

55(521, 62)(084, 32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

東京(8)第98号

## 静岡地域の地質

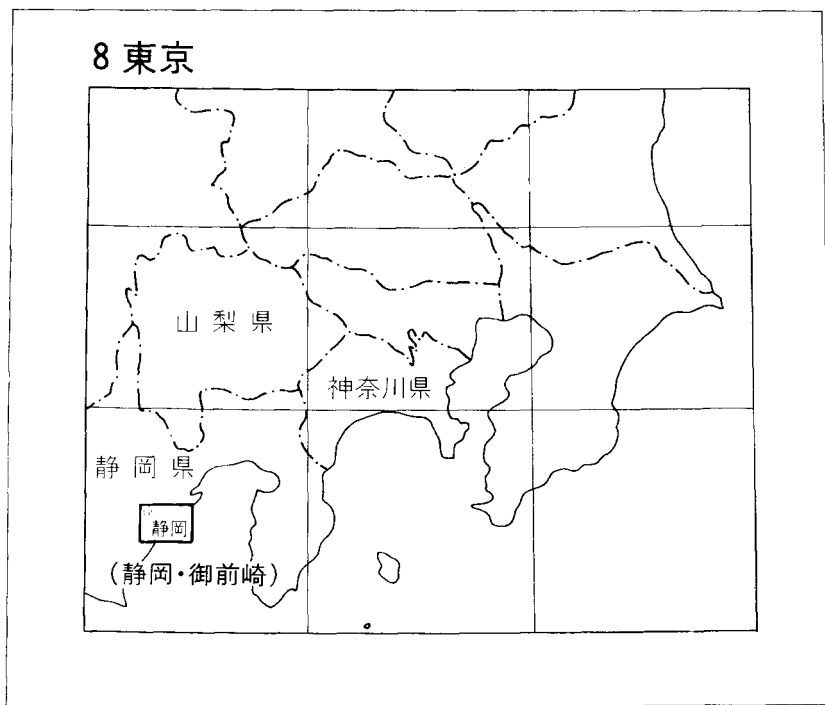
杉山雄一・下川浩一

坂本 亨・秦 光男

昭和57年

地質調査所

位置図



( )は 1 : 200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形 .....	1
II. 地質概説 .....	3
III. 瀬戸川層群 .....	8
III. 1 逆川累層 .....	11
III. 2 滝沢累層 .....	12
III. 3 吉津累層 .....	17
III. 4 地質構造 .....	19
IV. 大井川層群 .....	21
IV. 1 志太累層 .....	22
IV. 2 中ノ合累層 .....	24
IV. 3 野田累層 .....	24
IV. 4 地質構造 .....	24
V. 高草山層群 .....	25
V. 1 竜爪山累層 .....	27
V. 2 大崩累層 .....	27
V. 3 地質構造 .....	33
V. 4 化学組成 .....	33
V. 5 変成鉱物 .....	39
VI. 静岡層群 .....	40
VI. 1 谷津山累層 .....	40
VII. 第四系 .....	43
VII. 1 更新統(有度丘陵の第四系) .....	43
VII. 1. 1 根古屋層 .....	44
VII. 1. 2 久能山礫層 .....	48
VII. 1. 3 草薙泥層 .....	50
VII. 1. 4 小鹿礫層 .....	52
VII. 1. 5 国吉田礫層 .....	52
VII. 1. 6 有度丘陵の地質構造 .....	53
VII. 2 沖積層(静岡・焼津平野の地下地質) .....	54
VIII. 応用地質 .....	55
VIII. 1 地震 .....	55
VIII. 2 重力異常 .....	62

VIII. 3	天然ガス	64
VIII. 4	地下水	65
VIII. 5	温泉	67
VIII. 6	土木建築材料	67
	文 献	68
	Abstract	74

## 付 図 ・ 付 表 ・ 図 版 目 次

第 1 図	静岡図幅地域の埋谷面図	2
第 2 図	静岡県中部地域の地質概略図	4
第 3 図	瀬戸川層群の層序区分の変遷	9
第 4 図	瀬戸川層群の模式柱状図	10
第 5 図	逆川累層の砂岩頁岩互層	11
第 6 図	滝沢累層に含まれる枕状構造を呈する玄武岩溶岩	12
第 7 図	瀬戸川層群火成岩類の $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 図	13
第 8 図	滝沢累層に含まれるミクライト質成層石灰岩	15
第 9 図	吉津累層に含まれる砂岩の卓越した砂岩頁岩互層	17
第10図	異地性角礫岩塊を含む海底地すべり堆積物	18
第11図	巨大異地性角礫岩塊と基質 (マトリックス)	18
第12図	宇津ノ谷付近の地質構造と地質構造発達史	20
第13図	大井川層群の層序断面図	21
第14図	志太累層の砂岩泥岩互層	22
第15図	瀬戸川層群起源の異地性角礫岩塊を含む海底地すべり堆積物	23
第16図	中ノ合累層に含まれる含礫泥岩	23
第17図	高草山層群総合柱状図	26
第18図	大崩海岸に見られるアルカリ玄武岩の枕状溶岩	28
第19図	粗面安山岩の枕状溶岩	29
第20図	天然ガス試掘井位置図	32
第21図	高草山層群火成岩類の化学分析試料採取地点	36
第22図	高草山層群火成岩類の $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 図	37
第23図	高草山層群火成岩類の酸化物-D. I. (分化指数) 図	38
第24図	高草山層群火成岩類の変成鉱物とその採取地点	39
第25図	谷津山累層柱状図	41
第26図	谷津山累層の有律的な砂岩泥岩互層	42

第27図	八幡山丘陵西端部における谷津山累層の砂岩泥岩互層の露頭見取り図	42
第28図	比較的厚い泥岩層を伴う谷津山累層の砂岩泥岩互層	43
第29図	根古屋層柱状図	45
第30図	根古屋層下部の層理のよく発達した礫層	46
第31図	根古屋層下部の礫層	46
第32図	根古屋層中の貝化石の産状	47
第33図	根古屋層上部の礫・シルト互層	47
第34図	久能山礫層基底の不整合と根古屋層のスランプ構造	48
第35図	久能山礫層基底部のシルト岩塊を含む礎層	49
第36図	久能山礫層	49
第37図	草薙泥層柱状図	51
第38図	草薙泥層の模式的な露頭	52
第39図	根古屋層・久能山礫層を切る小断層	53
第40図	静岡図幅地域周辺での最近の地震活動	55
第41図	静岡図幅地域周辺に震央を有するマグニチュード3以上の地震の分布と主圧力軸方位	56
第42図	1935年静岡地震による集落別家屋被害程度	57
第43図	1935年静岡地震による家屋の滑動方向	57
第44図	1935年静岡地震の発震機構	58
第45図	1965年4月20日の地震による被害の分布	59
第46図	1976年10月26日の地震とその余震の震央分布及び主震の発震機構	60
第47図	1976年10月26日の地震とその余震の垂直分布	61
第48図	1976年10月26日の地震と地質構造との関係	61
第49図	静岡県中・東部地域のプーゲー異常図と地質図	63
第50図	焼津ガス田地下構造図	64
第1表	静岡図幅地域周辺の地質及び地史総括表	3
第2表	瀬戸川層群に含まれる火成岩類の化学分析値	14
第3表	大崩累層から産出した有孔虫化石	30
第4表	焼津港付近のボーリングで得られた浮遊性有孔虫化石	32
第5表	高草山層群火成岩類の化学分析値	34
第6表	静岡図幅地域周辺に震央を有する被害地震	58
第7表	焼津ガス田のガスの組成	65
第8表	焼津市営温泉の温泉水分析値	67
第9表	静岡図幅地域における採石の状況	68

第Ⅱ図版 瀬戸川層群の火成・火砕岩類及びバイオスパーライトの顕微鏡写真

第Ⅲ図版 高草山層群の火成岩類の顕微鏡写真

第Ⅳ図版 高草山層群の火成岩類及び砂岩の顕微鏡写真

## 静岡地域の地質

杉山雄一\*・下川浩一\*

坂本 亨\*\*・秦 光男\*\*

静岡図幅作成のための野外調査は、昭和54年から昭和56年にかけて行った。本報告の執筆に当たっては、I・II・III・IV及びVIII章を杉山、V章を下川、VI章を秦、VII章を坂本がそれぞれ担当した。なお、VIII章のうち天然ガスと地下水の項は、それぞれ、燃料部の福田理石油課長、環境地質部の村下敏夫技官に執筆して頂いた。

本報告作成に当たって、山形大学の斎藤常正教授、石油資源開発株式会社の井上洋子氏、静岡大学の土隆一教授と茨木雅子氏からは、本図幅地域から産した有孔虫化石について御教示頂いた。国立科学博物館の千葉とき子氏とサンコーコンサルタント株式会社の石川政憲氏には、高草山層群に関する岩石学的資料を、また、東海都市ガス株式会社の門田健次氏と元所員の伊田一善氏には、同層群のボーリング資料をそれぞれ提供して頂いた。また、名古屋大学の山崎文人氏には、静岡図幅地域の地震に関する詳細な資料を提供して頂いた。更に、技術部の川野昌樹技官には、高草山層群産火成岩類の湿式分析をして頂き、同部の大森貞子・大森江い両技官からは、下川がけい光X線分析を行う際に指導と協力を受けた。これらの方々に厚く感謝の意を表す。なお、坂本・秦の野外調査に当たっては、東海大学海洋学部海洋資源学教室の諸先生から多くの協力を頂いた。ここに記して謝意を表す。

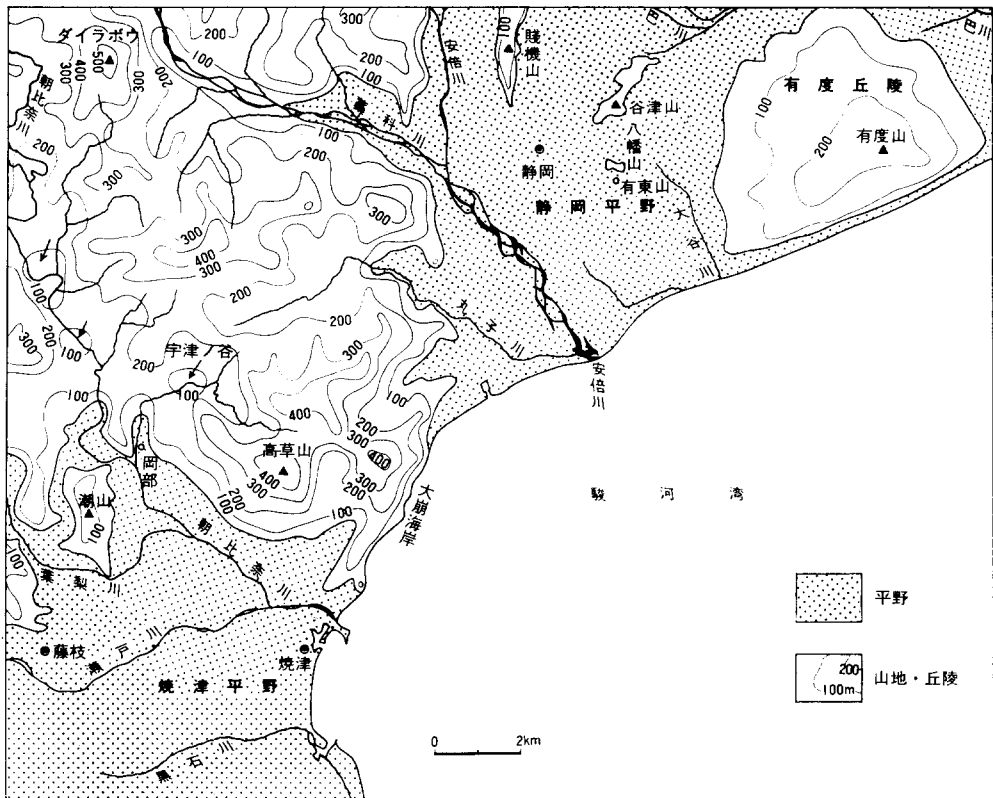
### I. 地 形

本図幅地域は、駿河湾の北西岸に位置し、地形上、静岡平野・焼津平野・有度丘陵及び高草山—ダイラボウ山地の四つの地域に区分することができる(第1図)。

静岡平野は、本図幅地域の中央部を占める。本平野の主要部は、安倍川とその支流の藁科川の扇状地に当たり、主として砂礫層から構成されている。静岡平野の北東部と南東部とは、それぞれ、巴川及び大谷川沿いの低地になっており、主として泥質堆積物によって覆われている。静岡平野には、二つの孤立した小丘陵(谷津山丘陵と八幡山—有度山丘陵)が存在し、上部中新統の静岡層群が露出している。また、本平野の北部、安倍川の東岸には、竜爪山地の南端に当たる賤機山丘陵がほぼ南北方向に走り、下部中新統上部の高草山層群が分布している。

焼津平野は、本図幅地域の南西部を占め、大井川の扇状地とその北側の瀬戸川及び朝比奈川沿いの低地とからなっている。大井川扇状地は、最大層厚200m以上に達する砂礫層からなっている。一方、瀬戸川及び朝比奈川沿いの低地(ほぼ現在の瀬戸川の流路以北の地域)では、砂礫層の発達が悪く、主と

\*環境地質部 \*\*地質部



第1図 静岡圏幅地域の埋谷面図 (谷幅500m)

して泥質堆積物が分布している。

有度丘陵は、本図幅地域の東北端に位置し、沖積平野（静岡平野とこれより東方の清水平野）内に孤立した丘陵である。本丘陵は有度山（307.2m）を最高点とし、山頂の北側には北北西に緩く傾斜する平坦面が発達している。一方、山頂の南側には、駿河湾に面する比高200-300mの急崖が発達している。有度丘陵は、更新統の礫層や泥層から構成されている。

高草山ーダイラボウ山地は、本図幅地域の北西部を占める。本山地の南東端は、直接駿河湾に面し、大崩海岸において比高200-450mの急崖を形成している。本山地内には、ほぼ北西ー南東の流路を有する藁科川と朝比奈川とが流れており、両河川に注ぐ支流は、本流に直交する北東ー南西方向の流路を持つものが多い。本山地南東部の高草山ー大崩海岸地域から安倍川の西岸にかけての地域には、高草山層群が分布しており、尾根の配列や屈曲は同層群の地質構造とよく対応している。また、藤枝北方の低い山地ー丘陵地域（潮山丘陵など）には、下部中新統中部と推定される大井川層群が分布している。上記以外の本山地主要部、すなわち宇津ノ谷付近から北西方のダイラボウにかけての地域には、古第三系ー最下部中新統の瀬戸川層群が広く分布している。

本図幅地域の南西部は駿河湾によって占められている。安倍川河口から有度丘陵沿岸にかけての地域や大井川の河口付近では、大陸棚の幅は海岸線から4-6km程あるが、瀬戸川の河口付近では大陸棚が



ほとんど発達せず、石花海海盆に至る海底谷が存在する。

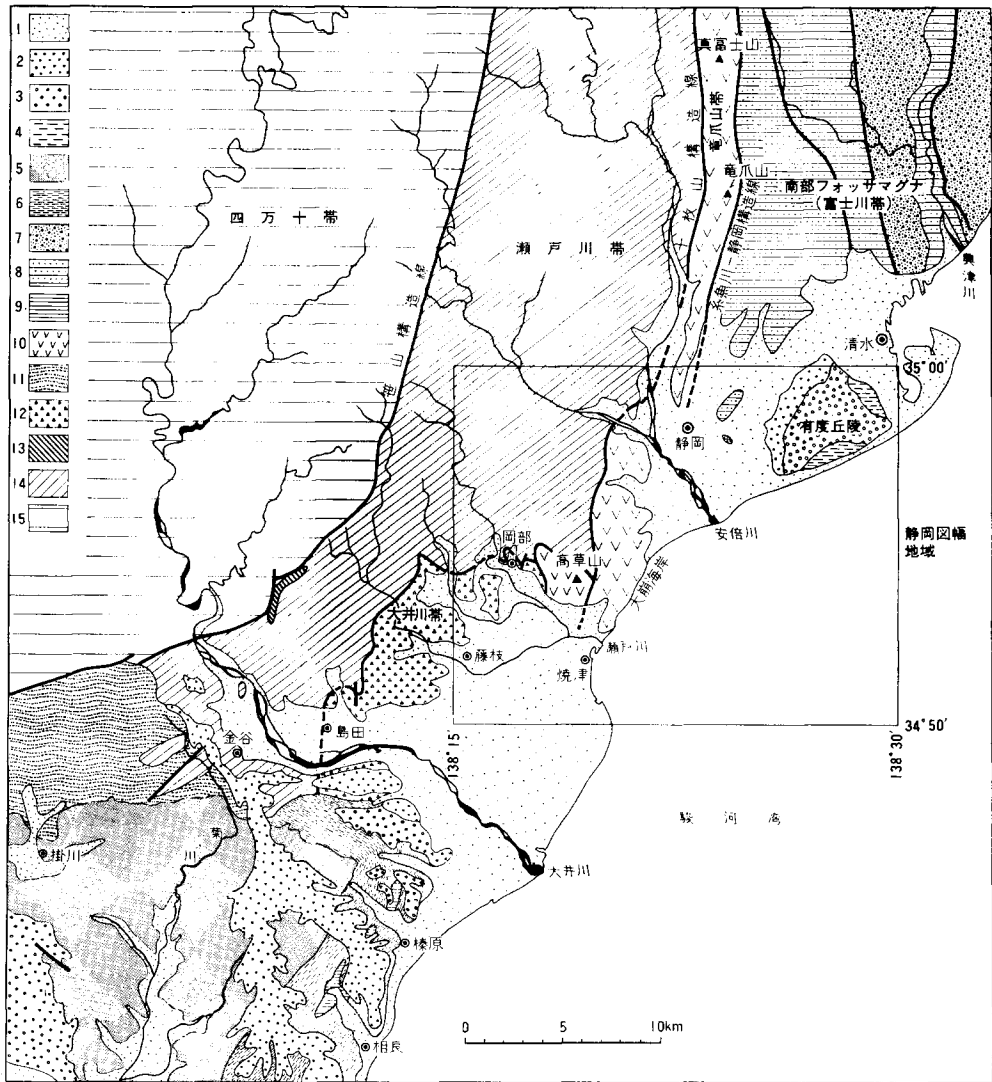
## II. 地質概説

静岡岡幅地域は、地質構造上、西南日本外帯とフォッサマグナとの交差会合部に位置している。大井川以東の本岡幅地域周辺の地質構造は、より新しい時代の地層ほどより東側に分布するという規則性によって特徴づけられている（第2図）。これらの地層は第四系を除くと、古い方から、すなわち西から、三倉層群・瀬戸川層群・大井川層群・高草山層群及び南部フォッサマグナ地域の上部中新統―鮮新統に五分される。

最も古い三倉層群は、主として白亜紀―古第三紀に狭義の四万十地向斜（木村，1979）に堆積した地層であり、砂岩頁岩互層（多くはダービダイト）・塊状砂岩及び黑色頁岩を主体とし、少量の玄武岩溶

第1表 静岡岡幅地域周辺の地質及び地史総括表

時代	地質系統	岩質	地向斜-堆積盆の変遷	火成活動 噴出活動	活動 貫入活動	構造 褶曲作用及び隆起	運動 主要な断層運動
第四紀	更新世	層状地及び崩積堆積物、海浜堆積物、及び後背低地堆積物					
	更新世	国吉田礫層					
		小鹿泥層					
		久能山礫層					
根古層							
鮮新世							
中新世	静岡層群						
	谷津山累層						
第三紀							
前中新世	高草山群						
	大崩累層						
中新世	野田累層						
	中ノ合累層						
古第三紀	瀬戸川層群						
	滝沢累層						
白亜紀	逆川累層						
	三倉層群						



第2図 静岡県中部地域の地質概略図

(広川ほか(1976), 杉山(1980)及び杉山(1981)による)

- 1: 沖積層 2: 中位段丘堆積物(牧ノ原礫層, 小鹿礫層など) 3: 高位段丘堆積物(小笠山礫層, 久能山礫層など) 4: 根古屋累層(下部更新統?) 5: 掛川層群及び曾我層群(鮮新統—下部更新統) 6: 相良層群(上部中新統—下部鮮新統) 7: 清見寺層群及び浜石岳層群(鮮新統) 8: 静岡層群・和田島層群及び小河内層群(上部中新統—下部鮮新統) 9: 女神層(下部中新統) 10: 高草山層群(下部中新統) 11: 三笠層群(下部中新統) 12: 大井川層群(下部中新統?) 13: 相賀層(下部中新統) 14: 瀬戸川層群(古第三系—最下部中新統) 15: 三倉層群(白亜系—古第三系)

岩と苦鉄質から珪長質の凝灰岩を挟んでいる。三倉層群の堆積時古地理は、古流向、岩相変化、タービダイト層中の砂岩層の堆積学的・岩石学的特徴などから研究されている(KIMURA, 1966; 木村, 1967; 徳山, 1972b)。徳山(1972b)は、赤石山地の四万十地向斜には、東西方向の“深み”(地向斜内の最大沈降部)が存在し、乱泥流によって北と南の両方向からこの“深み”に向かって碎屑物が運搬され

たと指摘している。また、木村（1979）は、大井川下流域に分布する三倉層群の堆積場は現在の室戸舟状海盆の土佐バエ側の地域に似ていたものと推定している。

三倉層群は漸新世後期？に東北東－西南西を軸方向とする褶曲作用（ $F_0$ ）を被ったと推定される（第1表）。この褶曲作用により四万十褶曲帯が形成され、同褶曲帯は前期中新世の初期には隆起し、東－南東側の瀬戸川地向斜に砕屑物を供給する後背地域となっていたと考えられる。

三倉層群の堆積場の東－南東側の“地域”には、白亜紀末期？－前期中新世の前期に砂岩・黒色頁岩及び砂岩頁岩互層を主体とし、緑色凝灰質頁岩・石灰岩・チャート・玄武岩溶岩・安山岩・珪長質凝灰岩及び超苦鉄質岩類を含む**瀬戸川層群**が堆積した。瀬戸川層群の中下部と三倉層群の上部とはほぼ同一時代（白亜紀末期－漸新世？）の地層の可能性が強いが、瀬戸川層群と三倉層群とは現在笹山構造線（第2図）を境として接しているため、両層群の（あるいは、四万十地向斜と瀬戸川地向斜との）もとの相互関係は、今のところ明確にされていない。しかし、登内・小林（1981）は、瀬戸川層群の下部に含まれる玄武岩溶岩の自然残留磁気から、これらの溶岩は北緯23°付近で生成されたとしている。この考えが正しいとすると、白亜紀末から漸新世にかけての時代には、瀬戸川層群の堆積場がクラプレート及びフィリピン海プレートのサブダクションゾーンの南側にあり、同層群の中下部を構成する岩石は、フィリピン海プレートの北進に伴って、三倉層群と相接する位置に持ち来たされた可能性がある。

瀬戸川層群の堆積史は、大局的にみて、逆川累層堆積期（時代未詳）、滝沢累層堆積期（暁新世？－前期中新世初頭）及び吉津累層堆積期（前期中新世の前期？）の三つの時期に区分される。第一の逆川累層堆積期には、同累層の堆積場の東－南東側から乱泥流が流れ込み、砂岩頁岩互層（タービダイト）が堆積した。続く滝沢累層堆積期の前期（暁新世？－漸新世）には、ミクライト質成層石灰岩・チャート・黒色頁岩などが堆積し、玄武岩溶岩の噴出があった。滝沢累層堆積期の後期（前期中新世初頭）には、黒色頁岩・緑色凝灰質頁岩・石灰質頁岩などが堆積し、安山岩質－珪長質の火成活動及び超苦鉄質岩類の固体貫入があった。第三の吉津累層堆積期には、堆積盆の周囲（特に、西側の四万十褶曲帯からなる後背地）の隆起が著しくなると共に、滝沢累層堆積期に堆積した地層の一部も浸食作用や重力的崩壊を被り、砂岩・砂岩頁岩互層・礫岩及び異地性角礫岩塊などが堆積した。

瀬戸川地向斜の古地理は、滝沢累層上部及び吉津累層下部の岩相変化、流痕などによって示される古流向、生物学的証拠及びチャートと石灰岩の堆積学的特徴などから研究されている（和田，1976；Iijima *et al.*, 1979；杉山・下川，1981）。杉山・下川（1981）は、滝沢累層堆積期後期から吉津累層堆積期には、瀬戸川地向斜内に北東－北北東方向の細長い地形的高まりが存在し、その南東側には比較的深度の大きな海域が、また、北西側には比較的深度の小さな海域があったことを指摘している。この地形的高まりは、滝沢累層上部におけるバイオスパーライトの分布によって確められ、全長15km以上に及ぶことが示されている。このような瀬戸川地向斜の古地理は、現在の駿河湾の地形に極めてよく類似している。すなわち、上述した瀬戸川地向斜内の地形的高まり、その北西側の浅海域及び南東側の深海域は、それぞれ、現在の駿河湾内の石花海（堆）、石花海海盆及び駿河舟状海盆に相当するように思われる。この事実は、静岡地域ではほぼ同様な形態を持った地向斜－堆積盆域が、時代とともに東へ移動し、西側の地域から浅海－陸域化して行ったことを暗示している。

滝沢累層に含まれる火山岩はアルカリに富んでおり、岩石学的にはアルカリ玄武岩及び粗面安山岩－

ミュージアライトに相当するものである。これらのアルカリ岩は、既に ONO (1973) が指摘しているように、瀬戸川層群と高草山層群とが同一の火成岩岩石区に含まれることを示唆している。また、滝沢累層堆積期後期における安山岩質及び珪長質の火成活動は、後に笹山構造線及び十枚山構造線（第2図）が形成された二つの地帯に、北北東-南南西～南北の方向性を持って起こっている。更に、滝沢累層堆積期における超苦鉄質岩類の固体貫入も、後に笹山構造線が形成された地域に北北東-南南西～南北の方向性を持って起こっている。これらの事実は、古第三紀後期-新第三紀初頭における瀬戸川地向斜での火成活動及び超苦鉄質岩類の貫入活動が笹山構造線・十枚山構造線及び糸魚川-静岡構造線の形成と密接に関係していたことを暗示している。

瀬戸川層群は、吉津累層堆積後に北東-南西を軸方向とする褶曲作用 ( $F_1$ ) を被った。この褶曲作用により瀬戸川層群には北東-南西走向の軸面を有する波長200-1,000m程度、波高/波長比0.7-1.5程度の顕著な褶曲が形成された。

瀬戸川地向斜区が褶曲作用及び隆起運動によって浅海-陸域に移化するのに伴い、その前面（大洋側）には、瀬戸川層群起源の異地性角礫岩塊を多量に含む**大井川層群**が堆積した。杉山（1980）は、これらの異地性角礫岩塊の空間分布と構成岩石種に見られる地域的な差異、ならびに瀬戸川層群の岩質分布から、異地性岩塊が大井川層群の堆積盆の北東-北側の、しかもそれに近接した地域（特に、現在の岡部町桂島付近）の瀬戸川層群に由来したものであることを示した。

大井川層群の堆積史は大きく三つの時期に区分される。第一の志太累層堆積期には、北東-北側の近接後背地（桂島付近を中心とする隆起域）から角礫岩塊が大量に供給され西側の後背地からの碎屑物の供給はあまり著しくなかったと推定される。第二の中ノ合累層堆積期にも、北東-北側の後背地から引き続き角礫岩塊が供給された。しかし、角礫岩塊の量や大きさは、志太累層堆積期のそれに比べて小さくなっており、角礫岩塊を取り囲む基質部分や正常層の岩質も、志太累層では砂岩が卓越するのに対して、中ノ合累層では泥岩が卓越している。また、この時期には西側の後背地が隆起したと思われる、同後背地からよく円磨された小礫-巨礫サイズの粗粒碎屑物が供給された。第三の野田累層堆積期には、異地性岩塊の供給が杜絶え、西側の後背地に由来する碎屑物も砂サイズとなり、後背地たる瀬戸川褶曲帯の隆起運動が弱まったことを示している。

このような隆起域の前面（大洋側）に大井川層群が堆積していた頃、隆起域の後方（内陸側）、現在の島田市相賀<sup>おおか</sup>付近には安定した浅海域が存在し、浅貝-幌内型の浅海貝化石を産する相賀層（MATSUMOTO, 1964）（第2図）が堆積していたと考えられる。

大井川層群は前期中新世の中頃？に北東-南西を軸方向とする褶曲作用 ( $F_2$ ) を被ったと推定される。

大井川堆積盆を含む瀬戸川地向斜区は、上述した前期中新世の初頭から中頃にかけての一連の褶曲作用 ( $F_1$  及び  $F_2$ ) と隆起運動により、東-南東側へ移動又は縮小した地向斜区（南部フォッサマグナ地域、あるいは木村（1979）の丹沢地向斜）の後背地域に移化した。

南部フォッサマグナ地域では、前期中新世の後期（-中期中新世初頭）に激しい海底火山活動が起こった。**高草山層群**は、御坂山地周辺に分布する西八代層群下部、丹沢山地に分布する丹沢層群下部、及び伊豆半島の湯ヶ島層群などと共に、このような火山活動によって噴出した火山岩及び火砕岩を主体とする地層である。しかし、高草山層群は、その構成火成岩類の多くがアルカリ岩系に属する点で、ソレ

アイト質—高アルミナ岩系の火成岩類を主体とする丹沢層群・西八代層群及び湯ヶ島層群と対照的である。

高草山層群の堆積史、すなわち、南部フォッサマグナ西縁部における前期中新世の後期の火成活動史は、大きく二つの時期に区分される。前期（竜爪山累層堆積期）には主としてアルカリに富むデイサイト溶岩や同質の凝灰岩が噴出し、アルカリに富む石英閃緑岩の貫入があった。一方、後期（大崩層堆積期）には、アルカリ玄武岩及び粗面安山岩溶岩が噴出し、アルカリドレライトや粗面岩などの貫入があった。アルカリ玄武岩溶岩に挟まれる泥岩からは、井上洋子氏によって深海性の底生有孔虫化石が発見されており、同溶岩噴出当時（前期中新世の後期）の南部フォッサマグナ西縁部は深海域（少なくとも水深3,000m以上？）であった可能性が高い。

南部フォッサマグナ地域（丹沢地向斜）で激しい海底火山活動が起こっていた前期中新世の後期に、掛川地域では四万十褶曲帯・瀬戸川褶曲帯及び大井川褶曲帯からなる基盤の上に、湾入形態を持った堆積盆が形成され、三笠層群（第2図）が堆積した。三笠層群は、その岩相及び生物相（特に有孔虫群集相）の解析から、浅海域の堆積物であることが明らかにされている（斎藤，1960；氏家・井上1980）。また、前期中新世の後期には、三笠層群の堆積盆と南部フォッサマグナ地域との中間に当たる相良付近に石灰藻やサンゴなどからなる礁性石灰岩を含む女神層（第2図）が堆積した。これらの事実は、前期中新世の後期における南部フォッサマグナ地域から現在の掛川地域にかけての古地理が、既述した古第三紀後期—前期中新世初頭の瀬戸川地向斜の古地理と同様に、現在の駿河湾に類似していたことを示している。

富士川下流域から清水及び静岡付近にかけての南部フォッサマグナ西南端部では、中部中新統が露出していないため、中期中新世における同地域での地質過程には不明な点が多い。しかし、掛川地域では上部中新統相良層群（第2図）が下部中新統三笠層群及び女神層を不整合に覆い、中部中新統が欠如していることから、南部フォッサマグナ地域においても中期中新世に何らかの堆積の中断（隆起運動）があったと推定される（第1表）。

続く後期中新世から鮮新世にかけては、南部フォッサマグナ地域に厚い砕屑岩類が堆積し、主として安山岩質の火山活動が起こった。清水付近に分布するこの時代の地層は、上部中新統—下部鮮新統の静岡層群・和田島層群及び小河内層群、ならびに鮮新統の清見寺層群及び浜石岳層群などである（第2図）。これらの地層は一括して富士川層群（松田，1961）として扱われることも多く、上部中新統では砂岩泥岩互層が、また、鮮新統では礫岩及び砂岩が卓越している。鮮新統の礫岩には、西八代層群に由来する火山岩礫が多量に含まれており、少なくとも鮮新世には南部フォッサマグナの地向斜堆積盆内に著しい隆起域が形成されていたと考えられる。

中新世から鮮新世にかけて南部フォッサマグナ地域に堆積した地層は、後期鮮新世に東北東—西南西（～北東—南西）を軸方向とする褶曲作用（ $F_3$ ）を被った。高草山層群に見られるほぼ南北走向の軸面を有する褶曲は、徳山（1972a）及び徳山・半田（1978）が既に指摘しているように、元来は $F_3$ によって東北東—西南西（～北東—南西）走向の軸面を有する褶曲として形成されたものが、その後の十枚山構造線及び糸魚川—静岡構造線に沿う左横ずれ断層運動（第1表）に伴う引きずりの結果、南北方向になったものと推定される。十枚山構造線と糸魚川—静岡構造線とに挟まれた地域は、徳山（1972a）が既

に指摘しているように一種の引きずり剪断帯と考えられ、糸魚川―鷲岡構造線よりも東側の南部フォッサマグナ地域（富士川帯）とは別個の構造帯「竜爪山帯」と考えることができる。

鮮新世末―更新世初頭には、南部フォッサマグナ地域を中心に、北西―南東～南北を軸方向とする褶曲作用（ $F_4$ ）が起こった（第1表）。 $F_4$ の影響は、富士川帯及び竜爪山帯だけでなく、より古い褶曲帯である大井川帯及び瀬戸川帯にも及んでいる。すなわち、富士川帯及び竜爪山帯では $F_3$ 褶曲の上に、また、瀬戸川帯及び大井川帯ではそれぞれ $F_1$ 及び $F_2$ 褶曲の上に、 $F_4$ 褶曲が重なっている（第12図）。また、大崩海岸付近の高草山層群及び逆川付近の瀬戸川層群に見られるS字状の屈曲構造、ならびに大井川層群に見られる逆V字状の屈曲構造も、この $F_4$ によって形成されたと考えられる。

更新世には赤石山地を中心とする隆起が顕著になり、南部フォッサマグナ地域（富士川帯）も陸域―浅海域は移化した。静岡―清水地域では、“前期”更新世には浅海性の<sup>ねこや</sup>根古屋層が堆積し、“中期”―“後期”更新世には主として扇状地性の砂礫層が堆積した。また、扇状地性堆積物の堆積と並行して、北東―南西～北北東―南南西を軸方向とする有度丘陵のドーム状構造が形成された（第1表）。更に、更新世には糸魚川―澁岡構造線及び十枚山構造線に沿って、低角度の逆断層運動があったと推定される。

更新世末期から完新世にかけては、赤石山地を中心とする隆起に伴って、大井川及び安倍川が四万十帯及び瀬戸川帯などを著しく下刻し、河口部付近に最大層厚200m以上に達する扇状地性砂礫層を堆積させている。

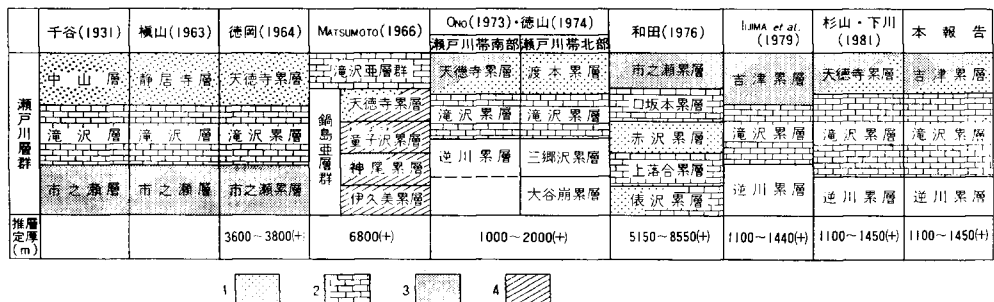
静岡図幅地域には、完新世に活動した証拠を持つ断層は存在しない。しかし、VIII. 1で詳述するように静岡図幅地域周辺では、地殻内―最上部マントルに震源を有する微小地震が活発に起こっており、特に地殻内微小地震は、糸魚川―静岡構造線などの既存断層又は破砕帯（地殻内の脆弱な部分）に沿って起こっていることが明らかにされている（山崎・大井田，1979；杉山，1981）。

静岡図幅地域における完新世の上下変動は、約150-300年周期で起こる南海トラフ及び駿河トラフ沿いの巨大地震時の急激な隆起と巨大地震間の緩慢な沈降によって特徴づけられる（瀬野，1977；垣見，1977）。また、清水付近では、6,000-5,000年前の完新世高海水準期（現在の海水準より2-5m程高い）の海成層上面が海拔4-6.5mの位置にある（TSUCHI，1953；土，1959）、この事実は、静岡図幅地域における過去約5,000年間の累積上下変動量がやや正（隆起）であり、巨大地震時の急激な隆起量が巨大地震間の緩やかな沈降量を幾分上回っていることを示唆している。

### III. 瀬戸川層群

瀬戸川層群は、静岡県中部から山梨県南部にかけて最大東西幅約12km、南北約90kmの範囲にわたって分布し、独立した褶曲帯「瀬戸川帯」を形成している。本図幅地域に分布する同層群は、瀬戸川帯の南東端部を構成しているものである（第2図）。

瀬戸川層群は、千谷好之助はよって初めて系統的に調査され、その成果は7万5千分の1地質図幅「静岡」（1931）にまとめられている。千谷は、大井川流域から<sup>わらしな</sup>藁科川流域にかけての地域に分布する瀬戸川層群を下位から、主として砂岩からなる市之瀬層、主として頁岩・チャート・凝灰岩からなる滝沢層、主としてチャートと頁岩からなる中山層に三分した。その後本層群を研究した槇山（1950，1963）、



第3図 瀬戸川層群の層序区分の変遷

凡例は、番号順に、徳岡(1964)の天徳寺累層、滝沢累層、市之瀬累層及び三倉層群に相当する地層を示す

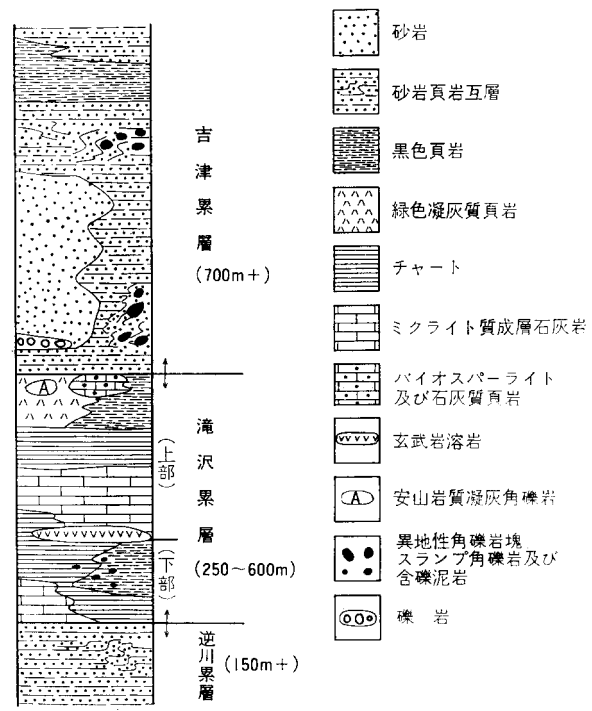
徳岡(1964)、及び横山ほか(1975)らも、千谷(1931)と同様に瀬戸川層群を3累層に区分しているが、千谷の中山層に相当する最上位の累層を天徳寺累層(または静居寺累層)と呼んでいる<sup>1)</sup>。また、横山や徳岡らは、瀬戸川層群には“等斜褶曲構造”が発達しており、地層の一般走向(北東-南西)に直交する方向に同じ地層が繰り返し現れていることを指摘した。一方、MATSUMOTO(1966)は、島田-藤枝地域に分布する同層群を研究し、島田市上相賀付近に分布し幌内-浅貝型の貝化石群集を産する地層に対して新たに相賀累層と命名するとともに、同累層を瀬戸川層群から除外した。また、MATSUMOTO(1966)は、他の研究者が三倉層群又は狭義の四万十帯に属すると考えている地層をも瀬戸川層群に含めている(第3図)。Ono(1973)と徳山(1974)は、初めて瀬戸川帯全域にわたって本層群の層序と地質構造を調査し、それまでほとんど島田-藤枝地域に限られていた瀬戸川層群(帯)に関する知識を飛躍的に増大させた。彼らは、従来の千谷(1931)や徳岡(1964)らの層序で瀬戸川層群の最下部を占めるとされていた市之瀬累層は、実際には天徳寺累層(中山層)と同一層準の地層であるとした。また、本図幅地域を含む瀬戸川帯南部地域では、滝沢累層の下位に主として砂岩頁岩互層からなる逆川累層が存在することを明らかにした(第3図)。更に、Onoと徳山はスレートへき開の解析から、同層群の褶曲構造は基本的には剪断褶曲であり、地層の褶曲度と岩石の変形度とは、ともに北ほど高くなっていると指摘した。これに対して和田(1976)は、主として安倍川流域に分布する瀬戸川層群を研究し、同層群は基本的には北西側に傾斜した同斜構造を持っているとした。このような地質構造の解釈の結果、和田による瀬戸川層群の層序は、徳山やOnoによるそれとは大きく異なったものになっている(第3図)。また、和田は本層群の古流向を調査し、瀬戸川地向斜に堆積した碎屑物質が主として西側の後背地に由来したものであることを示した。その後、Iijima et al.(1979)は、宇律ノ谷付近に分布する瀬戸川層群を研究し、Ono(1973)及び徳山(1974)とほぼ同様な層序を得ているが、従来の市之瀬累層(天徳寺累層)に相当する地層を吉津累層と呼んでいる。また、彼らは滝沢累層に含まれるミクライト質成層石灰岩と層状チャートとを詳細に研究し、これらの地層が大洋上の深海性堆積物ではなく、日本列島に隣接した bathyal slope-offshore bank 上で堆積したものであると指摘した。杉山及び下川は、本図幅作成のため、図幅地域に分布する瀬戸川層群を精査するとともに、西河内川以南の瀬戸川帯を調査

1) ただし、横山(1950)は、瀬戸川層群を累層群として扱い、市之瀬、滝沢、天徳寺の3層群からなるとしている。

した。その結果、瀬戸川帯南部地域に分布する本層群は、下位より、砂岩頁岩互層からなる逆川累層、主として頁岩・チャート・石灰岩からなり、玄武岩溶岩・中性一珪長質の火成・火砕岩類及び超苦鉄質岩類を含む滝沢累層、主として砂岩と砂岩頁岩互層からなる天徳寺累層に区分されることを確め既に報告した(杉山・下川, 1981)。しかし、他方、この天徳寺累層は秋田油田地域の鮮新・更新統天徳寺層とまぎらわしいことから、本報告では IJIMA *et al.* (1979) の提唱した吉津累層の名称を用いることにする(第3図)。また、杉山・下川(1981)は、滝沢累層と天徳寺累層(吉津累層)の岩相変化を研究し、苦鉄質火成活動後の瀬戸川地向斜の古地理が現在の駿河湾西部に類似していることを示した。すなわち、瀬戸川地向斜内には、駿河湾内の石花海に相当するような北東-北北東方向の地形的高まりが存在し、その東側には比較的深度の大きな海域が存在したことを指摘した。

瀬戸川層群の“正常層”からは、これまでに暁新世から前期中新世の前期を指示する軟体動物・有孔虫・コッコリス・放散虫などの化石が発見されている(石井・牧野, 1946; 水野, 1956; 浅野, 1962; HONJO and MINOURA, 1968; MATSUMOTO and HIRATA, 1972; IWASAKI and ONO, 1977, 北里, 1980; 渡部ほか, 1981)。また、吉津累層に含まれている異地性角礫岩塊からは、斎藤常正氏によって後期白亜紀を示す有孔虫化石が発見されている。

瀬戸川帯の西縁を画する笹山構造線(第2図)に隣接する地域には超苦鉄質岩類が分布していることが古くから知られていた。しかし、その産状や貫入様式、貫入時期などについては長い間不明な点が多かった。最近、荒井ほか(1978)は瀬戸川上流の藤枝市市之瀬付近、宮内・岡田(1978)は、大井川北



第4図 瀬戸川層群の模式柱状図



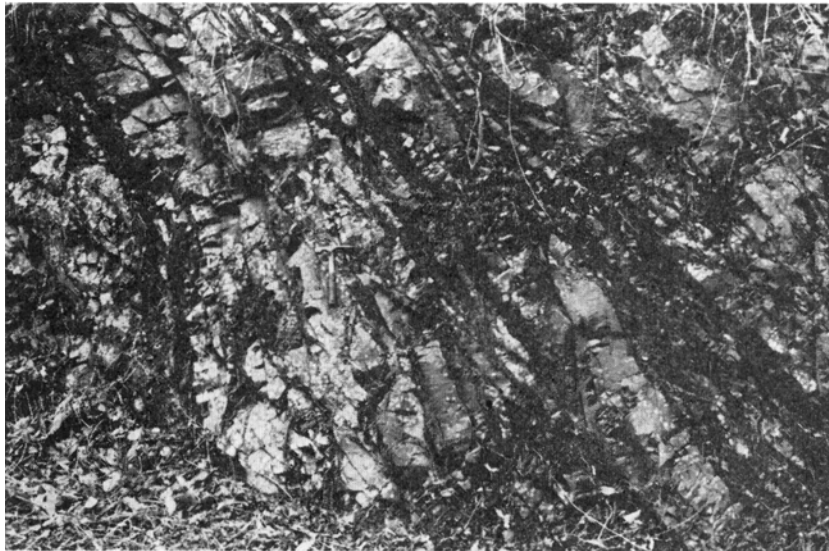
岸の島田市相賀付近に分布する超苦鉄質岩類をそれぞれ研究し、少なくともその一部に堆積性のものが存在することを確認した。また、彼らは、超苦鉄質岩類の産状・分布層準及び周囲の堆積岩の構造との関係などから、同岩類は瀬戸川層群の堆積時に固体貫入したものであると指摘している。

瀬戸川層群が被った変成作用は、河内・水野（1965）、徳山（1974）、及び下川浩一（未公表）の研究によると、瀬戸川帯南部地域ではパンペリー石・ぶどう石相－緑色片岩相、北部地域では緑色片岩相に属すると考えられている。

本瀬戸川層群の模式柱状図を第4図に示す。

### Ⅲ. 1 <sup>さかさ</sup> <sup>がわ</sup> 逆川累層

逆川累層は瀬戸川層群の最下部を占める。本累層の分布は、十枚山構造線に隣接する静岡市逆川付近に限られる。逆川累層は砂岩頁岩互層（第5図）からなっており、少なくとも150m以上（下限不明）の厚さがある。砂岩単層は10-50cm程度の厚さで、級化層理を示すものが多い。砂岩は主として細－中粒のワッケ<sup>2)</sup>であり、長石及び岩片に比べて幾分石英に富んでいる（第1図版1）。岩片としてはチャートや泥質岩が多く、火成岩類の岩片は余り含まれていない。逆川部落付近に露出する砂岩層の下底には、東－南東方向からの水流を示すフルートキャストが観察される。また、同部落付近では、海底地すべりによるスランブ褶曲が発達している。



第5図 逆川累層の砂岩頁岩互層（静岡市逆川）

2) 基質量が15%以上の砂岩。

### III. 2 滝沢累層

滝沢累層は瀬戸川層群の中部を占め、逆川累層の上位に整合に重なる。本累層の厚さは250-600mと推定される。本図幅地域に分布する同累層は、主として黒色頁岩・チャート・石灰岩・緑色凝灰質頁岩などからなっており、玄武岩溶岩・安山岩質凝灰角礫岩及び珪長質凝灰岩などを挟んでいる。このうち、玄武岩溶岩は異地性岩塊として二次的に“再堆積”したものを除いて、1層準にのみ存在する。本報告では、便宜上、この玄武岩溶岩よりも下位の部分を滝沢累層下部、玄武岩溶岩を含めてそれよりも上位の部分を滝沢累層上部として記載を進める。

#### 滝沢累層下部

滝沢累層下部は、主としてチャート・黒色頁岩及び石灰岩（一部、石灰質頁岩）からなっている。静岡市慈悲ノ尾しらいのおから同市大鉦おおだたら付近に分布するチャートと黒色頁岩中には、白色凝灰岩が挟まれている。また、大鉦から宇津ノ谷にかけての地域に分布する頁岩中には、海底地すべりによって生じたと考えられる含礫泥岩・スランプ角礫岩及び粗粒な岩片質ワッケが含まれている。石灰岩は逆川から岡部町廻沢めぐりざわにかけての地域や慈悲ノ尾付近に分布しており、ミクライト質の成層石灰岩からなる。逆川や廻沢付近では、石灰岩の岩片を多量に含んだスランプ角礫岩が観察される。滝沢累層下部は、100-250m程度の厚さがあると推定される。

#### 滝沢累層上部

滝沢累層上部は、大局的にみると、岩質により下位から、Ⅰ) 玄武岩溶岩、Ⅱ) ミクライト質成層石灰岩、Ⅲ) チャート、Ⅳ) 黒色頁岩及び緑色凝灰質頁岩に四分することができる（第4図）。Ⅳ) の緑色凝灰質頁岩には、珪長質の白色凝灰岩や安山岩質の凝灰角礫岩が含まれている。また、滝沢累層の最



第6図 滝沢累層に含まれる枕状構造を呈する玄武岩溶岩（岡部町観音下）

上部 (IV) の層準) は以下に述べるとおり、地域によって岩質・岩相が著しく変化し、石灰質頁岩・バイオスパーライト・チャートなどが発達している地域もある。更に、I) の玄武岩溶岩が存在しない地域 (慈悲ノ尾-建徳付近など) や玄武岩溶岩の直上にII) の成層石灰岩が発達しないで、チャートや黒色頁岩が発達している地域 (静岡市産女の南1km付近など) も存在する。滝沢累層上部の厚さは、地域によって異なり、50-400m程度である。

次に滝沢累層上部の各岩質の特徴を述べる。

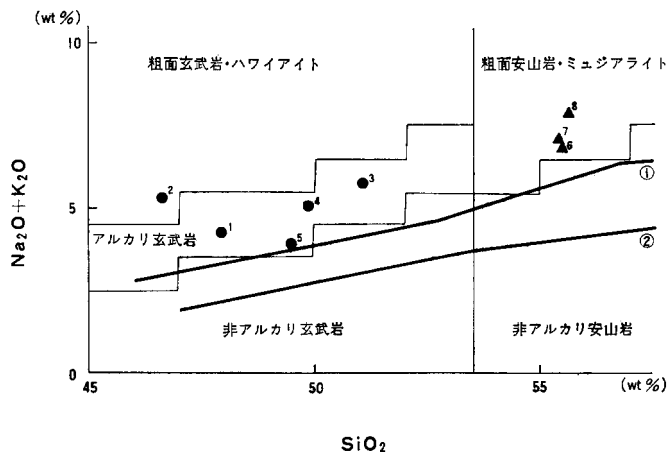
(1) 玄武岩溶岩

本玄武岩溶岩はアルカリかんらん石玄武岩からなっており、肉眼ではっきり識別できる長径3-15mm程度の斜長石の斑晶を持っている。ただし、非常にガラス質であって、斑晶をほとんど含まないものもある (静岡市富厚里や岡部町谷川付近など)。

玄武岩溶岩は、数m-20m程度の厚さを持っており、一般に塊状あるいはやや角礫岩状の産状を呈している。しかし、静岡市久住の北東1km付近や藤枝市北方から岡部町観音下にかけての地域では、枕状構造を呈している (第6図)。

大鈺の北西約1km付近では、約5mの厚さの玄武岩溶岩の直上に、火山ガラスや玄武岩の岩片からなる凝灰質砂岩が存在する。また、宇津ノ谷付近・静岡市美ノ輪付近及び同市秀島付近などでは、玄武岩溶岩が存在すると推定される層準にこれを欠くところがある。このような地域では、その層準に玄武岩の岩片を含む緑色凝灰質頁岩や火山ガラスと玄武岩岩片からなるガラス質凝灰岩が含まれている (第II図版3)。

本玄武岩溶岩の主要な構成鉱物は、斜長石と単斜輝石である。鏡下で見ると単斜輝石は薄い紫色を帯びており、砂時計構造を示すものが多い。斜長石は大型の斑晶をなすものと石基中の拍子木状のものがある (第II図版1)。かんらん石は大部分が緑泥石に置き換えられており、仮像として認められるも



第7図 瀬戸川層群火成岩類の (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-SiO<sub>2</sub> 図

太線の①, ②は、それぞれ、KUNO (1968) によるソレアイト玄武岩と高アルミナ玄武岩、及び高アルミナ玄武岩とアルカリかんらん石玄武岩の境界線である。

細線の直線及び階段状直線は、MIDDLEMOST (1972) による火山岩分類の境界線である。

SiO<sub>2</sub> 及び (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) の重量%は H<sub>2</sub>O+ を除いて再計算したものをを用いた。

● : アルカリ玄武岩 ▲ : 安山岩及び閃緑岩 記号の右肩に添えた数字は、第2表の試料番号を示している。

第2表 瀬戸川層群に含まれる火成岩類の化学分析値

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	45.16	42.65	48.57	47.33	48.24	53.38	53.31	54.40
TiO <sub>2</sub>	1.61	1.86	1.81	1.87	2.28	0.68	1.73	1.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.26	13.15	15.91	16.07	14.19	16.20	13.63	15.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.75	3.42	4.85	4.22	3.96	5.67	6.73	5.03
FeO	6.25	5.99	5.31	7.40	6.93	4.09	3.17	2.94
MnO	0.10	0.22	0.15	0.15	0.17	0.16	0.19	0.15
MgO	8.59	8.45	6.38	7.58	7.00	5.31	5.19	5.04
CaO	8.34	10.52	6.39	5.24	10.54	3.92	5.03	4.60
Na <sub>2</sub> O	2.77	3.90	5.07	4.32	3.31	6.32	6.10	5.76
K <sub>2</sub> O	1.29	0.95	0.47	0.48	0.52	0.28	0.74	2.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.32	0.33	0.27	0.27	0.20	0.37	0.52
H <sub>2</sub> O+	4.77	7.10	3.01	2.96	1.38	3.12	2.11	1.92
H <sub>2</sub> O-	0.91	1.49	1.45	1.92	1.26	0.41	0.35	0.43
Total	99.95	100.03	99.71	99.81	100.04	99.74	98.65	100.23
Q	-	-	-	-	-	-	0.78	-
or	8.09	6.13	2.92	2.99	3.16	1.73	4.57	12.13
ab	23.18	14.31	45.01	38.49	28.73	55.58	53.65	49.81
an	35.62	17.01	20.24	24.28	22.93	15.59	7.91	11.79
ne	0.91	11.82	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-
wo	-	-	-	-	-	-	-	-
di-wo	3.02	15.76	4.52	0.52	12.07	1.35	6.48	3.35
di-en	2.06	11.35	3.41	0.35	8.26	1.04	5.60	2.90
di-fs	0.73	2.97	0.65	0.13	2.85	0.16	-	-
hy-en	-	-	0.58	7.43	4.52	11.34	7.84	6.53
hy-fs	-	-	0.11	2.87	1.56	1.72	-	-
ol-fo	14.46	8.18	8.90	8.49	3.58	0.96	-	2.37
ol-fa	5.63	2.36	1.88	3.61	1.36	0.16	-	-
mt	2.69	5.43	7.39	6.45	5.89	8.55	6.03	5.57
hm	-	-	-	-	-	-	2.83	1.29
il	3.24	3.86	3.60	3.74	4.44	1.34	3.42	3.02
ap	0.37	0.82	0.80	0.66	0.65	0.49	0.90	1.23
Others	5.68	8.59	4.46	4.88	2.64	3.53	2.46	2.35
Total	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.01	100.00

- 1: 72516 静岡市牧ヶ谷 アルカリ玄武岩  
 2: 7962108-1(R20890) 藤枝市瀬戸ノ谷 〃  
 3: 8030203-1(R20891) 藤枝市北方 〃 (枕状落岩の中心部)  
 4: 8030203-2(R20892) 〃 〃 (枕状落岩の周縁部)  
 5: 8030212-2(R20893) 静岡市足久保(清水圏幅地域) 〃  
 6: 79Z2004 (R20894) 静岡市小布杉 安山岩  
 7: 79Z2007 (R20895) 〃 閃緑岩  
 8: 80415E07-1(R20896) 機原郡金谷町金谷(掛川圏幅地域) 〃

1はTIBA(1966)による。2-8は下川が地質調査所の東芝製自動式蛍光X線分析装置AFC 202型を用いて、大森・大森(1976)及び大森(1976)の方法により分析を行った。FeO及びH<sub>2</sub>O(-)については湿式分析によって求め、H<sub>2</sub>O(+)はIgnition lossから計算によって求めた。またノルム計算はIgnition loss free basisで行った。

の多い。変成あるいは変質鉱物としては、緑泥石のほかには方解石・緑れん石が生じており、方解石脈が密に入っている部分では、斜長石がしばしば方解石に置き換えられている。

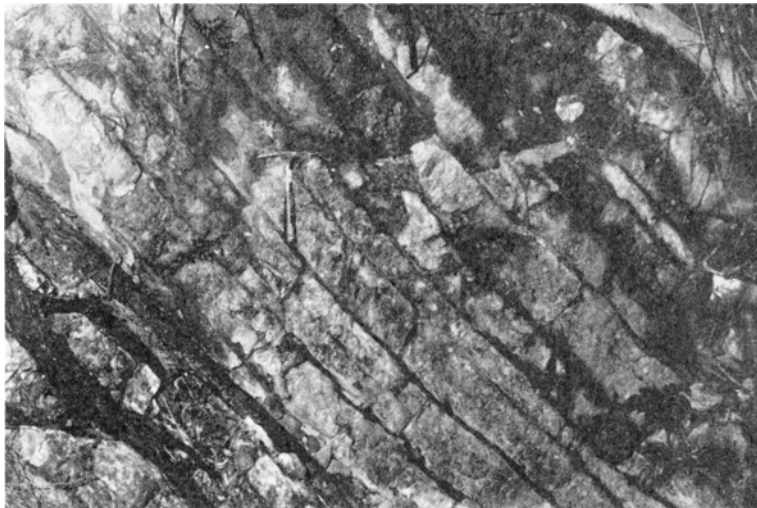
本報告では、4個の玄武岩を分析し、その結果と TIBA (1966) による分析値とを合わせて、第2表に示した。この表と第7図から、瀬戸川層群中の玄武岩はアルカリ岩系に属し、 $\text{Na}_2\text{O}$ に富んでいることがわかる。瀬戸川層群中のアルカリ玄武岩は、高草山層群のアルカリ玄武岩に比べると、よりMgOに富んでいるが $\text{Al}_2\text{O}_3$ にはやや乏しい(第22図)。

### (2) ミクライト質成層石灰岩

ミクライト質成層石灰岩は、岡部町川原町から、宇津ノ谷・大鉦・産女を経て美ノ輪に至る地域、谷川の北東1.5-3km付近、久住の北東1km付近などに分布している。石灰岩の単層は、10-20cm程度の厚さのものが多く、数mm-数cmの厚さの頁岩層と互層している(第8図)。成層石灰岩には、チャート層を挟んだり、これと互層している部分もある。宇津ノ谷峠付近に分布する本石灰岩からは、始新世を指示する *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK などのコッコリス化石や暁新世型の *Globorotalia*化石が発見されている(HONJO and MINOURA, 1968; 浅野, 1962)。

### (3) チャート

チャートはミクライト質成層石灰岩に密接に伴って、主としてその上位に発達しているが、分布範囲は成層石灰岩よりも広い。すなわち、前述した成層石灰岩の分布域のほかに北方から岡部町桂島にかけての地域や久住から慈悲ノ尾にかけての地域などに発達している。特に、久住から慈悲ノ尾にかけての地域及び宇津ノ谷付近では、滝沢累層の最上部にもチャートが発達しており、これらのチャートには白色凝灰岩が挟まれていることが多い。チャートの単層は、5-15cm程度のものが多く、数mmの厚さの頁岩層と互層している。宇津ノ谷付近に分布するチャートからは、前期中新世を示す放散虫 *Stichocorys delmontensis* が発見されている(渡部ほか, 1981)。



第8図 滝沢累層に含まれるミクライト質成層石灰岩(静岡市宇津ノ谷)

#### (4) 黒色頁岩

黒色頁岩は滝沢累層上部に普遍的に見られるが、特に宇津ノ谷から静岡市飯間<sup>はんま</sup>にかけての地域に分布する滝沢累層の最上部に厚く発達している。宇津ノ谷近に分布する黒色頁岩は、海緑石砂岩を含んでおり (Iijima *et al.*, 1979), 前期中新世を示す *Stichocorys delmontensis* を産する (渡部ほか, 1981)。

#### (5) 緑色凝灰質頁岩

中性-珪長質の緑色凝灰質頁岩は滝沢累層の最上部に発達しており、本図幅地域内では北方から岡部町玉取<sup>たまとり</sup>にかけての地域と同町本郷から宇津ノ谷にかけての地域に分布している。本凝灰質頁岩には、珪長質の白色凝灰岩が頻りに挟まれている。本凝灰質頁岩は部分的に赤色-赤紫色を呈するが、大部分の地域では青みがかった淡緑灰色を呈している。前述したように、玄武岩溶岩の層準にも緑色凝灰質頁岩が見られるが、これは玄武岩岩片を含んだ苦鉄質の凝灰質頁岩で暗緑灰色を呈している。なお、家山図幅地域の島田市千葉山付近に分布する緑色凝灰質頁岩からは、北里 (1980) によって RIEDEL and SANFILIPPO (1978) の *Cyrtocapsella tetrapera Zone* 又は *Stichocorys delmontensis Zone* (前期中新世の前期) を示す放散虫化石が発見されている。

#### (6) バイオスパーライト

バイオスパーライトは、緑色凝灰質頁岩と同様に滝沢累層の最上部に含まれている。本図幅地域内では、飯間付近、北方から観音下にかけての地域及び秀島付近に分布している。バイオスパーライトは、主として、コケ虫・石灰藻・有孔虫・放散虫及び二枚貝などの化石ないし化石片からなっており (第II図版4), 玄武岩の岩片や海緑石の粒子を含むことがある。北方付近に分布するものは、部分的に再結晶して結晶質石灰岩になっているところもある。また飯間と岡部町谷川との境界に当る標高300mの峠付近には、完全に再結晶して元の組織を全く残していない結晶質石灰岩が存在する。

バイオスパーライトは、北隣清水図幅地域にも、秀島から静岡市水見色<sup>みずみいろ</sup>・谷沢を経て油島に至る地域に、北東-南西方向に帯状分布している。このようなバイオスパーライトの分布形態は、滝沢累層の堆積時に瀬戸川地向斜内に北東-南西方向の地形的高まりが存在していたことを示している。この地形的高まりは、北方から油島にかけて、少なくとも15km以上の長さを有しており、現在の駿河湾内の石花<sup>せの</sup>海<sup>うみ</sup>のようなものであったと推定される (杉山・下川, 1981)

#### (7) 石灰質頁岩

石灰質頁岩 (一部、石灰質砂岩) はバイオスパーライトに密接に伴って、主として岡部町柱島付近に分布している。石灰質頁岩にはコケ虫・放散虫・有孔虫などの化石片とともに海緑石の粒子や岩片が含まれている。また、数cm-20cm程度の厚さの海緑石砂岩層が石灰質頁岩と互層している部分もある。

#### (8) 安山岩質凝灰角礫岩

安山岩質凝灰角礫岩は、滝沢累層の最上部に含まれており、緑色凝灰質頁岩に密接に伴って静岡市小布杉<sup>こぶすぎ</sup>から玉取<sup>たまとり</sup>にかけての地域、及び岡部町新舟<sup>にゆうふね</sup>付近に分布している。本凝灰角礫岩は緑色凝灰岩を基質とし、主として安山岩角礫からなっているが、そのほかにデイサイト・閃緑岩・斑れい岩などの角礫も含んでいる。角礫として含まれる安山岩は、斑晶として斜長石・単斜輝石を含み、石基は細粒の斜長石と単斜輝石からなっている (第II図版2)。閃緑岩は主として斜長石と普通輝石からなり、エジル輝石質普通輝石も少量含まれる。二次鉱物として、ぶどう石・緑泥石・方解石・石英等が生じている。

小布杉と金谷町金谷（掛川幅地域）の安山岩及び閃緑岩の分析値を第2表に示した。この表から明らかなように、安山岩・閃緑岩のいずれも、 $\text{SiO}_2$ が54%前後であり、 $\text{TiO}_2$ が閃緑岩で多くなっているほかは、大きな組成差はない。第7図から、これらの岩石は、アルカリ岩系の粗面安山岩ないしミュージアライトに相当することがわかる。

### III. 3 吉津累層

吉津累層は瀬戸川層群の上部を占め、滝沢累層の上位に整合に重なる（第4図）。本累層は主として砂岩頁岩互層・砂岩及び頁岩から構成されており、礫岩やスランプ角礫岩、主として滝沢累層起源の異地性角礫岩塊を含んでいる。吉津累層の厚さは、少なくとも700m以上に達するものと推定される。本累層の岩質及び岩相は、次に述べるように地域によって異っている。

小布杉から殿を経て北方に至る地域では、本累層は主として海底地すべりによる擾乱を被った砂岩頁岩互層や頁岩からなっている。

富厚里から西又・野田沢を経て桂島に至る地域では、本累層は厚い塊状一成層砂岩と海底地すべりによる擾乱を被った砂岩頁岩互層からなっている。砂岩頁岩互層に対する塊状一成層砂岩の量比は、北の地域ほど大きくなっている。これらの砂岩は、アルコース質砂岩（第1図版2）であり、北の地域に分布するものほど粗粒である。

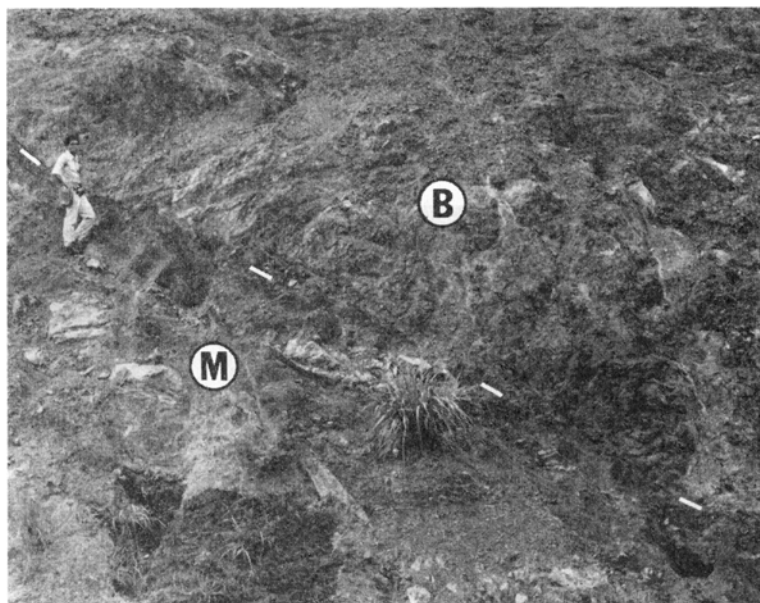
上述した厚い砂岩層の分布地域の東側では、本累層は主として砂岩頁岩互層からなっている。秀島から小瀬戸・野田沢を経て宇津ノ谷の西南方にかけての地域や静岡市新聞付近では、海底地すべりによる擾乱が比較的激しい。一方、宇津ノ谷の北から飯間にかけての地域では、海底地すべりによる擾乱は比較的弱く、砂岩の卓越した有律的な砂岩頁岩互層（第9図）や成層砂岩が観察される。また新聞付近には、厚い含礫泥岩及びスランプ角礫岩が存在する。



第9図 吉津累層に含まれる砂岩の卓越した砂岩頁岩互層（静岡市宇津ノ谷）



第10図 異地性角礫岩塊を含む海底地すべり堆積物（岡部町川原町）  
矢印は異地性岩片として含まれている石灰岩を示す



第11図 巨大異地性角礫岩塊と基質（マトリックス）（宇津ノ谷I峠の南500m付近）  
B：異地性岩塊（凝灰質頁岩及びびチャート）  
M：基質（海底地すべりによる擾乱を被った頁岩及び砂岩頁岩互層）



吉津累層には主として滝沢累層に起源を有すると推定される異地性の角礫岩塊が含まれている（第10図）。これらの角礫岩塊は、宇津ノ谷から川原町にかけての地域、野田沢の北1km付近、及び谷川付近などに分布している。異地性岩塊を構成する岩石は、チャート・石灰岩・玄武岩・黒色頁岩・砂岩などである。異地性岩塊を取り囲む基質部分は、頁岩や砂岩頁岩互層を原岩とする海底地すべり堆積物からなっており、元々の成層構造をほとんど残しておらず、厚い砂岩層はレンズ状やブロック状の岩塊となっている（第11図）。異地性岩塊の大きさは、一般に径数10cm-数10m程度であるが、宇津ノ谷峠に分布するものは長径が1.3km程ある。ただし、この巨大岩塊は、幾つかの小岩塊の集合体である可能性が高い。なお、斎藤常正氏は、本異地性岩塊に含まれているチャートから後期白亜紀を指示する有孔虫化石を発見している。

### III. 4 地質構造

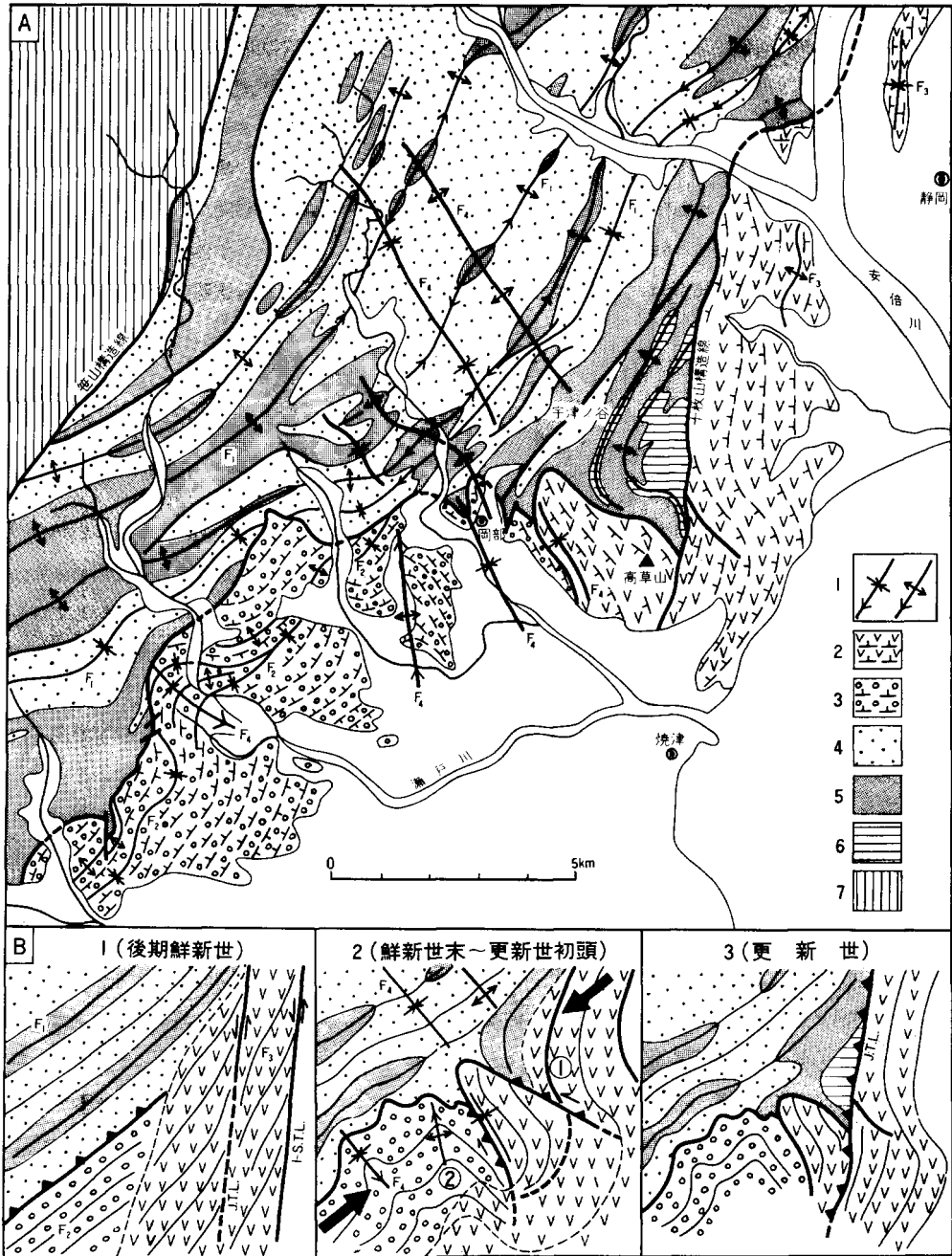
本図幅地域に分布する瀬戸川層群の地質構造は、北東-南西走向の軸面を有する褶曲によって特徴づけられている。この褶曲の波長は200-1,000m程度、波高/波長比は0.7-1.5程度である。褶曲軸面は北西に傾斜しているものが多く、背斜の南東翼（向斜の北西翼）の地層は逆転して北西に傾斜しているところが多い。しかし、新聞及び久住付近では、褶曲軸面はほぼ直立しており、向斜の北西翼は南東に傾斜している。

宇津ノ谷付近には、褶曲軸面にほぼ平行な数個の逆断層が存在し、これらによって背斜の南東翼と向斜の北西翼とが切られ、部分的に欠如している。これらのなかで最も顕著な断層は、川原町から宇津ノ谷・大鈿を経て産女の南方に至る断層である。川原町から宇津ノ谷にかけての地域では、同断層を境として滝沢累層下部と吉津累層とが接している。

上述した北東-南西走向の軸面を有する褶曲の軸には、明瞭で規則的なプランジの変化（うねり）が観察される。この褶曲軸の起伏を瀬戸川層群全域について見ると、頂部（カルミネーション）及び底部（デプレッション）は北西-南東方向に連なっている。最も顕著なカルミネーションの軸は、玉取から野田沢を経て宇津ノ谷まで追跡される。また、最も顕著なデプレッションの軸は、ほぼ朝比奈川の東岸に沿って、小園から谷川付近まで追跡できる。このようなデプレッション及びカルミネーション構造は、第12図に示したように、北東-南西走向の軸面を有する既存褶曲（ $F_1$ ）の上に、北西-南東走向の軸面を有する褶曲（ $F_4$ ）が重なる（superimposeする）ことによって形成されたものと考えられる（杉山, 1981）。

十枚山構造線に隣接した逆川から廻沢にかけての地域では、北東-南西方向の褶曲構造にS字状の屈曲が見られる。このような屈曲は、上述した北西-南東走向の軸面を有する褶曲（ $F_4$ ）とともに北東-南西方向を主軸とする圧縮力によって形成されたものと推定される（第12図B2）。

上述したような北西-南東走向の軸面を有する褶曲（カルミネーションとデプレッション）やS字状の屈曲構造は、後述する大井川層群や高草山層群にも認められる。杉山（1981）は、南部フォッサマグナ地域の地質構造を解析し、これらの褶曲及び屈曲構造が鮮新世末期-更新世初頭に形成されたものと推定している（第12図）。



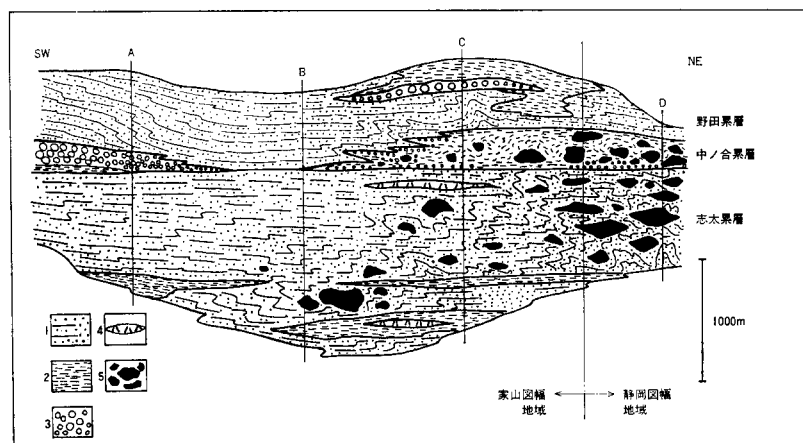
第12図 宇津ノ谷付近の地質構造と地質構造発達史 (杉山 (1981) に一部加筆修正)

A: 地質構造図 凡例 1: 褶曲軸跡とブラッシュ 2: 高草山層群 3: 大井川層群 4: 吉津泉層 5: 滝沢泉層 6: 逆川泉層 7: 三倉尾群 F<sub>1</sub>: 瀬戸川層群の北東-南西方向の褶曲 F<sub>2</sub>: 大井川層群の北東-南西方向の褶曲 F<sub>3</sub>: 高草山層群の南北方向の褶曲 F<sub>4</sub>: 北西-南東~北北西-南南東方向の褶曲 これらの褶曲は、F<sub>1</sub>、F<sub>2</sub>、F<sub>3</sub>、F<sub>4</sub>の順に異なる時期に形成されたものと推定される (第1表参照) B: 地質構造発達史 (概念図) J, T, L: 十枚山構造線 I-S, T, L: 糸魚川-静岡構造線 ①: S字状屈曲 ②: 逆V字状屈曲 F<sub>1</sub>、F<sub>2</sub>、F<sub>3</sub>は、十枚山構造線と糸魚川-静岡構造線に沿う左横ずれ断層運動に先立って形成されていたと推定される (第1表参照)

## IV. 大井川層群

大井川層群は、第2図に示したように、主として大井川下流域の藤枝市南部から島田市南部にかけての丘陵地域に分布している。本図幅地域には同層群分布域の東北部が含まれている。

大井川層群の組織的な研究は、横山次郎によって始められた。横山(1939)は、大井川下流域に分布する、瀬戸川層群よりも若く、倉真層群よりも古いと推定される地層を大井川層と名づけ、下位の砂岩・泥岩・石灰岩からなる女神層と上位の砂岩泥岩互層からなる蓬来層とに二分した。横山は相良地域に孤立して分布する女神層(第2図)から *Lepidocyclina nipponica*, *Miogypsina kotoi* などを発見し、大井川層群を下部中新統とした。その後、本層群を研究した伊田(1952)、徳岡(1964)、MATSUMOTO(1966)などは、層序・地質構造・時代論などについて、横山とほぼ同じ見解を示している。一方、斎藤(1960)は、藤枝市瀬戸付近に分布する大井川層群から *Globigerina ampliapertura* などの有孔虫化石を発見し、本層群を漸新統とした。また、大井川北岸地域で、先に挙げた相良地域の女神層の延長部と考えられていた地層は、実はその延長部ではないとして、この地層を新たに瀬戸層と命名するとともに、相良地域の女神層を大井川層群から除外した。UMÉ(1975)は、相良地域の女神層から BLOW(1969)のN.8(前期中新世末期)に対比される浮遊性有孔虫化石群集を発見し、同層を斎藤(1960)によって同時代の有孔虫化石群集が発見されている掛川地域の三笠層群上部(横山の西郷層群に相当)に対比した。また、杉山(1980)は、従来、大井川層群の主体をなす砂岩泥岩互層の同時異相とか、背斜の軸部に露出した現地性の瀬戸川層群とされていたチャートや石灰岩などの“硬質岩”は、瀬戸川層群に起源を有する異地性の角礫岩塊であると指摘した。更に、杉山は、異地性角礫岩塊の存否及び“正常層”の岩相により、大井川層群を新たに3累層に区分した。すなわち、下位より、主として砂岩泥岩



第13図 大井川層群の層序断面図(杉山(1980)による)

凡例 1: 砂岩泥岩互層及び砂岩 2: 泥岩(砂岩の薄層を挟む) 3: 含礫泥岩・スランプ角礫岩及び礫岩 4: 白色凝灰岩 5: 瀬戸川層群起源の異地性角礫岩塊 A: 谷籾葉一岸 B: 助宗一堀之内一瀬戸 C: 花倉一音羽町一志太 D: 岡部一藤岡

互層からなり、異地性岩域を含む志太累層、主として泥岩及び礫岩からなり、同様に異地性岩塊を含む中ノ合累層、及び砂岩泥岩互層と塊状砂岩からなり、異地性岩塊を含まない野田累層に三分した（第13図）。

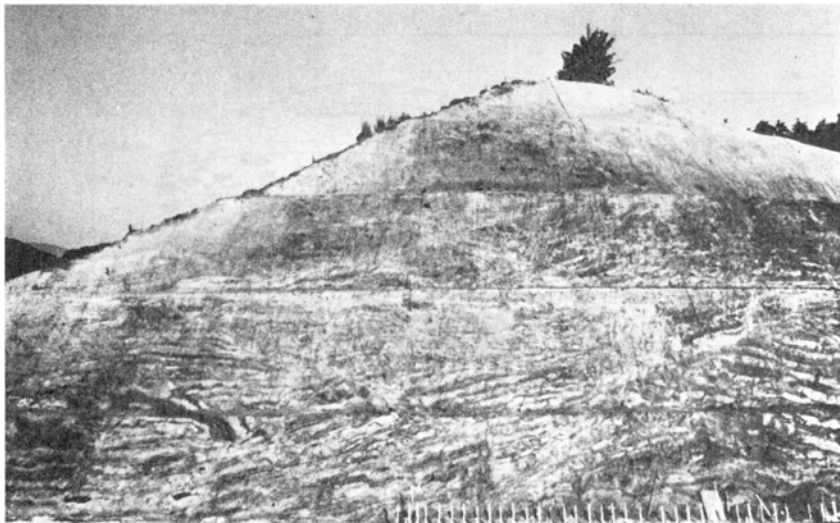
大井川層群は化石に乏しく、前述したように、斎藤（1960）によって *Globigerina ampliapertura* を含む数種の有孔虫化石が発見されているにすぎない。また、これらの化石も瀬戸川層群に起源を有する異地性岩塊から発見された可能性がある。したがって、本層群の時代は現在のところ不明な点が多いが、少なくとも三笠層群及び高草山層群（N.6 - N.8）よりも古く、瀬戸川層群（暁新世？ - 前期中新世の前期）よりも若いと考えられるので、前期中新世の中期と推定される。

#### IV. 1 志太累層

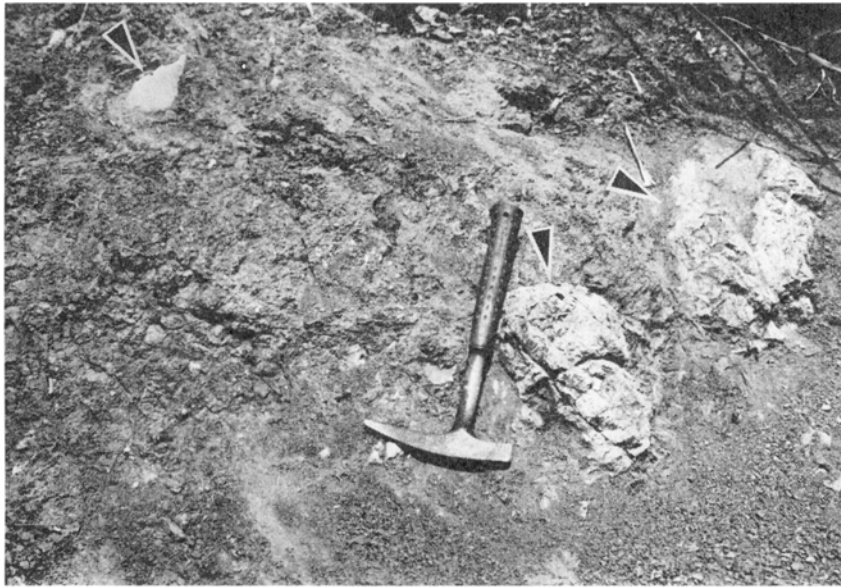
本累層は大井川層群の下部を占め、主として、海底地すべりによって様々な程度に擾乱された砂岩泥岩互層からなっている（第14図）。砂岩層の厚さは、一般に10-30cm程度であり、泥岩層は砂岩層よりも薄いことが多い。砂岩は一般に中粒のアルコース質砂岩であり、瀬戸川層群の吉津累層に含まれる砂岩に比べて淘汰がよい（第I図版3）。

本累層には瀬戸川層群起源の異地性角礫岩塊が含まれている（第15図）。異地性岩塊は、主として、瀬戸川層群の滝沢累層に由来したと考えられる石灰岩・チャート・黒色頁岩などからなり、そのほかに緑色凝灰質頁岩・海緑石砂岩・玄武岩などからなる岩塊も存在する。異地性角礫岩塊をとりまくマトリックスの部分は、泥岩や砂岩泥岩互層を原岩とする海底地すべり堆積物からなっている。

志太累層の厚さは、少なくとも1,500m以上に達するものと推定される。



第14図 志太累層の砂岩泥岩互層（藤枝市下藪田）  
海底地すべりによって擾乱されている



第15図 瀬戸川層群起源の異地性角礫岩塊を含む海底地すべり堆積物（藤枝市藤岡）  
矢印は瀬戸川層群滝沢累層に由来したと考えられる石灰岩の岩塊・岩片を示す



第16図 中ノ合累層に含まれる含礫泥岩（藤枝市中ノ合）

#### IV. 2 中ノ合累層

本累層は大井川層群の中部を占める。本図幅地域に分布する中ノ合累層は、主として泥岩及び泥岩の卓越する砂岩泥岩互層からなっており、海底地すべりによる擾乱が激しい。岡部付近や藤枝市中ノ合及び高田付近には、含礫泥岩が存在する（第16図）。本累層中にも、瀬戸川層群起源の異地性角礫岩塊が含まれている。本累層に含まれる異地性の角礫岩塊は、一般に下位の志太累層に含まれるものに比べて小さいものが多い。また、岡部町三輪及び仮宿付近では、緑色凝灰質頁岩からなる異地性岩塊が多い。中ノ合累層の厚さは、200-350m程度と推定される。

#### IV. 3 野田累層

野田累層は大井川層群の上部を占め主として西隣家山図幅地域に分布している。本図幅地域内では、中ノ合付近と岡部付近に小規模に分布しているにすぎない。本累層は主として砂岩の優勢な砂岩泥岩互層と塊状砂岩からなっている。本累層に含まれる砂岩は、志太累層に含まれる砂岩と同様に淘汰のよい中粒-細粒のアルコース質砂岩からなっている。本累層には、海底地すべりに起因すると考えられるスランプ褶曲やその他の乱堆積構造が観察されるが、瀬戸川層群に起源を有する外来角礫岩塊は含まれていない。

本累層の厚さは、600m以上であると推定される。

#### IV. 4 地質構造

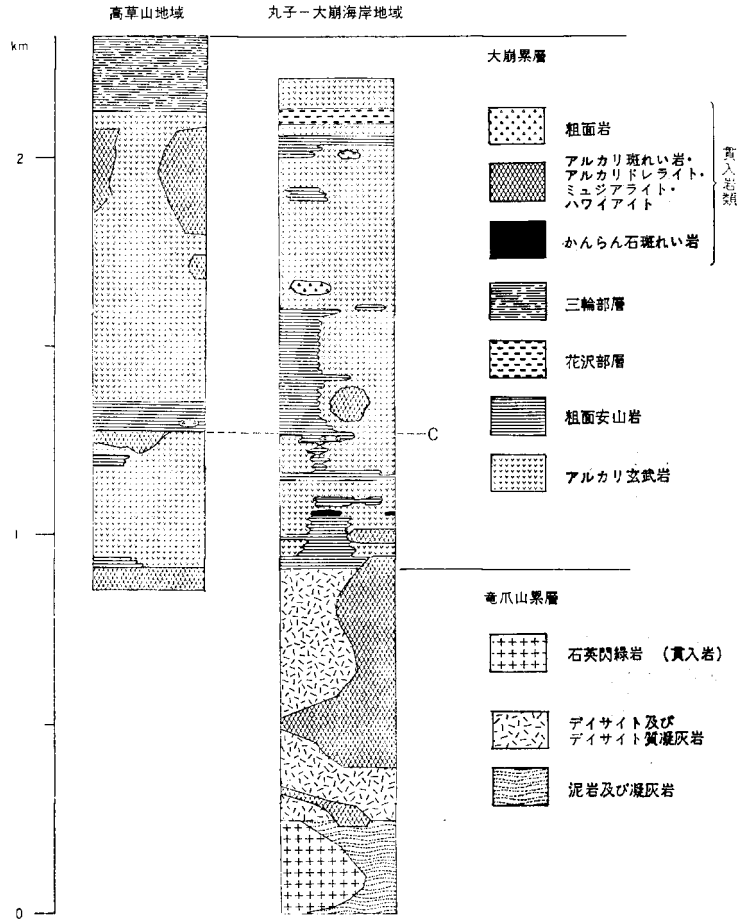
本図幅地域に分布する大井川層群には、逆V字状の屈曲構造が認められる。すなわち、藤枝から中ノ合にかけての地域では、地層の走向は北東-南西～東西であるのに対して、中藪田から三輪にかけての地域では、北西になっている。中ノ合付近には、北東-南西走向の軸面を有する向斜と背斜とが存在し、向斜の軸部に野田累層が露出している。一方、仮宿付近には、ほぼ朝比奈川に沿って北西-南東走向の軸面を有する向斜が伏在しているものと推定される。上述した逆V字状の屈曲構造は、第12図に示したように、北にブランチした北北西-南南東走向の背斜構造と考えることができる。大井川層群にみられる北西-南東～北北西-南南東走向の褶曲と逆V字状の屈曲構造は、瀬戸川層群や高草山層群に見られる北西-南東走向の褶曲及びS字状屈曲と同時に形成されたものと考えられる（第12図B2）。

## V. 高草山層群

高草山層群は、高草山<sup>おおくすれ</sup>—大崩海岸地域及び竜爪山<sup>りゅうそうざん</sup>—真富士山<sup>まふじやま</sup>地域に分布する前期中新世の後期のアルカリ火成岩類を主体とする地層群である。本層群は、小池（1957）及び池田（1978）の竜爪層群（竜爪山—真富士山地域に分布）と鮫島・伊藤（1972）及び高草山団研（1979）の大崩層群（高草山—大崩海岸地域に分布）とを包括するものである。従来、竜爪層群と大崩層群とは、両層群の主体をなすアルカリ火成岩類の岩石学的特徴や地帯構造上の位置などから、一連の地層であろうと推定されてきた。しかし、両層群の明確な対比は示されておらず、岩石の記載（特に、アルカリ火成岩類の分類と命名）や地層の区分・命名も混乱している。

高草山地域のアルカリ火成岩類は、山崎（1930）及び千谷（1931）によって初めてその地質及び岩石の記載が行われ、化学分析値が公表された。これらによると、同岩類は下部中新統の大井川層群の一部とされている。杉（1938）は、大崩海岸の斑れい岩中の普通輝石のエジル輝石化について述べ、交代作用によるナトリウム富化が起こったことを示唆している。小池（1957）は、真富士山—竜爪山地域に分布する火成岩類を含む地層を竜爪層群と呼び、大井川層群と同時代（“潮新世新期” — “中新世古期”）であって、瀬戸川層群に不整合に重なるとしている。AOKI（1963）は、焼津の“テッシェン岩”中のケルスト閃石の記載及び分析を行い、ケルスト閃石の酸化の機構について論じている。千葉（1965）及びTIBA（1966）は、高草山地域のアルカリ火成岩類の記載及び分析を行い、これらの本源マグマとその分化について議論した。鮫島・伊藤（1972）は、大崩海岸及び高草山地域に分布する地層を大崩層群と名づけ、下位から、石部粗面岩層<sup>せきべ</sup>、平玄武岩層<sup>たいら</sup>、三輪砂岩頁岩互層、の3層に区分し、高草山の北にも石部粗面岩層が分布しているとした。横山ほか（1975）は、高草山アルカリ玄武岩類が、女神層に相当し、大井川層群の一部であると述べている。石川（1976）は、大崩海岸—高草山地域の火成岩類を高草山累層と呼び、下位より、石英閃長岩類、高草山アルカリ岩類Ⅰ、高草山アルカリ岩類Ⅱ、三輪層、の4層に区分し、石英閃長岩類と高草山アルカリ岩類Ⅰとの間は非整合、それ以外は整合関係で重なっているとし、アルカリ火山岩の分析値から、マグマの分化経路を論じた。高草山団研（1979）は、鮫島・伊藤（1972）と同様に、高草山周辺のアルカリ岩類を大崩層群と呼び、同層群を高草山累層と三輪累層とに二分した。これによると、高草山累層<sup>そうこうじ</sup>は宗小路凝灰岩層と平玄武岩層とからなり、後者は前者と指交関係を示しつつ、その上位に累重するとされている。

下川と杉山は本図幅作成のため、竜爪層群と大崩層群とを詳細に調査するとともに、両者の岩石学的な比較検討を行った。その結果、大崩層群の下部と竜爪層群とは、共に主としてアルカリに富むデイサイト及び同質の凝灰岩類からなり、両者は同一の地層群であることが判明した。また、大崩層群の中・上部は、主としてアルカリ玄武岩と粗面安山岩とからなり、下位のデイサイト質岩類を整合に覆っていることを確認した。このような調査研究結果から、本報告では大崩層群と竜爪層群とを一括して**高草山「層群」**と呼ぶことにする。また、この新称の高草山層群の細区分として主としてデイサイト質岩類からなる従来の大崩層群の下部と竜爪層群とを新たに**竜爪山「累層」**とし、主としてアルカリ玄武岩からなる



第17図 高草山層群総合柱状図

大崩層群の中・上部を**大崩「累層」**と修正再定義する（第17図）。

高草山層群は、その東側に分布する静岡層群とは糸魚川-静岡構造線を境界として接している。また、西側に分布する瀬戸川層群及び大井川層群とも断層を境として接している。千代せんだいから欽昌院坂を経て満観峰に至るほぼ南北走向の、瀬戸川層群との境界断層は、十枚山構造線と呼ばれている。本構造線の南への延長は、高草山東方において、高草山層群を切り、同層群を丸子-大崩海岸地域と高草山地域とに二分している。高草山地域に分布する同層群は、高草山を北及び西側から取り囲む逆V字状の軌跡（断层面と地表面との交線）を有する断層を境として大井川層群及び瀬戸川層群と接している。従来、高草山層群は大井川層群の同時異相であるという見解（例えば小池，1957；横山ほか，1975）が多かったが、今回の調査の結果、上述したように両層群は断層を境として接しており、両層群が互いに漸移、あるいは、整合に累重することを示す露頭は、存在しないことが明らかになった。また、高草山層群と断層を境として接している、岡部町三輪から本郷にかけての地域に分布する大井川層群には、瀬戸川層群起源の異地性角礫岩塊が大井川層群自体に起源を有する角礫岩塊が大量に含まれているのに対して、高



草山層群起源の岩塊は全く含まれていない。また、大井川層群の砂岩や泥岩を構成する碎屑物中にも高草山層群起源と考えられる岩片は全く含まれていない。これらの事実は、高草山層群が大井川層群と同時代の互いに指交関係にある地層ではなく、より新しい時代の地層であることを示していると考えられる。

## V. 1 竜爪山累層

本累層は静岡岡幅地域内では、丸子一大崩海岸地域と千代及び籠上<sup>かごうえ</sup>地域にみられ、950m以上の厚さがある。本累層の下部は泥岩及び凝灰岩からなり、上部はデイサイト及びデイサイト質の凝灰岩からなっている。また、手越から青木にかけての地域には、泥岩中に石英閃緑岩が貫入している。

### (1) 泥岩及び凝灰岩

泥岩及び凝灰岩層は、少なくとも250m以上の厚さを持ち、泥岩と砂質酸性凝灰岩とが互層をなしていることが多い。泥岩は15-30cmの厚さで黒褐色を呈する。砂質酸性凝灰岩も泥岩と同程度の厚さを持ち、長さ3-4mmの緑色普通角閃石・石英・斜長石・単斜輝石、及び長さ7-8mmの黒雲母の結晶粒及び碎屑片を含み、それらの粒間を粘土鉱物が埋めている。

### (2) デイサイト及び同質凝灰岩

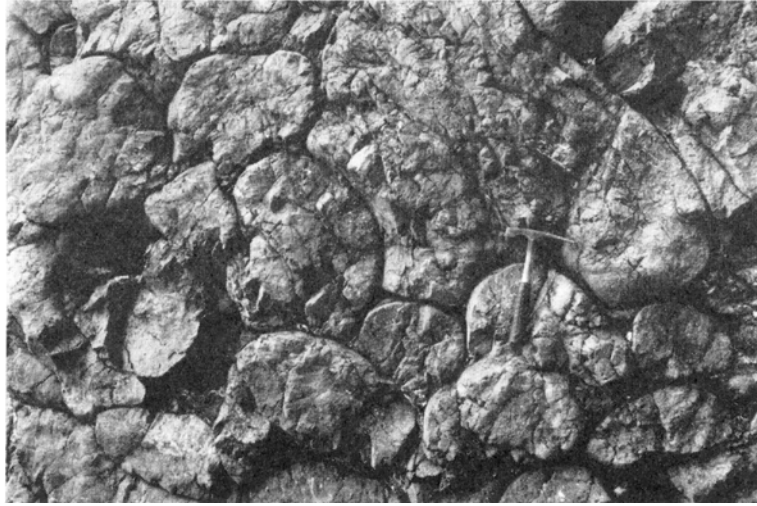
デイサイト質岩類は、約700mの厚さをもっていると推定され、デイサイトは溶岩流と思われるが確認できる露頭は非常に少ない。また、しばしば数cmの大きさの頁岩のパッチを含むデイサイト質凝灰角礫岩や凝灰質砂岩を挟んでいる。デイサイトは斜長石の長さ数mmの長柱状斑晶をもち、淡灰緑色を呈するが風化すると黄褐色となる。斑晶はしばしば球状に集合している。顕微鏡下では、斑晶として斜長石と単斜輝石とが認められ、単斜輝石は集合した斑状斜長石のあいだにのみ見られる(第Ⅲ図版1)。石基には急冷構造を示す斜長石・角閃石の羽毛状結晶・りん灰石・鉄鉱石・石英が見られる。二次鉱物として緑泥石・パンベリー石・ぶどう石を生じている。

### (3) 石英閃緑岩

石英閃緑岩は斜長石と単斜輝石とがオフィティック組織をなしており、粒間を石英・角閃石・りん灰石・鉄鉱石などが埋めている(第Ⅲ図版2)。角閃石はしばしば緑泥石に変質しており、また二次鉱物としてパンベリー石・ぶどう石を生じている。石英閃緑岩は新鮮面では緑灰色を呈するが、風化すると黄褐色となる。佐渡<sup>さわた</sup>や青木付近に分布するものは風化が進み、地表付近ではまさ〜粘土化が著しく、崩壊・地すべりの原因となっている。

## V. 2 大崩<sup>おおくずれ</sup>累層

本累層はアルカリ玄武岩と粗面安山岩の溶岩を主体とし、粗面岩・アルカリドレライト・アルカリ斑れい岩・ミュージアライト・ハワイアイトなどの貫入岩を伴っている。また本累層の最上部には、凝灰角礫岩、及び凝灰質砂岩と泥岩の互層が発達しており、下位のアルカリ玄武岩溶岩を整合に覆っている。大崩累層の厚さは1,300m以上であると推定される。本累層は十枚山構造線の東側の丸子一大崩海岸地域



第18図 大崩海岸に見られるアルカリ玄武岩の枕状溶岩

と西側の高草山地域とに分布している。両地域の対比についてはなお問題点が残っているがそれぞれ、日本坂付近と廻沢付近に分布する厚い粗面安山岩溶岩層を鍵層として、その下底面（第17図の層準C）が同一時間面として対比される可能性がある。

#### （1）アルカリ玄武岩

アルカリ玄武岩は枕状構造を示すものが多い。丸子一大崩海岸地域ではその発達がよく、特に大崩海岸の枕状溶岩の大露頭は有名である（第18図）。しかし、高草山地域では枕状構造の発達が悪く、均質塊状のものが多い。しばしば数cm-数10cmの厚さの泥岩及び凝灰質泥岩を挟む。アルカリ玄武岩には斑晶質のものと無斑晶質のものとが見られるが、両者はその分布において明瞭に区別されるものではない。

斑晶は斜長石と普通輝石とからなっており、石基には針状の斜長石、チタン輝石質普通輝石、針状の鉄鉱石が見られる。かんらん石は仮像としてのみ認められる。斜長石の斑晶に普通輝石が内包されることがあり、石基の斜長石及び鉄鉱石には、しばしば骸晶などの急冷構造がみられる（第III図版3）。斜長石斑晶は変質を受け、緑泥石・絹雲母・沸石を生じており、気孔は方解石・緑泥石・沸石によって充填されている。

#### （2）粗面安山岩

粗面安山岩はアルカリ玄武岩同様枕状構造を示し、静岡市二軒屋の石切場の露頭では、同安山岩の枕状溶岩の上に整合にアルカリ玄武岩の枕状溶岩が累積しているのが見られる。静岡市小坂北方の朝鮮岩付近の露頭にも、枕状構造の発達した粗面安山岩溶岩が見られる（第19図）。粗面安山岩は無斑晶質のものが多く、淡緑白色を呈する。気孔が発達しており、そこにパンペリー石や緑泥石が生じていて、濃緑色の点紋をなしていることが多い。

斑晶は斜長石・アルカリ長石・普通輝石で、石基は長柱状の斜長石とアルカリ長石・普通輝石・角閃石・鉄鉱石からなっている。石基の斜長石とアルカリ長石は、斑晶のまわりを流動したように配列して



第19図 粗面安山岩の枕状溶岩（朝鮮岩の南100m）

いる（第Ⅲ図版4）。石基の普通輝石は針状で緑色を帯びており，角閃石も針状あるいは羽毛状で，赤褐色を呈している．二次鉱物として緑泥石・パンペリー石・沸石・ぶどう石が生じている．

#### (3) 花沢部層

丸子一大崩海岸地域の大崩累層上部，焼津市花沢付近には厚さ約50mの泥岩層（花沢部層）が露出している．本部層からは第3表に示した有孔虫化石群集が発見された．これらの化石を同定した井上洋子氏によると，この群集は *Globorotalia peripheroronda*, *Groborotalia moizea miozea*, *Globorotalia cf. archeomenardii* 等を含んでおり，本部層がBlow (1969) のN.8-10（前期中新世末期—中期中新世前期）に相当することは確実であるという．また，茨木 (1981) は，同じ泥岩から，N.8-9に限られる *Globigerinoides sicanus* を発見し，N.9に出現する *Orbulina* が含まれていないことから，花沢部層の年代はBlowのN.8（前期中新世末期）に当たるとしている．

また，本化石群集には，*Melonis pompilioides*や*Stilostomella lepidula* などの深海性底生有孔虫化石が含まれていることから，花沢部層は，比較的深い海底（少なくとも3,000m以上？）に堆積したものと推定される．

#### (4) 三輪部層

本部層は鮫島・伊藤 (1972) により三輪砂岩頁岩層とされたものにほぼ一致し，高草山層群の最上部を構成する．本部層は，高草山地域の岡部町三輪から焼津市坂本にかけて分布し，下位のアルカリ玄武岩溶岩を整合に覆う．主としてアルカリ玄武岩・粗面安山岩・粗面岩などの角礫を含む凝灰角礫岩，及び凝灰質砂岩と泥岩の互層からなっている．岡部町山田ノ谷付近では，泥岩と白色凝灰岩の互層が厚く発達している．本部層の厚さは，少なくとも150m以上である（第17図）．

岡部町本郷付近には，黒雲母を多量に含む凝灰岩及び凝灰質砂岩が見られ，この中には黒雲母のほか，石英，累帯構造を示す斜長石，カリ長石，粘土鉱物に変質した火山ガラスなどが含まれている（第IV図版4）．

第3表 大崩栗層から産出した有孔虫化石

	花沢部層	三輪部層
浮遊性有孔虫		
<i>Globigerina weissi</i> SAITO	1	
<i>G.</i> cf. <i>pseudociperoensis</i> BLOW	1	
<i>G.</i> <i>praebulloides</i> BLOW	33	
<i>G.</i> aff. <i>druryi</i> AKERS	6	
<i>G.</i> sp. indet.	14	1
<i>Globigerinita</i> sp.	1	
<i>G.</i> sp. indet.	2	
<i>Giobigerinoides trilobus</i> (REUSS)	4	
<i>G.</i> <i>immaturus</i> LEROY	3	
<i>G.</i> <i>japonicus</i> SAITO and MAIYA	5	
<i>G.</i> <i>subquadratus</i> BRONNIMANN	5	
<i>G.</i> sp. indet.	1	1
<i>Globoquadrina dehiscens</i> (CHAPMAN, PARR and COLLINS)	2	
<i>G.</i> <i>venezuelana</i> (HEDBERG)	5	
<i>Globorotalia peripheroronda</i> BLOW and BANNER	4	
<i>G.</i> <i>miozea miozea</i> FINLAY	5	
<i>G.</i> <i>minima</i> AKERS	1	
<i>G.</i> cf. <i>archeomenardii</i> BOLLI	1	
<i>G.</i> cf. <i>continua</i> BLOW	1	
<i>Hastigerina praesiphonifera</i> BLOW	1	
<i>Praeorbulina</i> ? sp. indet.	3	
<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i> (SCHWAGER)	6	
Miscellaneous	6	
小 計	111	2
底生有孔虫		
<i>Bolivina marginata</i> CUSHMAN	1	
<i>Fronicularia</i> sp.	1	
<i>Lagena</i> sp. indet.	1	
<i>Melonis pompilioides</i> (FICHTEL and MOLL)	4	
<i>Oridorsalis</i> sp.	1	
<i>Planulina</i> cf. <i>wuellerstorfi</i> (SCHWAGER)	1	
<i>Quinqueloculina</i> sp.	4	
<i>Stilostomella lepidula</i> (SCHWAGER)	4	
<i>S.</i> sp. indet.	4	
<i>Hoeglundina</i> sp. indet.		1
<i>Lenticulina</i> sp. indet.		1
<i>Nodosalia</i> or <i>Dentalina</i> frag.		2
<i>Pyrgo</i> sp. indet.		1
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (SILVESTRI)		1
Calcareous Miscellaneous		1
Arenaceous Miscellaneous		3
<i>Gyroidinoides</i> sp. indet.	2	
小 計	23	10
合 計	134	12

(資料 100 g 中の個体数) 採集: 杉山 同定: 井上洋子

本部層からは、第3表に示したように、主として底生の有孔虫化石群集が発見された。これらの化石を同定した井上洋子氏によると、本部層に含まれる底生有孔虫群集は、前述した花沢部層に含まれる群集に比べてやや浅い水深を示している。

貫入岩には、かんらん石斑れい岩・アルカリドレライト・アルカリ斑れい岩・ミュージアライト・ハワイアイト・粗面岩がある。このうち、かんらん石斑れい岩と粗面岩とは大崩累層にのみ貫入しており、他のものは大崩・竜爪山両累層に貫入している。

#### (5) かんらん石斑れい岩

かんらん石斑れい岩は、静岡市千代に分布するものが石川（1976）により報告されたが、本図幅調査において同市小坂<sup>おさか</sup>付近にも小規模ながら分布することが確認された。層準は、いずれも高草山累層下部で、アルカリ玄武岩が最初に出現し始めるところである。千代に分布するものでは、まわりのアルカリ玄武岩とは断層で接しており、貫入岩体であると思われる。一方、小坂付近のものは、粗面安山岩溶岩（下位）とアルカリ玄武岩溶岩（上位）の間に存在し、6-7mの厚さの岩床状を呈する。

構成鉱物は、かんらん石・チタン輝石質普通輝石・斜長石・ケルスート閃石・ピコタイト・黒雲母などである。かんらん石は大きさが2-3mmの自形結晶でその粒間をチタン輝石質普通輝石と斜長石が充填している。後二者はオフィティック組織をなしている。かんらん石はかなりの部分が滑石及び蛇紋石に置き換えられている（第IV図版1）。

#### (6) アルカリドレライト・アルカリ斑れい岩・ミュージアライト・ハワイアイト

アルカリドレライト及びアルカリ斑れい岩は、塊状で節理が発達しており、数mmの斜長石が網目状に組み合わせられているのが肉眼で観察される。丸子及び焼津市坂本付近では、アルカリ玄武岩中に挟まれる数10cm-数mの厚さの泥岩中に、アルカリドレライトがシル状に貫入しているのが観察される。また、岡部町の木和田川沿いや廻沢においては、瀬戸川層群滝沢累層の泥岩中にアルカリドレライトやアルカリ斑れい岩が貫入しているのが見られ、接触部付近では方解石脈が発達している。また静岡市手越や焼津市浜当目付近及び高草山北方には、アルカリ玄武岩から分化したミュージアライト・ハワイアイトなどの岩脈あるいは岩床が見られる。

これらの貫入岩類では、斜長石とチタン輝石質普通輝石がオフィティック組織をなし、エジル輝石質普通輝石・りん灰石・ケルスート閃石・鉄鉱石などの細粒針状鉱物が、それらの間を充填している（第IV図版2）。

#### (7) 粗面岩

粗面岩は、主として焼津市浜当目から野秋にかけての地域に分布している。本岩は角礫岩状を呈し、基質も同質の細粒物質からなるが、角礫としてアルカリ玄武岩や粗面安山岩を含むこともある。周りのアルカリ玄武岩とは断層で接しているが、分布が断続的であること、ほとんど同質岩からなっていることなどから、アルカリ玄武岩中に、岩脈あるいは岩床として貫入し、途中で固化が進んで角礫岩状を呈するようになったものと推定される。

顕微鏡観察によると、針状ないし毛状のアルカリ長石が互いに平行に配列し、長柱状のやや大型の斜長石及びアルカリ長石の周りを流れたようにうねっている（第IV図版3）。有色鉱物は、細粒のエジル

輝石質普通輝石が認められることがあるが、ほとんどのものは変質している。二次鉱物として、緑泥石・石英・沸石が生じている。

ボーリング資料

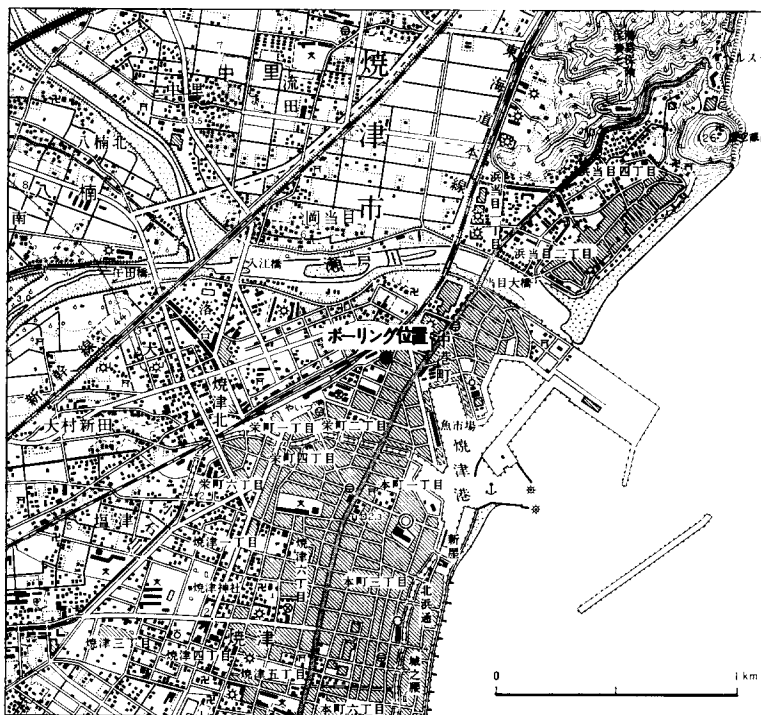
昭和55年に東海都市ガス株式会社によって焼津港付近で行われた天然ガス試掘（深度1,000m）（第20図）の際に得られた資料からは、茨木雅子氏によって第4表に示したような有孔虫化石が発見されている。特に、深度1,000mの坑底からは、*Globigerina* cf. *insueta*と*Globigerinita* cf. *unicava unicava*が発見されている。*G. insueta* はN. 6-9を示し、*G. unicava unicava* はN. 6以前を示すことから、深度1,000mの位置にある地層の年代は、N. 6（前期中新世の後期）の可能性が大きい。

試掘の際に得られたスライムの観察

第4表 焼津港付近のボーリングで得られた浮遊性有孔虫化石

地表下	
921.6 m	<i>Globigerina falconensis</i> BLOW <i>G. pseudociperoensis</i> BLOW <i>Globigerinoides subquadratus</i> BRONNIMANN
970.41 m	<i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS)
998.97 m	<i>Globigerina foliata</i> BOLLI <i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS) <i>Globoquadrina dehiscens</i> (CHAPMAN, PARR and COLLINS)
1000 m	<i>Globigerinatella</i> cf. <i>insueta</i> CUSHMAN and STAINFORTH <i>Globigerinita</i> cf. <i>unicava unicava</i> (BOLLI, LOEBLICH and TAPPAN)

採集：東海都市ガス株式会社 同定：茨木雅子



第20図 天然ガス試掘井位置図 本試掘は東海都市ガス株式会社によって昭和55年に行われた（この地形図は、国土地理院発行の2万5千分の1「焼津」を使用したものである）

によると、深度0-165.5mの部分は沖積層、155.5-930mの部分は主としてアルカリ玄武岩、930-960mの部分は粗面安山岩と推定される岩石から構成されていた。また、960m以深の部分は主として泥岩や凝灰質砂岩からなっているが、竜爪山累層に含まれるデイサイト質の凝灰岩は認められなかった。以上の事実から、焼津港付近の地表下165.5-1,000mの位置にある地層は、大崩累層に属するものと推定され、同累層の下部はN.6に対比される可能性が高い。

### V. 3 地 質 構 造

高草山層群は、既述したように、十枚山構造線によって、同構造線の東側の丸子一大崩海岸地域と西側の高草山地域に二分されている。丸子一大崩海岸地域では、<sup>しづはたやま</sup>賤機山付近に南北走向の軸面を持つ翼の開いた向斜が見られる。また向<sup>むこう</sup>敷<sup>しき</sup>地<sup>ち</sup>付近には、全体として南北走向の軸面を持ち、翼の開いた背斜が見られる。背斜軸の西側で小坂よりも北の地域では、地層は北-南南西～南北の走向で西に30-40°の傾斜を示す。小坂より南の地域では、地層の走向は北西-南東に振れ、更にその南の大崩海岸付近では再び北北東-南南西となる。すなわち、丸子一大崩海岸地域では、地層の走向は全体としてS字状の屈曲を示す。この屈曲は、逆川付近の瀬戸川層群に見られるS字状屈曲と調和的である。

高草山地域では、三輪付近に北西-南東走向の軸面をもつ向斜が見られる。地層は、全体として北西-南東の走向で50°前後の傾斜を示している。しかし、十枚山構造線に隣接した地域では、地層の走向は南北に振れている。高草山地域の本層群は、既述したように、逆V字状の軌跡をもつ断層を境として大井川層群及び瀬戸川層群と接している。この断層は、第12図B 2に示したように、前述したS字状屈曲と同時に形成されたと考えられる(杉山, 1981)。現在地表で観察される十枚山構造線は、ほぼ南北走向・30-40°西傾斜の逆断層であり、また、S字状屈曲と同時に形成されたと考えられる高草山北方の北西-南東走向の断層を切っている(第12図)。これらの事実から、S字状屈曲形成後に十枚山構造線に沿って低角度の逆断層運動があったものと推定される。

### V. 4 化 学 組 成

本層群の火成岩23個について新たに化学分析を行い、その結果を第5表に示す。また、試料採取地点を第21図に示した。第22図は、これらの分析値に、小野(1962)、TIBA(1966)、石川(1976)の分析値を加えた高草山層群火成岩類の $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ 図である。この図では、アルカリ玄武岩・粗面安山岩及び大崩累層中の貫入岩類については、第17図の層準Cを境として、上部と下部に分けて示した。この図から、それぞれの岩石の $SiO_2$ 含有量は、デイサイトが58-68%、アルカリ玄武岩が46-52%、粗面安山岩が51-59%、粗面岩が59-61%であり、貫入岩の場合も同質の噴出岩とほぼ同様の値をとっていることが分かる。なお、千谷(1931)及び石川(1976)により記載された紫蘇輝石安山岩と普通輝石・紫蘇輝石安山岩は、今回の調査では発見できず、彼らの分析値のみ第22図及び第23図上に示した。これらの岩石は、カルクアルカリ岩系に属するもので、石川(1976)は、三輪部層の堆積中あるいはそれ以後に貫入したものとしている。第22図においては、これらの岩石のほか、下部アルカリ玄武岩の一

第 5 表 高草山層群火成

NO.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	58.74	47.17	47.95	49.75	53.56	53.94	57.87	50.05	50.29	61.22	62.52
TiO <sub>2</sub>	1.30	1.36	1.45	2.08	2.07	1.78	1.15	1.64	2.28	0.98	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.90	17.82	16.66	15.67	16.32	16.62	17.51	15.64	15.82	15.98	15.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.40	3.87	4.14	5.49	6.21	5.58	4.43	5.89	5.50	3.65	2.94
FeO	3.41	4.16	4.45	3.21	3.63	3.26	2.59	3.44	3.21	1.86	2.21
MnO	0.16	0.16	0.10	0.16	0.19	0.12	0.11	0.14	0.68	0.17	0.13
MgO	2.04	7.54	3.66	4.50	1.31	3.22	0.18	4.98	3.70	1.42	1.25
CaO	3.46	7.93	12.99	6.89	4.80	4.45	3.47	7.80	5.06	2.07	2.82
Na <sub>2</sub> O	6.00	3.88	3.84	4.95	6.71	6.22	7.20	5.08	5.00	6.53	6.23
K <sub>2</sub> O	2.64	0.85	0.12	1.82	0.75	1.12	1.86	0.52	2.64	3.35	3.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.40	0.26	0.28	0.53	0.64	0.51	0.38	0.30	1.12	0.37	0.76
H <sub>2</sub> O+	2.29	4.46	4.21	3.98	3.24	2.63	2.07	3.10	3.97	1.68	1.16
H <sub>2</sub> O--	0.57	1.03	0.65	0.45	0.33	0.81	0.60	1.03	0.65	0.54	0.47
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.29	100.48	100.50	99.48	99.76	100.26	100.05	99.61	99.91	99.82	99.91
Q	5.09	-	-	-	2.96	1.64	2.36	-	-	5.79	9.02
or	16.03	5.26	0.77	11.33	4.58	6.83	11.32	3.22	16.39	20.28	19.96
ab	52.09	34.27	31.68	41.85	59.03	54.38	62.60	45.04	44.38	56.61	53.64
an	8.87	30.19	29.15	15.96	12.68	14.57	10.21	19.20	13.56	4.50	3.60
ne	-	0.18	1.22	1.20	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
wo	-	-	1.08	-	-	-	-	-	-	-	-
di { wo	2.54	3.95	13.37	6.83	3.24	1.98	2.04	8.05	2.12	1.48	2.33
en	1.77	3.10	9.54	5.91	2.80	1.71	1.77	6.95	1.83	1.28	1.88
fs	0.56	0.41	2.65	-	-	-	-	-	-	-	0.17
hy { en	3.44	-	-	-	0.59	6.56	0.31	3.20	4.23	2.35	1.29
fs	1.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.12
ol { fo	-	11.68	-	4.12	-	-	-	1.98	2.52	-	-
fa	-	1.71	-	-	-	-	-	-	-	-	-
mt	5.06	5.90	6.28	5.09	6.57	5.91	5.49	7.14	6.27	3.80	4.34
hm	-	-	-	2.27	1.93	1.69	0.76	1.25	1.45	1.12	-
il	2.53	2.72	2.89	4.16	4.09	3.50	2.25	3.25	4.54	1.91	1.86
ap	0.95	0.63	0.67	1.29	1.54	1.23	0.91	0.72	2.72	0.88	1.79
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
D. I.	73.20	39.71	33.67	54.38	66.57	62.85	76.28	48.26	60.76	82.69	82.63
1: 80304A06 (R20897)	静岡市小坂 デイサイト										
2: 80304B14-1(R20898)	" 細工所 ガラス質アルカリ玄武岩										
3: 80306B10 (R20899)	" 小坂南方 アルカリ玄武岩										
4: 80306A08-1(R20900)	" " "										
5: 80304A30 (R20901)	" 小坂 粗面安山岩										
6: 80306A09 (R20902)	" 小坂南方 "										
7: 80306A22 (R20903)	" 日本坂 "										
8: 80307A07 (R20904)	" " "										
9: 80305A19 (R20905)	" 濱嶺峰東方 粗面安山岩										
10: 80303A13 (R20906)	" 大和田 デイサイト										
11: 80303A03 (R20907)	" 青木 石英閃緑岩										

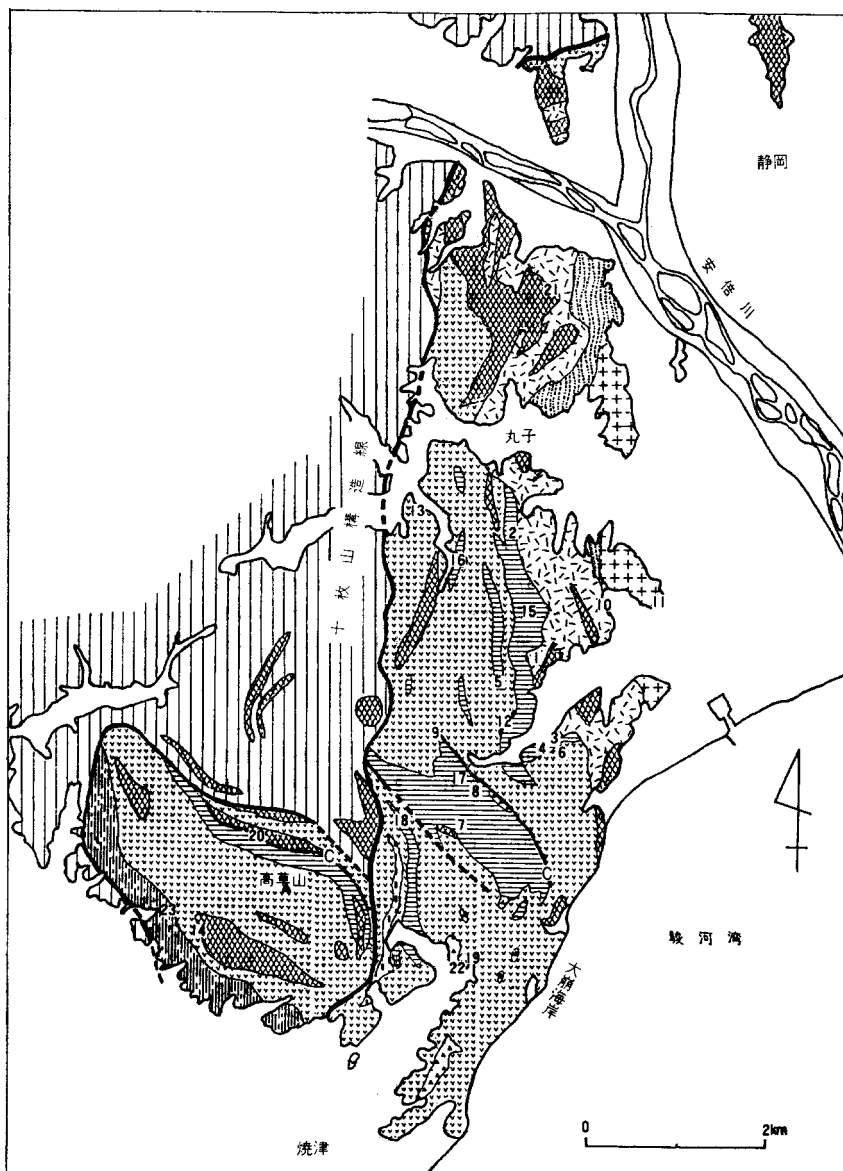


岩類の化学分析値

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
40.18	47.58	47.58	49.47	48.77	54.73	51.68	51.34	58.09	46.45	60.68	54.69
1.21	1.70	1.72	1.92	2.27	1.42	1.59	2.01	1.02	0.66	0.30	1.66
9.44	18.38	15.98	15.92	15.21	17.75	17.13	16.86	17.66	24.07	18.12	17.08
4.05	3.49	4.27	4.34	5.86	5.98	7.45	7.69	4.99	1.65	4.22	3.75
7.32	3.64	3.35	5.13	3.92	1.61	1.54	2.11	0.79	3.57	0.75	1.75
0.18	0.16	0.23	0.19	0.24	0.14	0.17	0.18	0.13	0.08	0.13	0.11
24.38	4.86	3.57	5.28	3.61	1.79	2.02	2.85	0.56	4.12	1.74	1.98
4.36	9.04	9.73	7.10	8.33	4.78	5.07	6.73	1.74	11.36	1.01	4.43
0.99	3.74	4.90	4.77	4.95	7.04	5.87	4.74	7.71	2.56	6.75	7.53
0.17	1.99	1.42	1.15	1.34	1.10	2.23	2.21	3.97	1.34	3.46	3.81
0.22	0.39	0.48	0.48	0.68	0.60	0.69	0.48	0.46	0.21	0.02	0.32
6.49	2.92	3.49	2.92	2.65	1.92	2.89	1.76	1.65	3.16	1.52	1.64
0.68	0.70	0.64	0.94	0.51	0.63	1.19	0.89	1.01	0.29	0.79	0.82
0.12	0.87	2.26	0.28	1.28	-	-	-	-	-	-	-
99.79	99.46	99.62	99.89	99.62	99.49	99.52	99.85	99.78	99.52	99.49	99.57
-	-	-	-	-	-	-	0.62	-	-	3.57	-
1.09	12.53	9.29	7.12	8.47	6.71	13.81	13.44	24.16	8.24	21.04	23.19
9.07	32.33	43.62	42.31	44.77	61.45	50.48	41.26	57.31	20.63	58.77	40.28
21.04	29.28	19.27	19.53	16.38	14.01	14.46	18.72	1.91	52.28	5.02	1.60
-	0.75	1.23	-	-	-	0.85	-	5.34	1.04	-	13.72
0.55	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.52	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.01
-	4.14	6.21	5.11	6.01	2.68	2.99	5.18	1.62	2.07	-	5.88
-	3.31	5.27	3.76	5.19	2.31	2.59	4.47	1.40	1.36	-	5.08
-	0.35	0.13	0.86	-	-	-	-	-	0.56	-	-
17.29	-	-	2.59	4.20	1.23	-	2.83	-	-	4.46	-
2.40	-	-	0.59	-	-	-	-	-	-	-	-
33.96	6.72	3.20	5.21	0.15	0.74	1.88	-	0.02	6.53	-	-
5.20	0.79	0.08	1.32	-	-	-	-	-	2.98	-	-
6.36	5.39	6.85	6.60	7.31	1.58	0.95	1.61	0.01	2.49	2.03	1.22
-	-	-	-	1.22	5.08	7.15	6.80	5.13	-	2.94	3.02
2.49	3.44	3.62	3.82	4.61	2.78	3.16	3.93	1.99	1.30	0.59	3.25
0.55	0.96	1.23	1.17	1.68	1.43	1.68	1.14	1.10	0.51	0.05	0.76
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
10.16	45.61	54.14	49.44	53.24	68.16	65.14	55.32	86.81	29.91	83.39	77.19

- 12 : 80305A06-3(R20908) 静岡市小坂 かんらん石斑れい岩
- 13 : 80306B03-5(R20909) 静岡市二軒屋 珪晶質アルカリ玄武岩
- 14 : 80311B21 (R20910) 焼津市築牛 無珪晶質アルカリ玄武岩
- 15 : 80303A25 (R20911) 静岡市朝鮮岩南方 粗面安山岩
- 16 : 80306B13 (R20912) " 船川 "
- 17 : 80308A15 (R20913) " 日本坂 "
- 18 : 80310A09-1(R20914) " 清瀬峰南方 "
- 19 : 80423A04 (R20915) 焼津市小浜 "
- 20 : 80312A08 (R20916) 岡部町廻沢 粗面岩
- 21 : 80418A14 (R20917) 静岡市深谷 アルカリ斑れい岩
- 22 : 80423A06 (R20918) 焼津市小浜 粗面岩
- 23 : 79Z0904 岡部町三輪 粗面安山岩 (角礫)

1~9 : 蛍光 X 線分析 (分析者 : 下川) FeO, H<sub>2</sub>O ± については第 2 表と同様にして求めた  
 10~23 : 湿式分析 (分析者 : 川野昌樹) ノルム計算は Ignition loss free basis で行った

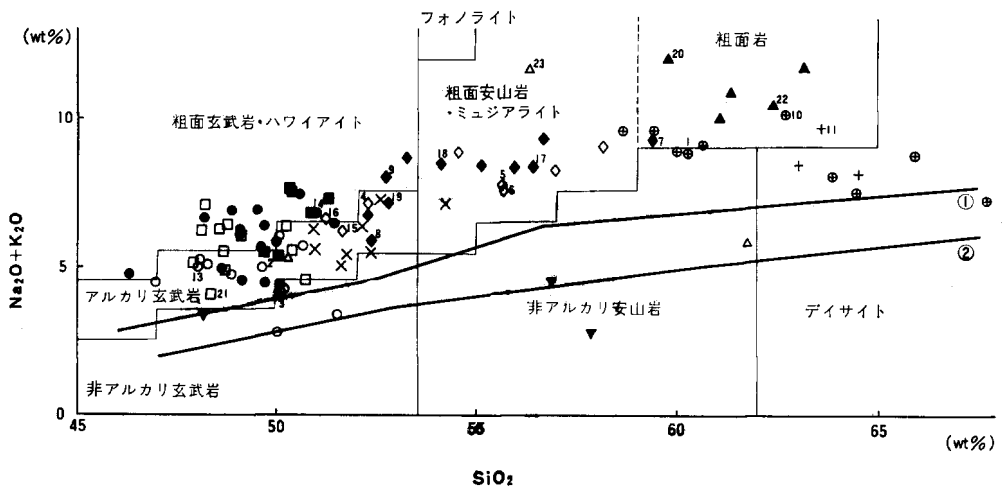


第21図 高草山層群火成岩類の化学分析試料採取地点（凡例は第17図に同じ）

図中の数字は、第5表最上段の試料番号を示しており、各数字の位置が採取地点を示す。  
一点鎖線は第17図のC層準の境界線を示す

部及び三輪部層の凝灰角礫岩中の粗面岩礫も、非アルカリ岩の領域に入っている。しかしながら、下部アルカリ玄武岩の一部及び三輪部層の凝灰角礫岩中の粗面岩礫は岩石記載的にはアルカリ岩系に属するものであるから、おそらく変質作用を受けて、アルカリが減少したのではないかとされる。

なお、第22図に示したように、 $\text{SiO}_2$ 58-61%のデイサイトは、ほかのデイサイト及び石英閃緑岩とは



第22図 高草山層群火成岩類の(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-SiO<sub>2</sub>図

太線①, ②はそれぞれ, KUNO (1968) によるソレライト玄武岩と高アルミナ玄武岩及び高アルミナ玄武岩とアルカリかんらん石玄武岩の境界線であり, 細線の直線及び階段状直線は, MIDDLEMOST (1972) による火山岩分類の境界線である。

SiO<sub>2</sub> 及び (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) の重量%は H<sub>2</sub>O+, - 及び CO<sub>2</sub> を除いて再計算したものをを用いた。

⊕: デイサイト +: 石英閃緑岩 ×: 竜爪山累層中のアルカリ岩系貫入岩類 ○: 下部アルカリ玄武岩 ◇: 下部粗面安山岩 ●: 上部アルカリ玄武岩 ◆: 上部粗面安山岩 □: 下部貫入岩類 ■: 上部貫入岩類 ▲: 粗面岩 △: 三輪部層中の角礫 ▼: 紫蘇輝石安山岩及び普通輝石・紫蘇輝石安山岩

数字を添えた記号は今回新たに分析したものであり, その数字は第5表の試料番号を示している。

異なり, SiO<sub>2</sub>に乏しく, ややアルカリが多くなっている。これらのデイサイトは, 図中の1を除き TIBA (1966) によりアルカリ玄武岩の急冷周縁部付近から採取されたものである。したがって筆者らは, これらのデイサイトはアルカリ玄武岩の貫入によって変質作用を受けた結果, SiO<sub>2</sub>が減少しアルカリが増加したものと考えている。

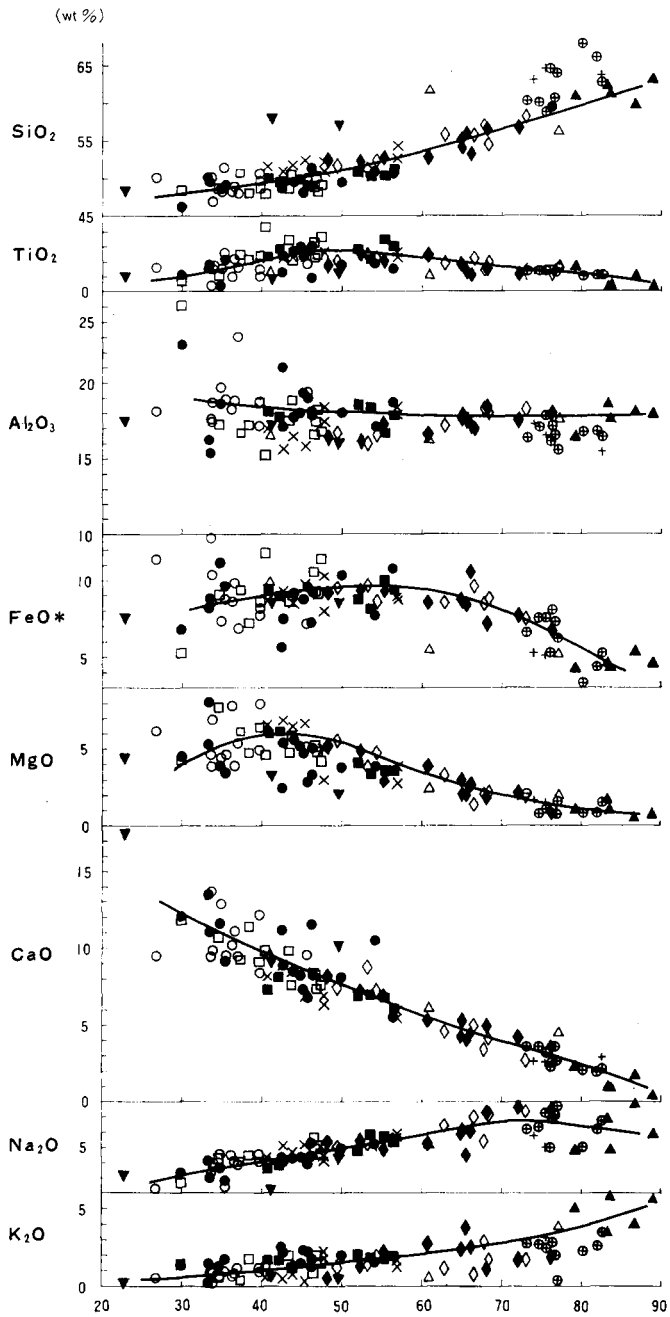
同じアルカリ玄武岩でも, 層準Cよりも上位のものの方がよりアルカリに富んでいる。粗面安山岩や大崩累層中の貫入岩類についても, 同様な傾向が認められる。

第23図は, 酸化物とD. I. (分化指数) との関係を示すグラフである。デイサイト・石英閃緑岩・紫蘇輝石安山岩及び複輝石安山岩を除いたアルカリ岩系に属する岩石類の概略的な変化傾向を表す曲線も併せて示した。

SiO<sub>2</sub>-D. I. 図では, D. I. の値が増加するに従いSiO<sub>2</sub>も漸増している傾向が読み取れるが, 竜爪山累層のデイサイト及び石英閃緑岩は, 全体的な変化曲線よりややSiO<sub>2</sub>に富む領域にずれている。また, 紫蘇輝石安山岩と三輪部層中の粗面岩角礫も変化曲線からSiO<sub>2</sub>に富む側へずれている。

アルカリ玄武岩・粗面安山岩・大崩累層中の貫入岩類のそれぞれを層準Cを境として, その上下で比較してみると, 上位のものの方が全体的にややD. I. が増加している。これは, 同じアルカリ玄武岩でも, より上位の層準に含まれるものの方が分化が進んでいるということを示しており, 粗面安山岩と大崩累層中の貫入岩類についても同様なことが言える。

TiO<sub>2</sub>及びFeO\*の変化図では, それぞれD. I. 45及び50付近にピークが見られる。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>は18%前後であまり変化がなく, CaOでは直線的な減少傾向が見られる。K<sub>2</sub>Oの変化は漸増傾向であるが, 竜



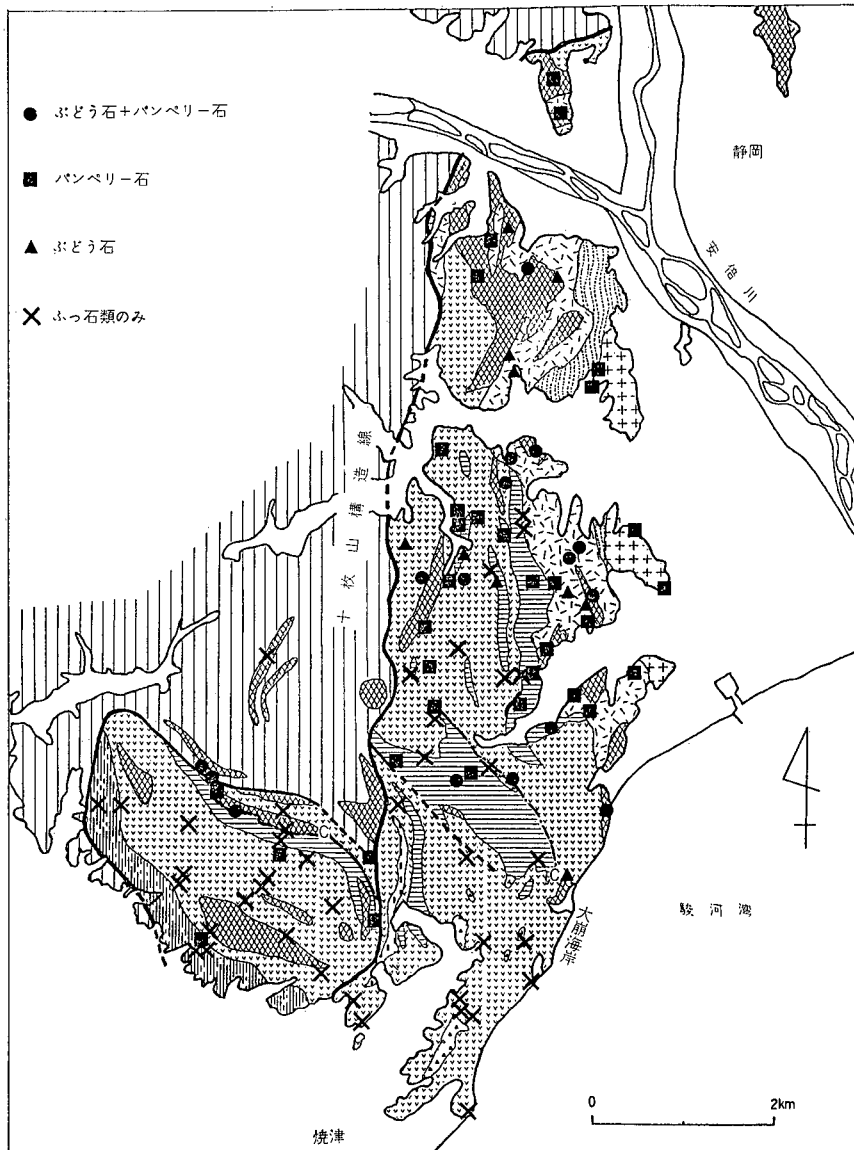
D. I.

第23図 高草山層群火成岩類の酸化物—D. I. (分化指数) 図  
 酸化物の重量%は第22図と同様に再計算してある (凡例は第22図に同じ)

瓜山累層のデイサイト及び石英閃緑岩と下部粗面安山岩は、全体的傾向からかなり $K_2O$ の少ない側へずれている。また、アルカリ玄武岩や貫入岩類においては、層準Cよりも上位のものの方がより $K_2O$ に富んでいるといった特徴が見られる。

## V. 5 変成鉱物

本層群中の火成岩類に二次的に生じた変成鉱物の組み合わせとその産出地を第24図に示す。ぶどう石



第24図 高草山層群火成岩類の変成鉱物とその採取地点  
 一点鎖線は第17図のC層準の境界線を示す（基図の凡例は第17図に同じ）

とパンペリー石が共存するのは第17図の下部からC層準付近までで、それより上位では策牛<sup>むらうし</sup>の1例を除いて、ぶどう石とパンペリー石の両方とも出現しないことが分かる。また竜爪山累層中のデイサイトや石英閃緑岩には、沸石類はあまり見られない。これらの事実から、変成鉱物は埋没変成作用によってできたもので、C層礁より上位では沸石相、下位ではぶどう石-パンペリー石相に達するような変成作用を受けたものと推定される。

## VI. 静岡層群

静岡層群は、本地域から北隣清水図幅地域にかけて発達する中新世の有律的な砂岩泥岩互層を主体とする一連の地層に対して、伊田（1945）が命名したものである。本地域においては、静岡市内の谷津山及び八幡山-有東山丘陵地域にその一部（後述する谷津山累層）が分布しているにすぎない。

本層群は、古くは千谷（1931）によって大井川層とされ、伊田（1945）も同様に静岡層群を大井川階とし、その時代を前-中期中新世とした。その後松田（1961）は富士川南部から興津川沿岸地域にかけての富士川谷の新第三系の総括を行い、静岡層群を富士川層群（中-後期中新世）上部に当たる「静岡累層」とした。

最近、TSUCHI and IBARAKI（1980）及び茨木（1981）によって、南部フォッサマグナ地域の浮遊性有孔虫化石による生層序の研究結果が報告された。このなかで、茨木（1981）は静岡層群下部の宝ノ窪<sup>ほうのくぼ</sup>泥岩層（清水図幅地域内に分布し、本図幅地域に分布する地層より下位の地層とされている）の石灰質シルト岩から *Globorotalia acostaensis acostaensis* など15種を同定し、その特徴種から、本層群の時代はBlow（1969）のN. 16（後期中新世）に当たるとした。

### VII. 1 谷津山累層

本累層は、谷津山丘陵・八幡山丘陵<sup>やはた</sup>及び有東山地域に分布し、フレッシュ型の有律的な砂岩泥岩互層から構成されている。伊田（1945）によって静岡層群中部の四十坂黝色砂岩頁岩互層とされた地層であるが、独立して分布することと、模式地から遠く離れており、その関係も明らかでないので谷津山丘陵を模式地として新称した。

岩相は、第25図の地質柱状図及び第26図に示されるように、主として砂岩がちの有律的な砂岩泥岩互層からなり、上部に厚い砂岩層を一枚挟んでいる。主体をなす砂岩泥岩互層は中程度（単層の厚さは砂岩で20-60cm-最大2m、泥岩は5-15cm）の互層からなるが、ところどころに厚さ2-5mの細互層（砂岩は5-20cm）する部分を挟有している。なお、相対的な量比から見ると、砂岩は上部に向ってより優勢になる傾向を示している。

砂岩層は、新鮮なもので暗灰-淡緑暗灰色を示す中-細粒砂岩からなり、板状を呈するものと塊状を呈するものがある。板状を呈する砂岩層は、厚さの薄いものに多く、平行ラミナなどの堆積構造が認められ、上部にはしばしば炭質物（炭化した植物片）を含んでいる。塊状を呈する砂岩層は、一般に下

部で粗く上部に向かってより細粒となる級化構造を示している。なお、塊状の砂岩層中には、第27図に示されるような同時礫と考えられる径0.5-4cm程の泥岩の岩片（長円形一扁平）が含まれているものが多く、ときにはスランプによる岩塊や含礫砂岩も伴っており、これらの砂岩層の多くは乱泥流による産物と思われる。露頭面では風化して淡褐灰色一黄褐灰色となり、級化構造を示す塊状砂岩では玉葱状の風化構造をなす特徴がある。

泥岩層は、暗灰色一黒色を呈する均質な泥岩で、風化して細かく角ワレする特徴がある（第28図）。なお、泥岩層は一般に薄く、最も厚いものでも60cm程度である。

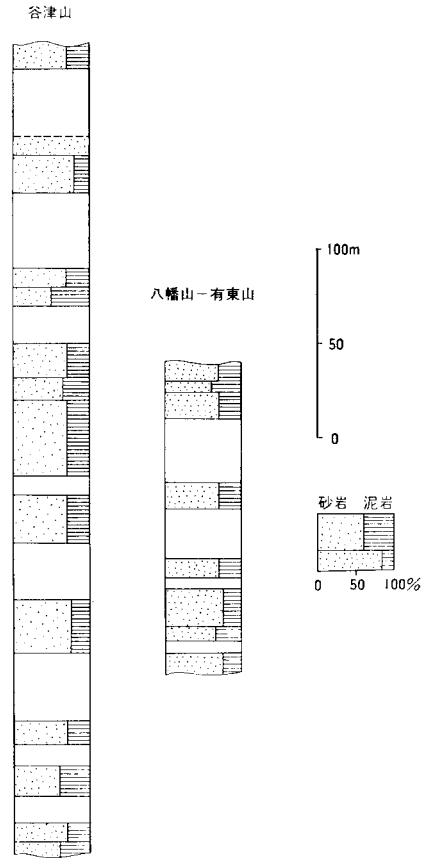
谷津山丘陵北端部には、厚さ10m以上の砂岩層が一枚発達している。この砂岩層は、互層をなす砂岩と同様に風化して淡褐灰色となり、玉葱状構造を呈する塊状の中一細粒砂岩からなり、下部のところどころに泥岩の同時礫を含んでいる。風化して一見凝灰質のように見えるが、顕微鏡による観察では粒状一破片状の石英粒は認められるが火山性の有色鉱物などはほとんど認められない（第I図版4）。

互層する砂岩層の基底部には、フルートキャストやロードキャストなどのソールマークがしばしば発達している。その古流向を測定できた箇所は少なかったが、方位は $N10^{\circ}W-N10^{\circ}E$ で、流向は北から南を示している（第27図参照）。このほか谷津山丘陵南部の宮前町のグランド横の崖で、砂岩層上部にパーティングリネーション（parting lineation）が認められた。このリネーションの方位（水流の方位）は $N20^{\circ}W$ を示している。

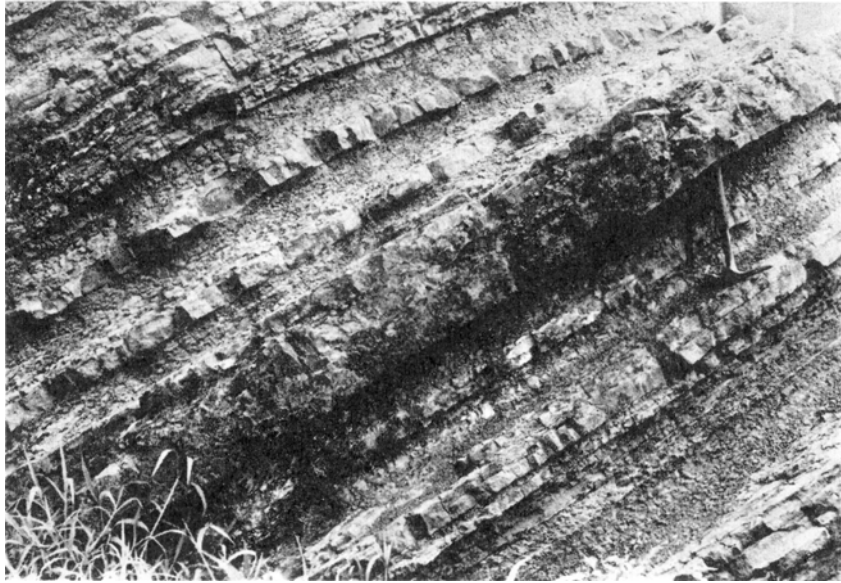
本層の層厚は、上位及び下位の地層との関係が不明であり明確にできないが、最も厚く分布する谷津山背斜西翼で約430mである。

地質構造としては、谷津山丘陵で北北東-北東方向の軸をもち、北東にブランチする背斜構造（谷津山背斜）が認められる。この背斜軸の方向は、南部の春日町付近では $N20^{\circ}E$ を示しているが、北に向かって次第に東へ振れ、愛宕霊園付近では $N65^{\circ}E$ 方向となっている。傾斜は西翼では一般に $30^{\circ}$ 内外であるが、軸部付近では $15^{\circ}$ 程度と緩くなっている。東翼部は露出不良で明確でないが、北部では $N60^{\circ}W$ 走向で北東へ $20^{\circ}$ 内外の傾斜を示し、南部では多少乱れた構造も認められるが、走向は $N30^{\circ}W$ 程度で北東へ $30^{\circ}$ ほど傾斜している。

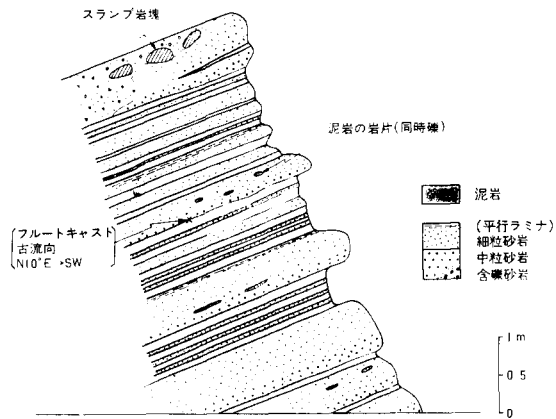
八幡山及び有東山丘陵は、谷津山背斜の西翼部に当たり、地層の走向は $N10-20^{\circ}W$ で、西へ $20-30^{\circ}$ 傾斜している。



第25図 谷津山累層柱状図（谷津山背斜西翼）

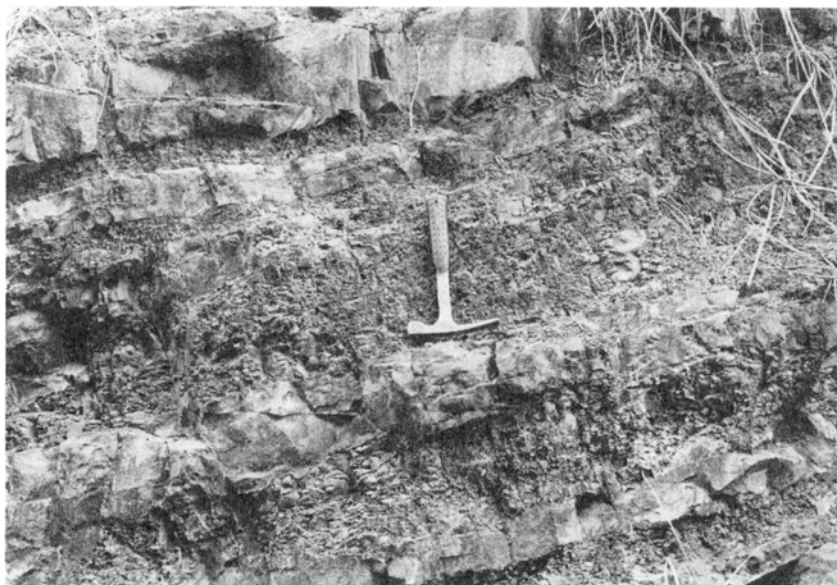


第26図 谷津山累層の有律的な砂岩泥岩互層（八幡山丘陵西端部）



第27図 八幡山丘陵西端部における谷津山累層の砂岩泥岩互層の露頭見取り図





第28図 比較的厚い泥岩層を伴う谷津山累層の砂岩泥岩互層（谷津山丘陵南麓）

## VII. 第四系

静岡圏幅域内に分布する第四系としては、有度丘陵を構成する更新統と、安倍川・大井川の扇状地を構成する“沖積層”とが著しい。山地内での河岸段丘の発達はほとんどない。

### VII. 1 更新統（有度丘陵の第四系）

有度丘陵の地質が調査・報告されたのは、20万分の1地質図幅「静岡」（中島，1886）が最初であり、ここでは、丘陵東半部は大井川新第三紀層上部、西半部は洪積層よりなるものと図示されている。次いで、7万5千分の1地質図幅「静岡」（千谷，1931）では、本丘陵を構成する地層を鮮新統の土方層ひじかたと小笠山蛮岩層及び更新統とに三分した。ここでいう土方層・小笠山蛮岩層という地層名は掛川-相良地域の名称をそのまま適用したものであるが、前者は今日の根古屋層・草薙泥層に、後者は同じく久能山礫層・小鹿礫層（の大部分）にほぼ相当する。更新統は、丘陵頂部の日本平付近に発達する礫層を指している。これと同時期あるいはそれ以後、千谷（1931）の地層名の代りに、久能山貝層あるいは根古屋層、久能山礫層などの地層名がしばしば用いられてきた（大塚，1931；浅野，1936）が、いずれも対比表などの中に示されるだけで、詳しい記載が公表されることはなかった。一方、1935年に発生した静岡地震の調査報告の中で、榎山（1935）はこの丘陵の層序にふれ、最下位の海成泥層の上に、これを不整合に覆う厚い礫層（甲層）、主として泥・シルト・細砂よりなる乙層、丘陵外縁の緩傾斜地を構成する礫層（丙層）とを識別した。以上の各層は、それぞれ現在の根古屋層・久能山礫層・草薙泥層・小鹿礫

層にほぼ相当するものである。

有度丘陵の地質について、層序・構造・化石などを詳細に検討し、記載・公表したのは、土（1960）である。ここで初めて、その後一般に使用されている根古屋層・久能山礫層・草薙泥層・小鹿礫層（下位から）という層序が確立され、各層の含有化石・堆積環境なども明確にされた。根古屋層の時代については、始め鮮新世末期とされていたが、その後、浮遊性有孔虫の検討により更新世前期とされ（IBARAKI and TSUCHI, 1973）、更に最近では更新世“後期”とする見解（北里ほか, 1981）も出されている。

一方、有度丘陵は地形的に見て、海側に比高200-300mの急崖が連続し、山頂や山麓に広く発達する平坦面は内陸側へ傾斜している。静岡県西部地域には、牧ノ原・三方ヶ原など海側へ緩斜する礫層台地が広く発達するが、有度丘陵の平坦面はこれらとは逆傾斜を示すわけである。この地形的な特異性のために、本丘陵の地形発達については古くから論議が交わされており、渡辺（1942）は丘陵の増面積的なドーム状隆起を、辻村（1942）は断層崖を南に向けた傾動地塊を考えた。その後、土（1959, 1960, 1961）は、地形・地質の詳細かつ総合的な検討から、「第四紀の氷河性海面昇降の影響下における北東-南西方向の長軸をもった継続的なドーム状隆起運動」を本丘陵形成の主因として提唱した。北里ほか（1981）は、残留磁気の偏角の測定から、根古屋層堆積以後、この丘陵が水平的な回転運動を伴わずに隆起したことを指摘している。

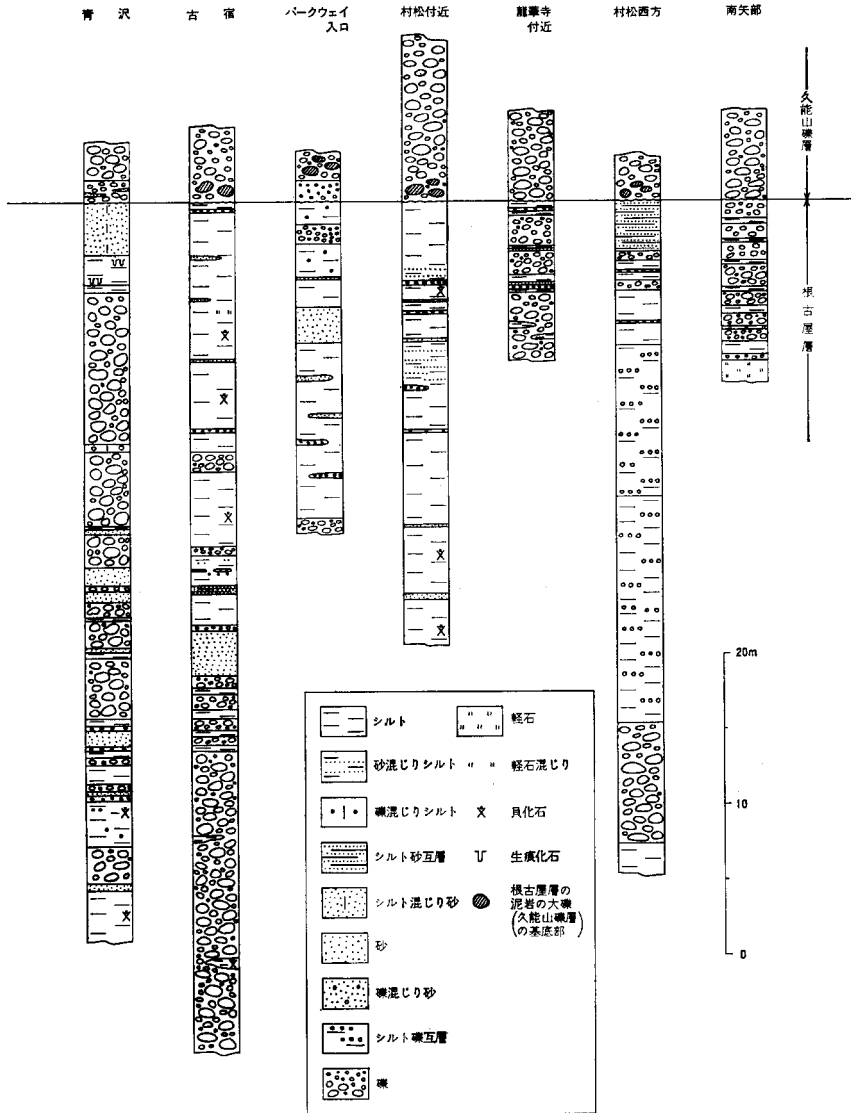
### VII. 1. 1 根古屋層

本層は、従来「シルトを主とし、しばしば礫層のレンズを挟む」という形で、“泥質層”という点が強調されてきたが、実際には礫層の発達もかなり顕著である。本層は、有度丘陵の南斜面と東斜面とに離れて分布しており、両地域の層序関係は必ずしも明確でないが、大局的にみて、下部は礫層、中部はシルト層、上部は礫・シルト互層を主とし、層厚は地表で見られる限りでも200-300mに達する（第29図）。

根古屋層下部の礫層を主とする部分は、丘陵南縁の安居、古宿付近によく発達している。この付近の採石場（第30図）で大規模に採取されている砂利は、この層準のものである。礫層は、瀬戸川層群に由来するとみられる暗色砂岩・黒色頁岩の亜円礫を主材としており、径10-20cm大の大礫の集中部と径数cm大以下の中-小礫の集中部とが2-3mごとの厚さで繰返す互層状を呈し、不明瞭ながら層理を示している（第31図）。層厚は20-30mに達する。礫はあまり密集せず、その配列の方向性は明瞭である。礫層中にしばしば厚さ1m程度の暗灰色シルト層がレンズ状に挟まれており、その中から貝化石（合弁の*Limopsis*など）を散点的に産する。

古宿の採石場で見られる厚い礫層の上位にも、更に礫層を王とした礫・シルト互層が続く。また、青沢北方では、この厚い礫層の下位に、再び暗灰色塊状のシルト層が見られるが、その下限は不明である。

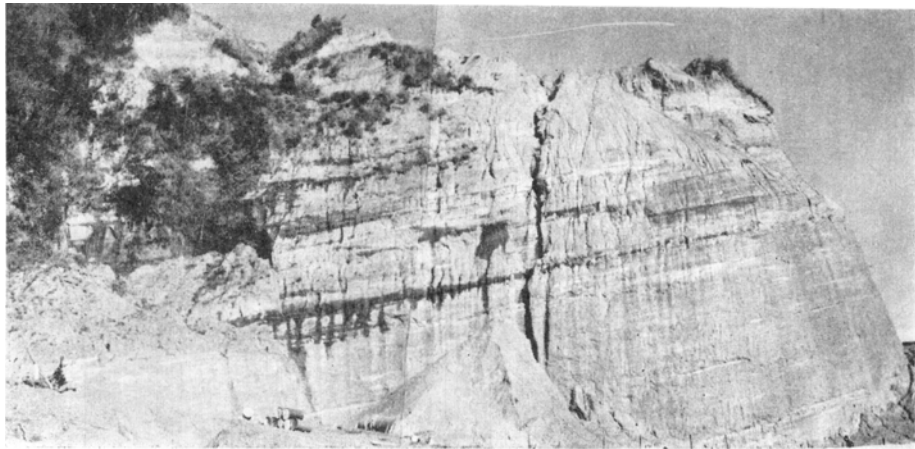
根古屋層中部は、暗灰色・塊状で貝化石を多産するシルトを主としており、根古屋層の代表的な岩相を呈する層準である。丘陵南斜面、及び東斜面の南矢部-一村松付近によく発達する。ときに青味を帯びた暗灰色を呈し、無層理・均質でやや固化したシルトを主体としており、風化すると灰白色になり、細片に砕けやすい。この中にはしばしば厚さ1m以下の礫層が挟まれている。シルトからは保存のよい合



第29図 根古屋層柱状図

弁の *Limopsis* を主とする貝化石が各地で多産する (第32図)。化石としては、この他にサメの歯やウニ・単体サンゴ (*Fulabelum*) なども見られる。

根古屋層中部に挟まれる礫層は、上方へ次第に頻繁になり、ときにスランブ構造を伴う。礫は瀬戸川層群に由来する暗色砂岩・黒色頁岩の径10cm以下の垂円礫を主とし、安山岩礫やときにシルトの同時侵食礫も含まれる。一般に久能山礫層などのより上位の礫層に比べて、黒っぽい色調を呈する。また、礫は密集し、配列の方向性を示さないことが多いが、まれに著しい覆瓦状配列を示すこともある。礫層中にも *Pecten*, *Ostrea*, *Anomia* などの貝化石 (おもに破片) が含まれている。このような礫層の挟



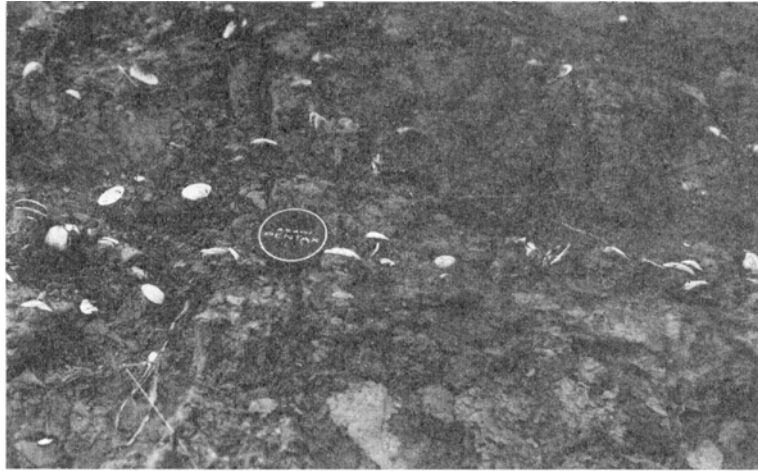
第30図 根古屋層下部の層理のよく発達した礫層（静岡市古宿の採石場）



第31図 根古屋層下部の礫層（静岡市古宿）礫が層理と平行して配列する

みが多い部分では、シルト層は細かいラミナが発達したり、薄い砂層と互層したりする。また、シルト層中には、連続性は明瞭でないが、厚さ50cm程度の軽石層や火山灰層がときに挟まれる。なお、根古屋層中の軽石層については、星野ほか（1971）によって、有色鉱物として普通輝石、紫蘇輝石の多い上位のものと、角閃石の多い下位のものが識別されている。

根古屋層上部の礫・シルト互層よりなる部分（第33図）は、丘陵東一東北部によく発達し、層厚50m以上に達する。この部分は、地質図で比較すると今まで久能山礫層として扱われてきたことが多いようであるが、シルト層中からは自生状態を示す *Limopsis* などの貝化石を普遍的に産出し、根古屋層のうちに含めるのが妥当と考えられる。



第32図 根古屋層中の貝化石の産状 (清水市村松西方)  
 合弁の*Limopsis tajimae*が層理に平行に並んでいる



第33図 根古屋層上部の礫, シルト互層 (清水市村松西方)

この部分に発達する礫層は、瀬戸川層群に由来するとみられる砂岩・頁岩の10-10数cm大の円一亜円礫が無方向に雑然と密集するもので、各礫層(単層)の厚さは1-1.5m程度、ときに数mに達する。礫層の間に挟まれるシルト層は、中部のものと同様な暗灰色、均質・塊状のシルトであって、*Limopsis*をはじめとする貝化石が散点的ではあるが各地で産する。この互層部の一部にも厚さ2m前後の軽石質火山灰層が挟まれる。

根古屋層からは、保存のよい豊富な化石を多産する。このうち、貝化石については TSUCHI (1954a, b) ・土 (1960) の詳細な報告があり、有孔虫では底生について浅野 (1936) の、浮遊性については IBARAKI and TSUCHI (1973) の報告がある。

貝化石については、TSUCHI (1954b) ・土 (1960) によって、多産する自生群集のものとして、*Nassaria magnifica*, *Siphonalia modificata*, *Nassarius caelatus*, *Fulgoraria concinna*, *Bathytoma*

*lühdorfi*, *Acila divaricata*, *Limopsis tajimae*, *Glycymeris rotunda*, *Aequipecten vesiculosus*, *Venus foveolata*, *Paphia schnelliana* が、量的には少ないが浅海ないし内湾の環境を示す他生群集のものとして、*Umbonium moniliferum*, *Pseudoliotia micans*, *Batillaria multiformis*, *Amalthea conica*, *Pyrene varians*, *Babylonia japonica*, *Tritia japonica*, *Dentalium octangulatum*, *Crassostrea gigas*, *Venerupis variegata*, *Maetra veneriformis*, *Solen gouldi* が識別されており、両者の混在的な産出からみて、根古屋層の堆積環境は陸棚のほとんど発達しない急深の海の水深150mくらいのところと推定されている。自生の*Limopsis*などを含むシルト層とともに礫層が顕著に発達することからみても、本層は現在の駿河湾のような急深の海、河口からあまり遠くないところで形成されたものと考えられる。

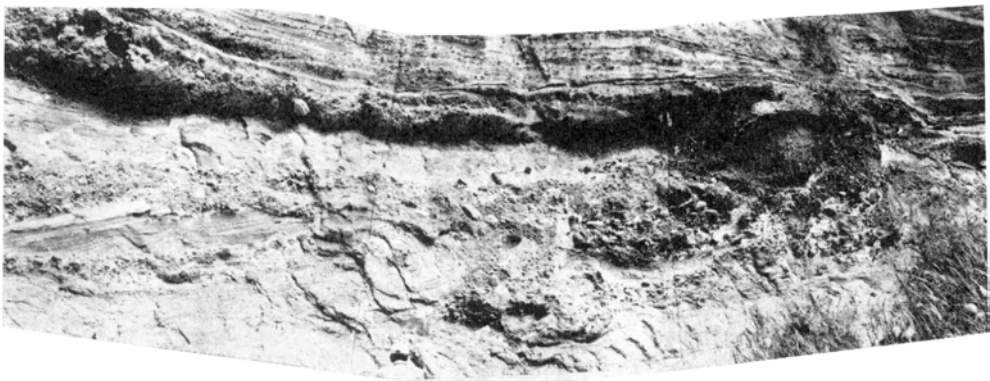
一方、浮遊性有孔虫に関する IBARAKI and TSUCHI (1973) の研究によると、根古屋層からは *Globigerina angustumbilicata*, *Globorotalia truncatrinoides*, *G. acostaensis acostaensis*, *Globigerinoides tenellus* などを産出し、その時代はBLOW (1969) の区分によるN. 22に当たり、更新世前期とされている。また、当時の海水温は、現在の駿河湾に比べて、ほぼ同じかあるいはわずかに冷たかったと推定されている。なお、最近になって、北里ほか (1981) は古地磁気・浮遊性有孔虫・石灰質ナンノ化石の検討から、本層の年代を更新世“後期” (ブリューヌ正磁極期のうち44万-27万年前の間) とする見解を発表している。

### VII. 1. 2 久能山礫層

本層は、有度丘陵の山体の大部分を構成する厚い礫層を主とした地層である。

本礫層は、全体として層厚150-200mに達し、下位の根古屋層を不整合に覆っている。すなわち、本礫層の基底は、丘陵南斜面では主として根古屋層の中部に (第34図)、東斜面では同中部-上部に接している。また、丘陵東部では本礫層基底の不整合はかなり大きな起伏を示しており、久能山礫層は下位層に対してアバットの関係で接している。このような不整合関係からみると、根古屋層と久能山礫層の間には、かなり大きな層序の間隙——陸化・削剝の時期を含む——があったものと推定される。

一方、岩相的にみると、根古屋層上部の礫がちの層準が久能山礫層に接する部分では、両者の礫層が



第34図 久能山礫層基底の不整合と根古屋層のスランブ構造 (静岡市中平松の北方)



第35図 久能山礫層基底部のシルト岩塊を含む礫層  
(清水市蛇塚の北方)

極めてよく似ているため、どの礫層（単層）をもって境界とすべきか判定困難なことが少なくない。今までの地質図ではおもに厚い礫層の出現をもって久能山礫層の基底としているように見られるが、本報告ではむしろ海成シルト層が挟まれなくなるところをもって根古屋層の上限とみなした。

久能山礫層の基底部には、一般に主部と多少岩相の異った部分が10m以下の厚さで伴われる。これは、丘陵東半部では、10-10数cm大の亜円-亜角礫が密集し、根古屋層に由来する径1-2m大のシルト岩塊を多量に含んだ乱雑な堆積状態を示すものであり（第35図）、西南部では数cm大の礫を主とする砂礫質の部分で、その上位にはときに砂と砂質シルトとの互層を伴うことがある。

久能山礫層の主部は、主として層理のよく発達した礫層からなる。これは、径10-20cm、と

きに30-50cm大の大礫の集中部と径数cm大以下の中-小礫の集中部とが2-3cmないし数mごとの厚さで互層状に繰り返すものであって、遠望したとき成層状態は明瞭であり、しばしば大規模な斜交層理を示す。礫は円-亜円礫を主としており、瀬戸川層群の砂岩・頁岩や高草山層群の火山岩類の礫が多く、これにチャート・閃緑岩・石英斑岩や静岡層群に由来する砂岩の礫を混じえている。一般に、大礫には



第36図 久能山礫層（清水市村松西方）礫の覆瓦状配列が明瞭

瀬戸川層群の砂岩や高草山層群の火山岩類の礫が多いが、後者は上方へ次第に多くなる傾向がある。礫の並び方には、一般に層理に平行した方向性が顕著であり<sup>3)</sup>、かつ覆瓦状配列が著しい(第36図)。礫の覆瓦状配列によって示される水流の方向は、丘陵東半部は西から東を、同西南部では東ないし南東を示している。本礫層には、しばしば砂層や泥質層の薄層が挟まれており、泥質層中には木片などが含まれている。

久能山礫層からの化石としては、丘陵東斜面の南矢部の谷で、本層基底部から、ナマウンゾウ (*Palaeoloxodon naumanni*) の臼歯の産出が報告されている(土, 1958)。この産出層準はあるいは、根古屋層上部に当たるかも知れない。この他、丘陵南斜面の安居付近でも、同様にナマウンゾウの化石を産出したと言われるが、公表されていない。

### VII. 1. 3 草薙泥層

本層は有度丘陵の北西斜面で東大谷から馬走<sup>まぼせ</sup>まで連続するほか、丘陵内の稜線部にもごく狭い分布が見られる。本層は軟弱な泥質層を主体としており、侵食に対する抵抗が弱いため、その露出地は高度が低く、稜線上では鞍部となっており、上位の小鹿礫層のつくるケスタ状地形とは著しい対照を示している。この泥層の分布地は、駿河台団地・静岡大学・池田桜ヶ丘団地・草薙団地など、最近の土地造成が盛んなところであり、その露出は断片化している。

本層と下位の久能山礫層とは不整合関係にあり、本層が久能山礫層にアバットしていると言われる(土, 1960)。上位には小鹿礫層が重なる。本層の層厚は、丘陵西端での40-50mから北方へ次第に厚くなり、草薙付近では100m近くに達するとみられる。さらに東方では、馬走付近で急激に薄くなる。

本層がもっとも厚く発達する草薙-吉田川沿岸付近では、本層の主部は暗灰色(乾くと灰白色)を呈し、均質・緻密な塊状で軟弱・粘稠な(ときに腐泥臭を有する)砂質ないし粘土質のシルトを主としている(第37図)。シルト層中には1mおきくらいに細粒砂の薄層が、またときにシルトと細粒砂との互層が挟まれる。一方、このシルトを主とする泥質層中には、吉田川右岸のクレー射撃場などで、2-4mの厚さの礫層(第38図)——径10-15cm大の円礫が密集、礫種は主に瀬戸川層群の砂岩でチャート細礫なども含まれる——が発達する。草薙付近では、径数m大のシルト岩塊を同時浸食礫として取り込んだスランブ構造も見られる。以上のような泥質層の上位には、吉田川沿岸でほかなりの厚さのシルト・細粒砂互層が重なるようであるが、その状況は明確でない。

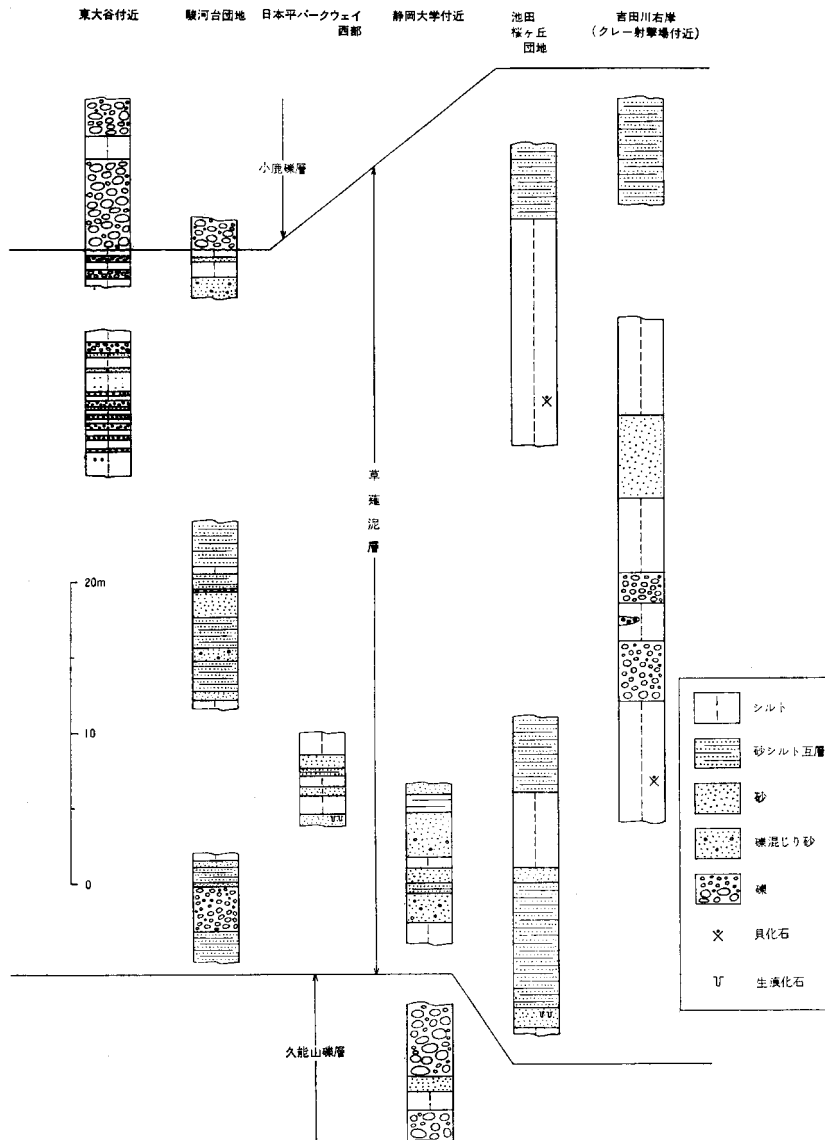
草薙-吉田川沿岸付近では、上記の泥質層中に豊富な内湾性貝化石を多産する(Tsuchi, 1954a, 1955; 土, 1960)。土(1960)は、この貝化石群において、内湾奥の潮間帯から水深数mまでの泥-砂泥底の群集として、*Batillaria multiformis*, *Tritia festiva*, *Crassostrea gigas*, *Cyclina orientalis*, *Theora lubrica*, *Macoma incongrua*などを、湾口から湾央かけての群集として、*Saccella gordonis*, *Pecten albicans*, *Pillucina yamakawai*, *Azorinus abbreviatus*などを、更に外洋性のもの(破片)として *Paphia euglypta*, *Venus foveolata* を報告し、当時の海水温が現在の駿河湾より幾分高かったことを指摘している。この他、砂管・泥管などの生痕化石も多い。

3) 地質図に記入した本礫層の走向・傾斜は、主として礫の配列の方向性によって測定したものである。上・下の地層との関係からみて、これにはかなりのoriginal dipがあるものとみられる。

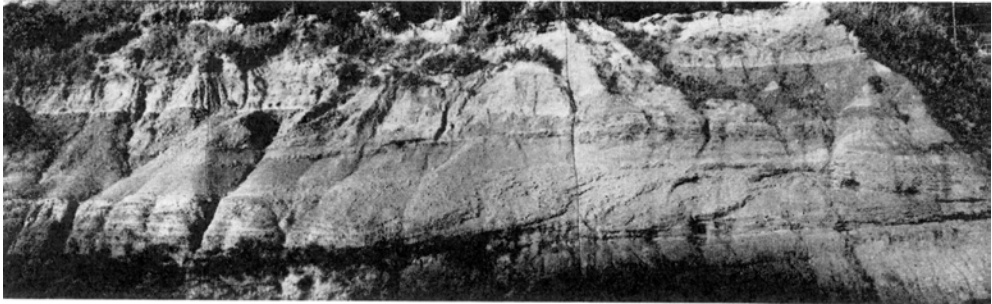


吉田川沿岸より南では、上記の主部の粘土質-砂質シルトを主とする部分は薄くなり、シルト・細粒砂互層よりなる部分がよく発達するようになる。池田桜ヶ丘団地付近ではシルト層から、*Pecten albicans*, *Crassostrea gigas*, *Dentalium* sp. などの貝化石を産した。更に南方では、全体に礫層の挟みが多くなり、泥質層と礫質層との互層となる。この付近では、パイプ状の生痕や植物破片を除いて、化石の産出は乏しい。なお、本層の植物化石については黒田（1962）の報告があり、本層の中部にかなり寒冷湿潤な気候を示す層準が挟まれることが指摘されている。

本層は、その堆積状況や含有化石から見て、間氷期の海面上昇に伴う堆積物とみなされている（土、



第37図 草薙泥層柱状図



第38図 草薙泥層の模式的な露頭（静岡市吉田川東岸のクレイ射撃場）中部に礫層を挟む

1960). 本層と上位の小鹿礫層とを合わせたものは南関東の下末吉層に対比されており（東海地方第四紀研究グループ，1969など），最終間氷期の地層と考えられる．

#### Ⅶ. 1. 4 <sup>おしか</sup> 小鹿礫層

本層は草薙泥層の上位に重なる扇状地性の礫層である．有度丘陵西－北麓に明瞭なケスタ状の地形を示す幾つかの緩斜地を構成するほか，丘陵頂部で日本平と呼ばれる広い平坦地を作っている．層厚は山麓部で30-40m，丘陵頂部で10-20mである．この礫層の作る平坦面（堆積面）は，日本平面（土，1959）と呼ばれる．

本層が草薙泥層と接するところでは，下位層から漸移する場合もあるが，一部では多少の凹凸を持った浸食面で境されている．丘陵頂部では，久能山礫層の上に直接に重なる．小鹿礫層は岩相的には久能山礫層とかなりよく似ている．礫は一般に径10-20cm大及び数cm大以下の円－亜円礫よりなるが，久能山礫層のように径50-100cmにも達する大礫は含まない．礫としては，大礫には瀬戸川層群に由来する砂岩や高草山層群のデイサイト礫が多く，中－小礫には頁岩・チャートなどが多い．この傾向は，久能山礫層の場合と同様である．しかし，礫の配列の規則性や大・小の礫の集中による成層は久能山礫層の場合ほど顕著でなく，また，礫の覆瓦状配列も見られない．一般に礫や礫間の基質が多少風化を受けて，赤褐色を呈することが多い．日本平などでは，本層の上位に2m前後の厚さの“赤土層”が重なる．

本層からは化石は未発見である．本層はもともと安倍川の扇状地礫層として形成されたものであるが，有度丘陵のドーム状隆起に伴って現在では西－北へ傾斜した堆積面を残しているものである（土，1960）．

#### Ⅶ. 1. 5 <sup>くによしだ</sup> 国吉田礫層

本層は，有度丘陵の北縁で，下位の小鹿礫層の作る緩傾斜地の外側に，それより更に緩い緩傾斜地を作って分布する扇状地性の礫層である．本層の堆積面は，小鹿礫層のそれと20-30mの比高をもって低位にある．

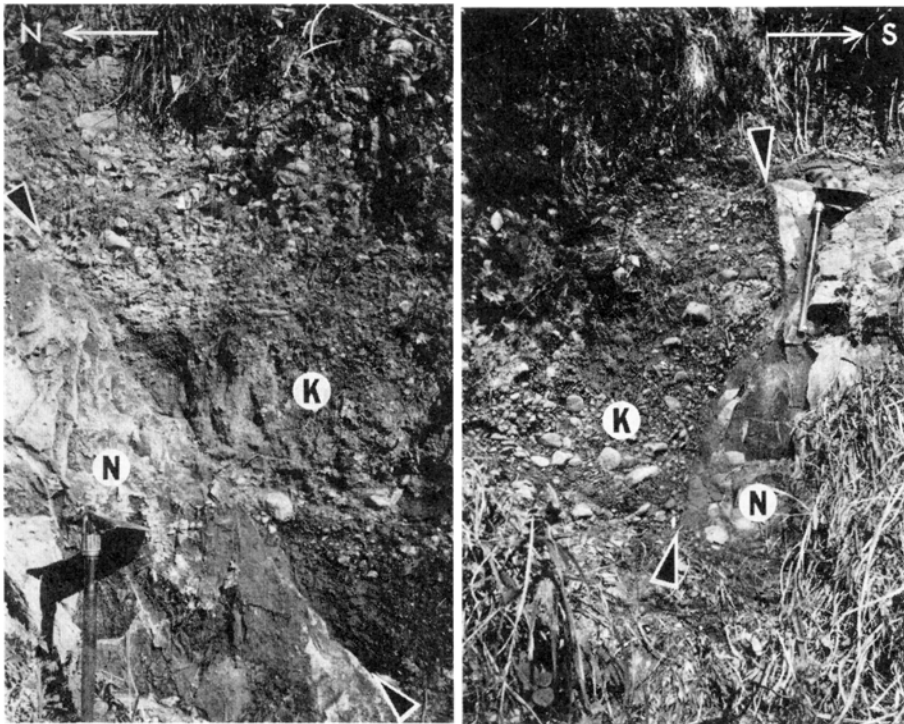
本層の露頭は現在でははなはだ乏しく，その全容を察することは困難である．土（1960）の記載を参照すると，本層は砂岩礫を主とした径10cm大以下の亜円－亜角礫よりなる．小鹿礫層と比べて礫種構

成は類似するが、淘汰はより悪く、かつ、しばしば砂やシルトの薄層を挟み、かつての安倍川の扇状地堆積物であるとされている。

### VII. 1. 6 有度丘陵の地質構造

有度丘陵に発達する第四系は既に述べてきたように、一つの大きなドーム構造を作っている。ただし、ドーム構造は特に南側を海食により切り取られており、有度丘陵ではドーム構造の北半部が見られるにすぎない。根古屋層の最下位の部分は、丘陵南縁の安居-古宿付近に露出しており、この付近がドームの核の部分に当たるものであろう。根古屋層のより上位の部分は、丘陵北東部にかなり広く露出しており、北東-南西～北北東-南南西方向にやや伸長したドーム構造が想定される。有度丘陵の形成は、この地質構造上のドームの形成と密接に関連している。

丘陵南縁の急崖を形成する部分では、根古屋層・久能山礫層を切って東北東-西南西方向に並走する幾つかの正断層（主として南落ち）が認められるが、いずれも規模は小さい（第39図）。



第39図 根古屋層（N）・久能山礫層（K）を切る小断層（静岡市根古屋東方、滝ヶ原川のダム付近）  
写真は一つの露頭の左右両端を示す。右側の断層は北落ち、左側の断層は南落ちで、その中間約5mの部分には久能山礫層が地溝状に落ち込んでいる。

## Ⅶ. 2 沖積層（静岡・焼津平野の地下地質）

静岡図幅地域内では、地域北東部に安倍川の扇状地を主とする静岡平野が広がり、地域南西部には大井川の扇状地を主とする焼津平野（の一部）が発達している。この他、有度丘陵の東側から南側へかけては、狭長な海岸平野が連なる。

これらの平野のうち、焼津付近の地下地質については、初め天然ガス関係の資料に基づいて伊田（1959）が、次いで東海道新幹線関係の資料に基づいて池田（1964）が報告している。静岡平野の地下地質については、東海道新幹線・東名高速道路を始め各種工事関係の多数の資料に基づいた土（1971）、土・高橋（1972）の総括がある。また、これらの平野に関連した地質柱状図は、土・北川（1976）、静岡県地震対策課（1978）に整理、集録されている。

なお、地質図では沖積層を、表層部において卓越する堆積相に基づいて、扇状地及び崖錐堆積物（ $a_1$ ）、海浜堆積物（ $a_2$ ）及び後背低地堆積物（ $a_3$ ）に区分して塗色してある。

**扇状地及び崖錐堆積物（ $a_1$ ）**は、扇状地性砂礫層、崖錐堆積物及び谷底平野を埋積する砂礫層を含み、主として焼津平野の南部（ほぼ瀬戸川以南の地域）、静岡平野の中西部、ならびに藁科川及び桂島以北の朝比奈川沿岸の沖積層表層部を占める。

**海浜堆積物（ $a_2$ ）**は、主として海浜砂からなり、海岸から数100mの範囲の駿河湾沿岸の沖積層表層部を占める。

**後背低地堆積物（ $a_3$ ）**は、主として後背低地性の泥層からなり、焼津平野の北部（ほぼ瀬戸川以北の地域）と静岡平野東部の巴川及び大谷川沿いの沖積層表層部を占める。

静岡平野と焼津平野においては、地下のかなりの深さにいたるまで $a_1$ 分布地域では扇状地性砂礫層が、また、 $a_3$ 分布地域では泥層が卓越している。

**静岡平野** 主として安倍川と藁科川に由来する厚い砂礫層によって構成されている。砂礫層の層厚は、安倍川の河谷の部分（<sup>しづはな</sup>賤機山西方）でも、扇頂部（静岡市街地付近）でも、100m以上に達し、河口近くでは200m以上の厚さとなる。この厚い砂礫層は、しばしば砂泥層を挟み、岩相の水平的な変化が激しいが、礫質相の発達ほぼ谷津山一有東山を結んだ線より西側で顕著である。しかし、この中でも安倍川河口付近では、海面下7-8mと15m前後にやや連続性のよい砂泥層が挟まれており、前者ではその中に泥炭層も包含されている。上記の谷津山一有東山を結んだ線より東側では、下部では礫層が優勢であるが、-15m以浅では砂泥層がよく発達するようになる。小鹿付近では-80m以浅の砂泥層で貝化石の産出が記録されている。これらの地層では、完新統と更新統との境界は明確ではない。安倍川扇状地の西側、丸子川や小坂川（<sup>しづはな</sup>）の谷では泥質層が厚く発達している。後者では-35m以浅で貝化石を含み、表層部には泥炭層が発達する。

一方、安倍川扇状地の北側に当たる図幅地域北縁の巴川沿いの低地では、泥質層の発達が著しい。この付近は“古折戸湾”（土、1971）と名付けられた完新世初期の内湾の周縁部に当たっており、海水準以下に貝化石を含み海成と思われる砂泥層が発達する。これより上位では植物破片の多い泥質層を主とし、砂礫層やときに泥炭層が挟まれる。

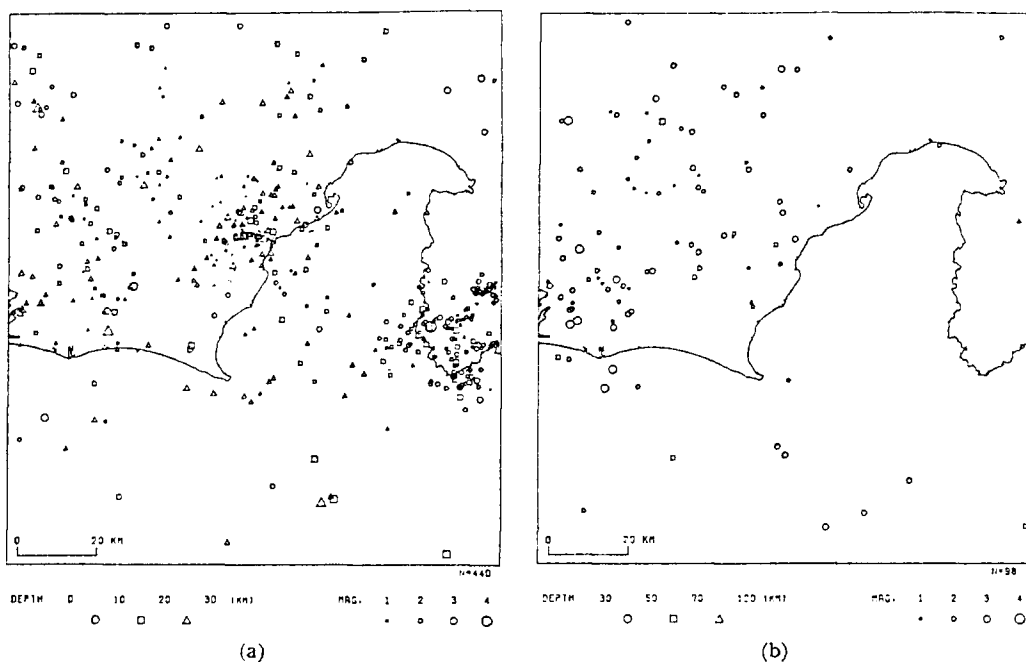
有度丘陵の東方、清水港付近の沖積層は、層厚30m前後で、上部が砂層、下部が貝化石を含む泥質層又は礫層を主としている。この付近では、現在の海拔4m前後のところから、ハイガイ (*Anadara granosa*)、モクハチアオイ (*Lunulicardia retusa*) など温暖な内湾水域を示す貝化石が報告されている (TSUCHI, 1953)。

**焼津平野** 大井川の扇状地は、主として砂礫層によって構成されており、砂礫層の最大層厚は200m以上に達する (伊田, 1959) が、ここでも完新統と更新統との境界は明確でない。砂礫層の発達は、ほぼ現在の瀬戸川の流路を北限としており、それより北側では表層部を除いて泥質層の発達が著しい。泥質層は、ハイガイなどの貝化石を含み、内湾成とみられる (池田, 1964) が、その基底は焼津市街北方の新幹線沿いで-50m以深に達する。

## VIII. 応用地質

### VIII. 1 地震

最近の名古屋大学地震予知観測センターや国立防災科学技術センターによる精密微小地震観測の結果、静岡圏幅及びその周辺地域では、地殻内-最上部マントル (地表下0-30km) に震源を有する微小地震が活発に起っていることが分かってきた (第40図)。また、1931年から1976年までの期間に静岡県



第40図 静岡圏幅地域周辺での最近の地震活動

1975年7月から1977年12月までに発生した地震の震央分布 (山崎・大井田(1979)による)

a: 震源が深さ0-30 kmのもの b: 震源が深さ30-120 kmのもの

中部地域に発生したマグニチュード3以上の地震の震央も、第41図に示したように、本図幅地域に集中している。

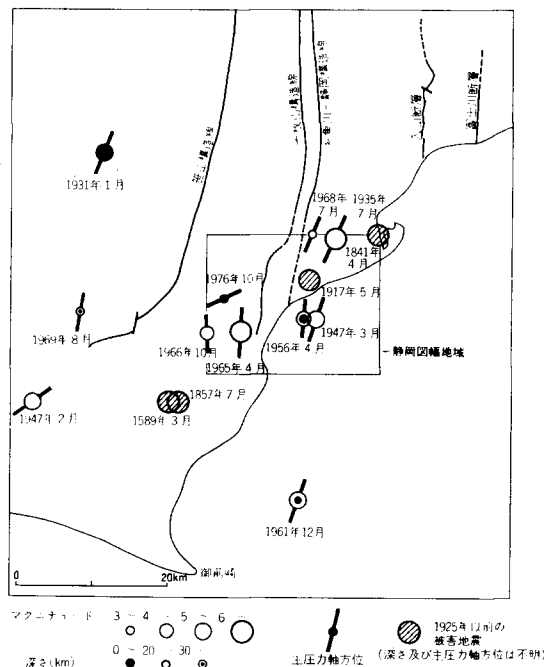
これらの地震は、そのほとんどが南北―北北東を主圧力軸方位とするストライクスリップ型の発震機構を持っている (ICHIKAWA, 1971; 武尾ほか, 1979など), しかし, 山崎・大井田 (1979) によると, 1976年10月26日に岡部町桂島付近の地下17kmの地点を震源として起った地殻内地震は, 東北東を主圧力軸方位とする発震機構を持っている (第41図)。また, 最近, 鶴川 (1981) は, 静岡市付近に震源を有する地震について, 震源が20km以浅のものはほぼ東西の主圧力軸方位を示すのに対して, 震源が20km以深のものでは南北の主圧力軸方位を持つものが多いことを指摘している。

本図幅地域周辺に震央を有する被害地震は, 第6表に示したように, いずれもマグニチュード6クラスであり, 同7以上の地震は起っていない。また, これらの直下型地震による被害の程度も, 1854年の安政東海地震 (マグニチュード8.4), 1923年の関東大地震 (同7.9) 及び1944年の東南海地震 (同8.0) が静岡県全体で200-400人の死者, 数千戸の全壊家屋を出しているのに比べてはるかに小さい。

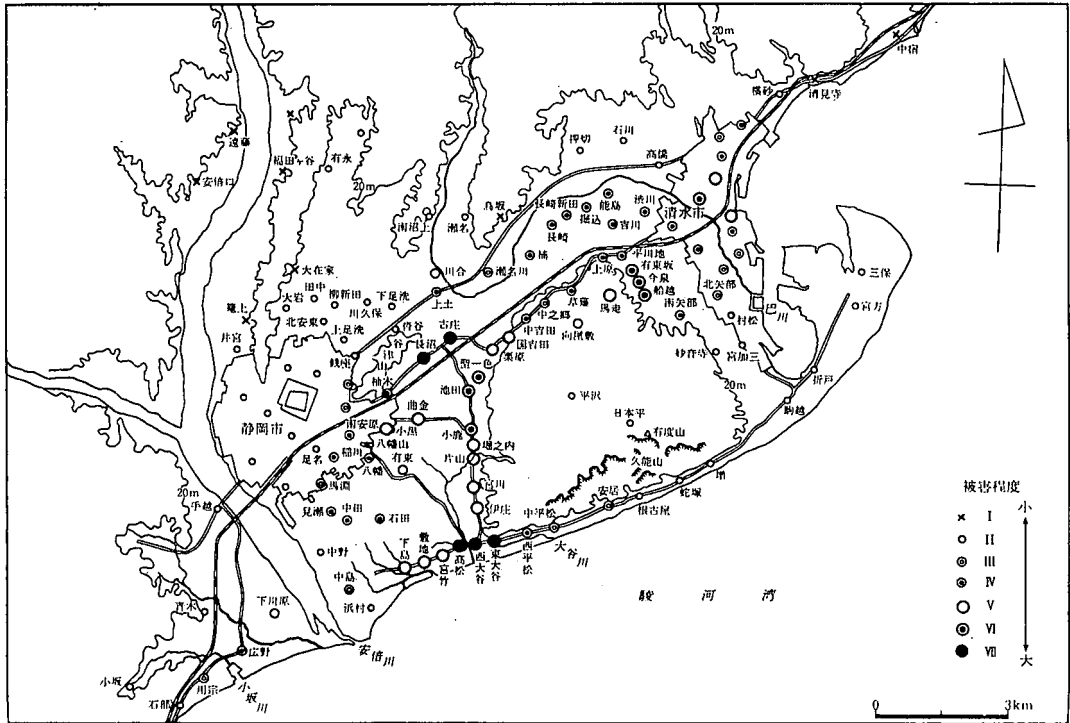
次に最近の被害地震 (1935年の静岡地震及び1965年の地震) と詳細な観測データが得られている1976年の地震について簡単に記載する。

### 1935年の静岡地震

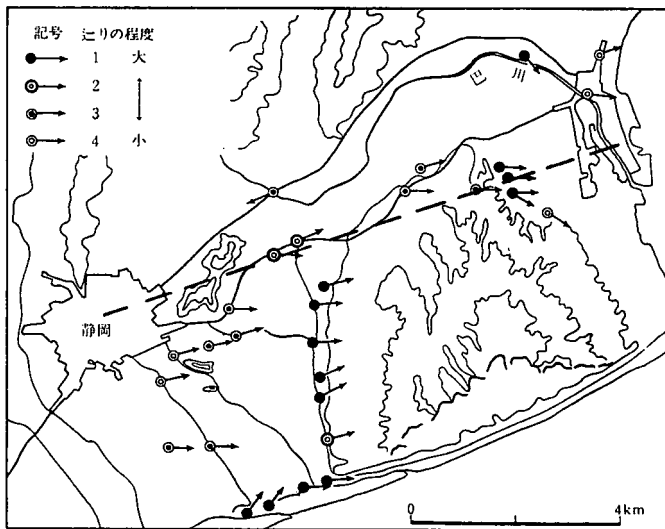
本地震は過去50年間に静岡図幅地域で発生した最大規模の地震であり, 1935年7月11日に静岡市草薙



第41図 静岡図幅地域周辺に震央を有するマグニチュード3以上の地震の分布と主圧力軸方位 (ICHIKAWA (1971), 気象庁 (1974), 大井田・伊藤 (1974), 宇佐美 (1975), 武尾ほか (1979) 及び山崎・大井田 (1979) による)



第42図 1935年静岡地震による集落別家屋被害程度（金原・竹村（1935）の資料に宇佐美（1975）が加筆修正したもの）  
 被害程度 I：被害なし。柱時計の止まったものもあるし、止まらないものもある II：棚の上のもの落下し、壁にやや亀裂の入ったものが多い III：壁の落ちたものかなり。家屋がやや損傷をうけ、壁に亀裂の入ったものが多い IV：半壊もときどきあるが、おおかたは大破ないし壁の落下程度のものが多い V：半壊がかなりあり、大破が多い VI：おおむね半壊。被害の少ないものでも大破が多い VII：全壊がかなり。他はおおむね半壊あるいは大破



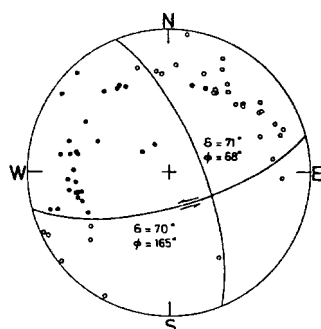
第43図 1935年静岡地震による家屋の滑动方向（金原・竹村（1935）の資料に宇佐美（1975）が加筆修正したもの）  
 破線は武尾ほか（1979）による地下地震断層の推定位置

第6表 静岡圏幅地域周辺に震央を有する被害地震

日 時	震 央 位 置		マグニチュード	被 害 地 域 と 被 害 状 況
	北 緯	東 経		
1589年 3月21日	34.8°	138.2°	6.7	駿河・遠江：両国で民家多く破損。
1841年 4月22日	35.0°	138.5°	6.4	駿河：駿府城の石垣がくずれ、久能山東照宮の諸堂破損、清水付近で地割れ水を噴出、三保の松原で200坪(66a)ほど沈下。
1857年 7月14日	34.8°	138.2°	6.4	駿河：田中城(現藤枝市立西益津小学校)内の石垣・塀などがところどころ破損した。
1917年 5月18日	34.95°	138.4°	6.3(5.8)	静岡県静岡市・清水市：死者2人、負傷者6人、れんが塀、れんが煙突の被害が多かった。
1935年 7月11日 (静岡地震)	35°0′	138°26′	6.3(6.2)	静岡県静岡市・清水市：死者9人、負傷者299人、全壊住家363棟、全壊非住家451棟、清水港の岩壁と倉庫が大破し、道路・鉄道に被害があった。
1965年 4月20日	34°53′	138°18′	6.1	静岡県清水市(焼津市・藤枝市・静岡市・岡部町でも小被害あり)：死者2人、負傷者4人、清水市梅ヶ谷などで、壁の破損、瓦の墜落などがあった。

宇佐美(1975)、萩原(1935)及び武尾ほか(1979)による

付近の地下20-30kmの地点を震源として発生した。マグニチュードは6.2-6.3と推定されている(氣象庁, 1958; 武尾ほか, 1979など)。同地震に際しては、地震断層の出現は認められていない(萩原, 1935; 斎田, 1935)。静岡地震による被害は、死者9人、負傷者299人、全壊住家363棟、全壊非住家451棟にのぼった(宇佐美, 1975)。金原・竹村(1935)、那須・安田(1935)及び宇佐美(1975)によると、家屋被害の激しかった地域は、有度丘陵の西南端部(高松から西大谷にかけての地域)、同丘陵西縁の伊庄から国吉田にかけての地域、谷津山東方の長沼及び古庄、更に有度丘陵東北端の船越から有東坂に



第44図 1935年静岡地震の発震機構  
武尾ほか(1979)による 黒丸：押し(Compression) 白丸：引き(Dilatation)

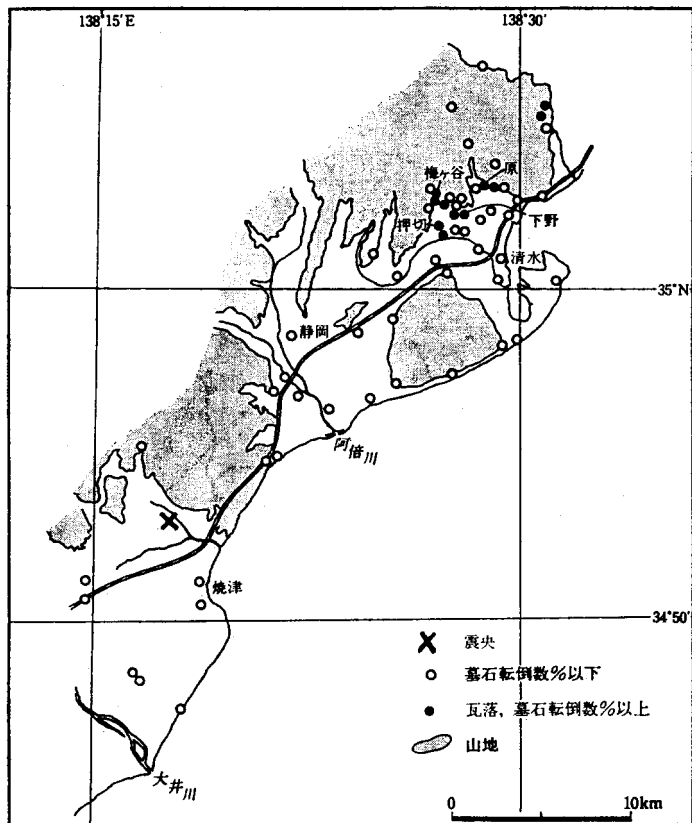
かけての地域などである(第42図)。本地震による石燈籠や墓石の転倒方向、家屋の滑动方向(第43図)、及び家屋の傾き方向などは、いずれも東-東北東のものが多く(金原・竹村, 1935)、震央付近の地震動では、東西成分が卓越していたものと推定される。武尾ほか(1979)は、上述したような地震被害の状況と震央付近での地震動の卓越方位などから、静岡地震のメカニズム解における二つの節面(第44図)のうち、東北東走向のものが実際の断層面であったと推定している。武尾ほかによって推定された地下断層は、第43図に示したように、巴川河口付近から静岡市街に達する長さ約11km、



N75° E走向の断層である。地形地質調査からは、上述した地下断層推定位置には活断層や地質断層は認められていない。

### 1965年の地震

本地震は、焼津平野北部の地下約20kmの地点を震源として1965年4月20日に発生し、マグニチュードは6.1とされている（気象庁、1968）。この地震によって死者2人、負傷者4人の人的被害があった（宇佐美、1975）。またこの地震による建物の破損や墓石の転倒などの物的被害は、第45図に示したように、震央付近よりも震央から約25km北東の清水市梅ヶ谷・押切・下野・原などで著しかった。松田・柴野（1965）によると、これらの被害の著しい地域は、沖積地だけでなく、段丘上や新第三系からなる山地山麓にも分布しており、いわゆる地盤の良否による被害程度の差は顕著でない。松田・柴野は、この地震による特異な被害状況は、発震機構の節面に沿って、S波振幅が大きくなることによって引き起こされた可能性があると指摘している。

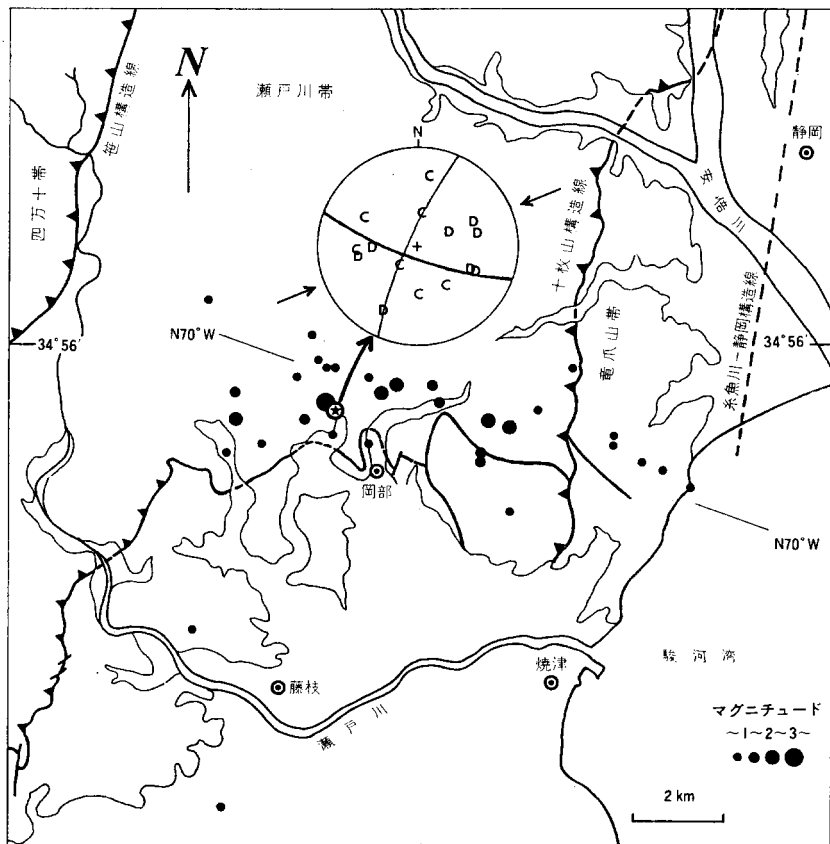


第45図 1965年4月20日の地震による被害の分布（松田・柴野（1965）の資料に宇佐美（1975）が加筆修正したもの）

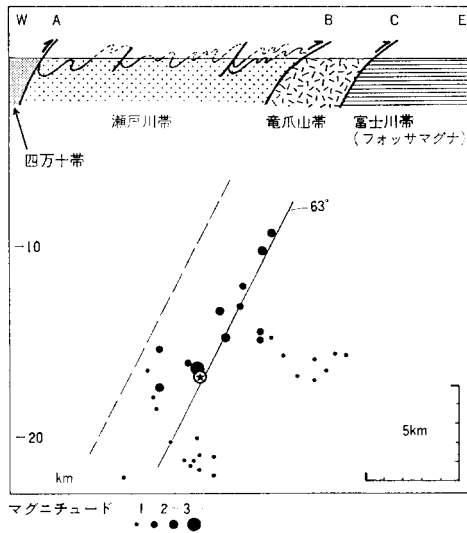
## 1976年の地震

1976年10月26日に岡部町を震源として発生したマグニチュード4弱の地震については、本震の発震機構のほかに、余震の分布が得られている(第46図)。余震震央の多くは、 $N70^{\circ}W$ 方向に直線的に配列しており、メカニズム解における西北西-東南東走向でほぼ垂直な節面が実際の断層面であったことを示唆している。また、本震と余震の震源を東西方向の垂直断面に投影してみると、マグニチュード2以上の地震の震源は、約 $60^{\circ}W$ の傾斜をもって直線的に配列している(第47図)。この直線的配列の地上への延長は、糸魚川-静岡構造線に一致している(第47図)。これらの事実は、 $N70^{\circ}W$ 方向の地下断層面上における実際の破壊が、この断層面と糸魚川-静岡構造線との“交わり”という最も脆弱な部分に沿って起ったことを示していると考えられる(第48図)。

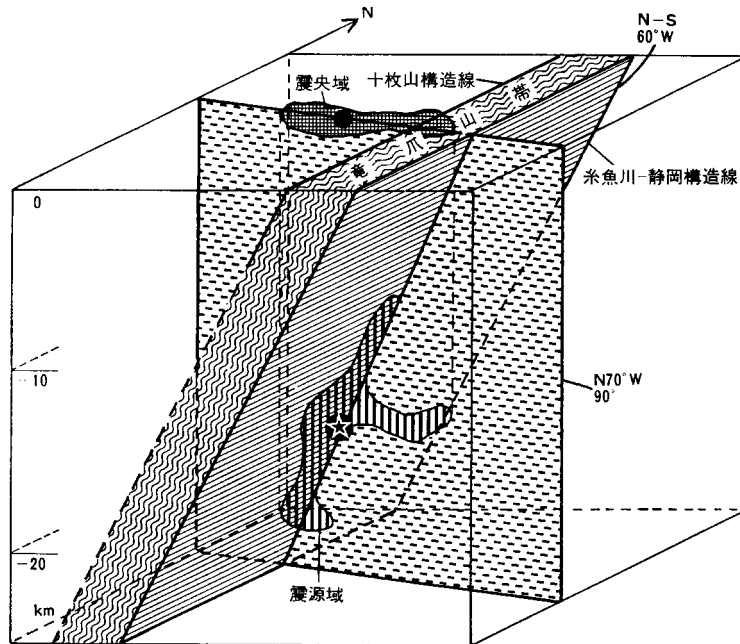
以上に述べた静岡岡幅地域周辺に震央を有する地震(いずれもマグニチュード7未満)では、明瞭な上下変動は知られていない。一方、南海トラフ東部から駿河トラフにかけての地域に震源域を有すると推定される1854年の安政東海地震(マグニチュード8.4)及び1707年の宝永東海地震(同8.4)の際に



第46図 1976年10月26日のマグニチュード4弱の地震(★)とその余震の震央分布及び主震の発震機構  
(地震に関するデータは、山崎・大井田(1979)及び山崎文人による)主震の発震機構 C:押し(Compression)  
D:引き(Dilatation)



第47図 1976年10月26日のマグニチュード4弱の地震(⊕)とその余震の垂直分布 震源を北緯34°56′に沿う東西垂直断面に投影したもの (震源データは山崎文人による) A: 笹山構造線 B: 十枚山構造線 C: 糸魚川-静岡構造線



第48図 1976年10月26日の地震と地質構造との関係 (杉山 (1981) による)

は、本図幅地域周辺で顕著な上下変動があった。

安政東海地震では、御前崎付近から富士川河口にかけての駿河湾西岸地域が隆起し、隆起量は清水で約1.5-2m、御前崎で1m程度と推定されている (今村, 1943; 羽鳥, 1976, 1977)。また、宝永東海地震に際しては、御前崎付近で約1mの隆起があったと考えられている (今村, 1943)。しかし、静岡

及び清水付近における同地震による地殻変動については不明な点が多く、羽鳥（1977）は1.5-2mの沈降があったとしているのに対して、石橋（1977）はむしろ隆起した可能性が強いとしている。

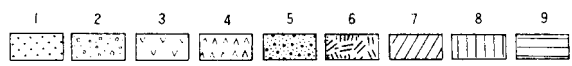
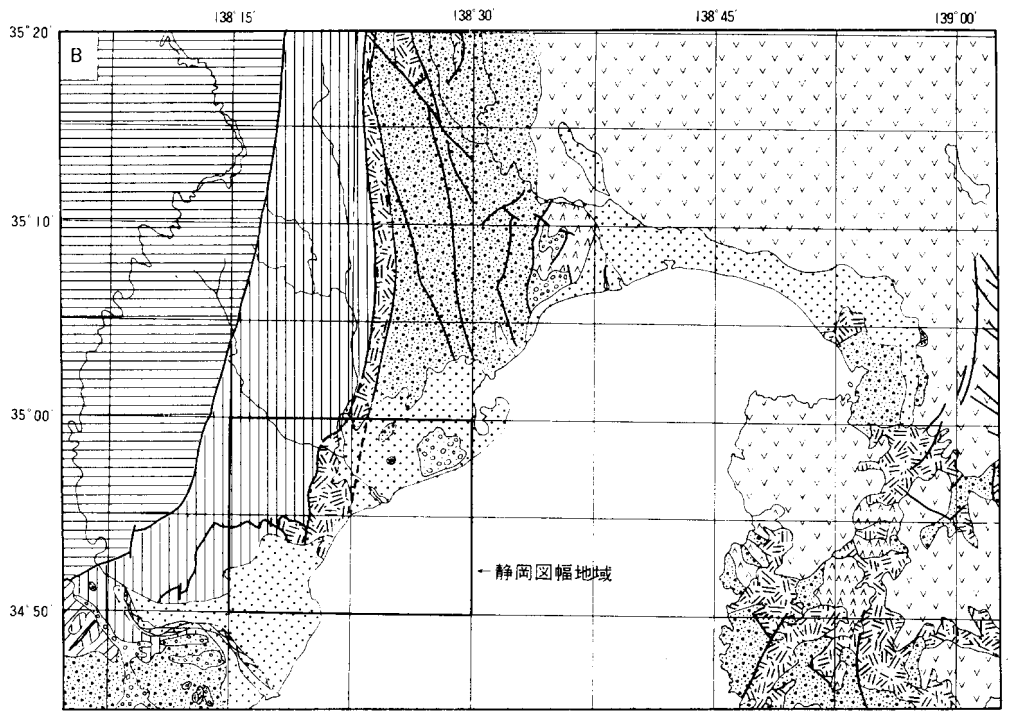
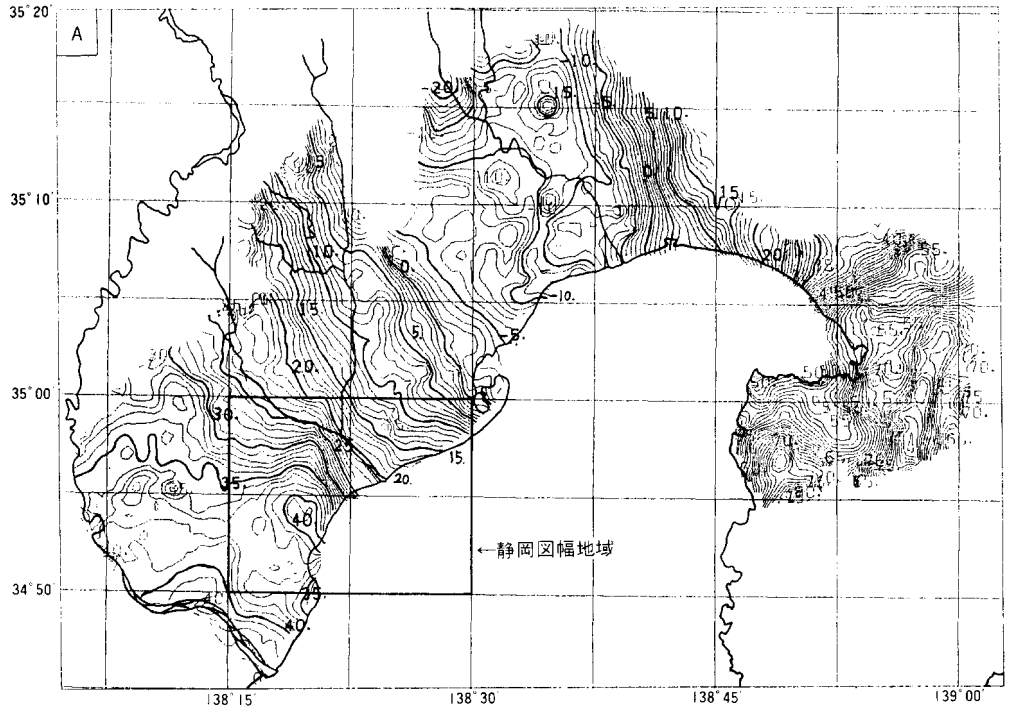
静岡図幅地域における最近73年間（1900-1973年）の上下変動は、沼沢を基準（上下変動なし）とした場合、30-40cmの沈降となっている（佐藤，1977）。一方、静岡図幅地域における最近約5,000年間の累積上下変動量は、6,000-5,000年前の完新世高海水準期<sup>4)</sup>の海成層上面が、清水市天王山遺跡付近では海拔約6.5mの位置に、また、同市永楽町（清水図幅地域）付近では海拔約4mの位置にある（TSUCHI, 1953；土, 1959）ことから、やや正（隆起）と考えられる。したがって、静岡図幅地域では、瀬野（1977）及び垣見（1977）により約150-300年間隔で繰り返すと推定されている南海トラフ東部及び駿河トラフ沿いの巨大地震時の急激な隆起量が、巨大地震間の緩やかな沈降量を幾分上回っていると推定される。

## VIII. 2 重力異常

本図幅地域を含む駿河湾沿岸地域の重力異常（ブーゲー異常）は、駒沢ほか（1981）によって詳しく調査されている（第49図）。駿河湾北岸地域のブーゲー異常図（第49図）で最も注目される点は、富士川沿岸地域が全体として北西-南東方向の低重力異常域となっていることである。この低重力異常域は、主として後期中新世-更新世に少なくとも3,000m以上の厚さを持つ海成層が堆積した地域（南部フォッサマグナ地域）にほぼ対応している。南部フォッサマグナ地域から静岡図幅地域にかけては、等重力線の伸びの方向は全体として北西-北北西となっている。このような等重力線の方向は、瀬戸川層群や北隣清水図幅地域に分布する静岡層群に発達している北東-南西～北北東-南南西走向の軸面を有する褶曲構造とは非調和的である。一方、杉山（1981）によって指摘された鮮新世末-更新世初頭に形成されたと考えられる北西-南東～北北西-南南東走向の軸面を有する褶曲構造（瀬戸川層群・大井川層群・高草山層群、及び静岡層群を初めとする南部フォッサマグナ地域の上部中新統～鮮新統に発達している）や南部フォッサマグナ地域の主要な断層の走向とは調和的である（第49図）。これらの事実は、静岡図幅周辺地域の重力異常パターンが、主として新第三紀以降に、南部フォッサマグナ地域の地質構造の発達と密接に関係して、形成されたものであることを暗示している。

静岡図幅地域内におけるブーゲー異常の特徴としては、高草山地域に北西-南東を長軸とする高重力異常域が、また、焼津平野に低重力異常域が存在する（第49図）。焼津平野の低重力異常は、最大200m以上の厚さをもつ沖積層の影響と推定されるが、同程度の厚さの沖積層が発達する静岡平野では顕著な低重力異常域が認められないことから、より深部の地質構造が反映されたものであるかもしれない。高草山周辺の高重力異常域は高草山層群のアルカリ岩類の分布に対応している。この高重力異常域は高草山層群の分布に対応して北-北北東方向に張り出している（第49図）。張り出しの西側の地域では等重力線の伸びの方向は東西となっているのに対して、張り出しの東側の地域では北北西-南北となり、重力値の勾配は急になっている。このような事実は、高重力異常の原因と考えられるアルカリ岩類が、西に傾斜した垂直分布を有していることを示唆しており、地震のデータから推定された静岡地域の地下地質構造（第47・48図）と極めてよく対応している。

4) 森脇（1978）によると、日本では一般に現在の海水準よりも2-5m程高かったと考えられている。



第49図 静岡県中・東部地域のブーゲー異常図と地質図

A: ブーゲー異常図 (駒沢ほか (1981) による) 仮定密度は 2.4 g/cm<sup>3</sup> B: 地質図

凡例 1: 沖積層 2: 更新統 3: 後期更新世—完新世の火山岩類 4: 前・中期更新世の火山岩類 5: 上部中新統及び鮮新統 6: 下部中新統 (主として火山・火砕岩類) 7: 下部中新統 (主として砂層岩類) 8: 古第三系—下部中新統 (瀬戸川層群及び大井川層群) 9: 白亜系—古第三系 (三倉層群)

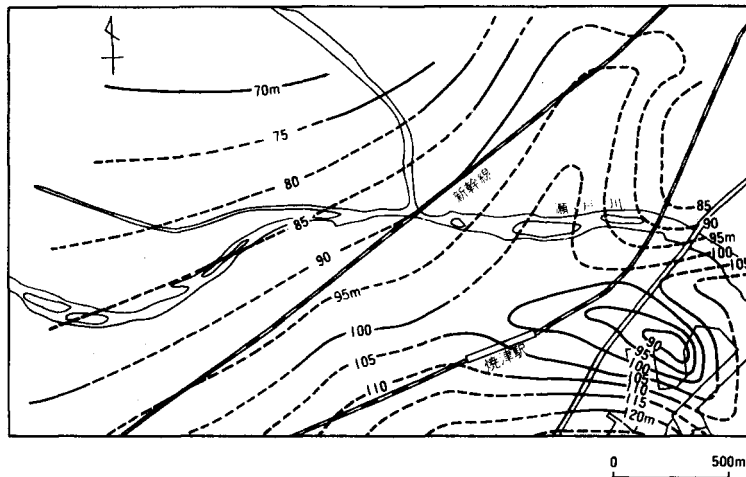
### VIII. 3 天然ガス

本図幅地域には焼津ガス田が存在する。本ガス田は瀬戸川河口の左右両岸にまたがる小規模なガス田で、主体をなすのは右岸地域であり、ガス層は沖積層中にある。沖積層の厚さは100-150mで、砂礫を主とし、暗灰色のシルトを伴い、全体として非海成層を主とすると考えられるが、まれに沿岸性の貝化石を産するところもある。伊田（1955）によると、主なガス層は沖積層の基底のG<sub>7</sub>層（厚さ5-25m）、及びその上位のG<sub>6</sub>層の2層であるが、沖積層の厚いところでは、沖積層の基底にG<sub>7</sub>層より下位のG<sub>8</sub>層（厚さ10-15m）の存在が認められる。第50図のG<sub>7</sub>層の上限で示された地下構造図からも読み取れるように、焼津港の北端の少し北を西北西-東南東に走るドーム状の構造が認められる（伊田，1955）。坑井地質によれば、この構造はアルカリ玄武岩の潜丘の反映で、この潜丘を囲んでガス鉱床が発達している。一般に基盤に近いところの沖積層の傾斜は2°程度であるが、潜丘付近では5°程度の傾斜をもつところもある。

焼津ガス田が本格的に開発されたのは1941年からで、1959年までに54坑井が掘削された。最盛期は1957年で、14坑井からの年間産ガス量は1,137,218Nm<sup>3</sup>（平均3,116Nm<sup>3</sup>/day）であった。しかし、1959年以後の減退は著しく、1963年1月には、稼働井4本でガス量は800Nm<sup>3</sup>/day程度に落ちてしまった。現在の稼働井は41号井のみで、他に44号井が予備井として保存されている。

この41号井（東海都市ガス株式会社所有）は、焼津駅北東約300mの東海道本線の北側に位置し、1957年に174.58mまで掘削されたが、G<sub>7</sub>層の上限は100.5m、120m前後からG<sub>8</sub>層に入り、155.4m-166.7mの砂礫層の掘削中には、ガス泡が盛んに上昇してきたという。166.7mで基盤の高草山層群の黑色頁岩に入り、更に172.6mでアルカリ玄武岩に達した。

初日産量は、ガス量870Nm<sup>3</sup>/day、水量1,443kl/day、ガス水比0.6で、付随水のCl<sup>-</sup>は6,570mg/l、水温は45.3°C、また水位は1.9mであったという。坑底温度は52°Cであったというから、見かけの地



第50図 焼津ガス田地下構造図（G<sub>7</sub>層上限深度）（伊田（1955）に一部加筆）

温勾配は100m当たりおよそ22°Cもある。このように、41号井は大成功を収めたがその後の減退は比較的急で、1963年にはガス量は400Nm<sup>3</sup>/day程度となり、また1971年には7.5馬力の水中モーターポンプを使用して水量187kl/dayまで減退したという。本井は現在焼津市営温泉井として使われている。

第7表に示されているように、本ガス田のガス質の特徴としては、数vol.%以上のN<sub>2</sub>などを含むことが挙げられる。これはガスの大半が基盤の下部中新統高草山層群に由来する

ことを示すものであろう。1957年当時の本ガス田の累計生産量が飽和埋蔵量をはるかに上まわっている(地質調査所, 1957)ことも、この推定を裏づけている。

なお、東海都市ガス株式会社では、最近、焼津港付近で新たに本ガス田の開発を行っている。昭和55年には深度1,000m、昭和56年には深度1,500mの試掘を行い、かなり有望なガス徴を得ている。

第7表 焼津ガス田のガスの組成 (vol.%)

ガス	坑井	1)		2)		H <sub>2</sub>
		R.31	R.24	R.21	R.23	
CnHm		0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
CH <sub>4</sub>		92.8	92.0	92.8	81.4	90.8
CO <sub>2</sub>		0.5	0.2	0.5	1.0	1.0
O <sub>2</sub>		0.2	0.2	0.2	0.2	0.1
N <sub>2</sub> etc.		6.4	7.5	6.4	17.3	8.0

1) 兼子(1956)による

2) 地質調査所(1957)による

## VIII. 4 地下水

本図幅地域における地下水は、大別すると、静岡一清水地域では安倍川系・巴川系・有度山系に、焼津-藤枝地域では大井川系と瀬戸川系に分けられる。

### 安倍川系

この系統の地下水は、安倍川扇状地の地下水で、安倍川・藁科川の表流水を起源とする。

扇状地は、礫を主とし、これに薄い粘土層を挟む単調な地層からなり、礫層は東名高速道路静岡インターチェンジの近くでは深度200mまで連続する(東京通商産業局, 1974)。しかし、国鉄静岡駅と登呂遺跡を結ぶ線から東では、礫層は粘土混じりに変わる。

扇状地の被圧地下水は自噴水頭を有し、静岡市内には自噴井群が3カ所にある。安倍川左岸では、賤磯山近くの安東自噴帯(自噴井の深さ10-30m)と海岸に近い中島自噴帯(同30-50m)、右岸では用宗自噴帯(同, 30-50m)があって、1960年以前に比べるとその範囲は縮小している。

自噴水の温度は15-60°C、pH7.6-7.7の弱アルカリ性で、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>が約20mg/lと巴川水系、有度山系(ともに数mg/l)より多いのが特徴である。

扇状地地下水の汲上げ量は、静岡県条例に基づく届出によると、1980年に約644,000m<sup>3</sup>/dayで、用途は使用水量が多い方から農業用水(48%)、生活用水と工業用水(それぞれ20%)、その他用水(8%)、建築物用水(4%)の順となっている。

### 巴川系

この系統の地下水は、巴川低地の地下水で、その起源は、主として安倍川扇状地の地下水と長尾川の

表流水である。

低地の地下地質は、巴川と長尾川との合流点右岸では105mで基盤岩（砂岩と泥岩の互層）に達する。基盤岩より上位層は、全体としては礫混じり砂であるが、7m以浅が黄色粘土層、13-25mが貝殻破片を混じえる砂層、65-88mが青色粘土層と砂礫層の互層である（東京通商産業局、1974）。

長尾川の下流左岸には、長尾川起源の被圧地下水（深度20-30m）があって、自噴水頭を有し、瀬名自噴帯を形成している。しかし、巴川中・下流域の地下水は塩水である。

### 有度山系

この系統の地下水は、有度山体の降水を起源とする。

深井戸資料によると、地下地質は、砂層・礫層・粘土層の累層で、粘土層は黄褐色又は青色を呈し、礫層も黄褐色を呈する。

草薙には、1955年頃まで自噴井があったが、現在では存在しない。この系統の地下水は、温度16°C前後、弱酸性で、鉄分（全鉄0.5mg/l程度）に富む点が、安倍川系と相違する水質上の特徴である。

### 大井川系

この系統の地下水は、黒石川以南の大井川扇状地地下水で、大井川表流水を起源とする。

扇状地は、深度150mの深井戸資料に基づく、95mを境として、二つの異なった地層からなる。下位層は赤褐色粘土混じり砂礫層である。上位層は上部（25m以浅）と下部（81-95m）が砂礫層、中部が砂と粘土からなる細粒質層である（東京通商産業局、1970）。

扇状地の被圧地下水は、水頭圧が高く、海岸線から4kmの内陸まで自噴井が存在する。自噴水の温度は16-17°C、弱酸性、水質はCa-HCO<sub>3</sub>型である。

焼津市内では恒温・良質の大井川系被圧地下水が最も多く利用されている。汲上げ量は、県条例に基づく1980年の届出で約344,000m<sup>3</sup>/day、用途別に多い順に挙げると、養魚用水（43%）、生活用水（26%）、工業用水（25%）、農業用水・建物用水・その他用水（合わせて6%）となっている。

### 瀬戸川系

この系統の地下水は、黒石川以北の地下水である。

瀬戸川下流低地では、地表面近くから有機物を多く混じえる粘土層が厚く分布する。同層は、例えば、国鉄新幹線と東名高速道路が交叉するところでは深度4-29mに、東名焼津インターチェンジの近くでは4-69m（19-51mに貝殻破片を混じえる）に、国鉄焼津駅の近くでは100m（40-45mと59-63mに貝殻破片を混じえる）まで連続する。粘土層の下位層は砂礫層又は同層と粘上質層との互層で、前記の焼津インターチェンジ付近では約80m、焼津駅付近では約160mで基盤岩に達する。

焼津市内には、黒石川から小石川河口にかけて、自噴井がわずかに存在する。

深度100m前後の被圧地下水は、市街地で温度22-26°C、Na-Clの水質型を示す塩水で、全鉄は1mg/lを超える。

本水系の被圧地下水は、一般に全鉄が多いことから、冷却用に利用される程度である。



## VIII. 5 温 泉

本図幅地域においては、焼津市中に焼津市営温泉の源泉があるにすぎない。本温泉は、既述したように、もともとは天然ガス井として掘削された井戸（東海都市ガス株式会社の41号井）であるが、産出ガス量が減退したため、温泉井に転用されたものである。本温泉は泉温40°C、pH8.3の含塩化土類食塩泉であり、Na<sup>+</sup>、Cl<sup>-</sup>イオンのほかに、Ca<sup>2+</sup>イオンに富んでいる（第8表）。本温泉は現在自噴しておらず、焼津市が人工的に汲上げ、同市内の数カ所の保養施設に供給している。

## VIII. 6 土木建築材料

本図幅地域では、昭和56年現在、9カ所で土木建築材料用の岩石の採取が行われている（第9表）。採取されている岩石は、瀬戸川層群の頁岩及び石灰岩、高草山層群のアルカリ玄武岩・粗面安山岩・粗面岩、及び根古屋層の礫である。瀬戸川層群の頁岩及び石灰岩は、道路の路床・路盤及び宅地造成用として採取されている。高草山層群のアルカリ玄武岩などは、主として道路の路床・路盤材として採取されているが、一部は港湾工事（主として埋め立て）にも用いられている。根古屋層の礫は、主としてコンクリート用骨材として採取されているが、同層中の礫の採取は地すべり防止事業の一環として行われているものである。

第8表 焼津市営温泉の温泉水分析値

井戸の位置		焼津市中 <sup>なか</sup>
深 度		70m と 120m
揚 湯 量		200 l / m
泉 温		40.0°C
比 重		1.0059
色		無 色 透 明
臭		無 臭
pH		8.3
カチオン (mg/l)	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	—
	Na <sup>+</sup>	1908.7
	K <sup>+</sup>	23.86
	Fe <sup>2+</sup>	0.596
	Fe <sup>3+</sup>	—
	Ca <sup>2+</sup>	1463.1
	Mg <sup>2+</sup>	35.29
Mn <sup>2+</sup>	trace	
アニオン (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	23.75
	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0.280
	Cl <sup>-</sup>	6329.4
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.974
	AsO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0.001
	HSiO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.981
非解離成分 (mg/l)	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	24.84
	HBO <sub>2</sub>	—
	HAsO <sub>2</sub>	0.010
遊離炭酸 (CO <sub>2</sub> )(mg/l)		0.286

分析：静岡県衛生研究所

第9表 静岡圏幅地域における採石の状況

会社名	採石地	採取岩石	用途	月産量 (昭和55年)
市川土木株式会社	静岡市慈悲ノ尾	瀬戸川層群滝沢累層の頁岩	宅地造成・道路路床	0.5万m <sup>3</sup>
大富建材有限公司	静岡市慈悲ノ尾	瀬戸川層群滝沢累層の頁岩	宅地造成	未詳
協業組合 静岡砕石センター	焼津市小浜	高草山層群のアルカリ玄武岩及び粗面岩	道路路床・路盤及び建築基礎	1-2万m <sup>3</sup>
静岡砂利株式会社	静岡市丸子舟川	高草山層群のアルカリ玄武岩及び粗面安山岩	道路及び線路の路床	2-3万m <sup>3</sup>
	静岡市古宿	根古屋層の礫	道路路床・宅地造成・植木	1万m <sup>3</sup>
千代産業建設株式会社	静岡市安居	根古屋層の礫	コンクリート用骨材	3万m <sup>3</sup>
東海礫業株式会社	静岡市慈悲ノ尾	瀬戸川層群滝沢累層の頁岩	道路路床	0.8万m <sup>3</sup>
	静岡市美ノ輪	瀬戸川層群滝沢累層の石灰岩	道路路盤	2.5万m <sup>3</sup>
山本建設工業株式会社	静岡市丸子舟川	高草山層群のアルカリ玄武岩	港湾工事	2万m <sup>3</sup>

文 献

- AOKI, K. (1963) The kaersutites and oxykaersutites from alkalic rocks of Japan and surrounding areas. *Jour. Petrol.*, vol. 4, p. 198-210.
- 荒井章司・下川浩一・高橋輝章 (1978) 瀬戸川帯の超塩基性-塩基性岩類の貫入形態に関して. 地質雑, vol. 84, p. 691-693.
- 浅野 清 (1936) 静岡県掛川地方の有孔虫類について. 地質雑, vol. 43, p. 739-757.
- (1962) 有孔虫化石群からみた日本の古第三系. 東北大理地質古生物邦文報告, no. 57, 32 p.
- BLOW, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy *Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils*, 1, p. 199-429.
- 地質調査所 (1957) 日本鉱産誌V-b. p. 349-352.

- 千谷好之助 (1931) 7万5千分の1地質図幅「静岡」及び同説明書. 地質調査所, 48 p.
- 萩原尊礼 (1935) 昭和10年7月11日の静岡地震に就て. 地震研究所彙報, vol. 13, p. 951-965.
- 羽鳥徳太郎 (1976) 安政地震 (1854年12月23日) における東海地方の津波・地殻変動の記録——明治25年静岡県下26ヵ町村役場の地震報告から——. 地震研究所彙報, vol. 51, p. 13-28.
- (1977) 静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査. 地震研究所彙報, vol. 52, p. 407-439.
- 広川 治・今井 功・坂本 亨・奥村公男 (1976) 20万分の1地質図幅「静岡・御前崎」. 地質調査所.
- HONJO, J. and MINOURA, N. (1968) *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK and the geologic age of the Setogawa Group. *Proc. Japan Acad.*, vol. 44, p. 165-169.
- 星野通平・村山弘樹・伊藤孝肖・佐藤 武 (1971) 有度丘陵根古屋層中の浮石について. 東海大学紀要海洋学部, no. 5, p. 43-53.
- IBARAKI, M. and TSUCHI R. (1973) Planktonic foraminifera from the Nekoya Formation, Shizuoka Prefecture, Japan. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, vol. 8, p. 167-174.
- 茨木雅子 (1981) 浮遊性有孔虫による南部フォッサマグナ新第三系の地質年代. 地質雑, vol. 87, p. 47-49.
- ICHIKAWA, M. (1971) Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968. *Geophys. Mag.*, vol. 35, p. 207-274.
- 伊田一善 (1945) 所謂「中央地溝帯」南西部の地質構造. 京大地質学術報告, no. 4, p. 1-12.
- (1952) 静岡県藤枝町天然ガス地質調査報告. 地調月報, vol. 3, p. 169-174.
- (1955) 焼津ガス田. 石油技術協会誌, vol. 20, p. 14-20.
- (1959) 静岡県焼津市地下の第四系. 第四紀研究, vol. 1, p. 129-135.
- IJIMA, A., INAGAKI, H. and KAKUWA, Y. (1979) Nature and origin of the Paleogene cherts in the Setogawa Terrain, Shizuoka, Central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], vol. 20, no. 1, p. 1-30.
- 池田俊雄 (1964) 東海道における沖積層の研究. 東北大理地質古生物邦文報告, no. 67, 85 p.
- 池田保夫 (1978) 静岡県竜爪層群の火成岩類について. 岩鉱, vol. 73, p. 47-57.
- 今村明恒 (1943) 遠州東南地塊の傾動に就いて. 地震, vol. 15, p. 217-224.
- 石橋克彦 (1977) 1707年宝永地震の震源域は駿河湾奥まで及ばなかったか? 地震予知連絡会東海部会資料, p. 69-78.
- 石井基裕・牧野 融 (1946) 瀬戸川統より発見せられたる高等有孔虫 *Discoeyclina* sp. について (予報). 地質雑, vol. 52, p. 1-2.
- 石川政憲 (1976) 静岡県高草山地域のアルカリ岩類. 地質学論集, no. 13, p. 367-379.
- IWASAKI, Y. and ONO, S. (1977) A molluscan assemblage of the Setogawa Group. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 106, p. 105-121.

- 垣見俊弘 (1977) 駿河湾—相模湾における巨大地震の再来周期. 地震予知連絡会東海部会資料, p. 1-14.
- 兼子 勝 (1956) 本邦天然ガス鉱床の地質学的研究. 地質調査所報告, vol. 169, p. 30-32.
- 河内洋佑・水野篤行 (1965) 瀬戸川層群中のパンペリー石. 地球科学, vol. 76, p. 38-40.
- KIMURA, T. (1966) Thickness distribution of sanastone beds and cyclic sedimentations in the turbidite sequences at two localities in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 44, p. 561-607.
- 木村敏雄 (1967) 大井川流域南部の四万十層群の地質構造——小構造による構造解析の例——. 佐々保雄教授還暦記念論文集, p. 21-38.
- (1979) 日本列島——その形成に至るまで—— [II・上]. 古今書院, 578 p.
- 金原寿郎・竹村千幹 (1935) 昭和10年7月11日静岡地震震害調査報告. 地震研究所彙報, vol. 13, p. 966-984.
- 気象庁 (1958) 日本付近の主要地震の表 (1926年-1956年). 地震月報, 別冊1, 91 p.
- (1968) 日本付近の主要地震の表 (1963年-1967年). 地震月報, 別冊3, 62 p.
- (1974) 日本付近の深さ70km以深の地震表 (昭和36年-昭和48年). 地震月報, 別冊5, 43 p.
- 北里 洋 (1980) 瀬戸川層群からの深海性底生有孔虫化石群集. 四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集, p. 219-225.
- ・新妻信明・小山真人・近藤康生・神谷隆宏 (1981) 駿河湾周辺後期更新世根古屋層, 草薙層, 国吉田層, 古谷層の地磁気層序. 静大地球科学研究報告, no. 6, p. 45-59.
- 小池 清 (1957) 南関東の構造発達史. 地球科学, vol. 34, p. 1-18.
- 駒沢正夫・長谷川 功・須田芳郎 (1981) 駿河湾沿岸地域の重力分布について. 物理探査学会昭和56年春季講演会講演予稿集, p. 83.
- KUNO, H. (1968) Differentiation of basalt magmas. in Hess, H. H. and Poldervaart, A. (eds.), *Basalts*, Interscience Publishers, New York, p. 623-688.
- 黒田啓介 (1962) 有度山の草薙泥層から産する植物化石, 地学しずはた, no. 29, p. 2-11.
- 横山次郎 (1935) 静岡地震の地質学的見解. 地球, vol. 24, p. 1-7.
- (1939) 大井川層の石灰岩と *Lepidocyclina*. 地質雑, vol. 46, p. 243-246.
- (1950) 日本地方地質誌「中部地方」. 朝倉書店, 241 p.
- (1963) 掛川地方地質図及び同説明書. 地質調査所, 30 p.
- ・森下 晶・糸魚川淳二 (1975) 日本地方地質誌「中部地方」 (改訂版). 朝倉書店, 451 p.
- 松田時彦 (1961) 富士川谷新第三系の地質. 地質雑, vol. 67, p. 79-96.
- ・柴野睦郎 (1965) 昭和40年4月20日静岡・清水付近地震の被害地調査報告——とくに地震学的地塊について. 地震研究所彙報, vol. 43, p. 525-639.
- MATSUMOTO, E. (1964) The Asagai-Poronaian molluscs from Shizuoka Prefecture, Central Japan. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ.*, [B], vol. 31, (2), p. 95-112.
- (1966) Geology of the Paleogene and Lower Neogene formations in the lower

- course of River Ooigawa, Shizuoka Prefecture, Central Japan. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ.*, [B], vol. 33, (2), p. 115-133.
- and HIRATA, M. (1972) *Akebiconcha uchimuraensis* (KURODA) from the Oligocene formations of the Shimanto Terrain. *Bull. Natn. Sci. Mus.*, vol. 15, (4), p. 753-760.
- MIDDLEMOST, E. A. (1972) A simple classification of volcanic rocks. *Bull. volcanol.*, vol. 36, p. 382-397.
- 宮内仁志・岡田博有 (1978) 瀬戸川帯南部の岩相と層序. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨, p. 98.
- 水野篤行 (1956) 貝化石による九州北西部古第三系の分帯 (予報) ——本邦古第三系の対比論のために. 地調月報, vol. 7, p. 261-270.
- 森脇 広 (1978) 完新世における海水準変動の諸問題——諸外国の例——. 地理学評論, vol. 51, p. 176-187.
- 中島謙造 (1886) 20万分の1地質図幅「静岡」及び同説明書. 地質調査所, 47 p.
- 那須信治・保田柱二 (1935) 静岡強震に就て. 地震研究所彙報, vol. 13, p. 942-950.
- 大井田 徹・伊藤 潔 (1974) 近畿地方東部および中部地方における浅発地震の発震機構. 地震2, vol. 27, p. 246-261.
- 大森貞子 (1976) 岩石および鉱物中の主成分のけい光X線分析法——第2報 ガラス円板を使用した検量線法による定量分析——. 地調月報, vol. 27, p. 425-442.
- ・大森江い (1976) 岩石および鉱物中の主成分のけい光X線分析法——第1報 ガラス円板作成について——. 地調月報, vol. 27, p. 195-211.
- 小野晃司 (1962) 日本産火山岩の化学成分. 地質調査所, 441 p.
- ONO, S (1973) Slaty cleavages in the Paleogene Setogawa Group in Central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], vol. 18, no. 3, p. 431-454.
- 大塚弥之助 (1931) 第四紀. 岩波講座 (地質・古生物), 岩波書店, 107 p.
- RIEDEL, W. R. and SANFILIPPO, A. (1978) Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontology*, vol. 23, no. 1, p. 61-96.
- 斎田時太郎 (1935) 昭和10年7月11日静岡地震に就て. 地震研究所彙報, vol. 13, p. 985-998.
- 斎藤常正 (1960) 静岡県島田・掛川市付近の第三系とその浮遊性有孔虫化石群. 東北大理地質古生物邦文報告, no. 51, 45 p.
- 鮫島輝彦・伊藤通玄 (1972) 大崩海岸地域の地質—山崩れ災害の地質学的背景. 静大地理研報, vol. 3, p. 1-6.
- 佐藤 裕 (1977) 東海地方の地殻変動と地形についての所感. 地震予知連絡会東海部会資料, p. 79-80.
- 瀬野徹三 (1977) 南関東・西南日本外帯の地震性地殻変動区に於ける巨大地震の再来周期. 地震2, vol. 30, p. 25-42.
- 静岡県地震対策課 (1978) 静岡県地震対策基礎調査報告書. ボーリング柱状図集Ⅲ, 99 p.

- 杉 健一 (1938) 静岡県高草山の Dolerite に於ける Purple Augite の Aegirization. 地質雑, vol. 45, p. 769.
- 杉山雄一 (1980) 静岡県中部に分布する第三系大井川層群の海底地すべり堆積物と異地性角礫岩塊. 地質雑, vol. 86, p. 673-685.
- (1981) 静岡地域の地質構造発達史——特に, 多重褶曲構造と最近の地殻変動について——. 構造地質研究会誌, no. 26, p. 71-87.
- ・下川浩一 (1981) 静岡県中部に分布する古第三系瀬戸川層群の古地理学的研究. 地質雑, vol. 87, p. 439-456.
- 高草山団研 (1979) 静岡県高草山地域の層序と構造. 地質学論集, no. 16, p. 157-167.
- 武尾 実・阿部勝征・辻 秀昭 (1979) 1935年7月11日静岡地震の発生機構. 地震2, vol. 32, p. 435-449.
- 千葉とき子 (1965) 静岡県高草山地域のアルカリ岩について. 岩鉱, vol. 54, p. 23-31.
- TIBA T. (1966) Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayama district, Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, vol. 9, p. 541-610.
- 東海地方第四紀研究グループ (1969) 東海地方の第四系. 日本の第四系 (地団研専報no. 15), p. 299-318.
- 徳岡隆夫 (1964) 静岡県下の瀬戸川層群, 大井川層群についての概説. 地質雑, vol. 70, p. 1-11.
- 徳山 明 (1972a) 糸魚川—静岡線沿いの竜爪山帯と大崩海岸地域の地質概説. 静大地理学研報, vol. 3, p. 7-11.
- (1972b) 静岡地域の基盤地質構造の問題点 (I). 静大教育研報 (自然科学), no. 23, p. 67-86.
- (1974) 4. 古第三系 (瀬戸川帯). 土 隆一編, 静岡県の地質, 静岡県, p. 27-34.
- ・半田孝司 (1978) フォッサマグナの基盤構造と現在の地殻運動. 地学雑誌, vol. 87, p. 14-27.
- 東京通商産業局 (1970) 静岡県大井川下流地区地下水利用適正化調査報告. 工業用水, no. 138, p. 35-47.
- (1974) 静岡県静岡地域地下水利用適正化調査報告. 工業用水, no. 191, p. 29-49.
- 登内正治・小林和男 (1981) 瀬戸川オフィオライトの古地磁気学. 日本地球電気磁気学会第70回講演会講演予稿集 p. 163.
- TSUCHI. R. (1953) Marine molluscs from the Alluvium deposits near Shimizu City. *Rep. Lib. Ar. Fac. Shizuoka Univ.*, no. 4, p. 37-43.
- (1954a) Later-Cenozoic mollusca from Udoyama, Shizuoka, Japan. *Rep. Lib. Ar. Fac. Shizuoka Univ.*, no. 6, p. 47-52.
- (1954b) On the fossil-coenosis from the Nekoya Formation, Shizuoka, Japan. *Rep. Lib. Ar. Fac. Shizuoka Univ.*, no. 6, p. 27-35.
- (1955) On the depositional condition of the Kusanagi Mud, the Pleistocene bed,

- Shizuoka Prefecture. *Rep. Lib. Ar. Fac. Shizuoka Univ.*, no. 7, p. 61-68.
- 土 隆一 (1958) 久能山凝層から *Paleoloxodon namadicus naumanni* MAKIYAMA の産出について. 地質雑, vol. 64, p. 311-312.
- (1959) 日本平とその周辺の地形発達史. 地理評, vol. 32, p. 642-652.
- (1960) 有度山の地質構造ならびに地史. 地質難, vol. 66, p. 251-262.
- (1961) 東海地方の第四紀地史. 横山教授記念論文集, p. 31-44.
- (1971) 静岡・清水平野の地形・地質について. 竹原教授記念論文集, p. 183-189.
- TSUCHI, R. and IBARAKI, M. (1980) Correlation of Neogene sequences on the Pacific coast of southern Japan by means of planktonic foraminifera and mollusca. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 15, p. 53-68.
- 土 隆一・北川光雄 (1975) 静岡・清水地域の地質<改訂版>. 静岡商工会議所, 289 p.
- ・高橋 豊 (1972) 東海地方の沖積海岸平野とその形成過程. 地質学論集, no. 7, p. 27-37.
- 辻村太郎 (1942) 断層地形論考. 古今書院, 397 p.
- УИИЕ, H. (1975) An Early Miocene planktonic foraminiferal fauna from the Megami Formation, Shizuoka Prefecture. *Bull. Natn. Sci. Mus.*, [C], vol. 1, no. 3, p. 83-92.
- 氏家 宏・井上洋子 (1980) 静岡県西部, 三笠層群の地質学的研究. 国立科学博物館専報, no. 13, p. 9-14.
- 鶴川元雄 (1981) 中部地方・西南日本の地殻底地震発生のメカニズム. 地震学会昭和56年度春季大会講演予稿集, p. 56.
- 宇佐美龍夫 (1975) 資料日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 335 p.
- 和田信彦 (1976) 静岡県, 安倍川地域の地質について. 地質雑, vol. 82, p. 581-593.
- 渡辺 光 (1942) 東海地方東部沿岸地帯の地形誌. 日本地誌学 1, p. 201-231.
- 渡部芳夫・松本 良・飯島 東 (1981) 静岡県高草山周辺の第三系 (予報). 日本地質学会第88年学術大会講演要旨 p. 115.
- 山崎文人・大井田徹 (1979) 駿河湾及びその周辺の地震活動. 地震 2, vol. 32, p. 451-462.
- 山崎直樹 (1930) 駿河国西部に於ける火成岩の化学成分に就て. 小川博士還暦記念地学論叢, 弘文堂, p. 435-455.

## **QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1 : 50, 000

Tōkyō (8) No. 98

---

## **GEOLOGY**

**OF THE**

## **SHIZUOKA DISTRICT**

By

Yūichi SUGIYAMA, Koichi SHIMOKAWA

Toru SAKAMOTO and Mitsuo HATA

(Written in 1981)

---

(Abstract)

The Shizuoka district is located on the northwestern coast of Suruga Bay in Central Japan and covers about 250km<sup>2</sup> area including the urban area of Shizuoka City with a population of 400,000.

The district is situated geologically in the southwest margin of the Fossa Magna Region. The central and southwestern parts of the mapped district are occupied by alluvial deposits and the northwest quarter is underlain by the Paleogene to Lowest Miocene Setogawa Group, middle Lower Miocene Ōigawa Group and the upper Lower Miocene Takakusayama Group. In the northeast corner of the district, the Udo Hills are surrounded by the Shizuoka and Shimizu Plains, and are composed of the Pleistocene marine and fluvial deposits. The Itoigawa-Shizuoka and Jūmai-yama Tectonic Lines, the western boundary faults of the Fossa Magna Region, extend from the north in the Shimizu district of the south in the Shizuoka district (Fig 1). The south ends of the two salient faults are concealed under the alluvial deposits which were formed as fan



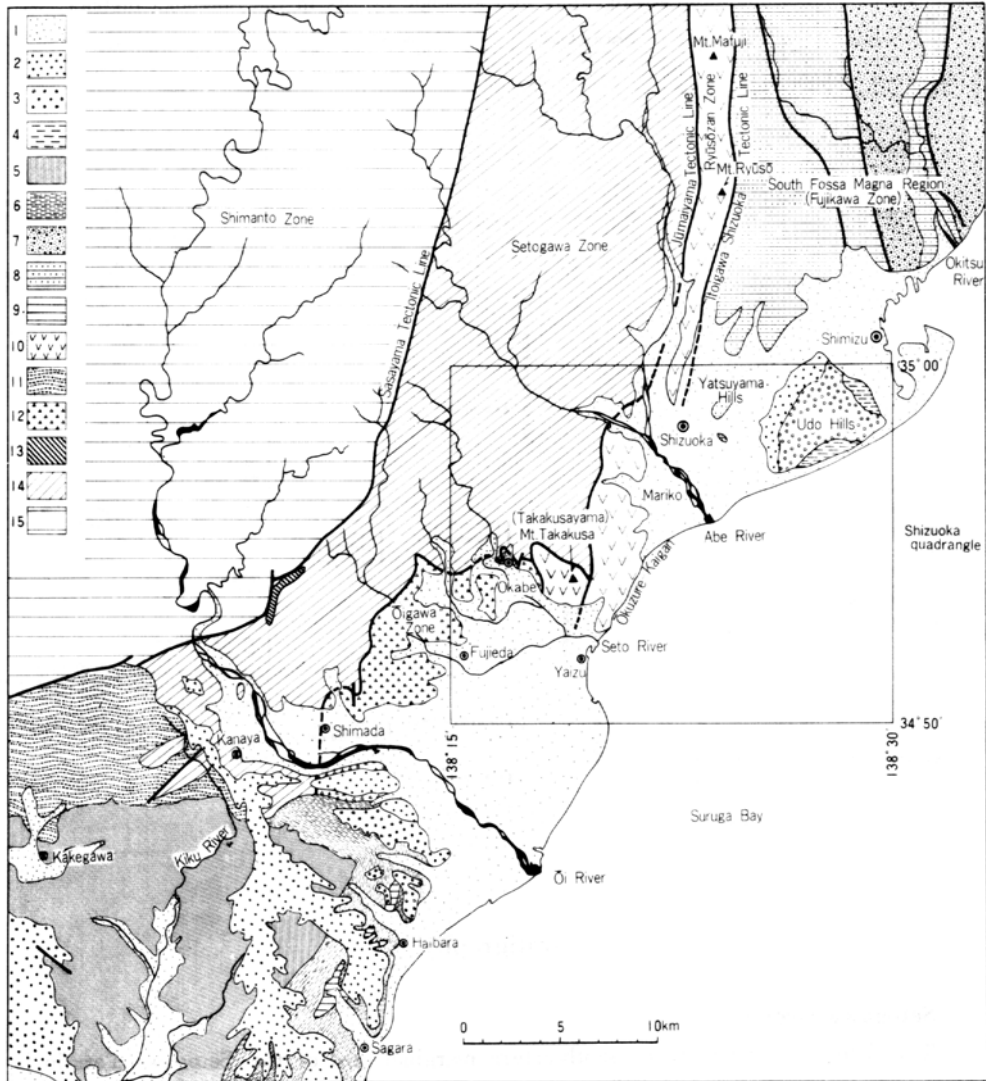


Fig. 1 Geologic map of the central part of Shizuoka Prefecture  
 1: Alluvium 2: Middle terrace deposits (Makinohara Gravel Bed, Oshika Gravel Bed, etc.), 3: Higher terrace deposits (Ogasayama Gravel Bed, Kūnozan Gravel Bed, etc.), 4: Nekoya Formation (Lower Pleistoc.?), 5: Kakegawa and Soga Groups (Pliocene-lower Pleistoc.), 6: Sagara Group (Upper Mioc.-Lower Plioc.), 7: Seikenji and Hamaishidake Group (Pliocene), 8: Shizuoka, Wada-shima and Kogōchi Groups (Upper Mioc.-Lower Plioc.), 9: Megami Formation (upper Lower Mioc.), 10: Takakusayama Group (upper Lower Mioc.), 11: Mikasa Group (upper Lower Mioc.), 12: Ōigawa Group (middle Lower Mioc.?), 13: Ōka Formation (Lower Mioc.), 14: Setogawa Group (Paleogene-Lowest Mioc.), 15: Mikura Group (Mesozoic-Paleogene).

deposits of the Abe and Ōi Rivers (Fig.1).

Table 1 Summary of stratigraphy and geologic events in the Shizuoka district

Geologic Age	Stratigraphy	Main lithology	Change of depositional environment	Volcanic activity		Tectonic movement						
				Effusive activity	Intrusive activity	Folding and upheaval	Main Faulting					
Quaternary	Holocene	Fan & talus deposits, beach deposits, and back marsh deposits	Gravel, sand and silt	Sea level	Pumice tuff	Upheaval of the Akaishi Mountains	Reverse faulting along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line and the Jimayama Tectonic Line					
		Kuniyoshida Gravel Bed	Gravel									
		Oshika Gravel Bed	Silt									
		Kusanagi Gravel Bed	Gravel									
		Nokoya Formation	Gravel and silt									
Neogene	Pliocene			Sea level	Andesite tuff	Upheaval of the South Fussa Magna Region (hiatus) ?	Reverse faulting along the Sasayama Tectonic Line					
		Late Miocene	Shizuoka Group					Yatsuyama Formation	Alternating beds of sandstone & mudstone			
	Middle Miocene											
		Early Miocene	Takakusayama Group					Okuzure Formation	Alkali basalt and trachyandesite	Sea level	Alkali basalt and trachyandesite lava Dacite lava	Trachyte Alkali feldspar and alkali gabbro Quartz diorite
	Ryūtsūzan Formation							Dacite and dacite tuff				
	Digawa Group		Moda Formation					Alternating beds of sandstone & mudstone				
			Nakaonagi Formation					Mudstone and allochthonous block				
			Shida Formation					Alternating beds of sandstone & mudstone and siltstone				
	Setogawa Group		Yoshizu Formation					Sandstone and alternating beds of sandstone & shale	Setogawa Geosyncline			
		Sakasagawa Formation	Takisawa Formation					Black shale, green tuffaceous shale, chert and limestone				
Sakasagawa Formation			Alternating beds of sandstone & shale									

## Stratigraphy

### Setogawa Group

The Setogawa Group in the southeastern marginal area of the Setogawa Terrain is divided into three formations; the Sakasagawa Formation, the Takisawa Formation, the Yoshizu Formation in ascending order (Table 1).

The **Sakasagawa Formation**, more than 150m thick, occurs only in the Sakasagawa area. The formation consists of alternating beds of sandstone and shale which are frequently disturbed by submarine slides.

The **Takisawa Formation** conformably overlies the Sakasagawa Formation and its thickness ranges from 250 to 600m. The formation has the largest outcrops in the Utsunoya area, and consists mainly of shale and biochemical rocks such as chert and limestone. Basalt lava, usually a few meters thick, is intercalated in the middle part of the formation. Micritic bedded limestone, which yields foraminifers and coccoliths indicative of the Paleocene and Eocene, overlies the basalt lava. The upper part of the

Takisawa Formation is mostly composed of black shale, chert and green tuffaceous shale, and occasionally contains intercalated biosparite, calcareous shale and andesitic tuff breccia. The upper part of the Takisawa Formation yields radiolarian fossils which are indicative of the Earliest Miocene.

The **Yoshizu Formation** reaches 700m in thickness. The formation chiefly composed of arkosic sandstone, black shale and alternating beds of sandstone and shale. The formation is characterized by the abundant submarine sliding deposits including allochthonous blocks which were chiefly derived from the Takisawa Formation.

### **Ōigawa Group**

The Ōigawa Group crops out in the narrow hilly land to the north of the urban area of Fujieda City. The group is inferred to be middle Early Miocene in age, but its exact age is not determined because of lack of reliable index fossils.

The group is subdivided into the Shida, Nakanogō and Noda Formations in upward order on the basis of lithology and existence of allochthonous blocks (Table 1).

The **Shida Formation** consists mainly of massive sandstone and alternating beds of sandstone and mudstone which were intensely disturbed by submarine slides. The total thickness of the formation attains more than 1,500m. Allochthonous blocks derived from the Setogawa Group are commonly incorporated in the formation.

The **Nakanogō Formation**, 200 to 300m thick, is made of slumped mudstone with frequent intercalations of thin sandstone beds. The formation contains allochthonous blocks derived from the Setogawa Group.

The **Noda Formation** is the upper part of the Ōigawa Group and consists of massive sandstone and alternating beds of sandstone and mudstone. No allochthonous block is included in the formation. The formation is estimated to be more than 600m thick.

### **Takakusayama Group**

The Takakusayama Group is chiefly composed of the volcanic rocks of late Early Miocene age. The group is divided into the Ryūsōzan and Ōkuzure Formations in ascending order (Table 1).

The **Ryūsōzan Formation** is distributed in the eastern part of the Mariko-Ōkuzure-kaigan area and can be traced to the north of the mapped district. The formation consists of mudstone and tuff in the lower part, and of dacite and dacite tuff in the upper part. Quarz diorite has intruded into the formation. The intrusive rock resembles dacite in chemical compositions. The Ryūsōzan Formation is estimated to be more than 950m thick.

The **Ōkuzure Formation** is exposed in the western part of the Mariko-Ōkuzure-kaigan area and the Takakusayama area. The formation, about 1,300m thick, is composed of alkali basalt, trachyandesite, tuffaceous sandstone, mudstone and intrusive rocks.

The intrusive rocks comprise mugearite, hawaiite, olivine gabbro, alkali dolerite, alkali gabbro and trachyte. Alkali basalt usually exhibits pillow structures. Alkali dolerite and gabbro are similar to alkali basalt in chemical compositions.

The trachyte contains a high content of  $K_2O$  and a low content of  $Na_2O$  in comparison with dacite and quartz diorite. A foraminiferal assemblage correlatable with Zone N.8 of BLOW (1969) is obtained from a mudstone bed intercalated in the upper part of the formation.

The Takakusayama Group has been subjected to burial metamorphism. The Ryūsōzan Formation and the lower part of the Ōkuzure Formation have been metamorphosed into the prehnite-pumpellyite facies and the upper part of the Ōkuzure Formation into the zeolite facies.

### **Shizuoka Group**

The Shizuoka Group is widely exposed to the north in the Shimizu district, but in this district occurs only in the Yatsuyama and Yahatayama Hills isolated in the Shizuoka Plain. Foraminiferal fossils indicating the Late Miocene are obtained from the lower part of the group in the Shimizu district. The strata exposed in the Yatsuyama and Yahatayama Hills are estimated to be correlatable with the middle part of the Shizuoka Group and were named the Yatsuyama Formation.

The **Yatsuyama Formation**, more than 350m thick, consists of rhythmically alternating beds of sandstone and mudstone. Mudstone fragments and slump breccia are frequently intercalated in thick sandstone beds. Sole marks such as flute casts and load casts are often found on the underside of sandstone beds and parting lineations on the upperside. These sedimentary structures indicate the paleocurrent from north to south.

### **Pleistocene**

The pleistocene strata exposed in the Udo Hills are divided into five stratigraphic units; the Nekoya Formation, Kunōzan Gravel Bed, Kusanagi Mud Bed, Oshika and Kuniyoshida Gravel Beds in ascending order (Table 1).

The **Nekoya Formation**, 200 to 300m thick, crops out on the south cliff and eastern foot of the hills. The formation is composed of gravel (lower part), silt intercalated with gravels (middle part) and alternating beds of silt and gravel (upper part). Abundant marine fossils are found in silt beds of the formation. The Nekoya Formation is considered to be Early to Middle Pleistocene in age.

The **Kunōzan Gravel Bed** constitutes a large part of the Udo Hills and consists mainly of fluvial gravels with a thickness of 150 to 200m. The gravels rest unconformably upon the Nekoya Formation. Fossil teeth of elephants (*Palaeoloxodon naumanni*) were found from the basal part of the gravels.

The **Kusanagi Mud Bed** exposed on the northwest slope of the hills is composed

of sandy and clayey silt interbedded with sand and gravel layers. The muds are about 100m in maximum thickness. This unit yields abundant molluscan fossils indicating inner-bay or estuary environments. It seems likely that the unit was deposited during the Last Interglacial transgression.

The **Oshika Gravel Bed** and the **Kuniyoshida Gravel Bed** are fan deposits of the Abe River. The former constitutes some terraces at the north-west foot of the hills and the flat surface at the hill top. The latter constitutes lower terraces at the north-west foot of the hills.

### **Holocene**

The Holocene sediments cover about 40% of the mapped district including the Shizuoka and Yaizu Plains.

In the Shizuoka Plain, alluvium has been largely formed as fan deposits of the Abe River, and mainly consists of gravel and sand. In the eastern part of the plain, marine deposits yielding molluscan fossils have been reported by many drillings.

In the Yaizu Plain, southwestern corner of the mapped district, alluvium has been chiefly formed as fan deposits of the Ōi River. The northern part of the plain is occupied by muddy back marsh sediments. Marine fossils were obtained by drillings in the northeastern part of the plain.

## **Geologic structures and tectonic movements**

### **Geologic structures and tectonic history**

The geologic structures of the Shizuoka district have been formed by several tectonic movements since the Late Paleogene (Table 1). Four folding events are recognized from the folded and bending structures of the Setogawa, Ōigawa and Takakusayama Groups.

The first folding, which is inferred to have taken place in the early Early Miocene before the deposition of the Ōigawa Group, formed NE-trending tight folds of the Setogawa Group, of which the wavelength is 200 to 1,000m and amplitude/wavelength ratio is 0.7 to 1.5. The folded structure shows southeast vergence and several southeastern limbs of anticlines are overturned to dip northwestwards. Some of the overturned limbs are cut by reverse faults parallel to the axial planes of the folds.

The second folding is considered to have occurred in the middle Early Miocene after the deposition of the Ōigawa Group and before the effusion of alkaline volcanic rocks of the Takakusayama Group. Folds formed by the second folding have the same trend with those by the first folding, but their tightness is low compared with that of the first folds. A NE-trending open anticline and syncline observed in the Ōigawa Group near Nakanogō are ascribed to this folding event. The boundary fault between the Ōigawa and Setogawa Groups is thought to have been formed simultaneously with the second folding.

The third folding occurred after the effusion of volcanic rocks of the Takakusayama Group and probably in Late Pliocene time. The folding event formed N-S- to NNE-SSW trending folds in the Takakusayama and Shizuoka Groups. These folds, however, may be resulted from the drags by left-lateral strike-slip faultings along the N-S-trending Jūmaiyama and Itoigawa-Shizuoka Tectonic Lines. The faultings are inferred to have taken place in the Late Pliocene simultaneously with or just after the third folding with ENE trend (Table 1).

The fourth folding event, which is considered to have occurred in the Latest Pliocene or the Early Pleistocene, exercised clear influences upon the Setogawa, Ōigawa, Takakusayama and Shizuoka Groups. The folding has formed folds with NW-SE to NNW-SSE trend, and S-shaped and chevron-like bendings on a map. The NW-SE to NNW-SSE trending folds are observed in the Setogawa, Takakusayama and Shizuoka Groups. In the Setogawa Group, these folds are represented by the systematic change in the plunge of axes of the NE-SW-trending folds which were formed by the first folding event. Both culminations away from which the folds plunge and depressions toward which the folds plunge trend in NW-SE direction. The S-shaped bendings have been formed in the Setogawa Group in the Sakasagawa area and the Takakusayama Group. The chevron-like bending is observed in the Ōigawa Group in this district. The bending is also thought to be an anticline with an axis plunging steeply north-northwestward. These folded and bending structures formed by the fourth folding event indicate that the Shizuoka and Shimizu districts have been subjected to compressional forces in NE-SW to ENE-WSW direction in the Latest Pliocene or the Early Pleistocene.

In the Pleistocene after the fourth folding, the thrust faultings have occurred along the Jūmaiyama and Itoigawa-Shizuoka Tectonic Lines to complete the geologic structures of the Setogawa, Ōigawa, Takakusayama and Shizuoka Groups.

The tectonic movements in the Shizuoka district in the Late Pleistocene and the Recent have been recorded in the geologic structure of the Udo Hills which are composed of the Pleistocene strata. The Udo Hills form the northern half of a dome structure of which the long axis trends in NE-SW to NNE-SSW direction. The structure of the Udo Hills indicates that the Shizuoka district has been subjected to compressive stresses in NW-SE to WNW-ESE direction since the Late Pleistocene.

### **Earthquakes**

Recent precise observations of earthquakes in Shizuoka Prefecture by the Nagoya University and the National Research Center for Disaster Prevention have made clear that the seismic activities in and around the Shizuoka district are rather intense compared with those in the Kakegawa district and Suruga Bay.

Most of the earthquakes in this district range in focal depth from 0 to 30km. Focal Mechanism solutions for the earthquakes indicate that the quakes with shallow foci (0 to 20km) have E-W principal compressional axes and those with deep foci (deeper than

20km) have N-S principal compressional axes (UKAWA, 1981).

Disastrous earthquakes which occurred in and around the district amount to 6 since 1589. All the quakes range in magnitude from 6.1 to 6.7. Among them, the Shizuoka earthquake ( $M=6.3$ ), which occurred on July 11, 1935, was a recent disastrous earthquake. 9 people were dead and 299 were injured in this quake. The earthquake, of which the focal depth is estimated to be 20 to 30km, has a focal mechanism solution of strike-slip faulting type showing N-S-trending compressive stresses (TAKEO *et al.*, 1979).

On October 26, 1976, a small earthquake ( $M\leq 4$ ) and its aftershocks occurred near Shizuoka City. The focal mechanism for the main shock is a strike-slip faulting type with an E-W-trending principal compressional axis (YAMAZAKI and ŌIDA, 1979). The foci of these aftershocks range in depth from 9 to 22km and are situated on a cross line between the inferred subsurface earthquake fault and the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. This fact suggests that shallow or crustal earthquakes in the Shizuoka district are closely related with the preexisting geologic structures, especially, with faults or shear zones.

#### **Gravity anomaly**

The iso-gal contours in and around the Shizuoka district generally trend in NW to NNW direction and the gravity value decreases toward the northeast (KOMAZAWA *et al.*, 1981). A NW-trending low gravity anomaly zone is situated on the Fossa Magna Region in which clastic and pyroclastic rocks, more than 3,000m thick, were deposited during the Neogene and Pleistocene. In the Shizuoka district, there is a NW-trending high gravity anomaly zone. The high anomaly zone is situated on the Takakusayama area and is thought to be caused by alkaline igneous rocks of the Lower Miocene Takakusayama Group. The high anomaly zone extends to the north in accordance with the distribution of the alkaline rocks. In the Yaizu Plain, there is a small low gravity anomaly zone. The low anomaly zone is considered to be caused by thick fan deposits of the Ōi River.

### **Economic geology**

#### **Natural gas**

In the Shizuoka district, there is a small natural gas field in the northeastern corner of the Yaizu Plain. The gas of the Yaizu natural gas field is entrapped in the lower part of the fluvial deposits of the Ōi River and is characterized by a high content of  $N_2$  etc. (over 6.4 vol.%). This characteristic in the gas composition indicates that the gas of the Yaizu gas field is derived from the Takakusayama Group which is unconformably overlain by the fluvial deposits.

The gas field has been developed since 1941 and the annual gas production reached

1,137,218 Nm<sup>3</sup> in 1957. After 1957, however, the gas production rapidly decreased. At present, only one well is in use to supply hot water to the several recreational facilities.

### **Groundwater**

The groundwater systems in the Shizuoka district are divided into five systems on the basis of the provenance of groundwater. They comprise the Abekawa, Tomoegawa, Udosan, Ōigawa and Setogawa groundwater systems.

The groundwater of the Abekawa system is derived from surface water of the Abe and Warashina Rivers. The groundwater of this system is characterized by a high content of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (20mg/l). There are three flowing artesian wells in Shizuoka City of which the sources are confined groundwater of the system.

The groundwater of the Tomoegawa system has its origin in the groundwater of the Abekawa system and surface water of the Nagao River, a branch stream of the Tomoe River.

The groundwater of Udosan system is directly derived from precipitation on the Udo Hills. The groundwater is rich in iron (0.5mg/l) compared with those of the Abekawa and Tomoegawa Systems.

The groundwater of the Ōigawa system originates from surface water of the Ōi River. Confined groundwater of the system in the fan of the Ōi River has a high artesian head and belongs the Ca-HCO<sub>3</sub> type.

The groundwater of the Setogawa system has its origin in surface water of the Seto River. The groundwater is characterized by a high content of iron (more than 1mg/l) and belongs to Na-Cl type.

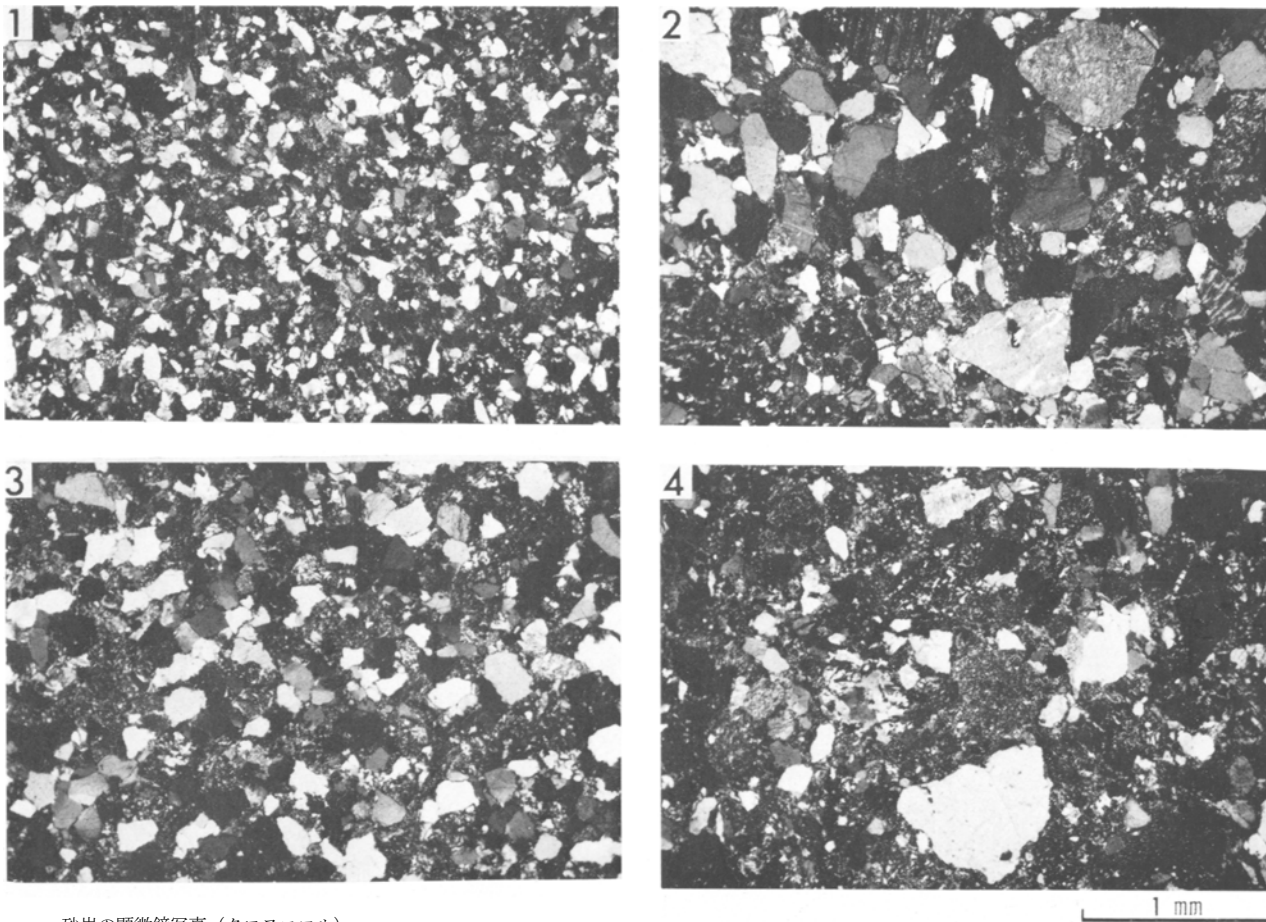
### **Hot spring**

In the Shizuoka district, there are only two hot springs in Yaizu City. Hot water is rather basic (pH=8.3) and its temperature is 40°C. The hot water is rich in such ions as Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> and Cl<sup>-</sup>. The hot water, at present, does not flow up to the ground-surface level and is pumped up to supply to several recreational and convalescent facilities by Yaizu City.

### **Quarrying**

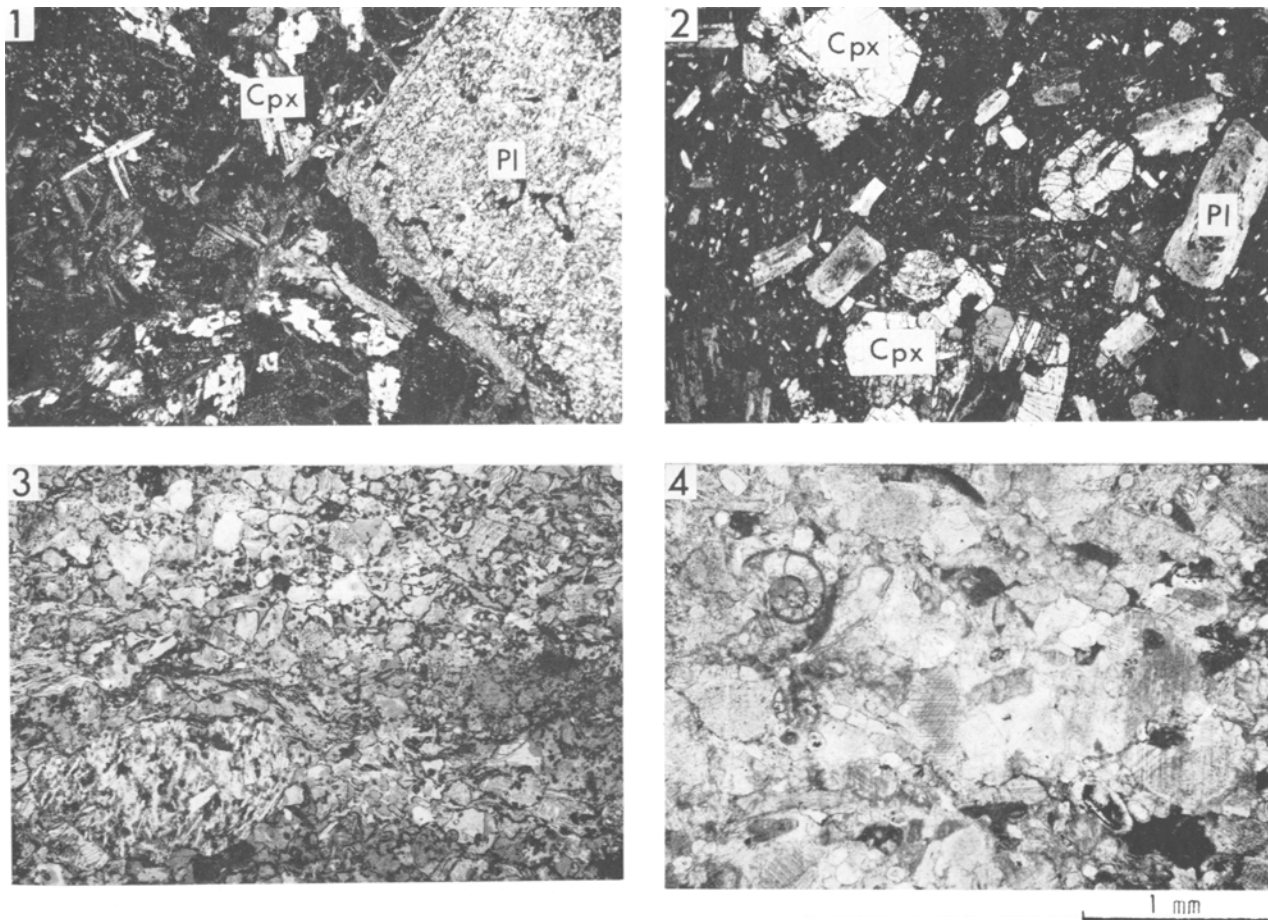
Nine quarries are at present in operation in the Shizuoka district. Rocks quarried are shale and limestone of the Setogawa Group, alkali basalt, trachyandesite and trachyte of the Takakusayama Group and gravel of the Pleistocene Nekoya Formation. These rocks except for gravel of the Nekoya Formation are chiefly used as road ballast and for development of housing lots. The gravel of the Nekoya Formation is mainly used as an aggregate in concrete. The total production of the nine quarries amounts to 130,000 to 150,000m<sup>3</sup> a month in 1980.





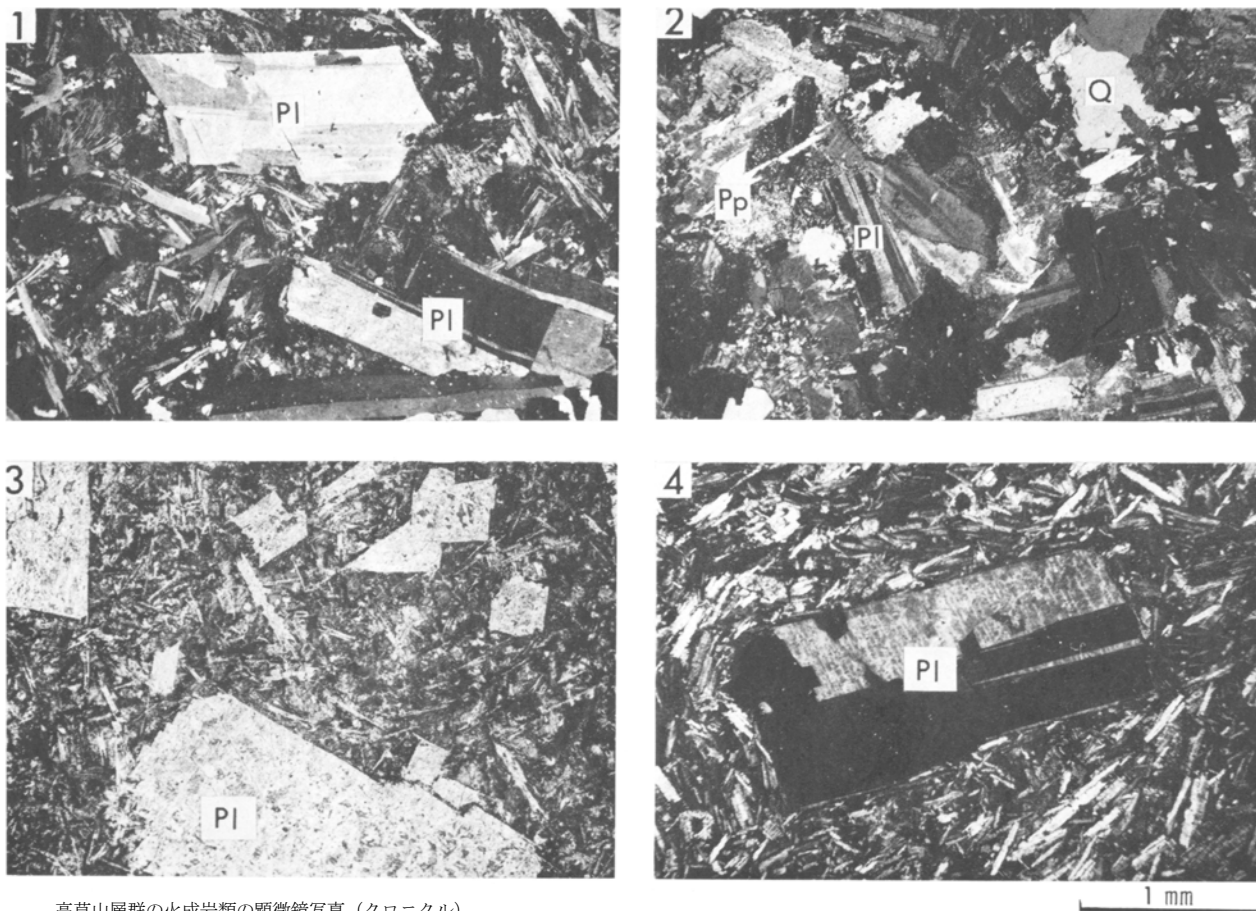
砂岩の顕微鏡写真（クロスニコル）

- |                               |                                    |
|-------------------------------|------------------------------------|
| 1 瀬戸川層群逆川累層の砂岩（静岡市逆川）80314A05 | 2 瀬戸川層群吉津累層のアルコース質砂岩（静岡市西又）79Z1216 |
| 3 大井川層群志太累層の砂岩（藤枝市藤岡）79110294 | 4 静岡層群谷津山累層の砂岩（静岡市谷津山）H223         |



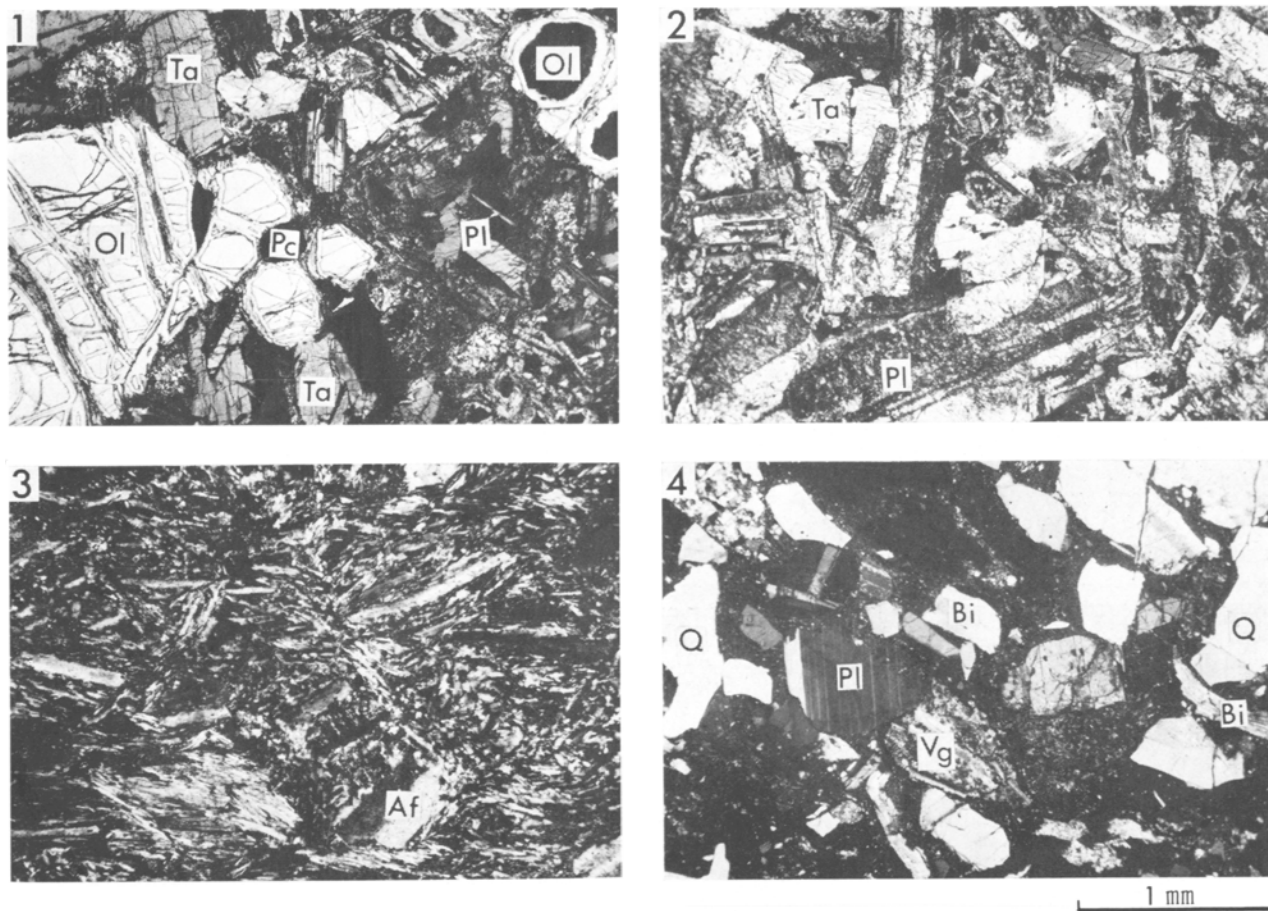
瀬戸川層群滝沢累層に含まれる火成・火砕岩類及びバイオスパーライトの顕微鏡写真 (クロスニコル)

- 1 玄武岩 (藤枝市北方) 8030203-4    2 安山岩角礫 (静岡小布杉) 79Z2004  
3 ガラス質凝灰岩 (静岡市秀島) 79Z1601    4 バイオスパーライト (岡部町観音町) 8010661  
Pl : 斜長石    Cpx : 単斜輝石



高草山層群の火成岩類の顕微鏡写真 (クロニクル)

- 1 竜爪山累層のデイサイト (静岡市大和田) 80303A13
  - 2 石英閃緑岩 (静岡市青木) 80303A03
  - 3 大崩累層のアルカリ玄武岩 (静岡市ニ軒屋) 80306B03-5
  - 4 大崩累層の粗面安山岩 (静岡市日本坂) 80306A22
- Pl: 斜長石 Q: 石英 Pp: パンペリー石



高草山層群の火成岩類及び砂岩の顕微鏡写真（クロスニコール）

1 かんらん石斑れい岩（静岡市小坂）80305A06-3    2 アルカリドレライト（静岡市小坂の南）80308A17

3 粗面岩（焼津市小浜）80423A06

4 三輪部層の凝灰質砂岩（岡部町本郷）80425B02

Ol: かんらん石    Ta: チタン輝石質普通輝石    Pc: ピコタイト    Pl: 斜長石    Af: アルカリ長石    Bi: 黒雲母    Q: 石英    Vg: 火山ガラス

※文献引用例

杉山雄一・下川浩一・坂本 亨・秦 光男 (1982) 静岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 82 p.

SUGIYAMA, Y., SHIMOKAWA, K., SAKAMOTO, T. and HATA, M. (1982) *Geology of the Shizuoka District. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan.* 82 p. (in Japanese with English Abstract, 9 p.)

---

昭和 57 年 3 月 1 日 印 刷

昭和 57 年 3 月 5 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

印刷所 泰成印刷株式会社

墨田区両国 3-1-12

---

© 1982 Geological Survey of Japan