

漂砂と飛砂の連続性を考慮した海浜変形予測モデルの構築

令和 4年 1月

日本大学大学院理工学研究科博士後期課程

海洋建築工学専攻

横 田 拓 也

目次

第1章 序論	1
1.1 研究の背景	1
1.2 既往研究の課題	8
1.3 研究目的と本研究の特徴.....	11
1.4 研究概要	12
参考文献.....	13
第2章 現地海岸における課題の確認	15
2.1 飛砂が防波堤を乗り越えて港内へ侵入する現象（千葉県木更津市富津新港）	15
2.2 海岸広域を対象とした海浜変形と背後の砂丘形成（静岡県浜松市遠州灘海岸） ...	31
2.3 細砂と礫から構成される海浜での飛砂現象（千葉県千葉市稲毛海岸）	51
参考文献.....	60
第3章 計算モデルの構築	61
3.1 モデルの基本概念.....	61
3.2 Bagnold 概念に基づく海浜変形予測モデル（BG モデル）の概要	62
3.3 セルオートマトン法による飛砂計算の概要	71
3.4 テスト計算	82
3.5 まとめ.....	90
参考文献.....	91
第4章 本計算モデルによる現地海岸の再現性	93
4.1 飛砂が防波堤を乗り越えて港内へ侵入する現象（千葉県木更津市富津新港）	93
4.2 海岸広域を対象とした海浜変形と背後の砂丘形成（静岡県浜松市遠州灘海岸） ...	98
4.3 細砂と礫から構成される海浜での飛砂現象（千葉県千葉市稲毛海岸）	106
4.4 まとめ.....	111
参考文献.....	112
第5章 結論	113

第1章 序論

1.1 研究の背景

我が国では現在までに多くの自然災害に見舞われており、波浪、高潮、津波等の自然災害から利用価値の高い沿岸地域を防御する必要性から、海岸保全の工事が積極的に行われた。海岸保全のための工事は1956年公布された海岸法の下、1960年代より日本全国的に行われ、海岸には直立護岸や消波ブロックが設置された。これらの効果により、日本沿岸の防護レベルは確実に向上し、沿岸地域の越波災害は減少した。

一方、海岸法の下、人々の安全・利用目的で整備された海岸であるが、自然のみであった海岸に人工構造物を新たに建設したことにより、海岸の形態が急激に変化した。例としては沖合に構造物を建設したことにより、波向が変化し、砂が移動し海浜の侵食・堆積が生じるなどといったことである。海岸の侵食・堆積（海浜変形）は全国で見られるようになり、社会的な問題となった。急激な海浜変形を防止するために、砂の移動を制御する突堤などの構造物が海岸に多数建設され、また養浜やサンドバイパスなどの対策工も多く行われた。しかし、防護の対象となる海岸の現象を把握しないまま、計画・設計を行った例が多く、結果として海岸の侵食・堆積が助長された。さらに一部の海岸では、再度越波災害が引き起こされるといった事例もみられた。

海岸侵食及び越波被害が深刻化していく事態に対し、従来の海岸事業では「防護」中心の理念から、漂砂制御や背後地防護の構造物がさらに設置された。しかし、人命及び財産保護という急務の課題から素早い対策のみが優先され、海岸の将来を優先した対策は取られることが少なかった。漂砂制御のための構造物や背後地防護のための構造物による対策は長い時間スケールで見れば、海岸侵食による被害を先延ばしにして貴重な浜や礫などの環境を破壊し、海岸における人工構造物を増やただけといえる。その結果、かつては「白砂青松」と謳い称された日本の美しい海岸は、コンクリートで埋め尽くされた姿へと変えていった。

元来より海岸は、単なる陸域と海域との境界ではなく、陸域と海域が相互に融合した特色ある空間であり、多様な生物が生息・生育する貴重な場であるとともに、美しい砂浜や岩礁等の独特の自然景観を有し、各地に様々な文化・歴史・風土を形成してきた。また、海岸は古くから漁業の場や港として利用されるとともに、干拓による農地の開発等も多く行われ、生産や海上輸送のための空間として役割を果たしてきた。今日の日本では、海でのレジャーやスポーツ、さまざまな動植物とのふれあいや散策などを楽しむ人々が増加しており、海岸はレクリエーションやリラクゼーションの場としての役割も担ってきている。臨界部でのウォーターフロント開発においては、親水空間の創出やミティゲーションを目的として、人工海浜・人工干潟・人工渚が造成された。人々の海へ

の関心が高まったことで、海岸開発事業においても環境問題への配慮などを重視する声
が上がるようになり、国民レベルで海岸開発事業が議論されることも増えてきた。

総合的海洋管理の必要性や海岸需要の多様化といった背景を受け、1990年に旧来の
「防護」に加え、「利用」「環境」を重視した海岸創造を目的とした「新海岸法」が制定
された(図-1.1.1)。新海岸法第一条には、「この法律は、津波、高潮、波浪その他海水又
は地盤の変動による被害から海岸を防護するとともに、海岸環境の整備と保全および公
衆の海岸の適切な利用を図り、もって国土の保全に資することを目的とする」とその理
念が謳われている。しかし現実には、未だ防災面では海岸保全施設の整備水準は低く依
然として多くの災害が発生しており加えて過去の整備された施設の機能低下や老朽化
も進んでいる。また、港湾・漁港・防波堤等の大規模な港湾施設の建設に伴う沿岸漂砂
の連続性の阻止、波浪場の変化に起因する地形変化、砂利採取やダム建設に伴う河川流
出量の減少など、土砂バランスの崩壊に起因する海岸侵食が各地で進行した結果自然海
岸は著しく減少した。また、造成された人工海浜等の中には、砂浜を維持できない事例
も増加してきている。

海岸侵食が問題化する一方で、飛砂(風により砂が移動する現象)の卓越する海岸に
おいては、海岸からの飛砂が海浜背後へと運ばれることにより、海岸背後での地形変化
やそれに伴う様々な被害が生じている。まず、自然環境下において飛砂の卓越する海岸
では、海岸背後に飛砂が運ばれ堆積することにより、海岸砂丘が形成される。海岸砂丘
は、津波や高潮などの高波浪時に砂丘地の背後へと海水が侵入することを防ぐ自然堤防
としての役割を有している。例として、千葉県九十九里浜に形成されている海岸砂丘を
対象に現地調査を行った結果、天端高がある程度あり、その高さが連続的に続くような

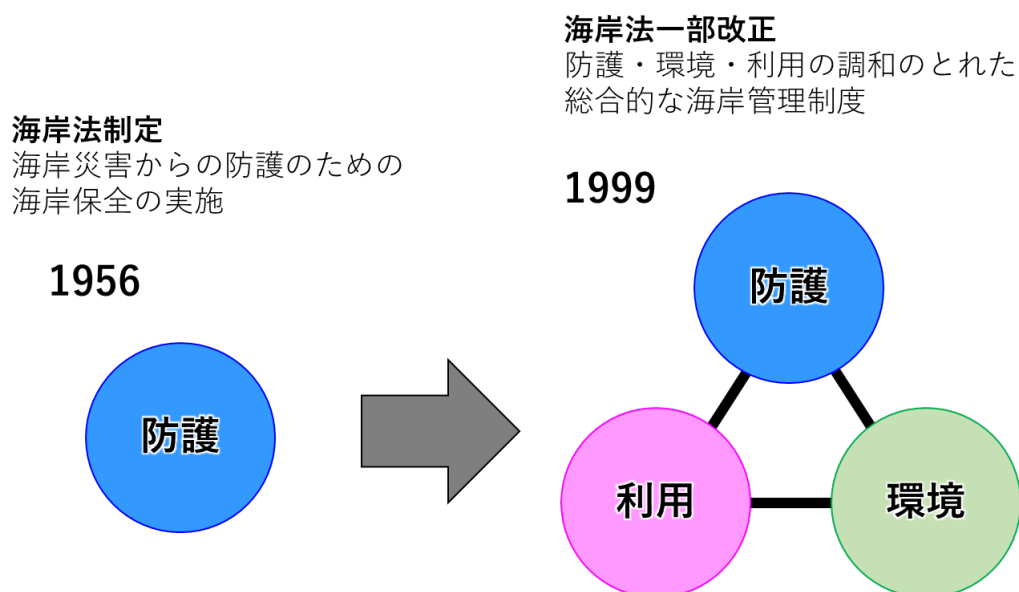


図-1.1.1 海岸法の改正

2016年5月21日



図-1.1.2 海岸背後の遊歩道への飛砂の堆積（神奈川県 湘南海岸）

2015年4月19日



図-1.1.3 海岸背後の住宅地への飛砂の堆積（千葉県 御宿海岸）

砂丘は津波減災効果を有していることがわかっている。また、砂丘地の前面における砂浜と植生の境界線付近は、温度環境が良好であることからウミガメの産卵地となる。このように海岸砂丘は、沿岸域の防護・環境の観点から非常に重要な役割を担っている。しかし、近年の海岸侵食に伴い砂丘地が侵食されることにより、これらの砂丘地の機能は低減・消失する。また、海岸侵食の他にも砂丘地においては、風的作用により砂丘地の一部が削られ部分的に標高が低下する blowout が形成される²⁾が、この blowout の形成によっても砂丘地の機能低下が起こる。

海岸の背後に道路や住宅地が存在する場合には、海浜からの飛砂が背後の道路や住宅地に侵入・堆積するという被害がみられる（図-1.1.2，図-1.1.3）。海浜に隣接する導流堤や港湾の防波堤付近では、飛砂がこれらの構造物を乗り越えて導流堤内や港湾内へ侵入・堆積することにより、河口閉塞や航路障害の一因となっている（図-1.1.4，図-1.1.5）。



図-1.1.4 飛砂の河口内への堆積（神奈川県 平塚海岸）

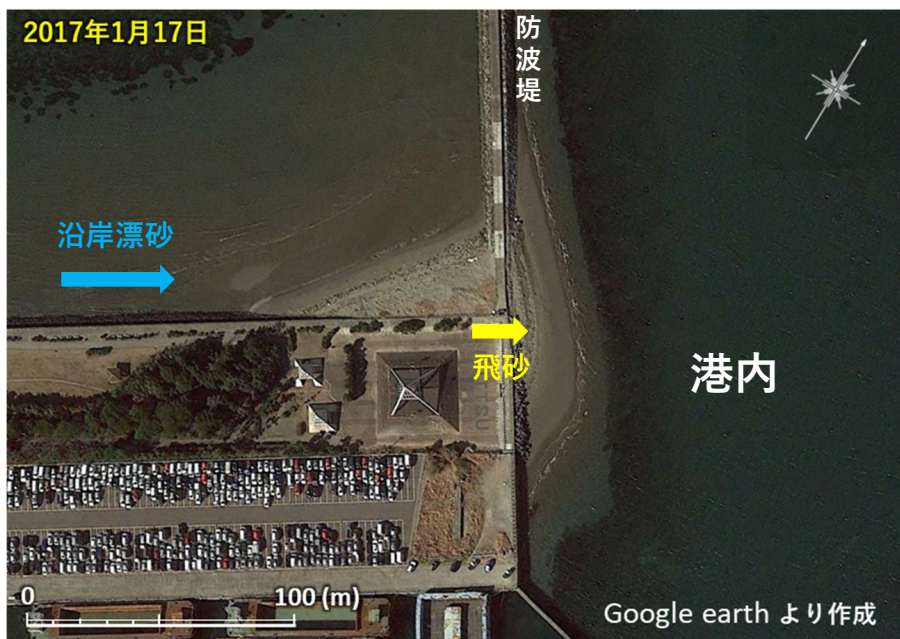


図-1.1.5 飛砂の港湾内への堆積（千葉県 富津新港防波堤隅角部）

このように、飛砂が人の利用空間へと侵入することによる被害も日本各地において問題となっている。

これらの問題を防止する飛砂対策として、日本では、17世紀から砂浜海岸において飛砂の防止を目的にクロマツが植えられてきた。今では飛砂を制御しながらクロマツを育成する技術が確立しているが、当初は試行錯誤の繰り返しで、大変な苦勞と努力を伴った。このような努力の結果出来上がったクロマツ林は日本海および太平洋の砂地海岸のほとんど全域に及び、海岸線の保全はもとより、沿岸住民を飛砂や潮風から守り、海岸後背地での農業を可能にするなど、永年にわたって多大な効果をもたらしてきた。し

2016年8月20日



図-1.1.6 飛砂に埋められ枯れた松（千葉県九十九里浜）

2017年11月27日

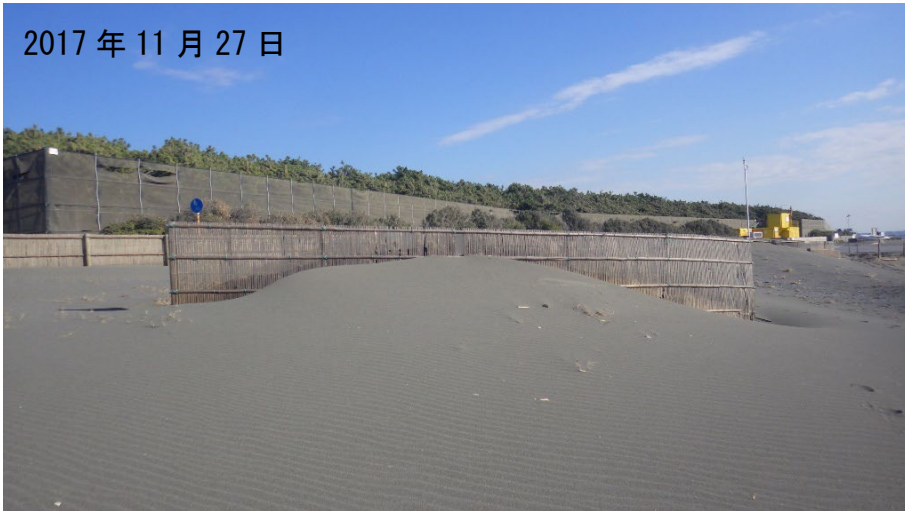


図-1.1.7 飛砂対策として設置された堆砂垣（神奈川県茅ヶ崎海岸）

かしながら、海岸背後に飛砂が堆積することで、背後に生育しているクロマツが枯れる被害（図-1.1.6）も生じており、クロマツの保全には飛砂による海岸背後での地形変化を事前に予測することが必要となる。また、植林の他にも飛砂対策として海浜での堆砂垣の設置も一般的に行われている（図-1.1.7）。堆砂垣は飛砂の卓越する海岸において、その周囲に飛砂を堆積させることで、海浜背後へと運ばれる飛砂の量を低減させるものである。しかし、堆砂垣設置直後はその効果を発揮するが、堆砂垣に十分に砂が堆積した場合には、飛砂は容易にその背後へと供給され結果的に海岸背後への砂の侵入・堆積を許してしまう。そのため、定期的に堆砂垣周囲の砂を取り除く必要がある。そこで、堆砂垣の飛砂の抑制効果と砂の堆積する速度を事前に予測することで、効率的に飛砂対策を講ずることが可能となると考えられるが、堆砂垣の設置等の飛砂対策はこれまで経験的にその設置位置や向きなどが決められており、堆砂垣設置後の飛砂の補足効果が時間的飛砂の堆積量などを定量的に予測する手法は提案されていない。

上述のような、沿岸域における飛砂による地形変化やそれに伴う飛砂被害等の現象は波による地形変化と密接に関係している。例として、**図-1.1.8**に示すように、海岸において防波堤のようなコンクリート構造物を設置した場合、防波堤の遮蔽域へ向かう沿岸漂砂が生じる。そして、防波堤付近では沿岸漂砂が防波堤により阻止されて砂が堆積することで汀線が前進し、一方、漂砂の下手側では汀線が後退する。汀線が前進した堆積域では、浜幅が広がることで海浜砂が飛砂として移動・堆積する領域が増えることにより、その背後では飛砂の背後地への過剰な堆積等の飛砂被害が生じる。一方で汀線が後退する侵食域では、海岸侵食が問題化するとともに、仮に背後に海岸砂丘などが存在すれば砂丘の侵食が生じる。

さらに、近年海岸侵食対策として多く用いられている手法として養浜が実施されている。養浜については、実施する際に、その目的や対象範囲のみに重点が置かれ、周辺海岸への配慮を怠ると、場合によっては広範囲にわたって悪影響を及ぼす可能性があるため、海浜変形や航路埋没・河口閉塞、周辺の生態系や環境面について十分に配慮する必要があるが、飛砂問題も例外ではなく、砂浜の造成に伴い場合によっては飛砂が発生し、背後地へ影響を及ぼすこともある。**図-1.1.9**に示すように、海浜において養浜を行った際に、養浜砂は波の作用により沿岸漂砂として漂砂の下手側へと運ばれる。そして、養浜砂が飛砂として運ばれるような粒径の砂（細砂）であれば、漂砂の下手に当たる海浜では海浜背後に飛砂が侵入・堆積することにより、飛砂被害が生じることになる。

このように漂砂と飛砂による海浜地形変化が要因となっている様々な問題を未然に軽減・防止し、適切な海岸保全整備事業を進めるためには、従来までの波による海浜変形のみの評価だけでなく、飛砂により影響を受ける背後の砂丘地や構造物（堆砂垣や住宅、河口、港湾）等に対しても適切な環境影響評価を予測することが必要である。そのためには、波の営力で海浜に堆積した砂が、さらに飛砂で移動して地形が変化するという砂移動の全過程を表現する新たな予測モデルを提案する必要がある。

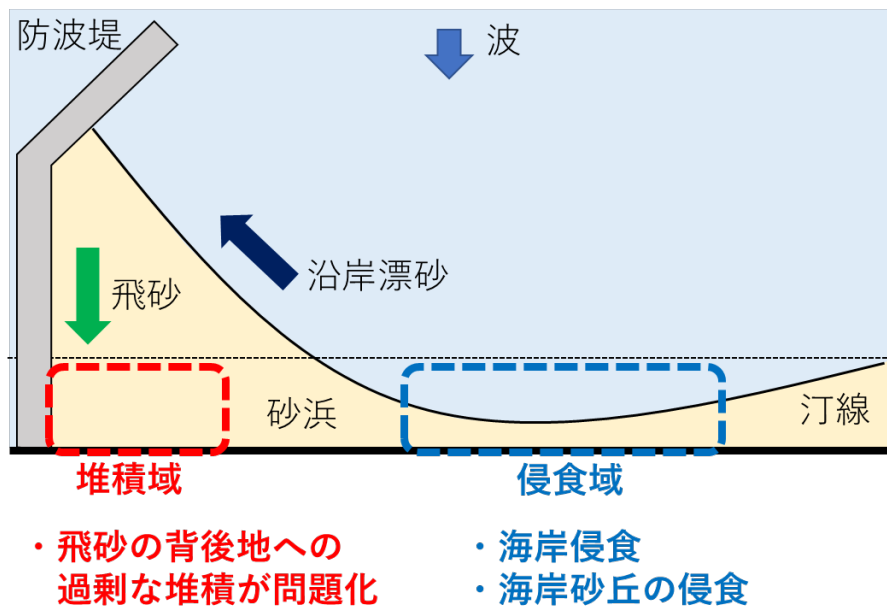


図-1.1.8 波の遮蔽域形成に伴う海浜変形と飛砂現象

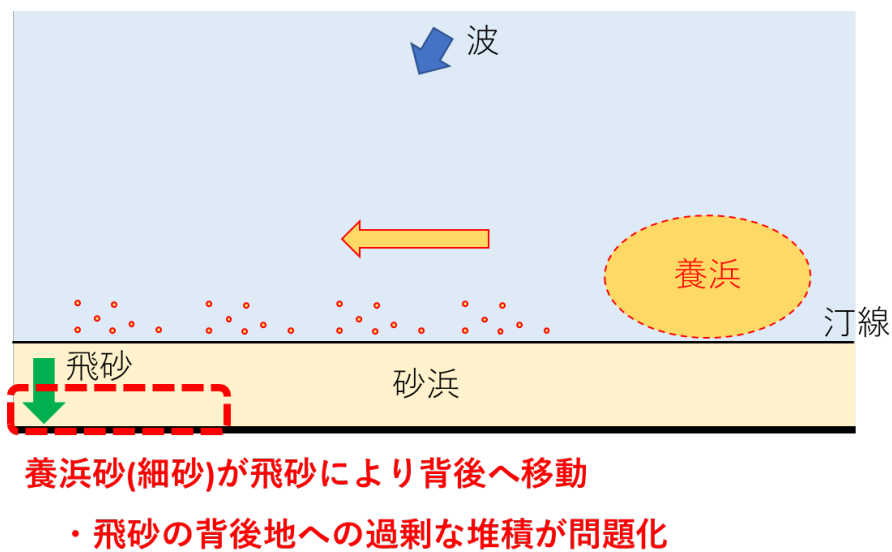


図-1.1.9 養浜の実施に伴う海浜変形と飛砂現象

1.2 既往研究の課題

(1) 海浜変形予測モデルに関する既往研究

従来から用いられている平面的な海浜変形を定量的に予測する手法には、汀線の変化のみを扱った汀線変化モデル³⁾、水深の深い海浜地形まで予測可能な等深線変化モデル⁴⁾、Bagnold 概念に基づく海浜変形予測モデル (BG モデル)⁵⁾、および力学的機構は考慮せず回帰式で汀線形状を簡易に予測する Hsu モデル⁶⁾に大別される。

汀線変化モデルと等深線変化モデルは、いずれも沿岸流による砂移動を砕波点における波高と波向でマクロ的に取り扱っており、時空間的にマクロな変形をする海岸を対象とする予測モデルである。構造物近傍の冲向き流れや循環流を考慮できないため構造物周辺の地形変化の予測精度には限界があるものの、沿岸漂砂の遮断や供給源の減少に伴う広域的かつ長期的な海浜の土砂収支を議論するには十分な精度を有している⁷⁾。

等深線変化モデルは、宇多・河野⁴⁾のモデルが提案されており、自然海岸での突出変形、突堤、護岸、防波堤周辺の海浜変形や海底谷周辺の海浜変形に対して、主として平面移動床実験結果に基づき検討している。このモデルも基本的には沿岸流場を対象にモデル化されているため、汀線変化モデル同様、広域的かつ長期的な地形変化の検討に適している。しかし、構造物周辺での冲向き流れや循環流など平面的な海浜流場の影響を反映できるわけではないので、構造物近傍の外力場の変化に伴う海浜変形は精度良く評価できないといった課題があった。そこで芹沢ら⁸⁾は、従来の等深線変化モデルに岸沖漂砂に起因する海浜縦断形の安定化機構を組み込み、上記の課題を解決する実用的なモデルを開発した。具体的には沿岸漂砂に加えて岸沖漂砂を考慮可能とすることで、構造物近傍の外力場の変化に伴う海浜変形の再現が可能となった。

芹沢ら⁵⁾は、Inman・Bagnold による平衡勾配の概念と、Bagnold による energetics approach を応用して海浜変形モデルを構築した。このモデルでは、実海岸で測定された海底勾配を平衡勾配として与えることにより、岸沖・沿岸漂砂を分離せずに漂砂量を評価し、砕波点での波条件のみを用いて漂砂フラックスが算定されている。BG モデルは、xy 平面上の地盤高 $Z(x, y, t)$ の分布によって地形を表現する。等深線変化モデルでは地形の表現方法の制約から冲向きに傾斜した地形に適用が限定されるが、このように平面メッシュ上で $Z(x, y, t)$ を解く方式によれば任意の形状の地形を扱うことが可能となる。例えば、等深線変化モデルが不得手とする掘削穴のように水深が等深線の 2 価関数になるようなケースもこの方式なら簡単に扱える。また、複雑な構造物配置を取り扱う場合、等深線変化モデルでは構造物の境界条件処理に特別な技巧を要するという課題があったが、BG モデルでは構造物境界では単に漂砂量を 0 とおくだけでよいので簡単に扱える。BG モデルは、平衡勾配概念と沿岸漂砂量式を組み合わせた簡易なモデルであるにもかかわらず、海岸線の変化のみならず陸上部も含めた 3 次元的な海浜変形を精

度よく予測でき、対策立案のための有用なツールとして海岸実務に活用されている。さらに、芹沢ら⁹⁾はBGモデルを混合粒径について対応可能なモデル（Bagnold概念に基づく混合粒径海浜の変化予測モデル）へと発展させ、混合粒径砂からなる海浜の3次元海浜変形予測を実務上一層高い信頼性を持って行うことが可能になった。

しかしながら、これら既往の海浜変形予測モデルは、波の遡上限界までを計算の対象範囲にしており、遡上限界に堆積した砂の飛砂としての砂移動については予測が困難である。

(2) 飛砂現象についての既往研究

飛砂現象に関する既往研究として、これまで飛砂量の現地観測や風洞実験、飛砂量式の提案などが多くなされている。代表的なものとして、堀川ら¹⁰⁾はトレンチトラップ（海浜に掘削した側溝状の凹地）が平均的な飛砂量を観測するのに極めて有効であることから、この方法を利用して、現地海岸（静岡県浜松市米津浜）において飛砂量の観測を行うとともに、飛砂が平衡状態に達するまでの距離等の観測を実施している。これによれば、観測に使用した補砂器や観測日により違いはあるが、風下10m地点において飛砂量が平衡状態になったことが示されている。

堀田ら¹¹⁾は大型風洞装置を用いて中央粒径0.15mmの砂に対して砂面長さを変えた場合の飛砂量測定実験を行っている。その結果10~20mの範囲で実験誤差程度の誤差はあったものの、飛砂量は10m地点で平衡に達していたことが示されている。さらに、保坂ら¹²⁾は圧電飛砂計を用いて、砂面上と砂面終端風下の飛砂量分布と風速分布の測定を行い、飛砂の平衡距離、砂面の侵食発生個所と範囲、砂面からの砂流出分布について検討している。

飛砂量を推定するための飛砂量式については、一般的に用いられているものとして、Bagnold公式¹³⁾と河村公式¹⁴⁾がある。

$$q = B \frac{\rho_a}{g} \sqrt{d/D} \cdot u_*^3 \quad \dots\dots\dots (1.1.1) \quad (\text{Bagnold, 1936})$$

$$q = K \frac{\rho_a}{g} (u_* + u_{*c})^2 (u_* - u_{*c}) \quad \dots\dots\dots (1.1.2) \quad (\text{河村, 1951})$$

ここに、 q は飛砂量、 B 、 K は実験にて定まる係数、 ρ_a は空気の密度、 g は重力加速度、 d は粒径、 D は標準粒径（0.25mm）、 u_* は摩擦速度である。

上記に示すように、飛砂現象についてこれまで多くの現地観測や風洞実験、飛砂量式

の提案などが行われており、海岸における飛砂量を算出することは可能となったが、現地海岸において飛砂が生じた結果、どのような地形変化が生じるのか予測するような研究例は少なく、海浜変形を踏まえたうえで背後の地形変化の定量的な予測計算を行っているような研究例はない。

(3) 飛砂による地形変化モデルに関する既往研究

飛砂による地形変化については現地海岸における飛砂被害の観測や飛砂量の観測については多くの研究が行われている。数値モデルについては、地形学の分野において、例えばバルハン砂丘の再現モデルがある。バルハン砂丘とは、砂丘形状を指す様々な種類のうちの1つである。砂丘は風向や風速の違いによって様々な形状となるが、その形状によって種別されており、中でも比較的単純な条件で、現象と要因を解明しやすいバルハン砂丘を対象としたモデルが開発されている。その中でも、セルオートマトン法を用いた砂丘の形状再現モデルとして西森ら¹⁵⁾により、Nishimori&Yamasaki型モデル(NY型モデル)が考案されている。このNY型モデルは砂丘形成のダイナミクスを再現する数値モデルとして、 (i, j) で表される各セルに、時刻 n と砂の高さを表す変数 h をそれぞれ与える。その上で、基本ルールとして砂の移流過程と拡散過程を与えたものである。また、勝木ら¹⁶⁾は風による砂の移動質量を一定として、移送距離を独自の式で算出することで、現地観測における砂丘上の砂の流量である sand flux を再現したモデルを提案している。しかし、これらの数値モデルは砂丘の形状を再現するものであり、現地における砂丘や飛砂現象の定量的な予測は困難である。

海岸工学の分野においても有働ら¹⁷⁾は、鹿島灘海岸において長期的な砂丘地形の変動特性を調べるとともに、植生の影響を考慮した数値モデルによる砂丘の地形変動計算法について検討している。さらに、三浦ら¹⁸⁾は飛砂による土砂損失を考慮した汀線変化予測モデルを構築し、幕張人工海浜と新潟海岸を対象に再現計算を行った。しかし、この数値モデルは飛砂による土砂損失を考慮した上での汀線変化を予測するのみであり、3次元的な地形変化を予測することはできない。

以上のように、現在に至るまで波による地形変化と飛砂による地形変化を一括して予測する数値計算モデルは提案されていない。

1.3 研究目的と本研究の特徴

本研究では、現在に至るまで困難であった、飛砂の卓越する海岸において海浜部から海浜背後までの広範囲の予測計算を可能とする、漂砂と飛砂の連続性を考慮した海浜変形予測モデルの開発を目的とする。

従来までの海浜変形予測モデルは、バーム位置から波による地形変化の限界水深までの範囲における波による地形変化のみを対象としていたのに対し、本モデルでは、波による地形変化に加え、飛砂による地形変化についても予測が可能になる(図-1.1.10)。したがって、これまで予測が困難であった海浜からの飛砂が海浜背後に堆積し、海岸砂丘を形成する現象や導流堤・防波堤を乗り越えて河口・港湾内に飛砂が堆積する事例、海浜背後の構造物への飛砂の堆積について予測を可能とし、海岸環境を総合的に管理するための有用な計算モデルになると考えられる。

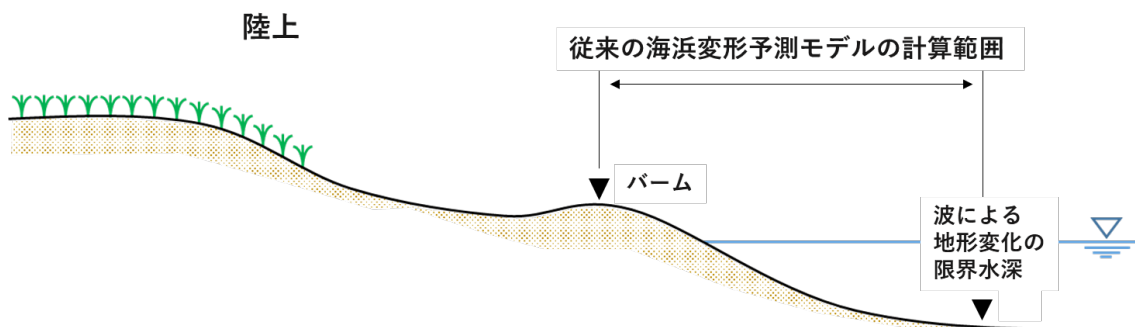


図-1.1.10 本研究における計算モデルの概念図

1.4 研究概要

計算モデルを構築するにあたり、海浜部の波による地形変化の計算にはBGモデルを、バームより陸側の飛砂による地形変化の計算にはセルオートマトン法を用いて漂砂と飛砂の連続性を考慮した海浜変形予測モデルを構築した。また、海岸において粒径の細かい砂が選択的に飛砂として運ばれ、粒径の大きな砂や礫は飛砂として移動しないことから、その機構を取り入れるために、構築したモデルを粒径を考慮したモデルへと発展させた。

次に、モデルの砂移動の連続性の検証を行うとともに、構築した計算モデルを現地海岸に適用したときの妥当性を検討するために、千葉県富津市に位置する富津新港の防波堤隅角部に形成されている砂浜を対象に砂浜からの飛砂が港内へ侵入・堆積する一連の現象、静岡県浜松市遠州灘海岸における海浜変形および海岸背後における海岸砂丘の形成事例、千葉県千葉市に位置する稲毛海岸における細砂が選択的に飛砂として移動し海岸背後に堆積する事例について再現計算を実施した。

本論文は序論から結論までの5章で構成されており、概要は以下の通りである。

第1章では、序論として研究の背景、既往の研究と課題、研究目的と本研究の特徴および研究概要について述べた。

第2章では、千葉県富津市に位置する富津新港の防波堤隅角部に形成されている砂浜を対象に砂浜からの飛砂が港内へ侵入・堆積する事例、静岡県浜松市遠州灘海岸における海浜変形および海岸背後における海岸砂丘の形成事例、千葉県千葉市に位置する稲毛海岸における細砂が選択的に飛砂として移動し海岸背後に堆積する事例についての現地観測結果について述べる。

第3章では、BGモデルとセルオートマトン法を組み合わせた漂砂と飛砂の連続性を考慮した海浜変形予測モデルを構築するにあたり、海浜部の計算に使用しているBGモデルと陸上部の計算において使用しているセルオートマトン法の飛砂計算それぞれの概要と、この2つの異なる計算手法の接合法についての工夫点について述べている。また、構築したモデルの土砂移動の連続性の検証を目的とした単純な条件下でのテスト計算を実施した。

第4章では、構築した計算モデルの現地海岸への適用性を検証するために、第2章で挙げた事例について、再現計算を行った結果について述べている。

第5章では、結論として本研究の成果を総括し、現地海岸における調査結果と新たに開発した漂砂と飛砂の連続性を考慮した海浜変形予測モデルとその適用性、今後の展望について述べている。

参考文献

- 1) 中田遥香・二瓶泰雄・梶純也：砂浜海岸における土砂収支評価・津波減災効果に関する検討～九十九里浜海岸を例として～，土木学会論文集 B1（水工学），Vol. 70，No.4，I_1171-I_1176，2014.
- 2) 宇多高明・西村晋・清野聡子・国栖広志：カリフォルニア州モントレイ湾沿岸に形成された砂丘地における blowout の観察，海洋開発論文集，Vol. 16，571-576，2000.
- 3) Pelnard-Considere, R. : "Essai de theorie de l' evolution des formes de vivage en plages de sable et de galets", IV eme Journees de l' Hydraulique, Les Energies de la Mer, Question III, Rapport, No.1, pp.289-298, 1956.
- 4) 宇多高明・河野茂樹：海浜変形予測のための等深線変化モデルの開発，土木学会論文集，No.539/II-35，pp.121-139，1996.
- 5) 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池鋼：Bagnold 概念に基づく海浜変形モデル，土木学会論文集 B，Vol. 62，No.4，pp.330-347，2006.
- 6) Hsu, J. R. C and C. Evans : "Parabolic bay shapes and applications", Proceeding of Int. Civil Engineerings, Part 2, 87, pp.557-570, 1989.
- 7) 土屋義人・山下隆男・泉達尚・鳥取一雄：大規模海浜過程の予測ー上越・大潟海岸の場合ー，海岸工学論文集，Vol. 40，pp.456-460，1993.
- 8) 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池鋼：等深線変化モデルの拡張による x-y メッシュ上の水深変化の計算法，海岸工学論文集，Vol. 50，476-480，2003.
- 9) 芹沢真澄・宇多高明・熊田貴之・三波俊郎・古池鋼・石川仁憲・野志保仁：Bagnold 概念に基づく混合粒径海浜の変化予測モデル，海岸工学論文集，Vol. 53，626-630，2006.
- 10) 堀川清司・堀田新太郎・久保田進・香取完和：トレンチトラップによる飛砂量の現地観測，海岸工学講演会論文集，Vol. 30，303-307，1983.
- 11) 堀田新太郎・久保田進・竹澤三雄：粒径の小さい砂の飛砂量について，海岸工学論文集，Vol. 51，551-555，2004.
- 12) 保坂幸一・香取完和・西受由裕・久保田進：砂面上および砂面終端風下の飛砂量に関する風洞実験，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol. 69，2号，pp. I_536-I_540，2013.
- 13) Bagnold, R. M.: The movement of desert sand, Proc., Roy., Soc., London, A, 157, pp.596-620, 1936.
- 14) 河村竜馬：飛砂の研究，東京大学理工学研究所報告，Vol. 5，pp.95-112，1951.
- 15) 坪田誠・西森拓：量子渦のダイナミクス/砂丘と風紋の動力学，培風館，pp.155-159，2008.

- 16) 勝木厚成・菊池誠：Sand flux による砂丘移動の操作，数理解析研究所講究録，Vol. 1472，pp.67-70, 2006.
- 17) 有働恵子・武若聡：海岸砂丘の長期的な地形変動特性とその再現，海岸工学論文集，Vol. 48，pp. 596-600，2001.
- 18) 三浦正寛・宇多高明・芹沢真澄・小林昭男：飛砂による海浜砂の損失を考慮した汀線変化モデル，海岸工学論文集，Vol.55，pp.551-555，2005.

第2章 現地海岸における課題の確認

緒言

飛砂の卓越する海岸においては、波による海浜変形に加えて海浜背後への飛砂の堆積・海岸砂丘の形成などの地形変化が生じるが、これらの事例について現地海岸を対象に現地調査を実施した。本章では、千葉県富津市に位置する富津新港の防波堤隅角部に形成されている砂浜を対象に砂浜からの飛砂が港内へ侵入・堆積する事例、静岡県浜松市遠州灘海岸における海浜変形および海岸背後における海岸砂丘の形成事例、千葉県千葉市に位置する稲毛海岸における細砂が選択的に飛砂として移動し海岸背後に堆積する事例についての現地観測結果について述べる。

2.1 飛砂が防波堤を乗り越えて港内へ侵入する現象（千葉県木更津市富津新港）

2.1.1 富津新港の概要

図-2.1.1 は、調査地域の2017年1月17日の衛星画像を示す。調査地は、富津岬北岸で東京湾を北に望み、富津岬の東北東方向に3.5 km離れた場所にあり、太平洋からの入射波は富津岬により遮蔽され、調査地には東京湾内で発達した風波が作用する。富津岬から当地の沖合には浅海域が広がる。図-2.1.1には衛星画像から読み取った浅海域A、Bを囲む外縁線を破線で示す。浅海域Aの沖には溝を挟んで浅瀬Bが細長く伸びている。特に富津漁港の西側直近のAは富津海岸の潮干狩り場として使われており、海岸線沖には長さ1.4 km、幅0.7 kmの干潟が広がる。

干潟Aは東向きに伸び、いったん富津漁港から北西方向に伸びた狭い航路を跨いだ後、さらに埋立地前面まで広がっている。細長い浅瀬は富津新港の立地する埋立地の北面に沿って伸び、富津新港の防波堤にまで達している。図-2.1.2は2000年の海図より切り出した富津岬周辺の深浅図を示す。これによれば、富津新港周辺はCDL約-1 m (CDL 0 m = T.P.-1.15 m)の浅い海域が広がる。

富津新港は、東京湾を北西側に望む埋立地の先端部に造られており、泊地の西側には長さ約700 mの長大な防波堤が伸びる。この防波堤と埋立地間の西側隅角部では、砂が堆積して三角形の砂浜（西浜）が、また防波堤の東側にもほぼ三日月状の砂浜（東浜）が形成されている（図-2.1.3）。これらのうち、西浜については、富津岬から当地に至る海域には浅海域が広がることから、富津岬の北岸に沿って東向きの沿岸漂砂りにより砂が運ばれて形成された可能性が高いと考えられる。

一方、富津新港の防波堤は長さが約700 mと長く、また当地は東京湾内に位置するため外洋に面した海岸と比較して波高は低いので、東浜は波の作用により防波堤先端から

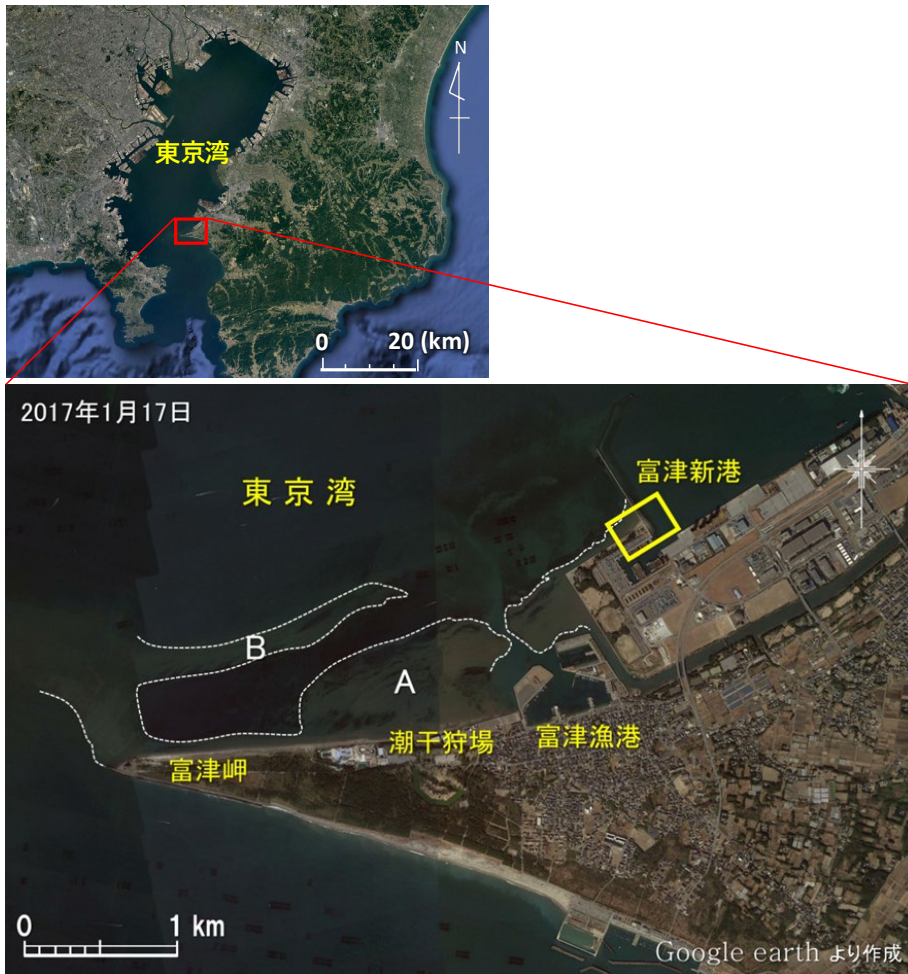


図-2.1.1 富津新港の位置図

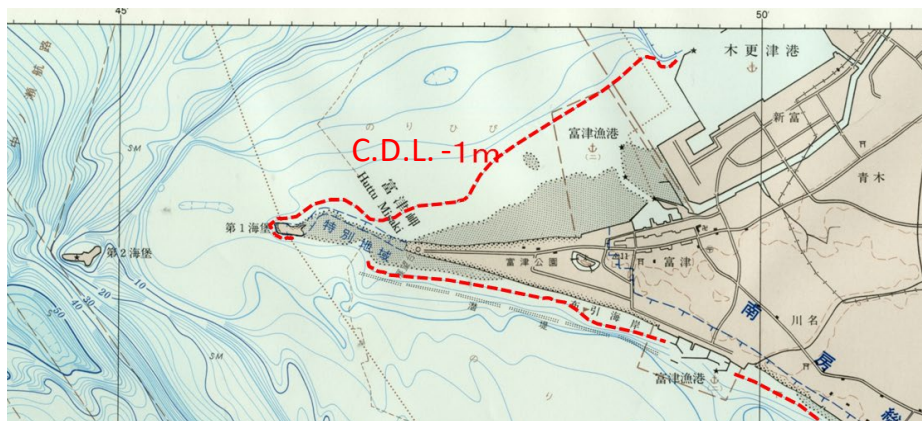


図-2.1.2 富津新港周辺の海底地形

港奥まで砂が運ばれて形成されたと考えることには無理があり、むしろ隅角部の西側に形成された西浜から越波または飛砂により東浜へと砂が直接供給されて形成されたと推定される。また、東浜は富津新港内に張り出しているの、泊地にさらに過剰に堆積した場合には航路障害の一因となり得ると考えられる。

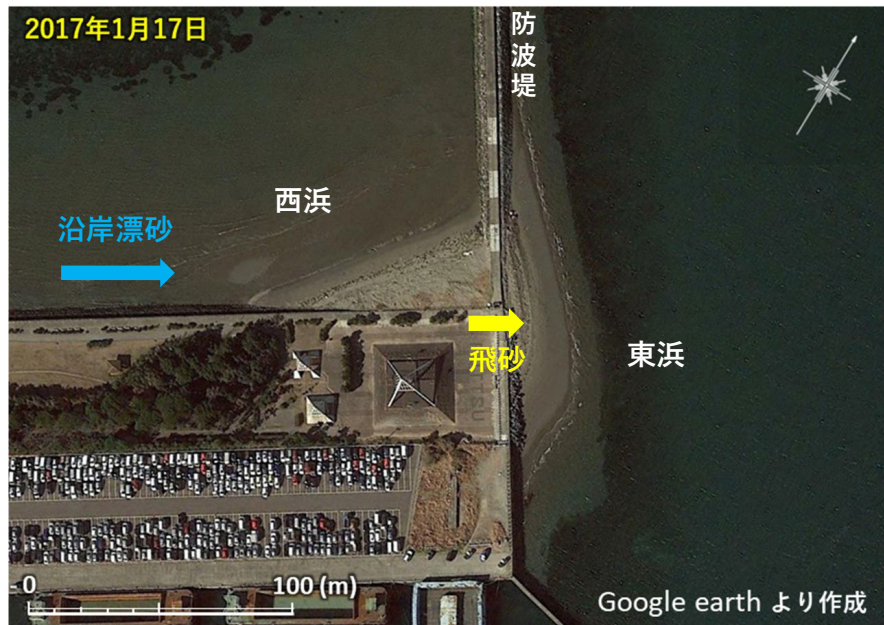


図-2.1.3 富津新港防波堤隅角部の衛星写真

2.1.2 現地調査結果

富津新港の防波堤隅角部に形成されている西浜と東浜を対象に、2017年7月16日には現地踏査を、また2017年9月23日にはRTK-GPSを用いた砂州の地形測量と海浜材料のサンプリング調査を実施した。富津新港における現地踏査では図-2.1.4 (a) に示す1～9の地点において現地写真撮影を、現地調査時にa～dの地点において底質のサンプリングを行った。また、西浜と東浜において縦断地形測量を行った。2017年1月17日の衛星画像上に前浜測量の測線配置を示す(図-2.1.4 (b))。西浜では埋立地護岸の法線方向に設定した11測線に沿って縦断形を測定した。その際の測線間隔は6mとした。一方、東浜については防波堤と直角方向に全体で19測線を設定し、西浜と同様に測量した。この場合、測線No.1～No.10では砂州形状の変化が緩やかであったため測線間隔は10mとし、測線No.11以南では沿岸方向の地形変化が大きかったため測線間隔は6mと狭めた。以下に現地調査結果を示す。

(1) 現地状況

まず、防波堤西側の埋立地護岸上から西浜を望んだのが写真-2.1.1であり、護岸前面の根固め捨石を埋めて砂浜が形成されていた。砂浜高は防波堤天端高とほぼ同等、ないしはやや高く、海浜上部はコウボウムギを始めとする海浜植生に覆われていた。しかし、西浜と護岸との接点付近では小規模な浜崖が観察され、一時的に北東向きの沿岸漂砂が作用した痕跡が残されていた。防波堤の付け根からその先端方向を望みつつ西浜の東端部を撮影したのが写真-2.1.2である。西浜の砂浜高は、防波堤との接点付近では防波堤

(a) 写真撮影地点とサンプリング地点



(b) 前浜測量の測線配置

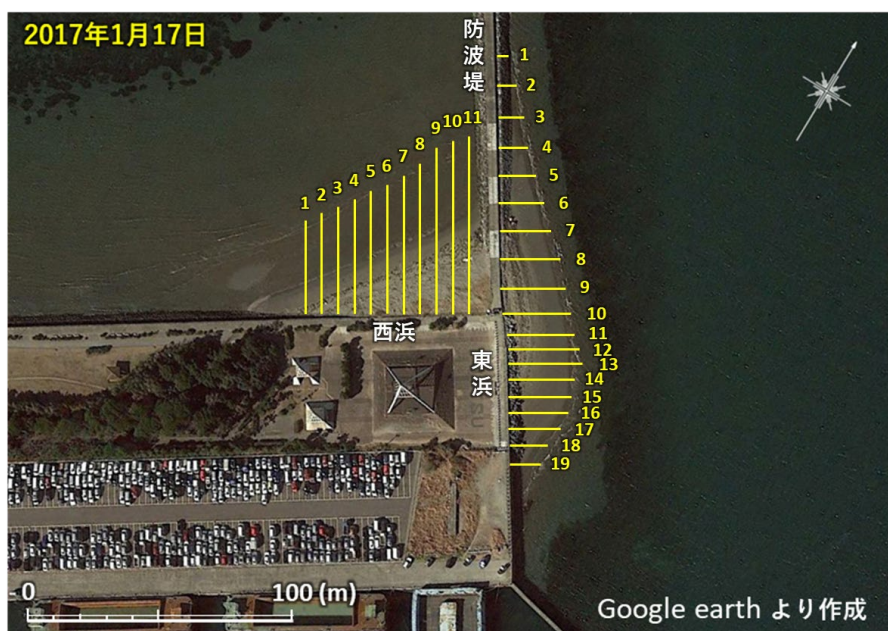


図-2.1.4 現地調査における写真撮影地点、底質サンプリング地点、測量測線

の天端高より高く、防波堤の天端上にも砂の堆積が見られた。これより海浜地の表面は一面コウボウムギに覆われていたものの、西風時には西浜から防波堤を越えて東浜へと飛砂が運ばれうる状況にあることが分かった。

次に、防波堤上を沖向きに移動し、西浜の汀線と防波堤とが交差する付近から南西方向を望んだのが写真-2.1.3 である。緩く逆 S 字状に湾曲した汀線が形成されていた。防波堤上より撮影した西浜と防波堤との接点付近の状況を写真-2.1.4 に示す。砂浜は防



写真-2.1.1 埋立地護岸から望む西浜



写真-2.1.2 防波堤上に覆い被さった砂



写真-2.1.3 防波堤上から望む西浜



写真-2.1.4 防波堤に被さった砂（南向き）



写真-2.1.5 飛砂により塗装が削られた西浜背後のフェンス

波堤の天端より下がった位置に形成されていたが、防波堤の付け根に向かって砂浜の標高が高まり、やがて砂浜高は防波堤の天端高より高まった。このことから、西寄りの風的作用で東向きの飛砂が発達し、砂が防波堤を越えて西浜から東浜へと運ばれたと考えられる。また、**写真-2.1.5**には西浜背後に設置されているフェンスを撮影した写真を示す。フェンスの西浜側は塗装がはがれている。これは西浜からの飛砂がフェンスに衝突することが原因であり、このことから、西浜において飛砂が海岸背後に運ばれていることがわかる。

次に、東浜を北西側から陸向きに望んで撮影したのが**写真-2.1.6**である。防波堤上から東浜を南東方向に望むと、防波堤の東側にほぼ三角形の砂浜が広がり、砂浜背後の捨石の上に植生が生育することから、西浜から飛砂により運ばれてきた砂が捨石間を埋め、そこに植生が繁茂していると見られた。**写真-2.1.7**は東浜の陸端付近から沖方向を



写真-2.1.6 東浜の北端



写真-2.1.7 東浜の南端

望んだ写真を示す。写真-2.1.6 に示した東浜の沖側と比べ、陸側では汀線の曲率が大きく、砂浜幅が急激に狭まっていた。飛砂は防波堤の付け根付近で最も著しかったが、埋立地の隅角部のやや陸側では埋立地の平坦面を通過した飛砂が直接東浜に落ち込んでいることが確認された。また、写真-2.1.8 において異形ブロックの天端に砂が堆積し、その高さがフェンスのある地盤面とほぼ同様なことから、砂が遊歩道側からブロック上へと落ち込んだと考えられる。写真-2.1.9 は、東浜の汀線上から北西側を望んだもので、丸みを帯び湾曲した汀線が形成されていた。一方、写真-2.1.10 は東浜から富津新港の防波堤を南西方向を望んで撮影した捨石付近での堆砂状況を示す。西風時の飛砂により防波堤を越えて東側に運ばれた砂が根固め石を上部から埋めたことが捨石上に砂が堆積していることから見て取れる。



写真-2.1.8 埋立地上を運ばれた飛砂の堆積



写真-2.1.9 東浜の汀線上から北西側を望んだ写真



写真-2.1.10 捨石付近での堆砂状況

(2) 調査地の気象条件と底質特性

調査地の気象条件について、NEDO 風況マップ²⁾を参照すると図-2.1.5 が得られた。風向の出現頻度は北寄りと西寄りグループに分かれ、北寄りでは NWN, N, NNE が卓越し、西寄りでは WSW 方向が卓越している。一方、富津新港の防波堤は N29°W 方向に伸びているので防波堤により北寄りと西寄りの波が区分され、西浜には西寄りの波が、東浜には北寄りの波のみが作用する条件にある。

また、図-2.1.4 (a) に示したように西浜では点 a, b で、東浜では点 c, d で行ったサンプリングの結果 (図-2.1.6) によれば、西浜の a, b はともに中砂細砂で構成されていたが、防波堤を挟む b, c では粒度組成がほぼ同一であることから、西風による飛砂が防波堤を越えて西浜から東浜へと砂が運び込まれた可能性が高いことが分かる。これに対し、東浜の防波堤から離れた汀線付近の d では他と異なり細砂が主であった。

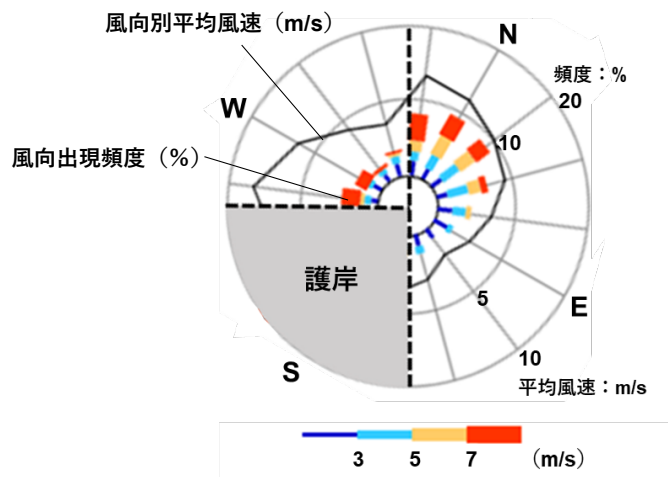


図-2.1.5 NEDO による風況図

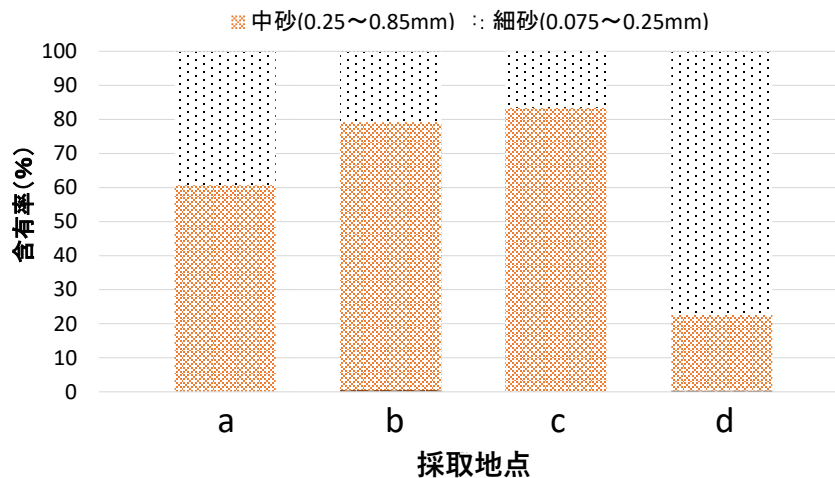


図-2.1.6 地点 a-d での粒度組成

(3) 地形測量結果

縦断地形測量には RTK-GNSS を用いて、各地点の緯度、経度、標高を計測した。防波堤西側の砂州（西浜）は埋立地護岸に沿う東向きに沿岸漂砂が防波堤により阻止されたため徐々に形成されてきている。この場合、各測線における縦断形は時間的に発達を遂げたものであるが、海浜変形に関するエルゴード性の概念³⁾を用いると、その変化は図-2.1.4 (b) に示す No.1～No.11 の縦断形の沿岸方向の変化と同じになる。すなわち、初期の縦断形は No.1 に、十分時間が経過した後の縦断形は No.11 に保存されていると考えられる。この条件では、測線 No.1～No.11 の縦断形の重ね合わせ図は、砂が徐々に堆積した場合の断面形の時間的変化を示すことになる。そこで縦断形を護岸線を基準に重ね合わせたのが図-2.1.7 である。これによれば、縦断形は西端の No.1 から次第に勾配を増して立ち上がり、No.4 付近で十分発達している。この場合、 $Z=0.5, 1.5\text{ m}$ 付近に遷急点を持ち、 $Z=0.1\sim 0.5\text{ m}$ では $1/17$ 勾配、 $Z=0.5\sim 1.5\text{ m}$ では $1/10$ 勾配となって縦断形がほぼ平行移動したと考えられる特徴を示す。また沖合はほぼ -0.5 m の平坦面が広がる。 $Z=1.5\text{ m}$ 以上は写真-2.1.1 などに示したように飛砂が堆積し、表面が植生で覆われた部分に対応している。

次に、図-2.1.7 において測線 No.1 の縦断形を基準として No.11 まで、波の作用により変形が進んだと見られる $-0.5\sim 1.5\text{ m}$ 間について、断面積の変化量 (ΔA) と汀線変化量 (Δy) を算出し、両者の相関を調べた (図-2.1.8)。これによれば $R^2=1.0$ で、 $\Delta A=1.88\Delta y+1.36$ の関係が成立した。すなわち、西浜では波による海浜変形が起こる場合の漂砂の移動高が 1.88 m で与えられることが分かった。

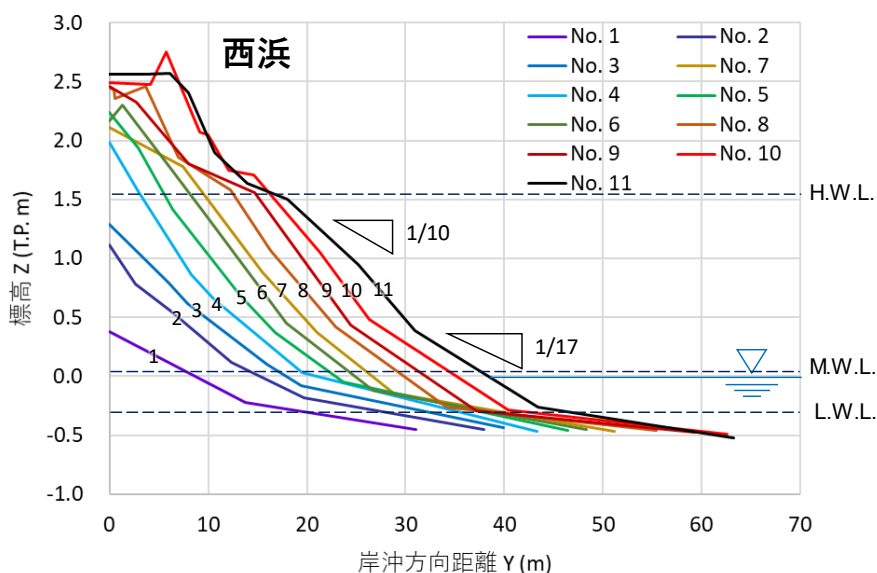


図-2.1.7 西浜の縦断形の重ね合わせ

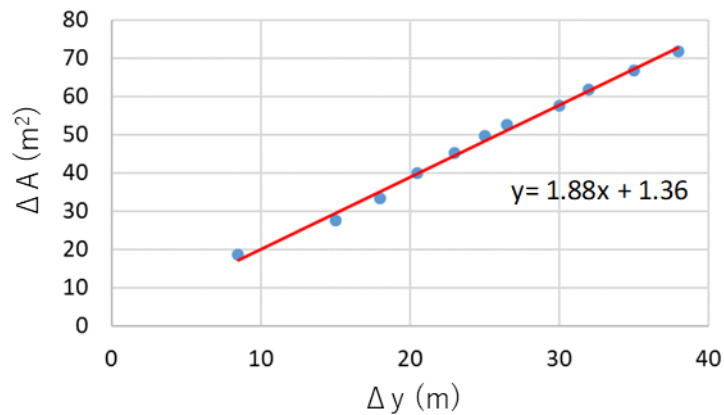


図-2.1.8 海浜断面積変化 (ΔA) と汀線変化 (Δy) の相関

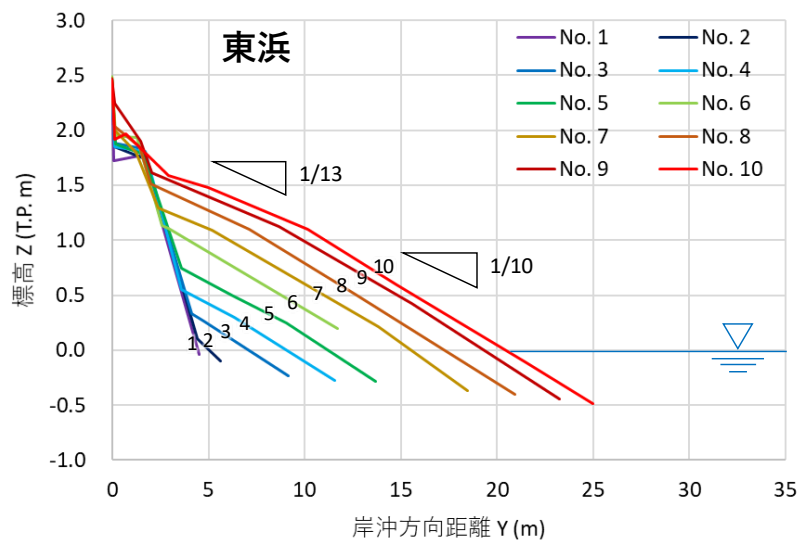


図-2.1.9 東浜の縦断形の重ね合わせ (測線 No.1~No.10)

東浜についても西浜と同様にして縦断形の重ね合わせを行った結果を図-2.1.9、図-2.1.10に示す。図示に際して、図-2.1.4 (b) に示したように防波堤と護岸の位置が 0.5 m のずれがあることから、北部の No.1~No.10 では防波堤を基準に、南部の No.11~No.19 は護岸線を基準に沖向き距離を定めた。図-2.1.9 ではほぼ $Z = 1.2$ m に遷急点があり、汀線からこの高さまで 1/10 の一様勾配斜面ができていた。しかし $Z = 1.2$ m 以上では海浜勾配が 1/13 とやや緩やかになった。さらに、図-2.1.10 には東浜では砂州南部での測線 No.11~No.19 の縦断地形を、図-2.1.11 には測線 No.11~No.16 での前浜勾配の場所的变化を示す。図-2.1.11 では縦軸で示す前浜勾配の逆数が大きいほど前浜勾配が緩いことを示しているが、東浜では砂州南部では南側に回り込むにしたがい徐々に前浜勾配が小さくなるという特徴があることがわかる。

図-2.1.12 は地形測量結果から作成した等高線図を示す。砂浜高は西浜が高く、防波堤との接点で 2.5 m の標高があり、砂は防波堤の天端に西側から覆い被さっていた。これ

と比較して東浜の標高はほぼ 1.5 m と西浜と比べて約 1 m 低かった。また、地点 P において水深を計測した結果、地点 P の水深は約 2.0 m であったことから、東浜周辺は少なくとも 2.0 m の水深を有していることがわかった。

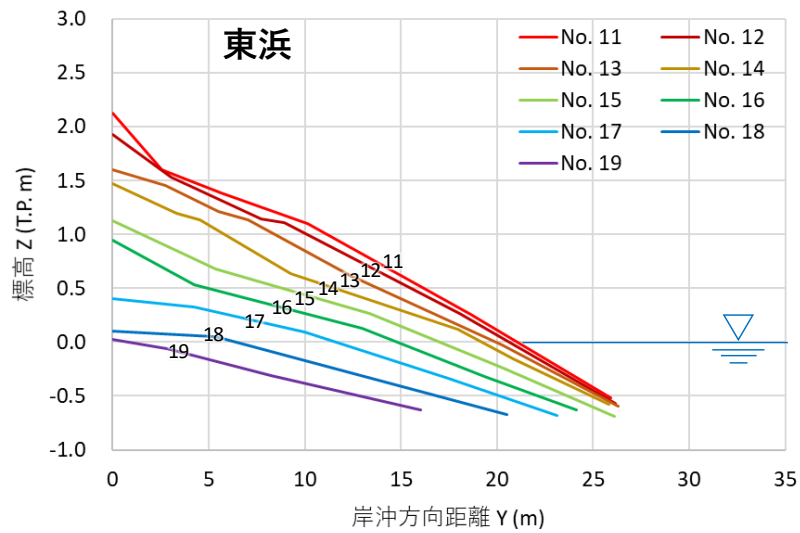


図-2.1.10 東浜の縦断形の重ね合わせ（測線 No.11～No.19）

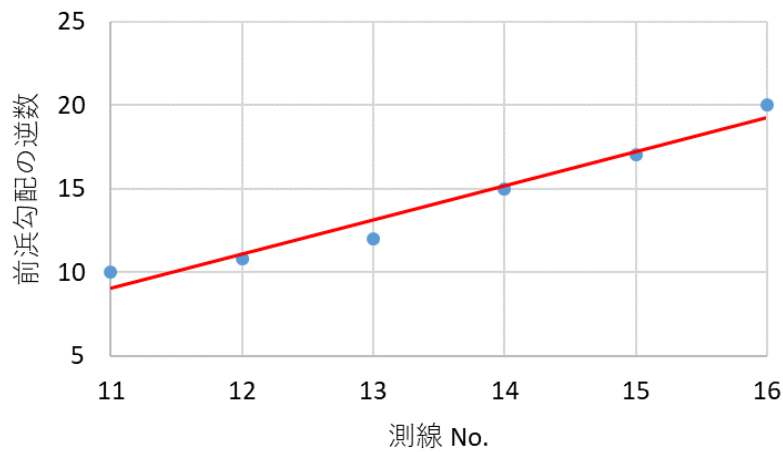


図-2.1.11 東浜の測線 No.11～No.16 での前浜勾配の場所的变化

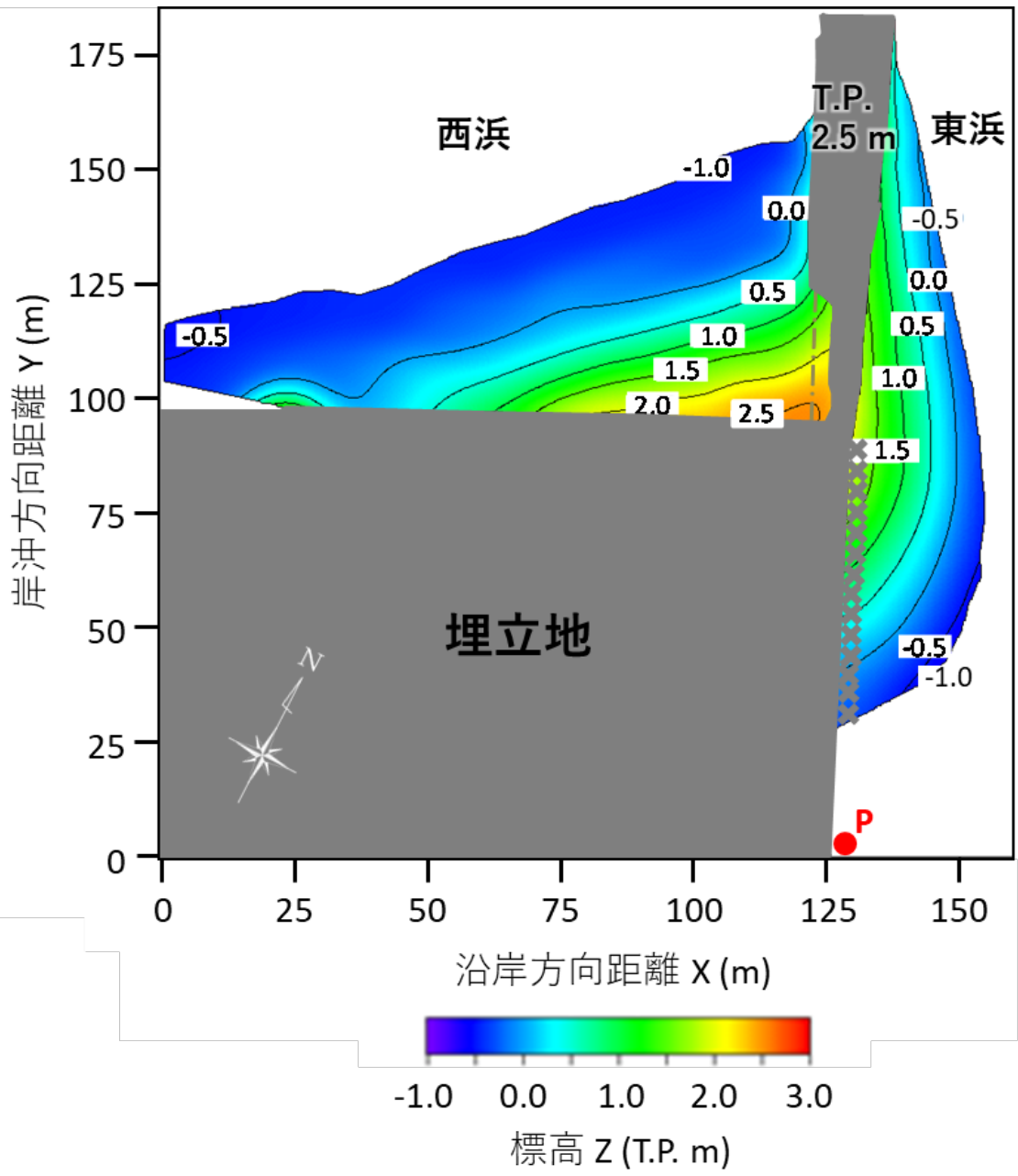


図-2.1.12 西浜東浜の地形

2.1.3 空中写真解析結果

次に空中写真（京葉測量株式会社撮影）を用いて、西浜と東浜の変遷がよく確認できる2000年から2018年までの空中写真を用いて空中写真解析を行った。図-2.1.13に2000年から2018年までの富津新港における防波堤隅角部の空中写真を示す。これによれば、2000年から徐々に西浜が発達しており、東浜についても西浜が発達したのに伴い、徐々に発達していることがわかる。これは、台風などの高波浪時に波が防波堤を越流することと、西浜が発達したことにより西浜からの飛砂が防波堤を乗り越えて港内へ侵入したことによるものであると考えられる。また、西浜から飛砂が港内へと侵入していることは現地調査から明らかとなっている。

この2000年から2018年間の富津新港の防波堤両側の砂浜の面積の変遷を、空中写真解析により求めた。図-2.1.14に、空中写真より判読した西浜・東浜の砂浜面積の変遷を示す。まず、図-2.1.14(a)に示す西浜の砂浜面積については、2000～2008年間の砂浜の面積増加量は約106.4 m²/yrであるが、2008～2018年の間では約22.4 m²/yrに減少している。一方、図-2.1.14(a)に示す東浜の面積は、2000～2008年間の砂浜の面積増加量は約49.4 m²/yrであるが、2008～2018年の間では約71.3 m²/yrに増加していることがわかった。これは、西浜が十分に発達したことにより、西浜からの飛砂が容易に防波堤を乗り越え東浜へと侵入可能になったためであると考えられる。また、西浜の面積の減少量と、東浜の面積増加量の差が大きいが、この理由は図-2.1.1に示すように富津新港の防波堤西側は浅海域が広がっていて水深が浅いのに対し、防波堤東側は港内であり水深が深く、水面下の土砂の堆積が多いためであると考えられる。また、写真-2.1.8に示すように西浜からの飛砂は東浜の背後に設置されている異形ブロックの隙間を埋めるように堆積しており、異形ブロックにより飛砂の一部がトラップされていることも要因の一つであると考えられる。

次に、2008年前後での西浜の面積増加量の変化が、西浜からの飛砂が防波堤を乗り越えて東浜へと供給されたことによるものであると考えれば、空中写真解析により求めた西浜の面積の変遷と、現地調査における縦断形測量結果から得られた西浜における漂砂の移動高を用いることで、西浜から東浜へ供給される年間の土砂量を概算することができる。これによれば、2000年から2008年までの西浜における年間堆積土砂量は約200 m³/yrであり、2008年以降は約42 m³/yrであった。この2008年前後の差分の土砂量が西浜から東浜へ供給されていると考えれば、毎年西浜から東浜へ供給される土砂量は約158 m³/yrであると求められる。

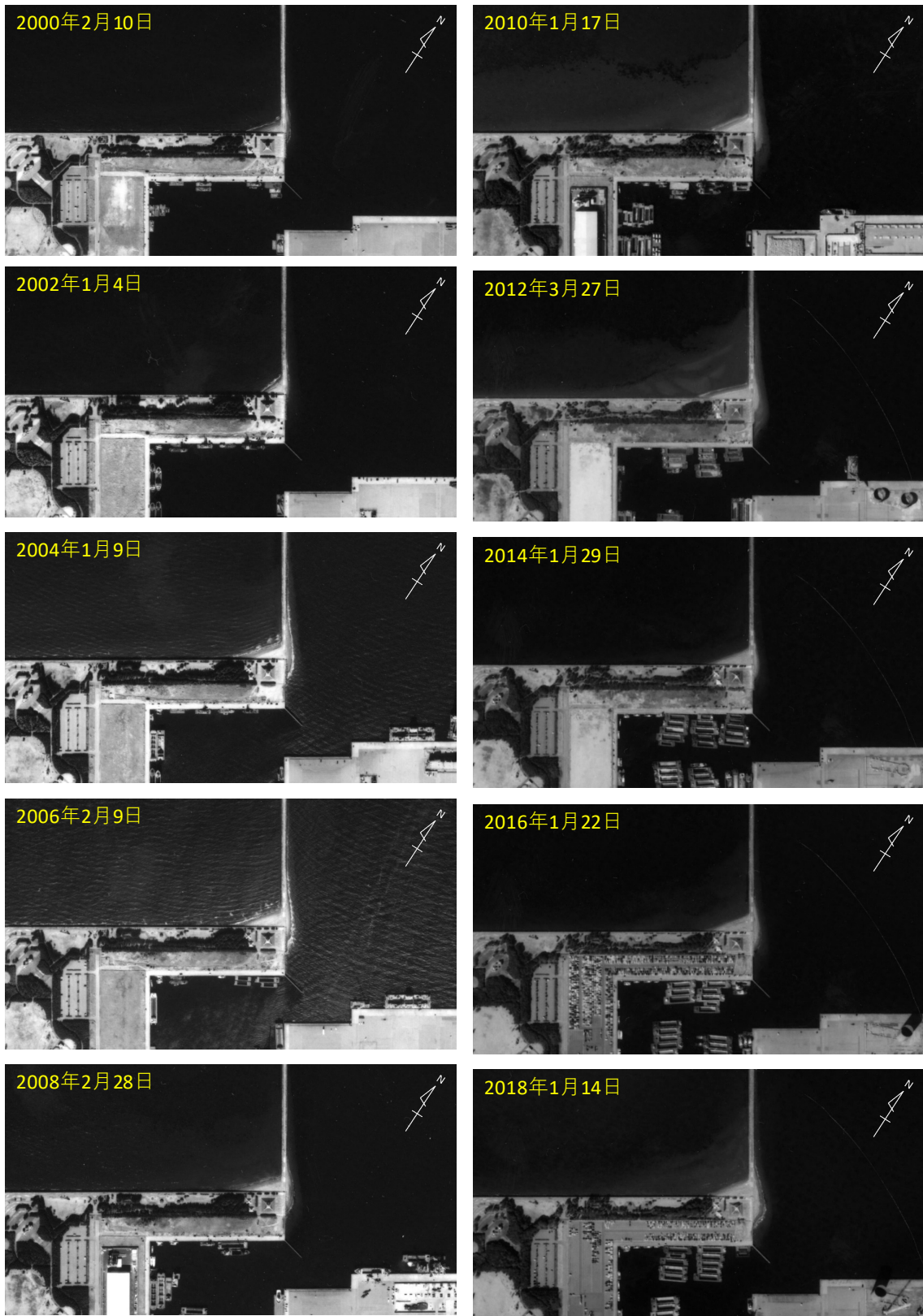
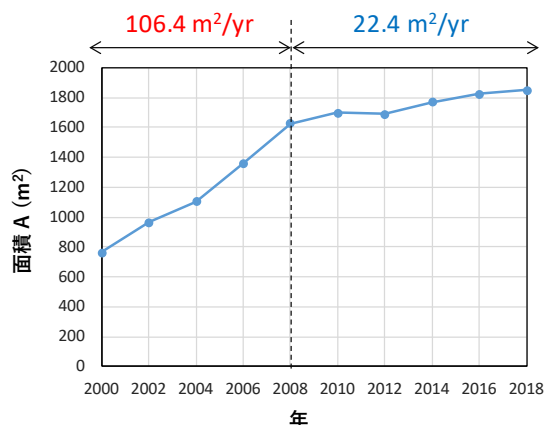


図-2.1.13 2000年から2018年までの空中写真

(a) 西浜の砂浜面積の変遷



(b) 東浜の砂浜面積の変遷

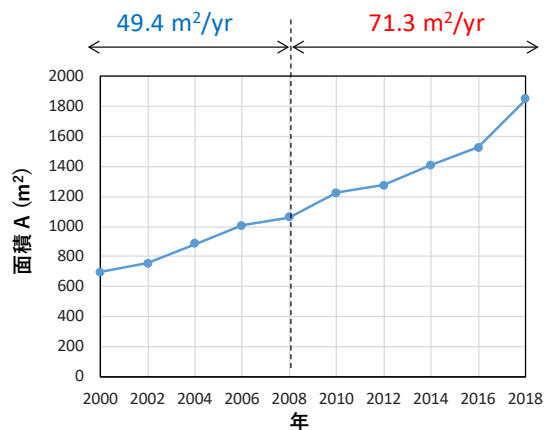


図-2.1.14 西浜東浜の砂浜面積の変遷

2.1.4 まとめ

富津新港の砂浜について現地調査と空中写真解析を行った。現地調査では、防波堤西側の砂浜（西浜）からの飛砂が港内に侵入し砂浜（東浜）を形成している状況が観察された。それに加えて、地形測量を行い地形特性を把握した。空中写真解析では、2000年から2018年までの空中写真を用いて西浜と東浜の汀線を判読し、両海浜の砂浜面積の変化を調べた。その結果、西浜の2000～2008年間の砂浜の面積増加量は約106.4 m²/yrであるが、2008～2018年の間では約22.4 m²/yrに減少していた。一方、東浜の面積は、2000～2008年間の砂浜の面積増加量は約49.4 m²/yrであるが、2008～2018年の間では約71.3 m²/yrに増加していることがわかった。この結果と縦断地形測量結果から、2008年以降で西浜から東浜へ供給されている土砂量を概算すると、その土砂量は約158 m³/yrであることがわかった。

2.2 海岸広域を対象とした海浜変形と背後の砂丘形成（静岡県浜松市遠州灘海岸）

2.2.1 遠州灘海岸の概要

図-2.2.1 に示す遠州灘海岸は、静岡県浜松市に位置し、天竜川からの大量の流出土砂によって広大な河口デルタとして発達してきた海岸である。今回対象とする遠州灘海岸の馬込川～今切口間の区域（図-2.2.2）では、西向き沿岸漂砂が卓越しており、天竜川からの流出土砂は西側へと運ばれている。一方、当地では冬季の西風が卓越している。図-2.2.3 には、NEDO NeoWinds（洋上風況マップ）⁴⁾による当地（34°39'43.29"N, 137°43'37.96"E）での風況を平均海岸線の走行とともに示す。当地では卓越風向のWNW方向からの風は海岸線の走行方向と一致し、海岸線に対してほぼ右真横から作用している。この風の作用によって、遠州灘海岸の海浜背後の陸上部では飛砂として西から東への土砂移動が生じている。これにより、海岸背後には海岸砂丘が形成されている。特に対象地域の風下の区域である馬込川導流堤の西側隣接部では、広大な砂丘地として有名である中田島砂丘が形成されている。

この遠州灘海岸の馬込川～今切口間の区域について、図-2.2.2 に示す区域 A（対象地の最も風上側にあたる今切口導流堤東側の舞阪海岸）、区域 B（浜松篠原海岸）、区域 C（馬込川西側隣接部の中田島砂丘）の3区域において各区域の詳細な現地状況および地形変化の実態について調べた。

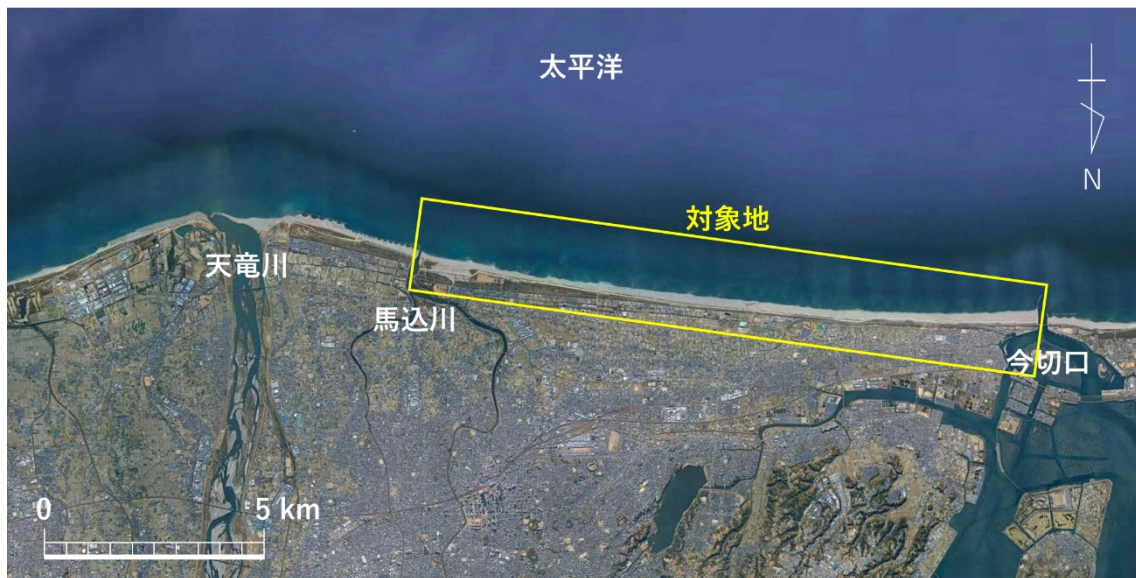


図-2.2.1 遠州灘海岸の衛星写真

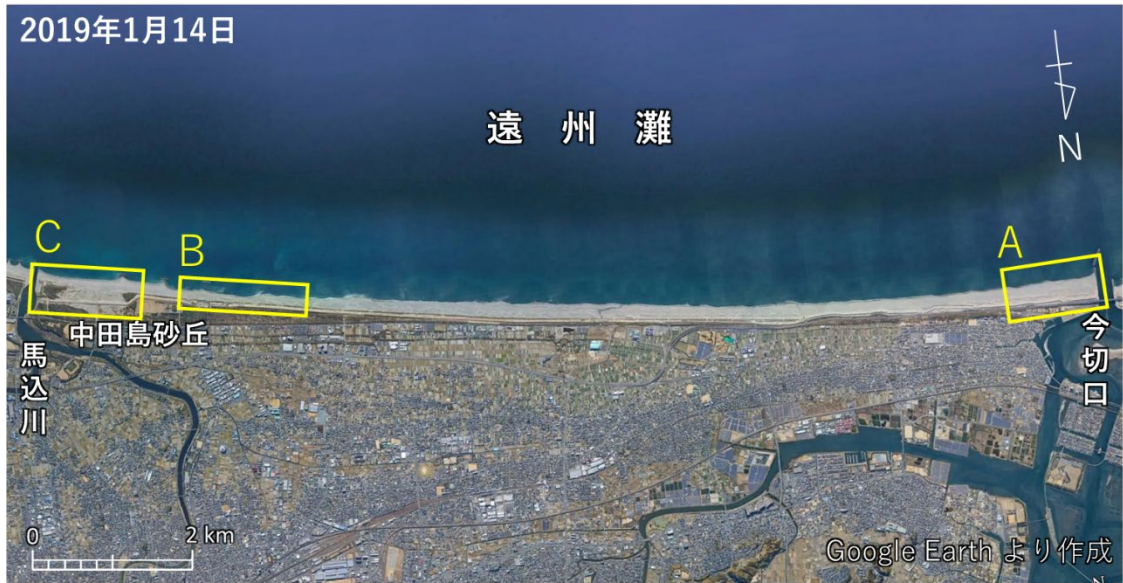


図-2.2.2 遠州灘海岸の衛星画像（馬込川～今切口）

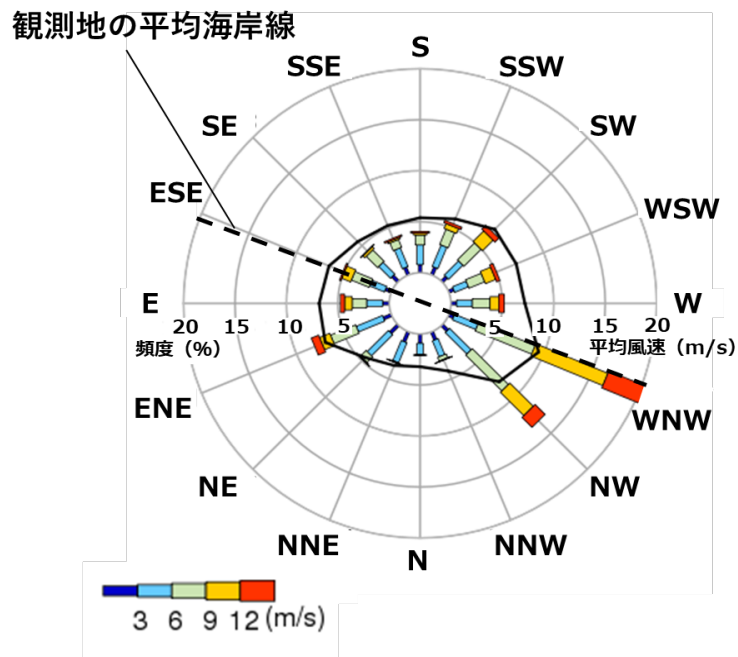


図-2.2.3 風配図（NEDO NeoWinds）

2.2.2 舞坂海岸（区域 A）

(1) 舞坂海岸の概要

舞坂海岸では西向きの沿岸漂砂が卓越しており、天竜川から流出した砂が沿岸漂砂により運ばれてきているが、その一部は今切口導流堤により阻止されている。水面下を運ばれてきた砂は、今切口 inlet での ebb tidal current の作用を受けていったんは沖向きに運ばれた後、西側に回り込んで inlet 西側の新居海岸へ達する。一方、この海岸では冬季に北西の風が卓越しているため、導流堤の東側側面に堆積している砂はほぼ南東方向に運び去られるので、土砂収支から考えれば導流堤の左岸近傍では飛砂により運び去られる量だけ波の作用により海浜に供給され、結果的に右回りの漂砂（波による砂移動と飛砂）の循環が起こると考えられる。

図-2.2.4 は 2019 年 1 月 14 日の衛星画像を示す。図には写真撮影地点番号（写真番号と同一）も示す。この画像は冬季の季節風的作用が著しい時期に撮影されたため、海浜には飛砂の作用による風紋がきれいに残されている。そこで今切口左岸護岸の近傍の海浜上に地点 A を定め、この点から風紋列と直角方向に線を引き、その方向角を読み取ると、風は N40°W 方向から吹いていることが分かった。地点 A を通る線を外挿し、汀線との交点を B として定めると、風は汀線に対して斜め 29°をなして背面方向から吹いていた。一方、舞坂海岸の西端は今切口導流堤により切られているので、西側からの砂の供給はない。したがって図の矢印のように飛砂により汀線方向へと運ばれる砂と同じ量の砂が波の作用で前浜にうちあげられ、動的平衡状況が保たれていると考えられる。この舞坂海岸を対象に、2019 年 12 月 10 日には UAV（ドローン）による空中写真の撮影や現地写真撮影などにより現地状況の確認を行った。

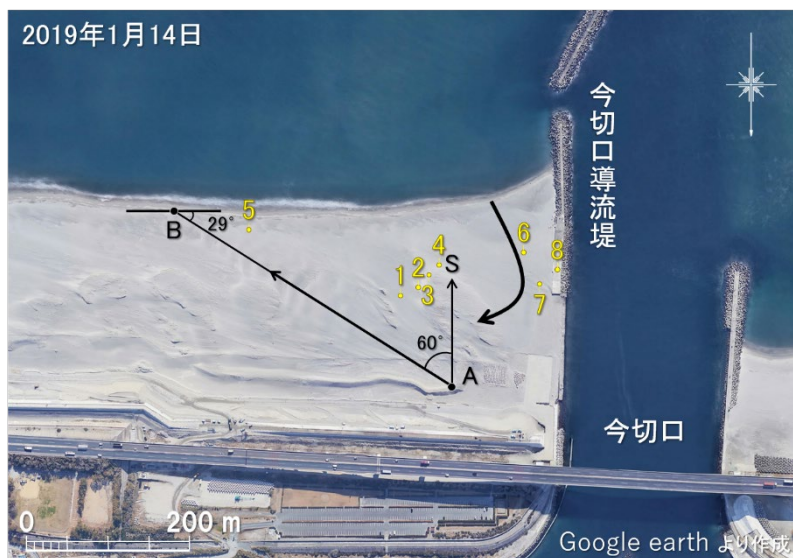


図-2.2.4 舞坂海岸の衛星画像と写真撮影地点

(2) 舞阪海岸の現地状況

・砂丘地での飛砂

調査区域では人工盛り土などにより小高い mound がある。この mound を南西方向に望んだのが写真-2.2.1 である。植生がほぼ北西方向からの風の作用下で発達した飛砂をトラップしたことにより多数の小高い高まりが形成されていた。この小高い砂丘の南端から砂丘を西向きに望んだのが写真-2.2.2 で、砂丘の東端は急勾配で落ち込み、barchan が形成されていた。写真-2.2.2 に○で示す barchan をほぼ正面から望んだのが写真-2.2.3 である。砂丘の東端では安息勾配の急斜面ができており、東向きに運ばれてきた砂が中央へ向かうようにして barchan を形成しつつ堆積していた。写真-2.2.4 はその隣に形成された急斜面を示す。砂丘の東斜面ではこのように急斜面を形成しつつ砂が堆積していた。いっぽう図-2.2.4 に示す風紋列付近の St.5 から北西方向を望むと、風向と直角方向に風上から風下へと波が進むかのようにして風紋列が並んでいた(写真-2.2.5)。



写真-2.2.1

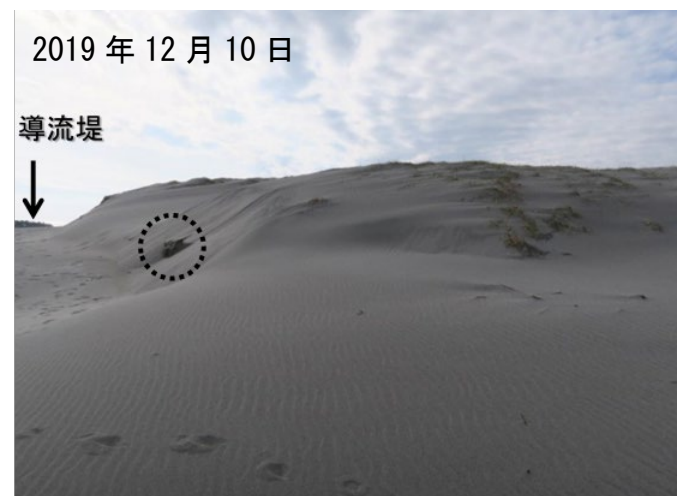


写真-2.2.2

2019年12月10日



写真-2.2.3

2019年12月10日

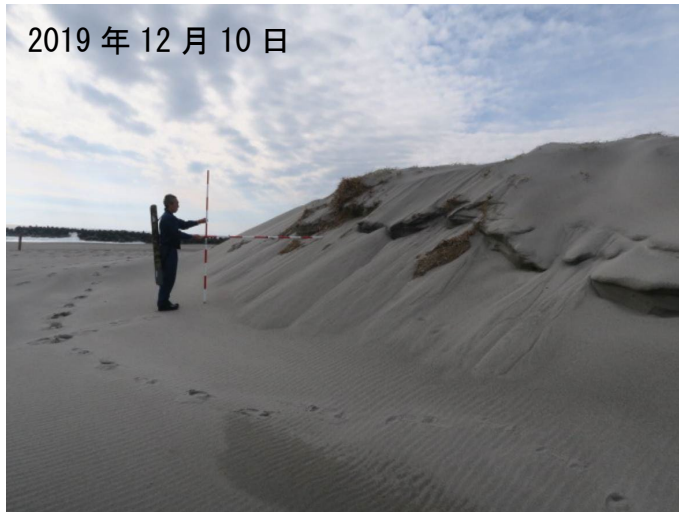


写真-2.2.4

2019年12月10日

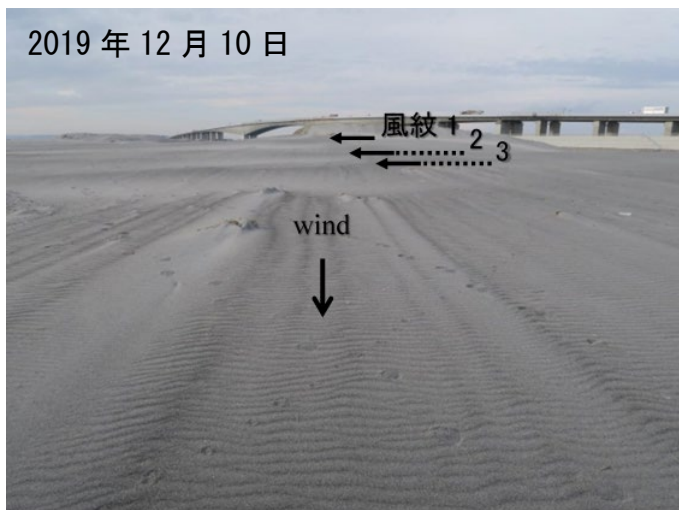


写真-2.2.5

・導流堤の東側直近の海浜状況

導流堤側面での砂の堆積状況を撮影したのが**写真-2.2.6**である。導流堤と海浜との接線の形状を調べると海側にあるバームから陸向きに海浜地盤高が低下し、海浜凹部に至った後、再び陸向きに標高が高まる縦断形を有していた。導流堤に沿った海浜縦断形を陸側から撮影したのが**写真-2.2.7**であるが、観測者の立つ位置が海浜凹部であり、その海側にはバームの背面斜面が観察された。また海浜凹部より陸側には海浜状況から高波浪時に波の遡上が起きたことが確認された。**写真-2.2.8**は導流堤上からバーム背面での砂の堆積状況を撮影した写真で、高波浪時の越波によりバームを超えた背後地へと越流があり、これにより砂が運び込まれている状況が確認された。



写真-2.2.6



写真-2.2.7



写真-2.2.8

(3) UAVによる舞坂海岸の斜め空中写真の判読

舞坂海岸において、UAV（ドローン）による斜め写真の撮影を行った。以下ではこの観測時撮影した3枚の斜め写真より、ほぼ北西の風の発達する条件下での舞坂海岸の海浜地形変化に関わる観察結果を要約する。まず、**写真-2.2.9**は遠方に今切口導流堤を望みつつ、海浜背後地での飛砂の発達状況を示す。後浜上には写真に矢印で示す方向に幾列もの風紋が並んでいることから、卓越風の方法はそれらに直交する方向で与えられる。その方向は、写真に示す浜名大橋方向から舞坂海岸へと吹き下ろす方向である。また、風紋列は、海浜に残された小高いマウンドAの西側に限られており、マウンドAの風下側では海浜表面の状況から飛砂が活発でないことが分かる。**写真-2.2.10**は、今切口にさらに接近して撮影された写真を示す。この区域には小高いマウンドが多数連なっており、主なマウンドは手前（東）側からB、C、Dと並んでいる。これらのマウンド群の風下側直近にはそれぞれ砂の堆積域が形成され、さらにそれらのほぼ中央から写真に矢印で示す細長い砂の堆積域が風下方向へと伸びている。これらの細長い砂の堆積域の伸長方向から、舞坂海岸では北西側に位置する浜名大橋方面からの風によって砂が運ばれていることが明らかである。さらに**写真-2.2.11**は今切口を背にして東向きに撮影した斜め空中写真を示す。この写真でも浜名大橋から太平洋へと向かう飛砂が卓越することが風紋の発達状況から分かる。しかし今切口に近接して残された規模の大きなマウンド上では、マウンド上の植生が造る株とその背後での砂の堆積状況から、やや左回りに傾いた方向からの風が卓越していると見られる。

ここで舞坂海岸での砂の収支について考えると、まず、隣接する今切口には幅203mの水路が延びている。水路を跨いだ新居海岸側にも海浜があるが、この海浜からこの水路を横断して飛砂が運ばれたとしても水路幅が広いので東岸まで運ばれる飛砂量は小さく、しかも新居海岸から北西方向の風が吹いた場合砂は北東方向へと運ばれるから、飛砂が活発な舞坂海岸の中央～北部には砂は運ばれ得ない。以上のことから、舞坂海岸では新居海岸側からの砂の供給は困難で、ほぼ北西方向からの風により運ばれる飛砂量に見合った砂の供給は別の機構によらなければならない。その一つは西向きの沿岸漂砂が導流堤によりトラップされ、その一部が波の作用により前浜へとうちあげられて戻されると考えられること、他方は水路内の掘削土砂が人工的に山積みされるなどして供給されることが考えられる。

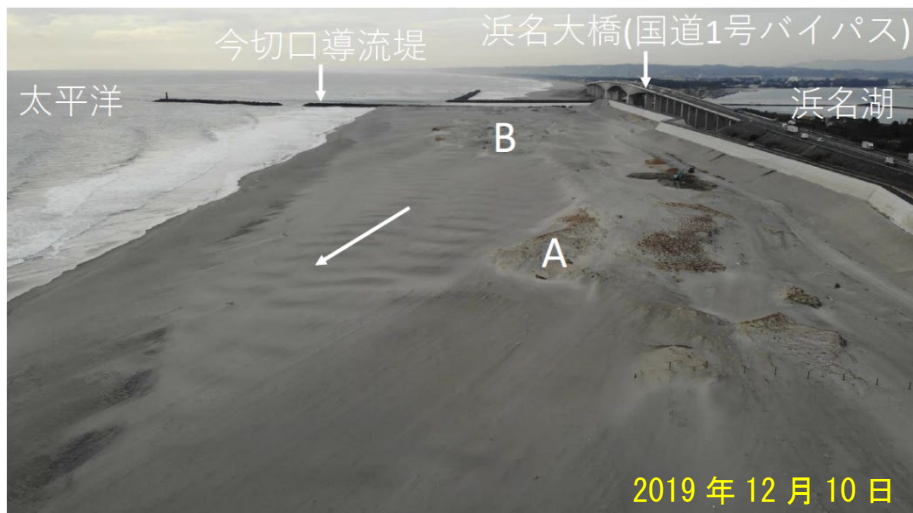


写真-2.2.9

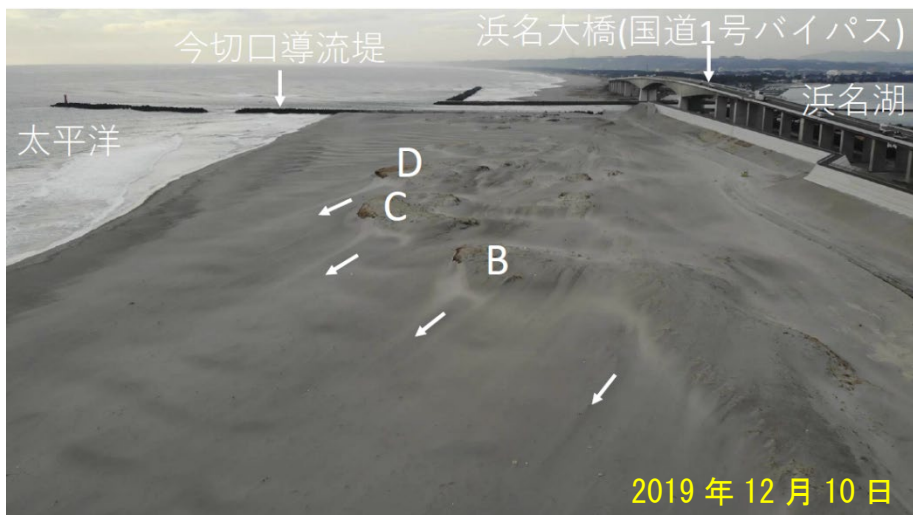


写真-2.2.10



写真-2.2.11

2.2.3 浜松篠原海岸（区域 B）

(1) 浜松篠原海岸の概要

図-2.2.2 に示す遠州灘に面した浜松篠原海岸において幅 250 m、沿岸方向に長さ 1300 m の矩形区域 B を定め、この区域に形成されている海岸砂丘の実態を現地観測により調べた。図-2.2.5 は図-2.2.2 の矩形区域 B の拡大図を示す。浜松篠原海岸では天竜川からの流出土砂が西向きの沿岸漂砂により運ばれている⁵⁾が、天竜川の流出土砂量の減少により侵食が進んできた。このため馬込川河口の西側では、侵食対策として粗粒材養浜が行われるとともに 3 基の離岸堤が設置されている⁶⁾。この区域では、海岸線背後に保安林の松林が沿岸方向に延び、同時に最近では津波防潮堤の建設が進められている。また、沿岸方向に変動している汀線と海岸線背後の松林とに挟まれた海浜には、D1～D6 で示すように数多くの砂丘が並んでいる。図-2.2.3 の NEDO NeoWinds（洋上風況マップ）による当地（34°39'43.29"N, 137°43'37.96"E）での風況に示したように、当地では卓越風向の WNW 方向からの風は海岸線の走行方向と一致し、海岸線に対してほぼ右真横から作用しており、この風的作用による飛砂により砂丘が形成される。

解析に際しては、図-2.2.5 に示したように沿岸方向に X 軸を、これと直角方向沖向きに Y 軸を定めた。観測では、まず図-2.2.5 に示す区域全体を対象として 2019 年 12 月 10 日に現地調査を行い、砂丘周辺の写真撮影、UAV（ドローン Matrice 210 RTK V2）による空中写真撮影を行った。また、3 号離岸堤の西側近傍に形成されている砂丘 D2 を囲む矩形区域 b では、ドローンによる 3 次元海浜地形測量を行うとともに、区域内において沿岸方向に 20 m 間隔で測線を設定し、岸沖方向には変化点を選ぶ手法で RTK-GNSS による地形測量を併せて実施した。

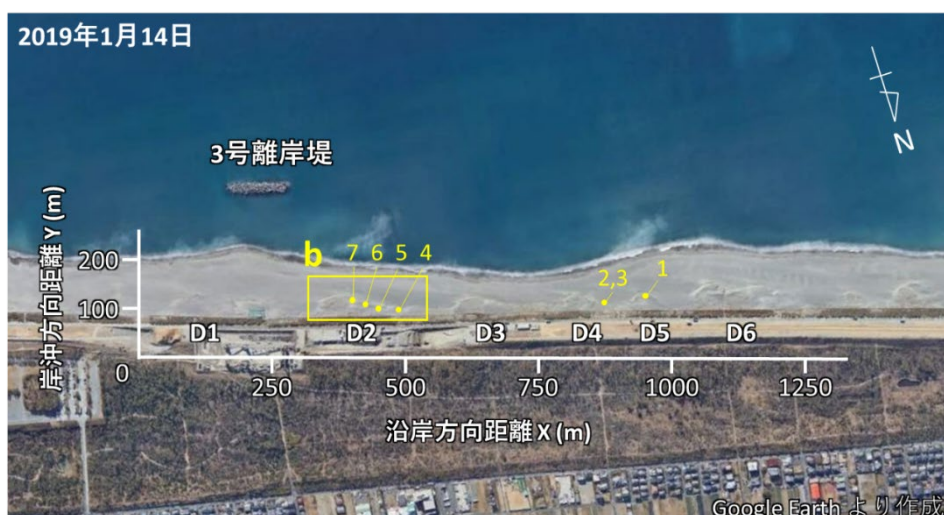


図-2.2.5 調査区域の拡大衛星画像

(2) 浜松篠原海岸の現地状況

この海岸では、冬季に発達する西寄りの風による飛砂が著しく、これによる海岸線に沿っていくつもの砂丘が形成されているが（西向きに番号1～6）、これらの砂丘のうち3号離岸堤の斜め西側にある砂丘についてD2～D6間の距離が680mで、この間に5つの砂丘があることから、それらの間隔は約170mとなる（**図-2.2.5**）。以下では、西部の砂丘D4とD5の間の状況と、砂丘D2についての観察結果について述べる。なお、遠州灘海岸では、2019年10月12日に台風19号に伴う高波浪が作用し、砂丘周辺にはこの時の高波浪のうちあげ痕跡や、砂丘前面の侵食痕跡が各所に残されていた。

・砂丘D4とD5の間

まず、**写真-2.2.12**は、砂丘D5の東側面での高波浪のうちあげ後の戻り流れの痕跡を示す。この付近は砂丘D4とD5の間に位置し、海側が開いていたため、背後地に沿って植えられていた松林基部の木製の堆砂垣付近まで波が遡上した。写真に示すように、この付近では背後地深く侵入した波が戻り流れとなり背後地を削った。また、**図-2.2.5**に示したように、砂丘D5とD4の間では松林の松密度が小さかったが、砂丘D5とD4の間の窪地では高波浪が背後地へと侵入しやすく、飛沫量も多いと考えられるため松の生育が悪いことが**写真-2.2.12**より見て取れる。**写真-2.2.13**は砂丘D4背後での砂丘地からの戻り流れの痕跡を、また**写真-2.2.14**はその東側隣接域での戻り流れの痕跡を示す。またこの付近では、海側に砂丘がなく海岸からの塩分飛沫の量が多いと見られるため、松林の大半が枯れていた。



写真-2.2.12

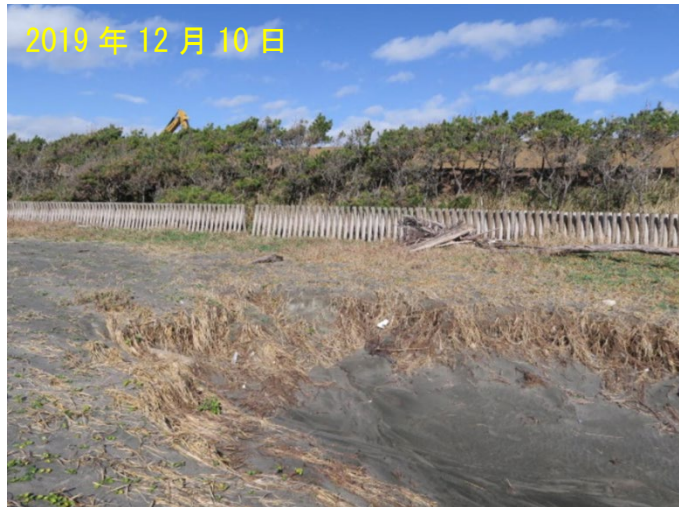


写真-2.2.13

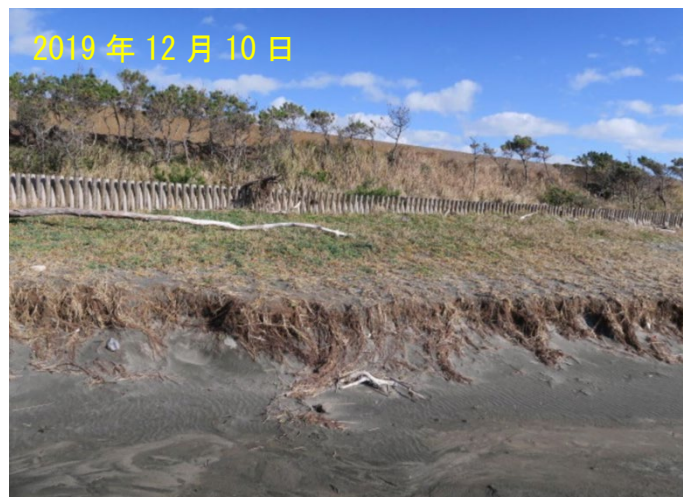


写真-2.2.14

・砂丘 D2

砂丘 D2 では、まず砂丘の西端に立って西向きに背後の松林を撮影した(写真-2.2.15)。この位置から松林を望むと西側半分では松の生育が悪かったのに対し、砂丘背後となる東側半分では松の生育密度が高く、植生も大きく伸びていた。写真-2.2.16 は、砂丘 D2 の西側から中央を望んだ写真を示す。遠方には 3 号堤を望む。砂丘 D2 では海側の縁に沿って小高い ridge が形成されており、その背後には窪地があった。また ridge と窪地の表面は砂で覆われていた。これに対し、砂丘の東半分ではコウボウムギやハマヒルガオなどがよく生育していた。写真-2.2.17 は砂丘の中央部でさらに植生帯に接近して東側を望んだ写真であり、植生で覆われた区域の西側直近では砂丘上での砂の移動が活発であり、そこから陸向きに傾斜した斜面が形成されていた。なお写真-2.2.16, 2.2.17 では同じ植生帯に○印を付けているので相対位置が理解できる。最後に、写真-2.2.18 は風上側を St.7 から撮影したものである。砂丘の西側外縁線を越えて砂丘上へと砂が運ばれていた。砂丘の表面はコウボウムギで覆われており、それらが飛砂をトラップするため小さなコブが多数できていた。



写真-2.2.15

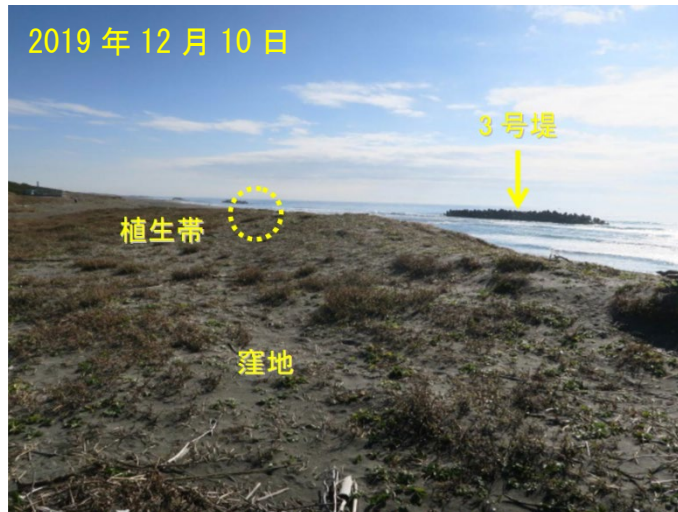


写真-2.2.16



写真-2.2.17



写真-2.2.18

(3) UAVによる観測結果

UAVにより撮影した空中写真を図-2.2.6(1)に示す。観測時、沿岸砂州の発達により汀線は3箇所（ $X=200, 625, 1100$ m）で沖向きに突出しており、汀線突出部 a, b 間で波長を求めると 450 m, 振幅は 40 m であった。汀線背後には6か所で砂丘が形成されており、砂丘 D1~D6 が沿岸方向に 1200 m 間で形成されており、砂丘間隔は 200 m であった。さらに砂丘背後の保安林の状況を調べると、図-2.2.6(1)に示すように保安林が局所的に茶色に変色していることが見て取れる。これは 2019 年 10 月 12 日に静岡県に上陸した台風 19 号による高波浪が当地に襲来した際、砂丘間の低地を遡上した波や飛沫が保安林区域へと侵入したことによる。

図-2.2.6(2)には UAV により撮影した画像から作成した等高線図を示す。まず、汀線の湾入部と砂丘の突出部が近接する場所では等高線間隔が大きく狭まって急勾配となっている。海浜背後に存在する砂丘の標高は平均 6.0 m であり、砂嘴に似た形状を有してリズムミクに形成されていた。とくに砂丘 D2 の形状を詳しく調べると、砂丘の海側外縁線に沿って細長い砂の堆積域が東向きに伸び、その陸側には窪地を残す形状は波の作用で形成される砂嘴の形状とよい対応を示す。また、砂丘の海側は、高波浪襲来時の波による侵食により急勾配斜面が形成されていた。保安林区域の前縁線を基準とした岸沖方向の砂丘幅は、例えば砂丘 D2 で見ると、その東端での砂丘幅は 0 であったが、中央では沖向きに 40 m 突出し、D2, D3 間では 10 m と、沿岸方向に砂丘幅が大きく変化し

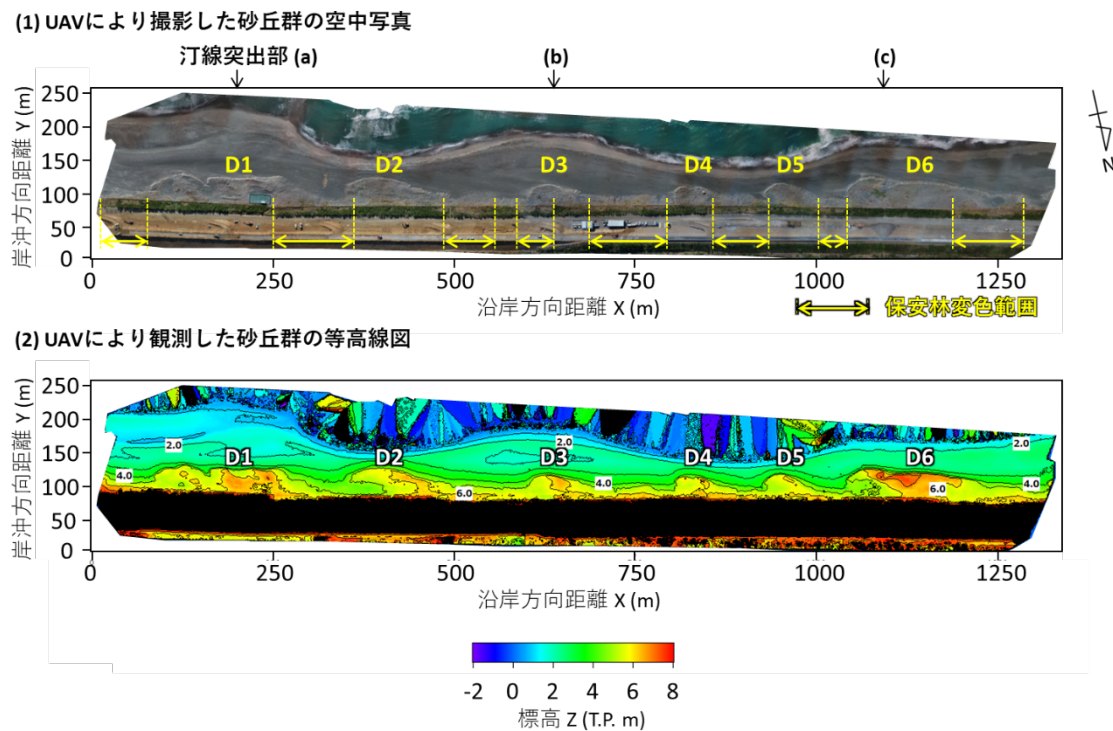


図-2.2.6 UAVによる観測の結果

ていた。また海岸線に沿って左向き（東向き）の飛砂が卓越することから、砂丘はいずれも東西非対称形であり、東側に歪んだ形状を有していた。

空中写真から汀線と保安林前縁線、砂浜と保安林の境界線、等高線図から標高 5.0 m の等高線を読み取った結果を図-2.2.7 に示す。保安林の前縁線と標高 5.0 m の等高線を比較すると、保安林前面の砂丘幅が狭い箇所において保安林前縁線の後退が生じていた。また、 $X = 850$ m 付近では汀線が凹状になっているが、このように砂丘幅が狭い場所では周囲に比べて保安林前縁線の後退が顕著であることも分かる。一方、汀線が凹状になっているが前面の砂丘幅が広い箇所 ($X = 350$ m 付近) は保安林前縁線の後退が抑えられている。これは高波浪襲来時に保安林前面の砂丘が自然堤防の役割を果たしたことにより、砂丘が海側に十分発達している場所では陸域への波および飛沫の侵入が阻止されていたためと考えられる。

図-2.2.8 には図-2.2.5 の区域 b におけるドローンによる観測結果と RTK-GNSS による地形測量から求めた砂丘形状を示す。砂丘は単純砂嘴によく似た形状を有し、最高標高は約 6.0 m であり、全体的に両者是对応を示している。図-2.2.9 は、図-2.2.8 に示す $X = 420$ m 断面における縦断形比較を行ったもので、全体形状はほぼ一致している。しかし RTK-GNSS による観測では砂丘頂部の標高が 6.7 m なのに対して、ドローンによる観測では 6.2 m であり、0.5 m の誤差が生じていた。これはドローンによる観測結果は撮影した写真から各地点の標高を求めているため、砂丘上の植生の分布域において誤差が生じたと考えられるが、これについては課題が残されている。しかし、2019 年 10 月 12 日の台風 19 号時の高波浪により砂丘地に形成された比高約 1 m の浜崖の形成 (12 月 10 日の現地調査で確認済) は、両者とも観測ができていた。これらのことから、砂丘地の 3 次元形状の測定には、多少の誤差は生じるものの手間のかかる RTK-GNSS よりもドローンの利用が有効と考えられる。

以上より、現地調査では、海浜背後において砂嘴と類似した形状の砂丘がリズムに形成されていることが明らかとなった。また、背後の保安林前面の砂丘幅は場所ごとに異なっており、高波浪襲来時において砂丘幅が広い場所では砂丘の防護機能が十分に発揮され、砂丘背後への波の侵入が防がれていたが、砂丘幅が狭い場所では防護機能は

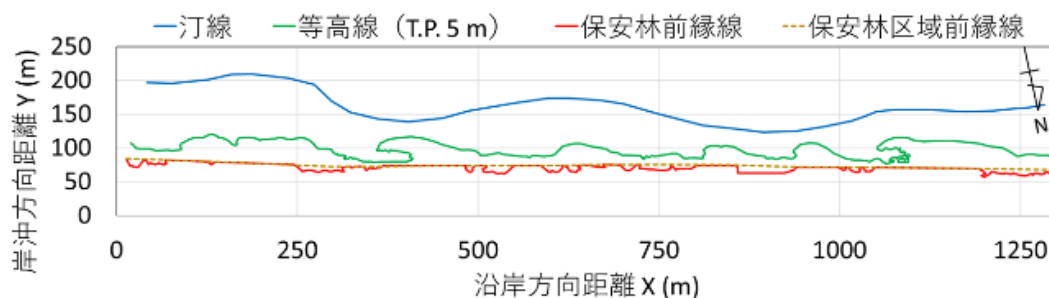


図-2.2.7 空中写真解析の結果

十分ではなく、背後まで波が遡上ないし飛沫の飛散により保安林の松枯れが起きている状況が観測された。

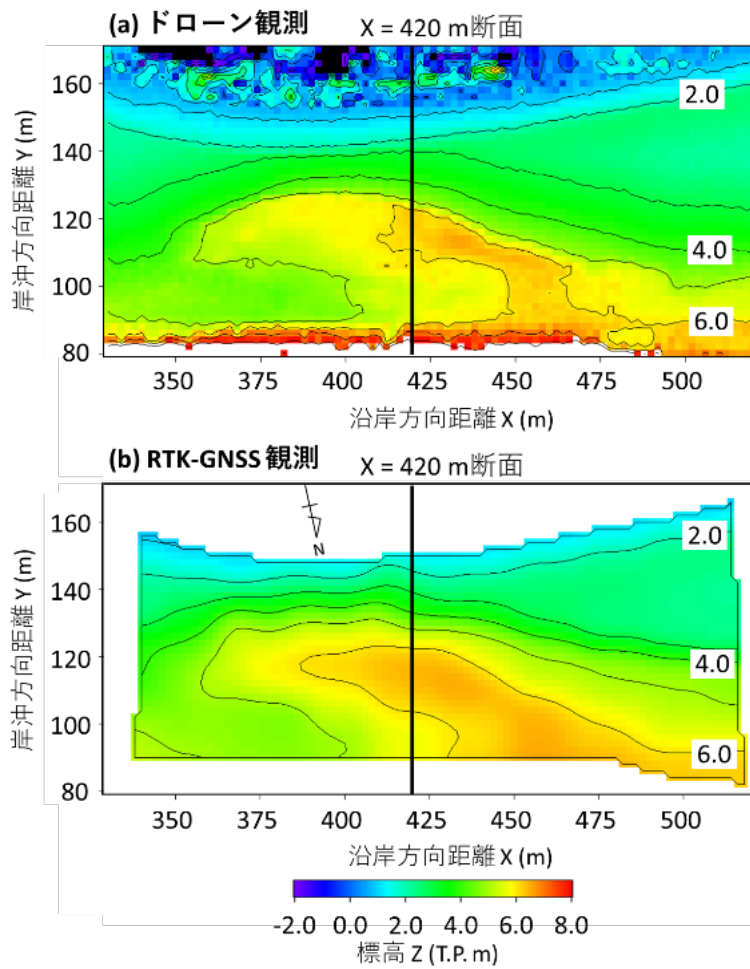


図-2.2.8 UAV と RTK-GNSS 観測により求めた砂丘 D2 の等高線図

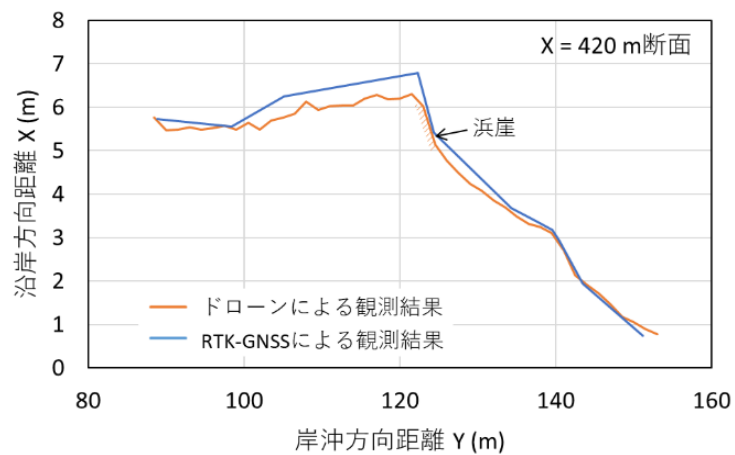


図-2.2.9 RTK-GNSS とドローン観測による縦断形の比較 (X = 420 m 断面)

2.2.4 中田島砂丘（区域 C）

(1) 中田島砂丘の概要

図-2.2.2 に示す区域 C に位置する中田島砂丘は、馬込川に隣接する砂丘であり、鳥取砂丘（鳥取県）と吹上浜（鹿児島県）とともに日本三大砂丘の一つとして知られている砂丘である。中田島砂丘の西側には遠州灘海岸が広がっており、前述のように当地では西向きの沿岸漂砂が卓越していることから、天竜川からの供給土砂が西向きに運ばれ、遠州灘海岸へと供給されている。一方で当地では、西風が卓越していることから、西から東へ飛砂による土砂移動が生じる。これにより天竜川からの土砂が西向きに移動し遠州灘海岸へと供給された後に、陸上部では西風的作用を受け、遠州灘海岸を構成する細砂が飛砂により東向きに移動し堆積したことにより中田島砂丘が形成されたと考えられる。

しかし、河道におけるダム建設や砂利採取のために天竜川からの土砂供給が激減したことや、海岸侵食対策のための離岸堤や馬込川の導流堤の建設の影響などにより、沿岸漂砂に不均衡が生じ、ここ数十年の間に砂丘前面の砂浜が大きく侵食された。これに呼応するように、砂丘上でも砂が減少して砂丘の低地化が進行し、背後住民にとっては津波や高潮に対する防災上大きな問題となっている⁷⁾。

(2) 空中写真および衛星写真より判読した中田島砂丘の変遷

中田島砂丘を対象に、過去の空中写真（1976 年、2006 年）と現在の衛星写真（2021 年）を基に中田島砂丘の変遷を調べた。

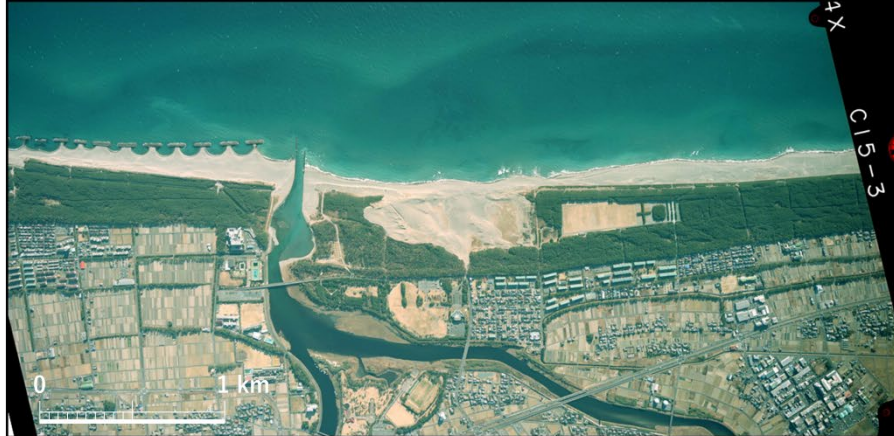
図-2.2.10 に中田島砂丘の 3 時期（1976 年、2006 年、2021 年）の空中写真及び衛星写真を示す。まず、図-2.2.10(a) に示す 1976 年の空中写真によれば、黄色の破線で示す沿岸方向約 1500 m、岸沖方向約 500 m の範囲において広大な砂丘地が形成されている。また、砂丘地の砂丘列およびその周辺海浜の風紋の方向に着目すると、海岸線に対してほぼ右真横からの風的作用を受けて砂丘や海浜の風紋が形成されていることが推察できる。このように馬込川西側隣接部の区域においては西風的作用を受け、大量の飛砂が堆積する状況であることがわかる。次に図-2.2.10(b) に示す 2006 年の空中写真によれば、海浜の背後地が開発されたことにより、砂丘の存在する区域が沿岸方向約 900 m と狭まっていることがわかる。また、砂丘前面の海浜部では 1979 年に比べて汀線が後退している。これは天竜川からの供給土砂量が減少したこと、馬込川東側海浜において離岸堤が設置されたことにより沿岸漂砂が阻止されたことが原因であると考えられる。さらに図-2.2.10(c) に示す 2021 年の衛星写真によれば、2021 年では中田島砂丘において砂丘地に防潮堤が建設されている。この時期には、砂丘地では従来形成されていた砂丘形状は確認できず、人為的改変に伴い、本来の中田島砂丘とは異なる状況となっている。

以上より、馬込川の西側隣接部においては、現状では人為的改変により自然の砂丘地

(a) 1976年



(b) 2006年



(c) 2021年



図-2.2.10 中田島砂丘の変遷

はほとんど残されていないが、過去の空中写真によれば、西風により海浜からの飛砂が大量に堆積し、広大な砂丘地（中田島砂丘）を形成していることがわかった。

2.2.5 まとめ

静岡県浜松市に位置する遠州灘海岸の馬込川～今切口間の海浜を対象として、現地調査および過去の空中写真より現地の地形的特徴を調べた。当地では西向きの沿岸漂砂が卓越しており、海浜土砂は西向きに移動しているのに対して、陸上部については西風の影響で東向きの飛砂が卓越しており、海浜背後には海岸砂丘が形成されている。解析に際しては、対象地域において特徴的な地形特性を有している区域を選定し、区域 A～C の 3 区域に区分してそれぞれ地形特性を調べた。

対象地域の区域 A（舞阪海岸）については、海浜背後において多数の砂丘がまばらに形成されている状況が観察された。区域 B（浜松篠原海岸）においては、海岸背後に砂嘴と類似した形状の砂丘がリズムに形成されていることが明らかとなった。また、これらの砂丘は、高波浪時に背後の保安林を防護する機能を有していることが確認された。最後に区域 C（中田島砂丘）では、現状自然の砂丘地はほとんど残されていないが、過去の空中写真によれば、西風により海浜からの飛砂が大量に堆積し、広大な砂丘地を形成するような地形特性を有していることがわかった。

このように飛砂の卓越する海浜においては、海浜背後に海岸砂丘が形成されるが、その砂丘地の保全や海浜変形を考慮する際には、漂砂と飛砂を同時に考慮した広範囲の地形変化予測が必要となる。

2.3 細砂と礫から構成される海浜での飛砂現象（千葉県千葉市稲毛海岸）

2.3.1 稲毛海岸の概要

稲毛海岸は 1976 年に東京湾湾奥部に造成された人工海浜であり、**図-2.3.1** に示すように南西方向を望み、海浜背後（ $Y=60\sim 80\text{ m}$ ）に幅約 20 m の松林（保安林）を有する沿岸方向 1200 m、岸沖方向 200 m の人工海浜である。海浜の南北にはそれぞれ堤長 200 m の突堤が設置され、沿岸方向への砂の流出が防がれている。この海岸では、海浜造成後の 1998～1999 年に砂浜の維持を目的とした養浜工事が行われた。その後、2019 年には海浜南部に堆積した砂を侵食が進んでいる北側へと移して盛土するとともに、「白い砂浜」へのリニューアルを目的として、西オーストラリア産の白い砂を用いた養浜工事が実施された⁸⁾。しかし、リニューアル工事後、海浜に巻き出された白い養浜砂は、台風時の高波浪および強風に伴う飛砂により海浜背後へと運ばれ、当初目的とした白い砂浜とは異なる景観となった。

図-2.3.2 は、気象庁アメダス⁹⁾千葉観測所での 2010～2019 年の風況データより作成した風の出現頻度分布とエネルギー頻度分布を示す。これらの図は卓越風の方角（SW）を軸に作図を行っている。また、図には稲毛海岸の平均海岸線方向を併せて示すが、海岸線は SE-NW 方向に走行しているため北寄りの風は陸風となり、背後の保安林により遮られる。したがって海浜に直接作用し得る風は南西方向からである。

稲毛海岸では、2020 年 11 月 12 日に現地調査を実施し、**図-2.3.1** に示す 8 測線において RTK-GNSS による縦断測量を実施するとともに、海浜の底質採取を実施した。また、解析に際して**図-2.3.1** に示すように沿岸方向に X 軸を、岸沖方向に Y 軸を定め、また**図-2.3.1** 全体を含む区域で UAV による空中写真撮影を行った。

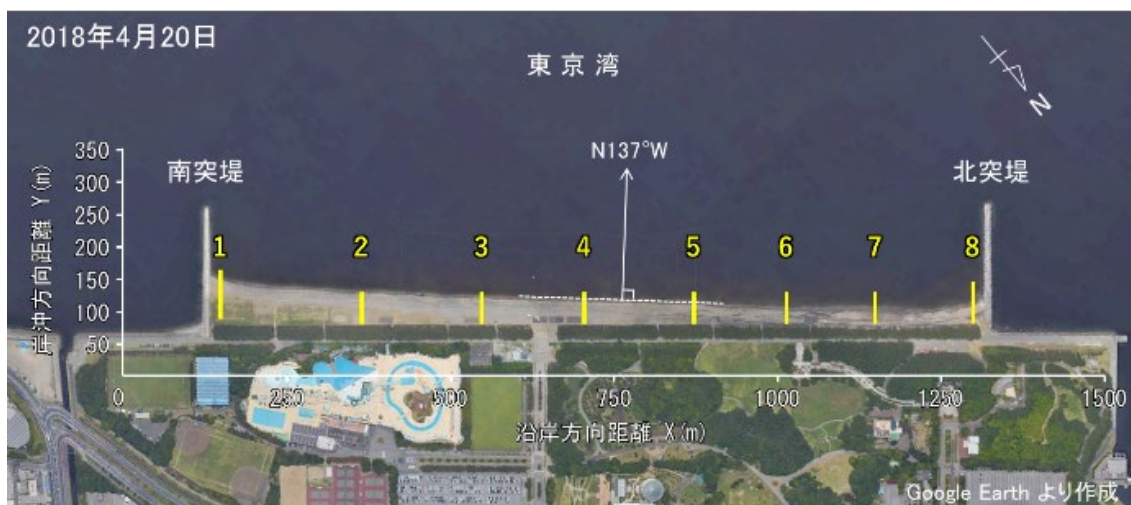
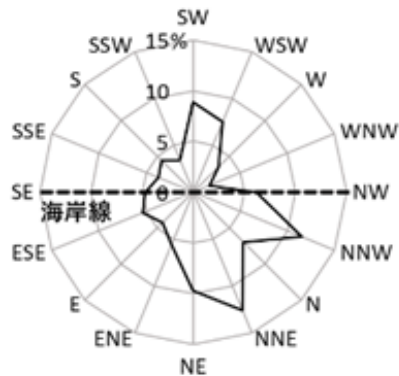


図-2.3.1 稲毛海岸の衛星画像

(a) 出現頻度分布



(b) エネルギー頻度分布

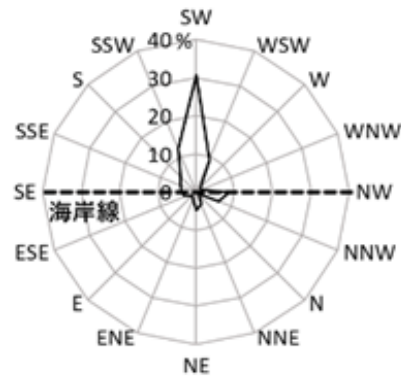


図-2.3.2 風の方向別出現頻度分布とエネルギー分布

2.3.2 現地状況

図-2.3.3(a)には UAV により撮影した空中写真と現地調査時の写真撮影地点 St.1～6 を示す。また、図-2.3.3(b)には UAV により撮影した空中写真より作成した等高線図を示す。図-2.3.3(a)に示す空中写真では、海浜において岸沖方向に白色と茶色の帯状区域が判読される。白色の帯は 2019 年に養浜された白い砂が海浜背後 ($Y=80\sim 100\text{ m}$) に帯状に堆積したものである。また、白色の帯の海側にある茶色の帯状区域は、白い砂と元々あった砂が混合している区域である。一方、図-2.3.3(b)では沿岸方向に差はあるが保安林前面の標高は $2.0\sim 3.0\text{ m}$ で、そこに白色の砂が堆積していることが分かる。

次に、南突堤近傍から北向きに移動しつつ海浜状況を観察した。まず、写真-2.3.1 は南突堤上の St.1 から北向きに望んだ写真である。南突堤近傍の汀線付近には汀線と平行な礫の堆積域が見られるが、海浜背後に設置されている防砂ネットの前面には白い砂が帯状に堆積していることが見て取れる。St.1 の北西 200 m に位置する St.2 も St.1 と同様、前浜は主に礫により構成されていた(写真-2.3.2)。写真-2.3.3 は、St.3 のバーム付近から陸側を望んだ写真である。バーム背後の後浜では全体的に礫の露出が見られたが、防砂ネットの前面には白い砂が堆積しており、礫と白い養浜砂の堆積域が明瞭に区分されていた。写真-2.3.4 は海浜中央部の St.4 での防砂ネットの背後状況を示す。St.4 では保安林区域の海側端に設置されていた防砂ネットが破損していたため保安林区域内まで養浜砂が運び込まれていた。一方、防砂ネットが破損していない St.5 では、防砂ネット前面に養浜砂が小高く堆積し、その上部にはまばらに植生が分布していた(写真-2.3.5)。さらに北側の St.6 では、ネット前面には砂は堆積しておらず、その背後に砂が堆積し小高いマウンドができていた(写真-2.3.6)。

これらより、稲毛海岸において 2019 年に行われた白砂を用いた養浜では、巻き出された白砂は海浜線背後へと運ばれ、保安林前面に設置されている防砂ネットの前面に堆積していることが分かった。

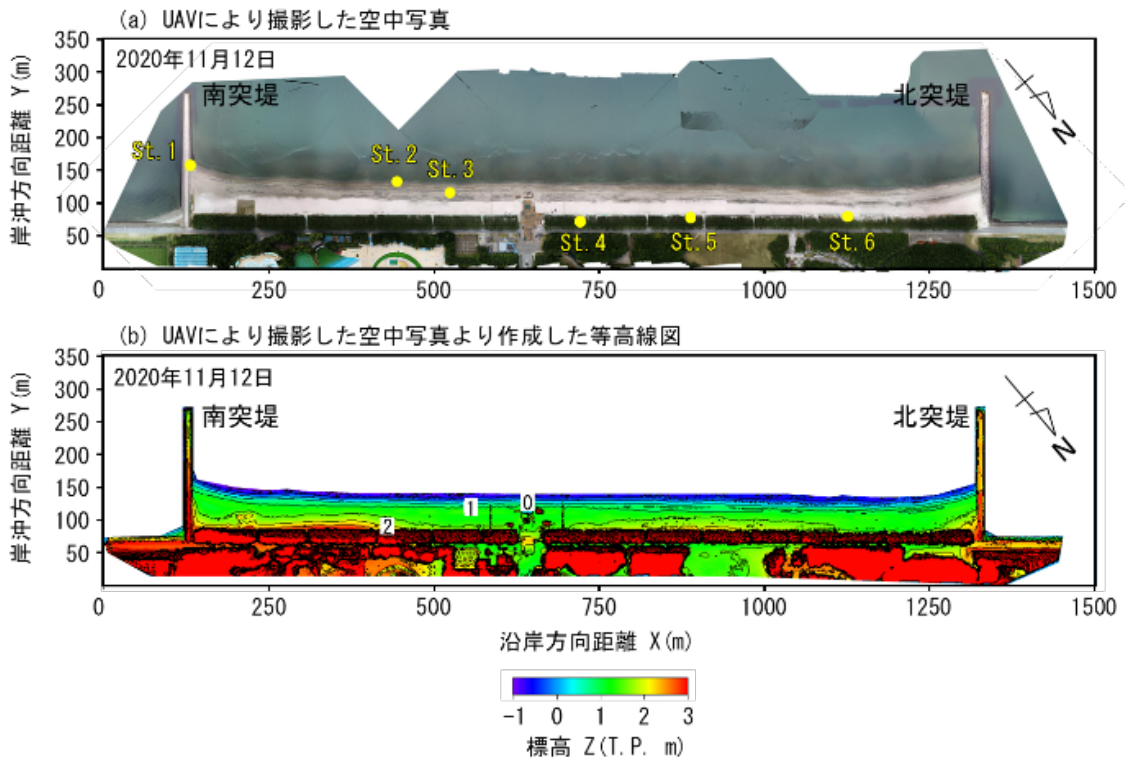


図-2.3.3 UAVにより撮影した空中写真と等高線図



写真-2.3.1

2020年11月12日



写真-2.3.2

2020年11月12日



写真-2.3.3

2020年11月12日



写真-2.3.4

2020年11月12日



写真-2.3.5

2020年11月12日



写真-2.3.6

2.3.3 現地調査結果

図-2.3.4には図-2.3.1に示した測線1～8の縦断形を示す。各測線とも標高1.5mのバームが形成されており、後浜(Y=0～20m)には養浜した白砂が堆積していた。また、海浜背後の地盤高に注目すると、南側の測線1,2では北側の測線8と比べて背後の地盤高が高いことが分かる。

測線2, 4, 7での岸沖方向の粒度組成の調査結果を図-2.3.5に示す。図-2.3.4に示したように、測点2-A, 2-B, 4-A, 7-Aは白砂の堆積区域内にあるが、これらの地点では細砂・中砂の堆積が著しいのに対し、バーム背後～前浜にある測点では礫の含有率が高く、さらに汀線付近では再び細砂・中砂の含有率が高まっていた。

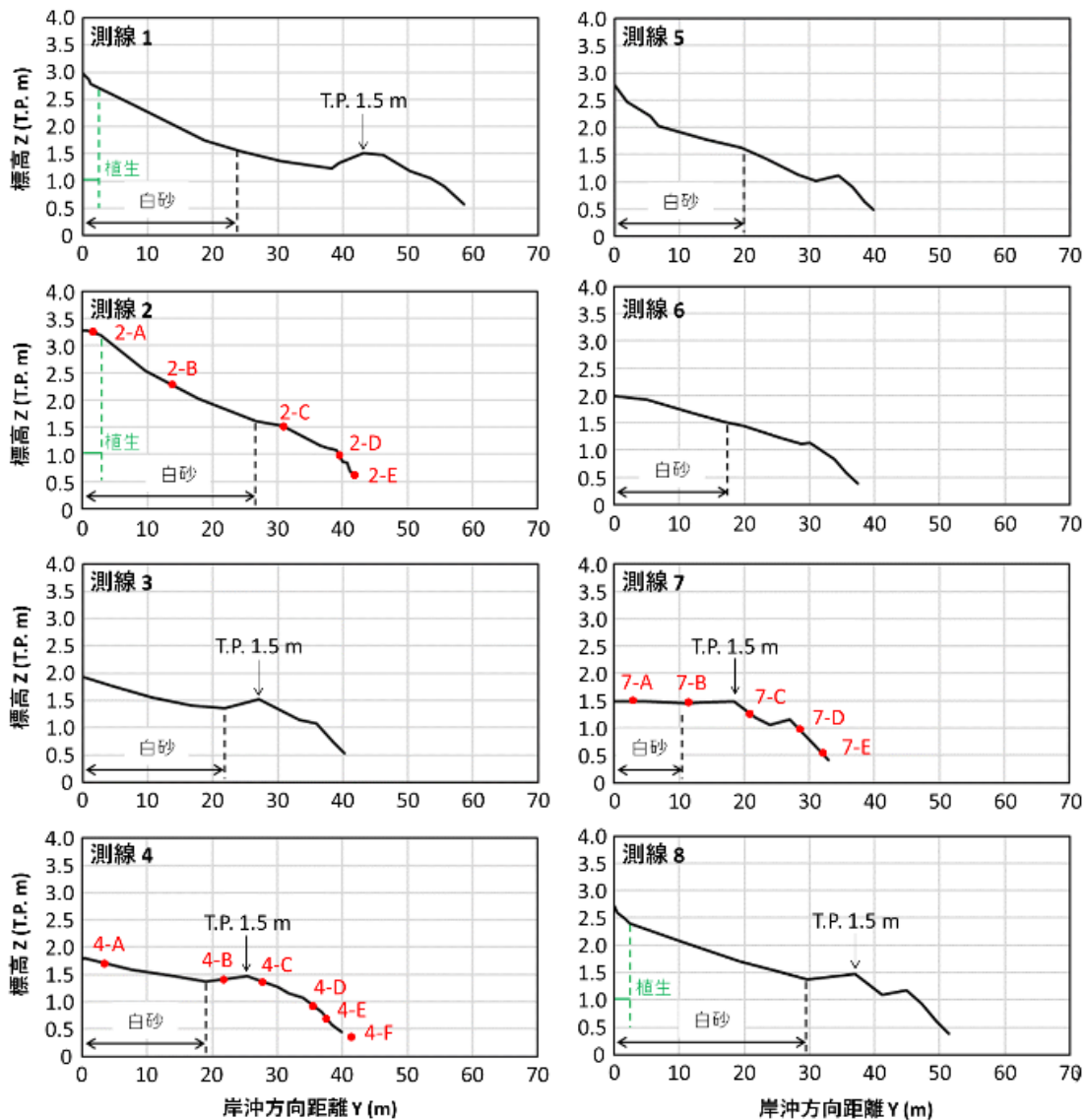


図-2.3.4 海浜縦断形の測量結果

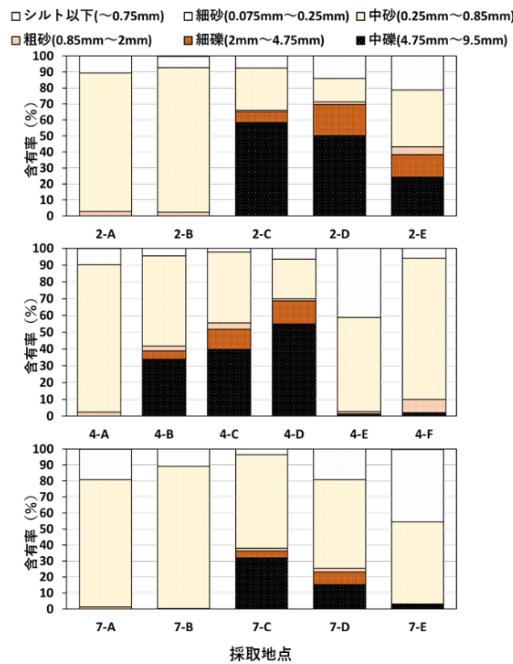


図-2.3.5 粒度組成（測線 2, 4, 7）

2.3.4 過去の海浜地形

図-2.3.6には千葉市美浜公園緑地事務所より提供された2011、2018、2020年の地形図を示す。これらによれば、2020年は養浜時に南東部から北西部へと砂が輸送されたことにより背後の護岸とほぼ平行な汀線形状となっていたが、2011、2018年ではいずれも汀線が南東側ほど沖に前進していたことから、稲毛海岸では南東方向への沿岸漂砂が卓越していると考えられる。また、いずれの時期においても海浜背後の標高は海浜の南側において増加していることもわかる。このことから、本研究の調査結果は養浜後の観測結果であったものの、養浜前においても現地調査において観測されたと同様の地形変化が生じていたと考えられる。

2011年を基準として各年の地形変化量を示したのが図-2.3.7である。2018年では全体的に侵食傾向を示す一方、 $X = 0 \sim 250 \text{ m}$ の区域では砂が盛られたことにより地盤高が増加していた。2020年では南東部で地盤高が低下した一方、北西部では地盤高が増加している。これは2019年の養浜時に南東部から北西部へと人工的に砂が輸送されたことによる。

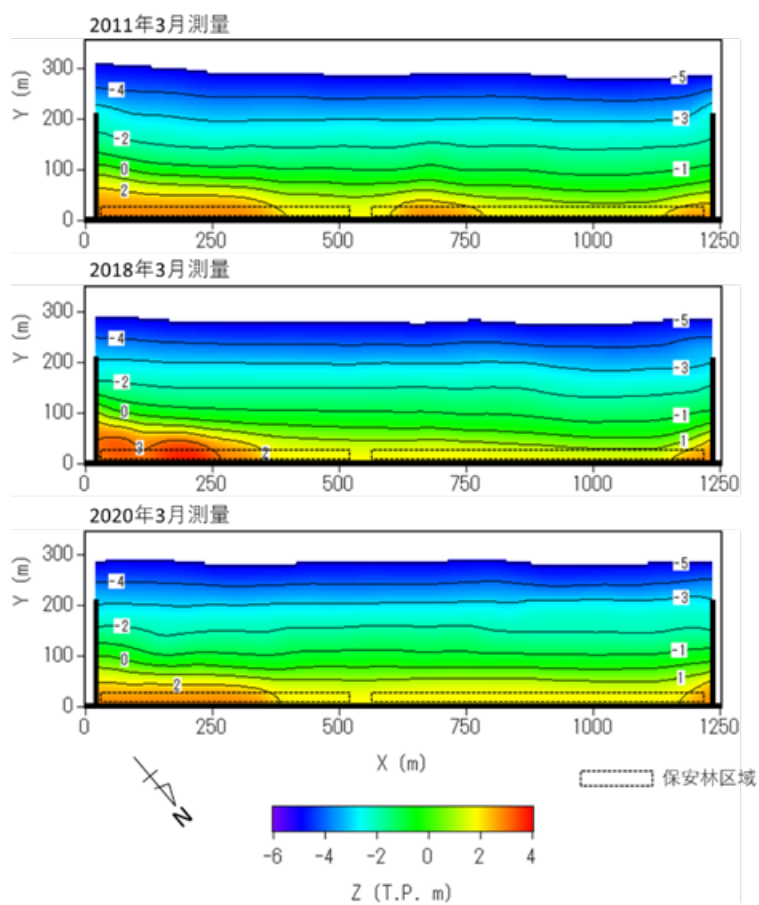


図-2.3.6 2011～2020年間の3時期の等高線図

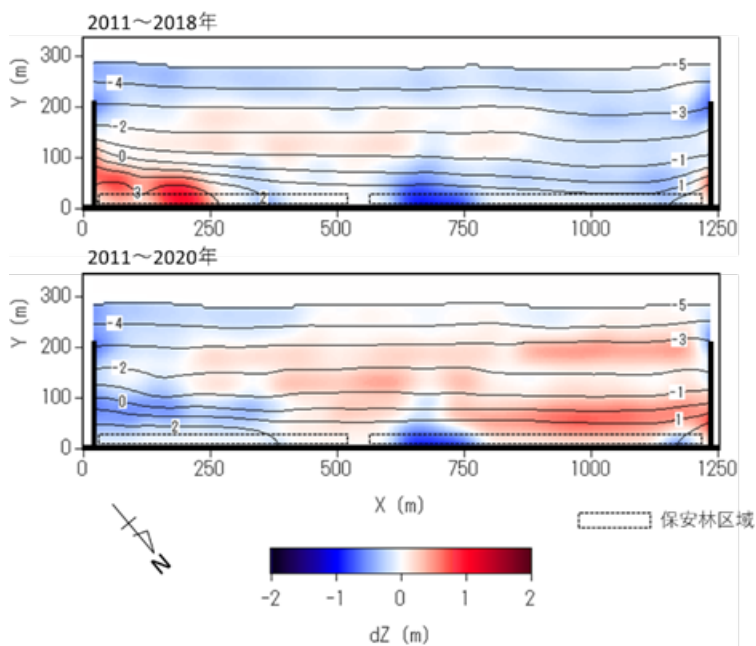


図-2.3.7 2018年，2020年の地形変化量（2011年基準）

2.3.5 まとめ

現地調査では、養浜された白砂は飛砂により海浜背後へと運ばれ、海浜背後の防砂ネット前面に堆積していることが分かった。それに伴い前浜付近には粒径の粗い礫が取り残されて露出しているとともに、海浜背後の地盤高は海浜南部（堆積域）において北側（侵食域）よりも増加していた。また、海浜背後に設置されている防砂ネットは、場所ごとに飛砂を抑制する性能が異なることから、飛砂が十分に抑制できておらず、ネット背後の松林まで養浜砂が侵入・堆積していた。

このように、混合粒径の底質で構成されている海浜にあって強い風的作用を受ける場合、細砂・中砂が飛砂として海岸背後地へと運ばれ、前浜には粗砂や礫が取り残される現象が生じる（図-2.3.8）。とくに粗粒材と細砂が混合した砂を用いた養浜時の地形変化予測では、波による漂砂、および飛砂による粒径に応じた砂移動の予測が必要となる。

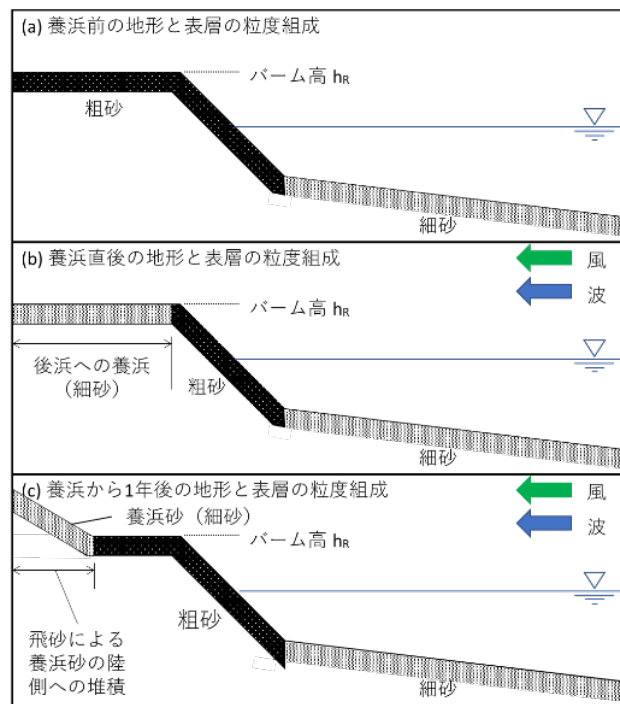


図-2.3.8 稲毛海岸で生じた現象の模式図

参考文献

- 1) 三田航平・小林昭男・宇多高明・野志保仁：富津岬北岸の漂砂特性と 2011 年大津波による砂の押し込み, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol. 70, No. 2, pp.I_600-I_605, 2014.
- 2) NEDO : <http://app8.infoc.nedo.go.jp/nedo/>
- 3) 宇多高明：「海岸侵食の実態と解決策」, 山海堂, p.304, 2004. (CD 版)
- 4) NEDO NeoWinds : https://appwdc1.infoc.nedo.go.jp/Nedo_Webgis/top.html
- 5) 石川仁憲・宇多高明・古池鋼・貝沼征嗣・大橋祐：天竜川の流出土砂量の増量が西部遠州灘海岸にもたらす海岸保全上の効果, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.75, No.2, pp.I_577-I_582, 2019.
- 6) 宇多高明・石川仁憲・三波俊郎・青葉佳宏・大井戸志朗：静岡県浜松篠原海岸における粗粒材養浜後の地形変化実態, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.70, No.2, pp.I_691-I_695, 2014.
- 7) 若江直人・JUNAIDI・清水翔一郎・片岡三枝子・青木伸一：中田島砂丘の短期的・長期的地形変化に関する研究, 海洋開発論文集, Vol. 24, pp.1291-1296, 2008.
- 8) 千葉市ホームページ : <https://www.city.chiba.jp/index.html>
- 9) 国土交通省気象庁 : <https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>

第3章 計算モデルの構築

緒言

第1章で述べたように、これまで海浜変形予測モデルについては多くの研究がなされているが、いずれの予測モデルにおいても飛砂による前浜より背後での地形変化については予測が困難である。そこで本研究では、従来までの海浜地形変化予測モデルが対象としていた波による地形変化に加えて、前浜より背後での飛砂による地形変化を考慮した海浜地形変化予測モデルを構築した。モデルの構築においては芹沢ら¹⁾によるBGモデルとセルオートマトン法を用いているが、本章ではそれぞれの計算手法の概要と両手法を結合した飛砂による地形変化を考慮した海浜地形変化予測モデルの概要を説明する。

3.1 モデルの基本概念

本研究において構築した数値計算モデルでは図-3.1.1に示すように、波による地形変化については移動限界水深からバームまでを計算範囲とし計算にはBGモデルを用いた。BGモデルは、平面メッシュ上の水深変化を解く方式のモデルであり xy 平面上の地盤高 $Z(x, y, t)$ の分布によって地形を表現する。このように、平面メッシュ上で $Z(x, y, t)$ を解く方式によれば任意の形状の地形を扱うことが可能である。この平面メッシュ上で $Z(x, y, t)$ を解く方式はセルオートマトン法の計算方式と類似しており、セルオートマトン法との対応が可能である。また、BGモデルはこれまで多くの実務において海浜地形変化予測計算に用いられており、高い再現性を有しているため海浜部の計算にはBGモデルを使用した。

バームより陸側の範囲についてはセルオートマトン法を用いて飛砂による地形変化の計算を行う。セルオートマトン法は、それぞれのセル自身によって計算ステップが計

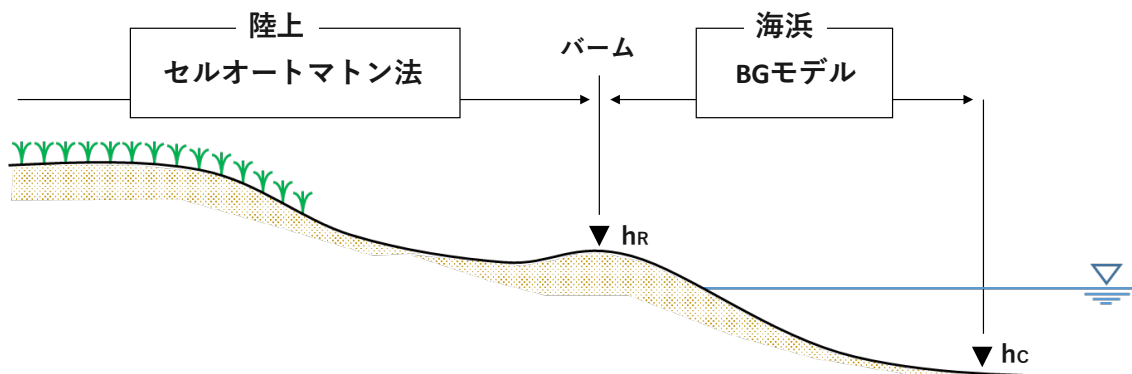


図-3.1.1 モデルの概要

算され、差分法を用いた既往モデルは連続式の関係からメッシュを飛び越えて移動する土砂量についての計算式の立式は難しかったが、セルオートマトン法を用いれば砂がセルを飛び越えて移動する計算を簡単に行うことが可能である。

セルオートマトン法を用いた飛砂現象の再現モデルとしては、砂丘形成の再現モデルが最も有名であり、物理学の分野においてセルオートマトン法による砂丘形成の計算モデルがいくつか提案されている。代表的なものでは、西森ら²⁾による NY 模型や Werner ら³⁾による W 模型などがあるが、本研究では勝木ら⁴⁾により提案された砂丘形状の再現計算モデルを参考として、バーム背後での飛砂現象の計算を行う。砂丘は、風と粉粒体の相互作用によって形成され、それぞれのダイナミクスを数値シミュレーションで詳細に扱うことは、計算コストがかかりすぎるために容易ではないが、勝木らによる計算モデルは計算コストを大幅に減らすのに成功したモデルである。

3.2 Bagnold 概念に基づく海浜変形予測モデル (BG モデル) の概要

3.2.1 基本概念

1960 年代の Bagnold に始まる一連の研究 (5), (6), (7), (8), (9) を参照し、平衡勾配の原理および海浜の安定化機構について根本的意味からの考察を加える。まず、勾配が $\tan \beta$ の海底斜面に波が作用する場合の底質の動きを考えると、波による底面付近の流体運動は、岸向き・沖向きの往復運動となる。波の峰が通過する時には岸向き流れが生じるので、この流れを「寄せ波に伴う岸向き流れ」と呼ぶ。波の谷が通過する場合はこれと逆になるので、これを「引き波に伴う沖向き流れ」と呼ぶ。以下、平坦な海床面に一つの砂粒が載る場合を想定して海浜安定化機構について考察する。ただし、ここでは斜面上に一つの砂粒が載るという非常に単純な条件を仮想的に考えて検討を行うが、これはあくまでも現象を単純化し、理解を容易にするためのものである。実際には 1 個の砂粒の移動を追跡するのではなく、海底面上に載る移動可能な砂の集合体のことを概念的な意味について考察するものである。

(1) 寄せ波と引き波の作用が等しい場合

図-3.2.1 は、寄せ波と引き波の作用が等しいと仮定した時の砂粒の移動模式図である。図-3.2.1(a) は水平床、図-3.2.1(b) は斜面の場合である。水平床の場合、点 1 にある砂粒に寄せ波が作用すると岸向きに移動し 2 に至る。同様に引き波が作用すると 2' に至る。この時 1→2 と 1→2' の移動距離は等しい。一方、沖向きに傾斜をもつ斜面上では、砂粒には自重に起因した斜面下方へ重力の作用が働くため、その分水平床と比べて寄せ波時の移動距離は短く、引き波時の移動距離は長くなる。

このことを考慮した上で、図-3.2.2 に示すように斜面上に載る砂粒の寄せ波・引き波 1 周期での移動を考える。砂粒は、寄せ波時には岸向きに移動し点 1 から 2 に至る (図

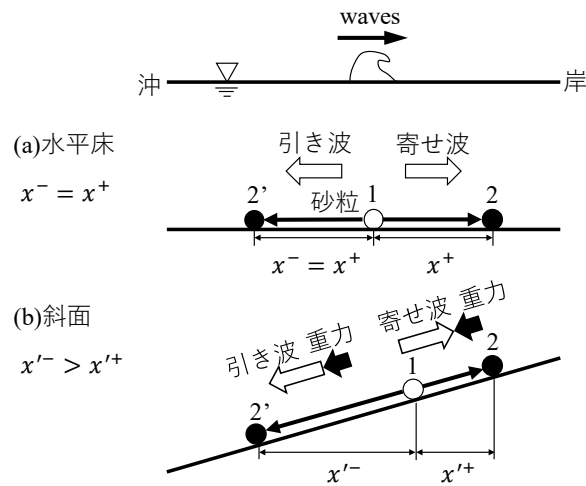


図-3.2.1 寄せ波と引き波の作用が等しい場合における砂粒の移動状況（水平床と斜面の比較）

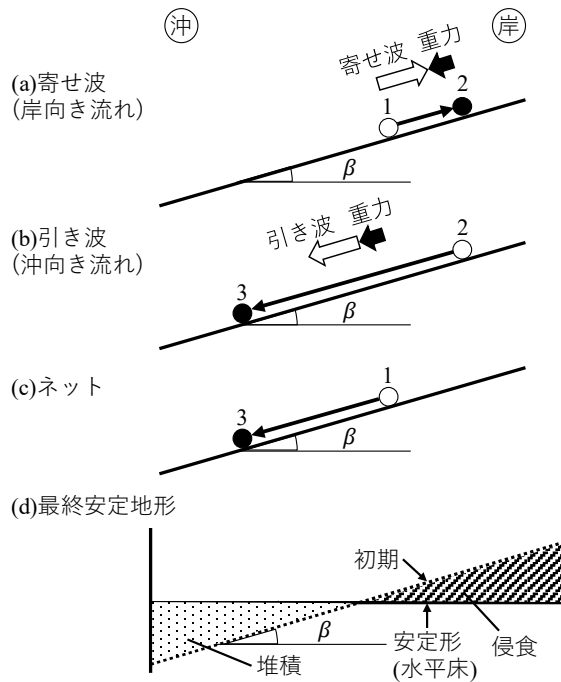


図-3.2.2 寄せ波と引き波の作用が等しい場合における斜面上にのる砂粒の1周期間の移動状況

-3.2.2(a). 引き波時には、点2から3への移動が起こる（図-3.2.2(b)）ので、結果的にネットでは砂粒は同一点には戻らず沖へと移動する（図-3.2.2(c)）。この場合、点1→3の土砂移動があれば、点1付近では土砂量が減少し、3付近では増える。さらに閉じた系での砂粒全体の砂移動を考えれば地形変化は図-3.2.2(d)のようになる。土砂収支を保ちつつ変形し、最終形は明らかに水平床となる。結局、寄せ波と引き波の作用が等しいとすると地形は水平床とならなければならない。

(2) 寄せ波の作用が引き波の作用より大きい場合

実際の海岸は傾斜を保ったまま安定している。これは寄せ波の作用が引き波の作用よりも大きいことを示唆している。また以上の議論より、海浜が変形することなく安定系を保つには、寄せ波・引き波の1周期の波浪作用が重力による斜面下向きの作用の釣りあい、ネットの土砂移動が0でなければならない。この平衡状態は図-3.2.3(a)のようになる。寄せ波・引き波により砂粒が点1→2→3と移動した時、1周期後同じ地点に戻る。ネットの移動は0であり地形変化は生じない。このときの海底勾配 $\tan \beta$ が平衡勾配 $\tan \beta_c$ である。図-3.2.3(b)は平衡勾配 $\tan \beta_c$ より急勾配の場合である。重力作用の増加により1→2→3の移動により砂粒はネットで沖に移動する。これを繰り返すと、閉じた漂砂の系にあっては最終的に勾配が平衡勾配と等しくなって安定する。平衡勾配 $\tan \beta_c$ より緩勾配の場合はこの逆となる。

図-3.2.4は以上のまとめであり、芹沢ら¹⁰⁾の海浜縦断形の安定化機構と同じであって、局所縦断勾配が平衡勾配と等しければ岸沖漂砂は生じることがなく、急ならば沖向き漂砂、緩ければ岸向き漂砂となる。

図-3.2.5に模式的に示すように、沿岸漂砂と汀線形状についても同様の安定化機構が成立し、汀線（等深線）は波向と直角になって初めて安定化する。図-3.2.6は沿岸漂砂と岸沖漂砂が重なった場合のまとめであり、静的安定海浜は、各点の等深線の方法が波

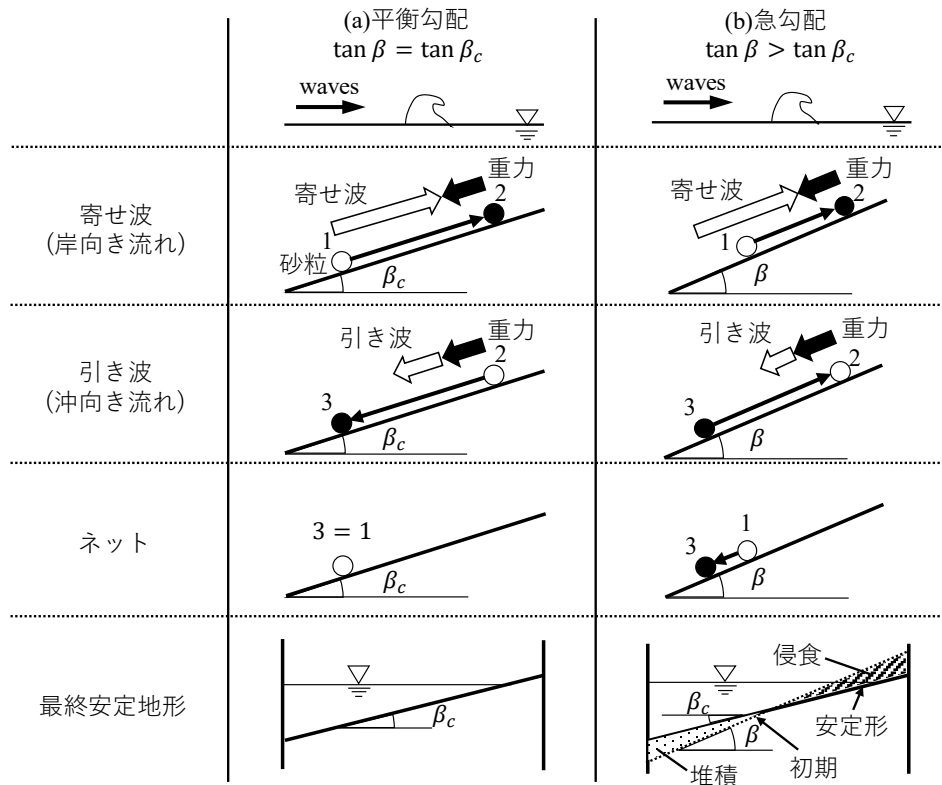


図-3.2.3 1周期間の砂粒の移動からみた海浜縦断形の安定化機構

向に直角になること、同時に局所縦断勾配が平衡勾配と一致すること、の2点が成立している状態である。

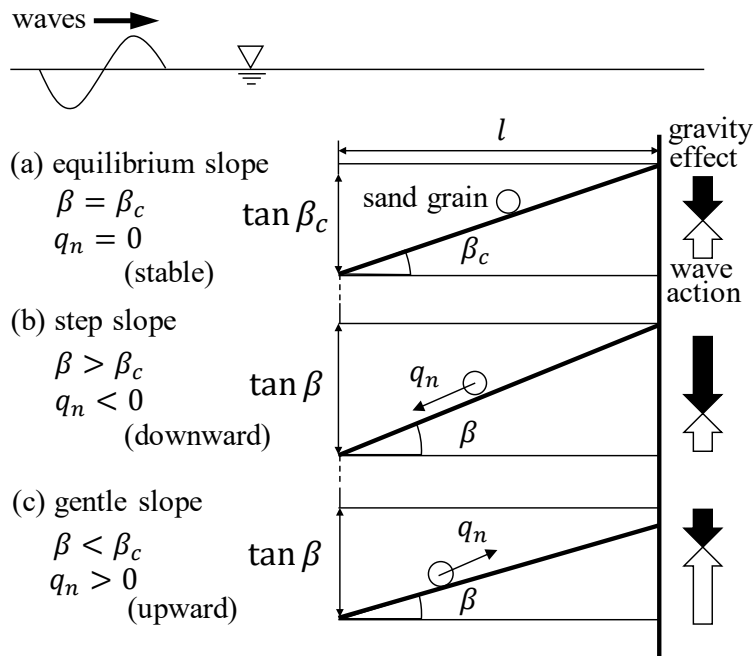


図-3.2.4 海浜縦断形の安定化機構

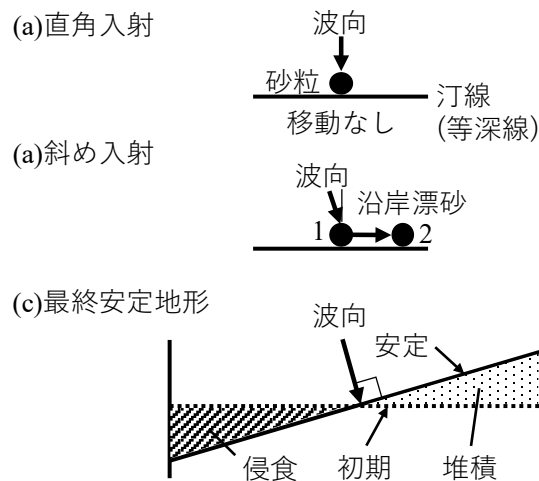


図-3.2.5 沿岸漂砂作用時における等深線の安定化機構

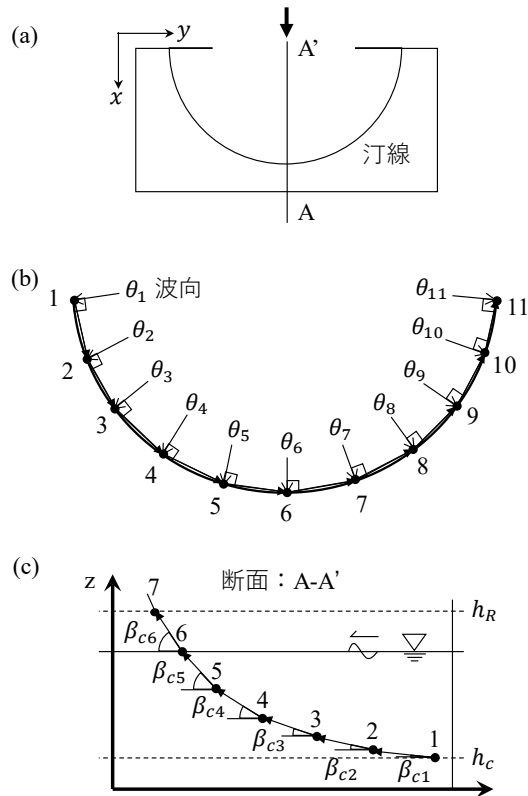


図-3.2.6 静的安定海浜の条件

3.2.2 Bagnold 概念に基づく漂砂量式

波による底面付近の流体運動は岸向き・沖向きの往復運動となるが、これに伴い底質は岸向き・沖向きの往復移動を繰り返す。Inman・Bagnold⁵⁾はこうした波作用下での漂砂を、寄せ波作用時の岸向き流れによる岸向き漂砂と、引き波作用時の沖向き流れによる沖向き漂砂の2成分から成ると考え、それぞれにエネルギー保存則に基づき、かつ海底勾配を陽に含む形式の流砂量式を適用して定式化した。この考え方をもとに、まず単一粒径を対象として砕波点の波浪条件のみを用いた単純な形式の漂砂フラックスの式を誘導する(芹沢ら¹⁾)。

平面座標 (x,y) を取り、時刻 t における各点の地盤高 $Z(x,y,t)$ を解くべき変数として、海底勾配 $\tan\beta$ の様斜面上に波が斜め入射する場合を考える波浪場での漂砂をInman・Bagnold⁵⁾にならい、寄せ波時の岸向き流れと引き波時の沖向き流れによる成分からなる考え、それぞれに一方向定常流の漂砂量式を適用する。 $\tan\beta$ を微小とし流れは進行方向に、また重力は斜面下向きに砂を運ぶ作用を持つとすれば、一方向定常流の漂砂フラックスは $\tan\beta$ の線形近似式として式(3.2.1)の形式で表される。式(3.2.1)の第1項は流れの作用、第2項は重力に起因した斜面下方に向う作用である。係数 a_0, a_1 の符号は必ず正である。

$$\vec{q}_u = a_0 \vec{e}_u - a_1 \nabla Z \quad (a_0 > 0, a_1 > 0) \quad (3.2.1)$$

ここに \vec{e}_u は流向の単位ベクトル、 $\nabla Z = (\partial Z/\partial x, \partial Z/\partial y)$ は地形の勾配ベクトルであり、その方向は等深線と直角方向岸向き、大きさが $\tan \beta$ を与える。寄せ波・引き波時の土砂輸送を一周期間で時間平均した平均漂砂を式(3.2.1)で表すと、波によるネットの漂砂量フラックス \vec{q} は、式(3.2.2)に示すように寄せ波成分 \vec{q}^+ と引き波成分 \vec{q}^- の和として表すことができる。なお、寄せ波成分 \vec{q}^+ は、式(3.2.1)と同様に寄せ波の進行方向を示す単位ベクトル \vec{e}^+ を用いて、式(3.2.3)として表すことができる。引き波成分 \vec{q}^- についても、同様に引き波の進行方向を示す単位ベクトル \vec{e}^- を用いて式(3.2.4)として表すことができる。式の係数 a_0^+ 、 a_0^- 、 a_1^+ 、 a_1^- の符号は正である。

$$\vec{q} = \vec{q}^+ + \vec{q}^- \quad (3.2.2)$$

$$\vec{q}^+ = a_0^+ \vec{e}_w^+ - a_1^+ \nabla Z \quad (3.2.3)$$

$$\vec{q}^- = a_0^- \vec{e}_w^- - a_1^- \nabla Z \quad (3.2.4)$$

ここに \vec{e}_w^+ 、 \vec{e}_w^- は寄せ波および引き波の進む方向の単位ベクトル。いま、引き波が寄せ波と反転すると仮定する(式(3.2.5))。この条件下で式(3.2.3)～(3.2.5)を式(3.2.2)に代入し、平衡勾配 $\tan \beta_c$ を式(3.2.6)で、係数 A を式(3.2.7)で定義すると、波浪場の漂砂フラックスは式(3.2.8)となる。次に、波の失うエネルギーの一部が土砂の輸送の仕事に充てられエネルギーの損失量に見合った分の土砂が輸送されるという Energetics Model の概念を適用し、 A が波のエネルギー逸散率 Φ に比例すると仮定した上で式(3.2.8)を積分して全沿岸漂砂量を求めると、式(3.2.9)の Komar・Inman¹¹⁾の全沿岸漂砂量式(CERC公式)と同形となり、等値関係から A は式(3.2.10)となる(式(3.2.10)中の C_0 は式(3.2.11)で示す)。結局、波による漂砂フラックスは式(3.2.12)となる。

$$\vec{e}_w^- = -\vec{e}_w^+ \quad (3.2.5)$$

$$\tan \beta_c = \left(\frac{a_0^+ - a_0^-}{a_1^+ + a_1^-} \right) \quad (3.2.6)$$

$$A = (a_1^+ + a_1^-) \quad (3.2.7)$$

$$\vec{q} = A[\tan \beta_c \vec{e}_w^+ - \nabla Z] \quad (3.2.8)$$

$$Q_s = C_0 K_1 (EC_g)_b \cos \alpha_b \sin \alpha_b \quad (3.2.9)$$

$$A = C_0 \frac{K_1 \phi}{\tan \beta_c} \quad (3.2.10)$$

$$C_0 = \frac{1}{(\rho_s - \rho)g(1-p)} \quad (3.2.11)$$

$$\vec{q} = C_0 \frac{K_1 \phi}{\tan \beta_c} [\tan \beta_c \vec{e}_w - \nabla Z] \quad (3.2.12)$$

ここに、 \vec{e}_w ：波向の単位ベクトル ($= \vec{e}_w^+$)、 K_1 ：沿岸漂砂量係数、 α_b ：碎波角（碎波点における波向と各点の等深線直角方向のなす角）、 C_0 ：水中重量表示から体積表示への換算係数、 ρ_s ：土砂の比重、 ρ ：海水の比重、 g ：重力加速度、 p ：土砂の空隙率である。式(3.2.12)から明らかなように、式(3.2.6)で定義される平衡勾配 $\tan \beta_c$ は波が斜面に対し直角入射となる場合に海岸漂砂が 0 になる勾配を意味する。また式(3.2.6)および式(3.2.12)より、Inman・Bagnold⁹⁾が示したと同様、平均勾配とは、寄せ波による岸向きの作用と引き波による沖向きの作用の残差が重力による斜面下方へ向う作用と釣り合った状態にある海底勾配である。式(3.2.12)は局所縦断勾配が平衡勾配に一致する時海岸漂砂は生じないが、平衡勾配よりも緩勾配ならば岸向き、急勾配なら沖向きの漂砂を生じるという性質をもつ。また各点の等深線が波向に直交し、かつ各点の縦断勾配が平衡勾配に一致するとき漂砂が 0 の静的安定状態となり、平衡状態からのズレがると漂砂が発生する。

数値計算には Φ を定式化する必要があるが、ここでは実用性を重視し、芹沢ら¹⁰⁾の等深線変化モデルと同様碎波点の波浪場で評価する手法を用いる。地形変化が波による地形変化の限界水深 h_c と、うちあげ高で定まるバーム高 h_R までの区間で生ずると考え、碎波点のエネルギーフラックスを $Z = -h_c \sim h_R$ も岸沖方向距離で割った平均値で Φ を与え、さらに漂砂強度の鉛直分布関数 $\varepsilon(Z)$ を導入することで、式(10)の係数 A は碎波点でのエネルギーフラックス $(EC_g)_b$ (E : 波エネルギー、 C_g : 群速度) を用いて記述され、結局、漂砂フラックスは式(3.2.13)となる（式(3.2.13)中の G は式(3.2.14)にて示す）。式(3.2.13)が単一粒径に対する数値計算を行うための漂砂式である。

$$\vec{q} = \frac{G}{\tan \beta_c} [\tan \beta_c \vec{e}_w - \nabla Z] \quad (3.2.13)$$

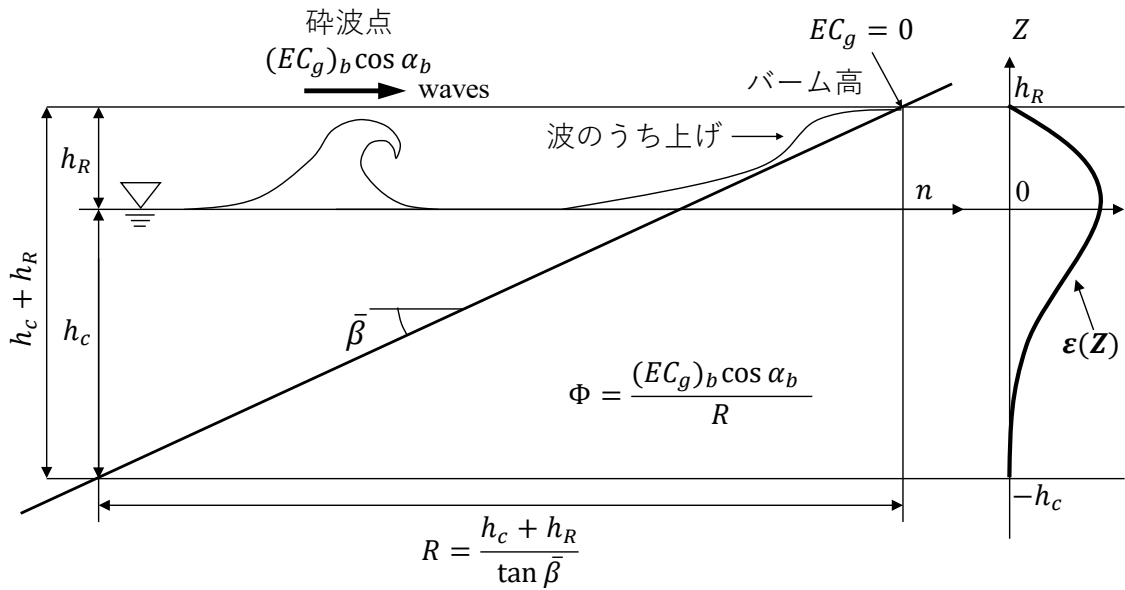


図-3.2.7 海浜縦断形の変化区間全域におけるエネルギー逸散率

$$G = C_0 K_1 \epsilon(Z) (EC_g)_b \cos^2 \alpha_b \tan \beta_c \quad (3.2.14)$$

ここに、 $\epsilon(Z)$ は土砂の移動範囲 $Z = -h_c \sim h_R$ 以外では 0 で、その積分値が 1 となるように定義するが、本研究では従来の等深線変化モデルと同様に $\epsilon(Z)$ として宇多・河野¹²⁾による沿岸漂砂量の鉛直分布関数を用いる(図-3.2.7)。数値計算では、等深線変化モデルと同様に長期的予測を目標として、平衡勾配 $\tan \beta_c$ には、計算対象海岸の構造物設置前の自然状態の平均的な海浜縦断勾配を与える。

3.2.3 混合粒径へと拡張した BG モデル

式(3.2.13)を基本に混合粒径 (N 粒径)に拡張し、海浜変形・粒径変化の予測モデルを構築した。拡張方法は、熊田ら¹³⁾、黒岩ら¹⁴⁾にならって次のようにした。土砂の代表粒径数を N とし、まず平野¹⁵⁾と同様交換層の概念を導入し、交換層内の各粒径 $d^{(K)}$ ($K=1 \sim N$)の体積含有率 $\mu^{(K)}$ を解くべき変数に加える。粒径毎の漂砂量式は、式(3.2.13)にエネルギー逸散の分配率を評価するため含有率を乗じ、さらに粒径毎の平衡勾配を導入すれば式(3.2.15)、(3.2.16)となる。また粒径別の漂砂量係数は、熊田ら¹³⁾と同様に Kamphuis et al.¹⁶⁾にならい、粒径の平方根に逆比例すると仮定する(式(3.2.17))。地形変化は、粒径毎の連続式(3.2.18)を解いて計算される各粒径の地形変化成分の緩和として定まる(式(3.2.19))。また含有率は交換層内の連続式を解いて計算する(式(3.2.20))。

$$\vec{q}^{(K)} = \frac{G^{(K)}}{\tan \beta_c^{(K)}} [\tan \beta_c^{(K)} \vec{e}_w - \nabla Z] \quad (K=1 \sim N) \quad (3.2.15)$$

$$G^{(K)} = \mu^{(K)} \cdot C_0 K_1^{(K)} \varepsilon(Z) (EC_g)_b \cos^2 \alpha_b \tan \bar{\beta} \quad (K=1 \sim N) \quad (3.2.16)$$

$$K_1^{(K)} = \frac{A_1}{\sqrt{d^{(K)}}} \quad (K=1 \sim N) \quad (3.2.17)$$

$$\frac{\partial z^{(K)}}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q}^{(K)} \quad (K=1 \sim N) \quad (3.2.18)$$

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \sum_{K=1}^N \frac{\partial z^{(K)}}{\partial t} \quad (K=1 \sim N) \quad (3.2.19)$$

$$\frac{\partial \mu^{(K)}}{\partial t} = \begin{cases} \frac{1}{B_h} \left(\frac{\partial z^{(K)}}{\partial t} - \mu^{(K)} \frac{\partial Z}{\partial t} \right) & \frac{\partial Z}{\partial t} \geq 0 \\ \frac{1}{B_h} \left(\frac{\partial z^{(K)}}{\partial t} - \mu_B^{(K)} \frac{\partial Z}{\partial t} \right) & \frac{\partial Z}{\partial t} < 0 \end{cases} \quad (K=1 \sim N) \quad (3.2.20)$$

ここに、 N ：粒径数、 B_h ：交換層厚、 $\mu^{(K)}$ ： $K=1, 2, \dots, N$ は交換層内の粒径毎（ N 粒径）の体積含有率、 $\mu_B^{(K)}$ ：交換層の下の層の体積含有率、 $\tan \beta_c^{(K)}$ ：粒径毎の平衡勾配、 $K_1^{(K)}$ ：粒径毎の沿岸漂砂量係数、 $\tan \beta$ ： $Z = -h_c \sim h_R$ の初期断面の平衡勾配、 A_1 ：対象海岸の変化過程に応じて設定する定数である。なお式(3.2.17)の粒径 $d^{(K)}$ の単位は mm である。数値計算は平面座標上のスタッガードメッシュを用いて行い、粒径毎の漂砂量フラックスを式(3.2.15)～(3.2.17)で計算し、これを用いて連続式(3.2.18)、(3.2.19)を陽形式の差分法で解くことで地形変化量が計算され、さらに交換層内の含有率の変化が式(3.2.20)より計算される。これを繰り返すことで海浜地形と交換層内の含有率の経時変化が計算される。

3.3 セルオートマトン法による飛砂計算の概要

3.3.1 セルオートマトン法とは

セルオートマトン法とは、格子状に区切られた各セルに対して、自身のセルと近辺セルとの状態から次のステップの状態を計算するためのルールを設定し、離散的な時間で個々のセルの状態が変化していく計算手法である。ルールの単純さからは想像もつかないほど多様で複雑な現象表現が可能となっている（図-3.3.1）。

セルオートマトン法は 1946 年に J.Neumann が残した自己復元モデルが基礎とされている。ある空間を多数のセルの集団で表現し、空間・時間が離散化されたなかで計算が進む計算手法である。それぞれのセルには自身のセルと近傍セルとの状態の関係から次のステップの状態を計算させるルールを設定しておき、これを全部のセルが計算することで全体のセルが多様に変化する。

1970 年代にコンピュータの中での思考ゲームとしてライフゲームが大流行したことで多くの研究者に知られた。ライフゲームとは、セルの状態を生と死の 2 種類として、隣接近傍のセルの状態により次のステップの自身のセルの状態を判別するだけのルールで計算が進むモデルであるが、図-3.3.2 に示すように初期条件として与える生のセル

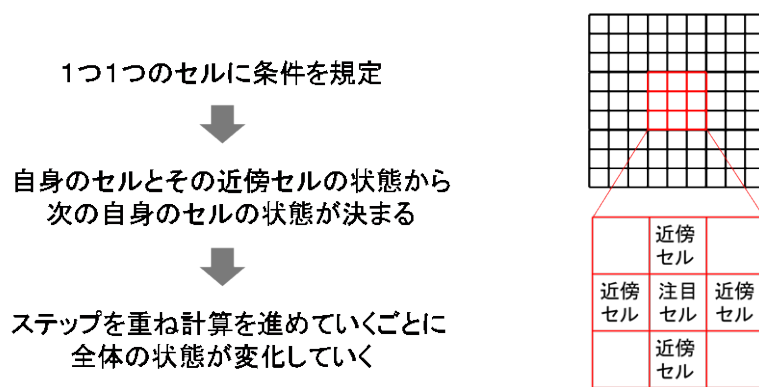
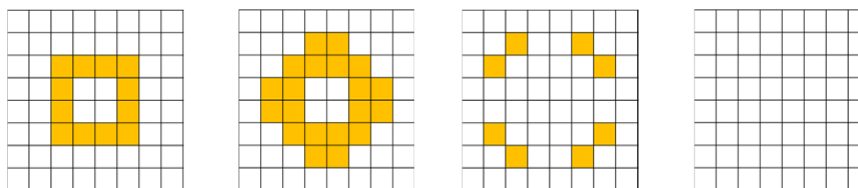


図-3.3.1 セルオートマトン法の原理



自身のセルの状態と周囲の 8 セルの状態の関係から次ステップの状態が決まる

- ① 自身が空白、周囲に 3 の生存セルがあれば、次ステップに誕生する
- ② 自身が生存、周囲に 2 セルの生存セルがあれば次ステップも生き残る
- ③ 自身が生存、周囲に 3 セル以上の生存セルがあると次ステップで死滅する

図-3.3.2 ライフゲームの条件と出力結果

の配置・数によって驚くほど多くの結果を生み出す。

セルオートマトン法は簡単なルールを複数設定し、計算結果を比較することで、ルールと結果を直接比較することができ、さらに考察のための条件設定が可能であり、なおかつ計算が簡単に行えるため、現象とよく似た形状・状況を生み出すことに関しては、非常に有利なモデルである。このように仮定と検証を繰り返して計算を行うことで現象の理解の手助けとなる手法ではあるものの、それぞれの条件が物理的にどのような意味を持つかという点、定性的には説明できても、定量的には説明できないものが多い。これは、微分方程式から成るモデルのように物理式から系統的に導入された式を用いていないためである。以上の理由から、セルオートマトン法は数値計算モデルではなく、前述の通り思考ゲームとして知られ、物理学の分野においてはあまり重要視されていなかった。

初めてセルオートマトン法に物理的な意味を見出したのがウルフラムである。ウルフラムモデルはセルオートマトン法の持つ特徴を生かした非常にシンプルなモデルである。それぞれのセルは0または1の2種類の状態が設定され、計算方法は注目セルと両隣の2セルの3つのセルの状態の関係から次の世代の状態が計算される。

さらに、近年になって超離散と呼ばれる手法が提案された。これは既存の微分方程式の性質をそのままセルオートマトン法に受け継いで計算するという手法である。ある現象を表す微分方程式と、それに対応するセルオートマトン上で表される式が結ぶことができれば、各係数・式が変換することが可能である。すなわち、従来のモデルの有する物理的な根拠を持ちながら、従来のモデルでは難しかった計算が可能となる。

この手法の大きな特徴は、それぞれのセル自身によって計算ステップが計算されることであり、この点が隣接する計算セルとの関係によって支配されている差分法とは異なる。差分法を用いた既往モデルは、連続式の関係からメッシュを飛び越えて移動する土砂量についての計算式の立式は難しかった。バルハン砂丘の例（西森ら²⁾）にあるように、セルオートマトン法を用いれば砂がセルを飛び越えて移動する計算を簡単に行うことが可能である。

一方、海岸分野におけるセルオートマトン法を用いた既往研究としては、潮流による砂移動の計算は行われている（Dearing¹⁶⁾）。また、遠藤ら¹⁷⁾によりセルオートマトン法を用いた3次元海浜変形予測モデルが開発されている。しかしながら、現在に至るまで、波による地形変化と風による地形変化を一括して予測する計算モデルは提案されていない。

3.3.2 勝木らによる飛砂計算モデルの概要

(1) 基本概念

砂丘は、風と粉粒体の相互作用によって形成され、それぞれのダイナミクスを数値

シミュレーションで詳細に扱うことは、計算コストがかかりすぎるために容易ではないが、勝木ら⁴⁾による計算モデルは計算コストを大幅に減らすのに成功し、本研究における飛砂計算ではこの勝木ら⁴⁾による計算モデルを参考にした。まず、この勝木らによる計算モデルの概要について説明する。

まず、地面空間を2次元格子 (x,y) で組み、それぞれの格子には高さという連続変数 $h(x,y,t)$ を定義した。ここで、 x, y, t は離散変数である。それぞれの格子のサイズは砂粒より十分に大きく、砂粒が飛ぶというより、砂の塊が飛ぶというイメージになる(図-3.3.3)。この考えにより、砂粒一つ一つを計算するより格段に計算スピードを上げることができる。現実的な砂移動は様々な要素(砂の粒径や形、飛砂、砂の転がり、雪崩、流れの強さ、境界層の剥離、渦、湿度、植生など)によって変わってくるが、今回使用するモデルでは、計算を簡略化するために、砂丘を構成するのに最も重要な働きをする2つのプロセス Saltation (飛砂)、Avalanche (砂の崩落)を考慮する。

(2) Saltation (飛砂) の概要

Saltation は流れによって砂が運ばれるプロセスで、砂の飛ぶ距離 L_S は、このモデルでは以下の式(3.3.1)で定義する。

$$L_S = a + bh(x, y, t) - ch^2(x, y, t) \quad (3.3.1)$$

式(3.3.1)は Andreotti et al¹⁸⁾による観測結果を基に、砂丘上の sand flux を(混相流などを含む)再現する最も単純な多項式である。ここで、 a, b, c は現象論的パラメータである。これらの係数は、砂丘形成のシミュレーションにおいて砂丘のスケール(砂丘の高さ、幅など)を決める際に、再現したい砂丘形状に合わせて設定するための係数である。

式(3.3.1)は高さが高くなるほど遠くまで飛ぶが、飛ぶ距離には限界があるという意味である(図-3.3.4)。また、シミュレーション中で式(3.3.1)は減少関数の領域は使用

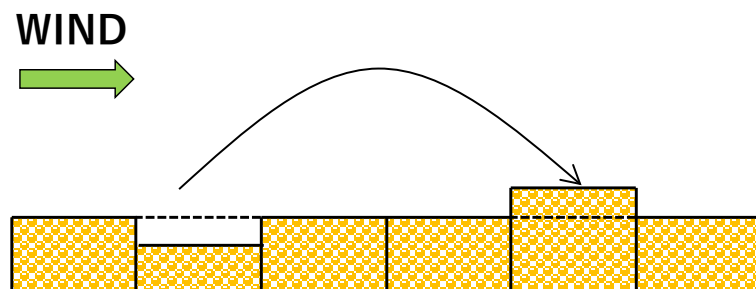


図-3.3.3 砂移動の模式図

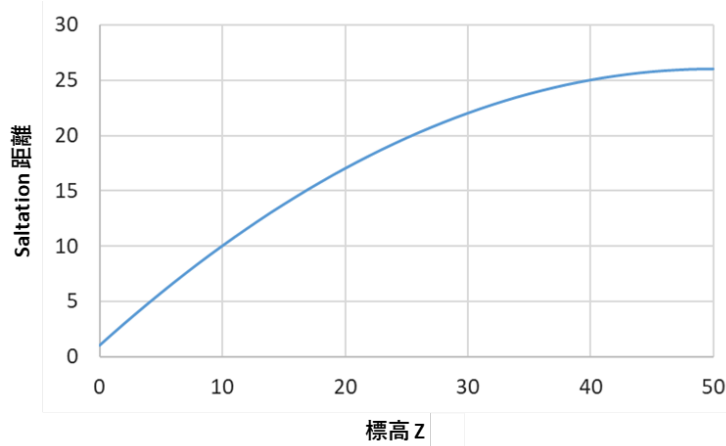


図-3.3.4 標高と Saltation 距離の関係

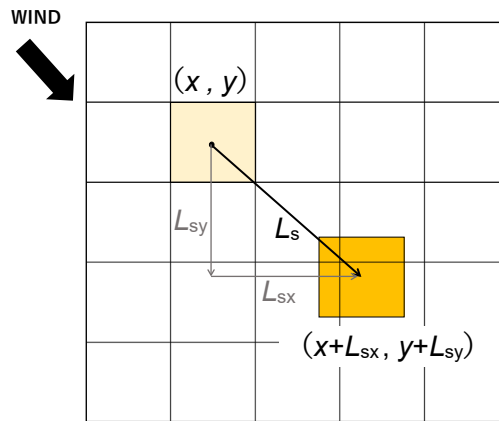


図-3.3.5 Saltation によるセル間での砂移動の模式図

せず、増加関数の領域だけを使用することとし極大値以降の Saltation 距離は一定としている。また、風速の変化に伴い Saltation 距離が変化する場合においては、式 (2.4.1) の係数 a , b , c を変えることにより、風速と砂丘形成との関係をうまく表すことが可能となる。

また、毎ステップでの Saltation による移動質量 q は一定として、図-3.3.5 に示すように格子 (x,y) から式 (3.3.1) で規定した Saltation 距離 L_s 分だけ離れた格子 $(x+L_{sx}, y+L_{sy})$ へ砂が移動する。それぞれの格子での高さは、飛んでいく格子での砂量が $h(x,y) \rightarrow h(x,y) - q$ となり、砂の着地点では $h(x+L_{sx}, y+L_{sy}) \rightarrow h(x+L_{sx}, y+L_{sy}) + q$ となる。また、図-3.3.6 のように砂の移動先が4つの格子にまたがる場合、それぞれの格子には面積比に応じた砂量が移動すると考える。この面積比で配分する考え方は、2次元移流方程式の数値計算法として Colella¹⁹⁾によって提案された CTU スキーム (Corner Transport Upwind Scheme) の考え方と同様である。

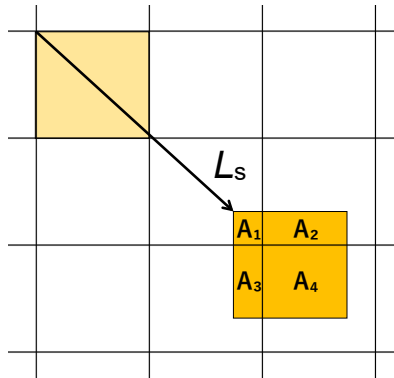


図-3.3.6 砂の移動先が4つのセルに跨っている場合の面積比の規定

- ① 注目セル周囲のセルで最も標高差の大きいセルを判別し，土砂移動の対象セルとする
- ② 対象セルと注目セルとの角度が，安息角（ 34° ）となるまで砂は移動する

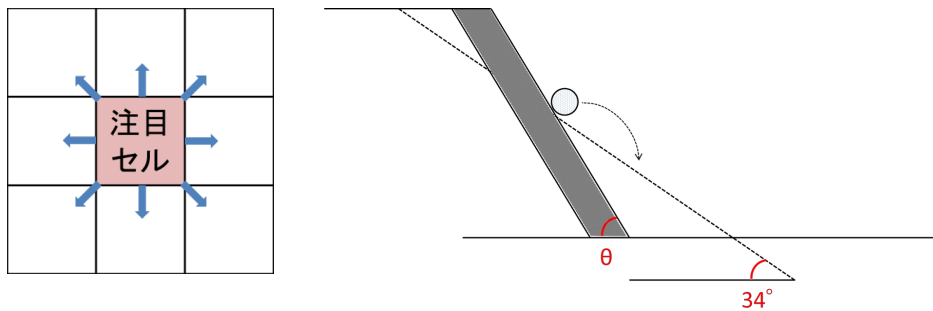


図-3.3.7 Avalanche 過程の模式図

(3) Avalanche（砂の崩落）の概要

一方，もう一方のプロセスである **Avalanche**（砂の崩落）とは，安息角を越えると安息角以下になるまで最も急峻な方向に砂が移動するプロセスである．**図-3.3.7** に **Avalanche** 過程の模式図を示す．ここで，砂の安息角は 34° を使用している．実際のシミュレーションではまず，**Saltation** で砂を飛ばし，次に **Avalanche** を起こし，それが落ちてくまで何度も繰り返す．そして，落ちていてからまた **Saltation** で砂を飛ばす．

(4) 構造物周辺での砂移動の概要

Saltation 過程での砂移動において，構造物前面での砂移動についての模式図を図-2.4.8 に示す．**図-3.3.8** (a) に示すように砂の移動領域に構造物が存在しなければ，砂は規定した **saltation** 距離 L_s だけ移動する．

一方，**図-3.3.8** (b) に示すように砂の移動領域に構造物が存在する場合，砂の移動元の格子の標高と構造物の天端との標高差 h が飛砂が飛び上がる高さ（ここでは飛砂標高

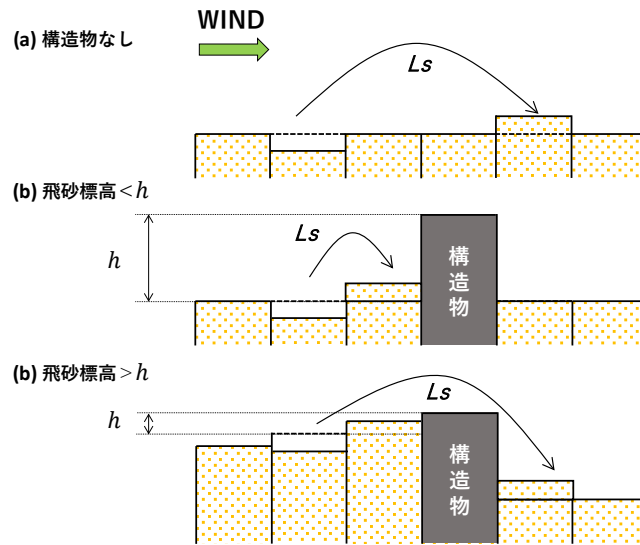


図-3.3.8 構造物が存在する場合の飛砂の Saltation 条件

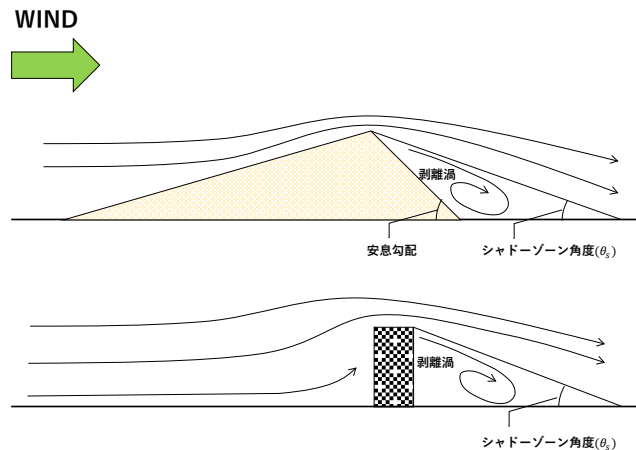


図-3.3.9 砂丘および構造物背後での剥離渦の模式図

と定義する) よりも大きいときは, 移動元の格子からの飛砂が構造物を乗り越えてその背後へと移動することはできないため, 構造物の存在する前面の格子へと移動する. また, 図-3.3.8 (c) に示すように, 構造物の前面に十分に砂が堆積し, 砂の移動元の格子の標高と構造物の天端との標高差 h が飛砂標高よりも小さくなった場合においては, 飛砂が構造物を乗り越えてその背後へと移動することが可能になるため, 砂は規定した saltation 距離 L_s だけ離れた格子へと移動するとした.

次に, 砂丘や構造物の背面については, 風下側で風の流れが剥離する (図-3.3.9). そして, 剥離点の下側の領域, いわゆる剥離渦の内部に属する風下側斜面では風の影響は無視できる. そのため, 砂の運動は重力による斜面流のダイナミクスのみ支配されるものとする. すなわち, 風下側斜面の角度が安息角を越えたときのみ斜面に沿った砂の移動が起こり, それによって斜面は十分に速やかに安息角まで緩和する. 砂丘の風下側

において剥離渦が形成されることは、Pye, K. et al²⁰らの観測事実からも明らかとなり、この観測結果を基に本モデルでは、風下側で砂移動が起きない剥離渦が形成される範囲（シャドゾーン）は砂丘および構造物の頂部から地盤面に対して15°の範囲とした。

3.3.3 BGモデルとセルオートマトン法の結合における工夫

(1) Saltation 式の距離次元を持った式への改良

図-3.3.10に示すように、セルオートマトン法による計算については計算上のメッシュ幅は無次元量として扱っているが、海浜部の波による地形変化の計算に用いるBGモデルの計算においては、計算上のメッシュ幅について明確な距離次元を規定している。つまり、BGモデルとセルオートマトン法を組み合わせる計算モデルを構築する際には、それぞれの距離次元を統一する必要がある。この問題を解決するために、本研究では前述の勝木らによる saltation 距離を求める式(3.3.1)を下記の式(3.3.2)のように距離次元を有する式へと改良した。

$$L_s = L \left[1.0 + b_1 \left(\frac{Z}{h} \right) - b_2 \left(\frac{Z}{h} \right)^2 \right] \quad (3.3.2)$$

係数 b_1 , b_2 は式(3.3.2)により定義される L_s と移動質量の積である sand flux を制御するための係数である。また、これらの係数は、シミュレーションに際して砂丘形状を制御するための係数でもある。Zは標高、Lは基準距離（ここでは1.0m）、hは基準高さ（ここではバーム高）を表す。式(3.3.2)は勝木らの式の形と同一であるが、勝木らの式では L_s が計算メッシュ幅を単位として表示されていたものを、長さを単位としたものに改めている。また、長さとは高さは無次元化するために、L、hを導入している。式(3.3.2)は括弧

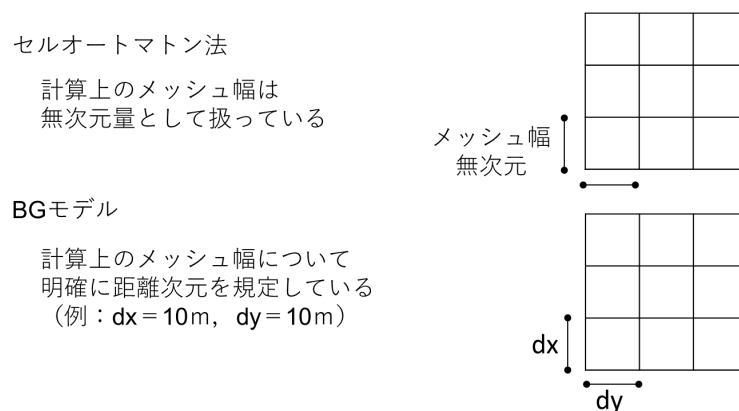


図-3.3.10 モデル構築における課題

内の第2項より地盤高が高い位置にある砂ほど遠くに飛ばされるが、括弧内の第3項によって砂の飛距離には限界があることを示す。極大値以降の sand flux は一定とし、減少関数は使用しない。また、勝木ら同様移動質量 q は一定値とする。

また、この式を使用するにあたっての係数 b_1 , b_2 , 移動質量 q については、対象とする現地海岸の飛砂量等から決定することができる。飛砂量は移動質量と saltation 距離の積で表されるが、現地観測によって年間の単位幅あたりの飛砂量 ($\text{m}^3/\text{m}/\text{yr}$) が得られている場合、その飛砂量を再現するように係数 b_1 , b_2 , 移動質量 q を決定することで、現地の飛砂量をシミュレーション上で再現することができる。

基本的に b_1 , b_2 の係数は、式 (3.3.2) で求められる saltation 距離 L_s がシミュレーションにおいて規定するメッシュ幅よりも大きくなるように決定する。

(2) 混合粒径を考慮した Saltation 式への改良

混合粒径の底質で構成される海浜では、強風の作用を受けた際に、飛砂として移動し得る粒径は中砂・細砂であり、これらの細かい粒径の砂が海浜背後へと堆積する。一方で、粗砂や礫などの粗い粒径の砂は飛砂としての移動が生じないため、前浜に取り残されるという現象が生じる。このような混合粒径から構成される海浜の飛砂現象を再現するためには、飛砂計算について粒径を考慮した計算を行う必要がある。そこで上述の式 (3.3.3) を粒径に対応させた形式にするために式 (3.3.3) へと改良した。

$$L_s^{(K)} = M^{(K)} L \left[1.0 + b_1 \left(\frac{Z}{h} \right) - b_2 \left(\frac{Z}{h} \right)^2 \right] \quad (3.3.3)$$

b_1 , b_2 は L_s と移動質量の積 (sand flux) を制御するための係数である。 Z は標高、 L は基準距離 (ここでは 1.0 m)、 h は基準高さ (海浜変形計算ではバーム高を使用)、 $M^{(K)}$ は粒径毎の動きやすさを制御する係数を表す。この係数 $M^{(K)}$ は、風の作用で砂が完全に移動するような場合は $M^{(K)} = 1.0$ 、逆に風により砂が完全に移動しないような場合には $M^{(K)} = 0$ として係数を設定する。なお、この係数 $M^{(K)}$ の粒径に応じた詳細な決定方法については、別途物理実験等により決定する必要があるが、本研究においてはこの点についてが課題として残されている。

移動質量は一定の移動質量 q_i を規定し、式 (3.3.4) に示すように q_i に粒径毎の含有率 $\mu^{(K)}$ を乗じ各粒径の移動質量 $q^{(K)}$ とする。

$$q^{(K)} = q_i \cdot \mu^{(K)} \quad (3.3.4)$$

(3) 飛砂の発生位置と助走距離間の移動質量の規定方法

飛砂による地形変化を考慮した海浜地形変化予測モデルでは、波による地形変化の限界水深から波の遡上限界であるバーム高までの計算には、BGモデルを用い波による地形変化の計算を行い、バームよりも海側では海浜砂面上が湿潤状態であるため飛砂は発生せず、バーム位置を境界としてそれよりも陸側において飛砂が生じると考え、バームよりも陸側の範囲ではセルオートマトン法を用いて飛砂による地形変化についての計算を行う。

飛砂現象においては最初に風の作用で飛び上がった砂粒が地面に着地した際に、着地した地盤面に存在する砂粒と衝突することにより、さらに多くの砂粒が飛砂として運ばれ、飛砂量は飛砂の発生可能地点から風下方向に十分離れた場所において平衡状態に達する。この飛砂の開始地点から飛砂量が平衡状態に達する地点までの距離を、飛砂の助走距離と定義する。堀川ら²¹⁾の現地観測によれば、飛砂量が平衡状態に達するための飛砂の助走距離は、飛砂発生地点から約10m必要であるとしている。そこで本研究では飛砂の助走距離は10mと設定した。

本計算モデルでは、バーム位置を飛砂の発生地点として、バーム位置から飛砂の助走距離分離れた地点までにおいて、飛砂量を制御する係数 a を与える。係数 a は式(3.3.5)で定義する。

$$a = \frac{1}{2} \left[\cos \left(\frac{\pi}{L_a} x \right) + 1 \right] \quad (3.3.5)$$

ここで L_a は飛砂の助走距離を示す。図-3.3.11に、飛砂の発生地点から飛び上がった砂粒の衝突過程の模式図と、それに伴う飛砂量係数の変化を示す。

また、実際の海浜では、飛砂量が平衡状態に達するほどの浜幅のない海浜も多い。そ

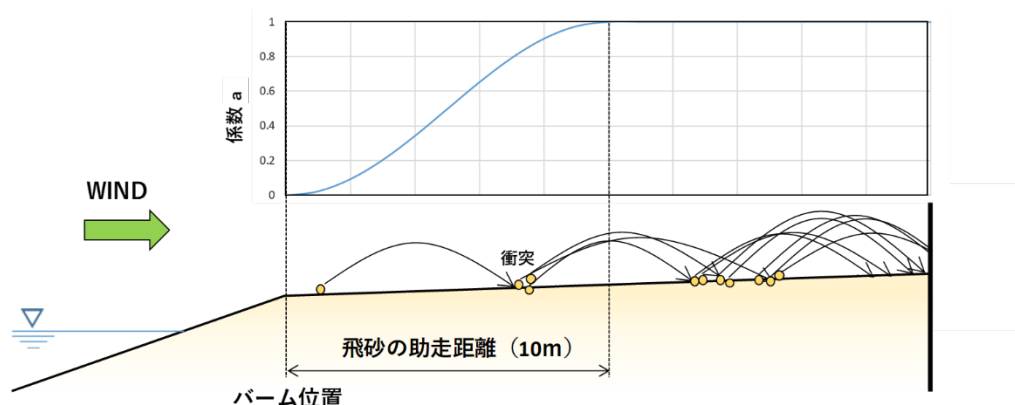
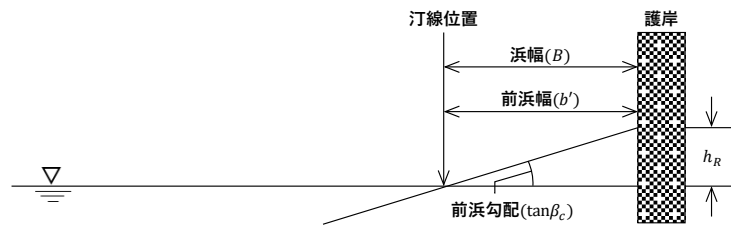


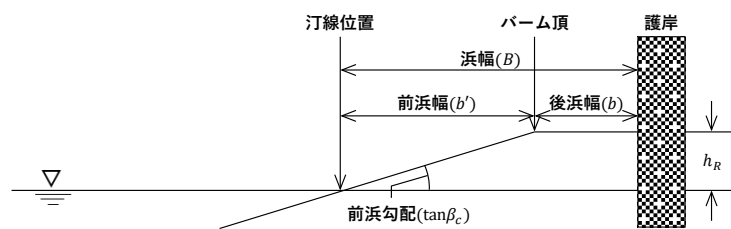
図-3.3.11 飛砂の発生地点から飛び上がった砂粒の衝突過程の模式図とそれに伴う飛砂量係数の変化

ここで図-3.3.12 に示すように飛砂の発生条件を定義した. 図-3.3.12 (a) のように, 前浜が十分に存在せず, バームが形成されておらず後浜が存在しない場合には飛砂は発生しない. また, 図-3.3.12 (b) に示すように, 後浜は存在するが後浜幅が飛砂の助走距離に達していない場合には, 飛砂は発生するが飛砂量は平衡状態に達することはない, 飛砂量は式 (3.2.5) で定義する各地点に応じた飛砂量係数を乗じた飛砂量となる. 図-3.3.12 (c) に示すように後浜が十分に存在する場合には, 飛砂が発生するとともに飛砂の助走距離以上陸側の範囲では飛砂量は平衡状態となり, 飛砂計算において与えた飛砂の移動質量となる.

(a) 飛砂の発生なし ($B < b'$)



(b) 飛砂発生 ($0 < b < 10$)



(c) 飛砂発生 ($10 < b$)

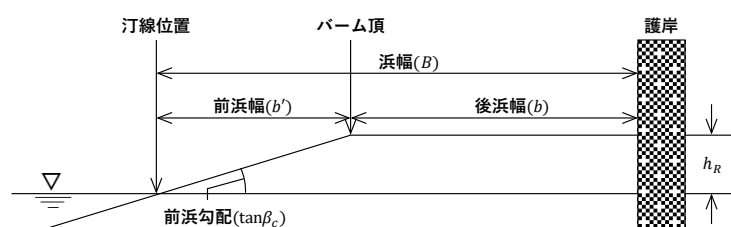


図-3.3.12 飛砂の発生条件

(4) 一連の計算フロー

次に, 本研究において構築した, 飛砂による地形変化を考慮した海浜地形変化予測モデルの計算フローを図-3.3.13 に示す. はじめに, 計算に必要な入力条件を読み込んだ後, 各メッシュにおいて Saltation 距離 L_s を求め飛砂による砂移動を実行し飛砂による地形変化の計算を行う. その後, 各メッシュにおける漂砂量を算出し, 波による土砂移動を実行し波による地形変化の計算を行う. この一連の計算を, 設定したステップ数だけ繰り返し行う.

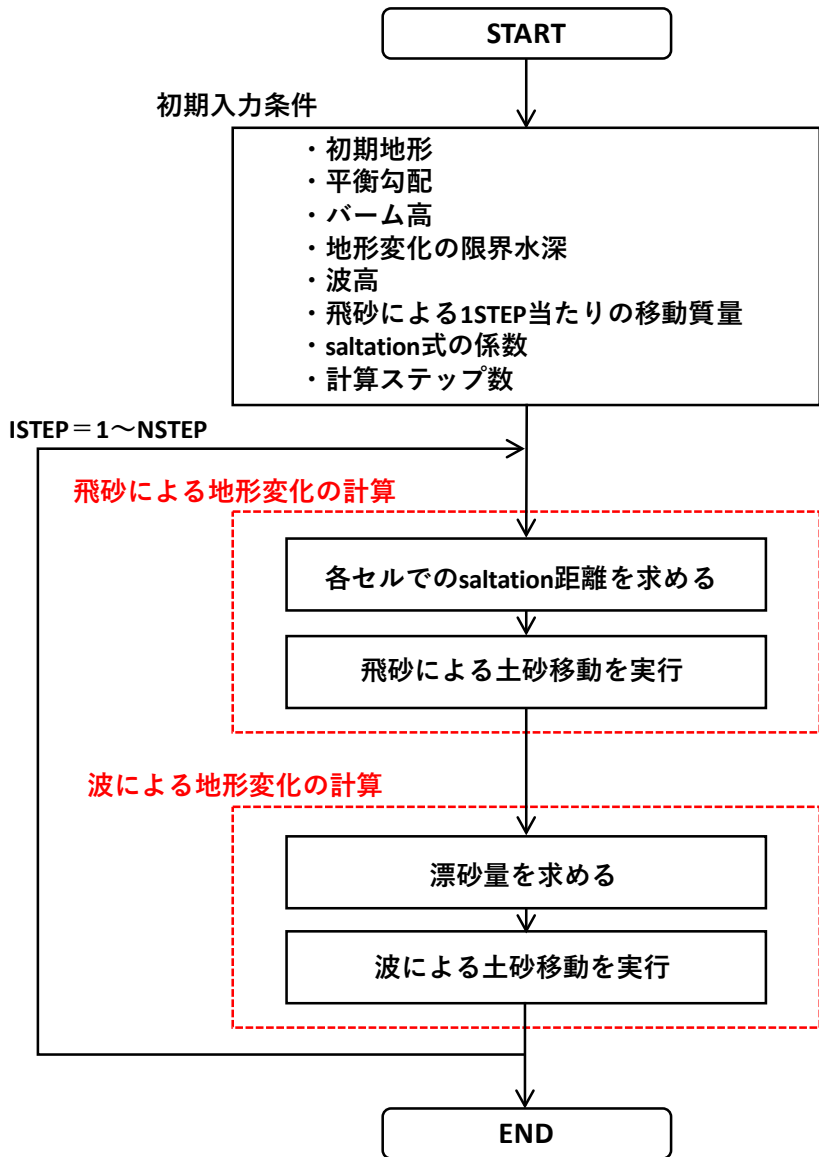


図-3.3.13 計算フローチャート

3.4 テスト計算

3.4.1 単一粒径のテスト計算

本研究において構築した計算モデルについて、モデルの検証のためのテスト計算を実施した。まず、単一粒径の仮想海岸を対象として、従来の BG モデルによる波による地形変化のみを考慮した計算 (Case 1)、波による外力は考慮せず風による飛砂のみを考慮した計算 (Case 2)、本研究において構築した漂砂と飛砂を同時に考慮した計算の 3 ケースについて計算 (Case 3) を行った。計算条件は表-3.4.1 に示す。また、計算の初期地形を図-3.4.1 に示す。計算は 1/20 の初期勾配を有する海浜断面に対して、波が正面から作用する条件 (Case1, 3) であり、平衡勾配 $\tan\beta_c$ は初期勾配と同様 1/20、波による地形変化の限界水深 h_c は 6.0 m、バーム高 h_R は 2.0 m とした。また、風についても海浜に対して正面から作用する条件 (Case2, 3) とした。

図-3.4.2 に Case 1 の計算結果を示す。このケースでは、波による地形変化のみを考慮している従来の BG モデルによる計算であり、平衡勾配と初期地形の前浜勾配が等しいため、計算を進めても地形変化は生じていない。次に図-3.4.3 には、飛砂による地形変化のみを考慮した Case2 の計算結果を示す。飛砂の計算において、飛砂はバームよりも背後から生じることから、バームの背後には深さ 2.0 m の凹状の地形が形成されている。実際には飛砂により海浜の砂が持ち去られた後には、波による埋め戻しが生じるためこのような凹状の地形は海浜には形成されない。図-3.4.4 には漂砂と飛砂を同時に考慮した計算である Case3 の計算結果を示す。この計算によれば、バーム頂から内陸へ向かう飛砂が海浜背後の護岸前面に堆積していく。一方で、海浜では平衡勾配を保ちつつ汀線の後退が起こる。この計算において土砂収支は完全に満足されているので、飛砂により運び去られた砂量に応じて海浜断面は平行に後退し、護岸前面の堆積量が増すという結果が得られた。

表-3.4.1 テスト計算の計算条件

計算ケース		Case 1	Case 2	Case 3
平衡勾配		1/20		
入射波条件	入射波高 H (m)	1.0	-	1.0
	波向 α (deg)	0.0	-	0.0
	潮位条件 MSL (m)	0.0	-	0.0
地形変化の水深範囲	限界水深 (m)	6.0	6.0	6.0
	バーム高 (m)	2.0	2.0	2.0
漂砂量係数	漂砂量係数	0.2	-	0.2
	岸沖・沿岸漂砂量係数比	0.2	-	0.2
漂砂量の水深方向分布		一様	-	一様
風向 α_w (deg)		-	0.0	0.0
飛砂による移動質量 $m^3/m^2/step$		-	4.0×10^5	4.0×10^5
式(3.3.2)の係数	b_1	-	5.0	5.0
	b_2	-	0.5	0.5
土砂落ち込み限界勾配	陸域, 海域	1/2		
計算範囲	岸沖方向 Y (m)	300		
計算メッシュ	ΔY (m)	5.0		
計算時間間隔 Δt (hr)		0.2		
計算ステップ (steps)		1.0×10^4		

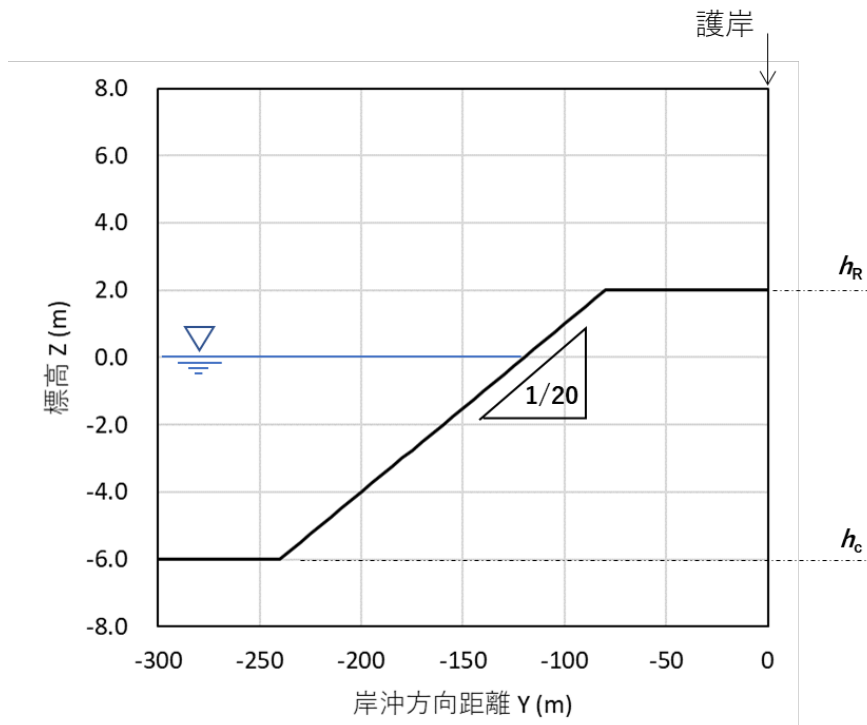


図-3.4.1 初期地形

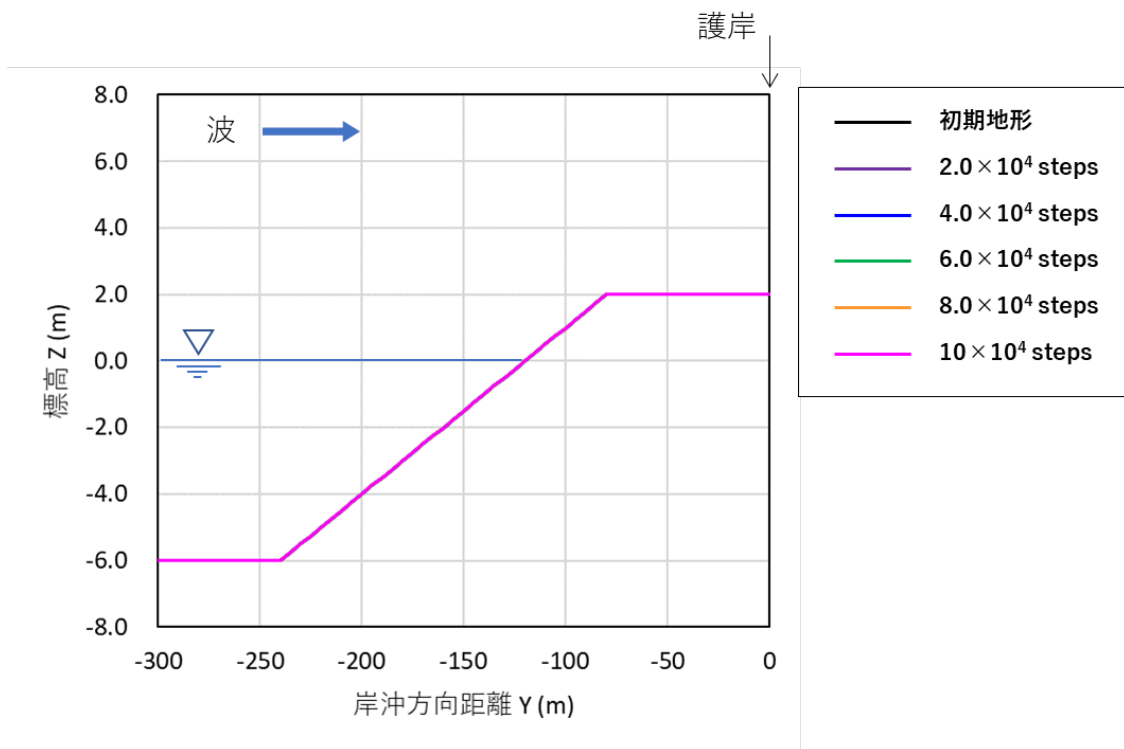


図-3.4.2 計算結果 (Case 1)

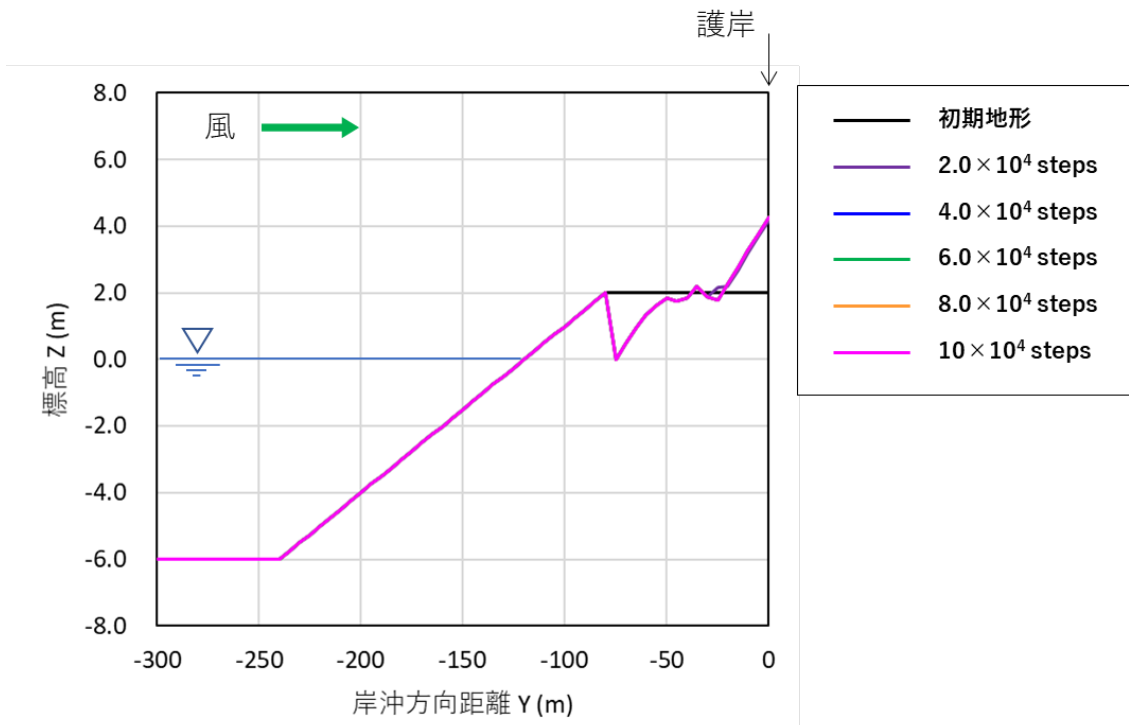


図-3.4.3 計算結果 (Case 2)

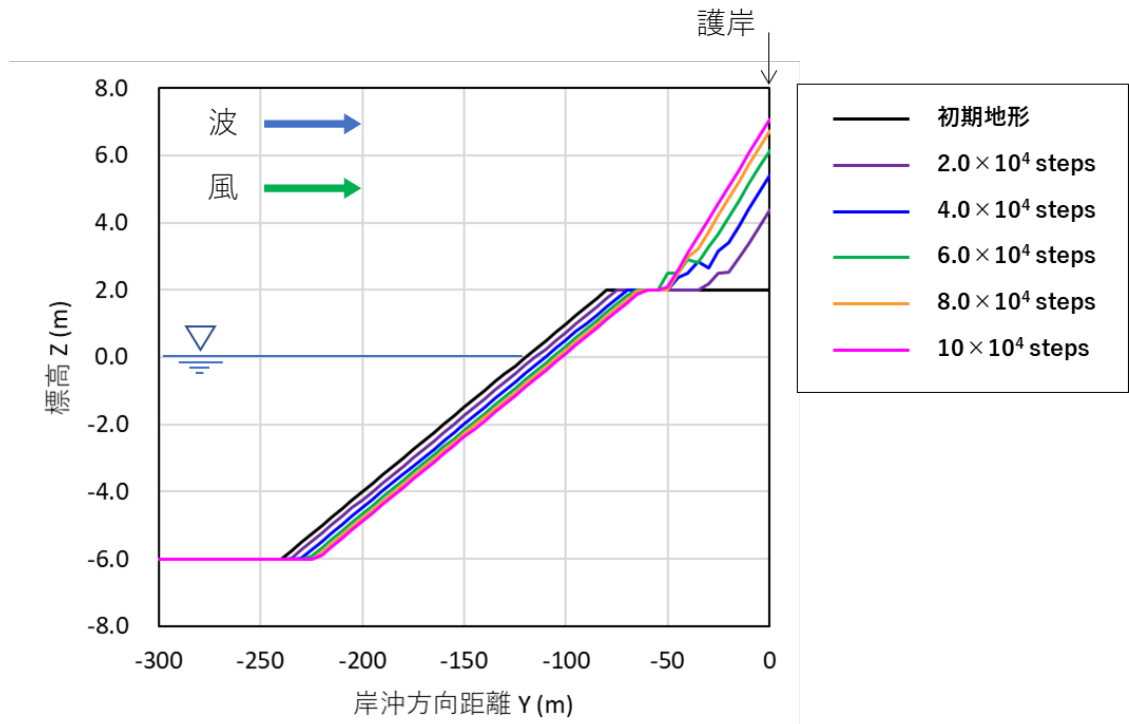


図-3.4.4 計算結果 (Case 3)

3.4.2 混合粒径のテスト計算

混合粒径の海浜を対象としたテスト計算では、3.4.1 の計算と同様に波と風が海岸線に立てた法線方向から作用する状況を想定した。表-3.4.2 には計算条件を示す。底質粒径は 0.2 と 2.0 mm とした。また、混合粒径からなる海浜では沖に細砂が堆積し、岸には粗砂・礫が堆積する分級現象が生じていることが多いが、実際には、海浜岸側の底質にも細砂が含まれていることから、粒径が 0.2 mm の細砂については、平衡勾配 1/50 と岸側の平衡勾配 1/10 の区域にも堆積し得ると考えた。セルオートマトン法を用いた飛砂計算では、粒径毎に砂の移動距離を制御する係数 $M^{(k)}$ を乗じて砂の移動距離を規定し、細砂は飛砂として移動するが粗砂は移動しないと考え、粒径 0.2 mm の砂では $M^{(k)}=1.0$ 、2.0 mm の砂では $M^{(k)}=0$ とした。まず、汀線に対して波と風を汀線直角方向から作用させ、平行等深線に一定時間波を作用させ分級した地形に対し、沖側には粒径が 0.2 mm の細砂を 100%、岸側には初期状態で粒径が 0.2 mm の細砂と 2.0 mm の粗砂がそれぞれ 50%ずつで混合した状態を設定して計算を進めた (図-3.4.5)。この条件での計算結果を図-3.4.6 に示す。沖合には細砂が堆積しているのに対し、岸側では前浜の細砂が風により運び去られて粗砂が残され、陸端では細砂が堆積したことが分かる。この状態で地形が安定したことから、この計算結果をモデル計算の初期地形とした。次に、この条件下で、計算領域の右端に L 字型防波堤が建設された時の沿岸漂砂による地形変化予測を行った。

計算結果を図-3.4.7 に示す。防波堤が延ばされると波の遮蔽域外から遮蔽域内へと沿岸漂砂により砂が運び込まれ、堆積域では浜幅が広がる。これは従来の BG モデルによる計算結果で得られているのと同じ傾向である。本研究の結果が従来の計算と異なる点は、沿岸漂砂により波の遮蔽域へと細砂が集中的に運び込まれると、その細砂が風的作用で岸向きに運ばれることであり、しかも浜幅が広がることから防波堤背後での飛砂堆積量が増大する。

図-3.4.8 には図-3.4.7 に示す防波堤から離れた断面 A ($X = 20$ m) と、防波堤による波の遮蔽域に含まれる断面 B ($X = 980$ m) の縦断形変化を示す。侵食域に位置する断面 A では、細砂の堆積がないことから、海浜背後では飛砂の堆積がごくわずかであるのに対し、波の遮蔽域内にある断面 B では、浜幅の増大に伴って飛砂堆積量が増し、標高 6 m まで堆積したことが見て取れる。侵食域では沿岸漂砂的作用により前浜の細砂が運び去られるため飛砂への供給が止まる一方、堆積域では沿岸漂砂により前浜に細砂が次々と補給され、飛砂量が助長されたことがこの相違の原因である。

表-3.4.2 テスト計算（混合粒径）の計算条件

粒径 (mm)		0.2	2.0
平衡勾配		1/10, 1/50	1/10
交換層厚 B (m)		0.1	
入射波条件	入射波高 H (m)	1.0	
	波向 α (deg)	0.0	
	潮位条件 MSL (m)	0.0	
地形変化の水深範囲	限界水深 (m)	6.0	
	バーム高 (m)	2.0	
漂砂量係数	漂砂量係数	0.2	
	岸沖・沿岸漂砂量係数比	1.0	
漂砂量の水深方向分布		一様分布	
風向 α_w (deg)		0.0	
風による動きやすさの係数 $M^{(k)}$		1.0	0.0
飛砂による移動質量 $\text{m}^3/\text{m}^2/\text{step}$		5.0×10^{-6}	
式(3.3.3)の係数	b_1	20	
	b_2	0.2	
土砂落ち込み限界勾配	陸域, 海域	1/2	
計算範囲	沿岸方向 X (m)	1000	
	岸沖方向 Y (m)	600	
計算メッシュ	ΔX (m)	10	
	ΔY (m)	10	
計算時間間隔 Δt (hr)		0.1	
計算ステップ (steps)		1.0×10^5	

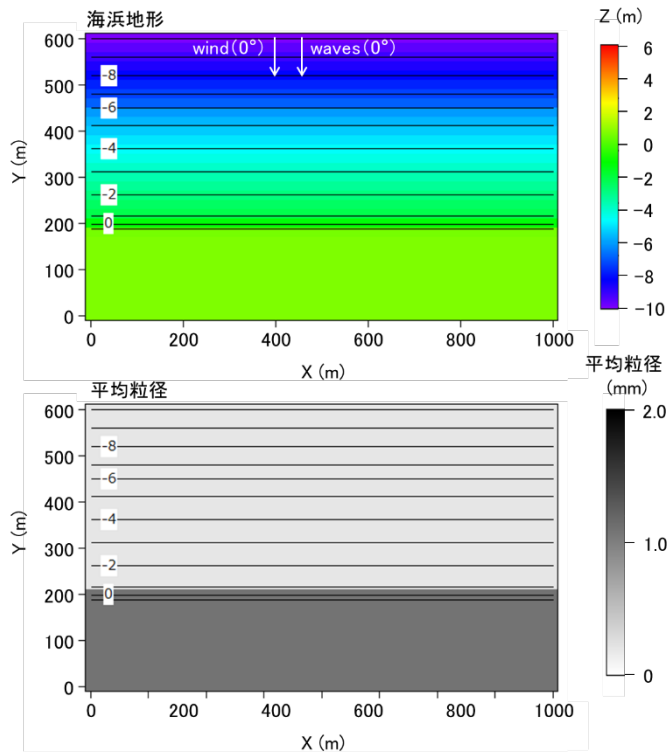


図-3.4.5 計算初期地形

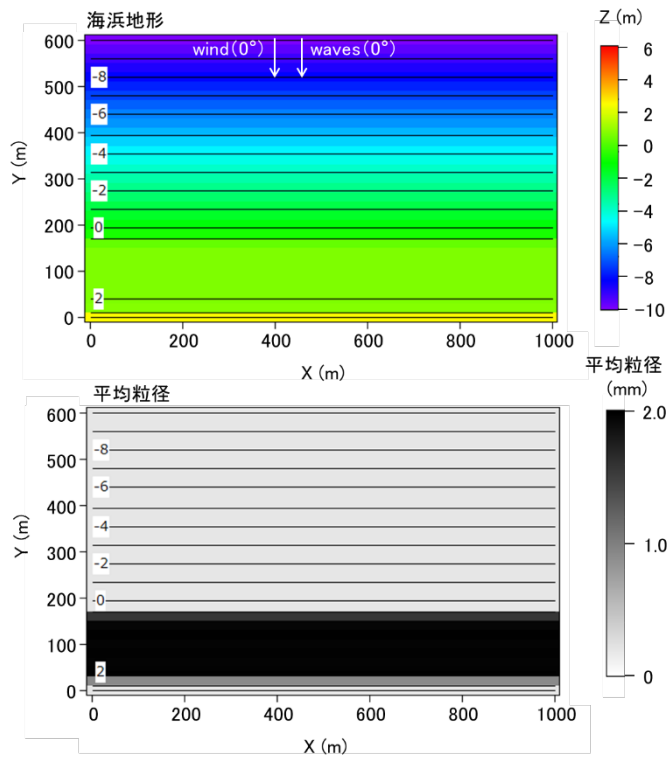


図-3.4.6 計算結果

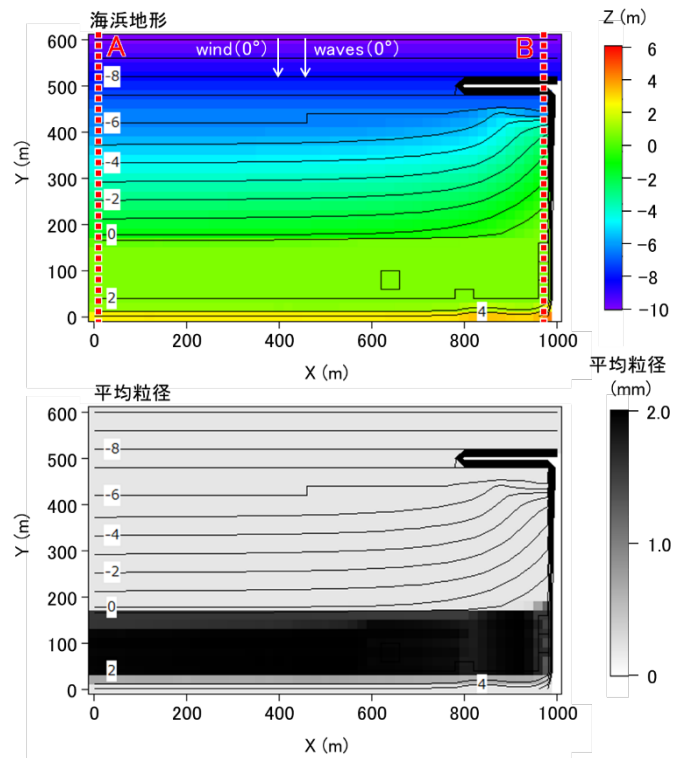


図-3.4.7 防波堤を置いた初期地形

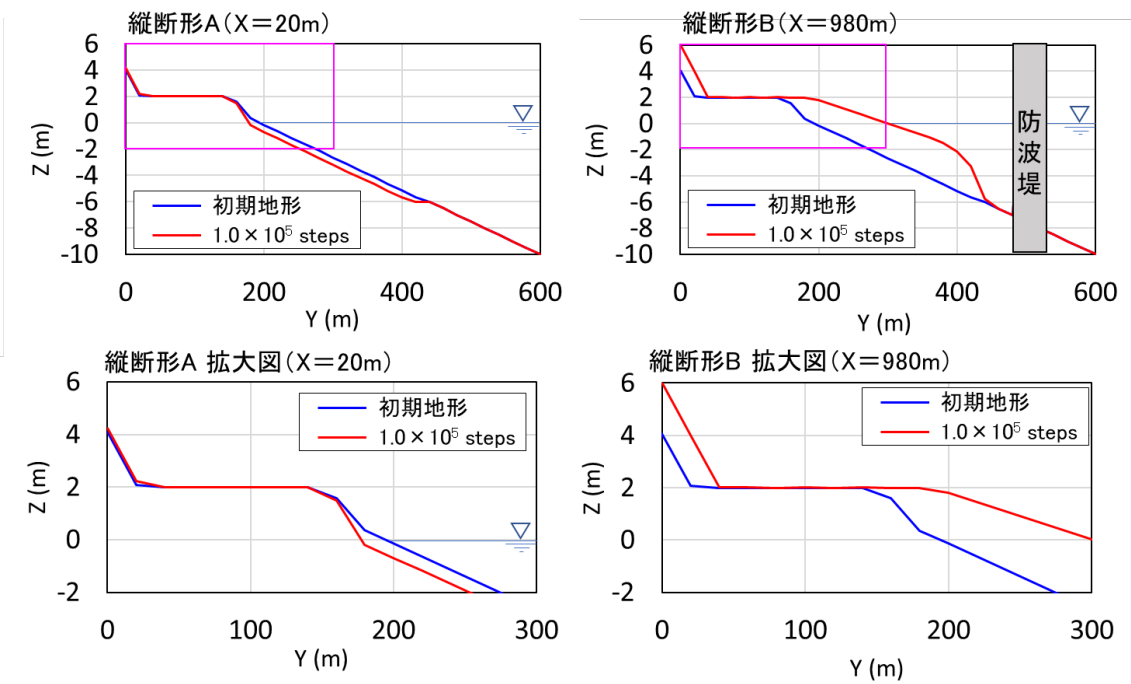


図-3.4.8 計算結果の縦断地形

3.5 まとめ

本章では本研究において構築した漂砂と飛砂の連続性を考慮した海浜変形予測モデルの概要について述べた。本モデルでは、波による地形変化と飛砂による地形変化の一連の砂移動の現象を再現するために、波による地形変化の限界水深から、波の遡上限界であるバーム頂部までの計算に BG モデルを用いた。また、バームから海側の範囲においては、波が作用し地盤面は湿潤状態であるため、飛砂は発生しないと考え飛砂はバーム位置よりも陸側において発生するとした。そして、バームよりも陸側の飛砂による地形変化の計算においては、勝木らによるバルハン砂丘の形状の再現計算に用いられた **Saltation** 距離を求める式を参考として、セルオートマトン法を用いた。陸上部の飛砂の計算については、セルオートマトン法はメッシュ幅等について距離次元を持たず無次元量として扱うことから、BG モデルとの結合に際して課題となった。そこで、勝木らによるバルハン砂丘の形状の再現計算に用いられた **Saltation** 距離を求める式を距離次元を持つ式へと改良し、BG モデルと結合させた。また、粒径ごとに風による砂の飛びやすさを規定することにより、計算モデルを混合粒径海浜へ対応させた。

また、モデルのテスト計算では計算モデルの土砂移動の連続性が検証され、混合粒径海浜を対象とした計算では、細砂のみが飛砂として海岸背後へ堆積し、バーム背後～飛砂の堆積域前面においては粗砂が取り残されて露出する現象が再現可能であることが示された。

参考文献

- 1) 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池鋼：Bagnold 概念に基づく海浜変形モデル，土木学会論文集 B, Vol. 62, No.4, pp.330-347, 2006.
- 2) 坪田誠・西森拓：量子渦のダイナミクス/砂丘と風紋の動力学，培風館，pp.155-159, 2008.
- 3) 坪田誠・西森拓：量子渦のダイナミクス/砂丘と風紋の動力学，培風館，pp.159-162, 2008.
- 4) 勝木厚成・菊池誠：Sand flux による砂丘移動の操作，数理解析研究所講究録，Vol. 1472, pp.67-70, 2006.
- 5) Bagnold, R. A. : Mechanics of marine sedimentation, in The Sea, M. N. Hill (editor), Vol. 3, pp.501-528, New York, Wiley.
- 6) Inman, D. L. and Bagnold, R. A.: Littoral processes, in The Sea, M.N. Hill, (editor), Vol. 3, pp.529-533, New York, Wiley.
- 7) Bowen, A.J.: Simple models for nearshore sedimentation; beach profiles and longshore bars, in The Coastline of Canada, The Geological Survey of Canada, S.B. McCann, (editor), Paper 80-10, pp.1-11, 1980.
- 8) Bailard, J.A. and Inman, D.L.: An energetics bedload model for a plane sloping beach: Local transport, J. of Geophys. Res., Vol.86, C3, pp.2035-2043, 1981.
- 9) Bailard, J.A.: An Energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach, J. of Geophys. Res., Vol.86, C11, pp.10938-10954, 1981.
- 10) 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池鋼・熊田貴之：海浜縦断形の安定機構を組み込んだ等深線変化モデル，海岸工学論文集，Vol. 49, pp.496-500, 2002.
- 11) Komar, P.D. and D.L. Inman : Longshore sand transport on beaches, J. of Geophys. Res., Vol.75, No.30, pp.5914-5927, 1970.
- 12) 宇多高明・河野茂樹：海浜変形予測のための等深線変化モデルの開発，土木学会論文集，No.539/II-35, pp.121-139, 1996.
- 13) 熊田貴之・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄：沿岸・岸沖漂砂による粒径分級を考慮した等深線変化モデル，海岸工学論文集，Vol. 50, pp.481-485, 2003.
- 14) 黒岩正光・口石孝幸・加藤憲一・松原雄平・野田英明・中本良平：混合粒径砂 の分級と汀線変化を考慮した 3 次元海浜変形予測モデル，海岸工学論文集，Vol. 52, pp.521-525, 2005.
- 15) 平野宗夫：Armouring を伴う河床低下について，土木学会論文集，第 195 号，pp.56-65, 1971.
- 16) J. A. Dearing, N. Richmond, A. J. Plater, J. Wolf, D. Prandle and T. J. Coulthard : Models for

- coastal simulation based on cellular automata : the need and potential, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 364, (1841), pp.1051-1071, 2006.
- 17) 遠藤将利・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄：セルオートマトン法を用いた3次元海浜変形予測モデルの現地海岸への適用，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 69, 2号，pp.I_526-I_530, 2013.
 - 18) Andreotti, B., Claudin, P. and Douady, S.: Selection of dune shapes and velocities Part 1: Dynamics of sand, wind and barchans, Eur. Phys. J. , B 28, pp. 321-339, 2002.
 - 19) Colella. P. : Multidimensional upwind methods for hyperbolic conservation laws, Jour. Computational Physics, Vol. 87-1, pp.171-200, 1990.
 - 20) Pye, K. and Tsoar, H.: Aeolian Sand and Sand Dunes, Un-win Hyman, London, pp. 42-43, 1990.
 - 21) 堀川清司・堀田新太郎・久保田進・香取完和：トレンチトラップによる飛砂量の現地観測，海岸工学論文集，Vol. 30, pp406-410, 1983.

第4章 本計算モデルによる現地海岸の再現性

概要

本研究において構築したモデルの現地海岸への適用性を検証するために、千葉県富津市に位置する富津新港の防波堤隅角部に形成されている砂浜を対象に砂浜からの飛砂が港内へ侵入・堆積する一連の現象、静岡県浜松市遠州灘海岸における海浜変形および海岸背後における海岸砂丘の形成事例、千葉県千葉市に位置する稲毛海岸における細砂が選択的に飛砂として移動し海岸背後に堆積する事例について再現計算を実施した。

4.1 飛砂が防波堤を乗り越えて港内へ侵入する現象（千葉県木更津市富津新港）

本研究において構築した、飛砂による地形変化を考慮した海浜地形変化予測モデルの妥当性を検討するために、上述の富津新港における西浜・東浜の形成について再現計算を行った。表-4.1.1 に計算条件を示す。波浪条件は図-4.1.1 に示すナウファス第二海堡¹⁾の波浪データを基に、防波堤西側に作用する波向は埋立地の護岸の法線に対して 20°、波高は 0.33 m とした。また、防波堤東側の波向については、東浜の北側汀線と直角となる向きである -75° とした。平衡勾配、波による地形の限界水深、バーム高は現地調査結果を基に、それぞれ 1/10, 4.5 m, 1.5 m とした。次に、風の条件については、NEDO²⁾の推算結果を基に風向は埋立地の護岸の法線に対して左回りに 70° とした。また、Saltation 距離を算出する式 (3.2.2) の係数 b_1 , b_2 は、それぞれ $b_1=12$, $b_2=1.2$ とした。飛砂による毎ステップの移動質量は $2.0 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m}/\text{step}$ とした。

表-4.1.1 計算条件（富津新港の再現計算）

平衡勾配		1/10
入射波条件	入射波高 H (m)	0.33
	波向 α (deg)	20
	潮位条件 MSL (m)	0.0
地形変化の水深範囲	限界水深 (m)	4.5
	バーム高 (m)	1.5
漂砂量係数	漂砂量係数	0.2
	岸沖・沿岸漂砂量係数比	0.2
漂砂量の水深方向分布		宇多・河野の3次式 ³⁾
風向 α_w (deg)		70
飛砂による移動質量 $m^3/m^2/step$		2.0×10^{-5}
式(3.3.2)の係数	b_1	12
	b_2	1.2
土砂落ち込み限界勾配	防波堤西側, 東側	1/2, 1/10
計算範囲	沿岸方向 X (m)	300
	岸沖方向 Y (m)	250
計算メッシュ	ΔX (m)	5.0
	ΔY (m)	5.0
計算時間間隔 Δt (hr)		1.0

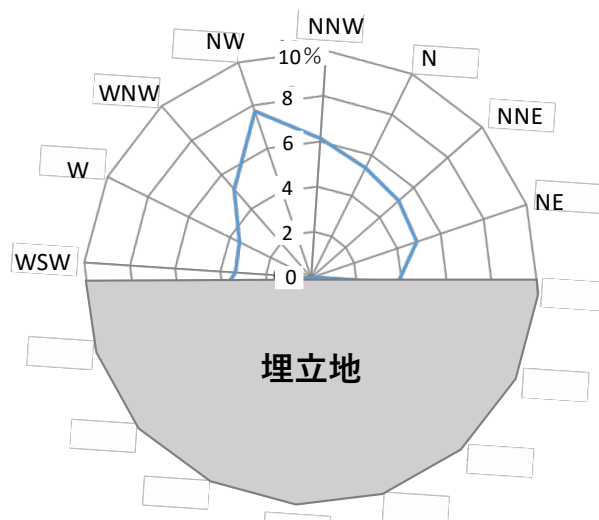


図-4.1.1 波浪の頻度分布

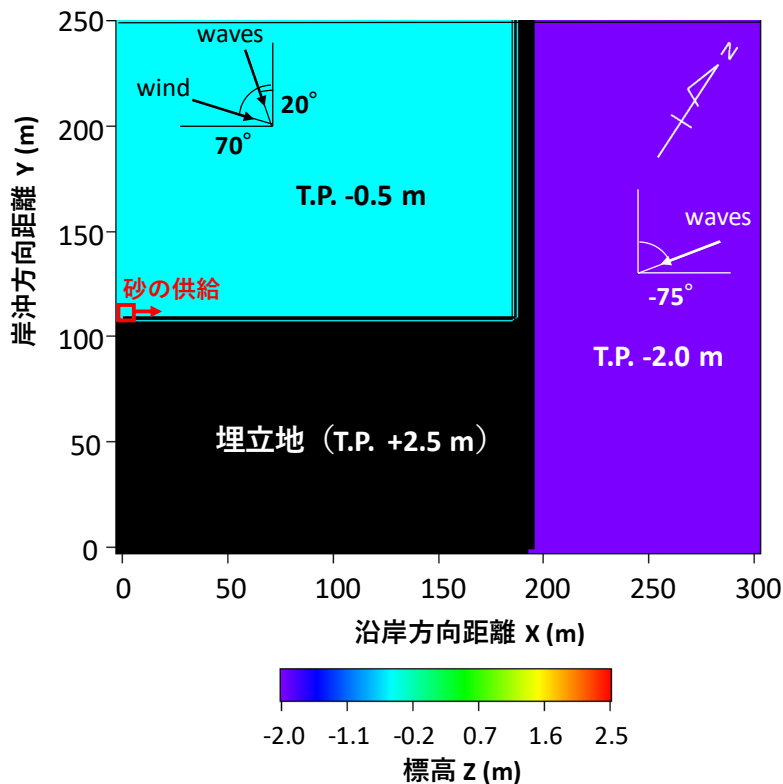


図-4.1.2 計算初期地形

次に、図-4.1.2 に計算初期地形を示す。富津新港の埋立地と防波堤を模した地形を作成し、天端高は現地観測において観測された T.P. +2.5 m とした。また、富津新港の防波堤の西側には、浅い干潟面が広がっており、現地調査においても標高-0.5 m に干潟面が広がっていたことから、計算条件においても防波堤西側は-0.5 m の一様水深で固定床とした。一方、防波堤の東側については正確な地形が不明であるため、図-2.1.12 の地点 P において観測された標高である T.P. -2.0 m を用いて-2.0 m の一様水深の固定床と仮定した。

さらに、西浜は富津岬の北岸に沿った東向きの沿岸漂砂により形成されたと考えられることから、計算領域の左端部の埋立地前面から毎ステップ砂を供給させて計算を行う。次に計算結果を示す。図-4.1.3 に計算結果を示す。2000 年から 2008 年にかけて徐々に西浜が発達し、2008 年から西浜が十分に発達したことにより、西浜からの飛砂が防波堤を乗り越えることが可能となり防波堤の東側へ飛砂が堆積している。2008 年以降では西浜の発達速度は 2008 年以前よりも低下し、それに伴い東浜が発達していることがわかる。この結果は、空中写真解析結果により得られた結果と良い一致を示している。また、西浜の地形については、バーム背後において埋立地と防波堤の接点付近で飛砂が堆積することにより標高が高くなっている。これは現地調査において観測された西浜の形状と類似している。

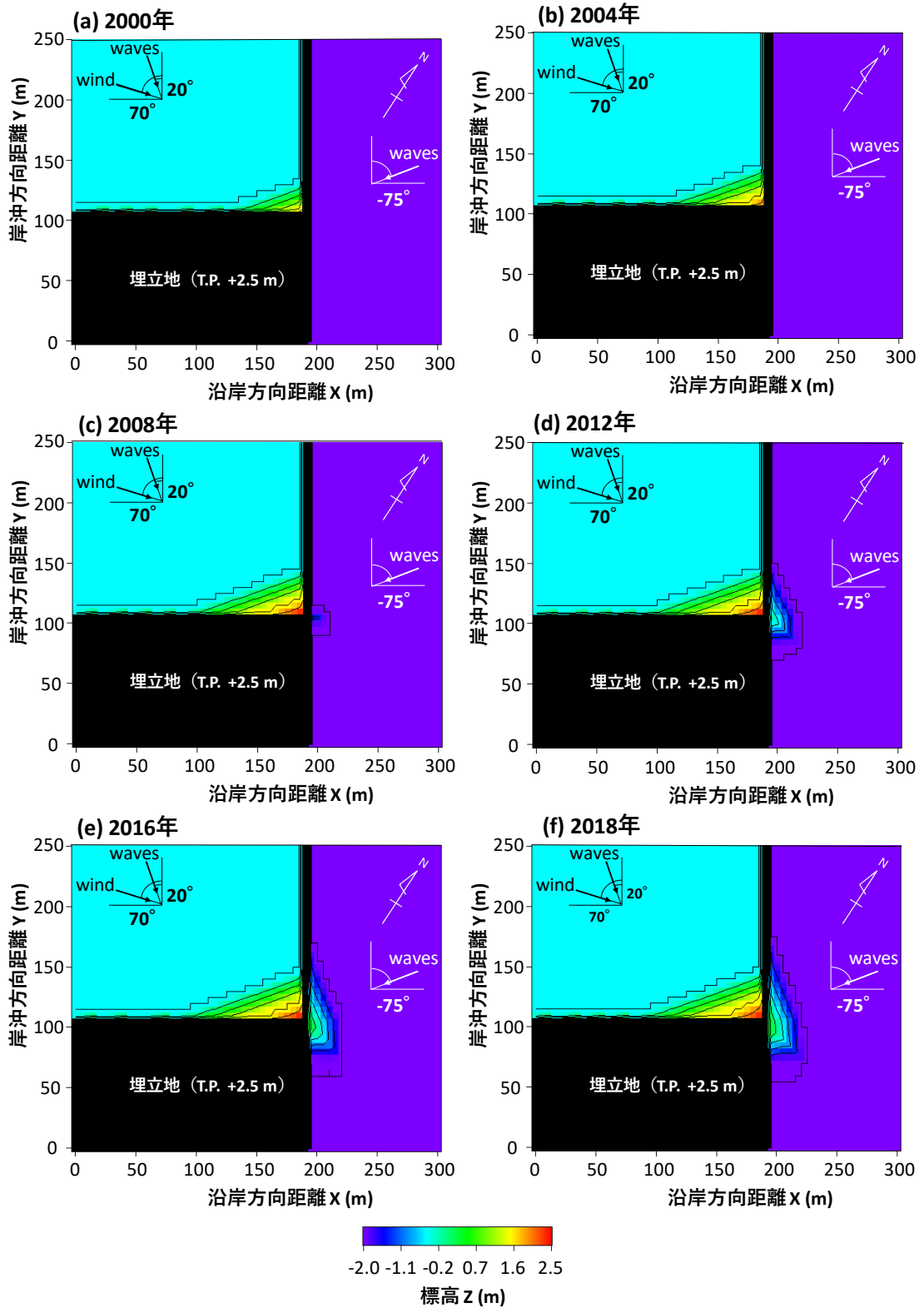


図-4.1.3 計算結果

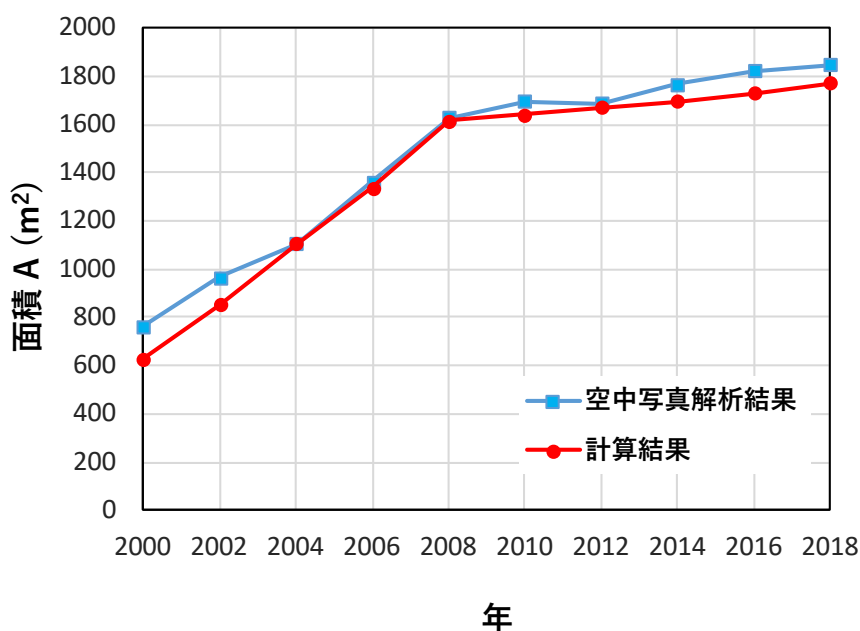


図-4.1.4 再現計算と空中写真解析における西浜の砂浜面積の比較

空中写真解析により明らかにした西浜の砂浜面積の変遷と、計算結果における西浜の砂浜面積の変遷を比較したものが図-4.1.4である。これによれば、空中写真解析結果と計算結果は良い一致を示している。また、現地調査と空中写真解析結果から得られた2000年から2008年までの西浜の年間土砂堆積量は約200 m³/yrであったが、計算結果によれば2000年から2008年までの西浜の年間土砂堆積量は197.2 m³/yrでありかなり良い一致を示している。これらのことより、飛砂による東浜への土砂損失を含めて西浜の形成・発達機構をうまく再現できているといえる。

次に、東浜について計算結果では2008年以降の年間土砂堆積量は164.4 m³/yrであり、空中写真解析と現地調査結果から概算した年間土砂堆積量(約158 m³/yr)と良い一致を示している。したがって、東浜の地形変化についても定量的な予測を行うことができたといえる。

富津新港の防波堤隅角部において、今後も西浜からの飛砂が港内へと侵入し続ければ航路障害の一因となると考えられる。そこで、防波堤隅角部において西浜からの飛砂を防止するためには、一般的に飛砂対策として有効とされている堆砂垣の設置や植栽を行う必要があると考えられる。

4.2 海岸広域を対象とした海浜変形と背後の砂丘形成（静岡県浜松市遠州灘海岸）

4.2.1 遠州灘全域の計算

遠州灘海岸全域を対象として、現地調査によって得られた結果をもとに、従来のBGモデルによる計算（Case 1）と、本研究で構築した漂砂と飛砂を同時に考慮した地形変化予測モデルによる計算（Case 2）を行い、両者の計算結果を比較した。表-4.2.1には計算条件を、図-4.2.1には初期地形を示す。現地の海浜形状は緩やかに湾曲しているが、計算では初期地形を単純化して平行等深線・等高線で与えた。波高，波向，平衡勾配， h_c ， h_R については，石川ら⁴⁾による遠州灘海岸を対象とした地形変化計算と同じ条件とした。Case 2での飛砂の計算では，風向を初期汀線に立てた法線の方角に対し右回りに85°の方角からとした。また，佐藤⁵⁾による当地での飛砂量の推定結果 12.9 m³/m/yrを参考として，移動質量 q と式(3.3.2)の係数 b_1 ， b_2 を設定した。初期地形では海浜勾配を1/40とし，陸側は標高3mの平坦面，海浜背後には護岸を有する条件とした。

表-4.2.1 計算条件（遠州灘全域の再現計算）

計算ケース		Case 1	Case 2
平衡勾配		1/40	
入射波条件	入射波高	1.32	
	波向 α (deg)	15~19°で沿岸方向に分布	
	潮位 MSL (m)	0.0	
地形変化の水深範囲	限界水深 (m)	9.0	
	バーム高 (m)	3.0	
漂砂量係数	漂砂量係数	0.2	
	岸沖・沿岸漂砂量係数比	0.2	
漂砂量の水深方向分布		宇多・河野 ³⁾ の3次式	
風向 α_w (deg)			-85.0
飛砂による移動質量 (m ³ /m/yr)			0.0876
式(3.3.2)の係数	b_1		50
	b_2		0.5
土砂落ち込みの限界勾配	陸域，海域	1/2	
計算範囲	沿岸方向 x (m)	17500	
	岸沖方向 y (m)	1000	
計算メッシュ	$\triangle x$ (m)	100	
	$\triangle y$ (m)	20	
計算時間間隔 $\triangle t$ (hr)		0.5	

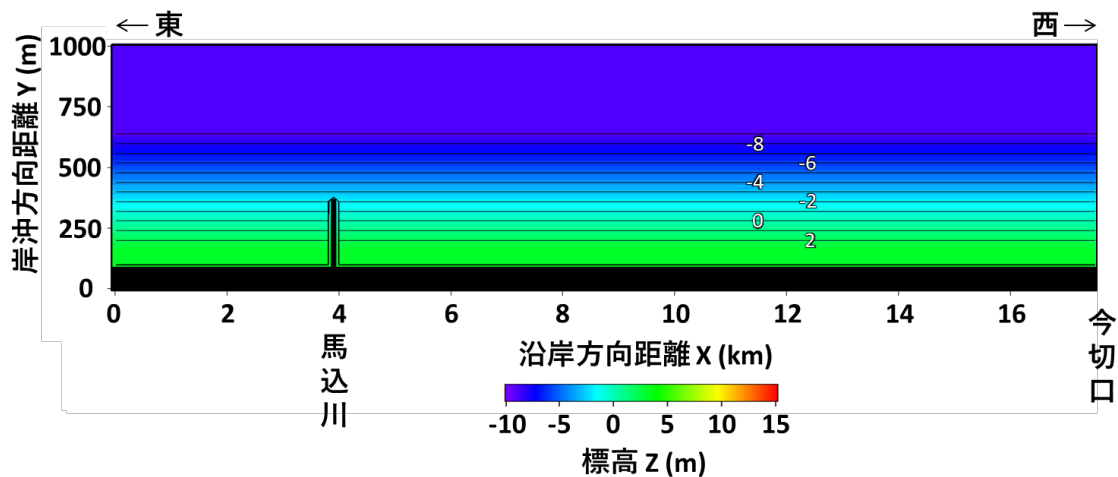


図-4.2.1 計算初期地形

まず、飛砂を考慮せずに西向きの沿岸漂砂のみを与えた Case 1 の計算結果を図-4.2.2(a)に示す。Case 1 では飛砂を考慮していないため、バーム背後には標高 3 m の平坦面が形成され、その幅は馬込川河口導流堤の西側隣接部で 20 m と最も狭いが、西向きに広がり、今切口近傍で最大の 400 m 幅となった。同様に、図-4.2.2(b)には飛砂を考慮した Case 2 の計算結果を示す。この場合、西向きの沿岸漂砂による海浜変形が生じると同時に、バーム背後の領域では飛砂の作用により砂丘列が形成された。形成された砂丘列について、図-4.2.2(b)に示すように、風上側から順に今切口の東側隣接部に区域 I を、今回の観測区域に区域 II を、さらに馬込川河口の西側に隣接して区域 III を定め、これら各区域での計算結果を拡大して図-4.2.3 に示す。今切口の東側に隣接する区域 I では、導流堤の東側隣接部に汀線から続く平坦面が形成された後、その東側ではランダムな形状の砂丘が形成されていたが、計算でもこの状況がほぼ再現された。ただ計算での風向は Y 軸に対して右回りに 85°から吹くと仮定したが、現地では浜名大橋の下の空間を通過する北西方向からの風の作用が強く、その分局所的に風向が異なることから砂丘の形状にずれが生じた。今切口では西寄りの風の作用で砂は東向きに運ばれるが、飛砂は今切口導流堤によって遮られているため、砂の連続条件から砂は汀線付近から供給される。

同様に区域 II については、実測結果（図-2.2.6）によれば、標高 6 m の砂丘が沿岸方向に約 200 m 間隔でリズムに形成されていた。本モデルの特性上、風向が一定であれば風向に対して垂直方向にバルハンもしくは横列砂丘が形成され、陸端部は護岸境界で遮られているが護岸前面には砂丘列が形成される。計算結果によれば実測結果と同じ諸元を有する砂丘列が形成されており、計算結果は実測値とよい対応を示した。さらに馬込川導流堤の西側隣接部の区域 III では、大量の飛砂が堆積して最大標高 11 m の砂丘が形成されており、これより東向きの飛砂により中田島砂丘が形成されたことがモデル

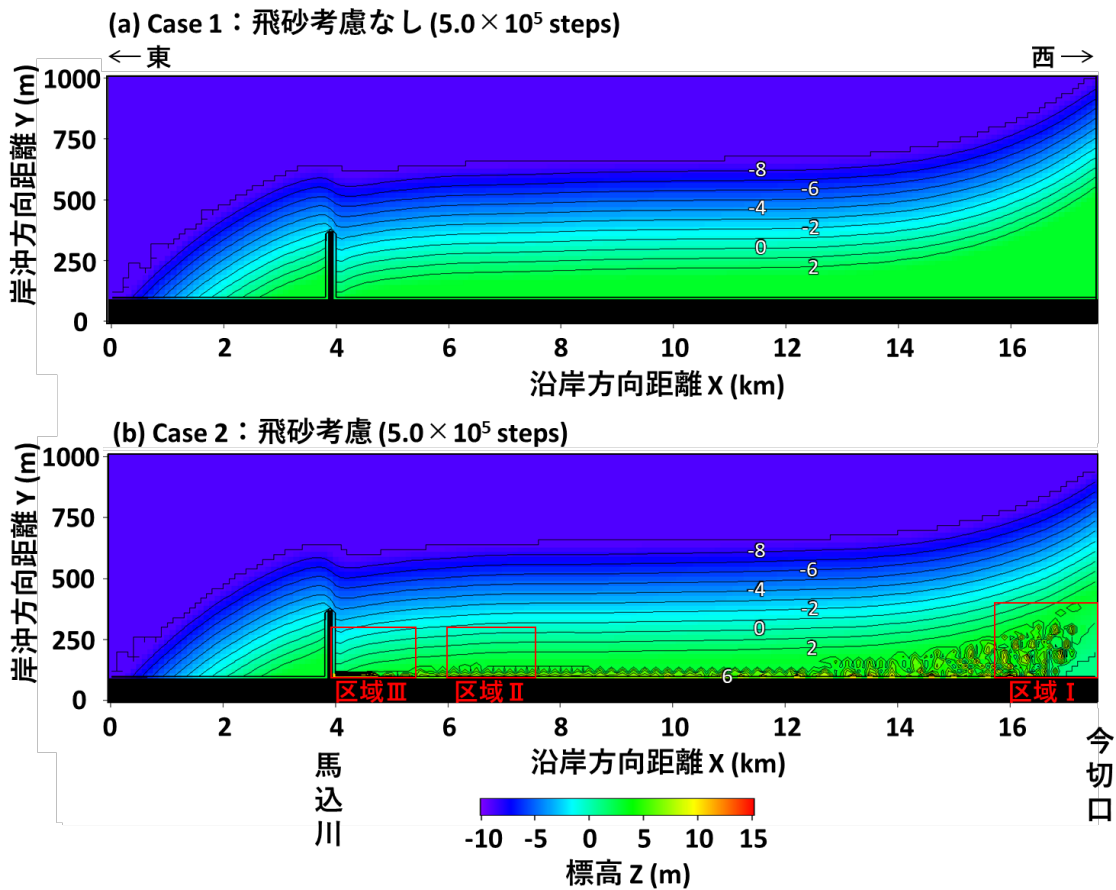


図-4.2.2 地形変化計算の結果

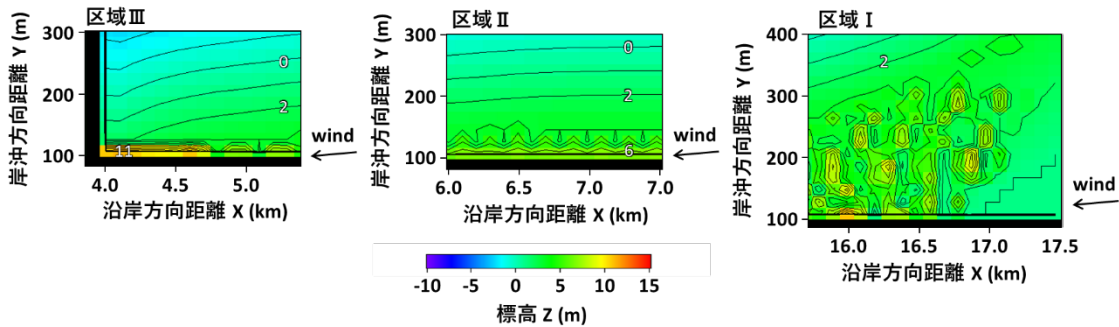


図-4.2.3 区域 I, II, III の予測地形の拡大図

により明らかになった。また、馬込川導流堤の西側直近では、大量の砂が堆積して海側にほぼ安息勾配の急斜面が形成され、+2 m 付近に急勾配斜面が形成されていることから、この付近では急斜面を経て砂が陸から海へと戻されていることが分かる。

図-4.2.4 には Case 2 と Case 1 の計算結果の差として求めた地形変化量を示す。波の作用による地形変化が起きている $h_c=9$ m から $h_R=3$ m の範囲では、陸域へと砂が運び去られたため全体に侵食傾向を示す一方、陸上部のバーム背後の区域では飛砂として運ば

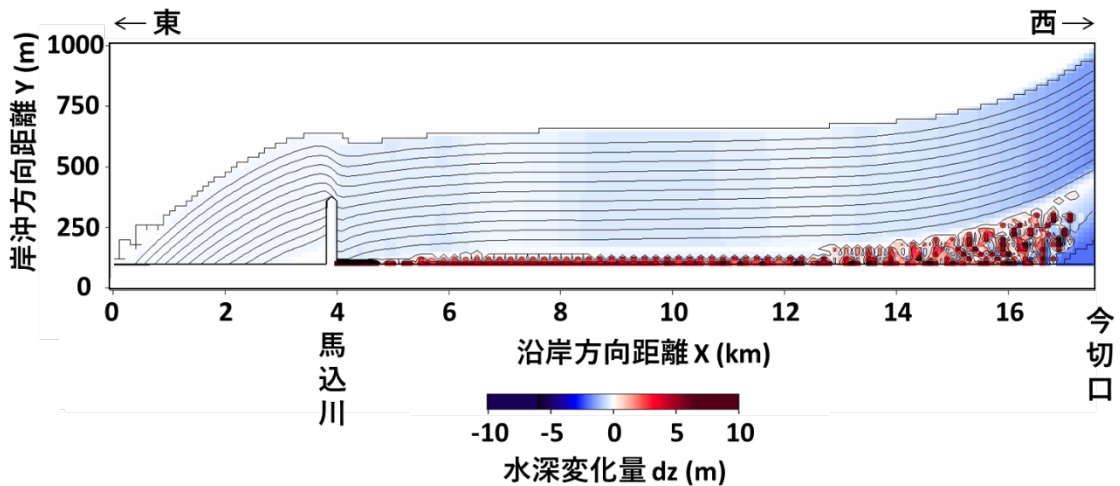


図-4.2.4 Case 2 と Case 1 の地形変化量の差

れた砂が堆積し、砂丘列が形成されている。このことから、飛砂が著しい海浜では、波の作用を受ける区域に堆積していた砂の一部が飛砂により陸域へと運ばれ、海浜に砂丘を形成して堆積するため、その分海底面上に堆積している砂の量が減少することが分かる。

また、Case 2 において、さらに計算を進めた予測計算結果を図-4.2.5 に示す。この予測計算によると、海岸背後に形成されている海岸砂丘は標高および砂丘幅が増大しているとともに、海浜部では西向きの沿岸漂砂による海浜変形が進行し、特に中田島砂丘が形成されている馬込川導流堤西側では砂丘の侵食が顕著になっている。なお、実海岸においては砂丘上には海浜植生が分布しており、植生による飛砂の抑制効果が発揮されていると考えられるが、本モデルには植生の分布効果は考慮されていないため、この点は今後の本研究の課題となる。

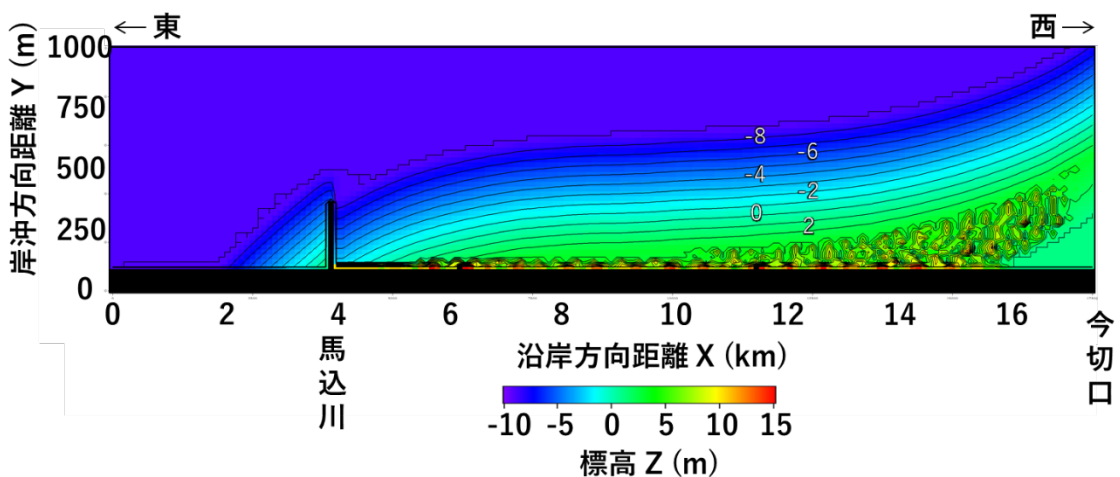


図-4.2.5 Case 2 における予測計算結果

4.2.2 浜松篠原海岸を対象とした詳細な砂丘形状の再現計算

浜松篠原海岸を対象とした詳細な砂丘形状の再現計算においても、現地調査によって得られた結果に対して、漂砂と飛砂を同時に考慮した地形変化予測モデルを用いて再現計算を行った。表-4.2.2 に計算条件を、図-4.2.6 に初期地形を示す。初期地形は平行等深線・等高線で与えた。波高，平衡勾配，波による地形変化の限界水深，バーム高は石川ら⁴⁾による遠州灘海岸を対象とした予測計算を参考に設定した。波向については，飛砂による海浜砂の損失が生じた場合の波による埋め戻し効果のみを考慮するために外力条件を単純化し，海岸線に対して波が直角入射する条件を設定した。一方，飛砂の計算では，風向を海岸線への法線から右回りに85°の角度をなすように設定した。また，佐藤⁵⁾による当地での飛砂量の推定結果 12.9 m³/m/yr を参考として，移動質量 q と式(3.3.2)の係数 b_1 ， b_2 をそれぞれ設定した。初期地形では海浜勾配を 1/40 とし，陸側は標高 3 m の平坦面，海浜背後には護岸がある条件とした。

表-4.2.2 計算条件（浜松篠原海岸を対象とした詳細な砂丘形状の再現計算）

平衡勾配		1/40
入射波条件	入射波高	1.32
	波向 α (deg)	0.0
	潮位 MSL (m)	0.0
地形変化の水深範囲	限界水深 (m)	9.0
	バーム高 (m)	3.0
漂砂量係数	漂砂量係数	0.2
	岸沖・沿岸漂砂量係数比	0.2
漂砂量の水深方向分布		宇多・河野 ³⁾ の3次式
風向 α_w (deg)		-85.0
飛砂による移動質量 (m ³ /m/yr)		0.0876
式(3.3.2)の係数	b_1	150
	b_2	4.5
土砂落ち込みの限界勾配	陸域，海域	1/2
計算範囲	沿岸方向 x (m)	3000
	岸沖方向 y (m)	650
計算メッシュ	Δx (m)	20
	Δy (m)	10
計算時間間隔 Δt (hr)		0.5
計算ステップ (steps)		5.0×10^5

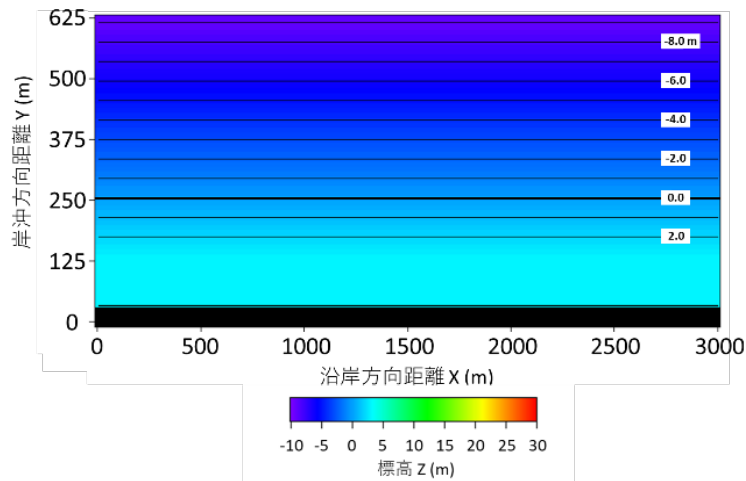


図-4.2.6 砂丘群形成のための初期地形

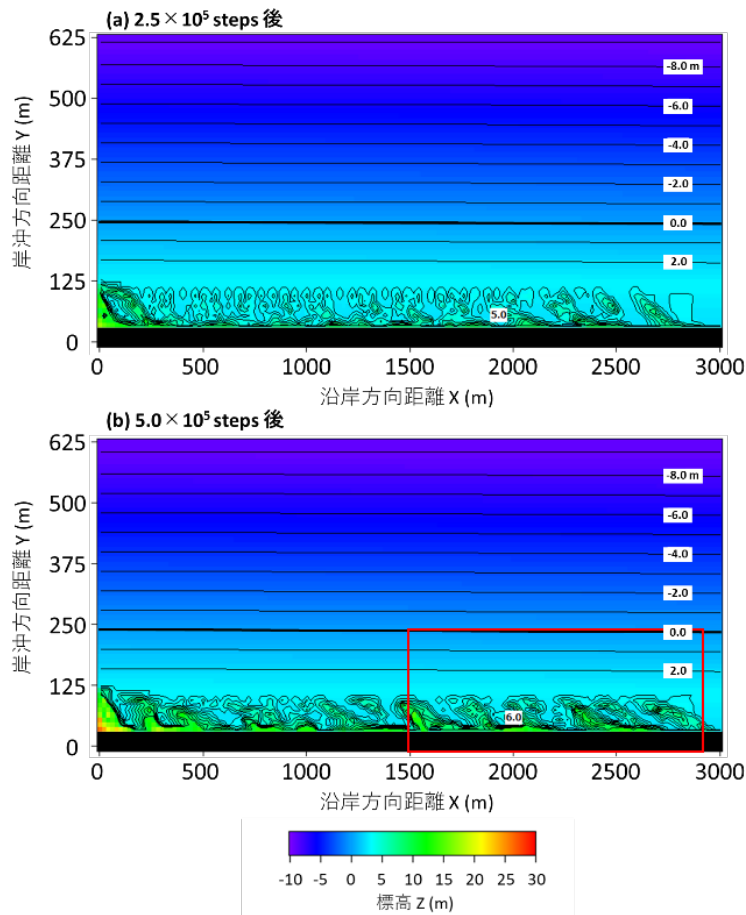


図-4.2.7 計算結果

計算結果を図-4.2.7に示す。2.5×10⁵ step 後までには砂丘群が形成され始め、小規模なマウンドは不安定的メカニズムによるリズム的な砂嘴群の発達⁹⁾と同様にして発達を続け、5.0×10⁵ step 後までに砂嘴とよく似た形状の砂丘群が形成された。一般に、ある方向から風が作用すると、その風向と直角方向に三日月状のバルハン砂丘が形成される

が、本ケースでは背後に砂丘の発達を遮る構造物が存在するため、その影響により半三日月状の砂丘が連続的に形成された。図-4.2.8には図-4.2.7に示す 5.0×10^5 step 後の計算結果を図-2.2.7に示した現地観測と同じスケールで切り出して示す。初期の平坦な砂浜面上に砂丘群が発達していく状況は図-2.2.7に示した現地における砂丘群の形成をうまく説明している。図-4.2.9には初期地形を基準とした各ステップまでの地形変化量を示す。陸域では砂が集中的に堆積して砂丘が形成され、また砂丘間では侵食が起こること、さらには海域では砂が陸域へと運ばれた結果侵食が生じた。飛砂により海浜砂は海岸線背後に堆積しつつ、風下へと運ばれたため陸域の左端近傍では集中的な堆砂が生じた。全体に砂が陸域へと運び去られたため、それに伴って海面下では土砂量の減少が起きた。また、海域での侵食量は、風下側へと砂の供給が続くため計算領域の右側領域で相対的に大きくなった。

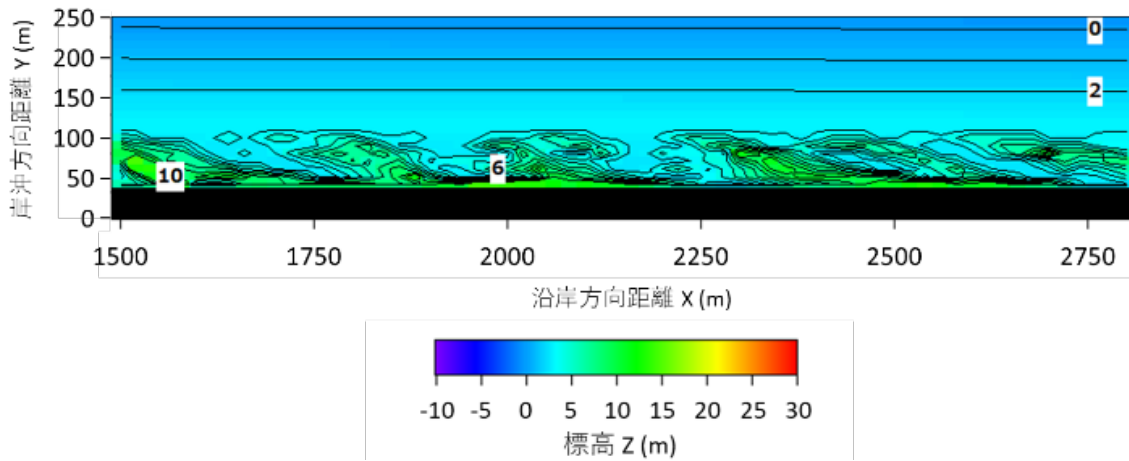


図-4.2.8 現地観測と同じスケールでの計算結果

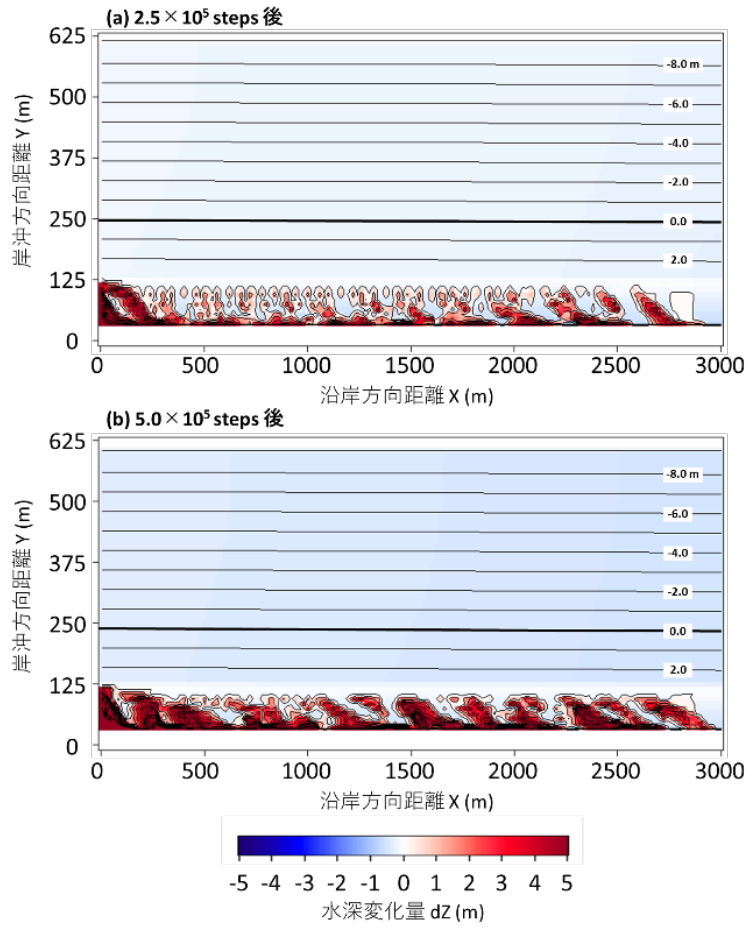


図-4.2.9 地形变化量

4.3 細砂と礫から構成される海浜での飛砂現象（千葉県千葉市稲毛海岸）

細砂と礫から構成される海浜での飛砂現象について、第2章において現地状況を示した稲毛海岸を対象に再現計算を実施した。計算に際しては、現地状況に示した海浜の後浜において、細砂・中砂と礫が混在する場合に、飛砂として細砂・中砂が海岸背後に運ばれ、礫は後浜の表層に取り残されるという現象を再現することを目的としている。また、粒径分級に加え、汀線付近に粗砂と混合して分布する細砂が沿岸漂砂により運ばれた上、その細砂がさらに風の作用で陸域へと運ばれることによる海浜背後地における飛砂の堆積の予測も可能とした。表-4.3.1に計算条件を示す。

表-4.3.1 稲毛海岸の再現計算

粒径 (mm)		0.2	5.0
平衡勾配		1/10, 1/50	1/10
交換層厚 B (m)		0.1	
入射波条件	入射波高 H (m)	1.0	
	波向 α (deg)	-2.0	
	潮位条件 MSL (m)	0.0	
地形変化の水深範囲	限界水深 (m)	4.5	
	バーム高 (m)	1.5	
漂砂量係数	漂砂量係数	0.2	
	岸沖・沿岸漂砂量係数比	0.2	
漂砂量の水深方向分布		一様分布	
風向 α_w (deg)		0.0	
風による動きやすさの係数 $M^{(k)}$		1.0	0.0
飛砂による移動質量 $\text{m}^3/\text{m}^2/\text{step}$		5.0×10^{-5}	
式(3.3.3)の係数	b_1	20	
	b_2	0.2	
土砂落ち込み限界勾配	陸域, 海域	1/2	
計算範囲	沿岸方向 X (m)	1250	
	岸沖方向 Y (m)	350	
計算メッシュ	ΔX (m)	10	
	ΔY (m)	10	
計算時間間隔 Δt (hr)		0.1	
計算ステップ (steps)		4.0×10^5	

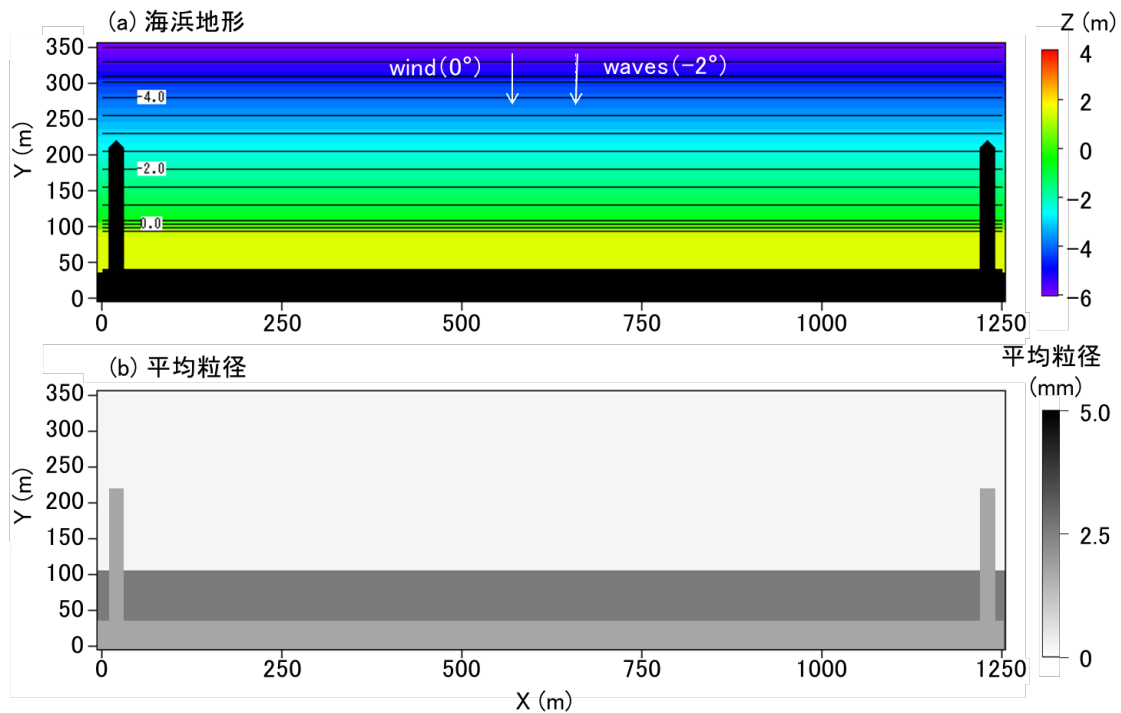


図-4.3.1 計算初期地形

稲毛海岸に分布している砂は細砂・中砂と礫であることから、それぞれの粒径を代表させて再現計算での粒径は 0.2 mm と 5 mm の 2 粒径とし、平衡勾配は、0.2 mm の細砂については平衡勾配 1/50 のものと、1/10 の岸側に堆積し得るものを与え、5 mm の粒径は 1/10 とした。入射波向は 2018 年時の汀線の方角 (N137°W) より、Y 軸に対し右回りに 2°をなす方向で与え、風は観測データより海岸に対して正面から吹くとした。また 0.2 mm 粒径の係数 $M^{(K)}$ は 1.0、5 mm の礫では $M^{(K)} = 0$ とした。初期地形は平行等深線に一定時間波を作用させ分級した地形とし、前浜と後浜には細砂・礫それぞれ 50% の含有率を設定した。沖の緩斜面には、平衡勾配の緩い細砂が含有率 100% で堆積するとし、この砂は前浜に運ばれず飛砂には寄与しない条件とした (図-4.3.1)。

図-4.3.2 には計算結果を示す。南向きの沿岸漂砂により汀線が右回りに傾き、前浜付近は飛砂により細砂が運び去られて粗粒化し、背後地には細砂が堆積したことが分かる。また南部 (堆積域) では北部 (侵食域) に比べて背後地の飛砂堆積量が増大している。南向きの沿岸漂砂により運ばれた細砂が風の作用で岸側へ移動したため、図-4.3.2 の堆積域の断面 A' では海浜背後の標高 3.0 m まで砂が堆積したのに対し、侵食域の B' では背後地の標高は 2.3 m と堆積域に比べ飛砂堆積量が少なくなるなど、現地状況をうまく説明できることが分かった (図-4.3.3)。また、図-4.3.4 には断面 A' における海浜背後の飛砂の堆積高の時系列変化を示す。本計算結果では飛砂量を仮定しているため、現地の正確な予測には飛砂量の測定が必要となるが、本モデルを活用することで時間経過によ

る背後の飛砂の堆積量を定量的に予測することが可能であり、背後の飛砂堆積砂の効率的な管理計画の立案が可能になると考えられる。

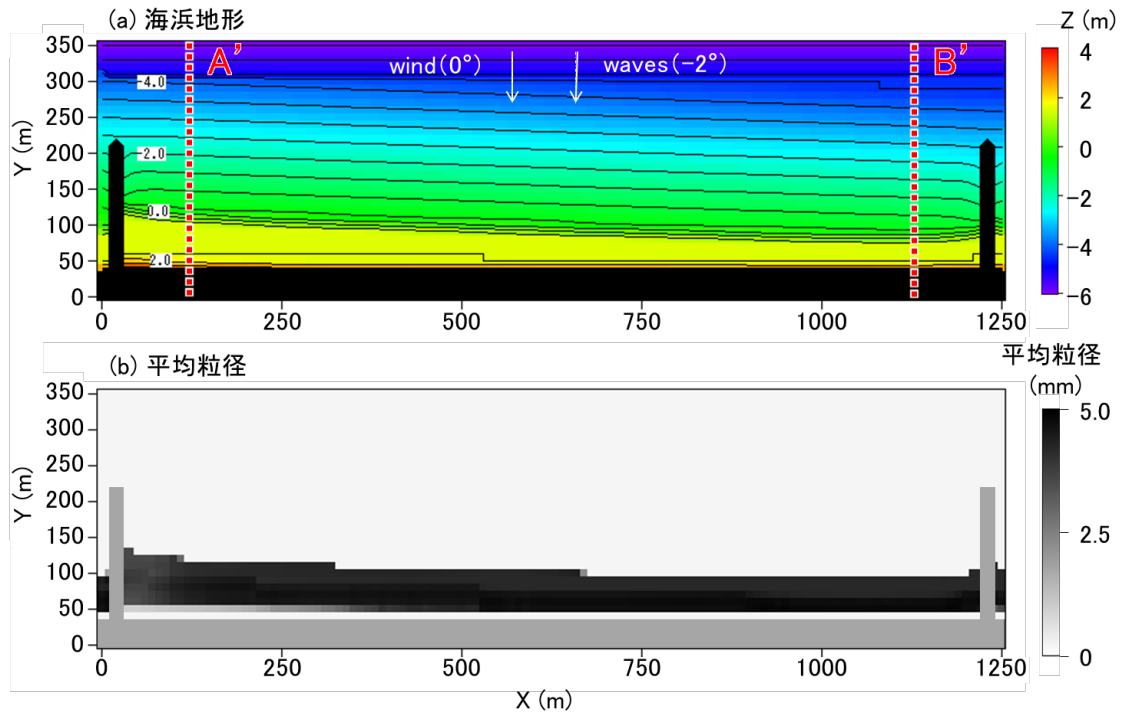


図-4.3.2 計算結果 (4.0×10^5 steps 後)

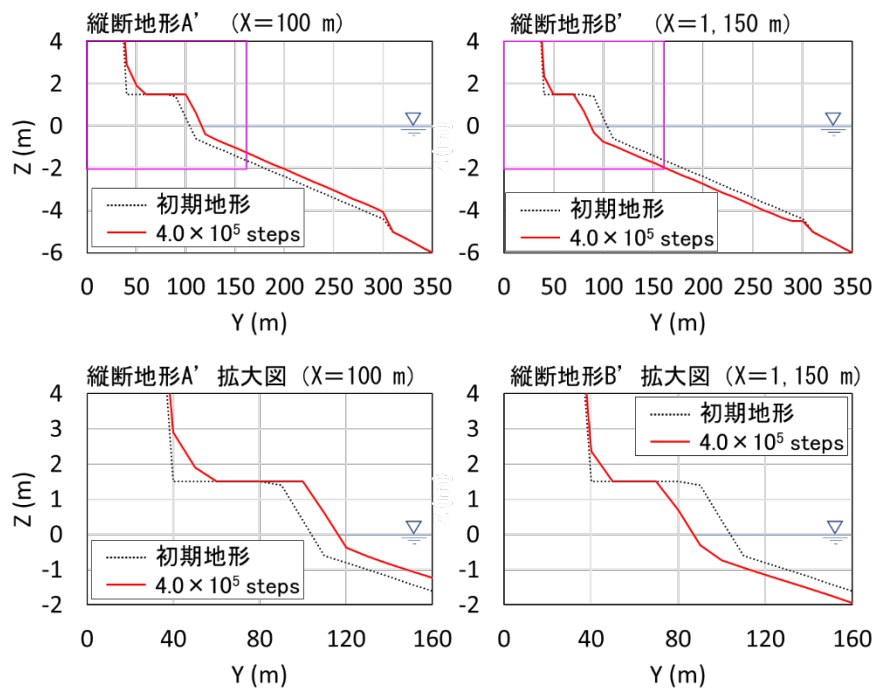


図-4.3.3 計算結果の縦断地形と拡大図

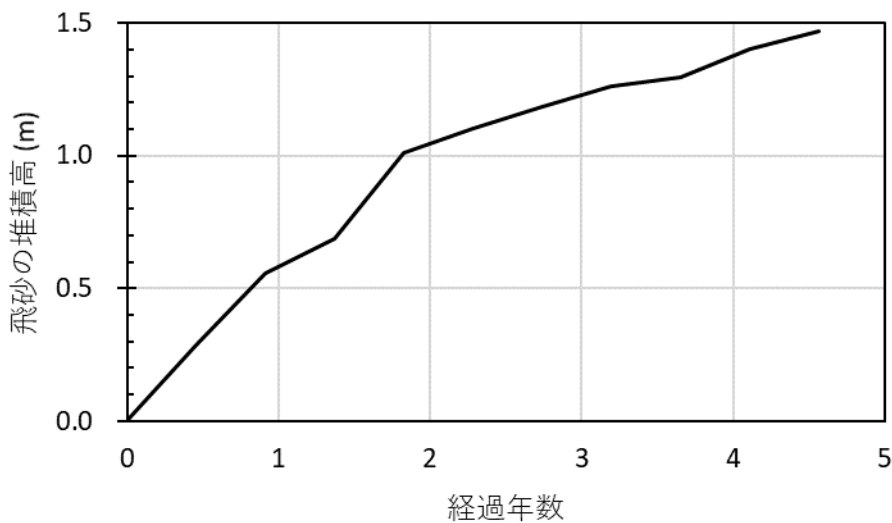


図-4.3.4 計算結果の縦断地形と拡大図

一連の計算について、後浜における粒径を混合粒径として取り扱っているが、仮に後浜において飛砂による砂移動が生じない粒径を養浜した場合（飛砂問題についての対策案）の計算を実施した。計算の初期地形および初期の平均粒径の分布を図-4.3.5に示す。計算に際して、前述の計算と同様の条件で、岸側の初期粒径のみを礫が100%として計算を行った。図-4.3.6には計算結果を示す。計算結果によれば、南突堤へ向かう沿岸漂砂により汀線が南方向に傾いているが、後浜を混合粒径とした場合の計算では背後に飛砂が堆積していたのに対して、本ケースでは後浜を構成する粒径が粗く飛砂による砂移動が生じないため背後での飛砂の堆積は生じていない。このことから、稲毛海岸において後浜における養浜砂は飛砂により移動しない粒径（粗砂または礫）を用いることで、養浜砂の飛砂による背後への堆積は抑制することができると考えられる。なお、今回の養浜事業は稲毛海岸において白い砂浜へのリニューアルを目的としているため、養浜材の色についても留意する必要がある。

この稲毛海岸の一連の計算によって、混合粒径海浜において本モデルを有効利用することが可能であると考えられる。また、稲毛海岸においては海岸背後の防砂ネットに養浜砂が飛砂により堆積しているが、過剰に飛砂が堆積すれば防砂ネットの破損などが生じる可能性がある。現地での年間の飛砂堆積量等を観測し、本モデルを活用すれば正確な飛砂堆積量の予測が可能となるため、防砂ネットへ堆積した砂の効率的な管理計画を立案することができる。また、粒径の粗い粗砂・礫は飛砂による移動は生じないが、本モデルにより粗粒材を養浜した場合の将来予測も可能であり、今後の養浜計画に役立てることが可能であると考えられる。

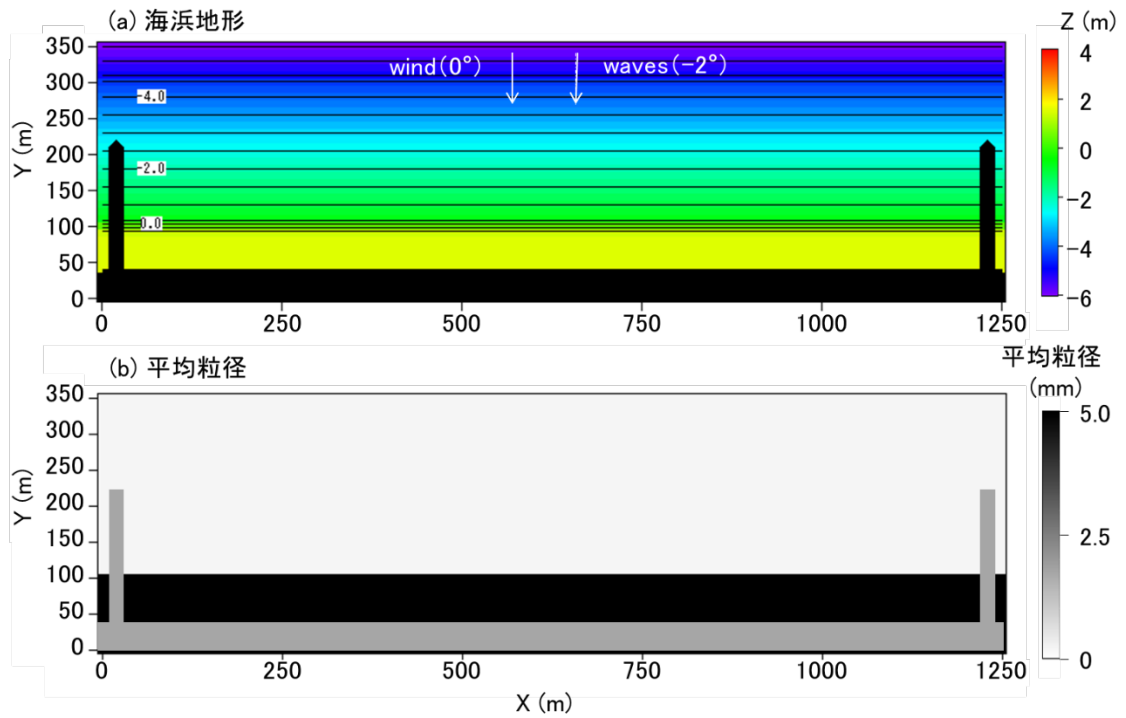


図-4.3.5 計算初期地形

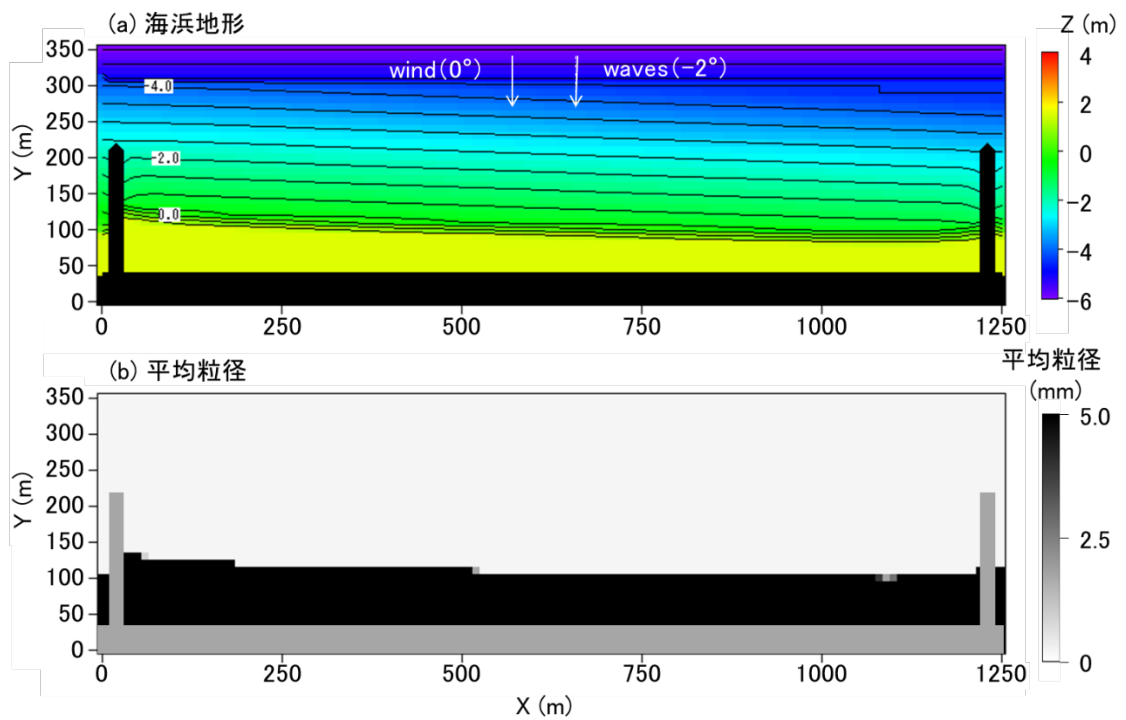


図-4.3.6 計算結果 (4.0×10^5 steps 後)

4.4 まとめ

本章では、本研究において構築したモデルの現地海岸への適用性を検証するために、千葉県富津市に位置する富津新港の防波堤隅角部に形成されている砂浜を対象に砂浜からの飛砂が港内へ侵入・堆積する一連の現象、静岡県浜松市遠州灘海岸における海浜変形および海岸背後における海岸砂丘の形成事例、千葉県千葉市に位置する稲毛海岸における細砂が選択的に飛砂として移動し海岸背後に堆積する事例について再現計算を実施した。

4.1 で示した富津新港の再現計算においては、防波堤の西側に砂浜（西浜）が形成された後に、西浜からの飛砂が富津新港内へ侵入・堆積することにより、防波堤東側に砂浜（東浜）が形成される状況を再現することができた。

4.2 で示した遠州灘海岸を対象とした計算においては、遠州灘広域を対象とした場合の計算において、海岸線とほぼ平行に近い角度で風が吹き込む条件で計算を行い、最も風上の舞阪海岸地区、海岸の中央部に位置する浜松篠原海岸地区、最も風下に位置する中田島砂丘が形成されている地区の3地区に着目した場合、それぞれの地区における地形特性を計算により再現することが可能となった。また、浜松篠原海岸に着目したより詳細な再現計算については、現地で観測された海岸背後のリズミックな砂嘴状の砂丘の形成を再現することができた。この一連の計算において、佐藤⁴⁾による既存の飛砂量式を用いた遠州灘海岸における飛砂量の推定結果を基に飛砂計算のパラメータを設定したが、計算結果は砂丘の標高、形成されている砂丘の間隔を定量的に良く再現できていることから、既存の飛砂量式との対応も確認された。

4.3 で示した稲毛海岸を対象とした再現計算では、細砂と礫が混合する海岸における海浜変形および海岸背後での飛砂現象に着目して計算を実施した。計算結果は海岸の背後において細砂のみが風的作用で海岸背後に堆積し、その海側前面では礫が取り残されることにより、砂面上が粗粒化するという現地調査で観測された状況を再現することができた。また、海浜背後に堆積した飛砂の堆積高さについても現地調査において観測された結果とよく一致していた。

以上より、本研究で構築した漂砂と飛砂の連続性を考慮した海浜変形予測モデルは現地海岸の漂砂と飛砂による一連の現象を再現可能であることが確認できた。

参考文献

- 1) リアルタイム ナウファス 国土交通省港湾局 全国港湾海洋波浪情報網：
<http://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/>
- 2) NEDO：<http://app8.infoc.nedo.go.jp/nedo/>
- 3) 宇多高明・河野茂樹：海浜変形予測のための等深線変化モデルの開発，土木学会論文集，No.539/II-35，pp.121-139，1996.
- 4) 石川仁憲・宇多高明・古池鋼・貝沼征嗣・大橋祐：天竜川の流出土砂量の増量が西部遠州灘海岸にもたらす海岸保全上の効果，土木学会論文集 B2(海岸工学)，Vol.75，No.2，pp.I_577-I_582，2019.
- 5) 佐藤慎司：遠州灘浜松海岸の土砂移動実態，土木学会論文集 B，Vol.64，No.3，pp.192-201，2008.
- 6) 芹沢真澄・宇多高明・宮原志帆：BG モデルによるリズムックな砂嘴群と尖角岬群の不安定的発達予測，土木学会論文集 B2(海岸工学)，Vol.67，No.2，pp.I_611-I_615，2011.

第5章 結論

5.1 現地海岸における課題の確認

現地海岸において生じている海浜変形と飛砂現象についての現地調査結果として本研究では以下に示す3海岸での事例を挙げた。

①海浜からの飛砂が防波堤を乗り越えて港湾内へと侵入・堆積する事例（千葉県富津市富津新港）

富津新港の防波堤隅角部西側では、防波堤の建設以降沿岸漂砂により小規模な砂浜が形成されたが、砂浜の形成が進むにつれて防波堤を挟んだ東側の港湾内でも砂の侵入と堆積が進んだ。この現象に着目し、現地調査を行うとともに、過去から現在までの空中写真を用いて解析を行った結果、防波堤東側（港湾内）に堆積している砂は西側海浜の砂が飛砂として防波堤を乗り越えたことによるものであることが明らかになった。

②海岸広域を対象とした海浜変形と背後の砂丘形成（静岡県浜松市遠州灘海岸）

遠州灘海岸は天竜川からの供給土砂が西向きの沿岸漂砂によって運ばれて構成された海岸である。一方で、当地では西風が卓越しており、沿岸漂砂と逆向きの東向きの飛砂が卓越している。この海岸では現地調査および空中写真の解析を行い、対象区域の風上の海岸（舞阪海岸）、中央付近（浜松篠原海岸）、風下の中田島砂丘周辺の3区域に分けて考察した。その結果、舞阪海岸では海岸背後にランダムに砂丘が形成されている状況、浜松篠原海岸では背後に砂嘴状の砂丘がリズムックに形成されている状況、中田島砂丘付近では大量の飛砂が堆積することで大規模な砂丘が形成されていることが明らかになった。

③細砂と礫から構成される海浜での飛砂現象（千葉県千葉市稲毛海岸）

一般的に飛砂は粒径の細かい砂が風により移動し、粒径の大きい粗砂・礫は風により移動しないことから、それらが混合した海岸では単一粒径からなる海岸とは異なる現象が生じると考えられる。そこで細砂と礫から構成される稲毛海岸を対象に現地調査を実施した。現地調査では、粒径の細かい砂は飛砂により海浜背後へと運ばれ、海浜背後に堆積していることが明らかになった。それに伴い前浜付近には粒径の粗い礫が取り残されて露出するとともに、海浜背後の地盤高は海浜南部（堆積域）において北側（侵食域）よりも増加していたことが観察された。

5.2 計算モデルの構築

本計算モデルでは、波による地形変化が生じる移動限界水深からバームまでの計算には Bagnold 概念に基づく海浜変形モデル（以下 BG モデル）を用い、バームから背後の飛砂による地形変化が生じる範囲ではセルオートマトン法を用いた。そして、この2つ

の異なる計算手法を同時に用いるためには、BGモデルは計算にあたり計算メッシュの幅 (m) を設定するのに対し、セルオートマトン法は正方形のセルを用いる計算で計算メッシュに距離次元を持たないため、双方のモデルの距離次元の扱いの違いが課題となった。そこで本研究では、セルオートマトン法によるLSを求める式を、距離次元を持つ式へと改良した。これにより、BGモデルと組み合わせることを可能にした。また、飛砂は粒径の細かい砂が風により移動し、粒径の大きい粗砂・礫は風により移動しないことから、数値モデルを粒径を考慮したモデルへと拡張した。粒径を考慮するにあたり、海浜部の計算には粒径を考慮したBGモデルを用いるとともに、陸上部の飛砂計算についても粒径ごとに砂の動きやすさの係数を与えることで、粒径が異なる砂の移動の再現を可能とした。

構築した計算モデルについて砂移動の連続性を検証するためにテスト計算を実施した。テスト計算では仮想的な海浜断面を設定して、波と風を同時に作用させた。その結果、陸側では飛砂が堆積、海浜部では海浜の砂が飛砂により持ち去られたことで汀線の後退が生じる結果が得られた。この一連の計算で計算領域内の土砂量が保たれていることから、本モデルの砂移動の連続性を検証した。

5.3 本モデルによる現地海岸の再現性

第2章で述べた現地海岸の事例を対象として本研究で構築した計算モデルを適用した。計算では、それぞれの対象地について観測した現象を再現することを目的として計算を行った。

第2章で述べた①(富津新港)の再現計算では、防波堤西側の砂浜の形成とともに、砂浜からの飛砂が防波堤を乗り越えて東側の港湾内へ侵入する現象について、現地の解析で得られた状況を定量的に予測することができた。

②(遠州灘海岸)の再現計算については、風上側海岸では砂丘がランダムに形成され、中央付近ではリズムックな砂丘が形成、風下の海岸では大量の飛砂が堆積するという現地状況の再現が可能であることを確認した。また、海岸中央付近の浜松篠原海岸に着目して、砂嘴状のリズムックな砂丘の再現を図ったところ、砂丘の標高や間隔など現地調査より得られた結果と概ね一致した。

③(稲毛海岸)の再現計算では、混合粒径海浜を対象とした計算を実施し、現地の観測結果同様、細砂が海浜背後に堆積し、その前面に礫が露出するという状況が再現できた。また、海浜の堆積域では波により運ばれた細砂が風により背後へと移動し、飛砂の堆積高が侵食域に比べて増加する状況も再現でき、背後の堆積高も現地観測結果と一致していた。

以上のように、本研究では漂砂と飛砂の連続性を考慮した海浜変形予測モデルを構築し、現地海岸において観測した結果を基に再現計算を実施した。再現結果は観測した現

地状況を良く再現することができた。このことから、本モデルを用いることで、飛砂問題についての対策案(堆砂垣の設置等)の事前の有効性の予測や、海岸砂丘の形成予測、海浜における養浜を実施する際の適切な養浜砂の粒径の選定および海浜背後地における飛砂の堆積予測が可能となる。

以上より、本モデルは沿岸域における海岸保全を検討する際に、海岸およびその背後までのこれまでより広範囲の砂移動を予測することができ、沿岸域の開発や環境の保全に活用できると考えられる。

謝辞

本研究の遂行にあたり、研究構想や研究の方向性など研究に対するご指導のみならず、博士後期課程に所属し課程を修了する者としての自覚や生活態度等の日常生活に対するご指導を賜った日本大学理工学部海洋建築工学科教授の小林昭男博士、助教の野志保仁博士に深く尊敬と感謝の意を捧げる次第であります。

また、本研究のご指導を賜った日本大学理工学部海洋建築工学科教授の居駒知樹博士、日本大学理工学部まちづくり工学科教授の後藤浩博士、日本大学理工学部海洋建築工学科准教授の星上幸良博士にも深く感謝の意を表し上げます。

さらに、財団法人土木研究センター理事なごさ総合研究室長兼日本大学海洋建築工学科客員教授の宇多高明博士、海岸研究室有限会社の芹沢真澄博士、三波俊郎氏、古池鋼氏、石川憲仁博士、村田昌樹氏、日本大学理工学部一般教育助教の勝木厚成博士には本研究の構想に始まり詳細な調査分析から数値計算の仕方まで多岐にわたりご指導していただき、また海浜変形の現象論から海岸の現状まで幅広くご教授していただきました。ここに、深く感謝の意を表し上げます。また、自身の研究活動に協力してくれた本学大学院生の高橋紘一朗君、その他多くの卒業生ならびに同研究室の学生にも大変感謝しております。

私はこれから海岸事業に関わる業務に従事しますが、国内外の海岸環境をより良いものにするために、実務に励むとともに研究活動も怠ることなく継続していく所存です。今後も皆様のご指導を賜ることも多々あると思いますが、よろしく申し上げます。

最後に生活面の援助のみならず自身の博士論文に対して理解を示し、見守ってくれた両親、祖母に感謝の意を表します。

