

## 伊豆半島北東部中伊豆町～伊東市地域の層序

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: 小山, 真人 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.14945/00000230">https://doi.org/10.14945/00000230</a>

## 伊豆半島北東部中伊豆町～伊東市地域の層序

小 山 真 人\*

### Stratigraphy of the Upper Cenozoic Strata in the Northeastern Part of Izu Peninsula, Central Japan

Masato KOYAMA\*

Cenozoic rocks in the northeastern part of Izu Peninsula, central Japan, can be divided into the following four groups in ascending order: the Yugashima, Hiekawa, Jo, and Atami Groups.

The lowermost Yugashima Group consists of the lower sequence (Kadono Formation) comprising pumice tuff, and the upper sequence (Shimoshiraiwa Formation) composed of an alternation of pumice tuff, calcareous sandstone, tuffaceous sandstone, and basaltic lavas and their pyroclastics. This group is distributed in the northwestern part of the studied area. The total thickness of the group is 900m+. The calcareous sandstone yields marine fossils such as corals, echinoids, molluscs, calcareous nannoplanktons, and foraminifers. The geologic age of this group is middle to late Miocene.

The Hiekawa Group is composed of an alternation of pumice tuff, tuffaceous siltstone, dacitic and basaltic lavas and their pyroclastics in the lower part (Mukai Tuff), and basaltic lavas and their pyroclastics in the upper part (Umegi Formation). This group is exposed widely along the Oomi and Hie rivers and its total thickness attains to 950m. The tuffaceous siltstone of the Mukai Tuff contains molluscs and foraminifers, which assigns the age of the group to Pliocene. This group can be correlated to the Shirahama Group in the southern part of Izu Peninsula.

The Jo Group is made up of siltstone and sandstone in the lower part (Yokoyama Siltstone), and andesitic lavas and their pyroclastics (Shimoonogawa Andesites) and tuffaceous conglomerate (Oono Conglomerate) in the upper part. This group is cropped out along the Jo and Shimoono rivers in the central part of this area and its total thickness is estimated as 200m. The Yokoyama Siltstone bears molluscs, foraminifers and calcareous nannoplanktons, and the tuff of the Shimoonogawa Andesites contains molluscs. The geologic age of the group is early Pleistocene.

The Atami Group consists of andesitic lavas and their pyroclastics (Usami Volcano-effusives, Tenshi Volcano-effusives, Amagi-main-body Volcano-effusives, and Hiekawatoge Andesite) in the lower and middle parts, and dacitic and basaltic lavas and their pyroclastics (Oomuroyama Volcanics) in the upper part. These rocks are all terrestrial effusives and are distributed widely in this area. The group has the total thickness of 700m. Its age ranges from early Pleistocene to Holocene.

These four groups show unconformable relationships with each other and are distributed almost horizontally except in the northwestern part of this area, where strata belonging to the Yugashima Group and the Mukai Tuff show a homoclinal structure with eastward to southeastward dip of 20° to 70°.

There are two major faults named the Sukumoyama-Okuno Fault and the Shimoonogawa-Kamiu-megi Fault. The Sukumoyama-Okuno Fault runs near the Hiekawa Pass in the eastern part of this area and has nearly N-S trend. This fault shows a left-lateral oblique-slip displacement of more than 3km northward and 100 to 200m downward in the eastern block. The vertical component of the

displacement is indicated by the difference in the altitude of the base of the Usami Volcano-effusives. The Usami Volcano-effusives in the eastern block is different lithologically and stratigraphically from that in the western block. Lava flows of the lower part of the Usami Volcano-effusives well traced in the western block lack in the eastern block, where the upper part of the Usami Volcano-effusives directly covers the underlying formations. Only a thin lava flow, constituting the base of the upper part of the Usami Volcano-effusives, can be traced both in the western and in the eastern blocks. This fact suggests that the Sukumoyama-Okuno Fault has the strike-slip component of displacement. The activity of the fault should have been later than the formation of the upper part of the Usami Volcano-effusives, which corresponds in age to the early stage of the Brunhes Normal Epoch. The Sukumoyama-Okuno Fault is regarded as a southward extension of the Tanna Fault as regards the trend, the sense of displacement, and the duration of the activity.

The Shimoonogawa-Kamiumegi Fault runs along the Shimoono and the Hie rivers in the central part of this area. The fault trending nearly NE-SW has a vertical displacement of 100 to 150m downward in the northwestern block. This displacement is estimated on the basis of the difference in the altitude of the bases of the Umegi Formation and the Shimoonogawa Andesites. The distribution of the Yokoyama Siltstone is limited to the northwestern block of the fault. There is no difference in the altitude of the base of the Usami Volcano-effusives and other strata belonging to the Atami Group. Accordingly, the activity of the Shimoonogawa-Kamiumegi Fault should have ceased before the deposition of the lowermost Usami Volcano-effusives.

## 1. 緒 言

伊豆半島は東北日本弧と西南日本弧の中間に位置し、プレート境界とみなされる駿河トラフと相模トラフに挟まれた特異な場を占め、中新世以降の激しい火成活動と地殻変動によって特徴づけられる地域である。

本研究で扱った伊豆半島北東部の静岡県田方郡中伊豆町から伊東市西部にかけての地域(Fig.1)は、中新世から完新世に至る時代の火山岩類が比較的連続して分布し、2次的変質の度合が小さく、伊豆半島における標準層序の確立に最適の場である。また調査地域は、1930年北伊豆地震の際に丹那断層を中心とする北伊豆断層系(松田, 1972)の活動の及んだ南限にあたり、冷川峠を中心とした東部地域は1975年以降の異常隆起によって注目を集めるなど活発な地殻変動が知られ、伊豆半島全体の構造運動を考える上でも興味深い地域である。調査地域における層序学的研究には、古くは田山(1931)、田山・新野(1931)、伊原・石井(1932a, b)がある。その後調査地域西部については、久野・小池(1949)、沢村(1955)、SAITO(1962, 1963)、東北大学地質学古生物学教室の卒業研究およびそれをまとめた、菅原(1965 MS)、北村ほか(1968, 1969)、箭内(1978 MS)の研究があり、層序、構造および地質年代についての詳細な議論がなされている。また調査地域東部については、更新世以降の火山噴出物に重点をおいたKUNO(1950, 1951, 1954)、久野(1952, 1970)、荒

牧・葉室(1977)、葉室(1978)の研究があるが、その基盤にあたる新第三系の層序学的研究はほとんどなされておらず西部との関係は不明であった。本研究はこの両地域を含めた地域の詳細な層序を確立し、化石層序学および古地磁気学の方法を用いて地質年代の決定、堆積環境の推定、および地質構造の解明を行ない、中新世以降の伊豆半島の地史を考察するための基礎資料とすることを目的とした。野外調査および試料採取に要した日数は125日間である。なお本研究は1979年から1981年にかけて静岡大学理学部地球科学科卒業研究として行なったものである。

## 謝 辞

本研究を進める上にあたり、指導教官である静岡大学地球科学教室の新妻信明助教授には終始一貫して密接な指導・助言を頂き、原稿を校閲して頂いた。同教室北里 洋博士には有孔虫化石を同定して頂いた上、層序・時代論について有益な助言を頂き、原稿を校閲して頂いた。同教室土 隆一教授には貝化石を同定して頂いた。山形大学地球科学教室の岡田尚武助教授には石灰質ナンノプランクトン化石を同定して頂いた。筑波大学地球科学系の荒井章司講師には岩石薄片鑑定のご指導をして頂き、有益な助言を頂いた。東京工業大学応用物理学教室の河野 長教授には古地磁気測定用試料の貸与を受けた。東京大学地震研究所の荒牧重雄教授には火山学的視点より有益な助言を頂いた。東北大学地質学古生物学教室の北村 信教授、中川久夫助教授には未公表資料関

覧の際の便宜をはかって頂いた。静岡大学地球科学教室の岡田博有教授、国立科学博物館の斎藤靖二博士、千葉とき子博士には原稿を校閲して頂いた。明治コンサルタントの太田英将氏、建設技術研究所の中尾誠司氏には野外および室内の作業の協力をして頂いた。また修善寺および三津ユースホステルの高梨和夫、鈴木正明、島田とく、床井佐登江の各氏には野外調査の際便宜をはかって頂いた。

以上の方々に深い感謝の意を表する。

## 2. 調査方法

### (1) 層序区分の基準と方法

調査地域を構成する地層は、ほとんどが火山噴出物からなるため岩相の側方変化が著しく、所によって2次的変質を受けている。また層理をもつことが少なく、もったとしても不明瞭である。ただし、幸いなことにこれらの火山岩類は噴出単位ごとに斑晶鉱物の種類・大きさ・形・量、石基の比率・色・粒度・割れ方などにそれぞれ違った肉眼的特徴をもつ。本研究では、これらの特徴を同一火山噴出物認定のための1つの規準として用いた。その方法としては、詳細な地質調査を行ない、岩相・層序関係の観察を行なった上で、岩石試料を主要な露頭1ヶ所につき1～7個、地域全体で合計約1500個採取した。これらの試料を現地および持ち帰った後、互いに諸特徴を比較して分類した上で、走向・傾斜および層位関係の資料と共に検討し、同一噴出単位を追跡することによって層序を組み立てた。

### (2) 古地磁気測定用試料採取法および測定法

古地磁気測定用試料は、加殿層、大野礫岩および冷川峠安山岩を除く各層の熔岩、凝灰岩、凝灰質シルト岩およびシルト岩の露出する75地点から採取した。採取には、エンジンドリルを用いて直径35mmのコア試料を1地点につき3本採取する方法と、方位づけを行なった岩塊を1地点につき1個hand specimenとして採取する方法の2通りを併用した。コア試料については高さ32mmに切りそろえ、hand specimenについては底面25×25mm、高さ32mmの直方体に整形し、測定用試料とした。残留磁気ベクトルの測定には高感度無定位磁力計(新妻・小山, 1981)およびリングコア型フラックスゲート回転磁力計を用い、コア試料については1地点につき3～6個、hand specimenについては1地点につき1～3個を測定した。測定の際の交番磁場消磁には3軸方向について同時に消磁を行なう3軸交番磁場消磁装置

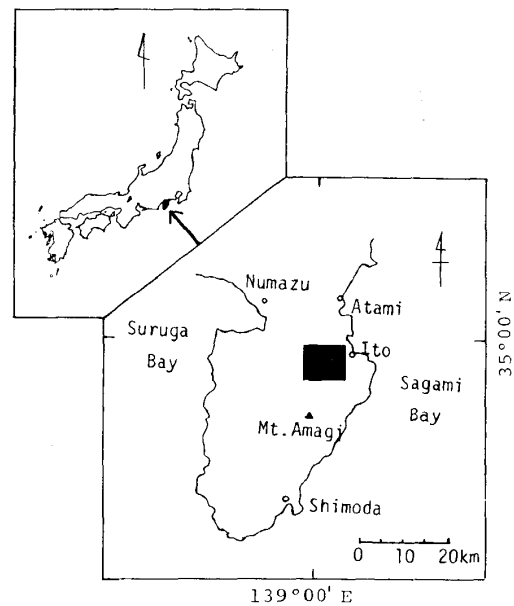


Fig. 1. Index map showing the studied area.

(新妻・小山, 1981)を使用した。本報告では各地層の残留磁気極性、および残留磁気の方向を用いた断層運動の解析の結果を述べ、それらの詳細な議論については別に報告を行なう(KOYAMA, 1981, 1982)。

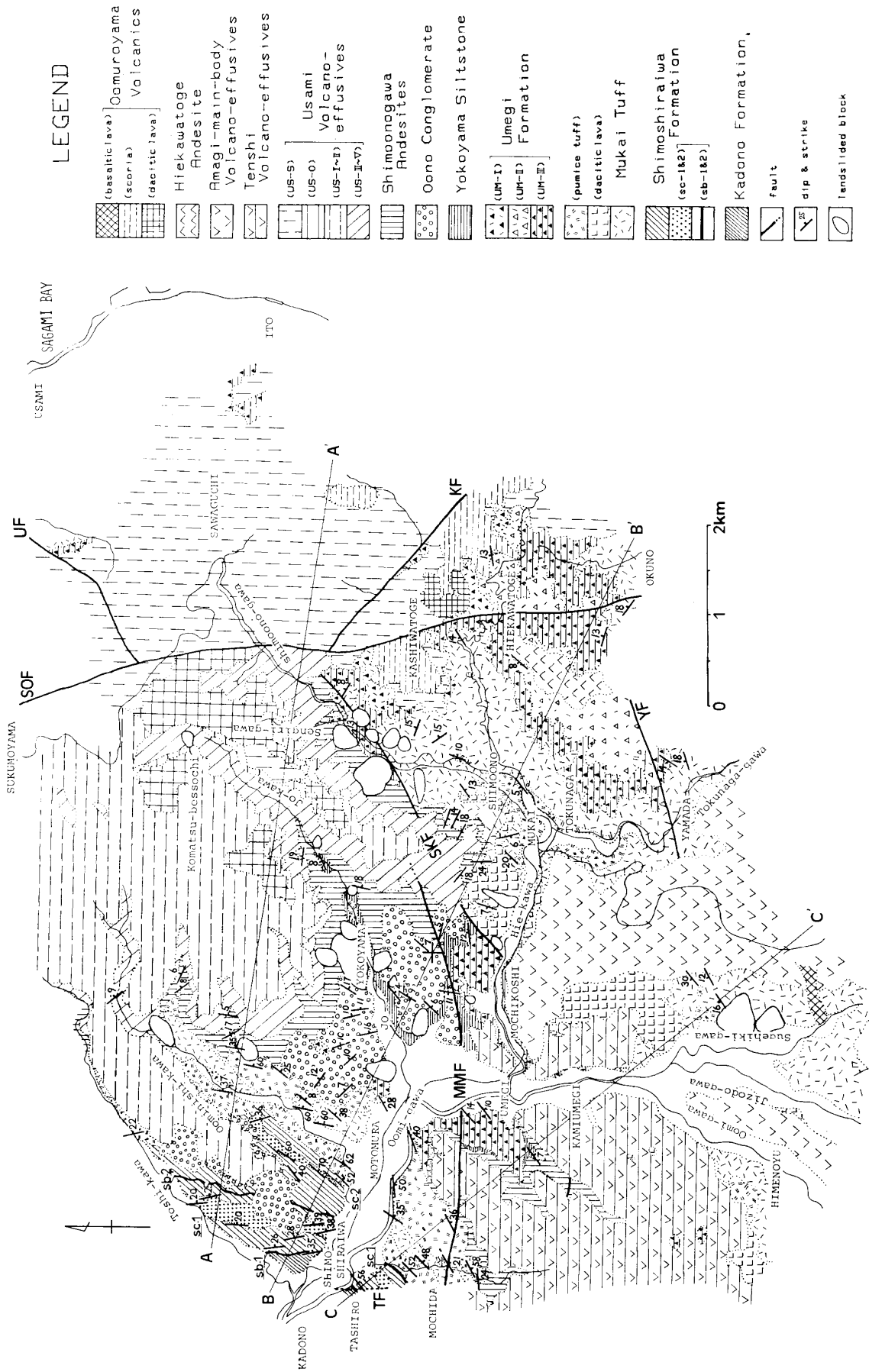
### (3) 化石試料採取および処理

化石試料は、下白岩層、向凝灰岩、横山シルト岩、および下尾野川安山岩類の4層の合計6地点から採取し、浮遊性および底生有孔虫化石、石灰質ナンノプランクトン化石、貝化石を検討した。このうち有孔虫化石については試料をナフサ法(米谷・井上, 1973)を用いて分解し、200 meshのふるいを用いて洗浄後、底生および浮遊性の各200個体を拾い出し同定に用いた。

## 3. 地質概説

調査地域に分布する地層は、中新世以降に噴出した火山岩類を主体とし、不整合を境界として下位より湯ヶ島層群、冷川層群、城層群、熱海層群の4層群に区分できる(Fig. 2, 3)。

湯ヶ島層群は、軽石凝灰岩を主体とする下部(加殿層)と、軽石凝灰岩と塩基性火山岩類の互層からなる上部(下白岩層)によって構成される。冷川層群は、軽石凝灰岩を主体とする下部(向凝灰岩)と、塩基性火山碎屑岩を主体とする上部(梅木層)によって構成される。城層群は、海成のシルト岩からなる下部(横山シルト岩)と、安山岩類(下尾野川安山



岩類) およびその側方に堆積した凝灰質礫岩 (大野礫岩) からなる上部によって構成される。熱海層群は、安山岩熔岩と同質火山砕屑岩の互層からなる下部および中部 (宇佐美火山噴出物, 天子火山噴出物, 天城火山本体噴出物, 冷川峠安山岩) と, 石英安山岩熔岩および玄武岩熔岩・スコリアからなる上部 (大室山火山岩類) によって構成される。このうち湯ヶ島層群および冷川層群下部は, 海成の石灰質および凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩を挟在する。また城層群は, 海成堆積物によって構成される下部のほか, 上部に海成の凝灰岩および凝灰質礫岩を含む。

火山活動の性質と堆積環境に注目してまとめると, 調査地域に分布する地層は, 下位より, 海成の酸性および塩基性火山砕屑岩 (湯ヶ島層群および冷川層群下部), 陸成の塩基性火山砕屑岩 (冷川層群上部), 海成のシルト岩 (城層群下部), 海成の安山岩

質火山砕屑岩および凝灰質礫岩 (城層群上部), 陸成の安山岩類 (熱海層群下部および中部), 陸成の塩基性および酸性火山岩類 (熱海層群上部) の順に重なる。すなわち火山活動の性質には, 酸性および塩基性から安山岩質になり, 再び酸性および塩基性になるサイクルがある。堆積環境には, 海成から陸成になる2回のサイクルがみられる。これらの地層のうち, 城層群下部の横山シルト岩は, 海成のシルト岩のみからなりほとんど火山物質を含まず, 調査地域を含む伊豆半島のほとんどすべての地層が各種火山岩類からなることを考えれば, 特異な地層と言える。また熱海層群の宇佐美火山噴出物は, 更新世火山体を構成して火山地形を残し, 1~5 kmにわたって追跡できる22枚の安山岩熔岩を含む。

調査地域北西部においては, 最下位の湯ヶ島層群とそれをおおう冷川層群が, 東方ないし南東方に20°~70°傾斜する単斜構造をなし, 大見川および大見西川流域に分布する。単斜構造の傾斜は南東に向かって緩くなり, 中央部から東部の冷川, 下尾野川, 菅引川, 徳永川の各流域では, 冷川層群がほぼ水平に分布する。また中央部の城川および下尾野川流域では, 冷川層群の上位を城層群がほぼ水平におおう。また調査地域全域においてこれら全体を熱海層群がほぼ水平におおい, 主要な山体を構成する。調査地域の顕著な断層としては, 南北性の走向を有し東落ちの縦ずれ成分を含む左横ずれ断層で, 熱海層群に変位を与える調査地域東部の巢雲山-奥野断層と, 北東-南西の走向を有し城層群以下の地層に北落ちの変位を与える調査地域中央部の下尾野川-上梅木断層がある。下尾野川-上梅木断層は, 調査地域北西部の単斜構造と共に, 城層群以下の地層の分布を支配している。

#### 4. 地質各論

##### A. 湯ヶ島層群 (Yugashima Group)

田山 (1931) 命名。小山・新妻 (1980) 再定義。

本層群は, 軽石凝灰岩を主体として凝灰質砂岩を挟在する下部 (加殿層), および軽石凝灰岩と粗粒凝灰岩の互層を主体として石灰質砂岩, 凝灰質砂岩, 玄武岩熔岩, および熔結凝灰岩を挟在する上部 (下白岩層) からなる。本層群は, 調査地域北西部に分布し, 東方ないし南東方に20°~70°傾斜する単斜構造をなす。本層群は海成堆積物を挟在し, 石灰質砂岩より大型および小型有孔虫, 石灰質ナンノプランクトン, 貝類, サンゴ, ウニ等の化石を産する。全

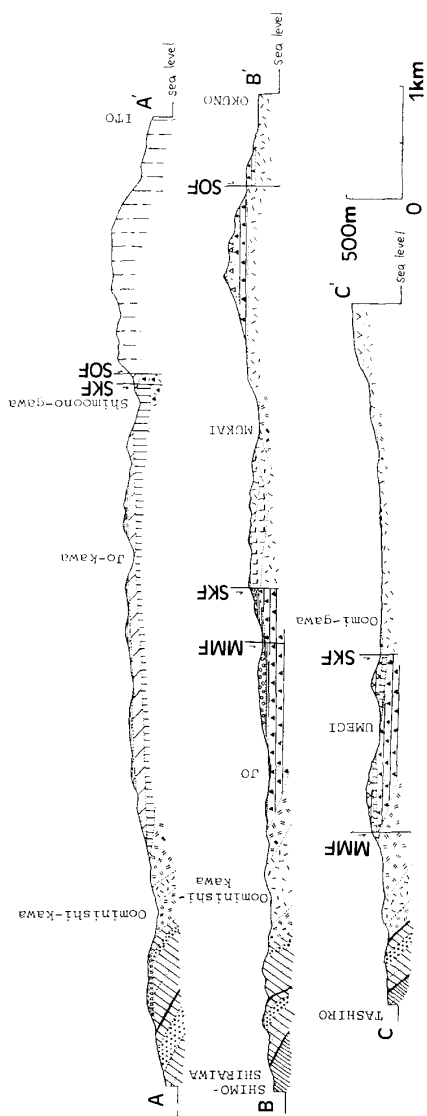


Fig. 2. Geological map and geological cross sections of the studied area.

SOF: Sukumoyama-Okuno Fault, SKF: Shimoonogawa-Kamiyamegi Fault, MMF: Mochikoshi-Mochida Fault, UF: Usami Fault, KF: Kashiwatoge Fault, YF: Yamada Fault, TF: Tashihiro Fault.

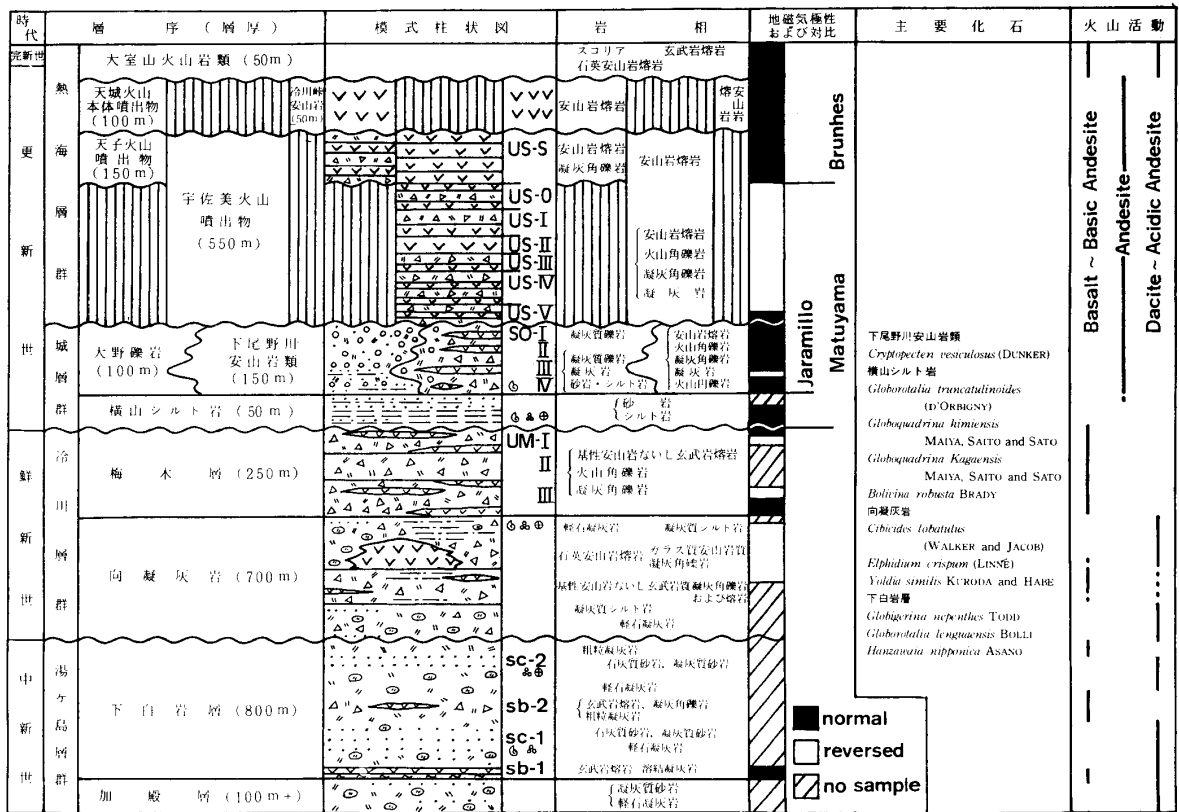


Fig. 3. Schematic stratigraphic succession in the studied area.

Table 1. Comparison table of the stratigraphic successions, investigated by various workers in this area.

	小山 (1982) (中伊豆・伊東)	小山・新妻 (1980) (伊豆半島北東部)	菅原 (1965MS) 北村ほか (1968, 1969) (修善寺・中伊豆・大城湯ヶ島)	舘内 (1978MS) (修善寺・中伊豆・大城湯ヶ島)	沢村 (1955) (修善寺図幅)	久野 (1970) (伊東図幅)
熱海新群	大室山火山岩類	大室山火山岩類	後場河石流 奥原玄武岩	沖積層 後場河玄武岩類	沖積層 後場河玄武岩類	大室山火山群 天城火山 各種寄生火山
熱海新群	天城火山本体噴出物 (100 m)	多賀火山噴出物	河岸段丘堆積物	河岸段丘堆積物	細段丘 相久保段丘	多賀火山 天城火山
熱海新群	天子火山噴出物 (150 m)	宇佐美火山噴出物	達磨火山噴出物	達磨火山噴出物	達磨火山噴出物	宇佐美火山
熱海新群	宇佐美火山噴出物 (550 m)		天子安山岩類	天子火山噴出物	天子安山岩類	
城層	大野礫岩 (100 m)	大野礫岩	大野礫岩	大野礫	城層 および 大野層	城層
城層	下尾野川安山岩類 (150 m)					
城層	横山シルト岩 (50 m)	横山シルト岩	横山シルト岩	城層		
冷海新群	梅木層 (250 m)	梅木層	岩溜坊 梅木層	梅木層	賀茂安山岩類 大仁安山岩類 小下田安山岩類 狩野安山岩類 内浦安山岩類 備越石英安山岩類	持越玄武岩類 相崎および城山 安山岩 地蔵堂安山岩貫入岩体 阿原田安山岩類 京入道安山岩類 白浜層群 奥野玄武岩類
冷海新群	向凝灰岩 (700 m)	向凝灰岩	向凝灰岩	向凝灰岩	大見白色凝灰岩類 備越緑色安山岩類	
熱海新群	下白岩層 (800 m)	下白岩層	下白岩層	下白岩層	修善寺白色凝灰岩類	
熱海新群	加殿層 (100 m+)	加殿層	加殿層	加殿層	湯ヶ島安山岩類	湯ヶ島層群

層厚は 900 m+ である。

### A-1 加殿層(Kadono Formation)

命名：菅原 (1965MS) 命名, 北村ほか (1968) 紹介。

模式地：静岡県田方郡修善寺町加殿付近の大見川沿岸。

層厚：100 m+。

分布および岩相：本層は，調査地域北西端の大見川沿岸に分布し，東方ないし南東方に 30°～60° 傾斜する。

本層は，軽石凝灰岩を主体とし，海成の凝灰質砂岩を挟在する。軽石凝灰岩は，3 cm 以下の軽石を含み無層理・塊状であるが，上方に細粒化し層理の発達する凝灰質砂岩に漸移する。軽石凝灰岩は，茶白ないし黄白色で，2～3 mm の長石および有色鉱物結晶と，1 mm 程度の少量の石英結晶を含む。凝灰質砂岩は，中粒ないし細粒で灰色を呈し，生痕化石を産する。

層序関係：調査地域に分布する最下位の地層である。

地質時代および堆積環境：本層は，上位の下白岩層と整合であり，下白岩層下部の時代から中新世中期の堆積物と考えられる。また生痕化石の存在から，本層は海成の堆積物と考えられる。

### A-2 下白岩層(Shimoshiraiwa Formation)

命名：TSUYA (1937) 命名, 菅原 (1965MS) 再定義, 北村ほか (1968) 紹介。

菅原 (1965MS), 北村ほか (1968, 1969), 箭内 (1978MS), 小山・新妻 (1980) は，大見川および大見西川流域に分布する軽石凝灰岩を主体として基性安山岩ないし玄武岩質凝灰角礫岩を挟在する地層を本層に含めている。しかし，この地層は本層の上位の向凝灰岩と同様な岩相・岩質をもち，向凝灰岩に含められるものである。よって本研究では，菅原 (1965MS) の定義による下白岩層の下半部のみを下白岩層として再定義する。

模式地：静岡県田方郡中伊豆町下白岩から元村にかけての大見川北岸の山中。

層厚：800 m。

分布および岩相：本層は，調査地域北西部に分布し，模式地付近の大見川沿岸，およびその北方の年川と大見西川の間丘陵に露出する。本層は，東方および南東方に 20°～70° の傾斜をもち，下位の加殿層をとりまくようにしておおう。

本層は，軽石凝灰岩と塩基性火山岩類の互層からなる。軽石凝灰岩中には海成の石灰質砂岩および凝

灰質砂岩が挟在する。

塩基性火山岩類は，本層最下部，中部，最上部の 3 層準に存在する。最下部のものは玄武岩熔岩であり中部のものは玄武岩熔岩を挟在する粗粒凝灰岩である。また最上部のものは粗粒凝灰岩のみからなる。これらに挟まれた層準，すなわち本層下部と上部には軽石凝灰岩が存在し，それぞれが石灰質砂岩および凝灰質砂岩を挟在する。本層が整合におおう加殿層が軽石凝灰岩を主体とすることを考慮すれば，加殿層から本層最上部までの間に，軽石凝灰岩(酸性)の上位に塩基性の凝灰岩または熔岩が重なるサイクルが 3 回みられる。本層下部および上部の 2 層準の石灰質砂岩のうち，下部のものを sc-1，上部のものを sc-2 と呼ぶことにする。また本層最下部および中部の 2 層準の玄武岩熔岩のうち，最下部のものを sb-1，中部のものを sb-2 と呼ぶことにする。石灰質砂岩および玄武岩熔岩は特徴的な岩相であり，鍵層として追跡できるため，それぞれを地質図上に分けて示した。

模式地においては，西から東に向かって本層最下部から最上部までが順次露出する。本層基底部には厚さ 1～2 m の熔結凝灰岩があり，その上位を sb-1 の厚さ 4～5 m の 2 枚の玄武岩熔岩がおおう。さらにその上位に軽石凝灰岩と凝灰質砂岩の互層(厚さ 120 m)，石灰質砂岩 sc-1 (50 m)，厚さ 3 m の玄武岩熔岩 sb-2 を挟在する粗粒凝灰岩(100 m)，軽石凝灰岩(200 m)，厚さ 10 m の石灰質砂岩 sc-2 および軽石凝灰岩を挟在する凝灰質砂岩(50 m)，粗粒凝灰岩(50 m) が順次重なる。各岩相の特徴を以下に述べる。

熔結凝灰岩は，黒色ガラス質の岩石であり，石英結晶が鏡下で認められる。

sb-1 および sb-2 の玄武岩熔岩は，黒色で 3～5 mm の斜長石斑晶を含み，玉ねぎ状構造が発達する。

sb-2 より下位の本層下部の軽石凝灰岩は，茶白ないし黄白色で 1 mm 程度の長石・有色鉱物結晶と少量の石英結晶を含む。また sb-2 より上位の本層上部の軽石凝灰岩は，黄色および灰色の軽石によって特徴づけられ，少量の長石・有色鉱物結晶を含むが，石英結晶がみられない。軽石の大きさは，どちらの軽石凝灰岩についても 2 cm 以下である。

石灰質砂岩は，茶白ないし黄白色で，粗粒～中粒の粒径をもつ。sc-1 には円磨された火山岩の細礫が含まれる。sc-1, sc-2 共に大型および小型有孔虫，石灰質ナンノプランクトンの化石を産し，sc-



1は、このほか貝類、サンゴ、ウニ等の化石を産する。sc-2より産する化石のリストをTable 2に示す。

本層中部および最上部の粗粒凝灰岩は、無層理・塊状で特に目立つ鉱物結晶および火山岩片を含まない。本層中部のものは黄褐色ないし灰色を呈し、最上部のものは灰色を呈する。

本層に含まれる凝灰質砂岩は、茶白ないし黄白色で中粒～粗粒の粒径をもち、淘汰が良い。

Table 2. Faunal and Floral lists of foraminiferal and calcareous nanno fossils from the calcareous sandstone sc-2 of the upper part of the Shimoshiraiwa Formation.

— Shimoshiraiwa Formation (site S1) —

Benthic Foraminifera

*Amphistegina radiata* (FICHTEL and MOLL)  
*Bolivina* cf. *robusta* BRADY  
*Bolivina subreticulata* PARR  
*Cassidulina* cf. *sublimbata* ASANO and NAKAMURA  
*Cassidulina nipponensis* EADE  
*Cassidulina pacifica* CUSHMAN  
*Cassidulina subglobosa* BRADY  
*Cibicides lobatulus* (WALKER and JACOB)  
*Cibicides refulgens* MONTFORT  
*Dentalina* sp.  
*Elphidium crispum* (LINNÉ)  
*Hanzawaia nipponica* ASANO  
*Heterolepa heidingeri* (D'ORBIGNY)  
*Stilostomella ketienziensis* (ISHIZAKI)

Planktonic Foraminifera

*Globigerina bulloides* D'ORBIGNY  
*Globigerina nepenthes* TODD  
*Globigerinita glutinata* (EGGER)  
*Globigerinita trilobus* REUSS  
*Globoquadrina altispira* (CUSHMANN and JARNS)  
*Globoquadrina dehiscens* (CHAPMANN, PARR and COLLINS)  
*Globorotalia linguaensis* BOLLI  
*Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY)  
*Orbulina universa* D'ORBIGNY  
*Sphaeroidinopsis seminulina* (SCHWAGER)  
*Sphaeroidinopsis subdehiscens* (BLOW)

Calcareous Nannoplankton

*Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SHILLER  
*Cyclococcolithus leptopora* (ROTH and HAY) BUKRY  
*Discoaster* sp.  
*Reticulofenestra pseudoumbilica* GARTNER

模式地付近と同様な層序は、模式地北方の年川と大見西川の間の丘陵地、および模式地南西方の田代付近に追跡できる。ただし田代付近ではsb-2の直上を本層の上位の向凝灰岩が不整合におおい、sb-2から上位の層準が欠如している。sb-2の玄武岩熔岩は、同質の凝灰角礫岩に側方移化し、田代付近および年川東岸の山中に分布する。石灰質砂岩sc-1およびsc-2は北方に向かって厚さを増し、sc-1は年川東岸で厚さ100m、sc-2は元村北方で50mに達する。

層序関係：調査地域内では、本層と加殿層の間には構造の斜交および岩相・岩質の相違が認められず、両層は整合関係にある。また両層の境界は菅原(1965MS)、北村ほか(1968, 1969)、箭内(1978MS)に従い本層最下部の熔結凝灰岩の基底とする。

古地磁気測定結果：本層最下部の熔結凝灰岩(1地点)、および玄武岩熔岩sb-1の2枚(2地点)から古地磁気測定用試料を採取した(Fig. 4)。試料のNRM(Natural Remanent Magnetization：自然残留磁気)強度は $1.3 \times 10^{-1} \sim 1.1 \times 10^0$  A/mであり、15 mTの交番磁場消磁後の残留磁気強度は $5.7 \times 10^{-2} \sim 1.3 \times 10^{-1}$  A/mで、極性はすべて正帯磁である。

地質時代および堆積環境：本層下部の石灰質砂岩sc-1より産する浮遊性有孔虫化石は、すでにSAITO(1962, 1963)、菅原(1965MS)、北村ほか(1968, 1969)、箭内(1978MS)によって検討され、その地質年代はBLOW(1969)のN.14帯(中期中新世の後期)と報告されている。本研究において元村北方(Fig. 4, 地点S1)に露出する本層上部の石灰質砂岩sc-2中の有孔虫および石灰質ナノプランクトン化石を検討した結果(Table 2)、浮遊性有孔虫化石については、N.14～N.17帯(中期中新世後期～後期中新世)の*Globigerina nepenthes* TODD, *Globorotalia linguaensis* BOLLI等を産する。また石灰質ナノプランクトンについては前期鮮新世以前の*Reticulofenestra pseudoumbilica* GARTNERを産する。

また底生有孔虫については*Hanzawaia nipponica* ASANO等を産し、水深200m以浅の岩礁の多い外洋性の堆積環境が考えられる。

**B. 冷川層群 (Hiekawa Group)**

命名：新称

本層群は、軽石凝灰岩を主体とする下部(向凝灰岩)、および塩基性火山碎屑岩を主体とし、酸性岩を

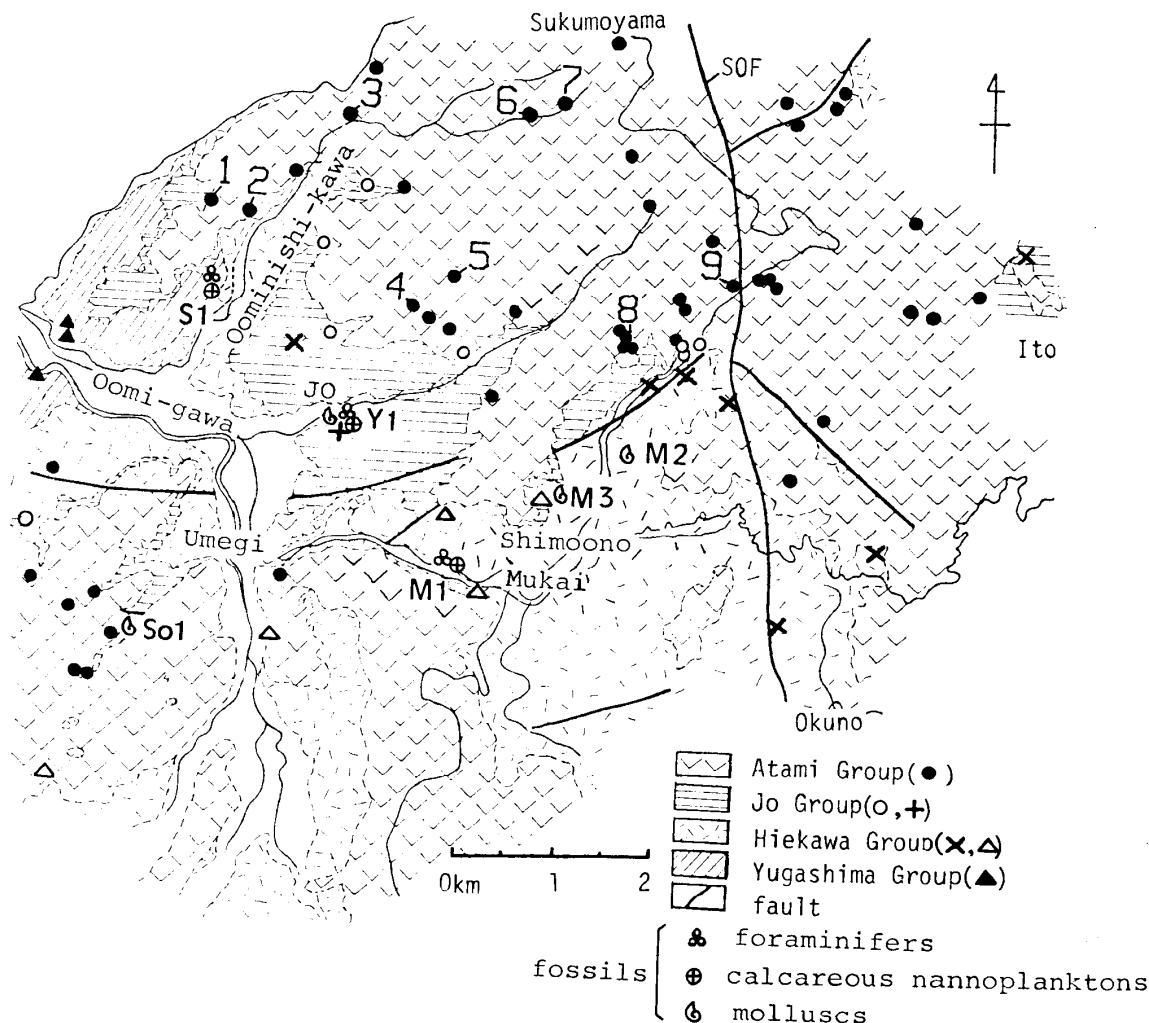


Fig. 4. Map showing the sampling localities for paleomagnetic studies and the localities of fossils. Localities for paleomagnetic studies: Usami Volcano-effusives, Tenshi Volcano-effusives, Amagi-main-body Volcano-effusives and Oomuroyama Volcanics (●), Shimoonogawa Andesites (○), Yokoyama Siltstone (+), Umegi Formation (×), Mukai Tuff (△), Shimoshiraiwa Formation (▲). Localities of fossils: Shimoshiraiwa Formation (S1), Mukai Tuff (M1~3), Yokoyama Siltstone (Y1), Shimoonogawa Andesites (So1), SOF: Sukumoyama-Okuno Fault.

含まない上部（梅木層）からなる。本層群は、冷川流域ではほぼ水平であるが、調査地域北西部においては東方ないし南東方に60°に達する傾斜をもつ単斜構造をなす。本層群は、海成の堆積物を含み、向凝灰岩の凝灰質シルト岩中より有孔虫および貝類等の化石を産する。全層厚は950mである。本層群に属する地層は、これまで伊豆半島南部に分布する白浜層群に対比されてきたものであり、菅原(1965MS)、北村ほか(1968, 1969)、箭内(1978MS)、小山・新妻(1980)は、本層群に属する地層を一括して梅木凝灰岩あるいは梅木層と呼ん

でいる。

### B-1 向凝灰岩 (Mukai Tuff)

命名：新称

本層は、菅原(1965MS)、北村ほか(1968, 1969)、箭内(1978MS)、小山・新妻(1980)によって梅木層あるいは梅木凝灰岩と呼ばれている地層のうち、酸性岩の卓越する下半部を新たに1つの地層として区分・命名したものである。なお、菅原(1965MS)、北村ほか(1968, 1969)、箭内(1978MS)、小山・新妻(1980)は、本層のうち調査地域北西部に分布する軽石凝灰岩を主体とする地

層を下白岩層に含めている。また、久野(1970)は、調査地域東部に分布する本層のうち、軽石凝灰岩を主体とする下部を白浜層群、ガラス質安山岩質凝灰角礫岩を主体とする上部を京入道安山岩類と呼び、中部の基性安山岩ないし玄武岩質凝灰角礫岩を持越玄武岩類に含めている。

模式地：静岡県田方郡中伊豆町向付近を中心とした冷川、下尾野川、および徳永川流域。

層厚：700 m。

分布および岩相：本層は、模式地付近を中心とした調査地域東部では冷川、下尾野川、徳永川の各流域、奥野および宇佐美西方に分布し、調査地域南部では菅引川流域および姫之湯付近、調査地域北西部では大見西川流域およびその南西方の大見川南岸から餅田にかけて分布し、横山東方にも小規模に分布する。

本層は、調査地域北西部では東方ないし南東方に20°~70°の傾斜をもち、下位の下白岩層をとりまくようにしておおっている。調査地域東部から南部の地域における本層は、ほぼ水平で、局所的に30°の傾斜をもつ。

本層は、軽石凝灰岩を主体とし、中部に基性安山岩ないし玄武岩質凝灰角礫岩を挟在する。本層の軽石凝灰岩は、白色ないし黄白色を呈し、塊状で、1~2 mmの有色鉱物結晶を多く含む10 cm以下の軽石からなる。軽石凝灰岩には、ガラス質安山岩質凝灰角礫岩が挟在する。上部の軽石凝灰岩には、さらに海成の凝灰質シルト岩、凝灰質砂岩を挟在し、石英安山岩熔岩も挟在する。これらの挟在物は、調査地域東部から南部に多く、北西部には少ない。基性安山岩ないし玄武岩質凝灰角礫岩には、同質の熔岩を挟在し、調査地域東部から南部ではさらに凝灰質シルト岩も挟在する。本層の凝灰質シルト岩および凝灰質砂岩は、淡褐色ないし茶白色で、細粒凝灰岩・軽石凝灰岩の薄層を挟み、層理が発達する。このうち本層上部のものより、有孔虫、貝類等の化石を産する(Table 3)。本層の軽石凝灰岩、および上部の石英安山岩熔岩は、特徴的な岩相であり、まとまった分布をもつため、それぞれを地質図上に分けて示した。

調査地域北西部では、本層基底部から上部までが露出するが、東部から南部では基底部のみ露出がみられず、下限が不明である。また本層の厚さは、調査地域東部から南部と調査地域北西部では異なり、東部から南部では170 m+であるのに対し、北西部では700 mに達する。

模式地付近においては、ほぼ水平な地質構造を反映し、地形上の低所から高所に向かって上位の地層が順次露出する。向から下尾野にかけての冷川、下尾野川、および徳永川沿いには、厚さ20m+の本層下部の軽石凝灰岩が、ガラス質安山岩質凝灰角礫岩を挟在して露出し、模式地付近における本層の露出の最下部をなす。ガラス質安山岩質凝灰角礫岩は無層理・塊状で、ガラス質安山岩は、暗灰色ないし明灰

Table 3. Faunal lists of foraminiferal and molluscan fossils from the tuffaceous siltstone of the upper part of the Mukai Tuff.

— Mukai Tuff —

(site M1)

Benthic Foraminifera

*Amphicoryna* sp.

*Baggina totomiensis* MAKIYAMA

*Bolivina* sp.

*Buccella makiyamae* CHIJI

*Cassidulina subglobosa* BRADY

*Cibicides lobatulus* (WALKER and JACOB)

*Cymbaloporetta* sp.

*Elphidium crispum* (LINNÉ)

*Glabratella opercularis* (D'ORBIGNY)

*Glabratella subopercularis* (ASANO)

*Hanzawaia nipponica* ASANO

*Massilina* sp.

*Miliolinella circularis* (BORNEMANN)

*Quinqueloculina* sp.

*Rectbolivina raphana* (PARKER and JONES)

*Reussella pacifica* CUSHMAN and MCCULLOCH

*Rosalina australis* (PARR)

*Rosalina bradyi* (CUSHMAN)

Planktonic Foraminifera

*Globigerina bulloides* D'ORBIGNY

*Globigerinoides* sp.

*Globorotalia* cf. *menardii* (D'ORBIGNY)

*Globorotalia* sp.

(site M2)

Mollusca

*Acila diraricata* (HINDS)

*Glycymeris rotunda?* (DUNKER)

*Pitar?* sp.

(site M3)

Mollusca

*Yoldia similis* KURODA and HABE

*Portlandia lischkei* (SMITH)

*Macoma calcarea* (GMELIN)

色のガラス質石基に、7mmまでの斜長石斑晶と2mm程度の少量の輝石斑晶を含む。

この軽石凝灰岩の上位に、厚さ50mの本層中部の基性安山岩ないし玄武岩質凝灰角礫岩が、厚さ2～5mの同質熔岩および凝灰質シルト岩を挟在して露出する。凝灰角礫岩は無層理・塊状であり、熔岩は局所的に分布し追跡できない。基性安山岩ないし玄武岩には、暗灰色・細粒の石基に1mm程度の斜長石および少量のカンラン石斑晶を含むものと、灰色・粗粒の石基に1cm以下の斜長石斑晶および5mm程度の輝石斑晶を含むものの2種がある。

この基性安山岩ないし玄武岩質凝灰角礫岩の上位を、下尾野川および徳永川をはさんで東部ではガラス質安山岩質凝灰角礫岩がおおい、また西部では石英安山岩熔岩がおおい、本層上部を構成する。両者ともにその厚さは100mであり、凝灰質シルト岩および軽石凝灰岩を挟在する。また東部のガラス質安山岩質凝灰角礫岩中には、西部の石英安山岩熔岩と同質の礫が含まれる。ガラス質安山岩質凝灰角礫岩は、無層理・塊状で、ガラス質安山岩は、明灰色・ガラス質の石基に5mm程度の輝石および斜長石斑晶を含み、輝石斑晶が2mm程度で少量である本層下部のものとは岩質が異なる。石英安山岩熔岩は塊状であり、桃色を呈する細粒閃緑岩の外來岩片を含む。石英安山岩は、灰白色・ガラス質の石基に5mm～1cmの斜長石斑晶と5mm程度の少量の石英斑晶、および3mm程度の輝石斑晶を含む。

模式地付近と同様な層序は、調査地域南部の菅引川流域および姫之湯付近にも追跡できる。

調査地域北西部の大見川および大見西川流域に分布する本層は、単斜構造をなすために同一層準の追跡が容易であり、東方および南東方に向かって順次上位が露出する。大見西川流域では、下位より軽石凝灰岩(厚さ120～180m)、基性安山岩ないし玄武岩質凝灰角礫岩(100～350m)、軽石凝灰岩(120～180m)が順次露出する。軽石凝灰岩にはガラス質安山岩質凝灰角礫岩が挟在し、上部の軽石凝灰岩中の最上部には海成の凝灰質砂岩が挟在する。基性安山岩ないし玄武岩質凝灰角礫岩には、同質の熔岩および粗粒凝灰岩が挟在する。この熔岩は、元村北方にのみ1枚挟在し、厚さは5mである。また粗粒凝灰岩は元村付近にのみ挟在し、火山岩および軽石の細礫からなり、暗褐色を呈し淘汰が良い。上部および下部に酸性岩が卓越し、中部に塩基性岩を挟在するこの地域の層序は模式地付近と同様であり、含まれるガラス質安山岩・基性安山岩ないし玄武岩

は、ともに模式地付近のものと同質である。ただし、この地域の上部の軽石凝灰岩は、模式地付近のものには含まれない1～2mmの少量の石英結晶を含む。

大見西川流域と同様な層序は、その南西方の大見川南岸から餅田付近に追跡できる。この地域では、上部の軽石凝灰岩は300mと厚くなる。餅田付近における下部の軽石凝灰岩は、ガラス質安山岩質凝灰角礫岩のほか凝灰質砂岩を挟在し、層理が発達する。

横山東方には軽石凝灰岩が小規模に露出し、本層上部のガラス質安山岩と同質の礫を含むことから、本層上部に対比される。

層序関係：本層は、下位の下白岩層を不整合におおう。不整合直下の下白岩層の層準は南方ほど下位である。すなわち、本層下部の軽石凝灰岩が、大見西川流域から元村にかけての地域では下白岩層の最上部から上部の層準をおおい、その南西方の餅田付近では下白岩層中部のsb-2の玄武岩質凝灰角礫岩の上位を直接おおうことから、両層は斜交不整合の関係にある。

古地磁気測定結果：本層中部の基性安山岩ないし玄武岩熔岩(1地点)、本層上部の石英安山岩熔岩(2地点)、粗粒凝灰岩(1地点)、細粒凝灰岩(1地点)から古地磁気測定用試料を採取した(Fig. 4)。試料のNRM強度は $9.3 \times 10^{-2} \sim 2.6 \times 10^0$  A/mであり、15mTの交番磁場消磁後の残留磁気強度は $8.7 \times 10^{-2} \sim 2.2 \times 10^0$  A/mで、極性はすべて逆帯磁である。

地質時代および堆積環境：大見川沿岸に分布する本層最上部の凝灰質砂岩から箭内(1978MS)は、BLOW(1969)のN.18～N.20帯(中新世後期～鮮新世前期)の微化石を報告している。本研究において、向西方の冷川北岸(Fig. 4, 地点M1)に露出する本層上部の凝灰質シルト岩中の有孔虫および貝化石を検討した結果(Table 3)、底生有孔虫の*Cibicides lobatulus* (WALKER and JACOD), *Elphidium crispum* (LINNÉ)から、水深100m以浅の岩礁の多い内湾性の堆積環境が考えられる。また下尾野川流域(Fig. 4, 地点M2, M3)に分布する本層上部の凝灰質シルト岩中の貝化石*Acila diraricata* (HINDS), *Macoma calcarea* (GMELIN)からも外洋性の堆積環境が考えられる。

## B-2 梅木層 (Umegi Formation)

命名：菅原(1965MS)により梅木凝灰岩として命名。小山・新妻(1980)再定義。

本層は、菅原(1965MS)、北村ほか(1968, 1969)、箭内(1978MS)、小山・新妻(1980)によつ

て梅木凝灰岩あるいは梅木層と呼ばれている地層のうち、塩基性岩の卓越する上部を新たに1つの地層として区分・命名したものである。なお、久野(1970)は、奥野北西方に分布する本層のうち、基性安山岩ないし玄武岩質凝灰角礫岩を主体として同質熔岩を挟在する下部を奥野玄武岩類と呼び、持越付近および柏峠北西方に分布する基性安山岩ないし玄武岩質の火山角礫岩および熔岩を主体とする本層下部を持越玄武岩類と呼んでいる。

模式地：静岡県田方郡中伊豆町梅木。

層厚：250 m。

分布および岩相：本層は、調査地域中西部の模式地付近、および調査地域東部の冷川峠を中心とする柏峠北西方の下尾野川沿いから山田付近にかけての地域に分布し、姫之湯北西方、宇佐美西方、城北方、伊東市街西方にも小規模に分布する。模式地付近およびその東方の本層の分布は、下尾野川—上梅木断層の北西側に限られている。本層はほぼ水平であり、局所的に20°の傾斜をもつ。

本層は、基性安山岩ないし玄武岩質の凝灰角礫岩を主体とし、上部には同質の2枚の熔岩を挟在する。中部は凝灰角礫岩のみからなる。下部には6枚の同質熔岩と火山角礫岩、火山円礫岩、および粗粒凝灰岩を挟在する。これら火山砕屑岩の本質岩片および熔岩の基性安山岩ないし玄武岩は、本層の上部、中部、下部で岩質が異なる。上部のものは、多くの輝石斑晶によって特徴づけられ、斜長石斑晶を含み、黒色を呈する。中部のものは、黒色・緻密な無斑晶質の岩石であり、下部のものはカンラン石斑晶を含んでいる。このように岩質の明瞭な差異があるので、本層上部、中部、下部をそれぞれUM-I、UM-II、UM-IIIと呼ぶことにし、地質図上に分けて示した。

模式地においては本層下部が露出し、凝灰角礫岩を主体として粗粒凝灰岩を挟在する。厚さは80 mで不明瞭な層理をもつ。凝灰角礫岩の本質岩片は、黒色で1~3 mmの多くの斜長石斑晶と少量のカンラン石斑晶によって特徴づけられる。

模式地東方の持越付近には、厚さ80 mの本層下部の塊状の火山角礫岩が露出している。火山角礫岩の本質岩片は、黒色・粗粒な石基と、3 mm程度の輝石およびカンラン石斑晶、ならびに1 cmに達する斜長石斑晶によって特徴づけられる。同様な岩相は模式地北西方の大見川南岸の山中にも分布する。

本層が下部から上部まで露出するのは、調査地域東部の冷川峠付近からその南西方の分水嶺の地域である。この地域ではほぼ水平な地質構造を反映し、地形上

の低所から高所に向かって下位から上位の地層が順次露出する。最下位には、模式地と同様な岩相・岩質をもつ厚さ50~80 mの凝灰角礫岩が分水嶺をとりまくようにして分布し、火山円礫岩と3枚の熔岩を挟在する。熔岩は、凝灰角礫岩の基底部、上部、最上部に存在し、その厚さはそれぞれ10 m、4 m、2~3 mである。これらのうち基底部および上部の2枚の熔岩は、黒色で、3 mm程度の斜長石および輝石斑晶を含み、カンラン石斑晶は含まない。また最上部の熔岩は、黒色で、1~3 mmの多くの斜長石斑晶と少量のカンラン石斑晶を含み、凝灰角礫岩の本質岩片と同じ岩質をもつ。冷川峠付近を南北に走る巢雲山—奥野断層の東側には、この3枚の熔岩のうち最上部の熔岩のみが分布する。

この上位を本層中部の凝灰角礫岩がおおい、分水嶺の尾根付近を構成する。厚さは50~100 mあり、冷川峠東方では細粒凝灰岩の薄層をはさんで層理をもつ。冷川峠北方では、それらをおおい本層上部の凝灰角礫岩と熔岩が分布するが、露出不良であり、転石のみが確認される。

冷川峠南西方1 kmの分水嶺付近では、本層下部の凝灰角礫岩最上部をおおい、厚さ5 mの熔岩およびその上位に重なる同質の本質岩片をもつ厚さ25 mの凝灰角礫岩が分布する。この熔岩および凝灰角礫岩の本質岩片は、灰色・粗粒の石基と2 mm程度の多くの斜長石およびカンラン石斑晶によって特徴づけられ、下位の熔岩とは斜長石およびカンラン石斑晶の量から区別できる。

柏峠北西方では、持越付近の火山角礫岩の本質岩片と同質の2枚の熔岩が分布する。熔岩の厚さは、共に10 mであり、同質の本質岩片をもつ凝灰角礫岩および粗粒凝灰岩を挟在する。この本層下部をおおい、本層上部の凝灰角礫岩が分布する。この凝灰角礫岩には、厚さ2~5 mの2枚の熔岩が挟在し、その岩質は凝灰角礫岩の本質岩片と同じである。

層序関係：本層は、冷川峠付近の分水嶺と梅木北西方において下位の向凝灰岩をおおうが、おおう本層の層準はつねに下部の凝灰角礫岩である。しかもおわれる向凝灰岩の層準は、つねに上部の軽石凝灰岩、石英安山岩熔岩およびガラス質安山岩質凝灰角礫岩を主体とする地層であり、構造上の差異もみられないことから、両層は整合関係にあると考えられる。

古地磁気測定結果：本層中の8枚の基性安山岩ないし玄武岩熔岩のうち、柏峠北西方および伊東市街西方に分布する本層下部の2枚の熔岩(3地点)、冷

川峠南方に分布する本層下部の凝灰角礫岩中の最上部の熔岩(1地点), 城北方, 冷川峠東方および柏峠西方に分布する本層上部の2枚の熔岩(3地点)から古地磁気測定用試料を採取した(Fig. 4). それらのNRM強度は $6.1 \times 10^{-2} \sim 2.0 \times 10^0 \text{ A/m}$ であり, 15 mTの交番磁場消磁後の残留磁気強度は $2.1 \times 10^{-1} \sim 1.0 \times 10^0 \text{ A/m}$ で, 極性は冷川峠南方の本層下部の熔岩, および本層上部の下位の熔岩が逆帯磁であり, 他は正帯磁である.

地質時代および堆積環境: 下位の向凝灰岩と整合であることから, 本層は鮮新世の堆積物と考えられる. また海成の堆積物が含まれないことから, 本層は陸成の火山噴出物と推定される.

### C. 城層群 (Jo Group)

命名: 田山 (1931) 命名, 菅原 (1965MS) 再定義, 北村ほか (1968) 紹介.

本層群は, シルト岩を主体とする下部(横山シルト岩)と, 安山岩質火山砕屑岩および同質の熔岩(下尾野川安山岩類)ならびに凝灰質礫岩(大野礫岩)からなる上部によって構成される. 本層群は, 調査地域中央部から西部に分布し, その厚さは, 調査地域北西部の下位層のなす単斜構造と下尾野川-上梅木断層の間で厚い. 本層群には海成の堆積物が含まれ, 横山シルト岩は, 有孔虫, 石灰質ナンノプランクトンおよび貝類等の化石を産し, 下尾野川安山岩類の凝灰岩は貝類等の化石を産する. 全層厚は200 mである.

#### C-1 横山シルト岩 (Yokoyama Siltstone)

命名: 菅原 (1965MS), 北村ほか (1968) 紹介. 菅原 (1965MS), 北村ほか (1968, 1969), 箭内 (1978MS) は, 城北方に分布する礫岩・砂岩・シルト岩の互層を本層に含めている. しかし, その礫岩は, 本層の上位の下尾野川安山岩類の各層準から由来した安山岩礫を多く含み, 上位の大野礫岩のものと同様であることから, この礫岩を含む地層は大野礫岩に含められるものである. よって本研究では菅原 (1965MS) の定義による横山シルト岩のうち, 海成・塊状のシルト岩の卓越する下半部を新たに横山シルト岩として再定義する.

模式地: 静岡県田方郡中伊豆町城から横山にかけての地域.

層厚: 50 m.

分布および岩相: 本層は, 模式地付近とその南方および梅木付近にほぼ水平に分布する. その分布域は, 調査地域北西部の向凝灰岩以下の地層のなす単

斜構造と下尾野川-上梅木断層の間に限られている.

本層は, 青灰色・塊状の海成のシルト岩を主体とし, 細粒～中粒の砂岩と少量の細粒凝灰岩を挟在する. 砂岩は, 厚さ10 cm～1 mで級化層理を示し, 少量の火山岩円礫を含む. 凝灰岩は, 厚さ20 cm以下で桃色ないし白色を呈する. 本層下部のシルト岩および砂岩は, 浮遊性および底生有孔虫, 石灰質ナンノプランクトン, 貝類等の化石を産する (Table 4).

湯ヶ島層群, 冷川層群, および本層を除く城層群は, 火山岩類を主体として海成の凝灰質堆積物を挟在する. また, 熱海層群は, 熔岩と火山砕屑岩の互層を主体とし, 海成の堆積物を含まない. これに対し本層は, 火山物質をほとんど含まぬ通常海成砕屑岩のみから構成され, 他の地層とは異なった層相を有する. 伊豆半島全体を考えた場合にも, 本層のような層相をもつ地層はこれまで報告がなく, 本層は伊豆半島においては特異な地層と言える.

Table 4. Faunal and Floral lists of foraminiferal, calcareous nanno and molluscan fossils from the siltstone of the Yokoyama Siltstone.

#### -Yokoyama Siltstone (site Y1) -

##### Benthic Foraminifera

*Siphotextulavia saulcyana* (D'ORBIGNY)  
*Spiroplectammmina sagittula* (DEFRANCE)  
*Quinqueloculina vulgaris* D'ORBIGNY  
*Ammonia ketienziensis* (ISHIZAKI)  
*Ammonia ketienziensis angulata* (KUWANO)  
*Ammonia takanabensis* (ISHIZAKI)  
*Amphicoryna scalaris sagamiensis* ASANO  
*Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON)  
*Astrononion umbilicatum* UCHIO  
*Baggina totomiensis* MAKIYAMA  
*Bolivina robusta* BRADY  
*Bolivinita quadrilatera* (SCHWAGER)  
*Cassidulina carinata* SILVESTRI  
*Cassidulina depressa* ASANO  
*Cassidulina nipponensis* EADE  
*Cassidulina norcrossi* CUSHMAN  
*Cassidulina subglobosa* BRADY  
*Cassidulinoides kuwanoi* MATOBA  
*Cassidulinoides parkerianus* (BRADY)  
*Cibicides lobatulus* (WALKER and JACOB)  
*Cibicides refulgens* MONTFORT  
*Eilohedra nipponica* KUWANO  
*Elphidium crispum* (LINNÉ)  
*Fissurina* spp.  
*Gavelinopsis* sp.

*Glabratella opercularis* (D'ORBIGNY)  
*Glabratella* spp.  
*Gyroidina broeckhiana* (KARRER)  
*Gyroidinoides nipponicus* (ISHIZAKI)  
*Hanzawaia nipponica* ASANO  
*Hoeglundina elegans* (D'ORBIGNY)  
*Lenticulina calcar* (LINNÉ)  
*Oolina* spp.  
*Patellina hanzawaii* ASANO  
*Planodiscorbis circularis* (SIDEBOTTOM)  
*Pseudoparella naraensis* KUWANO  
*Pseudorotalia gaimardii* (D'ORBIGNY)  
*Pyrgo* sp.  
*Rectobolivina raphana* (PARKER and JONES)  
*Stilostomella lepidula* (SCHWAGER)  
*Uvigerina crassicosata* SCHWAGER  
*Uvigerina nitidula* SCHWAGER

#### Planktonic Foraminifera

*Globigerina bulloides* D'ORBIGNY  
*Globigerina falconensis* BLOW  
*Globigerina praedigitata* PARKER  
*Globigerina quinqueloba* NATLAND  
*Globigerina ruber* (D'ORBIGNY)  
*Globigerina woodi* JENKINS  
*Globigerinita glutinata* (EGGER)  
*Globigerinoides conglobatus* (BRADY)  
*Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY)  
*Globoquadrina eggeri* (RUMBLER)  
*Globoquadrina himiensis* MAIYA, SAITO and SATO  
*Globoquadrina kagaensis* MAIYA, SAITO and SATO  
*Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY and WISSLER)  
*Globorotalia hirsuta* (D'ORBIGNY)  
*Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY)  
*Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY)  
*Globorotalia scitula* (BRADY)  
*Globorotalia truncatulinoides* (D'ORBIGNY)  
*Globorotalia tumida* (BRADY)  
*Pulleniatina obliquiloculata* (PARKER and JONES)

#### Calcareous Nannoplankton

*Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SHILLER  
*Crenalithus doronicoides* BLACK and BARNES  
*Crenalithus productellus* BUKRY  
*Cyclococcolithus leptopora* (ROTH and HAY) BUKRY  
*Discolithina japonica* TAKAYAMA  
*Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER  
*Pseudoemiliana lacunosa* (KAMPTNER) GARTNER  
*Umbilicosphaera sibogae foliosa* (WEBER VAN BOSSE)  
 GAARDER

#### Mollusca

*Ginebis argenteonitens* (LISCHKE)

層序関係：本層は、持越付近および梅木付近において梅木層下部の UM-III をおおい、横山東方においては向凝灰岩上部の軽石凝灰岩をおおうことから、下位層とは不整合関係にある。

古地磁気測定結果：模式地南方の山中にほぼ連続して露出する厚さ 30 m のシルト岩および細粒砂岩から、2~10 m おきに 5 地点において古地磁気測定用試料を採取した (Fig. 4)。それらの NRM 強度は  $8.2 \times 10^{-2} \sim 1.3 \times 10^{-1}$  A/m であり、15 mT の交番磁場消磁後の残留磁気強度は  $1.5 \sim 10^{-2} \sim 3.5 \times 10^{-2}$  A/m で、極性はすべて正帯磁である。

地質時代および堆積環境：模式地付近 (Fig. 4, 地点 Y1) に分布する本層下部のシルト岩および細粒砂岩に含まれる有孔虫、石灰質ナンノプランクトンおよび貝化石を検討した結果 (Table 4)、浮遊性有孔虫の *Globoquadrina truncatulinoides* (D'ORBIGNY), *Globoquadrina kagaensis* MAIYA, SAITO and SATO, *Globoquadrina himiensis* MAIYA, SAITO and SATO から、オールドバイ亜期からハラミヨ亜期までの地質年代が考えられる。さらに、浮遊性有孔虫 *Pulleniatina obliquiloculata* PARKER and JONES の右巻き個体を産することと、古地磁気測定結果に基づき本層下部の地質年代は、松山逆磁極期内のオールドバイ亜期とハラミヨ亜期の間の正磁極イベントの時期と考えられる。

また底生有孔虫 *Bolivina robusta* BRADY, *Bolivinita quadrilatera* (SCHWAGER) 等から、水深 200~500 m の外洋性の堆積環境が考えられる。また貝化石 *Ginebis argenteonitens* (LISCHKE) を産することからも外洋性の堆積環境が推定される。

#### C-2 下尾野川安山岩類 (Shimoonogawa Andesites)

命名：新称

本安山岩類は、久野 (1970)、箭内 (1978MS)、小山・新妻 (1980) によって宇佐美火山噴出物と呼ばれている火山岩類のうち、凝灰角礫岩を主体として海成堆積物を挟み大野礫岩と側方移化の関係にある最下部を、新たに 1 つの地層として区分・命名したものである。また、調査地域西部の梅木西方から餅田南方に分布し、菅原 (1965MS)、北村ほか (1968, 1969)、箭内 (1978MS)、小山・新妻 (1980) によって梅木層に含まれている凝灰角礫岩・火山角礫岩を主体とする地層は、向凝灰岩および梅木層を不整合におおい、横山シルト岩を整合におおうことから、本安山岩類に含まれるものである。

模式地：静岡県田方郡中伊豆町下尾野の北北東 2

km付近の下尾野川沿いおよびその西方山中。

層厚：150 m。

分布および岩相：本安山岩類は、調査地域中央部の下尾野川、城川、大見西川の各流域、および調査地域西部の梅木西方から餅田南方に分布する。本安山岩類の厚さは、調査地域北西部の向凝灰岩以下の地層のなす単斜構造と下尾野川－上梅木断層の間の地域では、100～150 mである。これに対し、下尾野川－上梅木断層の南東側における本安山岩類の厚さは30 mであり、その分布域は向北方に限られている。本安山岩類はほぼ水平で、局地的に20°の傾斜をもつ。

本安山岩類は、安山岩質の凝灰角礫岩を主体として、同質の6枚の安山岩熔岩および凝灰岩を挟在する。本安山岩類下部には、さらに火山円礫岩、凝灰質礫岩、および海成の凝灰岩を挟在し、これらの挟在物は、本安山岩類の側方堆積物である大野礫岩の分布域近くに多い。安山岩熔岩は6枚挟在し、その厚さは1～5 mである。

本安山岩類はほぼ水平であり、どの地域においても地形上の低所から高所に向かって順次上位の火山岩類が露出する。

模式地付近においては、厚さ1～5 mの4枚の熔岩および同質の無層理・塊状の凝灰角礫岩が40 m露出する。これらの安山岩熔岩は、灰色・粗粒の石基と、3～5 mmの多くの斜長石および輝石斑晶によって特徴づけられ、輝石斑晶は下部の熔岩に最も多く、中部の2枚の熔岩には少ない。また上部の熔岩の石基はややガラス質であり、この3種はその岩質によって区別できる。この3種の岩質を、下位よりそれぞれSO-III, SO-II, SO-Iと呼ぶことにする。

城川流域には、模式地付近と同様な岩質の重なりが見出され、厚さは100 mである。最下位にはSO-IIIの本質岩片をもつ凝灰角礫岩が、細粒および粗粒凝灰岩、凝灰質礫岩を挟在して露出し、不明瞭な層理をもつ。この上位を厚さ5 mのSO-IIの熔岩がおおう。このさらに上位を無層理・塊状の粗粒凝灰岩がおおい、最上位にSO-Iの本質岩片をもつ凝灰角礫岩が重なる。

大見西川流域においては、粗粒および細粒凝灰岩と火山円礫岩の互層が露出しており、厚さは50 mである。この凝灰岩および礫岩には、SO-IIIと同質の厚さ4～5 mの2枚の熔岩、凝灰角礫岩、凝灰質礫岩が挟在し、不明瞭な層理をもつ。凝灰角礫岩は、火山円礫岩、さらには凝灰質礫岩に側方移化している。

梅木西方には、黒色・ガラス質の石基によって特徴づけられ、2～3 mmの斜長石および輝石斑晶を含む安山岩を本質岩塊として含む塊状の凝灰角礫岩が露出し、粗粒凝灰岩を挟在する。この本質岩塊の岩質は、模式地のものとは異なり区別できるのでSO-IVと名付ける。粗粒凝灰岩は、褐色・塊状で火山岩垂円礫岩を含み、貝類等の化石を産する。餅田南方においては、梅木西方と同質の火山角礫岩が露出し、厚さ3～4 mの同質の熔岩、および塊状の粗粒凝灰岩を挟在する。梅木西方および餅田南方における本安山岩類の厚さは20～50 mである。

層序関係：横山東方では、本安山岩類と下位の横山シルト岩の境界において、横山シルト岩最上部の細粒砂岩が、中粒ないし粗粒の凝灰岩と互層し、上位ほど凝灰岩の比率が増して本安山岩類の凝灰角礫岩(SO-III)に漸移する。この連続的な岩相変化と構造上の差異のないことから、両層の関係は整合と考えられる。本安山岩類の下限は、横山シルト岩の細粒砂岩層がなくなり、火山碎屑岩が卓越する層準と定める。

古地磁気測定結果：本安山岩類の6枚の安山岩熔岩のうちSO-IVの1枚(1地点)、SO-IIIの2枚(5地点)、SO-IIの1枚(1地点)、SO-Iの1枚(1地点)から古地磁気測定用試料を採取した(Fig. 4)。それらのNRM強度は $6.5 \times 10^{-1} \sim 2.2 \times 10^0$  A/mであり、15 mTの交番磁場消磁後の残留磁気強度は $8.5 \times 10^{-2} \sim 1.6 \times 10^0$  A/mで、極性はSO-IIIの下位の熔岩が逆帯磁のほかは、すべて正帯磁である。

地質時代および堆積環境：下尾野川流域に分布するSO-IIの上位の熔岩、およびSO-IIIの上位の熔岩は、KANEOKA *et al.* (1970)によって0.73～0.87 m.y. B. P.のK-Ar年代が報告されている(試料番号UV12およびUV14)。この結果と、本安山岩類および上位層の古地磁気測定結果から、本安山岩類は松山逆磁極期内のハラミヨ亜期の火山岩類と考えられる。

梅木南西方(Fig. 4, 地点So1)に露出する粗粒凝灰岩中に含まれる貝化石を検討した結果、*Cryptoptecten vesiculosus* (DUNKER)から外洋性の堆積環境が考えられる。

### C-3 大野礫岩 (Oono Conglomerate)

命名：菅原(1965MS)命名、北村ほか(1968)紹介。

本層模式地の大野は、調査地域北西方1 kmに位置するが、模式地付近の礫質、岩相ともに調査地域内のものと相違はなく、分布も連続することから、大



野礫岩の名称を用いた。

模式地：静岡県田方郡修善寺町大野。

層厚：100 m。

分布および岩相：本層は、城付近を中心としてその北方および東方、および下白岩北東方の年川と大見西川の間丘陵に分布する。本層の分布域は、下尾野川—上梅木断層の北西側に限られる。本層は、ほぼ水平である。ただし、城付近に分布する本層は、前置堆積構造をもち、北東方ないし東方に $5^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 傾斜する。

本層は、凝灰質礫岩を主体とし、砂岩・シルト岩・中粒ないし粗粒凝灰岩を挟在する。城付近とその南方における本層には、砂岩・シルト岩の挟みが多く、前置堆積構造と斜交層理が認められる。またこの地域の凝灰質礫岩は淘汰が良く、礫の大きさは中礫ないし大礫である。下白岩北東方における本層は、凝灰質礫岩のみからなり、礫の大きさは大礫ないし巨礫である。また淘汰不良であり、層理も不明瞭である。

層序関係：本層の凝灰質礫岩の礫は、下尾野川安山岩類以下の地層を構成する火山岩の礫からなり、下尾野川安山岩類の各層準に由来するものが特に多い。しかも本層と下尾野川安山岩類は、共にほぼ水平であり、同高度に隣接して分布すること、横山付近において横山シルト岩をおおい宇佐美火山噴出物によっておおわれる層準を共に占めること、本層の分布域付近において下尾野川安山岩類の凝灰角礫岩がしばしば本層のものと同じ岩相の凝灰質礫岩に側方移化していることから、本層は下尾野川安山岩類の側方堆積物と考えられる。また横山シルト岩の分布域においては本層はつねに横山シルト岩の上位をおおうこと、下尾野川安山岩類が横山シルト岩を整合におおうことから、本層は横山シルト岩を整合におおうと考えられる。本層と横山シルト岩の境界は、横山シルト岩の塊状のシルト岩が前置堆積構造をもつ砂礫泥互層に移化する層準と定める。

地質年代および堆積環境：下尾野川安山岩類と側方移化の関係にあることから、本層は、下尾野川安山岩類と同じ松山逆磁極期内のハラミヨ亜期の堆積物と考えられる。また前置堆積構造をもつ城付近の本層は、海成のデルタ堆積物と考えられる。

#### D. 熱海層群 (Atami Group)

命名：田山 (1931) 命名、小山・新妻 (1980) 再定義。

本層群は、安山岩熔岩および同質火山碎屑岩の互

層からなる下部および中部 (宇佐美火山噴出物、天子火山噴出物、天城火山本体噴出物、冷川峠安山岩) と、石英安山岩熔岩、玄武岩熔岩、スコリアからなる上部 (大室山火山岩類) によって構成される。本層群は、主要な山体および分水嶺を構成して調査地域全域にほぼ水平に分布し、海成の堆積物を含まず、陸上噴出の火山岩類と考えられる。全層厚は 750 m である。

#### D-1 宇佐美火山噴出物 (Usami Volcano-effusives)

命名：望月 (1956)。

本噴出物は、久野 (1970)、箭内 (1978MS)、小山・新妻 (1980) によって宇佐美火山噴出物と呼ばれている火山岩類のうち、凝灰角礫岩を主体として海成堆積物を挟在し、大野礫岩と側方移化の関係にある最下部 (下尾野川安山岩類) を除いた残りを新たに再定義したものである。

模式地：静岡県田方郡中伊豆町沢口南西方の下尾野川上流から千切川にかけての地域、および静岡県伊東市市街から中伊豆町沢口にかけての地域。

層厚：550 m。

分布および岩相：本噴出物は、下白岩、城、向、冷川峠、伊東市街、宇佐美に囲まれた丘陵地にほぼ水平に分布し、火山地形を残す。

本噴出物は安山岩質の火山岩類からなり、上部は安山岩熔岩を主体とし、下部は安山岩熔岩と同質火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩の互層からなる。上部には局所的に凝灰角礫岩、凝灰岩が少量挟在する。上部の厚さは 300 m、下部は 250 m である。安山岩熔岩は、上部に 8 枚、下部に 14 枚の計 22 枚を含み、その厚さは、1 m から厚いもので 50 m に達する。個々の熔岩は 1 km から 5 km にわたって追跡できる。本噴出物の火山角礫岩および凝灰角礫岩は、無層理・塊状であり、凝灰岩は細粒ないし粗粒の粒径をもち、不明瞭な層理をもつ。本噴出物は、海成堆積物を含まず化石を産しない。

本噴出物の熔岩、および火山碎屑岩中の本質岩片は、上部と下部で岩質が異なる。本噴出物上部の安山岩熔岩は 1~5 mm の斜長石斑晶と 1 mm 程度の輝石斑晶を含むが、この輝石斑晶は、1 mm 程度の少量の斜長石斑晶と共に 2~5 mm の特徴的な集斑晶を形成する。このような集斑晶は、本噴出物上部のみに含まれ、下部には含まれない。

本噴出物の上部と下部は分布域を異にするため、模式地を 2 つ定めた。このうち、沢口南西方の下尾野川上流から千切川にかけての地域には本噴出物下

部が、また伊東市街から沢口にかけての地域には本噴出物上部が、それぞれ模式的に分布する。本噴出物はほぼ水平であり、どの地域においても地形上の低所から高所に向かって順次上位の火山岩類が露出する。

本噴出物下部の模式地である沢口南西方の下尾野川上流から千切川にかけての地域では、12枚の安山岩熔岩、および同質の火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩が露出する。火山角礫岩等の火山碎屑岩中に含まれる本質岩片は、挟在する熔岩と同質であり、熔岩と同一噴出単位であるか、継続した同質の噴出活動によりもたらされたものと考えられる。熔岩、および火山碎屑岩の本質岩片の岩質に着目すると、この地域に分布する本噴出物は6つの層準に区分できる。この6層準を下位よりUS-V、US-IV、US-III、US-II、US-0、US-S5と呼ぶことにする。

US-VからUS-IIIの層準は、熔岩と火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩の互層からなり、厚さは70mである。US-Vには厚さ2～3mの2枚の熔岩が挟在し、その安山岩は、2～3mmの多くの斜長石斑晶によって特徴づけられ、灰色を呈し、2mm程度の少量の輝石斑晶を含む。US-IVには厚さ3～7mの4枚の熔岩が挟在し、その安山岩は、5mm～1cm、まれに2cmに達する斜長石斑晶と2～4mmの輝石斑晶および少量のカンラン石斑晶によって特徴づけられ、灰色を呈する。斜長石・輝石・カンラン石の各斑晶の量は熔岩によって異なり、同一熔岩でもその量比は変化する。US-IIIには厚さ2mの熔岩1枚が挟在し、その安山岩は、2～3mmの斜長石斑晶を多く含む点でUS-Vの安山岩と類似するが、気孔が多く、石基も細粒であり、輝石斑晶がみられない。

US-IIは、千切川付近では厚さ5mの1枚の熔岩とそれを挟在する厚さ20mの凝灰角礫岩からなり、東方に向かって薄化・尖滅し、沢口南西方には分布がみられない。US-IIの安山岩は、暗灰色・細粒の石基と2mm程度の少量の斜長石斑晶によって特徴づけられる。

US-0は、厚さ2～5mの3枚の熔岩と凝灰角礫岩の互層からなり、厚さは70mである。US-0の安山岩は、1cmに達する斜長石斑晶と、2～3mmの輝石斑晶および少量のカンラン石斑晶を含み、灰色を呈し、US-IVの安山岩と類似する。

US-S5は、本噴出物上部の特徴を備える一枚の安山岩熔岩であり、青灰色・ガラス質の石基によって特徴づけられ、2～7mm程度の斜長石斑晶および

輝石集斑晶を含む。

模式地付近と同様な本噴出物下部の層序は、城川流域北部および大見西川流域東部まで追跡できる。すなわち、城川流域北部では、下位よりUS-IV、US-III、US-II、US-I、US-0が順次露出する。US-IVは厚さ5～6mの2枚の熔岩を含み、下位層を直接おおってUS-Vを欠いている。US-IIIは、厚さ2～3mの2枚の熔岩を含む。US-IIは、厚さ20～30mの1枚の熔岩のみからなる。US-Iは、厚さ20～30mの1枚の熔岩とその上位の厚さ30mの同質の凝灰角礫岩からなり、この地域にのみ分布し、US-IIとUS-0の間に挟在する。US-Iの安山岩は、暗灰色・細粒の石基に3～5mmの斜長石斑晶が点在することによって特徴づけられる。

大見西川流域東部では、下位よりUS-V、US-IV、US-IIが順次露出する。US-Vは厚さ4～10mの1枚の熔岩を含む。US-IVは厚さ2～5mの2枚の熔岩を含む。US-IIは、厚さ50mの1枚の熔岩からなり、US-IVを直接おおい、US-IIIを欠いている。

US-IIの熔岩の側方変化についてまとめると、US-IIは、大見西川流域では厚さ50mの熔岩からなるが東方に薄化し、城川流域北部で20～30m、千切川付近では5mとなり、千切川付近では同質の凝灰角礫岩をともなう。さらに東方でUS-IIは尖滅し、沢口南西方ではUS-0が直接US-IIIをおおう。

本噴出物上部の模式地である伊東市街から沢口にかけての地域では、連続的に重なる5枚の安山岩熔岩が露出する。それらを岩質によって4つに分け、上位よりUS-S1、US-S2、US-S3、US-S4と呼ぶことにする。このうちUS-S1は2枚の熔岩を含む。US-S4の安山岩は、黒色ガラス質の石基によって特徴づけられ、US-S3の安山岩は、灰色・緻密な石基によって特徴づけられる。US-S2の安山岩は、3mm程度の少量のカンラン石斑晶によって特徴づけられ、明灰色の石基をもつ。US-S1の安山岩は、明灰色でやや発泡した石基によって特徴づけられる。各熔岩の厚さは5～50mである。同様な層序は、宇佐美西方、沢口西方、柏峠付近にも追跡できる。宇佐美西方では、下位よりUS-S5、US-S2、US-S1が順次露出し、US-S3およびUS-S4を欠く。沢口西方では、US-S2の上位にUS-S1と同じ岩質の4枚の熔岩が露出する。US-S2の下位の層準は、巢雲山～奥野断層によって切られ、露出していない。柏峠付近では、US-S4の上位をUS-S3がおおう。

以上述べた本噴出物の各層準を上位より US-S, US-0, US-I と US-II, US-III から US-V の 4 つにまとめ、それぞれを地質図上に示した。

調査地域東部を南北に走る巢雲山-奥野断層の西側には、本噴出物下部の US-V から US-0, およびその上位に重なる本噴出物上部の US-S5 が分布するのに対し、断層の東側では、本噴出物上部の US-S1 から US-S5 が直接下位層をおおって分布し、下部の US-0 から US-V を欠いている。本噴出物の熔岩のうち、US-II および US-IV の 2 層準の熔岩は、巢雲山-奥野断層の西側において東西 5 km にわたって追跡できる。

本噴出物下部の US-II および US-IV の熔岩は、城川水源付近の海拔 450~500 m を最高点として、西方および南方に向って分布高度を下げる (Fig. 5)。このことからこれらの熔岩の噴出の中心は宇佐美西方付近にあったものと推定され、久野 (1952)

による宇佐美火山噴出物の推定火口の位置と一致する。これに対し、本噴出物上部の US-S2 および US-S4 の熔岩は、ともに北方および東方に向けて分布高度を下げ、US-II および US-IV の熔岩とは異なる噴出の中心が推定される。この US-S2 および US-S4 の熔岩の高度分布、および US-S 全体の岩相・岩質の類似から、本噴出物上部 US-S は、下部 US-0 から US-V とは噴出の中心の異なる別系統の一連の火山噴出物であると考えられる。

層序関係：本噴出物は下尾野川安山岩類の異なる層準 SO-I から SO-III, および大野礫岩、梅木層、向凝灰岩をおおうこと、下尾野川安山岩類および大野礫岩は下尾野川-上梅木断層による変位を受け、分布の仕方が断層をはさんで異なるのに対し、本噴出物は下尾野川-上梅木断層による変位を受けていないこと、および大野礫岩中には本噴出物起源と考えられる安山岩の礫が含まれないことから、本噴出物は、下尾野川安山岩類および大野礫岩を不整合におおうと考えられる。

古地磁気測定結果：本噴出物中の 22 枚の安山岩熔岩のうち、US-V の 3 枚 (5 地点), US-IV の 4 枚 (9 地点), US-III の 2 枚 (2 地点), US-II (8 地点), US-I (1 地点), US-0 の 1 枚 (1 地点), US-S5 (1 地点), US-S3 (2 地点), US-S2 (4 地点), US-S1 (5 地点) から古地磁気測定用試料を採取した (Fig. 4)。それらの NRM 強度は  $2.5 \times 10^{-1} \sim 6.5 \times 10^0$  A/m であり、15 mT の交番磁場消磁後の残留磁気強度は  $6.2 \times 10^{-2} \sim 3.8 \times 10^0$  A/m で、極性は US-S のすべての熔岩および US-V の下位の 2 枚の熔岩が正帯磁であるほかは、すべて逆帯磁である。

地質時代および堆積環境：沢口南西方の下尾野川沿いに分布する本噴出物の熔岩のうち、US-IV の上位より 3 枚めの熔岩と US-V の最下位の熔岩は、KANEOKA *et al.* (1970) により 0.45~0.72 m.y. B. P. の K-Ar 年代が報告されている (試料番号 UV08 および UV10)。この結果と、本噴出物および上位層の古地磁気測定結果から、正帯磁の US-S はブリュンヌ正磁極期、逆帯磁の US-0 から US-V の上部までは松山逆磁極期、正帯磁の US-V の下部はハラミヨ亜期の噴出物であると考えられる。

本噴出物は、下部においては熔岩と火山砕屑岩が規則正しく成層すること、海成堆積物を含まないこと、火山地形を残すことから、陸成の火山噴出物と考えられる。

#### D-2 天子火山噴出物 (Tenshi Volcano-effu-

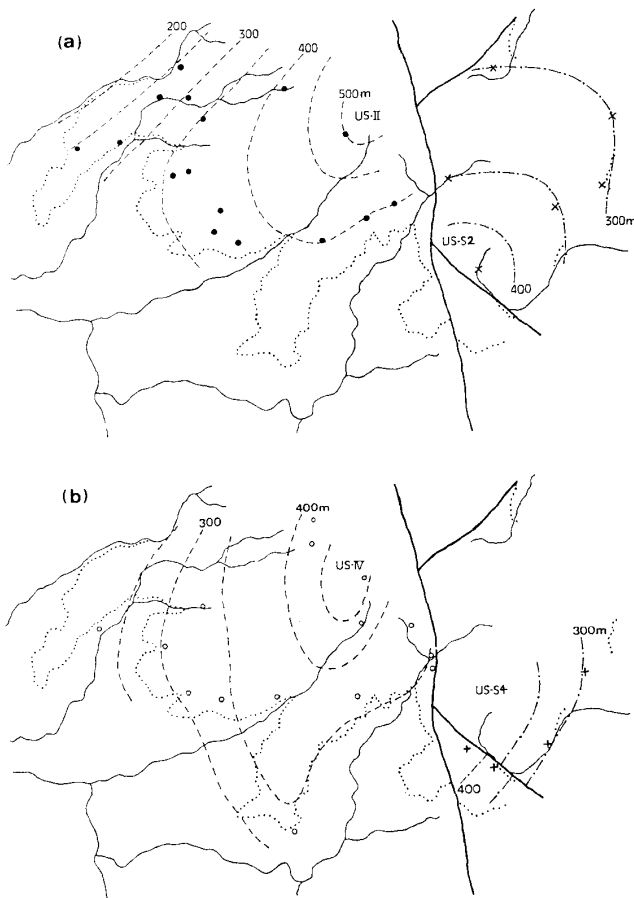


Fig. 5. Map showing the altitudes of the bases of andesite lavas of the Usami Volcano-effusives. (a): US-II (●) and US-S2 (×), (b): US-IV (○) and US-S4 (+).

**sives)**

命名：望月（1956）。

模式地：静岡県田方郡中伊豆町天子山付近。

層厚：150 m。

分布および岩相：本噴出物は、梅木南西方から南方にかけてほぼ水平に分布し、天子山の山体を構成し火山地形を残す。

本噴出物は、安山岩熔岩と火山角礫岩・凝灰角礫岩の互層からなり、厚さ5～20 mの熔岩を4枚以上挟在する。安山岩は、明灰色の石基に、1 cmに達する斜長石斑晶および1～5 mmの輝石斑晶を含む。斜長石の巨晶を有する点で、この安山岩は、宇佐美火山噴出物のUS-IVおよびUS-0、持越付近の梅木層のUM-IIIの岩石と類似するが、カンラン石斑晶を含まず、1 mm以下の斜長石斑晶が多く認められ、石基が細粒であることが特徴である。

層序関係：本噴出物は、下尾野川安山岩類、梅木層、向凝灰岩を斜交不整合にほぼ水平におおう。

古地磁気測定結果：本噴出物中の4枚の安山岩熔岩の古地磁気測定用試料を7地点から採取した（Fig. 4）。それらのNRM強度は $5.9 \times 10^{-1} \sim 1.9 \times 10^0$  A/mであり、15 mTの交番磁場消磁後の残留磁気強度は $9.8 \times 10^{-2} \sim 1.0 \times 10^0$  A/mで、極性はすべて正帯磁である。

地質時代および堆積環境：本噴出物は、下尾野川安山岩類を不整合におおうことと古地磁気測定結果より、ブリュンヌ正磁極期の噴出物と考えられる。また火山地形を残すことから、本噴出物は陸成の火山噴出物と考えられる。

**D-3 天城火山本体噴出物 (Amagi-main-body Volcano-effusives)**

命名：箭内（1978MS）命名、小山・新妻（1980）紹介。

模式地：静岡県田方郡中伊豆町天城山。

層厚：100 m。

分布および岩相：本噴出物は、冷川南方および姫之湯東方にほぼ水平に分布し、調査地域南方に山頂をもつ天城山の山体を構成し、火山地形を残す。

本噴出物は、安山岩熔岩を主体とし、少量の火山角礫岩ないし凝灰角礫岩を挟在する。熔岩の厚さは50 mに達し、板状節理が発達する。安山岩は、明灰色の石基に、2～5 mmの斜長石斑晶と1 mm程度の輝石斑晶を含む。輝石斑晶は、1 mm程度の少量の斜長石斑晶と共に2～5 mmの集斑晶を形成し、本噴出物の安山岩を特徴づけている。

層序関係：本噴出物は、天子火山噴出物、梅木層、

向凝灰岩を斜交不整合にほぼ水平におおう。

古地磁気測定結果：梅木南東方の採石場に露出する熔岩から本噴出物の古地磁気測定用試料を採取した（Fig. 4）。そのNRM強度は $1.2 \times 10^0$  A/mであり、15 mTの交番磁場消磁後の残留磁気強度は $1.5 \times 10^{-1}$  A/mで、極性は正帯磁である。

地質時代および堆積環境：天子火山噴出物をおおうことと古地磁気測定結果から、本噴出物はブリュンヌ正磁極期の噴出物と考えられる。また火山地形を残すこと、板状節理が発達することから、本噴出物は陸成の火山噴出物と考えられる。

**D-4 冷川峠安山岩 (Hiekawatoge Andesite)**

命名：久野（1970）

模式地：静岡県田方郡中伊豆町冷川峠南西方の尾根付近。

層厚：50 m。

分布および岩相：本安山岩の分布は模式地付近に限られ、分水嶺の最上部を構成する。

本安山岩は、1枚の安山岩熔岩からなり、最下部に厚さ2～3 mの破碎部を伴い、柱状節理が発達する。また熔岩は、中礫大の緑色無斑晶質岩のゼノリスを多く取り込んでいる。安山岩は、灰色ないし灰白色のガラス質の石基に、2～3 mmの斜長石斑晶、1 mm程度の輝石斑晶、および1 mm程度の少量の石英外来結晶を含む。

層序関係：本安山岩は、梅木層中部のUM-IIの上位を不整合におおう。

地質時代および堆積環境：岩相および岩質の類似から、本安山岩は天城火山本体噴出物と同時期かそれ以降の噴出物と考えられる。また柱状節理の発達から、本安山岩は陸上噴出の熔岩流と考えられる。

**D-5 大室山火山岩類 (Oomuroyama Volcanics)**

命名：小山・新妻（1980）。

本火山岩類は、調査地域に分布する地層の最上部を構成し酸性および塩基性火山岩質の単成火山体をなす更新世後期～完新世の火山噴出物をまとめたものであり、荒牧・葉室（1977）の東伊豆単成火山群を含む。柏峠付近に分布する本火山岩類の石英安山岩熔岩を、久野（1970）は柏峠石英安山岩と呼んでいる。

模式地：静岡県伊東市大室山。

層厚：50 m。

分布および岩相：本火山岩類は、石英安山岩熔岩、玄武岩熔岩、スコリアからなり、局所的に小規模に分布し火山地形を残す。

石英安山岩熔岩は、冷川峠北北東の尾根付近に分布し、厚さは50 mである。岩石は無斑晶質の火山ガラスからなり、発泡して灰白色を呈し、流理が認められる。

スコリアは、冷川峠北東方の尾根付近およびその北方の柏峠西方に分布し、本火山岩類の石英安山岩熔岩をおおい、厚さは50 mに達する。スコリアは、1 cm以下で褐色ないし黒色を呈し、淘汰がよく、噴出当時の地形に沿った層理をもつ。

玄武岩熔岩は、菅引川東方の山腹に分布し、厚さ10 mで柱状節理が発達する。玄武岩は、黒色・細粒の石基に3~7 mmのカンラン石斑晶を含む。

層序関係：本火山岩類は、天城火山本体噴出物、宇佐美火山噴出物、梅木層、向凝灰岩を斜交不整合におおい、調査地域に分布する地層の最上部を構成する。

古地磁気測定結果：本火山岩類の石英安山岩熔岩の古地磁気測定用試料を、冷川峠北方で採取した (Fig. 4)。そのNRM強度は $1.1 \times 10^0$  A/mであり、15 mTの交番磁場消磁後の残留磁気強度は $5.5 \times 10^{-1}$  A/mで、極性は正帯磁である。

地質時代および堆積環境：本火山岩類のスコリアと玄武岩熔岩は、荒牧・葉室(1977)および葉室(1978)の東伊豆単成火山群のうちそれぞれ鉢ヶ窪火口群のスコリア、丸野山の玄武岩熔岩にあたり、その地質年代は、約3万年~3千年前と報告されている。石英安山岩熔岩は、宇佐美火山噴出物上部のUS-Sの上位をおおい本火山岩類のスコリアによっておおわれることと古地磁気測定結果から、更新世後期の火山噴出物と考えられる。また火山地形を残すこと、柱状節理の発達、噴出時の地形に沿った層理から、本火山岩類は陸成の火山噴出物と考えられる。

## 5. 対 比

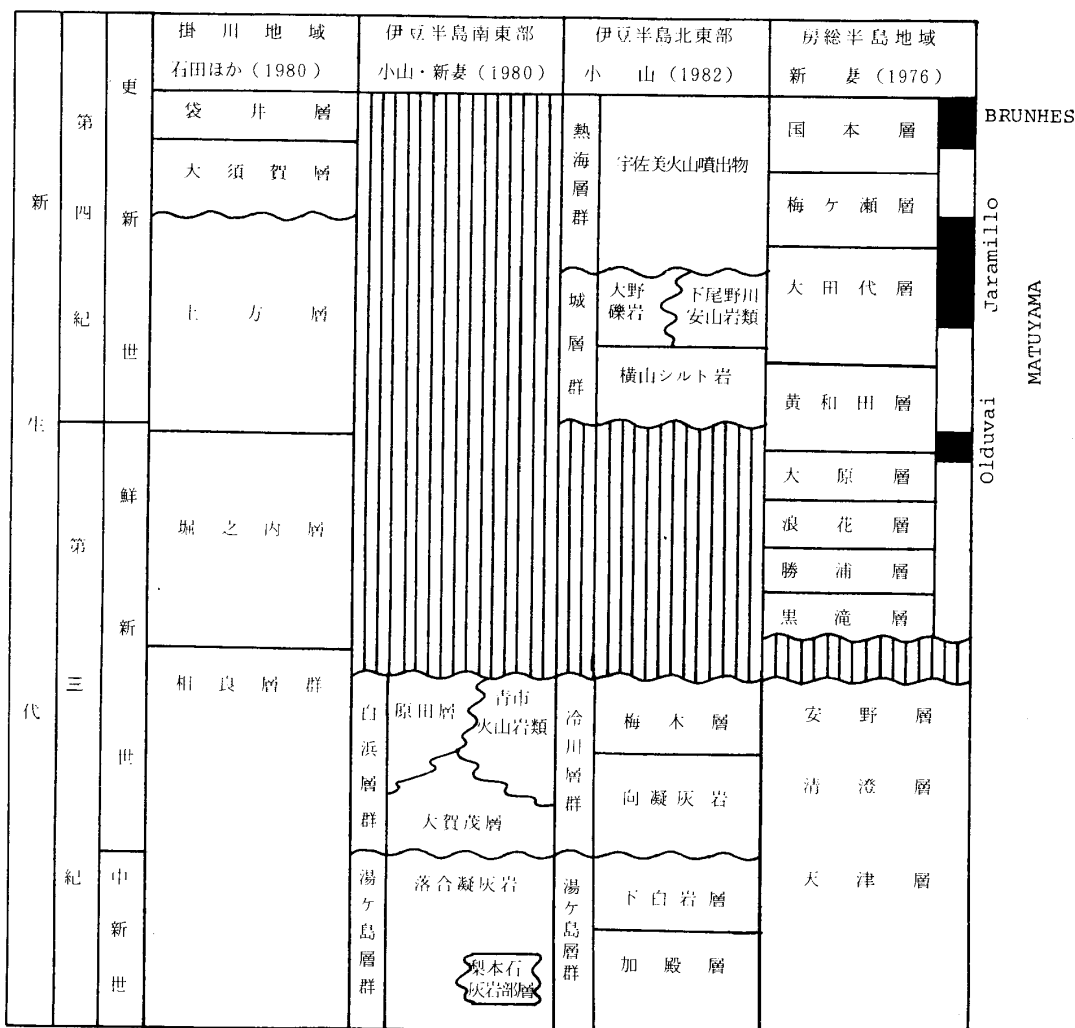
調査地域と共に伊豆半島の層序を代表する伊豆半島南東部地域、および伊豆半島に隣接した地域で層序および時代論がすでに詳細に論じられている房総半島地域・掛川地域との対比を行なう (Table 5)。このうち伊豆半島南東部との対比は層序、火成活動の性質および浮遊性微化石の資料に基づいて対比を行なっている小山・新妻(1980)に従った。房総半島および掛川地域との対比は、房総半島地域については新妻(1976)およびODA(1977)、掛川地域については石田ほか(1980)およびYOSHIDA and NIITSUMA(1976)を資料として用いた。

調査地域においては、宇佐美火山噴出物上部のUS-Sと下部のUS-0との間にブリュンヌ正磁極期-松山逆磁極期境界にあたる層準が存在するが、それは房総半島地域においては国本層中部、掛川地域においては袋井層と大須賀層の境界にあたる。宇佐美火山噴出物下部のUS-Vの内部にはハラミヨ亜期の最末期にあたる層準が存在するが、それは房総半島地域においては梅ヶ瀬層下部、掛川地域においては土方層と大須賀層の境界付近にあたる。横山シルト岩は松山逆磁極期内のオールドバイ亜期とハラミヨ亜期の間の正磁極のイベントの時期に対比されるが同層準は、房総半島地域においては黄和田層内部、掛川地域においては土方層内部にあたる。向凝灰岩の地質年代は、箭内(1978MS)の浮遊性微化石の資料よりBLOW(1969)のN. 18~N. 20帯と考えられ、房総半島地域における清澄層から安野層下部にあたる。また本研究の古地磁気測定結果から、向凝灰岩から梅木層にかけての層準には、房総半島地域における清澄層から安野層にかけての層準と同様逆帯磁のものが多い。よって向凝灰岩およびその上位に整合に重なる梅木層は、房総半島地域における清澄層および安野層に対比される。下白岩層からは*Globigerina nepenthes*および*Globorotalia linguaensis*を産するが、房総半島地域において*Globigerina nepenthes*の出現層準は天津層中下部、*Globorotalia linguaensis*の絶滅層準は同層中上部に存在する。よって下白岩層は天津層中下部~中上部に対比される。

## 6. 地 質 構 造

調査地域北西部の下白岩付近を中心とした大見西川および大見川の流域においては、最下位の加殿層、下白岩層、および向凝灰岩の3層が東方ないし南東方に20°~70°傾斜する単斜構造をなす。この単斜構造は本地域西方の狩野川付近に南北性の軸をもつ横瀬背斜(菅原, 1965MS)の東翼にあたる。この単斜構造の傾斜は南東方に向かって緩くなり、調査地域中西部の梅木および持越付近では向凝灰岩の上位をおおい、梅木層がほぼ水平に分布する。このさらに南東の調査地域中央部には北東-南西方向の走向をもつ北落ちの下尾野川-上梅木断層がある。この断層の南東側には再び向凝灰岩があらわれ、調査地域中部から東部にかけて上位の梅木層と共にほぼ水平に分布する。城川流域を中心とした調査地域中央部には、冷川層群の上位をおおい、城層群がほぼ水平に分布する。城層群の厚さは、調査地域北西

Table 5. Stratigraphic correlation table of the studied area with the south-eastern part of Izu Peninsula, the Boso Peninsula and the Kakegawa area.



部の単斜構造と下尾野川-上梅木断層の間で厚い。これら下位層を地域全体において熱海層群がほぼ水平におおう。また調査地域東部には南北性の巢雲山-奥野断層が存在し、熱海層群以下の地層に東落ちの成分を含む左横ずれ変位を与えている。

調査地域には上述の2本の断層を含めた7本の断層が存在するが (Fig. 2), 柏峠断層を除く6本はこれまで報告のないものであり、本研究において命名を行なった。いずれの断層も空中写真において線状構造が観察できる。

(1) 巢雲山-奥野断層 (Sukumoyama-Okuno Fault)

調査地域北方の巢雲山の東麓から南方に伸び、沢口西方 1 km, 柏峠西方 300 m, 冷川峠付近を通り、奥野西方 500 m 付近に達する断層で、南北ないし N15°

Wの走向をもつ。本断層は、下尾野川上流域において宇佐美火山噴出物上部の安山岩熔岩 US-S5 に東落ち 200 m の変位を与えている。また本断層は、冷川峠付近において梅木層の UM-II と UM-III との境界、および梅木層と向凝灰岩の境界に東落ち 100~150 m の変位を与えている。宇佐美火山噴出物および梅木層、向凝灰岩のそれぞれにほぼ同程度の変位を与えていることから、本断層は、宇佐美火山噴出物の噴出以後に活動を行なったものと考えられる。

本断層によって宇佐美火山噴出物の熔岩や火山砕屑岩の分布が支配されている。すなわち宇佐美火山噴出物のうち、上部の US-S のみが断層の両側に分布しており、その厚さは西側では 20~30 m なのに対し、東側では 300 m に達する。また US-S より

下位の US-0 から US-V までは、断層の西側のみに分布し、その厚さは 250 m である。これらのうち US-0, US-III, US-IV は断層から西方に 2~5 km 追跡することが可能であり、しかも断層付近でその厚さや岩相を変化させていない。以上の事から、本断層は前述の東落ちの垂直変位のみならず、少なくとも 3 km に達する水平変位をもつと考えられる。このような層相の相違は梅木層下部の UM-III においても認められ、断層の西側では UM-III の凝灰角礫岩の基底部分と上部に存在する 2 枚の熔岩が東側では挟在しない。

本断層の西側において東西 5 km 以上追跡できる宇佐美火山噴出物下部の US-II および US-IV の熔岩の古地磁気測定結果を用いて、断層運動の解析を行なう。US-II は 1 枚の熔岩であり、これを異なる 4 地点で採取した (地点 1, 3, 5, 6, Fig. 4)。US-IV は 4 枚の熔岩を含むが、これら 4 枚は、地点 9 付近においてすでに KONO (1968) によって採取・測定されており (試料番号 UV06~09), 12 mT の交番磁場消磁後の残留磁気方向のばらつきは  $\alpha_{95} = 5.2^\circ$  と小さい。このことは、これら 4 枚の熔岩が噴出する間の地球磁場の方向が  $\pm 5^\circ$  程度の誤差で一致していた事を意味し、これ以上の角度の差を論ずる場合にはこれら 4 枚を同一の熔岩としてみなすことができる。US-IV の 4 枚の熔岩のうちのいずれかにあたる熔岩を異なる 5 地点で採取した (地点 2, 4, 7, 8, 9, Fig. 4)。US-II, US-IV 共に試料採取にはエンジンドリルを用いた。

段階的交番磁場消磁にともなう残留磁気方向の変化は、US-IV の試料の方が US-II の試料よりも小さい (Fig. 6(a))。両者の試料の NRM 強度は  $2.5 \times 10^{-1} \sim 2.4 \times 10^0$  A/m であり、15 mT の交番磁場消磁後の残留磁気強度との比は US-IV の試料が 1.1~2.8, US-II の試料が 1.6~3.6 で US-IV の試料の方が小さい。交番磁場消磁後の残留磁気方向のばらつきは US-IV の試料 ( $\alpha_{95} = 2.8^\circ \sim 7.0^\circ$ ) の方が US-II の試料 ( $\alpha_{95} = 4.0^\circ \sim 14.1^\circ$ ) より小さい (Fig. 6(b))。

US-IV の各採取地点の残留磁気方向は有意に異なり、東の地点の試料つまり巢雲山-奥野断層に近い地点の試料ほど残留磁気の偏角は、大きな反時計まわり方向のずれを示す (Fig. 6(b), 7)。しかし、採取地点の異なる試料の残留磁気の伏角には有意な差が認められない (Fig. 8)。同様な残留磁気方向の変化が US-II の試料においても認められる。このことは、US-II および US-IV の熔岩の噴出後に調査地

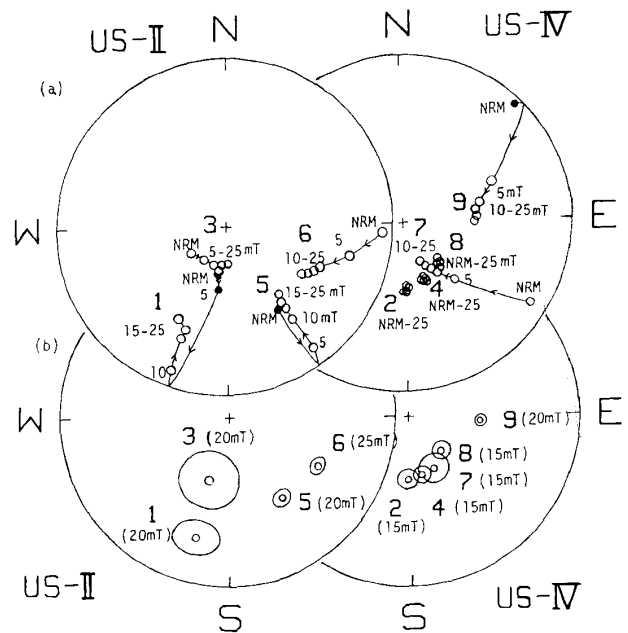


Fig. 6. (a) Changes in the directions of remanent magnetization of the lava flows US-II (left circle) and US-IV (right circle) during stepwise AF-demagnetizations (● : lower hemisphere, ○ : upper hemisphere). The numbers in this figure indicate the site number and AF-demagnetization field in mT.

(b) The directions of remanent magnetization of the lava flows US-II (left circle) and US-IV (right circle) at each site after 15~25 mT AF-demagnetizations, projected on upper hemisphere. Size of outer circle at each point shows  $\alpha_{95}$  confidence limit. The numbers indicate the site number and AF-demagnetization field in mT.

域が、東部ほど大きな、水平回転成分のみからなる構造運動を被った事を意味し、その水平回転は、巢雲山-奥野断層に沿う左横ずれ型の引きずり変形によってもたらされたものと考えられる (Fig. 9)。

この引きずり変形の開始した時代を検討するために宇佐美火山噴出物より下位の地層の古地磁気測定結果を用いる (Fig. 7, 8)。これら下位層の試料においても残留磁気の偏角の反時計まわり方向へのずれが認められるが、その大きさを宇佐美火山噴出物の試料のものと比較した場合、有意な差は認められない。このことは、巢雲山-奥野断層の変位が宇佐美火山噴出物の噴出以後に起きたことを意味し、地質学的証拠から求めた本断層の活動時期と一致する。

巢雲山-奥野断層の走向、活動時期および変位の

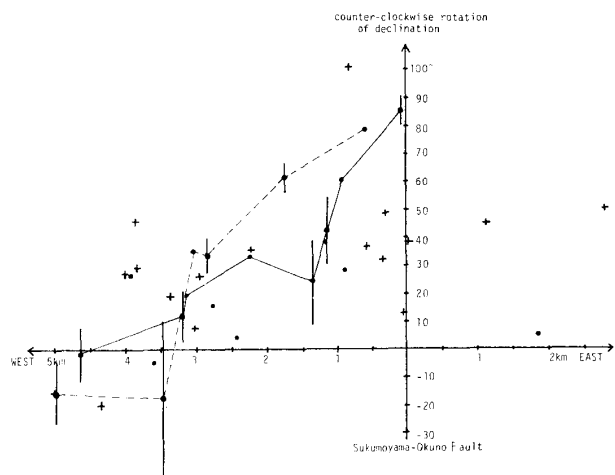


Fig. 7. Relationship between counter-clockwise rotations of declinations of remanent magnetization and distances from the Sukumoyama-Okuno Fault. Declinations of remanent magnetization of the US-II and US-IV lava flows are shown by points connected with solid line and dotted line, respectively. ●: declinations of remanent magnetization of samples from the Usami Volcano-effusives, +: declinations of remanent magnetization of samples from the Shimonogawa Andesites, the Yokoyama Siltstone, the Umegi Formation, and the Mukai Tuff.

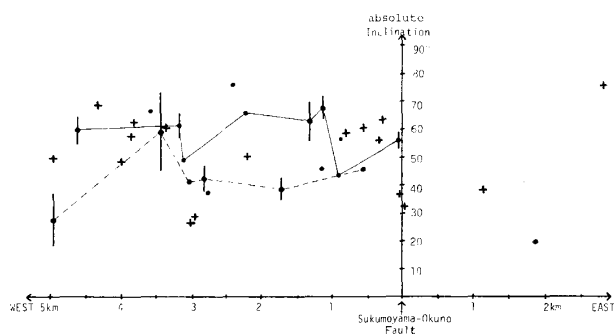


Fig. 8. Relationship between absolute inclinations of remanent magnetization and distances from the Sukumoyama-Okuno Fault. The symbols are the same as in Fig. 7.

センスは調査地域北方の丹那断層のものとほぼ等しく、本断層は丹那断層の分岐であると考えられる。

#### (2) 下尾野川-上梅木断層 (Shimonogawa-Kamiumegi Fault)

本断層は、調査地域西部の上梅木付近からその東方の持越北方を経て、下尾野川上流に沿い沢口の南

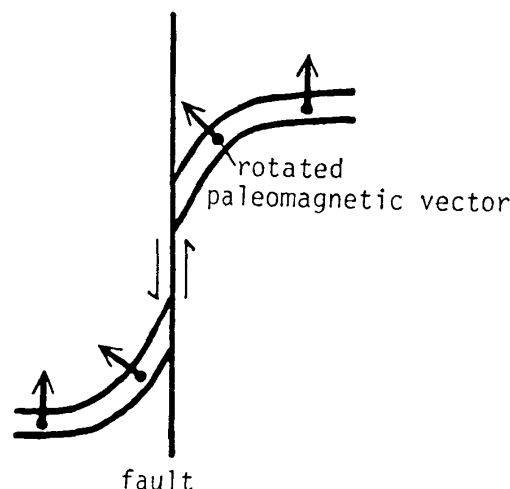


Fig. 9. Schematic diagram showing the rotations of paleomagnetic vectors caused by the drag along the left-lateral strike-slip fault.

西方に達する断層であり、ほぼ北東-南西の走向をもつ。本断層は、冷川層群および城層群に変位を与え、下尾野川上流域においては梅木層下部のUM-IIIの熔岩の高度に北落ち100mの変位を与えている。また下尾野川、冷川、大見川の各流域においては断層の南東側に広く分布する向凝灰岩が断層を挟んで北西側の断層付近にはみられず、北落ち100m以上の変位が推定される。また本断層は、向北方において下尾野川安山岩類に北落ち50mの変位を与えている。断層の南東側における下尾野川安山岩類の分布は向北方に限られ、横山シルト岩および大野礫岩は断層の北西側のみに分布する。宇佐美火山噴出物、天子火山噴出物、天城火山本体噴出物は本断層による変位を受けておらず、本断層は宇佐美火山噴出物の噴出以後は活動を行っていないと考えられる。

#### (3) 持越-餅田断層 (Mochikoshi-Mochida Fault)

本断層は、調査地域西部の餅田付近から梅木北方を経て持越北東方に至る断層であり、東西ないし東北東-西南西の走向をもつ。本断層は、持越付近において横山シルト岩および大野礫岩に北落ち50mの変位を与え、餅田付近および梅木北方では天子火山噴出物および下尾野川安山岩類に北落ち50mの変位を与えている。このことから本断層は天子火山噴出物の噴出以降に活動したのと考えられる。

#### (4) 山田断層 (Yamada Fault)



本断層は、調査地域南東部の山田からその北東方に伸びる断層で東北東-西南西の走向をもち、向凝灰岩と梅木層の境界に北落ち 50 m の変位を与えている。

#### (5) 宇佐美断層 (Usami Fault)

本断層は、調査地域北東部の宇佐美南西方 2 km の山中に存在する断層で、東北東-西南西ないし北東-南西の走向をもち、断層の南側には、宇佐美火山噴出物上部の US-S2 および US-S5、梅木層、向凝灰岩が分布するのに対し、断層の北側ではこれらの上位にあたる宇佐美火山噴出物上部の US-S1 のみが分布し、北落ち 200 m 以上の変位が推定される。

#### (6) 柏峠断層 (Kashiwatoge Fault)

本断層は、調査地域東部の柏峠東方に存在する断層で、北西-南東の走向をもち、宇佐美火山噴出物上部の US-S3 および US-S4 に北落ち 50 m の変位を与えている。なお本断層は、星野ほか (1978) によって正確実活断層として報告・命名されたものである。

#### (7) 田代断層 (Tashiro Fault)

本断層は、調査地域北西端に存在し、下白岩の西方から田代の東側を経てその南方に至る断層で、ほぼ南北の走向をもち、本断層にほぼ平行すると考えられる断層が田代付近の大見川南岸の加殿層中に観察され、走向 N30°E で東に 60°傾斜し左横ずれを示す断層鏡面をもち、断層付近の地質の大部分は未調査であり、その正確な位置や変位量は不明であるため、本断層は推定断層として扱う。

## 7. 結 論

本研究においては、詳細な地質調査を行なった上で、熔岩および火山砕屑岩中の本質岩片の岩質を比較し、同一噴出単位を追跡した。それによって従来岩相の類似のみから誤った対比の行なわれてきた岩体同士を区別し新たな対比を行なうことにより、これまで関係の不明であった調査地域西部と東部の両地域にわたる層序を組み立てることができた。また微化石の検討および古地磁気の測定によって、従来と比較して詳細な地質年代の決定・堆積環境の推定および地質構造の解明を行なうことができた。主要な結果を以下に要約する。

(1) 伊豆半島南部の白浜層群に対比される冷川層群が調査地域に広く分布し、湯ヶ島層群を傾斜不整合におおう。冷川層群は、酸性火山岩類を主体とす

る下位の向凝灰岩と、塩基性火山岩類を主体とする上位の梅木層からなる。

(2) 城層群は、横山シルト岩とそれを整合におおう下尾野川安山岩類および大野礫岩によって構成され、下尾野川安山岩類と大野礫岩は側方移化の関係にある。

(3) 横山シルト岩は、調査地域および伊豆半島の他の地域に分布するほとんどの地層が火山岩類を主体とするのに対し、火山物質をほとんど含まぬ通常の砕屑岩によって構成され、底生有孔虫化石から水深 200~500 m の外洋性の堆積環境が推定される。また浮遊性有孔虫化石および古地磁気測定結果から、横山シルト岩は、更新世前期の松山逆磁極期内のオルドバイ亜期とハラミヨ亜期の間に対比される。

(4) 城層群以下の地層には、調査地域北西部の単斜構造および下尾野川-上梅木断層に代表されるほぼ北東-南西方向の地質構造が認められ、それらによって各層の分布が支配されている。

(5) 宇佐美火山噴出物は、熔岩、および火山砕屑岩中の本質岩塊の岩質に基づいて 7 層準に区分でき、22 枚の熔岩が識別・追跡できた。

(6) 宇佐美火山噴出物の噴出以後に活動し、宇佐美火山噴出物とそれ以下の地層に東落ち 100~200 m の縦ずれ変位と、少なくとも 3 km に達する横ずれ変位を与えている巢雲山-奥野断層を発見し、古地磁気測定結果から断層付近の左横ずれ型の引きずり変型を明らかにした。

## 文 献

- 荒牧重雄・葉室和親(1977), 東伊豆単成火山群の地質—1975-77 中伊豆の異常地殻活動に関連して—, 震研彙報, **52**, no. 2, 235-278.
- BLOW, W. H. (1969), Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRONIMANN, P. and RENZ, H. H. (Eds.), Proc. 1st. Internat. Conf. planktonic Microfossils, *E. J. Brill*, Leiden, **1**, 199-421.
- 葉室和親(1978), 大室山火山群の地質. 地質雑, **84**, no. 8, 433-444.
- 星野一男・橋本知昌・松田時彦(1978), 伊豆半島活断層図. 構造図 4, 地質調査所.
- 伊原敬之助・石井清彦(1932 a), 北伊豆震災地質調査報文. 地質調報, no. 112, 1-111.
- 伊原敬之助・石井清彦(1932 b), 北伊豆震災地域の地変(その 2). 地学雑, **44**, no. 516, 77-83.
- 石田志朗・牧野内 猛・西村 昭・竹井恵二・檀原 徹・西山幸治・林田 明(1980), 掛川地域の中部更新統. 第

- 四紀研究, **19**, no. 3, 133-147.
- KANEOKA, I., OZIMA, M. and KUNO, H. (1970), Paleomagnetism and K-Ar ages of successive lava flows (4) K-Ar ages of Usami Volcano, Izu Peninsula. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **22**, 559-562.
- 北村 信・高柳洋吉・三井 忍(1968), フォッサ・マグナにまつわる第三紀問題—伊豆半島の層序問題—. フォッサ・マグナ, 地質学会討論資料, 62-71.
- 北村 信・高柳洋吉・増田孝一郎・早坂祥三・三井 忍・菅原 健・高橋邦夫(1969), 伊豆半島の地質学的諸問題. 東北大地質古生物研報, no. 68, 19-31.
- 米谷盛寿郎・井上洋子(1973), 微化石研究のための効果的岩石処理について. 化石, no. 25-26, 87-96.
- KONO, M. (1968), Paleomagnetism of Pleistocene Usami Volcano, Izu Peninsula, Japan—Intensity of the earth's magnetic field in geological time II. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **20**, 353-366.
- 小山真人(1981 MS), 伊豆半島北東部上部新生界の層序と古地磁気, 静大理卒論.
- KOYAMA, M. (1981), Paleomagnetism of the Cenozoic deposits in the north-eastern part of the Izu Peninsula, Central Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, **8**, 1-8.
- KOYAMA, M. (1982), (to be published in *Jour. Geomag. Geoelectr.*).
- 小山真人・新妻信明(1980), 伊豆半島新生界地層名辞典, 静大地球科学研報, **5**, 37-120.
- 久野 久・小池 清(1949), 伊豆修善寺付近の湯ヶ島層群について. 地質雑, **45**, 493.
- KUNO, H. (1950), Geology of Hakone Volcano and adjacent areas. Part I. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sect. 2*, **7**, no. 4, 257-259.
- KUNO, H. (1951), Geology of Hakone Volcano and adjacent areas. Part II. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sect. 2*, **7**, no. 8, 351-402.
- 久野 久(1952), 7万5千分の1地質図熱海図幅並説明書. 地質調査所.
- KUNO, H. (1954), Geology and petrology of Ōmuroyama Volcano Group, North Izu. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sect. 2*, **9**, no. 2, 241-265.
- 久野 久(1970), 5万分の1地質図幅「伊東」. 地質調査所.
- 松田時彦(1972), 1930年北伊豆地震の地震断層. 伊豆半島, 東海大学出版会(東京), 73-93.
- 望月勝海(1956), 20万分の1静岡県地質図及び解説. 静岡県.
- 新妻信明(1976), 房総半島における古地磁気層位学. 地質雑, **82**, no. 3, 163-181.
- 新妻信明・小山真人(1981), 高感度自動無定位磁力計および3軸交番磁場消磁装置について. 静大地球科学研報, **6**, 35-44.
- ODA, M. (1977), Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honshu, Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep. 2nd Ser. (Geol.)*, **48**, no. 1, 1-72.
- SAITO, T. (1962), Notes on *Globigerina nepenthes* TODD, 1957. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, no. 48, 331-342.
- SAITO, T. (1963), Miocene planktonic Foraminifera from Honshu, Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, **35**, no. 2, 123-209.
- 沢村孝之助(1955), 5万分の1地質図幅「修善寺」及び説明書. 地質調査所.
- 菅原 健(1965MS), 田方郡中伊豆地区の地質. 東北大理卒論.
- 田山利三郎(1931), 北伊豆地震と地質構造の関係. 斎藤博物館研報, no. 11, 1-54.
- 田山利三郎・新野 弘(1931), 伊豆半島地質概報. 斎藤博物館研報, no. 13, 1-81.
- TSUYA, H. (1937), On the volcanism of the Huji volcanic zone, with special reference to the geology and petrology of Idu and Southern Islands. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **15**, 215-357.
- 箭内清和(1978MS), 伊豆半島修善寺—湯ヶ島付近の地質. 東北大理卒論.
- YOSHIDA, K. and NIITSUMA, N. (1976), Magnetostratigraphy in the Kakegawa district. I—CPNS Guidebook Exc. 3, Kakegawa District, 54-59.