

報 文

551.3.053 : 551.79(521.28)

三浦半島南部の段丘変形

岡 重文* 宇野沢 昭**
故 安藤 高明***

Deformation of Terrace Surfaces in the Southern Part of the Miura Peninsula

Shigefumi OKA, Akira UNOZAWA and Takaaki ANDO

Abstract

For the purpose of detecting the late-Quaternary crustal movements, topographic surfaces developed in the southern part of the Miura Peninsula, 60 km south of Tokyo, have been classified and dated by means of topographical and tephro-chronological correlations. As results, the followings have become clear.

- 1) The former shoreline of the Obaradai Surface (8×10^4 year B.P.) is undulated along the Takeyama fault. The maximum difference of its heights reaches about 30 metres.
- 2) The Misaki Surface (6×10^4 year B.P.) is also undulated around the Minami-Shitaura fault. The difference of its heights is estimated to be 9 metres or more.

The data on the late-Quaternary crustal movements in the present area are summarized in the following table.

Terrace Surfaces	Terrace-forming age (year B. P.)	Co-seismic uplift at 1923 earthquake (m)	Former sea levels (m)	Maximum heights of the former shore line (m)	Total amounts of uplift (m)	Rates of uplift	Remarks
Numa Surface	6,000	1.1~1.2	6	11~12	5~6	0.83~1.0m / 1,000 year	0.13~0.15±0.09m / 1,000 year (Numa Surface~ Misaki Surface)
Misaki Surface	60,000	1.1~1.2	17	30±5	13±5	0.22±0.08 / 1,000	0.65±0.5 / 1,000 (Misaki Surface~ Obaradai Surface)
Obaradai Surface	80,000	1.1~1.2	24	50±15	26±15	0.33±0.19 / 1,000	

Immediately after the great earthquake in 1923, the studied area was rapidly and remarkably upheaved (co-seismic uplift), and then the area has been gradually subsided (inter-seismic subsidence). Similar oscillatory movements which occurred many times in the present area before 1923 earthquake are inferred, and amounts of "residual" uplift of earthquake-to-earthquake intervals are also estimated from the markings of boring-shell swarm observed at many levels of wave-cut seacliffs. The data in the above-mentioned table show, however, that the rate of upheaval has been changed during the late Quaternary, and remarkably accelerated at least from 6,000 years B.P. to the recent.

1. はじめに

三浦半島の中央部から南部にかけては、これを横切る

* 技術部

** 応用地質部

*** 昭和46年11月生田試験地において地入り実験中殉職

著名な活断層（衣笠、北武、武山、南下浦断層）があり (KANEKO, 1965), 1923年の関東大地震のときには、上記活断層のうち、武山断層ぞいに新たな変位が発生した。また、半島全体もいちじるしく隆起した(石本, 1935)。上記の武山断層と南部の南下浦断層とに挟まれた宮田台地

は、第四紀更新世相模層群の宮田層を基盤とし、下末吉、武蔵野面が発達している(町田, 1969). 筆者らは、第四紀における地殻変動の実態を把握するために、武山断層の南側一帯の段丘区分(下末吉面と武蔵野面)と段丘の変形状態を調査した。また、三浦市三崎付近に広い平坦面を作る武蔵野面(三崎面)についても、踏査を行なった。この研究は、地殻活構造の特別研究の一環として行なわれ、野外調査は昭和43, 44, 45年の3か年にわたり実施されたものである。本報告書の作成と、地質・地質構造については地質部垣見俊弘技官より、ローム層に関しては東京都立大学町田洋助教授より、現地において多くのご指導をいただいた。東京浮石層に関しては東京都立大学菊地隆男先生より有益な助言をいただき、また、三浦市内の地形図は三浦市役所より寄贈していただいた。この小論を草するに当たって、関係各位に対して深甚の謝意を表す。

2. 調査位置と調査方法

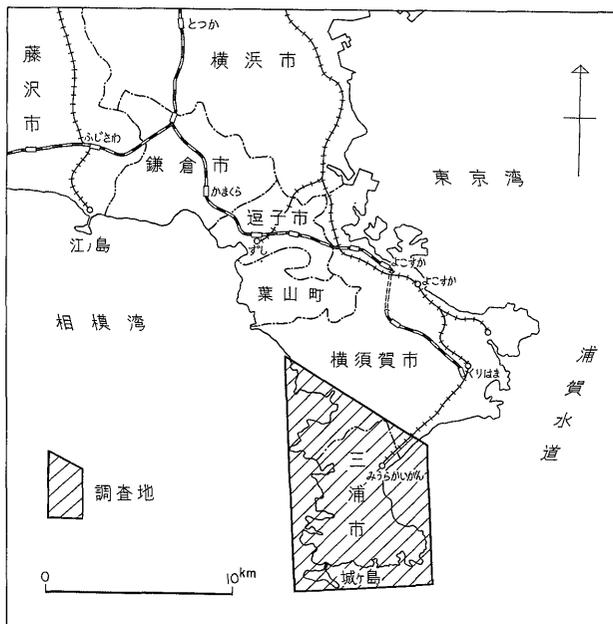
調査地は、第1図に示したように三浦半島中央部から南部一帯で、このうち、北は武山断層付近より、南は南下浦断層までの宮田台地が精査区域で、引橋台地より城ヶ島までが概査区域である。調査方法は、主として露頭調査によって1/100の柱状図を作り、ローム層の層序と波食台および波食台堆積物を明らかにした。柱状図作成地点の標高は、横須賀市作製の地形図(縮尺1/3,000, 等

高線毎2m)、三浦市作成の地形図(縮尺1/10,000, 等高線毎5m)の著名な点より「ハンドレベル」で測定した。なお、地形面区分を行なうために、露頭調査のほか国土地理院撮影の1/20,000と1/40,000の航空写真および前述の1/3,000, 1/10,000地形図を使用した。

3. 地形・地質概要

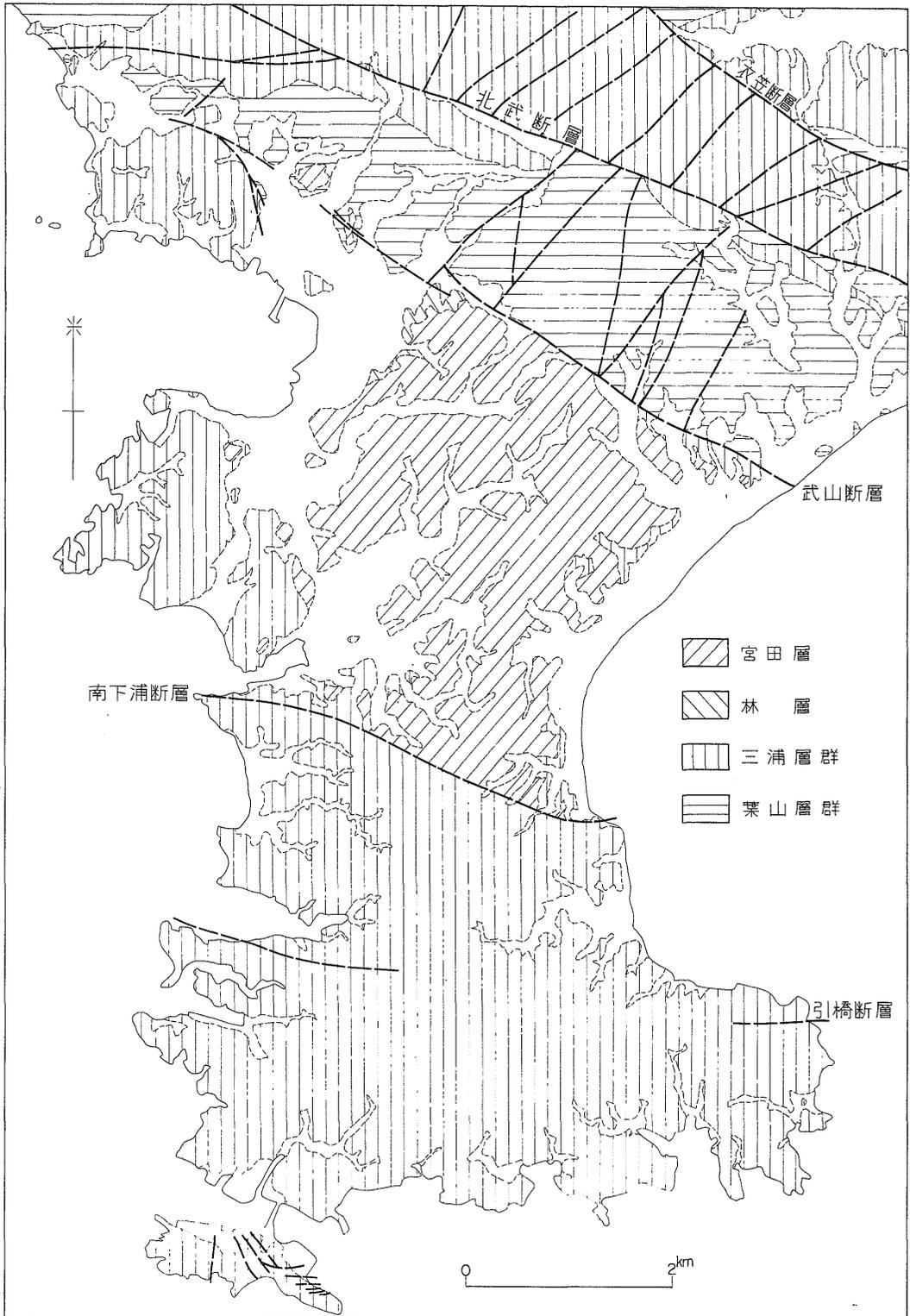
調査地の北側、武山断層と北武断層の間には、武山(標高206m)、富士山(標高183m)が突出しているが、全体的には標高100m前後の山頂平坦面が散在し、谷幅の広い谷底平坦面が広がっている。調査地は宮田台地といわれる、標高30~40mと50~70mの平坦面を広く残した海成段丘からなる。台地は一般に、北から南方に低くなり、また東から西方にも緩く傾斜している。南下浦断層はこの台地の南限を画してほぼ東西に走っている。断層の南側には侵食の進んだ引橋(標高85m)の台地があり、この周囲には緩傾斜面をへて、平坦面を広く残した標高30m+の台地が広がっている。宮田台地の谷は、北部の津久井川を除き東から西に流れ、分水界は東海岸近くを通っている。谷幅は広く、谷壁や谷頭は急傾斜で台地の平坦面に接している。

地質は藤田(1951)、三梨(1968)によれば、第三紀の三浦層群、林層、第四紀の宮田層(相模層群)を基盤岩とし(第2図参照)、これらを不整合に段丘堆積物(砂層、砂礫層)がおおっており、段丘堆積物の上位には整



第1図 位置図

三浦半島南部の段丘変形 (岡・宇野沢・安藤)

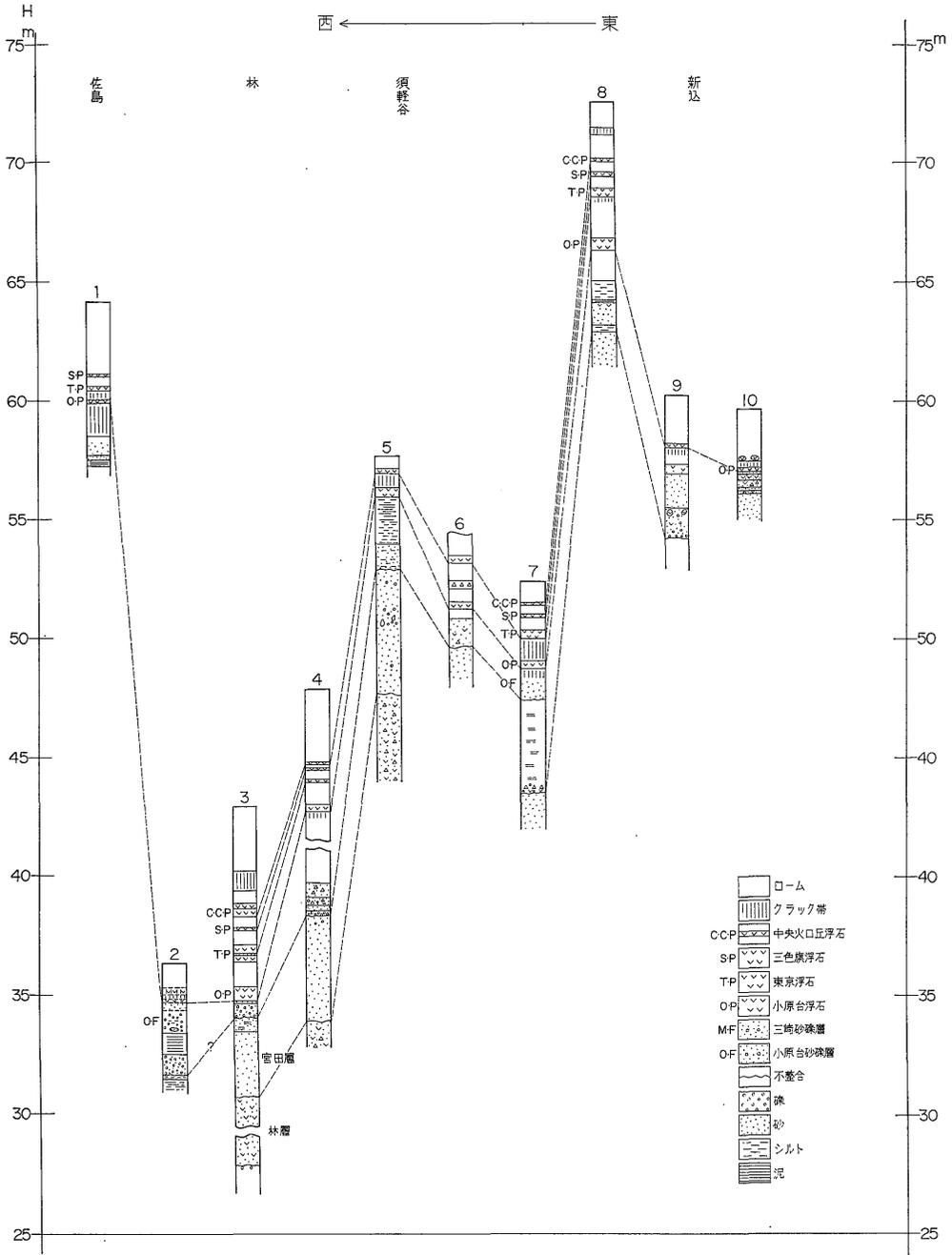


第2図 三浦半島地質略図 (三梨・矢崎, 1968を簡略化)

合状にローム層が堆積している。ローム層は下末吉ローム層の上部約 $\frac{1}{2}$ (小原台ローム層)と、武蔵野、立川ローム層(両方のローム層を一緒にして新期ローム層と呼ぶ)からなる。

4. 基盤地質

地質区分とその分布(第2図参照)については、三梨・矢崎(1968)にしたがった。以下には、各層のごく概



第3図a 小原台面柱状図
露頭番号は第4図に示す

略を述べる。

4.1 葉山層群

新第三紀中新世初期の地層で、三浦半島では最下部の層群に当たり、上位の三浦層群には不整合におおわれている。おもに泥岩、砂岩・泥岩の互層からなり、全体的に凝灰質で灰色から灰白色を示し、塊状で堅硬な層準もあるが、一度破碎されて風化すると、容易に粘土化する層準もある。分布は、武山断層と北武断層に挟まれた地域に限られているが、武山断層の南側にも一部認められる。

4.2 三浦層群

下位の葉山層群を不整合におおひ、上位の上総層群林層と相模層群宮田層には不整合におおわれている。岩質は泥岩、砂岩、泥岩・砂岩の互層からなり、一般に節理の発達が良好で、淡青灰色を呈している。葉山層群ほど硬岩ではないが、破碎されても粘土化しにくい。最上部の初声火砕質砂岩層は、黄褐色から暗褐色の角礫岩または粗粒凝灰質砂岩からなり、斜交葉理の発達がいちじるしい。火山礫、浮石およびスコリヤ層を豊富にはさむ。風化して暗褐色になり粘土化するとローム層によく似た見かけを呈することがある。分布は、調査地の西部、南下浦断層の南部一帯に広がっている。

4.3 林層 (上総層群)

下位の三浦層群を不整合におおひ、上位の相模層群宮田層には不整合におおわれている。岩質は黄灰色から青色の粗粒火山砂、灰白色浮石のまじる砂、白色粗粒浮石および灰色火山礫などからなり、全体的に火砕質で未固

結である。武山断層沿いで武山駐とん部隊の東側一帯に分布するが、その範囲は狭い。

4.4 宮田層 (相模層群)

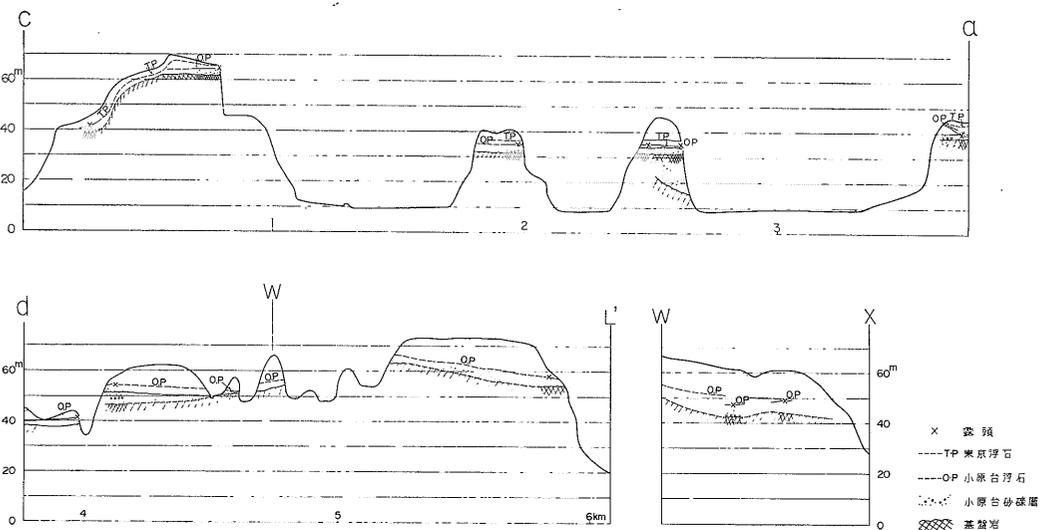
下位の上総層群林層や三浦層群を不整合におおひ、上位は段丘堆積物によって不整合におおわれており、広義の屏風ヶ浦層と対比されている。岩質は泥岩、礫岩、砂岩からなり、貝化石層が挟まれているが、全体的には未固結な砂層が多い。砂層は、雲母の入った中粒砂、小礫および浮石まじりの中粒砂からなり、葉理の発達した層準もある。西部をのぞく宮田台地のほぼ全域に分布するが、南下浦断層の南側には認められない。

5. 地形面とその構成層

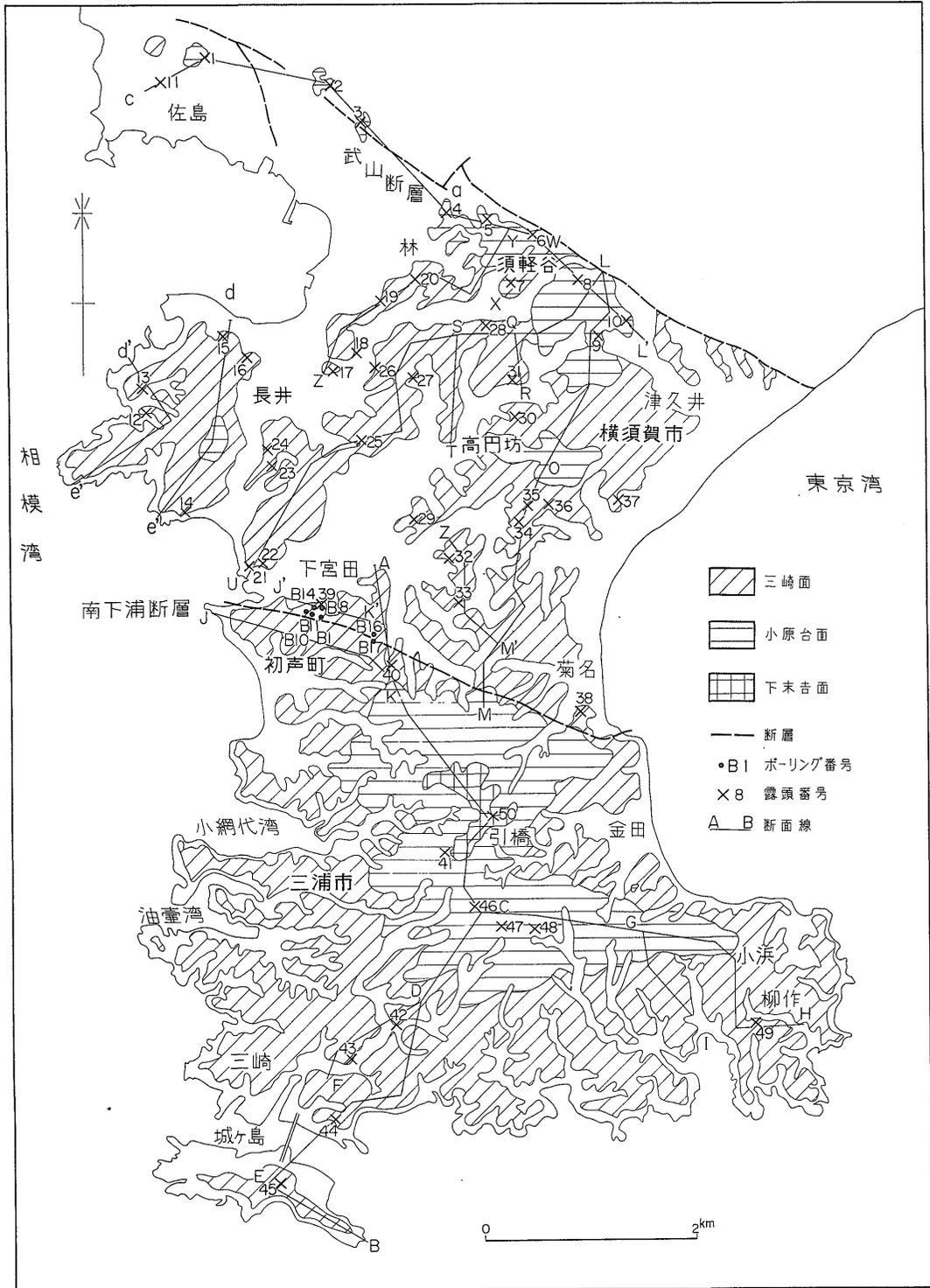
調査地内の地形面は段丘堆積物によって、小原台面、三崎面に大別され、小原台面は広義の下末吉面に、三崎面は武蔵野面にそれぞれ対比される。

5.1 小原台面

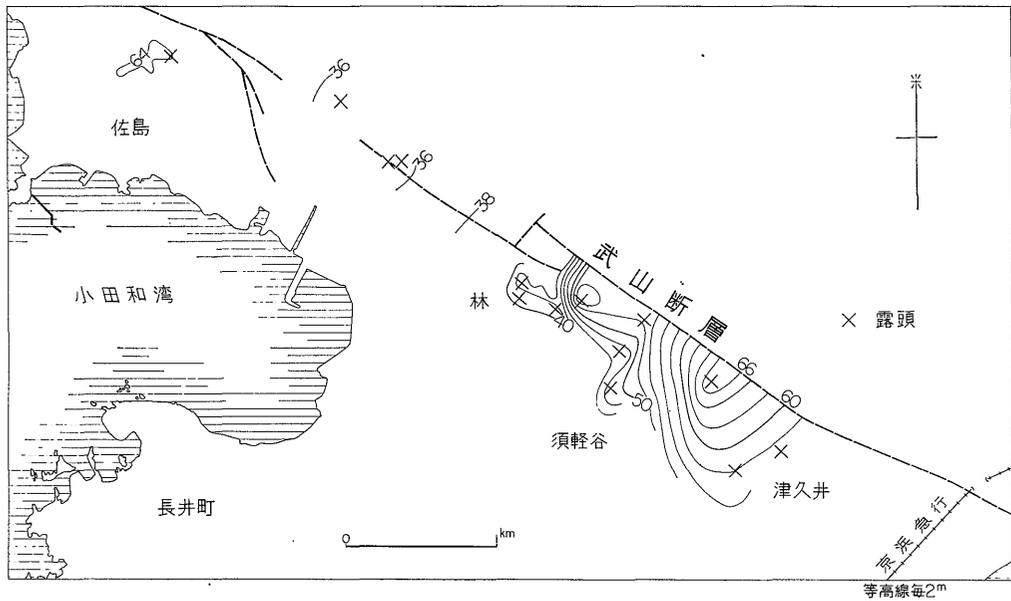
小原台面を構成している段丘堆積物は波食台堆積物で、小原台砂礫層と呼ばれている (走水団研グループ、1965)。小原台ローム層が小原台砂礫層を整合状におおひ、新期ローム層が小原台ローム層を不整合におおっている (第3図参照)。小原台面の分布形態は第4・5図のように武山断層の南側で断層沿いに発達しているが、断層の北側には認められない。標高は40~70mにおよび、全体的に北から南に緩く傾斜している。小原台面の基盤岩は、北部の佐島に三浦層群があり、中部から東部にかけては、一部に林層と三浦層群が見られるが、大部分は



第3図b 小原台面断面図



第 4 図 地形面区分と断面線，露頭位置図



第5図 小原台浮石層等高度曲線図

第1表 各地点における小原台面とその構成層の特徴

露頭番号	2	3	4	7	6	5	10	9	1	8	
O・P の標高 (m)	34.8	35	42.3	47	51.3	56	57	58	60	66.3	
O・P より下方のロームの厚さ (cm)		9	50	30	40			65	13.5	12.6	
小原台砂礫層の厚さ (m)	1.3	0.5	3.8	1.0~4.9	1.2	2.8	1.0	3.1	1.0	2.3	
波食台面上の堆積物	礫						砂	礫	シルト	砂	
基盤の地層	宮田層							三浦層群		宮田層	

宮田層の砂層からなっている。

5.1.1 小原台砂礫層

下位の宮田層を不整合におおっているが、宮田層との不整合面は岩質が似ているために不明瞭なこともある。本層はスコリヤ、浮石、小円礫まじりの中粒砂からなり、上部はロームまじりのシルト、砂質シルトになる場合が多い。色調は、青灰色から褐色で一部では暗褐色を呈する。層厚は第1表のように 0.3~ 3.0m で一般に薄い。

5.1.2 小原台ローム層

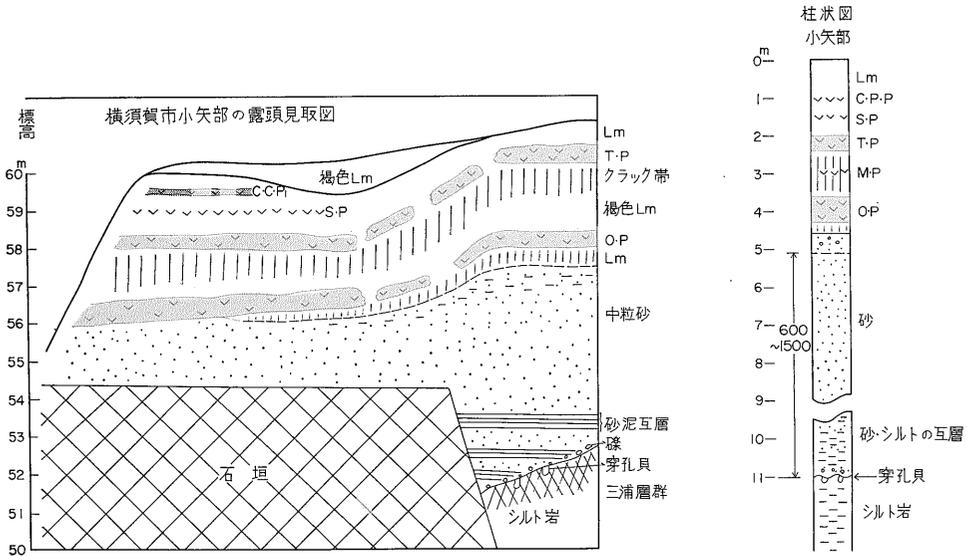
下末吉ローム層の上部約 $\frac{1}{2}$ を小原台ローム層と呼んでいる(走水団研グループ, 1965)。小原台ローム層が小原台砂礫層をほぼ整合状におおひ、新期ローム層が小原台ローム層を不整合におおっている。小原台ローム層の厚さは2m前後で、色調は、黄褐色から褐色で全体的に粘土化しているが、下部ほど粘土化が進んでいる。ローム

層には径5~6mmのスコリヤが多数混入し、上部には暗褐色のローム層(チョコ帯)注1)があり、黄色浮石が点在することもある。鍵層としては、黄橙色から一部乳白色の小原台浮石層がローム層の下部にあり、いちじるしく粘土化している。この浮石層は横浜ではクリョーカン浮石、藤沢では藤沢浮石と呼ばれている(町田, 1971)。この浮石層の特徴は、粗度組成と色調で6層以上に細分でき、下部が白色で粘土化していることである。層厚は一般に30cm前後であるが、一部に60cmに達する露頭(露頭番号3)もある。

5.1.3 新期ローム層

小原台面では、新期ローム層が小原台ローム層を不整合におおっている。ローム層の厚さは4~6mで、色調

注1) 埋没土壌といわれており、降灰の休止期と考えられている。一般にローム層の不整合面に見られることが多い。



第6図 横須賀市小矢部の露頭見取図

O・P が傾斜堆積している。三浦層群の直上にある砂泥互層は、広義の屏風ヶ浦層と対比されている横須賀累層と考えられる。

は褐色から明褐色であり粘土化していない。鍵層としては3枚の浮石層があり、浮石層の直下にはクラック帯が発達している。新期ローム層の詳細については後述する。

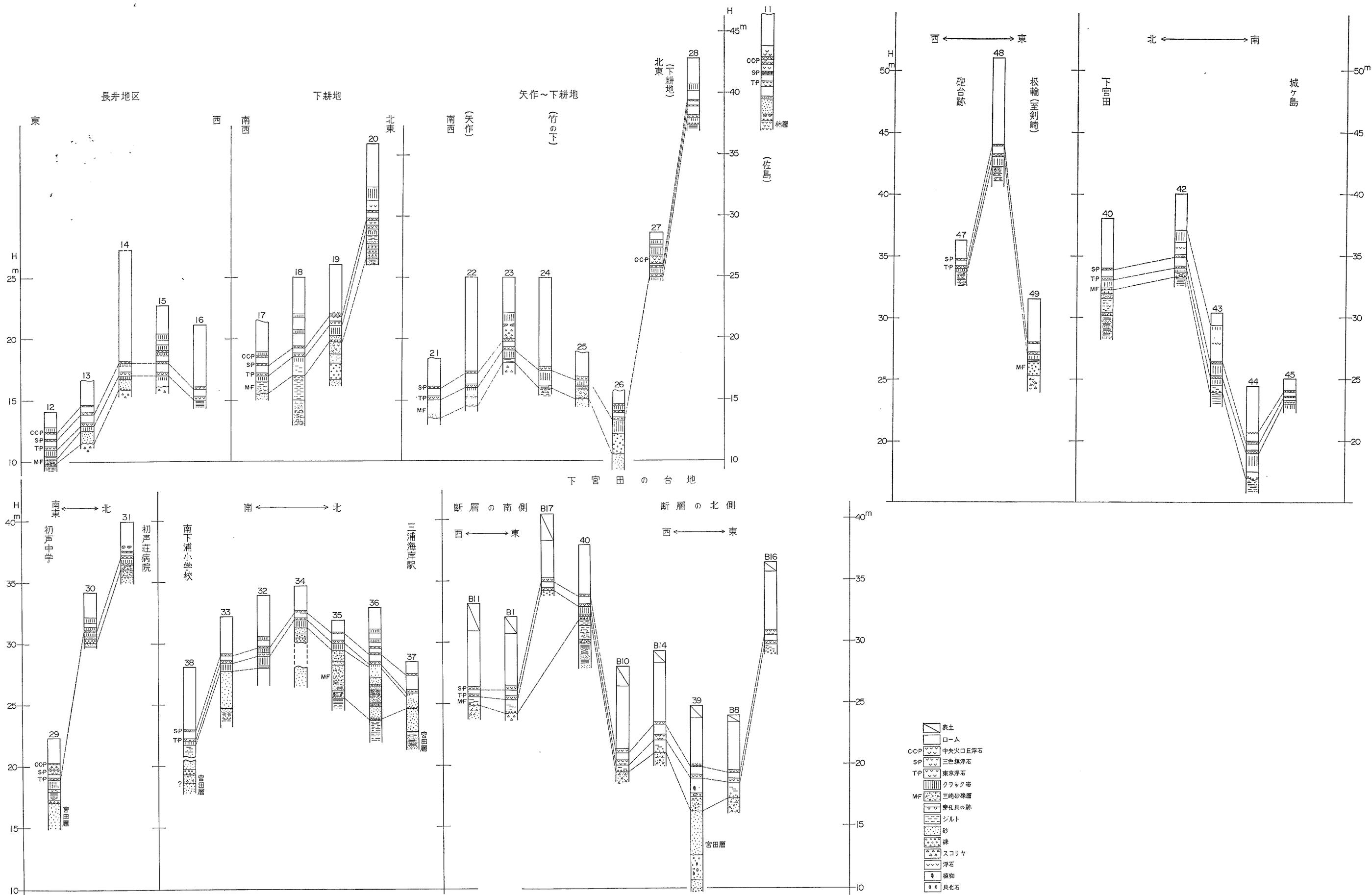
5.1.4 小原台面の対比

調査地の小原台面については、関東ローム研究グループ(1965)は多摩面と対比し、町田洋(1970)は小原台面(広義の下末吉面)と対比している。また、町田は小原台面を成増面と対比し、小原台砂礫層の層厚を15mと考へて、小原台海進を提唱した。筆者らは、小原台の模式地である横須賀市走水にある小原台浮石層の状態と、調査地の小原台浮石層の堆積状態を比較して、町田と同様に判定した。小原台砂礫層の層厚は、模式地の走水で約2mあり、細礫まじりのスコリヤ質褐色砂層からなっている。走水と調査地の間にある小矢部の露頭(第6図参照)では、小原台砂礫層の層厚が6~15mにおよび、最上部はロームまじりの褐色凝灰質砂層、上部は褐色で雲母まじりの中粒から細粒砂、中部は黄緑色で雲母まじりの中粒から細粒砂からなり、下部は青灰色のシルトと細砂が互層している。また基底には穿孔貝の跡が認められる。調査地の小原台砂礫層は、層厚が第1表のとおり0.5~3.0m前後で(宮田層との不整合面は正確には判定できないこともあり、その場合には岩相の変化などからみて厚く考へた)、小円礫まじりの凝灰質褐色中粒砂からなり、スコリヤ、浮石の混入しているのが特徴的

である。以上のことから、小矢部をのぞいた小原台砂礫層は厚くとも2~3mで、大きな谷埋め堆積物は認められない。小谷部の15mに達する谷埋め堆積物は、上部をのぞいて浮石やスコリヤが認められない。走水では、小原台砂礫層が相模層群横須賀累層を不整合におおっているが、横須賀累層の分布状態と層相から見て、小矢部の小原台砂礫層のうち中下部は横須賀累層の可能性が考えられる。

小原台面と成増面の対比について、町田(1970, 1971)は、小原台砂礫層の中にPm-1浮石注2)の存在すること、小原台浮石層の下位にチョコ帯が存在することから、ほぼ同時面と報告している。また、引橋面注3) (下末吉面)を取りまき、引橋面と三崎面との間にある緩斜面をも小原台面としている。筆者らは、引橋台地の南東1km付近で、初声火砕質砂岩層を切って水平に堆積している白色浮石層(浮石の中に雲母がある)と砂層を確認した。この浮石層はPm-1浮石層といわれている(菊地隆男氏談)。しかしながらそこでは小原台浮石層は確認できなかった。また、その他の多くの露頭でも小原台ローム層は認められなかった。以上のことから、前記の緩斜面を小原台面と決めるのには問題が残っているが、地

注2) 信州ロームの浮石層で、下末吉層の中部にあり、鍵層とされている。特徴は白色浮石で黒雲母を含むことである。
 注3) 調査地の南部にある三浦市引橋の台地で、第11図のごとく下末吉ローム層の下部にある三色浮石グループの堆積が確認されている。



第7図 三崎面の柱状図

形的には小原台面を想定することが首肯できるので、Pm—1 浮石層の存在から小原台面とした。小原台面の形成時について、町田 (1971) および町田・鈴木 (1971) は Pm—1 浮石 (7~9 万, F.T. year B.P.) が水中堆積し、小原台浮石 (6.6±0.6 万 F.T. year B.P.) が風成で整合状に堆積していることから約 8 万年前とし、武蔵野台地の東端にある成増面の形成時期と一致していると報告している。

5.2 三 崎 面

三崎面を構成している段丘堆積物は波食台堆積物で、三崎砂礫層 (町田, 1970) と呼ばれている。三崎砂礫層を整合状または不整合に新期ローム層がおおっている (第 7・8 図参照)。

三崎面の分布形態は第 4 図のごとく、北は小原台面の南側に接し、南は引橋台地付近の小原台面を取りまく台地一帯と城ヶ島の範囲である。標高は 20~40m までで、高度は旧日線付近で最も高く四方に緩傾斜で低くなり、広い平坦面を形成している。なお、三崎面の基盤岩は三浦層群と宮田層の砂層からなっている。

5.2.1 三崎砂礫層

下位の宮田層や三浦層群を不整合におおっているが、宮田層との不整合は不明瞭なところもある。本層は浮石まじりの中粒砂、細砂まじりの中粒砂、細礫まじりの中粒砂、およびシルト岩の小円礫からなり、色調は灰褐色から灰色が多く、一部の露頭では暗紫褐色の粘土があり、基底礫 (小円礫) も認められる。礫種はシルト岩、チャートが多く、三浦層群上に形成された波食台面には、基盤岩が礫化した現地残留性の基底礫が認められる。層厚は 0.5~2.0m で一般に薄い。

5.2.2 新期ローム層

一般に、新期ローム層が三崎砂礫層を整合状におおっているが、基盤岩を直接不整合におおっている露頭もある (第 9 図参照)。ローム層の層厚は第 7・8 図のように 7~8m で、色調は褐色から明褐色を呈している。鍵層としては 2~3 枚の黄橙色浮石層があり、各鍵層の下位には暗褐色のクラック帯^{注4)}が発達している。浮石層の区分について関東ローム研究グループ (1965) は、下部より三浦浮石層 (M・P)、東京浮石層 (T・P) と報告しているが、菊地隆男氏 (談話) および町田 (1971) は下部の浮石層より東京 (T・P)、三色旗 (S・P)、青ヒゲ (C・C・P—1) 浮石層に対比している。筆者らは菊地、町田説によって (理由の詳細については次節で述べる) 以

下に各層の特徴を記載しておく。

新期ローム層には武蔵野ローム層と立川ローム層とがあり、その不整合面が不明瞭な露頭もあるが、不整合面がクラック帯によって明瞭に指摘できる露頭が多い。また、立川ローム層は明褐色で武蔵野ローム層は褐色になることが多く、立川ローム層には浮石層はない。立川ローム層は粗鬆な感触のローム層であり、上記の色調とともに武蔵野ローム層と識別することは容易である。

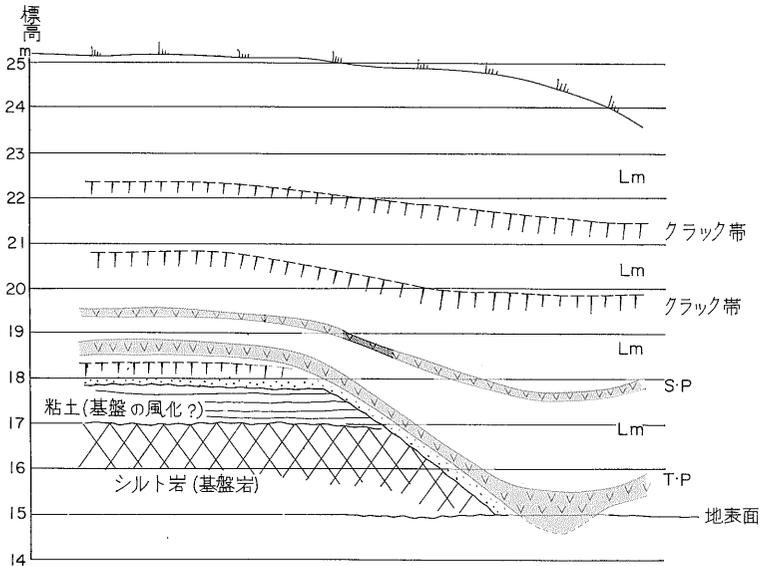
武蔵野ローム層内の浮石層の厚さは、東京浮石層が 20~30 cm でところによっては 40 cm 位までであり、色調は黄橙色である。三色旗浮石層の厚さは 10~20 cm でところによっては 40 cm 位までであり、色調は黄橙色から赤橙色である。青ヒゲ浮石層は一部の露頭で認められるだけであるが、堆積状態がパッチ状であったり、連続した状態でも厚さが 10 cm 以下が一般的である。例外として厚さが 65 cm もある露頭 (露頭番号 27) もある。クラック帯はそれぞれの浮石層の直下であり、新鮮な露頭では暗褐色の粘土化したローム層になっている。武蔵野ローム層の下部は暗褐色から黒褐色で粘土化しているが、中部から上部はあまり粘土化していない。

5.2.3 三崎面の対比

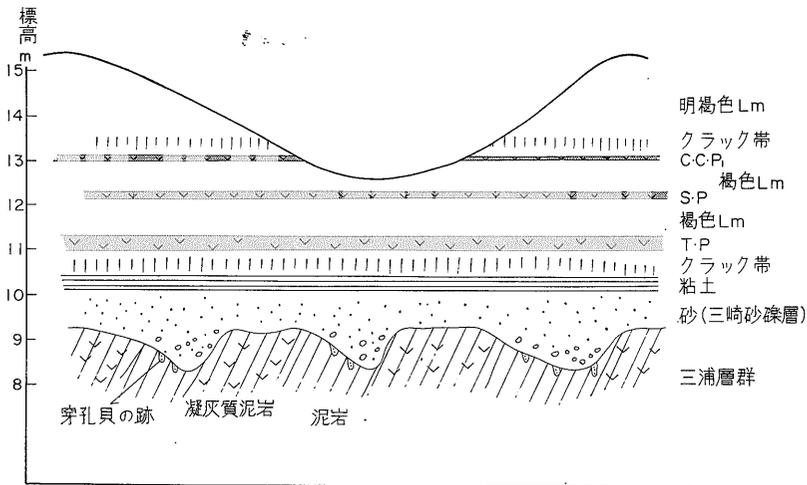
三崎砂礫層と武蔵野台地の武蔵野礫層は、それぞれ武蔵野ローム層に整合におおわれているので、同時期の堆積物として対比されているが、武蔵野礫層は扇状地礫層で、三崎砂礫層は波食台堆積物である。武蔵野台地では、東京浮石層が武蔵野礫層を整合におおい、浮石層と礫層の間には 1 m 前後の粘土化したローム層がある。三崎面では前述のごとく、東京浮石層が三崎砂礫層を整合状におおい、一部では斜面堆積物として、直接基盤をおおっている露頭がある。この場合の東京浮石層の高度差は 4 m まで確認できる。このことから、三崎面形成後海水準が 4 m 以上低下してから東京浮石層の降灰があったと考えられる。また、第 7・8 図、第 2 表のような三崎面の高度差と地形面の形態から、三崎面が細分される可能性も考えられる。しかしながら、東京浮石層の下位にある粘土化したローム層 (チョコ帯) は、三崎面の高度に関係なく分布し、三崎砂礫層を直接東京浮石層がおおっている露頭は認められない (川崎、藤沢付近の河成段丘には、東京浮石層が段丘礫層を直接おおっている地形面があるので、この面を武蔵野 II 面と呼んでいる)。以上のことから、一応、三崎面はすべて同時面として考える。

東京浮石層と三浦浮石層の関係については、筆者のうち岡も地質調査所月報 (伊藤ほか, 1970) で指摘したが、町田 (1971) がより詳細に報告している。関東ローム研

注4) 粘土化したローム層が風化すると、割目が密集してクラック帯となる。クラック帯は不整合を意味する場合と、ローム層の粘土化の状態を示しているだけの場合がある。



第9図a 横須賀市長井の露頭
露頭番号18. 宮田台地で東京浮石層が、傾斜堆積している。



第9図b 横須賀市長井の露頭
露頭番号12. 波食台が標高9m付近にあり、穿孔貝の跡が見られる。三崎砂礫層の上部には粘土があり、クラック帯を経て東京浮石層が水平に堆積している。

究グループ (1965) は、下位より三浦浮石層、東京浮石層と区分しているが、浮石層の粒度組成を見ると下位の浮石層 (従来の三浦浮石層) は粒度から2~3層に細分できるが、上位の浮石層 (従来の東京浮石層) は粗粒で均一な粒度である。藤沢、戸塚、三ツ池で見られる三浦浮石層は中粒砂状の浮石層で、粒度は均一である。一方、東京浮石層は東京から藤沢までの広範囲な露頭で、

粒度組成から2~3層に区分できることが多い。各浮石層の鉱物組成と粒度組成は第3表のようになり、鉱物組成ではあまり特徴がなく粒度組成に特徴がある。すなわち、三浦浮石層の均一粒度、東京浮石層の細・粗の互層粒度、三色浮石層の均一粒度である。この層相を調査地の浮石の層相と対比すると、下部から東京、三色旗、青ヒゲ浮石層となる。以上のことから、本地域では三浦浮

三浦半島南部の段丘変形 (岡・宇野沢・安藤)

第2表 各地点における三崎面とその構成層の特徴 三崎面 (武蔵野面)

露頭番号	12	13	26	16	21	22	25	17	14	15	24	18	B・8	44	
T・Pの標高(m)	11	13	10.5 ~13.5	15	15	16	16.5	17	17	17	17.4	18.5	18.7	19	
T・Pより下方のLmの厚さ(cm)	50	40	50		150	70	40	40	20	80	120	70	130cm	150	
三崎砂礫層の厚さ(m)	0.7	1.0	1.5	0.5		0.8	1.1	1.0	1.0		0.2			0.5	
波食台上の堆積物	礫	砂	礫			砂	礫		砂					礫	
基盤の地層	三浦層群		宮田層	三浦層群			宮田層		三浦層群			宮田層	三浦層群		
露頭番号	39	29	23	B・10	19	38	B・14	27	43	B・1	B・11	37	49	36	
T・Pの標高(m)	19	19	19	20.2	21	22		25	25	25.4	25.7	26	27	28.3	
T・Pより下方のLmの厚さ(cm)	120	70	70	50cm	70	25		30	60	70cm	70cm	20		20	
三崎砂礫層の厚さ(m)	1.2	1.1	0.3		0.5~ 3.5?	3.2			0.5			1.1	1.0	4.4	
波食台上の堆積物	礫													礫	
基盤の地層	宮田層		三浦層群		宮田層		三浦層群	三浦層群			宮田層	三浦層群	宮田層		
露頭番号	33	32	20	35	30	34	40	42	47	B・17	31	28	11	48	46
T・Pの標高(m)	28.5	29	29	30.1	31	32	33	34	34	34.4	37	38	40.5	43	69
T・Pより下方のLmの厚さ(cm)	60	75	55	60	40	65	65	25	30	30cm	50	50	95	80	
三崎砂礫層の厚さ(m)		0.2?	1.9?	4.5	0.6	1.2	2.4	0.4			0.4	1.0?	1.7		
波食台上の堆積物			礫	砂	礫		礫				礫		礫		礫
基盤の地層	宮田層					三浦層群			宮田層		三浦層群				

石層は認められないと結論される。なお、三崎面の形成時期について、町田(1971)は東京浮石(5.9±0.5万, F.T. year B.P.)が風成堆積している状態から約6万年前とし、武蔵野期の海成面としては三崎面を模式地とすることを提唱している。

6. 段丘面の変形に関する考察

調査地の海成段丘は、下末吉面、小原台面、三崎面に区分されるが、このうち下末吉面については、三浦市引橋にわずかに認められるだけで詳細については明らかではない。小原台面、三崎面はそれぞれ高度差が大きく、段丘形成後の変形が予想されるので、それぞれの面の形成機構について筆者らの考えを以下に述べる。

6.1 小原台面

小原台面の判定は、面構成堆積物である小原台砂礫層と、これを整合におおう小原台ローム層の鍵層である小原台浮石層によって判定した。武山断層の北側には一部をのぞき小原台砂礫層が確認できないので、小原台海進極相時の旧汀線は、ほぼこの断層に沿って形成された

と考えられる。旧汀線高度は第1表、第5図のように30m前後の高度差が認められるが、このような高度差が生じている原因としては次のような場合が考えられる。

- A. 段丘形成時の原面傾斜、
- B. 段丘形成後の侵食、
- C. 段丘形成後の変動、

以下それぞれの場合について、その可能性を考察する。

A: 段丘形成時から現在の高度差があったとすると、当然基盤形態の影響を受けて、堆積物の厚さやその岩相が相違すると考えられる。また、原面傾斜が大きかったとすれば離水時期が異なるために、その上をおおっているローム層の下部は、堆積環境のちがいが(高い所では陸上堆積で低い所では水中堆積)があると考えられる。しかしながら、露頭の所見では小原台砂礫層の厚さおよび岩相と、小原台浮石層より下方のローム層の厚さと堆積環境がほとんど変わらない。以上のことから、段丘形成時にいくらかの原面傾斜が存在したとしても、現在見られるようないちじるしい高度差が存在したとは考えられ

第3表 吉沢ローム中部・

	従 来 の 名 称	大磯丘陵中部での肉眼的特徴						
		色	厚さ (cm)	最大粒径 (cm)	層 化	分級	発泡	石質岩 片の量
CCP-1	青 ヒ ゲ	yel~or	20	2	f→m	w	w	p~m
SP	三 色 旗	yel~or	10	1	m	m	w	m
TP	東京パミス	gy~wh	200~100	7	f→c→f→c	w	w	m
MP	三浦パミス	yel~bk	30	1	上部成層	w	w	r
AP	安針パミス	yel	10	1	m	w	w	p
YP	吉岡パミス	or→bl	30	1	c→f	w	p	p
OP	小原台パミス, SP ₁₄ , WP 藤沢パミス, くりようかん	wh	30	4	f→c→f→c	m~w	w	r
Pm-I	Pm-I SP ₁₃	wh	5	0.2	m	w	m~p	p
		yel : 黄色 gy : 灰色 p : 桃色 wh : 白色 bk : 黒色 br : 茶色 or : 橙色			m : massive f : fine c : coarse → : 左側が下位	w : well m : moderate p : poor		

町田洋 (1971) より抜萃

ない。

B : 段丘形成から小原台浮石の降灰までの間に、町田 (1971) は約1万年の時間差を予想している。そのために段丘形成後の差別侵食作用によって、小原台浮石層が斜面堆積物として存在することが考えられる (本地域外の横須賀市小矢部の露頭では、小原台浮石層が約 3° 傾斜し、浮石が低下した個所には、浮石層の下位にチョコ帯が欠除し、浮石層が小原台砂礫層の直上にある)。もし、侵食作用が行なわれたならば、それによって段丘堆積層の厚さが系統的に変化したり (高い所は厚く、低いところは薄いか欠除する)、小原台ローム層が、高低差に応じて段丘堆積層内の異なる層準に乗っているはずである。しかしながら、前述のように本地域ではそのような事実はないので、段丘面の高度が侵食によって低下したとは考えられない。なお小原台浮石層は、調査地内の11カ所の露頭において、1カ所を除き、すべてクラックの多い暗褐色ローム層の上にほぼ水平に乗っており、後述する東京浮石層のように局部的斜面堆積も認められない。

C : 前述のごとく A, B の可能性がなければ、段丘形成後の変動によって高度差が生じたと考えられる。武山断層が右ズレの活断層で、かつ相対的に北側が隆起し南側が沈降していることは、地形、地質的に明らかである (杉村, 1964 ; 金子, 1969, 1971)。しかしながら、この場合の隆起・沈降は一樣に行なわれたのではなく、すく

なくとも断層の南側では第5図に示すような、波曲を伴っていたと考えねばならない。そこで、現在認められる約30mの段丘面の高度差を、段丘形成から現在までに累積された相対的変動量と考えると、段丘形成期は前述のごとく8万年前であるから、年平均の振幅生長率は約0.38mmとなる。

小原台面の波曲は、第5図を見ると、あきらかに武山断層の運動、とくにその右横ずれ運動に関係があると考えられる。しかし他方では、同面がその最高隆起部から南方によく発達しており、またこれを取り巻く三崎面もこの南方延長部で分水界をなしている (第4図参照) ことからみると、前記の局部的運動のほか、宮田台地全体がほぼこの南北方向の分水界を軸として緩やかに波曲していると解することもできよう。

なお、調査地の北西端にある佐島台地の小原台面は、第3図の1に見られるように、他地域とは独立した隆起ブロックを形成している。

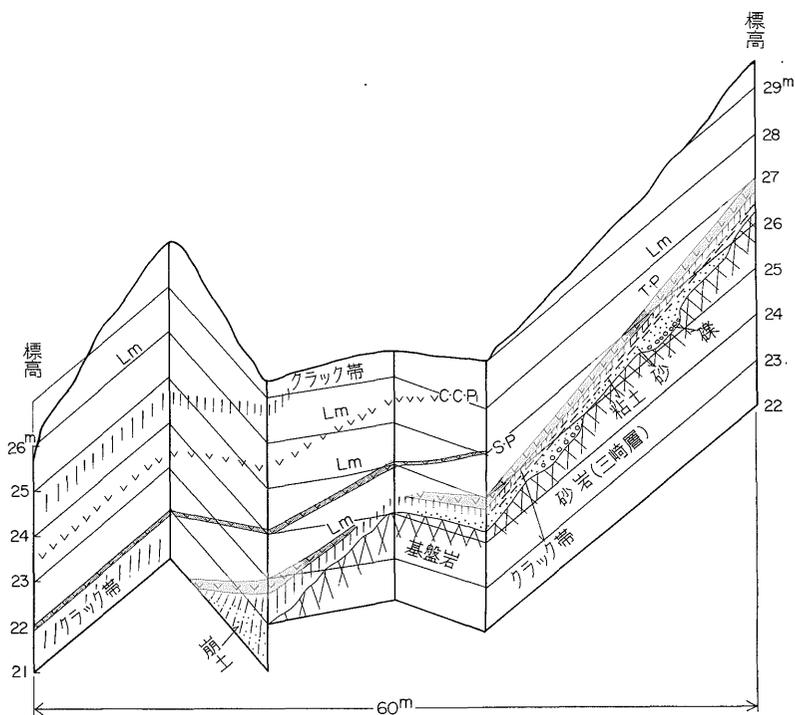
6.2 三崎面

三崎面の判定は、面構成堆積物である三崎砂礫層と、これを整合状におおう武蔵野ローム層の鍵層である東京浮石層によって行なった。三崎面の旧汀線高度は、町田 (1970) によって25m前後と報告されているが、三崎砂礫層の高度は、筆者らの露頭調査 (第7図, 第2表) によると、標高10~34mまで認められ、高度が高くなると、東京浮石層が斜面堆積物として直接基盤の宮田層、

三浦半島南部の段丘変形 (岡・宇野沢・安藤)

上部以上の諸軽石層の特徴

鍵層として重要なもの	重 鉱 物 組 成	そ の 他
○	Mg>Hyp>Au	Tc = 325°~335° (2相) Tc = 350°~360°, Fs : 38%(上部), 36%(中部), 37%(下部) Tc = 325° Fs : 39~40% Tc = 300° Tc = 430°, 525° Tc = 310°~320° Fs : 44% (Fs rich)
○	Hyp>Au>Mg	
○	Hyp≥Mg>Au	
○	Hyp>Au=Mg	
○	Mg>Hyp>Au	
○	Hyp>Mg>Au>Ol	
○	Mg>Hyp>Au>Horn	
○	Mg>Horn>Hyp≒Zir (Biot 含む)	Tc (CurieTemperature) : 450°C. 色, 粒度, 鉱物に特色あり.
	Mg : Magnetite Hyp : Hypersthene Au : Augite Ol : Olivine Horn : Hornblende He : Hematite Zir : Zircon Biot : Biotite	



第10図 三浦市三崎の露頭

露頭番号43. 東京浮石が堆積する前に三崎面が傾動したと考えられる

または三浦層群をおおっていることもある。なお、三崎面の状態を列記すると下記のとおりである。

A: 三浦市三崎付近には海岸沿いに高度20m±の波食台が広く分布し、これより内陸側には、高さ25~33m±の波食台が約5°海側に傾斜して広がっている。この2つの面の境界付近の露頭(第10図)では、両面間の高度差2.0mの間でローム層の鍵層が撓曲状に急傾斜しており、断層の存在が暗示される。筆者らは、この2つの面は同時面であるが、面形成後に内陸側が隆起したために断層が形成され、現在の高度差や傾斜が生じたと想定している。

B: 証拠の明らかな波食台の標高は10~34mまで認められる。

C: 波食台上にあるローム層のうち、東京浮石層より下位のローム層(クラック帯)の厚さは0~1.5mまでであるが、波食台の高さとクラック帯の厚さは無関係である。また、三崎砂礫層の厚さは0.5~4.5mまでであるが、高度と厚さは無関係であり(第2表参照)、岩相は基盤岩に支配されている。

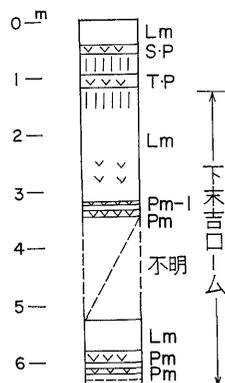
D: 東京浮石層は、局部的に基盤に直接傾斜堆積している露頭が各所に見られるが、その高度差は4m+まで確認できた。したがって、東京浮石の降灰は三崎砂礫層堆積後、海水準が4m以上低下してからである。

E: 下宮田での東京浮石層は、南下浦断層の南側では約50'海側(西側)に傾斜し、断層の北側では北方(断層に直角方向)に7°傾斜している。

F: 南下浦断層付近の三崎面の旧汀線高度は、断層の西部で31m、中部で35m、東部で26mと地域によって大きく異なっている。南下浦断層による三崎面の垂直変位量は、面形成後立川ローム層の降灰までで最大4m-位と見られる(垣見ら, 1971)。これは、現在見られる南下浦断層付近の旧汀線の高度差は、狭義の断層による変位量よりはるかに大きいことを示しており、したがってこの断層も武山断層と同様、波曲運動を伴っていたことを暗示している。

G: 現在認められる三崎面が、すべて同時期に離水した同時面か否かは、正確には明らかではないが、現在の三崎面がすべて同時面と仮定すると、旧汀線高度は、宮田台地西部の長井で標高20m±、引橋台地周辺で標高35m±になる。

以上の所見から、宮田台地およびその南部一帯は、三崎面形成以後も引続き段丘変形が継続し、その変形量は15m+におよんでいると考えられる。また、三浦市の引橋面(下末吉面)の変動量については、資料が少ないので明らかではないが、台地の形態と露頭の所見(第11



第11図 引橋茶屋の裏(露頭番号50)における下末吉ローム層の柱状図

図)から、引橋を中心とする隆起の可能性を予想することができる。

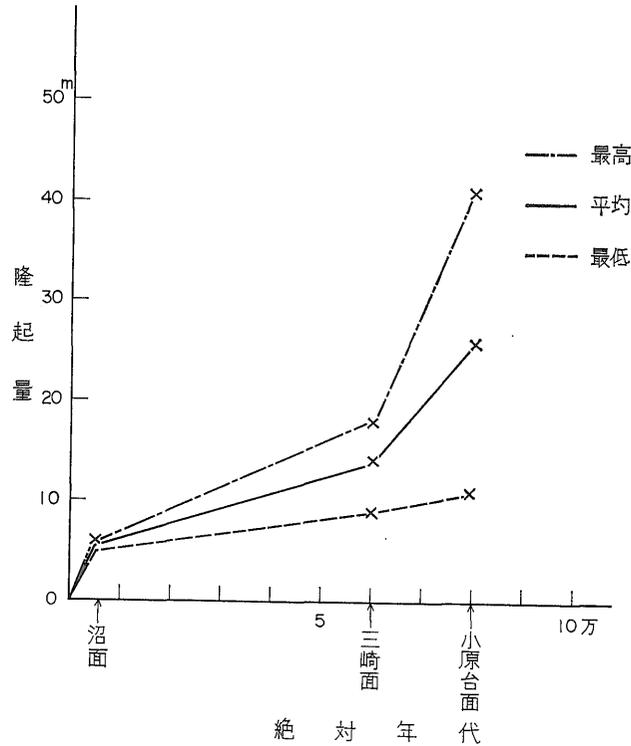
6.3 地盤変動の発達史に関する考察

前節では、各段丘面についての相対的な変形量について述べたが、ここでは、1923年の関東大地震をはじめとするいわゆる、地震性地殻変動(吉川, 1968)と段丘の変動量を比較してみることにする。地震時の地殻変動に、前節でのべたような小波長の波曲があったかどうか、仮にあったとしても三崎面や小原台面の波曲との関係は、今のところ明らかではない。そこで、これと比較すべき段丘の変動量についても、便宜上各面の平均汀線高度、すなわち、小原台面で50m(±15m)、三崎面で30m(±5m)をとって比較してみる。

まず各面の形成時代(離水期)の平均海水準について、町田(1971)は多摩丘陵および横浜西部を仮りに不動点とし、小原台面の汀線高度を+24m、三崎面のそれを+17mと想定した。これによると、本地域の小原台面の平均変位量は+26m(±15m)、三崎面は+13m(±5m)いずれも隆起となる。沼面(沖積段丘面)の形成時期および海水準については若干の議論があるが、ここでは杉村・成瀬(1954)によって6,000年B.P.および6mとした。これらの資料と各面の形成時代から、隆起速度を計算すると、第4表および第12図の通りである。これらによると、三崎面の隆起量が小原台面および沼面と比較して少なく、本地域では過去8万年間の隆起速度は一様ではなかったことが示されている。

1923年の関東大地震時に、三浦半島南部は、平均1.1~1.2m(油壺では壇原(1964)によれば1.36m)隆起し、その後は徐々に沈降していることはよく知られている。杉村・成瀬(1954)は南関東の各地における沼段丘

三浦半島南部の段丘変形 (岡・宇野沢・安藤)



第12図 隆起曲線
三浦半島南部における、各地形面の隆起曲線

の高度が、関東大地震時の隆起量とよく対応していることから、両者の関係を

$$N = 11x + 6 \quad (1)$$

で示した。ここに、 N は沼段丘の高度 (m)、 x は地震時の隆起量 (m); 加数6は沼段丘形成時の海水準 (m)。なお、杉村 (1967) は、 x の $2/3$ が次の地震までに回復する、すなわち残存率を0.2と仮定した。太田ら (1968) はこの仮定にもとづいて(1)式を改変し

$$N = 55E + 6 \quad (2)$$

を導いた。ここに E (m) は地震間の残存隆起量、すなわち $E = 0.2x$ である。したがって E の係数55は沼段丘の形成時から現在までの大地震の回数を表わすことになる。なお杉村 (1967) は、上式とは独立に、南関東における歴史時代の大地震の周期を140年と推定した。しかし、残存率および地震周期については、これとは異なる推定も提唱されている。壇原 (1964) は、三崎付近に見られる旧波食崖に残された穿孔貝の穴跡の幅が50 cm以下であることから、次の地震までの沈下量がやはり50 cm以下であった。すなわち、1.5~2.5 mの隆起に対して残存率は $2/3 \sim 4/5$ 以上であると推定している。また藤井 (1972) は、大磯地塊における地震時の隆起・地震間の

沈降の測地学的資料に、(1)式を連立させて、残存率は約0.3、地震周期は184年と算定した。

さて、この地域での沼面の存在はまだ知られていないが、(1)式に当地域における x (1.1~1.36 m) を代入して計算すると、沼面の高さは18~21mとなる注5)。しかし、三崎付近においては、沼面よりはるかに古い三崎面すら20m±の高さしかない。したがって、すくなくとも三崎付近では、杉村らの(1)式のうちの $11x$ が成立しないか、または、三崎面形成時から沼面形成時までの期間、まったく隆起しなかったか、のどちらかである。

調査地からわずかに外れているが、久里浜における沼面高度と1923年地震隆起との関係は、(1)式からは大きく外れている(杉村・成瀬, 1954の Fig. 3を参照)。また、筆者らの調査によっても、三崎面の高度(旧汀線とはいえないが少なくとも波食台であろう)がわずか11mのところ(第4表)がみだされており、沼面の高さがこれ

注5) 杉村・成瀬 (1954) によれば、沼面が久里浜で知られている高さは8mで、関東大地震の隆起とくらべて異常に低い。第4表では成瀬 (1968) の図から大まかに11~12mと推定した。 x の代りにいろいろな残存率や地震周期を用いて(たとえば(2)式)みても、(1)式そのものから導びかれた計算であるかぎり、答えは同じとなる。

第4表 段丘変形

地形面	旧汀線高度	段丘面の高度	旧汀線の変形量
三崎面	(26m) ~ 35m+	11m ~ 35m	9 m+
小原台面	35m ~ 65m		30 m

地盤変動

地形面	year B. P.	関東地震の隆起量(m)	海水準(m)	旧汀線高度(m)	隆起量(m)	隆起速度	備考
沼面	6,000	1.1~1.2	6	11~12 (推定)	5~6	0.83~1.0m /1,000 year	0.13~0.15±0.09m /1,000 year (沼面~三崎面)
三崎面	60,000	1.1~1.2	17	30±5	13±5	0.22±0.08 /1,000	0.65±0.5m /1,000 year (三崎面~小原台面)
小原台面	80,000	1.1~1.2	24	50±15	26±15	0.33±0.19 /1,000	

各地形面の変形量と隆起速度。

沼面の旧汀線は杉村・成瀬(1954)、成瀬(1968)より推定。

三崎面、小原台面の年代と海水準は町田(1971)による。

を上まわったとは考えにくい。したがって筆者らは、三浦半島の大部分では(1)式があてはまらない、すなわち現在の地震性隆起速度を、そのまま沼面形成時までさかのぼることはできないと考えている。もし、壇原(1964)のいうようにこの地域での残存率が $\frac{2}{3}$ 以上ならば、三浦半島の地震隆起は、ごく最近に激しくなったと考えなければならぬだろう。

7. むすび

三浦半島の中部から南部一帯は、全体的に隆起の状態にあるが、局部的に見ると波曲によって変動しているものと考えられる。宮田台地は、武山断層と南下浦断層によって陥没地帯となっているが、台地の中では東海岸に近いところに隆起帯があり、南北方向を軸として波曲している。また、武山断層の北西部にある佐島の台地は独立して隆起している。引橋台地を取りまく三崎面は、引橋を中心とした隆起によって旧汀線近くで傾斜し、平坦面との境付近では、小断層によってブロック状に変動している可能性がある。関東大地震など、大地震のくりかえしによる半島中部から南部にかけての隆起は、比較的新しい時期に激しくなったもので、三崎面形成時期まではおよんでいない。

なお今後の問題としては、さしあたり、

- A. 小原台面の変形量の精密測定、
- B. 引橋面を取りまく小原台面の存在と広がり、
- C. 三崎面の旧汀線を連続的に追跡する、

などが考えられる。筆者らはこれらの点を明らかにすることによって、三浦半島の第四紀の変形像を明らかにしていく所存である。

(昭和48. 6. 12脱稿)

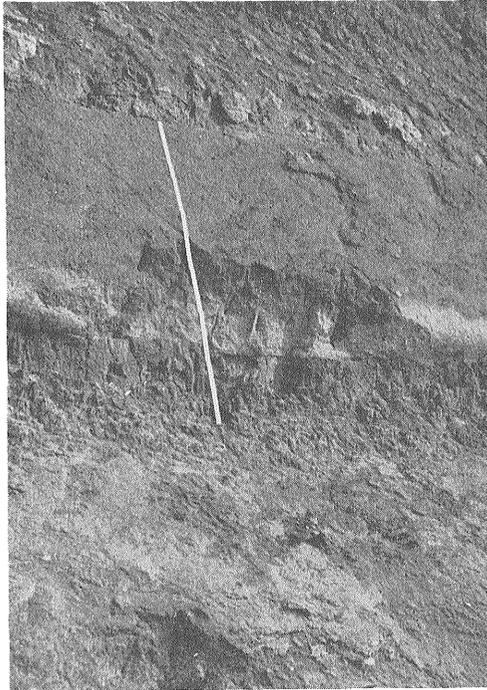
引用文献

- 壇原 毅(1964) : 日本における過古60年間の上下変動. III. 三浦半島特論, 測地学会, vol. 10, p. 71~82.
- 藤井陽一郎(1972) : 二の宮付近の地殻上下変動と相模湾大地震のくりかえし周期. 神奈川地学, vol. 5, p. 125~128.
- 藤田至則(1952) : 宮田層の堆積機構について. 地質学雑誌, vol. 57, no. 664, p. 21~28.
- 走水グループ(1965) : 三浦半島小原台付近の第四系. 地球科学, no. 80, p. 1~11.
- 伊藤吉助・他3名(1970) : 三浦半島の南下浦断層と段丘地形の関係一試論による断層地形検討の一例一. 地質調査所月報, vol. 21, p. 619~626.
- 垣見俊弘・小玉喜三郎(1968) : 構造解析. (三梨昂ほか編)「三浦半島の地質構造と堆積構造」. p. 14~25, 地質学会75年会見学案内書.
- ・他3名(1969) : 南下浦断層の運動像. 地質学雑誌, vol. 75, p. 78.
- ・他3名(1971) : 南下浦断層の変位量について、とくに垂直変位量について. 第四紀研究, vol. 10, p. 81~91.
- KANEKO, S. (1969): Right-lateral faulting in Miura Peninsula, south Tokyo, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 75, p. 199~208.
- (1972): Some remarks on the strike-slip faulting in Miura Peninsula and Sagami

- bay area, south Kanto, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, p. 203~212.
- 関東ローム研究グループ (1965) : 関東ローム
—その起源と性状—. 築地書館
- 町田 洋 (1970) : 南関東のテフラ層序と年代.
日本地理学会例会で講演.
- (1971) : 南関東のテフロクロノロジー
(I) 一末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について—. 第四紀研究, vol. 10, p. 1~20.
- ・鈴木正男 (1971) : 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年. 科学, vol. 41, p. 263~270.
- 三梨豊昂 (1968) : 層序概説. (三梨昂ほか編)
「三浦半島の地質構造と堆積構造」. p. 4~13. 地質学会75年会見学案内書.
- ・矢崎清貫 (1968) : 三浦半島 (日本油田ガス田図, 6). 地質調査所.
- 成瀬 洋 (1968) : 関東地方における第四紀地殻変動. 地質学論集, (2), p. 29~32.
- 岡 重文・宇野沢昭・安藤高明 (1971) : 三浦半島南部の段丘変形について. 第8回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, p. 133~136.
- 太田陽子・他3名 (1968) : 時代を異にする汀線高度の比較による地殻変動の考察. 第四紀研究, vol. 7, p. 171~181.
- SUGIMURA, A. and NARUSE, Y. (1954) : Changes in Sea Level, Seismic Upheavals, and Coastal Terraces in the Southern Kantō Region, Japan. (1), *Japan J. Geol. Geogr.*, vol. 14, p. 101~113.
- 杉村 新 (1964) : 三浦半島の南下浦断層と武山断層. 地質学雑誌, vol. 70, p. 397.
- SUGIMURA, A. (1967) : Uniform rates and duration period of Quaternary earth movements in Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 10, (1~4), p. 25~35.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子 (1964) : 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動. 地理学評論, vol. 37, p. 627~648.

追 記

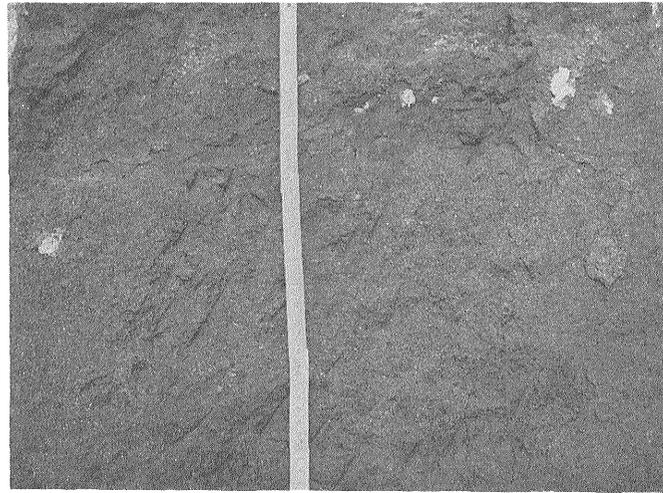
本報告の原稿提出後、筆者が先に発表した論文 (岡, 1971) の中の各地形面高度を結んだ折れ線グラフについて、町田 (1973) が“各地形面形成時の海水準は必ずしも同じ高度ではなかった”ので“この折れ線グラフから……変動速度に変化があったと解釈するのはあたらない”と論じているのを知った。しかし、筆者は、町田氏の主張するように、“各地形面形成時の海水準は同じ高度ではなかった”ことを考慮したうえで折れ線グラフを作成しているの、同氏の批判は誤解であろう。なお、本報告の第12図も、上述と同じ趣旨で作成されている。



1

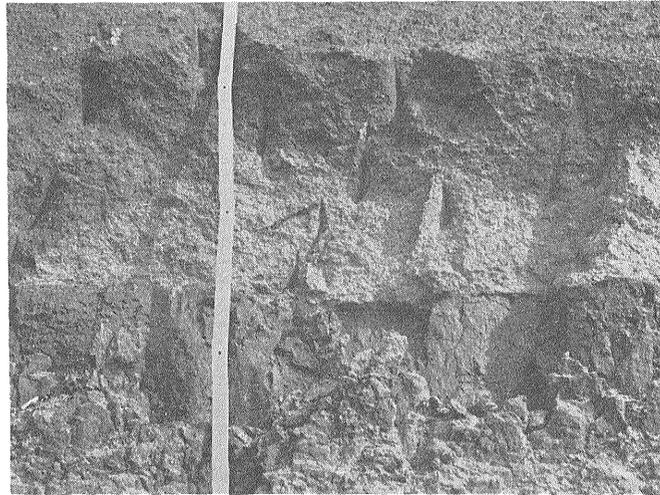
1. 上の白色部が三色旗浮石で、下の白色部が東京浮石である。三崎面では大体このような状態で見られる。
2. 三色旗浮石
黄色浮石で、全体的に粒度は粗粒均一である。上・下限が明らかでない露頭も多い。
3. 東京浮石
黄色浮石で上部に青色スコリヤが多く、粗粒砂状になっている。中部から下部はスコリヤが少なく、粗粒浮石が多い。粒度で2分することができる。

4



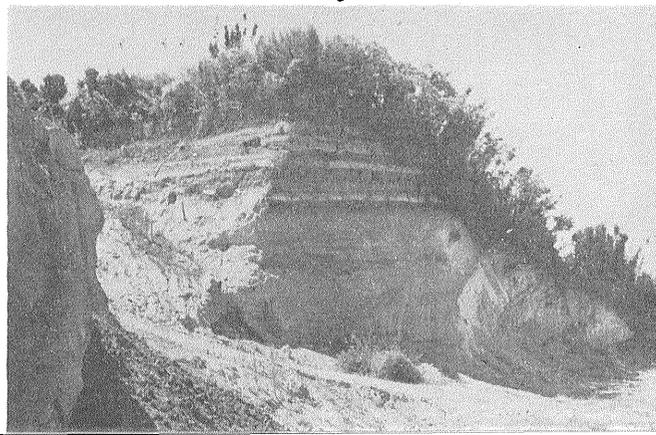
2

4. 小原台浮石層
黄色、橙色、および白色と縞になっている浮石で、粒度と色調で7枚以上に細分することができる。浮石は全体的に粘土化している。
5. 小原台面のローム層
白色部が浮石層で、上位より、C・C・P—1、三色旗、東京、小原台浮石の順になる。小原台浮石の直下に小原台砂礫層がある。



3

5





1. 宮田台地

右側が三浦海岸で、写真中央部の畑が宮田台地である。台地は広い平坦面からなり、台地斜面は急傾斜で雑木林になっている。なお、正面の山地と台地の間には武山断層がある。



2. 城ヶ島から見た三崎面

左端に三崎の大橋があり、城ヶ島を含めた正面の平坦面が三崎面である。台地の後に見えるのが小原台面と引橋面で、古い地形面ほど侵食の進んでいる状態がわかる。