

# 沖繩群島久米島の地質

中川久夫\*・村上道雄\*\*

## I. はじめに

久米島は南西諸島(琉球列島)の沖繩群島の一島で、沖繩本島の西方約 90 km に位置し、行政区画では東半が沖繩県島尻郡仲里(なかざと)村、西半が具志川(ぐしかわ)村である。島の輪郭は北西-南東方向に長さ約 13 km の底辺をもち、高さ約 7 km の等脚台形状を呈している。島の最高点は北西部の宇江城岳(うえぐすくだけ)に連なる高所(海拔 326 m)で、大部分は高さ 200 m 以下である。本島の東側には奥武島(おおのしま)・奥端島(または大葉島, おおはじま)の 2 島があり、奥端島の北の小島イチュンジャから東方約 10 km の御神岬(おがみざき)を経て、鉤状にさらに西方へのびる延長約 15 km の離水さんご礁が発達し、その南側にはこれとほぼ平行する砂洲が見られる。島の西端西銘岬(にしめざき)から南東部の阿良岳海岸までの間には沿岸礁があり、また南端の島尻岬(しまじりざき)から北東方へも約 4 km の間にさんご礁がのびる。島の南端から南南東約 3 km に、高さ 53 m のトノバラ岩がある。

久米島の北方約 23 km には、1000 m 以深の海底を距てて、鳥島がある。奄美群島の徳之島の西方約 60 km にも同名の島があつて、明治 36 年(1903)噴火の記録がある。2 島は混同されることがあるが、別の島である。御神岬の東方約 20 km には渡名喜(となき)島・出砂(いりすな)島があり、その北東約 22 km には粟国(あぐに)島がある。久米島から南西方には、宮古島までの間に島は無く、この間約 200 km は、南西諸島中、島間間隔の最も大きいところである。久米島の周囲の海底は、100 m 以浅の部分、御神岬の離水さんご礁およびトノバラ岩を含めた久米島の概形にほぼ相似形にひろがり、東方へ出砂島・渡名喜島に連なっている。渡名喜島から南東へ、慶良間(けらま)列島の渡嘉敷(とかしき)・座間味(ざまみ)・阿嘉(あか)などの諸島にいたる海底は深さ 150 m 以内で、これから東へ、沖繩本島南部までの間は深さ 100 m 以内である。これら諸島間の部分は周囲の海底より著しく高まっている。渡名喜・粟国両島間も海底の高まりに当たるが、この部分は渡名喜島・久米島間より約 300 m 深く、400~600 m の水深を示す。久米島の北側から渡名喜島の北西にかけて、前記浅所の北側に 1000 m 以深にいたる急斜面があり、その上部の水深 500 m 付近までの部分は渡名喜島から慶良間列島主部の北側を経て沖繩本島中部の西方に達し、急斜面の下半部は渡名喜島の北西から粟国島の西側にのびる。久米島・渡名喜島の南側、渡名喜島・粟国島の東側、慶良間列島の西側などの海底の斜面は、上記の斜面に比べてはるかに緩やかである。

南西諸島の带状地質配列(小藤, 1897; 波多江, 1955; 小西, 1965; 中川, 1967 など)は、九州南部から久米島・沖繩本島付近までかなり整然としていて、外側(太平洋側)から順に、新第三系帯・古期岩帯・旧期火山帯(東列に新期火山帯を含む)の 3 帯が並ぶが、久米島は粟国島とともに旧期火山帯に属している。久米島の地形・地質に関する報告は明治 31 年(1898)の黒岩恒の「久米島」にはじまる。黒岩は久米島を、南東部を頭、主部を腰とするひょうたんに見立て、頭部は山岳地形、腰部は山岳・高台・低地の地形を呈し、山岳地形をつくるものは火山岩、低地は石灰岩の分布地であるとした。地質はシャルルスタイン、第三紀砂岩、輝石安山岩、石灰岩、洪積層、沖積層

\* 東北大学理学部地質学古生物学教室

\*\* 応用地質調査事務所

に区分し、地質略図上にその分布を示した。このうち、シャルスタインは太古代（古生界）のものを見たが、その露出範囲が狭く、またその位置が安山岩分布区の中央にあって、安山岩の上ののっているように見え、捕獲岩塊ではないかという疑いをのべている。

Hanzawa (1935)は琉球列島の地質・地形の研究において、久米島をも調査し、層序を下位から順に、島尻層群・琉球石灰岩・国頭（くにがみ）礫層・隆起さんご礁および隆起海浜堆積物に区分した。このうち島尻層群の下部は凝灰質砂岩・砂質頁岩より成り、上部は安山岩質集塊岩および熔岩より成る。下部からは貝化石を多産し、台湾の苗栗（びょうりつ）層（Miaoli Formation）に特徴的な *Chlamys satoi* Yokoyama に富むことに注目した。なお、Hanzawa (1935)の国頭礫層は風化土を含むものと定義されている。黒岩 (1898)の報じたシャルスタインは見出せなかったという。

Sasajima and Shimada (1965)久米島の真謝（まじゃ）付近の大岳の安山岩の残留磁化を測定し、沖縄本島・石垣島の古地磁気と比較し、地震に関する資料の考察とあわせて、この地方の変動について論じた。この研究は現在も続行されている。名取ら (1972; 福田ら, 1969)は宮崎県・沖縄県の新生界の化石層位学研究において、久米島の島尻層群を阿嘉（あか）層と呼び、その有孔虫化石群を検討し、対比を試みた。

今回の筆者らの調査は、1971～1973年の間に行なったもので、筆者の1人、村上はこれを東北大学理学部地質学古生物学教室の卒業研究課題とした。島尻層群の地磁気層位学的検討は国際地球内部ダイナミクス計画の島弧の構造地質研究の一部として行ない、これには筆者らのほかに東北大学の浅野清・新妻信明・福留高明・岡村真・箕浦幸治・渡辺臣史の各氏が参加した。筆者らの採取した火山岩の岩石学的検討は加藤祐三、K-Ar年代測定は植田良夫、化石群の検討は高柳洋吉・石崎国熙・野田浩司・高山俊昭・酒井豊三郎・相馬寛吉の各氏にお願いした。論文をまとめるにあたって、上記のほかに、北村信をはじめ、東北大学地質学古生物学教室の諸氏および琉球大学の木崎甲子郎、元沖縄県文化財保護委員会の多和田真淳・金沢大学の小西健二・京都大学の笹嶋貞雄の諸氏、US Geological SurveyのHelen Foster女史から貴重な御意見を得た。現地では具志川村兼城の宇江城昌太郎氏に多大の便宜をはかっていただき、さらに島民の方々の御協力を得ることができた。以上の各位に篤くお礼を申しあげる。なお、野外調査費の一部には文部省科学研究費をあてた。

## II. 概観および層序

久米島の地形は海岸ぞいに発達する段丘群と、その背後の山地地形を呈する部分および海岸の低地より成る。島の北東部の阿嘉（あか）付近および南部の阿良岳の西側の部分では段丘は発達せず、山地が直接海岸に臨んでいる。北西部の段丘は石灰岩を主とする構成層をもち、中～南部では礫を主とする堆積物を伴う。海岸低地はいわゆる離水さんご礁・浜堤および砂丘・海岸平野堆積物が構成するが、波蝕台の部分もある。後背の山地に分布するものは火山岩および海成層で、これらは段丘および低地堆積物の基盤をなしている。

このような発達・分布状態から、久米島の地層群は段丘および低地堆積物と、その基盤をなすものとの2大別される。基盤をなすものは、安山岩・玄武岩・流紋岩・斑岩などの火成岩類と海成堆積岩より成るが、その累積順序は、南部の阿良岳（あらかだけ）を中心とする地塊および東部の数か所に分かれて分布する火山岩類が最下位にあり、これらと著しい不整合関係で、その上位に海成堆積岩がのる。この海成堆積岩の上位にはふたたび火山岩類が重なるが、その関係は整合的である。下位の火山岩類と上位の海成堆積岩・火山岩類との間の不整合面は大きな起伏をもち、下位層のつくる斜面に上位層がアバットする形で接し、上部の火山岩類までが下位層に直接のっている。基盤の地層群はこのような岩相と累重関係から3層に区分でき、下位から順に、阿良岳（あらかだけ）層・

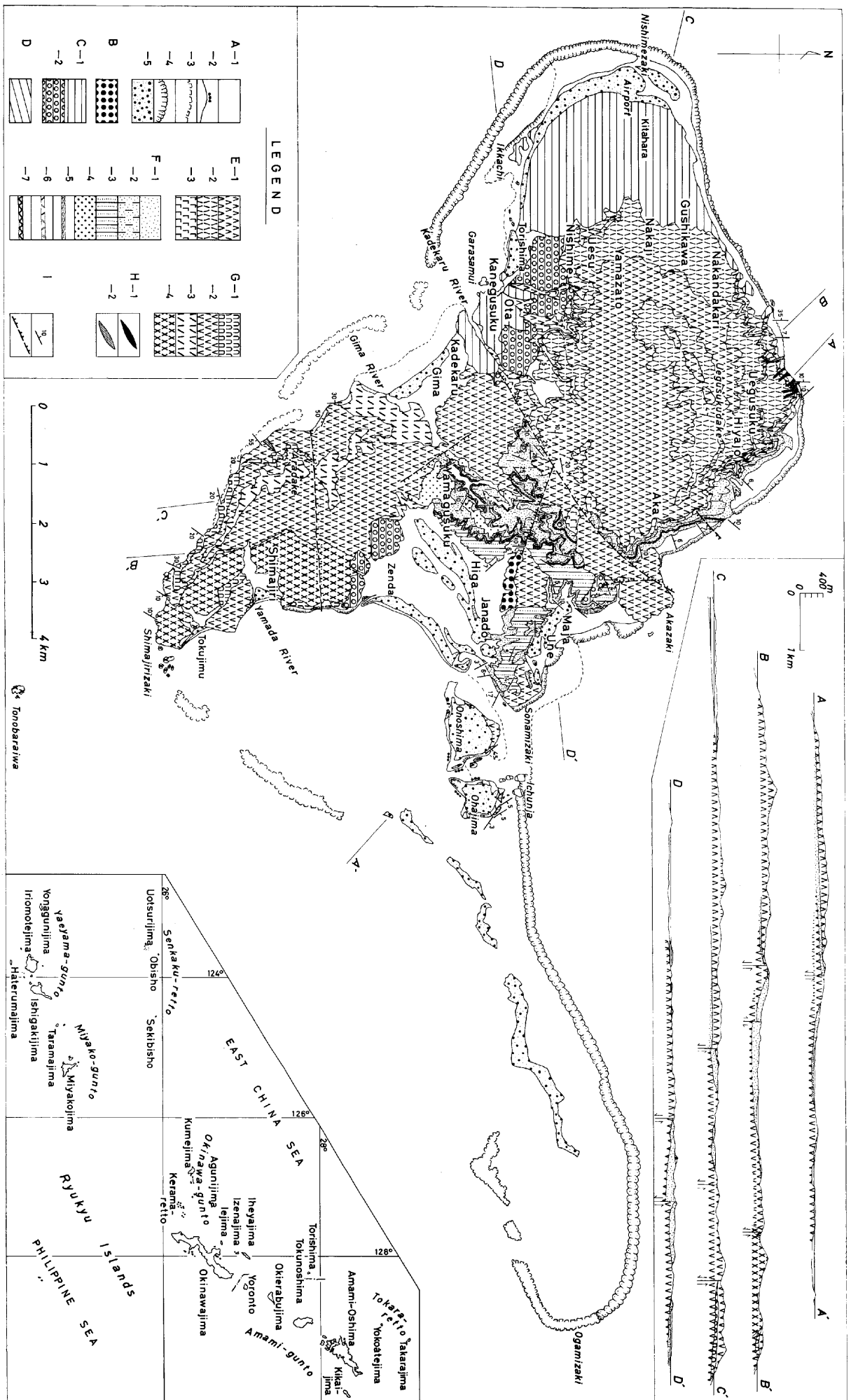


Fig. 1. Geological map of Kumejima.

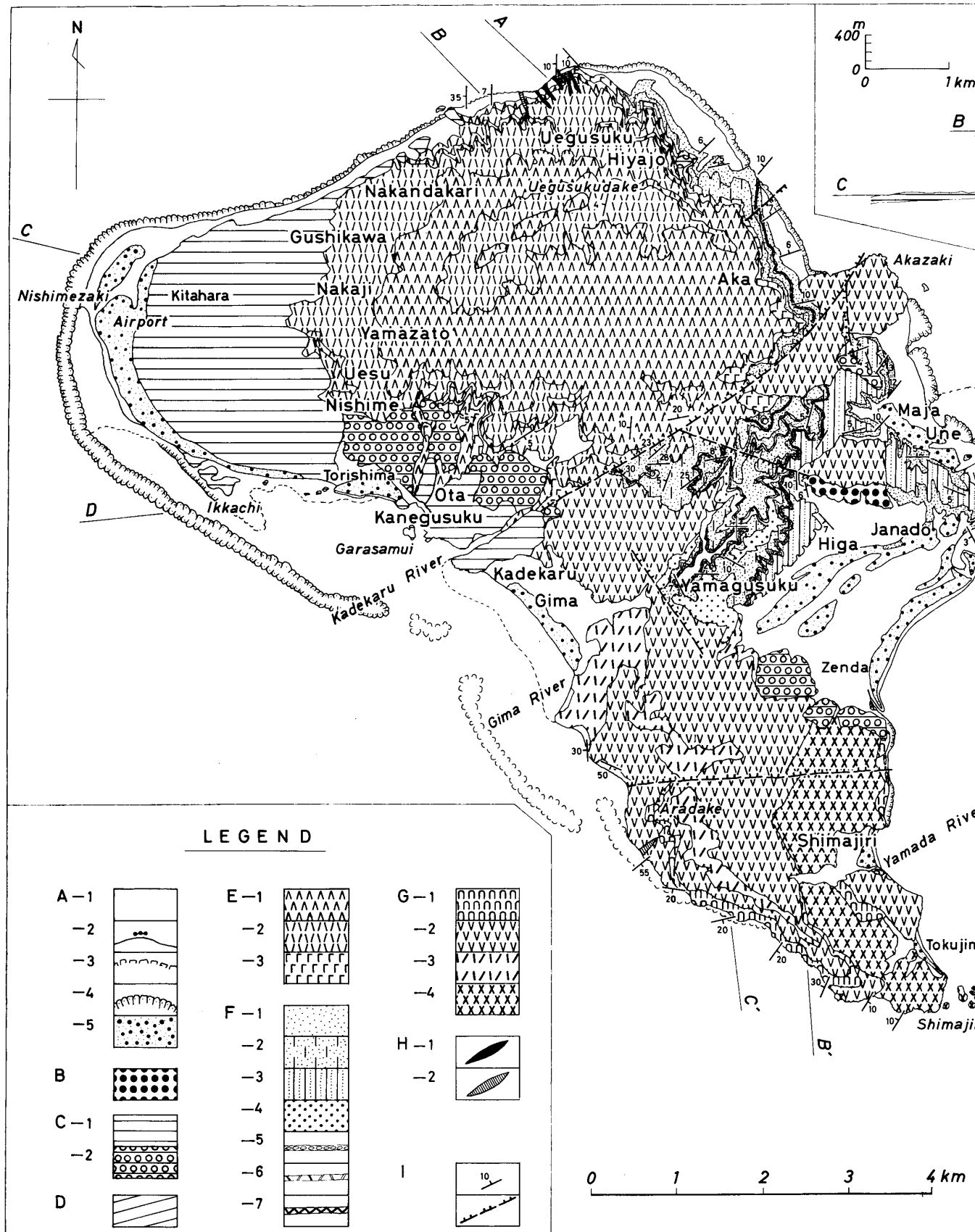
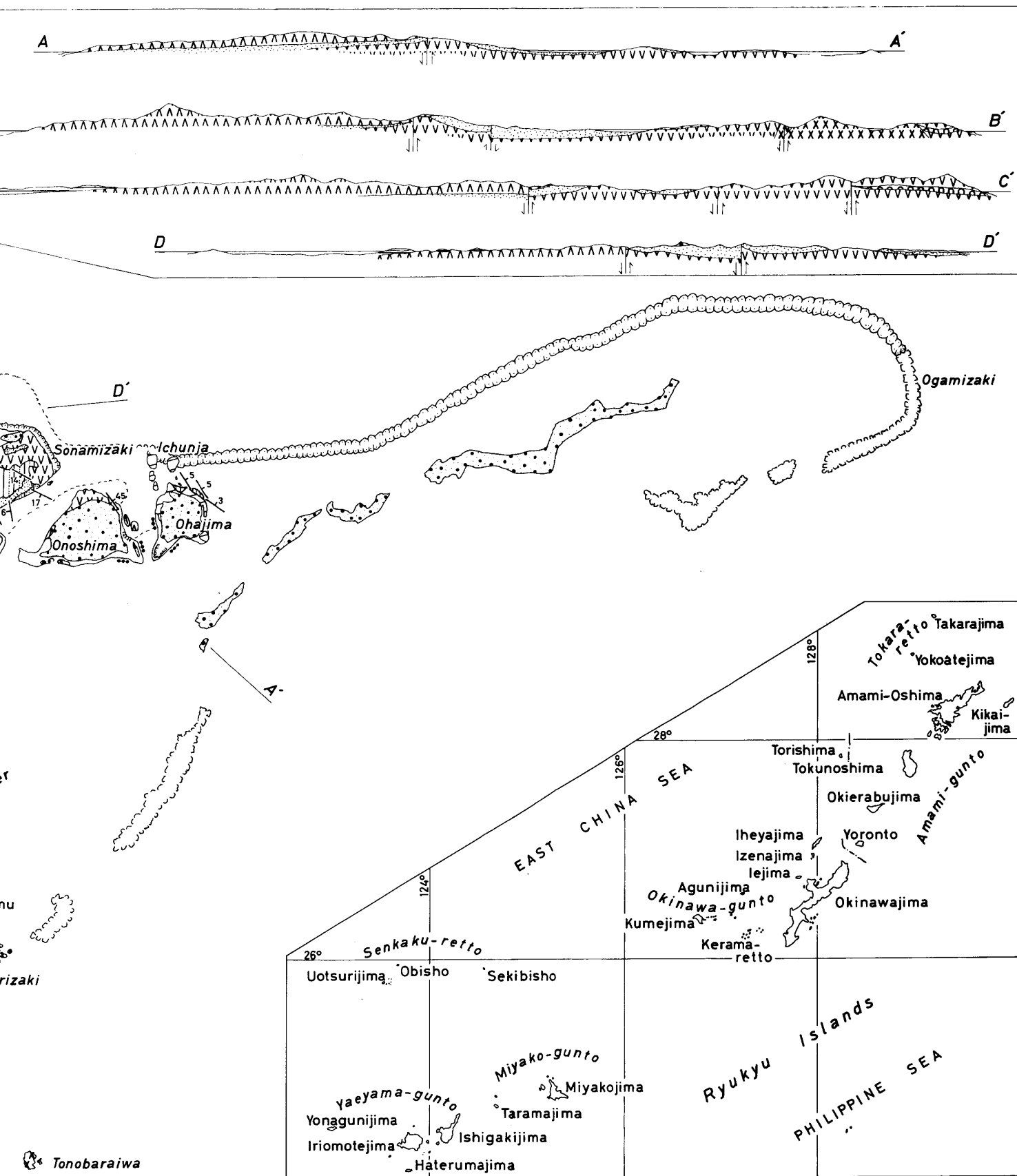


Fig. 1. Geological map of Kumejima.

- |     |                                           |     |                                                                           |
|-----|-------------------------------------------|-----|---------------------------------------------------------------------------|
| A-1 | coastal plain and alluvial plain deposits | D   | Oha Limestone                                                             |
| -2  | beach rock                                | E-1 | Uegusukudake Formation, andesite (Uegusukudake Formation in the profiles) |
| -3  | reef                                      | -2  | Uegusukudake Formation, tuff breccia                                      |
| -4  | emerged reef                              | -3  | Uegusukudake Formation, basalt                                            |
| -5  | dune sand                                 | F-1 | Maja Formation, sandstone (Maja Formation in the profiles)                |
| B   | the lower terrace deposits                | -2  | Maja Formation, silty sandstone                                           |
| C-1 | Kitahara Formation, limestone             |     |                                                                           |
| -2  | Kitahara Formation, conglomerate          |     |                                                                           |



- 3 Maja Formation, alternation of sandstone and silty sandstone
- 4 Maja Formation, conglomerate
- 5 Maja Formation, sandstone with calcareous concretions
- 6 Maja Formation, fine tuff
- 7 Maja Formation, pumiceous tuff
- G-1 Aradake Formation, dacite

- 2 Aradake Formation, andesite
- 3 Aradake Formation, tuff breccia
- 4 Tokujimu Porphyry Member of Aradake Formation
- H-1 andesite dike
- 2 rhyolite dike
- I-1 dip and strike
- 2 fault

真謝(まじゃ)層・宇江城岳(うえぐすだけ)層とする。阿良岳層は最下位の火山岩類で南部および東部に分布し、真謝層はこれに不整合にのる海成堆積岩より成り、東部から北部にかけて分布する。最上位の宇江城岳層は島の北部に広く分布する火山岩類である。黒岩(1898)の報じたシャルスタインの産状は依然として明らかにすることができなかった。風化のいちじるしい凝灰岩質の片岩ないし千枚岩が島尻の西方の道路ぞいに見られるが、周囲との関係を観察することはできない。その位置のみから見ると捕獲岩である疑が濃い。

段丘・低地を構成する地層群は、石灰岩を主とし、礫岩部を伴う段丘構成層と低地堆積物群とに2大別できる。石灰岩の構成する段丘は島の北西部に広く発達し、その南東方への連続はとくに礫質となって、南西側海岸の中央部まで認められる。南部および東部にも段丘群の発達が見られるが、断続的、小規模でその堆積物は礫より成っている。これらの段丘群は発達高度によって細分が可能である。東部の比嘉(ひが)・謝名堂(じゃなどう)の北には崖錐性の礫層が見られ、その末端部の発達高度から、段丘群のうち低位のものと近縁と思われる。奥端島にも石灰岩が分布する。この石灰岩はち密で、粗粒の結晶質となっている点で島の西部のものと区別される。両石灰岩の直接するところはないが、その岩相をこの地方の他の島々で発達するものと比較して、奥端島のものを下位、島の西部に広く発達するものを上位と考える。このような発達状態から、段丘を構成する地層群を3分し、下位から、奥端(おうは)石灰岩・北原(きたはら)層・崖錐および低位段丘堆積物とする。奥端石灰岩は奥端島とその北のイチュンジャにのみ分布する。北原層は西部に広く発達する石灰岩と、その連続である礫岩とを含む。崖錐および低位段丘堆積物は分布が断片的で、発達状態も貧弱なところが多く、とくに層名を与えることを避けておく。なお、島の北部に、高さ80~120mの高位段丘がやや広く発達するが、侵蝕段丘で、構成層を欠いている。低地堆積物はその内容と発達位置から、多元的区分ではあるが、離水さんご礁(石灰岩)・海浜堆積物(砂礫)・平野堆積物(砂礫)・浜堤堆積物(砂礫)・砂丘堆積物(砂)などが区別される。

以上の層序区分において、真謝・宇江城岳両層は従来の島尻層群(Shimajiri Beds; Hanzawa, 1935)に、また、奥端石灰岩・北原層は琉球層群(Ryukyu Group; MacNeil, 1960)に含まれる。久米島における層序区分を一括してTable 1に示す。

Table 1. Stratigraphic sequence of Kumejima.

Geologic Age	Group	Formation or deposits	Thickness	Rock or sediments
Holocene		Coastal and lowland deposits — Unconformity		Limestone, sand, gravel, silt
Pleistocene	Ryukyu Group	Lower terrace deposits — Unconformity	1 - 20m	Sand, gravel
		Kitahara Formation — Unconformity ?	40m +	Limestone, gravel, sand
		Oha Limestone — Unconformity	10m +	Limestone
		Uegusukudake Formation	300m +	Andesite, basalt, tuff breccia
Pliocene	Shimajiri Group	— Conformity		
		Maja Formation	90 - 220m	Sandy siltstone, sandstone, conglomerate, tuff
Miocene		— Unconformity		
		Tokujimu Porphyry Member Aradake Formation	300m +	Porphyry Andesite, dacite, tuff breccia

### III. 層 序 各 説

#### 1. 阿良岳層 (Aradake Formation)

久米島の南部、仲里村島尻西方の阿良岳付近を模式地として、南部一帯とこれに隣接する儀間(ぎま)北方地区、島の南部の比嘉・謝名堂北方の高さ160mの高地、真泊(まどまり)・楚南岬(そな

みざき) 付近の丘陵, 阿嘉の東, 阿嘉岬から南西方 219.7 m 高地 (ふさきな岳) にかけての地域, 奥武島北部に分布する火山岩類を阿良岳層と呼ぶ。模式地付近では, 下位から, 安山岩熔岩・石英安山岩熔岩・安山岩熔岩・安山岩質凝灰角礫岩の順に重なり, 南方へ 20° 前後傾斜している。下部の安山岩は無斑晶質熔岩と, 紫蘇輝石普通輝石安山岩熔岩とがあり, 上位に凝灰角礫岩を伴う。その上位の石英安山岩熔岩は普通輝石の斑晶をもち 2 層が認められる。この石英安山岩は東海岸にも数か所分布する。さらに上位に重なる安山岩には自破碎熔岩状を呈するところがある。一般に普通輝石紫蘇輝石安山岩で, ところにより, 斑晶に緑泥石化または緑簾石化した部分が認められ, 灰緑色ないし暗緑色を呈している。阿良岳の北側に東西に走る断層があって, 北側が落ちているが, この地区の北方では, 上記の一連の火山岩類の下位に, さらに凝灰角礫岩がある。阿嘉付近・真泊付近・奥武島・比嘉北方にそれぞれ分布する安山岩と, 模式地付近のものとの関係は明かにし得なかったが, 全体の構造がきわめて複雑というほどではないので, おそらく, 石英安山岩より下位のものではないかと思われる。真泊付近では捕獲岩片を多く含んでいる。この一連の火山岩類の総層厚は 300 m 以上と見つめられる。

南部の東海岸にそって斑岩類が分布する。これをトクジム付近を模式地として, 阿良岳層のトクジム斑岩部層と呼ぶ。模式地付近では普通角閃石斑岩で, 柱状節理がよく発達し, 砂岩・層状流紋岩の岩片を捕獲している。島尻の北方では紫蘇輝石・普通輝石の斑晶が大きく, また閃緑岩に近い岩相を呈している。前記の安山岩類との境界が観察できる場所は少ないが, 南端部では安山岩中に貫入した状況を示している。一般に変質し, 緑泥石・緑簾石・方解石を生じ, 緑色を帯びる。

阿良岳層の安山岩熔岩について測定された K-Ar 年代は 1,770 万年および 651 万年, トクジム斑岩部層については 1,260 万年であった。また残留磁化方向はいずれも正で, 安山岩に中間的方向を示すものが含まれていた。他の地層について行なったものをも含め, 絶対年代・古地磁気については別に詳細に報告される予定である。

黒岩 (1898) のシャルルスタインと思われるものが島尻の西方, 山田川の北岸から阿良岳方面に通じる農道ぞいにおずかに見られた。高さ 200 m 付近で, 著しく風化し, 原岩を推定し難いが, おそらく凝灰岩質の千枚岩または片岩であろう。この地点はトクジム斑岩部層の分布区に接していて, おそらくその捕獲岩塊ではないかと思われる。

## 2. 真謝層 (Maja Formation)

島の北東部に分布する海成層を, 仲里村真謝からその西方にかけての一带を模式地として, 真謝層と呼ぶ。模式地における最下部は青灰色の薄成層した砂質シルト岩で, その上位に黄褐色の無層理石灰質砂岩 (厚さ約 10~15 m), 砂岩シルト岩互層が重なる。謝名堂の東方ではこれらの各層が阿良岳層の安山岩に不整合にアバットしているのが観察される。謝名堂東方の奥武島に面する海岸では安山岩に最下位の砂質シルト岩が接し, 後背の高さ 56 m の高地 (楚南森—そなみもり) の南斜面ではその上位の石灰質砂岩および砂岩シルト岩互層が順に接し, 北斜面上部では石灰質砂岩が安山岩にのる。最下位の砂質シルト岩はこの地点と真謝西方にのみ露出するが, 石灰質砂岩とその上位の互層部は西方によく連続し, 基盤に近づくと砂岩は厚さを増すとともに粗粒となり安山岩の礫を含むようになる。楚南森とその西方の阿良岳層の安山岩のつくる高地との間の鞍部ではこれをはさんで, 北側のものは北方へ, 南側のものは南方へ, それぞれ 3~10° 傾斜している。この互層部の厚さは約 50 m で砂岩は淡褐色で無層理, シルト岩は砂質で青灰色を呈し, 葉理が発達する。互層間隔は上部ほど小さい。

互層の上位には特徴的に大~巨礫大の石灰質団塊を含む厚さ約 3 m の細粒砂岩が重なる。この砂岩は上方へ葉理をもつ砂質シルト岩に漸移するが, 比嘉北方では厚さを増し, また真謝西方から山

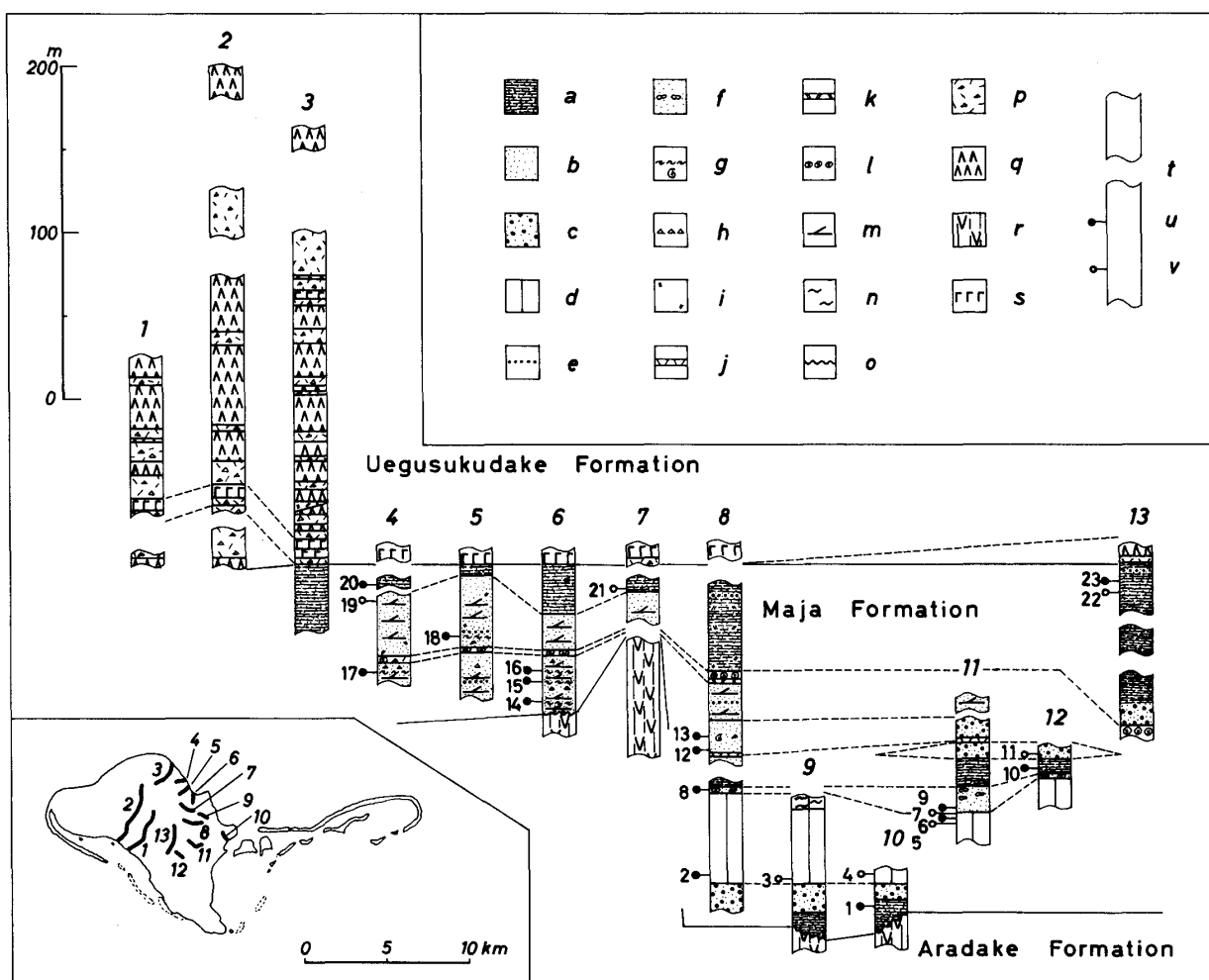


Fig. 2. Columnar sections.

- |   |                                              |   |                                                    |
|---|----------------------------------------------|---|----------------------------------------------------|
| a | silty sandstone                              | m | cross bedded                                       |
| b | sandstone                                    | n | undulatory                                         |
| c | conglomeratic sandstone                      | o | unconformity                                       |
| d | alternation of sandstone and silty sandstone | p | tuff breccia                                       |
| e | conglomerate                                 | q | andesite of the Uegusukudake Formation             |
| f | calcareous concretion                        | r | andesite of the Aradake Formation                  |
| g | shell bed and abundant fossils               | s | basalt                                             |
| h | lapilli                                      | t | concealed                                          |
| i | tuffaceous                                   | u | horizon of fossils                                 |
| j | fine tuff                                    | v | horizon of fossils traced into the figured column. |
| k | coarse tuff                                  |   |                                                    |
| l | pumice                                       |   |                                                    |
- The numbers given to the horizons correspond to those in Table 2.

城（やまぐすく）付近までの一帯でよく追跡される。上位の砂質シルト岩は厚さ約 30 m で、新鮮な部分は青灰色で薄層理を示し、上部に白色細粒凝灰岩をはさむ。さらに上位は凝灰質でやや粗粒の砂岩となり、貝化石を多く含む。山城・比嘉付近ではこの砂岩の中部に含礫砂岩が発達する。礫は安山岩質で細～中粒円礫である。この含礫砂岩は上方へ礫が減じ、砂岩となるが、その移行部に上記の厚さ約 30 cm の細粒凝灰岩がはさまる。この凝灰岩の上位の砂岩は比嘉の北西方で厚さ約 10 m であるが北方で不明瞭となり、この上位にやや粗粒の砂岩が重なる。この中～粗粒砂岩は貝殻片などを多く含む、斜交層理が発達する。厚さ 10 m 以上で、石灰分で膠結し、自然露頭では斜交層理が強調された特徴的な見かけをもつ。この砂岩の上部に浮石質凝灰岩がはさまれる。浮石粒は径 1



cm 以内で、ラピリをまじえ成層する。凝灰岩の厚さは1~3 m であるが、部分的に7 m に達するところもある。この凝灰岩をはさむ部分の砂岩はラピリを多く含み、火山細礫岩質となるところもある。それより上位は凝灰質砂質シルト岩となり、その上位に宇江城岳層の火山岩がのる。

真謝西方一帯に分布する上記の地層は、217.7 m 高地(ふさきな岳)の周縁などで、下位のものから順に阿良岳層のつくる斜面にアバットしながら累積している。この地域での構造はゆるやかに波動しながら、ほぼ水平ないしやや西傾斜を示している。その北側では阿嘉から北西方へ、海崖に真謝層の上半部が露出するが、その地域との間には、阿嘉岬から南西方に走り嘉手苅(かでかる)にいたる断層があって、北西側が落ち、真謝層の分布はここで一たん断たれている。

阿嘉付近から北西には、前記の斜交層理のいちじるしい石灰質砂岩およびそれより上位の部分が分布する。阿嘉の東で、安山岩塊を含む厚さ数 m の礫岩が阿良岳層の上に不整合にのり、その上位に砂岩がのる。ここでは斜交層理の発達する砂岩は前記地区より厚く、とくに北方へ厚さを増して最大60 m 以上に達する。前記の地区でその上部にはさまれた浮石質凝灰岩はこの地区ではほぼ中央部にはさまれる。砂岩の上位には凝灰質の砂質シルト岩がのり、最上部にはラピリを多く含む。その上位に整合的に厚さ3~5 m の角礫凝灰岩と玄武岩熔岩が重なる。これらは宇江城岳層の最下部に属するものである。阿嘉(大阿嘉)の北方で、斜交層理の著しい砂岩中には化石が多く、*Ammusiopecten praesignis* (Yokoyama), *Chlamys (Mimachlamys) satoi* (Yokoyama), *Crassostrea gigas* (Thunberg), *Panope japonica* (A. Adams) などが多く含まれ、とくに *Ostrea* を主とする化石床および *Chlamys* を主とする化石床が数層認められる。阿嘉から比屋定(ひやじょう)にかけて海崖に露出する直謝層は一般に北西方へ5~10° 傾斜し、数か所で北東-南西方向の小断層に切られている。

奥端島の北海岸では、奥端石灰岩の下位にシルト岩薄層を伴う砂岩および砂質シルト岩が露出するところがあり、貝化石を含んでいる。模式地付近の真謝層下部に発達する互層部の連続と考えられ、この部分で北東に緩傾斜している。真謝層は化石に富み、貝化石のほかには有孔虫・介形虫・石灰質ナノプランクトンなどの化石を含む。主要化石種を一括して Table 2 に示す。

Table 2. Fossils from the Maja Formation.

The numbers in brackets correspond to localities shown in Fig. 2.			
Mollusca		<i>Anodontia</i> sp.	(21)
<i>Tegula xanthostigma</i> (A. Adams)	(17)	<i>Meretrix</i> sp.	(5)
<i>Natica</i> sp.	(7, 20)	<i>Dosinia</i> cf. <i>japonica</i> Dall	(13)
<i>Cypraea</i> cf. <i>arenosa</i> Linné	(22)	<i>Paphia</i> sp.	(12)
<i>Siphonalia</i> sp.	(9)	<i>Tellina urruosa</i> (Hanley)	(21)
<i>Nassarius caelatus</i> (A. Adams)	(22)	<i>Panope japonica</i> (A. Adams)	(12)
<i>Nassarius</i> sp.	(11)	<i>Panope</i> cf. <i>japonica</i> (A. Adams)	(21)
<i>Cancellaria</i> sp.	(5, 20, 22)	Ostracoda	
<i>Terebra</i> sp.	(19)	<i>Actinocythereis</i> n. sp.	(23)
<i>Conus</i> sp.	(22)	<i>Alocopocythere</i> cf. <i>reticulata</i> (Hartmann)	(23)
<i>Acila divaricata</i> (Hinds)	(19, 21)	<i>Ambocythere</i> n. sp.	(23)
<i>Acila</i> sp.	(19, 20)	<i>Aurila munechikai</i> Ishizaki	(14)
<i>Arca</i> sp.	(15, 22)	<i>Bairdia</i> sp.	(14)
<i>Hawaiarca uwaensis</i> (Yokoyama)	(19, 20)	<i>Cushmanidea subjaponica</i> Hanai	(14, 23)
<i>Anadara suzukii</i> (Yokoyama)	(7)	<i>Cytherelloidea munechikai</i> Inshizaki	(23)
<i>Chlamys (Mimachlamys) satoi</i> (Yokoyama)	(16, 17, 18)	<i>Cytherelloidea</i> sp.	(14, 23)
<i>Ammusiopecten praesignis</i> (Yokoyama)	(8)	<i>Cytheropteron miurense</i> Hanai	(23)
<i>Spondylus</i> sp.	(7)	<i>Echinocythereis bradiformis</i> Ishizaki	(2, 23)
<i>Ostrea</i> sp.	(5, 18)	<i>Leguminocythereis hodgii</i> (Brady)	(23)
<i>Crassostrea gigas</i> (Thunberg)	(16)	<i>Leguminocythereis</i> sp.	(23)
<i>Crassostrea</i> sp.	(4, 15)	<i>Loxococoncha kattoi</i> Ishizaki	(2)
<i>Venericardia</i> sp.	(20)	<i>Loxococoncha sinensis</i> Brady	(14, 23)
<i>Clementia vatheleti</i> Mabille	(12, 13)	<i>Mutilus</i> sp.	(23)
<i>Clementia</i> sp.	(7)	<i>Neomonoceratina delicata</i> Ishizaki and Kato (sp. MS)	(23)
		<i>Pseudoaurila japonica</i> Ishizaki (gen. MS)	(14)

<i>Puriana</i> sp.	(14)	<i>Globorotalia (Turborotalia) humerosa</i> Takayanagi and Saito	(2)
<i>Schizocythere kishinouyei</i> (Kajiyama)	(14, 23)	<i>Orbulina universa</i> d'Orbigny	(8, 10, 14)
<i>Semicytherura quadrata</i> (Hanai)	(2)	<i>Sphaeroidinellopsis cf. subdehiscens</i> (Blow)	(1, 10, 14, 20)
<i>Trachyleberis</i> n. sp.	(23)		
<i>Xestoleberis</i> sp.	(23)	Pollen	
		<i>Castanopsis</i> sp.	(3)
Foraminifera		<i>Juglans</i> -type	(3)
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny	(1, 2, 8, 14, 23)	<i>Podocarpus</i> sp.	(3)
<i>Globigerina decoraperta</i> Takayanagi and Saito	(1, 2)	<i>Quercus</i> sp.	(3)
<i>Globigerina cf. dutertrei</i> d'Orbigny	(23)	<i>Trema</i> sp.	(3)
<i>Globigerina falconensis</i> Blow	(1, 14, 20)		
<i>Globigerina cf. vignalli</i> Bolli	(1, 2, 8)	Nannoplanktons	
<i>Globigerinoides cf. conglobatus</i> (Brady)	(10)	<i>Braarudosphaera bigelowi</i> (Grau and Braarud)	(23)
<i>Globigerinoides obliquus obliquus</i> Bolli	(1, 2, 8, 10, 14, 20)	<i>Ceratolithus rugosus</i> Bukry and Bramlette	(6)
<i>Globigerinoides obliquus extremus</i> Bolli and Bermudez	(8, 23)	<i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich) Schiller	(6, 23)
<i>Globigerinoides quadrilobatus immaturus</i> LeRoy	(1, 8, 10, 14, 23)	<i>Cyclococcolithus aequiscutum</i> Gartner	(6, 23)
<i>Globigerinoides quadrilobatus trilobus</i> (Reuss)	(1, 10, 14)	<i>Discocaster brouweri</i> Tan Sin Hok	(23)
<i>Globigerinoides sacculifer</i> (Brady)	(1, 2, 8, 10, 14)	<i>Discolithina</i> sp.	(6, 23)
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)	(1, 2, 8, 10, 14, 23)	<i>Helicopontosphaera Kamptneri</i> Hay and Mohler	(6, 23)
<i>Globoquadrina altispira</i> (Cushman and Jarvis)	(2, 8, 14)	<i>Helicopontosphaera Sellii</i> Bukry and Bramlette	(23)
<i>Globorotalia (Globorotalia) cf. conomiozea</i> Kennett	(14)	<i>Pseudoemiliania lacunosa</i> (Kamptner) Gartner	(6, 23)
<i>Globorotalia (Globorotalia) cf. tumida</i> (Brady)	(10)	<i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> (Gartner) Gartner	(2, 23)
<i>Globorotalia (Globorotalia) pseudomiocenica</i> Bolli	(14)	<i>Sphenolithus abies</i> Deflandre	(6, 23)

### 3. 宇江城岳層 (Uegusukudake Formation)

久米島の中央北部に分布する火山岩類を仲里村の宇江城岳付近一帯を模式地として、宇江城岳層とする。層厚は約300 mに達する。阿嘉から比屋定を経て宇江城北方にいたる一帯で、宇江城岳層の最下部に厚さ3~5 mの凝灰角礫岩があり、その下部は砂礫質で、真謝層最上位の砂質シルト岩に整合関係で重なっている。凝灰角礫岩の上位には厚さ約10 mの紫蘇輝石普通輝石玄武岩の熔岩が重なる。この玄武岩はふさきな岳頂上付近および兼城(かねぐすく)・嘉手苺の北方の沢ぞいにも分布する。兼城・嘉手苺方面および山城北方丘陵地ではこれより下位にさらに普通輝石紫蘇輝石安山岩および同質凝灰角礫岩が露出している。この最下位の安山岩はかんらん石を伴う特徴をもつ。玄武岩の上位には模式地付近の比屋定から宇江城岳までの間では、間に5~15 mの厚さの凝灰角礫岩をはさんで、約10層の安山岩熔岩が重なり、最上部は厚さ100 mに及ぶ凝灰角礫岩をはさんで山頂にその上位の安山岩が露出している。これらの安山岩は大部分が普通輝石紫蘇輝石安山岩であるが上記の最下部のもののほか、上位の厚い凝灰角礫岩の下位のものには玄武岩質で、後者は含かんらん石紫蘇輝石普通輝石玄武岩である。安山岩熔岩のうち、下部のものは斜長石安山岩で、これは南部では薄くなる。中・上部のものは主として紫蘇輝石普通輝石安山岩で、とくに板状節理のよく発達するものがあり、これは南部で厚さを増す。上部にはさまれる玄武岩より2層下位の安山岩にはとくに板状節理がよく発達し、宇江城岳南麓では地表の傾斜が緩かになる部分に露出し、やや広く分布している。宇江城岳層は島の北部中央の広い面積を占めて分布し、一般に西方へ5~10°傾斜し、構造は単純である。その西および南縁部では北原層に不整合におおわれている。島の北端付近には数條の安山岩岩脈が見られる。そのうち最西部のものは流状構造を示し、流紋岩質であるが、他はすべて宇江城岳層最上位の紫蘇輝石普通輝石安山岩と酷似した鉱物組成をもつ。南部の阿良岳南西海岸にも流紋岩の岩脈が見られるが、これもおそらく同時期の貫入と思われる。

奥武島には柱状節理がよく発達した安山岩が分布し、とくに奥武島南岸のものは、豊石として知られ、県の天然記念物に指定されている。岩質からこれも宇江城岳層に属するものと考えられる。

宇江城岳層の火山岩について測定されたK-Ar年代は460万年および550万年であった。またこれらについて行なった残留磁化の測定結果は、累重する熔岩流のうち、1層を除いてすべて逆方向の

磁場を示した。後の項で改めて述べるが、下位の真謝層の微化石群の内容と、残留磁化方向とから、宇江城岳層の層準は地磁気編年における Gilbert 逆磁極期に相当するものと考えられる。

#### 4. 奥端石灰岩 (Oha Limestone)

奥端島とその北側の露岩イチュンジャにはよく固結したち密な石灰岩が露出する、これを奥端石灰岩と呼ぶ。奥端島北岸では真謝層の砂岩・砂質シルト岩の上位に不整合にのり、上位は砂丘砂および浜砂に覆われる。主部は有孔虫を主とし、さんごを含む石灰岩で、基底部はとくに砂質となり、石灰質碎屑物に富む。この石灰岩には再結晶の進んだ粗粒の方解石が特徴的に多い。このような岩相は奄美群島の徳之島の糸木名層およびその相当層の石灰岩(中川, 1967, 1969 a, b)や、沖縄本島的那覇石灰岩(MacNeil, 1960)に類似し、おそらくそれらに対比されるものと思われる。

#### 5. 北原層 (Kitahara Formation)

久米島の北西部に広く分布し、高さ約 50 m 以下の段丘を構成する石灰岩およびその縁辺相・基底相として発達する砂礫岩を、具志川村北原付近を模式地として、北原層と呼ぶ。模式地付近の北原層は大部分が有孔虫殻より成り、上部にとくに他の化石破片を多く含む部分と、さんご化石を大量に含む部分とが重なっている。さんご化石のうちとくに大きな塊をなしているものは *Porites* の類である。

北部の宇江城の北から仲村渠(なかんだかり)にかけては、宇江城岳層の火山岩類のつくる斜面の下部に北原層が不整合にのっている。ここで北原層の下部 2~10 m は石灰分に膠結された礫岩で上方へ砂質石灰岩となり、さらに石灰質生物遺体を多く含むようになって石灰岩となる。この一帯で北原層の中・上部には平型のさんご化石に富み成長位置を保って層状の石灰藻に蔽われて累積しているところが多く、この部分は模式地付近の最上部のさんご化石を多く含む部分に相当する。

西部の南側の西銘・鳥島付近では、北原層は基底礫岩をもって宇江城層にのり、これにより西方では宇江城層からはなれるにつれて、砂質石灰岩を経て有孔虫殻を主としてさんご塊を多く含むようになる。この付近のさんご群体も成長位置を保つものが多いが石灰藻は伴っていない。

西銘・鳥島以東では北原層は内陸側で礫層、海岸側で石灰岩となり、石灰岩は石灰藻球を比較的多く含み、全体としてかなり砂質である。礫層は安山岩・玄武岩の円礫より成る。

北原層は上記の地域で、高さ 20~50 m の段丘を構成する。この段丘を北原段丘と呼ぶ。段丘の内陸縁部の、北原層の石灰岩が基盤に接する付近はドリーネがよく発達する。北原層の石灰岩は固結が十分でなく、多孔質であるため、雨水および地表水は容易に滲透して、基底の不整合面にそって流出する。このため上記の地帯にはとくに著しいものが見られ、凹所の壁には、半周以上に基盤岩が現れ、所によりトラバーチンに被覆されている。このほか、段丘面上には溶蝕地形がよく発達し、表面には石灰土壌を生じている。島の中・南部の非石灰質礫層より成る部分の北原段丘は、内陸側に高さ 80 m 付近までのびるところが多い。また、南部の北原段丘には構成層を欠くものもあり、一般に分布は不連続的である。

#### 6. 低位段丘および崖錐堆積物

島の南部には、北原段丘より低位に段丘が発達する。これらを一括して低位段丘と呼ぶ。低位段丘は阿良岳層分布区の海岸によく発達し、あまり著しくない砂礫層を伴っているところがある。北原層の石灰岩分布区では低位段丘は不明瞭である。

比嘉の北方の高さ 140 m 余の小丘の南斜面には崖錐性の礫層が発達する。礫は安山岩類で、背後に露出する阿良岳層に由来する。中~巨円礫で、部分的に砂層をはさみ、風化している。斜面の末

端はこの付近に広く発達する平野の背後でとまり、小崖となっていて、おそらく低位段丘と近縁のものと考えられる。

## 7. 海岸および低地堆積物

久米島の海岸および低地には石灰岩・砂・礫・泥が堆積している。最も著しいものはいわゆる離水さんご礁で、島のほぼ全周にわたって発達する。島の東方に長くのびるものは先端部で鈎状を呈し、延長約 12 km に達する。満潮時には数か所で冠水するが、低潮時には幅 100~200 m にわたって離水する。このさんご礁の北(外)側の海底は比較的急に深くなるが、南(内)側は浅く、砂が堆積し、一部は砂洲として海面上にあらわれている。鈎状に屈曲した末端部はハテノ浜と呼ばれているが、ここから奥端島の南までの間は離水さんご礁が欠けていて、その北側に当たる部分で、内側の砂洲の発達が著しい。これよりさらに南へ、島尻岬にいたる間には現生のさんご礁がよく発達している。島の南部の西海岸にもさんご礁が発達するが、離水していない。阿良岳の西海岸からさんご礁は岸から離れ、兼城の沖まで断続し、そこから西銘岬までは連続的に発達して離水する。この沿岸礁に抱かれた部分には砂が堆積し、さんご礁の成長が見られる。潟湖部の主要な潮汐溝 (tidal creek) はイッカチの西から東へ向かい、北東にのびて陸側に寄り、ガラサムイ (烏森) の内側を通して嘉手苺川 (白瀬川) の河口からさらに南東にのび、嘉手苺の沖でほぼ直角に曲がって外海に通じる。イッカチは潟湖中にのびる離水さんご礁状の形態をもつが、陸上部分は北原層の石灰岩で、開析を受け、一部は砂丘に蔽われている。

島の西端の西銘岬から北海岸にかけては北原層の石灰岩上に発達した海蝕面の縁部に離水さんご礁が見られる。島の北端付近から東では海蝕面の基盤は宇江城岳層・真謝層・阿良岳層となり、その外縁部に離水さんご礁が発達する。

比嘉付近には平野が発達する。地下の地質に関する資料は無いが、地表付近は砂・泥より成り、浜堤を構成する砂層をのせている。この部分の海岸は砂浜である。海岸平野はこのほか、儀間・鳥島・島尻などに小規模に発達し、浜堤ないし砂丘を伴っている。砂丘はこのほか島の西部の海岸ぞいによく発達し、また真謝付近にも見られる。奥武島・奥端島はいずれも島の大部分を砂丘に蔽われている。これら 2 島の砂丘砂中には古土壌の発達が見られ、その形成期が単一でなかったことを示している。これら 2 島の海浜には、数か所にビーチ・ロックの発達が見られる。

## IV. 久米島の地質に関する諸問題

### 1. 地質年代

久米島に露出する諸層は、前記のように、4 大別される。すなわち、最下位の阿良岳層；真謝層および宇江城岳層；奥端石灰岩および北原層・低位段丘堆積物；海岸低地堆積物である。Hanzawa (1935) が島尻層群としたものは阿良岳層・真謝層・宇江城岳層に区分され、そのうち、Hanzawa が本来沖繩本島の島尻層群に対比しようとしたものは真謝層と宇江城岳層で、それらと著しい不整合関係をもつ阿良岳層はこの層群には含め難い。また、奥端石灰岩と北原層の石灰岩部は Hanzawa (1935) の琉球石灰岩に相当し、これらの風化物・北原層の礫質部と低位段丘堆積物および島の北部に発達する高位段丘上の風化物などが国頭礫層に相当している。MacNeil (1960) は Hanzawa の琉球石灰岩と国頭礫層の層序を再編成して、琉球層群の名を提唱し、中川 (1967) もこれに同調した。久米島においては、奥端石灰岩・北原層・低位段丘堆積物が琉球層群に含まれる。

阿良岳層の年代に関しては、植田良夫教授による K-Ar 年代測定値  $17.7 \times 10^6$  年、 $6.51 \times 10^6$  年、トクジム斑岩部層からは  $12.6 \times 10^6$  年が得られている。また、阿良岳層について測定した残留磁化方

向は正磁極を示した。阿良岳層は島尻層群との間の著しい不整合関係をもち、また宇江城岳層の火山岩類がきわめて新鮮であるのに対して、阿良岳層は、あまり著しいものではないが、斑晶が変質して緑泥石・緑簾石化して全体に緑色ないし暗緑色を呈し、いわゆるグリーン・タフ状になっている。これと絶対年代測定値とをあわせて考慮すると、阿良岳層は中新統に属するものと判断される。

真謝層は化石を多産する。それらの詳細については別に報告される予定であるが、とくに浮遊性微化石群に注目すると、鮮新統下～中部に相当する可能性が大きく、軟体動物化石群の指示する層準もこれと矛盾しないようである。

宇江城岳層の火山岩類について植田良夫教授は  $4.5 \times 10^6$  年、 $5.5 \times 10^6$  年の K-Ar 年代測定値を得られた。また宇江城岳層の 10 層準について行なった残留磁化測定結果は、中部の安山岩熔岩から採取した 1 試料のみが正磁極方向を示し、他はすべて逆方向に磁化していた。これらについても詳細は別に報告される予定であるが、真謝層の年代とあわせて、予察的に判断すると、宇江城岳層に卓越する逆磁極の時期は、Cox (1969) の地磁気編年における Gilbert 逆磁極期に相当するものではないかと考えられる。なお、沖縄本島南部の島尻層群上部の新里層（福田ほか 24 名, 1970）は浮石質凝灰岩に富む。その重鉱物を予察的に検討した結果、普通角閃石が 20～30% 含まれていたが、このような普通角閃石に富む火山岩は久米島からは見いだせなかった。

奥端石灰岩および北原層は宇江城岳層および下位層より成る島の核部の側縁低所に発達し、下位諸層とは著しい不整合関係をもつ。奥端石灰岩は分布範囲がせまく、その内容を十分に検討することはできなかったが、岩相が北原層の石灰岩とはやや異なり、おそらくより下位のものと考えられる。北原層主部の分布高度の上限は約 60 m で、島の西部から中央南部にかけて広く発達する段丘を構成している。このような状態は沖縄本島中部西部における読谷石灰岩 (Yontan Limestone; MacNeil, 1960) や奄美群島の徳之島における亀津層 (中川, 1967) などに酷似し、岩相もまたこれらと共通点が多い。中川 (1969 a, b) は更新世における海水準の広域的变化史にもとづいて、これらを日本列島主部の下末吉段丘を含む III 面 (中川, 1961) の構成層と考えている。奥端石灰岩はおそらくそれより古期の沖縄本島の那覇石灰岩 (Naha Limestone; MacNeil, 1960) や徳之島の糸木名層 (中川, 1967) などに相当するであろう。

## 2. 島尻層群とその基底

島尻層群の名がはじめて用いられたのは半沢 (1925) が沖縄・小笠原の含有孔虫岩について報じた時で、この際の全層序は古生層・第三紀層・隆起さんご礁・沖積層に 4 分されていて、そのうち第三紀層について島尻層群という語が使われた。

Hanzawa (1935) は喜界島・沖縄島とその属島・久米島・宮古島に分布し、青灰色泥灰岩と褐色軟質砂岩より成る地層を島尻層群 (Shimajiri Beds) と呼んだ。島尻層群は沖縄本島では古生層の上に不整合にのり、他の島では基盤となり、これより下位層は露出しないとした。この際の琉球列島の全層序は次のようであった。

Recent Deposits

Raised Coral Reefs and Raised Beach Deposits

Kunigami Gravel (国頭礫層)

Riukiu Limestone (琉球石灰岩)

Sonai Conglomerate (租納礫岩)

Shimajiri Beds (島尻層群)

Yaeyama Coal-Bearing Beds (八重山夾炭層群)

Miyara Beds (宮良層群)

### Paleozoic Formation

それ以来 Shimajiri Beds は島尻層群として用いられてきたが, Hanzawa (1956) は Shimajiri formation をその同義語であるとし, Flint *et al.* (1959), MacNeil (1960), LeRoy (1964) は Shimajiri Formation の語を用いた. しかし, 松本ら (1962), 中川 (1967), 福田ら (1970) などは島尻層群の名を用い続け, 今日に至っている.

島尻層群に含まれるものとして, 真謝・宇江城岳両層のほか, 宮古島の大神砂岩・池間砂岩・城辺(ぐすくべ)頁岩・野原(のぼる)層 (Doan, 1960), 喜界島の早町(そうまち)層 (中川, 1969 a), 久米島の阿嘉層 (福田ら, 1969), 沖縄本島南部の那覇層・与那原(よなばる)層・新里(しんざと)層 (福田ら, 1970), などの諸層がすでに区別されている. これらは岩相層位学的あるいは地域的な区分で, 島尻層群として一括されていたものが層位学的に層単位で区分され得ることを示している. しかも, 各島における島尻層群の層位関係はしだいに明らかにされようとしているので, 島尻層群 (Shimajiri Group) の名を用いることは, これを層単位の名 (たとえば Shimajiri Formation) として用いるのより, 一層有効であると考えられる.

Hanzawa (1935) は島尻層群の下底は沖縄本島北部で古生層に不整合に接しているとした. 八重山群島に分布する八重山夾炭層群は島尻層群の下位におかれたが, 両者は接していない. その後 Foster (1965) は石垣島の八重山夾炭層群を野底層 (Nosoko Formation) と呼んだ. 野底層は始新世の化石を含む宮良(みやら)層の上位にあって, 安山岩および安山岩質火山碎屑物より成り, いわゆるグリーン・タフに似る. これは Hanzawa (1935) の八重山夾炭層群の下部に相当し, 西表(いりおもて)島に石炭層を伴い, 砂岩を主とするその主部が分布する. 最近, Saito *et al.* (1973) は西表島の東部・中部を調査し, 従来の八重山夾炭層群の下部に当たる火山岩類を由布(ゆぶ)火山岩類として区別し, 八重山夾炭層群の主部のみを八重山層群と呼んだ. 両者の関係は不整合で, 由布火山岩類は石垣島の野底層に対比されるという. 野底層は始新統であることが最近判明した.

久米島の阿良岳層は, その岩相から, 石垣島の野底層に対比される. 真謝層は著しい不整合関係をもって阿良岳層にのるが, 現在までに知られている範囲内で, これは島尻層群の下位に直接する最も新期の地層であろう. 筆者らは別に宮古島の層序を調査中で, 宮古島の島尻層群には真謝層よりさらに下位に及ぶ部分の存在が予想されるが, その下限は露出していない. また沖縄本島の島尻層群にもさらに下位の層準が含まれている可能性があるが, おそらく先新第三系に直接不整合関係で接しているのであろう. 八重山層群 (Saito *et al.*, 1973) と島尻層群の直接の関係は依然として未知である.

### 3. 久米島の地質構造的位置

久米島は南西諸島の带状配列における古期火山帯に属している. 古期火山帯を特徴づけるものは新第三紀における火山活動で, その東側(外側)にあって, これを欠く古期岩帯と区別される. 古期火山帯に属す島は, 北から順に, 宇治群島・草垣島・吐藤喇列島・粟国島・久米島などで, 先島諸島への連続は不明である. 北半の島島以北ではこの帯の東部に活火山を含む新期火山帯が重なっている. 慶良間列島は古期岩帯に属し, 一般に, 渡名喜島と久米島の間これら両帯の境界があると考えられている. また琉球列島の先新第三系の带状構造について, 小西 (Konishi, 1963; 小西, 1965 など) は6帯を提唱し, 内側から順に, 甌島(おしきじま)・石垣・本部(もとぶ)・国頭・島尻・熊毛の各構造累帯と呼んだ. このうち, 石垣・本部両累帯の境界は久米島と渡名喜島の間想定されている.

渡名喜島の地質については Konishi (1964) の報告とその構造地質学的位置に関する考察がある. その中で, 渡名喜島から化石を産する古生層の存在を報じ, これによって渡名喜島が上記の本部累

帯の最も内側に位置することが論じられている。Konishiによれば、渡名喜島の上部古生界は渡名喜層 (Tonaki Formation) と名づけられ、千枚岩と苦灰岩または石灰岩の7部層より成る。また出砂島には緑色岩の厚層 (出砂緑色岩, Idesuna Greenstone) がある。これらは一般に北西方へ傾斜しているが、おそらく向斜構造の逆転した北西翼部に当たるものと解されている。渡名喜島の北部には閃緑岩 (西の森閃緑岩, Nishinomori Diorite) および斑岩類があって、後者には捕獲岩が多いという。Konishiは西の森閃緑岩の岩質が徳之島・沖永良部の花崗閃緑岩 (鈴木, 1937) や、いわゆる西南日本外帯の中新世花崗岩類に類似し、石垣島の於茂登 (おもと) 岳の花崗岩 (鈴木, 1937; Foster, 1965) とは類似していないことから、おそらく中新統に属するものであろうかと考えた。その後、徳之島の花崗岩については  $61 \times 10^6$  年、於茂登岳のものについては  $2.1 \times 10^6$  年の K-Ar 年代が得られている (河野・植田, 1966; 中川, 1967)。このほか、Konishiは渡名喜島の南端近くで、渡名喜層中に変質した斑岩の岩脈を観察している。

Konishi (1964) の研究結果にもとづいて、渡名喜島の地質のうち、久米島と何らかの関係が予想される部分をあげたが、久米島南部で、おそらく捕獲岩として見られる凝灰岩質千枚岩は、渡名喜層に由来したものである可能性がある。渡名喜島の火成岩の年代はまだ判明していないが、Konishiが予想したような中新世の貫入岩が含まれているなら、久米島の阿良岳層との関係は密接となる。いずれにしても、久米島と渡名喜島は現島弧の帯状配列および基盤 (先新第三系) の帯状構造のいずれにおいても帯の境界付近に位置している。

一方、すでに幾度も指摘されているように、沖縄群島と宮古群島の間は、島間間隔が広く、海底に島弧方向と直交する著しい地形配列が見られ、上記2種の地質構造配列もまたこの部分で不連続となっている。宮古群島と八重山群島との構造地質学的関係は小西 (Konishi 1963; 小西, 1965) によって考察されたが、なお現地において明らかにすべき多くの事項が残っていて、今後の調査・研究の進展を待たねばならないであろう。

## V. お わ り に

久米島の地質一般について記述し、関連するいくつかの事項にふれたが、南西諸島の地質という観点からすれば、なお多くの問題を残している。とくに対比については、本研究の成果にもとづいて、化石層位学・地磁気層位学・絶対年代の面からさらに検討を加え、別の機会に報告する予定である。このような問題は他の諸島とあわせて考察する必要があるが、近頃、この地方の地質研究はしだいに盛に行なわれるようになってきたので、それらの成果に期待するところも大きい。

## 引 用 文 献

- Cox, A., 1969, Geomagnetic reversals. *Science*, v. 163, p. 237-245.  
 Doan, D. B., 1966 Geology of Miyako-jima. In Doan, D. B., Pascur, J. E., and Fosberg, F. R., 1960, Military geology of the Miyako Archipelago, Ryukyu-Retto. *Intelligence Divisions, Office of the Engineer, Headquarters, U.S. Army Pacific with personals of the U.S. Geological Survey*, 214p.  
 Flint, D.E., Saplis, R.A., and Corwin, G., 1959, Military geology of Okinawa-jima, Ryūkyū-rettō, v. 5, *Geology. Intelligence Divisions, Office of the Engineer, Headquarters, U.S. Army Pacific*, 88p.  
 Foster, H.L., 1965, Geology of Ishigaki-shima, Ryūkyū-Rettō. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 399-A, p. 1-119.  
 福田 理ほか 12 名, 1969, 第4次沖縄天然ガス資源調査・研究概報. 地質調月報, v. 20, p. 101-124.  
 福田 理ほか 24 名, 1970, 第5次沖縄天然ガス資源調査・研究概報. 地質調月報, v. 21, p. 627-672.  
 半沢正一郎, 1925, 沖縄島及小笠原島の含有孔虫岩に就きて. 地質学雑誌, v. 32, p. 416-484.  
 Hanzawa, S., 1935, Topography and geology of the Riukiu Islands. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser.*

- (*Geol.*), v. 17, p. 1-61.
- Hanzawa, S., 1956, Ryu-Kyu-Riukiu Islands. *Lexique stratigraphique internationale*, v. 3, *Asie*, Fasc. 3b, p. 165-183, *Congrès Géologique International, Commission de Stratigraphie*.
- 波多江信広, 1955, 鹿児島県宇治群島および草垣島の地質. 地学雑誌, v. 65, p. 14-26.
- 河野義礼・植田良夫, 1966, 本邦産火成岩の K-A dating (V)-西南日本の花崗岩類. 岩鉱会誌, v. 56, p. 191-211.
- Konishi, K., 1963, Pre-Miocene basement complex of Okinawa and the tectonic belts of the Ryukyu Islands. *Kanazawa Univ., Sci. Rep.*, v. 8, p. 569-602.
- Konishi, K., 1964, Geologic notes on Tonaki-jima and width of Motobu Belt, Ryukyu Islands. *Kanazawa Univ., Sci. Rep.*, v. 9, p. 169-188.
- 小西健二, 1965, 琉球列島(南西諸島)構造区分. 地質学雑誌, v. 71, p. 437-457.
- 小藤文次郎, 1897, 琉球弧島の地質構造. 地質学雑誌, v. 5, p. 1-12.
- 黒岩 恒, 1898, 久米島. 地質学雑誌, v. 5, p. 409-419.
- LeRoy, L.W., 1964, Smaller Foraminifera from the Late Tertiary of Southern Okinawa. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 454F, p. 1-58.
- MacNeil, F.S., 1960, Tertiary and Quaternary Gastropoda of Okinawa. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 399, p. 1-148.
- 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. 423 p., 東京, 朝倉書店.
- 中川久夫, 1961, 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大地質古生物研邦報, no. 54, p. 1-61.
- 中川久夫, 1967, 奄美群島徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質(1). 東北大地質古生物研邦報, no. 63, p. 1-39.
- 中川久夫, 1969 a, 奄美群島徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質(2). 東北大地質古生物研邦報, no. 68, p. 1-17.
- 中川久夫, 1969 b, 琉球列島における第四紀海水準変化. 地団研専報, no. 15, p. 429-435.
- 名取博夫・福田 理・石田正夫, 1972, 沖繩および宮崎における上部新生界浮遊性有孔虫層序(予報). 石油技協誌, v. 37, p. 416-421.
- Saito, Y., Tiba, T., and Miyagi, H., 1973, Geology of Iriomote-jima, Ryukyu Islands. *Nat. Sci. Mus. Tokyo, Mem.*, no. 6, p. 9-22.
- Sasajima, S., and Shimada, M., 1965, Preliminary report of the palaeomagnetic and seismic studies on the Ryukyu Islands. *Univ. Kyoto, Coll. Sci., Mem., ser. B*, v. 32, p. 89-101.
- 鈴木 醇, 1937, 西南日本外帯及び琉球列島に発達せる花崗岩質岩石に就いて. 地質学雑誌, v. 44, p. 625-660.



# Geology of Kumejima, Okinawa Gunto, Ryukyu Islands, Japan

Hisao Nakagawa and Michio Murakami

## Abstract

Kumejima is the westernmost island of the Okinawa Gunto in the central part of the Ryukyu Islands (Southwest Islands). It lies about 90 km west of Okinawajima. Kumejima is trapezoidal in shape with a maximum length of about 12 km in a north-south direction and a maximum width of about 10 km in an east-west direction. Several islets lie off the eastern coast of Kumejima, and an emerged hooked coral reef, about 15 km long, extends eastward from near Sonamizaki.

Kumejima is one of the highest parts of the submarine ridge that parallels the Ryukyu Island Arc. The other high parts are Tonakijima and Irisunajima about 30 km east of Kumejima, and Agunijima about 25 km northeast of Tonakijima. The crest of the submarine ridge between Kumejima and Tonakijima is less than 100 m, and between Tonakijima and Agunijima is 400 to 600 m below sea level. Between Tonakijima and the Kerama Islands the sea bottom abruptly rises in a saddle shape to a depth of less than 150 m from about 800 m on the northeast and gently rises from 1,000 m on the southwest. The sea bottom is shallow between the Kerama Islands and the southern part of Okinawajima with a depth of less than 100 m.

The highest point of Kumejima is 326 m above sea level. Kumejima consists of coastal lowlands, coastal terraces and mountainlands. The terraces are especially well developed in the western part of the island and are composed of limestones, sands and gravels. The central part of the island is composed of igneous rocks and marine sedimentary rocks which form a basement for the terrace and coastal lowland formations. The lowest member of the basement rocks, the Aradake Formation, is exposed in the southern and eastern parts of the island. It consists of volcanic, hypabyssal and pyroclastic rocks, which are overlain by marine sandstone and sandy siltstone of the Maja Formation. The Maja Formation is overlain conformably by volcanic rocks of the Uegusukudake Formation.

Three levels of terraces are distinguished. The highest one is found in the northern part of the island between 80 and 100 m above sea level and is soil covered. The middle terrace is prominent in the western part of the island, and consists of loose limestone which grade into gravels inland. Where it occurs in the northern and southern parts of the island, it is composed of sands and gravels. The altitude of the middle terrace ranges from 20 to 50 m in the western part of the island but in the central part of the southwestern coast its denudational surface extends up to 80 m in altitude. Patches of lower terrace are scattered along the coast of the island. They have a veneer of sand and gravel. The limestone and sand and gravel of the middle terrace are named the Kitahara Formation. No specific name is given to the deposits on the lower terrace. Another limestone, named the Oha Limestone, overlies the Maja Formation on Ohajima, off the eastern coast of Kumejima. It can be distinguished from the limestone of the Kitahara Formation by its compactness and because it is coarsely recrystallized, a feature which is probably due to the difference in the age.

The coastal lowlands are covered by Holocene limestone, beach sand, dune sand and gravel.

The stratigraphic sequence of Kumejima is shown in Table 1.

The Aradake Formation occurs in the southern and eastern parts of the island. Its type locality is at Aradake where it consists of andesite, dacite, andesite and andesitic tuff breccia, named from bottom to top. The lower andesite is equigranular two-pyroxene lava overlain by pyroclastic rocks. The upper andesite is partly autobrecciated two-pyroxene lava. The rocks have a pale green color due to the alteration of the phenocrysts to chlorite and epidote. To the north of the type locality, a tuff breccia occurs beneath the above-mentioned succession. At Sonamizaki in the eastern part of the island, the andesite of the Aradake Formation includes abundant xenoliths. The whole succession of volcanic rocks of the Aradake Formation is more than 300 m in thickness.

In the southeastern part of the island, augite-hornblende porphyry occurs to the east of the type locality of the Aradake Formation. It is named the Tokujimu Porphyry Member of the Aradake Formation and its type locality is at Tokujimu. At the type locality it is a hornblende porphyry including xenoliths of sandstone and rhyolite. Columnar joints are well developed there. North of Shimajiri, the phenocrysts are hypersthene and augite and the lithology is approximately that of diorite. The porphyry is intruded

into the volcanic rocks of the main part of the Aradake Formation.

The type locality of the Maja Formation is in the vicinity of Maja. It unconformably overlies the Aradake Formation and occurs in the eastern and northern parts of the island. It consists mainly of sandstone with sandy siltstones and conglomerates. The lowest part is exposed along the southern coast of Sonamizaki to the southeast of Maja, there the sandy siltstone is covered by sandstone which is in turn overlain by an alternation of sandstone and sandy siltstone. These three beds which are about 100 m in thickness abut on the andesite of the Aradake Formation. In the east central part of the island the above-mentioned beds are overlain by layers of sandstones attaining about 100 m in thickness. A layer of fine-grained sandstone with calcareous concretions is found at their base. The sandstones are intercalated with a fine tuff in the lower part and with a pumiceous tuff in the upper part. The tuffs aid in tracing the succession of sandstones into the northern part of the island. The sandstones are overlain by silty sandstone, which is conformably overlain by the Uegusukudake Formation. In the east central part of Kumejima, the upper part of the Maja Formation abuts on the Aradake Formation at various horizons, where the marginal conglomerates are developed. In the northern part of the island, the upper part of the Maja Formation is well exposed on the coastal cliff between Aka and Nakandakari. The thickness of the sandstone above the pumiceous tuff found in the upper part of the sandstones in the east central part increases up to about 100 m in the northern part. The Maja Formation yielded many fossils. They are Mollusca, Foraminifera, Ostracoda and calcareous nannoplanktons as shown in Table 2. In the sandstones of the upper part, the shells of *Ostrea* and *Chlamys* are concentrated at several horizons in shell beds.

The Uegusuku Formation has its type locality between Uegusuku and Uegusukudake and occurs in the northwestern part of the island. On the scarp of the higher terrace at Uegusuku, the sandy siltstone of the upper part of Maja Formation contains some lapilli and underlies the tuff breccia of the lower part of the Uegusukudake Formation, which is covered by the basaltic lava. The basaltic lava is found also in the west central part of the island, and near Kanegusuku and Kadekaru a olivine-bearing two-pyroxene andesite and tuff breccia occur beneath it. The Uegusukudake Formation consists mostly of two-pyroxene andesite and tuff breccia, which are intercalated with another olivine-bearing two-pyroxene basalt in the middle part. Platy joints are well developed in the andesite of the middle part of the Uegusukudake Formation. Several dikes of andesite and rhyolite intrude the volcanic rocks of the Uegusukudake Formation in the northernmost part of the island. They are thought to be related to the andesite mentioned above and are included in the Uegusukudake Formation. Along the southern and eastern coasts of Onoshima, columnar jointed andesite dikes are exposed on the beach and are also included in the Uegusukudake Formation. The total thickness of the Uegusukudake Formation attains to more than 300 m. In the east central part of the island the Uegusukudake Formation rests directly on the Aradake Formation.

The Oha Limestone is exposed only in Ohajima and Ichunja, an isolated rock north of Ohajima. It overlies the Maja Formation unconformably. The limestone consists of corals, algae, foraminifers, molluscs and other calcareous organic remains. It is well indurated and coarse grains of calcite have grown by recrystallization.

The Kitahara Formation has its type locality at Kitahara in the western part of the island. The formation is distributed widely in the western part and sporadically in the southern and northern parts of the island. It consists mainly of loose limestone with conglomerates. The limestone is composed of foraminifers, algae, corals, bryozoans, molluscs and other calcareous organic remains, and grades into sand and gravel toward the base and margin of the formation. The Kitahara Formation is the middle terrace formation. The height of distribution of the limestone is limited to below 50 m, though that of the conglomeratic facies attains to about 80 m above sea level.

The lower terrace occurs sporadically around the island. The terrace deposits are largely sands and gravels. On the north of Higa and Janado in the eastern part of the island, the lower terrace formation consists of talus deposits.

The coastal area is covered by Holocene deposits. They include emerged reef limestone, beach sand and gravel, beach rock and dune sand. The Holocene deposits consisting of gravel and silt are also found along the valley of the Kadekaru River. The present coral reefs and off-shore bars are developed beside them.

The volcanic and hypabyssal rocks of the Aradake and Uegusukudake formations have been dated by the K-Ar method by Professor Ueda of Tohoku University. Two-pyroxene andesite specimens from Madomari and Aka were dated as  $6.51 \times 10^6$  and  $17.7 \times 10^6$  years ago, respectively. The specimen of Tokujimu Porphyry Member taken from Shimajirizaki was  $12.6 \times 10^6$  years ago. The specimens of andesite of the Uegusukudake Formation taken from two horizons at its type locality were dated as  $5.5 \times 10^6$  and  $4.6 \times 10^6$  years ago.

Paleomagnetic examination was made on the Aradake and Uegusukudake formations. The polarity of thermal remanent magnetization of the specimens measured from the Aradake was normal field, and from the Uegusukudake was reversed field except for one which had a normal field direction. The results of the absolute age determination and magnetostratigraphy will be given in detail in another publication.

Paleontological evidence indicates that the Maja Formation is Pliocene, possibly Early Pliocene. The Uegusukudake Formation is also Pliocene as indicated by the K-Ar method of dating. The prevailing reversed direction of the magnetic field recorded in the Uegusukudake Formation is considered to be of the Gilbert Reversed Polarity Epoch of Cox (1969). The age of the Aradake Formation unconformably underlying the Maja Formation is estimated to be Miocene though the acceptability of the K-Ar ages remains uncertain.

Hanzawa (1925, 1935) named the Pliocene sedimentary rocks along with the volcanic rocks in the Ryukyu Islands including those of Kumejima the Shimajiri Beds. The Shimajiri Formation is synonymous with Shimajiri Beds (Hanzawa, 1956). The authors revise the Shimajiri Formation to the Shimajiri Group, because the term Shimajiri Beds has been used sometimes as a group name, and stratigraphic division of the Cenozoic of the present area is now in progress and subdivisions of the Shimajiri Beds are expected. The Shimajiri Group comprises the Maja and Uegusukudake formations in Kumejima. The Pleistocene limestones of the Ryukyu Islands and Taiwan were named by Yabe and Hanzawa (1930) the Ryukyu Limestone and the terrace deposits including surficial soils were called by Hanzawa (1935) the Kunigami Gravel. MacNeil (1960), who revised the stratigraphy of the Ryukyu Limestone and Kunigami Gravel of Okinawajima, proposed the name of Ryukyu Group for them. The Oha Limestone, Kitahara Formation and the lower terrace deposits of Kumejima are included in the Ryukyu Group.

The geologic structure of Kumejima is not complicated except for part of the Aradake Formation. Kuroiwa (1898) reported the occurrence of "Schalstein" at altitude of 200 m along the pass from Shimajiri to Aradake. Intensely weathered tuffaceous phyllitic rock is exposed there in narrow area close to the Tokujimu Porphyry Member. Because of poor exposure the occurrence could not be studied in detail, but a close relation to the intrusion of porphyry is strongly suggested from the location of the exposure. It might be a xenolith caught in the porphyry because the lithology is suggestive of the basement beneath the Aradake Formation.