

長周期波によるバームの侵食*

加藤一正**・柳嶋慎一***

荒天時の海浜侵食機構を調べるために、約2年間半にわたり海浜断面測量と汀線付近の長周期波を測定し、前浜のバームが侵食を受けた事例58ケース、バーム形成の事例219ケースを収集した。得られたデータを解析して、バーム侵食の直接的外力が長周期波であることを明らかにした。さらに、荒天時のバームの侵食を長周期波の遡上に伴う前浜地下水位の上昇との関連で考察した。

Keywords : *infragravity waves, berm erosion, berm formation, ground water level, field observation*

1. はじめに

海浜は、台風や低気圧の通過時の激浪が来襲する荒天時に、沖向き漂砂によって急激な侵食を受ける。この侵食は、十分な浜幅があればあまり問題にならず、穏やかな波の作用で浜は回復する。ところが、戦後の日本の海浜は、河川改修・ダム建設等による海浜への土砂供給の減少とともに、埋立・港湾等の大規模沿岸構造物の建設によって沿岸方向の漂砂の連続性が絶たれたため、慢性的な侵食を受け、海浜はやせ細っている。幸いなことに、このところ本格的な激浪はどのような訳か来襲していない。例えば、理科年表³⁾によると、戦後の大きな災害をもたらした上位11位までの台風はすべて伊勢湾台風(1959年)以前に来襲している。しかし、本格的な激浪は、忘れても忘れなくてもそのうち必ずやって来る。そのとき、戦後の慢性的な侵食でやせ細った日本の海浜およびその背後の土地や資産は大丈夫であろうか。これに答えるためには、荒天時に海浜が侵食される機構を把握し、その定量的予測を行えるようにすることが必要である。

岸沖漂砂による海浜変形に関する研究は、Iwagaki and Noda⁴⁾による沿岸砂州発生限界や、堀川ら⁵⁾による汀線の前進・後退の判別式等の成果をあげてきた。また、加藤ら⁶⁾によって現地調査結果に基づく汀線の短期変動のモデル化が試みられている。これらの研究では、外力として沖波(波形勾配, エネルギーフラックス)を考慮している。ところが、沖から来襲する(風)波は、砕波帯内では水深オーダーの波高以上にはならない。つまり

沖の波高が増大しても、砕波地点が沖に移動するだけで、水深の浅い汀線付近の波高は小さいままである。したがって、沖波では荒天時の海浜侵食をうまく説明できない。

そこで、沖波ではなく、汀線で波高が最大となる周期1~数分の長周期波(Infragravity waves)(Bowen and Huntley⁷⁾; Holman⁸⁾)に注目して、前浜の侵食を調べることにした。この長周期波は、沖での風波の波高が大きくなると、汀線での波高が大きくなる(Guza and Thornton⁹⁾)ので、上述の問題なく海浜の侵食を説明できそうであるのだが、現地観測データに基づいて長周期波と前浜侵食の関連性を検討した研究はほとんどない。

本研究では、まず現地調査によって前浜のバームが侵食を受けた事例と、形成された事例を長周期波との関連で収集した。得られたデータを解析して、バームの侵食は汀線での長周期波によって生じることを明らかにした。さらに、バームの侵食時と形成時の物理条件の違いを調べ、バームの侵食は長周期波によって遡上した海水が浜に浸透して(地下水位が上昇し)、その後前浜から浸出するレベル以下で生じることを明らかにした。

2. 波崎海洋研究施設における現地調査

現地調査は、1987年8月~1990年1月の約2年半にわたり、Fig.1に示す鹿島港と銚子のほぼ中間の鹿島灘に面する砂浜海岸にある全長427mの観測栈橋を主体とする波崎海洋研究施設(以下“HORF”と称する)で実施した。対象海岸の前浜の中央粒径は、堆積・侵食に伴って0.16~0.20mm程度のわずかな範囲内で変化する(加藤ら¹⁰⁾)。なお、HORFでは、沖向きを正とする固有の座標系が設定されており(柳嶋ら¹¹⁾)、本論文での岸沖方向の表示はすべてその座標系に従って、位置は座標値にPを付けて表示した。

本研究に関連して実施した観測は以下の通りである。

*本論文の内容の一部は既発表^{1),2)}であるが、本編はその後の現地データを追加し、新たな検討を加えて取りまとめたものである。

**正会員 工博 運輸省港湾技術研究所 漂砂研究室長
(〒239 横須賀市長瀬3-1-1)

***正会員 運輸省港湾技術研究所 漂砂研究室

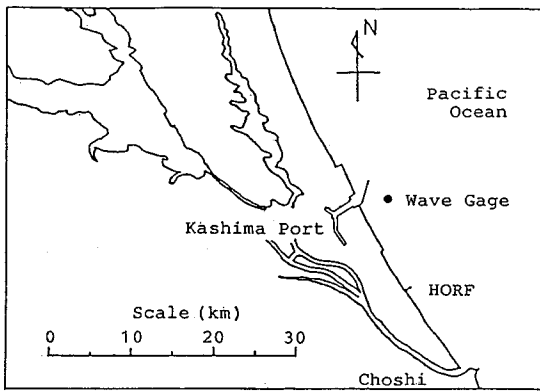


Fig.1 Site of field observation HORF

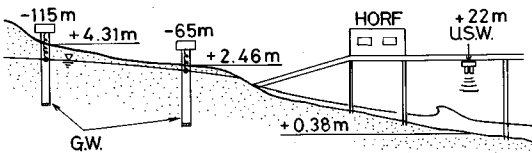


Fig.2 Arrangement of instruments.

a) 前浜断面および観測栈橋に沿う海底断面を、日曜・祭日を除く1日1回、岸沖方向5m間隔で測量した。

b) 汀線付近の水位・波形は、P 22 m地点の栈橋上 (Fig.2 参照) に取り付けられた空中発射式超音波波高計 (U. S. W.) を用いて、毎正時をはさむ約20分間に0.3sのサンプリング間隔 (データ数4096) で測定した。観測地点の観測期間中の平均海底レベルはD. L. +0.38 m (=M. W. L. -0.29 m) であった。得られたデータをもとに、平均水位を計算するとともに、スペクトル解析を行い、その結果得られた周波数スペクトル $S(f)$ を用いて、入射波の波高 H_s と長周期波の波高 H_L をそれぞれ次式によって求めた。

$$H_s = a \left[\int_{f_c}^{\infty} S(f) df \right]^{1/2} \dots \dots \dots (1)$$

$$H_L = a \left[\int_0^{f_c} S(f) df \right]^{1/2} \dots \dots \dots (2)$$

ここに、 f は周波数、 f_c は0.033 Hz (=30 s) であり、係数 a の値は4.0とした。

c) 地下水位は、Fig.2に示す前浜 (P-65 m地点、平均レベルD. L. +2.46 m) および後浜 (P-115 m地点、D. L. +4.31 m) の2地点に内径12.5 cmの塩ビパイプを打ち込み、パイプ内に設置した水位計 (G. W.) によって、毎正時をはさむ20分間の平均水位を観測した。ただし、地下水位の観測は、地下水位計が設置された後の、1988年2月22日~1990年1月12日の間に実施した (途中、計器の故障のために約6ヶ月中断)。

d) 観測期間中の沖波は、鹿島港沖 (Fig.1) の海底レベルD. L. -23.4 mに設置した超音波波高計によ

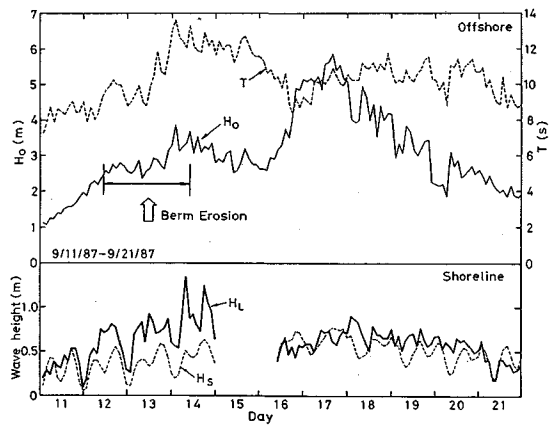


Fig.3 Waves during Typhoon No.8713.

て、毎日偶数正時をはさむ20分間測定し、有義波高・周期を計算した。

なお、本論文では、「汀線」を観測時の実水深が0の地点と定義している。これに対応して、b)の観測地点は汀線よりやや沖側であり、しかも汀線からの距離が測定時間によって異なるので、汀線付近と表現する。

3. バームの侵食・形成の事例

(1) バーム侵食の事例

断面測定の結果をもとに前浜部のバームが侵食を受けた事例を調べた結果、汀線付近の水位変動測定が欠測になっていたときを除き、58ケースが抽出できた。そのうち、バーム侵食に長周期波が関与していることを具体的に示すため、沖波有義波の極大波高発生時刻と汀線付近の長周期波の波高が大きくなる時刻がずれている2例を以下に示す。

[台風第8713号来襲時のバーム侵食]

Fig.3は、1987年9月に台風第8713号が来襲した前後の波浪状況である (9月15日は欠測)。上段に示した沖波有義波高は9月11日より大きくなり始め、9月14日には3mを越えるものの、その後9月16日までわずかに小さくなる。そして、9月16日正午ころより、波高は急激に増大し9月17日16時に極大波高5.98mになり、その後は9月21日まで徐々に減衰する。有義波周期は、うねりが入射していた9月14日~15日に12~13Sであり、9月17日以降は10S前後である。しかし、下段に示した汀線付近の入射波の波高 H_s は、潮位変化に対応して変化しつつ、9月17日まで徐々に増加し、その後減衰する。沖波波高の増大とともに汀線付近の水位上昇が生じた (柳嶋ら¹¹⁾) ことを考慮に入れると、 H_s は測定点の水深に規定されているといえる。つまり、沖波波高が大きくなっても、汀線付近では水深に規定される波高以上にはならない。これに対して、汀線付近の長周期波の波高 H_L は、9月13日の満潮時に1m近くに

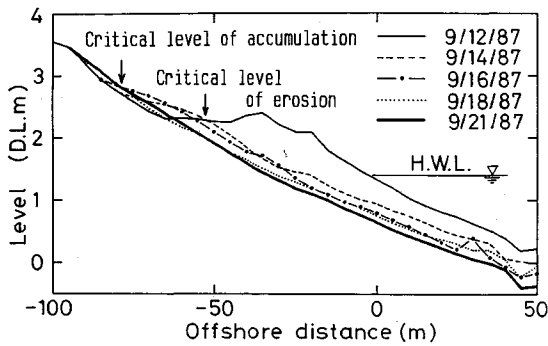


Fig.4 Berm erosion during Typhoon No.8713.

なり、14日午前には極大波高1.3mに達する。そして、沖波有義波高が極大になる9月17日は小さく60~70cmである。

Fig.4は、同期間の前浜断面を重ねて示したものである。9月12日にH.W.L.より高いレベルに形成されていたバームは、9月12日~14日の間に侵食を受けた(13日が日曜日であったため、断面測定を実施していない)。この期間を、Fig.3に沖波有義波高の経時変化と重ねて白抜き矢印で示した。バームが侵食を受けた期間の汀線付近の入射波の波高 H_s は満潮時に約50cmであり、バーム侵食以前である9月11日の波高とほとんど同じであるので、汀線付近の入射波で侵食を説明することはできない。これに対し、長周期波の波高 H_L は、9月13日から大きくなり14日の断面測定直前に極大波高に達している。すなわち、バームが侵食を受けた期間と長周期波の波高が増大する期間が一致する。

なお、バーム侵食後の9月14日と16日の断面では、バームが形成されていたところよりさらに高いレベルにわずかな堆積が生じていることが認められる。このような堆積が生じることは、すでにBascom¹²⁾も指摘している。

[第8818号台風来襲時のバーム侵食]

Fig.5は、1988年9月に台風第8818号が来襲した前後の波浪状況である。沖波有義波高は9月14日より大きくなり始め、9月16日2時に極大波高5.41mに達する。周期は、9月13日の6Sから急激に長くなり14日8時に11.9Sになる。その後周期は一時的に短くなるものの、15日以降はほぼ10S前後で変化する。しかし、汀線付近の入射波の波高 H_s は、水深に規定されるため沖波波高の変化に対応しておらず、潮位に対応して変化する。9月15日、16日の H_s がやや大きいのはwave set-upによって測定点の水深が増加したためである。長周期波の波高 H_L は、9月14日に急激に増大し、そして、波高約1mの状態が9月16日2時まで続いた後に徐々に減衰し、9月18日には30cm程度になる。

Fig.6は、同期間の前浜断面である。9月13日に存在

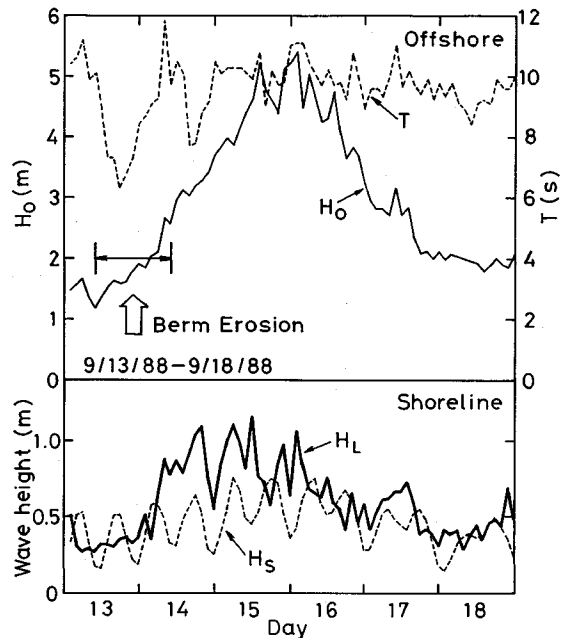


Fig.5 Waves during Typhoon No.8818.

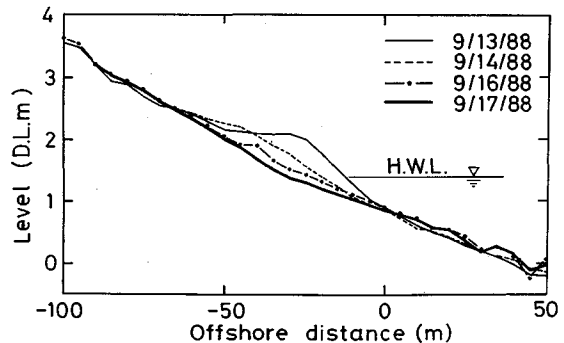


Fig.6 Berm erosion during Typhoon No.8818.

したバームは、9月14日になると侵食を受けてその地形の特徴は残っていない。この期間を、Fig.5の沖波有義波高の経時変化に重ねて白抜き矢印で示した。バームの侵食は、沖波有義波高が極大になる以前のまだ沖波有義波高が2m程度のときに生じており、このときの汀線付近の入射波の波高 H_s は満潮時にせいぜい50cm程度である。一方、バーム侵食期間の後半に長周期波の波高は急激に増大している。この例でも、バームの侵食と同時に高いレベルでわずかな堆積が生じた。

以上、2つのバーム侵食事例の特徴は次の通りである。

- バーム侵食が生じたのは、沖波極大有義波の発生時刻ではなく、それより2日~4日前である。
- バーム侵食時の汀線付近の入射波の波高は、50cm程度である。
- 汀線付近の長周期波の波高は、バーム侵食時に急激に増大して、1mあるいはそれ以上になる。

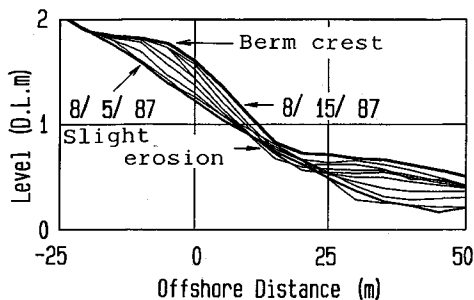


Fig.7 Example of berm formation.

d) バーム侵食時に、それより高いレベルでわずかな堆積が生じる。

なお、他のバーム侵食例では、沖波有義波高が極大になるときと汀線付近の長周期波の波高が極大になるときおよびバーム侵食が生じる時がほぼ一致していたので、a) の特徴は認められなかった。また、d) の堆積は 58 ケース中 48 ケースに認められた。

(2) バーム形成の事例

断面測定の結果をもとに前浜部のバームが数日以上にわたり形成された事例を調べた結果、汀線付近の水位変動が欠測になっていた時を除き、延べ 219 日のデータ (219 ケース) が抽出できた。そのうち長期間にわたりバーム形成が続いた例を示す。

Fig.7 は、1987 年 8 月 5 日～15 日の間のバーム形成状況である。Fig.8 は、その間の海象状況であり、沖波有義波高は、8 月 6～7 日にかけて最大で 1.8 m になった以外は 1 m 前後であり、周期は 5.6 S～8.7 S であった。観測栈橋先端で測定した潮位 (η) によると、8～10 日の間が大潮であった。また、下段は汀線付近 (このデータについてのみ P 80 m で測定したものである) で測定した結果であり、長周期波の波高については後述の方法によって汀線での波高に換算したものである。期間中の長周期波の波高は小さい。

このバーム形成時の特徴は、以下の通りである。

a) バームの規模は測定のために成長していた。

b) バーム頂レベルはこの期間の最後にやや低くなるものの、ほぼ一定である。

c) 前浜の勾配は、バームの形成にともなって徐々に急になる。

d) 形成されるバームの下部に僅かな侵食を伴っている。

上記 a)～c) の特徴は、他のほとんどのケースでも認められた。d) のバーム下部の侵食は、219 ケースのうち 109 ケースにおいて認められた。ただし、バームの下部の形状が前日とほぼ同じケースまで含めると 153 ケース (70%) になる。

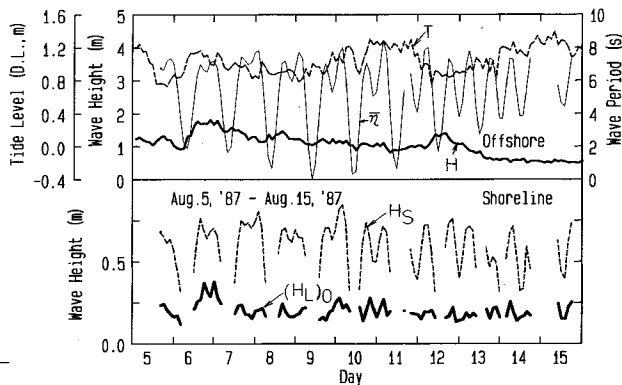


Fig.8 Waves during berm formation in August 1987.

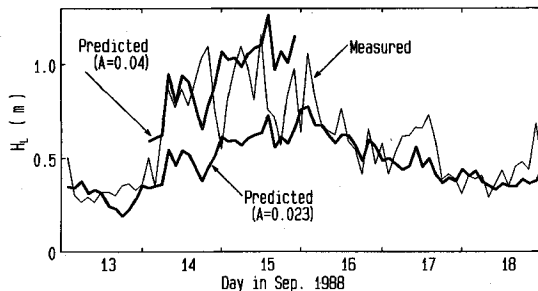


Fig.9 Comparison of observed height of infragravity waves with calculated ones.

4. 汀線での長周期波の波高の推定

前章で示した事例は、長周期波がバームの侵食に直接影響を及ぼすことを強く示唆している。したがって、バームの侵食と長周期波の関連に注目することが重要になる。ただし、その前に観測した長周期波の波高を基準化する必要がある。なぜなら、P 22 m の位置に固定した波高計によって長周期波を観測しているため、潮位や wave set-up 量等によって観測地点の水深や観測地点から汀線 (水深ゼロのところ) までの距離が測定毎に異なるからである。ここでは、観測値を汀線での長周期波の波高に換算する。その方法は以下の通りである。

合田¹³⁾は、現地観測の結果から次式の関係式を提案した。

$$\frac{\zeta_{rms}}{(\eta_{rms})_0} = \frac{(H_L)_h}{H'_0} = A / \sqrt{\frac{H'_0}{L_0} \left(1 + \frac{h}{H'_0}\right)} \dots\dots\dots (3)$$

ここに、A は係数 (=0.04)、 H'_0 は換算沖波有義波高、 L_0 は沖波有義波の波長、 $(\eta_{rms})_0$ は沖波波形の 2 乗平均の平方根、 ζ_{rms} は水深 h の地点におけるサーフビート (長周期波) の波形の 2 乗平均の平方根である。そして、 $(H_L)_h$ は水深 h での長周期波の波高である。

Fig.9 は、台風第 8818 号来襲時 (Fig.5 に対応) に汀線付近で観測された長周期波の波高と、式 (3) に沖波諸元と P 22 m 地点の観測時の実水深 (平均水位とその

ときの海底レベルから計算した)を代入して計算した長周期波の波高を比較したものである。合田の提案する係数値 ($A=0.04$) を用いると、計算波高は9月14日~15日の長周期波の実測波高と概ね一致する。しかし、それ以外の期間については、むしろ $A=0.023$ とすると実測値との一致がよい。つまり、今回の場合、係数 A に特定の値を与えないほうがよさそうなので、式 (3) において A を未定係数として残しておく。

式 (3) に $h=0$ を代入すると、汀線での長周期波の波高 $(H_L)_0$ は、

$$\frac{(H_L)_0}{H'_0} = \frac{A}{\sqrt{H'_0/L_0}} \dots\dots\dots (4)$$

となる。そして、式 (3), (4) より A を消去すると、

$$(H_L)_0 = (H_L)_h \sqrt{(1+h/H'_0)} \dots\dots\dots (5)$$

の関係を得る。すなわち、沖波有義波高と観測点の実水深 h が分かっているので、式 (5) を用いて観測された長周期波の波高 $(H_L)_h$ から汀線での波高 $(H_L)_0$ を求めることができる。

5. バームの堆積限界レベル

まず、バームが侵食されるときにそれより高いレベルで堆積が生じることが多いことに注目する。このような高いレベルの地形変化は、浜への波の遡上と関連していると推察されるので、バーム侵食時の堆積限界レベル (Fig.4) を、波の遡上高さの観点から調べる。

浜へ波が遡上する最大レベル R_{MAX} は、概念的かつ近似的に、

$$R_{MAX} = \text{水位} + \text{長周期波の遡上} + \text{入射波の遡上} \dots\dots (6)$$

となる。ここでは、式 (6) の右辺の各項について以下のように取り扱うことにする。

[水位]

汀線より少し沖側 (P 22 m) で観測された水位 $(\bar{\eta})_h$ には、天文潮位、気圧偏差による水位上昇、風の吹き寄せによる水位上昇、wave set-up が含まれている (柳嶋ら¹¹⁾)。これらのうち、wave set-up 量は岸方向に増加するので、汀線での水位を求めるためには wave set-up に関する補正をしなければならない。柳嶋ら¹¹⁾は、合田¹³⁾の理論に基づいて考察し、対象海岸の汀線付近の wave set-up 量は水深が浅くなると水深変化量の9%ほど増加することを示した。そこで、汀線での水位 $(\bar{\eta})_0$ を次式で計算する。

$$\text{水位} = (\bar{\eta})_0 = (\bar{\eta})_h + 0.09 \times h \dots\dots\dots (7)$$

ここで、 h は観測点の実水深である。

[長周期波の遡上]

長周期波は波形勾配が非常に小さいので、破波帯内で碎波せず浜で反射して重複波となる。このため、Shuto¹⁵⁾が理論的に導いた、一様勾配の先が一定水深になってい

る海底断面上の重複波の遡上高 R についての関係式

$$\frac{R}{H_L} = \left[\left\{ J_0 \left(4\pi \frac{l}{L} \right) \right\}^2 + \left\{ J_1 \left(4\pi \frac{l}{L} \right) \right\}^2 \right]^{-1/2} \dots\dots\dots (8)$$

を用いる。ここで、 l は斜面部の水平長、 L と H_L はそれぞれ水平床部の波長と波高であり、 J_0 と J_1 は0次と1次の第1種 Bessel 関数である。これを対象海岸の長周期波に適用するとき、 l , L をいかにとればよいか明確でないが、それぞれがある特定の値となると仮定すれば、遡上高は波高に比例するので、式 (5) で求まる汀線での長周期波の波高を用いて、

$$\text{長周期波の遡上} = a(H_L)_0 \dots\dots\dots (9)$$

とおく。ここで、 a は定数である。

[入射波の遡上]

Guza and Thornton⁹⁾は、波の遡上について現地観測をした。その結果によると、周期 25 S 以下の入射波成分の遡上は、沖波波高が変化しても常に一定である。これを受けて入射波の遡上高を

$$\text{入射波の遡上} = b \dots\dots\dots (10)$$

とする。ただし、 b は定数である。

以上のように仮定した式 (7), (9), (10) を式 (6) に代入すると

$$R_{MAX} = (\bar{\eta})_0 + a(H_L)_0 + b \dots\dots\dots (11)$$

を得る。

さて、バームが侵食を受けるときの堆積限界レベル D_L (Fig.4 参照) は、波の浜への遡上レベルと対応すると考えて、

$$D_L = R_{MAX} \dots\dots\dots (12)$$

とおく。ただし、式 (12) を仮定することによって R_{MAX} の物理的な意義が少し変わる。つまり、いわゆる波の遡上レベルではなく、有為な地形変化を引き起こす遡上レベルということになる。

Fig.10 は、バーム侵食時にそれより高いレベルで堆積の生じた 48 ケースについて、 $D_L - (\bar{\eta})_0$ と $(H_L)_0$ の関係をプロットしたものである。ただし、 D_L の値は1日1回の前浜断面測量結果から読み取ったものであるので、 $(\bar{\eta})_0$ と $(H_L)_0$ については測量間隔 (1日間) 内の1時間毎の観測値 (2時間毎の沖波データは内そうした) のうち、水位と長周期波の波高の和 $((\bar{\eta})_0 + (H_L)_0)$ が最大になる時のものをプロットした。プロットされたデータは図中の直線

$$D_L = (\bar{\eta})_0 + 0.96(H_L)_0 + 0.31 \quad (\text{m}) \dots\dots\dots (13)$$

でよく近似される。この結果は、堆積限界レベルが汀線での平均水位と長周期波の波高に依存することを示している。なお、式 (13) の右辺第3項の定数は、式 (10) を仮定した背景から入射波の遡上に対応する。

一方、バーム形成時におけるバーム頂レベル A_L (バーム形成時に堆積の生じる上限のレベルであり、継続してバームが成長すると上部が水平になることが多い。

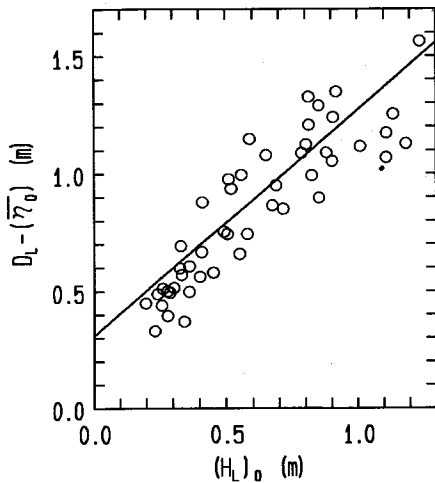


Fig.10 Relation between height of infragravity waves at the shoreline and wave run up height.

Fig.7 参照) も、バーム侵食時と同様に波の遡上レベルと関係していることが推察される。そこで、バーム形成時のバーム頂レベルと式 (13) の右辺の関係を調べた。ここでも、 $(\bar{\eta})_0$ と $(H_L)_0$ については、2 回の断面測定間の観測値のうちそれらの和が最大になる時の値とした。

Fig.11 はバーム頂レベル A_L と式 (13) の右辺の関係を△印で示したものである。図中にはバーム侵食時の堆積限界レベル D_L も併せて○印で示した。すべてのデータは、1 対 1 の対応関係を示す直線によく一致する。すなわち、バーム形成時のバーム頂レベルも式 (13) と同様に

$$A_L = (\bar{\eta})_0 + 0.96(H_L)_0 + 0.31 \quad (\text{m}) \dots\dots\dots (14)$$

で統一的に表現できる。

6. バーム侵食時とバーム形成時の条件の違い

前章において、バーム侵食とバーム形成という相反する現象にもかかわらず、同一の式によって堆積限界レベルおよびバーム頂レベルを評価できることが分かった。そうすると、バーム侵食とバーム形成がいかなる条件によって分かれるかが問題になる。そこで、バーム侵食時とバーム形成時の条件の違いを調べておくことにする。

まず、式 (13), (14) の右辺は有為な地形変化を引き起こす波の遡上レベル R_{MAX} と考えられるので、以下の考察の便宜上

$$R_{MAX} = (\bar{\eta})_0 + 0.96(H_L)_0 + 0.31 \quad (\text{m}) \dots\dots\dots (15)$$

とする (式 (12) 参照)。式 (15) の R_{MAX} は D.L. を基準とした絶対レベルである。一方、波の遡上高は、静止水面のレベルを基準とする必要がある。現地において静止水面を直接測定することはできないが、HORF においてはそのときの予測天文潮位 (T_L) を静止水面と

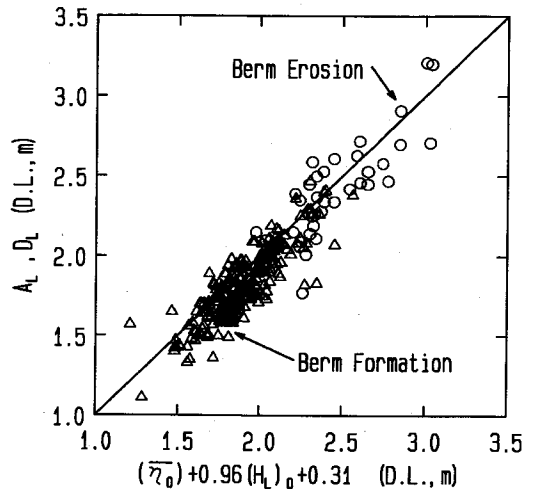


Fig.11 Relation between berm crest level and wave run-up level.

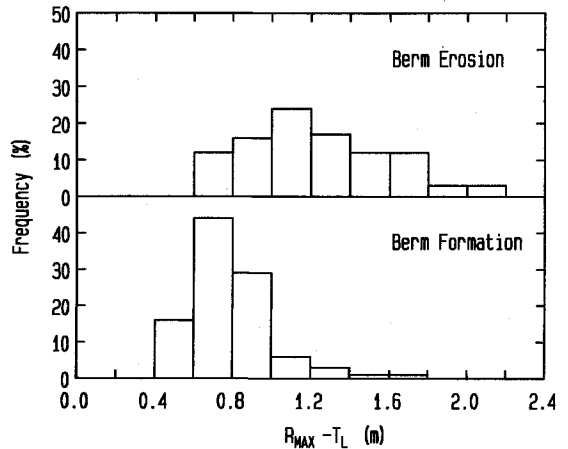


Fig.12 Frequency distribution of run-up height.

みなせることがすでに分かっている (柳嶋ら¹¹⁾) ので、波の遡上高 R_R は

$$R_R = R_{MAX} - T_L = \{(\bar{\eta})_0 - T_L\} + 0.96(H_L)_0 + 0.31 \quad (\text{m}) \dots\dots (16)$$

で評価できる。ここで、式 (16) の右辺第 1 項は、wave set-up 等の水位上昇量であることに留意されたい。

Fig.12 は、 R_R の頻度分布をバーム侵食時とバーム形成時に分けて示したものである。遡上高は、バーム侵食時のほうがバーム形成時より、全体に高い方に分布している。しかしながら、両者の頻度分布は 0.6~1.8 m の範囲で重なっており、したがって、遡上高だけではバームの侵食・形成を明確に区別することはできない。

Fig.13 は、バーム侵食時と形成時それぞれの全てのケースについて計算した波の遡上高 R_R の総和に対する水位上昇量、長周期波の遡上、入射波の遡上の総和の割

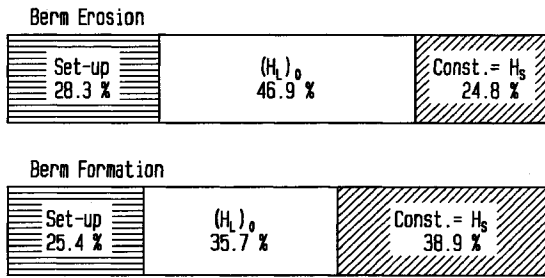


Fig.13 Contribution rates of three factors on wave run-up height.

合を示したものである。これによると、水位上昇量はバーム形成時、侵食時ともほぼ変わらず 25% 程度である。長周期波の遡上はバーム侵食時に大きく、約 50% におよぶ。しかし、バーム形成時には小さい。一方、入射波の遡上(式(15)中の定数項)はバーム侵食時には小さく、バーム形成時には他の要因よりも大きく約 39% になっている。つまり、相対的に長周期波の遡上が大きい場合にバームは侵食し、長周期波の遡上が小さく入射波の遡上が相対的に大きい場合にはバームが形成されるようである。

次に、形成されているバームのバーム頂レベルと、そこに遡上する波の遡上レベルの関係を調べる。Fig.14 は、縦軸にバーム頂レベルをとり、横軸に波の遡上レベルをとって両者の関係をプロットしたものである。ただし、ここでは、バーム頂レベルとして前日のバーム頂レベル $(A_L)_{FORMER}$ を用いていることに留意されたい。バームの侵食が生じたときのデータ(○印)は、すべて図中の $(A_L)_{FORMER} = R_{MAX}$ の関係を示す細い破線の右側にプロットされている。つまり、波の遡上がバーム頂レベルを越えている。しかしながら、バーム頂レベルが低いときには、波の遡上がそれを少し越えただけでは侵食が生じていない。そこで、バームの侵食と形成の境界を線形判別分析(田中ら¹⁶⁾)で求め、結果を太い実線で示した。また、図中右上には、この境界を基準としたバーム侵食と形成の頻度分布を表示してある。ほとんどの侵食データは境界線の右側、すなわち、

$$R_{MAX} > 0.54 \cdot (A_L)_{FORMER} + 1.11 \quad (\text{m}) \dots\dots\dots (17)$$

の条件を満たしていることが分かる。いずれにしても、波の遡上レベルがバーム頂レベルを越えることがバーム侵食の生じる必要条件になる。

さらに、バームの侵食レベルに注目する。第3章で述べたように、バーム侵食時にはもちろん侵食が生じるのであるが、バーム形成時にもレベルの低いところで侵食が生じるケースが多い。Fig.15 は横軸に式(15)の R_{MAX} をとり、縦軸にバーム侵食時の侵食限界レベル(Fig.3 参照)とバーム形成時の侵食レベル(Fig.7 参照)をとってデータをプロットしたものである。図中の○印

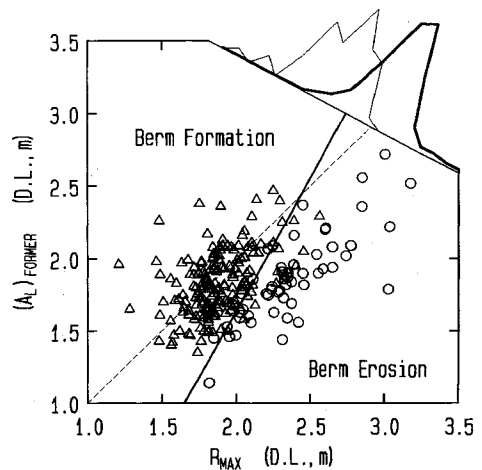


Fig.14 Relation between $(A_L)_{FORMER}$ and wave run-up level.

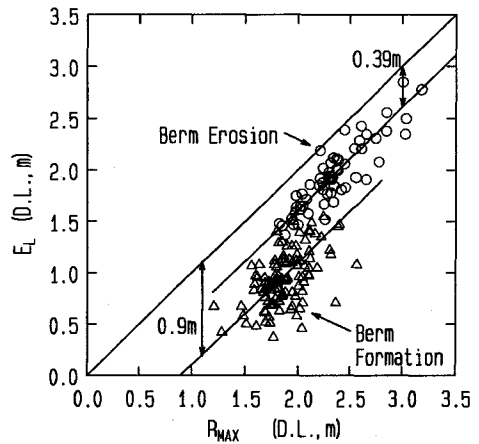


Fig.15 Relation between erosion level and wave run-up level.

がバーム侵食時のデータであり、△印はバーム形成時のデータである。バーム侵食時の侵食限界レベルは、 $R_{MAX} - 39 \text{ cm}$ にあるのに対し、バーム形成時の侵食レベルはバラつきは多いもののさらに低い $R_{MAX} - 90 \text{ cm}$ にある。つまり、バーム侵食時と形成時の堆積レベルは一つの式で表現できたのに対し、侵食レベルはそれぞれ異なっており、バーム侵食時の侵食限界レベルは相対的に高いところにある。

以上の考察で、バームの侵食が生じるときには、長周期波の波高が大きく波の遡上がバーム頂レベルを越えており、そして、侵食限界レベルが高くなっていることが分かった。

7. バーム侵食時の侵食限界レベルと地下水位の関係

さて、前浜侵食を地下水位との関係で説明することが、古くから注目されている。例えば、Grant¹⁷⁾は、前浜の

地下水位が高く、前浜表面から水が浸出している状態(この範囲を effluent zone と称す)では、遡上した海水は浜には浸透せず、むしろ流下時に前浜面を通して浸出する水が加わって流下流量が増加し、その結果、水深、流速が増加し流れはすぐに乱流状態になって前浜から砂を沖に運び去る(浜が侵食を受ける)と述べている。また、河田・Larsen¹⁸⁾が理論的に示した。わずかな水の吹き出しによって海底にある砂の移動限界速度が著しく小さくなることを考慮すると、前浜の effluent zone では砂が非常に運ばれ易くなっていることが推察される。

ところが、前浜の地下水位が高くなる原因としてこれまでに具体的に指摘されていることは、

(a) 背後地に降った雨が後浜まで流れてきて溜まる場合 (Grant¹⁷⁾),

(b) 潮位変化に遅れて前浜の地下水位が変化するため、下げ潮時に前浜の地下水位が相対的に高くなる場合 (Emery and Foster¹⁹⁾, Duncan²⁰⁾),

(c) 温泉水の湧出によって地下水位が高くなる場合 (佐藤ら²¹⁾)

であり、これらはいずれも荒天時の前浜侵食に常に関与するものではない。ここでは、前章までの考察に基づき、長周期波の遡上によって地下水位が上昇すると考えることにする。

実際にバーム侵食時の波の遡上を観察すると、1~数分間隔でバーム頂レベルを上回る遡上が生じていた。遡上した海水は、バーム上面の水平部に長時間滞留する。その間、砂中に海水が浸透しているようであり、海水と入れ替わった砂中の空気がブクブクと泡を立てて砂面から出て来るのが認められた。この結果、前浜部の地下水位が高くなることは容易に推察できる。

そこで、浜に浸透した海水が前浜から浸出するレベル(ここから下方が effluent zone になる)を調べることにする。ただし、今回の観測では、地下水位の浸出レベルを直接測定していないので、P-115 m と P-65 m 地点 (Fig.2 参照) で観測した地下水位と汀線の水位を基に有限要素法によってダルシーの式の定常解を求める Bathe and Khoshgoftaar²²⁾ の 2 次元浸透流解析法を用いて砂浜中の自由地下水面を計算し、地下水の浸出レベルを求めることにした。

計算対象範囲は、後浜の地下水位観測地点 (P-115 m) より海側で、鉛直方向 D.L. -20 m の深さまでであり、前浜断面を直線近似した。計算では、鉛直方向に 0.5 m 間隔で分割し、水平方向には前浜に準平行に 5 m 間隔で分割した四角形要素を用いた。陸側の地下水位の境界条件として、P-115 m の実測地下水位を与えた。この地点は、潮位変化や波の遡上によって地下水位が変化しないことが確認されている。一方、汀線の境界条件として、汀線での実測水位に入射波の遡上を加えた $(\bar{\eta})_0 +$

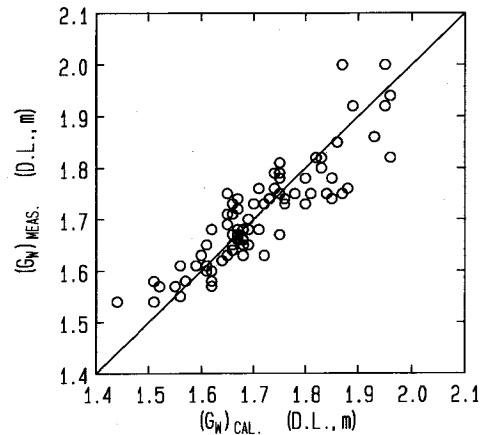


Fig.16 Comparison of observed ground water levels with calculated ones.

0.31 m) を与えた。入射波の遡上を加えたのは、長周期波の遡上に較べて入射波の遡上が 8S 程度の短い周期で常に生じているからである。砂浜 ($d_{50}=0.18$ mm) の透水係数は、善ら²³⁾の HORF における底質試料の透水試験結果を参考に、 1.14×10^{-2} cm/s とした。

まず、モデルの適用性の検証を行うために、長周期波の遡上が小さいと考えられる沖波波高が 1 m 以下で、周期が 8 s 以下のときの日最大水位 74 ケースについて自由地下水面の再現計算をした。Fig.16 は、計算された P-65 m 地点の地下水位と同地点の実測日最大地下水位を比較したものである。Fig.16 によると、計算地下水位 $(G_w)_{CAL}$ は実測地下水位 $(G_w)_{MEAS}$ とほぼ一致することが分かる。

次に、バーム侵食時の境界条件のもとで自由地下水面を計算した。しかし、計算された地下水位は実測値より低かった。Fig.17 は、縦軸に次式で定義される P-65 m 地点の実測地下水位と計算地下水位の差

$$\Delta G_w = (G_w)_{MEAS} - (G_w)_{CAL} \dots \dots \dots (18)$$

をとり、横軸に長周期波の遡上高をとって両者の関係をプロットしたものである。Fig.17 より、長周期波の遡上高が大きくなるにつれて、実測値と計算値の差は大きくなる(つまり、現地の地下水位が上昇する)ことが分かる。したがって、バーム侵食時の地下水面の計算においては、陸側と汀線での境界条件に加えて、浜へ遡上した海水が砂中へ浸透する条件をさらに考慮しなければならない。

浜中への海水の浸透を計算に取り込むためには、周期 1~数分で生じる長周期波の遡上特性や海水の滞留時間、砂中の空気と入れ替わる海水の浸透特性等が明らかにされなければならないが、現時点ではこれらについて不明な点が多いので、ここでは P-65 m 地点の実測地下水位を利用して以下のように取り扱った。すなわち、汀線での境界条件である水位レベル $(\bar{\eta})_0 + 0.31$ m) から遡上

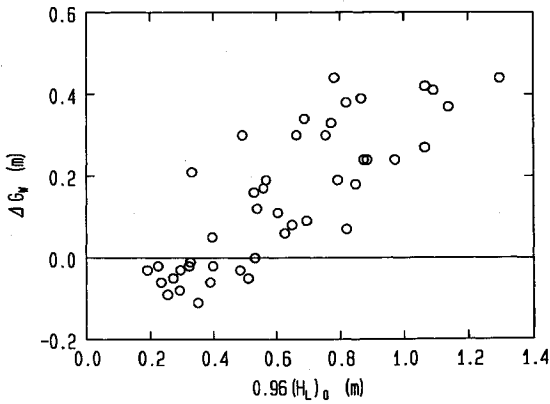


Fig.17 Relation between ΔG_w and run-up height of infragravity waves.

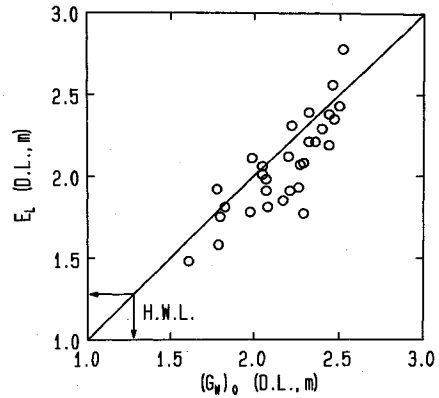


Fig.18 Relation between critical level of berm erosion and seepage level of ground water.

レベル R_{MAX} までの範囲で浜に定常的に浸透する流量を入れた。ただし、流量分布として R_{MAX} 位置で 0 となる三角形分布を仮定し、流量は Fig.17 において地下水位偏差が正のケースについて P-65 m 地点での計算水位が実測地下水位に一致するように試行錯誤で決めた。結果的に、浸透流量は沿岸方向単位幅当たり $0.2 \sim 0.5 \text{ m}^3/\text{h}$ となり、長周期波の波高が大きくなると浸透流量も多くなる傾向があった。

このような便宜的な方法によって計算したバーム侵食時の自由地下水位面が前浜と交差する点を、浜から海水が浸出するレベル $(G_w)_0$ とし、各ケースについてそれを求めた。Fig.18 は、 $(G_w)_0$ と侵食限界レベル E_L を比較したものである。多少のバラつきはあるものの、両者の関係は 1 対 1 対応を示す直線の周りにプロットされている。つまり、バームの侵食限界レベルは、長周期波がバーム頂を越えて遡上することによってバーム上の水平部に滞留した海水が、一旦砂中に浸透した後に前浜から浸出するレベルとほぼ一致する。

そうすると、バーム形成時の侵食レベルが相対的に低くなるのは、波の遡上がバーム頂を越えず、そして、海水が滞留することなくすぐに流下し（前浜勾配が急になることがこの傾向を強める）、地下水位の大きな上昇を伴わないためと考えられる。

8. おわりに

HORF において約 2 年半の現地調査を実施し、前浜のバームが侵食を受けた事例 58 ケース、バーム形成の事例 219 ケースを抽出し、バーム侵食と汀線での長周期波の波高の関係を考察した。

本研究の主要な結論は以下の通りである。

- (1) 荒天時のバームの侵食の直接的外力は長周期波である。
- (2) バーム侵食時に高いレベルで生じるわずかな堆積の限界レベルとバーム形成時のバーム頂レベルは、長

周期波の遡上を考慮した遡上レベル式 (15) で統一的に表せる。

(3) バーム侵食時のバーム侵食限界レベルは、波の遡上レベルより約 39 cm 低い。

(4) 長周期波の遡上がバーム頂レベルを越えるようになると、バーム頂水平部に海水が滞留し、海水は浜に浸透する。その結果、地下水位が上昇し、前浜から地下水が浸出するレベルが高くなる。荒天時のバーム侵食限界レベルは、この上昇した浸出レベルと一致する。

謝辞：鹿島港の波浪データの使用に当たっては、第二港湾建設局鹿島港工事事務所および港湾技術研究所海象調査研究室の協力をいただいた。有限要素法による浸透流解析では、土性研究室所有の計算プログラムを使用し、計算の実施に際しては、小林正樹室長から有益な助言を頂いた。ここに記し、謝意を表する。

参考文献

- 1) 加藤一正・柳嶋慎一・栗山善昭・磯上知良：荒天時のバーム地形の侵食—長周期波に注目した現地観測—, 海岸工学論文集, 第 36 巻, pp. 354~358, 1989.
- 2) 柳嶋慎一・加藤一正・村上裕幸・バーム形成に関する現地観測, 海岸工学論文集, 第 37 巻, pp. 359~363, 1990.
- 3) 国立天文台編：理科年表, 丸善, p. 気 203 (393), 1991.
- 4) Iwagaki, Y. and H. Noda: Laboratory study of scale effects in two-dimensional beach process, Proc. of 8th ICCE, pp. 194~210, 1963.
- 5) 堀川清司・砂村継夫・近藤浩石・岡田 滋：波による二次元汀線変化に関する一考察, 第 22 回海岸工学講演会論文集, pp. 329~334, 1975.
- 6) 加藤一正・柳嶋慎一・村上裕幸・末次広児：短期汀線変動のモデル化の試み, 第 34 回海岸工学講演会論文集, pp. 297~301, 1987.
- 7) Bowen, A.J. and D.A. Huntley: Waves, long waves and nearshore morphology, Marine Geology, 60, pp. 1~13,

- 8) Holman, R.A. : Edge waves and the configuration of the shoreline, CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion, CRC Press Inc., pp.21~33, 1984.
- 9) Guza, R.T. and E.B. Thornton : Swash oscillation on a natural beach, Jour. Geophys. Res., Vol.87, pp.483~491, 1982.
- 10) 加藤一正・柳嶋慎一・栗山善昭・磯上知良・村上裕幸・藤田 誠：碎波帯内の底質粒度の変動特性—波崎海洋研究施設における現地観測—, 港湾技術研究所報告, 第29巻, 第2号, pp.37~61, 1990.
- 11) 柳嶋慎一・加藤一正・磯上知良・村上裕幸：波による汀線付近の水位上昇量に関する現地調査, 第35回海岸工学講演会論文集, pp.123-127, 1988.
- 12) Bascom, W.H. : Characteristics of natural beach, Proc. of 4th ICCE, pp.163~180, 1954.
- 13) 合田良実：浅海域における波浪の碎波変形, 港湾技術研究所報告, 第14巻, 第3号, pp.59~106, 1975.
- 14) 柳嶋慎一・加藤一正・磯上知良・村上裕幸：波による汀線付近の水位上昇量に関する現地調査—水位上昇を生じる二次的要因—, 海岸工学論文集, 第36巻, pp.80~84, 1989.
- 15) Shuto, N. : Standing wave in front of a sloping dike, Coastal Eng. in Japan, Vol.15, pp.13~23, 1972.
- 16) 田中 豊・垂水共之・脇本和昌編：パソコン統計解析Ⅱ, 多変量解析編, 共立出版, 403 p., 1984.
- 17) Grant, U.S. : Influence of the water table on beach aggradation and degradation, Jour. of Marine Res., Vol.7, No.3, pp.655~660, 1948.
- 18) 河田恵昭・L. H. Larsen : 漂砂の移動限界に及ぼす吸水の効果, 第31回海岸工学講演会論文集, pp.267~271, 1984.
- 19) Emery, K.O. and J.F. Foster : Water table in marine beaches, Jour. of Marine Res., Vol.7, No.3, pp.644~654, 1948.
- 20) Duncan, J.R. : The effects of water table and tidal cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development, Mar. Geol., Vol.2, pp.186~197, 1964.
- 21) 佐藤道郎・紙賀一博・口ノ町誠・福島博文・森 芸：摺ヶ浜の砂流失に関する現地観測, 第29回海岸工学講演会論文集, pp.314~318, 1982.
- 22) Bathe, K.J. and M.R. Khoshgoftaar : Finite element free surface seepage analysis without mesh iteration, Int. Jour. for Nume. and Analy., Methods in Geomechanics, Vol.3, pp.13~22, 1979.
- 23) 善 功企・山崎浩之・佐藤 泰：海底地盤の波浪による液状化, 現地観測および解析, 港湾技術研究所報告, 第28巻, 第3号, pp.28~57, 1989.

(1991.10.1 受付)

BERM EROSION DUE TO INFRAGRAVITY WAVES

Kazumasa KATOH and Shi-ichi YANAGISHIMA

To investigate the mechanism of beach erosion in a storm, a daily survey of beach profile and the measurement of infragravity waves near the shoreline have been carried out in a field during two and half years. Evidences of berm erosion and berm formation have been abstracted, being 58 cases and 219 cases respectively. Analyses of these data reveal that the infragravity waves and the level rising of water table play a important role in the berm erosion in a storm. The infragravity waves run up beyond the berm crest to the backshore. The swashed water permeates into the beach, which contributes to a high water table. The permeated water rises to the surface of foreshore, where the beach is eroded by the backwash of infragravity waves.