

隠岐島後の中新統

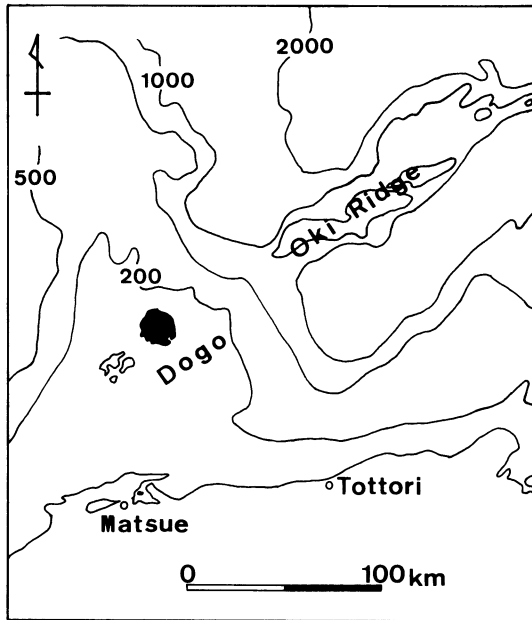
山崎博史*

Geological study of the Miocene series of Dôgo, Oki Islands.

Hirofumi YAMASAKI

はじめに

島後の地質については山上(1895)以来多数の研究がなされ、その概要はTOMITA(1936)によってまとめられた。これはその後の研究(UCHIMIZU, 1966等)においても基本的には変わることはなかった。最近、大久保・高安(1980)は中期中新世を示す化石を報告し、従来の層序を再検討する必要性のあることを指摘した。著者は本島に発達する中新統の特徴を明らかにするために主として火山岩主体の地層を調査してきた。小論では比較的中新統の分布の広い本島中央部を中心に中



第1図 位置図

第1表 層序表

中新統	上部	油井層	
		都	中里凝灰質砂岩層 160
		万	釜谷砂岩層 80
	中部	累	伊後泥岩層 90
		層	飯山珪ソウ土層 50
	中部	久	歌木泥岩層 200
		見	久見砂岩層 100
		累	平凝灰岩シルト岩互層 65
	下部	郡	大津久礫岩層 325
		累	小路凝灰岩層 280
層		玄武岩層 200	
		時張山累層 960	

新統の層序および地質構造の特徴を報告する。*

研究を進めるにあたり、島根大学大久保雅弘教授には終始御指導・御助言を賜った。広島大学矢野孝雄氏、長谷 晃教授には貴重な御助言をいただいた。島根大学島田昱郎教授には本小論を投稿する機会を与えていただいた。現地では島根大学理学部附属隠岐臨海実験所の所員の皆様に、木谷武彦氏とその御家族に、また薄片製作にあたっては高橋秀夫・曲井明登の両氏にお世話いただいた。以上の方々に厚くお礼を申し上げる。

地質概要

本島は島根半島の北約60kmの日本海上にあり、隠岐

* 広島大学理学部地質鉱物学教室 (昭和56年 島根大学文理学部地学教室卒業)
 Dept. of Geol. and Mineral., Faculty of Science, Hiroshima University.

* 本島全域における各地層の分布は大久保(1984)を参照されたい。

第2表 従来の層序区分との比較

	Tomita(1936)		Uchimizu(1966)	This paper	
Miocene	upper	1st. trachybasalt		Yui Formation	
		Tx sediments	Kaminishi F.		
		T4s.:Dogo G.	Dogo G.	Dogo F.	Tsuma Formation
		Igo Beds Tuma Beds			
	middle	3rd. pyx. andesite	Ochi G.	2nd. pyx. andesite F. Ochi F.	↓ ?
				Nakasuji rhyolite Group	Kumi Formation
		T3s.:Nakayama Group	Suki G.	1st. pyx. andesite F.	
		2nd. pyx. andesite		Suki Formation	
	lower	T2s.:Oti G.		Yamada B. Naguzi B.	Kori Formation
		Liparite			
1st. pyx. andesite				Tokibariyama Formation	
T1s.:Suki G.			Huse B. Nakamura Beds		

リッジの西方延長にあたる(第1図)。

本島には隠岐片麻岩を基盤としてそれを取り巻くように中新世の火山岩・堆積岩が、さらにそれらを覆ってアルカリ火山岩を主体とする諸岩類が発達する。

中新世の堆積岩・火山岩は第1表のように区分され、従来の研究との対比を第2表に示す。^{*} これらのうち、時張山累層・郡累層・久見累層・都万累層は、グリーンタフ堆積盆の発生から消滅に至る過程において形成された一連の地層群とみなされ、油井層はアルカリ岩系火山活動で特徴づけられる。

時張山累層は主に安山岩～流紋岩質の火山岩類からなり、碎屑岩層を挟在する。郡累層は主体は非海成碎屑岩(凝灰質)であり、一部に火山岩を伴う。久見・都万両累層は共に海成碎屑岩からなる。これら4累層は上位の火山岩の被覆のため露出部が点在していたり、断層によりブロック化しているが、大局的にはENE方向ないしNE方向の軸を持つ褶曲構造に規制されている。

層序

I 時張山累層(新称)^{**}

^{*} これらの対応関係は複雑であり、これに関しては別に準備中である。

^{**} 地層名については山崎(1983)、山崎・鳥居(1984)で便宜上使用した。久見累層以外の地層名についても同様である。

本層は本島における中新統の最下部を構成する累層であり、碎屑岩層を挟在する安山岩質・石英安山岩質および流紋岩質の火山岩類よりなる。基盤の片麻岩類を不整合に覆うか、あるいは断層により基盤と接し上位の郡累層に不整合に覆われる。

〈模式地〉 西郷町中村の西南3Kmの林道東谷線および鮎返橋より北西に200mの地点までの中村川支流。

〈分布〉 基盤を取り巻くように広く分布する。

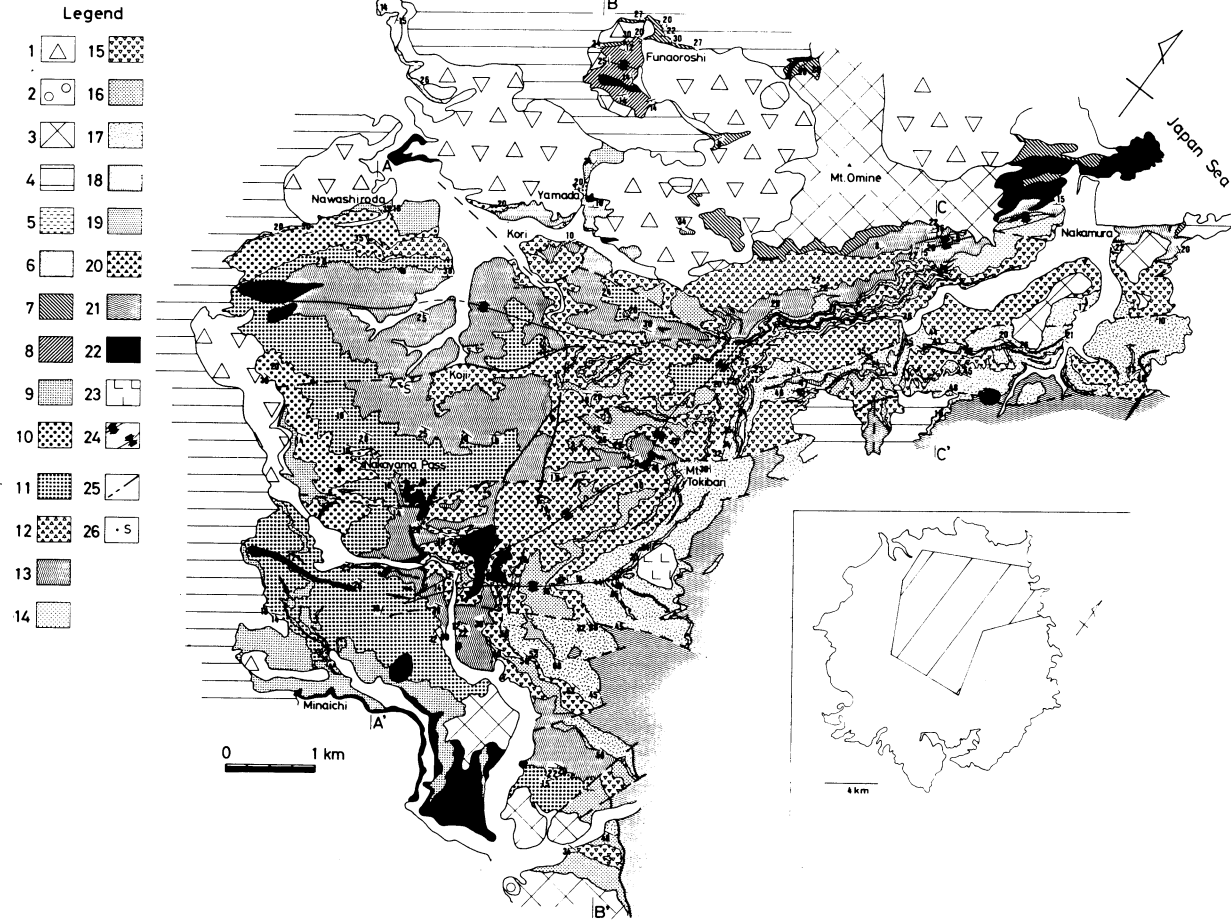
〈層厚〉 130m—960m

〈岩相〉 大局的には下位の火砕岩が卓越する部分と上位の溶岩主体の部分に分けられる(第3図)。

下部は主に石英安山岩質ないし流紋岩質の火砕岩からなり、礫岩・砂岩頁岩互層・安山岩を挟在する。また一部では最下位に角礫岩層が発達する。本島東部、飯美一卯敷までの海岸沿いおよび内陸部には流紋岩溶岩が発達する(鳥居, 1984)。

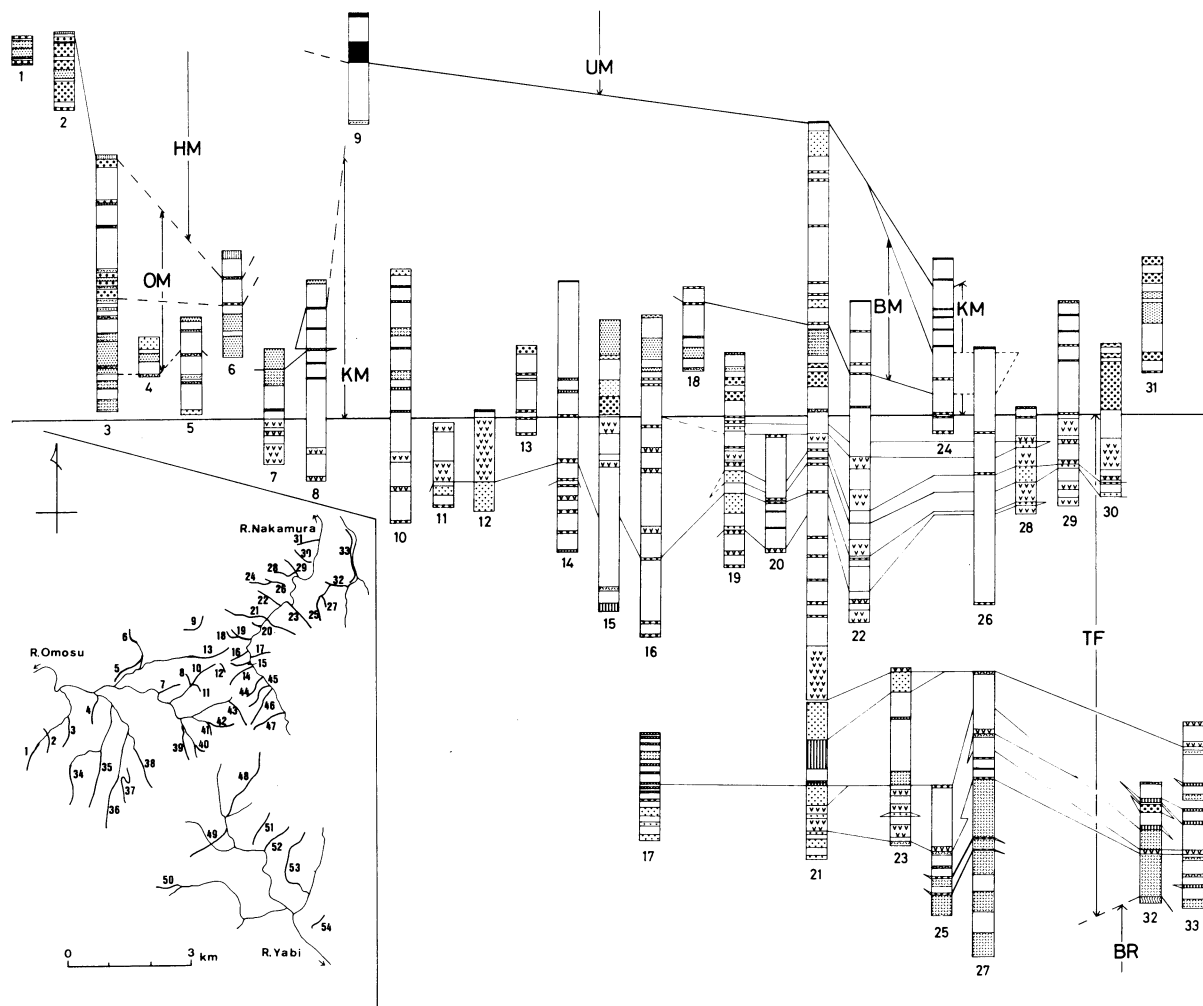
角礫岩は武良トンネルの北350mの県道沿いおよびその周辺で観察される。礫種は各種片麻岩、花崗岩のみかなり基質も礫と同質である。礫径は最大50cm、平均数cmの淘汰不良の角礫岩である(第5図)。

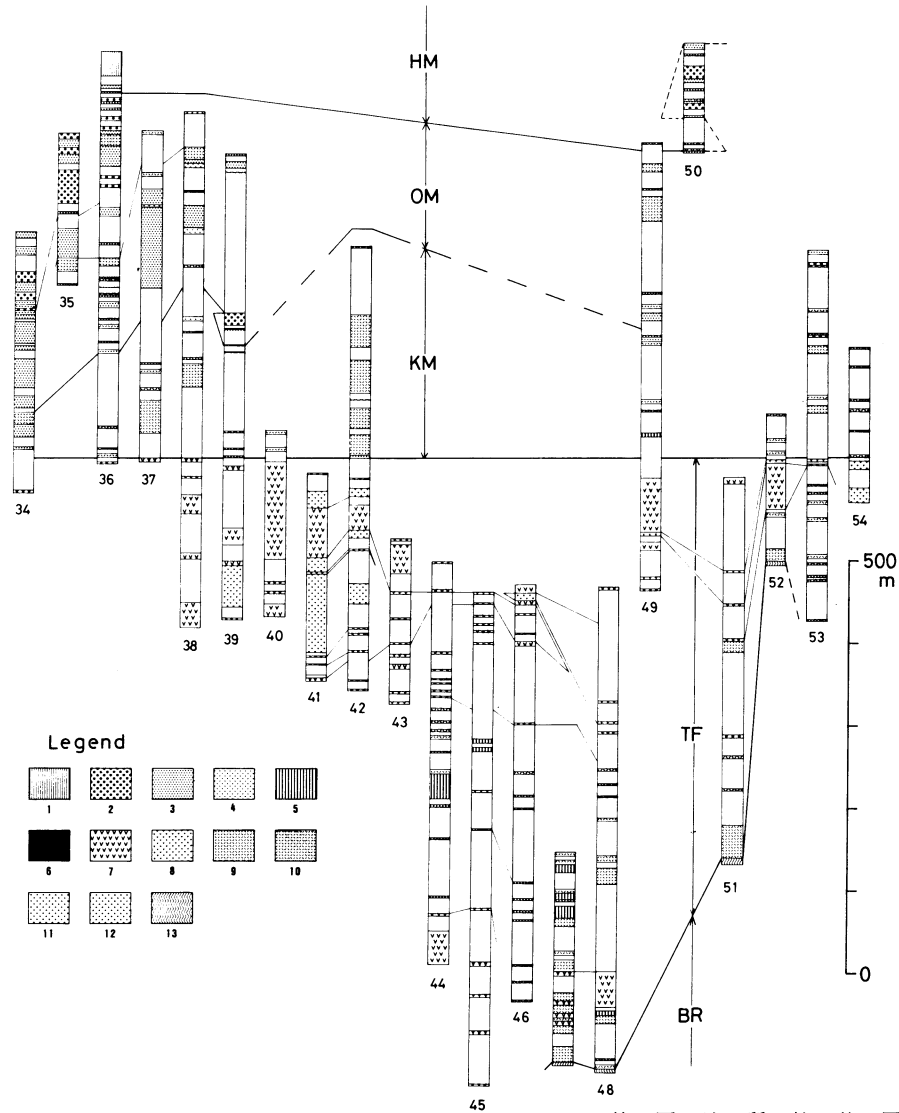
石英安山岩質ないし流紋岩質火砕岩は火山礫凝灰岩(一部溶結)および級化層理の発達した凝灰岩である。火山礫凝灰岩には一般に暗緑色を呈すパッチ状の軽石



第2図 地 質 図

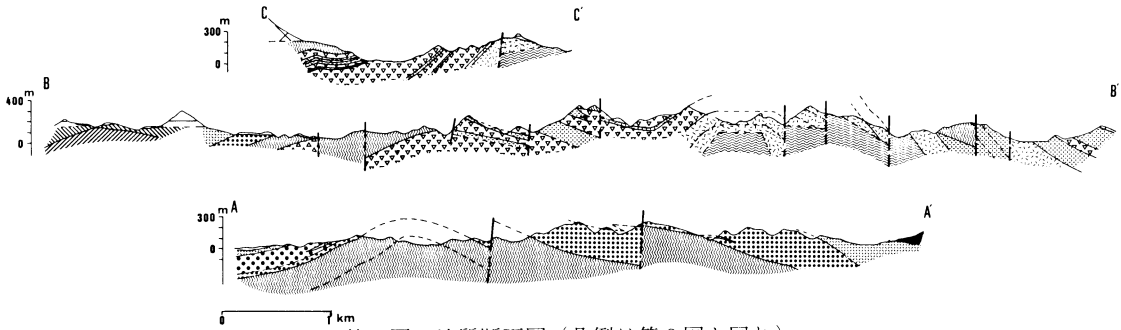
1：崖錐，2：礫，3～4：アルカリ火山岩類，3：玄武岩，4：粗面岩・流紋岩，5～6：釜谷砂岩層，5：砂岩，6：珪藻土，7～8：久見累層，7：歌木泥岩層，8：久見砂岩層，9～14：郡 累層，9：平凝灰岩シルト岩互層，10～11：大津久礫岩層，10：含巨礫中礫岩，11：細礫岩，12：玄武岩層，13～14：小路凝灰岩層，13：砂質凝灰岩，14：砂岩・礫岩，15～20：時張山累層，15：安山岩溶岩，16：安山岩質火砕岩，17：安山岩質一流紋岩質火砕岩，18：砂岩頁岩互層，19：礫岩，20：角礫岩，21：片麻岩類，22～23：貫入岩，22：アルカリ火山岩，23：流紋岩，24：褶曲軸，25：スケッチ位置





1：酸性凝灰岩シルト岩互層，2：含巨礫中礫岩，3：細礫岩，4：砂岩，5：砂岩頁岩互層，6：泥岩，7：安山岩溶岩，8：安山岩質火砕岩，9：石英安山岩～流紋岩質火砕岩，10：砂質凝灰岩，11：玄武岩～安山岩質火砕岩，12：玄武岩～安山岩溶岩，13：片麻岩，UM：歌木泥岩層，HM：平凝灰岩層，OM：大津久礫岩層，KM：小路凝灰岩層，TF：時張山累層，BR：基盤岩

第3図 地質柱状図

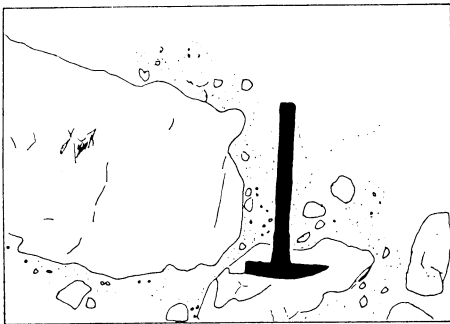


第4図 地質断面図 (凡例は第2図と同じ)

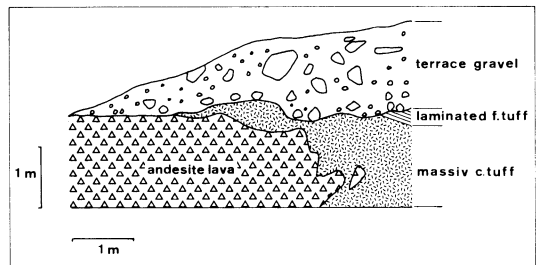
が含まれる。また、まれにレンズ状あるいはパッチ状の軟泥礫や炭化木片が観察される。溶結凝灰岩は強い溶結構造を示すが連続性に乏しい。

砂岩頁岩互層は厚さ数10m～数mの挟みである。細かく成層した細～中粒砂岩と葉理の発達した黑色頁岩および細粒軽石凝灰岩、まれに含礫泥岩から構成される。またスランプ構造のみみられることもある。頁岩は一般に硬質で比較的保存の良い植物化石を産出する。またbituminous black shaleとして報告されている(島田他, 1983)。

安山岩は主に溶岩からなり一部に凝灰角礫岩を挟在する。厚さは300m以上と推定される所もあるが一般には数10mである。溶岩は主に輝石安山岩で一部に角閃石普通輝石安山岩を伴う。肉眼的には暗緑色、暗灰色ないし暗紫色を呈し、細粒緻密なもの、1-2mmの輝石斑晶の目立つもの、自破碎構造が観察されるものがある。鏡下において輝石安山岩溶岩には斑晶として、斜長石、普通輝石、斜方輝石(仮像)、ごくまれにかんらん石(仮像)がみられる。角閃石普通輝石安山岩には斑晶として、斜長石、普通輝石、角閃石(仮像)がみられる。普通輝石は概して変質し、方解石、緑泥石等に置換されているが、変質を受けずに残っているこ



第5図 露頭スケッチ(角礫岩) (ハンマーは35cm)



第6図 露頭スケッチ (不整合)

ともある。しかし斜方輝石、角閃石は完全に変質しそれぞれ緑泥石、方解石に置換されている。石基はpilotaxitic-hyalopilitic textureを示すが変質のため不明なことも多い。

上部に発達する安山岩は肉眼的には暗緑色ないし紫がかかった色調を呈し、一部に自破碎構造がみられる。また青緑色から暗緑色ないしやや紫がかかった色調を呈し、2-4mmの斜長石斑晶が目立ち、流理構造の発達が顕著な、または細粒緻密な輝石安山岩である。同質火砕岩、石英安山岩を挟在する。

〈化石〉 植物化石(阿仁合型の要素が多く、淡水性植物化石を含む、梅原, 1983)。

〈下位層との関係〉 不整合または断層により基盤に接する。不整合の形態については、オーバーラップ形式の傾斜不整合の他、アバット不整合も推定されるが明らかではない。

II 郡 累層 (新称)

本層は小路凝灰岩層、^{コウジ}大津久礫岩層、^{オオク}平凝灰岩シルト岩層および玄武岩層により構成される累層である。

小路凝灰岩層 (新称)

〈模式地〉 五箇村小路から中山峠にいたる^{クベ}県道

〈分布〉 模式地周辺、中村、大久、東郷、都万目、

ナグ
那久, 大津久.

〈層厚〉 0 - 280 m

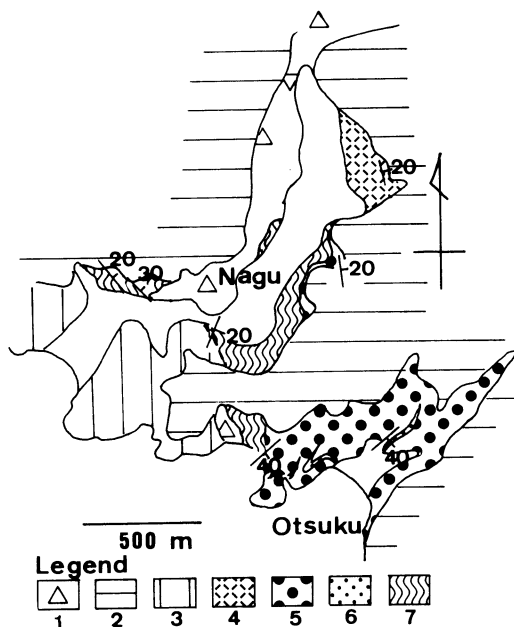
〈岩相〉 本層は主に淡緑色を呈し黒雲母片を特徴的に含む塊状砂質凝灰岩からなり, 凝灰質砂岩, 頁岩の薄層をはさむ. 中村川北側および海苔田鼻東海岸においては本層下底に巨礫を含む礫岩層が発達する. 礫種は安山岩, 流紋岩, 安山岩質凝灰岩などで, 時張山累層起源と推定される.

〈化石〉 植物化石 (台島型の構成種が多い, 梅原, 1983), *Viviparus*, *Semisulcospila*, *Lanceolaria* (大久保, 1981) 魚類化石 (広田, 1979)

〈他層との関係〉 これまで関係は直接はわからないが不整合を示す根拠が見い出せなかったので, 本層は時張山累層を整合に覆うとしてきた (山崎, 1983, 山崎・鳥居, 1984). 今回不整合を示すと判断される露頭 (第6図) を発見したことおよび本層基底に下位層起源の礫からなる礫岩層が発達することがあることから, 本層は時張山累層と不整合関係にあると判断される. 玄武岩層と指交する.

大津久礫岩層 (新称)

〈模式地〉 都万村大津久の集落より北西へ約200



第7図 大津久周辺地質図

1: 崖錐, 2: アルカリ流紋岩類, 3: 粗面安山岩, 4: 平凝灰岩シルト岩互層, 5-6: 大津久礫岩層, 5: 礫岩, 6: 砂岩, 7: 小路凝灰岩層

mまでの海岸.

〈分布〉 模式地周辺 (第7図), 苗代田, 中山峠周

辺, 都万目, 皆市.

〈層厚〉 0 - 350 m, 背斜 (Fd1) の北翼で厚い.

〈岩相〉 下部は凝灰質細礫岩~中粒砂岩が卓越し, 上部は巨礫を含む中礫岩層が発達する. 細礫岩-砂岩層は淡緑色ないし淡褐色を呈し斜交葉理が顕著である. また良く層理の発達した酸性凝灰岩および凝灰質シルト岩, 砂岩の薄層を挟在する. 中礫岩層の卓越する部分では大規模な斜交葉理が発達しているのが観察される. 礫は径数cm~1mの円~亜円礫よりなる. 淘汰は概して良い. しかし非常に悪い部分もみられる. 礫種は流紋岩, 安山岩が大半で, まれに片麻岩, 溶結凝灰岩がみられる. 流紋岩および安山岩礫は時張山累層起源と判断される. 基質は凝灰質砂岩であり, 著しく変質して淡緑色ないし青緑色を呈する部分もみられる. 苗代田において玄武岩層との指交部と考えられるところでは特異な黒褐色を呈す.

〈他層との関係〉

小路凝灰岩層と指交またはそれを整合に覆う. 玄武岩層と指交する.

玄武岩層 (新称)

〈模式地〉 林道一の坂線の西端300m

〈分布〉 苗代田, 山田川上流など (Fd1) の北翼.

〈層厚〉 0 - 200 m

〈岩相〉 玄武岩~安山岩溶岩および同質凝灰角礫岩により構成される. 溶岩は暗褐色ないし茶褐色を呈す著しく変質した自破碎溶岩である. 凝灰角礫岩は溶岩と同様の色調を呈し塊状である. 角礫は普通数mmから10cm大で, 異質礫はみられない. 基質は同質の凝灰岩であるが礫に比べ少ない. 郡において時張山累層と接する部分では垂直に近いラミナ様の構造が認められる.

〈下位層との関係〉 時張累層を不整合に覆うか, 断層で接する.

平凝灰岩シルト岩互層

〈模式地〉 西郷町下西, 玉若酢神社 250mの地点から平に至る県道.

〈分布〉 山田, 皆市, 平, 下西, 西郷, 東郷, 飯田, 津井.

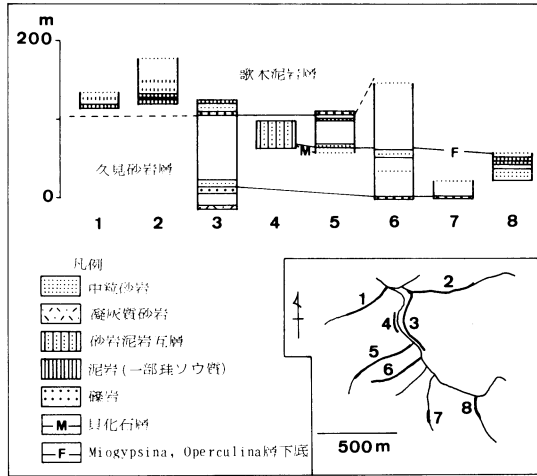
〈層厚〉 65m⁺

〈岩相〉

酸性凝灰岩優勢の凝灰岩シルト岩互層である. 軽石凝灰岩, 細礫岩, 炭質物の薄層を挟在する. 特に大津

久礫岩層との指交部と考えられる皆市周辺では碎屑岩を挟むことが多い。平、下西、津井では淡水貝を、権現原では保存の良い植物化石を産出する。

〈化石〉 *Viviparus* 他^の淡水貝(大久保, 1981), *Comptonia naumanni* 他^の典型的台島型植物化石(梅原, 1983)



第8図 久見累層地質柱状図(久見川流域)

〈下位層との関係〉 大津久礫岩層, 小路凝灰岩層と指交または整合関係にある。

III 久見累層(大久保, 1981)

久見砂岩層(新称)

大久保(1981)の下位の砂岩層とされた地層を久見砂岩層と呼ぶ。

〈模式地〉 ふなおろしの久見川左岸の林道

〈分布〉 模式地周辺のみ

〈層厚〉 100 m⁺

〈岩相〉 下位より凝灰質中粒砂岩, 細礫岩, 黄褐色塊状中粒砂岩および砂岩勝ち砂岩泥岩互層からなる(第8図)。互層部の最下位には化石に富むレンズ状の石灰質砂岩を挟む。これより約10m上位の層準より厚さ20mにわたって保存の良い有孔虫化石を産出する。

〈化石〉 *Miogypsina kotoi kotoi*, *Operculina complanata iaponica* (大久保・高安, 1980), N7-N9に相当すると考えられる浮遊性有孔虫(多井・加藤, 1980), *Miohaliotis cf. amabilis* (ITOIGAWA & TOMIDA, 1982), *Conus tokunagai* 他^の東印内動物群担当の貝化石(OKUBO & TAKAYASU, 1979)。

〈下位層との関係〉 分布が島状に孤立しているた

め下位層との関係は不明である。

歌木泥岩層(新称)

大久保(1981)の上位の頁岩とされた地層を歌木泥岩と呼ぶ。

〈模式地〉 都万村歌木の県道より歌木の集落に至る道路。

〈分布〉 ふなおろし, 北丸山, 中村, 大峯山南西部, 加茂-西田, 砂子谷

〈層厚〉 200 m⁺

〈岩相〉 本層は下位より安山岩の巨礫を含む中礫岩, 凝灰質中粒砂岩, 珩藻質泥岩, 塊状泥岩からなる。このうち礫岩・砂岩がみられるのはふなおろしのみであり, その他の地域は層相度化に乏しい塊状泥岩, 珩質泥岩が分布している。ふなおろし, 歌木においては, 本層中に海緑石が観察される。海緑石は顆粒状で散在あるいは卵大の球状に密集するか又は薄いバンドとして産出する。

〈化石〉 *Aphrocallistes*, *Sagarites*, *Palliolum peckhami* (大久保, 1981), *Isurus sp.* (広田, 1979)

〈下位層との関係〉 久見砂岩層をオーバーラップし郡累層を直接覆う。関係は明確ではないが, 郡累層の構造を切って分布しているとみられ, 不整合関係にあると推定される。平凝灰岩層との境界には粗面岩が貫入しているところがある。

飯山珩藻土層(新称)

〈模式地〉 西郷町飯山, 珩藻土採土場

〈分布〉 模式地周辺

〈層厚〉 50 m⁺

〈岩相〉 灰色~灰白色の珩藻土, 海緑石バンドを伴う。

〈他層との関係〉 歌木泥岩層上部と同時異相

IV 都万累層

TOMITA (1936)はT₄sedimentsを2区分し伊後層・都万層と呼んだ。光本(1981)は釜谷, 中里周辺に分布する都万層を上中下の3層に区分した。しかし, 上部層とされた珩質泥岩は岩相上, 歌木泥岩に相当する。以上のことを含めて, 都万累層を次のように定義する。

本層は伊後泥岩層, 釜谷砂岩層および中里凝灰質砂岩層より構成される累層であって, 砂岩中には貝化石を多産する。久見累層を不整合に覆い, Oki trachyte thuyolite Group (UCHIMIZU, 1966)に不整合に覆われる。

伊後泥岩層

- 〈模式地〉 伊後中の浦海岸
- 〈分布〉 模式地周辺
- 〈層厚〉 90m
- 〈岩相〉 層相変化に乏しい砂質泥岩.
- 〈化石〉 *Conchocele*, *Nuculana* (大久保, 1981)

の他に, 有孔虫 (多井, 1956)

釜谷砂岩層 (新称)

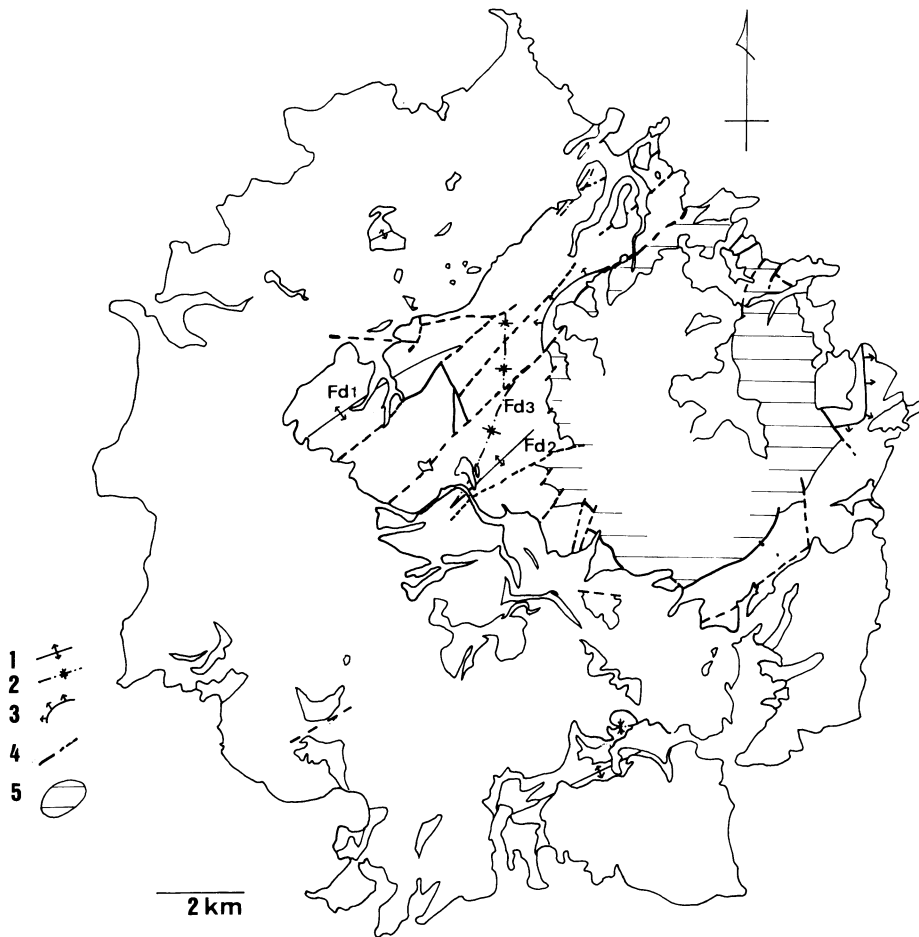
- 〈模式地〉 都万村釜谷海岸
- 〈分布〉 模式地周辺, 五箇村北方, 箕浦
- 〈層厚〉 80m
- 〈岩相〉 黄褐色~灰色中粒砂岩を主体とし, 細粒砂岩, 粗粒砂岩からなる. 塊状であるか, 斜交葉理の

発達することがある. しばしば葉理の乱されている部分もみられる (バイオターベーション?). 五箇村北方, 西郷町箕浦では珪藻土を伴なう.

〈化石〉 貝化石を多産する. 大久保 (1981) は化石層として, *Clinocardium-Miyagipecten*層としてまとめている.

中里凝灰質砂岩層 (新称)

- 〈模式地〉 中里
- 〈分布〉 模式地周辺
- 〈層厚〉 160m
- 〈岩相〉 凝灰質な中粒砂岩で基底には厚さ10mの白色軽石凝灰岩層がみられる.
- 〈化石〉 貝化石を多産する (大久保, 1981)



第9図 地質構造図

1:背斜, 2:向斜, 3:半ドーム構造, 4:断層, 5:基盤岩・(東海岸の半ドーム構造は鳥居 (1984) から推定した),

部層相互の関係

中里凝灰質砂岩層は釜谷砂岩層を整合に覆う。これら2層と伊後泥岩層は分布域が離れているため、関係を直接確かめることはできない。多井(1956)は有孔虫群集の特徴から伊後泥岩層が釜谷砂岩層の下位にあたると考えた。それ以後、新たな資料はなく、ここでは多井に従っておく。

地質構造

時張山・郡・久見・都万の4累層は、その分布・構造より大局的にはENEないしはNE方向の褶曲構造に規制されて分布し、さらにNE方向およびそれに直交又は斜交する断層によりブロック化している。基盤の周辺ではこれらの地層は一般に急傾斜し、基盤の片理面の走向傾斜の急変部(基盤ブロックの“カド”)では半ドーム構造を示す(第9図)。以下に主要な構造について述べる。

褶 曲

Fd 1

本背斜はENE-WSW方向の軸を持ち、WSW方向に緩くブランチする。軸の北翼は 20° - 35° 、南翼は 10° - 20° の傾斜を示す開いた形態を持つ(第4図, A-A')。軸長は4.8kmで西端はアルカリ火山岩の被覆のため不明となる。東端は断層によって切られている。

Fd 2

本背斜はFd 1と同様のENE-WSW方向の軸を持つ。基盤近くでは 30° - 40° 、軸の西端では緩くWSW方向にブランチし、Fd 3の向斜軸の南端に取れんする。広く、緩傾斜の頂上部と比較的急傾斜(30° - 60°)の翼を持ち、箱型褶曲の形態を示す(第4図, B-B')。

Fd 3

N-SないしNE-SW方向の軸を持つ向斜で、軸の南端はFd 2の背斜軸に取れんし、北端は断層によって切られているが基本的にはFd 1の背斜軸の東端に取れんすると推定される。形態的には西翼が緩く東翼が急傾斜する非対称な向斜である(第4図, B-B')。

半ドーム構造

基盤ブロックの“カド”の部分に相当する地域では、中新統は半ドーム構造を呈する。特に布施南方において、基盤岩の片理面の走向傾斜はドーム構造に大きく斜交し複雑な構造をとるとされた(星野, 1973)地域において中新統はその走向を急変している。

断 層

NE方向の主要な構造方向と調和的な縦走断層が顕著に発達すると推定される。これらは相対的に北側

ブロックが沈下する階段断層である。断層による変位が基盤から離れるほど小さくなると推定される断層もみられる。

考察とまとめ

- 1 本島に発達する中新統は下位より時張山・郡・久見・都万・油井の5累層に区分される。それらの関係はすべて不整合である。
- 2 時張山・郡・久見・都万の4累層の特徴を累層ごとにまとめると以下ようになる。
 - 時張山累層
輝石安山岩の活動を主体とし、石英安山岩・流紋岩の活動を伴う、水中ないし陸上に堆積した火山岩相
 - 郡 累層
一部に玄武岩-安山岩の活動を伴うが主として淡水成の凝灰質な碎屑岩相
 - 久見累層
西黒沢海進による海成砂岩相および泥岩相
 - 都万累層
新たな浅海域(冷水性)に堆積した碎屑岩相

このような変遷は本土側の標準層序、すなわち、波多、川合・久利、布志名の各累層の特徴に類似する。したがって本島には、本土側の大森累層に相当する地層が欠如している可能性がある。

- 3 下部の4累層はENE-WSWないしNE-SW方向の褶曲構造に規制されていることが明らかになった。
- 4 基盤の片理面の走向傾斜の急変部あるいは異常部で地層は半ドーム構造を呈する。箱型背斜の形態をとる褶曲が認められる。基盤の周辺で地層の変形が大きいと判断される。これらのことより、地質構造の形成にあたっては基盤の隆起が大きく関与していると推定される。
- 5 変形を受けている最上位の層準から推定すると主要な地質構造形成の時期は都万累層堆積後、油井層堆積前と考えられる。

文 献

- FISKE, S, and MATSUDA, T., 1964: Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *Am. Jour. Sci.*, **262**, 76-106.
- 広田清治, 1979: 島根県脊椎動物化石目録。化石研会誌, 12, 21-27.
- 星野光雄, 1973: 隠岐・島後の基盤変成岩類。総研連

- 絡紙 基盤岩類, no, 4, 7-12.
- ITOIGAWA, J. and TOMIDA S., 1982: *Miohaliotis amabilis*, a New Haliotid Fossil From the Miocene Mizunami group, with Special Reference to Fossil Haliotid Fauna in Neogene and Quaternary of Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, 1-14.
- 小林英夫・松本征夫・星野光雄, 1980: 隠岐島後, 日本地質学会見学旅行案内書 第8班.
- 光本清隆, 1981MS: 隠岐島後西部における層序学的研究. 島根大学文理学部卒論.
- 大久保雅弘, 1981: 隠岐島後の中新統化石層, 島根大理, 紀要, **15**, 125-137.
- , 1984: 隠岐の地質概論, 本誌
- 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, 1980a: 隠岐より *Miogypsina* の発見. 地質雑, **86**, 37-39.
- ・———, 1980b: 島根県産第三紀無脊椎動物化石誌. 山陰文化研究紀要, no, 20, 79-111.
- 沢田順弘, 1978: 島根県出雲市南方地域の地質. 地質雑, **84**, 111-130.
- 島田昱郎・鳥居直也・鈴木徳行, 1983: 隠岐島後の dituminous black shale. 石油技協誌, **48**, 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: 隠岐島島後産 *Miogypsina* とそれに伴う小型有孔虫群. 日本地質学会講演西旨.
- TOMITA, T., 1936: Geology of Dogo, Oki Islands in the Japan Sea. *Jour. Shanghai Sci. Inst.*, Sect. 2, **2**, no. 4.
- 鳥居直也, 1984: 隠岐島後グリーンタフの変質. 本誌.
- UCHIMIZU, M., 1966: Geology and peteology of alkali rocks from Dogo, Oki Islands. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. 2, **16**, 85-159.
- 山形新生代研究グループ, 1970: グリーンタフの野外観察, 1-52.
- 山野井伸行, 1981MS: 隠岐島後南西部の層序学的研究. 島根大学文理学部卒論.
- 山崎博史, 1983: 隠岐島後の下部中新統の層序と地質構造. 日本地質学会講演要旨.
- ・鳥居直也, 1984: 新第三系 隠岐, 島根県地質図説明書, 投稿中.