

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第89号

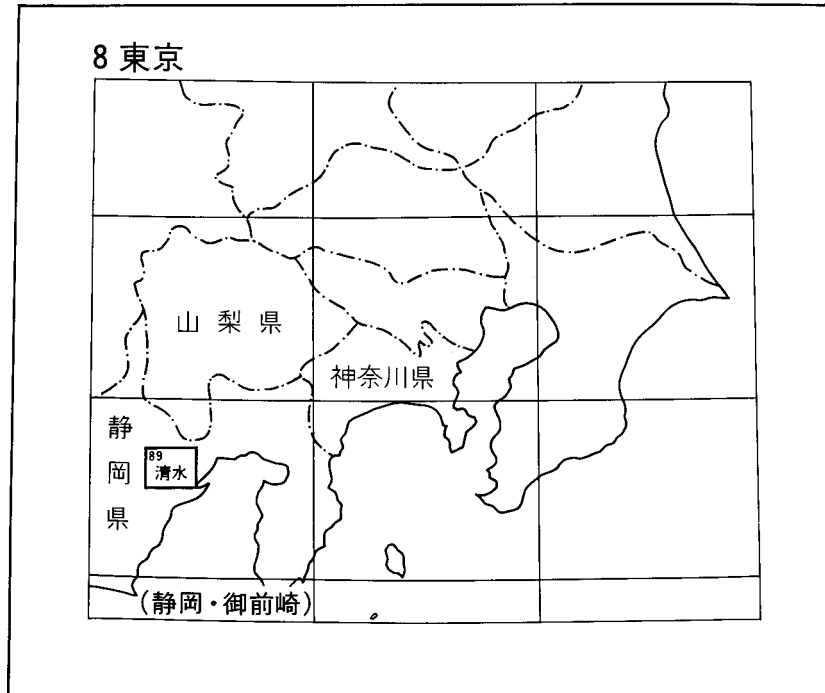
清水地域の地質

杉山雄一・下川浩一

平成2年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目次

I . 地 形	(杉山雄一) 1
II . 地質概説	(杉山雄一) 3
II . 1 研究史	5
II . 1.1 三倉層群	5
II . 1.2 瀬戸川層群	5
II . 1.3 静岡層群及び浜石岳層群	6
II . 1.4 第四系	7
II . 2 各構造区及び層序区分の概要	8
II . 2.1 四万十帯及び三倉層群	8
II . 2.2 瀬戸川帯及び瀬戸川層群	8
II . 2.3 富士川帯及び静岡層群・浜石岳層群	10
II . 2.4 第四系	11
III . 三倉層群	(杉山雄一) 12
III . 1 層序及び岩相	12
III . 2 産出化石と年代	13
III . 3 地質構造	16
IV . 瀬戸川層群	(杉山雄一・下川浩一) 16
IV . 1 大岳衝上体	16
IV . 2 高山衝上体	20
IV . 3 俵沢衝上体	26
IV . 4 宇津ノ谷衝上体	27
IV . 5 大井川衝上体	27
IV . 6 竜爪衝上体	28
IV . 7 産出化石と年代	33
V . 静岡層群	(杉山雄一・下川浩一) 35
V . 1 層序及び岩相	35
V . 2 産出化石と年代	39
V . 3 地質構造	41
VI . 浜石岳層群	(下川浩一・杉山雄一) 42
VI . 1 層序及び岩相	42
VI . 2 産出化石と年代	48
VI . 3 地質構造	50

VII. 第四系	(杉山雄一・下川浩一)	52
VII.1 更新統		52
VII.1.1 笹野峠礫層		52
VII.1.2 嶺層		53
VII.1.3 高位段丘堆積物		55
VII.1.4 草薙泥層		56
VII.1.5 中位段丘及び扇状地堆積物		57
VII.1.6 低位段丘及び扇状地堆積物		59
VII.2 沖積層		59
VII.2.1 巴川流域低地の沖積層		59
VII.2.2 谷底低地及び現河床の沖積層		60
VII.2.3 人工改変地及び埋立地		60
VIII. 地質構造	(杉山雄一・下川浩一)	62
VIII.1 覆瓦構造を形成する衝上断層		62
VIII.1.1 笹山構造線		62
VIII.1.2 十枚山構造線		63
VIII.1.3 糸魚川-静岡構造線		64
VIII.1.4 田代峠衝上断層		65
VIII.2 重力異常		66
VIII.3 活構造		66
VIII.3.1 活断層		66
VIII.3.2 中・上部更新統の変形		67
IX. 最近の地殻変動	(杉山雄一)	52
IX.1 水平変動		71
IX.2 上下変動		71
IX.3 地震		73
X. 応用地質	(杉山雄一)	52
X.1 金属鉱床		78
X.2 天然ガス		79
X.3 地下水及び鉱泉		79
X.4 採石及び川砂利		80
文献		80
Abstract		91

図・表・付図・図版目次

第1図 「清水」地域の切峰面図	2
第2図 「清水」地域周辺の地質概略図	4
第3図 「清水」地域の地体構造区分及び地質構造の概略	9
第4図 「清水」地域の地質総括図	10
第5図 三倉層群の柱状図	13
第6図 M2層の砂岩頁岩互層	14
第7図 M2層のレンズ状ないし礫状の砂岩を挟む頁岩層	14
第8図 瀬戸川帯南部の地質図	17
第9図 「清水」地域の瀬戸川帯地質図	18
第10図 瀬戸川帯の地質断面図	18
第11図 瀬戸川層群の模式柱状図	19
第12図 高山衝上体下底の逆断層露頭	21
第13図 高山衝上体の成層石灰岩 - チャート	23
第14図 中河内川流域における異地性岩塊の産状	23
第15図 玄武岩火山碎屑岩岩塊と基質との接触関係	24
第16図 竜爪火山岩類の(Na ₂ O+K ₂ O) - SiO ₂ 図	31
第17図 竜爪火山岩類の酸化物 - D.I.(分化指数)図	32
第18図 静岡層群の地質図	37
第19図 静岡層群の模式柱状図	38
第20図 静岡層群の地質構造	43
第21図 浜石岳層群の地質図	45
第22図 浜石岳層群の地質断面図	46
第23図 浜石岳層群の層序区分	46
第24図 「清水」地域の浜石岳層群の層序断面図	47
第25図 笹野峠礫層	52
第26図 嶺層の露頭写真及びブスケッチ	53
第27図 高位段丘堆積物の柱状図	55
第28図 草薙泥層の砂 - シルト細互層	56
第29図 草薙泥層上部 - 小鹿礫層下部の柱状図	57
第30図 静岡市松野の安倍川本流成段丘	58
第31図 小鹿礫層の代表的な層相	58
第32図 ボーリング資料に基づく巴川流域低地の沖積層断面図	61
第33図 笹山構造線の露頭	63

第34図	糸魚川 - 静岡構造線の露頭	65
第35図	「清水」地域周辺の重力異常	67
第36図	「清水」地域周辺の活断層分布図	68
第37図	有度丘陵の地質図	70
第38図	有度丘陵の地質断面図	70
第39図	駿河湾西岸地域の最近約百年間の水平変動	72
第40図	駿河湾周辺地域の百年当たりの地殻上下変動	73
第41図	「清水」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	74
第42図	1935年静岡地震による集落別家屋被害程度	76
第43図	1935年静岡地震による家屋の滑動方向	77
第44図	1935年静岡地震の発震機構	77
第45図	1965年4月20日の地震による被害の分布	78
第1表	三倉層群から産出した底生有孔虫化石	15
第2表	ピクライト玄武岩の化学組成及びノルム	25
第3表	竜爪火山岩類の化学組成及びノルム	30
第4表	瀬戸川層群から産出した放散虫化石	34
第5表	静岡層群から産出した浮遊性有孔虫化石	39
第6表	静岡層群最上部に含まれる石灰岩礫から産出した大型有孔虫化石	40
第7表	静岡層群に挟在する火山灰層のフィッシュトラック年代測定値一覧表	40
第8表	浜石岳層群から産出した浮遊性有孔虫化石	49
第9表	川合野累層から産出した底生有孔虫化石	50
第10表	浜石岳層群から産出した貝化石	51
第11表	嶺層の花粉分析結果	54
第12表	「清水」地域周辺に存在する活断層の諸元	69
第13表	「清水」地域周辺における縄文海進時の海成層上限高度に関する資料	72
第14表	「清水」地域周辺に被害をもたらした直下型及び巨大地震とその被害状況	75
付図A-1	竜爪火山岩類の化学分析試料採取地点	90
付図A-2	巴川流域低地の沖積層断面図の位置及びフィッシュトラック年代測定試料採取地点	90
Figure 1	Geological map of the Akaishi Mountains and the southwestern part of the South Fossa Magna	92
Figure 2	Summary of geology in the Shimizu District	93
第I図版	1: 大岳衝上体の岩体として産する玄武岩の顕微鏡写真	99

	2: 高山衝上体下底の玄武岩溶岩の顕微鏡写真	99
第Ⅱ図版	1: 高山衝上体の玄武岩火山砕屑岩の顕微鏡写真	100
	2: 高山衝上体の粗粒石灰岩(バイオスパーライト)の顕微鏡写真	100
第Ⅲ図版	1: 高山衝上体のピクライト玄武岩の顕微鏡写真	101
	2: 竜爪火山岩類のデイサイトの顕微鏡写真	101
第Ⅳ図版	1: 竜爪火山岩類の流紋岩の顕微鏡写真の顕微鏡写真	102
	2: 竜爪火山岩類のアルカリドレライトの顕微鏡写真	102
第Ⅴ図版	1: 竜爪火山岩類のグラノファイアーの顕微鏡写真	103
	2: 竜爪火山岩類の斑れい岩の顕微鏡写真	103

清水地域の地質

杉山雄一・下川浩一

本報告は、工業技術院特別研究「地震予知に関する地質学・地球化学的研究」の一環として、昭和61-63年度に実施された「地震発生機構の地域的特性の解明(5万分の1「清水」地域)」の研究成果を地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)としてまとめたものである。本報告の執筆に当たっては、瀬戸川層群及び浜石岳層群の火成岩類の岩石学的記載を下川が担当し、その他の部分は杉山が担当した。

5万分の1「清水」地域の研究に際しては、次の方々からご協力頂いた。石油資源開発株式会社の米谷盛寿郎、井上洋子両氏には三倉層群産の底生有孔虫化石の鑑定をして頂き、元大阪大学の中世古幸次郎、西村明子両氏には瀬戸川層群産の放散虫化石の鑑定をして頂いた。また、静岡大学の茨木雅子氏には静岡層群の浮遊性有孔虫化石に関する未公開資料を提供して頂き、当所地質部の秦光男技官には静岡層群の未公表調査資料を本研究に利用させて頂いた。更に、元東海大学海洋学部学生の坂本幸久、碓京子、宮澤美智代の三氏には、瀬戸川層群の野外調査に際して御協力頂いた。

以上の方々に対して、ここに厚く御礼申し上げます。

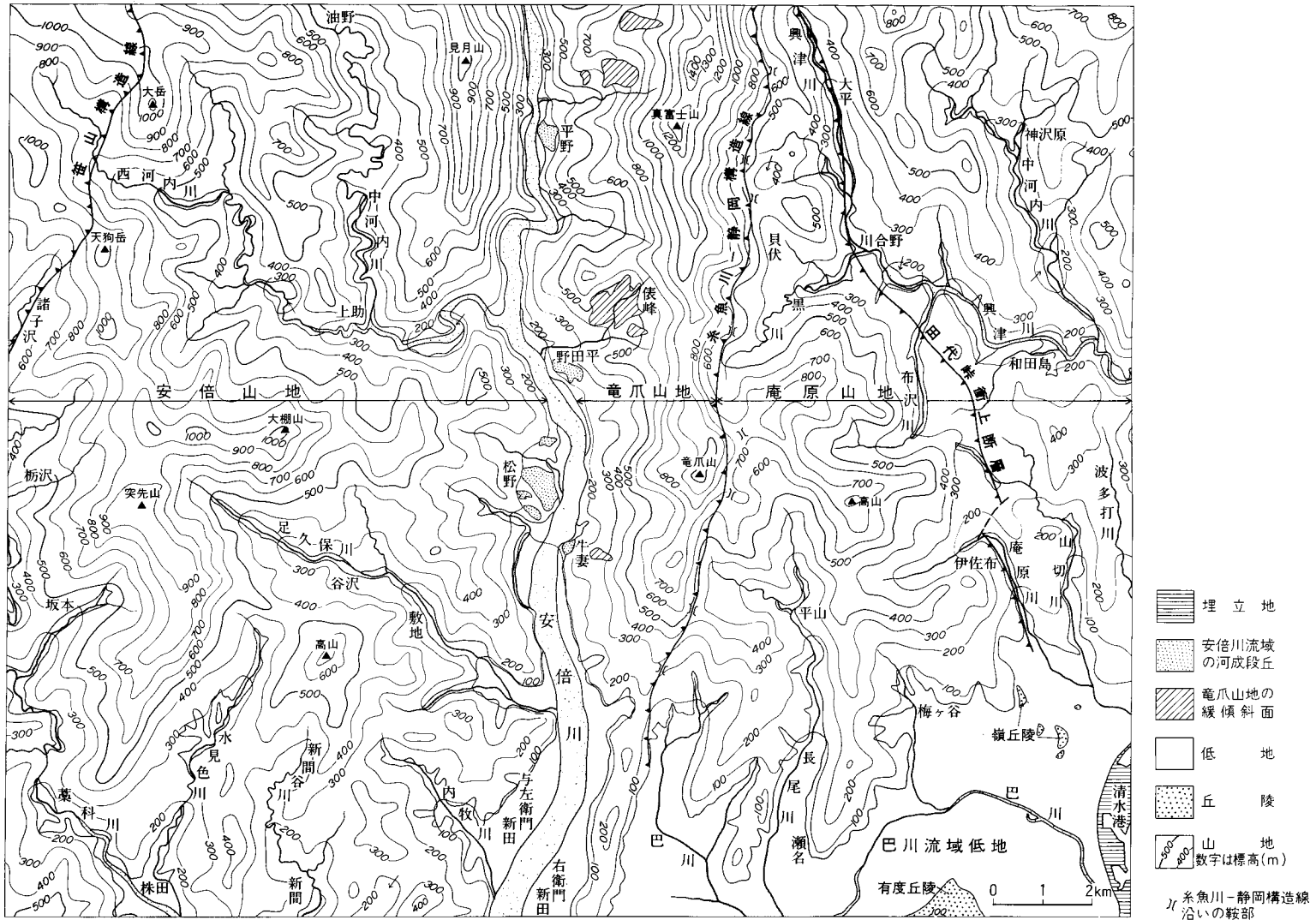
地 形

(杉山 雄一)

「清水」地域は静岡県中部に位置し、北緯 $35^{\circ}00' - 35^{\circ}10'$ 、東経 $138^{\circ}15' - 138^{\circ}30'$ の範囲を占める。本図幅地域の大部分は、静岡県静岡市(図幅地域中・西部)及び清水市(図幅地域東部)に属し、北東隅の一部は山梨県巨摩郡富沢町に属する。

「清水」地域の大部分は山地からなる。この地域を東西に二分する形で、本図幅地域のほぼ中央部を安倍川が北から南へ流れ下る(第1図)。本図幅地域内の安倍側本流は400-600m程度の川幅を有し、図幅地域南部の与左衛門新田・右衛門新田付近を除いて谷底低地の発達はよくない。また、河岸段丘の分布も一部の地域に限られ、平野、野田平、松野、牛妻などに2-3段の段丘が点在するにすぎない。

安倍川西岸山地(安倍山地)の中・北部には、大岳(標高1,109m)、天狗岳(同1,020m)、見月山(同1,047m)、突先山(同1,022m)などの、標高1,000-1,100mの定高性を有する山頂が連なる(第1図)。安倍山地の山頂及び稜線高度は、見月山・大崩山・突先山の山頂を結ぶ線よりも南東側の地域では標高1,000m未満となり、南東に向かって徐々に低下する。安倍山地を開析する主な河川は、西河内川、足久保川及び糞科川である。これらの河川はいずれも北西から南東へ流れ下る流路を有し、安倍川に合流する(第1図)。また、これら3つの川の支流(中河内川、水見色川など)は、南北ない



第1図「清水」地域の切峰面図(谷幅500m)

し北北東-南南西方向の流路を持つものが多い。中河内川、西河内川中流及び蘂科川上流では穿入蛇行が認められる。

安倍川の東岸には、真富士山(標高1,343 m)、竜爪山(同1,051 m)などからなる南北に延びる主稜線を有する**竜爪山地**(松本・浅黄谷, 1974)が存在する(第1図)。竜爪山地の南北に延びる稜線地形は、後述する竜爪火山岩類の南北性の分布形態を反映している。竜爪山地西側斜面(安倍川側斜面)の俵峰などには緩傾斜面が存在する(第1図)。これらの緩傾斜面には、扇状地及び崩積堆積物が分布する。一方、竜爪山地の東側斜面は急崖となっている。また、南北性主稜線から派生する東西方向の稜線上には鞍部が存在する。急崖の基部及び鞍部を連ねた線はほぼ糸魚川-静岡構造線に一致する(第1図)。

糸魚川-静岡構造線以東の山地(**庵原山地**)には標高1,000m以上の高峰は存在しない。興津川、中河内川(興津川支流)、庵原川、長尾川などの庵原山地を開析する河川は、北西-南東ないし南北方向の流路を有するものが多い(第1図)。川合野以北の興津川上流部及び庵原川中流部は田代峠衝上断層に沿っている。

庵原山地の南側には、本図幅地域内で最大の低地(**巴川流域低地**)が存在する(第1図)。巴川流域低地は、南隣「静岡」地域に位置する安倍川扇状地の後背湿地に当たる。巴川流域低地の南側には**有度丘陵**が存在するが、その大部分は南隣「静岡」地域に含まれる。また、巴川流域低地の北縁に位置する東名高速道路清水インターチェンジ付近にも、人工改変の進んだ小丘陵群(**嶺丘陵**)が存在する。

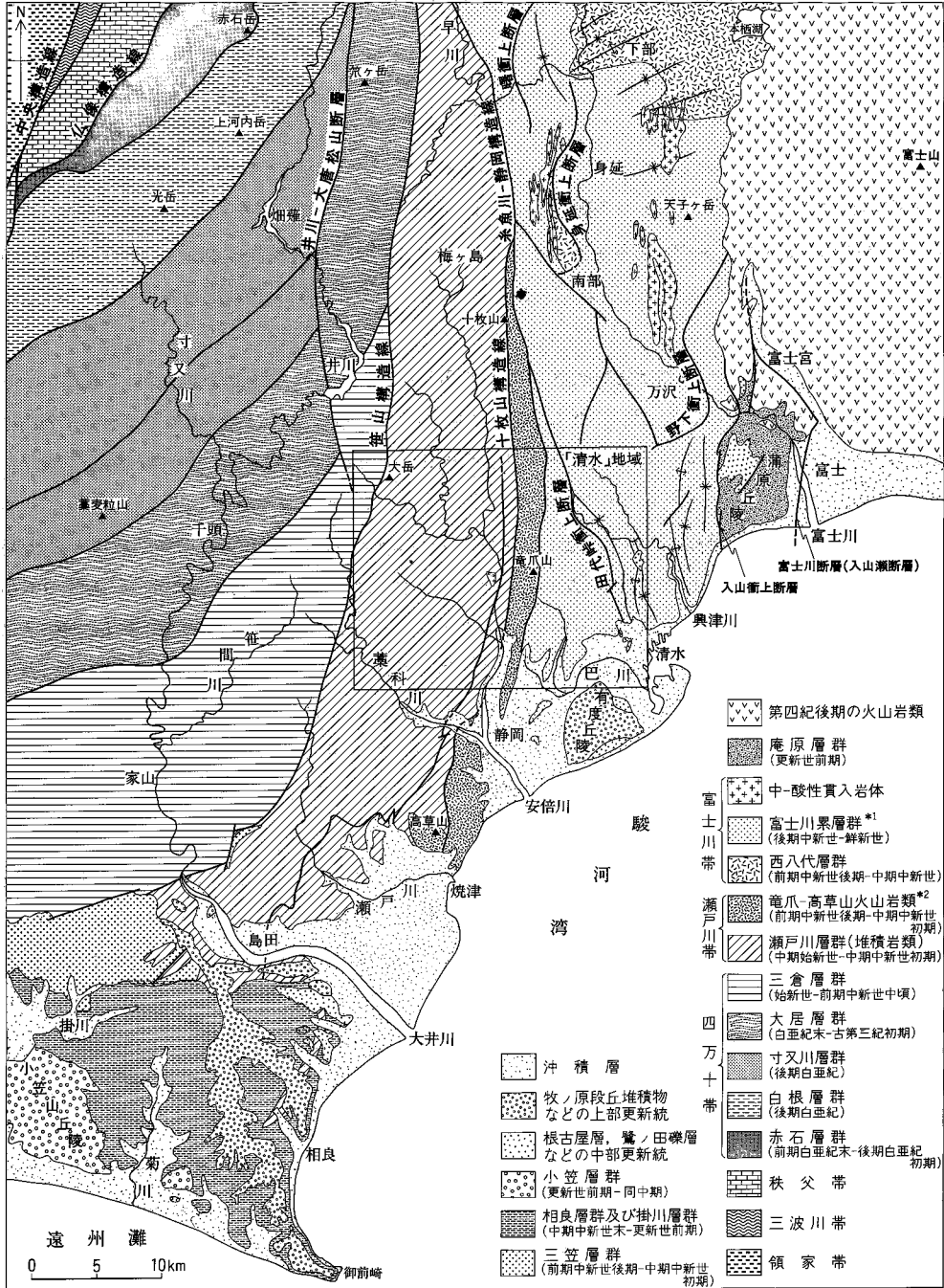
II. 地 質 概 説

(杉山 雄一)

「清水」地域は西南日本外帯とフォッサマグナの会合部に位置し、地域中央東寄りを糸魚川-静岡構造線が南北に縦走する(第2図)。本図幅地域には、糸魚川-静岡構造線、十枚山構造線などのほぼ南北走向、西傾斜の衝上断層により形成された覆瓦状構造が存在する。覆瓦状構造をなす衝上体群は、それらを構成する地層の層相、年代及び地質構造の特徴に基づき、また、赤石山地-南部フォッサマグナ地域の広域地質を勘案することにより、笹山構造線以西の四万十帯、同構造線と糸魚川-静岡構造線に挟まれた瀬戸川帯、糸魚川-静岡構造線以東の富士川帯の3つの構造区に区分することができる(第2図)。

「清水」地域の四万十帯は古第三系-下部中新統の三倉層群から構成される。また、瀬戸川帯には中部始新統-中部中新統の瀬戸川層群が分布し、富士川帯には上部中新統静岡層群及び鮮新統浜石岳層群が分布する。

「清水」地域には、これらの第三系のほかに、興津川右岸の笹野峠付近、有度丘陵及び嶺丘陵に中-



第2図 「清水」地域周辺の地質概略図

杉山及び下川の調査資料，並びに松田 (1961)，土編 (1986)，KANO and MATSUSHIMA (1988) 及び山崎 (1989) による。

*1 静岡層群，浜石岳層群などを含む。 *2 本報告では瀬戸川層群に含める。

上部更新統が分布し、各河川沿いに河成段丘及び扇状地堆積物(上部更新統-完新統)が分布する。また、巴川流域低地及び各河川の谷底低地には沖積層が分布する。

II.1 研究史

II.1.1 三倉層群

本層群は、7万5千分の1「静岡」図幅(千谷, 1931)により初めて系統的な調査がなされた。その後、5万分の1「秋葉山」図幅(斎藤・磯見, 1954)及び20万分の1静岡県地質図(望月編, 1956)が刊行され、同層群の分布及び岩相の概要が明らかにされた。しかし、同層群からは化石が発見されず、長い間、時代未詳中生界とされていた。三倉層群の地質年代は、1960年代に入ってから、MATSUMOTO(1966, 1971)による漸新世を指示する貝化石の発見によってようやくその一端が明らかにされた。その後、第三紀型の花粉化石(IJIMA et al., 1981)、前期中新世の放散虫化石(渡部, 1988)などが発見され、三倉層群の時代が始新世から前期中新世にわたることが明らかになった。

三倉層群の堆積学的及び構造地質学的研究は1960年代に入ってから積極的に進められた。KIMURA(1966)は大井川河岸に分布する砂岩頁岩有律互層(タービダイト)の砂岩層及び頁岩層の厚さを詳細に計測し、乱泥流が一定の時間間隔で発生していることを示した。また、木村(1967)は三倉層群の小構造解析を行い、同層群の北部ほどより高封圧下の変形を示すことを明らかにした。その後、KIMURA and TOKUYAMA(1971)及び徳山(1972b, 1974a)は、赤石山地の四万十帯構成層を一括して四万十層群と呼び、褶曲により同帯全域にわたって同一層準が繰り返し出現すると主張した。これに対して、山田ほか(1972)及び広川ほか(1976)は、赤石山地グループ(1961)による四万十帯の地体構造区分をほぼ踏襲し、三倉層群を北方に分布する犬居層群や白根層群から区別し、これらよりも上位の地層と見なした。

1980年代に入ると、赤石、白根両層群から後期白亜紀及びそれ以前、犬居層群から白亜紀末期-古第三紀初期の放散虫化石が次々と発見され(伊藤, 1981, 1982; 狩野, 1981, 1984; 狩野・村松, 1982; 川端, 1984; 1986 MS; 村松, 1986 など)、三倉層群がこれらの各層群よりも新しい地層であることが確実となった。KANO and MATSUSHIMA(1988)はこれらの放散虫データを踏まえ、赤石山地四万十帯全域の層序、地質構造及びその形成過程について包括的な報告と考察を行っている。

II.1.2 瀬戸川層群

本層群は、7万5千分の1「静岡」図幅(千谷, 1931)により初めて系統的に調査され、大井川流域-蘆科川流域に分布する同層群の詳細な岩相分布が明らかにされた。また、同層群中には塩基性火成岩、石灰岩及びチャート層が存在し、地層の走向と直交する方向に繰り返し現れることが判明した。千谷の研究以後、瀬戸川層群の層序及び地質構造については、榎山(1950, 1963)、兼高ほか(1958)、中山(1959)、春田(1960)、徳岡(1964)、MATSUMOTO(1966)、ONO(1973)、徳山(1974 b)、和田(1976)、IJIMA et al. (1979, 1981)、杉山・下川(1981)、杉山ほか(1982)、仲(1985)、遅沢(1986 a, b)、渡部(1988)、OSOZAWA(1988)、NAKA(1985, 1988)、飯島・渡部(1989)、杉山・下川(1989)などの多数の報告が公表されている。これらの報告による瀬戸川層群の層序、地質構造及び堆

積環境などに関する考え方は、各研究者により大きく異なり、同一研究者でも研究の進展により見解が変化している。1980年以降の比較的最近の報告に限ってみると、瀬戸川層群を島弧前縁の堆積盆内の堆積物と考える説 (Iijima et al., 1981; 杉山・下川, 1981; 飯島・渡部, 1989 など) と海洋プレート沈み込みに伴う付加堆積物と見なす説 (仲, 1985; 遅沢, 1986a, b; 杉山・下川, 1989 など) とに大別される。前者の説では石灰岩及びチャート層を堆積盆内における塩基性火成活動により形成された地形的高まり (バンク) 上の堆積物と見なしている。これに対して後者の説では、玄武岩、石灰岩及びチャート層を海洋プレート上の海山及びその周辺の堆積物と見なし、海洋プレートの沈み込みに伴って付加したものと考えている。付加の過程については、仲 (1985) 及び NAKA (1988) が海山の沈み込みに伴う海山表層物質の海溝部への“滑落”を考え、海山本体は付加しなかったとしているのに対して、遅沢 (1986a) 及び杉山・下川 (1989) は小規模な海山を含む海洋プレートの表層部そのものが覆瓦構造をなして付加したとしている。

瀬戸川層群の古生物学的及び生層序学的研究は、石井・牧野 (1946)、水野 (1956)、OYAMA and MIZUNO (1958)、斎藤 (1960)、浅野 (1962)、HONJO and MINOURA (1968)、MATSUMOTO and HIRATA (1972)、IWASAKI and ONO (1977)、北里 (1980)、Iijima et al. (1981)、茨木 (1983)、IBARAKI (1984)、飯島ほか (1984)、井上・金谷 (1984)、遅沢 (1986a)、杉山・下川 (1989) などによってなされている。これらの研究により、石灰岩は中-上部始新統、チャートは主として漸新統、碎屑岩層は主として下部中新統であることが明らかにされている。

笹山構造線に隣接する瀬戸川帯西縁部及び静岡市高山付近などに分布する超塩基性-塩基性岩類の岩石学的研究は、鮫島 (1957, 1960, 1961a)、SAMESHIMA (1960)、TAKASAWA and KURODA (1974)、TAKASAWA (1976)、高沢 (1976a, b)、荒井ほか (1978)、宮内・岡田 (1978)、高沢・平野 (1979)、荒井・内田 (1979)、OHASHI (1980)、大橋・白木 (1981) などによってなされている。これらの研究により、超塩基性-塩基性岩類の一部は堆積性の岩塊として産すること (荒井ほか, 1978 など)、同岩類は地温勾配の大きな地殻-上部マントルに由来すると考えられること (荒井・内田, 1979 など)、その生成環境としては縁海が示唆されること (大橋・白木, 1981) などが明らかにされている。

また、糸魚川-静岡構造線に隣接する瀬戸川帯東端部に分布するアルカリ火山岩類 (竜爪-高草山火山岩類) の地質学的及び岩石学的研究は、山崎 (1930)、千谷 (1931)、杉 (1938)、小池 (1957)、AOKI (1963)、千葉 (1965)、TIBA (1966)、鮫島・伊藤 (1972)、石川 (1976)、池田 (1978)、高草山団研 (1979)、杉山ほか (1982)、中川・長沢 (1982)、下川・杉山 (1983)、WATANABE and Iijima (1983) などによってなされている。これらの研究により、竜爪-高草山火山岩類の層厚、化学組成、分化系列及び変成度などが明らかにされている。また、Iijima et al. (1981) 及び WATANABE and Iijima (1983) は、高草山山塊に分布する同火山岩類が瀬戸川層群の碎屑岩層と整合関係にあることを明らかにした。

II. 1. 3 静岡層群及び浜石岳層群

静岡層群及び浜石岳層群の本格的な研究は、大塚 (1938, 1944) 及び伊田 (1945) により始められた。大塚 (1938) は、浜石岳山塊に分布する礫質の碎屑岩層を浜石岳層と呼び、同層中に南北性の向斜構造

が存在することを明らかにした。また、興津川下流域及びその支流の小河内川流域に分布する泥岩卓越層を小河内泥岩層と呼び、浜石岳層の下位に位置するとした。その後、大塚（1944）は、興津川中流域及び小河内川流域に分布する新第三系を西側から、1）竜爪山層群（本報告の静岡層群に当たる）、2）和田島層群及び川合野層群など、3）清見寺層群の三つの地層群に区分し、これらはそれぞれ断層で接するとした。一方、ほぼ同じ時期に同一地域を調査した伊田（1945）は、静岡層群の岩相層序の概要を明らかにすると共に、長尾川流域や清水市梅ヶ谷付近に褶曲構造が発達することを明らかにした。また、大塚（1944）の川合野層群及び清見寺層群相当層をそれぞれ、徳間礫岩及び茂畑礫岩と呼び、これらは和田島層群を不整合に覆うとした。その後、沢村（1955）は大塚の清見寺層群を浜石岳層に含め、南北性の背斜をなす小河内層の東西両側に同一層が分布するとした。

1960年代に入ると、松田（1961）により、富士川谷全域にわたる新第三系の包括的な研究が行われた。松田は富士川谷に分布する新第三系を下位の西八代層群と上位の富士川層群に二分し、更に富士川層群の堆積期を古い方から下部、相又、曙の3期に区分した。この研究の中で松田は、静岡層群を相又期の堆積物とした。また、大塚（1944）の和田島層群及び小河内層を下部期の堆積物、葛沢火山岩及び清見寺層群下部の高根山火砕岩を相又期の堆積物とした。更に、川合野層群、清見寺層群上部及び浜石岳層を一括して浜石岳累層と呼び、曙期の堆積物とした。浜石岳累層と和田島層群（松田1961は累層としている）との関係については、大塚（1944）と同様に断層（中河内衝上断層）で接するとした。

松田（1961）の研究以降、静岡層群の岩相層序及び地質構造については、桐谷ほか（1967）、池田（1978）、加藤・妻木（1981）、杉山ほか（1982）などによって報告がなされているが、いずれも調査対象地域が同層群の一部に限られている。静岡層群全体の層序及び地質構造の再検討は、最近になってようやく柴ほか（1989）によってなされている。柴ほかは静岡層群の新たな層序を示すと共に、従来の研究により部分的に解明されていた同層群の褶曲構造の全容を初めて明らかにした。

一方、浜石岳層群の層序及び地質構造の研究は、駿河湾団研グループ（1981）、柴・駿河湾団研グループ（1986）及び柴（1987）などによってなされている。柴・駿河湾同研グループ（1986）は、駿河湾団研グループ（1981）の成果も併せ、興津川流域から浜石岳山塊に至る地域の詳細な地質図を作成し、中河内衝上断層の存在を否定した。そして、松田（1961）の浜石岳累層、小河内累層及び和田島累層を一括して浜石岳層群と呼び、同層群の新たな層序を提示した。柴（1987）はこのような駿河湾団研グループの成果に基づき、浜石岳層群の堆積-造構史を考察すると共に、富士川谷新第三系の層序及び構造発達史を再検討した。

静岡層群及び浜石岳層群の微化石年代学的研究は、茨木（1981）、駿河湾団研グループ（1981）、柴・駿河湾団研グループ（1986）、石垣（1988）、IBARAKI（1989）、柴ほか（1989）及び岩部ほか（1989）などによりなされている。これらの研究により、静岡層群からは後期中新世の後期（- 鮮新世初期）の浮遊性有孔虫化石が、浜石岳層群からは後期中新世- 鮮新世の浮遊性有孔虫及び石灰質ナンノ化石が発見されている。

II. 1. 4 第四系

有度丘陵に分布する更新統の岩相層序、地質構造及び堆積環境は、Tsuchi（1954, 1955）及び土

(1959, 1960)によって、その概要が明らかにされ、続いて、東海地方第四紀研究グループ(1969)、杉山ほか(1982)などによって報告がなされている。最近、近藤(1985)及びKONDO(1986)は、隼火山灰層の追跡による詳細な層相解析を行い、同丘陵に分布する更新統が中-後期更新世の水河性海面変動を反映した古安倍川ファンデルタの前進と沈水の繰り返しによって形成されたことを明らかにした。嶺丘陵及び笹野峠付近の更新統については、大塚(1944)、伊田(1945)及び柴・駿河湾団研グループ(1986)の報告がある。巴川流域低地の沖積層については、Tsuchi(1953)、桐谷ほか(1967)、土(1967, 1971)などの報告がある。また、同低地のボーリング資料は静岡県地震対策課(1983, 1984)にまとめられている。

II. 2 各構造区及び層序区分の概要

II. 2. 1 四万十帯及び三倉層群

赤石山地の四万十帯構成層は、北西側から赤石層群、白根層群、寸又川層群、犬居層群及び三倉層群の5層群に区分される(狩野ほか, 1986: KANO and MATSUSHIMA, 1988)。これらの各層群は、それぞれの分布地域北部ではほぼ南北、南部では北東-南西の一般走向を有し、全体として南東側へ突出する弧状の帯状配列を示す(第2図)。各層群から産出する放散虫、有孔虫及び貝化石に基づく、南東側に位置する層群ほど年代が新しい。すなわち、最も北西側に位置する赤石層群は下部白亜系最上部-上部白亜系の下部、白根層群及び寸又川層群は上部白亜系、犬居層群は最上部白亜系-古第三系、三倉層群は古第三系-下部中新統から構成される(KANO and MATSUSHIMA, 1988)。「清水」地域内の四万十帯は、同帯最南東部を占める三倉亜帯(三倉層群分布域)の北東部に当たる(第2図)。

三倉層群は砂岩頁岩互層、レンズ状の砂岩層を挟む頁岩、凝灰質頁岩などの碎屑岩から構成され、玄武岩、遠洋性石灰岩及びチャートを含まない。南西隣「家山」地域(大井川流域)の三倉層群については、古流向及び同一層準の南北方向への層厚変化から、碎屑物の一部は南側から供給されたと考えられる(KIMURA, 1966: 木村, 1967)。また、同地域の三倉層群には3つの複背斜からなる波長5km程度の褶曲構造が存在すると推定される(木村, 1967)。一方、「清水」地域内の三倉層群は北西へ40-60°程度傾斜する同斜構造を有し、見かけの層厚は4,000mに達する。

三倉層群は、層相、砂岩組成及び堆積年代の共通性から、紀伊半島の牟婁層群に対比される(徳岡・公文, 1979など)。また、その堆積場は南方に地形的高まりを伴う前弧海盆とされてきた(KIMURA, 1966; 杉山・下川, 1989)が、今回、三倉層群下部を構成する凝灰質頁岩から深海生の底生有孔虫化石が抽出され、少なくとも同層群下部は海溝域で堆積したと考えられる。

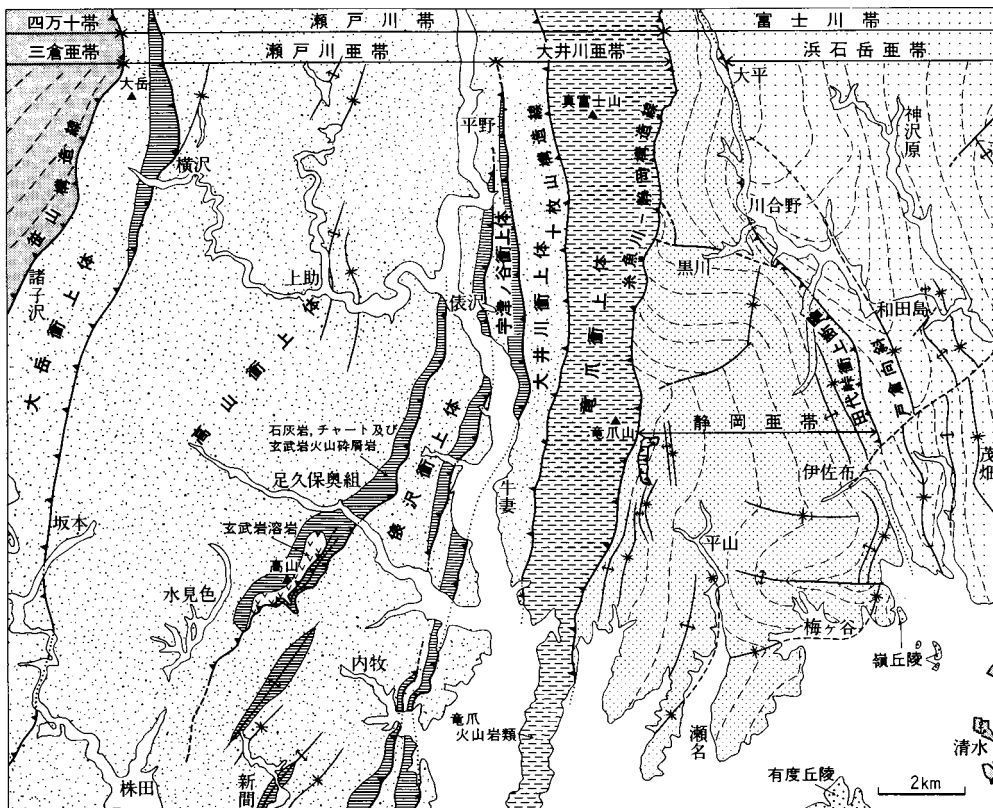
II. 2. 2 瀬戸川帯及び瀬戸川層群

本報告の瀬戸川帯は、徳山(1972a, 1972b, 1974b)の瀬戸川帯及び竜爪山帯を併せたものに相当し、南北約100km、東西の最大幅約16kmの細長い帯状の地域である。瀬戸川帯の北端は約15Maに侵入したと考えられる甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体(佐藤ほか, 1989)によって断たれる。「清水」地域以南の瀬戸川帯は、6つの衝上体からなる西傾斜の覆瓦構造を有する(第3図)。本報告では、西側の4つの衝上体(大岳, 高山, 俵沢及び宇津ノ谷衝上体)を併せた地域を**瀬戸川亜帯**(狭義の瀬戸川帯)、

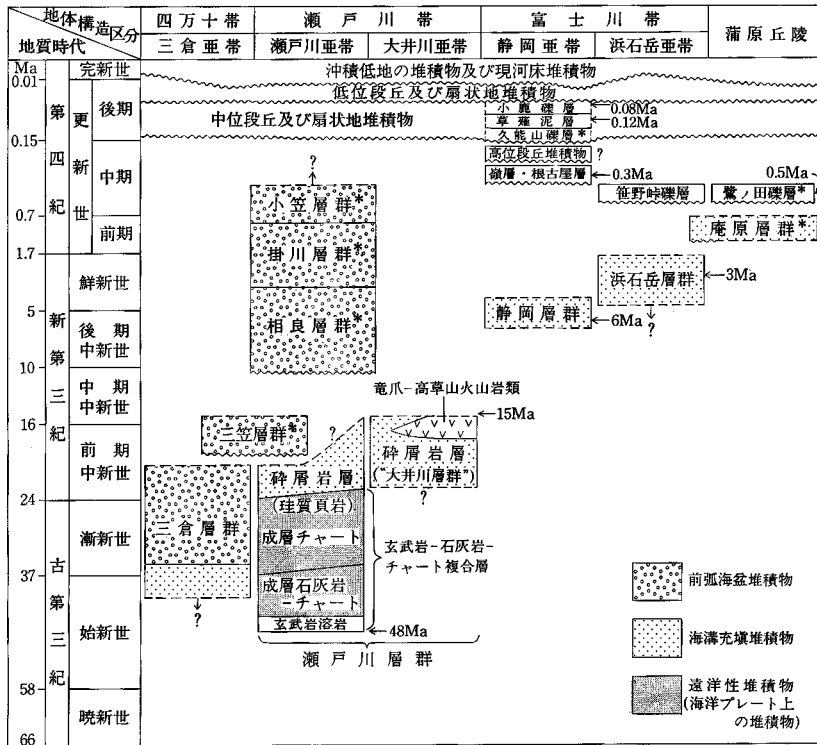
東側の2つの衝上体(大井川及び竜爪衝上体)を併せた地域を**大井川亜帯**と呼ぶ。

瀬戸川亜帯の各衝上体下底部には、碎屑岩層(下部中新統)に整合に覆われ、下位に玄武岩溶岩及び石灰質凝灰質泥岩を伴う成層石灰岩及び成層チャート層(中部始新統-漸新統)が存在する。本報告では、このような産状を有する石灰岩及びチャート層を**玄武岩-石灰岩-チャート複合層**と呼び、碎屑岩中に異地性岩塊として産する石灰岩やチャート層と区別する。大井川亜帯の2つの衝上体は、その下底に玄武岩-石灰岩-チャート複合層を伴わず、碎屑岩層とデイサイト及びアルカリ玄武岩を主とする火山岩類(**竜爪-高草山火山岩類**)から構成される。本報告では、瀬戸川帯を構成する玄武岩-石灰岩-チャート複合層、碎屑岩層及び竜爪-高草山火山岩類を一括して、瀬戸川層群と呼ぶ。本報告の瀬戸川層群は、杉山ほか(1982)の瀬戸川層群、大井川層群及び高草山層群を併せたものに相当する。

瀬戸川層群の碎屑岩層は、砂岩泥岩互層、泥岩、砂岩及びスランプ層などからなり、石灰岩、チャート、玄武岩溶岩などの異地性岩塊を含む。また、笹山構造線に隣接する大岳衝上体及び滝沢衝上体(高山衝上体の南方延長)の泥岩には、蛇紋岩化した超塩基性岩類が貫入すると共に、同岩類の堆積性岩塊及び安山岩火山角礫岩及び凝灰角礫岩が含まれる(荒井ほか, 1978; 杉山・下川, 1981)。碎屑岩層の見かけの層厚は、高山衝上体で4,000m、大井川衝上体南部(「家山」地域)で2,500mに達する。瀬戸川層群には部分的に半波長数100m-1km程度の褶曲構造が認められる。滝沢衝上体は、大井川右岸で前期中新世-中期中新世初頭(Blow, 1969のN6-N8)の三笠層群に傾斜不整合に覆われる。一方、



第3図 「清水」地域の地体構造区分及び地質構造の概略



第4図 「清水」地域の地質総括図
 *「清水」地域には分布しない。

大井川亜帯構成層の上限年代はN8に達し、同亜帯の碎屑岩層上部及び竜爪 - 高草山火山岩類は三笠層群と同時代の堆積物である。

瀬戸川層群の玄武岩 - 石灰岩 - チャート複合層は、年代及び層相の共通性から、房総半島に分布する嶺岡層群の玄武岩 - 石灰岩 - チャート層に対比される(飯島ほか, 1984)。また、瀬戸川亜帯は、前期中新世の中頃(20Ma頃)に形成された付加体と考えられ、玄武岩 - 石灰岩 - チャート複合層は同複合層を整合に覆う海溝充填堆積物と共に、当時の海溝陸側へ付加された海洋プレート起源の堆積物と考えられる(杉山・下川, 1989)。更に、大井川亜帯の碎屑岩層は付加体の海洋側斜面 - 海溝に堆積した海溝充填堆積物、三笠層群は付加体上に形成された前弧海盆の堆積物にそれぞれ比定される(第4図)。

II. 2. 3 富士川帯及び静岡層群・浜石岳層群

本報告では糸魚川 - 静岡構造線と入山衝上断層との間の地域を富士川帯と呼ぶ(第2図)。「清水」地域内の富士川帯は田代峠衝上断層を境として、その西側(上盤側)の静岡亜帯と東側(下盤側)の浜石岳亜帯に二分される。静岡亜帯には静岡層群、浜石岳亜帯には浜石岳層群がそれぞれ分布する。

静岡層群は主として有律的な砂岩泥岩互層及び砂岩から構成され、3,000m以上の層厚を有する。また、本層群下部の2層準及び最上部には、厚さ200 - 500m程度の泥岩層が存在する。最上部の泥岩層には、大型有孔虫 *Lepidocyclus* を包有する石灰岩礫が含まれる(鮫島, 1961 b; 秦・松丸, 1988)。静

岡層群は全体としてはほぼ南北トレンド、西傾斜・西上位の構造を有するが、糸魚川 - 静岡構造線に隣接する^{まぐさわ}則沢西方など一部の地域には、半波長（軸間距離）数100mの南北性の褶曲（向斜と背斜のペア）が認められる。また、清水市梅ヶ谷付近及び興津川支流の黒川流域では、地層の走向が東西方向に大きく振れ、顕著な屈曲構造が存在する（第3図）。静岡層群の下部からは、*Pulleniatina primalis*、*Globorotalia tumida plesiotumida*を含むN17-N18（後期中新世後半 - 鮮新世初期）に対比される有孔虫化石群集を産する（IBARAKI, 1989）。

浜石岳層群は主として砂岩優勢の砂岩泥岩互層及び礫岩から構成され、安山岩 - デイサイト火山砕屑岩及び泥岩を伴う。「清水」地域には浜石岳層群の上部が分布し、この部分だけで約5,000mの層厚を有する。浜石岳層群は、全体として南北ないし北北西 - 南南東の構造トレンドを有する。興津川の下流左岸に沿ってほぼ南北方向の背斜が存在し、その東西両側に複向斜構造が発達する（第2図）。「清水」地域に含まれる西側の複向斜部には、北北西 - 南南東方向の顕著な向斜（戸倉向斜）が存在する（第3図）。また、興津川流域の和田島以南の地域では、同向斜の東側にこれと並走する背斜及び向斜各1つが存在する。浜石岳層群からはN17からN21（後期鮮新世）にわたる有孔虫化石群集が報告されている（^{あき} 茨木, 1981; ^{あき} 柴・^{あき} 駿河湾団研グループ, 1986; IBARAKI, 1989 など）が、化石群集の産出層準と指示年代との間には、一部矛盾（逆転）が認められ、今後の詳細な検討を必要とする。

静岡層群及び浜石岳層群は、相良 - 掛川地域に分布する相良層群及び掛川層群と同時代の堆積物である。静岡層群及び浜石岳層群は海溝域（富士川トラフ）の堆積物、相良層群及び掛川層群は前弧海盆（相良 - 掛川堆積盆）の堆積物と考えられる。

II. 2. 4 第四系

「清水」地域に分布する更新統は（推定）堆積年代の古い順に、笹野峠礫層、嶺層、高位段丘堆積物、草薙泥層、中位段丘及び扇状地堆積物、低位段丘及び扇状地堆積物に区分される。

笹野峠礫層は和田島南方の笹野峠付近に分布する開析の進んだ河成礫層であり、層相や分布形態の類似から^{かんぼら}蒲原丘陵に分布する中部更新統鷺ノ田礫層に対比されている（大塚, 1944）。

嶺層は東名高速道路清水インターチェンジ付近の嶺丘陵を構成する泥質堆積物であり、有度丘陵に分布する中部更新統^{おごの}根古屋層に対比されている（土・徳山, 1974 など）。

高位段丘堆積物は、庵原川及び山切川流域の高位段丘面を構成する堆積物である。本層の堆積年代及び他地域の更新統との対比は不明である。

草薙泥層は有度丘陵に分布する最終間氷期の泥質堆積物であり、大井川西岸の牧ノ原台地に分布する古谷泥層に対比される。

中位段丘及び扇状地堆積物は、安倍川流域の松野西方に分布する河成段丘（段丘面の標高190-160m程度）の堆積物を模式層とし、これとほぼ同時代と推定される各河川沿いの段丘・扇状地の堆積物、並びに有度丘陵の小鹿礫層を一括したものである。これらの地層の堆積時期は最終間氷期 - 最終氷期と推定され、小鹿礫層には約8万年前のPm-I火山灰層が挟まれる（北里・新井, 1986）。

低位段丘及び扇状地堆積物は、各河川沿いに分布する数段の低位段丘及び扇状地堆積物と有度丘陵北縁に分布する国吉田礫層を一括したものである。これらの地層の堆積時期は、最終氷期後期から一部完

新世に及ぶと推定される。

沖積層は巴川流域低地並びに各河川沿いの谷底低地と現河床に分布する。巴川流域低地の沖積層は最大層厚40m以上の内湾成及び後背湿地成の泥質堆積物を主体とし、その下部は更新統に属する可能性がある。また、清水市街地付近には砂質堆積物が分布する。谷底低地及び現河床の沖積層は主として礫及び砂礫から構成される。地質図では、現河床堆積物を除く沖積層を表層5m内に卓越する層相に基づいて、沖積低地の堆積物（主として礫）、同（主として砂）、同（主として泥）の3つに区分して示した。

「清水」地域には、このほかに人工改変地及び埋立地が存在する。人工改変地として塗色した部分は、主として山地縁辺部（低地との境界部）及び丘陵を改変して造成された住宅地や学校用地などである。また、埋立地は清水港の埠頭及びその周辺の港湾施設・工場用地である。

III. 三 倉 層 群

(杉山 雄一)

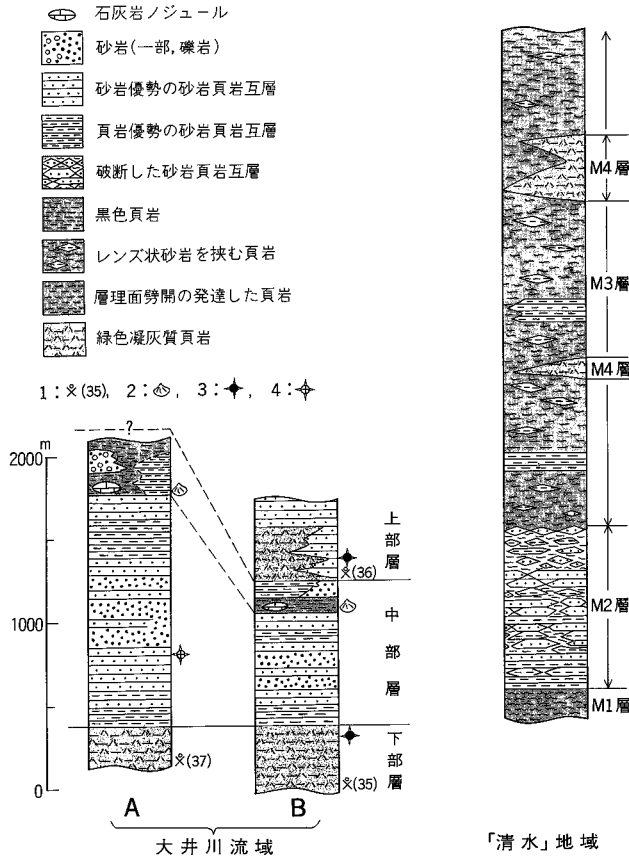
III. 1 層序及び岩相

「清水」地域に分布する三倉層群は、岩相に基づき下位よりM1, M2, M3及びM4の4層に区分できる（第5図）。

M1層は層理面劈開の発達する暗灰色頁岩からなり、天狗岳西方の笹山構造線沿いに小規模に分布する。頁岩層には厚さ数mm-3cm程度のレンズ状細粒砂岩層及び砂岩層起源と推定される珪質層（再結晶石英層）が頻繁に挟まれ、一部では頁岩層と細粒砂岩薄層あるいは珪質層との細互層状を呈する。本層中には石英脈が頻繁に観察される。層厚は約200m。

M2層は砂岩頁岩互層及びレンズ状砂岩を挟む頁岩からなる。砂岩頁岩互層は主として砂岩優勢ないし砂岩と頁岩がほぼ等量の互層（第6図）からなる。砂岩層は厚さ10-60cm程度のものが多く、級化層理及び底痕が認められる。レンズ状砂岩を挟む頁岩は砂岩頁岩互層が破断したものと考えられ、層理面に平行な劈開が認められる頁岩中にレンズ状ないし礫状の砂岩層を挟む（第7図）。砂岩層には層理面と直交あるいは高角度で斜交する方向に延びる石英脈が発達する。M2層の見かけの層厚は約1,000mである。

M3層は主として頁岩からなり、頁岩が優勢な砂岩頁岩互層を伴う。本層の主体をなす頁岩層は暗灰色-黒色を呈し、部分的にレンズ状の砂岩層を伴う。頁岩中には厚さ数mmの細粒砂-シルト薄層及び同層起源と推定される珪質薄層が頻繁に挟まれ、これらの薄層に沿う劈開が発達する。本層中に挟在する砂岩頁岩互層の砂岩層は一般に厚さ5cm以下であり、その多くがレンズ状に破断し、層理面と高角度で交わる石英細脈に貫かれる。M3層の見かけの層厚は3,000mに達する。



第5図 三倉層群の柱状図

柱状図A及びBは、それぞれ第8図の最も南側の背斜の南翼部及び北翼部の模式柱状図。凡例中の1-4:1:底生有孔虫化石の産出層準(括弧内の数字は第8図の地点番号), 2: MATSUMOTO (1966, 1971) による漸新世貝化石の産出層準, 3: 飯島ほか (1984) による漸新世放散虫化石の産出層準, 4: 渡部 (1988) による中新世放散虫化石の産出層準。

M4層は緑灰色あるいは青灰色を帯びる凝灰質頁岩からなり、見かけ上、M3層中の2層準に挟在する。凝灰質頁岩には黑色頁岩の葉理が挟まれ、まれに砂岩薄層を伴う。M4層の厚さは、見かけ上、上位のもの(笠張峠付近に分布するもの)が約400m、下位のもの(最大)で約150mである。

三倉層群の模式地とされる大井川流域の三倉層群は、主として凝灰質頁岩からなる下部層、砂岩頁岩互層、砂岩、頁岩などからなる中部層、主として凝灰質頁岩及び砂岩頁岩互層からなる上部層に三分され、積算層厚は2,000mに達する(第5図)。「清水」地域の三倉層群と大井川流域の三倉層群との層位関係は、現在のところ不明である。

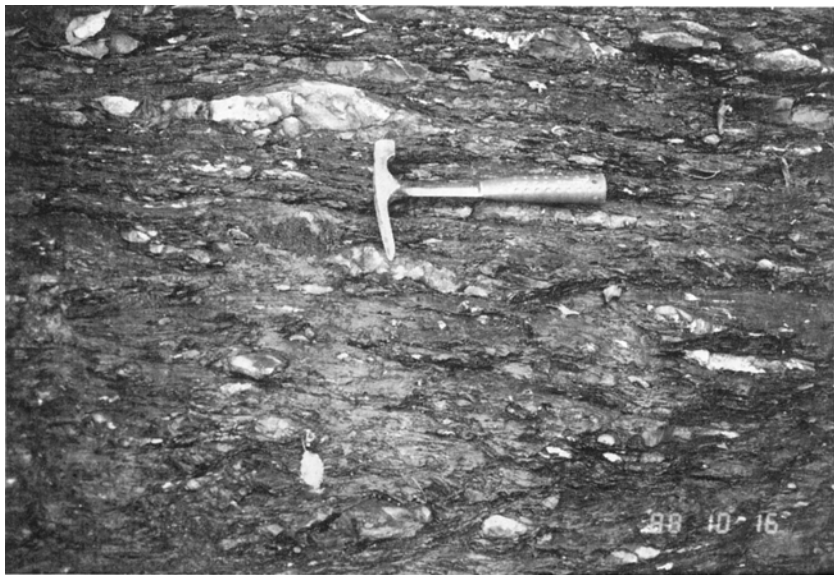
III. 2 産出化石と年代

「清水」地域の三倉層群からは、M4層の凝灰質頁岩から保存の悪い有孔虫及びSpumellaria目に属すると推定される放散虫を検出したのみで、時代決定に有効な化石は得られなかった。

大井川流域(「家山」地域)の三倉層群からはこれまでに、MATSUMOTO (1968, 1971), IJIMA et al. (1981), 飯島ほか (1984), 渡部 (1988) によって地質年代を指示する化石が報告されている。



第6図 M2層の砂岩頁岩互層（静岡市諸子沢 字大道島）



第7図 M2層のレンズ状ないし礫状の砂岩を挟む頁岩層（静岡市大岳の南西，西河内川沿い）

MATSUMOTO (1966, 1971) は金谷町栗島付近など6地点から北部九州の漸新統に多産する *Pitar matsuraensis* を含む汽水-浅海生貝化石5種を報告している。これらの貝化石の産出層準はいずれも第5図に示した三倉層群中部層の上部に挟在する頁岩層（原著のWappazawa formation）であり、化石は頁岩中の石灰岩ノジュールから発見されている。一方, IJIMA et al. (1981) は、三倉層群の下部、中部及び上部の各層から *Alnus*, *Ulmus*, *Zelkova* などを含む第三紀型の花粉化石群集を報告している。また、飯島ほか (1984) は下部層及び上部層から古第三紀の放散虫 *Theocotyle* sp. を見だし、その時代を漸

新世としている。更に、渡部（1988）は中部層の下部から前期中新世 - 中期中新世を指示する放散虫 *Cyrocapcella tetrapera* 及び *Stichocorys delmontensis* を報告している。

本研究では、川根町家山付近（第8図地点35）及び島田市上相賀（第8図地点37）の三倉層群下部層、並びに川根町久奈平（第8図地点36）の同上部層（いずれも緑色凝灰質頁岩）から、第1表に示すような砂質底生有孔虫化石を抽出した。化石鑑定をお願いした石油資源開発株式会社の米谷盛寿郎、井上洋子両氏によると、家山付近の本層群下部から産した群集は、*Haplophragmoides shikiyamaensis*、*Bolivinopsis icodaensis* などの天草の始新統に産する種を含み、古第三紀、恐らく始新世の可能性が高い。また、群集全体が示す古環境としては深海域が指示される。これらの試料には Spumellaria 目に属すると推定される球形の放散虫化石が含まれるが、時代決定に有効な放散虫は得られなかった。

これらの化石に基づく、三倉層群の年代は始新世から前 - 中期中新世にわたる。しかし、渡部（1988）により報告された前 - 中期中新世の放散虫化石の産出層準は、MATSUMOTO（1966, 1971）により報告された *Pitar matsuraensis* を含む貝化石群集の産出層準よりも下位に位置する（第5図）。また、飯島ほか（1984）による *Theocotyle* sp. の産出範囲に含まれる可能性が高い。このように、三倉層群の化石年代については問題点が残されており、今後のより詳細な生層序学的検討が待たれる。

第1表 三倉層群から産出した底生有孔虫化石
鑑定は米谷盛寿郎、井上洋子両氏による。産出地点は第8図、産出層準は第5図参照。

種 名	産 出 地 点		
	35	36	37
<i>Bolivinopsis itchodaensis</i> ASANO			○
<i>Ammomarginulina</i> sp.			○
<i>Ammodiscus incertus</i> d'ORBIGNY		○	
<i>Ammodiscus</i> sp. ?			○
<i>Ammoglobigerina</i> sp.		○	
<i>Dorothia amakusaensis</i> ASANO and MURATA	○		
<i>Glomospira gordialis</i> (JONES and PARKER)	○		
<i>Haplophragmoides dibollensis</i> (CUSHMAN and APPLIN)	○		
<i>H. narivaensis</i> BRONNIMAN	○		
<i>H. shikiyamaensis</i> ASANO and MURATA	○		
<i>H.</i> sp.	○		
<i>H.</i> sp. indet.	○	○	
<i>Hormosina</i> sp.			○
<i>H.</i> sp. indet.	○		
<i>Lituotuba</i> sp.	○		○
<i>Psammosphaera</i> sp.	○		
<i>Placentamina</i> cf. <i>complanata</i> (FLANKE)	○		
<i>Recurvoides</i> sp.	○		
<i>Trochammina enouraensis</i> ASANO	○		
<i>T.</i> sp.		○	
<i>Ammovertellina</i> sp.	○		
<i>Silicosigmoilina</i> sp.	○		
<i>Thalmanamina</i> cf. <i>anfracta</i> BELFORD	○		○

なお、三倉層群の上限年代については、同層群がBLOW (1969) のN6-N8 に対比される三笠層群に傾斜不整合に覆われることから、N5 (前期中新世の中頃) と考えられる。

III. 3 地質構造

「清水」地域の三倉層群は北東-南西 (N35-50° E) の一般走向を有し、北西へ40-60° 程度傾斜する。砂岩層の級化層理による地層の上下判定ができた露頭では、波長数m程度の小褶曲 (諸子沢流域の大道島などで観察される) の向斜北西翼を除いて、北西側上位を示した。このような上下判定結果から、本地域の三倉層群には北西傾斜の同斜構造が存在すると推定される。このように考えた場合、本地域の三倉層群の層厚は4,000mに達し、大井川流域の同層群の層厚 (最大2,500m程度で北に向かって薄くなる) に比べてかなり大きい。したがって、地層の走向に平行な逆断層によって同一層準が繰り返している可能性がある。KANO and MATSUSHIMA (1988) 及び土編 (1986) によると、「清水」地域の三倉亜帯は構造上、大井川流域の3つの背斜 (第8図) のうち、最も北側の背斜北西翼 (北西側上位) に当たると推定される。

「清水」地域に分布する頁岩層の層理面劈開は、最下位のM1層に最も顕著に認められる。また、本層群の頁岩中にはレンズ状の砂岩層が頻繁に挟まれ、砂岩頁岩互層中の砂岩層の中にも層理面と斜交する破断面 (2方向の共役剪断面や引張性節理) によって切断され、レンズ状体に分割されているものが見られる。これらの小構造は、大井川流域の三倉亜帯北部の変形構造 (木村, 1967のレンズ褶曲) と類似する。しかしながら、M2層中のレンズ状砂岩を挟む頁岩層は、より変形・破断の弱い砂岩頁岩有律互層と互層すると共に、側方へも互いに移り変わる。したがって、レンズ状砂岩を挟む頁岩層の少なくとも一部は、海底地すべりなどの堆積性の成因を有し、これに造構性的変形が重なったものと推定される。

IV. 瀬戸川層群

(杉山雄一・下川浩一)

IV. 1 大岳衝上体

(1) 広がり及び下底の断層

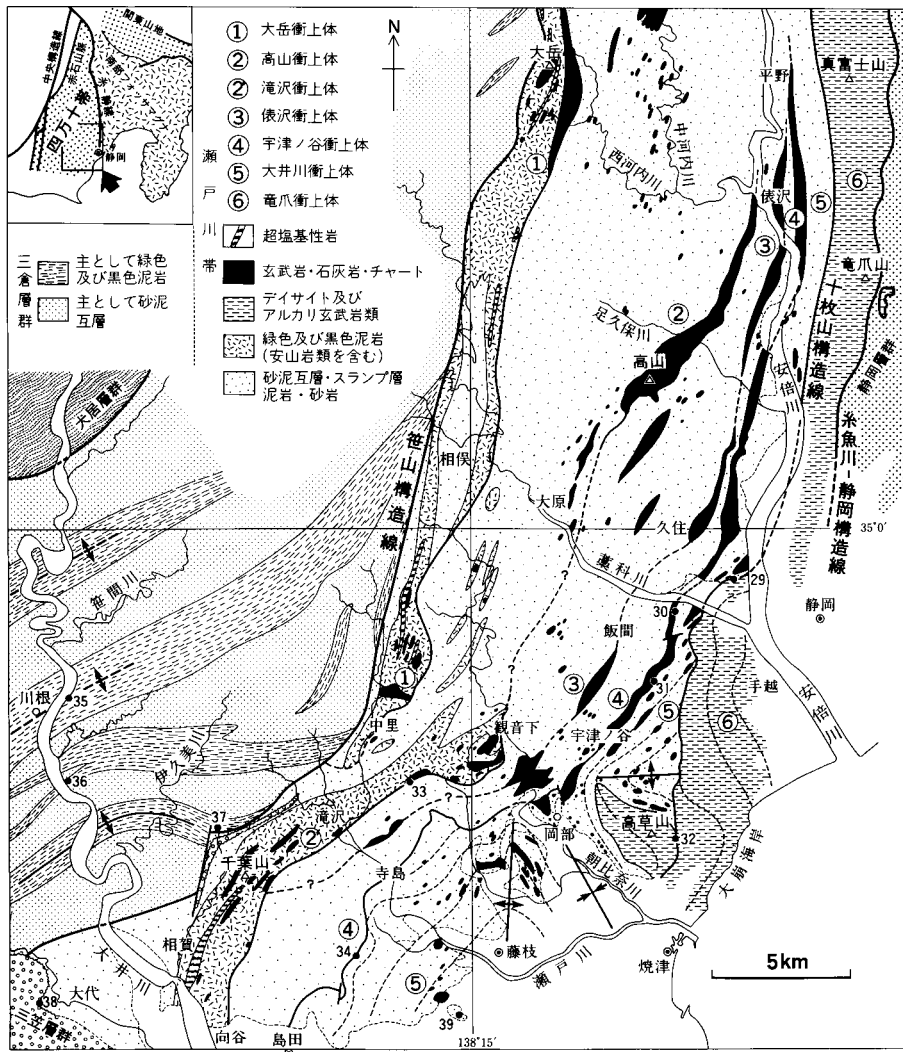
本衝上体は瀬戸川帯の最も西側に位置し、大岳付近から南へ約30kmにわたって追跡される (第8図)。衝上体の東西幅は2km程度である。本衝上体はその西縁を笹山構造線によって画され、同構造線を境として三倉層群と接する。衝上体下底の断層は第9図の地点3で観察される。ここでは本衝上体に属する成層チャート層が高山衝上体に属するレンズ状砂岩を挟む泥岩層の上に衝上している。断層直上のチャート層には細かい剪断面が発達し、スレート様の見かけを呈する。

(2) 層序及び岩相

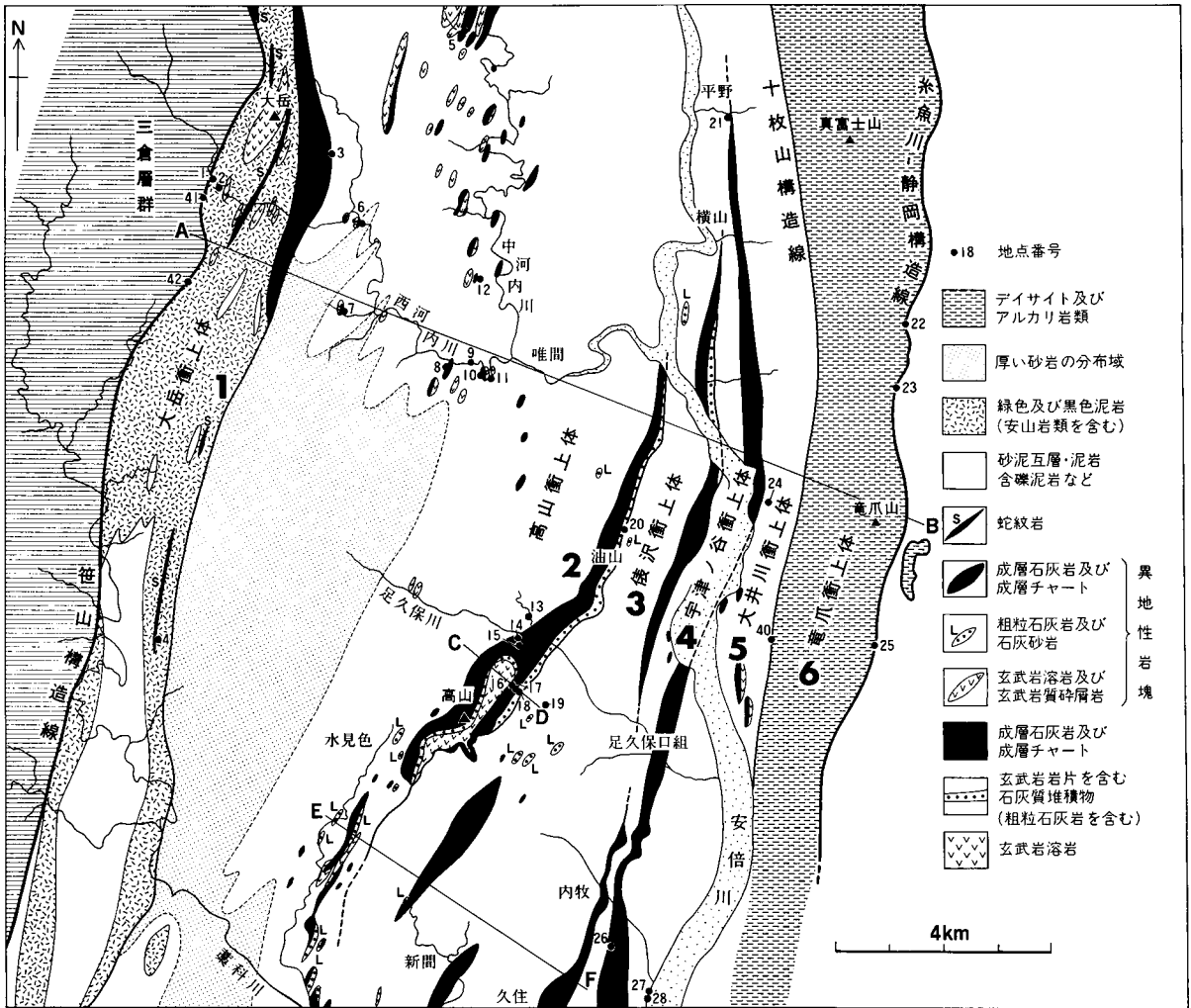
本衝上体の玄武岩-石灰岩-チャート複合層は成層チャートだけからなり、これを緑色凝灰質泥岩、黒色泥岩、砂岩泥岩互層などからなる破屑岩が覆う（第11図）。

成層チャートは大岳東方の本衝上体下部に南北約6kmにわたって追跡され、見かけの最大層厚は約500mに達する。チャート層は一般に泥質で、黒色又は暗灰色を呈する。チャート単層の厚さは5-10cm程度である。大沢西方に分布するチャート層にはやや石灰質な部分が介在し、この部分では単層中に泥岩の葉理を頻繁に挟む。

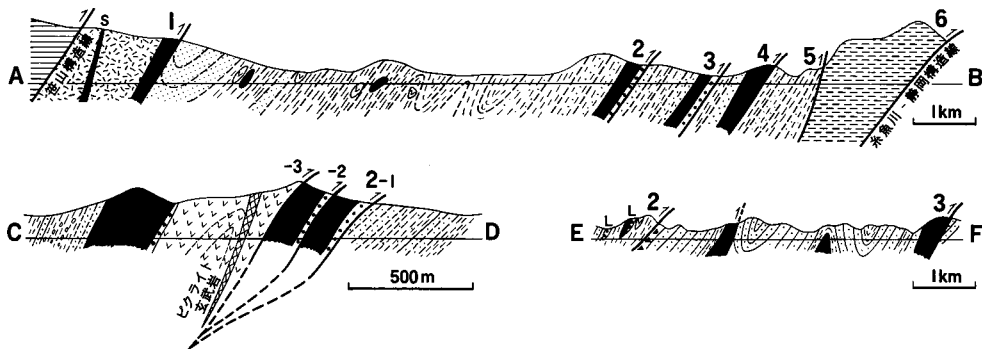
緑色凝灰質泥岩及び黒色泥岩は、緑色及び白色の凝灰岩及び安山岩-デイサイト凝灰角礫岩を挟むほか、超塩基性-塩基性岩類を伴う（荒井・内田, 1979; OHASHI, 1980）。また、南西隣「家山」図幅地域



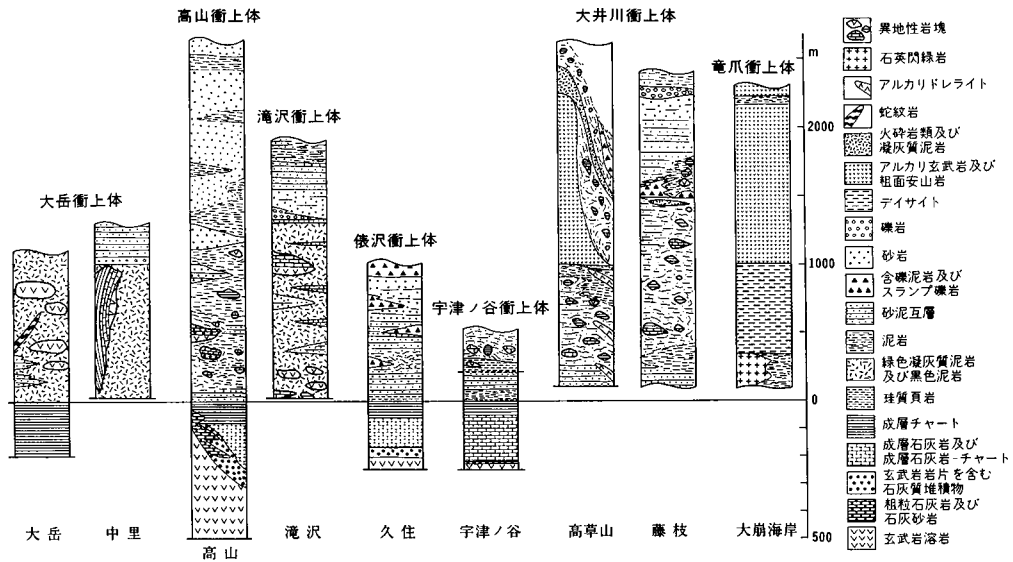
第8図 瀬戸川帯南部の地質図
杉山・下川 (1989) に加筆.



第9図 「清水」地域の瀬戸川帯地質図
 杉山・下川 (1989) に加筆.



第10図 瀬戸川帯の地質断面図
 杉山・下川 (1989) を一部修正. 断面線の位置及び凡例は第9図参照.



第11図 瀬戸川層群の模式柱状図
 杉山・下川 (1989) を一部修正。

の藤枝市中里付近に分布する緑色凝灰質泥岩には長径約1kmの玄武岩-石灰岩-チャート複合層の異地性岩塊が含まれる。

砂岩泥岩互層は緑色凝灰質及び黒色泥岩と指交すると共に、衝上体南部の瀬戸川上流域（「家山」図幅地域）ではこれらの泥岩層を整合に覆う。互層の多くは砂岩優勢ないし砂岩と泥岩がほぼ等量の有律互層からなり、砂岩単層の厚さは10-30cm程度のもが多い。凝灰質泥岩と指交する砂岩泥岩互層中の砂岩は一般に泥質基質が多く、暗灰色を呈するのに対して、泥岩層の上位に発達する互層中の砂岩は石英粒に富む淡灰色や白色のアレナイトを主体とする。

(3) 超塩基性-塩基性岩類

大岳衝上体に産する超塩基性岩類は、蛇紋岩化したハルツバージャイト、ダナイト、クロミタイト、クリノパイロキシナイト、ウエールライトなどからなる（荒井ほか，1978など）。「清水」地域内では、大岳付近から藁科川流域の坂ノ上東方にかけての地域に、南北ないし北北東-南南西方向、幅5-50m程度の貫入岩体として産するほか、岩体近傍の泥岩中に砕屑性の礫及び顕微鏡サイズの岩片として含まれる。これらの岩石は、ほとんどが蛇紋岩化しており、その原岩を判定するのが困難である。また、大岳北方の口坂本付近には超塩基性岩類が交代されて生じたと考えられる石英-マグネサイト岩 (TAKASAWA and KURODA, 1974) が存在する。この岩石は、主として石英とマグネサイトからなり、少量の緑泥石やクロムスピネルを含む。このほか、諸子沢東方や横沢付近などには、 SiO_2 含有量が39-46%程度のアルカリカンラン石玄武岩の貫入・噴出岩体が存在する (OHASHI, 1980)。OHASHI (1980) によると、諸子沢東方の岩体は下底に急冷縁とピクライト層を有し、凝灰岩に整合に覆われる。本衝上体の泥岩からは前期中新世中頃の放散虫化石群集を産する (杉山・下川, 1989) ことから、これらの超塩基性岩類の貫入・噴出及び砕屑性岩塊としての堆積は約20 Ma頃には起こったと推定される。荒井・内田 (1979) は、超塩基性岩類 (斜長石を含むハルツバージャイト) の平衡条件を5Kb以下、約700°C

と推定している。

塩基性岩は主として玄武岩からなり、一部に枕状溶岩を伴う。鏡下での観察によると、斜長石を含む無斑晶状玄武岩を主とし、少量の単斜輝石斑晶やガラスを含むことがある。斜長石はしばしば針状や骸晶状などの急冷構造を示す（第Ⅰ図版1）。二次鉱物として、緑泥石・緑れん石・ぶどう石などが生じている。玄武岩は大岳から天狗岳にかけての地域に長径数10m-1.5km程度の岩体として存在するほか、岩体周辺の泥岩中に碎屑性の岩塊や礫として含まれる。玄武岩岩体については、周囲の泥岩、凝灰岩及び超塩基性岩類と断層や“滑り面”を介して接するのが観察される。しかし、これまでのところ、明瞭な非断層性の接触面は確認されていない。玄武岩岩体に関しては、1) 現地性の噴出岩体、2) 超塩基性岩類の貫入に伴って地上に持ち上げられた岩体、3) 堆積性又は構造的異地性岩体、などの解釈が可能であり、最終的な結論を得るに至っていない。なお、超塩基性岩類の貫入岩体に近接する玄武岩は鉱化作用を受けており、鉱染状の赤鉄鉱（硬マンガン鉱を伴う）が生じている。

本衝上体ではこのほかに、斑れい岩、粗粒玄武岩、閃緑岩、安山岩などの岩塊や礫が超塩基性岩類及び玄武岩岩体周辺の泥岩中に含まれる。斑れい岩及び粗粒玄武岩は、主として斜長石と単斜輝石からなり、それぞれ等粒状組織及びオフィティック組織を示す。二次鉱物として、緑泥石・ぶどう石・緑れん石・石英・炭酸塩鉱物などが生じている。閃緑岩は主として緑褐色角閃石・斜長石・石英からなり、少量のカリ長石を含む。緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石等の二次鉱物が生じており、角閃石もかなりの部分が緑泥石に置きかわっている。静岡市横沢には幅20m、高さ10m程の閃緑岩の巨大岩塊が存在するほか、周辺の泥岩中にも閃緑岩礫が含まれる。安山岩は主として斜長石と単斜輝石からなり、少量の角閃石を含む無斑晶状の岩石で、しばしば角礫岩状を呈する。二次鉱物として、緑れん石や緑泥石が生じている。

大橋・白木（1981）によると、超塩基性岩類の貫入岩体に伴う安山岩及び玄武岩の中には、少量ながら、鉱物組成及び化学組成の点で小笠原諸島の無人岩に類似する高マグネシア・高シリカ岩が存在する。

(4) 地質構造

全体に南北ないし北北東-南南西の一般走向を有し、西に50-80°傾斜するところが多い。大岳付近では褶曲構造の存否は明らかでない。一方、諸子沢以南の蘆科川流域には、東上位（多くは逆転して西傾斜）の部分が広く認められ、東翼の幅が500m以上に達する背斜を含む南北方向の褶曲構造が発達すると考えられる。

IV. 2 高山衝上体

(1) 広がり及び下底の断層

本衝上体は安倍川支流の西河内川及び中河内川流域から足久保川の中・上流域にかけて、東西の最大幅8kmに達する広い面積を占める（第9図）。衝上体下底の玄武岩-石灰岩-チャート複合層は、高山の南西から安倍川と西河内川の合流点付近まで、約9kmにわたって追跡される。

本衝上体下底の断層は、第9図地点20を含む、油山-高山間の4地点で観察された。これらの地点では、石灰質凝灰質泥岩又はガラス質凝灰岩が俵沢衝上体に属する砂岩泥岩互層、含礫泥岩及び砂質泥岩の上に衝上している（第12図）。高山の南西では玄武岩溶岩が含礫泥岩の上に衝上すると考えられるが、

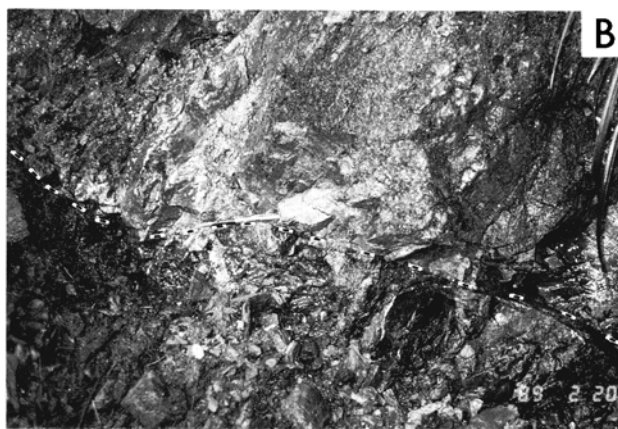
断層面そのものは観察できなかった。

(2) 層序及び岩相

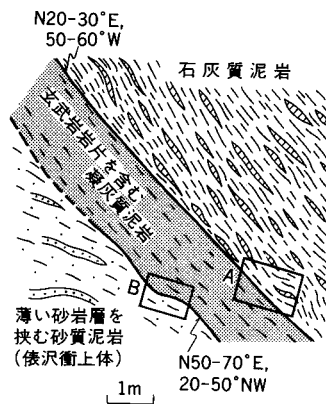
衝上体下底の玄武岩-石灰岩-チャート複合層は、下位より、玄武岩溶岩、石灰質凝灰質泥岩、成層石



断層



断層



第12図 高山衝上体下底の逆断層露頭
(静岡市油山, 第9図地点20)

灰岩 - チャート, 成層チャート (一部, 珪質頁岩) の4つの岩相に区分される (第11図)。

最下位の玄武岩溶岩は高山付近にのみ分布し, 一部に枕状溶岩を伴う。走向と直交する方向の最大分布幅 (見かけの最大層厚) は約500mであるが, 正確な厚さは不明である。玄武岩は無斑晶 - 微斑晶質のものが卓越するが, 肉眼で識別できる斜長石及び単斜輝石斑晶を有するものも存在する。また, まれに発泡したものも認められる。顕微鏡下では, 主として斜長石と単斜輝石からなり, 長径1mm程度の単斜輝石及び1-0.5mmのかんらん石斑晶が認められる (第1図版2)。かんらん石は, すべて緑泥石に変質し, 仮像としてのみ認められる。二次鉱物として, 緑泥石のほか緑れん石やぶどう石が生じている。

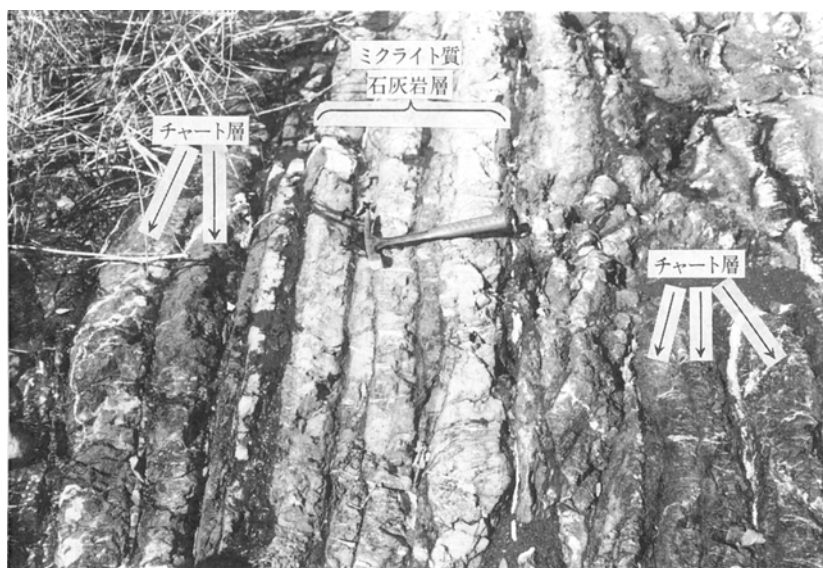
玄武岩溶岩の直上には, 部分的に, コケ虫・石灰藻・貝・有孔虫・放射虫などの化石及び化石片からなる粗粒石灰岩 (バイオスパーライト; 第II図版2) が発達する。また, 足久保川流域の谷沢南方では, 玄武岩溶岩直上の凝灰質砂岩から貝化石を産し, *Lima sameshimai*, *Trapezium*, *Minoria* などの表生種の卓越する群集が報告されている (水野, 1956; IWASAKI and ONO, 1977)。更に, 高山西方では, 石灰質凝灰質泥岩中に厚さ50cm-1m程度の石灰砂岩が頻繁に挟まれる。

石灰質凝灰質泥岩は, 変質の進んだ玄武岩岩片及び斜長石片を含み, 一部にハイアロクラストイトを伴う。本泥岩は新鮮面では暗灰色ないし緑灰色を帯びるが, 風化すると褐色を呈することを特徴とする。本泥岩の厚さは10-100m程度である。

成層石灰岩 - チャートは下位の石灰質凝灰質泥岩から漸移し, 単層の厚さが共に5-20cm程度のミクライト質石灰岩とチャートの不規則互層 (第13図) からなる。互層中の石灰岩層とチャート層の量比は場所によって異なり, 南部の高山付近では石灰岩層が卓越するのに対して, 油山温泉以北の地域ではチャート層が卓越する。また, ミクライト質石灰岩は一般に珪質であり, 単層の中央部にチャート質部分 (非石灰質部分) を伴うものが多い。成層石灰岩 - チャート層は上位及び側方へ成層チャートに漸移する。

成層チャートは単層の厚さ5-20cm程度, 黒色, 泥質のチャートからなり, 最上部は層理の不明瞭な珪質頁岩に移化する。成層石灰岩 - チャート層及び成層チャート層の層厚は併せて100-250m程度である。

玄武岩 - 石灰岩 - チャート複合層を覆う砕屑岩層は2,500m以上の層厚を持つと推定され, 地域及び層準による層相変化が大きい。衝上体南部の足久保川 - 藁科川流域では, 上述した成層チャート層の上に有律的な砂岩泥岩互層が整合に重なり, その上位に泥岩, 含礫泥岩及びスランプ層が発達する。藁科川支流の水見色川流域に分布する泥岩及びスランプ層中には, 衝上体基底の玄武岩 - 石灰岩 - チャート複合層に由来する玄武岩・粗粒石灰岩・ミクライト質石灰岩・チャートなどの異地性岩塊が多量に含まれる。これらの泥岩層及びスランプ層は, 藁科川流域の富厚里から大山, 大棚山周辺にかけて分布するアルコーズ質の厚い砂岩層に整合に覆われる。藁科川流域の赤沢付近に分布する砂岩層には, 西から東へ向かう古水流を示す流痕や漣痕が頻繁に観察される (和田, 1976; 杉山・下川, 1981)。また, 富厚里付近では, 砂岩層中に緑色凝灰質泥岩が挟まれ, 安山岩凝灰角礫岩を伴う。同様の凝灰角礫岩は富厚里南方の朝比奈川流域 (「静岡」地域) にも分布し, 角礫岩中の安山岩はアルカリ岩系の粗面安山岩ないしミュージアライトの化学組成を有する (杉山ほか, 1982)。



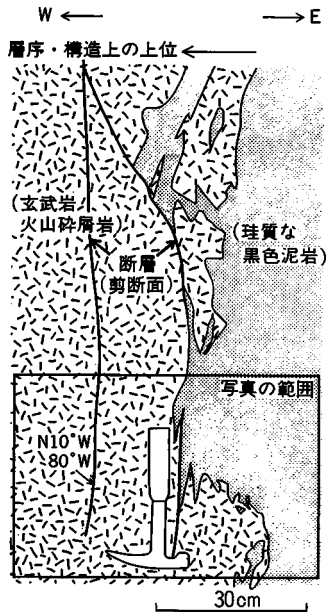
第13図 高山衝上体の成層石灰岩-チャート（静岡市油野）

写真の成層石灰岩-チャートは、高山衝上体上部に含まれる異地性岩塊。同衝上体下部部の玄武岩-石灰岩-チャート複合層の成層石灰岩-チャートも同様の層相を呈する。



第14図 中河内川流域における異地性岩塊の産状（静岡市油野）

一方、衝上体北部の西河内川及び中河内川流域では、碎屑岩層の下部に厚い砂岩層が存在し、上部に異地性岩塊を多量に含む泥岩及びスランプ層（第14図）が発達する。異地性岩塊は中河内川流域に特に高密度に分布し、玄武岩火山碎屑岩（構成粒子の大部分が玄武岩の碎屑岩片からなる緑色岩；第II図版1）の岩塊が多いことを特徴とする。玄武岩火山碎屑岩の岩塊は、中河内川流域から北隣「南部」地域の梅ヶ島にかけて、ほぼ同一層準に広く分布する。仲（1985）及びNARA（1985, 1988）によると、



第15図 玄武岩火山砕屑岩岩塊と基質との接触関係（静岡市長熊 字上平西方）岩塊の下底部に泥岩が注入している。

玄武岩火山砕屑岩は堆積構造の特徴などから、タービダイト、コンターライト及び土石流堆積物に区分される。玄武岩火山砕屑岩の岩塊は、滑らかな堆積性接触面や剪断面を介して基質の泥岩（「南部」地域ではスレート劈開が発達し、スレートないし千枚岩質）と接するほか、しばしば、第15図のような入り組んだ岩塊-基質境界を示す。このような入り組んだ岩塊-基質境界は岩塊の下底部に多く観察され、岩塊下底部に形成された割れ目に沿って液状化した泥岩が注入したことを示すものと解される。

(3) ピクライト玄武岩

本衝上体下部に位置する高山の南東側山腹には、幅5-50m、長さ約2kmのピクライト玄武岩の貫入岩体が存在する。ピクライト玄武岩の岩体は北西-南東方向に伸長し、大部分のところでは玄武岩-石灰岩-チャート複合層の玄武岩溶岩を貫くが、一部では玄武岩溶岩とその南東側に分布するチャート層との境界をなす衝上断層に沿って貫入している。貫入岩体の周縁部は一般に破碎され、角礫化及び蛇紋岩化している。

ピクライト玄武岩は全岩容積の約半分を占めるかんらん石斑晶を含み、少量のクロムスピネル斑晶を伴う(第Ⅲ図版1)。かんらん石斑晶は最大径7-8mmに達し、斑晶周縁部は蛇紋岩化している。クロムスピネルは径0.2-0.5mmで、かんらん石内の包有物として産することが多い。石基は単斜輝石、拍子木状の斜長石及び鉄鉱物などから構成され、ピロタキシティック組織を示す。かんらん石が部分的に蛇紋石化しているほかは、ほとんど変質を受けていない。ピクライト玄武岩の全岩及び石基の化学組成並びにかんらん石斑晶の化学組成については、鯨島(1960)、SAMESHIMA(1960)、高沢(1976b)などの報告がある。第2表に、SAMESHIMA(1960)による本ピクライト玄武岩の全岩及び石基の化学組成と全岩ノルム組成を示す。

なお、ピクライト玄武岩の貫入岩体は、高山付近のほか、後述する俵沢衝上体上部に位置する油山付近にも存在する。この岩体は長さ約300m、幅5-20mの南北に伸長した形態を持ち、俵沢衝上体の泥岩及び含礫泥岩に貫入している。この事実は、ピクライト玄武岩が前期中新世又はそれ以降に貫入したことを示唆する。

第2表 ピクライト玄武岩の化学組成及びノルム
SAMESHIMA(1960)による。

	Bulk (wt.%)	Ground Mass (wt.%) (Recal. to 100%)	Norm on Bulk
SiO ₂	40.95	45.20	or 0.50
Al ₂ O ₃	5.74	11.15	ab 4.93
Fe ₂ O ₃	3.72	7.23	an 12.79
FeO	7.66	2.72	wo 4.00
MgO	30.89	21.75	en 13.46
CaO	4.51	8.77	fs 1.75
Na ₂ O	0.58	1.13	fo 44.52
K ₂ O	0.08	0.15	fa 6.23
TiO ₂	0.87	1.69	il 1.65
MnO	0.11	0.21	mg 5.40
NiO	0.22		chr 0.63
Cr ₂ O ₃	0.43		
P ₂ O ₅	tr.		
H ₂ O(+)	3.68		
H ₂ O(-)	0.96		
Total	100.40	100.00	

(4) 地質構造

中河内川下流の唯間付近，同上流の柿島付近及び大岳東方の西河内川上流部に，系統的に東上位（多くは逆転して西傾斜）を示す地域が認められ，これらの地域に南北性の褶曲構造が存在する可能性が高い．その他の地域では西上位で，40-70°程度西に傾斜するところが多い．

高山付近の玄武岩-石灰岩-チャート複合層中には，衝上体下底の断層から分岐したと推定される2本の衝上断層が存在し，石灰質凝灰質泥岩，成層石灰岩-チャート及び成層チャート層が3回繰り返して出現する（第10図断面C-D）．同断面図に示すように，玄武岩溶岩は最も北側（構造的上位）の衝上ブロックの最下部に存在する．断層面直上の玄武岩溶岩は幅2mにわたって破碎・剪断され，もとの組織を失っている．

IV. 3 俵沢衝上体

(1) 広がり及び下底の断層

本衝上体下底の玄武岩-石灰岩-チャート複合層は，安倍川流域の横山付近から足久保口組まで約8km追跡され，分布が一旦途切れた後，内牧から久住まで約4km追跡される（第9図）．更に，藁科川南岸の飯間付近（「静岡」地域）に約2.5km追跡される玄武岩-石灰岩-チャート複合層が存在し，内牧-久住間に分布する複合層の南方延長である可能性が高い（第8図）．本衝上体の幅は北部の俵沢付近で約1km，南部の内牧川流域及び藁科川左岸の新聞付近で4-5km程度である．本衝上体下底の断層露頭は観察できなかった．

(2) 層序及び岩相

本衝上体下底の玄武岩-石灰岩-チャート複合層は，高山衝上体下底の複合層と同様に，下位より，玄武岩溶岩，玄武岩岩片を含む，一部石灰質の凝灰質泥岩，ミクライト質成層石灰岩，成層チャート（一部，珪質頁岩）からなる（第11図）．玄武岩溶岩は「静岡」地域内の久住及び飯間付近にのみ分布し，長径5-20mmの斜長石斑晶と径数mmの単斜輝石斑晶を有する．一部石灰質の凝灰質泥岩は玄武岩溶岩の直上及び本図幅地域の俵沢付近に分布する．成層石灰岩及び成層チャートの層相は高山衝上体の複合層と同様である．また，複合層全体の層厚は150-250mである．なお，本衝上体では，衝上体基底部のほかに，新聞付近に存在する2つの背斜構造の軸部に玄武岩-石灰岩-チャート複合層（ミクライト質成層石灰岩及び成層チャート-珪質頁岩）が露出する（地質図及び第10図断面E-F）．

玄武岩-石灰岩-チャート複合層を整合に覆う碎屑岩層は，砂岩泥岩互層，スランプ層及び泥岩を主体とし，含礫泥岩，礫岩，酸性凝灰岩及び凝灰質の珪質頁岩-チャートを伴う．含礫泥岩及び礫岩は，主として本衝上体西部（高山衝上体下底の衝上断層近傍）に分布する．また，本衝上体西部に分布する泥岩，含礫泥岩及びスランプ層中には，高山衝上体下底の玄武岩-石灰岩-チャート複合層に由来する粗粒石灰岩・石灰砂岩・ミクライト質石灰岩・チャート及び玄武岩溶岩の岩塊や岩片が含まれる．碎屑岩層の層厚は1,000m以上に達すると推定される．

(3) 地質構造

足久保川以北の地域では，ほぼ南北走向で西に50-80°傾斜する同斜構造が発達すると考えられる．一方，衝上体の幅が広がる足久保川以南の地域では，地層の走向が北東-南西方向に変化すると共に，

系統的に南東傾斜又は逆転して北西傾斜を示す地域が認められる。露頭状況の良好な新聞付近では、北東-南西方向の褶曲軸を有する2つの背斜と2つの向斜からなる褶曲構造が確認された(第10図断面E-F)。2つの背斜の軸部には、既述のように玄武岩-石灰岩-チャート複合層が露出する。

IV. 4 宇津ノ谷衝上体

(1) 広がり及び下底の断層

本衝上体下底の玄武岩-石灰岩-チャート複合層は、西隣の俵沢衝上体の複合層とほぼ平行して、安倍川中流域の平野から朝比奈川流域の岡部町岡部(「静岡」地域)まで28kmにわたって追跡される(第8及び10図)。岡部以西の地域では、明らかに衝上体下底の複合層と断定できる連続性のよい石灰岩及びチャート層は存在しないが、衝上体下底の断層は瀬戸川流域の藤枝市寺島を経て、大井川南岸の島田市中溝(「掛川」地域)まで追跡される。「清水」地域内の本衝上体の幅は1kmに満たない。

衝上体下底の断層露頭は、第8図の地点30, 31, 34などで観察される。このうち、地点30及び31では本衝上体最下部の玄武岩溶岩が大井川衝上体のやや珪質な泥岩の上に衝上している。断層面直上の玄武岩は、各々幅2m及び1.3mにわたって破碎・剪断され、もとの組織を失っている。

(2) 層序及び岩相

玄武岩-石灰岩-チャート複合層の層序は、既述した高山及び俵沢衝上体と同様であるが、最下位の玄武岩溶岩とその直上の玄武岩岩片を含む凝灰質碎屑岩は、藁科川以南の「静岡」地域にのみ分布する。玄武岩溶岩は、俵沢衝上体のものと同様に、最大長径15mm程度の斜長石斑晶を有する。玄武岩溶岩直上の凝灰質碎屑岩は砂質で、厚さ2-10m程度であり、高山及び俵沢衝上体のものに比べて粗粒で薄い。

複合層を覆う碎屑岩層は砂岩泥岩互層、スランプ層及び泥岩を主とし、塊状砂岩、凝灰質な珪質頁岩及び酸性凝灰岩などを伴う。宇津ノ谷付近(「静岡」地域)に分布するスランプ層及び泥岩中には玄武岩溶岩、ミクライト質石灰岩及びチャートの岩塊が含まれる。

(3) 地質構造

「清水」地域内の本衝上体は、西上位で西へ60-80°程度傾斜する同斜構造を有すると推定される。一方、南隣「静岡」地域では、衝上体の幅が幾分広がると共に、系統的に東傾斜を示す地域が認められるようになり、藁科川流域の久住及び吉津付近には翼の開いた褶曲構造が発達する(杉山・下川, 1981)。

IV. 5 大井川衝上体

(1) 広がり及び下底の断層

本衝上体は、南部の瀬戸川流域(「静岡」及び「家山」地域)では大井川層群(横山, 1963; 杉山, 1980)分布域に相当し、その東及び北方延長は高草山の南から安倍川中流域の平野東方まで約30kmにわたって追跡される(第8図)。「清水」地域内の本衝上体の幅は1-2kmである。

本衝上体下底の断層は十枚山構造線(徳山, 1972 a)と呼ばれる衝上断層であり、平野東方から高草山の東方までほぼ南北に追跡される。本構造線の詳細については第VIII章で述べる。

(2) 層序及び岩相

本衝上体及び後述する竜爪衝上体では、衝上体の下底に玄武岩 - 石灰岩 - チャート複合層が認められず、衝上体構成層は砕屑岩層及び火成 - 火砕岩類だけからなる (第 11 図)。

「清水」地域の 大井川衝上体は砂岩泥岩互層、泥岩及び砂岩から構成され、足久保口組より南の地域では、酸性凝灰岩及び凝灰質の珪質頁岩を頻りに挟む。また、平野東方から横山東方にかけての地域及び牛妻付近には緑色凝灰質泥岩及び緑色凝灰岩が介在する。安倍川東岸の門屋から牛妻にかけての地域には、ミクライト質成層石灰岩及び玄武岩岩片を含む凝灰質泥岩の異地性岩塊が泥岩及びスランプ層中に含まれる。なお、平野東方の天神滝付近及び牛妻の丹野部落東方には、後述する竜爪火山岩類に属するアルカリドレライトの貫入岩体が存在する。

南部の「静岡」及び「家山」地域では、主として砂岩泥岩互層及びスランプ層から構成され、含礫泥岩、礫岩、凝灰質の珪質頁岩、酸性凝灰岩などを伴う。スランプ層や含礫泥岩中には、ミクライト質石灰岩・チャート・粗粒石灰岩・玄武岩溶岩などの異地性岩塊が多量に含まれる (杉山, 1980)。高草山周辺には、これらの砕屑岩層を整合に覆って、主としてアルカリ玄武岩溶岩からなる高草山火山岩類が分布する (Iijima et al., 1981; Watanabe and Iijima, 1983)。

(3) 地質構造

全体としては西上位、西 - 北西傾斜の構造を有するが、南部の瀬戸川流域や宇津ノ谷付近には半波長数 100m - 1km 程度の褶曲が発達する。また、本図幅地域の足久保口組付近でも宇津ノ谷衝上体に近接した部分では系統的に東上位・東傾斜を示し、この付近に向斜構造が存在する可能性が高い。南部の高草山近傍では第 8 図に示すように、地層の走向が北西 - 南東方向に大きく屈曲し、朝比奈川付近に位置する北西 - 南東方向の向斜を挟んで対称的な形態を示す (杉山, 1989b)。

IV. 6 竜爪衝上体

(1) 広がり及び下底の断層

本衝上体は従来の竜爪山帯 (徳山, 1972a) に相当し、大崩海岸から竜爪山、真富士山などが連なる竜爪山地に沿って南北に延びる (第 8 図)。衝上体の幅は 1.5 - 3km である。

本衝上体下底の断層は糸魚川 - 静岡構造線であり、竜爪山地の東側斜面基部に沿ってほぼ南北方向に追跡される。本構造線の詳細については第 VIII 章で述べる。

(2) 層序及び岩相

本衝上体構成層は従来の竜爪層群 (小池, 1957; 池田, 1978) 及び高草山層群 (杉山ほか, 1982) の一部に相当し、主として火山噴出物及び貫入岩から構成される。本報告では竜爪衝上体を構成する火成岩類を一括して竜爪火山岩類と呼ぶ。

「清水」地域に分布する竜爪火山岩類は主としてややアルカリ質のデイサイトから構成され、流紋岩、アルカリドレライト、グラノファイアー及び斑れい岩の貫入岩体を伴う。デイサイトは主として塊状の溶岩からなり、火山角礫岩を伴う。また、図幅地域南部の門屋 - 岳美付近には、最大層厚 10m 程度の泥岩及び凝灰岩の挟みが存在する。デイサイトの層厚は見かけ上 2,000m 以上に達する。貫入岩体はいずれも南北に細長く伸びた形態を有し、規模の大きなものは真富士山近傍に多い。流紋岩及びアルカ

リドレライトの貫入岩体は広範囲に分布し、後者は大井川衝上体の碎屑岩層をも貫いている。一方、グラノファイアー及び斑れい岩の貫入岩体は真富士山北東方の糸魚川-静岡構造線隣接部にのみ存在する。

南隣「静岡」地域に分布する竜爪火山岩類は、下位より泥岩及び酸性凝灰岩、デイサイト溶岩、アルカリ玄武岩及び粗面安山岩溶岩からなり（第11図）、粗面岩、アルカリリドレライト、石英閃緑岩などの貫入岩体を伴う。このうち、上部のアルカリ玄武岩及び粗面安山岩溶岩は岩相、変成度及び泥岩の挟みから産出する化石の年代から、大井川衝上体の高草山火山岩類に対比される（杉山ほか、1982；下川・杉山、1983）。

（3）火山岩及び貫入岩類の岩石記載

デイサイト

池田（1978）の石英ソーダ粗面岩と斜長流紋岩の一部に、また杉山ほか（1982）のデイサイトに相当する。塊状で、しばしば径2-5mmの気孔を含む。静岡市池ヶ谷では、厚さ1m程度の砂岩泥岩互層を挟み、少なくとも一部は水中で噴出したと思われる。肉眼では全体として褐色がかかった灰緑色を呈し、長径0.5-1mmの斜長石斑晶が点在する。顕微鏡下では、斜長石・単斜輝石・角閃石（仮像）の斑晶がみられ、石基には毛せん状組織を示す斜長石と、その間を埋める他形の石英が認められる（第III図版2）。この他、石基には少量の単斜輝石や鉄鉱物が見られる。二次鉱物として、緑泥石・パンペリー石・ぶどう石・沸石・石英が生じている。

流紋岩

池田（1978）の流紋岩及び斜長流紋岩の一部に相当する。「静岡」地域には分布しない。角礫岩状を呈することが多く、径1-2mmの短柱状の斜長石斑晶を有する緑白色の岩石である。静岡市竜爪山の北200mの地点では、流紋岩角礫岩が25mの幅でデイサイト中に貫入しているのが観察される。顕微鏡下では、ソーシユライト化した斜長石と角閃石の斑晶を有し、石基に波動消光をしめす石英や少量の黒雲母が生じているのが認められる（第IV図版1）。有色鉱物は緑泥石に変質していることが多く、このほか二次鉱物として緑れん石やパンペリー石などが生じている。

アルカリリドレライト

池田（1978）の粗粒玄武岩及び含石英普通輝石粗粒玄武岩に、また、杉山ほか（1982）の下部貫入岩類に相当する。デイサイト中に50-300mの幅で細長く分布する。また真富士山の東方では、流紋岩中に貫入している小岩体も存在する。塊状ないし角礫岩状で、暗緑色を呈する中-粗粒の岩石である。顕微鏡下では、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示すのが観察される（第IV図版2）。この他、少量のガラスや鉄鉱物を含み、二次鉱物としてガラスを置きかえた緑泥石やアクチノ閃石が認められる。

グラノファイアー

池田（1978）のトロニウム岩に相当する。清水市湯野の西に幅150mにわたり、後述する閃緑岩の西半分を取りまくような形で分布する。桃色を帯びた淡緑白色で中-粗粒の岩石である。顕微鏡下では、径1-2mmの短柱状斜長石及び石英の集合体と少量の角閃石が見られ、斜長石及び石英は、しばしばマイクログラフィック組織を示す（第V図版1）。角閃石はそのほとんどが変質し、緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石などの細粒集合体に置きかわっている。また、全体的にカタクラスティック組織を示すも

のもある。

斑れい岩

池田 (1978) の閃緑岩に相当する。清水市湯野の西に幅 100m, 南北約 800m にわたって分布する。肉眼的には暗緑色塊状の岩石で、全体的に破碎を受けている。顕微鏡下では、斜長石・単斜輝石・鉄鈹

第 3 表 竜爪火山岩類の化学組成及びノルム

No	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ (wt.%)	63.01	67.13	68.04	68.82	72.24	72.82	49.92
TiO ₂	1.01	0.63	0.69	0.50	0.72	0.83	1.99
Al ₂ O ₃	16.88	15.56	15.16	14.46	13.36	13.43	15.73
Fe ₂ O ₃	2.07	2.89	2.22	1.87	2.09	1.13	5.89
FeO	2.97	1.29	1.67	1.42	1.29	1.03	5.29
MnO	0.14	0.14	0.13	0.10	0.11	0.05	0.27
MgO	1.28	0.64	1.08	1.40	0.78	0.66	5.21
CaO	0.66	1.30	1.32	1.34	0.75	1.24	5.46
Na ₂ O	6.28	5.77	5.88	4.65	5.90	4.62	4.45
K ₂ O	2.98	2.78	1.89	3.17	0.76	2.98	1.37
P ₂ O ₅	0.25	0.13	0.14	0.10	0.16	0.11	0.49
H ₂ O+	1.77	1.08	1.16	1.40	1.31	0.88	2.86
H ₂ O-	0.27	0.26	0.27	0.28	0.28	0.20	0.67
Total	99.57	99.60	99.65	99.51	99.75	99.98	99.60
Q	11.64	19.82	22.74	25.20	33.23	31.55	0.88
or	17.98	16.65	11.33	19.05	4.56	17.80	8.39
ab	54.25	49.49	50.48	40.02	50.73	39.52	39.04
an	1.68	5.68	5.72	6.10	2.72	5.49	19.59
ne	-	-	-	-	-	-	-
C	2.78	1.02	1.40	1.20	1.88	0.62	-
di							
{ wo	-	-	-	-	-	-	2.16
{ en	-	-	-	-	-	-	1.66
{ fs	-	-	-	-	-	-	0.26
hy							
{ en	3.25	1.62	2.73	3.55	1.97	1.66	11.79
{ fs	2.39	-	0.34	0.43	-	-	1.88
ol							
{ fo	-	-	-	-	-	-	-
{ fa	-	-	-	-	-	-	-
mt	3.06	2.83	3.27	2.76	2.47	1.09	8.85
hm	-	0.98	-	-	0.42	0.39	-
il	1.96	1.21	1.33	0.97	1.39	1.59	3.92
ap	0.60	0.31	0.34	0.24	0.39	0.26	1.20
D. I.	83.86	85.96	84.55	84.27	88.52	88.88	48.31

- 1: 静岡市郷島の東 1.2km デイサイト
 2: " 真富士山の北 1.2km "
 3: 清水市寺社畑の西 800m 流紋岩
 4: " 石沢川上流 "
 5: 静岡市黒部沢上流 "
 6: " 則沢の西 1.5km "
 7: " 依峰の北東 1.5km "

湿式分析による (分析: 大手開発), ノルム計算は H₂O+, - を除いて再計算した値を用いて行った。

物からなる完晶質等粒状組織を示す（第V図版2）。単斜輝石はそのほとんどが緑れん石に変質すると共に、そのほかの二次鉱物として、緑泥石・炭酸塩鉱物・アクチノ閃石などが生じている。

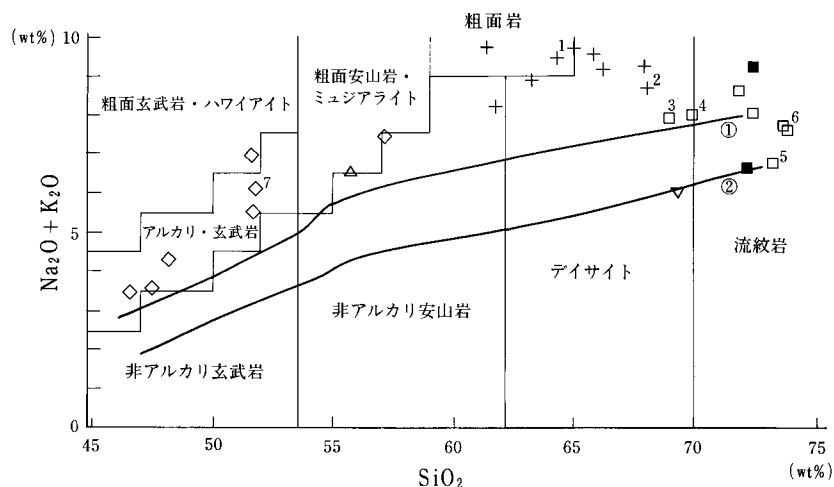
(4) 化学組成

本研究では、竜爪火山岩類の岩石試料7個（試料採取地点は付図A-1参照）について化学分析を行った。分析値とノルム計算値を第3表に、また、今回の分析値に池田（1978）の分析値を加えて作成した $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ 図を第16図に示す。各岩石の SiO_2 含有量の範囲は、デイサイトが61-68%、流紋岩が69-74%、アルカリドレライトが46-57%である。デイサイトの SiO_2 含有量は「静岡」地域のもの（杉山ほか，1982）とよく一致し、アルカリドレライトについても北隣「南部」地域に分布する含石英普通輝石粗粒玄武岩を除き、概ね「静岡」地域のもので一致する。なお、池田（1978）及び土編（1986）に記載された松脂岩は、今回の調査では発見できず、池田（1978）の分析値のみ第16図及び第17図上に示した。

第17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。図中には、「静岡」地域に分布するアルカリ玄武岩-粗面安山岩-粗面岩の概略的な変化傾向（杉山ほか，1982）を破線で示した。 SiO_2 -D.I.図では、D.I.の増加とともに SiO_2 が漸増しているが、酸性岩（松脂岩・デイサイト・流紋岩・グラノファイアー）は、「静岡」地域のアルカリ岩類の変化傾向より SiO_2 に富む側にずれている。このことは、本地域の酸性岩がアルカリ玄武岩の分化によってできた「静岡」地域の粗面岩とは異なる成因を持つことを示している。

(5) 地質構造

「清水」地域内では走向・傾斜が測定できる泥岩や凝灰岩の挟みが極めて少ないため、本衝上体の地質構造の詳細（特に、褶曲構造の有無）は不明である。しかしながら、断片的に存在する泥岩及び凝灰



第16図 竜爪火山岩類の $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ 図

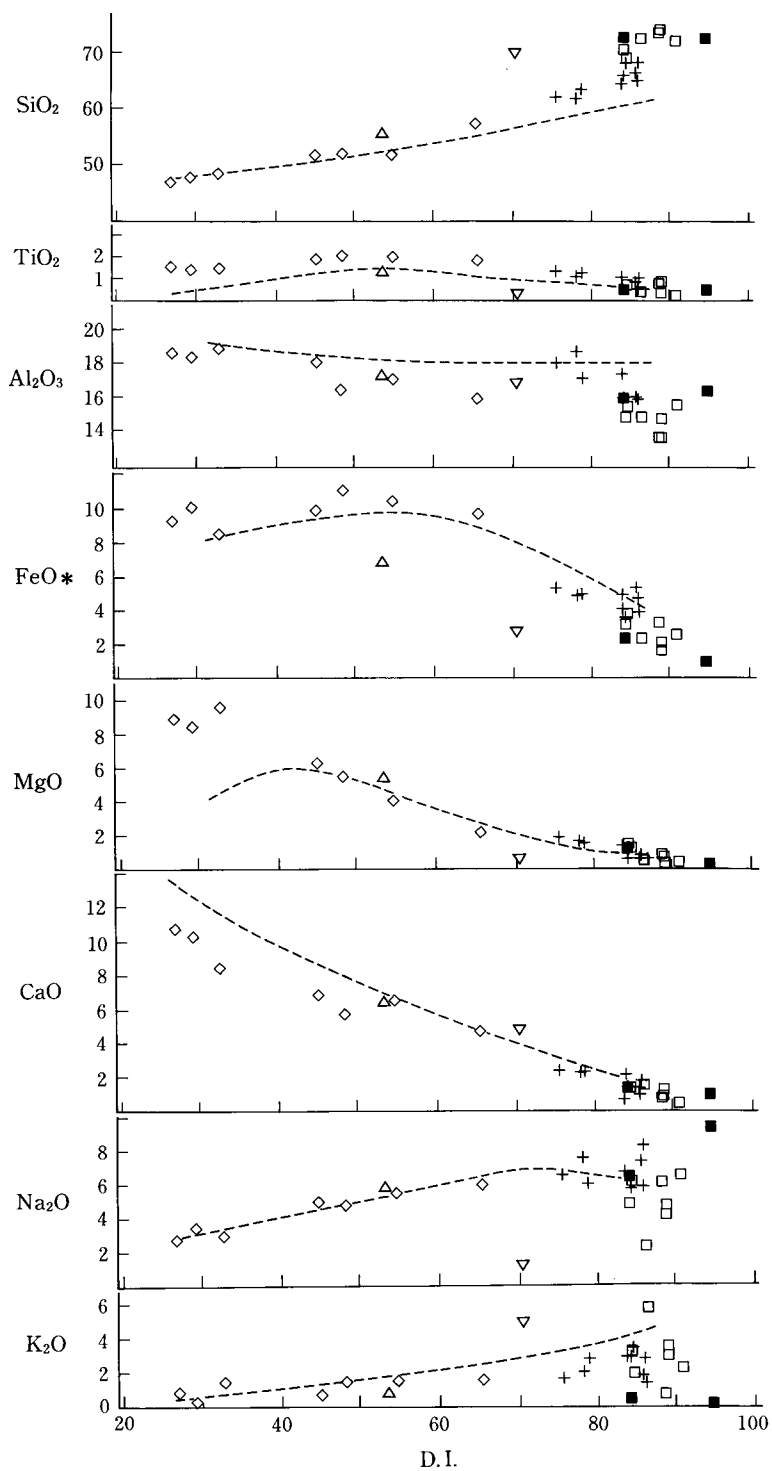
太線①、②はそれぞれ、KUNO (1968) によるアルカリ岩系と高アルミナ岩系及び高アルミナ岩系とソレライト質岩系の境界線であり、細線の直線及び階段状直線は、MIDDLEMOST (1972) による火山岩分類の境界線である。

SiO_2 及び $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ の重量百分率は、 $\text{H}_2\text{O}+$ 、-を除いて再計算した値を用いた。

◇：アルカリドレライト、△：斑れい岩、▽：松脂岩、+：デイサイト、□：流紋岩、

■：グラノファイアー

記号の肩の数字は、今回分析した試料の番号（第3表参照）。その他は池田（1978）による。



第17図 竜爪火山岩類の酸化物-D. I. (分化指数)図

酸化物の重量百分率は第16図と同様に再計算してある。記号は第16図と同じ。

破線は高草山地域のアルカリ岩系に属する岩石類の概略的な変化傾向を示す曲線(杉山ほか, 1982)。

岩の挟みは南北ないし北北東-南南西の走向を有し、西へ40-80°程度傾斜する。また、級化構造などの堆積構造によって、上下判定ができた露頭では、すべて西上位を示し、褶曲構造の存在を示唆するデータは得られなかった。一方、「静岡」地域では大部分のところでは西へ20-40°程度傾斜し、西上位を示す。しかし、安倍川西岸の手越^{てごし}-向敷地^{むこうしきじ}付近及び竜爪山地南端^{かごうえ}の籠上^{かごうえ}付近に東上位・東傾斜の部分が認められ、手越^{てごし}西方に背斜^{しずはたやま}、賤機山^{しずはたやま}付近に向斜が存在すると推定される(杉山ほか, 1982)。

IV. 7 産出化石と年代

(1) 玄武岩-石灰岩-チャート複合層の化石と年代

これまでに、高山及び宇津ノ谷衝上体下底の同複合層から年代を指示する化石が報告されている。

高山衝上体: 足久保川流域の谷沢に分布する玄武岩溶岩直上の石灰質砂岩からは、古第三紀型の貝化石(水野, 1956; IWASAKI and ONO, 1977 など)及びBLOW (1969)のP11(中期始新世の初期)に対比される浮遊性有孔虫化石(茨木, 1983; IBARAKI, 1984)を産する。また、その上位のミクライト質成層石灰岩はP12 - P13(中期始新世の中頃)に対比される浮遊性有孔虫化石を産する(IBARAKI, 1984)。更に、成層チャート(第9図地点17で採取)は、RIEDEL and SANFILIPPO (1978)の*Dorcadospyrus ateuchus* Zone (BERGGREN et al., 1985)によると中期漸新世-前期中新世最初期)に対比される放散虫化石群集を産する(第4表)。

宇津ノ谷衝上体: 横山及び宇津ノ谷のミクライト質成層石灰岩から、P14(中期始新世の後期)に対比される浮遊性有孔虫化石を産する(IBARAKI, 1984)。このほか、同石灰岩からは始新世-前期漸新世のナンノ化石(HONJO and MINOURA, 1968; IJIMA et al., 1981)及び暁新世-始新世の*Discocyclus* sp. (石井・牧野, 1946)を産する。一方、成層チャート(第9図地点26で採取)からは、*Prunopylites titan* 近似種などを含む前期中新世の可能性が高い放散虫化石群集を産する(第4表)。また、IJIMA et al. (1981)は、宇津ノ谷の成層チャート層から漸新世の放散虫を報告している。

(2) 異地性岩塊として産する石灰岩及びチャートなどの化石と年代

高山衝上体中のミクライト質成層石灰岩、成層石灰岩-チャート、並びに玄武岩溶岩に伴うチャートの岩塊(第9図地点5, 6, 7で採取)からは、中期始新世中頃の*Podocyrus ampla* Zone (BERGGREN et al., 1985)によると、P11上部-P12に相当)に対比される放散虫化石群集を産する(第4表)。また、IBARAKI (1984)は静岡市口仙俣のミクライト質石灰岩〔岩塊〕(原著では岩塊とされていないものを〔 〕付きで示す)から、P12-P13に対比される浮遊性有孔虫化石を報告している。俵沢衝上体中の玄武岩〔岩塊〕に伴う珪質頁岩からは始新世、チャート〔岩塊〕からは漸新世-中新世初期の放散虫化石を産する(遅沢, 1986a)。また、大井川衝上体中のミクライト質成層石灰岩岩塊及び〔岩塊〕からは中-後期始新世の浮遊性有孔虫化石、後期始新世のナンノ化石、後期始新世-漸新世の放散虫化石を産し、チャート(岩塊)からは漸新世の放散虫化石が報告されている(IJIMA et al., 1981; WATANABE and IJIMA, 1983; IBARAKI, 1984; 遅沢, 1986a)。更に、瀬戸川帯南部の滝沢衝上体に含まれる石灰岩〔岩塊〕からはP14の浮遊性有孔虫化石を産し、成層チャート及びこれに伴う凝灰質泥岩からは最後期始新世-漸新世の放散虫化石及び漸新世の有孔虫化石を産する(同上)。

(3) 碎屑岩層の化石と年代

大岳、滝沢及び宇津ノ谷の各衝上体の泥岩からは、北里 (1980), IJIMA et al. (1981), 遅沢 (1986 a) 及び杉山・下川 (1989) により、前期中新世の *Cyrtocapsella tetrapera* Zone-*Stichocorys delmontensis* Zone (BERGGREN et al., 1985 によると、前期中新世前半の N4 上部 - N5 に相当) に対比される放散虫化石群集が発見されている。滝沢衝上体の泥岩からはこのほかに、前期中新世初期の浮遊性有孔虫化石を産する (井上・金谷, 1984)。また、俵沢衝上体の泥岩 (第 9 図地点 19 で採取) からも中新世の可能性が高い放散虫化石を産する (第 4 表)。更に、大井川衝上体の泥岩からは *Stichocorys delmontensis* Zone-*Calocyclleta costata* Zone (BERGGREN et al., 1985 によると、N5 上部 - N7 に相当) の放散虫及び N6-N8 (前期中新世後期 - 中期中新世初期) の浮遊性有孔虫化石群集を産する (茨木, 1981; IJIMA et al., 1981; IBARAKI and TSUCHI, 1982; 遅沢, 1986a; 杉山・下川, 1989)。竜爪衝上体の竜爪火山岩類上部 (アルカリ玄武岩溶岩) に挟在する泥岩からは、N8 の浮遊性有孔虫化石群集を産する (杉山ほか, 1982; IBARAKI and TSUCHI, 1982)。

なお、高山衝上体中の鱗片状劈開が発達し、チャート岩塊を含む泥岩 (第 9 図地点 12 で採取) からは、最後期始新世 - 漸新世中期を指示する放散虫化石群集を産する (第 4 表)。また、宇津ノ谷及び大井川衝上体の碎屑岩からは、斎藤 (1960), 杉山・下川 (1981) 中の斎藤常正私信及び井上・金谷 (1984) により、漸新世の有孔虫化石が報告されている。これらの放散虫及び有孔虫化石は、漸新世のチャートに由来する二次化石 (誘導化石) の可能性が高いと考えられる (杉山・下川, 1989)。また、宇津ノ谷付近に存在する、大井川衝上体中の 1 チャート岩塊からは、後期白亜紀の有孔虫化石を産する (上記の斎藤私信) が、これも二次化石の可能性が高い。

以上の産出化石と指示年代から、瀬戸川層群の玄武岩 - 石灰岩 - チャート複合層は中部始新統 - 漸新統 (一部、最下部中新統)、碎屑岩層は下部中新統 - 中部中新統最下部と考えられる。玄武岩 - 石灰岩 - チャート複合層の石灰岩・チャートと異地性岩塊として産する石灰岩・チャートとの間に年代差は認められない。碎屑岩層の上限年代は大井川及び竜爪衝上体では N8 (中期中新世の初期) であるが、滝沢衝上体では同衝上体が N6-N8 の三笠層群に傾斜不整合に覆われることから、N5 (前期中新世の中頃) と推定される (杉山・下川, 1989)。

V. 静岡層群

(杉山雄一・下川浩一)

V. 1 層序及び岩相

静岡層群は砂岩泥岩互層及び成層砂岩を主体とする単調な層相を有し、下部の 2 層準及び最上部に厚さ 200-500m 程度の泥岩層を伴う。本研究では、この 3 層準の泥岩層を除いて、静岡層群の細分に有

効な鍵層（連続性のよい火山灰層など）を発見することができなかった。また、これらの泥岩層の上・下限を除いて、広範囲の追跡が可能な垂直方向への層相変化を見いだすこともできなかった。このため、本報告では静岡層群を累層又は部層に細分せずに、砂岩泥岩互層及び砂岩（Z1）、泥岩（Z2）、含礫泥岩及び礫岩（Z3）の3つの岩相に区分した。

静岡層群は黒川流域に存在する貝伏断層（第18図）を境として、その南北両側で異なった岩相層序を有する。

(1) 貝伏断層北側地域

貝伏断層（柴ほか，1989）の北側に分布する静岡層群には、2つの層準に泥岩層（Z2層）が存在し、それらの上下3層準には砂岩卓越層（Z1層）が発達する（第18及び19図）。

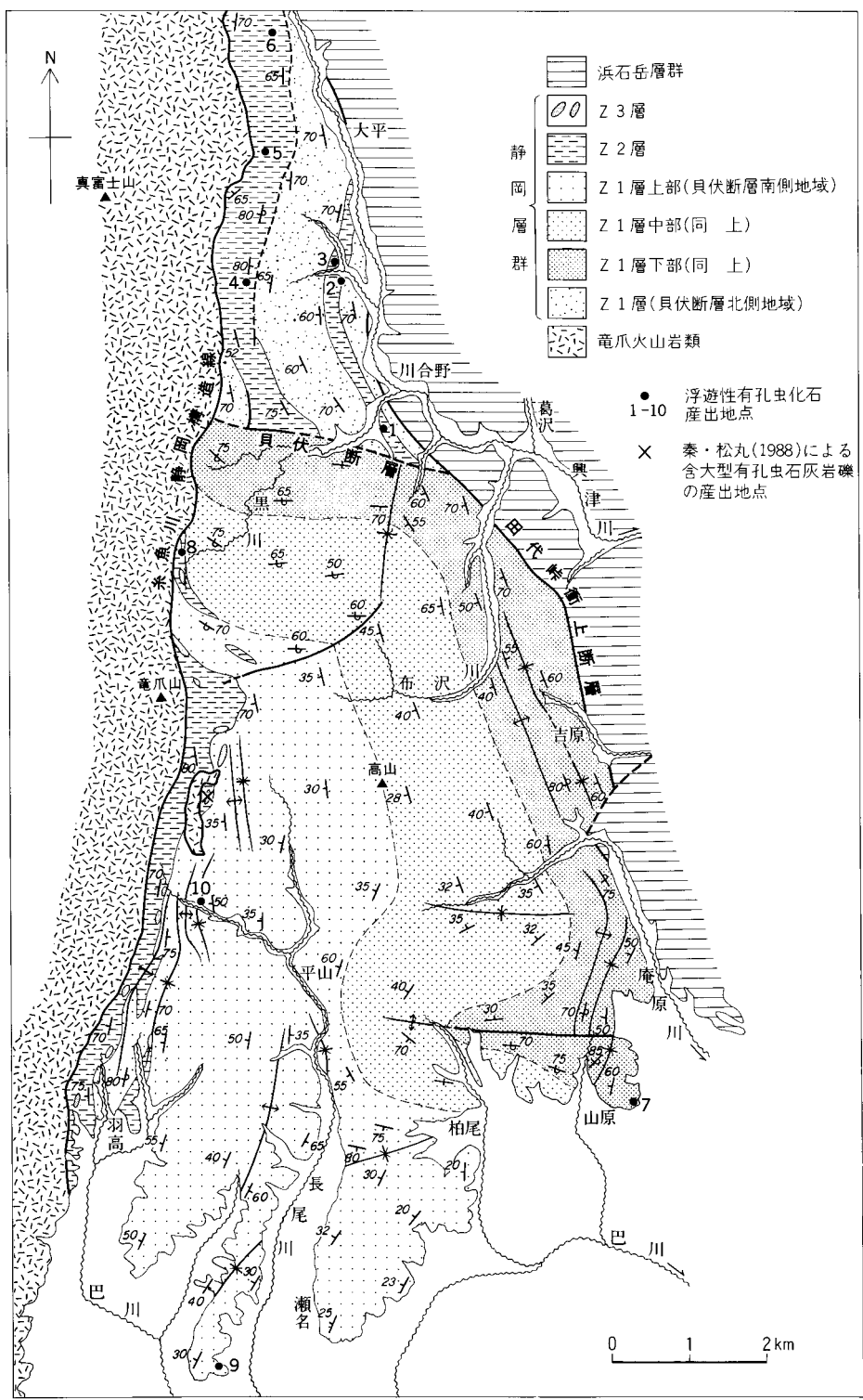
3つのZ1層は、下位のものからそれぞれ、柴ほか（1989）の河内砂岩泥岩互層、石沢川砂岩層及び貝伏砂岩層に相当する。下位のZ1層（河内砂岩泥岩互層）は、泥岩優勢ないし砂岩と泥岩がほぼ等量の互層からなり、300m以上（下限不明）の層厚を有する。本層には斜長石・単斜輝石・角閃石・黒雲母の鉱物片を含む凝灰質砂岩を伴う。また、互層中の砂岩層はしばしばレンズ状に破断している。中位のZ1層（石沢川砂岩層）は、主として砂岩優勢の有律互層からなり、下部と上部に暗緑灰色ないし黒褐色を呈する凝灰質成層砂岩及び安山岩ラピリ凝灰岩を伴う。ラピリ凝灰岩中には単斜輝石斑晶を含む安山岩の細礫が含まれる。層厚は約800mである。上位のZ1層（貝伏砂岩層）は、泥岩優勢から砂岩優勢にわたる砂岩泥岩互層から構成される。層厚は300m以上（上限不明）。

また、2つのZ2層のうち、下位のものは宝ノ窪泥岩層（伊田，1945；柴ほか，1989）に相当し、層理の不明瞭な暗灰色ないし黒色の泥岩からなる。泥岩はやや珪質で、まれに厚さ数cmの砂岩層を挟む。層厚は最大200m。上位のZ2層は寺社畑泥岩層（同上）に当たり、見かけ上500m以上の層厚を有し、黒色ないし暗灰色の塊状泥岩からなり、泥岩の優勢な砂岩泥岩互層を伴う。貝伏付近では、Z1層（石沢川砂岩層）の砂岩優勢砂岩泥岩互層から本層の泥岩優勢互層、更に塊状泥岩へ漸移するのが観察される。これに対して寺社畑から石沢川北方にかけての地域では、本層の見かけ上の最下部（東端部）は擾乱された泥岩優勢互層からなり、東上位（大部分は逆転西傾斜）を示す。したがって、この地域では本層は断層を境として東側のZ1層（有沢川砂岩層）と接している可能性がある。

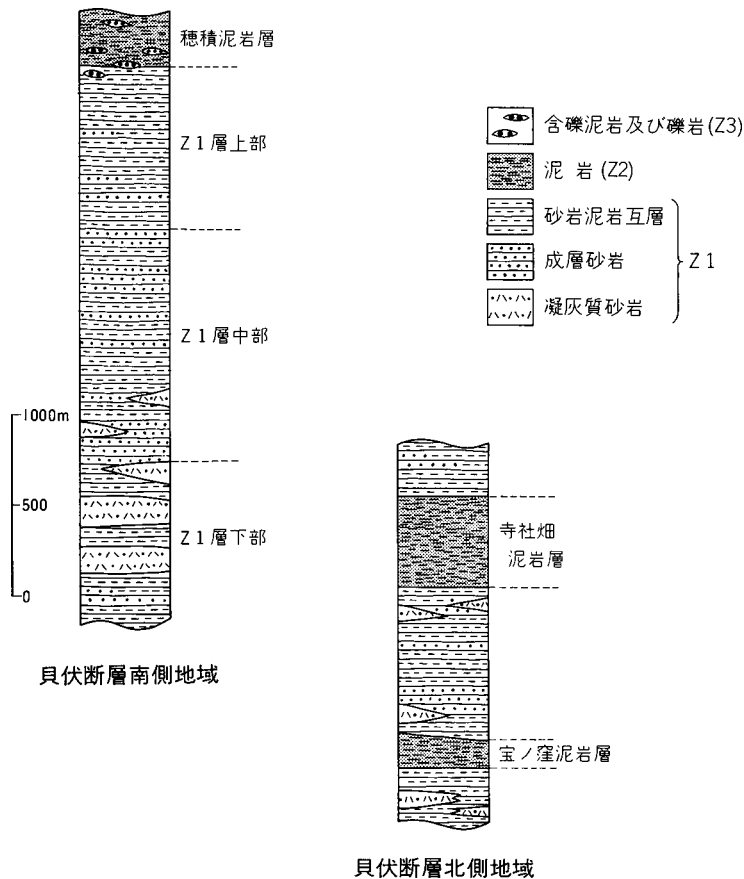
(2) 貝伏断層南側地域

貝伏断層の南側に分布する静岡層群は、主として砂岩卓越層（Z1層）からなり、最上部に泥岩卓越層（Z2層）及び含礫泥岩及び礫岩層（Z3層）を伴う。

この地域のZ1層は、大局的な岩相の特徴から、上部、中部、下部に3分される（第18及び19図）。Z1層下部は概ね柴ほか（1989）の伊佐布砂岩泥岩互層及び吉原砂岩層に相当し、暗緑灰色ないし黒褐色を呈する凝灰質砂岩と砂岩の優勢な砂岩泥岩互層からなり、泥岩及び泥岩優勢の砂岩泥岩互層を伴う。凝灰質砂岩は緑泥石化した安山岩岩片及び斜長石・単斜輝石・角閃石などの鉱物片を含み、玉葱状風化を示す。また、本層中に介在する泥岩優勢互層にはスランプ褶曲と考えられる波長数mの小褶曲が認められる。層厚は900mに達する。Z1層中部はほぼ柴ほか（1989）の北滝砂岩泥岩互層及び柏尾砂岩層に当たり、主として成層砂岩層及び砂岩の優勢な砂岩泥岩互層からなる。本層中にも下部層のものと同様な暗緑灰色を呈する凝灰質砂岩が介在する。層厚は1,300m程度である。Z1層上部はほぼ柴ほか



第18図 静岡層群の地質図



第19図 静岡層群の模式柱状図

(1989) の長尾砂岩泥岩互層に相当する。本層は有律的な砂岩泥岩互層を主とし、成層砂岩層を伴う。静岡市東付近に分布する本層中にはスランプ褶曲が認められる。層厚は900m程度。

静岡層群最上部のZ2層は柴ほか(1989)の穂積泥岩層に相当し、穂積神社付近から静岡市羽高にかけて、糸魚川-静岡構造線に沿って分布する。静岡市道谷津東方の向斜軸部にも本層に相当すると考えられる泥岩層が分布する。本層は暗灰色の塊状泥岩を主体とし、泥岩優勢の砂岩泥岩互層並びに含礫泥岩及び礫岩(Z3)を伴う。また、一部に、青緑色を帯びる凝灰質泥岩、単斜輝石安山岩の礫を含む凝灰角礫岩及び中砂-シルトサイズの白色火山灰層が挟まれる。本層の層厚は300m以上に達する。

Z3層は厚さ数m-20m程度の連続性の悪い含礫泥岩及び礫岩層(レンズ状体)であり、主として中礫-巨礫サイズの砂岩、凝灰岩及び泥岩の角礫-亜円礫からなる。また、本層中には*Lepidocyclina*などの大型有孔虫化石を産する石灰岩礫及び亀爪火山岩類に由来するデイサイトや流紋岩の礫を含む。

(3) 貝伏断層の南北両地域の対比

貝伏断層を境とする南北両地域の厳密な対比は明らかでないが、凝灰質砂岩層の分布から判断すると、貝伏断層の北側に分布する静岡層群は、概ね同断層南側のZ1層下部に対比されると推定される。

V. 2 産出化石と年代

(1) 浮遊性有孔虫化石群集と指示年代

静岡層群からは茨木 (1981), IBARAKI (1989) 及び柴ほか (1989) により, 時代決定に有効な種を含む浮遊性有孔虫化石群集が報告されている (第5表).

これらの報告によると, 貝伏断層北側地域の下位のZ2層 (宝ノ窪泥岩層, 第18図地点2及び3) は, *Globorotalia tumida plesiotumida* (N17-N18) 及び *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (N5-N18) を含む群集を産する (IBARAKI, 1989). また, 上位のZ2層 (寺社畑泥岩層, 第18図地点4, 5, 6) からは, *Globigerinoides conglobatus* (N17上部-現世), *Globoquadrina dehiscens dehiscens*などを産する (IBARAKI, 1989; 柴ほか, 1989). 一方, 貝伏断層南側地域に分布するZ1層下部 (第18図地点

第5表 静岡層群から産出した浮遊性有孔虫化石
 地点1, 6, 8, 10は茨木 (1988私信), 地点2, 3, 5, 7はIBARAKI (1989),
 地点4及び9は柴ほか (1989) による, 各地点の位置は第18図参照.

種名 \ 産出地点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Globigerina bulloides</i>		+	+							
<i>G. falconensis</i>						+				
<i>G. nepenthes</i>	+	+	+		+	+		+	+	
<i>Globigerinoides bollii</i>					+					
<i>G. conglobatus</i>					+					
<i>G. immaturus</i>		+								
<i>G. obliquus obliquus</i>	+	+	+		+	+	+			
<i>G. obliquus extremus</i>							+			
<i>G. sacculifer</i>	+	+		+	+	+				
<i>G. trilobus</i>	+	+	+	+	+					
<i>Candeina nitida</i>										+
<i>Globigerinella obesa</i>				+						
<i>Globoquadrina altispira</i>	+		+		+		+			
<i>G. dehiscens dehiscens</i>			+	+	+					
<i>G. dehiscens advena</i>						+	+			
<i>G. venezuelana</i>		+	+	+						+
<i>Globigerinita glutinata</i>	+	+	+			+				
<i>Orbulina sturalis</i>			+		+					
<i>O. universa</i>	+	+	+	+	+	+				
<i>Globorotalia conoidea</i>				+						
<i>G. juanai</i>								+		
<i>G. menardii</i>	+	+	+	+						
<i>G. merotumida</i>		+								
<i>G. miozea conoidea</i>								+		
<i>G. scitula</i>	+									
<i>G. tumida plesiotumida</i>		+						+		
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>				+						
<i>N. acostaensis</i>	+	+			+	+	+		+	
<i>Pulleniatina primalis</i>							+			
<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i>	+	+	+		+		+	+		
<i>S. subdehiscens</i>	+	+	+			+	+	+		+

第7表 静岡層群に挟在する火山灰層の
測定は京都フィッシュントラック。

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		熱中性子	
		総数 ΣN_s (t)	密度 ρ_s $=\Sigma N_s/\Sigma S$ (t/cm ²)	総数 ΣN_i (t)	密度 ρ_i $=\Sigma N_i/\Sigma S$ (t/cm ²)	総数 ΣN_ϕ (n)	(* 1) ρ_d (n/cm ²)
120A1	Zircon	277	6.94×10^5	777	1.95×10^6	1158	7.82×10^4
120A4	Zircon	320	12.35×10^5	917	3.54×10^6	1157	7.81×10^4

- * 1. ρ_d : 標準ガラスの誘導核分裂トラック密度 (n/cm²)
- * 2. 年代値 $T=5.96 \times 10^{-8} \times \Phi_{th} \times \Sigma N_s / \Sigma N_i = \xi \times \rho_s \times \rho_d / \rho_i$
- * 3. 誤差 $\epsilon = \{(1/\sqrt{\Sigma N_s})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_i})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_\phi})^2\}^{1/2} \times 100 (\%)$
- * 4. r: 結晶ごとの自発・誘導トラック密度 (ρ_s, ρ_i) の相関係数
- * 5. ウラン濃度 $U=5 \times 10^{-8} \times \rho_i / \Phi_{th}$ (但し, ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を 12 μm と仮定する)

7) からは, *Pulleniatina primalis* (N17 上部- 現世) を含む群集が報告されている (IBARAKI, 1989). 更に, Z1 層上部 (同図地点9) からは, *Candeina nitida* (N17 上部 - 現世) 及び *Globigerina ne-penthes* (N14-N19) を産する (柴ほか, 1989).

これらの浮遊性有孔虫化石に基づくと, 静岡層群の下部は N17-N18 (後期中新世の後期 - 鮮新世初期) に対比されると考えられる. なお, これまでのところ, 静岡層群からはその出現が N18 の基底とされる *Globorotalia tumida tumida* は発見されていない.

(2) 石灰岩礫から産する大型有孔虫化石など

静岡層群最上部の Z2 層 (穂積泥岩層) に介在する含礫泥岩 (Z3 層) 中の石灰岩礫からは, 第6表に示すような *Lepidocyclina*, *Miogypsina* などの大型有孔虫化石群集を産する (鮫島, 1961b; 秦・松丸, 1988; 柴ほか, 1989). この群集中には紀伊半島の串本及び群馬県富岡付近の N8-N9 相当層から発見されている *Lepidocyclina (Nephrolepidina) sumatrensis* を含む (秦・松丸, 1988). 石灰岩礫を含む含礫泥岩中には少量ながら竜爪火山岩類起源の礫が含まれる. また, 同火山岩類と一連の高草山火山岩類最上部 (N8) からは, *Lepidocyclina* 及び *Miogypsina* が発見されている (豊蔵, 1971). これらの事実から, 含 *Lepidocyclina* 石灰岩礫は, 竜爪 - 高草山火山岩類に伴われた石灰岩に由来する可能性が高い.

第6表 静岡層群最上部に含まれる石灰岩礫から産出した大型有孔虫化石

秦・松丸 (1988) による. 産出地点は第18図参照.

Lepidocyclina (Nephrolepidina) japonica
L. (N.) angulosa
L. (N.) sumatrensis
Miogypsina (lepidosemicyclina) thecidaeformis
M. (Miogypsina) kotoi
Sphaerogypsina globula
Victoriella sp.
Amphistegina radiata
Acerulina inhaerens

フィッシュントラック年代測定値一覧表

火山灰試料の採取地点は付図 A-2 参照.

フルエンス 熱中性子線量 Φ_{th} (n/cm ²)	(* 2) 年代値 T (Ma)	(* 3) 誤差 $\pm \epsilon \cdot T$ $\pm \epsilon$		結晶数 n (粒)	(* 4) 相関係数 r	総計数面積 ΣS (cm ²)	(* 5) ウラン 濃度 U (ppm)
		(Ma)	(%)				
4.88×10^{14}	10.4	0.8	7.6	30	0.464	3.99×10^{-4}	199
4.87×10^{14}	10.1	0.7	7.1	30	0.805	2.59×10^{-4}	363

熱中性子線量測定用標準ガラス：NBS SRM612
²³⁸Uの自発核分裂壊変定数： $\lambda f = 7.03 \times 10^{-17}$ (1/yr)
 熱中性子のUに対する核分裂反応断面積： $\sigma f = 577 \times 10^{-24}$ (cm²)
²³⁵Uの²³⁸Uに対する同位体比： $I = 7.253 \times 10^{-3}$ (²³⁵U/²³⁸U)
 B値： $B = 6.23 \times 10^9 (\Phi_{th} = B \times \rho d)$
 ζ (zeta 値)：Calibration factor
 $\zeta = \Phi_{th} \times \sigma f \times I / \rho d \times \lambda f = B \times \sigma f \times I / \lambda f = 371$

(3) フィッシュントラック年代

本研究では、静岡市羽高付近に分布するZ2層（穂積泥岩層）に挟在する2枚の火山灰層のフィッシュントラック年代測定を実施した。その結果、10.4 ± 0.8Ma及び10.1 ± 0.7Maの年代値を得た（第7表）。

今回得られたフィッシュントラック年代値は、上述した有孔虫化石による静岡層群の年代（N17-N18, 約5-7Ma）に比べてかなり古い。これまでのところ、穂積泥岩層そのものからは時代決定に有効な化石が報告されておらず、上記のフィッシュントラック年代値の意義は明らかでない。

V. 3 地質構造

静岡層群は全体としてはほぼ南北トレンド、西傾斜・西上位の構造を有する。しかし、個々の地域を詳細に見た場合には、南北ないし北東-南西の走向を有する地域（瀬名から長尾川流域にかけての地域や石沢川流域以北の地域）、北北西-南南東走向の地域（伊佐布から布沢川流域にかけての地域）及び地層の走向が東西方向に大きく振れる地域（梅ヶ谷付近及び黒川流域）に区別される（第20図）。このうち、走向が東西に大きく振れる地域では、逆転して北に傾斜する部分が広く認められる。また、南北性の構造を有する地域でも、糸魚川-静岡構造線に隣接した地域や北沼上付近などでは部分的に東傾斜・東上位を示す。

静岡層群には、上述の東傾斜・東上位地域の存在と関連する、ほぼ水平な褶曲軸を有する褶曲と地層の走向が東西方向に振れる地域の存在と関連する、高角度でプランジする軸を持つ褶曲（傾斜褶曲）とが存在する。

(1) ほぼ水平な軸を有する褶曲

この種の褶曲は、穂積神社以南の糸魚川-静岡構造線隣接地域、北沼上から南沼上にかけての地域及び布沢川以南の田代峠衝上断層隣接地域の3地域に認められる（第20図）。糸魚川-静岡構造線隣接地域の褶曲は、ほぼ南北の軸跡を有する3組の向斜と背斜のペアからなる。これらの向斜-背斜ペアは100-400mの軸間距離（半波長）を有し、右雁行配列する。北沼上-南沼上地域の褶曲は軸間距離400-800mの1組の向斜-背斜ペアからなる。軸跡は南沼上付近では北東-南西方向であるが、北沼上付近で

はほぼ南北方向となる。なお、柴ほか（1989）はこの向斜-背斜ペアの向斜を水梨向斜、背斜を北沼上背斜と呼んでいる。田代峠衝上断層隣接地域の褶曲は軸間距離200-400m程度の1組の向斜-背斜ペアからなる。軸跡は伊佐布以北の地域では北北西-南南東方向であるが、金谷より南では傾斜褶曲の影響を受けて北北東-南南西方向に転じている。また、この向斜-背斜ペアは梅ヶ谷付近に存在する東西方向の傾斜背斜に伴う断層によって切られている。

(2) 傾斜褶曲

傾斜褶曲のうち、背斜は梅ヶ谷付近に存在する。また、傾斜向斜は上述の背斜を南北両側から挟むようにして、伊佐布西方及び柏尾から山原に至る地域に存在するほか、布沢川の西方にも存在する（第20図）。これらの傾斜褶曲はいずれも西あるいは南へ高角度でプランジする。柴ほか（1989）は、これらの褶曲を各々、梅ヶ谷背斜、庵原川向斜、柏尾向斜及び布沢川向斜と呼んでいる。このうち、梅ヶ谷背斜とその南北両側の柏尾及び庵原川向斜は、これら全体でマイター褶曲状の形態を有する共役褶曲と見なすことができる（杉山，19893b）。柏尾及び庵原川向斜は共役褶曲のヒンジに相当し、各々、東西走向を示す地域の南限及び北限をなす。梅ヶ谷背斜はマイター褶曲の尖頂部に当たり、軸部に北傾斜の逆断層を伴う。布沢川向斜は黒川流域における東西走向を示す地域の東及び南限に当たり、西半部に北傾斜の逆断層を伴う。黒川流域の東西走向地域は柳井（1986）の左回転メガキंक帯に相当し、布沢川向斜はメガキंक帯の南東側の縁に当たる。メガキंक帯の北側の境界は不明瞭であり、布沢川向斜のような明瞭なヒンジ状の境界は存在しない。

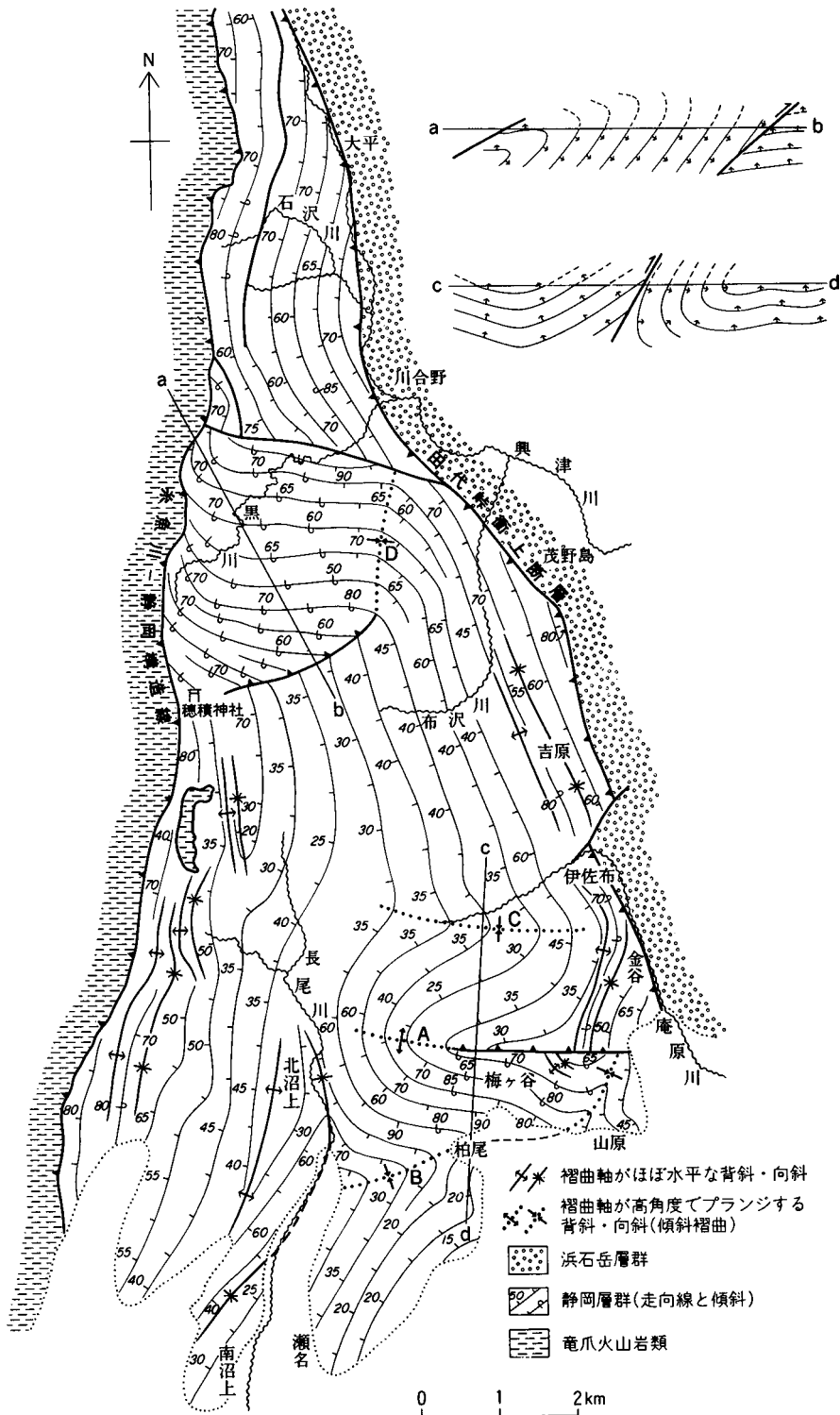
これらの傾斜褶曲の形成機構は、柴ほか（1989）及び杉山（1989b）によって考察されている。柴ほか（1989）は、静岡層群の基盤が断裂によってブロック化しており、これらの基盤ブロックが差別的な昇降運動を起こすことにより褶曲が形成されたと考えている。一方、杉山（1989b）は、これらの傾斜褶曲をプレート境界地震の震源域境界部に形成される地質構造（杉山，1989a）の一形態と見なし、その幾何学的特徴からプレートの左斜め沈み込みに伴って形成されたとしている。

VI. 浜石岳層群

（下川浩一・杉山雄一）

VI. 1 層序及び岩相

浜石岳層群は主として砂岩の優勢な砂岩泥岩互層及び礫岩からなり、安山岩-デイサイト火山砕屑岩、凝灰質砂岩、泥岩及び泥岩優勢の砂岩泥岩互層を伴う。このうち、礫岩、砂岩及び砂岩優勢の砂岩泥岩互層は互いに側方へ移り変わる。また、火山砕屑岩の多くはレンズ状の分布形態を有し、砂岩泥岩互層や凝灰質砂岩中に尖滅する。本研究では、「清水」地域に分布する浜石岳層群中に、同層群の層序区分に有効な鍵層（火山灰層など）を発見することができなかった。このため、本報告では、浜石岳層群を



第20図 静岡層群の地質構造

傾斜褶曲(A-D)の名称; A:梅ヶ谷背斜, B:柏尾向斜, C:庵原川向斜, D:布沢川向斜。

累層又は部層に細分せず、砂岩泥岩互層及び砂岩 (H1)、礫岩 (H2)、泥岩 (H3) 及び安山岩 - デイサイト火山砕屑岩 (H4) の4つの岩相に区分した。

(1) 浜石岳層群の層序及び岩相の概要

「清水」地域に分布する浜石岳層群の層序及び岩相の記載に先立ち、主として柴・駿河湾団研グループ (1986) に基づいて、浜石岳層群全体の層序及び岩相の概要を述べる。

柴・駿河湾団研グループ (1986) は、浜石岳層群を下位から、小河内累層、室野累層、薩埵峠累層^{さつたとうげ}、槍野累層^{うつぎの}、中河内累層及び川合野累層の6累層に区分している (第21及び23図)。「清水」地域にはこれら6累層のうち、上位の中河内累層及び川合野累層のみが分布し、下位の4累層は東隣「吉原」地域に分布する。

小河内累層は、小河内背斜の軸部に当たる興津川下流域からその支流の小河内川流域にかけての地域に分布し、主として泥岩の優勢な砂岩泥岩互層から構成される。厚さは250m以上。

室野累層は入山衝上断層に隣接する由比町室野付近に分布し、主として安山岩溶岩・火山砕屑岩と砂岩泥岩互層からなる。層厚は600m以上。

薩埵峠累層は興津川と由比川に挟まれた浜石岳山塊の南部に分布し、室野累層と同時異相の関係にある。本累層は下位の寺尾部層と上位の陣馬山部層に二分される。下位の寺尾部層は泥岩優勢の砂岩泥岩互層、砂岩及び中 - 細礫サイズの礫岩から構成され、1,300mの層厚を有する。上位の陣馬山部層は中 - 大礫サイズの礫岩と砂岩の互層からなり、最大1,200mの層厚を有する。

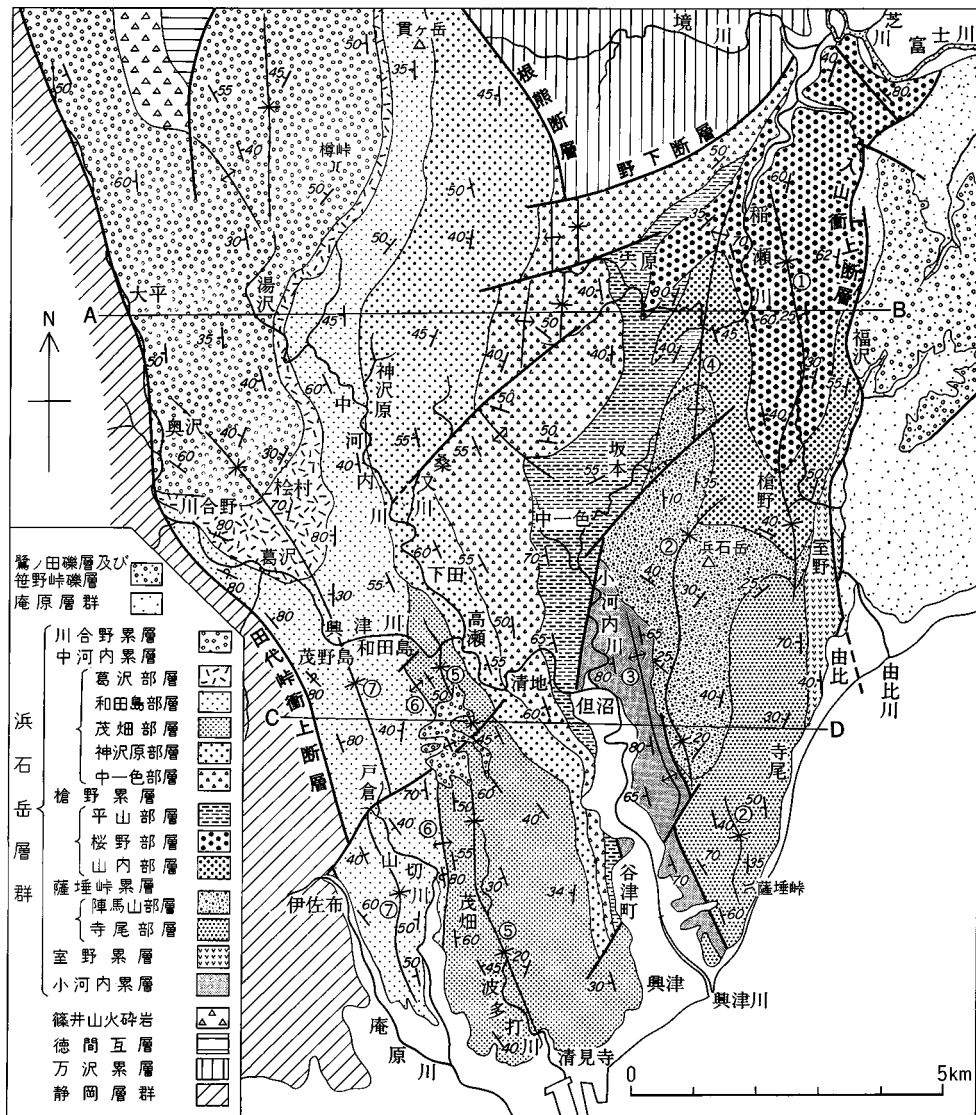
槍野累層は浜石岳山塊の北部から小河内川流域にかけての稲瀬川背斜の東西両翼に分布する (第21図)。東翼部の同累層は下位の山内部層と上位の桜野部層に二分される。両部層は主として礫岩からなり、上位の桜野部層にはしばしば人頭大の巨礫が認められる。層厚は両部層併せて2,000m以上に達する。一方、稲瀬川背斜西翼部には主として泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなる平山部層が分布する。層厚は900m以上。

中河内累層は興津川支流の中河内川流域から興津川中流域を経て、庵原川支流の山切川及び畑打川流域にかけて広く分布する (第21図)。本累層は下位より、安山岩溶岩及び火山砕屑岩を主とする中一色部層^{なかいつしき}、主として礫岩及び砂岩優勢砂岩泥岩互層からなる神沢原部層^{かんだわら}、砂岩優勢砂岩泥岩互層を主とし、礫岩を挟む茂畑部層^{もばた}、砂岩泥岩互層からなる和田島部層及び安山岩火山砕屑岩及び泥岩からなる葛沢部層^{とずらさわ}の5部層に区分される。本累層の積算層厚は3,000m以上に達する。

川合野累層は興津川上流の川合野から貫ヶ岳西方にかけて分布し、主として礫岩からなる。層厚は1,500m以上。

(2) 「清水」地域に分布する浜石岳層群の岩相

H1層は本地域に分布する浜石岳層群の主体をなし、主として砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、成層砂岩層及び凝灰質砂岩を伴う (第24図)。砂岩泥岩互層は厚さ10-50cm程度の砂岩層と同5-20cm程度の泥岩層との有律互層からなり、砂岩層の基底部にはしばしば細礫が混じる。また、中河内川西岸域では、砂岩泥岩互層中に含礫泥岩を挟む。成層砂岩層は主として中河内川流域の神沢原付近に分布し、細礫を含むものが多い。凝灰質砂岩は葛沢付近及び中河内川左岸域に分布するH4層の周囲に分布する。本砂岩は黒緑色を呈するものが多く、斜長石・角閃石・単斜輝石の鉱物片及び安山岩 - デイサイト



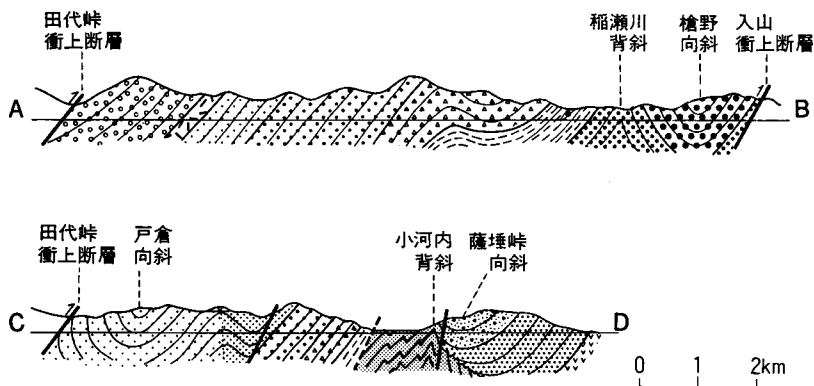
第21図 浜石岳層群の地質図

柴・駿河湾団研グループ (1986, 1988) に加筆修正。

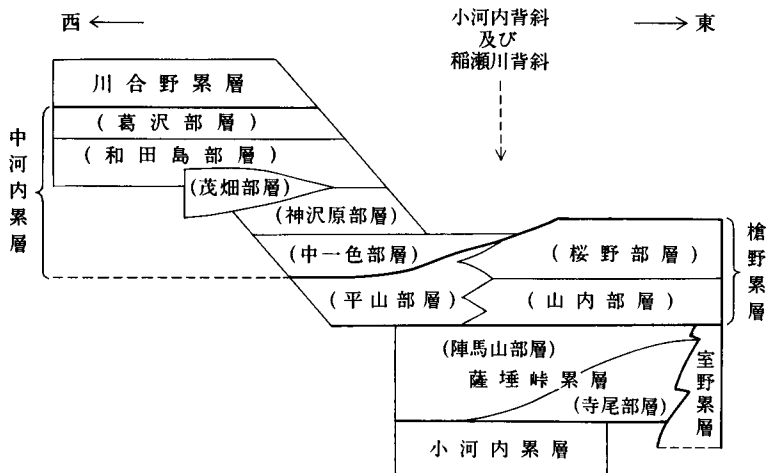
褶曲構造 (①-⑦) の名称: ①: 槍野向斜, ②: 薩埵峠向斜, ③: 小河内 (複) 背斜, ④: 稻瀬川背斜, ⑤: 茂畑向斜, ⑥: 杉山背斜, ⑦: 戸倉向斜。

岩片を含む。

H2層は主として神沢原東方、波多打川流域の茂畑付近及び川合野以北の奥津川と中河内川に挟まれた地域の3地域に分布する。神沢原東方に分布する本層は柴・駿河湾団研グループ (1986) の神沢原部層の一部に当たり、主として細-中礫サイズの礫からなり、南に向かって礫のサイズが小さくなる。茂畑付近に分布する本層は、伊田 (1945) の茂畑礫岩層に相当し、主として中-大礫サイズの礫からなる。層準的には、神沢原付近のものよりもやや上位に位置する (第24図)。礫岩は向斜構造 (茂畑向斜) の両翼に分布し、西翼の方が礫径がより小さくなる。



第 22 図 浜石岳層群の地質断面図
柴・駿河湾団研グループ (1986) に加筆修正。断面線の位置及び凡例は第 21 図参照。

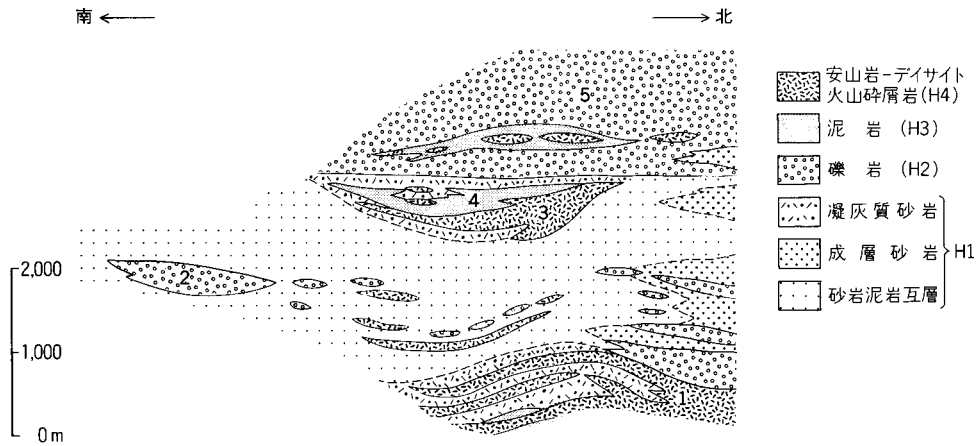


第 23 図 浜石岳層群の層序区分
柴・駿河湾団研グループ (1986) を一部修正。

川合野以北に分布する H2 層は、松田 (1961) の川合野礫岩及び柴・駿河湾団研グループ (1986) の川合野累層にほぼ相当し、1,500m 以上の層厚を有する。本層は中-大礫サイズの礫岩を主体とし、一部に、厚さ数 m の砂岩層及び泥岩層を伴う。また、大平付近には、下位より厚さ数 m の礫質部、同 1m 程度の砂質部、同数 10cm の泥質部からなる上方細粒化を示す礫岩層が存在する。礫の岩種は閃緑岩及び花崗岩などの深成岩・安山岩・泥岩・先新第三系の硬砂岩・頁岩・チャートなどである。

H3 層は主として葛沢北方ひのきむらの檜村付近及び川合野礫岩中の元沢から湯沢西方にかけての地域に分布する。檜村付近の本層は大塚 (1944) 及び伊田 (1945) の檜村泥岩に相当し、主として黒色ないし暗緑灰色の塊状泥岩からなり、まれに砂岩薄層を挟む。本層は凝灰質砂岩 (H1 層) 及び安山岩凝灰角礫岩 (H4 層) と指交する。また、本層は戸倉向斜の軸部に当たる檜村付近で最も厚く、300m 程度の層厚を有するが、向斜の軸部から離れると急激に薄くなる。川合野礫岩中に介在する H3 層は暗緑灰色の塊状泥岩からなり、最大層厚は 300m 程度である。

H4 層は主として中河内川左岸域と葛沢付近に分布する。このほか、上述した川合野礫岩中に介在す



第 24 図 「清水」地域に分布する浜石岳層群の模式層序断面図
 1：高根山火砕岩，2：茂畑礫岩，3：葛沢火山岩，4：檜村泥岩，5：川合野礫岩。

る H3 層に伴って、元沢から湯沢西方にかけて小規模に分布する。中河内川左岸域に分布する H4 層は大塚 (1944) の高根山火砕岩に相当する。本層は単斜輝石安山岩の凝灰角礫岩を主とし、角閃石単斜輝石安山岩 - デイサイト及び斜方輝石単斜輝石安山岩の凝灰角礫岩及び凝灰岩を伴う。凝灰角礫岩層は 50-200m 程度の厚さを持ち、これと同程度の厚さの凝灰質砂岩層 (H1 層) と互層する。興津川流域の清地及び中河内川流域の下田東方には、同一層と考えられる厚さ 2-5m の白色凝灰岩層が存在する。本凝灰岩は長径 1mm 程度の斜長石と 0.5mm 程度の単斜輝石及び緑色角閃石を含み、二次鉱物として炭酸塩鉱物や沸石が生じている。この凝灰岩層は、柴・駿河湾団研グループ (1986) により中一色部層と神沢原部層の境界とされた凝灰岩層と推定されるが、本研究では上記 2 地点以外ではその分布を確認できなかった。

葛沢付近の H4 層は大塚 (1944) 及び伊田 (1945) の葛沢火山岩に相当し、複輝石安山岩・単斜輝石角閃石安山岩・黒雲母デイサイトなどの凝灰角礫岩、火山角礫岩 - 円礫岩及びラビリ凝灰岩からなる。複輝石安山岩は、長径 1-2mm の斜長石と 2-3mm の単斜輝石及び 1-2mm の斜方輝石 (仮像) の斑晶を有し、石基は主に斜長石と単斜輝石からなる。二次鉱物として、斜方輝石を置きかえている緑泥石のほか、沸石、炭酸塩鉱物などが生じている。単斜輝石角閃石安山岩は、長径 2-3mm の斜長石と 1-2mm 緑色角閃石及び 0.5mm の単斜輝石を斑晶として含み、石基は斜長石・単斜輝石・角閃石及び変質したガラスからなる。角閃石斑晶はオパサイト縁を有し、二次鉱物として緑泥石、炭酸塩鉱物等が生じている。黒雲母デイサイトは、斑晶に長径 1-2mm の斜長石、0.5mm の石英・黒雲母及び少量の角閃石を含み、石基は石英・斜長石・リン灰石などからなる。また、石英 (脈) や緑泥石が二次鉱物として生じている。本層は戸倉向斜の北方延長部で最も厚く、約 600m の層厚を有するが、向斜の軸部から離れると急激に薄くなる。元沢から湯沢西方にかけて分布する H4 層は、安山岩 - デイサイト凝灰角礫岩 - 円礫岩からなる。凝灰角礫岩の下部にはデイサイト質の白色凝灰岩層が随伴し、約 1.5km にわたって追跡される。

VI. 2 産出化石と年代

(1) 浮遊性有孔虫及び石灰質ナンノ化石と指示年代

浜石岳層群からは茨木 (1981), 駿河湾団研グループ (1981), 柴・駿河湾団研グループ (1986), 石垣 (1988), IBARAKI (1989) 及び岩部ほか (1989) により, 時代決定に有効な浮遊性有孔虫化石が報告されている. また, 岩部ほか (1989) は石灰質ナンノ化石を併せて報告している. これらの報告によると, 浜石岳層群から産する浮遊性有孔虫化石の指示年代は N16 (後期中新世) から N21 (後期鮮新世) にわたる. また, 石灰質ナンノ化石の指示年代は CN9-CN11 ゾーン (後期中新世 - 前期鮮新世) である. このように, 浮遊性有孔虫及び石灰質ナンノ化石に基づく浜石岳層群の年代は, 共に後期中新世 - 鮮新世であるが, 個々の有孔虫化石群集の産出層準と指示年代の間には, 次に述べるように, 一部, 矛盾 (逆転) が認められる. なお, 地層区分及び地層名は柴・駿河湾団研グループ (1986) に基づく.

浜石岳層群の最下部を占める小河内累増及び薩埵峠累層下部からは, *Globorotalia tumida tumida*, *Globigerinoides conglobatus* などを含む群集を産し (第 8 表), その指示年代は N18-N19 である (駿河湾団研グループ, 1981; IBARAKI, 1989). また, 室野累層 (筆者らの調査では薩埵峠累層上部に相当する) からは, *Neogloboquadrina asanoi* 及び右巻の *Pulleniatina primalis* を含む, N21 を指示する化石群集を産する (茨木, 1981; IBARAKI, 1989).

これに対して, 層序上, より上位に位置する槍野累層上部は N21 の群集を産すると共に, N17 上部 - N19 に対比される群集を産する. また, 中河内累層下部の中一色部層は, *Sphaeroidinella dehiscens* を含む群集を産し, その指示年代は N19 である (IBARAKI, 1989). 更に, 同累層上部の和田島部層からは *Globorotalia tumida plesiotumida* などを含む N17-N18 の群集を産し (第 8 表), 最上部の葛沢部層からは *Globigerina praebulloides* を含む N16-N17 を指示する群集を産する. 浜石岳層群の最上部を占める川合野累層からは, *Globoquadrina dehiscens dehiscens* 及び *Globorotalia linguaensis* を含む群集や *Globorotalia tumida tumida*, *Globorotalia tumida plesiotumida* などを含む群集を産し, その指示年代は N16 から N18 にわたる (石垣, 1988; IBARAKI, 1989).

以上のように, 浜石岳層群から産する浮遊性有孔虫化石群集の指示年代は, 小河内累層から室野及び薩埵峠累層にかけての同層群下部では N18 から N21 にわたり, 上位ほど年代が若くなっている. しかし, 槍野累層以上の層準では, N16 から N19 にわたる時代を指示する群集を産し, 層序上の上下と化石の指示年代とが逆転する. この事実については, 現在のところ次の二つの解釈が可能である.

- 1) 柴・駿河湾団研グループ (1986) 及びこれをほぼ踏襲した本報告の岩相層序並びに地質構造の解釈に誤りがある.
- 2) 槍野累層以上の層準に含まれる浮遊性有孔虫化石群集は, 下位の層準に由来する二次化石 (誘導化石) である.

筆者らは現時点では, 2) の可能性が高いと考えているが, 最終的な結論を得るためには, 今後のより詳細な生層序学的及び岩相層序学的研究はもとより, 放射年代測定など他の手法による年代データの取得・蓄積が不可欠である.

第8表 浜石岳層群から産出した浮遊性有孔虫化石

駿河湾団研グループ (1981), 柴・駿河湾団研グループ (1986), 石垣 (1988) 及び IBARAKI (1989) による。本表は、これらの研究により報告された産出地点を第21図の地質図及び第23図の層序区分に置き直して作成した。

種名	層序区分									
	小河内 累層	薩埵峠 累層	室野 累層	槍野累層		中河内累層				川合野 累層
				桜野 部層	平山 部層	中一色 部層	神沢原 部層	和田島 部層	葛沢 部層	
<i>Globigerina bulloides</i>	+			+	+					+
<i>G. decoraperta</i>	+	+		+	+			+		+
<i>G. falconensis</i>	+			+	+	+		+	+	+
<i>G. foliata</i>										+
<i>G. nepenthes</i>	+	+			+	+	+	+	+	+
<i>G. praebulloides</i>										+
<i>Globigerinoides bollii</i>					+		+	+		+
<i>G. conglobatus</i>	+	+	+					+		+
<i>G. elongatus</i>		+	+				+			
<i>G. immaturus</i>				+	+			+		+
<i>G. obliquus obliquus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>G. obliquus extremus</i>	+	+	+		+		+		+	+
<i>G. ruber</i>			+	+		+	+	+	+	+
<i>G. sacculifer</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>G. trilobus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Candeina nitida</i>						+				
<i>Globigerinella aequilateralis</i>						+				+
<i>Globoquadrina altispira</i>	+	+				+	+		+	+
<i>G. dehiscens dehiscens</i>						+				+
<i>G. venezuelana</i>						+		+		
<i>Globigerinita glutinata</i>	+					+	+	+		+
<i>G. parkerae</i>								+		
<i>Orbulina bilobata</i>						+				
<i>O. sturalis</i>						+				+
<i>O. universa</i>	+	+	+	+	+	+		+	+	+
<i>Globorotalia cibaoensis</i>								+		
<i>G. conoidea</i>						+		+		
<i>G. conomiozea</i>		+			+				+	+
<i>G. crassaformis</i>			+	+			+			
<i>G. hirsuta</i>	+									
<i>G. inflata</i>			+	+						
<i>G. linguaensis</i>										+
<i>G. margaritae</i>						+				
<i>G. menardii</i>	+	+		+	+	+	+			+
<i>G. merotumida</i>								+		+
<i>G. miocenica</i>					+					
<i>G. miozea conoidea</i>	+	+				+	+	+		+
<i>G. multicamerata</i>		+								+
<i>G. obesa</i>				+						
<i>G. puncticulata</i>					+					
<i>G. scitula</i>	+			+		+		+		+
<i>G. sphericomiozea</i>					+			+		
<i>G. tosaensis</i>				+						
<i>G. tumida plesiotumida</i>								+		+
<i>G. tumida tumida</i>	+	+	+	+	+	+				+
<i>Neogloboquadrina asanoi</i>			+							
<i>N. acostaensis</i>	+	+		+	+	+	+	+	+	+
<i>N. pachyderma</i>		+		+	+			+		
<i>Pulleniatina primalis</i>	+	+	+	+	+	+				+
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>		+	+	+		+				
<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i>	+	+			+	+	+	+	+	+
<i>S. subdehiscens</i>	+	+			+	+	+	+	+	+

(2) 底生有孔虫及び貝化石

北隣「南部」地域に分布する川合野累層からは、石垣 (1988) により、第9表に示すような深海 (上部 - 中部漸深海) 生の底生有孔虫化石群集が報告されている。また、室野付近の室野累層並びに神沢原

第9表 川合野累層から産出した底生有孔虫化石
石垣(1988)による。産出地点は北隣「南部」地域の福土川上流域。

<i>Ammodiscoides iaponicus</i>	<i>Stilostomella</i> spp.
<i>Cyclammmina ezoensis</i>	<i>Bulimina rostrata</i>
C. spp.	<i>B. striata</i>
<i>Trochammmina globigeriniformis</i>	<i>Globobulimina</i> sp.
<i>Eggerella</i> spp.	<i>Uvigerina proboscidea</i>
<i>Karrieriella bradyi</i>	U. sp.
<i>Martinottiella communis communis</i>	<i>Planulina wuellerstorfi</i>
M. <i>communis hosoyaensis</i>	<i>Cibicides</i> spp.
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	<i>Pleurostomella alternans</i>
Q. spp.	<i>P. brevis</i>
<i>Pyrgo</i> spp.	<i>Globocassidulina subglobosa</i>
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	<i>Chilostomella oolina</i>
<i>Dentalina</i> sp.	<i>Nonionella</i> sp.
<i>Lenticulina</i> spp.	<i>Pullenia bulloides</i>
<i>Glandulina nipponica</i>	P. spp.
<i>Fissurina lucida</i>	<i>Gyroïdina</i> sp.
F. <i>marginata</i>	<i>Oridorsalis umbonatus</i>
F. spp.	<i>Gyroïdinoides soldanii</i>
<i>Sphaeroidina</i> sp.	<i>Hanzawaia nipponica</i>
<i>Bolivinita quadrilatera</i>	<i>Melonis barleeanus</i>
<i>Bolivina</i> sp.	M. <i>sphaeroides</i>
	<i>Hoeglundina elegans</i>

及び高瀬付近の中河内累層からは、第10表に示すような浅海生貝化石を産する(大塚, 1938, 1944; 駿河湾団研グループ, 1981)。これらの貝化石群集は、掛川地域に分布する相良層群及び掛川層群の貝化石群集(MAKIYAMA, 1931, TSUCHI, 1961a; 土・茨木, 1979 など)と類似する。また、大部分が破片として産し、自生的な産状を示さないことから、本来の棲息域から碎屑物と共に運搬され、二次的に堆積したものと推定される。

VI. 3 地質構造

(1) 褶曲構造

浜石岳層群は全体として南北ないし北北西-南南東方向の構造トレンドを有する。本層群の地質構造は、興津川下流-小河内川に沿う小河内背斜とその北方延長の稲瀬川背斜を中軸として、その東西両側の複向斜構造から構成される(第21及び22図)。東側の複向斜構造は、薩埵峠付近から北へ延びる薩埵峠向斜と由比町槍野付近から北へ延びる槍野向斜からなる。これら二つの向斜は右雁行配列し、稲瀬川背斜と共に北へプランジする。

西側の複向斜構造は、茂野島付近から南南東へ延びる戸倉向斜と和田島付近から南南東へ延びる茂畑向斜からなる。また、茂畑向斜の西側には約500m-1kmの間隔を置いて、背斜構造(杉山背斜)が並走する(第21図)。戸倉向斜は葛沢以北へも連続し、葛沢付近の火山性碎屑岩や川合野-奥沢付近の厚い礫岩(川合野礫岩)の構造を支配する。同向斜は北へプランジし、葛沢以北では高角度の傾斜褶曲の形態を有し、ヒンジが不明瞭となる。戸倉向斜は奥沢付近で田代峠衝上断層に切られると考えられる。

第10表 浜石岳層群から産出した貝化石。
大塚 (1938, 1944) 及び駿河湾団研グループ (1981) による。

<i>Amussiopecten iitomiensis</i>	室 野 累 層
A. <i>praesignis</i>	
<i>Aequipecten</i> cf. <i>vesiculosus</i>	
<i>Chlamys</i> sp.	
<i>Mizhopecten</i> sp.	
<i>Glycymeris</i> cf. <i>totomiensis</i>	
G. cf. <i>nakamurai</i>	
G. sp.	
<i>Clementia</i> sp.	
<i>Cardium</i> sp.	
<i>Venericardia panda</i>	
<i>Ostrea</i> aff. <i>musashiana</i>	
<i>Conus</i> aff. <i>tuberculosis</i>	
<i>Corbicula</i> cf. <i>japonica</i>	
<i>Lemintina muronoensis</i>	
<i>Limaria</i> cf. <i>konnoi</i>	
<i>Glycymeris totomiensis</i>	中 河 内 累 層
<i>Dentalium</i> sp.	
<i>Balanus</i> sp.	

一方、茂畑向斜及び杉山背斜は和田島対岸の大向付近で消滅し、これより北方へは連続しない。このほか、中一色から穴原にかけての地域及び樽峠付近に南北ないし北西-南東方向の褶曲構造が存在する。

(2) 断層

浜石岳層群には、上述した南北性の褶曲構造を切る北東-南西走向の断層が存在する(第21図)。「清水」地域内では、戸倉付近及び中河内川支流の桑又川沿いに、この系統の断層が存在する。戸倉付近の断層は庵原川流域の伊佐布から戸倉を経て興津川流域の清地南方へ達する。この断層により、田代峠衝上断層並びに戸倉向斜、杉山背斜及び茂畑向斜の各褶曲軸が、みかけ上、300-500m程度左横ずれしている。なお、この断層の露頭は確認できなかったため、地質図では推定断層として表示した。一方、桑又川上流の断層は、川底でN40-50°E走向、70-90°南東傾斜の断層露頭が観察され、火山砕屑岩や礫岩の分布及び褶曲構造を左横ずれ方向に変位させている。

(3) 中河内衝上断層

従来、大塚(1944)や松田(1961)などは、ほぼ中河内川及び波多打川に沿って西側隆起の顕著な衝上断層(中河内衝上断層)が存在するとしている。しかし、筆者らの調査では、柴・駿河湾団研グループ(1986)の報告と同様に、同断層の通過推定位置及びその近傍に、地質構造及び岩相分布の不連続並びに断層露頭を確認することはできなかった。このような調査結果から、中河内衝上断層は存在しない可能性が高いと考えられる。しかしながら、前節で述べたように、浮遊性有孔虫化石群集の指示年代は、松田(1961)の中河内衝上断層西側に分布する地層のほうが東側に分布する地層よりも古い。したがって、今後、野外における地質調査だけでなく、各種の年代学的研究などを通じて、本衝上断層の存否について再検討する必要がある。

VII. 第四系

(杉川雄一・下川浩一)

VII. 1 更新統

「清水」地域に分布する更新統は（推定）堆積年代の古い順に、笹野峠礫層、嶺層、高位段丘堆積物、草薙泥層、中位段丘及び扇状地堆積物、低位段丘及び扇状地堆積物に区分される。

VII. 1. 1 笹野峠礫層（柴・駿河湾団研グループ，1986）

本礫層は興津川流域の和田島南方に位置する笹野峠付近の山稜及び山腹に分布する河成礫層であり、浜石岳層群を不整合に覆う。本礫層は主として淘汰の悪い中-巨礫サイズの円礫及び歪円礫から構成され（第25図）、まれに砂層の挟みを伴う。礫層の基質は主として粗砂-極粗砂からなる。礫種は主として浜石岳層群に由来すると推定される礫岩、砂岩、安山岩類からなり、このほかに閃緑岩や中-塩基性の火山岩類の礫などを伴う。本礫層は開析が進み、堆積面は残っていない。礫層の基底高度は標高250-280mのところが多く、最大層厚は100mに達すると推定される。笹野峠礫層は礫径、礫の円磨度及び層から比較的大きな河川の本流成堆積物と推定され、大塚（1944）は本礫層を旧興津川の堆積物と考えている。

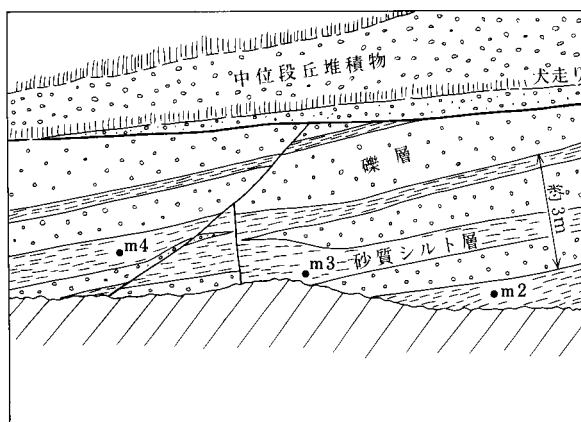


第25図 笹野峠礫層（清水市和田島の南東約2kmの笹野峠南側）

本礫層からは火山灰層及び化石は発見されていない。大塚（1944）は層相及び分布形態の類似から、本礫層を蒲原丘陵に分布する鷺ノ田礫層（今野・大塚，1933）に対比している。鷺ノ田礫層最下部の泥層中にはガラス質火山灰層が挟まれ、町田ほか（1980）は同火山灰層を房総半島の笠森層中に介在するKs-10火山灰層に対比している。したがって、これらの対比に基づくと、笹野峠礫層の堆積年代は約50万年前と推定される。

Ⅶ. 1. 2 嶺 層（伊田，1945）

本層は東名高速道路清水インターチェンジ付近の小丘陵群（嶺丘陵）に分布する。清水インター北側の丘陵北西部では、本層が静岡層群を不整合に覆うのが観察される。本層は主として泥層及び礫層から



第26図 嶺層の露頭写真及びスケッチ（清水市八坂，清水工業高校東側。この露頭は現在では観察できない）m2-m4は花粉分析試料の採取位置。

第11表 礫層の花粉分析結果

分析はバリノ・サーヴェイ, 試料の採取位置及び層準は第26図参照, 試料 m1 は m2 の約 2m 下位で採取.

分類群	試料番号			
	m4	m3	m2	m1
Arboreal pollen				
<i>Abies</i>	18	15	6	36
<i>Tsuga</i>	1	6	4	17
<i>Picea</i>	-	4	-	11
<i>Larix-Pseudotsuga</i>	-	1	-	-
<i>Pinus</i> subgen. <i>Haploxyton</i>	-	-	-	3
<i>Pinus</i> subgen. <i>Diploxyton</i>	-	3	-	3
<i>Pinus</i> (<i>Unknown</i>)	2	11	2	15
<i>Sciadopitys</i>	6	21	5	20
T. - C.	1	1	-	1
Taxodiaceae (cf. <i>Cryptomeria</i>)	67	134	21	88
<i>Juglans</i>	4	2	-	11
<i>Carpinus-Ostrya</i>	-	-	1	-
<i>Betula</i>	-	-	-	1
<i>Alnus</i>	3	-	1	4
<i>Fagus</i>	4	1	1	5
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>	2	5	-	10
<i>Quercus</i> subgen. <i>Cyclobalanopsis</i>	1	-	-	-
<i>Castanopsis</i>	-	-	1	-
<i>Ulmus-Zelkova</i>	2	2	-	3
cf. <i>Cercidiphyllum</i>	-	-	-	1
<i>Lagerstroemia</i>	2	2	-	-
Araliaceae	-	-	-	2
<i>Viburnum</i>	1	-	-	-

Nonarboreal pollen				
<i>Typha</i>	-	-	-	1
Gramineae	5	13	1	34
Cyperaceae	24	28	8	80
<i>Eriocaulon</i>	-	-	-	1
<i>Polygonum</i>	-	-	-	1
Chenopodiaceae	-	1	-	1
Caryophyllaceae	-	1	-	-
Ranunculaceae	-	-	-	1
<i>Artemisia</i>	16	32	11	88
other <i>Carduoideae</i>	-	1	1	4
<i>Cichorioideae</i>	-	1	-	-

Unknown	15	18	4	11

Fern spores				
<i>Lycopodium</i>	-	-	-	1
<i>Pteris</i>	-	-	-	1
other <i>Pteridophyta</i>	8	12	7	22

TOTAL				
Arboreal pollen	114	208	42	231
Nonarboreal pollen	45	77	21	211
Unknown	15	18	4	11
Fern spores	8	12	7	24
Total Number of Pollen & Spores	182	315	74	477

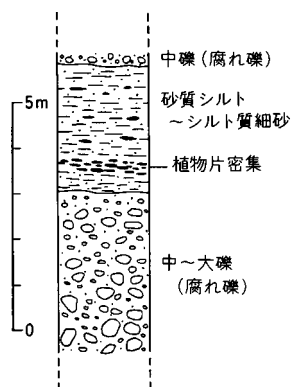
なるが、上述した清水インター北側の丘陵では中-細砂層が卓越する。最大層厚は少なくとも15m以上に達すると推定される。

清水インター南側に位置する清水工業高校東側の丘陵では、土木工事（昭和63年12月頃実施）の際に第26図に示すような露頭が観察された。この露頭における嶺層は礫層と泥層の互層から構成され、見かけ上、のり面（N10°W 走向）の左手側（北側）へ10-11°傾斜する。また、ほぼ水平な基底を持つ中-大礫層（中段丘堆積物）に覆われる嶺層の礫層は中礫サイズの亜円礫-亜角礫を主とし、基質は粗砂からなる。泥層は青灰色を呈する砂質シルトからなり、一部では細礫が混じる。今回、4層準の泥層（砂質シルト層）から第11表に示す花粉化石を抽出した。いずれの層準でもTaxodiaceae (cf. *Cryptomeria*) が優占し、*Abies* 属及び*Sciadpitys* 属が比較的高率に出現する。また、上位の2層準からは低率ながら*Lagerstroemia* 属を産した。これら4層準の花粉化石は温暖で湿潤な環境を示すと共に、下位から上位に向かって気候が温暖化したことを示唆する。なお、伊田（1945）は本露頭の約500m南に位置する秋葉神社裏の嶺層から貝化石（*Dentalium* sp., *Anadara* sp., *Yoldia* sp.）を報告している。

嶺層は従来、有度丘陵の根古屋層（土，1960）に対比されている（桐谷ほか，1967；土・徳山，1974など）。今回明らかになった本層の層相、地質構造及び花粉組成はこの対比と矛盾しない。根古屋層は全層準にわたって石灰質ナンノ化石 *Gephyrocapsa oceanica* を産し（中里ほか，1981）、中-上部は *Emiliania huxleyi* を産する（岡田，1987）。また、根古屋層中部に挟在するNg-1 火山灰層（近藤，1985）は、大阪層群のMa10 層準の和田又は八田火山灰層（吉川，1973）に対比される（吉川ほか，1989）。これらの対比に基づくと、嶺層の堆積年代は約20-30 万年前と推定される。

VII. 1. 3 高位段丘堆積物

本堆積物は、庵原川流域の金谷（標高110m）及び上伊佐布（同250-290m）、並びに山切川流域の山切対岸（標高70m）に分布する高位段丘面の構成層である。金谷及び上伊佐布付近の本堆積物は、静岡層群に由来する砂岩大礫（腐れ礫）から構成され、層厚は1m以上と推定される。また、山切対岸では、厚さ3.5m以上の中-大礫層（腐れ礫層）の上に、厚さ2.5-3mの植物片混じりの砂質シルト-シルト質細砂層が載り、更に厚さ30cm以上の腐れ礫層が重なる（第27図）。



第27図 高位段丘堆積物の柱状図（清水市山切, 山切川右岸）

本堆積物は堆積面の高度及び開析程度，並びに構成礫の風化程度から，中位段丘及び扇状地堆積物よりも古く，笹野峠礫層よりも新期の堆積物と判断される。また，本堆積物の一部は嶺層に対比される可能性があるが，詳細は明らかでない。

Ⅶ. 1. 4 草薙泥層（土，1960）

本層は有度丘陵の北部及び内部に分布し，下位の久能山礫層を整合に覆う。本層の主要分布域は南隣「静岡」地域に属し，「清水」地域では，清水市馬走付近に同層分布域の北東端部がわずかにかかる。草薙泥層は厚さ30-60mの泥質堆積物であり，貝・有孔虫・介形虫・コケムシなどの海生動物化石を産する（TSUCHI, 1955；近藤，1985）。

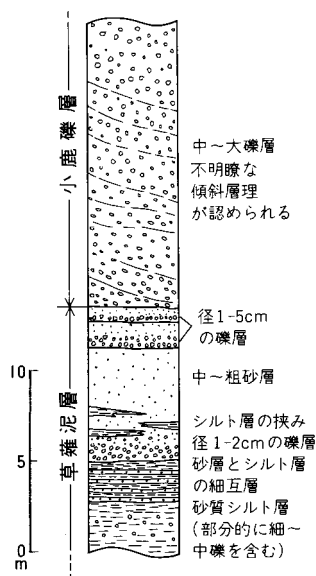
「清水」地域の草薙泥層は主として砂層とシルト層の細互層からなり，砂質シルト層及び砂層を伴う。砂層とシルト層の細互層は，厚さ数cmの中-粗砂層と厚さ1mm-1cm程度のシルト層の互層からなり，平行層理が発達する（第28図）。砂質シルト層には葉理が発達し，径2mm-5cm程度の細-中礫がしばしば混入する。砂層は主として，上位の小鹿礫層との漸移部に当たる本層上部に発達し（第29図），塊状または不明瞭な平行葉理が認められる中-粗砂からなる。砂層中には厚さ数10cm-1m程度の細-中礫層が頻繁に挟まれる。本地域内の草薙泥層からは貝化石などの大型動物化石は報告されていない。

「清水」地域に分布する草薙泥層は北-北東へ緩く（5-10°程度）傾斜する。

草薙泥層は従来から最終間氷期（下末吉海進期）の堆積物と推定されていたが（東海地方第四紀研究グループ，1969など），最近，小鹿礫層上部に約8万年前のPm-I火山灰層が挟在することが明らかにされ（北里・新井，1986），この推定が裏付けられている。



第28図 草薙泥層の砂-シルト細互層（清水市馬走）



第29図 草薙泥層上部-小鹿礫層下部の柱状図(清水市有東坂西方の露頭)

Ⅶ. 1. 5 中位段丘及び扇状地堆積物

本堆積物は、静岡市松野西方に分布する安倍川本流成段丘(第30図)の堆積物を模式層とし、同段丘に対比されると推定される各河川沿いの段丘及び扇状地の堆積物を一括したものである。また、直接的な対比の根拠は存在しないが、有度丘陵の小鹿礫層(土, 1960; 杉山ほか, 1982; 近藤, 1985)も本堆積物に含めた。これらの堆積物の形成年代は小鹿礫層を除いて明らかでないが、堆積面の開析程度や堆積物の風化程度などから、最終間氷期-最終氷期と推定される。

本層に含めた河成段丘堆積物は、安倍川流域の松野-津渡野間及び野田平, 足久保川流域の敷地-谷沢間, 庵原川流域の金谷付近などに分布する。段丘面と現河床との比高は安倍川流域の松野-野田平で55-100m, 足久保川流域で40-80m程度, 庵原川流域で25-70m程度である。段丘堆積物は円礫-亜角礫を主とする礫層及び砂礫層から構成される。厚さは一般に2-10m程度であるが、松野の段丘では最大15m以上に達し(ボーリング資料による), 中-上部にシルト層及び砂層の挟みを伴う。中位段丘堆積物は、上述した高位段丘堆積物に比べて礫の風化が進んでおらず、凝灰質砂岩の礫が卓越する庵原川流域の段丘を除いて、腐れ礫状の産状を呈するところはほとんど認められない。

本層に含めた扇状地堆積物は、安倍川左岸の平野北東方, 俵峰及び牛妻東方, 山切川上流の吉原付近, 並びに興津川上流の湯野付近などに分布し、崩積堆積物を伴う。このうち、安倍川左岸に分布する本堆積物は竜爪火山岩類の角礫や岩塊から構成され、一部に同火山岩類起源の黒色粗砂-細礫層を挟む。俵峰では、本堆積物が形成する緩傾斜部に比高10-40m程度の小丘が存在する。これらの小丘は、主として径1m以上の竜爪火山岩類の岩塊(最大径5mに達する)から構成され、崩積性の成因を持つと推定される。

小鹿礫層は有度丘陵の西部及び北部に分布する礫質堆積物であり、下位の草薙泥層を整合に覆う(第

29 図)。「清水」地域では清水市馬走付近に同層分布域の北端がわずかに含まれる。馬走付近の小鹿礫層は中-大礫サイズ(おもに径2-15cm程度)の亜円-亜角礫から構成され(第31図)、まれに厚さ数10cmの細礫-粗砂層を挟む。厚さは15m程度であり、一部の露頭では北北東へ20°程度傾く傾斜層理が発達する。

小鹿礫層は安倍川の礫質デルタの堆積物と考えられている(近藤, 1985)。本層上部には既述のように約8万年前のPm-1火山灰層が挟まれる。したがって、本層は関東地方の小原台段丘堆積物及び御前



第30図 静岡市松野の安倍川本流成段丘(中位段丘及び低位段丘)の遠景写真
松野の集落は低位段丘面上に位置する。また、中位段丘面及び中・低位段丘斜面は茶畑として利用されている。



第31図 小鹿礫層の代表的な層相(清水市馬走)

崎地域の笠名段丘堆積物（杉山ほか，1987）に対比される。

Ⅶ. 1. 6 低位段丘及び扇状地堆積物

本層は安倍川，西河内川，藁科川などの各河川及びその支流沿いに分布する，数段の低位段丘及び扇状地の堆積物と有度丘陵に分布する国吉田礫層（土，1960；杉山ほか，1982；近藤，1985）を一括したものである。本層の堆積年代は，最終氷期から一部完新世に及ぶと推定される。

安倍川沿いでは，上述した中位段丘の低位に2-3段の段丘が存在する。また，他の河川沿いでも中位段丘とした段丘の低位に少なくとも2段の段丘が存在する。本報告ではこれらを一括して低位段丘に含めた。これらの段丘の堆積物は厚さ1-10m程度の亜角-亜円礫層からなり，西河内川や藁科川の旧蛇行部の堆積物上部には砂層や砂質シルト層を伴うことがある。扇状地堆積物は小-巨礫サイズの角-亜角礫や粗砂層からなり，興津川上流の湯野や山切川上流の吉原などでは崩積堆積物を伴う。

国吉田礫層は有度丘陵の北西縁に分布する礫質堆積物であり，分布域の北端が「清水」地域の清水市上原付近にかかる。本層は小鹿礫層及び草薙泥層を削り込んで堆積しており，その堆積面（国吉田面）は小鹿礫層の堆積面（小鹿面）よりも20-30m低位にある。国吉田面は北西に緩く傾斜し，沖積層下に埋没する。「清水」地域内の国吉田礫層分布域は宅地化しており，同層の露頭を観察することはできなかった。土（1960）によると，本層は砂や粘土の薄層をしばしば挟む淘汰の悪い礫層からなり，層厚は15m以上に達する。

Ⅶ. 2 沖積層

「清水」地域では，その南東部に位置する巴川流域低地に沖積層が広く分布する。このほか，安倍川，藁科川，興津川などの各河川の谷底低地及び現河床に沖積層が分布する。地質図では沖積層を沖積低地の堆積物（主として礫），同（主として砂），同（主として泥）及び現河床堆積物の4つに区分して塗色した。このうち，沖積低地の堆積物は，主としてボーリング資料（静岡県地震対策課，1983，1984など）における表層5m内に卓越する層相に基づき，また，ボーリング資料の入手できなかった地域については既存地質図及び地形分類図（静岡県，1974など）を参照して区分・塗色した。なお，「清水」地域にはこのほかに，人工改変地及び埋立地が存在する。

Ⅶ. 2. 1 巴川流域低地の沖積層

巴川流域低地の沖積層は主として内湾成及び後背湿地成の泥質層からなり，礫層（主に沖積層下部）及び砂層（主に巴川下流域-駿河湾沿岸域）を伴う。沖積層の層厚は巴川上流域の静岡市南付近（麻機^{あさぼた}地域）で最大100mに達する（第32図）。ボーリング資料（静岡県地震対策課，1983，1984など）に基づくと，本低地の沖積層は大きく下部と上部に二分できる。

下部は主として礫層からなり，巴川下流域-駿河湾沿岸では砂層や礫混じり砂層が卓越するところがある。礫層の層厚は麻機地域で60mに達する。本層は最終氷期の低海水準期に形成されたと考えられる大規模な浸食谷を埋め立てて堆積しており，最終氷期末期-完新世初期の堆積物と推定される。礫層中に挟まれる泥層（シルト-シルト混じり粘土層）は沖積層上部の泥層に比べて固結度が高く，N値は

20 以上を示すところが多い。また、これらの泥層中にはまれに貝化石が含まれるが、その産出頻度は沖積層上部の泥層に比べて低い。

上部は主として泥層からなり、巴川下流域 - 駿河湾沿岸部では砂質堆積物を伴う。泥層はN 値が15 以下の粘土 - シルトからなり、いわゆる軟弱地盤を形成する。このような軟弱泥層は最大層厚40m に達し、巴川流域低地の広い範囲にわたって15m 以上の厚さを有する(第32 図)。本泥層は約6,000 年前をピークとする後氷期海進(縄文海進)に伴って堆積した内湾成堆積物と考えられ、海生貝化石を豊富に含む。土(1967, 1971)は後氷期海進期に巴川流域低地に存在したと推定される内湾を古折戸湾と呼んでいる。巴川上流の麻機地域では、内湾成泥層の上に後背湿地成と推定される泥炭層及び腐植質泥層が堆積している(第32 図)。泥炭層の厚さは最大10m に達する。また、巴川中流域の瀬名川 - 長崎付近でも、沖積層の最上部は貝化石を産しない腐植混じり泥層となり、砂層や砂礫層の挟みが多くなる。巴川下流域から駿河湾沿岸部にかけての地域では、内湾成泥層の上に浅海生貝化石を含む砂質層が分布する。土(1967, 1971)によると、清水市永楽町付近における海成層の上限はほぼ標高4m に位置し、この層下に汀線付近に棲息する*Batillaria* を産する。また、その直下の砂 - 砂質シルト層からは、*Anadara granosa*, *Anomia lischkei*, *Ringicula doliaris* などの80 種以上の浅海生貝化石を産する(Tsuchi, 1953)。更に、松島(1984)によると、有度丘陵北東 - 東縁部における海成層の上限高度は標高約4m であり、海成層上部から採取されたマガキは5,970 ± 140 y.B.P. の¹⁴C 年代値を示す。

清水市街地付近の沖積層最上部には、海岸線とほぼ平行に延びる2-3 列の砂州(幅100-300m 程度、比高数m, 頂部の標高8-10m 程度)が存在する(土, 1971; 松本・浅黄谷, 1974)。

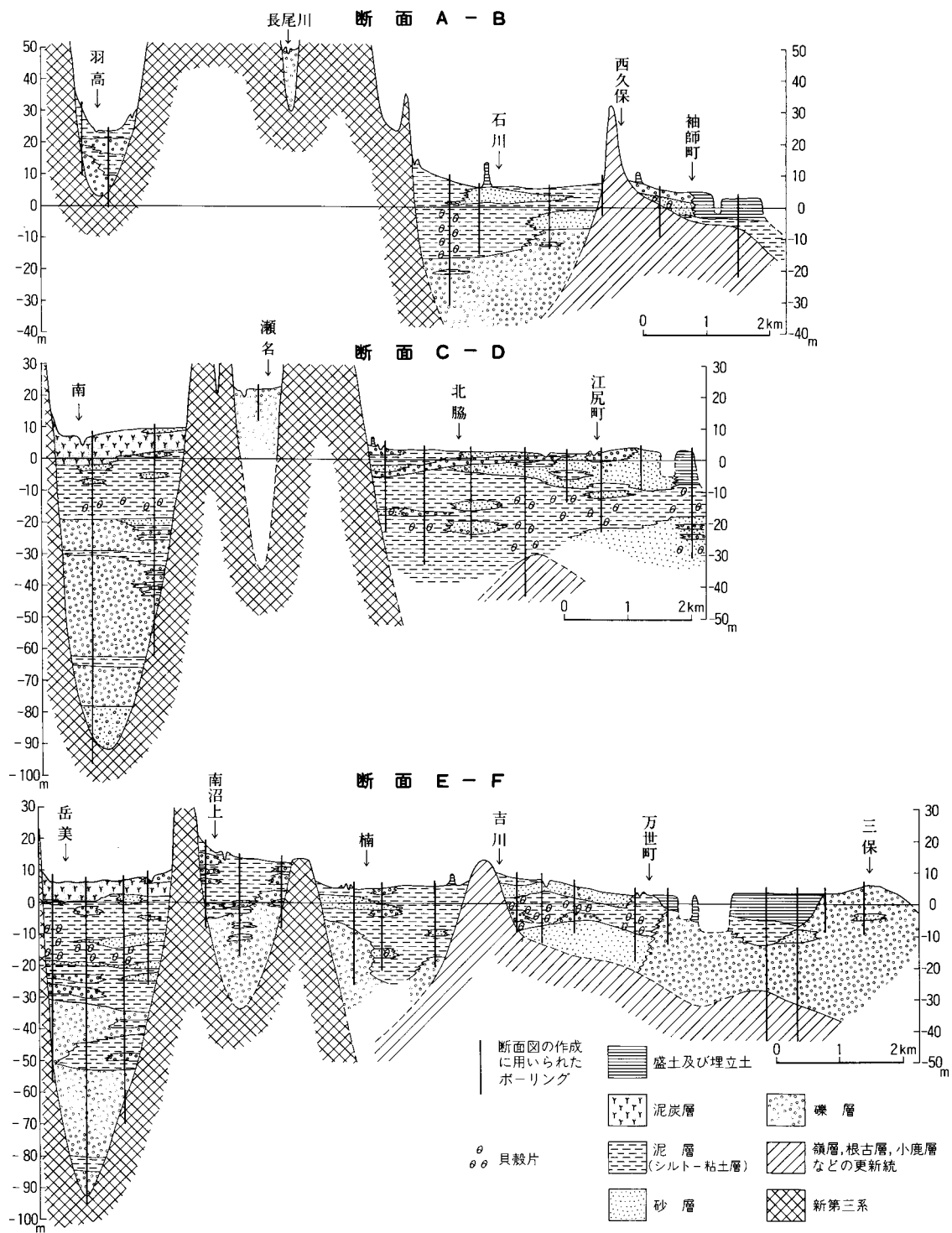
Ⅶ. 2. 2 谷底低地及び現河床の沖積層

谷底低地及び現河床の沖積層は、主として礫層及び砂礫層から構成される。ボーリング資料(土・徳山, 1974; 静岡県地震対策課, 1983 など)によると、安倍川の谷底低地及び現河床下の沖積層は本地域南部の安倍口新田で厚さ60m 以上に達し、中部の油山南方(牛妻対岸)や北部の玉機橋直下でも30m 以上に達する。また、西河内川流域の桂山付近では15-20m 程度、藁科川流域の奈良間や富沢付近では10-15m 程度の厚さがある。

Ⅶ. 2. 3 人工改変地及び埋立地

本報告では、宅地開発及び学校や道路の建設などに伴って人工的に改変された土地のうち、比較的規模が大きなもの人工改変地として塗色した。その主なものは巴川上流域の県立こども病院及び流通センター敷地、大谷津南方の常葉学園大学の学校用地、東名高速道路清水インターチェンジなどである。

また、埋立地として塗色した部分は清水港の埠頭及びその周辺の港湾施設及び工場用地である。これらの埋立地の大部分は明治41年 - 大正3年の第1期修築工事、大正10年 - 昭和13年の第2期修築工事、及び昭和36年以降7次にわたる港湾整備5ヶ年計画を通じて造成されたものである(静岡県清水港管理局, 1988)。



第 32 図 ボーリング資料に基づく巴川流域低地の沖積層断面図
静岡県地震対策課 (1984) による。断面線の位置は付図 A-2 を参照。

VIII. 地 質 構 造

(杉山雄一・下川浩一)

「清水」地域に分布する各層群の地質構造については、既に各々の章で記述したので、ここでは覆瓦構造を形成する衝上断層、重力異常及び活構造について述べる。

VIII. 1 覆瓦構造を形成する衝上断層

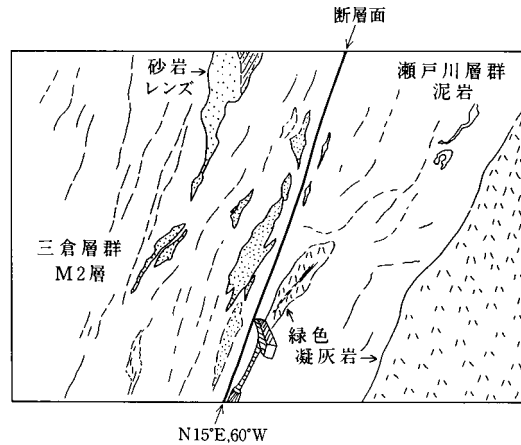
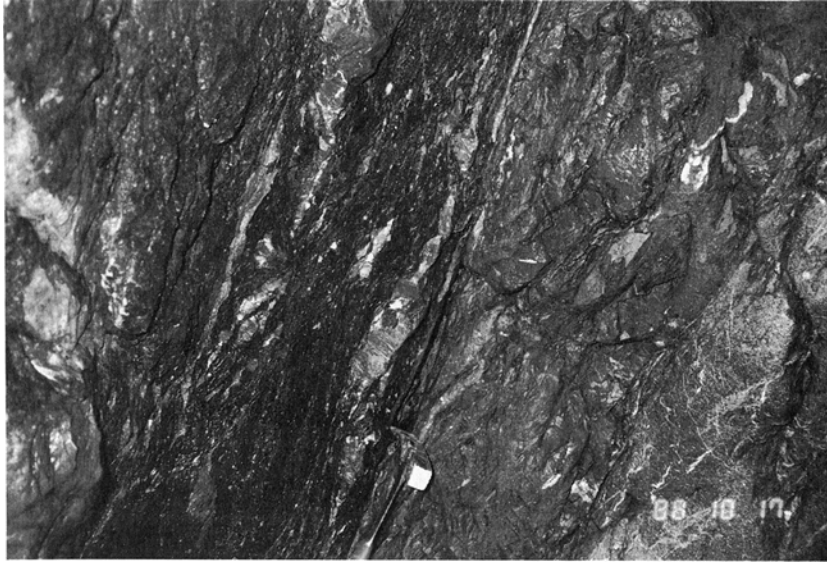
「清水」地域には、笹山構造線、糸魚川-静岡構造線などの8つのほぼ南北走向の衝上断層が存在する。このうち、瀬戸川帯主都(瀬戸川亜帯)を構成する4つの覆瓦衝上体下底の断層については、第四章の各衝上体の項で記述した。ここでは、これら4つの衝上断層を除く、笹山、十枚山及び糸魚川-静岡の各構造線と田代峠衝上断層について述べる。

VIII. 1. 1 笹山構造線

笹山構造線(望月編, 1956)は四万十帯と瀬戸川帯の境界をなす衝上断層であり、富士川支流の早川西岸を南下し、笹山、勘行峰に沿って「清水」地域の北西端部に至り、更に藁科川上流域、瀬戸川流域の市ノ瀬を経て、大井川西岸の栗島に達する。その延長は約100kmである。本構造線は勘行峰以北ではほぼ南北、勘行峰-市ノ瀬間ではN5-25°Eの走向を有し、市ノ瀬の南で走向を北東-南西ないし東北東-西南西に変える。

「清水」地域内では、本構造線は大岳西方から天狗岳北西方の一本杉峠を経て、諸子沢流域の大道島及び中村を通過する。断層露頭は第9図の地点41(権現滝の西650m)及び同42(天狗岳の西約700m)で観察された。このうち、地点41では断層面はN15°E走向で西へ60°傾斜する。断層ガウジは認められず、三倉層群のレンズ状砂岩を挟む黒色頁岩(M2層)が瀬戸川層群の緑色凝灰岩を挟む暗灰色泥岩の上に衝上する(第33図)。また、地点42では断層面はほぼ南北走向で東へ70-90°傾斜する。ここでは、細粒砂岩薄層及び珪質薄層を挟み、劈開の発達する黒色頁岩層(M1層)が瀬戸川層群の緑色凝灰質泥岩と接する。断層に近接するM1層は幅数mにわたって破碎され、砂岩薄層及び珪質薄層は長さ3cm程度以下のレンズ状ないし礫状の細片に粉碎されている。鏡下での観察によると、これらの細片はバイモーダルな粒径分布を示す再結晶石英から構成され、劈開面(剪断面)と平行な方向に引き伸ばされている。

笹山構造線の北端は15Ma頃に入ると推定される甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体(佐藤ほか, 1989)に切れ、南端はN6-N8の三笠層群に覆われる。ただし、三笠層群は笹山構造線の南西延長上をほぼ分布の北限としており、一部では同構造線と平行な断層を介して三倉層群と接する。また、笹山構造線に切られる三倉、瀬戸川両層群からは前期中新世中頃(N5相当)の放散虫化石を産する。これらの



第33図 笹山構造線の露頭（静岡市大岳の南西2 km, 第9図地点41）

事実から、笹山構造線の主要活動時期は20Ma から 15Ma の間と推定される。

VIII. 1. 2 十枚山構造線

十枚山構造線（徳山，1972a）は大井川衝上体の下底をなす断層であり，安倍峠東方の相又川（富士川支流）上流域で糸魚川－静岡構造線から分岐し，十枚山山頂の東側及び地蔵峠の西側を南下して，「清水」地域に達する。本地域内では竜爪山地の西側斜面に沿って南へ延び，門屋の南方で安倍川の谷底低地下に没する。その南方延長は，「静岡」地域の静岡市千代^{せんだい}，同市丸子^{まりこ}及び高草山東方を通過して，焼津市石脇で沖積低地下に没する。この間の総延長は約50kmである。

本構造線は，門屋以北の地域ではほぼ垂直な断層面を持つものに対して，千代以南の地域では西に30-45°程度傾斜した低角度の断層面を有する。また，門屋以北の地域では，本構造線に沿って滝が点在す

る。断層露頭は第9 図地点40 及び第8 図地点29 及び32 などで観察される。このうち、地点40 (牛妻丹野部落の東約400m) では、N16°W 走向、ほぼ垂直(80°西ないし80°東傾斜)の断層面(滝になっている)を境として、大井川衝上体の泥岩に貫入するアルカリドレライトが竜爪火山岩類のデイサイト火山角礫岩と接する。この露頭の約100m 南(不動の滝)にもN15°E 走向、90-85°東傾斜の断層露頭が存在し、大井川衝上体の緑色凝灰岩が幅60-70cm の剪断帯を伴って、竜爪火山岩類のデイサイトと接する。また、地点29 (千代ゴルフ練習場内)では、N65°E 走向、35°北西傾斜の断層面を介して、大井川衝上体のやや凝灰質な珪質頁岩が竜爪火山岩類のアルカリ玄武岩の上に衝上している。断層面直上の珪質頁岩は幅10cm にわたって剪断・破碎されている。

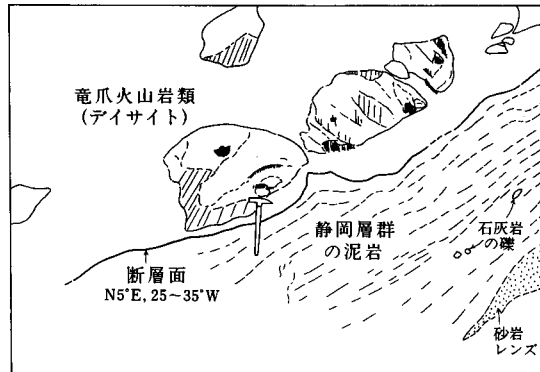
十枚山構造線の活動時期は、同構造線がN8 の有孔虫化石を産する竜爪-高草山火山岩類を切ることから、中期中新世以降(15Ma 以降)と考えられる。本構造線の活動が停止した時期は不明であるが、少なくとも更新世後期に活動した証拠は存在しない。

VIII. 1. 3 糸魚川-静岡構造線

糸魚川-静岡構造線(矢部, 1918)は、日本海沿岸の糸魚川から諏訪湖を経て静岡に達する、総延長約250km の南北性断層である。小淵沢以南の本構造線は小淵沢-静岡衝上(松田, 1961)とも呼ばれ、瀬戸川帯と南部フォッサマグナ(富士川帯及びその北方延長)との境界をなす。小淵沢以南の本構造線は巨摩山地を通過して早川流域の早川町角瀬に至り、更に春木川の谷沿い、十枚山及び地蔵峠の東方を南下して「清水」地域に達する。本図幅地域内では、竜爪山地の東側斜面に沿ってほぼ南北に走り、静岡市羽高-有永間で沖積低地下に没する。

「清水」地域内の糸魚川-静岡構造線は瀬戸川帯全体の東縁をなすと共に、その最も東側の部分を構成する竜爪衝上体の基底断層に相当し、西へ25-70°程度傾斜する断層面を有する。断層の露頭は第9 図の地点22, 23, 25 などで観察される。このうち、地点22 (上黒川部落の西約2km)では、竜爪火山岩類のデイサイトがN20°E 走向、60-70°西傾斜の断層により、静岡層群の泥岩層の上に衝上している。断層近傍の泥岩には断層面と平行な劈開が発達し、断層面直下の幅10-20cm は破碎され、粘土化している。地点23 (穂積神社の北約1.8km, 黒川林道沿い)では、N5°E 走向、25-35°西傾斜の断層を境として、デイサイトが砂岩層及び石灰岩礫を挟む泥岩層(穂積泥岩層)の上に衝上している(第34 図)。上盤側のデイサイトは少なくとも幅3m 以上にわたってブロック化している。また、断層面直下の泥岩は幅20-50cm にわたって破碎され、粘土化している。また、地点25 (則沢部落西端の約1km 西)ではN15°E 走向、55°西傾斜の断層面が観察され、その北約100m にもN19°W 走向、42°西傾斜の断層面が観察される。文殊岳の南東約1km 付近に位置する南北方向の稜線には、竜爪火山岩類がクリップ状に分布し、この部分では糸魚川-静岡構造線はほぼ水平な断層面を有すると考えられる。このような低角度の断層面は、竜爪山地の隆起に伴う二次的(重力性)の成因を持つと推定される。

「清水」地域内の糸魚川-静岡構造線は最上部中新統(-鮮新統)の静岡層群を切っており、鮮新世以降(5Ma 以降)に活動したのは確実である。また、FUKUCHI et al. (1986)は、黒川上流の本構造線の断層粘土に含まれる石英粒のESR 年代測定を行い、2.36Ma から0.24Ma にわたる年代値を得ている。他方、本地域の同構造線が更新世後期に活動したことを示す証拠はこれまでのところ得られていない。



第 34 図 糸魚川-静岡構造線の露頭 (静岡市穂積神社の北約 1.8 km, 第 9 図地点 23)

VIII. 1. 4 田代峠衝上断層

田代峠衝上断層 (伊田, 1945) は, 富士川帯静岡亜帯の基底をなす断層であり, 北隣「南部」地域内の地蔵峠東方から田代峠を通過して, 「清水」地域内に達する. 本図幅地域内では興津川沿いに南下して西里に至り, ここから布沢, 高山, 吉原及び伊佐布を通過して庵原川の谷に出る. 本衝上断層は伊佐布以南の地域では沖積層下に没するが, 庵原川の谷底低地沿いに南南東方向に走り, 嶺丘陵付近の沖積層下に達すると推定される. 本断層の北端は糸魚川-静岡構造線により断たれ, ここから嶺丘陵付近までの断層の総延長は約 20 km である. なお, 清水地域内の本断層は大塚 (1944) の片瀬・前澤断層に相当する.

田代峠衝上断層は北北西-南南東の走向を有し、大塚(1944)、伊田(1945)、松田(1961)及び柴ほか(1986)などによると、断層面は西へ40-70°傾斜する。本研究では、「清水」地域内において田代峠衝上断層の露頭を観察することはできなかった。北隣「南部」地域の南端に位置する興津川西岸の標高350m地点では、柴ほか(1986)が既に報告しているように、田代峠衝上断層の断層露頭が観察される。ここでは本断層により、静岡層群の凝灰質砂岩が浜石岳層群の礫岩(川合野礫岩)の上に衝上している。断層面はN25°W走向で、西へ40-45°傾斜する。上盤側の静岡層群には幅約50cmの破碎帯(シルトサイズ以下の細粒破碎物質からなるゾーン)が認められる。また、下盤側川合野礫岩の礫の多くは破断している。

田代峠衝上断層は鮮新世以降(5Ma以降)に活動した断層であるが、更新世後期に活動した証拠はこれまでのところ得られていない。

VIII. 2 重力異常

「清水」地域周辺の重力異常は、駒沢(1982, 1987)によって詳細に調査されている。第35図に、地形の影響が小さく、地下深部の構造や広い範囲の地質構造を反映する上方接続ブーゲー異常図を示す。

「清水」地域周辺の上方接続図で最も注目される点は、富士川流域に、南北性の長軸を持ち、左雁行配列する二つの顕著な低重力異常域が存在することである。このうち、東側の低重力異常域は、入山衝上断層及びその北方延長(芝川断層)上に位置する。また、西側の低重力異常域は、富士川累層群の分布域(富士川帯)のほぼ中央部に位置し、後期中新世-鮮新世に厚さ5,000m以上の海成層が堆積した地域に当たる。

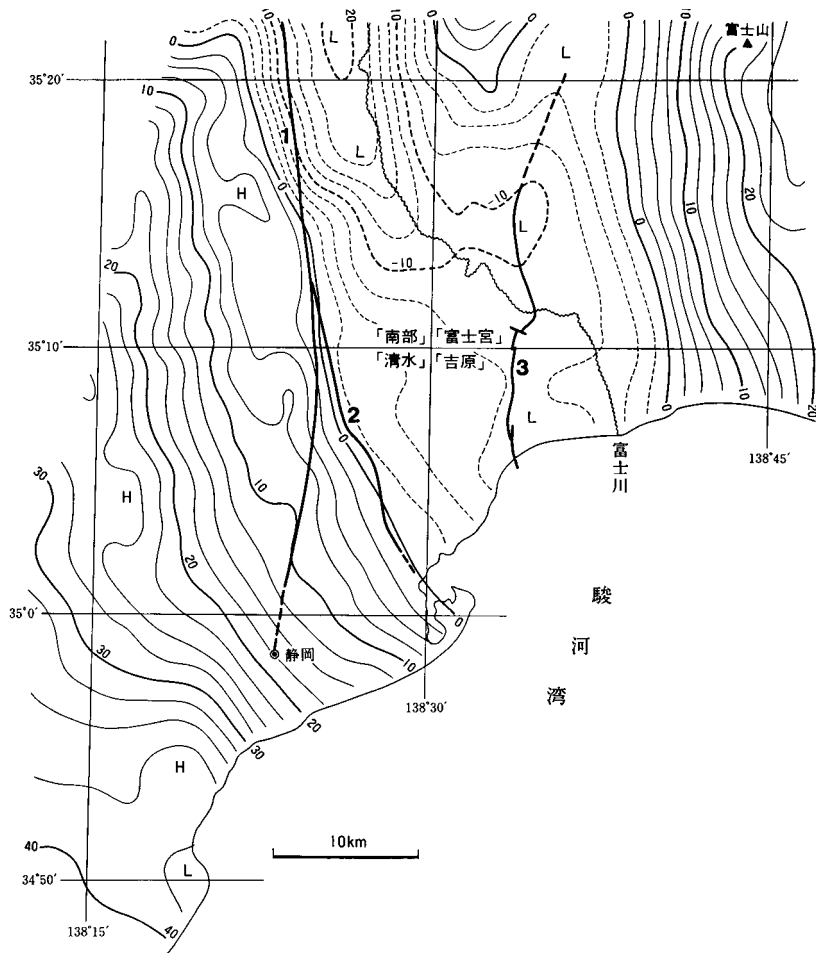
「清水」地域の重力異常値は北東から南西に向かって増加し、等重力線は北北西-南南東方向に延びる。このような等重力線の延びの方向は富士川帯の構造と調和的であり、0mgalの等重力線はほぼ田代峠衝上断層に沿っている。「清水」地域の中-西部は北東-南西ないし南北の構造トレンドを有する瀬戸川帯によって占められるが、重力的にはこのような構造トレンドを反映する異常は認められない。むしろ、「清水」地域東部(富士川帯)の重力異常パターンがそのまま同地域中-西部に連続していると考えられる。この事実は、「清水」地域の重力異常構造が主として鮮新世-更新世初期?に、富士川帯の地質構造の形成と密接に関連して形作られたものであることを強く示唆する。また同時に、瀬戸川帯の覆瓦構造が比較的浅所の構造であることを示唆する。

VIII. 3 活構造

VIII 3. 1 活断層

「清水」地域には笹山構造線、糸魚川-静岡構造線、田代峠衝上断層などの8本の南北性、西傾斜の衝上断層が存在するが、前述のようにこれらの各断層については更新世後期に活動した証拠は認められない。

一方、東隣「吉原」地域には浜石岳亜帯の基底をなす入山衝上断層(第36図)が存在し、約50万年前の鷲ノ田礫層を切っている。また、同断層は2地点で2万年前よりも新しいと推定される段丘礫層を切っており(杉山・下川, 1982)、平均変位速度0.25m/10³年以上のB級活断層と考えられる(山崎



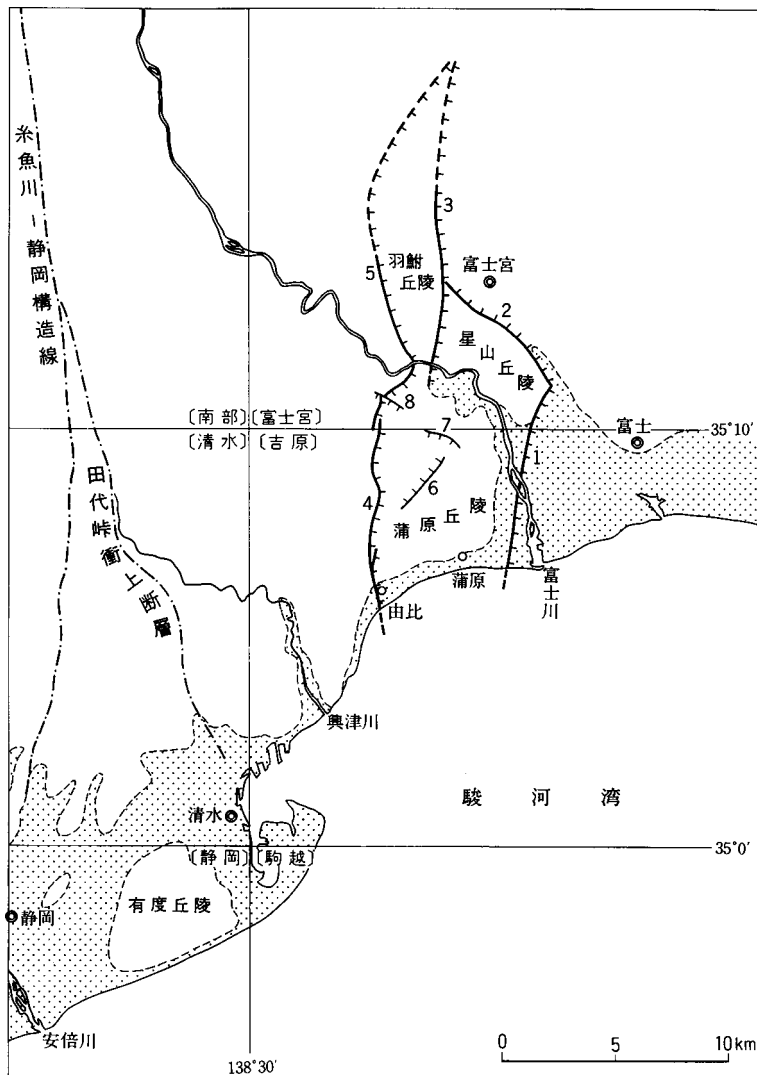
第35図 「清水」地域周辺の重力異常（上方接続図，1,000 m） 駒沢（1987）による。単位：ミリガル。
 1：糸魚川-静岡構造線，2：田代峠衝上断層，3：入山衝上断層

ほか，1981）。入山衝上断層の富士川以北の延長は芝川断層（第36図）と呼ばれ，約5万年前の古富士泥流I面を約50m，1.2-1.4万年前と推定される芝川溶岩流I（SW1）を約20m変位させている（山崎，1979；山崎ほか，1981）。この事実から，富士川以北の入山衝上断層（芝川断層）は平均変位速度 $1\text{m}/10^3$ 年以上のA級活断層と考えられる。更に，入山瀬断層（富士川断層）並びにこれと雁行配列する安居山断層などは，駿河トラフの陸上（北方）延長部に位置しており，平均変位速度が数 $\text{m}/10^3$ 年以上のA級活断層と考えられている（山崎，1979，1984；恒石・塩坂，1981；恒石，1984など）。第12表にこれら活断層の諸元を示す。

Ⅷ. 3. 2 中・上部更新統の変形

有度丘陵に分布する中・上部更新統は，全体として内陸側（北西-西側）へ傾斜する（第38図断面B-B'）。これらの地層は安倍川の扇状地性三角州の堆積物であり，初生的にはほぼ水平ないし海側へ傾

斜していたと考えられる。したがって、有度丘陵の内陸側へ傾き下がる構造は、約30万年前以降の更新世中-後期における地殻変動により形成されたと解釈できる。土(1959, 1960)及びTsuchi(1970)は、更新統の分布パターン及び構造から、有度丘陵を北東-南西方向の長軸を有するドーム構造の北半部と見なし、同構造の南半部は海食作用により削り取られたと解釈している。また、近藤(1985)は鍵火山灰層の分布などから、有度丘陵南部に分布する根古屋層中にドーム構造(安居ドーム)が存在し、更にその東側には北西-南東方向の軸を持つ向斜構造(日本平向斜)が存在するとしている(第37図及び第38図断面A-A')。土及び近藤の報告に基づく、有度丘陵の変形は北西-西へ傾き下がる傾動



第36図 「清水」地域周辺の活断層分布図

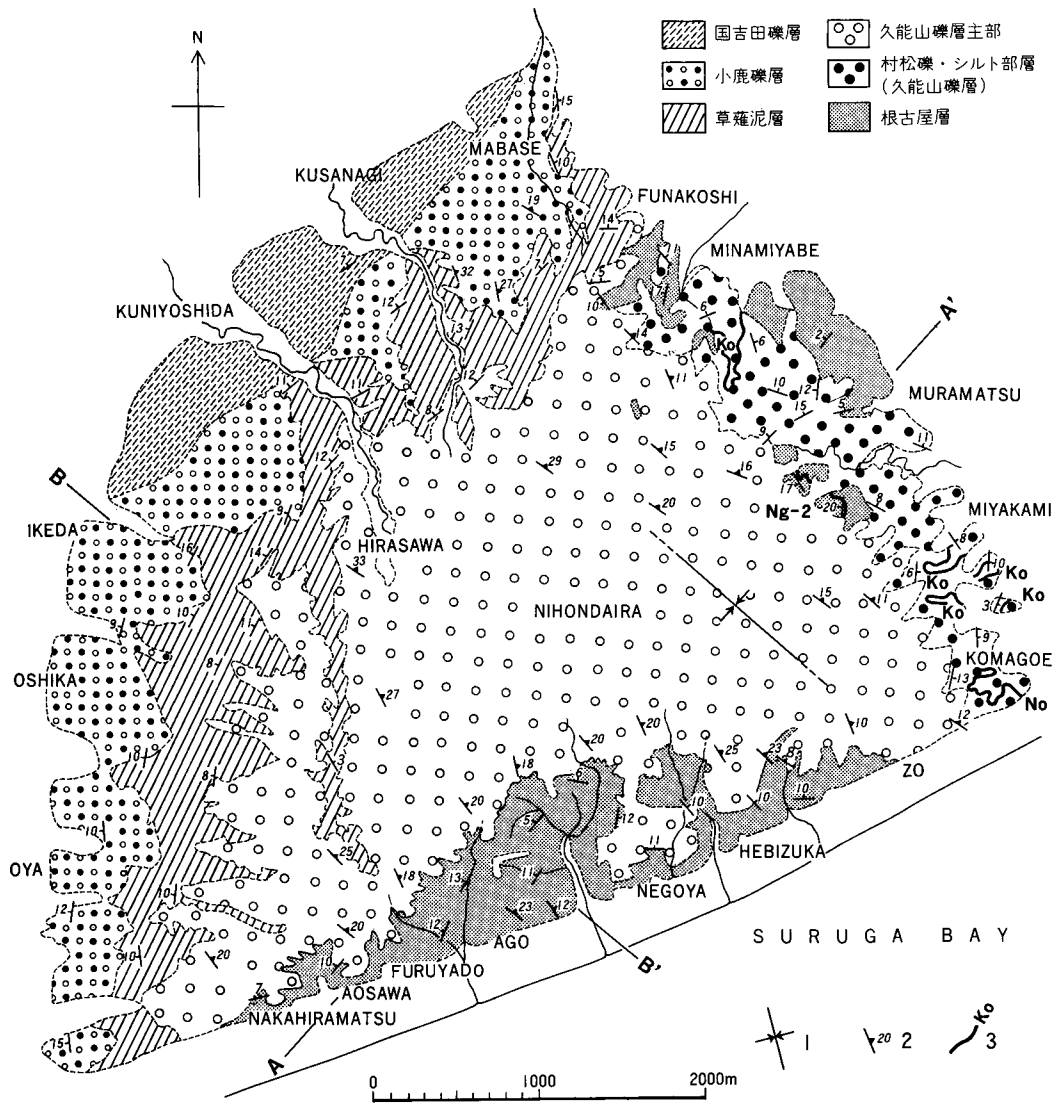
山崎(1979, 1984)、山崎ほか(1981)及び杉山・下川(1982)による。太い実線は活断層、細い実線は更新世中期以降に活動した断層(活断層の疑いがある断層)。1:入山瀬断層(富士川断層)、2:大宮断層、3:安居山断層、4:入山衝上断層、5:芝川断層(入山衝上断層の富士川北岸域への延長部)、6:中山断層、7:平清水断層、8:泉水断層。

(あるいは北東-南西を軸方向とする褶曲)と北西-南東を軸方向とする褶曲とが重なりあったものと考えられる。このようなほぼ直交する2方向の変形の存在は、御前崎付近や渥美半島の中・上部更新統の変形と共通する (TSUCHI, 1961b ; 土, 1968)。

第12表 「清水」地域周辺に存在する活断層の諸元

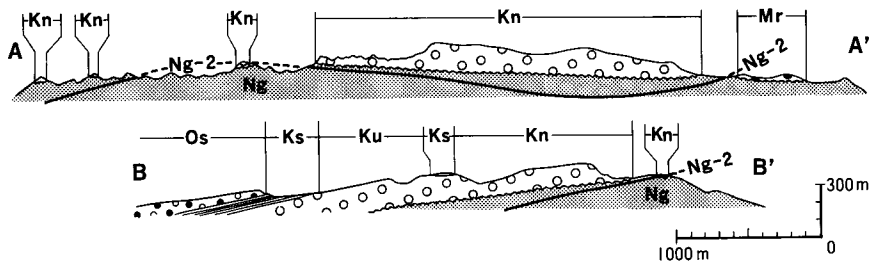
山崎ほか (1981) に加筆。

活断層名	断層の走向及び傾斜(隆起側)	断層の長さ	断層の変位基準とその変位量	年代とその根拠	平均変位速度 m/10 ³ 年
入山瀬断層 (富士川断層)	南部 N10°E 北部 N30-40E° 傾斜不明 (西側隆起)	8km 以上	・縄文海進期の堆積物： 40-50 m [岩淵段丘 (隆起側) と浮島ヶ原 (沈降側) の高度差] ・大淵溶岩：約 100 m [富士川河床 (隆起側) と富士市の市街地地下 (沈降側) における高度差]	・約 6000 年 岩淵段丘上の黒土基底部の ¹⁴ C年代値 4050±120 y. B. P. ・13800 年 溶岩流の基底に挟まっていた木片の ¹⁴ C年代値 13760±300 y. B. P.	7-8 7
大宮断層	N30-60°W 傾斜不明 (南西側隆起)	7 km	・古富士泥流 I 面：150-95 m 以上 ・古富士泥流 III 面：80-40 m ・古富士泥流 IV 面：70-50 m ・北山溶岩流 II (SW5)：60-80 m	・約 5 万年 泥流面上に TPflow が載る ・18000 年 静岡大学による ¹⁴ C年代値 ・15000 年 わずかに赤土を載せるだけ ・13000 年 Ms 載るが AT を載せていない	2< 3-5 3-5 5-6
安居山断層	南北-N10°E 西傾斜？ (西側隆起)	15 km 以上	・古富士泥流 I 面：160 m 以上	・約 5 万年	3<
入山衝上断層 (富士川以南)	ほぼ南北走向 60-90°西傾斜 (西側隆起)	12 km	・段丘礫層：5 m 以上 [逆断層露頭] ・段丘礫層：2.5 m 以上 [逆断層露頭]	・2 万年より若い AT を載せていない ・1 万年より若い テフラ、赤土を載せていない	0.25< 0.25<
芝川断層 (富士川以北)	N10°W-N20°E 西傾斜 (西側隆起)	15 km 以上	・湖成層の断層変位：数 m 以上 [逆断層露頭] ・芝川溶岩流 I (SW1)：20 m ・古富士泥流 I 面：50 m	・10000 年 湖成層中の木片の ¹⁴ C年代値 10730±90 y. B. P. ・約 1.2-1.4 万年 ・約 5 万年	0.1< 2> 1±



第 37 図 有度丘陵の地質図

近藤 (1985) による。1: 日本平向斜の向斜軸, 2: 大規模傾斜層理の走向・傾斜, 3: 鍵層となる火山灰層



第 38 図 有度丘陵の地質断面図

近藤 (1985) による。断面線の位置は第 37 図参照。地層の模様は第 37 図と共通。Ng: 根古屋層, Kn: 久能山礫層, Mr: 久能山礫層村松礫・シルト部層, Ks: 草薙泥層, Os: 小鹿礫層。

嶺丘陵に分布する嶺層（根古屋層に対比される可能性が高い）は、有度丘陵に分布する更新統の構造と調和的に北へ10°程度傾斜する。しかし、嶺層を覆う中位段丘堆積物には、北へ傾斜する証拠が認められない。この地域の中位段丘堆積物の形成時期は不明であるが、段丘面の開析程度及び構成礫の風化程度から判断すると、最終間氷期（下末吉期）の可能性がある。この推定が正しいとすると、嶺丘陵付近では約10万年前頃には北へ傾き下がる傾動運動がほぼ停止したと考えられる。

IX. 最近の地殻変動

(杉山 雄一)

IX. 1 水平変動

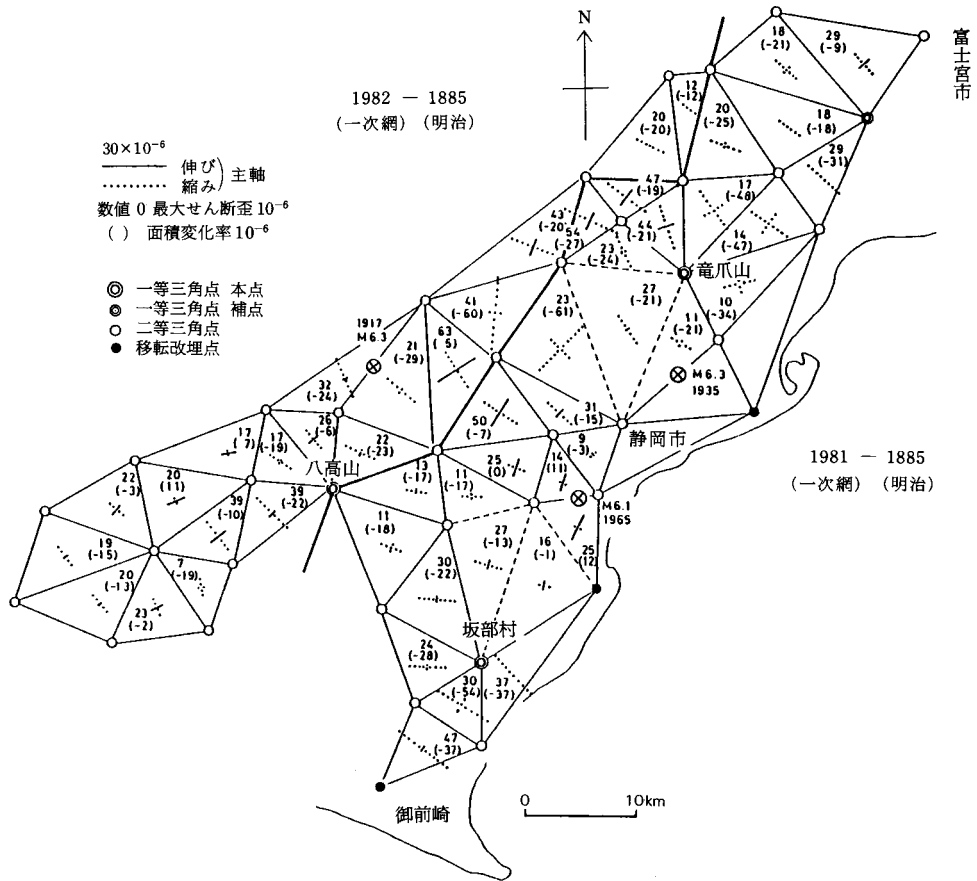
国土地理院（1983）及び藤井（1984）などによると、「清水」地域から御前崎付近にかけての駿河湾西岸地域では、最近の約百年間に北西-南東を主軸とする地殻の短縮が起きている（第39図）。「清水」地域付近の主軸方向の短縮率は最大で約 30×10^{-5} に達し、最大剪断歪は竜爪山西方の安倍山地で特に大きく、 $20-60 \times 10^{-5}$ に達する。

IX. 2 上下変動

「清水」地域を含む駿河湾西岸地域の上下変動は、百年以上の間隔で発生する巨大地震時の急激な隆起と巨大地震間の比較的緩やかな沈降からなると考えられる。最近の巨大地震は1854年（安政元年）に起きており、この地震（安政東海地震）による清水付近の隆起量は1.5-3m程度と推定されている（今村，1943；羽鳥，1976，1977；石橋，1984）。また，1707年（宝永4年）の宝永地震に伴う清水付近の上下変動については異説があり，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高いとしている。

現在は安政東海地震後の緩やかな沈降期に当たっている。測量データに基づく最近約百年間の「清水」地域南東部の上下変動は，沼津に対して20-30cm/100年程度の沈降となっている（加藤，1984）。本図幅地域南東部は第40図に示すように，駿河湾西岸に沿う北北東-南南西方向の最大沈降域に位置しており，沼津に対する相対沈降量は北へ向かって減少している。

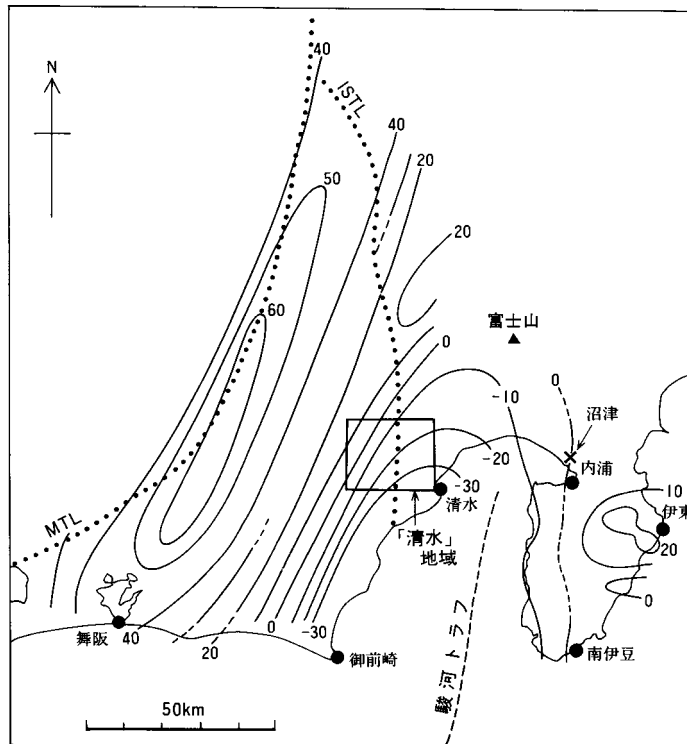
巴川流域低地における縄文海進期の海成層上限高度又は旧汀線高度については，第13表に示すように標高4-9mの値が報告されている（TSUCHI，1953；土，1959；羽田野ほか，1979；松島，1984）。縄文海進期の海水準は，KAIZUKA et al.（1977），ENDO et al.（1982），安藤（1986）及び遠藤ほか（1989）などにより，現在よりも2-4m程度高かったと推定されている。したがって，巴川流域低地の最近約5000年間の積算上下変動は最大数m程度の隆起と考えられる。



第 39 図 駿河湾西岸地域の最近約百年間の水平変動
国土地理院 (1983) による。

第 13 表 「清水」地域周辺における縄文海進時の海成層上限高度に関する資料

地点	海成層の上限高度又は旧汀線高度 (m)	¹⁴ C 年代値 (y. B. P.)	備考	文献
清水市永楽町	約 4		ウミニナ, マガキなどの浅海生貝化石群集の上限高度	Tsuchi (1953)
清水市村松 (天王山遺跡付近)	約 6.5		マガキ密集層の高度	土 (1959)
清水市西久保～八坂町付近	約 9		段丘化した旧期砂州地形及びボーリング資料 (貝片混じりの礫及び砂層の上限高度)	羽田野ほか (1979)
清水市船越～村松付近 (有度丘陵北東～東縁)	約 4	5970 ± 140 (マガキ)		松島 (1984)



第40図 東南海地震の影響を取り除いた、駿河湾周辺地域の百年当たりの地殻上下変動
 (単位: cm, 沼津を不動と仮定)
 加藤 (1984) に加筆. ●印: 検潮所, MTL: 中央構造線, ISTL: 糸魚川-静岡構造線.

IX. 3 地震

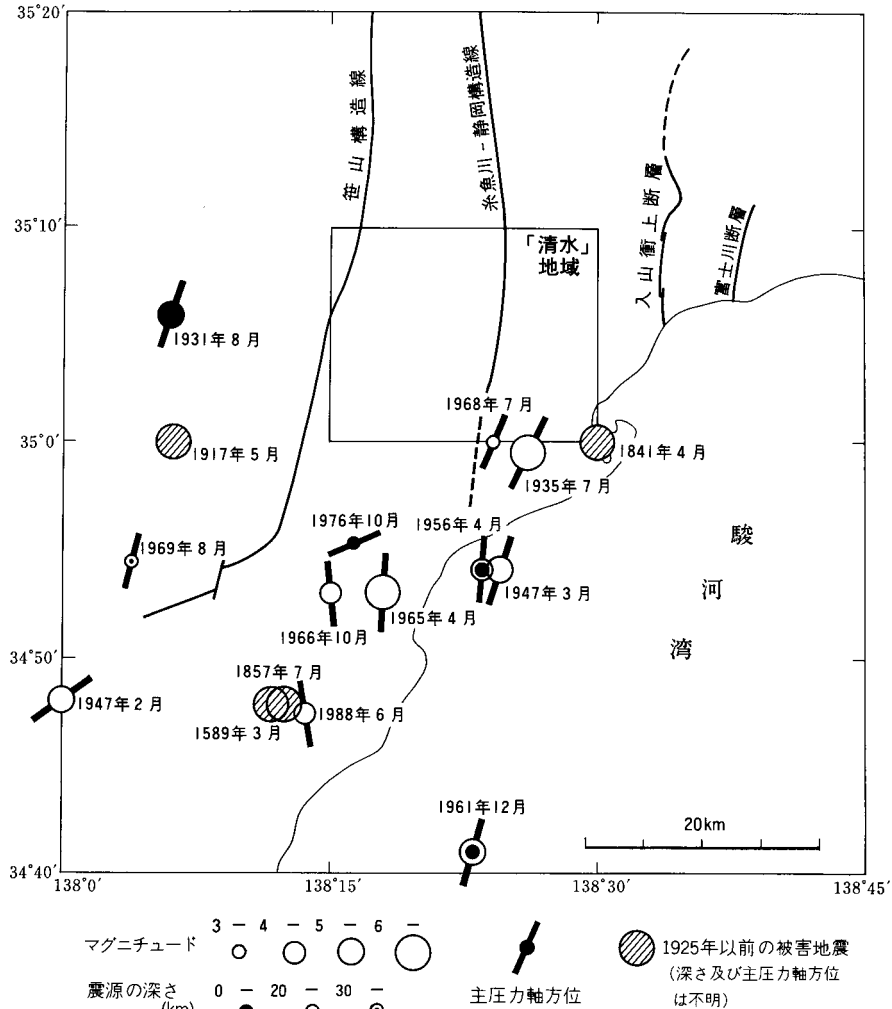
最近の名古屋大学地震予知観測センターや国立防災科学技術センターによる精密地震観測の結果、「清水」地域周辺では約20km以浅の地殻（ユーラシアプレート）とその下に潜り込んでいるフィリピン海プレート上部（深さ約20-40km）に地震が集中して発生していることが明らかになっている（山崎・大井田，1979，1985など）。また，これらの発生場所を異にする2群の地震は，異なる発震機構を有することが判明している。即ち，ユーラシアプレート内の地震が東西性の主圧力軸を有するのに対して，フィリピン海プレート上部の地震は南北ないし北北東-南南西方向の主圧力軸を持つ（ICHIKAWA，1971；大井田・伊藤，1974；UKAWA，1982；山崎・大井田，1985など）。第41図に「清水」地域周辺で発生したマグニチュード3以上の地震の分布と主圧力軸方位を示す。

本図幅地域周辺に震央を有する被害地震はいずれもマグニチュード6クラスであり，同7以上の地震は起きていない。また，これらの直下型地震による死者はいずれも10人未満であり，1854年安政東海地震や1944年東南海地震などのプレート境界巨大地震が静岡県全体で数百人の死者を出しているのに比べてはるかに少ない。第14表に直下型地震及び巨大地震による「清水」地域周辺の被害概況を示す。

以下に，「清水」地域周辺に震央を有する最近の被害地震（1935年の静岡地震及び1965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「清水」地域周辺で発生した最大規模の地震であり、1935年7月11日に静岡市街地東部、深さ20-30kmを震源として発生した。マグニチュードは6.2-6.4と推定されている(気象庁, 1958; 武尾ほか, 1979; 宇佐美, 1987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・保田(1935)及び宇佐美(1975)によると、家屋被害の著しかった地域は、有度丘陵南西端部の高松から大谷にかけての地域、同丘陵西縁の小鹿から古庄にかけての地域などである(第42図)。本地震による墓石や石燈籠の転倒方向、家屋の滑動方向(第43図)、及び家屋の傾き方向などはいずれも東-東北東方向のものが多く(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と推定される。武尾ほか

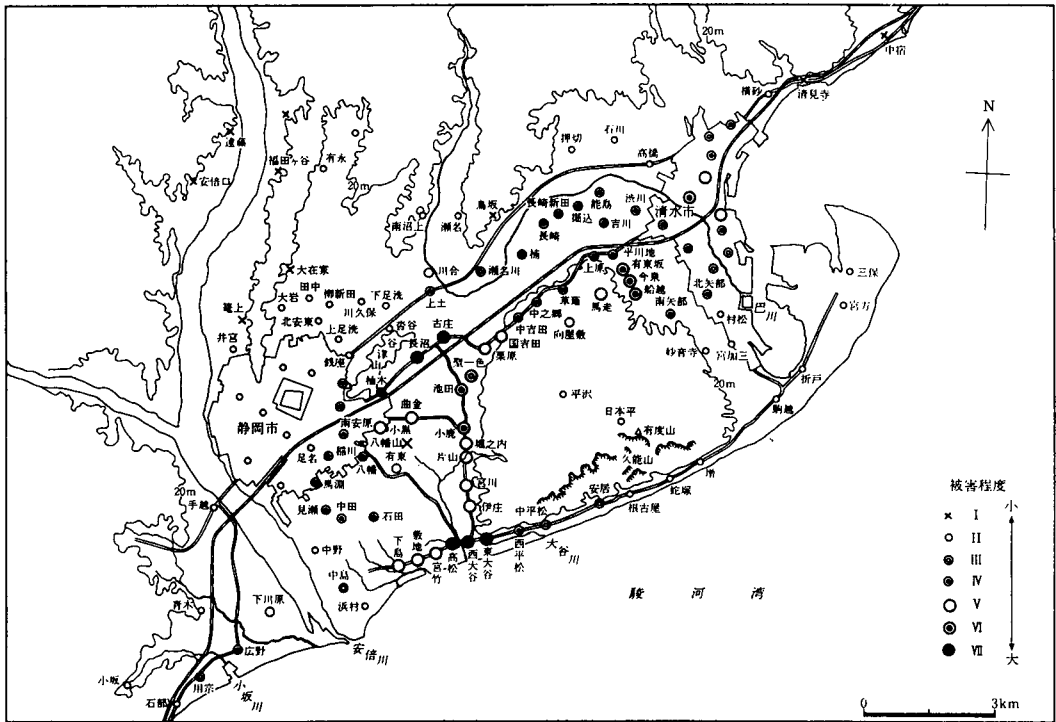


第41図 「清水」地域周辺に震央を有するマグニチュード3以上の地震の分布と主圧力軸方位

ICHIKAWA (1971), 気象庁 (1974), 大井田・伊藤 (1974), 宇佐美 (1975), 武尾ほか (1975), 山崎・大井田 (1979) 及び岡田 (1989) による。

第14表 「清水」地域周辺に被害をもたらした直下型及び巨大地震とその被害状況
(静岡県地震対策課(1988)及び宇佐美(1975, 1987)による)

日 時 (地震名)	震 央 位 置		マグニチュード	被 害 状 況
	北緯	東経		
1498年9月20日 (明応地震)	34.0°	138.0°	8.2-8.4	有度丘陵東麓の清水市村松及び安倍川東岸の旧大里村で震度6程度。村松にあった海長寺の諸堂・大坊、寺中ことごとく破損したと言われる。また、旧大里村には津波が襲ったという記録が残されている。
1589年3月21日	34.8°	138.2°	6.7	駿河・遠江両国で民家に多くの被害が生じた。
1707年10月28日 (宝永地震)	33.2°	135.9°	8.4	現在の清水市街地付近で震度6-7、清水市村松、三保、袖師、興津及び、静岡市街地や有度丘陵周辺では震度5-6と推定される。久能海岸では地割れから泥水が吹き出した。清水市興津にある清見寺の方丈が傾き、鐘楼の石垣が崩れた。
1841年4月22日 (清水付近を震源とする直下型地震)	35.0°	138.5°	6 ¼	現在の清水市街地付近で家や蔵の壁が落ち、地割れから泥水が噴出した。駿府城の石垣30間ほどが崩れ、久能山東照宮の堂・門が破損し、石灯籠3基が倒れた。
1854年12月23日 (安政東海地震)	34.0°	137.8°	8.4	巴川流域低地及び興津付近で震度7、駿府や清水付近では震度6前後、安倍川・葦科川の中～上流域や興津川流域などの山間部で震度5-6程度と推定される。駿府では地震によって火災が発生し、約600戸が消失し、死者51人が出た。清水及び江尻(現在の清水市街地)では77人が死亡し、清見寺の仏殿、塀が大破し、総門が折れた。また、興津東方の薩埵峠付近では海岸が隆起したといわれる。駿府や清水では噴砂・噴泥などの地盤の液状化現象が広い範囲で発生した。山間地域では山崩れや地盤崩壊が発生し、死者が出るとともに家屋にも多大の被害が生じた。
1857年7月14日 (大井川下流域を震源とする地震)	34.8°	138.2°	6 ¼	田中城(現在の藤枝市内)の石垣・塀などがところどころで破損した。駿府では石灯籠数基が倒れた。
1917年5月18日 (大井川中流を震源とする地震)	35.0°	138.1°	6.3	静岡市では地割れが生じ、煉瓦塀や煉瓦煙突に被害が出た。清水でも同様の被害があった。この地震により死者2人、負傷者6人の人的被害があった。
1935年7月11日 (静岡地震)	34.97°	138.42°	6.4	静岡、清水両市にまたがる有度丘陵周辺、特にその西-南西縁の地域で被害が著しかった。この地震により、死者9人、負傷者299人、全壊住家363棟、全壊非住家451棟の被害が生じた。また、清水港の岸壁と倉庫が大破し、道路・鉄道に被害があった。
1944年12月7日 (東南海地震)	33.8°	136.62°	7.9	静岡県では西部地域で被害が大きかったが、中部地域では清水付近の被害が著しかった。清水で震度6、興津で同5-6、静岡で同5程度であった。清水市内では死者19人、重傷26人、軽傷85人の人的被害があった。
1965年4月20日 (焼津付近を震源とする地震)	34°53'	138°18'	6.1	清水市梅ヶ谷、押切、下野、原などで壁の破損、屋根瓦の落下などの被害が生じた。また、焼津、藤枝、静岡などでも小被害があった。死者2人、負傷者4人が出た。



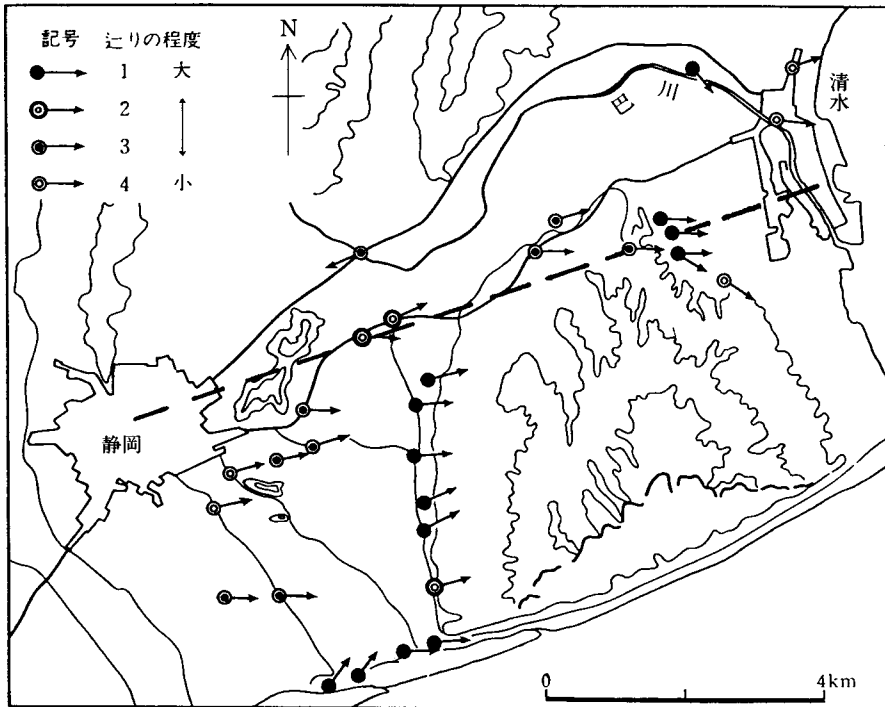
第42図 1935年静岡地震による集落別家屋被害程度

金原・竹村(1935)の資料に宇佐美(1975)が加筆修正。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:棚の上のものが落下し、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、家屋がやや損傷を受け、壁に亀裂の入ったものが多い; IV:半壊も時々あるが、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。

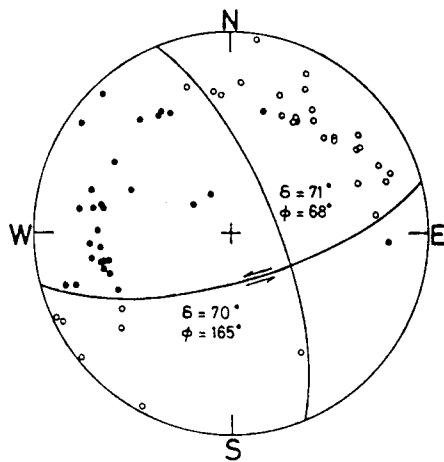
(1979)は、上述のような地震被害状況と震央付近における地震動の卓越方位などから、静岡地震のメカニズム解における二つの節面(第44図)のうち、東北東-西南西走向のものが実際の断層面であったと推定している。武尾ほかによって推定された震源断層は長さ約11kmであり、N75°E方向に静岡市街地から巴川河口付近に達する(第43図)。なお、地表の地形・地質及びボーリング資料には、断層推定位置に活断層や地質断層が存在することを示唆する構造や高度の不連続は認められない。

1965年の地震

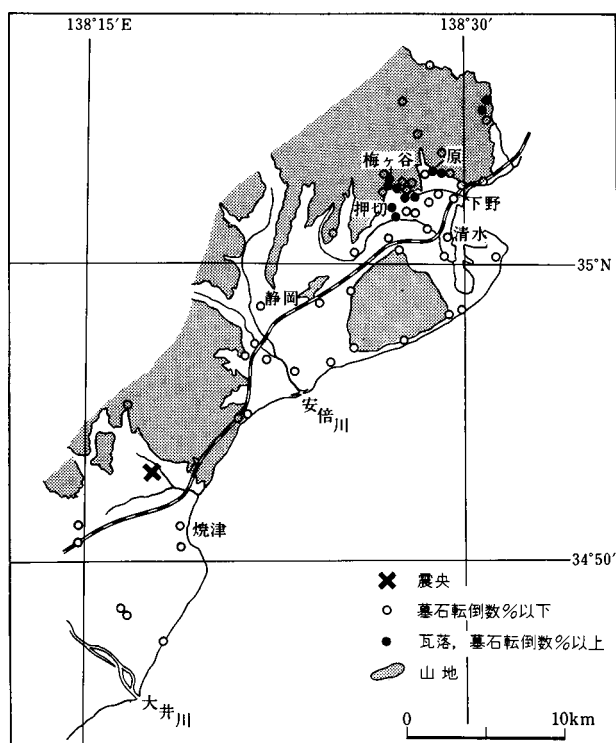
本地震は焼津平野北部の地下約20kmを震源として1965年4月20日に発生し、マグニチュードは6.1とされている(気象庁, 1968; 宇佐美, 1987)。この地震により死者2人、負傷者4人の人的被害が生じた(宇佐美, 1975)。また、この地震による物的被害は、震央付近よりも震央から約25km北東の清水市梅ヶ谷、押切、下野、原など(「清水」地域南西部)で著しかった(第45図)。松田・柴野(1965)によると、これらの被害の著しい地域は沖積低地だけでなく、段丘上や静岡層群及び浜石岳層群からなる山地の縁辺部にも分布しており、いわゆる地盤の良否による被害程度の差はあまり顕著でない。松田・柴野は、このような特異な被害状況は地震の節面(ICHIKAWA(1971)によると、節面の走向はN51°E及びN39°W)に沿ってS波振幅が大きくなることにより引き起こされた可能性があると述べている。



第 43 図 1935 年静岡地震による家屋の滑動方向
 金原・竹村 (1935) の資料に宇佐美 (1975) が加筆修正, 破線は武尾ほか (1979) による震源断層の推定位置.



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, 白丸: 引き.



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。

X. 応用地質

(杉山 雄一)

X. 1 金属鉱床

「清水」地域及びその周辺地域の瀬戸川帯には、クロム・マンガン・鉄・銅・金などの鉱床が小規模ながら胚胎する。

このうち、金鉱床は安倍川上流域から山梨県の早川流域にかけての瀬戸川帯北部（北隣「南部」地域以北）に存在し、瀬戸川層群を貫く石英脈中に胚胎する。瀬戸川帯北部の金鉱床は戦国時代に今川氏及び武田氏により開発された史実が有名であり、金の採掘は昭和20年代末まで行われた。

クロム・マンガン・鉄・銅の鉱床は、主として笹山構造線に隣接する大岳衝上体及び滝沢衝上体中の蛇紋岩及び玄武岩の岩体中に胚胎する。主要鉱山は静岡市大岳及び岡部町青羽根-藤枝市市ノ瀬付近（以上、大岳衝上体）、及び島田市相賀-千葉山付近（滝沢衝上体）に存在する（木下, 1940; 東郷ほか,

1954; 竹内, 1968). このほか, 高山衝上体下底の玄武岩溶岩に伴う含マンガン鉄鉱床(美和鉱山)が存在する. これらの鉱山は主として第二次世界大戦中に稼行し, 現在はすべて廃鉱となっている. これらの鉱山のうち, 大岳及び美和鉱山は本図幅地域に属し, 他の鉱山は「千頭」地域に属する.

大岳鉱床は大岳の頂上付近に分布する玄武岩岩体中に胚胎する鉄・マンガン鉱床であり, 第二次世界大戦中に中外鉱業によって稼行された. 鉱石は主として赤鉄鉱と硬マンガン鉱からなり, 品位はFe27-33%, Mn3-9%, SiO₂15-20%である(竹内, 1968).

美和鉱床は高山周辺に分布する玄武岩溶岩中に胚胎する含マンガン鉄鉱床であり, 高山北東方の敷地及び谷沢で試掘された. 鉱石は主に赤鉄鉱からなる. 品位はFe 46-62%, Mn 0.03%, SiO₂7-20%であり, 大岳鉱床に比べてマンガンの含有率が低い(竹内, 1968).

X. 2 天然ガス

清水市押切-石川付近(旧高部村)を中心とする巴川流域低地では, 水田や川面に気泡が生ずるなどの天然ガス徴候が古くから知られていた. 旧高部村付近の天然ガス(清水ガス田)の開発は, 第二次世界大戦中の昭和18年頃から本格的に始められ, 最盛期の昭和20年代後半には日産量約750m³のガスが生産され, 自動車燃料, 家庭用燃料, 電球製造用燃料, 塩化メタン原料などの用途に用いられた(本島ほか, 1955; 桐谷ほか, 1967; 竹内, 1968). その後, ガスの生産量は次第に減少し, 現在では数ヵ所で家庭用燃料として採取されているに過ぎない.

清水ガス田の天然ガスは, 基盤の静岡層群から産する第三紀ガスと沖積層から産する第四紀ガスに区別される(本島ほか, 1955). 第三紀ガスはCH₄を89-99 vol.% 含み, 1-11 vol.% のN₂及び0.1-0.5 vol.% のCO₂を伴う. 第四紀ガスは第三紀ガスに比べて質が悪く, CH₄の含有率は52-81 vol.% であり, 19-46 vol.% のN₂及び0.3-0.8 vol.% のCO₂を伴う(竹内, 1968).

X. 3 地下水及び鉱泉

「清水」地域では安倍川及び巴川沿いの沖積層(砂礫層)中に比較的豊富な地下水が賦存する. 安倍川流域では約65万m³/日, 巴川流域では約10万m³/日の地下水が取水されている. このうち, 工業用の揚水量は35%程度である. また, 安倍川東岸の静岡市門屋にある静清工業用水道水源では, 安倍川の伏流水を取水し, 静岡市及び清水市の工場群に6.6万m³/日の給水を行っている(高橋, 1986). 巴川流域の静岡市瀬名川付近や安東-城北付近には自噴帯が存在するが, 過剰揚水の結果, 現在ではその範囲は著しく縮小している.

安倍川流域の地下水は安倍川の表流水から涵養を受け, Ca(HCO₃)₂型の水質を有するが, SO₄²⁻が10-40mg/lと比較的高い値を示す. これに対して, 巴川流域低地の地下水はNaHCO₃型(停滞型)の水質を有する. また, 同低地東部の臨海部では塩水の浸入によって塩化物イオンが増加している(高橋, 1986).

鉱泉は静岡市油山, 蕨野, 平山, 麻機, 北沼上, 清水市吉原などに存在する. これらの鉱泉の大部分は硫黄臭を有する弱アルカリ性の単純硫黄泉である.

X. 4 採石及び川砂利

「清水」地域では、瀬戸川層群のミクライト質石灰岩及び泥岩、並びに静岡層群の砂岩が主として道路用骨材（路盤及びアスファルト用骨材）として採石されている。平成元年時点で稼行している採石場は、安倍川沿いの静岡市門屋北方及び油山南方（瀬戸川層群を採石）と長尾川沿いの同市南沼上（静岡層群を採石）に存在する。このほか、藁科川流域の静岡市富厚里付近に分布する塊状砂岩（瀬戸川層群）が一時、建築用石材として切り出されていたが、現在では採石されていない。

安倍川河床の砂礫は川砂利として従来盛んに採取され、1960年代には全流域における年間採取量が200万トン以上に達した。しかし、現在では大規模な川砂利採取が駿河湾沿岸の海岸浸食の一因と考えられるようになったため、玉機橋（安倍川と中河内川との合流点）以南での川砂利採取は禁止されている。このため、現在では安倍川の谷底低地下（主に水田下）に存在する砂礫が採取されている。このような砂利採取法は“民地堀り”と呼ばれており、砂利採取孔の充填には瀬戸川層群の泥岩や珪質頁岩が用いられている。“民地堀り”用の採石場は静岡市与左衛門新田周辺などに点在する。

「清水」地域における採石及び川砂利の生産量は、併せて年間約10万m³である。

文 献

- 赤石山地質研究グループ（1961）赤石山地東麓における糸角川－静岡構造線について（予報）．地球科学，No. 54，p. 40-45.
- 安藤一男（1986）珪藻群集からみた埼玉県見沼低地の古環境の変遷と完新世最高海水準．第四紀研究，vol. 25，p. 165-176.
- 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．地質学雑誌，vol. 84，p. 691-693.
- ・内田 隆（1979）瀬戸川帯の超塩基性岩類の平衡条件について．静岡大地球科学研究報告，vol. 4，p. 19-24.
- 浅野 清（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.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., FLYNN, J. J. and VAN COUVERING, J. A. (1985) Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 96, p. 1407-1418.
- BLOW, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. First Intern. Conf. Planct. Microfossils, Geneva, 1967*, no. 1, p. 199-421.
- 千谷好之助（1931）7万5千分の1地質図幅「静岡」及び同地質説明書．地質調査所，48p.
- ENDO, K., SEKIMOTO, K. and TAKANO, T. (1982) Holocene stratigraphy and paleoenvironments in the Kanto Plain, in relation to the Jomon Transgression. *Proc. Inst. Nat. Sci., Nihon*

- Univ., no. 17, p. 1-16.
- 遠藤邦彦・小杉正人・関本勝久 (1989) 関東地方における完新世の相対的海水準変動曲線. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 19, p. 82-83.
- FUKUCHI, T., IMAI, N. and SHIMOKAWA, K. (1986) ESR dating of fault movement using various defect centres in quartz ; the case in the western South Fossa Magna, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 78, p. 121-128.
- 藤井陽一郎 (1984) 南部フォッサマグナ地域の地殻歪とそのテクトニックな意義. 第四紀研究, vol. 23, p. 91-103.
- 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.
- 春田博男 (1960) 藤枝市北方の地質. 地学しずはた, no. 22, p. 20-27.
- 秦 光男・松丸国照 (1988) 静岡層群文珠層から産出する含 *Lepidocyclina* 石灰岩礫について. 地質学雑誌, vol. 94, p. 715-717.
- 羽田野誠一・津沢正晴・松島義章 (1979) 駿河湾北岸の完新世垂直変動と測地的上下変動. 地震予知連絡会会報, vol. 21, p. 101-106.
- 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「静岡・御前崎」. 地質調査所.
- HONJO, S. 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.
- 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. 地質学雑誌, vol. 87, p. 47-49.
- (1983) 瀬戸川層群滝沢累層の貝化石層準および石灰岩層から産出した中期始新世の浮遊性有孔虫群. 地質学雑誌, vol. 89, p. 57-59.
- IBARAKI, M. (1984) Middle-late Eocene planktonic foraminiferal faunas from limestones of the Setogawa Group, central Japan. *Trans. proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 135, p. 401-414.
- (1989) Geologic ages of the Neogene sequences of the South Fossa Magna based on planktonic foraminifera. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 23, p. 85-99.
- and TSUCHI, R. (1982) Planktonic foraminifera from silt intercalations in the Takakusayama alkali basalt complex of the Ryuso Group, Shizuoka, Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 16, p. 117-125.
- 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. 京大地球学術報告, no. 4, p. 1-12.

- IIJIMA, 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, Sec. II*, vol. 20, p. 1-30.
- , MATSUMOTO, Y. and WATANABE, Y. (1981) Geology and siliceous deposits in the Tertiary Setogawa Terrain of Shizuoka, central Honshu. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 241-276.
- 飯島 東・渡部芳夫・松本 良 (1984) 瀬戸川-嶺岡帯の地質時代. 日本の古第三系の生層序と国際対比, 山形大学理学部, p. 69-73.
- (1989) 瀬戸川-小仏-嶺岡帯の層序と堆積盆の変遷. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 211.
- 池田保夫 (1978) 静岡県竜爪層群の火成岩類について. 岩石鉱物鉱床学会誌, 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.
- 井上洋子・金谷美智子 (1984) 静岡県島田市周辺地域に分布する第三系からの有孔虫群集と時代的考察. 石油技術協会誌, vol. 49, p. 251.
- 石橋克彦 (1977) 東海地方に予想される大地震の再検討-駿河湾地震の可能性. 地震予知連絡会会報, vol. 17, p. 126-132.
- (1984) 駿河湾地域の地震時地殻上下変動. 第四紀研究, vol. 23, p. 105-110.
- 石垣武久 (1988) 富士川層群川合野礫岩からの有孔虫化石. 地質学雑誌, vol. 94, p. 225-227.
- 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 *Discocyclina* sp. について (予報). 地質学雑誌, 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.
- 伊藤照雄 (1981) 静岡県水窪町北東部の四万十層群. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p. 145.
- (1982) 静岡県水窪町の四万十層群. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 223.
- 岩部良子・根元江位子・天野一男・尾田太良・岡田尚武 (1989) 富士川層群小河内層・浜石岳層の微化石年代. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 196.
- IWASAKI, Y. and ONO, S. (1977) A molluscan assemblage of the Setogawa Group. *Trans. Proc. Plaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 106, p. 106-121.
- KAIZUKA, S., NARUSE, Y. and MATSUDA, I. (1977) Recent formations and their basal topography in and around Tokyo Bay, Central Japan. *Quaternary Research*, vol. 8, p. 32-50.
- 兼高靖之・鈴木隆夫・鈴木忠夫・中野二志夫・中山 豊 (1958) 安倍川上流地域地質調査. 地学しずはた, no. 15, p. 11-16.
- 狩野謙一 (1981) 大井川源流部原生自然環境保全地域の地質. 大井川源流部原生自然環境保全地域調査報告書, 日本自然保護協会, p. 43-54.
- (1984) 光明層群-赤石山地最南部の四万十帯白亜系一. 静大地球科学研報, No. 10, p. 55

- 狩野謙一・村松 武 (1982) 赤石山地中・南部の四万十帯白亜系. 総合研究 A「四万十褶曲帯の形成過程」研究成果報告書, NO. 3, p. 26-33.
- ・———・廣田 豊 (1986) 四万十帯層群の変形様式—赤石山地南部の上部白亜系に見られる例—. 静大地球科学研報, No. 12, p. 89-114.
- KANO, K. and MATSUSHIMA, N. (1988) The Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern part of Southwest Japan. *Modern Geology*, vol. 12, p. 97-126.
- 加藤国雄・妻木 敏 (1981) 清水市黒川周辺地域の静岡層群. 静岡地学, no. 44, p. 1-9.
- 加藤照之 (1984) 東海地方の地殻上下変動. 第四紀研究, vol. 23, p. 111-116.
- 川端清司 (1984) 赤石山地・遠山川地域の四万十帯より産出した白亜紀放散虫化石とその意義. 地球科学, vol. 38, p215-219.
- (1986 MS) 赤石山地中・南部の四万十帯白亜系の層序と構造—放散虫生層序学的手法からの形成史へのアプローチ—. 新潟大理学部修士論文.
- 吉川清志・水野清秀・杉山雄一 (1989) 中部日本における中部更新統のテフラ層の広域対比. 日本第四紀学会講演要旨集, p. 90-91.
- KIMURA, T. (1966) Thickness distribution of sandstone beds and cyclic sedimentation in the turbidite Sequences at two localities in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 44, p561-607.
- 木村敏雄 (1967) 大井川流域南部の四万十帯層群の地質構造. 佐々教授還暦記念論文集, p. 21-38.
- KIMURA, T. and TOKUYAMA, A. (1971) Geosynclinal prisms and tectonics in Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 6, p. 9-20.
- 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.
- 木下亀城 (1940) 静岡県朝比奈鉱山の縞状格魯謨鉄鉱と角礫状格魯謨鉄鉱. 地学雑, vol. 52, no. 612, p. 50-59.
- 桐谷文雄・鮫島輝彦・土 隆一 (1967) 静岡・清水地域の地質. 静岡商工会議所, 180p.
- 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, 91p.
- (1968) 日本付近の主要地震の表 (1963年-1967年). 地震月報, 別冊3, 62p.
- (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, 43p.
- 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. 静岡大地球科学研究報告, vol. 6, p. 45-59.
- ・新井房夫 (1986) 有度丘陵, 小鹿層に挟在する On - Pm 1 テフラ. 静岡大地球科学研究報告, vol. 12, p. 245-249.
- 小池 清 (1957) 南関東の地質構造発達史. 地球科学, no. 34, p. 1-17.
- 国土地理院 (1983) 東海地方の水平変動. 地震予知連絡会会報, vol. 30, p. 203-207.

- 駒澤正夫 (1982) 20 万分の 1 静岡・御前崎及び横須賀地域重力異常図 (ブーゲー異常図). 地質調査所.
- (1987) 関東・丹沢地域の重力構造. 構造地質, no. 32, p. 59-68.
- 近藤康生 (1985) 静岡県有度丘陵の上部更新統の層序. 地質学雑誌, vol. 91, p. 121-140.
- KONDO, Y. (1986) Shallow marine gravelly deltas and associated faunas from the upper Pleistocene Negoya Formation, Shizuoka, Japan. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, vol. 21, p. 169-190.
- 今野円蔵・大塚弥之助 (1933) 静岡県由比川富士川間の地質. 地質学雑誌, vol. 40, p. 408-411.
- KUNO, H. (1968) Differentiation of basalt magmas: In HESS, H. H. and POLDERVAART, A. (eds), Basalts, Interscience Publishers, New York, p. 623-688.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫 (1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年. 第四紀研究, vol. 19, p. 233-261.
- MAKIYAMA, J. (1931) Stratigraphy of the Kakegawa Pliocene in Totomi. Mem. Coll. Sci., Kyoto Imp. Univ., Ser. B, vol. VII, p. 1-53.
- 横山次郎 (1950) 日本地方地質誌, 中部地方. 朝倉書店, 233p.
- (1963) 掛川地方地質図説明書. 地質調査所, 30p.
- 松田時彦 (1961) 富士川谷新第三系の地質. 地質学雑誌, 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一. とくに地震学的地塊について一. 地震研究所彙報, vol. 43, p. 625-639.
- MATSUMOTO, E. (1966) Geology of the Palaeogene and lower Neogene formations in the lower course of River Oigawa, Shizuoka Prefecture, central Japan. Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser. B, vol. 33, p. 115-133.
- (1971) Oligocene molluscs from the Setogawa Group in central Japan. Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo, vol. 14, p. 661-669.
- and HIRATA, M. (1972) Akebiconcha uchimuraensis (KURODA) from the Oligocene formations of the Shimanto Terrain. Bull. Natn. Sci. Mus. Tokyo, vol. 15, p. 753-760.
- 松本繁樹・浅黄谷剛寛 (1974) 5 万分の 1 地形分類図「清水」及び同説明書 (静岡開発地域土地分類基本調査「清水」), 静岡県, p. 7-17.
- 松島義章 (1984) 完新世段丘からみた相模湾・駿河湾沿岸地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, vol. 23, p. 165-174.
- 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.

- 望月勝海編 (1956) 静岡県の地質及び20万分の1静岡県地質図. 静岡県, 57p.
- 本島公司・伊田一善・牧野登喜男・三梨 昂 (1955) 静岡県庵原郡高部村付近天然ガス調査報告地調報告, No. 166, 58p.
- 村松 武 (1986) 赤石山地南部の四万十帯 (北帯) から発見された白亜紀後期～古第三紀最初期? 放射虫化石. 地質雑, vol. 92, p. 311-313.
- 仲 二郎 (1985) 瀬戸川帯の海山起源緑色岩類. 月刊地球, vol. 7, no. 11, p. 663-667.
- NAKA, J. (1985) Broken seamount fragments in the Setogawa subduction complex: In Nasu, N. et al (eds), Formation of Active Ocean Margins, TERRAPUB, Tokyo, p. 747-773.
- (1988) Volcanostratigraphic sequence of greenstones in the Setogawa Terrane, central Japan. Modern Geology, vol. 12, p. 243-282.
- 中川昌治・長沢敬之助 (1982) 静岡県高草山地域に産する沸石などの二次鉱物. 静岡大地球科学研究報告, vol. 7, p. 51-59.
- 中山 豊 (1959) 静岡県安倍郡大岳付近の地質. 地学しずはた, no. 19, p. 28-32.
- 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.
- OHASHI, F. (1980) An alkali olivine basalt and its related rocks from the Setogawa Group, Shizuoka Prefecture. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 86, p. 799-815.
- 大橋不三男・白木敬一 (1981) 瀬戸川オフィオライトの高マグネシア・高シリカ火山岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 76, p. 69-79.
- 大井田徹・伊藤 潔 (1974) 近畿地方東部及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.
- 岡田尚武 (1987) 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古環境. 化石, no. 43, p. 5-8.
- 岡田義光 (1989) 1988年6月1日静岡県南部の地震. 地震予知連絡会会報, vol. 41, p. 335-345.
- ONO, S. (1973) Slaty cleavages in the Paleogene Setogawa Group in central Japan, Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, vol. 18, p. 431-454.
- 遅沢壯一 (1986 a) 高草山及びその西方の瀬戸川帯. 北村 信教授記念地質学論文集, p. 337-350.
- (1986 b) 本邦におけるチャート・石灰岩・玄武岩複合岩体の起源. 地質学雑誌, vol. 92, p. 709-722.
- OSOZAWA, S. (1988) Accretionary process of the Tertiary Setogawa and Mikasa Groups, Southwest Japan. Journal of Geology, vol. 96, p. 199-208.
- 大塚弥之助 (1938) 静岡県庵原郡東部の地質構造. 地震研究所彙報, vol. 16, p. 415-451.
- (1944) 静岡県庵原郡両河内村付近の地質構造. 地震研究所彙報, vol. 21, p. 394-413.
- OYAMA, K. and MIZUNO, A. (1958) On the new forms of Paleogene molluscs from Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 9, no. 9, p. 1-18.
- RIEDEL, W. R. and SANFILIPPO, A. (1978) Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. Micropaleontology, vol. 23, p. 61-96.

- 齋田時太郎 (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.
- 齋藤正次・磯見 博 (1954) 5万分の1地質図幅「秋葉山」及び同説明書. 地質調査所, 34p.
- 齋藤常正 (1960) 静岡県島田・掛川市付近の第三系とその浮游性有孔虫化石群. 東北大理地質古生物
邦文報告, no. 51, 45p.
- 鮫島輝彦 (1957) 瀬戸川累層群中の超塩基性岩 (I). 地学しずはた, no. 12, p. 17-20.
- (1960) 瀬戸川累層群中の超塩基性岩 (II). 地学しずはた, no. 21, p. 15-17.
- SAMESHIMA, T. (1960) Picrite basalt dikes in the Palaeogene formation in central Japan. Rep.
Lib. Arts & Sci. Fac., Shizuoka Univ. vol. 3, p. 77-80.
- 鮫島輝彦 (1961a) 瀬戸川累層群中の超塩基性岩 (3). 地学しずはた, no. 24, p. 18-21.
- (1961b) 静岡市平山産 *Lepidocyclina makiyamai*. 地学しずはた, no. 26, p. 15-16.
- ・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. 静岡大地学研究報告,
vol. 3, p. 1-6.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂 (1989) 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体の K-Ar 年代と岩体冷却史 - 赤石
山地の地質構造形成史における意義 -. 地質学雑誌, vol. 95, p. 33-44.
- 沢村孝之助 (1955) 7万5千分の1地質図幅「沼津」及び同地質説明書. 地質調査所, 49p.
- 柴 正博 (1987) 富士川谷の層序と構造. 構造地質, no. 32, p. 19-35.
- ・駿河湾団体研究グループ (1986) 静岡県清水市北部, 興津川流域の地質. 地球科学, vol.
40, p. 147-165.
- ・——— (1988) 富士川谷. 日本の地質「中部地方 I」, 共立出版, p. 97-104.
- ・鈴木好一・駿河湾団体研究グループ (1989) 静岡層群の層序と構造. 地球科学, vol. 43,
p. 140-156.
- 下川浩一・杉山雄一 (1983) 静岡県中部に分布する高草山層群の地質及び変成作用について. 地調月
報, vol. 34, p. 435-440.
- 静岡県 (1974) 静岡開発地域土地分類基本調査「清水」. 30p.
- (1988) 静岡県の温泉一覧. 221p.
- 静岡県地震対策課 (1983) 静岡県地震対策基礎調査報告書 - ボーリング柱状図集 (中) -. 448p.
- (1984) 静岡県地質断面図.
- (1988) 静岡県地震災害史. 229p.
- 静岡県清水港管理局 (1988) 清水港要覧.
- 杉 健一 (1938) 静岡県高草山の Dolerite に於ける Purple Augite の Aegirinization. 地質学雑誌,
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.
地質学雑誌, vol. 86, p. 673-685.
- (1989a) 島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み 第1部 - 西南日本外帯
沖の屈曲構造とプレート境界地震 -. 地調月報, vol. 40, p. 533-541.
- (1989b) 島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み 第2部 - 西南日本外帯

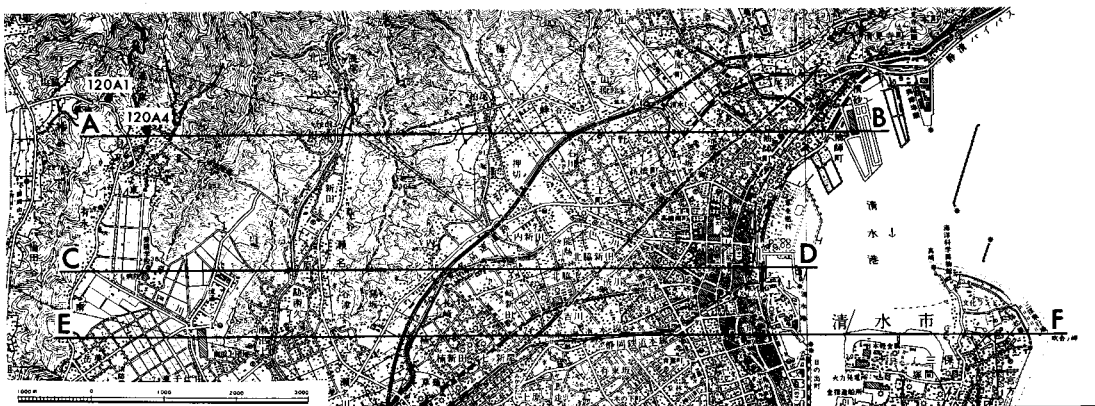
- の屈曲構造とプレート間相対運動の変遷一. 地調月報, vol. 40, p. 543-564.
- 杉山雄一・寒川 旭・下川浩一・水野清秀 (1987) 静岡県御前崎地域の段丘堆積物 (上部更新統) と更新世後期における地殻変動. 地調月報, vol. 38, p. 443-472.
- ・下川浩一 (1981) 静岡県中部に分布する古第三系瀬戸川層群の古地理学的研究. 地質学雑誌, vol. 87, p. 439-456.
- ・——— (1982) 静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系. 地調月報, vol. 33, p. 293-320.
- ・———・坂本 亨・秦 光男 (1982) 静岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 82p.
- ・——— (1989) 赤石山地四万十帯における前期中新世付加体 (瀬戸川帯) の形成過程. 構造地質, no. 34, p. 173-188.
- 駿河湾団体研究グループ (1981) 静岡県浜石岳周辺の地質. 地球科学, vol. 35, p. 145-158.
- 高橋 稗 (1986) 静岡県安倍川下流域水理地質図. 日本水理地質図 38, 地質調査所.
- 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.
- TAKASAWA, K. (1976) Anorthite in peridotites from the Setogawa Group, Shizuoka Prefecture, central Japan. Earth Science, vol. 30, p. 163-169.
- 高沢耕一 (1976 a) 瀬戸川層群中の斑状組織をもつ超苦鉄質岩類について. 地球科学, vol. 30, p. 317-330.
- (1976 b) 瀬戸川層群中の高山ピクライトのかんらん石. 地質学雑誌, vol. 82, p. 765-771.
- TAKASAWA, K and KURODA, Y. (1974) A quartz-magnesite rock in the Setogawa zone, central Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 80, p. 425-427.
- 高沢耕一・平野英雄 (1979) 高山ピクライトのherringborn状磁鉄鉱について. 地球科学, vol. 33, p. 241-246.
- 武尾 実・阿倍勝征・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. 423-434.
- 竹内正辰 (1968) 静岡県の鉱床とその鉱物. 静岡県地学会資料no. 13, 静岡県地学会, 42p.
- 千葉とき子 (1965) 静岡県高草山地域のアルカリ岩について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 54, p. 23-31.
- TIBA, T. (1966) Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayama district, Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., vol. 9, p. 541-610.
- 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. 地質学雑誌, vol. 70, p. 1-11.
- ・公文富士夫 (1979) 赤石山地と紀伊半島の四万十帯—とくに砂岩の鉱物組成の考察—. 国立科博専報, no. 12, p. 41-54.
- 徳山 明 (1972 a) 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. 静岡大地理学研究報告 vol. 3, no. 1, p. 7-11.
- (1972 b) 静岡地域の基盤地質構造の問題点 (I). 静岡大教育学部研究報告 (自然科学),

- no. 23, p. 67-86.
- (1974 a) 中生界白亜系 (四万十帯). 静岡県の地質, 静岡県, p. 18-26.
- (1974 b) 古第三系 (瀬戸川帯). 静岡県の地質, 静岡県, p. 27-34.
- 東郷文雄・高瀬 博・物部長進 (1954) 静岡県大岳鉱山の含マンガン鉄鉱床について. 鉱山地質, vol. 4, p. 45.
- 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 (地団研専報第15号), p. 299-318.
- 豊蔵 勇 (1971) 静岡県中部の瀬戸川層群の発達する宇津の谷附近の地質と地質構造について. 地学五学会連合学術大会講演要旨, p. 362.
- TSUCHI, R. (1953) Marine molluscs from the Alluvium deposits near Shimizu City. Rep. Lib. Arts Fac., Shizuoka Univ., vol. 1, no. 4, p. 37-43.
- (1954) On the fossil-coenosis from the Nekoya Formation, Shizuoka, Japan. Rep. Lib. Arts Fac., Shizuoka Univ., vol. 1, no. 6, p. 27-35.
- (1955) On the depositional condition of the Kusanagi Mud, the Pleistocene bed, Shizuoka Prefecture. Rep. Lib. Arts Fac., Shizuoka Univ., vol. 1, no. 7, p. 61-68.
- 土 隆一 (1959) 日本平とその周辺の地形発達史. 地理学評論, vol. 32, p. 642-652.
- (1960) 大井川下流地方第四系の地史学的考察. 地質学雑誌, vol. 66, p. 639-653.
- TSUCHI, R. (1961a) On the late Neogene sediments and molluscs in the Tokai region, with notes on the geologic history of the Pacific coast of southwest Japan. Japan. Jour. Geol. & Geogr., vol. XXXII, p. 437-456.
- (1961b) On the Quaternary sediments and molluscs in the Tokai region, with notes on the late Cenozoic history of the Pacific coast of Southwest Japan. Jpn. Jour. Geol. & Geogr., vol. XXXII, p. 457-478.
- 土 隆一 (1967) 静岡・清水平野の地形と地質. 静岡・清水地域の地質, 静岡商工会議所, p. 11-14.
- (1968) 開析扇状地から知られる地殻変動—東海地方を例に—. 第四紀研究, vol. 7, p. 225-234.
- TSUCHI, R. (1970) Quaternary tectonic map of the Tokai region, the Pacific coast of central Japan. Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ., vol. 5, p. 103-114.
- 土 隆一 (1971) 静岡・清水平野の地形・地質について. 中部地方の鮮新統及び最新統 (竹原平一教授記念論文集), p. 183-189.
- 編 (1986) 20万分の1静岡県地質図 [改訂版]. 静岡県.
- ・徳山 明 (1974) 5万分の1表層地質図「清水」及び同説明書 (静岡開発地域土地分類基本調査「清水」), 静岡県, p. 18-19.
- ・茨木雅子 (1979) 掛川地域. 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p. 12-14.
- 恒石幸正 (1984) “東海地震”に関連する特A級活断層. 第四紀研究, vol. 23, p. 145-150.

- 恒石幸正・塩坂邦雄(1981) 富士川断層と東海地震. 応用地質, vol. 22, p. 52-66.
- UKAWA, M.(1982) Lateral Stretching of the Philippine Sea Plate subducting along the Nankai-Suruga Trough. *Tectonics*, vol. 1, p. 543-571.
- 宇佐美龍夫(1975) 資料日本被害地震総覧. 東大出版会, 335p.
- (1987) 新編日本被害地震総覧. 東大出版会, 434p.
- 和田信彦(1976) 静岡県, 安倍川地域の地質について. 地質学雑誌, vol. 82, p. 581-593.
- 渡部芳夫(1988) 静岡県中央部倉真・湯日地域の地質 - 瀬戸川帯の南西延長として -. 地質学雑誌, vol. 94, p. 207-219.
- WATANABE, Y. and IIJIMA, A.(1983) Miocene Takakusayama Seamount of the Setogawa Terrain in Shizuoka, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 20, p. 425-441.
- 矢部長克(1918) 糸魚川静岡地溝線. 現代の科学, no. 6, p. 147-150.
- 山田直利・片田正人・坂本 亨(1972) 20万分の1地質図「豊橋」. 地質調査所.
- 山崎文人・大井田徹(1979) 駿河湾及びその周辺の微小地震活動. 地震2, vol. 32, p. 451-462.
- ・ —— (1985) 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状. 地震2, vol. 38, p. 193-201.
- 山崎晴雄(1979) プレート境界部の活断層 駿河湾北岸地域を例にして. 月刊地球, vol. 1, p. 570-576.
- (1984) 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, vol. 23, p. 129-136.
- (1989) 富士山南西麓地域に分布する別所礫層に関する新発見. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 19, p. 80-81.
- ・坂本 亨・秦 光男・倉沢 一・垣見俊弘・羽田野誠一・町田 洋・大八木規夫(1981) 駿河湾北岸部における活断層の地質学的研究. 東海地域の地震予知に関する総合研究報告書, 科学技術庁研究調整局, p. 177-207.
- 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.
- 柳井修一(1986) 西南日本外帯における地質構造の巨大折れ曲がり帯(Megakink)とそのテクトニク的な意義. 地質学雑誌, vol. 92, p. 603-606.
- 古川周作(1973) 大阪南東部の大阪層群. 地質学雑誌, vol. 79, p. 33-45.



付図 A-1 竜爪火山岩類の化学分析試料採取地点 (1-7)
 国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「清水」を使用。

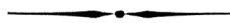


付図 A-2 巴川流域低地の沖積層断面図 (第 40 図) の位置 (A-B, C-D, E-F) 及びフィッシュント
 ラック年代測定試料採取地点 (●)
 国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「清水」及び「吉原」を使用。

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Tōkyō (8) No.89



GEOLOGY

OF THE

SHIMIZU DISTRICT

By

Yuichi SUGIYAMA and Koichi SHIMOKAWA

(written in 1989)

(Abstract)

The Shimizu District, a quadrangle of lat. $35^{\circ} 0' - 35^{\circ} 10' N$ and long. $138^{\circ} 15' - 138^{\circ} 30' E$, is situated on the northwest of Suruga Bay where the Philippine Sea Plate is subducting beneath Honshū. The district lies in the foreland of the Akaishi Mountains, and mostly consists of mountains ranging in altitude from 300 to 1,000 meters. There exists an alluvial lowland along the Tomoe River in the southeastern corner of the quadrangle. There is a hilly land called the Udo Hills on the south of the alluvial lowland (Fig. 1).

The Shimizu District is situated geologically at the intersection of the Outer Zone of Southwest Japan and the South Fossa Magna. The Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, the western border fault of the Fossa Magna, traverses the quadrangle meridionally (Fig. 1). The Outer Zone of Southwest Japan in the Akaishi Mountains is divided from inner to outer sides into the Sambagawa, Chichibu, Shimanto and Setogawa Belts (Fig.1). The westernmost part of the South Fossa Magna along the Fuji River is referred to in this report as the Fujikawa Belt.

The Shimizu Quadrangle covers an easternmost tip of the Shimanto Belt, central part of the Setogawa Belt and southernmost part of the Fujikawa Belt (Fig.1). The strata distributed in and around the Shimizu District are summarized in Figure 2.

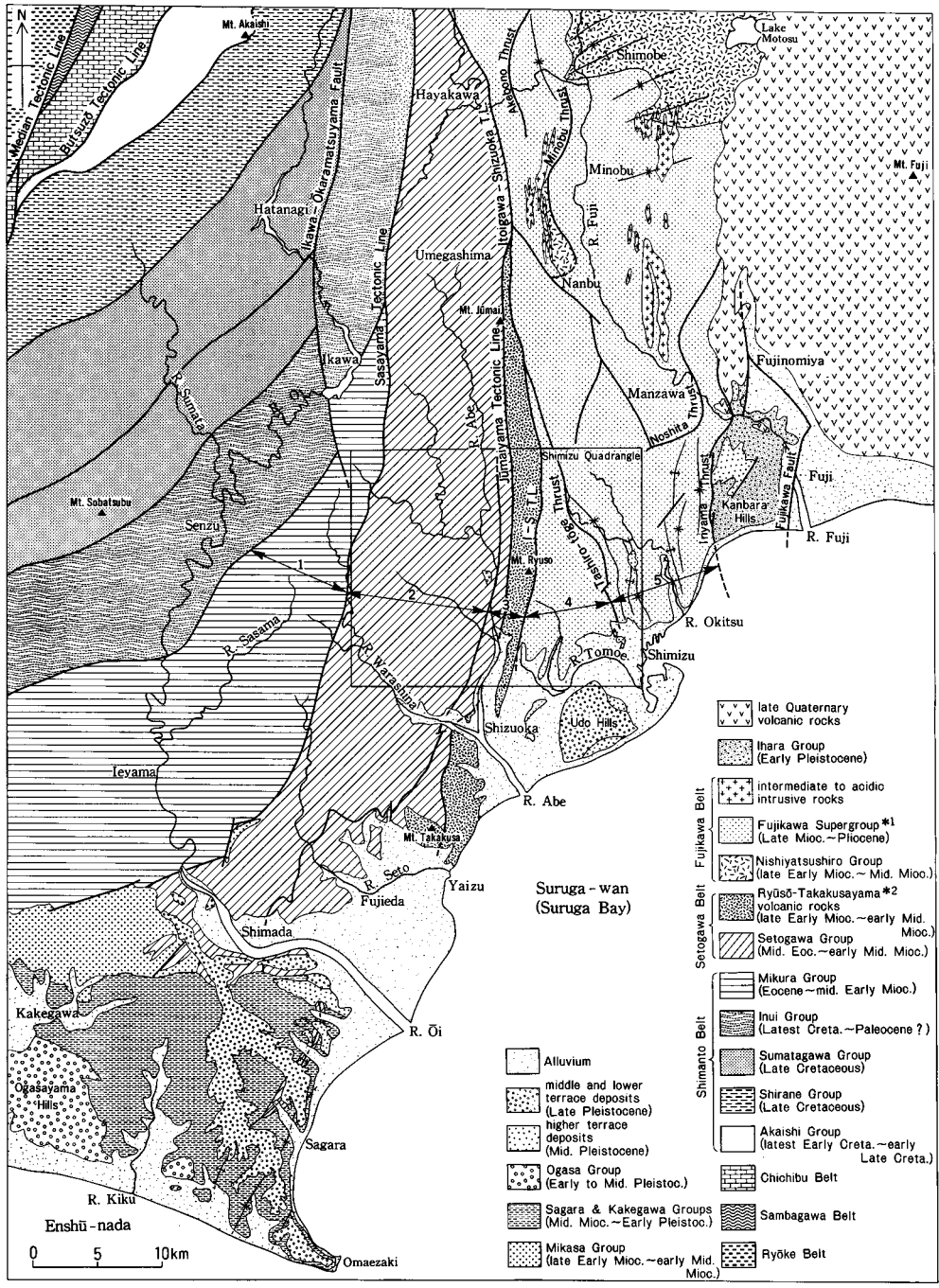


Figure 1 Geological map of the Akaishi Mountains and southwestern part of the South Fossa Magna

1 : Mikura Subbelt, 2 : Setogawa Subbelt, 3 : Ōigawa Subbelt, 4 : Shizuoka Subbelt, 5 : Hamaishidake Subbelt. * 1 : including the Shizuoka and the Hamaishidake Groups, * 2 : included in the Setogawa Group in a broad sense.

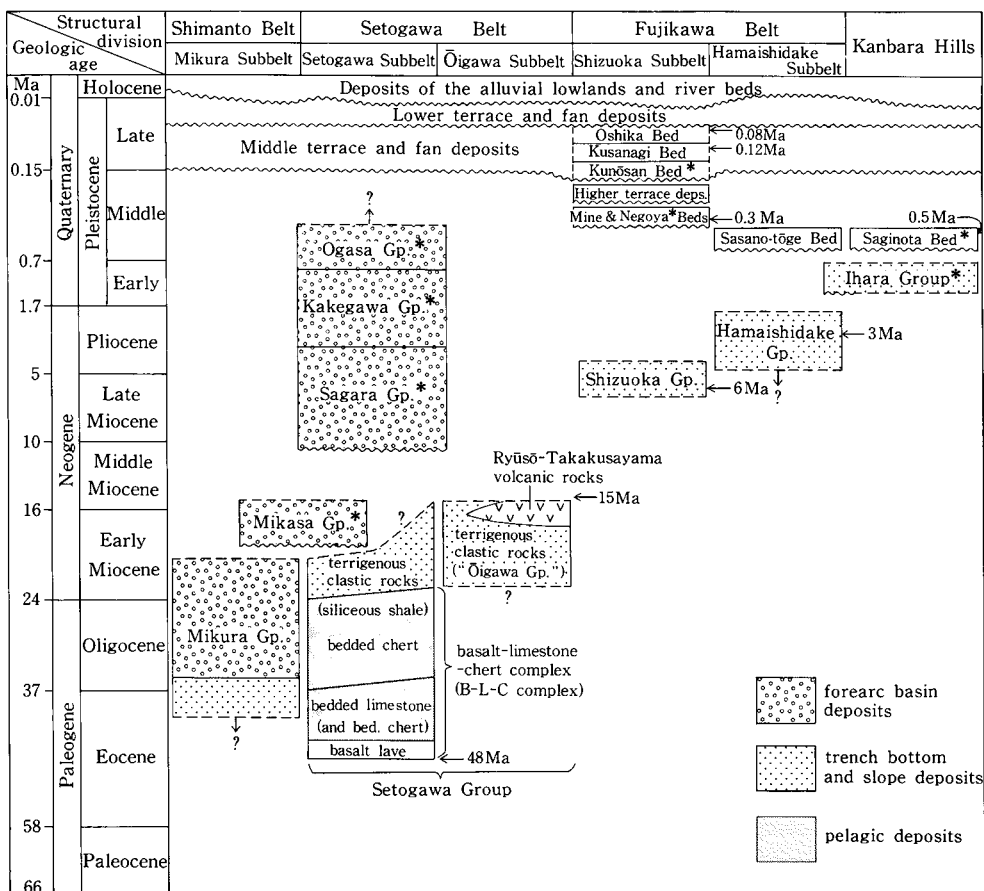


Figure 2 Summary of geology in the Shimizu District
 * : not distributed in the Shimizu District.

The Shimanto Belt and The Mikura Group

The strata of the Shimanto Belt in the Akaishi Mountains are divided tectono-stratigraphically into five groups; the Akaishi, Shirane, Sumatagawa, Inui and Mikura Groups from northwest to southeast (Fig.1). These five groups are in fault contact with each other and form distinct tectonic zones. They range in age from latest Early Cretaceous (Akaishi Group) to middle Early Miocene (Mikura Group). Among the five groups, only the youngest Mikura Group is exposed in the Shimizu District (Fig.1).

The Mikura Group is composed mainly of rhythmically alternating beds of sandstone and shale(turbidites), shaly formation intercalating dismembered sandstone beds, and variegated tuffaceous shale beds. The group lacks igneous rocks and pelagic sediments such as chert and micritic limestone. The total thickness of the group exceeds 2,000 meters in the southern part and becomes thinner northwards. Turbidite sandstone beds distributed in the southernmost part possess sole marks indicating a current direction from

south to north.

The Mikura Group strikes ENE-WSW to NE-SW and dips 30 to 80 °N or NW. A folding structure composed of three anticlinoria with a wave length of about 5 kilometers is inferred from the facing of turbidites.

The variegated tuffaceous shale beds in the lower part of the Mikura Group contain Eocene benthic foraminifers indicating a deep-sea environment. The middle and upper parts of the group yield Oligocene to Early Miocene radiolarian fossils and Oligocene shallow-sea molluscs.

The Mikura Group is unconformably overlain by the late Early Miocene to earliest Middle Miocene Mikasa Group, and is in fault contact with the Eocene to Early Miocene Setogawa Group of the Setogawa Belt by the Sasayama Tectonic Line.

The Mikura Group is correlative with the Muro Group of the Shimanto Belt in the Kii Peninsula on the basis of resemblances in tectonic position, geologic age and lithologies. The depositional environment of the Mikura Group is inferred to be a trench bottom or landward slope in Eocene time and to be a forearc basin in Oligocene to middle Early Miocene time.

The Setogawa Belt and the Setogawa Group

The Setogawa Belt trends NS, and its western and eastern sides are bounded by the Sasayama and the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Lines, respectively(Fig.1). The belt is composed of six sheets overthrusting eastwards. Based on the stratigraphic sequences of the thrust sheets, the Setogawa Belt can be subdivided into two subbelts; the Setogawa Subbelt which is composed of the western four sheets (the Ōdake, Takayama, Tawarazawa and Utsunoya sheets) and the Ōigawa Subbelt composed of the eastern two sheets (the Ōigawa and Ryūsō sheets).

At the basal parts of the four thrust sheets of the Setogawa Subbelt, there exists a basalt-limestone-chert complex (**B-L-C complex**). The B-L-C complex is mainly composed of bedded micritic limestone and bedded chert which are conformably overlain by terrigenous clastic rocks and underlain by basalt volcanoclastic rocks and basalt lava accompanied by biosparite and calcarenite. On the other hand, the two thrust sheets of the Ōigawa Subbelt lack the B-L-C complex and consist of terrigenous clastic rocks and contemporaneous volcanic rocks (the Ryūsō-Takakusayama volcanic rocks). In this report, these sedimentary and volcanic constituents of the Setogawa Belt are inclusively referred to as **the Setogawa Group**.

The terrigenous clastic rocks of the Setogawa Group include chiefly alternating beds of sandstone and mudstone, sandstone, black mudstone, variegated tuffaceous mudstone and dismembered sandstone mudstone beds. Blocks of limestone, chert, basalt, etc., derived from the B-L-C complex and ranging in size from a few centimeters to several kilometers, are contained in mudstones and dismembered beds. The apparent total thickness of the clastic rocks exceeds 4,000 meters in the Takayama thrust sheet and 2,500 meters in the Ōigawa sheet.

Serpentinized ultramafic rocks are intruded in the N-S to NNE-SSW direction in the variegated tuffaceous mudstone distributed close to the Sasayama Tectonic Line. Picrite

basalt is intruded in the B-L-C complex of the Takayama sheet and clastic rocks of the Tawarazawa sheet.

The Ryūsō-Takakusayama volcanic rocks are mainly composed of dacite and alkali basalt associated with intrusive bodies of trachyte, rhyolite, granophyre, alkali dolerite and gabbro.

The general strike of the Setogawa Group is NE-SW to NNE-SSW in the southern part of the Setogawa Belt and changes into NNE-SSW to N-S in the northern part. The strata dip 40 to 70 °NW or W although locally dip SE. Folds with a half wavelength of several hundred meters to one kilometers are developed in each thrust sheet.

Then B-L-C complex yields radiolarian fossils of Middle Eocene to earliest Miocene age and planktonic foraminiferal fossils of Middle Eocene to Oligocene age. The clastic rocks, especially black mudstone and variegated tuffaceous mudstone contain radiolaria of Early Miocene age and foraminifers of Oligocene to earliest Middle Miocene age. The Setogawa Group in the southwestern part of the Setogawa Subbelt is unconformably overlain by the Mikasa Group of late Early Miocene age. On the other hand, the upper part of the clastic sequences of the Ōigawa Subbelt and the Ryūsō-Takakusayama volcanic rocks are contemporaneous with the Mikasa Group.

The B-C-L complex of the Setogawa Group is correlative with the limestone and chert beds of the Mineoka Group in the Bōsō Peninsula, and is inferred to be of volcanic seamount or ridge origin. The four thrust sheets of the Setogawa Subbelt are considered to be accretionary prisms formed in middle Early Miocene time. Further, the clastic rocks of the Ōigawa Subbelt ("Ōigawa Group") is regarded as deposits on a landward trench slope to trench bottom, while the Mikasa Group is as deposits in a forearc basin formed on the Setogawa accretionary prisms in late Early Miocene time (Fig. 2).

The Fujikawa Belt and the Shizuoka and Hamaishidake Groups.

The Fujikawa Belt occupies the southwestern part of the South Fossa Magna and is bounded by the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line on the west and by the Iriyama Thrust on the east. The belt is subdivided into the western Shizuoka Subbelt and the eastern Hamaishidake Subbelt by the west-dipping Tashiro-tōge Thrust. The sedimentary piles of the Shizuoka and the Hamaishidake Subbelts are referred to as the Shizuoka Group and the Hamaishidake Group respectively.

The Shizuoka Group is mainly composed of sandstone and rhythmically alternating beds of sandstone and mudstone. Mudstone beds 200 to 500 meters thick occurs at the lower and uppermost parts of the group. Limestone cobbles containing larger foraminifera such as *Lepidocyclina* and *Miogypsina* are sparse in the mudstone of the uppermost part. The total thickness of the Shizuoka Group exceeds 3,000 meters.

The Shizuoka Group, as a whole, strikes NS and dips W. N-S-trending folds with a half wavelength of a few hundred meters are developed in several areas including the area adjacent to the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. The Shizuoka Group swings the strike from N-S to E-W direction and forms conspicuous bending structures in the areas near Umegaya and along the Kuro River.

The lower part of the Shizuoka Group yields planktonic foraminiferal assemblages

assigned to Zone N.17 to N.18 (late Late Miocene to Early Pliocene).

The Hamaishidake Group is composed of conglomerate, sandstone and alternating beds of sandstone and thinner mudstone with a small amount of andesite to dacite volcanic rocks and mudstone. Only the upper part of the Hamaishidake Group, about 5,000 meters in total thickness, is exposed in the Shimizu District.

The Hamaishidake Group has an N-S to NNW-SSE-trending structure. There exists an NNW-trending anticline (Kogōchi Anticline) along the lower course of the Okitsu River, and synclinalia are developed on both sides of the anticline (Fig. 1). The western synclinalium, which is situated in the Shimizu District, is composed of a north-plunging syncline (Tokura Syncline) and a minor syncline and anticline on the eastern limb. The Hamaishidake Group thrusts over the Quaternary deposits in the Kanbara Hills.

The Hamaishidake Group contains planktonic foraminiferal fossils of Zone N.17 to N.21 (late Late Miocene to Late Pliocene). Inconsistencies, however, exist between the lithostratigraphic horizons and the ages of the fossil assemblages. More precise biostratigraphic and tectono-stratigraphic study is needed to solve the problem.

The Shizuoka and Hamaishidake Groups are regarded as trench-fill deposits while the contemporaneous Sagara and Kakegawa Groups in the Kakegawa region are as forearc basin deposits (Fig. 2).

Quaternary

The Pleistocene deposits in the Shimizu District comprise the Sasano-tōge Gravel Bed, Mine Bed, higher terrace deposits, Kusanagi Mud Bed, middle terrace and fan deposits, and lower terrace and fan deposits (Fig. 2).

The Sasano-tōge Gravel Bed is a highly dissected gravel bed of fluvial origin, which is distributed near the Sasano Pass to the south of Wadashima by the Okitsu River. The bed is correlated with the Middle Pleistocene Saginota Gravel Bed (ca. 0.5 Ma) in the Kanbara Hills.

The Mine Bed is a muddy deposit with gravel intercalations, which is exposed in the Mine Hills near the Shimizu interchange of the Tomei Expressway. The bed is correlated with the Middle Pleistocene Negoya Bed (ca. 0.2-0.3Ma) in the Udo Hills.

The higher terrace deposits are distributed in a restricted area along the Ihara and Yamakiri Rivers and are composed of mud and weathered gravels. The age and correlation of the deposits are not elucidated for the present.

The Kusanagi Mud Bed is a muddy deposit formed in the Last Interglacial Stage and is distributed in the Udo Hills. The mud bed is correlated with the Furuya Mud Bed in the Makinohara Upland.

The middle terrace and fan deposits comprise a gravel bed forming the river terrace 160 to 190 meters high at Matsuno by the Abe River and its correlative terrace and fan deposits including the Oshika Gravel Bed in the Udo Hills. The deposits consist of slightly weathered gravels several to 15 meters thick. Colluvial deposits accompany the fan deposits distributed on the western slope of the Ryūsō Mountains. These deposits are inferred to have been formed in the Last Interglacial Stage to Last Glacial Stage. The Oshika Gravel Bed intercalates the Pm-I volcanic ash bed of 80,000 years BP.

The lower terrace and and fan deposits are distributed along each river in the district and consist of fresh gravels several meters thick. Along the Abe River, there exist several levels of river terraces below the above-mentioned middle terrace. The deposits are estimated to have been formed in the Last Glacial Stage and partly in Holocene age.

The Alluvium is distributed in an alluvial lowland along the Tomoe River, and valley bottom plains and present river beds of each river. The alluvial deposits of a lowland along the Tomoe River attain a maximum thickness of more than 100 meters. The lower part of the deposits consists chiefly of gravels, while the upper part mainly comprises mud with a maximum thickness more than 40 meters. The thick mud bed, forming a soft ground with N values less than 15, was deposited in embayment to backmarsh environments during the Postglacial transgression. Sand bar deposits are present extensively in the coastal area. The alluvial deposits of valley bottom plains and present river beds are mainly composed of gravels.

On the geological sheet map, the alluvial lowland deposits are classified into gravel-dominant, sand-dominant and mud-dominant deposits based on a prevailing grain size in subsurface shallower than five meters.

Active structures

Although there are eight remarkable thrust faults in the Shimizu District including the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, no evidence of the activities of these faults in the late Quaternary has been obtained. Around the Kanbara Hills on the east of the district, however, several active faults are identified. The Iriyama Thrust, the boundary fault between the Fujikawa Belt and the Kanbara Hills, has displaced the Middle Pleistocene Saginota Gravel Bed and river terrace deposits younger than 20,000 years BP. The thrust is estimated to be a Class B active fault with an average slip rate more than 0.25m/10³y. The Shibakawa Fault, the northern extension of the Iriyama Thrust to the north of the Fuji River, has displaced lava flows of 12,000 to 14,000 years BP by 20 meters and is estimated to be a Class A active fault. Further, the Fujikawa Fault (Iriyamase Fault) and several an echelon faults are situated at the northern extension of the Suruga Trough, an active plate boundary, and are estimated to be Class A active fault.

The middle to Late Pleistocene deposits in the Udo Hills dip landwards (northwestwards). The landward dip of these deposits is considered to have been formed by the landward tilting during Middle to Late Pleistocene time because the deposits are of fan-deltaic origin and dipped oceanwards originally. The detailed structural analysis of the hills based on the tephrostratigraphy made it clear that gentle folds with NW-SE-trending axes are superposed on the northwestward tilting.

Recent crustal movements and earthquakes

The crustal movements of the Shimizu District is closely related to the subduction of the Philippine Sea Plate from the Suruga and Nankai Trough beneath Honshu.

The vertical movement of the district consists of sudden uplift at great earthquakes occurring at plate boundaries at an interval of 100 to 150 years and gradual subsidence

during the interearthquake periods. The last great earthquake occurred in 1854, and the coseismic uplift near Shimizu is estimated to have been 1.5 to 3 meters. The present stage is in the interval between the 1854 earthquake and the forthcoming "Tokai Earthquake." The average rate of subsidence of Shimizu with respect to Numazu is 20 to 30 cm/100y.

The horizontal movement of the Shimizu District is characterized by the crustal shortening in an NW-SE direction nearly parallel to the relative motion of the Philippine Sea Plate. The maximum shortening rate amounts to 3×10^{-4} , and the maximum shear strain reaches 2 to 6×10^{-4} .

The recent precise observation of earthquakes in Shizuoka Prefecture by the Nagoya University and the National Research Center for Disaster Prevention has made it clear that the foci of earthquakes occurring around the Shimizu District concentrate in the crust shallower than 20 km and in the upper part of the subducting Philippine Sea Plate 20 to 40 km deep. Earthquakes in the Eurasian Plate have E-W-trending compressional axes, whereas those in the upper part of the subducting plate have N-S-trending compressional axes. Disastrous earthquakes which occurred in and around the Shimizu District range in magnitude from 6.1 to 6.7. No earthquake over M7 has occurred. The Shizuoka Earthquake M 6.3, which is the latest destructive earthquake occurred in this district on July 11, 1935, killed 9 people.

Economic geology

Small-scale gold deposits are embedded in quartz veins intruding into slaty shales distributed in the northern part of the Setogawa Belt. Deposits of chromium, manganese, iron and copper occur in the serpentinite and basalt bodies of the Setogawa Group adjacent to the Sasayama Tectonic Line. A small quantity of hematite is impregnated in the basalt lava at the base of the Takayama thrust sheet near Mt. Takayama in Shizuoka City. Some of these deposits were exploited in World War II, but no mine is now operated.

There is a small-scale natural gas field in the alluvial lowland along the Tomoe River. The gas is entrapped in the lower part of the alluvial deposits and the underlying Shizuoka Group. The gas entrapped in the Shizuoka Group consists of CH₄ (89 to 99 vol.%) with a minor amount of N₂ (1 to 11 vol.%). The gas in the alluvial deposits is characterized by a higher content of N₂ (19 to 46 vol.%). The gas field has been developed since 1943 and the gas production reached 750 m³ a day in 1953. Afterwards, the gas production rapidly decreased. At present, the gas is not exploited.

A relatively large amount of groundwater exists in the gravel-rich alluvial deposits along the Abe River and about 650,000 m³ of groundwater is pumped up everyday. The groundwater of the Abe-River watershed belongs to Ca(HCO₃)₂ type. On the other hand, the groundwater of the Tomoe-River watershed belongs to NaHCO₃ type, and is rich in chloride at the coastal area owing to the sea-water intrusion.

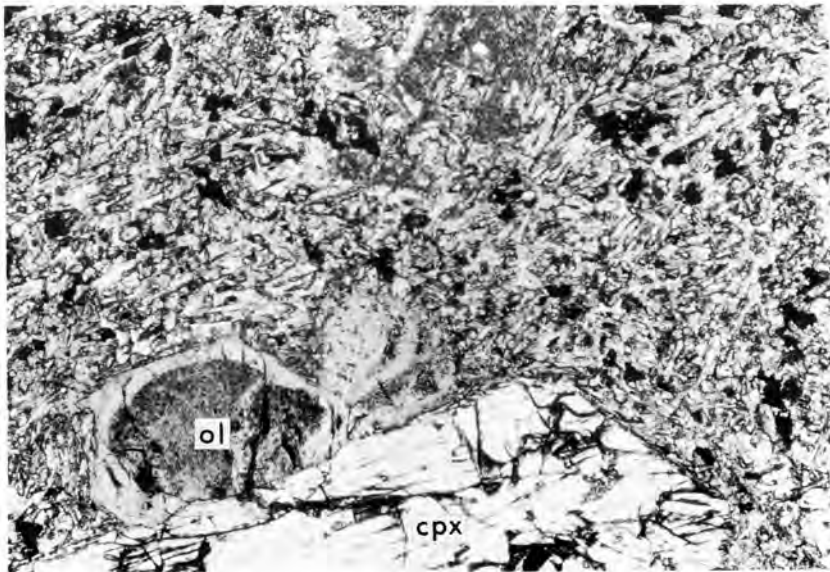
Mineral springs exist at several places in the Shimizu District. Springs used for bathing and drinking are plotted on the geological sheet map.

Some quarries are now working micritic limestone and tuffaceous mudstone of the Setogawa Group and sandstone of the Shizuoka Group mainly for roadstone aggregate.

Gravel and sand on the valley bottom plain of the Abe River are also dug for aggregate. The annual production of the aggregates in the Shimizu District is about 100,000 m³ in 1988.



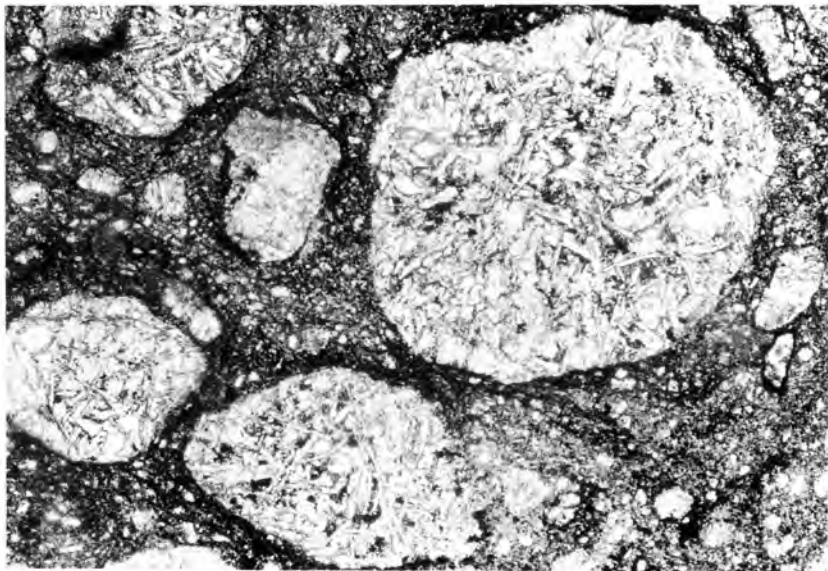
1



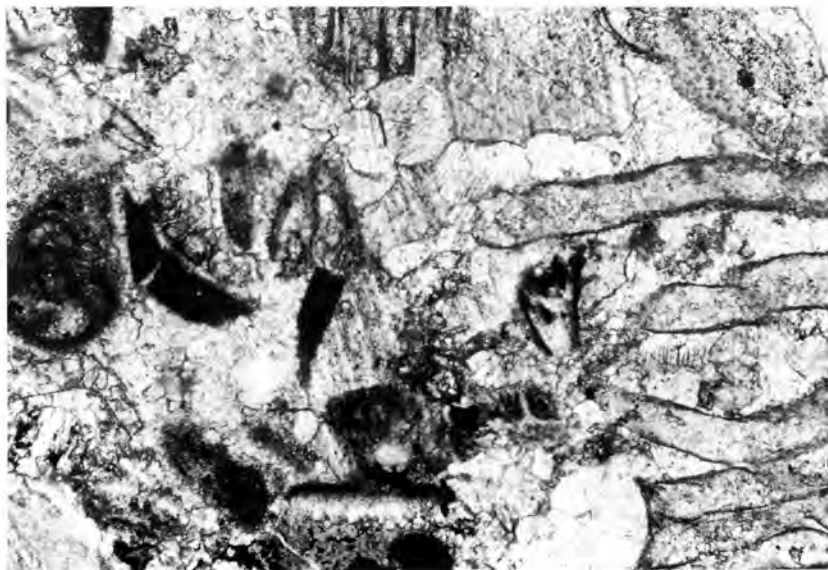
2

1：大岳衝上体の岩体として産する玄武岩の顕微鏡写真
下方ボーラー、スケールの長さ0.5 mm、(試料採取地点：静岡市横沢の西約1 km)
2：高山衝上体下底の玄武岩溶岩の顕微鏡写真
下方ボーラー、スケールの長さ0.5 mm. cpx：単斜輝石, ol：かんらん石 (仮像)、
(試料採取地点：静岡市高山の北東約1 km)

第II図版

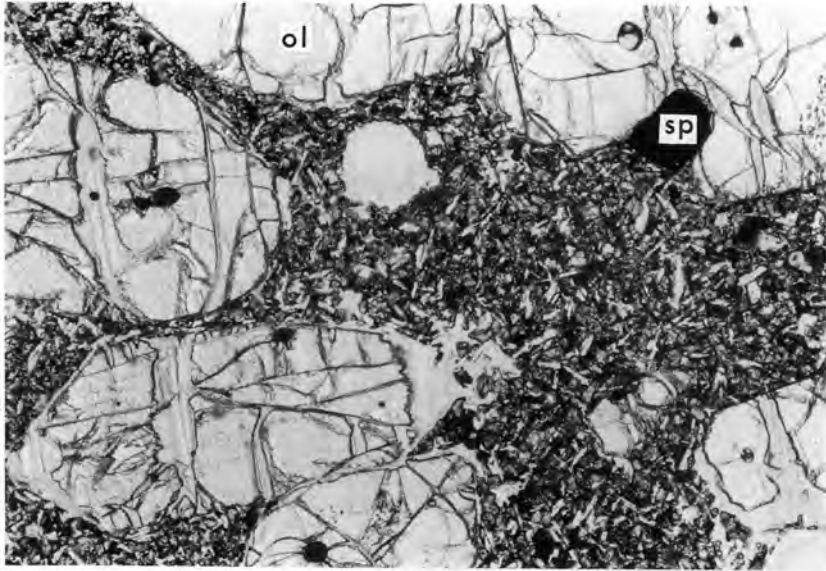


1

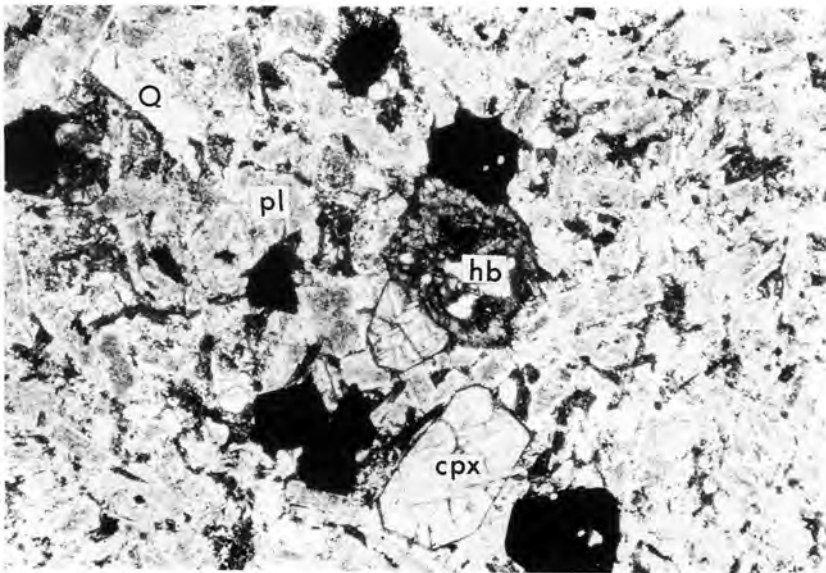


2

- 1：高山衝上体の玄武岩火山砕屑岩の顕微鏡写真
下方ポラー、スケールの長さ0.5 mm、(試料採取地点：静岡市下平瀬)
- 2：高山衝上体の粗粒石灰岩（バイオスパーライト）の顕微鏡写真
下方ポラー、スケールの長さ0.5 mm、(試料採取地点：静岡市高山の北東約1 km)



1



2

1: 高山衝上体のピクライト玄武岩の顕微鏡写真

下方ポラー、スケールの長さ0.5 mm. ol: かんらん石, sp: クロムスピネル.

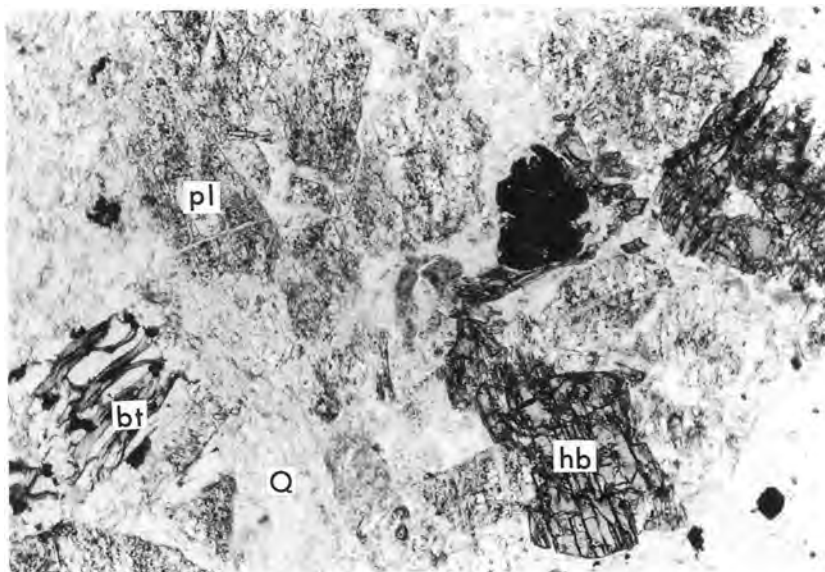
(試料採取地点: 静岡市高山の南 300 m)

2: 竜爪火山岩類のデイサイトの顕微鏡写真

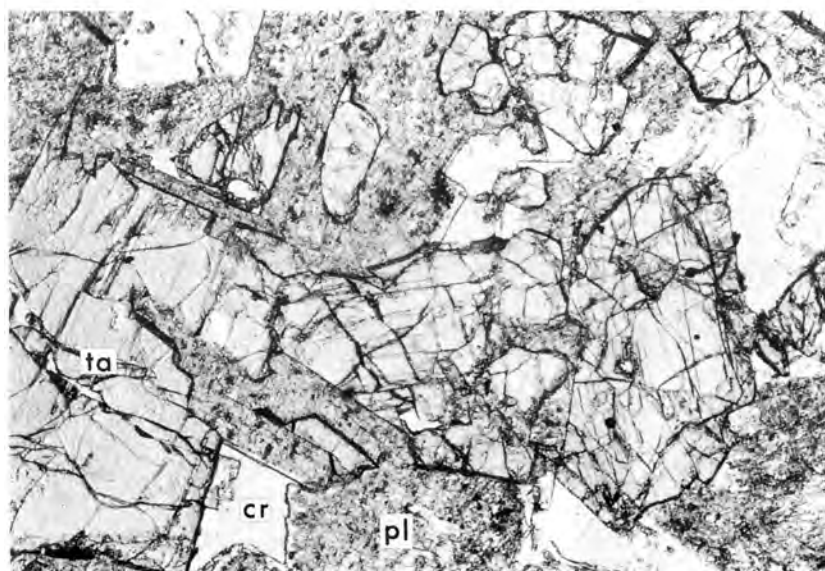
下方ポラー、スケールの長さ0.5 mm. pl: 斜長石, Q: 石英, cpx: 単斜輝石, hb: 角閃石

(仮像). (試料採取地点: 静岡市真富士山の北 1.2 km)

第IV図版



1



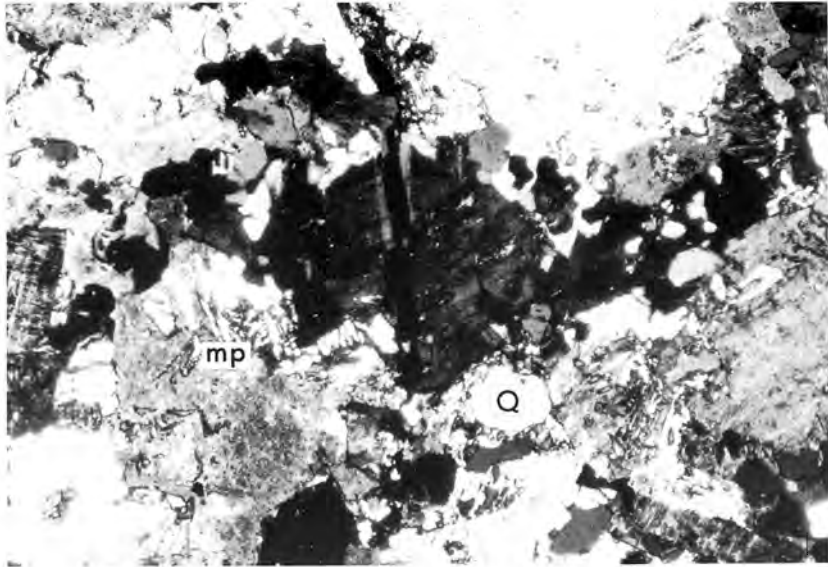
2

1: 竜爪火山岩類の流紋岩の顕微鏡写真

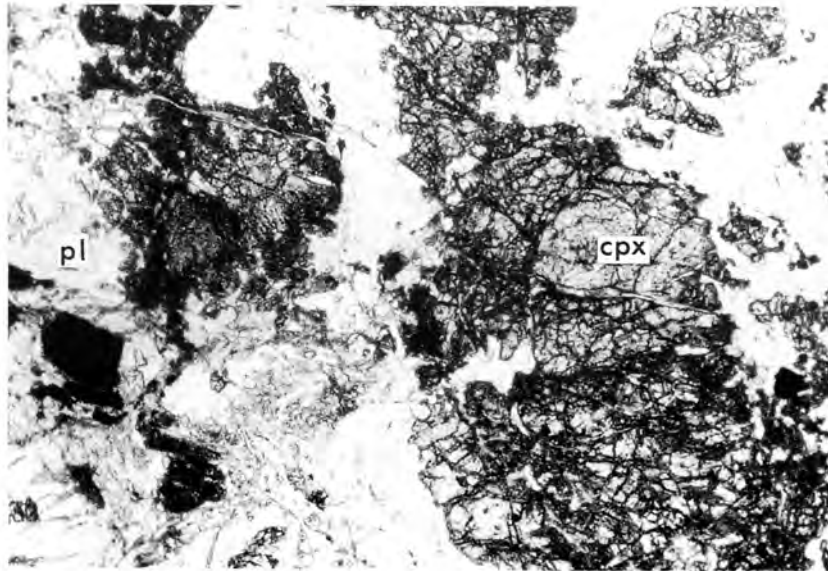
下方ポーラー、スケールの長さ 0.5 mm. pl: 斜長石, hb: 角閃石, Q: 石英, bt: 黒雲母.
(試料採取地点: 静岡市則沢の西 1.5 km)

2: 竜爪火山岩類のアルカリドレライトの顕微鏡写真

下方ポーラー、スケールの長さ 0.5 mm. pl: 斜長石, ta: チタン輝石質普通輝石, cr: 緑泥石.
(試料採取地点: 清水市大平 字中島の西 1.5 km)



1



2

1: 竜爪火山岩類のグラノファイターの顕微鏡写真

直交ポーラー, スケールの長さ 0.5 mm. mp: マイクログラフィック組織を示す斜長石, Q: 石英,
(試料採取地点: 清水市大平 字中島の西 1 km)

2: 竜爪火山岩類の斑れい岩の顕微鏡写真

下方ポーラー, スケールの長さ 0.5 mm. pl: 斜長石, cpx: 単斜輝石,
(試料採取地点: 清水市湯野の西 1 km)

文献引用例

杉山雄一・下川浩一 (1990) 清水地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 103 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

SUGIYAMA, Y. and SHIMOKAWA, K. (1990) *Geology of the Shimizu district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 103 p. (in Japanese with English abstract 8 p.).

平成2年10月8日 印刷
平成2年10月11日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 山 岸 真 純
印刷所 (株)三 秀 舎
東京都千代田区内神田1-12-2

© 1990 Geological Survey of Japan