

島後層群と南隠岐リッジ

山 崎 博 史*

The Dogo Group in the Oki Dogo Island, Southwest Japan and the South Oki Ridge

Hirofumi Yamasaki*

Abstract The Dogo Group (Late Oligocene to Middle Miocene) distributed in the Oki-Dogo Island, SW Japan, is closely related to the Miocene tectonics of the Japan Sea formation. The group consists of the Tokibariyama, Kori and Kumi formations in ascending order. The Tokibariyama Formation resting on the basement (Oki Metamorphics and older Granite), is composed mainly of felsic to intermediate igneous rocks with non-marine clastic rocks, and is lithologically subdivided into the Lower and Upper members. The Kori Formation composed mainly of fluvial sediments with bimodal volcanism, comprises the Koji Tuff, Ohzuku Conglomerate, Togo Basalt, Kori Basalt and Nagu Volcanics members. The Kumi Formation is composed mostly of terrigenous-biosiliceous sediments deposited in fluvial, shallow marine and deep marine environments, and is subdivided into the Hei Tuff-Siltstone Alternation, Kumi Sandstone, Utagi Mudstone, Igo Mudstone and Iinoyama Diatomite members.

Based on stratigraphy and structural features, the formation of the Dogo Group is classified into three stages. If the classification of stages is applied to the Tertiary formations in the SW Japan Sea area (Yamato Basin-Bihoku), major geologic events in each stage are summarized as follows:

Stage I (~20Ma): igneous activity characterized by the formation of cauldrons.

Stage II (20~15Ma): differential subsidence resulting from faulting, and transgression.

Stage III (15~10?Ma): maximum transgression and subsequent uplift.

Tertiary sedimentary basins in the area are divided into two major parts by the South Oki Ridge and their arrangement is controlled by ENE-WSW trending ridge-trough structures.

Key words: Oki-Dogo Island, stratigraphy, Dogo Group, South Oki Ridge

はじめに

背弧海盆である日本海およびその周辺の詳細な地質データが蓄積されつつあり、日本海の形成は遅くとも前期中新世の後期に始まっていたことが明らかになっている(多田・Leg 127乗船者一同, 1990; Tamaki *et al.*, 1990). 日本海の南西部, 島根半島の約60km 北に位置する隠岐島後(Fig. 1)には新生界が広く分布して

いる。それらは metamorphic core complex の一種とも考えられる(中村, 1988a) 変成岩基盤を直接覆っており、日本海形成初期からの地史を記録していると言える。

隠岐島後の地質は, Tomita (1936) により, 1) 変成岩類・花崗岩類, 2) カルクアルカリ火山岩類とそれに関連する堆積岩類および3) アルカリ火山岩類, という3つの要素から主に構成されていることが明らかにされている。この区分はその後の研究(例えば Uchimizu, 1966)においても支持されている。日本海の形成という観点から隠岐島後の地質を見れば, 上記の1), 2) および3) は, それぞれ, 日本海形成前, 形成前期および形成後期に対応すると考えられる。

* 広島大学理学部地質学鉱物学教室. Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hiroshima University, Higashihiroshima 724, Japan.

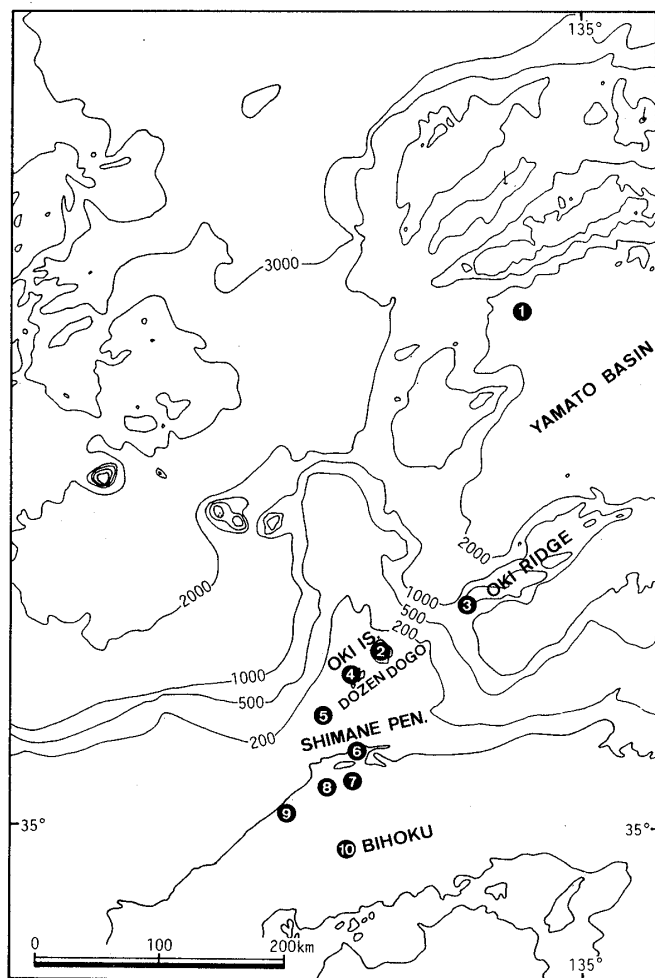


Fig. 1 Index map of the SW Japan Sea area showing the locality of the Oki-Dogo Island. Numbers in closed circle correspond to each columnar section in Fig. 8.

本論では本島中央部および南部の調査結果をまとめた山崎 (1984, 1991) をもとに本島全域の第三系を再検討し、日本海形成前期に形成されたと考えられる第三系を島後層群 (再定義) と呼んでその特徴を記載する。次に最新の対比案 (高安ほか, 1992) にもとづいて、大和海盆西端から備北にいたる地域 (日本海西南部: Fig. 1) に分布する島後層群相当層の形成過程の特徴を述べ、南隠岐リッジ (新称) が重要な役割を果たしたことを考察する。

地質概説

隠岐変成岩類 (太田, 1963)・古期花崗岩 (田結庄ほか, 1991) を基盤とする新生界は、下位から第三系の時張山累層、郡累層、久見累層、都万累層、隠岐粗面岩流紋岩、平粗面岩、葛尾石英流紋岩、大峰玄武岩 (広義) と第四

系の東郷礫層、西郷玄武岩、^{にじやま}尼寺山礫層および岬玄武岩に区分され (藤巻ほか, 1991; Uchimizu, 1966; 山崎, 1984, 1991; 山崎ほか, 1991: Figs. 2, 3), 久見累層と都万累層間の不整合により大きく上下に2分される。本論では下位の3累層をまとめて島後層群 (再定義) と呼ぶことにする。

島後層群は、北東-南西方向の褶曲および北東-南西と北西-南東方向の断層に規制されて分布し、基盤に近づくほど傾斜角が増す傾向が認められる。

層 序

1. 島後層群 (Dogo Group: Uchimizu, 1966を再定義)

島後層群は、隠岐島後において、日本海の形成に関連して形成された下部新生界であり、時張山、郡および久見累層から構成される。

A. 時張山累層 (Tokibariyama Formation: 山崎, 1984)

本累層は本島の中央部から東部において基盤をとり巻くように分布し (Fig. 2), カルクアルカリ岩系の酸性~中性の火山岩類と少量の碎屑岩により構成されており、岩質・岩相により上部層と下部層に2分される。

a. 下部層 (Lower Member: 新称)

[模式地] 西郷町中村の南方, 林道東谷線。

[層厚] 450m 以上。

[岩相] 本部層は、角礫岩、流紋岩、デイサイト、安山岩、および砂岩頁岩互層から構成される。角礫岩は淘汰が悪く、片麻岩類や花崗岩類の角礫およびそれらの細粒物による基質からなり、基盤周辺に分布する。流紋岩は熱水変質による変質の著しい溶岩および火砕岩からなり、本部層の下部を構成する。その火砕岩は塊状の凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩からなり、一部は溶結構造を示す。デイサイトは多量の軽石、炭化木や軟泥礫を含む塊状の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩や、よく成層し級化構造の発達した火山礫凝灰岩・粗粒凝灰岩からなり、本部層の上部を構成する。安山岩は変質した溶岩を主体とし、凝灰角礫岩をともしない、流紋岩やデイサイト中に薄層として挟在する。砂岩泥岩互層は砂岩と頁岩の細互層を主体とし、細粒軽石凝灰岩薄層やまれに含礫泥岩をともしない、デイサイト中に挟在して、本部層分布域の北半部に発達する。本互層中にはほぼ南→北のすべり方向を示すスランプ構造が認められる。

[下位層との関係] 基盤に対してアバットあるいは北から南に向かってオーバーラップしている部分が認められるほか、断層で接している。

[産出化石] 火山岩中に挟在する砂岩頁岩互層の頁岩層から淡水生水中植物を含む植物化石が産出し、それらは

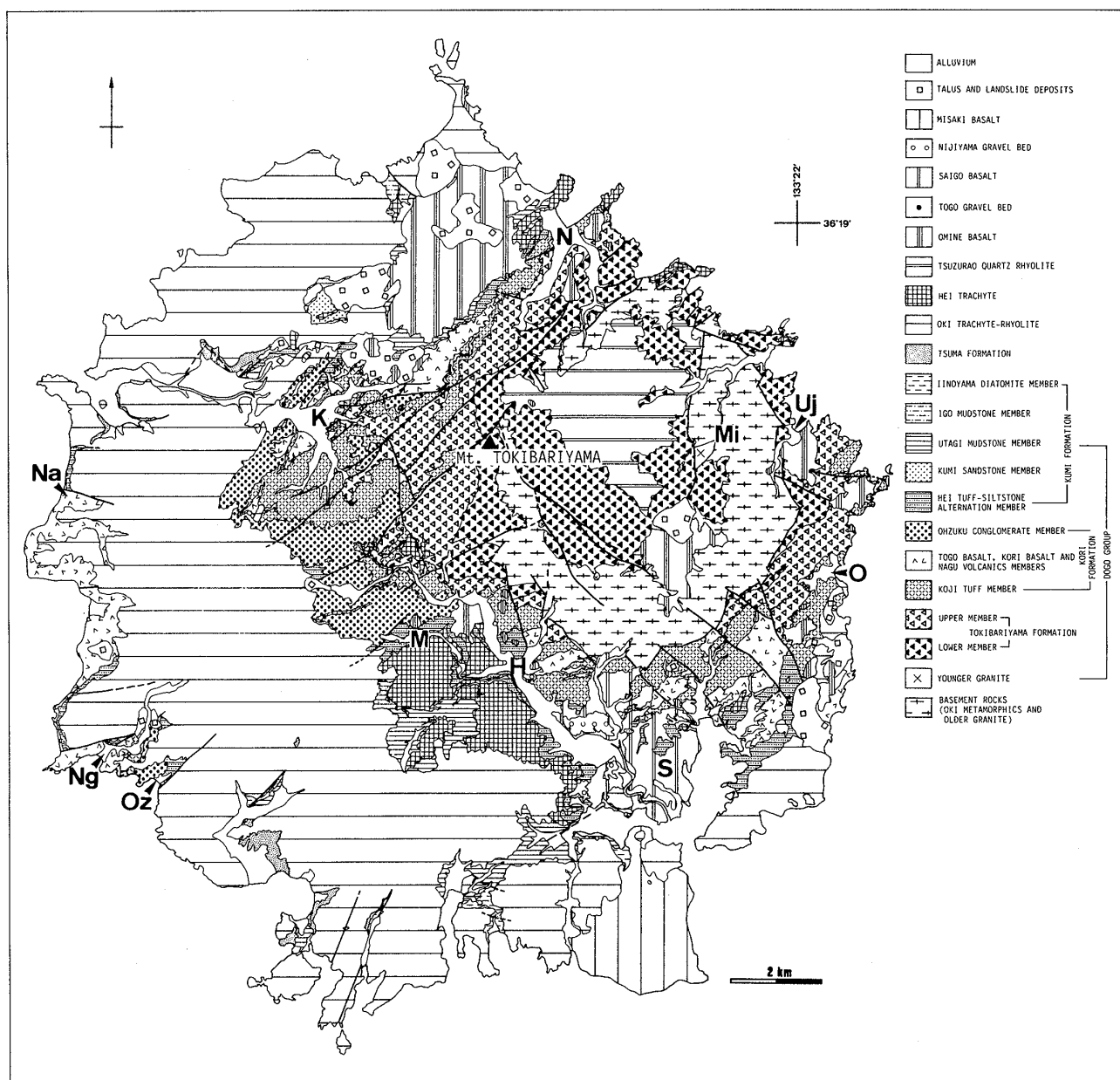


Fig. 2 Geologic map of the Oki-Dogo Island.

C : Chikaishi, H : Harada, K : Kori, M : Minaichi, Mi : Minami-dani, N : Nakamura,
Na : Nagaoda, Ng : Nagu, O : Ohku, Oz : Ohzuku, S : Saigo, Uj : Ujiki

阿仁合型植物群に対比されている (梅原, 1983).

b. 上部層 (Upper Member : 新称)

〔模式地〕西郷町^{ちかいし}近石の近石川.

〔層厚〕400m.

〔岩相〕変質した安山岩溶岩, 火砕岩を主体とし, 安山岩礫からなる中礫岩薄層を挟む. 溶岩は塊状あるいは自破碎した単斜輝石安山岩, 複輝石安山岩および小規模の角閃石-単斜輝石安山岩からなる.

B. 郡 累層 (Kori Formaiton : 山崎ほか, 1991)

山崎 (1984) により定義された本累層は, 山崎ほか (1991) により再定義されている. そのうち玄武岩部層として一括された火山岩類は3地域に独立して分布しており, 西郷地域では東郷玄武岩部層と呼ばれている (山崎, 1991). 本論では他の2地域に分布するものについてもそれぞれを部層として定義し, 郡玄武岩部層および那久火山岩部層と命名する.

a. 小路凝灰岩層 (Koji Tuff Member : 山崎, 1984)

〔層厚〕郡^{こおり}で175m, 西郷で700m.

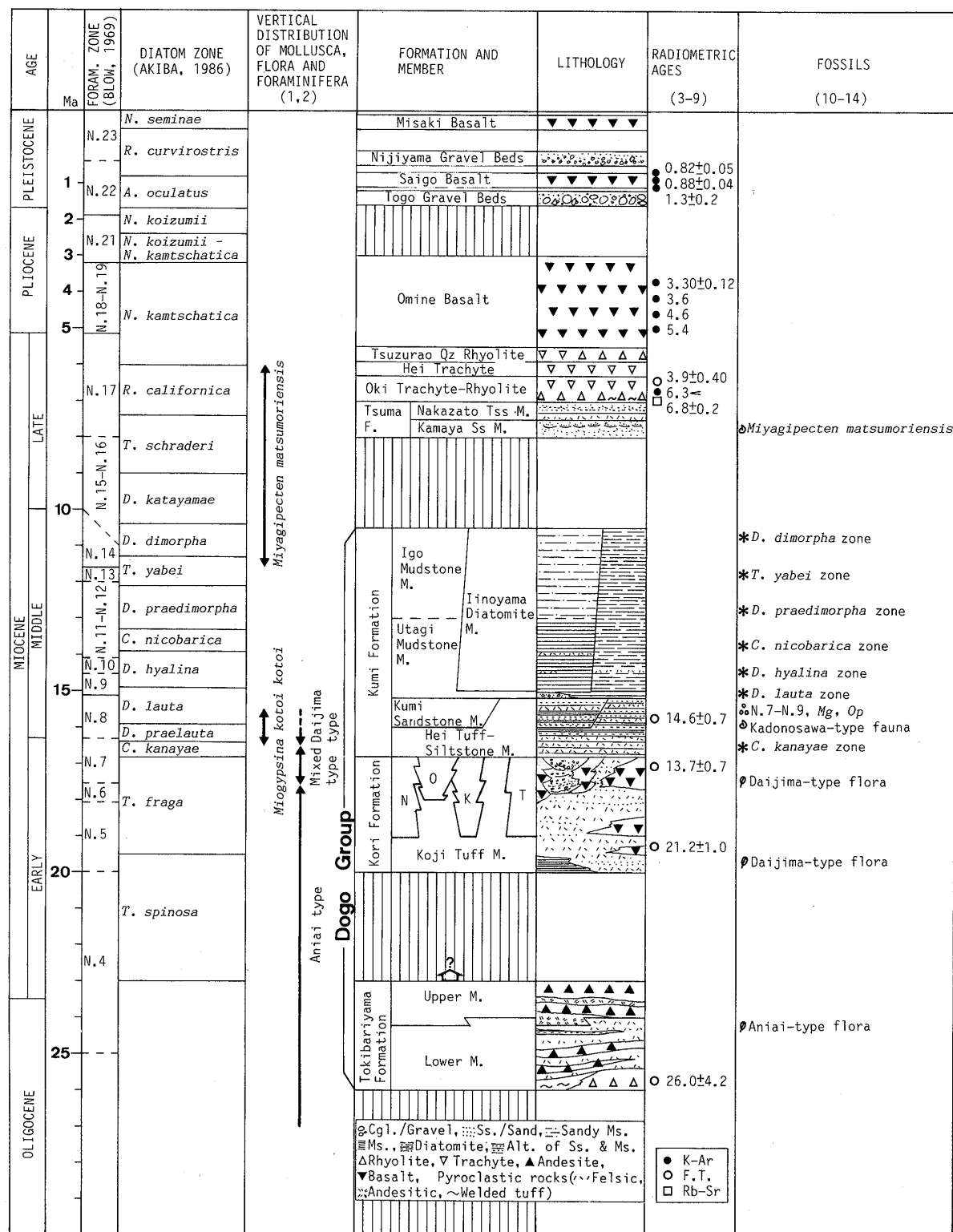


Fig. 3 Cenozoic stratigraphy in the Oki-Dogo Island.

N : Nagu Volcanics Member, O : Ohzuku Conglomerate Member, K : Kori Basalt Member, T : Togo Basalt Member. 1 : Tsuchi *et al.* (1981), 2 : Suzuki (1989), 3 : Fujimaki *et al.* (1989), 4 : Iwata *et al.* (1988), 5 : Kaneoka *et al.* (1977), 6 : Kano & Nakano (1985), 7 : Kawai & Hirooka (1966), 8 : Suzuki (1970), 9 : Yamasaki & Ganzawa (1989), 10 : Kakudate (1988), 11 : Takayasu *et al.* (1989), 12 : Tai & Kato (1980), 13 : Umehara (1983), 14 : Okubo & Takayasu (1979, 1980)

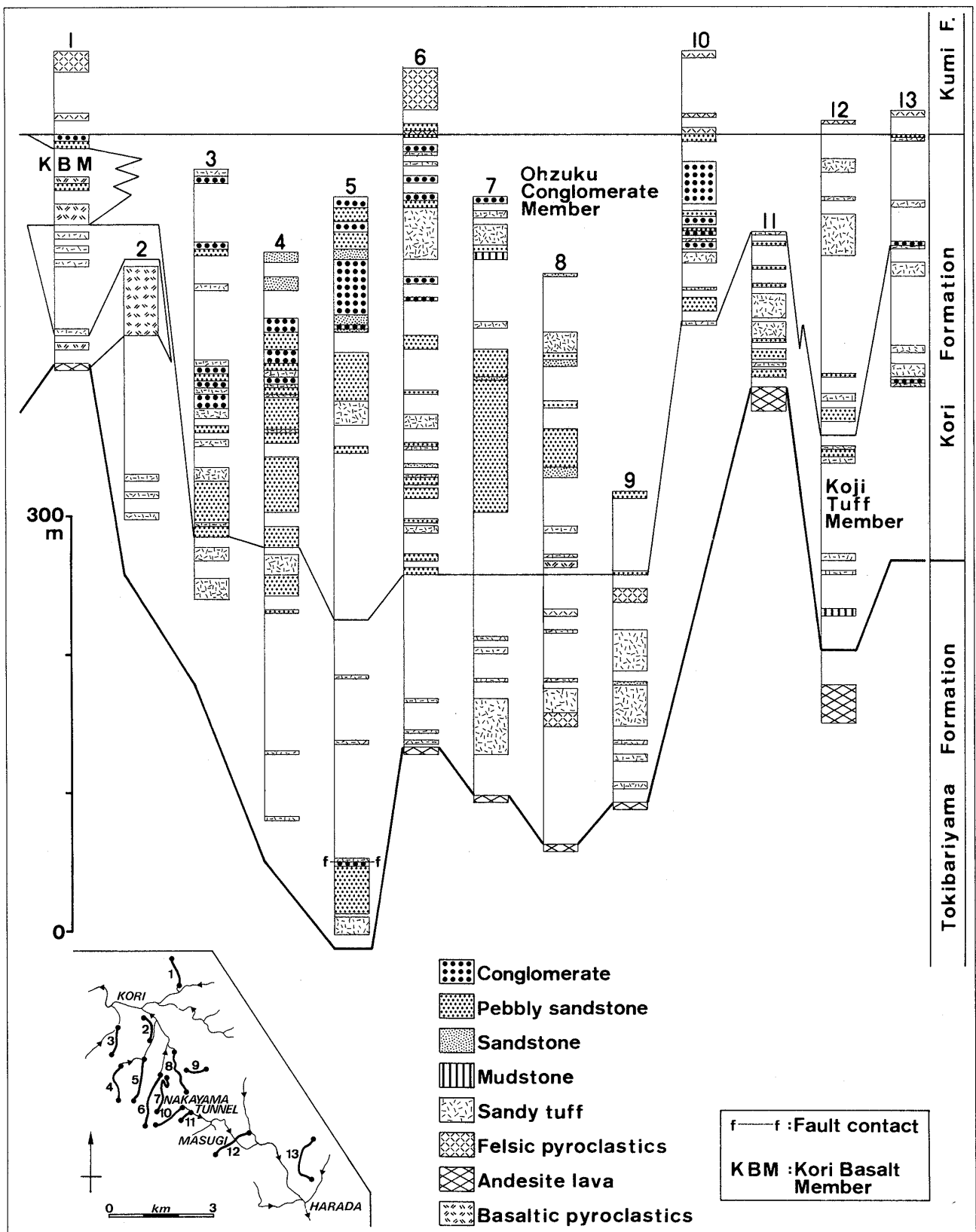


Fig. 4 Columnar sections of the Dogo Group in the central portion of Dogo Island showing coarsening-upward sequence in the Ohzuku Conglomerate Member. Inset map shows locations for the sections.

【岩相】本部層は、主に砂質凝灰岩、火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩、軽石凝灰岩からなり、酸性凝灰岩シルト岩互層、凝灰質シルト岩、砂岩および礫岩をともなう。中央部の郡では塊状の砂質凝灰岩や火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩が主体であるのに対し、南部の西郷ではクロスラミナ、級化構造およびチャネル構造がしばしば認められる酸性凝灰岩シルト岩互層および凝灰質シルト岩・砂岩が厚くなる（山崎，1991）。基底部およびそれに近い層準に碎屑岩をともなう場合があり、それらは、東部の中村や大久の北では流紋岩や安山岩礫からなる礫岩を、時張山の北では砂岩を、中央部の郡の東や近石では剥離性の強いシルト岩を主体としている。大久の北でのインプリケーションおよびクロスラミナはほぼ東→西の古流向を示す。

【下位層との関係】時張山累層の異なる層準と接すること、分布から本部層が時張山累層にアバットしていると判断される部分があることから、不整合と推定される。

【産出化石】台島型植物群に対比される植物化石が産出する（梅原，1983）。

b. 大津久礫岩部層 (Ohzuku Conglomerate Member : 山崎, 1984)

【層厚】0～450mであり、側方変化が著しい。

【分布・岩相】本部層は、主に中央部の郡から皆市、西部の大津久および東部の大久北部に分布し、近石～西郷では薄化し、尖滅する。本部層下部は、砂岩・含礫砂岩が主体で細礫岩やシルト岩をともない、上部は、中～巨礫岩が主体となり、全体としては上方粗粒化を示す（Fig. 4）。下部では、Fig. 5に示されるような上方細粒化シーケンスがしばしば認められ、クロスラミナから推定される古流向は中央部～西部においては北西→南東で、東部では東→西を示す。上部は、時張山累層起源と考えられる流紋岩・安山岩礫が主体で、塊状・無層理の中～巨礫岩層の場合が多いが、インプリケーションが発達し、その下底が下位層を削り込んでいる場合も認められる。インプリケーションの示す古流向は主に南東→北西である。

c. 東郷玄武岩部層 (Togo Basalt Member : 山崎, 1991)

【層厚】500m。

【分布・岩相】西郷町原田～大久に分布し、主に3層の単斜輝石－カンラン石玄武岩の塊状および自破碎溶岩・火砕岩からなり、少量の変質安山岩溶岩をともなう。

【他層との関係】小路凝灰岩層と同時異相。

d. 郡 玄武岩部層 (Kori Basalt Member : 新称)

本部層は、山崎（1984）により定義された玄武岩部層に相当する。

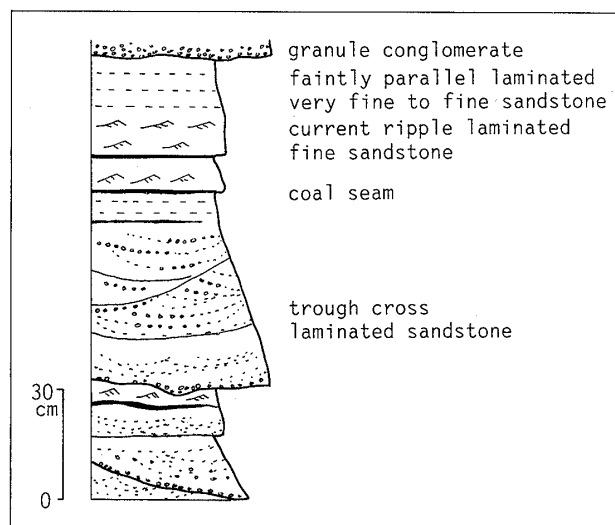


Fig. 5 Typical fining-upward sequence in the lower part of the Ohzuku Conglomerate Member.

【模式地】五箇村郡の郡川および山田川。

【層厚】250m。

【分布・岩相】五箇村郡～西郷町中村の南西部に分布し、2層の玄武岩の溶岩・火砕岩および火山性礫岩から構成される。溶岩は主に自破碎状であるが、塊状部も認められる。火砕岩は弱成層した淘汰の悪い火山礫凝灰岩からなる。火山性礫岩は淘汰の悪い玄武岩円礫（最大径1m）と暗色の火山性砂岩の基質からなる。

【他層との関係】小路凝灰岩および大津久礫岩と同時異相。

e. 那久火山岩部層 (Nagu Volcanics Member : 新称)

【模式地】都万村那久の海岸。

【層厚】500m。

【分布・岩相】都万村那久～五箇村長尾田の海岸部に分布し、主に玄武岩の溶岩および火砕岩、玄武岩質の火山性礫岩・砂岩からなり、酸性火砕岩をともなう。溶岩は、塊状あるいは自破碎状であり、下底部に泥岩岩片が認められることがある。火砕岩はよく成層し、クロスラミナやチャネル構造がしばしばみられ、それらから推定される古流向は、長尾田付近では東南東→西北西が卓越し、油井の西では北北東→南南西を示す。酸性火砕岩は灰白色の軽石を多量に含む火砕流堆積物である。玄武岩溶岩の一部は岩石学的・地球化学的性質が詳しく調べられ、ショショナイトおよびバナカイトであることが明らかにされている（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層（Fig. 6）。

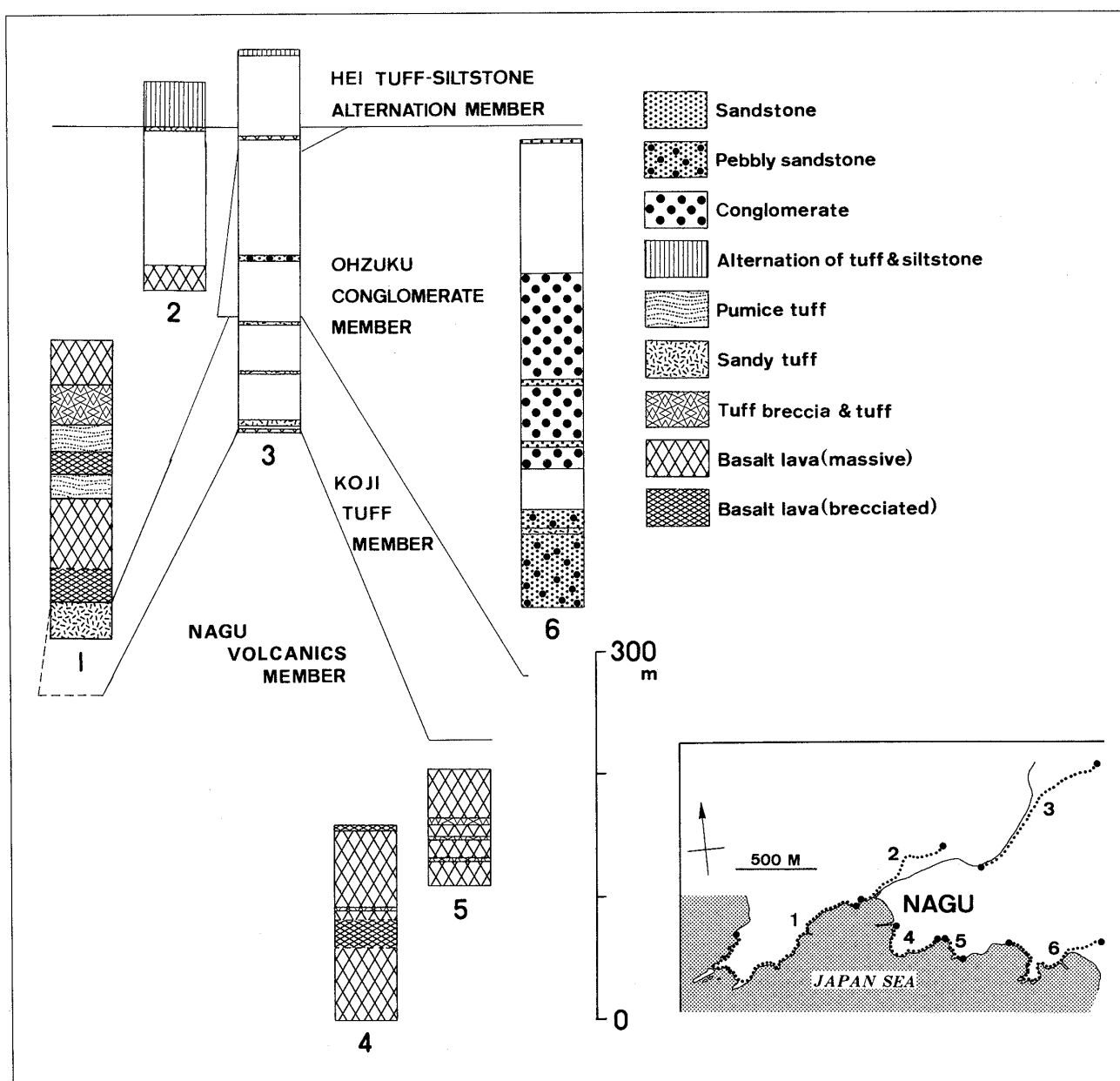


Fig. 6 Columnar sections showing the relation among the Nagu Volcanics, Koji Tuff, Ohzuku Conglomerate and Hei Tuff-Siltstone Alternation members.

C. 久見累層 (Kumi Formation : 山崎ほか, 1991)

a. 平凝灰岩シルト岩互層部層 (Hei Tuff Siltstone Alternation Member : 山崎ほか, 1991)

〔層厚〕 中村で75m, 西郷で165m.

〔岩相〕 主に細粒～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, 凝灰質砂岩・細礫岩をとともなう. 下部ではトラフ型クロスリナが顕著で, 泥岩のリップアップクラストや砂岩ブロックを含む凝灰質砂岩層や細礫岩層をしばしば挟み, 上部では炭質層 (10～30cm) をともなう細粒碎屑岩や凝灰岩が卓越する. ク

ロスリナから推定される古流向は, 西郷において東北東→西南西を示す (山崎, 1991).

〔下位層との関係〕 郡累層を整合に覆う (山崎ほか, 1991). 特に那久および長尾田では, 那久火山岩部層を整合に覆っている (Fig. 6).

〔産出化石〕 淡水貝化石 (大久保, 1981) および Akiba (1986) の *Crucidentacula kanayae* Zone および *Denticulopsis lauta* Zone に対比される海生珪藻化石群集 (山崎ほか, 1990, 1991 ; 横田, 1984).

b. 久見砂岩部層 (Kumi Sandstone Member : 山崎, 1984)

〔層厚〕 100m.

〔岩相〕 主に塊状中粒砂岩, 泥岩勝ち互層, 砂岩勝ち互層, 中～細礫岩からなり, 酸性凝灰岩薄層をともなう. 全体としては, 下部で上方細粒化, 上部で上方粗粒化を示す.

〔他層との関係〕 平凝灰岩シルト岩互層部層と同時異相と考えられる (山崎ほか, 1991).

〔産出化石〕 門ノ沢動物群に対比される軟体動物化石 (Okubo & Takayasu, 1979), *Miogyopsina kotoi kotoi*, *Operculina complanata japonica* (大久保・高安, 1980), N. 7-N.10の浮遊性有孔虫化石群集 (多井・加藤, 1980), 内湾を示す底生有孔虫化石群集 (瀬戸・山崎, 1990).

c. 歌木泥岩部層 (Utagi Mudstone Member : 山崎, 1984)

〔層厚〕 200m.

〔岩相〕 主に塊状または弱く層理の発達した黒色～灰色泥岩, 珪質泥岩, および黒色泥岩・珪質泥岩互層からなり, 酸性凝灰岩薄層やごくまれに径1mほどの軽石ブロックをともなう. 自生黄鉄鉱や生痕を充填したり, 散在あるいはラミナに沿って配列する海緑石が認められる (山崎, 1984; 矢野・島田, 1984; 瀬戸・山崎, 1990).

〔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を整合に覆う.

〔産出化石〕 *Palliolium peckhami* (大久保, 1981) や中部漸深海帯を示す底生有孔虫化石群集 (瀬戸・山崎, 1990).

d. 伊後泥岩部層 (Igo Mudstone Member : 山崎, 1984を再定義)

本部層は, はじめ, 多井 (1956) の有孔虫資料にもとづいて都万累層に含められた (山崎, 1984). しかし, 角館 (1988) は都万累層を再記載し, 多井 (1956) により有孔虫が検討された砂岩層は, 都万累層とは断層で接し, 久見累層に含められるものであることを明らかにしている. したがって, 本論では上記の都万地域の砂岩層も含めて, 本部層を久見累層を構成する部層として再定義する.

〔層厚〕 90m 以上.

〔岩相〕 塊状・無層理の暗灰色砂質泥岩および細～中粒砂岩から構成される.

〔産出化石〕 *Conchocele disjuncta*, *Nuculana sadoensis* (大久保, 1981) や底生有孔虫 *Uvigerina* 群集 (多井, 1956).

e. 飯山珪藻土部層 (Iinoyama Diatomite Member : 山

崎, 1984)

〔層厚〕 50m 以上.

〔岩相〕 塊状珪藻土, ラミナの発達した珪藻土を主体とし, オパールノジュールや海緑石砂岩をともなう.

〔他層との関係〕 本部層の下部では歌木泥岩部層と, 上部では伊後泥岩部層と指交している.

〔産出化石〕 連続したセクションではないが, 断片的に分布する珪藻土から, Akiba (1986) の *Denticulopsis lauta* Zone～*D. dimorpha* Zone までのすべての化石帯に対比される珪藻化石群集が見いだされている (大久保・横田, 1984; 下末, 1989; 谷村・斎藤, 1986).

D. 新期花崗岩類 (Younger Granite : 田結庄ほか, 1991)

新期花崗岩は塊状で, 変成岩の構造を切り, 時張山累層下部層の流紋岩類と漸移するように小岩株, 岩脈状に産し (田結庄ほか, 1991), 布施村南谷, 卯敷^{うじき}および銚子川上流に分布する. 文象質花崗岩, 文象斑岩, およびフェルサイトから構成される. 本岩類には圧碎組織は認められず, また, 熱水変質のため全体に変質が著しい (田結庄ほか, 1991).

2. 従来の層序区分との比較*

本論文で記載した島後層群の各累層と従来の層序区分 (Uchimizu, 1966; 石田, 1985; Xu, 1988) との関係は以下のとおりである.

時張山累層は Uchimizu (1966) の周吉層群の大部分, 中条流紋岩および穩地層群の一部を含む. 郡累層は Uchimizu (1966) の穩地層群の大部分, 周吉層群, 西郷玄武岩類および金橋頁岩層の一部に相当する. 石田 (1985) の油井層 (御崎粗面岩部層は除く) および Xu (1988) の長尾田ショショナイトグループは本累層の那久火山岩部層に対応する. 久見累層は, Uchimizu (1966) の島後層群, 金橋頁岩層および隠岐粗面岩流紋岩類の降下火山灰層の一部を含む.

3. 地質時代について

A. 時張山累層

本累層は, 下部層の流紋岩質溶結凝灰岩のフィッシュン・トラック年代 ($26.0 \pm 4.2\text{Ma}$) をもとに後期漸新世に位置づけられている (鹿野・中野, 1985) が, 新期花崗岩のカリ長石の K-Ar 年代, $19.7 \pm 0.6\text{Ma}$ (田結庄ほか, 1991) を考慮すると, 後期漸新世～前期中新世初期 (～20Ma) に形成されたと考えられる. この時代は阿仁合型植物群から推定される時代 (鈴木, 1989) と矛盾しない (Fig. 3).

* 西郷湾北方に分布する地層群については, 山崎 (1991) に詳しく述べられている.

B. 郡 累層

本累層は、小路凝灰岩部層のフィッシュン・トラック年代、 $21.2 \pm 1.0\text{Ma}$ (山崎・雁沢, 1989), 那久火山岩部層の K-Ar 年代、 $18 \sim 19\text{Ma}$ (Uto, 1989), 台島型植物群の産出 (梅原, 1983), および久見累層の年代 (後述) から、前期中新世中～後期 ($20 \sim 17\text{Ma}$) に位置づけられる。

C. 久見累層

本累層は、平凝灰岩シルト岩互層部層からの珪藻化石群集 (山崎ほか, 1990, 1991) と、 $14.6 \pm 0.7\text{Ma}$ (山崎・雁沢, 1989) のフィッシュン・トラック年代、久見砂岩部層からの有孔虫化石 (大久保・高安, 1980; 多井・加藤, 1980), 飯山珪藻土部層からの珪藻化石群集 (下末, 1989; 谷村・斎藤, 1986; 横田, 1984) にもとづいて、前期中新世後期～中期中新世後期 ($17 \sim 10\text{Ma}$) に位置づけられる。

島後層群の堆積場

1. 時張山累層

本累層を構成する火山岩は、浅所型花崗岩 (新期花崗岩) と火山深成複合岩体を形成している (田結庄ほか, 1991)。この岩体は縁辺あるいは基底部に角礫岩をとまっているが、その産状 (不淘汰、構成礫は基盤岩起源) は、それらが崖錐性堆積物であることを示している。このような岩相が認められることは、本層の形成には火山活動と共に断層運動が関与していたことを示唆する。すなわち、本累層 (特に下部層) は、コールドロン (Smith & Bailey, 1968) をともなう火成活動によって形成されたと推定される (山崎, 1991)。

本累層が北→南へ向かって基盤をオーバーラップして

いること、砂岩頁岩互層が分布域の北部には認められるが南部では認められないこと、およびスランプ層のすべり方向が南→北を示すことから、少なくとも下部累層上部の堆積期にはコールドロンの北側には淡水の滞水域が存在し、北へ向かって低くなる古地形が推定される。

2. 郡 累層

小路凝灰岩部層は火砕岩相が主体であるが、基底部あるいはそれに近い層準に碎屑岩をとまう場合がある。それらは東部 (中村, 大久の北) では粗粒で、西部 (時張山の北→郡の東, 近石) ほど細粒化し、大久の北では東→西の古流向を示す。このような非火砕岩相の存在から、火山活動が生じる前には、本島の東側に堆積物の後背地が存在する淡水の滞水域が推定される。南部では、岩相、堆積構造および産出化石から、本層は海洋に面した低地における河川あるいは湖沼での堆積物と推定されている (山崎, 1991)。

大津久礫岩部層はその層相 (Figs. 4, 5) から河川成の堆積物が主体をなすと考えられる。

東郷玄武岩部層、郡玄武岩部層、および那久火山岩部層は、溶岩が泥岩を取り込んでいることや自破砕していること、火砕岩の堆積構造から、それらの堆積場は水中あるいは滞水域に近接した場所であったと推定される。

小路凝灰岩部層や大津久礫岩部層に認められる層厚や岩相の側方への急激な変化は差別的な沈降運動を示すものであり、本累層の堆積前あるいは堆積中の断層運動が推定される (Fig. 7)。

3. 久見累層

平凝灰岩シルト岩互層部層の大部分は、郡累層を形成した河川系に引き続いて堆積した酸性火山噴出物とそれ

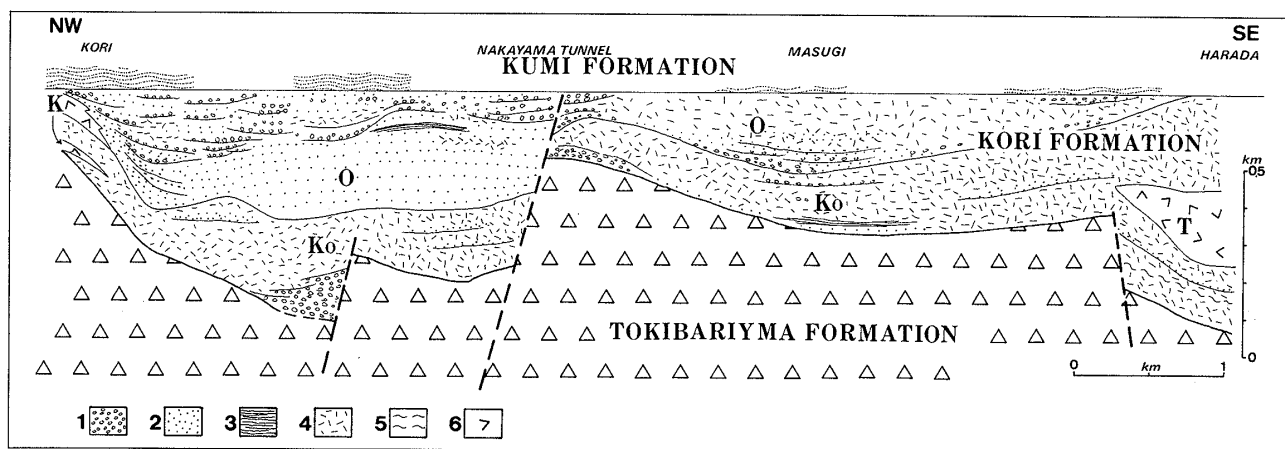


Fig. 7 Stratigraphic profile of the central portion of Dogo Island.

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

にともなう碎屑物で構成されているが、本島西部ではすでに海進が認められる。本部層上部堆積時には南部にも海進がおよび、また、北部ではすでに島しょ的な環境にあり、外洋に面した湾内で久見砂岩層が形成された（山崎ほか，1991）。歌木泥岩部層は、中部漸深海帯で堆積した（瀬戸・山崎，1990）が、一方それと同時異相の飯山珪藻土部層下部は、自生海緑石をとまなっている（矢野・島田，1984）ことから、陸棚上（福沢，1988）あるいは100～700mの古水深（Bornhold & Giresse，1988）の相対的浅海域で堆積したと推定される。これは、歌木泥岩部層堆積前に差別的な沈降運動が生じたことを示す

ものであり、その結果、海底は起伏に富み還元環境も形成され易く、また珪藻の発生に関連深い湧昇流も容易に生じたと考えられる（Yamasaki & Takayasu，1991）。

伊後泥岩部層は外部浅海帯で堆積したと推定される（瀬戸・山崎，1990）。層厚と歌木泥岩部層との堆積深度の差を考慮すれば、浅海化は堆積物の埋積とこの間（15～10Ma）の海水準の低下（Haq *et al.*，1987）で説明するのは困難と考えられ、久見累層一都万累層間の不整合（10～8 Ma）を形成した隆起運動がすでに始まっていたと推定される。Chough & Barg（1987）は、対馬海盆南縁部が12～9 Maの間に隆起運動により浅海化したこ

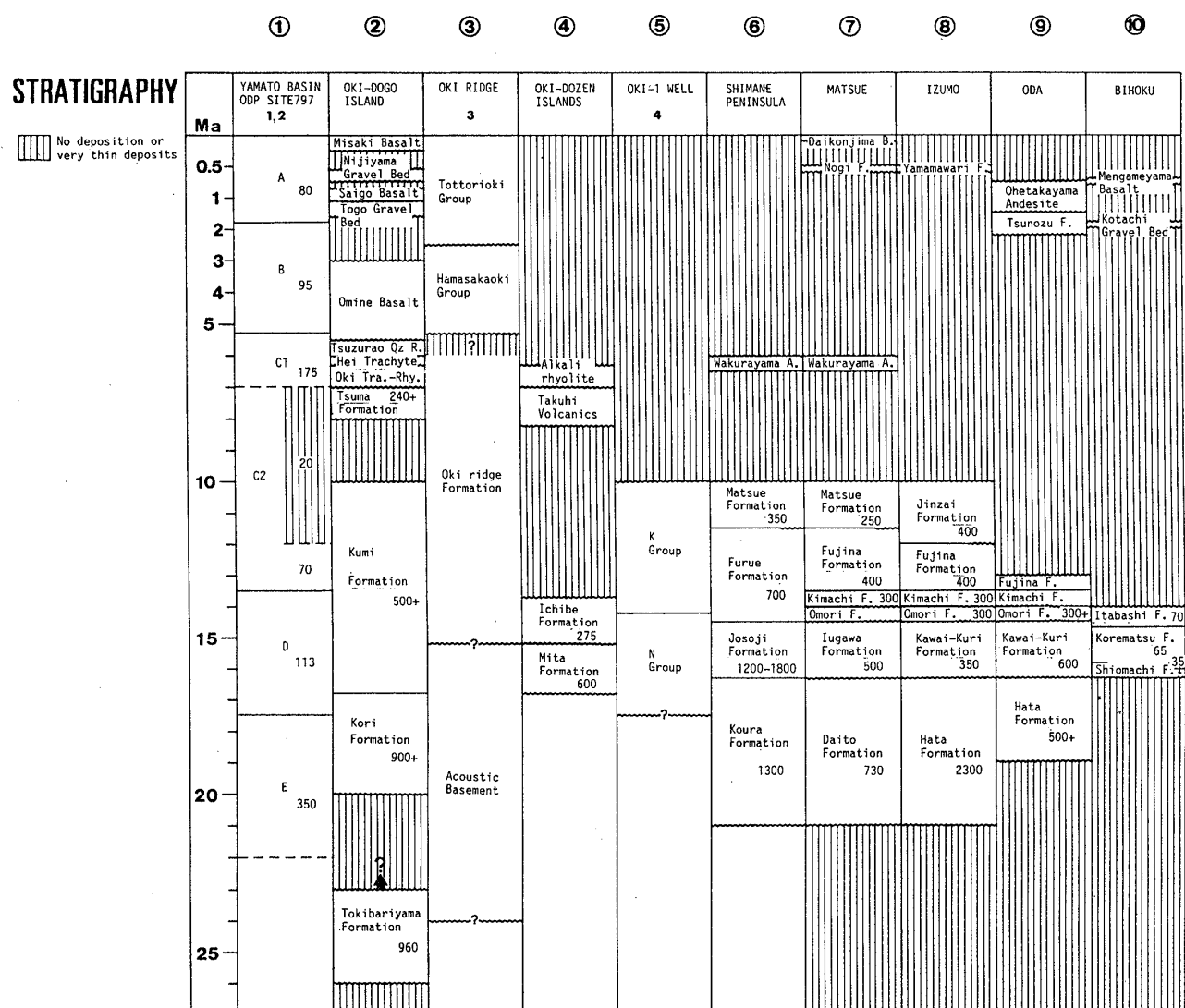


Fig. 8 Stratigraphy and lithology of the Cenozoic Systems in the SW Japan Sea area adapted from Takayasu *et al.* (1992).

Locations of each sections are shown in Fig. 1. 1 : Leg127 Scientific Drilling Party (1989), 2 : Tada & Leg127 Scientific Party (1990), 3 : Yamamoto *et al.* (1989), 4 : Minami (1979)

とを示しているが、これは島後での隆起運動と位置的・タイミング的に関連していると考えられる。

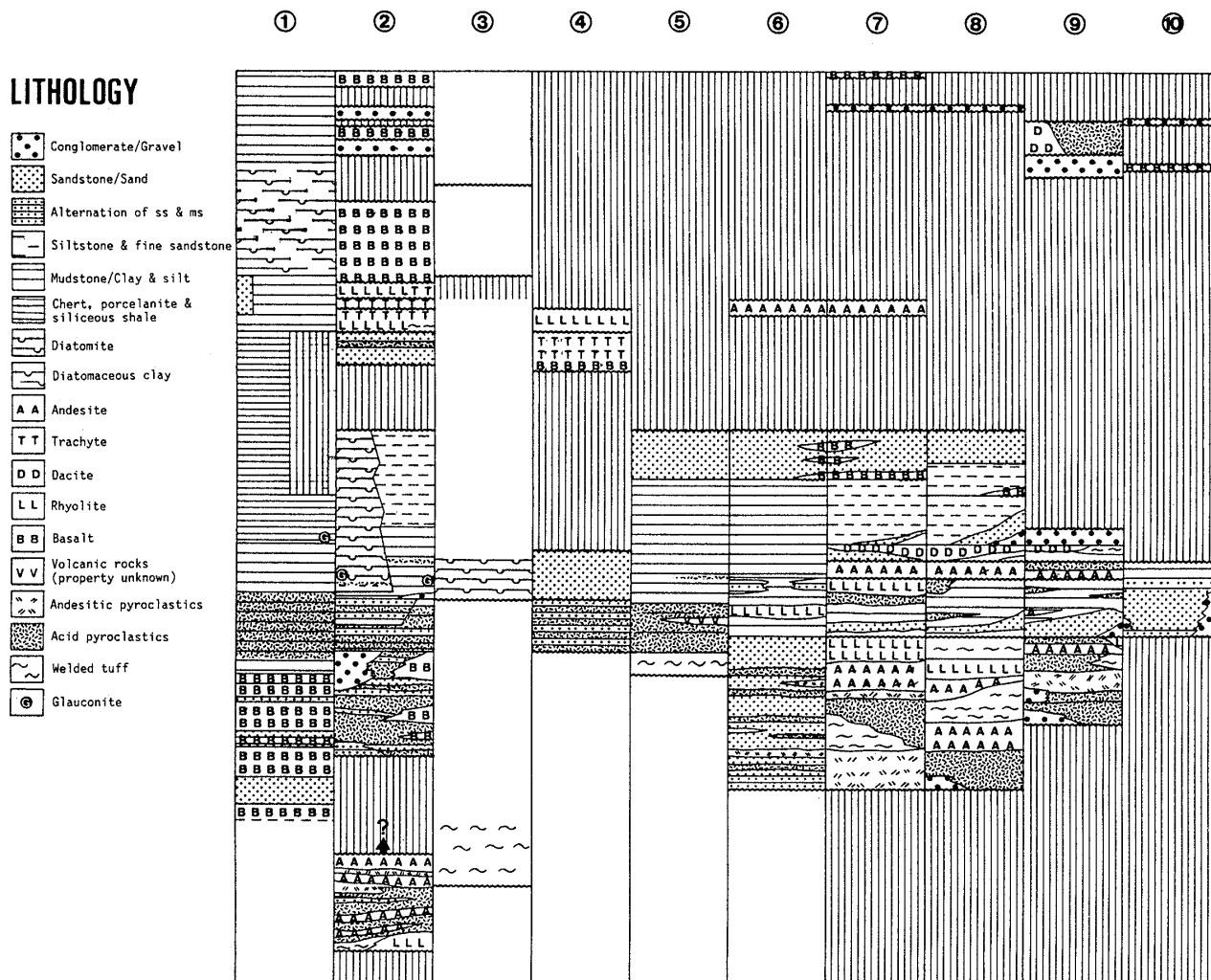
以上のことから、島後層群の形成過程は、①時張山累層形成期（～20Ma）の断層運動と酸性～中性火成活動、②郡累層～久見累層下部形成期（20～15Ma）の断層運動に関連した差別的な沈降運動、河川系～浅海域での堆積作用とバイモダルな火山活動および③久見累層上部形成期（15～10?Ma）の非火山性碎屑物と珪藻質堆積物の堆積と隆起運動、という3ステージに区分される。

日本海南西部の中新統と島後層群

日本海南西部（Fig. 1）には新生界が広く分布するが

その大部分は中新統であり（Fig. 8）、それらは位置的にもタイミング的にも東北日本弧の新生界と同様に日本海の形成と密接に関連して形成されたと考えられる。東北日本弧の前期～中期中新世のテクトニクスは、日本海の形成に関連した一連のリフティング・イベントとして捉えられている（例えば、土谷，1986；天野・佐藤，1989；山路，1989；Yamaji, 1990；幡谷・大槻，1991）。

島後層群と他地域の第三系を比較するという観点から、本章では島後層群の形成過程で明らかにされたステージ区分に対応した時代ごとに、構造運動の特徴を記述する。



1. ステージⅠ (～20Ma)

Site 797 (Fig. 1-①) ではこの時期のデータは得られていない。

隠岐リッジ (Fig. 1-③) では月長石を含んだ溶結凝灰岩・花崗斑岩がドレッジされ (有田ほか, 1987; 中村, 1988b), 溶結凝灰岩は北陸地方の白中月長石流紋岩 (22-25Ma: 雁沢, 1983) と合致する年代を示す (中村, 1988b)。

島根半島 (Fig. 1-⑥) 以南ではこのステージの詳細は不明であるが, 山陰西部では前期中新世コールドロン帯 (Fig. 9) の西南西延長部の南方において, それとほぼ同方向に配列する古第三紀陥没体群 (今岡, 1986) が形成された。

2. ステージⅡ (20～15Ma)

Site 797ではデルタ～海底斜面 (a marine slope proximal to a deltaic) で堆積した (Tamaki *et al.*, 1990). 粗粒碎屑岩とアルカリ玄武岩を含む塩基性火山岩から構成されるE層と中部漸深海帯下部で堆積した泥岩を主体とし, 酸性火砕岩を挟むD層下部が形成された (Leg 127 Scientific Drilling Party, 1989; Tamaki *et al.*, 1990)。

島前 (Fig. 1-④) ではこの期の後半に美田累層 (苗村・島田, 1984) が堆積した。筆者の予察的な調査では, 本層は岩相および産出化石が島後の平凝灰岩シルト岩互層の非海成層と極似しており, 河川あるいは湖沼成の堆積物と判断される。

島根半島と島前間に位置する隠岐1号井 (南, 1979: Fig. 1-⑤) では, 最下部に溶結凝灰岩を伴う酸性火砕岩からなるN層群下部が堆積した。

島根半島では古浦層および成相寺層中・下部が堆積した。その堆積環境は湖から汽水域を経て大陸棚外縁から大陸斜面上部 (野村, 1986a) へと急速に公海的な環境へ変化した (山崎ほか, 1991)。

松江―出雲―大田 (Fig. 1-⑦～⑨) では, 大東累層・波多累層およびそれらをそれぞれ不整合で覆って意宇川累層および川合―久利層の下部が堆積した (山内・吉谷, 1981; 高安ほか, 1992)。前2者はカルクアルカリソレイト系で, コールドロンの形成を伴う火成活動の生成物で特徴づけられ (沢田, 1990), おもに乾陸あるいは淡水域で堆積したが, 一時的な海水の進入が認められるところもある (山内・吉谷, 1981)。後2者は前2者の堆積盆地の北側に陥没によって形成された (山内・吉谷, 1981) 堆積盆地を埋積する粗粒碎屑岩・酸性火砕岩を主体とし, その堆積環境は汽水域→内湾→浅海 (多島海) と海域の拡大に伴って徐々に変化していったと考え

られる (山崎ほか, 1991)。

備北 (Fig. 1-⑩) ではこの期の後半に備北層群 (上田, 1989) の下部, 塩町累層および松累層下部が先第三紀火成岩類を不整合に覆って堆積した。備北層群は主に粗粒碎屑岩からなる海進期の堆積物であり, 陸源碎屑物が北に開いた海域へ主として南方から供給されていた (上田, 1991)。本層群の堆積盆地の形成は, 初期の断層運動とその後の広域的沈降によるものと考えられる (上田, 1989)。

3. ステージⅢ (15～8Ma)

Site-797では前ステージの後期に引き続く半遠洋性の堆積作用 (Leg 127 Scientific Drilling Party, 1989) により, 珪質堆積物を主体とするD層上部～C2層が堆積したが, Fig. 8-1に示されるように12～7Maの間, 著しい堆積速度の減少 (20m/5Ma) が認められる (Tamaki *et al.*, 1990)。

島前ではこのステージのはじめ, 海成碎屑岩主体の市部層が下位層を不整合に覆って堆積した (苗村・島田, 1984)。すなわち本地域にはこの期になって初めて海進がおよんだと考えられる。

隠岐1号井では, 細粒碎屑岩を主体とし酸性火砕岩を挟むN層群上部およびK層群が大陸斜面下部 (deep slope: 南, 1979) で堆積したが, K層群上部は浅海性の砂岩主体となり, 上方粗粒化・浅海化が認められる。

島根半島では, はじめ, 前ステージから引続く大陸棚外縁部から大陸斜面中部で堆積した (野村, 1986b) 細粒碎屑岩からなる成相寺層上部および古江層が, 後期には浅海性堆積物の松江層が堆積した。成相寺層上部にはスランピングを伴った厚い重力流堆積物 (野村, 1986a; 中西・前島, 1990) が堆積しており, 堆積盆地に変動があったことが推定され (野村, 1986a), この時期に褶曲運動が始まったと指摘されている (山内・吉谷, 1981; 鹿野・吉田, 1985)。しかし, 広域的な隆起運動はこのステージ後期の松江層堆積期に至って顕在化した (野村, 1986a)。

松江―出雲―大田では, 細粒碎屑岩と酸性火山岩を主体とする意宇川累層および川合―久利層の上部が堆積後陸化し, 安山岩の活動により大森層が形成された (高安ほか, 1992)。その後新たな海進により来待層および布志名層が堆積し, 本ステージ後期には海退相である松江層および神西層がアルカリ玄武岩の活動を伴って堆積した (高安ほか, 1992)。

備北では前ステージから引き続いて海域が拡大・深化し, 是松累層上部および板橋累層が堆積した。この海域の変化の要因の一つと考えられる沈降運動は是松累層堆

積時に始まる中国山地の波状曲隆運動の向斜部に生じ、差別的であった(上田, 1989). また, この曲隆運動の結果生じた地形的な障壁による堆積環境の変化が板橋累層堆積後期に認められ(上田, 1991), 本累層の上位には海退相の発達が期待される。

以上のことから島後層群で認められるステージ区分は日本海南西部の他地域の第三系にも適用されると考えられる。各堆積盆地に共通して認められる構造運動の特徴は、ステージごとに次のようにまとめられよう。

ステージⅠ：コールドロンの形成で特徴づけられる中性～酸性火成活動。

ステージⅡ：断層運動による差別的な沈降と海進。

ステージⅢ：最大海進とそれに引き続く隆起運動*。

このような形成過程は、東北日本弧の第三系に認められる一連のリフティング・イベント、すなわち、ハーフ・グラベン形成を伴う島弧地殻の伸張・薄化と日本海の拡大→地殻マントルの冷却による広域的沈降という過程(山路, 1989; Yamaji, 1990; 山路・佐藤, 1989)と大局的には一致するものであるが、相違点としてステージⅠの認定があげられる。これは、リフティング・イベントの開始時期・原動力に関連して重要である。東北日本弧ではこの期の火成活動とリフティングは区別されている(幡谷・大槻, 1991; 山路, 1989)。一方、西南日本弧においてはリソスフェアの改変という観点から、その開始時期は古第三紀後期の火山活動まで遡ると考えられている(沢田, 1990)。また、古第三紀後期の火山岩類の岩石学的特徴は中新世のグリーンタフとの共通点が多く、両者の活動は連続的であるとみなされ(今岡, 1986), 発生機構の関連性は不明のままであるが、コールドロンとリフトは現象的には密接に関連している場合が多い(Bemmelen, 1939; 矢入, 1979)。以上のことから、本論ではステージⅠをリフティング・イベントに含めることにする。

南隠岐リッジ

Fig. 8 および前章で記述された岩相・構造運動の特徴は、日本海南西部の第三紀堆積盆地が巨視的には島後—島根半島間のリッジによって2分されることを示している。その根拠を以下に挙げる。

1) ステージごとの岩相および層厚の南北変化を見る

* Site 797ではこの隆起運動は明瞭には認められないが、堆積速度の突然の減少はタイミング的には対応する現象と考えられる。

** 北側についてはFig. 7のデータではこのような傾向が認められるとはいえない。大和海盆中央部を含めたデータの集積が望まれる。

と, Site 797—隠岐1号井間と島根半島一備北間で、海進の時期、海成層の堆積水深および層厚に関して、北方ほど早い、深いおよび厚い**という系統的变化が認められる。特に島前は、海進が及ぶのが最も遅く、しかも最大海進期のステージⅢにおいても浅海環境であり、この期の層厚が厚くない(275m)ことと海進により堆積物の後背地の縮小と供給量の減少が期待されることを考え合わせると、沈降量は小さかったと考えられる。したがって島前—隠岐1号井地域は地形的高まりを形成していたと推定される。

2) 山陰沖の石油探鉱データに基づく成相寺相当層の等層厚線図(古川・富沢, 1986)は東北東—西南西方向のリッジトラフ構造を明瞭に示しており、トラフの北縁部には南傾斜の正断層が断続的に認められている(南, 1979; 田中, 1979; 田中・小草, 1981: Fig. 9)。この等層厚線は、トラフの北側では閉じてその間隔が密であるのに対し南側では開いており、北側での層厚変化の程度が南側に比べて大きいことを示している。隠岐1号井はこのトラフの北側に位置しており、上述した2つのゾーンの境界はこのトラフの北縁に位置づけられよう。

3) Yamasaki & Takayasu (1991) は, biosiliceous sediments が隠岐島後以北では認められるが島根半島以南では認められないことを指摘し、その原因として2)で述べた山陰沖のリッジトラフ構造が大きく影響して

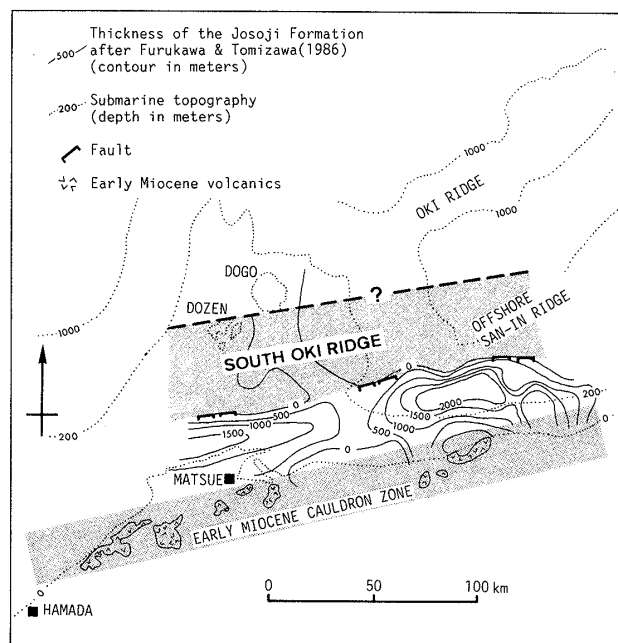


Fig. 9 Ridge and trough structures parallel to the Early Miocene cauldron zone in the southern part of SW Japan Sea area.

いたと推論している。すなわち、このような構造から推定される起伏の大きな海底地形は珪藻の発生を促進する湧昇流を生じ易く、島弧側からもたらされる陸源物質がこのトラフにトラップされることにより、島後では珪藻質堆積物が希釈され難かったと考えられる。

日本海西南部陸域の新第三紀堆積盆地はグリーンタフ区（隠岐区、山陰－北陸区）と非グリーンタフ区（瀬戸内区）に大別され、グリーンタフ区は1つの地溝状の沈降帯であると考えられた（山内・吉谷, 1985; 山内ほか, 1987）。しかしながら上述したように、隠岐区に含められる島後と山陰－北陸区の島根半島との間にはこの地域の堆積盆を2分するリッジが推定され（Fig. 9）、両区が1つの沈降帯を形成しているとは考えにくい。島後とSite 797は中期中新世までは類似した地史を経ている（山崎, 1991）ことから、このリッジは背弧海盆の主体である大和海盆の南縁に位置していると思ふことができよう。このように、このリッジは中新世の堆積盆発達史を理解する上で重要であると考えられ、南隠岐リッジと命名される*。

ま と め

1. 隠岐島後に発達する新生界のうちタイミング的に日本海形成前期に形成されたと考えられる地層群を島後層群と呼び、その構成層について記載した。

島後層群は下位から時張山、郡、および久見の3累層からなる。時張山累層は上下2部層に、郡累層は小路凝灰岩、大津久礫岩、東郷玄武岩、郡玄武岩、那久火山岩の5部層に、また久見累層は平凝灰岩シルト岩互層、久見砂岩、歌木泥岩、伊後泥岩、飯山珪藻土の5部層に細分され、それぞれ、後期漸新世～前期中新世、前期中新世、前期中新世後期～中期中新世に位置づけられた。

2. 島後層群の形成過程は時張山累層形成期、郡累層～久見累層下部形成期および久見累層上部形成期の3ステージに分けられる。このステージ区分は日本海西南部の第三紀堆積盆発達史にも適用でき、その特徴は以下のようにまとめられる。

* 鳥取沖ではこのリッジの南縁は山陰沖リッジ（田中, 1979）の南縁と一致する。山陰沖リッジは現在の海底地形を特徴づけるだけでなく中新統の分布を規制しており、比較的古い時期からの基盤の高まりと推定されている（田中, 1979）。しかしそのトレンドは北東－南西であり南隠岐リッジのそれとは異なること、南隠岐リッジの主体は現在の海底地形には現れていないことから、山陰沖リッジは古い構造の一部が再活動したものと理解され、両者は区別されるべきと考える。

ステージⅠ：コールドロンの形成で特徴づけられる中性～酸性火成活動。

ステージⅡ：断層運動による差別的な沈降と海進。

ステージⅢ：最大海進とそれに引き続く隆起運動。

3. 日本海南西部の第三紀堆積盆地は、巨視的には隠岐島後と島根半島の間東北東－西南西方向のリッジにより2分される。このリッジは背弧海盆の主体をなす大和海盆の南縁を画すものとみなされ、この地域の堆積盆発達史を理解する上で重要であると考えられることから、南隠岐リッジと命名された。

謝 辞 本研究を行うにあたり、島根大学の高安克己助教授には多方面にわたり御助言・御協力いただいた。日本海沿岸総研の代表者である新潟大学の小林巖雄教授には本論集への投稿の機会をいただいた。島根大学の小室裕明博士と山口大学の今岡照喜博士には火成活動と応力場に関して御教示いただき、匿名の査読者には示唆に富むご意見をいただいた。広島大学の沖村雄二教授、矢野孝雄博士、松本俊雄博士には日頃から御援助いただいている。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

文 献

- 天野一男・佐藤比呂志, 1989: 東北日本弧中部地域の新生代テクトニクス。地質学論集, no. 32, 81-96.
- 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.
- 有田正史・奥田義久・盛谷智之, 1987: 日御碕沖・鳥取沖海域 GH86-2 および GH-86-4 調査航海と研究成果の概要。西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究, 1-13, 地質調査所。
- Bemmelen, R. W. Van, 1939: The volcano-tectonic origin of Lake Toba (North Sumatra). *De Ingenieur Nederlandsch-Indie*, 6, 126-140.
- 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.
- Chough, S. K. and Barg, E., 1987: Tectonic history of Ulleung basin margin, East Sea (Sea of Japan). *Geology*, 15, 45-48.
- 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.
- , 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—. 地質雑, **94**, 669-688.
- 古川隆治・富沢昭文, 1986: 基礎試錐「鳥取沖」. 石技誌, **50**, 43-52.
- 雁沢好博, 1983: フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分 その2—富山県太美山地域—. 地質雑, **89**, 271-286.
- 幡谷竜太・大槻憲四郎, 1991: 山形県小国町付近の地質—東北本州弧前期中新世ハーフ・グラーベンの例—. 地質雑, **97**, 835-848.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987: Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- 今岡照喜, 1986: 山陰西部における古第三紀火成活動. 広島大地学研報, no. 26, 1-106.
- 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. 島根大地質学研報, no. 4, 69-79.
- 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.
- 角館正勝, 1988: 隠岐島後都万地域の新第三系貝化石群集. 島根大地質学研報, no. 7, 99-112.
- Kaneoka, I., Takahashi, E. and Zashu, S., 1977: K-Ar ages 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.
- ・吉田史郎, 1985: 境港地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 57p.
- 川合直人・広岡公夫, 1966: 西南日本新生代火成岩類若干についての年代測定結果. 総合討論会資料「年代測定結果を中心としてみた日本の酸性岩類の形成時期」, 5, 日本地質学会.
- Leg 127 Scientific Drilling Party, 1989: Exploring the Japan Sea. *Geotimes*, **34**, 19-21.
- 南 明, 1979: 山陰・対馬沖の堆積盆地の分布と性格. 石技誌, **44**, 321-328.
- 苗村 誠・島田昱郎, 1984: 隠岐島前西ノ島の新第三系. 島根大地質学研報, no. 3, 155-160.
- 中村光一, 1988a: Extensional tectonics, lower-plate margin, basin inversion—日本海縁辺の弱化した大陸地殻の地質構造の枠組. 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, 453.
- , 1988b: GH87-4 航海で得られた採泥試料の記載とその地質学的意義. 西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究, 昭和62年度研究概要報告書—経ヶ岬沖・ゲンタツ瀬海域—, 39-68, 地質調査所.
- 中西健史・前島 渉, 1990: 山陰—北陸区の中期中新世ファンデルター浜田地域北方, 唐鐘累層の例—. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 284.
- 野村律夫, 1986a: 島根半島中央部中新統の地質—その1 層序について—. 地質雑, **92**, 405-420.
- , 1986b: 島根半島中央部中新統の地質—その2 底生有孔虫化石群集について—. 地質雑, **92**, 461-475.
- 大久保雅弘, 1981: 隠岐・島後の中新統化石層. 島根大理学部紀要, **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. 3, 121-130.
- 大久保雅弘・高安克己, 1980: 隠岐より *Miogypsina* の発見. 地質雑, **86**, 37-39.
- ・横田正浩, 1984: 隠岐・島後の珪藻化石群集について. 地質雑, **90**, 411-414.
- 太田昌秀, 1963: 隠岐変成岩類. 岩鉱, **49**, 189-206.
- 沢田順弘, 1990: 山陰中央部における第三紀火成活動—上部マントル・下部地殻の改変—. 地団研第44回総会シンポジウム要旨集, 41-49.
- 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.
- 下末 恵, 1989: 隠岐島後の中新統珪藻化石層序. 島根大学理学研究科修士論文 (MS).
- Smith, R. L. and Bailey, R. A., 1968: Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **116**, 613-662.
- 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.
- 多田隆治・Leg 127乗船研究者一同, 1990: 大和海盆形成期以降の日本海の堆積環境. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 18-19.
- 田結庄良昭・柴田 賢・内海 茂, 1991: 島根県, 隠岐島後の花崗岩類. 地質雑, **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. 地質雑, **62**, 212-213.
- ・加藤道雄, 1980: 隠岐島後産 *Miogyopsina* とそれに伴う小型有孔虫化石群. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, 79.
- 高安克己・下末 恵・角館正勝・山崎博史, 1989: 隠岐島後第三系の層序の再検討. 古日本海, no. 2, 73-77.
- ・山崎博史・上田哲郎・赤木三郎・松本俊雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・山内靖喜・吉谷昭彦, 1992: 山陰地方の中新統層序と古地理. 地質学論集, no. 37, 97-116.
- Tamaki, K., Pisciotto, K., Allan, J., *et al.*, 1990: *Proc. ODP, Init. Repts.*, 127: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- 田中 隆, 1979: 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格. 石技誌, **44**, 308-320.
- ・小草欽治, 1981: 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, **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. 国立科学博専報, no. 19, 43-54.
- Tomita, T., 1936: Geology of Dogl, Oki Islands in the Japan Sea. *Jour. Shanghai Sci. Inst.*, Sec. II, **2**, 37-146.
- 土 隆一編, 1981: 日本の新第三系の成層序および年代層序に関する基本資料「続編」. 126p.
- 土谷信之, 1986: 秋田県中部における中新世中期塩基性岩の海底火山活動. 地調月報, **37**, 353-366.
- Uchimizu, M., 1966: Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, **16**, 85-159.
- 上田哲郎, 1989: 広島県三次・庄原地域の中新統備北層群一層序について一. 地質雑, **96**, 919-931.
- , 1991: 広島県三次・庄原地域の中新統備北層群一軟体動物化石群集と古環境一. 地質雑, **97**, 279-295.
- 梅原正敏, 1983: 島根県中新世植物化石の研究一特に隠岐島後下部中新統植物化石について一. 島根大卒論 (MS).
- 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.
- 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.
- 矢入憲二, 1979: 東アフリカ地溝帯. 岩波講座地球科学 **9**, 地質構造の形成, 19-31.
- 山路 敦, 1989: 温海付近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング. 地質学論集, no. 32, 305-320.
- Yamaji, A., 1990: Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365-378.
- 山路 敦・佐藤比呂志, 1989: 中新世における東北本州弧の沈降運動とそのメカニズム. 地質学論集, no. 32, 339-349.
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行, 1989: 鳥取沖海底地質図説明書. 海洋地質図35, 27p., 地質調査所.
- 山崎博史, 1984: 隠岐島後の中新統. 島根大地質学研報, no. 3, 87-97.
- , 1991: 隠岐島後, 西郷湾北方の新生界層序. 地質雑, **97**, 917-930.
- ・雁沢好博, 1989: 隠岐島後第三系, 郡累層および油井累層のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **95**, 619-622.
- ・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., 1991: Tectonic influence on deposition of the Miocene diatomaceous sediments in the Oki-Dogo Island, off San-in, SW Japan. *Fifth international congress on pacific Neogene stratigraphy and IGCP Project 246, Abstract volume*, 132.
- ・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・三梨 昂・今村哲己, 1987: 山陰グリーンタフの構造解析. 月刊地球, **9**, 312-318.
- ・吉谷昭彦, 1981: グリーンタフ堆積盆地発展期の構造運動一島根県東部を例にして一. 地質雑, **87**, 711-724.
- ・———, 1985: 中国地方におけるグリーンタフ変動発生期～発展期の構造過程. 地団研第39回総会シンポジウム資料集, 189-198.
- 矢野寛幸・島田昱郎, 1984: 隠岐島後新第三系中の海緑石. 島根大地質研報, no. 3, 121-128.
- 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.

(要 旨)

山崎博史, 1992: 島後層群と南隠岐リッジ. 地質学論集, 37, 277-293. (Yamasaki, H., 1992: The Dogo Group in the Oki-Dogo Island, Southwest Japan and the South Oki Ridge. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 37, 277-293.)

隠岐島後の上部漸新統～中部中新統は, 下位から, 時張山, 郡および久見の3累層からなり, それらは一括して島後層群と命名される. 時張山累層は主に中～酸性火成岩類からなり, 2部層に区分される. 郡累層は層厚・岩相の側方変化が著しく, バイモーダルな火山噴出物に起源をもつ河川成の堆積物を主体とし, 5部層に区分される. 久見累層は主に河川, 浅海および深海成の碎屑物と珪藻質堆積物からなり, 5部層に区分される. 島後層群の形成過程は時張山累層(～20Ma), 郡累層～久見累層下部(20～15Ma)および久見累層上部の堆積期(15～10? Ma)の3ステージに区分される. このステージ区分にしたがって日本海南西部の第三系を比較すると, この地域の第三紀堆積盆地はリッジトラフ構造を示し, 巨視的には島後～島根半島間の南隠岐リッジで二分されるとみなせる.