

安山岩質海底火山の浅部構造： 伊豆半島南端部の新第三系白浜層群に見られる例

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 狩野, 謙一 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10297/231

安山岩質海底火山の浅部構造 —伊豆半島南端部の新第三系白浜層群に見られる例—

狩野謙一*

Structures of Submarine Andesitic Volcano
— An Example in the Neogene Shirahama Group
in the Southern Part of the
Izu Peninsula, Japan —

Ken-ichi KANO*

The Neogene Shirahama Group and associated intrusive bodies are structurally studied to clarify the relationships of tectonic process and volcanism in the southern part of the Izu Peninsula, Japan. Structural features described here are thought to be an example of phenomena caused by submarine andesitic volcanism beneath and on the sea bottom.

The Shirahama Group in the studied area is divided into following five members in ascending order, the Nakagi tuff, Irozaki andesite, Isshiki tuffaceous rocks, Nijo dacite (synchronous with the upper part of the Isshiki tuffaceous rocks) and Yoshida andesite. The Nakagi tuff and the Isshiki tuffaceous rocks are shallow sea sediments, and consist mainly of dacitic tuff, tuffaceous sandstone and conglomerate, and the Nijo dacite consists of dacitic lava. The Irozaki and the Yoshida andesites consist mainly of subaqueous auto-brecciated lava (hyaloclastite), and subordinately of pillow lava. These members totally attain about 700-800 meters thick.

These members are gently warping. The warping structures have vague preferred orientations. Syn-sedimentary faults, with stratigraphic separation of less than several tens of centimeters are developed in the beds, especially in the Isshiki tuffaceous rocks. The conjugate sets of them indicate that they were produced under unstable stress condition.

These members are intruded by many andesitic intrusive bodies. The intrusive bodies range several tens of centimeters to several hundred meters in size, and have various shapes like dike, sheet, transgressive sheet, laccolith and conolith. They have vague preferred orientations. They sometimes have pépéritic brecciated structures caused by rapid chilling of hot magma by interstitial water.

The area where the intrusive bodies are developed is almost coincident with the area where the inclined beds with syn-sedimentary faults are developed. The intrusive

1983年1月24日受理

* 静岡大学教育学部地学教室 Institute of Geosciences, School of Education, Shizuoka University, Shizuoka 422, Japan.

bodies drag the surrounding beds with or without syn-sedimentary faults. Sometimes the intrusions occurred along syn-sedimentary faults, and sometimes the intrusive bodies are cut by syn-sedimentary faults.

These structural features of the beds and the intrusive bodies suggest that the deformation of the beds and the intrusions are intimately related with each other. They are clearly thought to be products of andesitic submarine volcanism in the shallow sea. The andesitic magmas are thought to have intruded into soft sediments near the sea bottom, accompanied with formations of the warping structures and the syn-sedimentary faults. When the intrusions took place, the stress condition in the beds was not uniform, but irregular and unstable, judging from the shapes and orientations of the intrusive bodies, and also from the orientations and deformation characters of the beds. Some of the intrusive bodies in the Nakagi tuff and the Isshiki tuffaceous rocks are probably of feeder dikes which supplied the lavas of the Irozaki and Yoshida andesites, respectively.

1. はじめに

伊豆半島南部には白浜層群として一括される新第三系が広く分布している。この白浜層群の層序・構造については、各地で研究がなされてきたが、その詳細については、十分にわかっているとはいえない。本報告での調査地域は、白浜層群分布地域の南端部、妻良・子浦周辺から、石廊崎にかけての地域である(図1)。

本論では、まず調査地域の白浜層群の岩相・層序と構造をのべる。構造については、特に波曲構造と、堆積してまもなく形成したと思われる小断層について詳しくのべる。次に、この白浜層群を貫く安山岩質貫入岩や碎屑岩脈の形態や方向をのべる。そして白浜層群の堆積作用・地質構造の形成と、火山活動とは密接な関係があることを議論する。さらにここでのべる現象は、安山岩質海底火山体での、数100 m以浅の地下から、海底面にかけての出来事の記録であることをのべる。すなわち、ここでの安山岩質マグマは、未一半固結状態の地層中を貫く過程で、様々な形態をもつ貫入岩となり、周囲の地層中に種々の熱的および構造的影响を与えた。マグマの一部はさらに上昇し、海底に噴出して溶岩流となった。ここで観察される地層と貫入岩の関係と類似の現象は、今までに他地域でほとんど報告されていない。特に未固結堆積物中での貫入岩の挙動についての研

究はきわめて少ない。

なお、調査地域内の海岸部分は、急峻な海食崖が多く、露出は非常に良好であるが、徒歩では近づけない部分が多い。そのため、本報告には、通常の露頭調査の他に、石廊崎一大根間では遊覧船からの、大根一仲木一入間一三ツ石岬間では漁船からの観察結果が加えられている。

謝 辞

本報告では鈴木敬司氏の静岡大学教育学部卒業論文(鈴木, 1981 MS)の結果を一部参考にした。東京大学理学部伊藤谷生博士、松本 良博士、柵山雅則博士には、調査の一部に同行していただき、数々の議論をいただいた。さらに伊藤・松本の両氏、および静岡大学理学部増田俊明博士には草稿を検討していただいた。柵山氏には岩石薄片を検討していただいた。東京大学木村敏雄名誉教授、東京大学地震研究所荒牧重雄教授からは多くの御教示をいただいた。これらの方々に深く感謝する。なお調査費用の一部に文部省科研費 No. 402509、および No. 402013 を使用した。

2. 地質概説

図1は調査地域周辺の地質図である。本地域とその周辺には安山岩質溶岩、石英安山岩質凝灰岩・等の火山岩、火山碎屑岩を主とする新第三系が広く分布している。地域内の地層の層序と構造については、

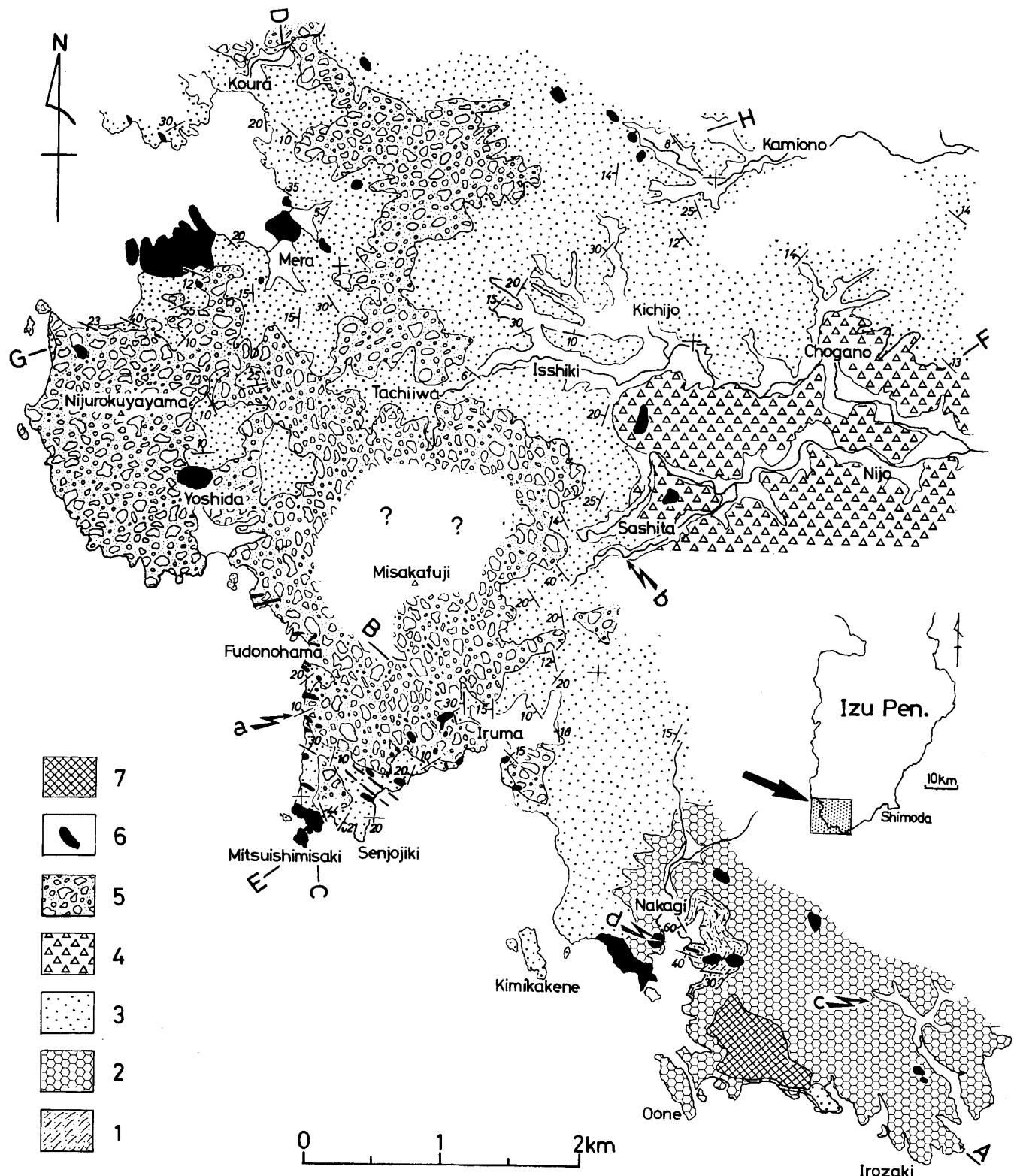


図1 伊豆半島南端部の地質図.

1: 仲木凝灰岩層, 2: 石廊崎安山岩層, 3: 一色凝灰質岩層, 4: 二条石英安山岩層.

1:吉木凝灰岩層, 2:吉廊崎安山岩層, 3:吉田安山岩層, 4:貫入岩, 5:貫入岩, 6:貫入岩, 7:南崎火山,

矢印 a: 富戸ノ浜水道角礫岩の分布地, 矢印 b: 標準化石产地, 矢印 c, d: K-Ar 年代測定地点

角 (1957), 鈴木ほか (1977), YAMADA (1977) などにより報告されている。これらの報告では、主として地質構造の解釈の相違に帰因して、調査者ごとに異なった地層区分がなされ、異なった地層名が与えられている。本報告での層序、地層区分も、従来の報告とは異なる点が多い。これらの報告で共通するのは、この地層の一部には不整合があるが、大局的には整合一連の地層であること、およびほぼ水平に近い構造を持って分布していることである。

この地層は、より下位の湯ヶ島層群とともに、伊豆半島の基盤を構成する、中新統上部-鮮新統の白浜層群に属する地層と一般にはみなされている。最近報告された有孔虫化石 (茨木, 1981) や、K-Ar 年代測定結果 (KANEOKA *et al.*, 1982) もこの時代を示している。ただし、小山・新妻 (1980) の伊豆半島の“標準層序”では、地域南部の石廊崎付近に分布する地層を、下位の湯ヶ島層群に対比している。

ここでは、この地域に分布する地層を従来どおり白浜層群に対比しておく。

調査地域の白浜層群には、多数の安山岩質貫入岩が貫いている。それらの規模や形態は場所によりかなり異なる。貫入岩の一部は角 (1957), 鈴木ほか (1977), YAMADA (1977) により記載されている。

地域南部の仲木-石廊崎間の池ノ原周辺には、第四紀のアルカリカンラン石玄武岩の溶岩流と噴石丘が、白浜層群を不整合におおっている (角・前田, 1974; 黒田, 1976)。これらを噴出した火山は南崎火山と呼ばれている (鮫島, 1966)。このうち溶岩からは約 0.4 Ma 前の噴出を示す K-Ar 年代が出されている (KANEOKA *et al.*, 1982)。また調査地域のすぐ北側にも蛇石火山と呼ばれる第四紀の火山がある (SAMESHIMA and MUTSUURA, 1954; 沢村ほか, 1970)。

調査地域は、1974年5月9日の伊豆半島沖地震 (M 6.9) の余震域にあたる。この時、北西-南東方向で右横すべりのセンスを持つ石廊崎地震断層および入間地震断層が生じた (村井, 金子, 1974; 松田・山科, 1974; 垣見ほか, 1977)。この地震断層の一部は石廊崎から仲木・入間をへて吉田の北西へのびる明瞭なリニアメント上にある。このリニアメントは石廊崎活断層 (村井・金子, 1974) の地形的表現と

され、リニアメントを間にはさんだ尾根線のずれの量から、最大 300 m の右横すべり変位が推定されている。しかし地震前の地質図 (角, 1957), 地震後に作成された地質図 (鈴木ほか, 1977), および本調査による地質図 (図 1) のいずれにも活断層、地震断層は描かれていません。これは、活断層については、それに相当すると思われる連続性のよい明瞭な断層面が見出されず、かつあったとしても小縮尺の地質図や断面図に表現できるほどの変位量 (垂直変位量) は持たず、地震断層も既存断層の再動ではあるが地質学的に大きな断層とは言えない (垣見ほか, 1977) ためである。

3. 白浜層群の層序

調査地域の白浜層群は、その内部に部分的に不整合があるが、大局的には整合一連の地層とみなせる。本報告ではそれらを、上下および側方への岩相変化にもとづき、下位から上位へ仲木凝灰岩層、石廊崎安山岩層、一色凝灰質岩層、一色凝灰質岩層の一部と同時異相の二条石英安山岩層、吉田安山岩層の 5 部層に区分した (図 2)。このような層序区分に至った根拠は以下の本文中に述べる。この層序は化石に

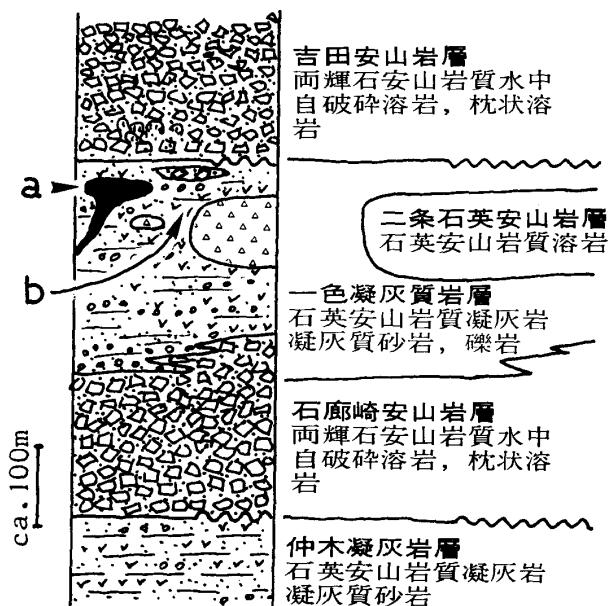


図 2 模式柱状図。矢印 a は第 6 章で記載する富戸ノ浜火道角礫岩、矢印 b は標準化石産出層準を示す

よる時代 (茨木, 1981), および K-Ar 年代測定結果 (KANEOKA *et al.*, 1982) とも調和的である。本地域に分布する地層の露出する限りでの積算層厚は約 700-800 m である。

仲木凝灰岩層

角 (1957) の下賀茂砂岩層および一色凝灰岩層の一部に相当, 鈴木ほか (1977) および YAMADA (1977) の下賀茂層の一部に相当する。

模式地: 仲木

層位関係: 本地域に分布する最下位の地層

層厚: 100 m 以上, 下限不明

分布: 仲木周辺にドーム状構造を作つて分布する。

岩相: 本部層は石英安山岩質の白色凝灰岩, 凝灰質砂岩を主とした地層で, 後述するより上位の一色凝灰質岩層と非常によく似た岩相を持つ。下部ほど凝灰質砂岩が多く, 上部では凝灰岩が多い。凝灰質基質中に安山岩質火山岩礫を含む礫岩や, 粗粒凝灰岩が数 10 cm から数 m の厚さではさまれる。これらの粗粒な部分を除けば, 層理面は明瞭で, 一部には斜交層理が見られる。

石廊崎安山岩層

角 (1957) の石廊崎安山岩類および須崎安山岩類の一部に相当, 鈴木ほか (1977) の石廊崎層と下賀茂層の一部に相当, YAMADA (1977) の大瀬層と石廊崎層の一部に相当する。

模式地: 石廊崎付近

層位関係: 下位の仲木凝灰岩層を整合, 一部不整合におおう。垣見ほか (1977) は仲木凝灰岩層に相当する部分と石廊崎安山岩層に相当する部分の間が一部で軽微な斜交不整合関係にあることを認めている。

層厚: 溶岩を主とする地層であるため層厚変化が激しいと思われる。仲木付近では 200 m 前後である。鈴木ほか (1977) は山田昌三の私信を引用し, 石廊崎付近に掘られた 800 m の坑井で, すべて同質の安山岩からなることから, 彼等の石廊崎層はそれ以上の層厚を持つとしている。このことと, 後述する地質構造からすると, 前述した仲木凝灰岩層は石廊崎付近の地下までは連続しない。

分布: 石廊崎から仲木周辺

岩相: 安山岩質溶岩, 同質火山角礫岩, および凝灰角礫岩よりなる。塊状の溶岩はほとんどなく, 大部分は径 1 m 以下の不規則な多面体上角礫や, 枕状構造の一部分と思われる曲面を一部に有する礫と, その間を埋める同質の細粒岩片との集合体である。礫には不規則な割れ目が発達している。礫と基質の量比が場所により異なり, 溶岩から火山角礫岩, 凝灰角礫岩に移りかわる。これらの特徴は, 溶岩が水中で急冷されてできたハイアロクラサイトの一種であり, その一部はピローブレッチャーであることを示す。また水中自破碎溶岩とも呼ばれ, 石廊崎付近はその模式地の 1 つとされている (久野, 1968)。なお, 三村ほか (1975) では, 枕状の礫をにせ pillow と呼び, その成因を議論している。

溶岩 (片) は大部分が暗灰色で, 多孔質のものが多。ほとんどがシソ輝石・普通輝石安山岩で, 一部に玄武岩質のものもある。斑晶は全体の 10~30% を占め, 大部分が自形を呈している。斑晶の 70~80% は斜長石で, 残りはシソ輝石と小量の普通輝石, 磁鉄鉱よりなる。斜長石は単調な累帯構造を持ち, その多くは虫食い状に変質している。石基は斜長石, シソ輝石, 普通輝石, ガラスよりなり, トランキティック, ないしはインターブラニュラー, またはハイアロピリティックな組織を持つ。玄武岩質のものは少量のカンラン石斑晶のほかに, 斜長石, 普通輝石, 磁鉄鉱の斑晶を持つ。カンラン石の大部分は粘土鉱物に変質している。

石廊崎付近では本部層は層理不明瞭であるが, それより北西大根付近に向かって基質の量が多くなり, 層理が認められてくる。さらに北西仲木付近では層理が不明瞭であり, 君掛根付近でやや明瞭となる。

本部層のどの程度の層準になるかは不明だが, 図 1 の矢印 c 地点の安山岩溶岩で 6.96 ± 0.46 Ma の K-Ar 年代測定結果が出ていている (KANEOKA *et al.*, 1982)。なお同矢印 d 地点の火山角礫岩に漸移するようにして分布する貫入岩* (?) でも 8.33 ± 0.37 Ma の年代測定結果が同じく出されている。これらの年代は中新世後期にあたる。

一色凝灰質岩層

角 (1957) の一色凝灰岩層と下賀茂砂岩層をあわ

* 噴出岩の可能性もあるが明らかではない。図 2 では鈴木ほか (1977), 垣見ほか (1977) と同様に貫入岩として描いてある。

せたものにほぼ相当し、須崎安山岩類の一部を含む。角 (1957) は仲木周辺の凝灰岩、凝灰質砂岩層をこの層準に含めているが、前述した層位関係から、この部分はより下位の仲木凝灰岩層である。鈴木ほか (1977) の一色層にほぼ相当し、下賀茂層の一部を含む。YAMADA (1977) の下賀茂層の一部を含む。

模式地：一色および千畳敷付近

層位関係：石廊崎安山岩層は君掛根付近で最上部があらわれる。ここでは層理がやや明瞭な凝灰角礫岩（基質の多い水中自破碎溶岩）である。これと指交関係で、多種の礫をもち、かつ円磨された礫を含む礫岩、および白色凝灰岩が重なってくる。この部分から一色凝灰質岩層とするが、石廊崎安山岩層との間に明瞭な境界はひけない。図1の両者の境界線は一応のめやすである。

層厚：200 m+

分布：君掛根、仲木より北方の入間、千畳敷、妻良、子浦、一色、吉祥周辺に、調査地域内では最も広く分布する。南崎火山周辺の海食崖にも孤立して小分布する。

岩相：凝灰岩、凝灰質砂岩、礫岩を主とする。礫岩と凝灰岩ないしは凝灰質砂岩は数10 cmから数mの、凝灰岩と凝灰質砂岩は数cmから数10 cmの厚さで互層し、それらは指交関係で上下、および側方に激しく移りかわる。指交関係は各所の露頭で観察できる。図3 Aは凝灰岩と礫岩との指交関係の例である。したがって本部層の岩相は地域によりかなり異なる。南崎火山南方では凝灰岩、凝灰質砂岩が多い。仲木から入間にかけては礫岩層を主とし、凝灰岩をはさむ。一色付近では粗粒凝灰岩が多く、細粒凝灰岩、凝灰質砂岩をはさむ。千畳敷から富戸ノ浜にかけては凝灰岩が多く、凝灰質砂岩、礫岩をはさむ。妻良付近では凝灰質砂岩が多く、礫岩、凝灰岩をはさむ。子浦付近では礫岩が多く、凝灰質砂岩、凝灰岩をはさむ。

凝灰岩は白色で、ラピリから細粒のものまである。粗粒のものほど塊状で、しばしば安山岩の細-小礫を含んでいる。細粒のものは数mmから数cmの厚さで、黒灰色のラミナを有し、層理が明瞭である。斜交層理が発達するものが多い。この凝灰岩は石英安山岩質である。斑晶の量や大きさは場所によりかな

り異なる。一般に斜長石、石英、緑色普通角閃石と、小量の磁鉄鉱を含む。斜長石は破片状のものが多い。他に無色角閃石、シソ輝石、普通輝石の斑晶を小量含むものもある。基質は、これらの斑晶と同様の細粒鉱物とガラスよりなり、流理構造をもつものが多い。なお、分布地域全域における明瞭な鍵層となる凝灰岩層は見出していない。

凝灰質砂岩は上述の凝灰岩起源の碎屑物を主体とし、安山岩起源の碎屑物とまじりあった粒子により構成されている。一般に粗粒なものが多く、数cmから数10 cmの単層をもち、斜交層理が非常によく発達している（図3 B）。

礫岩は一般に数10 cmから数mの単層をもつ。まれに径1 m以上の礫もあるが、大部分は径数10 cm以下で、亜角-亜円礫程度に円磨されたものが多い。少量ではあるが球形に近く円磨された礫を含むことがある。礫の淘汰はよくない。礫の配列には所により弱いインブリケート構造が認められることがある（図3 C, D）。基質は白色凝灰岩、もしくは凝灰質砂岩である。礫種は石廊崎安山岩層の溶岩とよく似た黒灰色両輝石安山岩、赤紫色安山岩、後述する富戸ノ浜火道角礫岩の礫とよく似た無斑晶質黒色安山岩、同じく後述する二条石英安山岩層の溶岩とよく似た石英安山岩等の火山岩類、および同時礫と思われる凝灰岩や凝灰質砂岩の破片よりなる。礫種の構成は場所によりかなり異なり一様ではない。礫のほとんどが無斑晶質黒色安山岩からなる礫層や、凝灰岩や凝灰質砂岩の同時礫（？）からなる礫層（図3 D）もある。

千畳敷周辺や妻良西方では、スランプ褶曲を伴う厚さ数10 cmから2~3 mの海底地すべり層が、凝灰岩、凝灰質砂岩中にはさまれている（図3 E）。また後述するように、本部層には堆積時まもない頃に形成されたと思われる小断層や、碎屑岩脈も存在する。

差田付近（図1の矢印a地点）では、凝灰岩にはさまれた約6 mの石灰岩レンズから *Nephrolepidina* が報告された（鮫島・松井、1960）。同じ石灰岩から茨木（1981）はN 18（鮮新世前期）を示す浮遊性有孔虫群集を報告している。また三ツ石岬-富戸ノ浜間（図1の矢印b地点付近）には、凝灰質砂岩

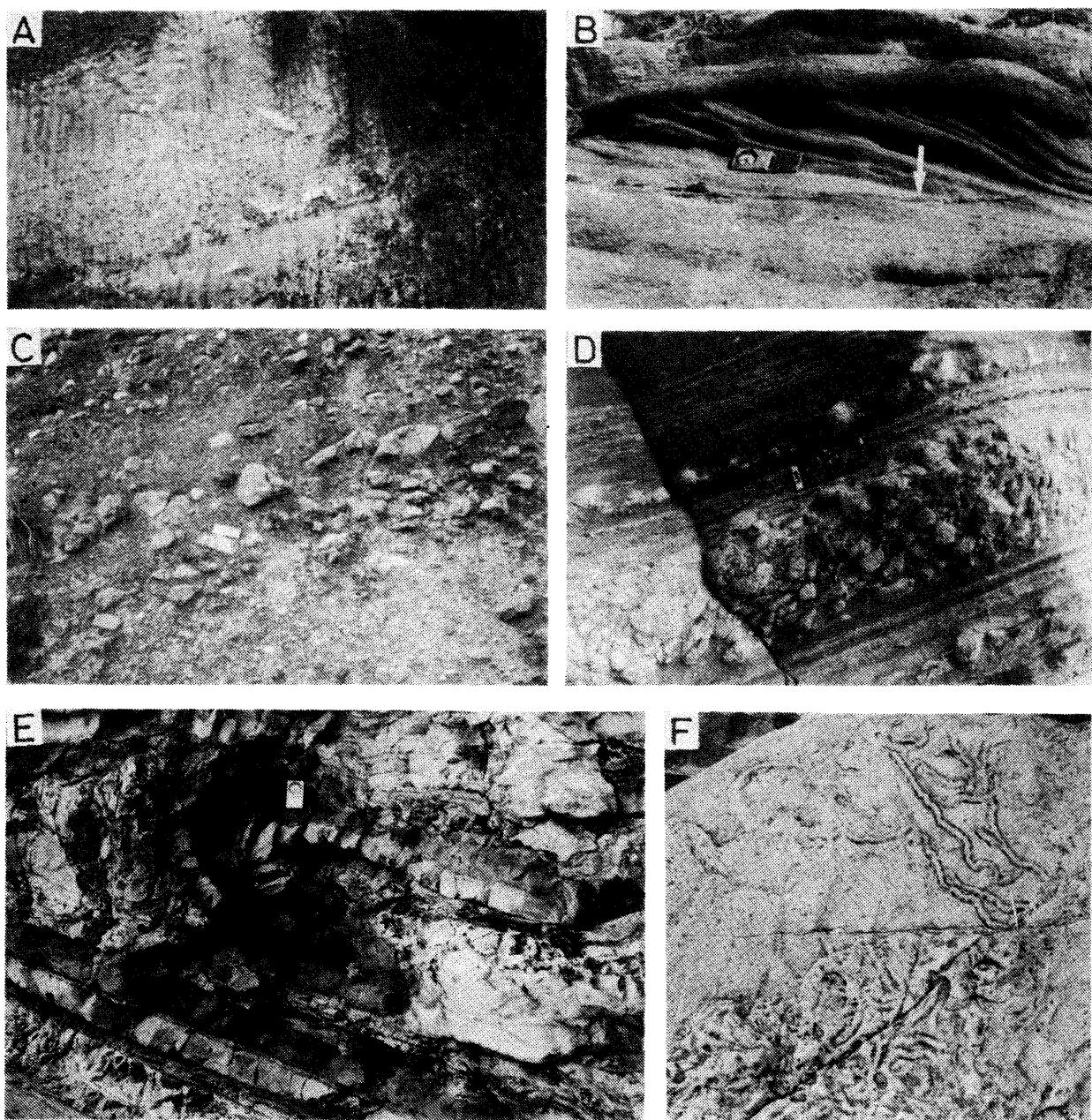


図3 一色凝灰質岩層の堆積構造. A: 磻岩(黒っぽい部分)と凝灰岩(明るい部分)との指交状態(入間の北), B: 凝灰質砂岩中の斜交層理(矢印は碎屑岩脈)(千畳敷), C: 弱いインブリケート構造をもつ礫岩(入間の北), D: 凝灰岩の同時礫(?)を多量に含む礫岩(インブリケート構造がある)(妻良の西), E: スランプ褶曲(二十六夜山の北方), F: 凝灰質砂岩中の生痕(千畳敷)

中にフジツボ化石の破片が密集した厚さ約10mの層がみられる。この付近および千畳敷周辺の凝灰質砂岩には大型の生痕化石もしばしば認められる(図4F)。

以上にのべた本部層の岩相、すなわち斜交層理が発達すること、円磨された礫を含むこと、フジツボ化石の破片を含む層があること・等の特徴から、本

部層の堆積域は比較的浅海であったと推定される。統計的処理はまだだが、礫のインブリケート構造および斜交層理が示す古流向は、現在の陸側から海側に向かうものが多い。

二条石英安山岩層

角(1957)の二条石英安山岩類、YAMADA(1977)の二条層に相当する。

模式地：二条周辺

層位関係：分布から一色凝灰質岩層の中一上部にはさまれるものと推定される。

層厚：模式地周辺で 100 m±。西方および北方に向かって薄くなり薄失すると思われる。

分布：二条、蝶ヶ野付近。本部層と類似した岩質をもつものが子浦や、入間から千畳敷に向かう林道等に、一色凝灰質岩層の比較的上部にはさまれて小規模に露出する。

岩相：本部層は灰色の石英安山岩質塊状溶岩、同質火山角礫岩もしくは凝灰角礫岩よりなる。模式地周辺では塊状のものが多い。これらの一帯は YAMADA (1977) が指摘するように岩脈の可能性が大きい。分布地域周縁部で、径数 10 cm 以下で、不規則な形態をもつ角礫と、同質の細粒岩片がまじりあった火山角礫岩ないしは凝灰角礫岩となる。これらはその組織から水中自破碎溶岩と思われる。鏡下では斜長石の数 mm の斑晶が目立ち、その他に石英、角閃石、磁鉄鉱の斑晶を含む。普通輝石、シソ輝石の斑晶を含むことがある。層理は不明である。

吉田安山岩層

角 (1957) の石廊崎安山岩類と須崎安山岩類の一部に相当、鈴木ほか (1977) の吉田層と落居層に相当する。

模式地：吉田の海岸から富戸ノ浜

層位関係：本部層は、千畳敷周辺を除けば、下位の一色凝灰質岩層と明瞭な境界で接する。境界面はほとんどの地域で整合的であるが、入間港の東では斜

交不整合が認められる。図 4 A のように、一色凝灰質岩層の凝灰岩の層理面を切って吉田安山岩層の水中自破碎溶岩が重なっている。両者の境界はゆるい凹凸はあるが、基底礫岩的なもの等、陸上での浸食を示す証拠はない。富戸ノ浜でも同様な例が見られる。千畳敷周辺では、一色凝灰質岩層の上部に種々の礫をもつ礫岩や、二条石英安山岩層に相当すると思われる石英安山岩、吉田安山岩層によく似た安山岩が厚さ数 m の単位で重なりあいながら、上位の吉田安山岩層の水中自破碎溶岩に移り変わる。またこの地域には貫入岩が多く、さらに後述する面なし断層に伴って生じた谷埋め状の堆積をしている。したがって、この付近での一色凝灰質岩層と吉田安山岩層の境界付近の地層の積み重なり方の詳細は明らかではない。

層厚：上限不明。200 m 以上 (?)

分布：入間南方、富戸ノ浜-吉田-三坂富士-二十六夜山周辺、および立岩から北に向かう尾根周辺に分布する。調査地域内では一色凝灰質岩層に続いて分布が広い。

岩相：安山岩質溶岩、同質火山角礫岩および凝灰角礫岩よりなる。塊状の溶岩はほとんどない。大部分は径 50 cm 以下に角礫化し、同質の細粒岩片が基質として角礫の間を埋めている (図 5 A)。礫と基質の量比により溶岩から火山角礫岩、凝灰角礫岩に移り変わる。角礫は発泡し、その表面はざらついていて、しばしば不規則な割れ目を生じている。これらの組織は石廊崎安山岩層とよく似ており、大部分は

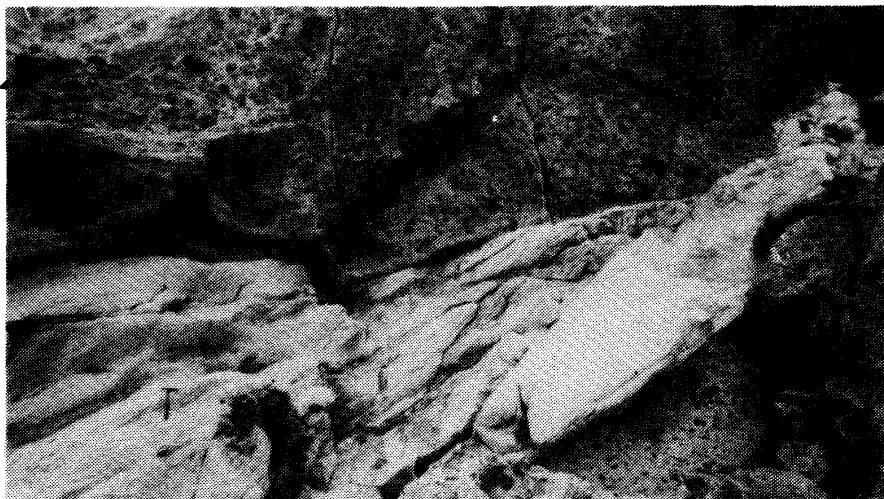


図 4 一色凝灰質岩層(下部)と吉田安山岩層(上部)の間の不整合(入間の南)

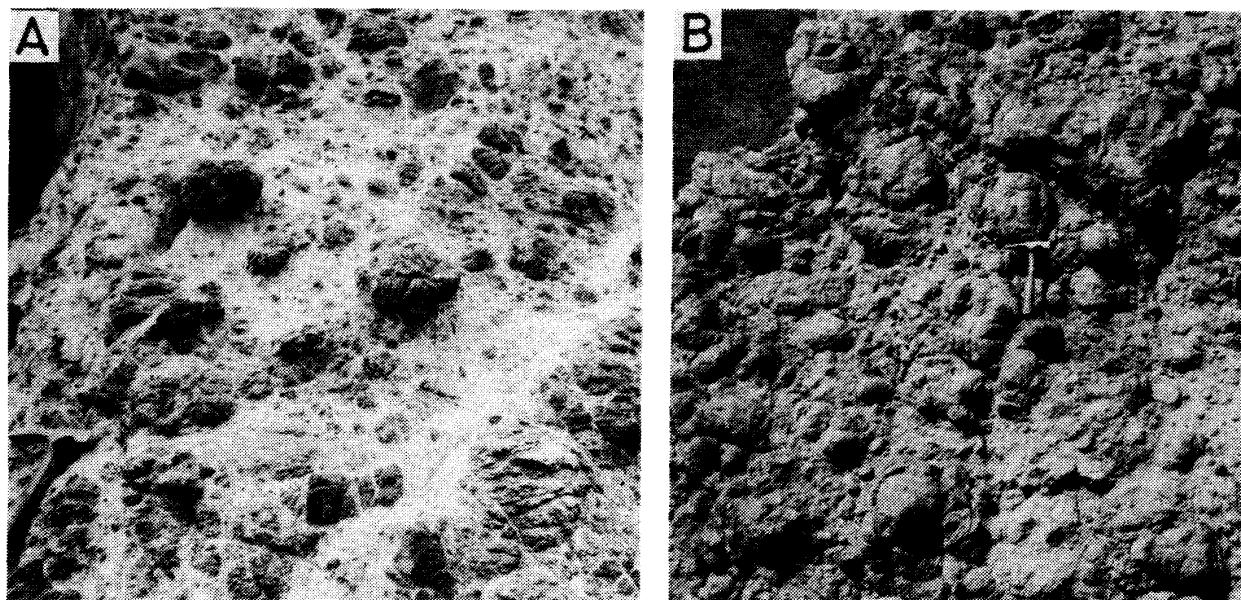


図5 吉田安山岩層. A: 水中自破碎溶岩(入間の南), B: 枕状溶岩(?) (富戸ノ浜)

水中自破碎溶岩である。一部には径数cmから10数cmのほぼ球形の礫や、球形部の一部が残された礫が、同質の細粒岩片を基質として密集している(図5B)。これは枕状溶岩、もしくはピローブレッチャーと思われる。

本部層の溶岩は黒灰色を呈するシソ輝石・普通輝石安山岩である。斑晶の量は15~20%をしめ、その80%以上は斜長石よりなる。ついでシソ輝石、普通輝石と小量の磁鉄鉱の斑晶を含む。斜長石のほとんどは自形で、虫食い状に変質したものは少なく、累帶構造は顕著ではない。石基は斜長石、シソ輝石、普通輝石、ガラスよりなり、ハイアロピリティックな組織を有する。まれに斜長石斑晶に虫食い状変質が進み、累帶構造が顕著なものもある。このような斑晶をもつものの石基はトラキティックな組織をもつ。

本部層は一般に層理が不明瞭であるが、基質の多い部分では弱い層理が認められることがある。時に厚さ数10cm程度の、溶岩と同質の粒子よりなる粗粒砂岩(ハイアロクラスタイト?)層、またまれに凝灰質砂岩層をはさむ。本部層の最下部では、下位の一色凝灰質岩層起源と思われる白色凝灰岩、凝灰質砂岩の径数10cm以下の角礫がまれに溶岩中に混入している。

4. 白浜層群の地質構造

大構造

調査地域の白浜層群は、仲木凝灰岩層や一色凝灰質岩層の凝灰岩や凝灰質砂岩を除けば、一般に層理面が不明瞭で、かつ傾斜がゆるいので、地層の走向・傾斜を正確に測定することはむずかしい。しかしながら、露出が比較的良好なので、一部を除けば地層の積み重なり方は明瞭にわかり、前述したような地層の層序と、以下にのべるような大構造が把握できる。特に、千畳敷周辺を除けば一色凝灰質岩層と吉田安山岩層の境界は明瞭で、調査地域中部から北部の構造を知る非常によい鍵となる。

調査地域の白浜層群は大きく見れば波長数kmの非常にゆるやかな波曲構造をもつ。波曲の山、谷はある一方向には連続しない。すなわち、大局的には平面に近く、卓越方向をもたない、ゆるやかなドーム・ベースン構造をしている。以下に各断面図(図6)付近の構造についてより詳細にのべる。

石廊崎から入間、吉田、妻良をへて子浦に向かって表れる構造(図6A-B, C-D)は以下のとおりである。石廊崎から大根付近にかけては、おもに石廊崎安山岩層が分布し、南北あるいは北西-南東の走向で西にゆるく傾斜している。仲木付近には仲木部落の南東に中心をもつ直径約1km程度のドーム構造がある。

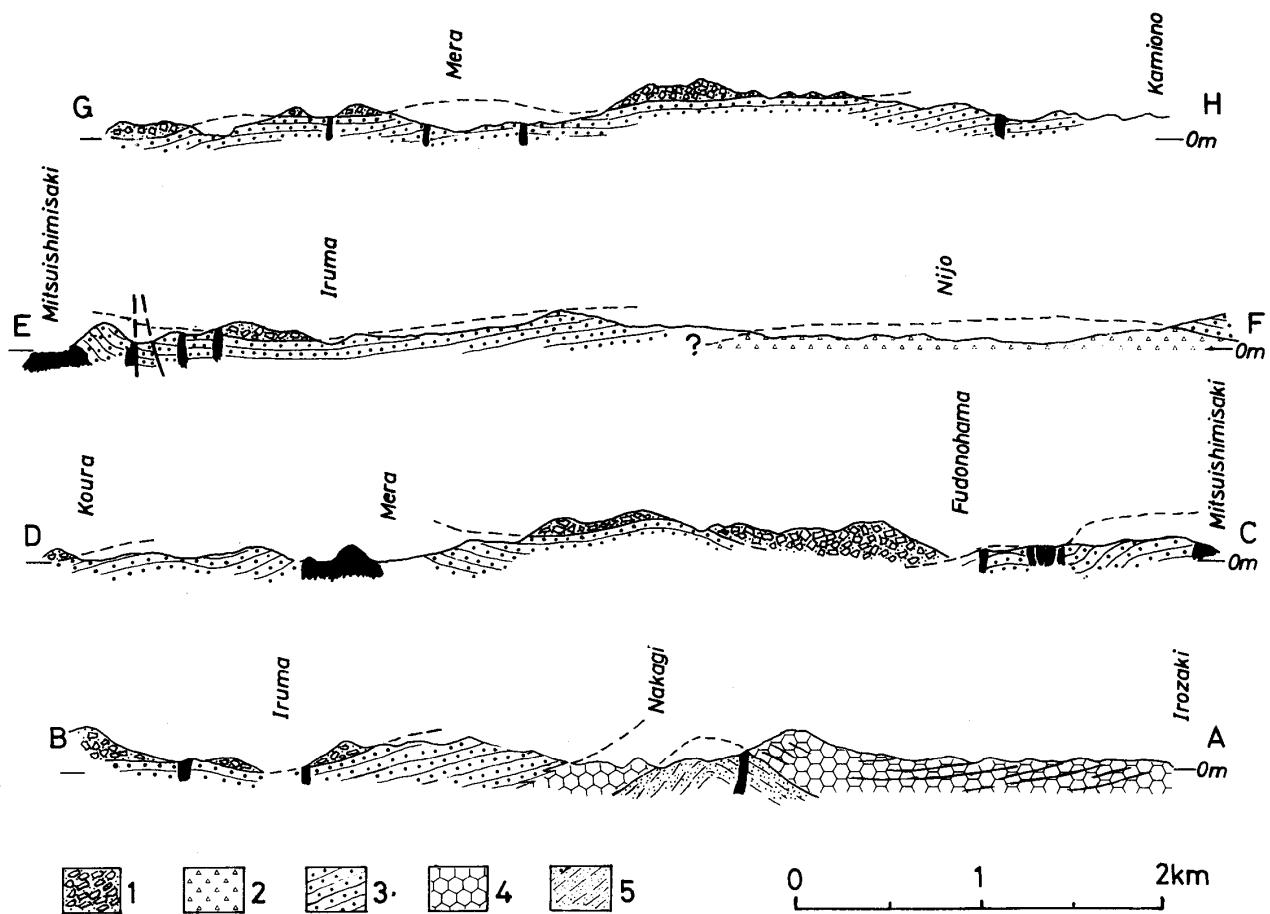


図6 断面図。1:吉田安山岩層, 2:二条石英安山岩層, 3:一色凝灰質岩層, 4:石廊崎安山岩層, 5:仲木凝灰岩層, 黒色部:貫入岩

ム状構造(垣見ほか, 1977)(以下, 仲木ドームと呼ぶ)がある。ドームの中心付近に石廊崎安山岩層を取り囲まれて最下位の仲木凝灰岩層が分布する。仲木の北西から入間にかけては地層の走向・傾斜は大根付近とほぼ同じになり, 君掛根付近で石廊崎安山岩層と一色凝灰質岩層は指交関係で漸移する。君掛根から入間にかけては上位の一色凝灰質岩層が露出する。入間港南東の海食崖上には一色凝灰質岩層に重なる吉田安山岩層が露出する。入間付近で一色凝灰質岩層と吉田安山岩層の境界高度は0m近くになる。両層の境界は入間から三ツ石岬に向かって200m程度まであがり, 三ツ石岬から富戸ノ浜に向かって再び0mにさがる。富戸ノ浜から吉田をへて二十六夜山西方の海岸線ぞいには吉田安山岩層が露出する。

より内陸側でみると, 仲木の北方で石廊崎安山岩層と一色凝灰質岩層は指交関係で漸移し, それより

北側から差田付近にかけて一色凝灰質岩層が分布する。差田から立岩, 妻良にかけて高度100~150m付近に一色凝灰質岩層と吉田安山岩層の境界があらわれる。両層の境界は妻良から子浦に向かって100mから50m以下に徐々にその高度をさげる。

したがって石廊崎-入間間の断面図(図6 A-B)は鈴木ほか(1977)が示したものに近い。ただし鈴木ほか(1977)では仲木ドームが示されていない。また角(1957)は仲木から石廊崎にかけて北北西-南南東方向の背斜を推定している。しかし石廊崎付近にはそのような背斜は存在しない。入間もしくは差田から子浦にかけては, 角(1957)が示した水平に近い構造をとり, 地形的低所に一色凝灰質岩層が, 高所に吉田安山岩層が露出する。したがって地層の高度分布から, 妻良付近と, 立岩-一色付近に分布する凝灰岩・凝灰質砂岩層を, それぞれ層準の異なった別の地層とすること(鈴木ほか, 1977)は誤りであ

る。さらに妻良付近で最上位の地層が分布し、妻良ベースンを作るとする考え（鈴木ほか、1977）も誤りである。

次に前述した方向とほぼ直交する東北東-西南西ないしは東西方向で表れる構造をのべる（図7 E-F）。三ツ石岬から入間にかけては既にのべたとおりである。入間から差田にかけて一色凝灰質岩層と吉田安山岩層との境界高度は徐々に上がり、差田付近で100~150 mとなる。これより二条-蝶ヶ野付近は、ほぼ水平な一色凝灰質岩層とともに二条石英安山岩層が露出する。二条石英安山岩層の構造は同層が層理不明なのでわからない。二条北方では高度200 m前後に二条石英安山岩層と一色凝灰質岩層の境界があり、低所に二条石英安山岩層、高所に一色凝灰質岩層が分布する。

より北側の吉田-二十六夜山付近では一色凝灰質岩層と吉田安山岩層の境界高度は0 m前後で、海側は吉田安山岩層の分布域となる（図6 G-H）。妻良-立岩に向かって両層の境界高度はあがり100~150 mとなる。立岩から北方にのびる尾根では100~200 m以上の高度に吉田安山岩層が分布する。この尾根の東斜面から上小野にかけては一色凝灰質岩層分布域で、ほぼ水平な構造となる。

一色凝灰質岩層の波曲構造

一色凝灰質岩層は分布が広く、かつ石廊崎安山岩層、二条石英安山岩層、吉田安山岩層に比べて層理面が明瞭なので、前述した大構造より詳しい精度でその構造を知ることができる。図7に一色凝灰質岩層の層理面の走向・傾斜のシュミットネット投影図を示す。ただし、斜交層理が発達する部分や礫岩層

をはさむ部分で、かつ水平に近い地層では、走向の測定誤差が大きくなるので、データとして加えていないものも多い。なお、図1では各地を代表し、かつ走向の測定精度のよいものの走向・傾斜を示した。図1のなかで内陸部分で測定数が少ない。これは、この付近の地層がほぼ水平であり、正確に走向の測定できる場所が少ないためである。

以上のような点をふまえて図7を見ると、一色凝灰質岩層の走向・傾斜の傾向はおおまかにはわかる。すなわち、この地域の一色凝灰質岩層は全体として25°以下にゆるく傾斜し、その走向はきわめてばらつ

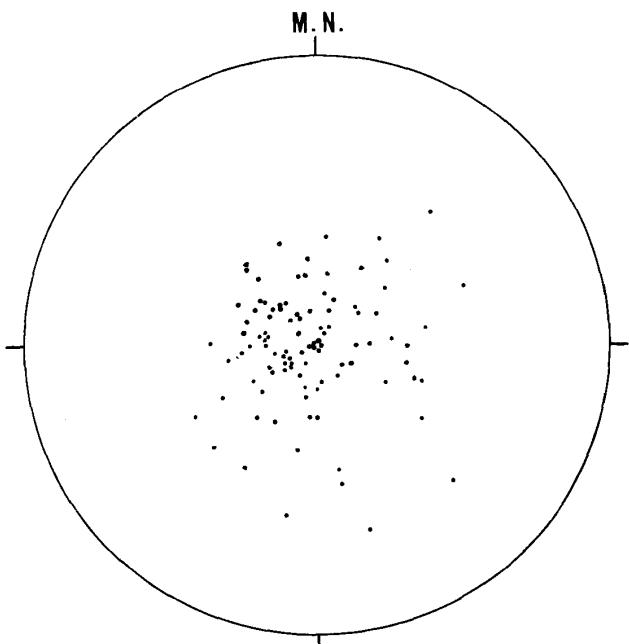


図7 一色凝灰質岩層の層理面の極のシュミットネット投影図(上半球使用)

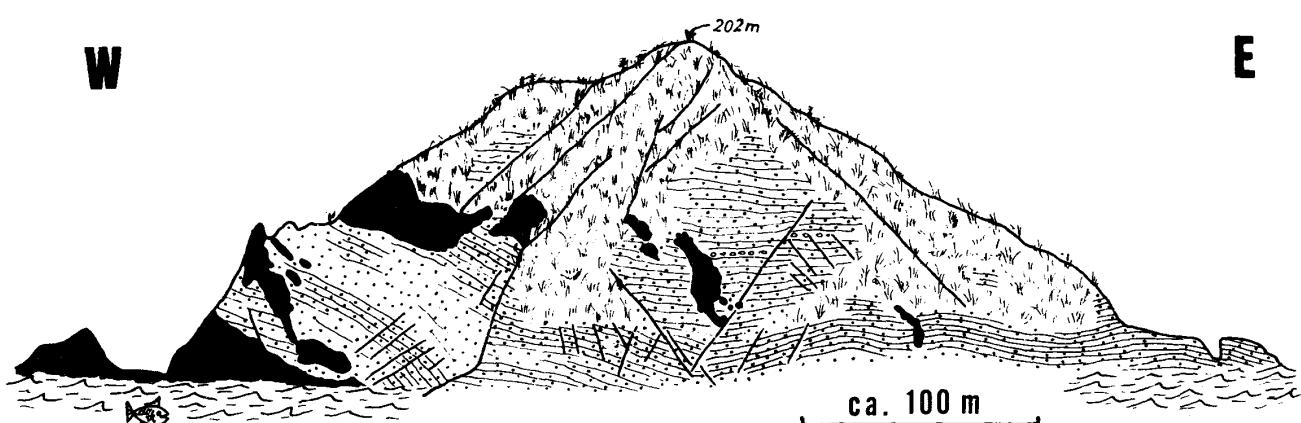


図8 千畳敷の先端からみた一色凝灰質岩層の構造。黒色部は貫入岩体。西端部は三ツ石岬。

いている。斜交層理による走向・傾斜の乱れを考慮にいれてもその卓越方向は不明瞭である。地層が30°以上に傾斜する部分もあるが、それらを含めても明瞭な卓越方向は見出せない。地層が急傾斜する部分は、入間—三ツ石岬—富戸ノ浜周辺および妻良周辺において。さらに、数100m規模の小区域を見ても、ほぼ水平な部分を除けば、ある一定方向に走向・傾斜が安定している部分は少ない。このような走向・傾斜から、一色凝灰質岩層は前述した大構造に表れる波曲よりも、さらに小さい数10mから100m程度のスケールの波曲があることがわかる。

この一色凝灰質岩層の構造を代表する1つとして、千畳敷—三ツ石岬間のほぼ東西方向の連続露頭でその構造が詳しく観察できる(図8)。ここでは三ツ石岬の手前で45°程度東に傾斜し、東側が落下するとう曲構造を呈する。この部分を除けば、地層は20°以下に緩傾斜し、数10m～100mの間隔でゆるく波曲している。ここでは南北方向にもまた同様な波曲構造が連続して観察できる。この波曲の方向性は顕著ではない。妻良—子浦間や富戸ノ浜の南にも同様な波曲構造が連続的に露出している。

千畳敷北方の断層

本地域には地質図(図1)および断面図(図6)上で明瞭に変位が表れ、かつ露頭で確認できる断層は、千畳敷北方の一色凝灰質岩層を切る2つの断層のみである。それらは石廊崎活断層と平行な北西—南東の走向で、幅約100mへだてて並走している。

いずれも北東側ブロックが数10mほど落下し、両者の層位学的落差の合計は約100mと推定される。そのうち北東側の断層は60°NEに傾斜した鏡肌を有するきわめて平滑な断层面をもつ(図9)。面上には

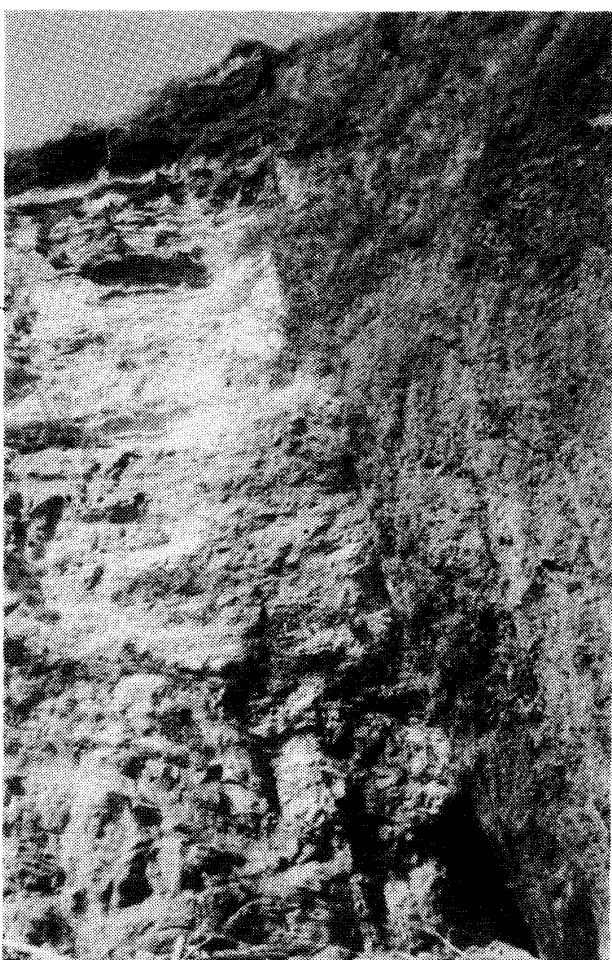


図9 千畳敷の北の鏡肌をもつ断層

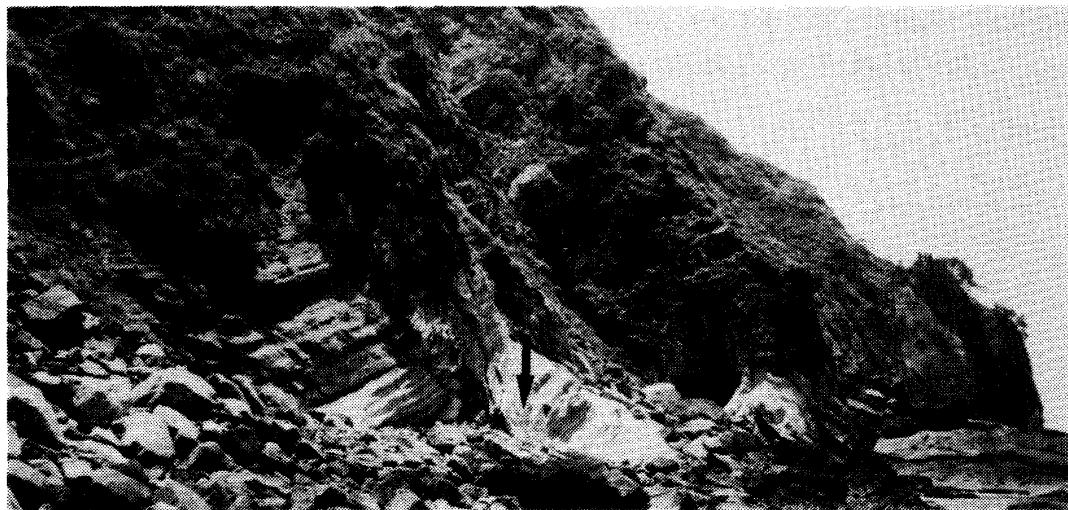


図10 三ツ石岬—富戸ノ浜間のとう曲構造(右後方が三ツ石岬方面)。矢印は図12 Bの位置を示す

水平すべりを示す条線がきざまれ、厚さ数mmの茶褐色の未固結断層ガウジをもつ。断層面の一部には、それより以前の運動によると思われる傾斜すべりを示す条線がきざまれ、断層運動が複数回あったことがわかる。一方、南西側の断層はほぼ垂直に傾斜している。癒着した面をもち断層ガウジは認められない。

この2つの断層を走向方向北西方に700~800m延長した富戸ノ浜~三ツ石岬間の海食崖では、断層は不明瞭になる。ここでは、かわりに北東側が落ちるとう曲構造が一色凝灰質岩層にあらわれる(図10)。このとう曲部構造の一部では地層が逆転している(図12B)。

一色凝灰質岩層中の小断裂系

本地域には変位量が数m以下の小断裂系が各所に発達している。角(1957)によると、北西~南東と北東~南西方向の2系統の断裂系があり、一般に後者は前者を切るとしている。村井・金子(1974)によると、北西~南東と北北西~南南西の2系統の断裂系があり、両者は共役関係としている。星野(1977)は、調査地域を含めた伊豆半島南部の断裂系は、古期の地層堆積後まもなく形成された断層と、新期の地震断層・活断層と関連して形成された断層とに

分けられるとした。前者には、本報告の石廊崎安山岩層分布地域の海岸部で、西北西~東南東と北北東~南南西方向の2系統を、また後者には西北西~東南東と北北東~南南西の2系統を認め、それぞれ共役関係にあるとした。

本節ではこれらの断裂系のうち、星野(1977)が古期とした特徴をもつもので、地域内では最も頻繁に認められる一色凝灰質岩層中の小断層系についてのべる。これらは断層面が癒着した“面なし断層”的様式をもち、断層面近傍で地層が流動変形した引きずり構造をもつことがある。さらに上下への連続性が悪く、上方で断層変位により作られた凹部を埋めるような堆積作用を伴うことがある(図12C)。また共役性断裂が細かく密集したパターンをとることが多い。これらの特徴は、星野(1977)ものべているように、地層がまだ充分に固結しない ductileな段階で形成した断層であることを示している。これらの断層は一般に数cmから数10cmの変位量(層位学的落差)をもつ。1m以上の変位量をもつものは少ない。ただし、断層面が剥離せず、したがって断層条線が観察できないので、実移動の方向や量は不明である。

以下ではこれらの断層を面なし断層とよぶ。

これらの面なし断層は、入間~三ツ石岬~富戸ノ

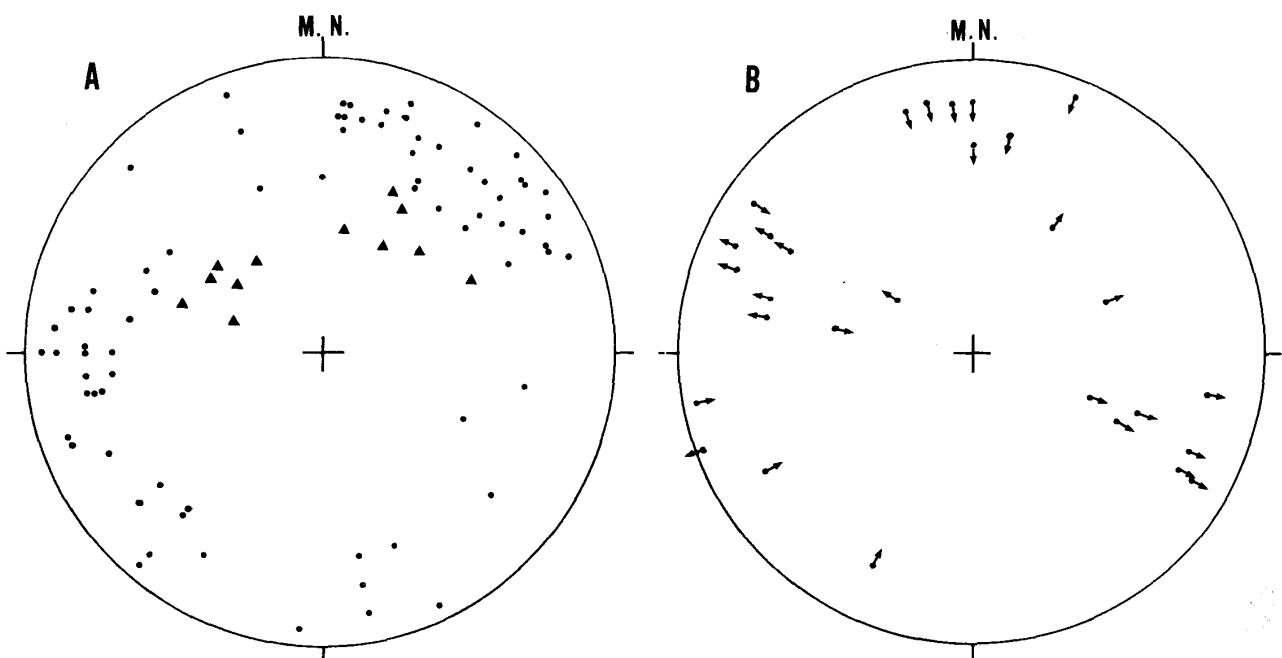


図11 面なし断層の極のシュミットネット投影図(上半球使用)。A:入間~三ツ石岬間(点:正断層タイプ、三角:逆断層タイプ), B:妻良~風見ノ浜間(矢印は断層による見かけの落下側を示す)

浜間と妻良周辺に頻繁にみられ、その他の地域には余り発達しない。図11 Aは入間—三ツ石岬—富戸ノ浜間での、図11 Bは妻良—風見ノ浜間での、みかけの変位がはっきりし測定が容易な面なし断層の走向・傾斜を示した。これらは、断層形成後、地層の傾動とともに、面が回転している可能性がある。しかし、図11 Aではそれらを考慮しても、地層と断層のなす角度や、地層の引きずられから、正断層タイプのものと、逆断層タイプのものとに分けられる。ただし水平すべり成分は不明である。図11 Bでは正断層タイプ、逆断層タイプのもののほかに、北西—南東から東西の走向で南に20°前後傾斜する地層にはほぼ直交して、ほぼ東西の走向で北に70°前後傾斜する断層群がある。もしこの断層群が地層傾動前に形成されたものとすると、正断層とも逆断層ともいえな

い。この点を考慮して図11 Bでは断層のみかけの落下側を矢印で示した。

図11 Aでは、南北から北西—南東の走向で西または南西に傾斜する正断層群と、東西から北西—南東の走向で北または北東に傾斜する正断層群がある。これら全体は共役関係にあると思われ、実際に露頭で共役関係を示すものもおおい。図12 A(図13のO地点)はその一例であり、星野(1977)のPlate 29のFig. 2(図13のA地点)も同様な例である。この他に各方向に正断層があらわれ、これらのいくつかは共役関係にある。これらはいずれも20°以下に緩傾斜した地層中にみられる。図12 Aのように共役関係が明瞭なものについてその位置と、層理面の補正を行なわずに求めた最大(σ_1)、中間(σ_2)、最小圧縮主応力軸(σ_3)の方向を図13に示す。補正の有無は以下の議論には

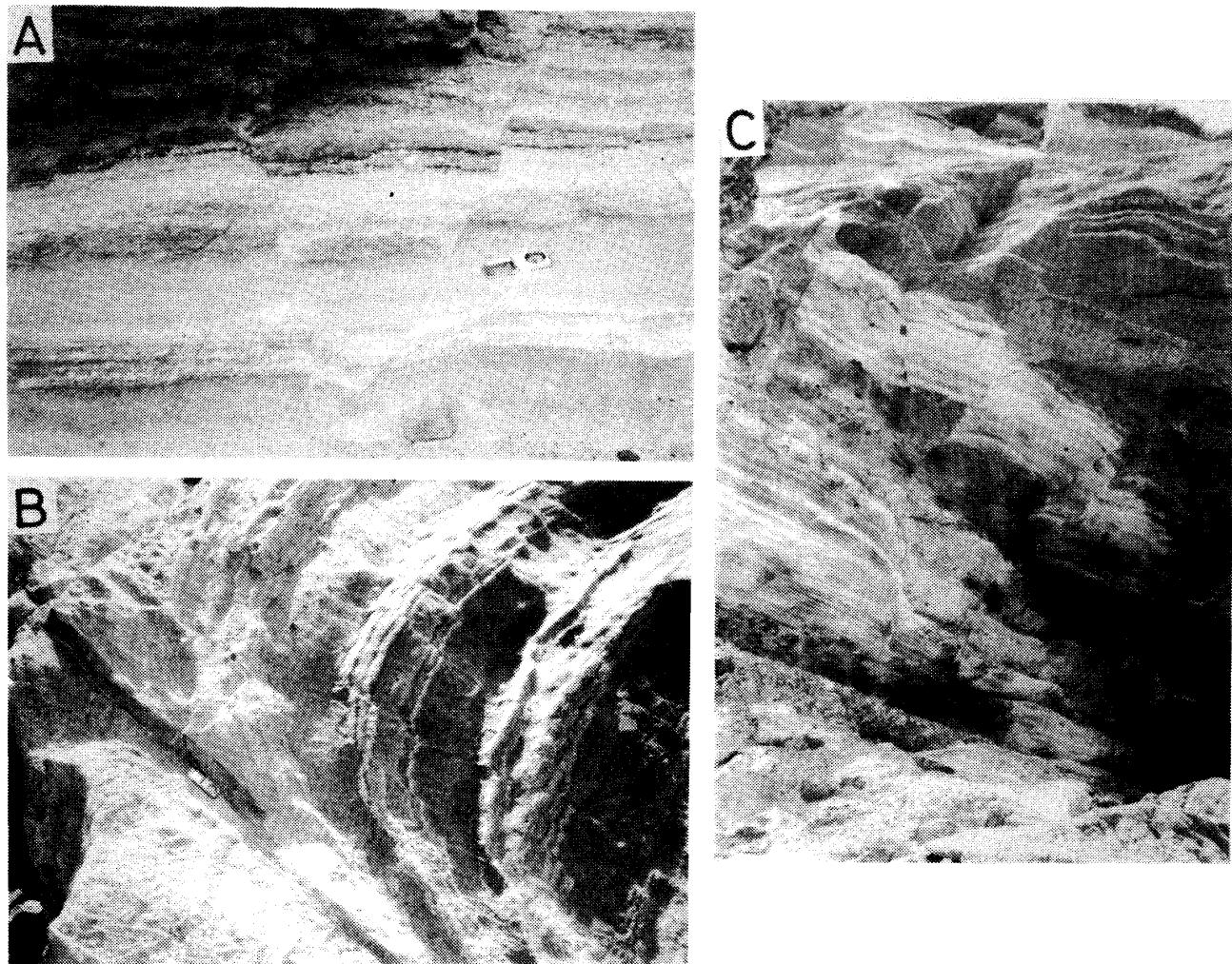


図12 面なし断層の例。A: 共役断層(図13のO地点), B: 逆断層群とそれによる地層の引きずり(富戸ノ浜—三ツ石岬間)(図10の矢印の部分, 図13 R地点), C: 地層とほぼ直交する断層群とそれらに支配された堆積構造(妻良—風見ノ浜間)

大きく影響しない。入間から千畳敷の北東までは、 σ_1 が南または南南東に強くプランジし、 σ_3 は北北東一南南西の方向にある。千畳敷周辺では、 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 の方向はかなりバラついている。三ツ石岬の北では σ_1 は垂直、または南東方向に強くプランジし、 σ_3 は北北東一南南西方向にある。半せん断面角は 15~41° で一定していない。

図 11 A の北北東一南南西から東北東一西南西の走向で 35~50° 南西に傾斜する逆断層群は、図 13 の Q 地点周辺の、南北から北西一南東の走向で 30~45° 東に傾斜する地層中に発達している。また北東一南西の走向で 25~40° 南東に傾斜する逆断層群は、前述した富戸ノ浜一三ツ石岬間のとう曲構造の最大傾斜部 (図 13 の R 地点) に見られる。とう曲構造中の

地層の逆転部分は、この逆断層群による引きずりの顕著な部分である (図 12 B)。これらの逆断層群は幅 10 m 以内に数 cm から数 10 cm の間隔で密集している。計測したものは、それらのうち変位量 5 cm 以上のものである。なお Q、R 両地点には正断層は発達しない。

図 11 B では北北東一南南西の走向で東に傾斜する断層群と、同じ走向で西に傾斜する断層群がある。これらは共役関係をなす正断層群と思われる。もし共役断層群とすると、それらを形成させた σ_1 はほぼ垂直で、 σ_3 は西北西一東南東方向ということになる。ここではこのほかに、前述した地層とほぼ直交する断層群 (図 12 C)、およびこれらの断層群とは異なる方向の断層も認められる。ただしこれらの断層群の形成の前後関係ははっきりしない。

以上から一色凝灰質岩層の堆積後まもなくできたと思われる面なし断層群は、次のような応力条件下にあったと推定される。入間一三ツ石岬一富戸ノ浜間の共役断層群の解析結果をまとめると、 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 ともその方向にはかなりのばらつきがあるが、 σ_1 が垂直または南東方向に強くプランジし、 σ_3 がほぼ水平面内にあって北東一南西方向に向く傾向が弱く認められる (図 14)。しかし、この地域では σ_1 がほぼ

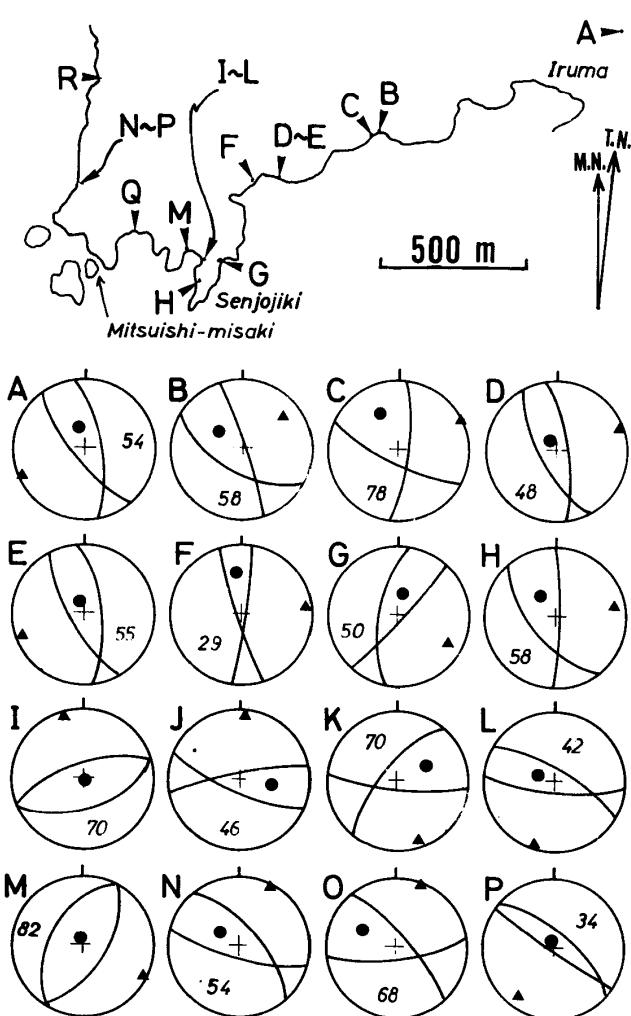


図13 共役断層による古応力場の解析(ステレオネット上半球使用)。丸は σ_1 、三角は σ_3 (圧縮を正とする)、円内の数字はせん断面角 2θ を示す

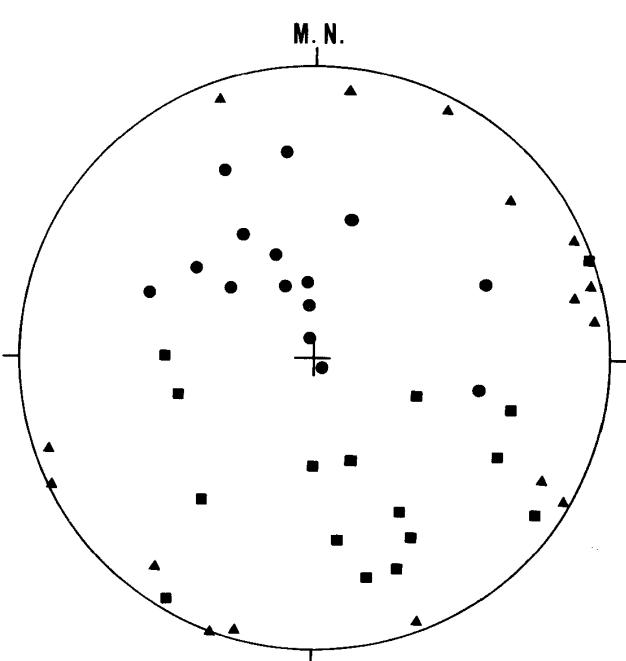


図14 共役断層による最大 (σ_1) (丸)、中間 (σ_2) (四角)、最小圧縮主応力軸 (σ_3) (三角)の方向 (シュミットネット上半球使用)

水平面内にある逆断層群もQ, R両地点で認められる。また入間—三ツ石岬—富戸ノ浜間と、妻良—風見ノ浜間では断層の走向・傾斜が異なっている。さらに、既に述べたように、断層が発達する地域と、そうでない地域とがある。これらをあわせて考えると、これらの面なし断層群は、均一な強さで、かつ方向性の顕著な“広域的応力場”に支配されてできたものではない。おそらく強さと方向が場所により異なる不安定な応力場に支配されてできたものと思われる。共役断層の半せん断面角が一定していないこと(図13)、また方向、センスが一定していないことは、これらの形成時期がある短い期間ではなかったのか、あるいはほぼ同時期ではあっても場所により地層のductilityが異なっていたことを示しているのかもしれない。かりに前者だとすると、この地域は時と所を変えて、応力状態が頻繁に変化したことになる。

5. 貫入岩

分 布

調査地域の白浜層群中には、大小多数の、種々の形態の貫入岩が分布している。図1にはその一部が示されている。貫入岩体は地域一帯に一様の頻度で分布しているわけではない。入間—三ツ石岬—富戸ノ浜間、および妻良周辺の一色凝灰質岩層分布地域に特に多い。同じ一色凝灰質岩層分布地域でも、仲木—入間間や、一色から蝶ヶ野付近ではほとんど発達しない。貫入岩の岩質は石廊崎安山岩層や吉田安山岩層の溶岩と非常によく似ている。したがってこれらの地層の分布域内で露頭不良の地域では、溶岩か貫入岩かの判定がむずかしく、図1では、貫入岩とわかる部分を除いては地層として一括している。図15は特に貫入岩の多い入間—三ツ石岬—富戸ノ浜間の海岸線にそった貫入岩分布図である。

岩 質

貫入岩のほとんどは安山岩質で、一部に石英安山岩質のものもある。一般に黒灰色から灰色で、多孔質のものが多い。径数mm以下の斜長石の斑晶が目立つ火山岩的な組織をもつ。場所により斑晶の大きさ、量が異なる。一般には、全体の10~30%を斑晶がしめ、その80%以上が斜長石である。さらに普通輝石、シソ輝石と、ごく小量の磁鉄鉱の斑晶をもつ。

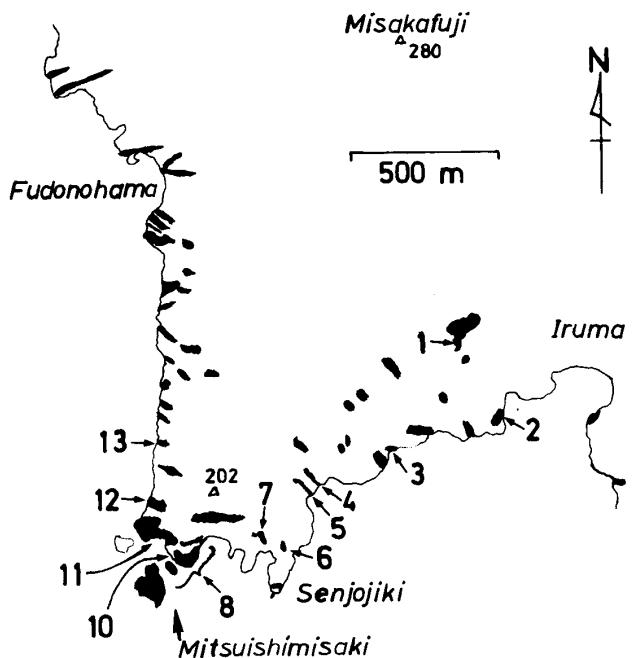


図15 入間—三ツ石岬—富戸ノ浜間の海岸付近の貫入岩分布図。数字は本文に説明のある岩体の位置を示す

斜長石は一般に新鮮で、累帯構造は余り顕著ではない。一部に虫食い状に変質し、累帯構造が発達している斜長石を多く含むものもある。石基は斑晶と同様の細粒結晶とガラスよりなる。一般にハイアロピリティックな組織をもつが、トラキティックな組織をもつものもある。

貫入の規模と形態

貫入岩体の規模は、幅数100m程度に連続する比較的大規模なものから、1mにみたない小規模なものまで様々である。これらは貫入面が垂直に近く傾斜し、板状で岩脈とよべるもの、直立してはいないが地層を切っている斜交岩体、地層と平行な部分が認められるシート状のもの、ラコリス状のものから、きわめて不規則な形態のコノリス状のものまで多種多様である。なお貫入岩体の形態に関する用語は久野(1955)に従っている。石廊崎安山岩層や吉田安山岩層を貫くものは、前述したように両層の溶岩の岩質と貫入岩の岩質がよく似ており、露頭不良の部分では形態がつかみにくいか、一般には岩脈的形態をとることが多い。

以下では調査地域で最も頻繁に認められる一色凝灰質岩中の貫入岩のいくつかを紹介する。これらの

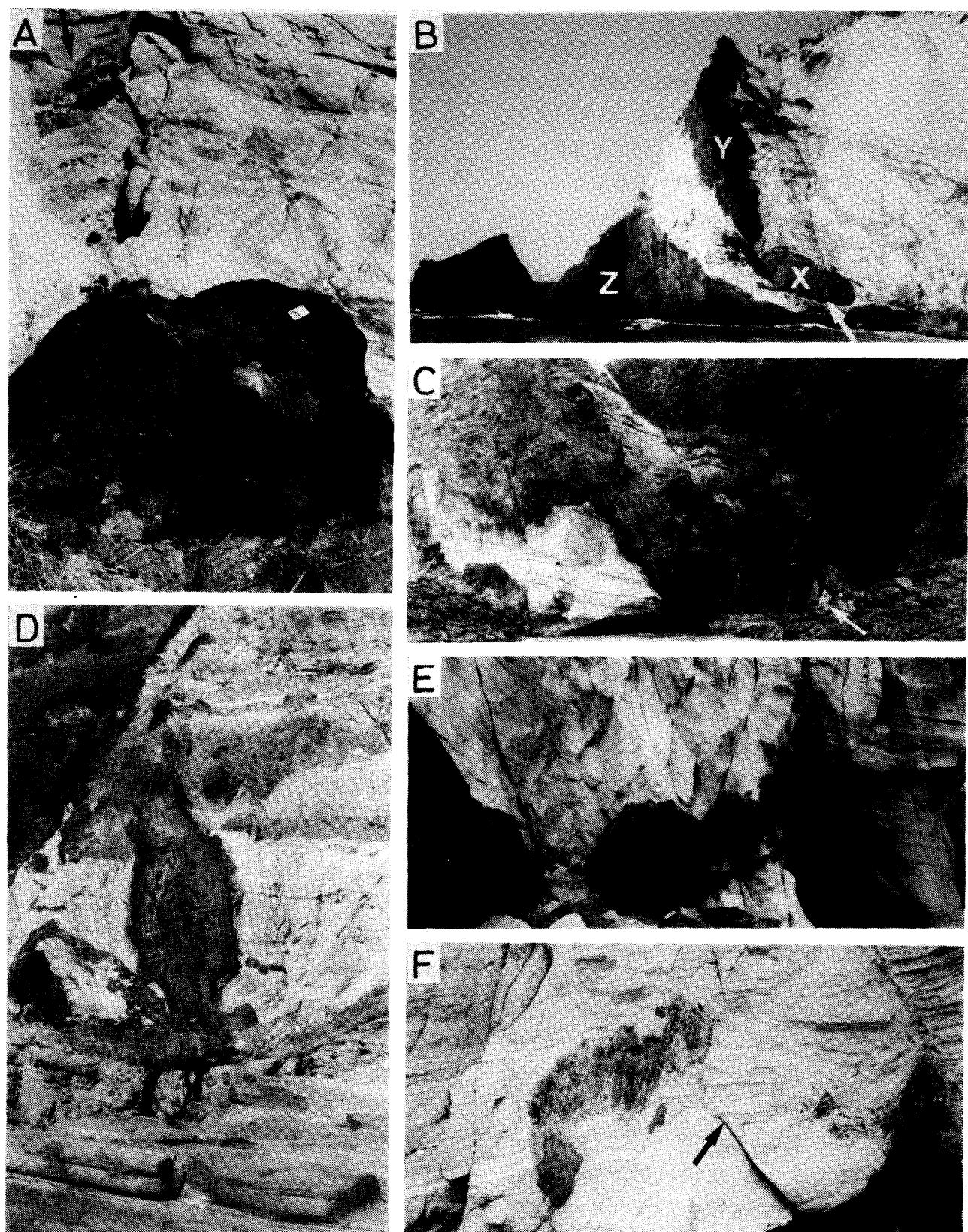


図16 貫入岩の例. A: 急激に分布が閉じる貫入岩(ななめ上方より撮影, ノリノメーター長辺の方向が岩体のおおよその伸びの方向, 図8の中央よりやや東部の岩体, 図15の6, 矢印は第8章でのべる碎屑岩脈), B: 三ツ石岬付近の貫入岩(X, Y, Zは本文参照, 矢印は図18Cの位置を示す. 図8の西部の岩体, 図15の8), C: 三ツ石岬先端での貫入形態(矢印は人物を示す, 図15の10), D: 不規則な形態の貫入岩(図9の中央部の岩体, 図15の7), E: 不規則な形態の貫入岩(図15の2), F: 小規模な貫入岩(矢印は岩体を切る面なし断層, 図15の3)

例は大規模なものを除けば、いずれも露頭面に表れた形態をのべたもので、三次元での真の形態は不明である。しかしながら、これらの例が示すように、この地域の一色凝灰質岩層中の貫入岩は、一般的に大小の規模で湾曲した貫入面をもち、所によりきわめて凹凸に富んだ部分もある不規則な形態をしている。

子浦西方（鈴木ほか（1977）のPlate 21の2）や、図15の5地点の貫入岩は、曲がりくねりながらも大局的には板状に近く、ほぼ垂直な貫入面を持ち、岩脈と呼んでさしつかえない。

地質図（図1）で最も広い分布域をもつ妻良西方の貫入岩は、海側にどの程度の拡がりをもつかは不明だが、少なくとも1方向に一定の幅で連続するものではない。鈴木ほか（1977）は、この貫入岩はラコリス状であるとした（鈴木ほか（1977）のPlate 20の2）。妻良北方の貫入岩も地質図上で連続性が認められず、直径150m程度のラコリス状に分布している。

より小規模で側方に連続性の悪い貫入岩の例として以下のようなものがある。図15の6地点では急激に貫入面の延長方向に分布が閉じるもののが認められる（図16A）。同8地点では露頭面で貫入岩体が3つ区分できる（図16B）。岩体Xは、地層の層理面にほぼ平行な長軸をもつ橢円形に近い形態をしている。岩体Yは地層を大きく切る斜交岩体で、上方に拡がり、下方には連続しない。岩体Zは、岩体Xの下では地層にほぼ平行に、その左側では地層をゆるく切っている。この岩体Zは三ツ石岬の富戸ノ浜側に連続し、同10地点では、きわめて不規則な形態の貫入面を持つ（図16C）。

図15の7地点の貫入岩は露頭面では長軸はほぼ垂直で、不規則な形態をし上下に連続しない（図16D）。同2地点の岩体は枝分かれした形態をし、地層をゆるく切っている（図16E）。同3地点の岩体はさらに小規模で、不規則な形態をもつ（図16F）。このような小規模な岩体でも、地層を切り、急冷周縁部をもち、周囲の地層に熱変質を与えてるので、容易に貫入岩と判別できる。同13地点の岩体は、ななめ横にたおれたヒョウタンの一部のような形態をしている（図17A）。また、妻良西方の林道切取面に表れる岩体は、露頭北部では凝灰岩の上に層理面と平

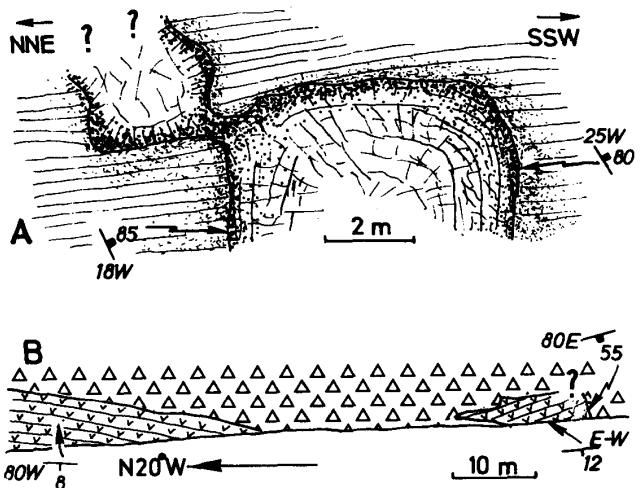


図17 A: ヒョウタン形の貫入岩、岩体周縁の黒っぽい部分は急冷周縁相を、岩体の周囲の地層中の黒っぽい部分は変質帯を示す（図15の13）。B: 一部で地層と平行に重なる貫入岩（上部）（妻良の西）

行に重なり、南部では不規則な貫入面で地層を切る（図17B）。

貫入岩の内部構造および貫入面の構造

本地域の比較的大きい貫入岩体、たとえば妻良北方や西方、図16Bの貫入岩体Z等には、一般に規則正しい柱状節理が発達する。また板状節理や放射状節理、不規則な節理も部分的に発達することがある。図18Aは同一岩体の狭い範囲に柱状節理、板状節理、放射状節理が共存する例である（図15の11地点）。一般にこのような節理をもつ岩体の貫入面は湾曲することはあっても比較的なめらかである。また明瞭な急冷周縁部が認められる。

一方、一色凝灰質岩層を貫く岩体では、その内部が径数10cm以下の多角形角礫—亜角礫と、その間に埋めるより細粒な岩片との集合体となることが多い。角礫には不規則な割れ目が発達し、多孔質で表面はざらついている。この組織は吉田安山岩層の水中自破碎溶岩に非常によく似ている。ただし基質にあたる細粒岩片の量は水中自破碎溶岩に比べて少ない。この組織は、未固結堆積物中に貫入したマグマが、堆積物中に含まれる水により急冷され破碎された結果形成されたものと思われる。すなわち成因的には水中自破碎溶岩と類似したもので、ペペライト（pépérite）（たとえば SCHMINCKE, 1967）にあたる。一般的にはこのペペライト状組織をもつ部分は貫入面の近傍に見られることが多いが、貫入面からの距離

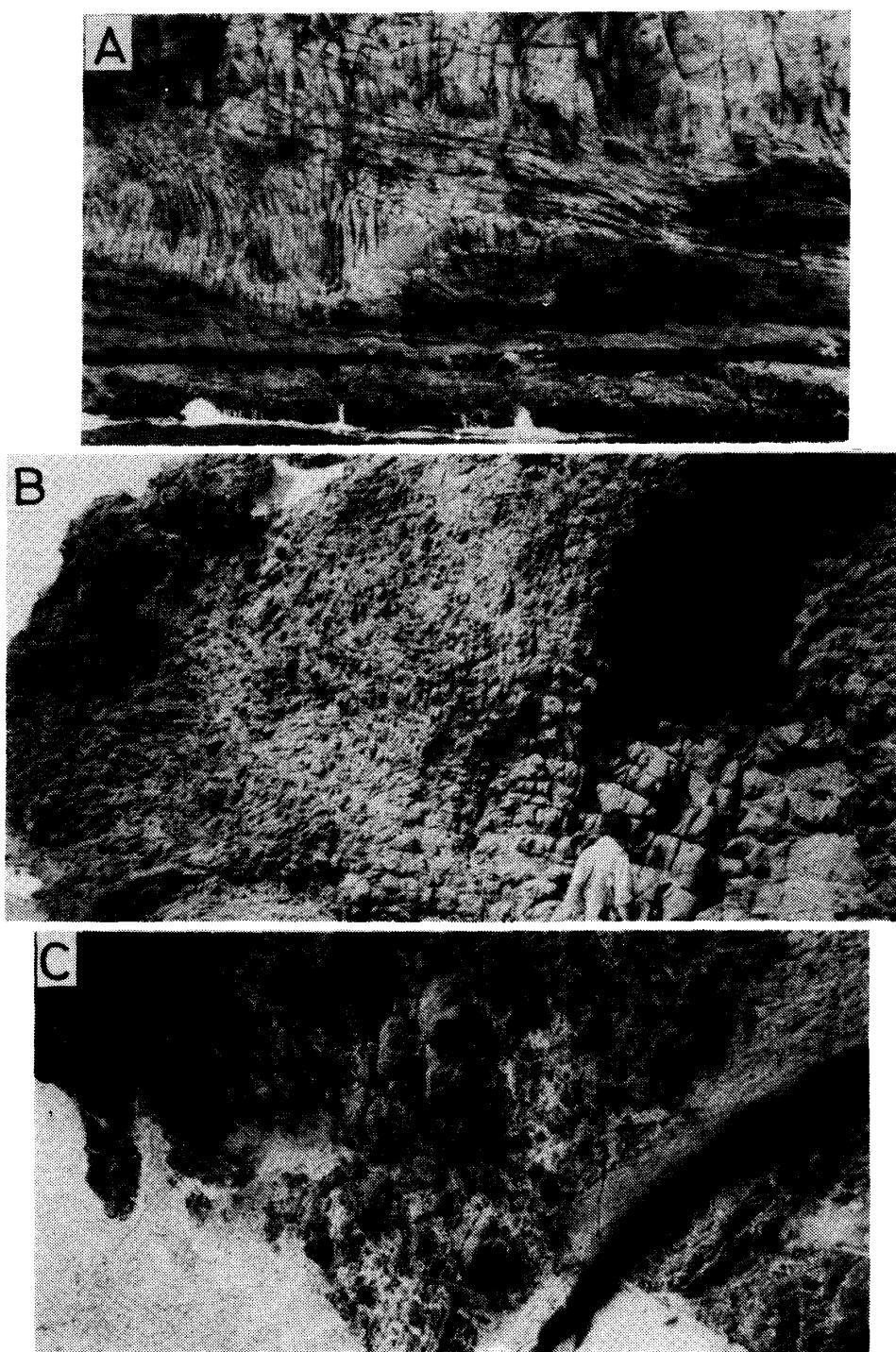


図18 貫入岩の内部構造. A:種々の節理を共存する貫入岩(図15の11),
B:節理をもつ部分からペペライト状に変化する貫入岩(図15の2),
C:ペペライト状の貫入岩と一色凝灰質岩層の凝灰岩との接觸部(図16
Bの矢印の部分)

は一定していない。このような組織をもたずに地層に貫入する時もあり、ペペライト状組織をもつ部分と、規則的節理をもつ部分が同一岩体内に共存することもある(図18B)。また岩体全体がペペライト状組織をもつこともある(図16BのX, F)。ペペライ

ト状組織をもつ岩体の貫入面は、周囲の地層と複雑に入り組んだ、凹凸に富む非常に不規則な形態をしている(図18C)。

これら貫入岩が一色凝灰質岩層の凝灰岩ないしは凝灰質砂岩を貫く部分には変質帶が認められる。変

質帶の幅は数cmから数mにおよぶ。この幅と貫入岩体の規模とには明瞭な相関関係は認められない。ペペライト状組織をもつものほど変質帶の幅は狭いようである。凝灰質部分の少ない礫岩などでは変質帶は肉眼では明瞭ではない。変質帶は貫入面に向かって黄色から黄褐色をへて黒褐色を呈する部分で構成されている。この色の変化は主として凝灰岩中の無一淡色のガラスがオブシディアンに変化したことによる。この変質帶の部分はいわゆる fused tuff (CHRISTIANSEN and LIPMAN, 1966; SCHMINCKE, 1967など)である。この変質帶については伊藤ほか(1983)でより詳しく記載する。

貫入方向と岩脈法

前述したように本地域の貫入岩は多種多様な形態をもつ。貫入面は不規則に湾曲していたり、ペペライト状を呈する部分では礫岩の堆積面のように凹凸に富んでいたりする。したがって、このような部分では貫入方向を測定することはむずかしい。ただし、部分的に板状のもの、板状ではないが一部で平滑な貫入面をもつものについては、貫入面の走向・傾斜を測定できる。図19はこれらの測定結果のシュミット投影図である。ただし、この投影点数が

貫入岩の個数を表してはいない。貫入岩は不規則な形態をしており、同一岩体でも場所により全く異なる方位を取ることが多い。この図には1つの貫入岩体について、複数の測定値を投影しているものもある。

このような点をふまえて図19を見ると、貫入面の走向にはかなりのばらつきがあり、傾斜は60°以上のものが多い。これらのうち特に測定数が多い一色凝灰質岩層を貫くものと、吉田安山岩層を貫くものについて、貫入方向のローズダイアグラムを図20に示す。これから、測定できるものに限ると、かなりのばらつきはあるにせよ東北東-西南西から東西をへて北北西-南南東方向のものが多く、南北から北北東-南南西方向のものは少ない。一色凝灰質岩層と吉田安山岩層を貫くものに分けても、その傾向はほとんど変わらない。

岩脈の方向から古応力場を推定するいわゆる岩脈法が、各地の種々の時代の地層を貫く岩脈で用いられてきている(中村, 1969; 竹内, 1977など)。この岩脈法は、岩脈は周囲の岩石における破壊に関連して板状に形成され、貫入面が最大水平圧縮応力(σH_{max})の方向に伸びるとする考えに基づいている。したがって、この方法は岩脈がほぼ板状で、かつ垂直に近くなければ適用できない。調査地域の貫入岩では、千疊敷付近のものについて、すでに中野ほか(1980)がこの岩脈法により N 60°W 方向の σH_{max} 方向を推定している。しかしこの報告での測定

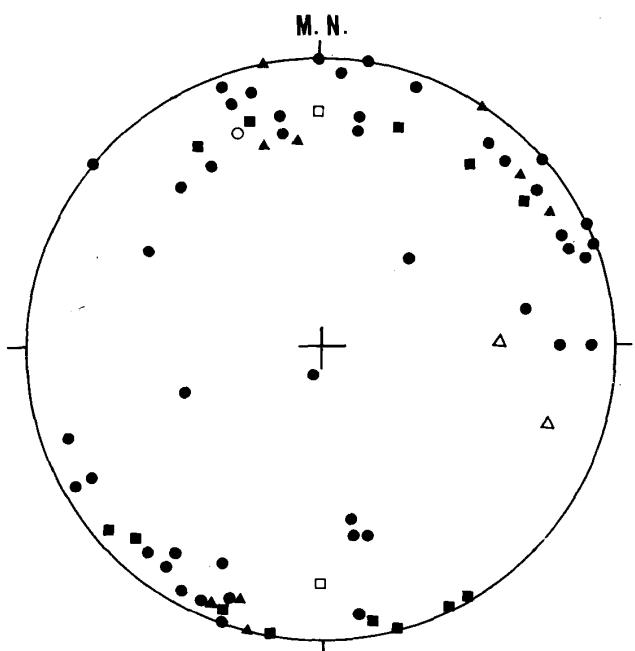


図19 貫入面の極のシュミットネット投影図(上半球使用)。白ヌキ丸は仲木凝灰岩層、白ヌキ四角は石廊崎安山岩層、黒丸は一色凝灰岩層、黒四角は吉田安山岩層、黒三角は富戸ノ浜火道角礫岩に貫入するもの。白ヌキ三角は富戸ノ浜火道角礫岩の火道壁

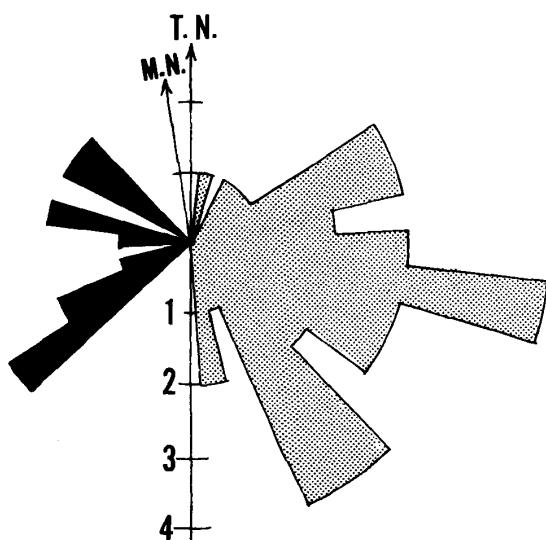


図20 貫入面のローズダイアグラム。右は一色凝灰質岩層、左は吉田安山岩層に貫入するもの(傾斜が60°未満のものは除いた)

数は少なく、かつ貫入岩の形態が全く記載されていない。既に述べたように千畳敷を含めたこの地域周辺の貫入岩、特に一色凝灰質岩層中のものは岩脈の定義に正確にかなうものが少なく、さらに貫入面の計測ができない不規則な形態のものが多い。計測ができるものについても、図20が示すように貫入面の方向はかなりばらついている。また、後述するように、貫入岩の一部は既存の面なし断層を利用して地層を貫いている。したがって、これらの性状から本地域

の貫入岩ではこの岩脈法を使用することはきわめて問題が多い。

一色凝灰質岩層の構造と貫入岩との関係

一色凝灰質岩層の構造と貫入岩の分布には密接な関係がある。すなわち、30°以上に急傾斜した部分の多い入間—三ツ石岬—富戸ノ浜周辺や、妻良周辺の一色凝灰質岩層中には貫入岩が多い。一方、仲木—差田間や、立岩—一色—蝶ヶ野周辺の緩傾斜部分周辺には貫入岩はほとんど認められない。また一色凝

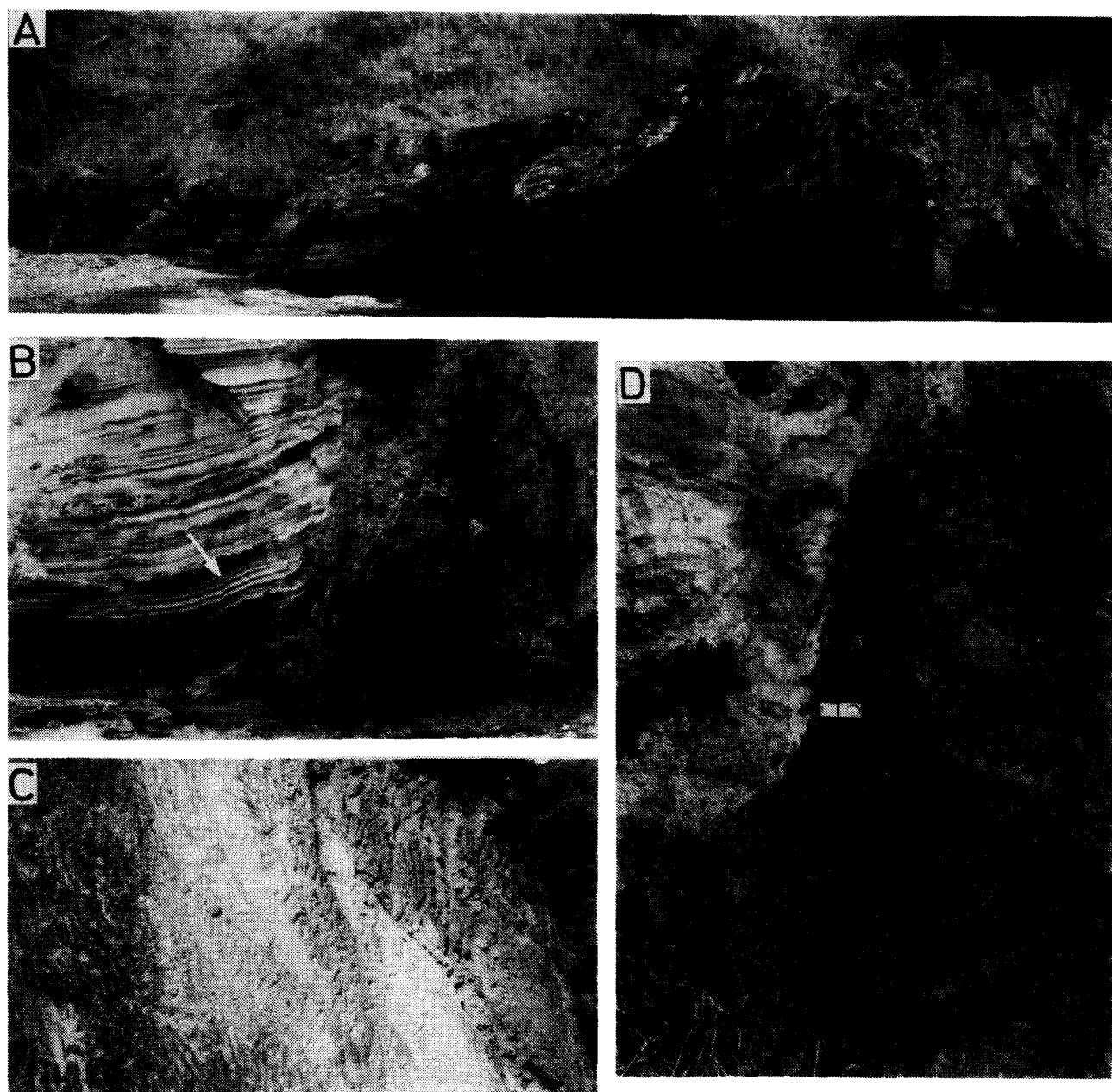


図21 一色凝灰質岩層と貫入岩との構造関係。A: 地層を引きずり上げている貫入岩(妻良—子浦間), B: 面なし正断層(矢印)を伴って地層を引きずり上げている貫入岩(図15の12), C: 面なし断層があったと思われる位置に貫入するペペライト状組織をもつ貫入岩(図15の4), D: 貫入岩(右側)の近傍でスランプ構造をもつ一色凝灰質岩層(図15の1)

灰質岩層中の面なし断層も同様に貫入岩の多い部分に頻繁に発達している。

さらに露頭においても以下の例に代表されるような一色凝灰質岩層の構造と貫入岩との関係が認められる。三ツ石岬-千畳敷間や、富戸ノ浜-三ツ石岬間のとう曲構造の上昇側には貫入岩が分布している。千畳敷では、図15の6, 7地点の貫入岩は数10m-100m間隔の波曲の頂部と底部にそれぞれ位置している(図8)。貫入岩はシャープに一色凝灰質岩層を切ることもあり、また同層を引きずりあげていることもある。図21Aは貫入岩が比較的なめらかに地層を引きずっている例、図21Bは面なしの小正断層を伴いつつ地層を引きずっている例である。これらの場合地層は層面すべりを起こしていない。ペペライト状組織をもつ貫入岩が、もともと面なし断層があったと思われる位置を貫いていることがある(図21C)。またこれとは逆に、貫入岩は面なし断層により切られていることがある(図16F)。さらに一色凝灰質岩層中のスランプ構造は貫入岩が多い地域の周辺に認められる。図21Dの例では、貫入岩に接して地層は急傾斜し、その内部にスランプ構造をもっている。

以上に述べたことから、一色凝灰質岩層の波曲構造、面なし断層、スランプ構造の形成と貫入岩の上昇とは密接に関連していたと推定される。この点については後にさらに論議する。

6. 富戸ノ浜火道角礫岩

富戸ノ浜の南約400mの海食崖下には、一色凝灰質岩層を貫く火道を埋め、その火道から噴出し、同層の最上部付近に整合的にはさまれる火山角礫岩がある(図1の矢印a地点周辺)(図2)。この角礫岩を富戸ノ浜火道角礫岩とよぶ。富戸ノ浜火道角礫岩は分布が狭く、かつ最大部分でも20-30mの厚さしかない。火道の部分は前述した貫入岩の一部として、一色凝灰質岩層にはさまれる部分では同部層の一亜部層として扱うこともできる。しかしながら、この角礫岩は本地域の火山活動を考えるうえで重要なものなので、ここにやや詳しく報告する。

図22は富戸ノ浜火道角礫岩分布地域の一部の平面図である。図の東部は急傾斜した海食崖で、西

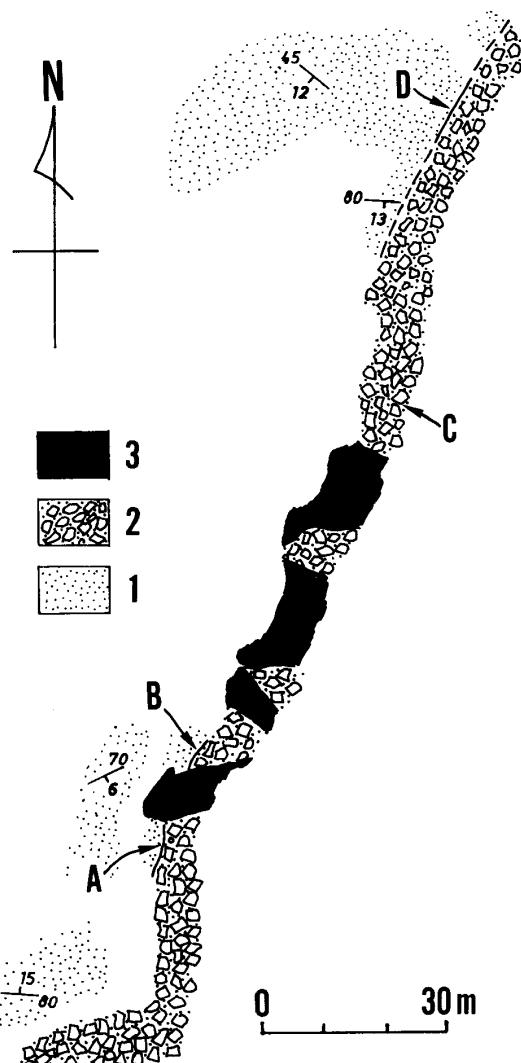


図22 富戸ノ浜火道角礫岩分布地域の平面図(A, B, C, Dは本分参照)。
1:一色凝灰質岩層, 2:富戸ノ浜火道角礫岩,
3:貫入岩

部は海岸となる。図のさらに南方約20mまで角礫岩の分布が続き、80mから100mの未露出部分をへだてて、さらに南方に一色凝灰質岩層の凝灰岩が露出する。

図22のおおよそ南半分が火道の部分にあたる。火道の南北または北北東-南南西方向の長さは、少なくとも100m以上である。火道の西壁が図22のA, B 2地点に露出している。両地点の火道壁とも凹凸をもつ不規則な面である。火道壁の走向・傾斜は、A地点でおおよそN 20°E, 70°E, B地点でN-S, 50°Eで、ほぼ水平に近い一色凝灰質岩層の構造を完全に切っている。この火道壁から西側1m以内の一色凝

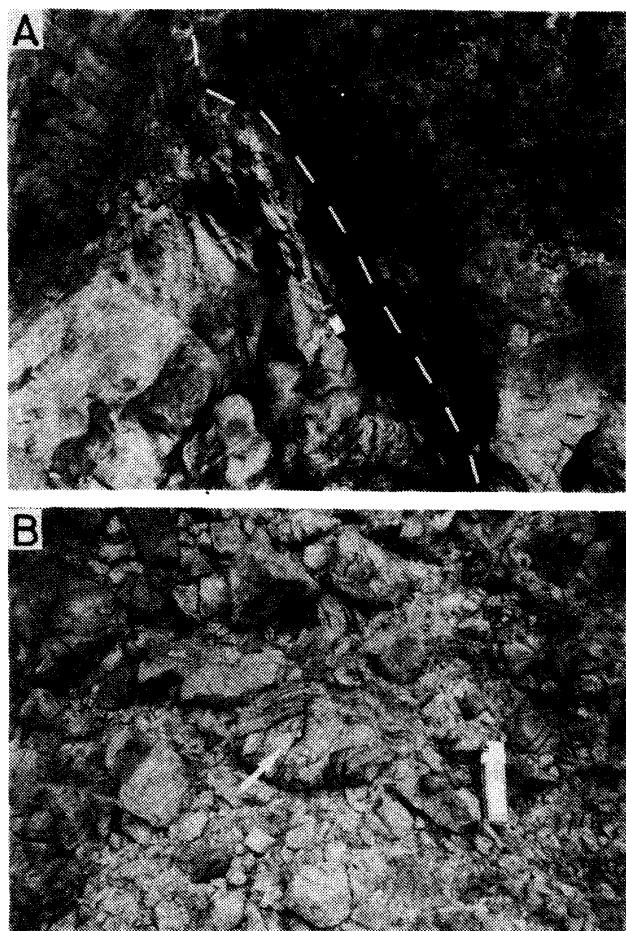


図23 富戸ノ浜火道角礫岩。

A: 火道壁の部分(図22のA地点)。火道壁(破線)の右側は富戸ノ浜火道角礫岩、左側はスランプ構造をもつ一色凝灰質岩層の凝灰質砂岩、左後方は貫入岩。B: 富戸ノ浜火道角礫岩の岩相。矢印は紡錘状火山弾(?)

灰質岩層の凝灰質砂岩は著しく流動したスランプ状態を呈し、火道壁に向かって引きずりあげられている(図23 A)。

火道壁の東側の火道内は、肉眼では斑晶の明瞭でない黒色-黒灰色安山岩の鋭利な稜をもつ不規則な多角形角礫の集合体である。この安山岩は両輝石安山岩で、斑晶の大きさを別にすれば、前述した吉田安山岩層の溶岩の組成とほとんど同じである。ただし吉田安山岩層の溶岩に比べて表面がなめらかで、多孔質ではない。礫の最大径は2m程度で、きわめて淘汰が悪い。まれに、同質の径10cm以下の紡錘状火山弾と思われるもの(図23 B)や、その破片の流理状内部構造をもつもの、および径10cm以下の赤紫色安山岩の異質角礫が含まれる。また火道壁の

すぐ近くでは壁岩起源の凝灰質砂岩の径数cm程度で不規則な形態の角礫が多い。角礫の間のわずかな間隙を同質のより細粒な岩片よりなる基質が埋めている。礫どおしの衝突により生じたと思われる開口割れ目が、礫と礫の接触部から礫中に向かって生じていることが多い。

図22のA、B両地点から、その南にかけては、露頭下部では礫の配列は不規則である。露頭上部10m位から、礫はほぼ水平な層理を弱く示す配列をとる。さらに上方約10mで一色凝灰質岩層の凝灰質砂岩におおわれる。B地点から北にいくにつれて、礫の一部はやや丸みをおび、また基質も多くなる。それとともに礫も層理を示す配列をしてくる。C地点付近では厚さ数cmの凝灰質砂岩層がはさまれ、その上に少なくとも5m以上の厚さの角礫岩が重なる。D地点でこの角礫岩は一色凝灰質岩層に整合的に重なる。両者の接觸部分はやや凹凸をおび、接觸面から上数10cmの間の角礫岩中には、一色凝灰質岩層起源の径10cm以下の凝灰岩、凝灰質砂岩の角礫を豊富に含む。両者の境界は、南に10°前後傾斜する一色凝灰質岩層の層理面と平行に、図のさらに北東方の海食崖に連続する。したがってD地点より北側の角礫岩は、火道からはなれて一色凝灰質岩層をおおって堆積した部分にあたる。

この付近の一色凝灰質岩層は主として斜交層理が発達した凝灰質砂岩よりなり、フジツボ化石の破片が密集した地層や、大型の生痕化石が見られる。したがって、同層を貫き、これにはさまれる角礫を放出した火山活動は浅海域で起こっている。前述したように火山弾が含まれるとすると、一部は空中に放出されたのかもしれない。火道壁の近傍の一色凝灰質岩層にスランプ構造が認められることは、まだ水を多く含んだ軟弱な堆積物を突き破って火道が形成され、角礫が放出されたことを示している。また、角礫岩層の間に凝灰質砂岩層をはさむことから、休止期間をはさんで複数回の火山活動があったことがわかる。

富戸ノ浜火道角礫岩の分布がどの程度であるかは正確には明らかではない。しかし数kmはなれた吉田付近や入間付近にはこの角礫岩に相当するものは見つからない。したがって、この火山活動は大規模な

ものとはいえない。この火山活動のあとに、火道および壁岩は貫入岩により貫かれている（図22, 23 A）。

7. 碎屑岩脈

入間—三ツ石岬—千畳敷間の一色凝灰質岩層中には数は少ないが碎屑岩脈が認められる。これらは厚さ1cm程度から数10cmの板状で、壁岩と同質の凝灰岩、凝灰質砂岩からなり、安山岩質の礫を持つことがある。貫入面は水平に近いものもあるが（図3B），急傾斜するものが多い。図24はほぼ垂直なもの7つの方向をローズダイアグラムに示した。これによると西北西—東南東に指向性を示している。

碎屑岩脈には貫入面に平行に流理構造をもつものと、もたないものがある。図25は前者の例である。後者の例の1つとして千畳敷の図15の6地点の貫入岩（図16A）の近傍にあるものがあげられる。この碎屑岩脈はこの地域では特殊な例かもしれないが、後の議論で重要なとなるので、以下に詳しく報告する。なおこの岩脈は図24に含まれていない。

図15の6地点近傍の碎屑岩脈は一色凝灰質岩層の凝灰質砂岩を切って、ほぼ平面的に露出している（図26）。岩脈はより北西にある貫入岩から約2mはなれた所から始まり、おおよそ南東の方向にのびる。このうち北東側約4mは平均N60°Wの走向の壁面をもち、その幅は60-80cmである。これより南東側ではN40°Wの走向で、10-20cmの幅となる。さらに南東側でN40°Wの走向のものと、N25°Wの走向のものに枝分かれする。前者は南東に向かってその幅を徐々に閉じ、後者は徐々に幅を拡げ、最

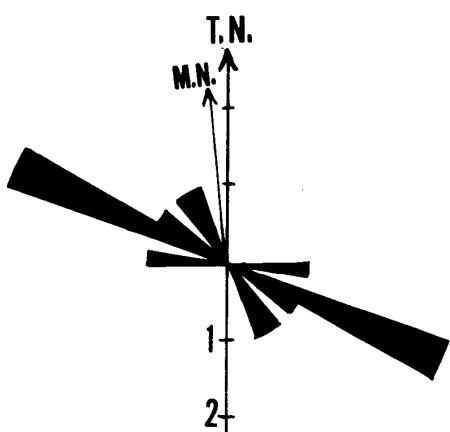


図24 碎屑岩脈の方向



図25 貫入面と平行な流理構造をもつ
碎屑岩脈(千畳敷)

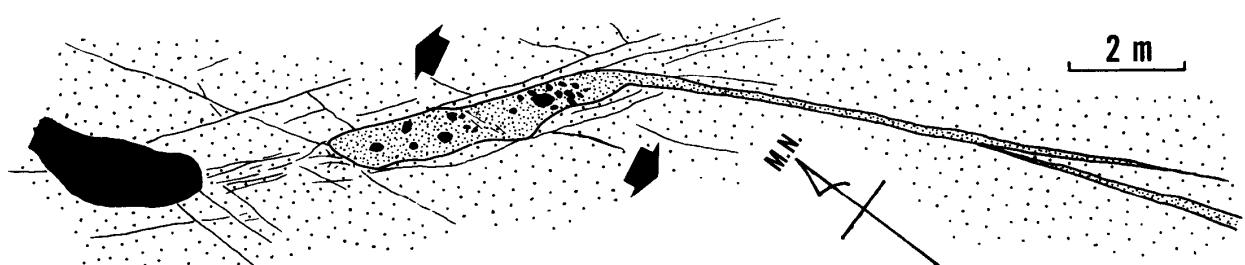


図26 千畳敷の特異な形態の碎屑岩脈の平面図。左側の黒色部は図16 Aの貫入岩、細かい砂目は碎屑岩脈、岩脈中の黒色部は安山岩礫、荒い砂目は一色凝灰質岩層の凝灰質砂岩、太い矢印は本文参照

大30cm程度となる。枝分かれした岩脈は図のさらに南東約10mまで露出する。貫入面はどこでも垂直に近く急傾斜している。

岩脈の平面形態と方向の違いによるその幅の変化から、この岩脈はおおよそ北北西-南南東方向（図26の矢印の方向）に引かれてできた開口割れ目を埋めてできたものと推定される。とすると岩脈の方向は δ_3 の方向とは直交せず、かなり斜交することになる。岩脈周辺には岩脈の走向方向と平行する方向を含む種々の方向に面なし断層が発達している。開口割れ目はこれらの既存の面なし断層の一部を利用して形成された可能性が大きい。

この碎屑岩脈の内部は、壁岩と同質の凝灰質砂岩と、凝灰岩ないしは凝灰質砂岩や黒灰色安山岩の最大径30cmの角-亜角礫で構成され、壁岩とほぼ同程度に固結している。岩脈の内部の構成粒子・礫にはほぼ水平な配列が見られ、この配列は層理を示すものと思われる（図27）。このことは、壁面の崩壊や、周囲からの

碎屑物の間けつ的な供給により、ほぼ水平な層理を作りながら、開口割れ目を充填して岩脈が形成されたことを示している。凝灰岩ないしは凝灰質砂岩の角礫が含まれることから、この時点では壁岩は完全な未固結状態ではなかったものと思われる。

岩脈中の安山岩礫の岩質はすぐ近くの貫入岩の岩質とよく似ている。また、図26のように貫入岩の位置と伸びの方向は、この碎屑岩脈と同様に面なし断層に規制されている。このことから、貫入岩も、開口割れ目の形成に関連して上昇してきた可能性が強い。そして岩脈中の安山岩礫は、既に削剥されてしまったこの貫入岩の延長部分から供給されたのかもしれない。

8. 白浜層群の火山活動の性格と地質構造の形成過程

以下では既にのべてきたことをまとめて、本地域の地質構造発達史、特に火山活動と、それに関連して形成された地質構造についての議論を行う。

本地域の一色凝灰質岩層を貫く安山岩質貫入岩は次のような特徴をもっている。貫入岩の組織は火山岩的であり、深成岩的ではない。また貫入岩は板状のものから、非常に不規則な形態のものまで様々である。母岩と接する付近で、水中自破碎溶岩と区別しがたいペペライト状内部構造をもつものがある。貫入の方向は東北東-西南西から東西をへて北北西-南南東を向く傾向はあるが、顕著な指向性をもつとはいえない。貫入岩は周囲の地層をなめらかに引きずりあげていることがある。また時には地層堆積後まもなくできたと思われる面なし断層を伴って地層を引きずりあげていることがある。この部分で地層は層面すべりをおこしていない。さらに面なし断層にそって貫入したり、それに切られたりしている貫入岩がある。

これらの特徴は、貫入岩の大部分は、まだ未-半固結の ductile な状態にある水をたくさん含んだ堆積物中を貫いてきたものであり、一色凝灰質岩層堆積中か、堆積後まもない時期の貫入活動であったことを示唆している。すなわち、マグマは基盤もしくは固結の進んだ堆積物を貫く時点では、広域的応力場を反映した板状の岩脈を作ったかもしれない。しかし、その上に重なる未-半固結状態で比重の小さい凝灰岩や凝灰質砂岩中では、広域的応力場の影響



図27 図26の碎屑岩脈の写真(ななめ上方から撮影)。上後方の黒色部は貫入岩、ハンマーの左やや下方ではほぼ水平な層理状構造が見える

は余り顕著ではなくなると思われる。したがって、そこでの貫入は不規則な形態をとり、地層の固結度に応じて板状に近いものになったり、不規則形状のものになる。特に水の多い部分に貫入したマグマは、急冷による破碎のために、水中自破碎溶岩とよく似たペペライト状組織をもつようになる。貫入岩と接する凝灰岩および凝灰質砂岩は熱変質により fused tuff に変化している。この fused tuff は多量の水がなければ形成されない(伊藤ほか, 1983)。この点も上ののような状況であったことを支持している。このような時点では当然地層の埋没は進んでいない。したがって、千畳敷に見られるような開口割れ目を充填する碎屑岩脈が形成されうることになる。なお、一色凝灰質岩層は浅海性の堆積物である。したがって、貫入活動も浅海下で行われたことになる。

一色凝灰質岩層は顕著な指向性のない波曲構造をもち、一部にとう曲構造を伴う。このことは指向性の明瞭な広域的応力場を直接反映して地質構造が形成されたものではないことを示唆している。さらに、地層の急傾斜部や面なし断層が発達する場所は、貫入岩の発達する場所とほぼ一致している。面なし断層の一部で共役関係にある断層が示す応力方向は、 σ_1 が急傾斜し、 σ_3 がほぼ水平面内を向く傾向はあるが、一定しているとはいえない。したがって、面なし断層を含む一色凝灰質岩層の地質構造は、マグマの上昇に伴って刻々と変化する不安定な応力場に支配されて、形成されていったものと推定される。マグマの一部はさらに既存の面なし断層を利用して上昇する。また、その一部は貫入後に面なし断層に切られる。マグマの上昇に伴い、周囲の未固結堆積物の一部は海底地すべりを起こし、スランプ褶曲をもつ堆積構造を作ったと思われる。このような一色凝灰質岩層の構造と貫入岩の関係からすると、千畳敷一三ツ石岬間のとう曲構造はラコリスの一部を見ている可能性がある。

このような一色凝灰質岩層の構造形成過程の比較的後期に碎屑岩脈が貫入したものと思われる。この碎屑岩脈は西北西-東南東方向の指向性をもつ。ただし測定数が少なく、ほぼ水平なものもある。さらに、千畳敷での例のように既存の面なし断層を利用して形成したと思われるものがある。したがって、この方向を

ただちに広域的応力場を示唆する方向とするわけにはいかない。

一色凝灰質岩層の上位に重なる吉田安山岩層の溶岩は、その岩質が貫入岩の岩質とよく似ており、小露頭や風化した部分では、溶岩か貫入岩かを判別するのはむずかしい。このことから一色凝灰質岩層中に貫入したマグマは、さらにその上部で吉田安山岩層の水中自破碎溶岩となって噴出した可能性が大きい。すなわち、一色凝灰質岩層中の貫入岩は、吉田安山岩層の火道と思われる。ただし、貫入岩から溶岩に移り変わる火口部分を示す露頭は発見していない。海底に達したマグマの一部は一色凝灰質岩層をけずりこみ、部分的な斜交不整合を作つて流出したものと思われる。マグマの一部はさらにこの溶岩中をも貫いて、新たな溶岩流を形成して、広く一色凝灰質岩層をおおつたものと推定される。一色凝灰質岩層中の貫入岩の分布からすると、この吉田安山岩層堆積時には小規模な海底火山が多数形成されたものと思われる。この時点では、貫入岩はすでに未固結堆積物中を通過しているので、卓越した指向性を示さない。さらにこの溶岩の荷重により下位の一色凝灰質岩層中には、より不安定な応力場が形成されたかもしれない。

安山岩質海底火山活動はこの吉田安山岩層の流出に先立つて既にはじまっていた。すなわち一色凝灰質岩層堆積後期に貫入したものの一部は、浅海下で爆発的(?)噴火をおこし、富戸ノ浜火道角礫岩を形成した。この富戸ノ浜火道角礫岩が、未固結堆積物を突き破り、浅海で行われたこの地域での火山活動を最も直接的に示している。

これらの出来事は、一色凝灰質岩層堆積後期から堆積後の、N 18 以降の鮮新世に行われている。

同様な火山活動はそれより以前、仲木凝灰岩層堆積後期から堆積後にも行われたと思われる。石廊崎安山岩層の水中自破碎溶岩とよく似た岩質の仲木付近の貫入岩は、石廊崎安山岩層の火道の一部なのかもしだれない。また仲木ドームのような小規模なドーム状構造は火山活動に伴つて形成された可能性が大きい。すなわち、仲木ドームの下部にはラコリスが存在し、ドーム周辺の貫入岩はラコリスから派生したものと思われる。

以上のようなことから、この地域の地質構造の大勢は、吉田安山岩層の堆積後まもない時期には既にできあがっていたものと思われる。これらは安山岩質マグマの上昇にともなって生じた不安定な応力場でできたものであって、広域的な応力場を反映して、ある一方向から押された、あるいは引かれた結果できたものとは考えられない。活断層や地震断層、およびそれらと関連したと思われる断裂系、たとえば千畳敷北方の鏡肌をもつ断層は、以上にのべた出来事の後に変化した応力場のもとで形成されたものと思われる。

9. おわりに—安山岩質海底火山の浅部構造—

一般に海底火山では、地下深所のマグマだまりから上昇したマグマが、基盤あるいは固結の進んだ堆積物中を通過し、さらに未固結堆積物を突き破って海底に達し、噴出するものと考えられる。その途中で、広域的応力場の強弱、マグマだまりの位置と規模や形態、マグマの成分や量の大小、未固結堆積物の厚さや種類・等の条件の相違により、貫入岩は特有な形態を有し、周囲に与える熱的および構造的影響も異なってくるであろう。本地域で見られる白浜層群と安山岩質貫入岩との関係は、このような海底火山の浅部で、未固結堆積物を貫き、海底で噴出するまでの過程を見ているものと思われる。

図28は本論で記載・議論してきたことをふまえて、安山岩質海底火山の地下浅部から海底にかけての断面を模式化したものである。すなわち、マグマは基盤もしくは固結の進んだ堆積物を通過する際には、広域的応力場に支配された割れ目を利用して、

板状の貫入形態をとりながら上昇するかもしれない。ただし、本論ではこの部分でのマグマの上昇過程は問題としていない。しかし、その上の未固結堆積物中では、広域的応力場の影響が弱くなり、前述した条件の違いにより、種々の貫入形態をとり、時には全く不規則な形態となることもある。時には水により急冷され破碎されて、溶岩とよく似たペペライト状内部組織をもつようになる。この貫入の影響により周囲の堆積物は引きずられて、波曲構造やとう曲構造が形成されたり、面なし断層や海底地すべりが形成される。本地域では、このような過程中で広域的応力場の寄与はごくわずかであったと思われる。また貫入される地層に石英安山岩質の凝灰岩や凝灰質砂岩が多かったことも重要な要素かもしれない。図28のスケールは種々の条件により異なってくるであろう。本報告での白浜層群中にみられる例では、その縦のスケールは数100 m程度、横は数km程度である。

ここに示した安山岩質海底火山の浅部構造は、白浜層群にみられる例にもとづいて、海底からごくわずかの範囲の地下でおこると思われる現象を一般化したものにすぎない。したがって、地下深部も含めた火山体の構造モデル、たとえば“陥没モデル”(藤田, 1973など)や、“流体貫入モデル”(KOUDA and KOIDE, 1978; 小出, 1982)などとは、意味がかなり異なっている。

ここでのべた現象と類似したものとして、日本で報告された事例は少ない。YAGI (1969)によると、北海道根室半島の白亜系根室層群中の貫入岩の枕状構造は、水を大量に含んだ未固結堆積物

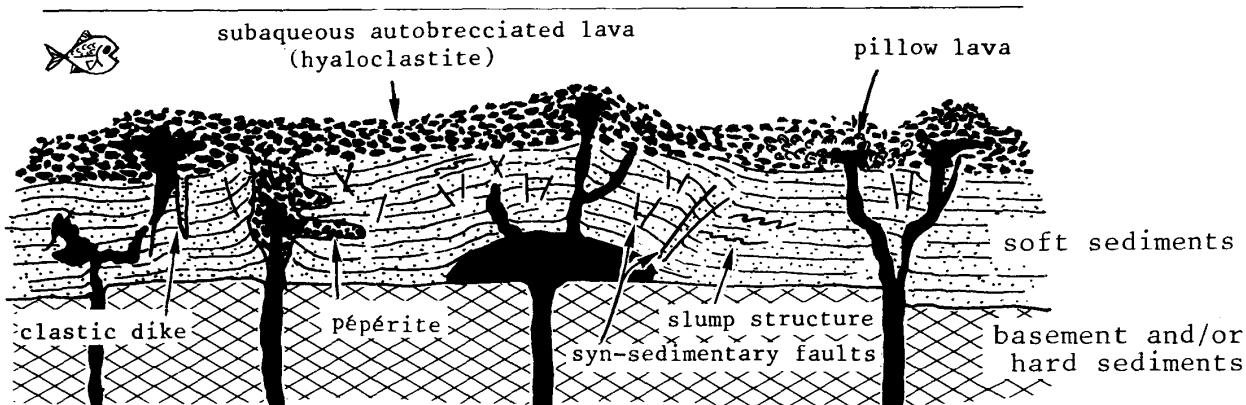


図28 安山岩質海底火山の浅部構造を示す模式図。説明は本文参照

中に貫入してきたものとされている。ただしこの貫入岩は玄武岩質である。また北海道忍路半島の新第三系に貫入する安山岩岩脈のうち, YAMAGISHI (1982) の feeder dikes of clastic type とされたものはペペライトであると思われる。同じく積丹半島南西部の新第三系中には、白浜層群中の貫入岩とよく似た不規則な形態の貫入岩が存在し、未固結堆積物との関連からその成因が議論されている(山岸・積丹団研グループ, 1979)。ただし、前二者の例は白浜層群の例に比べると小規模であり、類似した現象のごく一部分をみているにすぎないようである。これらの例を除けば、未固結堆積物を貫く貫入岩の挙動と、周囲に与える熱的・構造的影響を解析するという観点からの研究がほとんどなされていないようである。しかしながら、日本の新第三系には浅海底を貫いた貫入岩が多いと思われる所以、白浜層群に見られるような現象が今後見出される可能性が大きい。

なお、本論は主として構造地質学的な見地から、記載・議論を行ったもので、岩石学的検討は充分とはいえない。岩石学的検討の一端は伊藤ほか(1983)で報告する。

文 献

- CHRISTIANSEN, R. L. and LIPMAN, P. W. (1966), Emplacement and thermal history of rhyolite lava flow near Forty-mile Canyon, southern Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **77**, 671-684.
- 藤田至則(1973), 日本列島の成立——グリーンタフ造山——. 築地書館, 東京, 258 p.
- 星野一男(1977), 伊豆半島南部の断層系と1974年伊豆半島沖地震の断層活動について. 地調特報, **6**, 83-100.
- 茨木雅子(1981), 伊豆半島の“*Lepidocyclina*”, *Miogypsina* 産出層準の浮遊性有孔虫による地質年代. 地質雑, **87**, 417-420.
- 伊藤谷生・松本 良・狩野謙一・柵山雅則(1983), マグマ貫入による未固結酸性凝灰岩及び変質流紋岩礫岩の溶結——伊豆半島南端部新第三系白浜層群の例——. (準備中)
- 垣見俊弘・衣笠善博・鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂(1977), 1974年伊豆半島沖地震に関する地質学的調査. 地調特報, **6**, 1-52.
- KANEOKA, I., ARAMAKI, S. and TONOUCHI, S. (1982), K-Ar ages of basanitoid lava flow of Nanzaki Volcano and underlying Miocene andesites from the Irozaki area, Izu Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **88**, 919-922.
- 小出 仁(1982), 流体貫入(ダイアピル)機構の解析とテクトニクス. 月刊地球, **35**, 15-22.
- 小山真人・新妻信明(1980), 伊豆半島新生界地層名辞典. 静岡大学地球科学研報, **5**, 27-120.
- KOUDA, R. and KOIDE, H. (1978), Ring structures, resurgent cauldron, and ore deposits in the Hokuroku volcanic field, northern Akita, Japan. *Mining Geol.*, **28**, 233-244.
- 久野 久(1954), 火山及び火山岩. 岩波書店, 東京, 255 p.
- (1968), 水中自破碎溶岩. 火山, 第2集, **13**, 123-130.
- 黒田 直(1976), 南崎火山・池の原ベイサナイト質溶岩. 地質学論集, **13**, 381-387.
- 三村弘二・小野晃司・衣笠善博(1975), 南伊豆石廊崎の水中溶岩. 火山, 第2集, **20**, 187-188.
- 村井 勇・金子史郎(1974), 1974年伊豆半島沖地震の地震断層, とくに活断層および小構造との関係. 震研速報, **14**, 159-203.
- 中村一明(1969), 広域応力場を反映した火山体の構造—側火山の配列方向. 火山, 第2集, **14**, 8-20.
- 中野佳昭・杉田 理・井口博夫・小林洋二(1980), 岩脈群からみた伊豆半島のテクトニクス. 月刊地球, **14**, 103-109.
- 鮫島輝彦(1955), 伊豆半島南部の地質. 地学しづはた, **8**, 15-18.
- (1966), 伊豆半島の地学案内. 静岡県地学会資料, no. 9.
- ・松井孝友(1960), 静岡県賀茂郡南伊豆町差田付近の地質(予報). 地学しづはた, **23**, 16-18.
- SAMESHIMA, T. and MUTUURA, M. (1954), Jaishi Volcano, South Izu. *Rept. Lib. Arts Fac. Shizuoka Univ. Natural Sci.*, **5**, 43-45.
- 沢村孝之助・角 清愛・小野晃司・盛谷智之(1970), 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 下田地域の地質. 地質調査所, 41 p.
- SCHMINCKE, H-U. (1967), Fused tuff and peperites in south-central Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **78**, 319-330.
- 角 清愛(1958), 5万分の1地質図「神子元島」および説明書. 地質調査所, 33 p.
- ・前田謙二郎(1974), 伊豆半島南部で発見されたアルカリカンラン石玄武岩. 地質雑, **80**, 137-140.
- 鈴木啓司(1981 MS), 伊豆半島南西部の白浜層群の層序と構造. 静大教育卒論, 31 p.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・矢島敏彦(1977), 伊豆半島南端付近の地質構造と1974年伊豆半島沖地震の発生機構. 地調特報, **6**, 53-72.
- 竹内 章(1977), 長野県北部における新第三紀以降の応力場と造構過程. 地質雑, **83**, 679-691.
- YAGI, K. (1968), Petrology of the alkalic dolerites of

- the Nemuro Peninsula, Japan. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **115**, 103-147.
- YAMADA, E. (1977), Stratigraphy and geological structure of the Neogene formations, southeastern part of the Izu Peninsula, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **28**, 1-14.
- YAMAGISHI, H. (1982), Miocene subaqueous volcaniciclastic rocks of the Oshoro Peninsula, Southwest Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **88**, 19-29.
- 山岸宏光・積丹団研グループ(1979), 積丹半島南西部の地質と火成活動—とくに層序とハイアロクラサイトについて—。地質学論集, **16**, 195-212.