

## 北西部九州有明海南部地域の更新-最新統の層序学的，堆積学的研究

著者	大塚 裕之
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	3
ページ	35-65
URL	<a href="http://hdl.handle.net/10232/00009946">http://hdl.handle.net/10232/00009946</a>

## 北西部九州有明海南部地域の更新—最新統 の層序学的, 堆積学的研究\*

大塚 裕 之\*\*

### はじめに

北西部九州の有明海南部周辺地域, すなわち島原半島南部の口ノ津町を中心とする地域, 天草上島北東部の佐伊津—御領地域および天草上島北東部の大矢野島には, 古第三系を不整合におおって, 早期更新世のものと推定される堆積物と火山岩類が分布している。とりわけ島原半島南部に広く分布し, 古第三系を不整合におおひ, 雲仙火山の基盤をなす早期更新世の口ノ津層群は砂礫層, シルト層, 火山碎屑岩類を主とした厚層であり, fluvio-deltaic な環境下での堆積を示唆する多くの堆積構造が発達している。本層群については井上正昭 (1952), 高橋 清 (1954) による層序学的, 古生物学的研究があり, その概要は明らかとなった。本層群は植物化石とともに, 従来多くの哺乳動物化石を産し, 日本の第四紀の考察上, 無視出来ない重要な地層である。筆者は 1963 年以来本地域の層序学的, 古生物学的な再検討を行ない, その成果を発表した (大塚, 1966a, 1966b, 1966c, 1967, 1969)。1964 年に発見した本層群に含まれる津波見脊椎動物化石群には豊富なヴィラフィランキアン型鹿科化石と共に多くの脊椎動物化石を含むことがわかり, その動物群は日本の第四紀脊椎動物群の中で早期更新世 (I<sub>1</sub>) における 1 つのタイプをなすことが明らかとなった (大塚, 1969)。

天草炭田を含む天草上島, 下島の地質学的, 古生物学的研究は長尾 巧 (1926) の層序学的研究以来, 従来多くの研究者によって行なわれ, その成果が発表されている。しかしこれらの地域では古第三系の研究に主眼点がおかれ, 鮮新 (?) ~ 更新統の研究は全んど行なわれておらず, わずかに林 行敏 (1960) による化石珪藻群集の研究があるのみである。筆者の予察的な調査によると, これら天草島に分布する鮮新 (?) ~ 更新統は岩相層序的にも, 化石群からも対岸の島原半島における口ノ津層群に属することがわかった (大塚, 1968)。さらに最近, 松石・松本 (1969) によって有明海南部一帯に口ノ津層群相当層の存在が確認された。筆者はこれらの資料に基づき, 前述の陸域に分布する口ノ津層群は当時は有明海南部海域に中心をもった堆積盆地における周辺部相を代表していると考え, その後の研究を進めた。

本稿では天草島に分布する口ノ津層群相当層およびそれより若い地層群の岩相層序の記載と口ノ津堆積盆地の堆積学的な考察を行なった。本稿を発表するにあたり終始激励をいただいた九州大学の松本達郎教授に感謝します。九州大学の首藤次男助教授, 鹿児島大学の早坂祥三教授, 岡田博有助教授には野外および室内においていろいろとご指導をうけた。鹿児島大学の大庭 昇教

\* Stratigraphical and sedimentological study of the Pleistocene formations in the environs of south Ariake Sea, Kyushu.

\*\* 鹿児島大学理学部地学教室. Hiroyuki OTSUKA: Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima, Japan.

授、山本温彦氏、九州大学の中村真人氏には火成岩についていろいろご教示をうけた。東海農政局の古川博恭氏、久恒鋳業株式会社志岐鋳業所には貴重な資料を提供していただき、さらに長崎県加津佐町および口ノ津町役場、熊本県苓北町役場および本渡市役所には地形図の提供をしていただいた。これらの方々および関係各庁に感謝します。なお本研究の費用の一部は文部省科学研究費によったことを明記します。

## 目 次

### I. 岩相層序

#### 1. 佐伊津・御領地域

(1) 口ノ津層群佐伊津層 (2) 阿蘇溶結凝灰岩

#### 2. 富岡・志岐地域

(1) 口ノ津層群佐伊津層 (2) 釜層 (3) 中位段丘礫層 (白木尾層)

#### 3. 宮津・通詞地域

(1) 口ノ津層群佐伊津層 (2) 釜層 (3) 低位段丘礫層

#### 4. 湯島・大矢野島地域

(1) 口ノ津層群 (1A) 諏訪原層, (1B) 大矢野層 (2) 岩屋礫層, (3) 低位段丘礫層, (4) 地質構造 (5) 火山岩類

### II. 諏訪原層, 佐伊津層, 釜層の花粉群集

### III. 口ノ津層群の堆積学的特色

1. 堆積の輪廻性 2. チャンネル 3. 口ノ津堆積盆地の堆積相と堆積盆地の地史的変遷

### IV. 結語

## I. 岩相・層序

### 1. 佐伊津・御領地域

本地域の更新統は古第三紀層を傾斜不整合におおう砂礫層・シルト層および凝灰岩を主とした地層群によって構成されており、一部ではこれらの上位を不整合に阿蘇溶結凝灰岩がおおっている。かつて大塚弥之助(1931)は本渡市佐伊津町付近に分布する鮮新～更新統を佐伊津泥層とよび、対岸の島原半島南部における“口ノ津貝層”<sup>\*</sup>に対比し、また“佐伊津泥層を不整合におおう累層”に対して“佐伊津礫層”とよんだ。しかし同氏のこの2つの地層についてはくわしい定義、記載がなされていないばかりか、地質図が示されていない。納富(1930)の7万5千分の1の地質図巾「天草」にはその分布が図示されてはいるが、同図巾では両層の区別がなされておらず、“鮮新統(砂礫および粘土互層)”とされている。林行敏(1960)は天草下島北西部、湯島、大矢野島に分布する鮮新～更新統に対して本渡層(Hondo Formation)とよんだ。さらに湯島に分布するものに対して湯島部層、天草下島に分布するものに対して下位から茂木根部層、佐伊津部層とし、佐伊津部層は茂木根部層を不整合におおうものとしている。しかし詳細な記載がなされておらず、しかも地質図が示されていない。松石(1969)は林に従がい、本地域の更新統を本渡層

\* 筆者の口ノ津層群北有馬層の貝層のことと思われる。



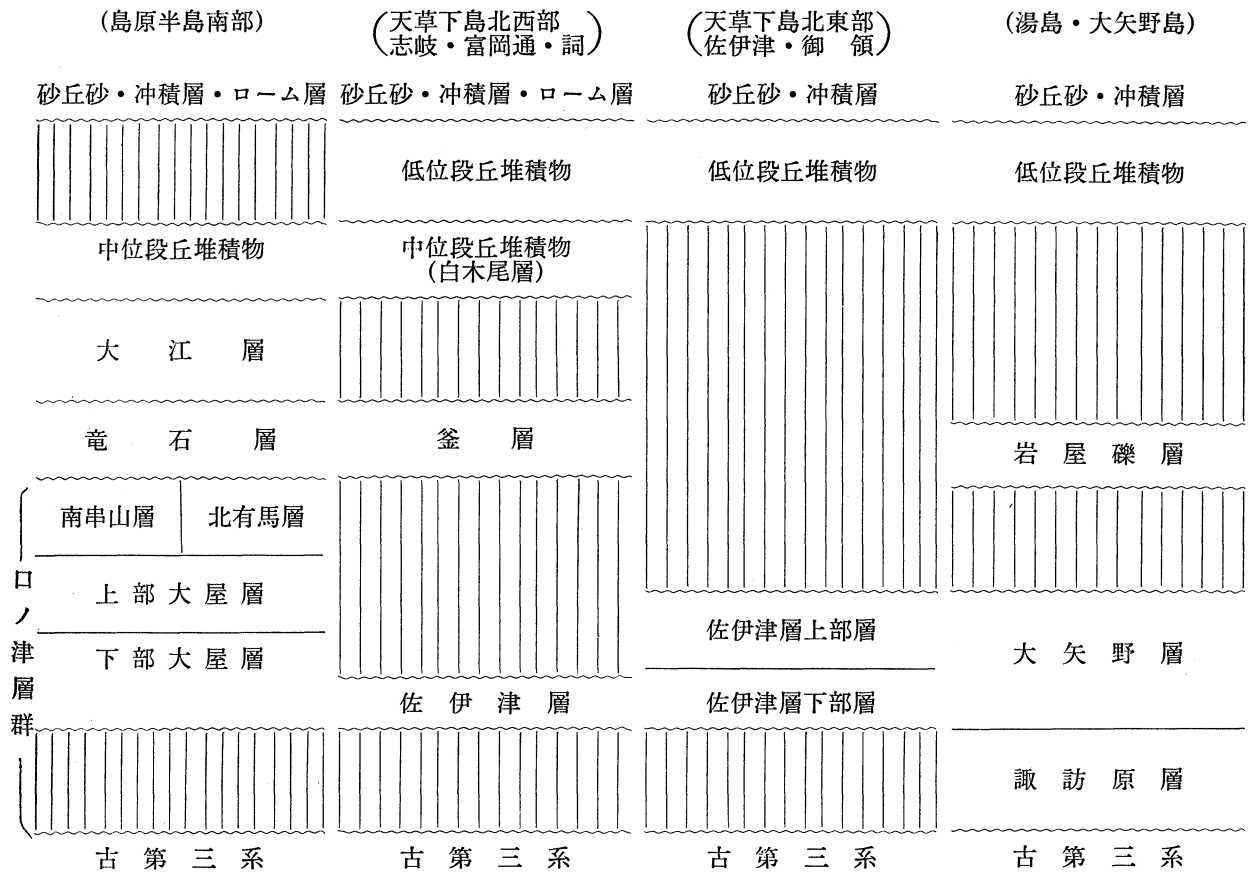
第1図 有明海南部地域の地質概略図

1. 冲積層, 2. 中位段丘堆積物, 3. 阿蘇溶結凝灰岩, 4. 竜石層, 5. 釜層, 6. アルカリ質かんらん石玄武岩, 7, 8. 阿蘇石安山岩溶岩および火山角礫岩 (南串山層), 9. 北有馬層, 10. 上部大屋層, 11. 下部大屋層, 12. 火山角礫岩 (大屋層), 13. ソレアイト質かんらん石玄武岩, 14. 佐伊津層下部層, 15. 佐伊津層上部層, 16. 大矢野層, 17. 諏訪原層, 18. 角閃石安山岩類, 19. 岩屋礫層, 20. 古第三系.



とよんでいる。長尾 巧(1926)は天草上・下島に分布する古第三系の一部に本渡層群と命名した。しかるに前述の本渡層という地層名は長尾の本渡層群とまぎらわしく、今後混乱を起こすおそれがあるので改名する必要がある。筆者は大塚(1931)の地層名を尊重し、下島に分布する鮮新—更新統に対して「佐伊津層」と命名し、本層の再定義を行なう。本層は第1表に示すように、島原半島南部に模式的に発達する口ノ津層群の一員であると考えられる。

第1表 有明海南部周辺の更新—最新統層序表



## (1) 口ノ津層群佐伊津層 (Saitsu Formation)

下位の古第三紀層を傾斜不整合におおう累層である。本層の中位の層準に厚さ4~5mの黒灰色軽石質凝灰岩を一層はさみ、これにより上部、下部の2部層に分けられる。両部層に分けられる。両部層を通じてほぼ9つの堆積輪廻が認められる。channel-fill structure, 斜交層理, 礫の覆瓦状構造等が比較的良好に発達しており、これらの堆積現象は、本層の堆積が、少なくとも一部は河川の堆積環境下に行なわれたであろうことを示唆している。また比較的連続性のある葉理の発達した粘土層の存在は一部が湖沼での堆積物であることを示唆している。下層部は主として佐伊津層分布地域の北半部に分布し、上部層は南半部に分布し、基盤岩にアバットしている。

本層には、下位から砂礫層, 斜交層理の発達した種々の粒度の砂層, 最上部は往々にして炭化物・植物破片にとむシルト・粘土層で終る堆積輪廻が比較的良好に発達している。シルト層の上面は比較的起伏にとむか、しばしば小規模のチャンネルによって侵食されている。岡田(1968)が既に指摘したように、この堆積輪廻は下位のいわゆる“point-bar deposits”式の礫質堆積物と

上位の“over-bank flow deposit”型粘土層からなる“fining-upward cycles” (ALLEN, 1965) を基本単位とする典型的な河川堆積の特徴を示している。

1a) 佐伊津層下部層

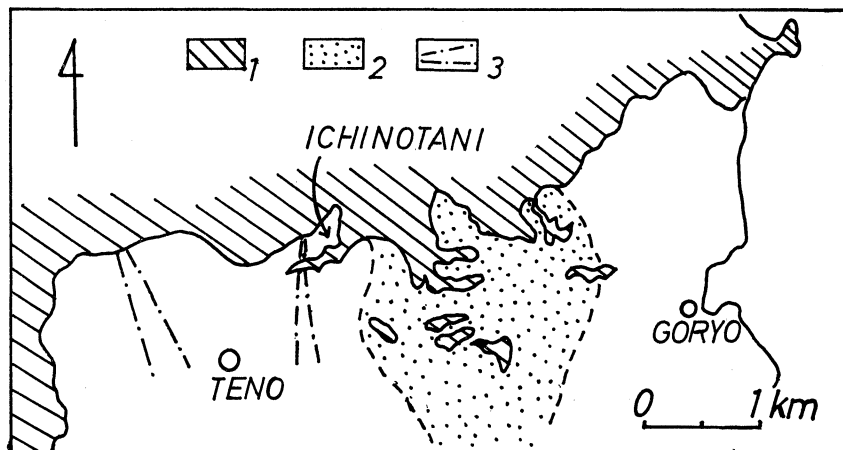
模 式 地：天草下島五和町大島～浜田間の海食崖

副模式地：天草下島五和町手野志田ノ原から城河原へかけての東部丘陵一帯

層 厚：最大厚 70 m

基盤岩を不整合におおう凝灰質砂層にはじまり，上部の軽石質凝灰岩（御領凝灰岩）までに河川堆積（一部は湖沼堆積）を示唆する5つの堆積輪廻が認められる。堆積物は砂礫，凝灰質砂，凝灰角礫岩，シルトを主とする。本部層の分布するほぼ中央部（手野—御領間）に基盤岩が地表下に浅く存在する地域があり，この高まりによって東部と西部では幾分岩相を異にしている（第2図）。

模式地の東部海岸では5つのサイクロセム，4つのサブサイクロセムが認められる。各サイクルの最上部のシルト層または粘土層は横へは必ずしも連続しなく，それを追跡すると，垂直的に幾分上位か下位の層準に存在する。これは恐らくは当時の河川の meandering による堆積作用を示唆している。



第2図 手野—御領間の地質概略図

1. 古第三紀層，2. 佐伊津層下に基盤岩が地表下に浅く潜在する地域，
3. 推定される古河川

第1サイクロセム：下半部は全域にわたって基盤岩をおおう軽石礫を含む凝灰質粗粒砂層および角閃石安山岩質凝灰角礫岩からなる。西方の内陸部では上位5~7mは中~大礫層が占め，最上位は下半部に灰白色凝灰岩を伴う粘土層(3~8m)がおおう(第3図，D, E)。東方の御領海岸では凝灰質砂層の上位に砂礫層(8m)が累重する(第3図，J, K)。砂礫層には斜層理が顕著に発達し，上方に徐々に細粒化しながら植物遺体を豊富に含む炭質シルト層(4m)に漸移する。このサイクロセムの上面にはまれに小規模のチャンネルが認められる。それは東部でE-W性，西部でNNW-SSE性の方向を示すものが多い。手野の一の谷および中ノ井手西方には古河川の存在を示唆するいくつかの事実が観察される。前者においては第1サイクロセムの砂礫層中に一種の“point-bar”式の堆積をしたと考えられる礫の集積が認められる(第4図版，第1図)。一部に人頭大ぐらいの礫を含み，逆グレイディング(inverted grading)が著しい。後者においては，第

1 サイクロセムの砂礫層によって充填された基盤岩の凹地形が観察され、これは当時の河床を示すものと思われる。本サイクロセムのシルト層はこれら堆定される古河川の外側に厚く発達するか、直接に基盤岩をおおっており、いわゆる“over-bank deposits”式の粘土層であると考えられる。

第2 サイクロセム： 砂礫質堆積物は手野を中心とした内陸部で厚く発達し、最大厚 25 m に達する。手野一の谷付近では下位 8~9 m を中礫~大礫層、さらに斜層理の発達した砂層が占め、上方へ徐々に細粒化しながら凝灰質シルト層 (4~8 m) に移行する (第3図, D, E)。東部の模式地では一般に粘土層を主とした細粒相が卓越し、砂礫質堆積物は発達しない。粘土層は往々泥炭質で、層灰岩の薄層を挟む。

第3 サイクロセム： 最大厚 20 m, 最小厚 6 m。このサイクロセムは場所により層厚の変化が著しい。一般に内陸部で厚く、厚いところでは東部における層厚の約3倍に達する。全体として下部 4~6 m は角閃石安山岩質火山砂層、凝灰角礫岩が占める。内陸部の手野西方では火山砂・中~大礫層、粘土質シルト層の順に累重している。このサイクロセムにおける等層厚線についてみると、その分布形態に堆積盆地の北縁にほぼ直交するような南北方向の湾入部と突出部が認められる。(第5図, III) この方向性は当時の河川の流れの方向に関連しているものか、あるいは堆積盆地の基盤地形を反映しているものかわからない。砂層には斜層理が比較的良好に発達するが、これによって判断される古水流は堆積物が厚く発達する地域へ向かい、それは等層厚線にほぼ直交している。斜層理と同じ方向性を示すチャンネルが少ない割合で観察される。

第4および第5 サイクロセム： 両サイクロセムにおける堆積物は砂礫を主とした粗粒相が主となり、火山性碎屑物の占める割合が下位のサイクロセムにおけるよりも少なくなっている。御領黒崎海岸においては第4 サイクロセムにおける砂礫質堆積物はあまり発達しなく、中粒~粗粒砂層が主である (第3図, K)。内陸部の手野~城河原付近 (第3図, B~G) においては砂礫層が卓越し、若干の軽石質層灰岩層の一部が挟まれるほかは、火山碎屑物の割合は少ない。本サイクロセムの中のシルト層はおおむね 1~3 m の厚さで、その上面には channel-fill structure, scour-and-fill structure が顕著に発達している。第5 サイクロセムにおいては全体として point-bar 式の礫質堆積物が東部において厚く発達している。東部の御領黒崎海岸では下部約 20 m は中礫~大礫層が占め、上部は白色層灰岩層 (1.5 m), 凝灰質シルト層 (1.5 m) がおおう。内陸部の城河原——上野原付近 (第3図, M) では下位の第4 サイクロセムのシルト層の水磨面をおおう斜層理の発達した砂礫質堆積物 (約 4 m) にはじまり、この上に約2倍の層厚を有する塊状のシルト層が累重する。シルト層は青灰色ないしオリーブ色を呈し、往々流木および植物遺体を含む。チャンネルは最大巾 2 m で、その横断面はU字型のものが多く、チャンネル指数 (channel index)\* は 2.1 から 4.0 の間で変化する。

#### 1b) 佐伊津層上部層

模式地：天草下島本渡市茂木根から佐伊津へかけての海食崖

副模式地：天草下島五和町手野志田ノ原から城河原へかけての東部丘陵

層厚：130 (+) m.

本部層は第6 サイクロセムのはじまりから本層の最上部までとする。第6 サイクロセムの最下

\* channel index =  $\frac{\text{width}}{\text{height}} \times 100$

部か中部に軽石質凝灰岩（御領凝灰岩）を介在している。本部層の全体を通じてほぼ5つのサイクロセムが認められる。概して下半部の岩質は下部層のそれに類似しているが、上半部（第10サイクロセムより上位）は火山砂層、層灰岩層、凝灰岩などの火山性碎屑岩層が卓越している。シルト層は横への連続性に乏しい。砂礫質堆積物は本渡町北西方の堀切峠を中心に分布している。全体として本部層は基盤岩にアバットしている。

御領凝灰岩：特徴的な軽石質凝灰岩（5~7 m）が第6サイクロセムの砂礫層の中部に介在されるか、第5サイクロセムのシルト層をおおっている。この凝灰岩は佐伊津層における鍵層として追跡できる。東部の御領黒崎海岸では下位のシルト層をおおって、下位から層灰岩の角礫を含む凝灰質砂層（1 m）、灰白色層灰岩層（0.5 m）、凝灰質砂層（2 m）、軽石質黒灰色凝灰岩（4 m）の順で観察される（第3図，T）。次に述べるようにこの凝灰岩は岩石学的にみて口ノ津層群大屋層中部に介在している黒灰色軽石質凝灰岩と同一時期の、同一火山からの噴出物であると考えられ、互いに対比が可能である。鏡下の観察によるとこの凝灰岩は含角閃石両輝石安山岩起源のもので、紫蘇輝石が多い。溶結現象は認められない。口ノ津層群大屋層のものは同じく両輝石安山岩系統の安山岩であり、紫蘇輝石が多く、まれに角閃石安山岩礫を含む。また火山ガラスの流動の構造が認められ、溶結している。これら2層の凝灰岩中の火山ガラスの Index の測定結果は次のとおりである。

	大屋層中のもの	佐伊津層中のもの
斜長石	$n_1=1.5438$ (20°C) +0.0005 $n_2=1.5450$ (20°C) +0.0005	$n_1=1.5435$ (20°C) +0.0005 $n_2=1.5450$ (20°C) +0.0005
火山ガラス	$n=1.5100\sim 1.5150$ ( $\pm 0.0005$ )	$n=1.5100\sim 1.5150$ ( $\pm 0.0005$ )

両地域における両凝灰岩の鏡下での特徴の相違は一種の同時異相であると考えられる。

第6サイクロセム：第5サイクロセムの堆積後、西部では再び砂礫層（5~8 m）が累重し、更にこの上位を凝灰岩がおおっている。しかし東部では第5サイクロセムのシルト層を直接にこの凝灰岩がおおっている。砂礫層は一般に淘汰が悪く、時どき逆グレイディング現象が観察されるほか、小規模の channel-fill structure, scour-and-fill structure が認められる (channel index = 0.2, 0.3, 2.1, 3.4)。黒灰色軽石質凝灰岩層の直下には灰白色凝灰岩層を挟み、それは手野一帯で約 40 cm、御領付近で最大厚 3 m ある。

第7サイクロセム：最大厚 17 m。御領から佐伊津にかけての海岸においては約 15 m の厚さがある（第3図，S, T）。下部は大礫層~中礫層（5 m）、粗粒砂~中粒砂層（1 m~1.5 m）からなり、さらにこの上部には一部が凝灰質のシルト層が累重する。シルト層は全体に炭質物を多く含み、往々茶褐色を呈する。このサイクロセムの砂礫層は基盤岩が露出している城河原—堀切峠付近、樋之原付近によく露出している。砂礫層は漂礫~大礫を主とし、淘汰が悪い（第3図，Q）。斜交層理から判断される古水流は1つは城河原を中心に集中する古水流群であり、1つは主に東半部にみられ、現在の海の方へ向った古水流群である（第5図，VII）。

第8サイクロセム：主に佐伊津町南部から本渡町北東部に分布している。最大厚 23 m、最小厚 5.5 m。佐伊津付近および本渡町本泉水源池付近においては、いわゆる“point-bar”式の礫質堆

積物と“over-bank flow deposits”式の粘土層からなっている(第3図, P, Q)。佐伊津町市街地周辺においてはこのサイクロセムは、下位の第7サイクロセムの粘土層の侵食面をおおう斜交層理の発達した砂層(3 m)ではじまり、砂礫層(7 m)をへて粘土層(5 m)で終るいわゆる ALLEN (1963) の“flood plain deposits”式の累重関係を示している(第3図, H, T)。城河原付近(第3図, Q)、本渡市本泉水源池付近(第3図, P)では礫質堆積物が発達しており、往々礫の覆瓦状構造や scour-and-fill structure が認められる。本サイクロセムの等層厚線図(第4図, IV)からみると、城河原、櫛之原、本泉を中心とした地域と佐伊津およびそれ以東を中心とした地域に堆積盆地の深まりがあったようである。これは第7サイクロセムの時期から顕著となり、第9サイクロセムの堆積のころまで認められる。

第9～第10 サイクロセム： 第9サイクロセムは層厚変化が著しく、西方で薄く(2～4 m)、東方に厚い(18± m)。御領付近では下位の第8サイクロセムの粘土層をおおって、白色硬質層灰岩層(1.5 m)、角閃石安山岩質凝灰角礫岩層(4 m)が累重している。第9シルト層の上位には小礫～中礫層(9 m)、一部に軽石密集部を挟む白色凝灰岩層(3～9 m)、小礫～中礫層(6.5 m)、葉理の発達した白色凝灰岩層(1 m)、オレンジ色ローム層(2.5 m)の順で累重している(第3図, R)。このオレンジ色ローム層を境にして上部80 mは白色軽石質凝灰岩層、斜層理が発達し、凝灰岩薄層をひんぱんに挟む凝灰質砂層、角閃石安山岩礫を多く含む礫層が成層しており、主に本渡市茂木根を中心に分布している。

#### 1c) 地質構造

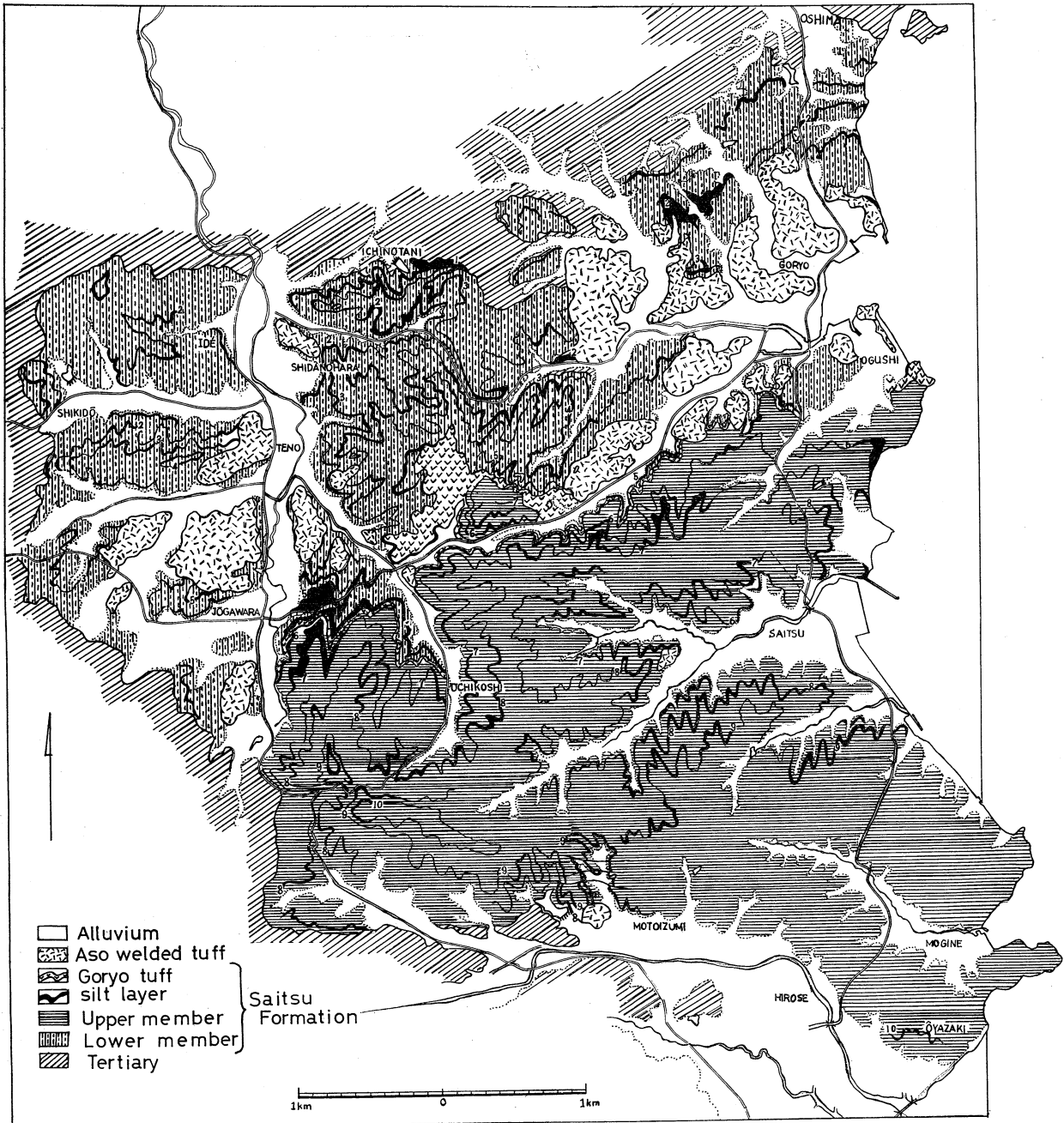
本層は佐伊津町以北ではほぼ東西の走向で、南へ5～15°のゆるやかな傾斜をなし、佐伊津町以南では走向は東西で、北方へ5～10°のゆるやかな傾斜をなしている。つまり本層はゆるやかな向斜構造を示す。東西の伸びを示す向斜軸は御領一茂木根間に存在する。佐伊津沖合いの海底下の佐伊津層にもこの向斜構造の延長が確認されている(松石・松本, 1969)。

#### 1d) 化石

佐伊津層からの化石の報告は林(1960)の珪藻群集のみである。それによると本層の珪藻群には淡水の環境を示すものが全んどで、海棲種は全く含んでいない。このことは堆積学的に推定される本層の堆積環境に一致する。*Eunotia lunoria* (EHR.) GRUNOW, *Cymbella cistula* (HEMP.) GRUNOW, *Epith zebra* (EHR.) KUTZING が特徴的に含まれている。林は含有化石珪藻の構成から、佐伊津層の時代を Lower Pliocene としている。これは筆者が得た本層の時代についての結論と異なっているが、詳細については後章で述べる。

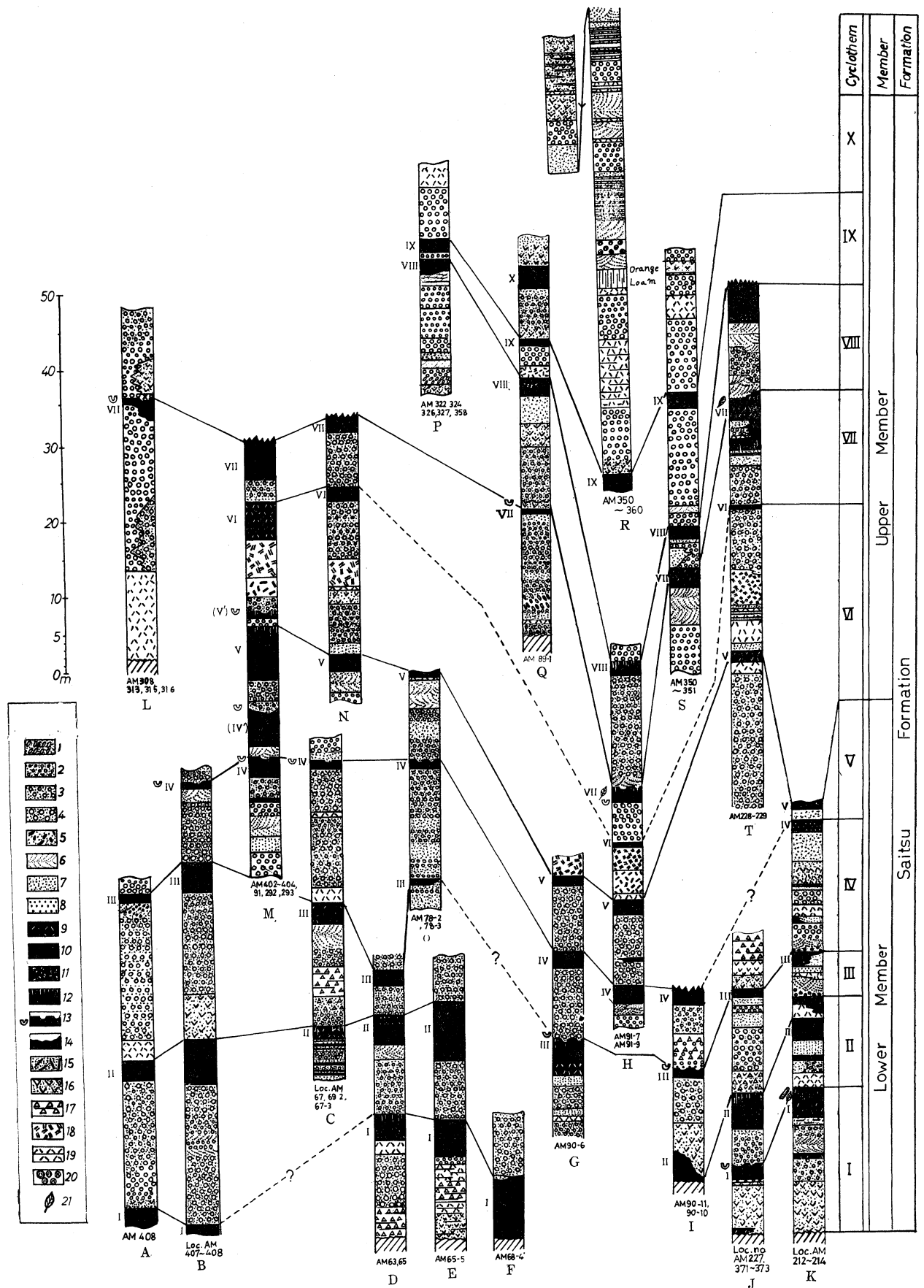
本層のシルト層および粘土層から約25の試料について花粉分析を試みたが、分析できたのは第2サイクロセムから第9サイクロセムまでの5試料である(第9図)。花粉群は松柏類、落葉樹、常緑樹を含む。そのうち inaperturatae type (無孔型) 花粉\*, *Pinus*, *Picea*, *Taxodiaceae* (*Metasequoia* を含む), *Quercus*, *Zelkova* or *Ulmus* が多く、次いで *Tsuga*, *Juglans*, *Fagus*, *Tricolpatae* type (三溝型花粉) が見い出され、また少ない割合で *Abies*, *Liquidambar* が見い出される。佐伊津層全体を通じて花粉構成は類似しているが、出現率において差異を認めうるものがある。詳細は後章で述べる。植物遺体(葉または実)化石としては、下部層から *Metasequoia* cf. *japonica* MIKI, *Liquidambar formosana* HANCE, *Fagus crenata* BL., *Carpinus* sp., *Zelkova* sp. を、上部層から *Metasequoia* cf. *japonica* MIKI, *Liquidambar* sp., *Fagus crenata*

\* 単子葉植物の花粉とみなされる



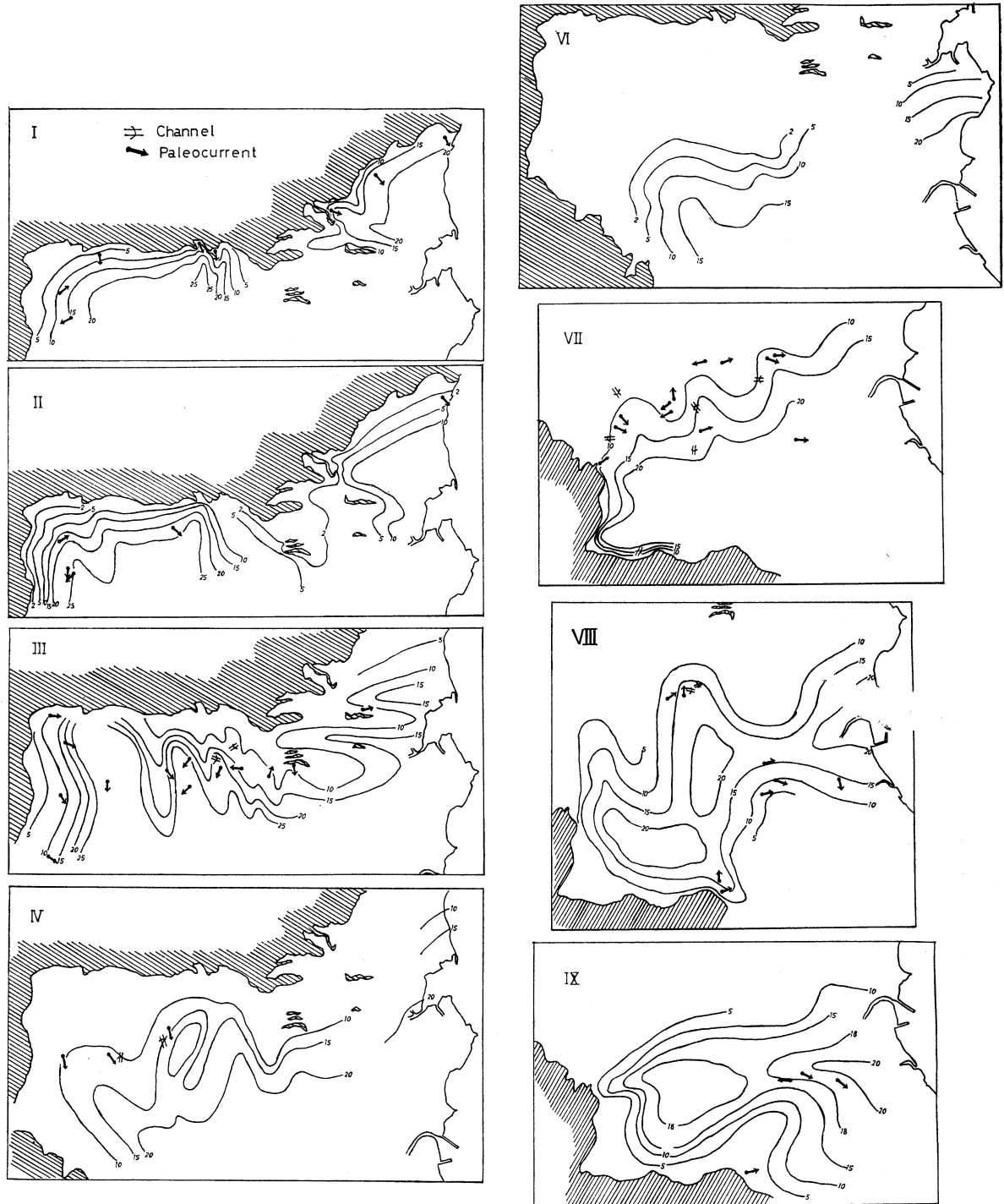
第4図 熊本県本渡市北部の地質図

1~10は各サイクロセムの最終メンバーのシルト層~粘土層の分布を示す



第3図 佐伊津・御領地域における佐伊津層の地質柱状図

1. 礫の覆瓦状構造, 2. 小礫層, 3. 中礫層, 4. 大礫層, 5. シルト岩礫を含む砂層, 6. 斜交層理の発達する砂層, 7. 中粒砂層, 8. 粗粒砂層, 9. 凝灰質シルト層, 10. シルト層～粘土層, 11. 角礫を含むシルト層および粘土層, 12. 炭化物, 植物遺体を含むシルト層, 13. チャンネル, 14. 侵食面, 15. 炭化木を含む砂層, 16. 凝灰質砂層, 17. 凝灰角礫岩, 18. 御領凝灰岩, 19. 凝灰岩, 20. 軽石を含む凝灰岩, 21. 植物化石, A. B. 手野中ノ井手西方, C. 手野志田ノ原, D. E. F. 手野一ノ谷南方, G. H. I. 御領一手野間, J. 御領東方, K. 御領北東方海岸, L. 栢ノ原, M. N. 手野上野原一城ノ木場, O. 手野上野原一御領間, P. 本渡本泉水源池付近, Q. 堀切峠, R. 佐伊津南方一茂木根海岸, S. 佐伊津南西方, T. 御領黒崎海岸一佐伊津.



第5図 佐伊津層における各サイクロセムの等層厚線図 (単位 m) および古水流



BL., *Quercus* sp. を得た。これらの植物化石群の構成は口ノ津層群大屋層のもの（高橋，1954，大塚，1966）に類似しており，岩相上の両層の類似性とよく合う。

## (2) 阿蘇溶結凝灰岩 (Aso welded tuff)

五和町御領一帯および手野・城河原一帯の狭い範囲に散在して分布し，佐伊津層を不整合におおっている。侵食作用のため露頭は小さく分離して分布しているが，おおよそ東北東～西南西方向の帯状配列をしている。岩石は黒色または黒灰色で，比較的緻密で硬い。含まれる軽石はよく溶結している。各露頭の上面は標高 20～35 m の平坦面をなし，一種の mesa 地形を示している（最大厚 8 m）。東部海岸では 10～20 m の侵食平坦面を形成し，上部は赤色土によりおおわれている。

## 2. 志岐一富岡地域

天草下島北西部においては，志岐一富岡を中心にした狭い範囲に分布している。基盤岩類は古第三系坂瀬川層の黒色頁岩および砂岩，砥石層およびこれらに貫入した石英閃緑岩，石英斑岩，玢岩，安山岩などである（松下，1949，高橋 1965）。北西端に位置する富岡半島はこれらの古第三系からなるが，沖積層によって下島の古第三系の主要分布地から分離されている。

本地域の更新統，最新統は下位から佐伊津層相当層，釜層，中位段丘礫層（白木尾礫層），低位段丘堆積物および沖積層からなる。

### (1) 佐伊津層

佐伊津層相当層と考えられる地層が志岐炭鉱から都呂々へ通じる村道に沿ったきわめて狭い範囲に露出する。走向北 30° 東，傾斜 10° 東，層厚 7 (+) m。本層は軽石の細礫を含む凝灰質シルト層，灰白色シルト層，暗灰色凝灰質砂層，角閃石安山岩質凝灰角礫岩などからなる。角閃石安山岩の火山碎屑物を主とするこれらの層序は，これが東部の宮津，佐伊津地域における佐伊津最下部に対比されることを示している。志岐平野中央部，標高 10～15m における深度 90 m のボーリングにより，釜砂礫層下に佐伊津層相当層の存在が確認された。それによると堆積物は凝灰質シルト層，層灰白色層灰岩層を主としている。

### (2) 釜層 (Kama Formation)

模式地：天草下島志岐町釜北方の海食崖

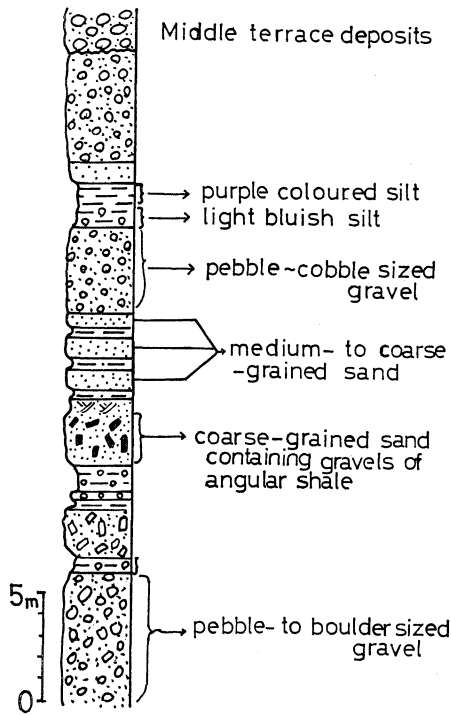
副模式地：天草下島志岐町西部の海食崖

層厚：30 (+) m

天草下島北西端の志岐平野の北端の釜海岸および西部海岸のきわめて狭い範囲に露出している。佐伊津層との関係は傾斜不整合である。堆積物は砂岩礫，玢岩礫などの古第三紀層より由来したと思われる角礫を主とした礫層が卓越し，一部に少ない割合でシルトの薄層を挟む。

模式地の釜海岸では約 30 m の海食崖をなして，ほぼ水平なシルト層とすこぶる淘汰の悪い砂礫層の互層が露出している（第 6 図）。砂礫層の構成礫種は約 84% が黒色頁岩であり，約 16% が砂岩の角礫である。シルト層は青灰色ないし淡灰色を呈し，往々その中に円磨度の低い細礫層のパッチを挟む。channel-fil structure がよく発達している。channel の巾は平均して 3 m で，高さ 0.5 m から 2.5 m のものまで認められる。channel の形態はその多くは U 字形であり，シルト層を侵食し，淘汰の悪い砂礫層によって充填されている。

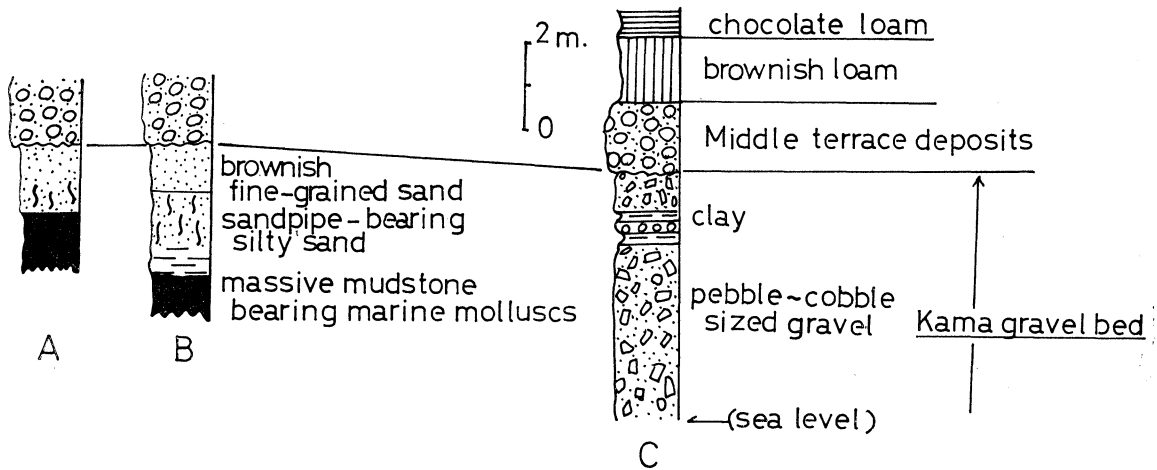
内田一都呂々にかけての県道沿いに本砂礫層が 15 m ないし 50 m の高度の海食崖を形成して



第6図 釜海岸の海食崖にみられる釜層の地質柱状図

いる。層序の下半部 10 m の淘汰の悪い中～大礫層には厚くて 2 m, 薄くて 0.3 m の砂質シルト薄層が 2～3 層準に挟在されている。上部 50 m は大礫ないし漂礫層が卓越している。礫層は古第三系起源の砂岩礫が主で、その多くは角礫である。地層は全んど水平か、わずかに西方へ傾いている。

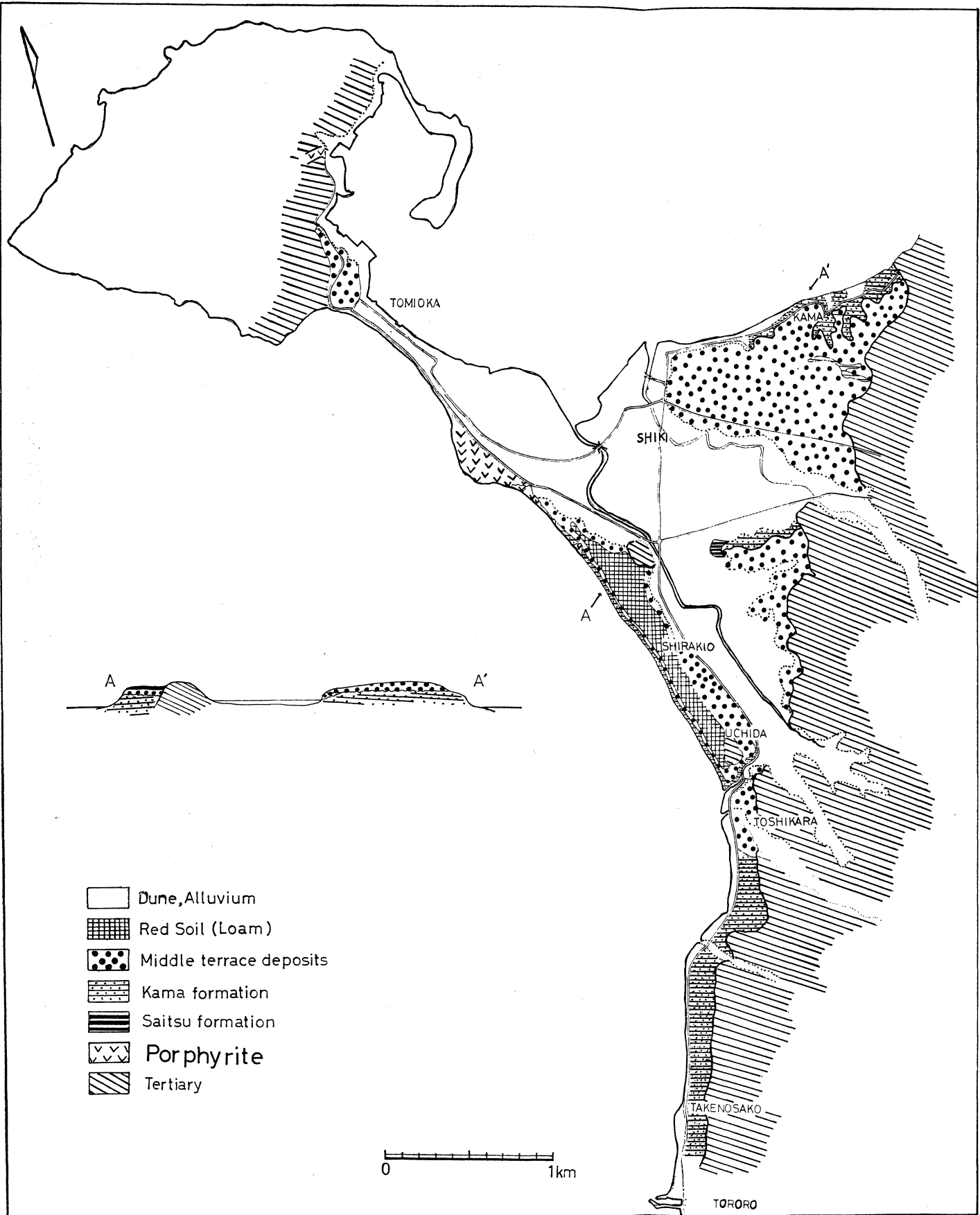
内田—富岡間では上位を中位段丘礫層(白木尾層)によっておおわれた本層が海食崖に露出している。地層は海食崖の南部ではほとんど水平であるが、北部の基盤岩近くでは緩やかに南へ傾斜している。全体に淘汰の悪い砂礫層が卓越しているが、青灰色砂質シルトの薄層(最大厚 30 cm)をレンズ状に数層準に挟んでいる。白木尾東方の海食崖ではこの砂礫層の上部に黒灰色ないし灰褐色塊状砂質泥岩(最大厚 1 m)がレンズ状に挟在されており、それは水平距離約 10 m に亘って露出している。この泥層には *Dentalium* sp., *Paphia* sp. などの海棲貝化石を産する。更にこの泥層の上位には砂管を多く含む黄褐色シルト質砂層(1.5m), 黄褐色砂層(1 m)が累重している(第7図)。



第7図 志岐町西部, 内田—白木尾間の海食崖にみられる釜層, 内田泥岩部層, 中位段丘礫層およびローム層

第8図はスパーカーおよびボーリングによる志岐町周辺の地下地質構造探索図である。この図には古第三系(石英玢岩類を含む)および第四系の分布および古第三紀層の侵食上面の地形を示してある。志岐周辺の海域と陸域の地下において、古第三系を不整合におおう堆積物が存在しているが、その地質構造が佐伊津—茂木根沖にみられる佐伊津層の構造および志岐地域の陸上における佐伊津層および釜層の分布・配列に調和している。従って、これらは陸上における佐伊津層および釜層相当層であると推定される。図から判断すると佐伊津層および釜層を堆積させた堆積





第9図 天草下島苓北町付近の地質図

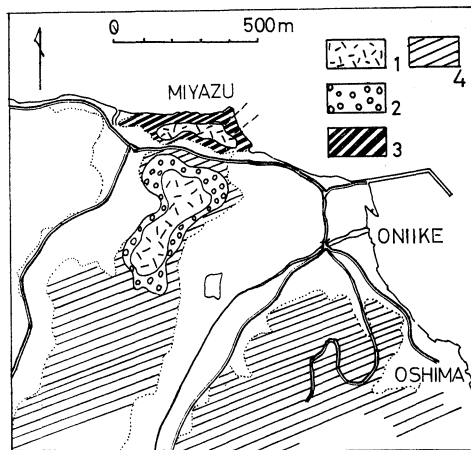
盆地は志岐平野を北東から南東へ横切る一種の trough をなしている。その形態は引伸されたひょうたん型をなすが、内田付近では最も狭く（約 800 m）、この南西部および北東部では膨んでいる（最大巾 200 m）。平均海水準から測定した古第三系の侵食上面の深度についてみると、最狭部の内田付近で約 75 m であり、深度は都呂々沖では 120 m、志岐町北方海域では 150 m ある。佐伊津層相当層および釜層相当層はゆるやかな向斜・背斜構造を示しており、その褶曲軸の伸びの方向はほぼ東西である。これらの構造は基盤岩（古第三系）の侵食地形を反映しているようである。釜砂礫層および佐伊津層相当層は北東方向へ向って伸びる分布形態を示している。後章において述べるように、この砂礫層の花粉群集が対岸の島原半島における竜石層下部のそれに対比されることから、この礫層は有明海南部において竜石層と交指関係にあるものと推定される。

### (3) 中位段丘礫層（白木尾層）

本層は志岐町北東部の釜を中心とする標高 5~20 m の地域と志岐西部海岸の内田・白木尾を中心とする 5~20 m のきわめて狭い範囲に分布している。礫層は最大厚 3 m、最小厚 1.5 m で、釜層を傾斜不整合でおおっている（第 7 図）。全体として堆積物は中礫ないし漂礫を主とし、基質は茶褐色ないし黄褐色を呈する。白木尾海岸ではその礫層の上位を下位から砂質シルト層（1~1.5 m）、赤褐色ローム層（1.5 m）、チョコレート色ローム層（0.5~1 m）がおおっている。

## 3. 宮津・通詞地域

天草下島北端の宮津海岸および通詞海岸の狭い範囲に古第三系の坂瀬川層を不整合におおって砂礫・シルト・凝灰岩を主とした堆積物が分布している。シルト層からは植物化石を多産し、岩相上佐伊津層に対比される。さらにこの上位を釜層、低位段丘堆積物がおおって分布している。



第10図 鬼池—宮津付近の地質図  
1. 赤色土層, 2. 中位段丘礫層,  
3. 佐伊津層 4. 古第三紀層

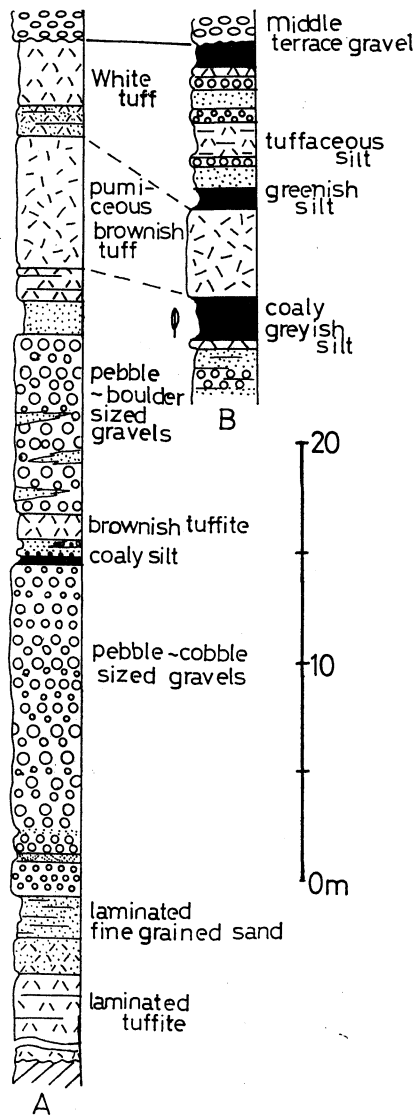
### (1) 佐伊津層

宮津地域における佐伊津層相当層は、海岸線に沿って約 200 m の巾で露出している。ここでは全層厚は 40 (+) m あり、全体として緩やかに南東方へ傾斜している。下限は不明である。

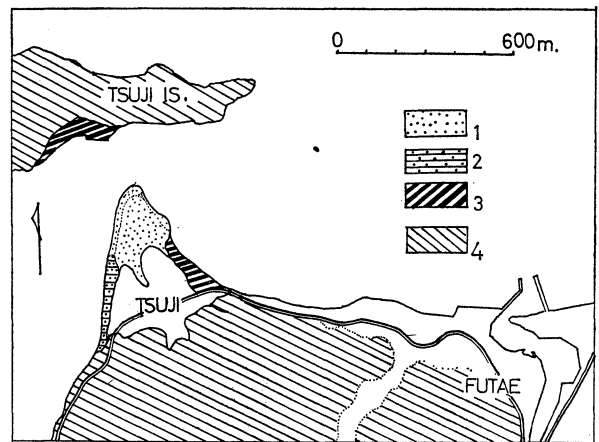
下部は葉理の発達した淡灰色層灰岩と角閃石安山岩の淡褐色凝灰角礫岩が占める（約 7 m）。中部は中礫~大礫層が卓越しており、これに種々の粒径の砂層と層灰岩の薄層をはさむ（約 17 m）。砂礫層には往々 flame structure が観察される。礫種は基盤岩の古第三系起源と考えられる砂岩・頁岩が主で、少ない割合で角閃石安山岩・チャー

ト礫を含んでいる。上部約 12 m は細粒な淡灰色~淡褐色層灰岩層と凝灰質砂層よりなる。層灰岩層は無層理で、1 単層は厚くて 5 m ある。東部海岸では層序の上部が露出しているが、西海岸におけるより泥質である（第 11 図）。これらの層序のうち、最下位の葉理の発達した淡灰色層灰岩および淡褐色凝灰角礫岩は佐伊津層の主要分布地の御領北方において第 1 サイクロセムの最下部にみられる細粒火山碎屑岩層に対比されるものと考えられる。

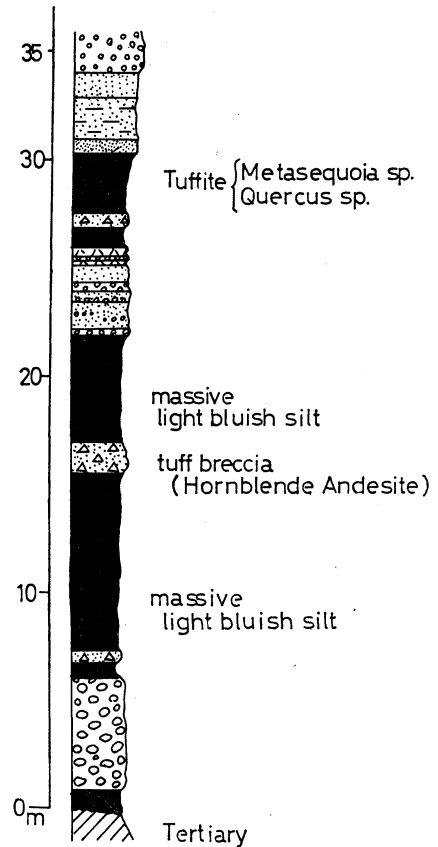
通詞地域では東海岸に約 100 m の巾で佐伊津層相当層が露出している。北西海岸には約 10 m



第11図 天草下島北部宮津海岸における佐伊津層の地質柱状図  
A. 北西海食崖, B. 北東海食崖.



第12図 二江一通詞付近の地質図  
1. 低位段丘堆積物, 2. 釜層, 3. 佐伊津層  
4. 古第三紀層



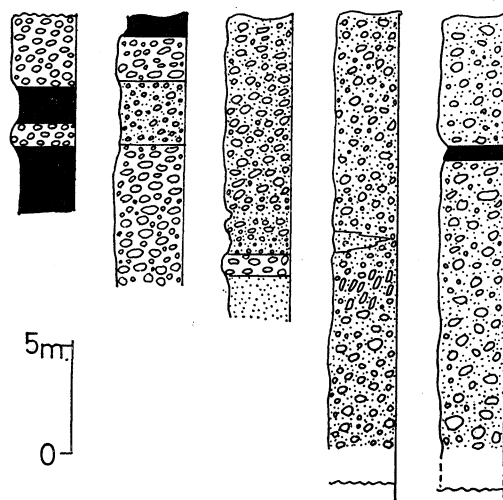
第13図 天草下島北部通詞海岸における佐伊津層の地質柱状図

の海食崖をなして釜層相当層が分布する。佐伊津層相当層は層厚 35 m に亘って露出し、走向  $N70^{\circ}E$  でゆるやかに北へ傾斜している。岩相層序は下部から流木を含む黒褐色粘土層 (1 m), 中礫~大礫層 (5 m), 塊状青灰色シルト層 (約 15 m) の順に累重している。シルト層の中~下部には各々 1.4 m, 0.6 m の角閃石安山岩の凝灰角礫岩が介在している。上位 14 m は中礫層, 灰白色層灰岩, 淡青色シルト岩層, 砂質シルト岩層が累重する (第13図)。層灰岩層には *Metasequoia* sp., *Fagus crenata* (?) BL., *Quercus* sp. などの植物遺体化石のほか花粉化石を産する。花粉群

は口ノ津層群大屋層のそれに類似し、*Pinus*, *Abies*, *Picea*, *Metasequoia* を含む Taxodiaceae と *Fagus*, *Quercus*, *Zelkova* or *Ulmus*, Ulmaceae, *Percicaria* によって特徴づけられている。

(2) 釜 層

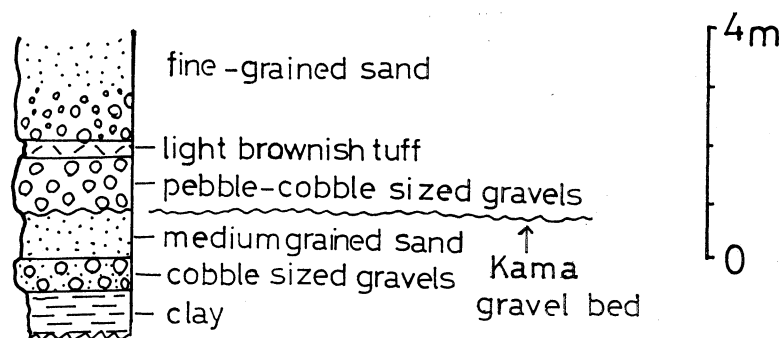
通詞の北西海岸に約 15 m の高さの海食崖を形成して露出している。礫はすこぶる淘汰が悪く、角礫質であり、中礫～漂礫大の粒径を有する。礫種は基盤岩の古第三系起源のものであると考えられる砂岩・頁岩を主とし、古生層起源礫は全く含まない。礫層の一部には礫の覆瓦状構造が認められる。分布の西端ではシルト層 (1~1.5 m) を数層準に挟む (第14図)。



第14図 通詞海岸における釜層

(3) 低位段丘礫層

佐伊津層・釜砂礫層をおおって標高 10~15 m の高度に約 3 (+) m の堆積物が認められる。下位から中礫～大礫層 (1 m), ハダ色凝灰岩 (0.2~0.3 cm), 中礫層 (1 m) の順で累重し、最上部は淘汰良好な中粒砂層がおおっている (第15図)。



第15図 天草下島北部通詞における釜層および低位段丘堆積物

4. 大矢野島・湯島地域

大矢野島における更新統の基盤岩は天草上島に広く発達する古第三系の教良木層である。教良木層は頁岩を主とし、少ない割合で砂岩層を挟む。更新統分布地域における南半部では古第三系に属する流紋岩類の露出がある。本島における更新統は、島の南西部の大矢野岳、北部の大山、柴尾山、飛獄などの溶岩円頂丘をつくる角閃石安山岩の溶岩および同岩質の凝灰角礫岩、集塊岩が主構成員である。島の北西部にはこれらの火山の活動前のものであるシルト層、砂礫層を主とする堆積物が分布している。

1) 口ノ津層群

(1A) 諏訪原層 (Suwabarū Formation)

模式地：大矢野島北西部諏訪原海岸

分 布：大矢野島北西部の串—諏訪原—弓ヶ浜を結ぶ地域

層厚：25 (+) m.

本層は口ノ津層群における角閃石安山岩の活動前の堆積物である。模式地の大矢野島北西部の諏訪原海岸では本層が海食崖をなして露出している。本層は砂礫層が主構成員であり、上部にシルト層、青灰色層灰岩層を挟む(第18図)。地表で観察される限り、下部5~10 mは漂礫層が占め、これに少ない割合で淡青色を呈する凝灰質シルト層を挟在している。礫層を構成する礫種はチャート、絹雲母片岩、結晶片岩、脈石英、花崗岩、砂岩が主であるが、前3者が卓越している(第26図)。チャート、脈石英、花崗岩、砂岩は比較的よく円磨されている。中・上部5~10 mは中礫~漂礫大の礫を含む礫層と粗粒砂層が卓越し、シルト層、層灰岩層を数層準に挟む。砂礫層の1単層の厚さは3~7 mで、往々斜層理の発達した粗粒砂層の薄層を挟んでいる。シルト層は1~1.5 mの厚さの単層が多く、暗緑色~黒灰色を呈し、往々流木を含む。本層の分布の南西端の高田-寺尾付近においては、基盤岩の直上に約6 mの層厚を有する本層が存在する。主に灰褐色シルト層からなり、数層準に層灰岩の薄層(0.5 m~1 m)を挟在している。

#### (1B) 大矢野層 (Ôyano Formation)

模式地：大矢野島北西端の女鹿串から田端へかけての西部丘陵一帯

層厚：160 (+) m.

本層は角閃石安山岩の火山碎屑物によって構成されている。しかし本層の分布地域のほぼ中央部を北西から南東へ広がる沖積平野を境にしてその北部と南部地域ではいくぶん岩相を異にしている。すなわち南西部においては火山碎屑岩層中に基盤岩の古第三系から由来した頁岩、砂岩の角礫を密に含む層準が認められ、それは本層の岩相区分に有効である。またその中に挟在する紫赤色凝灰岩は鍵層として追跡出来る。北部では南西部におけるほど岩相による層序細分は明瞭に行なうことは出来ない。

a. 下部層 層厚 30 m. 下位の諏訪原層に累重し、主としてよく成層した黒灰色細粒~中粒火山灰層と灰白色凝灰岩の互層からなる。その分布は北西海岸の諏訪原付近に限られている。火山灰層の1単層は0.3 mから4 mの間で変化する。全体として固結は中程度で、往々角閃石安山岩礫を含む。灰白色凝灰岩層は比較的よく固結しており、その1単層は0.1 mから1 mの間で変化する。

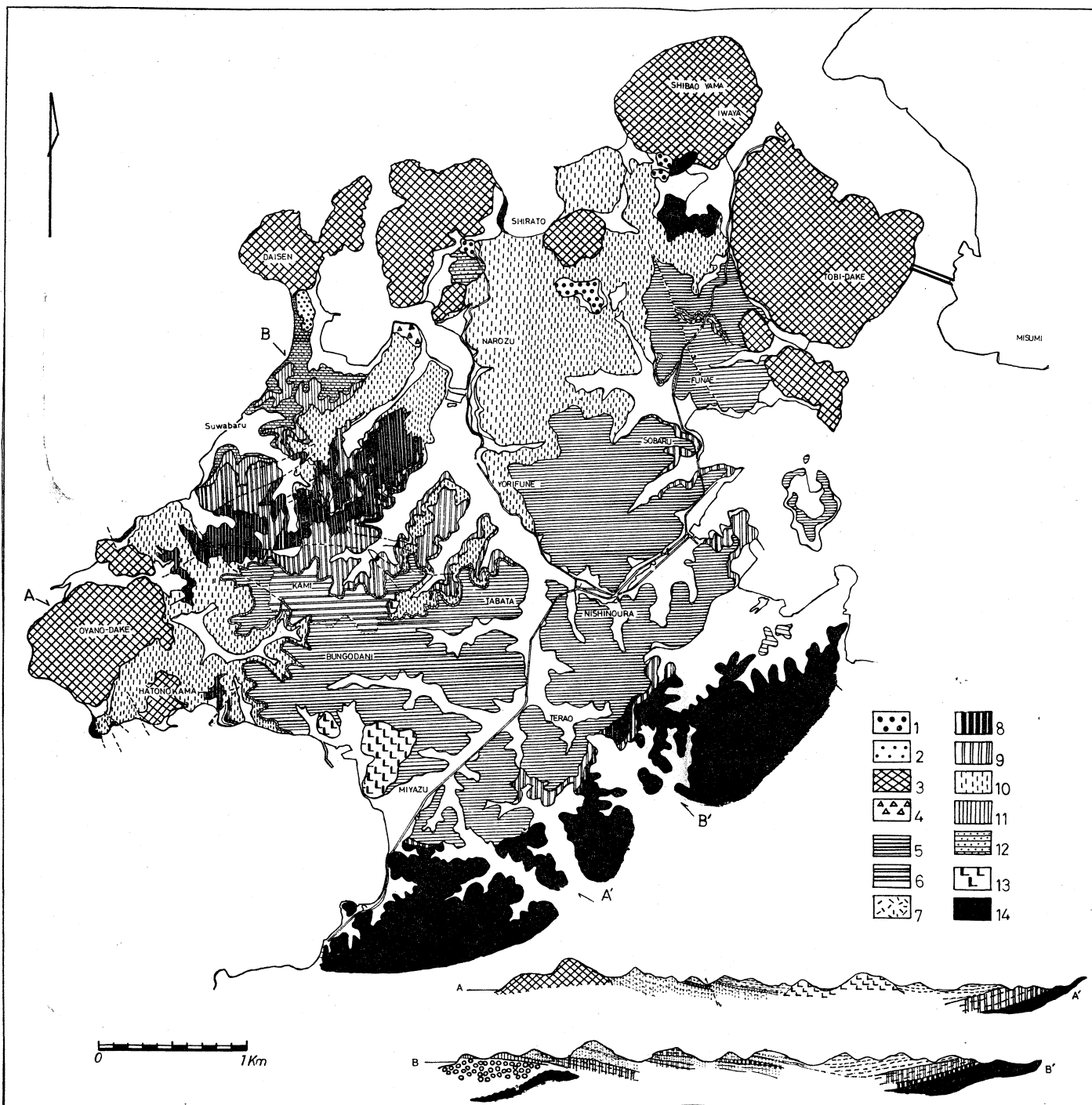
b. 中層部 層厚 75 (±) m. 下部層を整合におおう角閃石安山岩の火山角礫岩および凝灰角礫岩からなる。上限は紫赤色凝灰岩層(0.5~4.5 m)までとする。南部地塊の大手原付近では層序の下部55 mは基盤岩から由来したと思われる頁岩の角礫を多く混在した凝灰角礫岩からなる。層準によっては頁岩礫の密集するところがあり、鍵層となる。上部15 mは白色凝灰岩薄層を挟む凝灰角礫岩からなる。全体として層理はよく発達しており、場所によっては斜交層理も認められる。

c. 上部層 層厚 70 (+) m. 角閃石安山岩の火山砂層、凝灰角礫岩、凝灰岩を主とする比較的よく成層した累層からなる。往々人頭大の角閃石安山岩角礫を含有する。宮津付近では古第三系の流紋岩体を不整合に覆っている。

#### (2) 岩屋礫層 (Iwaya Gravel Bed)

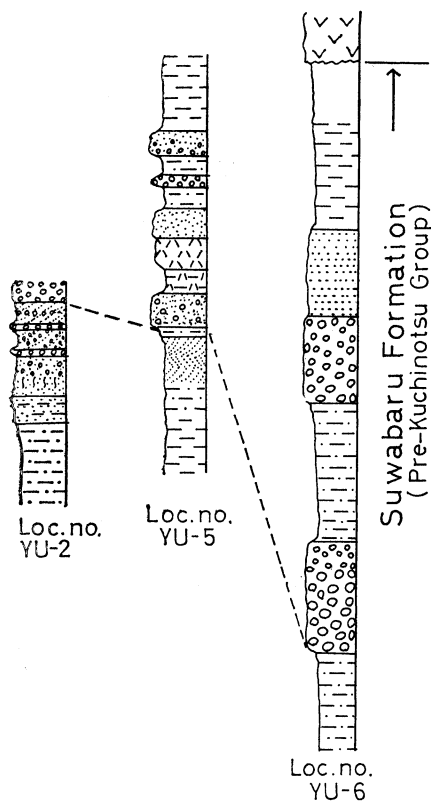
大矢野町北部柴尾山南ろくの標高30~40 mの狭い範囲と屋敷山-白濤間の道路沿いの標高50~60 mの狭い範囲に分布している。層厚は5 (+) mで、中礫~大礫を主とする。礫種はチャートが主で、まれに砂岩、脈石英を含む。礫層の基質は赤褐色~褐色の砂質シルトによって充





第16図 大矢野島北西部の地質図

1. 岩屋礫層
2. 低位段丘堆積物
3. 角閃石安山岩類
4. 角閃石安山岩質集塊岩
5. 大矢野層上部層
6. 大矢野層上部層 (古第三系起源礫の粗集部)
7. 紫赤色凝灰岩
8. 大矢野層中部層 (古第三系起源の頁岩密集部)
9. 大矢野層中部層 (古第三系起源礫の粗集部)
10. 大矢野層中部層
11. 大矢野層下部層
12. 諏訪原層
13. 流紋岩類 (古第三系)
14. 古第三系 (砂岩・頁岩互層)



第17図 湯島における諏訪原層相当層の地質柱状図

切るいくつかの小断層が観察されるが、それには E-W 性、NE-SW 性、NW-SE 性のものが認められる。

#### (5) 火山岩類

大矢野島においては柴尾山 (224 m)、飛獄 (224 m) を最高峰に、大矢野岳、大山、飛岳等の古火山が大矢野層をつらぬいて溶岩円頂丘を形成している。これらの古火山は松本 (1963) が“井樋尾型”とよんだ山陰系角閃石安山岩である。岩石の鏡下での観察によると、斜長石は累帯構造が著しく、双晶が多く、部分的に汚濁されている。普通角閃石はオパサイト化が進んでいる。石基は結晶度が高く、斜長石、鉄鉱物、火山ガラスからなる。

## II. 諏訪原層・佐伊津層・釜層の花粉群集

諏訪原層：本層の花粉分析は大矢野島北西の諏訪原海岸および湯島北西部海岸から得た炭質物を含む黒褐色シルト岩について行なった。湯島の試料から得た花粉群集は松柏類が比較的高い出現率を示し、それぞれ *Pinus* (34.9~38%), *Picea* (8~10.6%), *Abies* (8~9.0%), *Tsuga* (4~4.2%) の割合で産出し、次いで少ない割合で *Metasequoia* を含む Taxodiaceae (1.0~2%), Juglandaceae (1.3~2.3%), *Alnus* (2.6~4.5%), *Betula* (1~1.3%), Betulaceae (3~3.5%), *Fagus* (7.5~8.7%), *Quercus* (1.6~3.5%), *Zelkova* or *Ulmus* (5.3~8.9%), *Liquidambar* (0.5~1.5%), Chenopodiaceae (0.5~1%), Tricolpatae 型花粉 (2.6~3%) が見い出される。諏訪原海岸の試料から得た本層の花粉群集は湯島のもので花粉構成に大きな相違はない。しかし出現率においてかなりの違いが認められるものがある。湯島の本層に卓越する *Pinus* は最高 7% のきわめて低い

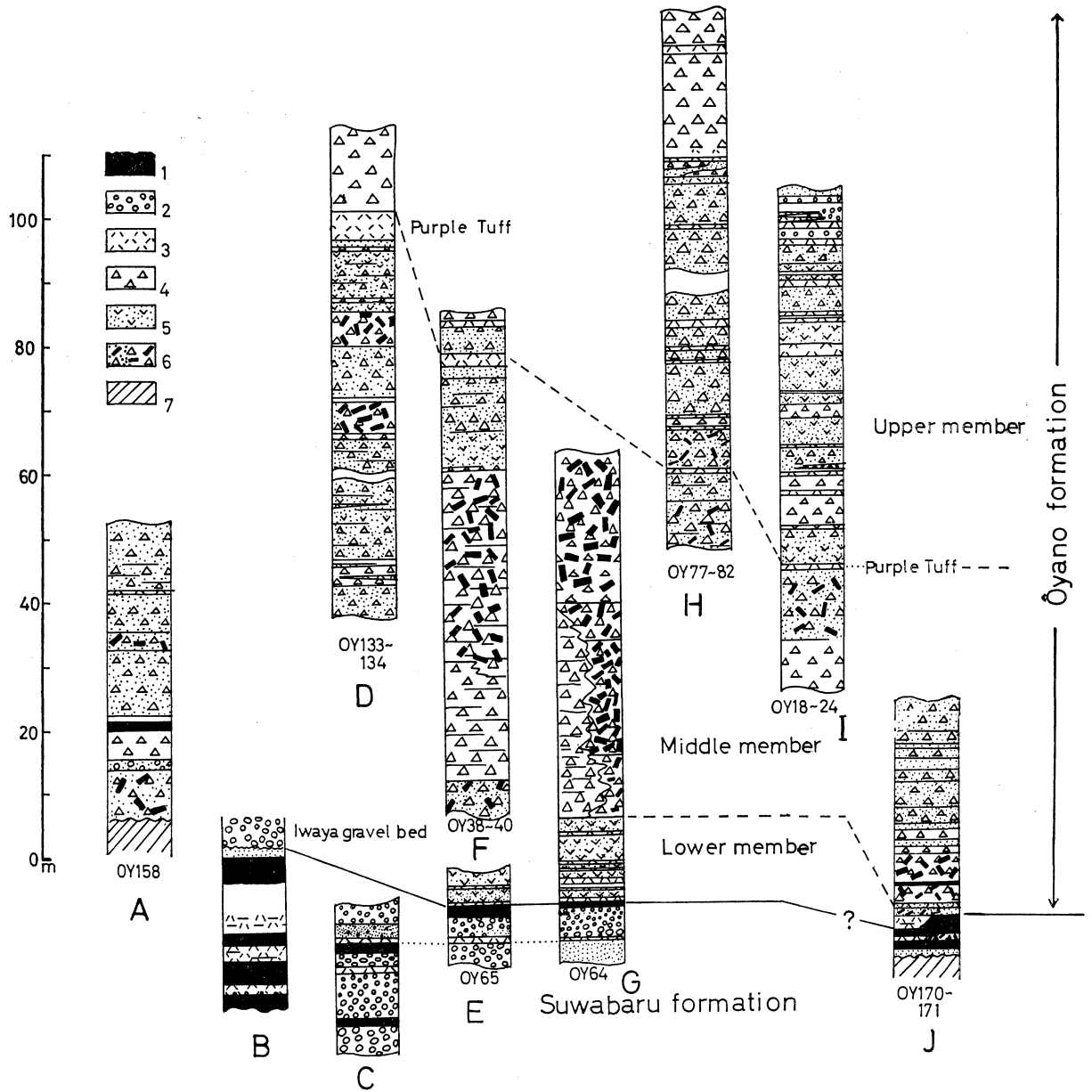
填されている。化石の産出はない。

#### (3) 低位段丘礫層

大矢野町北西部の諏訪原北方海岸の標高 0~10 m の狭い範囲に分布する海成段丘堆積物である。下位の諏訪原層を不整合におおって、礫質粗粒砂層 (3.5 m)、シルト質細粒砂層 (0.5 m)、細礫層 (0.5 m)、粗粒砂層 (1.5 m) の順で累重しており、上部を赤褐色土壌によって被覆されている。

#### (4) 地質構造

基盤岩の古第三系は更新統分布地域の南東の尾屋敷以南に広く分布するほか、北部の白濤、岩谷、北西部の大手原、釜付近に点々と露出している。いわゆる大矢野層の地質構造は堆積盆地の基盤地形を反映しているとみられ、北西部で走向 NE~SSW で南へ 5~10° 傾斜し、北部で走向 E~W で、南へ 5~12° 傾斜し、南部で走向 EEN~WWS で、北へ 5~8° 傾斜している。つまり大矢野層は全体として盆状構造をなしている。諏訪原層はこの大矢野層の堆積盆地の外側へ堆積したものと考えられ、走向 E~W で、南へ約 10° 傾斜している。大矢野層を



第18図 諏訪原層，大矢野層の地質柱状図

A. 岩屋西方，B. 屋敷山北方，C. E. G. 諏訪原海岸，D. 船江一岩屋間，F. 大手原一井川之下間，H. 古野一豊後谷付近，I. 江樋戸一鳩之釜間，J. 高田一寺尾間，1. シルト岩層，2. 中～大礫層，3. 凝灰岩，4. 角閃石安山岩質火山角礫岩および集塊岩，5. 凝灰角礫岩，6. 砂岩，頁岩礫を含む凝灰角礫岩および集塊岩，7. 基盤岩（古第三系）

出現率を示す。*Picea*, *Abies* も同じような傾向を示す。一方 *Quercus* (7.5~8.7%), *Zelkova* or *Ulmus* (18.5~19.6%), *Tricolpatae* 型花粉 (13~16.8%) は湯島の本層のものより高い出現率を示す。*Chenopodiaceae*, *Percicaria* は全く認められなかった。

佐伊津層：シルト層，粘土層から得た約 25 の試料について花粉分析を試みたが，分析出来たのは第2サイクロセムから第9サイクロセムまでの5試料である。花粉群は松柏類，落葉樹，常緑樹を含む。そのうち *inaperturatae* 型（無孔型花粉），*Pinus* (4.6~32%)，*Picea* (2.3~18.9%)，

Taxodiaceae (*Metasequoia* を含む) (2.0~18.5%), *Quercus* (8.0~25.8%), *Zelkova* or *Ulmus* (7.5~13.0%) が多く、次いで *Tsuga* (0.5~6.0%), *Juglans* (1.5~4.8%), *Fagus* (3.2~6.4%), Tricolpatae 型花粉を少ない割合で含んでいる。佐伊津層下部 (第3サイクロセム以下) の花粉群は諏訪原層に類似し、さらに大屋層下部のそれに類似している。佐伊津層の第5サイクロセム以上になると *Pinus-Picea* は急激に出現率が増加している。これは下部大屋層から上部大屋層へかけての同花粉の出現率 (大塚, 1966) の増加の傾向に類似している。以上、花粉群集からみた佐伊津層と大屋層の対比は岩相層序による対比結果ときわめてよく合う。

釜層：釜層の花分析は内田泥部層の黒褐色泥岩 (2点), 釜海岸の凝灰質泥岩 (2点) について行なった。本層の花分析・孢子構成では松柏類 (*Pinus*, *Tsuga*) と孢子 (Polypodiaceae 型および Deltoid 型) がきわめて卓越している。内田泥層の花分析群は *Pinus* の産出が卓越し (80~83%), *Tsuga* (6.4%) が次いで多く、きわめて少ない割合で Polypodiaceae type b (2.5%), Deltoid 型 (2.9%), *Quercus* (0.5%), *Pseudotsuga* (0.5~1%) が産する。志岐北部海岸の釜砂礫層中のものは内田泥層の花分析構成に類似しているが、*Pinus* が若干少なく (44.7~53%), 一方孢子 [Polypodiaceae (32~34%), Deltoid 型花粉 (7.2~9.8%)] が多い出現率を示す。釜層の *Pinus*-Deltoid 型孢子で特徴づけられる花粉・孢子群集は島原市北方栗谷川河岸の竜石層中の花粉群集 (大塚, 1966) に類似している。従ってこのことから両層を対比させることが可能である。釜層は竜石層の同時異相であると考えられる。

### III. 口ノ津層群の堆積学的特色

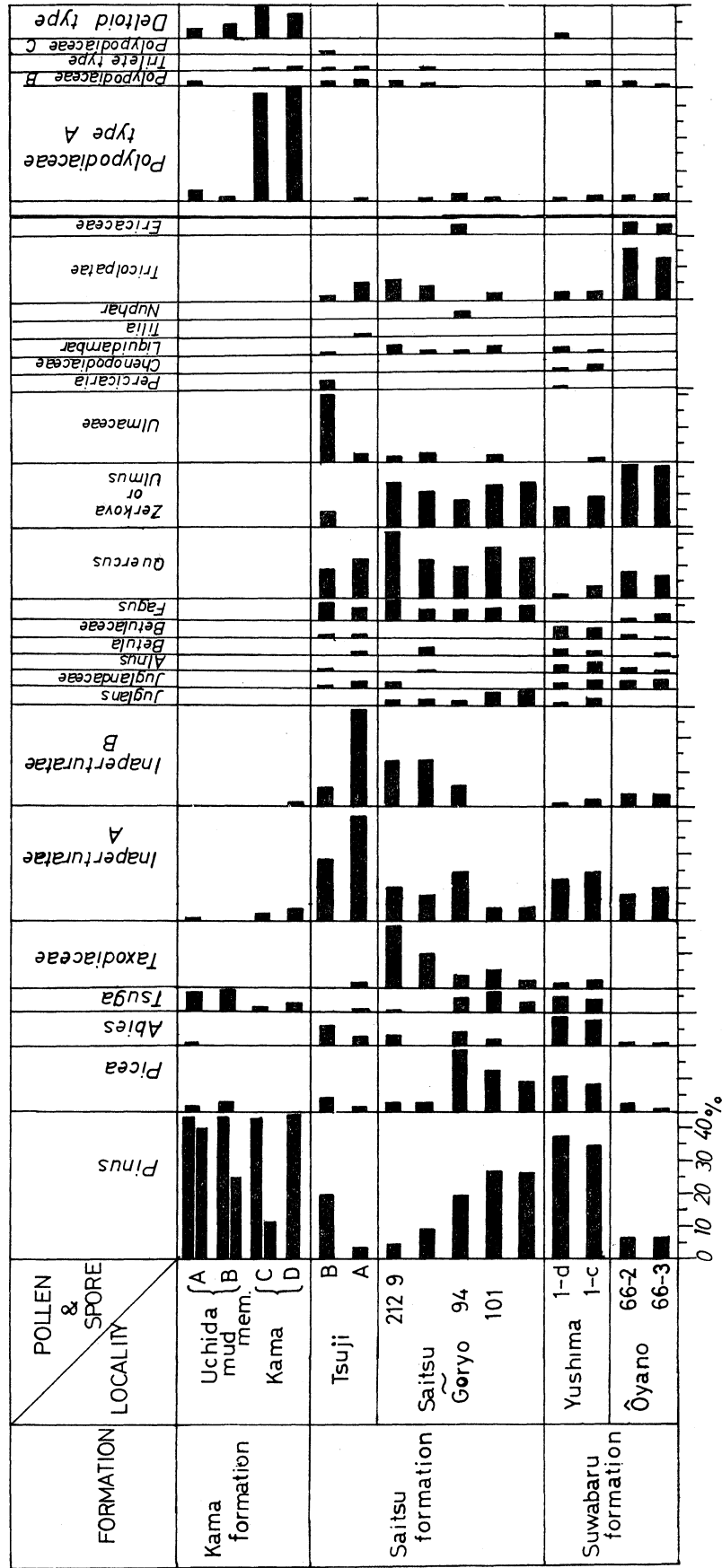
#### 1. 堆積の輪廻性

天草・口ノ津両地域における口ノ津層群には河川ないしデルタの環境下の堆積を示唆する堆積輪廻および堆積構造が比較的よく発達しており、それは口ノ津層群堆積盆地の発達過程の考察上、きわめて重要である。ここでは口ノ津層群 (広義) におけるそれぞれ異なった地点と層準から選んだいくつもの堆積輪廻 (sedimentary cyclothem) についての記述を行なう。しかしこれらのサイクルの3次元的な形態はまだつかめていない。従って、輪廻性の原因についての討論は制限したい。

各堆積輪廻における諸要素、例えば1単位のサイクルの層厚、堆積物の組成、堆積構造は場所により、また層準によって変化する。しかし各輪廻にはそれぞれ欠くべからざる次のような要素が認められる。1) 下位の砂礫質堆積物と上位の粘土質細粒堆積物によって構成される。2) 粘土質細粒堆積物の上面はしばしば侵食 (Scour) されているか channel-fill structure が発達する。3) 砂礫質堆積物は侵食面上に累重しており、往々斜交層理が発達している。4) 粘土質相は砂礫相から漸移している場合が多い。

口ノ津堆積盆地の段階的な拡大のうち、その中期の堆積物を代表する佐伊津層には約9つの堆積輪廻が、大屋層には約37の堆積輪廻が認められる。それらは岡田 (1968) が既に指適したように、下位のいわゆる “point-bar deposits” 式の礫質堆積物と上位の “over-bank flow deposits” 型粘土層からなる “fining-upward cycles” (ALLEN, 1965) を基本単位とする典型的な河川堆積の特徴を示している。堆積輪廻の形式には2つの型があり、両者はほぼ同じ頻度で存在する。

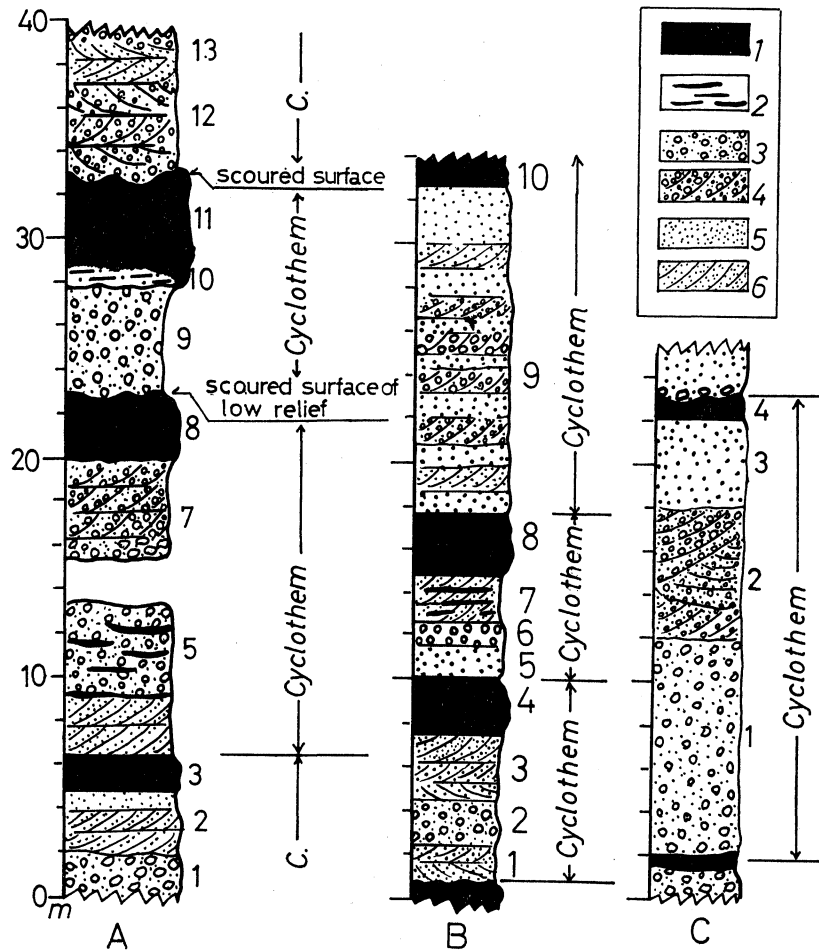
A Type: この型は小礫層~大礫層と斜交層理の発達する粗粒砂層の交互層からなる礫質堆積物の直上を、級化することなく、サイクロセムの最終メンバーのシルト層~粘土層がおおうも



第19図 諏訪原層, 佐伊津層, 釜層の Pollen diagram

のであり、シルト層の上面には種々の大きさのチャンネルが発達している。

B Type: この型は礫層から砂層へ級化成層し、最後にはシルト層または粘土層へ漸移するものである。



第20図 口ノ津層群大屋層中にみられるサイクロセムの層序  
 A. 上部大屋層上部, 長崎県南高来郡南有馬町大江 (B type)  
 B. 上部大屋層上部, 長崎県南高来郡南有馬町大江 (B type)  
 C. 上部大屋層上部, 長崎県南高来郡加津佐町立木 (A type)  
 1. シルト層および粘土層, 2. シルトのレンズ, 3. 砂礫層, 4. 斜交層理の発達する礫層, 5. 砂層, 6. 斜交層理の発達する礫層

## 2. Channel-fill structure

Channel-fill structure は諏訪原層, 佐伊津層, 大屋層さらに釜層中に観察されるが, とくに佐伊津層において発達している。しかし, その密集の度合い, 形態, 規模は場所によって変化にとむ。

### 1) channel の形態

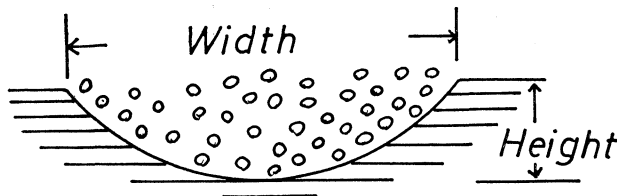
channel の形態はその水路の切断の具合, 例えば水路に直角に切られたか, または斜めに切られたかによって本来の断面形態を示す場合と示さない場合とがある。従って——きわめて稀な例を除いて——その正確な断面形態をつかむことはむづかしい。

口ノ津層群中に観察される channel には大略次のような諸形態がある。

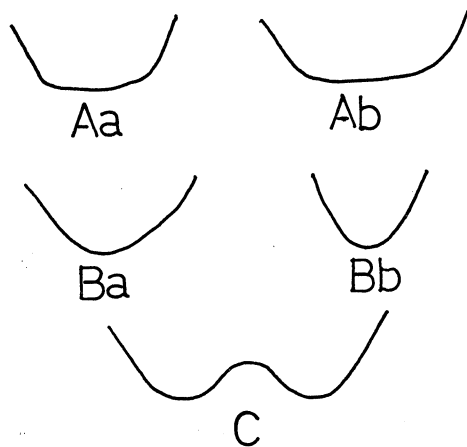
- A. U-shaped channel
  - a. opened form (Aa 型)
  - b. closed form (Ab 型)
- B. V-shaped channel
  - a. opened form (Ba 型)
  - b. closed form (Bb 型)
- C. composite form (C 型)

これらの channel は一般にサイクロセム最上部のシルト層上面を切って存在するか、まれに砂礫層中に認められる。前者の場合はシルト層ないし粘土層を切った channel の起伏面を次のサイクロセムの淘汰の悪い小礫層が充填している。この砂礫層にはしばしば逆グレイデングが認められる。後者の場合は比較的淘汰のよい中粒～粗粒砂層を切り、淘汰の悪い礫まじり砂層によって充填されている。

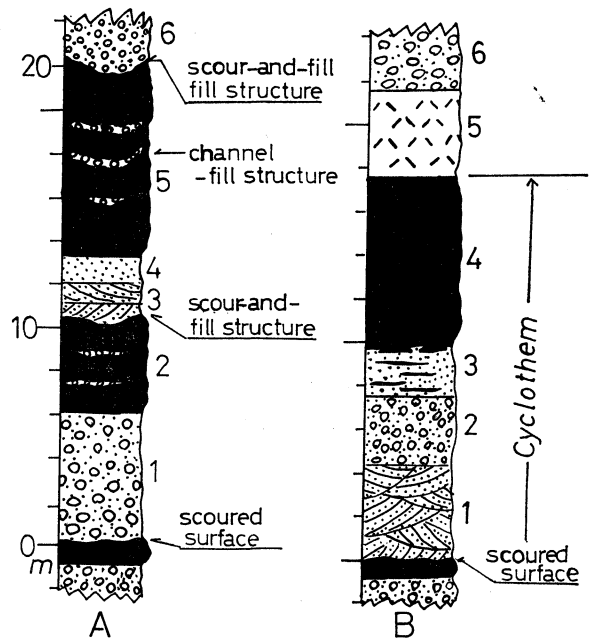
(2) 各地層における channel の発達状況



第22図 チャンネル ダイアグラム



第23図 Channel の諸形態 (横断面)



第21図 口ノ津層群佐伊津層中にみられるサイクロセムの層序

- A. 天草下島, 五和町手野, 上野原 (第4～第5サイクロセム) (A type, B type)
  - B. 天草下島, 御領, 浜田海岸 (第1サイクロセム) (B type)
- 凡例は第20図に同じ。

諏訪原層：湯島の北部海岸で数個観察された。いずれも Aa 型で, channel index は 4.5～3 の間にあり, それらは NEE～E-SWW～W 方向を示す。前述のように, この方向は, 斜交層理から推定される古水流の主方向 (NE→SW) に直交しており, 当時の南東部に存在した後背地から主河川にそそぐ channel を示唆しているものと思われる。

佐伊津層：佐伊津一御領地域では約25の channel が第1サイクロセムから第8サイクロセムにわたって認められた。とくに第4サイクロセムから第7サイクロセムにかけて多い。第1サイクロセムから第4サイクロセムにかけては比較的規模が大きいものが多い。第5サイクロセム以降は全般的に小規模のものが多い。channel の方向は内陸部 (西部)

では変化にとむが、一般に W-E, N-S, NNW-SSE 方向を示す場合が多い。東部では現在の海の方  
向へ向かうものが存在する。

大屋層：口ノ津地域においては channel はあまり発達しない。わずかに下部大屋層中に 3 個、  
上部大屋層中に 2 個観察されたにすぎない。前者は大屋東方の菖蒲田海岸および加津佐町女島海  
岸において認められる。いずれもサイクロセムの最終メンバーのシルト層を切っている。その形  
態は Aa 型で、channel index は 3~4 である。その伸びの方向は、古水流の流れに平行した  
NW~SE 方向かわずかにこれに斜交した向きを示す。後者は Ba 型と Aa 型で、channel index  
は 3~3.5 である。その方向は古水流の流れの方向に平行した NE~SW または E~W 性のもの  
である。

以上のように各層における channel の方向性は、それが斜交層理の研究によって得られた古  
水流系に大変一致していることがわかった。そしてそれは佐伊津層下部では主として北または西  
方から、佐伊津上部は南または東から、大屋層は主として東、北東または北方からそれぞれ物質  
の供給がなされたことを示している。ALLEN (1965) が既に論述しているように、結論的に、  
channel-fill structure はいわゆる“fluvio-deltaic erosion”と“filling”に帰因しているものと考  
えられ、場所による channel の規模、形態の相違は、堆積盆地における河川水力学的相違を反  
映しているものと解釈される。

### 3. 口ノ津堆積盆地の堆積相と堆積盆地の地史学的変遷

以上述べたように、口ノ津層群（狭義）とそれ相当層は有明海南部をとり囲むいくつかの分  
離された地域に分布している。最近松石 (1965a~d, 1969) は有明海南部の海底地質調査を実施し、  
当海域における沖積層の分布・形態とそれを規制する基盤地形とその小構造の研究を行なった。  
それによると砂礫層を主とし、ゆるやかに褶曲した厚い堆積物が現世海底堆積物と基盤岩（古第  
三系）の間にはさまれて、巾広く分布している。これらの堆積物は陸域における大屋層および佐  
伊津層に対比することが可能である。

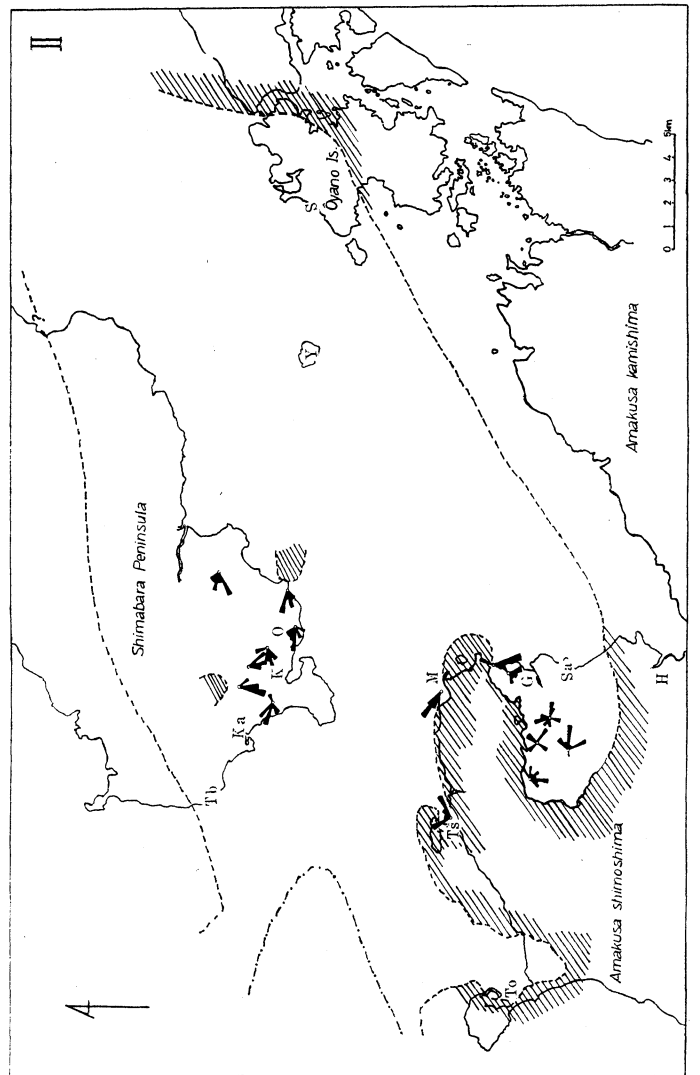
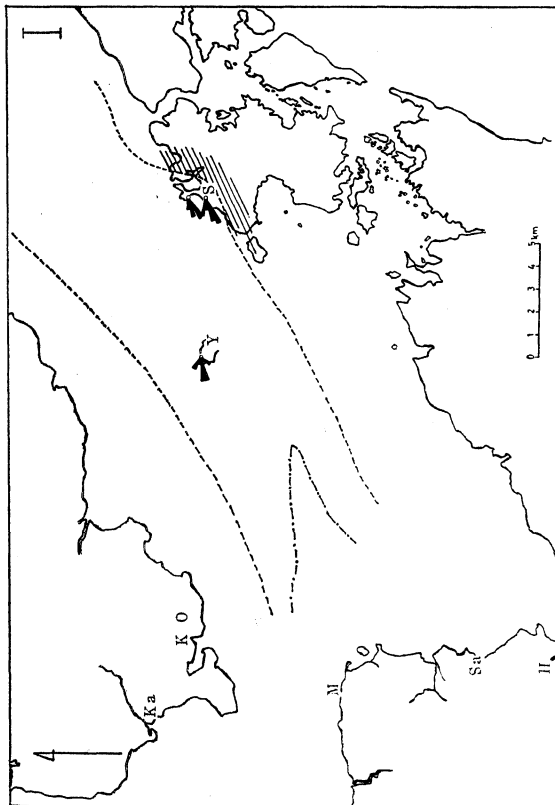
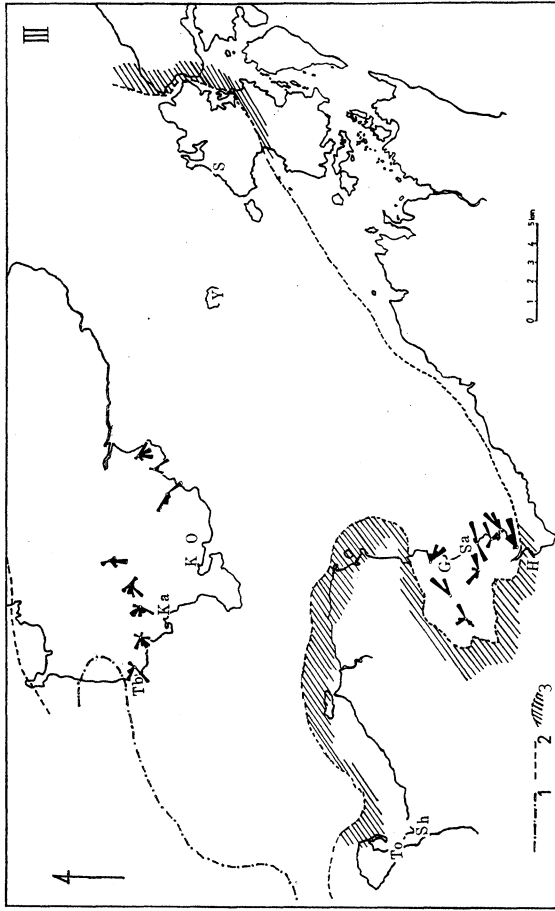
口ノ津層群（狭義）とそれ相当層は元来一つの堆積盆地——ここではそれを“口ノ津堆積盆地”  
と称する——に形成された堆積物と考えられる。陸域に分布する早期更新世の堆積物は口ノ津堆  
積盆地における周辺部相を表現しているものと考えられる。

筆者は口ノ津堆積盆地における層序を次の 4 つの階に分けて考察した。この場合、とくに堆積  
盆地の段階的拡大と角閃石安山岩および両輝石安山岩類の活動の時期は各階を区別する重要な要  
因として考えられる。各階をそれぞれ、1) 諏訪原期、2) 下部大屋期、3) 上部大屋期、4)  
北有馬期とした。

第 24 図は口ノ津層群の古水流と古地理の輪郭を示す。この地域の重力探査データ（中条、  
1961）によると、大矢野島の北西海岸に沿って北東から南西へ走る等重力線 (mgal) があり、そ  
れは西方へ向って急な重力傾斜を示し、現在の有明海南部一帯に低重力地帯を形成している。こ  
のことは、この一帯の基盤が深いことを意味し、過去の地質時代に著しい沈降帯が存在していた  
ことを意味するものであろう。口ノ津堆積盆地は構造運動に関係した沈降帯に沿って発達してい  
ったようである。

(1) 諏訪原期 この期は大矢野島の諏訪原層によって代表されている。この西側延長は湯島  
まで追跡される。堆積物中には角閃石安山岩礫は全んど見い出されず、脈石英、絹雲母片岩、花





第24図 口ノ津層群における古水流

I. 諏訪原期, II. 下部大屋期, III. 上部大屋期.  
 1. 堆定される淡水域と海域の境界, 2. 口ノ津堆積盆地の外縁, 3. 基盤岩 (古第三系その他) の分布地.  
 K<sub>a</sub>: 加津佐, K: 口ノ津, O: 大屋, M: 宮津, T<sub>s</sub>: 通詞, T<sub>o</sub>: 富岡, S<sub>h</sub>: 志岐, G: 御領, S<sub>a</sub>: 佐伊津, H: 本渡, Y: 湯島, S: 諏訪原.

崗岩、チャート等の古生層起源礫を主としている(第26図)。湯島に分布するシルト層・砂礫層からなる一連の堆積物もほぼこの期のものであることが構成礫種から推定される。この時期の堆積盆地は構造運動に伴った沈降帯に沿って発達していったと考えられる。それは半グラベン状の構造谷であったことが推定され、堆積物は東部で厚く、西部できわめて薄いか、欠除している。斜交層理の最大傾斜角の方向を測定すると、古水流は主に南西または東方から西方へ向って流れたことを示唆している。チャートの最大径を測定すると東から西への大きさの減少が認められる。これらの古水流は、おそらく堆積物を先第三系地域からこの堆積盆地へ運搬した河川の存在を示唆しているものであろう。林(1960)によると湯島の諏訪原層の珪藻群集は淡水性のものと海水性の両者が混交している。このことは淡水環境下の堆積物で代表される諏訪原期の堆積盆地の西端が湯島付近にあり、海域と接していたであろうことを示唆している。

(2) 大屋期 諏訪原期につづいて、大矢野島では角閃石安山岩の活動が始まり、堆積盆地へ多量の火山性碎屑物を供給した。火山活動の結果、厚い火山碎屑岩層が大矢野島において形成された。大矢野島における火山活動と同時期はいくぶん遅れて、河川または湖沼性の堆積が天草下島北部および島原半島南部において始まった。このように堆積盆地は諏訪原期のそれから拡大した。この期の初期に口ノ津地域においてはかんらん石玄武岩、両輝石安山岩類の活動があった。大屋層および佐伊津層では上下両層を通じて、ほぼ連続的に堆積が進行したが、古水流および火山活動などの諸要素からみると、上下両部層には若干の相違が認められる。筆者は後諏訪原期の堆積盆地の変遷を詳細に考察するために、大屋期を下部大屋期と上部大屋期の2期に分けた。

a. 下部大屋期 この期は下部大屋層と佐伊津層下部層によって代表される。この期の堆積盆地は諏訪原期のそれから拡大した。佐伊津層の分布、等層厚線図から判断すると堆積盆地の南西端は本渡市北東部にあったようである。北縁は明瞭に把握することは出来ないが、それは少なくとも島原半島においては島原市の南部に制限される。

天草下島北東部地域ではいくらかの層準にチャンネルが比較的ひんぱんに観察される(第5図)。これらのチャンネルは堆積盆地の中央部を流れる主河川にそそいでいたのであろう。斜交層理から推定される古水流は全般的に南から東への流れを示すものが卓越する。このことは、この期には堆積盆地の南西部では基盤岩の古第三系からの運搬作用が強く影響していたであろうことを示している。林(1960)によると佐伊津層の珪藻群集は淡水性のものによって特徴づけられており、堆積学的に推定される本層の堆積環境に対応している。この期の堆積物には砂岩、頁岩の他に角閃石安山岩、チャート、片岩礫も見い出される(第26, 27図)。チャート礫についてその最大径を測定すると、東から西へのその値の減少がある(第25図)。従ってチャート礫は玖磨山地にその起源を求めるのが妥当であろう。大矢野島に起源をもつ角閃石安山岩礫は層準によって出現頻度に差異が認められる。このことはこの礫の運搬に関係した河川水量の時期による変化が影響したのであろう。

口ノ津地域では約16の堆積輪廻が認められる。その全層厚は200m以上に達し、天草の同時期のものにくらべると約3倍の層厚となっている。このことは両地域に沈降量の差があったことおよび堆積物の運搬作用を行なった河川の規模の差を示している。この地域の斜交層理の測定によって得られた古水流群は2つのグループに分けられる。つまり東側では東からの古水流が顕著であり、北西側ではこの古水流に直交する北からの古水流群が卓越している。前者は、諏訪原期において堆積物の運搬の主要因となった古水流が、ひきつづき大屋期まで存在していたことを意

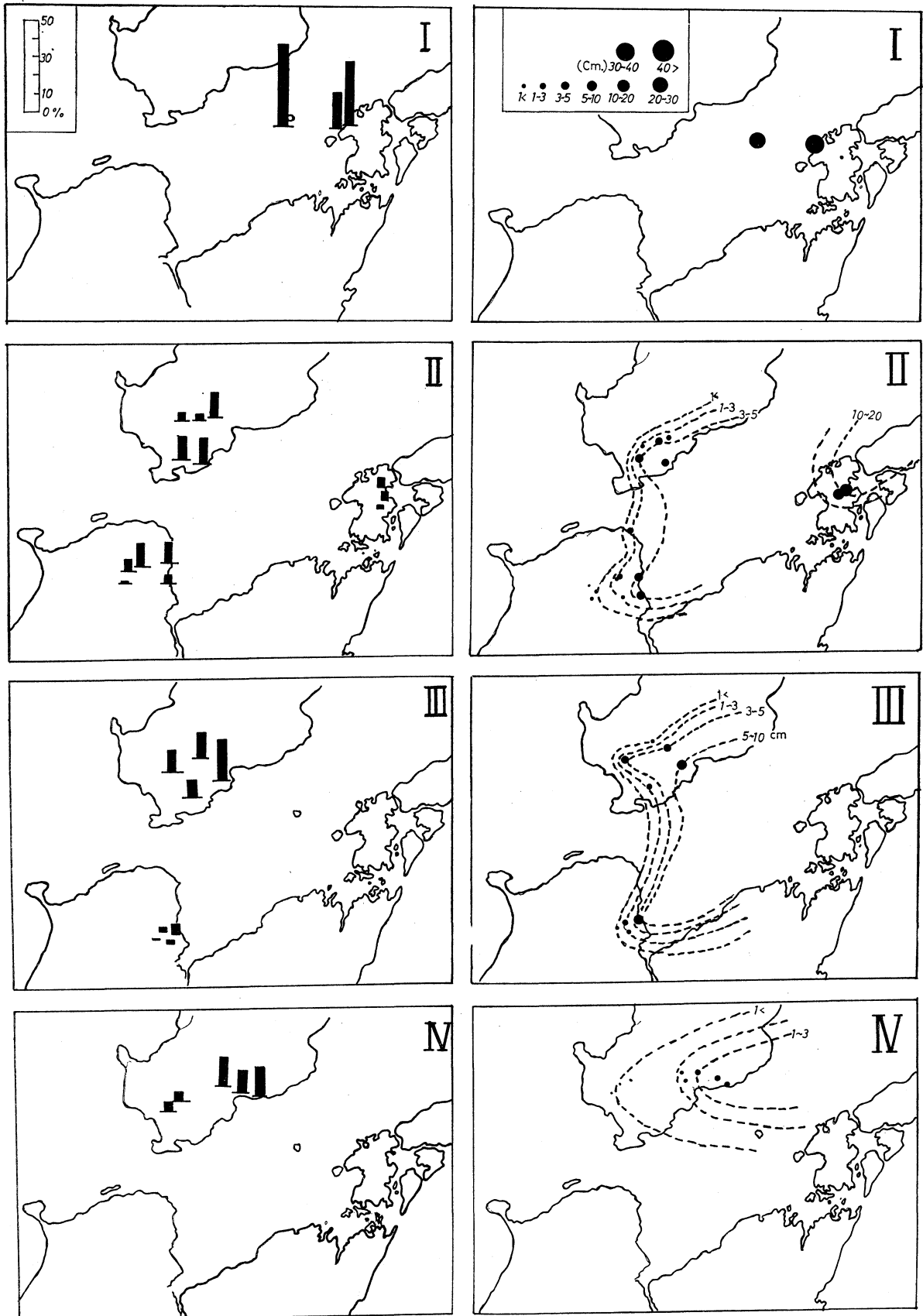
味するものであろう。東からの古水流は堆積盆地の南縁部である天草下島宮津でも認められる。後者は北方の後背地からこの堆積盆地へ流れ込むいくつかの小河川の存在を意味するものであろう。向小屋の基盤岩露出地域では約 25 m に達する厚い礫層が発達している。また北方の山口付近から口ノ津へかけても同様に礫層の発達をみている。粗粒相の発達する両地域に囲まれた大屋付近では細粒相が著しく卓越している。この細粒相の発達地域は前述の 2 方向の古水流の交叉部に相当しており、一種の“back swamp deposits”式 (ALLEN, 1965) の堆積をしたところだと考えられる。

b. 上部大屋期 この期の堆積盆地の位置は前期のものと大差はない。ただ佐伊津地域ではいくぶん南へ移動した。天草下島北西部においては、その初期～中期には fluvio-deltaic な環境下にあった。第 5 図に示すように第 8 サイクロセムの堆積までに、南北および北北西—南南東方向に軸をもち、南側へ開いたいくつかの小規模の深まりが認められる。斜交層理から測定した古水流はこの湾入に斜交するように北西および南西方向から流れ込んでいる。第 7～第 8 サイクロセム (佐伊津層上部) にかけて南の後背地からの供給が活発となったと思われ、西南方向からの古水流が卓越している。第 10 サイクロセム以降の砂礫層の構成は大矢野島から供給されたと考えられる角閃石安山岩が優勢であり、最高値 90% に達する (第 27 図)。このことから、当時堆積盆地の南縁に沿って流れた東からの古水流が支配的であったことがわかる。

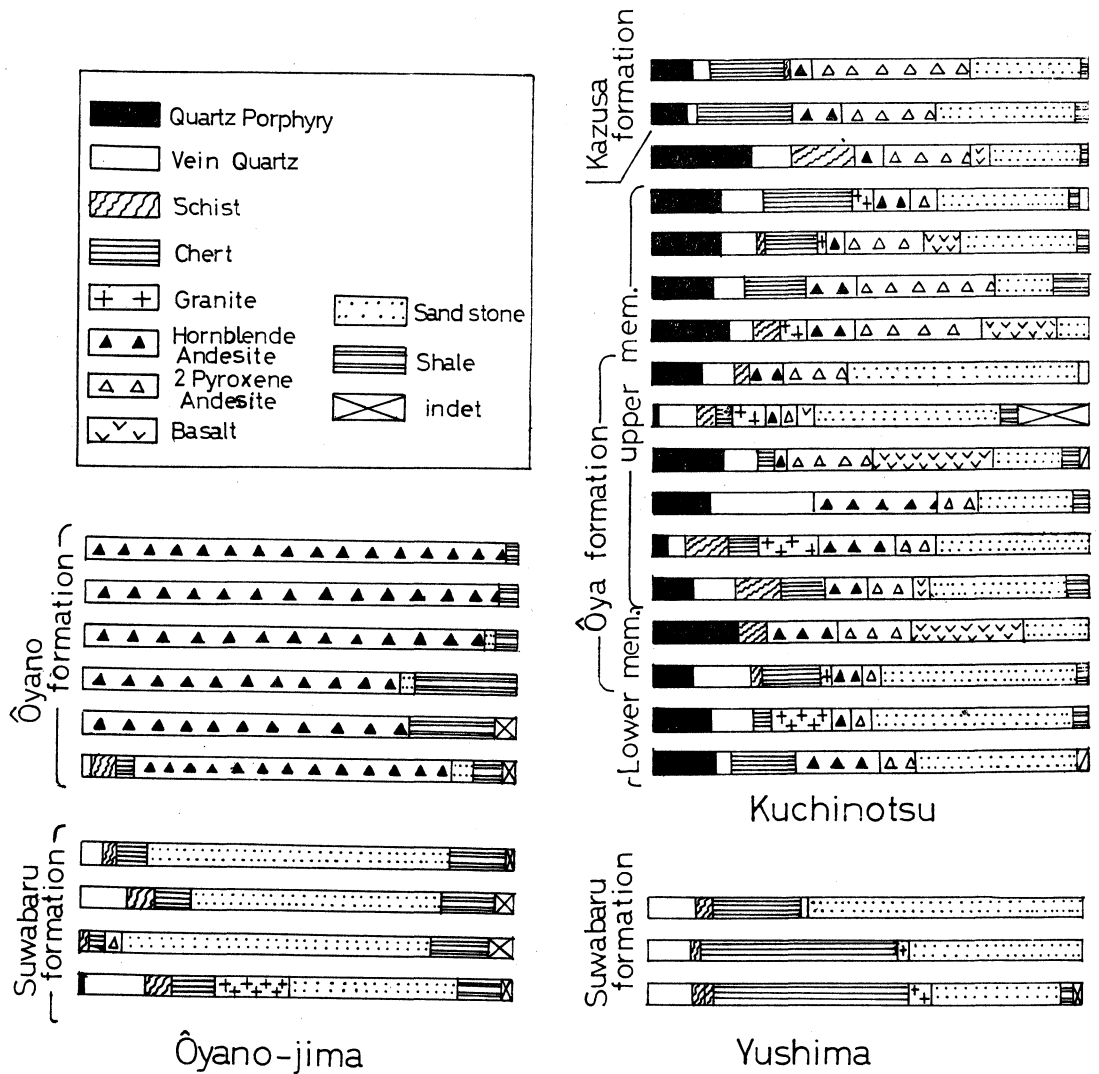
口ノ津地域では上部大屋層の時期であり、下部層にひきつづき厚い粗粒堆積物を堆積した。分布の東側ではほぼ 21 のサイクロセムが認められる。規則的なサイクロセムの発達で特徴づけられる中・上部には礫の覆瓦状構造, scour-and-fill structure, 逆グレイディング等がひんばんに観察され、典型的な fluvio-deltaic な環境での堆積であることを示唆している。古水流についてみると、北および北東方向からのものと、東からのものが多い。とくに口ノ津北方地域では前者が、南東部では後者が優勢である。後者は前期に存在した古水流が引きつづきこの時期にも存在し、東からの物質の運搬作用を行なったであろうことを示唆している。北および北東方からの古水流は、堆積盆地に流入する小河川の存在を意味するものであろう。堆積盆地の東縁に位置すると思われる津波見脊椎動物化石層からはシジミ貝の化石と共に陸亀, ワニ, 鹿, 象からなる陸または淡水性動物の他に、海棲魚であるエイの化石を産する (大塚, 1969)。このことからこの化石層は海岸に沿った淡水域の環境下に堆積したものと考えられる。従ってこの期の堆積盆地の西縁を加津佐付近に考えることができる。

(3) 北有馬期 この期に入ると、有明海南部に中心にして広がっていた口ノ津堆積盆地は北西方からの海侵をうけた。この海侵によって形成された海成層は *Volachlamys yagurai*, *Anadara (Scapharca) subcrenata* などの貝類化石によって特徴づけられ、それは南は加津佐町まで、北は島原市以北まで知られている。島原市を中心とした雲仙地構内および島原市以北の地下では、北有馬層相当層が直接に基盤岩をおおっている (有明海研究グループ, 1965)。従って大屋期の堆積盆地の北縁が島原市以南にあったと考えられる。海進の直後、堆積盆地の北西部では両輝石安山岩類の火山活動が活発となり、厚い火山砕屑岩層からなる南串山層を形成したため、海域は有馬川以北に縮少した。北有馬層の砂礫層にはチャート, 片岩等の古生層起源と思われるものを少ない割合で含む。古水流は先期に存在した東からのものが依然として卓越しており、これらの礫の運搬作用を行なったものとみられる。

北有馬期の終結と共に、短いけれど裂しい断層運動の時期となった。断層運動は東西性のもの



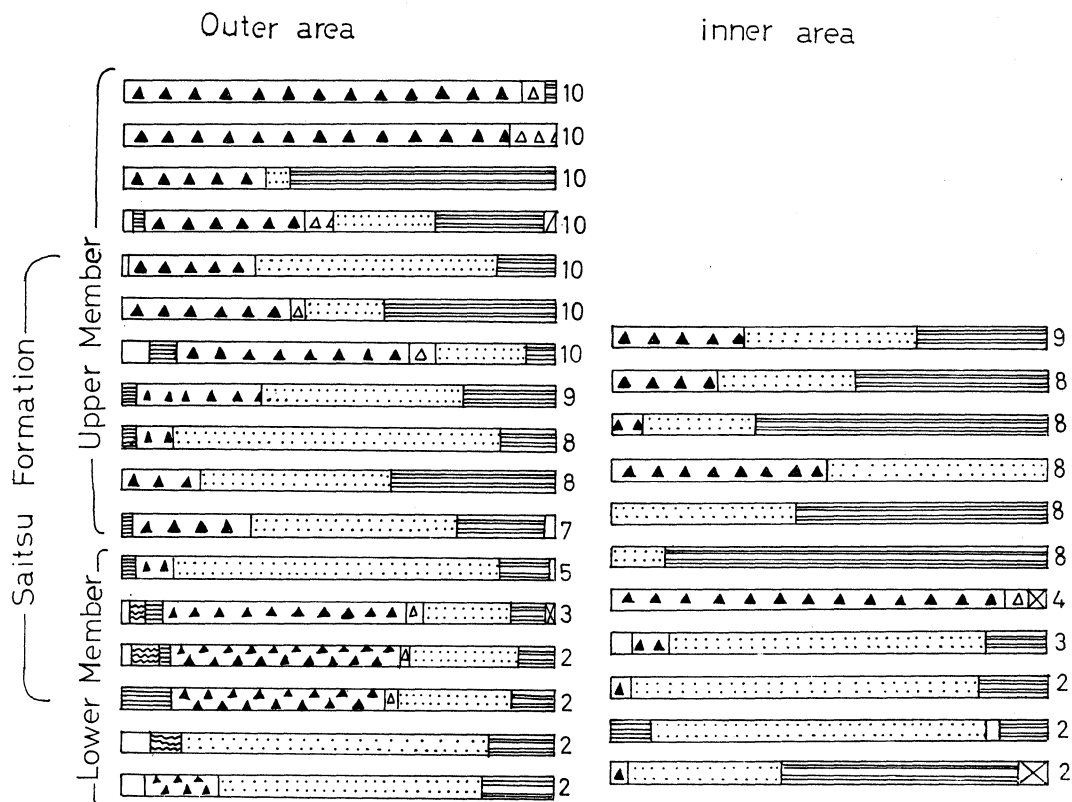
第25図 口ノ津層群中のチャート礫の含有率(左)および最大長径(単位 cm.)  
 I. 諏訪原期, II. 下部大屋期, III. 上部大屋期, IV. 北有馬期.



第26図 諏訪原層・大矢野層・大屋層の砂礫層の構成礫種

が卓越しており、全般的な沈降と共に一部に湖沼を形成した。これと平行してこれ迄の堆積盆地の北部では火山活動が火山礫や火山灰の噴出をもって開始された。竜石層の中・下部におけるラミナの発達せる凝灰岩、凝灰角礫岩の交互層はこれに対応する。山陰系火山碎屑物よりなる北東九州一九重層群の猪牟田層はこれに対応するであろう。この時期には南部の天草下島北部～北西部では小規模の浅い沈降帯を形成し、碎屑性堆積物よりなる釜層を堆積させていった。その一部では直接に海と連絡した。釜層の最大分布は詳しくはわからないが、有明海南部にその北限があるものと考えられる。

首藤 (1958, 1963) は九州の新第三系の地史的考察の中で、中・北部九州の堆積盆地の発達について次のような論述を行なっている。「中～東部九州では新第三系から更新世の堆積盆地の発達は大分一熊本線と称せられる構造線によってきわめて強く影響をうけている。つまり、この地域の上部白亜紀から宇佐層群 (中部中新世) までの少なくとも或る時期は相対的沈降性をもつ部分が 大分一熊本線の南側に存在していたが、古瀬戸内の誕生を境にして、相対的沈降性をもつ部分は



第27図 佐伊津層の砂礫層の構成礫種 (凡例は第26図に同じ)

この線の北側へ移動した。すなわち火山活動の生成物である宇佐層群を先駆として、火山活動に伴う窪地の性格を加え、それに必然的に関係のある断層（大分—熊本線）によって半地溝的性格をえられている。中新世中期から鮮新世にかけて大分の碩南層群堆積時は、この線は明瞭な断層（七瀬川断層）としてあらわれ、この線の北側に厚い地層を、南側では薄い地層を形成し、沈降量に差があった。この傾向は更新世の大分層群堆積盆地にまで認められる」。先に述べたように、口ノ津堆積盆地の半地溝的性格および北東から南西への堆積盆地の伸びは、大分地域における古瀬戸内以降の大分—熊本線の北側の堆積盆地の性格に類似している。つまり大分—熊本線と称せられる構造線の伸びは、大矢野島北西に推定され、その動きによって形成された構造谷に口ノ津堆積盆地が発達していったようである。この構造谷を含む基盤の沈降は大屋期にその頂点に達したようである。

#### IV. 結 語

1. 天草下島・上島に分布する更新・最新統は古第三系を不整合におおい、下位から諏訪原層、佐伊津層および大矢野層（＝大屋層）からなる口ノ津層群とこれを不整合におおって釜層、中位段丘礫層、新期阿蘇溶結凝灰岩、低位段丘堆積物に区分できる。
2. 佐伊津層および大屋層には河川堆積を示唆する堆積輪廻、堆積構造が発達している。
3. 口ノ津層群（狭義）とそれ相当層は元来一つの堆積盆地に形成されたと考えられ、それを“口ノ津堆積盆地”（Kuchinotsu sedimentary basin）とよぶ。

第2表 有明海南部周辺の第四系対比表

水期年代区分	宇土*	大矢野島	天草下島北部 (志岐・富岡・通詞)	天草下島北東部 (佐伊津・御領)	島原半島南部	島原半島北部*	玉名・長州*	熊本市周辺*	大分**
沖積世	不知火粘土層	赤褐色ローム層	ハダ色ローム層	低位段丘礫層	低位段丘礫層	普賢黒色火山層	黒色土層	黒色火山灰層	ローム砂層
後期	二次ローム層 不知火砂礫層	低位段丘堆積物層	低位段丘礫層	大江層	三合ローム層	褐色ローム層 低位段丘礫層	褐色ローム層 低位段丘礫層	上位ローム層 保田窪砂礫層	丹川砂礫層
洪積世								中位ローム層 託麻礫層	延命寺砂礫層
中期洪積世	新期阿蘇溶岩 戸馳砂礫層	新期阿蘇溶岩	新期阿蘇溶岩	新期阿蘇溶岩	八女粘土層	新期阿蘇溶岩	新期阿蘇溶岩	新期阿蘇溶岩	城原泥層 こぼる台砂礫層
前期洪積世	大矢野層 諏訪原層 第三系	釜砂礫層 佐伊津層 第三系	釜砂礫層 佐伊津層 第三系	釜砂礫層 佐伊津層 第三系	龜石層 北有馬層 第三系	龜石層 北有馬層 第三系	龜石層 北有馬層 第三系	古期阿蘇噴出物 古期阿蘇噴出物 第三系	大丹生泥層 志村砂礫層 鶴崎層 滝尾層

\* 有明海研究グループ (1965) による \*\* 首藤次男 (1966) による

4. 口ノ津堆積盆地の段階的な拡大と変遷は、層位学的な資料に基づき、1) 諏訪原期、2) 大屋期、3) 北有馬期に分けて考察することができる。これらのうち、前2期は fluvio-deltaic な堆積（一部では湖沼性）を行なった時期であり、後者は海進期である。
5. 口ノ津層群は半地溝的性格をもった北東から南西方向へ伸びる構造谷に形成された。口ノ津堆積盆地の半地溝的性格およびその伸びは、北東部九州における古瀬戸内以降の大分—熊本線の北側の堆積盆地のそれに類似している。
6. 口ノ津層群の時代は早期更新世早期である。

### 文 献

- ALLEN, J. R. E. (1965): Fining-upwards cycles in alluvial successions. *Geol. J.*, vol. 4, p. 229-246.
- 有明海研究グループ (1965): 有明・不知火海域の第四系——とくに有明軟弱粘土について。地団研報, 11, p. 40~80.
- 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, vol. 12, no. 5, p. 343-365.
- 林 行敏 (1960): 中部九州における化石珪藻群集, IV. 天草群島。地学研究, 第6号, p. 328~332.
- 井上正昭 (1952): 九州西部の若い新生界の研究 (I)。地質雑, vol. 48, p. 365.
- (1953): 長崎県島原半島南部の古第三紀層について。福岡学大紀要, 2部, vol. 3, p. 21~30.
- 松下久道 (1949): 九州北部における古第三系の層序学的研究。九大理研報, vol. 3, p. 21-30.
- 松石秀之・松本達郎 (1969): 南部有明海の海底沖積層。九大理研報, vol. 10, no. 2, p. 91-121.
- 松本健夫 (1963): 北中部九州における後期新生代の火山活動。九大生産研科学報, no. 34, p. 1-9.
- 納富重雄 (1929): 7万5千分の1天草図幅及び説明書。地質調査所。
- 長尾 巧 (1926): 九州古第三紀層の層序 (その1)。地学雑, vol. 38.
- 大塚弥之助 (1933): 日本の洪積統と鮮新統の境界区分〔演旨〕。地質雑, vol. 40, no. 483, p. 788~796.
- (1931): 第四紀。岩波講座〔地質および古生物〕p. 1~107.
- 望月勝海 (1932): 地形発達史 (岩波講座)。地理学〔自然関係諸論〕, p. 1-69.
- 大塚裕之 (1966a): 口ノ津層群の層序および堆積物——口ノ津層群の地史学的研究—1。地質雑, vol. 72, p. 371-384.
- (1966b): 口ノ津層群の地質構造, 化石および対比——口ノ津層群の地史学的研究—2。地質雑, vol. 72, p. 491-501.
- OTSUKA, Hiroyuki (1966c): Pleistocene vertebrate fauna of the Kuchinotsu group of west Kyushu—Pt. 1, A new species of *Cervus (Rusa)*. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, Geol. vol. 17, no. 3, p. 252-269.
- (1967): Pleistocene vertebrate fauna of the Kuchinotsu group of west Kyushu—pt. II. Two new species of fossil deer. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, Geol. vol. 18, no. 12, p. 277-317.
- 大塚裕之 (1968): 天草下島における早期洪積層——とくにその堆積学的特色 (要旨)。日本地質学会西日本支部会報, no. 48, p. 15.
- OTSUKA, Hiroyuki (1969): Pleistocene vertebrate fauna of the Kuchinotsu group of west Kyushu—Pts. III-V. *Rep. Fac. Sci. Kagoshima Univ.*, no. 2, p. 53-84.
- 岡田博有 (1968): 礫質堆積物にみられる逆グレイディング。地質雑, vol. 74, no. 11, p. 589-594.
- 首藤次男 (1962a): 九州の最新統諸層の吟味——対比の基礎。地質雑, vol. 18, p. 301-311.
- (1962b): 九州の最新統諸層の対比。地質雑, vol. 68, p. 481-486.
- (1958): 九州の中・後期新生界の堆積——構造的特性。新生代の研究, vol. 28, p. 8-18.
- (1963): 九州の新第三系。化石, 第5号, p. 111-122.
- SHOTO Tsugio, Onishi Ikuo and Hitaka Minoru (1966): Quaternary Geology of the Nyu Hills, Oita Prefecture, Kyushu with special reference to the Palaeolithic remains. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, Geology, vol. 27, no. 3, p. 331-346.
- TAKAHASHI Kiyoshi (1954): Zur fossilen flora aus der Ôya formation von Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, vo. 5, p. 1-46.
- 高橋 清 (1968): 有明海々底の第四系と花粉学。長崎大教養紀要, 自然科学, vol. 9, p. 33-43.
- 高橋良平 (1965): 熊本県天草郡, 下島, 富岡半島の地質。九大理研報, vol. 8, no. 2, p. 73-81.



PLATES 4-7

Plate 4

- Fig. 1. 河川の存在を示唆する砂層内での礫の集積。佐伊津層第1サイクロセム。  
(手野, 志岐道, Loc. no. 412).
- Fig. 2. 佐伊津層第7サイクロセムの砂礫質堆積物中にみられる scour-and-fill  
structure. scour 内では逆グレイディングが認められる。  
(手野打越西方, Loc. no. 345)
- Fig. 3. 佐伊津層第6サイクロセム最上部の凝灰質シルト層。層灰岩薄層をはさむ。  
(手野打越西方, Loc. no. 343).

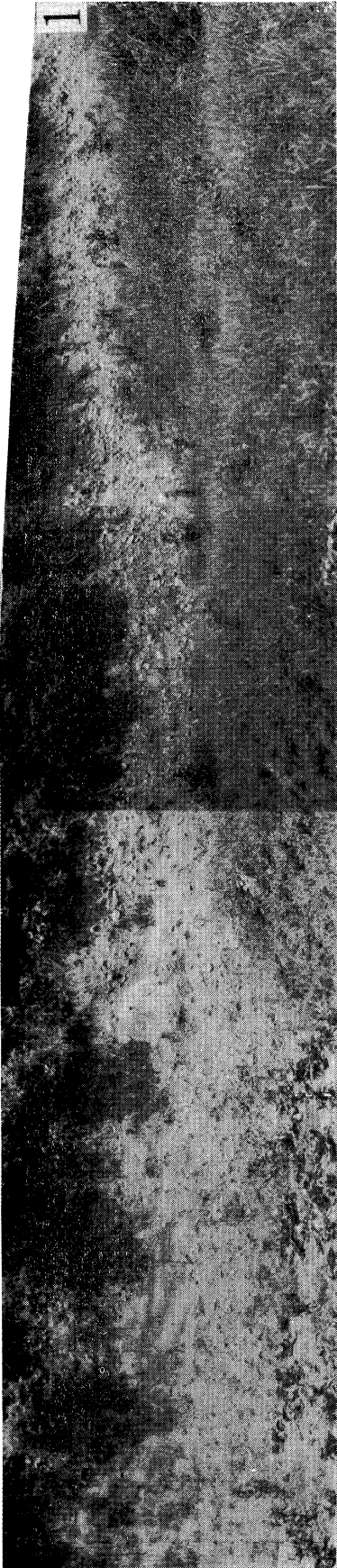


Plate 5

Fig. 1. 佐伊津層第8サイクロセムのシルト層を切るチャンネルとそれを充填する第9サイクロセムの礫層 (御領東方, Loc. no. 100).

Fig. 2. 佐伊津第2サイクロセムのシルト層を切るチャンネル (御領北西方, Loc. no. 373).

Fig. 3. 佐伊津層第8サイクロセムのシルト層を切るチャンネル とそれを充填する第9サイクロセムの砂礫層 (堀切峠東方, Loc. no. 90).

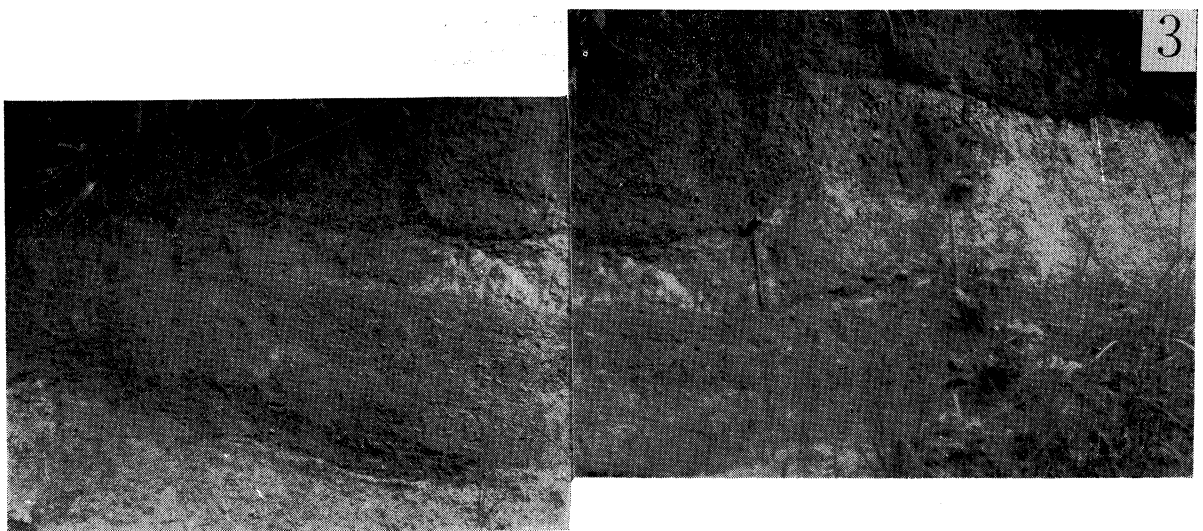


Plate 6

- Fig. 1. 佐伊津層第7サイクロセムの砂礫層. 逆グレイディングがみられる. (手野掘切峠).
- Fig. 2. 佐伊津層凝灰質砂層中に発達する flame structure (宮津海岸)
- Fig. 3. 佐伊津層第5サイクロセム中にみられる channel-fill structure. (城河原上野原東方).
- Fig. 4. 口ノ津層群上部大屋層中にみられる channel-fill structure. (加津佐町串)
- Fig. 5. 佐伊津層第8サイクロセムの砂礫層中に発達する channel-fill structure. (手野掘切峠北東方, Loc. no. 88-2)



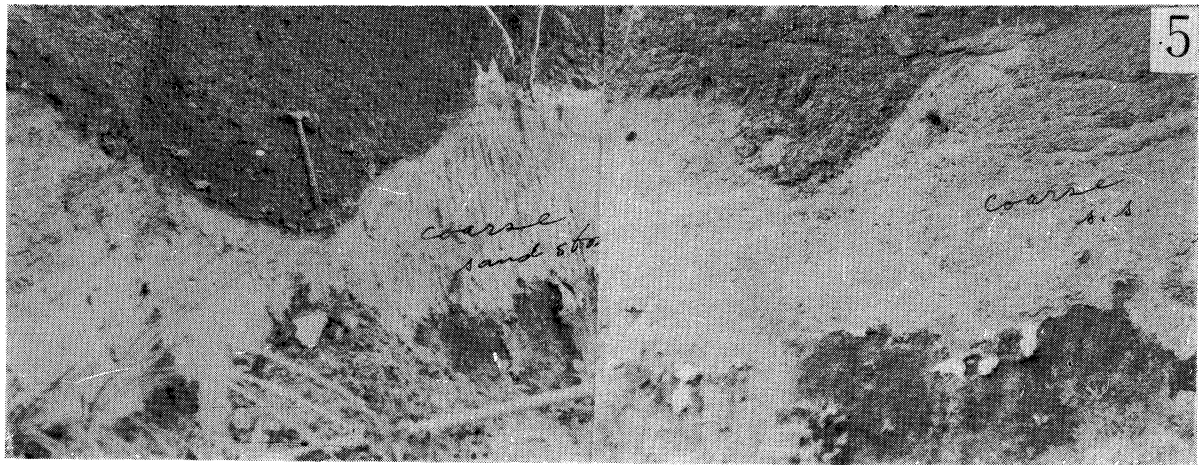
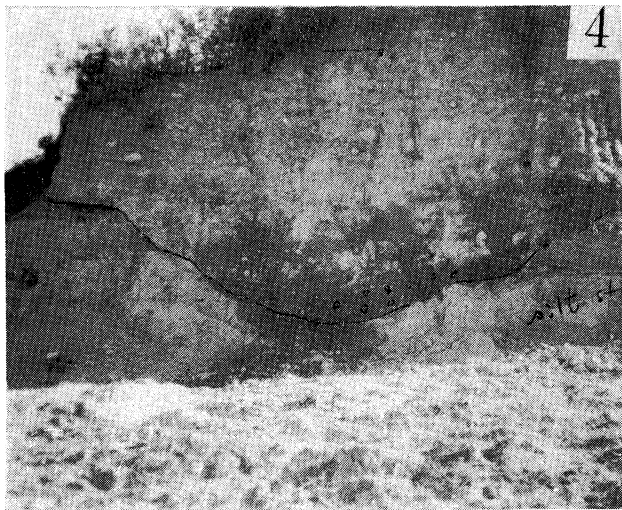
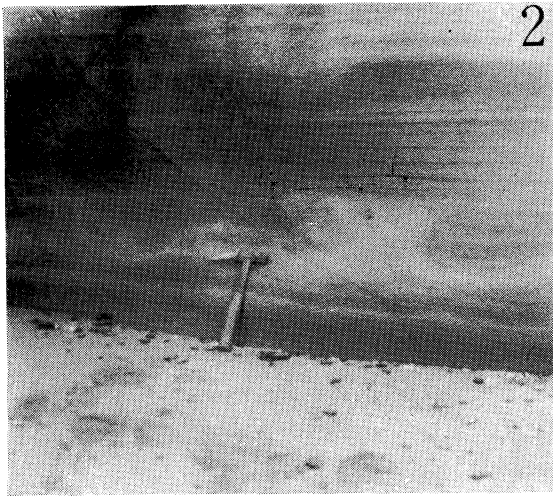


Plate 7

- Fig. 1. 口ノ津層群上部大屋層上部にみられる単位サイクロセム。下部の斜交層理の発達した粗粒砂層に上部のシルト層が累重している（長崎県加津佐町赤松）
- Fig. 2. 佐伊津層上部層（第9サイクロセム）にみられる礫の覆瓦状構造（本渡市本泉水源池近く。Loc. no. 322）.
- Fig. 3. 佐伊津層上部層にみられる斜交層理の発達する砂層（本渡市茂木根海岸，Loc. no. 423）.
- Fig. 4. 佐伊津層上部層の砂層中にみられる scour-and-fill structure（本渡市茂木根海岸，Loc. no. 421）.
- Fig. 5. 上部大屋層中にみられるシルト層（下部）と砂礫層（上部）の境界（加津佐町山口北方）



