SURE 静岡大学学術リポジトリ
Shizuoka University REpository

山梨県下部(しもべ)周辺地域の新第三系の地質、特に剪断褶曲について

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 徳山, 明, 吉田, 鎮男, 井上, 嘉広, 岩田, 孝仁, 河西, 晃, 松井, 一晃 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000209

山梨県下部(しもべ)周辺地域の新第三系の地質，特に剪断褶曲について

徳山　明*・吉田鎮男*・
地殻物理学講座第一回生**

Neogene geology of the Shimobe area, Yamanashi Prefecture in the southern Fossa Magna with special reference to shear folding

Akira TOKUYAMA*, Shizuo YOSHIDA* and the first graduates** of the Laboratory of Crustal-physics.

Folded Neogene strata of the southern Fossa Magna in a southern area of Yamanashi Prefecture have been studied from the view point of stratigraphy and tectonics. The strata consisting mainly of pyroclastics and lavas with subordinate epiclastic sediments are divied into two groups, the early Miocene Nishiyatsushiro Group and the middle Miocene to early Pliocene Shizukawa Group. The two Groups are ascertained to be of shear-fold style by the distribution pattern (Fig.1), geologic section (Fig.2), slip cleavage and preferred grain orientation parallel to the axial surfaces. The cleavage is predominant in fine-grained rocks along the axial parts, and weak or scarce in the limb parts. The cleavage becomes more conspicuous as the stratigraphic horizon descends. The fold axes trend ENE and plunge 40° WSW. Thickness of each formation is approximately uniform when measured parllel to the axial surface, though several formations laterally change in lithologic facies.

This stratigraphic and structural evidence clearly denies the previous idea (MATSUDA, 1958) that the sediments of the Shizukawa Group are syntectonic, deposited during the folding and that they were more thickly accumulated along the synclines (synclinal troughs) and thinly or scarcely accumulated along the anticlines (anticlinal ridges). The present results suggest that thickening of strata is not related to the synclines, and that the shear fold formed a few kilometers underground after burial of the sediments.

1979年1月27日受理

* 静岡大学地殻物理学研究室　The Laboratory of Crustal-physics, Shizuoka University, Shizuoka.

** 井上嘉広，岩田孝仁，河西　晃，松井一晃　Yoshihiro INOUE, Takayoshi IWATA, Akira KASAI and Kazuteru MATSUI.

はじめに

山梨県南西部より静岡県にいたる富士川に沿うフォッサマグナ南部地域には、新第三系の西八代層群と静川層群（大塚，1955）が分布している。本稿で扱う地域は、山梨県西八代郡下部町から身延町にわたる富士川左岸域（図１）である。この地域の地質については，大塚（1955），松田・水野（1955），秋山（1957），松田（1958），石川（1971），角田（1971）などの報告がある。本稿では，これまで十分に研究されていなかった褶曲構造や変形様式について述べ，併せて層序学的な新知見を報告する。

本稿は昭和52年度の静岡大学理学部地球科学科３年生の「地球科学野外実習III」として地殻物理学講座学生が行った調査報告の骨子である。この調査では，北部地域を主として井上嘉広と松井一晃が，また南部地域を主として岩田孝仁と河西晃が担当し，徳山と吉田が全域の主要ルートを踏査しつつ指導を行った。

この野外実習にあたり，大塚謙一氏及び荒井章司博士には野外調査及び室内作業，特に岩石薄片の検鏡などの面で種々御指導頂いた。教育学部木宮一邦博士には原稿を読んで頂き数々の御教示を頂いた。調査に当たっては現地の波高島温泉・中村泰輔氏に多大の便宜を計って頂いた。これらの方々に厚く御礼申し上げる。

I　地質概説

本地域に分布する地層は，主として火山噴出物より構成される下位の西八代層群と，主として泥岩，砂岩からなる海成堆積物により構成される上位の静川層群に分けられている（松田 1958）。両層群の間に堆積の間隙はなく，その時代は中新世と考えられている。西八代層群は大まかに三種の火山噴出物及び火山岩質砂泥岩によって特徴づけられ，下位より，玄武岩質火山岩層，デイサイト質凝灰岩層，安山岩質火山礫凝灰岩及び同質砂岩泥岩互層から成る。一方，静川層群は全般に泥岩に富み，砂泥互層，礫岩，火山礫凝灰岩などから成る。

これらの地層は堆積後に褶曲し，この地域には，北東—南西方向で，南西に約20°～40°プランジする褶曲軸が，半波長約２ km でほぼ平行に配列している。褶曲軸の付近においては，ひきずり褶曲が認められることがある。褶曲の様式は主に剪断褶曲であり、上位層は剪断褶曲と曲げ褶曲の中間形である。褶曲の形態は上部層になるにつれ閉じた形から開いた形になり，ストレート劈開も静川層群上部層になると局部的にしか発達しなくなる。石英閃緑岩の貫入地域では，褶曲軸や地層の配置が貫入によって乱されている。また，糸魚川静岡構造線の運動に伴う本地域を含む周辺地域の全体的な地層の引きずりが存在する可能性がある。

地質図を図１に，地質断面図を図２，a，b，c，d，eに示す。

II　層序

この地域の層序を表１に，また各ルートの地質柱状図を図３に示す。各部層名については，松田・水野（1955）及び松田（1958）のものを踏襲し，一部再定義し，大塚（1955）や秋山（1957）のものを参考にした。表２にはこれらの区分との対比を示してある。層群の区分，累層の区分に関しては，本報告で扱った範囲では十分に論ずることができないので触れないことにする。しかし，松田（1958）が地層の厚さの変化が褶曲の部位と関係しているとして提案した西八代ネプトン，しもべネプトン，身延ネプトン等の考え（それぞれ累層に対比させた）は，後述の如く，本地域で観察する限りそのような関係は認められないので，ここでは用いない。西八代層群と静川層群との区分は，火山岩の性質から，松田の指摘の如く識別できるので表１に取り入れてある。

以下，下位層より順に各層について記載する。

1　西八代層群

i)　古関川塩基性火山岩層

本層は調査地域内では最下位層で，調査範囲内には下限は露出していない。上位層の分布と考え合わせて，おおまかには，常葉から栃代川，湯之奥東方と南西に開いた半円形状に分布する。

岩質：玄武岩質の溶岩と火山砕屑岩から成り，薄い凝灰質砂岩泥岩をはさむ。栃代川流域では，カンラン石玄武岩の溶岩がひんぱんに露出し，新鮮面では帯緑暗紫色を呈している。一部は枕状溶岩となっ

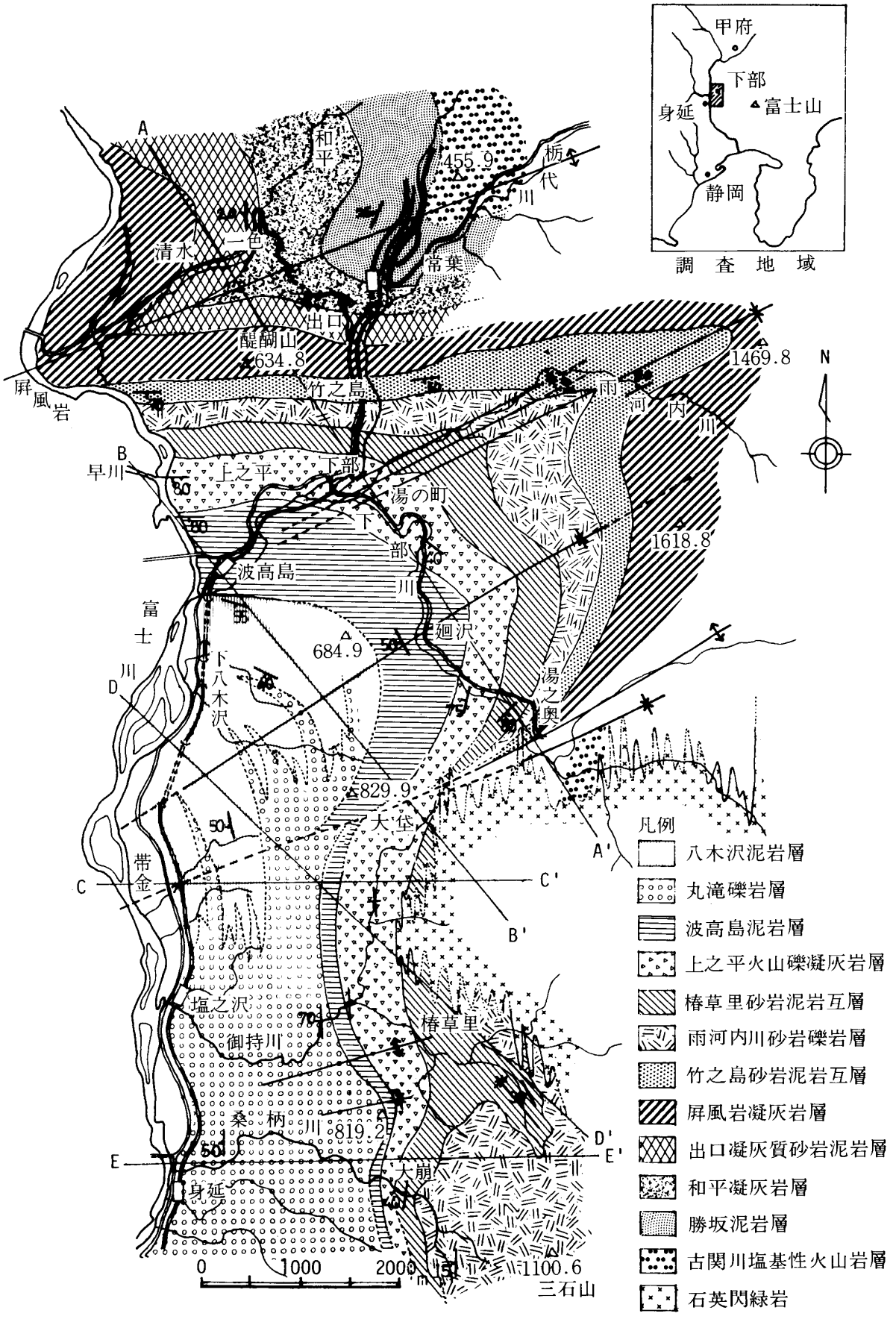
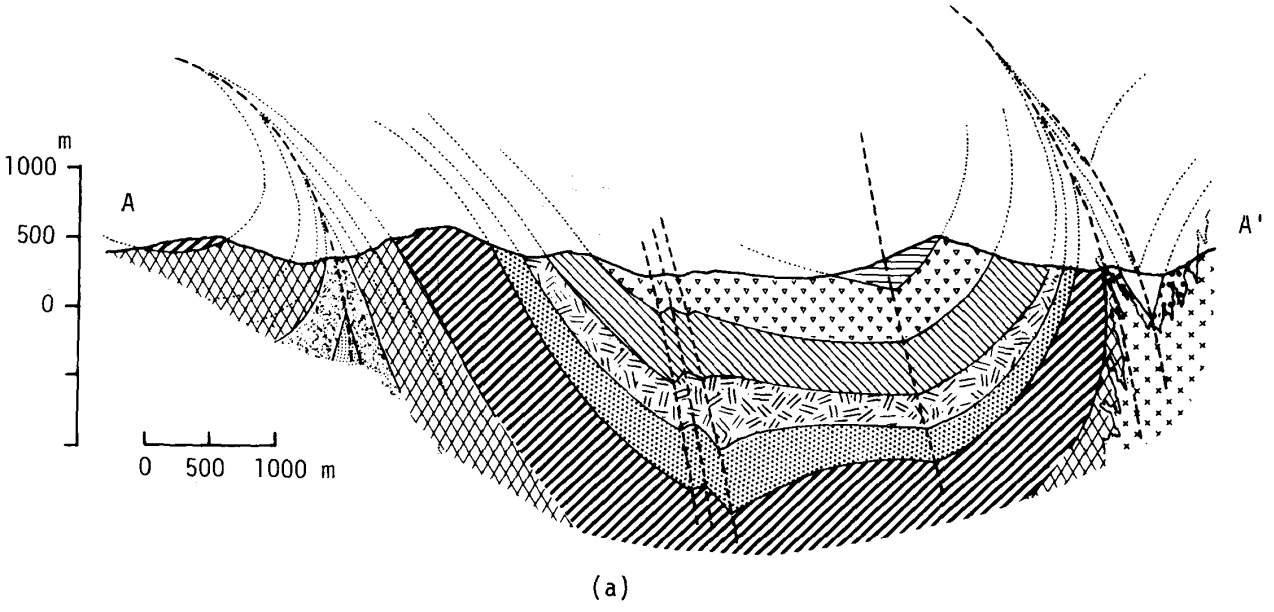


図1　下部～身延地域地質図

A－A′，B－B′，…は断面図の位置を示す。



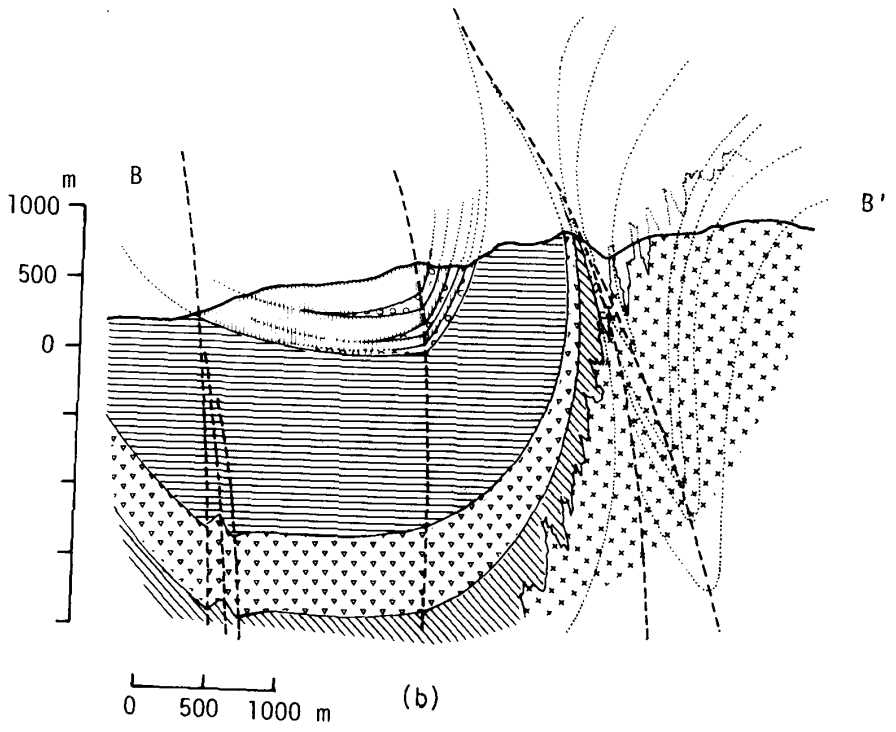
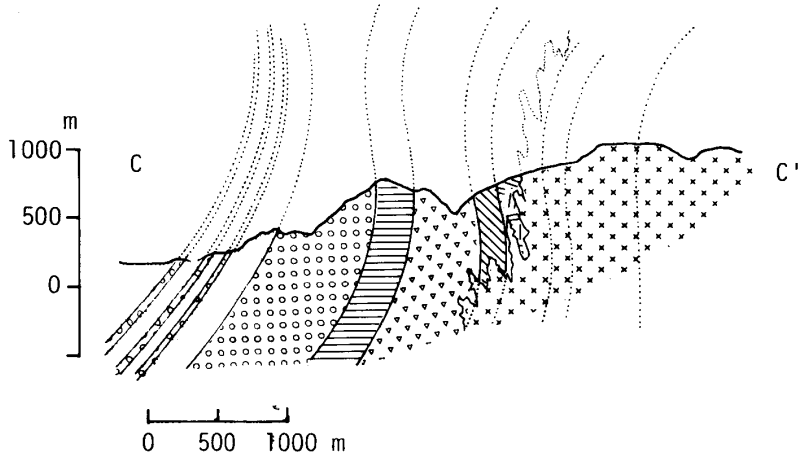
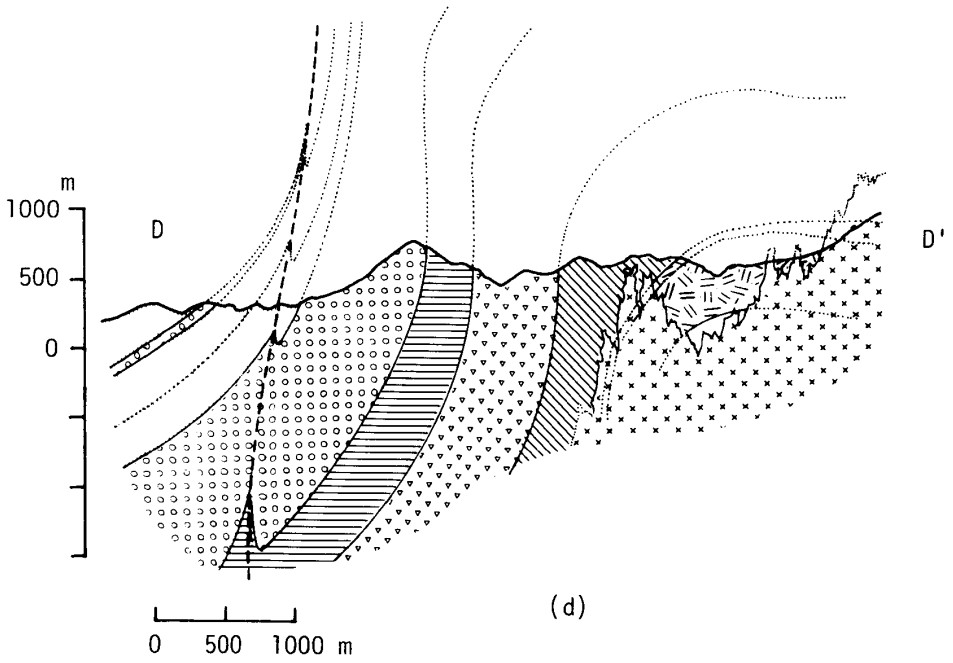


図２　地質断面図

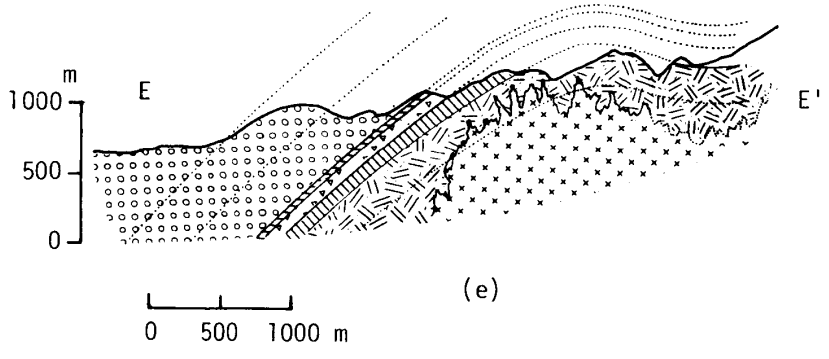
Ａ－Ａ′，Ｂ－Ｂ′，…は図１参照。


m
1000
500
0
C
C'
0 500 1000 m

(c)


m
1000
500
0
D
D'
0 500 1000 m

(d)


m
1000
500
0
E
E'
0 500 1000 m

(e)

表１　層序表

層群	部　　層	層厚(m)	特　　徴
静川層群	丸滝礫岩層 ／ 八木沢泥岩層	1000＋	八木沢泥岩層：暗青灰色泥岩と細粒砂岩との細互層。南部では丸滝礫岩層と指交。 丸滝礫岩層：明瞭な層理をもつ礫岩。砂岩泥岩の薄層をはさむ。
	波高島泥岩層	100～600	泥岩優勢の細互層。白色凝灰岩の薄層をはさむ。
	上之平火山礫凝灰岩層	300～400	結晶質凝灰岩，火山礫凝灰岩，凝灰質砂岩・泥岩互層を主とする。
	椿草里砂岩泥岩互層	100～300	凝灰質砂岩泥岩の互層。
	雨河内川砂岩礫岩層	600	粗粒凝灰質砂岩～中礫岩と凝灰角礫岩。
	竹之島砂岩泥岩互層	400	砂岩泥岩の細互層と粗粒砂岩。
西八代層群	屏風岩凝灰岩層	500～600？	安山岩質火山礫凝灰岩。細粒凝灰岩，砂岩，泥岩をはさむ。
	出口凝灰質砂岩泥岩層	450	凝灰質砂岩優勢の互層。下部に比較的厚い泥岩層。
	和平凝灰岩層	500～600	デイサイト質凝灰岩・凝灰角礫岩と泥岩。
	勝坂泥岩層	350	塊状泥岩。凝灰質砂岩，凝灰岩をはさむ。
	古関川塩基性火山岩層	600＋	安山岩質～玄武岩質火山岩の溶岩と火砕岩。基盤は不明。

表２　層序対比表

松田・水野（1955）		松田（1958）		徳山他（1979）	
西八代層群	しもべ累層		静川層群 身延累層	丸滝礫岩 ／ 八木沢泥岩	静川層群	丸滝礫岩層 ／ 八木沢泥岩層
		波高島泥岩層				波高島泥岩層
		上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩層	しもべ累層	小内船火砕岩 上之平互層		上之平火山礫凝灰岩層
						椿草里砂岩泥岩互層
						雨河内川砂岩礫岩層
		竹之島砂岩泥岩互層		竹之島砂岩泥岩互層		竹之島砂岩泥岩互層
	醍醐山累層	屏風岩凝灰岩層	西八代層群 一常葉累層	屏風岩凝灰岩層	西八代層群	屏風岩凝灰岩層
		出口凝灰質砂岩泥岩互層		出口凝灰質砂岩		出口凝灰質砂岩泥岩互層
		上一色火山角礫岩層		上一色火山角礫岩		
	一之瀬累層	和平凝灰岩層		和平凝灰岩		和平凝灰岩層
		勝坂泥岩層		勝坂泥岩		勝坂泥岩層
	古関川累層		古関川累層			古関川塩基性火山岩層

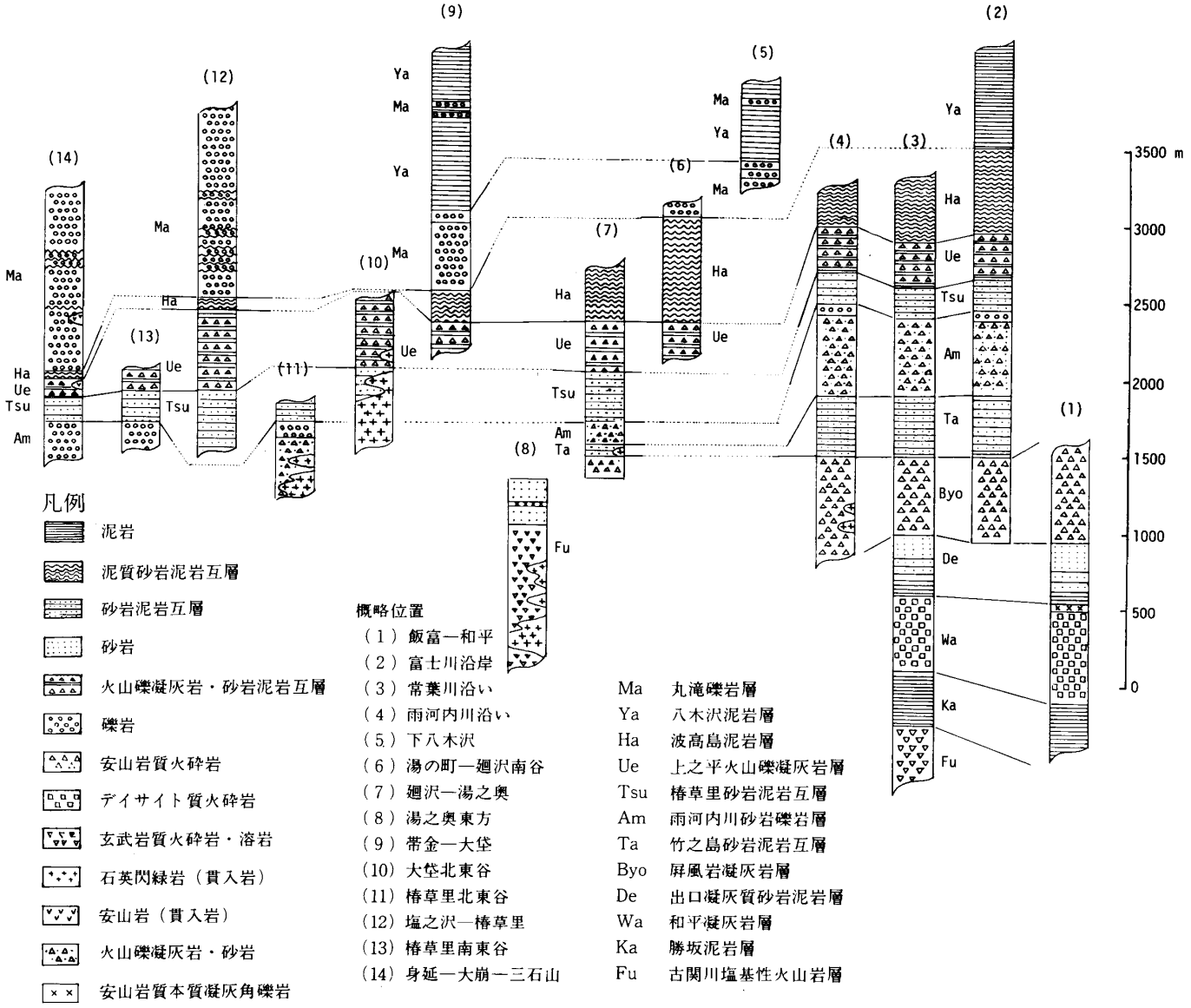


図３　地質柱状図

ている。そのほかに安山岩や安山岩質～玄武岩質の凝灰角礫岩もしばしば見られる。湯之奥東方では，玄武岩溶岩，玄武岩質凝灰岩，安山岩質～玄武岩質凝灰角礫岩などから成り，中粒～粗粒凝灰質砂岩泥岩をはさむ。この付近には石英閃緑岩が頻繁に貫入しており，本層は熱変成を受けてホンフェルス化している（泥岩，砂岩では黒雲母が全体に成長）。凝灰角礫岩の角礫は，一般に 20 cm 位までの大きさのものが多いが，ときには 30 cm 以上の巨礫が含まれることもある。そのほか，礫と基質が同一岩質である安山岩質凝灰角礫岩も見られる。

堆積条件等：湯之奥東方の下部川沿いでは，凝灰質砂岩が，玄武岩質凝灰角礫岩，玄武岩質凝灰岩及び溶岩の三層の上に顕著な斜交関係で接している。斜交面は密着しており，その接触部には破砕は見られない。上位の凝灰質砂岩は葉理をもち灰緑色を呈し，火山礫凝灰岩をはさむ。またスランプ褶曲や堆積時断層が見られ，火山礫凝灰岩中には安山岩等のスランプ礫が見られる。これから考えて，この斜交関係は大規模なスランプによるものと考えられる（図４）。

層厚：下限は調査範囲内には露出しておらず不明。少なくとも 600 m以上。

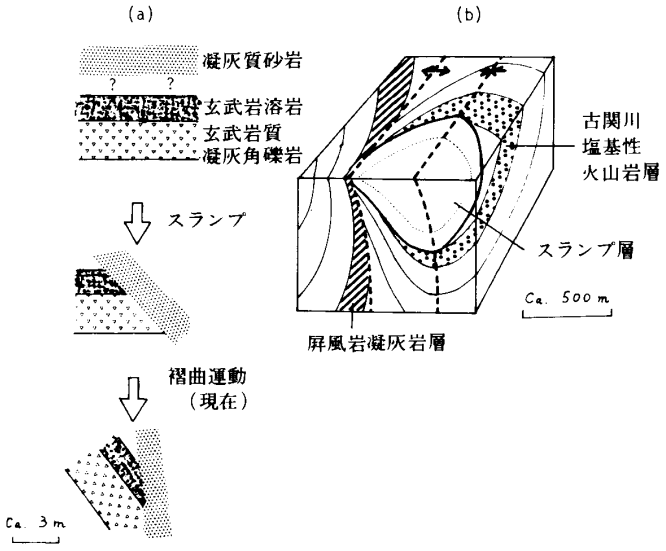


図4　湯之奥付近のスランプ構造
(a)　発達模式図
古関川塩基性火山岩層の上位にあった凝灰質砂岩層がスランプし，その後の褶曲作用によって現在みられる形態となった。
(b)　現在の地層の配置を示す模式ブロック図

ii)　勝坂(かんざか)泥岩層

下位の古関川の塩基性火山層に整合に重なる。常葉付近に分布する。

岩質：全体として均質な泥岩で，薄い（厚さ1～5 cm）凝灰質砂岩や白色軽石凝灰岩をはさむ。泥岩は新鮮面では青灰色。凝灰質砂岩は中粒で，新鮮面では灰緑色，風化面では黄褐色になっている。

層厚：常葉付近で約350 m。

iii)　和平(わだいら)凝灰岩層（再定義）

下位の勝坂泥岩層上部から下記デイサイト質の凝灰岩層をはさむようになり，岩相も下位層から本層に漸移している。厚さ2～3 mの厚い凝灰岩層の出現をもって本層の基底とする。上一色の一色川河床には安山岩質本質凝灰角礫岩が露出し，これは本層の最上位に重なる。しかしこの地点より南方にはその分布が確かめられない（おそらく存在しない）。松田・水野（1955）はこれを上一色火山角礫岩層として区分し，南方で薄失すると述べている。本稿では，これが岩質上和平層と同じであること（デイサイト質），及び分布が局部的であることの理由で，これを和平凝灰岩層に含めることにした。

岩質：全体としてデイサイト質の凝灰岩で，灰白色～淡青緑色を呈する。和平付近では，軽石凝灰岩及び火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩からなり，薄い泥岩をはさむことがある。角礫は基質と同じデイサイト質である。和平から一色にかけては比較的厚い泥岩が分布し，また外来礫を多く含む軽石凝灰角礫岩が存在する。鳩打トンネル付近では，中粒～粗粒凝灰岩や層理の発達した凝灰岩，酸性軽石凝灰角礫岩などが分布する。

層厚：和平～一色で約600 m。

iv)　出口凝灰質砂岩泥岩層

下位の和平凝灰岩層に整合に重なる。

岩質：下部は薄い凝灰質砂岩をはさむ凝灰質シルト岩層であり，上部は凝灰質砂岩優勢の砂岩泥岩互層になる。下部および上部の凝灰質砂岩は新鮮面で灰緑色～淡青緑色，風化面では暗褐色を呈する。下部の砂岩は中粒で，単層の厚さは数cmである。上部の砂岩は中粒～粗粒で，単層の厚さは10～数10 cmであり，清水南方や出口では玉ネギ状風化がよく発達している。砂岩は，単斜輝石，石英，斜長石，アルカリ長石，斜方輝石，火山ガラス等の粒子で構成されており，また浮遊性有孔虫化石も発見された。

層厚：一色付近で450 m，出口付近で400 m。

v)　屏風岩凝灰岩層

下位の出口凝灰質砂岩泥岩層の上に本層最下部の安山岩質凝灰岩が整合に重なる。本層は，屏風岩～醍醐山～雨河内川上流～湯之奥にかけてよく追跡される。岩質が堅硬であるため，しばしば山稜をなす。湯之奥以南は石英閃緑岩の貫入により分布を断たれる。

岩質：緑色の軽石の斑点を特徴とする安山岩質火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩を主とし，凝灰質砂岩泥岩をはさむ。火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩は，常葉背斜以北の富士川沿いでは風化が著しく，黄褐色を呈し柔かいが，同背斜以南では暗緑色で硬い。屏風岩では，単層の厚さ3～10 mの火山礫凝灰岩と数mの中～粗粒凝灰質砂岩・泥岩互層が互層し，後者にはと

きどき 10cm 前後の青緑色細粒凝灰岩が挟まれる。本層は，差別浸食によるケスタ地形（図版Ⅰａ）を作っている。このような厚さ数mの硬く均質な凝灰岩層は，醍醐山やその東方延長の稜線をつくり，その分布が容易に追跡できる。ケスタ地形は雨河内川上流や湯之奥でも観察される。雨河内川上流の火山礫凝灰岩は淡緑色～灰緑色を呈している。湯之奥の火山礫凝灰岩は軽石の緑色斑点が目立ち，泥岩片も多く含まれている。

層厚：屏風岩付近で約 550 m，常葉川で約 500 m，雨河内川では下限は石英閃緑岩の貫入などのため層厚は確かめられなかった。

2　静川層群

i)　竹之島砂岩泥岩互層

屏風岩凝灰岩層に整合に重なる。湯之奥背斜より南部では石英閃緑岩の貫入によって分布が断たれている。大岳（おおぬた）東方でよく観察される。松田(1958)が定義した本層の岩質に従って，その分布を調査した結果，本層は富士川左岸から竹之島東方までの地域では，松田の示した分布のおよそ北半分にのみ分布し，他ではほぼ松田の分布通りであることが分った。その南半分には次項の雨河内川火山礫岩層が分布している。

岩質：単層の厚さが 5 ～10cm の砂岩泥岩の細互層。時々，厚い（20～30cm）砂岩をはさみ，上部ではこの厚い砂岩が多くなる。砂岩は，やや凝灰質で，暗灰色～暗青色で中粒～粗粒。泥岩は灰色。細互層中の砂岩には，底痕や級化層理が見られる。

層厚：約 400 m。湯之奥では閉じた背斜（後述）により地層が引きずられ薄化しているものと考えられる。

ii)　雨河内川砂岩礫岩層（新称）

竹之島砂岩泥岩互層に整合に重なる。竹之島砂岩泥岩互層が凝灰質になり，塊状粗粒砂岩をはさむようになる。塊状粗粒砂岩の最初の出現をもって本層の下限とする。椿草里・大崩地域では下限は不明。湯之奥南方では石英閃緑岩の貫入により分布が断たれる。本層は雨河内川中下流域に典型的に露出するので，雨河内川砂岩礫岩層と命名する（岩質後述）。

本層は従来の調査報告では，富士川沿いでは〝竹之島砂岩泥岩互層〟，雨河内川では〝上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩層〟として塗色されている（松田・水野　1955）。また椿草里東方，大崩東方の本層中の礫岩層（砂岩・泥岩を主な礫とする）を松田(1958)は〝丸滝礫岩層〟に対比した。しかし今回の調査では，本層はこれらの層とは岩質上明瞭に区別され，分布も連続することが確認されたので，一つの独立した部層とした。本層は，大崩部落の桑柄川にかかる橋下で椿草里砂岩泥岩互層に整合で覆われていることが確認されさらに，岩質，基質，礫種，硬さが模式地の丸滝礫岩とは明瞭に異なることから，この礫岩層は雨河内川砂岩礫岩層に属すものである。

岩質：火山岩礫からなる細礫岩～中礫岩，凝灰角礫岩，粗粒凝灰質砂岩などからなる。薄い泥岩や砂岩をはさむことがある。雨河内川では，下位に円礫～亜円礫をもつ暗青色塊状の細礫岩及び粗粒凝灰質砂岩があり，その上に，砂岩，泥岩，安山岩，石英安山岩等の角礫～亜角礫からなる礫岩及び安山岩質凝灰角礫岩が見られる。最上部には，砂岩，泥岩の円礫からなる細礫岩の薄層が露出している。椿草里東方，大崩東方では，この礫岩層は厚くなり，また礫径も 10cm 程度に大きくなる。これらの岩質は，松田らの，「主に砂岩泥岩の規則正しい細互層からなる」とした〝竹之島砂岩泥岩互層〟，及び〝上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩層〟と明らかに異なっている。

層厚：富士川沿いで 550 m，雨河内川で 600 m，椿草里・大崩では 300 m以上。

iii)　椿草里砂岩泥岩互層（新称）

雨河内川火山礫岩層に整合に重なる。模式地は，椿草里部落から東方 200 mの河床。本層は，松田・水野（1955），松田（1958）には記載されていない。松田（1958）の地質図では上之平互層の分布地域に含まれる。本層は椿草里で特徴的に観察されるので，椿草里砂岩泥岩互層と命名する。

岩質：椿草里では，級化層理をもつ，暗緑色の凝灰質砂岩（厚さ；10～30cm）と暗青緑色の凝灰質泥岩（厚さ；2 ～ 5 cm）との互層からなる。砂岩粒子の円磨度は悪く，比較的基質が多い。粒子は，火山性の岩片，石英，斜長石，単斜輝石等からなり，一部方解石粒子を含む。北部の雨河内川では，互層の

砂岩は中粒～粗粒で，主として泥岩よりも厚く（砂岩；10～20cm，泥岩；5～10cm），さらに西方の富士川左岸では，泥岩が5～10cm，砂岩が2～10cmの泥岩優勢の互層となっていることから，南部から北西部に向かって泥岩の割合が次第に増加していくと考えられる。本層には，生痕化石，コンボリュート層理，フルートマーク，スランプ褶曲がしばしば観察される。

層厚：富士川，雨河内川で200 m。湯之奥，椿草里で300 m。大崩付近では，約100 mになり南方へ更に薄くなる。

iv) 上之平火山礫凝灰岩層（再定義）

椿草里砂岩泥岩互層に整合に重なる。北部模式地，上之平付近では，火山礫凝灰岩と凝灰質砂岩泥岩互層（砂岩，泥岩約10cm）の10 m前後の互層からなる。南部模式地，大坐から御持川合流点までの谷においては，火山礫凝灰岩，凝灰質砂岩泥岩互層，結晶質凝灰岩の互層からなる（各岩質は下記）。松田（1958）の本層の定義においては，北部地域，上之平付近では火山礫凝灰岩の記載がなく，一方南部地域では，本層を，小内船火砕岩層として扱っている。しかし，本層は北部から南部まで連続した地層として追跡できるので再定義した。

岩質：結晶質凝灰岩，火山礫凝灰岩，凝灰質砂岩泥岩互層を主とする。

大坐から御持川合流点における層序は，下位から凝灰質砂岩泥岩互層（単層の厚さ；砂岩10cm，泥岩15～30cm），火山礫凝灰岩と泥岩の互層（単層の厚さ；火山礫凝灰岩10～20cm，泥岩5～10cm），結晶質凝灰岩及び縞（1～2 cm幅）状結晶質凝灰岩（図版Ⅰ，c）である。結晶質凝灰岩の構成鉱物（図版Ⅰ，f）は，石英，斜長石，角閃石，単斜輝石であり，砕屑性粒子も少量ながら混在している。一部に炭化した植物片が含まれ，非常に弱い層理がときに認められる。本層は，一見石英閃緑岩に見えることがある。凝灰質砂岩の粒子は，分級度が悪く，円磨度も中程度である。石英が多く，角閃石，斜長石，単斜輝石，方解石を含む。大坐南方の本層中部の砂岩泥岩互層中に，石英粒子が全て方解石でセメントされた石灰質砂岩がある。この方解石セメントは，ある領域毎に同時に消光する。この地点から東方200 mのところに石英閃緑岩の貫入岩体があることから，おそらく，貫入に伴って方解石が基質を交代し砂粒子をセメントしたものと思われる。火山礫凝灰岩は，1～5 mm程度の粒子からなり，火山性岩片，石英，斜長石，単斜輝石からなる。湯の町，上之平，富士川にかけては，厚さ数mの火山礫凝灰岩～小礫岩と，厚さ数10 mの砂岩泥岩細互層とが互層を成している（図版Ⅰ，b）。富士川沿いでは，この小礫岩中にほぼ等身大～それ以上の大きさの灰色泥岩塊が，しばしば含まれている。結晶質凝灰岩や縞状結晶質凝灰岩は，南部地域にのみ分布し湯之奥西方で消滅して，それより北部には分布しない。

層厚：上之平で300 m。大坐，椿草里で約400 m。大崩南方では薄失する。

v) 波高島泥岩層（再定義）

上之平火山礫凝灰岩層に整合に重なる。北部では下位層最上部の塊状火山礫凝灰岩より上位を，また南部では縞状結晶質凝灰岩より上位を本層とする。本層は湯之奥背斜軸面の断層以南で急に分布幅が狭まる。模式地は，波高島西方の富士川左岸。松田（1958）は，本層を八木沢泥岩層下部としている。しかし，本層は波高島から南方大崩まで連続して追跡され（層厚は南方へ徐々に薄くなるが），次項の丸滝礫岩層と整合関係にある。一方，本層上位に重なる八木沢泥岩層は，丸滝礫岩と顕著な指交関係にあるため，松田・水野（1955）の定義による波高島泥岩層を用いて八木沢泥岩層から区別した。

岩質：北部は，泥岩優勢であるが，南方へいくにつれ砂岩が優勢になる。岩相が下記の如く横に大きく変化する。

波高島付近では，暗青色泥岩（厚さ；10～30cm）と暗青灰色細粒砂岩（厚さ；2～10cm）との互層（図版Ⅰ，d）。全体に泥岩優勢で，部分的に厚さ2～5 mの塊状凝灰質砂岩を数枚はさむ。泥岩中に細粒白色凝灰岩の薄層（数cm）を数多くはさみ，その表面は黄褐色に風化していることが多い。一部に浮遊性有孔虫の化石を含む。

廻沢付近では，暗青灰色の細粒凝灰質砂岩と泥岩が2～10 cmの厚さで互層をなす。砂岩は一般に淘汰が悪く，円磨度は中程度である。粒子は，石英，斜長石，単斜輝石から成る。

御持川中流域では，灰青緑色凝灰質砂岩（厚さ；5～20 cm）と泥岩（厚さ；1～5 cm）が互層し，砂岩は明瞭な級化成層をなす。一部の層に舌状リップルが発達している。

このように，北部から南部に向い，岩相は徐々に泥岩優勢の互層から砂岩優勢の互層に移り変わる。

層厚：波高島で600 m。御持川中流で300 m。大崩で約70 m。南へ行くほど薄くなる。

vi) 丸滝礫岩層（再定義）

塩之沢東方では，下位の波高島泥岩層に整合に重なる。本地域南部に広く分布する。分布の北側では，八木沢泥岩と指交関係の分布パターンを示す。模式地は，塩之沢東方の御持川中流域。松田（1958）は，椿草里東方の礫岩も丸滝礫岩層であるとしたが，それは既述の如く，雨河内川火山礫岩層として区別したので，これを除いたものを丸滝礫岩層と再定義する。

岩質：比較的明瞭な層理をもち（図版Ⅰ，e），部分的に砂岩（厚さ；20cm），泥岩（厚さ；10cm）及び砂岩泥岩互層を挟む。礫は非常に良く円磨された砂岩や泥岩の礫が多く，一部に流紋岩質礫，安山岩質礫及びチャートの礫が集中している。礫の大きさは，下部では細礫・中礫が大部分であるが，上部では，中礫から最大60cm の巨礫よりなる。また，塩之沢東方と身延東方の礫岩を比較してみると，同一層準であっても南へ行くに従って礫は粗粒になる傾向がある。

層厚：身延付近で1200 m以上。

vii) 八木沢泥岩層（再定義）

北部の上八木沢では，波高島泥岩層に整合に重なる。地質図に示されているように丸滝礫岩と顕著な指交関係にある。この指交関係は，帯金から大垈に向う山道で特によく観察される。模式地は，八木沢付近の富士川左岸。本層は，松田（1958）の八木沢泥岩層上部の泥岩層の卓越する層に相当する。

既述の如く，松田による八木沢泥岩層の下部層は，波高島泥岩層として区別する方がよいので，再定義した。八木沢泥岩層と波高島泥岩層の基本的相異は，前者が丸滝礫岩と指交関係にあることの他，後者が数mの厚さの凝灰質砂岩をときどき挟むことである。

岩質：暗青灰色の砂質シルト岩とシルト岩との互層（各層は，2～3 cm）で，一部に砂岩の薄層を挟む。この砂岩層のあるものは，石英，斜長石，黒雲母等の粒子を含み，方解石でセメントされている。また，本層中にしばしば厚さ5 cm 以下の黄白色凝灰岩を挟み，黄褐色～赤褐色に風化している。

層厚：下八木沢付近で約1000 m。上八木沢で1000 m以上。

III 地質構造

本地域には北東—南西方向の褶曲が卓越し，北から南に次の褶曲軸が認められる。

(1)屏風岩—常葉　（背斜軸）
(2)下部—雨河内川（向斜軸）
(3)八木沢—廻沢　（向斜軸）
(4)帯金—湯之奥　（背斜軸）
(5)椿草里付近　（背斜軸及び向斜軸）

これらの褶曲軸は，後述の(5)を除きほぼ平行に配列していて，半波長は約2 km である。また褶曲軸の一般方向はN 50°～70°E で SW 方向に約40°プランジしている。下部湯の町付近，湯之奥付近にはひきずりによる小褶曲が認められる。これらの褶曲構造は，各層の分布パターン，層理面の走向傾斜およびスレート劈開により知ることができる。層理面の走向傾斜のシュミットネット投影図を図5に示す。この図で層理面の極がつくる girdle の極は，実測された褶曲軸と一致する。

褶曲軸部及びその周辺の砂岩・泥岩にはストレート劈開が発達し，そのスレート劈開軸面の方向はN 50°～60°E，70°～80°S で褶曲軸面に平行である（図6）。また(1)及び(4)の褶曲軸部では，火山礫凝灰岩及び砂岩中の粒子が軸面に平行に並び換えている（図版Ⅰ-h，および石川，1972）。これから分かるように本地域の褶曲の様式は剪断褶曲である。下位層には，このような剪断褶曲が特に顕著に発達している。しかし翼部においては一般に顕著なスレート劈開は発達せず，全体としてみた場合必ずしも典型的な剪断褶曲ではない。上位層にゆくにつれスレート劈開の発達は弱くなり，剪断褶曲から曲げ褶曲へ漸移していると考えられる。本地域の剪断褶曲から曲げ褶曲への移り変わりの様式は丹波山地北東部で

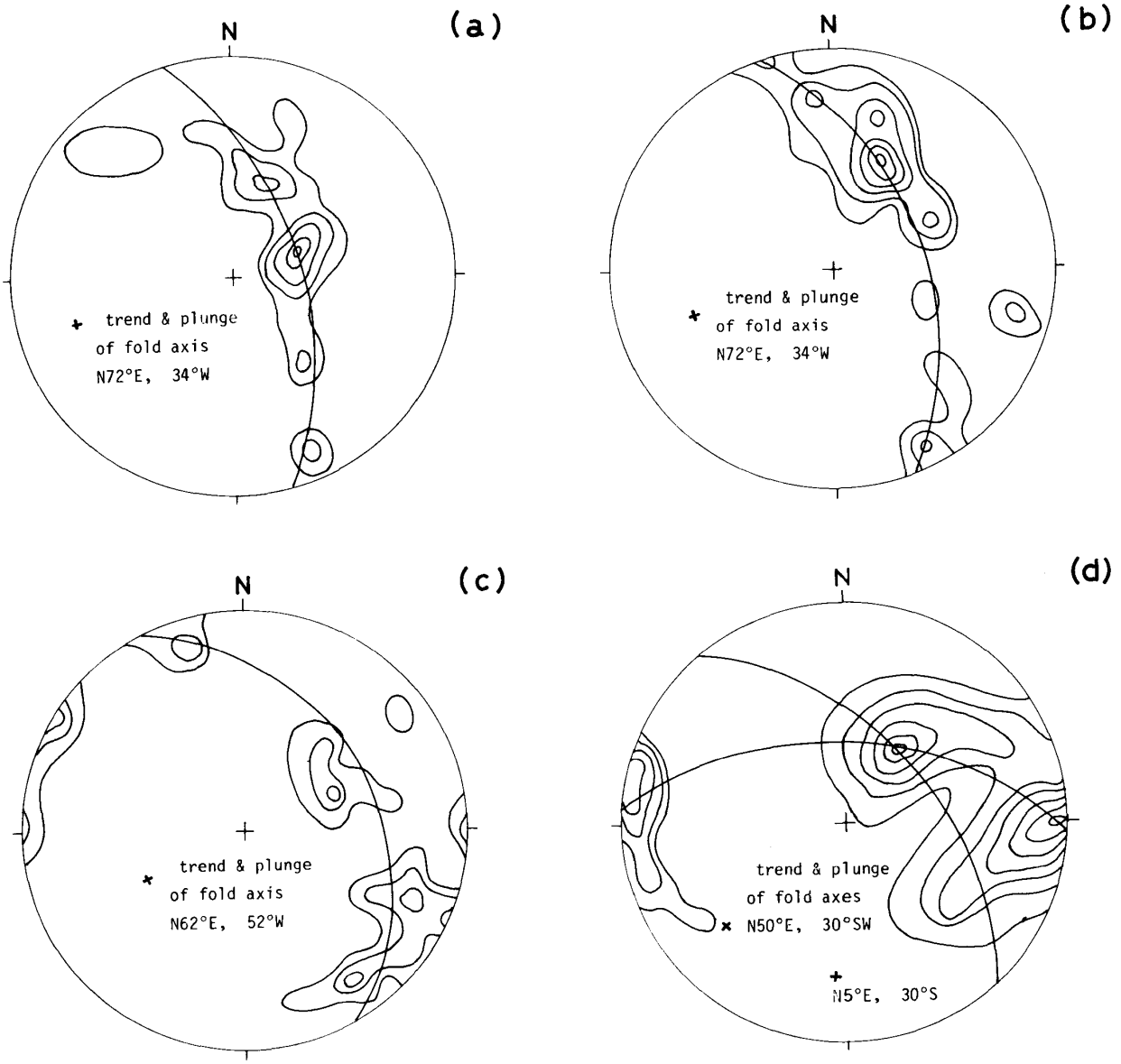


図5　層理面のシュミットネット投影図（下半球投影）
(a)　和平～常葉（測定数 40 点）
(b)　下部付近（測定数 55 点）
(c)　湯之奥付近（測定数 39 点）
(d)　椿草里付近（測定数 52 点）
等頻度線は 1 点，3 点，5 点，7 点，9 点，11 点を示す。

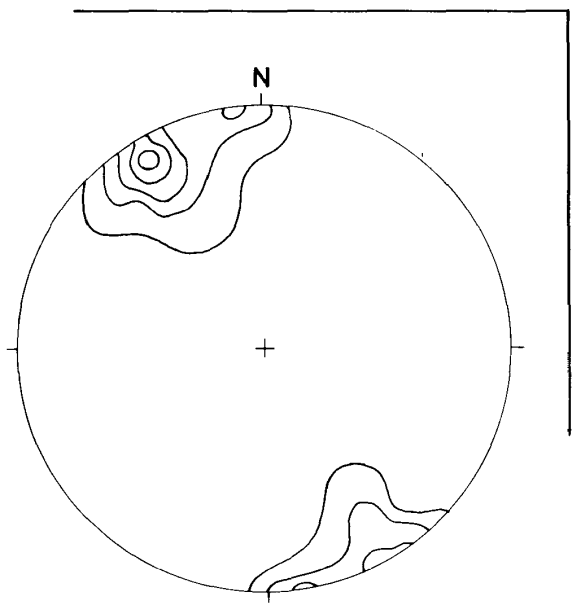


図6　スレート劈開面のシュミットネット投影図（下半球投影）
測定数 40 点，等頻度線は 1 点，3 点，5 点，7 点，9 点を示す。

YOSHIDA（1969）が報告した様式と類似している。即ち，細粒岩（泥岩等）はスレート劈開がよく発達し剪断褶曲をするが，粗粒岩(砂岩，溶岩等)やチャートは曲げ褶曲をし，スレート劈開が発達しない。又，スレート劈開の発達は第1オーダーの褶曲の軸部で特に著しい。

この北東—南西方向の剪断褶曲は，石英閃緑岩の貫入によって乱されている。すなわち帯金—湯之奥の背斜軸部においては褶曲軸面に沿って断層が形成され，屏風岩凝灰岩層と古関川塩基性火山岩層とが直接接する(図1，図2)。これは図7に示すように，石英閃緑岩の貫入によって剪断褶曲の南東翼部が上方にもちあげられ，褶曲軸面に沿って断層が形成され，地層が，転倒したものと推定される。また大垰南方では地層が貫入岩体の近傍で直立し南北の走向をもつ。これも，このすぐ東方に石英閃緑岩が貫入したために地層がひきずり上げられて生じたものと考えられる。貫入岩による地層のひきずりの影響は，貫入岩体の西側約1 km の範囲で著しく，貫入岩から約500 m位までの地層は直立または一部逆転し，1 km 離れた付近で地層の傾斜は，約70°W，そしてこれより西へゆくにつれ傾斜は除々にゆるくなり塩之沢付近で55°W位となる（図2．c，d)。地質図に示されている椿草里付近の不規則な地層の分布とNW 方向の褶曲軸をもつゆるやかな褶曲は，北部で見られる北東—南西方向の褶曲と一連の褶曲であったものが貫入によって乱されたものと考えられる。

本地域の地層の厚さは断面図（図2）にも示されているように褶曲軸面に平行にはかると，全体としてほぼ一様な厚さをもつ。ただし初生的な地層の厚さの変化はしばしばみられるが，この変化は褶曲の部位とは関係ない。松田（1958）は静川層群に関しては，地層の厚さが褶曲の向斜軸部で厚く，背斜軸部で薄くなると述べているが，そのようなことはない。

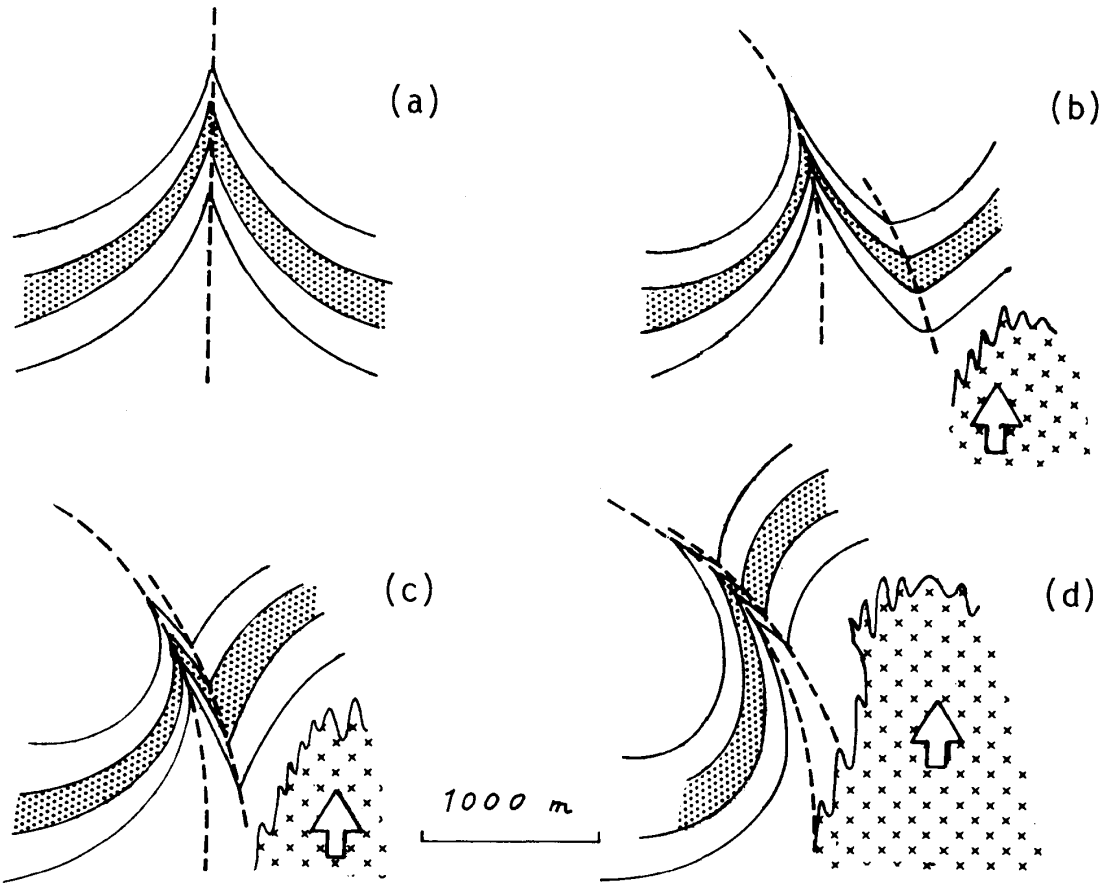


図7　湯之奥付近の石英閃緑岩貫入による地層の引きずり
(a)　一連の剪断褶曲形成．(b)，(c)，石英閃緑岩貫入による褶曲翼部の持ち上げ。
(b)　現在の形態

Ⅳ　考察

1　褶曲構造に関する問題点

本地域の第三系の地質構造は剪断褶曲によって特徴づけられる。褶曲軸の方向は西南西で約40°プランジ，軸面の走向・傾斜はＮＥＥ・70°～80°ＳＳＥである。松田（1958）は既にこの方向の褶曲が存在することを示し，静川層群に属する地層の厚さが向斜部で厚く，背斜部で薄くなるとし，このことから静川層群においては「…堆積時の差別的沈降運動がすなわち褶曲運動であった…」と考えた。しかし数層の鍵層の追跡と詳細なマッピングに基づいて既述の地層の区分を行った結果，西八代層群，静川層群共にそのように地層の厚さの変化はなく，褶曲も両層群を通じて調和的であり，地層は剪断褶曲の分布パターンを示すことが明らかとなった。スレート劈開は両層群にわたって発達しており，同質岩について上下の地層で劈開の発達を比較すると，下位層程発達程度が強い。各層の層厚は剪断褶曲であることを考慮して，褶曲軸面に平行に測って見積るべきである。その結果は表1に示してあるように，ほぼ一様な厚さをもつ層と層厚変化を示す層とがある。後者においてその変化は，地質図および断面図から読み取れるように，褶曲の部位と無関係である。

褶曲形成の深度については次のような観察がある。劈開の発達程度は，同岩質についてみると，下位層程強い。劈開は軸部において顕著に発達し翼部において非常に弱いか，肉眼的には全く認めることができない。同層準の岩質による劈開の発達程度は，細粒岩（泥岩・凝灰岩など）程強く，粗粒岩（砂岩・礫岩・凝灰角礫岩など）や溶岩などでは弱いかあるいは発達していない。礫岩や粗粒砂岩においては，肉眼的に劈開は認められない場合でも，粒子の軸面方向への配列が認められ，特に軸部において顕著に認められることがある。これらの特徴は，形成深度が完全には剪断褶曲の形成領域に致っておらず，それより浅いものと推定される（例えば，徳山，1965，1971ａ；IWAMATSU，1975）．岩松（1971）は頸城地域のボーリングコアから深度3 km附近でスレート劈開を発見し，この地域の地層が整合でほぼ水平に重なっていることから，スレート劈開の形成が始まる深度は3 km程度と考えた。丹波地域では，スレート劈開の発達が岩質によって明瞭な差異を示す変形時の埋没深度としてはおよそ4 km～5 kmである(YOSHIDA，1969)。これから推定すると本地域の地層は，褶曲運動を受けた時にはおよそ3 km～5 km程度の埋没深度で変形したと考えて良いであろう。ただし徳山(1971ａ)の指摘のように，歪速度も褶曲形成機構に大きく影響するので一義的に深度を規定することはできないが，凝灰岩や玄武岩に変成鉱物（例えばprehnite，pumpellyiteのような)が認められないことなどを考慮すると，形成深度は幅広くとっても，2～5 km程度と考えられる。いずれにせよこれらの地層が堆積し，更に数kmの地層が上に堆積してから褶曲運動があった事は間違いない。従って，松田（1958）の云うように堆積とこの褶曲が同時であると云うことはあり得ない。

西八代層群が主に火山砕屑岩，溶岩，火山岩質砂岩などから構成され，一方静川層群は砂岩，泥岩，礫岩に富み，火山性物質が少なくなること，及び両層群の火山岩の性質が異なることは，松田・水野（1955），松田（1958）の指摘の通りである。しかし褶曲運動は上述の事実から判断して，堆積と同時ではなく両層群堆積後に起り，両層群は一体として剪断褶曲ないしはそれに近い様式で褶曲している。静川層群上位層で劈開の発達が非常に弱いということは，上位層の褶曲様式が剪断褶曲と曲げ褶曲の中間的様式であることを示している。

2　貫入岩及び南北方向の構造との関連

本地域南部においては，前述の如く石英閃緑岩の貫入により周辺地層がひきずられている。このようなひきずりの認められる範囲は貫入岩の北側および西側約1 kmの部分である。特に貫入岩からおよそ500 mまでの部分は地層が直立ないしはわずかに逆転している。しかし地層には層面すべりや小破断など，ぜい性的変形は認められない。このことは地層が，貫入時の温度および圧力条件により塑性的に変形したことを示すものと思われる。ひきずられている地層は大部分劈開の発達しにくい粗粒岩などからなるため，劈開がひきずられてその方向を変えているかどうか確かめられない。

本地域の剪断褶曲の軸は西南西へ約40°プランジしている。松田（1958）はこのプランジを南北方向に貫入した貫入岩の影響としている。しかし雨河内川上流から波高島に走る褶曲軸のプランジはほぼ一様に40°でありこのすぐ東部に石英閃緑岩の貫入がみられるが，その影響は認められない。もしこのように広域にわたるプランジの原因を貫入岩に求めるとするならば，本地域北方甲府盆地北東の大貫入岩体等を考えなければいけないが，これは本論や松田の扱った調査範囲よりはるかに広域の調査を行わなければ結論できないことである。一方本地域は南北方向の糸魚川静岡構造線や身延スラストのすぐ東側に位置しているので，褶曲のプランジや北東—南西の構造方向の原因はむしろこれらの断層運動との関連で考えたほうが良いかもしれない（徳山，1971 b）.

大塚（1952）はこの地域の褶曲のトレンドについて，河口湖方向からの東西ないし北東—南西方向の褶曲と，フォッサマグナに沿う南北方向とが交錯する地点として手打沢不整合を意義付けている。しかし以上の考察から明らかなように，南北方向は糸魚川静岡構造線の断層運動に伴う後生的変形の可能性があり，初生的に同時の変形が交錯しているわけではないと思われる。

3．層位，堆積条件等の問題点

本地域南部に分布する丸滝礫岩は，従来下位のいくつかの層準を切って分布するとされ、東西に走る海底侵食溝を埋めた堆積物であって，この浸食溝（谷）は，「はげしい起伏は向斜の底部に海底侵蝕溝を作った」として，基本的に東西性の褶曲の向斜部である，とされた（松田,1958）。しかしこのたびの調査によって，波高島泥岩層以下の地層が北方から連続して大崩南方まで分布していることが確かめられ，丸滝礫岩層は波高島泥岩層に整合に重なることが明らかになった（図1，図3，）。また，この浸蝕溝とされた位置（大崩～身延）には，そのような向斜はないということが分った。先に，「雨河内川火山礫岩層」の項で記載したように，松田（1958）が〝丸滝礫岩〟として塗色したもののうち，大崩東方の部分は雨河内川火山礫岩層であり，これと西側の丸滝付近の丸滝礫岩との間には，椿草里砂岩泥岩互層，上之平火山礫凝灰岩層，波高島泥岩層が挟在している（図1）。また丸滝礫岩層が身延東方から大崩にかけての東西方向の地域（松田が〝侵蝕谷〟のあるとした位置）で最も厚く，その北および南へゆくに従って薄くなるということもない。北方へ向っては，八木沢泥岩層と指交するため礫岩層自体の厚さは薄くなるが，八木沢泥岩層と丸滝礫岩層を合わせた厚さでいうとあまり変化しない。

このような観察事実から考えると，現在存在する褶曲軸と堆積相とは直接関係はなく，堆積中に褶曲が発達したと考える根拠はないことになる。

次に地層の厚さについて考えると，前述のようにこの地域には剪断褶曲が卓越しており褶曲軸面に平行に測った厚さは西八代層群，静川層群の多くの部層においてほぼ等しい。この場合，この地層の厚さは勿論変形前の本来の地層の厚さを意味するわけではないが，変形後の厚さを考える場合，広域的には褶曲軸に平行に測るのが最も妥当である。このような方法によって地層の厚さを見積ると，その厚さは古関川塩基性火山岩層から丸滝礫岩層または八木沢泥岩層まで5～6 km であり，松田の見積りの3/4程度となる。

4．丹沢帯との関連

前述の如く，また石川（1972）が指摘したように，本地域の新第三系には広域的なスレート劈開と剪断褶曲の発達がある。中新統及び鮮新統にこのように広域的な剪断褶曲が発達することは注目すべき事柄である。

本調査地域では，スレート劈開の発達程度は栃窪付近に露出する古関川塩基性火山岩層中の黒色頁岩において最も著しい。この付近は背斜の軸部にあたり，本調査地域の最下部層が露出している。この背斜軸を東に追跡してもこれより下の層準は露出していない。本地域の東方約50 km の丹沢山地には流れ褶曲の発達している新第三系の結晶片岩が分布している。この丹沢の結晶片岩との関連を考える場合，栃窪付近の剪断褶曲と丹沢の流れ褶曲との間をつなぐ漸移的段階の変形様式の存在が重要であり，例えば層理面に平行な劈開（いわゆるSchistosityまたはParallele Schieferung）の有無の確認が肝要である。しかし予察によれば，栃窪付近の黒色頁岩とその下

の緑色岩より下位の層は本地域から天子岳東方にかけての地域にも露出せず，剪断褶曲と流れ褶曲の中間の変形段階を示す構造は確認されていない。しかし富士火山の下に大きな横ずれ断層がない限り，地層の大分布とその一般走向から判断して，丹沢の結晶片岩帯はこの地域の剪断褶曲の下位の構造階層にあたる可能性がある。

結　　語

本稿では，山梨県南部の下部町から身延町にかけて分布する新第三系の層序と構造について述べた。地層の入念な追跡と詳細なマッピングから得られた地層の分布パターンと地質断面図，並びにスレート劈開の発達や粒子の褶曲軸面方向の配列などの注意深い観察から，本地域全体にわたり剪断褶曲が発達していることが確認された。従来，本地域の東西性褶曲は堆積と同時期に形成され，地層の厚さも向斜部で厚く背斜部で薄い，という考えに基づき構造発達史や造山運動論が展開されてきたが，本調査結果は「考察」の項で述べた如く，この考えがまちがっていることを示している。さらに従来の〝南北性の褶曲〟に関しても，糸魚川静岡構造線の影響をも考慮に入れ再検討する必要があり，本稿では扱わなかった〝手打沢不整合〟，〝身延スラスト〟，〝曙向斜〟など富士川右岸地域の地質構造を構造地質学的に調査研究する必要がある。

本稿は冒頭に述べたように，地殻物理学講座の三年次学生の野外実習の報告である。地道で入念な鍵層追跡とそれによる地層区分という基本的な作業を行った結果，上述のように従来の考えを大きく変える結論が得られた。今さらながら，地質調査における基本的作業の大切さを痛感した。

文　　献

秋山雅彦（1957）　山梨県富士川上流地域の新第三紀層の層序と地質構造について．地質雑，**63**(747)，669—683.

石川慶司（1972）　山梨県南巨摩郡下部町付近の地質．静岡地学，**23**，35—39.

岩松　暉（1971）　基礎試錐「頸城」のコアに認められたスレート劈開．地球科学，**25**，181—182.

IWAMATSU, A. (1975)　Folding-styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abukuma mountainous lands, northeast Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II,* **19**, 195—131.

松田時彦・水野篤行（1955）　富士川上流地域の西八代層群の層序．地質雑，**61**（717），258—273.

松田時彦（1958）　富士川地域北部新第三系の褶曲形成史．地質雑，**64**（754），325—345.

大塚弥之助（1952）　地質構造とその研究，朋文堂，275p.

大塚弥之助（1955）　静川層群について，震研彙報，**33**（3），449—469.

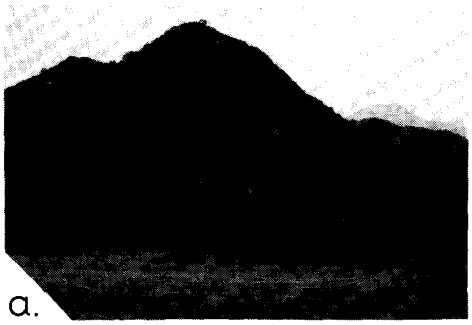
TOKUYAMA, A. (1965)　Faltungsstockwerke in der Ojika-Halbinsel Nordostjapans. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, **15**, 217—236.

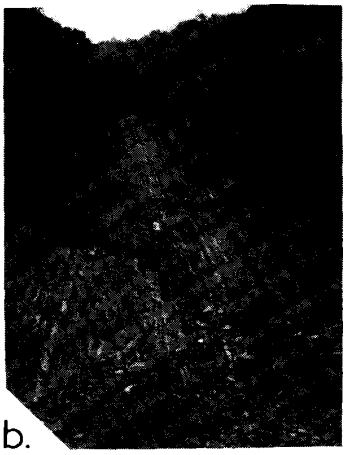
徳山　明（1971 a）　中深度の地層の変形機構．地質雑，**77**，279—287.

徳山　明（1971 b）　静岡地域の四万十帯・瀬戸川帯の構造地質学的問題点．地質学会第78年学術大会演旨，416.

角田史雄（1971）　褶曲形態を決める要因についての考察——富士川上流域に発達する褶曲を例にして——．地質雑，**77**，317—322.

YOSHIDA, S. (1969)　Structural analysis of the Paleozois System in northeastern Tamba. mountainous distric, with special reference to folds and cleavage. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **40**, 25—40.


a.


b.

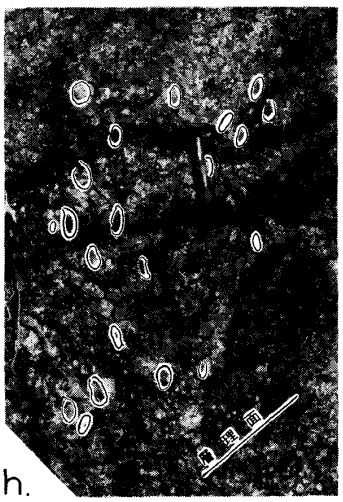
c.

d.

e.

f.

g.


h.

図版説明

a　屏風岩凝灰岩層のケスタ地形（富士川左岸）

b　上之平火山礫凝灰岩層中にみられる砂岩泥岩互層（富士川左岸）

c　上之平火山礫凝灰岩層の結晶質凝灰岩（塩之沢東方約 1000 mの御持川分岐点）

d　波高島泥岩層の泥質砂岩泥岩互層（富士川左岸）

e　丸滝礫岩層（御持川下流）

f　上之平火山礫凝灰岩層の結晶質凝灰岩（顕微鏡写真、直交ポーラー，X 20）

g　椿草里砂岩泥岩互層中の泥岩にみられるスレート劈開（雨河内川下流）

h　常葉背斜軸付近にみられる和平凝灰岩層中の礫の並び換え　（出口～一色間）