

55 (521.28) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

東京(8)第 93 号

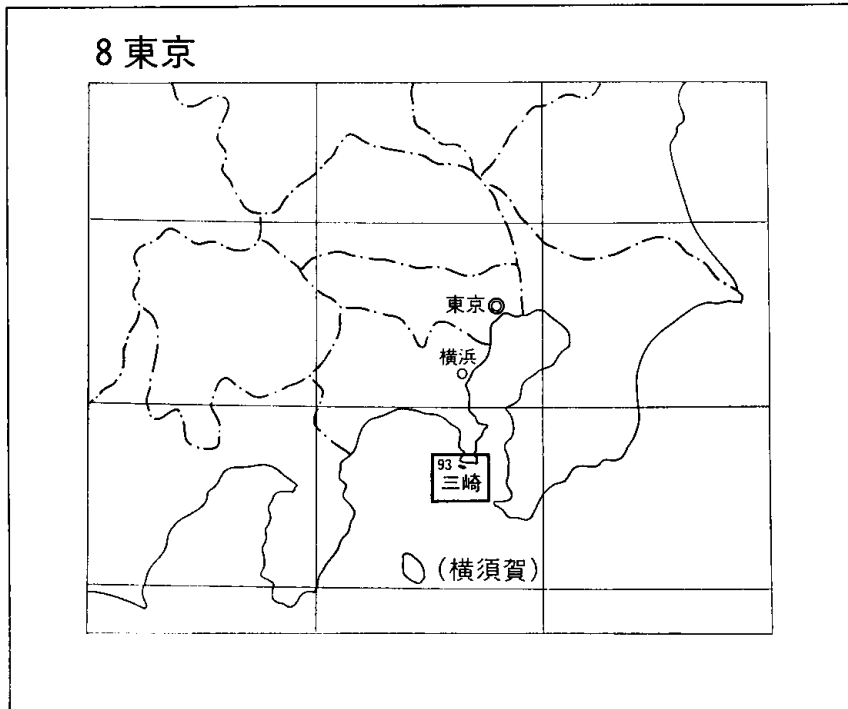
三 崎 地 域 の 地 質

小玉喜三郎・岡 重文・三梨 昂

昭 和 55 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
I. 1 台地	2
I. 1. 1 下末吉面 (S 面)	2
I. 1. 2 小原台面 (M ₁ 面)	2
I. 1. 3 三崎面 (M ₂ 面)	2
I. 2 沖積段丘	2
I. 3 沖積低地	4
II. 地質概説	4
III. 新第三系 三浦層群	6
III. 1 三崎層	7
III. 2 初声層	9
IV. 第四系	9
IV. 1 宮田層	11
IV. 2 下末吉層及び下末吉ローム層	11
IV. 3 小原台砂礫層及び武蔵野ローム層下部	12
IV. 4 三崎砂礫層及び武蔵野ローム層上部	14
IV. 5 立川ローム層	15
IV. 6 ローム層中の鍵軽石層鉱物組成	15
IV. 7 沖積層	15
V. 地質構造	16
V. 1 地質構造概説	16
V. 2 小断層系	17
V. 3 剣崎背斜	25
V. 4 引橋断層	28
V. 5 第四紀の構造運動	30
VI. 第四紀末期の地殻変動	31
文 献	33
Abstract	36

三崎地域の地質

小玉喜三郎*1・岡重文*2・三梨昂*3

本研究報告は、昭和54年度「地殻活構造及び岩石破壊機構の研究」の一環をなすものであるが、昭和53年度以前に行われた研究成果がもり込まれている。野外調査は新第三系については三梨・小玉が、第四系については岡が分担した。本報告もそれぞれの分担において執筆した。

本地域の第三系に関しては、三梨・矢崎(1968)が、日本油田ガス田図6、三浦半島(1:25,000)を発表しており、また最近、三梨ほか(1979)の特殊地域図(20)「東京湾とその周辺地域の地質」が刊行され、総合的な地質の整理がなされてきた。地層の構造解析については小玉(1968)以下の研究がある。今回の調査においては、上記の資料に負うところが非常に多かった。今回の報告においては、これらの成果にもとづいて、新たに断層に関する資料をつけ加えた。

本研究を進めるに当り三浦市役所土木部の方々より御協力をいただいた。また秋田大学鉱山学部国安稔氏には剣崎地域の地質調査並びに構造解析に関する未公表の資料を利用させて頂いた。これらの方々ならびに、資料の解析に有益な助言を与えられた構造地質研究会の方々、本報告をまとめるに当り御協力頂いた燃料部鈴木尉元技官ならびに環境地質部垣見俊弘課長に対し厚く御礼申し上げます。

I. 地 形

三崎図幅地域は、神奈川県南部にあり、東京湾と相模湾を分ける三浦半島の南端部に位置している。5万分の1地形図「三崎」の範囲は、東経 $139^{\circ}30'$ - $139^{\circ}45'$ 、北緯 $35^{\circ}0'$ - $35^{\circ}10'$ の間にあるが、陸域はこのうち北端部にわずかな面積を占めるにすぎない。半島の南端にはせまい海峡をへだてて城ヶ島が位置する。城ヶ島の大きさは、東西約2km、南北約0.5kmである。本地域の北方には、海拔40-60mの宮田台地が連なり、東は東京湾に面し、南と西は相模湾に面している。本図幅地域の北部には侵食の進んだ引橋台地があり、台地の周囲には緩傾斜面を経て、平坦面を広く残した標高30mあまりの台地が広がっている。台地の南西端部は急崖(比高約20m位)で相模湾に接している。本図幅地域の河川は、北部の引橋を分水界として放射状に流れているが、いずれも小河川で沖積低地の発達が悪い。河谷はいずれも最終間氷期の海面低下期に形成されたものと見られ、流域が極度に狭いため埋積作用が進まず、隆起海岸であるにもかかわらず小網代湾・油壺湾をはじめ諸所に溺れ谷地形を残している。

本地域の海岸ぞいには、幅は狭いがほとんど全域にわたり、海拔2-6mの段丘化した隆起海食台が発

*1 燃料部
*2 環境地質部
*3 島根大学 元燃料部

達している。このうち 1-1.3m は大正関東地震（1923年, M. 7.9）の際の隆起量である。また、本地域は元禄関東地震（1703, M.8.2）にも隆起したことが知られており、元禄の隆起汀線高度は本地域の測定可能ところで海拔 2.3-2.5m 程度である（松田ほか, 1974 による）。さらに、それ以前の地震隆起を示す証拠として、油壺一諸磯付近には海拔 5 m 以上のところにまで、海食崖に穿孔貝の跡を見ることができる。IMAMUERA（1928）は、穿孔貝跡の密集帯から元禄地震以前に少なくとも 2 回の関東地震級の隆起を推定した。今村の手法は今日では必ずしも首肯し難いが、当地域が元禄以前にも隆起を繰り返したことは疑いないところである。

I. 1 台地

本図幅地域の大部分は隆起海食台地からなる。当地域を含む三浦半島南部の地形面区分を第 1 図に示す。

I. 1. 1 下末吉面（S 面）

本図幅地域北部の引橋を中心とした海拔 80-85 m の侵食の進んだ台地—引橋台地—に小範囲をなして分布する。この面は、かつて引橋面（関東ローム研, 1965）と呼ばれ、南関東の多摩面に対比されたが、これをおおうローム層の最下部が後述するように下末吉ローム層中の KmP グループの軽石層から始まることから（町田, 1973）、下末吉面であることが明らかになった。

I. 1. 2 小原台面（M₁ 面）

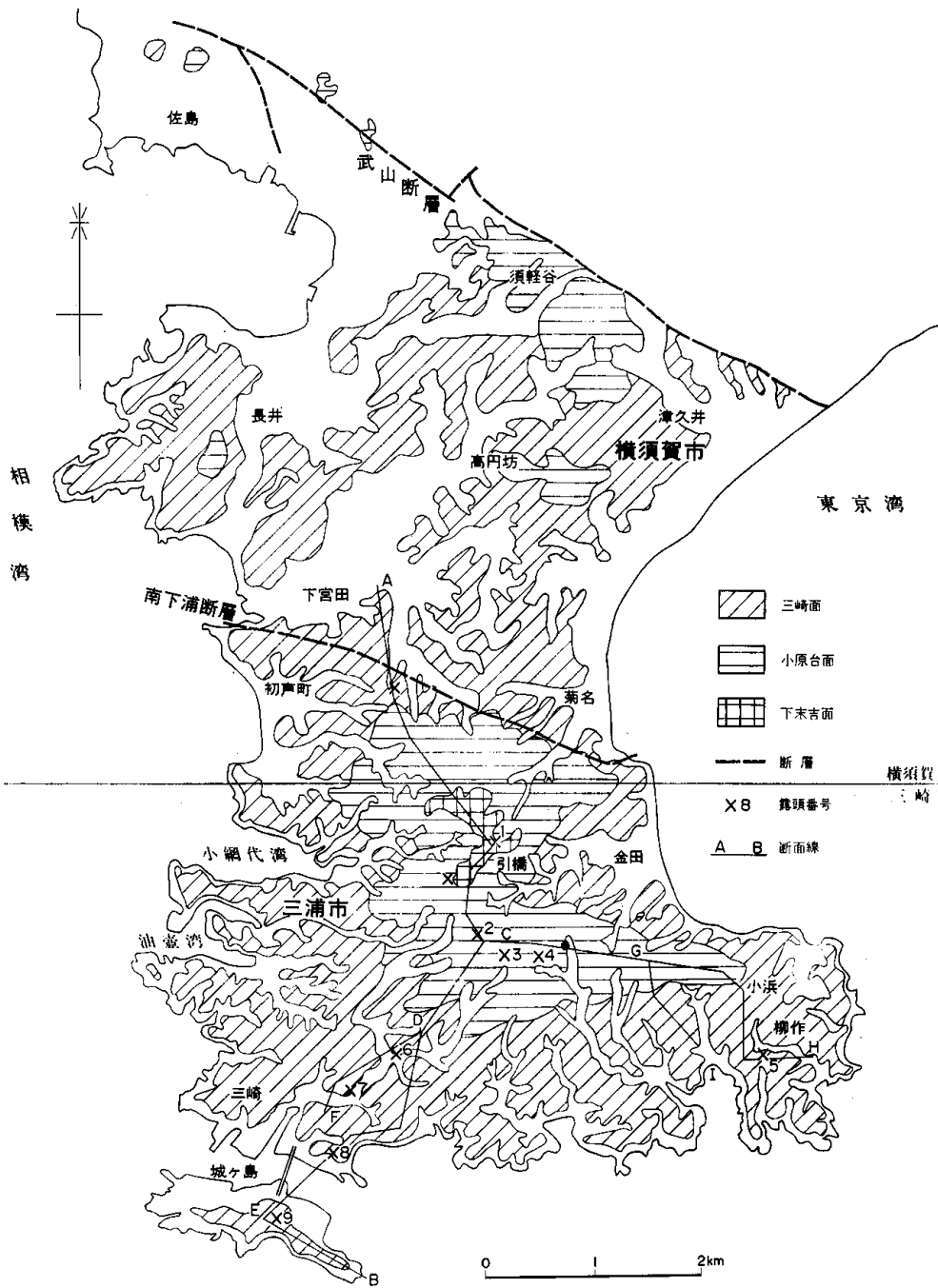
下末吉面の周辺に緩傾斜をなして広がる台地で、頂部に平坦面を残しているが、海拔 75-45 m にわたる侵食のやや進んだ台地である。基盤を覆うローム層の最下部に、後述するように Pm-1 軽石層が認められることから、三浦半島北部を模式地とする小原台面に対比される。

I. 1. 3 三崎面（M₂ 面）

小原台面の周辺に広がり、樹枝状の河谷に細かく刻まれているが、広い平坦面を保存している。きわめて緩やかではあるが、内陸から海岸へ向けて高度を減じており、旧汀線（小原台面との境界）付近の海拔高度が約 40m であるのに対し、南端の城ヶ島では約 30m（いずれもローム層をのせた地表面）である。基盤を覆う砂礫層の直上部を、後述するように東京軽石層が覆うことから、関東中部の武蔵野面（M₂ 面）に対比される。模式地の武蔵野面が扇状地面であるのに対し、当地域のそれは波食台面である。武蔵野面（M₂ 面）相当面が海成段丘面である例は全国的に見ても珍しい。このため三崎面は海成武蔵野面の模式面とされている。

I. 2 沖積段丘

房総半島南部や大磯丘陵等に発達している縄文海進時（約 5-6 千年前に最高海水準に達した）に形



第1図 地形面区分

成された沼面（N面）に相当する面が、海岸沿いに推定される。当地域ではN面の発達が悪く、筆者らはその旧汀線高度（最高位の）を確認できなかった。三浦半島南部のN面高度は成瀬（1968）によれば11-12m、町田（1973）や松田ほか（1974）によれば15m以上と推定されている。N面はローム層をのせておらず、地質図には示していない。

I. 3 沖 積 低 地

沖積低地は、図幅地域北東部の金田付近に海岸平野をなすほかは発達が悪く、各小河谷を埋積して樹枝状に見られるだけである。本地域南東部の松輪付近の沖積低地には、海岸から数段の平坦な部分が認められる。国土地理院（未公表資料）によれば、このうち最高位の海拔6-10mの埋積面がN面の旧汀線に相当するという。

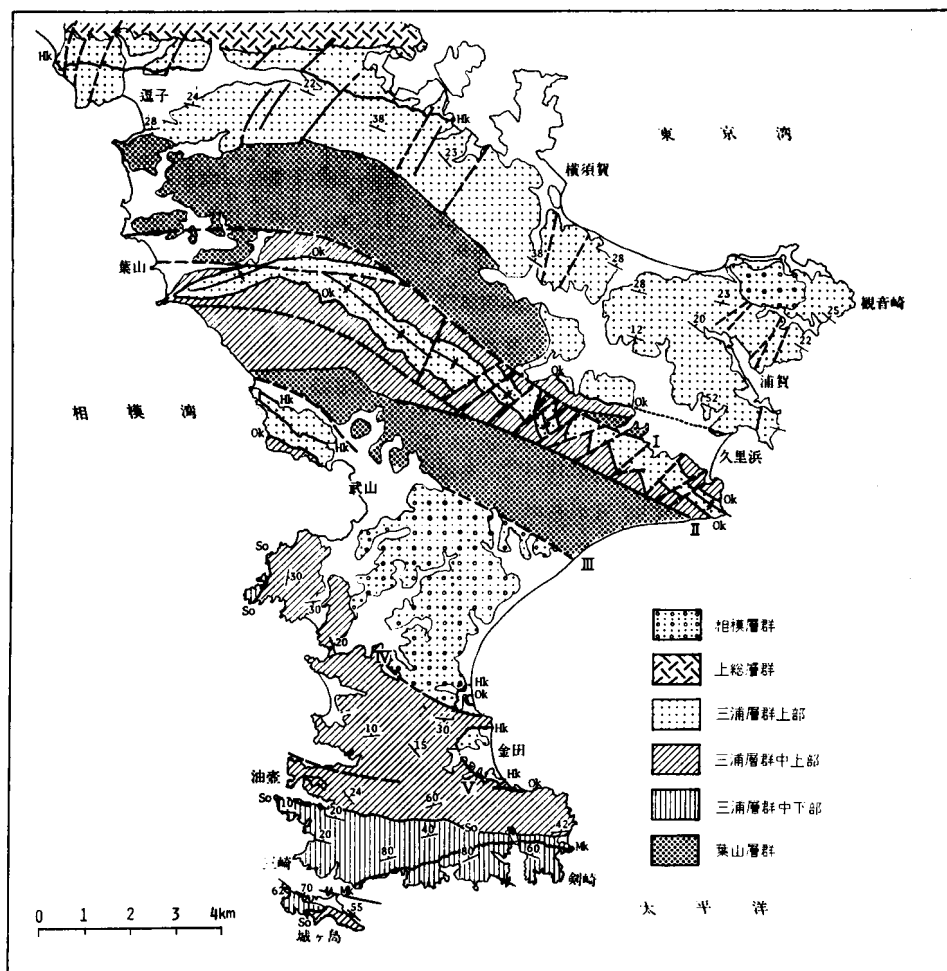
城ヶ島北部、三崎港付近及び油壺湾の一部は、人工的に埋立てられている。

II. 地 質 概 説

三浦半島の地質はこれまで多くの研究者により検討されてきたが（たとえば赤嶺ほか、1956）、最近では三梨・矢崎（1968）による三浦半島全域の地質図で層序・岩相・構造の詳細が組立てられ、さらに三梨ほか（1979）で周辺地域との関係が詳しく論じられた。ここでは上記の説明にもとづいて、三浦半島

第1表 三浦半島中南部及び三崎図幅地域の地質総括表

三浦半島中南部			三崎図幅地域
沖 積 層		不 整 合	沖 積 層
三崎砂礫層			三崎砂礫層
小原台砂礫層		不 整 合	小原台砂礫層
相模層群	下末吉層	不 整 合	下末吉層
	宮田層	不 整 合	(宮田層)
上総層群	林 層	長沼不整合	
三浦層群	池子凝灰質砂岩層	黒滝不整合	初声凝灰質砂岩層
	廻子泥岩層		三崎互層
	三崎互層		
葉山層群		田越川不整合	



第2図 三浦半島の地質 (三梨・矢崎, 1968より簡略化)

全体の地質とその南端部に位置する当地域との関係を概観する。第1表及び第2図に三浦半島における当地域の地質学的位置を総括的に示す。

三浦半島における最古期の地層は葉山層群とよばれ、古第三紀末期ないし中新世前期に対比される。これらの地層は半島北部の衣笠地塊と、中部の武山地塊に分かれて分布している。葉山層群は本地域には露出していないが、南方沖合の沖の山堆には本層群が隆起帯をなして広範に存在し、また城ヶ島南方2-3kmの海底にも小規模に露出していることが知られている(木村, 1976)。

中期及び後期中新世の三浦層群は、葉山層群を顕著な不整合―田越川不整合―で覆い、半島全域に広く発達している。半島南端部の本地域では、本層群の下部が泥岩勝ち互層―三崎層―として厚く発達し、当時の堆積盆地(ネプトン)の中心部であったことを示している。本層群の中部及び上部の堆積期においては、ネプトンの中心部が半島の中・北部に移動し、本地域には非沈降域を指示するクロスラミナを有する薄い粗粒砂岩層―初声層―が発達した(三梨, 1968)。

鮮新世及び前期更新世の上総層群相当層は、主として衣笠地塊以北の半島北部に分布しているが、南部にも局部的に葉山層群を直接に不整合—黒滝不整合に相当—で覆って薄く分布し、林層と呼ばれている。半島南端部の本地域には分布していない。

中期更新世の相模層群のうち最上部の下末吉層を除く部分は、半島北部と南部に分かれて分布する。このうち南部の地層は宮田層と呼ばれ、下位の各層群を不整合—長沼不整合に相当—で覆い、武山地塊に隣接してその南側に発達する。ただし本図幅地域では、これに対比される砂層が、後述する引橋断層に沿う小地溝内に局部的に認められるにすぎない。

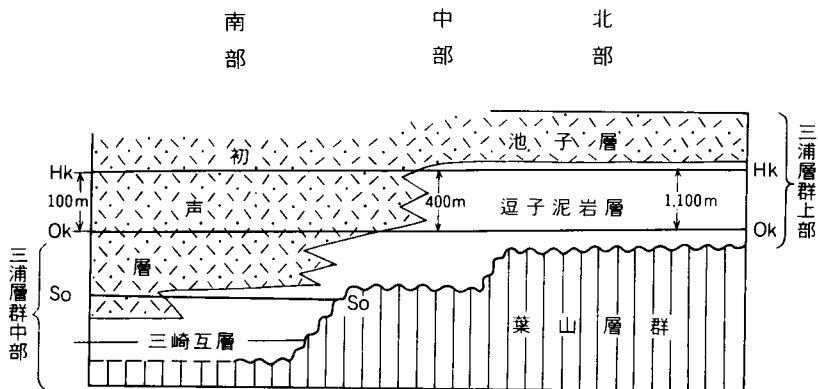
後期更新世—最終間氷期以降—には、三浦半島南部は、ほぼ全域が海水準変動に伴う段丘形成の場となった。本地域では、古期から下末吉段丘、小原台段丘及び武蔵野段丘が、いずれも波食台として形成された。これらの段丘面を、主として箱根及び富士火山に由来する降下火山灰からなる関東ローム層が薄く覆っている。

以上の段丘形成後、最終間氷期の海退に伴って、本地域には細かい樹枝状の谷が発達した。沖積世の海進とともにそれらは溺れ谷となり、それらの一部は沖積層による埋積をまぬかれ、油壺湾等として残存している。

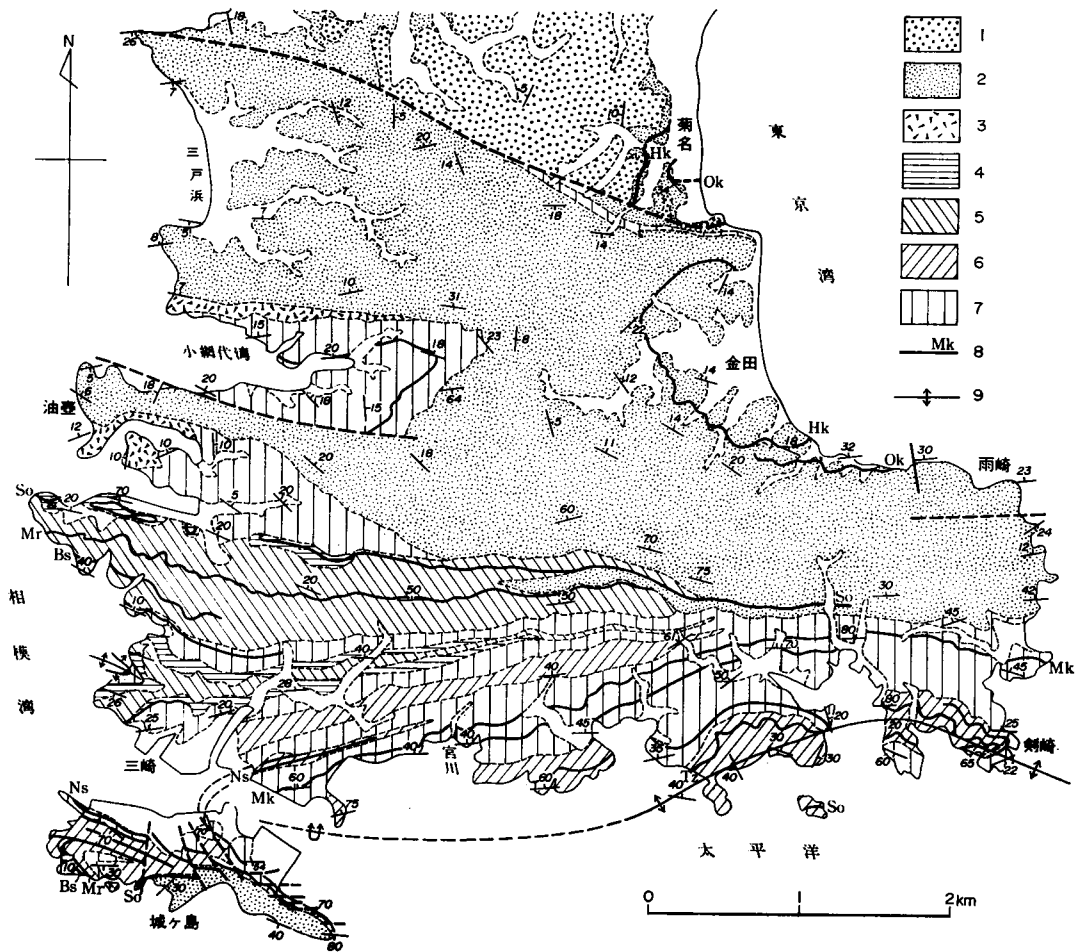
Ⅲ. 新第三系 三浦層群

新第三系三浦層群は、もともと三浦半島南端に分布する三崎層（後述）を初めとして同半島に広く分布する中新世、鮮新世、さらには現在は更新世に属する相模層群の浜互層までの地層に対して一括して呼ばれていたが、広域的に発達する黒滝不整合に覆われる中新世の地層だけを、改めて三梨（1968）が三浦層群とよんだ。

三浦半島における本層群は、東西に並走する2つの葉山層群により、同半島の北部・中部・南部の3地域に分かれて発達するが、本図幅は、このうちの南部地域に位置する。三梨ほか（1968）は、これら3地域に分布する三浦層群を、挟在する火砕質鍵層 Hk, Ok によって、第3図のように対比した。



第3図 三浦層群の層序と岩相（三浦半島南北方向）（三梨，1979）



第4図 三浦層群の地質

1. 宮田層 2. 初声層 3-7. 三崎層 (3. スコリア質粗粒砂岩層 4. 岩砂層率40%以上の互層 5. 同20-40%
6. 同10-20% 7. 同10%以下 8. 火砕質鍵層 9. 背斜構造

本地域の三浦層群は、岩相により、三崎層及び初声層に分けられる。三崎層は三浦半島に分布する三浦層群の最下部にあたるが、同様の岩相を示す房総半島の天津層下部に対比され、三浦層群全体としては、その中下部に位置する。初声層は一部三崎層と指交関係を示しながら、その上位に整合に発達する地層で、三浦半島中・北部の逗子泥岩層や池子層など三浦層群の中上部から上部層に対比される。本層群は、段丘堆積物および関東ローム層に広く覆われて地質図では表現しにくいので、第4図には第四紀層をはぎとった本層群の地質及び構造を示した。また第5図には、東西断面における層序・岩相を示した。

III. 1 三崎層 (Ms)

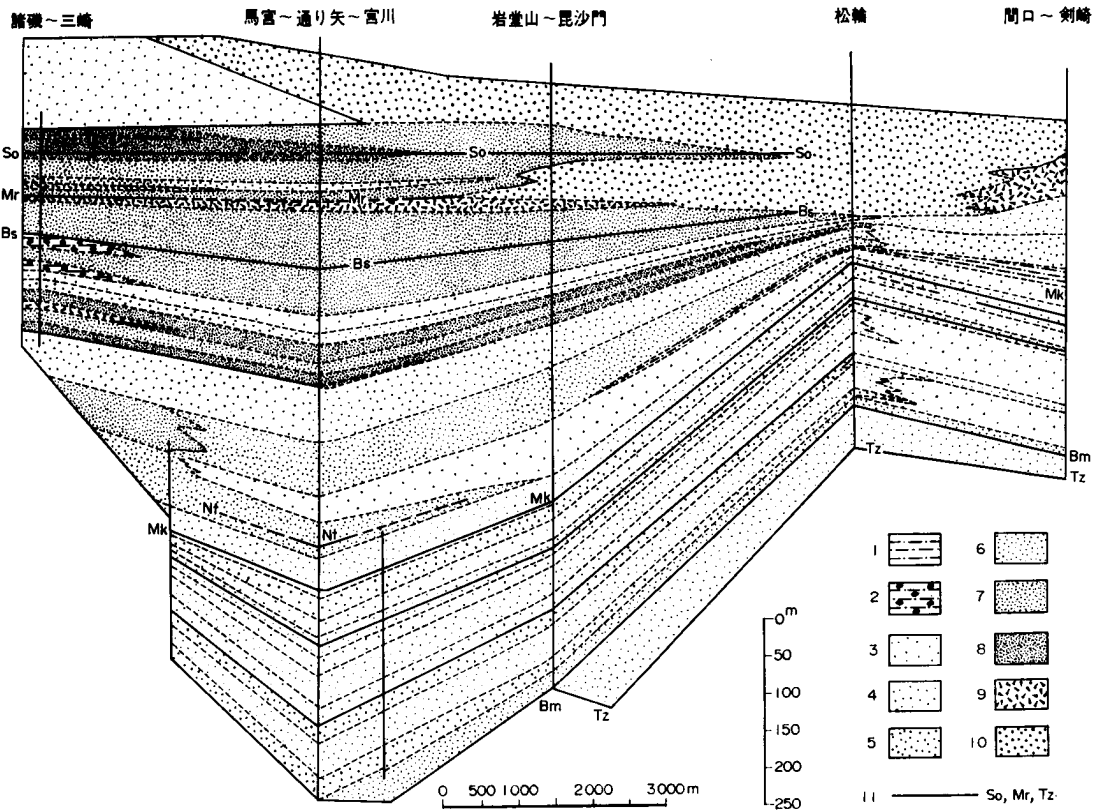
古くは三浦層群三崎累層（赤嶺ほか、1956）とも呼ばれ、その後小池、村井（1950）や三梨ほか（1968、1979）では三崎互層あるいは単に三崎層とよばれたものに相当する。模式地は、三浦市三崎町

西浜および同油壺湾北部。

油壺湾周辺及び小網代湾北部には、本層上部で、下位層から漸移し、上位の初声層と整合あるいは側方移行関係にある、スコリア質粗粒砂岩と粗粒シルト岩ないしシルト質砂岩の薄層よりなる互層が発達する (Ms₁)。これらの地層はかつて油壺火砕質砂岩層 (赤嶺ほか, 1956) とよばれたことがあるが、本報告書では三崎層の一部として一括する。しばしば乱堆積構造が発達している。

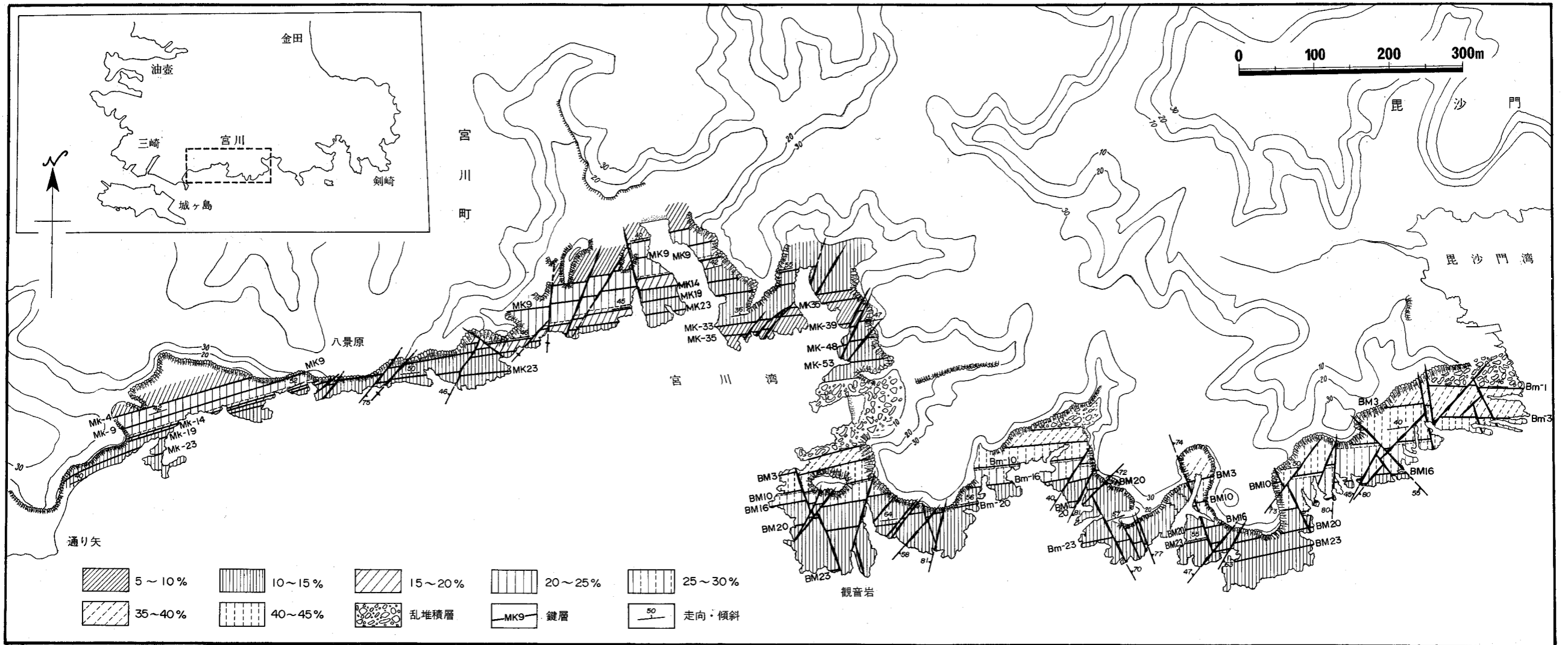
本層の下部は粗粒シルト岩と火砕質砂岩および火砕質礫岩の泥勝ち互層で、砂岩層の泥岩層に対する厚さの割合は、平均 10-20% である。地質図ではこのような割合に従って本層を 3 分 (Ms₂, Ms₃, Ms₄) して示した。含砂層率 15% 以下の互層は、南岸の宮川湾、毘沙門湾、松輪湾周辺に発達する (第 5, 6 図)。また油壺湾や小網代湾南岸には細粒砂の薄層をまれにはさむ中粒シルト岩層が発達する、一方、含砂層率 30% 以上の互層は浜諸磯、三崎町、観音岩、及び城ヶ島西部に分布する。これらの岩相変化部にはしばしば、著しい乱堆積構造が発達する (第 5, 6 図)。本層下部はかつて三崎町泥砂岩互層 (赤嶺ほか, 1956) と呼ばれていたものに相当する。

三崎層中には多数の火砕質鍵層がふくまれているので、それらを用いて、断層や褶曲の構造解析や岩相の側方変化を検討することが可能である (第 7 図)。たとえば本層は南岸にそう剣崎背斜 (後述) を境

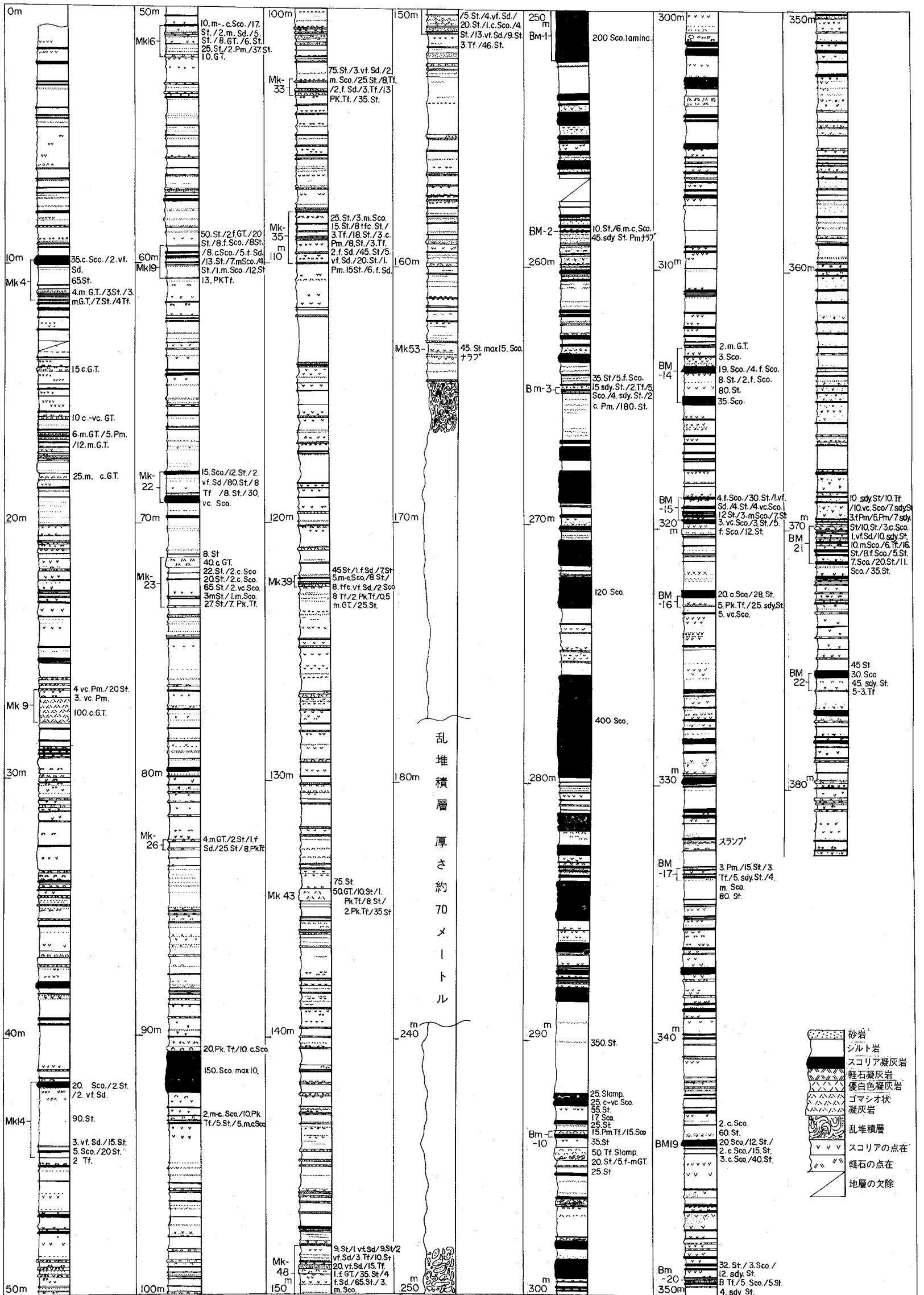


第 7 図 三崎層・初音層の層序断面図 (三梨・矢崎, 1968)

- 1-9. 三崎砂岩・泥岩互層 (1. 岩砂層率 7% 以下 2. 含礫泥岩 3. 含砂率 7-10% 4. 同 10-15% 5. 同 15-20% 6. 同 20-30% 7. 同 30-40% 8. 同 40% 以上 9. スコリア質粗粒砂岩) 10. 初声火砕質砂岩層 11. 火砕鍵層



第5図 通り矢-宮川-毘沙門のルート・マップ (凡例の%は互層における砂岩層含有率)



第6図 三崎層の地質柱状図の例 (通り矢一見沙門ルート)

にして地層の厚さに著しい差があることが示される（断面図参照）。また鍵層 S_0 は西部では本層上部に位置するが、同層は東方で上位の初声層に側方移行するため、松輪付近では初声層中に発達する。

本層から化石の産出は報告されていない。

層厚は 1,300m 以上、本層の最下部は南岸沿いの背斜軸部で見られるが、下限は不明である。

III. 2 初市層 (Ht)

古くは三浦層群鎌倉累層下部の初声凝灰角礫岩及び凝灰質砂岩層（赤嶺ほか、1956）とも呼ばれ、その後初声凝灰質砂岩層（三梨ほか、1968；三梨ほか、1979）あるいは単に初声層と呼ばれた。模式地は三浦市初声町。本図幅地域では引橋、金田、南下浦、松輪、油壺、三戸浜に分布するほか、城ヶ島東岸にも発達する。

岩相はスコリア及び軽石質の礫岩及び砂岩からなり、クロスラミナが発達する。油壺や城ヶ島に発達する下位の三崎層の砂勝ち互層と比較すると、白色軽石をひんばんに含むことや、著しいクロスラミナの発達する特徴がある。下位の三崎層の上に整合に重なるが、一部指交関係が認められる（第7図）。

三梨ほか（1968）は、本層中よりゴマシオ状の火砕質鍵層を見出し、これを北部地区の逗子層中の鍵層 Hk や Ok に対比した。そして本地域では Hk-Ok の地層の厚さが北部地区にくらべ著しく薄いことを指摘した（第3図）。

大きなクロスラミナの発達することから水深 200m 以浅の環境に堆積したと推定される。

本地域での層厚は 600m である。

IV. 第四系

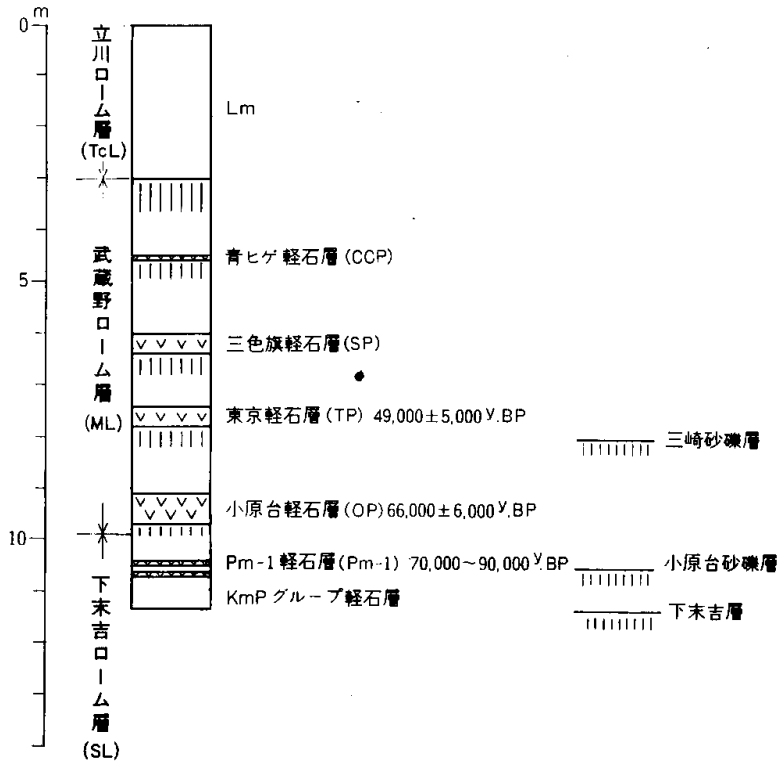
本図幅地域に発達する第四系は、主として段丘堆積物とこれを覆う関東ローム層、及び沖積低地を埋積している沖積層からなる。このほか地質図には示されていないが、更新世中期の宮田層相当層が、引橋断層（後述）の活動によって生じた小地溝を埋めて、ごく局部的に分布する。

地形の項で述べたように、本地域の段丘面は沖積段丘を除き3つの面に区分され、すべて波食台として形成された海成段丘面である。波食台を覆う段丘堆積物は厚くても 1.5m 以下で、ほとんど認められないところも多い。これらの上を風成ローム層が覆っている。地質図上には各段丘面に対応して、段丘堆積物とローム層を一括して示してある。たとえば下末吉面に存在する地層は、下位から段丘堆積物（ほとんど認められない）、下末吉ローム層、武蔵野ローム層及び立川ローム層からなる。しかし以下では、重複を避けるため、各段丘面を構成する堆積物とこれを整合に覆う最下位のローム層をセットとして説明する。

三浦半島南部の第四系の対比表を第2表に示す。また、本地域に見られるローム層の模式総合柱状図を第8図に示す。関東ローム層は、標式的に発達している大磯丘陵（たとえば上杉、1978）などに比べると厚さも薄く、鍵軽石層の多くが欠除している。なお、ローム層のうち上部の武蔵野ローム層と立川ローム層を合わせて新期ローム層と呼ぶことがある。

第2表 第四系対比表

三崎岡幅 (1980)				藤沢岡幅 (1979)				東京付近 地学団体研究会 (1969)				
記号	風成層	水成層	地形面	記号	風成層	水成層	記号	地形面	地形面			
		沖積層	A			沖積層	A		省略			
TcL	立川ローム層			TcL	立川ローム層	陽原礫層	Mi	陽原面	立川ローム層	拝島礫層	拝島面	
		田名原礫層	Ta			田名原面	江古田層	青柳礫層		青柳面		
		中津原礫層	Na			中津原面		立川面				
ML	武蔵野ローム層	三崎砂礫層	M2	三崎面	ML	武蔵野ローム層	台砂礫層	M3	台面	武蔵野ローム層	M2	武蔵野面
		小原台砂礫層	M1	小原台面			相模野礫層	M2	相模野面	赤羽粘土	山手礫層	
							善行礫層	M1	善行面	板橋粘土	武蔵野礫層	
下末吉ローム層	下末吉層	S	下末吉面 (引橋面)	SL	下末吉ローム層 (吉沢層)	下末吉層 (吉沢層)	S	下末吉面 (吉沢面)	下末吉層	板橋粘土層	武蔵野礫層	下末吉面
									東京層			



第8図 ローム層の模式総合柱状図

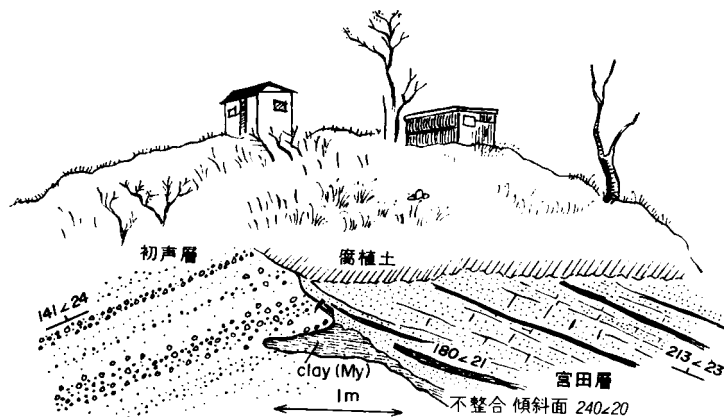
IV. 1 宮田層 (MT)

更新世中期の宮田層 (山川, 1910 命名) は, 本図幅地域北隣の宮田台地を中心に発達している. 従来本層は本図幅地域には分布していないとされていたが, 最近, 後述する引橋断層に平行する狭小な地溝内に発見された (小玉, 1975).

本層の分布は, 金田沖ノ谷の明治大学グランドから, 南下浦町念仏塚にかけて, 延長 1.5 km, 最大幅 50m の地溝状凹地に限られている (第 24 図参照).

本層は細砂を主とし, 下部に細礫ないし中礫を含み, しばしばシルトないし粘土の薄層を挟んでいる. 細砂中には雲母片が多く混入している.

下位の三浦層群初声層に対し, 傾斜不整合状にアバットして堆積している (第 9 図). 上位は風成の武蔵野ローム層に不整合におおわれている.



第 9 図 宮田層と初声層の不整合関係

本層は標高 10m から 35m のところにはほぼ水平に堆積しており, 層厚は 25m 以上 (上限不明) である.

上述のように宮田層は従来南下浦断層と武山断層の間の凹地にしか認められていなかったが, 南下浦断層以南の本地域にも発見されたところから, 同層はかつて三浦半島中南部に広く堆積していたが, 更新世後期の隆起と削剝作用により失われたものと考えられる.

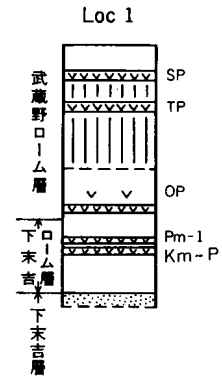
IV. 2 下末吉層 (S) 及び下末吉ローム層 (SL)

下末吉層は大塚 (1930) により, 横浜市鶴見区下末吉を模式地として命名されたが, 関東第四紀研究会 (1970) によって, このうちの下部は鶴見層として分離され, 上部のみを再定義された. 模式地の下末吉層は波食台に堆積した中粒砂及び砂礫層からなり, 層厚は 2-5m 位である. 下末吉ローム層は, 関東ローム研究グループ¹⁾ (1965) の命名による.

1) 以下, 関東ローム研と略称する

本地域では、引橋台地を中心とした、海拔 80-85 m、約 1 km 四方に小分布するにすぎない。引橋台地の露頭（第 10 図）には、最下位に KmP グループの軽石層、中位に Pm-1 軽石層が認められる。町田（1973）は、基盤（三浦層群）の上に薄い砂層（下末吉層）があり、その直上に KmP グループの軽石層が乗ることを認めているので、筆者らはこの砂層が下末吉層か初声層の風化帯か明かではなかったが、一応下末吉層とした。KmP グループの軽石層は黄橙色の厚さは約 10 cm である。Pm-1 軽石層は白色細粒で、厚さは約 4 cm である。下末吉ローム層は、厚さ約 3 m、粘土化の進んだ褐色ローム層で、上位を厚さ約 5 m の新期ローム層に不整合におおわれている。

引橋台地は、かつて関東ローム研（1965）により引橋面と呼ばれ、多摩面に対比された。その後町田（1973）は、引橋台地ではローム層の最下部が KmP グループの軽石層から始まることから、引橋面を下末吉面と小原台面との中間に位する面とした。しかし筆者らは、北西方藤沢岡幅地域（岡ほか、1979）などの下末吉層とローム層の関係からみて、特に中間的な面を設定する必要はないと考え、引橋面を下末吉面に含めておく。

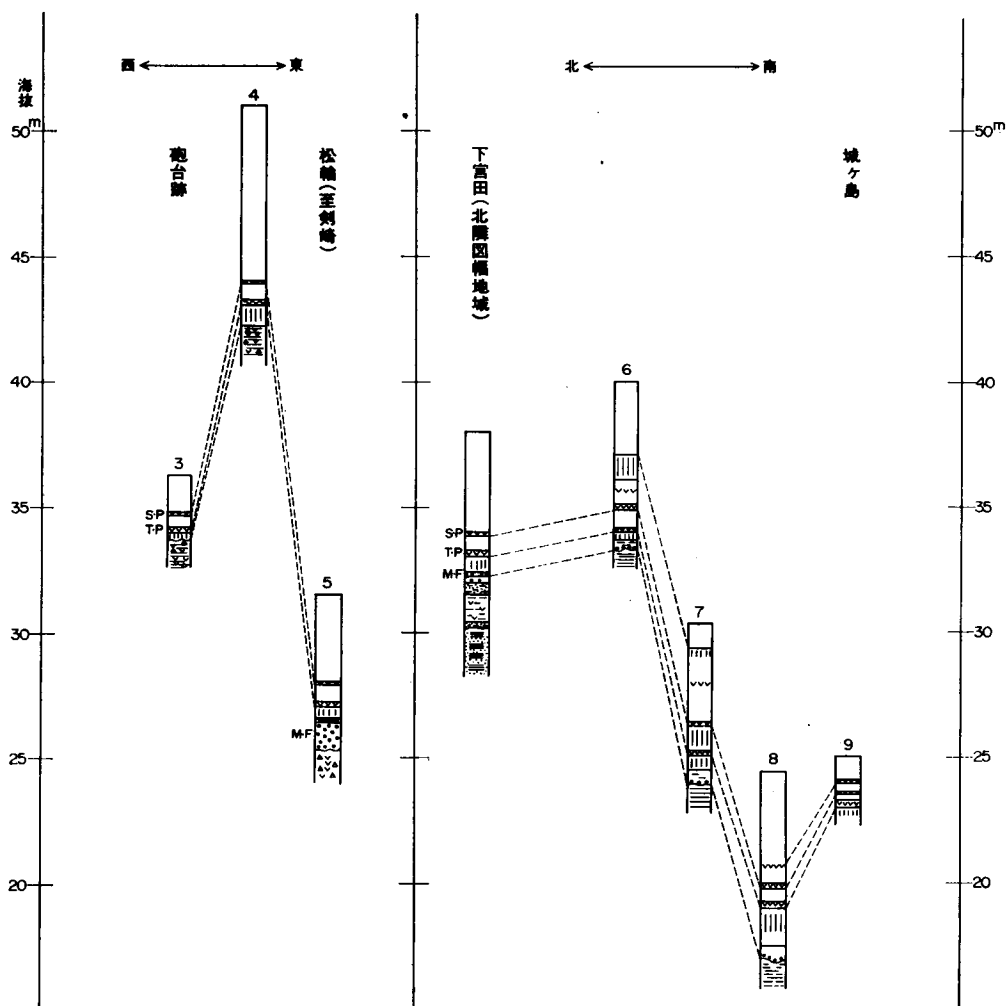


第 10 図 引橋茶屋の裏におけるローム層の柱状図（記号は第 8 図と同じ）

IV. 3 小原白砂礫層 (M_1) 及び武蔵野ローム層下部 (M_{2L})

小原台砂礫層は、走水団研グループ（1965）により横須賀市走水（北隣横須賀岡幅地域）を模式地として命名された。その直上部のローム層は、同グループにより「小原台ローム層」と称され、下末吉ローム層に対比される可能性を示した。その後町田（1971）は、ローム層の下部にある小原台軽石層と横浜三ッ池の「クリョーカン軽石」や相模原台地の「藤沢軽石」に同定し、このローム層を下末吉ローム層最上部に位置づけ、小原台面を下末吉 2 面 (S_2 面) と称した。その後吉川ほか（1973）は、各地にみられる小原台面相当面を M_1 面と称した。

本地域の小原台面は、引橋台地（下末吉面）の周囲に海拔高度 70-50m で侵食のやや進んだ緩傾斜の台地として分布する。しかしながらその構成層は露頭一とくに基底の一がほとんどなく、わずかに西谷戸北西方の 1 カ所で基盤直上部に Pm-1 軽石層が認められたことから、小原台面構成層であることが確かめられただけである。この地点では三浦層群からなる基盤を削剥した不整合面上に厚さ数 10 cm の砂まじりのローム層（水中堆積と思われる）があり、その下部に厚さ 4 cm、白色、細粒均質で雲母を含む Pm-1 軽石層が存在する。この露頭は Pm-1 軽石層が水中堆積しているという点では、模式地の小原白砂礫層に対比することができる。しかし、模式地で小原白砂礫層の直上に特徴的な小原台軽石層は、本地域では確認できなかった。他の露頭（たとえば砲台跡付近、第 11 図の Loc. 4 参照）では、明らかに小原台面であるのに、小原台ローム層 (M_{2L}) が存在せず、東京軽石層直下の粘土化したローム層（クラック帯）すなわち M_{2L} からはじまるものもあった。なお引橋台地で観察された小原台軽石層について記すと、Pm-1 軽石層の上 37 cm のローム層の上位にある厚さ 4 cm の橙色の軽石層と、その上位 60 cm のローム層中にパッチ状に散在する同質の軽石がそれである。このような外観は、横



第11図 小原台面（4）及び三崎面におけるローム層の柱状図

浜地方の「クリョーカン軽石」の堆積状態とよく似ており、小原台軽石層（藤沢軽石層も同じ）が、供給地箱根火山から東方のごくせまい範囲に厚く、南北方向へは急激に薄く降下したことをうかがわせる。

以上のような堆積状態からみて、当地域の小原台面は波食台として形成されたが、堆積物及びその直上のローム層（ M_1L ）がきわめて薄いため、上位のローム層（ M_2L ）降灰までの間に多くの場所で失われてしまったとも考えられる。

小原台面を不整合におおうローム層は、武蔵野ローム層上部及び立川ローム層からなり、本地域における厚さは最大で10m程度である。

なお、当地域中南部の岩堂山（ Δ 82.4 m）とその東方約 200 m 及び北方約 600 m の3カ所で、ごく小区域をなして標高 80 m を越える地点がある。これらの地点には、基盤の三浦層群を東京軽石層以上のローム層が直接覆っていることから、小原台砂礫層堆積当時は残丘状に突出していたと思われるが、

きわめて小面積であるので、便宜上、地質図には小原台砂礫層として塗色した。

IV. 4 三崎砂礫層 (M₂) 及び武蔵野ローム層上部 (M₂L)

三崎砂礫層は、町田 (1970) により本図幅地域を模式地として命名された。武蔵野ローム層上部は、武蔵野台地等における従来の武蔵野ローム層 (関東ローム研, 1965) そのものに当るが、前述のように小原台面を武蔵野 I 面 (M₁ 面)、小原台ローム層を武蔵野ローム層下部 (M₁L) としたため、従来の武蔵野ローム層は同層上部 (M₂L) と呼ぶことにする。ただし、わずらわしさを避けるため、本節において単に武蔵野ローム層と称した場合は、M₂L を指すものとする。

三崎砂礫層は、小原台面の周辺に広がる三崎面の構成層として海岸地域及び城ヶ島の台地に広く分布しており、海食崖の至るところで基盤の三浦層群を不整合におおう本層を観察することができる (第 11 図及び第 12 図参照)。

三崎砂礫層の主部は、スコリア・軽石・小円礫まじりの淘汰のよい中粒砂からなり、上部はロームまじりのシルトや砂質シルトからなることが多い。一般に青灰色または褐色を呈し、一部は暗褐色を呈する。層厚は 0.5-1.5 m で一般に薄い。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、なかにはその上に砂層がほとんど認められないところもある。

武蔵野ローム層は三崎砂礫層を整合に覆い、褐色から暗褐色を呈するやや粘土化したローム層で、本地域での層厚は 4-5m である。

ローム層中には鍵軽石層が 3 枚あり、それぞれの軽石層の直下には暗褐色のクラック帯²⁾ が発達している。軽石層は下位より東京軽石層³⁾、三色旗軽石層、青ヒゲ軽石層と呼ばれている。東京軽石層は、厚さ 20-30 cm の黄橙色の軽石で、粗→細の粒度組成サイクルにより 2-3 層に区分できる。三色旗軽石層は、厚さ 10-20 cm、ところによっては 40 cm くらいまであり、黄橙色から赤橙色の軽石からなる。粒度は均一である。青ヒゲ軽石層は、層厚 0.5-5 cm で、多くの場合はローム層中に密集した黄色ないし白色の軽石粒として認められる。

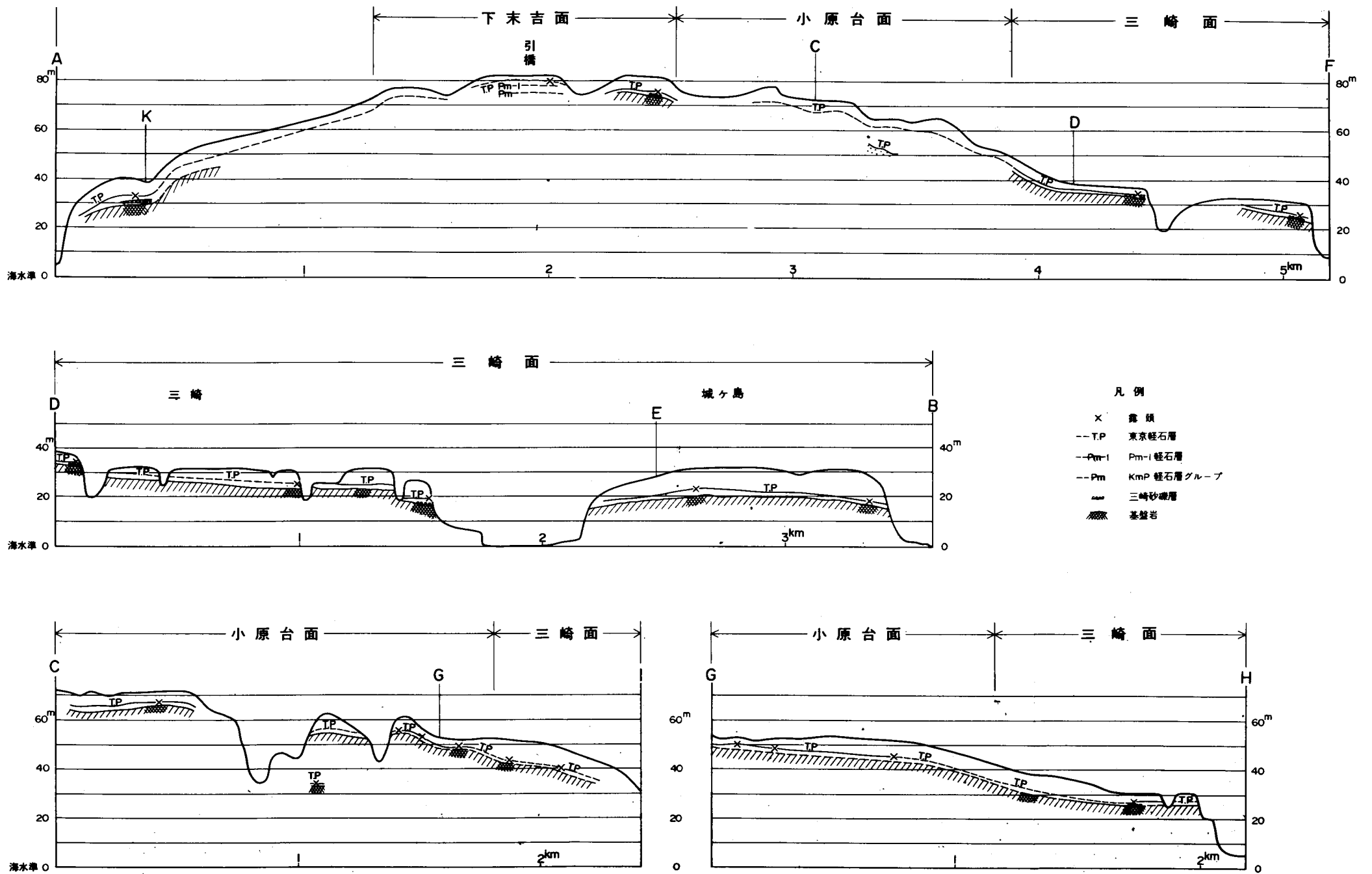
武蔵野ローム層は、上位を厚さ 3 m くらいの立川ローム層に不整合に覆われている。両ローム層の不整合面は、クラック帯により明瞭に指摘できる露頭が多い。

三崎面を構成する三崎砂礫層と武蔵野台地の武蔵野礫層は、いずれも同層準の武蔵野ローム層に整合におおわれている。すなわち、武蔵野台地では東京軽石層と下位の礫層の間に 1 m 前後の粘土化したローム層があるが、三崎面にも同じ位置に 0.5-1.0 m の粘土化した暗褐色のローム層がある。したがって両砂礫層は互いに同時期の堆積物であるが、武蔵野礫層が扇状地礫層であるのに対し、三崎砂礫層は波食台堆積物⁴⁾ である (町田, 1973) ことから、三崎面はしばしば海成武蔵野面の模式面とされる。

2) 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呼ばれる。クラック帯は不整合 (降灰休止期) を意味する場合と、ローム層が粘土化されやすい環境 (水中など) にあったことを示す場合とがある。

3) 本地域の武蔵野ローム層中の軽石層は、従来下位から三浦軽石層、東京軽石層と呼ばれた (関東ローム研, 1965) が、伊藤ほか (1970) は、従来の三浦軽石層が東京軽石層に当たることを指摘した。なおこれについては、町田 (1971) がより詳細に立証している。

4) 本図幅地域の北方にある横須賀市長井で、三崎砂礫層基底の基盤面穿孔孔の跡が認められた。



第 12 図 A・B 三崎図幅地域における地形面とローム層の断面図 (岡ほか, 1974) より抜粋

IV. 5 立川ローム層

立川ローム層は、関東ローム研（1965）により武蔵野台地の立川付近を模式地として命名された。本図幅地域ではすべての台地において、下位の武蔵野ローム層を不整合に覆っている。直下の武蔵野ローム層には暗褐色のクラック帯が見られることから、本層との識別は比較的容易である。

本ローム層は、明褐色で粗鬆な感触があり、ほとんど粘土化していない。本層の層厚は3 m くらいである。

IV. 6 ローム層中の鍵軽石層と鉱物組成

本地域に分布するローム層中の顕著な鍵層としては、下末吉ローム層の KmP グループの軽石層、Pm-1 軽石層（Pm-1）と、武蔵野ローム層中の小原台（OP）、東京（TP）、三色旗（SP）及び青ヒゲ（CCP-1）の各軽石層が認められる。軽石層の鉱物組成を町田（1971）により第3表に示す。このうちPm-1 には角閃石と黒雲母、OP には角閃石が特徴的に認められるが、そのほかは普通輝石及び紫蘇輝石からなる。

各軽石層のフィッション・トラック年代（FT 年代と略称）は第8図の柱状図わきに示されている（町田，1971による）。

第3表 代表的な鍵軽石層の特徴（町田，1971より抜粋）

名稱	従来名稱	色	層化	分級	発泡	重鉱物組成	その他
CCP-1	青ヒゲ	yel~or	f → m	w	w	Mg > Hyp > Au	} Tc = 325°~335° (2相)
SP	三色旗	yel~or	m	m	w	Hyp > Au > Mg	
TP	東京バミス	gr~wh	f → c → f → c	w	w	Hyp ≧ Mg > Au	Tc = 350°~360°, Fs: 38%(上部), 36%(中部), 37%(下部)
OP	小原台バミス SP14, WP 藤沢バミス くりようかん	wh	f → c → f → c	m~w	w	Mg > Hyp > Au > Horn	Tc = 310°~320°, Fs: 44% (Fs rich)
Pm-1	Pm-1 SP13	wh	m	w	m~p	Mg > Horn > Hyp ≧ Zir (Biot 含む)	Tc = (Curie Temperature): 450°C 色, 粒度, 鉱物に特色あり

yel: 黄色
gr: 灰色
wh: 白色
or: 褐色

m: massive
f: fine
c: coarse
→: 左側が下位

w: well
m: moderate
p: poor

Mg: 磁鉄鉱
Hyp: 紫蘇輝石
Au: 普通輝石
Horn: 角閃石
Zir: ジルコン
Bio: 黒雲母

IV. 7 沖積層

三浦半島南部の沖積層については、ボーリング資料にもとづいて松島（1976）により総括されている。それによれば、半島の東岸と西岸では沖積層の様相が異なる。西岸（相模湾側）の小田租湾、宮田湾、三戸浜などの溺れ谷を埋積して発達する沖積層は小田和層とよばれ、淘汰不良の泥相が卓越し、谷

沿いの最上部に泥炭層が形成されている。層厚は最も厚いところで約 30 m である。本地域での資料は、北端部の三戸浜に続く谷沿いに見られるだけであるが、そこでの層厚は最大約 20 m であり、一般に下半部は砂まじり泥で貝殻片を含み、中部はシルトまじり砂または砂まじりシルト、上部は泥炭または腐蝕まじりシルトからなる。

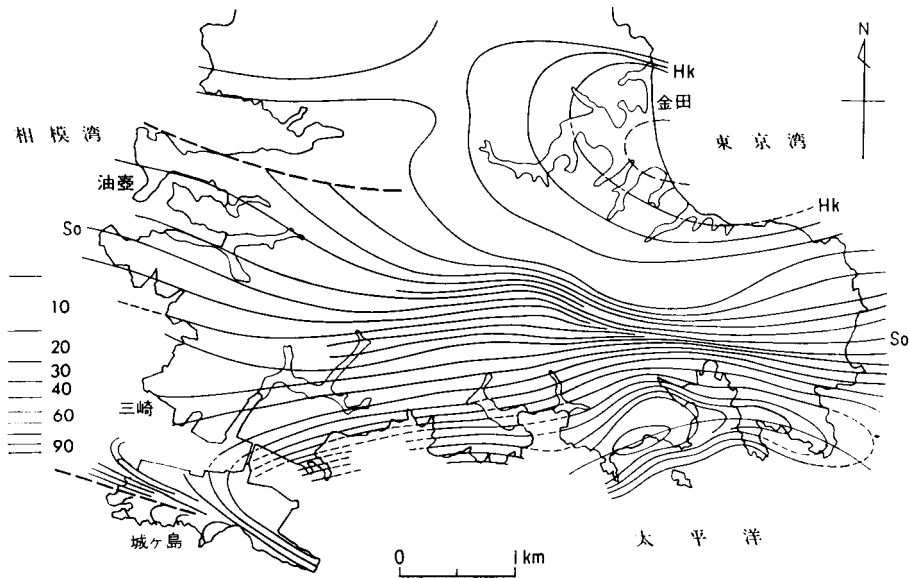
半島東岸（東京湾側）の沖積層は野比層とよばれ、小田和層に比べると砂層がよく発達するのが目立つ。最大層厚は上宮田付近の約 30m である。本地域では金田低地に野比層が発達するが、基盤に達するボーリング資料がなく下部層の様子は不明である。最上部を構成する堆積物はかなり粗く、中礫大の泥岩・砂岩礫を含む粗砂ないし中砂が、谷奥まで広く分布している、層厚も不明であるが、海岸線付近にも基盤岩が露出しているところから、ごく薄いものと思われる。

半島南岸の沖積層についてはボーリング資料がないが、地表付近の観察及び地形から見て、半島西岸の沖積層と同様であり、層厚も 10 m 以下と思われる。松輪付近の地表から約 2 m までの記録によれば、淘汰不良の粘土・シルト・砂まじりシルト等からなり、ところどころに腐蝕及び谷壁崩壊によりもたらされた基盤の角礫をまじえている。

V. 地 質 構 造

V. 1 地質構造概説

本地域は、新第三系基盤の葉山層群で分けられた 3 帯の三浦層群分布域の最南端に位置し、東西方向の褶曲及び、様々な方向の断層が発達している。



第 13 図 新第三系の構造を示す走向線図

第13図は、本地域の新第三系の構造を示す走向線図である。図から明らかのように本地域北東部には金田を中心として東へ開いた半ベーズン構造があり、反対に小網代湾を中心として、半ドーム構造が形成されている。このような構造と平行するように、小網代湾南縁に沿って東西性で北傾斜の逆断層が、一方、引橋から小浜にかけては東西性の引橋断層が発達している。三浦半島南岸に沿っては、東西性の剣崎背斜（三梨ほか、1979）が発達している。

以上のような東西性の断層や褶曲構造の周辺には、変位の規模が数 m 以下の小断層が非常に多く発達している。小断層の解析結果は次節にのべる。

V. 2 小断層系

本地域には多数の小断層が発達し、それらの中には、様々な走向傾斜を有するものがあるが、これらを次に示す基準で5種類の断層系に識別した。

断層系統識別上の基準

- ① 古い断層系は新しい断層系により一方的に切られている。
- ② 同一断層系に属す断層同士は相互に切断し合っている。
- ③ 同一断層系の断層同士は、走向、傾斜、正・逆断層などの型、破断面の性質、分布様式などが互いに類似しており、他の系のものとは異っている。

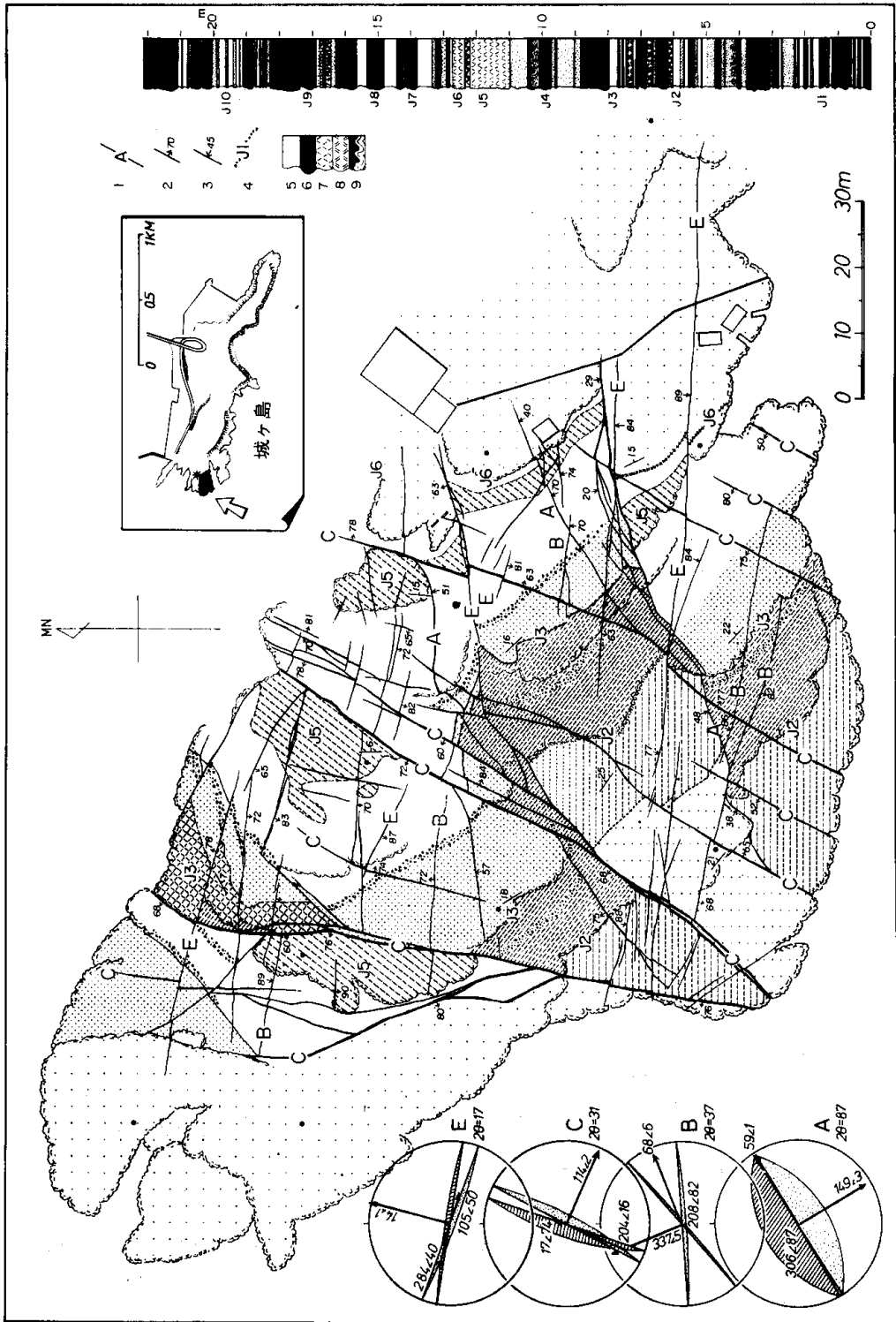
第4表には、上記の基準に従って各露頭で分類された5つの断層系の特徴がまとめられているが、ここでは、それらを時代の古い方から A, B, C, D, E 断層系とよぶことにする。以下に各断層系についての主な性質を述べるが、詳しくは小玉（1968, 1974, 1979）を参照されたい。

第4表 三浦半島南部の小断層系

時代	系	断層面の走向・傾斜	変位形式	主応力軸の方向		平均断層面角	断層面の性質	断層の分布	地殻変動
				主要力軸	主圧力軸				
更新世後期	E	NW-SE, E-W 急傾斜～垂直	傾斜移動 走向移動	NNW-SSE 水平	不定	36°	完全に開離	局所的	沖積低地形成
	D	NE-SW, N-S または NW-SE 低角または高角	傾斜移動	垂直	WNW-ESE. ENE-WSW 水平	64°	大部分開離	非常に局所的	↑ ブロック上昇 ↑
	C	NNE-SSW 高角	傾斜移動	WNW-ESE 水平	垂直	32°	固結または開離	全域にはほぼ均一に分布	相模層群堆積 陥没盆地形成
更新世前期	B	WNW-ESE, E-W または、ENE-WSW 高角または垂直	傾斜移動 走向移動 斜交移動	N-S 又は NNW-SSE 水平	不定	32°	固結、一部開離	局所的	↑ ブロック上昇 ↑
	A	NW-SE, NE-SW 低角	傾斜移動	垂直	N-S 水平	69°	完全に固結	ほぼ全域	↑ 褶曲形成

A 系統

この系は、本地域を通じて最も古期に発達したもので、以下に述べる他の全ての断層系により切断されている。断層はいずれも南または北へ低角度で傾斜する逆断層で、走向は大部分がほぼ東西だが、かなりバラつきが見られる。この断層系は図幅域内のほぼ全域に分布するが、とくに城ヶ島、宮川、剣崎



第14図 城ヶ島南西端における断層解析 (1. 断層線と断層系 2. 正断層の傾斜角 3. 逆断層の傾斜角 4. 断層帯 5. 断層帯の傾斜角 6. スコリア質砂岩 7. 白色凝灰岩 8. 藍石層 9. 乱堆積構造)

など南端地域での発達が著しい（第 14 図）。

断層面は、通常ほぼ完全に固結しており、ハンマーでたたいても、断層面を出すことは容易でない。落差の規模が比較的大きい断層では、地層のひきずりがみられる。断層による地層の変位量はふつう 5-10cm のものが多いが、4-6m に及ぶ変位も観察される。

共役の逆断層をもちいて、造構応力場の復元をし、各露頭で求めた主応力軸分布を第 15 図の A に示した。これをみると、最大主圧力軸⁵⁾ (σ_3) は、ほぼ水平だが、その方位は南北方向を中心に、かなりバラついている。一方、最大主張力軸 (σ_1) はほとんど鉛直方向に集中している。このように、本断層系は全般的には、水平にちかい南北方向の圧縮応力場でできたことが分かる。共役断層面のなす剪断面角は平均 67°で、他の断層系よりきわ立って大きい（第 16 図の A）。

B 系統

走向隔離⁶⁾の成分をかなりもつ正断層・逆断層・走向ずり断層で、断層の走向は WNW-ESE が多い。断層面は通常固結しているが、ときにはわずかに開離して、細粒の破砕物質で充填されている場合がある。断層による転位量は、他の断層系に比較すると小さく、走向方向への断層面の連続性もとばしい。

本断層系は、本図幅地域の全域に分布するが、とくに城ヶ島、雨崎、岩鉢、油壺付近では、他より発達頻度が高い。城ヶ島（第 14 図）の例では、本断層系のうちの 1 つは走向が E-W で北および南へ急傾斜する左水平ずり断層で、他の 1 つは走向 ENE-WSW で南へ急傾斜する右水平ずり断層であり、両者は互いに共役関係にある。落差は最大でも 30cm をこえず、面は完全に固結している。

本地域北西部の松輪、雨崎、岩鉢付近には走向が WNW-ESE ないし WSW-ENE で南へ急傾斜する本断層系が密集して発達するがこれは付近に発達する引橋断層（後述）と平行している。これらの断層群は、隔離のセンスからは正断層と逆断層に分類されるが、それらを共役断層として組合わせて造構応力を求めると、前者は右移動の卓越した正断層、後者は左移動の卓越した逆断層で、南北方向の主張力によって発達した断層であることが解析される（第 17 図）。断層同士は幅 10-20 cm で平行して発達し断層帯を形成している。断層面は厚さ 5-10mm の固結物質で充填されている。

油壺付近にも本断層系に属す断層が発達するが、その特徴は上述のものによく似ている。

各地の露頭で共役断層より求めた造精応力の分布を第 14 図の B に示す。最大主張力軸 (σ_1) は一般に N-S 方向を向いているが、場所 σ_1 によりやや方位の異なるものもある。町の傾斜は少ないが、前述の引橋断層周辺では、北へ最大 40°位まで傾斜する。剪断面角は平均 31.8°であるが、大部分は 20°から 40°の範囲にある（第 16 図の B）。

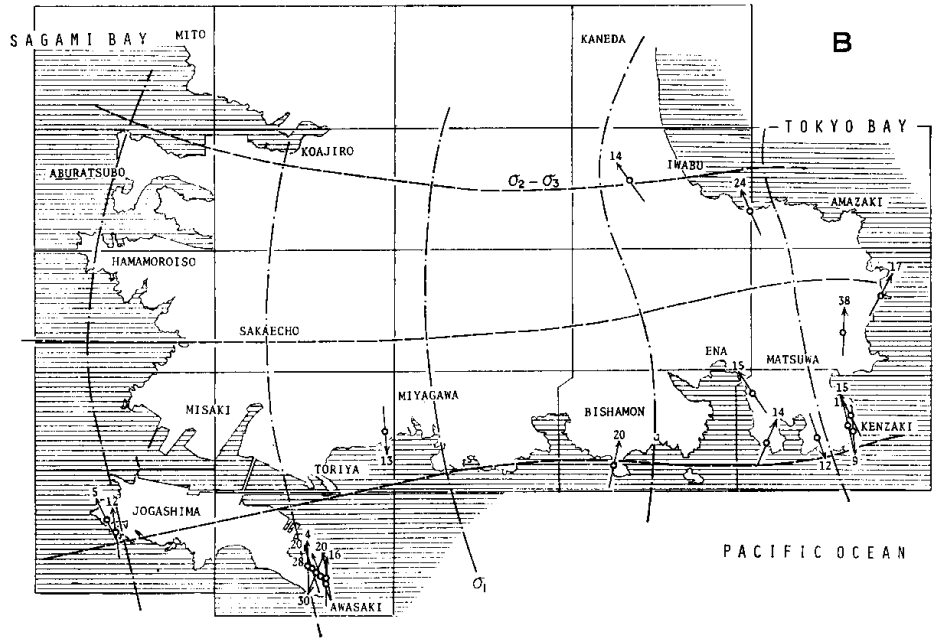
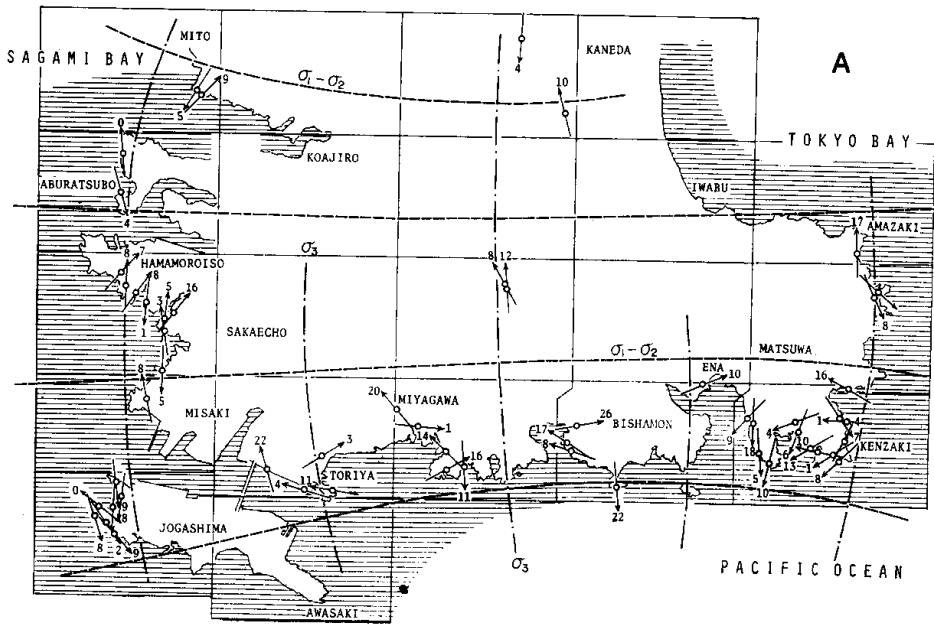
C 系統

本地域に最も頻度高く発達する断層系で、転位の規模も大きい。前述の A、B 系を切断し、後で述べる D、E 系の断層によって切断されている。

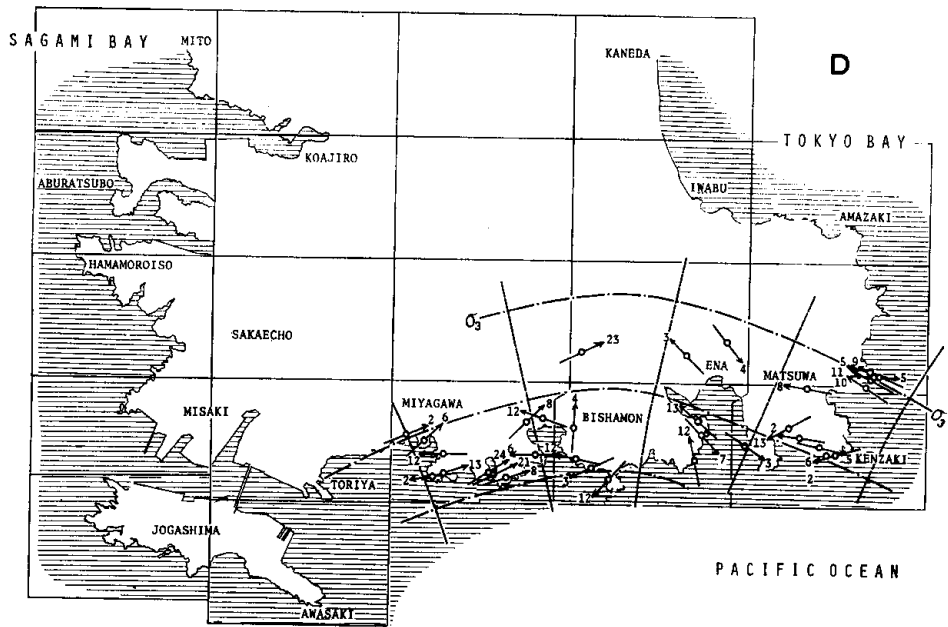
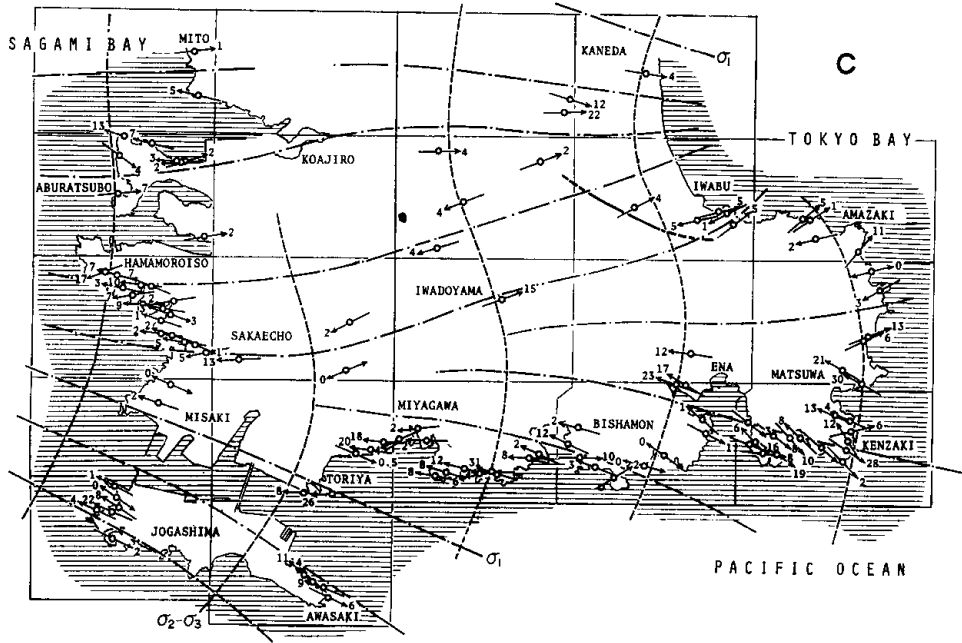
この断層系は、本図幅地域内の全ての場所に発達しているが、本地域北東部の金田付近は比較的発達が少ない。断層はいずれも、傾斜移動の卓越した正断層であり、走向は NNE-SSW ないし NNW-SSE

5) この報告書では、応力は引張りを正とし、3 主応力を大きさの順に σ_1 、 σ_2 、 σ_3 とする σ_1 を最大主張力、 σ_2 を中間主応力、 σ_3 を最大主圧力ともよぶ。

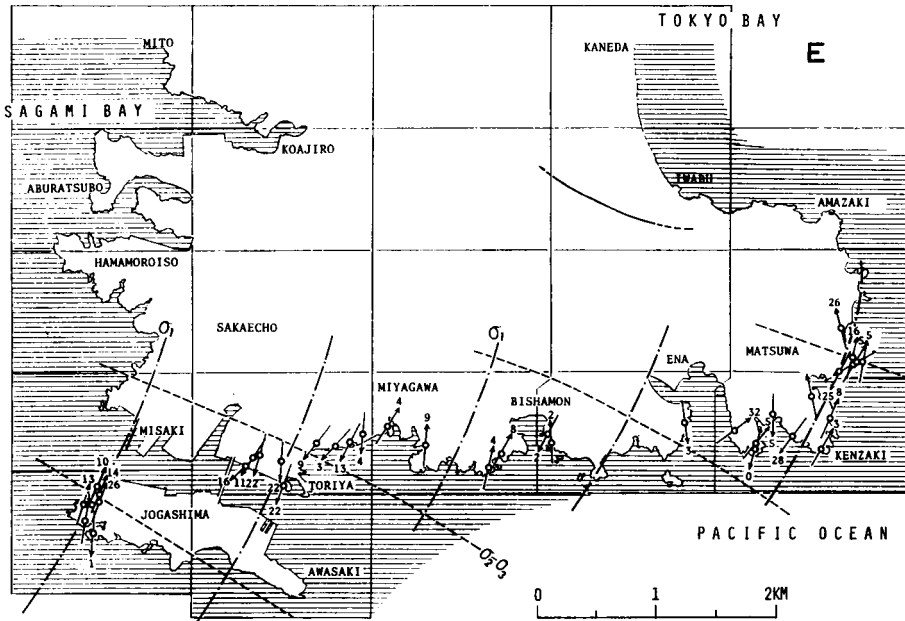
6) 本書では露頭で観察される断層によるみかけ上の変位を隔離 (separation) とよび、実際の変位を移動 (slip) またはずれと呼ぶことにする。ただし両者が一致している場合や、混同のおそれのない場合は、これらを省略し、単に正断層、逆断層などと呼ぶ。



第 15 図 造構応力場の変遷 (矢印と数字は、主応力軸のうち、A, D 系統は σ_3)



について B, C, E は σ_1 についての方位と伏角を示す)



(第15図のつづき)

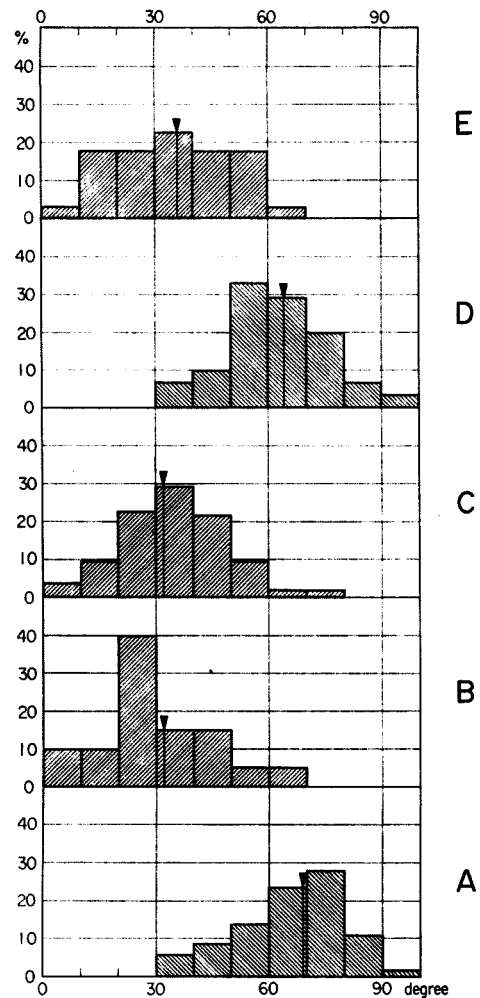
で $70\text{--}90^\circ$ で東および西へ傾斜している。断層の落差は 1 cm から 15 m 以上までである。断層面は一般に固結しているが、一部開離しているものも多い。著しい剪断帯あるいは地層のひきずりを伴うことが多い。

本断層系の最も典型的な例も、城ヶ島西部における平面スケッチで示す(第14図)。図のように走向は一般に $N30^\circ E$ 方向によく平行するが、時に $N-S$ ないし $NNW-SSE$ に変化することがある。これらの正断層には西側が落ちるものと東側が落ちるものがあり、一定の規則的な間隔でそれらが交互に発達して、小規模なホルスト、グラベンを構成する。ただしくわしくみると、西落ちの断層と東落ちの断層では転位の規模において前者が卓越している。

南端の宮川町観音岩周辺の海食台上でのルートマップ(第5図)には、本断層系の発達の様子がよくあらわされている。この付近の三崎層は、ほぼ東西の走向で北へ $50\text{--}50^\circ$ 急傾斜するが、これを切って、 $N30\text{--}40^\circ E$ 走向のほぼ垂直な西落ちの断層が発達している。またこれと共役をなして、ほぼ $N-S$ 走向をもつ東落ち断層が発達する。この地域では両者の規模はほぼ同等である。最大変位量は 10 m 以上に達するものがあり、厚さ $20\text{--}30\text{ cm}$ の剪断帯が形成されている。

断層の鏡肌上にまれに、断層の実移動の痕跡である条線が発達している。これらの条線は、本断層の転位がわずかに走向移動成分をもつ傾斜移動の卓越したものであることを示している。

共役断層から各地における造構応力場を復元すると第15図のCようになる。これによれば、最大主張軸 (σ_1) は $E-W$ ないし $WNW-ESE$ てほぼ水平に分布し、 σ_2 および σ_3 は、 σ_1 と直交する大円上にバラつく。 σ_1 軸はほぼ水平だが、半島の西側では、約 10° ちかく西へ傾斜している。これから本断層系は地殻のわん曲に伴う東西方向の引張応力場で形成されたことが推定される。本断層系と南関東東



第16図 剪断面角のヒストグラフ

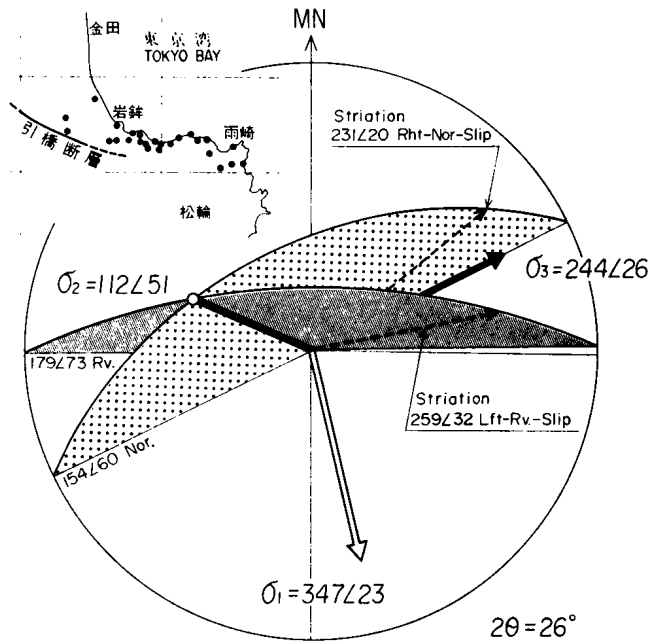
全体の地殻変動との関係については小玉（1974）が検討している。

共役断層より得られた剪断面角は平均 32.1° で、 25° から 35° の範囲に分布する（第16図のC）。

D 系統

本断層系は、A 系統と同じ逆断層だが、上述のB 系統やC 系統の正断層群を切断する。新期に発達した逆断層系で、断層面は完全に開離している。

本断層系の発達是非常に局所的で、宮川、毘沙門、剣崎および松輪地域にのみ分布する。本断層系に属する2つの共役セットのうち、1つは走向がNE-SW ないしN-Sで西へ低角度で傾斜する逆断層で、他は走向NW-SE で東へゆるく傾斜する逆断層である。これらを用いて、各露頭ごとに求めた造構応力場の復元結果を第15図のD に示す。このように、D断層系は大略東西方向からの水平な圧縮応力場のもとで発生したものであることが示される。



第17図 引橋断層周辺露頭におけるB系統の主応力解析
(上半球投影, 軸の方向は 360° 読みと伏角で示してある)

共役断層の解析より求めた剪断面角は、平均 64° であり、 10° から 110° の範囲にバラつく。A系統と同様 60° 以上の値を示すことは、逆断層系の特徴であるが、A系統よりやや小さい値を示している。これは生成条件がより浅い地層内で発生したことを示すと推定される。

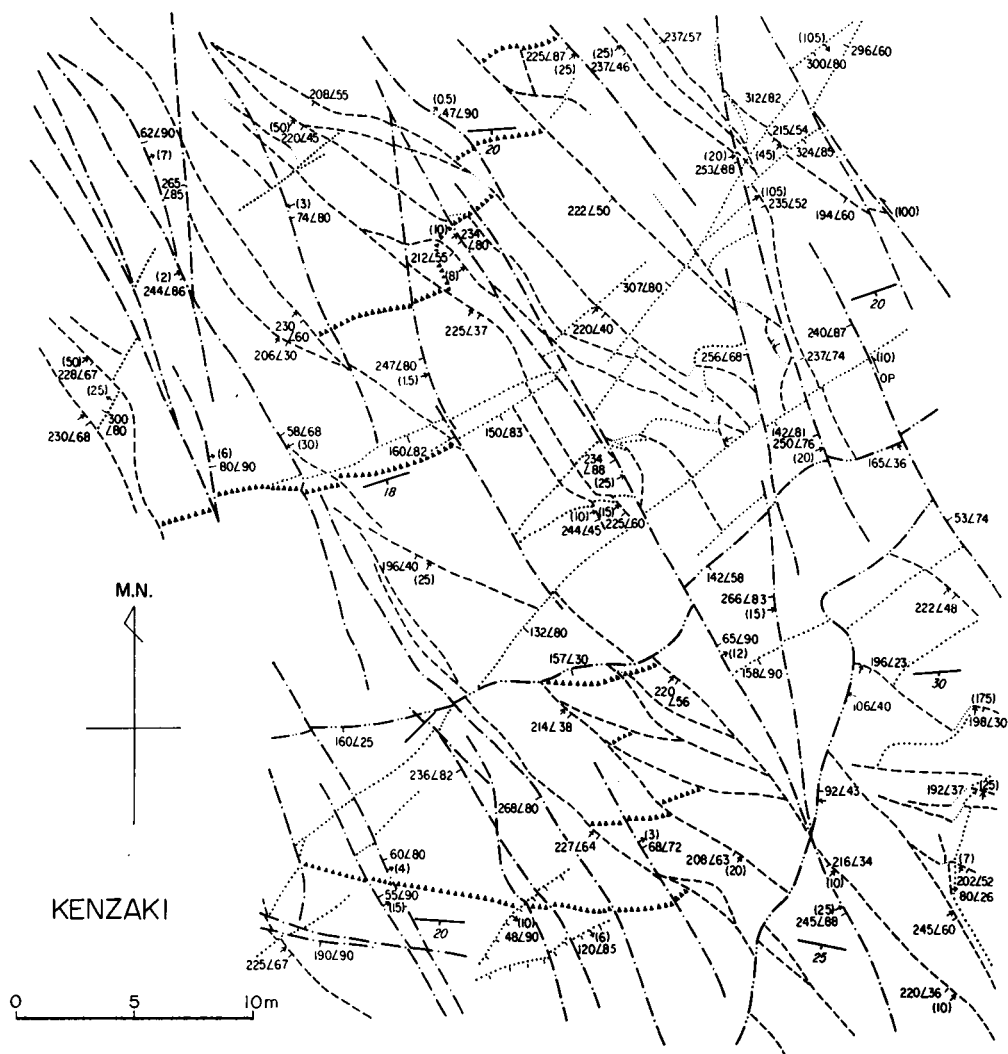
E 系統

本地域における最も新期の断層系で、これまでのべた全ての断層系を切断している。ただし、ごくまれであるが、前述のC系に属する断層が本断層系を切っている場合がある。このような断層はいずれも複数回活動をくり返した形跡がある規模の大きな断層で、本断層系の発達後にそれらが弱線に沿い再活動したものと推定される。

本断層系の発達は、とくに南端部の松輪から三崎にかけての地域で著しい。これに対し、北部の油壺や金田付近では、あまり発達していない。断層面は通常開離しており、幅 0.5-1 cm のすきまを細粒の粉砕物質が充填している。破断面の幅に比較すると断層に沿う転位量は小さく、節理状にほとんど転位のないものも認められる。断層線は直線的で互いに平行している。剣崎における灯台下の海食台上の断層スケッチは、この状態をよく示している(第18図中の1点鎖線)。ここではNW-SE走向で左水平隔離の断層が卓越しているが、まれにWNW-ESE走向で右水平隔離の断層がある。両者とも断層の傾斜は非常に急で互いに共役関係にある。このような発達様式は宮川地域にもみられる(第5図)。

城ヶ島の西端では、NW-SEないしWNW-ESE走向で傾斜が急な開離した断層が発達している。これらもE系統に属する(第14図)。

第15図Eは各地における主応力軸の向きを示した図で、これをみてわかるように、最大主張力軸



第18図 剣崎における断層系スケッチ

(σ_1) はほとんど水平で NNW-SSE 方向にあり、 σ_2 軸はしばしば垂直となる。これはE断層系が南北方向に卓越する引張応力場において、走向移動型や傾斜移動型の断層として発達したことを示している。

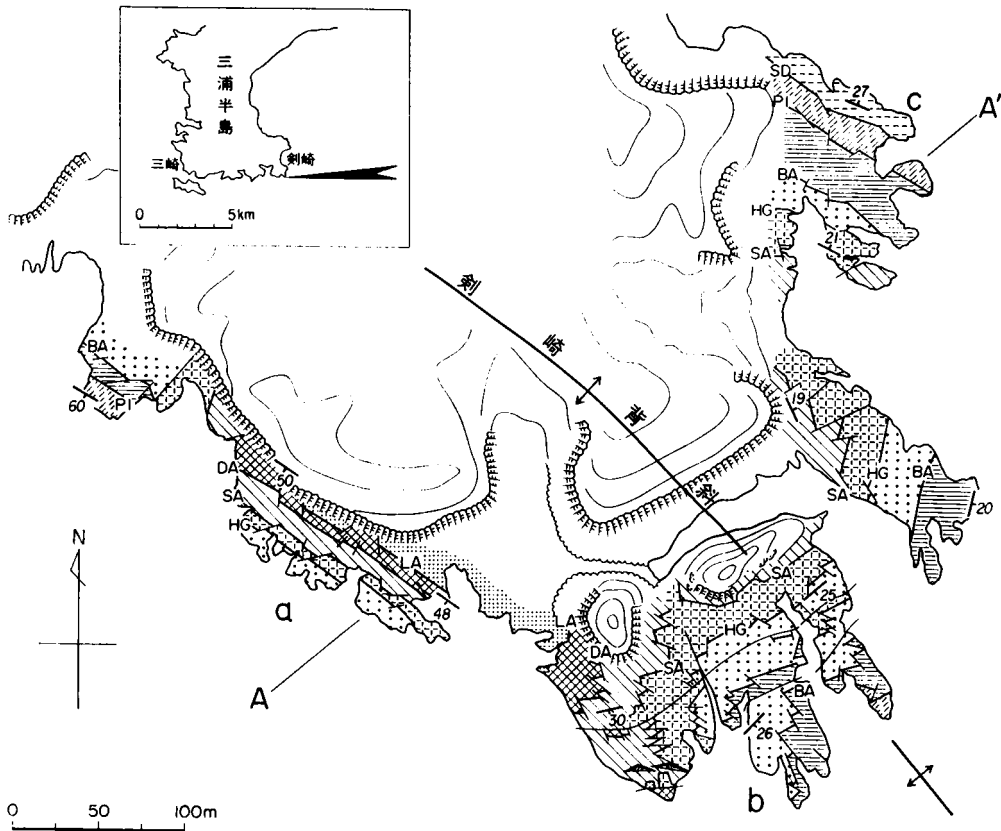
剪断面角の大きさは、B系統やC系統よりやや大きく平均 36° である(第16図のE)。

V. 3 剣崎背斜

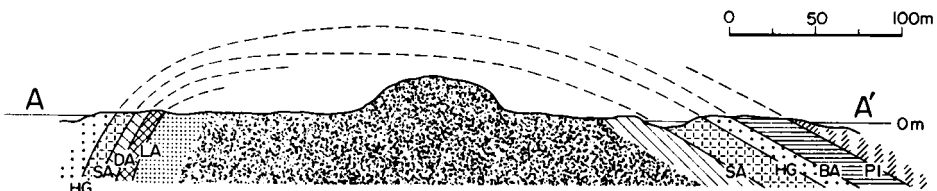
本地域南端部には三崎層中に東西方向で軸長 10 km 以上の背斜構造がみられる。この背斜構造は三梨ほか(1979)によって剣崎背斜と命名された。

本背斜は東側の剣崎および昆沙門地域では軸部が陸上に露出しているが（第19図）、昆沙門以西では、軸部は海中に没し、北翼のみが露頭にあらわれている。本地域の最も西側では三崎一城ケ島間の水道を背斜軸が通っている。地層の傾斜は、南翼で $60-90^\circ$ （一部逆転）、北翼で $40-70^\circ$ の閉じた背斜構造を示している。断面のとりかたによって背斜の形態は様々に変化するが、軸部の見られる剣崎では背斜の頂部がわりあい平坦で、翼部で急変し、特に南翼は急傾斜を示すようになる。本地域西部の三崎一城ケ島間では南翼で地層が逆転しており、軸面が北へ 45° 程度傾斜している。

褶曲軸をはさんで両翼での層厚、層相に注目してみると、本地域西部の北翼では南翼に比べ4倍程度



剣崎背斜



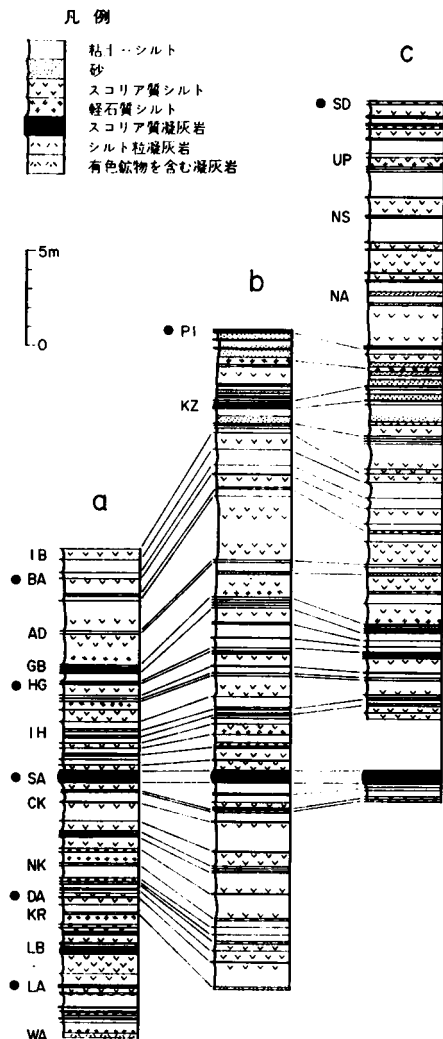
第19図 剣崎背斜の地質（国安，1979）

の厚さの地層が発達する。北翼では泥岩や砂岩泥岩互層から構成され深い環境を示すが、厚さの薄い南翼ではクロスミナの発達する凝灰質砂岩が卓越し浅い環境を示している（三梨，1973；三梨ほか，1979；関東新生代構造研究グループ，1977）。東側の剣崎地域では層厚の変化に関しては西側ほど顕著ではないが、やはり南翼が北翼に比して2/3程度に減ずる（第20図）。細部にわたって比較してみると、泥岩層部分だけの層厚は南翼のほうが北翼に対して60%程度であるのに対し火砕岩層部分だけの層厚はほとんど変化していない。結局、この剣崎地域の層厚変化は泥岩層部分の変化に依存しているといえる。さらに層相は層厚の薄い南翼において、火砕頁岩が多くなり、また泥岩層に混入する火砕粒も顕著となっている（国安，1979）、また背斜軸をはさんで両翼には著しい乱堆積構造がよく発達している。以上の結果は背斜軸部を境とする層厚、層相の変化が堆積時に生じたことを示している。

本背斜の生成時期は、背斜構造が相模層群堆積以前に生じた高角な南北性正断層（C系統）⁷⁾に切られていることから更新世中期以前とされる。また、類似の褶曲構造をもつ房総半島南部では、褶曲している地層が鮮新世—更新世前期の上総層群である。これらより、褶曲の時期は更新世前期末の長沼不整合形成時期に対比される。

一方、本地域に発達する小断層は新旧を問わず本背斜軸部付近で非常に多く分布している。また剣崎地域では低角逆断層（A系統）の応力場が両翼で変化している。これは背斜軸部が褶曲形成時からそれ以降も応力集中の場であったことを示していたと考えられる。

以上のことを総括すると、本背斜は堆積過程から基盤がブロック状の変形をしており、基盤ブロックの差別的な昇降運動によって背斜が形成され、さらにその運動が本地域に発達する小断層とも密接に関わりあっていると考えられる（三梨，1973；三梨ほか，1979；関東新生代構造研究グループ，1977；国安，1979）。



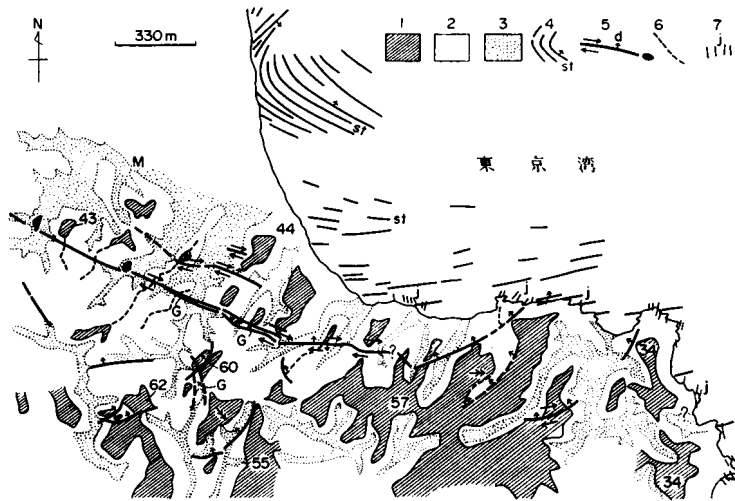
第20図 剣崎背斜の翼部・軸部における柱状図
(地点 a, b, cは第18図参照) (国安，1979)

7) V. 2 小断層系を参照

V. 4 引 橋 断 層

引橋断層は KANEKO (1968) によって、地形写真の判読から示された断層である。本稿ではこれに平行する地学的な断層構造について記載し、それらについても同様に「引橋断層」と呼ぶことにする。

KANEKO (1968) によると“この断層によって9つの地形の ridge が右横ずれに40m まで変位している。ただし、断層のトレースは連続的ではなく、断続的なセグメントがエシェロン状に配列している”とのべている。またこの方向には活断層に特有な様々な断層地形が発達している(第21図)。

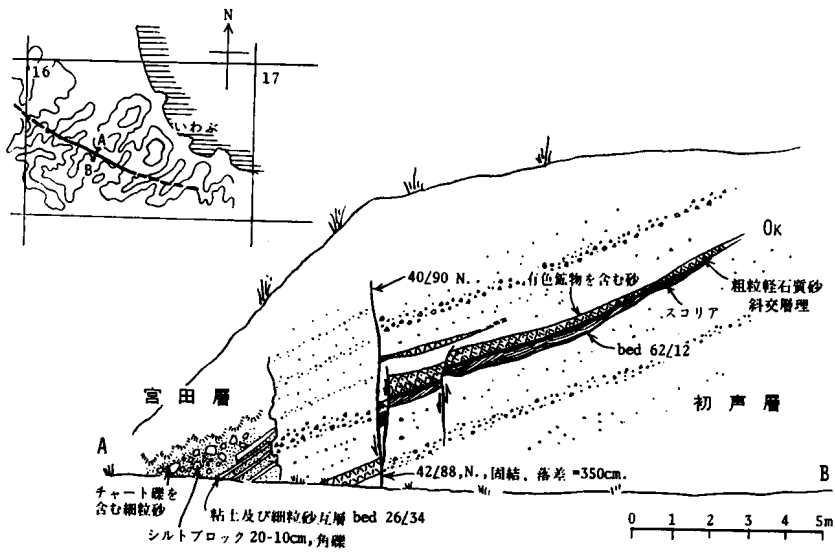


第21図 引橋断層の活断層地形 (KANEKO, 1968による)

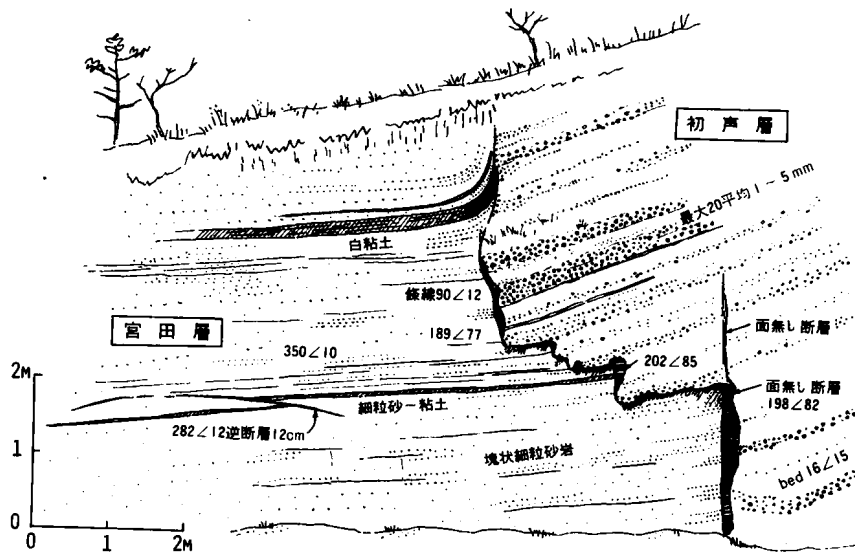
1. 水平な段丘面
2. 丘陵の傾斜部
3. 沖積面
4. 後期中新統の向斜構造
5. 右水平ずり断層 d=落差側, 黒点は断層性池 (fault marsh)
6. 丘陵地形の頂部を連ねた線
7. 節理

このような地形にそう、いくつかの露頭では、実際に地質学的な断層露頭をみることができる。第22図はその1つで、ここでは引橋断層に平行な小断層が初声層中に発達し、これと平行して初声層中に“小地溝”が形成されている。この中には更新世の宮田層が埋め立て状に堆積している。地溝の断面は様々な水準レベルでみることが可能であるから、これらを総合すると“小地溝”の深さは30m以上に達する。小地溝の下部は幅が1-2mに狭まり、砂礫層や偽礫まじりの細砂層が堆積しているが、上部では、幅50m以上にわたり粘土の薄層を狭化する細砂層が堆積している(第23図)。地溝の壁面付近でこれらの地層はわずかに撓曲したりもまれているが、中心付近はほとんど乱されていない。一部壁面に鏡肌のように平坦なすべり面もみられる。これらのことは、宮田層堆積後もこの小地溝にそって断層的な変形が進行したことを示している。第24図はこのような露頭がWNW-ESE方向にほぼ1.5km以上にわたり連続していることを示している。

一方この「引橋断層」周辺の初声層中には、多数の小断層が本断層に平行して発達している。これらは10-20km間隔に密集した平行する断層帯を形成しており、面は完全に固結していて、その形状・走向・



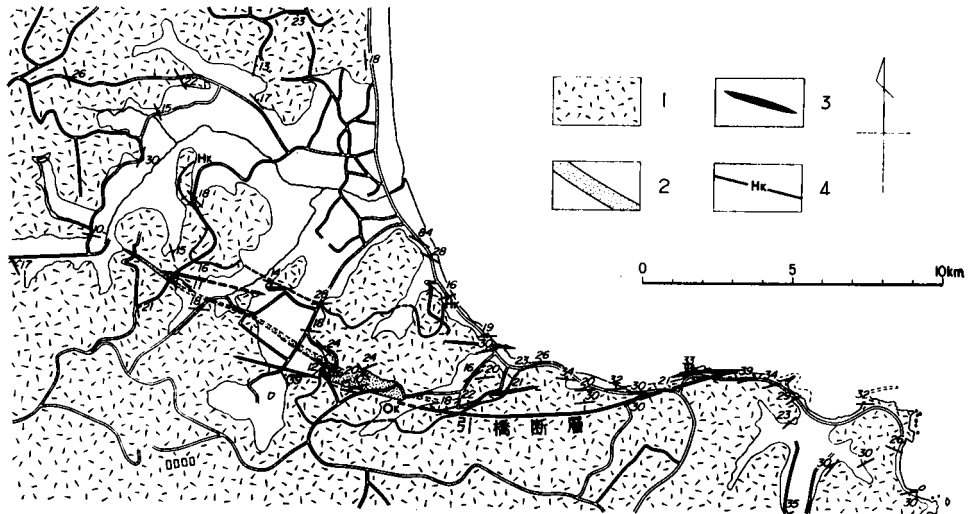
第22図 引橋断層の露頭 (A)



第23図 引橋断層の露頭 (B)

傾斜や、他の断層系との関係から、本地域に広く発達する小断層系統のうちのB系統に対比された。

そしてB断層系はそのあとで形成されたC断層系で切られ、両者は更新世中期の相模層群に覆われているから、結局、引橋断層の発生時期は、更新世前期末期の長沼不整合の時期となり、その後、更新世後期の三崎面形成後まで、再活動をくり返したと推定される。



第24図 初声層を切る“引橋断層” 1. 初声層 2. 宮田層 3. 初声層中の剪断面集中帯 4. 断層

V. 5 第四紀の構造運動

三浦層群三崎層の堆積過程における構造運動については、すでに三梨 (1975), 三梨ほか (1979) にふれられている。すなわち、三浦半島南端に発達する東西方向の剣崎背斜をはさんで三崎層の厚さをみると、南翼部に比較して、北翼部の地層が約4倍ほど急に増大している。また南翼部では岩相も北翼部に比較して粗くなっている。同様の現象が剣崎背斜の軸部付近でも現われていることが国安 (1979) により示された。

このような現象は、三崎層の堆積当時、堆積盆地の基底が北側で急に深くなるような褶曲運動を伴っていたと解釈される。しかも、撓曲は、比較的せまい範囲で急激に起ったことが、上述のような地層の層相・層厚の急激な変化をまねいたと解釈される。実際、地層の堆積当時に、かなりの構造運動があったことが、三崎層中に深層型地辻り (三梨・垣見, 1964) などの層間異常構造が多数発達することにより示されている。

三浦層群上部層の初声層が堆積する時期には、この地域はほぼ様な浅海性の環境を示し、著しい差別的昇降運動はもはや進行していなかったと解釈されている (三梨ほか, 1979)。

第四紀前期末の長沼不整合の時代になったとき、この地域の構造単元が再活動し、剣崎地域では、撓曲運動のセンスが逆転して、ここに背斜が形成された。この過程に前後して、A系の小逆断層が多数発達したと解釈される。

前述の小断層系のうちで最も時代の古いA断層系は、南北圧縮応力場で形成された逆断層だが、これと褶曲構造との関係は城ヶ島南西部で見ることができる。すなわち、ここでは北端で約80°南へ傾斜する三崎層が徐々に傾斜をかえ、南端ではゆるやかな向斜構造をへて北へ傾斜するが、A系の逆断層はこれらの構造とは無関係に、これを切って発達している (小玉, 1968)。これより、本地域の小断層系は

いずれも褶曲構造形成期より後期に形成されたものとみなせる。ただし、褶曲と断層が相前後して形成され、成因的に密接なつながりをもって形成された可能性は、半島南岸沿いに断層の発達が著しいことや剣崎地域で背斜軸部に発達する逆断層が褶曲に沿って変化していることなどから示されている。

褶曲の形成時期は、本図幅の地域だけはそれを規定する根拠が存在しないが、房総半島南部における褶曲発達区域では、上総層群までを変形にまきこんでいることから、上総層群堆積後の長沼不整合期（更新世前期末）と考えられている（三梨ほか、1979）。その後、長沼不整合期の地塊化運動はさらに進行して、剣崎背斜地域や、引橋断層に沿う地域に褶曲が生じ、B系統やC系統の断層や、地溝状のキ裂が形成されたと解釈される。

このような過程で生じたキ裂部や地形的な盆地内に、第四記中期の宮田層が堆積した。

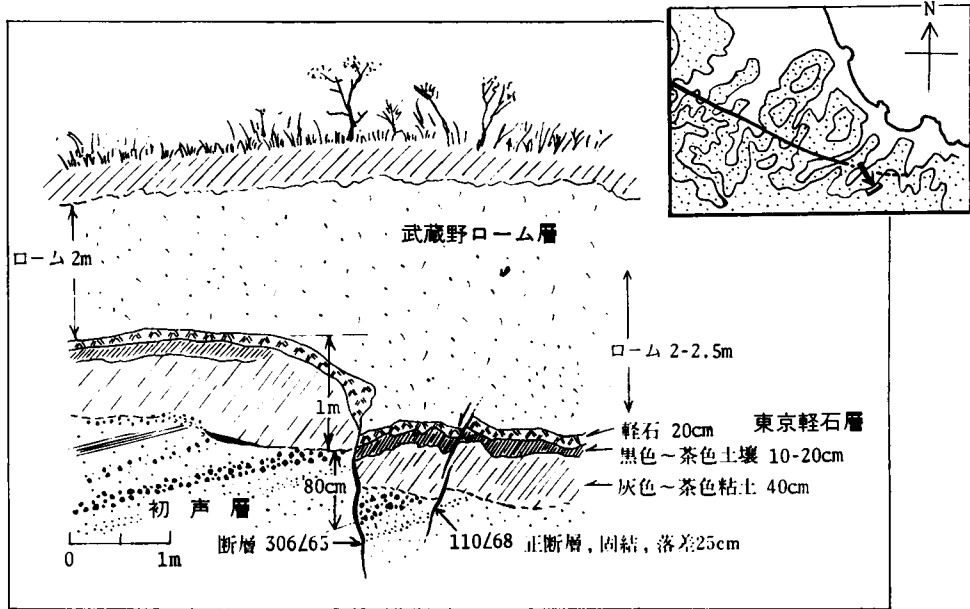
第四紀後期、この地域の昇降運動が再びさかんになったとき、三浦半島南端や、引橋断層など、かつての地塊の境界部が再び活動したため、この周辺に限って、D系統、E系統など面の開離した小断層系が形成されたと解釈される。そして、段丘が形成され、武蔵野ローム層が堆積したあとまでも、このような運動が再現して、ローム層を切る正断層や、引橋断層に沿う活断層地形を形成したと解釈される。なお、このような運動が、立川ローム層堆積以後まで進行していたかどうかは明瞭でない。この間の地表付近の造構応力場は、東西圧縮型、南北引張型、東西引強型と変遷し、その分布は局地化する傾向にあった。

VI. 第四紀末期の地殻変動

本図幅地域の更新世末期から現世にかけての構造運動を示すに当っては、三浦半島における活断層の運動と、南方の相模トラフを震源域とする地震性地殻変動を除外することはできない。以下これらについて概観する。

三浦半島には、前述の引橋断層にほぼ平行し、右横ずれ変位の卓越する活断層が数条存在する。それらは北から衣笠断層・北武断層・武山断層・南下浦断層及び本地域の引橋断層である（KANeko, 1969）。これらの断層の活動様式には共通性があり、いずれもごく最近まで反復活動した証拠がある。たとえば南下浦断層は立川ローム層、武蔵野ローム層、三崎砂礫層・宮田層・三浦層群のそれぞれを切り、かつ下位層ほど変位量が大きい（垣見ほか、1971）。また、武山断層は大正関東地震時にその一部が活動し（杉村、1974）、下浦地震断層を出現させた。

三浦半島南部における小原台面形成期以降の段丘面の分布・高度及び変形形態も、これらの活断層の運動に規制されていると見られる（岡ほか、1974）。引橋断層近傍に見られる武蔵野ローム層を切る小断層は（第25図）、下位の三浦層群では変位量が增大しており、変位の累積性がみられる、この小断層は引橋断層の運動と関係があるように見える。また、三浦市三崎付近では、三崎面の高度が急変するとともに三崎砂礫層直上のTP、SP等の鍵軽石層が撓曲状に変形しており（岡ほか、1974の第10図）、波食台形成後の断層運動の存在を暗示している。このような同一段丘面の高度が短距離の間に急変する例は、半島南部の他地域でも観察されている。しかし、大まかにみると、南下浦断層以南の本地域では引橋台地を中心として、小原台面、三崎面とも周辺に向って低くなることから、引橋台地を中心としたド



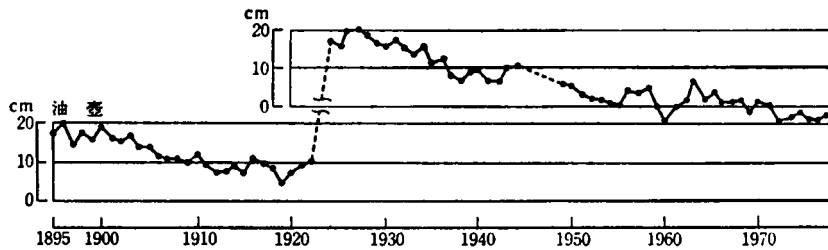
第25図 武蔵野ローム層を切る正断層

ーム状の隆起が継続し、この運動によって三崎面に 15m 以上の高度差が生じたと考えられる。

三浦半島は太平洋沿岸に位置し、地震性地殻変動区（吉川，1968）のなかにある。その特徴は、沖合の巨大地震の発生時に隆起し、地震間には沈降するが、その積算としては内陸側への傾動隆起を示すのが一般である。

本図幅地域は、大正関東地震（1923年）の際に著しく隆起した。地震前後の検潮記録及び水準測量成果によると、隆起量は油壺で 1.362 m、引橋台地で 1.29 m、本地域の北方にある武山断層付近で 1.12-1.14 m であり（檀原，1964 による）、北方（内陸側）へ傾動している傾向が見られる。第 26 図は油壺検潮所（国土地理院）の記録による油壺の地盤の上下変動を示したものである（佐藤，1976 による）。これによれば、地震後の約 50 年間は沈降を示し、その速度は 3 mm/年 程度である。なお、地震前約 10 年間の変動はほぼ横ばいであったと見ることもできる、

本地域は元禄関東地震時（1703年，M 8.2）にも隆起したことが知られている。松田ほか（1974）に



第 26 図 検潮記録による油壺の上下変動（佐藤，1978 による）
破線の部分は 1923 年関東地震による隆起で、1.362m（檀原，1964）と推定されている

よれば、本地域の元禄の隆起汀線高度は、測定可能ところで海拔 2.3-2.5 m 程度であるから、大正隆起および地震間の沈降量を考慮すると、元禄の隆起量は約 1.8-2.5m 程度と推定される。

このような隆起の累積と内陸側への傾動の傾向は、成瀬 (1968) などによれば 6,000 年前の沼段丘形成期まで遡ることができるとされている。さらに、三崎面という海退期の海成段丘が陸上に存在していること自体、第四紀末における本地域の異常な隆起を表しているともいえる。

しかし、沼面以前の累積変位においては、北方への傾動傾向はかならずしも明瞭ではない。三浦半島内ではむしろ活断層の運動による影響の方が大きいようにみえる、また平均変位速度は必ずしも一定ではなく、沼面形成期から現在までの隆起速度がもっとも大きいという見解 (第 5 表) もある (岡, 1974)。また細部についてみると、三崎面高度と沼面高度とがほとんど等しい地点 (横須賀市長井) も見られる (岡ほか, 1974) ことから、当地域では局部的には大勢とはかなり異ったブロック状の運動をしていることも考えられる。

第 5 表 三浦半島南部の段丘面の変動

地形面	年(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	$\frac{0.83 \sim 1.0m}{1,000年}$	$\frac{0.13 \sim 0.15 \pm 0.09m}{1,000年}$
三崎面	60,000	//	17	30±5	13±5	$\frac{0.22 \pm 0.08}{1,000年}$	(沼面-三崎面) $\frac{0.65 \pm 0.5m}{1,000年}$
小原台面	80,000	//	24	50±15	26±15	$\frac{0.33 \pm 0.19}{1,000年}$	(三崎面-小原台面)

沼面の旧汀線高度は杉村・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。

一方、水平変位量については、大正関東地震前後の三角測量によれば、地震時の三浦半島における水平移動量は、南東方へ 4m 以上 (Muro, 1932 によれば 4.32m) である。

以上の地殻変動の結果から、大正関東地震の震源断層については、相模トラフ軸部から北西へ傾斜する右横ずれ成分の大きい逆断層であると推定されている。たとえば ANDO (1971) によればその傾斜角は 45°、右ずれ変位量は 6 m、垂直変位量は 3 m である。三浦半島南部における第四紀末の複雑な地殻変動は、この巨大な逆断層の上盤側に位置していることによるとも考えられる。

文 献

- 赤嶺秀雄・岩井四郎・小池 清・成瀬 洋・大森昌衛・関陽太郎・鈴木好一・渡部景隆 (1956) 三浦半島の三浦層群について。地球科学, no. 30, p.1-8.
- ANDO, M. (1971) A fault-origin model of the great Kanto earthquake of 1923 as deduced from geodetic data. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol.49, p.19-32.
- 壇原 毅 (1964) 日本における過去 60 年間の上下変動。III. 三浦半島特論。測地学会誌, vol. 10, p. 72-82.
- 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.
- IMAMURA, A. (1928) On the seismic activity of the Kwanto district. *Jap. Jour. Astro. Geophys.*,

- vol. 5, p.127-135.
- 伊藤吉助・他3名(1970) 三浦半島南下浦断層と段丘地形の関係——試錐による断層地形検討の一例——. 地調月報, vol. 21, p. 619-626.
- 垣見俊弘・平山次郎・岡重文・杉村新(1971) 南下浦断層の変位の性格, 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 the Miura Peninsula, South of Tokyo, Japan. *Bull. Geol. Soc. Japan.* vol. 75, p. 199-208.
- 関東第四紀研究グループ(1969) 南関東の第四系と海水準変動. 第四紀総合研究会編, 日本の第四系, 地団研専報, no. 15, p. 173-200.
- 関東第四紀研究会(1970) 下末吉台地およびその周辺地域の地質学的諸問題. 地球科学, vol. 5, p. 151.
- 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, 東京, 378 p.
- 関東新生代構造研究グループ(1977) 関東地方の新生代末期における構造運動の特徴. 地団研専報, vol. 20, p. 241-256.
- 木村政昭(1976) 相模灘及び付近海底地質図, 1:200,000. 海洋地質図 3, 地質調査所.
- 小玉喜三郎(1968) 城ヶ島における小断層解析. 地質雑, vol. 74, p. 265-278.
- (1974) 断層の発達と地殻の変形——南関東の南北性正断層の発達機構——. 垣見・鈴木編, 関東地方の地震と地殻変動, ラティス刊, p. 71-86.
- (1975) 引橋断層の発達と地殻の変形過程. 地質学会 82 年学術大会; 講演要旨, p. 19.
- (1979) 関東地方の第四紀の応力場とブロック運動. 地球, vol. 1, no. 8, p. 626-632.
- 国安稔(1979) 三浦半島剣崎背斜の構造解析. 地質学会 86 年学術大会; 講演要旨, p. 388.
- 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)——下末吉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.
- (1973) 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑, vol. 82, p. 1-24.
- ・鈴木正男(1971) 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年——フィッシュトラック法による試み——. 科学, vol. 41, p. 263-270.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之(1974) 元禄関東地震(1703年)の地学的研究. 垣見・鈴木編, 関東地方の地震と地殻変動, ラティス刊, p. 175-192.
- 松島義章(1976) 三浦半島南部の沖積層. 神奈川県博物館研報(自然科学), no. 9, p. 87-162.
- 三梨昂(1968) 三浦・房総半島の地質構造と堆積構造, 層序概説. 日本地質学会第75年年会地質見学案内書, p. 4-13.
- 三梨昂・垣見俊弘(1964) いわゆる層間異常の地史学的意義について. 地質ニュース, no. 117, p. 8-14.
- ・矢崎清貫(1968) 日本油田・ガス田図6 三浦半島(1:25,000). 地質調査所.
- (1973) 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, vol. 27, p. 48-65.
- (1974) 南関東地区の構造発達史. 関東地方の地震と地殻変動, ラティス刊, p. 31-50.
- MITUNASHI, T., NAKAGAWA, H. and SUZUKI, Y. (1876) Guide Book for Excurtion on 2. Bōsō Peninsula. *1st Intern. Congr. Pacific Neog. Strat. Tokyo, Japan*, 82 p.
- 三梨昂・他(1979) 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図(20)(1:10万)および同説明書, 地質調査所.
- MUTO, K. (1932) A study of displacements of triangulation points. *Bull. Earthq. Res. Inst.*,

Univ. of Tokyo, vol. 10, p. 384-392.

成瀬 洋 (1968) 関東地方における第四紀地殻変動. 地質学論集, no. 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.

—————・—————・————— (1974) 三浦半島南部の段丘変形. 地調月報, vol. 25, p. 1-17.

—————・島津光夫・宇野沢昭・桂島 茂・垣見俊弘 (1979) 5 万分の 1 地質図幅「藤沢」および同説明書. 地質調査所.

大塚弥之助 (1930) 三浦半島北部の層序と神奈川県南部の最新地質時代に於ける海岸線の変化に就て, 地質学雑誌, vol. 37, p. 343-386.

佐藤 裕 (1978) 測量のくりかえし. 浅田敏編, 地震予知の方法, 東大出版会, p. 93-114.

杉村 新 (1974) 関東地震と活断層. 垣見・鈴木編, 関東地方の地震と地殻変動, ラティス刊, p. 147-156.

————— (1976) 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, no. 3, p. 28-38.

山川才登 (1910) 三浦半島に現われたる化石含有量の或るものに就て. 地質雑, vol. 17, p. 37-41.

米倉伸之・安藤雅孝 (1973) 海溝系の大地震に伴う地殻変動と地形. 科学, vol. 43, p. 92-101.

吉川虎雄 (1968) 西南日本外帯の地形と地震性住地殻変動. 第四紀研究, vol. 7, p. 157-170.

—————・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1973) 平野と海岸地形. 新編日本地形論, 東京大学出版会, p. 53-178.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Tokyo (8) No.93

GEOLOGY
OF THE
MISAKI DISTRICT

By

Kisaburo KODAMA, Shigefumi OKA and Takashi MITSUNASHI

(Written in 1980)

Abstract

The mapped area is situated about 60 kilometers to the south of Tokyo and at the southern tip of the Miura Peninsula facing the Sagami Trough. Jōgashima Island is on the south of the Peninsula.

The geology of the Miura Peninsula is composed of Hayama, Miura, Kazusa and Sagami Groups and overlying terrace formations in ascending order. The Hayama Group is Paleogene or early Miocene in age and the oldest formation in the Peninsula, but is not found in the present area. A summary of the stratigraphic sequence of the area is shown in the Table 1.

Stratigraphy

The Miura Group lies unconformably on the Hayama Group. It is the main constituent of the area and is divided into Misaki and Hatsuse Formations in ascending order. They are middle Miocene marine formations.

The Misaki Formation is composed of alternation of scoriaceous sandstone and sandy siltstone intercalated with thin layers of tuff. Various kind of submarine sliding deposits is distributed in the formation. The maximum thickness attains more than 1,300 meters.

The Hatsuse Formation consists of scoriaceous and pumiceous sandstones which are often cross-laminated. It lies conformably on the Misaki Formation. The formations upper than the Hatsuse Formation in the Miura Group are not found in the mapped area.

The next younger formation in the area is the Miyata Formation which is a constituent of the Sagami Group and middle Pleistocene in age. It is composed of fine sand including pebbles and cobbles in the lower part, which was deposited under shallow marine environment. It is found within a narrow graben along the Hikihashi fault, and lies unconformably on the Miura Group. The thickness is more than 25 meters.

Marine terraces are widely distributed in the area and are divided into Shimosueyoshi, Obaradai and Misaki terraces, in ascending order of formation. They are late Pleistocene in age, and were formed as the abrasion platforms during the latest interglacial transgression and successive regression.

The Shimosueyoshi terrace is covered by the Shimosueyoshi and younger aeolian volcanic ashes. The Obaradai terrace is made up loamy sand and is covered by the Obaradai and younger aeolian volcanic ashes. The Misaki terrace is composed of gravel and sand, and is covered by the Musashino and younger aeolian volcanic ashes.

Geologic Structures

A large anticline having east-west trend extends along the southern end of the peninsula, and is called Kenzaki anticline. Overturned structures is observed along the southern limb of the anticline. A gentle basin is distributed in the north-east part of the area. Several folds in small scale are found in the area.

Large faults extending east-west direction are found from Hikihashi to Kohama and near Koajiro. Minor faults whose displacement is on the order of centimeters to a few meter are found in the area, and are divided into 5 fault systems, each of which were formed in order. They occurred after the formation of folds.

Height distribution of the terrace surfaces suggest the gentle upwarping in the southern part of the peninsula during the latest Pleistocene to the recent.

During the last four centuries the present area had experienced two great earthquakes which occurred along the Sagami Trough. They are the 1923 (Taisho) Kanto Earthquake of magnitude (M) 7.9 and the 1703 (Genroku) Kanto Earthquake of M 8.2. Both tidal record at Aburatsubo in the west coast of the area and levelling data

revealed that Aburatsubo had uplifted by 1.362 meters on the time of 1923 earthquake and then it has subsided gradually with the approximate rate of 3mm/year. According to the old documents and height distribution of coastal benches, similar (1.1 to 1.3 meters) uplift at the 1703 earthquake and successive subsidence are also recognized in the present area. The accumulation of these coseismic uplift and chronic inter-seismic subsidence explaining well the recent altitude, 11 to 15 meters above sea level, of the Numa terrace in the mapped area which was formed as a wavecut bench and emerged approximately 6,000 years ago.

※文献引用例

小玉喜三郎・岡 重文・三梨 昂 (1980) 三崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万
分の1図幅), 地質調査所, 38 p.

KODAMA, K., OKA, S., MITSUNASHI, T. (1980) *Geology of the Misaki district.*
Quadrangle Series, Scale 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 38 p. (in Japanese
with English Abstract, 3 p.)

昭和 55 年 3 月 21 日 印刷

昭和 55 年 3 月 25 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒 305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

印刷者 木村正義

印刷所 創文印刷

東京都荒川区西尾久町 7 丁目 12 の 16

© 1980 Geological Survey of Japan