

熊本県長洲町付近の第四系

古川, 博恭
農林省九州農政局計两部

満塩, 博美
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4737379>

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学之部. 8 (2), pp.83-100, 1965-11-15. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

熊本県長洲町付近の第四系

古川博恭・満塩博美

Quaternary System of the Nagasu Area, Kumamoto Prefecture

By

Hiroyasu FURUKAWA and Hiromi MITSUSHIO

(Abstract)

In the Nagasu area the Quaternary sediments are extensively distributed, resting on the basements of granites and the Paleogene formations. They are divided into six formations in ascending order:

1) Fumoto Formation (Higher terrace, 60 m in height), made up of gravel and sand beds. This is characterized by highly weathered gravels, the so-called Kusari-reki (corroded gravels), and partly intercalated with thin clay and silt beds. Gravels mainly consist of the granitic breccias or subangular gravels derived from the hinterland. Fumoto Formation is 10–20 m in thickness.

2) Nagasu Formation, (not forming the terrace), consisting of gray or dark gray siltstone; lower part contains shell remains of the inner bay environment, such as *Theora lata*, *Raeta pulchella*, and *Barnea japonica*, etc., and the plant fossils such as *Pinus*, *Fagus* and *Quercus*. The sediments become yellowish-brown in the upper part. Its thickness is about 5–10 m.

3) Akata Formation (Middle I terrace, its height 30–60 m), consisting of sand and gravel beds mainly composed of the cobbles of andesite, sandstone, crystalline schist and granite, intercalating pumice, silt and clay beds. The uppermost of the formation is covered with red soil.

4) Yame-nendo Formation (Middle II terrace, its height 20–30 m), consisting of clayey pumice tuff; its upper part is pink, lower part is gray or grayish-white and becomes more pumiceous and coarser. The composition of heavy minerals is hyperthene (Hyp) > hornblende (Hn) > augite (Au) > magnetite (Mg). Hyperthene is nearly equal to hornblende in volume. This formation is the fill top of the younger welded-tuff of Aso volcano. Its thickness is 10–20 m.

5) Daimei Formation (Lower terrace, its height 10–20 m), consisting of the alternation of sand bed with remarkable cross-lamina, and gravel bed composed of andestic pebbles. This formation is rich in iron-sand. The composition of heavy minerals changes as follows, in ascending order: Mg > Hn > Hyp > Au > Biotite (Bt), Mg > Hn > Bt > Hyp > Au, Mg > Hn > Bt > Zircon > Hyp > Au. Daimei Formation is 5–10 m in thickness.

6) Reddish brown Loam, slightly clayey, and contains many quartz grains. This is secondary loam. The composition of heavy minerals is Mg > Hn > Hyp > Bt > Au, and is quite similar to that of the upper loam of Yame district. This loam is about 40 cm in thickness.

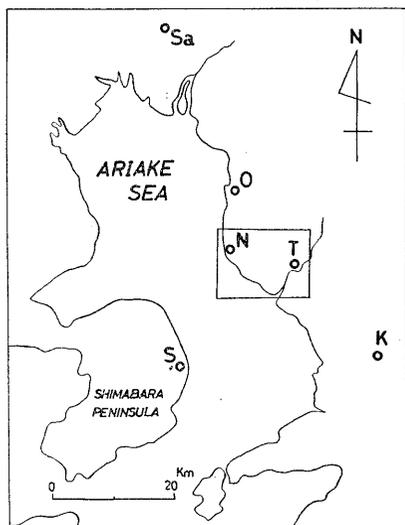
1965年7月23日受理

1963年9月 日本地質学会西日本支部会講演 (於鹿児島大学)

古川博恭 : 農林省九州農政局計画部

I. はじめに

熊本県北部玉名市西方長洲町を中心とする地域には広く第四紀層が発達しているにもかかわらず、これまで、その層序についてはほとんど知識がなかった。わずかに林行敏(1962)により、長洲・荒尾付近の洪積層が長洲層群としてその珪藻化石について報告され、下部の清里層が非常に内湾性の



第1図 調査位置図

Sa: 佐賀, O: 大牟田, N: 長洲,
T: 玉名, S: 島原, K: 熊本,
四角でかこんだ範囲が調査地域。

の海成層であることが明らかにされた。また、尾原信彦ら(1961)が長洲港付近の地下構造調査ボーリング結果および既存のボーリング資料から、地下地質の沈積サイクルについてのべているにすぎない。しかし、さいきん、郷原ら(1964)は北九州の第四紀層に関する諸問題を検討するなかで、長洲層をはじめとする玉名・長洲付近の第四系の地史およびその意義についてはじめて明らかにし、長洲層が下末吉海侵による古有明海の堆積物であり、それ以降の第四紀層はすべて後期洪積世から沖積世にかけての海水準の変動に対応した地層であることを示した。また、同様に有明海研究グループ(1963)においても、その有明海周辺の第四系を明らかにするなかで、玉名地方の第四系の概要についてのべている。

筆者らは1961年以来、玉名～長洲付近の第四系の調査を行ってきた。これはまた、有明海・不知火海域の第四紀学的総合研究の一環でもある。ここにその概要をまとめたので報告する。

この論文をまとめるにあたり、現地において、室内においていろいろ御指導・御討論をたまわり、また各種の資料を提供して下さい下さった下記の方々に厚く感謝する。

農林省九州農政局計画部柴崎達雄氏・信州大学文理学部郷原保真助教授をはじめとする有明海研究グループおよび第四紀総研の諸氏、九州大学理学部地質学教室松本達郎教授・首藤次男助教授・勘米良亀齡助教授・速水格博士・大塚裕之氏および中居功氏、長崎大学教養部高橋清教授、東海大学海洋学部星野通平教授、資源科学研究所和島誠一氏、東京教育大学大森昌衛助教授・藤田至則博士、熊本県小国高校田辺哲夫氏および玉名高校考古学クラブの諸氏、熊本県玉名事務所本島課長、有明製鉄KK木村正氏、昭和水道土木KK溝口技師、熊本県玉名郡岱明町当局、長洲町当局。

II. 地形・地質概説

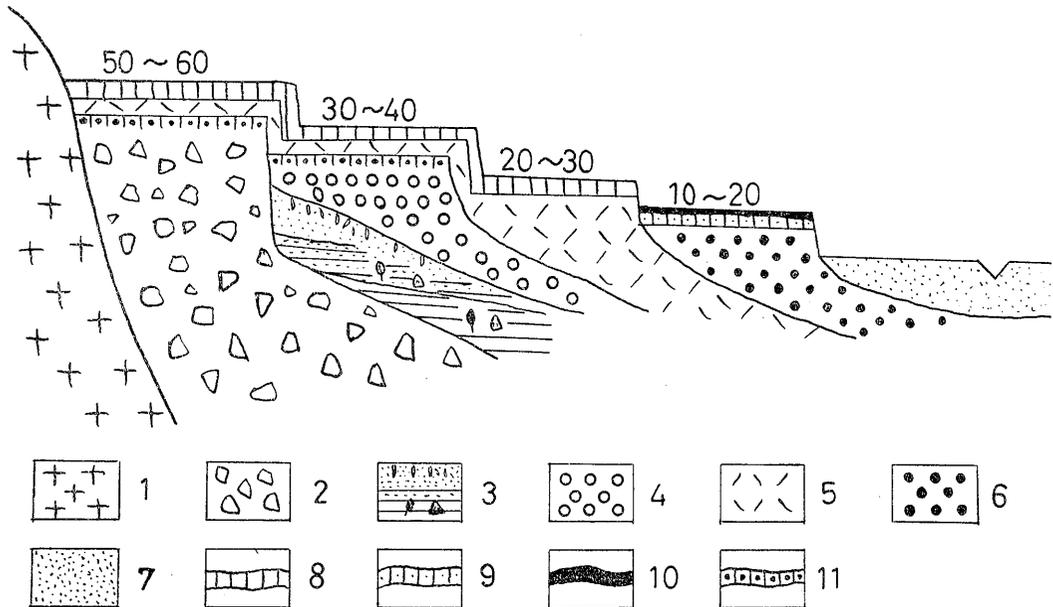
熊本県玉名市およびその西方には、高位・中位(I面・II面)・低位に区分できる段丘地形がよく発達しており、それぞれ特徴的な堆積物によって構成されている。基盤としては東方および北方に花崗岩類山地(小岱山^{しよたさいさん}, 標高501m)と古第三紀層〔大牟田層群・万田層群〕(長尾巧, 1926)が広く分布している。

段丘地形の特徴は各面ともつぎのようにまとめられる。

高位段丘面: 菜切川上流、荒尾市府本をはじめとする小岱山山麓沿いに標高50~60m(沖積面

との比高 40~50 m) で点在する。この面は開析度が著しく、一部では堆積物をのせていないか、または、わずかにうすくのせている侵蝕面も存在する。有明海北部久留米~八女・佐賀北部山麓・福岡市周辺の高位面 (浦田, 1962) については、浦田(1962)・古川ほか有明海研究グループ(1963)も指摘しているように、基盤の侵蝕面が広く分布していることは、玉名地方とよく一致している。最上部には赤色土がのっており、基盤の赤色風化殻である。

中位段丘 I 面：荒尾市赤田を中心に標高 30~40 m で最も広く分布する面で、郷原ら (1964) は中位段丘上位面とし、関東北方の下末吉面に対比した。面の開析度はかなり著しいが、高位面よりは弱い。郷原ら (1964) はこの面を長洲層 (筆者らのいう長洲層との定義は若干異なる) によって形成された面とした。しかし、筆者ら (1963) はこの中位段丘 I 面を形成する砂礫層の下



第 2 図 玉名付近の段丘と堆積物の関係を示す模式断面図

- 1: 基盤, 2: 府本層, 3: 長洲層, 4: 赤田層, 5: 八女粘土層, 6: 岱明層,
7: 沖積層, 8: 赤褐色ローム層(1次), 9: 赤褐色ローム層(2次), 10: 黒色土,
11: 赤色土,

段丘面上の数字は、段丘面の上面標高(m)を示す。

位の純海成層のみを長洲層とし、その上位の砂礫層を赤田層と命名した。中位段丘 I 面はこの赤田層の堆積面であるので、下末吉面より若干新しく考えたい。この中位段丘 I 面もうすい赤色土におおわれており、赤色土化作用をうけたことをよくしめしている。これまで、赤色土化作用をうけた時期は、下末吉期 (リス・ウルム間氷期) のものももっとも新しいとされてきたが、ここでは明らかに下末吉期以降の赤色土* であり、下末吉期以降の赤色土化作用を認めたい。最近の赤色土に関するシンポジウム (1964) においても、古赤色土はほぼ現在と同程度の気候条件で生成したということが明らかにされており、その点で、この中位 I 面上の赤色土はリス・ウルム間氷期より、むしろウルム氷期のゲトワイゲル亜間氷期の産物とみたい。

* 首藤次男(1962)によれば、大分地方で新期阿蘇熔結凝灰岩の堆積後に赤色土化作用を認めているが、筆者らは玉名地方をはじめとする有明海周辺においては確認していないので、今後再検討すべき問題である。

中位段丘Ⅱ面：玉名市立願寺・築地付近・長洲町高浜・腹赤一帯に中位段丘Ⅰ面の侵蝕された谷をうめて八女粘土層が標高 20~30 m で平坦面を形成している。この八女粘土層によって形成された面は、玉名市東方伊倉・木葉・植木においてもみられ、とくに植木台地を形成する八女粘土層の地形面は、標高 80~100 m (比高 30~40 m) にも達する。

低位段丘面：玉名市立願寺・岩崎・中・岱明町菊尾・大野下一帯に NE~SW 方向に細長くのびて標高 10~20 m (比高 5~10 m) で分布する。この面は岱明層によって構成されており、その上面はきわめて平坦である。しかし、玉名市繁根木の市役所一帯には、玉名市東方の三ノ岳安山岩類の一部である凝灰角礫岩がせまい範囲で分布し、低位の侵蝕平坦面を形成している。

沖積面：この地方の沖積面はその大部分が1605年以降の干拓事業によって人工的に造成されたもので、それ以前は、玉名市市街地付近まで有明海は湾入していたことが明らかになっている。また、玉名市滑石と長洲町牛水一帯には小規模の砂丘がみられるが、その上には弥生遺跡がみられることから、それ以前の形成にかかわるものであろう。

III. 層 序

A. 府本層 (Fumoto Formation)

模式地：荒尾市府本、県道沿い

基盤の古第三系の砂岩・頁岩および花崗岩類を不整合におおい、荒尾市府本・榎原・金山・岱明町開田・玉名市立願寺一帯の小岱山西南部山麓に高位段丘面 (標高 50~60 m) を形成して点在している。

模式地の府本付近では、全体として砂礫層であり、間に厚さ 1 m 以下のうすい砂層・シルト層をはさんでいる。礫はやや角ばった淘汰の悪い花崗岩と古第三紀層の砂岩・頁岩の礫のみみられるが、その比率は圧倒的に花崗岩礫が多い。最大径は 40 cm に達するものがある。礫はすべて完全に風化して基質の花崗岩質粗粒砂との区別が容易でない。いわゆる“くさり礫”である。このくさりの程度は表面から基盤の古第三紀層の砂岩・シルト岩まで一様で特に変化はみられない。間にはさまれる砂層は褐色~赤褐色を呈し、礫層の基質と同様な花崗岩質砂層である。一部ではレンズ状にはさまれてくることもある。礫層の最上部には若干の不整合で厚さ 1.5 m 程度のうすい砂礫層が乗っている。この砂礫層は下部にくらべて風化の程度がずっと弱く、また石英礫の割合も多い。この礫層をおおって赤色土が分布する。模式地南方赤田~榎原付近になると砂層が多くなり、金山付近では、その礫がほとんど安山岩の雑色くさり礫のみになる。この安山岩礫を主とする地層は、黄色~黄褐色の軽石質シルト層をはさんでくることから、府本層よりさらに古い地層の疑いがある。長洲港付近でのボーリング結果では、長洲層相当層の下位に府本層に対比される砂層・礫層があり、さらにその下位 (標高 -130 m 前後) に安山岩質の凝灰角礫岩および凝灰岩が存在する。このことは前記金山付近の安山岩礫層の層序的位置を暗示する。

有明海周辺には府本層に対比される高位段丘形成層が各地に分布する。すなわち福岡県南部八女~久留米台地の吉田砂礫層 (郷原ら, 1964)・甘木~二日市付近の朝倉礫層 (浦田, 1962)・鳥栖~佐賀付近の高位段丘砂礫層 (古川ほか有明海研究グループ, 1963) などである。いずれも各地の山麓沿いに点在し、中~大礫の淘汰の悪い“くさり礫”から構成され、表面は赤色土によっておおわれている。

時代	地層名	地質断面	特 徴	地形面	有明海周辺地域との対比
沖積世	表 土		褐色砂質土 層厚 30~50 cm		
	黒色土		縄文土器片含む。腐植質土 50 cm±		普賢黒色火山灰層
洪 積 世	赤褐色ローム層		角閃石に富む2次的ローム 50~100 cm		新 期 上 部ローム
	岱明層		砂鉄質に富む砂層および礫層 クロスラミネーションいちじるしい。 安山岩礫を主とし、いちじるしく火山源質の砂層・安山岩礫に富む。 5~10m	低位面 (10~20m)	保 田 窪 砂 礫 層
	八女粘土層		上部はピンク色を呈し、粘土化がいちじるしい。中~下部は灰色~灰白色を呈し軽石片を多量に含むようになり一部では熔結している。 10~20m	中位Ⅱ面 (20~30m)	八女粘土層 (新期阿蘇熔岩)
	赤田層		上部は、赤色土によっておおわれている。上部においては、砂質~シルト質の細粒相で、間に白色軽石質凝灰岩をはさむ。下部では、安山岩・砂岩・花崗岩・結晶片岩の中礫を主とする礫層で、風化している礫もみられる。礫層は黄褐色~赤褐色を呈する。 5~10m	(赤色化) 中位Ⅰ面 (30~40m)	中位段丘 砂 礫 層
	長洲層		最上部は、生痕に富む中粒砂層。 上部は、植物化石・二枚貝化石を含む黄色シルト層。 下部は、植物化石・貝化石・砂管を豊富に含む灰色~青灰色泥層。 最下部は、中礫を主とする礫層 5~10m		花 房 層
前 期	府本層		安山岩・花崗岩・砂岩・シルト岩の中~大礫を主とする礫層。 いわゆる“くさり礫層”で礫は完全に風化し、基質との区別がつきにくい。間に砂層・シルト層をはさむ。 10~20m+	(赤色化) 高位面 (50~60m)	吉 田 礫 層
先第四紀	基 盤		古第三紀層 (砂岩・頁岩) 花崗岩類		

()内は標高。

第 3 図

B. 長洲層 (Nagasu Formation)

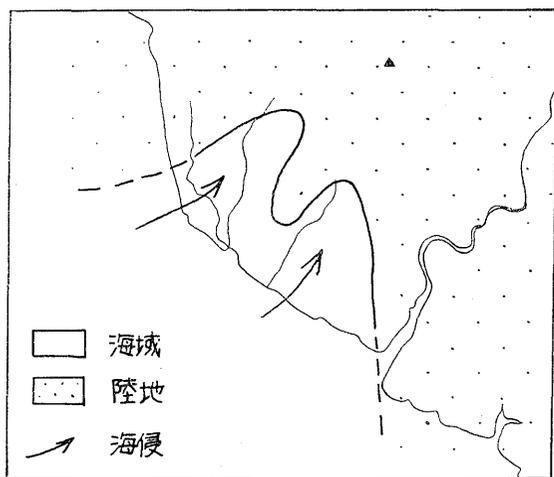
模式地：荒尾市野原~高本間の菜切り橋南西 200 m 地点 (層厚 10 m±)

1. 層 序

林行敏 (1962) の長洲層群下部の清里層、および、郷原ら (1964) の長洲層のうち上部の砂礫層をのぞいた部分に相当する。

模式地は長洲層下部および上部ともにみられるが、最下部はみられない。下部は青灰~暗灰色のシルト~粘土で、層理はみられず、数十 cm 間隔で垂直方向の割れ目がみられ、その間には酸化鉄の

薄層がはさまれている。このシルト中には後述するように多くの内湾棲貝化石および植物化石・花粉が豊富に含まれており、その堆積環境および気候を示している。この青灰～暗灰色シルト層はこれまで陸上の露頭では模式地および南方道路沿いのみにしかみられず、南方 500 m において沖積面下に没する。そして、長洲港付近において、-36 m 付近に確認されている。最下部層はこのシルト層の下位に厚さ 3 m の砂層・礫層があることがボーリングによってみとめられ、この部分を最下部層とする。しかし、陸上露頭でみられず、その詳細は明らかでないので、この最下部層については再検討を要する。上部層は下部の青灰～暗灰色シルト層にうすい酸化鉄をはさんで、すぐ黄色～黄褐色シルト層（層厚 1.4 m）がある。この黄色シルト層は層理がよく発達し、最上部付近から植物化石を豊富に産し、下部から内湾棲貝化石を産する。この黄色シルト層をおおって、砂泥互層および砂層が分布する。この最上部の砂層中には生痕がよくみられる。この上部層は荒尾市野原・



第 4 図 長洲層の堆積した古有明海

赤田・信明町金山・古閑付近に赤田層におおわれて広く分布し、その最上部の砂層にはいずれも生痕が認められることが明確な特徴である。このことから推察すると、長洲層を堆積させた古有明海は、下部層の青灰～暗灰色シルト層の堆積時は海侵の途中で、最上部層になって海域が急激に拡大したものである。その最上部層を堆積させた古有明海の湾入は第 4 図のようになる。また、すでにのべたように長洲層が、西方有明海岸沿いで海底下 20～30 m 付近にボーリングで確認されることから、長洲層堆積直後の傾動運動が推定される。このことに関し、重力探査結果（大滝・松田、

1959；中条純輔，1961）から、長洲・荒尾沖合に低重力域があることが知られており、堆積盆地の沈降を暗示している。この傾動にしたがって、上部をおおう赤田層の礫層も厚くなる傾向にある。

このように長洲層は粗～細～粗と堆積物の粒度が変化するが、この傾向は関東地方の下末吉層における下部層（礫層）・中部層（シルト層）・上部層（砂層）との関係と非常によく一致する。この長洲層の上部をおおう赤田層との関係は、模式地においてはほとんど大きな時間的間隙はみられないが、野原～赤田の国道沿いにみられるものは明らかに長洲層を切って不整合に堆積している。

このように、生痕を含む砂層までを筆者らは長洲層と定義し（古有明海の海侵によって堆積した地層）、その上部の砂礫層である赤田層は、その海侵が海退にうつってからの堆積物であるとした。この長洲層に相当する地層は有明海東岸にはまだ確認されておらず、わずかに島原半島北部に分布する吾妻層が長洲層に対比されるのみである。このことから、郷原ら（1964）が述べているように長洲層を堆積させた古有明海は島原半島北部から東西方向に長洲付近まで湾入したのであろう。

2. 化 石

a. 貝 化 石

長洲層下部より筆者らは第一表のような貝化石を採集し*、同定したが、貝化石の殻はとけてしまってモールドのみ残っている。筆者らの採集したもののうち、*Theora lata* や *Raeta pulchella*

* 標本は九州大学理学部地質学教室に保存されている。

は多く密集して産し、しかも二枚の殻は離れていないものがほとんど全部をしめている。*Dosinia (Phacosoma) troscheli* や *Anadara granosa* は普通に産出しているが、殻は両側とも離れている。*Anadara* は未成殻が多いようである。*Barnea (Umitakea) japonica* は3個体採集されたがその

第1表 産出化石表

MOLLUSCA		
PELECYPODA		
<i>Anadara granosa</i> SCHENCK et REINHART	長洲層下部	common
<i>A. sp.</i>	長洲層上部	rare
<i>Lucinoma sp.*</i>	長洲層下部	rare
<i>Dosinia (Phacosoma) troscheli</i> LISCHKE	〃	common
<i>Veremolpa minuta</i> (YOKOYAMA)	〃	rare
<i>Raeta (Raetellops) pulchella</i> (ADAMS et REEVE)	〃	abundant
<i>Theora lata</i> (HINDS)	〃	abundant
<i>Macoma sp.*</i>	〃	rare
<i>Barnea (Umitakea) japonica</i> (YOKOYAMA)	〃	rare
GASTROPODA		
<i>Murex</i> (?) sp.	〃	rare
Gen. et sp. indet.	〃	rare
PLANT		
<i>Fagus japonica</i> MAX.	長洲層下部	cupules, seed
<i>F. cf. japonica</i> MAX.	〃	leaf
<i>Pinus thunbergii</i> PARL.	〃	cone, twig
<i>P. sp.</i>	〃	cone
<i>Quercus sp.</i> (cf. <i>Q. variabilis</i> BLOOM)	〃	cupules, seed
<i>Q. sp. A</i>	長洲層上部	leaf
<i>Q. sp. B</i>	〃	leaf
Gen. et sp. indet.	長洲層下部	leaf

* 首藤助教授の御教示による。

両側の殻は離れていない。これらの殻は全部とけてしまっているが、このうち1個は rib や spine がかなりよく保存されている。*Veremolpa minuta* は1個採取された。腹足類は *Murex* (?) sp. とその他、種のはっきりしないものが1, 2みとめられる。

以上のほかに首藤次男は、*Macoma sp.*, *Lucinoma sp.* を採集している*。

また郷原保真ら(1964)によれば、長洲層下部の青灰色シルト層より、*Barbatia lima*, *Anadara granosa*, *Oxyperas bernardi*, *Cyclina orientalis*, *Vasticardium arenicola*, *Pholadomya japonica*, *Raeta yokohamaensis* が報告されているこれらのうち筆者らの採集した化石種と同一種のもは、*Anadara granosa* のみである。

Theora lata, *Raeta (Raetellops) pulchella* は、岩手県の大船渡湾における主要な遺骸構成種の一部であり、波部(1955, 1956)はこれら二種を代表的な内湾性指標種としている。また、有

* 首藤次男助教授の御教示による。

明海の湾奥でも、波部ら (1959) によればこれらの遺骸が多く、かつ、菊池川の河口沖にもみられるが、長洲沖では現在のみられない。また九州農政局計画部 (1963) によれば、菊池川の河口沖のボーリング資料 (ほとんどすべて粘土ないしシルト質粘土からなる) の 1.60 ~ 5.85 m, および 11.75 ~ 17.85 m のところから *Raeta pulchella* が報告されている。とくに、3.60 m ~ 3.70 m のところに密集している。*Theora lata* は、*Raeta pulchella* の密集する 3.60 ~ 3.70 m のところと、13.75 ~ 13.85 m のところにみられるが、量はごく少ない。

Barnea japonica は有明海では湾奥にみられるが、長洲沖では同属であるが種の異なる *B. manilensis inornata* がみられる (波部ら, 1959)。長洲沖には *Barnea japonica* はみられないが、佐賀平野沖の海底表層下約 5 m 付近、および約 16 m 付近にみられる。(九州農政局計画部, 1963)。

Veremolpa minuta は有明海の中央部に近い所にみられるが、長洲沖ではみられない。しかし、*V. micra* は長洲沖でもみられる (波部ら, 1959)。菊池川河口沖のボーリング資料でも、*V. micra* は約 12 m まできわめて多くみられるが、*V. minuta* はまったくみられない。波部 (1956) によれば、*V. micra* は代表的な内湾棲種で中強内湾性を示し、*V. minuta* は外洋棲種で弱内湾性を示す。

Murex (?) sp. としたものは外洋棲種であるが、はたして真の *Murex* であるかどうか疑わしい。また直径 2 ~ 3 cm, 長さ 15 cm のくろい棒状のものもみられる。泥管を構成するシルトは、周囲の泥質物と均質である。したがって長洲層下部の貝化石の構成種からその堆積環境を推定すれば、*Raeta pulchella*, *Theora lata*, *Barnea (Umitakea) japonica* などに代表される内湾性の強い湾奥のものであると考えられる。そして時には *Veremolpa minuta* などの比較的湾の外の方に棲んでいるような種の遺骸がときどき運ばれてきて、湾奥のものと同様な環境であったと推定される。そして、他方では植物の葉・殻斗・球果・種子・小枝なども供給されるような環境であったらう。岩相の特性からも、静かな内湾性の堆積環境を示しているといえるだろう。

有孔虫は今までのところ検出できなかった。これは貝殻が全部とけてしまってモールドのみになっていることからみて、有孔虫の石灰質の殻もとけてしまったものと思われる。しかし、海綿の針骨らしいものや珪藻のみられた。珪藻については、林行敏 (1962) が長洲付近の清里層から報告しているが、清里層は筆者らの長洲層に相当する。林によれば、「珪藻の大部分は *Coscinodiscus*, *Raphoneis*, *Tricrenatum* などの海棲種でしかも現棲種であり、これら海棲種以外にはわずかに *Synedra* の半鹹棲種, *Cyclotella*, *Fragilaria*, *Melosira* などの淡水種を含む。一般に *Centrales* が優勢で沿岸種が目だっている。山地性湖水棲種 (*Melosira distans*, *Cyclotella bodanica*) を混入していないことは、清里層が湾入のひどい地点での堆積物であると考えられる」とのべている。

したがって、長洲層の堆積環境は、前述したように貝化石のうえからも、珪藻の方からも内湾度のつよい湾奥の堆積物であるといえる。

長洲層上部からはこれまで貝化石は報告されていなかったが、筆者らは *Anadara* sp. を採集した。その他に植物の葉を採集した (後述)。したがって、上部の黄色シルト層もあきらかに海成層である。

長洲層上部の最上部に近い層準には、断面が直径 5 mm くらいの円形で細長い棒状・U字状などの生痕がみられる。これらは層理に対して、垂直に立っているものと、そうでないものがあるが、前者の方が卓越しているようである。あるものは 1 ~ 2 mm の卵状のものが連続しているし、また、あるものは卵状のものがなく単に泥質物がつまっている。野原の露頭番号 257 では、雲母の 5 mm ほどのラミナを垂直に切って直立している生痕がみられる。いっぽう、長洲層下部には前述したように大きな泥管がみられるが、このような生痕は上部層にはみられない。これらの生痕

をつくった生物はわからないが、生痕そのものは長洲層の非常に良好な key となりうる。

b. 植物化石

筆者らは長洲層下部より第1表のような植物化石(殻斗・球果・種子・葉・小枝など)を採集した。このほか郷原ら(1964)は、*Fagus* sp., *Distylopsis parrotoides* (MIKI) MIKI, *Wistaria* sp., *Styrax japonica* SIEB. et ZUCC., *Pinus thunbergii* PARL. などの植物化石を報告している。

これらのうち、*Fagus* sp. については、筆者らは殻斗と種子から *F. japonica* に同定し、葉も *F. cf japonica* に近似のものとしたが、郷原らは「粉川昭平氏からの私信によれば、“この試料は、現在の *F. crenata* や *F. japonica* と異なる種で生態的にも異なっていたらしく、現在の生態をあてはめて考えるとまちがえる。現在、三木茂教授が“再検討中”とのことである。」としている。したがって、筆者らの *F. japonica* は別種になる可能性もある。

長洲層下部の試料の花粉分析は大塚裕之氏にお願いしたが、その結果を同氏の諒解を得て利用すると、*Pinus* 約 43%, *Fagus* 約 17%, *Quercus* 約 13%, *Inaperturatae* 約 6% 含がまれている。その他、*Tsuga*, *Picea*, *Zelkova* などの冷気候を示すもの花粉もごくわずかにみられる。この結果は葉や実などの植物化石でも *Pinus*, *Fagus*, *Quercus* が卓越することと一致している。これらの証拠から、長洲層下部の堆積時の気候は現在とほぼ同程度か、または、やや冷気候を示しているものといえよう。

長洲層上部からは *Quercus* 2種(仮に *Quercus* sp. A と *Quercus* sp. B とする)を採集した。上部中の花粉についても現在検討中である。なお長洲層産出の花粉化石については、大塚裕之氏にあらためて別報で報告していただく予定である。

3. 考 察

以上のべてきたことを要約すると、長洲層は地形面・岩相・化石構成の点でつぎのような特徴をもっている。

a. 堆積面は模式地付近で海拔 20 m 内外をしめし、下位の不整合面が高くなる地点で、かつ、堆積時に海侵がひろがった地点を代表する国道 208 号線沿いになると、上部層である砂層・シルトのみよりなり、その高度は標高 30 m 前後にまで達する。

b. 一般に上部・下部・最下部の3部層に分けられ、最下部に砂層・礫層、下部にシルト層、上部に砂層・シルト層が存在し、aでのべたように基盤の高いところでは、上部層のみが分布する。

c. 地層の厚さは一般にうすく、最大 15 m、平均 10 m 内外である。上・下・最下部層の分布からみて、下部層までは海域の拡大はあまりいちじるしくなく、上部層になると、海面上昇の速度は低下したが、海域は急激に拡大した。その極相における海面の一時的な停滞によって形成されたものが、赤田池一帯に標高 30~40 m で分布する海蝕平坦面* である。

d. bでのべたように、上・下・最下部層はその堆積物の特徴から粗一細一粗の一堆積サイクルを示す。

e. 貝化石からは、少なくとも長洲層下部層は内湾度のつよい湾奥の堆積物であると推定される。

f. 植物化石・花粉からは、*Pinus*, *Fagus*, *Quercus* が優勢であることがよく一致し、そのほか、*Tsuga*, *Picea*, *Zelkova* などの冷気候を示すものもわずかに含まれることから、長洲層下部の堆積時は、現在とほぼ同程度か、または、やや冷気候を示しており、現在の熊本付近では高度 800 m 付近の林相と一致するとのことである**。

* 関東地方の下末吉層分布地域においても同様の関係がみられるとのことである。現地において御教示下さった大森昌衛助教授に感謝する。

** 高橋清教授の御教示による。

以上の諸特徴は関東地方の下末吉層の特徴ときわめてよく一致しており、長洲層は岩相・化石内容からいっても下末吉層に対比できる。

C. 赤田層 (Akata Formation)

模式地：荒尾市赤田溜池周辺

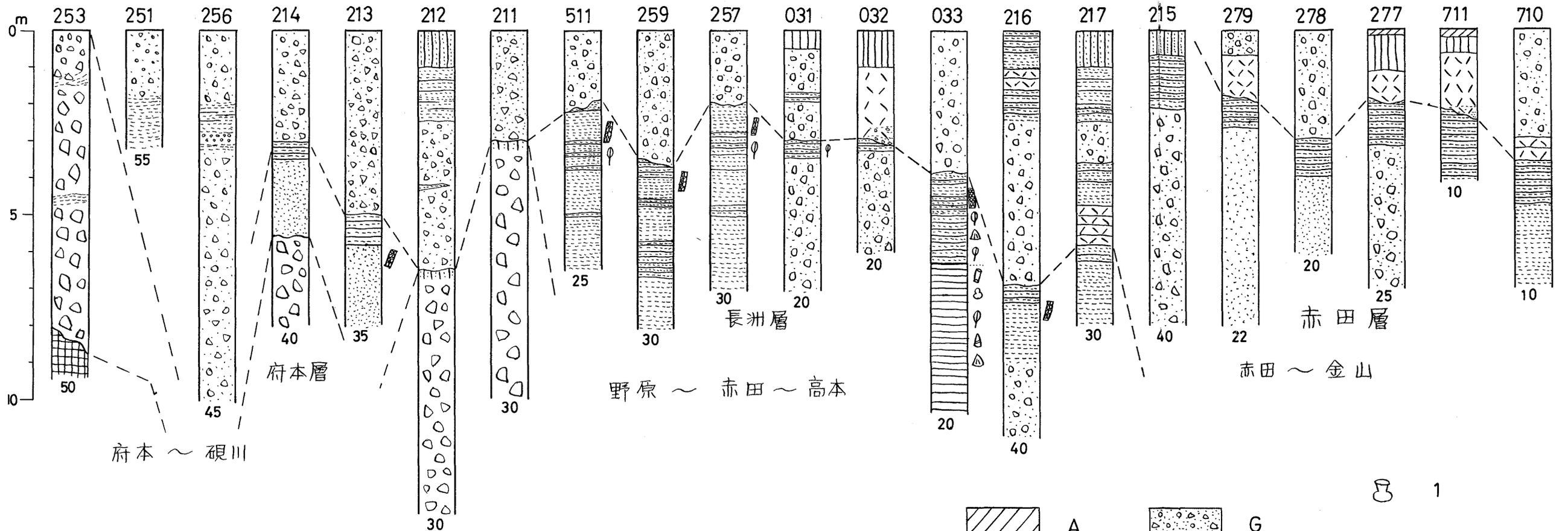
長洲層および高位段丘を形成する府本層を不整合（長洲層の場合は大きな時間的間隙はない）におおって、荒尾市井川口・赤田・金山一帯に中位段丘Ⅰ面を形成して広く分布する（標高30～40 m）。

下部はおもに砂層・礫層，上部は砂層・シルト層から構成され，上部層の中程に1枚の軽石凝灰岩をはさんでいる。下部の砂層は花崗岩源の石英粒が多く，シルト質の基質によって充填されている白色～黄褐色の粗粒～中粒砂で，一部にはクロスラミナもみられ，礫層と interfinger しているところも散見される。礫層は全体的な色は茶褐色～黄褐色を呈し，安山岩円礫・結晶片岩・花崗岩の歪角礫より構成され，礫径は中礫が多い。礫には風化して“くさり礫”になっているものがかなり見受けられるが，全体の風化程度は府本層と比較してずっと弱い。基質は黄褐色の粗粒～中粒砂である。また，厚さ 20 cm 前後のうすい灰色シルト層をはさむことがあり，その上面にはいちじるしく雲母に富む部分がみられる。

上部にはさまれてくる軽石凝灰岩は厚さ 1.0 m から 10 cm 程度にまで変化するが，1 m 以上にも達するものはみられない。黄白色～黄褐色を呈し，小豆大の白色軽石粒によりその大部分が構成され，米粒大の安山岩細片をよく含んでいる。有色鉱物としては肉眼で角閃石の結晶がよく確認できる。重鉱物分析結果では角閃石が 90 % 以上をしめ，有明海周辺の第四紀の Tephra 層では最も角閃石の優勢な型に属する。褐色の層理がよくみとめられ，この凝灰岩は水の影響を受けているものようである。上部を構成するシルト層および最上部の砂層・細礫層は全体として赤色化している場合が多く，砂層は花崗岩源の石英粒により大部分が構成され，あまり遠い所から運搬されたものではない。上部層の堆積時は比較のおだやかな環境であったのであろう。最上部の細礫層はふつう単層があり，白色軽石凝灰岩の直上では安山岩の細円礫を含むものであるが，最上部2枚のは花崗岩源および石英脈源の石英礫のみよりなる礫層である。このように，堆積サイクルは粗～細～粗のサイクルをしめす。この赤田層は下部の長洲層を堆積させた古有明海の海侵（下末吉期）がウルム氷期にはいり，海退していく時期の堆積物である。有明海周辺，とくに筑後平野に分布する中位段丘礫層にはほぼ対比できるが，福岡市周辺で見られるように，中位段丘礫層の一部は長洲層相当の海成層の疑いがあるので，げんみつには一致しない。

D. 八女粘土層 (Yame-nendo Formation)

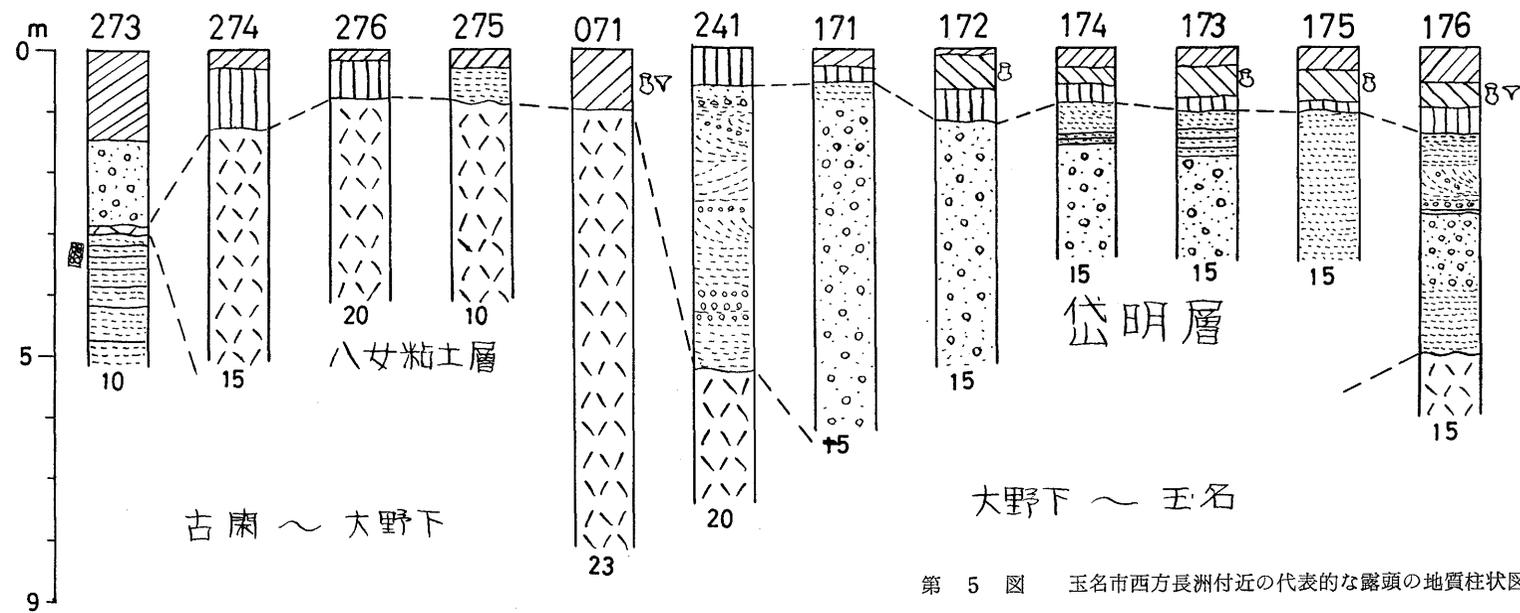
玉名市立願寺・築地・長洲町腹赤・高浜一帯に中位段丘Ⅱ面（標高 20～30 m）を形成して分布するほか，中位段丘Ⅰ面の赤田層を不整合におおひ，また赤田層の開析された谷を埋めて点在する。全体としては軽石に富む軽石凝灰岩である。上部は赤褐色ロームにおおわれて，ピンク色を呈し，粘土化がいちじるしいが，下部になると灰色～灰白色を呈し，角礫質になり，安山岩の細片や黒曜石細片をよく含んでいる。一部では黒曜石のレンズ状に引きのばされたパッチをもつ熔結凝灰岩になる。噴出源は阿蘇火山で，カルデラの形成に関連した新期阿蘇熔岩の末端相を示し，岩相はよく変化する。重鉱物分析の結果では，角閃石としそ輝石が特徴的で，普通輝石が少ない割合で含まれている。模式地の福岡県八女台地のものと重鉱物組成はよく一致している。玉名～長洲沖の海底ボーリング結果でも，広く八女粘土層が認められていることは海底地質断面図からも明らかである（第8図）。この八女粘土層は有明海周辺をはじめとして北部九州の第四系の最も重要な鍵層であり，八女台地の模式地における八女粘土層中の炭化木片による ^{14}C 測定結果（木越，1964）では， $33,000 \pm 3,000$ 年 B. P. の値が得られた。



府本 ~ 硯川

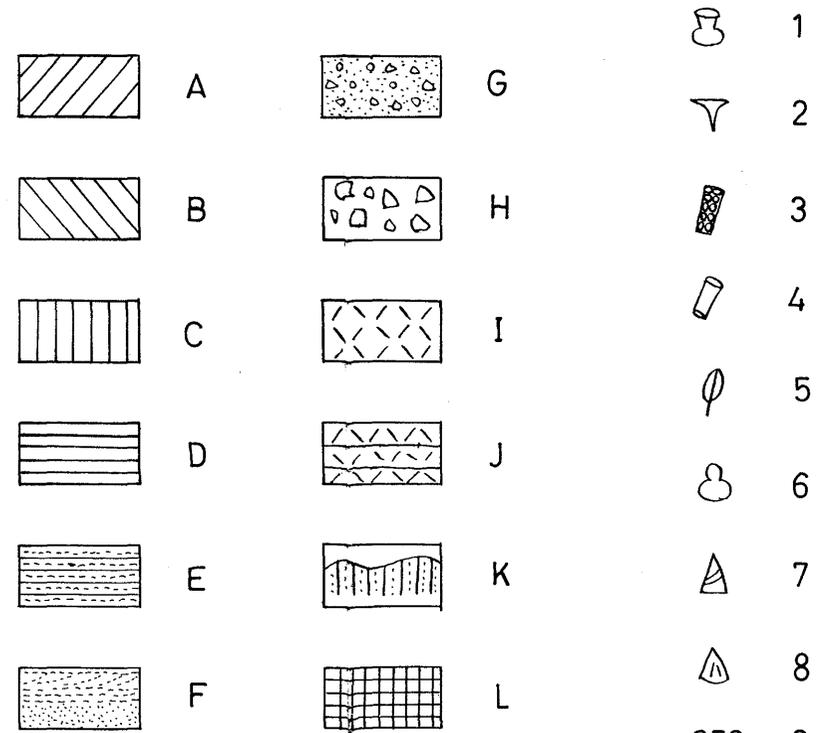
野原 ~ 赤田 ~ 高本

赤田 ~ 金山



古南 ~ 大野下

大野下 ~ 玉名



第 5 図 玉名市西方長洲付近の代表的な露頭の地質柱状図

- A : 表土, B : 黒色土, C : 赤褐色ローム層, D : 灰色粘土層,
 E : シルト層, F : 砂層, G : 砂礫層, H : 礫層(くさり礫),
 I : 八女粘土層, J : 白色凝灰岩, K : 赤色土, L : 古第三系,
 1 : 縄文土器, 2 : 石器, 3 : 生痕, 4 : 砂管,
 5 : 植物化石, 6 : 花粉, 7 : 巻貝, 8 : 二枚貝,
 9 : 露頭番号, 10 : 柱状図上面標高(m).

253 9
20 10

E. 岱明層 (Daimei Formation)

模式地：熊本県玉名郡岱明町菊尾付近

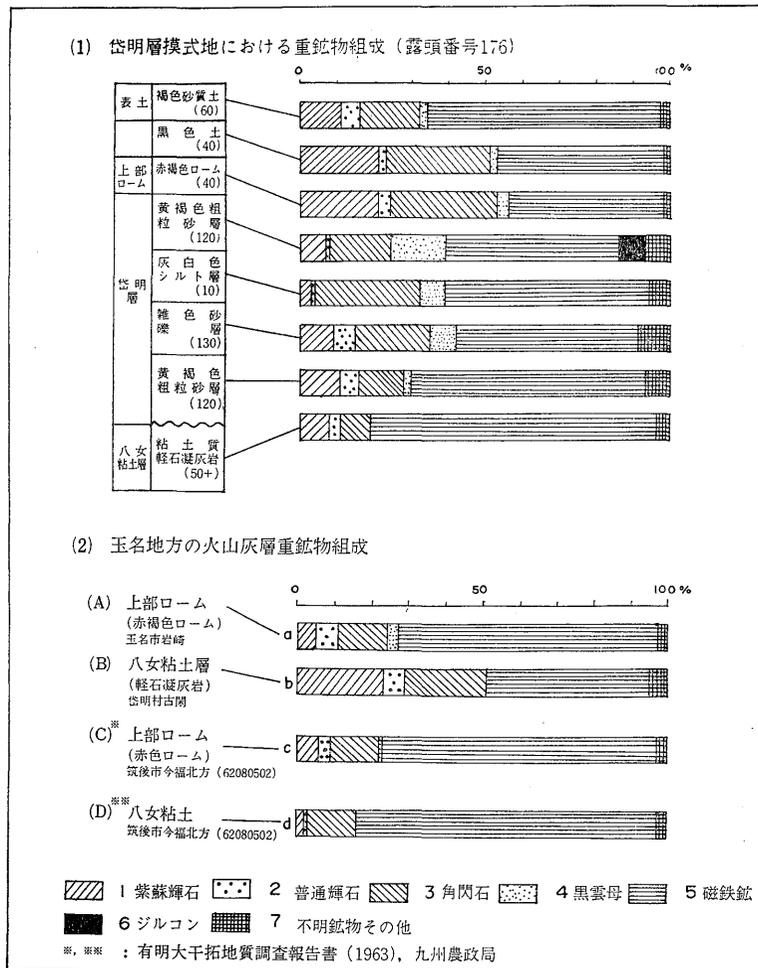
玉名市岩崎・中・岱明町菊尾・野口・鍋付近に標高 10~20 m の低位段丘面を形成している。八女粘土層を不整合におおい、赤褐色 2 次ローム層および黒色土に広くおおわれている。堆積物の厚さは 5~10 m 程度で、低位段丘面が沖積面との比高 5~10 m であることからして、現沖積面近くに下部の八女粘土層が広く分布しているようである。低位面は有明海周辺の低位段丘相当面より開析度がややいちじるしいことは、このような層序関係と地下水との相関がかなり関与しているものといえる。堆積物は中~小礫を主とする砂礫層のほか、かなりの砂層・シルト層の部分がある。模式地においては、下位の八女粘土層を不整合におおい、うすいシルト層をはさむ三枚の砂層・礫層がある。八女粘土層の直上の最下部は粗粒砂層で、非常に雲母にとみ、層理も明瞭な花崗岩源砂層で黄褐色をしめし、厚さは 120 cm である。中部は小豆大から径 2~3 cm の細円礫~垂角礫の安山岩礫のみからなり、わずかに結晶片岩・花崗岩礫も含まれる。基質には角閃石の結晶が肉眼でよく認められる。この層にはレンズ状に磁鉄鉱の層がはさまっているが、連続性はない。砂質から次第に礫質になり上部との境にある白色~灰白色シルト層に達する。厚さは平均 130 cm でクロスラミナもよく発達している。白色~灰白色シルト層は厚さ 5 cm 程度のうすいもので、重鉍物分析の結果、岱明層中もっとも角閃石の多い層準である。上部は黄褐色花崗岩源粗粒砂層で雲母によく富んでいる。粒度は細粒から粗粒に変化する。岱明層中もっともクロスラミナが発達し、その測定結果、岱明層を堆積させた流向は東方から西方への流路をしめしている。このことは、この岱明層が菊池川の旧流路に沿う河床堆積物であることをしめしている。この砂層を整合的におおって赤褐色ローム層が広くおおっている。このように、模式地においては粒度は細~粗~細と変化しているが、玉名市岩崎一帯では粗~細~粗という変化をしており、地域によってかなり変化がはげしい。また、小岱山山麓に近いところになると、花崗岩源の堆積物が多くなり、安山岩源のものは非常に少なくなる。安山岩礫の円磨度がよいこと、および、中部層(安山岩質礫層)の部分などの角閃石や輝石類がかなり円磨されまくなっていることから、かなり遠くから運搬されてきたものであろう。この礫層中には径 20 cm 以上もある完全に風化し黄色化した軽石礫も点々と含まれている。砂鉄層もこの火山砂礫層の部分にラミナ状・レンズ状に厚さ数 cm ではさまっている。さらにもう 1 つの特徴は礫層中に白斑状の小粒子が多量に分布して、いわゆる“鳩くそ”状をなしている。この小粒子はハロイサイトを主成分とし、ギブサイトも含んでおり、福岡県八女台地における八女粘土層と非常によく一致するので、この小粒子は八女粘土層にその起源を求めることができる(九州農政局計画部, 1963)。この特徴は岱明層のみでなく、熊本市東方の託麻礫層・保田窪礫層・久留米~八女・瀬高付近の低位段丘堆積物にも共通したもので、同様に八女粘土層にその起源を求めることができる。

この岱明層は岱明町鍋付近で、沖積面下に没しているようであり、海面下にまでのびている。

F. 赤褐色ローム層 (Reddish brown Loam)

岱明層を整合におおう厚さ 30~100 cm のやや粘土質の 2 次ローム層についてのみいう。

中位段丘 I・II 面をおおう赤褐色ローム層があるが、分布が限られており、くわしくわかっていないのでここでは述べない。模式地の岱明町菊尾では岱明層上部の粗粒砂層を整合におおい、石英粒などの細礫を多数含み、その礫も下層ほど大きくなる傾向がある。乾燥するとたての割れめがはいることがある。このローム層は有明海周辺の新时期上部ローム層(古川ほか, 1965)に相当し、角閃石がもっとも多量に含まれ、ついでしそ輝石がやや少ない割合を占め、普通輝石は非常にまれである。



第 6 図 重 鉱 物 組 成

G. 黒色土 (Black Soil)

赤褐色ローム層の上部にかならず伴い、上部を砂質土によっておおわれている。この地方での土器 (縄文・弥生) 含有層であり、重鉱物組成も赤褐色ローム層とよく一致することから、この赤褐色ローム層の表層に多量の腐植が集積したものであろう。

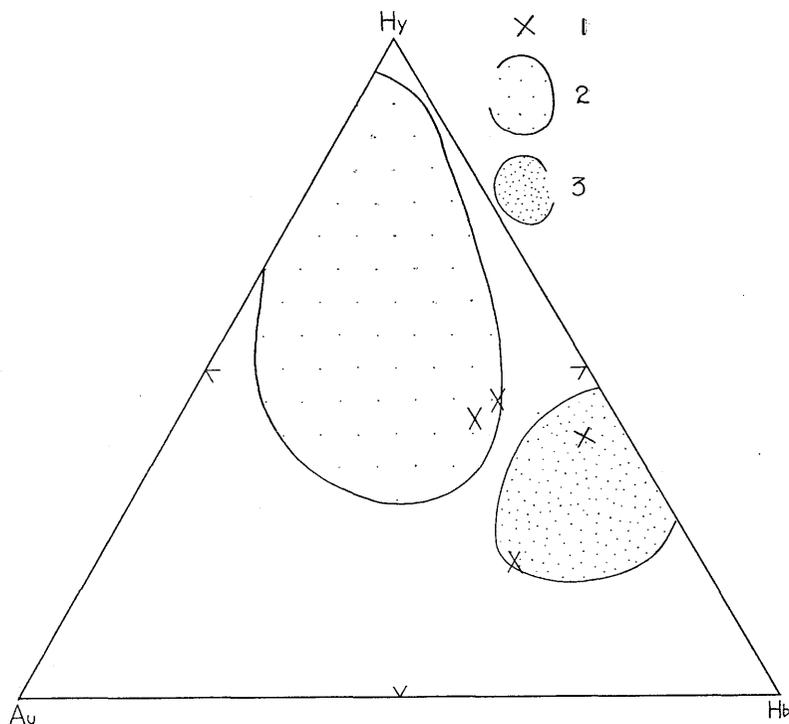
IV. 重 鉱 物 組 成

有明海周辺 (海底も含む) の Tephra 層の重鉱物組成は、起源・年代などにより異なり、それぞれ特徴をもっていることが明らかになった (古川ら, 1965)。

玉名・長洲一帯の Tephra 層・段丘堆積物について、同じように重鉱物分析を行ない、その量比を求めた (第 6 図)。

その結果によると、低位段丘面をおおう赤褐色 [2次] ローム層は角閃石 (13~29%) に最も富み、ついで、しそ輝石 (5~21%)・普通輝石 (3~6%) が含まれる。この組成は有明海周辺におい

る新期中部ローム層・新期上部ローム層の重鉱物組成とよく一致しており、その起源は雲仙火山と阿蘇火山の混合型を暗示する。八女粘土層は角閃石としそ輝石がほぼ等量比で含まれ、普通輝石が少ない割合で存在する。この量比は八女粘土層の模式地（福岡県筑後市八女台地）の重鉱物分析結果* と非常によく似ており、他の地域（海底も含む）の八女粘土層に比較して最も角閃石の量比の多い部分に相当する。



第 7 図 Hy-Au-Hb 図

- 1 : 玉名地方の分析値, 2 : 八女粘土層の重鉱物組成 (Hy-Au-Hb) 範囲,
 3 : 赤褐色ローム層 (新期上部ローム層) の重鉱物組成 (Hy-Au-Hb) 範囲.
 [いずれも有明海周辺における分析結果による].

また岱明層の重鉱物分析結果 (模式地の露頭より採取), 全体として角閃石に富み, ついで, しそ輝石・黒雲母・普通輝石・ジルコンが存在する。しそ輝石は上部になるにしたがいその量比を減少し, 黒雲母は逆に増加することは, しそ輝石がほとんど火山岩源であるのに対して, 黒雲母が花崗岩・変成岩源であることと照合して, 興味ある対照をなしている。この結果, 岱明層では, 下部層堆積時は旧菊池川の運搬能力がいちじるしく大きく, 阿蘇火山からの堆積物が多かったのに対し, 上部になるにしたがいその運搬能力は減少し, 付近の基盤岩をその起源とするようになったと推定される。

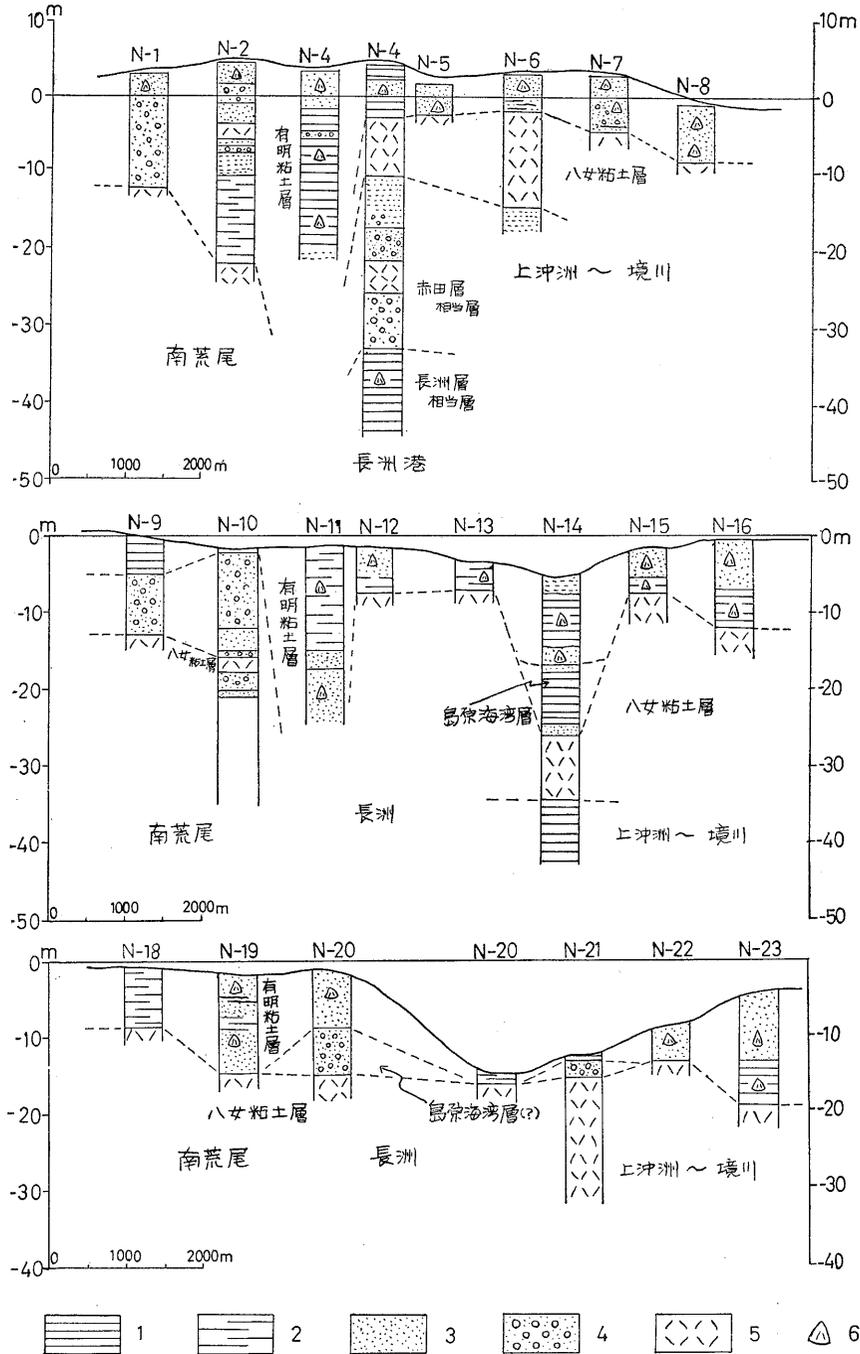
V. 海 底 地 質

さいきん玉名～荒尾沖において行なわれた海底ボーリング (計23本) の資料**を検討し, その柱

* 資源科学研究所, 鈴木康司博士 (1962) の分析による。

** 資料は熊本県企画部に保存されている (1962年現在)。この資料を御提供下さった本島技師 (現在熊本県玉名事務所農地課長) に感謝する。

状断面図を作成した。その結果は第8図のとおりで、海岸線にはほぼ平行に海岸近くより第1線・第2線・第3線になる。その結果は有明海研究グループ(1965)によってまとめられた有明海北部の断面とよく一致し、その層序関係もウルム氷期の海水準変動を反映している。すなわち、第1線・



第 8 図 玉名一長洲沖の海底地質断面図

1 : 粘土層, 2 : シルト層, 3 : 砂 層, 4 : 礫 層, 5 : 軽石凝灰岩層, 6 : 貝化石,
 N-1 : 海底ボーリング番号 (番号は地質図のものと同じ)。

第2線に明瞭にみられるように八女粘土層相当層を切って2つの谷がある。そして、この谷をうめて島原海灣層(有明海研究グループ, 1965)および海成沖積層が最大20 m以上堆積している。このことからして、この谷は旧浦川・旧菜切川につづくものであり、ウルム氷期の最大海退期(海面下-130 m±)に形成されたものであろう。これよりみると、旧浦川は現在の長洲港付近から西方へ流路をとっていたものようである。長洲～玉名沖にはこの断面図をみれば明らかなように広く軽石凝灰岩が分布している。これは有明海海底下に広く分布する軽石凝灰岩に相当し、八女粘土層に対比されるものとみられる。

VI. 後期洪積世～沖積世の海水準変動と玉名・長洲付近の第四紀層との関係

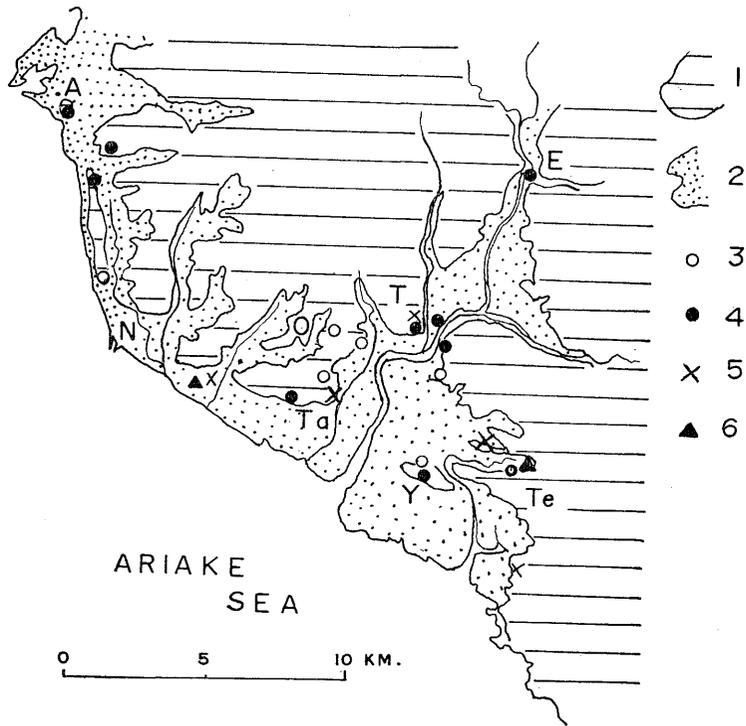
さいきん、有明海研究グループ(1965)によって、後期洪積世～沖積世の海水準変動モデルが提唱されて、下末吉海侵(リス・ウルム間氷期)以降の海水準変動があきらかにされた。このモデルにしたがって、玉名地方の第四紀層の位置づけを行なってみる。

有明海における下末吉海侵は長洲層によって代表される。この長洲層の堆積面は最大海拔30 mである。このことはその後の若干の地殻変動の差〔この後期洪積世以降になると海水準変動量に対して、オーダーが1けた小さいといわれている(小林国夫, 1962)]を考慮に入れても、当時の海侵が海拔30 m前後であることに大きなあやまりはないものと考えられる。しかし関東地方の下末吉層の堆積面は、海拔標高40 m内外から高いところで約60 mにおよぶとされており、当時の海水準は+45 m程度と考えられている(関東ローム研究グループ, 1961)。むしろこの差は、玉名地方における局部的な沈降により生じたもので、第三紀からひきつづいた傾動的沈降は長洲層群堆積直後まで若干の影響をあたえたものとも考えられるが、さらに今後の検討を要する。

この長洲層を堆積させた下末吉海侵がその極相からウルム氷期にはいり、海退に転化していつたときの堆積物が中位段丘I面を構成する赤田層である。この地形面を構成する堆積物にこれまで海成層が確認されていないことおよび赤田層が沖積面下に没することは、当時の海水準は現在の海水準より低位にあったことを示すものである。この海水準が中位I面を形成した一時的停滞または若干の上昇のちさらに低下し、この中位I面を侵蝕して谷を形成した。そこへ、阿蘇カルデラの形成に関与した八女粘土層(新期阿蘇熔岩)の噴出があり、軽石流となって、この中位I面の侵蝕谷を埋積した(^{14}C 33,000 \pm 3,000 / -2,200 年 B.P.)。

この埋積した八女粘土層によって形成された上面の平坦面が中位段丘II面である。有明海における海底ボーリングの資料から、当時の海水準は少なくとも-50 m以下であったことが明らかにされている(有明海研究グループ, 1965)。そして、この八女粘土層に相当する海底軽石凝灰岩層を切って、ウルム氷期の最大海退時の侵蝕谷が形成された。有明海における-130 mの海釜は、当時の河床の埋め残しである(20,000年 B.P. ±)。その後の海水準上昇の際、海底(長洲沖)に広大な-40 m平坦面を形成した洪積世最末期(10,000年 B.P. ±)までに、2回の亜間氷期がたしかめられており、その最初の亜間氷期に形成された面が低位段丘面で、その低位面を構成する岱明層は沖積層下に没する。

沖積世にはいって、玉名地方は有明海周辺および九州全域において熊本平野と並んで縄文～弥生時代の貝塚の最も豊富なところとして知られている。この玉名地方の後氷期における海侵海退については、さいきん和島ら(1964)によって検討され、玉名地方における縄文海侵は標高4 mの線に達しなかったとした。しかし、その海進のピークの時期については明らかにせず、縄文後期とするには危険であると指摘しているにすぎない。筆者らは和島ら(1964)の検討した菊池川兩岸から長洲付近までふくめてその再検討を行なった。玉名地方の沖積平野は、上部層・下部層の2層に



第 9 図 玉名地方の貝塚分布図

- 1 : 台地および山地, 2 : 沖積平野, 3 : 弥生貝塚, 4 : 縄文後期～
 晩期貝塚, 5 : 縄文中期貝塚, 6 : 縄文早期～前期貝塚,
 A : 荒尾, N : 長洲, Ta : 高道, O : 大野下, T : 玉名,
 E : 江田, Y : 横島, Te : 天水。

区分され、菊池川左岸・天水町赤崎（尾田貝塚まで直線距離 1 km）においては、現水田面より -6.75 m までは砂層および砂質シルト層で貝殻を密集して含む地層であり、 -6.75 m \sim 17.80 m までは緑灰色～黄灰色軽石質シルト層で貝化石をまばらに含んでいる。それ以深に黒色の泥炭層があり、その下位は島原海湾層に対比される礫層となっている。このことは下部の泥炭層が沖積の基底のもの（ -40 m 海退時）とみられ、それ以降の沖積層が細粒相～粗粒層の 2 枚に分けられる。

縄文早期～前期においては、和島らが指摘しているように、尾田貝塚・唐津港海底遺跡などから、当時の海水準は現在の海水準よりかなり低かったことがいえる。縄文中期においては、長洲町腹赤の現在の沖積面上の水田下（標高 3.0 m）より貝塚が発見されている。現在の玉名・大牟田地方の有明海の最大満潮位は $+3.75$ m（大牟田市三池港）であるから、当時の有明海が現在とほぼ同じ干満差を保っていたとすると、この腹赤貝塚は当然海面下に没する。このことは、和島らが疑問視している古閑原貝塚（岱明町高道）と標高的にはほぼ同様な条件であり、筆者らはこの事実をそのままうけとって、縄文中期には海水準が現在とほぼ同程度か、わずかに低かったものとみたい。縄文後期になると、玉名～長洲地方ではかなり海産貝塚の数がふえ、現沖積面には存在せず、すべて台地上（扇状地斜面のこともある）に分布する。玉名地方で最も奥まった保田木貝塚・桃田貝塚などがあることは、この縄文海侵が玉名地方において縄文後期繁根木貝塚にいちじるしかったということを推定させるのにかかなり有力な証拠である。縄文海侵のピークの海水準の上昇量はこれまでの研究ではあきらかではないが、標高 10 m 内外という線にはとうてい達しなかったものとみられる。弥生時代にはいると、貝塚の数も減少し海岸近くに位置するようになることもあ

わせて、和島ら(1964)の縄文海侵の玉名地方における縄文後期危険視説とともに今後さらに細かく検討していかなければならない。この論文においては、沖積世における縄文海侵についての問題点のみを明らかにした。

VII. ま と め

これまでのべてきた玉名市西方長洲付近の第四系はつぎのようにまとめられる。

A. 4段の段丘地形が存在し、それぞれ特徴ある堆積物によって構成される。高位段丘は府本層によって構成され、その大部分はいわゆる“くさり礫”層であり、有明海周辺の高位段丘礫層(吉田礫層・朝倉礫層など)に対比される。

B. 長洲層はリス・ウルム間氷期の下末吉海侵にともなう古有明海の内湾性堆積物であり、二枚貝の *Raeta pulchella*, *Theora lata*, *Barnea (Umitakea) japonica* などによって代表される。

また、植物化石・花粉は、*Pinus*, *Fagus*, *Quercus* によって代表され、*Tsuga*, *Picea*, *Zelkova* などの冷気候を示す花粉もわずかに含まれることから、現在とほぼ同程度か、または、やや冷気候を示しているものといえる。

C. 赤田層は下末吉海侵にひきつづいたウルム氷期の海退期の堆積物で、下部は砂層・礫層よりなり、上部は砂層・シルト層を主とし、1枚の軽石凝灰岩層をはさむ。この凝灰岩の重鉱物組成は角閃石が90%以上を占め、有明海周辺で最も角閃石の優勢なタイプに属するが、その起源は不明である。

D. 有明海周辺の第四紀層を対比するうえで最もよい鍵層となる八女粘土層は、玉名地方でも同様によい鍵層となり、その重鉱物組成は模式地の八女粘土層の傾向によく一致する。

E. 菊池川の旧はらん原堆積物である岱明層は、洪積世最末期の堆積物で、上部を赤褐色ローム層および黒色土によっておおわれる。赤褐色ローム層は有明海周辺の新期の上部・中部ローム層に対比され、その重鉱物組成は Hy-Au-Hb 図においてもよく一致している(第7図)。

F. 玉名地方における縄文海侵はその極相が縄文後期である可能性がもっとも大きい。しかし、その海侵の極相時期の決定は、その海水準の上昇量の決定とともに、今後の問題として残っている。

引 用 文 献

- 有明海研究グループ(1965): 有明・不知火海域の後期洪積世～沖積世に関する諸問題. 第四紀, (6), 31~56.
- 中条純輔(1961): 熊本地区における重力分布とその考察. 地調月報, 12, (5), 7~30.
- 古川博恭・有明海研究グループ(1963): 有明海周辺の地質学的諸問題(演旨). 地質雑, 69, (814), 331.
- 古川博恭・満塩博美(1963): 熊本県玉名付近の第四系. 西日本支部会報, (35), 9~10.
- 古川博恭・鈴木康司・種子田定勝・満塩博美(1965): 有明海周辺の第四紀火山灰一特にその重鉱物組成について. 地球科学(投稿中).
- 郷原保真・新堀友行・鈴木康司・野村哲・小森長生(1964): 北九州の第四紀層に関する諸問題. 資源研彙報, (62), 83~103.
- 波部忠重(1955): 岩手県大船渡湾の貝類遺骸の堆積. 貝類学雑誌, 18, (4), 244~251.
- 波部忠重(1956): 内湾の遺骸の研究. 京大生理生態研究業績, (77), 1~31.
- 波部忠重・田中弥太郎(1959): 有明海の貝類相—I. 有明海研究報告, (5), 9~18, 西海区水産研究所.
- 林行敏(1962): 有明海周辺の上部新生界. 日本新第三紀の化石層位学的研究連絡誌, (1), 43~46.
- 管野一郎・黒島 忠・松野 正・松井 健(1964): 日本の赤色土(第3回ペドロジストシンポジウム). ペドロジスト, 8, (1), 32~49.
- 関東ローム研究グループ(1961): The Kanto Loam and the Chronology of the Kanto District, Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, (54), 32~39.

小林国夫 (1962): 第四紀(上). 地学双書, 17, 1~194.

九州農政局計画部(1963): 有明海大干拓計画地質関係調査報告書. 1~278.

MINATO, Masao *et al.* (1965): *The Geologic Development of the Japanese Islands*. 1~442, Assoc. Geol. Colab. Japan.

長尾 巧 (1926): 九州古第三紀層の層序. 地学雑, 38, (452), 596~603.

尾原信彦・相原輝雄(1961): 水井戸資料による長洲近傍の地下構造推定. 有明海長洲地区工業地帯地下構造調査報告書, 4~10.

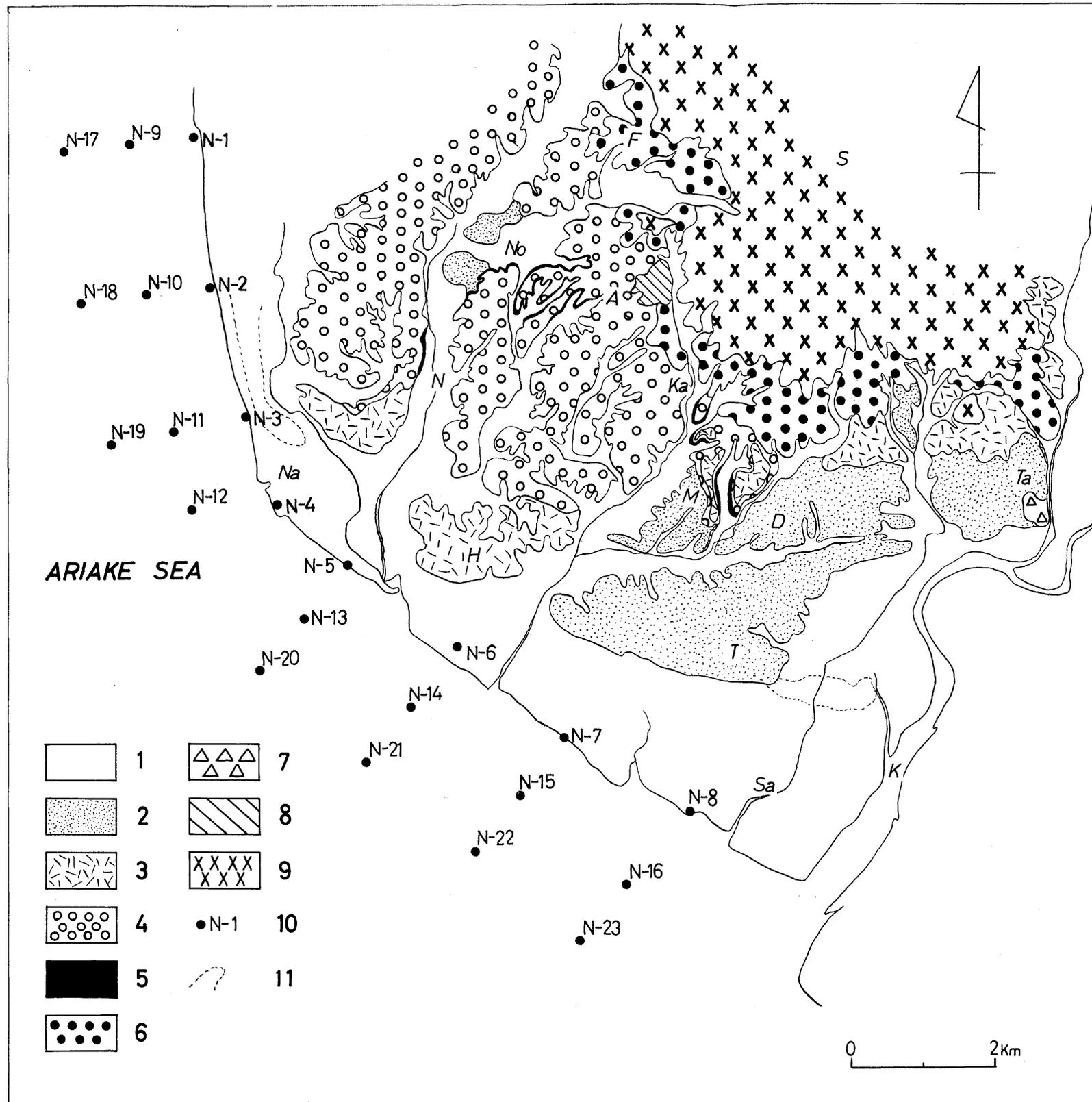
大滝忠雄・松田武雄 (1959): 有明海南部ならびに長崎県三ツ瀬地区重力探査報告. 地調月報, 10, (11), 61~70.

首藤次男 (1962): 九州の最新統諸層の対比(九州の最新統の地史学的研究—III). 地質雑, 68, (803), 481~486.

首藤次男 (1962): 九州の最新統地史の問題点(九州の最新統の地史学的研究—IV). 地質雑, 68, (804), 522~536.

浦田英夫 (1962): 福岡市付近の平坦面の地史学的研究. 九大教養研報, (8), 1~45.

和島誠一・麻生 優・田中義昭 (1964): 北九州における後氷期の海進海退について. 資源研彙報, (63), 64~72.



- | | |
|---------------------|-----------|
| 1: 沖積層, | 2: 岱明層, |
| 3: 八女粘土層, | 4: 赤田層, |
| 5: 長洲層, | 6: 府本層, |
| 7: 三ノ岳安山岩類, | 8: 古第三紀層, |
| 9: 花崗岩類, | |
| 10: ボーリング地点およびその番号, | |
| 11: 砂丘分布範囲, | |
| A: 赤田, | D: 岱明, |
| F: 府本, | H: 腹赤, |
| Ka: 金山, | M: 三崎, |
| Na: 長洲, | No: 野原, |
| T: 高道, | Ta: 玉名, |
| K: 菊池川, | N: 菜切川, |
| Sa: 境川, | S: 小袋山. |