

熊本県天草郡御所浦島の地質

塚 脇 真 二¹

Geology of the Goshoura Island in the Amakusa District,
Western Kyushu, Japan

Shinji Tsukawaki¹

(Received May 31, 1995)

Abstract

The results of stratigraphical study of the Goshoura Island, western Kyushu, Japan are given in the present article mainly from the lithostratigraphic point of view.

The Maeshima Granodiorite, early Early Cretaceous in age, is the basement in the Goshoura Island. The Goshoura Group ranging from the Upper Albian to Middle Cenomanian in age unconformably covers the granodiorite. The group divided into the Eboshi, Enokuchi and Karakizaki Formations in ascending order is an about 1,230-metres-thick clastic sequence of conglomerate, sandstone and mudstone with intercalations of reddish purple mudstone, and various types of alternating beds of them. The group is folded in a broad syncline and an anticline which trend NE-SW, and it cut by three major thrust faults having same trends as these folds.

The Himenoura Group ranging from Santonian to Campanian in age is in fault contact with the Goshoura Group and the Maeshima Granodiorite. The Himenoura Group is more than 200-metres-thick marine sequence in the island consisting mainly of black shale, and thin alternating beds of black shale and fine-grained sandstone.

Andesite dykes, post-Late Cretaceous in age, are distributed in places in the island. The alluvial deposits consisting mainly of unconsolidated gravel, sand and mud are distributed along river systems and coastal areas.

はじめに

熊本県天草郡御所浦町の中心である御所浦島は、下部～上部白亜系御所浦層群の模式地として、また同層群および上部白亜系姫浦層群が多産する軟体動物化石で著名な島である。

御所浦島を含む天草地方全域の地質学的研究は、金原(1907)の20万分の1地質図幅「人吉」調査に始まる。1920年代に入ると江原(1921, 1922)、Yehara(1923)、長尾(1922a, 1922b, 1924)、Nagao(1925, 1930)ならびに納富(1930)の調査研究がそれぞれ独立して進められ、天草地方における層序の全体像がほぼ明らかとなった。

このような天草地方全体における地質研究の中で、御所浦島ならびに周辺諸島について、まず金原(1907)は御所浦島全体に白亜紀堆積岩類の分布を示した。引続いて江原(1921, 1922)は、御所浦島ならびに同島西方の牧島に分布する白亜系を、下位の「トリゴニア」砂岩層と上位の「アムモナイト」層とに区分し、両者が断層で接する可能性を指摘した。

1) 金沢大学工学部基礎工学教室 Section of Engineering Sciences, Faculty of Technology, Kanazawa University

一方、長尾 (1924) は、産出化石にもとづき御所浦島の白亜系を、下位の御所浦層群ならびに上位の姫ノ浦層群 (姫浦層群: 長尾, 1922a) に区分し、両者の関係は不明としながらも不整合関係にあることを示唆した。並行して納富 (1930) は、御所浦島に分布する白亜系を、下位の「トリゴニア」砂岩と上位の「イノセラムス」頁岩層とに区分するとともに、同島北東部ならびに前島に花崗岩類の分布を示した。

これらの一連の研究に引続き、松本 (1938) は御所浦島の詳細な地質図を初めて公表し、主として岩相変化にもとづき御所浦層群を下部層 (I層)・中部層 (II層)・上部層 (III層) の3層に区分しさらに各層を細分した。また、松本は海棲軟体動物を中心とする産出化石について古生物学的検討を行い、各層の地質時代を明らかにするとともに、同層群全体の堆積環境として公海に面した三角州を推定し、同層群が一連の海進海退相を示すとした。さらに、松本 (1938)、松本ほか (1962) は、軟体動物化石にもとづき、同島に分布する姫浦層群の時代を示し、同層群の堆積環境として公海の泥底を推定した。

Okada (1961) は、御所浦層群の砂岩に含まれる重鉱物組成を松本の地質層序に基づき検討し、堆積物の供給源の明瞭な時代的变化を示した。Amano (1962) は不知火海周辺地域における白亜系の総括のなかで御所浦島にも触れ、岩相および化石相を他地域と対比しつつ、御所浦・姫浦両層群の古地理および構造発達史について論じた。さらに、Yehara (1923, 1925)、Nagao (1930)、松本 (1938)、Tamura *et al.* (1968)、Tamura (1970)、Matsumoto and Tashiro (1975)、Tashiro and Takatsuka (1991) など、御所浦島に分布する御所浦・姫浦両層群産の軟体動物化石についての数多くの研究報告から、両層群の地質時代はさらに明確なものとなった。一方、御所浦島の北西に隣接し姫浦層群が広範囲にわたって分布する牧島や、御所浦島の南西海上にあって、同島と同様に主として御所浦層群・姫浦層群が分布する鹿児島県獅子島でも、御所浦島と並行して同様の研究がなされている (Amano, 1958a, 1958b, 1967; 天野, 1960; 山本・速水, 1971; 田代・松田, 1982, 1984)。

御所浦島の地質ならびに産出化石については、このようにさまざまな角度からの研究がある。しかし、同島における地質層序については、松本 (1938) 以来、再検討されることなく現在に至っており、近年における地学研究の発達にともない我国における模式的白亜系分布地のひとつである同島において、堆積学・古生物学・微古生物学・構造地質学・古地磁気学など多角的な視点からの再検討は急務と考えられる。そこで、上記の研究の第一段階として御所浦島において、1991年秋、1992年春および1993年秋の3回にわたり合計45日間の地質調査を行い、同島における岩相層序・地質構造を検討した。その結果を以下に報告する。

謝 辞: 本研究には御所浦町からの委託研究費 (御所浦町総合地学調査: 研究代表者九州東海大学鳴村清) の一部を使用した。また、本研究を進めるにあたり御所浦町長岡部鷹司氏、同前助役尾田関太郎氏、御所浦町教育委員会村井三千夫氏をはじめとする御所浦町々民諸氏、ならびに九州東海大学鳴村清博士には種々の便宜をはかっていただいた。高知大学理学部地学教室田代正之教授、東北大学理学部地圏環境科学科地質学古生物学教室箕浦幸治助教授ならびに九州大学理学部地球惑星科学科坂井卓博士には、御所浦島に分布する白亜系の地質構造についてそれぞれご討議いただいた。長崎大学教養部松岡数充助教授ならびに電力中央研究所上田圭一氏には野外においてご討議いただいた。以上の諸氏に深い感謝の意を表す。

地形概説

御所浦島は天草群島の南東部、天草上島および下島の東方八代海にあり、東には同海をへだてて九州本島が位置する (Fig. 1)。同島は北東-南西方向に伸びる長軸が約 8 km、これに直交する短軸が約 2 km で、全体に急峻な山地からなる。地形のうえから同島は南部の大浦以東の山地を主体とする主部と、大浦から西に半島状に伸びる南西肢部とに大きく区分され、北端部沖には一辺約 0.5 km の矩形を呈する前島が隣接する。

御所浦島主部のほぼ中央には標高 442 m の最高点烏峠があり、ここから北東および南西方向へと島の長軸方向に平行に発達する主山稜と、同島の北東部でこれと直交し北西-南東方向に伸びる山稜 (最高点は風口南西の標高 304 m) との 2 系統がある。主山稜から南東岸に向っての傾斜は急で、沢筋は海岸にいたるまで直線的に発達する (Pl. 1, fig. 1)。一方、北西岸への傾斜はこれに比べ緩やかで、羽毛状に発達する個々の沢は広い流域面積をもつ (Fig. 2)。また、北西-南東方向に伸びる山稜から北東岸へ向っては、山稜の中腹以上では急傾斜であるが、それ以下では比較的緩い傾斜となり、全体に沢筋の発達はきわめて悪い (Pl. 1, fig. 2)。

御所浦島南部の屋敷から江の口をへて北東端の風口崎へといたる南東岸は、全体に出入りの少ない単調な海岸線を呈し、砂浜の発達はほとんど見られない。一方、南部の元浦から唐木崎・古屋敷をへて北部の洲の田にいたる北西岸は、南東岸に比べ出入りが激しく、入江の奥部には狭小ながらも砂浜が発達する。風口から越路をへて風口崎にいたる北岸は比較的単調な海岸線を呈し、一部には狭小な砂浜が発達する。なお、同島東岸の江の口から北部の風口崎をへて越路、風口をとおり、西岸の洲の田から古屋敷にいたる同島北部、

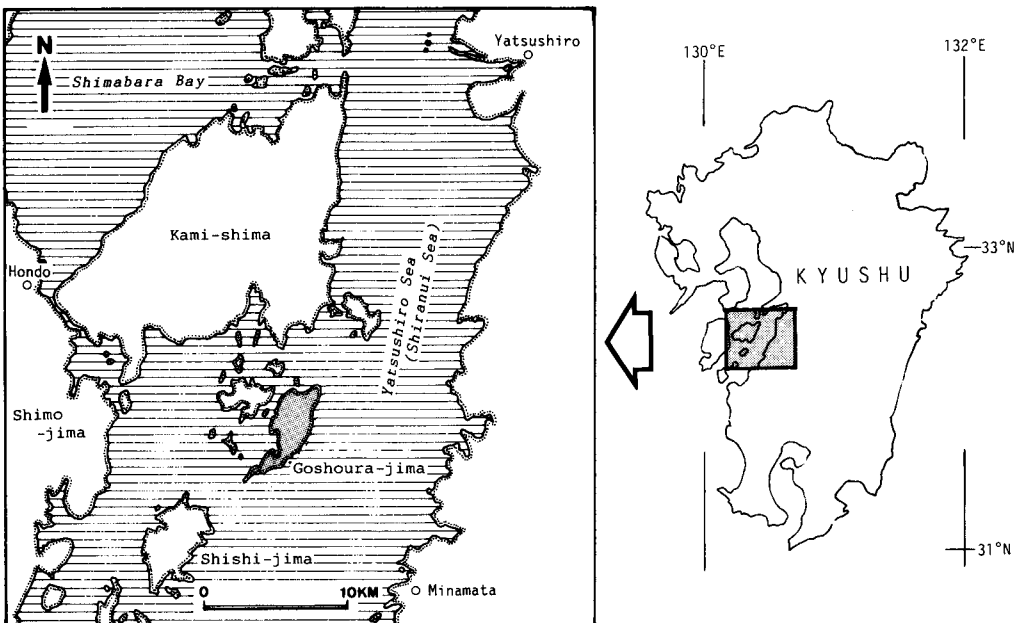


Fig. 1: Index map of the Goshoura Island (Goshoura-jima) in the western part of Kyushu, Japan.

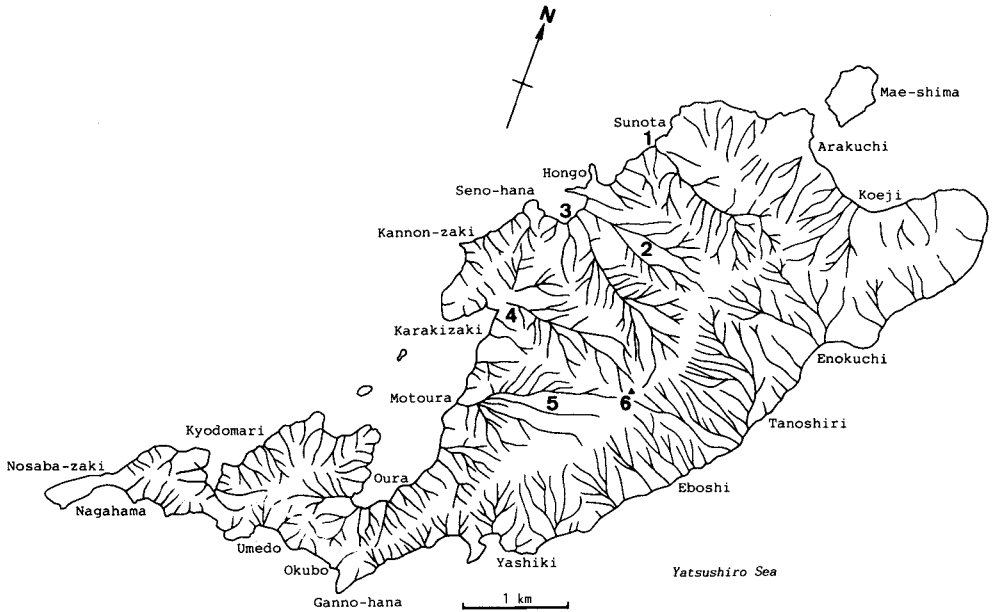


Fig. 2: Water drainages of the Goshoura Island (1: Sunota River, 2: Hongo-zawa River, 3: Furuyashiki River, 4: Karakizaki River, 5: Naruko River, 6: Mt. Karasu-toge).

ならびに唐木崎から元浦をとおり大浦にいたる同島中部西岸の海岸は、防波堤や海岸道路などの護岸工事がほどこされている。

一方、御所浦島の南西支部では、北東～南西に伸びる山稜が雁行状に並ぶ (Pl. 1, fig.3). それぞれの山稜から海岸にいたるまでの傾斜は全体に急であり、全体に沢筋の発達が悪い。海岸線は山稜の伸びと平行あるいは直交する方向に複雑に発達し、突端部は切り立った海蝕崖・岩礁となり (Pl. 1, fig. 4), 一方、湾入部の奥には狭小な礫～砂質海岸が発達する (Pl. 1, fig. 5).

御所浦島の北に隣接する前島は、全体に急峻な山からなり、沢の発達はほとんど見られない。前島東側の海岸線は比較的出入りが激しく、湾入部には狭小な砂浜が発達するが、西岸には広範囲にわたって地層が露出する。なお、御所浦島の周辺海域に分布する諸島は、いずれもほぼ北東-南西方向に伸びる海岸線ならびに山稜を特徴的に呈する (Pl. 1, figs. 6 and 7).

地質概説

御所浦島で認められる地質系統をFig. 3に、地質図・推定地質断面図をそれぞれFig. 4, Fig. 5に示す。同島の地質は、最下部白亜系花崗閃緑岩、白亜系御所浦層群ならびに姫浦層群、沖積層、および安山岩岩脈群からなる。

御所浦島の北東部および前島の東半部には、白亜紀初期の貫入と推定される前島花崗閃緑岩が分布する。この花崗閃緑岩を不整合に被うのが下部～上部白亜系御所浦層群である。御所浦島の大部分を構成する同層群は、おもに礫岩、含礫粗粒砂岩、中～細粒成層砂岩、

泥質砂岩などから構成され、泥岩ならびにいわゆる赤色岩（松本，1938）が挟在する。同層群は岩相にもとづき、下位より烏帽子層、江の口層、唐木崎層に3区分される。御所浦層群ならびに前島花崗閃緑岩と逆断層で接する上部白亜系姫浦層群は、御所浦島および前島の西岸沿いの狭小な範囲に分布し、おもに黒色ないし黒灰色の緻密な頁岩、細粒砂岩と黒色頁岩との細互層、および成層細粒砂岩から構成される。後期白亜紀以降の貫入と推定される安山岩岩脈は、御所浦島ならびに前島の全域にわたって分布する。沖積層は、御所浦島北部の海岸付近ならびに主要河川沿いにわずかに分布するにすぎない。

地 質 各 論

1. 前島花崗閃緑岩（新称、Maeshima Granodiorite）

御所浦島および前島に分布する花崗岩類は、まず納富（1930）によって天草地方に分布する他の花崗岩類とともに「閃雲花崗岩」として一括記載された。松本（1938）は「花崗岩類」として御所浦島における分布を示し、この岩体が御所浦・姫ノ浦両層群の下位にあって、姫ノ浦層群とは一部が不整合関係、一部が断層関係にあり、御所浦層群とは断層で接するとした。

一方、植田・古川（1960）は、天草上島東岸での姫浦層群の基盤である花崗閃緑岩に先姫浦花崗閃緑岩の名を与え、岩相・層位関係にもとづき三疊紀の貫入岩体とした。Yamamoto（1962）は、八代海をへだて天草上島の対岸にあたる熊本県中部に分布する変成岩・深成岩についての総括的研究の中で、八代郡宮原町周辺に模式的に発達する閃緑岩質岩体を宮の原トータル岩ならびに白石野花崗閃緑岩と命名し、詳細な岩石学的記載を行った。その後、斎藤ほか（1961）、河野・植田（1966）は、宮の原トータル岩に含まれる黒雲母の放射線年代をそれぞれ114～123Ma、80～97Maとし、白亜紀初期～前期の貫入であることを明らかにした。

岩相ならびに現在の地理的位置から考えて、御所浦島ならびに前島に分布する花崗閃緑岩は、天草上島の先姫浦花崗閃緑岩もしくは九州本土の宮原トータル岩・白石野花崗閃緑岩に対比される可能性が高い。前述のとおり両者の地質時代は大きく異なっているが、先姫浦花崗閃緑岩が三疊紀の貫入とする植田・古川（1960）の根拠に乏しいこと、および宮原トータル岩を含め中部九州に分布する花崗岩質岩体のほとんどが白亜紀前期の貫入であること（唐木田ほか，1992）を考え合わせると、本花崗閃緑岩の貫入も白亜紀前期と考えるのが妥当であろう。そこで、本研究では御所浦島ならびに前島に分布する花崗閃緑岩に対し「前島花崗閃緑岩」の地域名を与え、白亜紀前期の貫入とする。

【**模式地**】 御所浦町前島東岸。

【**分 布**】 御所浦島北東部嵐口から越路にかけての山麓緩斜面、および前島東半部（Pl.1, fig. 8）。ただし、御所浦島北東部に分布する本花崗閃緑岩は、著しい風化のためマサ土化し、新鮮な露頭は見られない。

【**層位関係**】 前島の東岸において上位の姫浦層群とは逆断層関係で接する（後述）。御所浦層群との直接の関係は不明であるが、御所浦層群の礫岩・含礫砂岩中に本花崗閃緑岩起源の礫がかなり含まれること、砂岩が石英・斜長石に富むアルコースであり、砂粒子の円磨度がかかなり低いこと、および本花崗閃緑岩の地質図上の分布にもとづき、本花崗閃緑岩は御所浦層群に傾斜不整合関係で被われると推定される。

AGE		FORMATION *1	*2	LITHOLOGY
C R E T A C E O U S	HOLO.	ALLUVIUM 15m		Unconsolidated mud, medium- to coarse-grained sand and granule- to pebble-gravel, and artificial embankments.
	SAN.-CAM.	HIMENOURA GROUP 200m+		Thinly laminated greyish black shale, and thin alternating beds of fine-grained sandstone and greyish black shale. Parallel laminations developed in the sandstone. In fault contact with the underlying Goshoura Group and Maeshima Granodiorite.
		C E N O M A N I A N	KARAKIZAKI FORMATION 360m+	
	ENOKUCHI FORMATION 710m			
			Thickly bedded medium- to coarse-grained sandstone and pebble-bearing coarse-grained sandstone. Molluscan fossil beds embedded.	
			Stratified fine- to medium-grained sandstone with thick intercalations of pebble to cobble conglomerate and coarse-grained sandstone. HCS observed in the middle part. Molluscan fossil beds embedded.	
			Thinly stratified fine-grained sandstone with thick intercalations of mudstone in the middle part. HCS and current ripples observed in places. Fossil beds embedded.	
			Irregular alternating beds of medium- to coarse-grained sandstone and mudstone. Fossil beds embedded in the upper part.	
	EBOSHI FORMATION 160m+			Cross-stratified coarse-grained sandstone and pebble conglomerate with thick intercalations of reddish purple mudstone.
	A L B I A N	MAESHIMA GRANODIORITE		Cataclastic fine- to medium-grained granodiorite. Composed mainly of quartz, feldspar, biotite and hornblende. In fault contact with the overlying Himenoura Group.

Fig. 3: Generalized stratigraphic units in the Goshoura Island (* 1: Thickness, * 2: Graphic Lithology, * 3: Andesite Dyke).

[岩相] カタクラサイト化した白色中粒の花崗閃緑岩であり、本来の構造は失われている。斜長石・石英・黒雲母・角閃石を主成分鉱物とし、副成分鉱物として緑泥石・ジルコン・不透明鉱物などを含む。

2. 御所浦層群 (改称. Goshoura Group)

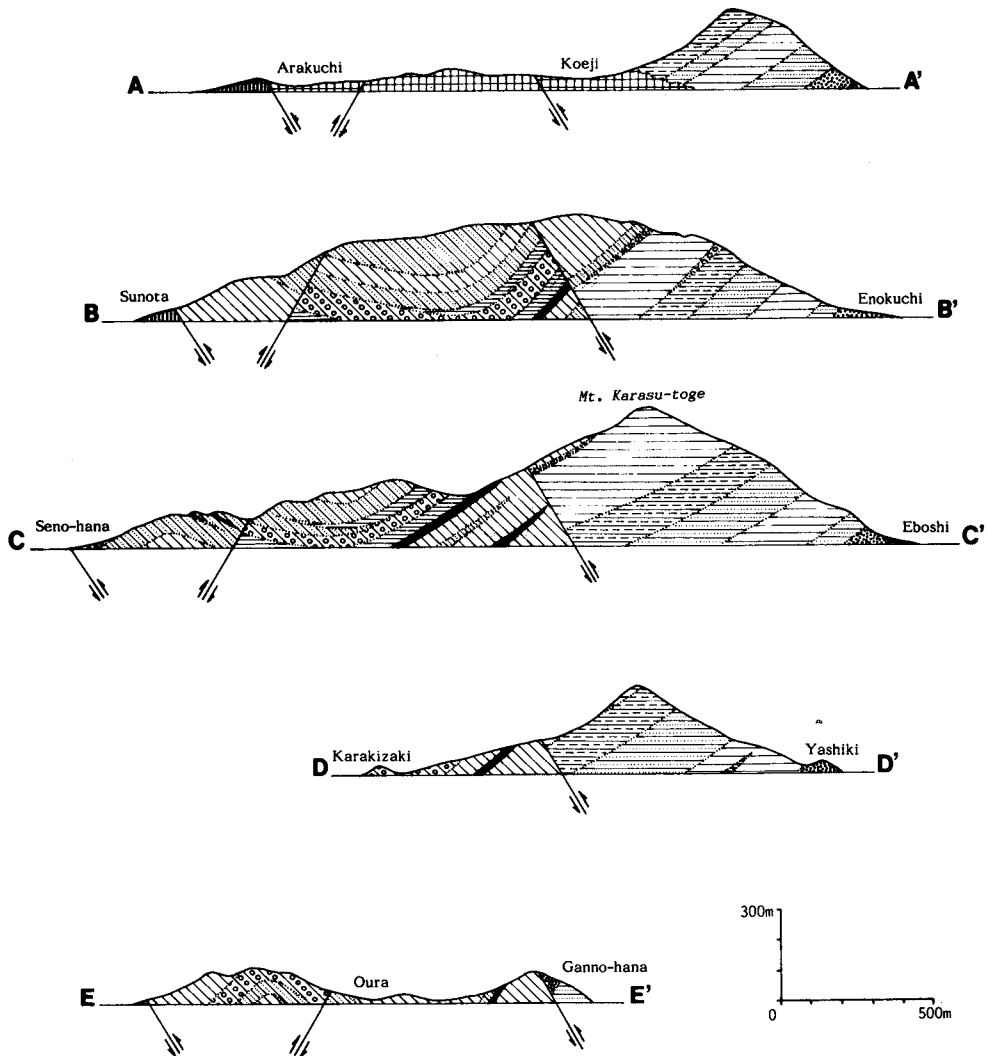


Fig. 5: Schematic geological cross-sections of the Goshoura Island (Andesite dykes and minor faults are not illustrated. Legend is same as Fig. 4).

〔命名〕長尾 (1924). ただし, 長尾 (1924) は「御所浦」を「ごしょのうら」としたが, 同地は正式には「ごしょうら」であり, 御所浦町からの強い要望もあるため, 本層群の名称 (読み) を「ごしょうら」に再定義する. 江原 (1921, 1922) の「トリゴニア」砂岩層, 納富 (1930) の「トリゴニア」砂岩層に相当する.

〔模式地〕天草郡御所浦町御所浦島.

〔層厚〕約1,230m以上.

〔分布〕御所浦島の大部分を占める. 前島には分布しない. 御所浦島以外では鹿児島県獅子島, 伊唐島, 長島などに分布する (松本ほか, 1962, 山本・速水, 1971, 田代・松田, 1982, 1984).

〔層位関係〕上位の姫浦層群とは御所浦島西岸において逆断層関係にある (後述). 下位の前島花崗閃緑岩とは傾斜不整合関係にあると推定される. 本層群は岩相にもとづき, 下位より鳥帽子層, 江の口層, 唐木崎層に3区分される (Fig. 6).

〔地質時代〕松本 (1938) は, 産出する軟体動物化石にもとづき, 御所浦島に分布する御所浦層群が白亜系を3大分したときの中部白亜系に属するとし, 下部層 (I層), 中部層 (II層), 上部層 (III層) の地質時代を, それぞれUpper Albian (Vraconian), Cenomanian, Turonianとした. 松本ほか (1962) は, 同層群が白亜系の国際区分の中の下部白亜系最上部 (Upper Albian) から上部白亜系下部 (Cenomanian) とし, Turonianは存在したとしても不完全であろうとした.

一方, 山本・速水 (1971) は, 御所浦島南西方の鹿児島県獅子島に分布する御所浦層群に松本 (1938) の層序を適用し, 軟体動物化石にもとづき同層群中部層はCenomanianで, 基底部である下部層 (III層) および中部層下部 (IIa部層) はAlbianに入る可能性があるとし, 根拠は不明ながらも上部層最上部はTuronianとした. 田代・松田 (1982, 1984) は, 三角貝の生層序にもとづき獅子島に分布する御所浦層群を5層に再区分し, 最下部の幣串層を御所浦島の御所浦層群中部層中～上部 (IIc～e部層) に, 幣串層の上位3層および最上部の獅子島層下部を上部層 (III層) にそれぞれ対比し, 獅子島層中～上部は模式地である御所浦島には分布しないとした. さらに, 田代・松田 (1984) は, 田代・松田 (1982) の生層序にもとづき, 獅子島に分布する御所浦層群の時代がlower Lower Cenomanian～Middle Cenomanianとした. Tashiro and Takatsuka (1991) は, 御所浦島東岸に分布する御所浦層群 (下部層: 松本, 1938) から発見された二枚貝化石より, 同層の地質時代がUpper Albianとした.

本研究では御所浦層群の地質時代について新しい知見を得ていない. そこで, 田代・松田 (1982, 1984) ならびにTashiro and Takatsuka (1991) に従い, 御所浦層群鳥帽子層および江の口層最下部の地質時代をUpper Albian, 江の口層下～上部ならびに唐木崎層をLower～Middle Cenomanianとする.

a. 鳥帽子層 (新称, Eboshi Formation)

松本 (1938) の御所浦層群下部層下部 (Ia部層) にほぼ相当する.

〔模式地〕御所浦島東岸, 鳥帽子付近の海岸.

〔層厚〕160m以上 (下限は不明).

〔分布〕御所浦島東岸嵐口崎から江の口をへて屋敷にかけての海岸沿い.

〔層位関係〕上位の御所浦層群江の口層とは整合漸移関係にある (Pl. 2, fig. 1).

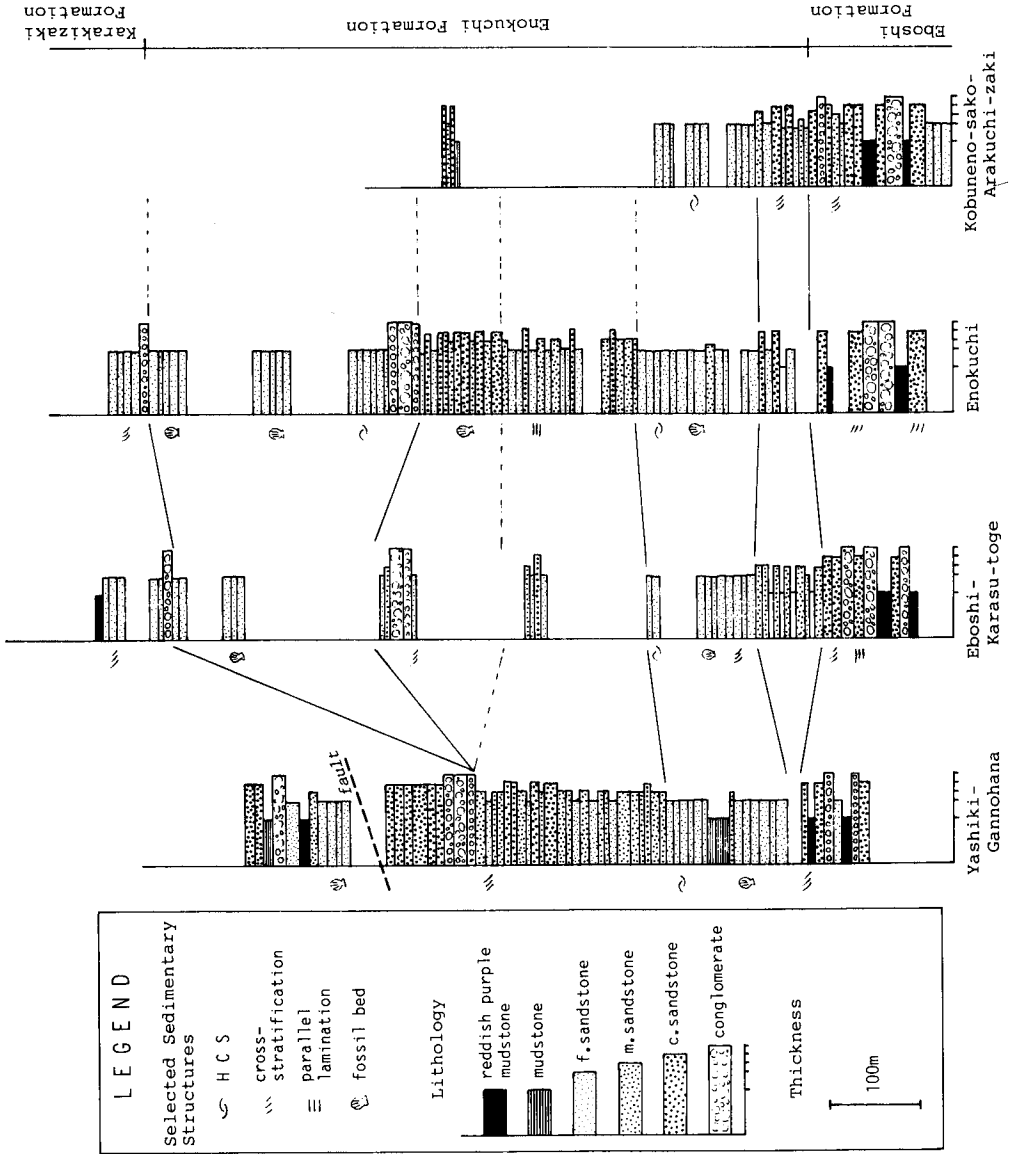


Fig. 6. Schematic columnar sections of the Goshoura Group in the eastern part of the Goshoura Island.

〔岩 相〕 おもに細～中礫岩，含礫粗粒砂岩および中～粗粒砂岩の厚層，およびこれらのおおまかな互層から構成され，泥岩およびいわゆる赤色岩（松本，1938）が挟在する。最下部には成層細～中粒砂岩が位置する。

細～中礫岩ならびに含礫粗粒砂岩は，一般に単層の厚さが1～5mで，水平方向への連続性が悪くレンズ状の断面形を呈する。下位層を明瞭に浸食することが多く，上位の砂岩には漸移的に移行する。礫岩単層の上半部では上方細粒化することが多い。礫の淘汰は不良で，個々の礫は平行葉理などを呈する中～粗粒砂の基質中に散在する傾向にある（Pl. 2, fig. 2）。礫の配列に明瞭な方向性は認められないが，層理面に沿っての直線状の配列や密集部が一部で認められる。よく円磨された礫が多いが，まれに認められる大～巨礫は円磨度が低い。礫は下位の前島花崗閃緑岩に由来すると推定される花崗岩類が卓越し，ホルンフェルス・チャート・安山岩・蛇紋岩・砂岩などが含まれる。

砂岩は一般に中～粗粒のアルコースで，淘汰不良でかつ円磨度の低い斜長石・石英が卓越する。1～3m程度の厚さでおおまかに成層し，下位層とは明瞭な浸食面で接する。内部には明瞭な平行葉理や，波高数10cm～1mで前置面が大きく湾曲するトラフ型斜交層理が発達する（Pl. 2, fig. 3）。御所浦島北東部の小舟の迫付近に分布し，本層の最下部に位置すると推定される細～中粒砂岩は，層厚10～数10cmで成層し，層理面は一般に緩やかな波状を呈する。内部には波高10cm程度の斜交層理が発達することが多い。砂粒子の淘汰は比較的良好である。

泥岩は一般に褐色～黒褐色を呈するが，まれに帯緑色のものが認められる。不規則なレンズ状の断面を呈し，上下層とは明瞭かつ不規則な境界で接する。内部に明瞭な堆積構造は認められない。

いわゆる赤色岩は赤色，赤褐色，赤紫色を呈し，一般に泥岩程度の粒度をもつが，一部には細～中粒砂岩程度のものも存在する。不規則な断面形状を呈しながらも層として発達することが多い（Pl. 2, fig. 4）。上下層とは明瞭かつ不規則な浸食面で接する（Pl. 2, fig. 5）。とくに砂岩の粒度をもつ本岩中には顕著な平行葉理が発達することが多く（Pl. 2, fig. 6），また下位の赤色岩と上位の粗粒砂岩との境界付近では，この両者が波高30cm程度の斜交層理を形成するのがしばしば認められる（Pl. 2, fig. 7）。本岩と上位の砂岩層との境界下部にはサンドパイプの発達が発達認められる（Pl. 2, fig. 8）。また，砂岩中に赤色岩が同時礫として捕獲されているのが観察される。

b. 江の口層（新称，Enokuchi Formation）

松本（1938）の御所浦層群下部層上部（I b部層）および中部層（II層）にほぼ相当する。

〔模式地〕 御所浦島東岸，江の口から北西へと伸びる沢沿い。

〔層 厚〕 約710m。

〔分 布〕 御所浦島主部南東半斜面一帯の広範囲に分布する。

〔層位関係〕 上位の御所浦層群唐木崎層へと一般に整合漸移するが，御所浦島南部では同層に不整合に被われると推定される。同島の北東部では下位の前島花崗閃緑岩を傾斜不整合関係に被うと推定される。

〔岩 相〕 成層した中～細粒砂岩，含礫粗粒砂岩や泥質砂岩の厚層，ならびにこれらのおおまかな互層より構成され，細礫岩・泥岩の薄層が挟在する（Pl. 3, fig. 1）。成層砂岩や

泥質砂岩には層厚1 m前後の貝化石密集層が挟在する。

本層の最下部には、含礫粗粒砂岩、細～粗粒砂岩、泥質砂岩ならびに泥岩のおおまかな互層が位置する(Pl. 3, fig. 2)。含礫砂岩は1～3 m程度の厚さで、淘汰不良の円礫を伴う。礫の組成は下位の鳥帽子層とほぼ同じである。礫は中～粗粒砂の基質中に散在することが多く、礫の配列に明瞭な規則性は認められない。明瞭な内部堆積構造は観察されないが、一般に単層内では中部から最上部へと礫・基質ともに細粒化する傾向にある。下位層とは明瞭な浸食面で接するが、上位層へ向っては漸移的に移行することが多い。細～粗粒砂岩は淡緑色～黄褐色を呈し、斜長石・石英に富むアルコースである。一般に数m～10m程度の厚さを有し、上下層との境界は明瞭で、内部には平行葉理や斜交層理が発達する。砂岩中には厚さ1 m以下で二枚貝・巻貝を主体とする化石密集層が挟在する(Pl. 3, fig. 3)。化石の配置に方向性は認められない。泥質砂岩は黄褐色を呈し、1～数mの層厚をもつ。上下層との境界は一般に不明瞭であり、内部堆積構造は認められない。泥岩は一般に青黒色～褐色を呈し、まれに帯緑色のものも認められる。泥岩の厚さは1 m以下であり、内部に明瞭な堆積構造は認められない。なお、本互層は御所浦島の北半部にのみ分布し、同島中部南東岸の鳥帽子以南では尖滅する。

この上位には成層した細～中粒砂岩が整合漸移関係で位置する(Pl. 3, fig. 5)。本層準にはしばしば含礫粗粒砂岩、泥質砂岩および泥岩の厚層が挟在する。成層細～中粒砂岩は、斜長石・石英を主体とする淘汰良好のアルコースである。一般に青灰色～緑灰色を呈する。単層の厚さは20～100cmで、明瞭で緩やかに波打った境界をもって上下が限られる。ハンモック状斜交層理がしばしば観察される。厚さ1～2 mで二枚貝・巻貝を主体とする化石密集層が挟在する。含礫粗粒砂岩は一般に層厚数m以内で、花崗閃緑岩類を主体とする細～中礫はよく円磨されている。礫は一般に粗粒砂中に散在する構造を呈するが、トラフ型斜交層理の層理面に沿って配列することも多い(Pl. 3, fig. 4)。下位層とは明瞭な浸食面で接するが、上位層へは漸移することが多く、単層の上部では上方細粒化を呈する。泥質砂岩は一般に帯緑色～黄褐色を呈するワックで、層厚数m～10mと厚く成層する。内部堆積構造は認められないが、サンドパイプを主体とする生痕化石の発達が認められる。青黒色を呈する泥岩は分布域南部の屋敷付近でとくに厚く発達し、層厚数m～10mでおおまかに成層する。泥岩中に明瞭な堆積構造は認められない。

成層砂岩の上位には細～中礫岩、含礫粗粒砂岩と中～粗粒砂岩とおおまかな互層が整合漸移関係で位置する。細～中礫岩は、単層の厚さが数mでもおもに花崗岩類起源の礫からなり、個々の礫の円磨度は高い。礫同士は接していることが多く、その隙間を中～粗粒砂が充填する。しかし、中～粗粒砂の基質中に礫が散在する部分もしばしば認められる。下位層とは明瞭な浸食面で接する。礫岩単層中に、礫の上方細粒化や上方粗粒化が交互に認められることがある。中～粗粒砂岩は斜長石・石英を主体とする淘汰不良のアルコースで、一般に青灰色を呈する。内部堆積構造は認められない。単層の厚さは数mから10mに達し、明瞭な境界をもって下位層と接するが、上位層へはしばしば漸移する。砂岩中には二枚貝・巻貝を主体とする厚さ1 m前後の化石密集層が多数挟在する(Pl. 3, fig. 6)。

この上位には細～中礫岩および含礫粗粒砂岩の厚層、ならびに中～粗粒砂岩の薄層が整合漸移関係で位置する。細～中礫岩は一般に単層の厚さが数m程度であるが、江の口西方の沢沿いでは厚さが20m以上に達するところがある(Pl. 3, fig. 7)。おもに花崗閃緑岩の礫からなり、個々の礫の円磨度は高い。礫同士は接していることが多く、その隙間を中～粗

粒砂が充填するが、中～粗粒砂の基質中に礫が散在する部分もまれに認められる。単層の上部には礫の上方細粒化が認められる。下位層とは明瞭な浸食面で接する。含礫粗粒砂岩は斜長石・石英を主体とする淘汰不良のアルコースの基質中に、花崗閃緑岩を主体とする細～中礫が散在するもので、一般に青灰色～帯緑色を呈する。礫の円磨度は比較的良好である。含礫粗粒砂岩は、本層準の最上部にて層厚約20mととくに厚く発達し、この層準では礫ならびに基質に上方細粒化・上方粗粒化の繰り返し認められる。中～粗粒砂岩は、淘汰不良の斜長石・石英を主体とするアルコースで、一般に黄灰色～黄褐色を呈する。内部堆積構造は認められない。単層の厚さは数m程度で、明瞭な境界をもって上下の層と接する。砂岩中には二枚貝・巻貝を主体とするレンズ状の化石密集層が挟在する。

江の口層の最上部には、成層した細～中粒砂岩が位置する。斜長石・石英を主体とする淘汰良好のアルコースで、一般に青灰色～緑灰色を呈するが、泥質となる部分では黄褐色を呈するようになる。一般に単層の厚さは20～100cmで、明瞭で緩やかに波打った境界をもって上下が限られる。ハンモック状斜交層理がしばしば観察される。厚さ1～2mで二枚貝・巻貝を主体とする化石密集層が挟在する。

c. 唐木崎層 (新称, Karakizaki Formation)

松本 (1938) の御所浦層群上部層 (III層) にほぼ相当する。

〔模式地〕 御所浦島西部の唐木崎川沿い。

〔層 厚〕 360m以上 (上限は不明)。

〔分 布〕 御所浦島主部の山稜部から西側斜面一帯、ならびに南部の元浦からノサバ岬にかけて広範囲に分布する。全層準が連続して露出するところはないが、模式地である唐木崎川沿い、ならびに古屋敷から烏峠へと登る林道沿いに良好に露出する。

〔層位関係〕 下位の江の口層から一般に整合漸移するが、御所浦島南部では略整合関係にあると推定される。洲の田～観音崎～京泊～ノサバ岬にかけての同島北西岸において上位の姫浦層群と逆断層関係で接する(後述)。同島北東部では下位の前島花崗閃緑岩を傾斜不整合関係で被うと推定される。

〔岩 相〕 細～大礫岩、含礫砂岩、細～粗粒砂岩、砂岩泥岩互層、泥質砂岩、泥岩および赤色岩、ならびにこれらのおおまかな互層より構成される(Pl. 3, fig. 8)。島南西部のノサバ岬周辺ではスランプ堆積物が発達する。

礫岩は主として本層中部で、粗粒砂岩・泥岩・赤色岩などとおおまかに互層し発達する。礫岩単層の厚さは2～4mであり、下位層とは明瞭な浸食面で接するが、上位層へは漸移することが多い。礫同士が接する場合には、礫の配列に規則性が認められないことが多い(Pl. 4, fig. 1)が、まれに単層内で上方細粒化するのが認められる。一方、礫が中～粗粒砂よりなる基質中に散在する場合には、層理面に沿って礫の長軸が並ぶ傾向にあり、単層上半部で礫が上方細粒化するのが認められる(Pl. 4, fig. 2)。

江の口西方の沢上流域ならびに烏峠西方の本層最下部には、層厚20mでおおまかに成層する中礫岩が発達する。礫種は花崗岩類を主体とするが、烏帽子層の礫岩と比較してチャートが多量に含まれるほか、ホルンフェルス、砂岩や安山岩もしばしば認められる。個々の礫の円磨度は高い。礫同士は接していることが多く、その隙間を中～粗粒砂が充填する。しかし、中～粗粒砂の基質中に礫が散在する部分もまれに認められる。礫の配列にはしば

しばしば規則性が認められ、層理面と平行に礫の長軸が並ぶ傾向にある。一方、大浦北方の岬付近には礫の平均直径約30cmの大～巨礫岩が分布する(Pl. 4, fig. 3)。礫はほとんどが花崗岩類を起源とし、きわめてよく円磨されているが淘汰は不良である。礫はアルコース質で淘汰不良の粗粒砂中に散在する構造を呈し、配列に規則性は認められない。

粗粒砂岩はとくに本層中～上部において、細粒砂岩・泥岩などとおおまかに互層し発達する(Pl. 4, fig. 4)。斜長石・石英を主体とする淘汰不良のアルコースである。単層の厚さは数mで、上下面は不規則な浸食面で限られることが多い。内部には波高0.5～1mのトラフ型斜交層理や平行葉理がしばしば観察される。また、塊状を呈する場合には生痕化石が発達することがある(Pl. 4, fig. 5)。一方、細～中粒砂岩はおもに本層下～中部に卓越し、青灰色を呈する。斜長石・石英を主体とするアルコースで、淘汰は一般に良好である。層厚10～30cmで成層する部分と層厚1～2mで粗粒砂岩や泥岩と互層する部分とがある。成層する場合には単層の境界は緩やかに波打った浸食面を呈し、ハンモック状斜交層理がしばしば発達する(Pl. 4, fig. 6)。一方、互層する場合には内部に平行葉理や斜交層理が発達することが多い。二枚貝や巻貝などの化石が層厚1m程度の密集層となってしばしば挟在する。

帯緑色～黄褐色を呈する泥質砂岩は本層中～上部で、含礫砂岩や泥岩などとおおまかに互層することが多い。層厚は一般に数mであるが、まれに10m以上に達することがある。下位層との境界は一般に明瞭であるが、上位へ向っては漸移することが多い。基質中に二枚貝、巻貝やアンモナイトなどの軟体動物化石が散在し、サンドパイプを主体とする生痕が発達する(Pl. 4, figs. 7 and 8, Pl. 5, fig. 1)。

泥岩は全体を通して礫岩・粗粒砂岩などとおおまかに互層するが、とくに本層中部での発達が著しい。青黒色～暗灰色を呈し、層厚は一般に数mであるが、まれに10mに達する。塊状で明瞭な内部堆積構造は認められない(Pl. 5, fig. 3)。上下層とは明瞭な境界をもって接する。這い跡や糞粒とみられる生痕がしばしば発達する(Pl. 5, fig. 2)。

赤色岩はとくに本層下～中部に顕著に発達する。層厚は一般に数m内外であるが、烏帽子層の赤色岩が一般に数m程度の厚さなのに比べ、しばしば層厚10m以上に達するのが特徴的である(Pl. 3, fig. 8)。上下層とは明瞭かつ不規則な浸食面で接する。赤色～赤褐色～赤紫色を呈し、一般に泥岩程度の粒度をもつ。不規則なレンズ状の断面形状を呈することが多いが、元浦東方の山稜北西側では層厚数m～10mの層として追跡される。

スランプ堆積物は島南西肢部のノサバ崎南部の唐木崎層分布地で著しく発達する。ここでの岩相は単層の厚さが0.5～1mの含礫砂岩・粗粒砂岩・泥岩のおおまかな互層であり、スランプ褶曲の軸は南北から北東～南西方向で南方へと20～30度傾斜する(Pl. 5, fig. 4)。この他にノサバ崎から長浜へいたる海岸沿いでは、地層の走向・傾斜の変化が著しく同様のスランプ堆積物と考えられる(Pl. 5, fig. 5)。

3. 姫浦層群 (Himenoura Group)

〔命名〕長尾(1922a)、松本(1938)は、御所浦島に分布する姫浦層群をその岩相変化にもとづき、IVa～IVdの4層に区分した。しかし、同島での姫浦層群の分布は断片的であり、かつ同層群の走向・傾斜の変化が著しいことから、分布地間での岩相対比が困難であるため、本研究では「姫浦層群」として一括記載する。江原(1923)の「アムモナイト」

層、長尾 (1924) の姫ノ浦層群、納富 (1930) の「イノセラムス」頁岩層に相当する。

【**模式地**】天草郡姫戸町姫浦 (天草上島、植田・古川、1960)。

【**層厚**】模式地においては約1,000m (植田・古川、1960)。御所浦島における層厚は200m以上と見積もられる。

【**分布**】御所浦島西岸に沿って帯状に分布し、嵐口から本郷、観音崎付近の海岸、南西肢部の大浦からノサバ岬にかけての海岸に良好な露出がある。前島西半部にも分布する。

【**層位関係**】下位の前島花崗閃緑岩ならびに御所浦層群とは逆断層関係で接する。御所浦島において上限は不明であるが、御所浦島の西方に位置する牧島では、古第三系赤崎層に不整合に被われる (天野、1960)。

【**地質時代**】長尾 (1922a) は、産出化石にもとづき姫浦層群の地質時代をCenomanianとした。松本 (1938) は、御所浦島の姫浦層群産軟体動物化石が中期浦河世前期 (Coniasian) を特徴づけるものとし、さらに松本ほか (1962) は同島の同層群が浦河統中部 (Coniasian) であると結論づけた。また、山本・速水 (1971) は軟体動物化石にもとづき、鹿児島県獅子島に分布する姫浦層群が浦河統下部 (Coniasian) ~ヘトナイ統下部 (Campanian) であるとした。

一方、天草上島東岸の姫浦層群模式地では、植田・古川 (1960) は同層群産軟体動物化石にもとづき、同層群が浦河世~ヘトナイ世前期 (Coniasian~Campanian) の堆積物とした。さらに、田代ほか (1986) は、田代・野田 (1973) によって姫浦層群下部亜層群とされた天草上島東岸の同層群を、下位の樋の島層と上位の阿村層とに区分し、軟体動物化石ならびに放散虫・有孔虫・石灰質ナンノプランクトン化石にもとづき樋の島層がSantonian~Campanian (?), 阿村層がCampanianとした。

本研究では御所浦島に分布する姫浦層群の地質時代について新しい知見を得ていない。しかし、同層群は岩相ならびに現在の地理的位置から、模式地である天草上島に分布する姫浦層群下部亜層群樋の島層中~上部 (田代ほか、1986) に対比される可能性が高い。そこで、田代ほか (1986) にしたがって、御所浦島に分布する姫浦層群の地質時代をSantonian~Campanianとする。

【**岩相**】黒色頁岩、ならびに頁岩と細粒砂岩との細互層が層厚10~数10mごとに繰り返す単調な岩相で特徴づけられる (Pl. 5, fig. 6)。御所浦島中部西岸の瀬の鼻から観音崎にかけては、泥質頁岩の厚層や成層細粒砂岩が発達する。全体を通して走向はほぼ北東~南西を示し北西へと傾斜する。しかし、走向・傾斜ともに微妙な変位が認められ、御所浦島に分布する姫浦層群全体がスランプ性の堆積物である可能性がある (Pl. 5, fig. 7)。

頁岩は黒色~黒灰色を呈し、一般に緻密で無層理塊状である (Pl. 5, fig. 8)。アンモナイトやイノセラムスなどの軟体動物化石を産する。アンモナイト化石は旋回面を層理面と平行させている。

砂岩頁岩互層はタービダイト起源の可能性が高く、頁岩と互層する砂岩は単層の厚さが一般に1~3cmであるが、まれに1mに達することがある (Pl. 6, fig. 1)。砂岩は下位の頁岩とは明瞭な浸食面で接するが、上位の頁岩へは漸移することが多い。砂岩の内部にはフレーザー葉理や平行葉理が発達する。また、上位の砂岩と下位の頁岩との境界直下には小規模なコンポリュート層理やサンドパイプなどの生痕化石が発達する (Pl. 6, fig. 2)。頁岩は一般に黒色~黒灰色を呈し塊状緻密である。アンモナイトやイノセラムスなどの軟体動物化石を産する。

砂質頁岩厚層は、単層の厚さ1 m程度でおおまかに成層する(Pl. 6, fig. 3)。一般に塊状無層理であるが、まれに平行葉理が発達する。一方、成層細粒砂岩は淘汰良好の斜長石・石英が卓越し、単層の厚さが10～数10cmで内部には不明瞭ながらも平行葉理の発達が観察される。層理面は緩やかに波打った形状を呈することが多い(Pl. 6, fig. 4)。

4. 安山岩岩脈

【分布】御所浦島および前島の海岸部で確認されるが、分布に地域的な偏りはとくに認められない。

【産状】一般に西北西～東南東方向に伸びるものが多く、いずれもほぼ垂直である(Fig. 7)。岩脈の幅は一般に1 m前後(Pl. 6, fig. 5)で、まれに5 mに達することがある。岩脈と周囲の御所浦層群・姫浦層群との境界は明瞭であり、緩やかに波打つことが多い。岩脈と接する堆積岩には、幅10～数10cmほどの熱変質を被っている部分が認められる。

【地質時代】御所浦層群ならびに姫浦層群中に貫入していることから、後期白亜紀以降の貫入と断定されるが、正確な地質時代は不明である。

【岩相】おもに、灰色～暗灰色の基質中に白色中粒の斜長石斑晶が散在する安山岩である。斑晶は岩脈の中央部でやや粗粒になる傾向がある。鏡下ではほかに普通輝石・紫蘇輝石・角閃石が認められる。

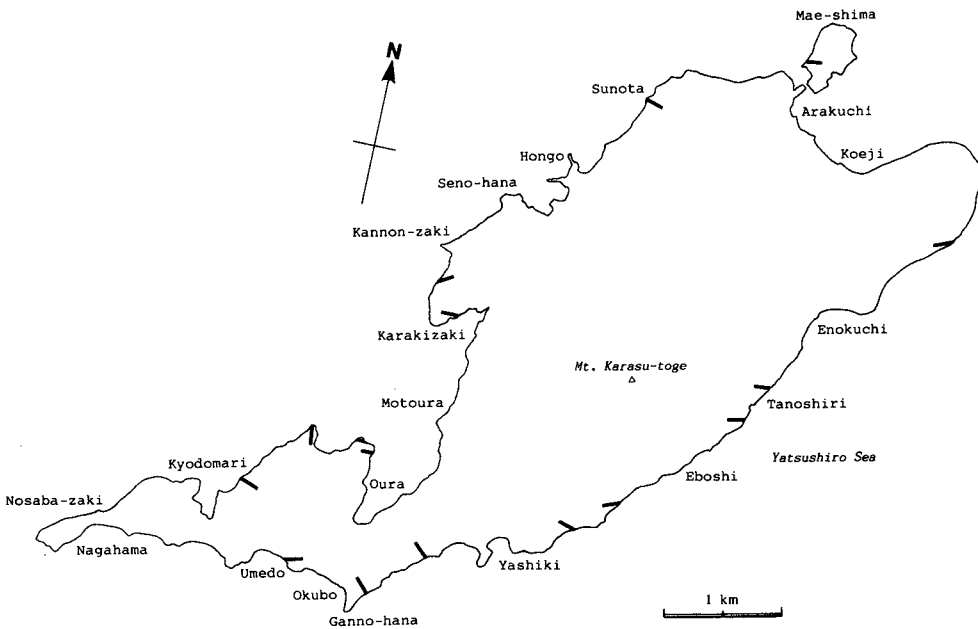


Fig. 7: Trends of andesite dykes within the Goshoura Island.

5. 沖積層

【分布】狭小な砂浜が前島東岸，御所浦島北部の嵐口から越路にかけての海岸沿い，同島西岸本郷～古屋敷付近，および唐木崎付近の海岸沿いにかけて分布する。また，嵐口～越路南方の山麓部，および元浦東方の鳴子川下流域では崖錐性および扇状地性堆積物がそれぞれ分布する。

【層厚】砂浜では1～数m，崖錐性・扇状地性堆積物は10～数10mと見積もられる。

【岩相】未固結の礫，砂，泥より構成される。とくに御所浦島北東部の嵐口から越路にかけての崖錐性堆積物では，前島花崗閃緑岩の風化によるマサ土が厚く発達する。

地質構造

1. 褶曲

御所浦島主部の南東斜面から海岸部にかけて分布する御所浦層群鳥帽子層・江の口層は，全体を通しほぼ北東-南西から北北東-南南西方向の走向を示す。しかし，同島北部の小舟の迫から北端部の嵐口崎に向って走向は徐々に変化し，ほぼ嵐口崎では南北から北北東-南南西方向を示すようになる。また，両層は全体をとおして北西傾斜の単斜構造を呈するが，同島北部の江の口付近では35～60度と変化が著しいのに対し，中部の鳥帽子付近では平均25度，最大でも37度と傾斜は比較的安定する。さらに南方の屋敷・黒崎付近になると，海岸部での約30度から内陸部での70度へと傾斜が徐々に増加する傾向が認められる。このような傾斜の変化は御所浦島南岸の雁の鼻から屋敷をへて鳥帽子にわたり散在する採石場で直接観察される (Pl. 6, figs. 6 and 7)

一方，御所浦島の山稜部ならびに北西斜面に広く分布する唐木崎層は，同島中部の古屋敷川・本郷沢・唐木崎川流域や西岸の観音崎付近では，下位の2層同様，全体を通してほぼ北東-南西から北北東-南南西方向の走向を示す。この分布地内での同層の傾斜は，山稜部では北東方向へ20度前後であるが，これから西へ向って徐々に急になり古屋敷川中流域では40度の傾斜に達する。しかし，さらに西に向って傾斜は急減し，同川中流域以西では逆に20～40度の南西傾斜となり，さらに同島西部の古屋敷から観音崎にかけてはまた北東方向へと30度前後傾斜する。また，唐木崎層の走向は同島の南方に向って徐々に変化し，元浦付近ではほぼ南北走向を示し，西へと45度前後傾斜する。一方，同島北部の洲の田川流域からさらに北にかけては北西-南東方向の走向となり，南西へと20～30度傾斜する。

唐木崎層が分布する御所浦島南西肢部では，西端部のノサバ崎一帯で同層中にスランプ堆積物が発達することもあり，同島主部に比べて走向・傾斜の変化が著しい。しかし，一般的な傾向として，走向は北東-南西から南北方向を示し，大浦～大久保以東では北西～西傾斜，これから南西肢部中央を北東-南西に伸びる山稜までは南東～東傾斜，そして，それ以西ではふたたび北西～西傾斜となる。

このような御所浦層群の全体的な走向・傾斜の変化から，御所浦島主部の中央やや北西よりに，北東-南西方向の褶曲軸をもち褶曲軸が約10度南西にプランジする向斜構造，ならびにその西側においてこれとほぼ平行する軸をもつ背斜構造の存在が示される (Fig. 4)。この背斜軸は唐木崎の西方にある山稜の伸びの方向とほぼ一致する。また，同島北東部における走向の変化から，この向斜構造は北に向って閉じた構造をとると推定される。さらに，南西肢部における走向・傾斜の一般的傾向から，同島主部でその存在が推定

されるこれらの向斜・背斜構造は、いずれも南西肢部へと延長するものと考えられる。

2. 断層

御所浦島の断層系は大きく2つの系統に分けられる。ひとつは島の長軸ならびに主要海岸線と同じ北東-南西方向の走向をもつ大規模逆断層群であり、もうひとつはこれらの逆断層とほぼ直交する北西-南東から南北の走向をもつ正断層群である。

逆断層は大きく以下の3つの存在が推定される。ひとつめは、御所浦島南部の雁の鼻から最高点である烏峠の西側をとおり同島北東部の越路にいたる南東傾斜の逆断層で、雁の鼻の西側で断層面が直接観察される(Figs. 4 and 5, Pl. 6, fig. 8)。ここでの断層面は、北東-南西方向の走向をもち、南東へ60度傾斜する。断層面の両側に露出する地層はいずれも唐木崎層であり、北北東-南南西方向の走向で、北西へと30~40度傾斜する。しかし、断層面の東側には同層下部に卓越する含礫砂岩・礫岩が分布するのに対し、西側には同層中部を特徴づける細~中粒砂岩ならびに赤色岩が分布する。以上の観察結果から、この断層は東側の唐木崎層が西側の同層上に相対的に上昇した逆断層と考えられ、断層による地層の変位量は約150mと見積もられる。また、鳴子川上流ならびに古屋敷川上流において断層面が目撃される断層は、いずれも雁の鼻に露出する逆断層の延長上にあり、ほぼ同方向の走向・傾斜を示す。これらの断層の左右にはいずれも唐木崎層の中部を特徴づける礫岩・泥岩、および赤色岩のおおまかな互層が分布するため、断層による変位量は不明である。しかし、地層の引きずりの方向からこれらは明らかに逆断層であり、雁の鼻に露出する逆断層に連続する断層か、またはこれに付随する同系統の断層と推定される。同島北東部の越路から嵐口崎にかけて直線的に伸びる海岸線は、この逆断層の北東への延長と考えられる。

ふたつめは御所浦島の西岸に沿って下位の御所浦層群と上位の姫浦層群とを、また前島のほぼ中央を通して下位の前島花崗閃緑岩と上位の姫浦層群とを境する、北北東-南南西方向の一般走向をもつ南東傾斜の逆断層で、前島から御所浦島西岸の古屋敷、観音崎をとおり、京泊をへてノサバ崎に達すると推定される(Figs. 4 and 5)。断層面が直接観察される前島北東部では、北北東-南南西方向の走向をもち、東南東に50度傾斜する断層の西側に姫浦層群の黒色頁岩、東側に前島花崗閃緑岩が露出する(Pl. 7, fig. 1)。また、前島の東端にもほぼ同方向に伸びる断層が観察される。ここでは断層面の北西側に姫浦層群の黒色頁岩が、また南西側には前島花崗閃緑岩が露出し、断層に沿っての幅約10mは断層活動による破碎帯となっている(Pl. 7, figs 2 and 3)。御所浦島南西肢部のノサバ崎先端付近では下位の御所浦層群と上位の姫浦層群との断層面が目撃される。この露頭では、ほぼ東西方向の走向をもち南へ急斜する御所浦層群の細粒砂岩・泥質砂岩が、断層面を挟んで北西-南東走向で北東へと急斜する姫浦層群の黒色頁岩上に位置する。断層面は北東-南西走向で、南東へ41度傾斜する(Pl. 7, fig. 5)。一方、観音崎周辺ならびに京泊周辺では、断層面は直接目撃されない。しかし、観音崎では上位にあって北東-南西の走向をもち北西へと45度前後傾斜する姫浦層群の細粒砂岩に対し、近接して露出する下位の御所浦層群の礫岩・粗粒砂岩互層は、ほぼ同走向ながらも傾斜は8~17度と大きく異なる。また京泊周辺の海岸では、東北東-西南西走向で傾斜が北西方向へ41~108度と大きく変化する姫浦層群の黒色頁岩に対し、近接して露出する御所浦層群の成層砂岩や礫岩は走向が東北東-

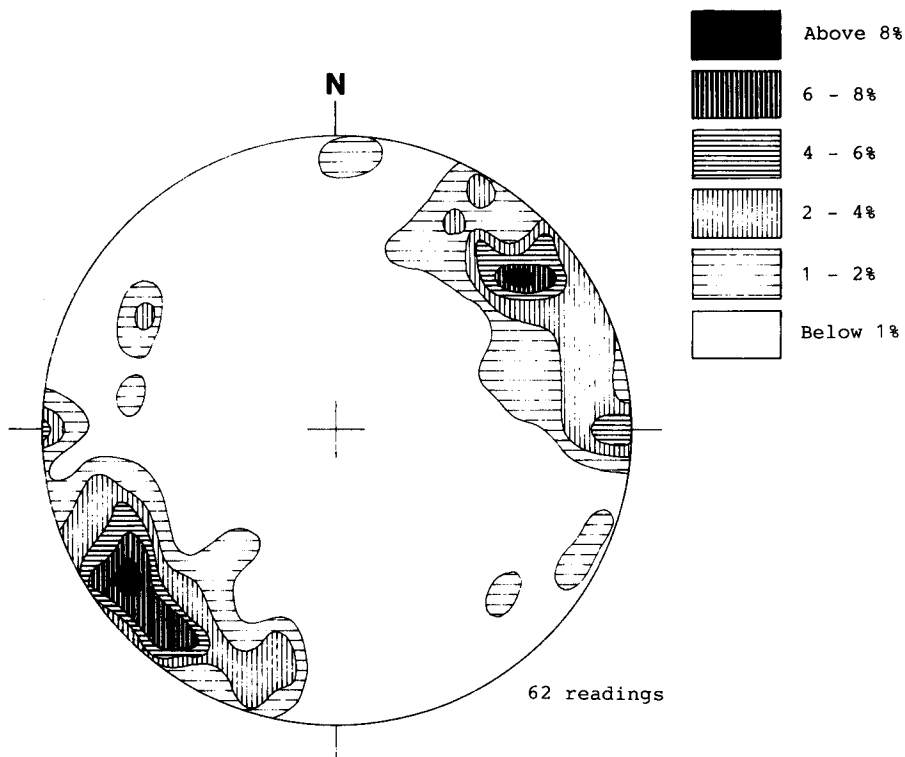


Fig. 8: Contoured equal-area stereographic projections of poles to minor faults in the central part of the Goshoura Island (Percentage of data points per 1 % unit area).

西南西～東西～北西－南東と大きく変化し、傾斜は一般に20度前後と緩やかである。とくに、京泊北西の海岸では、東北東－西南西走向でほぼ垂直の姫浦層群の黒色頁岩が、北北東－南南西走向で西北西に38度傾斜する御所浦層群の成層砂岩とごく近接して露出している (Pl. 7, fig. 6)。このように御所浦層群と姫浦層群との構造が大きく異なることから、両者の境界に断層の存在は明らかであり、この断層は逆断層でおおよそ北東－西北走向で南西へ60度前後傾斜すると推定される。以上の観察結果にもとづき、御所浦島北西岸沿いに北東－南西方向で南東傾斜の逆断層の存在は明らかであるといえる。この断層を挟んで左右の地層ないし岩体がまったく異なることから、断層による変位量は100m以上に達するものと推定される。

3つめは御所浦島北東部の嵐口から中部の唐木崎へといたる北東－南西走向で北西へ傾斜する逆断層である (Figs. 4 and 5)。断層面は直接目撃されない。しかし、唐木崎から元浦へいたる海岸には御所浦層群唐木崎層の礫岩および礫岩優勢互層が広く分布するのに対し、その対岸にある唐木崎西方の海岸では地質図学的にみてほぼこの延長上にあるにもかかわらず、細粒砂岩や泥岩、泥質砂岩が卓越し礫岩はむしろ劣勢であること、鳴子川ならびに古屋敷川上流域に広く分布する赤色岩卓越互層が、その延長上にあたる唐木崎北方および古屋敷西方に認められないことからその存在が推定される。また、この逆断層は北に向って前島の東岸、南へは唐木崎から大浦をへて梅戸へと延長すると推定される。

嶋村 (1994) は、御所浦島北部嵐口崎沖から前島沖をへて御所浦島北方の横浦島南東方へといたる海底音波探査記録の解析から、同測線において嵐口崎沖ならびに前島沖で基盤が高く、両者の間ならびに前島沖北西方で急激に基盤深度が下がると報告した。これらの基盤深度の急変地点は、いずれも先に述べた3つの逆断層の北方延長上にあり、同島内の逆断層の存在と調和的といえる。

正断層の発達は、御所浦島主部と南西支部とでやや異なる。同島主部では、ほとんどが北西-南東~北北西-南々東走向で、北東あるいは南西に60~80度傾斜する (Fig. 8; Pl.7, fig. 7)。一方、同島南西支部でも主部と同系統のものが多く、北北東-南南西から北北西-南々東走向の断層も認められる。しかし、同島主部ならびに南西支部のいずれでも、断層による変位量は、数10cmから数mと露頭で確認できる規模のものが卓越する。このように断層による変位量が小さいため、これらの正断層は地質図 (Fig. 4) には示していない。安山岩岩脈の貫入方向も、この正断層系と調和的である。なお、一般に前述の逆断層群ないしこれらに付随すると考えられる同系統の逆断層は、これらの小規模正断層に切断されることが多い。その一例として、唐木崎西方の海岸において北北東-南南西走向で南々東傾斜の逆断層の西北西-東南東走向で北北東傾斜の正断層による切断が観察される (Pl. 7, fig. 4)。

ま と め

1. 御所浦島および前島における地質調査結果にもとづき、同島に分布する地質系統を、下位より前島花崗閃緑岩、御所浦層群、姫浦層群、安山岩岩脈、沖積層に区分し、同島における分布を明確にした。
2. 前島花崗閃緑岩と御所浦層群とが傾斜不整合関係にあることを推定し、御所浦層群と姫浦層群、および前島花崗閃緑岩と姫浦層群とがそれぞれ逆断層関係で接することを明らかにした。
3. 御所浦層群を再定義し、名称 (読み) を「ごしょのうら」から「ごしょうら」に変更した。
4. 御所浦島に分布する御所浦層群を、岩相にもとづき下位より鳥帽子層・江の口層・唐木崎層に3区分し、それぞれの岩相を記載した。
5. 御所浦島西岸ならびに前島西半部に分布する姫浦層群の岩相を記載した。
6. 御所浦島の主要地質構造として、北東-南西方向の褶曲軸をもつ向斜構造、ならびにそれに平行する軸をもつ背斜構造、および同方向に発達する3つの逆断層の存在を示した。

参 考 文 献

- Amano, M., 1958a, On the *Tendagurium* from the lower bed of the Goshonoura Group in Shishi-jima, Kagoshima Prefecture, Kyushu, Japan. *Kumamoto Jour. Sci.*, Sec.1, Geol., 3, 17-20.
- , 1958b, On the *Dreissensia* cfr. *Lanceolata* (Sowerby) occurred from the Cretaceous bed in Shishi-jima, Kyushu, Japan. *Kumamoto Jour. Sci.*, Sec.1, Geol., 3, 21-26.

- 天野昌久, 1960, 熊本県天草郡牧島及びその附近の島嶼の地質. 地質学雑誌, **66**, 767-779.
- Amano, M., 1962, The geologic history of the Paleo-Shiranui Bay in the Neo-Cretaceous Period. *Japan. Jour. Geol. Geograph.*, **33**, 87-111.
- , 1967, On the new species of Corbiculidae from the Goshonoura Group in Shishi-jima, Kyushu. *Mem. Fac. G. Edu., Kumamoto Univ., Ser. Nat. Sci.*, **2**, 31-39.
- 金原信泰, 1907, 20万分の1地質図幅「人吉」および同説明書. 地質調査所, 153p.
- 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆, 1992, 日本の地質9, 九州地方. 共立出版, 東京, 371p.
- 河野義礼・植田良夫, 1966, 本邦火成岩のK-Ar dating (V). 西南日本の花崗岩類. 岩鉱, **56**, 191-211.
- 松本達郎, 1938, 天草御所浦島に於ける地質學的研究(特に白垩系の地史學的研究). 地質学雑誌, **45**, 1-46.
- Matsumoto, T. and Tashiro, M., 1975, A record of *Mortonicerases* (Cretaceous ammonite) from Goshonoura Island, Kyushu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, **100**, 230-238.
- 松本達郎・野田光雄・宮久三千年, 1962, 日本地方地質誌「九州地方」. 朝倉書店, 東京, 423p.
- 長尾 巧, 1922a, 天草の地質略報(一). 地質学雑誌, **29**, 41-56.
- , 1922b, 天草の地質略報(二). 地質学雑誌, **29**, 90-100.
- , 1924, 九州に於ける白垩紀層と古第三紀層の境界に就て. 地質学雑誌, **31**, 277-288.
- Nagao, T., 1925, Stratigraphical boundary between the Cretaceous and Tertiary Strata of Kyushu, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geograph.*, **4**, 55-64.
- , 1930, On some Cretaceous fossils from the Islands of Amakusa, Kyushu, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ. Ser. IV*, **1**, 1-25.
- 納富重雄, 1930, 7万5千分の1地質図幅「天草」および同説明書. 地質調査所, 90p.
- Okada, H., 1961, Cretaceous sandstones of Goshonoura Islands, Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D., Geology*, **11**, 1-48.
- 斎藤信房・増田彰正・長沢 宏, 1961, カリウム・アルゴン法による岩石の年代決定. 地質学雑誌, **67**, 425-426.
- 嶋村 清, 1994, 熊本県天草郡御所浦町の海底地質. 九州東海大学総合教育センター紀要, **6**, 73-104.
- Tamura, M., 1970, The hinge structure of *Trigonioides*, with description of *Trigonioides mifunensis*, sp. nov., from Upper Cretaceous Mifune Group, Kumamoto Prefecture. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ., Nat. Sci.*, **18**, 38-48.
- , Tashiro, M. and Motojima, T., 1968, The correlation of the Mifune Group with the Upper Formation of the Goshonoura Group, with description of some important pelecypods from the strata. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ., Nat. Sci.*, **16**, 28-42.
- 田代正之, 1986, 西南日本白垩系の古地理と古環境. 化石, **41**, 1-16.
- ・松田智子, 1982, 本邦白垩紀三角貝(アテロトリゴニア類)の産出層序. 高知大学術研報(自然科学), **31**, 25-60.
- ・———, 1984, 鹿児島県獅子島の御所浦層群の地質と層序. 高知大学術研報(自然科学), **33**, 1-15.
- ・野田雅之, 1973, 九州のいわゆる姫浦層群の地質時代. 地質学雑誌, **79**, 465-480.
- Tashiro, M. and Takatsuka, K., 1991, Upper Albian bivalves from the Goshonoura Group. *Mem. Fac. Sci., Kochi Univ., Ser. E, Geology*, **12**, 1-10.
- 田代正之・谷内康浩・岡村 眞・安田尚登・前田晴良, 1986, 天草・姫浦層群下部亜層群の堆積環境に関する研究. 高知大学術研報(自然科学), **35**, 151-167.
- 植田芳郎・古川九凡, 1960, 天草上島の姫浦層群. 九大理研報(地質), **5**, 14-35.
- Yamamoto, H., 1962, Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line in the western part of central Kyushu. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ. ser. 3 (Nat. Sci.)*, **12**, 93-158.

- 山本信一・速水 格, 1971, 鹿児島県獅子島の白亜系, 九大理研報 (地質), **11**, 35-44.
 江原眞伍, 1921, 九州の和泉砂岩層, 地質学雑誌, **28**, 389-398.
 ———, 1922, 天草の白堊紀層, 地質学雑誌, **29**, 138-148.
 Yehara, S., 1923, Cretaceous Trigonina from South West Japan. *Japan. Jour. Geol. Geograph.*,
4, 24-48.
 ——— S., 1925, Cretaceous Trigoninae from Amakusa Island, Province Higo, Kyushu, Japan.
Jour. Geol. Soc. Tokyo, **30**, 51-55.

御所浦島の地名読み一覧

洗出し (Aradashi)	本郷 (Hongo)	元浦 (Motoura)
嵐口 (Arakuchi)	本郷沢 (Hongo-zawa)	長浜 (Nagahama)
嵐口崎 (Arakuchi-zaki)	瓢箪島 (Hyotan-jima)	鳴子川 (Naruko-gawa)
弁天島 (Benten-jima)	観音崎 (Kannon-zaki)	ノサバ崎 (Nosaba-zaki)
屏風岩 (Byobu-iwa)	唐木崎 (Karakizaki)	大平島 (Ohira-jima)
鳥帽子 (Eboshi)	唐木崎川 (Karakizaki-gawa)	大久保 (Okubo)
江の口 (Enokuchi)	鳥峠 (Karasu-toge)	大浦 (Oura)
古屋敷 (Furuyashiki)	小舟の迫 (Kobuneno-sako)	瀬の鼻 (Seno-hana)
古屋敷川 (Furuyashiki-gawa)	越路 (Koeji)	洲の田 (Sunota)
雁の鼻 (Ganno-hana)	クンゼ島 (Kunze-jima)	洲の田川 (Sunota-gawa)
五百島 (Gohyaku-jima)	黒崎 (Kurosaki)	竹島 (Take-shima)
御所浦 (Goshoura)	黒島 (Kuro-shima)	田の尻 (Tanoshiri)
平瀬 (Hira-se)	京泊 (Kyodomari)	梅戸 (Umedo)
帆柱岩 (Hobashira-iwa)	前島 (Mae-shima)	屋敷 (Yashiki)
外平 (Hokabira)	桃の木迫 (Momonoki-zako)	

Explanation of Plate 1

- Fig. 1: Steep southeastern slope of Mt. Karasu-toge (K: 442 m) looking west from Eboshi in the southeastern coast of the Goshoura Island.
- Fig. 2: Northeastern slope of the Goshoura Island from the southern coast of the Mae-shima Island. Arakuchi is on the centre. The Goshoura Group is distributed in the upper steep slope, and the Maeshima Granodiorite in the lower gentle slope.
- Fig. 3: Southwestern part of the Goshoura Island looking southeast from the summit of Mt. Karasu-toge. The Shishi-jima Island (S), Kagoshima Prefecture and Kyodomari (K) are on the right, and Oura (O) on the centre.
- Fig. 4: Southwestern part of the Goshoura Island looking south from the Yatsushiro Sea. The Nosaba-zaki Cape (N) on the right. The summit on the left is 192 m above the sea level.
- Fig. 5: Gravelly beach west of Umedo in the southern part of the Goshoura Island. Gravels are composed mainly of sandstone and muddy sandstone derived from the Karakizaki Formation. The Nosaba-zaki Cape is on the left.
- Fig. 6: Maki-shima (M) and Mayu-shima (A) islands looking north from the summit of the Mt. Karasu-toge.
- Fig. 7: Kunze-jima (K), Ohira-jima (O), Take-shima (T), Kuro-shima (R) and Hyotan-jima (H) islands looking west from the summit of the Mt. Karasu-toge.
- Fig. 8: Maeshima Granodiorite in the eastern coast of the Maeshima island, north of the Goshoura Island. The scale bar (lower left) is 15 cm in length.

Plate 1

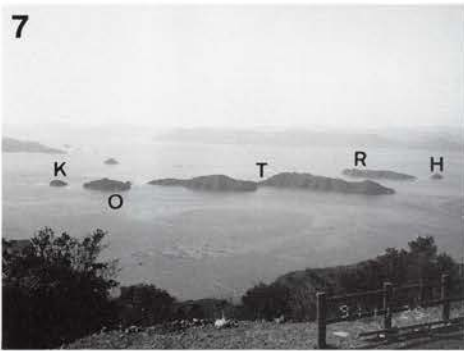
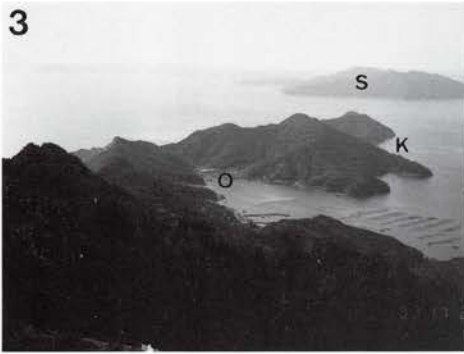
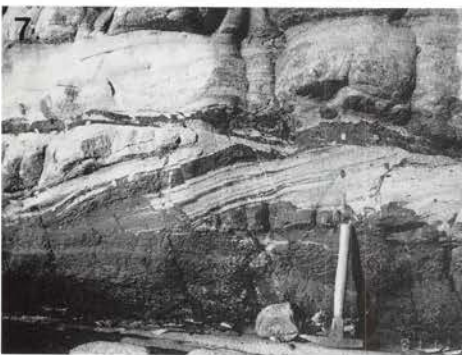
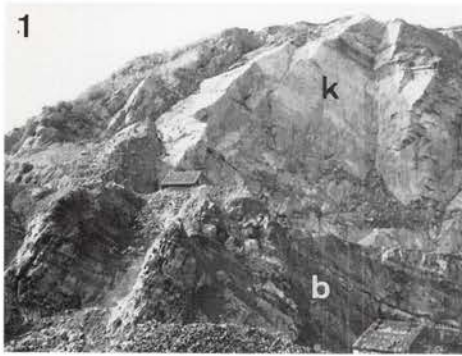


Plate 2



Explanation of Plate 2

Fig. 1: A conformable relationship between the lower Eboshi Formation (b) and the upper Enokuchi Formation (k) of the Goshoura Group at a huge quarry east of Kurosaki in the southern coast of the Goshoura Island. This cliff is about 90 m high.

Fig. 2: A close shot of gravel-bearing, parallel- and/or cross-laminated coarse-grained sandstone in the middle part of the Eboshi Formation at Tanoshiri in the eastern coast of the Goshoura Island. The hammer is 32 cm long.

Fig. 3: A close shot of cross-stratified medium- to coarse-grained sandstone in the upper part of the Eboshi Formation at Eboshi in the eastern coast of the Goshoura Island. The hammer (lower left) is 32 cm long.

Fig. 4: Irregular alternating beds of coarse-grained sandstone and reddish purple mudstone in the lower part of the Eboshi Formation at Eboshi in the eastern coast of the Goshoura Island. The hammer (upper left) is 32 cm in length.

Fig. 5: Irregular boundary between the lower reddish purple mudstone and the upper coarse-grained sandstone, and mottled reddish purple mudstone gravels in the lower part of the Eboshi Formation southwest of Eboshi in the eastern coast of the Goshoura Island. The scale bar (lower left) is 10 cm in length.

Fig. 6: Parallel stratifications of reddish purple sandstone in the middle part of the Eboshi Formation at Enokuchi in the eastern coast of the Goshoura Island. The hammer (upper centre) is 32 cm long.

Fig. 7: A close shot of a boundary between the lower reddish purple mudstone and the upper coarse-grained sandstone in the lower part of the Eboshi Formation at southwest of Eboshi in the eastern coast of the Goshoura Island. The hammer (lower right) is 32 cm long.

Fig. 8: A highly burrowed boundary between the lower reddish purple mudstone and the upper coarse-grained sandstone in the lower part of the Eboshi Formation at southwest of Eboshi in the eastern coast of the Goshoura Island. The propelling pencil (left) is 14 cm in length.

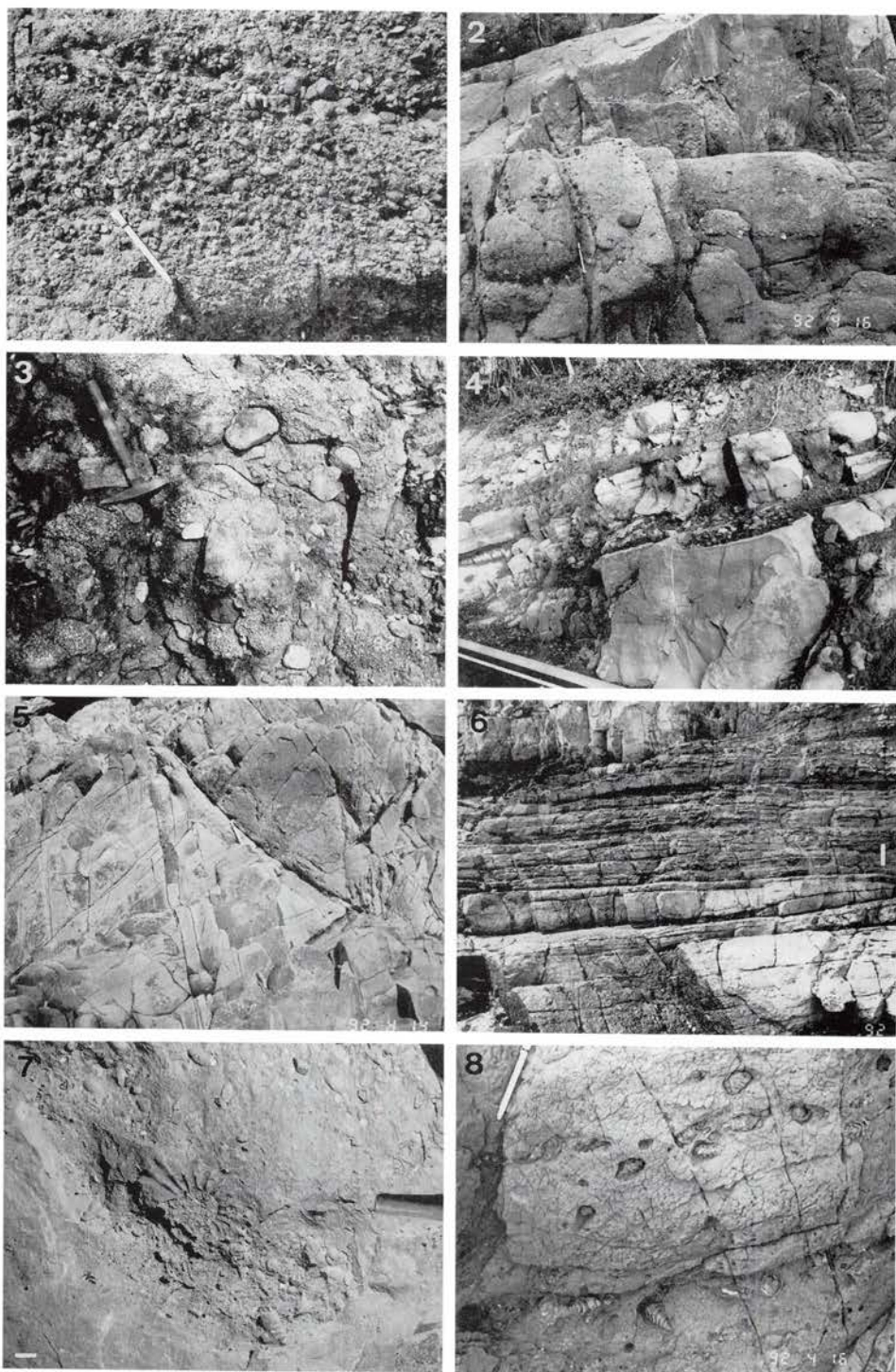
Explanation of Plate 3

- Fig. 1: A conformable relationship between the lower Eboshi Formation (b) and the upper Enokuchi Formation (k), and stratified fine- to medium-grained sandstones overlain by the irregular alternating beds of sandstone and mudstone in the lowermost part of the Enokuchi Formation at a huge quarry east of Yashiki in the southern coast of the Goshoura Island. This cliff is about 50 m high.
- Fig. 2: Irregular alternating beds of mudstone and gravel bearing coarse-grained sandstone in the lowermost part of the Enokuchi Formation near Arakuchi-zaki in the northern part of the Goshoura Island. The scale bar is about 20 cm long.
- Fig. 3: A close shot of the intercalated molluscan shell bed within the medium-grained sandstone in the lower part of the Enokuchi Formation at Enokuchi in the eastern part of the Goshoura Island. The hammer is 32 cm long.
- Fig. 4: A close shot of the gravel-bearing coarse-grained sandstone and the cross-stratified medium-grained sandstone in the lowermost part of the Enokuchi Formation northwest of Enokuchi in the eastern part of the Goshoura Island. The propelling pencil (upper) is 14 cm long.
- Fig. 5: A close shot of the stratified fine- to medium-grained sandstone in the lower part of the Enokuchi Formation west of Arakuchi-zaki in the northern part of the Goshoura Island. The scale bar (lower left) is about 20 cm long.
- Fig. 6: A close shot of the intercalated molluscan shell bed within the muddy sandstone in the middle part of the Enokuchi Formation northwest of Enokuchi in the eastern part of the Goshoura Island. The hammer is 32 cm long.
- Fig. 7: Roughly stratified gravel-bearing, coarse-grained sandstone in the upper part of the Enokuchi Formation northwest of Enokuchi in the eastern part of the Goshoura Island. The scale bar (lower left) is about 30 cm in length.
- Fig. 8: Thickly developed reddish purple mudstone (r) with an intercalation of fine-grained sandstone (s) in the middle part of the Karakizaki Formation east of Motoura in the southern part of the Goshoura Island. The cliff is about 20 m high.

Plate 3



Plate 4



Explanation of Plate 4

- Fig. 1: A close shot of clast-supported, pebble conglomerate in the middle part of the Karakizaki Formation near Kannon-zaki in the western coast of the Goshoura Island. The propelling pencil is 12 cm in length.
- Fig. 2: Gravel-bearing, coarse-grained sandstone in the lower part of the Karakizaki Formation west of Kyodomari in the southwestern part of the Goshoura Island. The propelling pencil (lower left) is 12 cm in length.
- Fig. 3: Matrix-supported cobble to boulder conglomerate in the lower part of the Karakizaki Formation north of Oura in the southwestern part of the Goshoura Island. The hammer is 32 cm long.
- Fig. 4: Irregular alternating beds of mudstone and coarse-grained sandstone in the lower part of the Karakizaki Formation west of Mt. Karasu-toge in the central part of the Goshoura Island. The outcrop is about 4 m high.
- Fig. 5: Massive coarse-grained sandstone in the middle part of the Karakizaki Formation at Okubo in the southwestern part of the Goshoura Island. The propelling pencil (centre) is 12 cm long.
- Fig. 6: Thinly stratified fine- to medium-grained sandstone in the middle part of the Karakizaki Formation west of Kyodomari in the southwestern part of the Goshoura Island. The scale bar (right) is about 10 cm long.
- Fig. 7: Ammonite within gravel-bearing, coarse-grained sandstone (falling rock) in the Karakizaki Formation at the summit of the Mt. Karasu-toge in the central part of the Goshoura Island. The width of the handle is about 4 cm.
- Fig. 8: Fossil molluscan shells within the muddy sandstone of the lower part of the Karakizaki Formation east of the Nosaba-zaki Cape in the southwestern part of the Goshoura Island. The propelling pencil is 12 cm long.

Explanation of Plate 5

- Fig. 1: Weakly stratified muddy sandstone in the lower part of the Karakizaki Formation near Kyodomari in the southwestern part of the Goshoura Island. The propelling pencil is 12 cm long.
- Fig. 2: Trace fossils within the muddy sandstone in the lower part of the Karakizaki Formation east of the Nosaba-zaki Cape in the southwestern part of the Goshoura Island. The hammer is 32 cm long.
- Fig. 3: Massive mudstone in the upper part of the Karakizaki Formation west of the Mt. Karasu-toge in the central part of the Goshoura Island. The propelling pencil is 12 cm long.
- Fig. 4: Slump folds (arrows) of the alternating beds of muddy sandstone and coarse-grained sandstone in the lower part of the Karakizaki Formation south of the Nosaba-zaki Cape in the southwestern part of the Goshoura Island.
- Fig. 5: Slump deposits in the lower part of the Karakizaki Formation southeast of the Nosaba-zaki Cape in the southwestern part of the Goshoura Island.
- Fig. 6: Thin alternating beds of black shale and fine-grained sandstone of the Himenoura Group west of Kyodomari in the southwestern part of the Goshoura Island.
- Fig. 7: Slump deposits in the Himenoura Group west of Kyodomari in the southwestern part of the Goshoura Island.
- Fig. 8: Stratified black shale of the Himenoura Group at Hongo in the western coast of the Goshoura Island.

Plate 5

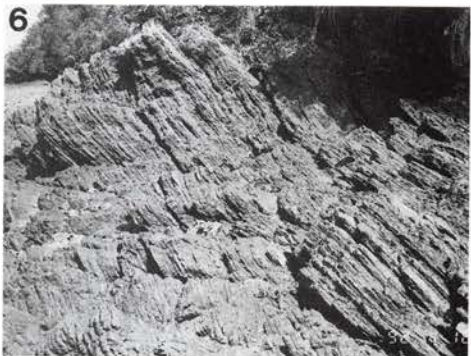
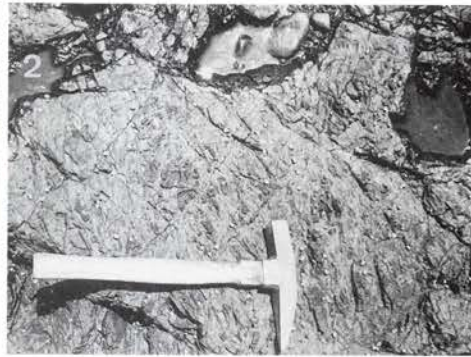
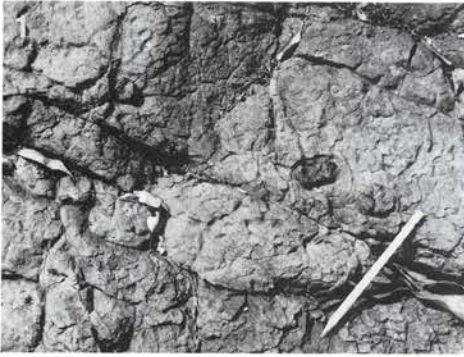
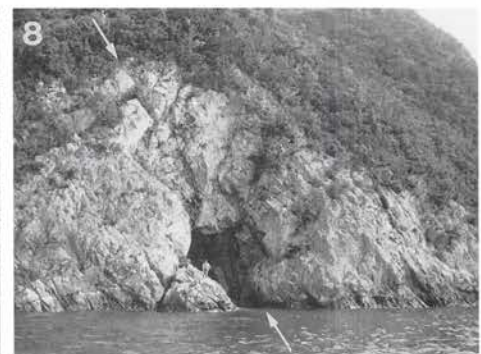
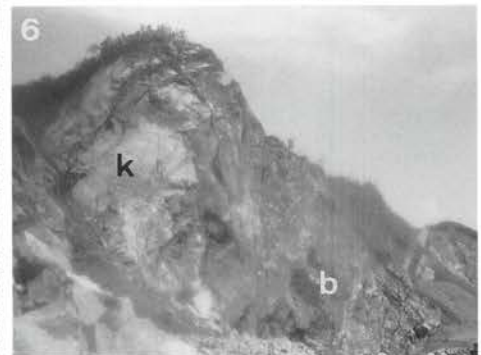


Plate 6



Explanation of Plate 6

- Fig. 1: An intercalated fine-grained sandstone bed within thinly stratified black shale of the Himenoura Group west of Kyodomari in the southwestern part of the Goshoura Island. The propelling pencil is 12 cm in length.
- Fig. 2: Highly burrowed black shale of the Himenoura Group at Sunota in the northwestern coast of the Goshoura Island. The propelling pencil is 12 cm long.
- Fig. 3: Roughly stratified sandy shale of the Himenoura Group north of Hongo in the western part of the Goshoura Island. The propelling pencil is 12 cm long.
- Fig. 4: Stratified very fine- to fine-grained sandstone of the Himenoura Group northeast of the Kannon-zaki Cape in the western coast of the Goshoura Island. The hammer is 32 cm long.
- Fig. 5: An intruding andesite dyke into massive black shale of the Himenoura Group at the southwestern coast of the Maeshima Island. The hammer (centre) is 32 cm long.
- Fig. 6: Gently folded Goshoura Group (k: Enokuchi Formation, b: Eboshi Formation) at a quarry near Kurosaki. The cliff is 80 m high.
- Fig. 7: Gently folded Goshoura Group at a quarry near the Ganno-hana Cape in the southern coast of the Goshoura Island. The cliff is about 40 m high.
- Fig. 8: A reverse fault (arrows) within the Karakizaki Formation at the Ganno-hana Cape in the southern coast of the Goshoura Island. A fishing man (lower centre) gives scale.

Explanation of Plate 7

- Fig. 1: A reverse fault bounded the lower Maeshima Granodiorite (gd) from the upper Himenoura Group (hm) at the northeastern coast of the Mae-shima Island. The scale bar (right) is 40 cm in length.
- Fig. 2: Sheared Maeshima Granodiorite near the reverse fault in Fig. 1 at the eastern coast of the Maeshima Island. The hammer is 32 cm long.
- Fig. 3: A close shot of the reverse fault in Fig. 1. The hammer is 32 cm long.
- Fig. 4: The Karakizaki Formation of the Goshoura Group is cut first by a reverse fault (R), and a younger normal fault (N). The scale bar (left) is 30 cm long.
- Fig. 5: A reverse fault bounded the lower Karakizaki Formation of the Goshoura Group (gs) from the upper Himenoura Group (hm) at the Nosaba-zaki Cape in the southwestern part of the Goshoura Island. This outcrop is about 4 m high.
- Fig. 6: A reverse fault bounded the lower Karakizaki Formation of the Goshoura Group (gs) from the upper Himenoura Group (hm) west of Kyodomari in the southwestern part of the Goshoura Island. The hammer (centre left) is 32 cm long.
- Fig. 7: A normal fault (arrow) cut coarse-grained sandstone of the Eboshi Formation west of Eboshi in the southeastern coast of the Goshoura Island. The scale bar (lower right) is 20 cm long.

Plate 7

