

鹿児島市地域のボーリング資料にもとづく地質学的考察

著者	早坂 祥三, 大木 公彦
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	4
ページ	15-29
別言語のタイトル	Geological Consideration on the Subsurface Data from the Deep Wells drilled in Kagoshima City, South Kyushu, Japan
URL	http://hdl.handle.net/10232/00000470

鹿児島市地域のボーリング資料にもとづく地質学的考察

早坂 祥三・大木 公彦

(1971年9月30日受理)

Geological Consideration on the Subsurface Data from the Deep
Wells drilled in Kagoshima City, South Kyushu, Japan

Shozo HAYASAKA and Kimihiko ÔKI

Abstract

Based upon the data accumulated from the 51 wells drilled for exploitation of thermal water, the subsurface geology of the Kagoshima City area is described (Figs. 1 and 2), and the interrelationship between the subsurface and the surface geology (Table 1) is discussed (Table 2, Fig. 2).

Particular emphasis was given to the mode of occurrence of the Kekura Formation and the geohistory of the present area prior to the deposition of the Kekura. The occurrence of a graben-like depression in the present-day Kagoshima Bay area during pre-Kekura time was ascertained. At the western margin of this depression which is situated in Kagoshima City, several rather small faults extending in N-S direction nearly parallel with the margin are inferred to exist judging from the configuration of the basement rock surface (Text-fig. 3). The Terukuni pumice flow (welded) immediately overlying the erosion surface of the basement rocks seems to be cut by the faults cutting the basement (Fig. 2, F-G). After a rather long period of erosion, the marine Kekura Formation was deposited horizontally on the relief resulted from the faulting stated above. The geohistorical background, thus clarified affords better understanding of the paleogeography of the pre-caldera marine formations (the Kekura, Kajiki, and Yoshida Formations etc.) in the area surrounding the inner part of Kagoshima Bay.

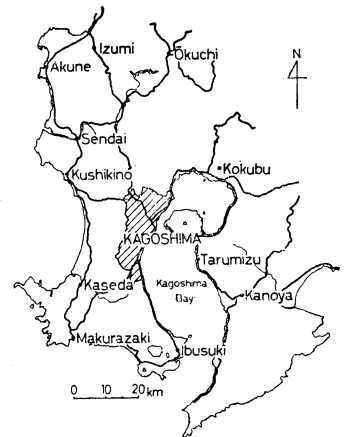
I. ま え が き

鹿児島市地域においては、従来、温泉開発のための深井戸の掘鑿が盛んで、コア試料あるいは正確な柱状記録の残されているものだけでも、かなりの数にのぼっている(露木他、1970)。それらの資料を整理、検討することによって得られる地下地質に関する情報は、既に筆者等(大木・早坂、1970)が報告した地表地質の知識とあいまって、この地域の地史的変遷を理解するために、きわめて重要なものと考えられる。そこで筆者等は、前報で述べた地表地質との関連において、本地域地下深部における層序と構造を明らかにするべく、市内各所で行なわれたボーリング資料*の検討を行なった。その結果いくつかの新事実が知られ、それらはいづれも、鹿児島湾地域の構造発達史を考究する上で重要な手がかりと指針を与えるものと考えられるので、こゝにその概況を報告する。

* 1971年9月現在掘鑿中のものまで含む。

II 謝 辞

この研究に際して、鹿児島大学理学部露木利貞教授には、ボーリング資料入手に関して数々の御助力を頂き、また、終始有益な討論と激励とを賜わった。同学部大庭昇教授には、火山岩、火砕岩類の鑑定ならびに比較考察の上で多大の御助力を頂いた。この研究の基礎となった各地のボーリング資料を入手し得たのは、ひとえに関係各位の御好意によるものである。これらの方々の御厚意に対して、こゝに深く感謝の意を表す。



Text-fig. 1. 調査地域図 (Index map of the area studied).

III. 鹿児島市地域の地形・地質概観

本地域の地表地質に関しては既に報告済みであるが (大木・早坂, 1970), こゝには、地下地質検討結果の説明の便宜上、その概略を述べておく。

本地域は地形的に次のように大きく三分される (Text-fig. 2)。

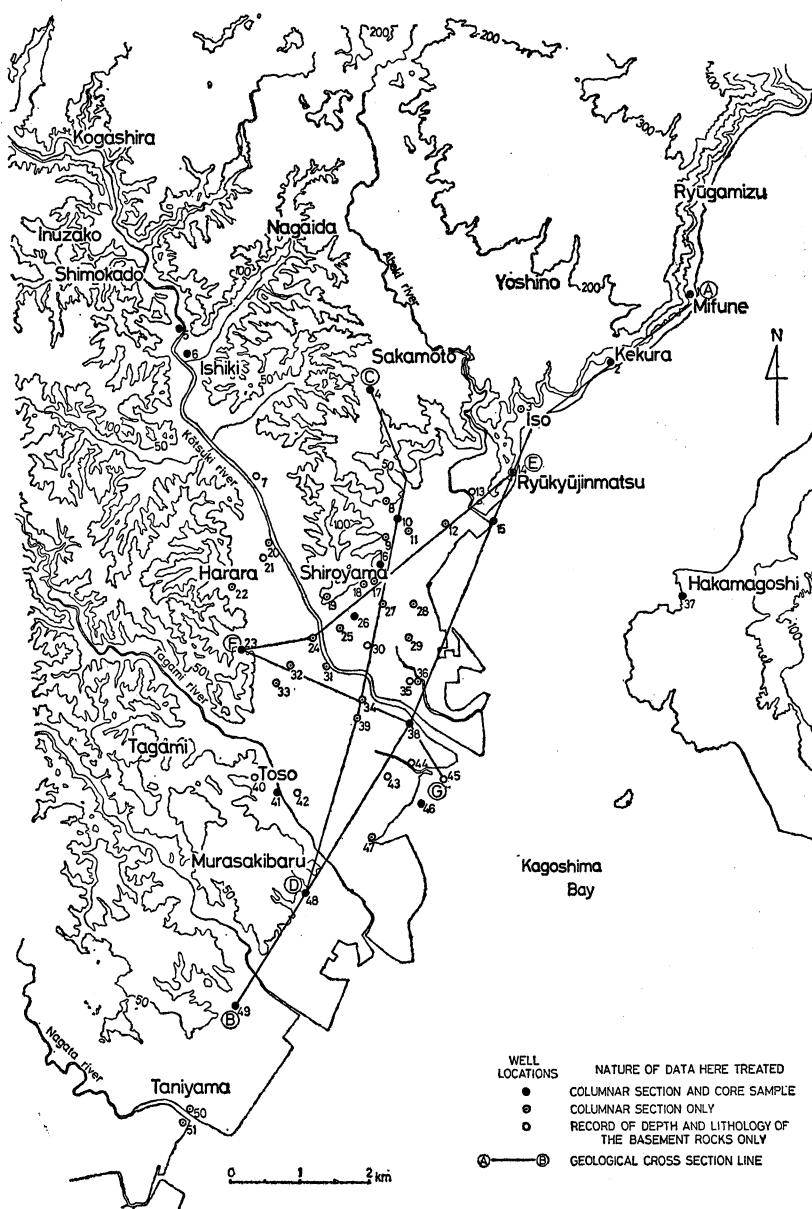
- 1) 地域北東部を占め、東縁は鹿児島湾に面する急峻な海食崖*によって限られる、いわゆる吉野台地地域。
- 2) 琉球人松～長井田を結ぶ線の西側に広く発達し、樹枝状の侵食谷をもつ開析台地地域。
- 3) 甲突川上流沿岸より鹿児島市街地にかけて広がる沖積平野地域。

一方地質的には、伊敷～長井田を結ぶ線を境にして東西に大きく二分され、本地域の層序の大綱は東部地域においてみとめることができる (Table 1)。

その東部地域において、前述の地形区分は地質状況との関連の中で次のようにとらえることができる。東部地域では北東方に接する牟礼ヶ岡 (海拔 551.7m), 大崎鼻, 竜ヶ水地域に発達する安山岩類を基盤として、花倉層以上の各層が、全体として南に傾斜しながら発達している (Fig. 2 の中で、三船～城山間参照)。地形的に識別される「吉野台地地域」は、上述の安山岩類に接する北東部 (高度約 350 m) から南西方へ、平均 2° ～ 3° の緩傾斜をもって漸次高度を減じ、高度約 150m の地域付近まで、きわめて平坦な開析度の低い台地面として存在している。更に南西方に連なる高度約 150m 以下の地域では、多数の侵食谷が発達し、地形的には「開析台地地域」として識別されることは前述の通りである。これら両地域の、開析度の著しい相違は、台地を構成する地層の、侵食に対する抵抗力の違いに由来するものである。すなわち、台地面高度 150m 付近を境として北東部では、台地上部 (台地地下浅部) を占めている抵抗力の大きい熔結凝灰岩 (吉野軽石流) の存在によって、平坦な台地面が保存されているが、地層の傾斜が台地面の傾斜よりも大きいため、高度 150m 以下の地域では熔結凝灰岩の分布高度が低下し、それに応じてその上方に位置する軟弱な地層群 (城山層, 竜尾層, 長井田軽石流, 坂元軽石流) が厚く発達し、その部分は数多くの侵食谷によって開析されている。地層群の南西方への傾斜は、沖積平野をへだてた、本地域南～南西部の丘陵地域まで継続しており、ここでは、本地域に発達する地層群はその最上部 (坂元軽石流と新期火山灰および軽石層) を残して大部分のものが地下に没し去る。

鹿児島市街地と甲突川上流沿岸に発達する沖積平野には、Text-fig. 2 中、ほゞ琉球人松, 城

* 始良カルデラの「カルデラ壁」と呼びならされている。



Text-fig. 2. 鹿児島市地域におけるボーリング位置図 (Map showing the position of wells and of the geological cross section lines).

山、唐湊を結ぶ線に沿って、それより内陸部と海岸部とで約 2 m の高度差がみとめられるがその発達史の詳細については未検討である。

本地域の、地表にみられる地質層序は 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、牟礼ヶ丘安山岩、花倉層)

* これらの詳細については、大木・早坂、(1970) を参照。

Table 1. 鹿児島市北部地域における地表地質層序 [大木・早坂, 1970]
(Stratigraphic sequence in the northern part of
Kagoshima City [Ôki and Hayasaka, 1970]).

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

(× Marine molluscan fossils)

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

尚, 本論において取り扱ったボーリング資料の位置は, その大部分が沖積平野* および海食崖直下の海食台におけるもの** であり, 台地上におけるものはごく少数*** にすぎない。

* 地点5~7, 10~13, 15~18, 20~22, 24~36, 38, 39, 41~47, 49~51.

** 地点1~3, 14.

*** 地点4, 8, 9, 19, 23, 40, 48.

IV. 鹿児島市地域の地下地質

海水準下 120m~910m の深さの、市内各所におけるボーリング資料 (Text-fig. 2; Fig. 1) を整理検討した結果、Fig. 2; Table 2 に示すような地下地質が明らかになった*。その層序学的区分は次の通りである。

1. 基盤岩 (四万十川層群)
 2. 三船流紋岩
 3. 照国軽石流
 4. 花倉層
 5. 荒田軽石流
 6. 吉野軽石流
 7. 城山層
 8. 竜尾層, 長井田軽石流, 坂元軽石流
 9. 未固結砂礫層
- 以下古いものから順を追って述べる。

1. 基盤岩 (四万十川層群)

ボーリングによって得られた基盤岩は、岩質上、薩摩半島の山稜を形づくっている四万十層群のものと判断される砂岩・頁岩である。場所によってはその最上部数 m がかなり風化されており、又、著しく節理の発達した部分もみられる。基盤表面の深度は、全体として南西から北東へ深くなる傾向をもち、上位は三船流紋岩、照国軽石流、花倉層などに不整合に被われている。

その深度分布は、Text-fig. 3 にみられるようにきわめて特異な傾向を示している**。

2. 三船流紋岩 (大城, 1956)

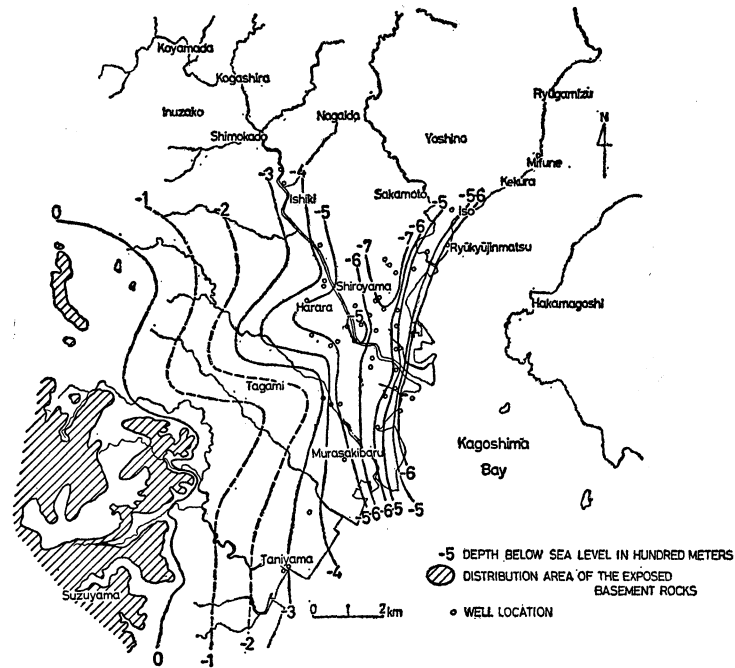
原記載以後得られたボーリング資料によると、地表に見られる流紋岩・球顆岩の延長は、三船(地点 1)においては-500 m 附近にまで、花倉(地点 2)においては-300 m 以深に存在することが知られている。三船(地点 1)の試料は、鏡下において球顆組織が発達し、斜長石、普通輝石などの斑晶を含み、地表の岩体と同質である。三船では、この流紋岩との直接の境界は不明

* これらのボーリングは、その性格上、浅部の地質—とくに未固結砂礫層については記録が不十分で、この点は今後の問題として残されている。

** その詳細については第 V 項参照。

Table 2. 鹿児島市地域の地表と地下とにおける層序の比較 (Comparison between the surface and the subsurface stratigraphic sequences in the Kagoshima City area).

時代 (Age)	地下地質 (Subsurface)	地表地質 (Surface)
現世 (Holocene)	新期火山灰および軽石層 (Younger Volcanic Ash and Pumice Bed)	
	未固結砂礫層 (Unconsolidated Sand and Gravel)	
更新世 (Pleistocene)	ボーリング試料では、識別不可能な為、一括して取扱う。(Undifferentiated)	坂元軽石流 (Sakamoto Pumice Flow)
		長井田軽石流 (Nagaida Pumice Flow)
		竜尾層 (Tatsuo Formation)
	城山層 (Shiroyama Formation)	城山層 (Shiroyama Formation)
	吉野軽石流 (Yoshino Pumice Flow)	吉野軽石流 (Yoshino Pumice Flow)
鮮新世後期・更新世初期 (Late Pleistocene - Early Pleistocene)	荒田軽石流 (Arata Pumice Flow)	
	花倉層 (Kekura Formation)	花倉層 (Kekura Formation)
		牟礼ヶ岡安山岩 (Murégaoka Andesite)
	照国軽石流 (Terukuni Pumice Flow)	三船流紋岩 (Mifuné Rhyolite)
	基盤岩 (Basement Rocks)	



Text-fig. 3. 基盤岩 (四万十川層群) 上限の等深線図 (Map showing the configuration of the basement rock surface [the Shimantogawa group]).

だが、その下位に、赤褐色ないし黒色を呈する安山岩礫からなる角礫凝灰岩が—700 m 付近にみられる。さらにその下位には石英安山岩質凝灰岩が存在する。肉眼的には、白色の基質に角閃石の結晶が点在するが、鏡下において、石基は透明な玻璃からなり、斑晶は石英、斜長石の他に角閃石が多くみとめられる。この石英安山岩質凝灰岩は、琉球人松 (地点 14) においても、基盤直上、—600 m の位置にみられ、三船のものと同—岩体と考えられる。琉球人松 (地点 14) の石英安山岩質凝灰岩は、5 mm 以下の外来岩片を僅かに含んでいる。鏡下において、有色鉱物の大半は壊されて鑑定しにくい、辛うじてとり残されている結晶と壊された部分の外形から推測して、その大半は角閃石であろうと判断される。三船流紋岩に相当する岩体は、沖積平野地下の資料には認められないので、その分布の南限は琉球人松 (地点 14) 付近と判断される。

3. 照国軽石流 (新称)

これは露木等 (1970) の地質柱状図の中に熔結凝灰岩として記載されているものである。今回筆者等の岩石学的検討の結果でも、それらが熔結凝灰岩であることが確認され、さらに、地表に分布するいずれの軽石流とも岩質・層準を異にするものであることが明らかになった。そこで新たに照国軽石流と命名し、コア試料の最もよく保存されている照国町 (地点 26) を模式地とする。

本軽石流は、模式地における層厚約 130 m で、中に二枚の礫層を挟在する。他の地点では最下部にも礫層を伴うことがあり、また挟在するものも礫層だけではなく粘土層が認められる場合もある。本岩は岩相上、上下二枚に分けられる。上部の熔結凝灰岩は、暗青灰色ないし黒色を呈し、所々に外来岩片を含み、ユータキシティック構造が発達している。鏡下において、石基の大部分は玻璃からなり、斑晶は斜長石のみで有色鉱物はみとめられない。それに対し、

下部の熔結凝灰岩は、灰白色～灰色を呈し、最大径 3cm 程度の外来岩片をかなり含んでいる。またユータキシティック構造が著しく発達している。鏡下において、石基の大部分は玻璃からなり、斑晶の大半は斜長石である。斜長石にはアルバイト、カールスパット双晶および累帯構造が認められ、それらが複雑に組み合わさっている例も少なくない。その他の斑晶としては、普通輝石、紫蘇輝石が認められる。

花倉層をもたらした海浸に先立つ本軽石流の発達状況は、基盤岩の浸食面の起伏に密接な関連をもっており、このことは、花倉層生成前の構造発達史を考察するための有力な手がかりとなっている*。また本軽石流は、近接した2地点において、一方ではかなり厚く発達しているのに、他方では全く欠如し、そこでは花倉層が直接基盤岩に接しているという例がしばしばみとめられ(地質 24, 32, 39) 花倉層との間には著しい不整合関係が想定される。たゞし本軽石流の最上部には風化帯はほとんどみられず、全体を通じてかなり新鮮である。

先花倉期のこの熔結凝灰岩は、鹿児島湾周辺地域における火砕流堆積物の内で最古のものである可能性が強い**。

4. 花倉層 (山口, 1937)

従来鹿児島市内各所のボーリングによって、未固結砂礫層の下位に、貝化石、植物化石を含む海成層(砂岩、泥岩; 層厚 100m 前後)の存在が広く知られていたが、それらが地表に分布する含貝化石層(花倉、河頭、小山田、城山の各層)の何れに相当するものであるかについては不明であった。今回取り扱った資料によると、この海成層は明らかに吉野軽石流に被われているので、地表層序におけるカルデラ起源火砕流堆積物群の下位を占める花倉層の、地下における延長部であることが明らかになった。たとえば、吉野台地東縁の海岸地域についてみると、吉野軽石流直下の花倉層が、海水準下に没し去る磯より約 500m 南に位置する琉球人松(地点 14)では、地表から一 30m 迄つづく吉野軽石流の下に、花倉層の延長と考えられる含貝化石層が一 480m の深さまで存在する***。

本層はレンズ状に挟在する凝灰岩、礫層などを除けば、一般に下部はシルト層、上部は砂層で代表される。化石は主に下部のシルト層から産出する。Fig. 2 にみられるように、本層は岩相の測方変化ははげしいが、シルト層、砂層の岩相境界線は滑らかに結ぶことができ、本層堆積後の構造運動に伴う断層の存在などを推定することは困難である。

また、鹿児島湾に面した海食崖でみられる本層は、凝灰角礫岩、凝灰岩が大半を占めており、吉野台地の南縁部地下に分布する本層にも凝灰岩が卓越していることから、花倉層は吉野台地南縁部付近を境にして、指交関係をもって岩相が大きく変っているものと推測される。

大木・早坂(1970)は花倉層の中に、礫凝灰質砂部層を識別しているが、ボーリング試料では花倉層本体である砂層との区別がつけにくい為、砂層として一括してある。

5. 荒田軽石流 (新称)

最近行なわれた坂元町(地点 4)、下荒田町(地点 38)のボーリング・コアから、坂元町では花倉層と吉野軽石流との間に、また下荒田町では花倉層を被い未固結砂礫層に被われて新た

* その詳細については第 V 項参照。

** 南九州においては、ほぼ同時代と思われる熔結凝灰岩の存在は、鹿児島県出水平野地域にも知られている。

*** 地下地質資料における本層の最大層厚は、地点 27 におけるもので、580 m+ である。

な熔結凝灰岩が発見された。両者は肉眼的にもまた鏡下における観察からもまったく同一岩質のものと判断される。岩相は極めて玻璃質で、ユータキシティック構造が発達し、暗褐色ないし黒褐色で熔結度が高い。鏡下において、石基はほとんど玻璃からなり、斑晶は斜長石が最も多く、石英、紫蘇輝石、角閃石がほぼ同程度に、また僅かであるが普通輝石も認められる。吉野軽石流との間には厚さ 40 m 程の非熔結部と思われる軽石質凝灰岩を挟み、また石英を含まず、全体に泥っぽく、石基に玻璃以外のものをかなり含む吉野軽石流とは、岩相的に明瞭に区別できるので、新たに荒田軽石流と命名し、模式地を下荒田町（地点 38）とする。層厚は模式地において約 20 m である。本軽石流は上記の 2 地点に知られるのみで、その分布状態はさだかではないが、花倉層堆積後の侵食面の凹部を埋めるような形で堆積したものと考えられる（Fig. 2）。

6. 吉野軽石流（太田他，1967）

本軽石流は、地表では吉野台地のみ分布しているが、地下では台地周辺の沖積平野下にも不連続であるがみとめられる（地点 11, 16, 27, 32）。吉野台地ではほとんど層厚に変化がなく、本軽石流の上面はほぼ平らで、緩く南西方向へ傾斜しているのに対して、沖積平野縁辺部では傾斜の傾向は同じだが、下位花倉層の侵食面の凹部にのみ薄く発達している。また、対岸桜島の袴腰では、軽石質凝灰岩の下、深度約 88 m に熔結凝灰岩が存在するが、これは岩質的に吉野軽石流の延長部と考えられる。

7. 城山層（大木・早坂，1970）

城山層は、吉野台地を取りまくように、琉球人松から城山、伊敷付近に分布し、沖積平野にはその露頭は全く見られない。本層は、沖積平野をへだてた本地域南西部の開析台地（主に坂元軽石流より成る）の谷部に露出するほか、台地縁辺部に近接した沖積平野では 9 ヶ所* のボーリング資料でその存在がたしかめられている。それ以外の沖積平野地下では全く存在しない。

8. 竜尾層，長井田軽石流，坂元軽石流（大木・早坂，1970）

竜尾層，長井田軽石流，坂元軽石流の岩相はそれぞれ、凝灰質砂～シルト層，軽石質凝灰岩，軽石質角礫凝灰岩であり互に類似している上，比較的脆弱なため，ボーリング試料についてそれぞれを識別することは困難である。従って本論文では一括して取り扱っている。本層が沖積平野地下にみられるのは，沖積平野縁辺部の 2 ヶ所** だけである。また，本層が地表に露出している地点でのボーリング結果では，その下限の深さは約 80 m であった。

9. 未固結砂礫層（仮称）

上述の諸層を著しく侵食して生じた不規則面の上に，未固結砂礫層が厚く堆積している。この侵食面の深度は，場所による変化がはげしいが，最深 220 m に達し，国内他地域の沖積平野下に一般にみとめられる，-100～-130 m の埋積谷深度（Würm 氷期最盛期に相当）と比べて著しく深い点は注目に値する***。併し乍ら本地域で行なわれたボーリングの大部分は，

* 地点 11, 19, 20, 22, 25, 26, 33, 47, 48

** 地点 20, 25

*** 鹿児島湾をへだてた対岸の垂水市地域は，基盤岩の山地に近い沖積地で，地表下 200～300 m の深度まで，未固結砂礫層が占めているとのことであるが，それは本地域における状況と一致する。

500~800 m 深度を目指す深井戸であるため、浅部では大口径の掘鑿が行なわれ、未固結砂礫層については詳しい試料の採取が困難であると同時に、残された記録も一般にきわめて不十分である。従って砂礫層に関しては、下底の深度と岩相の概略以外には情報がなく、本論では、それ以降の詳しい層序関係をのべることはできない。

V. 考察一とくに花倉層以前の地史について

地下地質の検討を通じて得られた最も重要な事柄は、地表地質の研究(大木・早坂, 1970)では十分に解明することができなかつた、花倉層の存在様式が明らかになったこと、および、先花倉期のこの地域の地史をひもどく手がかりが得られたことの二つである。前者については既に地下層序記載の項に述べてあるので、こゝでは後者についての考察を行なう。

Text-fig. 3 に示したように、基盤岩(四万十川層群)表面の深度分布には一つの著しい傾向がみとめられる。本地域南西部に於て地表に分布し山体を構成している基盤岩類は、鹿児島市街地方向(北東方)へ向って漸次分布深度を増大している*。原良~紫原を結ぶ線^{はらら ひらさきばる}以東では、等深線はほぼ南北方向を保ち、約 2km の範囲内において、比高 100m 内外の起伏をくり返し、琉球人松より南へ向う現海岸線以東では急激に深度が増大してゆく傾向がみとめられる(Text-fig. 3, Fig. 2)。このような基盤の起伏の状況は、互に近接したボーリング資料の比較によると、かなり急激なものと推定され、また資料の数は少ないが、現海岸線以東の部分における基盤岩の急激な落ち込みは、Fig. 2 にみられるように著しいものである。このような点から、南北に狭長な形態をもつこれらの起伏は、南北性のいくつかの断層に由来する、小規模な地壘、地溝の集合体と考えることが妥当であり、この断層帯は、前掲の資料によって現海岸線以東に推定される大規模な地溝**の西側縁辺部に相当するものと考えられる。

また、これらの断層群の生成時代については、上位に来る地層群の発達状況から次のように推論される。既に述べたように、地下にみられる海成花倉層中には、取り扱った資料に関する限り、断層による変位らしきものは認められず、従って基盤を切る断層群の生成時代は、花倉層堆積前と見るべきである。ところで、花倉層の下位に著しい不整合関係をもって広く分布する熔結凝灰岩(照国軽石流)の発達状態は、基盤岩表面の起伏に対して一定の対応を示している。すなわち、基盤岩の深度の大きいところでは熔結凝灰岩は厚く、深度の小さいところでは薄いという関係が、全域にわたってみとめられる。とくに、現海岸線以東において、基盤面の急激な低下に伴って、熔結凝灰岩の厚さが急増している事実(地点 45)は、熔結凝灰岩堆積時における基盤面の起伏に対応した一次的な厚さの変化とは考えにくく、むしろ熔結凝灰岩堆積後の断層による変位に伴う形態(Fig. 2, F-G)として理解すべきものであろう。

このように形成された地溝はその縁辺部がたまたま現海岸線に一致してはいるが、花倉層以後に生じたカルデラの陥没やそれに伴う構造的陥没による地溝とは、全く時代を異にするものであり、むしろ、阿多・始良などのカルデラ群をこの地域に生ぜしめるに至った地史的背景としてとらえられるべきものである。

またこのような地溝の存在は、鹿児島湾奥部に分布し従来古地理的解釈が困難であった、先

* 手もとにある資料の中で、基盤岩深度の最大のもは 780 m に達し、いづれも城山付近(地点 8, 10, 11, 17)に集中している。Text-fig. 3 に示すように、700 m 等深線は北方台地へ向って開いてゆくようであるが、台地地域については資料がなく、詳細は不明である。

** その東縁は、大隅半島に分布する四万十川層群西縁部によって画されるものと考えられる。

カルデラ海成層（花倉層，加治木層など）の生成条件（とくに外洋との連絡など）を理解する上に，有力な手がかりを与えるものである。

古鹿児島湾とでも呼ぶべきこの地溝の形態については，今後さらに広範な資料を必要とするが，かつて行なわれた指宿観光ホテルの深井戸資料において，深度約 280m 以下の部分に厚さ 220m に達する泥岩層（海成らしい）が存在するという事実*はこの点に関連してきわめて示唆にとむものである。

さらに，このような地溝の形成が火山活動を伴うものであったかどうかについては，次のように推論される。基盤岩直上，花倉層の下位に，不整合関係をもって発達する熔結凝灰岩は，前述の如く，基盤岩とともに地溝の形成に関与しているものと考えられるので，地溝形成に先立つ火山活動の存在を示すものといえよう。火山活動の形式がどのようなものであったかは明らかではないが，いづれにせよ，花倉層以後の，カルデラ生成に関連する火山活動の，先駆的な活動とみなすことができよう。

VI. ま と め

地下地質資料の検討を通して明らかになった事柄は次の通りである。

- 1) 従来，鹿児島市内各所において地下深部に知られていた含化石海成層は，地表地質層序における花倉層の延長部である。
- 2) 基盤岩と花倉層の間に照国軽石流（新称）があり，これは鹿児島湾周辺地域における火砕流堆積物の内で最古のものである。
- 3) 花倉層の上位に荒田軽石流（新称）をみとめた。
- 4) 未固結砂礫層基底の不整合面（埋積谷底面）は最深 220m に達する。
- 5) 基盤岩は，現海岸線の位置以東で，南北方向の断層をもって地溝状に落ち込んでいるらしい。それに伴って，数本の断層群の存在が推定される。
- 6) 照国軽石流は基盤岩とともに断層運動を受け，その結果として厚さの分布は基盤岩の起伏に応じて変化している。

これらのことから，鹿児島湾周辺部における先カルデラ海成層の存在様式の理解と，それらをもたらし海浸の古地理的な解釈とに，有力な手がかりが与えられた。このことは，同時に，阿多・始良などのカルデラ群を本地域に生ぜしめるに至った地史的背景の把握という点からも重要である。

尚，今後の問題として次の様な点が残された。

- 1) 先カルデラ地溝の形態把握のための広域にわたる資料の蒐集。
- 2) 先カルデラ海成層堆積時の古地理。
- 3) 「未固結砂礫層」に関する詳細な層位学的検討。
- 4) 地下地質試料に関する古生物学的研究。

参 考 文 献

- 大木公彦・早坂祥三 (1970): 鹿児島市北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), No. 3, p. 67~92, 14 text-figs, 4 tables, 3 figs.

* 露木利貞教授からの口頭での御教示による。

- 大城健次 (1956): 北部鹿児島市の地質。鹿児島大学文理学部地学教室卒業論文。
- 太田良平・郡山 栄・脇元康夫 (1970): シラスの地質学的分類。鹿児島県企画部。
- 露木利貞・鎌田政明・黒川達爾雄 (1970): 鹿児島県の温泉—鹿児島・桜島・海瀉およびその他の温泉—。鹿児島県鹿児島温泉研究会。
- 山口鎌次 (1937): 北部鹿児島湾の周辺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.

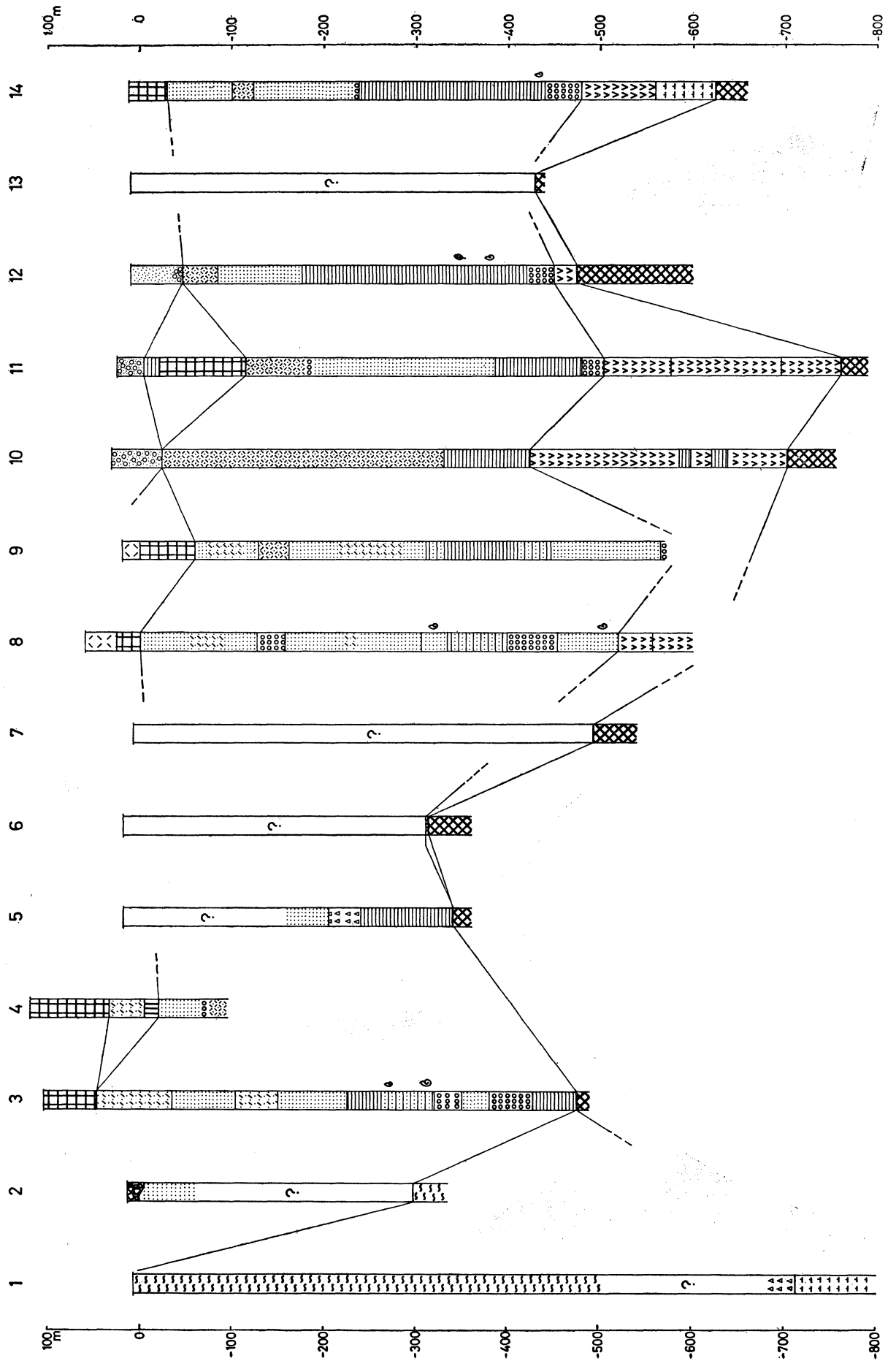


Fig. 1. 鹿児島市内における深井戸の地質柱状図 (Columnar sections of the deep wells drilled in Kagoshima City).

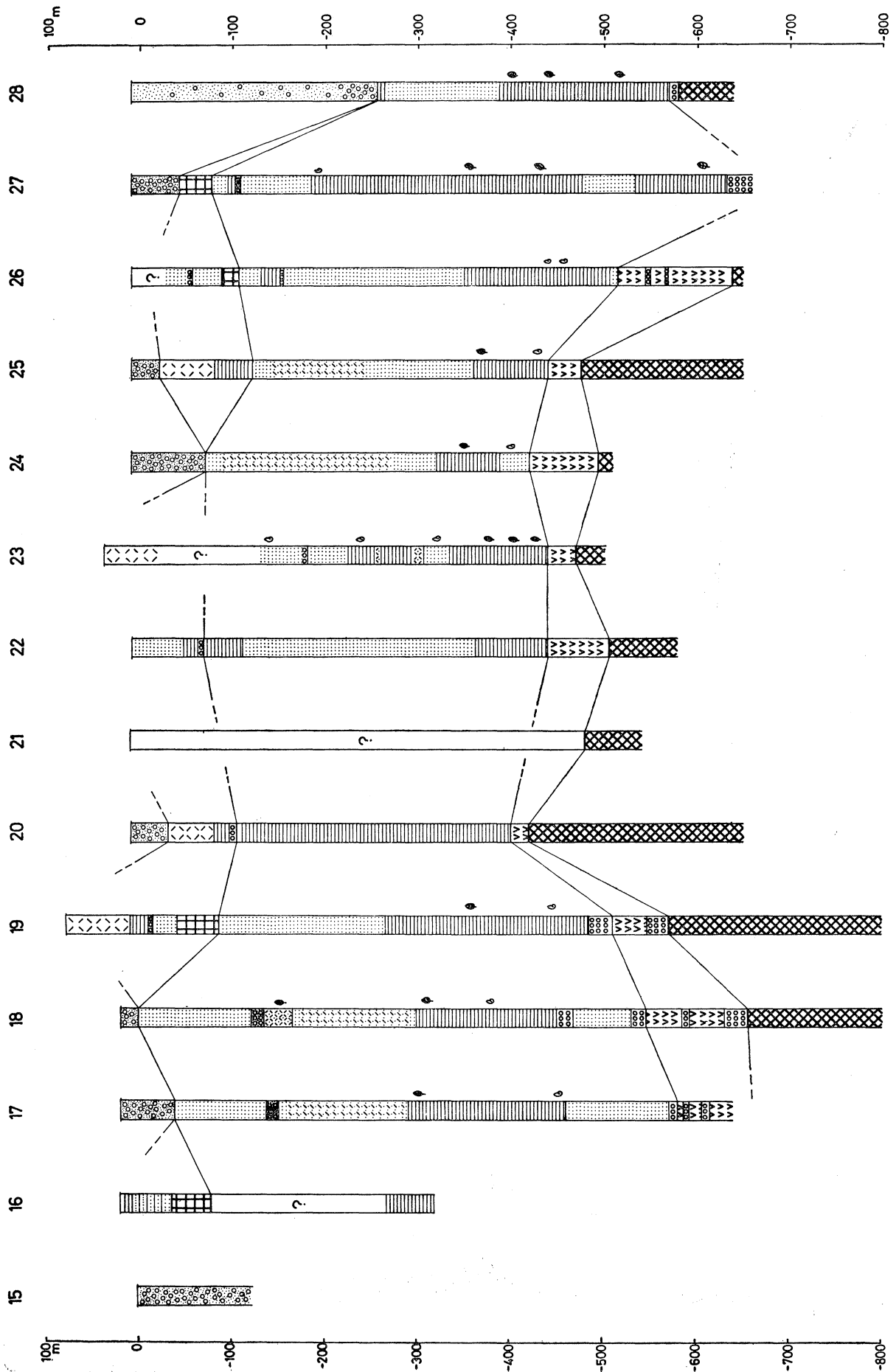


Fig. 1. つゞき (continued)

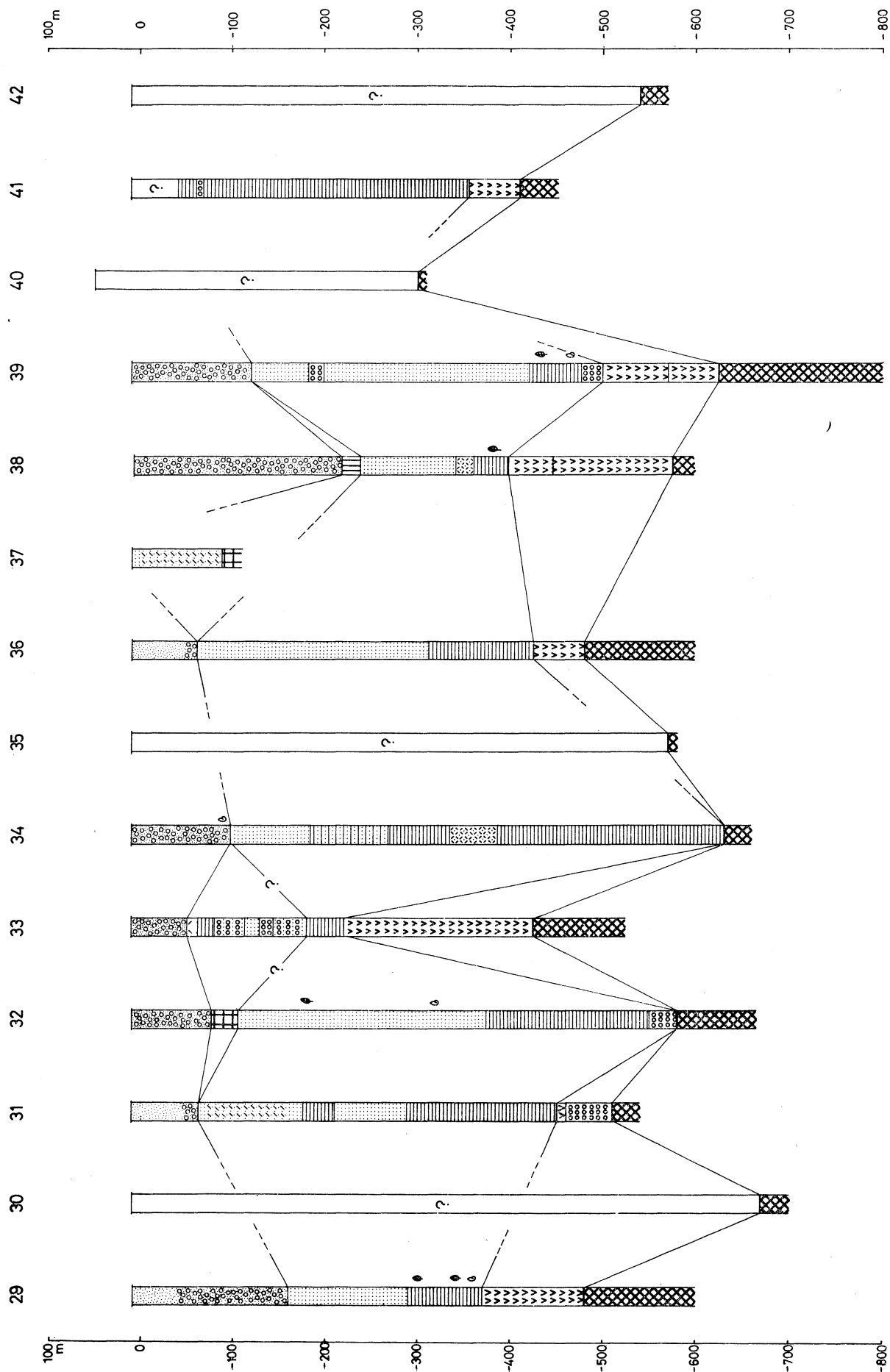


Fig. 1. つき (continued)

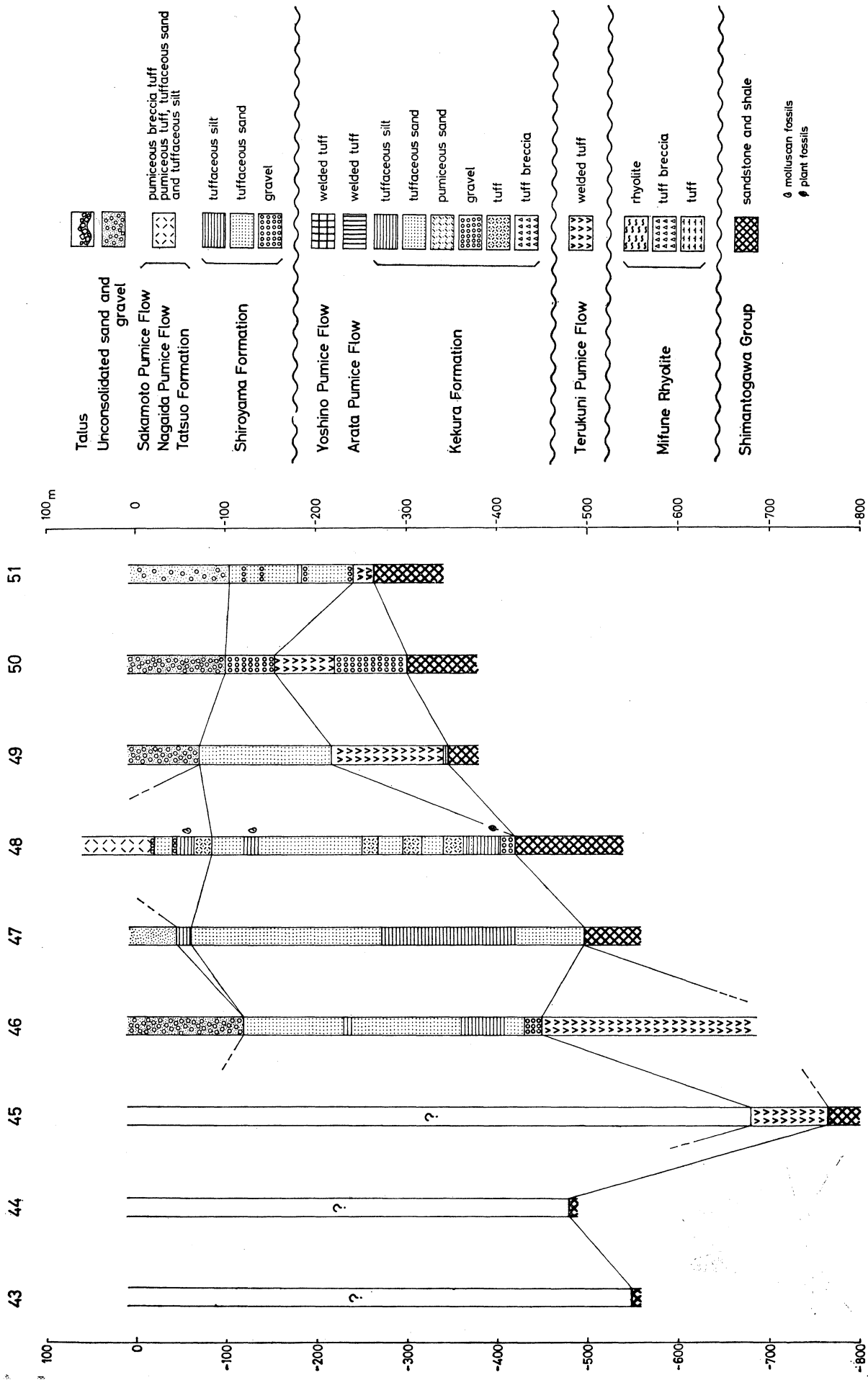


Fig. 1. つゞき (continued)

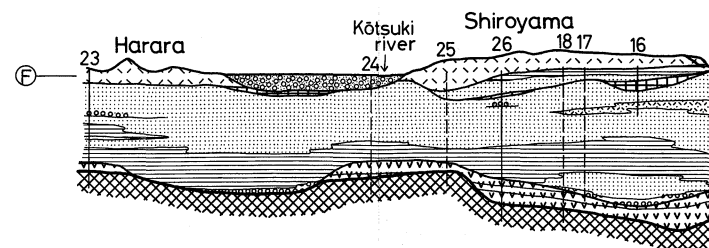
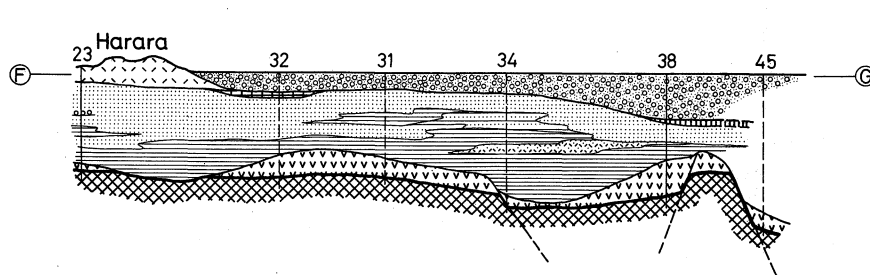
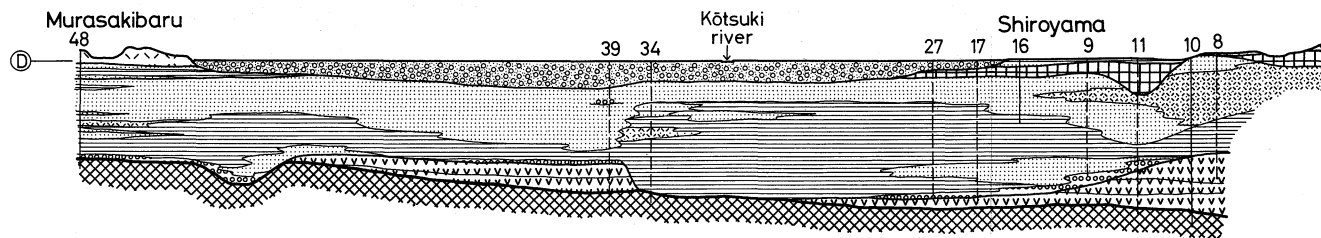
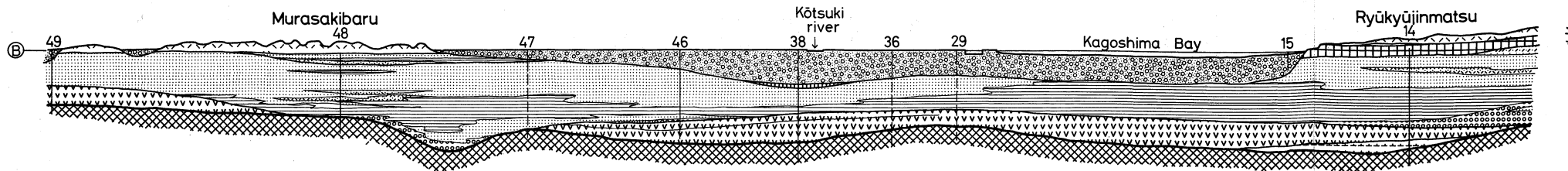
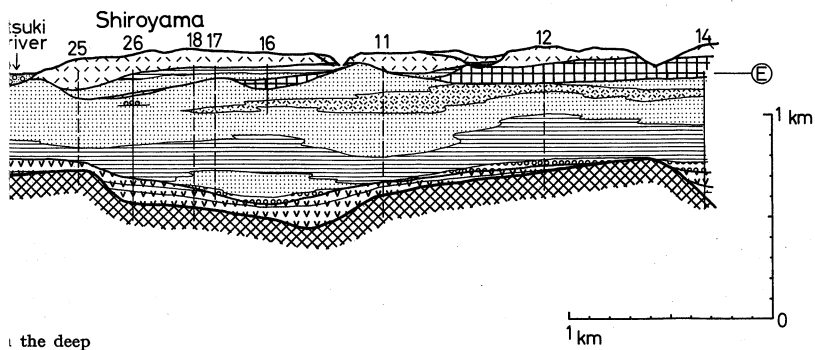
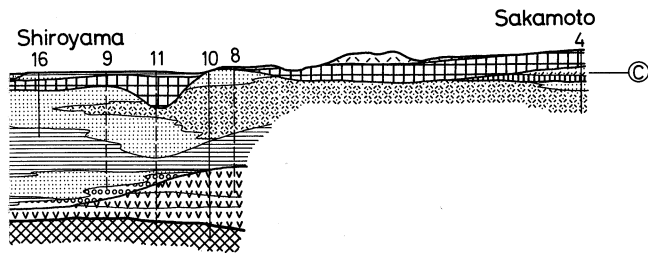
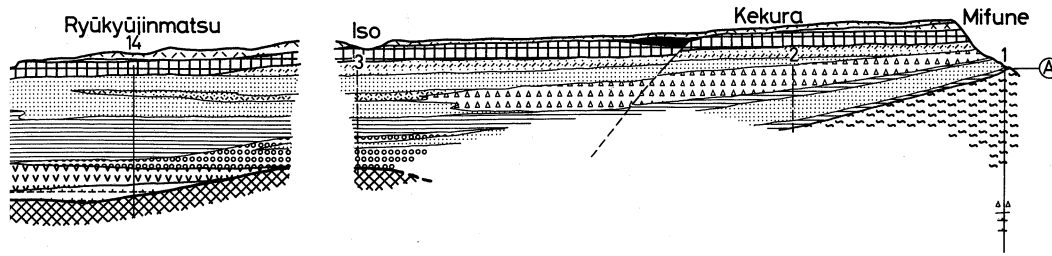


Fig. 2. 鹿児島市地域の地質断面図 (Geological profile sections based upon the data from the deep wells drilled in Kagoshima City).



the deep