

奄美大島東海岸におけるサンゴ礁発達の阻害要因

Debris control of the coral reefs along the east coast of Amami O-shima Island

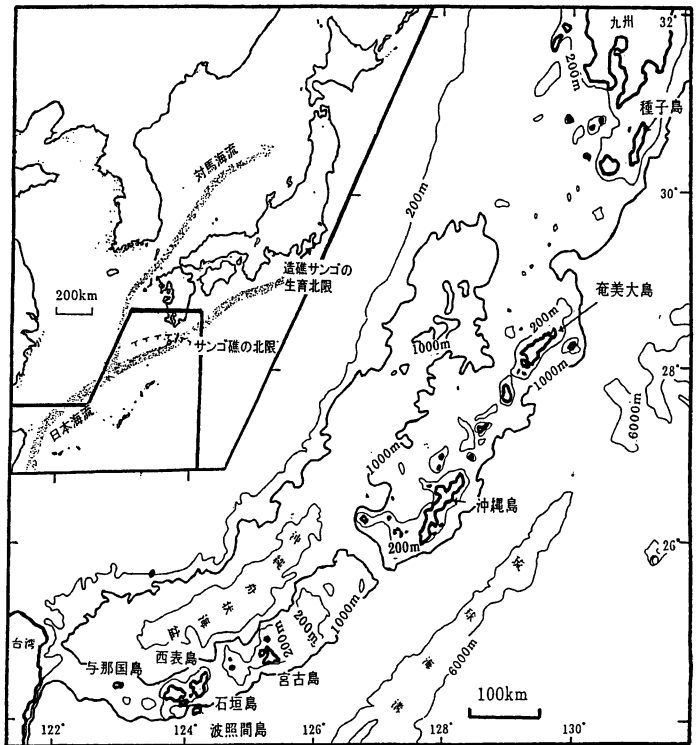
板倉 雅子*・池田 宏**・松本 栄次***

Masako ITAKURA, Hiroshi IKEDA and Eiji MATSUMOTO

I はじめに

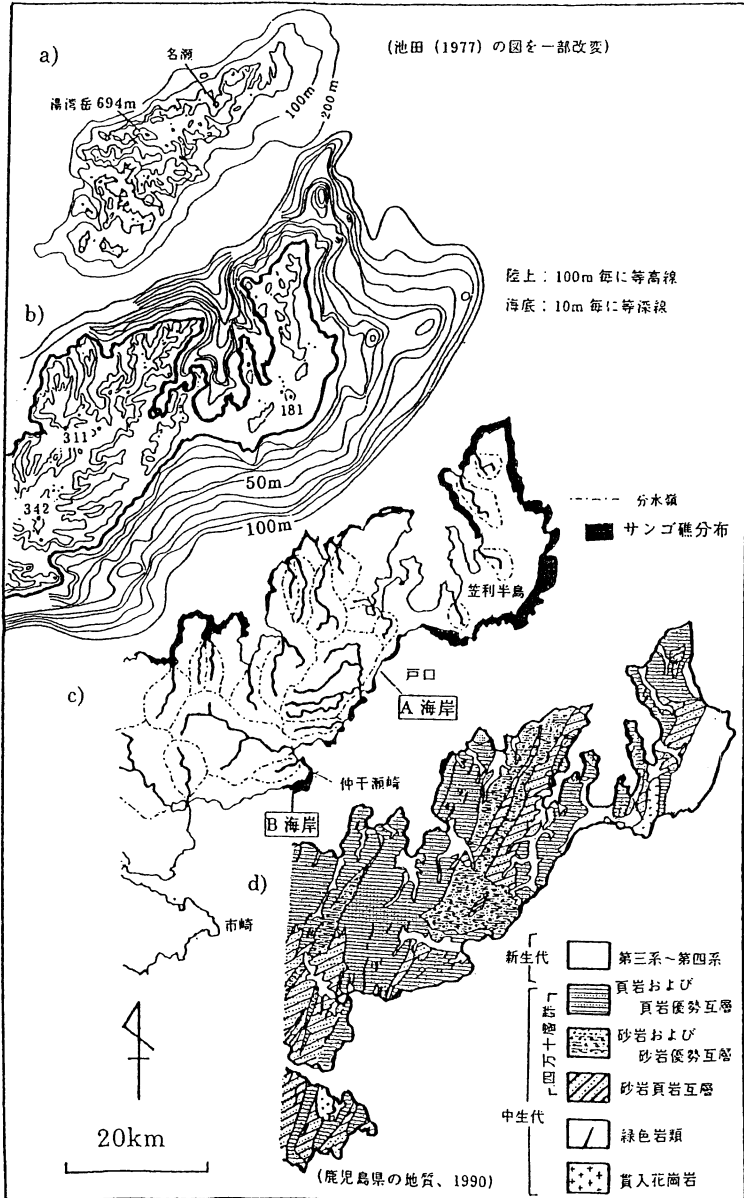
南西諸島(第1図)においては、沖縄島以南の島々ではほぼ全島の海岸にサンゴ礁が発達しているが、北上するほどサンゴ礁の発達は悪くなり、種子島では、幅も狭く、また連続性も悪いエプロン礁と呼ばれるようなサンゴ礁しか発達していない(中井, 1984)。これは造礁サンゴの生育に必要な生態的条件とくに海水温の低下を反映している、しかし、たとえ造礁サンゴの生育条件を満たしていても、場所によってはサンゴ礁が発達していないところがある。このような海岸にはサンゴ礁の形成を阻害する何らかの要因が働いていると考えられる。

造礁サンゴが生育しているにもかかわらずサンゴ礁が発達しない原因としては、①オニヒトデなどの捕食動物をはじめとする他の生物の影響、②古期岩類や琉球石灰岩の顕著な海崖がある場所では海岸から沖までのサンゴ礁の幅(礁原幅)が



第1図 南西諸島位置図

*筑波大学大学院環境科学研究科 **筑波大学地球科学系



第2図 奄美大島北東部の地形・地質

a. 全島の地勢・海底地形, b. 北東部の地勢・海底地形, c. 水系・サンゴ礁分布・調査地点の位置, d. 地質図

きわめて狭い(田山, 1952)ことから, 陸上地形の影響, ③海底勾配があまりにも急だと礁原幅は小さくなる(秋山, 1975; Kan, 1995; 中井, 1990; 堀, 1980; 目崎ほか, 1977; 米倉ほか, 1986)ことから, 海底地形の影響, などが考えられる。また, 波が激しくあたる礁縁ではサンゴ礁が破壊されることも

知られている(米倉ほか, 1986; Kan *et al.*, 1995; Kan *et al.*, 1997)。

しかし, 従来のサンゴ礁研究の多くは, サンゴ礁がよく発達している場所を中心として行われてきたためあって, サンゴ礁の形成阻害要因についてはなお十分に明らかにされているとはいいがたい。そ

ここで、本研究では「陸上-海岸-浅海底地形」からなる沿岸域を総体的に見る沿岸環境学の立場から、サンゴ礁が発達している海岸と発達していない海岸とを比較することによって、サンゴ礁発達の阻害要因を明らかにすることを目的とする。

II 調査地域と調査方法

調査地としては、一つの島の中にあつて、サンゴ礁の発達程度に顕著な地域差がある奄美大島を選定した(第2図)。とくにその東海岸では外洋からの波が同じように打ち寄せる環境下でありながら、サンゴ礁の発達程度に著しい地域差が認められたからである(第2図c)。

奄美大島の東海岸のサンゴ礁は、新生代第三紀の堆積岩からなる北部の笠利半島でとくに広く発達し、南西部の中生代四万十累層群からなる海岸では発達は悪く、むしろ断片的である。これはサンゴ礁の発達が地質条件およびそれに規定された地形条件と関係していることを示している。第2図dに示すように奄美大島東海岸の中部は四万十累層群名瀬層の泥岩および泥岩優勢の粘板岩・千枚岩・砂岩互層からなる(遅沢ほか, 1983)が、沿岸環境とサンゴ礁発達程度はこの狭い範囲内でもところによって著しく異なることがわかった。

そこで、サンゴ礁形成の阻害要因を明らかにするために、第2図cに示す戸口集落周辺の海岸(A海岸)とそれより20km南の仲干瀬(ナアシイ)崎周辺の海岸(B海岸)を調査地とした。それぞれの海岸では、海水温度、波浪、塩分濃度など生態条件にほとんど差がないにもかかわらず、サンゴ礁が発達する部分と発達しない部分が近接して分布しているためである。

A, Bの両海岸について、2万5千分の1地形図と1万分の1カラー空中写真(1977年国土地理院撮影)を判読して地形学図を作成した(第3図, 第5図)。海水の透明度が高いため、水深10m程度までの海底については、空中写真によって底質などがかなり判読できた。それぞれの調査地内からサンゴ礁の発達

している海岸と発達していない海岸を選んで、浅海底の観察、測深、浜への波の打ち上げ高さの測量などを行って、沿岸域の平面図および縦断面図を作成した(第4図, 第6図)。なお、浅海底の測深は、測深者がおもりをつけた巻尺を持って泳ぎながら行った。測深地点の位置は陸上に設定した基線の両端にいる2人がそれぞれ方位計で測深者の位置を読み取る前方交会法によって求めた。

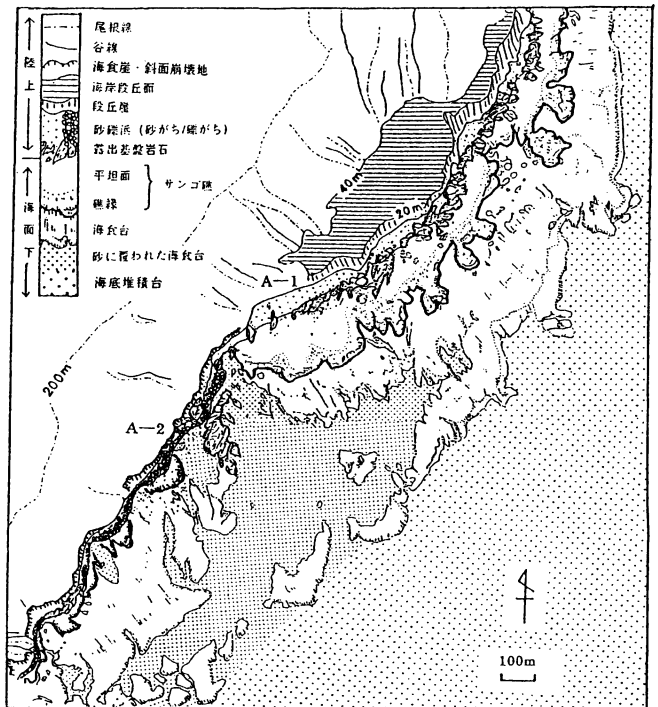
III 奄美大島東海岸の沿岸環境とサンゴ礁

1. 戸口周辺(A海岸)

A海岸(第3図)はNEN-SWSの走向をもって北西に60°傾く四万十累層群の走向とはほぼ一致して走る南東向きの海岸である。背後には標高200mほどの丘陵が海岸と平行している。この丘陵の頂部は平坦で、古い海岸段丘面と考えられている(佐藤, 1959; 町田, 1969)。この海岸では北部でサンゴ礁が良く発達するが、南部ではきわめて悪い。

1) サンゴ礁の発達するA海岸北部

現在の海岸にサンゴ礁の発達するA海岸北部では、



第3図 戸口集落周辺(A海岸)の地形学図

海岸の背後の丘陵斜面は傾斜角 22° ほどのわずかに凸状の均一な斜面で、ごく浅い谷が500m区間に4本ほど入っている。標高20~40mに分布している海岸段丘面は笠利半島に広く発達している谷埋堆積物を伴う最終間氷期の下末吉面(池田, 1977)に対比される。笠利半島の段丘面は笠利石灰岩からなり(小倉ほか, 1970)、砂泥質の浅海性堆積物からなる山麓周辺を除くと段丘面のほぼ全面に無数のカルスト・ドライ・ヴァレー(荒川・井川, 1987)が発達している隆起サンゴ礁である。A海岸北部の海岸段丘面も、現在のサンゴ礁ときわめて似ていることから、かつての隆起珊瑚礁と考えられる。その海側の基部には侵食抵抗性の高い基盤岩石があちこちに露出していることから、この段丘は岩石保護段丘と考えられる。

現在の浜は幅30~50m前後で海側へ 2° ほど傾く(写真1)。基盤岩石の上にサンゴや有孔虫・貝殻などの破片が集積した白色~白燈色の生物砂を主体とする堆積物が基盤岩由来の細礫と共に薄く堆積している。A-1地点における波の打ち上げ高さは1mほどである。なお、写真の中央部に黒く見えるのは浜を構成している砂礫が固められたビーチ・ロックである。

浜の沖合いにはサンゴ礁が発達していて、礁縁部で碎波している。この地区のサンゴ礁には礁池とよばれるくぼみがほとんどなく、汀線のすぐ沖から平坦な礁原となっている。これは幅が狭い裾礁に共通

して認められる特徴のようである。サンゴ礁の中で最も高い礁嶺より沖は沖側へゆるやかに傾斜していく。この付近が碎波帯となり、サンゴ礁の縁(礁縁)には縁脚-縁溝系と呼ばれる櫛の歯状の地形が発達している。

礁縁より沖では水深7~10mへと急に深くなって、沖合いの海食台に続く。サンゴ礁を構成している礁石灰岩の厚さは、笠利半島で厚さ10mに発達していること(奄美空港建設時の地質ボーリング資料)や南西諸島での礁の厚さがおよそ10m前後であることから、7~10m程度と推測される。海食台は傾斜角 2° 前後で沖へ緩く傾き、広いところでは海岸より400mほどの幅に広がっている。海食台の上にはノル(knoll)と呼ばれる塔状のサンゴ礁も見られるが、一般的にはその表面には地層の走向方向の細かい筋が空中写真によって明瞭に認められることから、この海食台は岩盤の四万十累層群の堆積岩を侵食した海食台であると考えられる。

海食台の沖合いには小崖があり、その沖は砂地となっている。笠利半島におけるサンゴ礁海岸のボーリング調査結果から推測すると、このような場所では基盤の上に数mの厚さに砂層がたまっているものと思われる。この砂地をここでは「海底堆積台」と呼ぶことにする。

2) サンゴ礁の発達不良のA海岸南部

一方、サンゴ礁の発達不良のA海岸南部では、北部と比較して沿岸環境は著しく異なる(第3図)。

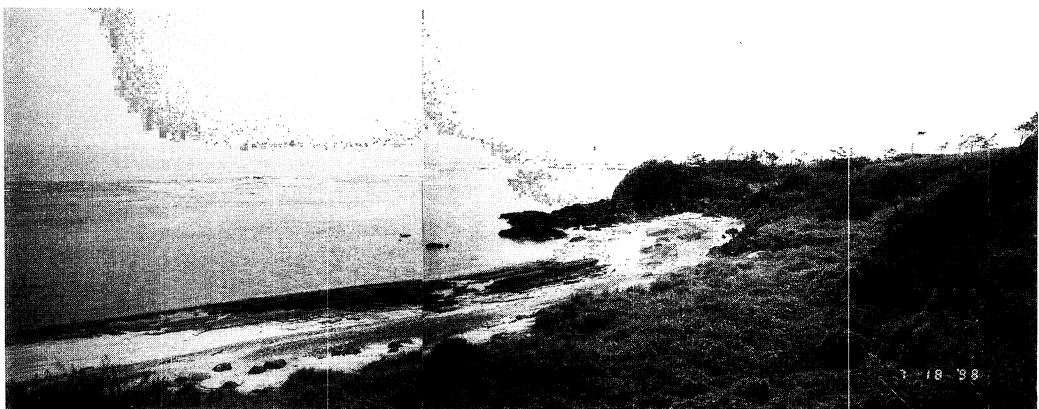


写真1 A海岸北部のサンゴ礁が発達する海岸(A-1地点付近)



写真2 A 海岸南部のサンゴ礁が発達しない海岸 (A-2)

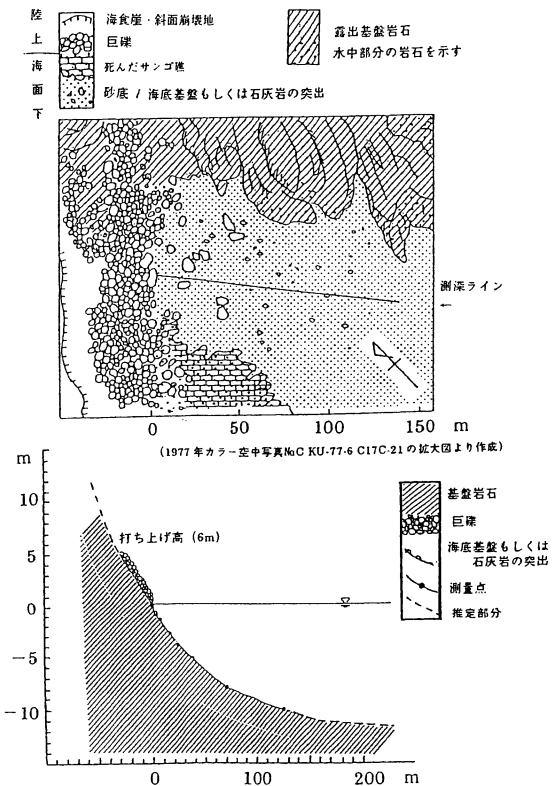
第一に、海岸段丘面が発達していない。第二に、傾斜角 40° の急な直線的斜面が海岸の背後にあって、浜は砂岩優勢の基盤岩石からなる岩礁の上に岩塊や巨礫が累積している(写真2)。これらの岩塊や巨礫は1977年撮影の空中写真に見られるような斜面崩壊によって背後の急斜面から供給されたものの残留物と考えられる。

A海岸南部の中でも、とくにその南部では岬状に突出した海岸にサンゴ礁がわずかに発達していて、北部と同様にその沖に海食台が広がっているが、わずかに入り江状になっているA-2地点付近にはサンゴ礁がほとんど見られない。この地点における沿岸の地形学図と地形断面図を第4図に示す。この地点では海浜幅が10~20mと狭く、波の打ち上げ高さは5~6mに達し、A-1地点に比して著しく大きい。

砂岩の岩塊や巨礫が2~4層累積した浜の勾配はおよそ $17\sim 27^\circ$ と急傾斜である。この浜の岩塊や巨礫が波によって実際に動かされる様子を観察はできなかったが、やや小さな巨礫は沖から陸方向へのインブリケーションを示していること、またより大きな岩塊がゴミの上に乗っていることなどから、暴浪時にはこれらの岩塊や巨礫の一部は波によって動かされていると考えられる。この浜の沖の水は空中写真上でサンゴ礁の発達した海岸と比べて白濁しており、底質移動に伴って砂礫が摩耗していることを示している。

A-2地点では、汀線付近で急に2mほどの深さになり、基盤岩石と巨礫が点在する砂底に続く。汀線を離れると基盤の突出部は少なくなって、リップル

マークが見られる砂地が広がる。海底には海草・海藻の類は見られず、造礁サンゴの生育がそれらによって阻まれているわけではないことがわかる。砂地の海底に点在して突出している基盤岩石上には造礁サンゴはほとんど見られない。ただし、測深ラインの南側の水深1~2mの岩礁上には現成の被覆状サン



第4図 サンゴ礁が発達しないA海岸南部 (A-2地点付近)の平面・縦断面図

ゴの単体が棲息し、また破壊されたサンゴ礁が小規模ながら見られる。第4図ではこのようなサンゴ礁を“死んだサンゴ礁”としているが、“破壊されつつも成長しているサンゴ礁”と理解するべきかもしれない。

砂地は沖へ続くが、海底のあちこちにサンゴ礁の断片や岩塊が点在している。この沖合には岩盤からなる海食台があることからみて、この砂地の砂層の厚さはさほど厚いとは考えられない。

2. 仲干瀬崎南海岸 (B海岸)

A海岸の20km南に位置するB海岸 (第5図) は、ENE-WSWの走向で北西に35°傾斜した四万十累層群の堆積岩からなる。海岸の背後は標高180~220mの丘陵地で、この丘陵の海側の斜面は一面に植生に覆われている。この海岸では東の仲干瀬崎周辺から西へ、サンゴ礁の幅が広いところでは300m以上にも達するが、より西ではサンゴ礁の分布は断続的になり、ついにはサンゴ礁が全く見られなくなる。この海岸でもA海岸と同様、沿岸環境とサンゴ礁発達との密接な対応関係が認められる。

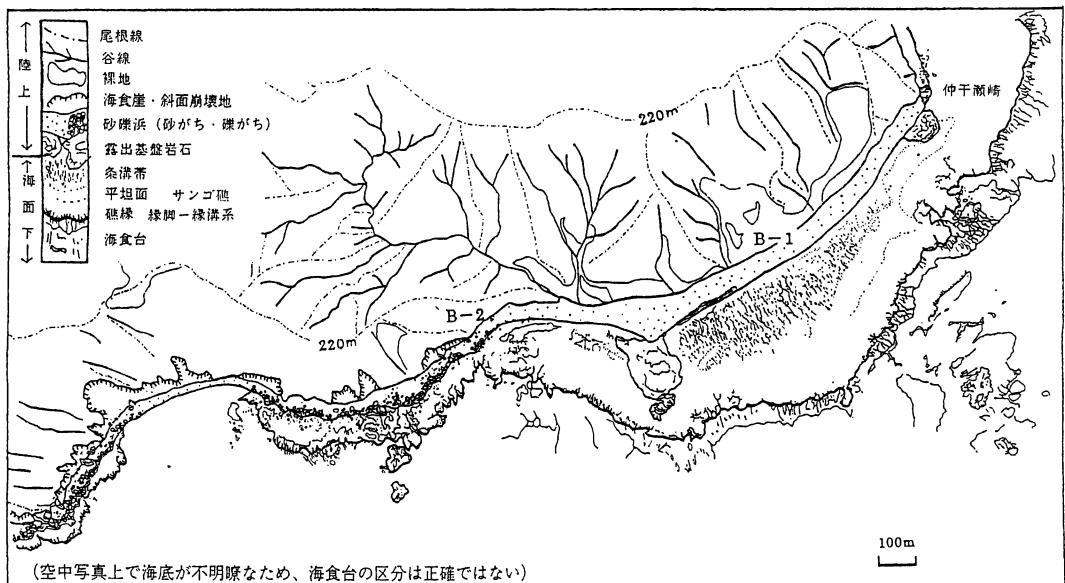
1) サンゴ礁の発達するB海岸東部

サンゴ礁が発達するB海岸東部では浜の背後の丘陵斜面は比較的穏やかで、斜面基部には狭いながらも平坦地が発達している。巨礫が点在するものの、全体的には砂礫からなる浜の幅はおよそ50mで、2~4°海側へ傾いている (写真3)。ここでの波の打ち上げ高は2~3mである。汀線付近には海側に緩く傾く幅3m程度のビーチロックが点在している。

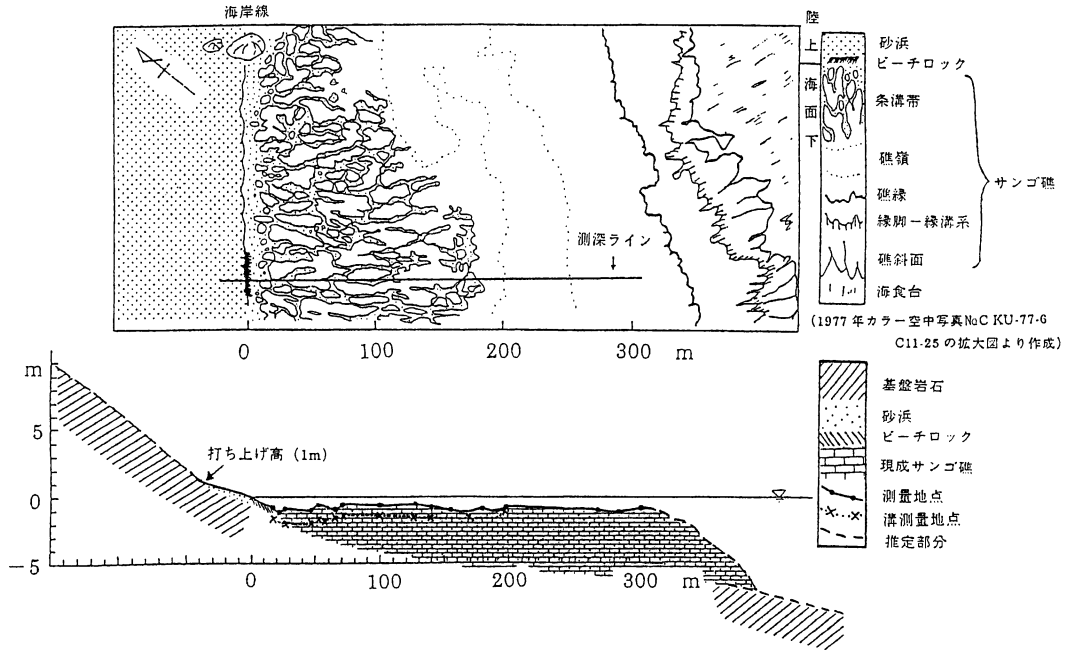
この浜の沖には汀線より100~200mまでサンゴ礁が発達している (第6図)。汀線近くには海岸線と



写真3 B海岸東部のサンゴ礁が発達する海岸 (B-1地点付近)



第5図 仲干瀬崎周辺 (B海岸) の地形学図



第6図 サンゴ礁が発達するB海岸東部 (B-1地点付近) の平面・縦断面図

直交する溝が発達している、条溝帯と呼ばれるところである。それらの溝には円磨された径10cm~20cmのサンゴ礫や基盤岩礫を伴う砂が見られる。サンゴ礫は枝サンゴの枝状のかけらとテーブルサンゴや塊状サンゴなどの板状のかけらである。

条溝帯の溝は沖合いへ次第に浅くなって消滅し、平坦面が砕波帯まで続く。この平坦面が低潮位時には干出するか海面ぎりぎりとなる礁原で、空中写真でひとときわ白く見える。礁原上のあちこちにある窪みは、その中に砂礫が入っていることから、ポット・ホール類と考えられる (平田, 1967)。

礁縁の沖では海岸線に直交する方向に凹凸が発達した縁脚-縁溝系となり、その沖で急に水深を増して、礁斜面から海食台へ移行する。なお、条溝帯の溝と縁脚-縁溝系の溝は連続しない。

2) サンゴ礁が発達しないB海岸西部

B-1地点の800mほど西では、浜の構成物質は砂から礫へ急変し、浜の背後は崩壊を伴う急斜面となる (第5図)。沿岸地形の断面測量をしたB-2地点はA-2地点と似てわずかに湾入した部分に位置していて、浜の幅はおおよそ30m、勾配は10°ほどで、

径数10cmほどの巨礫が数層累積した礫浜である (写真4)。波の打ち上げ高さは6mに達している。平常時でも高い波が打ち寄せる度にガラガラという音がして、汀線付近の礫が移動させられており、海水はそのために濁っていた。また、冲向きのリップ・カレントが生じていた。ここではA-2と同様に海草・海藻の類はほとんど見られず、砂底のあちこちに突出した高まりには被覆状サンゴがわずかながら生息していた。



写真4 B海岸西部のサンゴ礁が発達しない海岸 (B-2地点付近)

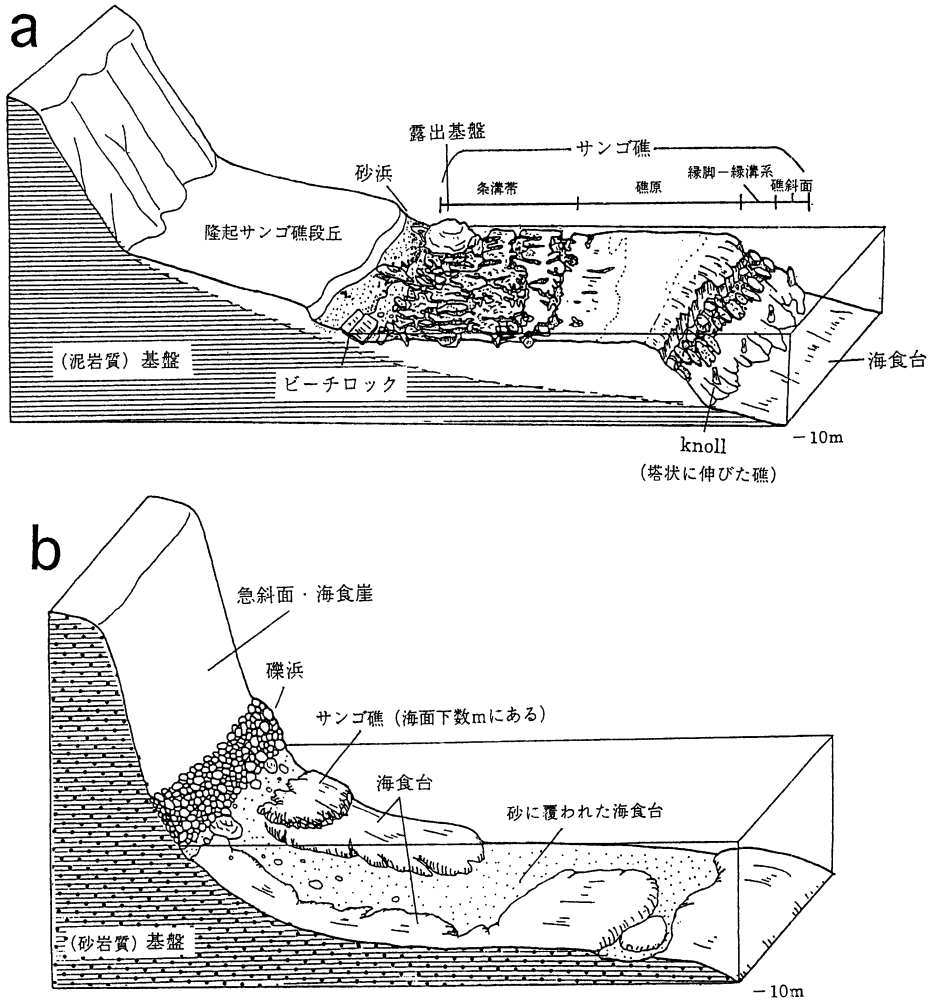
IV サンゴ礁の形成阻害要因の検討

1. 沿岸環境とサンゴ礁の発達

奄美大島東海岸における現地調査の結果に基づいて、サンゴ礁が発達する海岸と発達しない海岸との沿岸環境の違いを第7図に模式的に示した。これらの海岸では海水温や海水の塩分濃度などには地域差がないが、砂礫の磨耗に起因する濁りが造礁サンゴの生育を妨げる可能性はある。しかし、この海岸が沖に開いた海岸であること、またサンゴ礁が発達しない海岸でも造礁サンゴは生育していることから、

サンゴの生育条件の違いがサンゴ礁の有無を決定づけているとは考えにくい。また、A-1、B-1地点のサンゴ礁を除去した元の地形（基底地形）とサンゴ礁発達の不良なA-2、B-2地点の海底地形は大差ないから、基底地形の差異がこの海岸でのサンゴ礁発達の阻害要因であるとも考えられない。

奄美大島東岸において、サンゴ礁が発達している海岸と発達していない海岸との沿岸環境の最も大きな違いは、浜の構成物質の違いである。すなわち、サンゴ礁が発達する海岸（第7図a）には海岸段丘があり、背後の斜面は波に攻撃されない。このため、



第7図 奄美大島におけるサンゴ礁が発達する海岸と発達不良の海岸の模式図
a. サンゴ礁が発達する海岸, b. サンゴ礁が発達不良の海岸

第1表 南西諸島の代表的な島々におけるサンゴ礁が発達していない海岸の陸上地形種と地質

記号	場所	陸上地形種	地質
奄美大島			
a	戸口集落北海岸	谷に刻まれていない傾斜40°の斜面	白亜系四万十層群の頁岩および頁岩優勢互層
b	崎原集落海岸	谷に刻まれていない傾斜42°の斜面	白亜系四万十層群の砂岩および砂岩優勢互層
c	崎原集落南西海岸	高さ30~50mの海食崖	白亜系四万十層群の砂岩および砂岩優勢互層
d	cより1km西の海岸	谷に刻まれていない傾斜45°の斜面	白亜系四万十層群の頁岩および頁岩優勢互層
e	仲干瀬崎南西海岸	高さ40~90mの海食崖と谷にわずかに刻まれた傾斜45°~50°の斜面	白亜系四万十層群の頁岩および頁岩優勢互層
f	住用湾内海の外洋側海岸より城ノ鼻周辺	高さ40~170mの海食崖と谷にわずかに刻まれた傾斜45°の斜面	白亜系四万十層群の頁岩および頁岩優勢互層
g	市埼から真崎	高さ20~200mの海食崖	花崗岩貫入により変質した白亜系四万十層群の砂岩・頁岩互層と頁岩および頁岩優勢互層
h	皆津崎北海岸	高さ20~100mの海食崖	白亜系四万十層群の砂岩および砂岩優勢互層と泥岩および泥岩優勢互層
i	加計呂麻島・安脚場から徳浜	高さ20~130mの海食崖	白亜系四万十層群の砂岩および砂岩優勢互層
j	加計呂麻島・諸鈍	細かく谷に刻まれた傾斜45°の斜面	白亜系四万十層群の砂岩・頁岩互層
k	ウツ崎	高さ20~50mの海食崖	ベルム系~ジュラ系の緑色岩類とチャート
l	阿山崎南海岸	高さ30mの海食崖	ベルム系~ジュラ系の頁岩および頁岩優勢互層、砂岩および砂岩優勢互層、チャート
m	ソク崎	高さ70mの海食崖	ベルム系~ジュラ系のチャート
n	枝手久島西海岸	細かく谷に刻まれた傾斜45°の斜面	ベルム系~ジュラ系の頁岩および頁岩優勢互層
o	曾津高崎周辺	高さ40~100mの海食崖	ベルム系~ジュラ系の頁岩および頁岩優勢互層
p	加計呂麻島・西海岸	わずかに谷に刻まれた傾斜45°の斜面	ベルム系~ジュラ系のチャートと頁岩および頁岩優勢互層
q	加計呂麻島・風崎	高さ50~80mの海食崖と谷に刻まれていない傾斜52°の斜面	ベルム系~ジュラ系のチャート
r	与路島・青尻崎	高さ30~50mの海食崖とわずかに谷に刻まれた傾斜40°の斜面	ベルム系~ジュラ系の頁岩および頁岩優勢互層
s	与路島・鏡崎	高さ30~40mの海食崖	ベルム系~ジュラ系のチャート
t	与路島・ヌツ瀬崎	谷に刻まれていない傾斜35°の斜面	ベルム系~ジュラ系の頁岩および頁岩優勢互層
u	与路島・中崎	20~40mの海食崖	ベルム系~ジュラ系のチャート
v	与路島・アー崎	高さ30~50mの海食崖	ベルム系~ジュラ系のチャート
w	請島・計良治崎	高さ40~60mの海食崖	ベルム系~ジュラ系のチャート
沖縄島			
A	辺戸岬西海岸	海食崖	白亜紀~三畳紀の砂岩および砂岩泥岩互層
B	美作集落の海岸	高さ30~70mの海食崖	白亜紀~三畳紀の砂岩泥岩互層
C	高江集落の海岸	高さ30~60mの海食崖	白亜紀~三畳紀の砂岩泥岩互層
D	恩納集落の海岸	高さ30mの海食崖	第四紀の石灰岩
E	真栄田岬突端	高さ20mの海食崖	第四紀の石灰岩
F	残波岬突端	高さ30mの海食崖	第四紀の石灰岩
波照間島			
α	高那崎	海食崖	第四紀の石灰岩
与那国島			
①	馬鼻崎	海食崖	第四紀の石灰岩
②	南牧場	海食崖	第四紀の石灰岩
②	サンニヌ台	海食崖	中新世の頁岩および砂岩頁岩互層

浜には細粒の砂礫しかない。ところが、サンゴ礁が発達していない海岸（第7図b）では波が背後の斜面基部を攻撃して斜面崩壊が生じ、そこから供給された粗大な岩塊や巨礫が浜を構成している。

海岸の礫は暴浪時に波に動かされてサンゴを破壊し、さらにはサンゴ礁をも破壊するであろう。「水温の低いサンゴ礁の分布北限では造礁生物の造礁力が弱いために、波浪の強いところでは、数年に1回あるいは数10年に1回程度の暴浪によって、造礁サンゴ群集が破壊され、サンゴ礁を形成するに至らな

い」と中井（1990）は述べているが、たとえ造礁力の強い地域であっても、暴浪時の波によって礫が盛んに動かされる環境下では、造礁サンゴ群集およびサンゴ礁は破壊されてしまうと考えられる。

2. 南西諸島においてサンゴ礁が発達していない海岸の沿岸環境

礫がある海岸ではサンゴ礁が発達しないという奄美大島東海岸における現地調査の結果を、第1表に示す南西諸島の代表的な島々（奄美大島、沖縄島、

波照間島、与那国島)と宮古島・石垣島・西表島を対象として検討した。これらの島々におけるサンゴ礁分布は環境庁発行の10万分の1「サンゴ礁分布図」、沖縄県発行の5万分の1「地形分類・傾斜区分図」、および国土地理院発行の2万5千分の1地形図などによって調べた。また、これらの島々において生態的条件によらずにサンゴ礁が形成されていないと判断された地点について、その地点の沿岸条件を整理した。

その結果、造礁サンゴの生育条件を備えている海岸でありながらサンゴ礁が形成されていない海岸は、一部に第四紀の石灰岩からなる地点があるが、多くは中生代の堆積岩からなり、海岸背後に海食崖や急斜面があるなど、奄美大島の調査海岸と類似した沿岸環境を備えていることがわかった。これらの地点では、礫がサンゴ礁発達を妨げていると考えられる。

サンゴ礁の発達しない地点は、奄美大島では島の西海岸や大島海峡などのようなりアス式海岸となっている海岸線を除くと、第1表に示すように23カ所あり、沖縄島ではサンゴ礁分布図で「礁縁不明」とされている島の中部の東海岸を除いても6カ所ある。沖縄島より南の波照間島では隆起サンゴ礁段丘が島の全周囲にほぼ発達しているが、現成のサンゴ礁が発達しない地点が1カ所ある。与那国島でも3カ所にサンゴ礁が見られない。しかし、宮古島・石垣島・西表島では全島にサンゴ礁が発達している。サンゴ礁が発達しない地点が南の島ほど少なくなる最大の理由は、海水温の高い南ほど造礁力が強いためと考えられる。このことは、造礁力と礫による破壊作用との両面からサンゴ礁の発達を検討する必要があることを示している。

3. 造礁能力と礫の阻害能力からみたサンゴ礁分布

生物の働きによる造礁力をサンゴ礁を形成するポテンシャルという意味合いを強めるために造礁能力と呼び、一方、暴浪時の波によって海岸の礫が動かされて、サンゴの生育やサンゴ礁の形成を阻害するポテンシャルを礫の阻害能力と呼んで、両者の大小関係によってサンゴ礁の発達・不発達を考察する。第8図には両指標の大小関係からみた各島における

サンゴ礁発達状況を模式的に示した。主に海水温度に依存すると考えられる造礁能力は単純に緯度に対応するとした。礫の阻害能力は、沖の海底地形や波浪条件に大差なければ、とくに礫の量と大きさおよび質に依存すると考えられる。割れやすく磨耗しやすい軟岩礫やサンゴ礫より四万十累層群の砂岩礫のほうが阻害能力はより高いと考えられる。

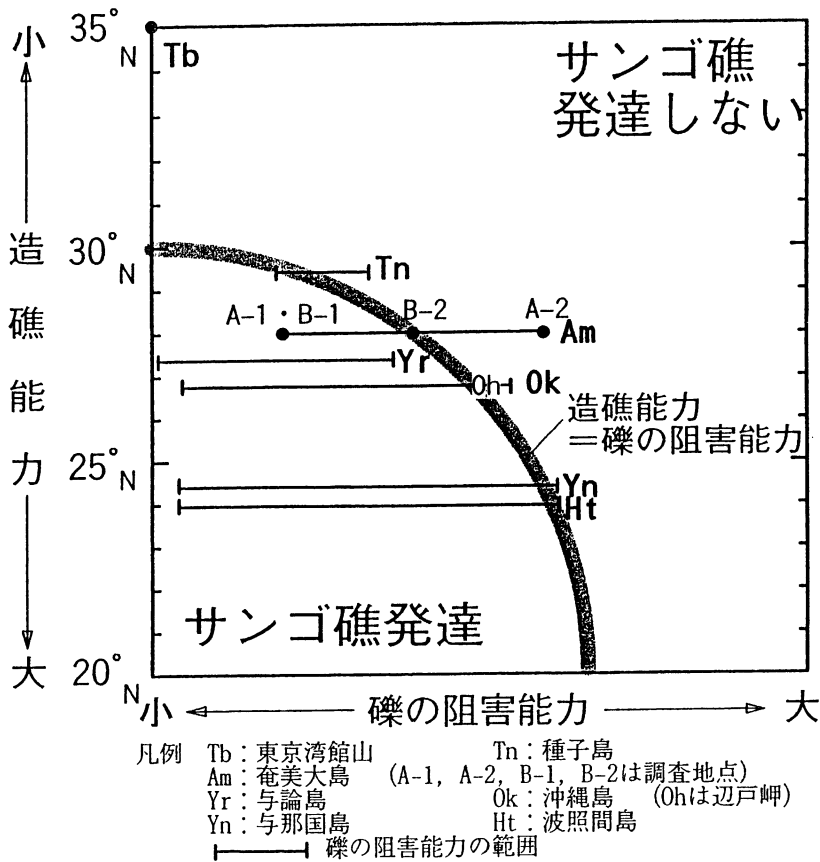
北緯28°ほどに位置する奄美大島の調査海岸では、サンゴ礁が発達しているA-1地点とB-1地点では造礁能力>礫の阻害能力、サンゴ礁が発達していないA-2地点では造礁能力<礫の阻害能力、サンゴ礁が消滅しかかっているB-2地点はほぼ造礁能力=礫の阻害能力ということになる。サンゴ礁の発達の良い笠利半島は新第三系の堆積岩からなり、礫の阻害能力が著しく小さい地域にあたる。

沖縄以南の島々の造礁能力が高い海岸ではサンゴ礁がほぼ全島に発達するが、たとえば沖縄島の辺戸岬の西側のようにサンゴ礁が発達していない地点は礫の阻害能力がとくに高い地点であると考えられる。また北緯27°の与論島の東海岸ではおよそ1kmにも及ぶ砂底の礁池が発達するが、西海岸では崖の前面にサンゴ礁が幅狭くしか発達していない。この地点では礫の阻害能力がやや高いのであろう。

北緯29.5°に位置する種子島はサンゴ礁分布の北限といわれる。造礁能力の小さな種子島にわずかとはいえサンゴ礁が発達するのは、礫の阻害能力がとくに小さいためと考えられる。種子島は第三系の砂岩頁岩が主体の低い台地島であり、海岸には波食棚(ベンチ)が発達している。とくに新第三紀の泥岩・凝灰岩からなる海岸には礫がきわめて少ない。種子島の中でも、砂岩の礫が供給される海岸にはサンゴ礁は発達していない。

造礁サンゴの生育北限に位置する北緯35°の東京湾の館山は、礫を生じない新第三紀の砂岩泥岩互層からなり、礫の阻害能力はきわめて小さいにもかかわらず、造礁能力が小さすぎるためにサンゴ礁が発達しないのであろう。

以上のように、造礁能力に物理的に対抗し得る力として礫の阻害能力を考えると、造礁能力が高く生態的条件に問題がない地域においてもサンゴ礁が発



第8図 造礁能力と礫の阻害能力の大小関係によるサンゴ礁発達地域の定性的表現

達しない海岸が存在することを説明できる。

V サンゴ礁海岸における砂礫の動態に関する造波水槽実験

1. 実験目的と方法

奄美大島東海岸の調査地点では、サンゴ礁の発達している地点と発達しない地点とがきわめて明瞭に分かれることが注目される。サンゴ礁の発達しない海岸の礫は岸—沖方向に移動するばかりではない。一部は沿岸方向に運搬されて、サンゴ礁の発達域に供給されることもあるだろう。そのような外来の礫によってサンゴ礁の礁斜面は破壊されないのだろうか。

また、サンゴ礁が発達している海岸の中にはB-1地点のように小さいとはいえ硬岩に由来する砂礫が

浜に集積している地点がある。トカラ列島の火山島や低緯度地域のパラオ群島などではサンゴ礁が発達している海岸で巨礫浜が見られるという(矢部, 1942; 田山, 1952)。サンゴ礁が発達している海岸の浜に見られる礫はサンゴ礁を破壊しないのだろうか。

奄美大島の調査地点の海岸は、もしサンゴが棲息しなければ、四万十累層群からなる紀伊半島や四国の南部の海岸のように、暴浪時には礫が盛んに動かされる礫浜の発達した岩石海岸となっていたはずである。このような海岸にサンゴ礁が発達すると、それが無い場合と比較して、浅海底や浜における砂礫の動きにはどのような変化が生じるのだろうか。このような疑問点を造波水槽実験によって検討した。

実験に用いた造波水槽は筑波大学水理実験センター

の二次元造波水槽で、長さ21m、幅50cm、深さ70cmの片面強化ガラス貼りの水槽である。水槽の一端に波を起こす造波板がある。他端にフルード相似則（須賀，1990，p.14-19）によって縮尺1/50の模型を設置した（第2表）。沖合い水深は40cmとし、勾配1/10の直線的な海岸として、サンゴ礁がある場合とない場合とで、どのような違いが生じるかを観察した。沖波の条件は暴浪時の波を想定して、波高10m、周期10秒とした。なお、サンゴ礁モデルはサンゴ礁の厚さをおよそ9mとして、18cm×180cmの直角三角形の台を合板で製作し、この上面が静水面に一致するように設置した。

第2表 フルード相似則による造波水槽実験の条件

	礁モデル	実際の海岸
フルード相似比	1/50	1
礁地形	18×180cm	9×90m
海底勾配	1/10	8/100(笠利半島の例)
底質	軽石(-2,-3,-4φ)	砂, 礫
底質の沈降速度(相似比50 ^{1/2})	5~7cm/s	10 ¹ ~10 ² cm/s
波の周期(相似比50 ^{1/2})	1.4s	10s
波高	17cm	8.5m
沖波の波長	180~200cm	90~100m

実際海岸の砂礫のサイズは多様であるが、サンゴ礁が発達している地点で一般に見られる砂礫の径は数cmであり、その水中沈降速度は数10cm/sのオーダーであることから、原型と模型の底質の沈降速度の比が水平縮尺の2分の1乗になるように、粒径4~16mm、水中沈降速度5~7cmの軽石を用いた。これをサンゴ礁モデルの沖に厚さ10cm、静水面上の浜にも厚さ8cmに敷き詰めた（第9図a）。なお、実験の結果、径16mmの軽石は大きいために浮遊しやすく不適当だったが、径4mmと8mmの軽石は、一部は浮遊したが大勢は転動し、実際の暴浪時の移動状況として記述されている動き（Kan, 1995a）に似た動きをし、また観察するのに適度な大きさであった。

2. サンゴ礁がない海岸における砂礫の動き

サンゴ礁の模型が設置されていない場合には、底質は波によって盛んに移動させられて通常の砂礫浜

の状態が生じた。海岸に砂礫が大量にあって、それが暴浪時に盛んに動かされている礫浜では、たとえ造礁サンゴが生育したとしても、暴浪時には破壊され、またその遺骸が集積してサンゴ礁が発達することも困難であろうと思われる。

3. サンゴ礁前面の海底における砂礫の動き

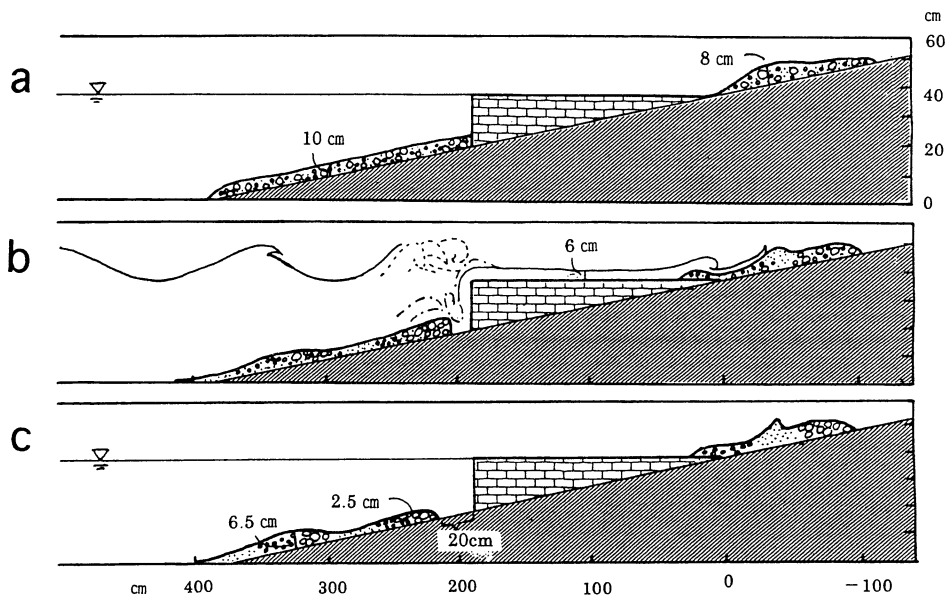
サンゴ礁モデルを設置すると、その前面で沖からの波（沖波）は plunging 型砕波をする。この時、底質はサンゴ礁モデルに常に衝突するというわけではない。波によってサンゴ礁前面に打ちつけられた礫は空気中なら慣性力でそのままサンゴ礁に打ちあたるが、より粘性の強い水中では水が緩衝物の働きをして、礫が礁モデルの前面に衝突するのを妨げる。

実験条件下では、沖波がサンゴ礁前面で砕波する直前に沖へ引き戻される流れと浜からの戻り流れとによって礁前面で強い渦が発生する。このためにサンゴ礁前面には沖方向への流れが生じて、実験開始時にサンゴ礁モデルの沖合いに敷いた底質が移動して、底質が礁前面基部に分布しなくなる。このような状況下では底質はいよいよ礁前面にあたらなくなる（第9図b）。

4. サンゴ礁海岸の汀線付近における砂礫の移動

サンゴ礁モデルの浜に敷いた底質はどのように移動するであろうか。沖からの波は礁前面で砕波して、そのエネルギーの大半を消耗する。サンゴ礁は優れた防波構造であるといわれるのはこのためである。その後、再生した小さな波は水深の小さなサンゴ礁上を岸に向かって進み、汀線で surging 型の砕波をする。小さな波ではあるが、小さな底質は汀線付近で盛んに動かされる。しかし、底質は浜へ打ち寄せられるものの、沖側へはほとんど流出しない（第9図b,c）。

各地のサンゴ礁海岸の浜に、背後の海食崖からもたらされた巨石がしばしば見られるが、この実験結果からは、これらの巨石は波によって盛んに動かされているものではなく、むしろ動かされないからこそ大きな石として残されている残留礫であると考えられる。



第9図 サンゴ礁モデル前面の海底と浜における底質移動

a : 実験前 (水深40.5cm), b : 暴浪時に相当する波をあてた状況 (波の周期1.4秒, 波長180cm, 波高14~17cm, 沖波の波速250cm/秒), c : 実験後.

以上の実験結果は、サンゴ礁はそれがいったん形成されると砂礫によるサンゴ礁の破壊作用を弱めて、サンゴ礁の形成に一層適した状況になるというフィードバックが働くことを示している。

VI 岩屑制約地形としてのサンゴ礁

1. 岩屑制約地形の見方

地質・岩質がその地形の成り立ちに強く影響している場合、その地形はロック・コントロール地形 (rock-controlled landforms) と呼ばれるが、地質や岩質よりもその場所に供給される岩屑 (デブリ) の性質や量に支配された地形はデブリ・コントロール地形 (debris-controlled landform) と呼ばれる (池田, 1998)。サンゴ礁の発達と阻害には海岸に存在する礫の量と大きさが深く関わっていると考えられることから、サンゴ礁はデブリ・コントロール地形の典型的な事例であるといえよう。

サンゴ礁は裾礁、堡礁、環礁に大別されるが、デブリ・コントロールの見方からは、中央島が大きく陸源物質が盛んに供給される島の裾礁は、礫による

破壊作用によってサンゴ礁分布は断続的となる一方、中央島が存在せずサンゴ礁を破壊する礫が供給されない、すなわち、デブリ・フリーの条件下では、良く連続した典型的な環礁が形成されると考えられる。

サンゴ礁地形の成り立ちをデブリ・コントロールの見方から検討することは今後の課題である。サンゴ礁の礁原上の礫が動かされてポットホールをつくり、また汀線付近では掘れ溝が発達した条溝帯を、また礁縁部ではサンゴ礫も加わって縁脚-縁溝系と呼ばれる侵食地形を形成する。しかし、サンゴ礁は一方的に礫に破壊され続けるとは考えにくい。礫の破壊作用が弱まれば、礫をまるで捕虜のようにサンゴ礁の内部に取り込んで、礫を無力化するであろう。

2. サンゴ礁とベンチの類似性

サンゴ礁は軟岩からなる岩石海岸に発達する波食棚 (ベンチ) と何が違うのだろうか。このことについてのわれわれの考えを述べておきたい。

ベンチはロック・コントロール地形であるという考えがある (例えば辻本, 1984)。すなわち、波に

よる海岸を構成している岩盤の侵食抵抗性が強すぎても弱すぎてもベンチは形成されないが、海面上は侵食されても海面下は侵食されない程度の強度を持った岩盤からなる海岸ではベンチが発達するという。しかし、茨城県平磯における白亜紀の砂岩・泥岩互層からなる岩石海岸では、泥岩が卓越する南部では幅50mほどにベンチが発達しているが、北方へ次第に砂岩が卓越するようになるにつれてベンチはなくなる。泥岩が礫にならないために南部には礫がないが、砂岩の卓越する北部では砂岩層に由来する石礫が暴浪時に動かされて泥岩からなるベンチを破壊してしまったのであろうと考えられる(中村, 1998)。これは、ベンチはそれを破壊する大きな礫のない、デブリ・フリーの海岸で保存されている地形だという新たな見方である。

奄美大島の東海岸は茨城県の平磯の地形ときわめてよく似た沿岸環境をしている。すなわち、四万十累層群の砂岩・泥岩互層からなる海岸の中で、砂岩が優勢な部分では砂岩層が大きな礫になるためにサンゴ礁が発達せず、泥岩が優勢な部分では泥岩層が小さな石になるためにサンゴ礁が発達しえたのだと考えられる。

ベンチは風化削剥が主因となって形成された侵食地形であるのに対して、サンゴ礁は生物が構築した堆積地形であるという考えがある(たとえば、高橋, 1988, p.239)が、隆起傾向にある南西諸島のサンゴ礁は侵食地形としての認識が大切であろう。現在の礁原はかつて形成されたサンゴ礁が離水して侵食されているところである。といことになると、ベンチもサンゴ礁もいずれもデブリ・フリーの環境下で保存されている侵食地形であるということになる。

VI 結 論

奄美大島の東海岸におけるサンゴ礁の分布調査によって、陸上に海岸段丘が残る砂浜海岸ではサンゴ礁が発達しているが、海岸段丘が発達せず、急な海食崖の前面が礫浜となっている海岸にはサンゴ礁が発達しないことがわかった。この対応関係は南西諸島の他の島々においても確かめられた。このことから、造礁サンゴの生育条件を備えている海岸であり

ながらサンゴ礁が発達していない海岸にはサンゴ礁の形成を阻害する要因があること、それは背後の斜面から供給される粗大な礫であると考えた。暴浪時の波によって動かされる礫が造礁サンゴの個体およびサンゴ礁を破壊する能力(礫の阻害能力)が生物活動によるサンゴ礁形成能力(造礁能力)を上回る海岸ではサンゴ礁は発達しないと考えると、わが国におけるサンゴ礁分布をより良く説明できた。

また、造波水槽実験によって海岸における礫の動きに及ぼすサンゴ礁地形の有無の影響を調べた結果、サンゴ礁がいったん形成されると、礫の動きは一変して、たとえ礫が波によって動かされてもサンゴ礁が壊されにくくなることがわかった。

サンゴ礁はそれを破壊する礫の働きがあまり大きくない環境下で発達する岩屑制約地形(デブリ・コントロール地形)である。すなわち、サンゴ礁は礫を伴う波による破壊作用と生物活動によるサンゴ礁形成作用とが共働して形成されている地形であり、生きものの活動が上回っている限りはサンゴ礁は消滅しないものの、いったん礫の破壊作用が上回れば、サンゴ礁はたちまちのうちに破壊されはじめて、背後の山地斜面が波による攻撃を受けて礫が海岸に供給され、サンゴ礁の破壊がますます加速されるという悪循環に陥る可能性をもっている。

サンゴ礁海岸を保全するためには、サンゴの生育条件を保全するということが何より大切であるが、それとともに造礁サンゴの生育とサンゴ礁の成長を阻害する礫を海岸に供給しないように努めることが望まれる。波に武器を与えて武装させたのでは、弱いサンゴ礁海岸はたちまちに攻撃されて、大きく後退してしまうことになるからである。

謝 辞

本研究は著者のひとりである板倉雅子の筑波大学環境科学研究科の修士論文を加筆・修正したものである。本研究を行うにあたり、上武大学商学部の伊勢屋ふじ子教授には奄美大島でのフィールド調査において、また琉球大学法文学部の廣瀬 孝講師には沖縄島での調査・観察に際して、さらに岡山大学教育学部の菅 浩伸助教授にはサンゴ礁地形に関する文

献や知識の入手に関して大変お世話になりました。鹿児島県大島支庁河川港湾課の大迫靖彦さん、土地改良課の田中さんには、空港および港湾の地質ボーリング資料をいただきました、本研究を行うにあたってお世話になった多くの方々に心から感謝いたします。

引用文献

- 秋山 純 (1975) : 沖縄国際海洋博・アクアポリス係留装置打設工事海域の海底地質—特に新期礁性堆積物について—。第四紀研究, 14 (2), 91—106.
- 荒川達彦・井川裕之 (1987) : 琉球列島における Karst Dry Valley の分布とその成因に関する一考察 (第1報)。エリア山口, 17, 32-37.
- 池田 宏 (1998) : 軟岩と河川地形—デブリコントロールの見方—。「地形工学セミナー2 水辺環境の保全と地形学」(日本地形学連合編), 古今書院, 37-58.
- 池田安隆 (1977) : 奄美大島の海岸段丘と第四紀後期の地殻変動。地学雑誌, 86, 383-389.
- 小倉 順・浜田好和・山本温彦・大庭 昇・山下廣幸 (1970) : 鹿児島県高隅山北東部の接触変成分帯。鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物), 3, 1-4.
- 遅沢壮一・相田吉昭・中森 亨・新部明郎・蟹沢聰史・中川久夫 (1983) : 奄美大島の地質, とくに重力滑動と崩壊による地質の構成について。地質学論集, 22, 39-56.
- 佐藤 久 (1959) : 奄美諸島の地形。「奄美 (自然と文化)」(九学会連合奄美大島協同調査委員会編), 日本学術振興会, 39-53.
- 須賀堯三編著 (1990) : 「水理模型実験」。山海堂, 339p.
- 高橋達郎 (1988) : 「サンゴ礁」。古今書院, 258p.
- 田山利三郎 (1952) : 南洋群島の珊瑚礁。水路部報告, 11, 290 p.
- 辻本英和 (1985) : 千葉県北部海岸の波食地形と構成岩石の物理・力学的性質。地理学評論, 58, 180-192.
- 中井達郎 (1990) : 北限地域のサンゴ礁。サンゴ礁地域研究グループ編「熱い自然—サンゴ礁の環境誌」。古今書院, 372 p., 57-65.
- 中村智美 (1998) : 茨城県平磯における岩石海岸地形の南北変化。筑波大学大学院教育研究科, 平成9年度修士論文。(未公表)
- 平田国雄 (1967) : 宝島および小宝島における礁石灰岩の分布ならびに造礁活動。鹿児島大学理科報告, 16, 75-107.
- 堀 信行 (1980) : 日本のサンゴ礁。科学, 50 (2), 111-122.
- 町田 洋 (1969) : 薩南諸島の地形。「薩南諸島の総合的研究」, 明治書院, 20-52.
- 目崎茂和・渡久地 健・中村倫子 (1977) : 沖縄島のサンゴ礁地形。琉球列島の地質学研究, 2, 91-106.
- 矢部長克 (1942) : 珊瑚礁問題。東北大学地質古生物学教室邦文報告, 39, 1-6.
- 米倉伸之編 (1986) : 「現成サンゴ礁の微地形と浅層構造の研究」。昭和60年度科学研究費研究成果報告書, 77p.
- Kan, H. (1995) : Typhoon effects on sediment movement on reef edges and reef slopes. Recent advances in marine science and '94. PACON International and James Cook University, Townsville, 191-201.
- Kan, H., Hori, N., Nakashima, Y. and Ichikawa, K. (1995) : The evolution of narrow reef flats at high-latitude in the Ryukyu Islands. Coral Reefs, 14, 123-130.
- Kan, H., Hori, N. and Ichikawa, K. (1997) : Formation of a coral reef-front spur. Coral Reefs, 16, 3-4.