

漂砂の基礎から現地適用へ

－透水層埋設工法の開発－

From the Basic Research on littoral drift to the Application

加 藤 一 正

Kazumasa Katoh

1. はじめに

日本の海岸線の総延長は、約34,000kmであり、国土の面積に比べて非常に長い。しかし、一方で、日本の海岸自然環境は厳しすぎるという面も合わせ持つ。このため、長い海岸線を利用するというよりは、むしろ長いがゆえに海岸防災に大変な努力を強いられてきた。特に、日本の海岸は、戦後、河川流域変更やダム建設、治水・治山事業が急速に進展した結果、河川からの排出土砂が著しく減少し、さらに港湾、埋め立てなどによる沿岸部開発も急速に発展したため沿岸漂砂の連続性が絶たれ、全国的に広がる深刻な慢性的海岸侵食問題を抱えるようになった。

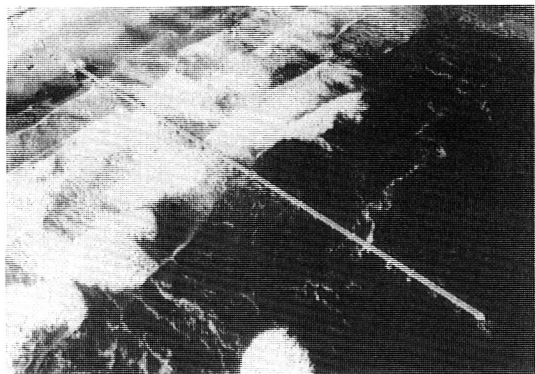
このため、突堤や離岸堤などの海岸侵食対策工法の開発施工によって自然の脅威から国土を守る努力がなされてきた。結果として、海岸侵食による国土の喪失を最小限にとどめ、海岸災害も減少した。ただし、限られた財政の中でほとんど未整備な海岸の整備を、極力速くかつ長い延長に渡って行う必要があったため、今日にいたって、これまで整備されてきた日本の海岸についての種々の指摘がなされるようになった。そのうちもっとも大きな問題は、多くの日本人が愛し続けてきた風景の1つである白砂青松が激減したことであり、かわって、突堤、離岸堤、消波ブロック、天端の高い護岸などに阻まれて、穏やかな海象時といえども人々は海に近づくことも見ることもできない海岸が増えたことである。

これに対して、近年、コンクリートで固められた海岸ではなく、容易にアクセスでき、しかも景観がよく潤いのある海浜が求められるようになってきている。この要請に応えるために、防災機能だけを考慮した従来の海岸保全とは異なっていて、防災機能は勿論のこと親水機能を合わせ持つ新しい海岸保全工法の開発を行っている。本報告は、その経緯をとりまとめたものである。つまり、新しい工法の発想を得るために、まず現地海岸で時化時の海浜侵食の実態把握という基礎的な研究から着手し、続いて侵食の外力を調べ、現地データに基づいて侵食の機構を考察した。明らかにされた侵食機構を逆に利用して、海浜を安定させる工法を検討し、移動床模型実験でその可能性を調べた。そして現在、現地試験施工によって、最終確認を行っているところである。

2. 急激な浜の侵食の実態と浜の回復

以下に述べる現地調査は、鹿島灘に面する自然海浜にある波崎海洋研究施設（HORS、写真－1）で行った。HORSは、砕波帯内の諸現象を荒天時にも安全に観測するために、運輸省港湾技術研究所が1986年3月に完成した長さ427mの観測棧橋を主体とする研究施設である。

図－1は、毎日1回、約4年間測定した海底断面を重ねて表示したものである。自然海浜の砕波帯内の海底地形は激しく変動しており、その変動幅は約



写真－1 波崎海洋研究施設

4mにも達する。D.L. +0mより高いレベルの前浜における汀線変動幅（水平方向の変動）は、約50mである。日々の変化を調べるために、ここでは、D.L. +1.4mで定義した汀線位置の変動に注目する。D.L. +1.4mのレベルは対象海岸の満潮位にほぼ一致し、また地形変化のもっとも激しいところである。図-2は、断面データをもとに、D.L. +1.4mのレベルで定義した汀線位置の岸沖変化である。図中下向き矢印で示した変化は、大きな波が来襲したときの汀線の急激な後退（侵食）であり、それは1～2日の短期間で生じる。その後、穏やかな波によって汀線位置が沖方向にゆっくりと前進する状況（堆積過程）が破線で近似されている（加藤他, 1987）。

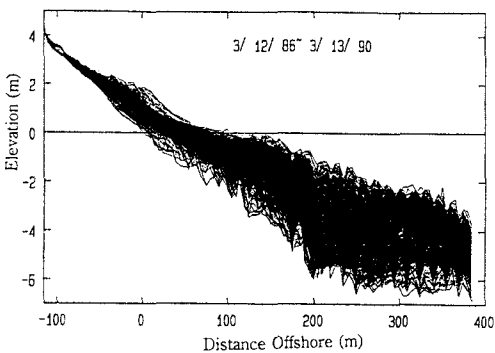


図-1 海底断面の重ね合わせ

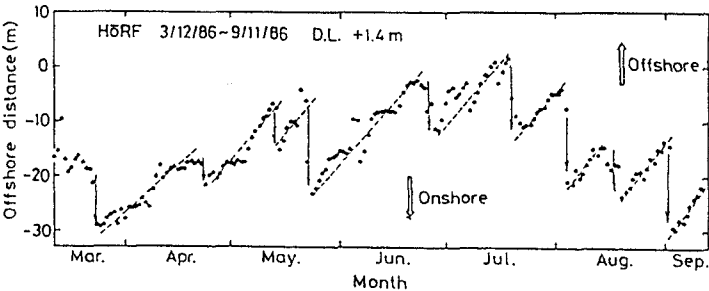


図-2 汀線位置の岸沖変動

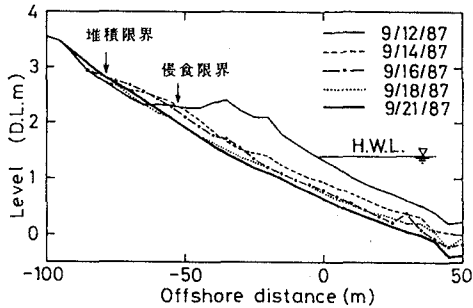


図-3 台風8713号時の急激なバーム侵食

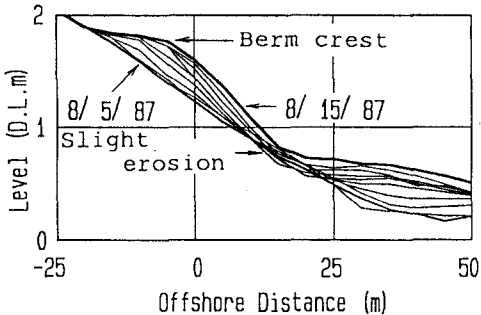


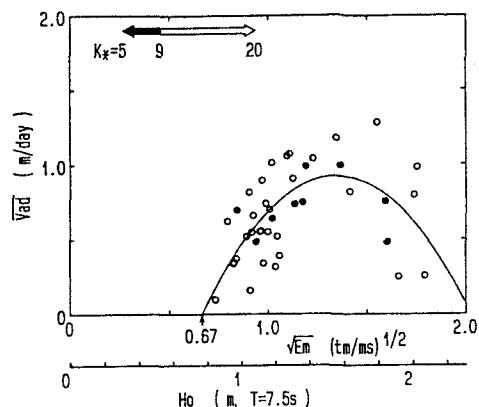
図-4 バーム形成の例

次に、急激な汀線後退が生じたときの断面変化を示す（加藤・柳嶋, 1992）。図-3は、1987年9月に台風8713号が来襲したときの前浜断面変化である（このときの海象状況は、後に図-11で説明する）。9月12日の断面では、H.W.L.より高いレベルのところにバームが形成されている。このバーム地形は、9月14日以降の断面には認められず、9月12日～14日の間に急激な侵食を受けたことになる。その侵食量は、鉛直方向には最大1m程度、H.W.L.で定義した汀線の後退量は約25mである。そして、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認められる。つまり、急激な侵食は上部にわずかな堆積を伴うという特徴がある（Bascom, 1954）。

一方、図-4は浜の回復の典型的な断面変化の例であり（加藤・柳嶋, 1992）、バーム頂がほぼ水平なバームが形成される過程で前浜の勾配は徐々に急になる。もちろん、このような浜の回復に必要な外力は穏やかな波である。図-5は、浜の回復過程の平均汀線前進速度（縦軸）と浜に入射する波のエネルギーフラッ

クスの平方根（横軸）の関係をプロットしたものである（加藤他，1989）。横軸の下段には、エネルギーフラックスの平方根を波高に換算する目安として、周期7.5sとしたときの波高を表示した。浜が回復するためには、ほどよい大きさの波が入射する必要がある、大きすぎても（この場合は侵食）小さすぎても浜は回復しない。

このように、汀線は後退・前進を繰り返しつつ動的に安定している。これが、浜への土砂供給が減少したり沿岸漂砂が不連続になるために生じる慢性的な海岸侵食が非可逆的な海浜変化であることと、基本的に異なるところである。



図－5 汀線前進速度とエネルギーフラックスの関係

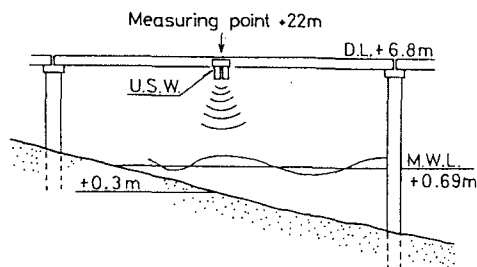
3. 急激な侵食の機構

3. 1 汀線付近の水位上昇

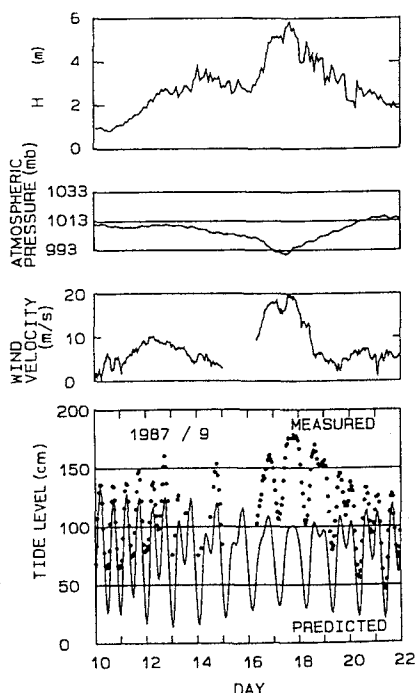
図－3によると、急激な侵食はH.W.L. よりさらに高いところまで及んでいる。そこで、まず汀線付近の水位上昇について調べた（加藤他，1989）。汀線付近の水位を測定するために、図－6に示すように空中発射型超音波波高計を平均海底レベルD.L. 30cm（＝M.W.L. －39cm）の真上の栈橋に取り付け、2時間間隔20分間の水面波形を測定した。平均水位は、波形データ（4096データ）を、単純平均して求めた。風向・風速は、栈橋先端において超音波式風向・風速計により、大気圧は観測室内でアナロイド型気圧計を用いて測定した。沖波は、鹿島港で超音波式波高計により2時間毎に測定（水深：D.L. －23.4m）された有義波高、有義波周期を用いた。

図－7は、1987年9月に台風8713号が来襲した際の有義波高、大気圧、平均風速、汀線付近の水位変化である。天文潮位（最下段の実線）を基準にして最大で80cmの水位上昇が生じているときには、波高および気圧低下、風速がすべて最大となっている。すなわち、実際の海岸ではこれらの効果が重なって水位上昇が生じる。これらの効果を分離するために、最大有義波高約6mを含む広範囲の観測データ1305ケースを用いた重回帰分析を行った。ただし、水位上昇量は静止水位を基準に定義する必要があるが、静止水位は現地で測定することが不可能なので、鹿島港の潮位データの調和分解成分のうち、40分潮成分を合成した天文潮位を静止水位とした。その結果、次式の関係を得た。

$$\Delta\eta = 0.69 \cdot \Delta h + 0.04 \cdot U^2 \cdot \cos \theta + 5.21 \cdot (H_o/L_o)^{-0.2} \cdot H_o + 5.21 \quad (1)$$



図－6 波高計設置位置



図－7 台風8713号時の気象・海象状況

ここで、 $\Delta\eta$ (cm) は水位上昇量、 Δp (hPa) は1013hPaからの気圧低下量、 U (m/s) は風速、 θ は風向、 H_o (m) は沖波有義波高、 L_o (m) は沖波有義波長である。なお、各物理量の単位は、慣例に従いバラバラであることに留意されたい。また、式(1)の第3項は波による水位上昇 (wave set-up) であり、ここでは合田(1975)の理論を参考にした。

図-8は、調査期間中の観測水位(η_m)を天文潮位に式(1)で計算される水位上昇を加えた水位(η_c)と比較したものである。この結果を基に、波による水位上昇だけを式(1)より取り出すと

$$\Delta\eta/H_o = 0.052 \cdot (H_o/L_o)^{-0.2} \quad (2)$$

となる。ここで、係数のオーダーが式(1)と異なるのは、す

べての物理量の長さの単位を同じにしたからである。なお、各項の水位上昇量を比較してみたところ、荒天時にはwave set-upの寄与が最大であり、全体の約75%を占めていた(加藤他, 1989)。確かに、式(1)のように気圧低下、風向・風速、波を考慮に入ると汀線付近の水位上昇量(天文潮位からの偏差)は説明できる。しかしながら、図-8の縦軸に示した観測水位を見ると、水位はD.L. +1.7m以下であり、図-3の高いレベルでの断面変化を十分説明できない。

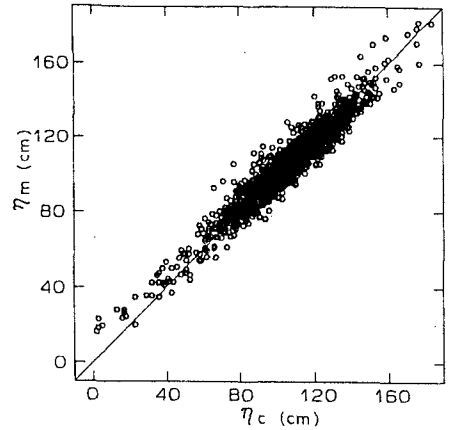


図-8 η_m と η_c の関係

3. 2 長周期波の発達

水位上昇だけでは、浜の高いレベルの断面変化を説明できないので、次に浜への波の作用を考慮する必要がある。

図-9は、海洋の波動エネルギーの周波数分布である。エネルギーがもっとも集中しているのは周期1s ~ 30sの風波の領域である。このため、荒天時の急激な侵食

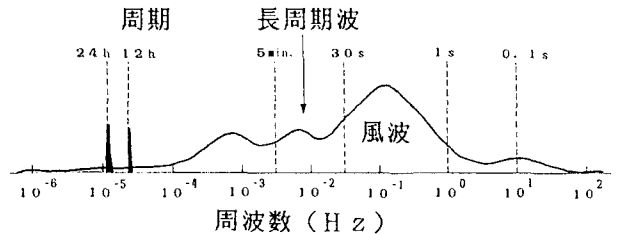


図-9 海洋の波動エネルギーの分布

の主要な外力として、もっぱら風波が考慮されてきた。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(合田, 1977)。時化時に沖の波高が増大しても、砕波点が沖に移動するだけで、砕波帯内の水深の浅いところの波高は小さいままである。特に、汀線付近では、沖の波高が変化しても常にほとんど0である。そうすると、風波では荒天時の海浜侵食を説明できなくなる。図-9は、外洋における波動エネルギーの分布である。しかし、問題としているのは海浜部であるので、図-9をもとに外力を設定するのは少し間接的である。

図-10は、HORSにおいて汀線に直角方向に9台の波高計を設置して、有義波高 3.4m、周期11.2sのときに同時観測した波浪のスペクトルを沖から順番にずらして示したものである。波高計の設置位置の汀線からの距離は、図の右側に表示してある。一番沖(3.2 km)のスペクトルを見ると、風波の周波数帯にエネルギーがもっとも集中しており、図-9に概略を示したものとほぼ同じエネルギー分布になっている。ところが、汀線に近付くにつれて、砕波のために風波のエネルギーが減少し、汀線から 10mのところではほとんどなくなっている。これに代わって、斜めハッチで表示した周波数帯のエネルギーが増大している。つまり、汀線付近では、風波でなくそれよりも周期の長い(30s ~ 数分)波動成分が卓越する。したがって、急激な海岸侵食の外力としては、長周期の波動成分を考慮する必要があるといえよう。なお、写真-2は、HORSに常駐している研究官が、荒天時に観測室から出てきて撮影したものであり、撮影後は観測室に戻った。この間、

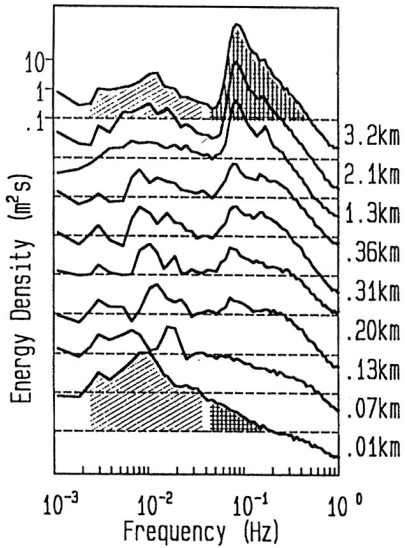


図-10 浅海に入射する波浪のスペクトル変化
同じ状況に状況になるので、少し早足で歩かなければならなかった。荒天時に（勾配の緩やかな）浜に出かけると長周期の遡上は容易に見ることができる。

この周期の長い波をここでは単に長周期波と称する（別称：infragravity waves, 外重力波ということもある）。長周期波の研究の歴史は、決して新しいものではない、例えば長周期波の一形態であるエッジ波については、1946年にStokesがモード0のエッジ波の理論解を微小振幅波理論によって導いていることをLamb (1932)が紹介している。もとは、数学的な興味から検討されたようであり、長周期波の物理的な意義についてはあまり注目されていなかったようである。ところが、Munk (1949), Tucker (1950)の観測によって、浅海域に長周期の水位変動（surf beat）が実際に存在していることが明らかになり、エッジ波と三日月砂州の関連性の可能性を示すBowen and Inman (1971)の論文が発表され、引き続きHuntley and Bowen (1973)がNature誌エッジ波を観測したことを発表し、その翌年 Suhayda (1974)が長周期波（反射定常波）の観測を発表するに及んで、沿岸部の長周期波が俄然注目されるようになった。そして、砕波帯内で顕在化するこの長周期波には、荒天時に波高が大きくなりしかも汀線で波高が最大となる特性（Bowen and Huntley, 1984）があることが分かっている。なお、長周期波全般については合田 (1995)に詳しいので、参照された。

さて、図-11は、図-3に示したバーム侵食時前後の沖と汀線付近の波浪状況である。上段に示した沖での風波は、9月17日16時に極大波高 5.98mになった。しかし、下段に示した汀線付近で測定した風波の波高 H_s は、潮位変化に対応して変化するだけであり、沖波に対応した変化はない。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近くになり、14日午前には極大波高1.3mに達し、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。図-3に示したバームの侵食は9月12

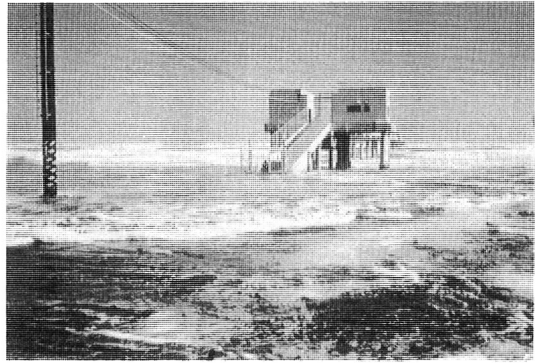


写真-2 浜に遡上する長周期の波

靴もズボンの裾も濡らすことはなかった。というのは、長周期の波が浜にもっとも遡上したタイミングを計って撮影したものであり、1分程度後には観測室のかなり沖側まで陸地になってしまうので、問題なく浜を歩いて帰

れたからである。ただし、約1分後には再び写真-2と同じ状況になる。

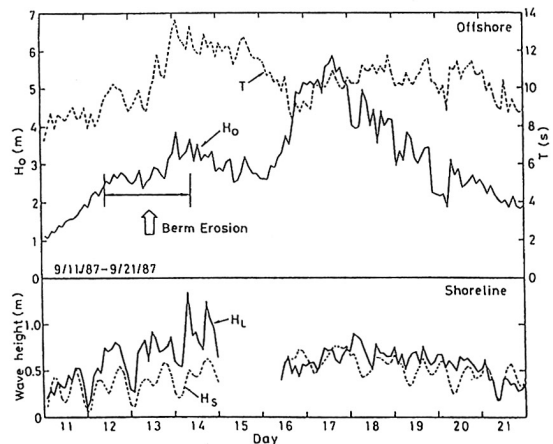


図-11 台風8713号時の波浪状況

日～14日に生じた（図-11中に白抜き矢印で示した）。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。

そこで、この長周期波に注目して前浜の断面変化を調べた（加藤・柳嶋，1992）。荒天時の高いレベルの断面変化は、浜への波の遡上と関連していると推察される。まず、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、

$$R_{MAX} = (\bar{\eta})_0 + a \cdot (H_L)_0 + b \quad (3)$$

となる。ただし、 R_{MAX} は、いわゆる波の遡上レベルではなく、有意な地形変化を引き起こす遡上レベルである。ここで、 $(\bar{\eta})_0$ は汀線での水位、 $(H_L)_0$ は汀線での長周期波の波高、 a 、 b は定数であり、後者は風波の遡上に対応する（汀線近くまで伝播した風波の波高は沖の波の状態に関係なく一定であるので定数とした）。HORSで毎日実施している海浜の断面測量データから、48ケースのバーム侵食時の堆積限界レベル（図-3参照）について R_{MAX} を読みとり、また、汀線付近で測定している波形から $(\bar{\eta})_0$ と $(H_L)_0$ を計算し、式(3)の係数を最小自乗法によって決定した。その結果は、 $a=0.96$ 、 $b=0.31$ である。

バームが侵食を受けたときのデータだけを用いて 式(3)の係数を決定したにもかかわらず、図-12に見られるように、得られた経験式はバーム形成時のバーム頂（図-4中の berm crest）にも適用できることが後で分かった。つまり、バームが侵食を受けるときだけではなく形成されるときも、それらは汀線での水位と長周期波の波高に依存しているのである。なお、 $(\bar{\eta})_0$ は観測潮位であり、この中には式(1)で表現される水位上昇の影響がすでに含まれている。

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、同一の式でそれぞれのレベルが評価できる。そうすると、侵食と堆積がいかなる条件で分かれるかということが問題になる。浜への遡上波の成分を調べて、まず分かったことは、相対的に長周期波成分の遡上が大きいときにはバームは侵食し、長周期波の成分が小さく風波成分が相対的に大きいときにはバームが形成されるようであるということであった。次に、形成されているバームと波の遡上レベルの関係を調べた。形成されているバームとは、波が遡上しているときのバームではなく、遡上する前のバームである。データ整理では一日前のバームレベルとの比較を行った。その結果が、図-13である。バームの侵食が生じたときのデータ（○印）は、すべて図中の直線の左側にプロットされている。つまり、バーム頂レベルを越える遡上が生じたときに侵食が発生していたのである（加藤・柳嶋，1992）。

3. 3 地下水位の上昇

写真-3は、台風が接近して汀線付近の長周期波の波高が大きくなり、まさしくバーム頂を越える遡上が生じ始め

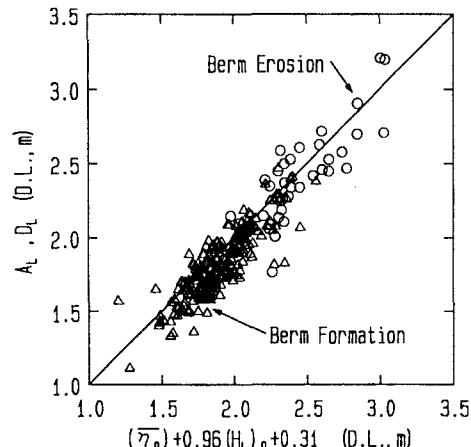


図-12 堆積限界レベル、バーム頂レベルと遡上レベルの関係

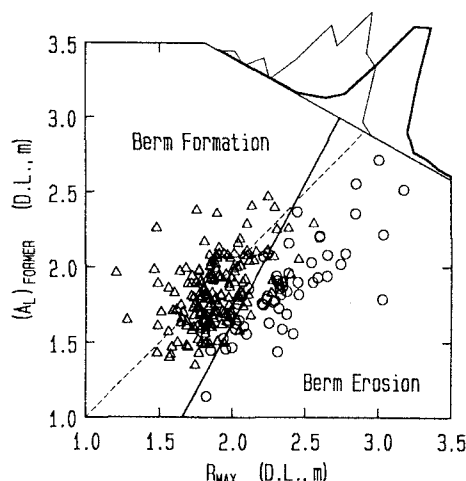


図-13 前日のバーム頂レベルと遡上レベルの関係

たときに撮影したものである(Katoh and Yanagishima1993)．この後、すぐにバームの侵食が始まった．この写真のような状況になると、前浜の地下水位が上昇する可能性があることが以下のように説明できる．バーム上の地形は水平あるいは逆勾配になっているので、荒天時にバーム頂を越えて遡上した海水は流れ落ちずに、しばらく滞留する．その間に、海水は砂中に浸透する．実際にバーム侵食時に、バーム上面の水平部に滞留した海水を観察すると、砂中に海水が浸透するために、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くるのが認められた．したがって、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、地下水が前浜から浸出するレベルを調べることにした．ただし、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-115m 地点と P-65m 地点(図-14、参照)で観測した地下水位と汀線の水位を基に、有限要素法による2次元浸透流解析でダルシーの式の定常解を求め、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．まず、陸側の地下水位の境界条件として、P-115m 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風波の遡上を加えた $(\bar{\eta})_0 + 0.31\text{m}$ を与えた．風波の遡上を加えたのは、長周期波の遡上に比べて風波の遡上が8s程度の短い周期で常に生じているからである．

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1m以下で、周期が8s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．図-15は、計算されたP-65m 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．図-15によると、計算地下水位 $(G_w)_{\text{CAL}}$ は実測地下水位 $(G_w)_{\text{MEAS}}$ 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．図-16は、縦軸に次式で定義される P-65m 地点の実測地下水位と計算地下水位の差

$$\Delta G_w = (G_w)_{\text{MEAS}} - (G_w)_{\text{CAL}} \tag{4}$$

をとり、横軸に長周期波の遡上高さをとって両者の関係をプロットしたものである．図-16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)

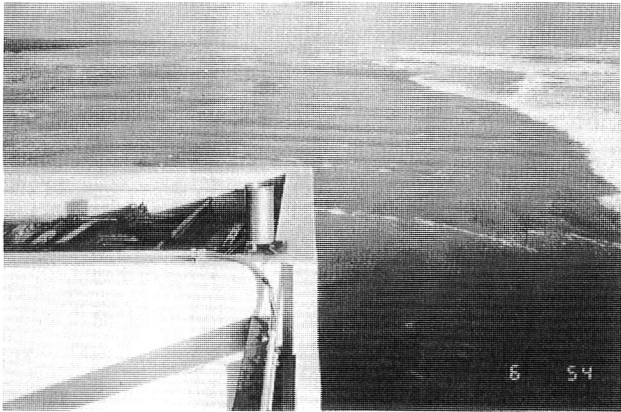


写真-3 バーム侵食が始まるときの長周期波の遡上

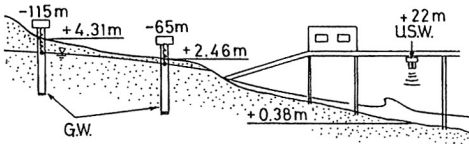


図-14 計測器の配置

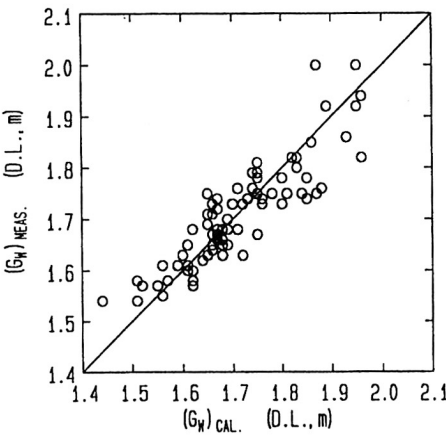


図-15 地下水位の計算値と実測値の比較

図-15は、計算されたP-65m 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．図-15によると、計算地下水位 $(G_w)_{\text{CAL}}$ は実測地下水位 $(G_w)_{\text{MEAS}}$ 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．図-16は、縦軸に次式で定義される P-65m 地点の実測地下水位と計算地下水位の差

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、汀線での境界条件である水位レベル $(\overline{\eta})_0 + 0.31\text{m}$ から遡上レベル 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 P-65m 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。計算で求め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。図-17は、 $(G_w)_0$ と侵食限界レベル E_L 図 (図-3, 参照) 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。

なお、バーム形成時には波の遡上がバーム頂を越えないので、海水が滞留することなくすぐに流下し (前浜勾配が徐々に急になることがこの傾向を強める)、地下水位の上昇が生じないと考えられる。

3. 4 急勾配海浜と緩勾配海浜の違い

前節までの現地調査の結果は、荒天時に発達する長周期波の遡上によって浜の急激な侵食が生じることを示している。これに対して、規則波を用いた二次元移動床模型実験においては長周期波が存在しないにもかかわらず前浜が侵食を受ける、という事実が数え切れないほど報告されている。この違いがどこにあるかを、経験的に導いた次式 (式 (3) に定数値を入れて再掲) をもとに検討する。

$$R_{\text{MAX}} = (\overline{\eta})_0 + 0.96 \cdot (H_L)_0 + 0.31 \quad (\text{m}) \quad (5)$$

水位 + 長周期波の波高 + 風波の遡上

Mase and Iwagaki (1984) は、一様勾配断面 ($1/5 \sim 1/30$) 上の不規則波の遡上を実験的に調べ、遡上高さとイリパーレン数 ξ (碎波帯相似パラメータ) の間に次の関係があることを示した。

$$R_{1/3}/H_{1/3} = 1.378 \cdot \xi^{0.702} \quad (6)$$

$$\xi = \tan \beta / \sqrt{H_{1/3}/L_0}$$

ここで、 $R_{1/3}$ はクレスト法で定義した有義遡上高さ、 $H_{1/3}$ は沖波有義波高、 L_0 は沖波波長、 $\tan \beta$ は海底勾配である。Mase らは、遡上高さを静止水面を基準レベルとして定義しており、したがって、波の遡上高さ

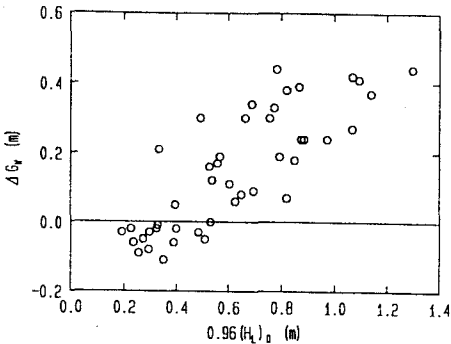


図-16 長周期波の遡上高さと地下水位の上昇量の関係

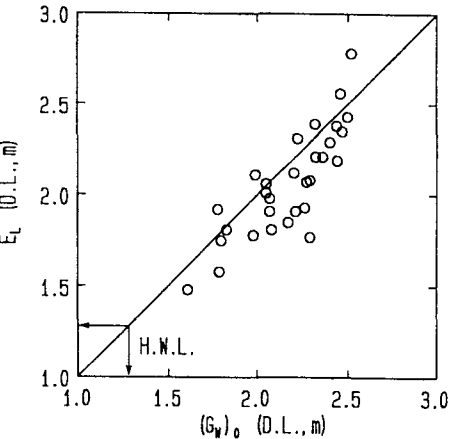


図-17 バームの侵食限界レベルと地下水の浸出レベルの比較

に wave set-up の効果が含まれている。一方、式(6)では、波が作用している状態での平均水位を基準としているので、wave set-upの効果は $(\bar{\eta})_0$ に含まれている。このため、式(5)と式(6)の直接比較はできない。そこで、式(5)の第3項に、合田(1975)の理論で計算した wave set-up量を加えることにした。つまり、

$$R_s = 0.31 + \bar{\eta}_{max}, \quad (m) \quad (7)$$

である。ここで、 $\bar{\eta}_{max}$ は汀線における wave set-up量、 R_s は風波による波の遡上高さである。図-18は、縦軸に $R_s/H_{1/3}$ をとり、横軸にイリバーレン数 ξ (ただし、HORSの海底勾配を $\tan\beta = 1/60$ とした) をとって、HORSでの現地データをプロットしたものである。データのうち、○印はバーム侵食時、△印はバーム形成時にそれぞれ対応する。図中には、式(6)の関係を破線で、また無次元遡上高さが ξ に比例する関係を実線で示してある。図-18は、風波の無次元遡上高さがイリバーレン数に概ね正比例するといえる。

次に、長周期波の遡上高さについて述べる。図-19は、長周期波の波高を沖波有義波高で無次元化した波高とイリバーレン数の関係をプロットしたものである。ただし、ここでは海底勾配を砕波帯内の平均勾配ではなく高波浪時の砕波水深周辺5～8mの平均勾配1/140とし、沖波有義波高2m以上のデータだけを用いた。無次元波高は ξ に比例して大きくなることが分かる。

このような関係がはたして成り立つものかどうかを、Symonds et al. (1982)の長周期波発生理論を修正した理論 (Nakamura and Katoh, 1992) を用いて検討した。図-20は、理論による検討結果を図-19と同じパラメータを使って表示したものである (加藤, 1993)。上段に、海底勾配の目安として、 $H_{1/3}/L_0 = 0.04$ のときの海底勾配を表示してある。図-20によると、長周期波の無次元波高は、ほぼ底勾配1/100を境にして緩勾配の範囲では ξ に比例して大きくなる。荒天時に波が砕ける付近の海底勾配を考えると、HORSのある海岸は上段矢印の位置になり、長周期波の無次元波高は ξ とともに大きくなる。この傾向は、図-19の傾向と一致する。一方、海底勾配が1/100より急勾配になると長周期波の無次元波高は ξ に逆比例して小さくなる。

図-21は、図-18と20の結果を重ねて表示したものである。図中の破線は、複雑な計算を行って得られた長周期波の無次元波高を、簡単な次式で近似した結果である。

$$(H_L)_0/H_{1/3} = 0.227 \xi^{0.829} / (4.84 \xi^{1.80} + 0.0234) \quad (8)$$

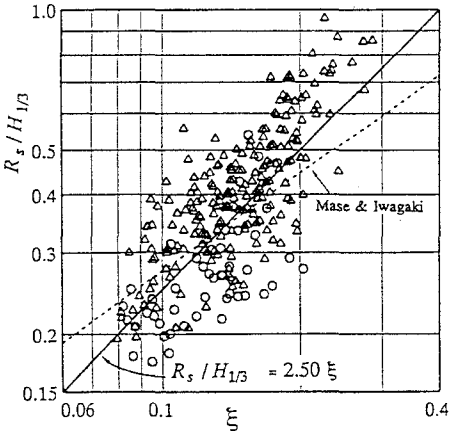


図-18 風波の遡上高さと ξ の関係

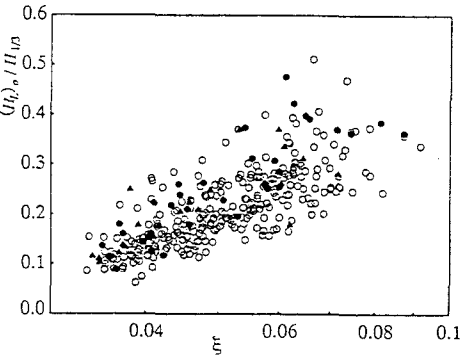


図-19 長周期波の波高と ξ の関係

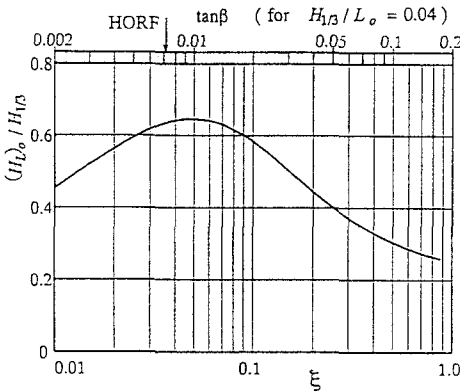


図-20 長周期波の波高と ξ の関係 (理論)

上段には、 $H_{1/3}/L_0=0.04$ のときの海底勾配を付記しており、勾配は右方向に急勾配になる。この図より、急勾配海岸になるほど風波の遡上が大きくなり、逆に緩勾配海岸では長周期波の影響が強くなるといえる。なお、風波の遡上には、直接地形変化に影響を及ぼさない静的な水位上昇であるwave set-upの影響が含まれており、緩勾配になるほどその影響が強くなる。

移動床模型実験は、水路長の制約から、海底勾配が一般に $1/5 \sim 1/30$ の比較的急勾配で実施されている。この条件では、断面変化に支配的な外力は風波であって、長周期波の影響は相対的に弱い。したがって、風波だけを再現する実験でも前浜侵食は生じる。これに対して、現地の緩勾配海岸では長周期波の影響が相対的に強くなる。特に、現地の海浜断面は一般に凹状になっているので、風波の波高が大きくなるほど砕波点が沖の緩やかな海底勾配のところへ移動し、長周期波の影響がより強く現れる。

なお、式(8)の近似式を用い、図-19を考慮に入れて、 $\xi=0.06$ のとき $(H_L)_0/H_{1/3}=0.3$ になるように定数をかけ、式(5)に代入すると最終的に次式を得る。

$$R_{MAX}/H_{1/3} = \text{静止水位 (or 天文潮位)} + 0.102 \xi^{0.829} / (4.84 \xi^{1.80} + 0.0234) + 2.50 \cdot \xi \quad (9)$$

ここで、右辺第2項の ξ は風波の砕ける周辺の海底地形勾配で計算し、第3項のそれは前浜勾配で計算する。

4. 急激な侵食防止の新しい工法

4. 1 基本的概念

「緩勾配」の砂浜海岸で荒天時に生じる急激な侵食は、①汀線付近の長周期波の波高が大きくなってバームを越えて遡上し、②滞水した海水が浜に浸透して地下水位が上昇し、③さらに海水が前浜から浸出するところが侵食を受けるとということが分かった。そこで、このメカニズムを逆に考えることによって、急激な侵食を防止する方法を検討した。

まず直接的な方法は、浜への波の遡上高さを少なくすることである。緩勾配海浜の場合、それは風波の制御ではなく長周期波を制御することによって可能になると考えられる。例えば、潜堤によって長周期波がはたしてコントロールできるかどうかについては、現在、理論的・実験的に検討しているので、まとも次第報告する予定である。

離岸堤でも十分侵食を防止しているのではないが、したがって、特に長周期波を制御することを考えなくてもよい、という指摘もあろう。離岸堤については、風波に対して波浪減殺効果があり、また実験でも現地においてもその背後に砂が堆積することがこれまでに確認されている。しかし、もう一度図-21を見ると、波の遡上に風波成分が卓越するのは海底が $1/30$ 以上の急勾配のときである。このような海岸では、風波減殺機能を有する離岸堤で侵食が防止できる。ところが、離岸堤に長周期波制御機能があると確認されている訳ではないので、今のところ緩勾配の海岸でも侵食防止の機能を有するとは言い切れない。

もう一つの方法は、上記機構の②と③を考慮することである。つまり、浜の高いレベルへの波の遡上は許容するが、地下水位の上昇や前浜からの浸出は防止するという方法である。このために、砂中に透水層をつくって、遡上後に浜に浸透する海水を透水層へと導き、沖に自然排水するという方法を採用することにした。も

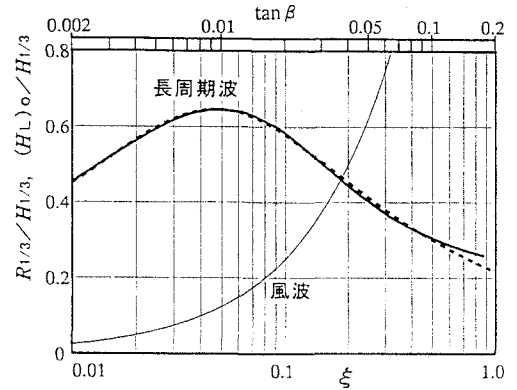


図-21 長周期波と風波の影響の違い

しこの方法が可能であるならば、海面上は勿論のこと海中にも構造物を設置しなくてすみそうなので、景観的にも優れた親水性の高い状態での海浜保全が可能になる。

4. 2 移動床模型実験

透水層埋設の効果を、まず実験的に検討した(片山ら, 1992; 塩見ら, 1995)。長さ38m, 幅1m, 高さ1.5mの造波水路を2分割し, ガラス壁側の水路内に中央粒径 $d_{50} = 0.135\text{mm}$ の砂で, 海底勾配 1:10, 天端幅1.15mの移動床断面を作った。この断面内に, 透水層上の砂層厚が 5cm になるように, 図-22のような透水層を埋設した。図-22の上段は, 透水層として粒径13~20mmの砕石だけを使用したものである。中段は, 汀線から沖側の海底部には透水層を埋設する必要が必ずしもないと考えて, 沿岸方向ある範囲の地下水をまとめて1本のパイプで集中排水する方法である。下段は, 前浜部の透水層を壁面からパイプ内に水が流れ込む構造になっている透水パイプを使用している, この場合の砕石はその間隙が砂で満たされていて砕石部には透水層の機能がなない。なお, 上段と中段透水層では, 砕石層内に砂が入り込むのを防ぐために, 砂層と透水層の境界にプランクトン・ネットを挟んだ。三種類の透水層のいずれも, 沖側端の出口の位置は実験波(規則波)が砕波する位置にした。というのは, 砕波点では wave set-downによって平均水位が下降するために排水がより容易になると考えたからである。

図-23は, 全面排水石材透水層を埋設した海浜と自然海浜にほぼ同じ実験波をそれぞれ5時間作用させたときの断面変化である。透水層のない断面では, 初期汀線と法肩との中間から岸沖方向距離3.5m付近まで侵食されその沖側に堆積が生じ, 小さなバーが形成されている。一方, 透水層があると, 断面変化は著しく少なく, 前浜にはバームが形成されている。つまり, 透水層があることによって前浜の侵食がなくなったといえる。

図-24, 25は, 図-23と同じ実験ケースについて, 波作用後60分間の地下水位と wave set-up量を静水面を基準に測定した結果である。縦・横のスケールを大きく歪ませてあるために, 初期地形が急勾配になっていることに留意されたい。自然海浜(図-24)では, 静水時汀線における wave set-up量は, 波作用1分後までは急激に上昇し, その後はわずかつづ上昇している。地下水位は, 波の遡上とともに汀線付近から上昇をはじめ徐々に浜の奥まで浸透し, 20分後にほぼ定常に達した。一方, 透水層があると, 波作用開始から最後まで wave set-up

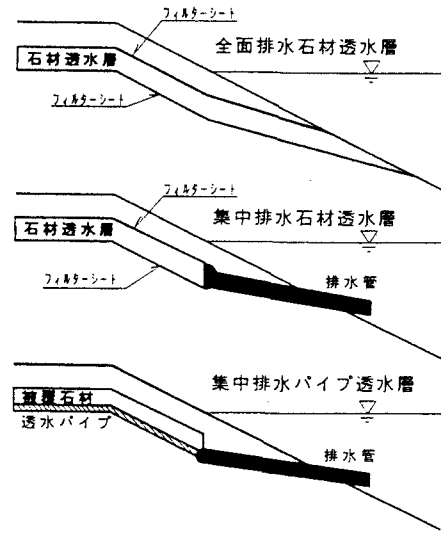


図-22 実験で用いた透水層構造

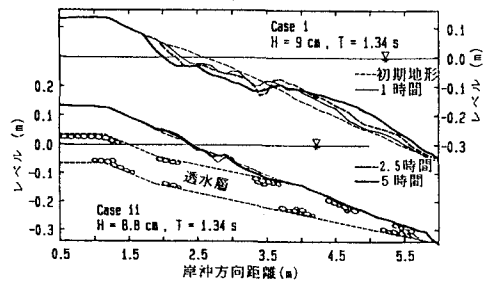


図-23 透水層海浜と自然海浜の断面変化の比較

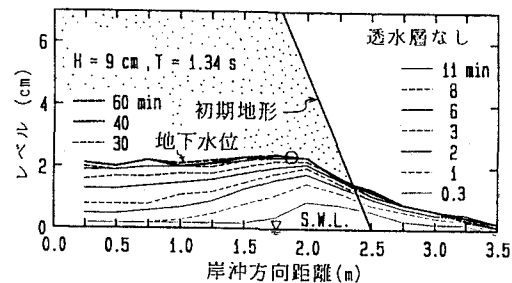


図-24 自然海浜の地下水位と wave set-up の時間変化

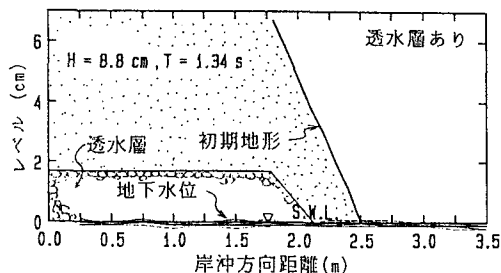


図-25 透水層海浜の地下水位とwave set-upの時間変化

はほとんど生じず、地下水位も上昇しない。また、図-26は、図-22の中段、下段に示した構造の透水層を埋設したときと自然海浜の波作用10分後の地下水位を比較したものである。パイプ透水層の結果は極端であり、地下水位は初期静止水位より下がっている。これは、排水パイプの沖側端が砕波点にあるために、wave set-down の影響が現れたものと考えている。

排水管を沿岸方向にある間隔（実験では94cm間隔）で設置して排水する方法が可能であるかどうかを確認するために、三次元の移動床模型実験を行った（図-27の上段に、排水パイプの位置を示してある）。断面形状は二次元の場合とほぼ同じである。まず、ある間隔で排水パイプを設置しても、地下水位の上昇を沿岸方向に一樣に抑えることができることが分かった。図-27は、透水層を埋設した三次元模型に波を1時間作用させたときの地形変化である。図中には、8本の排水パイプの設置位置も明示してあるが、実際には砂中であるので目に見えない。この実験ケースは、波浪条件が厳しかったために、前浜部で侵食が生じ、沖4m付近に沿岸砂州が形成された。しかしながら、このような前浜侵食にも透水層の地下水制御効果は現れている。このことを示すために、同じ波浪条件で、透水層がない場合の地形変化を図-27下段に示した。透水層がない場合には、前浜の侵食量が大きく、同時に沖の沿岸砂州への堆積量も多くなっていることが分かる。なお、図-27の上段の地形変化は、二次元的であり8本の排水パイプで沖に排水したことによる三次元的な影響は認められない。

図-27の上段に見られるように、透水層を埋設していても波の条件が厳しければ侵食を受ける。しかし、その程度は自然海浜より少ないようである。これを定量的に評価するために、三次元の透水層埋設実験（6ケース）と自然海浜での実験（6ケース）の断面変化の状況を、Sunamura and Horikawa (1974)の海浜プロファイルタイプ分け定数Cの値で検討した。Sunamuraらによると、汀線の前進・後退は

$$C = (\tan \beta)^{0.27} (d/L_o)^{-0.67} (H_o/L_o) \quad (10)$$

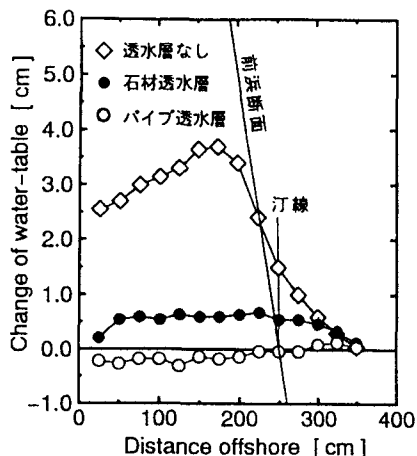


図-26 地下水位の比較

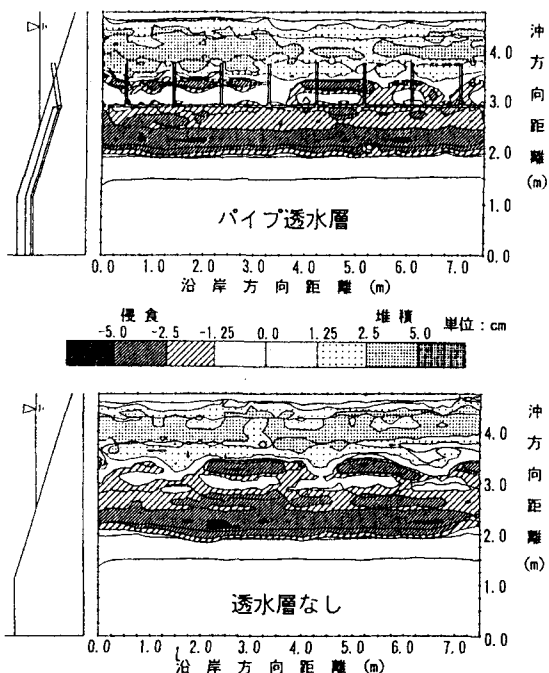


図-27 透水層海浜と自然海浜の地形変化の比較

において、タイプⅠ：汀線後退 ($C > 8$)，タイプⅡ：汀線不動 ($8 > C > 4$)，タイプⅢ：汀線前進 ($4 > C$) となる。すべての実験ケースについて、透水層なし・ありの汀線変化のタイプを調べ図-28に示した（具体的実験条件は、塩見ら，1995を参照されたい）。図-28によると、透水層なしの場合のタイプ分けの基準となるCの値が、

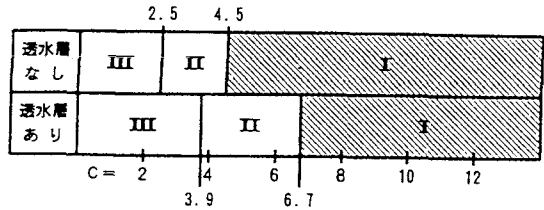


図-28 実験結果のプロファイルタイプ分け

Sunamura and Horikawa (1974) のそれより小さい。この原因の可能性として、以下の実験条件の違いが指摘できる。本実験は、①三次元実験（Sunamuraら：二次元実験）、②前浜勾配 1/10（同じく：1/10より緩勾配が多く含まれている）、③波作用時間 1 時間（同じく：全て 40 時間以上）のもとで行っている。このような違いがあるので、透水層埋設の効果を、Sunamuraらの結果との比較で評価することは避け、ここでの透水層あり・なしの実験結果を比較することによって評価した。そうすると、図-28より、透水層を設置したことによって、タイプを規定するCの値が透水層なしのCの値の約 1.5 倍になっていることが分かる。

Cの値の変化を逆にとらえると、以下のようになる。ある値Caの条件の波浪が透水層埋設の断面に作用した時の断面変化は、 $C_a/1.5$ の波浪が自然海浜（透水層なし）に作用したときと同じになる。つまり、透水層には、 C_a の値を約65%に減少させる効果がある。この効果は波浪制御構造物の効果に置き換えることができる。一般に、波浪制御構造物で制御できるのは、波の周期ではなく波高である。そこで、式(10)において、海底勾配一定、粒径一定、波長（周期）一定とすると、Cの値は波高だけに正比例する。したがって、Cの値が約65%に減少するということは、透水層埋設は波高を約65%に減少する消波構造物と等価な機能を持つといえる。例えば潜堤と比較すると、天端水深が沖波波高の半分程度で、天端幅が沖波波長の 5%（周期 10s の場合、幅約 8m）の潜堤とほぼ同じである。ただし、潜堤で問題になる潮位変化の影響や wave set-up の発生が透水層埋設の方法では回避できそうである。

4. 3 現地実験

透水層埋設の効果を現地で確認するための試験を、1994年より開始した（柳嶋ら，1995）。図-29は、透水層およびその先の排水パイプの施工概略断面図である。透水層の埋設深さは、HORSの地形測量データをもとに、最深包絡地形の下側に透水層が位置するようにした。透水層の陸側端は、年に 1～2 回鹿島灘に來襲する波（波高 4.4m，周期 10.3s）の遡上位置とし、海側端の位置は、最深包絡地形の干潮時汀線とした。透水層で集めた地下水はまとめて一本の排水パイプで沖に流すことにし、その先端はトラフ地形になる頻度の高いところである。当初、想定した波浪条件の碎波点にする予定であったが、碎波点が数百m沖になるため試験施工では無理と判断した。結果として排水パイプ延長は 144m になった。この長さでも、陸水の影響で浜の地下水位が海面より高くなっていたので、地下水を沖に排水することが可能であることが後で分かった。

図-30は、使用した透水土材である。耐用年数 20 年以上の防食塗装をしたエキスパンド・メタルの周りに防砂シートを巻いた構造が一つのユニットになっていて、連結材で長手方向に結合できる。透水土材の設置は、まず両側に止水矢板を打設して所定の深さまで掘削した後に長手方向に連結しながら行い、写真-4に示すように、岸沖方向 88m 区間に 6 列並べて（沿岸方向の幅 8m）透水層とした。透水層設置後に、もとのレベルまで覆砂した。透水層の沖側端で集水できるようにし、内径 0.4m の排水管に連結した。碎波帯内での排水管の埋設には、遠隔操作が可能な水陸両用ブルドーザーとサンドポンプな

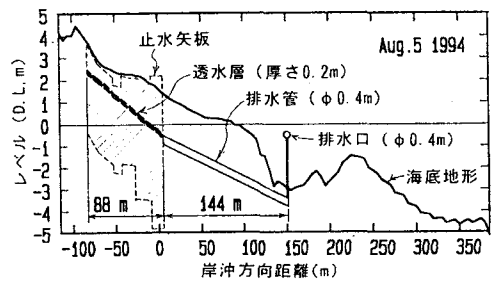


図-29 施工概略断面

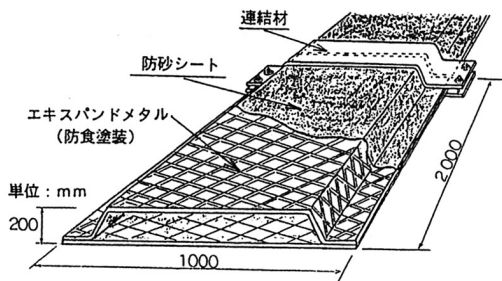


図-30 透水材詳細図

どからなる埋設システムを用いた(戸引ら, 1995)。

透水層を埋設した直後の1994年9月に、台風14号によって発生した最大有義波高6mの高波浪が来襲し、このときの長周期波は、波崎海洋研究施設での観測が始まった1986年からの期間中で最大級であった。図-12が、台風期間中の砂浜断面変化を透水層海浜と自然海浜について比較したものである。台風来襲直前(上段: 9月16日)には、両方の断面に砂の堆積(バーム)が存在する。中段になると、自然海浜ではバームが削られてほとんどなくなっているのに対し、透水層海浜では依然として残っている。下段では、透水層海浜のバームが削られて規模が小さくなっているが、自然海浜の侵食量より少ない。つまり、透水層の埋設によって、侵食が緩やかにかつ軽減された。翌日の正午過ぎに浜への波が遡上する状況を撮影したのが、写真-5、6である。写真-5は、長周期波が砂浜の高いレベルまで遡上した状況であり、写真-6は、長周期波が引くタイミングをねらって砂浜を撮影したものである。この間、約100sである。透水層を埋設した範囲では、表面が干上がっているのに対し、それ以外の場所では地下水が表面まで飽和状態にあることが分かる。

次に、透水層の両サイドに打設していた止水矢板を取り除いた状況での試験を行った(柳嶋ら, 1996)。矢板がなくなると、透水層へは上方からだけではなく横からも海水が浸透するので、地下水位の低下は三次



写真-4 透水層施工状況

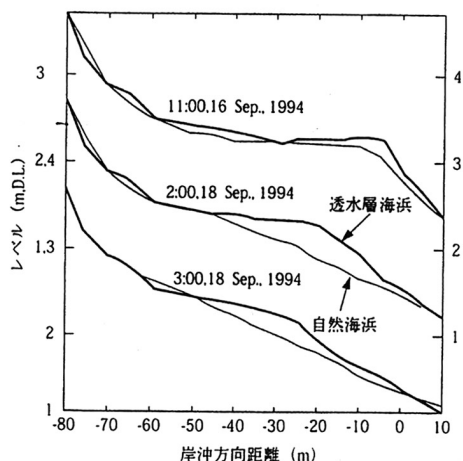


図-31 透水層海浜と自然海浜の断面比較



写真-5 浜への長周期波の遡上



写真-6 干出した透水層埋設範囲



写真-7 地形測量中に長周期波が遡上した危険な状態

元的になり、その結果を受けて地形変化も三次元的になる。幅わずか8mの透水層の影響が側方へも及ぶようであるならば、当初から指摘を受けていた建設コストの問題が少しは軽減できる。つまり、面的に透水層を埋設することが必ずしも必要でなくなり、縞状（ストライプ状）にしてもよいことになる。

時化時の観測体制を整えて待機していたところ、1995年9月17日に中心気圧低下が戦後最大の台風第9512号が接近した。まず17日7時に地形測量を行ったが、その後風速が大きくなったので作業を中断せざるを得なかった（午前17日11時には平均風速29.2m/sを記録した）。風速の弱まった14時に地形測量を再開したものの、今度は汀線付近の長周期波の波高が大きくなり、15時に1.8mまで達した。これは、10年近くに及ぶ波崎海洋研究施設での最大値である。このため、昼間のしかも9人で助け合っの地形測量であったが、困難を極めた。写真-5は、特に大きい長周期波がものすごい勢いで遡上しているときの写真である。測量した

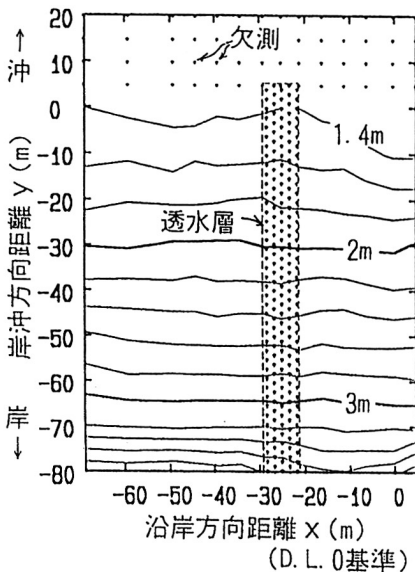


図-32 侵食後の前浜地形

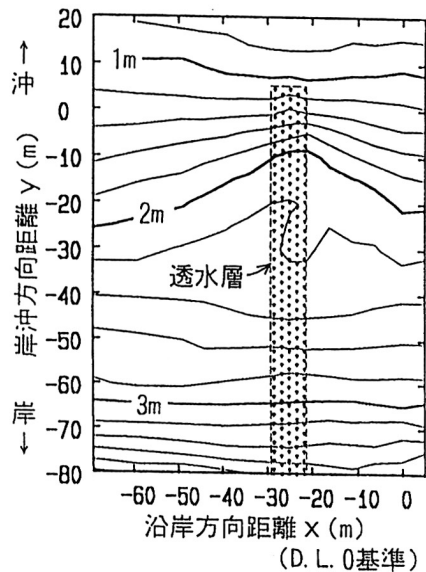


図-33 透水層周辺の堆積地形

結果をみると、D.L. +1.4m以下は欠測になっている（図-32）が、すでに海浜は様な勾配になっている、バームはすっかり侵食された後であることが分かる。図-33は、台風通過1週間後の透水層周辺の海浜地形である。前浜にはすでに砂が堆積している。したがって、透水層の効果として、侵食後、急速に浜が回復することも加えることが出来る。台風通過後の1週間に毎日測定した前浜地形と地下水位を、まとめて経験的固有関数解析した結果のうち、地形に関するモード1を示したのが図-34である。図中のハッチで示した範囲が堆積の生じたところであり、透水層を中心に沿岸方向約30mの範囲に透水層の影響が及んでいる。ここで得られた現地データは、一本の帯状の透水層についてであるので、このデータをもとに数値シミュレーションを開発しており、それでストライプ状に透水層を埋設したときの効果を検討しつつある（佐藤ら, 1995, 1996）。

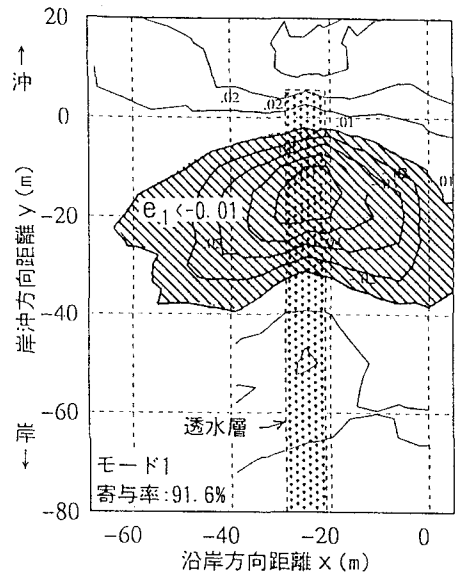


図-34 経験的固有関数（前浜地形、モード1）

5. おわりに

防災機能だけでなく、親水性機能も有する海岸保全工法を開発するために、1986年より波崎海洋研究施設における現地調査を主体とする研究を行ってきた。すでに10年以上の歳月が経過した。少し時間がかかり過ぎているとの指摘もあるかも知れない。最初から工法の開発に直接関係する研究に着手していれば、もう少し短い時間で検討できたかも知れない。しかし、従来にない新しい発想での海岸保全工法の開発を目指したために、ずいぶんと時間をかけて、荒天時の砂浜の侵食の実態や、水位上昇を調べ、汀線付近で発達する長周期波の関与、地下水位の上昇などを明らかにした。このような漂砂に関する基礎的な調査に時間をかけていなければ、透水層埋設工法には至らなかったような気がする。

基礎的な調査の段階では、漂砂研究室のスタッフで現地データの収集・解析を行ってきたが、その結果の応用である透水層埋設工法の開発では、設計や現地施工方法の検討、材料の検討など広い範囲の知識と経験が必要になってきたために、運輸省第二港湾建設局横浜調査設計事務所、(株)テトラ、日鐵建材工業(株)とともに共同研究として取り組んでいる。これからも、透水層の長期耐久性の課題や目詰まり防止、場合によっては補修方法の検討等いろいろな角度からの検討が必要である。また、透水層埋設工法の付加価値として砂層を海水が通過する間に砂中のバクテリアによって浄化が促進されることが期待できそうである。すでに、この調査は開始していてデータを収集している。今のところ限られたデータではあるが、浜に遡上する海水中に含まれるアンモニア態窒素が砂層を通過する過程で酸化され、全くなくなる結果となっている。

本工法は、防災機能を有し、砂浜のなかに構造物を設置するので海へのアクセスを妨げず、人々の目に触れることもなく、自然に近い状態での砂浜の保全を可能にする。このようなことから、上述した本工法の開発と並行して、すでに瀬戸内海国立公園内に位置する山口県光市虹が浜海岸において、委員会（委員長：斉藤 隆山口大学教授）での検討を経て、1996年6月に現地試験施工が行われた。

参 考 文 献

- 片山 忠・黒川 誠・柳嶋慎一・加藤一正・長谷川 廉(1992)：透水層設置による地下水位の制御，海岸工学論文集，第39巻，pp. 871-875。
- 加藤一正・柳嶋慎一・村上裕幸・末次広児(1987)：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.

加藤一正・柳嶋慎一・磯上知良・村上裕幸(1989): 波による汀線付近の水位上昇量, 一波崎海洋研究施設における現地観測一, 港湾技術研究所報告, 第28巻, 第1号, pp. 3-41.

加藤一正・村上裕幸・栗山善昭・藤田 誠(1989): 面的防護方式における汀線変動特性の検討, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 429-433.

加藤一正・柳嶋慎一(1992): 長周期波によるバームの侵食, 土木学会論文集, No. 452, II-20, pp. 41-50.

加藤一正(1993): 緩勾配海岸と急勾配海岸の前浜に作用する外力の違い, 海岸工学論文集, 第40巻, pp. 421-425.

合田良実(1975): 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.

合田良実(1977): 港湾構造物の耐波設計, 鹿島出版, 327p.

合田良実(1995): 不規則波浪に伴う長周期波の諸研究について, 水工学シリーズ, 95-B-6, 土木学会水理委員会.

佐藤勝弘・バトリシ・ヘニャ・サンナ・金圭漢・竹内聖一(1995): 透水層埋設による前浜付近の波浪, 浸透流予測計算, 海岸工学論文集, 第42巻, 731-735.

佐藤勝弘・妻夫木一秀・野口雄二・岩佐直人(1996): 透水層埋設による地下水位低下に関する3次元予測計算, 海岸工学論文集, 第43巻, 投稿中

塩見雅樹・戸引 勲・松川文彦・津川昭博・長谷川巖(1995): 透水層埋設による海浜安定化効果の定量的評価, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 721-725.

戸引 勲・加藤一正・野口雄二・問屋淳二(1995): 透水層埋設による海浜安定化の現地施工法の開発, 波となぎさ, 第127号

柳嶋慎一・加藤一正・天坂勇治・名城 整・望月徳雄(1995): 現地海岸に埋設した透水層の排水流量と前浜地形変化, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 726-730.

柳嶋慎一・金澤 寛・平井宜典・加藤一正・望月徳雄(1996): ストライプ状透水層の前浜地形変化に及ぼす三次元的効果, 海岸工学論文集, 第43巻投稿中

Bascom, W. H.(1954): Characteristics of natural beach, Proc. of 4th ICCE, pp.163-180.

Bowen, A. J. and D. L. Inman (1971): Edge waves and crescentic bars, J.G.R., Vol.76, No.36, pp.8662-8671.

Bowen, A. J. and D. A. Huntley (1984): Waves, long waves and nearshore morphology, Marine Geology, Vol.60, pp.1-13.

Huntley, D. A. and A. J. Bowen (1973): Field observation of edge waves, Nature, Vol.243, No.5403, pp.160-162.

Katoh, K. and S. Yanagishima(1993): Beach Erosion in a Storm due to Infragravity Waves, Rep. of PHRI, Vol.31, No.5, pp.73-102.

Lamb, H.(1932): Hydrodynamics, 6th ed., Art.-185, 186, 260, Dover, New York.

Mase, H. and Y. Iwagaki(1984): Run-up of random waves on gentle slopes, Proc. of 19th ICCE, pp.593-609.

Munk, W. H.(1949): Surf beats, Trans. A.G.U., Vol.30, No.6, pp.849-854.

Nakamura, S. and K. Katoh(1992): Generation of infragravity waves in breaking process of wave groups, Proc. of 23rd ICCE, pp.990-1003.

Suhayda, J. N.(1974): Standing waves on beaches, J.G.R., Vol.79, No.21, pp.3065-3071.

Sunamura, T. and K. Horikawa (1974): Two-dimensional beach transformation due to waves, Proc. of 14th ICCE, pp.920-937.

Symonds, G., D. A. Huntley and A. J. Bowen(1982): Two-dimensional surf beat: Long wave generation by a time-varying breakpoint, J.G.R., Vol.87, No.C1, pp.492-498.

Tucker, M. J.(1950): Surf beats: Sea waves of 1 to 5 minutes period, Proc. Roy. Soc., London, A202, pp.565-573.