

水工学シリーズ 11-B-1

海浜保全論

広島大学大学院 国際協力研究科 教授

山下 隆男

土木学会
水工学委員会・海岸工学委員会

2011 年 8 月

Ideas of Beach Preservation

山下隆男

Takao YAMASHITA

1. はじめに

本講義で扱う「海浜保全」とは、海岸侵食制御が主体である。砂浜海岸において堆積土砂量が流出土砂量を下回れば、海岸から土砂が減少し汀線が後退する。このような状態が海岸の広範囲に渡って起これば、海岸侵食として問題視される。堆積土砂量の減少は、河川・海岸における土砂採取、流域の開発やダム等の建設による河川流送土砂の減少が等の土砂供給源の変化によるものと、港湾の防波堤、突堤、河川の導流堤、海岸護岸等の海岸構造物の建設により沿岸、岸沖漂砂特性が変えられ、いわゆる漂砂の連続性が断たれた場合に発生するものとがある。前者は漂砂源の減少で後者は漂砂系の破壊が原因である。

この他にも、近年では地球の温暖化による海洋エネルギーの増大が、熱帯低気圧の強大化や極低気圧の強化を発生させ、これにより外洋波浪、うねり性波浪が増大してきている。これが原因で漂砂特性が変化したり、巨大する波浪災害防止のための海岸構造物の必要以上の建設が海岸侵食を発生させることも懸念されている。

海岸侵食によって日本では毎年 160ha もの国土が失われていると報告されている。海岸侵食が深刻化すると、国土の喪失のみならず、砂浜の持つ高い消波機能が失われ、海岸護岸や人工的な消波構造物の建設が必要になってくる。このため、風光明媚であった白砂青松の砂浜海岸が消波ブロックの海岸線になってしまうケースが至る所で見られる。これを見て人々は自然環境の破壊と嘆くだけでなく、使用された夥しいコンクリート量、そのために放出された莫大な量の二酸化炭素へ思いを巡らし、砂浜海岸の必要性を再認識するのである。

海岸侵食対策としては、初期段階では、堤防、護岸、消波堤、突堤群が建設されてきたが、構造物からの反射波や戻り流れのために海浜砂は沖に持ち去られ、過度な沿岸漂砂の阻止が漂砂下手の海岸の侵食を助長し、海岸侵食は泥沼化する事が常であった。その後、回折波の力を利用した離岸堤工法が施工されるようになり、海浜を面的に見ながら波浪の力を利用して海浜を防護する発想が芽生え、海岸侵食対策に急速な進展があった。鳥取県の皆生海岸は典型的な成功例であり、離岸堤群の背後に静的に安定なポケットビーチが形成され、景観的にも美しい海浜の安定化が実施できた。海面上に積み上げたブロックの景観上好ましくないとの理由から、離岸堤を潜堤化した人工リーフ工法が提案、施工され始めた。この工法は、単一の人工リーフであれば潜堤背後の波浪の静穏化を実現し、砂浜海岸であればサリエント (salient) を形成する効果がある。しかしながら、砂浜海岸に離岸堤群に代えて人工リーフ群を建設すると、人工リーフ間のギャップの海底を通して多量の海水が流出し、同時に堤内の海浜砂も大量に流出させ、人工リーフそのものも洗掘によって破壊される問題点が明確となった。これは、高波浪時に天端上で碎波した波浪の水塊が人工リーフ群内側の平均水位を高め、堤外との圧力勾配を作り、リーフ上で海水を取り込んでギャップから出す波浪ポンプのような効果が発生するためである。しかしながら海水中の構造物は外からは見えないため、このような問題が衆目に晒されるまでに時間がかかり、全国に多くの人工リーフ群が建設される結果となった。このため、海岸保全施設が海岸侵食を助長させる悪例となった海浜も少なからずあることは残念なことである。

この他、海岸侵食の要因としては、長期的な地殻変動や地盤沈下の影響も無視できない。綿密な GPS 観測網を持つわが国においては、海水温の上昇による海面上昇と合わせて、海岸侵食要因としての的確な監視が必要である。なお、地球温暖化による海面上昇が問題視されるが、これは年間数ミリメートルのオーダーである

ため、海岸侵食の要因としては無視できる。しかしながら、エルニーニョ南方振動（ENSO）や太平洋十年振動（PDO）のような海洋振動に伴う海水温の上昇による海面上昇には十分な配慮が必要である。

世界の海岸保全の工法は 1970 年代を境に大きく様変わりしてきている。海岸工学が市民のための工学として活動を始めた 1950～1960 年頃は港湾、海岸構造物の設計に力点が置かれ、波浪、潮位等の設計外力や安定で経済的な海岸構造物の断面形状の研究が行われ、実際に多くの海岸構造物が建設された。特に海浜の保全に関しては、自然環境、防災機能、景観等を総合的に考慮し、1970 年以降は、欧米を中心に養浜による海浜防護が主流となった。オランダでは国土を浸水から護るバリアアイランドの保全に 1970 年以降 30 か所で 150 以上の養浜事業が行われ 1 億立米以上の土砂が投入された。米国でも構造物による海岸保全は全面的に廃止され、工費で 90%を超える額が養浜工を主体とした工事に投入されるようになってきた。1980 年代にはスペインの地中海側の海岸は人工海浜によるリゾート化が進み、欧州沿岸の海岸で養浜事業が活発に行われた。

わが国では、漁業権の問題があって養浜は欧米のように普及していなかったが、海岸法の改正で海浜が構造物と同様の扱いとなり、1980 年代初頭に提案されたヘッドランド工法と併用する形で、安定海浜工法として養浜が行われるようになってきた。本講義集では、著者の独断的な見解を抑えつつ、海浜保全のためのユニークで重要なコンセプトを示したい。

2. グローバル気象・海象

2.1 グローバル気象

海岸工学全体に言えることではあるが、波浪や海上風、潮汐、高潮等の外力は、グローバル（全球的）な視点で理解し、長期的な気候変動や海洋振動を考慮した設定が必要である。ここでは、まず全球の気流特性とそれによって発生する卓越風、海洋表層流、海洋波浪の時空間分布変動特性について述べる。図-1 の右側に、地球上での単位面積当たりの太陽の短波放射による平均的エネルギーの緯度方向分布と地球からの長波放射エネルギーの分布を示す。左側には、この（入射－放射）エネルギーの南北移流に伴う地球大気の大規模循環流とそれによって発生する卓越風（貿易風、偏西風等）の分布特性を示している。コリオリ力の影響で緯度 30 度と 60 度を境界にハドレー循環、フェレル循環、極循環が形成され卓越風が形成される様子を示している。

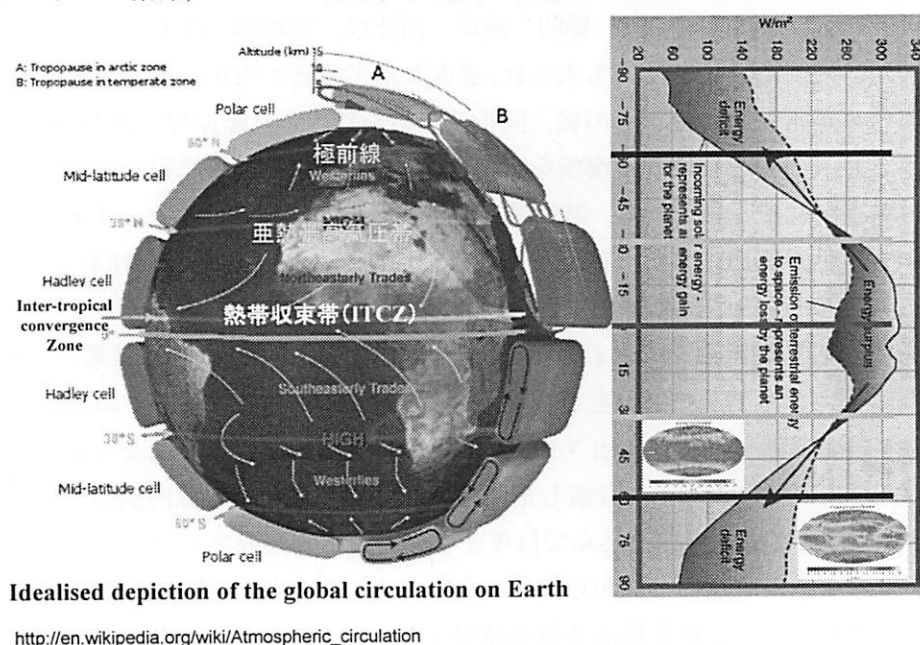


図-1 短波放射と長波放射エネルギーの緯度方向分布（右）と地球大気の大規模循環流（左）[1]

図-2 の左図には、地球大気の大規模循環流に伴う気流の形成特性を、右には熱帯低気圧の経路分布を示している。左図では、南北 30 度以内を吹く貿易風は極めて一定な卓越風であるが、それより高緯度の気象は亜熱

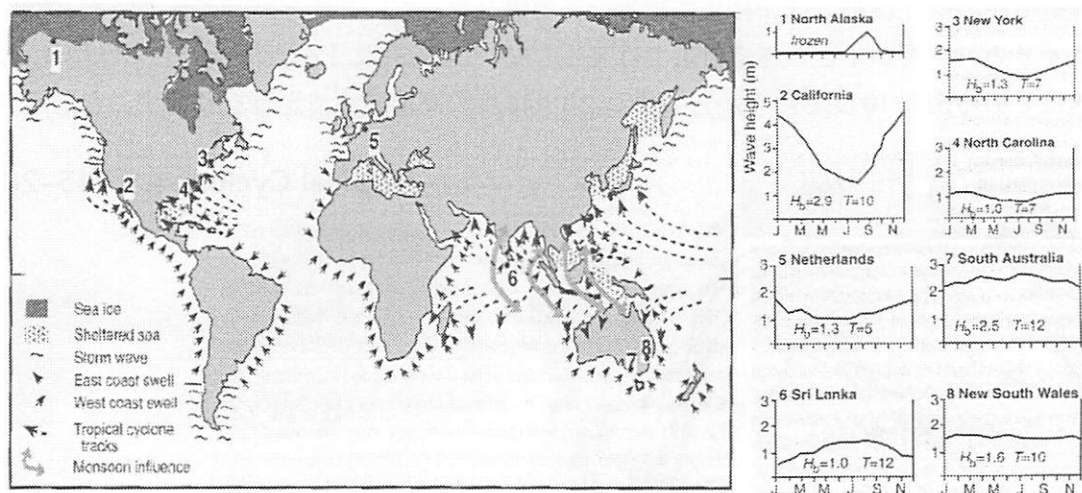


図-4 世界の沿岸に影響を及ぼす波浪の種類（左）と代表8地点での典型的な波高の年変化[4]

ただし、この図では日本海は閉鎖海域となっており、冬季の季節風による（高波形勾配の）侵食性の高波浪が海岸侵食の原因になっている特殊性は示されていない。図-5は日本海中部に位置する京都大学の大潟波浪観測所と西部の韓半島にあるソウル大学の東海観測所での冬季同時観測結果を波浪（有義波高，有義は周期）と風速について示したものである[5]。中部日本海ではE～NNEの強風が卓越しNNEの波浪（周期は10sec以下で波高5mに達する）が海岸侵食の外力となっている。11月～2月の期間には図-5のような状況が継続し、その他の期間では、台風影響を除けば、静穏な海域である。一方、韓国の東海岸では波高3m以下で周期が13secに達するうねりが卓越するため、この海域での冬季波浪は漂砂から見ると堆積性の外力となる。このような日本海の気象、海象の特異性を十分理解した上で、わが国の日本海沿岸の海浜保全を講ずる必要がある。

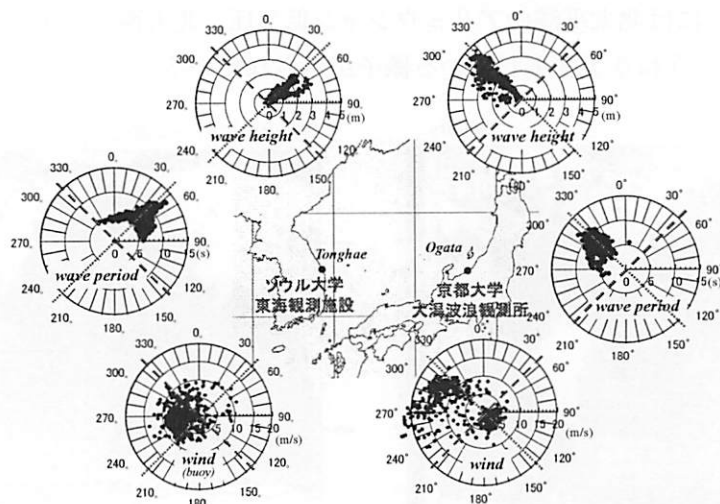


図-5 冬季日本海での波浪と風の同時観測結果（大潟，東海観測所）[5]

以上のように、温帯域と熱帯域における気象・海象特性の相違は明確である。海岸工学上の外力や漂砂特性を検討する場合には、温帯域、熱帯域の明確な相違、日本海のような閉鎖性海域での冬季季節風の地域特性を十分認識しておくべきである。

2.3 気候変動

全球での気象海象を検討する場合、海洋振動と気象の相互作用で発生する気候変動（climate variability）について十分理解しておく必要がある。最も馴染み深い変動はEl Nino, La Ninaと南方振動である(ENSO)。この振動特性は太平洋上の海面気圧、気温、海水温、風速、雲被覆率分布の変動値から求められるMEIインデ

ックス[6]で示される。図-6（左図）には 1950 年からの変動特性を示している。正は El Nino, 負は La Nina の強さを意味する。この図から、1977 年を境に La Nina 卓越期と El Nino 卓越期とが明確に分かれていることがわかる。一方、右図は PDO（Pacific Decadal Oscillation）と呼ばれる太平洋の海面水温の十年振動指標の変化特性である。IPCC, AR4[7]の図面を引用し cool phase（La Nina に類似）と warm phase（El Nino に類似）を追記したものである。この図からも明らかなように、1944 年、1977 年を境に約 30 年の周期での振動が見られる。また、温暖化に伴ってこれらの振動の振幅が増大している可能性もありそうに見える。

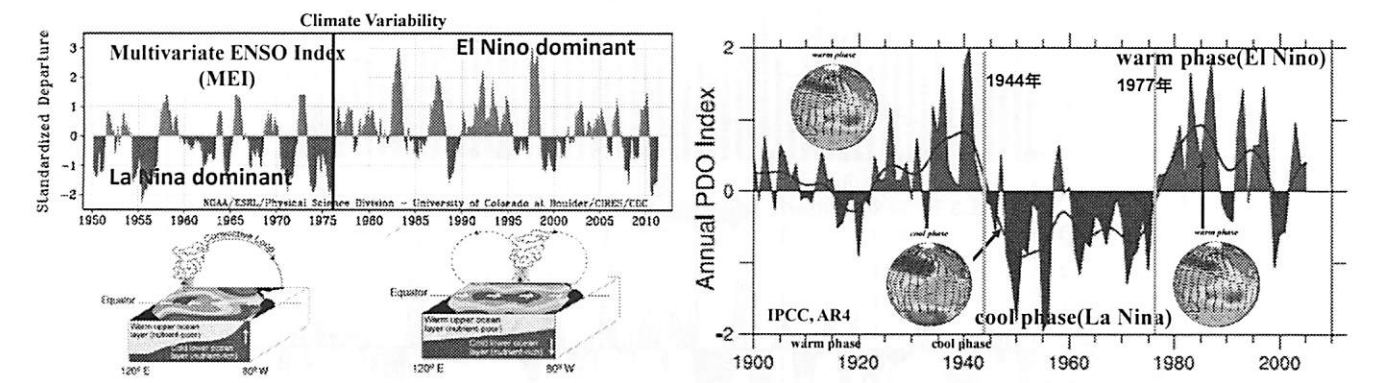


図-6 MEI の時間変動（左[6]）と PDO の時間変動（右[7]）

図-7 は気象庁のホームページから引用した図であるが、El Nino, La Nina 期において日本周辺で、夏季、冬季にどのような天候への影響があるかを示している。熱帯太平洋での対流活動（高海水温域で活発）が大気の流れを介して、太平洋高気圧、アリューシャン低気圧、西高東低気圧配置に与える影響が示されている。

(1)La Nina: 夏季は熱帯太平洋西部海域の対流が活発。ハドレー循環が強くなり太平洋高気圧が北へ張り出す。冬季: 熱帯太平洋西部海域の対流が活発なため、フェレル循環が強化され、西高東低の冬季気圧配置が強まる。

(2)El Nino : 夏季は熱帯太平洋西部海域の対流が弱い。ハドレー循環が弱く太平洋高気圧の張り出しが弱い。冬季: 熱帯太平洋中部東部海域の対流が活発なため、アリューシャン低気圧の勢力が強くなる（フェレル循環）。西高東低の冬季気圧配置が弱くなる。

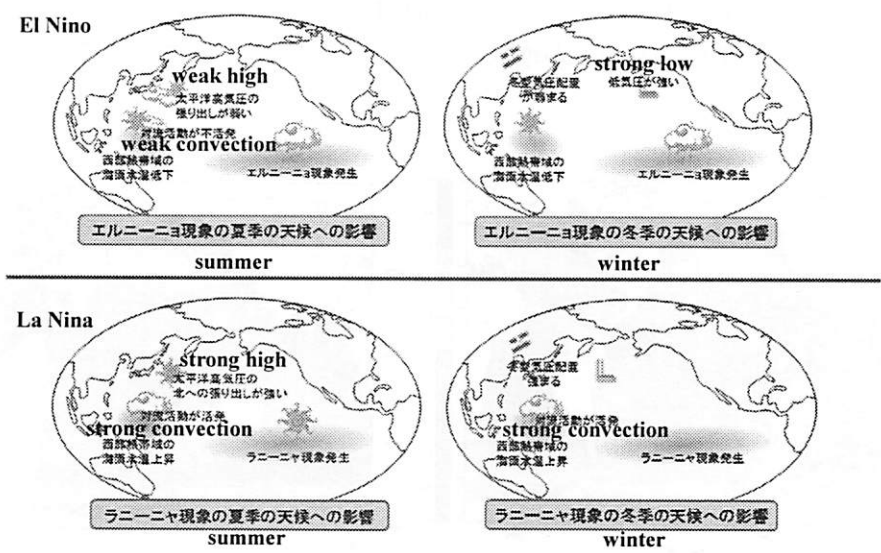


図-7 El Nino, La Nina に発生する夏季と冬季の気象特性[8]

気候の変動特性がわが国の気象、海岸災害にどのような影響を及ぼすかを示したものが図-8 である。前出の MEI の変動を指標として、上陸台風数、上位 14 の強い台風、寄り廻り波災害発生（①～⑪）、災害を発生

させた台風と気候変動の一因である太陽活動（黒点数）の solar cycle19~23 の関係が示されている。この図から、1977 年を境とする La Nina 卓越期（1944-1977 年）と El Nino 卓越期（1977-2005 年？）において、上陸した強い台風数と台風災害数、寄り廻り波災害発生に明確な差があることがわかる。このことから、2005 年以降に予測される La Nina 卓越期には、わが国の気象災害、海岸災害外力は再び 1950-60 年代の様に、強化される可能性が示唆される。

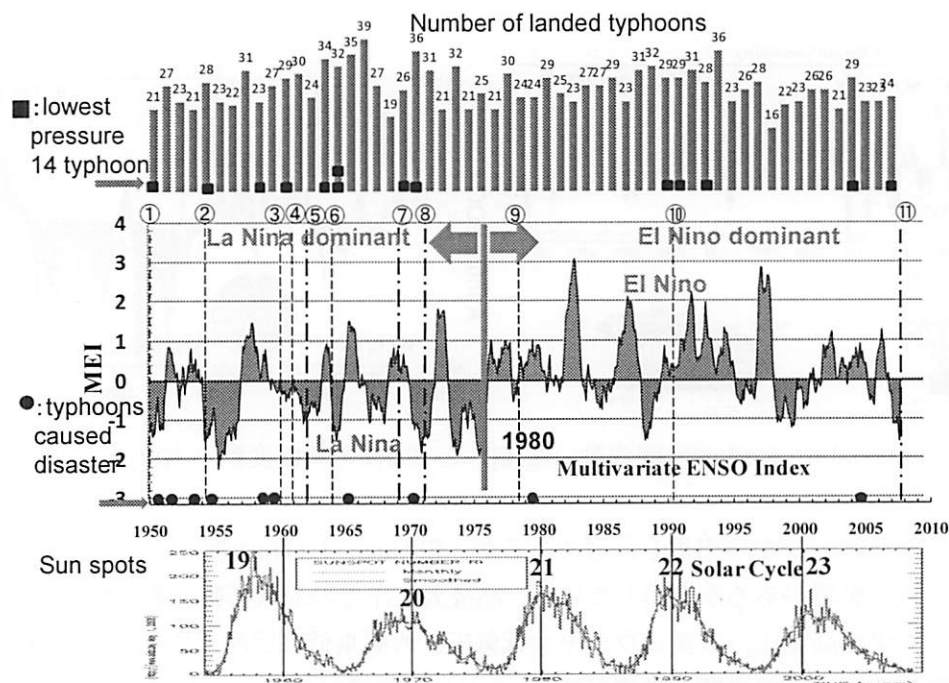
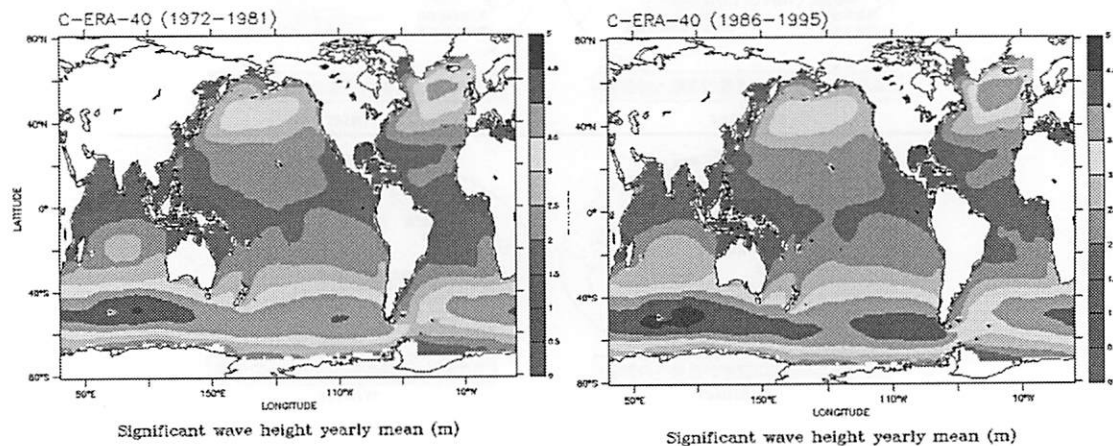


図-8 MEI の変動指標と上陸台風，台風災害，寄り廻り波災害発生，太陽活動の関係[9]

一方，地球温暖化による海洋波浪の増大化も予想される。図-9 は ERA40 の気象再解析に基づく波浪再解析結果から、1972-1981 年の十年間と 1986-1995 年の十年間での有義波高の分布特性を比較したものである。温暖化に伴い南極周極気流が強化され、南氷洋での波浪が増大している。特にインド洋とその南部での波高増大が顕著であり、図-4 に示す南半球のうねりが増大してきていることは、ここでの漂砂特性も変化していることを示唆している。



Sterl, A., and S. Caires, 2005: Climatology, variability and extrema of ocean waves: the web-based KNMI/ERA-40 wave atlas, Int. J. Climatol.

図-9 ERA40 に基づく波浪再解析結果。

1972-1981 年の十年間と 1986-1995 年の十年間での有義波高の分布特性の比較[3]

3. 波浪と海浜流系

3.1 波浪

(1) 沖波の推算

海浜変形を考える場合、沖波情報が重要である。特に、冬季季節風や台風に伴う高波浪と海上風の情報が必須である。図-9に示したように、気象の再解析結果を用いて外洋波浪の再解析が行われ、全球での長期的な沖波特性が明確になってきている。しかしながら、これらには発達した熱帯低気圧による局所的な高波浪を再現する精度はない。これを行うためには、気象の再解析結果をバックグラウンドデータとして用いたより高解像度のメソ気象解析とそれによる波浪推算が必要である。

気象モデルの発展に伴って海洋波浪推算モデルの開発は急速に行われた。1950～1960年代にはスペクトル海洋波浪推算モデルが確立し、風波とswellを組み合わせた予測を行う事が可能となった。1956年にはフランス気象サービスで北大西洋の波浪推算が開始され、1970年代には、Spectral Wave Ocean Model (SWOM)によるオペレーショナルな半球波浪予測が開始された[10]。

第一世代の波浪推算モデルでは波動の非線形相互作用は考慮されていない。1980年代初期からの第二世代モデルでは、これらの相互作用をパラメータ化により取り込んでいる。第三世代モデルでは、関連する全ての物理現象を明示的に取り込んだモデル化が行われている。The wave modeling project (WAM)は1984～1994年間に近代的な波浪推算モデリング手法の改良を可能にし、風と波の双方向カップリング、衛星による波浪観測データの同化、およびメソ領域でのオペレーショナルな波浪予測が実施された。

NOAAでは第三世代の波浪推算モデルWAVEWATCH IIIが開発され、波の屈折、非線形共鳴相互作用、認識できない小さな島々の影響をサブグリッドで再現し、動的に更新される海氷被覆の影響を取り込む計算が可能となった。使用される風のデータは全球気象予測システムGFS(Global Forecast System)のデータ同化システムから提供される。沿岸域での第三世代スペクトル波浪推算モデルとして、デルフト工科大学で開発されたSWANが用いられている。これは、浅海域での波浪特性として、水深に規定される碎波や3波共鳴等をWAMモデルに取り込んだモデルである。

(2) 吹送流モデル

このように、2000年代後半からは気象モデル(GFSやMM5, WRF)とスペクトル波浪モデルの結合計算が一般的に行われるようになってきた。ここで、波浪と海洋流の関係を考えると、波浪モデルの白波碎波によるエネルギー減衰率の果たす役割を海洋流の解析に利用する方法が提案できる。

スペクトル波浪モデルでは、方向スペクトル $F = F(f, \theta, x, t)$ の保存式(1)の数値解を求める。

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \phi}(\dot{\phi}F) + \frac{\partial}{\partial \lambda}(\dot{\lambda}F) + \frac{\partial}{\partial \theta}(\dot{\theta}F) = S_{in} + S_{nl} + S_{dis} + S_{bot} \quad (1)$$

ここに、 S_{in} ：大気から波浪システムへのエネルギー供給率、 S_{nl} ：非線形干渉による移動エネルギー、 S_{bot} ：海底摩擦によるエネルギー損失率、および S_{dis} ：白波碎波によるエネルギー損失率である。

大気と波浪、吹送流のエネルギー授受関係を考える。大気のエネルギーの大半は波浪の生成、発達、 S_{in} に使われる。十分発達した波浪条件では、大気から得たエネルギーは白波碎波を介して乱流や平均流の生成に使われる。残りは波浪場を維持するエネルギーとして使われると考えられる。この関係をせん断応力で示したものが図-10である。ここで、 τ^a は大気から海面に作用する全せん断応力であるとする、その大半は波浪を生成するためのせん断応力 τ^{in} として作用する。この応力は乱れと波浪を生成する(wave-induced stress)のために使われる。残りの応力 $\tau^a - \tau^{in}$ は直接海面に作用して吹送流の一部を生成する。白波碎波を介して波浪から平均流に移行する成分を τ^{dis} とすると、 $\tau^{in} - \tau^{dis}$ は波浪の維持(成長・消散)に費やされる。

風による平均流場(吹送流)を計算する場合、通常は式(2)のような定式化がなされ、抵抗係数 C_D の中

に、海面の状態による粗度や周期の増大による相対速度の減少分を考慮する。このため、抵抗係数は多くの場合、風速ベクトル W の関数として定式化されてきた。

$$\tau = \rho_a C_D |W| |W| \quad (2)$$

しかしながら、このような海面せん断応力の定式化では、大気から波浪、波浪から平均流に移行する間のエネルギー授受の過程が考慮できないので、波浪の発達に使われる大気エネルギーが直接、平均流に作用するようなモデルとなってしまう。大気と波浪の相互作用モデルに平均流モデルを組み込むと、このような不自然なモデルにはならず、波浪の発達、減衰過程が白波砕波を介して平均流（吹送流）が生成される過程が再現できる。このような大気・波浪・海流相互作用系の吹送流モデルは、高潮や高波の推算に有効に利用されている。

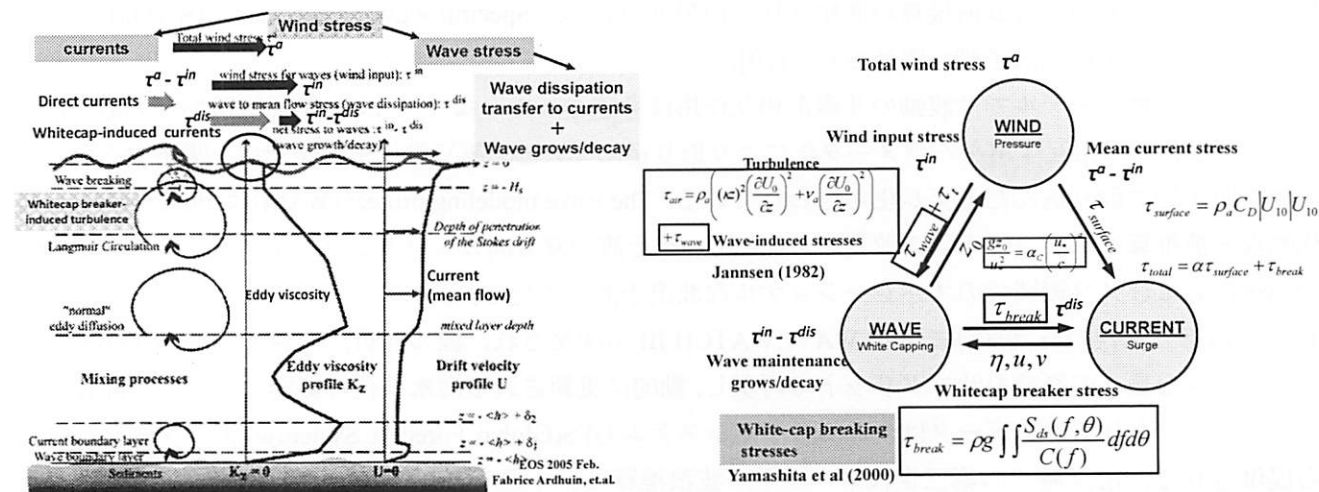


図-10 大気・波浪・平均流間のせん断応力の伝達課程（左[11]）せん断応力の定式化（右）。

(3) 砕波変形と岸沖流れ

沖波や吹送流の解析結果は海浜流系の解析に接続される。現在でも海浜流の解析には波浪（radiation stress 勾配）のみが外力として用いられるケースが多いが、これはうねりが来襲する場合の海浜流であることを認識すべきである。一般に、海浜の劇的な変形、侵食（海浜崩壊）を発生させる自然現象は強風を伴うストームである。ここでは、砕波帯外（沖浜）で海面に作用する風のせん断応力が重要な役割を演じる。詳しくは 3.2 海浜流系で述べる。

波浪が水深の影響で砕波すると、乱流と平均流へとエネルギー保有形態が変化する。すなわち、大規模な渦生成、平均海面の上昇、戻り流れや沿岸流が発生する。この乱流や平均流が海底の砂を動かし海浜変形が生じる。特に、乱流や平均流の生成は砕波形式（plunging, surging 等）によって異なるため、砕波形式を考慮した波浪変形と海浜流のモデル化に関する研究が 1990 年代後半ごろまで活発に行われた。

砕波 surface roller を定義し、そのエネルギーを定式化し、波浪の砕波エネルギー減衰と組み合わせるモデルが提案された。このエネルギー保存則により、砕波帯における定常段波領域において、波のトラフレベル上に作用する砕波せん断応力を surface roller のエネルギー減衰率から推定するモデルが提案され、準 3 次元海浜流モデルに戻り流れを組み込む方法が実用化された。海浜流モデルとして海洋モデル（POM）を用い、これに砕波せん断応力モデルを組み込めば、戻り流れと砕波による岸向き流れの準 3 次元解析が可能となる（加藤，1999）[12]。

図-11 は、砕波帯における砕波 surface roller や大規模渦の形成過程（右図）と砕波帯内での戻り流れ（undertow）の鉛直分布（左図）の実験結果を示している。右図の水粒子運動の軌跡からわかるように、砕波が始まっても波動成分(potential flow)は直ぐには崩壊せず、ポテンシャル近似のできる quasi-potential 領域が残る。砕波の突

込み後に全水深に渡る大規模渦が形成されるが、その後に碎波 surface roller が伝播する quasi-steady bore 領域（段波領域）が形成される。段波領域では、左図に示すように、碎波による岸向きの流れはトラフレベル上に形成され、その下に戻り流れが形成される。碎波帯での物質輸送を考える場合には、この戻り流れの再現が最も重要である。戻り流れが考慮されていない海浜流モデルは沿岸域での物質輸送や海浜変形モデルへの適用には適していないと言っても過言ではない。

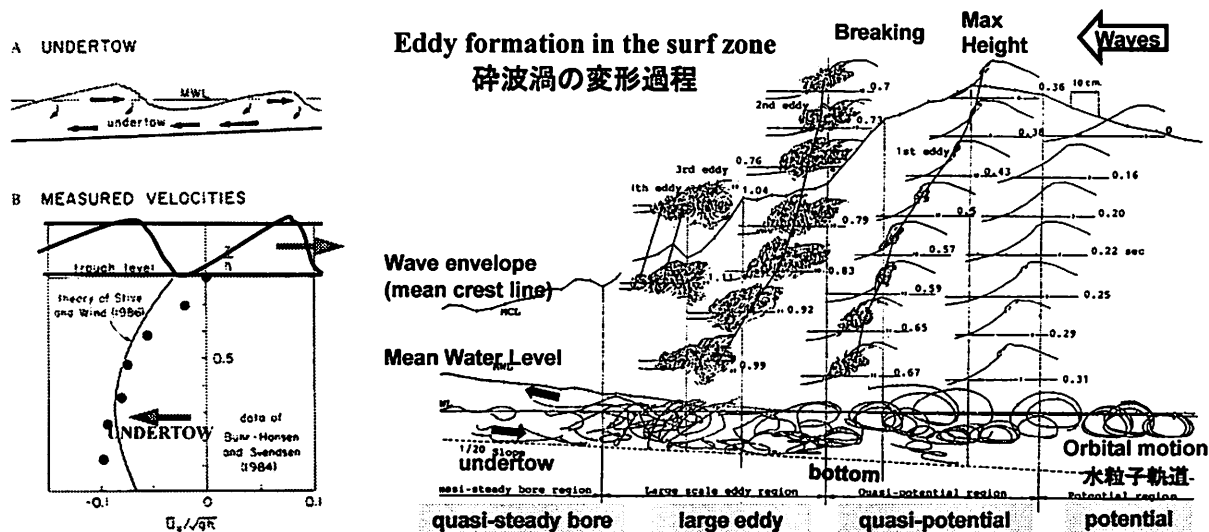


図-11 碎波帯内での戻り流れ（undertow）の鉛直分布（左）実験結果。
碎波帯における surface roller や大規模渦の形成過程（右）と水粒子運動。

3.2 海浜流系

(1) 碎波帯内の 3 次元海浜流

碎波帯内での碎波による岸向きの流れとその下に形成される戻り流れの構造の重要性を 3.1 で示した。実際の海浜では沿岸方向にも緩やかな変化があり、海浜流の 3 次元性があるため、物質輸送の観点からは、これを考慮する必要がある。沿岸流は汀線に平行な流れ成分であり、鉛直分布はほぼ一様となる。碎波帯における沿岸流は入射角を持つ波浪のエネルギーが碎波により流れ成分に移行した結果である。碎波帯外（沖浜）での沿岸流は潮流や海流の他に、強風時には吹送流による流れが沿岸流を形成する。潮汐は振動成分であり、波浪も入射角は変化するが長期的な卓越方向は汀線にほぼ直角方向で明確な卓越方向を持たない。しかしながら、冬季の日本海沿岸では卓越する風向があり、このような場合は沿岸流が汀線平行方向への物質輸送の主外力となる。図-12 に碎波帯近傍の流れの模式図（左図）と碎波帯内の海浜流の 3 次元構造（右図）を示す。なお、これらは瞬間的な流れの構造であって、海浜流の卓越す方向を示しているわけではない。

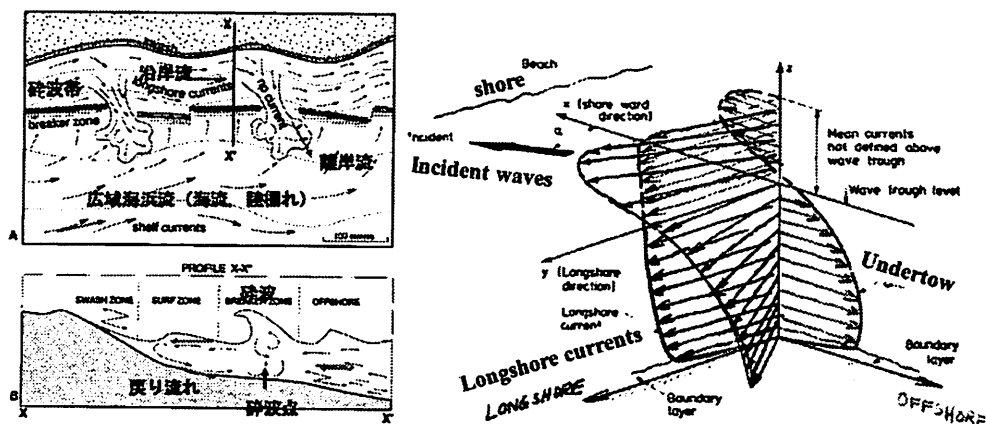


図-12 碎波帯近傍の流れの模式図（左）と碎波帯内の海浜流の 3 次元構造（右）

(2) 広域海浜流（吹送流＋波浪流）

沿岸流には河口デルタ部以外では長期的に見ると明確な卓越方向は無いが、冬季の日本海沿岸では卓越する風向があり、これが砕波帯外で卓越沿岸流を形成する。このことを示すために、1999 年に京都大学防災研究所大潟波浪観測所で実施された観測結果を紹介する。図-13 は 1998 年 12 月から 1999 年 2 月の間に大潟海岸で実施された広域海浜流（吹送流＋海浜流）の観測機器の配置図である。13 台の流速計（ADCP, Wave Hunter, 電磁流速計）は全て海底設置、観測栈橋には空中発射型超音波波高計と風速計が設置された。

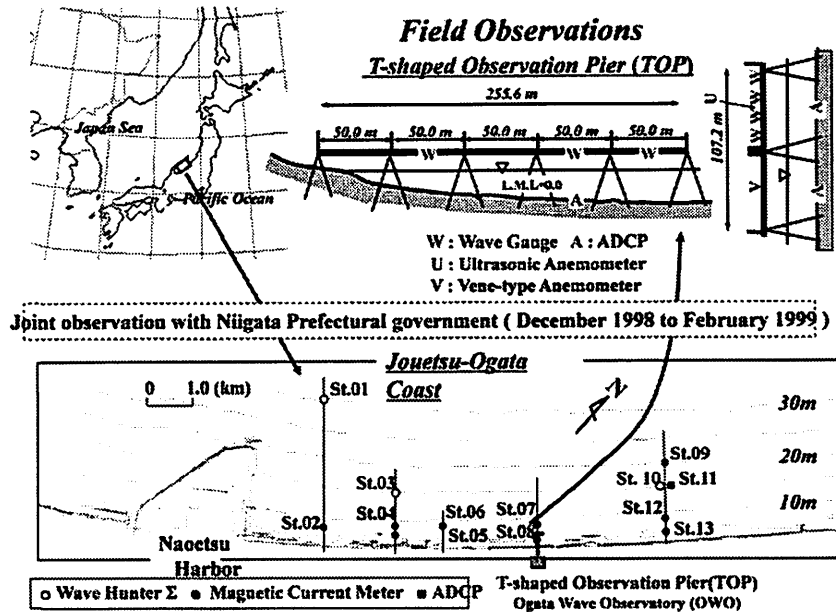


図-13 大潟海岸での広域海浜流の観測システム（1999 年）

図-14 に 2 ヶ月以上連続で計測された大潟波浪観測所の観測栈橋での波高記録（設置水深 7 m）、風速記録、海底設置の ADCP で計測された底面流速記録のうち、St.07(水深 5m), St.08(水深 8m), St.09(水深 20m), St.11(水深 15m)の時系列変化を示す。流速計データの成分は岸沖（沖向きが正）および沿岸（東向き流れが正）に分離され、水深毎に m/s で示されている。高波浪時には、水深 5, 8m の ADCP は砕波帯内にあり、15, 20m のそれは砕波帯外にあることになる。この図より以下のことが明確にされる。

1. 砕波帯内の岸沖流速：高波浪時（ストーム来襲時）には、40～80cm/s の強い沖向きの流れが計測されている。これが undertow であり、底質を沖向きに輸送する。
2. 砕波帯内の沿岸流速：いわゆる沿岸流（longshore current）を計測したものである。観測全期間にわたって卓越した流れの方向は無いが、やや東向きが卓越している。沿岸流の方向は、波向きに依存して東、西に方向を変えている。この海域においては、冬季の 1 ストーム間の波浪特性は、西向きの波浪の発達から始まり最盛期にはほぼ汀線直角方向（NW）となり、その後、東向きに変わり終息するパターンである。
3. 砕波帯外の岸沖流速：卓越方向は全く見られない。水深 15, 20m では岸沖の平均流速成分は小さい。
4. 砕波帯外の沿岸流速：顕著な東向きの卓越方向を持つ吹送流（沿岸流）である。沿岸流の流速は風速に依存している。強風時には 40～60cm/s の東向きの強い流速が形成されている。なお、この海域の冬季のストームの風特性は西風が卓越し、汀線直角方向より東側の成分は極めて少ない。（図-5 参照）
5. 沿岸流：砕波帯内ではやや東向きが卓越する。砕波帯外では東向きに卓越する沿岸流が発達。風速と流速に高い相関があり、流れは風に駆動された吹送流である。
6. 戻り流れ：高波浪時には砕波帯内で強い undertow が発生している。砕波帯外では岸沖成分は極めて小さい。

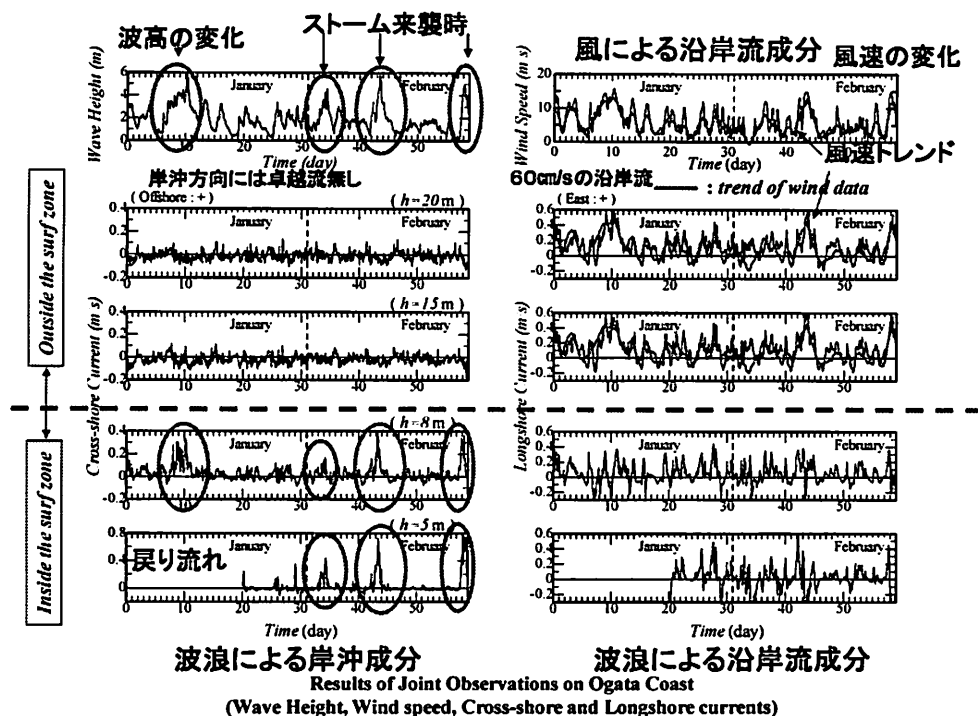


図-14 大潟海岸での広域海浜流の観測システム (1999 年) [13]

図-15 に、全観測点での月別平均の流速成分を沿岸、岸沖成分について示す。これより、直江津港の影響により沿岸流の流向が変化する箇所が明確に示される。これは吹送流が港湾防波堤で遮られ、2 次流として港内に向く方向の渦を発生させているためであると考えられる。港湾防波堤の影響範囲は防波堤の沖方向距離の 2 倍程度まで及んでいる。影響の無い海域では風により駆動される東向き沿岸流が卓越している (左図)。岸沖方向の月平均流速は砕波帯内の undertow が顕著であるが、砕波帯外では流速は極めて弱い (右図)。

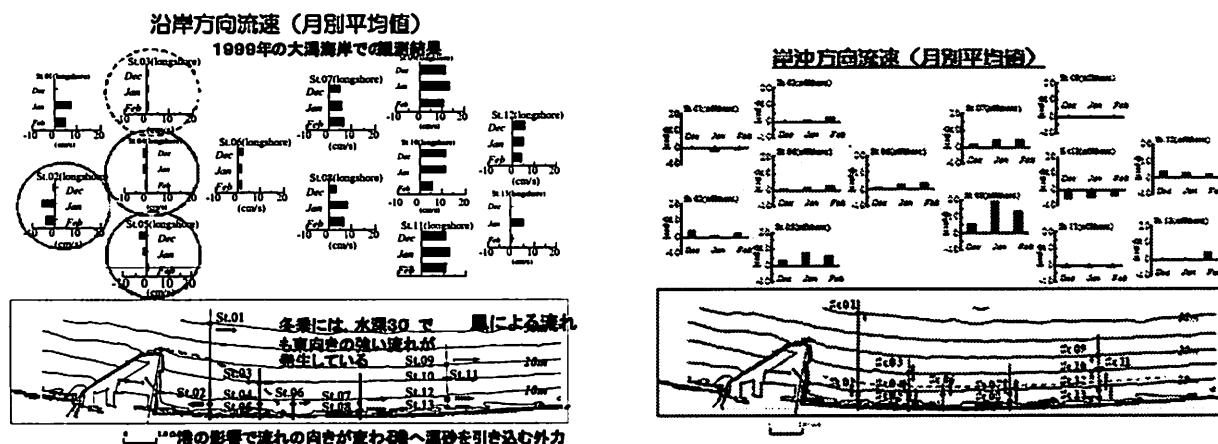


図-15 大潟海岸での広域海浜流の観測結果 (1999 年) [14]

3.3 広域海浜流モデル

1999 年の冬季季節風時の大潟海岸における観測結果から推定される物質輸送機構として、高波浪時の戻り流で砕波帯内から沖に流出した物質は、吹送流で東に運ばれる。砕波帯内の沿岸流は波向きによって東西方向に変動するが長期的に見ればやや東方向に運ばれる。また、ストーム終息後のうねりで汀線近傍の物質は西に運ばれる。このような特性を図化したものが図-16 (左図) である。さらに、この輸送機構をモデル化するために、右図に断面 2 次元の砕波帯近傍での流れ構造と沿岸流分布を発生要因別に示した。

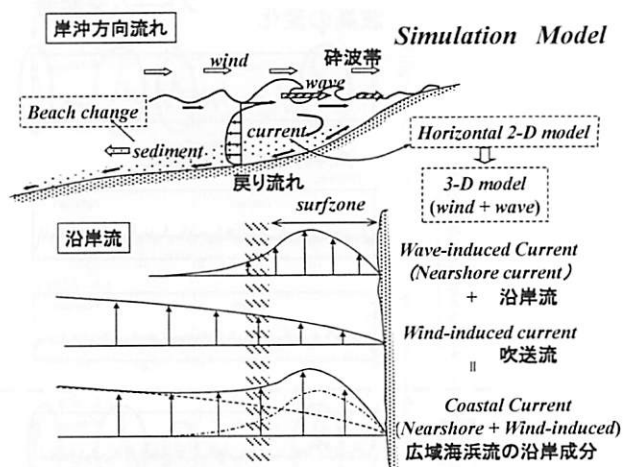
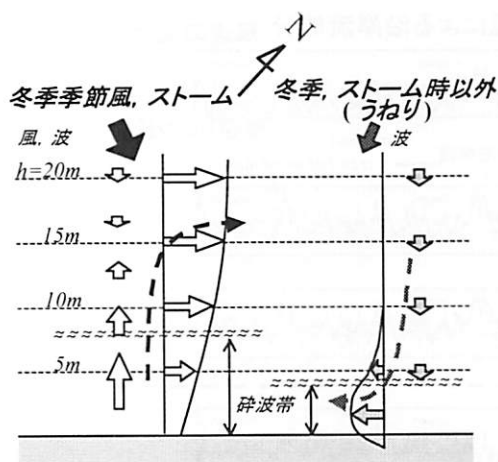


図-16 1 ストームでの物質輸送の概念図 (左). 広域海浜流モデルの概念 (右)

モデル化に関しては、砕波帯内での鉛直 2 次元のせん断流特性（砕波による岸向き流れと undertow）が再現できるモデルであること、平面的には、波による沿岸流と風による吹送流（沿岸流）の岸沖分布が再現できること、が求められる。これらを総合した流れを、著者らは広域海浜流と呼び、沿岸域でのストームによる流れには風の影響を考慮することが必須であることを強調した。多くの準 3 次元の海浜流シミュレーションが行われているが、風の影響を考慮したものは少ない。このような解析では、沿岸域での正しい物質輸送の解析は困難であることを認識すべきである。

図-17 (左図) には、加藤 (1999) による広域海浜流モデル（平均流： σ 座標の準 3 次元モデル、乱流場：Mellor and Yamada モデル、波浪場：波浪のエネルギー保存式+砕波 surface roller モデル）による undertow の鉛直分布の再現計算結果と ADCP による計測結果を比較して示す。また右図には、沿岸方向の風速 15m/s を与えた場合の吹送沿岸流のテスト計算結果を示す。

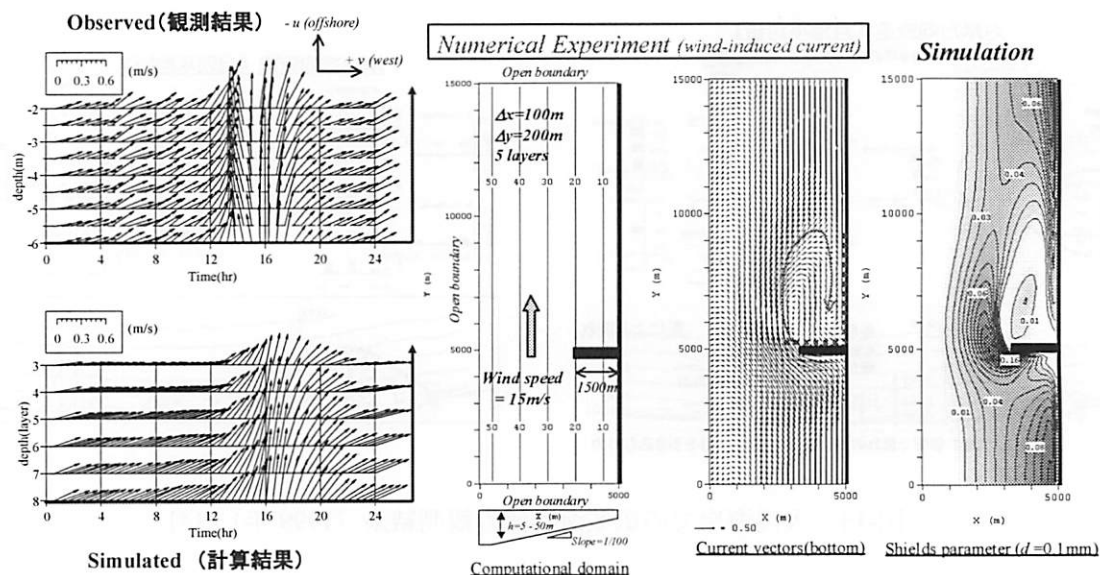


図-17 広域海浜流モデルによる undertow の鉛直分布の再現計算結果と ADCP による計測結果 (左). 沿岸方向の風速 15m/s を与えた場合の吹送沿岸流のテスト計算結果 (右).

図-18 には、広域海浜流モデルによる大湊海岸での再現計算結果を示す。図-14, 15 に示したように、強風による吹送流が水深 20~30m に至るまで強い沿岸流速を発生させている様子が再現されている。さらに、直江津港の防波堤により広域海浜流が止められ、港湾内に向く 2 次流の発生とその影響範囲が再現されており、

1999 年の観測結果と合わせて、ストーム時の物質輸送の再現には、広域海浜流モデルの導入が必須であることがわかる

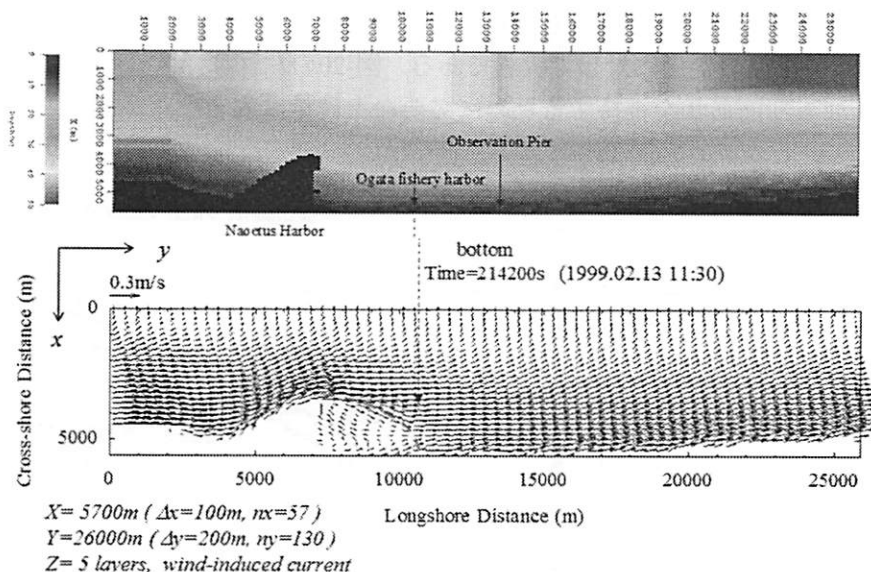


図-18 広域海浜流モデルによる大湊海岸での流れの再現計算

4. 海岸侵食機構

海浜の保全を考える場合には、海岸侵食機構を明確にしておかなければならない。ここではまず、安定な海浜断面形状特性と底質特性の関係を明確にし、平面的な海浜変形過程を確認する。その後、高波浪による海浜土砂の沖方向流出例を示し、海岸侵食機構の一側面について考察する。

4.1 海浜断面

図-19 に海浜の典型的な断面形状名の定義（左図）と前浜(foreshore)における海底勾配と底質の中央粒径の関係（右図）を示す。波浪や戻り流れによる分級が活発な前浜においても、海底勾配が 1/40 より緩やかになると底質粒径は 0.2mm に漸近する。砕波帯外においてもこの特性は変わらず、多くの場合、底質の中央粒径は 0.2mm 程度である。これは、底質は粒径 0.2mm 程度で沈降速度が急速に遅くなり、かつ凝集(floc)が発生する 0.06mm 以下のシルト直前の粒径であるため、通常の波浪や流れによって、単一粒子として最も動き易い粒径であるため、粒径 0.2mm の底質が海底面上に留まり易いことに起因する。

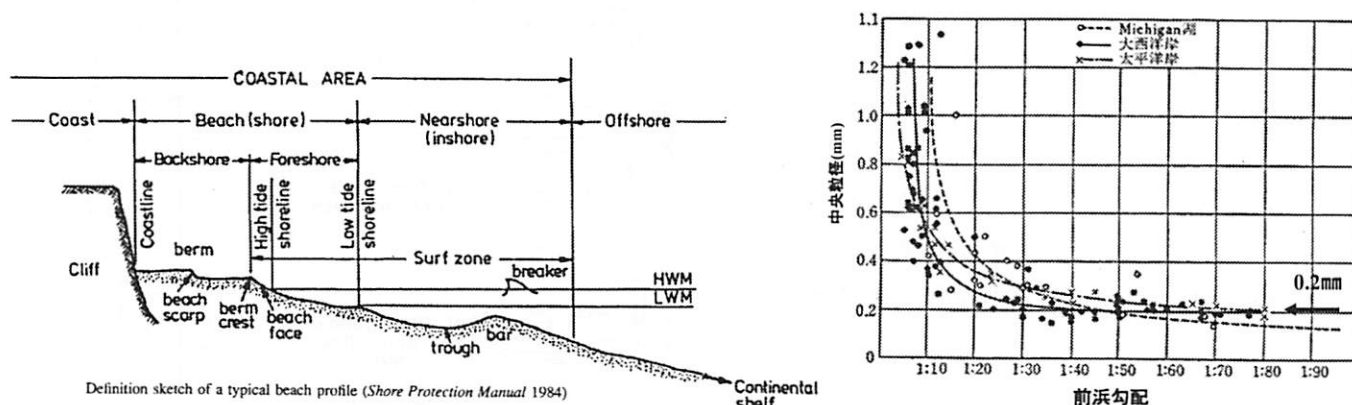


図-19 断面形状名称の定義（左）と前浜(foreshore)における海底勾配と底質の中央粒径の関係（右）

前浜勾配が急になり、1/10に近づくと、底質粒径は急速に大きくなるが、粒径と海浜勾配には明確な関係が存在する。この関係は平衡海浜断面形状として、式(3)のように示される (Bruun(1954),Dean(1977) [15])。

$$h(x) = A(d_{50})x^{2/3} \quad (3)$$

ここで、 $h(x)$ は汀線からの距離 x における水深であり、 $A(d)$ は形状係数で長さの次元 ($m^{1/3}$) を持つ。 $A(d)$ はMoore(1982)とDean(1987)[16]により、図-20(右図)のように示されているが、形状係数は中央粒径とともに増加し、平衡海浜断面形状も粒径の変化に対して敏感である。図-20の左図に示すように粒径が0.22mmの場合と0.28mmの場合とで平衡海浜断面形状を維持するために必要な土砂量に大きな差が出る。

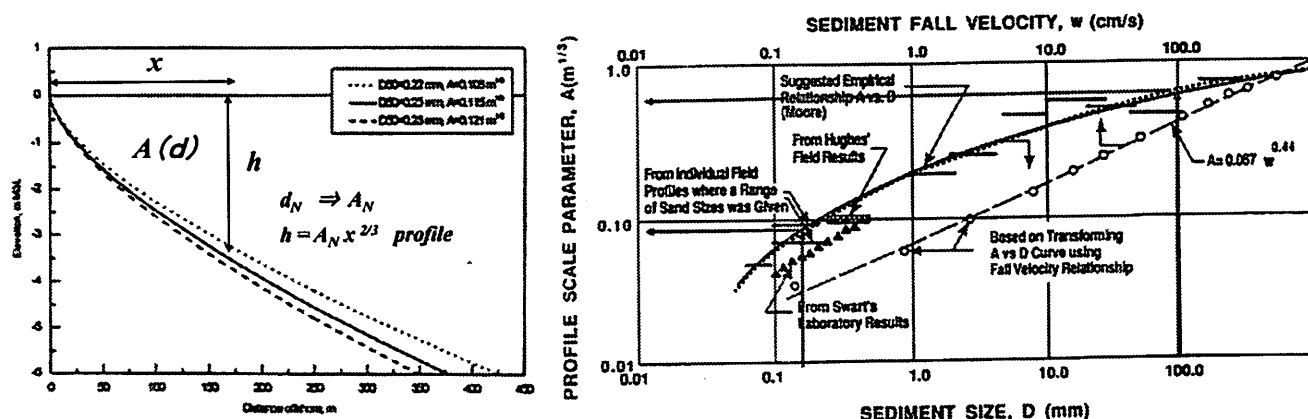


図-20 平衡海浜断面形状(左)と形状係数と中央粒径の関係(右)

4.2 平面的な地形変化

海浜の平面的な変形は、波形勾配、浪向き、エネルギー等の、来襲波浪特性に依存する。一般に波浪エネルギーの増加過程では海浜は侵食され、沖にバーが形成される。一方、波浪エネルギーの減少過程では沖のバーが岸に移動して堆積傾向となる。図-21に海浜の平面的な変形過程を示す。この図の説明は、通常の波浪の季節変化に対して海浜が応答する過程を示しているため、波浪条件によって侵食海岸と堆積海岸をバーの移動に伴う底質移動で繰り返すことになっている。実際に、多くの海岸で、高波浪来襲後に沖にバーが形成され、その後の通常波浪でリズムックバーに変化し海浜が安定化する過程を見かける。しかしながら、異常な高波浪が長時間継続する場合には、バーがはるか沖合に形成され、通常波浪では戻らない場合も見受けられる。このような異常なバーの移動は、岸沖方向の土砂移動が年変動のサイクル(季節変動)から逸脱した海岸侵食のひとつの例である。

4.3 海岸侵食の要因

異常な高波浪で沖合にバーが形成され通常波浪では戻らない場合のケースを図-22（右図）に示す。これは高知海岸の例で、2003年に3台

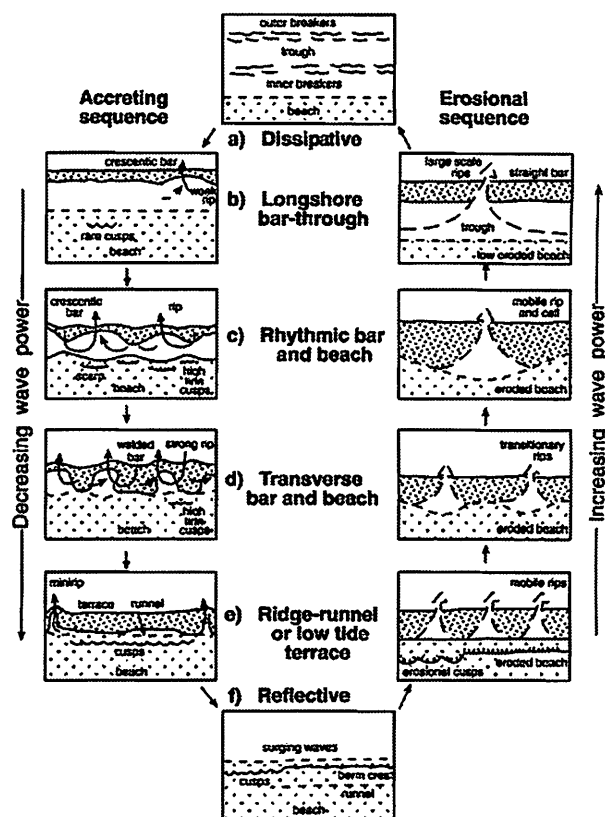


図-21 海浜の平面的な変形過程[17]

風、2004年に6台風、2005年に3台風が連続して来襲した。平成14年2月(2002年)と平成18年2月(2006年)の海浜断面形状からバーが100m以上も沖合いに移動して、戻らなくなったケースである。これ以降どのくらいの年月をかけて、どのような機構で、元の位置(平成7、14年の位置)に戻るのかは興味のあるところである。波浪によって土砂が岸に移動して元の地形に戻ることは考えにくいので、戻り流れで沖に運ばれた土砂がバースに止められ、トラフが徐々に埋まって浅くなり、元の地形に戻るものと思われる。図-22(右図)はこの傾向を示している。何れにしても高波浪の連続で、約 $300\text{m}^3/\text{m}$ (平成7年と平成18年の差)以上の土砂が流出した痕跡がよく示されている。

このような異常波浪による沖合への土砂移動の場合、粗砂や礫が戻り流れで沖に輸送され、そこに留まった後、通常の波浪と流れで 0.2mm の細砂がその上を覆う可能性が高い。どの程度の量の粗砂や礫が移動し、どの程度の量の細砂が被覆するのかを再現できるモデルが必要である。図-22の左図は、富士海岸で、バー地形ではない海浜断面の底質粒径の鉛直構造を調べて結果である。厚さ2m程度の細砂層が粗砂や礫層を覆っていることがわかる。さらに、砂礫層は水深10mの位置にバーを形成していることもわかる。この2例のデータは、沖への土砂流出による海岸侵食機構を的確に示している。

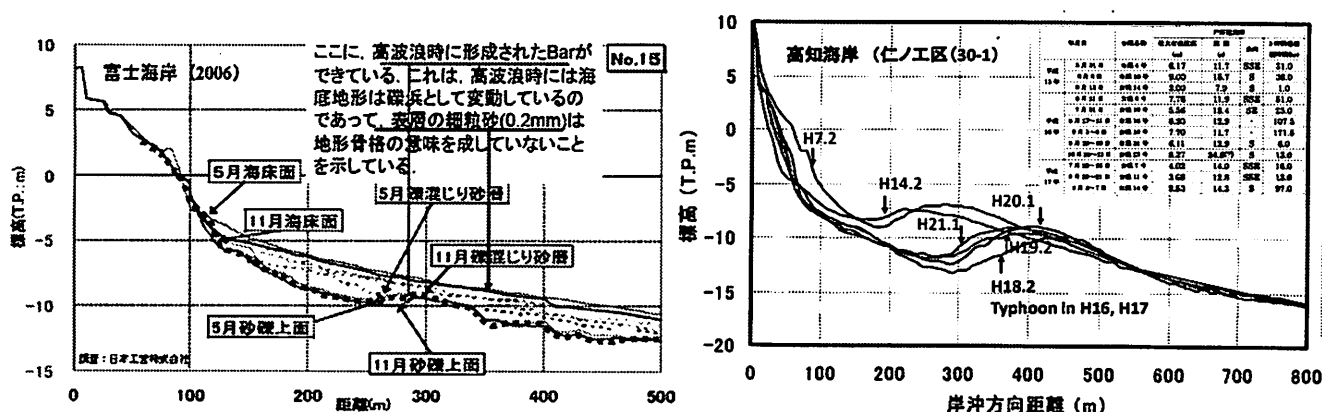


図-22 富士海岸における細砂、礫の堆積状況(左)。高知海岸での異常波浪によるバーの沖への移動(右)

5. 海浜保全

1970年代を境に世界の海岸保全の工法は大きく様変わりしてきている。構造物の建設は最小限にして、養浜による砂浜の復元と、砂浜による海岸外力(高潮、高波)の減衰、海岸環境の保全が主流となっている。わが国でも、突堤や鉛直護岸、緩傾斜護岸の問題点が明確になるにつれ、安定海浜の造成を基盤とした海浜保全が実施されるようになってきた。ここでは海浜保全工法の特性を整理する。

5.1 構造物

今日、海浜保全のために有効な海岸構造物はヘッドランド以外には無いように思われる。ヘッドランドと突堤は混同されがちで、ヘッドランドと称して突堤が建設される例が多い。回折波を発生させる横堤の建設は後にして、突堤工から建設する場合が多いからである。ヘッドランドを建設する場合には、横堤(離岸堤)から建設し、トンボロの形成過程を確認し、必要ならば突堤部を建設することが望ましい。ヘッドランドと養浜を併用し安定な海浜を形成する安定海浜工法が多用されるようになってきたが、突堤を先に建設しその間に養浜砂を置く方法は効果的ではない。なぜなら、突堤は沿岸漂砂を溜めるが、高波浪時の戻り流れによって突堤に沿ってせつかく溜めた多量の土砂を吐き出すからである。この現象は実験や現地施工でも多くの例がある。高知海岸の例を持ち出して恐縮であるが、工法を非難しているわけではない点を断っておく。ここでは将来的には300mの長さのT型のヘッドランド群で海浜を安定化させる工法が計画されているが、現在は150mの突堤が建設された状況である。この間2003～2005年に異常波浪の来襲を被った(図-22参照)。その結果、極めて面白い海底地形が形成された。ここではナローマルチビームの詳細で高精度な海浜地形計測を行っているため、海浜の変形状況が正確に再現されている。図-23に2006年2月に実施された高知海岸戸原区の測量結果を

示す。突堤を基部として流出した土砂が沖に堆積し、突堤間にトラフ地形が形成されていることがわかる。この地形は、恐らく通常波浪に対しては安定な海浜形状であると思われるが、異常な高波浪が来襲すると、突堤に沿って再び汀線の土砂を沖の運び出し（侵食を伴って）、より鮮明なバー・トラフ地形が形成されるであろう。もし汀線背後に養浜を行えば、養浜砂は沖へ流出し、汀線の前進には寄与できない。流出した土砂の一部は通常波浪で岸に戻って来ることを考えれば、時間がかかるが養浜工と考えることもできる。もし、ヘッドランドが建設されれば汀線位置の安定化が促進でき、より効果的に海浜の安定化が実施できると思われる。

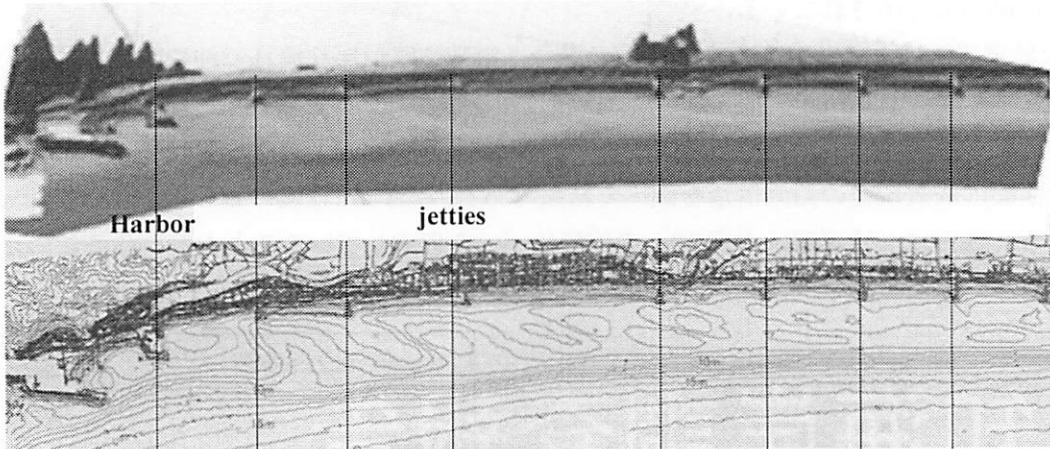


図-23 高知海岸戸原区の海底地形（2006年2月測量）

5.2 養浜

海岸構造物（ハード）から養浜（ソフト）へと、世界の海浜保全の工法は1970年代を境に大きく様変わりしてきている。欧米を中心に養浜による海浜防護が主流となった。オランダではバリアアイランドの保全に1970年以降30か所で150以上の養浜事業が行われ1億立米以上の土砂が投入され、米国でも養浜工を主体とした工事となった。養浜による海浜保全の手法が普及したことが、構造物設計が基盤の海岸工学の衰退を招いたといっても過言ではない。海岸工学から海岸環境科学へとシフトしているように思える。

図-24は養浜の基本理念を示す図として多用されているもので、維持養浜の必要性と養浜砂の粒径の選定の重要性を示している。式(3)で説明したように、前浜から沖浜に至る海浜断面地形は構成される土砂の粒径に強く依存する。元の底質よりやや粗い土砂を沖合のボローサイト(borrow site)から浚渫して海浜に投入する方法が一般的である。後は、海岸保全に必要な海浜の幅をモニタリングで確認しながら維持養浜を繰り返す。

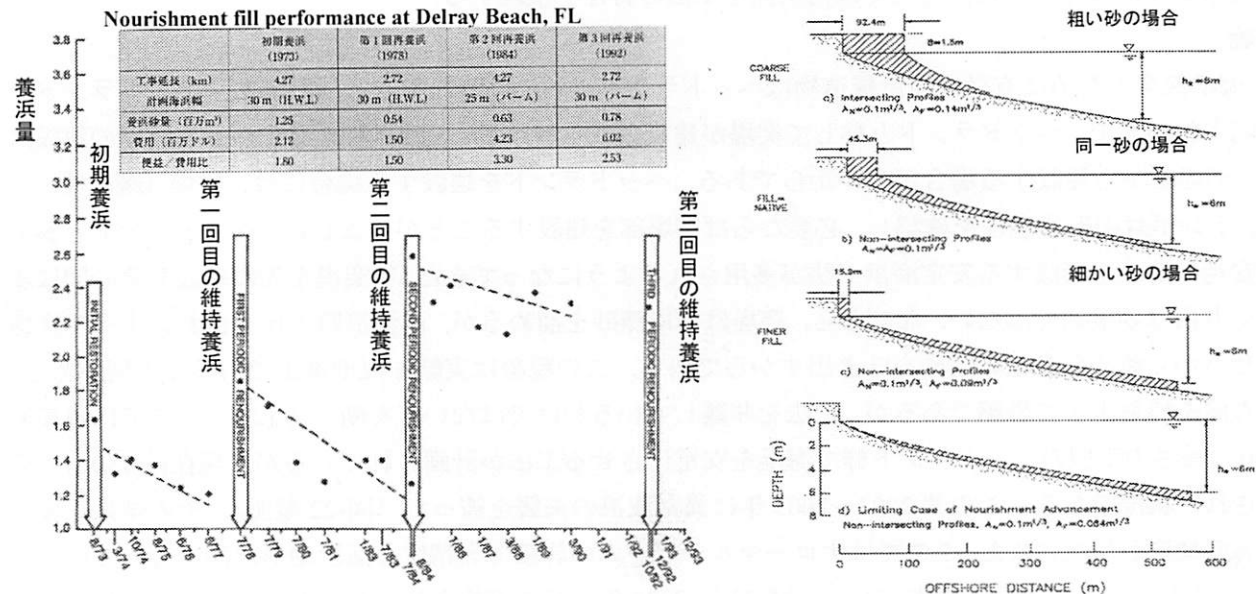


図-24 米国デルレイ海岸の維持養浜過程（左）．養浜砂の粒径による断面地形の相違（右）

図-25 に米国での養浜の成功例の代表として有名なマイアミビーチの養浜前後の写真を示した．バリアアイランドに発展した街は北からの漂砂を弱めて海浜を維持するために突堤が建設されていたが、ハリケーンの来襲による海岸侵食やホテルやコンドミニウムがビーチに進出したため浜幅が狭くなった．このため、1976 年から沖合の海底土砂を用いた養浜が始まり浜幅を拡張した．これによる観光や防災面での経済効果は計り知れないと言われている．バリアアイランドのように直線的な海浜への基本的な養浜形態は、右図に示すように、養浜砂を海岸線に急勾配で集中投入し、波と流れで沿岸や沖合に拡散させ平衡海浜断面形状になって安定化するまで維持養浜を繰り返す．

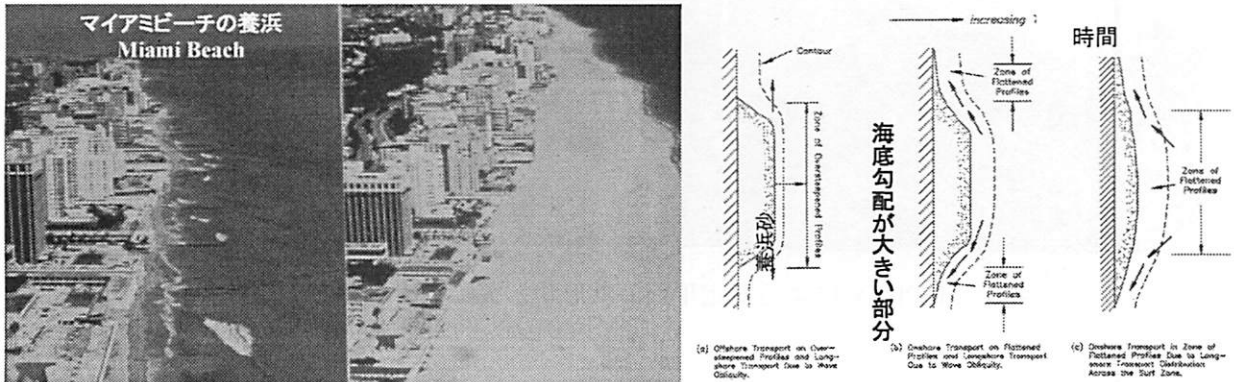


図-25 マイアミビーチの養浜例（左）．一般的な養浜土砂の投入と安定化の過程（右）．

5.3 安定海浜工法（ヘッドランド工法）

ヘッドランド工法は Silvester(1960)によって提案され、1980 年頃から日本での適用が検討されだした[18]．その後、安定海浜工法と呼ばれるようになり、和歌山県の白良浜での施工を機会に、離岸堤や突堤をヘッドランドで置き換える形で普及した．離岸堤は鳥取県の皆生海岸での成功例をはじめ、わが国の多くの海岸で建設され海浜保全の役割を果たしてきた．しかしながら狭い間隔で海面上に見えるブロックを並べることで、工費がかかり景観が損なわれ、離岸堤そのものの維持が大変であったことから見直しが必要になってきた．そこに入ってきた工法がヘッドランド工法であった．離岸堤とは異なり、ヘッドランドは間隔が広く、ブロック塊群に対する景観上の問題も解消されたが、沖合の砂が少なくなった海岸では、ヘッドランドの回折効果だけで海浜砂が岸には戻ってこないケースも多くあった．安定海浜工法とはヘッドランド間に十分にある海浜砂が安定に存在できる工法であり、ヘッドランドと言う構造物を建設する工法ではない．ヘッドランドは容器に過ぎず、そこに如何に安定に海浜砂を溜めるかが重要である．

このため、養浜の経費が高いわが国では、養浜とヘッドランド工法を併用して安定な海浜を形成する安定海浜工法の重要性が認識されるようになってきた．

ヘッドランド間に形成される平面的な安定海浜形状は、多くのポケットビーチの形状を基にして、Hsu and Evans (1989) [19]が式(4)のような定式化を行っている．

$$\frac{R_n}{R_0} = C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{\theta_n} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{\theta_n} \right)^2 \quad (4)$$

ここに、 R_n ：ヘッドランド先端部からの半径、
 R_0 ：コントロール線（波浪入射角が直角になり始める点とヘッドランド先端部との距離）、 β ：

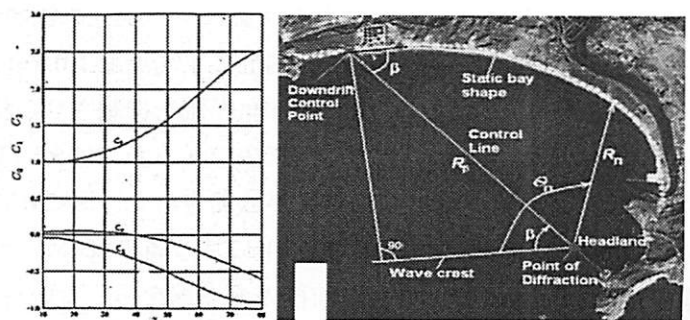


図-26 安定海浜の平面形状の変数と定数

波浪の入射角, θ_n : R 点の極角度, C_0 , C_1 , C_2 : 図-26 に示した係数で波浪の入射角度の関数となっている。現在, この方法は MEPBAY (Model for Equilibrium Planform of BAY beaches)として公開されており, <http://siaiacad17.univali.br/mepbay> からダウンロードできる[20]。

図-27 には, MEPBAY を種々の海岸に適用し, 安定平面海浜形状と比較したものを示す。これは, 実際の海岸線が安定平面海浜形状から外れていれば, それを補足するように海浜が変形(侵食, 堆積)する可能性を示す。

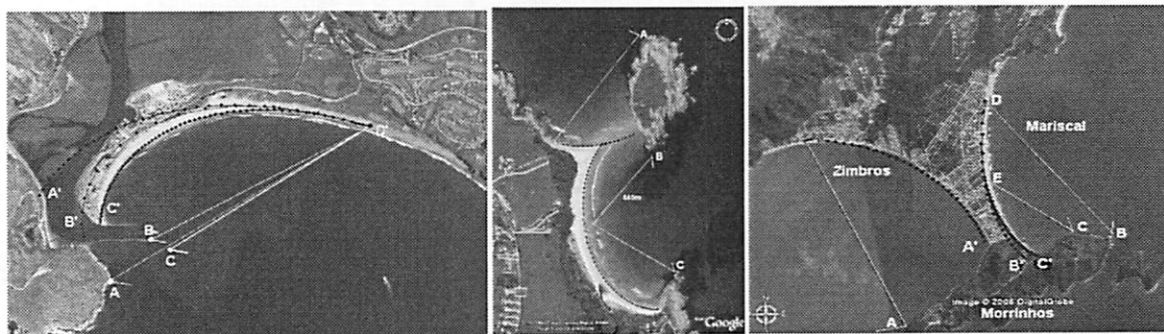


図-27 MEPBAY による安定平面海浜形状と実際の海岸線との比較。

5.4 人工リーフ

景観面で離岸堤を選択できないケースでは, 離岸堤の潜堤化が検討される。波浪の碎波減衰を促すために天端幅の広い潜堤が考案され, 人工リーフと呼ばれ, 離岸堤に代わる海岸保全工法として使われるようになった。人工リーフは消波機能と景観への配慮面で, 波浪災害の防止軽減には有効な工法である。新潟県の糸魚川海岸では越波災害防止に貢献している。しかしながら, これを砂浜海岸に設置すると, 海浜砂の流出を促進するという重大な問題が発生する。人工リーフを離岸堤の改良版として使用することは危険である。

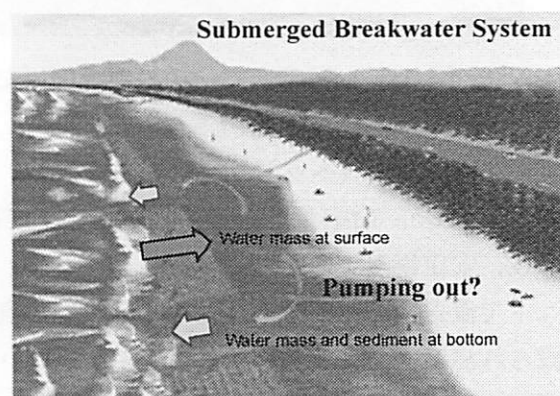


図-28 人工リーフによる海浜砂の流出機構

図-28 は砂浜海岸に離岸堤の代わりに人工リーフを設置した場合のパス図である。一見, 白砂青松の美しい海岸を海中で静かに護っている様にも見えるが, 実際には図に示すように, リーフ天端上で碎波した波は流れに代わり背後の水位が高くなる(wave set-up)。このため, 戻り流れが発生するがリーフのギャップを通して出ていく際に背後の海浜砂を外部に持ち去る。流出した砂は, 人工リーフが邪魔をして二度と前浜には帰ってこない。波浪ポンプを設置し砂を沖に流し出しているような構造物である。背後のごみ等を沖に出したいときには有効であるが, 海浜砂を維持したい場合には, 連続する人工リーフには特別の注意が必要となる。

2006年に人工リーフの問題点を明確にする現地試験が皆生海岸で行われた。既設離岸堤に代わってクレスト型人工リーフ(人工リーフの天端上に平均海面上0.5mまで出る「クレスト」と呼ばれる幅4mの2列のコンクリートの壁を設置し, 碎波に伴う向岸流を抑制させる構造物)が建設された[21]。通常波浪では, 海浜砂を沖に流出させないように工夫した工法であるが, 2005年12月初旬に低気圧に伴う高波浪(有義波高で4.5m程度)が来襲し, 海浜砂が流出した結果が公開された。図-29に一連のデータを示す。上から2002年と被災後の2006年の深淺測定の比較, 2段目が2005年12月の高波浪のデータと2002年と2006年の侵食堆積, 下段の2枚の衛星写真(Google Earthより)が実験前後の海岸線を示している。この実験の目的は不明であるが, 恐らく, 景観を考慮して離岸堤を潜堤化する場合の効果と問題点を確認するためであろう。実験結果は, 図に示すように, クレスト型人工リーフでは海浜を維持できず, 離岸堤で確保された海浜砂が高波浪で外部に流出した。

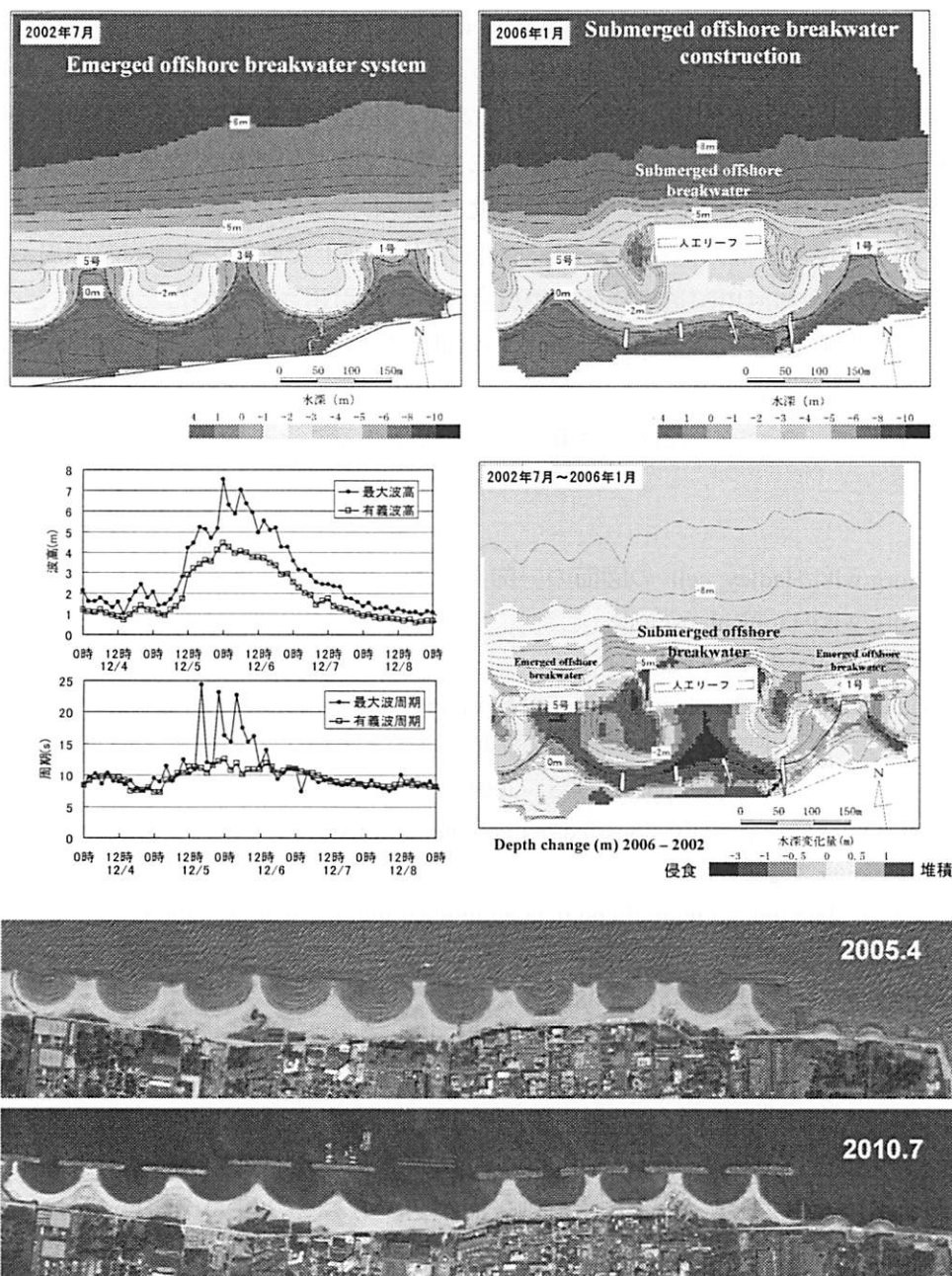


図-29 皆生海岸でのクレスト型人工リーフの実験結果[21]と衛星画像(Google Earth より)

皆生海岸での実験は、離岸堤に代えてクレスト型人工リーフを設置することは効果が無く、むしろ悪影響を与えることを示してくれた。ここでの景観を向上させるための離岸堤の改善策は、一つ置きに離岸堤を除去し、ヘッドランドとして機能させ安定海浜を形成させることである。この場合には、離岸堤をクレスト型人工リーフに置き換えても、現地実験ほどの海浜砂の流出は発生しないものと思われる。何れにしても、皆生海岸の場合は、安定海浜の形成が望ましい解であろう。1980年代の前半に、わが国で安定海浜工法を実現させるために思案された結果の一例を図-30に示す[22]。

6. おわりに

海浜保全論と題目を付け、独断的な私論をまとめさせていただいた。著者は海浜保全の研究を離れて6年が経つが、最近の海浜保全対策を見

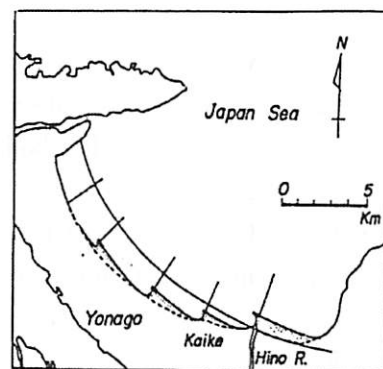


図-30 皆生海岸に動的に安定海浜を作る案(土屋 1984)

ていると、海岸外力の特性を知っているのであろうか？海岸構造物の特性を理解しているのか？漂砂の動態を把握しているのであろうか？と言った疑問を抱かされる。海岸保全工法がソフト化してきているのは明白である。ソフト対策には高度な解析力と的確な技術が必要である。最近の傾向を見ると現地観測は教育研究から業務に移行しつつある。現地を見ずに海岸工学を学ぶ学生も増えてきているのでは無いかと懸念する。本稿が、今後の我が国の海浜の健全な保全のために、少しでも役に立つわがまま保全論であれば幸甚である。

なお、図-22, 23 の富士海岸、高知海岸のデータに関しては、国土交通省中部地方整備局沼田河川国道事務所、および四国地方整備局高知河川国道事務所の委員会資料から引用させていただいたことを明記しておく。

最後に、京都大学防災研究所、大湊波浪観測所での漂砂、波浪の研究において、ご指導を賜った故土屋義人教授に深淵なる謝意と敬意を表明させていただき、次の世代のエンジニアが我々の得た知識、情報を糧に、わが国の砂浜海岸に対して、スマートな保全対策を実現して下さることを願って止まない。

参考文献

- [1] http://en.wikipedia.org/wiki/Hadley_cell の図面の一部を引用
- [2] http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone
- [3] <http://www.knmi.nl/waveatlas/license.cgi>
- [4] Short, A.D.(editor) Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics, John Wiley & Sons, 379p., 1999.
- [5] 加藤 茂・山下隆男・朴 柱昱・金 圭漢：韓国東海海岸と上越・大湊海岸との広域海浜流の比較観測，海岸工学論文集，土木学会，第 48 巻，pp.371-375，2001.
- [6] <http://www.nwfsc.noaa.gov/research/divisions/fed/oeip/cb-mei.cfm> (NOAA)
- [7] IPCC, AR4, WG1, Chapter 3, 2007.
- [8] 気象庁 HP, <http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/whatiselnino3.html>
- [9] 山下隆男・駒口友章・三島豊秋：気候変動のゆらぎを考慮した海岸保全の適応策への一考察，海岸工学論文集，土木学会，第 55 巻，pp.1341-1345，2008.
- [10] <http://www.oceanweather.com/research/WaveModeling.html>
- [11] Fabrice Ardhuin et. al., EOS, Feb., 2005
- [12] 加藤 茂：風と波によって形成される広域海浜流の 3 次元モデルに関する研究，岐阜大学博士論文，127p, 1999.
- [13] 山下隆男：沿岸海洋における風による海水流動，海と空，第 78 巻，第 2 号，pp.41-48，2002.
- [14] 馬場康之・加藤 茂・山下隆男：冬季季節風による広域海浜流ー上越・大湊海岸を例としてー(現地観測結果)，海と空，第 78 巻，第 2 号，pp.59-66，2002.
- [15] Dean, R.G., Equilibrium beach profiles, US Atlantic and Gulf Coast Ocean, University of Delaware, Engineering Report No.12, 1977.
- [16] Dean, R.G., Coastal Sediment Processes: Toward Engineering Solutions, pp. 1-24, Proceeding of Coastal Sediments, ASCE, 1987.
- [17] Colin D. Woodroffe, Coasts: from, process and evolution, Cambridge University Press, 623p, 2002.
- [18] Silvester, R., Stabilization of sedimentary coastlines. Nature, 188, Paper 4749, 467-469, 1960.
- [19] Hsu, J.R.C., Evans, C., Parabolic bay shapes and applications. Proc.Instn. Civil Engineers, Part 2. Thomas Telford, London, 87, 557-570, 1989.
- [20] Klein, A.H.F., A. Vargas, A.L.A. Raabe, and J.R.C. Hsu, "Visual assessment of bayed beach stability using computer software", Computers & Geosciences, 29: 1249-1257, 2003.
- [21] 宇多高明・森川数美・上橋 昇・大木孝志・芹沢真澄・神田康嗣・福本崇嗣：皆生海岸のクレスト型人工リーフ周辺の地形変化実態とその予測，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.B2-56, No.1, pp.571-575，2009.
- [22] 土屋義人：海岸侵食制御試論，海岸，No.24，pp.1-10，1984.