

有明粘土層の堆積環境とその鋭敏性について

三浦哲彦¹・赤峰剛徳²・下山正一³

¹正会員 工博 佐賀大学教授 理工学部建設工学科 (〒840 佐賀市本庄町1番地)

²学生会員 工修 佐賀大学大学院博士後期課程システム生産科学専攻

³非会員 理博 九州大学助手 理学部地球惑星科学教室 (〒812 福岡市東区箱崎6丁目10番1号)

完新統に属する有明粘土層は、従来は单一海成層と見なされてきたが、新たな組織的調査によって、海成層の有明粘土層と非海成層の蓮池層に区分するのが妥当であることが示された。有明粘土層からの塩分溶脱について検討し、この現象は比較的最近に生じたものであることを本層中に含まれる貝化石の分析によって示した。有明粘土の高鋭敏性を解明することを目的として、堆積環境に起因する土中塩分濃度の変化に注目し、その地盤特性に及ぼす影響について考察した。

Key Words : depositional environment, salt concentration, marine clay, non-marine clay, leaching, consistency limit, sensitivity ratio, Holocene deposits

1. はじめに

従来、佐賀平野の表層地下地質の地層区分の表し方として、有明海研究グループによるものが広く用いられてきた¹⁾。しかし、最近の下山らの研究によって、従来の地層区分にはいくつかの不都合な点があることがわかつてきた。すなわち、これまで一様な海成の有明粘土層と区分された地層が実際には非海成層も含んでいることなどが明らかにされた²⁾。

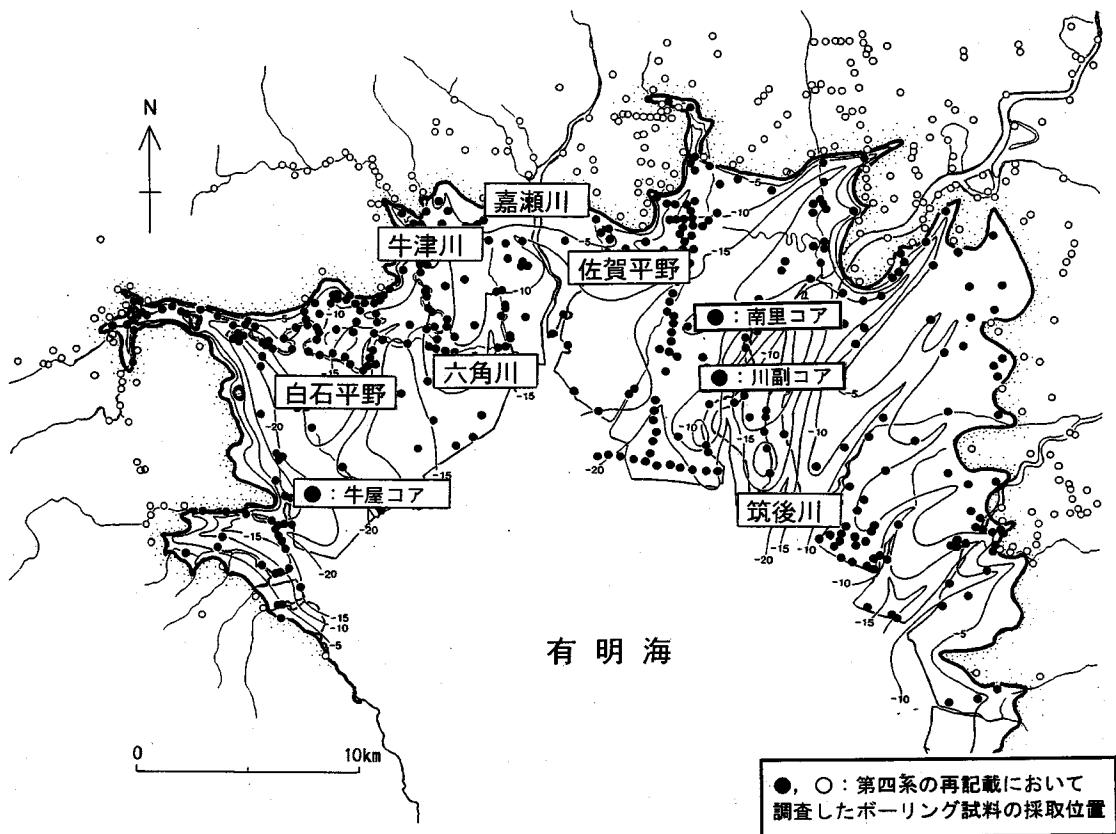
これらのこととを確認するために、新たに佐賀県川副町の地表面から深さ120mにかけてボーリングコア（以下、川副コアという）を採取し、コア観察、貝化石の調査、火山灰分析、等を通じて地層の鑑定ならびに記載作業を行った。また、不搅乱試料に対して一連の土質試験や塩分濃度の測定等を実施した。その結果、川副コアの塩分濃度の垂直分布を新たな地層区分と対比させた場合に、海成層中の塩分濃度が低い一方で非海成層の塩分濃度が高いなどの一見矛盾する事実を見出した^{3), 4)}。

以上のようなことから、これまで均質な粘土と理解されてきた有明粘土は、その地盤工学的性質は地域・深度によってかなりばらつくものであること、その背景を理解するためには堆積環境の観点から地盤工学的性質を調査することが必要不可欠であること、と認識するに至った。本報告では、川副コアの調査結果ならびに最近得られた数本のボーリング試料について海成層および非海成層の地層区分を行い、堆積環境について考察した上で、土中塩分濃度が粘土層の地盤特性、特に高鋭敏性に及ぼす影響について検討を行った。

本論文で述べる第四系は約160万年前から現在までに形成された地層群を指している。また、国際的には既に廃語となっている「沖積世」、およびその時代に堆積した地層を意味した「沖積層」は、それぞれ「完新世」および「完新統」という。

2. 佐賀平野の第四系の新しい層序

図-1に有明海の湾奥部に広がる筑紫平野を示す。この中で、筑後川と牛津川に挟まれる地域は佐賀平野と称される。図中の各点は、第四系を再記載する際に調査したボーリング試料の採取位置を示している。これらの内で、黒印は完新世の海成層の堆積が確認されたもの、白印は海成層の堆積が認められなかったものである。細実線は海成層の底面の等深度線を示し、太実線はその分布限界を示している。有明海研究グループは、表層地下地質の層序を表-1に示すように、未区分洪積層、八女粘土層、島原海湾層、有明粘土層と呼び、それぞれ表層地質の吉田礫層、中位段丘礫層、八女粘土層、褐色ローム層および低位段丘礫層、黒色土と対比させた¹⁾。これらの内で、島原海湾層ならびに有明粘土層は海成層とみなされてきた。しかし、この区分ではいくつかの不都合な点が生じる。例えば、島原海湾層は「有明粘土層より下位でかつ新期阿蘇溶岩（阿蘇-4火碎流堆積物）より上位の海成の砂礫および粘性土層」と定義されたため、有明粘土層より下位で阿蘇-4火碎流堆積物より上位のいくつかの地層群は同一視され、島原海湾層に区分されることになった。今回の再記載作業において、従来区分で



図一 筑紫平野（筑後川以西牛津川以東を佐賀平野と称す）

表一 筑紫平野の第四系対比表

時代	テフラ層 (y.B.P)	有明海周辺地域 ¹⁾		有明海北岸低地 ²⁾	
		地下地質	表層地質	地下地質	表層地質
完新世	K-Ah (6300)	有明粘土層	黒色土	有明粘土層	蓮池層上部
	10000 AT (22000)	島原海湾層	褐色ローム層 低位段丘礫層	蓮池層下部	三田川層
	Aso-4 (85000)				
	Aso-3 (12000)	未区分洪積層	八女粘土層	阿蘇-4火碎流堆積物	中原層上部
			中位段丘礫層	高木瀬層	中原層下部
			吉田礫層	川副層	立石層
				牛屋層	

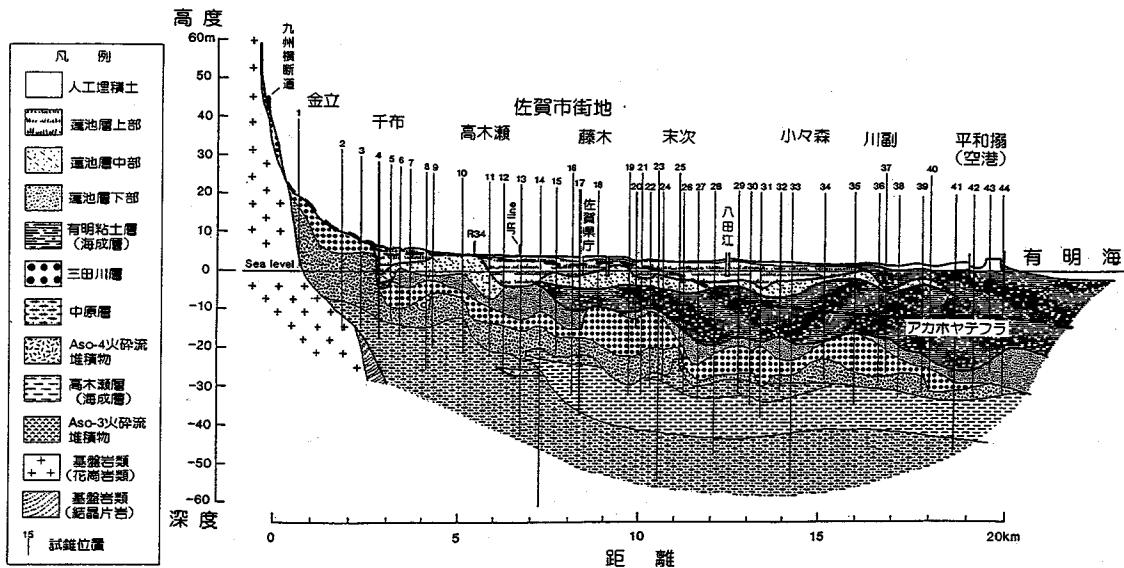


図-2 佐賀平野の南北方向の地質断面図

は島原海湾層と区分されるはずの地層を詳しく調査したところ、埋没した低位段丘の砂礫層、沖積層の下部、および砂の薄層を挟んだ場合の有明粘土層では砂の薄層以下が含まれていることが判明した。埋没した低位段丘の砂礫層は河川成の堆積物で非海成の地層のため、海成層とした上述の定義と明らかに異なる。有明粘土層については、臨海低平地の粘性土層は一様ではなく、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分できることがわかつた。

表-1には、下山を中心としたグループによる新しい層序が示されている。完新統の中で、非海成層はその模式地である佐賀平野北東部の蓮池町に由来して蓮池層と称することとし、従来有明粘土層と呼称していた層は、海成層の有明粘土層と非海成層の蓮池層上部および蓮池層下部と命名した。また、表層地下地質において有明粘土層の分布を凸型に描いたのは、海進海退を示したものである。次に、更新世末期の地層について、従来区分の島原海湾層（地下地質）および褐色ローム層・低位段丘疊層（表層地質）は、今回の調査によって蓮池層下部および三田川層として再記載された。八女粘土層は阿蘇-4火碎流堆積物、と呼ぶことにした。

3. 完新統の堆積環境

佐賀県庁を通過する南北方向の新たな地質断面図を図-2に示す。この断面を含む海成粘土層（有明粘土層）と非海成粘土層（蓮池層上部）の平面分布を図-3に示す。海成層と非海成層の区分は主に、ボーリングコア中

に含まれる貝殻等の有無で区分した。これは、地層中の貝殻の保存状況は、一般に真性の海域で堆積したものでは良好であり、汽水域や淡水域で堆積したものでは溶解されて元の形状が失われていることによる。この現象は次のように説明される。貝殻は炭酸カルシウムの結晶同士を膠着した高タンパク質からなる。真性の海水中ではカルシウムイオンと重炭酸イオンが過飽和であり、pH 8.3の弱アルカリ性であるため、貝殻は溶解しにくい。これに対して、高潮域で塩分濃度の低い海水はpH 7以下の弱酸性であり、貝殻は溶解しやすい。また、高潮帯より以上の標高域では、潮の干満に応じて酸化状態と還元状態が繰り返されるので、貝殻の溶解が促進される。

現在の有明海は大潮時に干満差が最大6mにも達し、干潮時と満潮時において汀線が大きく移動する。このような大きな干満差は過去においても生じていたと考えられている。佐賀平野における完新統は、地層形成時にこの影響を受けているために、真性海域と汽水・淡水域の境界がはっきりしない。本研究では先に述べた地層中の貝殻保存条件を考慮して、海棲貝類の貝殻が含まれる地層を海水環境で堆積したものと見なした。そして、それ以外の汽水・淡水条件下によるものを非海水環境で堆積したものとした。

以上のことより、有明粘土層および蓮池層の堆積環境は次のようにあると考えた。有明粘土層は干潟と海岸低地の大部分を構成し、層厚は約10m~15m、最大で30m程度である（図-2参照）。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海成粘性土層である。本層にはマガキ、ハイガ

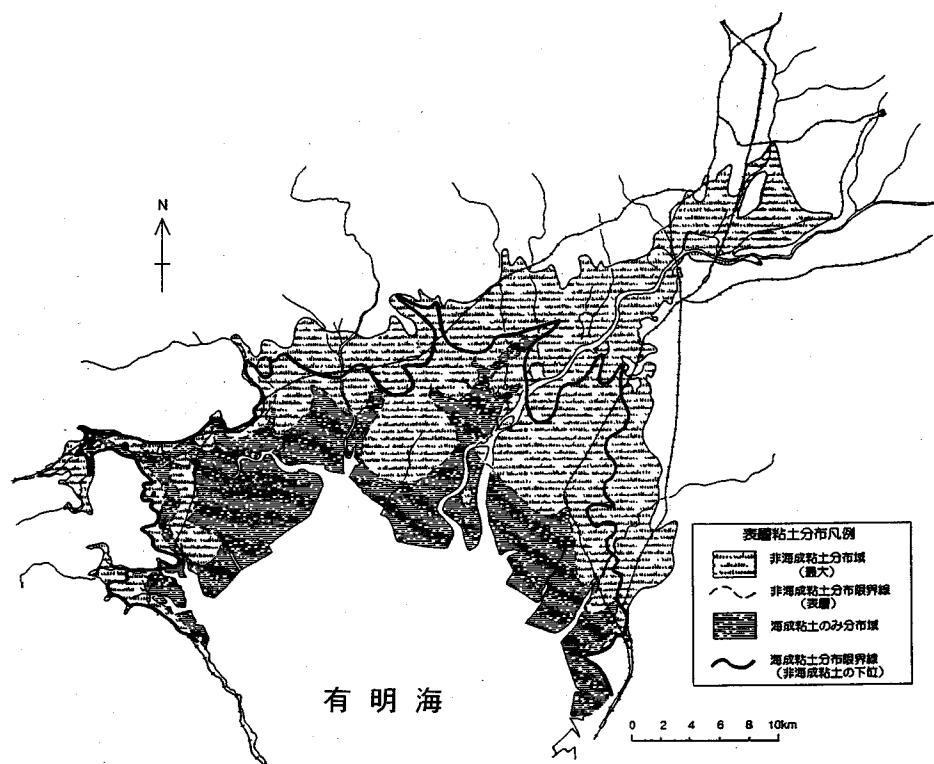


図-3 筑紫平野表層における蓮池層上部および有明粘土層の分布

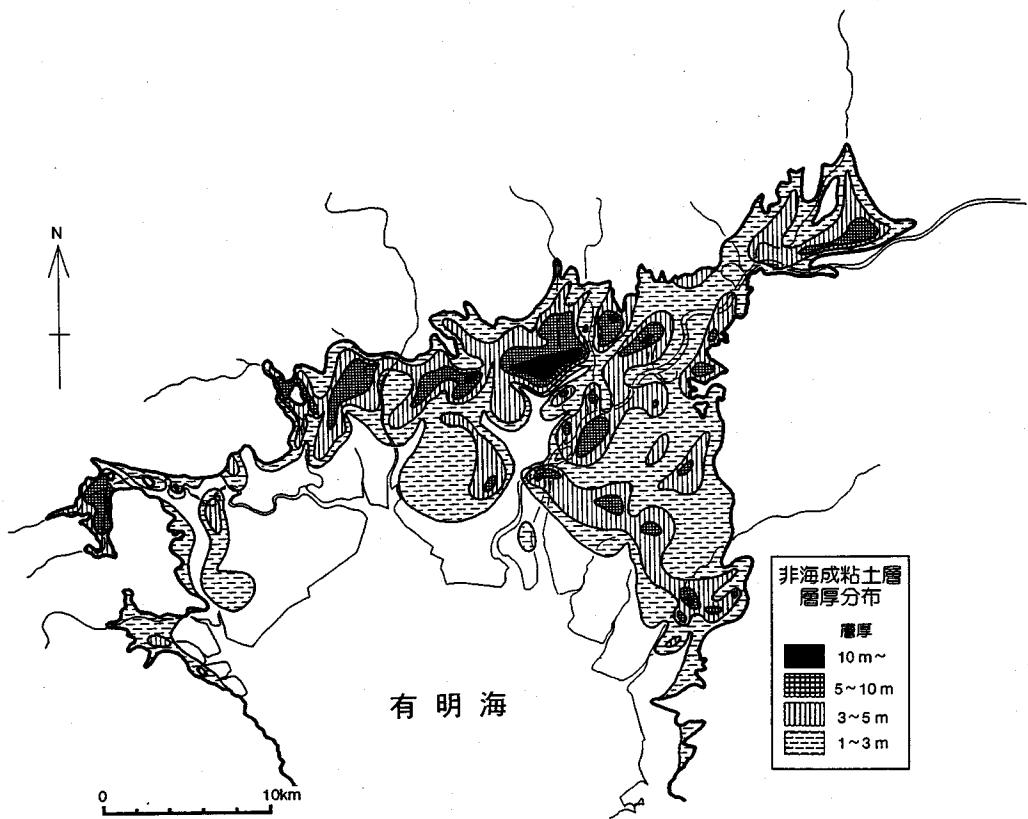


図-4 蓮池層上部の厚さ分布

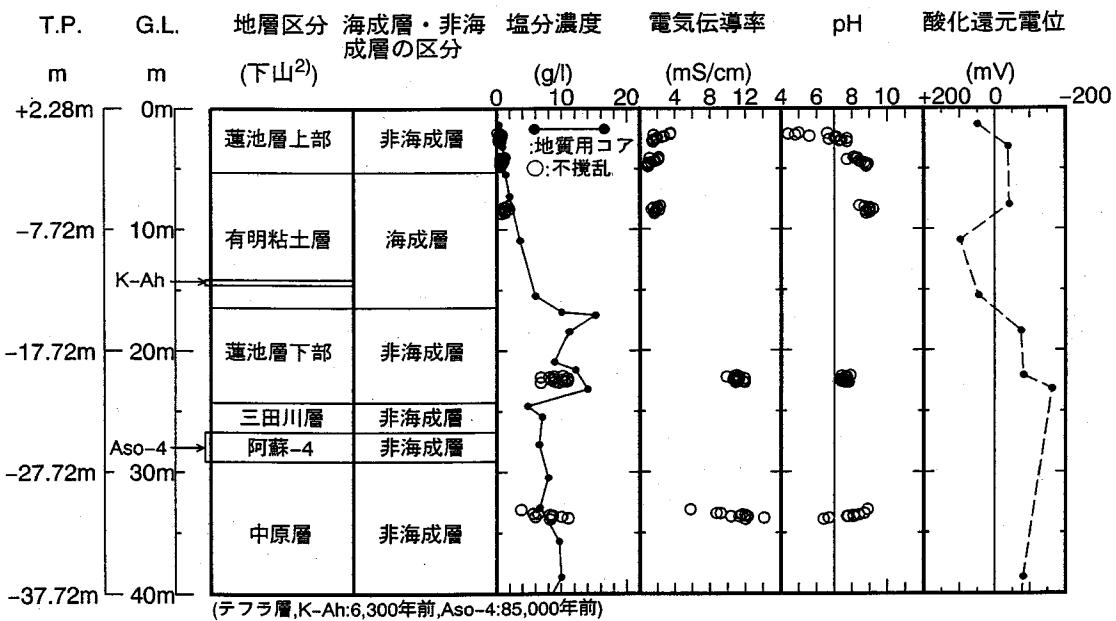


図-5 川副コアの地層区分と塩分濃度等測定結果

イ、ヒメカノコアサリ、アリアケボリガイ、等の貝殻片が含まれており、内湾の浅海帯から潮間帯にかけての海域で形成されたものである。本層の形成時期は完新世高海面期であり、縄文海進ピーク時期の最大水深部分の前後に鬼界-アカホヤ火山灰の薄層を含んでいる。さらに、鬼界-アカホヤ火山灰の降灰層準を境に上部と下部に細分することが可能である。後述する川副コア(図-5)の地質鑑定においては、生物遺骸により1回の海進・海退サイクルが認められており³⁾、最大海進期は鬼界-アカホヤ火山灰(約6,300年前)の直下にあるので約7,000年前と考えられている⁵⁾。有明海の干潟や海底部分では現在も有明粘土層の堆積が続いている。

蓮池層は、汽水域から淡水域で形成された非海成層であり、層厚6m~15m、最大で20mである。この層は、有明粘土層とは同時異相関係(別々の環境で堆積したほぼ同じ時期の堆積物同士のこと)にあり、有明粘土層を間に挟む場合、上部と下部の2つに区分される。本層は、臨海低平地中央では河口域に発達する潟湖や塩性湿地等で堆積した軟弱な粘性土堆積物で構成されるが、各河川の中流から上流域にかけて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する。佐賀平野における本層上部は最大海進時期以降に強い分級作用を受けた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纖維を含む均質な粘性土層である。下部は低海面期に堆積した氾濫原性堆積物でシルト層と粗粒砂層の互層となる。蓮池層の特徴は、貝殻片を含まないこと、アシ(ヨシ)の地下茎や植物纖維を多量に含むことである。

図-4に蓮池層上部の層厚分布を示す。干満差が最大6mに達する有明海湾奥部では、大潮の上げ潮の際に大量の海水が狭い河口に集中するために、強いせん断力で河口部の底土が巻き上げられて大量の浮泥が発生し、感潮域を数10kmも越える現象が見られる⁶⁾。蓮池層上部はこれらの浮泥によって形成された堆積物と見なされ、その厚さは一様ではなく、特に佐賀平野北部に厚く堆積している。

4. 塩分濃度に着目した完新統の分類

塩分濃度は、堆積当時の地層の環境を復元することができるパラメーターの一つであり、有明粘土に関してはその物理的性質を変化させる主要な影響要因でもある^{7)~9)}。そこで、川副コアについて塩分濃度、電気伝導率、pHおよび酸化還元電位の測定を実施した。酸化還元電位は掘削直後のコアについて測定を行った。塩分濃度の測定には、食品用として市販されている塩分濃度計(標準液0.5% NaCl=5g/l NaCl(25°C)、許容誤差±0.06%)を用いた。これには平面型ナトリウムイオン電極が取り付けられており、湿潤土を直接載せて測定することができる。しかし、試料の含水比が低い場合には電極部に試料を密着させることが難しく表示値にばらつきを生じやすい。このことから、測定試料を湿潤土:蒸留水=1:1の割合で希釈、液状にしたもの用い、表示値に希釈倍率を乗じて結果を求めた。測定結果は図-5に示すようであり、有明粘土層中の塩分濃度は低いに

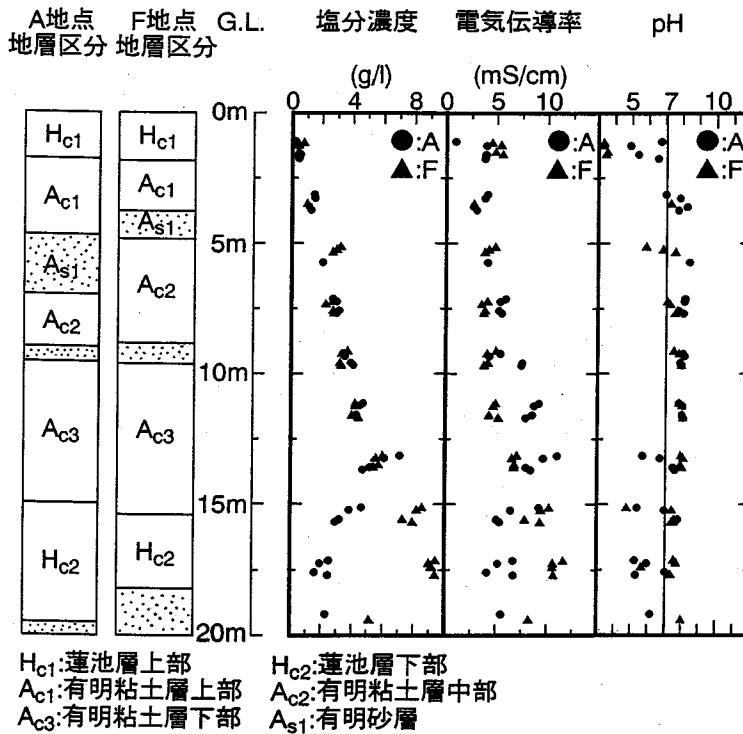


図-6 南里コアの塩分濃度等測定結果

比べて蓮池層下部の塩分濃度は高く、海成層からの塩分溶脱が生じていることがわかる。

有明粘土層が自然環境の下で長期間にわたって塩分溶脱されたものであれば、地層中の貝殻の溶解は進行していると考えられるが、観察された貝殻はほとんど溶解していなかった。この理由について考察する。地層中の間隙水が海水に近いときは貝殻の保存状態はよいはずである。雨水の浸透などによる長期的な溶脱を受けて海成粘土の塩分濃度が低下した場合、貝殻の保存に欠かせないカルシウムイオンや重炭酸イオンの溶脱も生じていると考えられる。また、地表から酸素が供給されることによって酸化され、pH環境が酸性へと変化するので地層中の貝殻は溶解して検出されなくなる。以上の考察より、有明粘土層の貝殻の保存状況がよかったのは、この海成層からの塩分溶脱は比較的最近に生じたことを意味すると解釈した。

次に、佐賀県川副町農業試験場に近接する水田地帯(図-1参照)で、深さ約20mにかけて地盤調査や不攪乱試料(以下、南里コアという)の採取を行った。これらの試料についての塩分濃度等の測定結果は図-6のとおりである。地層区分については、貝化石の調査や火山灰分析などに基づいて、下から蓮池層下部(H_{c2} 層)、有明粘土層下部(A_{c3} 層)、同層中部(A_{c2} 層)、同層上部(A_{c1} 層)、蓮池層上部(H_{c1} 層)のように区分した。塩分濃度

度については電気伝導率の値と同様に概ね深度方向に増加している。特に、 A_{c1} 層は海成層と特定されたにも関わらず塩分濃度や電気伝導率の値が低い。この結果から、本地点においても有明粘土層からの塩分溶脱が生じていることが確認された。

同様の塩分溶脱現象は、白石平野の山脚地区や東白石地区でも認められている⁷⁾。一方、牛屋地区(図-1参照)においても有明粘土層の塩分濃度の測定が行われているが、ここでは最高値で20g/l、その平均値は11.1g/lという値が得られていて塩分溶脱は生じていないと判断される¹⁰⁾。このように、塩分溶脱現象には地域性が認められた。

塩分溶脱現象は、大量の地下水流动が生じたことを示唆する。有明粘土に分類される土は、粘土のみならず粘土質シルトをも含むものであり、その透水係数は 10^{-6} cm/sec~ 10^{-8} cm/secの範囲に分布している⁸⁾。また、地層中にはシルトや砂の薄層が多数夾在している。このようなことから、有明粘土層における地下水流动は、完全な粘土層と比較して早い速度で移動することは十分に起こり得る。さらに、塩分濃度の深度分布から、有明粘土層中において鉛直下方への地下水流动が生じたことが推察される。一方、有明粘土層中に含まれる貝殻の保存状況はよかったことから、地下水流动は比較的最近に生じたものと考えられる。以上のことを総合的に考察する

表—2 塩分濃度の視点による完新統の分類

有明粘土層	蓮池層
海成層(AC)	非海成層(HC)
塩分溶脱された 海成層(AC _L)	塩分集積した 非海成層(HC _L)

と、有明粘土層の塩分溶脱を生じせしめた地下水の鉛直流動の原因の一つとして、この地域で昭和30年代から盛んに行われ始めた大量の地下水揚水が関与していると推論した。このことについて以下に考察する。

川副および南里コアに見られるように、真性の海域で堆積した有明粘土層の塩分濃度に比べ蓮池層下部のそれが高い。佐賀平野では、かつて蓮池層下部の下位に堆積する砂礫層（三田川層、第1被圧帶水層）からの農業用浅井戸揚水が盛んであったが、塩水化を招いた結果、現在ではさらに深いところに堆積している川副層（第3被圧帶水層）から揚水している。第1帶水層の塩水化は、海側からの塩水が進入したことが一つの原因であると推測されている¹¹⁾。当該低平地の浅井戸は被圧帶水層への掘り抜き井戸方式を採用している。佐賀平野と比較される濃尾平野の地盤沈下に関する研究によると、臨海部では水質の関係で第1被圧帶水層よりも第2・第3被圧帶水層からの揚水が多く、水頭は自由地下水面よりも第1被圧帶水層のほうが低く、さらに第2・第3被圧帶水層のほうが低いことが報告されている。このような地下水頭状態にあると、地表付近の不圧地下水が沖積粘土層を通じて第1被圧帶水層へと漏水し、さらに第1被圧帶水層から洪積粘土層を通じて第2被圧帶水層への漏水が生じると結論づけられている¹²⁾。

佐賀平野については準三次元一帯水層モデルによる地下水の水収支解析が行われている¹¹⁾。本モデルにおいては地下水流を、帶水層では水平に、加圧層では垂直に生じると仮定して解析を行ったものであり、解析結果と実測結果は概ねよい適合性を示している。佐賀平野における地下水頭状態もまた濃尾平野の状態に近いことが推察される。

調査地区の浅井戸揚水が地下水頭に及ぼす影響を考察すると、第1被圧帶水層である三田川層から揚水を行ったために地下水頭が低下し、有明粘土層中の地下水が鉛直下方に流れ三田川層へ流入したことが考えられる。蓮池層下部への塩分集積は、海側からの塩水進入の他に、有明粘土層からの塩分移動に起因すると考えることができる。

以上のように、塩分濃度の深度分布は多様であり、有明粘土は塩分量の違いによって性質が変化することから、佐賀平野における完新統の地盤特性を考察するにあ

たっては表—2に示すような区分に従って検討を行うのがよいと考える。例えば、川副および南里コアの有明粘土層は塩分溶脱された海成層 AC_L、蓮池層下部は塩分集積した非海成層 HC_Lと分類される。蓮池層上部は塩分濃度から判断すれば通常の非海成層 HC に分類されるが、地表面付近で pH の値は酸性を示し電気伝導率の値は高くなっていることから、酸化作用の影響を受けていることが考えられる。

5. 有明粘土の物理的性質に及ぼす塩分濃度の影響

図—7(a), (b) に南里コアの粒度組成を示す。本地点における有明粘土層は、全体的にシルト分が優勢な構成となっている。また、所々にシーム状砂層の介在が見られ、特に A_{c1} 層から A_{c2} 層にかけてその傾向が著しい。これに対し、蓮池層上部および同層下部については粘土分が優勢であり、比較的均質な粘土で構成されている。図—8 にコンシステンシー限界ならびに湿潤密度、乾燥密度の深度分布を示す。液性限界は自然含水比と同様に深度方向に減少するが、塑性限界については地層の区別や深度による明瞭な変化は認められなかった。また、A_{c2} 層以浅の地層は高含水比状態を呈し、自然含水比が液性限界を上回っていて地盤の液性指数は $I_L > 1$ の不安定な状態にある。A_{c3} 層以深の地層については低含水比状態であり、自然含水比は液性限界にほぼ一致するか、もしくは下回っているので地盤は $I_L \leq 1$ の安定した状態にある。湿潤密度および乾燥密度の値については、自然含水比の深度分布が概ね 130% から 80% に変化している A_{c2} 層と A_{c3} 層の境界以深から値が高くなっている。

力学的性質の深度分布を図—9 に示す。ここで、練返し強さの値については c_{ur} の記号で示している。一軸圧縮強さは深度方向に増加し、この内 H_{c2} 層から勾配が変化して増加傾向が大きくなる。一方、練返し強さについては H_{c1} 層から A_{c1} 層にかけて減少した後深度方向に増加し、H_{c2} 層以深ではばらつきが生じる。H_{c2} 層の塩分濃度の分布は、図—6 に見られるように A 地点と F 地点の間で顕著な差が認められた。しかし、両地点の H_{c2} 層の練返し強さについては大きな差は認められなかつた。このことから、非海成粘土においては、堆積後に生じた塩分濃度の変化は粘土の練返し強さに影響を及ぼさないことがわかる。鋭敏比については練返し強さが最も小さい A_{c1} 層で大きく、そこから深度方向に減少する傾向を示す。有効土被り圧（図中、線表示）に対する p_c の値は蓮池層上部および同層下部で過圧密状態、有明粘土層ではほぼ正規圧密状態を示した。

塑性図を図—10 に示す。比較のために、図—10 および図—11 については山口らによって 1950 年代に調査さ

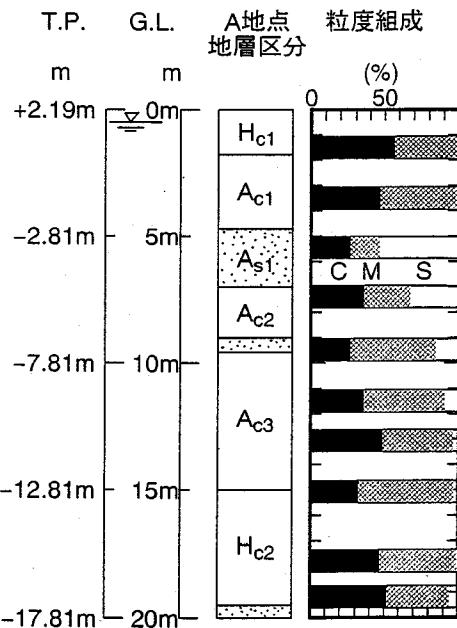


図-7 (a) 南里コアの粒度組成 (A 地点)

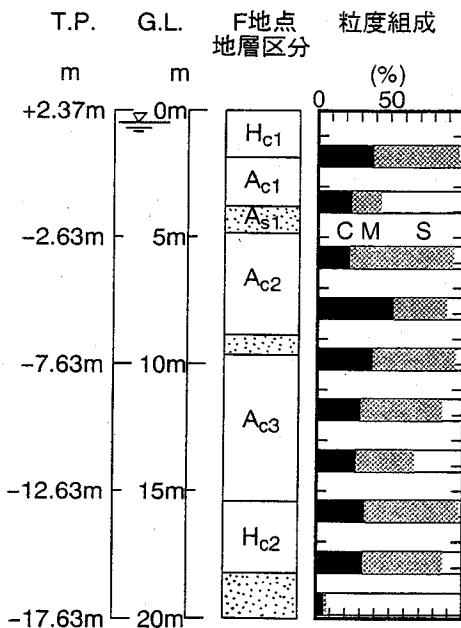


図-7 (b) 南里コアの粒度組成 (F 地点)

れた川副地区の土質試験結果¹³⁾を併記した。山口らの調査は、干拓予定の有明海沿岸の海底地盤を対象としたものであり、海水の影響を受けた堆積地盤であったと考えられる。したがって、1950年代の川副地区の一連の土質試験結果は揚水等の人為的原因による塩分溶脱は受けていない海成の有明粘土（表-2中の分類では AC）のものであると判断される。山口らの実験結果によれば、当時の有明粘土は液性限界が約 50%～130% で高塑性を示すのに対して川副および南里コアの塩分溶脱された有明粘土はいくぶん低い塑性を示している。液性指数 I_L については図-11に示したデータに基づいて次のように考察した。すなわち、川副および南里コアの非海成に分類される蓮池層上部 (H_{cl} 層) および塩分集積した蓮池層下部 (H_{c2} 層) の粘土は、いずれも $I_L=1.0$ のライン近傍にプロットされた。

一方、川副・南里コアの有明粘土層の A_{c1} , A_{c2} 層においては、 I_L は 1.5 以上、大きいものでは I_L が 3.0 以上を示すものが認められた。これに対して、1950年代に調査されたデータ（図-11の下図）では、 A_{c1} , A_{c2} 層に相当する粘土の液性指数をも含めて $I_L=1.0\sim1.5$ の範囲にプロットされた。以上のように、およそ 40 年間の時間を経て調べた同じ地域の粘土の液性指数は明らかに増加していることがわかった。川副および南里コアの液性限界、塑性指数および液性指数の塩分濃度に対する変化は図-12のとおりである。有明粘土についてはこれまでに報告されている結果⁷⁾⁻⁹⁾と同様に、低塩分濃

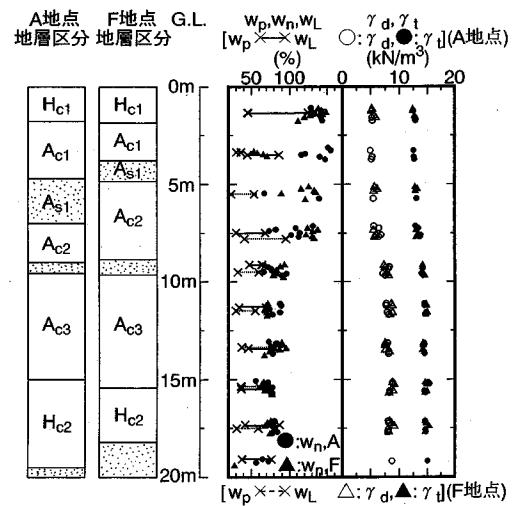


図-8 南里コアのコンシステンシー限界ならびに湿潤密度、乾燥密度の深度分布

度を有する試料では塑性指数は小さく、かつ液性指数は大きい値を示している。これらは主に塩分濃度の低下による液性限界の低下に起因するものと解釈してよい。これに対し、蓮池層から得られる粘土については塩分濃度の違いによるそれぞれの値に明瞭な違いは認められなかった。

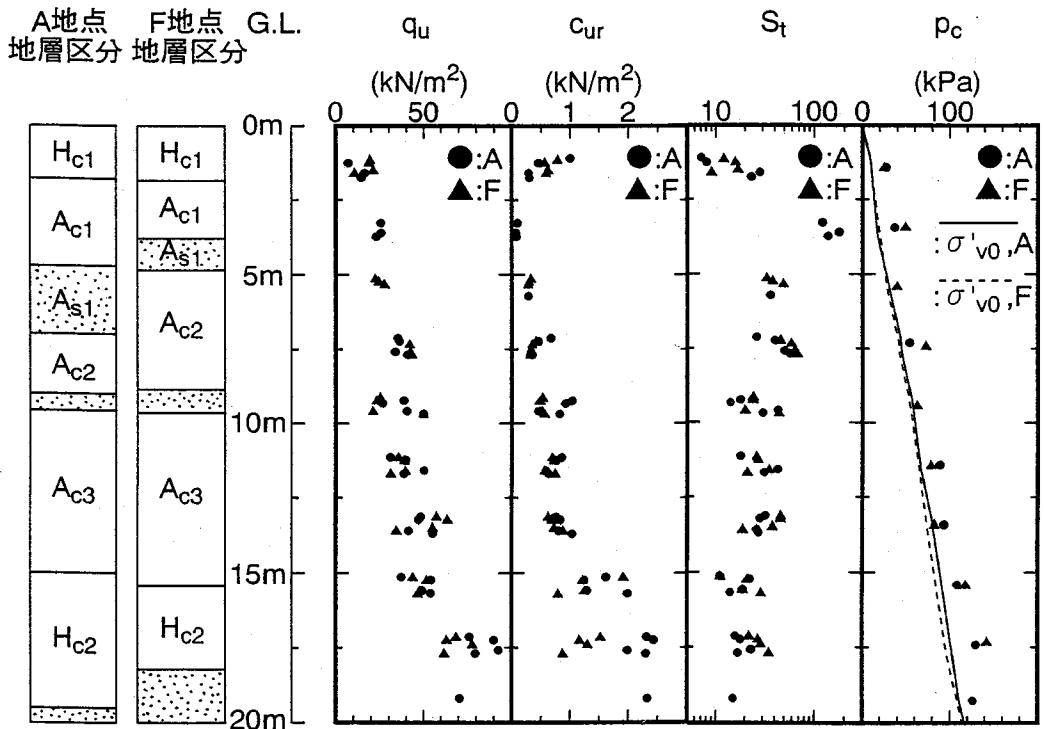


図-9 南里コアの各力学的性質の深度分布

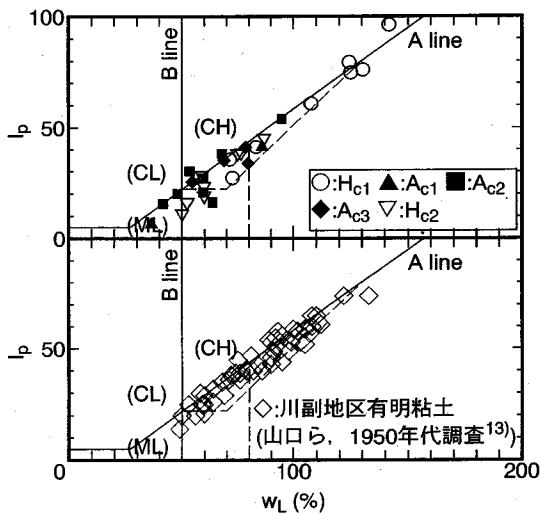


図-10 塑性図

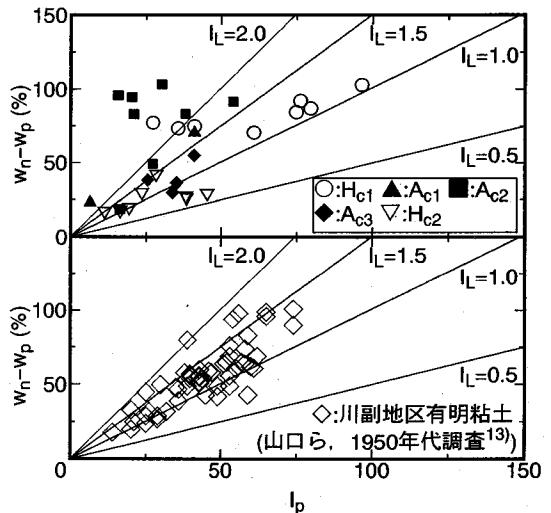


図-11 液性指数

6. 鋭敏比に関する検討

南里コアの一軸圧縮強さは、深度に沿って直線的に増加するが、15 m付近から増加の割合が大きくなる傾向を示した（図-9 参照）。このように深さ 10 m～15 m付近で一軸圧縮強さの垂直分布に勾配の変化が認められる

ことから、有明粘土を有明“上部”粘土と有明“下部”粘土に分類して地盤工学的性質の検討を行うことがある。半沢らは、有明粘土の一軸圧縮強さの垂直分布に変化が認められるところにおいては過圧密比もまた 1 より大きくなることを見いだし、セメンテーション作用、二次圧密、地下水揚水の観点から地層を 3 層に大別して力

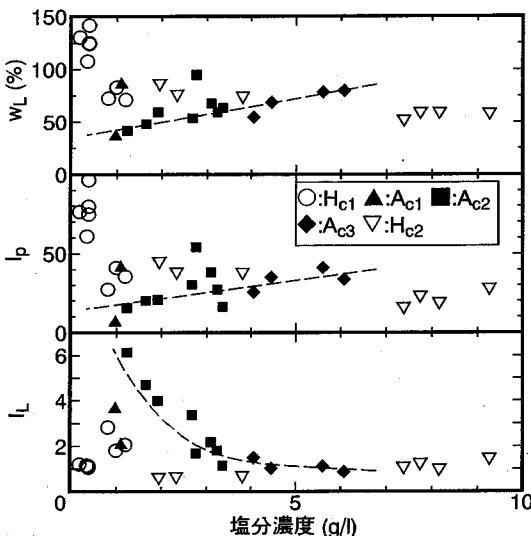


図-12 液性限界、塑性指数および液性指数の塩分濃度に対する変化

学的性質に関する検討を行っている¹⁴⁾。大坪は化学的観点からこの現象に関する検討を行い、当時堆積物より低い海平面のもとで有明粘土が大気にさらされた結果、粘土中のバイライトが風化の影響を受けて酸化されるとともに酸化鉄を生成して粘土内のセメントーション作用を高めたことが原因であると考えている¹⁰⁾。

今回の調査により、川副コアでは明らかに初生環境から2次的に地層の環境が変化した結果としての塩分溶脱現象が認められた。また、酸化還元電位の結果を見ると、通常干潟や海底では表層から20 cm以下の部分は下ほど強還元状態にあるが、本コアの有明粘土層中で確認された鬼界-アカホヤ火山灰の層準の上下では酸化還元電位の値はプラスを示していたことから、分子状酸素に富んだ地表水が何らかの経路を通じて本層中に浸透していることを示唆している(図-5参照)。以上のことは、初生環境の違いが有明粘土層の堆積過程において影響を及ぼしその力学的性質に変化をもたらすだけでなく、最近の地下水揚水に伴う溶脱過程において地表水の浸透で地層が酸化されたことがその性質に影響を及ぼすことも示唆するものである。南里コアについては、鬼界-アカホヤ火山灰の層準(G.L. -6.0 m)付近では p_e に若干の過圧密状態が見受けられるものの勾配に明瞭な変化は認められず、むしろ有明粘土層と蓮池層下部の境界付近で変化していることがわかった。したがって、佐賀平野の中で一軸圧縮強さの垂直分布の勾配に変化が認められる場合は、その深度において地層の堆積環境が異なっていると判断してよい。地層区分があくまで同一地層に区分される中で認められる場合は、地下水揚水とともにあって地層が著しい応力履歴の変遷を受けている可能性のほ

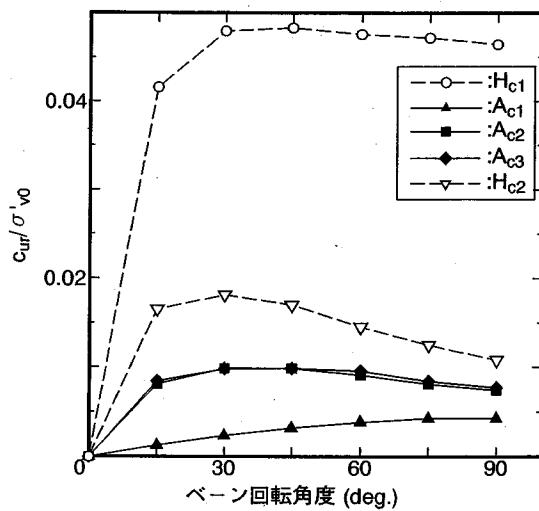


図-13 c_{ur}/σ'_{v0} とペーン回転角度の関係

かに、溶脱過程において地層が酸化された可能性を考慮に入れたほうがよい。

次に、南里コアの練返し強さに関する検討を行った。試験は一軸圧縮試験の供試体を完全に練り返した試料を準備した後、ただちに3°/min.の回転速度でせん断させて測定を行った。これより、Hc1層から得られた粘土とAc1層から得られた有明粘土の自然含水比は両層とも約140%と等しかったが、ピーク強さは前者のほうが高い値を示した。前者は30°付近でピークを示すのに対し、後者はピークを示さず90°付近までなだらかな増加傾向を示した。Ac3層の有明粘土とHc2層の粘土についても自然含水比が約70%と等しいにもかかわらずピーク強さは明らかに差を生じている。これらを有効土被り圧で除して正規化した値 c_{ur}/σ'_{v0} をペーン回転角度との関係で示した結果が図-13である。このように正規化してデータを比較したのは、上載荷重や自然含水比が練返し強さに及ぼす影響を除いて、塩分溶脱が練返し強さに及ぼす影響を明確にできると考えたためである。Hc1層の粘土とAc1層の有明粘土を比較すると、前者のピーク値は後者のピーク値に比べて10倍以上の値を示している。Hc1層の粘土は、Ac1層の有明粘土とは堆積過程が異なり、河川を遡上して堆積した微細粒子で構成されているため有明粘土に比べて均質である。両層の粒度組成や自然含水比に大きな差は認められない。両粘土が異なる挙動を示す原因としては、Ac1層の有明粘土では著しい塩分溶脱の影響が、また、Hc1層の粘土では地表面からの酸化作用による影響を受けていることが考えられる。

以上の実験事実に基づいて鋭敏性について考察する。図-14は練返し強さおよび鋭敏比を液性指数との関係

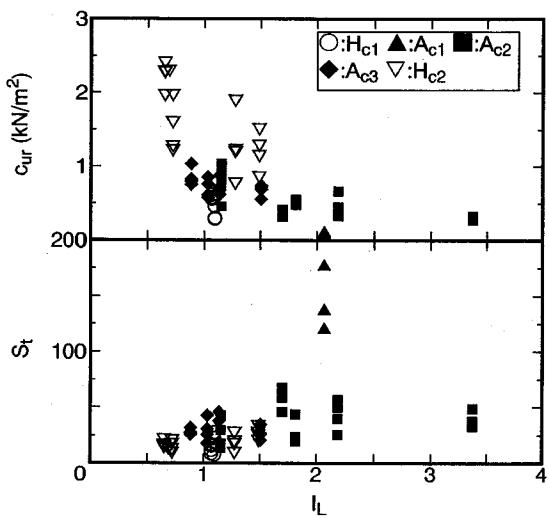


図-14 練返し強さならびに鋭敏比と液性指数の関係

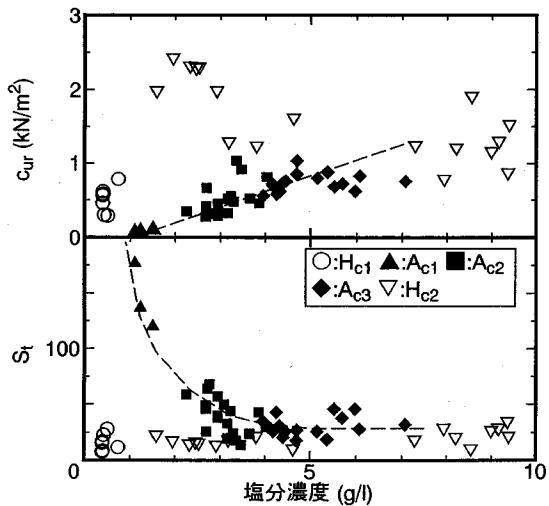


図-15 練返し強さならびに鋭敏比と塩分濃度の関係

で示したものである。鋭敏比は練返し強さに対する一軸圧縮強さより算定した非排水せん断強さの比で求めた。これより、 H_{c1} 層および H_{c2} 層の粘土は $I_L=1.0$ 付近で練返し強さが幅広くプロットされるのに対し、 A_{c1} 層、 A_{c2} 層および A_{c3} 層の有明粘土は液性指数の増加により練返し強さが低下する傾向が認められた。鋭敏比については、塩分溶脱の影響を強く受けている A_{c1} 層の有明粘土が $I_L=2.0$ 付近で鋭敏比が100以上の値を示す。これらを塩分濃度との関係で示すと図-15の結果が得られた。塩分濃度の低下とともに練返し強さが低下し鋭敏比が増加する傾向は有明粘土で著しく、蓮池層の粘土についてはコンシスティンシー限界と同様に塩分濃度の変化に対する明瞭な変化は認められなかった。

7. 考 察

塩分溶脱が粘土の圧縮性やせん断強度に及ぼす影響については先に、Bjerrum や Torrance らによって報告がなされている^{15), 16)}。有明粘土については、大坪らによつて本粘土や他の地区的粘土を用いて塩分溶脱の観点から鋭敏性や練返し強さに関する研究が行われ、それらが塩分濃度や陽イオン種の減少によってクイッククレーへと発達すると述べられている⁹⁾。北欧諸国やカナダ東部などに見られるクイッククレーは、後氷河期に堆積した海成粘土が、その後の地盤隆起に伴う地下水位の低下と雨水による塩分溶脱によってクイッククレーへと変化すると説明されている¹⁷⁾。

今回調査した川副および南里コアの塩分溶脱過程は、クイッククレーのものとは異なると考える。すなわち、佐賀平野は沈降性平野であり堆積物の保存がよいためから、本平野に堆積している有明粘土層はクイッククレーと比較して自然に起因する種々の影響を受けにくい状態にある。これまで有明粘土層の溶脱過程は明らかでない部分が多くあったが、本調査によってこの現象は最近數十年間の比較的短期間の内にもたらされた可能性が高いことがわかった。原因の一つとして、強制的に地下水の流れを生じせしめ大きな地盤沈下の元となっている過剰な地下水揚水が挙げられる。

図-12において、 A_{c1} 層の有明粘土は塩分濃度が約1.0 g/l（海水濃度の約3%）であり、 A_{c3} 層の約6.0 g/l（海水濃度の約18%）に比べて5.0 g/lほど塩分濃度が低い。この差をもって両者の液性限界を比較すると、概略試算で前者の値は後者に対し約60%の低下をきたしており、同様に、塑性指数についても約75%，液性指数については逆に約5倍に増加している。以上の試算は図-15の練返し強さや鋭敏比についても同様に、 A_{c3} 層に対する A_{c1} 層の練返し強さは約87%の低下をきたし、逆に鋭敏比については約6倍に増加している。また、塩分濃度が概ね1.0 g/lから2.5 g/lの間において急激な鋭敏性の増加が認められる。これらのことから、今回の検討においては、有明粘土中の塩分濃度が概ね2.0 g/l（海水濃度の約6%）の値を下回ると鋭敏性が増加することが示唆された。

圧縮指数とコンシスティンシー限界の相関に関する種々の検討が行われている^{18), 19)}。川副および南里コアについては図-16に示すような関係が得られている。この関係から、塩分溶脱を受けた有明粘土は、他の地区的海成粘土と比較しても圧縮性が高いことがわかる。今回の検討で注目されるのは、このような関係で圧縮性を議論するときのコンシスティンシー限界に対する評価である。塩分溶脱の影響を受けた有明粘土は液性限界や塑性指数が低下することをこれまでに論じてきた。上述の A_{c1} 層と

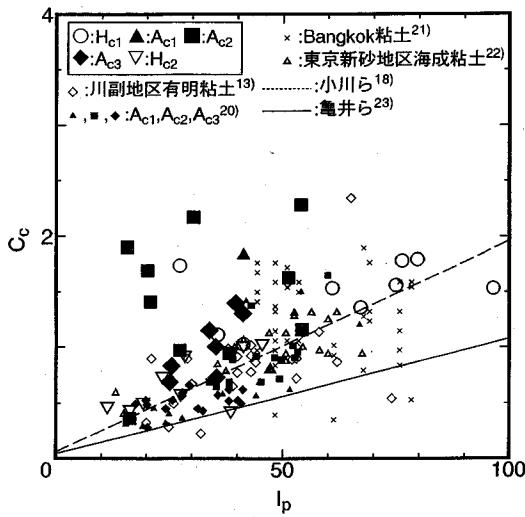


図-16 圧縮指數と塑性指數の関係

A_{c3} 層の塑性指數の差を基準として、塩分溶脱を受ける以前の川副および南里コアの有明粘土の塑性指數は現在のものに比べて約 75% ほど高かったと仮定すると、その $C_c - I_p$ 関係は全国各地でまとめられたものと変わらない結果となる。したがって、有明粘土固有の高圧縮性について、コンシスティンシー限界に及ぼす塩分濃度の影響に着目することによって一つの説明が可能になるものと考えられる。

8. 結 論

以上の考察から、得られた知見を要約すると次のとおりである。

(1) 佐賀平野の完新統は、海成層の有明粘土層と非海成層の蓮池層のように明確に区分されたため、今後完新統の地盤特性を検討する場合はこの区分に基づいて検討する方がよい。さらに、塩分濃度の観点から海成層は通常層と塩分溶脱された層に、非海成層は通常層と塩分集積した層にそれぞれ分類して検討すると、地盤特性の理解がより明確なものになる。

(2) 1950 年代の川副地区有明粘土のコンシスティンシー限界に比べて、今回同地区で採取された有明粘土は液性限界が低下し、液性指数が増加していることが認められた。これは、有明粘土層が最近数 10 年間の短期間に内に塩分溶脱の影響を受けて低塩分状態になったことが一つの原因であると考えられる。

(3) 一軸圧縮強さの垂直分布については、有明粘土層と蓮池層下部の境界付近で勾配変化が認められた。これは、蓮池層下部は第1被圧帶水層の上部に直接位置するため地下水揚水の影響によって強制的に過圧密状態

が形成されたこと、堆積環境の違い、および帶水層からの酸素の供給による酸化が促進されてセメントーション作用が高められることなどに起因するものと考えられる。

(4) 鋭敏性の検討から、塩分濃度の低下により有明粘土の練返し強さは低下して鋭敏比は増加し、最も高いもので $S_r > 100$ の値を示すのに対し、蓮池層の粘土では塩分濃度の変化に対する明瞭な変化は認められなかった。さらに、有明粘土中の塩分濃度が概ね 2.0 g/l の値を下回ると鋭敏性が増加することを示した。

(5) これまでに有明粘土は高鋭敏性であるといわれてきたが、場所によっては低鋭敏性の粘土もあることが知られていて、有明粘土の鋭敏性に関する必ずしも統一的な見解を得ることができなかつた。今回の調査によつて、堆積環境の観点からこのようなばらつきを説明できることが明らかとなつた。すなわち、蓮池層 HC, HC_L は低鋭敏性、塩分溶脱を受けていない有明粘土層 AC は低鋭敏性、そして、塩分溶脱を受けた有明粘土層 AC_L は高鋭敏性を示す。

謝辞：本報告は土質工学会「堆積環境が地盤特性に及ぼす影響に関する研究委員会」九州地区部会の活動をもとにまとめることができました。ご指導いただいた陶野郁雄委員長を始め、関係各位の方々に感謝いたします。(株)親和テクノには土質試験室の使用を快諾いただき、同社の中村六史氏と大塚泰孝氏には実験上の便宜を図っていただきました。また、実験に際しては本学卒業生である竹辺義信君(現、佐世保市役所)から多大のご援助を賜りました。記して深甚の謝意を表す次第です。

参考文献

- 1) 有明海研究グループ：有明・不知火海域の第四系、地団研専報 11, p. 86, 1965.
- 2) 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：有明海北岸低地の第四系、九州大学理学部研究報告、地球惑星科学、第 18 卷、第 2 号、pp. 103-129, 1994.
- 3) 赤峰剛徳、三浦哲彦：佐賀平野における地盤の堆積環境と海成層の塩分溶脱現象について、佐賀大学理工学部集報、第 23 卷、第 1 号、pp. 95-103, 1994.
- 4) 赤峰剛徳、三浦哲彦：佐賀平野における海成層のリーチングに関する一考察、海底地盤に関するシンポジウム'94 発表論文集、土質工学会関西支部、pp. 43-50, 1994.
- 5) 町田 洋、新井房夫：火山灰アトラス「日本列島とその周辺」、東京大学出版会、p. 276, 1992.
- 6) 二渡 了、楠田哲也、大石京子：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、No. 452, III-20, pp. 71-79, 1992.
- 7) Ohtsubo, M., Takayama, M. and Egashira, K.: Marine quick clays from Ariake bay area, Japan, *Soils and Foundations*, Vol.22, No.4, pp.71-80, 1982.

- 8) Nakamura,R., Onitsuka,K., Aramaki,G. and Miura,N. : Geotechnical properties of the very sensitive Ariake clay in Saga plain, *Environmental geotechnics and problematic soils and rocks (Balasubramaniam et al.-editors)*, A. A. Balkema, Rotterdam, pp.533-544, 1988.
- 9) 大坪政美, 高山昌照, 江頭和彦 : 低膨潤性スメクタイト質海成粘土の練返し強さに及ぼす塩濃度, 陽イオン種の影響, 土質工学会論文報告集, Vol. 27, No.2, pp.85-92, 1987.
- 10) 大坪政美 : 有明粘土の堆積過程における地質化学的性質と粘土の土質工学的特性, 有明粘土に関する最近の話題, 平成5年度農業土木学会九州支部シンポジウム, 農業土木学会九州支部, pp. 29-42, 1993.
- 11) 三浦哲彦, 飯盛喜代春, 坂井晃, 陶野郁雄 : 佐賀平野における揚水に伴う地盤沈下と地下水水質への影響, 土と基礎, Vol. 34, No. 11, pp.13-18, 1986.
- 12) 植下 協, 佐藤 健 : 濃尾平野地盤沈下に対する安全地下水頭の研究, 土木学会論文報告集, No. 299, pp. 65-72, 1980.
- 13) 山口英太郎, 難波直彦, 岡 晃, 永石義隆, 村岡嘉邦 : 有明海干拓基礎地盤の土質に関する調査研究, 農業土木試験場報告, 第2号, pp. 509-565, 1964.
- 14) Hanzawa, H., Fukuda, T. and Suzuki, K. : Evaluation of engineering properties for an Ariake clay, *Soils and Foundations*, Vol.30, No.4, pp.11-24, 1990.
- 15) Bjerrum, L. : Geotechnical properties of Norwegian marine clays, *Geotechnique*, Vol.4, No.2, pp.49-69, 1954.
- 16) Torrance, J. K. : A laboratory investigation of the effect of leaching on the compressibility and shear strength of Norwegian marine clays, *Geotechnique*, Vol.24, No.2, pp.155-173, 1974.
- 17) 浅川美利, 嘉門雅史共著 : 新体系土木工学16 土の力学 (I) ~土の分類・物理化学的性質~, 技報堂出版, pp.250-255, 1988.
- 18) 小川富美子, 松本一明 : 港湾地域における土の工学的諸係数の相関性, 港湾技術研究所報告, 第17巻, 第3号, pp. 3-89, 1978.
- 19) 土田 孝 : 海底粘土地盤の $e-\log p$ 関係に関する統一的な解釈について, 第39回土質工学シンポジウム, 土質工学会, pp. 92-99, 1994.
- 20) 吉岡史郎, 三浦哲彦, 朴 永穆 : 佐賀空港建設に伴う基礎実験と地盤改良のための試験盛土, 土と基礎, Vol. 42, No. 4, pp. 33-38, 1994.
- 21) Bergado, D.T., Chai, J.C., Alfaro, M. C. and Balasubramaniam, A. S. : Improvement techniques of soft ground in subsiding and lowland environment, A. A. Balkema Publishers, Rotterdam, pp.163-197, 1994.
- 22) 堆積環境委員会東京地区部会 : 堆積環境が東京臨海部の地盤特性に及ぼす影響, 堆積環境が地盤特性に及ぼす影響に関するシンポジウム発表論文集, 土質工学会, pp.60-83, 1995.
- 23) 亀井健史, 平塚 肇, 中瀬明男 : 正規圧密粘土の非排水せん断特性, 第19回土質工学研究発表会, pp. 389-392, 1984.

(1995. 7. 31 受付)

STUDY ON DEPOSITIONAL ENVIRONMENT OF ARIAKE CLAY FORMATION AND ITS SENSITIVITY

Norihiko MIURA, Takenori AKAMINE and Syouichi SHIMOYAMA

Ariake clay formation, which belongs to Holocene deposit, has been classified as a uniform marine sediment by Ariake bay research group. Present study shows that this Holocene deposit should be distinguished into marine sediment and non-marine one. This paper also investigates the leaching of Ariake clay formation and finds that the leaching has been taking place lately. The high sensitivity of Ariake clay is discussed from the viewpoint of variation of salt concentration due to leaching and its effect on the geotechnical properties of the clay.