

## 隠岐島後の後期新生代堆積—造構史と日本海南部における地形的・構造的起伏の起源

山崎 博史  
(1997年10月1日受理)

### Late Cenozoic Tectono-Sedimentary History in the Oki-Dogo Island, and its Implication for the Origin of Topographic and Structural Relief in the Southwestern Japan Sea

Hirofumi YAMASAKI

*Key words* : Cenozoic, Sea of Japan, Oki-Dogo Island, stratigraphy, tectono-sedimentary history, 新生代, 日本海, 隠岐島後, 層序, 堆積—造構史.

#### I はじめに

##### A. 研究目的

日本海は、4つの大きな海盆（日本海盆、タタリ—舟状海盆、大和海盆および対馬海盆）と多数の海嶺・海山・堆などの地形的高まりから構成される縁海である（Fig. 1）。海底地形の特徴にもとづくと、日本海は、深くて単調な北部と全体的に浅くて起伏が激しく複雑な南部に大別される。南部においては、その南東部（東北日本沖）では多数の小規模な堆・礁やトラフが日本列島の海岸線にはほぼ平行して配列するのに対し、南西部（西南日本沖）ではいくつかの比較的大きな海台や堆が存在し、それらの配列方向は日本列島の海岸線と斜行する場合もあるという違いも認められる。このような海底地形の違いは、日本海の形成に関連して生じた地殻構造の違いを反映するものと考えられている（Tamaki, 1988, Jolivet & Tamaki, 1992）。

隠岐島後は、島根半島の沖約60kmの日本海南西部にある島嶼で、周辺の隠岐堆とともに、地殻構造上、日本海の拡大過程で伸長性の内部変形をほとんど受けていない大陸性地殻断片と考えられている（Tamaki, 1988, Tamaki et al., 1992; Fig. 2）。島内には結晶質基盤岩を不整合に覆っ

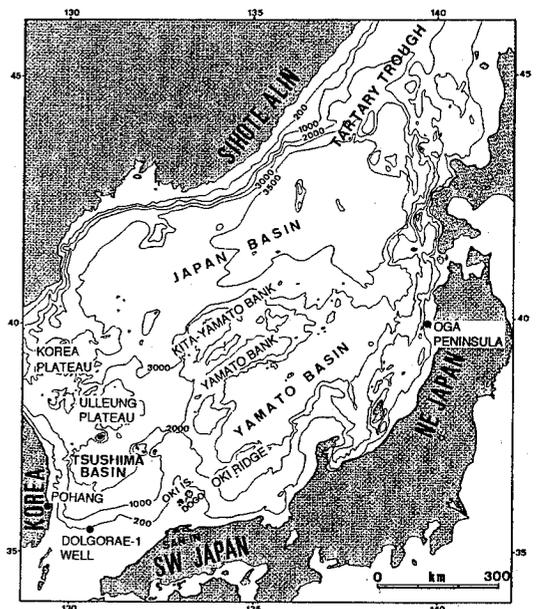


Fig. 1. Bathymetric map of the Japan Sea. Depth contours in meters.

て新生代が比較的連続的に発達しており、日本海形成初期からの地史が記録されていることが期待される。

この論文では、隠岐島後の新生代の層序・地質構造を記載し、堆積—造構史を復元するとともに、

日本海南西部における地形的・構造的起伏の起源および隠岐島後における火山活動の造構的背景を考察することを目的とした。

## B. 研究史

隠岐島後の地質学的研究は山上 (1895) の地質図幅調査にはじまり、さらにKozu (1912, 1913 a,b) によるアルカリ岩の発見、佐藤 (1922) の珪藻土の研究および春本 (1926, 1927 a,b) の岩石学的研究などが続いた。富田による一連の地質学的・岩石学的研究 (富田, 1927 a,b, 1928 a,b,c, 1929 a,b, 1930 a,b, 1931 a,b,c,d,e,f, 1932 a,b,c,d, e, Tomita, 1934, 1936) は、本島の地質の全体像を明かにした画期をなすものであり、詳細な地質調査にもとづいて片麻岩、堆積層、カルクアリ火山岩およびアルカリ火山岩に地質区分し、岩石成因論にも言及した。

戦後になって Uchimizu (1966) は、富田の地質区分を基盤岩、中新統 (周吉層群, 中条流紋岩, 隠地層群, 島後層群), 鮮新統 (西郷玄武岩, 金橋頁岩層, 隠岐粗面岩流紋岩, 平粗面岩, 葛尾石英流紋岩), 更新統 (神米礫層, 大峯玄武岩) および完新統 (岬玄武岩) に再整理した。

岩石学的研究では、太田 (1963), 星野 (1979) および Hoshino (1979) が変成岩類について、Kurasawa (1968), 青木 (1977), Takahashi (1978), 倉沢 (1984), 徐ほか (1987), Xu (1988), 藤巻ほか (1991), Uto (1989), Uto et al. (1994) などがアルカリ火山岩類の岩石学的・地球化学的研究を行った。

中新統の層序学的研究では、多井 (1956) による有孔虫化石の報告の後、Okubo & Takayasu (1979), 大久保・高安 (1980), 大久保 (1981) および大久保・横田 (1984) により海成中部中新統の存在が明らかにされ、それらを基礎にして山崎 (1984, 1991, 1992) および山崎ほか (1990, 1991) が再検討を行った。また年代学的検討は、Kaneoka et al. (1977), 鹿野・中野 (1985), 藤巻ほか (1989), 岩田ほか (1988), 山崎・雁沢 (1989), Uto et al. (1994) 等が報告している。

以上のように隠岐島後の地質学的研究は、富田および Uchimizu による包括的研究を基礎にして1970年代末になって急速に進展し、岩石学的研究と中新統の層序学的研究を軸に多くの研究成果が

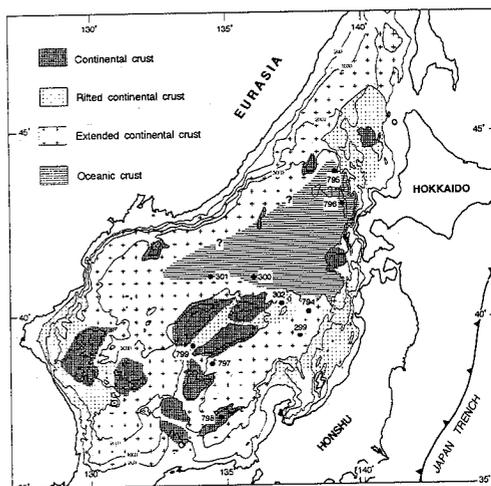


Fig. 2. Four types of crustal structure of the Japan Sea and their distribution (after Tamaki et al., 1992).

蓄積されてきた。また最近では重力探査による地質構造の推定も試みられている (山内ほか, 1995 b)。このような研究の蓄積や周辺海域における海洋地質学的研究の進展の結果、隠岐島後における地質学的研究は、日本海の形成問題とも関連させて新生代の堆積—造構史を総合的に解明するという、新たなステップへの移行が待望されているのが現状である。

## 謝辞

本論文は新潟大学自然科学研究科に提出した学位論文に基づいている。本研究をまとめるにあたり新潟大学立石雅昭教授、小林巖雄教授および吉村尚久教授には御指導と御助言を賜った。広島大学矢野孝雄博士 (現在、鳥取大学) には御指導、御助言のほか様々な御援助を賜り、最後まで辛抱強く激励していただいた。長谷 晃広島大学名誉教授、沖村雄二広島大学名誉教授、島根大学高安克己教授、山内靖喜教授、徳岡隆夫教授および大久保雅弘島根大学名誉教授には御助言や激励を賜った。島根大学瀬戸浩二博士と下末 恵氏には御助言と資料の提供を賜った。滋賀大学中野聰志教授、新潟大学 (故) 上田哲郎助教授、京都教育大学田中里志博士および大阪市立大学此松昌彦氏には文献収集の便宜をはかっていただいた。滋賀県立琵琶湖博物館の川那部浩哉館長はじめ職員の方々には研究の便宜をはかっていただき、激励を賜った。同館の Jean-Jacque Frenette 博士には英文要約

の校閲を賜った。島根大学島田昱郎教授（当時）、鳥取大学吉谷昭彦教授、広島大学鈴木盛久教授、宮本隆実助教授、林 武広助教授ほか広島大学理学研究科での諸先輩には激励を賜った。野外調査にあたっては、斉藤 博氏、野津正枝氏、木谷武彦氏とその御一家、村上 久氏、高橋尚彦氏、角館正勝氏、石田英明氏および鳥居直也氏に大変お世話になった。以上の方々に深く感謝申し上げる。

## II 隠岐島後の地質

### A. 地質概説

隠岐島後の地質系統は、下位より先第三系基盤、上部漸新統、下部～中部中新統、上部中新統、鮮新統および第四系の5つに大別される。Fig. 3～Fig. 7には、それぞれ、隠岐島後の地質図、先上部中新統の地質図、新生界の層序表、断面図および従来の研究（Uchimizu, 1966と石田, 1985）との層序学的比較が示される。Fig. 5にみられるように、これら5つの層序ユニットの間には、いずれの場合も少なくとも100万年以上の堆積間隙が存在する。

先第三系基盤は片麻岩類・花崗岩類からなる結晶質基盤（crystalline basements）であり、隠岐島後の東部に偏って環状に露出する。片麻岩類は分布域の中心部を頂部とするドーム状の内部構造をもつ（太田, 1963）。先第三系基盤岩類を覆ったり、また取り巻いて分布する第三系～第四系は、先第三系基盤を中心にして上位層準ほど外側に分布する傾向にあり、隠岐島後の先第三系基盤岩類と新生界はともに、全体としてみるとドーム状の構造を示す。このようなドーム状の構造に加えて、先第三系基盤岩類の南縁部を断層—撓曲帯として、以北は相対的に上昇し、北西傾斜の緩やかな傾動地塊構造を形成する。これら2つの主要構造（ドーム状構造と傾動地塊構造）が複合した結果、本島東半部では先第三系基盤岩類や第三系の下部層準が広く露出しているわけである。

第三系のうち上部漸新統はカルクアルカリ質火山岩類からなり、先第三系基盤岩類にアバット～オーバーラップし、一部では貫入関係にある。火山性コールドロンを埋積・溢流した火山噴出物とみられ、小規模な花崗岩類とともに火山—深成複合岩体をなす。

下部～中部中新統は最大層厚が1400m程度の陸

成のアルカリ質火山岩および碎屑岩と海成の碎屑岩および生物源珪質堆積岩からなる。先第三系基盤岩類および上部漸新統の表面に残された起伏の大きな古地形を不整合に覆ってそれらの周辺に分布する。さらに、上部中新統最上部～第四系を取り除くと、その下位にも広く発達すると考えられる（Fig. 4）。

下部中新統は陸成の酸性および塩基性火山岩類からなり、“バイモーダルな火山活動”（今田, 1974）の産物である。中部中新統の下部と中・上部は、それぞれ沿岸性～浅海性堆積物および漸深海性堆積物（生物源珪質堆積岩を含む）であり、海進につづいて半深海化した時期の堆積層序を示す。

上部中新統最上部～第四系は陸上の酸性～塩基性のアルカリ質火山岩を主体として、3層準の不整合によって4つの層序単位に区分される。最下部は膨大な酸性～中性アルカリ火山岩類を主とし、基底部に海成碎屑岩をともなう。下部および上部は主に塩基性アルカリ火山岩からなり、最上部は現河床沿いの段丘堆積物である。

以上のように隠岐島後では、新生代に活発な火成活動および構造運動がくりかえし発生し、現在みられる複雑な地質構成ができあがった。さらに中期中新世には、活発な構造運動とともにユースタシーの影響を蒙り、顕著な海成堆積物が発達している。

### B. 層序

#### 1. 先第三系基盤岩類

先第三系基盤岩類岩は隠岐島後の北東部に分布し（Fig. 3）、隠岐変成岩および古期花崗岩からなる結晶質基盤である。

#### a) 隠岐変成岩 <Oki Metamorphics : 太田 (1963)>

隠岐変成岩類は本島北東部に分布し、泥質片麻岩とミグマタイトを主体として眼球状片麻岩、石灰質片麻岩、角閃岩をともない、北部では著しくマイロナイト化している（Hoshino, 1979）。片麻岩のフォリエーションから判断すると、隠岐変成岩類はドーム構造を呈している（太田, 1963, Hoshino, 1979, 田結庄ほか, 1991）。

隠岐片麻岩類からえられた放射年代は、原生代～中期ジュラ紀にわたり（165, 173Ma K-Ar年

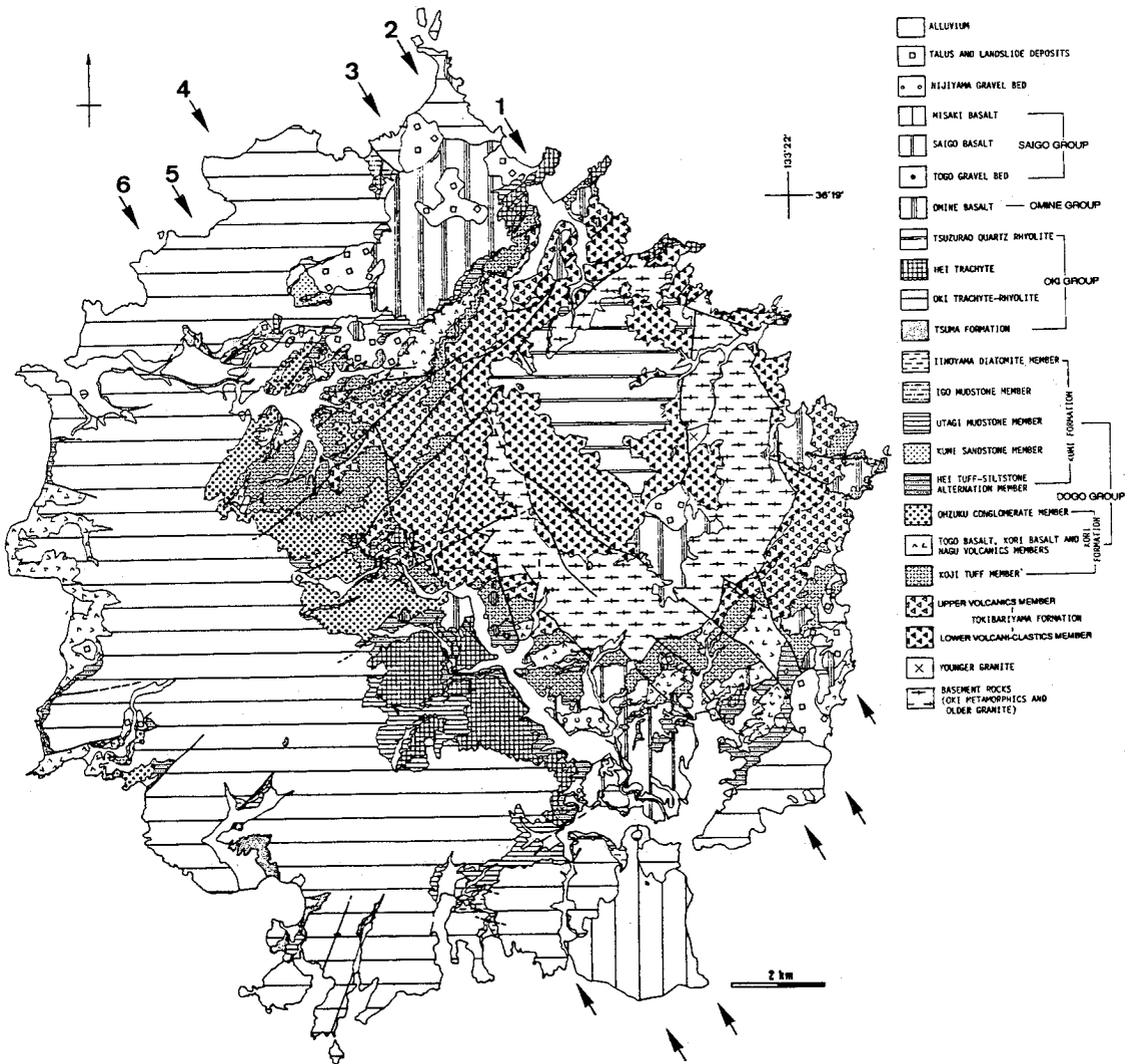


Fig. 3. Geological map of the Oki-Dogo Island, off San'in district, SW Japan. Arrows with number are showing the line of profiles in Fig. 6.

代: Shibata & Nozawa, 1966; 187Ma Rb-Sr 全岩アイソクロン年代: Hayase & Ishizaka, 1967; 2Ga, 166Ma Sm-Nd 年代: 田中・星野, 1987), 隠岐変成岩類が複変成作用を受けた原生

界基盤コンプレックスである考えられている。これらは飛騨山地に分布する飛騨変成岩の西方延長の一部とみなすことができ、西南日本の中・古生界とは全く別な地質系統 (たとえば中朝地塊の一

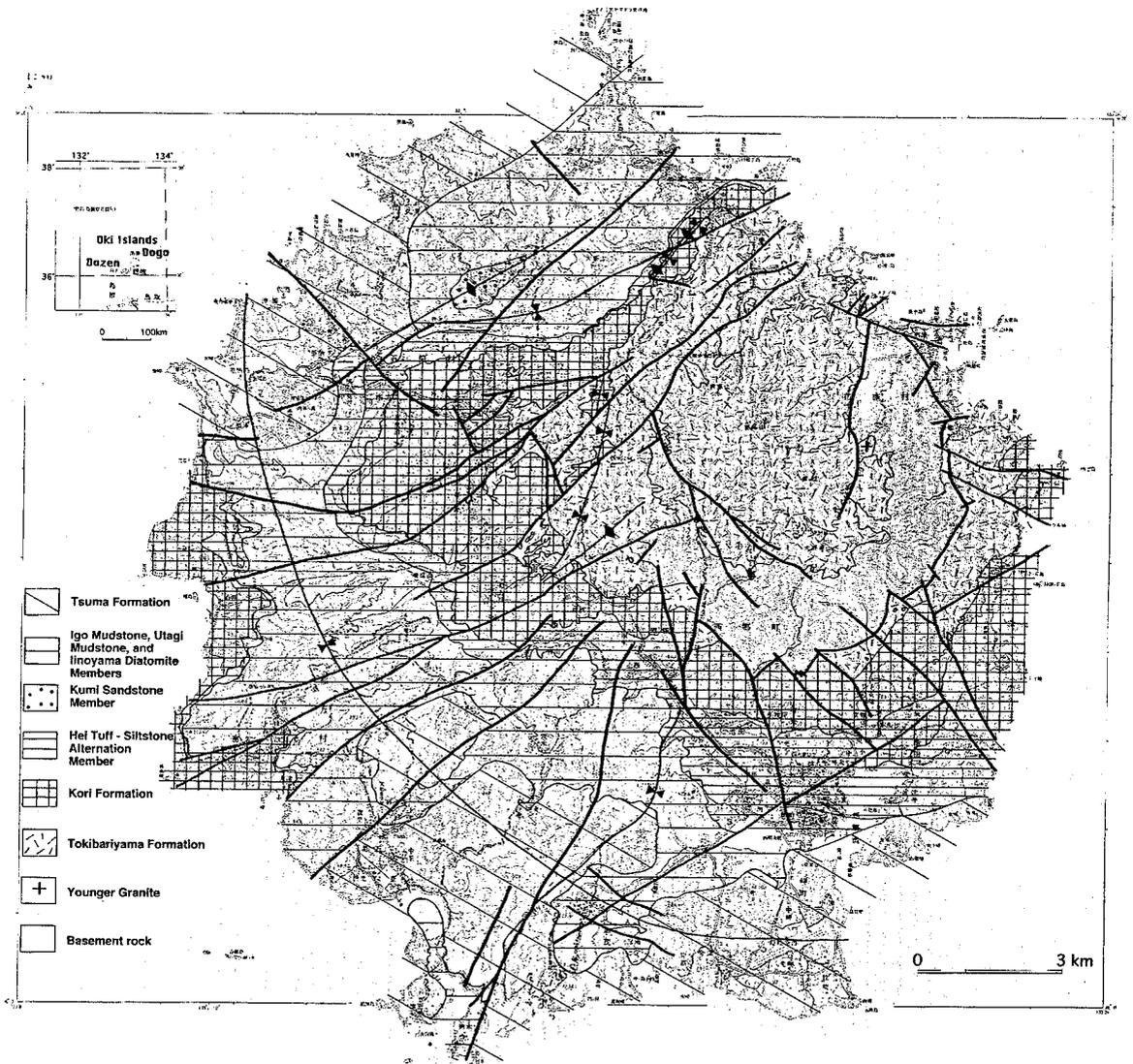


Fig. 4. Inferred geological map of the Oki-Dogo Island, removing the Upper Miocene to Quarternary formations. The topographic map is 1/50,000 scale map sheet "Saigo" published by the Geographical Survey Institute of Japan.

部)のものであると考えられる(鈴木・小林, 1987)。

b) 古期花崗岩 < Older Granite : 田結庄ほか (1991) >

古期花崗岩は、隠岐変成岩類中に小岩体として点在する。本岩類は片麻状～塊状のアダメライトを主体とし、ペグマタイト質花崗岩あるいは細粒花崗岩をとまなう。粗粒で優白質、時に灰色のカ

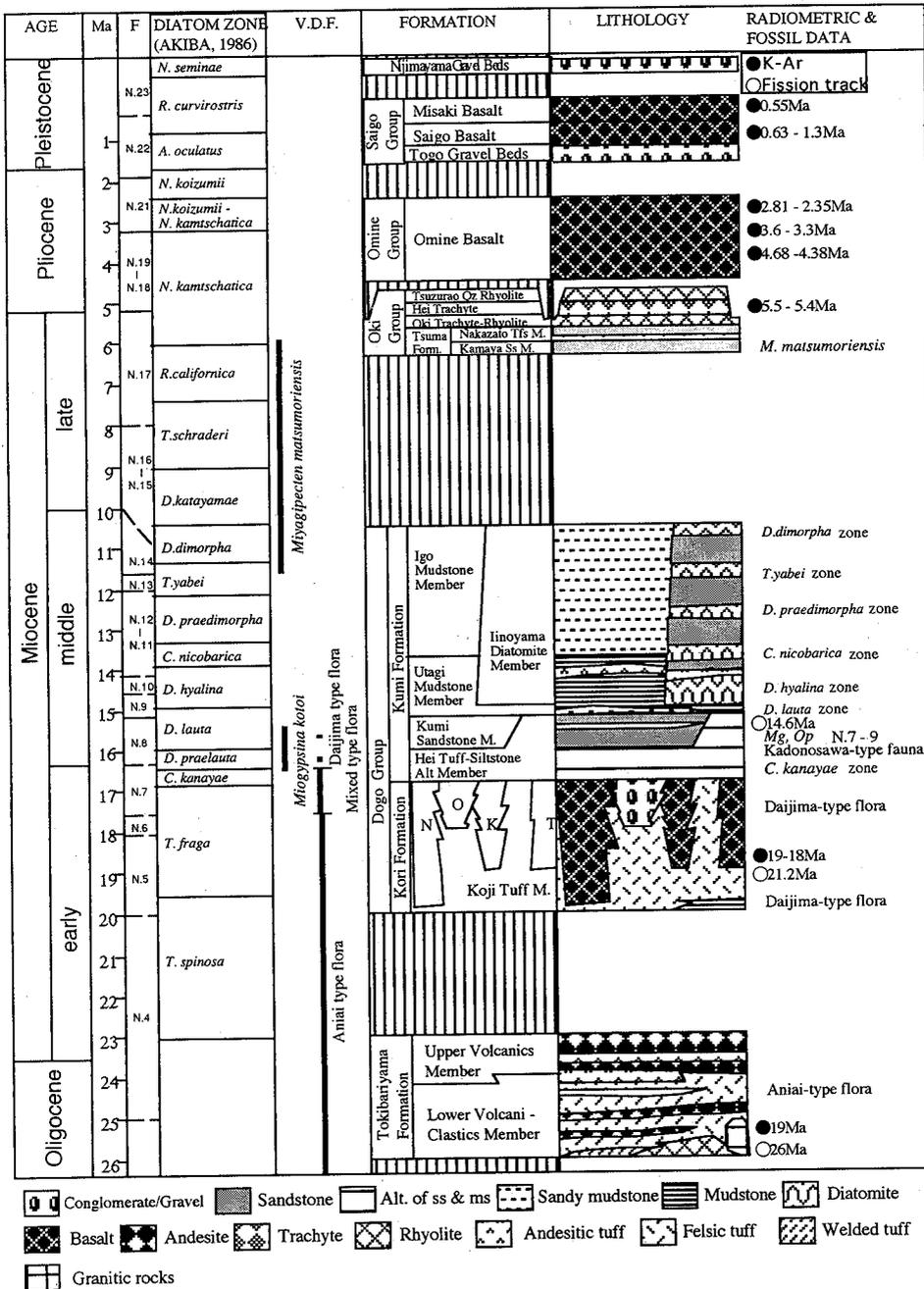


Fig. 5. Cenozoic stratigraphy in the Oki-Dogo Island, off San'in district, SW Japan.

V.D.F.: Vertical distribution of fossils (after Tsuchi ed., 1981, Suzuki, 1989). N: Nagu Volcanics Member, O: Ohzuku Conglomerate Member, K: Kori Basalt Member, T: Togo Basalt Member, Radiometric and fossil data: after Fujimaki et al. (1989), Kaneoka et al. (1977), Kano & Nakano (1985), Kawai & Hirooka (1966), Yamasaki & Ganzawa (1989), Kakudate (1988), Takayasu et al. (1989), Tai & Kato (1980), Umehara (1983), Okubo & Takayasu (1979, 1980).

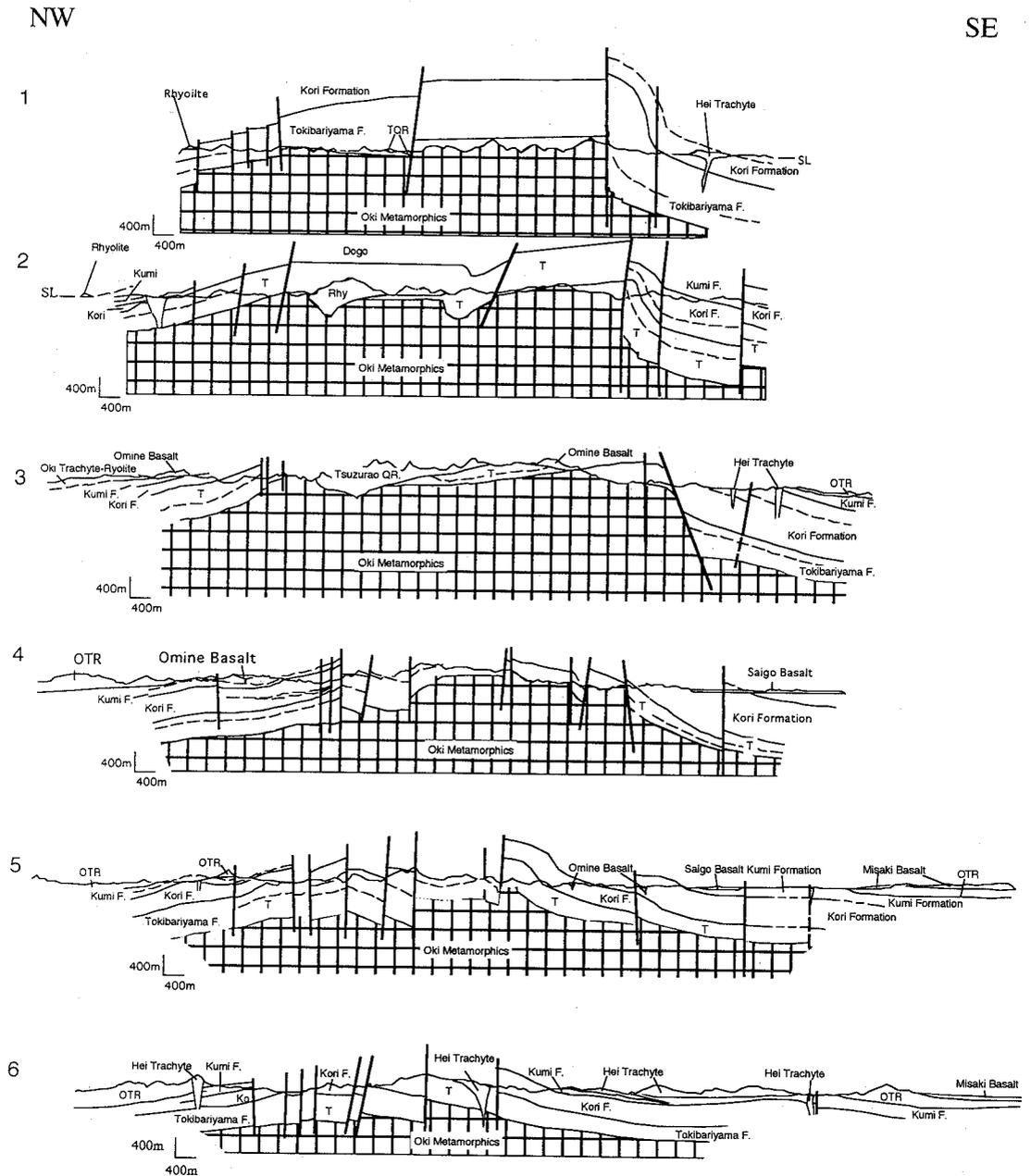


Fig. 6. Geological profiles of the Oki-Dogo Island, off San'in district, SW Japan. The lines of profiles are shown in Fig. 3.

り長石を含み、片麻岩中に脈状、シュリーレン状に産するという記載岩石学的特徴は、飛騨帯の古期花崗岩、特に天生花崗岩（野沢，1952）に類似する。したがって古期花崗岩は飛騨帯の灰色花崗岩に対比可能である（田結庄，1991）。

## 2. 第三系

a) 時張山累層 < Tokibariyama Formation : 山崎 (1984) >

時張山累層は、先第三系基盤岩類を覆って、またそれを取り囲んで分布する陸成のカルクアルカリ質（Uchimizu, 1966）の酸性～中性火山岩類

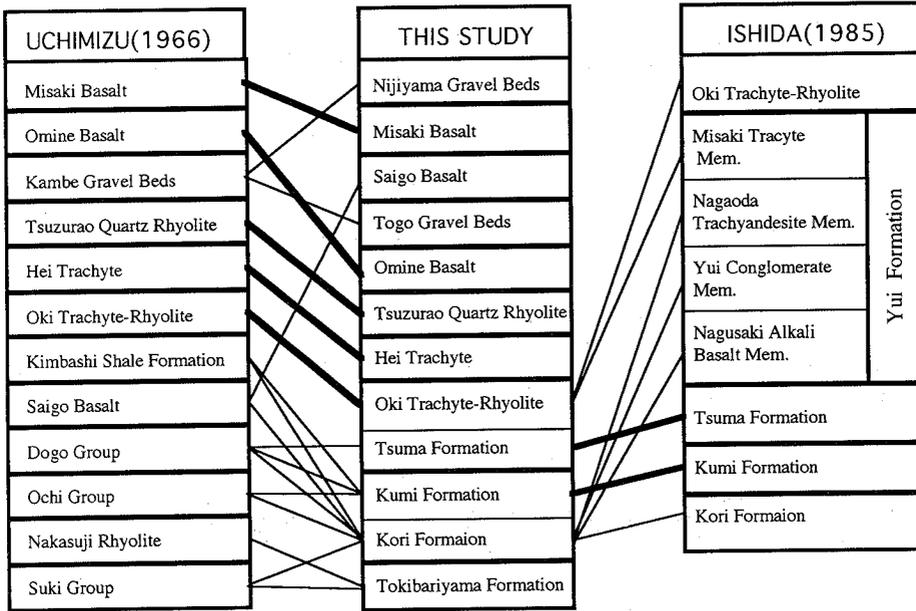


Fig. 7. Comparison among Cenozoic stratigraphic successions of the Oki-Dogo Island. Bold and thin tie lines indicate that the stratigraphic units on both ends have close and loose correspondence, respectively.

であり、少量の碎屑岩をともなう。全層厚は850 m以上に達する厚い堆積物で、岩相にもとづいて下部火山岩碎屑岩部層と上部火山岩部層に2分される (Fig. 5)。本累層は、後述の新期花崗岩とともに火山-深成複合岩体を形成する (田結庄ほか, 1991)。本累層は、Uchimizu (1966) の周吉層群と中条流紋岩グループおよび隠地層群の一部に相当する (Fig. 7)。

下部火山岩碎屑岩部層 <Lower Volocani-Clastics Member : 山崎 (1992) の下部層を地層命名規約にしたがって名称変更>

[模式地] 西郷町中村の南方、林道東谷線 (Fig. 8)。

[層厚] 450m以上。

[岩相] 本部層は隠岐島後の中央部~北部において、先第三系基盤岩類岩の内部とそれを取り巻く周辺部にする (Fig. 3)。酸性~中性火山岩を主とし、碎屑岩類をともない、角礫岩・流紋岩・デイサイト・安山岩・砂岩頁岩互層および礫岩からなる (Figs. 9, 10)。

本部層の主体をなす火山岩類は、岩質にもとづいて流紋岩類および安山岩類に区分される。流紋岩類は主に本部層の下部を構成しており、著しく熱水変質作用を被った溶岩および火砕岩からなる。

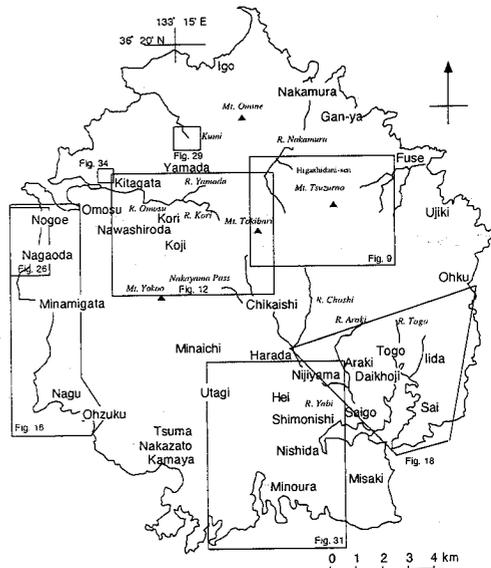


Fig. 8. Index map for locations and local maps in the Oki-Dogo Island, off San'in district, SW Japan.

溶岩は塊状のものと流理構造が顕著に発達するものがあり、酸性火砕岩と指交したり、その中に挟在するが、南部の銚子川流域では基盤に対して貫入状の形態を示す場合もあることから、一部は溶

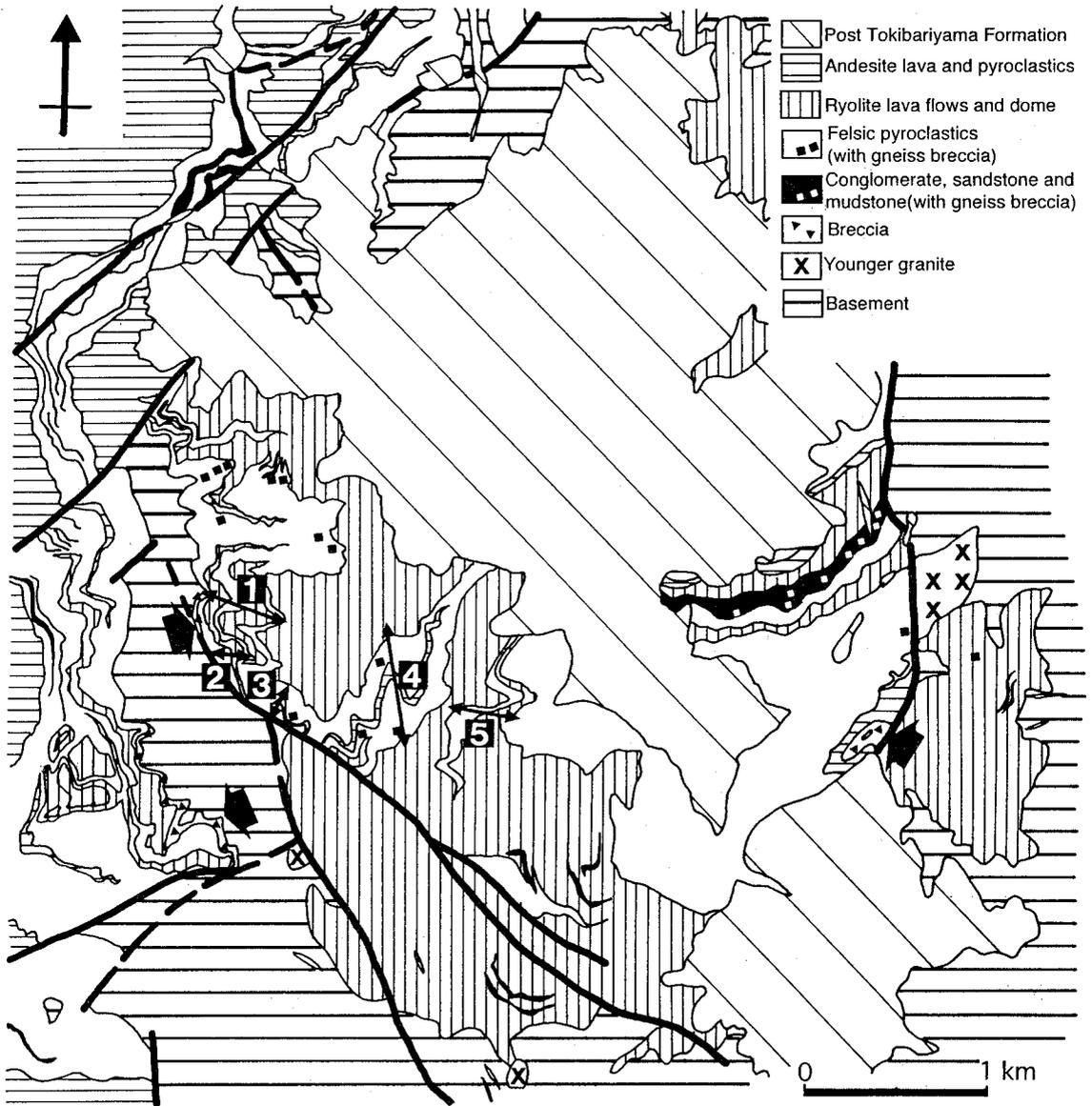


Fig. 9. Lithologic map of the Tokibariyama Formation in the northeastern part of the Oki-Dogo Island (see Fig. 8). Solid arrows show areas where breccia are widely distributed. Arrow lines with indications of number designate the locations of columnar sections shown in Fig. 10.

岩ドームを形成していると判断される。火砕岩は凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩からなり、一般に成層構造は認められず、また一部では溶結構造を示す。デイサイト類は主に本部層の上部を構成する。多量の軽石・炭化木・マッドクラストを含む塊状の凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩や、級化成層が発達した細粒～粗粒凝灰岩（火山豆石を含むことがある）からなる。安山岩類は流紋岩やデイサイト中に薄

層として挟在し、変質した溶岩からなり、凝灰角礫岩をともなう。先第三系基盤岩類岩の内部に分布する火砕岩はしばしば片麻岩や花崗岩の角礫を含む。

本部層に少量挟在する碎屑岩類は、角礫岩・円礫岩および砂岩泥岩互層である。角礫岩は基盤の周辺に分布するほか、先第三系基盤岩類岩の内部に分布する火砕岩中に挟在する（Fig. 9）。淘汰

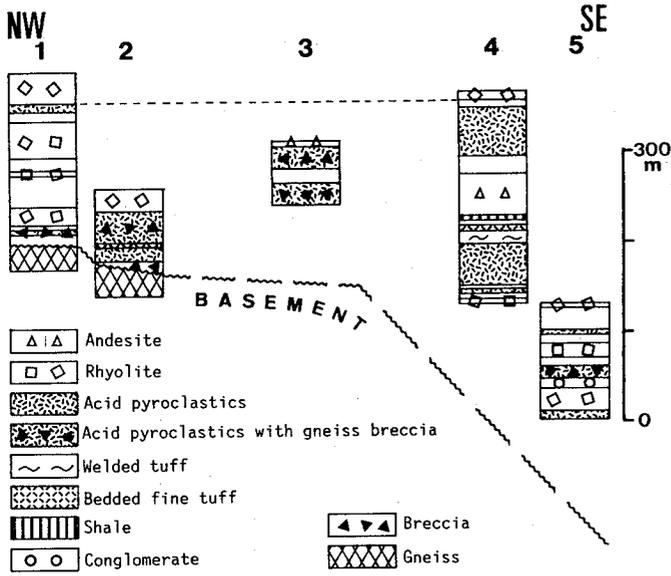


Fig. 10. Columnar sections of the Tokibariyama Formation. Their locations shown in Fig. 9.

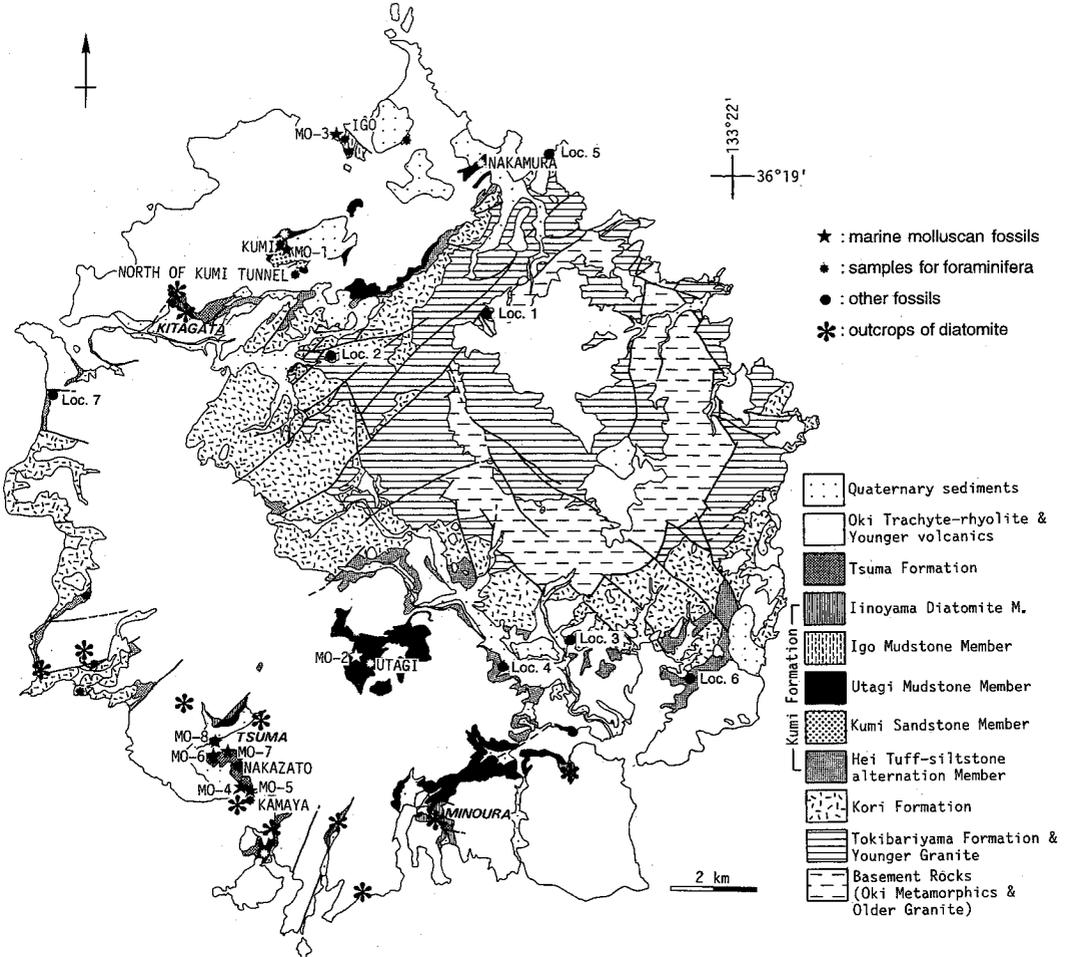


Fig. 11. Localities of fossils occurred in the Tokibariyama Formations, the Dogo Group, and the Oki Group, and of outcrops of diatomite in the Iinoyama Diatomite Member, shown on the simplified geologic map of the Oki-Dogo Island.

が非常に悪く、片麻岩類・花崗岩類と少量の流紋岩の角礫および同質細粒碎屑物の基質からなる。礫径は最大50cm, 平均数cm程度である。角礫岩のうち、時張山の南東部で基盤岩類を緩く不整合に覆っているものは、他の地域に分布するものとはやや層相が異なる。すなわち、礫径が最大20cm程度とやや小さく、角礫から垂角礫を主体とするものの亜円礫を含み、全体としては淘汰は不良であるが上方への細粒化傾向が認められる。礫岩はよく円磨された細礫を主体とし、最下部層準の流紋岩や酸性火山岩の間に薄く挟まれている。砂岩泥岩互層はデイサイト中に挟在し、本部層分布域の北半部に分布する。砂岩と頁岩の細互層からなり、頁岩には非常に細かい葉理が発達する。細粒軽石凝灰岩薄層やまれに含礫泥岩をともしない、元屋ではほぼ南→北のすべり方向を示すスランプ構造も認められる。

〔下位層との関係〕時張山東方域では先第三系基盤岩類に対してアバットあるいは貫入していると判断される部分が認められるほか、多くの場合は断層で接する。北部の元屋周辺では北から南に向かって約20°程度の緩傾斜で基盤をオーバーラップしたり、一部では断層で接する。

〔産出化石〕模式地に分布する砂岩頁岩互層の頁岩 (Fig. 11 - Loc.1) から大型植物化石が産出し、淡水生の中植物を含む。それらは、阿仁合型植物群に対比される (梅原, 1983MS)。

上部火山岩部層 <Upper Volcanics Member : 山崎 (1992) の下部層を地層命名規約にしたがって改名>

〔模式地〕西郷町近石の近石川。

〔層厚〕400m。

〔岩相〕変質した安山岩質溶岩・火砕岩を主体とし、火山円礫岩の薄層を挟む。溶岩は塊状あるいは自破砕した単斜輝石安山岩、複輝石安山岩および少量の角閃石—単斜輝石安山岩からなる。火砕岩は成層している場合が多く、いくつかの層準には火山豆石を含み、級化構造、クロスラミナおよびコンポルトラミナを示す場合も認められる。

新期花崗岩 <Younger Granite : 田結庄ほか (1991)>

新期花崗岩は、隠岐変成岩類の構造に非調和な小岩株～岩脈状に産出する細粒花崗岩で、布施、卯敷および銚子川の上流に分布する。文象花崗岩、

文象斑岩をともしなう浅所貫入岩体で、花崗岩体の周縁はフェルサイト質になり、周囲の時張山累層と漸移する。

b) 島後層群 <Dogo Group : 山崎 (1992) を再定義>

島後層群は下位の時張山累層を含めて定義されたが (山崎, 1992), 時張山累層と上位層とは不整合関係にあることおよび両者が形成されたテクトニックセッティングが異なると考えられることから、本論では島後層群を以下のように再定義する。島後層群は、隠岐島後の大半の領域に広く分布するが、その西半部は隠岐層群下に伏在し、西海岸や河谷に沿って狭長に露出する。整合に累重する陸成の火山岩—碎屑岩類と沿岸成～海成の碎屑岩—生物源珪質岩類によって構成され、それぞれ郡累層および久見累層と呼ばれる (Fig. 5)。

(1) 郡累層 <Kori Formaiton : 山崎ほか (1991) による再定義>

郡累層は、時張山累層と先第三系基盤岩類を取り巻くように隠岐島後中央部に広く分布し、西部の海岸付近にも内座層として小規模に露出する (Fig. 3)。本累層は陸成の火山岩—碎屑岩類からなり、玄武岩と酸性火砕岩という SiO<sub>2</sub> 量において中間組成の少ないバイモーダルな火山噴出物によって特徴づけられる。岩相にもとづいて、複雑な同時異相関係にある5つの部層—小路凝灰岩部層、大津久礫岩部層、郡玄武岩部層、那久火山岩部層および東郷玄武岩部層—に区分される (Fig. 5)。

山崎 (1984) の近石—郡—中村地域の調査によって定義された本累層名は、さらに山崎ほか (1991) によって再定義された。そのなかで記載された“玄武岩部層”は、その後の調査で隠岐島後の他の地域にも独立して分布することが明らかとなった。そこで本論では西郷地域のもを東郷玄武岩部層 (山崎, 1991)、郡および那久～長尾田地域のもを郡玄武岩部層および那久火山岩部層と命名する。

本累層は Uchimizu (1966) の周吉層群、西郷玄武岩および金橋頁岩層の一部を含み、また石田 (1985) の油井累層のうち御崎粗面岩部層を除いた地層を含む (Fig. 7)。

小路凝灰岩部層 <Koji Tuff Member : 山崎 (1984)>

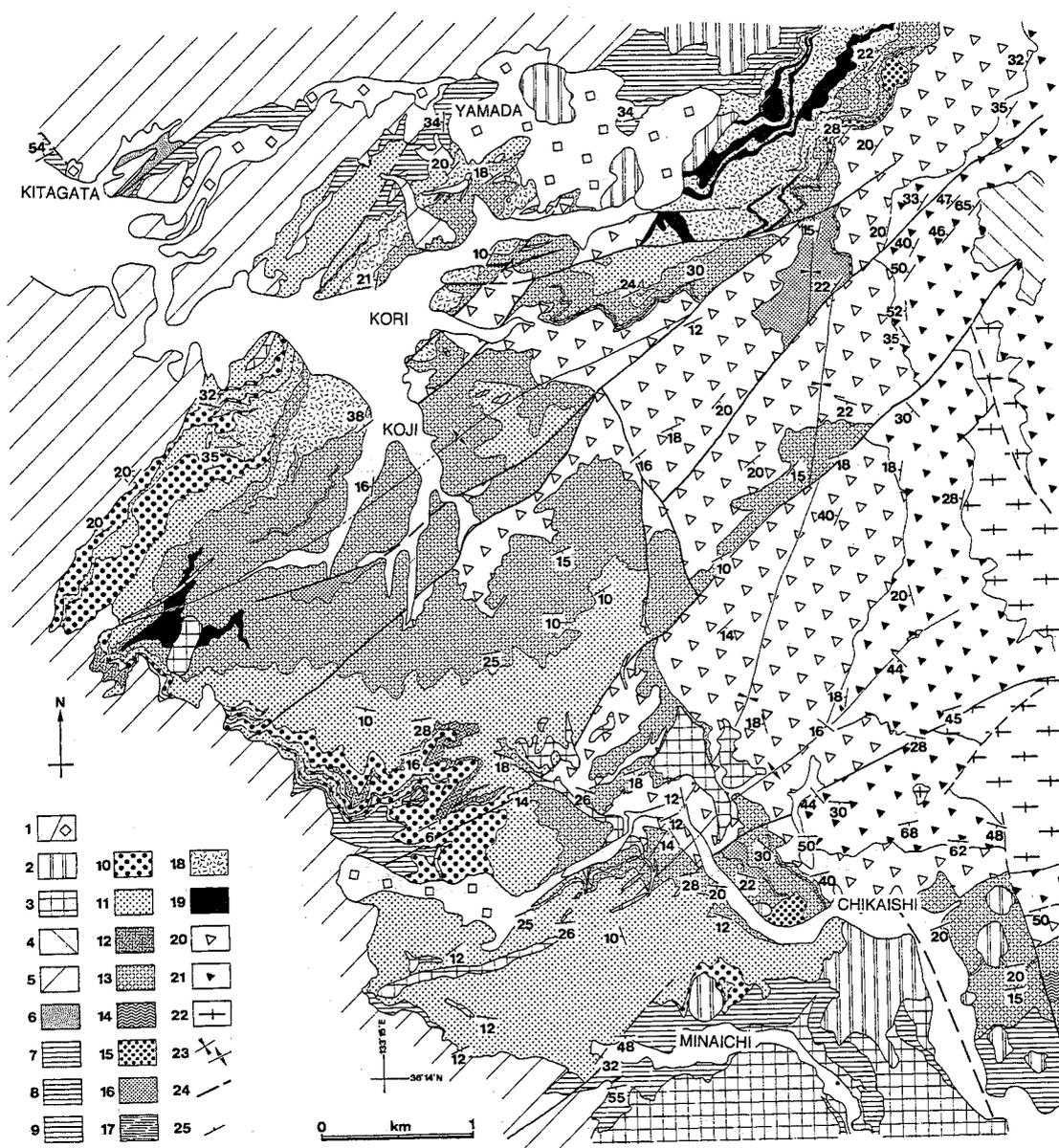


Fig. 12. Geologic map of the central area of Oki-Dogo Island.

1: Alluvium and Talus deposits, 2: Omine Group, 3-6: Oki Group (3: Hei trachyte, 4: Tsuzurao quartz rhyolite, 5: Oki trachyte-rhyolite, 6: Tsuma Formation), 7-9: Kumi Formation (7: Iinoyama diatomite Member, 8: Utagi mudstone Member, 9: Hei tuff-siltstone alternation Member), 10-19: Kori Formation (10-12: Ohzuku conglomerate Member (10: Conglomerate, 11: Pebbly sandstone, 12: Felsic tuff), 13-17: Koji tuff Member (13: Sandy tuff, 14: Pumice tuff, 15: Conglomerate, 16: Sandstone, 17: Mudstone), 18-19: Kori basalt Member (18: Basic pyroclastics, 19: basalt lava)), 20-21: Tokibariyama Formation (20: Upper volcanics Member, 21: Lower volcanics Member), 22: Basement rocks, 23: Fold axis, 24: Fault, 25: Strike and dip.

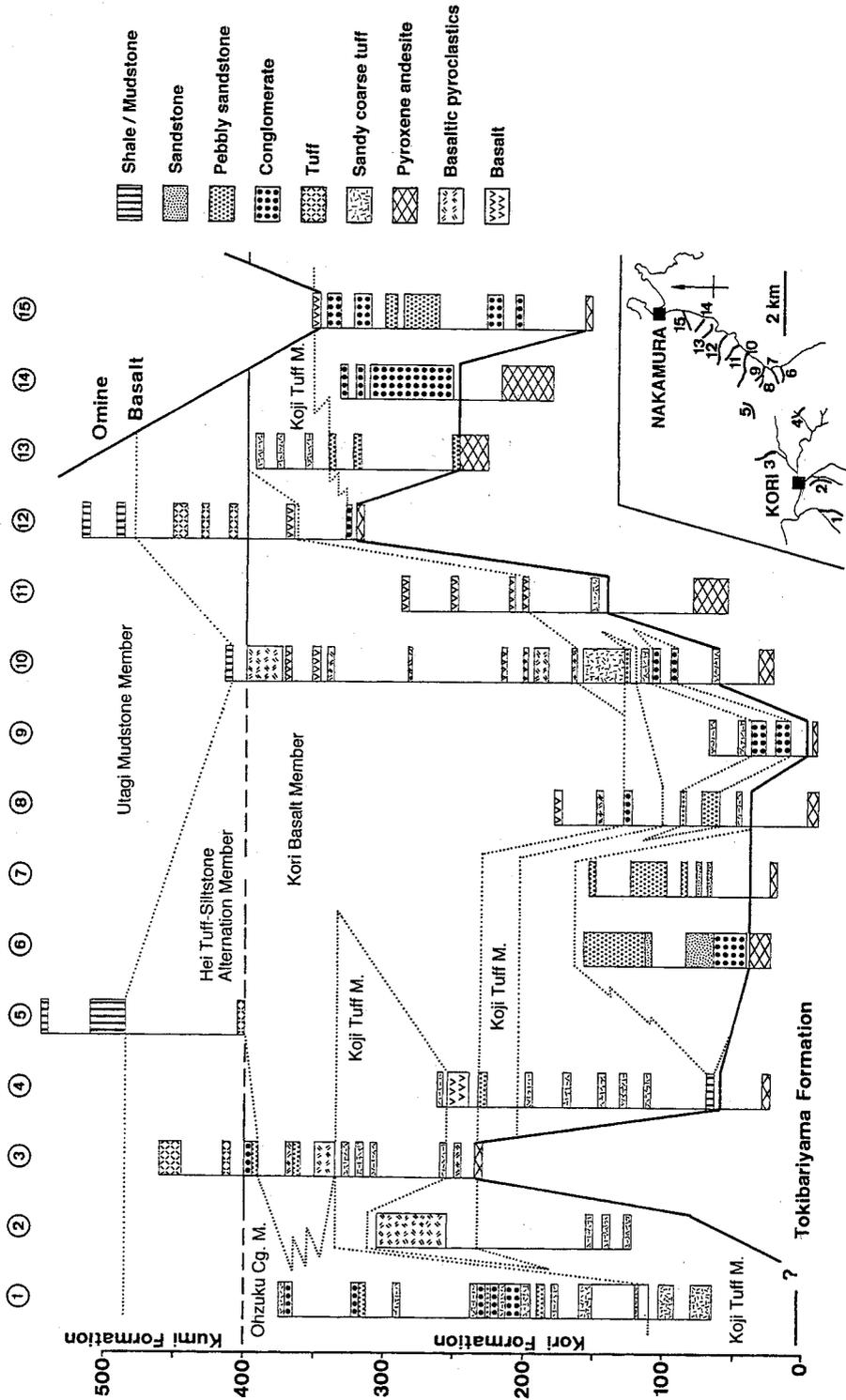


Fig. 13. Columnar sections of the Dogo Group in the northeastern Oki-Dogo Island. Inset shows the localities of columnar sections.

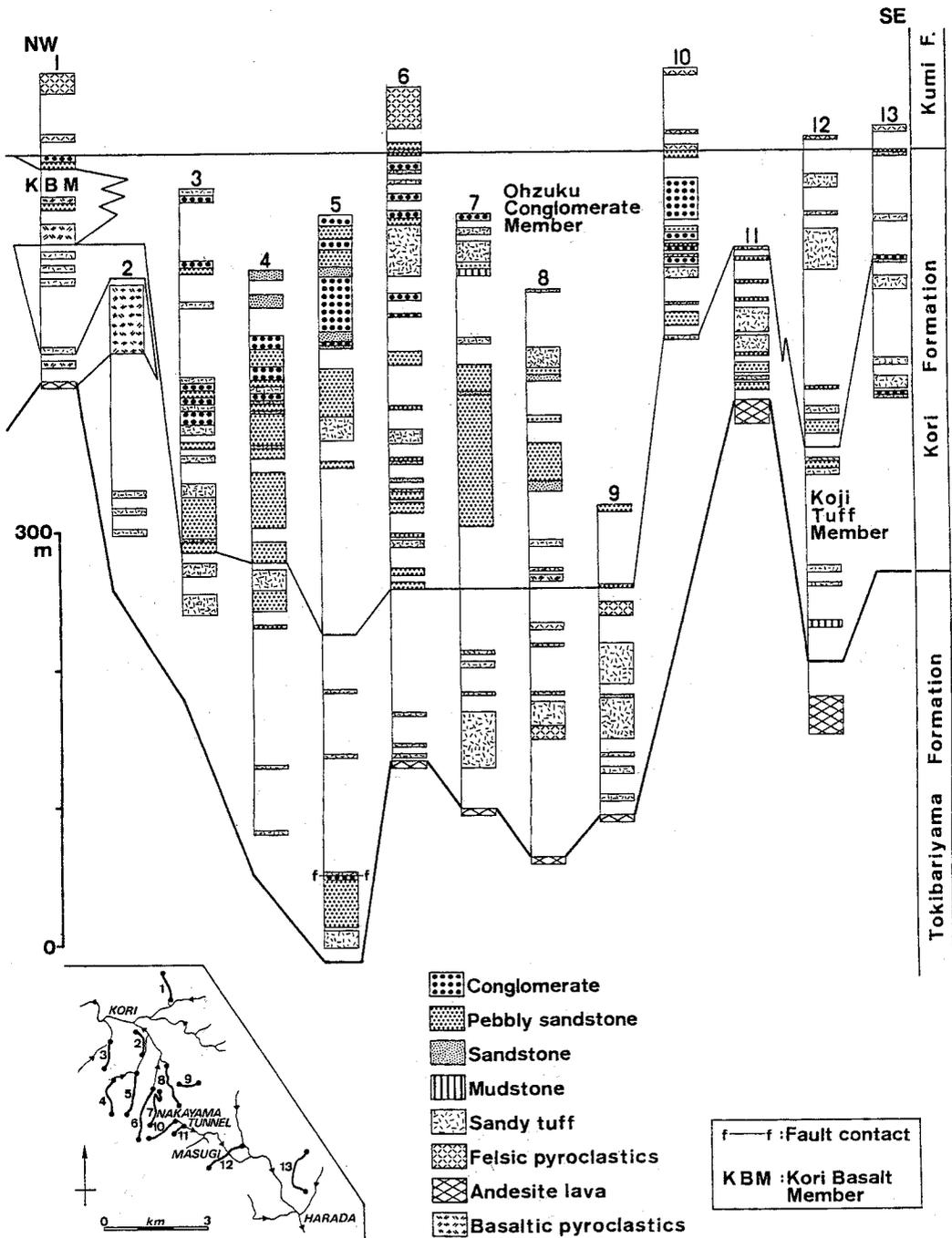


Fig. 14. Columnar sections of the Dogo Group in the central Oki-Dogo Island. Inset shows the localities of columnar sections.

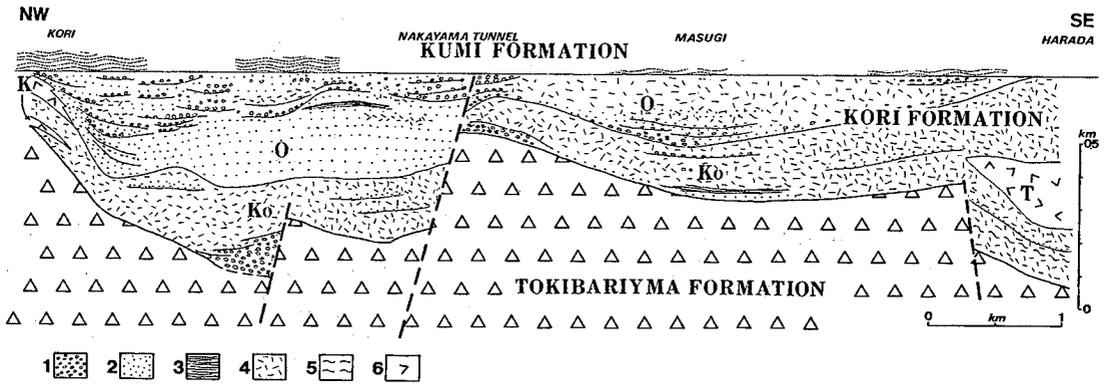


Fig. 15. Generalized stratigraphic profile of the Dogo Group in the central Oki-Dogo Island.  
 Ko: Koji Tuff Member, O: Ohzuku Conglomerate Member, K: Kori Basalt Member,  
 1: Conglomerate (boulder-pebble), 2: Sandstone and pebbly sandstone, 3: Mudstone,  
 4: Sandy tuff, 5: Pumice tuff, 6: Basaltic volcanics

[模式地] 小路から中山峠にいたる県道(旧道).  
 [層厚] 郡で175m, 中村で150m, 西郷で700m.  
 [岩相] 本部層は郡累層の主要部分を構成し, とくに, その下半部に発達する (Fig. 5). 主に酸性の火砕岩類からなるが, さまざまな程度に陸源碎屑粒子を混在する. 水平ならびに鉛直方向への岩相変化が著しく, 以下では, 隠岐島後の北部, 中央部, 西部および南部に区分して, 岩相を記述する.

北部の中村—郡間では主に塊状の砂質粗粒凝灰岩からなり火山礫凝灰岩や礫質砂岩をとともうこともある (Figs. 12, 13). 郡の東方や中村周辺では本部層の下部層準に安山岩および流紋岩の細礫~大礫からなる礫岩~礫質砂岩が小規模に分布し, 平行葉理が発達した泥岩層を挟む場合もある (Fig. 13の柱状図4~10・12~15).

中央部の郡—原田間では主に塊状の砂質粗粒凝灰岩からなり, 火山礫凝灰岩や礫質砂岩・泥岩をとともう. Fig. 14はNW-SE方向の柱状断面図であるが, 小路凝灰岩部層の層厚変化をみると, 柱状図1~5, 6~9および11~13の各区間では南東側へしだいに厚くなるがそれぞれの区間の境界では南東側で急に薄くなる. このような層厚変化は, Fig. 15の北西部に示されるとおり南東へ傾動したハーフグラーベン構造を示す.

西部のいくつかの箇所に本部層が露出するが, 比較的広く分布するのは西海岸の那久~大津久である (Fig. 16). 塊状の酸性粗粒凝灰岩からなり, 層厚は約100mと見積もられるが北西に向かって

薄化し, 那久より北部では那久火山岩部層と指交する (Figs. 16, 17).

南部では原田—東郷—大久間に分布し (Fig. 18), 主に凝灰質砂岩からなり砂質凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩・凝灰岩シルト岩互層・凝灰質シルト岩・砂岩をとともう (Figs. 19, 20). 凝灰質砂岩は塊状~やや成層しており, しばしばシルト岩・砂岩・礫岩・軽石凝灰岩などの薄層を挟む. 火山礫凝灰岩~凝灰角礫岩は西部の原田~有木間に分布し, 塊状で淘汰が悪く, 軽石片や異質岩片 (流紋岩・泥岩など) を含んでいる. 軽石凝灰岩は, 北西部の有木川上流に主に分布するほか, 薄層として本部層中~下部に挟在する. 発泡の悪い軽石を多量に含み, 塊状・不淘汰で層厚変化が著しい. 溶結構造は認められない. 凝灰岩シルト岩互層は東郷および大久に分布し, しばしば大型植物化石が産出する. 凝灰質シルト岩・砂岩は主に中央部に分布し, よく成層して, 単層の厚さは数cm~2mと比較的薄い. また, score and fill構造, 級化構造 (正および逆→正), トラフ型クロスラミナ, などの堆積構造を示す (Fig. 21). 基底侵食面にはじまる厚さ数10cm~2mの上方細粒化セットがいくつも重なる砂礫層および大型植物遺体を含む平行葉理泥岩層などから構成されるこれらの堆積相の組み合わせは, 本部層が河川堆積物であることを示す (例えば Miall ed., 1978).

[下位層との関係] 北部では時張山累層を不整合に覆っており, 不整合面は大きな起伏をもつ

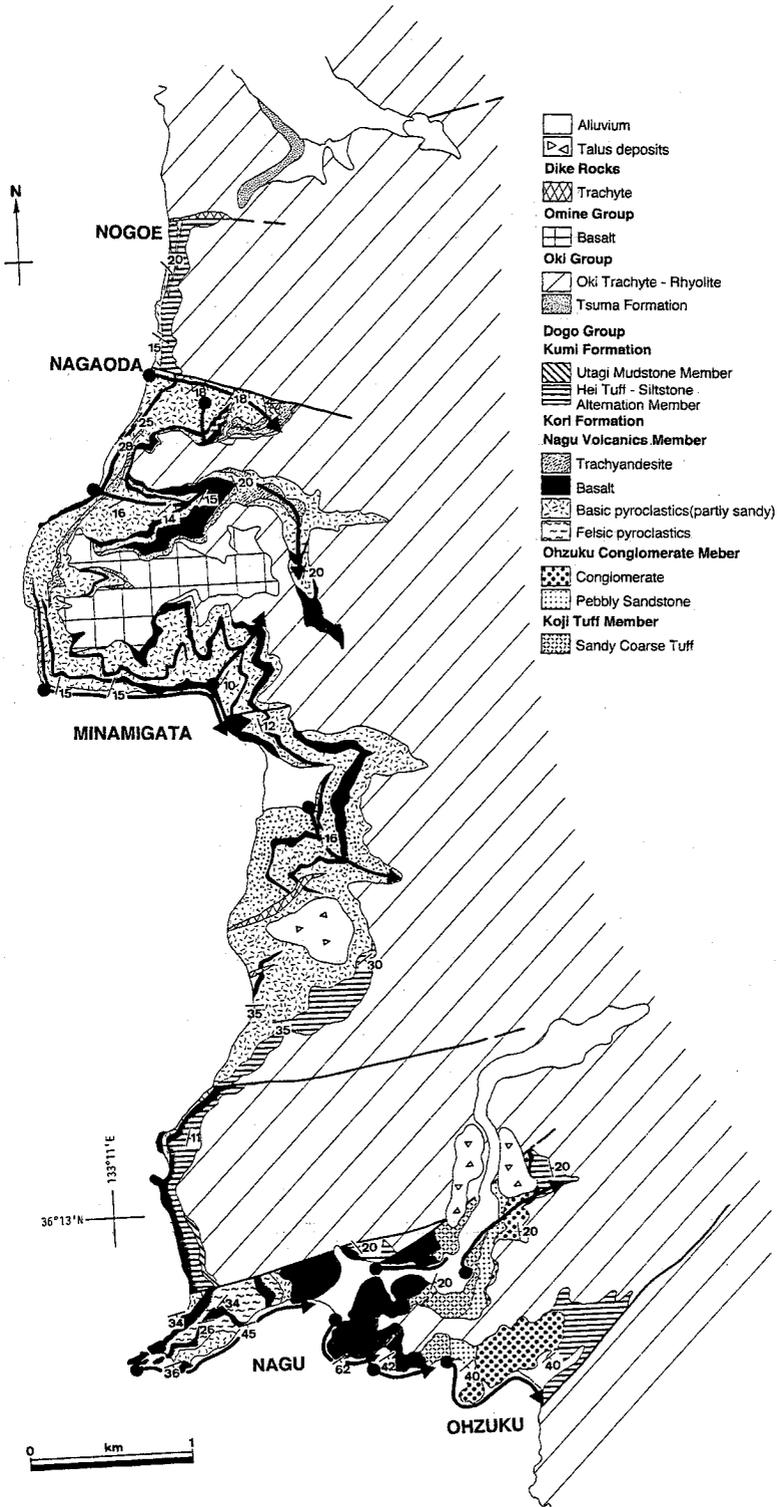


Fig. 16. Geological map of the western coastal area of the Oki-Dogo Island (see Fig. 8). Lines with numbers are the routes along which columnar sections in Fig. 17 were made.

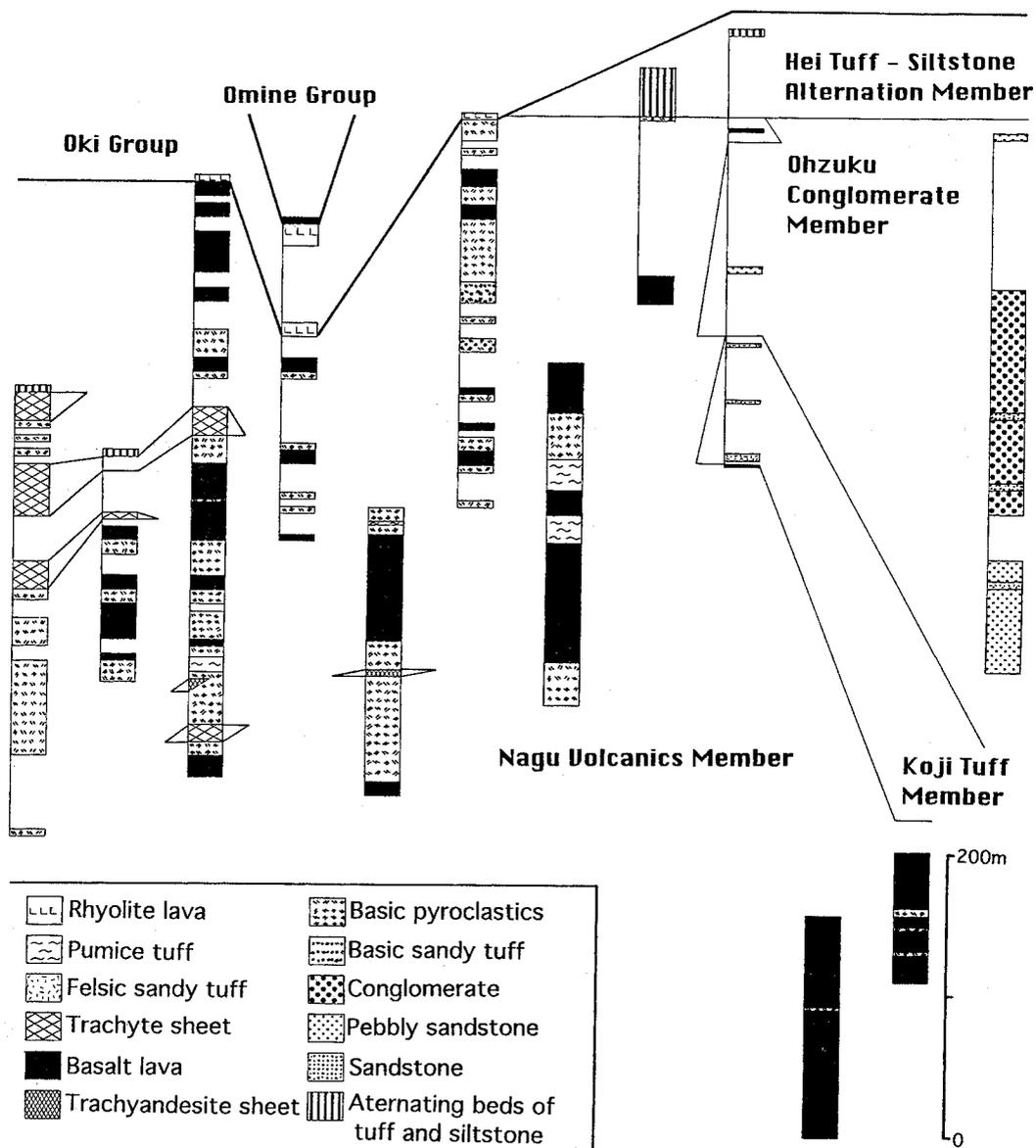


Fig. 17. Columnar sections of the Dogo Group in the western coastal area of Oki-Dogo Island.

(Fig. 13). 南部でも時張山累層との境界面は大きな起伏をもつことから (Fig. 20), 不整合であると推定される。

[産出化石] 郡 (Fig. 11 - Loc.2) および有木 (Fig. 11 - Loc.3) では, *Comptonia naumanni* など台島型植物群に対比される植物化石が産出する (梅原, 1983MS)。

大津久礫岩部層 <Ohzuku Conglomerate Member: 山崎 (1984)>

[模式地] 大津久の集落より北西へ約200mまで

の海岸。

[層厚] 0-450mであり, 側方変化が著しい。

[岩相] 本部層は, 主に礫質砂岩~大礫岩からなる粗粒堆積物で, 酸性凝灰岩~砂質凝灰岩を挟在する。基底侵食面にはじまる上方細粒化ユニット (層厚1~数m) がしばしば認められ, 河川成堆積相を示す。部層全体としては上方へ粗粒化する傾向にあり, 中礫~大礫岩が卓越するようになる。おもな分布域は隠岐島後の中部~西部であり, 地域ごとにその特徴を記述する。

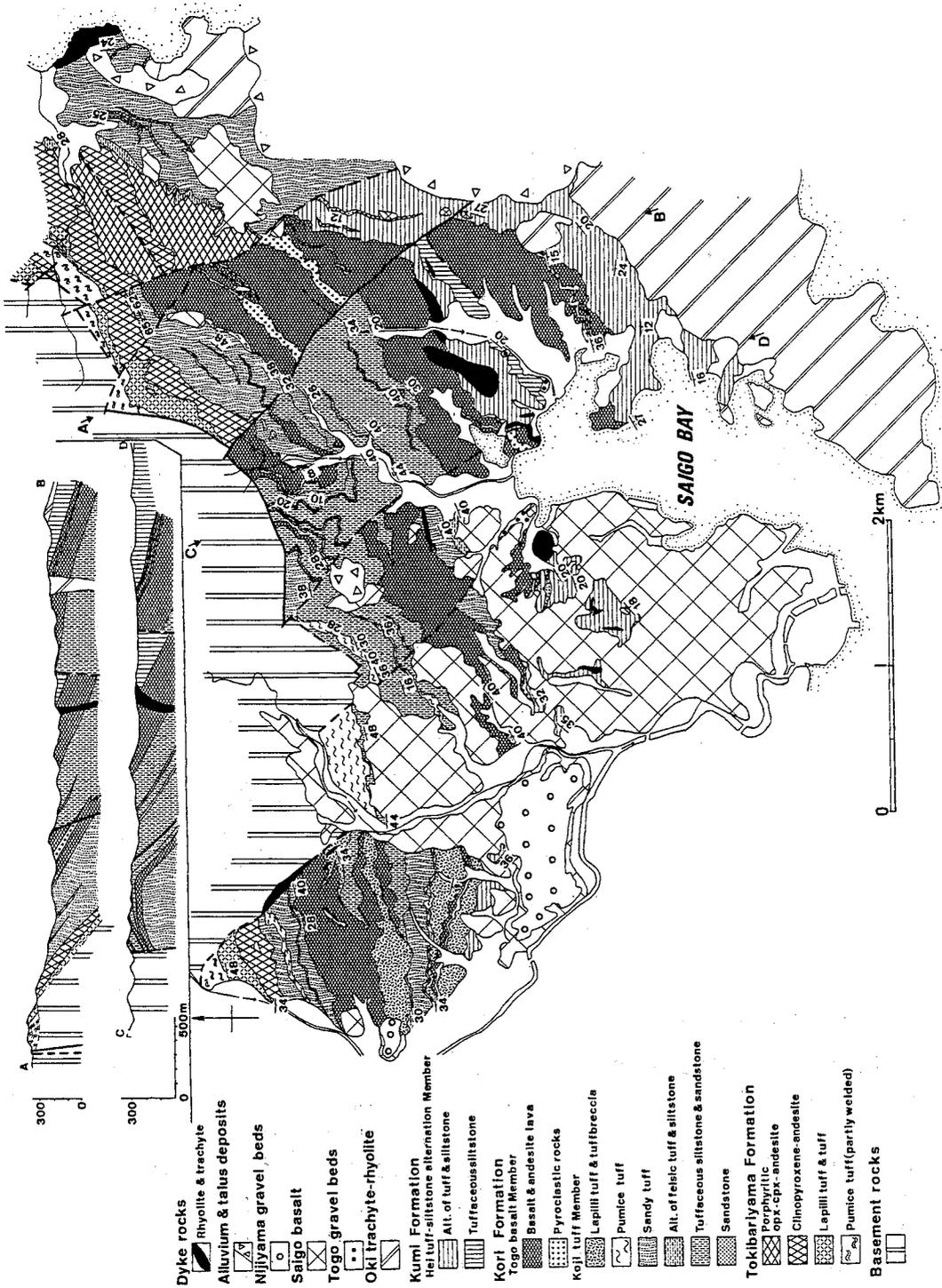


Fig. 18. Geological map of the southern Oki-Dogo Island (see Fig. 8).

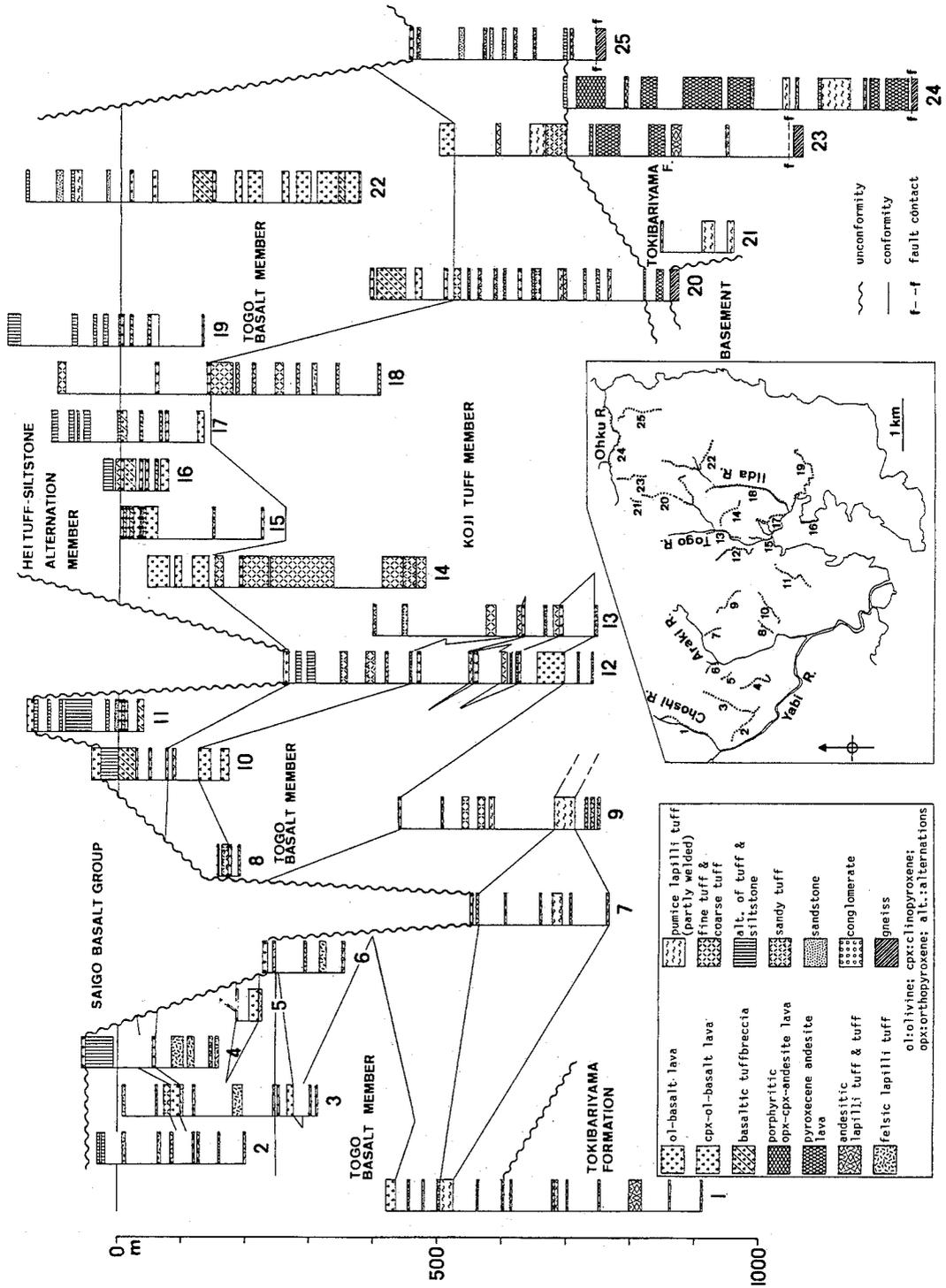


Fig. 19. Columnar sections of the Dogo Group in the southeastern coastal area of the Oki-Dogo Island.

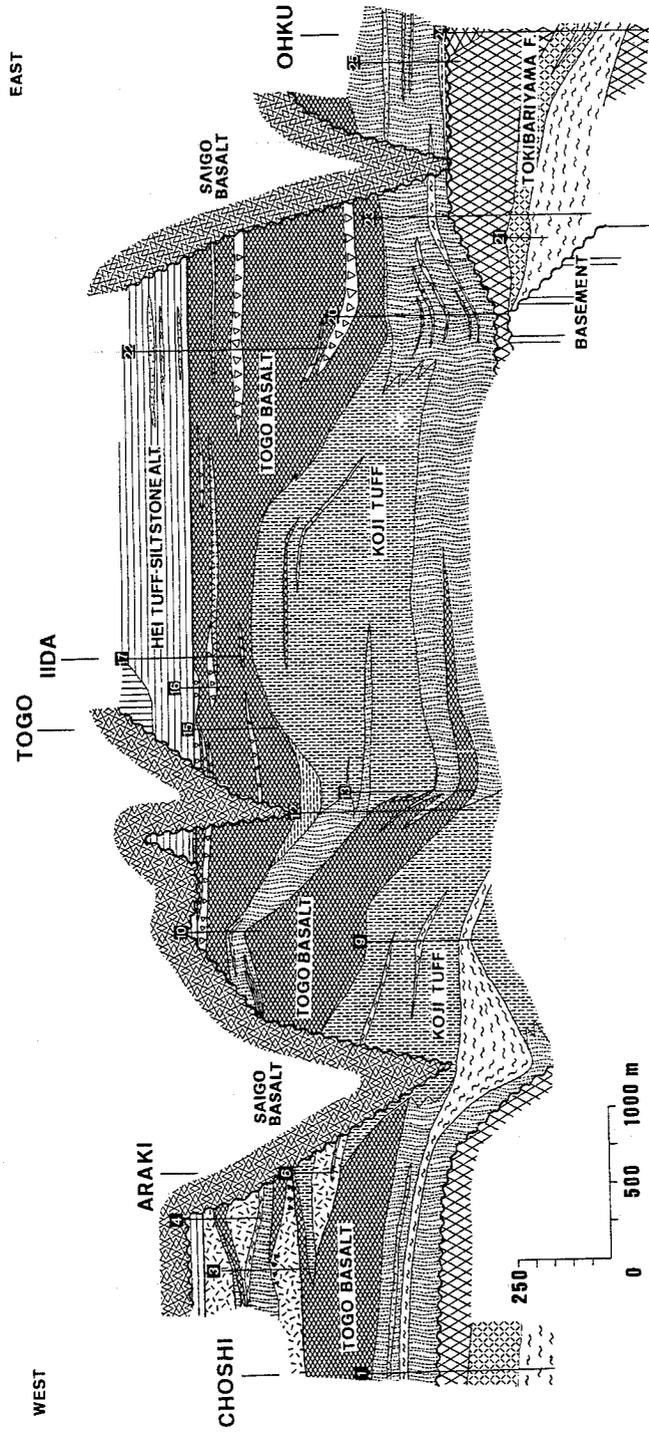


Fig. 20. Stratigraphic profile of the Dogo Group in the southern part of the Oki-Dogo Island. See legend in Fig. 18.

北部の山田周辺および山田川と郡川の間地域に分布する本部層は、主に時張山累層起源の流紋岩・安山岩の中礫～大礫岩からなり、しばしば上方細粒化して砂岩やシルト岩に移化する顕著な上方細粒化ユニットを形成する。

中央部では郡～近石に分布し、南方に向かって急激に薄化・尖滅する。下位の礫質砂岩優勢相と上位の礫岩優勢相に2分され、全体的には上方粗粒化する (Figs.14, 22)。礫質砂岩優勢相は、礫質砂岩・砂岩・砂質粗粒凝灰岩により構成され、明瞭な侵食基底面を持つ層厚1 m程度の上方向粗粒化ユニットが発達する (Fig. 22)。礫岩優勢相は円磨良好な中礫～大礫岩に富むが、礫岩層はレンズ状で側方への連続性に乏しい (Figs. 14, 15)。礫種は、時張山累層起源の流紋岩、安山岩からなる。インプリケーションおよびクロスラミナから推定される古流向データにはばらつきが認められるが、中山峠付近では北あるいは北西への流れを示し、苗代田付近では南あるいは北東への流れを示している。

西部では大津久付近に分布し、那久以北では那久火山岩部層に移化する。北あるいは北西への流れを示すインプリケーションの発達した中礫～大礫岩、礫質砂岩および中～粗粒砂岩から構成され、上方細粒化ユニットを構成する。全体としては、南に向かって厚層化・粗粒化の傾向を示す。礫のほとんどは時張山累層から供給された流紋岩や安山岩であるが、先第三系基盤岩類岩に由来する片麻岩・花崗岩礫も少量ながら含まれる。

〔他層との関係〕

本部層は小路凝灰岩部層の上部および郡玄武岩部層と那久火山岩部層と同時異相。

郡玄武岩部層 <Kori Basalt Member : 山崎 (1992)>

〔模式地〕 五箇村郡の郡川および山田川。

〔層厚〕 250m。

〔分布・岩相〕 隠岐島後北部の郡～中村南西部に分布し、小路凝灰岩部層中に挟在する2層準の玄武岩質溶岩・火砕岩および火山円礫岩から構成される (Fig. 13)。溶岩は主に自破砕状であるが、塊状部も認められる。火砕岩は淘汰の悪い火山礫凝灰岩からなり、いくぶん成層している。火山円礫岩は淘汰不良の玄武岩円礫 (最大径1 m) と火山砂基質からなる。

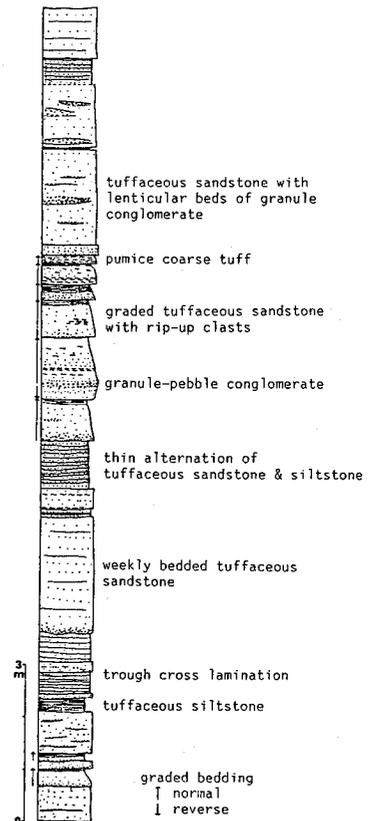


Fig. 21. Measured section showing the alluvial facies of tuffaceous sandstone and siltstone of the Koji Tuff Member in the southern Oki-Dogo Island.

〔他層との関係〕 小路凝灰岩部層および大津久礫岩部層と同時異相。

那久火山岩部層 <Nagu Volcanics Member : 山崎 (1992)>

〔模式地〕 都万村那久から那久岬に至る海岸。

〔層厚〕 500m。

〔岩相〕 那久～長尾田の海岸部に分布する。主に玄武岩質の溶岩・火砕岩および火山円礫岩～火山砂岩からなり、粗面安山岩・酸性火砕岩およびシルト岩をとまなう (Fig. 17)。溶岩は塊状～自破砕状の産状を示す。たとえば成層した粗粒凝灰岩の上位に重なる溶岩では、下底部5 cmが多孔質でその基底には泥岩岩片を含み、その上20cmに塊状部、さらに上位が自破砕状となる例が認められることがある。また南方の西約1 kmの岬の先端付近では、幅が約25mの火道が認められる。ここでは、非常に多孔質な溶岩と火道角礫岩が不規

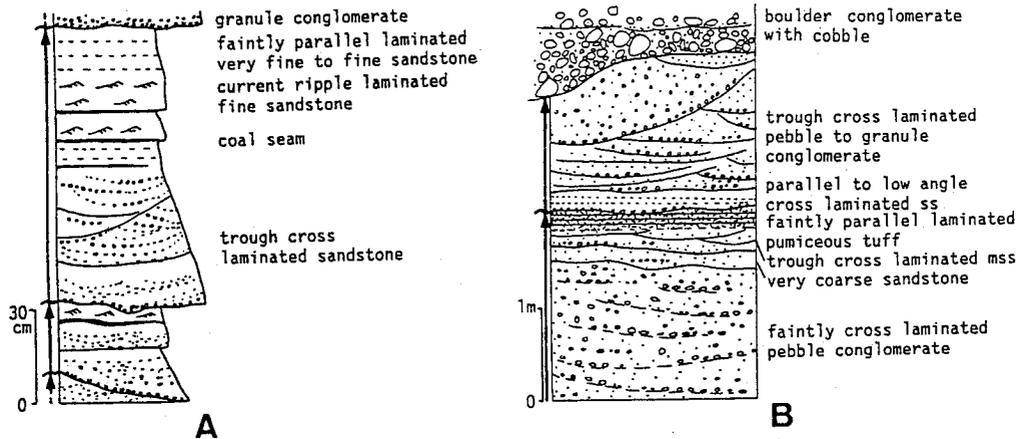


Fig. 22. Measured sections showing the alluvial facies of the the lower (A) and upper (B) parts of the Ohzuku Conglomerate Member.

則に分布しており、気泡跡は鉛直方向から左右に向かって水平方向へと変化する。火道角礫岩と母岩の境界は  $N50^{\circ}E$  の走向を示す。火砕岩類は岩質に関わらず一般によく成層し、クロスラミナやチャネル構造がしばしばみられる。粗面安山岩は玄武岩質火砕岩中の4~5層準に岩床として産出する (Fig. 16)。粗面安山岩はこの地域にのみに認められるもので、しかも火砕岩の構造と調和的であることから、その貫入は火砕岩の堆積期と同時あるいはその形成と密接に生じたと考えられる。火山円礫岩・火山砂岩は玄武岩質火砕岩中に挟在し、良く円磨された玄武岩礫を含む。酸性火砕岩は斜長石、石英（希）およびごく少量の細粒有色鉱物などの鉱物片とごく希に径数mmの玄武岩および片麻岩の異質岩片を含むほかはほとんど発砲度の悪い扁平な本質物質となり、軽石流起源の堆積物と判断される。

玄武岩溶岩は、シヨシヨナイトおよびバナカイトである (Xu, 1988 ; 徐ほか, 1987)。

【他層との関係】 小路凝灰岩部層および大津久礫岩部層と同時異相 (Fig. 5)。

東郷玄武岩部層 <Togo Basalt Member : 山崎 (1991)>

【模式地】 西郷町東郷の東郷川流域および西郷湾岸。

【層厚】 200~500m。

【岩相】 本部層は隠岐島後南部の西郷湾の北方に分布する。小路凝灰岩部層と指交しながら主に3層準に発達するほか、小路凝灰岩部層中にレンズ

状に挟在する (Fig. 20)。主に単斜輝石-かんらん石玄武岩の塊状~自破碎溶岩および火砕岩からなり、少量の安山岩をともなう。玄武岩には、斑状組織が明瞭なものとほぼ aphyric なものがある。鏡下では、石基はインターサータルあるいはインターグラニューラー組織を呈し、斑晶鉱物は斜長石、単斜輝石およびかんらん石からなる。石英が含まれることがあるが、融食形を示すことから捕獲結晶と判断される。かんらん石は劈開に沿ってイディングサイト化したり、変質して緑泥石様鉱物・炭酸塩鉱物を生じている。斜長石の大部分は自形~半自形で、時に累帯構造を示すことがある。単斜輝石はまれに弱い累帯構造を示し、また、しばしば集斑状となる。玄武岩には一般に変質しており、多くは緻密であるが、多孔質で杏仁状のタンバク石で充填されている場合がある。安山岩は暗緑色を呈し、著しく変質している。

全岩化学分析によると本部層の玄武岩は、 $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$  図上で、Kuno (1966) のアルカリ岩の領域あるいはアルカリ岩と高アルミナ玄武岩の境界部にプロットされ、Xu (1988) の長尾田シヨシヨナイトグループ (本論の長尾田火山岩部層と同じ) とよく一致する (Fig. 23)。

【他層との関係】 Uchimizu (1966) は西郷湾北方に分布する玄武岩として一括して Saigo Basalt Goup と定義した。しかし山崎 (1991) は、この地域の玄武岩類は平凝灰岩シルト岩互層部層 (後述) を挟んで2つに区分されることを地質図上で示すと共に (Fig. 24)、その区分が岩石学的にも

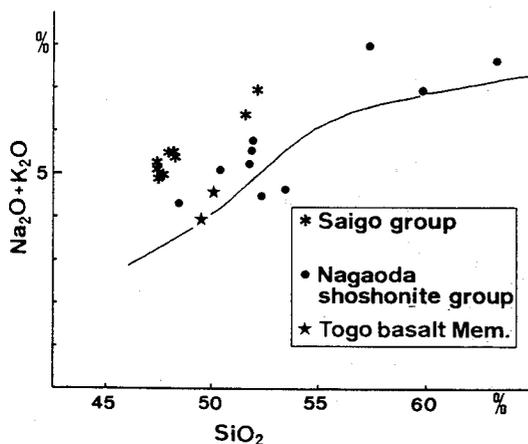


Fig. 23.  $\text{SiO}_2$ -( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) diagram of volcanic rocks from the Togo Basalt Member (after Yamasaki, 1991). Data of the Saigo and Nagaoda shoshonite groups from Xu (1988) are plotted for comparison. Border between alkaline and subalkaline fields after Kuno (1966).

矛盾しないことを指摘して、平凝灰岩シルト岩互層部層より下位の玄武岩層を東郷玄武岩部層として郡累層構成層と位置づけている。本部層は小路凝灰岩部層と同時異相をなす。

(2) 久見累層 <Kumi Formation: 山崎 (1992)>

久見累層は主に本島南部に露出し、北部および西部にも分布が認められる (Fig. 3)。本累層は沿岸成～海成の碎屑岩-生物源珪質岩相で特徴づけられ、少量の火山性堆積物をともなう。岩相および層序関係にもとづいて、下部層を構成する平凝灰岩シルト岩互層部層および久見砂岩部層、中～上部層を歌木泥岩部層、伊後泥岩部層および飯山珪藻土部層に区分され、前2者および後3者はそれぞれ(一部)同時異相関係にある。本累層は Uchimizu (1966) の隠岐島後層群、金橋頁岩層の一部および隠岐粗面岩流紋岩類の中の降下火山灰層に対比される (Fig. 7)。

平凝灰岩-シルト岩互層部層 <Hei Tuff-Siltstone Alternation Member: 山崎ほか (1991)>

[模式地] 西郷町下西から平に至る県道沿い。  
[層厚] 側方変化が著しく、北部では15~75mであり南部では165mと見積もられる。

[岩相] 細粒～粗粒酸性凝灰岩、軽石凝灰岩およびシルト岩の互層からなり、褐炭や凝灰質砂岩・

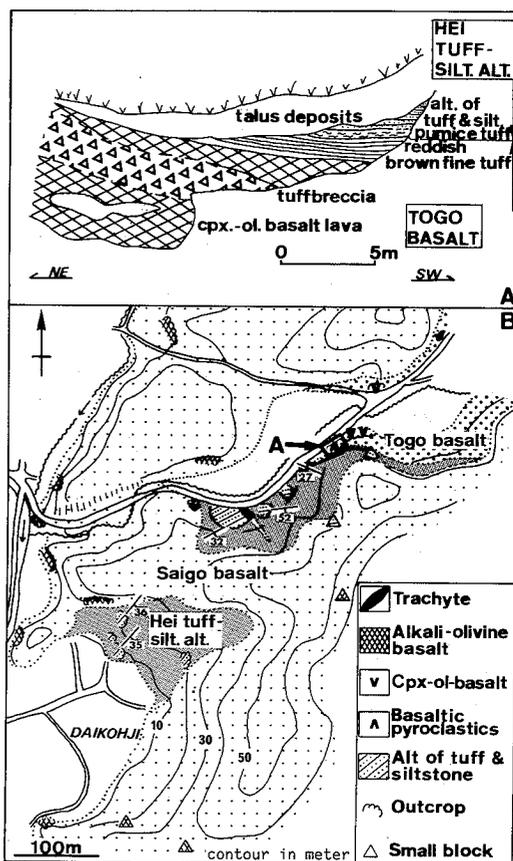


Fig. 24. Sketch of an outcrop (A) and detailed geologic map (B) showing the stratigraphic relationship among the Togo Basalt Member, the Hei Tuff-Siltstone Alternation Member and the Saigo Basalt (after Yamasaki, 1991).

細礫岩をともなう。下部層準では凝灰質砂岩が比較的優勢であり、上部層準へ向かってシルト岩・褐炭・凝灰岩が優勢となり、全体として上方へ細粒化している。下部層準では層厚数mの上方細粒化ユニットがくりかえし認められ、個々のユニットは、下位より、基底侵食面→トラフ型クロスラミナが顕著な凝灰質砂岩(泥岩のリップアップクラストや砂岩ブロックを含む)→細粒凝灰岩からなる (Fig. 25)。細粒相の優勢な中～上部層準では単層の厚さが薄くなるとともに、層厚10~30cmに達する褐炭層が挟在する。西郷において測定されたクロスラミナが示す古流向は、東北東→西南西である (山崎, 1991)。

[他層との関係] 平凝灰岩シルト岩互層部層が下位の郡累層東郷玄武岩部層を整然と覆っている露

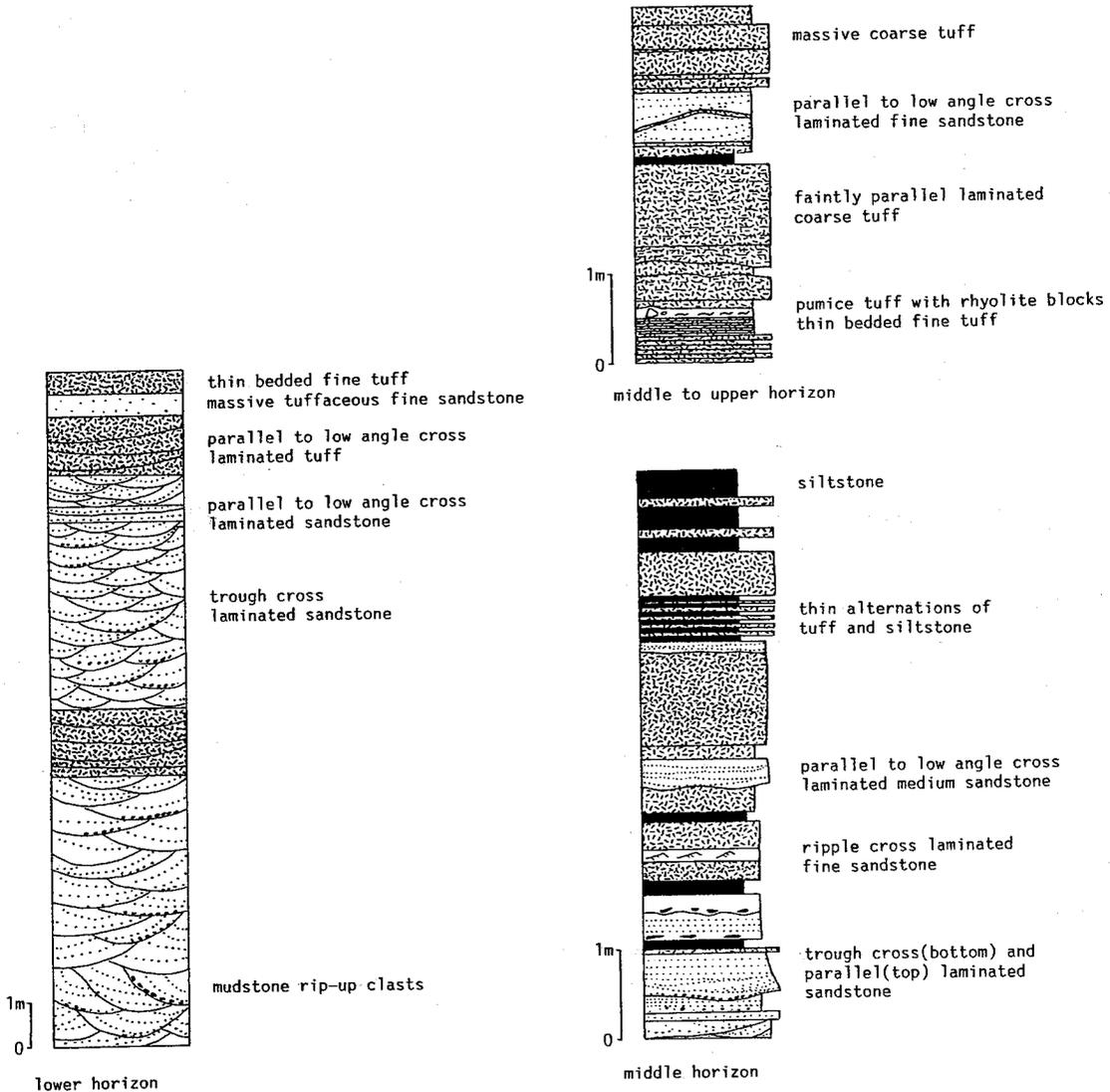


Fig. 25. Measured sections showing meandering river facies of the Hei Tuff-Siltstone Alteration Member.

頭が大光寺において認めれる (Fig. 24 - A). また分布域全体をみても, 下位の郡累層との構造的・層序的斜交関係は認められないことから, 両層は整合関係であると推論される.

[産出化石] 隠岐島後南部の平 (Fig. 11 - Loc.4), 中村 (Fig. 11 - Loc.5) および津井 (Fig. 11 - Loc.6) では本部層の中~上部層準から淡水生貝化石 *Viviparus*, *Semisulcospira* および *Lanceolaria* の保存の良い印象化石が産出した (大久保, 1981). いっぽう西海岸の野越では (Figs. 11-Loc.7, 26), 本層基底より約100m上位の層準の珪藻質シルト岩層から (Figs. 26, 27)

*Curcidentricula kanayae* zone (Akiba, 1986) に対比される海生珪藻化石群集が (Table 1: 山崎ほか, 1990), また, 平 (Fig. 11 - Loc.4) では上述の淡水生貝化石を産出する砂岩の直上のシルト岩 (Fig. 28) から, *Denticulopsis lauta* zone (Akiba, 1986) に対比される海生珪藻化石群集が産出する (Table 2: 山崎ほか, 1991).

産出化石が示す古環境に関連して, 鈴木ほか (1991) は, 海生珪藻化石群集が産出した平の露頭から南東へ約1kmの地点に分布する本層上部層準から1個のカオリン-方沸石コンクリーションの産出を報告した. このコンクリーションの内

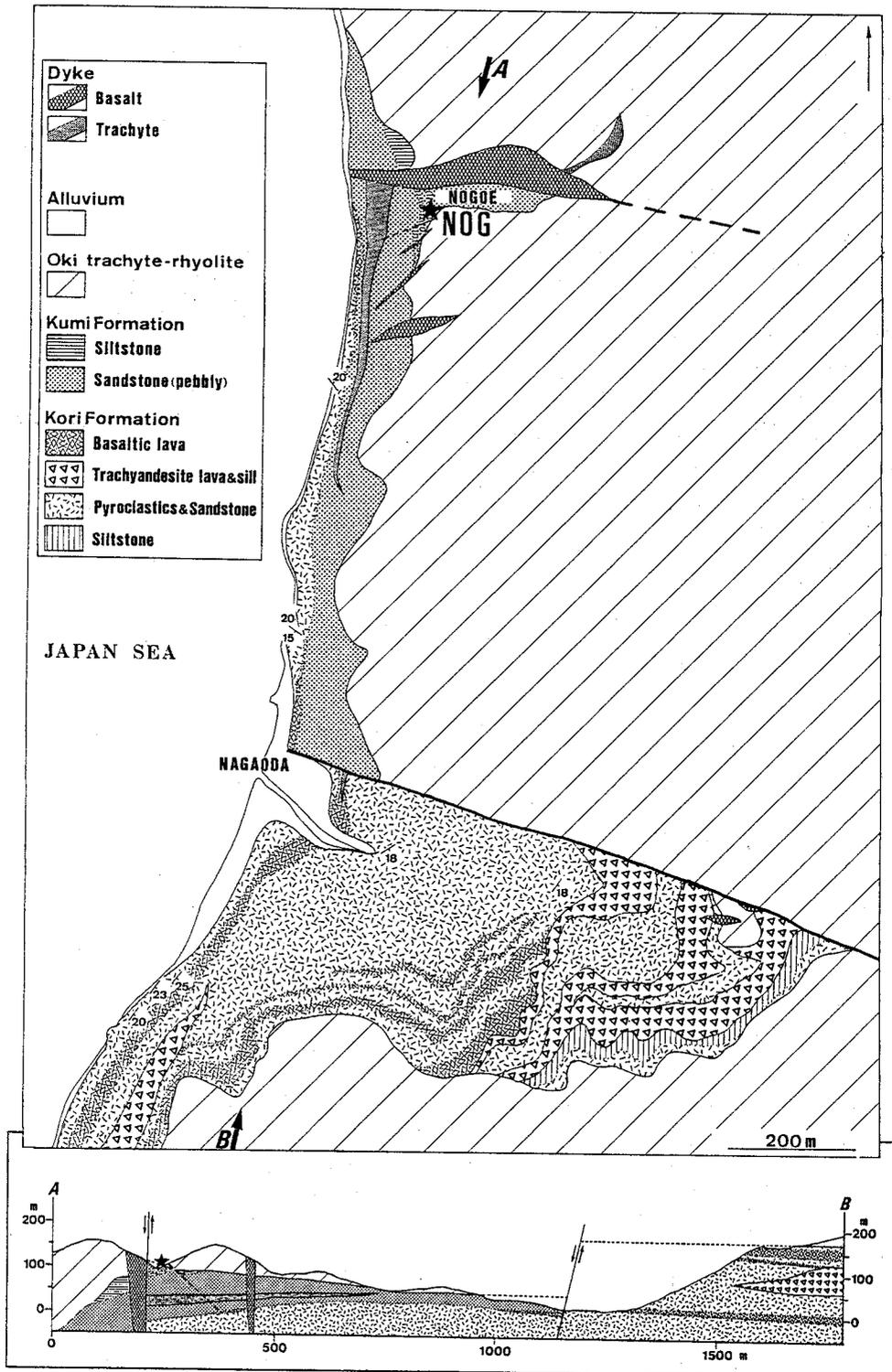


Fig. 26. Detailed geologic map and profile in the western coastal area of the Oki-Dogo Island (see Fig. 8). A and B with arrows and ★NOG show the location of the profile line, and the locality of sample NOG for diatom analysis, respectively.

殻と外殻は鉱物組成が異なっており、それは、内殻形成時の孔隙水は Fe に富む淡水であり外殻形成時には Na<sup>+</sup> や SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> に富む塩水であったことを示す。このような変化は淡水成環境への海水の進入を示唆する可能性がある。

久見砂岩部層 <Kumi Sandstone Member : (山崎, 1984)>

[模式地] 隠岐島後北部の久見川上流部。

[層厚] 約100m。

[岩相] 久見砂岩部層の分布は、内座層として模式地でのみ確認されている。砂岩泥岩互層を主体として、シルト岩、細礫～中礫岩層および酸性凝灰岩薄層を挟む (Fig. 9)。海生化石は2層準ある礫岩層のうち上位の礫岩層より下位では未発見であるが、上位層準では比較的よく産出する。特に上部の砂岩泥岩互層中の砂岩は化石を多く含み (Fig. 30 - Loc. 1, 2), 貝化石が密集した部分は石灰質である。

[他層との関係] 岩相層序学的には、本部層は平凝灰岩シルト岩互層部層同様、歌木泥岩部層の直下に位置している。また平凝灰岩シルト岩互層部層と歌木泥岩部層下部から *Denticulopsis lauta* zone (Akiba, 1986) に相当する海生珪藻化石群集が検出され (Table 2), この化石帯が示す年代は本部層の有孔虫化石が示す年代とほぼ一致する。以上のことから、久見砂岩部層は平凝灰岩シルト岩互層部層の上部と同時異相であると推論される (山崎ほか, 1991)。

[産出化石] 砂岩泥岩互層下部の砂岩中の化石密集層 (Fig. 11-MO-1) から東院内動物群 (Masuda, 1966) に対比される *Miohaliotis notoensis*, *Conus tokunagai*, *Diodra* sp., *Barbatia* sp などの岩礁性軟体動物化石群集や浮遊性の *Cavolina* sp. が産出する (Okubo and Takayasu, 1979)。砂岩泥岩互層のほぼ全層準から大型有孔虫 *Miogypsina kotoi* が産出し、一つの層準では *Operculina complanata japonica* が共産する (Fig. 30, 大久保・高安 1980)。さらに、砂岩泥岩互層から N.8 - N.10 (Blow, 1969) を示す浮遊性有孔虫化石が報告されている (多井・加藤, 1980)。このような産出化石の特徴は、久見砂岩部層が、中新世初頭 (N.8層準) に北海道南部まで広がったと推定される熱帯海中気候事件 (土, 1985) に対比されることを示す (山崎ほか, 1991)。

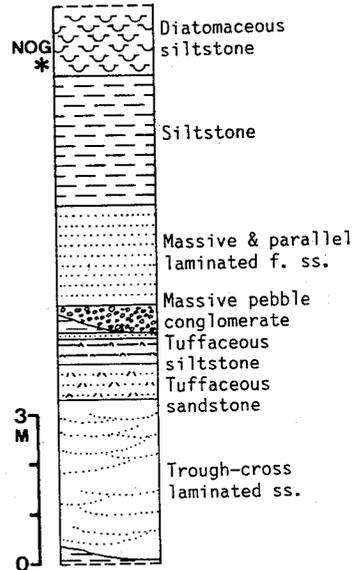


Fig. 27. Measured section of the Hei Tuff-Siltstone Alternation Member at Nogoe, showing the horizon of the sample NOG for diatom analysis. comparison. Border between alkaline and subalkaline fields after Kuno (1966).

	NOG
<i>Actinocyclus curvatus</i>	1
<i>A. ehrenbergii</i>	1
<i>A. ingens</i> f. <i>planus</i>	1
<i>Actinocyclus senarius</i>	2
<i>Annellus carifomicus</i>	2
<i>Azpeitia vetustissima</i>	1
<i>Chaetoceros</i> spp. (resting spore)	2
<i>Cocconeis costata</i>	1
<i>C.</i> spp.	2
<i>Coscinodiscus marginatus</i>	5
<i>C. radiatus</i>	1
<i>C. stellaris</i>	2
<i>Cyclotella</i> spp.	1
<i>Crucidenticula kanayae</i>	38
<i>Grammatophora</i> spp.	10
<i>Hyalodiscus obsoletus</i>	2
<i>Ikebea tenue</i>	2
<i>Kisseleviella carina</i>	4
<i>Merosira sol</i>	3
<i>Odontella aurita</i>	1
<i>Paralia sulcata</i>	4
<i>Rhizosolenia</i> spp.	1
<i>Stephanopyxis ferox</i>	6
<i>Synedra jouseana linearis</i>	2
<i>Thalassionema hirosakiensis</i>	1
<i>T. nitzschioides</i>	2
<i>Thalassiosira leptopus</i>	1
<i>Triceratium condecorum</i>	1
Total	100

Table 1. Occurrence list of diatoms in the sample NOG from the Hei Tuff-Siltstone Alternation Member (See Figs. 26 and 27 for the sample locality and horizon; after Yamasaki et al., 1990).

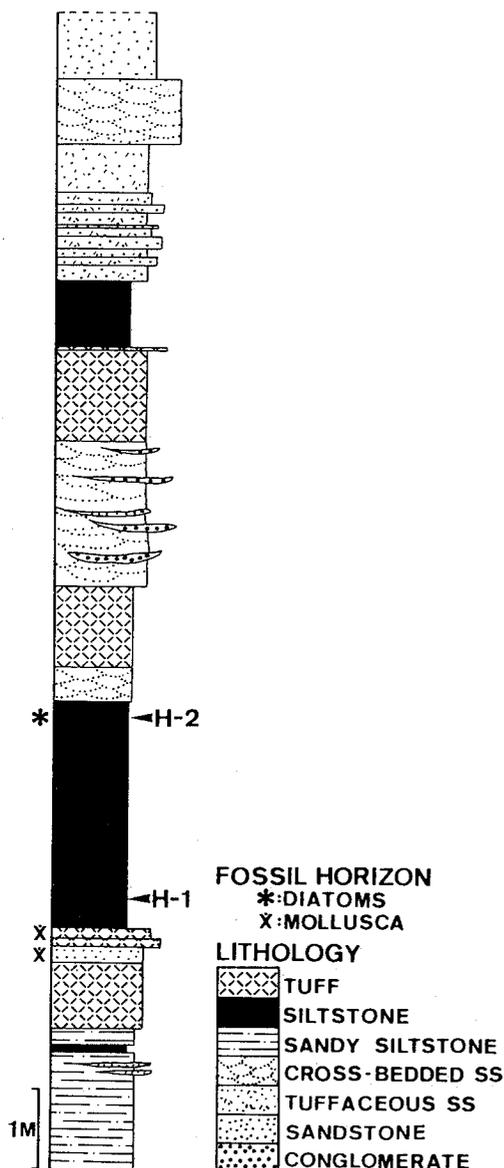


Fig. 28. Measured section of the Hei Tuff-Siltstone Alternation Member at Hei, showing the horizons of samples (H-1 & 2) for diatom analysis. Locality of the samples are shown in See Fig. 11 for sample locality, Loc. 4 (after Yamasaki et al., 1991).

歌木泥岩部層 <Utagi Mudstone Member : 山崎 (1984)>

[模式地] 都万村歌木.

[層厚] 最大約200m.

[岩相] 歌木泥岩部層は隠岐島後の北部と南部で確認されるのみであるが、被覆層の下には広く分

	H-2	U-1
<i>Actinocyclus ingens f. ingens</i>	33	14
<i>A. ingens f. nodus</i>	5	8
<i>A. ingens f. planus</i>	4	20
<i>Actinoptychus senarius</i>	8	.
<i>Amphora spp.</i>	1	.
<i>Annellus carifornicus</i>	.	.
<i>Azpeitia endoi</i>	.	3
<i>A. vetustissima</i>	2	.
<i>Chaetoceros spp. (resting spore)</i>	1	4
<i>Coscinodiscus marginatus</i>	2	5
<i>Crucidenticula cfr. nicobarica</i>	1	.
<i>C. punctata</i>	1	.
<i>C. spp.</i>	1	.
<i>Denticulopsis lauta</i>	14	4
<i>D. cfr. praelauta</i>	.	2
<i>D. spp.</i>	1	.
<i>Grammatophora spp.</i>	.	10
<i>Ikebea tenue</i>	.	1
<i>Melosira sol</i>	1	3
<i>Nitzschia spp.</i>	2	1
<i>Paralia sulcata</i>	2	10
<i>Pseudopodosira elegans</i>	1	.
<i>Rhizosolenia spp.</i>	.	.
<i>Stephanogonia hanzawae</i>	1	.
<i>Stephanopyxis spp.</i>	3	3
<i>Synedra joseana</i>	.	1
<i>Thalassionema hirosakiensis</i>	12	4
<i>T. nitzschiioides</i>	2	1
<i>Thalassiosira spp.</i>	.	.
<i>Thalassiothrix longissima</i>	.	.
<i>Triceratium spp.</i>	.	1
Others	2	5
Total	100	100

Table 2. Occurrence list of diatoms in the Hei Tuff-Siltstone Alternation (H-2) and Utagi Mudstone (U-1) Members (after Yamasaki et al., 1991). See Fig. 28 and Fig. 30 for the sample horizons of H-2 and U-1.

布していると推定される (Fig. 4)。北部の久見川上流から中村周辺では主に黒色泥岩・珪質泥岩からなり、海緑石砂岩や珪藻土を挟み、基底部には玄武岩の巨礫を含む角礫岩および中礫岩がみられる (Fig. 30)。珪質泥岩は硬質・塊状で、生物擾乱を受けており、海緑石砂岩の薄層や海緑石に充填されたサンドパイプを含む。海緑石砂岩は塊状で、カイメン化石 *Aphrocallistes* を多数含む。珪藻土は海緑石砂岩の上に整合に重なり、その層厚は3~10mと見積もられる。

南部の歌木—西田—加茂周辺 (Fig. 31) では主に珪質泥岩からなり、黒色泥岩や珪質泥岩—泥岩—砂岩の互層をとまう。珪質泥岩は弱く成層しており、海緑石粒子が平行ラミナを形成する場合が認められる。また厚さ20~60cmの固い珪質泥岩と2~3cmの比較的軟らかい黒色泥岩が互層して白黒のリズミカルな縞模様をなす場合がある。黒色泥岩は漆黒色を呈し、フランボイド状の黄鉄鉱を産出する。

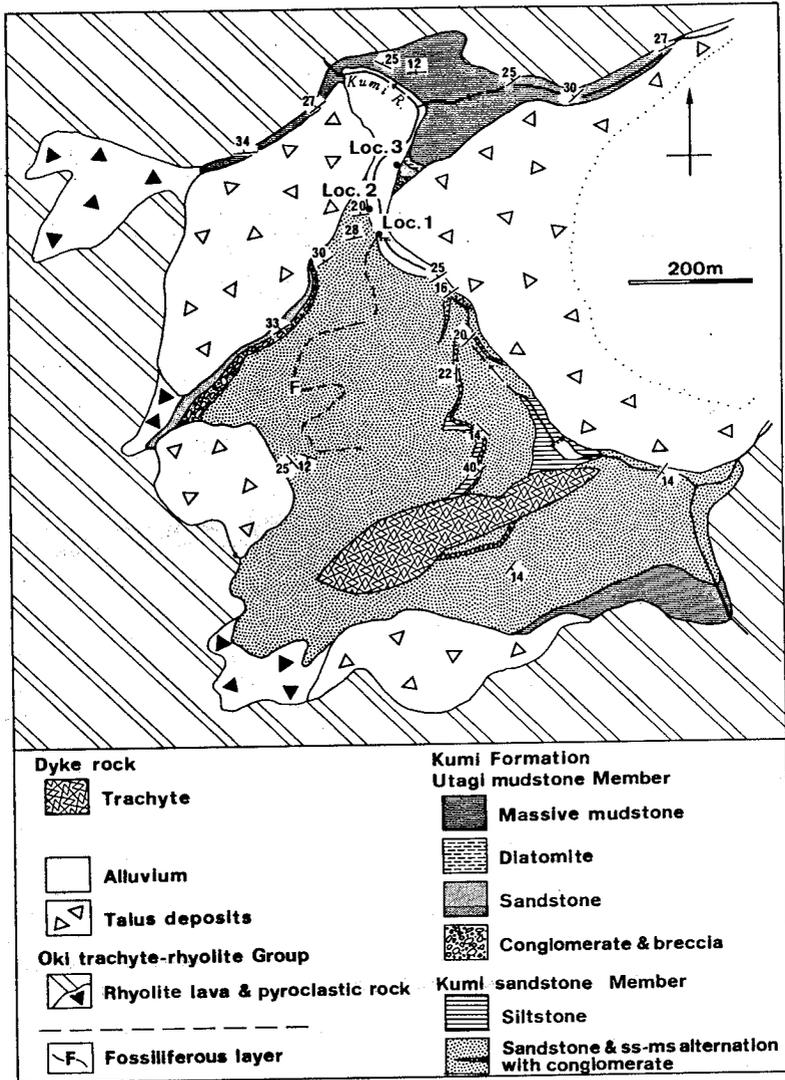


Fig. 29. Geological map of the upper reaches of the Kumi River (after Yamasaki et al., 1991). See Fig. 8 for location.

[下位層との関係] 平凝灰岩シルト岩互層部層および久見砂岩部層とは、生層序学的な時間間隙は認められず（後述）、また構造的にも連続しており、大局的にはそれらを整合に覆っていると判断される。しかしながら、久見川流域では本層基底部の礫岩層が下位の久見砂岩層を部分的に削り込んでいるものと推定される（Fig. 32）。このようなローカルな層序関係は、海水準の低下にともない、その影響を受け易い場所に形成されたものと考ええると合理的に説明される。この問題についてはのちほど改めて検討する。また本部層の基底層準を除いて、飯山珪藻土部層と同時異相関係にあ

る。

[産出化石] 歌木に分布する珪質泥岩（Fig. 11-MO-2）から *Palliolium peckhami* が産出し（大久保，1981）、黒色泥岩からは底生有孔虫群集が産出する（瀬戸・山崎，1990）。珪藻土からは *Denticulopsis lauta* zone（Akiba，1986）に対比される珪藻化石群集が報告されている（Table, 2: 大久保・横田，1984; 山崎ほか，1991）。

伊後泥岩部層 <Igo Mudstone Member: (山崎，1992)>

[模式地] 西郷町伊後中の浦海岸。

[層厚] 90m.

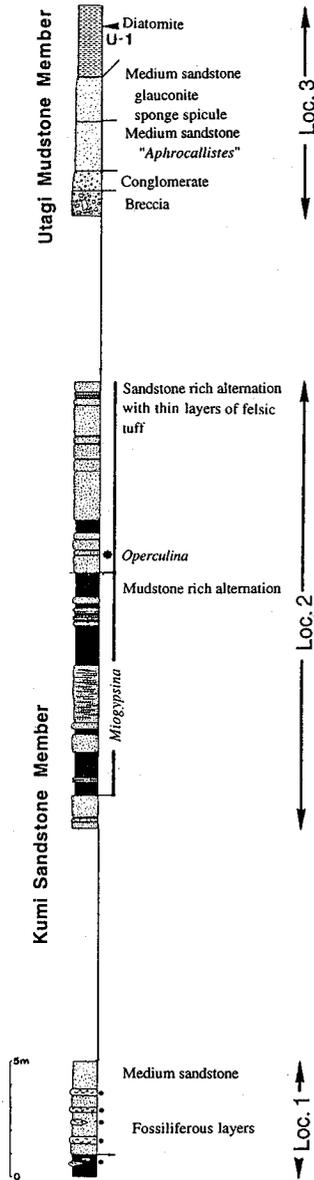


Fig. 30. Measured sections of the Kumi Sandstone and Utagi Mudstone Members in the upper reaches of the Kumi River, showing the horizon of diatom sample U-1 (modified from Yamasaki et al., 1991). Localities 1, 2 and 3 are shown in Fig. 29.

[岩相] 本部層は隠岐島後北部の伊後および南部の都万の2ヶ所に小規模に分布する(山崎, 1984, 角館, 1988)。塊状砂質泥岩, 細粒砂岩および泥質細粒~中粒砂岩からなり, 全体に淘汰不良の細粒堆積物が優勢である。

[他層との関係] 分布が孤立しているため下位層との層序関係を直接野外で確認することはできないが, 地質構造のうえでは歌木泥岩部層の上位に調和的に分布することから, 本部層は歌木泥岩部層に整合に累重していると判断される。都万湾岸の隣接した地域で, 共に都万累層に不整合に覆われることから, 飯山珪藻土部層と同時異相と考えられる。

[産出化石] 模式地 (Fig. 11-MO-3) から貝化石 *Conchocele disjuncta* および *Nuculana sadoensis* (大久保, 1981, 上田・杉山, 1984) や底生有孔虫 *Uvigerina* 群集 (多井, 1956) および N.10-N.12 (Blow, 1969) を示す浮遊性有孔虫群集 (多井・加藤, 1980) が報告されている。飯山珪藻土部層 <Iinoyama Diatomite Member: 山崎 (1984) >

[模式地] 西郷町飯山珪藻土採土場。

[層厚] 50m以上。

[岩相] 本部層は主に隠岐島後南部に分布するほか, 西部と北部に内座層として小露頭が点在する (Fig. 11)。下部は厚い塊状珪藻土 (層厚10m以上) からなり, 酸性凝灰岩, 砂岩, 海緑石砂岩層をともなう (Fig. 33)。海緑石砂岩は層状に挟在したり, サンドパイプを充填して産する。また, 層状に形質ノジュールが認められることがある。本部層の上部では厚い塊状珪藻土は認められず, ラミナの発達した珪藻土, 珪質泥岩, 酸性凝灰岩および砂岩により構成される (Fig. 34)。

[他層との関係] 歌木泥岩部層の下部を整合に覆うほか, 分布状況および産出化石から推定される時代にもとづくと, 歌木泥岩部層の大部分および伊後泥岩部層の同時異相と判断される。

[産出化石] 単一セクションからの連続的産出ではないが, 珪藻化石群集が隠岐島後西部の各地から産出し (Fig. 11-\*印; 谷村・斉藤, 1986; Kobayashi, 1988), *Denticulopsis lauta* zone から *Denticulopsis dimorpha* zone までの6つの珪藻化石帯 (Akiba, 1986) がすべて揃っていることが確認された (下末, 1989MS)。

### c) 隠岐層群 (Oki Group)

隠岐層群は主に本島西半部の海岸線に沿って, 1~数kmの幅で環状に分布するほか, 北東部の葛尾山周辺にも小分布がみられる (Fig. 3)。本層群はアルカリ質の酸性~中性火山岩で特徴づけ

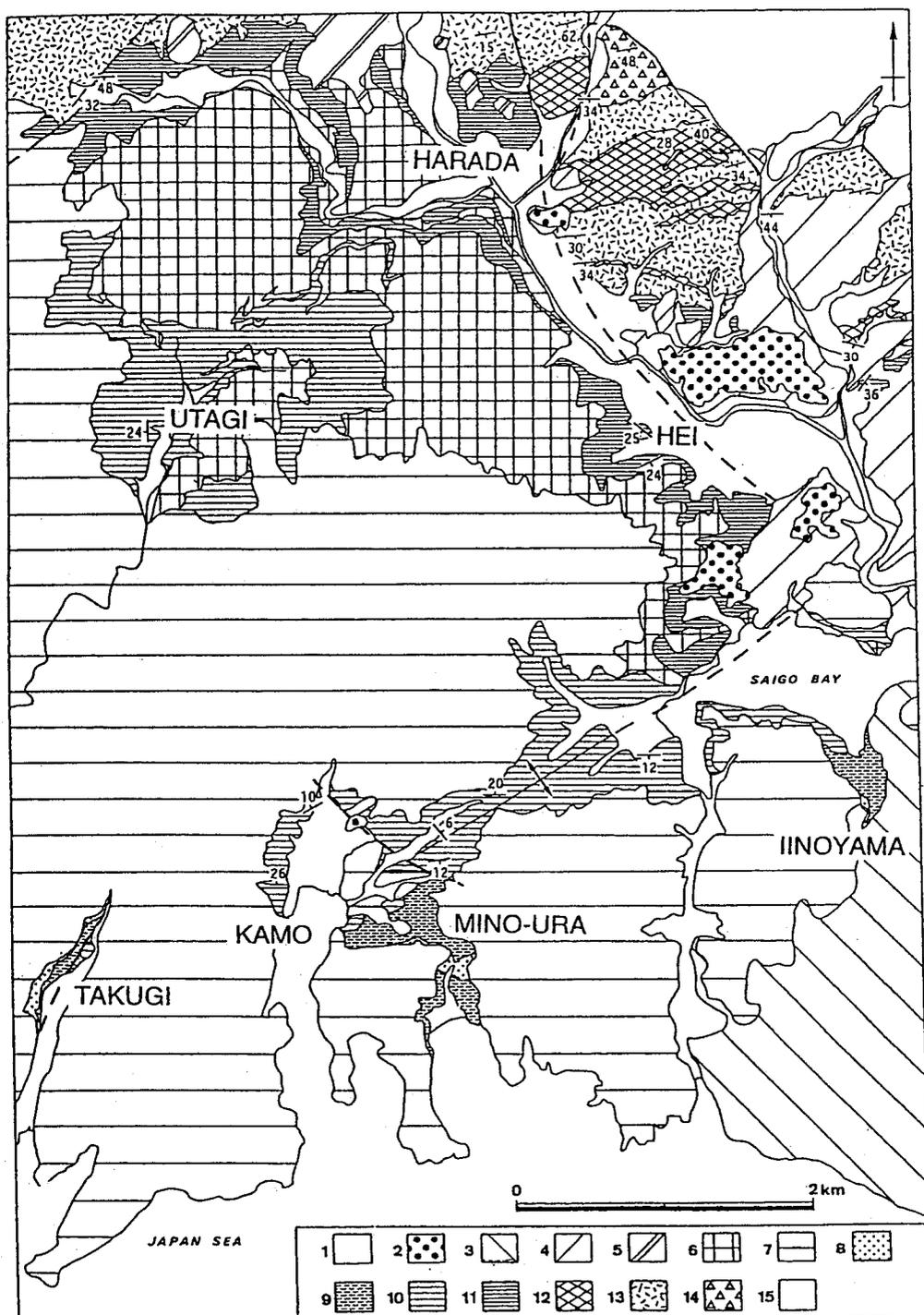


Fig. 31. Geological map of the southwestern Oki-Dogo Island (modified from Yamasaki et al., 1991; see Fig. 8). 1: Alluvium, 2: Nijiyama Gravel Beds, 3-4: Saigo Group (3: Misaki Basalt, 4: Saigon Basalt), 5: Omine Basalt, 6-8: Oki Group (6: Hei Trachyte, 7: Oki Trachyte-Rhyolite, 8: Tsuma Formation), 9-13: Dogo Group [9-11: Kumi Formation (9: Iino-yama Daiatomite Member, 10: Utagi Mudstone Member, 11: Hei Tuff-Siltstone Alternation Member), 12-13: Kori Formation (12: Togo Basalt Member, 13: Koji Tuff Member), 14: Tokibariyama Formation, 15: Oki Metamorphics.

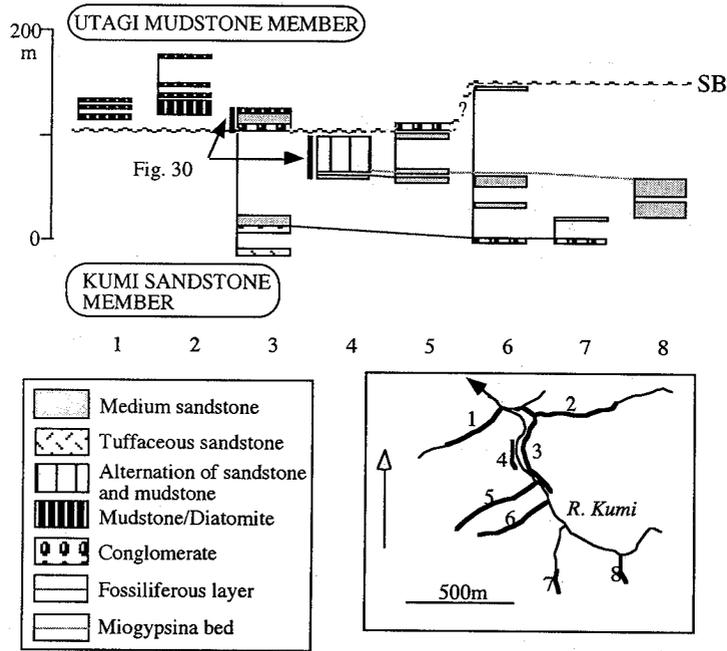


Fig. 32. Columnar sections of the Dogo Group in the upper reach of the Kumi River, showing the stratigraphic relationship between the Kumi Sandstone and Utagi Mudstone Members.

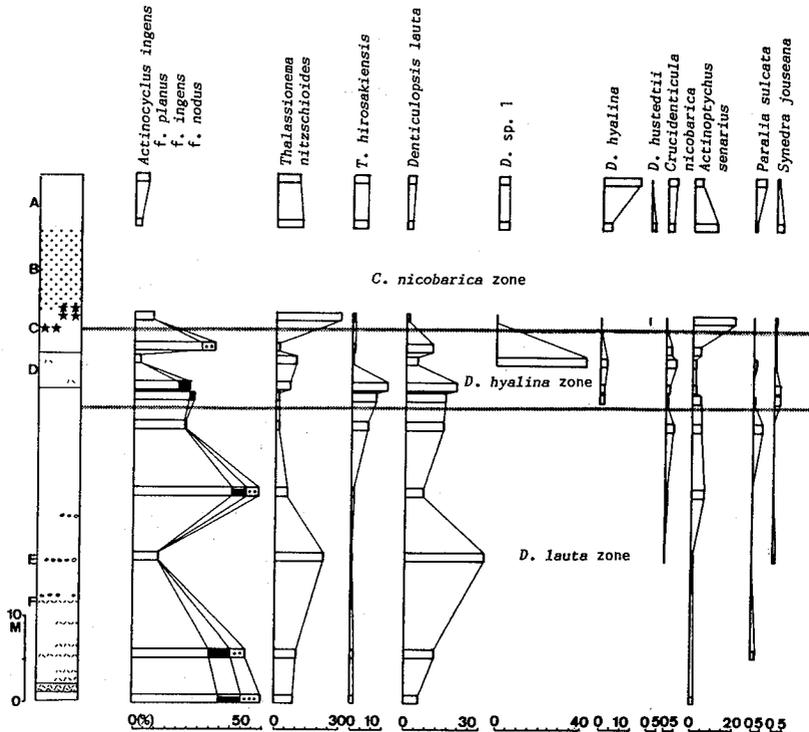


Fig. 33. Measured section showing the lithofacies of lower linoyama Diatomite Member at Minoura and occurrence of major diatom species (after Yamasaki & Takayasu, 1992). A: massive diatomite, B: sandstone, C: glauconite, D: tuffaceous diatomite, E: opaline nodules, F: felsic tuff.

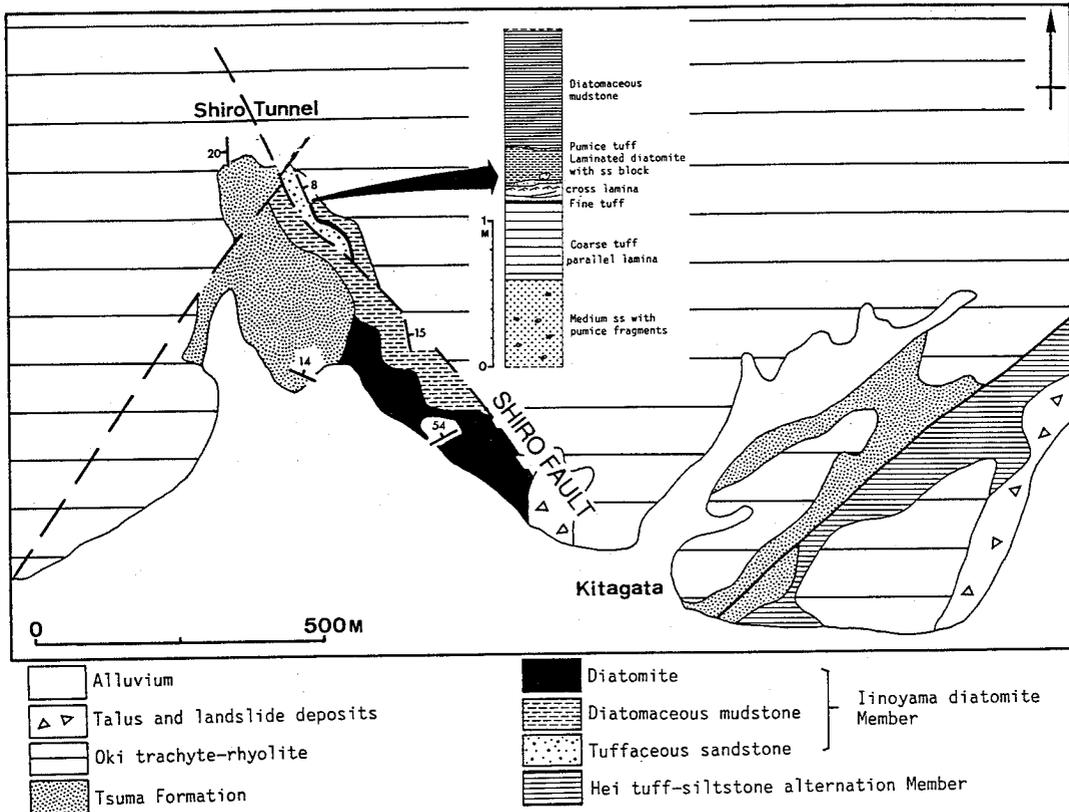


Fig. 34. Detailed geological map of the area around Kitagata in the northwestern Oki-Dogo Island (see Fig. 8).

られ、最下部に浅海成の碎屑岩をともなう。岩相および岩質に基づいて、下位から、都万累層、隠岐粗面岩流紋岩、平粗面岩および葛尾石英流紋岩に区分される。全体としては、火山活動の進行にともなって浅海域から陸域へと相対的に隆起する場であり、初期に多量の酸性火山岩を噴出した後、次第に火山活動が小規模になっていった。

(1) 都万累層 <Tsuma Formation: 角館(1988)>

南部や北西部の海岸に面した限られた地域に分布する碎屑岩類で、上部では酸性火砕岩をともなう。岩相により下部の釜谷砂岩部層と上部の中里凝灰質砂岩部層に区分される(山崎, 1984)。

本累層は Uchimizu (1966) の隠岐島後層群の一部に相当する (Fig. 7)。

釜谷砂岩部層 <Kamaya Sandstone Member: 山崎(1984)>

[模式地] 都万村釜谷海岸。

[層厚] 80m。

[岩相] 本部層は模式地の釜谷海岸のほか、南部の津井の南や箕浦付近、北西部の重柄や北方周辺に分布する。細粒~粗粒砂岩からなり、基底部には、下位層起源の珪藻土・珪質ノジュール・流紋岩の中礫(亜円~円)が散在することがある。砂岩は中粒砂岩が優勢で、サンドパイプが認められたり、バイオターベーションによってクロスラミナ等の初生堆積構造が著しく乱されている。また最下部付近の粗粒砂岩層は貝化石を多産する。

[下位層との関係] 釜谷砂岩部層が下位の飯山珪藻土部層の異なる層準を覆うこと、固結した珪藻土層に残されたサンドパイプを切って釜谷砂岩部層が重なり、しかもその基底には、珪藻土層中に脈状あるいは層状に認められる珪質ノジュールの円礫やその他下位層起源の円磨された礫を含む。また、直接の関係を示す露頭は認められないが、釜谷砂岩部層は釜谷海岸において伊後泥岩部層を覆っていると判断される。以上のことから、釜谷砂岩部層は下位の久見累層を不整合に覆っていると推

論される。これは後述する都万累層の年代とも調和的である。

〔産出化石〕 模式地(Fig. 11-MO-4, 5)において *Miyagipecten matsumoriensis*, *Mizuhopecten matsumoriensis*, *M. paraplebejus murataensis* 等の塩原型動物群の要素と *Chlamys cosibensis heteroglypta*, *Clinocardium fastosum*, *Mya japonica*, *Tharacia kakumana* 等の大桑万願寺動物群の要素を含む貝化石群集を産出する(角館, 1988)。

中里凝灰質砂岩部層 <Nakazato Tuffaceous Sandstone Member : 山崎 (1984)>

〔模式地〕 都万村中里。

〔層厚〕 160m。

〔岩相〕 本部層は中里に分布し、よく成層した凝灰質砂岩を主体として、泥岩やシルト岩、細礫岩および黒曜石岩片を含むことがある酸性凝灰岩を数層挟む。基底部には厚さ10mの比較的連続性の良い軽石凝灰岩を挟む。

〔他層との関係〕 下位の釜谷砂岩部層を整合に覆うほか、上位の隠岐流紋岩粗面岩とは構造的な大きな斜交関係は認められない。

〔産出化石〕 模式地周辺(Fig. 11-MO-6,7,8)から *Panmya simotomensis*, *Thracia kamayashikiensis* などの耶麻型動物群の要素と *Yoldia (Cunesteriu) notabilis*, *Anadara (Anadara) amicula elongata*, *Clinocardium ciliatum* 等の大桑万願寺動物群の要素が混在する貝化石群集を産出する(角館, 1988)。

(2) 隠岐粗面岩流紋岩 <Oki Trachyte-Rhyolite : Uchimizu (1966) の Oki Trachyte-Rhyolite Group と同義>

〔模式地〕 五箇村耳崎～夜母瀬来。

〔層厚〕 最大350m。

〔岩相〕 本島の西半部に広く分布する火山岩類で、主に流紋岩および粗面岩溶岩からなり火砕岩や貫入岩をとまうほか、ミュージアライトも認められる(Uchimizu, 1966, 石田, 1985, Uto et al., 1994)。これらを噴出した火道が約20カ所で確認され、本岩類を構成する各種の岩石はリング状に配列した火道から連続的に噴出した(Uchimizu, 1966)。

本島西部の那久～重栖に分布する本岩類を詳細に調査した石田(1985)によれば、流紋岩および

粗面岩はそれぞれ7枚以上のフローユニットから構成され、1フローユニットは溶岩と火砕岩で構成され碎屑岩の挟在は認められない。1フローユニットの最大層厚は流紋岩で150m、粗面岩で120mと見積もられる。一般に溶岩には流理構造が発達し、各フローユニットの基底部は黒曜石化する(Uchimizu, 1966)。降下火砕岩の多くはよく成層し、火砕流堆積物は塊状・不淘汰で、溶岩流に被覆される場合には火砕流堆積物の最上部(層厚20m)が著しく溶結する。

〔他層との関係〕 下位層とは、皆市～横尾山～苗代田および那久～長尾田周辺では郡累層を、その他の地域では久見累層を緩やかな傾斜不整合に覆い、一部はそれらに貫入する。都万累層とは構造的な斜交関係は認められない。

(3) 平粗面岩 <Hei Trachyte : Uchimizu (1966) の Hei Trachyte Group と同義>

〔模式地〕 西郷町平。

〔岩相〕 主に、環状に分布する隠岐粗面岩流紋岩の内側に分布する郡累層および久見累層中の貫入岩(dike, sheet, lacolith)として産出するほか、中村周辺では溶岩として産出する。アルカリ長石の巨斑晶によって特徴づけられる粗面岩で、含まれる輝石が、隠岐粗面岩流紋岩中の粗面岩ではオーゾサイトまたはフェロオーゾサイトであるのに対して本岩類ではヘデンバーサイトであることから、両者は区別される(Uchimizu, 1966)。詳細な内部構造や層厚は不明である。

(4) 葛尾石英流紋岩 <Tsuzurao Quartz Rhyolite : Uchimizu (1966) の Tsuzurao quartz rhyolite Group と同義>

〔模式地〕 布施村葛尾山。

〔層厚〕 断面図から見積もられるおおよその層厚は300m。

〔岩相〕 隠岐島後北東部に分布し(Fig. 3)、流紋岩質の塊状溶岩および火砕岩により構成され、多量の石英斑晶が含まれる。

〔下位層との関係〕 時張山累層・先第三系基盤岩類岩を緩やかな傾斜不整合で、また平粗面岩の侵食面を不整合で覆う(Uchimizu, 1966)。

d) 大峯層群(Omine Group)

(1) 大峯玄武岩 <Omine Basalt : Uchimizu (1966) の Omine Basalt Group と同義>

〔模式地〕 西郷町伊後南方の大峯山。

〔層厚〕断面図から見積もられるおおよその層厚は200m.

〔岩相〕大峯山周辺をはじめ隠岐島後の東半部の各地に分布する (Fig. 3). アルカリ玄武岩および粗面玄武岩の溶岩および岩脈からなり, 多くの場合単成火山を形成し (Takahashi, 1978), 塩基性~超塩基性包有物をしばしば含む. また, 模式地の大峯山や布施では, 玄武岩類の間に流紋岩や粗面岩の巨礫を主体とする河川成の礫層 (最大層厚約10m) が数層準に挟在する.

〔下位層との関係〕葛尾石英流紋岩に貫入するほか粗面岩およびより下位の層準を緩やかな傾斜不整合で覆う.

### 3. 第四系

#### a) 西郷層群 (Saigo Group)

西郷層群は主に隠岐島後南部に分布する陸成玄武岩類および河川成礫層であり, 下位より東郷礫層, 西郷玄武岩および岬玄武岩に区分される.

#### (1) 東郷礫層 <Togo Gravel Bed : 山崎 (1991)>

〔模式地〕西郷町東郷.

〔層厚〕7m以上.

〔岩相〕隠岐島後南部および東部の東郷, 飯田および布施に小分布し, 大礫~巨礫を含む不淘汰な礫層からなる. 礫種は粗面岩, 流紋岩および玄武岩であり, 大峯玄武岩, 隠岐層群から由来する. 明確な堆積面は残っていない.

〔他層との関係〕東郷礫層は郡累層を不整合に覆い, 構成礫に大峯玄武岩起源の玄武岩を含むことから, 大峯層群よりも上位の層準に位置づけられる.

#### (2) 西郷玄武岩 <Saigo Basalt : 山崎 (1991)>

〔模式地〕西郷町西郷の八尾川と有木川流域.

〔層厚〕約40m.

〔岩相〕隠岐島後南部の西郷湾北方に分布し, 布施, 銚子および大久の南西部にもわずかに分布する. 主にアルカリかんらん石玄武岩溶岩からなり火砕岩をともなう. 溶岩は一般に塊状・緻密であるが部分的には多孔質となる. 多量のかんらん石斑晶と少量の石英ゼノクリストを含む.

〔下位層との関係〕東郷礫層~時張山累層を傾斜不整合に覆う.

#### (3) 岬玄武岩 <Misaki basalt : Uchimizu

(1966) の Misaki basalt Group と同義>

〔模式地〕西郷町岬.

〔層厚〕断面図から見積もられるおおよその層厚は150m.

〔岩相〕隠岐島後南部の岬地区に分布し, 溶岩台地状の地形が残存する. 台地上には火道部と考えられる円錐丘が NW-SE 方向に配列する (Uchimizu, 1966). アルカリかんらん石玄武岩溶岩および火砕岩からなる.

〔他層との関係〕隠岐層群を緩く傾斜不整合に覆う.

#### b) 尼寺山礫層 <Nijiyama gravel Bed : 山崎 (1991)>

〔模式地〕西郷町尼寺山.

〔層厚〕5m以上.

〔岩相〕隠岐島後南部の尼寺山, 池田, 日記および原田に分布する大礫~中礫からなる段丘礫層で, 段丘面の現河床からの比高は20~30mである. 構成礫は, 流紋岩, 片麻岩, 花崗岩類, 粗面岩, 玄武岩および溶結凝灰岩の中礫~大礫である. 片麻岩および花崗岩礫の含有率は20%以上に達することは, 当時の集水域が現在の水系に類似していたことを示す.

〔下位層との関係〕西郷玄武岩を不整合に覆う.

### 4. 新生界の地質年代

隠岐島後に分布する新生界の地質時代については, 主に他地域との岩相層序対比から推定されていたが, 最近の10数年間に放射年代や化石年代に関する比較的多くのデータが蓄積されてきた. ここでは上述した層序を基礎に, これまでに得られている放射年代・化石年代にもとづいて, 隠岐島後の新生界の地質年代を総合的に検討する (Fig. 5).

#### a) 時張山累層

本累層の年代は下部火山岩碎屑岩部層中の流紋岩質溶結凝灰岩のフィッシュン・トラック年代 ( $26.0 \pm 4.2$  Ma) にもとづいて後期漸新世とされた (鹿野・中野, 1985). また, 下部火山岩碎屑岩部層から漸移し, 火山-深成複合岩体をなすとされる新期花崗岩のカリ長石の K-Ar 年代は  $19.7 \pm 0.6$  Ma と報告された (田結庄ほか, 1991). すなわち放射年代値は後期漸新世~前期中新世初期を示す. この年代は阿仁合型植物群が指示する年代 (前期中新世後期より古い: 鈴木, 1989) とも

調和的である(山崎, 1992)。以上のデータおよび上位に不整合に重なる郡累層の年代(後述)にもとづくと、時張山累層の地質年代はおよそ26~23Ma(後期漸新世~中新世初期)と推定されるが、より若い時代におよぶ可能性がある。

#### b) 郡 累層

本累層の放射年代としては、小路凝灰岩部層のフィッシュン・トラック年代として $21.2 \pm 1.0$  Ma(山崎・雁沢, 1989), 那久火山岩部層のK-Ar年代として18~19Ma(Uto, 1989)が、またフィッシュン・トラック年代として $13.7 \pm 0.7$  Ma(山崎・雁沢, 1989)が得られている。放射年代値の中で一つだけ若い値を示す那久火山岩部層のフィッシュン・トラック年代の解釈については今のところ不明であるが、台島型植物群(梅原, 1983MS)が示す前期中新世後期以降の時代(鈴木, 1989)および上位に整合に重なる久見累層の年代(後述)を加えて、郡累層の地質年代は20~17Ma(前期中新世の後期)と考えられる(山崎, 1992)。

#### c) 久見累層

本累層の平凝灰岩シルト岩互層部層の上部から、 $14.6 \pm 0.7$  Maのフィッシュン・トラック年代が報告されている(山崎・雁沢, 1989)。生層序学的には、平凝灰岩シルト岩互層部層から産出した珪藻化石群集は *Crucidenticula kanayae* zone (16.6~16.4Ma) および *Denticulopsis lauta* zone (15.9~14.9Ma) を(山崎ほか, 1990, 1991), 久見砂岩部層から産出した有孔虫化石は N.7 - N.9 を(大久保・高安, 1980; 多井・加藤, 1980), 飯山珪藻土部層の珪藻化石群集は *D. lauta* zone ~ *D. dimorpha* zone (15.9~10.4Ma) を(横田, 1984; 谷村・斎藤, 1986; 下末, 1989MS), それぞれ指示する。以上にもとづくと、久見累層の年代は17~10 Ma(前期中新世末~中期中新世後期)と推論される(山崎, 1992)。

#### d) 都万累層

都万累層に関する年代資料はこれまで報告されていない。しかし角館(1988)は、本累層から産出する貝化石群集は塩原耶麻型動物群と大桑万願寺動物群の要素が混在する群集であり、塩原—耶麻型から大桑万願寺型への移行期の群集と判断して、本累層を上部中新統に位置づけている。本論でも角館(1988)に従う。

#### e) 隠岐粗面岩流紋岩

隠岐粗面岩流紋岩の噴出年代は、これまでに Rb-Sr 全岩アイソクロン年代  $6.8 \pm 0.2$  Ma のほか、 $3.9 \pm 0.4$  Ma のフィッシュン・トラック年代(Suzuki, 1970),  $6.3$  Ma および  $5.4$  Ma の K-Ar 年代(Kaneoka & Ozima, 1970; 藤巻ほか, 1989)が報告されている。Uto et al. (1994) は  $5.5 \sim 5.4$  Ma の範囲の4つの K-Ar 年代値を報告し、さらに、 $6.8 \pm 0.2$  Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代値(岩田ほか, 1988)は、ミュージアライト/粗面岩と流紋岩のマグマミキシングによって実際の噴出年代より古い値が算出されたものとして、隠岐粗面岩流紋岩の噴出年代を  $5.5 \sim 5.4$  Ma とした。本論では Uto et al. (1994) にしたがって、隠岐粗面岩流紋岩の年代を  $5.5 \sim 5.4$  Ma と考える。

#### f) 大峯玄武岩

大峯玄武岩は隠岐島後東半部に分散して分布するが、それらから得られた K-Ar 年代は、 $4.68 \pm 0.21$  Ma ~  $4.38 \pm 0.23$  Ma,  $3.6$  Ma と  $3.3 \pm 0.12$  Ma,  $2.81 \pm 0.28$  Ma ~  $2.35 \pm 0.13$  Ma を示す(Kaneoka et al., 1977, 藤巻ほか, 1989, Uto et al., 1994)。これらの年代値をもとに、 $4.4 \sim 2.4$  Ma の200万年間にわたって断続的に噴出したと推定されている(Uto et al., 1994)。この推定は、大峯玄武岩中に砂礫層が挟在することから火山活動の休止期があったと推論されることも整合的である。今後さらに詳細な層序区分や年代測定によって、その活動時期が細分される可能性がある。

#### g) 西郷玄武岩

西郷玄武岩の K-Ar 年代として、 $0.85$  Ma(Hirooka and Kawai, 1967),  $1.3 \pm 0.2$  Ma(鹿野・中野, 1985),  $1.29 \pm 0.05$  Ma,  $0.79 \pm 0.13$  Ma,  $0.63 \pm 0.09$  Ma(Uto et al., 1994)が報告されており、1 Ma 前後に位置づけられる。

#### h) 岬玄武岩

岬玄武岩からは、 $0.55 \pm 0.09$  Ma の K-Ar 年代が報告されており(Uto et al., 1994)、噴出年代は西郷玄武岩よりやや新しいものと推定される。

#### i) 尼寺山礫層

尼寺山礫層が形成する段丘面の高度は、堆積時の相対的海水準が現在よりも30~40m高位にあったことを示しており、最終間水期あるいはそれ以前の高海水準期に形成されたと考えられる(林, 1990)。したがって、その堆積年代は、後期~中期更新世と推論される。

## j) 隠岐島後新生界の地質年代

以上のように、海成層は主に微化石層序に、また火山岩類は新鮮な岩石試料が得られるアルカリ火山岩類を中心に放射年代に基づいて年代データが報告されてきており、ほぼ全層準にわたってそれらの地質年代が推論可能となってきた。これまでのデータを総合すると、隠岐島後新生界の地質年代は以下のようにまとめられる。

26~23Maには時張山累層が形成され、約300万年の層序間隙のあと20~10Maには島後層群が堆積した。さらに約400万年の堆積間隙の後6~5.5Maには都万累層が、引き続いて5.5~5.4Maには層序学的にもまたアルカリ質の酸性~中性岩として岩石学的にも一連の火山活動の噴出物と考えられる隠岐粗面岩流紋岩・平粗面岩・葛尾石英流紋岩が形成された。その後100万年間の火山活動休止期があり、4.4~2.4Maには断続的に大峯玄武岩が噴出した。さらに約100万年の堆積間隙の後、第四紀になると東郷礫層が堆積し、さらに、年代的には連続するアルカリ玄武岩の噴出物とみなすことができる(Uto et al., 1994)、西郷玄武岩と岬玄武岩が1.3~0.6Maに噴出した。その後、堆積間隙の期間は不明であるが、中期~後期更新世に尼寺山礫層が堆積した。

## C. 地質構造

隠岐島後の地質構造は、多数の構造要素がきわめて複雑に組み合わせられた複合構造(structural association)であり、個々の構造要素を順次記述したのではその全体的特徴を把握することは困難である(Figs. 6, 35)。それは後述するように少なくとも数回の時相にわたる重複変形を蒙ってきたことに起因するものとみられる。そこで、以下では記述の順序が相前後する面があるが、それらの幾何学的特徴とともに形成時相をも考慮にいれて、多様な構造要素をいくつかの基本構造に区分して記述することにする。

隠岐島後の複雑な地質構造は、ドーム状の構造と北東-南西方向の地塊構造に大別することができる。前者は、島後の概形にほぼ調和的であり、島後の東寄りに露出する先第三系基盤岩類の地質構造、それを取り巻くように分布する新生界の分布に代表される。いっぽう後者は、隠岐島後から北東に100km以上にわたって延びる隠岐リッジに

平行するものであり、島内の断層系の卓越方向および主要な褶曲群・撓曲帯の伸長方向に平行に発達する断層地塊構造として認識される。

## 1. ドーム状構造

ドーム状の構造は、先第三系基盤岩類の内部構造、時張山累層の堆積盆地を規制したコールドロンおよび隠岐層群の膨大な酸性~中性アルカリ火山岩類の噴出に関連したドーム構造として、3つのステージで形成されている。

## a) 結晶質基盤ドーム

隠岐変成岩類および古期花崗岩類は本島北東部に露出しており、フォリエーションに示される内部構造は、それらの分布域の中心部を頂点とするドーム構造を呈する(太田, 1963, Hoshino, 1979, 田結庄ほか, 1991)。構造の詳細には不明な点も残されているが、新生界はドーム構造を傾斜不整合に覆うことから、その形成時期は後期漸新世以前(おそらく中期ジュラ紀以前)であると考えられる。このような隠岐変成岩類および古期花崗岩類の内部構造を、以下では結晶質基盤ドームと呼ぶことにする。

## b) 時張山コールドロン

後期漸新世の時張山累層は、主にカルクアルカリ質酸性~中性火山岩類からなり、全層厚が850m以上に達する厚い堆積物である。その分布域は大きくみると二分され、先第三系基盤岩類岩の内部とそれを取り巻く周辺部に区分される。

先第三系基盤岩類の内部に分布する時張山累層と基盤岩類との縁辺部にはところどころに淘汰不良の角礫岩がみられる。角礫(最大礫径50cm)は基盤の片麻岩類・花崗岩類と少量の流紋岩であり、基質は同質細粒碎屑物からなる。これらの産状および岩相的特徴は、角礫岩がアバット不整合にとりなう崖錐性縁辺礫岩と極似している。このほか内部に分布する火砕岩はしばしば基盤起源の角礫を含んでいる(Fig. 9)。それらは周辺部の火砕岩には認めれないことから、内部の火砕岩が堆積した場合は基盤の角礫が混入しやすい条件を備えていたものと推定される。また先第三系基盤岩類との境界部には、時張山累層と火山-深成複合岩体をなす新期花崗岩(田結庄ほか, 1991)が分布する。

山内ほか(1995b)は、重力異常図をもとに隠岐群島の地質構造の概要について言及した(Figs. 36, 37)。重力異常値分布の波長を解析し中波長成

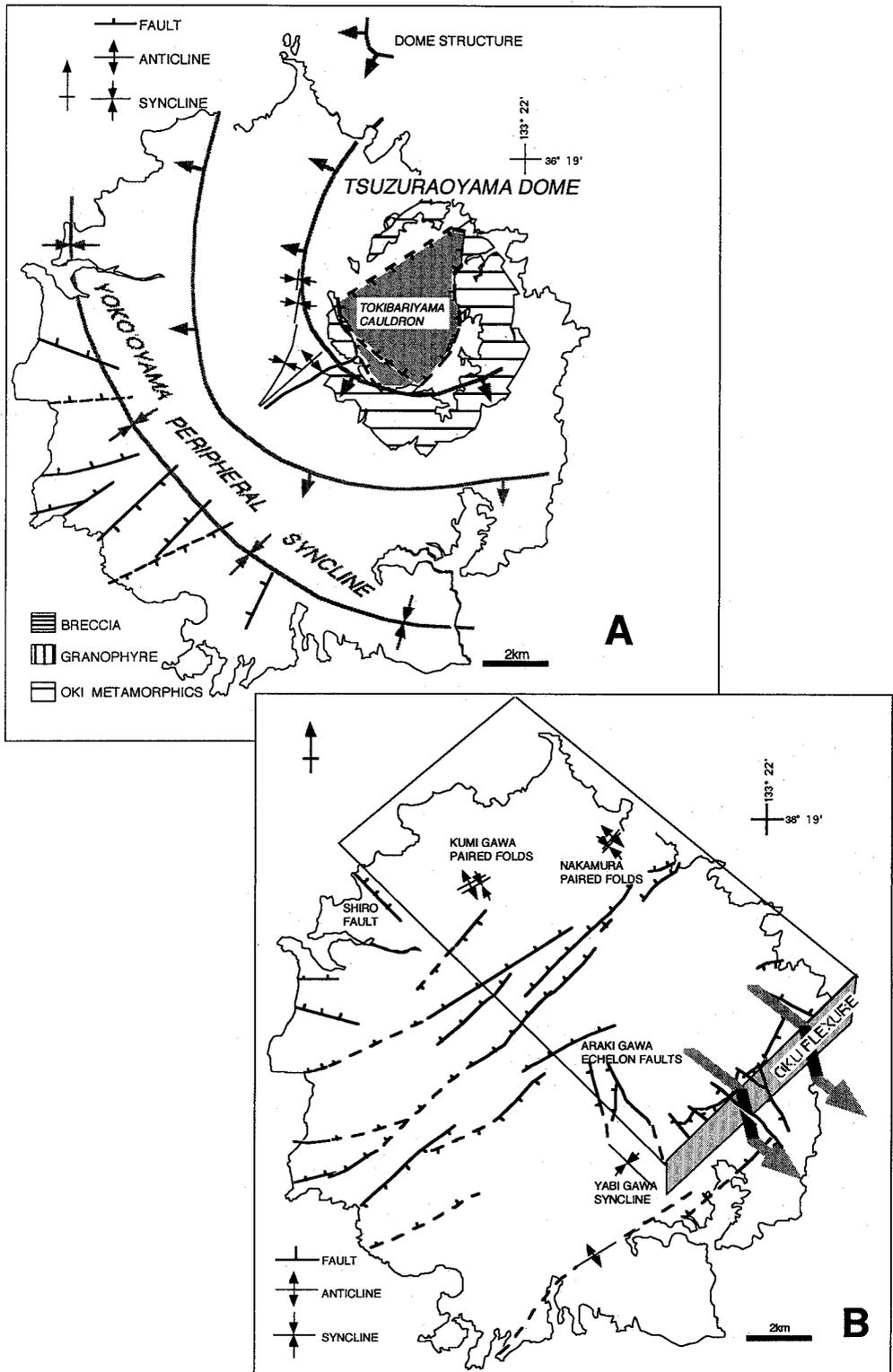


Fig. 35. Structural map of the Oki-Dogo Island. A: Structural elements associating with doming, B: Structural elements associating with rifting and tilting.

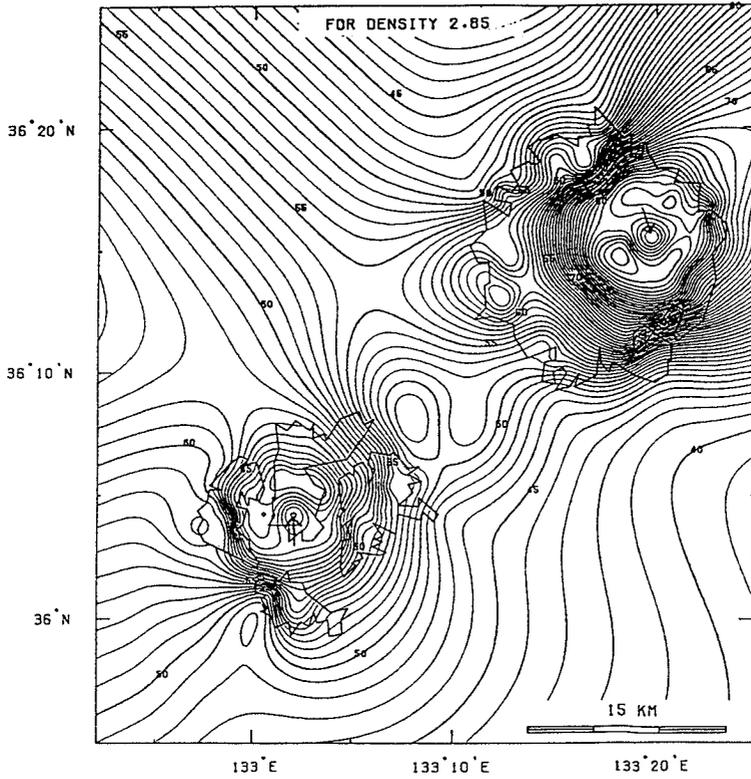


Fig. 36. Bouguer anomaly in the Oki Islands (after Yamauchi et al., 1995b).

**OKI BA Signal-C1(D=2.85,DL=0)**

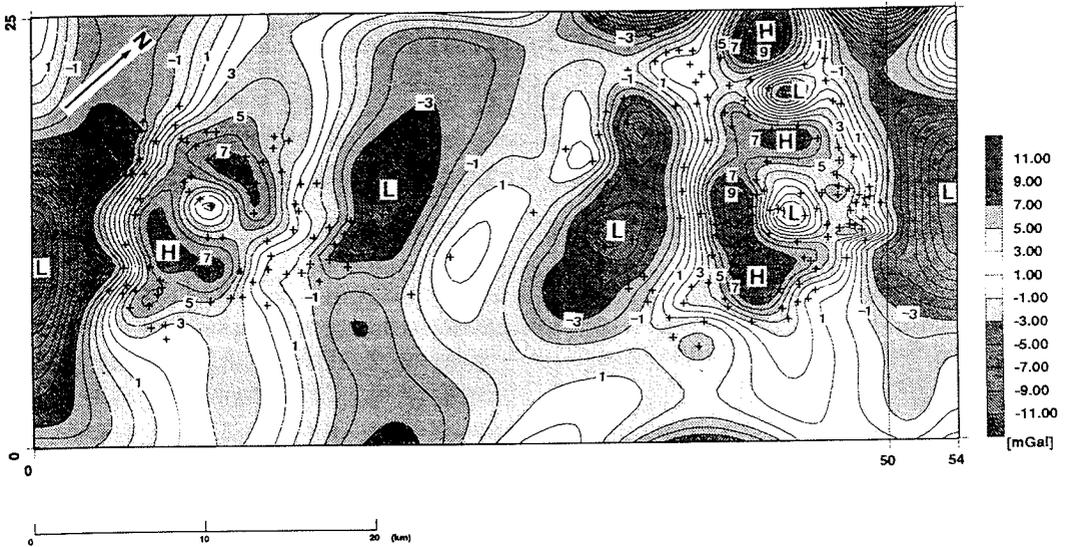


Fig. 37. Middlelength wave from bouguer anomaly data showing the basement structure under the Oki Islands (after Yamauchi et al., 1995b).

分だけを取り出した Fig. 37は概ね地下2,000～3,000mの構造を反映するものと考えられる。この図に示された高異常地域は先第三系基盤岩分布域に、それらに取り囲まれた低異常地域は先第三系基盤岩類の内部の時張山累層の分布域に一致する。このことから、一辺が約5 kmの四角形に近い輪郭をもつこの低異常地域は時張山累層の陥没盆地を示すと考えられている。

以上のことは、先第三系基盤岩類の内部に分布する時張山累層はほぼ現在の分布域(径4～6 kmの多角形)と同程度の多角形コールドロンを形成していた可能性を示すものである。したがって、時張山累層と先第三系基盤岩が高角断層で接している部分は初生的にはアバット面であった可能性が大きい。アバット部分の厚さは断面図(Fig. 6-2)から見積もられる時張山累層の層厚にもとづくと、500m以上に達すると判断される。このような火山構造的陥没盆地を時張山コールドロンと呼ぶことにする。またコールドロンの南東部では、溢流した火山岩類が先第三系基盤岩類岩の周辺部に分布する本累層に連続しており、コールドロンの南東壁は覆い隠されている。

先第三系基盤岩類岩を取り囲んで分布する時張山累層は、コールドロン内部から溢流した堆積物であると考えられ、溶結凝灰岩や軽石流堆積物など火砕流堆積物と判断される火山岩類がしばしば認められる。本累層分布域の北半部の下部層準には砂岩頁岩細互層が発達し、含礫泥岩やほぼ南→北のすべり方向を示すスランプ構造が認められる。この事実は、コールドロンの北側に停滞水域が少なくとも一定期間にわたって存在し、その水底古斜面は北方へ傾斜していたことを示す。

時張山コールドロンと周縁の堆積盆地を形成したドーム構造は、時張山累層堆積期に固有な構造であり、後述するように島後層群堆積時を特徴づけるNE-SW方向の地溝・地塊群によって大きく構造改変を被っていることから、その主要な形成時期は時張山累層堆積時(～その直前の隆起時)であると推論される。

### c) 葛尾山ドーム

先第三系基盤岩類を取り巻いて分布する第三系は、時張山累層のみならず、中新世末の隠岐層群まで含めて上位層準ほど外側に分布する傾向があり、全体としてみると緩やかではあるが隠岐島後

全体におよぶ大規模なドーム状構造を示す(Fig. 35-A)。ドーム構造の頂部は隠岐島後の北東部にあり、結晶質基盤ドームや時張山コールドロンの中心の位置とほぼ一致する。このドーム構造を、その中心部に位置する葛尾山にちなんで、葛尾山ドームと命名する。

隠岐島後南西半部には、弧状の軸跡をもつきわめて緩やかな向斜構造が発達し、隠岐層群以下の中新統の大局的な分布と地質構造を規制している(Figs. 4, 35-A)。この向斜構造は葛尾山ドームと構造的にきわめて調和的であり、両者は成因的關係をもつことを指示することから、隠岐層群のアルカリ火山岩からなる隠岐島後西部の最高峰—横尾山にちなんで、横尾山周縁向斜と名づける。

葛尾山ドームならびに横尾山周縁向斜の形成時期は必ずしも明瞭ではないが、次の理由から、隠岐層群の堆積期(～その直前の不整合形成期)であると考えられる。1) 隠岐層群は主に火山岩類からなり、その内部構造の解析は現状ではきわめて不十分である。しかし、少なくとも詳細に調査された隠岐層群の分布にもとづくと、後述する島後層群堆積時を特徴づける地溝・地塊群を規制したNE-SW方向の断層群のほどんどを覆っているものと判断される(Fig. 3)。ただし、いくつかのNE-SW方向の断層によって、隠岐層群が変位している例も確認される。2) 葛尾山ドームの中心部では、その周縁部(横尾山周縁向斜の周辺)に比べて、隠岐層群と下位層との間の層序間隙および構造的な非調和性が相対的に大きい。いっぽう縁部では隠岐層群の基底に海成層(都万累層)がドーム構造を取り巻くように分布し(Figs. 3, 4)、陸上噴出したと考えられる隠岐粗面岩流紋岩もところどころで溶岩の下部が黒耀石化するなどの水中堆積相を示す。3) 鮮新世の大峯層群よりも新期の堆積物は、下位層のさまざまな層準を傾斜不整合におおって、葛尾山ドームとは非調和に分布する。4) 以上の事象は、葛尾山ドームならびに横尾山周縁向斜が、島後層群の堆積後、隠岐層群の(堆積直前～)堆積時、かつ大峯層群堆積以前に形成されたことを指示する。

このように隠岐層群を構成する膨大な酸性～中性アルカリ質火山岩類をもたらした大規模な火山活動と、大規模な葛尾山ドームならびに横尾山周縁向斜の形成がほぼ同時に進行したとすると、両

者は成因的に密接な関係にあったことが示唆される。この問題についてはのちほど改めて検討される。

## 2. NE-SW 方向の地塊構造

隠岐島後には、上述したドーム状構造とともに NE-SW 方向の断裂系が顕著に発達し、NW-SE 方向の断裂系もみられる。主要な断裂系によって構成される NE-SW 方向の地塊構造は、主に島後層群の堆積盆地の発達史を規制した地溝構造と、隠岐層群堆積後に隠岐島後北東部を中心に大きな変位をあたえた傾動地塊構造という、変形ステージを異にする 2 組の複合構造に区分される。

### a) 島後地溝断裂系

隠岐島後の地質系統、とくに前期～中期中新世の島後層群には、NE-SW 方向の断裂系が顕著に発達する (Fig. 35-B)。これらの断裂系は島後層群の層相・層厚変化を大きく規制し (Fig. 15)、複雑な地溝構造を形成した。後期漸新世の時張山コールドロンおよびその周縁堆積盆地の構造にはこの断裂系による明瞭な規制は認められない。したがって、この地溝構造は主に島後層群堆積時 (~その直前) に活動した構造要素であると推論される。そこで、隠岐島後において前期～中期中新世に活動的であった NE-SW 方向の地溝構造をもたらしした断裂を、島後地溝断裂系と呼ぶことにする。前述したようにこの断裂系は、島後層群堆積後、中新世末期の隠岐層群堆積以前に、島後地溝堆積物に後生変形をもたらししている。

ちなみに島後層群堆積期間の比較的初期には、後述するように島後地溝断裂系に沿って膨大なアルカリ玄武岩 (シヨシヨナイト) が流出した。この事実は、少なくともこの断裂系の一部がマグマの発生深度に達する深部断裂であることを示唆している。

### b) 布施傾動地塊構造

隠岐島後北東部の先第三系基盤岩類の南東縁には、北西側 (基盤側) が相対的に上昇するセンスの撓曲構造 (一部断層) が発達し、その鉛直落差はおおよそ 1~2 km と見積もられる (Fig. 6)。相対的に落下した南東側では時張山累層～島後層群中に幅 0.5~1 km にわたる撓曲帯が形成されており、傾斜角は 45°~90° で基盤に近づくほど急傾斜になり、一部は逆転する。このような NE-SW 方向の撓曲-断層構造に大久撓曲帯と名づける

(Fig. 35-B)。いっぽうこの撓曲帯の北西側の先新第三系基盤ならびに第三系は広い範囲にわたって北西に緩傾斜した同斜構造を示す。このように隠岐島後の北東半部は全体として、南東縁を大久撓曲帯に境された北西傾斜の傾動地塊を構成しており、以下ではこの大規模な構造を布施傾動地塊構造と呼ぶことにする。

布施傾動地塊構造は、隠岐島後を北東および南西に二分する八尾川付近で途切れ、島後層群～隠岐層群が広く分布する隠岐島後の南西半部には延長しない。布施傾動地塊の南西縁は NW-SE 方向の代断層～有木雁行断層系によって限られており (Fig. 35-B)、これらの断裂系は全体として蝶番断層としての変位センスを示し、北東側の布施傾動地塊の変形を解消している。Fig. 37 においてもこの部分は基盤構造の急変部に相当しており、代断層～有木雁行断層系は基盤の深部構造を反映しているものと判断される。隠岐島後にみられるその他の NW-SE 方向の断裂系の詳細は不明であるが、基本的には同様の正確をもっているものと類推される。

布施傾動地塊の北西部、久見川上流域の久見累層には ENE-WSW 方向の軸をもつ 1 対の背斜と向斜が認められる (Fig. 35-B)。どの層準の地層までこの褶曲構造に参加しているかどうかは明らかではないが、ここでの久見累層は内座層として隠岐層群の分布域の中に露出しているものであり、上位の隠岐層群もこの褶曲構造に参加している可能性が高い。これと同様の対の褶曲構造は中村にも認められ、それぞれ久見川並走褶曲、中村並走褶曲と呼ぶことにする。

布施傾動地塊構造の形成開始時期は、次の理由から、中新世末期における葛尾山ドームの形成 (= 隠岐層群をもたらしした大規模火山活動) 後、大峯層群堆積前であると推論される。1) 代断層が隠岐層群を変位させている (Fig. 34)。2) 布施傾動地塊上では、隠岐層群と大峯層群との間の層序間隙および構造的な非調和性は、北西から南東へ向かって大きくなり、大峯層群が隠岐層群を欠いて時張山累層や先第三系基盤岩類岩を直接覆う。3) これらの事実は、大規模な葛尾山ドームを形成にとともに、膨大な隠岐層群の火山岩類が噴出した後、傾動地塊運動が起り、地塊境界断層が変位するとともに、地塊の隆起軸に近い南東部がより大き

く削剥されたことを示す。ちなみに布施傾動地塊の傾動運動は、それ以降もひきつづき進行している可能性も否定できない。

### 3. 隠岐島後の地質構造の特徴

以上のように、隠岐島後の地質構造は、いくつかの時相における多様な重複変形を蒙ったきわめて複雑な変形作用の産物である。各時相における変形構造も、多数の構造要素がきわめて複雑に組み合わせられた複合構造であるため、合理的と思われる範囲内の解釈を加えながら各時相ごとの複合構造を記述してきた。

隠岐島後の新生代の地質構造は、それぞれの時相ごとに変形様式が異なるものの、基本的にはドーム構造とNE-SW方向の地塊構造がくりかえし形成されることを特徴としている。隠岐島後の変形履歴はこのような2つの造構特性を備えていることが注目されるが、それらの意義については、堆積—造構史を復元する際に改めて考察を行なう。

### D. 隠岐島後における古水深変化

隠岐島後は新生代後半を通じて、相対的海水準変動にともなう複雑な堆積環境変化を経験し、現在では比較的大きな島嶼として海面上に露出している。相対的海水準変動は、新生界の層序・堆積相・化石相などに記録をとどめているが、ここでは主に化石相を手がかりに古水深の変化を復元する。

#### 1. 海成層の出現

時張山累層とそれを不整合に覆う郡累層はいずれも火山岩類と少量の碎屑岩からなり、海生化石などの海水の進入を示す証拠が認められないことから、すべて陸上あるいは陸水中での堆積物と考えられる(山崎, 1991, 1992, 山内ほか, 1995a)。ところが、久見累層下部を構成する平凝灰岩シルト岩互層部層は、上述したとおり淡水生貝化石とともに、海生珪藻化石(山崎ほか, 1990, 1991)や海水の侵入を示唆するカオリン—方沸石コンクリーション(鈴木ほか, 1991)を産出する。最下位の海生珪藻群集は珪藻化石帯 *Curcenticula kanayae* zone (Akiba, 1986) を示すことから、隠岐島後における新生代で最初の海進が16.6Ma頃 (Akiba, 1986) にはじまったと推定される(山崎ほか, 1991)。

#### 2. 底生有孔虫および貝化石が示す古水深変化

長谷川ほか(1989)および小笠原・増田(1989)は、新生代の底生有孔虫および貝類化石にもとづいて古水深を推定する方法を提案した。これらの方法にしたがうと、久見累層と都万累層の古水深は次のとおり復元される(山崎・瀬戸, 1990)。

##### a) 底生有孔虫

隠岐島後の有孔虫化石については、多井(1956)による2つの産地に関する研究と、大久保・高安(1980)による *Miogypsina* の発見が知られている。瀬戸・山崎(1990)は、新たに久見累層および都万累層の15露頭から31試料を採取し(Figs. 11, 38)、久見、久見トンネル北方、歌木、中村、釜谷、中里の6地点の試料から底生有孔虫を検出した。久見累層伊後泥岩層からは有孔虫を検出できなかったため、同層から多井(1956)が報告した群集(ここでは、*Uvigerina* 群集と呼ぶ)を加えて、合わせて6つの群集(*Cibicides-Miogypsina-Grabratella* 群集, *Martinottiella-Spirosigmoinella* 群集, *Spiroplectammina* 群集, *Martinottiella-Haplophragmoides?* 群集, *Uvigerina* 群集および *Cibicides-Islandiella* 群集)を識別した(Fig. 39)。それぞれの群集構成を層準ごとに整理し、古水深を考察すると、次のようになる。

##### 久見砂岩層

久見川上流に分布する久見砂岩層の砂岩泥岩互層からは、*Cibicides-Miogypsina-Grabratella* 群集が検出された(Fig. 39-KUMI)。本群集は、*Cibicides pseudoungerianus*, *Miogypsina kotoi*, *Grabratella* sp. を主体とし、*Buccella makiyamae*, *B. tanaii*, *Gavelinopsis* sp. をともなう。本群集は、岐阜県の瑞浪層群宿洞砂岩相中に認められた内部内湾の群集(瀬戸, 1992)と類似しているが、浮遊性有孔虫比がいくぶん大きい(3-6%)という相違がある。また、本群集の20%以上を占める *Miogypsina kotoi* の上限深度帯は上浅海帯と考えられ(長谷川ほか, 1989)、10%以上を占める *Grabratella* は礫底を好む。これらの特徴にもとづくと本群集は、外洋水の影響を受けやすい開いた湾(水深50m以浅)の群集と推定される。

##### 歌木泥岩層

歌木泥岩層では次の3つの群集が識別された。

*Martinottiella-Spirosigmoinella* 群集 (Fig. 41-NORTH OF KUMI TUNNEL): この群集は、久見トンネル北方に分布する歌木泥岩層の珪質泥

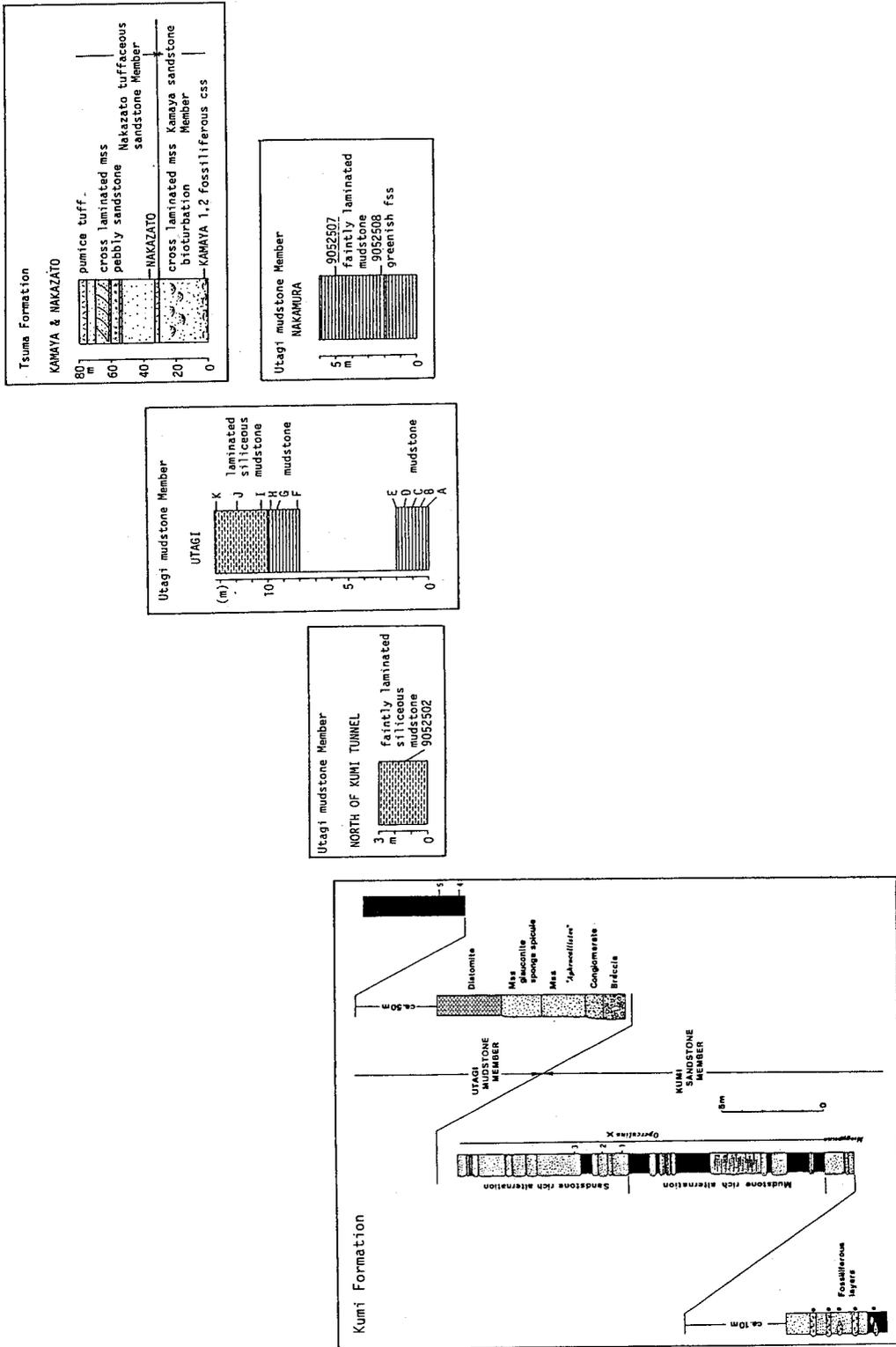


Fig. 38. Columnar sections of the Kumi Sandstone Member, the Utagi Mudstone Member, and the Tsuma Formation, showing the horizons of foraminiferal samples.

岩層から検出される。優占種は *Martinotiella communis* と *Spirosigmoilinella compressa* であり、*Haplophragmoides*? spp.や、低頻度であるが *Cyclammina* が随伴する。*Spiroplectammina* sp.は検出されなかった。

*Spiroplectammina* 群集 (Fig. 41-UTAGI) : この群集は、歌木に分布する歌木泥岩層の黒色泥岩層 (フランボイダル組織を示す黄鉄鉱を含む) から検出される。本群集は膠着質有孔虫のみから構成され、*Spiroplectammina* sp. が優占し、*Haplophragmoides*? spp. および *Martinotiella communis* や、低頻度であるが *Cyclammina* が随伴する。

*Martinotiella-Haplophragmoides*? 群集 (Fig. 39-NAKAMURA) : この群集は、中村に分布する歌木泥岩層の黒色泥岩層から検出される。本群集は、*Spiroplectammina* 群集の主要タクサと同じタクサから構成されるが、*Martinotiella communis* が優占的に産出するのが特徴である。

上記の3群集を構成する主要タクサである *M. communis*, *Haplophragmoides*? spp. および *Spirosigmoilinella compressa* は、いずれも長谷川ほか (1989) によって古水深指標種とされている。それらにもとづくと、*Martinotiella-Spirosigmoilinella* 群集は上部漸深海帯 (水深200~500m)、*Spiroplectammina* 群集と *Martinotiella-Haplophragmoides*? 群集は中部漸深海帯下部 (水深1500~2500m) を指示する。

#### 伊後泥岩層

多井 (1956) によって、*Uvigerina* 群集が伊後中の浦に分布する伊後泥岩層から検出された (Fig. 39-IGO)。本群集は *Uvigerina subperegrina*, *U. nitidula*, *U. segundoensis* など、主に *Uvigerina* 属からなる群集であり、上部漸深海帯 (水深200~500m) を指示すと判断される。

#### 都万累層

釜谷および中里に分布する都万累層釜谷砂岩層の粗~中粒砂岩層および中里凝灰質砂岩層の中粒砂岩層からは、ともに *Cibicides-Islandiella* 群集が検出された (Fig. 39-KAMAYA, NAKAZATO)。 *Cibicides pseudoungerianus*, *Islandiella* cf. *translucens* および *Islandiella* sp. が優占し、*Trifarina* sp., *Rosalina* sp., *Elphidium* spp. などが随伴する。両産地における有孔虫組成は、

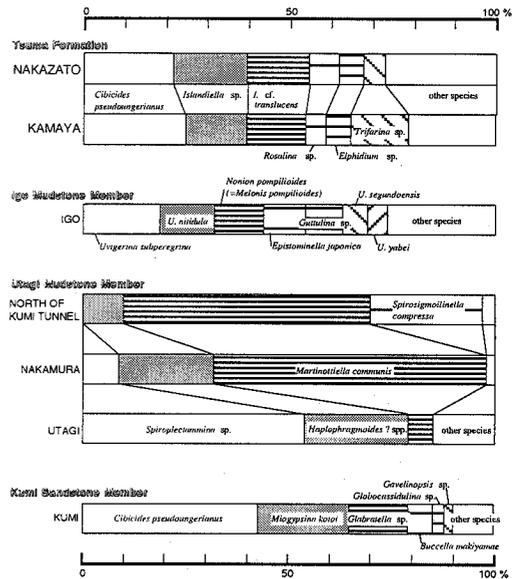


Fig. 39. Foraminiferal compositions in the Kumi Sandstone Member, Utagi Mudstone Member, Igo Mudstone Member, and Tsuma Formation. The composition in the third member referred from Tai (1956).

*Trifarina* sp. の含有率のわずかな違いを除くと、ほぼ同一である。これらの群集は、内部浅海帯を代表する *Cibicides lobatulus* - *C. refulgens* - *Elphidium jenseni* - *Rosalina* spp. 群集 (長谷川ほか, 1989) に類似し、内部浅海帯を指示する。

b) 貝化石  
これまでに久見累層および都万累層分布域の8地点 (Fig. 11-MO-1~8) から貝化石の産出が報告されている (大久保, 1981; Okubo & Takayasu, 1979; 上田・杉山, 1984; 角館, 1988)。これらの産出化石リストから小笠原・増田 (1989) による古水深推定に有効なタクサを選び出すと、MO-1 (久見砂岩部層) から2種、MO-2 (歌木泥岩部層) から1種、MO-3 (伊後泥岩部層) から1種、MO-4 (伊後泥岩部層) から6種、MO-5 (釜谷砂岩部層) から9種、MO-6 (中里凝灰質砂岩部層) から4種、MO-7 (中里凝灰質砂岩部層) から6種およびMO-8 (中里凝灰質砂岩部層) から6種が識別される (Fig. 40)。それらにもとづいて推定される各層準の古水深は以下のように整理される。

#### 久見累層

久見砂岩層 : 200m以浅

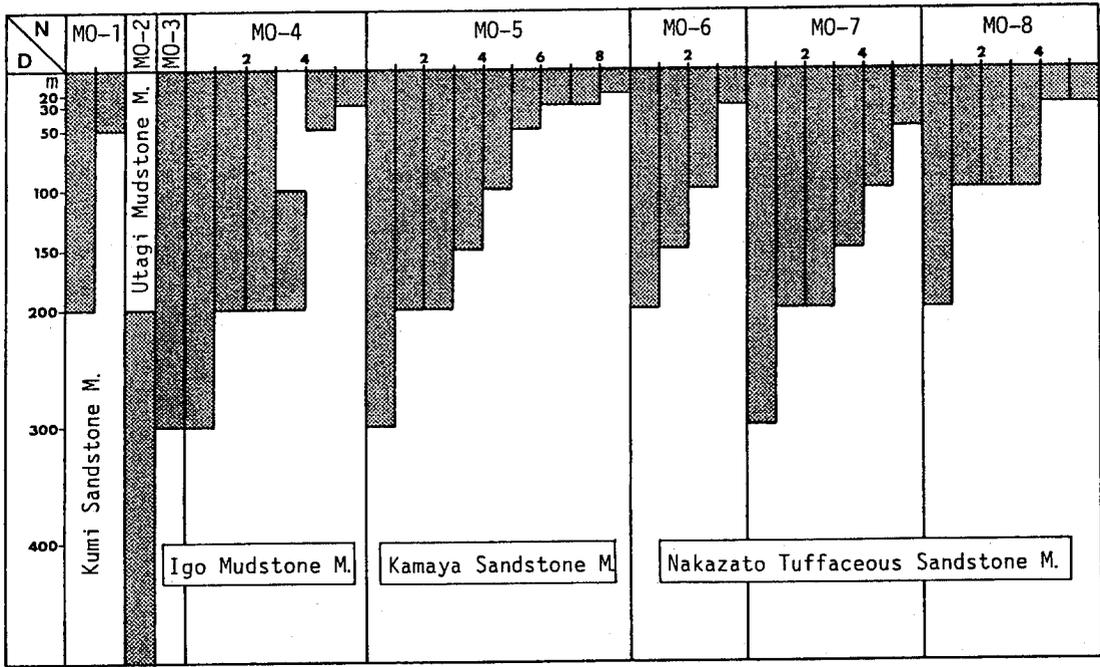


Fig. 40. Bathymetric distribution of index molluscan species occurring in the Kumi Sandstone Member, Utagi Mudstone Member, Igo Mudstone Member, and Tsuma Formation. The shallow bathymetric zone of index species is after Hasegawa and Akimoto (1989).

- 歌木泥岩層：200m以深
- 伊後泥岩層地点 MO-3：300m以浅
- 伊後泥岩層地点 MO-4：100～200m
- 都万累層
- 釜谷砂岩層：300m以浅
- 中里凝灰質砂岩層：300m以浅

### 3. 海緑石が示す古水深

海緑石は鍵層として層序学的に有効であるばかりでなく、堆積環境の指示者としても重要である。Bornhold & Giresse (1985) はカナダの太平洋側大陸縁での観察にもとづいて、海緑石の出現深度を次のように記載した。海緑石を含む堆積物は100～700mの深度範囲で観察され、水深132～165mにもっとも濃集する。福沢 (1988) はこのデータも考慮して、北海道の上部中新統稚内層の海緑石は大陸棚上で形成されたと推論している。

隠岐島後では海緑石が久見累層の飯山珪藻土層および歌木泥岩層から産出する。海緑石の産状から判断すると、矢野・島田 (1984) の指摘のように、飯山珪藻土層や久見川上流の歌木泥岩層中の海緑石は自生であり、歌木で認められる歌木泥岩層中の海緑石は再堆積した異地性の鉱物粒子である

可能性が大きい。

海緑石の産状から推定される歌木泥岩層や飯山珪藻土層の堆積水深は、上述した Bornhold & Giresse (1985) および福沢 (1988) にしたがうと、以下のように推定される。自生海緑石を産する久見川上流部では200m以浅と考えられる。また歌木での堆積水深は、有孔虫群集に基づいて中部漸深海帯下部 (水深1500～2500m) と推定され、含まれる海緑石が陸棚域で生成した後に、深度方向へ運搬されて再堆積したことを支持する。このことは同時に、当時の海底地形が大きな勾配をもっていたことを示唆する。

### 4. 古水深曲線と沈降曲線

一般に、堆積層の層厚・堆積年代および古水深が求められると、古水深曲線および沈降曲線を描くことができる (van Hinte, 1978)。隠岐島後においては、新生界を基盤まで掘り抜いたボーリングコア試料はなく、陸上においてもすべての層準を連続的に観察できるルートはない。またすでに述べたように、本島の新生界下部は陸成層であり、しかも堆積時の構造運動により場所による層厚変化が著しい。このように古水深曲線および沈降曲

線を描くための基礎データ収集には限界がある。そのため本論では、累層を基本単位として層厚はその最大層厚を用い、陸成層については古水深0mと仮定して、それぞれの曲線を描き、そのパターンについて議論する (Fig. 41)。この図においては堆積物の圧密効果やアイソスタティックな沈降は未補正であるが、沈降曲線とユースタシー曲線との差をテクトニックな沈降とみなし、線形に近い区間の平均沈降速度および平均隆起速度を求めると、以下ようになる。すなわち、21~17Ma間では約200m/m.y.、17~15Ma間は約100m/m.y.、15~14Ma間は800m/m.y.以上、14~13Maの間は約100m/m.y.と見積もられ、13~10.5Ma間では-200m/m.y.すなわち隆起に転じている。またそれぞれの期間での陸棚上の堆積速度はおよそ200m/m.y.、100m/m.y.、50m/m.y.、100m/m.y.および50m/m.y.と見積もられる。

Haq et al. (1987) によると、新生代における汎世界的海水準変動量は最大でも200mであり (Fig. 42)、島後地溝における15~14Maおよび14~10.5Maの期間の大規模な沈降および隆起は、テクトニックな昇降運動が主要な要因であることを示す。テクトニクスによるこのような“大振幅の古水深変化”とは別に、“小振幅の古水深変化”は、後述するようにユースタシーと時間的に同調しており、隠岐島後における古水深変化はテクトニクスとユースタシーに規制されていたことを示す。

## E. 隠岐島後における堆積-造構史

### 1. ステージ区分

隠岐島後における新生代の堆積-造構史は、層序間隙、古環境の変遷、火成活動および造構運動などにもとづいて、次の4つのステージおよびいくつかのサブステージに区分される (Fig. 42)。

ステージ1：陸弧 (26~23Ma)

ステージ2：リフティング (20~10Ma)

2A-1：リフティング開始 (20~16.8Ma)

2A-2：海進 (16.8~15Ma)

2B：深海化 (15~10Ma)

ステージ3：隆起・陸化 (10~6Ma)

ステージ4：島弧 (6Ma~現在)

4A：ドーミング (6~5.5Ma)

4B：傾動 (5.5Ma~現在)

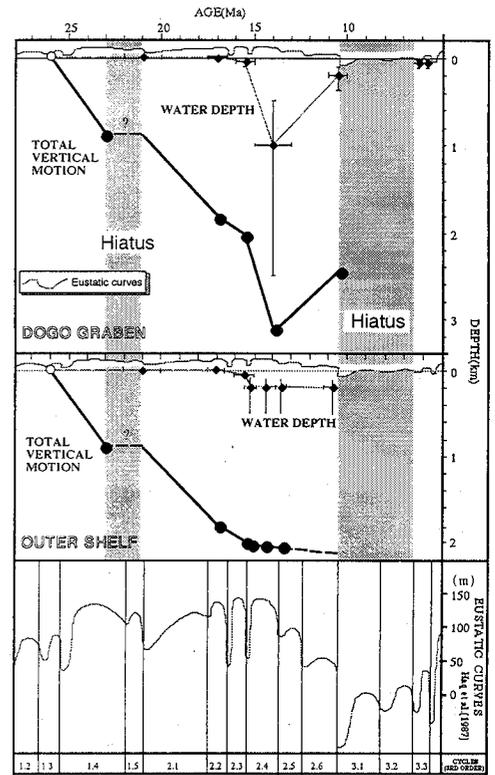


Fig. 41. Diachronous changes in paleobathymetry and total components of vertical motion in the Oki-Dogo Island and Outer Shelf from Haq et al. (1987).

## 2. 堆積—造構史

### a) ステージ1：陸弧 (26~23Ma : Fig. 43)

このステージに堆積した時張山累層は主に陸成の酸性火山岩類からなる。先第三系基盤岩類のなかに形成された時張山コールドロンを埋積し、コールドロン縁辺に露出する浅所型の新期花崗岩とともに火山—深成複合岩体を形成する (田結庄ほか, 1991)。また、火山岩類はコールドロンの外部にも大量に溢流しており、湖成堆積物をともなう。

時張山コールドロンの内部は時張山累層下部火山岩碎屑岩部層が埋積した。それらがよく観察できる時張山東方では、主に流紋岩溶岩および火砕岩からなり、安山岩溶岩および火砕岩、礫岩層および頁岩層を挟在する (Fig. 9)。火砕岩の一部には溶結構造が認められることから、噴火は陸域で生じたと推論される。また成層が顕著な火砕岩層や碎屑性堆積物が挟在することから、このコールドロンを形成した火山活動は断続的で、碎屑性堆積物が集積するほどの休止期間があったと推定さ

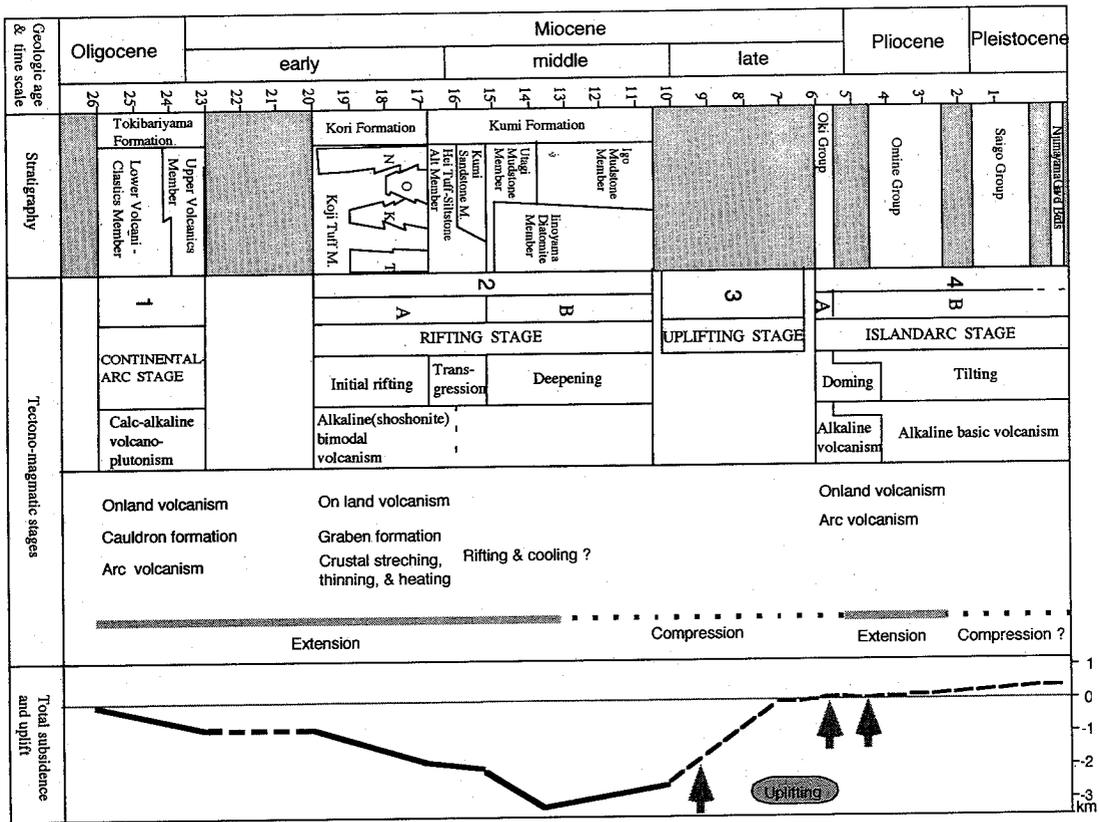


Fig. 42. Late Cenozoic tectono-sedimentary history in the Oki-Dogo Island, off San'in district, SW Japan.

れる。

時張山コールドロンの外部には、時張山累層下部火山岩碎屑岩部層と上部火山岩部層が堆積した。コールドロンの北縁や南東縁では下部火山岩碎屑岩部層がコールドロン壁を覆って分布しており (Figs. 3), コールドロン内部に噴出した火山岩類が外部へ溢流したことを示す。コールドロンの北方~北西方の下部火山岩碎屑岩部層には火砕岩の間に細粒碎屑性堆積物が挟在される。それらは、1) 比較的連続性がよく、岩相が安定していること、2) 淡水水生植物を産出すること (梅原, 1983MS), 3) 挟在する砂岩頁岩互層は湖成タービダイト相であると判定されること (山内ほか, 1995a) などから、湖沼成であると考えられる。このような時張山コールドロンの北~北西側にひろがっていた淡水性滞水域を中村湖と呼ぶことにする。湖盆のひろがり、詳細な形状ならびに潜水原因は不明であるが、地層の連続性がよく比較的安定した滞水域であったと推定されることや、時

張山コールドロンを中心とするドーム状構造を考慮して、このステージの復元図 (Fig. 43) では、その外縁により大規模なコールドロン状の構造を仮定した。時張山コールドロン北方の元屋での碎屑岩中のスランプ層のすべり方向 (山崎, 1992) やコールドロン北東方の布施でのタービダイト堆積物中のデューンが示す古流向 (山内ほか, 1995a) はいずれも S→N であり、中村湖北東部の湖底面は北へ傾斜していたと推論される。

基盤隆起帯の南西側斜面 (時張山の南東方) では、時張山累層の基底部に基盤起源の中礫および基質からなる角礫岩がみられる (Fig. 9)。角礫岩は淘汰不良・基質支持で、不整合面の古地形的凹部に限られて分布することから、基盤岩類表面の谷地形を埋積した土石流堆積物の可能性が高い。これは基盤隆起帯における斜面崩壊の産物であると考えられ、火山噴火の初期に、あるいはそれに先行して時張山コールドロンを取り巻くドーム状構造が形成されていたことを示唆するものとなる。

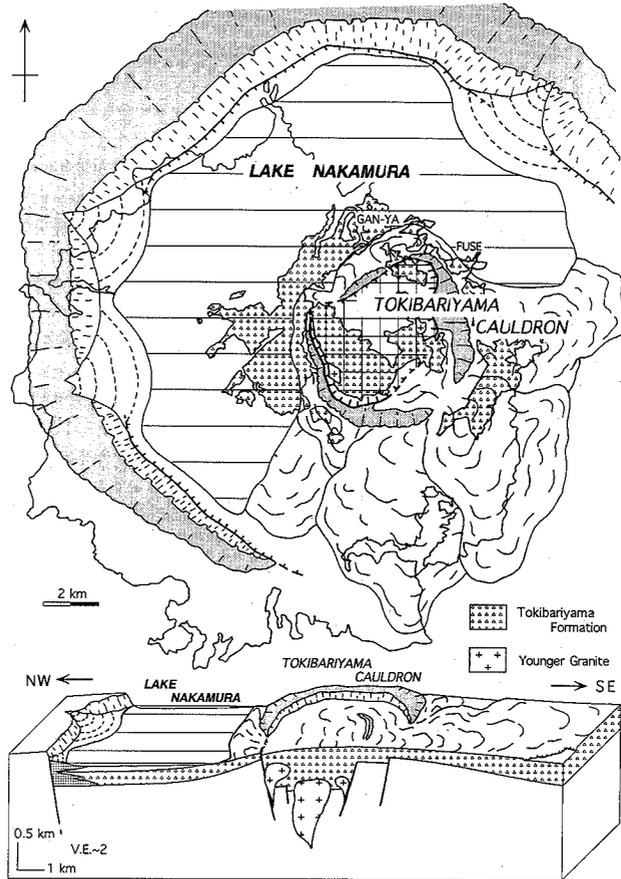


Fig. 43. Late Oligocene tectono-sedimentary reconstruction in the Oki-Dogo Island (Stage 1: 26-23 Ma).

時張山コールドロンの外部に分布する上部火山岩部層は、主に火山岩からなり同質の火山起源の碎屑物をともない、碎屑岩をとみなわない。したがってこれらを噴出した火山は堆積場所に比較的近いところで活動したものと考えられ、時張山コールドロンの外部が主要な活動域であるとするのが妥当である。

Uchimizu (1966) は、時張山累層の火山岩類はカルクアリカリ岩であることを明らかにした。初生鉱物のおおくは緑泥石・方解石・粘土鉱物からなる仮像に変質しており、より詳細な岩石化学的性質は不明である。時張山累層の火山活動をもたらした造構場の性格についてはのちほど陸弧地帯であると推論されるので、記述の順序は前後するが、このステージを陸弧ステージと呼ぶことにする。

**b) ステージ 2 : リフティング (20~10Ma)**

陸弧ステージ (26~23Ma) につづく、23~20 Ma の期間は時張山累層と島後層群との間の層序

間隙に相当するため (Fig. 5)、堆積—造構史復元の手がかりを欠いている。ただ、前後のステージ 1 およびステージ 2 はともに陸域環境にあったことから類推すると、隠岐島後はこの期間には陸上の削剥域であったものと考えられる。

その後隠岐島後は、約1000万年におよぶ長期間 (20~10Ma) にわたって NE-SW 方向の断裂に支配された大規模な沈降運動や火成活動を経験した。この期間は、日本海およびその周辺域で縁海の形成にかかわるリフティングが広く進行したことから、リフティングステージと呼ぶことにする。隠岐島後におけるリフティングの進行過程には、2~3 の比較的明瞭な段階が認められる。すなわち、前半期 (20~15Ma) は陸域~浅海環境で NE-SW 方向の地溝構造が発達する時期であり、サブステージ 2 A と呼ぶ。それは、さらに 2 A-1 (リフティング開始) と 2 A-2 (海進) に細分される。後半期 (15~10Ma) は、全般的な沈降と地溝部で

の著しい沈降が進行する時期であり、サブステージ2B（深海化）と呼ぶ。

(1) サブステージ2A-1：リフティング開始  
(20~16.8Ma：Fig. 44)

このサブステージに堆積した郡累層は、層厚変化の著しい堆積物である (Figs. 13, 14)。とくにNE-SW方向の断層に沿って、層厚の急変や扇状地性の礫質堆積物がみられ、両側を断層に境された地塊ごとに堆積物の層厚が一定方向へ増大する。これらの事実は、郡累層の堆積時にNE-SW方向の断層が発生・成長し、地塊の傾動をとともう複雑な地溝構造が形成されたことを示す。

郡～西郷を通るNW-SEの層序断面では (Fig. 15)、中山峠～真杉間のホルストを境にして北西側の郡～中山峠間および南東側の真杉～西郷間にグラーベンが認められる。それぞれを中山峠ホルスト、郡サブグラーベンおよび歌木サブグラーベンとよび、それらが複合した地溝構造全体を鳥後グラーベンと名づける。ただし鳥後グラーベンの南東縁は不明確である。現存する堆積物の層厚にもとづくと、郡サブグラーベンおよび歌木サブグラーベンの最大深度は、それぞれ500mおよび800mと見積もられる。中山峠ホルストの北東延長は、郡累層の分布から判断すると、元屋～卯敷間に位置するとみられる。

鳥後グラーベン内では、郡累層は全体に南東に向かってやや厚くなっており、それぞれのサブグラーベンの内部でも同様の傾向を示す。とくに郡サブグラーベンでは系統的な層厚変化が認められ (Fig. 15)、より小規模な基盤地塊群が南東方向へ傾動したことを反映している。基盤深度が相対的に浅い郡サブグラーベンでは、現在、郡累層中に内座層として時張山累層が露出しており、著しく起伏した地溝底の形状の一部を観察することができる。

鳥後グラーベンを埋積する郡累層の大半は、陸域火山活動によってもたらされた大量の火山物質で構成され、細粒火砕岩類からなる小路凝灰岩部層、玄武岩質溶岩～火砕岩類を主体に酸性火砕岩をとともう郡玄武岩部層・那久火山岩部層・東郷玄武岩部層および大津久礫岩部層が、複雑に入り組んで分布する (Figs. 15, 17, 20)。

小路凝灰岩部層は郡累層（とくにその下半部）の主体をなし、酸性火山噴出物を起源とする河川

堆積物で特徴づけられる。北部では比較的粗粒な碎屑物が卓越し、基底部～下部層準に扇状地相～網状河川相を示す陸源粗粒碎屑岩を挟む。いっぽう南東部では細粒碎屑物が卓越し、蛇行河川相を示す (Fig. 22)。小路凝灰岩部層の堆積相の水平変化は十分に解明されているわけではないが、全体としてみると、鳥後グラーベン南東部におけるより大きな沈降傾向と調和的である (Fig. 44)。

大津久礫岩部層の堆積相の鉛直的变化は、このステージの後期に相対的な隆起運動が進行したことを示す。すなわち大津久礫岩部層下部は厚さが1m程度で侵食基底面に始まる上方細粒化ユニットが重なる砂質網状河川堆積物 (Fig. 22-A) からなるが、上部は中礫～大礫からなる礫質網状河川堆積物 (Fig. 22-B) に移行する。それらは全体として上方粗粒化しており、扇状地の下部からより上部へと堆積場が lower fan から upper fan へ変化したことを反映している。

両グラーベンは以上のような酸性火山噴出物を起源とする河川堆積物のほか、グラーベン内の乾陸域あるいは淡水域に噴出した大量の玄武岩によって埋積された。郡サブグラーベンにおける噴出中心は那久～長尾田間に位置する。そこでは玄武岩類は500m以上の層厚に達し、粗面安山岩のシート状貫入岩体をとともう。また、N50°E方向を示す火道角礫岩をとともう火道が認められたり、いくつかの岩脈の貫入方向もグラーベンの伸張方向と平行する。また郡川流域や大峯山南方でも玄武岩類がみられ、グラーベンの方向に伸長して分布する。いっぽう歌木サブグラーベンにおいても西郷湾北方を中心に、厚さ200～500mの玄武岩の塊状および自破碎溶岩および火砕岩が少なくとも3層準にわたって発達する。以上のように、このステージの塩基性火山活動は、火山岩類の分布様式や火道の方向からみて、鳥後グラーベンを形成したNE-SW方向の断層系に大きく規制されていたとも考えられる。

このステージの火山活動はバイモーダル (今田, 1974) であり、しかも前ステージのカルクアルカリ質の酸性～中性岩に変わって、アルカリ玄武岩 (ショショナイト) で特徴づけられる。また火成活動の様式が、コールドロンを形成する火山-深成作用から地下深部におよぶ断裂性火山活動に変化したことも特徴的である。

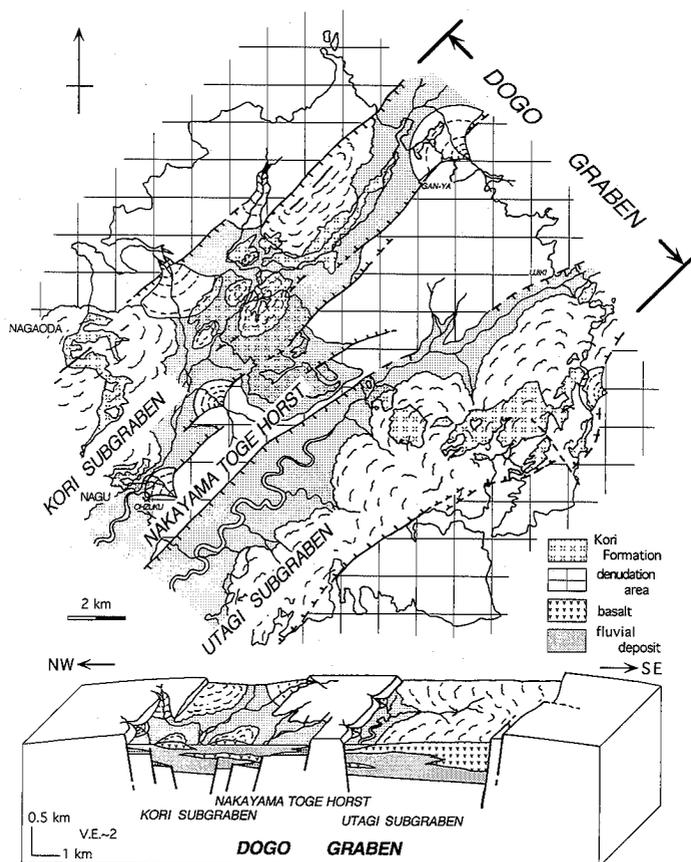


Fig. 44. Late Early Miocene tectono-sedimentary reconstruction in the Uki-Dogo Island (Substage 2A-1: 20-16.8 Ma).

(2) サブステージ 2 A-2 : 海進 (16.8~15Ma)

このステージでは、島後グラベンにおける断裂運動および火山活動が急激に衰弱するとともに、ユースターの影響をうけて隠岐島後の新生代地史のなかで初めての海進を蒙った。このサブステージに堆積した平凝灰岩シルト岩互層部層および久見砂岩部層は、前サブステージに引き続き島後グラベンの構造規制を受けているが、層厚が小さく全般に細粒碎屑物が卓越する。平凝灰岩シルト岩互層部層の層厚は北西部で最大75m、南東部では165mと見積もられ、前サブステージと同様、郡サブグラベンに比べて歌木サブグラベンがより大きく沈降している。しかし両サブグラベントも沈降量そのものは前サブステージに比べて著しく小さく、平均堆積速度も200m/m.y. から100m/m.y. へ急激に減少する。またNE-SW方向の断裂系にともなう扇状地性粗粒碎屑物も認められないことから、このステージの島後グラベンの

地形的・構造的起伏は著しく小さく、断裂作用が不活発であったことを示している。

火山噴出物としては、平凝灰岩シルト岩互層部層中では碎屑岩層と互層する酸性火砕岩の薄層(層厚数cm~2m)がみられる程度であり(Fig. 25)、前サブステージに比べると火山活動も急激に衰弱したことを反映する。さらに上位の久見砂岩部層にいたっては、厚さ数cmの細粒凝灰岩層が数層挟在しているのみで、本サブステージの後半には火山活動がいつそう微弱になったことを示している。

島後グラベン北東部では、褐炭層をともなう後背湿地堆積物を主とする蛇行河川相(Fig. 25)が発達するいっぽう、南西部では、野越での*Curcidentricula kanayae* zone (16.8-16.4Ma)の海生珪藻化石群集(Table 1)、平、箕浦、加茂、塩の浜、久見など広い範囲にわたる*Denticulopsis lauta* zone (15.9-14.9Ma)の海生珪藻化石群集

やカオリン一方沸石コンクリーション形成過程(鈴木ほか, 1991)が示すように、淡水相に海成相が挟在している(Fig. 28). 本サブステージの後半、北西部に堆積した久見砂岩部層は、砂岩泥岩互層を主体とし、門ノ沢タイプの貝化石群集を産出し、Blow (1969)のN.7-N.9に対比されることから、隠岐島後で中新世の熱帯海中気候事件(土, 1985)を記録している(山崎ほか, 1991). すなわち久見砂岩部層は海水循環の良好な海浜～一部岩礁性の堆積物であると考えられ、このような海況にあった北西部の海岸を久見岩石海岸と呼ぶことにする. 外海に面した久見岩石海岸に比べると、上述した海陸交互相(parallic facies)が発達する南西部は、海底勾配がより緩傾斜の閉鎖的海況(内湾～内海)にあったものと推論される. このステージにおける海進は、化石年代からみると16.5Ma頃と見積もられ、Haq et al. (1987)の第3オーダーサイクル2.2あるいは2.3に比較されることから、少なくともその一部はユースタシーに起因するものと考えられる.

### (3) サブステージ2B: 深海化(15～10.5Ma)

このサブステージに隠岐島後は全般的に沈降するとともに、とくに島後グラーベンが著しく沈降し、泥質～珪藻質堆積物に広く覆われた. 火山噴出物は少量の酸性凝灰岩に限られ、火山活動がきわめて微弱であったことを示す(Fig. 45).

このステージに堆積した歌木泥岩部層は、南部の歌木周辺および北部の久見トンネル付近や中村周辺に分布する泥岩主体の堆積物である(Fig. 11). 本部層から産出する貝化石や底生有孔虫群集(Fig. 39)から推定される古水深は、歌木や中村では中部漸深海帯下部(水深1500～2500m)、久見川上流部では上部漸深海帯(水深200～500m)である. いっぽう歌木泥岩部層と同時異相の飯山珪藻土層の堆積深度は、自生海緑石の産出に基づいて陸棚上(200m以浅)と推定される(Fig. 41). 両部層の分布境界に注目すると、南部の歌木と飯山・箕浦間は約4kmしか離れておらず、また北部の久見トンネル付近と中村間もほぼ6kmと近接している. この事実は、両部層の分布境界では海底斜面が著しく大きな勾配を持っていたことを示す. これらのうち中部漸深海帯下部～上部漸深海相は、前サブステージに発達した島後グラーベン内に分布し、陸棚相はグラーベン両側の外縁部

に分布する. 島後グラーベン内部の中山峠ホルストでは、岩相上、飯山珪藻土部層に区分される珪藻土が小分布する(Fig. 11). その古水深データは得られていないが、次に述べる珪藻土の生成条件を考慮すると、中山峠ホルストはグラーベン内部の隆起帯となっていたと推論される.

珪藻の大量生産は湧昇流の発達に依存し、湧昇流は大規模な海底起伏によって発達する. 生産された珪藻が溶解から免れるためには溶存酸素極少帯のような嫌気性環境が、また陸源砕屑物によって希釈されないためには主要な陸域から海盆によって隔てられた地形的隆起部が好適である. 隠岐島後の場合は、これらの必要条件を満足させて珪藻土が堆積したのは、島後グラーベンの両側の陸棚域とその内部の中山峠ホルストにあたる隆起部である. それらの地帯は、海盆底から突出した大規模な隆起地形を形成していたものと考えられる.

以上のように島後グラーベンの領域でとくに深海化が著しいことは、このサブステージの海底起伏の増大が、先行するサブステージ2Aで形成されたNE-SW方向の断裂系の再活動に起因したことを示している. またこの断裂系が大規模に再活動したにもかかわらず、サブステージ2A-1とは異なって、断裂系に規制された火山活動が発生しなかった事実は、深部の温度構造の変化を反映する現象として、このサブステージの全般的沈降とともに注目される.

このサブステージ後半には、前述した貝化石の上限深度帯(Fig. 40)が示すようにグラーベン底の水深が、前半期の中部漸深海帯下部から上部漸深海帯へと減少し、堆積物は歌木泥岩部層の泥岩から伊後泥岩部層の砂質泥岩・細粒砂岩へ変化した. グラーベンの外縁の陸棚域では珪藻遺骸が集積しつづけていたが、塊状の珪藻土はわずかになり砂質～シルト質の陸源砕屑物が優勢になった. たとえば島後グラーベンの北西側外縁部の堆積物は主に珪藻質泥岩からなり、*Thalassiosira yabei* zone(12.1～11.3Ma)に発達する珪藻土の層厚は20cmにすぎない(Fig. 34). 本ステージの後半期に現れるこのような変化は、最大でもおよそ200mと見積もられているこの期のユースタティックな海水準低下(Fig. 41: Haq et al., 1987)に加え、隠岐島後が隆起に転じ、陸域から砕屑物が供給される環境におかれたことを示す.

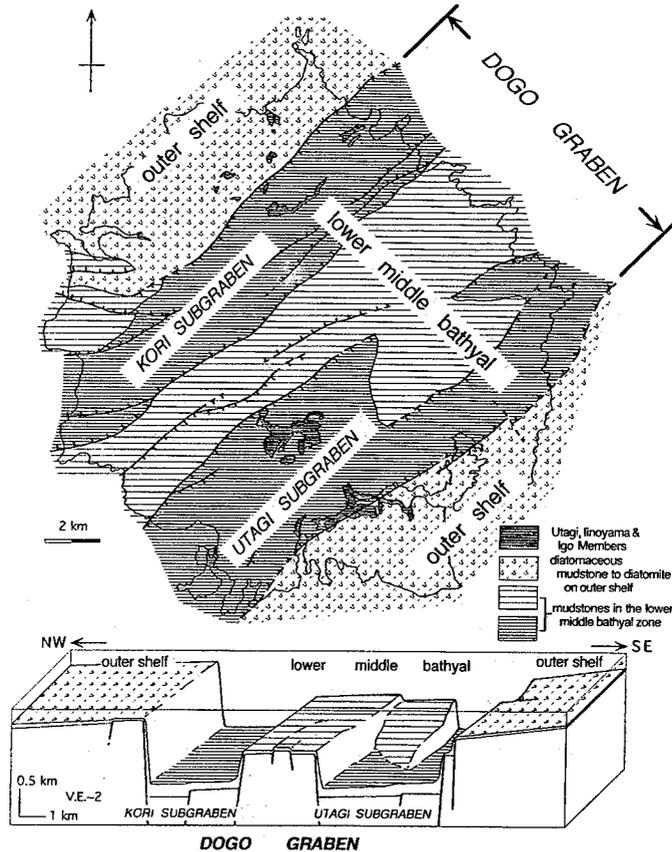


Fig. 45. Middle Miocene tectono-sedimentary reconstruction in the Oki-Dogo Island (Substage 2B: 15-10 Ma).

c) ステージ3：隆起・陸化（10～6Ma）

久見累層の最上位層準（10Ma）と上位の都万累層（ほぼ6 Ma）の間は400万年にわたる層序間隙となっている。そのためこの期間の堆積—造構史は不明であるが、ステージ2を特徴づける地塊性沈降運動はこの期間に終息し、ついで隠岐島後が隆起・陸化したことは確実である。そこでこの期間を隆起・陸化ステージと呼ぶことにする。

このステージの意義は後ほど考察されるが、それまでの10Maにわたる沈降・堆積期から一転して、次ステージにおける陸域火山活動の場への転換期にあたることに注目される。また前ステージ後半期の隆起傾向は、このステージの隆起運動の先駆現象として位置づけられるものと考えられる。

d) ステージ4：島弧ステージ（6Ma～現在）

6 Ma以降、隠岐島後はアルカリ質陸上火山活動の場となり、同時にユースタシーの直接的影響が及ばない海拔高度へ隆起して島嶼としての原型

ができあがった。隠岐島後のアルカリ質火山活動は、アルカリ量が大陸側へ系統的に増大する島弧—海溝系の火山活動の一環をなすものであることから、この期間を島弧ステージと呼ぶことにする。

島弧ステージは、火山活動の性格や隆起運動の様式にもとづいて、次の2つのサブステージに区分される。

(1) サブステージ4 A：ドーム状（6～5.5Ma：Fig. 46）

このサブステージは、大規模なアルカリ質酸性～中性火山活動とドーム状の隆起運動によって特徴づけられ、隠岐島後の円錐状の地形骨格が形成される時期でもある。

初期には、島嶼周縁部とくに南部～西部沿岸域が一時的に浅海域となった。海進年代は約6 Maとみられ、第3オーダーのユースタシーサイクル3.3 (Fig. 41: Haq. et al., 1987) に相当する。海進期には堆積速度が減少して生物擾乱の著しい

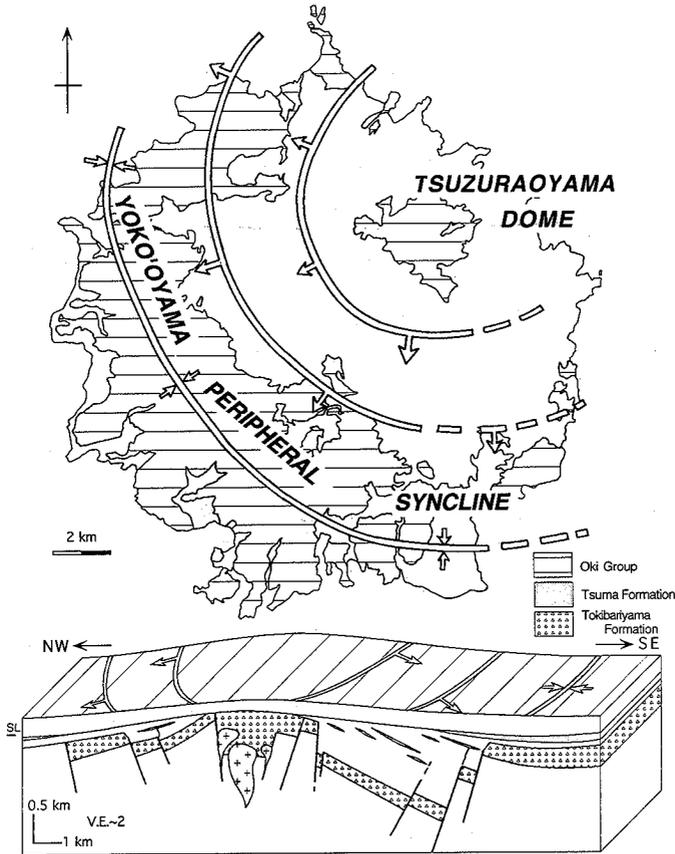


Fig. 46. Latest late Miocene tectono-sedimentary reconstruction in the Oki-Dogo Island (Substage 4A: 6-5.5 Ma).

釜谷砂岩部層が堆積し、その後の高海水準期に中里凝灰質砂岩部層が堆積する頃には、近傍で酸性火山活動がはじまり、火砕岩が供給されるようになった (Fig. 38)。この火山活動は次に述べる大規模なアルカリ質火山活動の先駆とみられ、この期の海進にも、ユースタシーによる海水準上昇に加え、先駆的なドーム状隆起にともなう島嶼周縁部の沈降が関与している可能性がある。

その後火山活動の激しさが増大するとともに、島嶼周縁部も離水し、隠岐島後とその周辺は陸上でのアルカリ質酸性～中性火山活動の場となった。5.5～5.4Maにはミュージアライトをともなう粗面岩・アルカリ流紋岩が噴出して、膨大な隠岐層群の火山岩類を形成した (その噴出量は、隠岐粗面岩流紋岩類だけでも  $20 \pm 3 \text{ km}^3$  に達する: Uchimizu, 1966)。火山岩類の基底面は貫入岩によって複雑化しているものの比較的平滑で、西部～南部海岸域では都万累層を整合に覆っている。

そこには水域が残存しており、流入した火砕岩はよく成層し溶岩の一部は急冷されて黒曜石化した。

隠岐層群は全島にわたって単一のドーム構造一葛尾山ドームを形成しており、その周縁部に発達する横尾山周縁向斜とともに、それらの中心は隠岐島後北東部に偏っている (Fig. 35-A)。葛尾山ドームならびに横尾山周縁向斜の正確な形成時期は不明確であるが、前述したように隠岐層群の (堆積直前～) 堆積時で、大峯層群堆積以前に形成されたものと推論される。このように隠岐層群の膨大な酸性～中性火山岩類をもたらした火山活動と隠岐島後全体にわたるドーミングが同時に進行していることから、両者は密接な成因的関連をもっているものと考えられる。

(2) サブステージ 4B: 傾動 (5.5～0.6Ma: Fig. 47)

このサブステージには NE-SW 方向の断裂系が再活動し、前ステージに形成された葛尾山ドーム

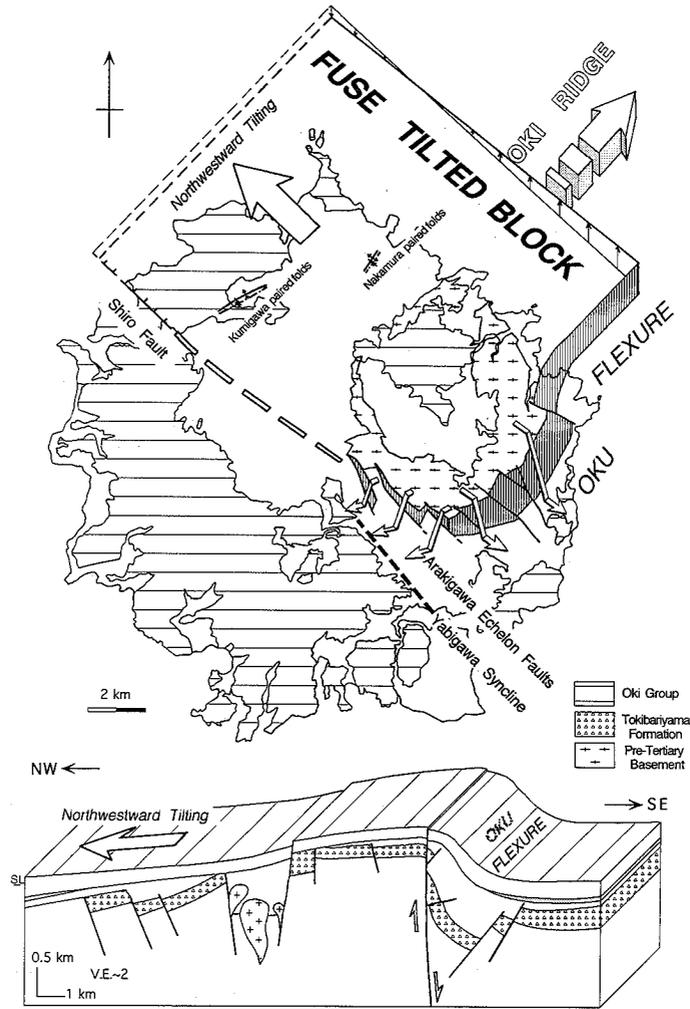


Fig. 47. Early Pliocene tectono-sedimentary reconstruction in the Oki-Dogo Island (Substage 4B: 5.5-0 Ma).

の北東半部が傾動地塊運動によって重複変形を被るとともに、大峯層群を構成するアルカリ玄武岩が流出して、現在みられる隠岐島後の地質・地形構造が完成する。

布施傾動地塊構造の形成は、前述したように、前サブステージにおける葛尾山ドームの形成および隠岐層群をもたらした大規模火山活動の後、大峯層群堆積前であると推論され、それ以降もひきつづき進行している可能性がある。布施傾動地塊は北西へ緩傾斜しており、その南東縁はNE-SW方向の大久撓曲帯（幅0.5～1 km、鉛直落差1～2 kmで、一部は断層）に境されている（Fig. 35-B）。この撓曲帯では、時張山累層～島後層群がドレイプ（drape）撓曲を形成している（Fig. 6）。

布施傾動地塊の背面側では、中村と久見川上流の島後層群にはNE-SW～ENE-WSW方向の中村並走撓曲と久見川並走撓曲が発達する（Fig. 35-B）。それらは、傾動地塊背面にひろがる緩やかな同斜構造のなかに形成された局所的な短縮変形構造であることから、被覆層の重力滑動によって発生する非調和撓曲（Yano and Wu, 1995）であると予測されが、その実証には剥離面（detachment surface）を含む三次元的構造の解明が不可欠である。いっぽう布施傾動地塊の南西縁はNW-SE方向の有木川雁行断層系～代断層によって限られ（Fig. 35-B）、全体として蝶番断層としての変位センスを示す。有木川雁行断層系の南西側では、島後層群が撓曲帯を形成しており、

その南西を並走する八尾川向斜とともにドレイブ褶曲を形成する (Fig. 47). 有木川雁行断層系の北西延長部一代断層—では変位センスが逆転し、布施傾動地塊北西部の相対的沈降を反映する。

布施傾動地塊の背面では、大峯山玄武岩が4.4~2.4Maの200万年間にわたって断続的に流出した。前述したように、大峯玄武岩と下位の隠岐層群との間の層序間隙および構造的な非調和性は南東へ向かって大きくなり、大峯玄武岩が隠岐層群を欠いて時張山累層や先第三系基盤岩類岩を直接覆っている (Fig. 3)。この事実は、布施傾動地塊構造は大峯玄武岩噴出以前にすでに形成されていたことを示す。その後約100万年の火山活動の休止期間を経て、大久撓曲帯周辺では西郷玄武岩および岬玄武岩が噴出した。西郷玄武岩を不整合に覆う尼寺山礫層には多量の片麻岩礫・花崗岩礫が含まれており、後期~中期更新世には布施傾動地塊の隆起部の削剥がすすみ、先第三系基盤岩類岩が広く露出したことを示している。

### III 隠岐島後の後期新生代堆積-造構史からみた日本海南西部における地形的・構造的起伏の起源

#### A. 日本海のお海底地形と地殻構造

日本海は深くて単調な北部と比較的浅くて起伏に富む中~南部に大別され (Fig. 1), このような地形的特徴は、日本海の形成に関連して生じた地殻構造の違いを反映しているものと考えられる (Tamaki, 1988, Jolivet & Tamaki, 1992)。北部にひろがる日本海盆は3000m以深の深海平原をなし、海山等の地形的な高まりも少ない。いっぽう中~南部では、大和堆、朝鮮海台、隠岐堆、隠岐リッジをはじめ、より小規模な瀬や火山性海山が複雑に分布し起伏の激しい地形を示す。大規模な地形的高まりの間は、大和海盆、対馬海盆、隠岐トラフと呼ばれる最大水深2000m程度の海盆となっている。

いっぽう日本海の地殻構造は、日本海域の地殻構造観測データ、音響基盤の起伏や海底堆積物の構造、コアリングやドレッジされた海底岩石、などの情報を総括してを次の4つのタイプに区分された (Tamaki, 1988, Tamaki et al., 1992; Fig. 2); 大陸性地殻の断片 (e.g., 大和堆), 海盆を形成する伸張・薄化した大陸性地殻 (e.g., 大和海

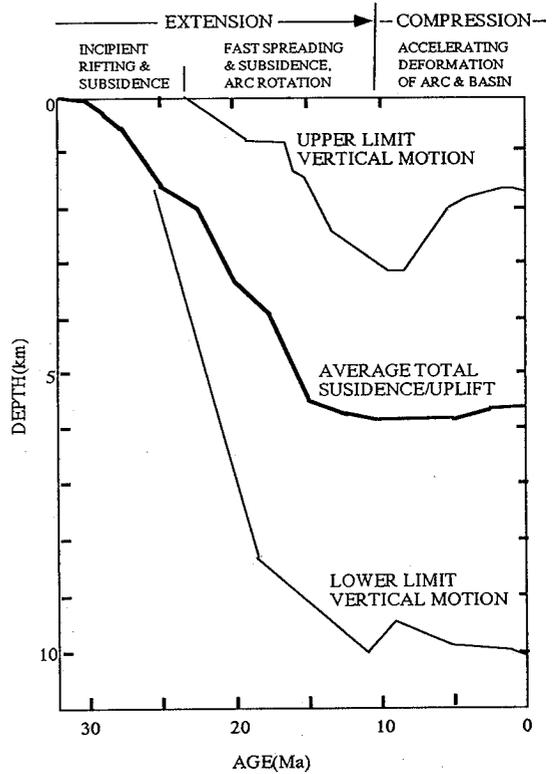


Fig. 48. Generalized total subsidence curves in the Japan Sea (after Ingle, 1992).

盆), 断裂化した大陸地殻 (前2者の中間的タイプ) および海洋性地殻。この分類にしたがうと、伸張・薄化した大陸性地殻が日本海の大半の領域を占めること、日本海中~南部に集中する堆、海台およびリッジは大陸性地殻からなることなどが、日本海の地殻構造の特徴をなす。また、前章で堆積-造構史を復元した隠岐島後は隠岐堆の南縁に位置し、その地殻構造のタイプは大陸性地殻に分類されることになる (Fig. 2)。

#### B. 日本海南西部~南東部における沈降・隆起パターン

Ingle (1992) によると、日本海および周辺域においては、日本海の形成に関連した堆積場 (depositional setting), テクトニックセッティング (tectonic setting) および地殻の状況 (crustal setting) の違いに応じて沈降の時期や沈降速度の違いが認められるものの、各地における後期新生代の沈降・隆起パターンには共通性が認められる、という (Fig. 48)。すなわち日本海

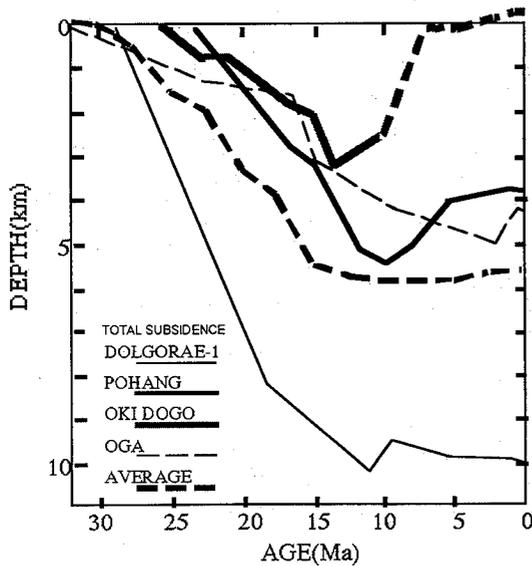


Fig. 49. Total subsidence curves in the Japan Sea backarc area. The averaged total subsidence curve calculated from total subsidences in the Oga Peninsula, Pohang, the Dolgorae-1 Well, the ODP Site 794 and southern Sakhalin. The averaged and the three individual total subsidence curves except that in the Oki-Dogo Island are taken from Ingle (1992).

および周辺域の昇降史の前半期には、引張応力場の中で長期間にわたって持続的な沈降運動がつづき、その前期（およそ30Ma～23Ma以前）は初生的リフティングと沈降（incipient rifting and subsidence）によって、また後期（およそ23Ma～10Ma）は急速な海盆拡大と沈降および島弧の回転（fast spreading and subsidence, arc rotation）によって特徴づけられる。日本海および周辺域の昇降史の後半期（およそ10Ma以降）は、圧縮応力場の中、沈降の停止と部分的隆起によって特徴づけられ、島弧と縁海盆の変形作用が加速化（accelerating deformation of arc and basin）した。

Fig. 49は、日本海および周辺域各地（男鹿半島, DOLGORAE-1 WELL, Pohang : Fig. 1）および隠岐島後での総沈降曲線、ならびに平均総沈降曲線（Fig. 48）を比較したものである。日本海および周辺域での昇降史の前半期を特徴づける沈降過程をみると、隠岐島後での沈降速度は平均的な沈降速度の約1/2であり、男鹿半島における沈降速度に近似する。全体的な沈降パターンは平均総沈降曲線と各地の総沈降曲線に類似してお

り、隠岐島後が日本海および周辺域各地と同様に日本海の形成に関与した沈降運動を経験したことを示唆する。

日本海および周辺域の昇降史の後半期になると、日本海の南西部と南東部で総沈降曲線に相違が認められる。すなわち、日本海南西部の3地域（DOLGORAE-1 WELL, Pohang, 隠岐島後）では、10～5Maの間にそれまでの持続的な沈降から隆起に転じる。いっぽう日本海南東部では沈降はほぼ停止するものの、一般に隆起に転じることはなく、日本海へ突出している男鹿半島では盆地底の沈降は約2Maまでつづき、隆起に転じるのはそれ以降である。

西南日本の3地域間においても詳細にみると、盆地底が隆起に転じて以降の経緯は、それぞれ異なっている。DOLGORAE-1 WELLでは10Ma頃に一時的に隆起するがその後は緩やかに沈降し、現在もその地点は海面下にある。Pohangでは10Ma頃に急速な隆起に転じ、5Ma以降は減速するものの隆起を続けている。隠岐での盆地底は約14Maに隆起しはじめ、10～6Maの期間に急激に隆起・陸化した。その後6Ma頃に周辺部が沈水しつつ、ドーム状の隆起（葛尾山ドームの形成）が起り、さらに5～4Maには北西への傾動地塊運動（布施傾動地塊の形成）が生じて、現在は島嶼として海面上にある。

以上のように日本海および周辺域の昇降史をみると、その前半期（およそ30Ma～13Ma）の沈降パターンは、沈降速度の絶対値に違いがあるものの、全域を通して類似しており、比較的一様な沈降過程（いいかえると日本海の形成過程）をたどったことを示す。ところが後半期（およそ13Ma以降）になると、日本海南東部では一般に昇降運動が停滞するか局所的には最近になって上昇傾向に転じるが、南西部では全体的に隆起に転じ、しかもその隆起速度とその規模は地域ごとに相違する。このような後半期における南西部と南東部における昇降史の分化は、日本海南西部を特徴づける比較的浅くて起伏に富む海底地形の成立に大きくかかわっているものと考えられる。

### C. 隠岐島後の後期新生代堆積一造構史からみた日本海南西部における地形的・構造的起伏の形成過程

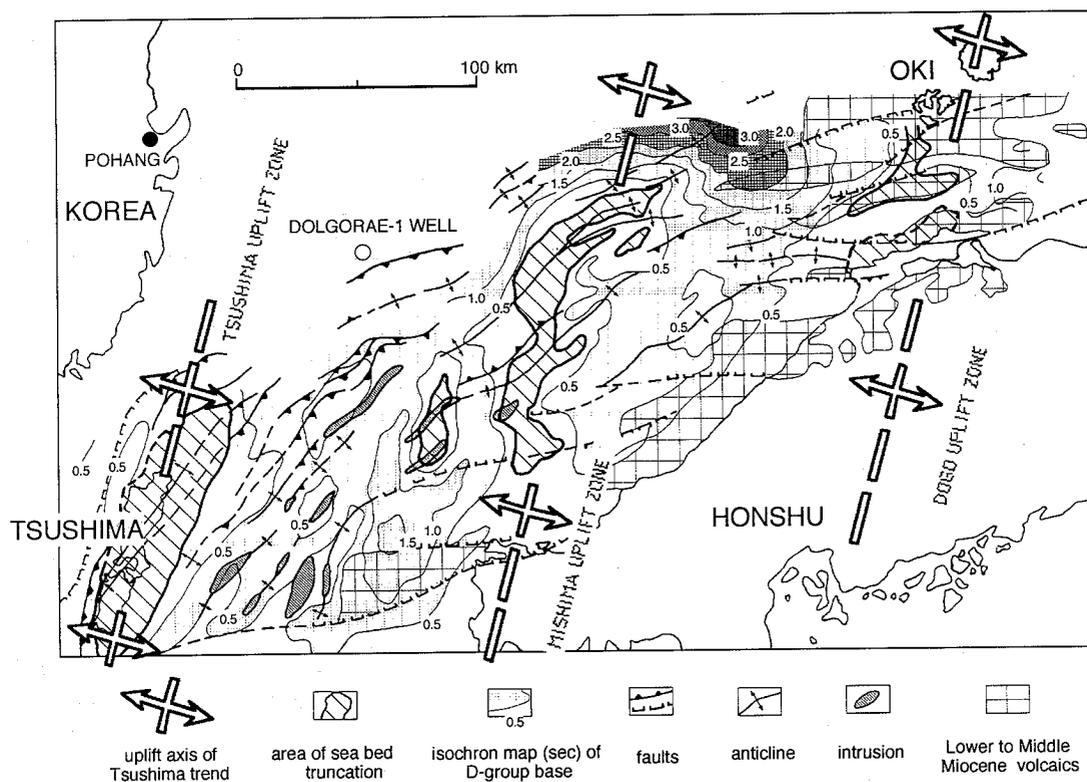


Fig. 50. Structural map of the southwestern Japan Sea (modified from Minami, 1979).

日本海南西部では、後期新生代の昇降史の後半期（およそ13Ma以降）になると、上述のとおり全体的な隆起に転じ、地域ごとの隆起速度とその規模の違いにしたがって、今日みられる複雑な海底起伏が成立した（Fig. 1）。以下では、隠岐島後で復元された堆積-造構史（Fig. 42）にもとづいて、また周辺海域における既存の研究成果を総合して、日本海南西部における海底起伏の成立過程を考察する。

### 1. 対馬方向隆起帯

南（1979）は日本海南西部、隠岐堆～対馬間の陸棚域の海洋地質調査にもとづいて、D層群の堆積前の9Ma頃にはNNE-SSW方向（対馬方向と呼ぶ）の隆起帯が3列にわたって出現したことを解明した（Fig. 50）。それらは、対馬、油谷湾-見島および島根半島-隠岐を通る長軸をもち、隆起帯頂部の波浪侵食域の幅は10～30km、延長は100kmあまりと見積もられている。これらの隆起帯をそれぞれ、対馬隆起帯、見島隆起帯、島後隆起帯と呼ぶことにする。これら3つの主要隆起帯のほか、前2者の間には2列の同方向に伸長した

隆起帯が存在し、後2者の間にも伸長方向は不明であるが小規模な相対的隆起帯が認められる。

これらの隆起帯の中軸付近には、隆起帯の形成と同時期に活動したとみられる火山岩類が分布しており、隆起運動と火山活動は成因的に関連があると考えられる。見島隆起帯では、見島やその南方延長部の油谷湾周辺に8.5および8.7MaのK-Ar年代を示す山陰火山岩が分布する（西村・今岡，1995）。また島後隆起帯では、隠岐島前、島根半島、吉備高原西部においてこの時期の火山活動が知られている（Uto，1989）。

対馬方向の隆起帯形成時期は、上述した日本海南西部の3地点の総沈降曲線に共通して認められる顕著な隆起時期に対応し（Fig. 49）、これら3地点の地理的位置は隆起帯上あるいはその延長部に位置する（Fig. 50）。しかも隆起運動の規模は、島後隆起帯上に位置する隠岐島後、対馬隆起帯延長部の近傍に位置するPohangおよび対馬および見島隆起帯の間の小規模隆起帯の延長部に位置するDOLGORAE-1 WELLの順に小さくなる。これらの事実は、上記3地点における総沈降曲線に

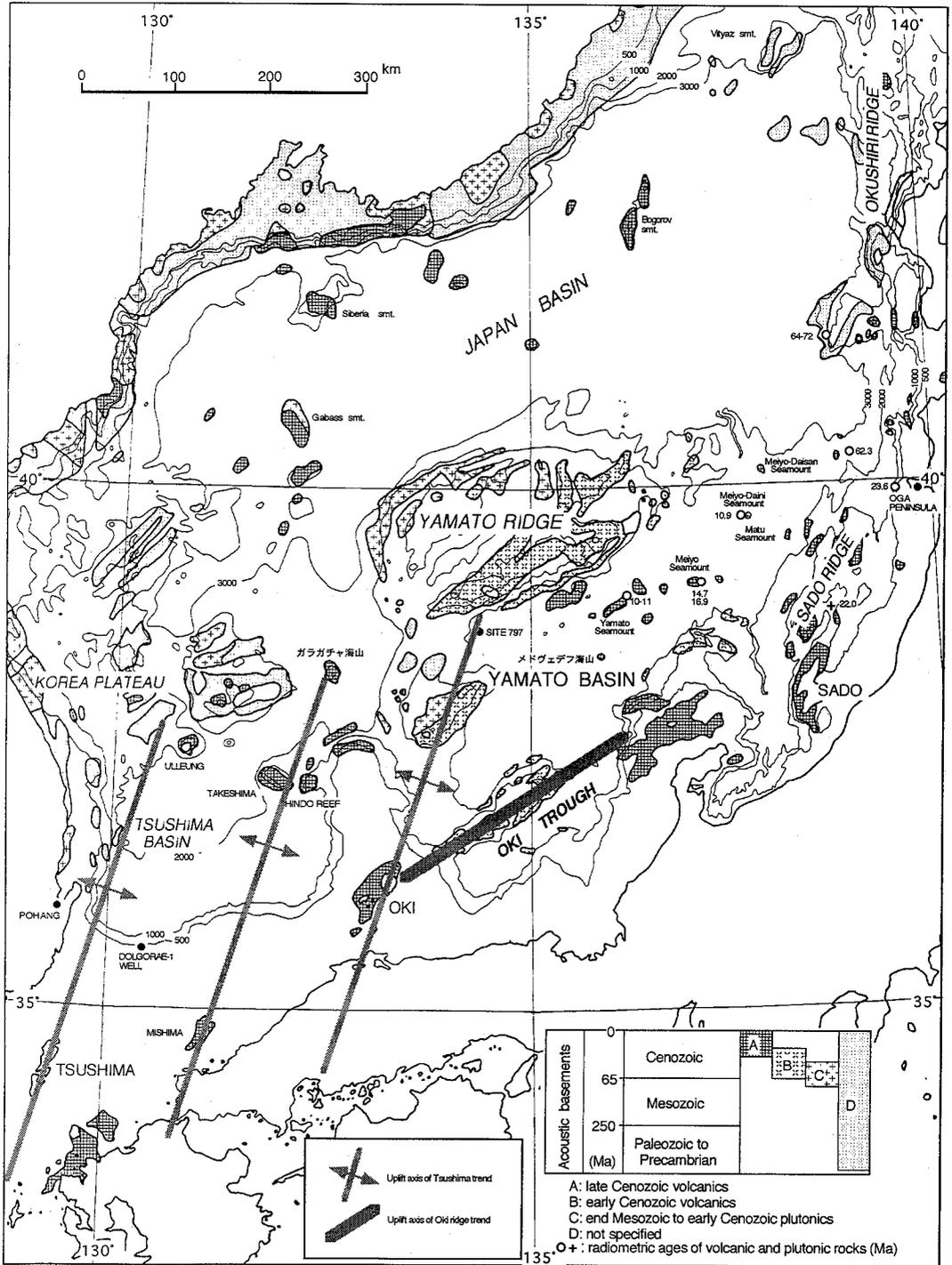


Fig. 51. Distribution of acoustic basements in the Japan Sea (simplified from Bersenev & Krashy, 1984, and Teraoka et al., 1992).

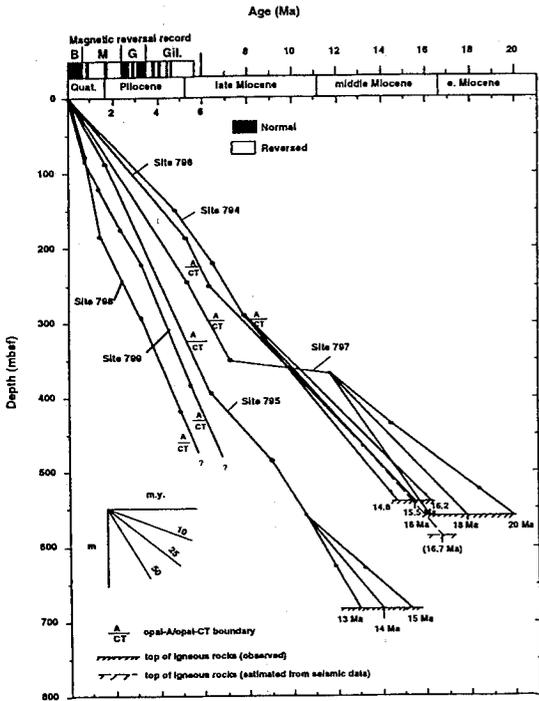


Fig. 52. Sedimentation rates for recovery at Leg127 and 128 holes (from Burckle et al., 1992). Where more than one sedimentation rate is indicated the age of the zonal marker or basement age is still in question. For the paleomagnetic reversal record, B=Brunnes, M=Matsuyama, G=Gaus, and Gil=Gilbert.

示される隆起運動と対馬方向の隆起帯群の形成過程が同時に進行し、しかも隆起の規模に相関性をもつことを示している。したがって13~5Maに進行した日本海南西部に固有な隆起運動は対馬方向隆起帯の形成に起因するものと推論される。

ODPLeg 127および Leg 128では日本海の6地点 (Sites 794, 795, 796, 797, 798, 799) で深海掘削が行われた (Figs. 2, 51)。各掘削地点での堆積速度は、中新世~第四紀を通じてほぼ一定していて、およそ25~50m/m.y.の値を示す (Fig. 52)。ところが大和堆南麓~大和海盆北西縁に位置する Site 797だけは、12-7Maの500万年間にわたってほとんど無堆積状態となる特異な速度変化を示す。

そこで回収された約900mの深海コア (Leg127 Scientific Drilling Party, 1989) は、19Maまでデルタあるいは浅海域での堆積作用が続いた後、現在に至るまで半遠洋性の堆積作用が進行したことおよび上記の500万年間は堆積物の集積がほぼ停止したことを示す (Fig. 53)。この堆積間隙の

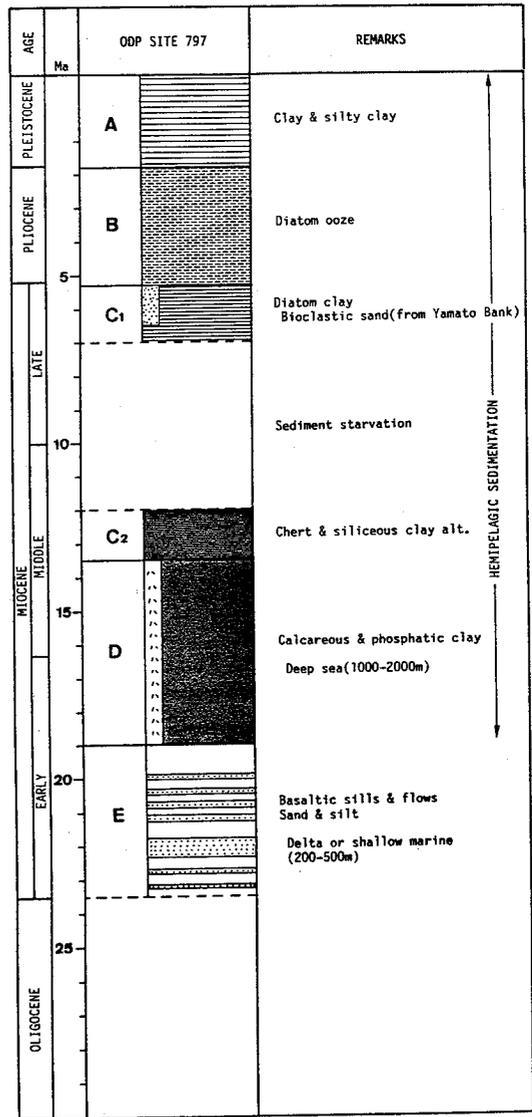


Fig. 53. Stratigraphic sections of site 797, ODP Leg 127 (data from Leg 127 Scientific Drilling Party, 1989).

後、6Ma前後の珪藻質粘土中には大和堆から供給された生物碎屑性砂岩が副岩相として記載されており、このような粗粒堆積物の混入は、火山性物質が卓越する Site 796を除くと、この掘削地点に特有な現象である。

Site 797に特有な層序間隙および粗粒堆積物の混入という現象をもたらした原因の解明は、得られる情報が著しく限られているため容易ではない。掘削地点が大和堆の麓に位置することを重視すると、大和堆の隆起運動に由来する周縁部の無堆積状態と堆頂部における生物性炭酸塩堆積物の形成

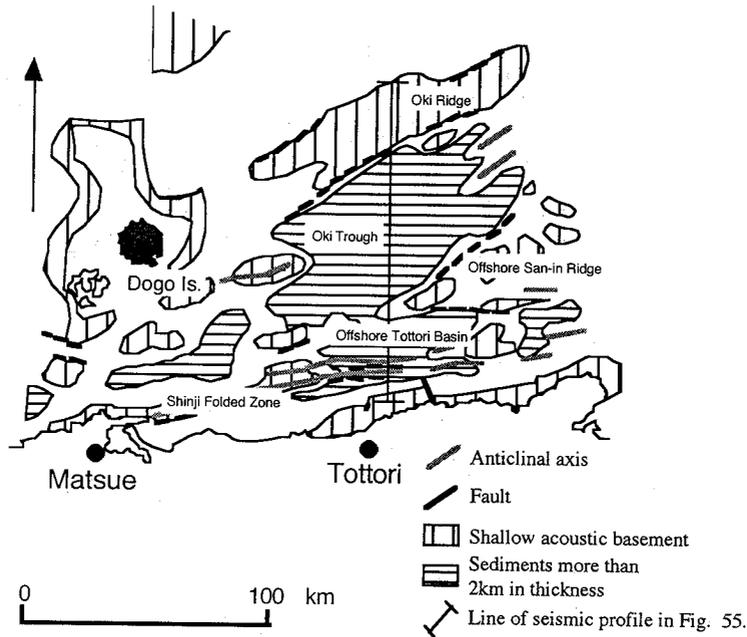


Fig. 54. Map showing the tectonic framework in the offshore San-in-Hokuriku region (adapted from Tanaka and Ogusa, 1981).

(12-7Ma), 大和堆周辺の斜面勾配の増大と堆積物重力流による生物碎屑性砂の深海部への運搬(6Ma前後), といった堆積—造構史が想定される。想定される大和堆の隆起は, 対馬方向の隆起帯群の形成と同時期であり, しかも隠岐隆起堆の北北東延長部に位置する (Fig. 51). 12-7Ma に進行した大和堆の隆起運動が, 対馬方向隆起運動の一環をなすものなのか, それとも大和堆に固有の運動であるのかという問題はにわかには結論づけられないが, いずれにしても, 今日の日南海中~南部を特徴づける複雑な地形的起伏 (Fig. 1) の構造的骨格が, 13Ma 前後に形成されはじめたものと考えられる。

## 2. ドーム状隆起構造

隠岐島後における堆積造構史のうちステージ4の最初期(サブステージ4A: 6~5Ma頃)では, 隠岐層群の膨大なアルカリ質酸性~中性火山岩の噴出にともなってドーム構造(葛尾山ドームと横尾山周縁向斜)が形成された。このサブステージのドーム状隆起運動によって, 隠岐堆から突出した円錐状地形が成立し, 隠岐島後の現在の地形骨格が成立した。日本海には, その中~南部をはじめ, 北部の深海平原にも多数の火山性海山が存在する (Fig. 51)。それらの形成時期は不明な場

合も多いが, 隠岐島後における隠岐層群の形成にともなうドーム状隆起運動に代表されるマグマ起源のドーム構造が, 日本海における隆起地形の1つの要素になっており, とくにその中~南部では, 対馬方向隆起帯をはじめ大規模な構造的隆起構造を複雑に修飾している。

## 3. 隠岐リッジ方向の傾動地塊構造

北陸・山陰の沿岸陸域~沖合いには第三系堆積盆地が発達し, 北陸—山陰区と呼ばれる(池辺, 1957)。山陰沖堆積盆地はその北西部に位置し, 西方は隠岐から島根半島にかけての音響基盤・海底地形の隆起域(隠岐—島根海台), 東方は北但から丹後半島沖の隆起帯に境される(田中・小草, 1981, Fig. 54)。エアガン記録によると鳥取沖で埋積層が最も厚く発達し, 縦走方向に伸長する山陰沖リッジを境に, この堆積盆地は南側の鳥取沖盆地と北側の隠岐トラフに区分される。

隠岐トラフは, 中新世に成長した鳥取沖盆地に引き続き, 鮮新世になって基盤の大規模な傾動沈降運動によって山陰沖リッジの北側に形成された堆積盆地である。この北北西への傾動運動は隠岐トラフの海底地形と調和的であり, 堆積盆地の形状のみならず, 現在みられる鳥取沖海底地形をも決定づけているものと考えられる。鳥取沖盆地お

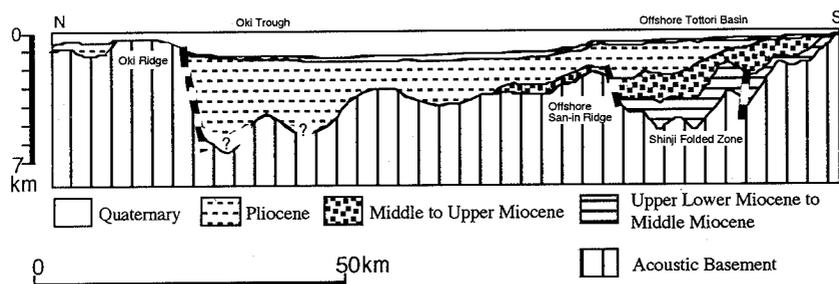


Fig. 55. Depth section based on seismic profiling in the offshore San-in basin (after Tanaka and Ogusa, 1981).

よび隠岐トラフの北縁は、山陰沖リッジおよび隠岐リッジ南縁に位置するNE-SW方向の正断層によって境され (Fig. 55), そこでは厚さ6 kmの鮮新統が堆積した。盆地を埋積する鮮新統の層厚は北へほぼ一様に厚化し、これらの地塊境界断層が鮮新世を通して変位を累積してきた成長断層であることを示す。

隠岐島後は隠岐リッジと隠岐-島根海台の交差部に位置する。そこでは中新世末の葛尾山ドーム形成後、鮮新世になるとNE-SW方向の断裂系が再活動して、北西傾斜の布施傾動地塊構造が成長した (Fig. 47)。布施傾動地塊およびその南縁を境する大久撓曲構造は、それぞれ隠岐リッジおよびその南縁断層の南西延長部に位置し、しかもそれらの変形様式および変位時期もほぼ一致する。これらの事実は、布施傾動地塊および大久撓曲帯は隠岐島後へ「上陸」した隠岐リッジおよびその南縁断層にほかならないことを示している。日本海南西部において、鮮新世以降に北西への傾動運動とアンティセティックな断層運動によって成長してきた傾動地塊群を、以下では隠岐リッジ方向の傾動地塊構造と呼ぶことにする。この複合構造は、隠岐リッジ～布施傾動地塊、隠岐トラフ、山陰沖リッジおよび鳥取沖盆地の平行配列に代表され、隠岐-島根海台を境に南西側の対馬海盆には連続しない。したがって、前述した布施傾動地塊の南西縁を境する有木川雁行断層系～代断層は、隠岐リッジ方向の傾動地塊構造の南西縁を境する構造要素の1つであると考えるのが合理的であろう。

4. 隠岐島後の後期新生代堆積-造構史からみた日本海南西部における地形的・構造的起伏の起源  
前述したとおり Tamaki (1988)・Tamaki et

al. (1992) は、日本海域の地殻構造を大陸性地殻の断片、断裂化した大陸地殻、伸張・薄化した大陸性地殻および海洋性地殻の4つのタイプに区分し、そのような海底下の地殻構造と現在の海底地形とが密接に関連していると指摘した。また日本海域にモザイク状に分布するこれら4つのタイプの地殻は、前期～中期中新世 (25～16Ma) における日本海の opening にともなう大陸地殻の断片化、伸長・薄化および海洋性地殻の生成という過程をへて成立したものと考えられている。すなわち、現在の海底地形の基本的枠組みも前期～中期中新世のアジア大陸東縁のリフティングと拡大過程の中で形成されたと考えられた。

このような分類方法にしたがって、隠岐堆 (隠岐島後含む) や隠岐リッジの地殻は大陸性地殻に、隠岐トラフの地殻は伸張・薄化した大陸性地殻に分類されている (Fig. 2)。ところが本論で復元された隠岐島後の堆積造構史は、1) 23Ma 以前は大陸縁の一部であったこと、2) 20Ma 以降は、東北日本の日本海側大陸斜面と同様、リフティングを蒙った後、15～10Ma の深海化の過程を経験したこと (Figs. 41, 45), 3) 半深海底から現在みられる地形的隆起部に転換したのは、3段階の隆起運動 (対馬方向の隆起運動: 10～6Ma, 大規模な酸性～中性アルカリ質火山活動にともなうドローミング: 6～5.5Ma および隠岐リッジ方向の傾動地塊運動: 5.5Ma～現在) が複合した結果であること、を示している。また隠岐リッジと隠岐トラフの形成は、鮮新世以降 (5.5Ma～現在) における傾動地塊運動に起因する (Fig. 55)。このように、少なくとも隠岐島後、隠岐リッジおよび隠岐トラフに関する限り、それらが示す地形的な特徴は、前期～中期中新世 (25～16Ma) に想定されてい

る日本海の opening 過程で一斉に形成され、それ以降変化しなかったというのではなく、それぞれに固有な歴史的な形成過程を経て生成し、また変化を遂げてきたわけである。

隠岐島後を中心とする日本海南西部における後期新生代の昇降史 (Fig. 42) は、日本海域にみられるさまざまな地形的・構造的起伏の起源は単純ではなく、それぞれの形成過程を具体的に復元していく必要があることを物語っている。地殻構造の枠組みと地形的・構造的起伏の起源との関連をより詳細に検討するために、地殻構造観測、特に海盆域に比べて不十分と考えられる地形的高まりの部分のデータが望まれる。

#### D. 火山活動と構造運動

隠岐島後における堆積-造構史の中で、ステージ 1, サブステージ 2 A およびステージ 4 は活発な火山活動で特徴づけられ、カルクアルカリ質→アルカリ質 (シヨシヨナイト) →アルカリ質 (アルカリかんらん石玄武岩) と時代を追って変化した (Fig. 42)。また  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比は、約 5 Ma 以前の 0.712~0.707 の高い値から、それ以降の 0.706~0.704 の低い値へ変化した後、最後にまたやや高くなる傾向が認められる (藤巻ほか, 1991)。各ステージの火山活動のうち、塩基性の火山活動は NE-SW 方向の断層系の活動に、また酸性~中性火山活動はドーム状構造の形成に関連していることは、火山活動が地殻の応力状態に規制されていることを示すものとして注目される。

##### 1. 陸弧火山活動 (ステージ 1 : 26~23Ma)

ステージ 1 の火山活動は陸域におけるコールドロンを形成したカルクアルカリ質火山—深成活動に特徴づけられる。このような活動様式は陸弧火山活動に一般的であり (今岡ほか, 1992, 雁沢・佐藤, 1989 など)、その活動年代や次に述べる構造的位置にもとづくと、ステージ 1 の火山活動は東北日本における“陸弧活動期における火山活動” (吉田ほか, 1995) に対比される。漸新世後期の火山活動は日本海や沿海州に広く認められ (Bersenev and Krasnyi, 1984)、現在の本州弧の日本海沿岸地帯に平行する男鹿—佐渡—山陰帯と呼ばれる火山帯 (雁沢, 1982) がその東縁の陸弧火山フロントをなしていた (雁沢, 1987, 大口ほか, 1989, Tatsumi et al., 1989, 岡村ほか,

1993)。以上のように、時張山コールドロンを形成した火山—深成活動は男鹿—佐渡—山陰帯の火成活動の一環をなすものと判断されるので、前述のとおりステージ 1 の火山活動を陸弧火山活動と性格づけたわけである。

コールドロンを形成すること、火山岩類が深成岩と密接に関連していることから、時張山コールドロン直下にはマグマ溜まりが形成されていたものと推定される。マグマ溜まりの形態や形成深度は不明であるが、それが形成されることにより局所的な垂直方向の圧縮応力が生じ、その結果、陥没やそれを中心としたドーム構造が形成されたものと推論される。

##### 2. リフティングにともなう火山活動 (サブステージ 2 A : 20~15Ma)

深海化に先立つリフティングの前半期には、主に陸上環境で膨大なアルカリ玄武岩 (シヨシヨナイト) の活動が起こった。このサブステージ 2 A の火山活動は酸性火山活動を密接にともなっており、東北日本における“背弧海盆活動期における火山活動” (吉田ほか, 1995) と同様、バイモーダルな火山活動 (今田, 1974) によって特徴づけられる。火山活動は島後グラベンを形成した NE-SW 方向の断層系に規制されており (Fig. 44)、このステージの火山活動は断層運動に密接に関連していることを示す。

このステージの火山岩類のうち、岩石学的・地球化学的に詳しく調べられている那久火山岩部層の塩基性岩類はシヨシヨナイト (Xu, 1988) あるいはアルカリ玄武岩 (Uchimizu, 1966, Uto et al., 1994) として扱われている。このほか東郷玄武岩部層および郡玄武岩部層構成岩も、層序的位置、岩相の一致および分析値は少数であるがその主化学組成が類似していることから、那久火山岩部層構成岩と同等の性質を持つものとみなされる。一般にシヨシヨナイト系列の岩石はカルクアルカリ岩と共に、島弧とくに成熟した島弧の火山活動を特徴づけるという (Wilson, 1989)。ところが、サブステージ 2 A は日本海リフトシステムの活動期にあたり、またフィリピン海プレートと西南日本弧との間はトランスフォーム境界になっている時期 (Uto et al., 1987) であることを考慮すると、このサブステージの火山活動を沈み込み帯での火山活動とは考えにくい。いっぽう那久火山岩部層

の火山岩が示す LILE に富み HFSE に乏しいという微量元素組成の特徴は、島弧火山活動のほか引張応力場にある大陸内部（たとえばリフト帯）の火山活動にも認められる（Uto et al., 1994）。活動の場を引張応力場にある大陸内部と考えた場合、このステージを特徴づけるパイモダルな火山活動の場としても矛盾しない。したがって、このステージの火山活動は以下のような状況下で形成されたと推論される。

島後でのリフティングは、位置のおよび形成時期からみて日本海リフトシステムの一部をなすものである。アジア大陸東縁のリソスフェアは日本海域にわたるアセノスフェアの上昇とそれともなう地殻の隆起・断裂の形成によって伸張・薄化した。このアセノスフェアの広域的な上昇は、広域の引張応力場と地下深部におよぶ断裂を形成する主要な要因となり、さらにマグマ発生の熱源ともなった。その結果地下深部で発生したマグマは、隠岐島後では高い Sr 同位体比をもち、深部断裂に沿って容易に上昇して地表にアルカリ岩（シヨシヨナイト）を噴出させたと考えられる。

このように、火山岩類が島後グラベンを形成した NE-SW 方向の断裂系に規制されているという地質学的事実とこれらの岩石学的・地球化学的な特徴にもとづくと、このステージの火山活動はリフティングともなう火山活動と性格づけられる。

### 3. 島弧火山活動（ステージ 4：6 Ma～現在）

中新世末以降のアルカリ質火山活動は、アルカリ量が大陸側へ系統的に増大することによって特徴づけられる島弧火山活動の一環をなすものであり、東北日本における“島弧活動期における火山活動”（吉田ほか、1995）に相当する。

このステージの最初期（サブステージ 4 A）には、ドーミングをともしつつ、きわめて短期間（5.5～5.4 Ma）のうちに膨大なアルカリ質酸性～中性火山岩類が噴出した。ミュージアライトをともし粗面岩・アルカリ流紋岩からなり、隠岐粗面岩流紋岩類だけでも  $20 \pm 3 \text{ km}^3$  に達した（Uchimizu, 1966）。これらの火山岩類の間には顕著な不整合や侵食面あるいは碎屑性堆積物の挟在は認められていない。このことは短期間の火山活動によって急速に形成されたことを示しており、年代論からの推定と調和的である。このように短時間のうちに多量の噴出物を連続して、いいか

えれば安定して供給するためには、火山体の地下にマグマの供給源であるマグマ溜まりが形成されていたものと推論される。当時の日本列島は圧縮応力場にあったと考えられており（山元, 1991, Ingle, 1992）、このような広域応力場の中ではマグマの上昇は容易ではなく、隠岐島後の地下深部では酸性マグマ溜まりが形成され、それともなう地表ではドーミングが生じたものと推論される。

このドーミングによって形成された葛尾山ドームの外側に発達する横尾山周縁向斜の近傍では、平粗面岩と同質のシル状～ラコリス状の貫入岩体が多数発達する。マグマは既存の高角なフラクチャーに沿って上昇する。理論的には、正断層型または横ズレ断層型の応力場では高角のフラクチャーが形成されて、マグマが地表に噴出する。いっぽう逆断層型の応力場では、形成されるフラクチャーは低角のためマグマの上昇は困難で、シルが形成される（Cas and Wright, 1987）。もしそうであるとすると、平粗面岩のシル状～ラコリス状貫入岩体の進入期には、横尾山周縁向斜の近傍は圧縮応力場にあったと推定される。この貫入形態から推定される圧縮応力場は、上記の広域応力場を反映したものかあるいはドーミングにともなう局所的に形成されたものかは明らかではない。いずれにしても、貫入形態から推定される圧縮応力場は、平粗面岩の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比が他の火山岩に比べて高く、それはマグマと地殻物質の混染で説明される（藤巻ほか、1991）という、本岩類の地球化学的性質の解釈とも整合する。

4.7 Ma～現在のサブステージ 4 B になると、布施傾動地塊の形成につづいてアルカリ玄武岩質火山活動が断続的に起こった。アルカリ玄武岩類は、4.7～2.4 Ma に断続的に活動した大峯層群と 1.3～0.6 Ma の西郷層群に大別される。単成火山群を形成する大峯層群の玄武岩中にはマンタルまたは地殻由来する超塩基性～塩基性捕獲岩片が普通に含まれる。単成火山群は引張応力場で形成されやすい（中村, 1989）。すなわち、単成火山群が形成される場はマグマの供給路が確保しやすい場ということであり、引張応力場はマグマの供給路であるフラクチャーが発達しやすいことによる。また、隠岐島後の火山岩の中で大峰層群は Sr 同位体比の最低値（0.70517～0.70446）を示す（藤巻ほか、1991）。これらの特徴は、大峯層群をも

たらしたアルカリ玄武岩マグマは地下深部から急速に上昇してきたことを意味し、隠岐島後は当時、引張応力場にあった可能性を強く示唆している。これは、当時広域的には圧縮応力場にあったとする考えと矛盾する。たしかに広域圧縮応力場であっても、地殻表層部に局所的な引張応力場が形成され、そこでの開口割れ目系を通してマグマが地表に噴出する場合も認められるが（高橋，1992），このモデルではマントルまたは下部地殻に由来する超塩基性～塩基性捕獲岩片を含む地下深部からのアルカリ玄武岩マグマのスムーズな上昇・噴出は説明が困難である。

島後における大峯層群の形成に先立つ布施傾動地塊の成長過程を制御した応力場は不明である。しかしながら、その北東延長にあたる隠岐リッジと隠岐トラフの境界断層がFig. 55（田中・小草，1981）に示されるように正断層であるとする、NW-SE方向の水平引張応力場であったと推論される。Ingle（1992）はおよそ10Ma以降、日本海南東部～南西部が水平圧縮応力場であったとしているが（Fig. 48），少なくとも隠岐島後を含む日本海南西部の一部では5～2.5Maの期間にわたって引張応力場となり、大規模な傾動地塊運動が進行するとともに、アルカリ玄武岩マグマが起源マントルから急速に上昇したものと推論される。

#### IV. まとめ

この論文では、隠岐島後の新生界の層序・地質構造にもとづいて堆積—造構史を復元し、日本海南西部における地形的・構造的起伏の起源および隠岐島後における火山活動の造構的背景を考察した。その主な結論は次のようにまとめられる。

- 1) 隠岐島後の地質系統は、下位から、先第三系基盤岩類、第三系の時張山累層（26～23Ma）・島後層群（20～10Ma）・隠岐層群（6～5.4Ma）・大峯層群（4.4～2.4Ma）および第四系の西郷層群（1.3～0.6Ma）・尼寺山礫層（中期～後期更新世）に区分される。
- 2) 隠岐島後の地質構造は、次の5つの基本構造が順次重複してできあがった複雑な複合構造からなる；先第三系基盤岩類のドーム構造、時張山累層が形成するコールドロンを中心としたドーム構造、島後層群が埋積するNE-SW方向の地溝構造、隠岐層群が形成するドーム構造と周縁向斜構造お

よび北東半部を支配する北西傾斜の傾動地塊構造とその縁辺撓曲構造。

- 3) 隠岐島後の新生代堆積—造構史は次の4つの主要ステージに区分され、それらは大振幅のテクトニックな昇降運動、ユースタシーおよび火山活動によって支配されていた；

ステージ1：陸弧（26～23Ma）

ステージ2：リフティング（20～10Ma）

2A-1：リフティング開始（20～16.8Ma）

2A-2：海進（16.8～15Ma）

2B：深海化（15～10Ma）

ステージ3：隆起・陸化（10～6Ma）

ステージ4：島弧（6Ma～現在）

4A：ドーミング（6～5.5Ma）

4B：傾動（5.5Ma～現在）

- 4) 隠岐島後の堆積—造構史は、漸新世末～中新世初期の陸弧火山活動の後、前期中新世後半～中期中新世にはリフティングとそれに続く深海化およびパイモーダル火山活動といった日本海域に共通する経緯をたどった。ところが後期中新世以降は隆起に転じ、対馬方向の隆起運動、アルカリ質酸性～中性火山活動にともなうドーム状隆起および隠岐リッジ方向の傾動地塊運動を経て、今日みられる隆起地形が完成した。このように、少なくとも隠岐島後およびその周辺に関する限りでは、その隆起構造が前期～中期中新世（25～16Ma）に想定されている日本海のopening過程で一斉に形成され、それ以降変化しなかったというのではなく、それぞれに固有な歴史的な形成過程を経て生成し、また変化を遂げてきた。日本海域にみられるさまざまな起伏地形の起源もおそらく単純ではなく、それぞれの形成過程を具体的に復元していく必要がある。

- 5) 隠岐島後における堆積—造構史の中で、ステージ1、サブステージ2Aおよびステージ4は活発な火山活動で特徴づけられ、それぞれ陸弧火山活動、リフティングにともなう火山活動および島弧火山活動と呼ばれ、カルクアルカリ質→アルカリ質（シヨシヨナイト）→アルカリ質（アルカリかんらん石玄武岩）と時代を追って変化した。また<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr比は、約5Ma以前の0.712～0.707の高い値から、それ以降の0.706～0.704の低い値へ変化した後、最後にまたやや高くなる傾向が認められる（藤巻ほか，1991）。各ステージの火山活動

のうち、塩基性の火山活動は NE-SW 方向の断裂系の活動に、また酸性～中性火山活動はドーム状構造の形成に関連しており、これは火山活動が地殻の応力状態に規制されていることを示すものである。

## V. 文献

- Akiba, F., 1986: Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. *Init. Repts. DSDP, 87, Washington (U.S. Govt. Printing Office)*, 393-481.
- 青木謙一郎, 1977: 隠岐島後中村の超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩. 岩鉱, 72, 75-84.
- Bersenev, I.I. and Krasnyi, L.I. (eds.), 1984: Geological map of the Japan Sea bottom, scale 1 : 2,500,000. Academy of Science, USSR.
- Blow, W.H., 1969: Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminifera biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H.H., eds.: *Proc. 1st. Internat. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva 1967*, 1, 199-421.
- Bornhold, B. D. and Giresse, P., 1985: Glauconitic sediments on the continental shelf off Vancouver Island, British Columbia, Canada. *Jour. Sedim. Petrol.*, 55, 653-664.
- Burckle, L. H., Brunner, C. A., Alexandrovich, J., DeMenocal, P., Briscoe, J., Hamano, Y., Heusser, L., Ingle, J. C. Jr., Kheradyar, T., Koizumi, I., Krumsiek, K. A. O., Ling, H. - Y., Muza, J. P., Rahamn, A., Sturz, A., Vigliotti, L., White, L.D., Wipern, J. J. M., and Yamanoi, T., 1992: Biostratigraphic and biochronologic synthesis of Legs 127 and 128: Sea of Japan. *Proc. ODP, Sci. Results*, 127-128, 1219-1228.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1987: *Volcanic successions, modern and ancient*, 528p., Allen & Unwin, London.
- 地質調査所, 1992: 日本および隣接地域地質図, 日本地質アトラス (第2版), シート2, 朝倉書店, 東京.
- 藤巻宏和・徐 紅・青木謙一郎, 1989: 島根県隠岐, 島後のミュージアライトの K-Ar 年代. 岩鉱, 84, 335-338.
- 藤巻宏和・徐 紅・青木謙一郎, 1991: 島根県隠岐, 島後火山岩類のストロンチウム同位体組成の時間変化. 岩鉱, 86, 16-26.
- 福沢仁之, 1988: 新第三紀層状珪質岩の堆積機構—北海道北部, 上部中新統稚内層を例として—. 地質学雑誌, 94, 669-688.
- 雁沢好博, 1982: フィックション・トラック年代法によるグリーン・タフ変動の年代区分 その1—佐渡地域—. 地質学雑誌, 88, 943-956.
- 雁沢好博, 1987: 東北日本弧内帯の白亜紀—第三紀火山岩のフィックション・トラック年代—奥尻島・男鹿半島・朝日山地—. 地質学雑誌, 93, 387-401.
- 雁沢好博・佐藤和平, 1989: 西南海道奥尻島の漸新世火山性陥没. 地団研専報, no.36, 1-14.
- 長谷川四郎・秋元和実・北里 洋・的場保望, 1989: 底生有孔虫にもとづく日本の後期新生代古水深指標. 地質学論集, no. 32, 241-253.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- 春本篤夫, 1926: 隠岐島後の火山岩類に就いて (1). 地球, 6, 398-404.
- 春本篤夫, 1927a: 隠岐島後の火山岩類に就いて (1). 地球, 7, 27-37.
- 春本篤夫, 1927b: 隠岐島後の火山岩類に就いて (1). 地球, 7, 122-129.
- 早瀬一一・石坂恭一, 1967: Rb-Sr による地質年齢 (I), 西南日本. 岩鉱, 58, 201-212.
- 林 正久, 1990: 隠岐諸島の地形—島後島—. 山陰地域研究 (自然環境), no. 6, 1-10.
- Hirooka, K. and Kawai, N., 1967: Results of age determination of some late Cenozoic rocks in southwestern Japan. *Progress Rep., Paleogeophys. Res. Japan*, 69-73.
- 星野光男, 1979: 隠岐島後のコランダム含有泥質片麻岩. 加納 博教授記念論文集 日本列島の基盤, 85-88.
- Hoshino, M., 1979: Two-pyroxene amphibolites in Dogo, Oki Islands, Shimane-ken, Japan.

- Jour. Japan Assc. Min. Pet. Eocn. Geol.*, 74, 87-99.
- 池辺展生, 1957: 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成区. 新生代の研究, nos. 24-25, 1-19.
- Ingle, J. C. Jr., 1992: Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections. *Proc. ODP, Sci. Results*, 127-128, 1197-1218.
- 石田英明, 1985: 隠岐島後西部におけるアルカリ火山岩類の層序. 島根大学地質学研報, no.4, 69-79.
- 伊藤 慎, 1992: コンデンスセクション. 堆積学研究会報, no. 36, 1-4.
- 岩田昌寿・加々美寛雄・高橋栄一・倉沢 一, 1988: 隠岐島後, 隠岐粗面岩・流紋岩類の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代と成因. *火山*, 33, 79-86.
- Jolivet, L. and Tamaki, K., 1992: Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc. *Proc. ODP, Sci. Results*, 127-128, 1311-1331.
- 角館正勝, 1988: 隠岐島後都万地域の新第三系貝化石群集. 島根大学地質学研究報告, no.7, 99-112.
- Kaneoka, I. and Ozima, M., 1970: On the radiometric ages of volcanic rocks from Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan., Ser. 2*, 15, 10-21.
- Kaneoka, I., Takahashi, E. and Zashu, S., 1977: K-Ar dating of alkali basalts from the Oki-Dogo island. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, 83, 187-189.
- 鹿野和彦・中野 俊, 1985: 山陰地方新第三紀の放射年代と対比について. *地調月報*, 36, 427-438.
- Kidwell, S. M., 1991: Condensed deposits in siliciclastic sequences: expected and observed features. In Einsel, G., Ricken, W. and Seilacher, A., eds. *Cycles and Events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 682-695.
- Kobayashi, H., 1988: Neogene silicofragellate biostratigraphy of the Japan Sea coastal region, with reference to DSDP Hole 438A. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd. Ser. (Geol.)*, 59, 1-98.
- 今田 正, 1974: 東北日本弧における bimodal volcanism. *地質学雑誌*, 80, 81-89.
- Kozu, S., 1912: Preliminary Notes on some igneous rocks, VI, Quartz-syenite and comendite from the Oki Islands. *Jour. Geol.*, 20, 656.
- Kozu, s., 1913a: Preliminary notes on some Igneous rocks of Japan, Comendite. *Jour. Geol.*, 21, 62.
- Kozu, S., 1913b: Petrological notes on the Igneous rocks of the Oki Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Second Ser.*, 1, 25-56.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29, 195-222.
- Kurasawa, H., 1968: Isotopic composition of lead and concentration of uranium, thorium, and lead in volcanic rocks from Dogo of Oki islands, Japan. *Geochem. Jour.*, 2, 11-28.
- 倉沢 一, 1984: 隠岐島後火山岩類のストロンチウム同位体比. *岩鉱*, 79, 484-497.
- Leg 127 Scientific Drilling Party, 1989: Exploring the Japan Sea. *Geotimes*, 11, 19-21.
- Lipman, P.W., 1976, Cadere-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 87, 1397-1410.
- Masuda, K., 1966, Molluscan fauna of the Higashi-innai Formation of Noto Peninsula, Japan. I. A general consideration of fauna. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan N.S.*, no. 63, 261-293.
- Miall, A.D. ed., 1978: *Fluvial sedimentology*: Canadian Soc. of Petroleum Geologist, Mem. 5, 859p.
- 南 明, 1979: 山陰・対馬沖の堆積盆地の分布と性格. *石油技協誌*, 44, 321-328.
- 中村一明, 1989: 火山とプレートテクトニクス. 東京大学出版会, pp. 323.
- 西村祐二郎・今岡照喜, 1995, 山口県の放射年代—1994年総括. *山口地学会誌*, no.34, 1-13.

- 野沢 保, 1952: ひだ神岡鉱山付近の伊西閃長岩質岩石の成因について. 地質学雑誌, 58, 469-475.
- 小笠原憲四郎・増田孝一郎, 1989: 東北地方新第三系貝類化石の古水深指標とその適用. 地質学論集, no. 32, 217-227.
- 大口健志・吉田武義・大上和良, 1989: 東北日本弧における新生代火山活動域の変遷. 地質学論集, 32, 431-455.
- 岡村 聰・吉田武義・加々美寛雄, 1993: 奥尻島漸新世火山岩の岩石学—東北日本漸新世, 陸弧火山フロントにおける火山活動—. 岩鉱, 88, 83-99.
- 大久保雅弘, 1981: 隠岐・島後の中新統化石層. 島根大学理学部紀要, 15, 125-137.
- Okubo, M. and Takayasu, K., 1979: Discovery of Middle Miocene molluscs at Kumi, Dogo, Oki Islands. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, no. 13, 121-130.
- 大久保雅弘・高安克己, 1980: 隠岐より Miogypsina の発見. 地質学雑誌, 86, 37-39.
- 大久保雅弘・横田正浩, 1984: 隠岐・島後の珪藻化石群集について. 地質学雑誌, 90, 411-414.
- 太田昌秀, 1963: 隠岐変成岩類. 岩鉱, 49, 189-205.
- 佐藤伝蔵, 1922: 隠岐の珪藻土. 地学雑誌, 34, 203.
- 山陰グリーンタフ研究グループ, 1973, グリーン・タフ積成盆の発生期にまつわる二, 三の問題—山陰・松江湾入部を一例として—. 地質学論集, no. 9, 107-122.
- 瀬戸浩二, 1992: 瑞浪層群の底生有孔虫化石群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.19, 165-191.
- 瀬戸浩二・山崎博史, 1990: 隠岐島後の新第三系の有孔虫群集. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 198.
- Shibata, K. and Nozawa, T., 1966: K-Ar ages of Hida metamorphic rocks Amo-Tsunokawa area and Oki area, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 17, 410-416.
- 下末 恵, 1989, 隠岐島後の中新統化石層序. 島根大学理学研究科修士論文 (MS).
- 鈴木敬治, 1989: 東北日本弧南部における中～下部中新統の植物化石層位について. 地質学論集, no. 32, 197-205.
- Suzuki, M., 1970: Fission track ages and uranium contents of obsidian. *Jour. Anthropol. Soc. Nippon*, 78, 50-58.
- 鈴木盛久・小林英夫, 1987: 2.2飛騨帯. 日本の地質「中国地方」編集委員会編, 中国地方, 共立出版, 10-12.
- 鈴木徳行・大坂 理・赤坂正秀, 1991: 隠岐島後中新世郡累層に見いだされた泥岩中の方沸石コンクリーション. 島根大学地質学研究報告, no. 10, 89-95.
- 田結庄良昭・柴田 賢・内海 茂, 1991: 島根県, 隠岐島後の花崗岩類. 地質学雑誌, 97, 53-60.
- 多井義郎, 1956: 隠岐群島島後の中新世小型有孔虫化石群. 地質学雑誌, 62, 212-213.
- 多井義郎・加藤道雄, 1980, 隠岐島島後産 Miogypsina とそれに伴う小型有孔虫群. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, 79.
- Takahashi, E., 1978: Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arcs. *Bull. Volcanol.*, 414, 529-546.
- 高橋正樹, 1992: 火山と割れ目—地殻応力場を指し示す火山体の構造—. 科学, 62, 777-785.
- Tamaki, K., 1988: Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 39, 269-365.
- Tamaki, K., Suehiro, K., Allan, J., Ingle, J.C., Jr., and Pisciotto, K. A., 1992: Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. *Proc. ODP, Sci. Results*, 127-128, 1333-1348.
- 田中 剛・星野光雄, 1987: 隠岐変成岩の Sm-Nd 年代とその地質学的意義. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, 492.
- 田中 隆・小草欽治, 1981: 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質学雑誌, 87, 725-736.
- 谷村好洋・斎藤靖二, 1986: 隠岐島後の中期中新世初期海成珪藻土. 国立科博専報, no. 19, 43-54.
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T, and Nohda, S., 1989: Opening of the Japan Sea by asthenospheric injection. *Tectonophys.*, 166, 317-329.

- 寺岡易司・加藤碩一・脇田浩二・奥田義久・湯浅真人・西村 昭, 1992: 日本及び隣接地域地質図. 日本地質アトラス (第2版), 地質調査所.
- 富田 達, 1927a: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其一). 地質学雑誌, 34, 321-338.
- 富田 達, 1927b: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其二). 地質学雑誌, 34, 423-460.
- 富田 達, 1928a: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其三). 地質学雑誌, 35, 463-491.
- 富田 達, 1928b: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其四). 地質学雑誌, 35, 519-537.
- 富田 達, 1928c: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其五). 地質学雑誌, 35, 571-600.
- 富田 達, 1929a: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其六). 地質学雑誌, 36, 189-205.
- 富田 達, 1929b: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其七). 地質学雑誌, 36, 303-337.
- 富田 達, 1930a: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其八). 地質学雑誌, 37, 131-156.
- 富田 達, 19230b: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其九). 地質学雑誌, 37, 521-546.
- 富田 達, 1931a: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十). 地質学雑誌, 38, 155-174.
- 富田 達, 1931b: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十一). 地質学雑誌, 38, 203-222.
- 富田 達, 1931c: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十二). 地質学雑誌, 38, 413-431.
- 富田 達, 1931d: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十三). 地質学雑誌, 38, 461-479.
- 富田 達, 1931e: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十四). 地質学雑誌, 38, 545-564.
- 富田 達, 1931f: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十五). 地質学雑誌, 38, 609-628.
- 富田 達, 1932a: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十六). 地質学雑誌, 39, 149-178.
- 富田 達, 1932b: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十七). 地質学雑誌, 39, 197-219.
- 富田 達, 1932c: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十八). 地質学雑誌, 39, 501-523.
- 富田 達, 1932d: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十九). 地質学雑誌, 39, 609-640.
- 富田 達, 1932e: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其二十). 地質学雑誌, 39, 675-691.
- Tomita, T., 1934: On the Kaersutite from Dogo, Oki Islands, Japan, and its magmatic alteration and absorption. *Jour. Shanghai Sci. Inst.*, Sec. 2, 2, 37-146.
- Tomita, T., 1936: Geology of Dogo, Oki Islands in the Japan Sea. *Jour. Shanghai Sci. sec. 2*, 2, 39-146.
- 土 隆一, 1985: 新第三紀の地史的イベントとその時間空間的分布. コロキウム新第三紀地史的イベント, 1-6.
- 上田哲郎・杉山政広, 1984: 隠岐・島後のオウナガイ化石について. 島根大学地質学研究報告, no. 3, 145-154.
- Uchimizu, M., 1966: Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki Islands. *Jour., Fac. Sci. Univ. Tokyo*, 16, 85-159.
- 梅原正敏, 1983MS: 島根県中新世植物化石の研究—特に隠岐島後下部中新統植物化石について—. 島根大卒論.
- Uto, K., 1989: Neogene volcanism of southwestern Japan related to the opening event of the Japan Sea: its time and space based on K-Ar dating. *Ph. D. to Univ. Tokyo*.
- Uto, K., Takahashi, E., Nakamura, E. and Kaneoka, I., 1994: Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: Geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea. *Geochem. Jour.*, 28, 431-449.
- Van Hinte, J. E., 1978: Geohistory analysis — an application of micropaleontology in exploration geology. *AAPG Bull.*, 62, 201-222.
- Wilson, M., 1989: *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466p.
- Xu, H., 1988: Petrology and geochemistry of the alkali rocks from Dogo, Oki Islands, Shimane Prefecture, Southwest Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. III, 17, 1-106.
- 徐 紅・吉田武義・青木謙一郎, 1987: 隠岐島後に産するアルカリ火山岩類の地球化学的研究. 核理研研報, 20, 179-201.
- 山上万次郎, 1895: 20万分の1地質図福隠岐および説明書. 農務省地調, 1-31.
- 山元孝広, 1991: 日本列島の後期新生代岩脈群と

- 造構応力場. 地調月報, 42, 131-148.
- 山崎博史, 1984: 隠岐島後の中新統. 島根大学地質学研究報告, no. 3, 87-97.
- 山崎博史, 1991: 隠岐島後, 西郷湾北方の新生界層序. 地質学雑誌, 97, 917-930.
- 山崎博史, 1992: 島後層群と南隠岐リッジ. 地質学論集, no. 37, 277-293.
- 山崎博史・雁沢好博, 1989: 隠岐島後第三系, 郡累層および由井累層のフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌, 95, 619-622.
- 山崎博史・瀬戸浩二, 1990: 隠岐島後における新第三紀の古水深変遷. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 199.
- 山崎博史・下末 恵・高安克己, 1991: 隠岐島後中新統郡累層と久見累層の層序関係の再検討. 地球科学, 45, 177-190.
- Yamasaki, H. and Takayasu, K., 1992: Tectonic influence on deposition of the Miocene diatomaceous sediments in the Oki-Dogo Island, off San-in, SW Japan. *Abstract volume, Fifth international Congress on Pacific Neogene Stratigraphy and IGCP Project 246 "Pacific Neogene: Environment, Evolution and Events"*, 132.
- 山崎博史・高安克己・下末 恵, 1990: 隠岐島後の前期中新世の珪藻化石とその意義. 日本地質学会関西支部報, no. 109, 11-12.
- 山内靖喜・村上 久・中山勝博, 1995a: 島根県隠岐布施周辺の新第三紀時張山累層. 島根大学地質学研報, no. 14, 81-88.
- 山内靖喜・村上 久・志知龍一・野崎京三, 1995b: 重力異常からみた隠岐群島の基盤構造. 島根県地学会会誌, 10, 25-27.
- 矢野寛幸・島田昱郎, 1984: 隠岐島後の珪藻土について. 島根大学地質学研究報告, no.3, 139-144.
- Yano, T. and Wu G.Y., 1995. Middle Jurassic to Early Cretaceous arch tectonics in East Asian continental margin. In: Ki-Hong Chang (ed.), *Environmental and tectonic history of East and South Asia, with emphasis on Cretaceous Correlation (IGCP 350). Proceedings of 15th International Symposium of Kyungpook National University*, 177-192, Kyungpook National University, Taegu.
- 横田正浩, 1984: 隠岐島後の珪藻土について. 島根大地質学研報, no. 3, 139-144.
- 吉田武義・大口健志・阿部智彦, 1995: 新生代東北日本弧の地殻・マントル構造とマグマ起源物質の変遷. 地質学論集, no. 44, 263-308.

## Summary

The Japan Sea is a marginal basin formed through backarc basin opening during the early to middle Miocene. It is composed of topographic depressions (basin) and highs (ridge, sea mount and rise) and shows obvious large topographic irregularities. The crust of marginal basin is understood to be a mosaic consisting of fragmental continental crust, rifted continental crust, extended continental crust, and newborn oceanic crust. The crust of Oki-Dogo Island, which is one of the topographic high in the southwestern Japan Sea, is considered to be a fragmental continental crust without marked disturbances during the opening process of the backarc basin.

In the Oki-Dogo Island, a thick series of Tertiary and Quaternary strata have developed covering unconformably the crystalline basements. They are classified into the following five groups: the upper Oligocene to lowermost Lower Miocene Tokibariyama Formation, the Lower to Middle Miocene Dogo Group, the uppermost Upper Miocene Oki Group, the Pliocene Omine Group, and the Pleistocene Saigo Group and Holocene Nijiyama Gravel Beds. They form structural association of dome and graben structures.

The Tokibariyama Formation, mostly composed of calc-alkaline volcanics, was deposited in relation to the formation of Tokibariyama cauldron located on the Oligocene volcanic front. The Dogo Group was deposited in and around the Dogo graben which is closely connected to the Japan Sea rifting. It is made up of alkali basalts (shoshonite) and acid pyroclastics in the lower part, and of the clastic and biosiliceous sediments deposited in the paralic and shallow- and deep-marine environments, in the upper part. The Oki Group closely related to the formation of the Tsuzuraoyama dome structure is represented by thick piles of subaerial felsic alkaline volcanic rocks with small amount of shallow marine clastics in the lowermost part. The Omine Group forms monogenetic volcanoes which mostly consist of alkali basalts with mafic and ultramafic xenoliths erupted on the Fuse tilted block, tilting gently toward northwest in the northeastern part of the island. The Saigo Group is composed of alkali basalts and the Nijiyama Gravel Beds consist of terrace deposits. They are distributed in the limited area of the southern part of the island.

According to the tectono-sedimentary history reconstructed by the author, the Oki-Dogo area has experienced the continental-arc type volcanism of the latest Oligocene to earliest Miocene age, and the rifting with bimodal volcanism and subsequent subsidence, down to middle bathyal zone of early Early to Middle Miocene age. These processes are characteristic of the rifted and the extended continental crusts in the Japan Sea. Since the Late Miocene, the three-step successive tectono-magmatic uplifting processes have transformed the Oki-Dogo area into an island which projects above the sea surface.

In conclusion, the Oki-Dogo Island is not a simple piece of continental crust that fragmented through the opening process of the Japan Sea, but the results of a complex evolutionary process, which involves the earlier rifting and deep subsidence followed later on by tectono-magmatic uplifting. Such multi-phased and superimposed formative processes of the Oki-Dogo Island may imply that various structural highs in the Japan Sea also have their respective evolutionary histories, and that tectono-sedimentary histories should be individually reconstructed to elucidate the origins of topographic and structural highs. Correlations between the variation in the character of volcanism and tectonic events can be due to changes in the tectonic status of the crust.