

逗子市文化財調査報告書

第九集

逗子市域の地質

逗子市教育委員会

逗子市文化財調査報告書

第九集

逗子市域の地質

逗子市教育委員会

序

逗子市教育委員会教育長

小林 正 三

「逗子市文化財調査報告書・第九集」が刊行されますことをお喜び申し上げます。

今回は「逗子市域の地質」という内容で、たいへんに地味な調査対象ではありますが、私たちが日常生活をしている基盤である大地についての調査報告書であります。東海大地震のことが取沙汰され、何時起こるかというようなことがマスコミを賑わしている折から、自分達が住んでいる土地の地質について、はっきりとした正確な情報を把握しておくことは、きわめて大切なことであると考えます。

地質調査は他の文化財調査と異なって、時には数千万年という気の遠くなるような歴大な年月を遡って、その成因を考えなくてはならないことがあります。ずいぶん調査に当面しての困難も多かったことと拝察いたします。

なお、逗子地域の抱えている特殊事情のため、どうしても調査を実施しなくてはならない重要地域が、立入許可が出ず調査が出来なかったということもあって、調査に当たってくださった見上敬三・江藤哲人両先生におかれましては、いろいろと御苦勞も多かったことと存じます。

調査期間も十分になく、いろいろご無理を申し上げましたのに、両先生共お忙がしい中をおさき下さり、このような立派な調査報告書をおまとめくださりまして、まことに有難う存じました。厚く御礼を申し上げます。

本調査報告書が将来の逗子市の発展のために、また地質学研究者のために活用され、お役に立つことを願って刊行のごあいさつといたします。

昭和 55 年 3 月 31 日

目 次

序

I まえがき	(1)
1. 従来の研究	(1)
2. 調査方法	(2)
3. 地質図	(2)
II 地形・地質の概要	(3)
III 地質各論	(6)
1. 葉山層群	(6)
2. 三浦層群	(7)
(1) 田越川砂礫岩層	(8)
(2) 逗子シルト岩層	(11)
(2) 池子火砕岩層	(15)
3. 上総層群	(22)
IV 地史の要約	(24)
V おわりに	(25)
参考文献	(26)
あとがき	

逗子市域の地質

見上敬三[※]・江藤哲人[※]

I まえがき

逗子市は、相模湾に面した三浦半島のつけ根に位置している。広がりこそないが、その地質は複雑で、これまでもいくつかの重要な事実が明らかにされている。

逗子海岸鏡摺に認められる葉山層群と三浦層群の斜交不整合は、1925年にみいだされたもので、関東地域の地史を編む上で貴重な資料となっており、その露頭は「鏡摺の不整合」として市および県の天然記念物に指定されている。六浦隧道近くの三浦層群と上総層群との境界も早くから知られていたもので、房総半島の黒滝不整合に対比される。横須賀線逗子駅北側の崖に露出するシルト岩層は、市域を含めて三浦半島に広く分布する逗子シルト岩層（三浦層群の一部）を代表しているとされ、その意味でこの崖は、上記シルト岩層の模式地となっている。

逗子市の地質は地形によく反映されている。市の中心部を占める田越川沿いの沖積低地は、逗子シルト岩層が浸食されてできた谷（古田越川）を埋めて発達したもので、このことは、この地層の分布、岩質、構造から推定される。この低地の伸びや、これに注ぐ小谷の流路から知られる東北東—西南西の方向は、基盤岩類の複雑な構造の表現と解せられる。低地の北側の山地が、南側の山地にくらべて一般に急な斜面で低地と接していることも、基盤岩類の示す北傾斜の構造が地形に反映されたものとして興味深い。

この報告書は、筆者らの野外調査の結果に、筆者の一人江藤がこの調査以前に行った結果の一部を加えて、逗子市全域にわたっての地質を明らかにしたものである。なお、添付の地質図は、この報告書にもとづいて、市域を構成する地層の分布、岩質、構造、時代その他を、市発行の一万分の一地形図上に示したもので、報告書と合わせて、逗子市における文化財調査の一環をなすものである。

本報告書ならびに地質図が、少しでも逗子市の地質についての理解に役立ち、また、理科教育や自然保護教育の基礎資料として、さらには都市計画、土地利用、地盤災害などの立案、対策に活用されるところがあれば幸いである。

この報告書および地質図の作成に当たっては、野外調査から印刷までの過程で、逗子市教育委員会の教育長小林正三氏、社会教育課長堀内智也氏、それに社会教育課の方々に多大のご指導とご協力をいただいた。厚く感謝の意を表するものである。

1. 従来の研究

沖積層を除く逗子市域の地質については、古くは吉原（1902）、渡辺（1925）の研究がある。吉原は、

※ 横浜国立大学教育学部地学教室

三浦半島の地質を概括し、そのなかで、相模湾に面した逗子海岸一帯の地質に触れている。渡辺は大正関東地震で隆起した鏡摺の海食台地で顕著な不整合をみだし、その地史的意義を論じて大八洲造山運動を提唱した。

渡辺の研究は三浦半島の地質への関心を高めたといえるが、長らく要塞地帯であったこともあって、三浦半島の本格的な研究は戦後になってからである。

小島（1954）は、葉山層群を総括するなかで、逗子市南側の葉山層群の層序・構造を要約している。赤嶺ら（1956）は、三浦半島を全域にわたって調査し、その主体をなす三浦層群の詳細を、地質図を示して明らかにした。

その後、多くの報告がだされているが、逗子市域に直接関係あるものは比較的少ない。三梨・矢崎（1968）による地質図は、三浦層群を含む三浦半島の地層のすべてを示したもので、これには、葉山層群および三浦層群中の鍵層としての凝灰岩の分布が記されている。また、逗子市域と最も関係深い逗子層（三浦層群）が砂岩含有率で細分されているが、ただ、説明書のないのが惜まれる。最近筆者の一人江藤（1975）は、市域の一部、アザリエ団地から鷹取山一帯の地域を精査し、小構造の解析を行うと共に、池子層を岩相によって細区分した。

以上のほか、本市域に関係あるものとしては、逗子市（1959）による市域地質の紹介と地質図がある。また、見上（1968）および三梨ほか（1971）によって、異なった観点からの広域地質図がだされている。

逗子市の沖積層については、NOMURA（1932）による池子付近からの貝化石の報告が知られている。最近、見上（1971）、松島（1974）によって研究されたが、松島の場合、本市域の沖積層を逗子貝層とし、多数のボーリング資料からその層序・構造を明らかにすると共に、 ^{14}C 年代を用いての対比を試みている。

2. 調査方法

調査範囲は米軍池子弾薬庫貯蔵地を除く逗子市全域で、ほかに、この地域に近接した横浜市、横須賀市、葉山町のそれぞれその一部が含まれる。

調査は、逗子市発行の一万分の1地形図を使用し、市域内の道路（山道を含む）および沢のほぼ全ルートについて行った。新たに生じた切割もできるだけみだし、資料を得ることにつとめた。

調査に当たっては、逗子シルト岩層を重点に置き、これについては露頭ごとに0.5 cm単位で単層の厚さを測定した。これ以外の地層で特に重要なものについても、部分的ではあるが同様の測定を行った。また、逗子シルト岩層にはさまれていて、鍵層として役立つ凝灰岩および厚い砂岩については、露出地点ごとに百分の1精度の柱状図を作成し、解析の資料とした。断層の落差や剪断帯の幅などもできるだけ実測した。

3. 地質図

岩相区分にもとづく本市域の層序は、第2表に示されている。ただし、地質図からはローム層は除外

した。また、沖積層以外は、できるだけ細かく岩層を区分し、これを地質図に示した。

逗子シルト岩層の区分に当たっては、次の泥岩率によった。

泥岩率とは、露頭ごとに実測し得た逗子シルト岩層の全層厚に対する、シルト岩の厚さの占める割合（百分率）で、三梨・矢崎（1961）による砂岩率とは、泥岩率 = 100 - 砂岩率の関係にある。

泥岩率の算出に当たっては、シルト岩または砂岩に伴う凝灰岩の層厚は除外されている。露頭で明らかに泥岩率を異にしていると考えられる互層については、互層ごとに泥岩率をだし、参考までに、その露頭全体の泥岩率をも算出した。シルト岩と砂岩の枚数は、これを同数として計算した。小露頭の場合には、同層準の大きい露頭の泥岩率を考慮してその区分を行った。

本地域の逗子シルト岩層の泥岩率は、大きく、79%以下、80~89%、90%以上の3つに区分することが適当と思われることから、地質図では、これらを便宜、7割代以下、8割代、9割代とし、これにしたがって逗子シルト岩層の細分がなされている。

地層境界線のうち、直接露頭で確認できたものは実線で、そうでないものは破線で示した。断層についても同様で、確認された断層を太実線、推定断層は破線で表示した。沖積層におおわれる推定断層は、伏在断層として区別し、一点鎖線で示した。

なお、上記泥岩率による区分の境界もすべて破線を用いてある。ただし、鍵層として使用した凝灰岩および厚い砂岩の分布（それぞれ赤の実線または破線、黒の点線で明記）と極めて一致していて、地質図での表現限界を越えている場合には、この分布の線をそのまま泥岩率の区分の境界とした。

II 地形・地質の概要

逗子市域の地形は丘陵地と沖積低地に区分される。丘陵地は、今回の調査対象である新第三紀の地層から構成される。丘陵地の最も高い山は、葉山町との境界稜線上にある二子山（207.9 m）である。その他の丘陵頂部は、すべて80 m ~ 160 mの高度範囲に含まれる。丘陵地は全般的にかなり開析の進んだ地形となっている。

沖積低地は、沖積層と呼ばれる最も新しい堆積物からなり、逗子湾に面する市街地域を中心として広がり、久木川、田越川のそれぞれ上流域へ入りこんでいる。逗子湾（相模湾）に沿って、浸食地形が認められる。大崎一帯には海食崖が形成されており、その海面付近一帯に海食台が発達する。浄水管理センターの建っている周辺も1つの海食台である。

これまでの報告（小島、1954；赤嶺ほか、1956；青木、1964；三梨・矢崎、1968；木村ほか、1976；生越、1967；江藤、1975、1978）にもとづいて、筆者らによる三浦半島の層序を示すと第1表の通りとなる。

これらのうち、逗子市域を構成するおもな地層は、新第三紀堆積岩で、下位から葉山層群（中部累層）、三浦層群、上総層群の3つに区分されるが、うち三浦層群がその主部を占めている。

なお、このほかの地層として、丘陵地の最上部には関東ローム層が、また、市街地を中心とした低地

帯には沖積層が、それぞれ認められる（第2表参照）。

第1表 三浦半島層序

時代	北 部	層厚 m	中 南 部	層厚 m	
更新世	沖積層(大船貝層、稲村ヶ崎貝層)		沖積層(野比貝層)		
	後期 下末吉・武蔵野・立川ローム		下末吉・武蔵野・立川ローム		
	下末吉層		横須賀累層・小原台砂礫層		
	中期 相模層群(長沼層、屏風ヶ浦層等)				
	前期 富岡砂シルト互層	60	宮田累層	190-	
	上 中里シルト層	140			
	鮮新世	総層 小柴砂層	90	林凝灰質砂礫岩層	25-
		大船シルト岩層	130		
		群 野島凝灰質砂岩シルト岩層	200±		
		浦郷凝灰質砂礫岩層	220-		
池子火砕岩層		370-	初声火砕質砂礫岩層	460+	
中新世	三浦層群 逗子シルト岩層	1200±	油壺火砕岩層	160-	
	田越川砂礫岩層	50-	三崎町砂岩シルト岩互層	700+	
	新世	葉山層群 矢部凝灰質砂岩シルト岩互層	500±		
大山凝灰質砂岩層		1,000+			
鎌摺凝灰質砂岩シルト岩互層		625	立石頁岩層	350+	
森戸シルト岩層		1,500	武山シルト岩層	1,500+	

葉山層群は、三浦半島で最も古い地層で、半島の骨格をなす。主に堅硬な凝灰質砂岩、頁岩、およびこれらの互層からなる。半島の中央部を、ほぼ西北西-東南東方向に並走する南北2つの帯列をなして分布するもので、本域での葉山層群は、その北帯に当たる葉山-衣笠区域に含まれる。いずれも地質構造の上から丹沢山地から房総半島の鴨川まで連なる、丹沢-嶺岡隆起帯(小池、1957)に属している。

葉山層群は、多くの断層によって分断されているため、その地質構造は複雑である。走向は分断されたブロックによって異なっており、北々西-南々東から東西まで変化する。傾斜も70°~90°と、一般に急角度を示し、場所によっては南または西側に逆転している。

三浦層群は、葉山層群を傾斜不整合におおる砂礫岩(田越川砂礫岩層)を基底とし、その上に重なる逗子シルト岩層、池子火砕岩層から構成される。逗子シルト岩層は主にシルト岩からできている。また、砂や浮石凝灰岩をはさんでいるが、これらは連続性があり、鍵層として追跡される。

第2表 逗子市域の層序

時代	層	序
完新世	沖積層	
更新世	後期	ローム層
	中期	
	前期	上総層群
鮮新世	後期	浦郷凝灰質砂礫岩層
	前期	池子火砕岩層
		三浦層群
中新世	後期	逗子シルト岩層
	中期	田越川砂礫岩層
	中・初期	葉山層群
		鏡摺凝灰質砂岩シルト岩互層

1964；江藤、1975）。

上総層群は6累層から構成されるが（第1表参照）、そのうち、逗子市域に分布するのは浦郷凝灰質砂礫岩層だけである。岩質は主に未凝固の凝灰質砂からなり、ところによって厚さ数10cmの凝灰質シルト岩や浮石凝灰岩をはさむ。一般走向は東西から北西—南東で、北へ10°~20°の緩傾斜を示す。

以上の第三系の最上部には、ところによりローム層が分布するが、それ以外の更新世の地層は本域には分布していない。

本域の地質構造は、第三系を切る断層系が特徴的である。特に北北東—南南西の断層系は、左ずれ成分を有する高角断層で、しかも、かなり広域的に認められる。その他、アザリエ団地周辺には、南北性、東西性の断層が多数存在し、これらによって地質は細かくブロック化している。アザリエ団地南縁には、逗子シルト岩層上部層準に「深層地すべり型」のスランブ構造がみいだされる。

Ⅲ 地質各論

前述したように、逗子市域地質の主体をなす地層は三浦層群である。したがって、ここでは、三浦層群を中心として記載し、これ以外の地層については概要を記すに止めておく。

1. 葉山層群 (Hayama group)

青木（1925）は、葉山—衣笠地域に分布する葉山層群に相当する地層を前三浦層群と呼び、初めてその岩相等を明らかにした。同じ年、渡辺（1925）は、すでに述べたように鏡摺で不整合をみいだした

池子火砕岩層は、火砕岩および凝灰質シルト岩火砕岩互層の二部層に区分される。

三浦層群の走向は西北西—東南東を示し、傾斜は北へかなりの値で変化している。阿部倉山の東を北北東に走る断層を境にして東側では、葉山層群との不整合近くで、ほぼ垂直の傾斜を示し、ここから北に向かって徐々に緩傾斜となる。

上総層群と三浦層群とは、上総層群最下部の浦郷凝灰質砂礫岩層と、三浦層群上部の池子火砕岩層との関係から明らかなように、不整合である。もっともこの不整合は、池子火砕岩層がところにより大きく浸食された分布形態を示す、アバット形式の平行不整合ないし軽微な傾斜不整合で（江藤、1975）、房総半島の黒滝不整合（小池、1951）と同時期、同性質のものとみなされる（房総団体研究グループ、

が、そのさい、逗子シルト岩層の下に横たわる葉山層群を葉山頁岩としてこの不整合の意義を論じている。葉山層群の名称は生越（1948）によって最初に使用されたもので、大塚（1937）の下部葉山統に一致する。

葉山層群の層序については、小島（1954）の後、三梨（1968）によって検討された。三梨は、木村（1968MS）の資料にもとづいて本層群を5累層に分けたが（第3表）、その後木村ほか（1976）は、4累層に改め、なお、矢部凝灰質砂岩泥岩互層と大山凝灰質砂岩層とは不整合であるとした。渡部ほか（1968）は、本層群の層序・構造をその模式地である葉山地域の調査によって明らかにしている。

逗子市域に分布する葉山層群は大山凝灰質砂岩層（小島、1954；木村、1968；渡部ほか、1968）と、その下の鏡摺砂岩泥岩互層（木村、1968）、または大沢礫岩層（渡部ほか、1968）に相当するものであるが、いずれも分布範囲がせまく、鏡摺周辺と二子山南東部に限られているため、ここでは一括、葉山層群として、その一般的特徴を記しておく。

第3表 葉山層群の層相区分（木村、1968）

	岩相区分	命名者	模式地	岩相	分布	層厚m
葉山層群	矢部凝灰質砂岩泥岩互層	木村政昭 (1966)	衣笠隧道の北、 横須賀市矢部	スコリア質砂岩・泥岩互層 坂の台付近：火砕質粗粒砂岩	矢部一坂之台一 駿河坂	500±
	衣笠泥岩層	小島伸夫 (1954)	横須賀市、国鉄 衣笠駅北の崖	模式地付近：灰白色塊状 凝灰質泥岩 坂本付近：灰色細粒砂岩 ・泥岩互層 池上、中山：軟質泥岩	衣笠一坂本一池 七一中山一久村	700(-)
	大山凝灰質砂岩層	小島伸夫 (1954)	葉山町大山	暗灰白一灰緑色凝灰質塊 状砂岩	大山一木古庭一 江の島南海岸	1,000±
	鏡摺砂岩・泥岩互層	木村政昭 (1966)	葉山町鏡摺海岸	灰色凝灰質砂岩・泥岩互層 立石：暗緑色ゼオライト 質凝灰岩	鏡摺一大沢一芝 崎一上山口一秋 谷一野比	625
	森戸硬質泥岩層	渡部景隆 (1952)	葉山町森戸海岸	灰白色塊状硬質 泥岩（硬質白色凝灰岩を 挟む）	葉山一久里浜 森戸一新沢 一色一日影	1,500

〔層位関係〕三浦半島で最も古く、基盤岩となっている。田越川砂礫岩層に傾斜不整合におおわれる。

〔分布〕逗子市域の南縁鏡摺海岸一帯から、長柄隧道、葉山町大山、二子山一帯を経て横須賀市域へと連続するが、市域での分布はせまく、上述の鏡摺周辺と二子山南東部に限られる。

〔岩相〕主に灰色や黄灰色の厚さ数10cm～数mの凝灰質細粒砂岩からなり、暗灰色の頁岩、または頁

岩状硬質シルト岩の薄層をはさむ。

砂岩にはチャートの小円礫を含む、淘汰の悪い粗粒砂岩もかなりみられる。また、亜炭破片も稀に含まれる。頁岩は風化が著しく、モザイク状の割れ目（クラック）が発達している。表面や割れ目は酸化鉄分の被膜によっておおわれ、一般に褐色を呈する。

森戸川沿いのルート（市域内）では、グレイワッケや珪質岩の円礫からなる厚さ数mの、礫岩および珪質細粒凝灰岩がそれぞれ一枚ずつはさまれる。

本層群には貝化石等は殆んど産出されない。有孔虫化石（KURIHARA, 1971）のほか、ウニの棘などが稀に含まれる。

〔構造〕北東—南西ないし北北東—南南西の断層群によって、北北東—南南西、もしくは西北西—東南東の走向を示す数ブロックに分けられる。傾斜はブロックごとに方向を異にしており、角度も70°～90°と一般に急である。砂岩の級化構造から、東または北側が上位とみなされる。

個々の累層の模式地、層厚については第3表を参照されたい。

2. 三浦層群 (Miura group; 三梨, 1968)

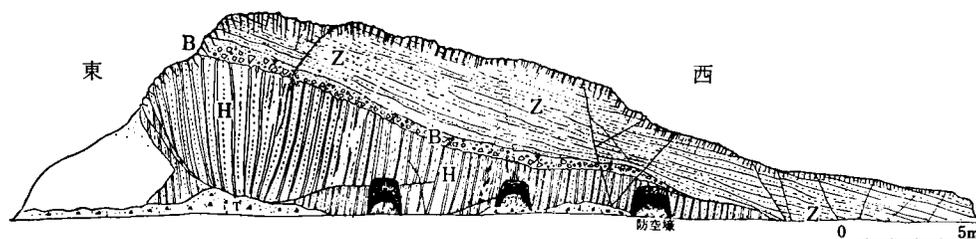
本層群は古くは三浦統と呼ばれ、三浦半島では、葉山層群を不整合におおう逗子シルト岩層から富岡砂シルト互層までの地層がこれに該当するとされてきた。その後、池子火砕岩層とその上の浦郷凝灰質砂礫岩層との不整合が房総半島の黒滝不整合に対比されるとする三梨・矢崎（1958）の見解にもとづいて、三梨（1968）は、葉山層群を不整合におおい、黒滝不整合に被覆される地層を三浦層群と呼び、上位を上総層群と定義した。これに従えば、小池・村井（1950）、赤嶺ほか（1956）の鎌倉累層は三浦層群となる。以来この見解は多数の支持するところとなり、（青木、1964；生越、1967；江藤、1975）、現在に至っている

逗子市域の三浦層群は、逗子シルト岩層と池子火砕岩層の2累層から構成される。

(1) 田越川砂礫岩層 (Takoegawa sandstone and conglomerate member ; 赤嶺ほか、1956)

〔命名〕赤嶺ほか（1956）が用いた名称で、地団研三浦分科会（1949、MS；地層名辞典、1962）、奈須（1950）の田越川礫岩に相当する。

〔模式地〕逗子市田越の岩が谷海岸ぞいの崖（赤嶺ほか、1956）。



第1図 鏡摺不整合の露頭スケッチ（見上、1978）。H：葉山層群 Z：逗子シルト岩層 B：基底礫岩 T：崖錐

〔関係〕 逗子—横須賀地域の逗子シルト岩層の基底層で、葉山層群を傾斜不整合におおひ、逗子シルト岩層とは整合である。

葉山層群との不整合は、鏡摺（桜山九丁目、第1図および2図参照）のほか桜山隧道南口（第4図）、葉山町立第二中学校校庭近くの丘陵切割でみられる。

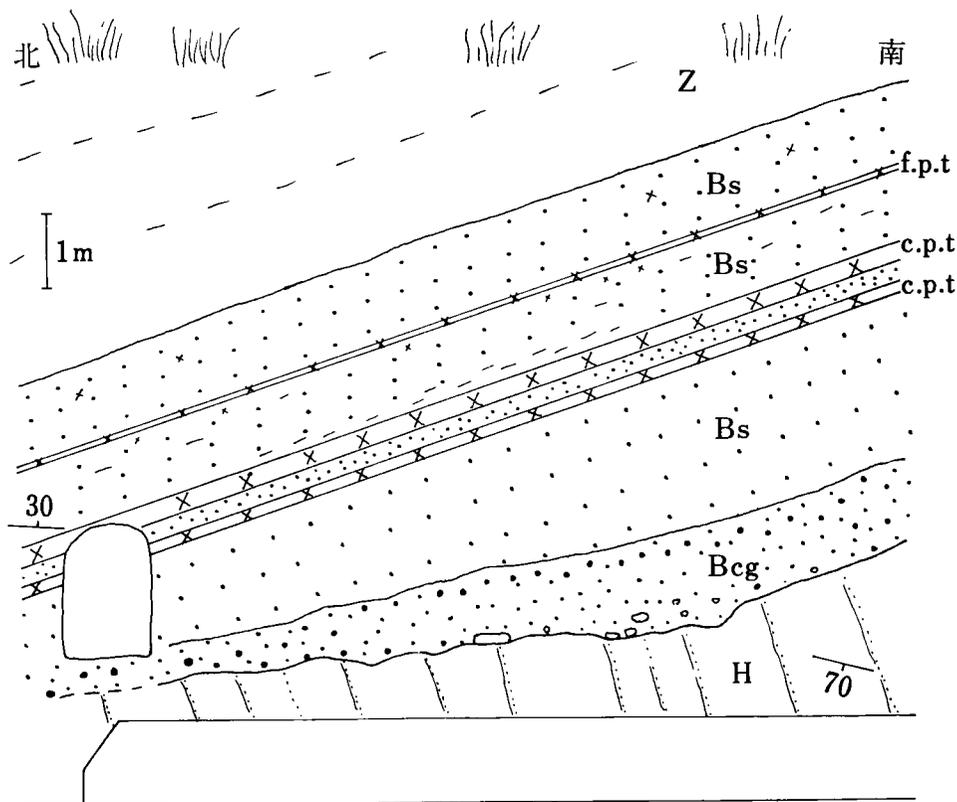
〔分布〕 葉山—衣笠区域の葉山層群の分布地域の北側に細長く分布する（赤嶺ほか、1956）。

本地域では、葉山町を含めて上記鏡摺のほか、桜山隧道南口、葉山町芳ヶ久保の長運寺北側、長柄の長徳寺南側、葉山第二中学校校庭の北、二子山北北東370mの小沢などでその好露頭をみる事ができる。

〔層厚〕 5～50m。

〔岩相〕 主に礫岩、砂岩からなり、凝灰岩をはさむ。葉山層群との不整合が直接みられる模式地および桜山隧道南口の露頭では、最下部に厚さ1～1.7mの円礫岩がみられ、その上に暗灰色の凝灰質砂岩が重なる。

礫岩は、主に葉山層群起源の砂岩、頁岩、蛇紋岩からなり、中・古生界に由来する小円礫を含み、また、凝灰質の砂泥を混じえている。



第2図 鏡摺西斜面における不整合（江藤、1978. 桜山9丁目。H：葉山層群
Bcg：基底礫岩、Bs：砂岩、Z：逗子シルト岩層、f.p.t：細粒浮石
凝灰岩、c.p.t：粗粒浮石凝灰岩

本層中からは、*Chlamys miurensis*(YOKOYAMA), *Lima zushiensis* YOKOYAMA のほか、*Mikadotrochus yoshiwarai* (OZAKI), *Astraea virgata* OZAKI, *Barbatia obliquata* (YOKOYAMA), *Glycymeris* sp., *Amusiopecten iitomiensis* (OTUKA), *Dimya* sp., *Cardita hatai* n. sp., などの貝化石(赤嶺ほか、1956; SHIKAMA, 1973)が産出され、また、このことから、これらが、後期中新世の地質時代を示し、古黒潮海域の環境下で生存していたとされている(SHIKAMA, 1973)。

砂岩は一般に凝灰質であるが、そうでない部分もある。粒度も、細粒および粗粒とさまざまであるが、上部に行くほど細粒となり、逗子シルト岩層に近い層準では、細粒で、しかもシルト質となっている。

凝灰岩は砂岩にはさまれて数枚認められるが、いずれも厚さを異にしている。一枚の粗粒~火山礫大のスコリア勝ちの凝灰岩(第3図)を除いて、他はすべて浮石質のものである。これらの凝灰岩の対比は、これらをはさむ砂岩の粒度および層厚が地点ごとに異なっているため、確定できない。三梨・矢崎(1958、1968)の指摘を考慮すると、上記の凝灰岩は地点ごとに層準を異にしているとも考えられる。地質図では、一応、同層準とみなし、一括して一枚に表現した。

〔構造〕市域内における本層の走向は、ほぼ東西といえる。傾斜値は、後述の阿部倉山断層、およびその東側を同方向に走る断層によって分断されているため、ブロックごとに著しく異なる。阿部倉山断層から東へ横須賀市域との境界にかけてのブロックでは、北へ80°~90°と急傾斜する。

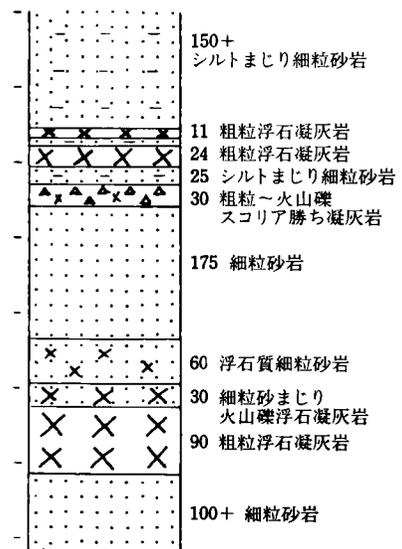
阿部倉山断層以西では、水平から60°近くまでの激しい変化を示し、たとえば、長徳寺の南30m付近の露頭では、北へ50°強、芳ヶ久保ではほぼ水平である。桜山九丁目の鏡摺不整合の露頭では、北へ15°~30°の値を示す(第2図)。

桜山逆断層(小島、1954; 渡部ほか、1968)は、桜山隧道の南口近くに認められるもので、露頭および付近の地質を記すと次のようである。

まず、隧道南口から南約25mの道路西側の小露頭で、本層が、60°の北傾斜で葉山層群をおおう関係が観察される。この先しばらくは葉山層群の砂岩頁岩互層が続くが、80mほどいったところで、再び本層の含化石砂礫岩が葉山層群を不整合におおって露出してくる。

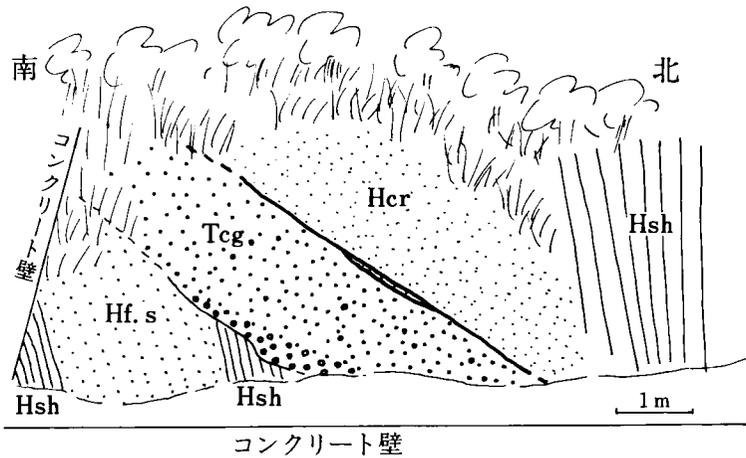
桜山逆断層は、この不整合面から約1.7m隔たったところにみられ、これを境にして葉山層群が、これより若い上記含化石砂礫岩に衝上している(第4図)。断層面の走向・傾斜はN80°W、30°Nである。断層面直上の葉山層群は、幅約2mにわたって破碎され、一見、未固結細粒砂様の圧碎岩となっている。

第5図は、この桜山逆断層を模式的に示したもので、田越川砂礫岩層が南北2ヶ所にわたって繰り返し露れているのは、この逆断層によると推定される。この逆断層は古くから知られており、逗子シルト



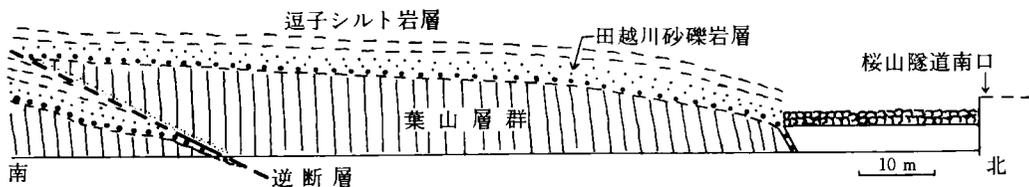
第3図 田越川砂礫岩層の砂岩中にはさまれる凝灰岩の柱状図(葉山町第二中校庭際) 図の左の目盛は1m間隔、右の数字はcm。

岩層の堆積後のある時期に、南北方向の圧縮力によって生じた、とされている。



第4図 桜山逆断層（桜山隧道南口）

H：葉山層群、f. s：細粒砂岩、sh：頁岩、cr：圧砕岩状の破砕帯、Tcg：田越川砂礫岩層、Tcg と Hcr の境が桜山逆断層



第5図 桜山逆断層の模式断面図

(2) 逗子シルト岩層 (Zushi siltstone formation ; 赤嶺ほか、1956)

〔命名〕 渡辺 (1925) が鏡摺の不整合に関連して、逗子頁岩層と命名した。その後、大塚 (1937) が逗子統、生越 (1948) が逗子泥岩層、赤嶺ほか (1956) が逗子シルト岩層とそれぞれ呼称した。

〔模式地〕 逗子市逗子駅北側の崖 (大塚、1937)。

〔関係〕 田越川砂礫岩層から整合漸移し、池子火砕岩層に整合におおわれる。

田越川砂礫岩層との整合関係が直接にみられるのは、桜山九丁目 (第2図)、八丁目、葉山町芳ヶ久保、同町長柄の長徳寺の南約30mの露頭、葉山町立第二中学校校庭際、森戸川の支流域 (二子山の東北東約650m) などである。

池子火砕岩層との関係は一応、整合としておおくが、後で述べるように、本層の浸食を示す露頭がかなりの地点で認められる。

〔分布〕 逗子市域のかなりの面積を占めて分布し、西は鎌倉市域、東は横須賀市域へと続く。

〔層厚〕 700 ~ 1200m。

〔岩相〕主に灰色のシルト岩からなり、黄褐色、未凝固の細粒～中粒の砂層と互層し、また、浮石凝灰岩を伴う。

シルト岩は新鮮部では青灰色、風化部では黄灰色を呈する。稀に細粒砂や浮石混じりの単層も含まれるが、一般的に均一なシルト岩が多い。

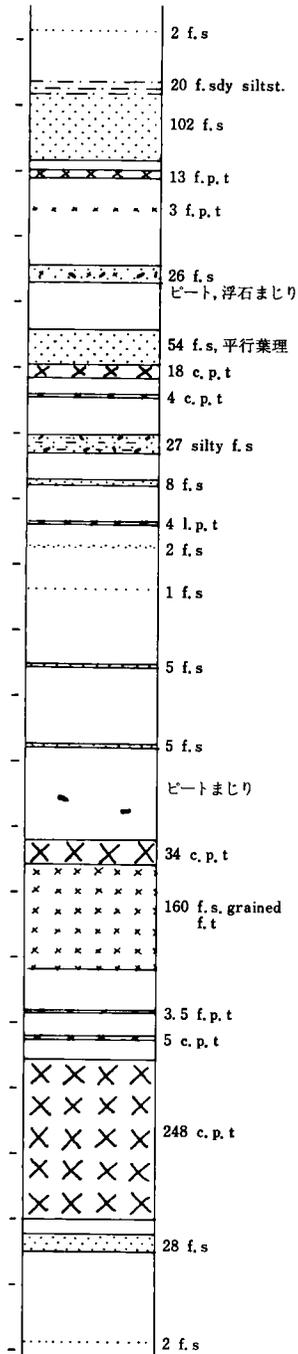
本層の泥岩率は、層準によって、また、同じ層準でも場所によって異なるが、大きくみて、下部は9割代、中部は8割代によって占められている。また、上部での泥岩率は、層準ごとに7割代から9割代までの間で細かく変化する。以上から本層の堆積環境は、上部に向かって、比較的安定な状態から不安定な状態へと、大きく変わっていった、と考えられる。

シルト岩の単層の厚さは、ふつう数10cm～1m以内、厚いもので数mに達する。これを上記泥岩率との関連で見ると、泥岩率9割代の分布域では、シルト岩の単層の厚さは、一般に60cm以上で、1mを越える場合も少なくない。8割代での単層の厚さは、多くの場合40～60cmである。7割代の地域では、単層の厚さは35～70cmで、これらの厚さをもったシルト岩の単層が不規則に交互する。

砂岩の単層の厚さは、1cm未満から最高2.5mまで、ふつう数cmで、一般には薄いといえる。数10cm以上の砂岩には平行葉理の発達したものがあり、これらは、凝灰岩と共に連続性のあることから、鍵層として役立つ。

泥岩率7割代の層準には、厚さ1m前後や数10cmの砂層が多数はさまれており、なかには、層厚約22m中に厚さ80cm～2.5mの細粒砂層を4枚もはさんだ層準が認められる。

数10cm以上の厚さの砂層は、西から東に次第に厚くなる側方的な層厚変化が、殆んど層準にわたって顕著に認められる。たとえば上記4枚の厚い砂層のうち、最上部の砂層についていえば、小坪一丁目（亀ヶ丘団地東縁）では90cmで、東方へ行くほど厚くなり、沼間六丁目では2.5mとなる。このことから、本層の堆積中の海盆の



第6図 凝灰岩鍵層 (Hk) の柱状図

(沼間6丁目、バイパス工事による丘陵の切割) 左の目盛は1m間隔、右の数字はcm単位。

空白部：シルト岩、f. s.：細粒砂、sdy：砂質、silty：シルト質、f. p. t.：細粒（シルト）浮石凝灰岩、c. p. t.：粗粒浮石凝灰岩

中心は本地域のより東方に存在していたと考えられる。

浮石凝灰岩は、角閃石などを含むいわゆるゴマジオ状を呈する未凝固の粗粒凝灰岩が多く、稀に白色の緻密な細粒凝灰岩もある。ある層準のものには、ところにより長さ数cm～10cmの炭質物を含む。浮石凝灰岩は厚さ数cm～数10cmのものが多いが、5mに達するものもある。ほかに粗粒～火山礫大のスコリアを含む凝灰岩がいくつかの層準に認められる。これらは厚さ数cmのものも多く、また風化していて、岩石の詳細な鑑定は不可能である。

これらの凝灰岩は鍵層としてよく追跡される（三梨・矢崎1958, 1968）。今回の調査で細かく追跡し得て、しかも特に重要と思われるものは地質図に示されている。ただし、宅地造成による沢地形の埋土によって、露頭が無くなり、同氏らの示した凝灰岩をみだし得なかったところもかなりある。このことは本層の下半部について特にいえることである。地質図ではこれら凝灰岩のうち、三梨・矢崎（1968）による凝灰岩と同じと思われるものについては、同氏らと同じ記号を付して他と区別した。三梨・矢崎（1958）は、この種凝灰岩によって、三浦・房総両半島の新生代層を対比した。ちなみに、本層は房総半島の稲子沢シルト岩層および清澄砂岩層に対比されている。三梨・矢崎（1968）は、本域に分布する逗子シルト岩層の層位は三浦半島の同層全体の中で、ほぼ上半部に相当するとしている。

本層には殆んど貝化石を含んでいないが、稀に保存不良のものがシルト岩から産出される。赤嶺ほか（1956）は、*Nucula* sp., *Acila divaricata* (HINDS), *Nuculana* sp., *Yoldia thraciaeformis* STORERなどが稀に点在すると報告している。*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) がシルト岩中にしばしば含まれるのはよく知られている。これは、白色で長さ数mm、径1～2mmの中空円筒状をした、分類学的所属不明（海綿類という説がある）の化石で、後期中新世から鮮新世の泥質岩に産出するといわれている。

鈴木・北崎（1951）は本層から産出した底生有孔虫化石群集を *Nodosaria - Nodogenerina* 群とし、深海型と述べた。房総・三浦研究グループ（1958）は、本層から池子火砕岩層までの浮遊性有孔虫化石をしらべ、これらがすべて、*Globorotalia fohsi* group に属するとしている。

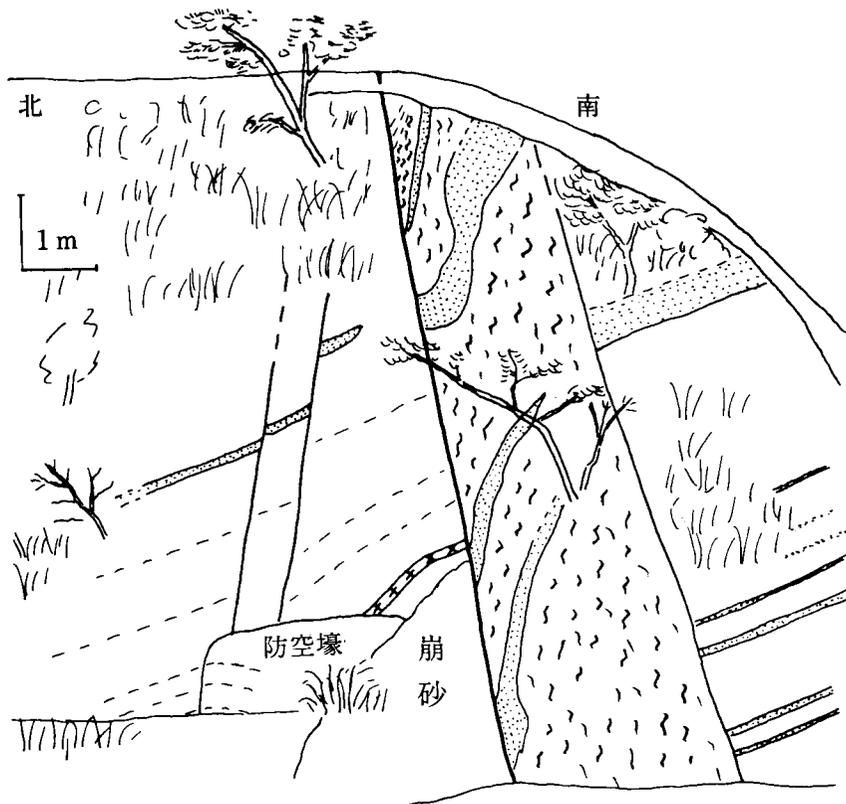
〔構造〕全般に東西ないし西北西—東南東の走向を示し、阿部倉山断層以东の上部層は北西—南東の一般走向を示す。北または北東へ傾斜し、下部から上部へ向かって徐々に緩くなっている。

阿部倉山断層を境にして、特に最下部近くでは傾斜値はかなり異なっている。断層の西側分布域では最下部付近の傾斜値は、ブロック間によって水平～50°まで変化するが、その上部で安定し、20°～30°前後の値が一般的となる。名越切通しから法性寺周辺では5°～10°と緩くなっている。

上記断層の東側ブロックでは、最下部での80°の急傾斜から上部へ次第に緩くなって20°前後となっている。

本域の地質構造が北東—南西系の断層群によって特徴づけられていることは既に述べた。これらの断層は、本層中に最も明瞭に認められ、そのいくつかは露頭で直接に観察される。ほかに、上記凝灰岩などの鍵層の分布のずれから推定される断層も少なくない。

阿部倉山断層が逗子シルト岩層を切る露頭は、沼間四丁目、鷹取山山頂の南南東約750mのところのみいだされる。第7図はこれを示したもので、中央にみえる主断層の面は、厚さ5cmの断層粘土を伴い、N44°～52°E、80°～86°SEの走向・傾斜を示す。主断層と南側の副断層との境は幅3m前後の剪

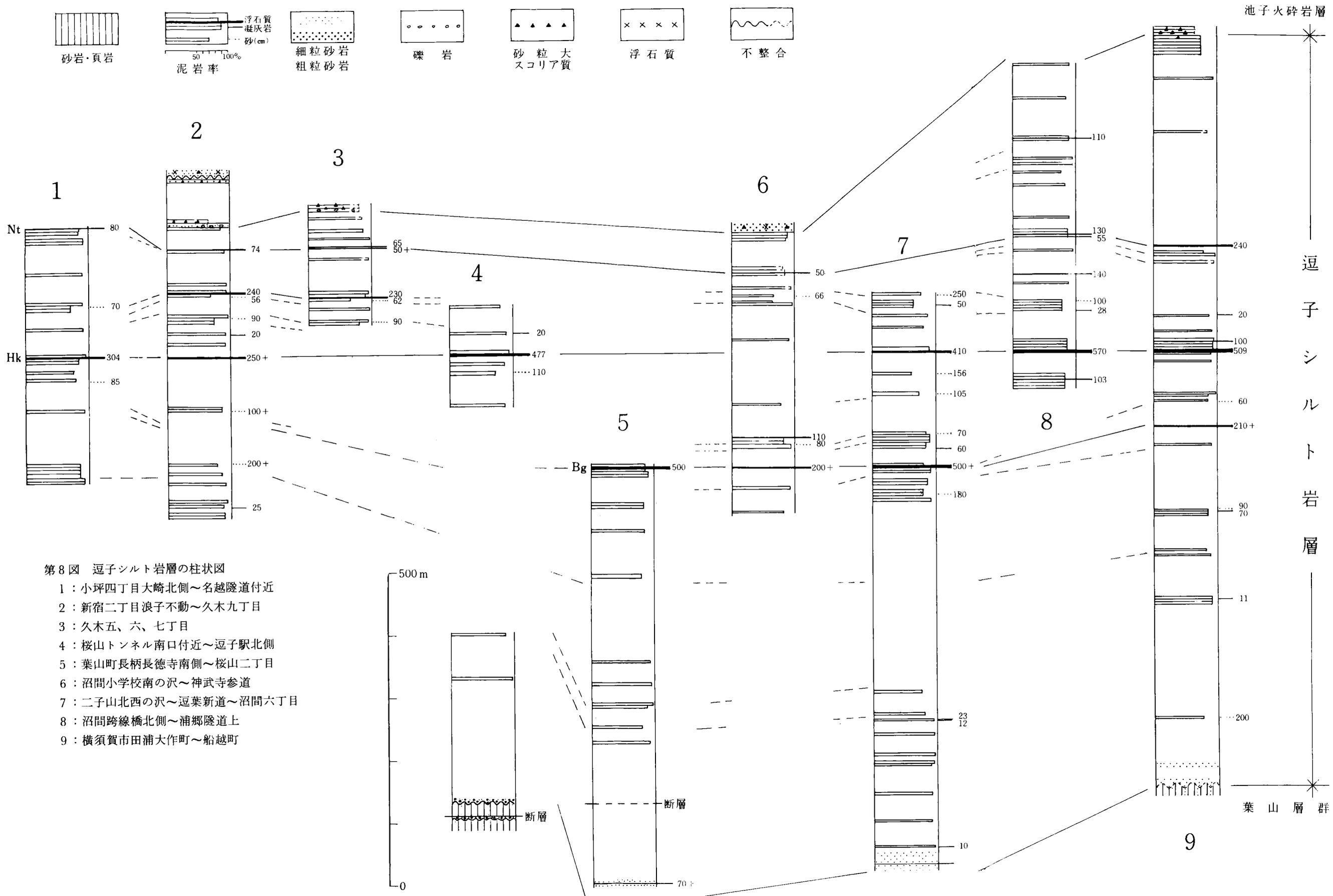


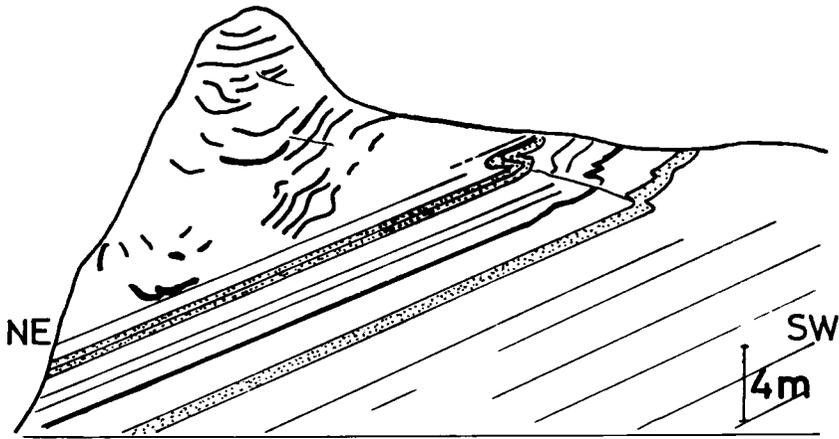
第7図 返子シルト岩層を切る阿部倉山断層
(沼間4丁目、鷹取山山頂の南南東約750m)

断帯となっており、シルト岩にはさまれた厚い砂層は、不規則な形態を示して折れ曲がっている。主断層および副断層の断面形態は、ほぼ直線状をなす。主断層の両側の地層の引きずりは不明確であるが、副断層の南側の砂層（数枚）には引きずりは認められない。両方の断層面は開離型とみなされる。主断層の面にはやや鏡肌が発達するが、条線はみられない。この断層の種類、落ちのセンス、落差などについては、この露頭から判断できない。

神武寺駅からアザリエ団地周辺には、本層と池子火砕岩層との間に、北東—南西のほか、南北性、東西性の断層が多数走り、細かくブロック状に分断された地質構造が認められる（江藤、1975）。これについては、次の池子火砕岩層の項で詳述する。

アザリエ団地南縁部の丘陵の切割には、本層の上部層準に大規模な異常堆積層（スランプ構造）が分布する（第9図）。江藤（1975）によれば、この異常堆積層は、下位の正常な返子シルト岩層の層理面と平行に接し、上位の池子火砕岩層に一見「アバット」するようにおおわれる。東西約300mの距離にわたって分布するが、そのみかけの層厚（上下の正常層間の厚さ）は、異常堆積層の最上部が浸食されていることと、断層で分断されているために不明確である。現在のところ30m以上と推定される。





第9図 逗子シルト岩層(上部層準)の異常堆積層(江藤、1975)
(逗子市池子のアザリエ団地南縁部)

この異常堆積層は、三梨・垣見(1964)の「深層地すべり型」に当たる。その形成時期は本層の堆積末期、厳密に言えば、三梨・矢崎(1968)の Nt 凝灰岩の堆積後まもなくと思われる。

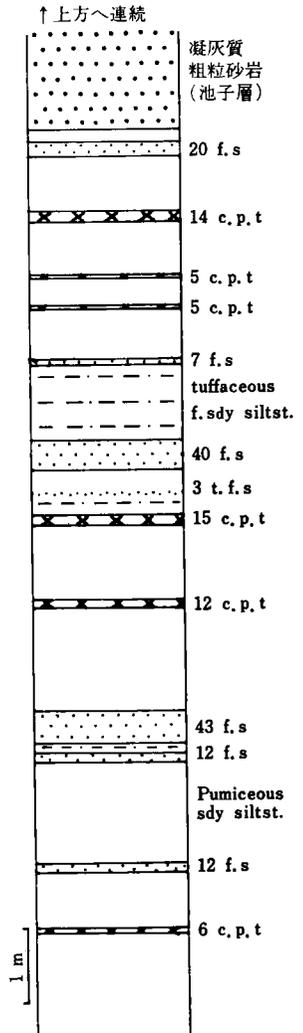
(3) 池子火砕岩層 (Ikego pyroclastics formation ; 赤嶺ほか、1956)

〔命名〕植田(1930、1933)が池子層と命名。赤嶺ほか(1950)の池子層。奈須(1950)の命名した池子火砕岩と池子凝灰質砂岩を合わせたものが、赤嶺ほか(1956)の池子火砕岩層に当たる。また、江藤(1975)の池子層に一致する。

第4表 池子火砕岩層の層序
(江藤、1975を一部修正)

		浦郷凝灰質砂礫岩層	
三 浦 層 群	池子火砕岩層	凝灰質シルト岩火砕岩互層 270m-	
		火砕岩層 210m-	
	逗子シルト岩層		
葉山層群			

第10図 池子火砕岩層と逗子シルト岩層の整合関係を示す柱状図
(神武寺南西約200m) 凡例は第6図と同じ。



〔模式地〕逗子市神武寺駅北方約1kmの京浜急行電鉄線路切割(赤嶺ほか、1956)。

〔関係〕逗子シルト岩層を整合におおうが、一部、その浸食面をアバット、状に被覆する(後述)。浦郷凝灰質砂礫岩層とはアバット形式での平行不整合である。本層は垂直・水平両面の岩相

変化が激しいが、下記のように二部層に区分される（江藤、1975，第4表）。

〔分布〕 逗子市池子から鷹取山一帯に分布し、西方へ鎌倉市域から藤沢市江の島へ連続し、東方へ横須賀市追浜町一帯に続く。

〔層厚〕 150～370m。

〔岩相〕 火砕岩層および凝灰質シルト岩火砕岩互層からなり、それぞれ独立した部層として特徴的な岩相を示す。

i) 火 碎 岩 層 (Pyroclastics member ; 江藤、1975)

〔命名〕 奈須(1950)の池子火砕岩に一致する。

〔模式地〕 逗子市・横須賀市の境界に位置する鷹取山山頂(141.5m)周辺。

〔関係〕 逗子シルト岩層を整合におおうが、一部の地域ではこれと「ダイアステム」の関係にある。凝灰質シルト岩火砕岩互層とは水平的にも垂直的にも漸移する。

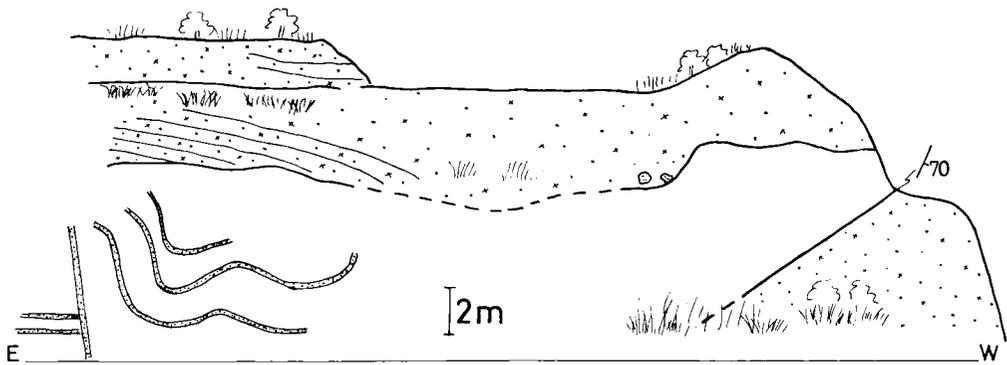
逗子シルト岩層との整合関係は、市域では西から、法性寺の手前の坂道ぎわ、神武寺南西約200mの山道の切割(第10図)、鷹取山山頂から南南西約300mの山あいの切割(南バイパス工事で新設中の隧道南口)、および同山頂から南南東370mの尾根道上などの露頭で観察される。

「ダイアステム」の関係は、岩殿寺北方200mの道路ぎわ、妙光寺の北北東約420mの道路西側、および神武寺駅南東約800mの切割(第11図)などでみることができる。いずれの露頭でも本火砕岩層は、逗子シルト岩層の凹凸した浸食面をアバット状におおい、しかも、その基底面には、下位の逗子シルト岩層に由来するシルト岩の垂角礫(大礫大)を、多数伴っている。

上記の関係はまた、逗子中学校庭南側の露頭でも確かめられる。ただし、この露頭で認められる火砕岩層と逗子シルト岩層との境界は、第12図からも明らかなように、逆断層によって本来の位置からずれている。この逆断層は、この周辺をブロック化した断層運動(後述)によって生じたもので、この運動によって両者が、火砕岩層に衝上したと考えられる。



第11図 逗子シルト岩層(異常堆積層)と火砕岩層とのアバット状の関係を示す露頭
(江藤、1975。アザリエ団地南縁、神武寺駅南東約800m)



第12図 逗子中学校校庭南側における逗子シルト岩層と火砕岩層との関係（江藤、1975）
 逗子シルト岩層は右手の凝灰質粗粒砂岩と断層で接し、上部のものに「アバット」状におおわれる。

以上の事実から本部層と逗子シルト岩層との関係は、部分的にダイアステム関係を伴う整合関係といえる。

〔分布〕京浜急行神武寺駅付近からアザリエ団地周辺、および鷹取山一帯にかけて分布する。分布の東縁部は正確には不明であるが、阿部倉山断層より西側には認められない。また、米軍池子弾薬庫地域にも分布すると思われるが、調査不可能のため定かでない。

〔層厚〕最厚 210 m。

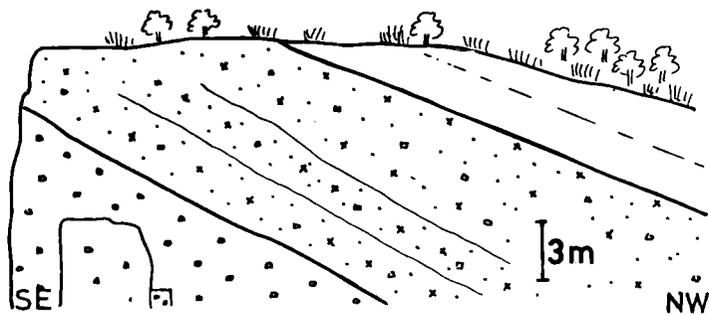
〔岩相〕主に黄褐色の凝灰質粗粒砂岩と火山礫凝灰岩からなる。両者は混じり合うところも多いが、優勢度によって区分して地質図に示してある。

凝灰質粗粒砂岩は、ところによって凝灰質細粒砂岩をはさみ、時にこれと厚さ数10cm単位の互層をなす。この場合、斜交葉理や級化構造を伴ったものも認められる。この種の凝灰質粗粒砂岩は、神武寺駅前の須賀神社の崖やアザリエ団地東縁部の切割、逗子中学校脇から神武寺へ向かう谷あいの山道などによく露出している。

火山礫凝灰岩はふつう、あずき大のスコリア、浮石からなり、ところによって数cm大のスコリアを含んでいる。神武寺から鷹取山にかけての尾根道によく露出し、親不知の断崖上の露岩は淡黄緑色を呈している。

模式地の鷹取山山頂（141.5 m）の採石場跡※の断崖では、1～3 cm大のスコリア、浮石およびシルト岩片を多量に含む厚さ数10cmの火山礫凝灰岩と、厚さ10cm前後の凝灰質砂岩とが互層をなしている。また、頂上では浮石質シルト岩（上部の互層の最下部）が、これらの火砕岩層を整合におおっているのがみられる（第13図）。

※本層の岩石は、明治から大正末期にかけて、石材として大がかりに切り出されていたという。採石場跡は高さ20～30mの絶壁をなし、山頂周辺のあちこちにみられる。山頂での露岩は直登訓練に利用されている。



第13図 鷹取山山頂における火砕岩層と凝灰質シルト岩火砕岩互層との関係 (江藤、1975)

本層からは数ヶ所の地点で、半深海性の二枚貝化石、*Akebiconcha nipponica* (OINOMIKADO & KANEHARA) を多産する。



第14図 返子シルト岩層と火砕岩層を境する断層の露頭位置図 (縮尺1万分の1)
(Cは異常堆積層の露頭、Dは両層の境界線露頭、Fは火砕岩岩脈の位置)

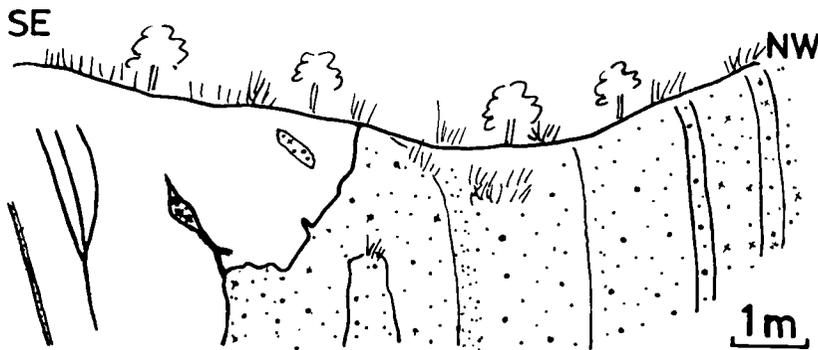
〔構造〕一般に走向は東西である。傾斜はふつう北へ $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ であるが、その値はブロックごとに異なっている。鷹取山山頂の南南東370m付近の尾根道での傾斜値は 60° である。須賀神社下の露頭では垂直で、一部逆転している

構造的に興味あるところは、神武寺駅付近からアザリエ団地一帯にわたる地域である。

ここには、本火砕岩層と逗子シルト岩層が分布しているが、いずれも両層との間に生じた多くの断層によって転位し、ブロック化している。また、逗子シルト岩層によって構成されたブロックのいくつかのものには、前述の異常堆積層が認められる。別に、本火砕岩層がこの種異常堆積層の浸食面をアバット状におおうブロックも存在する。その意味でこの地域は、逗子市域で構造的に最も複雑な場所の1つといえる。

参考までに、この地域で特に重要と思われる断層および断層帯を、江藤（1975）にもとづいて記すと次の通りとなる。

須賀神社下の断層（第14図A地点、第15図）：露頭の右側は池子火砕岩層の火砕岩層で、おもに暗褐色の凝灰質粗粒砂岩からなり、あずき大の火山礫を含む。ほぼ垂直に傾斜し、 $N45^{\circ}\sim 60^{\circ}E$ の走向を示す。部分的に級化構造や斜交葉理が発達しており、これらによって右（北西）の方が上位層とみなされる。

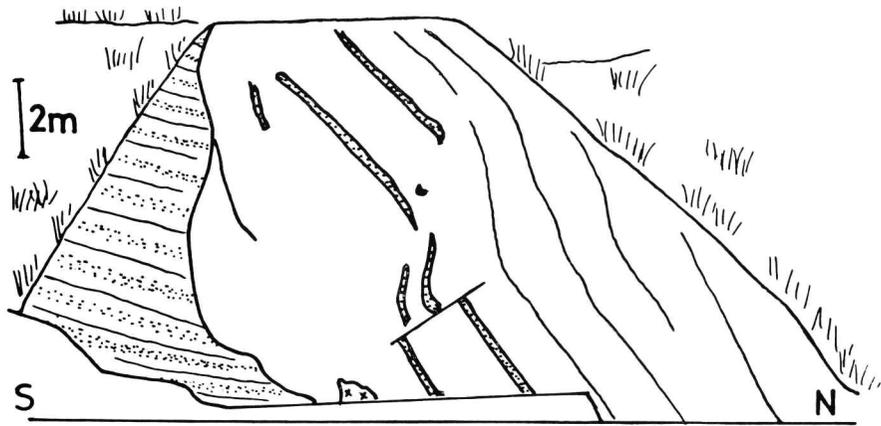


第15図 須賀神社下における逗子シルト岩層（左側）と火砕岩層との断層（江藤、1975）

左側は逗子シルト岩層が連続し、両層は不規則な断面形態を示す断層で接するのが人家の庭近くでみられる。断層面は、ゆ着しており、逗子シルト岩層に火砕岩が入りこんでいる。両層の分布から断層は北東-南西の方向と考えられる。

池子団地下の断層（第14図B地点、第16図）：露頭の中央から左寄りに、曲がりくねった断面形態を示す断層が認められる。断層面はゆ着型と開離型の間程度を示し、一部に鏡肌がみられる。断層面の走向・傾斜は一様でない。

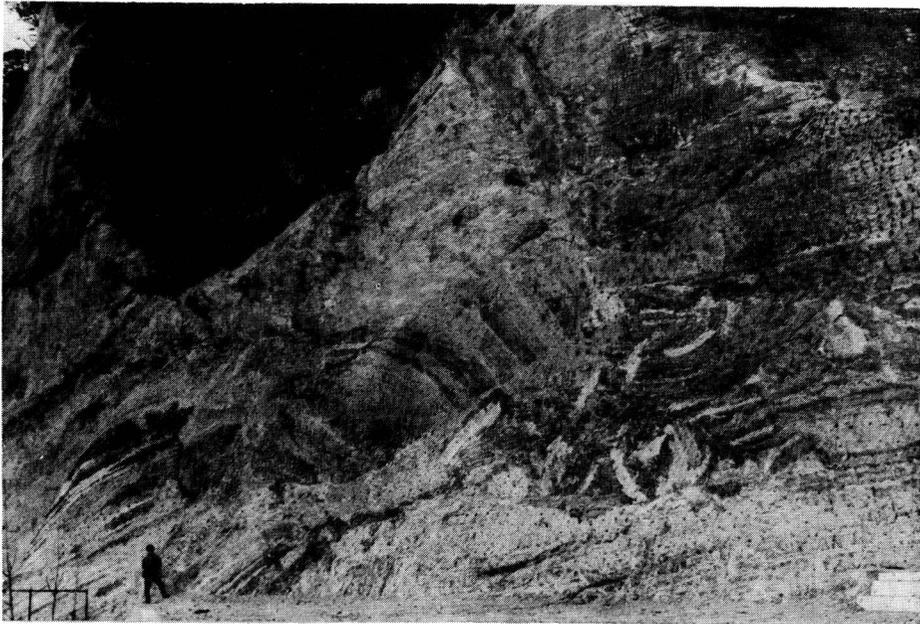
右側は須賀神社下の露頭から続く逗子シルト岩層である。黄灰色のシルト岩で、厚さ40～数cmの黄褐色細粒砂をはさむ。この砂層は一部レンズ状にちぎれている。一般走向は東西性を示し、北へ 55° 前後傾斜する。



第16図 逗子シルト岩層と火砕岩層との断層露頭（江藤、1975）
（神武寺駅南南東 280 m）

左側は、黄灰色の凝灰質粗粒砂岩と褐色細粒砂岩との不明瞭な互層で、池子火砕岩層の一部とみなされる。走向・傾斜はN70°~85°E、10°~15°Nである。団地造成工事中、この断層の南40mほどのところで、逗子シルト岩層を切る東西性の断層が認められた。

アザリエ団地南東縁の断層帯（第14図E地点、第17図）：凝灰質粗粒砂岩・細粒砂岩の互層状を示す池子火砕岩層の火砕岩層が、南北に幅20mほどの断層帯を形成している。断層帯には多くの断層が認められ、これらによって地層は折れ曲がったり寸断されたりしている。断層の多くも不規則に曲げられ、



第17図 逗子シルト岩層と火砕岩層間の断層帯
（神武寺駅の東南東約 800 m、アザリエ団地南東縁）

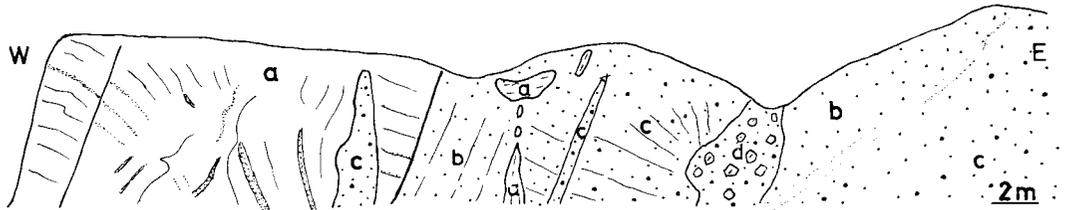
断層面は完全に固着している。断層帯の南側を境する断層は、やや明瞭な境を示し、その最下部で測定された断層面の走向・傾斜はN52°E、72°SEである。

この火砕岩層の下部手前（西側）には、細粒砂の薄層をはさむ凝灰質シルト岩が横たわり、これと火砕岩層とが不規則な境で接しているが、その境界もゆ着している。このシルト岩は逗子シルト岩層の可能性が強い。大きくみて、この断層帯は南北方向の断層と東西方向の重複したものと考えられる。

断層帯のすぐ北側のF地点（第14図）には、凝灰質粗粒砂岩中に、あずき大の火山礫を多量に含む凝灰質粗粒砂岩の岩脈（幅2m前後）がほぼ垂直に貫入しているのがみられる。これは、火砕岩の堆積後まもなく生じた断層による割れ目に沿って、下から火山礫に富む流動状の火砕物質が注入してできたと考えられる。

なお、池子小学校の西側付近（第14図G地点）には、本層と逗子シルト岩層間の断層帯の露頭（第18図）が造成工事中に認められた。削り取られて現在みることができないが、図からもわかるように、両層は角礫状やレンズ状の岩片を互に取りこみ、それらと周囲の母岩とは完全に固結していて、この断層帯の性質をよく示している。図の中央から左側を走る主断層の走向は、ほぼ南北である。

このような性状を示す断層帯の一部は、第14図のH（第12図）、I、Jの諸地点でも観察される。



第18図 逗子シルト岩層と火砕岩層間の南北性の断層帯（江藤、1975. 須賀神社の東約650m. この露頭は現在みられない）

a：シルト岩（逗子シルト岩層）、b～d：火砕岩層、b：凝灰質粗粒砂岩、c：火山礫混じりの凝灰質粗粒砂岩、d：cと同じ、ただしシルト岩の大～巨角礫を含む。

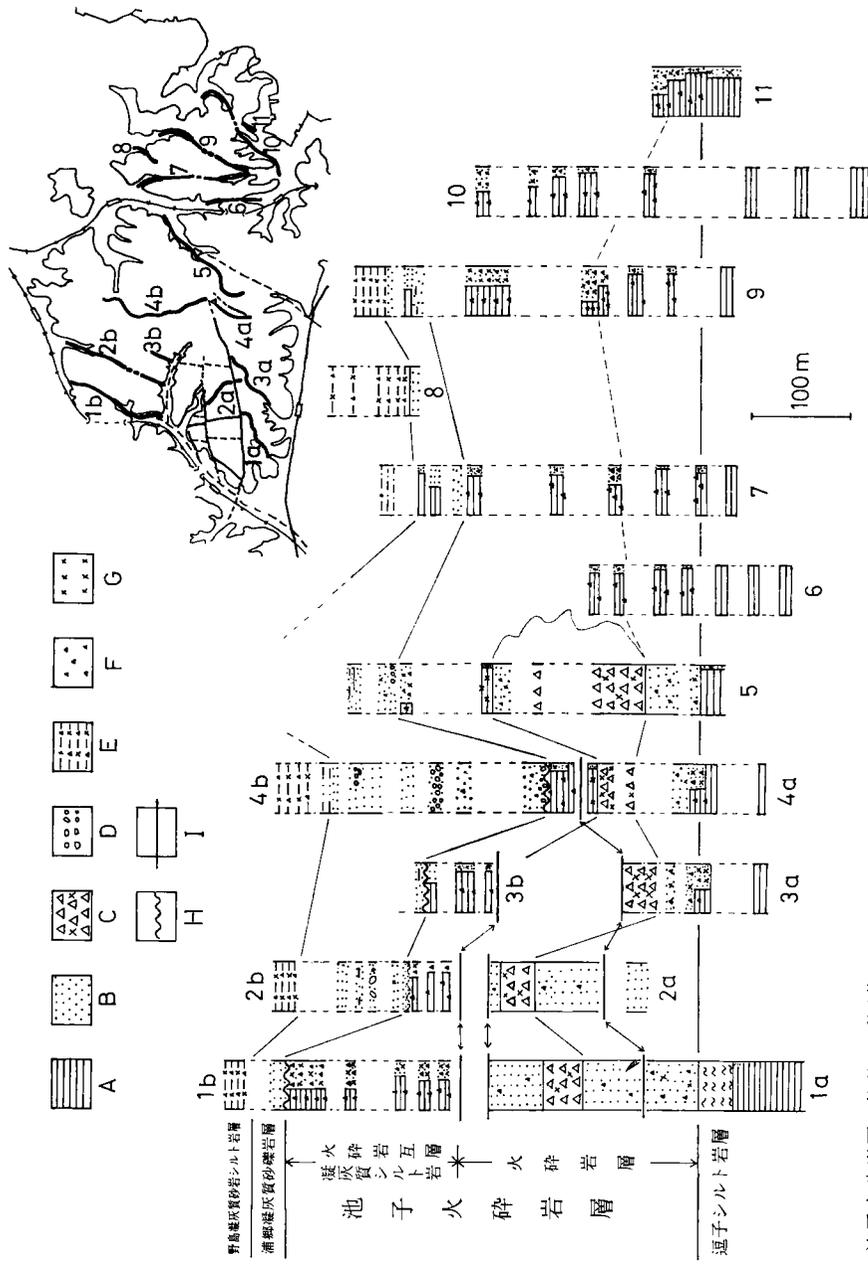
以上の事実から次のことがいえる。神武寺駅付近からアザリエ団地周辺にわたって断層帯を形成する諸方向の断層は、いずれも断層面の性状から、逗子シルト岩層と火砕岩層の固結がまだ進んでない状態の下で形成されたことは明らかである。また発生時期は、池子火砕岩層の堆積以後で、浦郷凝灰質砂礫岩層（この地層以上には上述の性状の断層は認められない）の堆積以前と考えられる。おそらく両層間の不整合（黒滝不整合）形成時の上昇運動に伴って生じた可能性が強い。

(ii) 凝灰質シルト岩火砕岩互層 (Tuffaceous siltstone-pyroclastics alternation member, 江藤、1975)

〔命名〕 奈須（1950）の池子凝灰質砂岩、赤嶺ほか（1956）による池子火砕岩層の一部（模式地の岩相）に相当する。

〔模式地〕 神武寺駅北方約1kmの京浜急行電鉄切羽（赤嶺ほか、1956）。

〔関係〕 下部の火砕岩層を整合におおい、火砕岩層の分布を欠く地域では逗子シルト岩層に直接整



第19図 池子火砕岩層の柱状図(江藤、1975)

A: シルト岩、波線部は異常堆積層 B: 砂岩 C: 火山礫凝灰岩 D: シルト岩礫 E: 凝灰質細粒砂岩またはシルト岩と凝灰岩類との互層 F: スコリア質 G: 浮石質 H: 不整合 I: 断層 1 a: アザリエ団地南縁部 1 b: 運子高校～六浦隧道北側付近 2 a: 運子中学校南西部～神武寺手前 2 b: 運子高校の西方約200mの沢～六浦南西部 3 a: 神武寺南西部～山王神社付近 3 b: 運子高校の西方約500mの沢 4 a: 鷹取山頂上からその南西部の沢 4 b: 鷹取山頂上～鷹取台団地西縁部 5: 鷹取台団地南西部～追浜南町 6: 浦郷隧道付近 7: 横須賀市船越町～追浜駅南東付近 8: 浦郷小学校付近 9: 船越町～元浦郷火葬場を経て追浜東町 10: 船越小学校～日向隧道付近 11: 関東自動車工業KK構内

合する。浦郷凝灰質砂礫岩層によって不整合に被覆される。

火砕岩層との整合関係は、鷹取山山頂（第13図）、その北方 150 m の露頭などでみられる。逗子シルト岩層を直接整合におお関係は横須賀市域で認められる。たとえば、浦郷隧道上、その東方の谷あい、関東自動車工業船越作業所構内の連続露頭などである。

〔分布〕本域では西から法性寺付近、久木七丁目、逗子高校から北へ六浦隧道南口にかけての一带、それに鷹取山山頂付近に分布し、東の横須賀市域、西の鎌倉市域へと続く。池子弾薬庫地域での分布も十分に予想される。

〔層厚〕最厚 270 m。

〔岩相〕凝灰質シルト岩と火砕岩（凝灰質粗粒砂岩、粗粒浮石凝灰岩、火山礫凝灰岩）との互層よりなる。

上記火砕岩層の分布域に当たる鷹取山山頂部や逗子高校東南東の沢などでは、基底部に浮石質シルト岩の優勢な互層（厚さ10m以内）を伴っている。また、神武寺から鷹取山への尾根道上（水準点 134.3 m の北東 230 m 付近）にも、同様な互層が断層関係で認められる。

基底部を除いて、本互層の凝灰質シルト岩は一般に砂粒大のスコリアを含み、暗灰色を呈する部分が多い。本互層は、逗子シルト岩層から漸移する場合でも、これとは、シルト岩がスコリア質であること、シルト岩に伴うものとして火砕岩が卓越し、碎屑性の砂層が極めて少ないことなどによって区別される。

本互層の下半部では凝灰質シルト岩が厚さ数10cm～1.2 m、火砕岩が数cm～数10cmで前者が優勢である。上部では逆に、凝灰質シルト岩の50cm以下に対して、火砕岩は数10cm～1 m前後の厚さとなり、むしろ卓越してくる。

本互層には貝化石は殆んど含まれていない。鈴木・北崎(1951)は、本互層からの底生有孔虫群集を、*Cibicides-Cassidulina-Uvigerina* 群と報告している。本互層のシルト岩中に *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) がみいだされる。

〔構造〕一般走向は西北西—東南東を示し、北へ20°～10°傾斜する。火砕岩層と逗子シルト岩層間の断層については前述したが、これと同性質と思われる断層が、逗子高校南側周辺において、本互層と火砕岩層との間に認められる。阿部倉山断層は、その延長部分で本互層の走向・傾斜を乱していることから、本互層分布地域にまで伸びていると考えられる。

3. 上総層群 (Kazusa group; 三梨, 1968)

三浦層群を不整合におおい、長沼不整合までの地層に対して用いられる(三梨, 1968)。三浦半島では6累層に区分されるが、本域では最下部層の浦郷凝灰質砂礫岩層だけがわずかの面積で分布する(第1表)。

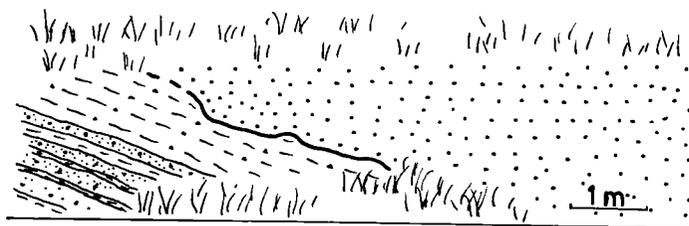
浦郷凝灰質砂礫岩層 (Uragô tuffaceous sandstone and conglomerate formation; 大塚, 1937)

〔命名〕植田(1933)が初めて浦郷層と命名したが、未記載である。大塚(1937)はこれを浦郷凝灰

質砂岩層と呼び、岩相などを最初に記載した。赤嶺ほか（1956）の浦郷含貝殻凝灰質砂礫岩層に相当するもので、江藤（1978）によって上記浦郷凝灰質砂礫岩層と名づけられた。

〔模式地〕横須賀市田浦町鷹取山北方・追浜駅西方の谷（赤嶺ほか、1956）、および横須賀市湘南鷹取団地西縁切通し（江藤、1975）。

〔関係〕池子火砕岩層の凝灰質シルト岩火砕岩互層を平行不整合ないし軽微な傾斜不整合の関係でおい、野島凝灰質砂岩シルト岩層に整合漸移する。

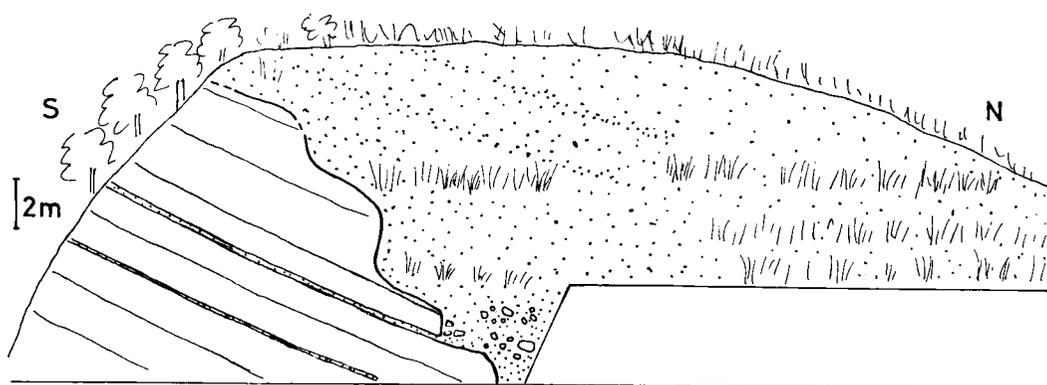


第20図 凝灰質シルト岩火砕岩互層と浦郷凝灰質砂岩層（右側）との不整合露頭（六浦隧道南口30m、道路西側）

本層と下位層との関係については、房総半島の黒滝不整合とのからみで、多くの議論がなされてきたが、最近是不整合とするのが一般的である（江藤、1975）。

本域で不整合関係のみられる露頭は、西から、①鎌倉逗子ハイランドの南西の丘陵切割、②六浦隧道南口から南30m付近の道路両側（第20図）、③逗子市清掃センター裏の切割、④鷹取山山頂から北方約230mの切割（第21図）である。

これらのうち、①、③では軽微な傾斜不整合、④ではアバット状の平行不整合の関係を示す。



第21図 凝灰質シルト岩火砕岩互層（中央左）にアバットする浦郷凝灰質砂礫岩層（中央右）（鷹取山山頂の北方約230mの切割、江藤、1975）

〔分布〕本層は、鎌倉逗子ハイランドの南西丘陵上および横浜・横須賀市域の境界線に沿う六浦隧道から鷹取山にかけての尾根道一帯に分布する。鷹取山北方では、下位層を切り込んでみいだされる。

西は鎌倉市、東は横須賀市域へと連続し東へ行くほど薄くなる。

〔層厚〕最厚 220 m。

〔岩相〕主に未凝固の凝灰質粗粒砂からなり、褐色～暗褐色を呈する。しばしば、あずき大の安山岩質スコリアや浮石を混じえている。ところによっては厚さ数10cmの凝灰質シルト岩をはさむ。また、貝殻破片を散在的に含むところもあり、一部で密集部もみられる。

本層には基底部ほか2～3の層準にわたって、凝灰質シルト岩の大～巨礫が含まれる。

〔構造〕一般に西北西―東南東の走向を示し、北側へ20°～10°傾斜する。調査した限り本層中には、規模の大きい断層は認められない。

IV 地史の要約

以上の記述にもとづいて、この地域の地史を要約すると次のようになる。

逗子市域の基盤である葉山層群は、岩相その他から、第三紀中新世初期の堆積物といえるが、その堆積後、おそらく第三紀中新世初期の終わりに激しい造山運動を受けたことが、鏡摺の不整合によって知ることができる。

変動の最も著しかったところは、関東の南西部で、ここでは、断裂を伴った激しい地盤の隆起が起こり、それまで海底だったこの地域一帯は、反転して陸域となり、丹沢から房総に続く一つの隆起帯（丹沢―嶺岡隆起帯）がつくられた。この隆起帯の名残りは、現在でも、鏡摺や二子山周辺の山並みにその一部をみることができる。

第三紀中新世後期のころ、この地域に海浸が起こり、隆起帯の周辺は海でおおわれるようになった。この海の堆積物が三浦層群で、現在、市域の多くの部分を占めてみいだされる。

三浦層群の堆積は、葉山層群を基盤としてその上にはじまった。その時の基盤が浸食によって凹凸に富んでいたことは、鏡摺での不整合面の形状から知ることができる。海底には、後背地である隆起帯から多量の砂礫が供給され、まず、砂礫岩層がつくられていった。

三浦層群の基底をなす田越川砂礫岩層がこれである。当時の海が浅海性で、しかも暖流系のものであったことは、その含有化石群集の性質からうかがえる。調査地域外ではあるが、葉山御用邸裏の本砂礫岩相当層からの多数の化石片からなる石灰岩の産出は、このことを示唆するものである。

田越川砂礫岩層堆積後、海は次第に深くなり、全般的に深海～半深海性の海域へと移っていった。堆積物もまたこれに伴って砂礫からシルトおよび砂へと変わっていき、やがてシルト岩を主体とする厚い互層がつくられた。

これが逗子シルト岩層で、何枚かの薄い浮石質の火山灰層を伴ってはいるが、これを堆積した海は、全般的に静穏で、しかもこの状態は、かなり長期間続いたと思われる。

逗子シルト岩層の堆積の末期に、東西に伸びた堆積盆の南側に、上昇のきざしがみえてきた。これは、後背地の隆起に伴って起こったと考えられるもので、アザリエ団地南縁部にみられるスランプ構造は、この上昇による海底地じりの結果生じたものと解される。なお、この上昇によって、逗子シルト岩

層の一部に浸食が行われた。

引続く第三紀鮮新世の初めごろ、海底火山活動が起こり、これまでより北に移った海盆には、シルトに加えて、スコリア質の火山礫や火山灰が供給されるようになった。これらの供給は、一般にはシルトのそれと交互する形で行われたが、一時期には多量に運ばれたらしく、それらは鷹取山周辺に厚く堆積した。

以上、シルトを伴った火砕物質の累層が池子火砕岩層で、三浦層群の上部を構成する。池子火砕岩層から産出されるアケビ貝化石や、シルト岩に含まれる有孔虫化石から、当時の海は半深海性のものだったと推定される。

池子火砕岩層堆積後、つまり三浦層群形成後、三浦半島から房総半島にわたって、広域的な上昇、陸化運動が起こり、それまでにつくられた池子火砕岩層や逗子シルト岩層の堆積域は、すべて陸化し、浸食作用を受けるようになった。浸食の最も著しかったところは鷹取山北側の地域で、ここでは、池子火砕岩層上部層が、切りこまれた形で分布している。なお、すでに陸域となっていた上述の隆起帯も、この陸化運動によってさらに高められ、山地化したことは疑いない。

この地殻変動は、黒滝変動と呼ばれているが、上記隆起帯形成時の造山運動と異なって、一般的に穏やかな上昇運動（造陸運動）で終始し、地層の傾動はごく僅かだったことが、池子火砕岩層と次に述べる浦郷凝灰質砂礫岩層との不整合（黒滝不整合）から推定される。もっとも、本市域内アザリエ団地周辺地域は例外で、ここでは、断層運動を伴う差別的な上昇運動が起こり、これによって逗子シルト岩層と池子火砕岩層とにそれぞれブロック化が行われた。

その後、鮮新世前期の末ごろ、海域は徐々に広がっていき、池子火砕岩層分布域の北側をおおっていた。この海進の初期に堆積したのが浦郷凝灰質砂礫岩層で、当市域における上総層群の基底をなしている。この地層の岩相や含有底生有孔虫化石は、当時の海が浅海性のものだったことを示している。

以後、堆積盆地は次第に北に移動していき、これに伴って各種の地層が形成されていった。しかし、上総層群として本地域に認められる地層は上記砂礫岩層に限られている。

第四紀更新世前期の末ごろ、この地域は全般的に隆起し、上総層群は上昇・陸化した。本地域に認められる北北東－南南西方向の断層群は、この隆起に伴って生じた可能性が強い。

逗子市域は、上総層群の陸化以後、完新世縄文最大海進期まで、引続き陸域だったと思われる。その間、地形的に開析され、現在の沖積低地内には、いくつかの谷地形がつけられた。更新世後期には、何回かにわたってロームが降下し、地表をおおっていく。そして最後に、上記最大海進期に、海面の上昇によって砂礫や泥が上記の谷地形を埋めて厚く堆積し、本市域沖積層の主部が形成され、現在、逗子の市街地を支えている最も重要な地盤となっている。

V お わ り に

以上が調査結果の概要である。逗子全域の地質については、これまで組織的な研究はされていなかったが、この機会にその全貌を一万分の1地質図に示すことができた。逗子市地質の主体をなす逗子シル

ト岩層の構造に関する資料も、不十分ながら得ることができた。

しかし、時間その他の制約もあって、十分なし得なかったものも少なくない。未解決の問題や疑問点も数多く残されている。池子弾薬庫地域については、市当局の努力にもかかわらず許可がおりなかったため、調査することができなかった。

これらについては、今後の調査研究によって解明、補足したいと思っている。

参 考 文 献

- 赤嶺秀雄ほか 8 名、1956：三浦半島の三浦層群について、地球科学、no. 30、1—8。
- 青木直昭、1964：房総・三浦両半島の鮮新世—更新世の対比、石油技協誌、29、8—13。
- 青木廉二郎、1925：三浦半島の海岸に就きて、地球、3、101—111。
- 房総団体研究グループ、1964、黒滝不整合における削剥量とその意義、地質雑、70、88—99。
- 房総・三浦研究グループ、1958：房総半島並びに三浦半島新生代地層群の浮遊性有孔虫化石による対比、有孔虫、no. 9、34—39。
- 江藤哲人、1975：三浦半島鷹取山周辺の層序ならびに地質構造、横浜国大理科紀要、第2類（生物学・地学）、no. 22、63—73。
- 、1978：三浦半島の第三系、昭和53年度全国地学教育研究大会、野外見学案内書、神奈川地学会、33—68。
- 蟹江康光、1967：三浦半島横須賀市佐島の地質、横須賀市博研報、自然科学、no. 13、38—44。
- 狩野謙一・伊藤谷生・増田俊明、1975：三島半島衣笠付近の堆積性蛇紋岩〔短報〕、地質雑、81、641—644。
- 木村政昭ほか 3 名、1976：三浦半島で発見された漸新一中新世初期の枕状溶岩、地調月報、27、451—457。
- 小玉喜三郎、1968：城ヶ島における小断層解析、地質雑、74、265—278。
- 小池 清、1951 a：いわゆる黒滝不整合について、地質雑、57、143—156。
- 、1951 b：三浦半島南部の地質学的特徴〔短報〕、地質雑、57、225。
- 、1957：南関東の地質構造発表史（遺稿）、地球科学、no. 34、1—17。
- ・村井 勇、1950：関東地方南部における凝灰岩の基礎的研究（I）、東大立地研報告、5、22—26。
- 小島伸夫、1954：三浦半島の葉山層群について、地質雑、60、1—6。
- KURIHARA, K., 1971：Foraminifera from the Hayama group, Miura peninsula, Tran. Proc. Pal. Soc. Japan, n. s., no. 83, 131—142。
- 松島義章、1974 a：鎌倉の沖積層—神奈川県地質 I、神奈川県博物研報、no. 5、3—20。
- 、1974 b：逗子の沖積層—神奈川県地質 I、神奈川県博物研報、no. 5、21—40。
- 見上敬三、1968：神奈川県社会災害対策資料、神奈川県、1—33。

- 、1971：神奈川県地盤地質調査報告書、神奈川県、1—188.
- 、1978：神奈川県地質、神奈川県史各論編4 自然、71—378.
- 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、4—13.
- ・恒見俊弘、1964：いわゆる異常堆積について、地質ニュース、no. 117、8—14.
- ・矢崎清貫、1958：火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比（第1報）、石油技協
誌、23、16—22.
- ・———、1968：日本油田・ガス田図6（三浦半島）、地質調査所.
- ほか22名編、1976：特殊地質図20、東京湾とその周辺地域の地質、地質調査所.
- 中根三郎、1955MS：三浦半島北部の地質、横浜国大卒論〔手記〕、1—102.
- 奈須紀幸、1950：堆積岩の粒度表示（三浦半島）〔演旨〕、地質雑、56、309—310.
- 日本地質学会編、1954、'55、'62：地層名辞典、新境界ノ部（A～I）、（K～N）、（T～Z）.
- NOMURA, S., 1932：Mollusca from the Raised Beach Deposits of the Kanto Region.
Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ., 15, no. 4, 974-1040.
- 生越 忠、1948：三浦半島巡検記（5月3日）〔見学旅行記事〕、地質雑、54、73.
- 、1967、'68：軟体動物による房総・三浦両半島の新生代層の対比と、それに関連する諸問題
（1）、（2）、石油技協誌、32、1—13、33、1—10.
- ほか16名、1948：三浦半島中南部の総合的研究（演旨）、地質雑、54、148—149.
- 奥村 清・吉田晴彦・加藤邦宣、1977：三浦半島宮田台地の第四系、地学雑、86、33—46.
- 大塚弥之助、1930 a：三浦半島北部の層序と最近地質時代の地史（摘要）〔演旨〕、地質雑、37、275
—277.
- 、1930 b：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い
て、地質雑、37、343—386.
- 、1934：大船層と小柴化石帯の層位学的関係〔演旨〕、地質雑、41、333—334.
- 、1935：故山崎博士の三浦半島武山断層の地学的考察、地理評、11、455—462.
- 、1937：関東地方南部の地質構造〔横浜—藤沢間〕、地震研彙報. no. 15、974—1040.
- SHIKAMA, T., 1973：Molluscan Assemblages of the Basal Part of the Zushi Formation
in the Miura Peninsula. Sci. Rep. Tohoku. Univ., Second Series (Geology).
Special. Vol. 6, 179—204.
- 杉村新、1964：三浦半島の南下浦断層と武山断層〔演旨〕、地質雑、70、397.
- 鈴木好一、1932：神奈川県厚木町北方の鮮新統（その2）、地質雑、39、97—132.
- ・北崎梅香、1951：神奈川県横浜・逗子・片瀬地方の新生代有孔虫群の研究、地質雑、57、65
—78.
- 植田房雄、1930：房総半島北部の地質（摘要）、地質雑、37、250—253.
- 、1933：房総・三浦両半島に発達する新生代地層の層序〔演旨〕、地質雑、40、799—801.

- 渡辺久吉、1925：武蔵野系の基底（その 1、2）、地学雑、37、439—501、584—595.
- 渡部景隆・小池敏夫・栗原謙二、1968：神奈川県葉山地域の地質、日本地学教育学会、1—38.
- 矢部長克、1898：東京近傍第三紀介化石目録、地質雑、5、387—395.
- 吉原重康、1902：東京以南三浦半島地質論。地質雑、9、1—20、76—84.
- 逗子市教育研究会研究調査部編、1959：逗子市及び周辺の地質について、逗子市誌、3、1—28.

あ と が き

沼間の田浦に寄った地域に「横浜横須賀道路（三浦半島縦貫道路）」の工事が進んでいます。周辺の削られた崖には地層の鮮やかに見られる所が何ヵ所かあります。

花の咲く植物や動きのある鳥や虫には、誰しも目をひかれますが、大地の中の地質などというものについては、このような場所でしか注意が向くことはありません。

逗子の葉山境には鏡摺不整合の露頭があります。私達の住んでいる逗子の地質はどのようになっているのか、どんな特色があるのか、知っていなくてはならない大切なことと思いますが、案外無関心な人々が多いのではないのでしょうか。

このたび横浜国立大学の見上敬三・江藤哲人の二先生によって、逗子地域の地質についての美事な調査報告書が出来あがりました。学会への貢献は申すまでもありませんが、市民の皆様のお役に立つことも決して少なくないことと存じます。調査に当たってくださった両先生のご努力をはじめ、調査や出版の費用をご調達くださいました市当局のご理解に対して、心からお礼を申しあげて「あとがき」といたします。

逗子市教育委員会

社会教育課長 堀内智也

図

版

図版 1

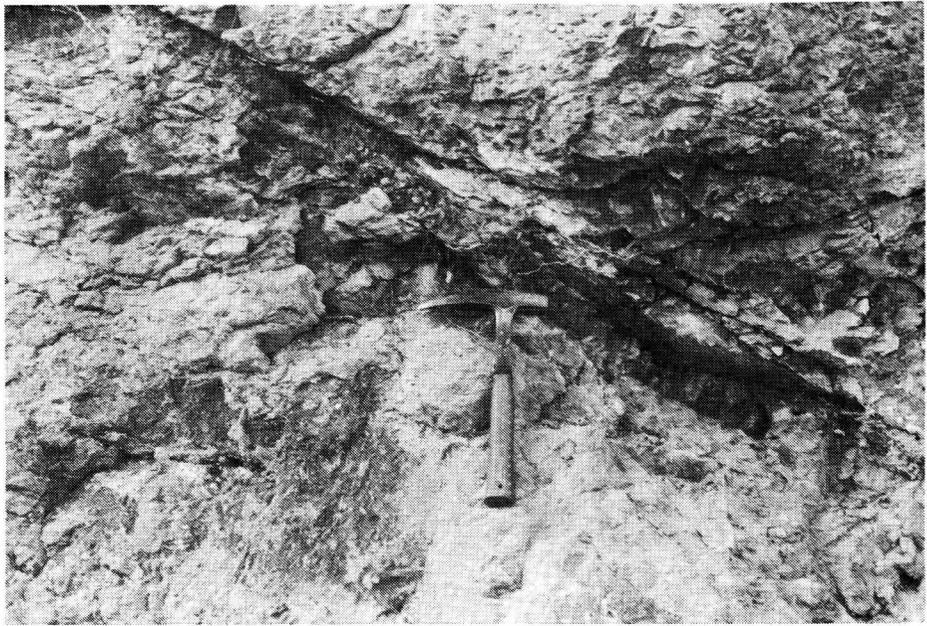
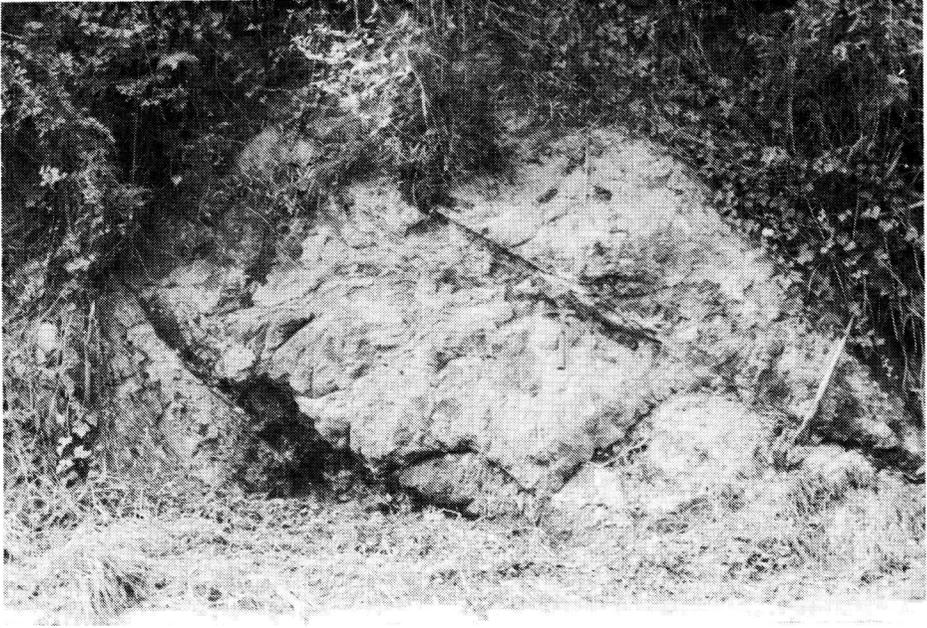
上

桜山隧道南口の田越川砂礫岩層と藁山層群との不整合および桜山逆断層

(本文第4図参照)

下

同上，逆断層部分：断層面（中央）に沿ってその上部（右側）は圧砕岩状になっている。



図版 2

上

逗子シルト岩層：細粒砂をはさむ泥岩率8割代を示す露頭。左側に小断層（北北東—南南西の走向）が走る。

（沼間五丁目，グリーンヒル東の沢西岸，沼間跨線橋の南南東 630 m）

下

逗子シルト岩層：泥岩率8割代を示す露頭。中央の細粒砂の厚さは40cm。

（グリーンヒル東の沢西岸，沼間跨線橋の南南東 730 m）

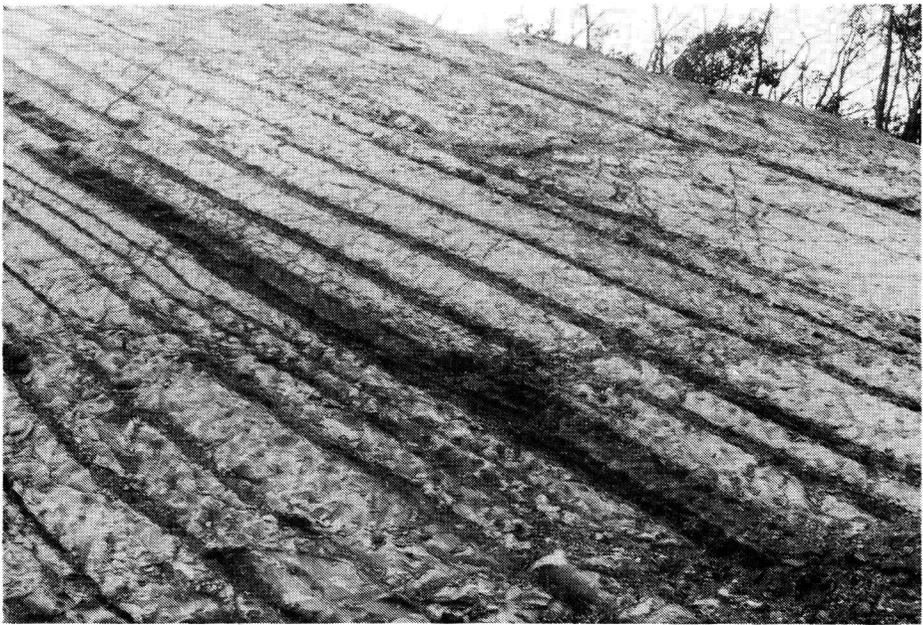
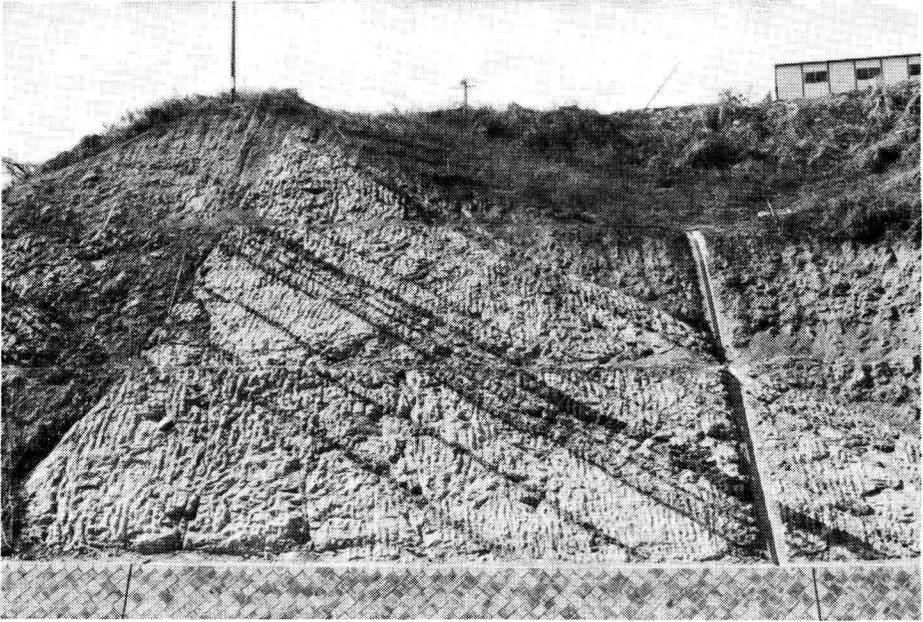


図
版
2

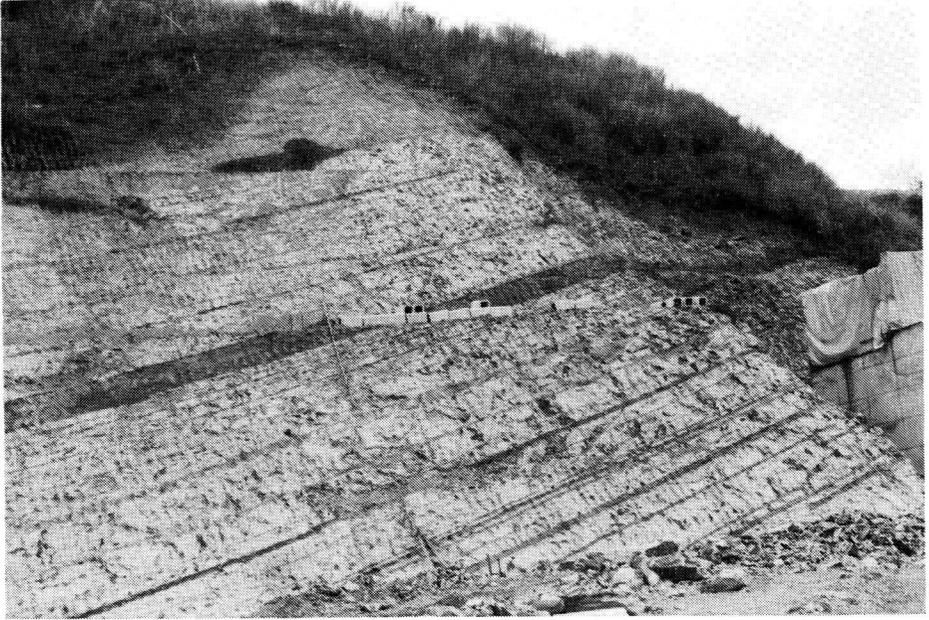
図版 3

上

逗子シルト岩層：泥岩率8割代。ゴマジオ凝灰岩を2枚はさむ。
（グリーンヒルの東の沢東岸，図版2上の露頭の東側）

下

逗子シルト岩層：中央の厚い砂層（厚さ88cm）以下が泥岩率8割代，それ以上は9割代。
（グリーンヒルの東の沢東岸，沼間跨線橋の南南東約450m）



図版 4

上

模式地の逗子シルト岩層：泥岩率8割代。中央よりやや下の黒色の部分が砂層（厚さ1 m）。
その下2 mのところに鍵層としてのゴマジオ凝灰岩（厚さ12cm）がみえる。
（逗子駅の北北西約300 mの丘陵）

下

逗子シルト岩層：泥岩率8割代。
（小坪四丁目，小坪マリーナの南120 m付近の海岸）

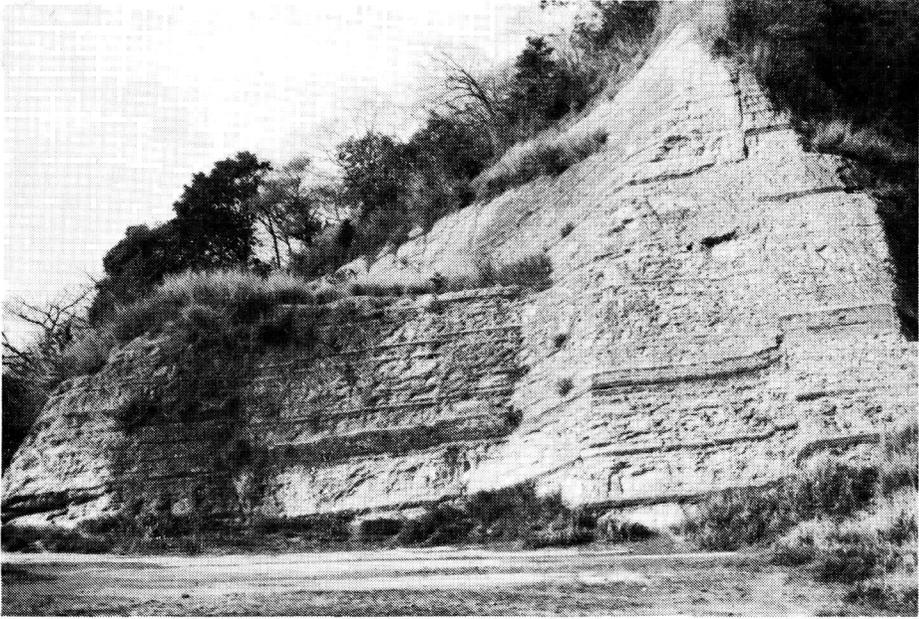


図
版
4



図版 5

上

逗子シルト岩層中の Hk 凝灰岩（図の下部）：上部に泥岩率 9 割代のシルト岩が重なる。
（小坪五丁目，小坪海岸隧道北口の南50m）

下

Hk 凝灰岩（図の中央）

（沼間六丁目，沼間跨線橋の北西 470 m）

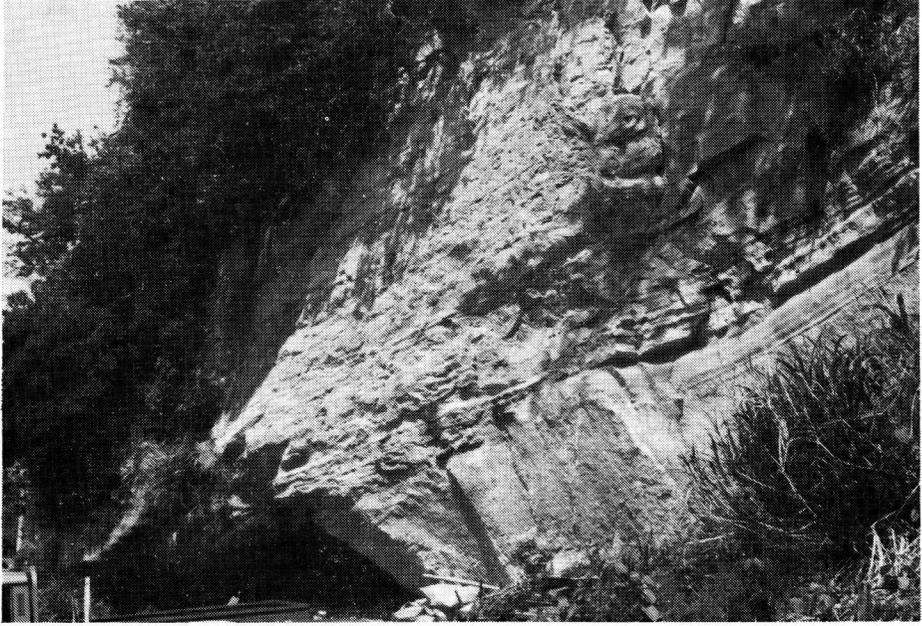
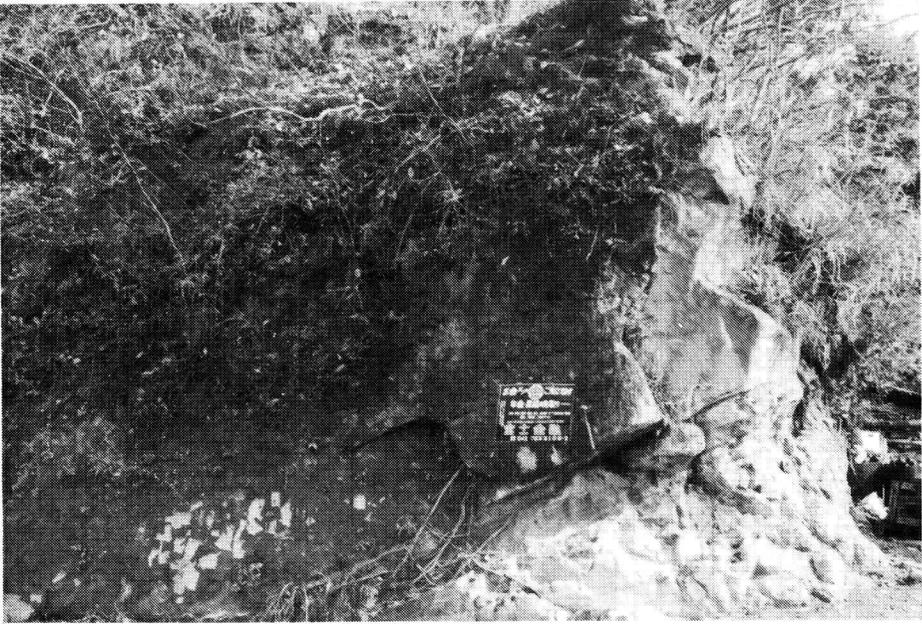


図
版
5



図版 6

上

逗子シルト岩層中のゴマジオ凝灰岩：鍵層の一つで、層内褶曲を示す。
(沼間五丁目，グリーンヒル丘陵北部，沼間跨線橋の南 160 m)

下

逗子シルト岩層中の Hk 凝灰岩：大きく 2 層からなり，上部はおもに細粒凝灰岩（厚さ約 1.6 m），下部は粗粒凝灰岩（いわゆるゴマジオで厚さ約 2.5 m）。本文第 6 図の地点に一致する。

(沼間六丁目，沼間跨線橋の北北東 190 m)



図版 7

上

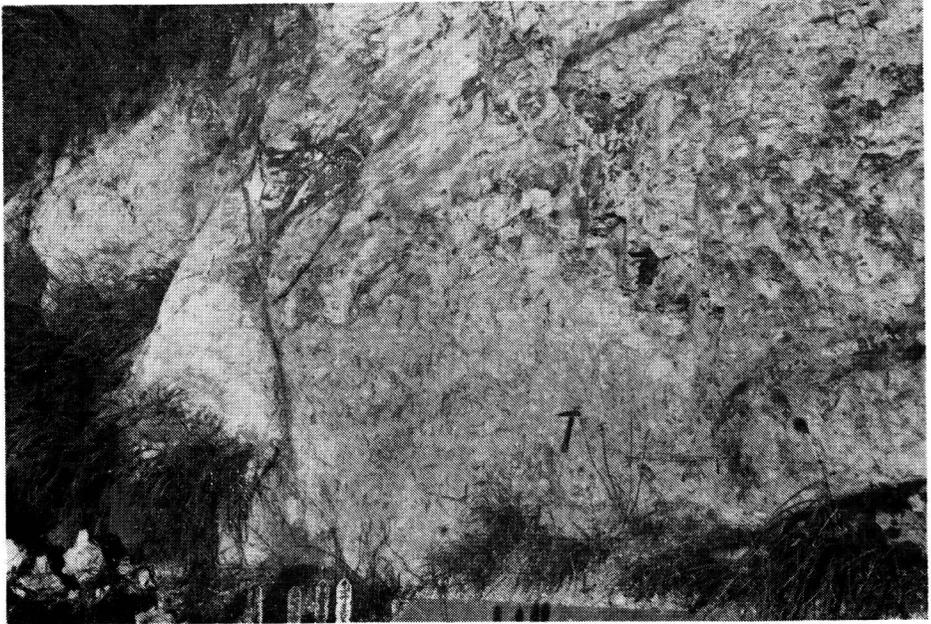
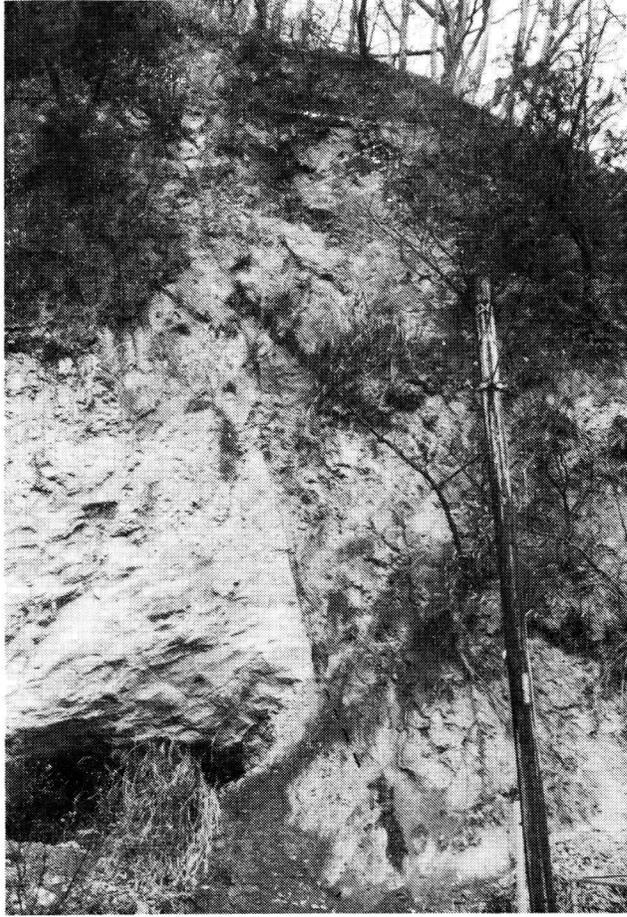
逗子シルト岩層を切る阿部倉山断層：主断層面（中央）の右側は幅 3 m の断層帯。本文第 7 図参照。

（沼間四丁目，鷹取山山頂の南南東約 750 m）

下

逗子シルト岩層中の断層：左側にみえるのが主断層面，その右は幅 3.5 m の断層帯となっている。阿部倉山断層の西側をこれと平行して走る。

（沼間四丁目，法勝寺境内の北東奥）



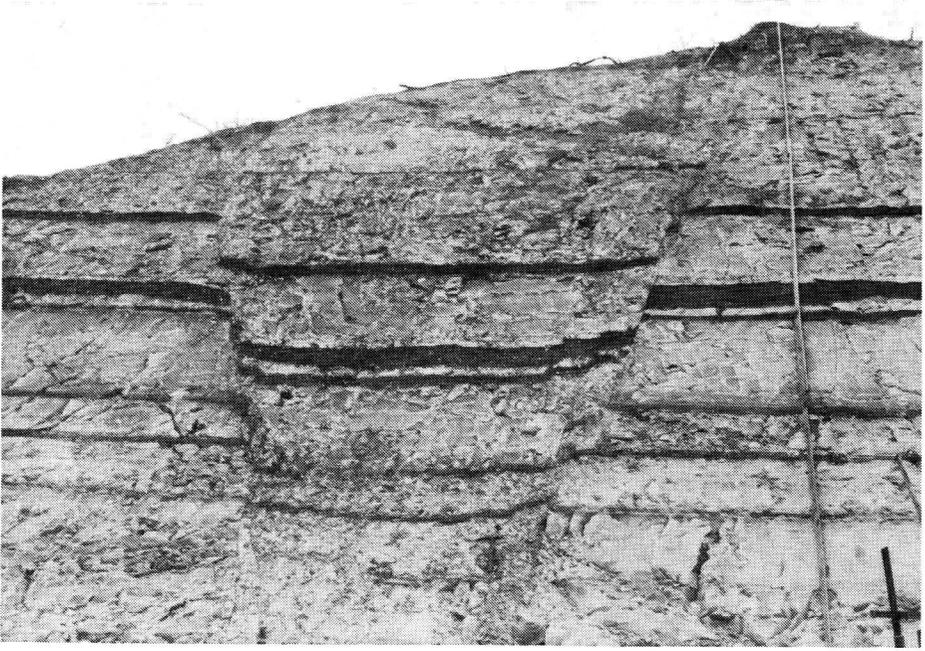
図版 8

上

逗子シルト岩層中にみられる小規模な共役正断層
(沼間五丁目，逗葉新道北口の南東 140 m 付近)

下

Nt 凝灰岩（逗子シルト岩層中の鍵層の 1 つで，中央より上の黒い部分）とこれを切る小規模な逆断層：下部の白色部はシルト岩。
(横須賀市船越町一丁目，京浜急行ガード下の東側)



図版 9

逗子シルト岩層と火砕岩層間の断層：上は断層部分の拡大し、下はこの断層を含む露頭全景。右側の垂直な地層が火砕岩層。本文第15図参照。

(神武寺駅南の須賀神社東下)



図版 10

上

逗子シルト岩層の上部層準にみられる異常堆積層：破線で示したすべり面の約 1.5 m 下に Nt 凝灰岩の下部を構成する凝灰岩（薄互層型で厚さ 1.2 m）がみられる。すべり面から下の約 10m は泥岩率 7 割代。本文第 9 図参照。

（池子二丁目，アザリエ団地南縁，神武寺駅南東 620 m）

下

逗子シルト岩層と火砕岩層との断層（図中央の左側）：本文第 16 図参照。

（池子二丁目，神武寺駅南南東 280 m）



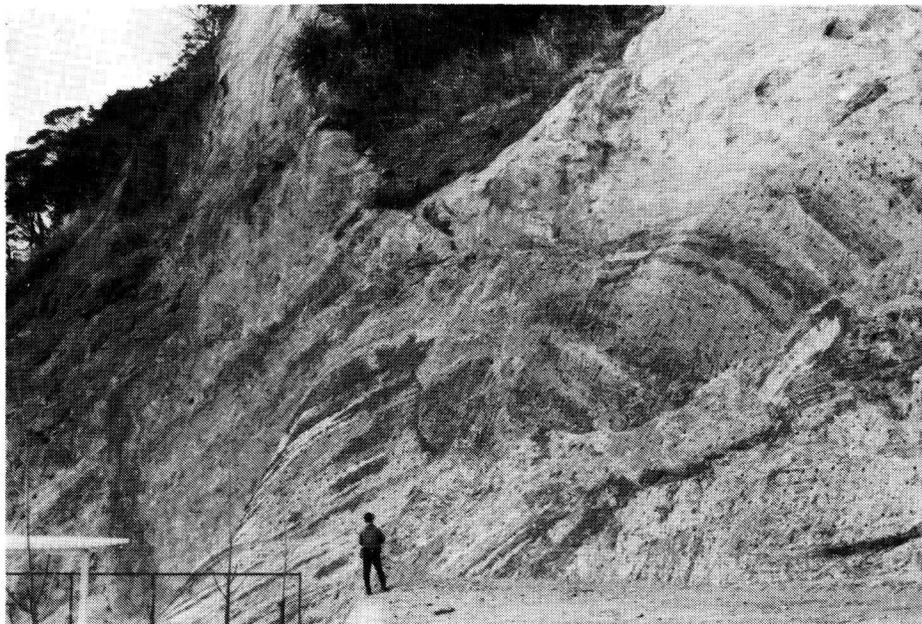
図版 11

上

逗子シルト岩層と火砕岩層間の断層帯：南北性と東西性の断層の交差部で攪乱帯となっている。右下は逗子シルト岩層で、その他は火砕岩層。左側に火砕岩岩脈がみられる。
(池子二丁目，アザリエ団地東南部，神武寺駅の東南東約 800 m)

下

逗子シルト岩層の浸食面をアバット状におおう火砕岩層：本文第11図参照。
(池子二丁目，アザリエ団地南縁，神武寺駅南東約 800 m)



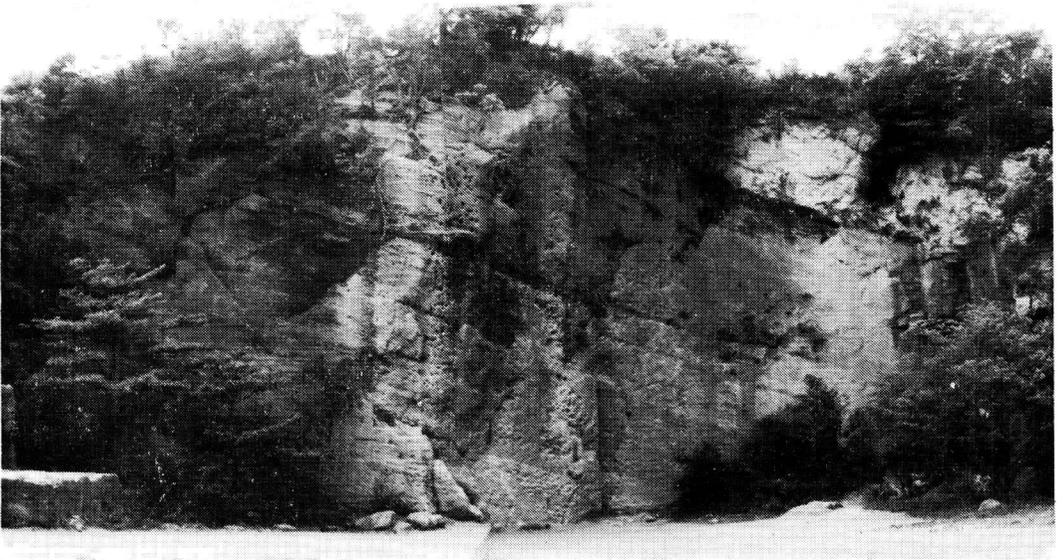
図版 12

上

鷹取山一帯に分布する火砕岩層

下

鷹取山山頂部にみられる火砕岩層と凝灰質シルト岩火砕岩互層の整合関係：本文第13図参照。



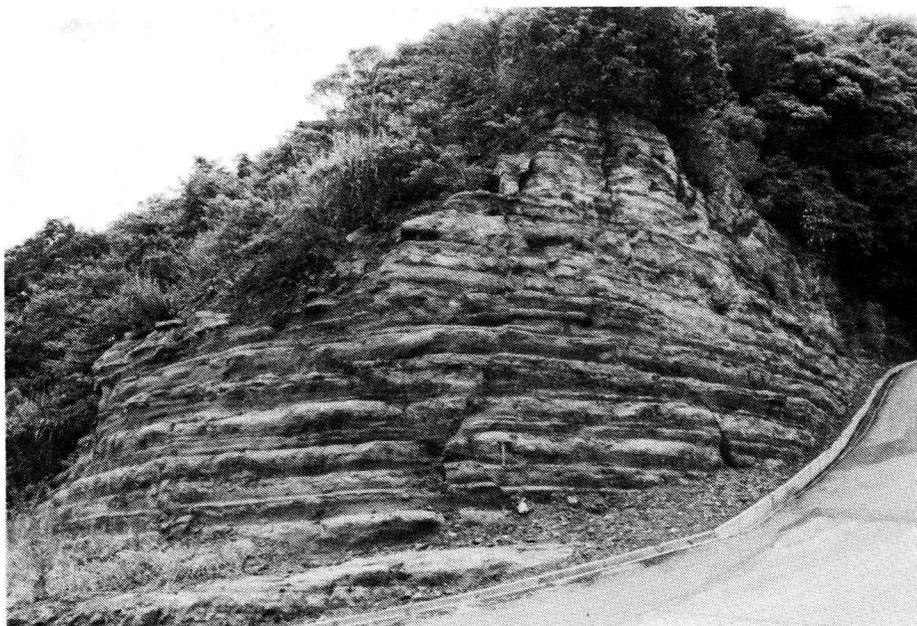
図版 13

上

凝灰質シルト岩火砕岩互層の上部層準：火砕岩が優勢。
（逗子市清掃センターの入口付近）

下

同 上：凝灰質シルト岩と火砕岩との割合はほぼ同じ。
（六浦隧道南口の南南東 210 m，清掃センターへの途上）



昭和55年3月25日印刷
昭和55年3月31日発行
平成6年1月 日2刷

逗子市文化財調査報告書第9集

逗子市域の地質

編集 逗子市教育委員会
発行者 逗子市逗子5-2-16
電話 0468(73)1111(代)

印刷所 日本複写工業株式会社
電話 03(3624)2151

© 逗子市教育委員会 1994

