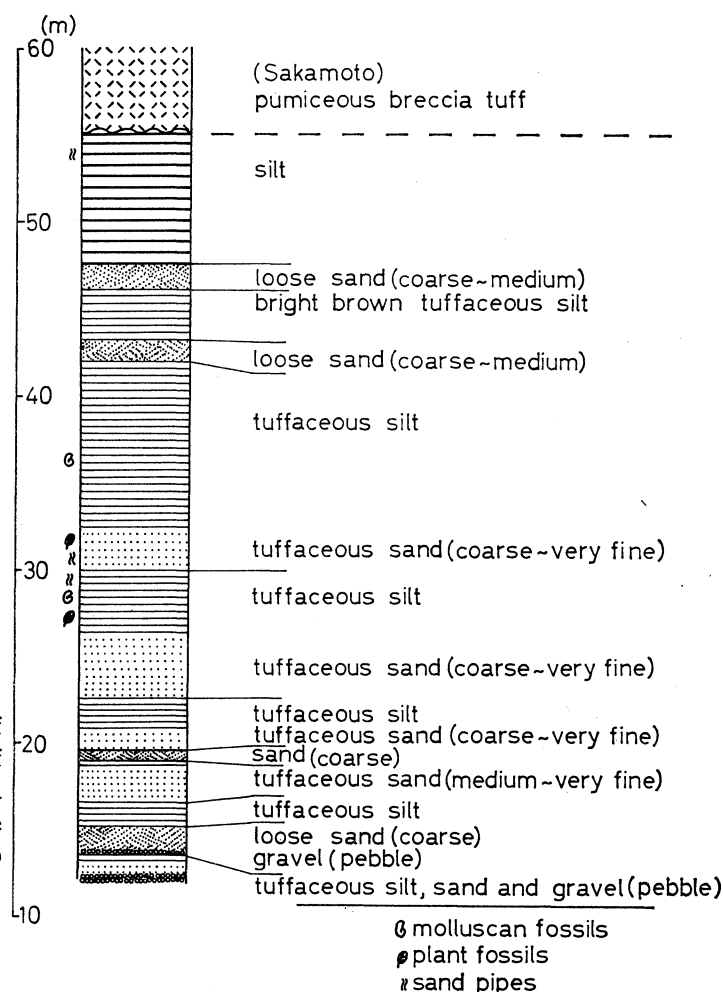
〔模式地〕 鹿児島市城山町岩崎谷。

〔層厚〕 約 50 m。

〔分布〕 前述の吉野、下門、犬迫の各軽石流が完全に浸蝕し去られて存在しない地域、すなわち長井田、伊敷、日当平、玉里、城山、長田町、竜尾町、琉球人松などに分布するが、玉里以北の地域と、城山以東の地域とでは、堆積前の地形に支配されたものか、その構成物が若干異



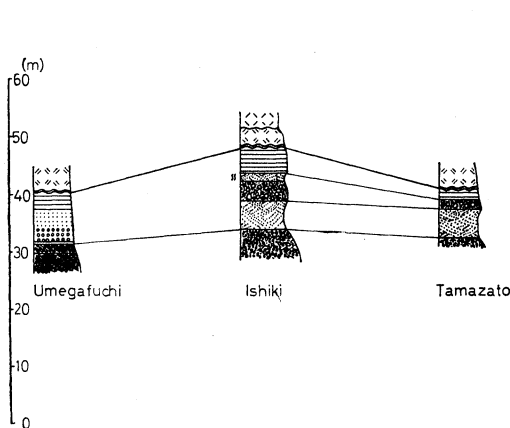
Text-fig. 9. Map showing the geology of the present area at the time of deposition of the Shiroyama formation. Symbols are the same as in the geological map (Figure II).



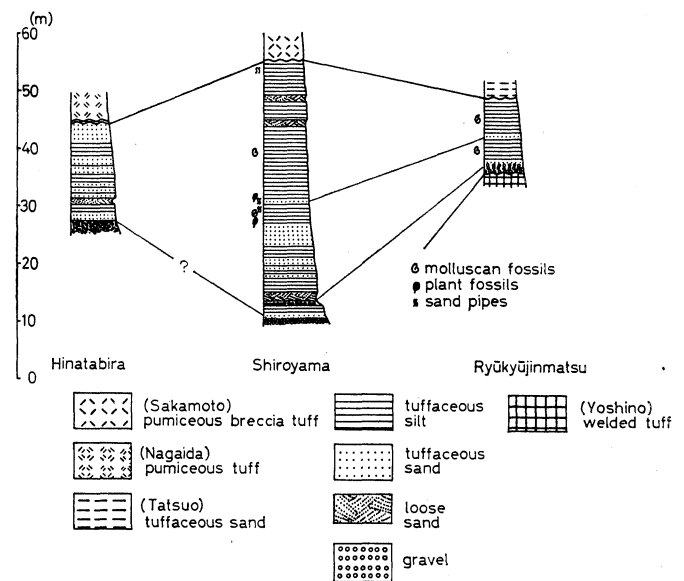
Text-fig. 10. The type section of the Shiroyama formation.

なる。分布高度はもっとも高い所で海拔 70 m, 一般に 50 m 以下である (Text-fig. 9)。

〔岩 相〕 模式地では厚さ 2 m の基底礫から始まり凝灰質極粗粒砂～泥層 (3 m); 1 cm 前後の円礫～未固結粗粒砂～泥層 (3 m); 紫灰色中粒砂～シルト層 (約 2 m); 粗粒砂～シルト層 (約 3 m); *Ostrea gigas* 等の貝化石を含む下部貝化石層に相当する紫灰色シルト層 (約 8 m); 貝化石, 樹片および sand pipe の豊富な上部貝化石層に相当する灰褐色凝灰質粗粒砂～泥層 (約 12 m) といった小サイクルが認められ, 上位の竜尾層との境界直下の部分は厚さ 30 cm 程の黒色風化帯となっている (Text-fig. 10)。琉球人松には基底礫 (厚さ 1 m) を最下部に, 下部貝化石層を含む灰色シルト層, 上部貝化石層を含む灰褐色中粒砂～シルト層のみが分布する。長田町以



Text-fig. 11. Columnar sections of the Shiroyama formation in the Ishiki-chô area, Kagoshima City. Symbols are the same as in the text-fig. 12.



Text-fig. 12. Columnar sections of the Shiroyama formation in the southern part of its distribution area.

北では, 花倉層を不整合に被って, 本層の最上部に相当する灰褐色凝灰質砂～シルト層の上に, 1 m の厚さを持つ未固結極粗粒砂～中粒砂が載り, さらに灰白色のかなり固結した塊状シルト層から成る。玉里以北の地域では, 日当平を除いて二枚の礫層が存在し, 下部礫層は, シルト岩, 砂岩, 流紋岩, 珪岩, 安山岩等, 上部礫層は安山岩および犬迫軽石流に由来する熔結凝灰岩の巨角礫を含む。日当平では, 最下部に層理の発達した下部礫層 (約 5 m), 凝灰質シルト層 (約 2 m), sand pipe を持ち斜層理の発達した未固結粗粒砂層 (1 m 強), および凝灰質砂～シルト層が見られ, 最下部の礫層は N-S の断面では  $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{S}$  の単斜層理が, E-W の断面では斜交層理が見られる。伊敷, 長井田から原良にかけて分布する本層は, 日当平と同様, 下部から  $30^{\circ}\pm\text{S}$  の単斜層理を持つ下部礫層, 未固結粗粒砂層, 上部礫層, もう一枚の未固結粗粒砂層および凝灰質シルト層より成る (Text-figs. 10, 11, 12)。

〔層位関係〕 琉球人松, 竜尾町では吉野軽石流の浸蝕面を不整合に被い, 竜尾層, 長井田軽石流に不整合に被われる。長田町では, 花倉層の浸蝕面の高まりをアバットの関係で被い, 竜尾層, 長井田軽石流に被われ, さらにそれら全体を被って坂元軽石流が厚く載る。城山および玉里以北では, 本層が最下部を占め, 竜尾層, 長井田軽石流, 坂元軽石流のいずれかに不整合に被われる。

Table 3. Marine molluscs discriminated from the Shiroyama formation.

| Species   | Horizon |       |
|---|---------|-------|
|   | Lower   | Upper |
| <i>Barbatia</i> ( <i>Barbatia</i> ) <i>decussata</i> (SOWERBY) .....                | *       |       |
| <i>Anadara</i> ( <i>Tegillarca</i> ) <i>obessa</i> KOTAKA .....                     | *       |       |
| <i>A.</i> ( <i>Scapharca</i> ) <i>subcrenata</i> (LISCHKE) .....                    | *       |       |
| <i>Striarca</i> ( <i>Spinearca</i> ) <i>fausta</i> HABE .....                       |         | *     |
| <i>Glycymeris</i> <i>albolineata</i> (LISCHKE) .....                                | *       |       |
| <i>Anomia</i> <i>cytaeum</i> GRAY .....   | *       |       |
| <i>Ostrea</i> ( <i>Crassostrea</i> ) <i>gigas</i> THUNBERG .....                    | *       |       |
| <i>O.</i> ( <i>C.</i> ) <i>rivularis</i> GOULD .....                                | *       |       |
| <i>Trapezium</i> ( <i>Neotrapezium</i> ) <i>liratum</i> (REEVE) .....               | *       |       |
| <i>Diplodonta</i> sp. ....  |         | *     |
| <i>Lucina</i> <i>stearnsiana</i> OYAMA .....  | *       | *     |
| <i>Fulvia</i> <i>mutica</i> (REEVE) .....   |         | *     |
| <i>Paphia</i> ( <i>Paratapes</i> ) <i>undata</i> (BORN) .....                       |         | *     |
| <i>Raeta</i> ( <i>Raetellops</i> ) <i>pulchella</i> (ADAMS & REEVE) .....           |         | *     |
| <i>Semelangulus</i> <i>tokubei</i> HABE .....                                       |         | *     |
| <i>Macoma</i> <i>tokyoensis</i> MAKIYAMA .....                                      | *       |       |
| <i>Anisocorbula</i> <i>venusta</i> (GOULD) .....                                    |         | *     |
| <i>Dentalium</i> ( <i>Paradentalium</i> ) <i>octangulatum hexagonum</i> GOULD ..... |         | *     |
| <i>Turritella</i> ( <i>Kurosoia</i> ) <i>fascialis</i> MENKE .....                  |         | *     |
| <i>Cerithidea</i> ( <i>Cerithideopsis</i> ) <i>djadjariensis</i> (K. MARTIN) .....  | *       |       |
| <i>Batillaria</i> <i>multiformis</i> (LISCHKE) .....                                | *       |       |
| <i>B.</i> <i>zonalis</i> (BRUGUIÉRE) .....  | *       |       |
| <i>Rapana</i> <i>thomasiana</i> CROSSE .....  | *       |       |
| <i>Purpura</i> <i>distinguenda</i> DUNKER & ZELEBOR .....                           | *       |       |
| <i>P.</i> <i>echinata</i> BLAINVILLE .....  | *       |       |
| <i>Coralliophilla</i> sp. ....  |         | *     |
| <i>Babylonia</i> <i>japonica</i> (REEVE) .....                                      | *       |       |
| <i>Nassarius</i> sp. ....   |         | *     |

〔化石〕 城山，琉球人松では上下二枚の貝化石層がみつめられ，その構成種は Table 3 に示す通りである。琉球人松，城山では下部貝化石層中に著しく大型重厚な殻をもつ *Ostrea gigas* Thunberg の化石が密集して産出し，礁を形成して生息していた状態が観察される。これと同様なものはかつて著者の一人（早坂，1960）が，我国更新世間氷期の海進初期の堆積物中にしばしばみられることを報告し，その生成環境は内湾性の冷水低鹹の汽水域であると結論している。本層堆積時の古地理からも，内湾性の汽水域の存在が推測される。また，下部貝化石層は花粉分析の結果では，*Pinus* で特徴付けられる。玉里以北の地域からは，不完全な植物化石が二三採集されただけで，sand pipe は数多く見られるが，動物化石はまだ発見されていない。

## 16. 竜尾層 (Tatsuo formation)

大城 (1956)，太田等 (1967) は本層を，筆者等のいう城山層と一括して取扱っているが\*)，本層の下位に直接する城山層の表層部には厚さ 1 m 程度の黒色風化帯があること，また本層が場

\*) 大城は「琉球人松貝層」，太田等は「始良層」という名前で一括している。

所により城山層の一部を欠いて比較的下位層準に直接のっていることなどから、両者は不整合関係にあるものと考えられる。

〔模式地〕 鹿児島市城山町，城山トンネル東口から南洲翁洞窟付近に至る登山道。

〔層 厚〕 模式地で最も厚く約 25 m。

〔分 布〕 城山層とは不整合関係であるが，城山層に常に伴って分布する事から，両者の時間間隙はさほど大きなものとは考えられない。模式地城山の他に日当平，長田町，竜尾町，琉球人松および磯の鳥越等に分布する。

〔岩 相〕 岩相上，二つの部分に分けられる。下部層は厚さ約 10 m で非常に淘汰が良く，灰白色を呈する凝灰質極粗粒～極細粒砂から上方へ向って凝灰質シルトへ漸移する。上部層は厚さ約 15 m で，下底から 5 m 程の間は微細な軽石粉からなり，上方へ漸移して粗粒砂をマトリックスとし，扁平につぶされた長さ 5 cm 内外の軽石を含む軽石質凝灰岩が見られる。そのつぶれた軽石の他に直径 50 cm 近くもある軽石が一部に含まれている。

〔層位関係〕 先に述べた様に，城山層を時間間隙の短かい不整合関係で被い，城山層と共に著しく浸蝕されてできた起伏面をへだてて長井田軽石流，坂元軽石流に被われている。

## 17. 蒲生軽石流 (Kamō pumice flow)

山口 (1937a) により「暗色灰石類」，岩質は普通輝石紫蘇輝石粗面安山岩として記載されたもので，太田等 (1967) により「蒲生軽石流」と命名された。

〔層 厚〕 約 10 m。

〔分 布〕 局地的に吉野台地上の花倉，実方，下田および花野，河頭付近に分布し，下位層の浸蝕面の凹所を埋めた形で発達する (Text-fig. 5, Figure I)。

〔岩 相〕 特徴的な黑色を呈する脆弱な凝灰岩で，所によっては上下もしくは側方へ灰白色に変化する。花倉では断層によって転位した吉野軽石流の凹所を埋めて存在するが，本地域内では最も固く，弱い柱状節理の発達さえ認められる。熔結しているか否かは，岩石が脆弱なため薄片の作製が困難であり未だ明らかではない。

〔層位関係〕 吉野台地上に分布する本岩体は吉野軽石流を不整合に被い，長井田軽石流，坂元軽石流に不整合関係で被われるのを常とする。犬迫では小山田層およびそれを被う犬迫軽石流の両者を浸蝕した凹地に存在する。また河頭では下門軽石流を削剝した旧地形の凹みを埋め，上方は坂元軽石流に不整合に被われる。

## 18. 長井田軽石流 (Nagaida pumice flow)

山口 (1937a) の「上部灰砂層」，太田等 (1967) の「入戸軽石流」は岩相および分布状況から新旧二枚に分けられるべきで，古い方を長井田軽石流，新しい方を坂元軽石流と命名する。坂元軽石流については次項で述べる。

〔模式地〕 鹿児島市伊敷町梅ヶ淵から伊敷町長井田に至る谷。

〔層 厚〕 約 50 m。

〔分 布〕 旧地形に沿って分布し，長井田，花野口の北方約 500 m の河頭浄水場から西へ入った谷では厚く，50 m 内外の崖を形成している。その他磯から城山に至る地域，日当平，伊敷，小野，北枝等かなり広範囲に分布する。最も高い所では海拔 80 m 付近にまで見られる。

〔岩 相〕 最下部に厚さ 40 cm 程の二枚の軽石層を伴う。この軽石層はやや角ばった 5 cm 前後の軽石から成り、陸成堆積物で旧地形に沿って分布し、その凹凸にともない、わずかに厚さが変化する。この軽石層を被って、やや赤味がかった灰白色を呈する軽石質凝灰岩が厚く(約 50 m)堆積するが、一般に軽石の量は少なく、1 cm 内外のものが点在するに過ぎない。下部には所によって僅かながら層理の見られる事がある。

〔層位関係〕 本地域の東部では吉野軽石流を、中部では主に城山層を、西部では本軽石流の高度分布が 50 m~60 m 以下に限られている為、花倉層、下門軽石流、犬迫軽石流の浸蝕地形を埋めるような形で被っており、全地域を通じ、坂元軽石流に被われる (Text-fig. 8)。

### 19. 坂元軽石流 (Sakamoto pumice flow)

前項でも述べたように、山口 (1937a) の「上部灰砂層」、太田等 (1967) の「入戸軽石流」のうち、長井田軽石流を除いたものに相当する。

〔模式地〕 鹿児島市城山町照国神社裏の崖。

〔層 厚〕 吉野台地上から南へ向ってその厚さを増し、城山、原良付近では 100 m にも達する。

〔分 布〕 これまで述べてきたすべての層を不整合に被い、最も広く分布し、かつその厚さも本地域の各層中最大である。

〔岩 相〕 最下部に人頭大以下の安山岩、黒曜岩、玄武岩、斑岩などの角礫を伴ない、10 cm 前後の角ばった軽石を多量に含んだ軽石質角礫凝灰岩である。また雀ヶ宮、原良等の地域において、軽石流本体に人頭大の礫が、不規則な配列で入っているのが認められるが、その成因は不明である。

〔層位関係〕 海拔高度 250 m 以下の地域に分布する下位の地層を不整合関係で厚く被っている。本軽石流の存在が認められないのは本地域の最高所 (250 m 以上) を成す寺山および菖蒲谷付近のみで、そこでは牟礼ヶ岡安山岩、吉野軽石流、寺山玄武岩などを直接「新期火山灰および軽石層」が不整合に被っている。

### 20. 新期火山灰および軽石層 (Younger volcanic ash and pumice bed)

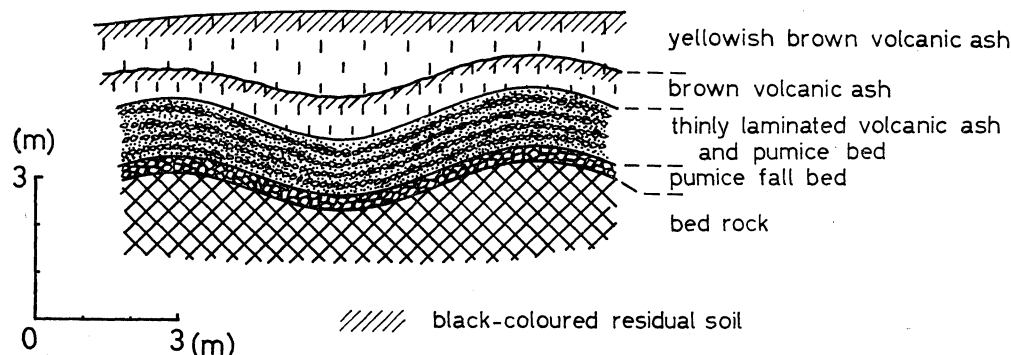
山口 (1937a) の「ローム・軽石層」、湊・勝井 (1957) の「火山灰層」に相当する。湊・勝井は本層を、吉野台地の表面を被覆する厚さ約 5 m の風成堆積物として記載し、その噴出源を一部は霧島火山群、一部は桜島であろうと述べている。本層については、筆者等は吉野台地に限らず本地域全域にわたって追跡したが、その結果、局地的に水的作用を受けた部分もあるが、全般的には湊・勝井と同様、風成堆積物と考えることが最も妥当であるという結論に達した。

〔模式地〕 鹿児島市坂元町。警察学校横の崖。

〔層 厚〕 約 5 m。

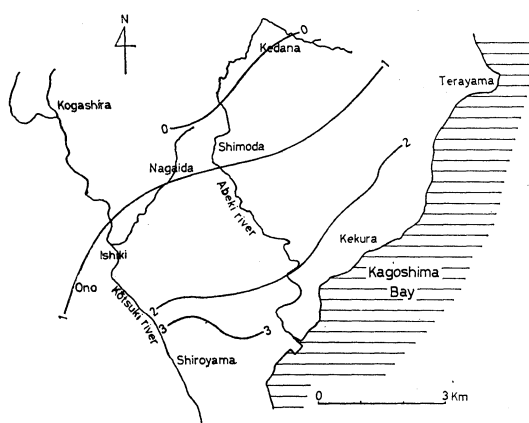
〔分布および発達様式〕 本層は調査地域全域に分布し、ほとんどの地域で坂元軽石流の浸蝕地形を被って発達するが、寺山や菖蒲谷付近の、坂元軽石流が存在しない地域では、牟礼ヶ岡安山岩、吉野軽石流、寺山玄武岩を直接被って分布している。本層は台地上の平坦部に広く発達するが、さらに、沖積地の発達している大規模で古い谷地形に面した台地の傾斜面では、地形に沿ってかなり低位置まで這いおりて発達しているのが観察される。精木川沿岸、長井田の谷、下門

南などがその例である\*)。また、原良より犬迫にわたる台地上では、局部的に、旧地形の小規模な谷を埋めつくした形で、現地形とは全く無関係に発達しているのがしばしば認められる。しかしながら、本地域の大部分の台地地域、すなわち、東部の吉野台地、西部の伊敷、小山田、犬迫、原良にわたる台地では、本層は小規模な若い谷地形によってけづりとられ、一般に高所の平坦部にのみ、浸蝕から取り残された形で分布している。



Text-fig. 13. Schematic profile of the younger volcanic ash and pumice bed.

〔岩 相〕 高度分布ならびに局地的な基盤起伏によって岩相はかなり変化するものと予想されたが、調査の結果では、岩相は全体を通じてきわめて安定していることが明らかになった。場所により本層の一部が欠如することはあるが、通常次に述べるような岩相層序がみとめられる (Text-fig. 13)。最下部に、径 2~3 cm の角ばった軽石だけからなり、厚さ 30~40 cm の、黄褐色ないし灰白色降下軽石層が発達する。その上に整合関係で、粒径 1 cm 内外の角ばった黄褐色軽石と、1 mm 内外の火山灰が薄層理をなす、厚さ約 1.5 m の層が存在する。さらにそれを整合的に被って褐色の火山灰層 (いわゆるローム層) が、約 1 m の厚さをもって存在するが、所によっては全く欠如することもある。以上の三層は、堆積時の地形面に沿って、ほとんど常に相伴って発達する。褐色火山灰層の最上部約 40 cm の部分に黒色風化帯がみられ、その上に黄褐色を呈するもう一枚の火山灰層が載っており、両者の間には diastem 程度の時間間隙が推定される。この黄褐色火山灰層は、下位の三層の起伏を埋めた形で場所により膨縮し、層厚は 1 m から 1.5 m の間で変化するが、浸蝕によって全く欠如している場合もある。この火山灰層中には、基底より約 1 m の位置に、厚さ 3~5 cm の一枚の軽石層を挟むが、その上下の境界は風化のため明確ではない。



Text-fig. 14. Map showing the change in thickness (in meter) of the thinly laminated volcanic ash and pumice bed.

■ 前述の薄層理軽石質火山灰層の層理は、一般に基底面にほぼ平行であるが、例外的

\*) 本地域外ではあるが、本層は鹿児島市南部のシラス台地をなす紫原にもよく保存され、田上川の谷に向う急斜面では例外なく現地形に沿って発達している。

に斜層理が著しく発達し、厚さも幾分厚くなっているのが、本地域内三ヶ所<sup>\*)</sup>においてみとめられる。これらは斜層理の様式、粒度分布の様相などから水成堆積物と判断されるが、いずれも台地上にきわめて局地的に発達しているにすぎない。また、最下部の降下軽石層の厚さは、全地域を通じ 30~40 cm でほとんど変化は認められないが、薄層理軽石質火山灰層の厚さは、北西方向に減少し (Text-fig. 14), 城山付近で 3 m 内外, 雀ヶ宮では約 2.5 m, 川上・花棚では 50 cm 内外, そして花棚の北部および大久保では完全に欠如し, 最下部の降下軽石層しか存在しない。また, 地域外ではあるが, 吉田村の鹿児島県立教育センター付近においても同様である。これらの事実から, 薄層理軽石質火山灰層の噴出源は, 本地域の南東方向, つまり桜島付近にもとめるのが妥当であろうと考える。一方, 降下軽石層および褐色火山灰層 (下部 “ローム層”) の噴出源については, 本地域内では厚さが一定し, 粒度にもほとんど変化が認められないので, 更に広域にわたる今後の調査結果にまたなければならない。また, 最上部の黄褐色火山灰層 (上部 “ローム層”) は現地地形面を形成し, 場所による浸蝕量の差が把握しにくいので, 元来の厚さの変化を詳しく知ることはきわめて困難である。

#### IV 従来の研究との層序の比較

筆者等の調査研究の結果, 本地域内に 20 の層位学的単元が識別されたことは, 既に述べた通りである。従来この地域の地質を研究した小田 (1917), 大塚 (1931), 山口 (1934, 1937a,b, 1938), 大城 (1956), 湊・勝井 (1957), 太田等 (1967) の示した層序との関係については, 前項地質の記載の中で, 単元毎に詳しく述べてあるが, ここには全般的な層序の比較を容易ならしめるために, 従来の研究結果との比較表を提示する (Table 4)。なお, 比較の便宜上, 年代順に並べることは意識的に避けてある。

Table 4 に示した層序関係の中で, 筆者等の設定した層序にとって特に重要な点を挙げると次の通りである。

1) 筆者等の竜ヶ水安山岩, 牟礼ヶ岡安山岩を一括して, 山口 (1937a) は複輝石安山岩, 大城 (1956) は牟礼ヶ岡安山岩と呼び, 筆者等のいう竜ヶ水安山岩の岩体はそれらが断層で転移したのと考えているが, 調査の結果層序的に別個のものとして取扱うべきであることが明らかになったので, 竜ヶ水に見られる本岩体を竜ヶ水安山岩として再定義する。

2) 本論文では太田等 (1967) のいう三船層を山口 (1937a) に従って花倉層と呼び, 三船層の名は山口 (1937) の含石英紫蘇輝石角閃粗面安山岩, 上部礫岩および凝灰質頁岩層を合わせたものに対して用いる。また大城 (1956) の三船熔結凝灰岩は筆者等のいう三船層の下部に相当する。

3) 大城 (1956b) の下部熔結凝灰岩, 太田等 (1967) の吉野熔結凝灰岩は, 層序関係および岩質岩相上の特徴から, 二分されるべきであることが明らかになり, 本論文では, それぞれ, 吉野軽石流, 下門軽石流として取扱っている。

4) 大城 (1956) の琉球人松層は, 層序的關係および岩質岩相の特徴から, 互いに不整合関係にある三層 (小山田層, 城山層<sup>\*\*)</sup>, 竜尾層) に区分されるべきであることが明らかになった。なお太田等 (1967) は大城の琉球人松層の一部を始良層, 一部を国分層群凝灰質砂岩・頁岩として

\*) 坂元町警察学校付近の蒲生に至る道路の切割り, 坂元町上ノ原団地の最高所旧警察学校跡, [吉野町七社の北方約 1 km のゴルフ場内の道路沿い。

\*\*) 完全な層序が, 琉球人松ではなく城山において観察されるので, 本論文では城山層として再定義する。



[illegible]

「内」のものは、その著者の命名による。

\* 印は熔結凝灰岩。

又 印は含海棲貝化石層。

はその著者が層序関係不明と記載しているもの。

なお、原著に属字関係の記載がないものに、

については、層序関係の記号を付さずに表示

ある。

記載している。

5) 小田 (1917) の灰砂層 (As), 山口 (1937a) の上部灰砂層, 大城 (1956) の上部火山灰砂層および太田等 (1967) の入戸軽石流は, 不整合関係をもって上下に二分されるべきであり, それぞれ岩質ならびに分布範囲を異にしていることが確認された。本論文では下部を長井田軽石流, 上部を坂元軽石流と命名する。

## V 貝化石層相互の層位関係

地質層序の項の記載から明らかなように, 古くから知られている鹿兒島市北部地域の貝化石層の層準は, 下から花倉層, 河頭層, 小山田層, 城山層の順である。それら相互の層位関係について, このたび明らかにされた事項をとりまとめると次の通りである。

1) 河頭層を被う下門軽石流と, 更に上位の犬迫軽石流との間に, 凝灰質砂・凝灰質シルト層および礫層が存在し, これらはかつて大城 (1956) によって琉球人松層に含めて取扱われているが, このたびの調査の結果, 層位的に独立したものであることが明らかになったので, 小山田層と命名した。なお, 貧弱ながら海棲貝化石が発見され海成層であることが判明した。

2) 小山田層と城山層は互いに分布範囲が離れて居り, かつ岩相が類似しているため, 筆者等も当初は大城 (1956) と同様に同一層と考えたが, その後の調査で, 城山層上部の礫層中に, 小山田層を被う熔結凝灰岩 (犬迫軽石流) の巨礫を多数含むことが明らかになったので, 互いに独立し, 層準を異にするものであるという結論に達した。

3) 筆者等の城山層は, かつて大塚 (1931) により, 貝化石産地に因んで局部的にそれぞれ城山貝層・琉球人松貝層と命名され, 両者とも *Ostrea gigas* THUNBERG の産出で特徴づけられると述べられている。大塚は両貝層は同一層に属するもので, 層位的には琉球人松貝層の方がやや上位であると考えている。筆者等の調査結果では, 城山層中に, 構成種を異にする上下二枚の貝化石層の存在が確認され, 大塚が指摘した *Ostrea gigas* のおびただしい産出で特徴づけられる“Oyster bed”は, 二枚のうち下部の貝化石層に相当することがわかった。また, これら上下二枚の貝化石層の存在を手がかりとして, 琉球人松に分布する城山層は, 模式地城山にみられる層序の中部以上に相当することが明らかになった。

## VI ま と め

鹿兒島市北部地域という, ごく限られた範囲ではあるが, 本研究を通じて地質層序に関する一応の研究結果を得ることができ, それによって本地域内の層序と構造の発達史を概略知ることができた。しかしながら, 各層・各岩体の地質時代についての知識はなお不十分であり, また, 周辺地域——とくにこれまで絶対年代の測定されている各地の地層との層序関係についてもいまだに不明な点が多いので, 本論文では地域全般の地史について論ずることは差しひかえたい。

本地域内にみとめられる数多くの層序単元は, 鹿兒島市内をほぼ北西—南東方向に流れる甲突川をへだてた南西側地域では, 最上部層 (坂元軽石流以上) を残して大部分のものが地下に没し去る。一方, 本地域北方では, ほぼ類似の地質状況が連続しているようで, 古くから有名な吉田貝層, 植物化石を多産する永野層・蒲生層などの分布地域をへて, 軽石流堆積物のタイプエリアである国分地域の層序との関連を求めることは, 今後研究すべき第一の課題と考える。また, 絶対年代測定と共に, 本地域内に産出する種々の化石についての古生物学的な精査もまた今後に残

されている重要な課題の一つである。

いわゆる“始良カルデラ”に隣接し、複雑な層序の発達している本地域は、南九州におけるカルデラの発達史、ひいては南九州の後期新生代地史の解明に重要な手がかりを与えるものと思う。今後、上述のような問題点を解明し、正確な時代論を背景に、本地域の地史を組み立てるよう努力するつもりである。

#### 参 考 文 献

- HABE, T. (1953): Limopsidae and Arcidae (1) in Japan. *Kuroda's Illustrated Catalogue of Japanese Shells*, Vol. 1, No. 25, p. 201-216.
- HAYASAKA, S. (1960): Large-sized Oysters from the Japanese Pleistocene and Their Paleocological Implications. *Tōhoku Imp. Univ. Sci. Rep. (Geology)*, Spec. Vol., No. 4, p. 356-370.
- 湊 正雄・勝井義雄 (1957): 鹿児島県竜ヶ水・磯付近の地質。地質学雑誌, Vol. 63, No. 740, p. 300-307.
- 小田亮平 (1917): 鹿児島市外吉野台の地質。地質学雑誌, Vol. 24, No. 284, p. 233-244.
- 大城健次 (1956): 北部鹿児島市の地質。鹿児島大学文理学部卒業論文。
- 太田良平 (1964): シラス研究序説。地球科学, No. 72, p. 1-10.
- ・郡山 栄・脇元康夫 (1967): シラスの地質学的分類。鹿児島県企画部。
- 大塚弥之助 (1931): 第四紀。岩波講座 (地質・古生物), p. 1-107, 岩波書店。
- 鹿間時夫 (1952): 第四紀。地学叢書, No. 3, p. 1-68, 地学団体研究会。
- 高柳洋吉 (1956): 鹿児島県吉田貝層の有孔虫化石。地質学雑誌, Vol. 62, No. 730, p. 380.
- TANEDA, S. (1954): Geological and Petrological Studies on the "Shirasu" in South Kyūshū, Japan, part 1, Preliminary Note. *Mem. Fac. Sci., Kyūshū Univ., Ser. D, Geol.*, 4, no. 2, p. 167-177.
- 露木利貞・早坂祥三・前野昌徳・大木公彦・榎倉克幹 (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, No. 3, p. 93 ~ 104.
- YABE, H. and K. HATAI (1941): On Some Fossil Mollusca from Kagoshima-ken, Kyūshū. *Jour. Geol. Soc. Jap.* Vol. 48, No. 575, p. 88-90.
- 山口鎌次 (1934): 鹿児島湾における玄武岩に就いて。地質学雑誌, Vol. 41, No. 489, p. 390-394.
- (1937a): 北部鹿児島湾の周縁地域特に吉野台の地質に就いて (摘要)。地質学雑誌, Vol. 44, No. 522, p. 222-225.
- (1937b): 北部鹿児島湾の周縁地域における灰石類の岩石学的研究 (其の1)。地質学雑誌, Vol. 44, No. 527, p. 745-773.
- (1938): 北部鹿児島湾の周縁地域における灰石類の岩石学的研究 (其の2)。地質学雑誌, Vol. 45, No. 533, p. 227-246.

---

|     |            |      |              |
|-----|------------|------|--------------|
| 楢木川 | Abeki-gawa | 花野口  | Kenoguchi    |
| 始良  | Aira       | 河頭   | Kogashira    |
| 赤崩  | Akakuzure  | 甲突川  | Kōtsuki-gawa |
| 原良  | Harara     | 紫原   | Murasakibaru |
| 日当平 | Hinatabira | 牟礼ヶ岡 | Muregaoka    |
| 犬迫  | Inuzako    | 中別府  | Nakabeppu    |
| 花棚  | Kedana     | 七社   | Nanayashiro  |
| 花倉  | Kekura     | 下門   | Shimokado    |
| 花野  | Keno       | 田上   | Tagami       |

FIGURES I-III

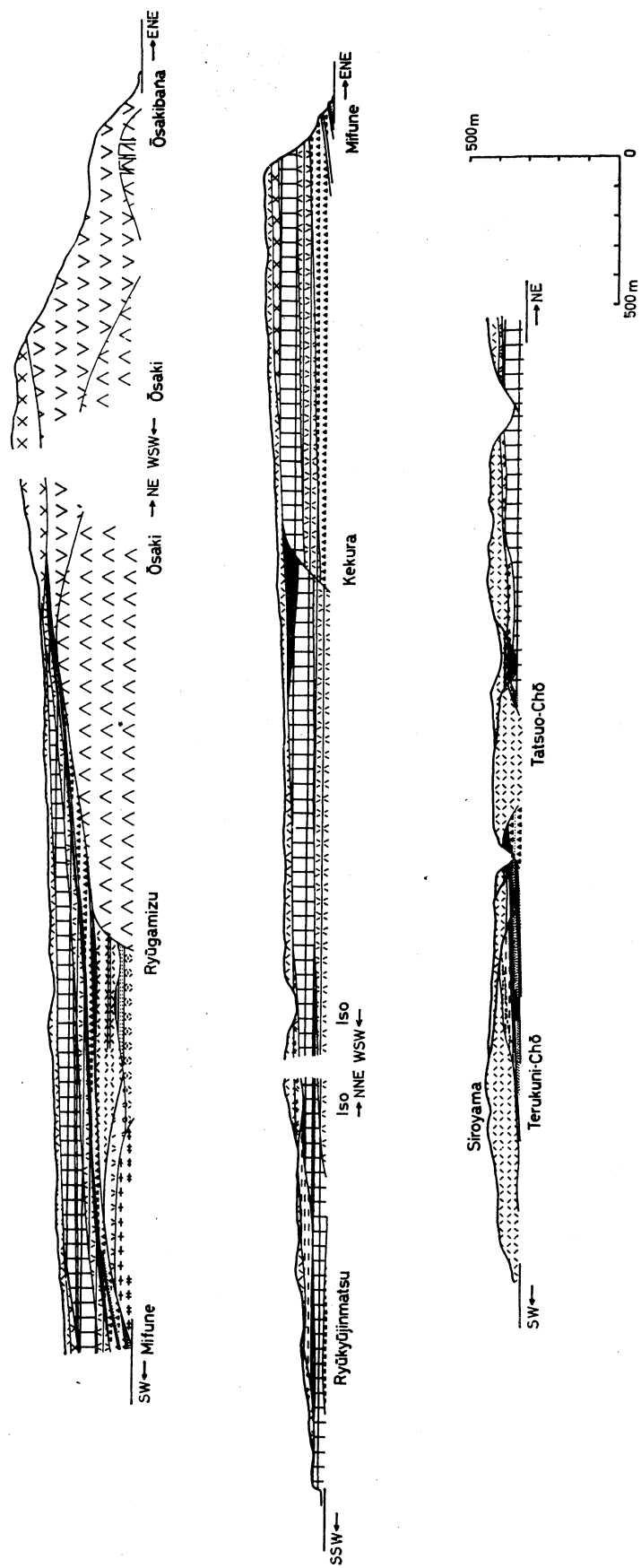
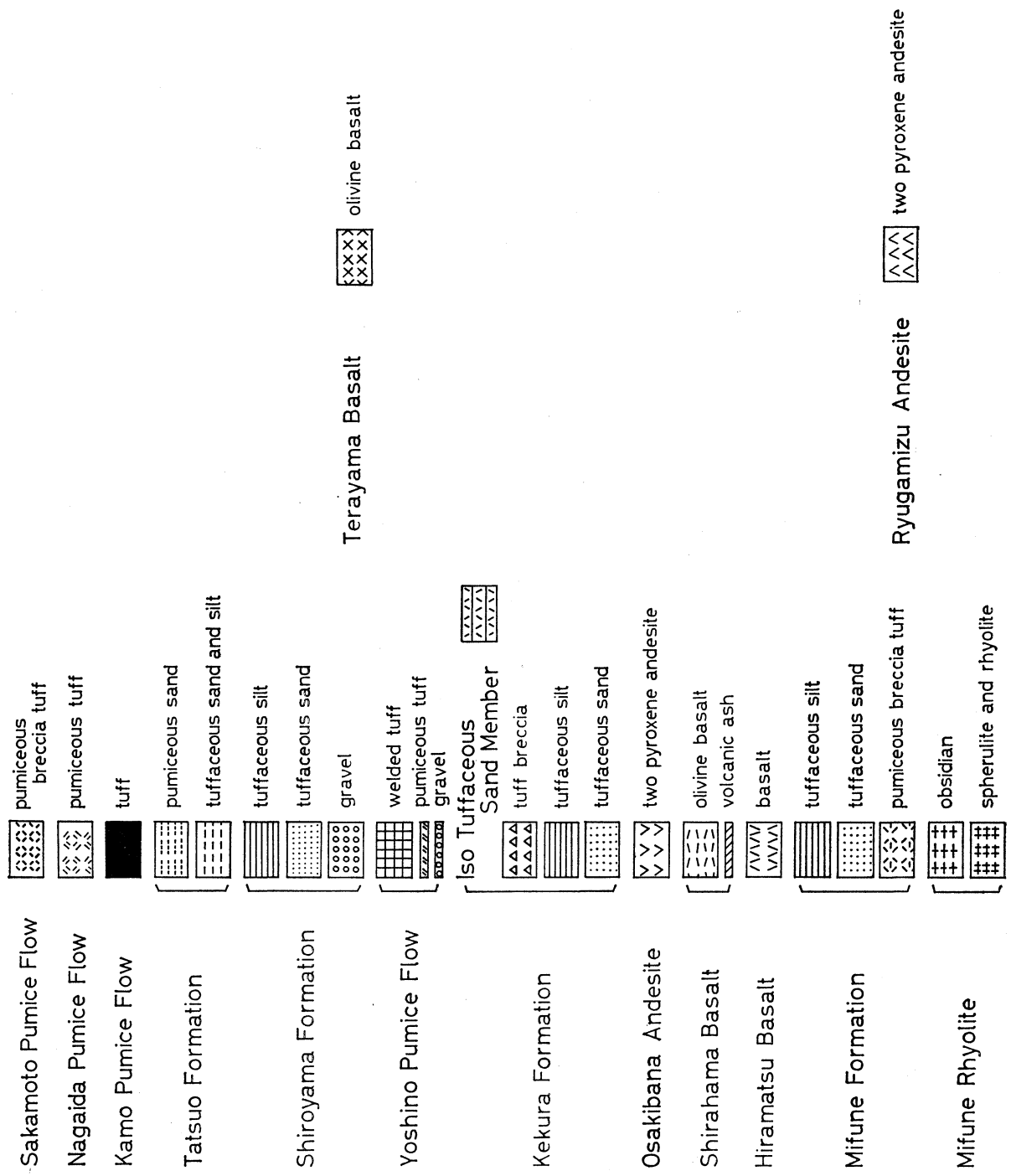


Figure 1. Composite profile along the sea cliff between Ōsakibana and Ryūkyūjimmatsu and along the hillside between Iso and Shiroyama.



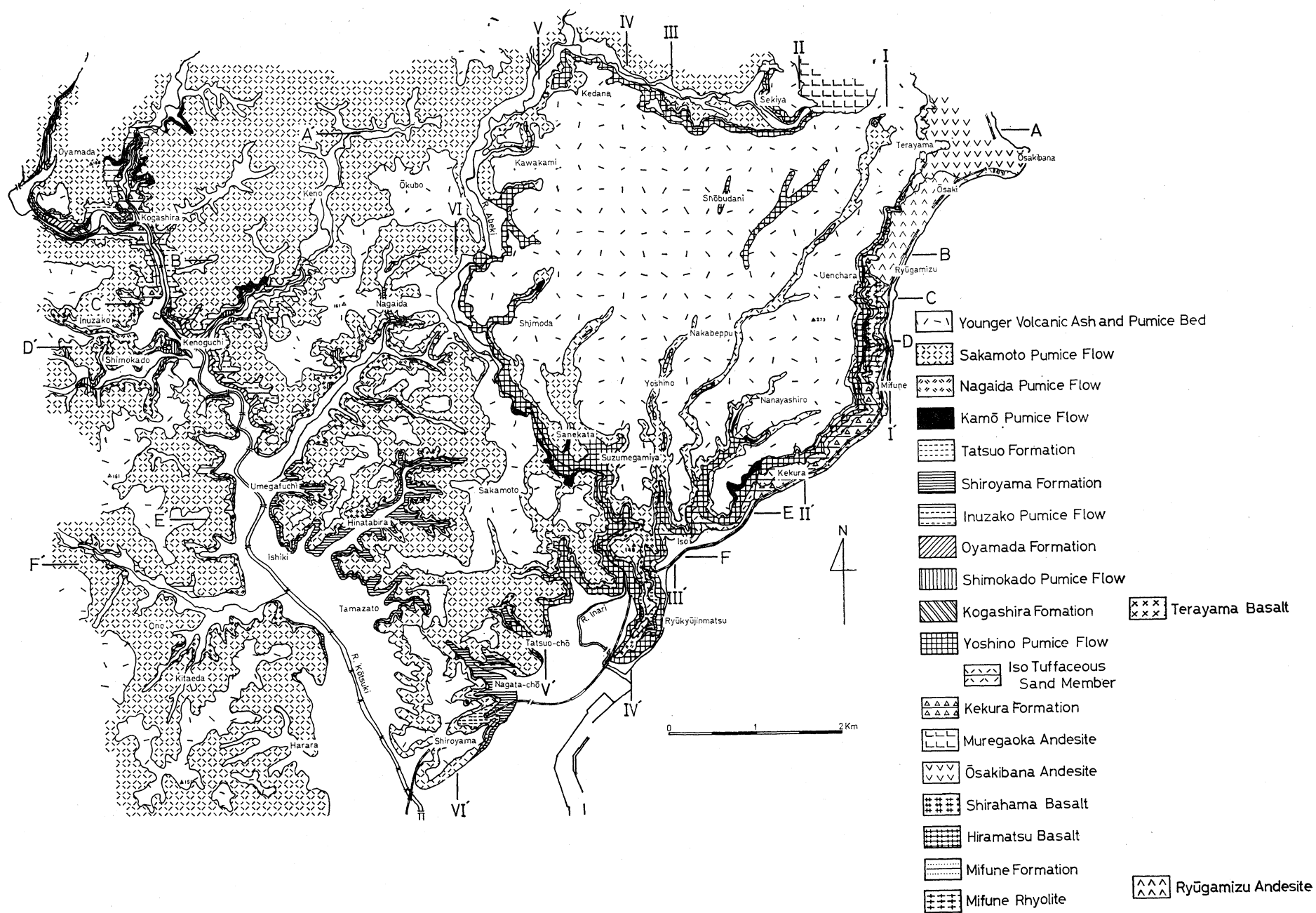


Figure II. Geological map of the northern part of Kagoshima City.

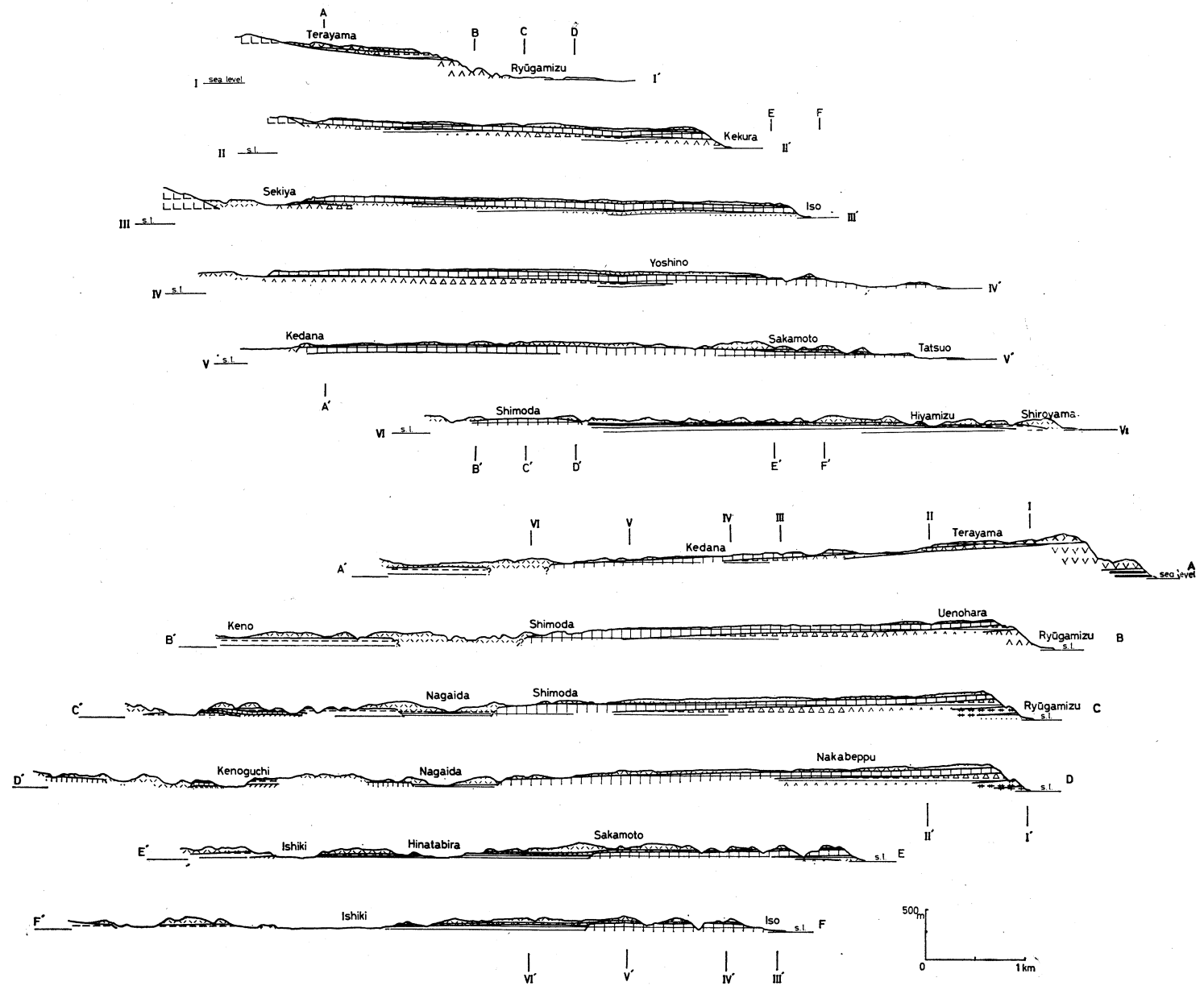


Figure III. Geological sections of the northern part of Kagoshima City.