

海面上昇がサンゴ洲島の変形に及ぼすインパクト

宇多高明*・伊藤弘之**・小菅 晋***

1. まえがき

近年、地球温暖化に伴う海面上昇が問題となり、海面上昇が海岸保全面へ及ぼす影響が種々の面より検討されている (Houghton et al., 1990). 熱帯や亜熱帯地方の海岸では周知のようにサンゴ礁の発達が見られ、サンゴ礁上にはサンゴ砂でできた小さな島 (サンゴ洲島) がのっている。こうしたサンゴ洲島はリーフが良好な消波機能をもつがゆえに安定形状を保ってきている。ところが、海面が上昇するとリーフの消波機能が低下することから、高潮災害や侵食災害の増加が予想される。これらは熱帯の島しょ国においては、国の存立基盤に係わる非常に重要な問題である。したがって、事態が深刻化する前にそれらの影響を予測し、可能であればその対策について検討しておくことが必要である。そこで、本研究では海面上昇がサンゴ洲島の変形に及ぼす影響について、移動床模型実験により検討するとともに、波と海浜流の数値計算による機構の解明を進めるものである。

2. 実験方法

実験には幅 16m、長さ 23m、高さ 0.6m の平面水槽を用いた。この水槽を幅 4m に仕切り、その中に高さ 0.4m、天端幅 10m、海底勾配 1/3 の固定床リーフ模型を製作した (図-1 参照)。実験では、サンゴ洲島の 3 次元の変形も調べられるように、半円形の等高線をもつサンゴ洲島の端部模型を造った。この条件は、洲島間の開口部をモデル化したものに等しく、リーフ上へ運ばれた海水が開口部を経由して島の裏側へ流れ出ることができる。実験ではリーフ上に中央粒径 0.2mm の砂を敷いて洲島模型を造った。そして洲島の中央を横断する基準線を設け、この基準線と導波板の交点に原点を定め、ここより沖向きを正として y 軸を、また横断方向に x 軸を定めた。またリーフ上の平坦面を基準として鉛直上方に z 軸を定めた (図-1 参照)。洲島の前浜高さは $z=10$ cm であって、 $3 \leq x$ の範囲では x 方向に一樣な台形断

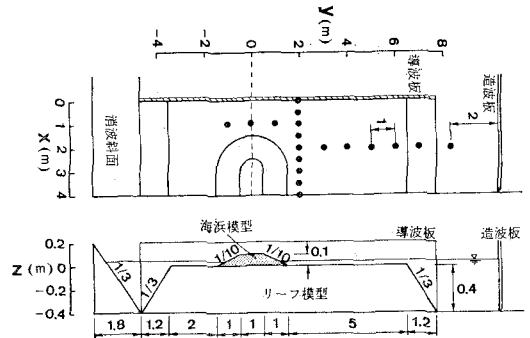


図-1 サンゴ洲島の模型と測点配置

面とし、洲島の先端部は 1/10 勾配斜面とした。

実験では入射波高を約 4.3cm、周期を 1.4s と一定に保ち、潮位を $z=6$ cm (ケース①) と $z=10$ cm (ケース②) の 2通り設定した。ケース①は現況条件であり、またケース②は海面が上昇し、洲島の前浜がちょうど水没する条件である。測定項目は波高、海浜流の流況および海浜形状である。波高は造波開始直後、図-1 に黒丸印で示す測点で測定した。海浜流の流況はフロートの移動をビデオで追跡して測定した。洲島の海浜形状は沿岸方向に 0.25m 間隔の測線上で測定した。

3. 波浪場と海浜流場の計算法

洲島周辺の波浪場の計算モデルとしては、数値波動解析法 (谷本・小舟, 1975) を用いた。数値波動解析法では、波浪エネルギーが群速度ではなく波速により伝わるため、屈折や回折が正確に計算されないという欠点指摘されている。しかし、リーフ上では一般に相対水深が小さく群速度と波速がほぼ等しくなるため、この誤差は小さい。また、清川ほか (1983) は、数値波動解析法において任意の反射率を有する反射境界を水位変動のみで表わす手法を開発しており、それらを用いればリーフ上に洲島や構造物等が存在する場合にも数値波動解析法の適用が可能である。数値波動解析法の基礎式は式 (1)~(3) である。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \dots \dots \dots (1)$$

* 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室長

** 正会員 工修 建設省土木研究所海岸研究室研究員

*** 正会員 東海大学海洋学部土木工学科助教授

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + c^2 \frac{\partial \zeta}{\partial x} + f_D q_x = 0 \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + c^2 \frac{\partial \zeta}{\partial y} + f_D q_y = 0 \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 ζ : 水位、 q_x, q_y : x, y 軸方向の単位幅流量、 c : 波速、 f_D : 碎波減衰に係わる係数である。式 (1)~(3) をそれぞれ t, x, y で偏微分し、連続式の q_x および q_y を消去すると、式 (4) が得られる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - \frac{\partial}{\partial x} \left(c^2 \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(c^2 \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \\ - \frac{\partial}{\partial x} (f_D q_x) - \frac{\partial}{\partial y} (f_D q_y) = 0 \quad \dots\dots\dots (4) \end{aligned}$$

さらに、海底勾配が微量量であるとして、 c^2, f_D の x, y 方向微分を無視し、流量について連続式を用いると、 ζ のみを含む偏微分方程式 (5) が得られる。

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} - c^2 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} + f_D \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0 \quad \dots\dots\dots (5)$$

次に、境界条件は式 (6) で与えられる。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial n} = -\frac{\alpha}{c} \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここで、 n : 境界面の法線ベクトルであり、 α は、境界の法線方向と波向のなす角度 θ と、境界の反射率 r より $\alpha = (1-r) \cos \theta / (1+r)$ で与えられる。式 (6) によれば、任意の反射率を有する境界条件を水位のみにより表わすことができる。ここで、洲島斜面における反射率を設定する必要があるが、本計算では Battjes の式を参考とし、波向方向の海底勾配の 2 乗値に、定数 k を乗じた値を反射率とした。そしてケース①では $k=10$ 、洲島が水没するケース②では $k=5$ とした。本研究ではリーフ上の波高変化を再現したいために、入射波はリーフエッジに最も近い $y=6\text{m}$ 上の測点での測定値を入力した。

碎波減衰項に関しては、渡辺・丸山 (1984) の提案した式 (7) を用いた。

$$\begin{aligned} f_D = \alpha_D \tan \beta \sqrt{\frac{q}{h} \left(\frac{q}{q_r} - 1 \right)} \quad \dots\dots\dots (7) \\ q = \sqrt{\hat{q}_x^2 + \hat{q}_y^2}, \quad q_r = \gamma \sqrt{g h^3} \end{aligned}$$

ここで、 $\hat{q}_x, \hat{q}_y$: q_x, q_y の振幅、 h : 水深、 $\tan \beta$: 碎波点における海底勾配である。また α_D, γ は定数であり、それぞれ 2.5 および 0.25 とした。碎波条件としては渡辺ほか (1983) の碎波指標を採用し、碎波条件が満たされた場合のみ碎波減衰項を与える。ただし式 (7) では、リーフ平坦面上で碎波減衰項が常に 0 となるが、実際にはリーフ平坦面上でも波高の減衰が生じるため海底勾配が 1/50 以下の場合には、 $\tan \beta = 1/50$ として碎波減衰を考慮した。

以下、陽形式差分法により式 (5) を解く。ただし、反射率および碎波減衰項を算出するには、波高、波向および流量振幅 $\hat{q}_x, \hat{q}_y$ が必要であるが、初期条件ではこれらを与えることができない。そこで初期条件では碎波減

衰項を 0、波向を y 軸方向として計算する。そして得られた計算結果をもとに反射率および碎波減衰項を算出し、これらを初期条件として再び計算を行う。計算結果が収束するまで以上の過程を繰り返すが、本計算では収束するまでに 4 回の繰り返し計算を行った。

一方、海浜流の流況計算は西村 (1982) と同様な手法を用いた。

4. 洲島周辺の波浪および海浜流

ケース①、②の波高の計算値と実験値を図-2, 3 に示す。ケース①では、波高の x 軸方向分布に関して、ピー

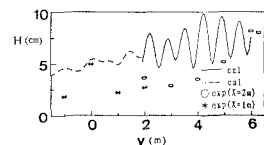
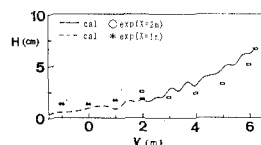
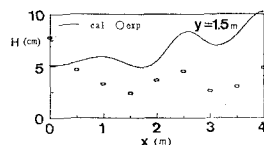
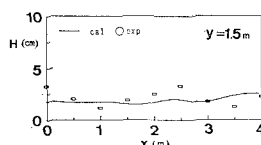


図-2 波高分布の比較
(測定値と計算値:
ケース①)

図-3 波高分布の比較
(測定値と計算値:
ケース②)

ク位置にずれがあるものの、波高値は全体的に実験値と良くあっている。また y 軸方向の波高分布に関しても、 $y \leq 2\text{m}$ において波高がいくぶん過小評価となっているほかは、一致度はよい。ケース②では x 軸方向の波高分布に関して、空間波形のピーク位置および振幅が比較的良好に再現されているが、波高はかなり大きめの値となっている。また y 軸方向の波高分布に関しても、波高が過大評価される結果となった。ケース①、②とも、洲島近傍の波高分布については高い精度で再現することはできなかったが、洲島近傍では屈折、回折、反射および碎波減衰が複雑に生じており、それらが適切に評価されていないため上述の結果となったと考えられる。また本計算では、水位上昇量や流れを考慮していないから、これらの影響も考えられる。

次に、ケース①、②について、洲島周辺の海浜流の流況を図-4, 5 に示す。ケース① (潮位 $z=6\text{cm}$) の場合は、洲島前面の $3\text{m} \leq x \leq 4\text{m}$ では流れは弱く、逆に洲島先端と導波板の間では非常に強い流れが生じた。また洲島先端部の $x=2\text{m}$ で流れが剝離し、洲島の背後には弱い沿岸流が生じたことが分かる。一方、ケース② (潮位 $z=10\text{cm}$) の場合は洲島上で越流が生じ、洲島先端部と導波板の間の流速が減少した。水位上昇に伴ってリーフ上の波高減衰率が小さくなり、radiation stress の y

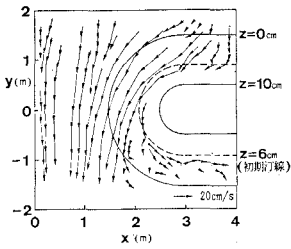


図-4 造波開始直後の海浜流の流況 (ケース①)

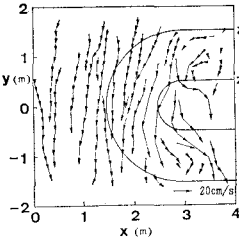


図-5 造波開始直後の海浜流の流況 (ケース②)

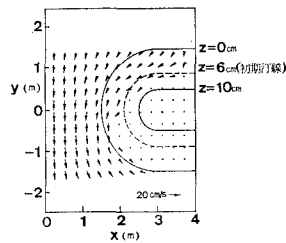


図-6 海浜流の計算結果 (ケース①)

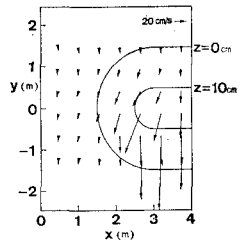


図-7 海浜流の計算結果 (ケース②)

軸方向勾配が小さくなったこと、および水位の増加や越流の発生により通水断面積が増加したことが洲島先端部と導波板の間の流速が減少した原因と考えられる。ケース①、②について、海浜流の計算結果をそれぞれ図-6、7に示す。ただしケース②については、洲島上で越流が生じるように、計算上、洲島の地盤高を実際より2mm低くした。実験による海浜流の流況を示した図-4、5と比較すると、ケース①については洲島の入射側半分の汀線に沿って徐々に流れが縮流し、洲島の先端で流れが剥離し、その下流側に剥離領域が形成される点など、実験結果と良い一致を示す。またケース②についても洲島上で越流が生じ、この越流が洲島の先端方向へ蛇行して流れる状況が良く再現されている。

5. 洲島の地形変化

洲島の初期地形 (ケース①) を図-8に、ケース①、②の造波2時間後の等深線図をそれぞれ図-9、10に示す。ケース①では、洲島先端部下流側に砂嘴が形成された。また、洲島前面の $2\text{ m} \leq x \leq 3\text{ m}$ の範囲では、 $4\text{ cm} \leq z \leq 8\text{ cm}$ の等高線が汀線とはほぼ平行に後退したのに対し、 $z=2\text{ cm}$ の等高線はほぼ初期状態を保っている。このことは、波によって顕著な地形変化の生じる限界水深がほぼ 4 cm ($z=2\text{ cm}$) にあったことになる。またケース②の場合は、洲島の先端の一部が砂嘴状に突出するとともに、洲島前面の土砂が下流側に堆積して洲島が波の進行方向へ平行移動したように見える。特に $z=6\text{ cm}$ の等高線が洲島前面で大きく湾入しており、この付近の土砂がうちあげられたことが分かる。

海浜断面変化を詳細に調べるために、ケース①、②の断面変化をそれぞれ図-11、12に示す。ケース①の場合は洲島前面が侵食され、この砂が洲島背後へ回り込み $x \leq 2.75\text{ m}$ の範囲に堆積した。 $x=2\text{ m}$ 、 2.25 m の断面変化は越流により生じたと考えられるが、 $x=2.5\text{ m}$ 、 2.75 m 断面では、洲島上に越波が生じた形跡がないため、洲島先端部を回り込んだ沿岸漂砂により海浜変形が生じたと言える。これに対し、ケース②の場合は、洲島

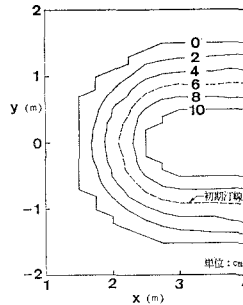


図-8 洲島の初期地形

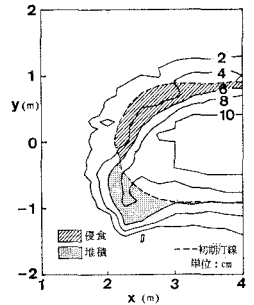


図-9 造波開始2時間後の洲島形状 (ケース①)

前面の $2.75\text{ m} \leq x \leq 4\text{ m}$ が侵食されて平坦面が形成され、逆にその背後では土砂が堆積して急勾配となった。いずれの断面の変形も互いに非常に良く似ており、高い2次元性を有している。また、洲島先端部の $x=1.75\text{ m}$ 断面は変形していないが、これについては洲島先端部が水没し、波の作用を受けなかったこと、および洲島上に越流が生じ洲島周りの流速が小さくなったなどが考えられる。

ケース①について、洲島前面・背面の汀線変化量 Δy_e 、 Δy_a および断面変化量 ΔA_e 、 ΔA_a を算出し、それぞれの関係を図-13に示す。ケース①では、堆積・侵食域とも汀線変化量と断面変化量がほぼ比例している。このことは、沿岸漂砂により海浜変形が生じたことを示すと考えてよい。また、回帰直線の傾きは漂砂の移動高を表わすが、移動高は侵食域、堆積域とも約 6 cm とほぼ等しい値となる。

ケース②の海浜変形は、図-10に示したように砂が

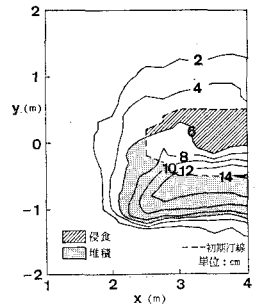


図-10 造波開始2時間後の洲島形状 (ケース②)

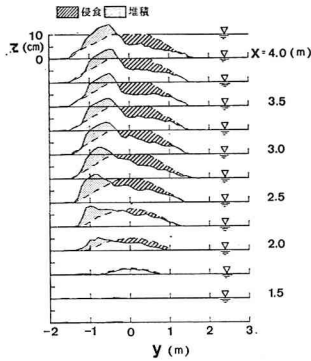


図-11 洲島の断面形状の変化 (ケース①)

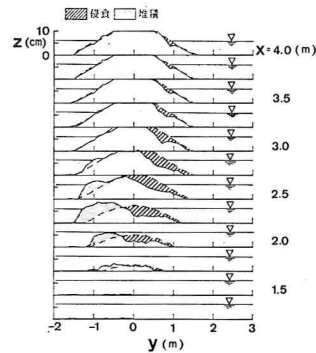


図-12 洲島の断面形状の変化 (ケース②)

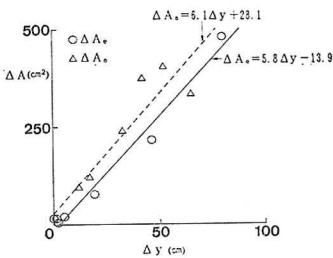


図-13 汀線変化量と断面変化量の関係 (ケース①)

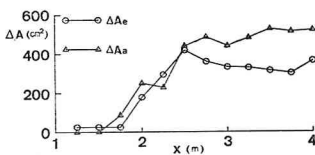


図-14 侵食・堆積断面積の沿岸方向分布 (ケース②)

岸向きに運ばれる2次元の特性が顕著である。この場合、汀線は存在しないので、汀線変化量は求めることができない。しかし断面積変化量は計算できるので、 ΔA_e 、 ΔA_a を求め、それらの沿岸方向分布を図-14に示す。

半円形の洲島先端部である $x \leq 2.5$ m の範囲では土砂の収支が合っているのに対し、 $x \geq 2.5$ m では侵食・堆積量が沿岸方向に相違を示したままである。このことは、 $x \geq 2.5$ m 区間での海浜変形が越流によるものであることを示している。なお、この区間では侵食量が堆積量よりも大きい。実験時の観察によれば、越流によりかなりの量の土砂が洲島の下流側へ運ばれた。したがって砂量の欠損はこれが原因と考えられる。

以下では、実験値に対応する現地データについて調べてみる。モルディブのサンゴ洲島の1例を図-15に示す。

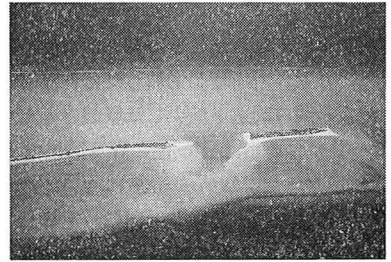


図-15 モルディブのサンゴ洲島

す。細長い環礁上に洲島がのっている。写真の上方がインド洋の外海側である。谷本ほか(1988, 1989)が論じたように、リーフ上では海浜流の流動に応じて筋目模様が発達する。図-15においても、写真上方より下方へ向かってこのような筋目模様が見られることから、これらの洲島周辺での海水流動は明らかに上方より下方に向う方向である。2つの島の開口部に注目するとき、写真上白く写されているように、サンゴ砂が下流側へと流出している。一方、洲島上にはヤシの林が見られることから、こうしたサンゴ砂の流出は洲島上の越流によるものではなく、リーフ上の海浜流によるものであることが分かる。結局、図-15に示した洲島の開口部周辺のサンゴ砂の移動状況はケース①の場合と良い対応を示す。そして、こうした洲島も海面が上昇すれば、大きな被害を受け得ると考えられる。

また、台風8613号による久米島ハテナハマ洲島タカハマの地形変化(長谷川, 1990)を図-16に示す。タカハマの標高は2m程度であるから、台風来襲時は洲島上に越流が生じたと考えられる。平面図によれば洲島の西端と $C=C'$ 断面の西側隣接域で土砂流出の痕跡が見られる。また、各断面図から北側斜面が削られて緩勾配となり、南側に土砂が堆積したことが分かる。これらの平面形および断面変化は、ケース②の越流が生じる場合の結果と類似している。長谷川(1990)はこの時の海象について、台風通過前は北からの波が、通過後は南からの波が卓越したと報告しているが、洲島変形に対しては北からの入射波の作用が著しかったと推定される。

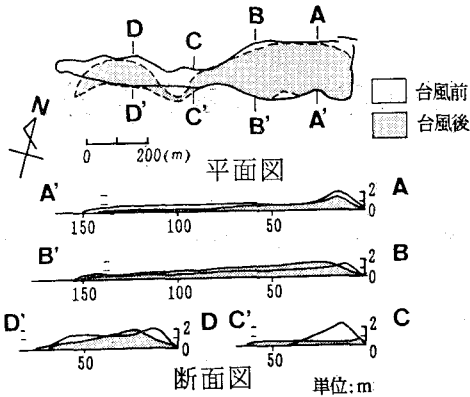


図-16 ハテナハマ洲島タカハマの地形変化

6. 結 論

① リーフ上の洲島周辺の波浪および海浜流の再現計算を行った。波高分布に関しては、潮位が低い場合には実験値と計算値はよく一致した。しかし、洲島が水没する場合には、洲島周辺の波の屈折、回折および碎波変形の精度良い再現は困難であった。一方、海浜流に関しては、越流が生じる場合と生じない場合の特徴を良く再現できた。

② 水位上昇に伴い洲島の変形量は著しく増加し、また洲島の変形機構も変化する。水位が低い場合は沿岸漂砂による地形変化が卓越し、洲島先端より背後へと砂が輸送され、砂嘴状に砂が堆積するのに対し、水位が上昇して越流が生じると、越流による2次元的な地形変化が卓越するようになる。またこれらの実験結果は、それぞれモルディブのリーフ上の洲島変形、および久米島ハテナハマ洲島の台風による変形と一致することが見出され

た。

③ 実験値が現地海岸の状況をよく説明し得たことはサンゴ洲島を国土の一部とする島しょ国においては、海面上昇が深刻な問題となることを示している。その意味において今後の海面変動について十分注意を払う必要があると言える。

謝 辞：本研究における海浜流の計算は(株)INAの高木利光氏作成のプログラムを使用した。ここに記して謝意を表する次第である。

参 考 文 献

- 清川哲志・大山 巧・小林 浩(1983)：波動方程式の直接差分による港内静穏度解析法，清水建設研究所報，第37号，pp. 47-58。
- 合田良実(1975)：浅海域における波浪の碎波変形，港研報告，Vol. 14, No. 3, pp. 59-106。
- 谷本勝利・小舟浩治(1975)：数値波動解析法による港内波高分布の計算，第22回海岸工学講演会論文集，pp. 249-254。
- 谷本修志・中野泰雄・大月和義・宇多高明・小俣 篤(1988)：沖縄県仲泊地区のリーフ周辺の波と流れの観測，第35回海岸工学講演会論文集，pp. 333-337。
- 谷本修志・宇多高明・高木利光(1989)：リーフの筋目模様から予見された流れの数値計算による検証，海岸工学論文集，第36巻，pp. 60-64。
- 西村仁嗣(1982)：海浜循環流の数値シミュレーション，第29回海岸工学講演会論文集，pp. 333-337。
- 長谷川 均(1990)：琉球列島久米島，ハテナハマ洲島で見られる海岸線変化，地理学評論，63A-10, pp. 676-692。
- 渡辺 晃・丸山康樹(1984)：屈折・回折・碎波減衰を含む波浪場の数値解析法，第31回海岸工学講演会論文集，pp. 103-107。
- 渡辺 晃・原 哲・堀川清司(1983)：重合した波浪場における碎波について，第30回海岸工学講演会論文集，pp. 5-9。
- Houghton J. T, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums(1990)：Climate Change, The IPCC Scientific Assessment, Cambridge University Press, p. 364。
- Battjes, J. A.(1974)：Surf similarity, Proc. 14th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 466-480。