

公益財団法人国土地理協会 第16回学術研究助成

裾礁型サンゴ礁海浜における  
汀線碎波波高の推定に関するモデリング：  
実験・野外調査によるアプローチ

研究代表者

青木 久 東京学芸大学

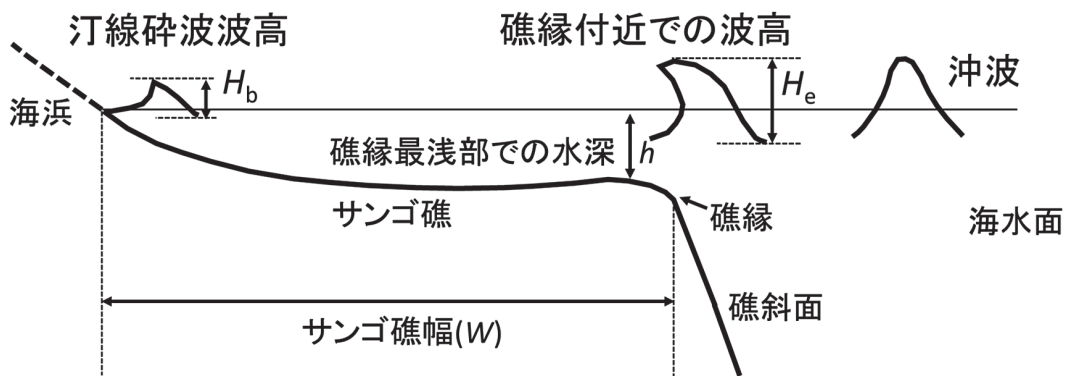
# 1. はじめに

熱帯・亜熱帯の低緯度地域の海岸にはサンゴ礁が発達している。世界のサンゴ礁は、陸地に対する位置や平面形により、陸地をふちどるように発達する裾礁、陸地との間に水深の深い礁湖（ラグーン）をもつ堡礁、陸地がなく環状に発達する環礁の3タイプに大別される。

日本のサンゴ礁は、世界のサンゴ礁分布の北限域にあたり、そのほとんどが裾礁である。裾礁という地形は、汀線（波打ち際）から沖に向かって広がる、礁原とよばれる平坦面と、その海側にある礁斜面とよばれる急斜面に区分される。さらに礁原は海側端付近の礁嶺とよばれる高まりと、陸側の礁池とよばれる浅い凹地とに細分される。このように裾礁型サンゴ礁（以下、単にサンゴ礁とする）は、連続性の良いサンゴ礁の浅瀬が陸地を取り囲むように発達することから、沖からの波に対して陸地をまもる潜堤（堤防）としての役割をもつことが指摘されてきた（例えば、沖縄第四紀調査団・沖縄地学会, 1975；津嘉山ほか, 1989, 1995；サンゴ礁地域研究グループ, 1990；Gourlay, 1994；津嘉山, 2001）。

しかしながら、サンゴ礁上の波浪特性に関する研究については、サンゴ礁内外の波の変形やサンゴ礁内の波高減衰現象に主眼をおいたもの（例えば、河野ほか, 1978；寺尾ほか, 1981；江頭ほか, 1985；谷本ほか, 1989；津嘉山ほか, 1989, 1995；Gourlay, 1994；仲座ほか, 1994；大中ほか, 2000；津嘉山, 2001；Kench and Brander, 2006；Kench et al., 2009；Mandlier and Kench, 2012；Mandlier, 2013）が数多く、汀線に到達する波の特性に注目した研究はほとんどなかった。

海浜地形を変化させる最も重要な外力は波浪である。前面にサンゴ礁が発達する海浜において、外洋から入射してくる波は、この礁地形の影響を受けて汀線に到達する。すなわち、沖から侵入してくる波浪は、急に水深が浅くなるサンゴ礁の外縁で強制的に碎波させられて、サンゴ礁上を海浜に向かって段波となって進行し、汀線付近で最終的に碎波して海浜に遡上する。波はサンゴ礁上を進行する途中で摩擦や乱れ等によって多くのエネルギーを失い、波高が小さくなる。すなわち、サンゴ礁は波に対して一種の幅広い潜堤として働くことによって、汀線付近に到達する波浪特性をコントロールすると考えられる。このような天然の潜堤の役目を果たすサンゴ礁の大きさや水深の大小は、汀線に到達する波の大きさ、すなわち、汀線付近での最終碎波（汀線碎波）の波高を規定し、サンゴ礁海浜の地形変化に大きな影響を与えると考えられる（第1図）。しかしながら、サンゴ礁海浜の地形特性に関する従来の研究は、海浜堆積物の特性や前浜勾配などに視点が置かれた研究が多く（例えば、秋山, 1979；山内ほか, 1989；平山・廣瀬, 2003, 青木・前門, 2006）、サンゴ礁海浜の地形プロセスを汀線碎波との関連で議論された研究はほとんど行われていない。



第1図 定義図

例えば、沖縄島に発達するサンゴ礁の水平幅（汀線から礁縁までの水平距離、以下「サンゴ礁幅」と呼ぶ）は海岸によって異なり、数メートルから約4kmに及ぶ（目崎ほか、1977）。このようなサンゴ礁の大きさの違いは、各海岸に作用する汀線砕波波高の違いをもたらす、その結果として、サンゴ礁海浜の地形形成の違いに反映されると考えられる。したがって、サンゴ礁海浜における汀線砕波特性に関する定量的研究は、海岸地形学的にきわめて重要な研究課題である。

筆者は、地形プロセス学（例えば、松倉、2008）的観点から、これまでにサンゴ礁海浜の地形特性や地形変化プロセスの解明を目指し、その第一歩として汀線砕波特性とサンゴ礁地形との定量的関係を明らかにするための野外調査（青木・智原、2009；武石ほか、2014；青木、2015；青木ほか、2015）を実施してきた。これらのうち、汀線砕波波高に関する研究の概要を以下に述べる（第1図）。

青木・智原（2009）は、沖縄島中部西海岸にある読谷海岸の、サンゴ礁幅の異なる4地点において、計8回の波浪観測を行い、沖波波高とサンゴ礁幅（ $W$ ）の大小によって、汀線砕波波高（ $H_b$ ）がどのように変化するかについて調べた。調査の結果、沖波波高が大きくなるほど汀線砕波波高（ $H_b$ ）は大きくなるという比例関係を持ち、また、サンゴ礁幅（ $W$ ）が小さくなるほど汀線砕波波高（ $H_b$ ）が大きくなるという反比例の関係をもつことが明らかになった。

武石ほか（2014）では、沖縄島南部東海岸の新原海岸において岸沖方向の縦断面地形測量を実施するとともに、潮位の異なる時間帯に計21回の波浪観測を行い、サンゴ礁上の波の波高減衰に与えるサンゴ礁の水深（ $h$ ）の影響について調べた。波高減衰の指標として礁縁部付近での波高（ $H_e$ ）に対する汀線砕波波高（ $H_b$ ）の比、 $H_b/H_e$ を用いた。 $H_b/H_e$ は、値が小さいほどサンゴ礁上で大きな波高減衰が起こったことを示すパラメータとなる。調査の結果、礁縁付近における相対水深（ $h/H_e$ ）が大きくなるほど、 $H_b/H_e$ が大きくなることが示され、礁縁付近での水深（ $h$ ）が浅いほど、波高減衰の程度が大きく、汀線砕波波高（ $H_b$ ）が小さくなることが明らかになった。

青木ほか（2015）では、青木・智原（2009）と同じ4つの海浜において、計113回の波浪観測を行い、サンゴ礁幅（ $W$ ）と水深（ $h$ ）が $H_b/H_e$ に与える影響に関する定量的考察を行った。礁縁付近の水深（ $h$ ）が深くなるほど $H_b/H_e$ が大きくなるという比例関係を持ち、また、サンゴ礁幅（ $W$ ）が大きいほど $H_b/H_e$ が小さくなるという反比例の関係をもつことを明らかにした。これらの観測結果をもとに $H_b/H_e$ 推定の経験式を作成したところ、 $H_b/H_e$ は次式で表されることがわかった。

$$H_b/H_e = 111.7 (h/W) \quad (1)$$

これらの野外研究により、汀線砕波波高（ $H_b$ ）には、サンゴ礁幅（ $W$ ）、サンゴ礁の水深（ $h$ ）、礁縁付近での波の波高（ $H_e$ ）の3要因が深く関与することが実証された。しかしながら、沖縄島の観測データからつくられた経験式（1）が汎用性をもつかどうか、そして、波の周期（ $T$ ）が規定要因になるのかどうかについての検討はできていない。

これらの問題点を解決し、モデル化をすすめるためには、国内外の様々なサンゴ礁海浜において広範な野外観測データを収集し、分析・考察することが望ましい。しかしながら、調査に要する時間や費用の制約のため、実際に行うことはきわめて困難である。この困難さを克服するために、単純化された条件のみを取りこむことができる室内実験によるアプローチが有効である。具体的にいえば、単純化された条件下での造波水路を用いた実験によって得られたデータを基に定式化し、野外データを用いてキャリブレーションを行うという手法である。

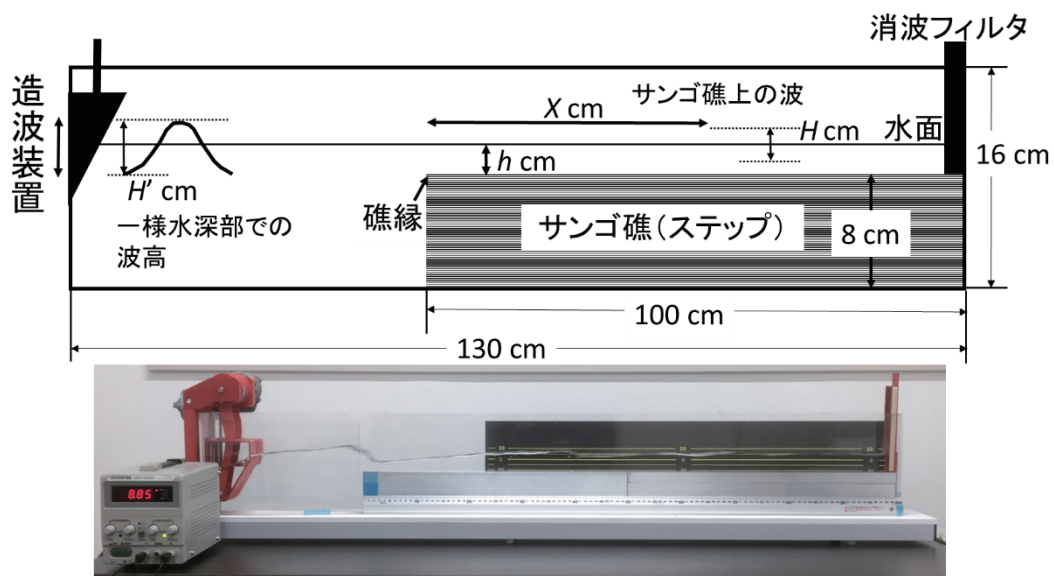
そこで本研究では、裾礁型サンゴ礁海浜における汀線砕波波高推定のモデル式を構築することを目的とし、以下の手順により、室内実験と野外調査を実施し、考察を行っていく。（1）造波水路内にサンゴ礁を模した海岸を設定し、沖波の波高・波の周期・サンゴ礁の水深の異なる初期条件の下で、サ

ンゴ礁上を進行する波の波高を観測することにより、波高減衰の規定要因を明らかにし、実験式を作成する（第2章）。（2）野外調査により波浪データを収集し（第3章）、実験式との関係を検討し、野外に適用可能な汀線砕波波高推定に関するモデリング（一般化）を試みる（第4章）。

## 2. 室内実験

### 1. 実験装置・条件・方法

実験装置の模式図と写真を第2図に示す。実験にはプランジャー型造波機が設置された幅4cm、長さ130cm、高さ16cmの小型造波水路（3B Scientific社製）を用いた。水路の他端に、幅4cm、長さ100cm、高さ8cmのアルミ製の角パイプ・チャンネルを用いて、サンゴ礁を模した平坦面をもつステップ状の地形を設置した。初期条件は、水深（ $h$ ）を0、0.5cm、1.0cm、1.5cm、2.0cmの5種類、波の周期（ $T$ ）を0.7sec、0.85sec、1.0sec、1.2sec、1.5secの5種類とし、一様水深部の波高（ $H'$ ）を0.8～2.3cmの間で適宜変化させて、合計37ケースの実験を行った（第1表）。各ケースに



第2図 実験装置の模式図(上)と写真(下)

第1表 実験条件

Case No.	波の周期 $T$ (sec)	水深 $h$ (cm)	一様水深部での 波高 $H'$ (cm)	Case No.	周期 $T$ (sec)	水深 $h$ (cm)	一様水深部での 波高 $H'$ (cm)
1	0.7	2	2	21	0.7	0	2
2	0.85	2	1.8	22	0.85	0	1.6
3	1	2	1.7	23	1	0	1.5
4	1.2	2	1.7	24	1.2	0	1.2
5	1.5	2	1.7	25	1.5	0	1
6	0.7	1.5	2	26	0.7	1	1.3
7	0.85	1.5	2.3	27	0.7	1	1.1
8	1	1.5	1.7	28	1	1	1.3
9	1.2	1.5	1.5	29	1	1	0.9
10	1.5	1.5	1.1	30	1.2	1	1.2
11	0.7	1	2	31	1.2	1	0.9
12	0.85	1	1.6	32	0.7	0.5	1.2
13	1	1	1.8	33	0.7	0.5	1
14	1.2	1	1.4	34	1	0.5	1.2
15	1.5	1	1.1	35	1	0.5	0.9
16	0.7	0.5	2	36	1.2	0.5	1.1
17	0.85	0.5	1.6	37	1.2	0.5	0.8
18	1	0.5	1.4				
19	1.2	0.5	1.3				
20	1.5	0.5	1				

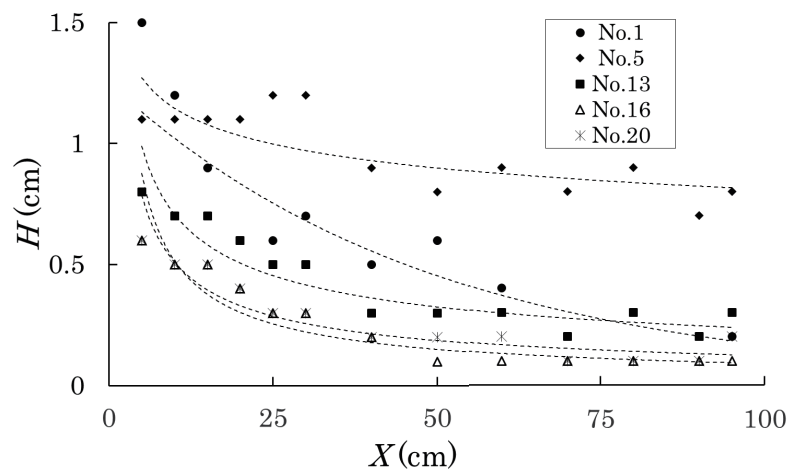


において、サンゴ礁（ステップ）上を進行する波やその波高について、水路の側壁に対して直角方向から観察・測定を行った。波高は、礁縁部を基準（0）とし、礁縁部から岸方向に距離（ $X$ ）離れた地点での波高（ $H$ ）を5～10cm間隔で折尺を用いて計測した。

## 2. 実験結果

実験のほとんどのケースで、サンゴ礁上の波は進行するにつれて、波高が徐々に小さくなる様子が観察された。第3図は、縦軸に $H$  (cm)、横軸に $X$  (cm) をとり、 $h$  と  $T$  が異なる実験ケース（Case 1, 5, 13, 16, 20）のデータをプロットした結果である。ケース間で波高の減衰量や波高減衰率（傾向線の傾き）は異なるものの、 $X$  が大きくなるほど、 $H$  が小さくなるという共通した傾向がみられ、この事実は観察結果と整合する。とくに、波高（ $H$ ）は $0 \leq X \leq 25$  cmの範囲において、急激に小さくなる実験ケースが数多くみられた（例えば Case 1, 13, 16, 20）。

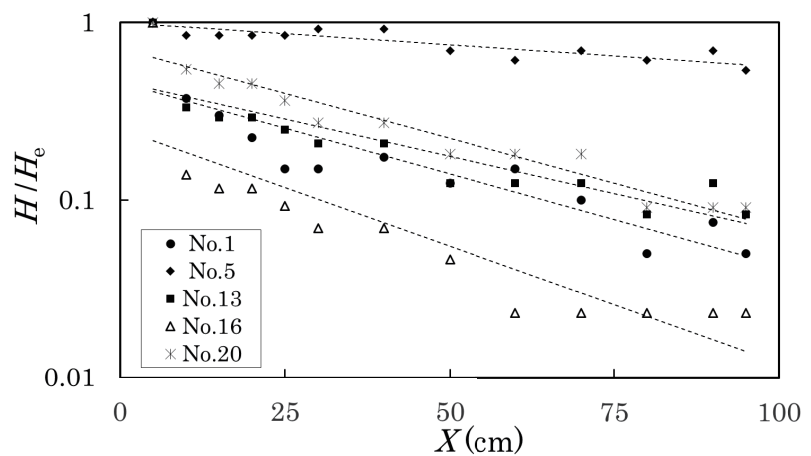
次に $X$ ,  $h$ ,  $T$ ,  $H_e$ といった各変数が、サンゴ礁上の波の波高変化（ $H/H_e$ ）にどのような影響を与えているのかについて実験結果を述べる。 $H/H_e$ は、波が礁縁部からサンゴ礁上を進行し、距離 $X$ 進んだときの波高伝達率を示す。0から1までの値（ $0 \leq H/H_e \leq 1$ ）をとり、値が小さいほど、大きな波高減衰が起こったことを示すパラメータになる。



第3図 サンゴ礁上を進行する波の波高変化

### 1) 波高減衰に与える礁縁部からの距離の影響

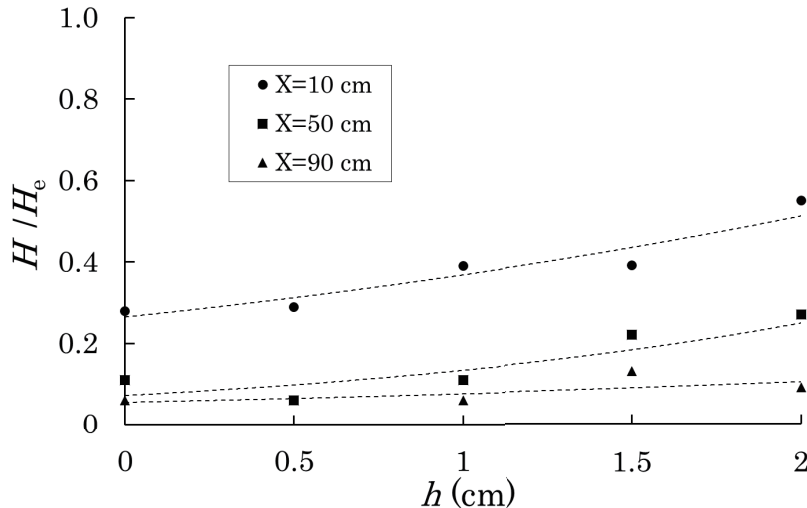
Case 1, 5, 13, 16, 20のデータを、横軸に礁縁部からの距離 $X$  (cm)、縦軸に波高伝達率（ $H/H_e$ ）をとり、プロットした結果が第4図である。いずれのケースでも、 $H/H_e$ は1以下の値をとり、 $X$ が大きくなるにつれて、 $H/H_e$ が小さくなるという右下がりの傾向をもつことがわかる。これ以外のほとんどの実験ケースでも、波が進行するにつれて $H/H_e$ が小さくなるという同様の結果が得られた。以上のことから、サンゴ礁上を進行する波は礁縁部からの距離が大きくなるほど、波高が小さくなるという波高減衰現象が起こるといえる。



第4図 サンゴ礁幅 $X$ (cm)と $H/H_e$ との関係

## 2) 波高減衰に与える水深の影響

波の周期  $T = 0.70 \text{ sec}$ , 波高  $H' = 2 \text{ cm}$  と一定で,  $h = 0, 0.5 \text{ cm}, 1.0 \text{ cm}, 1.5 \text{ cm}, 2.0 \text{ cm}$  と異なる 5 ケース (Case 1, 6, 11, 16, 20) について, 横軸に水深  $h$  (cm), 縦軸に波高伝達率 ( $H/H_e$ ) をとり, 礁縁部からの距離が異なる 3 地点のデータ ( $X = 10, 50, 90 \text{ cm}$ ) をプロットした結果が第 5 図である.  $X = 10, 50, 90 \text{ cm}$  のデータを見ると, いずれも水深 ( $h$ ) が深いほど,  $H/H_e$  が大きくなるという右上がりの傾向をもつことがわかる. このことから, 水深が浅いサンゴ礁ほど大きな波高減衰

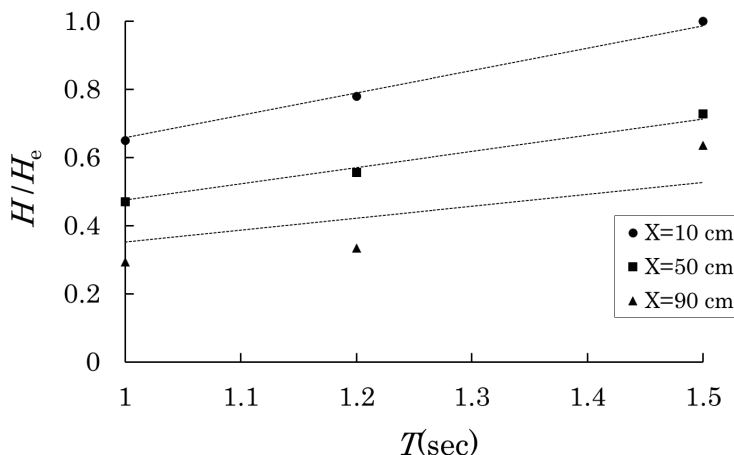


第 5 図 水深  $h$  (cm) と  $H/H_e$  との関係  
( $T = 0.7 \text{ sec}$ ,  $H' = 2 \text{ cm}$  のケース)

衰が起こるといえる. また, 礁縁部からの距離 ( $X$ ) が大きくなるにつれて, 傾向線の傾きが小さくなり, とくに  $X = 90 \text{ cm}$  では, その傾きはきわめて小さい. このことは, サンゴ礁上を波が進行するにつれて  $H/H_e$  に与える礁縁部からの距離 ( $X$ ) の影響が大きくなり, 水深 ( $h$ ) の影響が小さくなることを示唆している.

## 3) 波高減衰に与える波の周期の影響

水深  $h = 2 \text{ cm}$ , 波高  $H' = 1.7 \text{ cm}$  と一定で, 波の周期  $T = 1.0, 1.2, 1.5 \text{ sec}$  と異なる 3 ケース (Case 3, 4, 5) について, 横軸に波の周期  $T$  (sec), 縦軸に波高伝達率 ( $H/H_e$ ) をとり, 礁縁部からの距離が異なる 3 地点のデータ ( $X = 10, 50, 90 \text{ cm}$ ) をプロットした結果が第 6 図である.



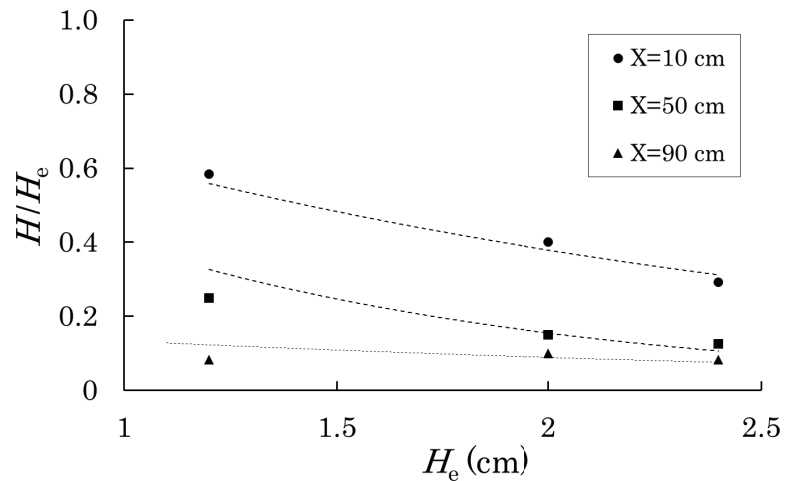
第 6 図 波の周期  $T$  (sec) と  $H/H_e$  との関係  
( $h = 2 \text{ cm}$ ,  $H' = 1.7 \text{ cm}$  のケース)

地点ごとにみると, 波の周期 ( $T$ ) が大きくなるにつれて,  $H/H_e$  が大きくなる傾向をもつことがわかる. このことは, 周期の長い波ほど, 波高減衰がしにくくなることを示している. また, 各地点における傾向線の傾きは, 礁縁部からの距離 ( $X$ ) の長短にかかわらず大きな違いがみられないことから,  $H/H_e$  に対する波の周期 ( $T$ ) の影響は大きいといえる.

## 4) 波高減衰に与える礁縁部での波高の影響

水深  $h = 1 \text{ cm}$ , 波の周期  $T = 1.0 \text{ sec}$  と一定で, 礁縁部での波高  $H_e = 1.2, 2.0, 2.4 \text{ cm}$  と異なる 3 ケース (Case 13, 28, 29) について, 横軸に  $H_e$  (cm), 縦軸に波高伝達率 ( $H/H_e$ ) をとり, 礁縁部

からの距離 ( $X$ ) が異なる 3 地点のデータ ( $X = 10, 50, 90$  cm) をプロットした結果が第 7 図である。  $X = 10, 50$  cm のデータを見ると、礁縁部での波高 ( $H_e$ ) が大きくなるにつれて、  $H/H_e$  が小さくなるという右下がりの傾向をもつことがわかる。したがって、礁縁部での波高 ( $H_e$ ) が大きい波ほど、大きな波高減衰が起こるといえる。また、礁縁部からの距離 ( $X$ ) が大きくなるにつれて、傾向線の傾きが小さくなり、  $X = 90$



第 7 図 礁縁部での波高  $H_e$  (cm) と  $H/H_e$  との関係  
( $h = 1$  cm,  $T = 1.0$  sec のケース)

cm では、  $H/H_e$  はほぼ一定値をとることがわかる。このことは、サンゴ礁上を波が進行するにつれて  $H/H_e$  に与える礁縁部からの距離 ( $X$ ) の影響が大きくなり、礁縁部での波高 ( $H_e$ ) の影響がきわめて小さくなることを示唆している。

### 3. 実験式の作成

本実験の結果より、波高伝達率 ( $H/H_e$ ) は  $h$  と  $T$  に比例し、  $X$  と  $H_e$  に反比例することが明らかとなった。以下、これらの関係を次元解析によって整理する。  $H/H_e$  は次のような変数で表すことができる。

$$H/H_e = f(1/X, h, T, 1/H_e, g) \quad (2)$$

ここに  $g$  は重力加速度である。物理量の数  $X, h, T, H_e, g$  の 5 個であり、基本単位の数  $[L]$ 、時間  $[T]$  の 2 つである。したがって無次元数の数は  $\pi$  定理によって  $5 - 2 = 3$  個であり、  $H/H_e$  は次のように表すことが可能である。

$$H/H_e = k(1/X^a) h^b T^c (1/H_e^d) g^e \quad (3)$$

ここで式 (3) は

$$H/H_e = k X^{-a} h^b T^c H_e^{-d} g^e \quad (4)$$

と変形される。ここに  $k$  は無次元係数である。左辺の  $H/H_e$  は無次元量であることから、基本単位にも次のような関係が成立しなくてはならない。

$$0 = [L] - a[L] + b[T] + c[L] - d[LT^{-2}] + e \quad (5)$$

両辺の次元が一致しなければならないから、基本単位の関係式のべき数も左右で一致しなければならない。したがって、各変数に関して、

$$[L] \text{ に関して: } 0 = -a + b - d + e \quad (6)$$

$$[T] \text{ に関して: } 0 = c - 2e \quad (7)$$

が成り立つ。式 (6)、(7) より  $c = 2e$ 、  $d = -a + b + e$  で表されることから、

$$H/H_e = k (1/X^a) h^b (1/H_e^{-a+b+e}) g^e T^{2e} \quad (8)$$

$$H/H_e = k (1/X^a) h^b H_e^a (1/H_e)^b (1/H_e)^e g(T^2)^e \quad (9)$$

$$H/H_e = k (H_e^a/X^a) (h^b/H_e^b) \{(gT^2)^e/H_e^e\} \quad (10)$$

以上から、 $H/H_e$  は、3つの無次元量  $H_e/X$ 、 $h/H_e$ 、 $gT^2/H_e$  を用いて、次のように表すことができる。

$$H/H_e = k (H_e/X)^a (h/H_e)^b (gT^2/H_e)^e \quad (11)$$

式 (11) の最適な係数  $k$  および指数  $a$ 、 $b$ 、 $e$  を決定するために、重回帰分析を用いる。重回帰分析を行うためには、右辺の変数を和の形に変形する必要がある。そこで、両辺に自然対数を取り、式 (11) を変形すると、

$$\ln(H/H_e) = \ln k + a \ln(H_e/X) + b \ln(h/H_e) + e \ln(gT^2/H_e) \quad (12)$$

となり、 $\ln(H/H_e)$  が  $\ln(H_e/X)$ 、 $\ln(h/H_e)$  と  $\ln(gT^2/H_e)$  の線形結合によって表される。重回帰分析によって、 $k$ 、 $a$ 、 $b$ 、 $e$  を求めると、 $k = 0.17$ 、 $a = 0.58$ 、 $b = 0.79$ 、 $e = 0.40$  となり (決定係数は  $R^2 = 0.84$ )、実験室における  $H/H_e$  は次式のように表される。

$$H/H_e = 0.17 (H_e/X)^{0.58} \cdot (h/H_e)^{0.79} \cdot (H_e/gT^2)^{-0.40} \quad (13)$$

式 (13) は実験室におけるサンゴ礁上の波高伝達率に関する関係式となる。

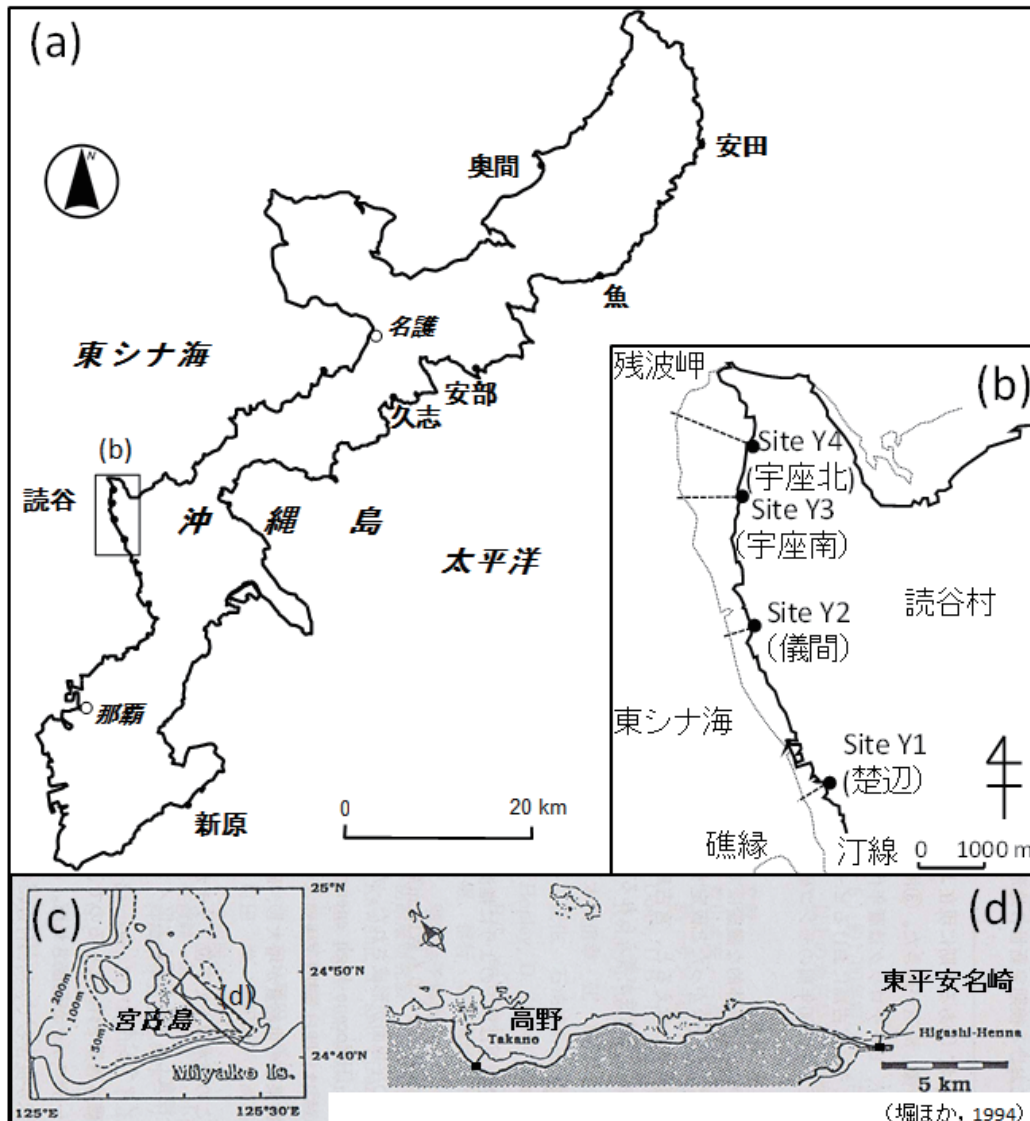
### 3. 野外観測

#### 1. 研究対象地域

波浪特性やサンゴ礁特性の異なる汀線砕波波高 ( $H_b$ ) のデータを収集するため、沖縄島と宮古島で野外調査を実施した。沖縄島では太平洋に面した東海岸で5地点 (安田・魚・安部・久志・新原)、東シナ海に面した西海岸で5地点 (宇座北・宇座南・儀間・楚辺・奥間)、宮古島では2地点 (高野・東平安名崎) の、計12海浜で潮位 (水深) の異なる時間帯に野外観測を行った (第8図)。調査は2016年11月29日 (宮古島、第8図c, d)、2017年7月22日 (沖縄島東海岸、第8図a)、12月17～18日及び2018年4月20～21日 (沖縄島西海岸、主に宇座北・宇座南・儀間・楚辺、第8図b) に実施された。

研究対象地域の波浪環境について述べる (磯崎, 2006)。沖縄島・宮古島を含む南西諸島では、東シナ海に面した海岸は、冬季の季節風による波が支配的である。波は12～2月に高く、5～7月に低くなる傾向があり、変化の傾向としては日本海沿岸と類似する。一方、太平洋に面した海岸では、台風による高波の影響により、波は8月と10～11月に高い。1～6月にかけては、北よりの季節風の影響をほとんど受けないので、約半年の間、波が低い状態が続く。

沖縄島に襲来する波浪特性について東海岸と西海岸にわけて述べる (小舟ほか, 1988)。太平洋に面する中城湾で観測された沿岸波浪の長期観測データによると、月別平均有義波高が約1m、台風域内の最大有義波波高が7～8mであると推定される。国土地理院沖縄験潮所 (南城市安座間) における潮汐環境は、平均潮位差が1.1m、朔望平均の潮位差が1.76mである。沖縄島西海岸では、冬季には北～北東の季節風が卓越し、季節風の影響を受けて波高が大きくなるという。東シナ海に面する那覇で観測された沿岸波浪の長期観測データによると、月別平均有義波高は約1m、最大有義波高は台風域内で約7m、日本海低気圧および冬型気圧配置の状況下では約5mである。また気象庁の那



第8図 研究対象地域

覇で観測された朔望平均の潮位差は2.1 m，平均潮位差は約1.2 mである。

沖縄島西海岸の読谷海岸は残波岬以南の裾礁が発達する海岸であり（第8図b），そのサンゴ礁幅（ $W$ ）は北から南に向かって徐々に減少する。本研究では残波岬以南の延長約5 kmの範囲内にあるサンゴ礁幅（ $W$ ）の異なる4海浜（南側から楚辺，儀間，宇座南，宇座北海岸）を調査地点とし，2017年12月17～18日と2018年4月20～21日に集中して波浪観測を実施した。近接した調査地点をもつ読谷海岸での調査は，（1）比較的短時間で4地点を巡ることができるため，ほぼ同一の潮位・沖波波高の条件での観測が可能となり，汀線碎波波高（ $H_b$ ）に与えるサンゴ礁幅（ $W$ ）の影響を検討するデータを効率的に収集できる，（2）潮位に伴う水深（ $h$ ）および波の周期（ $T$ ）および波高（ $H_e$ ）の異なる条件での観測を実施することにより，汀線碎波波高（ $H_b$ ）に与える $h$ ， $T$ ， $H_e$ の影響を検討するデータを得やすい，というメリットがある。

また，各調査地点のサンゴ礁幅（ $W$ ）については，2万5000分の1地形分類図を用いて，汀線から礁縁までの水平距離を図上で計測し，その地点のサンゴ礁幅（ $W$ ）とした。また平均海面時の水深については，武石ほか（2014），青木ほか（2015）に記載されている値と，目崎ほか（1977），堀ほか（1994）に掲載されているサンゴ礁断面図から読み取った値を使用した。



## 2. 調査方法

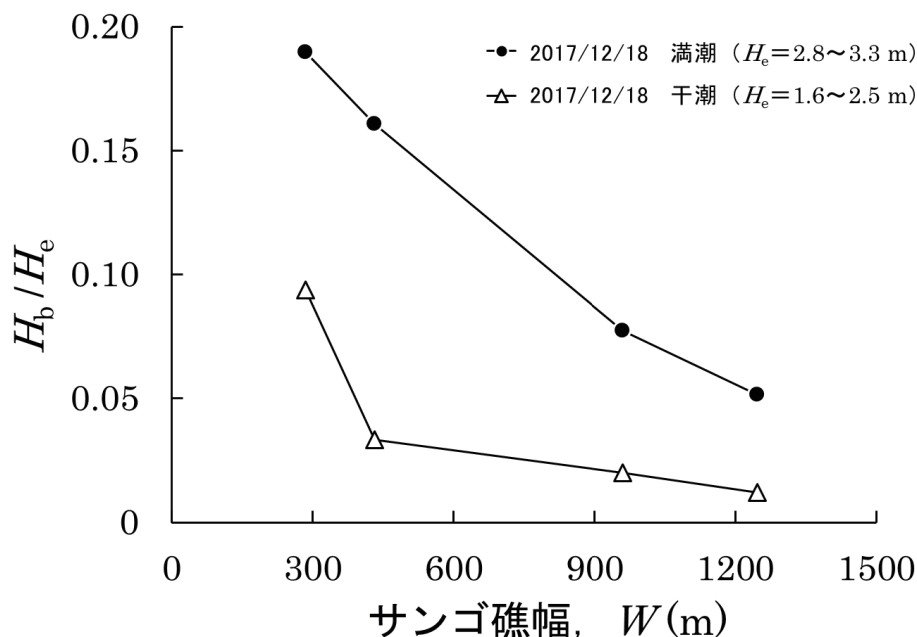
波浪観測は各海浜に設けた測線上で行った。礁縁付近での波高 ( $H_e$ )、汀線碎波波高 ( $H_b$ )、波の周期 ( $T$ ) を計測した。礁縁付近での波高 ( $H_e$ ) の計測は、観察者の眼が波頂と水平線を結ぶ線上にあるようにするとき、眼の位置と汀線での引き波の位置との鉛直距離が波の波高に等しいことを利用した簡易計測法 (Bascom, 1964) によって実施された。眼の位置と汀線での引き波の位置との鉛直距離は標尺 (スタッフ) とフィールドスコープを用いて求めた。汀線碎波波高 ( $H_b$ ) の計測は、汀線碎波している位置に標尺を立て、波高の値を読み取った。計測はそれぞれ複数回行い、そのうち最も大きな波高を採用した。波の周期 ( $T$ ) は、ストップウォッチを用いて、汀線付近で 20 回碎波した経過時間を計測し、その値を 20 で除すことにより求めた。礁縁付近での水深 ( $h$ ) は、潮位表を用いて調査日時の潮位から求めた。

## 3. 調査結果

観測時の礁縁付近での水深 ( $h$ )、波の周期 ( $T$ )、礁縁付近での波高 ( $H_e$ )、汀線碎波波高 ( $H_b$ ) は調査地点、調査日、時刻によって異なり、水深 ( $h$ ) は 0.10 ~ 1.80 m、波の周期 ( $T$ ) は 1.6 ~ 8.2 sec であった。礁縁付近での波高 ( $H_e$ ) と汀線碎波波高 ( $H_b$ ) は、それぞれ 0.6 ~ 4.6 m、0.01 ~ 0.65 m であった。

2017 年 12 月 18 日に実施した読谷海岸における観測結果を述べる。12 月 18 日の午前の満潮時と午後の干潮時のデータについて、汀線碎波の波高 ( $H_b$ ) と礁縁部付近での波の波高 ( $H_e$ ) の比、 $H_b/H_e$  を縦軸にとり、サンゴ礁幅 ( $W$ ) を横軸にとってデータをプロットした結果を第 9 図に示す。 $H_e = 2.8 \sim 3.3$  m の波が入射した 12 月 18 日満潮時 (水深の深い条件) についてみると、サンゴ礁幅 ( $W$ ) が大きい海岸ほど  $H_b/H_e$  が小さくなる傾向がみられる。また、 $H_e = 1.6 \sim 2.5$  m の波が入射した 12 月 18 日干潮時 (水深の浅い条件) をみると、サンゴ礁幅 ( $W$ ) が大きい海岸では  $H_b/H_e$  が小さくなるという満潮時と同様の傾向がみられるが、 $H_b/H_e$  は満潮時の値よりも小さい。したがって、現地海岸における  $H_b/H_e$  はサンゴ礁幅 ( $W$ ) が大きくなると小さくなり、水深 ( $h$ ) が浅いほど小さくなるという傾向をもつことがわかる。

サンゴ礁幅 ( $W$ ) は礁縁部からの水平距離 ( $X$ ) を示すことから、本野外観測の結果は、礁縁部



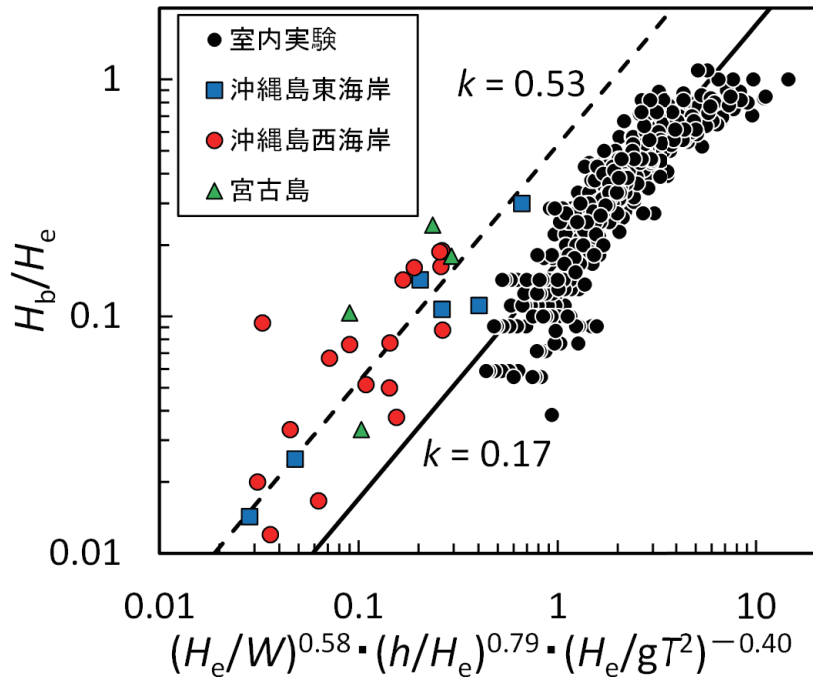
第 9 図 野外におけるサンゴ礁幅 ( $W$ ) と  $H_b/H_e$  との関係

からの距離が大きくなるほど、また、水深 ( $h$ ) が浅くなるほど波高伝達率が小さくなる (すなわち、波高減衰が大きい) という実験室の傾向 (第4図) と一致する。このことは現地と実験室では類似の波高減衰現象が起こっており、本実験が現地で起こる波高減衰現象に関する支配的な要素を取り込んで実施されたことを示唆している。そこで次章では、現地データを実験式で説明できるかどうかの検証・考察を試みる。

#### 4. 考察

この章では、第3章で得られた野外データを用いて、実験式 (13) の現地適用性について考察する。現地データを実験式に適用する際には、実験式の変数  $X$  をサンゴ礁幅 ( $W$ ) とし、また現地観測において汀線碎波波高 ( $H_b$ ) は汀線碎波する直前の波の波高 ( $H$ ) とほとんど変わらなかったことから、実験式の変数  $H$  を  $H_b$  として扱うことにする。

第10図は、横軸に計算値  $(H_e/W)^{0.58} \cdot (h/H_e)^{0.79} \cdot (H_e/gT^2)^{-0.40}$  を、縦軸に  $H_b/H_e$  の実測値をとり、実験データと野外観測データを両対数グラフ上にプロットした結果である。野外データを沖縄島東海岸と西海岸、宮古島の3つの海浜に分けてプロットした。野外データにはばらつきがみられるものの、全体として (実験式による計算値を示す) 実線と平行にプロットされていることがわかる。このことは、実験式の変数  $(H_e/W)^{0.58} \cdot (h/H_e)^{0.79} \cdot (H_e/gT^2)^{-0.40}$  によって、野外の  $H_b/H_e$  が説明されていることを意味する。このように  $(H_e/W)^{0.58} \cdot (h/H_e)^{0.79} \cdot (H_e/gT^2)^{-0.40}$  が大きい海浜ほど  $H_b/H_e$  が大きくなるという実験室で得られた関係が、現地海浜においても成立するということは、本実験で観察された波高減衰プロセスと、現地で起こっている波高減衰プロセスとが本質的に一致していることを示していると解釈できる。



第10図  $H_b/H_e$  の実測値と実験式による計算値との関係

ここで、全ての野外データに対して、回帰分析によって係数  $k$  を求めると  $k = 0.53$  であった (決定係数は  $R^2 = 0.65$ )。したがって、野外における  $H_b/H_e$  の関係式 (図中の破線) は次のように表される。

$$H_b/H_e = 0.53 (H_e/W)^{0.58} \cdot (h/H_e)^{0.79} \cdot (H_e/gT^2)^{-0.40} \quad (14)$$

本研究では実験式を現地に適用するにあたり、ここでは  $X$  と  $H$  の代わりに  $W$  と  $H_b$  を用いているが、その結果はほぼ満足できるものといえる。基本的には野外においても  $W$ ,  $h$ ,  $T$ ,  $H_e$  の4要因によって、サンゴ礁上における波の波高減衰現象を説明できるといえよう。第10図において、沖縄島や宮古島の波浪特性やサンゴ礁幅の異なる12海浜のデータが近似直線 (図中の破線) に沿ってプロ

ットされていることから、他地域のサンゴ礁海浜においても式 (14) を適用することができるであろう。なお、現地データにばらつきがみられる原因としては、サンゴ礁地形（例えば、サンゴ礁表面の起伏、礁斜面の勾配）の場所的差異や波の不規則性などの影響が挙げられる。本研究では、サンゴ礁の地形特性としてサンゴ礁幅 ( $W$ ) と水深 ( $h$ ) を取り上げて考察したが、今後の課題としては、サンゴ礁幅 ( $W$ ) と水深 ( $h$ ) のほかに、礁池の有無や礁池の発達程度、ならびに礁斜面勾配などの影響を含め、さらなる検討が必要であろう。

式 (14) を変形することによって、現地の汀線碎波波高 ( $H_b$ ) は、次式で推定できる。

$$H_b = 0.53 H_e \left( H_e / W \right)^{0.58} \cdot (h / H_e)^{0.79} \cdot (H_e / gT^2)^{-0.40} \quad (15)$$

最後に、実験と現地における係数  $k$  の値の違いについて考える。室内実験における係数は  $k = 0.17$  であるのに対し、野外観測における係数は  $k = 0.53$  であることから、入射波の特性やサンゴ礁幅・水深が同一の条件において、現地での汀線碎波波高は、実験室での波高に比べ、約 3 倍の値を示すことになる。この違いをもたらす理由として、現地サンゴ礁の礁池の存在、実験のスケール効果 (scale effect)、水路側壁の摩擦などの影響が挙げられる。

式 (15) から、各変数の汀線碎波波高 ( $H_b$ ) に与える影響について読み取ると、(1) 礁縁付近での波高 ( $H_e$ )、すなわち入射波エネルギーが大きいほど汀線碎波波高は大きくなる。(2) サンゴ礁幅 ( $W$ ) が大きい海岸ほど、汀線碎波波高は小さくなる。(3) サンゴ礁の水深 ( $h$ ) が浅いほど、汀線碎波波高は小さくなる。(4)  $H_e / gT^2$ 、すなわち、波形勾配が小さい波ほど汀線碎波波高は大きくなり、風波性の波よりもうねり性の波のほうが、汀線碎波波高が大きくなる、と解釈できる。

以上のことから、サンゴ礁の汀線碎波波高 ( $H_b$ ) は、サンゴ礁幅 ( $W$ ) と水深 ( $h$ ) というサンゴ礁の地形特性と、礁縁付近での波の波高 ( $H_e$ ) と波の周期 ( $T$ ) という入射波の特性の両方によって規定されているといえる。このことは、サンゴ礁自体が波に対する潜堤として波高を減衰させる機能を持ち、海岸の保全において有効な働きをしていることを意味している。

近年、地球温暖化による海面上昇が問題となっており、海面上昇によってサンゴ礁の潜堤機能が低下し、高潮や陸地の侵食などの災害が増加することが懸念されている (宇多ほか, 1992)。式 (15) より、汀線碎波波高 ( $H_b$ ) と水深 ( $h$ ) との関係は、 $H_b \sim h^{0.79}$  であり、汀線碎波波高 ( $H_b$ ) は水深 ( $h$ ) の 0.79 乗に比例する。例えば、同一の海浜において、同一の波高をもつ波が入射してきたとしても、水深 ( $h$ ) が 2 倍に増えると、汀線碎波波高 ( $H_b$ ) が 1.7 倍になり、サンゴ礁の波に対する潜堤効果が弱まることを意味する。したがって、海面上昇によってサンゴ礁上の水深 ( $h$ ) が増加すると、より大きな汀線碎波が海浜に作用するようになることを、本研究の結果から読み解くことができる。このことは、地球温暖化による海面上昇が、サンゴ礁をもつ世界各地の国々において、沿岸部の水没だけでなく、海岸侵食の激化をもたらす可能性を暗示する結果でもある。

## 5. おわりに

本研究では、裾礁型サンゴ礁海浜における汀線碎波波高の推定式を構築することを目的とし、造波水路を用いた室内実験と野外調査の両面からアプローチした。まず室内実験によって、波高伝達率 ( $H / H_e$ ) に与える波浪特性とサンゴ礁特性の影響について、以下のことが明らかになった。

- (1) 礁縁部からの距離 ( $X$ ) が大きいほど、 $H / H_e$  は小さくなり、波高減衰は大きい。
- (2) 水深 ( $h$ ) が浅いほど、 $H / H_e$  は小さくなり、波高減衰は大きい。
- (3) 波の周期 ( $T$ ) が小さいほど、 $H / H_e$  は小さくなり、波高減衰は大きい。
- (4) 礁縁部での波高 ( $H_e$ ) が大きいほど、 $H / H_e$  は小さくなり、波高減衰は大きい。

これらの結果から、次元解析の手法によって得られた無次元量を用いて定式化を行った結果、 $H/H_e$  は、次式で与えられることがわかった。

$$H/H_e = 0.17 (H_e/X)^{0.58} \cdot (h/H_e)^{0.79} (H_e/gT^2)^{-0.40}$$

ここに  $H$  は礁縁部から岸方向に距離 ( $X$ ) 離れた地点の波の波高である。さらに裾礁型サンゴ礁海浜における野外観測データを用いて実験式の現地適用性を考察した結果、野外における汀線碎波の波高 ( $H_b$ ) と礁縁部での波の波高 ( $H_e$ ) の比 ( $H_b/H_e$ ) は、次式で与えられることがわかった。

$$H_b/H_e = 0.53 (H_e/W)^{0.58} \cdot (h/H_e)^{0.79} \cdot (H_e/gT^2)^{-0.40}$$

ここに  $H_b$  は汀線碎波波高、 $W$  はサンゴ礁幅である。この式は、サンゴ礁幅 ( $W$ ) が小さく、サンゴ礁の水深 ( $h$ ) が深い海岸ほど、また礁縁付近での波高 ( $H_e$ ) が大きく、波形勾配が小さい波ほど、汀線碎波波高 ( $H_b$ ) が大きくなることを意味する。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、森山裕太氏（現・埼玉県教員）をはじめとする東京学芸大学の学生諸氏には現地調査・室内実験の協力をしていただいた。ここに記して厚く御礼申し上げる。

## 参考文献

- 青木 久 (2015)：沖縄島のサンゴ礁海浜における暴浪時の遡上波限界高度。学芸地理, 70, pp.17-26.
- 青木 久・武石 裕・前門 晃 (2015)：沖縄島におけるサンゴ礁海浜の汀線碎波波高に関する推定式。沖縄地理, 15, pp.1-10.
- 青木 久・智原健太 (2009)：裾礁型リーフ海浜における汀線碎波波高－沖縄島読谷海岸における観測結果。地形, 30-3, pp.219-226.
- 青木 久・前門 晃 (2006)：サンゴ礁海浜の前浜勾配に関する定量的予測。沖縄地理, 7, pp. 79-84.
- 秋山吉則 (1979)：漂砂の指標としての「星砂」の碎屑過程－与論島北東部現成サンゴ礁を例として－。地理科学, 31, pp. 33-40.
- 磯崎一郎 (2006)：『波浪学の ABC』成山堂書店。
- 宇多高明・伊藤弘之・小菅 晋 (1992)：海面上昇がサンゴ洲島の変形に及ぼすインパクト。海岸工学論文集, 39, pp.381-385.
- 江頭和彦・福田 功・岸良安治・西村達郎 (1985)：リーフによる波浪変形の現地観測。第 32 回海洋工学講演会論文集, pp. 90-94.
- 大中 晋・宇多高明・大貫輝男・遠藤秀文・芹沢真澄・三波俊郎 (2000)：バリ島 Nusa Dua 海岸におけるリーフギャップ周辺の波・流れの観測。第 47 回海岸工学論文集, pp. 1311-1315.
- 沖縄第四紀調査団・沖縄地学会 (1975)：『沖縄の自然—その生いたちを訪ねて』平凡社。
- 河野二夫・永松一甫・喜屋武 忠 (1978)：リーフ上の波の変形に関する現地調査。第 25 回海洋工学講演会論文集, pp.146-150.
- 小舟浩治・菅原一晃・後藤智明 (1988)：日本沿岸の波候特性について。第 35 回海岸工学講演会論文集, pp. 232-236
- サンゴ礁地域研究グループ編 (1990)：『熱い自然—サンゴ礁の環境誌』古今書院。
- 武石 裕・青木 久・前門 晃・廣瀬 孝 (2014)：サンゴ礁の波高減衰に関する野外観測—沖縄島南部新原海岸の裾礁の事例—。沖縄地理, 14, pp. 9-24.
- 津嘉山正光 (2001)：沖縄諸島のサンゴ礁海岸と波浪の特性。しまたてい, 18, pp. 43-46.



- 津嘉山正光・河野二夫・仲座栄三・大城真一・福田孝晴 (1995) : リーフ上の波の変形に関する研究. 海岸工学論文集, 42, pp. 176-180.
- 津嘉山正光・仲座栄三・我喜屋邦浩 (1989) : リーフ上の波の変形に関する研究. 海岸工学論文集, 36, pp. 70-74.
- 谷本修志・宇多高明・桜本 弘 (1989) : バリ島のリーフ周りの波, 流れ, 地形変化の観測. 海岸工学論文集, 36, pp. 60-64.
- 寺尾 健・長谷川 正・奥村研一・山本政光 (1981) : リーフにおける波浪変形について. 海岸工学講演会論文集, 28, pp. 133-137.
- 仲座栄三・津嘉山正光・田中 聡 (1994) : リーフ海岸における波・サーフビートに関する研究. 海岸工学論文集, 41, pp. 86-90.
- 平山静香・廣瀬 孝 (2003) : 瀬底島サンゴ礁海岸における砂質堆積物の移動. 沖縄地理, 6, pp. 53-71.
- 堀 信行・菅 浩伸・市川清士 (1994) : 宮古島のサンゴ礁礁原における地形帯の形成と場の条件. 日本地理学会予稿集, 45, pp. 78-79.
- 松倉公憲 (2008) : 『地形変化の科学—風化と侵食—』 朝倉書店.
- 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, pp. 91-106.
- 山内秀夫・長谷川 均・長澤良太 (1989) : 石垣島吉原のサンゴ礁海岸における砂質堆積物分布について. 沖縄地理, 2, pp. 1-12.
- Bascom, W. (1964) : Waves and beaches. Garden City, New York: Anchor Books Doubleday & Company.
- Gourlay, R. M. (1994) : Wave transformation on a coral reef. Coastal Engineering, 23, pp. 17-42.
- Kench, P.S. and Brander, R.W. (2006) : Wave processes on coral reef flats: implications for reef geomorphology using Australian case studies. Journal of Coastal Research, 22, pp. 209-223.
- Kench, P.S., Brander, R.W., Parnell, K. E., O' Callaghan, J. M. (2009) : Seasonal variations in wave characteristics around a coral reef island, South Maalhosmadulu atoll, Maldives. Marine Geology, 262, pp. 116-129.
- Mandler, P. G. (2013) : Field observations of wave refraction and propagation pathways on coral reef platforms. Earth Surface Processes and Landforms, 38, pp. 913-925.
- Mandler, P. G. and Kench, P. S. (2012) : Analytical modeling of wave refraction and convergence on coral reef platforms: implications for island formation and stability. Geomorphology, 159-160, pp. 84-92.