

550(528.3)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

宮古島(19)第7号

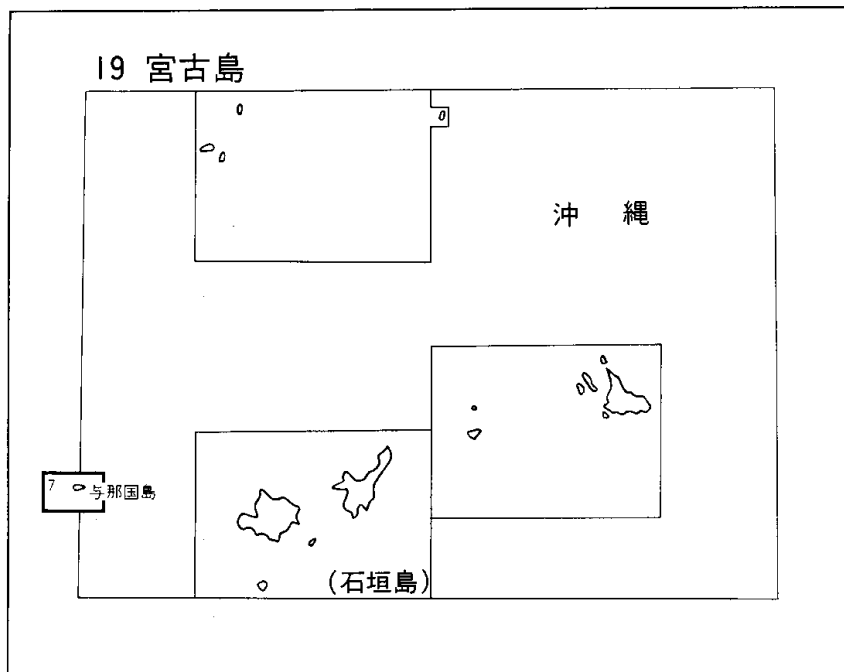
与那国島地域の地質

矢崎清貫

昭和57年

地質調査所

位置図



()は1:200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	16
III. 八重山層群	22
III. 1 西崎層	23
III. 2 久部良岳層	25
III. 3 比川層	27
III. 4 新川鼻層	29
IV. 琉球層群	30
IV. 1 ドナン層	33
IV. 1. 1 久座部層	33
IV. 1. 2 峠石灰岩	34
IV. 2 トウング田層	35
IV. 2. 1 帆安部層	36
IV. 2. 2 田原川石灰岩	38
IV. 3 サンニヌ台層	38
IV. 3. 1 含礫砂層	39
IV. 3. 2 馬鼻石灰岩	40
V. 完新世堆積物	42
V. 1 祖内石灰岩	42
V. 2 風化土壌	43
V. 3 砂丘堆積物	44
V. 4 氾濫原堆積物及び段丘堆積物	44
VI. 地質構造	44
VI. 1 断層系	44
VI. 2 走向・傾斜	46
VI. 3 傾動運動	46
VI. 4 背斜・向斜	47
VII. 琉球層群の岩相変化と堆積環境	47
VII. 1 岩相変化	47
VII. 2 堆積環境	50
VIII. 応用地質	51
VIII. 1 石材	51

VIII. 2 土壤	51
VIII. 3 水理	52
文 献	52
Abstract	54

付 図 ・ 付 表 ・ 図 版 目 次

第1図 与那国島の地名	1
第2図 与那国島周辺の海底地形	2
第3図 与那国島周辺部の海底地形と海底地形断面	3
第4図 与那国島周辺の底質	4
第5図 与那国島の地形構造区分図	4
第6図 峠付近からみた宇良部岳	6
第7図 西崎からみた久部良—与那国岳地壘状山地	6
第8図 潮原台地からみた久部良—与那国岳地壘状山地北側の断層崖	7
第9図 浦野台地からみた田原川溝状凹地東端近くの水田及び湿地帯	8
第10図 島のほぼ中央部にある旧島仲部落	8
第11図 サンニヌ台溝状凹地の帆安南部水田耕地	9
第12図 満田原凹にみられるため池水田	9
第13図 天蛇鼻台地の断層崖	10
第14図 天蛇鼻北斜面における垂直に切立った断層崖	10
第15図 天蛇鼻からみた祖内部落と浦野台地	11
第16図 浦野台地から潮原台地を望む	11
第17図 久部良原台地からナン原台地を望む	12
第18図 西崎から久部良台地を望む	13
第19図 宇良部岳西方斜面にみられる高位平坦面	13
第20図 与那国島の標高別地形区分図及び地形断面図	14
第21図 比川部落南岸の砂浜海岸	15
第22図 新川川口付近の岩礫浜海岸	15
第23図 サンニヌ台付近の海岸	16
第24図 久部良港から西崎を望む	20
第25図 八重山層群地質柱状図	22
第26図 久部良割西方海岸にみられる西崎層の模式地	23
第27図 西崎層と馬鼻石灰岩との傾斜不整合	24
第28図 天蛇鼻の断層崖にみられる久部良岳層と馬鼻石灰岩との不整合関係	25
第29図 久部良岳層模式地付近（ヌルガン海岸）における互層の状況	26

第30図	天蛇鼻にみられる久部良岳層中の薄い白色凝灰質頁岩	26
第31図	比川層下部の砂岩勝ちの砂岩頁岩互層	27
第32図	新川鼻層模式地である新川鼻の断崖	29
第33図	琉球層群の地質柱状図	31
第34図	ヌルガン付近におけるドナン層と八重山層群久部良岳層との不整合	32
第35図	久部良部落南部丘陵地にみられるドナン層とトウング田層の不整合	33
第36図	峠付近における峠石灰岩の地質柱状図	34
第37図	峠付近にみられる重層群比川層と峠石灰岩との関係	35
第38図	帆安付近の採土場切羽におけるサンニヌ台層の含礫砂層，トウング田層帆安部層との不整合関係	36
第39図	琉球層群の地質柱状と地下水坑井地質柱状図とを総括した層序断面	37
第40図	久部良部落付近でみられる八重山層群と馬鼻石灰岩の不整合関係	39
第41図	久部良原台地にみられる馬鼻石灰岩と八重山層群の不整合	40
第42図	馬鼻石灰岩中の群体サンゴ礫	41
第43図	大迫海岸にみられる祖内石灰岩と尾手久一東崎山地の八重山層群	42
第44図	桃田原からナン原台地にかけてみられる風化土壌と馬鼻石灰岩との不整合	43
第45図	与那国島の地質構造図	45
第46図	琉球層群の岩相図	48
第47図	琉球層群各累層別の岩相変化	49
第48図	琉球層群の堆積環境の目安となる鍵層	51
第49図	帆安付近における帆安部層の採土場	52
第1表	与那国島の層序表	18
第2表	地質総括表	19
第3表	与那国島の琉球層群層序区分表	51
第I図版	峠石灰岩の薄片写真	
第II図版	田原川石灰岩の塊状部の薄片写真	
第III図版	田原川石灰岩の層状部の薄版写真	
第IV図版	田原川石灰岩の薄片写真	
第V図版	田原川石灰岩上部にみられる細粒石灰砂岩薄片写真	
第VI図版	馬鼻石灰岩の薄片写真	
第VII図版	馬鼻石灰岩の薄片写真	
第VIII図版	馬鼻石灰岩中のサンゴ礁の薄片写真	
第IX図版	祖内石灰岩の薄片写真	
第X図版	祖内石灰岩の薄片写真	

与那国島の地質

矢崎 清 貫*

この地質研究報告は、昭和52年から53年度にわたっての野外調査の結果をまとめたものである。

調査研究に当たっては、沖縄総合事務局農林水産部土地改良課黒川陸生氏から地下水関連の試錐資料を頂き、現地においては日本工営株式会社小島尚三氏から種々の御協力を得た。また本報告をまとめるに当たって、琉球大学理工学部木村政昭助教授並びに東洋石油開発株式会社中川洋氏から多くの御意見を頂いた。各氏に対して、深甚なる謝意を表する。

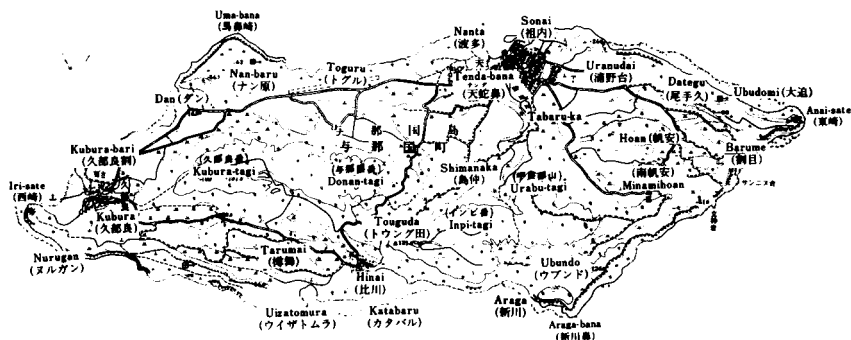
地名について

与那国島は1390年以前は、一つの首長国を形成していたこともあって、特有な文化が今日に至るまで引きつがれている。特に地名については、与那国首長国→琉球国→与津藩を経て、1879年沖縄県に包括されている歴史的な経過のなかで、ドナン→ヨナグニ→与那国島となり、ウラプウタギイ→宇良部岳→宇良部山と言うような本土的（大和的）な呼称名が5万分の地形図に示されている。しかし、現地においては従来通りの地名例えば5万分地形図に示されている東崎を「アナイサアテ」と呼んでいるように多くの地名が、与那国特有な呼称名で表現されているので、本説明書においては第1図に示すように現地名をそのまま踏襲する。

I. 地 形

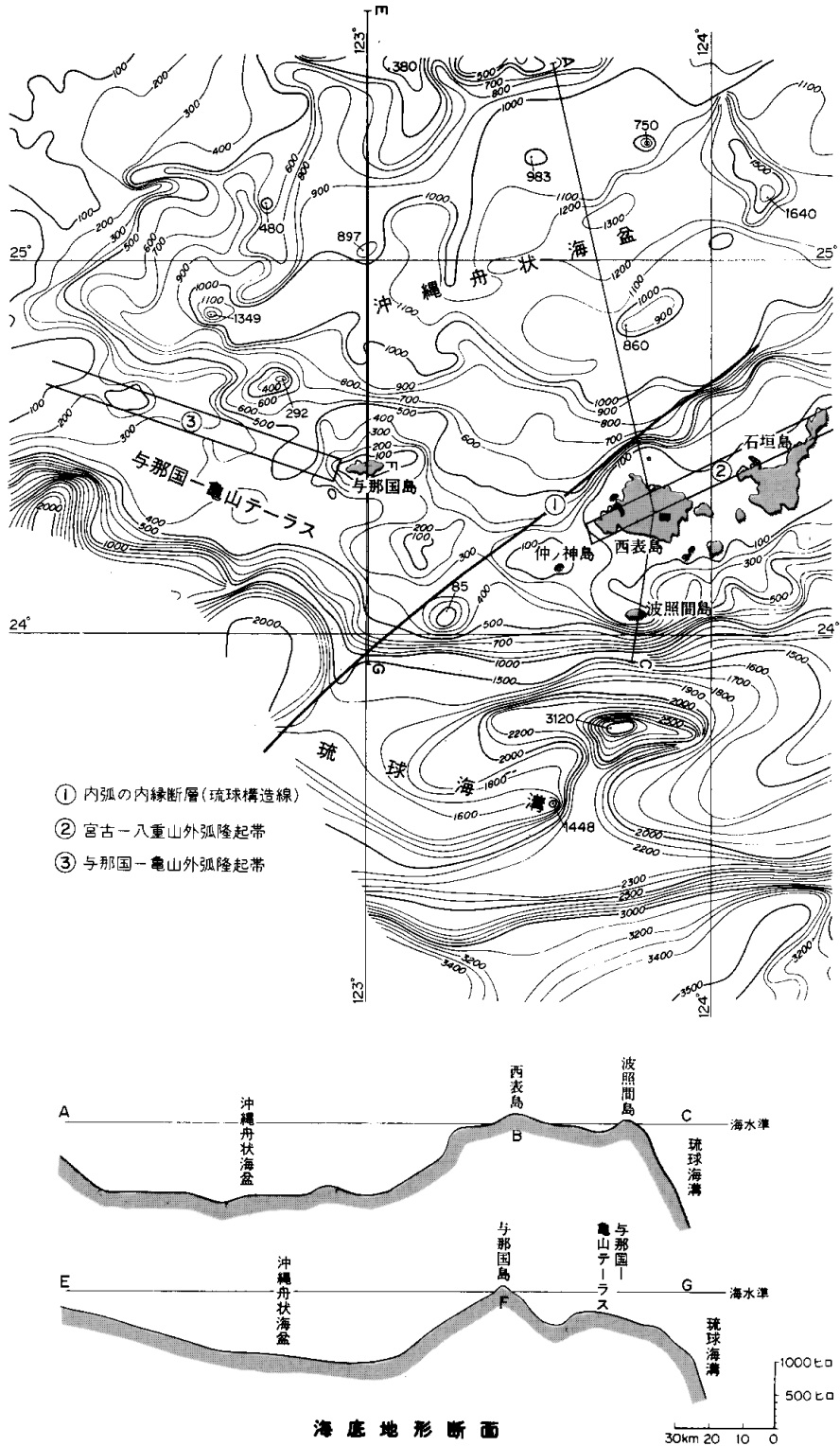
本図幅地域は、東経 122°52'30" から 123°07'30"、北緯 24°20' から 24°30' に区切られた区画に相当す

八 重 山 列 島



第1図 与那国島の地名 この地図は国土地理院発行の5万分の1地形図「与那国島」を使用したものである

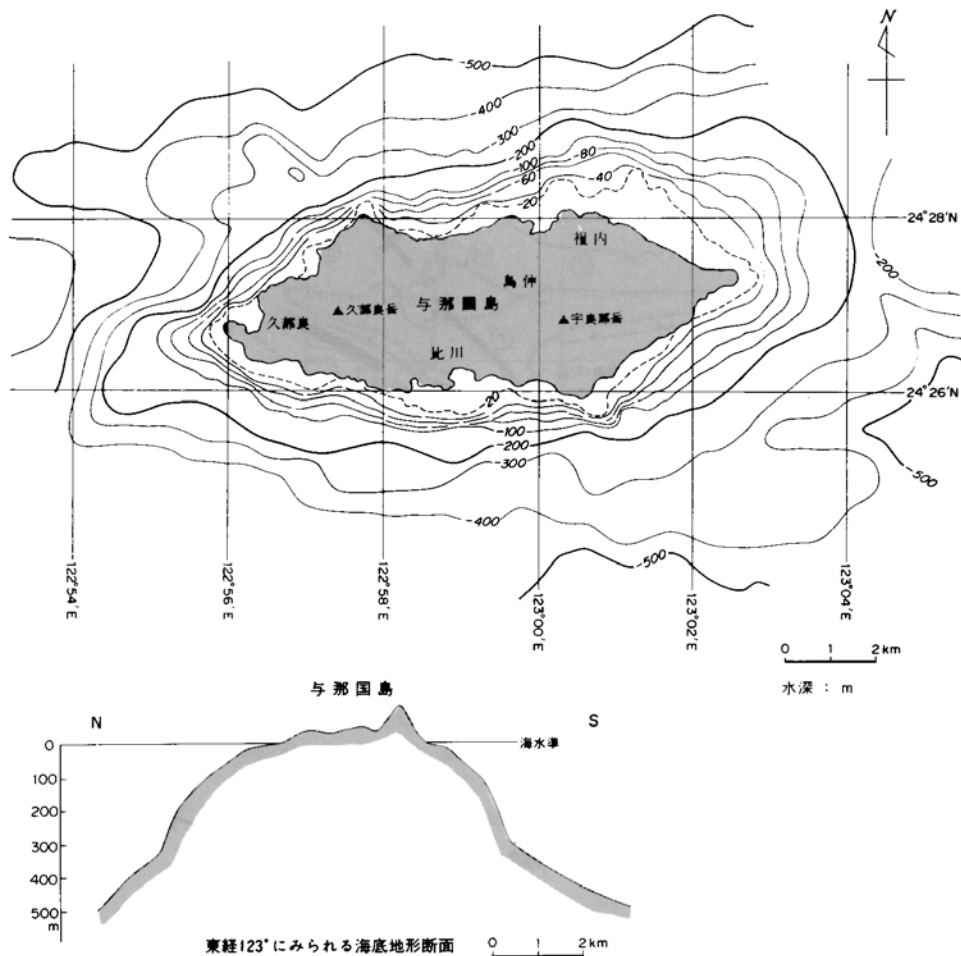
* 燃料部



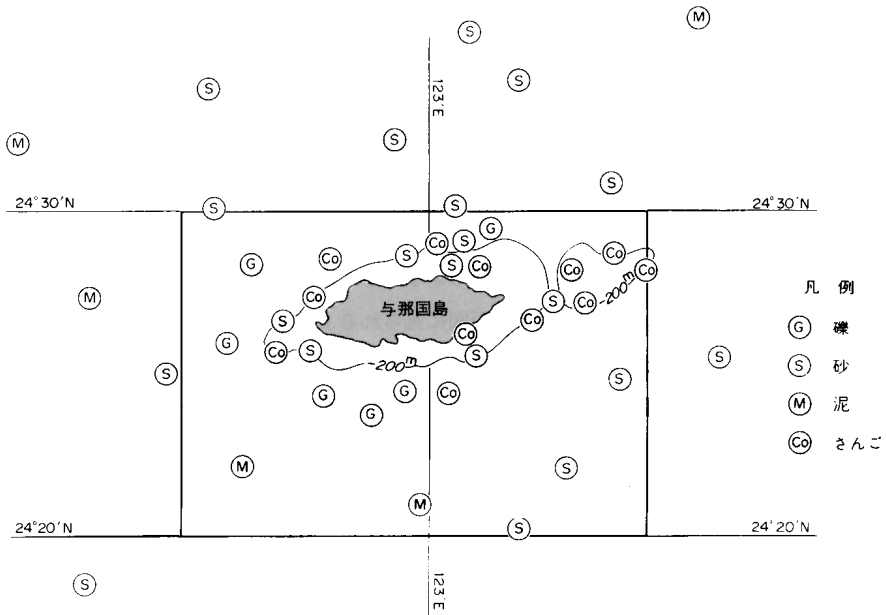
第2図 与那国島周辺の海底地形 (Contour Position Plotting Sheet BC-2405 N, 1952, Secretary of U.S.Navy より) 単位: fathom

る。本区画のなかの陸上部は、与那国島だけである。与那国島は南西琉球に属し、本邦の最西端にある国境の孤島で、西表島から西北西に63 km、台湾の大南澳まで110 kmである。島の周囲は 27.491 km・面積 28.52 km²である。島形は東西に11 kmと長く、南北に4 kmと狭い、ちょうど葉緑樹の葉のような形である、本島は行政的には、沖縄県八重山郡与那国町で、納内(Sonai)・久部長(Kubura)及び比川(Hinai)の3つの集落に、2,153人(昭和50年度国勢調査)が生活している。町の行政的な中心は、納内部落である。

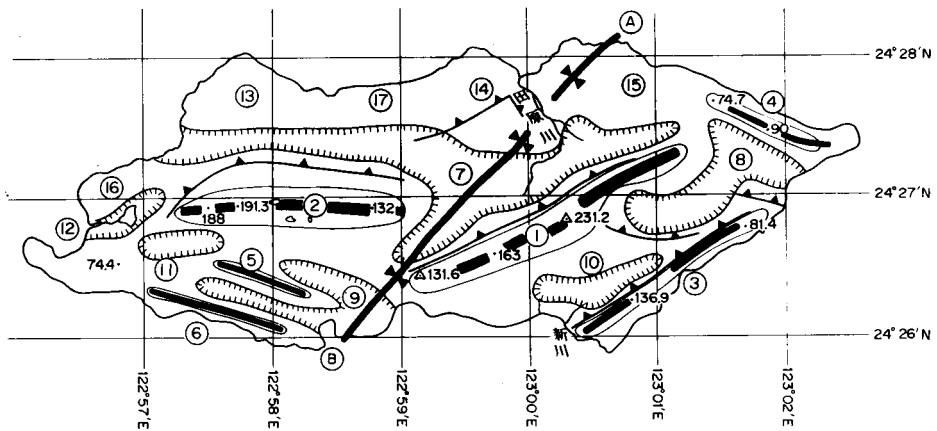
本図幅地域の周辺部の海底地形は、第2図で明らかなように島棚と考えられる範囲は西表島及び石垣島らに比較して極端に狭いものに対して、地形断面図に見られるように、与那国一亀山テラスは幅が広い特徴がある。石垣島及び西表島北西海域10 km内外のいわゆる内弧の内縁に相当する付近から、仲の神島西方20 km内外の海域を経て琉球海溝に達するほぼNE-SW方向の断崖状の海底地形が見られ、坊城・矢崎(1972)らの指摘する琉球構造線に対応するものと推定される。この断崖状の海底地形域は、仲の神島西方20 km内外の海域で、南西琉球島弧と斜交状に交わる。この断崖状地形域を境として、ほ



第3図 与那国島周辺部の海底地形と海底地形断面(水路部海図1206八重山列島より)



第4図 与那国島周辺の底質（水路部海図1206八重山列島より）



- 凡例
- ① A—B 祖内—比川低下帯
 - ① 宇良部—インビ岳山地
 - ② 久部良—与那国岳山地
 - ③ サンニヌ台—新川鼻山地
 - ④ 尾手久—東崎山地
 - ⑤ 樽舞丘陵地
 - ⑥ ウイザトムラ丘陵地
 - ⑦ 田原川溝状凹地
 - ⑧ サンニヌ台溝状凹地
 - ⑨ 比川田原凹地
 - ⑩ ウフンド凹地
 - ⑪ 満田原凹地
 - ⑫ 久部良凹地
 - ⑬ ナン原台地
 - ⑭ 潮原台地
 - ⑮ 浦野台地
 - ⑯ 久部良原台地
 - ⑰ 桃田原
- 山地及び丘陵地
 溝状凹地及び凹地
 断層崖
 低下帯

第5図 与那国島の地形構造区分図

ぼ東北東-西南西を示している南西琉球島弧は西北西-東南東へ島弧方向を転位させている。すなわち、東北東-西南西方向を示していた宮古—八重山外弧隆起帯は、この断崖状海底地形域を境として、西北西-

東南東方向に変移し、与那国一亀山(台湾)外弧隆起帯を形成させる転移会合部に相当している、このほか、E-W 方向並びに NW-SE 方向にも断崖状の地形域が幾つか確認されるが、上述した NE-SW 方向のものに比較すると軽微なものである。

島の周辺部の海底地形を見ると、第 3 図に見られるように際立った平坦地形は識別できないが、わずかに島の北東側に水深-20 m 内外の平坦面が認められる。その他の浅海域では、島棚が浅で比較的急勾配を呈し、むしろ水深-400m 以深の島棚斜面にやや緩斜面を呈している。

第 4 図は、本島周辺部において実施された水路部の底質調査結果(海図1206)である。これによると、ほぼ水深-200 m までは「さんご」底質が多いのに対して、それより以深では大部分が礫・砂及び“どろ”によって構成されていることが判然としている。このことは、南西諸島の“さんご”底質の概略的なものよりやや深い。したがって、後述する地質構造との関連も考慮する必要があるように考えている。

陸上部の地形の骨格を構成する要因は、既に黒川ほか(1979)が指摘しているように基盤岩である八重山層群の上昇期以後、琉球層群堆積時にかけて継続的に発生した断裂系によって、現地形が形成されていることから、地形は複雑な様相を呈している。第 5 図は、本地域における地形構造区分図であるが、この図でも明らかなように、二つの地壘状山地と、これを区切る低下帯・山地周辺を取り囲む凹地及び北部地域の大部分を形成する台地状地形域に区分される。

山地及び丘陵地 本島には、第 5 図に示すように二つの地壘状山地と、二つの帯状山地及び二つの小丘陵が認められる。

二つの地壘状山地は、地域東方にある①宇良部一インピ岳地壘状山地と、地域西方にある②久部良一与那国岳地壘状山地である。この二つの地壘状山地は、④-⑥祖内一比川低下帯によって東と西とに区分されているが、本地域の地形上の骨格をなすものである。二つの帯状山地には、地域東南部の海岸山地を形成する、③サンニヌ台一新川鼻帯状山地と、地域東北部の海岸山地を形成する、④尾毛久一東崎帯状山地がある。二つの丘陵地は、地域西南部の海岸線にほぼ平行した、⑤樽舞丘陵地及び、⑥ウイザトムラ丘陵地がある。

宇良部一インピ岳地壘状山地は、本地域東部にあって本島地域で最も高い標高(231.2m)を示し、第 6 図に見られるような美しい山状を示すことから別名ドナン富士とも呼ばれる宇良部岳(5 万分の 1 地形図では、宇良部山としているが、現地並びに古資料によると岳として扱っているので、本図幅では従来通りの岳として踏襲した)・インピ岳(163m)・比川部落北側の標高131.6 m の山地及び宇良部岳東北東の帆安北部の山地からが含まれる。

久部良一与那国岳地壘状山地は、第 7 図に見られるように本地域の中央部から西方にかけて連なる山地で、本地域で 2 番目に高い標高を示す久部良岳(191.3m)・その西隣の標高 188 m の山地(本島で 3 番目に高い山地)及び与那国岳(標高132m)らの山地が含まれる。

これらの山地の配列方向は、第 5 図に示す祖内一比川低下帯を境にして、それぞれ異なった方向系列を示している。すなわち東部地域の第 5 図に示す①及び③の山地では、東北東-西南西の方向を示し、南西部地域の②・⑤及び⑥の山地はほぼ東-西方向を示している。このように五つの山地及丘陵地の配列方向は、祖内一比川低下帯により明瞭に区分されるが、東北部の④の山地は西北西-東南東方向を示し、



第6図 峠付近からみた宇良部岳（標高231.2m）



第7図 西崎からみた久部良一与那国岳地壘状山地（峰が東西によく連なっている）

東部地域の①及び③の系列と交差する方向を示している。このことは東部地域の東北部と、南西部とは異なった構造配置の上に形成されている疑いがあることから、別な地塊と考えられる。

以上各山地及び丘陵地の位置・標高及び配列方向などについて述べたが、本地域に見られるすべての山地及び丘陵地に共通した一つの規則性がある。すなわち各山地及び丘陵地の北側斜面は、高角度を示すのに対して、南側斜面は低角度である。この理由としては、北側斜面の大部分が第8図に見られるような断層崖に相当することからである。このように北側が急斜面で南側緩斜面であることから、いわゆるケスタ状の地形を呈していると言われている。したがって、ケスタ状山地の地域全般にわたる広域的な傾動運動が推定される。



第8図 潮原台地からみた久部良一与那国岳地壘状山地北側の断層崖

祖内一比川低下帯 祖内部落東北部の浦野台地から田原川上流域・島沖部落及びトウング田を経て比川髭部落に達する東北-西南方向を示す幅 500-1,000 m 内外の帯状の地溝帯である。この地溝状の低下帯については、YOSHIWARA (1901) が指摘しているように、宇良部岳山地と久部良岳山地の二つの山地が琉球石灰岩の形成によって連結したものであるが、二つの山地の岩質並びに珊瑚礁平野の幅員らの広い狭いの相違が顕著なことから断層を認めていた地域に相当する。

凹地 第5図で明らかなように本地域の山地と丘陵地及び台地に挟まれる地域には、いわゆる地溝状の溝状凹地及び陥没性の小規模な凹地状の地形域が形成されている。このうち特に顕著なものは、ほぼ東西に連なる地域北部の潮原一ナン原の両台地と、久部良一与那国岳及び宇良部一インピ岳両地壘状山地に挟まれる田原川溝状凹地(矢崎, 1979)・宇良部一インピ岳地壘状山地と、サンニヌ台一新川鼻帯状山地北部に挟まれるサンニヌ台溝状凹地(矢崎, 1979)の二つのほぼ東西に長い溝状の地形域がある。陥没性の小規模な凹地には、久部良一与那国岳地壘状山地と樽舞丘陵地及びウイザトムラ丘陵らに挟まれて、二条のほぼ平行した満田原凹地と比川田原凹地らがある。このほか小規模のものには、久部良一与那国岳山地と久部長原台地に挟まれる地域には久部長凹地が形成されている。

田原川溝状凹地は、本島のほぼ中央部にあつて東西 6 km, 幅 0.5-1 km 内外の東-西に長い地溝状のチャンネル状地形を示し、本地域で最も顕著なものである。東端は、第9図で見られるような田原川上流に達し、幅の広い水田及び湿地帯が形成され、宇良部一インピ岳地壘山地の高まりによって区切られている。西側への延長は、本地域の中央部に相当する第10図の旧島仲部落を経てダン浜に達している。このチャンネル状地域のうち旧島仲部落付近は、祖内一比川低下帯とのからみもあつて、最も幅の広い地域に相当し、西方へは幅が狭くなる。

サンニヌ台溝状凹地は、第5図の㊸で示すもので、島の東北部にあつて宇良部一インピ岳地壘状山地



第9図 浦野台地からみた田原川溝状凹地東端近くの水田及び湿地帯



第10図 島のほぼ中央部にある旧島仲部落
(1948出年頃までは一つの部落として存在していた)

及びサンニヌ台—新川鼻帯状山地らの配列方向，すなわち東北東-西南西を示し，長軸 2 km，幅 0.5 km 内外の地溝状凹地地形域に相当する．東北端は，割目(バルメ)海岸から，第11図に示す帆安(ホアン)耕地に達し，田原川溝状凹地と峠を境にして接している．

ウブンド凹地は，前述したサンニヌ台溝状凹地の西南西方向への延長上と考えられる，新川上流域に



第11図 サンニヌ台溝状凹地の帆安南部水田耕地



第12図 満田原凹地にみられるため池水田

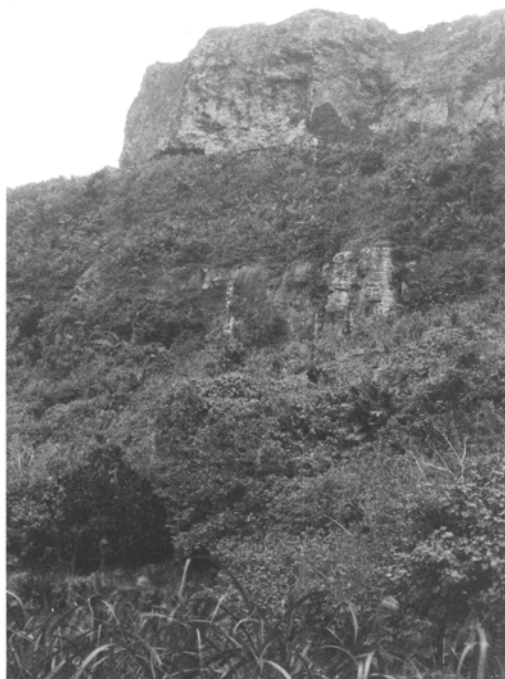
見られる凹状地形域に相当する。この凹地は、東北東-西南西方向を示し長軸 1.5 km、幅 0.3 km 内外の小規模な地溝状の凹地である。

比川田原凹地は、比川部落西方にほぼ東-西方向を示す二条の凹地地形域に相当するもので、延長方向に 1.5 km、幅 0.2-0.3 km の幅の狭い凹地である。

蒲田原凹地は、前述した北川田原凹地の西への延長部に相当するもので、ほぼ東-西方向を示し、延長



第13図 天蛇鼻台地の断層崖（祖内部落より）



第14図 天蛇鼻北斜面における垂直に切立った断層崖
山頂の露岩は馬鼻石灰岩。樹木の多い中腹は八重山層群久部良岳層

方向に 1 km，幅 0.3 km の凹地状の地形を形成し，第12図のような水田が見られる。

久部良凹地は，久部良部落東方の久部良川沿いに見られる凹地で，東北東-西南西方向を示し，長軸 1 km，幅 0.3 km 内外の凹地である。

以上述べたチャンネル状の溝状凹地及び小規模な凹地地形の形成要因については，石灰岩地域特有の陥没ドリーネとの関連もあるが，大部分は断層に伴う構造的凹地と見なされる。

断層崖 前述した地壘状山地及び地溝状凹地地形域の縁辺部，特に北側-北西斜面には，ほぼ山地状に平行した断層崖が発達している。特に宇良部-インピ岳地壘状山地の北西斜面・久部良-与那国岳地壘状山地の北側斜面及び第13図で見られるような大蛇鼻台地の両翼斜面らに標式的に発達している。このほか，サンニヌ台-新川鼻帯状山地の北西斜面及びサンニヌ台溝状凹地の南縁部らに確認される。これらの断層崖の多くは，第14図に見



第15図 天蛇鼻からみた祖内部落と浦野台地（祖内部落は与那国島行政の中枢）



第16図 浦野台地から潮原台地を望む 手前は波多港の離水海岸

られるように垂直に近く産高 25-50m 内外を示す。この崖線は連続して追跡できるが、地域東部では直線的であるのに対して、西部では湾曲している。

台地及び平坦面 本地域の北部海岸線に沿って、幅 1-2 km の台地及び原野が東から西へ浦野・潮原・桃田原・ナン原及び久部良原らが、帯状に発達している。

浦野台地は、第15図に示すように祖内部落東部から尾手久一東崎帯状山地へ連なる標高 20-59 m にか



第17図 久部良原台地からナン原台地を望む（南側へわずかに沈む傾動化がみられる）

けての台地である。

潮原は、田原川より西、トグル浜の東方砂丘地に挟まれ、標高 20-39m にかけての台地状の原野である。形状は、第16図で明らかなようにややドーム状を示している。

桃田原台地は、潮原台地とナン原台地に挟まれる台地で、本地域で最も低い標高 20m 以下の台地である。この台地は、本地域で最も広くかつ平坦であることから、与那国空港として活用されている。

ナン原台地は、与那国岳より北西方向へ張り出した半島状の台地で、大部分は標高 20-39m の台地であるが、一部は標高 40-59 m を示す部分も含まれる。台地は、第17図に見られるように半島の先端部馬鼻崎で切立った海蝕崖を示し、南はゆるい緩斜面が見られることから、軽微な南への傾動化が見られる。

久部良原台地は、久部良部落北東部にあつて、主として標高 20 m 以下の平坦台地であるが、北西海岸線突出部付近には標高 20-39m 内外の平坦面が見られ、第18図で見られるように北側の海岸線が高く南東へ暖斜する傾向が見られ前述したナン原台地と同様な軽微な傾動化が認められる。

以上は、主として北部海岸線に沿って帯状に発達する低位の台地及び平坦面であるが、内陸部にも幾つかの台地状平坦面が識別できる。このうち本地域全般にわたってほぼ共通しているものは、標高、20-39m・40-59 m 及び 60-79m の平坦面である。このほか地域的に限定されるものとしては、宇良部ーインピ岳地壘状山地の南東斜面から西方斜面にかけて見られる第19図のような幅の狭い平坦面が識別される。この平坦面は、本地域において最も高位の平坦面で標高は 100-120m 内外である。

これらの台地及び平坦面を、標高別及び地形断面らを考慮して地形区分をしたものが、第20図である。これによると、天蛇鼻付近に見られる標高 40-59m の台地平坦面・ナン原台地平坦面の標高 20-39 m 及び桃田原台地平坦面の標高 20 m 内外の台地らが、本地域で最も広い台地状平坦面を形成している。このほか、地形断面③・④に見られるものとして、与那国岳南斜面の標高60-70m内外の平坦面及び久



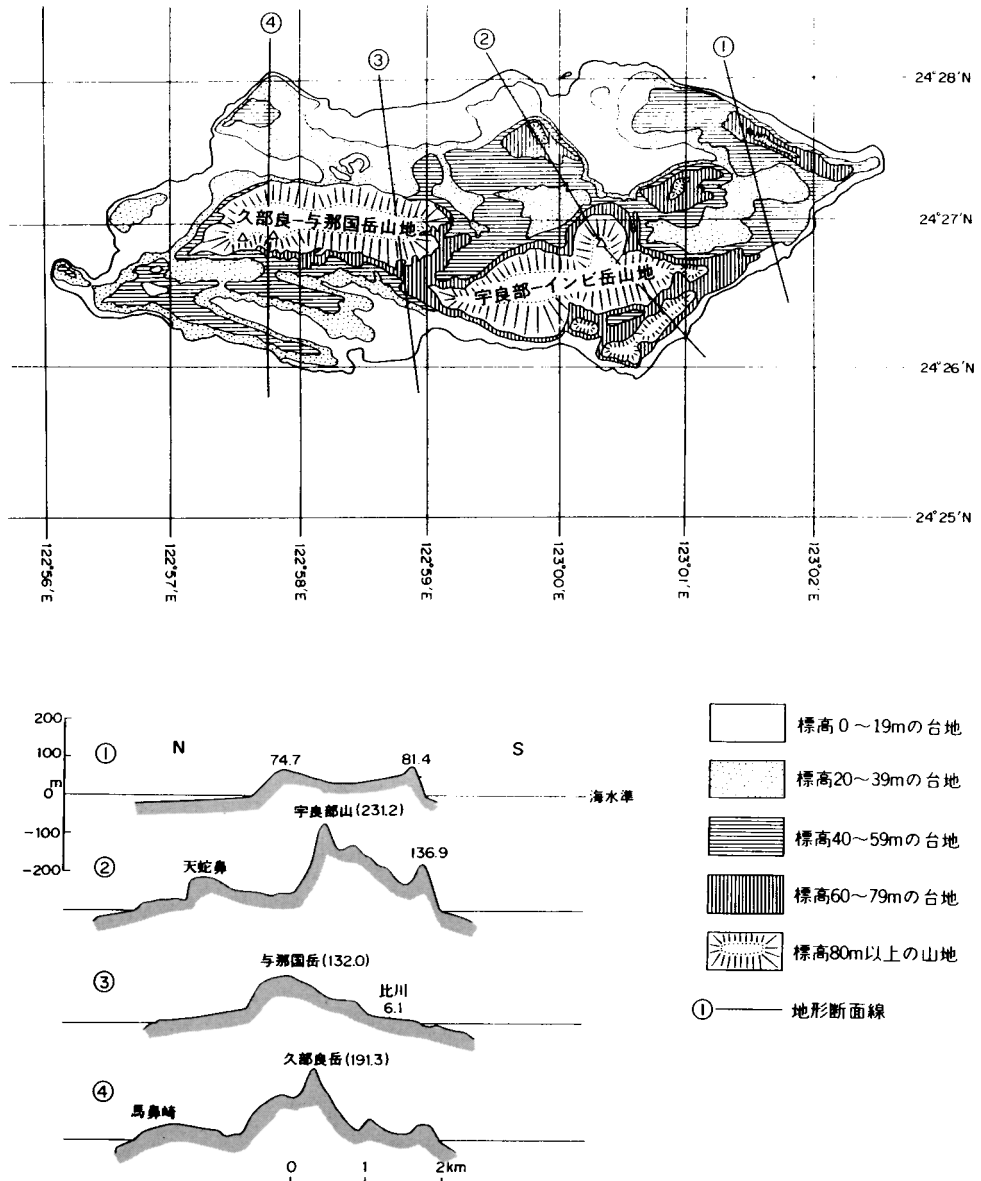
第18図 西崎から久部良台地を望む 手前は久部良港（石垣航路の唯一の寄港地）



第19図 宇良部岳西方斜面にみられる高位平坦面

部良岳北西斜面の標高 100-120 m の内外に見られる平坦面がある。

後述した二つの山地に見られる平坦面は、幅が狭く前述した平坦台地に比較すると規模の小さいものであるが、久部良岳山地の北西斜面標高 140m 内外の露頭には古い時代の海食と推定される八重山層群の露頭が見られることなど考慮すると、規模は小さいが古地理上から重要な意味をもつものと考えている。



第20図 与那国島の標高別地形区分図及び地形断面図

以上の五つの平坦台地を構成する地質を検討すると、標高 20m内外の桃田原台地・標高 20-39m のナン原台地及び標高 40-59m の天蛇鼻付近の台地とは同一堆積物であることから、同一段丘面と見なされる。標高 60-79m の平坦面の段丘堆積物を検討すると、前述した堆積物より下位層準の堆積物であることから、それより古い段丘面と見なされる。標高 100-120m 内外の幅の狭い平坦面には、段丘堆積物を確認していないが、恐らく本地域で最も古い段丘面若しくは古い時代の海食面に相当するものと推定される。



第21図 比川部落南岸の砂浜海岸



第22図 新川川口付近の岩礫浜海岸（ほとんどが八重層群由来の礫である）

以上述べた本地域の台地及び平坦面は、琉球層群堆積時を通じて活発に活動した地塊化運動の結果であって、一概に段丘面の高低によって新旧を示しているとは限らない場合もあるようである。

海岸線 本地域の海岸地形は、海岸を構成する岩質等により異なるが、大きく区分して、砂浜海岸・岩礫浜海岸・離水海岸及び切立った断層崖海岸若しくは海蝕海岸に区分される。

砂浜海岸は、比川部落の南海岸第21図に見られる弓ヶ浜海岸及び波多港周辺に比較的まとまって見ら



第23図 サンニヌ台付近の海岸（断層崖の疑いのある海蝕海岸）

れる。このほか潮原の北海岸及びダンの浜の一部らにわずかな砂浜海岸がある。

岩礫浜海岸は、第22図に見られるように八重山層群の砂岩径 20-50 cm の円礫を主とするもので、東崎東海岸より新川鼻海岸を経て比川部落までの主として、八重山層群によって構成される海岸斜面又は海食海岸の前面に発達する幅の狭い海岸に標式的に発達する。標式地は、新川川口付近及びヌルガン付近である。

離水海岸は、第16図のように波多港東岸及び比川南岸のカタバル海岸に標式的に発達している。このほか尾毛久一東崎山地の北側の海岸線及びウイザトムラ丘陵地の南西海岸からヌルガン付近の海岸線にかけて小分布が見られる。

断層崖海岸若しくは、海蝕海岸は、海岸を形成する構成岩により異なる。例えば八重山層群を構成岩とする海岸では、第23図のように海岸傾斜 40-60 度内外の斜面の場合が多いが、琉球石灰岩だけによって構成される馬鼻崎海岸及びウイザトムラ丘陵南側の海岸らでは、ほぼ垂直の断崖状海岸を示している。

本地域の大部分の海岸線は、高角度の断層崖海岸若しくは海蝕崖海岸であるか断層崖海岸と断定されるものは少なくなく、サンニヌ台—新川鼻帯状山地にほぼ平行する南東海岸が疑わしい海岸である。

II. 地 質 概 説

本地域はいわゆる西南日本島弧系の琉球弧に属する。琉球島弧は南西諸島海溝（琉球海溝）と対になっている島弧—海溝系の活動度の若い島弧とされている。琉球島弧は、地形・地質等の特徴から三つのグループに分けられている。すなわち北東部から東北琉球・中部琉球及び南西琉球に区分され、東北琉球と中部琉球を区分する付近には、吐噶喇海峡（渡瀬線＝Tokara Channel, 小西, 1965）があり、中部琉球と南西琉球を区分する付近には、宮古海峡（蜂須賀線＝宮古凹地, 小西, 1965）がある。琉球島弧の中部

琉球以北は、火山性島弧と非火山性島弧からなる複数島弧であるのに対して、南西琉球は非火山性島弧だけからなる単数島弧と言われている。その会合部を宮古凹地付近に関連があるものとしている。しかし、最近の海洋調査の記録などを見ると、宮古島北部海域にも火砕岩を主体とする層準が推定されたり、西表島東方地域の海底火山記録などから再検討が必要であろう。KOTÔ (1915) が、琉球列島は内側から火山列・古期岩列・第三系列からなるカーブしている島弧系とされている。このカーブが、琉球列島を南方へ張り出したとする古くから多くの南方移動論がある。一方 KARIG (1971) は、台湾はフィリピン変動帯の島弧の延長で、第三紀初期又は中生代末期以後に中国大陸地塊の上に押しつぶされたとする台湾の北への移動を唱えている。このことを実証するかのように MURPHY (1973) は、この両島弧系が過去に琉球海溝及びフィリピン海溝と連続していて、転位したサブダクション・ゾーンを代表しているものと考え、水平移動をした証拠が地表で見られると述べた。それによると、見かけの距離で台湾と南琉球との間では、約 300km 内外を示していること、更に地表における八重山列島の与那国島及び西表島の八重山層群が、台湾西北部帯に露出する中新世の砂岩と岩相が同じであることを証拠として、左右方向の水平移動の時期を中新世初期以後と推定している。確かに、NE-SW 方向を示す石垣島・小浜島・西表島及び仲の神島らの外弧隆起帯は、第 2 図に見られるように北緯 24°5′、東経 123°15′ 付近の海域にある水深-85 公尺内外の潜丘を南端とし、その延長方向が認められない。これに対して、本地域を含む与那国一亀山テラスはほぼ NW-SE 方向を示す隆起帯を形成している。すなわち、NE-SW 方向を示す南西琉球の島列は、仲の神島付近を境として、ほぼ 90 度の転位した NW-SE 方向の隆起系列を示している。このことも前述した台湾の北への移動と琉球島弧の南への移動とのからみあいを実証する一つの根拠とも考えられる。この NW-SE 方向については、大崎・大城 (1977) が指摘するように八重山変成岩類の褶曲構造とも一致し、笹嶋 (1977) による石垣島の始新世火山岩についての古地磁気の測定結果とも一致する。したがって、本地域は南西琉球のカーブ状島列のなかでの曲り角に相当する八山諸島のうち、最も西寄りの地域と言うことになることから、かなり複雑な変動地帯と見なされる。

本図幅地域の地質に関連するものとしては、富士越 (1875) が琉球王府時代に「日本地誌略」として報告されているものが恐らく日本人による最初の報文であろう。当時 (明治 8 年) の背景を考慮すれば、当然かも知れないが主として地理的な内容が主体であって、一部を紹介すると次のように記されている。「島中一坐、峻嶺アリ、絶壁高さ十余丈、山麓巨松多ク平原遠ク亘り……三村アリ、西方ニアルヲ島仲ト言ヒ南方ニアルヲ髭川ト言ヒ北方ニアルヲ完納ト言ヒ、一港アリ南大津ロト言ヒ港門窄狭ニシテ海水浅ク舟満潮ニ非ラザレバ入ル能ハズ、西方海面ニ巨岩直立ス之レヲ沖神島ト言ヘリ」。この記載事項を現在の与那国島に適用すると、恐らく「島中一坐の峻嶺=宇良部岳」・「髭川=比川」・「宗納=祖内」、南大津口と言う港は久部良港に相当し、沖神島は立神岩に当たるものと推定される。

YOSHIWARA (1901) は、沖縄県の誕生 (1879) 以後地質学者として最初に本地域の現地踏査を実施した。彼は宇良部岳山地と久部良岳山地の二つの山地が琉球石灰岩の形成によって連結したものであるが、二つの山地の岩石構造並びに珊瑚礁平野の幅員らの広い狭いの相違が顕著なことから断層を推定している。

HANZAWA (1935) は、1924 年から 1932 年までの 8 カ年をかけて琉球列島の先駆的研究調を実施し、その成果を “Topography and Geology of the Ryukyu Islands” として総括し、現在の琉球列島の地質及び

第1表 与那国島の層序表

地質時代	坂井 卓・浜田正平ほか(1978)	黒川睦生・山本昭夫ほか(1979)	矢崎清貫 (1979)
完 新 世	沖 積 層 砂 丘 砂 層 隆 起 石 灰 岩 宇 良 部 砂 礫 層	砂 丘 砂 層 沖 積 層	氾濫原堆積物及び段丘堆積物 砂 丘 堆 積 物 風 化 土 壤 祖 内 石 灰 岩
?			琉球層群 サンニヌ台層 馬鼻石灰岩 礫層及び含礫砂層
更 新 世	琉球層群 琉球石灰岩 礫層性石灰岩部層 碎屑性石灰岩部層 ド ナ ン 層	琉球層群 琉球石灰岩Ⅱ 宇 良 部 層 琉球石灰岩Ⅰ ド ナ ン 層	琉球層群 トウニグ田層 帆安部層 田原川石灰岩 ド ナ ン 層 久座部層 峰石灰岩
?			
鮮 新 世			
?			
中 新 世			
後 期			
中 期			八重山層群 新川鼻層 比 川 層 久部良岳層 西 崎 層
前 期	八 重 山 層 群	八 重 山 層 群	

層序の基本を確立させている。彼はこの関連調査研究のなかで、本島の層序を下位より中新統下部の八重山層群とこれを不整合に覆う琉球石灰岩及び沖積層の三つに区分している。その後、NOHARA(1971)は本島全域の調査を行い、地層分布及び構造をより詳細なものにし、八重山炭層から植物化石を採集し、琉球石灰岩から産出するサンゴ類・軟体動物化石種を報告した。

木野ほか(1973)は、地下水調査を目的として本地域の地質調査を実施し、八重山東炭層及び琉球石灰岩は多くの断層によって地塊化され、石灰岩台地の見掛けの地形面は必ずしも堆積時の新旧を表しているとは言えないと指摘している。更に、長浜・大嶋(1974)は、八重山炭層に見られる堆積構造と生痕化石らの調査を実施し、古流系は一定せず、正浅海の内海的な堆積環境を示していることを指摘している。その後、沖縄の本土復帰と言う歴史的経過とのからみもあって、沖縄開発庁関連の業務量の増大に伴い、先島¹⁾ 諸島の地下水調査研究が急務となり、多くの地下水坑井資料の増大とそれを活用しての地質的解釈が進行した。なかでも坂井ほか(1978)及び黒川ほか(1979)は、本地域全域の踏査を5,000分の1地形図で実施し多くの既存のボーリン資料、電気探査などの諸資料を活用し総括的な結果を1万分の1地質図として作成するとともに、八重山層群の堆積環境及び第1表のような琉球層群の層序区分を試み、地史を含めての西南琉球弧と沖縄舟状海盆の構造的関連性についての試論を述べている。従来の

1) 先島(サキシマ)沖縄本島以外の離島のこと。

第2表 地 質 総 括 表

時代区分	層 序 区 分	層 厚 (m)	主 な 岩 質	主 な 化 石	
完 新 世	氾濫原堆積物及び段丘堆積物 (不整合)	0~0.5	八重山層群から由来した砂・粘土及び礫並びに石灰岩から由来した碎屑礫		
	砂 丘 堆 積 物 (不整合)	0~6	生物遺骸碎屑砂及び八重山層群から由来した砂		
	風 化 土 壤 (不整合)	0.3~3	ラテライト質粘土及び砂質粘土		
	粗 内 石 灰 岩 (不整合)	2~7	現地性のサンゴ類及び石灰藻からなる礫性石灰岩		
更 新 世	琉 球 層	サンニヌ台層 馬鼻石灰岩 含礫砂層 (不整合)	4~20+ 0~10	上部は造礁生物のフレームワークが保存されている礫性石灰岩 下部は八重山層群から由来した含礫砂層	下部の含礫砂層 Ps から <i>Ostrea</i> sp.
		トウング田層 田原川石灰岩	0~15	礫性石灰岩のフレームワークの破壊されているいわゆる碎屑石灰岩でサンゴ類・石灰藻・二枚貝及び有孔虫を含んでいる	<i>Chlamys radula</i> (LINNE), <i>Chlamys nipponensis</i> KURODA <i>Pecten</i> sp. <i>Vasticardium</i> sp.
	群	帆安部層 (不整合)	0~60	粘土層・砂層及び礫層を主とするがレンズ状に薄い凝灰岩及び木質亜炭層を介在する	<i>Proclaua</i> sp. <i>Endemiconus sieboldi</i> LINNE. <i>Endemiconus tonc</i> (FULTON). <i>Lucna</i> sp.
		ドナン層 峠石灰岩	0~4	碎屑性の石灰礫岩で部分的に再結晶が見られるカニ化石を多産する	<i>Callianassa</i> sp.
		久座部層 (不整合)	0~56	八重山層群から由来した中粒~細粒砂層を主とするが部分的にクサ礫及び葉理面の発達した部分がある 場所により基底礫層が見られる	
		新川鼻層 (断層)	300+	頁岩勝ちの砂岩・頁岩互層 石灰層(25cm)介在し二枚貝・巻貝を産する	<i>Turritella</i> sp. ? <i>Clauatula</i> sp.
中 新 世	八 重 山 層 群	比川層 (断層)	300~330	砂岩勝ちの砂岩・頁岩互層 単層の厚い砂岩には斜交葉理・斜層理及び平行葉理がよく発達する	<i>Ostrea</i> sp. <i>Glycemeris</i> sp. <i>Turritella</i> sp. <i>Dosinia</i> sp. <i>Globigerinoides trilobus</i> REUSS <i>Globigerina praebullinoides</i> BLOW <i>Hanzawata nipponica</i> ASANO <i>Operculina bartschi multiseptata</i> YABE and HANZAWA
		久部良岳層 (断層)	180	砂岩・頁岩互層 砂岩は塊状均質であるのに対して頁岩は5cm以下単層が主体である	
		西崎層 (下限不明)	120+	淡緑灰色を呈する凝灰質中粒砂岩を主とする塊状有孔虫化石を産する	<i>Globoquadrina altispira</i> CUSHMAN and JARVIS <i>Globigerina angustiumbilicata</i> BOLL <i>Globigerinoides trilobus</i> REUSS <i>Praeorbulina glomerosa curva</i> (BLOW) <i>P. transitoria</i> BLOW <i>Globocassidulina subglobosa</i> BRADY



第24図 久部良港から西崎(いりさて)を望む 西崎層の模式地

多くの研究報告では、詳しい層序と構造に関しては不明な点が多く残されていたが、前述した坂井ほか(1978)及び黒川ほか(1979)の成果により多くの問題点の整理がほぼついた。

中川(1978)は、古生物層位学の上から従来発見されていない久部良割西海岸付近から浮遊性有孔虫化石及び底性有孔虫化石を採集し、その時代を中新世中期としている。又、矢崎(1979)は、本地域中央部にはほぼ東-西方向を示す幅の狭い地溝状の凹地地形域をチャンネルと呼び、そのチャンネルを充填している琉球層群に介在する3枚の石灰岩を確認し、上下に挟まれる陸源碎屑堆積物及び含有化石らから、琉球層群を三つの累層に区分し、宮古島周辺諸島の各石灰岩との対比を試みている。

本地域の地質系統は、中新世の八重山層群、更新世の琉球層群、完新世の祖内石灰岩・風化土壌・砂丘堆積物及び現河川氾濫原堆積物及び段丘堆積物によって構成されている。本地域の地質を総括したものが第2表である。

本地域の八重山層群は、四つの岩相に区分される。しかし、木野ほか(1973)の指摘のように断層に伴う地塊化が顕著で、幾つかの地塁状に分断され、各岩相関係及び累重関係が必ずしも判然としていない。したがってここでは、地層の走向・傾斜及び断層を考慮して地質断面図に示すような累重関係と見なして説明する。八重山層群は岩質及び互層のタイプによって、下位から西崎層、久部良岳層・比川層及び新川鼻層に区分される。

西崎層(Irisate F)は、第24図に見られるように地域南西部の久部良割西方海岸から西崎にかけて分布し、岩質は青灰-暗灰色を示す均一な塊状凝灰質中粒砂岩を主とし、部分的にパッチ状の頁岩をレンズ状に介在する。層厚は120 m 内外である。本層の一部からは *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Praeorbulina glomerosa curva* Blow 及び *Globocassidulina subglobosa* (BRADY) の有孔虫化石が産出し、中川(1978)は中新世の西黒沢層準に対比している。久部良岳層(Kuburatagi F)は本地域を代表する二つの地塁状山地のうちの一つである久部良一与那国岳地塁山地から南西部にかけての樽舞丘陵地及びウイザトムラ丘陵地の比較的高地を構成し、一部は天蛇鼻断層崖及びヌルガン付近の海蝕崖にかけて分布する。主として頁岩優勢の砂岩頁岩互層であるが、部分的に4-10 m 内外の砂岩の厚い単層を介在する。層厚は180 m 内外である。下位の西崎層との直接の関係は、確認していないが整合と見なしている。比川層(Hinai F)は、本地域の東部地域を代表する宇良部一インピ岳地塁山地を中心として、東北部の尾手久一

東崎帯状山地にかけての比較的高地を構成し、一部は浦野台地の東部にかけての分布が見られ、主として砂岩優勢の砂岩頁岩互層である。本層は、全体を通じて有律互層を呈すが、部分的に砂岩の単層が90%を占める互層部を介在する、層序は300m+を示すが、下位の久部良岳層との関係が確認されていない。しかし、岩質から見て下位の久部良岳層と岩質的な欠除がないことなどから両者の関係は整合と推定している。本層の比較的上位層準には、植物化石が見られるとともに、HANZAWA (1935) が八重山夾炭層と呼称した根拠としての不炭層を介在するほか、*Globigerinoides trilobus* (REUSS) G. sp. 及び *Operculina bartschi multiseptata* YABE and HANZAWA の有孔虫化石を多産する層準が含まれる。

新川鼻層(Aragabana F)は、本地域東南部のサンニヌ台海岸付近から新川鼻にかけてのほぼ北東-南西方向を示すサンニヌ台-新川鼻帯状山地から、その前面にかけての幅の狭い海蝕断崖に標式的な分布が見られる。主として頁岩優勢の葉理の発達する砂岩頁岩互層であるが、一部には偽層及び異常堆積を示す淘汰の悪い塊状の砂岩単層の厚層が介在し、本層を特徴づけている。層厚は300m+で、下位の比川層とは整合関係を示し、上位は琉球層群によって不整合に覆われる。本層の中部から下部層準にかけて、薄い亜炭層を1枚介在し、その下位15-30m付近には *Turritella* sp. *Clavatula* sp. 生痕化石が見られ鍵層として追える。

本地域の琉球層群は、下位からドナン層・トウング田層及びサンニヌ台層によって構成され、地域北部の台地及び中央部の凹地状の溝状凹地地形域並びに山地周辺部の段丘状平坦面に分布し、最も厚い場所では120m内外が確認されている。岩質は、いわゆる琉球石灰岩として一括されている碎屑性石灰岩及び礁性石灰岩と陸源碎屑堆積物である粘土層・砂層及び礫層によって構成される。下位の八重山層群とは、傾斜不整合、上位の完新世の各堆積物とも当然不整合である。

ドナン層(Donan F)は、本地域中央部の旧島仲部落付近の水田耕地地帯を中心とした凹地及び東部の南帆安水田地帯に標式的に分布する。このほか、久部良一与那国岳山地の標高90-100m内外に見られる小陥没凹地、新川流域及びヌルガン海岸に小分布が見られる。本層は、岩質のうえから久座部層と峠石灰岩に区分される。久座部層は八重山層群から由来する碎屑性陸源堆積物の粘土層、砂層及び礫層が主体であるが、下位層準の一部には薄い木質埋木状亜炭層を介在する。峠石灰岩は、祖内部落からサンニヌ台に達する村道の峠付近の一角所だけに見られるもので、岩質は石灰岩岩片礫岩で厚さは0-4m内外である。この石灰岩は、全体として緻密室わずかに、再結晶が見られる径5cm内外の石灰岩岩片礫で周辺部はラテライト質の粘土によって充填され、赤褐色一褐色を呈すことから、上位の石灰岩とは容易に区別できる。本層全体の厚さは、最も厚い場所で56m内外が確認されているが、全般を通じて地域東方のサンニヌ台溝状凹地付近で厚くなる傾向がある。下位の八重山層群とは傾斜不整合、上位トウング田層とは整合、一部不整合である。

トウング田層(Touguda F)は、祖内一比川低下帯に沿う凹地並びにサンニヌ台溝状凹地らに標式的な分布が見られるが、一部は田原川溝状凹地の西方ダンの浜にかけての凹地まで確認されている。岩質は、下位のドナン層と同様に碎屑性陸源堆積物を主とする部層と碎屑性石灰岩とに区分され、前者を帆安部層、後者を田原川石灰岩としている。帆安部層は、八重山層群から由来する粘土層・砂層及び礫層が主体である。本層の比較的上位の層準には繊維質の多い埋木状亜炭層をレンズ状に介在している。田原川石灰岩は、いわゆる碎屑性石灰岩で、塊状石灰岩と層状石灰岩との互層状を呈している。本層の

全体の厚さは、60m内外で、このうち帆安部層は0-60 m、田原川石灰岩は0-15m内外である。上位のサンニヌ台層とは軽微な不整合、下位のドナン層とは整合、一部不整合である、本層からは下記のような古生物化石が産出する。*Proclava. sp.*, *Endemoconus sieboldi* (LINNE) : *Chlamys radula* (LINNE). *Pecten. Sp.*

サンニヌ台層(Sanninudai F)は、本地域の北部海岸台地に東-西方向を示し、比較的幅の広い帯状の分布地域が本層の主体であるが、一部は南西部岸の樽舞丘陵地及びウイザトムラ丘陵地の南側に沿って幅の狭い小分布が見られる。このほか、地域南東部のサンニヌ台付近の平坦面に小分布が点在する。岩質は主として下位層準構成する含礫砂層と上位層準を構成する礫性石灰岩(馬鼻石灰岩)に区分されるが、地域西方では下位の含礫砂層を欠除し馬鼻石灰岩だけより構成される部分もある。下位の含礫砂層は淘汰が悪く、人頭大-小豆大の礫径を示すものが多いが、場所により等身大の礫径を示すこともある。礫は、八重山層群由来の砂岩が主体であるが、部分的に頁岩礫も含まれている。馬鼻石灰岩は、大型のサンゴや層状の石灰藻を主とする塊状質の石灰岩である。礫状に含まれているサンゴ礁のなかには、成長位を示し生時のものも含まれるが、大部分は転位したものである。この石灰岩には、重層群由来の礫が含まれることが一般的であることから、他の石灰岩との区分が容易である。本層の全層厚は、約4-30mで、このうち下位の含礫砂層が0-10m、馬鼻石灰岩が4-20m内外である。累重関係は、下位のトウング田層と軽微な不整合、上位の完新世の各堆積物とは不整合である。本層の含礫砂層より *Ostrea. sp.* を採集している。

祖内石灰岩は、祖内港周辺・ヌルガン浜・比川湾・カタバル浜及び大迫浜などに局部的に形成されている隆起サンゴ礁である。岩質はサンゴ類・石灰藻類などの現地性の完全な個体及び碎屑礫よりなり、礫石灰岩の完全なフレームワークを保存している場所もある。厚さは、2-7m内外である。

風化土壌は、天蛇鼻台地を中心とする田原川溝状凹地地形域の凹地及びサンニヌ台地らの耕地に標式的に発達するもので、褐色-暗灰色を呈するラテライト質のやや砂質の粘土である。厚さは、0.3-3m内外である。

砂丘堆積物は、祖内港船着場・比川湾・カタバル浜・久部良港・ダンの浜・トグル浜及び浦野台地北海岸の一部などに局部的に小分布が見られる。主として炭酸塩岩碎屑砂であるが、八重山層群由来の石英粒も混じっている。厚さは、0-6m内外である。

氾濫原堆積物及び段丘堆積物は、田原川流氾濫原地域・旧島沖水田地域・帆安水田地域・比川田原・満田原・桃原及び新川中流域などに局部的に小分布が見られる。主として砂礫及び粘土によって構成されている。

Ⅲ. 八重山層群

HANZAWA (1935)は、Yaeyama Coal-bearing Beds が西表島のほか石垣島・小浜島・波照間島・鳩間島・仲の神島・与那国島にわたって分布するとした。この地層名を松本(1964)は Foster *et al.*, (1960), WILLIAM and WARREN (1960)に準じて八重山層群と改め、SAITO *et al.*, (1973)は、Yubu Volcanics を除いて、この地層群名を踏襲した。中川(1978)は、与那国島に見られるものは八重山層群に含まれるも

の、西表島のものとは層準がやや異なると指摘している。又、荒木・中川(1978)は、八重山地方で一層群にまとめられているものは、今後、層単位で区分され得るものと思われるとの意見を述べている。したがって、本地域に分布する八重山層群は八重山地方の模式地との直接の対応は現時点では困難であるが、八重山層群として一括することには異議はないものと思われる。本地域に見られる八重山層群は、砂岩及び頁岩互層からなり、全体として砂岩の卓越する砂質フリッシュ相で特徴づけられ、互層のタイプ及び岩質らによって四つの岩相に区分される。しかし各岩相の累重関係については、木野ほか(1973)の指摘があるように断層に伴う地塊化が顕著であることから、幾つかの地塁状に分断され、各岩相の上下関係が必ずしも判然としていない。したがって、ここでは地層の走向・傾斜及び断層らを考慮して第25図の地質柱状図に示すような層序関係と見なして、下位から西崎層、久部良岳層・比川層及び新川鼻層と呼称した。

III. 1 いりさて 西崎層 (Ir)

模式地 与那国島久部良部落北西海岸の第26図に示すような海蝕断崖。

分布 久部良港を中心とする模式地付近及び西崎山地から周辺海岸線に限られた分布が見られるだけである。

層序関係 下限不明、上位の久部良岳層とは、断層で接することから確認はできないが、恐らく漸移関係を示すものと推定している、琉球層群とは、第27図に見られるように傾斜不整合である。

岩質・層厚 本層の岩質は、第25図に見られるように塊状の厚層の砂岩単層と、5 cm 以下のレンズ状頁岩との互層で、含頁岩比は10%以下の砂岩勝ちの砂質フリッシュからなる。砂岩は石英及び長石粒の



第26図 久部良割西方海岸にみられる西崎層の模式地



第27図 西崎層(下部の白っぽい部分)と馬鼻石灰岩(上部の黒っぽい部分)との傾斜不整合

多いやや花崗岩質—凝灰質の不均一な中粒の粗粒砂岩で、概して青灰色—暗灰色を呈する縞状砂岩である。頁岩は暗灰色—黒色を呈する緻密質な板状頁岩で、多くの部分はレンズ状を呈し横へはつながらない。本層の比較的上位層準には、互層記号(第25図参照)で H5 : S1 の頁岩互層が介在し、それより上位の砂岩単層は下位の砂岩単層の厚さに比較して薄くなる傾向が見られる。層厚は120m+である。

化石 互層記号 H5 : S1 頁岩互層の下位的15m付近の層準より中川(1978)は、下記のような有孔虫化石を報告し、ELOW (1969) の N 分帯に従うと N.8 に相当する地層と判定している。

Planktonic

Globigerina sp. D

Globoquadrina altispira (CUSHMAN and JARVIS)

G. sp. indet.

Globigerina angistiumbilitata BOLLII

Globigerinoides trilobus (REUSS)

G. indet.

Globorotalia siakensis LEROY

G. sp. B

○ *Praeorbulina glomerata curva* (BLOW)

○ *P. transitoria* (BLOW)

Planktonic Miscellaneous

Benthonic

Globocassidulina subglobosa (BRADY)

Cibicides sp. indet.

Melonis sp. indet.

Trifarina sp. A

Elphidium sp. A

Gyroidina sp. A

Hanzawaia sp. indet.

Quinqueloculina sp. indet.

Benthonic Miscellaneous

III. 2 ^{くぶらたぎ}久部良岳層 (Ku)

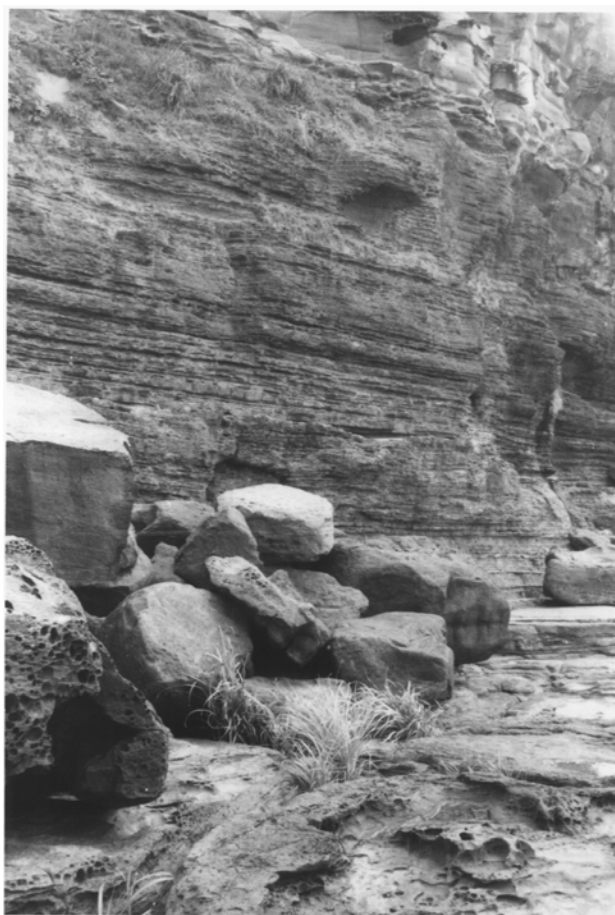
模式地 与那国島南西部のヌルガン海岸付近及び、比川部落から久部良岳山地を経て久部良部落に通ずる山道。

分布 本地域のほぼ西半分に当たる祖内—比川低下帯以西の久部良—与那国岳地壘状山地及び樽舞丘陵地らの山地状地形域に比較的まとまった広い分布が見られる。このほか第28図に見られるような大蛇鼻断層崖に幅の狭い帯状分布が見られる。

層序関係 下位の西崎層とは断層で接することから、両者の関係は判然としないが、恐らく漸移関係と推定している。上位の比川層とも断層で接することから累重関係は確認できない。特に久部良層と上位の比川層との関係は、祖内—比川低下帯と呼称する本地域1級の断層系で、古くからは YOSHIWARA (1901) の指摘があるように両者間には岩石構造上の上から見てもある程度の層序的欠陥があるものと推定される。



第28図 天蛇鼻の断層崖にみられる久部良岳層 (Ku) と馬鼻石灰岩 (Um) との不整合 (Uc) 関係



第29図 久部良岳層模式地付近(ヌルガン海岸)における互層の状況 砂岩・頁岩のそれぞれの単層の厚さは S1 : H3 で示される(互層タイプの記号は第25図参照)



第30図 天蛇鼻にみられる久部良岳層中の薄い白色凝灰質頁岩



第31図 比川層下部の砂岩勝ちの砂岩頁岩互層 それぞれの単層の厚さは S2～S6 : H1～H4
で示される (第27図互層タイプの記号参照)

岩質・層厚 本層の岩質は、第25図に見られるように砂岩頁岩互層で、砂岩勝ちの部分と頁岩勝ちの部分とに大きく区分される。頁岩勝ちの互層部は、第29図に見られるように葉片状の細互層(互層記号 H4-H3 : S1)を示しているのに対して砂岩勝ち互層部は互層記号で S4 : H1-H2 を示し、砂岩単層の厚い互層を形成している。本層は、全体を通してやや頁岩勝ちの泥質フリッシュで、含砂岩比 40-45% 内外と推定される。砂岩は暗灰色—褐灰色を呈する中粒—粗粒砂岩で、石英粒及び長石粒が比較的多く含まれるが、部分的に炭酸塩岩から由来する碎屑粒並びに炭片粒などが混入している。頁岩は暗灰色—黒色を呈する緻密な板状頁岩であるが層理面に平行した節理が良く発達している。頁岩勝ち互層部の一部には、第30図に見られるような白色凝灰質頁岩の薄層(2-3 cm)を介在するが横へのつながりがなくレンズ状である。層厚は約 180m 内外が推定される。

III. 3 ^{ひい}比川層(Hi)

模式地 南海岸の新川河口付近から比川部落に至る海蝕崖。

分布 本地域東半分すなわち祖内—比川低下帯より以東の宇良部—インピ岳地壘状山地及び尾手久—東崎带状山地にかけての山地状地形域に比較的まとまった広い分布が見られる。

層序関係 下位の久部良岳層とは、前述したように断層で接していることから不明。上位の新川貝層とは、断層で接しているが岩相上での類似性が多く見られることから漸移関係と見なしている。

岩質・層厚 岩質は互層の形式から見て上・中・下の3つに区分される、すなわち上部は、互層記号 H7-H8 : S3-S4 内外の頁岩勝ち互層を呈し、中部は砂岩単層の厚い S9-S10 : H1-H2 の砂岩勝ちの互層

を呈している。下部は砂岩勝ちの互層であるが砂岩の単層が第31図に見られるように薄くなり S2-S6 : H1-H4 記号の互層を示している。全体を通して含頁岩比30%内外の砂質フリッシュである。砂岩は青灰色—灰色を呈し、粒径 0.2-0.4 mm 内外の丸い石英粒を主とする淘汰度の進んでいる均一質中粒砂岩であるが部分的に斜交葉理のよく発達する場合もある。頁岩は黒色—暗灰色枚状の葉理面のよく発達した頁岩で、やや粗粒である。本層の上位層準に当たる頁岩勝ち互層には、HANZAWA (1935) が八重山夾炭層と呼称した根拠としての石炭層が介在する。この石炭層の層厚は、20-50 cm 内外で、暗炭を主とし、膨縮が著しく粉炭状を呈している。石炭層の上位約 5-10 m 内外の砂岩層中には、*Operculina bartschi multiseptata* YABE and HANZAWA が多産する層準があり、炭層の下位約 25 m 付近には厚さ 30-50 cm 内外の礫岩を介在する。礫の粒径は 3-7 cm 以内の円礫で、礫種は角岩・チャートらを主とする珪質岩が主体である。この礫岩の上位 10 m 付近の層準には、後述するような同定が困難な二枚貝・巻貝及び植物化石らの産出層準があつて、本層を特徴づけている。層厚は 300-330 m 内外である。

化石 前述した石炭層の上位約 5-10 m の砂岩層より産出する有孔虫化石は、中川(1978)によると下記の通りである。

Planktonic

Globigerinoides trilobus (REUSS)

G. sp. indet.

Planktonic Miscellaneous

Globigerina praebulloides BLOW

G. sp. E

Benthonic

Hanzawaia nipponica ASANO

Operculina bartschi multiseptata YABE and HANZAWA

Bigennerina sp.

Cibicides sp. C

Elphidium sp. indet.

Cellanthus sp. indet.

Guttulina sp.

Lenticulina sp. E.

L. sp. F.

Nonionellina scaphum (FICHTEL and MOLL)

Quinqueloculina spp.

Ammonia hozanensis (NAKMURA)

A. sp. C

A. sp. D

Sigmomorphina spp.

Textularia pseudokansaiensis CHANG

Textularia kansaiensis ISHIZAKI

T. sp. indet.

Triloculina spp.

Asterorotalia sp. A

A. sp. B

また前述した礫岩層上位 10m 付近からは、同定がはなはだ困難であるが *Ostrea* sp.・*Glycmeris* sp.・*Turritella* sp.・*Dosinia* sp. 及び *Vicarya* sp. (?)らの貝化石が見られる。この層準とほぼ同層準からは、NOHARA (1971) が *Marchilus* sp. 及び *Quercus* sp. (?)などの植物化石を報告している。

III. 4 あらがぼな 新川鼻層 (Ar)

模式地 第32図に見られるような新川鼻付近の海蝕断崖。

分布 南東海岸を形成するサンニヌ台—新川鼻带状山地及び東崎南部の海蝕断崖にかけての幅 500-



第32図 新川鼻層模式地である新川鼻の断崖

700m内外の帯状分布が見られる。

層序関係 下位の比川層とは断層で接していることから、直接両層の関係を見ることはできないが、岩質上多くの類似性が見られることから漸移関係と見なしている。上位の琉球層群とは、傾斜不整合である。

岩質・層厚 岩質は第25図のように互層の形式及び岩質からも明らかなように、上部と下部とでは明瞭に区分される。すなわち、上半分は H 6-H 7 : S1 の頁岩勝ちの互層を呈しているのに対して、下半分は S10 : H1 及び S3-S4 : H5 の内外の互層形式を示すいわゆる砂岩勝ちの互層である。しかし本層全体を通じてみると頁岩が優勢で含砂岩層比が40%内外の頁岩勝ちのフリッシュである。砂岩は青灰色—淡緑灰色を呈し、粒径 0.2-0.4 mm 内外の丸い石英粒を主とするが、部分的に炭質物の葉片を含む中粒—細粒砂岩である。この砂岩のうち、下半分の砂岩勝ちの互層のうち単層の厚い砂岩には、概して斜交葉理・斜層理及び平行葉理が顕著に発達するとともに部分的に団塊(径 30-50cm)が含まれている。下半分に相当する砂岩勝ち互層の上位層準には、厚さ 15-20 cm 内外の薄い石炭層を介在する。石炭は前述した下位の比川層のものとは異なり、暗炭と輝炭との縞状石炭である。この石炭層から下位へ12-15m にかけては、流痕の発達が見られ、貧弱な従列漣痕が見られるとともに生痕化石である *Helminosida*, *Thalassinoides*, *Condrites* が見られる。

これらの生痕化石産出層準には、層理と斜交するサンドパイプ状生痕が卓越するとともに同定困難な二枚目 *Dosinia* sp. (?), *Clavatula* sp. (?) らの貝片が見られる。頁岩は黒色—暗灰色枚状硬質頁岩であるがやや粗粒で、一部はむしろ砂質頁岩と呼ぶべきかも知れない。本層の上半分の頁岩勝ちの互層部には、生痕化石群が見られ長浜・大嶋(1974)によると *Domichmia* (*Pholes*, *Rhizocorallium*) 及び *Fodichnia* (*Thalassinoides*) であって、その棲主としては甲殻類を推定し、*Rhizocorallium* が多いことから亜熱帯環境の正浅海帯的な要素を考えているようである。一方、坂井ほか(1978)もほぼ同一層準の頁岩優勢の互層部には、漣痕がよく発達し舌状漣痕及び従列漣痕が見られるとともに、生痕化石として *Helminosida* 及び *Polykampton* に類似する化石を産出していると述べている。

これらの生痕化石の産出層準付近には、層理に平行又は、斜交するサンドパイプ状の生痕が特に顕著に発達するとともに、巻貝の小型 *Turritella* 型 sp. (?) と思われる不完全な貝片が見られる。本層の厚さは、上位が不明であるがほぼ確認される厚さは 300m 内外である。

化石 本層の上半分の頁岩優勢の互層部には、*Turritella* sp. (?)。下半分の砂岩勝互層部には、*Dosinia* sp. (?) 及び *Clavatula* sp. (?) らの貝片が産出する。このほか生痕化石として、下記のものが報告されている。すなわち *Helminosida*, *Thalassinoides*, *Condrites*, *Domichnia* (*Pholes*, *Rhizocorallium*)、及び *Polykampton* (?)。

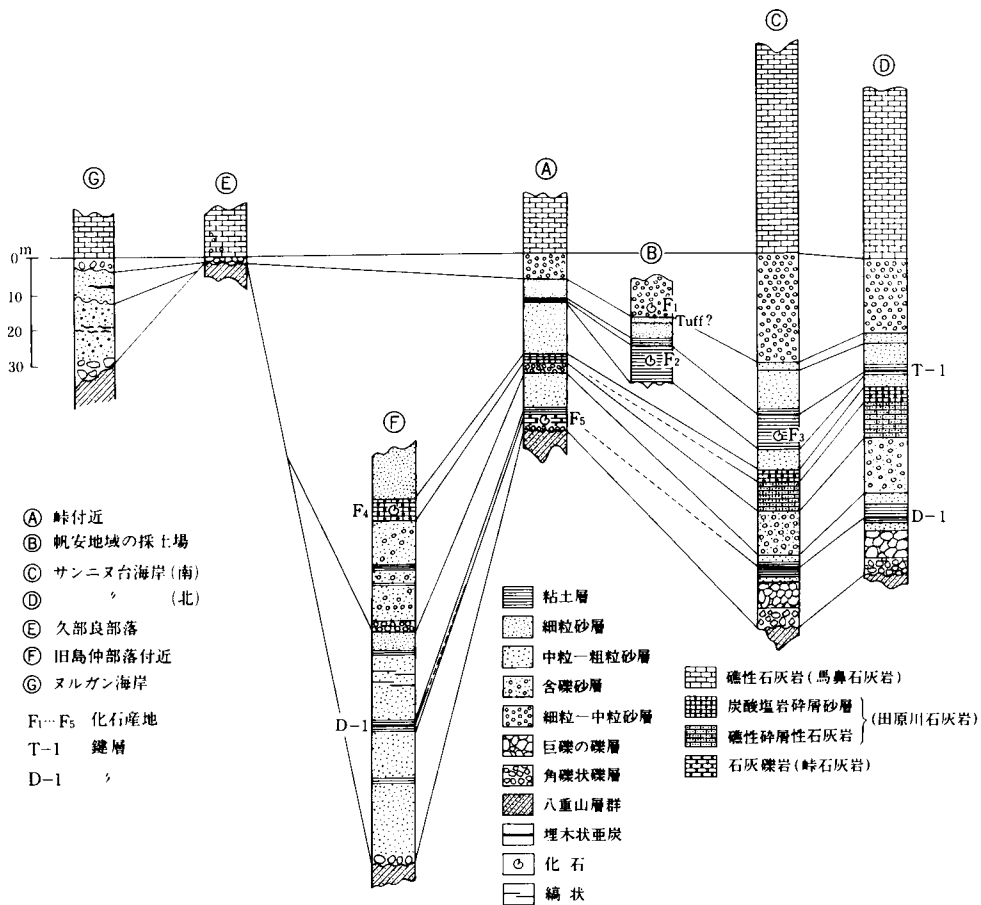
IV. 琉 球 層 群

本地域の琉球層群は、いわゆる琉球石灰岩と非炭酸塩碎屑性堆積物とによって構成されている。層序区分は、坂井ほか(1978)・黒川ほか(1979)及び矢崎(1979)によって第3表のような多少異なる区分がなされている。すなわち坂井ほかは、琉球石灰岩を二つの岩質により区分し、その下位に見られる非炭酸

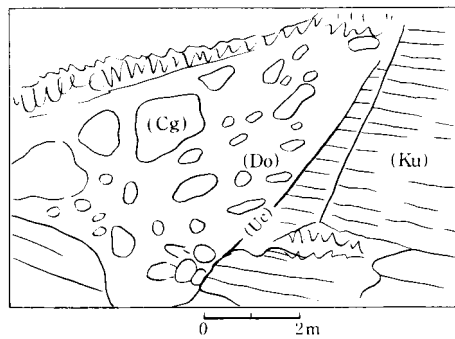
塩砕屑性堆積物をドナン層と呼んでいるのに対して、黒川ほか及び矢崎は沖縄総合事務局で実施した地下水坑井試資料と野外調査の結果を検討考慮して、坂井ほかが一括している琉球石灰岩のうち、礁石灰岩と砕屑性石灰岩との境界付近に不整合関係で非炭酸塩砕屑性海性堆積物が介在していることを明らかにした。黒川ほかは、二枚の石灰岩と二つの非炭酸塩砕屑性堆積物にそれぞれ地層名をつけている。矢

第3表 与那国島の琉球層群層序区分表

坂井ほか (1978)		黒川ほか (1979)	矢崎 (1979)		与那国島図幅	
琉球層	礁石灰岩	琉球石灰岩 I	サンニヌ台層	馬鼻崎石灰岩	サンニヌ台層	馬鼻石灰岩
		字良部層		礫層・含礫砂層		礫層及び含礫砂層
	砕屑性石灰岩	琉球石灰岩 II	トウング田層	粘土層・砂層	トウング田層	帆安部層
群	ドナン層	ドナン層	ドナン層	田原川石灰岩	ドナン層	田原川石灰岩
				砂層・含礫砂層		久座部層
				粘土層・砂層		嶮石灰岩
				嶮石灰岩		嶮石灰岩
				砂層・含礫砂層		



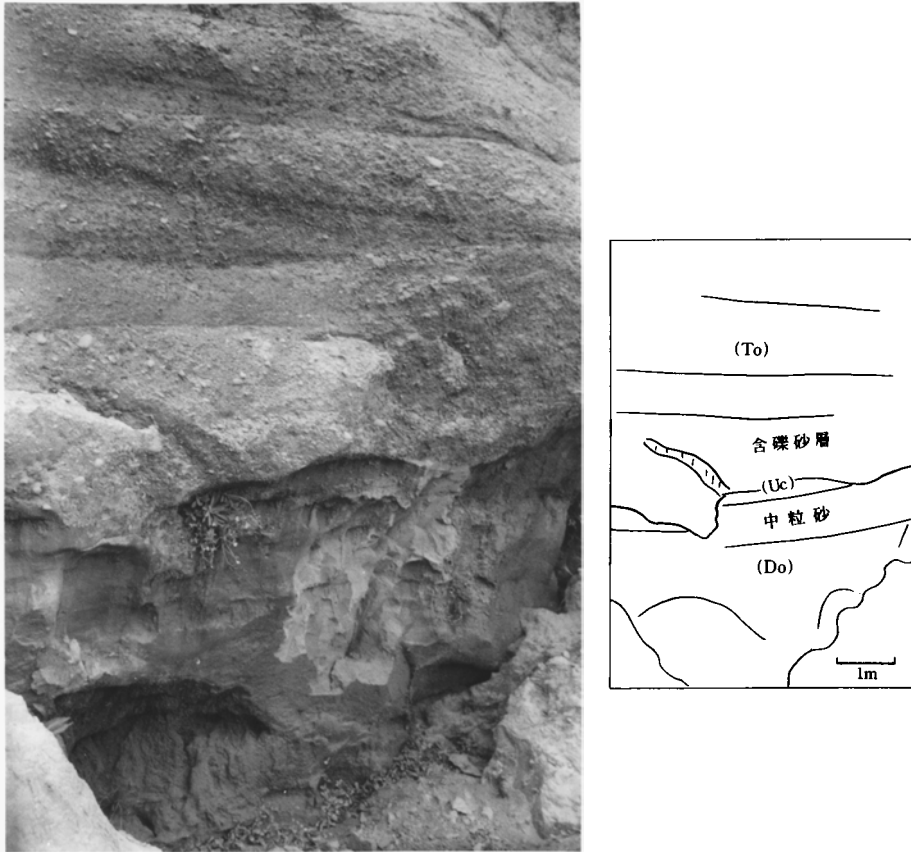
第33図 琉球層群の地質柱状図



第34図 ヌルガン付近におけるドナン層 (Do) と八重山層群久良岳層 (Kn) との不整合 (Uc)
礫 (Cg) は100%八重山層群から由来した砂岩礫である

崎は、三枚の石灰岩層を確認し、各石灰岩層の上位又は下位に見られる非炭酸塩碎屑堆積物を含めて、一つの累層の単元とし、三つの異なる岩相に対して下位からドナン層・トウング田層・サンニヌ台層と呼んでいる。

本図幅では、矢崎(1979)の地層区分にしたがうが、その後の検討結果トウング田層及びドナン層に見られる田原川石灰岩及び峠石灰岩はレンズ状の形態を示して介在することから、石灰岩と非炭酸塩碎屑性堆積物を区分するために、トウング田層に含まれる非炭酸塩碎屑性堆積物を帆安部層と呼び、ドナン層に含まれる非炭酸塩碎屑性堆積物を久座部層と呼び区別した。すなわち、下位から久座部層と峠石灰岩より構成するドナン層、帆安部層と田原川石灰岩より構成されるトウング田層及び含礫砂層と馬鼻石灰岩より構成されるサンニヌ台層の三つの累層に区分した。



第35図 久部良部落南部丘陵地にみられるドナン層 (Do) とトウング田層 (To) の不整合 (Uc)

IV. 1 ドナン層 (Do)

本層の命名は、坂井ほか(1978)によるものであるが、前項で述べたように矢崎(1979)は、本層の一部に石灰岩が含まれることから、本層を下位から砂層及び含礫砂層・峠石灰岩・粘土層及び砂層の三つの岩質に区分していたが、本図幅では、石灰岩と非炭酸塩碎屑性堆積物の二つの岩質に区分し、石灰岩を従来の峠石灰岩、非炭酸塩碎屑性堆積物を一括して久座部層として扱った。

IV. 1. 1 久座部層 (Kz)

本部層の模式地は、第33図に見られるように、地域によって岩相が極端に異なることから模式地の認定はしない。しかし全体の関係が見られる場所はサンニヌ台海岸の海蝕断崖の中腹で見られる(第33図◎及び①地質柱状図参照)。

分布 祖内一比川低下帯に沿う旧島仲部落付近の縁辺部及び、ウブンド凹地らに比較的広い分布が見られる。このほか、ヌルガン付近の丘陵地及び久部良一与那国岳地壘山地中腹部に見られる陥没状の小凹地を埋没充填しているものがある。

層序関係 下位の八重山層群とは、第34図で明らかなように傾斜不整合、上位のトウング田層とは、地域東方では整合、西方では第35図に見られるように軽微な不整合と見なしている。

岩質・層厚 下位の八重山層群から由来する現地性碎屑性堆積物である礫・砂及び粘土層を主とするが、一部には埋木状の木質亜炭の薄層(鍵層D-1)を介在している。本部層の分布地域を通じて岩質級化の累重関係は、下位か上位にかけての上方細粒化堆積サイクルの形式が認められる。すなわち、下位層準で礫層を主とし、中位層準で砂層・上位層準では粘土層を主とする傾向が見られる。礫は、100%が八重山層群からの由来するもので、砂岩礫が圧倒的に多いが一部では頁岩礫も見られる。礫径は場所により多少異なるがサンニヌ台海岸及びヌルガン付近で特に大きく、径70-150 cm 内外の円礫—亜角礫状を呈するものが多い。これに対して旧島仲部落付近の本部層の比較的広い分布を示す地域第33図の㊸付近では、礫径はほぼ同じであるが、礫の密度があらくいわゆる含礫状を呈しているとともに、礫と礫の間げきを充填する極粗粒砂層には径2 cm 以下の円礫チャートが混入している。砂は、褐黄色—暗黄色を示す中粒均一な淘汰のよい八重山層群由来の石英粒を主とするが、わずかに長石粒及び炭片粒が混入している。しかし、不思議に炭酸塩岩由来の岩片砂が見られない。粘土は、青灰色—暗緑灰色を示す細粒シルト質粘土である。本部層の層厚は0-56m である。

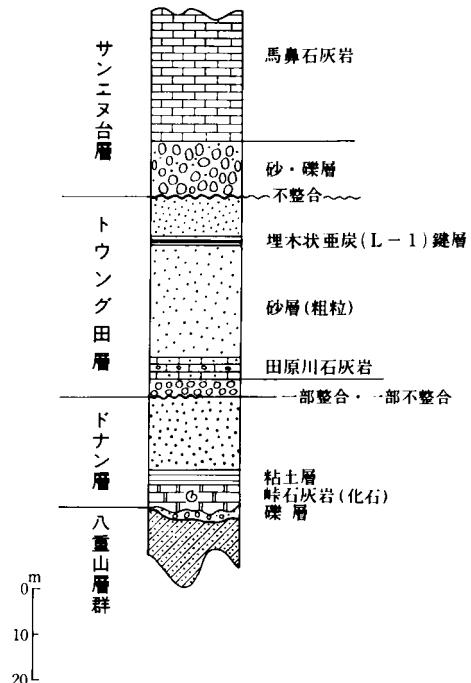
IV. 1. 2 ^{とうげ} 峠石灰岩 (To)

模式地 祖内部落からサンニヌ台に通ずる町道のほぼ中間点にある峠の崖。

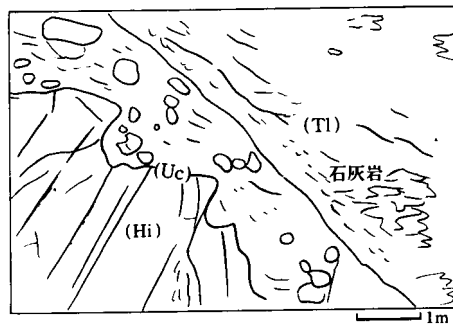
分布 模式地付近だけに確認されるだけである。

層序関係 確認される第36図のような露頭付近では、第37図に見られるように峠石灰岩の下部には、厚さ1 m 内外の縁辺礫層あるいは基底礫層に対応されるものと見なされる現地性風化碎屑物が見られ、それを境として八重山層群と不整合で接している。上位は、久座部層の薄い粘土層と整合している。本石灰岩は、前述したように模式地の一カ所で確認されるだけで、他の地域及び地下水探査坑井を含めて検討しても、確認されないことから局部的に発達するものと見なされる。このことは、後述する岩質などから見ても特異な様相を呈していることから特種の堆積環境下にあったものと推定される。

岩質・層厚 わずかに再結晶が見られ、あめ色—褐色を呈する石灰岩の岩片礫で、礫径5-7 cm 内外のものを主とする。礫は角礫状—亜角礫を呈し、石灰藻及び化石を包有する碎屑性微晶質石灰シルト岩である。礫と礫との間げきには、褐色—



第36図 峠付近における峠石灰岩 (Ti) の地質柱状図



第37図 峠付近にみられる八重層群比川層 (Hi) と峠石灰岩 (Ti) との関係

黄褐色を示す風化生壤と思われる砂質粘土が充填しているが、恐らく、本石灰岩形成以後に雨水などにより間げきに流入されたものと考えている。本石灰岩は後述する田原川石灰岩及び馬鼻石灰岩のようにサンゴ礁進化の経過のなかで見られる礁怪石灰岩やバックリーフあるいはトップリーフ性碎屑性石灰岩とは異なり、むしろ礁怪石灰岩及び碎屑性石灰岩の岩体から由来した二次的な風化炭酸塩碎屑性岩片礫が沿岸性碎屑堆積物として形成されたものと考えられる。このようなことが、本石灰岩を局部的に発達させている理由ではないかと推定している。厚さは0-4m内外である。

化石 本石灰岩の産出する化石は、*Callianassa* sp. 及び *Caducifer* sp. が多産するほかに、2枚貝化石が産出するが同定できない。これらの化石は、浅海域の潮間帯のものが主である。

IV. 2 トウング田層 (To)

本層の命名は矢崎(1979)によるが、それによると本層は岩質の上から砂層及び砂礫層・田原川石灰岩

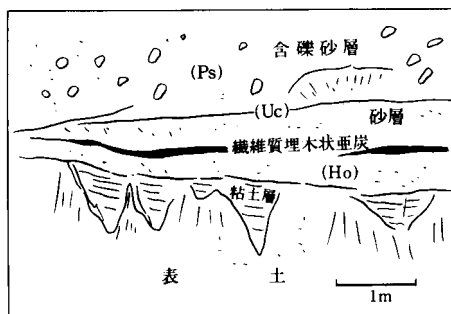
・粘土層及び砂層の三つの部層に区分しているが、本図幅では石灰岩と非炭酸塩碎屑性堆積物の二つの部層に区分し、石灰岩を従来通り田原川石灰岩とし、非炭酸塩碎屑性堆積物を帆安部層をした。

IV. 2. 1 ^{ほあん}帆安部層 (Ho)

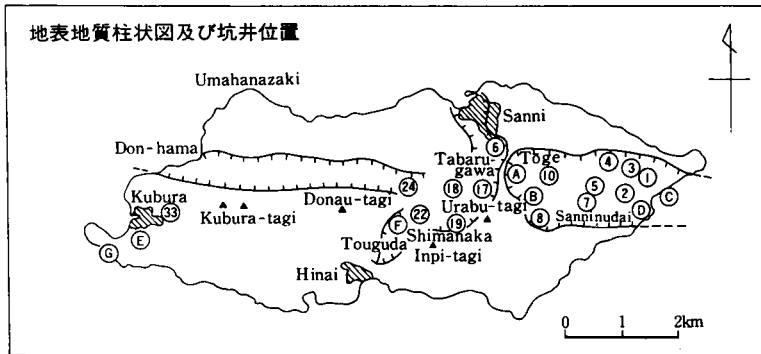
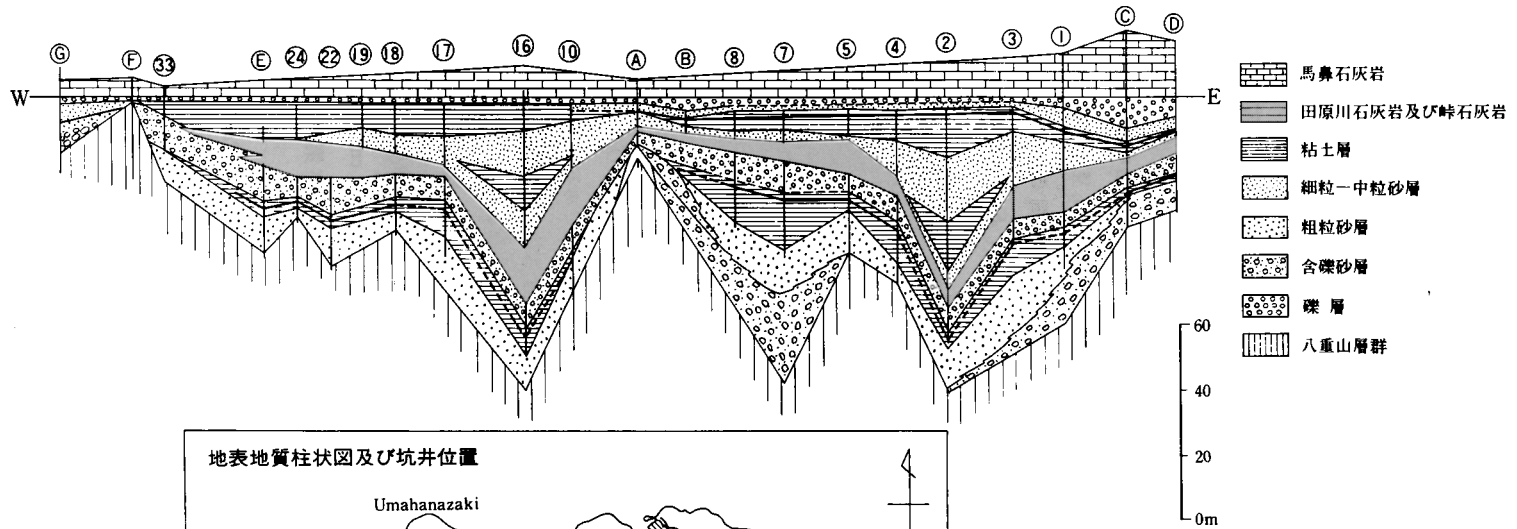
模式地 本層が最も厚く発達している地域は、田原川中流域及び帆安南部水田地帯に見られる地下水探査坑井であるが、横への岩相変化が顕著で、場所により累重関係が異なることから、下位のドナン層と同様に模式地を設定していない。しかし、本層の上下関係が明らかにされる場所は、サンニヌ台付近の海蝕崖中復である第33図の◎・①地質柱状を読み取れる付近である。

分布 本地域の地塁状山地地形域と北側の台地状地形域に挟まれる溝状の地溝及び凹地の縁辺丘陵地に標式的な分布が見られる。このほか、新川中流域から上流にかけての凹地及びビヌルガン付近に小分布が見られる。

層序関係 下位のドナン層とは、一部整合、一部不整合であるが、全体的な傾向として、西方で不整



第38図 帆安付近の採上場切羽におけるサンニヌ台層の含礫砂層 (Ps) トウング田層帆安部層 (Ho) との不整合 (Uc) 関係



第39図 琉球層群の地質柱状と地下水坑井地質柱状図と総括した層序断面

合関係が見られ、東方地域で整合的である。上位のサンニヌ台層とは、第38図に見られるような不整合図系を示している。

岩質・層厚 下位のドナン層久座部層と同様八重山層群から由来した砕屑性の礫及び砂を主とするが、一部には青灰—緑灰色の粘土層及び繊維質埋木状亜炭層(鍵層 T-1)を介在する。本部層の岩質的累重関係は、第33図及び第39図で明らかのように、場所により相異がある。しかし、総体的な傾向としては、上方細粒化の傾向が見られる。すなわち、下位層準で礫層及び含礫砂層、中部の層準で砂層及び炭酸塩岩(田原川石灰岩)、上位の層準で粘土層及び砂層によって構成されている。礫質は、八重山層群から由来する砂岩礫及び頁岩礫の円礫であるが、圧倒的に砂岩礫が多い。礫径は、地域西方で、径5-10cm内外を示し粗雑な含礫状を呈するのに対して、地域東方ではm-30cm内外の礫径を示し含砂率の低い礫層である。砂は、八重山層群の砂岩から由来する褐灰色—黄褐色を呈する中粒—粗粒の淘汰の悪い粗雑な砂で、主として、不透明石英粒であるが長石類及び炭酸塩砕屑粒からも見られる。粘土は、青灰色—青緑灰色を呈する粘性の強い細粒粘土である。本部層の層厚は0-60m弱である。

化石 本部層の上位層準の粘土層から *Proclana kochi* (PHILPPI) ?, *Endemoconus sieboidi* (REEVE) ・ *Endemoconus* (FULTON) 及び *Lucina* sp. の化石が産出している。

IV. 2. 2 ^{たばる} 田原川石灰岩(Ta)

模式地 田原川上流地域の水源地位付近の採石場。

分布 模式地付近から北川部落へ通ずる町道付近の丘陵地に主な分布が見られる。このほか、サンニヌ台—新川鼻帯状山地の一部及びインピ岳南斜面の中復らに小分布が見られる。

層序関係 本石灰岩は、帆安部層のほぼ中間的な層準にレンズ状に介在する。上・下の各岩相とは、整合関係である。

岩質・層厚 灰白色—白色を呈する炭酸塩砕屑砂と、いわゆる礫性堆積物及びフォアリーブ砕屑性石灰岩によって構成されるが、概して前者が上位層準で、後者が下位層準である。上位の炭酸塩砕屑堆積物は、主として炭酸塩砕屑性粗粒砂と八重山層群の砂岩より由来する砕屑性砂とによって構成されているが、その比率は7:3内外である。しかし、5:5内外と見られる場所もある。このほか群体サンゴの小片が基質に関係なく散在することから、粗雑な炭酸塩砕屑砂層として観察される。砕屑性石灰岩は、サンゴ、腕足動物、蘇虫動物及び石灰藻らを主とする塊状石灰岩と、有孔虫砂及び石灰砕屑砂を主とするルーズな層状石灰岩との互層を呈している。互層の形状は、塊状部が10-30cm内外に対して、層状部40-60cmと厚く全体として層状部の優勢な互層である。層厚は、第33図及び第39図に見られるように地域によってかなりの変動があるが、0-15m内外である。

本石灰岩の旧島仲部落の採石場において *Chlamys radula* (LINNE), *Pecten* sp., *Adusta* sp., *Erronea* sp. 及び *Plicatula* sp. らの意外と水深(—100m内外)の深海化石が産出する。

IV. 3 サンニヌ台層(Sa)

本層は、坂井ほか(1978)の琉球石灰岩上位の礫石灰岩及び黒川ほか(1979)の琉球石灰岩 I に相当する

層準のもので、矢崎(1979)の命名である、本層は岩質的に上位の礁石灰岩(馬鼻石灰岩)と、その下位に発達する含礫砂層とに区分される。しかし、この含礫砂層は場所によって欠除し直接馬鼻石灰岩だけの地域もある。

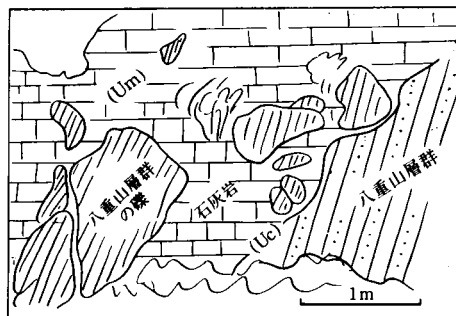
IV. 3. 1 含礫砂層(Ps)

模式地 サンニヌ台付近の海岸断崖.

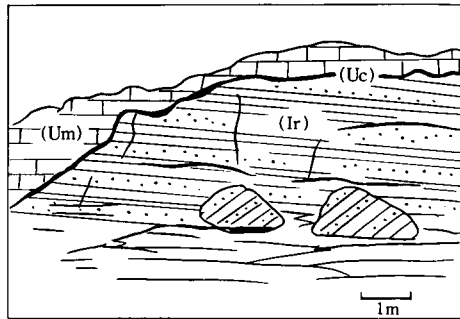
分布 模式地付近からサンニヌ台溝状凹地周辺部の採土場から峠付近にかけて比較的標式的な分布が見られる。このほか久部良部落西方では第40図に見られるような巨礫を伴う薄い礫層が見られる。しかし、久部良部落北部の久部長良台地においては、第41図のように全く含礫砂層を欠如し直接馬鼻石灰岩と八重山層群とが接している。

層序関係 下位のダウング田層とは、第41図に見られるように不整合、上位の馬鼻石灰岩とは漸移関係を示している。

岩質・層厚 礫は八重山層群の砂岩、頁岩から由来する円磨度のよい礫で礫径は第40図に見られるよ



第40図 久部良部落付近でみられる八重山層群と馬鼻石灰岩(Um)との不整合(Uc)関係



第41図 久部良原台地にみられる馬碁石灰岩 (Um) と八重山層群 (Ir) の不整合 (Uc) ここではサンニヌ台層下部の含礫砂層を欠除している

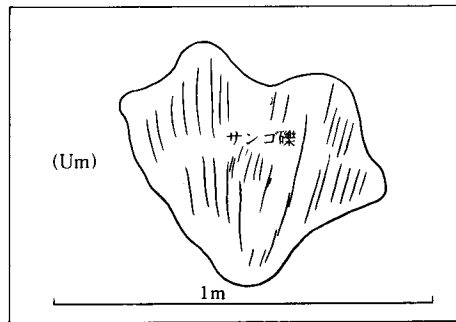
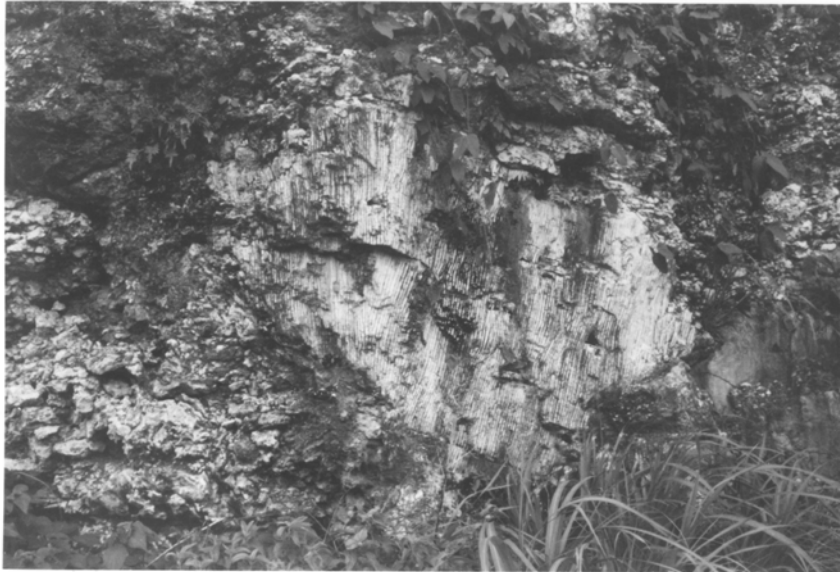
うに巨礫 50-100 cm のものから、5-10 cm 内外にかけての礫径が見られるが、概して含礫砂層の層厚の薄い地域において礫径が大きく、かつ含礫率が大きいものに対して、層厚の厚い地域では、礫径も小さくなるとともに含礫率が少なくなり含礫砂層が主体となる傾向が見られる。頁岩礫は、総体的に少なく、かつ砂岩礫に比較して礫径も小さく、層理面に長い鱗片状のものが多く、砂は、八重山層群から由来する碎屑性の中粒—粗粒の粗雑な砂を主とするが、地域により炭酸塩碎屑性砂の多く混入する場所もある。特に地域東方のサンニヌ台付近においては顕著である。層厚は、0-10 m 内外が推定される。

化石 サンニヌ台溝状凹地付近の採上場より *Ostrea* sp. を採集した。

IV. 3. 2 ^{うまばな}馬碁石灰岩 (Um)

模式地 地域北西部の馬碁崎付近海蝕崖。

分布 本石灰岩は、模式地付近の台地を中心とする地域北半部の平坦な台地地形域に広い分布が見られる。このほか、地域南西部の丘陵地の一部及びサンニヌ台付近の平坦面に小分布がある。



第42図 馬鼻石灰岩 (Um) 中の群体サンゴ礁 (成長位がみられる)

層序関係 下位の含礫砂層とは漸移関係を示すが、含礫砂層を欠除している地域では、下位のいずれの地層とも顕著な不整合関係を示している。上位の各堆積物とは不整合である。

岩質・層厚 本石灰岩は、いわゆる礁性石灰岩で褐灰色—あめ色を呈し生物遺骸、特にサンゴ、蘇虫動物及び石灰藻を基質とする多孔質の塊状含礫質石灰砂岩である。本石灰岩には、径 10-80 cm 内外の成長位を示す円形及びだ円状の不揃いの群体サンゴ礁を多く介在することが常である。このサンゴ礁の一部には、第42図に見られるような成長位を示すものも含まれている。このほか本石灰岩を特徴づけるものとしては、基盤である八重山層群から由来する砂岩及び頁岩の岩片礫を介在することである。特に八重山層群とアバットで接する付近では、径 50-80 cm 内外の巨礫を含む場所もある。しかし、不整合付近から遠ざかるにしたがって、礫径は小粒になる。層厚は、4~20m+である。

化石 全般を通じて少なく、同定不能の二枚貝及び巻貝化石片がわずかに産出する。

V. 完新世堆積物

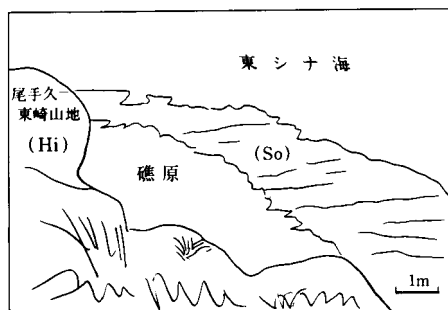
本地域に分布する完新世堆積物は、祖内石灰岩・風化土壌・砂丘堆積物・氾濫原堆積物及び段丘堆積物からなる。

V. 1 ^{そない}祖内石灰岩 (So)

模式地 祖内部落北部海岸。

分布 模式地及び北川部落南西海岸に比較的広い分布が見られるほか、第43図に示すような東崎西海岸に標式的様相を呈する小分布が見られる。

層序関係 本石灰岩は、坂井ほか(1978)による Arised Reef 石灰岩として扱われた層準に対応するもので、下位の琉球層群とは不整合、上位の各堆積物とも不整合である。



第43図 大迫海岸にみられる祖内石灰岩 (So) と尾手久一東崎山地の八重山層群 (Hi)

岩質・層厚 灰白色—白色不均—粗雑な石灰岩岩片礫(径 3-30 cm)及びサンゴ碎屑性礫(径 5-30cm)を包有する含礫状礁性碎屑性石灰岩であるが、一部には石灰藻類らの現地性の完全な固体や礁石灰岩の完全なフレームワークを保存している場所もある。層厚は 2-7m 内外である。

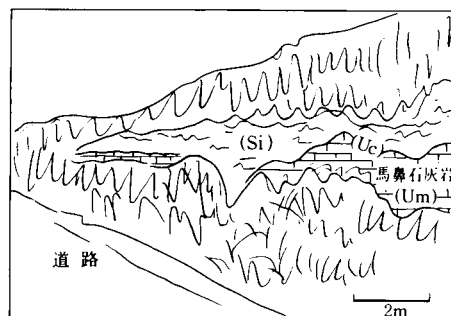
V. 2 風化土壌(Si)

模式地 祖内部落から北川部落に通ずる町道付近の旧島仲部落の耕地。

分布 模式地付近から桃田原及びナン原台地にかけての耕地には、第44図に見られるような標式的な広い分布が見られる。このほか、サンニヌ台付近の平坦面の一部及びダン浜から久部良凹地にかけて小分布が見られる。

層序関係 上・下の各堆積物とはいずれも不整合。

岩質・層厚 赤褐色—暗褐色を示しやや砂質の均一質粘土層であるが、粘性に乏しい。層厚は 0.5-3m 内外であるが、高位標高に本層は比較的厚いのに対して、低位標高の平坦面のものは薄い傾向が見られる。



第44図 桃田原からナン原台地にかけてみられる風化土壌 (Si) と馬鼻石灰岩 (Um) との不整合 (Uc)

V. 3 砂丘堆積物(S)

模式地 比川湾付近.

分布 模式地付近及び波多港付近の沿岸に標式的に発達するほか、トグル浜・ダン浜・久部良港沿岸及び尾手久北部海岸に小分布が発達している.

層序関係 上下の各堆積物とは不整合. 本堆積物には、薄い二枚の埋没腐植層が確認されていて、¹⁴C年代測定結果が古川(1977)によって発表されている. それによると、本堆積部の比較的上位層準に見られる二枚の埋没腐植層は、730±80年 B.P.-1620±60年 B.P.とされている.

岩質・層厚 白色一灰白色を呈する中一粗粒の有孔虫・貝殻・サンゴなどの礫性碎屑砂を主とする炭酸塩岩の碎屑砂であるが、一部には不鮮明な円磨度のよい石英粒も多く認められる. 本堆積物の上位層準には、二枚の埋没腐植土層である暗灰一暗黒褐色を呈する層厚 10-30 cm 内外の薄層を介するが本地域全域には追えない. したがって一部の地域だけに確認されること、本層の包含される褐色土器片(バナリ系土器)²⁾の可能性が強く、特に大形貝殻には人工打製の可能性を指摘されていることから人為的なものと見なされている.

V. 4 氾濫原堆積物及び段丘堆積物

本地域の比較的低標高地に見られる水田耕地付近に発達する河川氾濫原及び低位段丘面らの表層を形成している、礫・砂及び粘土によって構成される堆積層を一括したものである.

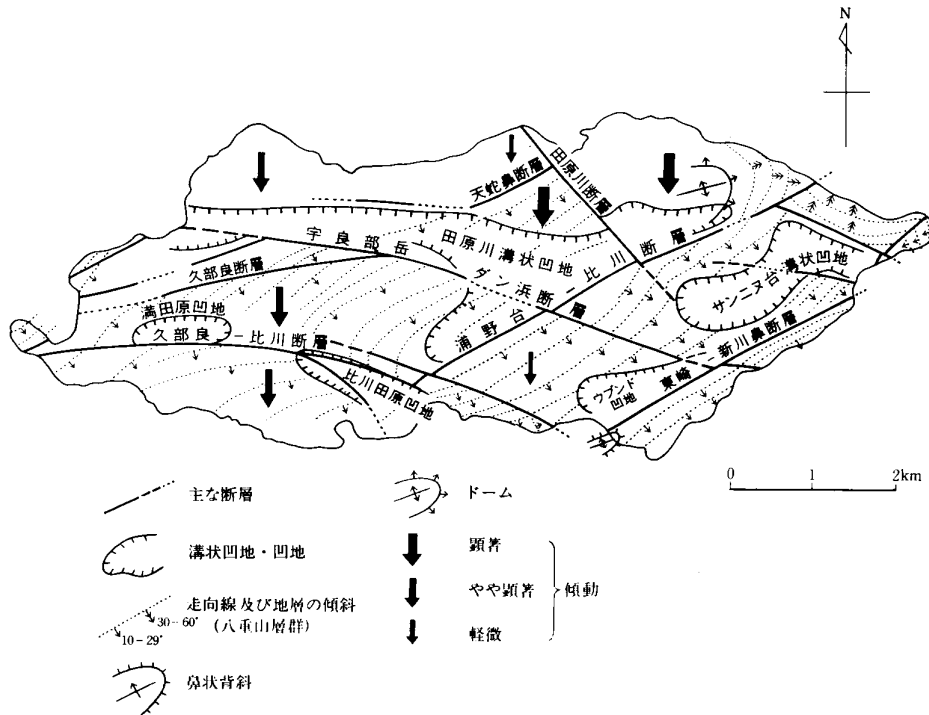
VI. 地 質 構 造

本地域の地質構造は、全体の地層分布や地形的に明瞭な断層崖の存在及びケスタ状の構造地形によって明らかのように、断層・傾動運動による構造変形を受けて地塊化されている.

VI. 1 断 層 系

本地域は台東断層付近を境として、北進するフィリピン変動帯の延長である台湾と、南進する琉球弧との会合部付近に相当することから、二つの島弧系の活動に起因する相異なる東-西方向の断層系と、北東-南西方向の断層系が主なものである. 東-西方向の断層系は、地域西半分の久部良-与那国岳地壘状山地周辺部において顕著であるのに対して、北東-南西方向のいわゆる琉球弧方向を示す断層系は、地域東半分の宇良部-インビ岳地壘状山地周辺部に顕著である. すなわち台東断層に近い西側において、東-西方向を示し、東側に近づくほど北東-南西方向を示すと言う結果になるが、たかだか 20 km 内外

²⁾ 八重山地方に発掘されている土器を総括しての呼称名.



第45図 与那国島の地質構造図

の地域でのことであって主観的傾向と言わざるを得ない。

東-西方向及び北東-南西方向を示す二つの断層系のなかで、本地域の構造変形の主体となるものは第45図に示す北東-南西方向の浦野台-比川断層と、ほぼ東西方向を示す宇良部岳-ダン浜断層である。浦野台-比川断層については、既に古くから YOSHIWARA (1901) が断層としては指摘しており、本文においても現地形的背景から祖内-比川低下帯と呼びその形成上の原因を断層と結びつけている。宇良部岳-ダン浜断層は、久部良-与那国岳地壘状山地の北限を区切り、宇良部-インピ岳地壘状山地に段差を作り東海岸に連なる断層である。この断層に沿った北側には、ほぼ東西方向に発達する田原川溝状凹地が形成されていて、祖内-比川低下帯と同様な意義を持つ東西方向の低下帯を形成している。

このほかの断層のうち、北東-南西方向を示すものとしては、東崎から新川鼻の東海岸に沿う東崎-新川鼻断層及び、大蛇鼻に標式的な断層崖を形成している大蛇鼻断層がある。東崎-新川鼻断層は、第4図の地形構造区分図に見られるように、サンニヌ台-新川鼻带状山地並びにウブント凹地形成との関連が深い断層と見なされる。

宇良部岳-ダン浜断層のようにほぼ東西方向を示す断層は、久部良-与那国岳地壘状山地の南斜面に見られる久部良-比川断層及び久部良岳の北側から久部良部落に達する久部良断層らが副次的な断層である。このほか東西方向の断層系に入るものとしては、久部良断層と平行する断層・久部長原台地北側の小断層・桃田原台地南側の断層及び東部地域の尾毛久山地南限とサンニヌ台北側に見られる二條の小

断層がある。これらの断層のうち久部良一比川断層は、第4図の地形構造区分図に見られる、満田原や比川田原凹地らの凹地を形成するとともに樽舞丘陵地のような山地形成とも関連があるものと見なされる断層である。

以上のように本地域の断層系は、ほぼ東西方向のものと、いわゆる琉球弧方向を示す二つの方向のものが主であるが、大蛇鼻の北東側には北西-南東方向を示す田原川断層がある。したがって従来から言われている南西琉球の断裂系である三つの方向性、すなわち北東-南西方向の琉球弧方向・東西性の大東海嶺方向及び北西-南東方向の九州-パラオ海嶺方向(琉球弧胴切方向)の三つの断層系が本地域においても確認される。この三つの方向の断層系のうち、北東-南西の琉球弧方向のものと、これに直交する琉球弧を胴切する方向の北西-南東の断層系はほぼ直線的に延びるが、東西系のいわゆる大東海嶺方向のものは湾曲した形状を示していて、南からのつき上げの要因による逆断層とも考えられるが確証はない。したがって、各々の断層を垂直成分のものと想定してみると、変動量は100 m以内と言う結果が得られる。

以上三つの断層系の概略を述べたが、個々の断層系の新旧については、明瞭な判定をつげかねている。しかしいずれの断層も琉球層群を切っていることから、意外と新しい時代まで活動した断層と考えられる。特に、ほぼ東西に連なる溝状凹地及び祖内-比川低下帯のような陥没状の凹地には、層厚80 m内外の琉球層群が堆積していることなどから考えると、琉球層群堆積以前から既に北東-南西方向及び東西方向の断層系があったものと見なされる。したがって、北東-南西方向及び東西方向の断層系の一部には、琉球層群堆積以前から以後にかけて活動するいわゆる活断層的なものも含まれていることも考えられる。このようなことから北東-南西方向及び東西方向の断層系のものが北西-南東方向のものに比較して古いものと推定している。

VI. 2 走向・傾斜

八重山層群の走向は、第45図に見られるように北東-南西方向を示す、いわゆる0時方向から3時方向のものが主体であるが、地域北東部の尾手久-東崎带状山地付近には、これと直交する北西-南東方向の走向を示すものもある。しかし、全体としては東北東-西南西及び西北西-東南東方向のほぼ東西に近い走向を示すものが大部分である。

傾斜は、大部分が南東側に10-30度内外の緩い傾斜を示すものが多いが、地域北東部の尾手久-東崎山地の走向方向の異なる地域では、北東側へ30-60度内外の高角度の傾斜を示す場所もある。一般に走向・傾斜は、断層線に沿う付近で多少の乱れが見られる。

琉球層群の走向・傾斜は、ほとんど水平であるが凹地堆積盆の縁辺部の一部には、はね上がりで見なされるわずかに傾斜の異なる場所もある。

VI. 3 傾動運動

本地域は既に述べたように三つの方向性を持つ断層系によって、幾つかの地塊状に分割されている。

これらの地塊の大部分は、北側で高角度の傾斜面を示し、南側で緩傾斜を示す、いわゆる南側に回転するという規則性が見られる。しかしよく見ると地域全般に渡ってではなく、祖内一比川低下帯を境にして、西側において顕著であるのに対して、東側はやや軽微な傾向しか見られない。

このことは、前述した湾曲線状を呈す西側地塊の多くの断層系との関連が強いように考えられ、かつ祖内一比川低下帯を形成したと推定される浦野台一比川断層方向の断層系の意義は大きい。

VI. 4 背斜・向斜

八重山層群は大部分が南東側に傾斜する単斜構造であるが、浦野合から尾手久にかけての丘陵地に浦野台一比川断層とのからみのあるドームが推定され、新川鼻川口付近には小規模な背斜がある。

VII. 琉球層群の岩相変化と堆積環境

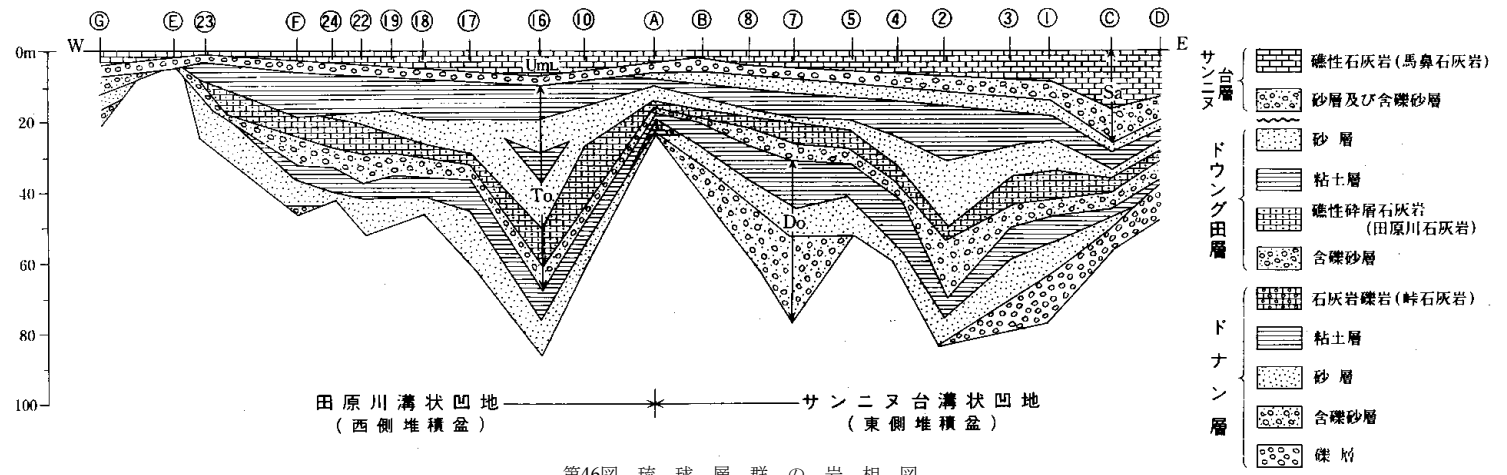
琉球層群は、八重山層群由来の陸原性砕屑性堆積物と、礁石灰岩及び礫性砕屑性堆積物という性格の相異なる岩質によって、ほぼ東西方向並びに北東-南西方向に発達する陥没状の溝状凹地を埋没状に堆積している。しかし、溝状凹地の堆積物の層厚や岩質の累重関係及び岩相の横への関係などは、直接地表から把握することは困難であることが普通であるが、幸いにも沖縄総合事務局で実施した多くの地点(第39図に示した坑井位置図参照)の坑井調査結果の地質関連資料を見せていただき、筆者が実施した地表調査結果とも関連させて、第46図に示すような層序断面図を作ることができた結果、琉球層群の岩相変化及び堆積環境の概略的傾向を知ることができた。

ここに示した、ほぼ東西性の陥没状の溝状凹地は、図で明らかのように峠(A)付近を境として、西側堆積盆(田原川溝状凹地)と東側堆積盆(サンニヌ台溝状凹地)とに区割されている。この両堆積盆の基盤までの深度を地表から見ると、西方から東方に徐々に基盤深度を増し、田原川中流域の坑井番号⑩の地点で78m内外を示し、峠付近の両堆積盆を区割する付近で急激に浅くなっていたが、そこより再び東方へ深度を増し坑井番号⑦で77m坑井番号⑤で45mとやや浅くなるが、坑井番号②で再び深度を増し、最大深度である84m強を示し、東海岸の⑩付近にかけてやや浅くなる傾向が見られる。

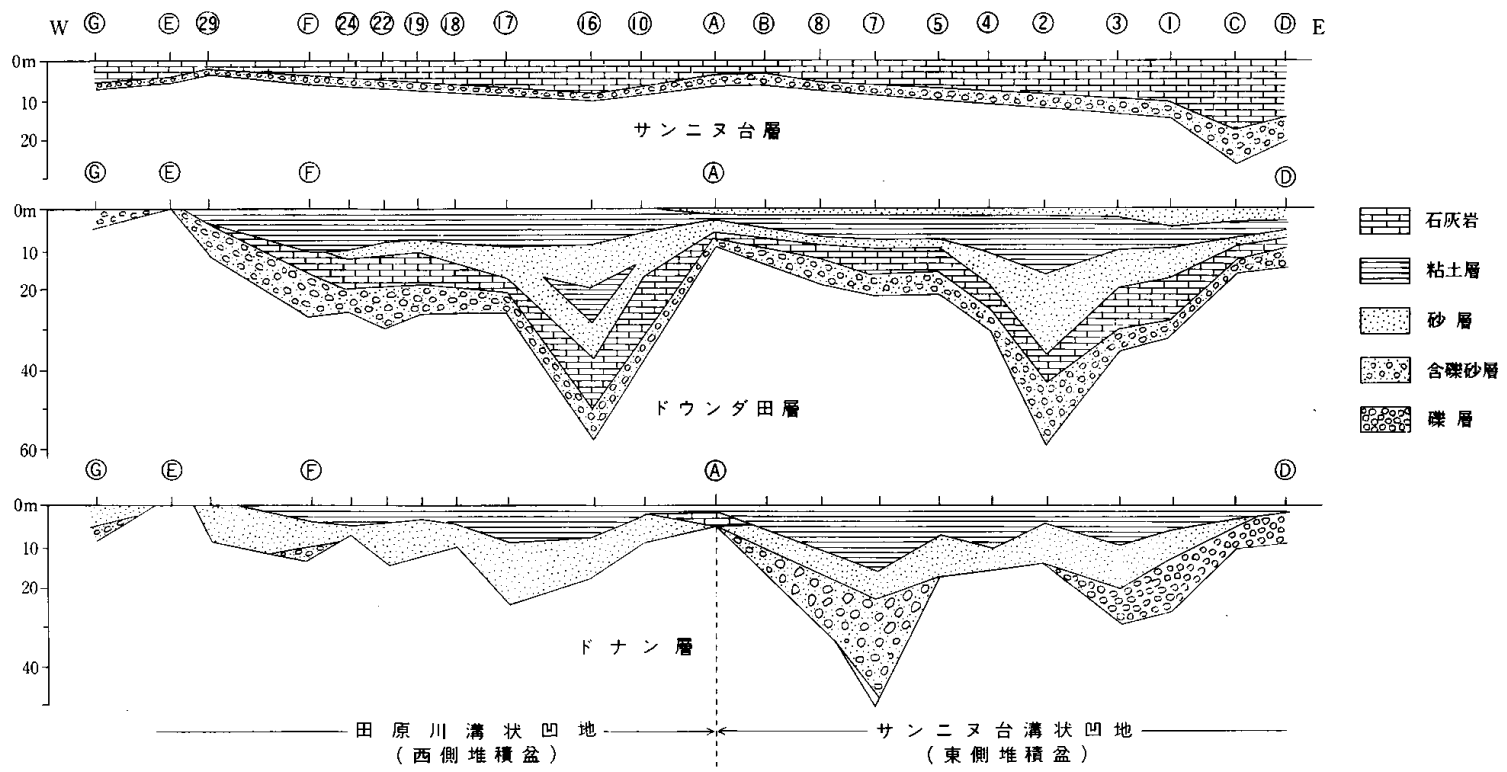
以上のように二つの堆積盆は、意外と深く、西側から徐々に基盤深度を増し東側で急激に浅くなる。いわゆる基盤面には、多小の起伏があるが、全体的な傾向として、西側の基盤面伏角が低角度であるのに対して、東側が高角度ということになる。したがって、東側のサンニヌ台溝状凹地に最大層厚部が見られることは当然であって、西側から東側と言う一つの論拠的な要素を含んでいる。このことは、後述する岩相変化との関連においても言える。

VII. 1 岩相変化

第47図は各累層別に見た岩相変化の様相を示したものである。これによるとサンニヌ台層においては、前述した二つの堆積盆の区割が判然としていないが、下部を構成する含礫砂層は東側に厚く西側に



第46図 琉球層群の岩相図



第47図 琉球層群各累層別の岩相変化

薄いと言う傾向が読みとれる。

トウング田層においては、上位のサンニヌ台層では判然としていなかった峠(A)付近を境にして二つの堆積盆が判然とするとともに、両堆積盆ともほぼ同様な層厚を示している。しかし、各岩質別に見ると東側堆積盆で砂層及び砂礫層が厚いのに対して、西側の堆積盆においては礫性碎屑石灰岩及び粘土層が厚い。特に両堆積盆において共通する傾向は、各堆積盆の翼部において碎屑性の石灰岩が厚く、基盤岩の深い場所では陸源性碎屑性堆積物が厚くなる傾向が見られる。しかし、本層の全体的な傾向を見ると、上位のサンニヌ台層と同様に東側の堆積区で粗粒相が厚く、かつ堆積物の総量が厚い。

下位のドナン層は、中位のトウング田層ほど明瞭な東西の堆積盆の区割は見られないが、峠(A)付近を境にして岩相及び層厚において判然とした区分が見られる。すなわち本層の最下限を規定する礫層が東側のサンニヌ台溝状凹地の東側堆積盆には明瞭に識別できるものが、峠(A)付近を境として識別が困難となるとともに、東側堆積盆の層厚と西側堆積盆との層厚に顕著な差が明瞭になる。すなわち、西側堆積盆の最大層厚が22m内外に対して、東側の堆積盆の最大層厚部は約2倍の50m内外に達している。本層の岩相変化の傾向としては、基盤面の深い凹地で礫層及び粘土層が厚くなる傾向が見られる。特に礫層は、凹地縁辺部でやや厚く発達しているのに対して、砂層は堆積盆のほぼ中心部付近において厚くなる傾向が見られる。

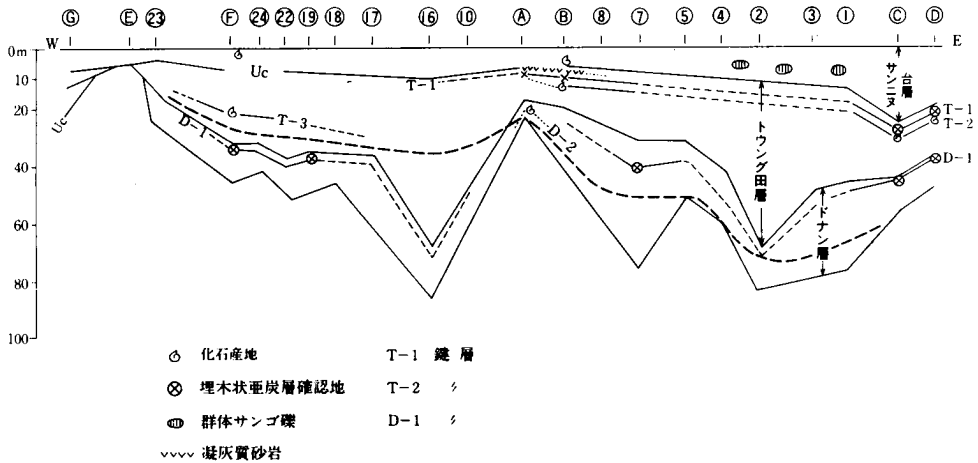
以上各累層別に見た概略的な岩相変化について述べたが、いずれの累層とも西側の田原川溝状凹地である西側堆積盆から東側のサンニヌ台溝状凹地の東側堆積盆にかけて粗粒相が厚層化するとともに、層厚においても西側堆積盆が薄く東側堆積盆が厚層化するという傾向が見られ、前述した西側から東側と言う論拠に対する対応と見なされる。

なお、ドナン層の峠付近に見られる薄い峠石灰岩は、峠付近だけに確認されているもので、横への関係はつかめていない。

VII. 2 堆 積 環 境

第48図は本層群の堆積環境の目安となる化石及び埋木状の炭化物らの、産出地を示したものである。T-1 鍵層は、繊維質の多い草炭状の炭化物で、A・B・C及びD付近で確認される。T-2 鍵層は、*Endemoconus* らの海生化石を主とするもので、B・C及びD付近で産出している。T-3 鍵層は、田原川石灰岩より産出する *Pecten* らの水深が-50~-100 m 内外と言う意外と深い要素を示す化石を主とするもので、E付近の採石場において産出するだけである。D-1 鍵層は、葉緑樹の木質炭化物で、E・C及びD付近で確認されるとともに、坑井番号⑦及び⑨でコアーとして確認されている。D-2 は、峠石灰岩より産出する *Callianassa* らの主として潮間帯の要素を示す化石であるが、本石灰岩の分布が限られていることから鍵層と言うより環境の指示としての要素が強い。

このほか、E付近のサンニヌ台層下部の含礫砂層から *Ostrea* sp. 及びE付近の馬鼻石灰岩から海棲の巻貝及び二枚貝を採集している。したがって、この溝状凹地に見られる琉球層群のうち、西側の田原川溝状凹地堆積盆では、トウング田層の田原川石灰岩から上位の層準については海域の進入があったものとしなければならないのに対して東側のサンニヌ台溝状凹地堆積盆においては、ドナン層の峠石灰より



第48図 琉球層群の堆積環境の目安となる鍵層

上位の層準は海域の影響があったものと見るべきであろう。この結果、第51図の太い点線で示したように東側の堆積盆と西側の堆積盆との間には、海域の進入した時期に多少のずれが見られる。このことを理由づけるのか、東側堆積盆に見られるトナン層の最下位を構成する礫層の含砂率が極端に少なくなく、かつ円磨度が良いのに対して、西側の堆積盆では礫層を欠如し、粗雑な砂相を呈している。このようなことも、海域の進入時期の早い遅いに関連があるのかも知れない。特に、F-3 鍵層に見られる水深の深い要素をもつ化石を多産する層準があることから、この二つの溝状凹地堆積盆は意外と深く断層に伴う構造的陥没凹地ではなかったかと推定している。

VIII. 応用地質

VIII. 1 石材

本地域で利用されるコンクリートブロックの骨材用として、田原川石灰岩の採石場が旧島仲部落付近で小規模に行われている。

VIII. 2 土壌

本地域の北部に発達する馬鼻石灰岩によって形成されている平坦台地の上に、トウング田層の陸源碎屑堆積物を被覆させ、原野を耕地に転用するために第49図に見られるような大規模な採土が帆安付近で実施している。



第49図 帆安付近における帆安部層の採土場（北部地域の石灰岩露岩平坦台地の客土用に利用されている）

VIII. 3 水 理

本地域は、南西諸島のうち比較的地下水に恵まれていることから、水田耕地が多い。しかし、旱魃時に対応するために新川下流のダム計画及び東崎南部の地下ダム計画が沖縄総合事務局において進められている。

文 献

- 荒木 裕・中川久夫(1978) 西表島の八重山層群. 琉球列島の地質研究, vol. 3, p. 53-60.
- BLOW, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. Ist. Internat. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva, 1967*, vol. 1, p. 199-422.
- 坊城俊厚・矢崎清貫(1972) 琉球弧南部における第三系と「琉球構造線」の意義(演旨). 地調月報, vol. 24, p. 107-108.
- FOSTER, H. L., STENSLAND, C. H., MAY, H. G., FOSBERG, F. R. and ALVIS, R. L. J. (1960) Military geology of Ishigaki-shima, Ryukyu-retto (I), (II). *Geol. Br., Intell. Div. Off. Eng. Hq. U.S. Army Forces Far East, with Person, U.S.G.S.*, 323 p.
- 富士越金之助(1875) 日本地誌略(北海道・柯太州及び琉球国之物). 東京書材, p. 73-75.
- 古川博恭(1977) 八重山群島与那国島砂丘砂層中の埋没腐植層の¹⁴C年代. 琉球列島の地質研究, vol. 2, p. 143-144.

- HANZAWA, S. (1935) Topography and Geology of the Ryukyu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser.* 2, 17, p. 1-59.
- KARIG, D. E. (1971) Origin and development at marginal basins in the western Pacific. *Jour. Geophys. Research*, vol. 76, p. 2542-2561.
- 木野義人・野間泰二・尾崎次男(1973) 沖縄水資源開発調査報告一八重山地一. 地質調査所, p. 1-26.
- 木崎甲子郎・大城逸郎(1977) 琉球列島の古地理. 海洋科学, vol. 94, 95, p. 38-45.
- 小西健二(1965) 琉球列島(南西諸島)の構造区分. 地質雑, vol. 71, p. 437-457.
- 黒川睦生・山本昭夫・富田友幸(1979) 与那国島地下水調査報告書. 沖縄総合事務局農林水産部.
- KATŌ, B. (1915) Morphological Summary of Japan and Korea I. II. III. *Jour. Geol. Soc. Tokyo*, XXII, p. 115-126, p. 147-158, p. 95-127.
- 松本徂夫(1964) 八重山群島西表島における火山岩類. 八重山群島学術調査報告, 2, p. 57-73.
- MURPHY, R. W. (1973) The Manila Trench-West Taiwan foldbelt: A flipped subduction zone. *Bull. Geol. Soc. Malaysia*, No. 6, p. 27-42.
- 長浜春夫・大嶋和雄(1974) 与那国島の八重山層群にみられる堆積構造. 地質学会第81年学術大会演旨, p. 202.
- 中川 洋(1978) 与那国島の“八重山層”の地質時代について. 沖縄コロキウム「琉球列島の地質学研究」講演.
- NOHARA, T. (1971) Geology and Paleontology of Yonagunijima. *Sci. Engin. Div., Ryukyu Univ., Mathematics and Natural Sci. Bull.*, (14), p. 64-103.
- 坂井 卓・浜田正平・辻 和毅・鈴木 勲・黒川睦生(1978) 八重山群島与那国島の地質. 琉球列島の地質学研究, vol. 3, p. 61-78.
- SAITO, Y., TIBA, T. and MIYAGI, H. (1973) Geology of Iriomotejima, Ryukyu Islands. *Nat. Sci. Mus. Tokyo, Mem.*, 6, p. 9-22.
- 笹嶋貞雄(1977) 琉球弧, 西南日本における始新統の古地磁気——とくに西フィリピン海盆と関連して——. 海洋科学, vol. 94, 95, p. 19-26.
- WILLIAM, B. B. and WARREN, H. W (1960) A survey of the resources and economic potential of Iriomote Island. *Rept. Geol. Min. Res. by Stanford Res. Inst. Sect.*, VI, p. 1-10
- 矢崎清貫(1979) 与那国島の琉球層群について. 琉球列島の地質学研究, vol. 4, p. 47-53.
- YOSHIWARA, S. (1901) Notes on the raised coral reefs in the Island of the Riukiu Curve. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol. 16, are. 1, p. 1-14.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Miyako-jima (19) No. 7



GEOLOGY

OF THE

YONAGUNISHIMA DISTRICT

By

Kiyotsura YAZAKI

(Written in 1982)

Abstract

Yonaguni Island, situated at the southwestern extremity of the Yaeyama Archipelago, consists of the Middle Miocene Yaeyama Group, the Pleistocene Ryūkyū Group, and the Holocene Sonai raised reef limestone and soil. The geological sequence of this district is shown in Table 1.

Yaeyama Group

The Yaeyama Group is divided into the Irisate, the Kuburatagi, the Hinai and the Aragabana Formations in ascending order. The Irisate Formation, the lowermost part of the Middle Miocene, crops out on the southwest coast near Kubura village. This formation is made mainly of massive tuffaceous sandstone. This formation abundantly yields foraminifera such as *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN and JARVIS), *Globigerina angustiumbilitata* BOLLII, *Praeorbulina glomerosa curva* (BLOW). The thickness of this formation is more than 120 m.

The Kuburatagi Formation is in fault contact with the Irisate Formation, and crops out in the Kuburatagi hilly land. This formation, mainly of alternation of sandstone and shale (shale rich) attains 180 m in thickness.

The Hinai Formation is in fault contact with the Kuburatagi Formation, and crops out in

Table 1 Geologic Sequence of the Yonagunishima district

Age	Stratigraphy		Thickness (m)	Lithologic feature	
Holocene	Floodplain deposits and terrace deposits		0.3-1	Limestone gravel, sand, and clay	
	Sand dune deposits		1-4	Sand	
	Soil		1-2	Sandy clay and clay	
	Sonai Limestone		2-7	Reef-clasts calcarenite and limeclasts calcarenite	
?					
Pleistocene	Ryūkyū Group	Sanninudai Formation	Umabana Limestone	4-20	Calcirudite and calcarenite
			Sand and Gravel	0-10	Sand and gravel bed
		Touguda Formation	Tabarugawa Limestone	0-15	Alternation of calcarenite and foraminifera calcarenite
			Hoan Member	0-60	Clay, sand and gravel bed
		(?)	Tōge Limestone	0-4	Calcirudite
		Donan Formation	Kuza Member	0-56	Clay, sand and gravel bed
Aragabana Formation			300+	Alternation of sandstone and shale (shale rich alternation)	
Early Miocene	Yaeyama Group	— fault —			
		Hinai Formation		300-330+	Alternation of sandstone and shale (sandstone rich alternation)
		— fault —			
		Kuburatagi Formation		180+	Alternation of sandstone and shale (shale rich alternation)
— fault —					
Irisate Formation		120+	Massive tuffaceous sandstone		

the Urabu-Inpitagi hilly land and Dateku-Agarisate hilly land. This formation, mainly of alternation of sandstone and shale (sandstone rich) abundantly yields foraminifera such as *Globigerinoides trilobus* (REUSS) G. sp. *Globigerina praebulloides* BLOW, *Operculina bartschi multiseptata* YABE and HANZAWA. Thickness of this formation is 300 to 330 m. The Aragabana Formation is in fault contact with the Hinai Formation crops out on the southeast coast of the Sanninudai-Aragabana hilly land, and is made of sandstone and shale (shale rich alternation). This formation abundantly yields fossils such as *Dosinia* sp. clam., and attains more than 300 m in thickness.

Ryūkyū Group

The Ryūkyū Group (less than 120 m in thickness) rests on the Yaeyama Group with an angular unconformity, and is lithologically divided into three formations; the Donan, the Tounguda and the Sanninudai Formation in ascending order. The Donan Formation is subdivided into two members; the Tōge Limestone and the Kuza member. The Tōge Limestone crops out in near Tōge, and conformably lies on the Kuza member. The Tōge Limestone is made of lime-clastic calcirudite, and abundantly yields fossils such as *Callianassa* sp., *Caducifer* sp. Thickness of this formation is 0 to 4 m. The Kuza Member, the lowermost part of the Pleistocene, crops out in the lowland of Tounguda and Hoan, mainly composed of clay, sand and gravel, measuring up to 56 m in thickness. The Tounguda Formation is subdivided into two members; the Tabarugawa Limestone and the Hoan Member. The Tabarugawa Limestone crops out in lowland of Tounguda and Hinai, conformably lying on the Hoan Member. This limestone is made of alternation of limeclasts and foraminifera sand, and abundantly yields fossils such as *Chlamys radula* (LINNE), *Cardium* sp., *Adusta* sp., *Erronea* sp., *Pecten* sp., attaining up to 15m in thickness. The Hoan Member crops out in Tabarugawa basin and Sanninudai basin, disconformably overlying the Donan Formation. The Hoan Member mainly composed of sand, clay and gravel abundantly yields fossils such as *Proclava kochi* (PHILIPPI)?, *Endemoconus sieboidi* (REEVE), *Endemoconus ione* (FULTON), *Lucina* sp., and reaches up to 60 m in thickness. The Sanninudai Formation is subdivided into two members; the sand and gravel bed and the Umabana Limestone. The sand and gravel bed crops out on the east coast of Sanninudai, disconformably overlying the Tounguda Formation. This sand and gravel bed mainly composed of gravel and sand yields fossils such as *Ostrea* sp., measuring up to 10 m in thickness. The Umabana Limestone crops out on northwest coast of Umabana-saki overlying the sand and gravel bed. The Umabana Limestone composed of algal calcarenite and bio-clastic limestone, is 4 to 20 m in thickness. The Yaeyama and Ryūkyū Groups are covered with Holocene sediments, namely Sonai reef-limestone, Soil, Sand-dune deposits and Floodplain Deposits and terrace deposits. Sonai reef-limestone composed of reef-clasts calcarenite and limeclasts calcarenite is distributed on the shoreline of Sonai and Hinai. The Soil composed of brown to red sandy clay is distributed on the surface of plantation of lower terrace in Tounguda and Tendabana. The Sand-dune deposits forming 1 to 4 m high hills above sea level are mostly composed of calcareous sand with a small amount of round quartz grain. The Floodplain deposits and terrace deposits composed of limestone gravel, sand and clay are distributed on lowland channel in Tabarugawa and Sanninudai.

Geologic Structure

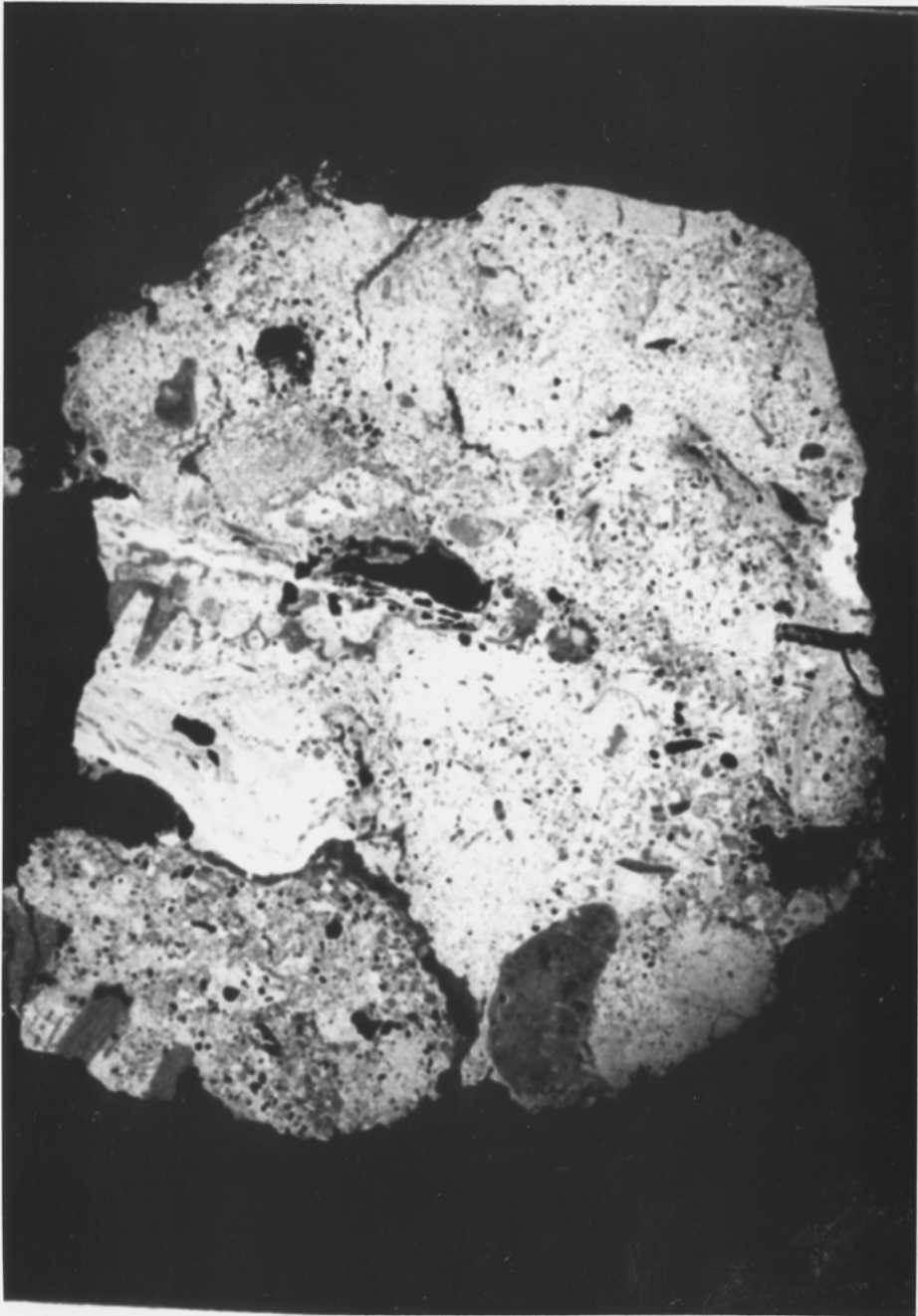
The Yaeyama and Ryūkyū Groups have been faulted to form a rhombi fracture pattern represented by conspicuous horsts, grabens and tilted blocks. The major structure is represented by two fault systems,

- 1) The direction being parallel to the Ryūkyū Arc (Sonai-Hinai Fault)
- 2) The Daito Rise direction of WNW-ESE (Sanninudai-Kubura Fault)

The Yaeyama Group forms Sonai nose structure dipping 30-60°W in the west wing and

10–30°E in the east wing.

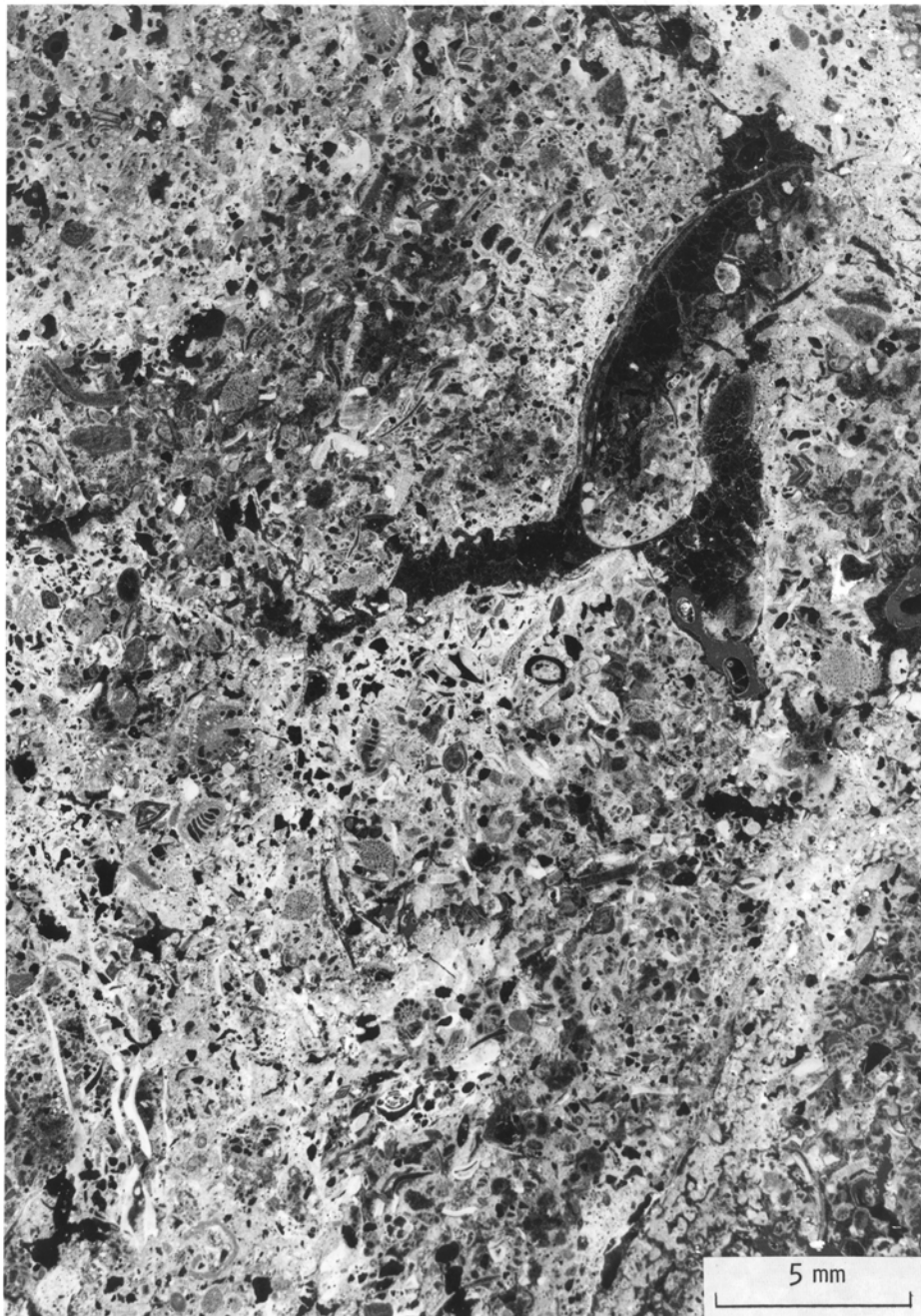
Most of the sequence consists of sand and gravel bed interbedded with the sand and gravel bed units are small lensed of limestone and sandy limestone. Each of the formations is complex with a wide variety of sedimentary facies. To the east, sand and gravel bed become both thicker and coarser-grained.



峠石灰岩の薄片写真（ミクライト状を呈す石灰シルト岩）

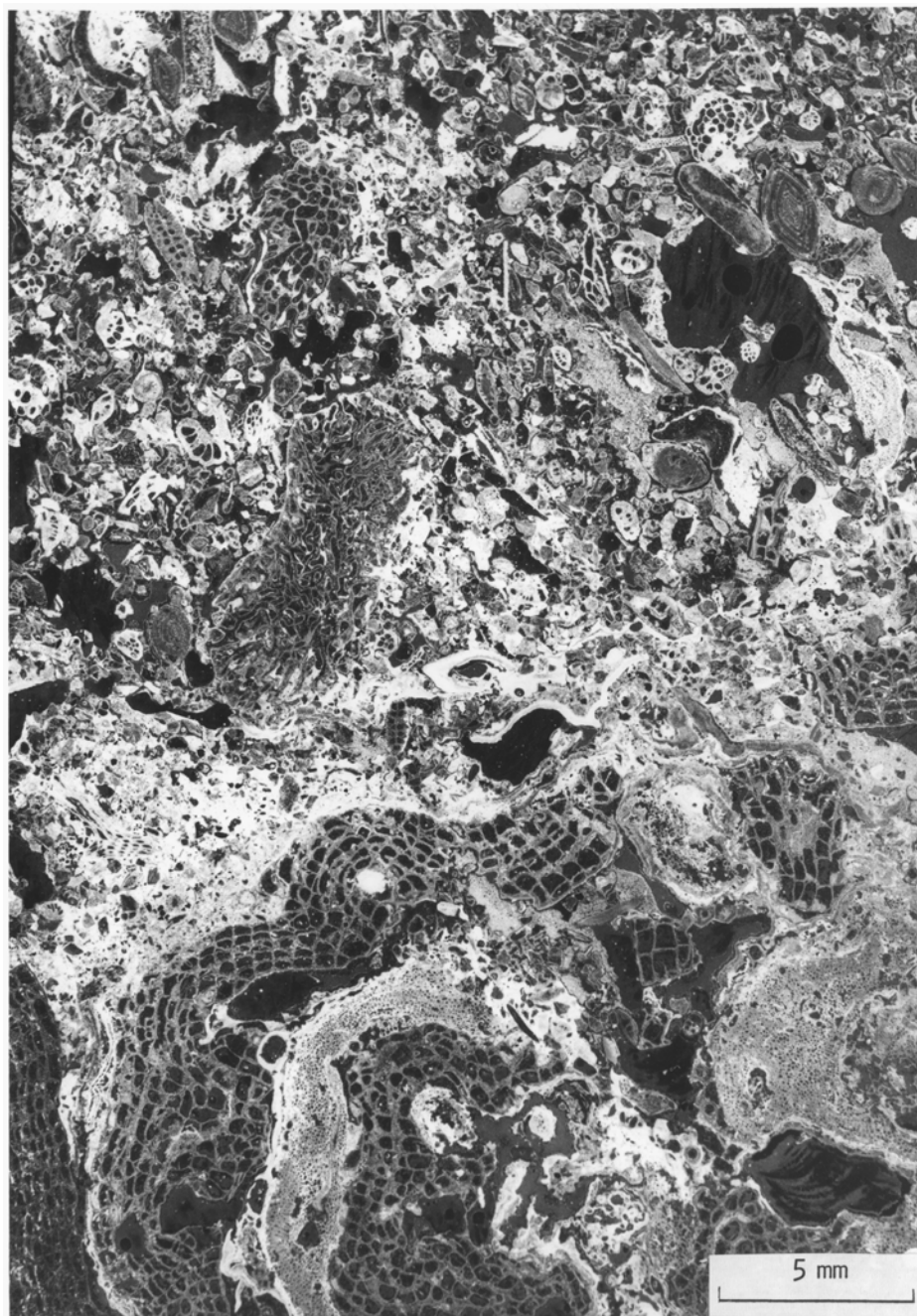


田原川石灰岩の塊状部の薄片写真（基質の大部分はミクライト状を呈している）

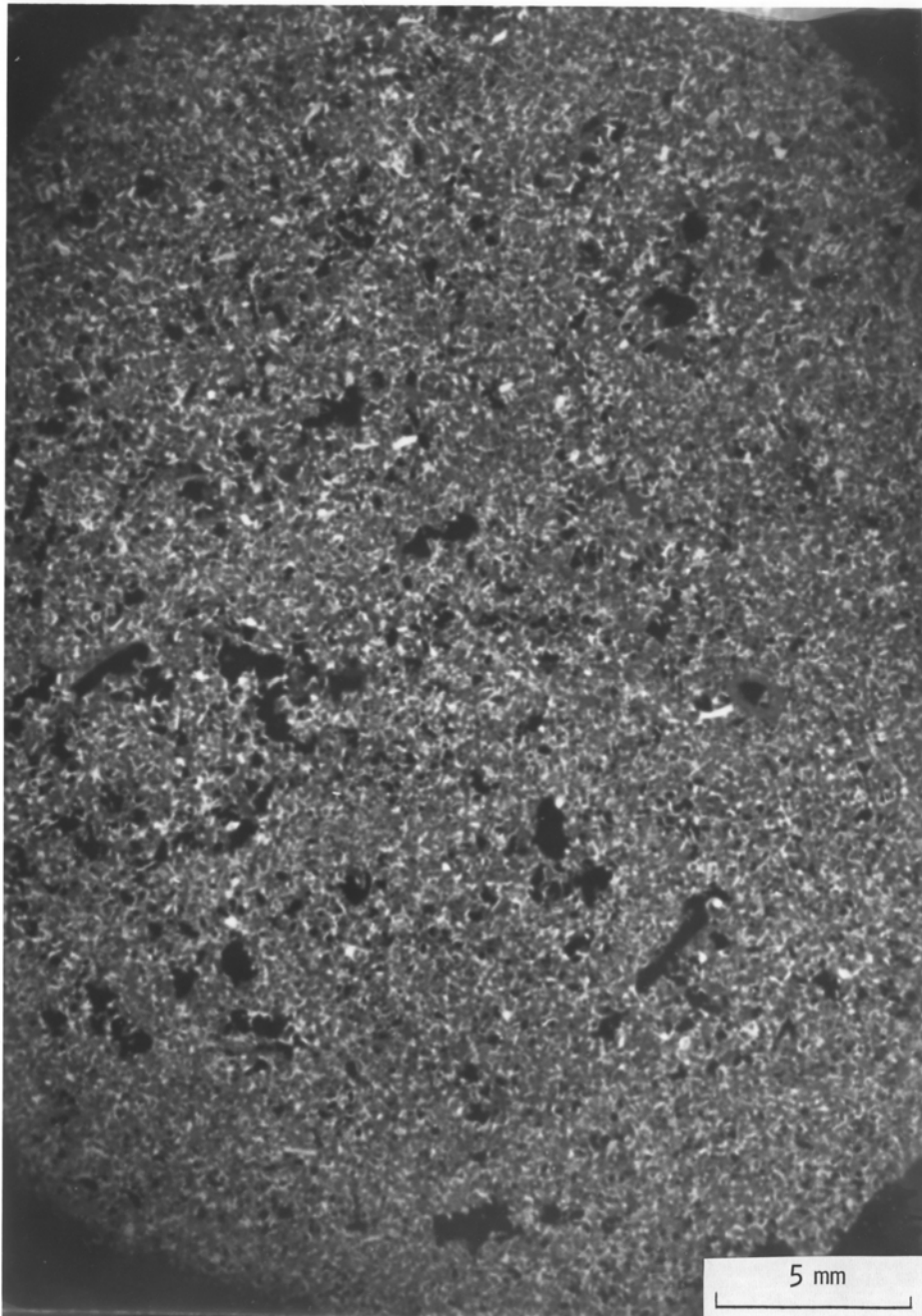


田原川石灰岩の層状部の薄片写真（有孔中化石を主とする石灰砂岩）

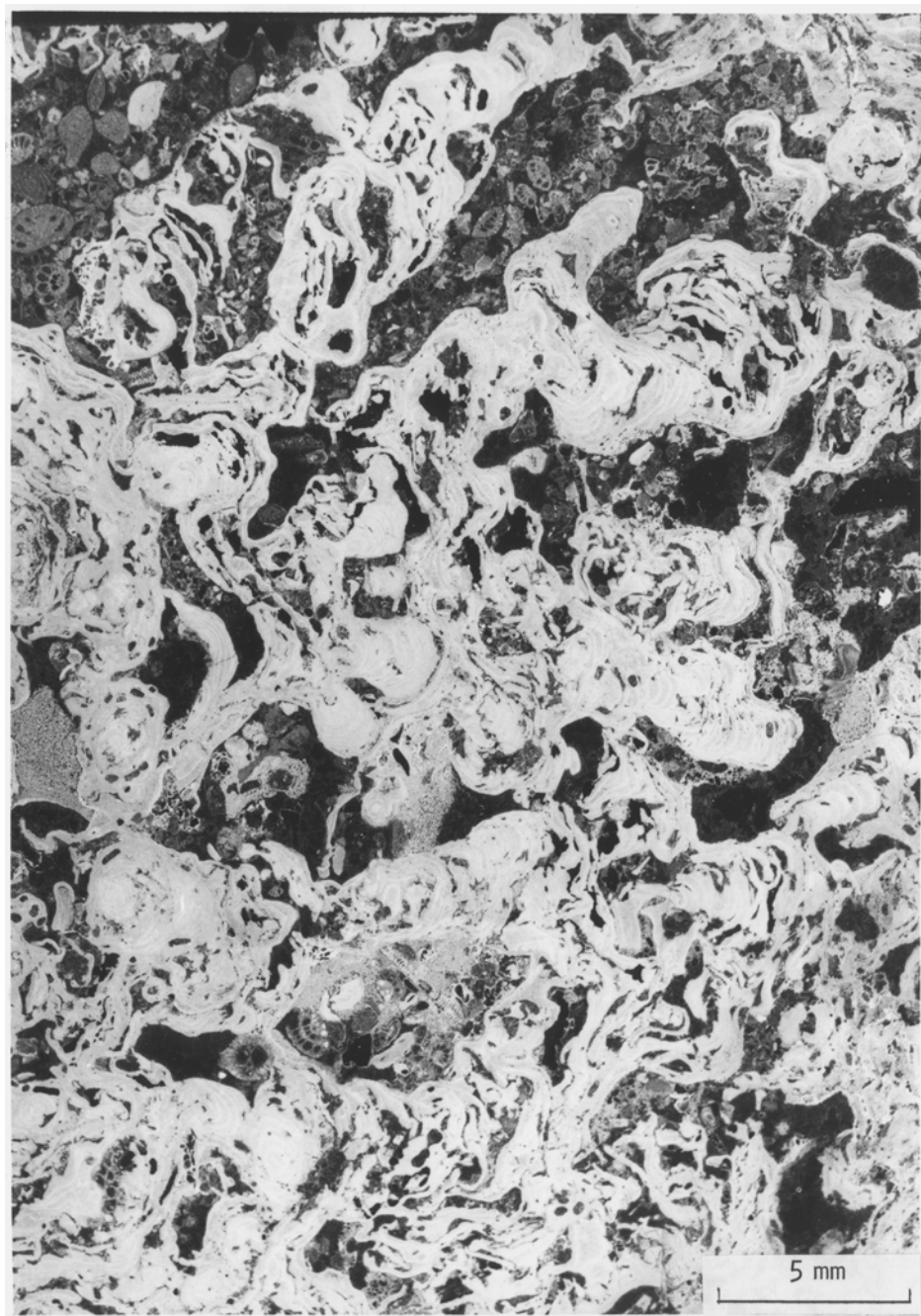
第IV図版



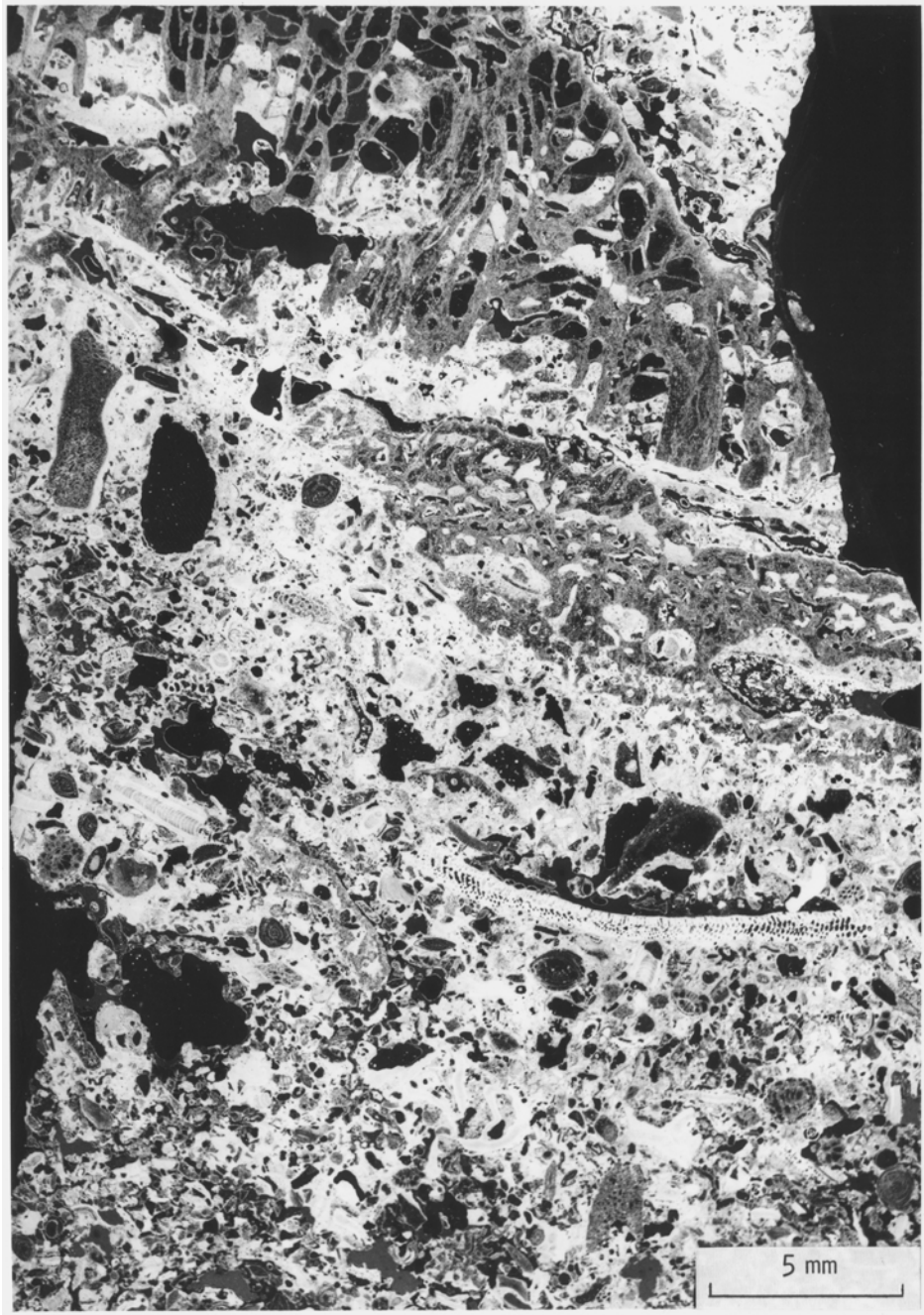
田原川石灰岩の薄片写真（有孔中が多いがサンゴ及び石灰藻らの採屑物もみられる）



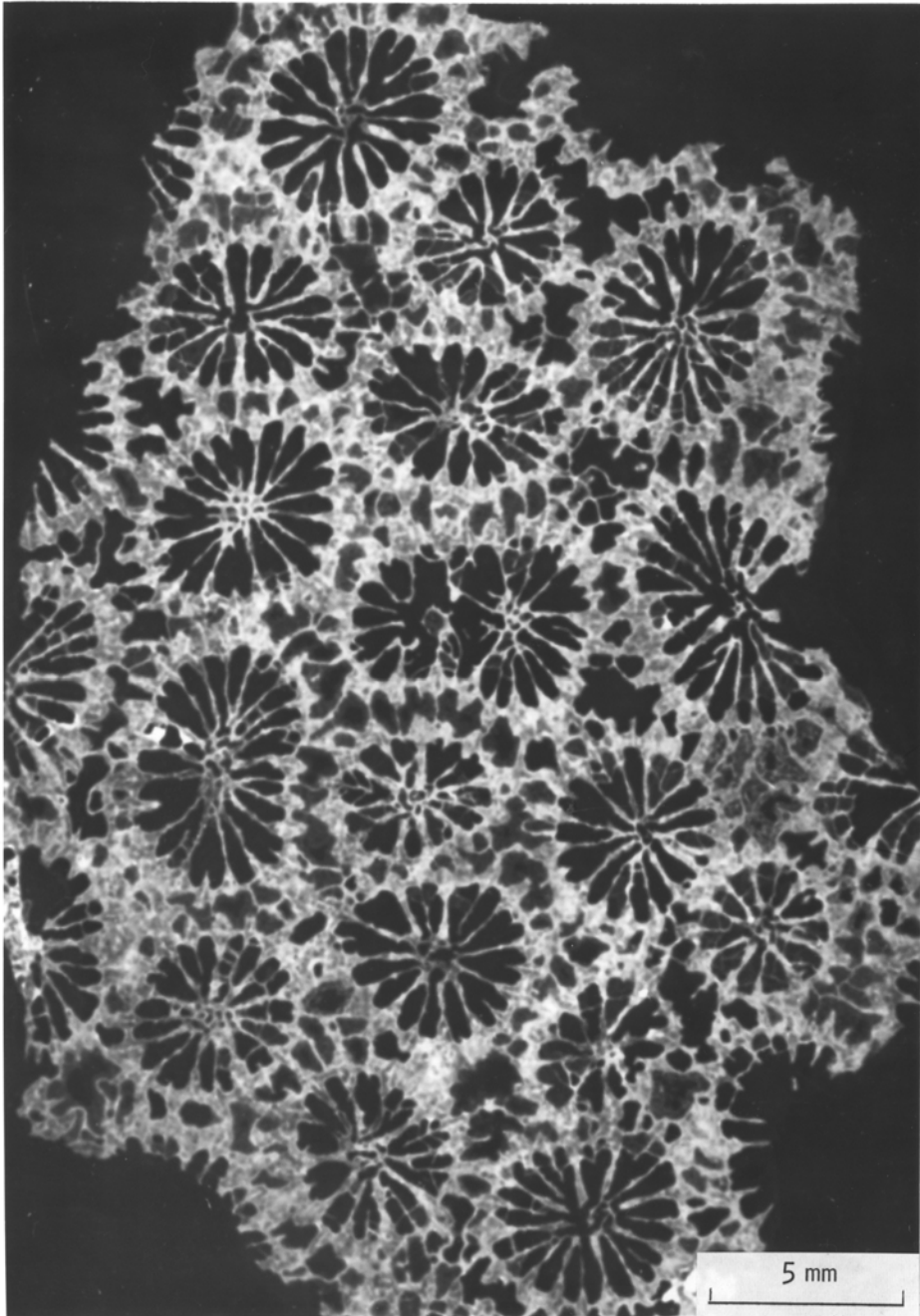
田原川石灰岩上部にみられる細粒石灰砂岩薄片写真（八重層群から由来した砂も入っている）



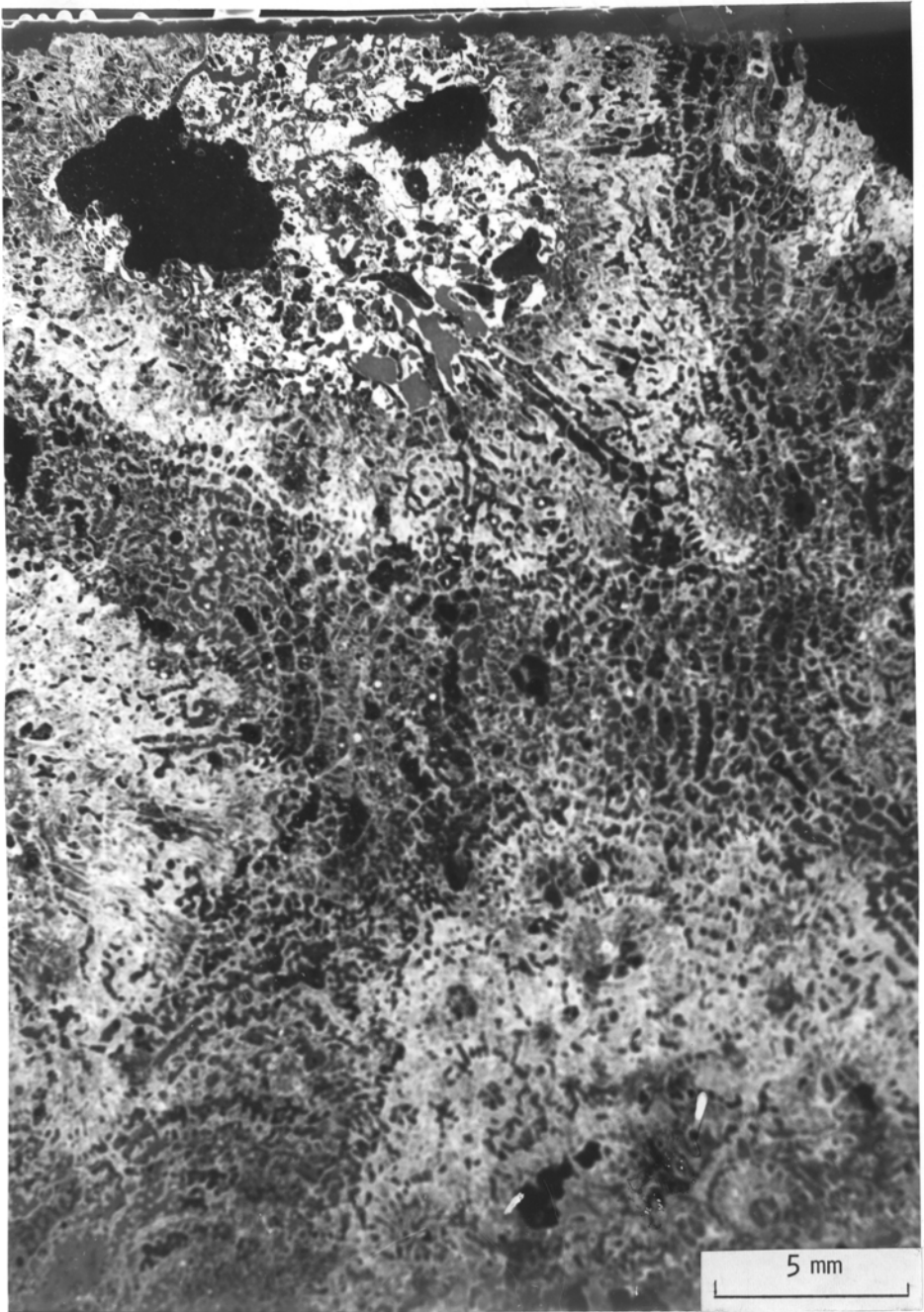
馬鼻石灰岩の薄片写真 (大部分が石灰藻である)



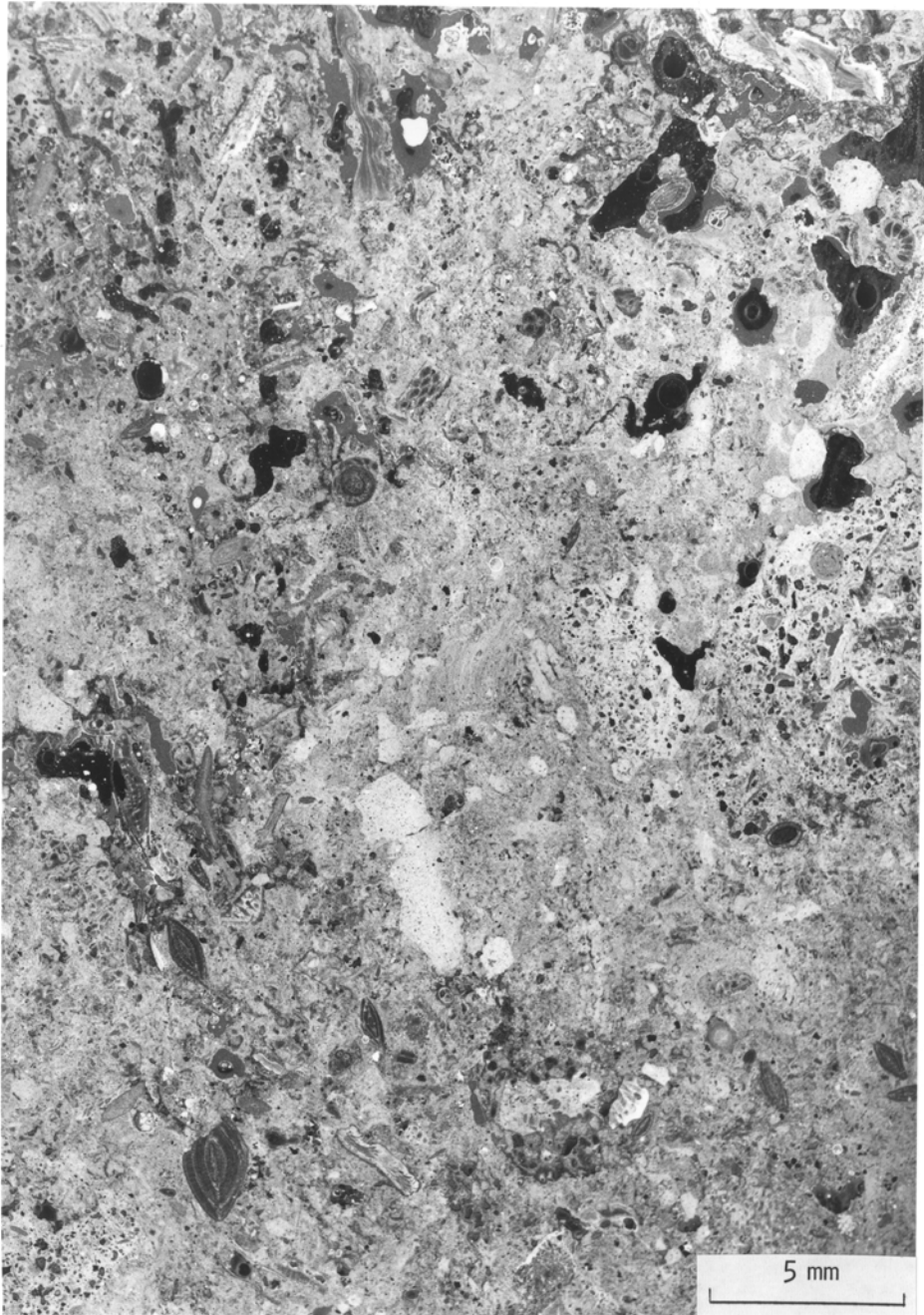
馬半石灰岩の薄片写真 (バイオ石灰砂岩)



馬鼻石灰岩中のサンゴ碟の薄片写真 (エキメ石サンゴ)



祖内石灰岩の薄片写真



祖内石灰岩の薄片写真

※文献引用例

矢崎清貫 (1982) 与那国島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 57p.

YAZAKI, K. (1982) *Geology of the Yonagunishima District*. Quadrangle Series, Scale 1:50,000
Geol. Surv. Japan, 57 p. (in Japanese with English Abstract, 4 p.)

昭和 57 年 11 月 27 日 印刷

昭和 57 年 12 月 1 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一雄

印刷所 小宮山印刷工業㈱

東京都新宿区天神町78

©1982 Geological Survey of Japan