

有明海北岸低地の第四系

下山, 正一
九州大学理学部

松本, 直久
九州大学理学部

湯村, 弘志
(株)川鉄商事

竹村, 恵二
京都大学理学部

他

<https://doi.org/10.15017/4494729>

出版情報 : 九州大学理学部研究報告. 地球惑星科学. 18 (2), pp.103-129, 1994-12-26. 九州大学理学部
バージョン :
権利関係 :

有明海北岸低地の第四系

下山正一・松本直久・湯村弘志*・竹村恵二**・岩尾雄四郎***
・三浦哲彦***・陶野郁雄****

Quaternary geology of the low-land along the north coast of Ariake Bay, West Japan

Shoichi SHIMOYAMA, Naohisa MATSUMOTO, Hiroshi YUMURA*, Keiji TAKEMURA**,
Yushiro IWAO***, Norihiko MIJURA*** and Ikuo TOHNO****

Abstract

Geological survey on the land surface, examination of many boring data, analysis of tephros and molluscan fossils in the Quaternary deposits in the low-land along the north coast of Ariake Bay were carried out. The sedimentary environments of the Quaternary, the relationship between geological events (deposition of pyroclastic flow and changes of sea-level) and older landform of the low-land during the past several thousands years were discussed and the followings became clear.

1. The Pleistocene deposits of the area can be redivided into the Ushiya Member, the Kawazoe Member (the Tateishi Member), the Nakabaru Member, the Takagise Member, the Aso-4 pyroclastic flow deposits and the Mitagawa Member. The Holocene deposits are divided into the Hasuike Member, the Ariake Clay Member and the artificially reclaimed soil. Among them the Takagise Member and the Ariake Clay Member are of marine origin and contain many molluscan fossils.

2. The tephrostratigraphical study indicates that the Aso-3 pyroclastic flow deposits were found below the most widely marine deposit, which is probably of the Shimosueyoshi transgression.

3. There are two kinds of alluvial clays in the sequence. The one is the upper clay of the Hasuike Member and another is the Ariake Clay Member. The former was formed in the estuary marsh, and the latter in the old Ariake Bay.

4. Marine limit at the time of the maximum Jomon transgression and the extent of the past estuary marsh were shown on a map.

5. There are differences in the height of the upper limit of the Jomon marine deposits among the Shiroishi, Saga and Chikugo areas. The height is especially low in the Saga area. It may possibly indicate either the crustal subsidence since the maximum Jomon transgression or difference in depositional environment.

I. はじめに

筑紫平野の景観というと、果てしなく水田が続く低い平らな土地という低平地のイメージがある。その水田の下には第四紀のゆるい地層が隠されている。筑紫平野では建築物の支持層や農業用の地

下水を求めてこれまでに大量のボーリング調査がなされた。ボーリングデータは露頭のない低平地での主な情報源である。したがって筑紫平野の地下地質を十分把握できるか否かは、どのようにボーリングデータを活用するかにかかっている。

郷原ら (1964) は主に鳥栖市と八女市付近の台

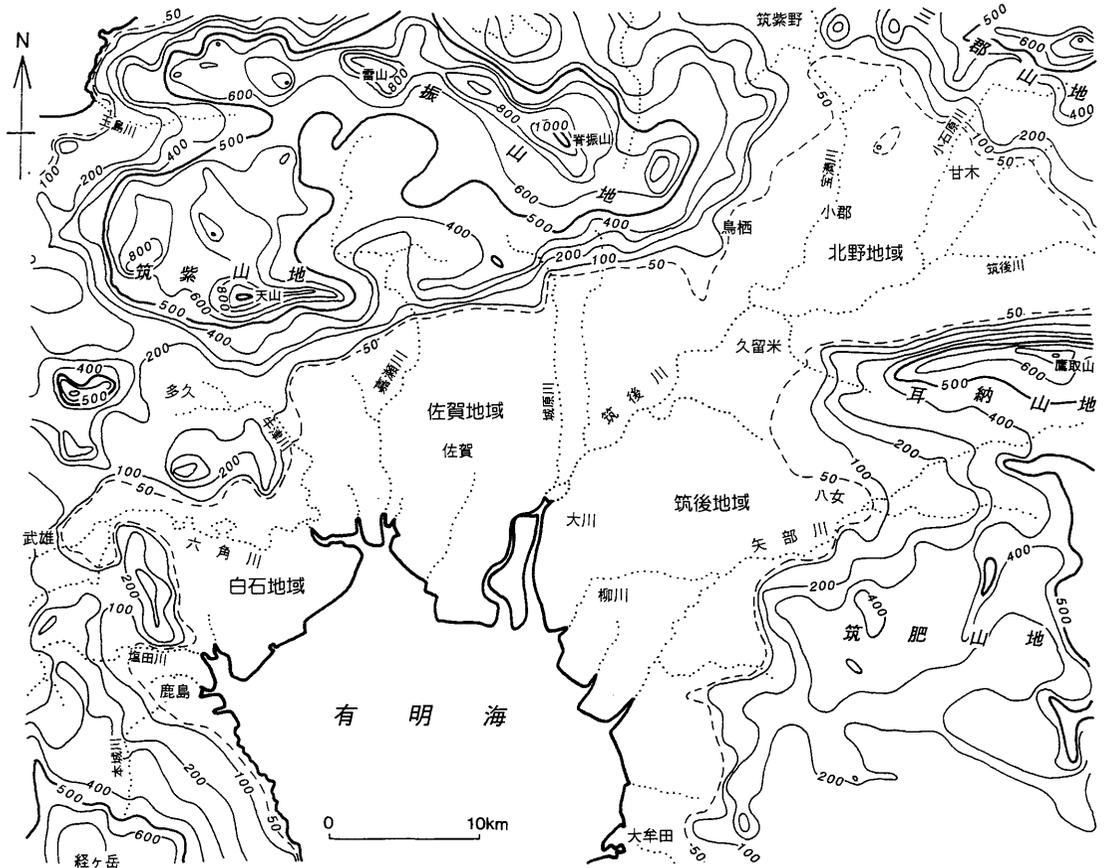
平成6年9月30日受付, 平成6年11月10日受理.

* (株)川鉄商事 Kawatetsu-shoji Co., Ltd.

** 京都大学理学部 Faculty of Science, Kyoto University

*** 佐賀大学理工学部 Faculty of Science and Engineering, Saga University

**** 国立環境研究所 National Institute for Environmental Studies



第1図 筑紫平野の接峰面図

2 kmの谷埋めによる接峰面図，数値は標高(m)

地および丘陵をつくっている表層の第四系を調べ、黑色土、褐色ローム質土、低位段丘砂礫層、八女粘土層、赤褐色ローム層、中位段丘角礫層または長洲層、赤色土、吉田礫層という陸域部分の基本層序を提出した。一方、有明海研究グループ(1965)は有明海沿岸各地の干潟及びその延長部の海底での多数のボーリング資料とコアを調査し、上から有明粘土層、島原海湾層、新期阿蘇溶岩、未区分洪積層という地下第四系の層序を提出し、郷原ら(1964)の表層の層序と組み合わせて有明海沿岸の第四系の基本層序とした(表1)。

白石・佐賀地区の地下第四系の調査は白石町で起きた1960年の地盤沈下が契機となっている。福田(1969)、大島(1977)は地盤沈下の調査用に掘られた深井戸のボーリングデータに基づく白石および佐賀地区の地下第四系の層序を明らかにした。最近、杉谷(1983)によって大量のボーリング資料に基づいて有明海北岸平野の地形発達史と

地下断面についての先駆的な研究が行われた。それによってこの地域の地下の阿蘇-4火砕流堆積物が屈折率を用いて初めて確かめられた。また、火砕流堆積以後の地下地質が明らかになり、平野の碎屑物の堆積量と削剝量の関係が定量的にとらえられた。

福田(1969)および福田・砥川(1970)は佐賀地域の地下第四系を上から、A、B、C、D、E、F層と呼んで、A、B、C層を有明海研究グループ(1965)の有明粘土層、島原海湾層、八女粘土層とそれぞれ対比した(第1表)。D、E、F層は有明海研究グループ(1965)の未区分洪積層にあたる。

本稿は、最近のテフラ層序の確立や、新たに増大した試錐資料に基づいて、佐賀地域の地下地質について、完新統の細分と阿蘇-3以降の地層区分を行ったものである。これに加えて、各地層の堆積環境を明らかにした。

時代	テフラ層 (v.B.P.)	有明海周辺地域 ¹⁾		佐賀平野 ²⁾	Saga-Chikugo Plain ³⁾	有明海北岸低地 ⁴⁾				
		地下地質	表層地質	地下地質		地下地質	表層地質			
完 新 世	K-Ah (6300)	有明粘土層	黒色土	A層	F UC US MC Ariake clay F.	有明粘土層	蓮池層上部			
							蓮池層下部			
更 新 世	10000 AT (22000)	島原海湾層	褐色ローム層 低位段丘礫層	B層	SUG SM SLG Simabara- kaiwan F.	三田川層				
	Aso-4 (85000)	八女粘土層			C層		"Aso-4"	阿蘇-4火砕流堆積物		
	Aso-3 (120000)	未区分 洪積層	中位段丘礫層	D層	D Sa D S b D C D G (D)	中原層上部	高木瀬層	中原層下部		
							吉田礫層	E層	川副層	立石層

1)有明海研究グループ(1965), 2)福田(1969), 3)杉谷(1983), 4)下山ほか(本論文)
テフラ層および年代値は町田・新井(1992)による

第1表 筑紫平野の第四系対比表

目的を達成するため、大量のボーリング資料の収集、コア中の火山灰の同定とテフラによる対比、貝化石の調査、遺跡発掘現場や掘削工事現場の調査、放射年代の測定、非海成層と海成層との識別と水平及び垂直分布の調査、標準コアによる地層記載と標準断面図の作成を行った。

II. 調査地

北部九州の筑紫平野は九州最大の沖積平野で、北方を脊振、三郡山地、東方を耳納、筑肥山地、西方を筑紫山地、経ヶ岳、南方を有明海に囲まれている(第1図)。筑紫平野は便宜上牛津川、筑後川で区切られ、白石地域、佐賀地域、筑後地域、北野地域と呼ばれている。第1図に示すように、50m以下の部分が大部分を占めている。本研究で扱う「有明海北岸地域」の範囲は、筑紫平野のうち有明海に接した白石地域、佐賀地域、筑後地域にその周辺部の台地・丘陵山地の一部を加えた

地域である。

III. 地形

第2図は有明海北岸地域の地形区分図である。有明海北岸地域の地形は山地・丘陵・台地・低地・人工的な埋立および干拓地の5つからなる。台地は面高度の違いから更に台地1と台地2とに2分される。平野を流れる主な河川は矢部川、筑後川、嘉瀬川、六角川の4つである。地域の大部分は10m以下の低地と200m以上の山地からなり、両者の境界部分にある丘陵・台地の分布は北東部に限定される。本地域の沖積低地は有明海の奥部に接する潮汐平野そのものである。台地は本地域の東部及び北東部にまとまった分布が認められる。丘陵は地域北東部の筑紫野～三田川間、東部の久留米から八女間、西部の多久付近と六角川北岸、南西部の経ヶ岳山麓にまとまった分布がある。一方、山地は本地域北部、東部、西部に位置してい

る(第1図)。

郷原ほか(1964)は本地域東部の八女付近及び東北部の鳥栖付近それに地域外に隣接する熊本県長洲付近の段丘面群を研究し、これらを4つに区分し、高い方から、高位段丘面、長洲面、中位段丘面、低位段丘面と呼んだ。このうち、長洲面は本地域内には存在しない。これらの高位段丘面、中位段丘面、低位段丘面を構成する地層を、吉田礫層、中位段丘角礫層、低位段丘砂礫層と呼んだ(郷原ほか, 1964)。本地域の段丘面構成層はいずれも河成段丘堆積物(砂礫層)である。郷原ほか(1964)は段丘構成層主部以外に、吉田礫層の上の赤色土、中位段丘角礫層の上の赤褐色ローム質粘土層と八女粘土層(阿蘇-4火砕流堆積物)、低位段丘砂礫層の上の褐色ローム層(新期ローム層)および沖積層の上の黒色火山灰層の発達を認め、八女粘土層以下に少なくとも2回の赤色土化作用を考えた。また中位段丘面を2分し、赤褐色ローム質粘土層が中位段丘角礫層の堆積表面を占める場合を中位段丘上位面、八女粘土層が堆積面を占める場合を中位段丘下位面とした。この区分は有明海研究グループ(1965)にも踏襲された。

A. 山地

本図幅地域の山地は、原岩が古生代と言われる三郡変成岩類の結晶片岩類と白亜紀深成岩類、第三紀玄武岩類、第四紀更新世前期及び中期の多良岳火山岩類(小形・高岡, 1991)からなる。山地の最高点は脊振山(1,055m)と天山山頂(1,046m)であり、300~800mクラスの山頂が多数存在するほか、筑紫山地と脊振山地間には高原状地形が挟まれる。山地の急峻な部分には硬い岩石が露出しているが、中腹以下では強風化状態にある。特に深成岩類からなる山地の山麓では深層風化が進んでいる。本地域の山地は脊振山地、筑紫山地、耳納(水縄)山地、筑肥山地、経ヶ岳の多良山地の各山系に分離されている(第1図)。

B. 丘陵

丘陵は経ヶ岳山麓丘陵、六角川北岸丘陵、多久丘陵、鳥栖丘陵、久留米・八女丘陵、大牟田丘陵の6つに分けられる。これらの多くは標高20~100mの孤立した丘陵で、経ヶ岳山麓丘陵だけは標高20~300mに連続する多良岳火山の火山山麓丘陵である。久留米・八女丘陵は三郡変成岩類と

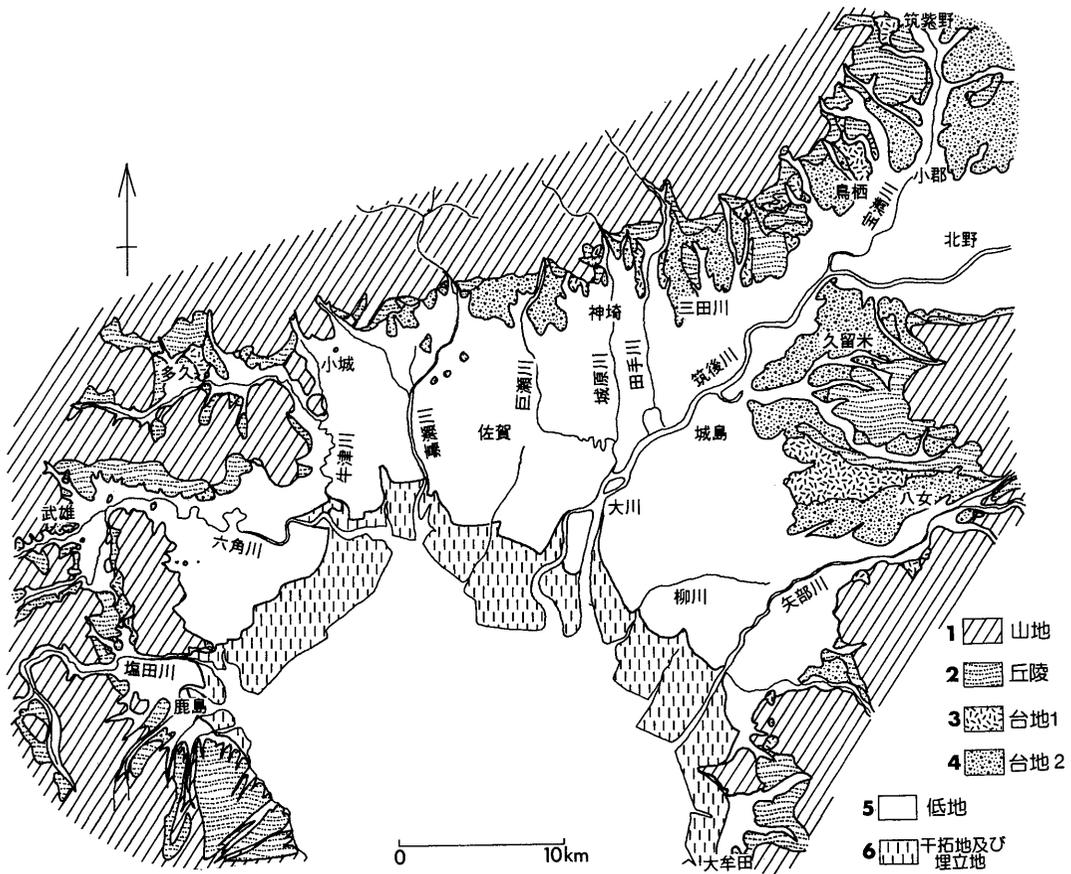
その上にある新第三紀久留米層および高位段丘構成層の吉田礫層の粘土、砂、礫層から、鳥栖・筑紫野丘陵は白亜紀深成岩類と三郡変成岩類および高位段丘構成層の立石層の砂礫層から、六角川北岸丘陵と多久丘陵は古第三紀相知層群および杵島層群の砂岩・礫岩・頁岩から、経ヶ岳山麓丘陵は第四紀更新世前期及び後期の玄武岩~安山岩質火山碎屑岩特に凝灰角礫岩からなる。本地域の高位段丘面は著しく開析され、実際には面がなく、痩せ尾根状地形からかつての存在した面が復元できるようにすぎない(これを立石面と呼ぶ)ため、今回の地形区分では丘陵の一部に含めた(第2図)。

C. 台地

台地は平野の低地面(沖積面)から分離し、明瞭に区別される平坦面で、河成段丘を形成している。台地は本地域の東部及び東北部にまとまった分布が認められる。この他、佐賀地域北部、牛津川中流の多久付近、武雄、鹿島付近に小規模な台地が認められる。本地域の台地は武雄・鹿島台地、多久台地、佐賀北台地、三田川台地、久留米台地、八女台地、筑紫野・小郡台地の7つに分けられる。武雄・鹿島台地、多久台地は孤立した台地であるが、その他の台地はかなり連続性がよい。台地は沖積面との比高差により台地1と台地2の2つに区分される(第2図)。これらは郷原ほか(1964)の中位段丘面と低位段丘面に相当する。本報告では、中位段丘面と低位段丘面をそれぞれ中原面、三田川面と呼び、これらの面を構成する地層を、中原層、三田川層と呼ぶ。この他に阿蘇-4火砕流の堆積面があり、台地1に含まれる。各層の定義は後で述べる。

D. 低地

低地は沖積低地をさし、微高地を含む。有明海北岸の各河川流域のうち、筑後川流域では低地は久留米市と鳥栖市間のくびれ部分の上流側で北野地域の低地とつながっている。この他、矢部川、牛津川、六角川、塩田川の中流には谷底平野が発達し、有明海北岸の低地へつながっている。低地を構成しているのは蓮池層と有明粘土層である。前者は非海成層、後者は海成層である(後述)。有明海北岸の低地にはデルタ地形が特に発達し、扇状地や自然堤防はほとんど欠けている。このデルタ地形を構成しているのは蓮池層上部の厚い粘



第2図 筑紫平野の地形区分図

土層である。粘土層の分布は各河川の中流部まで達している。たとえば六角川では武雄市付近、筑後川では小郡市および北野町付近が粘土の分布限界である（第12図）

E. 干拓地

現在の有明海沿岸には干拓地が数多く存在し、現在の海岸のほとんどが高い堤防をめぐらした人工海岸である。明治時代以降の干拓地の変遷は大日本帝国測量部の明治33年測図5万分1地形図とそれ以降に作成された地形図により明らかである。それによると明治33年から昭和時代にかけて干拓され、耕地化した部分は白石、佐賀、筑後で著しい。干拓により前進した海岸線の幅は最大3kmに及ぶ。野間（1985）はこれらの地形図資料の他、堤防の跡、古地図、歴史記録から有明海北岸低地の人工海岸線の変遷を詳しく研究した。その結果、現在確実にさかのぼれる最古の海岸線は江戸時代初期の土塁線（松土居・本土居線）であることを

明らかにしている。野間（1985）はさらに古い歴史記録と、籠（こもり）や搦（からみ）など干拓に関する旧地名から中世の戦国時代や古代の開拓地を推定しているが、面的広がり乏しく、断片的手がかりとなる程度である。

IV. 第四紀地質

筑紫平野の第四系を再記載した。再記載にあたって、とくに島原海湾層（有明海研究グループ、1965）については、下記のような問題点があるので、この地層名を用いず、筑紫平野内に模式地を設けて地層を再記載した。

島原海湾層は有明海研究グループ（1965）によって、「有明粘土層より下位でかつ新期阿蘇溶岩（阿蘇-4火砕流堆積物）より上位の海成の砂礫及び粘性土層」と定義されているため、有明粘土層より下位でかつ阿蘇-4火砕流堆積物より上位のいくつかの地層群、たとえば低位段丘を構成する砂礫層、沖積層の下部、それに砂の薄層を間に挟

んだ場合の有明粘土層（本報告で用いる海成完新統の意味）では砂の薄層以下が島原海湾層に同一視されて使用される結果となった。筑紫平野では埋没した低位段丘の砂礫層に対して島原海湾層が使用される場合が多い。しかし、この地層は河川性の堆積物で非海成の地層のため、海成層とした最初の定義と明かに異なり、誤用である。この対策の一つとして、島原海湾層の再定義が試みられた（杉谷, 1983）。しかし、島原海湾層はもともと島原湾海底下の堆積物を模式層としているため、筑紫平野だけで定義を変更することができない。

今回考慮した基本事項は以下の通りである。

1) 基本層序と地層単位の決定にあたり、佐賀地域の地下地質の層序を中心にして、海進海退サイクル、海成・非海成を単位とした地層区分を行った（第1表）。2) 表層と地下の地質系統の名称の統一を図った。3) 地層単元は試錐コアサンプルから区分しうるものとし、細分をできるだけ避けた。4) 地下にしかない地層の記載命名は地上の地名を付け、記載にはその地層の発達する模式的な土質柱状図を添付した。5) 地層名には難読地名を避け、できるだけ大きな地名を採用した。6) 国立環境研究所により有明町牛屋有明東小学校、福富町役場、川副町役場の4ヶ所で掘削された地盤沈下観測井の柱状図（第5, 6, 7図）、それに福岡県農林事務所により掘削された大和町大坪の試錐柱状図（第8図）を地下地質の地層名決定のための標準柱状図とし、これらの柱状図の基になったボーリングコアをそれぞれ、牛屋コア、福富コア、川副コア、大坪コアと呼んだ（第4図に位置を示す）。7) この地層区分に基づき、白石地域の六角川沿いの断面、佐賀地域の県庁を通る南北断面、筑後地域の西鉄線沿いの断面の4つの地質断面図を作成し、筑紫平野の第四紀層の層序の標準断面線とした（第9, 10, 11図）。これらを六角川断面、佐賀断面、筑後断面と呼んだ（第4図）。

第四紀層は約160万年前から現在までに形成された地層群である。第四紀には氷期と間氷期がしばしば繰り返したことが知られている。このような氷河性の海水準の上下によって、堆積基準面が上下するたびに、平野の再構成がなされたとみられる。また、特殊な堆積物として、火山碎屑物がある。多良岳火山の活動、それに阿蘇-3および4の火砕流の来襲の後に侵食が活発化して土石流

が頻発し、大規模な平野の再構成につながった可能性がある。第四紀層のうち、約1.1万年前を境に古い方は更新統、新しい方は完新統と呼ばれる。

A. 更新統

筑紫平野の更新統のうち、地表部分には台地と丘陵の一部を構成する堆積物がみられる。しかし、そのまとまった分布は筑紫平野の東部および北東部に偏っている。第3図は佐賀北台地、三田川台地、久留米台地、八女台地、筑紫野・小郡台地に分布する表層の第四紀層の分布を示している。地表の更新統は古い方から立石層、中原層、阿蘇4火砕流堆積物（Aso-4）、三田川層の4つである。立石層は丘陵の緩傾斜面である立石面（高位段丘面）の、中原層と阿蘇4火砕流堆積物は台地1の中原面（中位段丘面）の、三田川層は台地2の三田川面（低位段丘面）の構成面である。

一方、筑紫平野の地下にのみ分布する更新統は牛屋層、川副層、高木瀬層の3つである。以下に更新統を古い方から記載する。

牛屋層

（地層名）新称

（定義）筑紫平野地下で川副層の下位の第四紀層最下部を占める半固結した泥質堆積物主体の地層で、全体に凝灰質砂をまじえる。

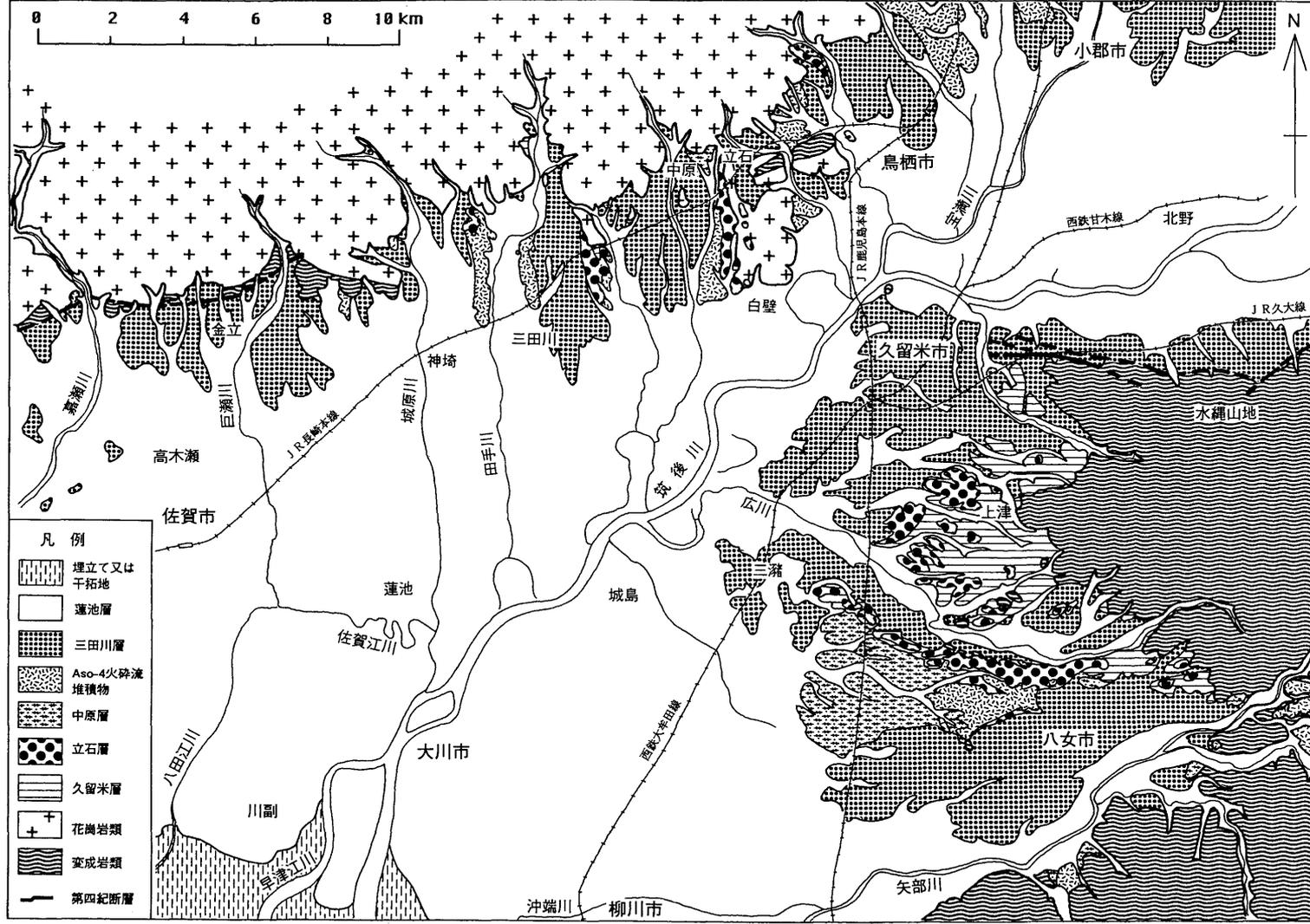
（模式地）佐賀県有明町牛屋の地下

（分布）筑紫平野西部の地下約-140m以下に分布。
（層厚）50m以上

（層序関係）下限は不明であるが、新第三系久留米層の上に不整合で載るものと思われる。

（岩相および堆積環境）

本層は牛屋コアと福富コアのGL-147mとGL-153m以下に認められた（第5, 6図）。岩相は全体に細粒な凝灰質の粘土および細粒砂の互層で、地下にのみ分布する。粘土は暗青緑色、茶褐色、乳灰色など様々な色を呈する。氾濫原からデルタまでの堆積物と考えられるが、火山灰や玄武岩細礫を多く含んでいる。この火山灰は大部分隣接する多良岳火山からの二次的供給物と考えられる。福田（1969）のF層に対比されるが、F層は砂岩と泥岩と泥炭の互層であるのに対し、本層は砂と粘土の互層である点と凝灰質である点が異なる。両者はおそらく同時異相関係にあるとみられる。本層の大部分は河成とみられる。



第3図 筑紫平野東部の第四紀地質図

次に述べる川副層が更新世前期末から中期とすると、本層は更新世前期に形成されたものであろう。福田(1969)はF層を久留米層に対比したが、浦田(1985)によれば久留米層は4.3Maというフィッシュントラック年代値が得られており、両者の時代は明かに異なる。

かわぞえ 川副層

(地層名) 新称

(定義) 筑紫平野の地下第四紀層のうち、最終間氷期(下末吉期)より古い地層。暗緑灰～緑黑色の強固結粘土と礫混じり砂との互層。

(模式地) 佐賀市川副町鹿江の地下

(分布) 筑後平野の地下、30mから160m付近に分布

(層厚) 100m

(層序関係) 表層地質と本層との正確な対比が困難であるが、層序的關係から、本層は多良岳火山扇状地堆積物そのものあるいは立石層に対比される。下位の牛屋層の上に非整合おそらく不整合で載る。

(岩相および堆積環境)

本層は川副コアの120mボーリングのうちGL-68～120m付近(第7図)にと牛屋コアと福富コアGL-200mまでのボーリングのGL-40～-147mとGL-59～-153mの区間にそれぞれ認められた(第5, 6図)。最上部は延長性の良い固結粘土が占めるが、全体に砂礫質である。横方向の岩相の変化に富み、しばしば礫まじり砂層と粘土層の互層となる。粘土は統成の進んだ強固結状・強還元状態にあり、しばしば破断口をもつ。本層の砂礫層は佐賀地域で現在最も主要な帯水層である。

牛屋コアの調査結果と福富コアのそれを比較すると、牛屋コアでは本層の上半分が優勢な安山岩質玄武岩礫にとって代わられている。この礫層は地上の多良岳火山扇状地堆積物に連続するとみられる。小形・高岡(1992)のK-Ar法による多良岳火山の溶岩の年代測定結果は1.0～0.4Maを示している。小形・高岡(1991)によれば多良岳火山の活動は5回認められ、古期と新期に大きく2分される。多良岳火山のもっとも若い活動時期と火山扇状地形成期が近いとすると、多良岳火山扇状地堆積物の主部の形成時期は少なくとも新期の活動期である0.4Ma付近とみられる。

一方、福富コアの川副層は牛屋コアのそれに比べて全体に砂質粘土のレンズ状の挟みや互層が多く、細粒である。福富コア中のGL-110mには純粹な火山灰層があり、福富火山灰(Ft)と仮称する。デイサイト質のガラス状テフラで、ほぼ均質である。層序及び火山灰分析からみて阿多・烏浜火山灰(Ata-Th)の可能性が高い。もしそうならば、町田・新井(1992)によれば、Ata-Thの推定噴出年代は230-250kaである。この推定値が正しければ、本層上部は更新世中期と考えられ、多良岳火山噴出岩類の年代から、川副層は更新世前期末から中期に形成された可能性がある。

本層は福田(1969)のE層にあたる。横方向の岩相の変化に富み、粘土には植物の根の跡がみられることから本層の大部分は河成とみられるが、福田(1969)の珪藻化石のデータによれば、一部に下末吉期以前の海成層を挟んでいる可能性がある。

立石層

(地層名) 松本(1993MS)

(定義) 佐賀地域の低い丘陵の痩せ尾根(立石面)を構成する地層である。クサリ礫からなり、赤色土壌を伴う。

(模式地) 佐賀県鳥栖市立石町付近

(分布) 佐賀地域北東部の、神埼町志波屋、北茂安町東尾と筑後地域の八女市付近に分布。

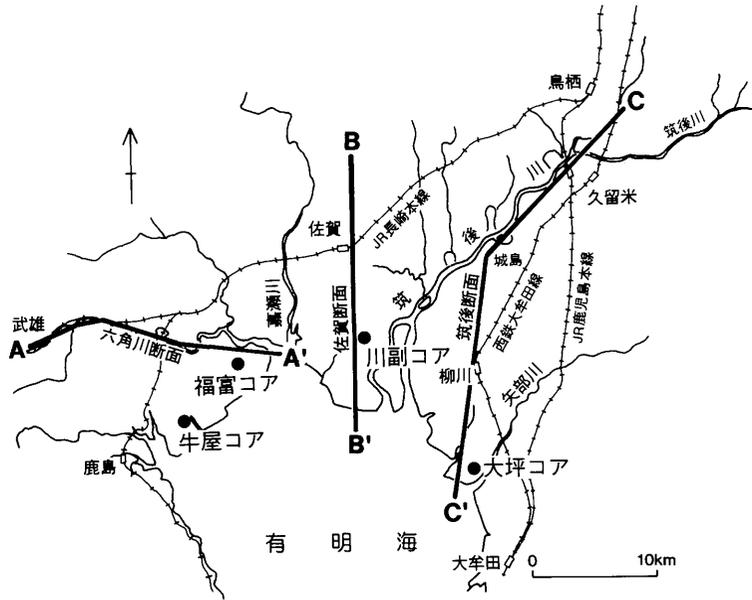
(層厚) 数mないし20m

(層序関係) 基盤岩類を不整合で覆っている。本層は孤立丘陵の末端を構成しており、連続しないので、立石層の地下での延長部分は明らかではない。しかし、層序的にみて、川副層に相当するとみられる。筑後地域では郷原ほか(1964)の吉田礫層に対比される。

(岩相および堆積環境)

地形開析の進んだ痩せ尾根の頂部にのる、結晶片岩と花崗岩の垂角礫を主体とする砂礫層である。砂礫層は1方向性の斜層理を示しており、河成堆積物と考えられる。平坦面の表層近くの脈石英礫以外の礫は風化により著しく軟質化しており、ハンマーで岩芯まで切れる。これは郷原ほか(1964)の言う、「クサリ礫」である。しかし、コア試料で得られる地下の礫は未風化で、硬い。

本層の最上部には赤色土壌層が発達しており、その直下の礫層部分も強風化により赤色土化して



第4図 標準断面線と標準コア柱状図の位置図

いる。松井・加藤（1962）によれば、赤色土化は温暖期を経験したことを示唆するとしており、本層は少なくとも後期更新世の最終間氷期より以前の、更新世中期に形成されたと考えられる。

郷原ほか（1964）は筑紫平野東部の台地及び丘陵の河成段丘群を沖積面に近い方から低位、中位、高位の段丘に区分し、吉田礫層が構成する高位段丘と中位段丘面上の土壤の双方に赤色土化（赤褐色土）を認めた。しかし筆者らの調査の結果、中位段丘の土壤層に赤色土化は確認されなかった。このため、基盤風化土あるいは立石層上の土壤を中位段丘面上の土壤と混同した可能性がある。筑紫平野東部の赤色土は再検討が必要である。

なかばる 中原層

（地層名）新称

（定義）佐賀地域の中位段丘面を構成する碎屑性の地層。

（模式地）佐賀県三養基郡中原町香田

（分布）佐賀地域の北側山麓の、中原町香田付近や船石付近に点在する。地表部分はせまいが、筑紫平野の地下では阿蘇－4火砕流堆積物直下に広く分布する。

（層厚）30m

（層序関係）阿蘇－4火砕流堆積物の直下に位置し、川副層の上に不整合で載る。本層中部には阿

蘇－3火砕流堆積物を挟む。海成層の高木瀬層とは同時異相で、阿蘇－3火砕流堆積物を境に上下に2分できる。

（岩相および堆積環境）

粘土、シルト、砂礫からなり、最終間氷期の三角州、氾濫原、扇状地を構成した非海成の地層である。網状河川堆積物からなり、数多くのレンズ状の堆積体が集合し鱗状に重なっている。単層は横方向の延長性に乏しい。中位段丘面の多くは阿蘇－4火山灰層を載せる場合と砂礫層のみで構成される場合がある。地表付近の礫はハンマーで切ると岩芯が僅かに残る“半クサリ礫”状になっている。しかし、佐賀地域の地下での礫は硬く、未風化で、中程度の固結度である。本層は地表部分の分布が狭いが、地下部分での発達が良好である。

本層は福田（1969）のD層、杉谷（1983）のDSa,bとDGの一部にあたる。

高木瀬層

（地層名）新称

（定義）筑紫平野の阿蘇－3と阿蘇－4火砕流堆積物の間にある貝殻を含む地層。最終間氷期の最高海面期に対応する海成更新統。

（模式地）佐賀市高木瀬の地下

（分布）佐賀市市街地の地下、白石地域の地下に広く分布する。

(層厚) 数mから10m

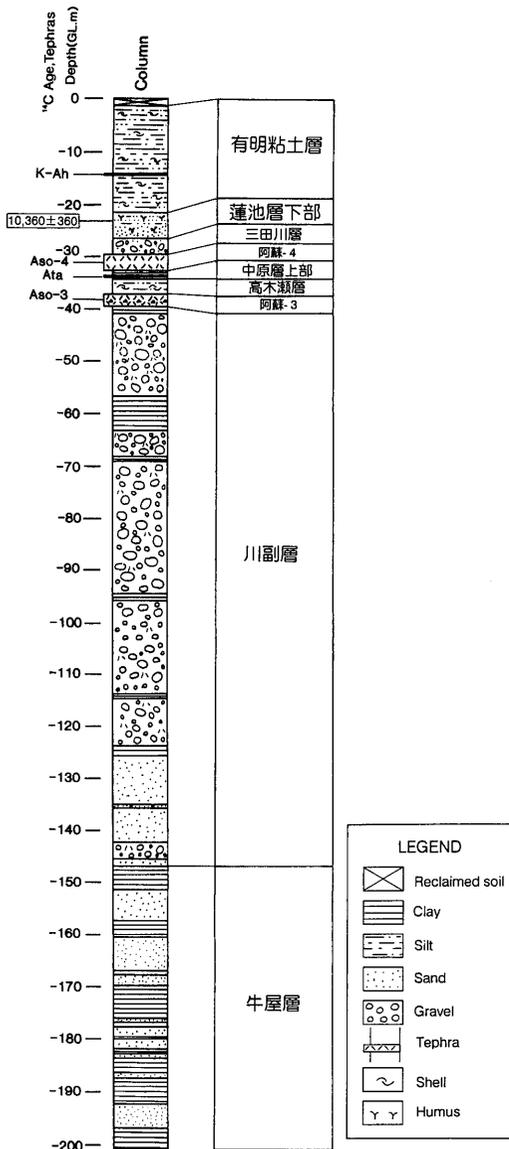
(層序関係) 本層と中原層の一部は同時異相関係にある。中原層下部の上に非整合で載るほか、川副層の上に不整合で載る場合がある。テフラとの関係では本層は阿蘇-3火砕流堆積物の上位かつ阿蘇-4火砕流堆積物の下位に位置する。

(岩相および堆積環境)

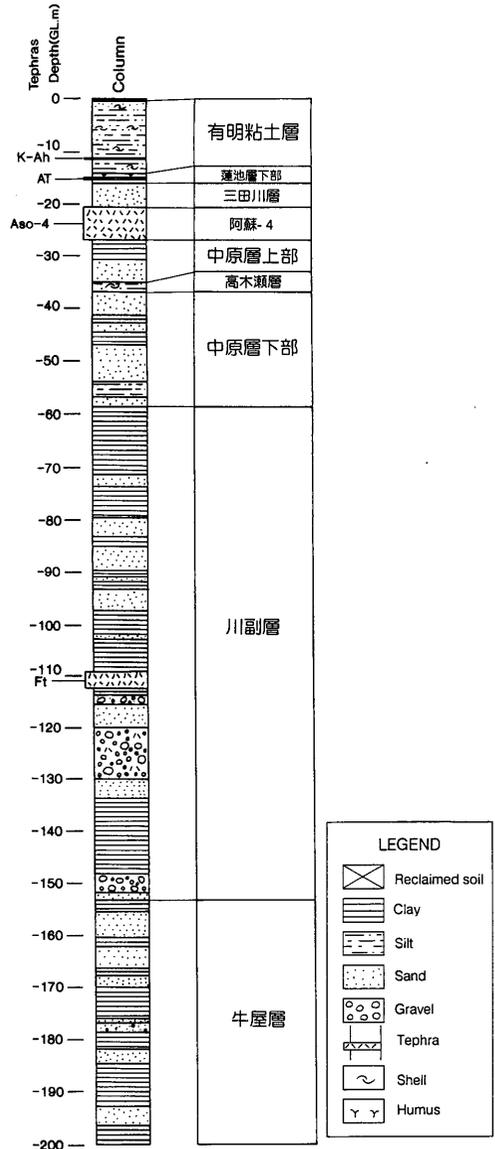
シルト・粘土を主体とし、貝殻片を混入する。地域的に岩相の差があり、筑後地域では貝殻質砂や砂が優勢である。含有貝化石のうち、ヌマコダキガイは密集状に産する。波部 (1997) によれば、

この貝は寒流系の汽水沼に生息するとされている。しかし、ヌマコダキガイは現在の有明海奥のカキ礁周辺の潮間帯泥底に群棲しており、明らかに真性海域の潮間帯を生活域とする二枚貝である。ヌマコダキガイの生息深度は平均海面付近である。したがって、高木瀬層は海成層である。

高木瀬層は更新世後期の地層で、北部九州では最も優勢な海成更新統である。このため、最終間氷期の最大海進期すなわち下末吉海進の高海面期に対応する海成層である。本層は杉谷 (1983) のDCの一部と対応する。



第5図 牛屋コアの土質柱状図と地層区分



第6図 福富コアの土質柱状図と地層区分

阿蘇-4 火砕流堆積物

(地層名および定義) 小野ほか (1977) による阿蘇カルデラ形成期の噴火による火砕流堆積物 Aso-4.

(分布) 筑紫平野の台地上に分布するほか、平野の地下に広く分布する。

(層厚) 10m

(層序関係) 阿蘇-4 火砕流堆積物は基盤のつくる緩斜面上に直接不整合でなる場合と、古土壌をはさんで中原層の上に非整合で載る場合がある。

(岩相および堆積環境)

輝石角閃石デイサイト質の軽石質火山灰である。筑紫平野では総て非溶結の火砕流堆積物である。地表では風化程度により色調が異なり、新鮮な場合は暗灰色ガラス質火山灰、風化が著しい場合は白色凝灰質粘土やオレンジ色の“おがくず状ローム”を呈する。上峰町では火砕流堆積物の下底にグランドサージ堆積物の薄層を伴っているのが観察された(下山・西田, 1994)。郷原ほか (1964) は、阿蘇-4 火砕流堆積物の風化物のうち、白色粘土質火山灰土を八女粘土層、オレンジ色の火山灰土である“おがくず状ローム”を鳥栖ローム層と呼んだ。筑紫平野の地表で見られる阿蘇-4 火砕流堆積物には両方が認められるが、その多くは八女粘土層の特徴に一致する。本論文では両者をまとめて阿蘇-4 火砕流堆積物とし、区別しない。

阿蘇-4 火砕流は当時の筑紫平野に來襲して窪地や緩傾斜部分に堆積して覆いつくし、地形を化石化した(杉谷, 1983)とみられる。阿蘇-4 火砕流堆積物を挟んだ上下の地層の花粉分析が琉球大学黒田登美雄氏によってなされた。それによると、上下とも氷期にほとんど匹敵する寒冷な気候を示した(下山・西田, 1994)。杉谷 (1983) は阿蘇-4 火砕流の発生時期の旧汀線高度を-21m 以下としており、当時の有明海の大部分が陸化していた可能性がある。

中位段丘面群のうち、中位段丘下位面は阿蘇-4 火砕流堆積物の堆積面と定義されている(郷原ほか, 1964; 有明海研究グループ, 1965)。阿蘇-4 火砕流堆積物は福田 (1969) のC層にあたり、筑紫平野での最も明瞭な鍵層である。阿蘇-4 火砕流の噴出時代は町田・新井 (1992) により、7~9 万年前とされているが、松本ほか (1991) のK-Ar 年代測定の結果、8.9 万年前の値が得られている。

三田川層

(地層名) 新称

(定義) 佐賀地域の、特に三田川町付近の低位段丘面を構成している砂礫質の地層である。阿蘇-4 火砕流堆積物の上かつ有明粘土層や蓮池層の下にある地層。

(模式地) 佐賀県三田川町目多原

(分布) 佐賀地域北東部の鳥栖市から三田川町および東脊振村付近それに筑後地域の久留米市および八女市付近に分布して沖積面より明瞭に1 段高い台地をつくるほか、佐賀市北部や小城付近の微高地を構成している。筑紫平野の沖積面下には本層が広く認められ、低位段丘から続く“埋没段丘”になっている。

(層厚) 10m

(層序関係) 本層は阿蘇-4 火砕流堆積物を不整合で覆い、蓮池層下部または最下部に覆われる。

(岩相および堆積環境) その大部分は比較的締まった弱風化砂礫層で構成されている。礫は主に花崗岩礫、石英礫、結晶片岩礫や安山岩礫からなる。本層は白石地域では数m と薄く、筑後地区では15~20m となり、厚い。本層は筑後地域では上部と下部に区分可能であるが、佐賀地域や白石地域では殆ど単一の層である。筑後地域での本層上部は細礫混じり粗粒砂となることが多く、軽石をほとんど含まない。下部の砂礫層にはしばしば阿蘇-4 火砕流堆積物から2 次的に洗い出された軽石(浮石)が含まれるが、基盤岩類の礫と混在しているので阿蘇-4 火砕流堆積物本体と三田川層との区別は容易である。

本層の堆積構造は1 方向を示す斜層理である。山麓の扇状地から氾濫原において形成された河成堆積物を主体としている。砂礫層中のレンズ状断面の粘性土層は河跡湖充填堆積物とみられる。この粘性土の花粉分析結果からは冷温帯林を中心とした植生が考えられるので、本層形成時の古気候は全体に極めて冷涼であったとみなされる(下山・西田, 1994)。

本層は阿蘇-4 火砕流堆積物を不整合で覆い、蓮池層や有明粘土層の下位に位置するので、有明海研究グループ (1965) の鳥原海灣層の一部あるいは福田 (1969) のB層に相当する。

低位段丘面上にはしばしば1 ないし2 m の厚さの黄褐色細粒土が存在し、本層の砂礫層の上に載っている。郷原ほか (1964) はこれを褐色ローム

層と呼んでいる。溝田ほか(1992)によれば、この土層の主体は大陸起源のレスの風積物、つまり風成層である。黄褐色細粒土層の中位にはしばしばAT火山灰起源の火山ガラスの明瞭なピークが認められる。町田・新井(1992)によれば、AT火山灰の噴出年代は22,000~25,000年前である。AT火山灰とレスは明らかに安定した台地(低位段丘面)上に降下・堆積したものである。台地化するには三田川層の堆積後河床高度が下がり、水

系から孤立する必要がある。したがって、三田川層の形成時期はATの降灰のかなり以前である。層準的にみて、この黄褐色細粒土層は蓮池層最下部に対比されるもので、三田川層そのものには含まれない。

B. 完新統

筑紫平野の沖積低地を構成する地層群で、最上部更新統を含む。有明粘土層と蓮池層からなる。蓮池層は筑紫平野の沖積地を構成する非海成層、有明粘土層は海成層である。両層を合わせたものは福田(1969)のA層に相当する。

有明粘土層

(地層名)有明海研究グループ(1965)により命名、今回再定義

(定義)有明海研究グループ(1965)により、有明・不知火海域の干潟と海岸地域の大部分を構成する粘性土、と定義された。筑紫平野では臨海低地の粘性土層は一樣ではなく、真性の海成層である粘性土層と非海成層の粘性土層に2分できる。両者は土質工学的な性質も異なるため、今回、両者を分離し、前者を有明粘土層、後者を蓮池層と呼ぶ。これに伴い、有明粘土層を、「干潟と海岸低地の大部分を構成する海成完新統」として再定義する。本層は極めて軟弱な地層で、海棲貝類の貝殻片を混入するのが特徴である。

(模式地)有明海海底及び干潟。

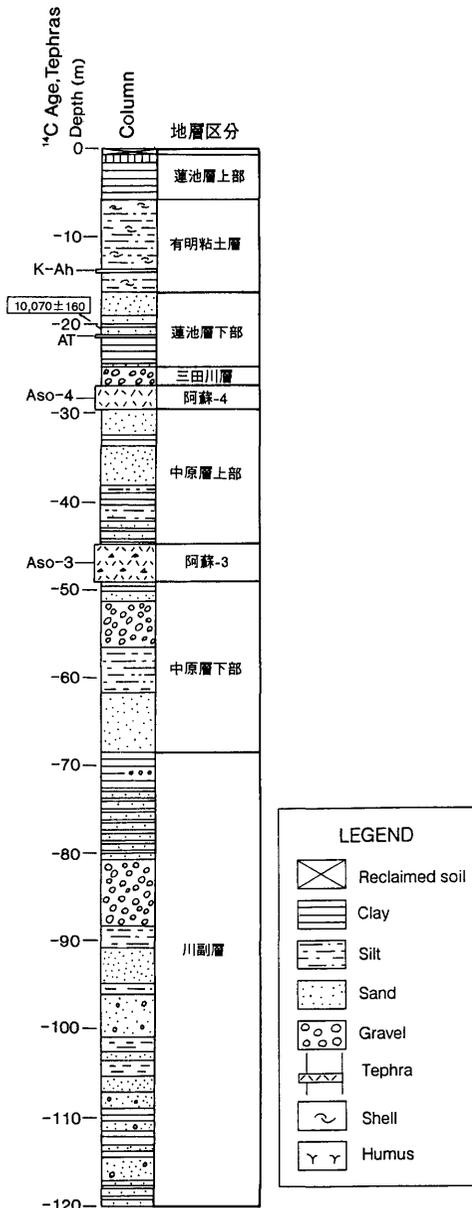
(分布)有明海海底及び周辺の海岸低地の地下に広く分布している。

(層厚)10~15mで、最大30m。

(層序関係)蓮池層とは全体として、同時異相であるが、部分的には本層の海進期堆積物が蓮池層下部に対してアバットしており、蓮池層上部のしばしば非整合でのる。

(岩相および堆積環境)

本層は貝殻片を混入する暗灰色~暗青灰色の粘土や砂混じりシルトよりなる、極めて軟弱な粘性土層である。しかし、有明海の干潟にはチャンネルボトムや干潟の沖側前縁部に貝殻質砂を主体とする部分が存在する。これらは地層断面ではレンズ状砂である。堆積環境は真性海水が平均的に支配する範囲である。その識別は地層中での貝殻片の存在である。ボーリングコアでは肉眼で認められるよりも広範囲に貝殻片が含まれており、地質断



第7図 川副コアの土質柱状図と地層区分

面図ではボーリング柱状図で「貝殻片混入」の記述のある単層全体を有明粘土層としている。本層に含まれている主な貝化石はカワアイガイ、マメウラシマガイ、ハイガイ、マガキ、アリアケケボリガイ、ユウシオガイ、シズクガイ、ヒメカノコアサリ、ウミタケなどで、多くは破片状態である。マガキは第1図版第1図に示すようにしばしば大型の殻が密集したカキ床状の貝殻層を形成する。マガキ以外の貝殻はコア中に散点的に産することが多い(第2図版)。これらの貝は現在の有明海の潮間帯中部までの潮間帯(T1-T3)、潮下帯(ST)、上部浅海带(US)に生息しており、貝殻を使った古水深復元が可能である。

本層の形成時期は完新世高海面期である。縄文海進ピーク時期の最深部分の前後に鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah)の薄層を挟む。K-Ahの降灰層準を境に上部、下部に細分可能である。有明海干潟や海底部分では現在も有明粘土層の形成が続いている。本層は杉谷(1983)のMC, US, UCの一部に対応する。

蓮池層

(地層名) 新称

(定義) 筑紫平野の汽水域から淡水域で形成された非海成沖積層を総称する。

(模式地) 佐賀市蓮池町および兵庫町

(分布) 筑紫平野の沖積地。特に低地の表層に広く分布している。

(層厚) 6~10mで、最大20m。

(層序関係) 有明粘土層とは同時異相関係にあるが、有明粘土層を間に挟む場合、本層は上部と下部の2つに区分される。本層上部は薄い砂層(中部)を挟んで有明粘土層の上に整合で重なり、下部は三田川層の上に不整合で重なる。

(岩相および堆積環境) 本層は粘土、シルト、砂、礫からなり、全体的に含水率が高く軟弱である。臨海低地中央では軟弱な粘性堆積物を主体としている。これらは潟湖、塩性湿地など河口域に発達する。感潮域~淡水域の粘性堆積物とみられる。一方、各河川の中流~上流域では本層は谷底低地を構成する河川性堆積物となり、砂礫を主体とし、シルトや粘土のレンズを挟む。

大矢(1978)は筑紫平野における陸成層の存在を早くから指摘している。しかしこの「陸成層」は有明粘土層や蓮池層上部粘土などいろいろな地

層の表層部分に風化によって生じた酸化土壌帯であり、本論文で扱っている非海成層とは異なる。

低地部分の本層上部は海進ピーク時期以後に堆積した河口性堆積物で、シルト・粘土優勢層からなり、植物繊維を含む。下部は海進期に堆積した汎濫原性堆積物で、シルト層と礫まじり粗粒砂層の互層からなる。本層下部のさらに下位にはまれに最下部が発達する。最下部の存在は川副町のボーリングの、GL-18.9~25mの部分で確認された。最下部は三田川層の上に載る腐植質粘土と粘土混じり砂層の互層部分で、この中にAT火山灰を挟んでいる。AT火山灰降灰層準前後は最終氷期に相当する。

蓮池層主部の形成時期は完新世であるが、下部の少なくとも一部(AT火山灰を含む最下部)は更新世後期末まで及んでいる。下部基底及び最下部は、ATとの層序関係から関東地方の「沖積層」基底礫層であるBG(ENDO *et al.*, 1982)に相当する。しかし、筑紫平野では多くの場合、最下部を欠き、下部層が下位の三田川層の上に直接不整合で載っている。このケースでは本層下部である完新世基底礫層のHBG(ENDO *et al.*, 1982)の堆積前に最下部が削削・侵食を受け、HBGとBGが一体化している。

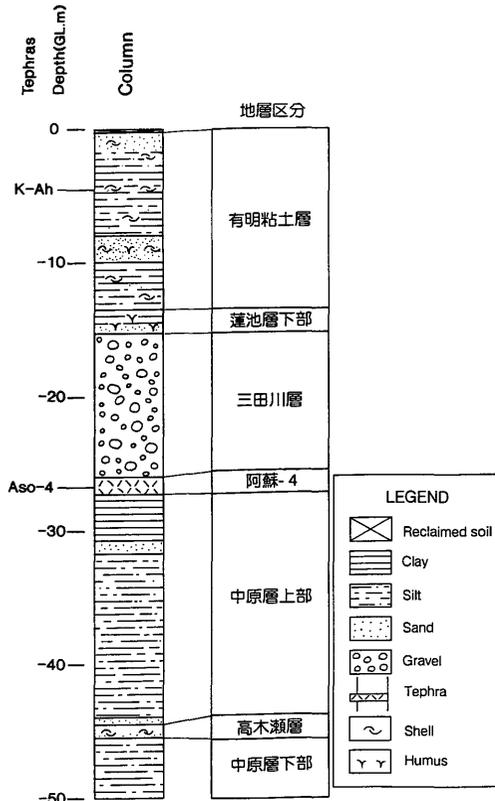
有明粘土層と本層の粘土層の相違点は、本層が均質な粘土層を主体とし、アシ(ヨシ)の地下茎や植物繊維を特徴的に含むこと、貝殻片を含まないことが挙げられる(第2図版第1図)。また、下位の三田川層の砂礫層は締まっており、礫の表面がやや風化している。これに対し、本層の砂礫層は新鮮で緩い。本層上部は杉谷(1983)のUCとFの一部に対応する。

V. 標準地質断面

記載した各地層の関係を六角川断面、佐賀断面、筑後断面の3つの標準断面で示す(第9, 10, 11図)。各段面線の位置は第4図のA-A', B-B', C-C'である。各断面にみられる地層群とその層序関係は堆積と侵食の繰り返してできあがった平野の形成史を物語っている。

A. 六角川断面

六角川に沿った断面図である(第9図)。3つの断面図の中では、蓮池層上部および下部の発達最も乏しい。特に蓮池層上部粘土は北方付近に



第8図 大坪コアの土質柱状図と地層区分

まとまった分布があるもののそれより下流域では極めて薄い。中部砂層はほとんど見られない。これに対して有明粘土層は全体に厚く、平均して15mほどの厚さがあり、八丁から下流ではほとんど表層にむき出しの状態である。先端は刀型の断面をしており、武雄市のすぐ東側まで達している。三田川層の発達が悪く、厚さ5m以下のものが多い。阿蘇-4火砕流堆積物は標高-20m付近にあり、武雄付近では浅くなる。連続性はよいが全体に薄い。高木瀬層とその下の阿蘇-3火砕流堆積物の発達はよく、有明海海底から西郷付近までよく連続する。中原層の発達はそれほど良くない。

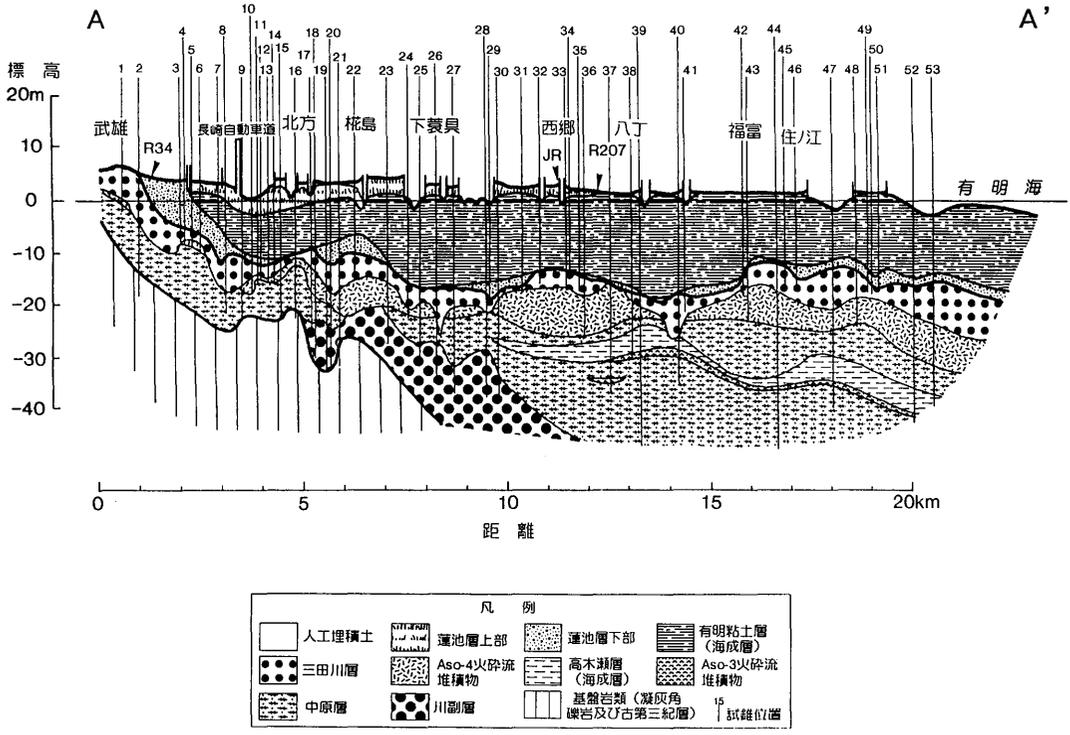
B. 佐賀断面

第10図は佐賀市街地を通る南北の地質断面である（位置は第4図のB-B'断面）。蓮池層上部粘土の発達がよく、千布の南から小々森まで厚く続く。特に藤ノ木以北では厚い。南端の犬井道では急速に薄くなって急に途切れる。この断面図上では有明粘土層はクサビ状の断面を示し、先端部は

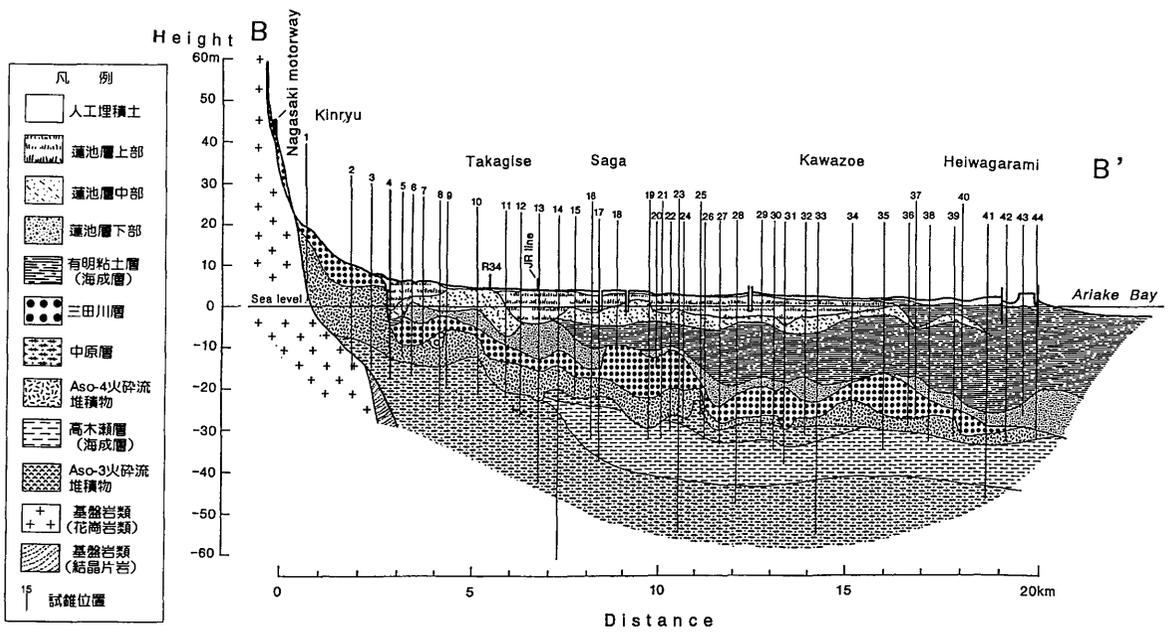
JR長崎本線付近にあるが更にほそく延びた先端部が東に迂回して千布の南の4付近に現れる。海成層の最先端部分はかなり低い位置にある。蓮池層上部粘土と有明粘土層の間には蓮池層中部砂層がよく発達している。この砂は潮間帯チャンネルボトムあるいは湿地と干潟を隔てるバリア状砂州の堆積物とみられる。砂層はアカホヤ火山灰層と斜交しており、同一時期を示すわけではない。蓮池層下部の発達はあまり良くない。三田川層は金立から千布以北では低位段丘面を形成している。埋没段丘部分は東高木から平和搦付近まで連続する。佐賀北部の阿蘇-4火砕流堆積物は三田川層に表面を覆われることが多い。全体に薄い。地下での連続性がよい。高木瀬層は標高-20~-30m付近にあり、有明粘土層とほぼ同じ規模で出現している。くさび状の先端部分は佐賀市市街地の地下に達し、阿蘇-3火砕流堆積物にアバットしている。中原層の発達は良好である。

C. 筑後断面

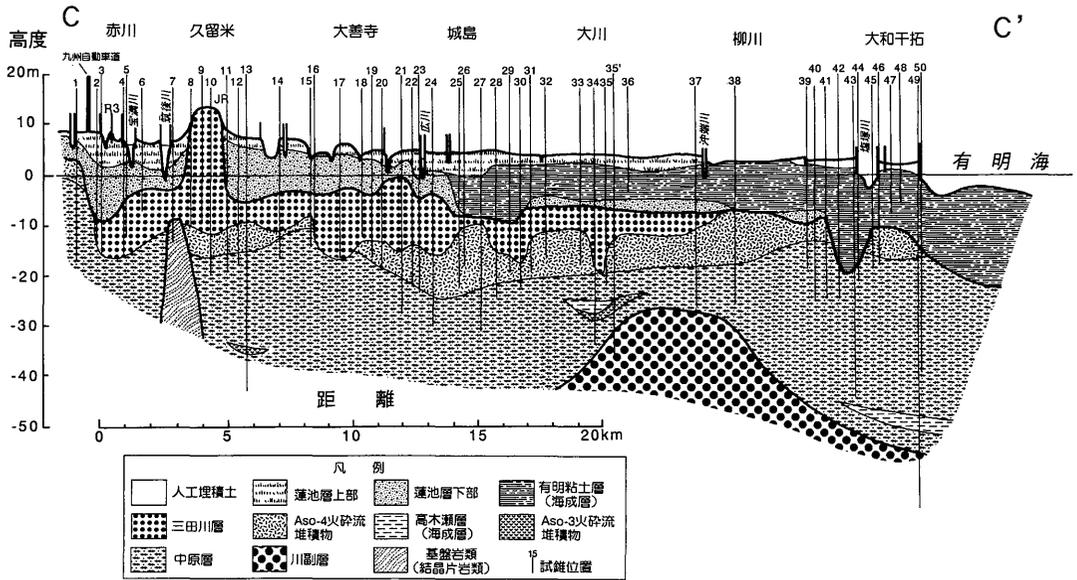
第11図は久留米市の西から柳川市を通るほぼ南北の地質断面である（位置は第4図のC1-C2断面）。表層の蓮池層上部粘土は久留米以北から柳川の手前まで分布している。有明粘土層の北限は城島付近であるが、蓮池層の上部粘土に覆われている。柳川以南では有明粘土層が表層を占めている。三田川層は久留米台地を構成しており、3つの断面では最も厚い。阿蘇-4火砕流堆積物は標高-10m付近にあり、その下限は城島付近で深くなり、両端に向かって高くなる。中原層は厚く、40m以上に達する。高木瀬層は大川以南のみみられる。阿蘇-3火砕流堆積物の存在は久留米市と大川市の地下で確認されている。久留米市と柳川市の地下にはそれぞれ、基盤の結晶片岩類と川副層の突出部がある。筑後断面は久留米市街地の北側で第四紀断層である水縄（耳納）断層の延長部と交差する可能性があるが、第11図を見る限り、JR久留米駅と筑後川の間の断面では垂直変位は認められない。九州活構造研究会（1989）によれば、水縄断層の北側には断層崖が発達し、その垂直変位はしばしば10mにも達する。しかし、村橋（1994MS）による水縄断層西端の研究によれば、水縄断層の垂直変位は西ほど小さくなり、久留米市街地の高良川付近ではほぼ解消し、それ以西では垂直変位は認められなくなる。



第9図 六角川地質断面図 (断面線の位置は第4図参照)



第10図 佐賀地質断面図 (断面線の位置は第4図参照)



第11図 筑後地質断面図 (断面線の位置は第4図参照)

VI. 考察

A. テフラ層序

阿蘇-4火砕流堆積物 (Aso-4) は筑紫平野で古くから知られていたテフラで、地下地質の重要な鍵層として使われてきた。今回の調査で筑紫平野の地下からは Aso-4 の他、Aso-3, Ata, K-Tz, AT, K-Ah のほか未知のテフラである Ft (福富火山灰-仮称) が検出された。これらのテフラを用いて層序の確認と広域対比を行うことができる。Aso-3は火砕流堆積物のみで、少なくとも4枚の火砕流堆積物がある。第9, 10, 11図から、Aso-3の層序的位置は明らかに高木瀬層の下位にあたる。高木瀬層は今のところ、筑紫平野の下末吉海進ピーク時期前後に形成された唯一の海成層である。Ata と K-Tz は筑後地域の地下で検出されるが、明瞭なピークは見られないため、降灰層準が特定できない。ATの火山ガラスは台地上の風成層や蓮池層最下部の湿地堆積物中に普遍的に挟まれ、含有率のピークが明瞭なので、降灰層準が特定できる。K-Ahの火山ガラスは有明粘土や蓮池層上部粘土に含まれ、しばしば純灰層としても検出できる。肉眼的に不明瞭な場合も地層試料中の火山ガラス含有率のピークから降灰層準が特定できる。

B. 貝殻含有層の形成環境

北部九州の貝殻含有層はごくわずかな例外のぞき、平均海面およびそれ以深で形成された海成層を示唆する (下山, 1994)。貝殻は Ca 過飽和かつ弱アルカリ性の海水に浸った還元環境には保存されやすい。逆に非海域、つまり汽水域から淡水域あるいは潮間帯の高潮帯部分では Ca 不飽和の水なので、貝殻は徐々に溶け、特殊な場合を除き保存されにくい。平均海面以上では、潮の干満に伴う酸化層の上下で FeS₂ (パイライト) の酸化がおこり H₂SO₄ (硫酸) が生成され、貝殻は溶解される。また、淡水側では醗酵細菌の活動が海水側より活発で、炭酸カルシウムの結晶を膠着している貝殻タンパク質 (コンキオリン) を蝕むため、貝殻は崩壊する。貧酸素領域では貝殻タンパク質は安定で、長期間保存される。しかしゆっくりではあるが時間と共に加水分解が進むので、貝殻タンパク質は可溶アミノ酸となり、やがて失われる。貝殻タンパク質が失われる速さは地層の条件による。同時進行で炭酸カルシウムが結晶間に沈着する場合は貝殻が石化して更に長時間保存される。

C. 2種類の沖積粘土

第12図は筑紫平野表層にみられる2種類の沖積粘土の分布を示している。2種類の粘土は海成粘土と非海成粘土で、有明粘土層と蓮池層上部粘土

にあたる。

1. 蓮池層上部粘土の分布

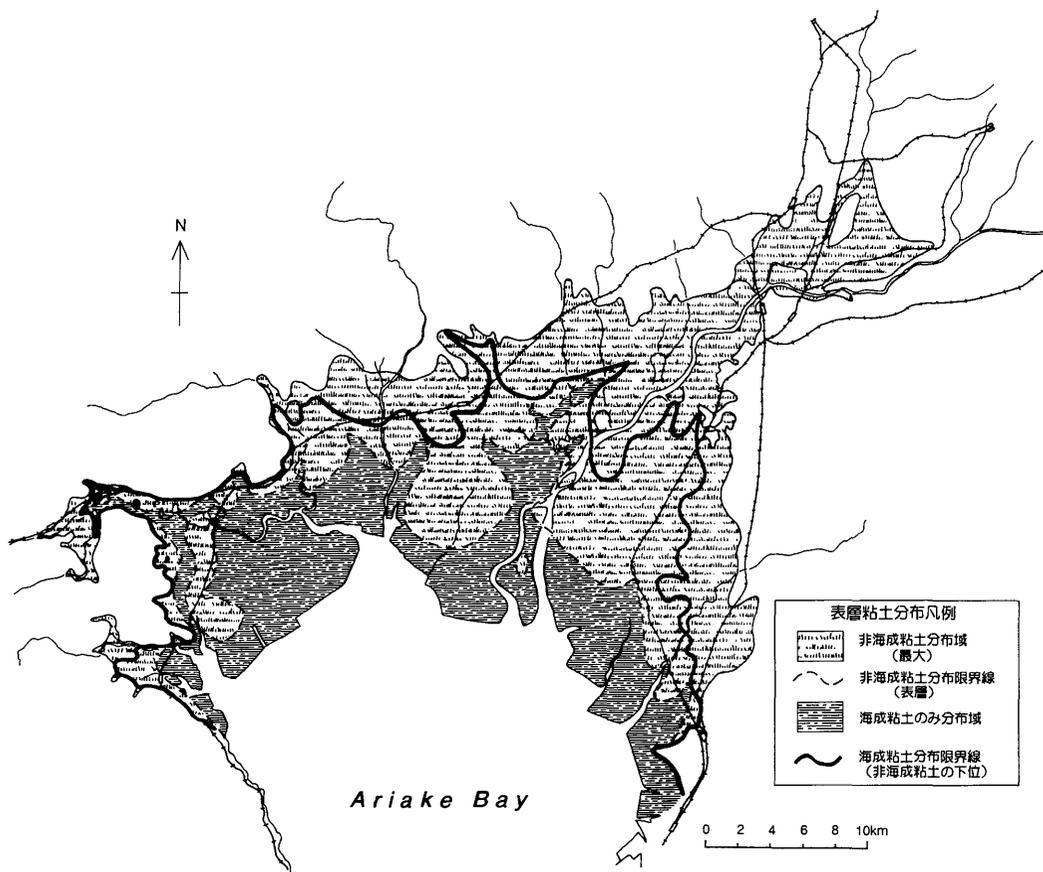
図版1の第1図は神崎町姉川のGL-1m付近に典型的に発達する蓮池層上部粘土の写真である。蓮池層上部粘土にはアシの地下茎が多数見られるのが特徴である。したがって、この粘土はアシの繁茂する河口性湿地 (Estuary marsh) に堆積した浮泥堆積物とみられる。つまりこの種の粘土は非海成層粘土である。筑紫平野での非海成粘土の堆積機構はやや複雑である。

有明海沿岸の潮位差は最大5mに達する。このため大潮の上げ潮下げ潮時には強い潮流が発生する。強い潮流によって河川の河口部では凝集した粘土や底土から巻き上げられた粘土・シルトからなる浮泥水塊が発生する (二渡ほか, 1992)。浮泥水塊は海水と淡水の強制混合のため、汽水から真水までの幅広い塩分濃度変化をもつ底層密度流となって、上げ潮時に感潮河川を数10kmも遡上し

て、遡上限界付近に停滞し、厚い泥土を堆積させる。反対に下げ潮時には河川を下って河口干潟付近に浮泥を堆積させる。浮泥水塊は1日約二サイクルで河川内の振動を続ける。

河口から有明海に出た浮泥の一部は湾内で南北に振動しながら海水と混合し、反時計周りに東から西にゆっくりと移動してゆき、有明海西北部の干潟に海成粘土として厚く堆積するとみられる (鎌田, 1967; 井上, 1980)。地表面の非海成層粘土の分布は、過去に河口性湿地が発達したことのある部分を示している。その分布限界は河口性湿地に流入した浮泥水塊 (つまりガタ土) の遡上限界と考えられる。陸側分布限界に現在見られる河口性湿地堆積物の上限高度は小郡市で+8~9m、佐賀市と武雄市では+6mである。

第12図の破線は厚さ1m以上の非海成粘土の海側分布限界を示している。非海成粘土の海側分布限界線は自然陸化の限界線であり、縄文海進ピー



第12図 筑紫平野表層における非海成粘土および海成粘土の分布

ク時期の海岸線を越えた部分は明らかに海進ピーク時期以後の河口性湿地の南下・拡大を示すものである。第12図の太い実線は非海成粘土層の下にある海成層（有明粘土層）の分布限界線である。これは後述のように縄文海進ピーク時期の海岸線に相当する。太い実線と破線とに挟まれた領域では有明粘土層の上に蓮池層上部粘土が載っていて、粘土層は2重構造を呈する。破線のさらに海側の部分には非海成粘土は部分的にしか存在せず、海成粘土が直接表面に出ている。このような場所は当時の干潟がそのまま人工的に陸域に変えられた部分と考えられる。海成粘土のみの分布は主要河川河口につながる傾向にある。

2. 有明粘土層の水平分布

有明粘土層は前述のように、海棲貝殻を多数含む真性海域の海成粘土・シルト層である。貝殻含有層の水平分布はかつての真性海域を、垂直分布はかつての平均海面とそれ以下の水深を示唆する。このため上部第四系では既存のボーリング資料の「貝殻混じり」という記述をたよりに、海成層の分布域や上限高度・下限深度を特定することが可能である。第13図は有明粘土層の分布と基底（下限）の等深度線のひろがりを示している。地下に有明粘土層が存在する場合を黒丸、ない場合を白丸で示している。等深度線図であらわれた凹凸は縄文海進直前の埋没地形を示す。長く続く凹地は各河川につながっており、旧河谷地形を示している。第13図の太い線は海成層の分布限界線なので、縄文海進ピーク時期の最大海域の広がり、つまり当時の海岸線に相当する。ここで言う海岸線とは、平均海面線としての海岸線である。

下山（1994）は佐賀の海成層分布限界線と縄文時代と弥生時代遺跡の位置関係を示した。これらの遺跡群のうち、海成層分布境界線に隣接する縄文時代早・前期遺跡の立地時期と海成層上限の時期がほぼ一致するため、海成層分布限界線は縄文海進最盛期の海岸線そのものに近いことが裏付けられた。

D. 河口性湿地の離水

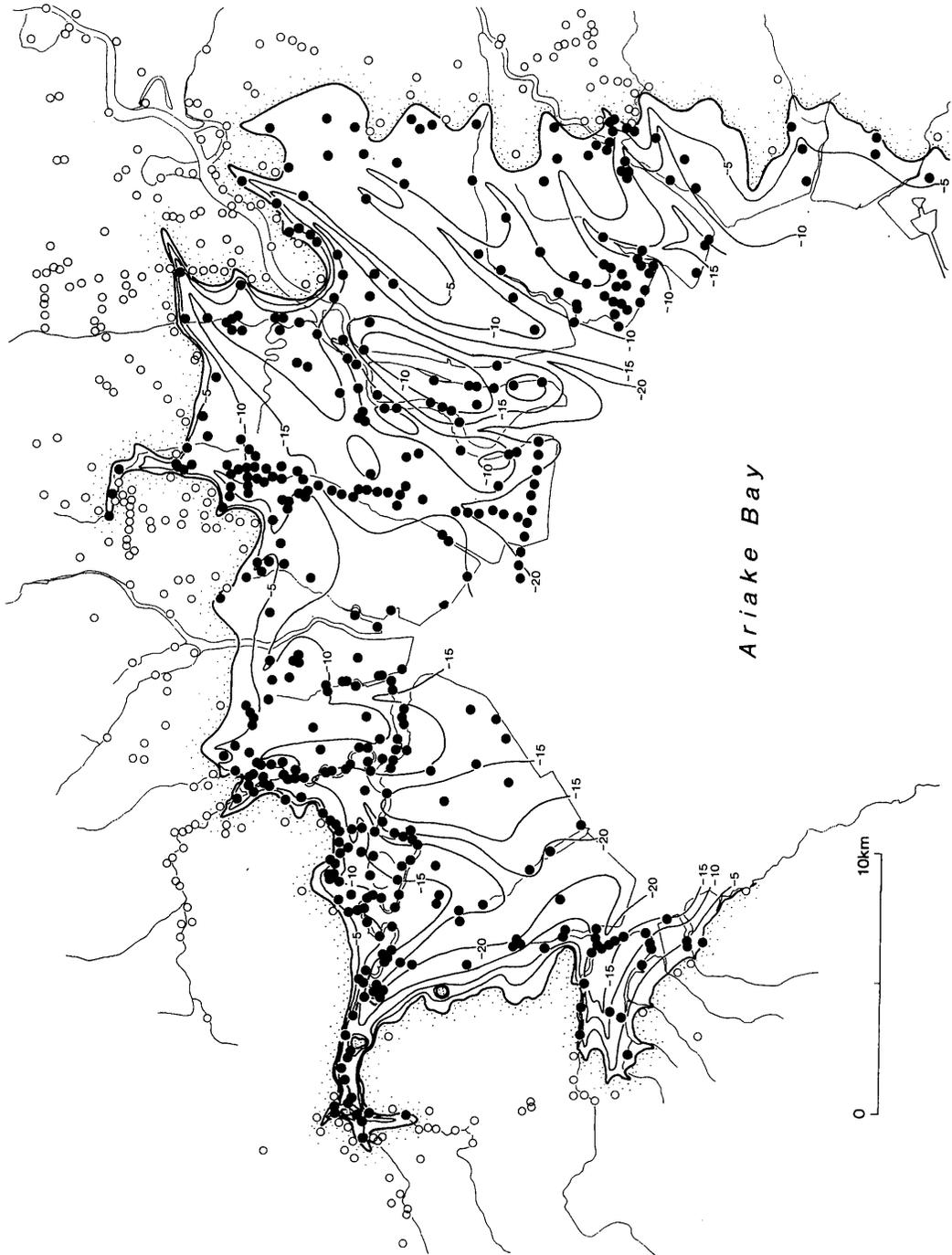
第12図に示された筑紫平野の河口性湿地の領域は実に広大で、非海域の半分以上を占めている。河口性湿地は真性海域の後退以後も人類の土地利用を長く拒み続けたに違いない。しかし、最近発掘された縄文時代や弥生時代の遺跡では河口性湿

地堆積物の上に立地しているものが発見されている。このため、河口性湿地の離水と人類による土地利用は思ったより早くなされたとみられる。

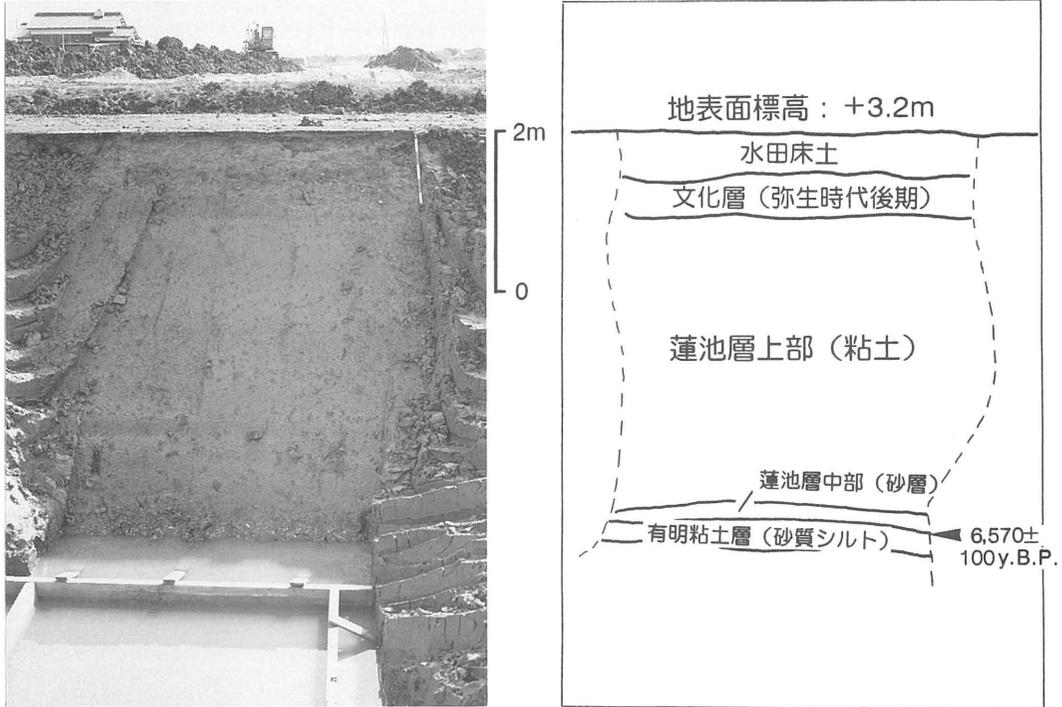
第14図は佐賀市瓦町の土質断面の写真とその略図である。ここは水田の区画整理に伴う工事現場なので、水田床土を除く水田土壌はカットされている。カット面の標高は+3.2mである。土質断面の大部分は蓮池層上部の非海成粘土である。粘土の中にアシの地下茎が多数認められる。その下位には薄い砂層を挟んで、貝殻を含む有明粘土層の海成粘土が50cmほど顔面のぞかせている。この有明粘土層の上限（標高-1.6m）から得られた木片の放射性炭素年代は $6,570 \pm 100$ y.B.P. (Gak-16885)である。貝殻はユウシオガイ、ウミマイマイ、カワアイガイを主体とし、真性海域の潮間帯中部垂帯を示している。近くのボーリングコアの貝殻組成分析によれば、縄文海進最深部を含む有明粘土層がこの下約10mまで続いており、この露頭の堆積物はあきらかに海進ピーク時期を過ぎた相対的な海退期の堆積物である。

一方、蓮池層上部粘土の上には厚さ約40cmの文化層（遺物含有層）が発達し、文化層基底の粘土は脱水硬化している。文化層には弥生時代後期の土器が多数含まれている。佐賀市教育委員会による表面の遺跡発掘の結果、弥生時代後期の住居跡も検出されている。火山ガラスの検出の結果、文化層基底から40cm下位にあたる蓮池層上限近くに火山灰の濃集部が認められた。ガラスの特徴からこれはK-Ahの降灰層準に近いと見られる。従って、佐賀市瓦町付近では約6,600y.B.P.に有明粘土層が干潟に堆積し、それ以後蓮池層上部粘土が河口性湿地に堆積した。そしてK-Ahの降灰した、約6,300y.B.P.には蓮池層上部粘土が3mも堆積した。この堆積速度は100年で約1mという速さなので、約6,200y.B.P.にはすでに蓮池層上部粘土の堆積が完了したと見なせる。その後は無堆積状態なので、堆積領域からはなれて離水し徐々に脱水硬化したものと考えられる。弥生時代後期の遺跡立地当時（約2,000y.B.P.）には、すでに安定した陸地だったことは確実である。

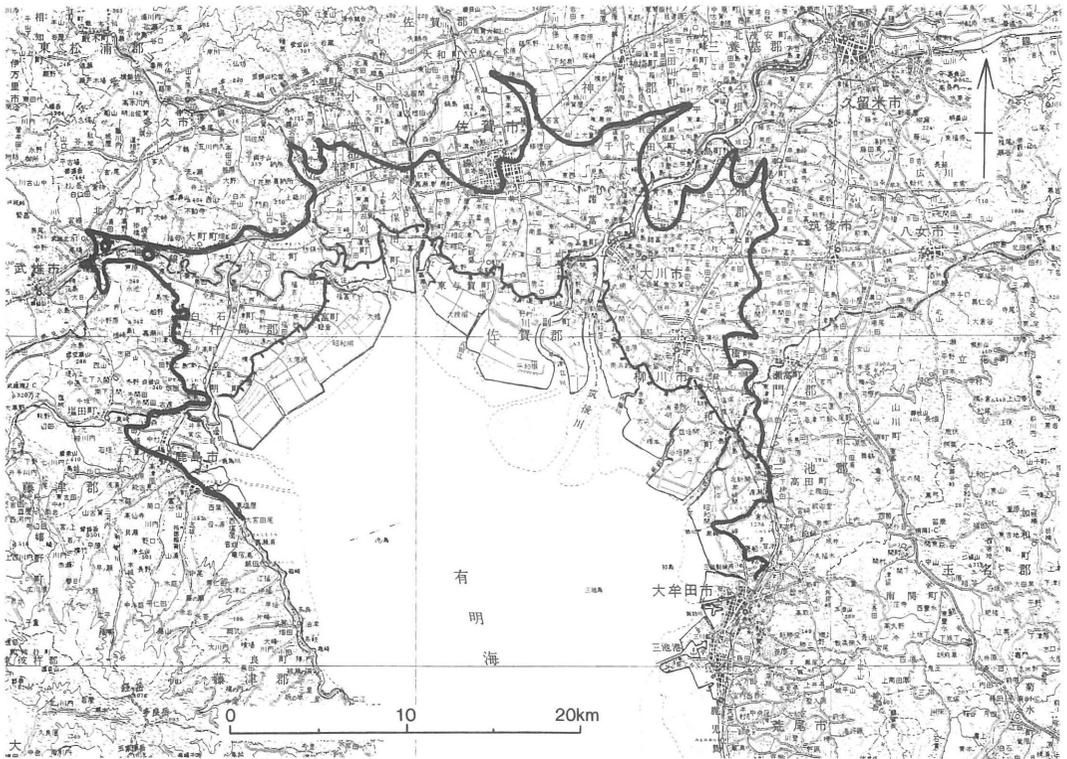
第10図の断面図での形態から、蓮池層上部粘土はデルタ頂置層にあたり、海進ピーク時期以後に形成された河口性湿地堆積物である。蓮池層上部粘土のこのような急速な堆積は、縄文海進ピーク時期以後の相対的な海面低下とデルタの急速拡大に



第13図 有明粘土層基底深度の等深度線図と海成層の有無
 黒丸：地下に海成層が存在，白丸：地下に海成層を欠く，細実線：有明粘土層（海成層）の基底（下限）の等深度線，太実線：有明粘土層分布限界線



第14図 佐賀市瓦町でみられる蓮池層上部粘土と上下の地層との関係



第15図 筑紫平野における縄文海進ピーク時期の海岸線（太実線）と江戸時代初期の海岸線（刺付きの実線:野間, 1984）の位置
国土地理院発行20万分の1地勢図「熊本」を使用した

よっておきたと考えられる。

E. 海岸線変化

第15図は復元された2種類の海岸線を示している。太い実線は貝殻の有無と海成層の下限等深度線図に基づいて引かれた海進限界線である。これは縄文海進ピーク時期の平均海岸線とみられる。

刺を付けた線は野間(1985)によって示された、江戸時代初期に築造された海岸堤防つまり、松土居、本土居の線である。これは現在知られる限り、古地図により歴史的に遡れる最古の海岸線である。筑紫平野では縄文時代と江戸時代の海岸線の間に大きなギャップがある。縄文海進極盛期以降海岸線は後退しているため、弥生時代や古代の海岸線はこれら2本の海岸線の間のどこかに位置するはずである(下山, 1994)。佐賀市瓦町の例は弥生時代以前の急速な陸化を示唆している。第12図の非海成粘土の海側限界線がこれに近い可能性がある。

F. 縄文海進ピーク時期の海成層の上限高度差

第16図は白石、佐賀、筑後3地域の最奥部における縄文時代海成層の上限高度の地域差を示している。比較した3地域の海成層上限付近の海成層は海成層分布限界付近にあり、例外なくマガキやハイガイなどの潮間帯中潮亜帯に棲む二枚貝の貝殻を含んでいるので、過去の海面付近とみなせる。3地域は隣接しており、海進ピーク時期には海面高度が一致していたはずである。しかし、現在の3地域の最奥部における縄文時代の海成層上限高度は白石+2.4m、佐賀-1.9m、筑後+4.8mで、まちまちの値を示している。これらのうち、白石と筑後の値は、下山(1994)によって示された九州北部沿岸地域の縄文時代の海成層上限値の変化範囲内にある。しかし佐賀の値はこれにくらべても異常に低い。第10図の佐賀断面図を見ると、佐賀地域の海成層上限高度の低い部分は海成層分布先端部分だけでなく、川副以北の全域に及んでいる。海成層上限高度の特に低い部分では有明粘土層の上に蓮池層上部が載っている点が注目される。

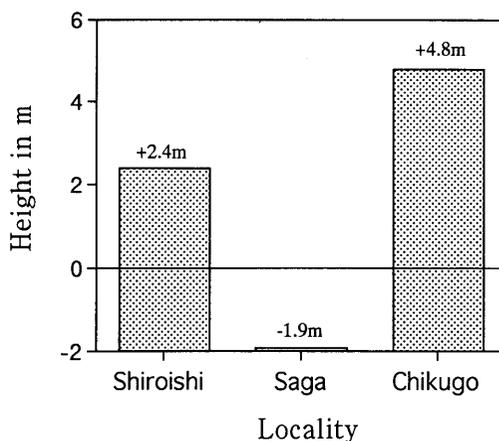
佐賀地域における縄文時代海成層の上限値が異常に低いことを説明するために以下の3つの可能性を考えた。

- 1) 堆積圧密による地層の沈下
- 2) 堆積環境の違いにより海成層の堆積が低い

位置に限定された

3) 地殻運動による沈下

まず第1の可能性は蓮池層上部の堆積荷重による下位の地層の層厚減少や地下水の人工的な揚水による地盤沈下である。しかし、堆積荷重による層厚減少や地下水揚水による地盤沈下のいずれの場合も、佐賀の異常値よりはるかに小さな沈下量しか見積ることができない(詳細は省略)。第2の可能性は非海成の蓮池層上部粘土が海成層の有明粘土層を置き換えた形で代わりに堆積した場合である。これは、海進ピーク直前に佐賀地域の大部分を含む広大な潟湖あるいは河口性湿地が川副町以北に出現し非海成層だけを堆積させたとするものである。その場合にはラグーンあるいは河口性湿地の形成、つまり領域内に真性の海成層が堆積しないような何等かの手だて(機構)が必要である。その手だてとして、海進ピーク直前に5m程度の高さの砂州などの“堤防”を巡らして広大な領域を非海成堆積物の堆積場として囲い込む状況か、非海成層の堆積時にだけ佐賀地域を6m程隆起させておく状況を考えなければならない。第3の可能性は佐賀地域最奥部の海成層上限の堆積後の地殻運動による沈降である。今のところ第2および第3の可能性を否定する材料はない。



第16図 白石、佐賀、筑後地域の縄文時代海成層の上限高度の地域間比較

比較した地点は、白石地域：武雄市二俣、佐賀地域：佐賀市東名(千布)、筑後地域：福岡県三潴町小犬塚原

まとめると、佐賀地域の海成層上限高度が隣接する筑後地域と白石地域に比べて著しく低いことが判明した。この原因として、1) 非海成層の堆積のために同時代の海成層が低い位置にだけ堆積した場合と2) 海進ピーク時以降の佐賀地域の地殻の沈降とが考えられる。現時点では両方とも可能性がある。今後の調査で原因を突き止めたい。

まとめ

筑紫平野の表層地質調査とボーリング資料調査が行われた。その結果、以下のことが明らかになった。

1. 筑紫平野の第四系が再記載された。これらは下から牛屋層、川副層（立石層）、中原層、高木瀬層、阿蘇-4火砕流堆積物、三田川層、蓮池層、有明粘土層の8つである。このうち、高木瀬層と有明粘土層は後期更新世と完新世の高海面期を代表する海成層である。
2. Aso-3,4, AT, K-Ah による筑紫平野のテフラ層序が明らかになった。高木瀬層と Aso-3 の関係は、Aso-3 の噴出が下末吉海進期以前であることを示唆している。
3. 有明海北岸低地をつくる完新世粘土は1つではなく、非海成粘土と海成粘土の2種類に区分される。これらは蓮池層と有明粘土層である。
4. 表層の非海成粘土と海成粘土の分布限界から完新世の浮泥の遡上域、縄文海進ピーク時期の真性海域、河口性湿地の分布限界線が判明した。
5. 白石、佐賀、筑後間で海進ピーク時期に形成された海成層の上限高度の地域差が存在する。特に佐賀の上限高度が著しく低い。この原因として、非海成層が海成層を置き換えた形で代わりに堆積した場合と佐賀地域の地殻の沈降の2つのケースが考えられる。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、西南学院大学の磯望教授、九州大学の松田時彦教授、岡田博有教授、小林茂教授、日本大学の遠藤邦彦教授と故小杉正人博士、それに土質工学会の「堆積環境が地盤特性に及ぼす影響に関する研究委員会九州地区部会」のメンバーの方々から多くのご助言を頂いた。九州大学大学院の鈴木清史氏には堆積圧密による層厚減少量を試算して頂いた。佐賀市教育委員会文化課の前田達男氏をはじめとする佐賀県内の埋

藏文化財発掘担当の方々からは遺跡立地に関わる貴重な情報を頂いた。貝島興発（株）の中島司氏、ダイヤコンサルタント（株）の藤川和之氏、佐賀大学理工学部の赤峰剛徳氏、建設省佐賀国道・武雄・佐賀河川・筑後川の各工事事務所、福岡県及び佐賀県の土木・農林の各事務所、佐賀市建設課をはじめ各市町村の建設関係の部局の方々からは多くのボーリング資料を提供して頂いた。これらの皆さんに深く感謝する。

参考文献

- 有明海研究グループ（1965）：有明・不知火海域の第四系。地団研専報，(11)，86p. 地学団体研究会。
- ENDO, K., SEKIMOTO, K. and TAKANO, T. (1982): Holocene stratigraphy and paleoenvironments in the Kanto Plain, in relation to Jomon Transgression. *Prec. Inst. Nat. Sci. Coll. Human. & Sci. Nihon Univ., Earth Sci.*, (17), 1-16.
- 福田 理（1969）：佐賀平野の地下地質と形成過程。地質学会第76年学術大会 シンポジウム「海岸平野」，講演要旨，39-43。
- 二渡 了・楠田哲也・大石京子（1992）：強混合河川六角川感潮部における懸濁物質濃度の変動特性，土木学会論文集，452/II-20，71-79。
- 福田 理・砥川隆二（1970）：佐賀平野の地質と佐賀市の地盤沈下。地質ニュース(193)，14-31。
- 郷原保真・新堀知行・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。資源研い報，(62)，83-108。
- 波部忠重（1977）：日本産軟体動物分類学「二枚貝綱／掘足綱」，372p. 北隆館。
- 鎌田泰彦（1967）：有明海の海底堆積物。長崎大教育自然研報，(18)，71-81。
- 九州活断層研究会（1989）：九州の活構造，553p. 東京大学出版会。
- 井上尚文（1980）：有明海の物理環境。沿岸海洋研究ノート，17，(2)，151-165。
- 町田 洋・新井房夫（1992）：火山灰アトラス「日本列島とその周辺」，276p. 東京大学出版会。
- 松井健・加藤芳朗（1962）：日本の赤色土壌の生成時期・生成環境に関する二，三の考察。第四紀研究，2，161-179。
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳

- (1991) : 阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定 - 火山層序との整合性と火砕流試料への適応 - . 日本火山学会1991年秋季大会講演要旨集, 73.
- 松本直久 (1993MS) : 佐賀平野の自然・人類環境の変遷. 九州大学理学部地質学教室卒業論文 (手記). 九州大学, 41p.
- 村橋輝紀 (1994MS) : 水縄断層西端部 (久留米市) における地下地質と第四紀後期の活動. 九州大学理学部地球惑星学教室卒業論文 (手記). 九州大学, 57p.
- 溝田智俊・下山正一・窪田正和・竹村恵二・磯望・小林茂 (1992) : 北部九州の緩斜面上に発達する風成塵起源の細粒土層. 第四紀研究, **31**, (21), 101-111.
- 野間晴雄 (1985) : 有明海の干拓. 藤岡謙二郎編「講座考古地理学, 第4巻, 村落と開発」, 286-302. 学生社.
- 小形昌徳・高岡宣雄 (1991) : 多良岳地域の火山岩類の K-Ar 年代. 火山, **36**, 187-191.
- 小野晃司・松本正夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信伸 (1977) : 竹田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 156p, 地質調査所.
- 大島恒彦 (1977) : 佐賀平野の地盤沈下. 土と基礎, **25-6**, 69-74.
- 大矢雅彦 (1978) : 地形分類より見た筑後平野の特色. 早稲田大教育學術研究 (地理・歴史・社会科学), (27), 1-18.
- 下山正一・西田民雄 (1994) : 佐賀県上峰町周辺の地形と地質. 上峰町文化財調査報告書第11号 - 佐賀平野の阿蘇 4 火砕流と埋没林 -, 23-29. 上峰町教育委員会.
- 下山正一 (1994) : 北部九州における縄文海進以降の海岸線と地盤変動傾向. 第四紀研究, **33**, (5), 351-360.
- 杉谷 隆 (1983) : 有明海北岸平野における最終間氷期以後の地形発達史, その定量的研究. 地理学評論, **56-6**, 403-419.
- 浦田英夫 (1985) : 福岡県久留米 - 黒木地域新第三系再論. 九大教養地学研報, (24), 13-30.

第2図版

- 第1図 佐賀県神埼町姉川のGL-1m付近の蓮池層上部粘土。
蓮池層上部粘土にはアシの地下茎が多数見られるのが特徴である。左端のねじり鎌の柄の長さは約10cm。
- 第2図 佐賀県諸富町寺井津の掘削現場（GL-1m）に露出した海成粘土。
この付近は非海成粘土を欠き、有海粘土層の海成粘土が直接地表付近に達している。暗色の部分が海成層の有明粘土層、白いのは立った姿勢のままのマガキ貝殻の断面である。打ち込まれた矢板列の1つの矢板の幅は約50cm。



第3図版

ボーリングコアの有明粘土層にみられる主な貝殻

- 1, 2. ハイガイ *Tegillarca granosa* (LINNAEUS) (T1, T2) 長36mm, 44mm
 3, 4. アリアケケボリガイ *Borniopsis ariakensis* HABE (US) 長8mm
 5, 6. ツルマルケボリガイ *Borniopsis tsurumaru* HABE (US) 長11mm
 7, 8. シズクガイ *Theora fragilis* A. ADAMS (ST, US) 長8mm
 9, 10. ユウシオガイ *Moerella rutila* (DUNKER) (T2) 長26mm, 34mm
 11, 12. ヒメカノコアサリ *Veremolpa micra* (PILSBRY) (ST, US) 長5mm
 13, 14, 15. ウミタケガイ *Barnea (Umitakea) dilatata* (SOULEYET) (ST, US)
 破片長各18mm
 16, 17. ヌマコダキガイ *Potamocorbula amuruensis* (SCHRENCK) (T1, 2) 長7mm
 18. カワアイガイ *Cerithideopsilla djadjariensis* (K. MARTIN) (T1, T2) 高23mm
 19. カワグチツボ *Fluviocingula elegantula* (A. ADAMS) (T1) 高4mm
 20. スミスシラゲガイ *Mitrella (Indomitrella) yabei* (NOMURA) (US) 高4mm
 21. マメウラシマガイ *Ringicula (Ringicula) doriolis* GOULD (ST, US) 高4mm
 22. ヒラマキコメツブガイ *Decorifer delicatula* (A. ADAMS) (ST) 高5mm
 23. ツララガイ *Acteocina (Tornatina) coarctata* (A. ADAMS) (US) 高7mm
 24, 25. ウミマイマイ *Salinator takii* KURODA (T1) 高6mm, 8mm

記号説明) 有明海における種の垂直生息域 (数値は平均海面からの深度)

- T1 : 潮間帯高潮亜帯 (+2 ~ -0 m)
 T2 : 潮間帯中潮亜帯 (0 ~ -1 m)
 T3 : 潮間帯低潮亜帯 (-1 ~ -3 m)
 ST : 潮下帯 (-3 ~ -10 m)
 US : 上部浅海帯 (-10 m以深)

