

## 三浦半島東部, 横須賀付近の第四系

蟹江 康光\* · 新井 重三\*\* · 長沼 幸男\*\*\*  
大越 章\*\*\*\* · 長田 敏明\*\*\*\*\* · 高橋 輝雄\*\*\*\*\*

(1976 年 3 月 9 日 受理)

## I. はじめに

## A. 研究目的

三浦半島東部の小原台およびその周辺地域には, 新第三系の三浦層群を基盤として, 第四紀洪積世の地層が分布している. 当地域の地質学的研究は, 1880 年代より始まり, 最近では, 走水団研グループ (1965) によって, 層序学的・古生物学的ならびに地形学的概括がなされている.

当地域の第四系, とりわけ走水団研グループによって定義された横須賀累層は, 従来より古東京湾 (YABE, 1931; 矢部, 1951; 成田研究グループ, 1962) の形成や古東京川 (中条, 1962) の変遷, 更には関東造盆地運動の性格を論じる上に重要な位置を占めるものとして注目されてきたが, 実際には細部にわたる層序の検討を始めとして, 横須賀累層そのものの実態は十分明らかにされていない.

すなわち, 堆積盆の形状がどのようなものであったのか, また小原台およびその周辺地域には走水礫層とよばれる礫層が島状に分布するが, どのような環境条件のもとに堆積したのか, さらにこの礫層の礫の供給と運搬過程などの基礎的な諸問題については, ほとんど未解決のままである.

このため, 著者らは堀の内以西をも含めた Fig. 1 に示す地域を対象に, 横須賀累層の層序の再検討, 本累層堆積初期における基盤地形の復元, 本累層の古流系の解析, 本累層の堆積史の解明を目的として調査を行なった. そして調査結果の一部は, 既に報告した (高橋ほか, 1974).

本研究を進めるにあたり, 横須賀市博物館前館長羽根

\* 横須賀市博物館

\*\* 埼玉大学教育学部地学教室

\*\*\* 大宮市立馬宮中学校

\*\*\*\* 新座市立八石小学校

\*\*\*\*\* 法政大学人文科学科大学院

\*\*\*\*\* 中央地図(株)

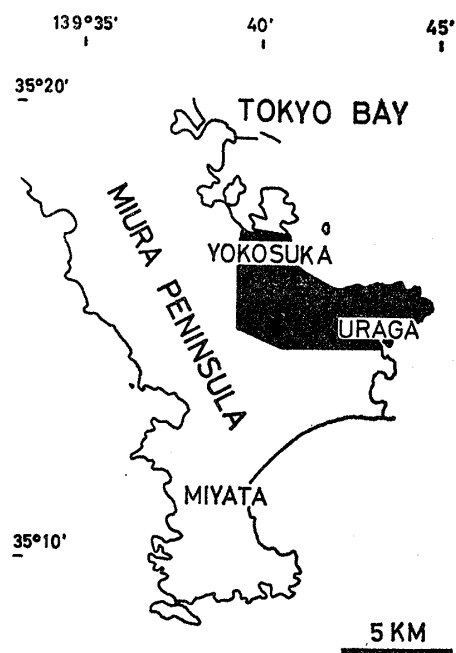


Fig. 1. Index map showing the investigated area.

田弥太博士ならびに大平辰秋館長には様々な便宜をはかっていただいた. 地質調査所の長浜春夫博士, 静岡大学の池谷仙之助教授には, 野外に室内に多大のお力添えをいただいた. 駒沢大学の小池一之教授には, 有益な助言をいただいた. また黒岩俊明・山下秀利・武正和巳・柳田 誠・田村典美・松本 尚の諸氏には, 調査の一部に協力していただいた. これらの方々に厚くお礼申し上げます.

なお, 本研究は, 横須賀市博物館の三浦半島基礎調査費の一部によったことを記し, 感謝の意を表す.

## B. 研究史

本地域における最初の報告は, NAUMANN (1881) による白仙山産のナウマン象 "*Elephas namadicus* FALCONER & CAUTLEY" についてであり, 含貝化石層については, 吉原 (1902) が大津付近から最初に報じた. その後, 山

川 (1910) は、三浦層群を不整合におおう含化石層を認め、その海成層に対して大津層と命名した。以後、いわゆる大津層は、層序・対比とも種々の説があり、一定していない。吉原 (1902), YOKOYAMA (1920) は第三系の三浦層群に属するとしたが、山川 (1910), 青木 (1923), 池辺 (1931), 鈴木 (1932) らの軟体動物化石・層序学的研究により第四系とされた。関東ローム研究グループ (1965) は火山灰層を中心に調査し、走水層・大津層は下末吉ローム層に不整合におおわれていることから、屏風ヶ浦層に対比されるとした。

走水団研グループ (1965) は、本地域を総合的に調査し、横須賀累層を4部層 (下位より堀の内基底礫岩層・大津貝層・馬堀砂岩層・走水礫層) に区分するとともに、層相から大津層を地蔵堂層・屏風ヶ浦層に、馬堀砂岩層・走水礫層を踊場砂層・おし沼砂礫層にそれぞれ対比した。同グループは大津貝層の堆積環境について、軟体動物・有孔虫・花粉化石などから、池辺 (1931) が考えたような南方に開いた湾とは逆に、北方に開いた内湾で、外洋の寒暖流が流入するとした。また、走水礫層の礫の供給については、疑問点があるとはしながらも、北方に存在していた陸地からの運搬あるいは南東方向に存在していたと考えられる長浜砂礫層からの再堆積という2つの可能性をあげた。

一方、嘉山 (1969) は、走水礫層の礫種と礫の形態を検討し、走水団研グループ (1965) があげた供給地の2つの可能性のうち、長浜砂礫層中の礫の再堆積が濃厚で

あるとした。

また、鹿間ほか (1972) は大津付近 (Loc. 16) のいわゆる大津層からオオツノジカ *Sinomegacerooides* sp. の産出を報じている。

### C. 地形・地質概説

本地域は、大楠山地東部の北側に位置し、海拔 50~90m の丘陵地形をなしている。Fig. 2 は幅 300m 以下の谷を埋めて作成した切峯面図である。それによると走水付近に海拔 80m の平坦面が広く分布している。また、馬堀の南部と森崎付近には 70~80m の平坦面が点在し、不入斗・公郷付近には 40~60m の平坦面が存在する。

走水付近の平坦面は開析度が低く、北方に向かって緩く傾斜する。それに対し、馬堀南部・森崎および不入斗・公郷付近の平坦面は、開析度が走水付近に比較して高く、起伏に富んだ丘陵地形をなしている。一般に、これらの平坦面は北方へ向かうに従って低くなる傾向がある。

基盤は新第三系の三浦層群で、下位より整合に逗子層・池子層が重なり、これらは北ないし北東に 20~40° 傾斜している。逗子層は、西部および東部の大部分に分布し、主として青灰色塊状の泥岩よりなる。池子層は、走水の東部および北部にわずかに分布し、スコリア・パミスを含む火砕岩である。

横須賀累層は、三浦層群を不整合におおって堆積している。本累層は、岩相上、東半部の主として中粒砂 (大津層) と礫 (走水層)、西半部の泥ないし細粒砂 (大津

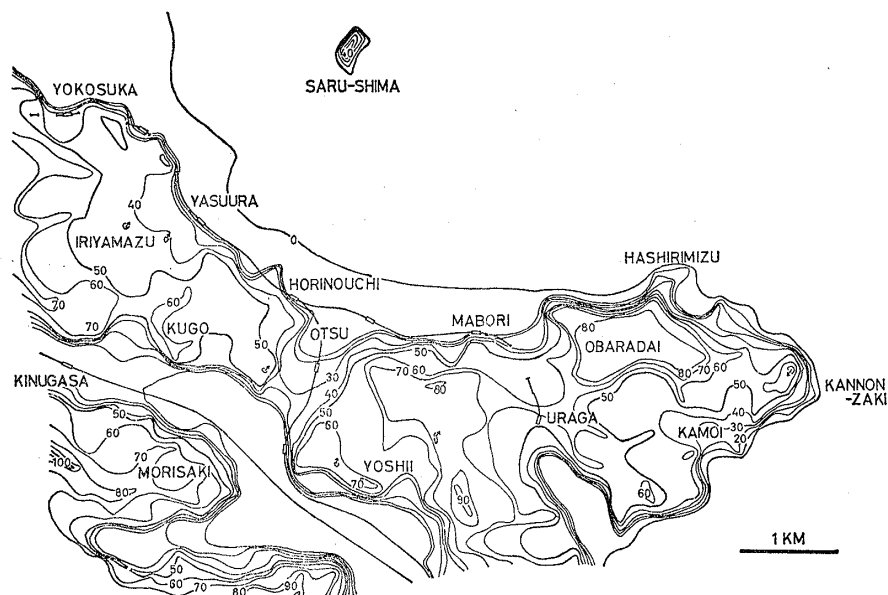


Fig. 2. Summit-level map of the eastern part of the Miura Peninsula (filling up valleys less than 300 m wide).

層) とに大別される. 今までに報告されたナウマン象 *Palaeoloxodon naumanni* (MAKIYAMA)・オオツノジカ・また今調査中に汐入 (Loc. 1, 緑ガ丘学院北側) でマガキ *Crassostrea gigas* (THUNBERG) とともに発見されたニホンムカシジカ *Cervus praenipponicus* (SHIKAMA) の化石は, いずれも西半部の泥層中から産出している. 南関東では, ナウマン象を産する層準は現在のところ“下末吉層”または下末吉相当層より新しい地層に限られている (HASEGAWA, 1972).

横須賀累層の上位には, 火砕物質に富む中～細礫まじりの中粒砂および細粒砂からなる小原台砂礫層が不整合に重なっている. 海拔約 80m の平坦面を形成しているのは小原台砂礫層である. 本層を整合におおって小原台ローム層が堆積し, ローム層中には, 小原台パミス (OP-66,000±6,000 F. T. y. B. P.) (町田・鈴木, 1971) がはさまれている. 更に上位には, 新期ローム層が不整合にのり, その中には, 下位より三浦パミス (MP), 東京パミス (TP), 三色旗パミス (SP), 中央火口丘パミス (CCP-1) が挟在する. これらの火山灰層をのせる平坦面は小原台面と呼ばれている. しかし, 調査地域西半部では小原台砂礫層は削剝され, 横須賀累層の上に不整合に新期の火山灰層がのっている.

## II. 層 序

著者らは調査地域を記載の便宜上, 京浜急行線の馬堀海岸一浦賀以東を東部地域, 同じく以西を西部地域と呼ぶことにする.

### A. 横須賀累層 Yokosuka formation

本累層は第三紀層を不整合におおい, 小原台砂礫層に不整合におおわれる一連の地層である. 横須賀累層の層序については, 先に走水団研グループ (1965) が, 層相を基に下位より堀の内基底礫岩層・大津貝層・馬堀砂岩層および走水礫層の4部層に区分した. しかし, 著者らは後述のように, 堀の内層・大津層・馬堀層の3部層は一部の地域で同時異相の関係にあるとみなし, これらを一括して大津層という名称を与える. 従って本累層は, 下位より大津層・走水層の2部層に区分される (Fig. 3, Table 1).

#### 1. 大津砂泥層 Otsu sand and member

本部層は基盤の三浦層群を不整合におおう. 著者らが, 走水団研グループ (1965) の堀の内基底礫岩層・大津貝層・馬堀砂岩層を同時異相とみなし, これらを一括して大津層とした主な理由は, 基底部付近の層相が場所により同高度で著しく異なることによる (Fig. 4). た

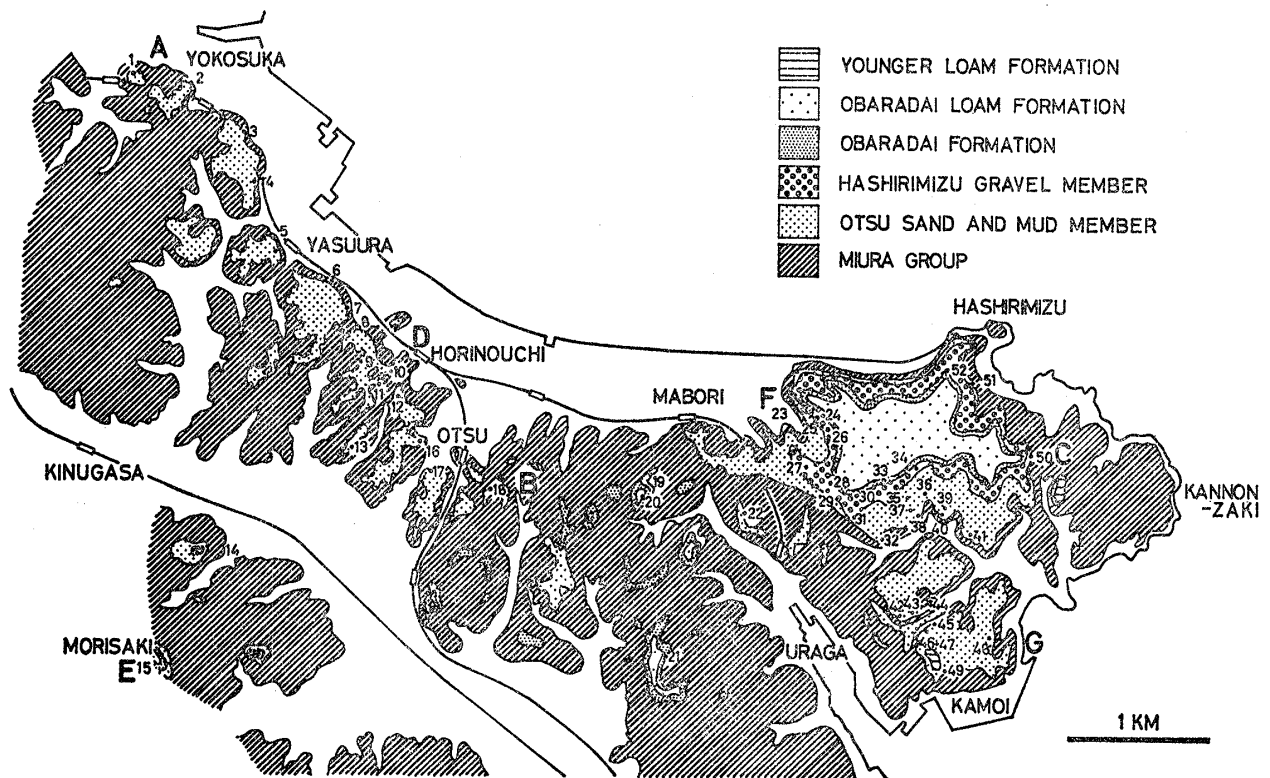


Fig. 3. Geological map of the eastern part of the Miura Peninsula. Arabian figures show locality numbers.

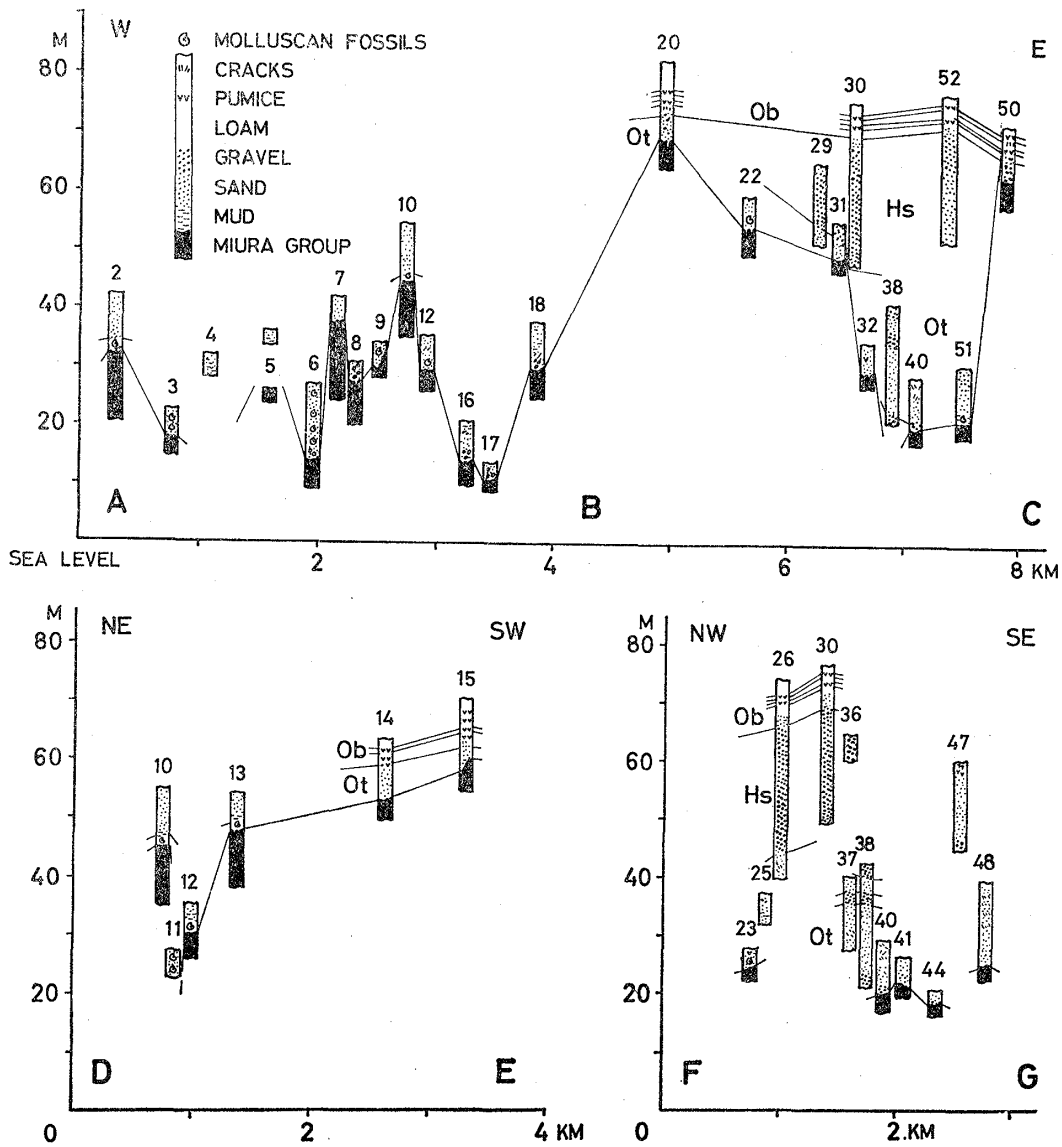


Fig. 4. Columnar sections. A-G and locality numbers as in Fig. 3. Ot : Otsu member, Hs : Hashirimizu member, Ob : Obaradai and younger formations.

Table 1. Correlation table of the stratigraphic sequences. G : group, F : formation, M : member.

KANIE ET AL., 1977		HASHIRIMIZU RESEARCH GROUP, 1965	
YOUNGER LOAM F.		OBARADAI LOAM	
OBARADAI LOAM F.		UPPER LOAM	MIDDLE LOAM
OBARADAI SAND AND GRAVEL F.		LOWER LOAM	
OBARADAI SAND AND GRAVEL F.		OBARADAI F.	
YOKOSUKA F.	HASHIRIMIZU GRAVEL M.	HASHIRIMIZU CONGLOMERATE M.	
	UPPER	MABORI SANDSTONE M.	
	LOWER	OTSU SHELL BEARING SANDSTONE M.	
OTSU SAND AND MUD M.		HORINOUCHI BASAL CONGLOMERATE M.	
MIURA G.		MIURA G.	

例えば、走水団研グループ (1965) が示した堀の内層の模式地 (p. 7, Fig. 6—著者らの Loc. 11 付近) において、同層は約 1m 側方で大津層に変化するアバット状の

堆積を示している。また、Loc. 23 (馬堀中学校横) では、基盤に対してアバット状に軟体動物化石の破片およびパミス片を多量に含むスコリア質の粗粒砂が堆積しており、Loc. 51 (円照寺付近) では *Crassostrea gigas* を密集して含む泥が堆積している。Loc. 41 (鴨居中学校西方 300m) では、先新第三系に由来する砂岩・チャートを主とする中～細礫が基盤をアバット状におおい、Loc. 46 (梅田) では、基盤の三浦層群から直接もたらされた泥岩の円礫 (多くは穿孔孔によって巣穴が掘られている。Plate I—2) が基盤にアバットしながら堆積している。本部層は、全般的には火山物質に乏しいが、Locs. 25・40 などでは、連続性に欠ける火山灰薄層がみられる。大津層は東部と西部で異った層相で堆積してい

るが, 両地域でほぼ同高度に分布する堆積物を大津層とみなした (Fig. 4).

**東部地域** Loc. 25 にみられるように雲母質の黄褐色中粒砂からなるが, 上述のように基底部付近の層相は場所により大きく異なっている. 小原台南縁の本部層上半部には, しばしば上位の走水層と同様の礫種からなる厚さ 10cm~3m の礫層のレンズをはさんでいる.

堆積構造には, 斜層理 (diagonal bedding) と覆瓦状構造 (imbricate structure) が認められる. 斜層理は平面型 (長浜, 1965) が多いが, 小原台の南方では, しばしば谷型や wedge-shape (くさび) 型 (SCHROCK, 1948) が顕著に発達することもある.

化石は本部層の基底部付近に集中する傾向があり, まれに化石床的な産状 (Locs. 44・45 など) を示している. 走水団研グループ (1965) によれば, 軟体動物化石は HDM 曲線で 35°N の位置に大きな頂を, 38°N に小さな頂を生ずる他生混合型を示し, 内湾の指標種を多く含んでいるという. しかし, 小原台の南方からは, 外洋性の指標種 *Nucula paulura* A. ADAMS マメクルマガイをも産するとされている. 大型の貝類は, ほとんど破損している.

厚さは約 30m.

**西部地域** Loc. 16 にみられるように, 塊状の細粒砂~泥よりなる\*. 従来, 大津層と呼ばれている地層は, この地域を模式地として定義されたものである. 基盤の凹所には新第三系の泥岩礫が堆積し, *Crassostrea* を主とする貝化石も多産することが多い.

斜層理や覆瓦状構造等の方位性堆積構造は認められない.

走水団研グループ (1965) が報告した有孔虫化石群集 (京浜急行線, 新大津駅の東方約 300m) は, 基盤に接するところでは外洋性の浅海, それより 2m 上位では内湾的要素の強い環境を指示するという.

厚さは約 50m.

## 2. 走水礫層 Hashirimizu gravel member

本部層の分布は, 東部地域の小原台およびその周辺のみに限られている (Fig. 3). あらたに Loc. 30 を模式地とした\*\*. 本部層は岩相上, 上・下に 2 分される. 模式地で下半部は無層理もしくは平行層理を有する厚さ 17m の砂礫層 (Fig. 5, 6, Al), 上半部はみかけ上, 東方に傾斜する層厚 7m 以上の大規模な平面型斜交成層

(cross-stratification)\*\*\* (Fig. 5, 6, Db+D) よりなる (Plate I-1).

**下位層との関係** 本部層と大津層との境界は, 厚さ 3m 以上の砂礫層の出現をもって認定した. 両部層の関係は, 以下の理由により, 小原台の南部・南西部および西部では, 大津層上部と走水層下部が指交するものと考えられる. 小原台南部において大津層上半部にしばしば走水層と同様の礫種をもつ厚さ 10cm~3m の礫層のレンズがみられる. また, 走水団研グループも指摘しているように, 馬堀の南方においても下位の大津層中にかなりの礫層がはさまれている. 後述のように古流系は, 大津層下半部では SE→NW であるのに対し, 上半部では SSE→NNW とともに NNW→SSE があらわれる. この NNW→SSE という流向は, 走水層下半部のそれとほぼ一致し, 上記の事実をも考え合わせると, 大津層堆積時後半において既に走水層の堆積が始まっていたことが示唆される.

**下半部** 先新第三系の砂岩・チャートを中心とする大~細礫よりなる. 礫は無層理あるいは平行状に堆積し, 厚さ 10cm 前後の砂層を頻繁にはさんでいる. 礫層はいたるところで直下の地層をポケット状ないしはチャンネル状に浸食して堆積している. しばしば斜層理や覆瓦状構造 (Plate I-3) などの堆積構造を示している. 礫層中のマトリックスは, 主として中粒砂よりなるが, 無層理の部分ではその量が少ない.

火砕物質は一部の層準に見られるが, 二次的なものと判断される.

化石は未発見である.

東西性の小断層 (正断層) が多く認められるが, その多くは本部層上半部までは達していない (Fig. 5).

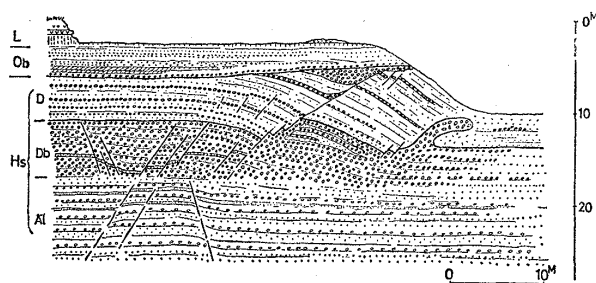


Fig. 5. Large-scale planar-type cross-stratification (D) at Loc. 30. Hs: Hashirimizu member, Ob: Obaradai formation, L: Loam formations. Legend as in Fig. 6.

\* 西部地域の走水層の少なくとも上部は, 高度上の分布から東部地域の走水層相当層と考えられる.

\*\* 走水団研グループ (1965) が指定した露頭は, 調査中に覆いがかけられて消滅した.

\*\*\* ここでは, 堆積面に対し, 葉理面がある角度で堆積した構造を斜層理 (diagonal bedding), 同じく単層群がある角度で堆積した構造を斜交成層 (cross-stratification) とした.

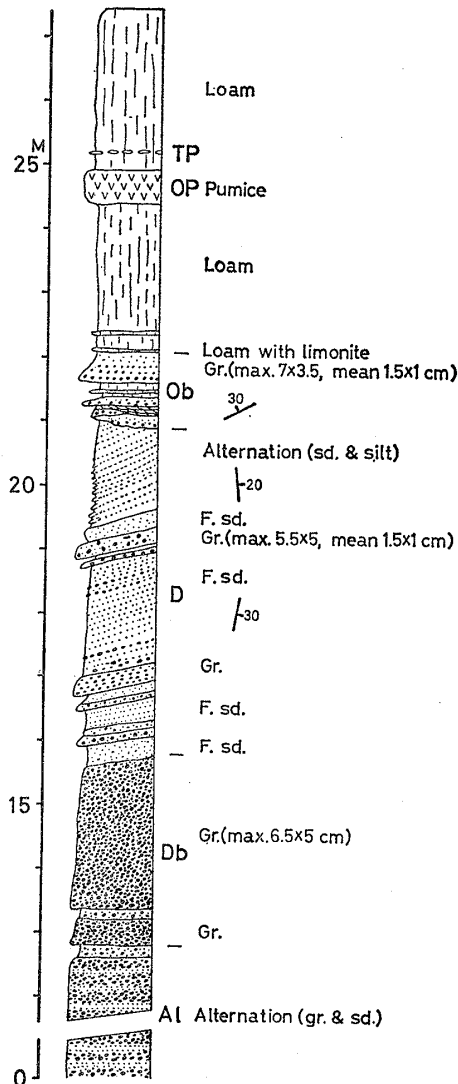


Fig. 6. Columnar section at Loc. 30. Al: lower part of the Hashirimizu member, Db+b: upper part of the Hashirimizu member, Ob: Obaradai formation, OP: Obaradai pumice bed, TP: Tokyo pumice bed.

層厚は約 17m.

**上半部** Loc. 30 では、層厚 6m の大規模な平面型斜交成層が発達し、その内部は各々 5~30 cm の礫・砂・泥の互層より構成されている。この斜交成層は、下半部の砂礫層を大きく削り、また injection structure (注入状構造) などもしばしば認められる (Fig. 5; Plate I-1)。Loc. 52 の露頭では、最大傾斜角が下流方向 (傾斜方向) に向かうに従って順次緩くなる (Plate I-4)。斜交成層を構成する一員である砂層の内部には、しばしば斜層理が認められる。

化石は未だ発見されていない。

小断層は数多く存在する。

層厚は 7m 以上。

### B. 小原台砂礫累層 Obaradai sand and gravel formation

本累層は、小原台では走水層に不整合に重なり、森崎では大津層上へ不整合にのる。馬堀の南西 (Loc. 20) では三浦層群を直接不整合におおっており、不整合面には穿孔貝の巢穴跡がみられる。

本層は、走水層とほぼ同種の中~細礫を含む砂礫層と褐色の細粒砂層からなっている。小原台では、砂礫層中にも細粒砂層中にも多量の火砕物質が含まれている。

基底面の高度は、小原台北縁で約 65m、南縁で約 70 m、また荒牧 (Loc. 21) で約 75m、森崎で 59~62m となっていて、わずかに北方へ向かって低くなる傾向がある (Fig. 4)。

砂層の内部には、Fig. 5 に示されるような走水礫層の斜交成層とは全く逆方向に傾斜する斜層理が観察される。

本層の厚さは約 2m で、全分布地域を通じて、ほぼ一様な層厚をもっている。

### III. 基盤地形

ここでは、横須賀累層堆積初期における基盤地形を復元して、堆積盆のひろがりやを推定する。

基盤地形を復元するにあたり、野外では、基盤の三浦層群と大津層との不整合面の高度をハンドレベルで測定した。その際 1:3,000 の地形図 (等高線間隔 2m, 1966~1971 年測図) を用い、海拔高度の明らかな地点を起点とした。測定点は 75 である。なお、当地域には、軽微ながら地盤運動が認められるが、その運動量を示す直接的な数値は入手が困難なため、測定値は補正していない。走水団研グループ (1965) によれば、小原台面は北方向に 1 度弱傾いているとされている。

復元された基盤地形を Fig. 7 に示す。地形は高度・方向性・堆積盆の形態などから、東部・中部・西部の三地域に区分される。

#### A 東部地域

京浜急行線の馬堀海岸一浦賀以東の地域である。復元された基盤地形は、北西-南東方向に通じる海峡状の谷地形を呈している。谷幅は平均 800m で、40~50m の深さをもっている。谷の側壁は急傾斜であるが、谷底はほぼ平坦である。

この海峡状の谷地形は、中央やや北寄り (浦賀の北) にあるほぼ東西方向の高まりによって北と南に分けられ、この高まりを境に、北方と南方にそれぞれ緩く傾斜

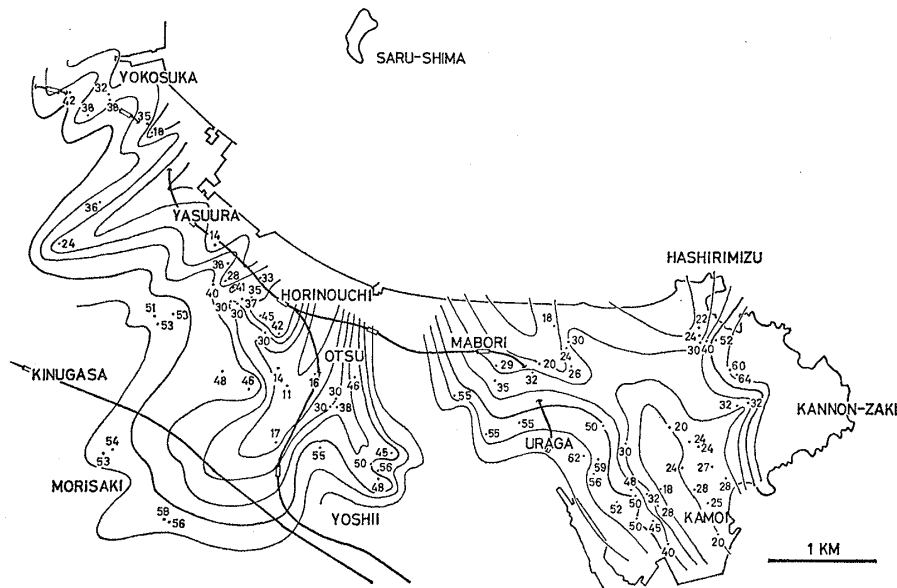


Fig. 7. Base-contour map of the Yokosuka formation. Figures are in meters above sea-level.

して開いている。すなわち、この東西方向の高まりは、鞍部もしくは分水嶺的な性格を示している。

**B. 中部地域**

馬堀と大津との間にある海拔 70m 前後の地域である。基盤地形は、南から北へ向かって漸次低くなりながら延びる尾根状の地形を呈している。この地域は、北部の一部に大津層が薄くのみで、南部には基盤上に直接、小原台砂礫層が堆積している。なお、この尾根状の地形の北方には猿島(海拔 40m)がある。

**C. 西部地域**

大津以西の堀の内・安浦・森崎・横須賀市街地域である。基盤地形は、北～北東方向に開く数条の谷地形を示している。比較的大きな谷は、堀の内付近と安浦付近の二ヶ所にあり、このことは Fig. 2 の切峯面図にも明らかに認められる。堀の内の谷には、支谷とみなされる NW→SE 方向の小さい谷が認められるが、この方向は、東部地域の谷の方向とも一致し、また新第三系の三浦層群の地質構造とも調和的である。

**IV. 堆積環境**

**A. 古流系**

既述のように横須賀累層および小原台砂礫層には、方位性堆積構造として斜層理と覆瓦状構造が認められる。しかし、これらの発達は、いずれも東部地域のみに限られ、西部地域には見られない。

著者らは、古流系解析のため、平面型斜層理を測定

し、さらに覆瓦状構造を補助的に測定した。覆瓦状構造については、無作為に選んだ長径 4cm 以上の礫を各地点で 50 個測定した。

**1. 横須賀累層**

**a) 大津層**

**斜層理** 本部層にみられる斜層理は、主として細礫もしくは貝殻破片まじりの中粒砂層中に発達し、セットの厚さは大半が 10~30cm を示している。測定地点は 9ヶ所で、測定総数は 44 セットである。

下半部の斜層理は Locs. 36・39・40・41・45 の 5 地点でみられる。最大傾斜方向は、Fig. 8 に示すように、

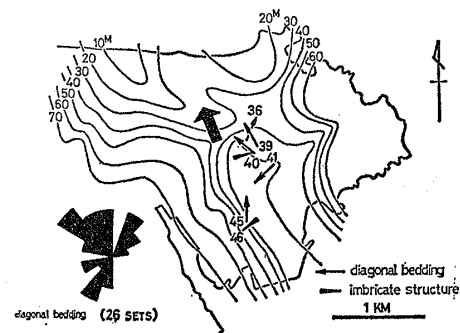


Fig. 8. Paleocurrents of the lower part of the Otsu member projected on the base-contour map of the Yokosuka formation. Bold number shows the locality number, large arrow the estimated main direction of paleocurrent.

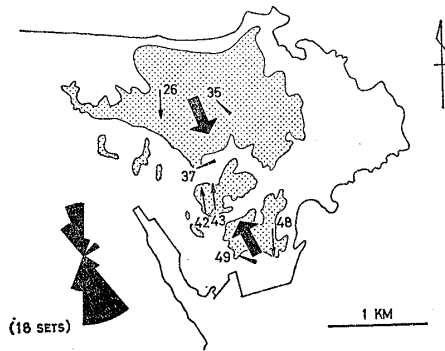


Fig. 9. Paleocurrents of the upper part of the Otsu member (dotted area). Legends as in Fig. 8.

N40~60°W の範囲をピークに、大勢は N~N80°W の範囲に集中する。従って、主流向は北西方向と判断される。その流向は、堆積盆および復元された基盤地形の谷の延びの方向 (NW—SE) に平行である。また、この主流向に斜交する北東方向および南西方向の流れも認められ、これは局所的な基盤地形を反映していると理解される。

上半部の斜層理は、Locs. 26・42・43・48 の4地点で見られる。最大傾斜方向は、Fig. 9 に示すように、N~N20°W の範囲と S~S40°E の範囲の2方向に集中し、また各露頭における卓越方向も、Locs. 42・43 は NNE 方向を、Locs. 26・48 は SSE 方向を示している。これらの事実から、この時期には、NNW 方向と、これとは逆の SSE 方向の二系統の古流系が存在していたといえる。

**覆瓦状構造** 本構造は Locs. 35・37・40・46・49 の5地点で測定した。

本部層下半部に属する地点は Locs. 40・46 である (Fig. 8)。このうち、Loc. 46 は、基盤の新第三系より由来した泥岩礫を測定したものであり、Loc. 40 は、先新第三系の硬質礫を測定したものである。覆瓦状構造が示す流れの方向は、Fig. 8 に示すように、斜層理から求めた古流向 (SE→NW) とほぼ直交し、またいずれの地点の流向も基盤地形に示された谷の軸部に向かっている。

上半部に属する地点は Locs. 35・37・49 である。このうち、Locs. 35・37 は堆積盆地のほぼ中軸部に位置し、Loc. 49 は堆積盆地の周辺部に位置していたと考えられる。前者は走水礫層と同様な礫種をもつ礫層で、後者は基盤より由来した泥岩礫を測定した。流向は Locs. 37・49 では WSW→ENE を示し、斜層理から求めたそ

れとは斜交するが、Loc. 35 では NW→SE を示し、斜層理から求めた2方向の古流向のうちの NNW→SSE とほぼ一致する (Fig. 9)。Loc. 35 に見られるように、覆瓦状構造からも既にこの時期に北方からの運搬がなされたことは明らかである。

#### b) 走水層

**斜層理** 本部層下半部の斜層理は、セットの厚さが 10cm 前後で、大部分が平面型である。測定を Locs. 26・29・30 の3地点で行なった結果、最大傾斜方向は S40~60°E の範囲に集中する (Fig. 10)。従って主流向は NW→SE と判断される。

**斜交成層** 本部層上半部は大規模な平面型斜交成層よりなり、Locs. 26・29・30・33・52 の5ヶ所に露出している。斜交成層の最大傾斜方向は Locs. 26・29・30 では南東方向、Loc. 33 では東方向、Loc. 52 では北東方向を示している。この事実は、東方に向かうにつれて、斜交成層の成長方向が反時計まわりに漸次変化すること

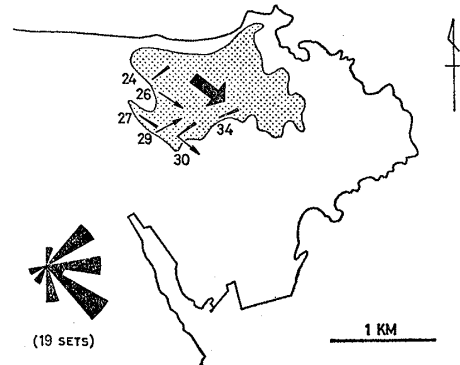


Fig. 10. Paleocurrents of the lower part of the Hashirimizu member (dotted area). Legends as in Fig. 8.

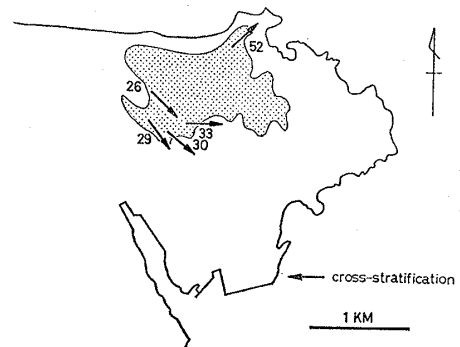


Fig. 11. Paleocurrents from the cross-stratification of the upper part of the Hashirimizu member (dotted area). Legends as in Fig. 8.



を示している (Fig. 11).

**覆瓦状構造** 本部層下半部の4地点 (Loc. 24—Plate I—3, Locs. 27・30・34) において測定した。流向は一部において NW→SE を示すが、大勢は SW→NE で、この主方向は斜層理から求めた古流向とほぼ直交している (Fig. 10).

## 2. 小原台砂礫層

**斜層理** 本累層には、斜層理の発達がきわめて悪く、Locs. 19・21・26・30・33 の5地点で各々1セットの計5セットを測定できたにすぎない。セットの厚さは、いずれも5cm前後で、斜層理を有する単層の側方への連続性は乏しい。上記5地点における最大傾斜方向は、北東～北西方向を示している (Fig. 12)。従って、本累層の古流向は、下位の走水層のそれとは大きく異なっている。

**覆瓦状構造** 測定は、Locs. 20・21・27 の3地点で行なった。流向は、Locs. 20・21 では E→W, Loc. 27 では W→E である。

以上に述べたように、古流向は大津層・走水層・小原台累層の間で異なり、また大津層や走水層では、同一部層内でも下半部と上半部でその流向に特異な差が認められる。

一方、斜層理から求めた古流向と、覆瓦状構造から求めたそれとを比較すると、一部において調和的なこともあるが、大局的には直交もしくは大きく斜交する。このことは斜層理が碎屑物運搬流そのものによって形成されるのに対し、覆瓦状構造は他の営力 (波や潮汐などの局所的要因) の影響を受けやすいことによるためと考えられる。

## B. 堆積史

斜層理による大津層・走水層・小原台累層の古流向変遷図を模式的にあらわしたのが Fig. 13 である。

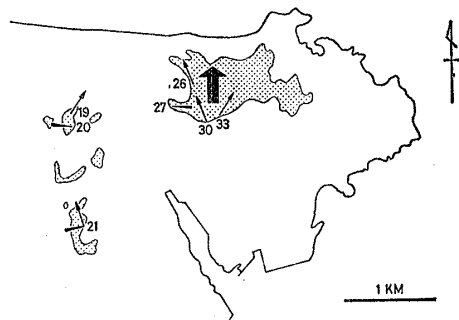


Fig. 12. Paleocurrents of the Obaradai formation (dotted area). Legends as in Fig. 8.

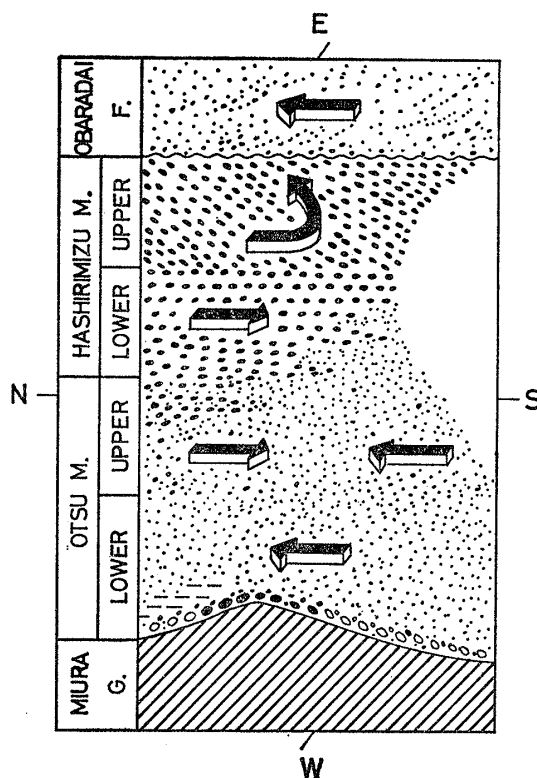


Fig. 13. Historical changes of paleocurrents (arrows) in the eastern part of the investigated area. Black large dots: hard pebbles, White open circles: soft pebbles.

## 1. 大津層堆積前期

本地域では、横須賀累層の堆積に先だつ陸上浸食によって数条の谷が刻まれ、起伏に富む地形が形成された。

谷のうち特に顕著なものとして、東部地域では、走水から西方に延びる高まりを鞍部として、そこから南東 (鴨居方面) および北西 (馬堀方面) に流下する二本の谷が認められる。この谷地形は、北西—南東方向に縦断して流れた単一の河川によって形成されたとみるよりも、南北両側からそれぞれ谷が刻まれて形成されたとみなす方が妥当である。西部地域では、森崎から北東の堀の内方面に向かう谷、安浦付近を北東方向に流れる谷の2本が認められる (Fig. 7)。

やがて海進が行なわれ、大津層の堆積が開始されたが、この海進は上記の基盤地形を反映し、西部地域では北方から、東部地域では北と南の南側から進んだ。このため、東部地域では、ある時期に北方の古東京湾と南方の外海とが一続きになり、海峡状になった。

**東部地域** 北方の内湾と南方の外海との両方の影響を受ける環境下におかれたが、碎屑物、特に硬質岩礫や砂

の大半は、この海峡状の凹地を南から北に向かう流れによって運ばれ、基盤とアバット状に堆積した (Fig. 13). 基底部付近の層相は、堆積盆の周縁部では三浦層群よりもたらされた泥岩の円礫 (穿孔貝の巢穴痕がある) や殻片 (*Crassostrea gigas*, フジツボが多い) などが堆積しているが、鞍部の基盤の高まりでは先新第三系由来の古期岩類の円礫や中粒砂が堆積している。

**中部地域** 本地域には、横須賀累層の堆積物がなく、基盤に直接小原台砂礫層が堆積しているため、横須賀累層堆積時には海面上に出ていたものと考えられる。また、地表は Fig. 7 の地形より、はるかに起伏に富んでいたものと考えられる。

**西部地域** 海進に伴って基盤の谷地形が沈水し、猿島付近に湾口をもつ内湾性の強い環境が形成された (Fig. 7). 方位性堆積構造が見られないため\*, 古流向は明らかでないが、碎屑物は主として南側の陸域から直接もたらされたものと思われる。このことは、基盤の凹所を埋めている泥岩礫が、基盤を構成している三浦層群のものであり、またほとんど円磨されていないことなどからも判断される。

## 2. 大津層堆積後期

**東部地域** 海底の凹凸はある程度平坦化され、ほぼ一様に中粒砂が堆積したが、小原台南縁付近や馬堀南方など北半部には、砂岩・チャートなどの古期岩類を主とする礫層がしばしばはさまれるようになった。

この時期になると、NNW→SSE の古流向がみられるようになり、前期に引き続く SSE→NNW の古流向とともに 2 系統の流系環境のもとで堆積が進んだ (Fig. 13).

**西部地域** 前期に続いて、内湾的性格は変わらなかったが、基盤の凹所は埋められ、陸域からの供給も少ない比較的静穏な環境下で細粒砂～泥が堆積した。

## 3. 走水層堆積前期

**東部地域** 大津層堆積後期に、北北西からの供給が始まり、同時に本層と同様な礫種をもつ礫層が小原台およびその周辺地域にしばしばはさまれるようになったが、この時期になると、北西からの硬質礫の供給が顕著になった。この礫の供給はかなり急激に行なわれ、しばしばポケット状ないしはチャンネル状の浸食と堆積の繰り返しが見られる。また礫の淘汰は一部の平行配列の部分を除いてきわめて悪い。おそらく、この時期に行なわれた相対的な海面低下にもなって、碎屑物も粗粒化したものと考えられる。なお、本部層の礫種は、そのほとんど

全てが砂岩・チャートを主とする古期岩類であり、従って礫は第三紀の砂岩・泥岩よりなる後背地から直接もたらされたものではなくて、北西方向からの古流向の存在により明らかに遠方からの運搬によるものである。

ところで、小原台南方の鴨居地域が、この時期にどのような状態にあったかは推測の域を出ないが、下位の大津層と本部層とが一部指交関係にある点を考慮すると、南方から供給された碎屑物が部分的に堆積した可能性を考察することができる。

**西部地域** 東部地域の走水層に相当する礫層は、本地域には全く存在しない。走水層の基底は海拔高度にして 45m 付近にあり、従って走水団研グループ (1965) も指摘しているように、本地域にも存在してよいはずであるが、その高度には、前期に引き続いて大津層相当の細粒砂～泥がたまっているにすぎない (Fig. 4). おそらく本地域は、大津層の堆積期に引き続き、依然として閉鎖的な内湾の環境下にあったため、このような礫は運搬・供給され得なかったであろう。

## 4. 走水層堆積後期

**東部地域** 小原台およびその周辺部に厚さ 7m 以上の大規模な平面型斜交成層が形成された (Fig. 5; Plate I—1, 4). この斜交成層の最大傾斜方向は、東へ向かうにつれて、南東・東・北東と反時計まわりに順次変化している。このような大規模な斜交成層はデルタ状堆積物と考えられる。すなわち、Fig. 5 の Db は bottom set であり、D は foreset で、top set (SCHROCK, 1948) は削り去られてしまったものと解釈される。なお基盤高度が、北西方の猿島のそれ\*\*に比べてやや低いことから、この高度差が本期にも存在し、この高度差に起因して形成されたのではないかと推察される。

礫種構成は嘉山 (1969) によれば、全体の 83% を砂岩・チャートが占め、他にわずかの凝灰岩・頁岩・安山岩・玄武岩・輝緑岩・ホルンフェルス・結晶片岩などが認められるとされている。これらは、いずれも関東山地・丹沢山地およびその周辺部に分布している。このことと、礫がよく円磨されている事実や古流向の資料を考え合わせると、本部層の礫は、上記地域から古東京湾に流入する河川によって河口まで運ばれてきた後、海岸に平行に南に移動し、本地域に到達・堆積したものと推定される。

なお、斜交成層の最大傾斜方向 (成長方向) が、東へいくにつれて反時計まわりに順次変化する事実から推して、この時期には、小原台地域と鴨居地域とが不連続と

\* このこと自体、強い traction current が存在しない閉鎖的な環境であることを示している。

\*\* 猿島には海拔 40m まで基盤が露出している。

なった可能性がある。すなわち、堆積盆は、北の古東京湾と南の外海とに分化したとみることができる。

**西部地域** 堆積物が残っていないため、詳しいことはわからないが、前期までの内湾的性格が大きく変化したとは考えられず、従って、この時期にも依然として細粒物質の堆積をみたものと思われる。

#### 5. 小原台砂礫層堆積期

横須賀累層は、現在の高度で 70m 以上にまで堆積した後、相対的海面低下によって海面上に現われて、浸食を受けた。その後、横須賀累層は再び海中に没し、小原台砂礫層によって薄くおおわれた。現在、小原台層の分布がみられるのは、京浜急行線以東の地域および森崎付近であるが、初生的には、調査地域全域に及ぶ海岸段丘状の広い平坦面上に堆積したものと考えられる。

本累層の古流向は、走水層のそれとは大きく異なり、北東～北西方向を示している。

### V. ま と め

横須賀累層は基盤の新第三紀層を著しい不整合でおおい、小原台段丘堆積物に切られる、ほぼ水平に堆積した厚さ 50m にわたる一連の堆積物である。

横須賀累層は、下位より大津砂泥層 (層厚 30m)・走水礫層 (層厚 20m) に分けられるが、西部では内湾性の砂泥堆積物 (層厚 50m) が分布している。

大津層堆積時の基盤地形を復元した。基盤地形は東部で中央部に高まりのある海峡状谷地形、中部で南から北へ向って低くなる半島状地形、西部で北～北東に開いた谷地形よりなっている。

東部地域の横須賀累層の堆積構造から、古流系は大津層下半部では南東から、大津層上半部では南東 (外海) と北西 (古東京湾) の両方向から、走水層下半部では北西から、走水層上半部では東へ向かうにつれて北西・西・南西からの流れが認められ、それぞれ漸移的に変化している。

横須賀累層を不整合におおう小原台砂礫層は南方からの古流向を示している。

### 文 献

青木康二郎, 1923 : 三浦半島の海岸に就きて. 地球, **3**, 101—111.  
中条純輔, 1962 : 古東京川について, 一音波探査によ

- る一. 地球科学, no. 59, 30—39.  
HASEGAWA, Y., 1972 : The NAUMANN's Elephant, *Paleaeoloxodon naumanni* (MAKIYAMA) from the Late Pleistocene off Shakagahana, Shodoshima Is. in Seto Sea, Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus.*, **15**, 513—591.  
走水団研グループ, 1965 : 三浦半島小原台付近の第四系. 地球科学, no. 80, 1—11.  
池辺展生, 1931 : 三浦半島南部の洪積層に関する研究. 武蔵高校校友会誌, no. 16, 9—48.  
蟹江康光・大越 章, 1973 : 三浦半島, 宮田累層の層序について. 地質学会 80 年大会演旨, 17.  
関東ローム研究グループ, 1965 : 横浜南部および三浦半島. 関東ローム, 一その起源と性状一, 96—102, 築地書館.  
嘉山三千男, 1969 : 三浦半島小原台周辺の第四系の堆積環境について. 神奈川県教育センター理科長期研修報告, 73—78.  
町田 洋・鈴木正男, 1971 : 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年, 一フィッシュントラック法による試み. 科学, **41**, 263—270.  
長浜春夫, 1965 : 斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積. 地調報告, no. 211, 1—66.  
成田研究グループ, 1962 : 下末吉海進と古東京湾. 地球科学, no. 60—61, 9—15.  
NAUMANN, N., 1881 : Ueber Japanischen Elefanten der Vorzeit. *Palaeontographica*, **28**, 1—40.  
鹿間時夫・長谷川善和・蟹江康光, 1972 : 横須賀市大津層産巨角鹿距骨化石, 横須賀市博研報, 自然, no. 19, 36—39.  
SCHROCK, R. R., 1948 : Sequence in Layered Rocks. 507p., McGraw-Hill.  
鈴木好一, 1932 : 神奈川県厚木町北方の鮮新統 (其 2), 附 所謂 宮田層及び大津層に就いて. 地質雑, **39**, 110—123.  
高橋輝雄・大越 章・長田敏明・長沼幸男・蟹江康光・新井重三, 1974 : 三浦半島東南部における横須賀累層の堆積学的研究. 地質学会 81 年大会演旨, 67.  
YABE, H., 1931 : Geological growth of the Tokyo Bay. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, **9**, 333—339.  
矢部長克, 1951 : 古東京湾について. 自然科学と博物館, **18**, 142—146.  
山川戈登, 1910 : 三浦半島に現われたる化石含有層の或るものに就て. 地質雑, **17**, 37—41.  
YOKOYAMA, M., 1920 : Fossils from the Miura Peninsula and its immediate north. *Jour. College Sci., Imp. Univ. Tokyo*, **39**, 1—193.  
吉原重康, 1902 : 東京以南三浦半島地質論. 地質雑, **9**, 1—20 ; 76—84.

**Quaternary system in the Yokosuka region, Miura Peninsula, Japan**

Yasumitsu KANIE, Juzo ARAI, Yukio NAGANUMA,  
Akira OHKOSHI, Toshiaki OSADA and Teruo TAKAHASHI

(Abstract)

The Yokosuka formation that overlies the basement Neogene system with angular unconformity is covered unconformably by the Obaradai sand and gravel formation (60,000—70,000 y. B. P.). It is represented by continuous Quaternary sediments about 50 m thick that were deposited almost horizontally.

The Yokosuka formation in the eastern part of the studied area is divided into two members, each represented by coarse sediments (Table 1, Fig. 3): the lower Otsu sand and mud member (30 m thick) yielding marine molluscs and unconformably overlying the Neogene Miura group, and the upper Hashirimizu gravel member (20 m thick) characterized by extraordinary large-scale cross-stratifications (Fig. 5). On the other hand, the Yokosuka formation in the western part shows sand and mud facies (50 m thick) containing embayment molluscan fossils.

The ancient land form preceding the deposition of the Yokosuka formation (Fig. 7) is divided into three parts: the eastern part is a NW-SE trending channel, the central part is a peninsula gradually lowering northward, and the western part consists of several drowned valleys open to the north.

On the basis of paleocurrent analysis on the diagonal beddings of the Yokosuka formation in the eastern area, the sediments are considered to have been transported northwestward in the lower part of the Otsu member (Fig. 8), northwest and southeastward in the upper part of the Otsu member (Fig. 9) and southeastward in the Hashirimizu member (Figs. 10, 11).

The direction of sediment transportation in the Obaradai sand and gravel formation is estimated to have been in the north (Figs. 12, 13).

---

Explanation of Plate I

1. Planar-type cross-stratification on the upper half of this photo (Loc. 30).  
See Fig. 5.
2. Unconformity between the Miura group and Yokosuka formation (Loc. 46).
3. Imbricate structure of hard gravels (Loc. 24).
4. Planar-type cross-stratification (Loc. 52).

