

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砕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響を与えた。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、通常の見学調査の他に、石廊崎一大根間では遊覧船からの、大根-仲木-入間-三つ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、火山砕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、

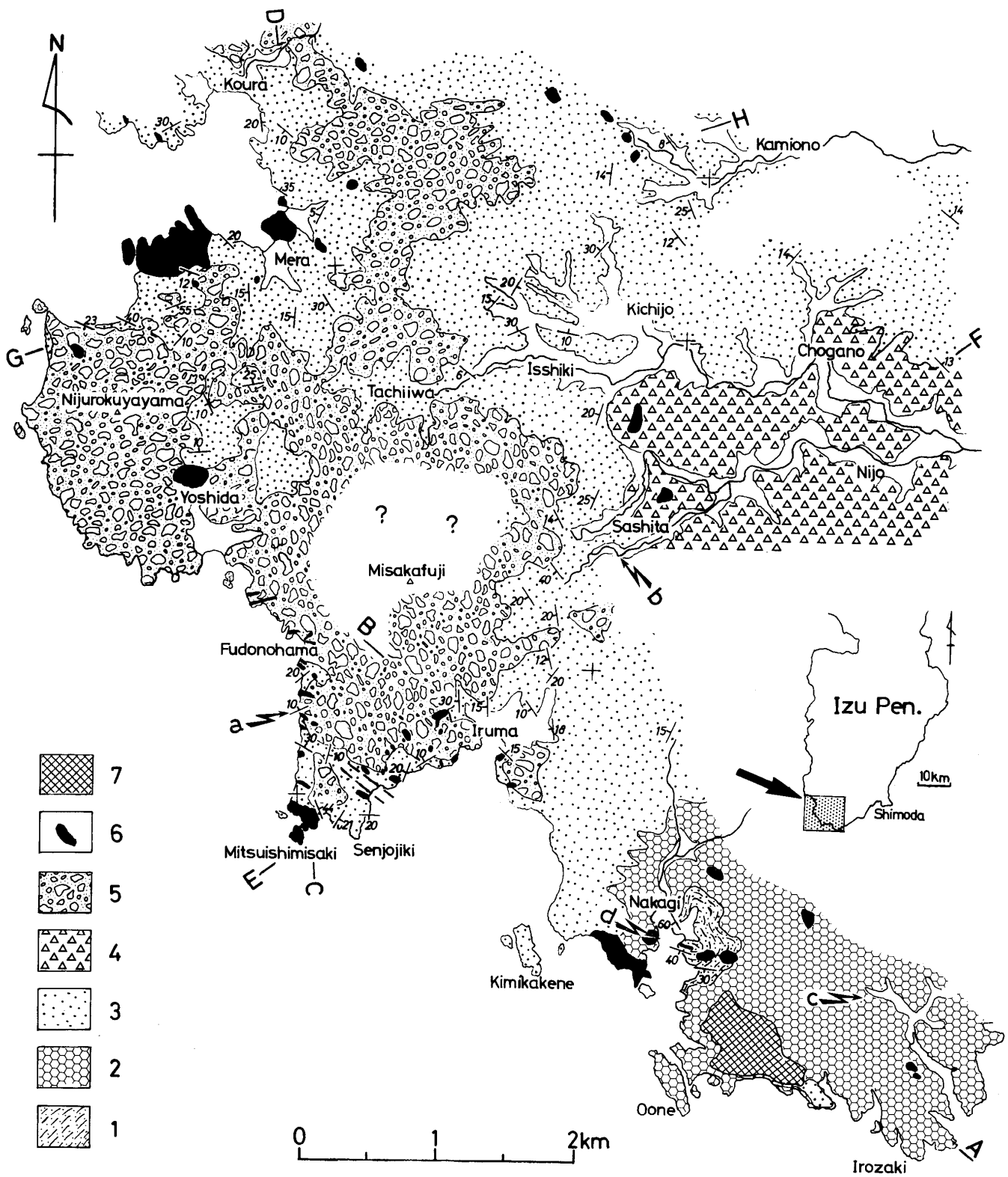


図1 伊豆半島南端部の地質図。
 1: 仲木凝灰岩層, 2: 石廊崎安山岩層, 3: 一色凝灰質岩層, 4: 二条石英安山岩層,
 5: 吉田安山岩層, 6: 貫入岩, 7: 南崎火山,
 矢印 a: 富戸ノ浜水道角礫岩の分布地, 矢印 b: 標準化石産地, 矢印 c, d: K-Ar 年代
 測定地点

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 (M6.9) 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, リニアメントの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ない。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のべる。この層序は化石に

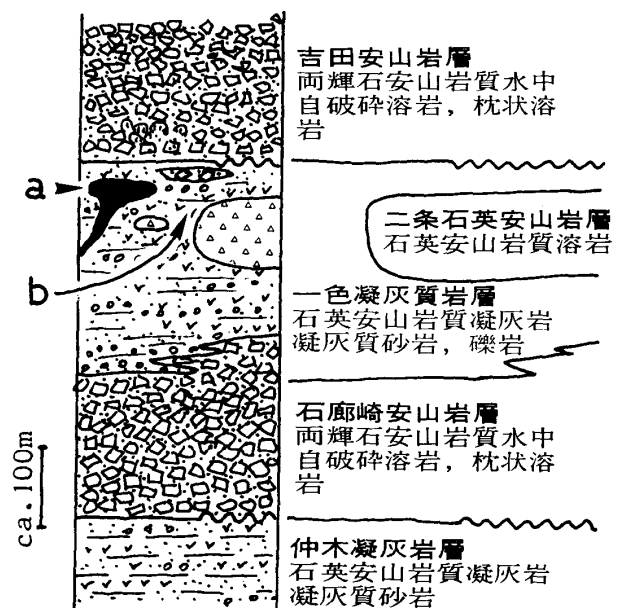


図2 模式柱状図。矢印 a は第 6 章で記載する富戸ノ浜火道角礫岩, 矢印 b は標準化石産出層準を示す

よる時代(茨木, 1981), および K-Ar 年代測定結果 (KANEOKA *et al.*, 1982) と調和的である。本地区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: 本地区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って分布する。

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) は山田営三の私信を引用し, 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スタイトの一種であり, その一部はピロープ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, 多孔質のものが多く, 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, 残りはシソ輝石と少量の普通輝石, 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, トラキティック, ないしはインターグラニューラー, 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) の一色層にはほぼ相当し、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、少量の磁鉄鉱を含む。斜長石は破片状のものが多く、他に無色角閃石、シソ輝石、普通輝石の斑晶を少量含むものもある。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、垂角一垂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

