

海 - 陸境界領域としての海岸空間の
環境特性に関する研究

1998年3月

東京工業大学

内山 雄介

目次

第1章 序論	...	1
1.1. 研究の背景	...	1
1.2. 既往の研究	...	2
(1) 大気ルート of 海 - 陸境界現象	...	3
(2) 海水ルート of 海 - 陸境界現象	...	3
(3) 地下水ルート of 海 - 陸境界現象	...	5
1.3. 本研究の目的と論文構成および特色	...	5
(1) 本研究の目的	...	5
(2) 論文の構成	...	6
(3) 本研究の特色	...	7
第2章 海岸空間アメニティ構成要素としての微気象および温熱環境の解析		
2.1. はじめに	...	10
2.2. 幕張人工ビーチにおける微気象観測	...	11
(1) 観測の概要	...	11
(2) 砂浜表面付近の大気環境特性	...	11
(3) 砂浜表面の熱収支構造	...	12
(4) 微気象観測データに基づく温熱環境解析	...	14
2.3. 海岸微気象および温熱環境に関する数値モデルの構築	...	15
(1) 緒論	...	15
(2) 海岸微気象数値モデルに関する既往の研究	...	16
(3) 海岸微気象を記述する数値モデルの概要	...	16
2.4. 夏季砂浜海岸微気象の数値計算	...	20
(1) 計算条件	...	20
(2) 初期条件および境界条件	...	21
(3) 計算結果および考察	...	23
2.5. 海浜構造変化に伴う温熱環境変化に関する数値シミュレーション	...	24
(1) 浜幅変化による海岸温熱環境変化に関するシミュレーション	...	24
(2) 植生種の違いによる海岸温熱環境変化に関するシミュレーション	...	26
2.6. おわりに	...	28
第3章 海岸域における風の場の3次元乱流構造		
3.1. はじめに	...	32
3.2. 現地観測	...	32
(1) 観測の概要	...	32
(2) 非海風時の飛塩拡散に関する観測結果	...	33
(3) 海岸域の大気構造に関する観測結果	...	34
3.3. 3次元 LES モデルの概要	...	36
(1) 植生を伴う乱流場の数値計算モデル	...	36
(2) 数値計算の基礎方程式, 差分スキーム	...	36
(3) 計算条件	...	37

3.4.	計算結果および考察	... 38
	(1) 瞬間流速場, 渦度場および運動量輸送	... 38
	(2) 時系列データ	... 40
3.5.	おわりに	... 41
第4章	内湾性砂浜海岸周辺における成層期の水環境特性	
4.1.	はじめに	... 43
4.2.	現地観測の概要	... 44
4.3.	観測結果 (95年観測)	... 46
	(1) 海水流動特性	... 46
	(2) 水温変動特性	... 47
	(3) DO, Chl.a 量の変動特性	... 48
4.4.	観測結果 (96年観測)	... 49
	(1) 水温変動特性	... 49
	(2) 塩分変動特性	... 57
	(3) DO・Chl.a 量の変動特性	... 58
4.5.	数値シミュレーション	... 62
	(1) 数値計算の概要	... 62
	(2) 計算結果	... 64
4.6.	おわりに	... 66
第5章	干潟および砂浜周辺海域の物理, 生物, 化学環境	
5.1.	はじめに	... 70
5.2.	現地観測の概要	... 71
5.3.	観測期間中の気象概況	... 72
5.4.	干潟, 砂浜における物理環境	... 73
	(1) 干潟, 砂浜における水温変動特性の比較	... 73
	(2) 熱収支解析	... 74
	(3) 冠水・干出による地表面と海水との熱交換	... 75
	(4) 干潟, 砂浜における物質輸送に及ぼす地形効果	... 76
5.5.	干潟, 砂浜における生物環境	... 77
	(1) 干潟, 砂浜における Chl.a 量の変動特性	... 77
	(2) 干潟, 砂浜における植物プランクトン現存量	... 79
5.6.	干潟, 砂浜における化学環境	... 80
	(1) 干潟, 砂浜における栄養塩濃度レベル	... 80
	(2) 栄養塩濃度と植物プランクトンの関係について	... 80
5.7.	おわりに	... 82
第6章	海岸域における風による3次元海水流動構造の解析	
6.1.	はじめに	... 86
6.2.	数値シミュレーションの概要	... 87
6.3.	計算結果	... 91
	(1) 岸沖断面内流速分布	... 91
	(2) 中立粒子追跡計算による流れの可視化	... 92
	(3) 流軸と垂直な y-z 断面内における鉛直構造	... 95

6.4. Streak と縦渦構造の成因と沿岸域の物質混合に及ぼす影響	... 96
(1) Streak と縦渦構造の成因に関する考察	... 96
(2) 沿岸域の物質混合に及ぼす影響	...97
6.5. おわりに	... 97
第7章 土壌および大気中の塩分からみた海岸植生環境の解析	
7.1. はじめに	... 99
7.2. 現地観測の概要	...100
(1) 観測時期および観測場所	...100
(2) 観測方法および分析方法	...100
7.3. 測定結果および考察	...101
(1) 砂浜海岸植生の生育状況	...101
(2) 土壌環境特性	...102
(3) 大気環境特性	...103
(4) 大気・土壌環境と海岸植生との関係	...104
7.4. 数値シミュレーション	...104
(1) 数値シミュレーションの概要	...104
(2) 海風時の飛塩分布と松林の関係について	...105
(3) 土壌塩分量の供給源について	...107
7.5. おわりに	...108
第8章 海岸地下浸透流およびそれによる沿岸域への栄養塩供給の解析	
8.1. はじめに	...110
8.2. 現地観測の概要	...111
8.3. 沿岸域への栄養塩輸送過程	...113
(1) 地下水，海水，河川水中栄養塩濃度の比較	...113
(2) 海岸帯水層における栄養塩濃度の季節変化	...113
(3) 内陸部における溶存態無機態窒素の空間分布特性	...114
(4) 汀線近傍における溶存態無機態窒素の空間分布特性	...115
(5) 無機態リン，ケイ素の分布特性	...117
8.4. 沿岸域への栄養塩供給量	...117
(1) 数値シミュレーションの概要	...117
(2) 数値コードの妥当性に関する検討	...120
(3) 水位変動の効果に関する検討	...120
(4) 地下浸透流による海域への栄養塩供給量	...122
8.5. おわりに	...126
第9章 結論	...129
謝 辞	...133

第1章

序論

1.1. 研究の背景

海岸空間では、波浪の作用に伴う海岸侵食や、高潮などの自然災害から我々の国土、資産を守ることを主目的として開発、保全が進められてきた。一方で、レジャーや環境問題に対する一般認識の高まりなどを背景に、平常時の海岸空間に求められる機能は変容しつつある。すなわち、海岸空間の持つ生物生産機能、水質浄化機能、親水性機能の重要性に対する認識は広範に敷衍しており、実際に、一旦埋め立てなどの開発行為に伴って消失した自然海浜が人工海浜という形で再生されるような例も珍しいことではない（例えば、海洋工事技術委員会、1995；港湾環境創造研究会、1997）。言うまでもなく国土保全、防災は海岸空間に求められる第一義的な機能ではあるが、これらを満たした上で、海浜の生物生産性、水質浄化機能の保持、親水性機能の向上を図るための基礎として海浜の有する諸機能を定量的に把握しておくことが強く求められている。

海岸域の諸特性を把握する際に、重要なポイントとなるのが岸（あるいは汀線）という明確な幾何学的境界の存在である。マクロな視点に立てば、汀線近傍領域を中心とした砂浜（あるいは干潟、岩礁）、前浜、後浜および植生帯を含んだ海岸空間そのものが、沖側海域と内陸域とを隔てる境界領域となっているものと理解される。つまり、海岸空間は汀線を境界線として海と陸という性質の全く異なった2つの空間を接合する境界領域であり、さらに、その周辺では数多くの特徴的な現象が生じる。例えば、成層期の東京湾などで観測される青潮の発生メカニズムに対しては岸という境界の存在が本質的に重要であることがよく知られており、また、主に汀線付近の砕波帯において大気中へ大量に放出される飛沫中の海塩粒子は、エアロゾルとなって輸送され、内陸部に深刻な塩害をもたらす。このようなことから、海岸空間が「海 - 陸境界領域」であることを明確に意識した上でその環境特性を明らかにすることによって、海岸空間の持つ特殊性が浮かび上がってくるのが期待される。

これに対して、海岸空間の保全、防災問題を主に取り扱う海岸工学分野では、砕波帯内における波、流れ、漂砂などの物理現象に関して、現象理解、メカニズムの解明が極めて緻密に行われているものの、砕波帯沖側領域における現象が取り扱われることはほとんどない。この沖側領域に関しては沿岸海洋分野において物理、生物、化学等の様々な観点からの検討がなされているが、その主たる興味の対象は東京湾スケールからグローバルスケールの現象である。そのため浅い水域の持つ力学的、生物的、化学的な重要性は十分認識されているものの、取り扱う現象の時空間

スケールの大きさから、浅海域の効果はその特性を十分に明らかにすることなく、極めてシンプルにモデル化されているか、あるいは無視されているのが現状である。同時に、物理循環に関する予測モデルも開発されつつあるものの、特に自然汀線の有する環境浄化機能に関する基礎的な物理、化学、生物量とそれらの相互作用の定量化が十分でないことから、モデルの適用には多くの問題を抱えている（中田，1997）。そのため、海 - 陸境界領域としての汀線近傍の環境特性は、その重要性とは裏腹に統一的に取り扱われることがなかった点が問題となっており、沖と岸との相互作用に関して物理・化学・生物環境を明らかにしていくことが特に重要な課題となっている。一方で、水産、海洋生物分野では、浅海域が生物生産に対して極めて重要な空間であるという認識のもとに、底質を含めた浅海域の環境に関する研究が数多くなされている。その中でも、地下水を通じた後背地起源の栄養塩フラックスの海域への供給が沿岸域のエコシステムに対して重要であることが指摘されているようになってきている（Johannes，1980）。

このように、海 - 陸境界領域としての海岸空間の環境特性に関する重要性は少しずつ認識されつつあるものの、未解明な部分が多く残されている。汀線領域は潮位変動に伴って冠水、干出を繰り返すが、このような領域は「潮間帯」と呼ばれる。潮間帯は海と陸とを接合する一種の物理的、生物的、化学的なバッファゾーンである。物理的には沖合い水の最終到達地点であり、水深が極めて浅いために日射等の気象条件の影響を強く受けて独特の熱環境が形成されるとともに、陸域からの淡水（地下水）と海域からの塩水とが浸透して帯水層中に混合域を形成する。生物的には二枚貝や甲殻類を始めとするベントス群、有機物を分解するバクテリア群によって多様かつ独特の生態系が形成されている。化学的には、酸素の供給を受けて土壌が好气的環境となるために有機物の好気性分解が進行し、無機栄養塩に対する大きな生産能を有している。つまり物理環境だけではなく、汀線近傍の生物、化学環境も当然、沖側水塊および地下水を通じた陸水の影響を受けて形成されており、このプロセスを理解することが本質的に必要となる。

また、海岸空間周辺では海と陸という、温度や粗度などの地表面状態の相違に起因して、特徴的な大気現象が生じている。前浜から後浜までの海岸空間の中で、この大気現象に対して重要な役割を演じているのが海岸林を中心とした海岸植生である。海岸植生は大気の運動に対して抵抗力として機能するだけでなく、飛沫中の塩分や、熱、水蒸気などのsink、時にはsourceとなっている。そのため、海岸域の局地的な風系の変形に寄与すると同時に、海岸空間の温熱環境にとって重要な役割を果たしているものと考えられる。さらに、その根系によって土壌中の地下水環境に少なからず影響を及ぼしており、沿岸域に供給される内陸起源の栄養塩フラックスのsinkとなる可能性がある。

以上のようなことから、海 - 陸境界としての海岸空間の生物生産性、水質浄化機能の保持、親水性機能などの環境特性を考える上では、大気ルートとの運動量・物質交換、海水ルートとの運動量・物質交換、地下水ルートとの運動量・物質交換の実態を定量的に把握し、それらが汀線近傍でどのような相互作用を生じているのかを明確にすることが極めて重要であることが理解されよう。

1.2. 既往の研究

「背景」で述べたように、海 - 陸境界領域としての海岸空間の生物生産性、水質浄化機能の保持、親水性機能などの環境特性に関する研究項目は多岐にわたっており、様々な分野で様々な検

討が個別になされつつある。ここでは便宜的に、海 - 陸境界現象を「大気ルート」、「海水ルート」、「地下水ルート」の通じた3つをプロセスに大きくカテゴライズし、それぞれについての既存の研究を紹介するとともにそれらの問題点を指摘する。

(1) 大気ルートの海 - 陸境界現象

海 - 陸境界領域特有の海岸空間アメニティ構成要素として、温熱環境が重要な項目のひとつとして挙げられる。海水浴などの入り込み客数が増大する夏期の海岸では、海上を吹送してきた冷涼な風は海浜へ侵入し、海浜地形や植生帯などの影響による機械的な乱れの生成とそれに伴う強制対流、および熱的な効果による自然対流との重ね合わせという複雑な乱流場を形成する。これは典型的な大気ルートの海 - 陸境界現象であり、海と陸の大気を通じた相互作用を理解する上で恰好の材料となる。海岸空間の温熱環境については、宇多ら（1991）によって気象台データを用いた茨城県太平洋岸海浜周辺域の温熱感に関する検討例があるものの、実際の海浜上で測定を行ったものではなく、しかも汀線から内陸部に侵入した海風の変形に代表される空間的な過渡過程という本質的な重要性を無視した形の解析に終始している。そのため、海岸林を含む海浜上での力学、熱プロセスおよび温熱環境の実態を実測によって明らかにすることが必要とされ、さらにその知見を海岸空間デザインに応用するためのツールとして数値計算モデルを構築することが重要となる。

大気ルートの物質輸送に伴う現象としては温熱環境の他に、飛塩や飛砂の問題が挙げられる。沿岸域では、飛沫中の海塩粒子（飛塩）や海浜上の砂が内陸部に輸送され、それらが塩害や飛砂災害として日常的な問題となっており、海岸工学上の重要な課題となっている（例えば、仲座ら、1991）。この中で、海域から供給される物質フラックスの sink として機能することが期待される植生帯の果たす役割は極めて重要であり、これを明らかにする必要がある。これに対して、仲座ら（1991,1993）は現地観測と数値計算により、村上ら（1995）は擬似植栽ネットを用いた現地実験により、飛塩に対する植生のフィルター効果について検討している。

また、このような沿岸域での陸向きの大気内物質輸送は、海風による単純な移流過程として扱われることが多い（例えば、仲座ら、1993；宮田ら、1993）。しかし、沿岸域では粗度の違いによるシアや表面温度差などに起因する大小様々なスケールの渦、さらには風の場合がもともと有している大局的な乱れ等によって、極めて複雑な大気乱流場が形成されているものと考えられる。つまり、岸沖断面 2 次元的な、従来の取り扱いでは捉えきれない現象が多々あることが予測される。これに対して灘岡ら（1996b）は、やや岸から沖向きの風（陸風）のもとでの飛塩の陸向き輸送現象の存在を現地観測によって見出している。これはまさに海 - 陸境界領域特有の大気現象の複雑性、特殊性を考える際の好例であり、実測や精緻な数値モデルを用いてその物理過程を明らかにする必要がある。

(2) 海水ルートの海 - 陸境界現象

東京湾のような富栄養化が進行した内湾性水域では、赤潮・青潮・アオサの異常発生などに代表される様々な水質問題を抱えており、それらは一般に外洋性水域と比較してより深刻である。内湾性水域の水環境に関する既往の研究は、湾内部における湾スケールでの流動・水質に重点が置かれ、関連する研究は枚挙に暇がない。例えば東京湾の現地観測では、小野（1951）、宇野木・岸野（1977）等は主に潮流による残差流に関する観測を、宇野木（1990）は東京湾奥千葉沿岸部の

湧昇と青潮に関する観測を行っている。また数値計算では、松山ら（1990）は 2-layer モデルを用いた東京湾の湧昇に関する計算を行い青潮発生メカニズムについて先駆的な検討を行っており、Nakata and Kuramoto（1992）は 3 次元多層モデルを用いた東京湾における貧酸素水塊形成のシミュレーションを生態系モデルを含んだ形で行っている。

一方、海岸空間は陸と海との境界領域を構成しており、水深が極めて浅いためにそこにある海水は気象条件等の外因の影響を受けやすく、生態系等も沖や湾央部とは若干異なった様相を呈しているものと考えられる。そのため、海 - 陸境界領域であること、および極浅海域であることの 2 点を考慮し、それらの特徴を十分把握しておくことが重要なポイントとなる。ところが、海 - 陸境界部としての極浅水域の水環境に関する既往の研究では、干潟については例えば、物理環境に関して水鳥ら（1983a, 1983b）や山本・川俣（1994）など、懸濁態有機物を始めとする生物環境に関して Peterson and Black（1987）など、化学・物理環境を一体的に検討した朴ら（1997）などの研究成果がある。これに対して、砂浜海岸に関しては、海浜流や温排水等を対象とした海岸工学分野の研究を除くと、その殆どが生物・化学過程に着目したものであり（例えば、Brown and McLachlan, 1990；足立ら, 1994）、物理環境と生物環境を統合した研究は灘岡ら（1996a）、内山ら（1997, 1998）を除くとほとんどなされていないのが現状である。

砂浜、干潟、人工護岸等、汀線形状の相違による海水浄化機能に関しては比較的活発に検討がなされており、東京湾については堀江（1991）、細川（1991）、水産資源保護協会（1994）などによって主として生物、化学過程に重点を置いた実測や計算が行われている。これらは汀線近傍における生物、化学環境を解明することに着目した点において評価できる。

しかしながら以上のような既存の研究では、沖とのインターアクションが浅海域の水環境に対して本質的に重要であるにも関わらず、その影響を明らかにしないまま解析を行っている。そのため、自然海浜における沖との相互作用プロセスと、干潟、砂浜などの異なる汀線形状の海域における、沖との関わり方の相違およびそのメカニズムを明らかにすることが課題として残されている。

一方、青潮・赤潮等に代表される沿岸域における環境問題を考える上で、海水の鉛直混合メカニズムを明らかにすることが重要なポイントの一つとなる。例えば、青潮では底層水が表層へ湧昇し混合するプロセスが重要となるが、東京湾奥部に発生する青潮には、しばしば湧昇域内の水表面の白濁水が streak 状に風の吹送方向へ発達して縦縞パターンが現れることが知られている。この種の streak 状のパターンは Langmuir 循環との関連で論じられることが多いが、Langmuir 循環の生成メカニズムにおいては、水の波の重合波による Stokes drift が重要な役割を果たすものと考えられている（Craik and Leibovich, 1976）。しかしながら、ここで対象とするような岸近傍の海域で、しかも fetch ゼロからスタートする岸から沖向きの風の場合では、重合波による Stokes drift の存在そのものを想定できない。これに対して、灘岡ら（1988, 1989）は非成層期の石狩川河口周辺海岸において特徴的な sterak 状の濁水流出パターンが現れることを見だし、その成因として rip current 等ではなく、沖向き風の作用に伴う内因的な不安定機構が介在している可能性があることを示唆している。つまり、海 - 陸境界領域特有の物理過程がそこに存在し、海水ルートの物質輸送プロセスに多大な影響を与えることが予想される。そのため、このような 3 次元的な海水流動による海 - 陸境界現象の発生メカニズムを考察するとともに、沿岸境界付近での物質混合過程に及ぼす影響を明らかにする必要がある。

(3) 地下水ルート of 海 - 陸境界現象

近年、陸域の地下水中の栄養塩濃度は農地からの化学肥料を中心とした窒素、リンの供給、および家庭下水や畜産排水の浸透によって増加しつつある。しかも、この地下水中の栄養塩は河川、湖沼、沿岸海域等に直接流入することがあり、種々水域の富栄養化現象に対する原因の一つとなる。そのため、後背地から前浜に至る栄養塩フラックスの地下水を通じた輸送プロセスおよび輸送量を、定量的に明らかにしておく必要がある。

海岸帯水層は海水と淡水(地下水)との混合域であり、塩水楔の形成に代表されるように、塩分や溶存酸素、温度などが強い空間勾配を有しているため、極めて複雑な物理、生物、化学環境が形成されている。汀線近傍の地下水環境と海域での栄養塩との関係に関しては、潮汐に伴う砂浜帯水層中の地下水と海水との交換や、それによる有機物の好気分解代謝機能を中心とした、いわゆる砂浜の有する海水浄化機能に関する検討は多くなされているものの、後背地起源の物質輸送プロセスと海域への栄養塩フラックスとの関連性に関する検討例は少ない。我が国では、砂浜における潮汐に伴う海水交換と有機物好気分解プロセスの関連に関する坂本を中心とした先駆的な一連の研究が行われ、伊勢湾および三河湾沿岸域を対象に詳細な調査が行われている(例えば、運輸省第五港湾建設局, 1981; 坂本, 1994 など)。

地下水を通じた後背地起源の栄養塩フラックスの問題に対して、Johannes (1980) は海域への栄養塩の供給過程が沿岸域のエコシステムに対して重要であることを指摘するとともに、複数の海岸域において地下水を通じた栄養塩フラックスが有意な大きさとなっていることを示した。海洋向きの栄養塩フラックスの存在に着目し、その概略値を計算した例としては、他にも McLachlan and Illenberger (1986), Simmons (1992) などの検討例があるが、それらはいずれも単純な Darcy 則に基づく断面平均流速を用いたものとなっている。また、鷲見・上田 (1997) によってトレーサー試験による地下水流速を推定する試みがなされ、その結果を用いて栄養塩フラックスが計算されている。しかしながら、既存の検討例では、海岸帯水層の有する鉛直方向の非一様性を考慮していない点に問題がある。というのも、海水と淡水(地下水)が混合する海岸帯水層では、浸透ポテンシャルの差に起因して塩水楔が形成されて汀線付近の流速分布が著しく変化されており、加えて栄養塩濃度は明らかに鉛直分布を有することが確認されている(鷲見・上田, 1997) からである。そのため、平均的な流速ではなく、何らかの方法で汀線付近の詳細な流速分布特性を同定し、流出する栄養塩フラックスの計算に用いる必要がある。

同時に、Brown and McLachlan (1990) が指摘しているように、栄養塩の輸送過程において栄養塩の sink/source となると考えられる後浜から砂丘後面にかけて繁茂する海岸植生の効果などが全く考慮されていない点も問題となる。つまり、地下水ルート of 海 - 陸境界現象という観点からみた場合、砂草やマツなどに代表される海岸植生帯は海水によって塩分という負荷を、反対に陸水からは栄養塩を受け取っていることが予想され、海岸域における物質輸送プロセスに対して極めて重要な役割を担っているものと考えられる。

1.3. 本研究の目的と論文構成および特色

(1) 本研究の目的

本研究では、海岸空間における、大気、海水、地下水を通じた海 - 陸間の運動量・物質の輸送

および交換プロセスを現地観測および数値シミュレーションによって把握し、さらに海岸植生が各プロセスに及ぼす影響や潮間帯である汀線近傍での物理・生物・化学過程を明らかにすることを主たる目的とする。なお、本文中で「海岸域」あるいは「海岸空間」と言った場合、浅い水域である前浜周辺の浅海域から、汀線、砂浜や干潟などの干出部分、植生帯を含めた後浜までの領域を指すものとする。

(2) 論文の構成

第2章では、典型的な大気ルート of 海 - 陸境界現象であり、しかも夏季の砂浜海岸空間アメニティを特徴づける重要な要素であるにもかかわらず、これまで議論されることのなかった温熱環境を含めた微気象に着目する。そしてまず、海浜および周辺地における気象および熱収支観測を実施することにより、砂浜海岸空間の気象学的な諸特性を定量的にかつ詳細に捉えた結果を示す。ついで、これらを人間の「体感」に結び付けるべく、物理的な人体温熱環境指標を用いて、夏季の砂浜海岸における温熱環境の特徴を明らかにした内容について述べる。さらに、これらの知見を空間デザインに具体的に反映させるための支援ツールとして、大気の運動を計算する微気象数値モデルをベースに、人体の温熱環境指標を最終的に出力する「温熱環境シミュレータ」を構築し、海浜上での計算結果を現地観測データと比較することにより、その妥当性を検証した結果を示す。さらに温熱環境シミュレータの応用例として、植生配置に関連する海浜性状の改変に伴う温熱環境変化を定量的に予測した結果について述べる。

第3章では、現地観測において見出された、やや岸から沖向きの風(陸風)のもとでの飛塩の陸向き輸送現象の存在を示し、ついで、この物質輸送と風速場の3次元構造との関係を明らかにするべく、現地海岸での詳細な風速測定データ及び3次元LESによる数値計算に基づいて検討する。そして、海岸域では植生帯の存在によって、岸沖断面2次元的な従来の取り扱いでは捉えきれない極めて複雑な3次元大気乱流場が形成されること示し、そのメカニズムについての考察を行う。

第4章では、海 - 陸境界領域としての極浅水域の水環境に関して、沖側からの影響を明示的に考慮する必要があるという認識のもとに、砂浜海岸の水環境システムを評価するための基礎として、海水の流動特性や水質・生態系が著しく変動する夏期の状況下での内湾性砂浜海岸周辺の極浅海域において実施した現地観測結果を用いて熱収支に着目した解析を行い、沖と岸との相互作用に関して検討するとともに、Chl.a量、DOを始めとする生物、化学量の差違について検討する。さらに、鉛直次元計算と岸沖断面2次元計算を行い、沖側からの水平移流による熱フラックスが浅海域の熱環境形成に及ぼす影響などの検討を行う。

第5章では、海 - 陸境界域としての海岸環境に関する基礎的な知見を得ることを目的として、自然海浜の代表例である干潟と砂浜における物理、生物、化学環境に関する現地観測データを解析し、両地点における環境特性の比較を行う。まず、第4章に引き続き熱収支解析を行い、干潟、砂浜における沖側水塊からの影響の現われ方の相違について検討する。さらにChl.a量や植物プランクトン構成種、栄養塩データなどを用いて干潟と砂浜における生物、化学環境の相違について論じる。

第6章では、航空写真によってしばしば可視化される沿岸境界付近の streak 状の縦縞模様生成現象が、「岸」という明確な幾何条件に拘束されて発生する、沖向き風に伴う不安定機構を介した海 - 陸境界現象であるという考えに立って、細密格子を用いた3次元数値計算によりその形成メカニズムを検討する。そして、縦渦構造に起因すると考えられる streak パターンを短周期の風波

を考慮することなく再現できることを示し、さらに、縦渦構造の発生メカニズムを考察するとともに、このような海水流動構造が沿岸境界付近での物質混合過程に及ぼす影響について検討する。

第7章では、砂浜海岸の植生環境に対する、沿岸域特有の環境圧と考えられる塩分環境を現地観測によって明らかにすることを試みる。海岸林への負荷塩分としては、大気ルートを通じた飛塩と、地下水ルートを通じた土壌塩分の2種類を考え、植生の分光反射特性や樹高、繁茂状況と塩分分布の対応関係についての検討を行う。また数値実験により、砂浜海岸の植生が有する飛塩のフィルター機能と樹高分布との関係や、土壌塩分量分布の形成メカニズムを明らかにする。

第8章では、海岸空間における前浜周辺の生物生産に対して少なからず影響を与えているものと考えられる地下水を通じた後背地起源の栄養塩フラックスの輸送過程を明らかにするべく、夏期から秋期にかけて自然海浜の代表例である砂浜海岸において海岸林を含む広範囲の現地観測を実施し、数値計算を含めた形で解析を行う。そして、陸域から地下水を通じて海域へ流入する栄養塩フラックスの輸送プロセスを明らかにし、海域への栄養塩供給量を試算する。

(3) 本研究の特色

このように、本論文では、海岸空間が「海 - 陸境界領域」に位置する特殊な空間であり、そこでは様々な特徴的な現象が生じていることに着目し、沖から岸、岸から沖、内陸部から汀線、汀線から内陸といった各方向への物理プロセスを中心として、境界領域であることを強く認識した形の解析を行うところに著しい特色がある。このような方向性は本研究で初めて打ち出されたものであり、海岸空間を総合的に設計する際の新しい指針となることを期待するものである。

従来全く取り扱われることのなかった、またはほとんど議論されることのなかった現象に着目しているため、現象を把握する上ではまず現地観測を行い、現地海浜で何が起きているのかを正確に理解することを極力心がけている。メカニズムの考察に際しては、現地データの解析に加えて、現地の状況から本質的に重要であると考えられる部分を取り出した、いわば素過程に関する数値解析を一部用いている。ただし、数値解析手法では、複雑な非線形システムであっても基礎方程式が構築されれば解を求めることができるが、大気および海水の流れを記述するNavier-Stokes方程式などは別として境界条件などを含めて数値モデルとして未だに確立されていない部分が多いため、現地データと比較して結果の妥当性を確認することを常に心がけている。

また、海 - 陸境界領域としての海岸空間の環境特性を理解するためには、大気、海水、地下水の流動を一体的に取り扱う、言わば「接合」と呼ぶべき作業が必要となる。しかしながら、地下水 - 海水間をはじめとする境界面での物質交換メカニズムに関する知見が欠如していること、現象の時空間スケールがあまりに異なることなどの理由により、「接合」作業は困難をきわめている。そういったわけで、大気、海水、地下水の流動を一体的に取り扱うための「接合」に関しては、本研究の次のステップの課題であると認識している。

参考文献

- 足立久美子・日向野純也・木元克則：鹿島灘砂浜海岸における一次生産，I.植物プランクトン量の変動（1992年），水工研技報，水産土木，No.16，pp.13-24，1994.
- 内山雄介・灘岡和夫・瀬崎智之・八木 宏：成層期の東京湾奥における砂浜海岸周辺の熱構造について，海岸工学論文集，第44巻，pp.1071-1075，1997.
- 内山雄介・灘岡和夫・瀬崎智之・八木 宏：東京湾奥極浅海域の砂浜海岸周辺における成層期の水環境特性，土木学会論文集，No.593/II-43，pp.125-144，1998.
- 宇多高明・小俣 篤・浅対 享：海岸環境に適用可能な温熱指標，土木計画学研究・講演集，No.14-（1），pp.509-516，1991.
- 宇野木早苗，岸野元彰：東京湾の平均海況と海水交換，理化学研究所海洋物理研究室，Tech. Rep.，No.1，pp.1-89，1977.
- 宇野木早苗：東京湾の湧昇と青潮，海洋学会秋季大会要旨集，pp.156-157，1990.
- 運輸省第五港湾建設局：砂浜の海水浄化作用（養浜工計画基礎調査報告書総集編），1981.
- 港湾環境創造委員会：よみがえる海辺 環境創造 21 ，山海堂，1997 . .
- 小野弘平：東京海湾の潮流，水路要報，25号，pp.245-253，1951.
- 海洋工事技術委員会編：人に優しい海洋施設をめざして，社団法人日本海洋開発建設協会，1995.
- 坂本市太郎：砂浜の潮汐に伴う呼吸（有機物の好気分解代謝）機能，用水と廃水，Vol.36，No.1，pp.44-52，1994.
- 鷲見栄一・上田真吾：地下水中栄養塩の砂浜から沿岸域への流入過程，地下水・土壤汚染とその防止対策に関する研究集会第5回講演集，1997.
- 仲座栄三・津嘉山正光・照屋雅彦：大気環境アメニティの一要素としての飛塩量特性，海岸工学論文集，第38巻，pp.896-900，1991..
- 仲座栄三・津嘉山正光・山路功祐・日野幹雄：飛塩（海塩粒子）拡散の数値流体力学的解析，海岸工学論文集，No.40，pp.1036-1040，1993.
- 灘岡和夫・内山雄介・瀬崎智之：夏期の内湾性砂浜海岸周辺の水溫・DO・クロロフィル a の変動特性について，海岸工学論文集，第43巻，pp.1101-1105，1996a.
- 灘岡和夫・内山雄介・東川孝治：大気および土壤中の塩分環境からみた砂浜海岸植生について，海岸工学論文集，第43巻，pp.1171-1175，1996b.
- 灘岡和夫・蒲田浩久・田中総太郎：石狩湾において見いだされた海岸からの特徴的な濁水パターンについて，第43回年次学術講演会講演概要集II，pp.748-749，1988.
- 灘岡和夫・山下俊彦・蒲田浩久・佐藤尚稔・牧野有洋：衛星画像ならびに現地データに基づいた石狩湾河口周辺の沿岸水理解析，海岸工学論文集，第36巻，pp.219-223，1989.
- 朴 鍾和・中山哲巖・瀬口昌洋：干潟底生生物の生息環境に関する現地調査，海岸工学論文集，第44巻，pp.1161-1165，1997.
- 松山優治・当麻一良・大脇 厚：東京湾の湧昇に関する数値実験 青潮に関連して ，沿岸海洋研究ノート，第28巻，pp.63-74，1990.
- 水鳥雅文・角湯正剛・加藤正進・和田 明：干潟域における水溫変動に関する検討，第27回水理

- 講演会論文集 , pp.239-244, 1983a.
- 水鳥雅文・角湯正剛・曾我雅海・加藤正進・和田 明：干潟の発達する浅海域における水温変動機構と熱輸送について , 第 30 回海岸工学講演会論文集 , pp.541-545, 1983b.
- 宮田正史・池田駿介・武若 聡：防風林の機能に関する基礎的研究 , 海岸工学論文集 , No.40, pp.556-560, 1993.
- 村上和男・加藤一正・清水勝義・尾崎 靖・西守男雄：植栽による飛沫（海塩粒子）の軽減に関する現地実験 , 海岸工学論文集 , 第 42 巻 , pp.1036-1040 , 1995.
- 山本正昭・川俣 茂：干潟の物理環境（地温と地盤高の変動）の観測 , 海岸工学論文集 , 第 41 巻 , pp.1021-1025 , 1994.
- Brown, A. C. and A. McLachlan : Ecology of sandy shores, Elsevier, XII, 1990.
- Craik, A. D. D. and S. Leibovich : A rotational model for Langmuir circulations, *J. Fluid Mech.*, Vol.73, pp.401-426, 1986.
- Johannes, R.E. : The ecological significance of the submarine discharge of groundwater, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, Vol.3, pp.365-373, 1980.
- McLachlan, A. and W. Illenberger : Significance of groundwater nitrogen input to a beach/surf zone ecosystem., *Stygologia*, Vol.2, No.4, 1986.
- Nakata, K. and T. Kuramoto : A model of the formation of oxygen depleted waters in Tokyo Bay, *Pro. Adv. Mar. Tech. Conf.* Vol.5, pp.107-132, 1992.
- Peterson, C. H. and R. Black : Resource deletion by active suspension feeders on tidal flats: Influence of local density and tidal elevation, *Limnol. Oceanogr.*, Vol.32, No.1, pp.143-166, 1987.
- Simmons, Jr G.M. : Importance of submarine groundwater discharge (SGWD) and seawater cycling to material flux across sediment/water interfaces in marine environments, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, Vol.84, pp.173-184, 1992.

第2章

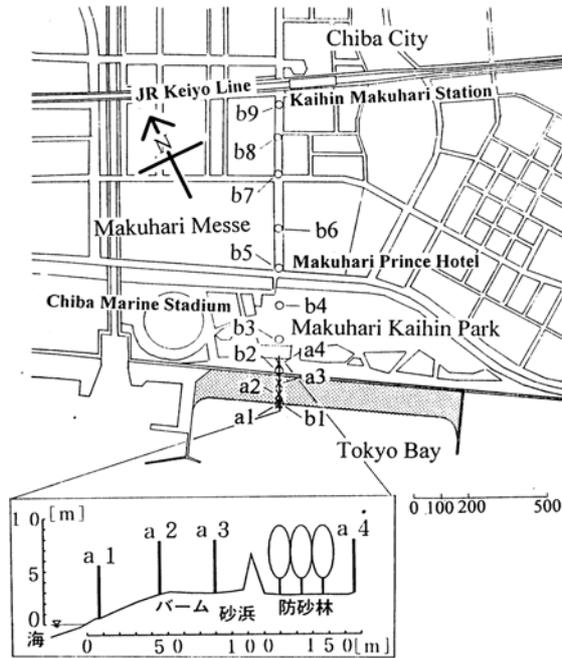
海岸空間アメニティ構成要素としての微気象および 温熱環境の解析

2.1. はじめに

近年，海岸空間では，従来の防災・国土保全といった基本的な要請に加え，景観・環境保全を中心に高度なアメニティ性が求められている．海岸のアメニティを考えると，われわれは単なる「水辺」とは異なる「海岸」固有の要素　白い砂浜，松林，打ち寄せる波の音（灘岡・徳見，1988），潮風，海岸生態系，夏の日差しなど　に魅力を感じているのであって，これらの五感的要素や，それに関わる環境・空間の諸特性を統合して議論することが重要となってくる（灘岡ら，1991；灘岡，1994a；灘岡ら，1994b）．

本章では，これらの諸要素のうち，夏季の砂浜海岸空間を特徴づける重要な要素であるにもかかわらず，これまで議論されることのなかった「微気象（大気環境および日射環境）」に着目した．ここではまず，海浜および周辺地における気象および熱収支観測を実施することにより，砂浜海岸空間の気象学的な諸特性を定量的にかつ詳細に捉えた結果について述べる．ついで，これらを人間の「体感」に結び付けるべく，物理的な人体温熱環境指標を用いて，夏季の砂浜海岸における温熱環境の特徴を明らかにした内容について述べる．さらに，これらの知見を空間デザインに具体的に反映させるための支援ツールとして，大気の運動を計算する微気象数値モデルをベースに，人体の温熱環境指標を最終的に出力する「温熱環境シミュレータ」を構築し，海浜上での計算結果を現地観測データと比較することにより，その妥当性を検証した結果を示す．

近年，海岸空間デザインにおいても様々な植生の配置が重要視されつつあるが，これまで植生に関しては，飛砂・飛塩対策といった防災的な観点からの検討例（仲座ら，1993；宮田ら，1993）は報告されているものの，ローカルな微気象や温熱環境面からの検討はなされていない．そこで本論文では，ここで構築した温熱環境シミュレータの応用例として，植生配置に関連する海浜性状の改変に伴う温熱環境変化を定量的に予測した結果について述べる．



現地観測実施地点(千葉市美浜区幕張海浜公園)

図-2.1 微気象観測実施地点(千葉市美浜区幕張海浜公園内人工ビーチ「幕張の浜」, 観測日:1994年8月15日, a1~a4:風速・気温・水蒸気量の鉛直分布観測地点, このうちa1,a3は熱収支観測地点)

2.2. 幕張人工ビーチにおける微気象観測

(1) 観測の概要

まず,東京湾奥に位置する千葉市美浜区の幕張海浜公園人工ビーチ,「幕張の浜」において,1994年8月15日の午前6時から午後7時までの連続13時間行った微気象観測結果について報告する。

砂浜上の岸沖方向に設けた4定点(a1~a4)において風速・気温・水蒸気量の鉛直分布,砂浜上汀線近傍のa1地点および砂浜中央のa3地点で放射フラックスを測定した(図-2.1)。一般に,夏季の砂浜海岸では,日中,沖岸方向に海風が吹くことが多いが,当日も観測期間を通じて安定した風向(ほぼ南西で汀線に概ね直角方向)の海風が吹き続いており,天候は晴れ,雲量はきわめて少なかった。以下,観測データを解析した結果について述べる。

(2) 砂浜表面付近の大気環境特性

図-2.2は,午後12時での各地点における風速・気温・水蒸気量の鉛直分布を示したものである。風速分布を見ると,上層風速は約6.5m/sでほぼ一定であるのに対して,地表面付近の下層では,汀線から内部境界層が発達しているのが分かる。気温・絶対湿度を見ると,海風は海上では冷却・湿潤化されているものの,この内部境界層の発達に連動する形で,汀線から流下するにつれて次第に加熱・乾燥化されていることが分かる。このような傾向は他の時間帯でも同様であった。なお,防風林直背後のa4地点が植生密度の高かった防風林の剥離領域に含まれていたことから,今回は植生による気候緩和効果をとらえることはできなかった。

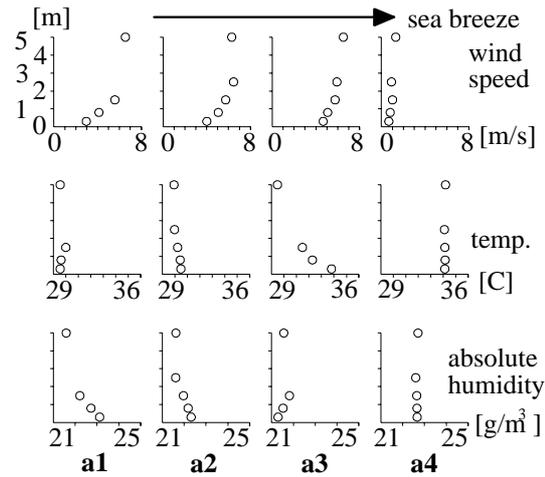


図-2.2 気象観測によって得られた午後12時台1時間平均の砂浜海岸における風速・気温・絶対湿度の鉛直分布構造(a1～a4は図-2.1で示された観測ポイントに対応している)

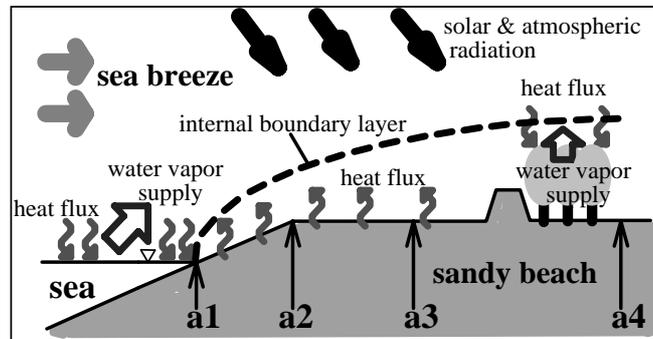


図-2.3 気象観測結果に基づいて作成した夏季砂浜海岸の大気環境特性の概念図(a1～a4は図-2.1および図-2.2で示されている観測ポイントに対応している)

以上の結果から海岸の大気環境の基本的な特性を概念図で示すと、図-2.3のようになる。海風は、海上での熱損失と水蒸気補給により、陸域内の風と比べて湿潤で冷涼な風として海岸に吹き込む。しかし、砂面が獲得する受熱放射フラックスの影響によって、海風は砂浜上での内部境界層の発達に連動する形で急激に加熱・乾燥化されて、その後、(通常は)海岸背後の防風・防砂林等の植生帯での蒸発散作用により、逆に熱的に緩和される。すなわち、砂浜海岸をとりまく微気象システムは、「冷源としての海域 熱源としての砂浜 冷源としての植生帯」というきわめて特徴的で複雑な場をコンパクトな空間スケールで構成している。特に、砂面上では運動量・温度・水蒸気それぞれに関する内部境界層が汀線から明瞭に発達し、しかも、その鉛直スケールは人間の身長オーダーとあまり差がない。したがって、砂浜上あるいはその周辺にいる人間は、急激な温湿度等の変化を経験することになる。

(3) 砂浜表面の熱収支構造

次に、砂浜上の大気に対する上記の加熱・乾燥効果を支配している地表面での熱収支構造を調

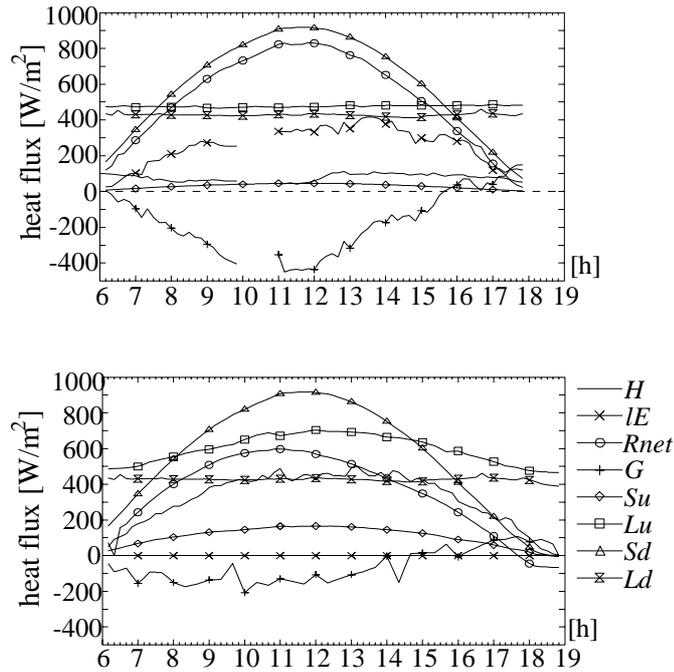


図-2.4 a1地点（湿潤砂面：上図）およびa3地点（乾燥砂面：下図）での熱収支の日内変化．ただし， G は地中に伝導する方向を負に取っている．図中の記号はAppendixと同様である．

べた．熱収支解析は，汀線ごく近傍の湿潤砂面上に位置するa1地点（図-2.4上）と，汀線から離れた乾燥砂面上に位置するa3地点（図-2.4下）について行った．顕熱・潜熱フラックスは，傾度法（例えば，竹内，近藤，1981）により算出し，また，放射フラックスは直接測定した値を用いているが，b地点での純放射量 R_{net} は湿潤砂面のalbedoを仮定して（ $=0.05$ ）算出した．一方，a1地点での地中伝導熱量 G は熱収支の残差として推定しており，a3地点での G は地中温度の測定値から算出している．

図-2.4を見ると，a3地点では砂面が極端に乾燥しているため，潜熱フラックス IE （ほぼゼロ）と G がかなり小さくなっており， R_{net} の大半が顕熱フラックス H に変換される形になっている．特に，大気下層の気温を主に支配している H は，最大で約 450 W/m^2 に達している．これと比べてa1地点では H が相対的に小さく抑えられており，逆に，熱伝導量 G および潜熱フラックス IE が大きく，日最大で各々約 $450, 400 \text{ W/m}^2$ にまで達している．つまり，a3地点では砂面が乾燥しているため，水蒸気供給量が著しく低下して潜熱フラックス IE が小さくなり，同時に砂中の熱伝達率が低く抑えられることにより熱伝導量 G が小さくなる．一方，albedoは乾燥砂面では相対的に高くなり（今回の場合，日中を通じて約0.2），その結果として反射短波放射量が大きくなるが，熱収支全体での寄与は非常に小さい．けっきょく，ごく表層の砂が加熱されることによって地表面温度が著しく上昇し，その結果，砂面からの射出長波放射量および顕熱フラックス H が増大することによって，乾燥砂面でのフラックスの収支バランスが成立することになる．

以上の結果から，乾燥砂面は，この大きな顕熱フラックス H によって地表面付近の大気を加熱しており，同時に，大気への水蒸気フラックスに関連する潜熱フラックス IE がほぼゼロとなることによって，大気の乾燥化にも大きく寄与していることを定量的に明らかにすることができた．

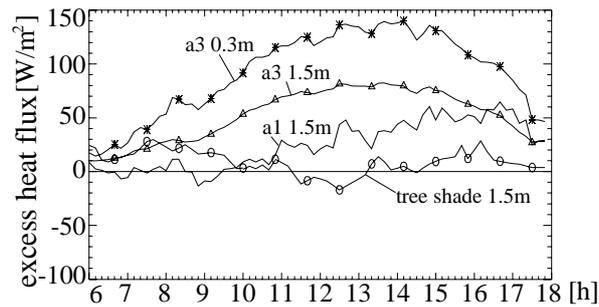


図-2.5 砂浜上各地点でのEHF値の日内変化（ただし，a1,a3は図-2.1, 2.2で示された観測ポイントに対応している．tree shadeは砂浜背後の海岸林内部での値を表す．）

(4) 微気象観測データに基づく温熱環境解析

アメニティ環境としての海岸空間を，微気象および温熱環境面から評価することを試みる．本研究では，建築・生気象分野において活発な議論がなされている「温熱環境指標」を空間評価尺度として用いる．これを用いることの最大の理由は，物理的な外的因子である種々の微気象特性を，人体表面での熱フラックスの収支を考えることにより，統合された一本のパラメータとして空間評価が行える点にある（詳細については灘岡ら，1994bのほか，ASHRAE，1993；Gagge *et al.*，1986などを参照）．この温熱環境指標は本来屋内空間を主たる評価対象としており，環境変動の大きい屋外空間での検討例は少なく，計算を含めるとBurt *et al.*（1986），中村・平岡（1986a），石井ら（1988），神田・土屋（1995）などの数例があるだけである．

屋外空間，特に夏季海浜では，風速・放射・発汗などの人体の生理的な応答などの因子を総合的に考慮して評価するべきであると考えられる．そこでここでは，Fanger（1970）によって示された，人体熱収支の立場より温熱環境を評価する基本的な枠組みから，人体の熱平衡状態の前提を外し（中村・平岡，1986a），平衡状態からの残差を表わす熱フラックスを屋外の温熱環境指標として採用した．この残差フラックスは，一般に「熱負荷」と呼ばれている（中村・平岡，1986a；神田・土屋，1994）が，本来，人体の熱的応答も含んで決まるフラックスを「熱負荷」と呼ぶことには若干問題があるので，ここでは人体余剰熱フラックス（EHF：excess heat flux）と呼ぶ．EHFは気温・湿度・風速・放射・着衣量・代謝量を統合して屋外温熱環境を評価する指標の一つであり，以下のように算出される．

$$EHF = Rn_{man} + M - H_{man} - IE_{man}$$

ここに， Rn_{man} ：人体に入射する正味放射量， M ：代謝量， H_{man} ， IE_{man} ：人体からの顕熱損失量および潜熱損失量であり，全て熱フラックスである．

EHF値では，気温・湿度・風速の影響は主に顕熱・潜熱項に，放射の影響は主に人体表面での放射収支項に各々反映されることになる（備考参照）． $EHF > 0$ のときは，ある上限値を越えると，人体は生理機能による体温調節ができずに，熱的なストレスを感じている状態を表す．逆に $EHF < 0$ のときは，ある下限値までは熱的なストレスはゼロであり，熱的に中立な状態を表す．この中立状態の上下限値は官能試験などに対応づけて決定していく必要があるが，ここでは便宜的に， $EHF = 0$

を中立状態の上限値としている。

ここでは、人体条件として、簡素な夏服着衣 (0.3clo)、安静座位 ($1.0\text{met}=58.2\text{W/m}^2$) の条件を与えて、*EHF* 値を算出した結果について考察する。図-2.5は、砂浜上各地点での*EHF* 値の日内変化を示している。*EHF* 値が最も高いのは、砂浜中央a3地点の高さ0.3m (座位に相当) での値であり、同地点高さ1.5m (立位に相当) での値よりも最大で70~80 (W/m^2) も大きくなっている。一方、汀線近傍のa1地点では、ほとんどの時間帯でa3における値よりも小さく、特に午前10時以前は木陰よりも熱的な中立状態に近いことを示している。すなわち、冷涼な海風に対する砂面の加熱・乾燥効果は内部境界層の発達形で現れるが、そのことは人間の暑熱感に関連する*EHF* 値の空間分布特性にも密接に関与し、汀線近傍で比較的冷涼な海風は、砂面上を吹送するにつれて、また地表面に近いほど*EHF* 値を増大させる。つまり、人間の暑熱感が急激に変化するスケールは内部境界層厚と同程度であることが推察される。

ここでは、夏季海岸空間評価の一手法として、温熱環境指標*EHF* による解析を行った。その結果、夏季の海岸空間、特に砂浜上の内部境界層内の空間は、温熱環境の面から見るとむしろ暑熱感の著しい空間であり、そこでは人間は環境から大きなストレスを受けることになるものの、海からの冷涼な風を直接感ずることのできる汀線近傍や砂浜背後地の木陰などは比較的暑熱感が緩和されていることが明らかとなった。このように、海岸空間は砂浜を中心とした比較的狭いスケールの範囲で温熱環境上、*EHF* 値の大きなコントラストを持つところに特徴がある。

海岸空間の温熱環境に関して得られた以上のような知見は、天蓋・木陰といった日射光の遮蔽要素の適切な配置、さらには通風に関わる植生配置、芝生等による地表面条件の制御などの、具体的な植栽計画などを通じて、海岸空間デザインに直接反映させることができるものと考えられる。

2.3 海岸微気象および温熱環境に関する数値モデルの構築

(1) 緒論

微気象観測および温熱環境解析から得られた以上の知見、つまり砂浜直上の空間が温熱環境からみて*EHF* 値が著しく大きいことは、海岸空間全体のアメニティ環境形成において、必ずしも負の要素となることを意味するわけではない。むしろ、砂浜空間を取り囲む水域や植生帯などの存

備考) 本研究で定義した *EHF* は人体の熱的非平衡性を考慮した屋外用温熱感指標の一つであるが、人体熱収支式各項の算出過程において、人体表面温度や濡れ面積率(湿り度)などの同定に Gagge *et al.* (1986) の 2-node モデルを用いている。この 2-node モデルは、屋内温熱環境評価に用いることを前提としているため人体の熱的平衡性を仮定しており、そこから求まる人体生理パラメータを *EHF* 中に直接用いることには若干の問題があった。しかしながら、本研究の発表後、*EHF* と同様な考え方に基づいた屋外用温熱感指 (*VTL*) が提案された(神田ら、土木学会論文集, No.545/II-36, pp.1-10, 1996)。*VTL* では人体のコア温度および皮膚温度が一定という仮定を用いることによって、人体生理過程を湿り度に集約させて、さらに湿り度に対して実験式を与えているため、人体生理パラメータの同定に熱的平衡性の仮定が入り込まないという点に大きな特徴がある。そこで、この *VTL* を用いて砂浜上各点における温熱感指標値の時系列変化を試算したところ、*EHF* による結果とほぼ同様の傾向が見られ、内部境界層内外において温熱感指標値に明確なコントラストが形成されていることが確認された。ただし、*VTL* の方が *EHF* よりも濡れ面積率が大きめに算定されて皮膚潜熱損失が大きくなるため、その値は *EHF* と比較して 10~30%程度小さくなる傾向にあった。つまり、*VTL* よりも値が若干大きく算出されることに注意すれば、*EHF* を用いて温熱環境の空間構造に関する検討を行うことに問題はないものと判断されたため、以下の解析では *EHF* を用いている。

在により，温熱環境的にコントラストの明瞭な空間構造が形成されているところに，海岸空間の持つ面白さや魅力がある，と考えられる．とすれば，そのコントラストの程度，空間分布構造をどのように演出し，デザインしていくか，ということが空間デザインの重要な課題として浮かび上がってくる．

この課題に具体的に取り組んでいくには，デザイン支援ツールとして，このような水域・砂面・植生帯等が存在する空間での微気象，温熱環境を定量的に表現することのできる「温熱環境シミュレータ」を構築することが不可欠となる．

そこで本章では，海風の運動や内部境界層の発達，砂面による海風の加熱・乾燥のプロセスを数値モデルにより再現し，さらに，最終outputとして人体余剰熱フラックス E_{HF} を算出し，夏季海浜の温熱環境を空間的に捉えることを可能にする，「温熱環境シミュレータ」を構築することを試みる．

(2) 海岸微気象数値モデルに関する既往の研究

海岸の大気環境についての研究は，例えば，吉門（1990），Kimura and Takahashi（1991）などの多くの研究者によって，数値計算を主体に行われている．しかし，それらはいずれも，いわゆる海陸風スケール（水平スケールで10～100km）の局地循環風を主な対象にしており，本研究で対象とするような，人間スケール（1.0～数100m）の微気象に関する計算例はほとんどない．海岸工学の分野でも，仲座ら（1993）が海風による飛沫海塩粒子の拡散特性を検討しているが，微気象という観点からの検討がなされた例はない．

一方，ヒートアイランド問題を対象とした，都市気象に関する研究では，ここで対象とするスケールと同程度での計算が行われている．例えば，中村・平岡（1986b）はストリートキャニオンの蓄熱効果に着目し， $k-\epsilon$ 2方程式モデルによる数値実験を行ない，構造物の壁面温度などを定量的に評価している．中村・平岡（1986a）はさらにキャニオン内に円筒で近似した人間がたたずむ場合の人体の熱負荷についての検討も行っている．また，武若ら（1993a，1993b）は，都市内に存在する水面（河川）の大気冷却効果に着目した実測を行い，静力学平衡を仮定した境界層方程式を用いた数値シミュレーションによる再現計算を行っている．植生帯を有する場の微気象は，神田・日野（1989）などによって数値計算がなされている．

(3) 海岸微気象を記述する数値モデルの概要

a) 基礎方程式系

実際の海浜の微気象・温熱環境は，バームや後浜の防風・防潮堤などの地形の影響，日射減衰・散乱効果や運動量・熱・水蒸気のsink・sourceとしての植生帯の存在が本質的に重要となる．本研究では，将来的に3次元計算を行うことを想定して，これらの要素を定量的かつ簡便に取り扱い，計算機負荷の少ない数値モデルを構築することを目指す．その際，観測で得られた熱移動の素過程に関する知見・データを可能な限り用いることにする．ただし，ここでは汀線方向に現象はほぼ一様であるとして，2次元計算を行う．

大気の運動は非圧縮流れとして取り扱い，温度変化の効果に関しては非弾性平衡を仮定してBoussinesq近似を用いる．また，ここでは圧力場に関する静力学的平衡（primitive equation）を仮定しない．つまり，本数値モデルでは鉛直スケールの運動を無視せずに記述する．これは，計算対象領域において，浮力による小規模対流，粗度急変部，バームなどの地形，植生帯などを取り

扱う必要があるためである。以上により，大気の運動を記述する運動量保存式は次の式(2.1)で表現される。また，質量保存式は式(2.2)，熱および水蒸気の移流拡散方程式はそれぞれ式(2.3)，(2.4)のように表される。なお，全ての記号は章末のAppendixにまとめてあるので，参照されたい。

・運動量保存式

$$\frac{Du_i}{Dt} = -\theta_0 \frac{\partial \pi}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_m \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) - C_m S U^2 \frac{u_i}{|U|} \quad (2.1)$$

・質量保存式

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (2.2)$$

・熱の輸送方程式

$$\frac{D\theta}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial x_i} \right) + \kappa_\theta |U| S (\theta_{leaf} - \theta) \quad (2.3)$$

・水蒸気輸送方程式

$$\frac{Dq_v}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_q \frac{\partial q_v}{\partial x_i} \right) + \kappa_q |U| S (q_s - q_v) \quad (2.4)$$

ただし，式(2.1)，(2.3)，(2.4)中の右辺最終項は，植生の存在する領域でのみ現れる運動量，熱，水蒸気のsink・source項である。熱・水蒸気交換係数 κ_θ ， κ_q は様々な定式化がなされているが，ここでは神田・日野(1989)が用いたものと同様の形を与えた。また，温位と気温，エクスナー関数と圧力にはそれぞれ式(2.5)，(2.6)で表される関係があり，さらに圧力は式(2.7)の状態方程式によって補正している。

・温位と気温の関係式

$$\theta = C_p T / \pi \quad (2.5)$$

・エクスナー関数と圧力の関係式

$$\pi = C_p (p/p_0)^{R_d/C_p} \quad (2.6)$$

・湿潤大気の状態方程式

$$p = \rho R_d T (1 + 0.61 q_v) \quad (2.7)$$

b) 乱流モデル

乱流モデルには、計算機負荷を考慮して、式(2.8)、(2.9)のように勾配拡散型で表現される、Mellor and Yamada (1974) のclosure model level-2を用いた(ゼロ方程式モデル)。ここに、 S_m および S_h は各種の実験結果に基づいて定められた、flux Richardson数 R_f の関数である。このモデルにより、機械的作用による乱れと、熱対流による乱れの生成・抑制効果が同時に考慮される。ここで、混合距離 λ は、本計算で対象とする領域が大気最下層であることから、式(2.10)で与えた。ただし、植生領域中では、Kondo and Akashi (1976) にならい、式(2.11)によって与えた。

・乱流モデル

$$K_m = \lambda^2 \left| \frac{\partial u}{\partial y} \right| S_m(R_f) \quad (2.8)$$

$$K_\theta = K_q = \lambda^2 \left| \frac{\partial u}{\partial y} \right| S_h(R_f) \quad (2.9)$$

・混合距離

$$\lambda = \kappa z \quad (2.10)$$

$$\lambda = \frac{2\kappa^3}{C_m S} (\lambda < \kappa z) \quad (2.11)$$

c) 植生群落内放射環境

植生群落内では、葉による放射フラックスの減衰、運動量および熱のsink作用、水蒸気のsource作用などによって群落内特有の微気候が形成され、しかもこの微気候は木陰にいる人間の温熱感を強く支配している。そこでここでは、植生群落内部の放射フラックスの減衰・散乱を2-streamモデル(Kondo and Watanabe, 1992)によって計算し、このローカルな放射量分布および気象条件を用いて、式(2.12)で表現される葉面熱収支を解くことにより葉面温度 θ_{leaf} を決定し(神田・日野, 1989)、さらに θ_{leaf} から飽和葉面混合比 q_{v_s} を求めた。

・葉面熱収支式

$$Rn_{leaf} - \varepsilon_s \sigma \theta_{leaf}^4 = C_p \rho \kappa_\theta U (\theta_{leaf} - \theta) + l \rho \kappa_q U (q_s - q) \quad (2.12)$$

d) 地表面境界条件

地表面境界条件は以下のように与えた。すなわち、地表面熱収支式(2.13)に基づき、熱収支・水収支が同時に満たされるように地表面温度をimplicitに決定する。ここでは、大気最下層をconstant flux layerとみなし、式(2.13)中の各フラックスをMonin-Obukhov則(式(2.13)~(2.23))

で与えた。普遍関数には，大気が不安定成層時は式(2.24)を，安定成層時は式(2.25)を用いた。Monin-Obukhov則は本来，十分発達した境界層内において成立する理論であり，境界層の発達過程を表現するには少なからず問題があるが，これに代わる普遍的かつ有効な手段が存在しないため，ここでは地表面近傍において，局所的にMonin-Obukhov則の成立を仮定した。

・地表面境界条件 (Monin-Obukhovの相似則)

$$R_{net} = H + LE + G \quad (2.13)$$

$$R_{net} = S_d - S_u + L_d - \varepsilon \sigma \theta_s^4 \quad (2.14)$$

$$H = -\rho C_p U^* \theta^* \quad (2.15)$$

$$E = -\rho U^* q^* \quad (2.16)$$

$$\tau = -\rho U^{*2} \quad (2.17)$$

$$\frac{\kappa U}{U^*} = \int_{\zeta_{0m}}^{\zeta} \frac{\phi_m(\zeta')}{\zeta'} d\zeta' \quad (2.18)$$

$$\frac{\kappa(\theta - \theta_s)}{\theta^*} = \int_{\zeta_{0h}}^{\zeta} \frac{\phi_h(\zeta')}{\zeta'} d\zeta' \quad (2.19)$$

$$\frac{\kappa(q - q_s)}{q^*} = \int_{\zeta_{0e}}^{\zeta} \frac{\phi_h(\zeta')}{\zeta'} d\zeta' \quad (2.20)$$

$$\zeta = z/L \quad (2.21)$$

$$L = \frac{\Theta_0 U^{*3}}{\kappa g (-U^* \theta^*)} \quad (2.22)$$

$$\zeta_{0m} = z_{0m}/L, \zeta_{0h} = z_{0h}/L, \zeta_{0e} = z_{0e}/L \quad (2.23)$$

・普遍関数の関数形

$$\text{unstable} (\zeta < 0) : \phi_m(\zeta)^2 = \phi_h(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/2} \quad (2.24)$$

$$\text{stable} (\zeta \geq 0) : \phi_m(\zeta) = \phi_h(\zeta) = 1 + 7\zeta \quad (2.25)$$

ここで，地表面での地中伝導熱量は式(2.26)の熱伝導方程式を解くことによって与えた。この時，土壌系は鉛直1次元で各断面20層，深さ50cmまで計算を実施した。

・土壌温度に関する熱伝導方程式

$$\frac{\partial}{\partial t} (C_\rho T_s) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \quad (2.26)$$

また，地表面での混合比は，本来は土壌の水蒸気・液体水の移動を解くことにより決定されるべきであるが，ここでは簡単に，いわゆる α 法（竹内・近藤，1981）によって，地表面での相対湿度を観測値から与えた．

e) 人体熱収支計算

本数値モデルでは，2.2.(4)で論じた，風速・放射・気温・湿度・人体条件を総合的に考慮することのできる温熱環境指標 EHF をモデル中に組み込むことを試みた． EHF は人体熱収支式(2.27)によって計算され，しかも式中の各項は，その大半が，

$$\text{flux} = k C_f U (S_{c_1} - S_{c_2})$$

という形で与えられるので，気象モデルによって計算された風速・気温・湿度は， EHF を算出する際に陽的に用いられることになる（ここに， k ：比熱などの定数， C_f ：交換係数， U ：スカラー風速， S_c ：気温・水蒸気分圧などのスカラー量）．

・人体熱収支式

$$EHF = Rn_{man} + M - H_{man} - IE_{man} = Rn_{man} + M - (H_{res} + H_{sk} + IE_{res} + IE_{sk} + IE_{sw}) \quad (2.27)$$

ただし，放射項 Rn_{man} は，観測された全天日射量を直達成分と散乱成分に分離（例えば，日本建築学会，1982）した後，これらを含む入力放射フラックス，および計算された地表面温度などを用いて，式(2.28)のように推定した．

・人体への正味放射量

$$Rn_{man} = (1 - \alpha_{man}) \left(S_{DN} / 4 + S_{SH} \psi_{sky \rightarrow man} + \sum_i \alpha_i S_i \psi_{i \rightarrow man} \right) + \varepsilon_{man} \left(L_d \psi_{sky \rightarrow man} + \sum_i \varepsilon_i \sigma \theta_s^4 - \sigma \theta_{man}^4 \right) \quad (2.28)$$

2.4. 夏季砂浜海岸微気象の数値計算

(1) 計算条件

以上で構築した数値コードによる計算値を，現地観測データと比較することにより，本モデルの妥当性を確認する．図-2.6に示される計算格子を用いて，冷涼な海風が砂面上で加熱され，植生帯によって冷却される様子を再現する．計算領域は水平方向に250m，鉛直方向に30mを取っており，計算格子は地表面付近および大気・植生境界域に集中させるとともに，地形に沿った一般曲線座標系を用いて，不等間隔の100×40meshで解像した．最小の計算格子は水平方向が植生流入部での0.5m，鉛直方向が地表面付近および植生上端での0.1mである．地表面付近に集中している

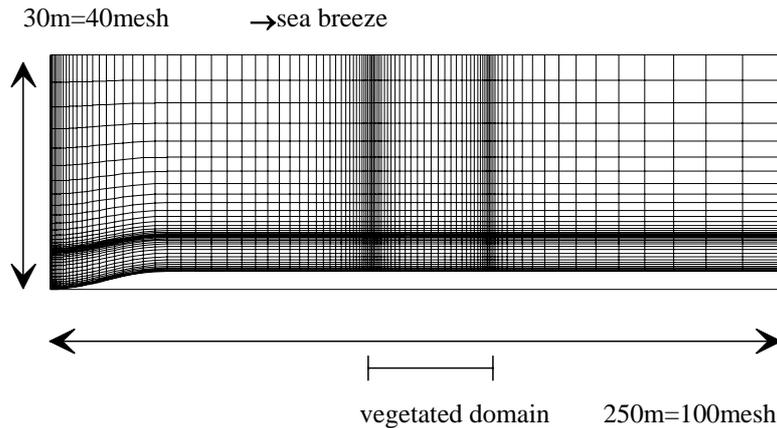


図-2.6 計算格子分割(不等間隔で100×40meshによって解像. 最小の計算格子は水平方向が0.5m, 鉛直方向が0.1m. 観測結果との比較のため, 以下では地表面付近(200m×10m)での計算値を示す)

表-2.1 計算条件

	a1	a3			
time	α [%]	α [%]	L_d [W/m ²]	S_d [W/m ²]	z_{0m} [m]
6:00	87.6	68.9	435.7	237.1	0.0015
7:00	86.3	55.2	430.8	429.1	0.0016
8:00	86.0	43.8	428.9	612.6	0.0020
9:00	86.9	37.2	424.8	757.5	0.0019
10:00	87.2	35.0	426.5	857.2	0.0026
11:00	87.5	32.2	429.5	914.6	0.0017
12:00	87.7	32.6	432.5	897.5	0.0019
13:00	87.8	33.5	424.1	820.2	0.0021
14:00	85.6	39.3	415.3	691.5	0.0032
15:00	87.1	47.3	425.3	523.8	0.0032
16:00	87.8	56.7	439.7	330.7	0.0028
17:00	89.4	69.5	430.7	142.1	0.0013

観測結果との比較を容易にするため, 以下では地表面付近(200m×15m)での計算値を示す. 時間積分は計算がほぼ定常に達するまで行い, 入力条件を更新して1時間後の計算をする, という手順で行った. 計算は東京工業大学計算機センターのCRAY-C916を用い, すべての物理量がほぼ定常に達するまでの計算時間は, CPU-timeで約420sであった.

(2) 初期条件および境界条件

計算条件を表-2.1に示す. 風上側の海面, あるいは汀線付近に相当する領域において, 平衡に達した風速・温位・混合比の海風が進入してくる観測時のケースを考慮し, 最上流側の観測点における1時間平均値の各物理量の鉛直分布を対数曲線でfittingした滑らかな曲線を与えた. また, 放射条件(S_d, L_d), 地表面での粗度高さ, および地表面相対湿度 α は観測時の各時刻での一時間平均値を, albedoは日中を通じて一定値(=0.2)を与えた. 植生群落内では, 熱伝導方程式中の土壤の熱伝導率・熱容量が不明であるため, 土壌温度は解かず, G を地表面での R_n (: R_{net} から射出

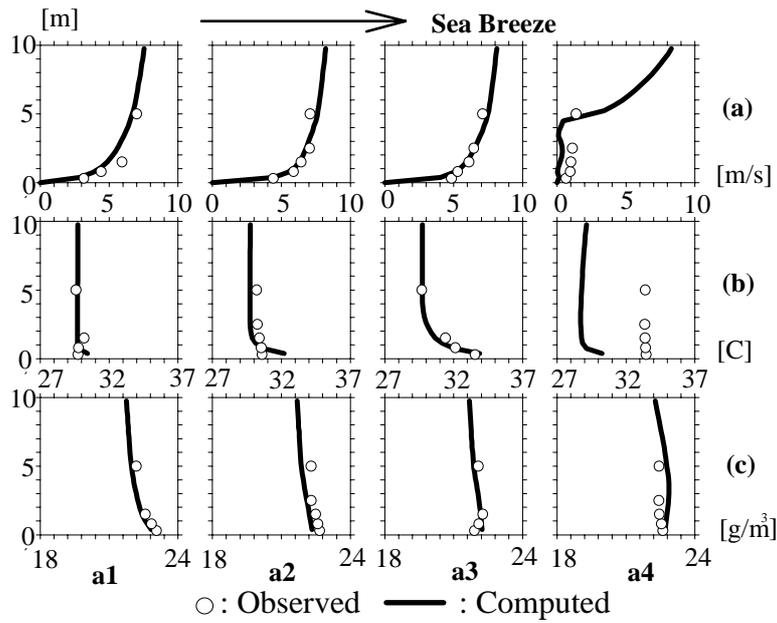


図-2.7 各観測ポイントにおける、(a)風速、(b)気温、(c)絶対湿度の鉛直分布の計算値と観測値との比較 (12時)

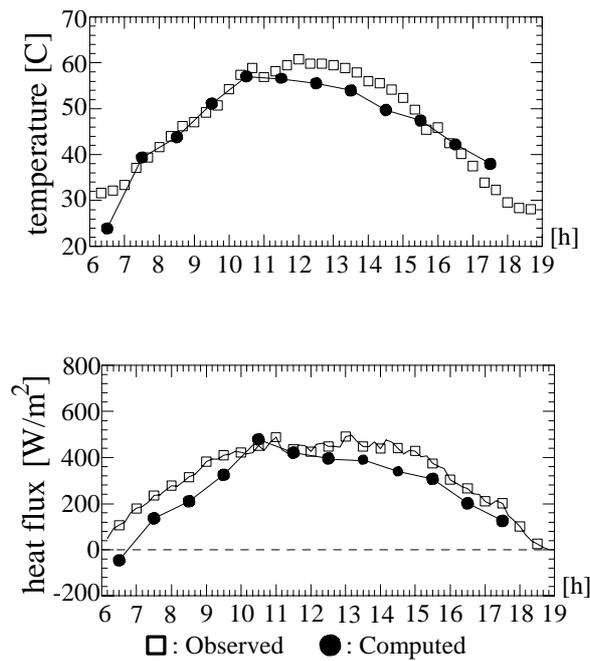


図-2.8 a3地点での地表面温度の日内変化(上)と顕熱フラックスの日内変化(下)に関する計算値と観測値の比較

長波フラックスを差し引いた入力有効放射量)の10%として与えた。また、植生の葉面積密度は一定値、 $1.0 (\text{m}^2/\text{m}^3)$ とした。

境界条件は、風速に関して、上流端で観測値を強制的に流入させた。下流端では開放条件を与えた。地表面では2.3.(3).d)で述べたように、Monin-Obukhovの相似則から求まる底面せん断力 τ

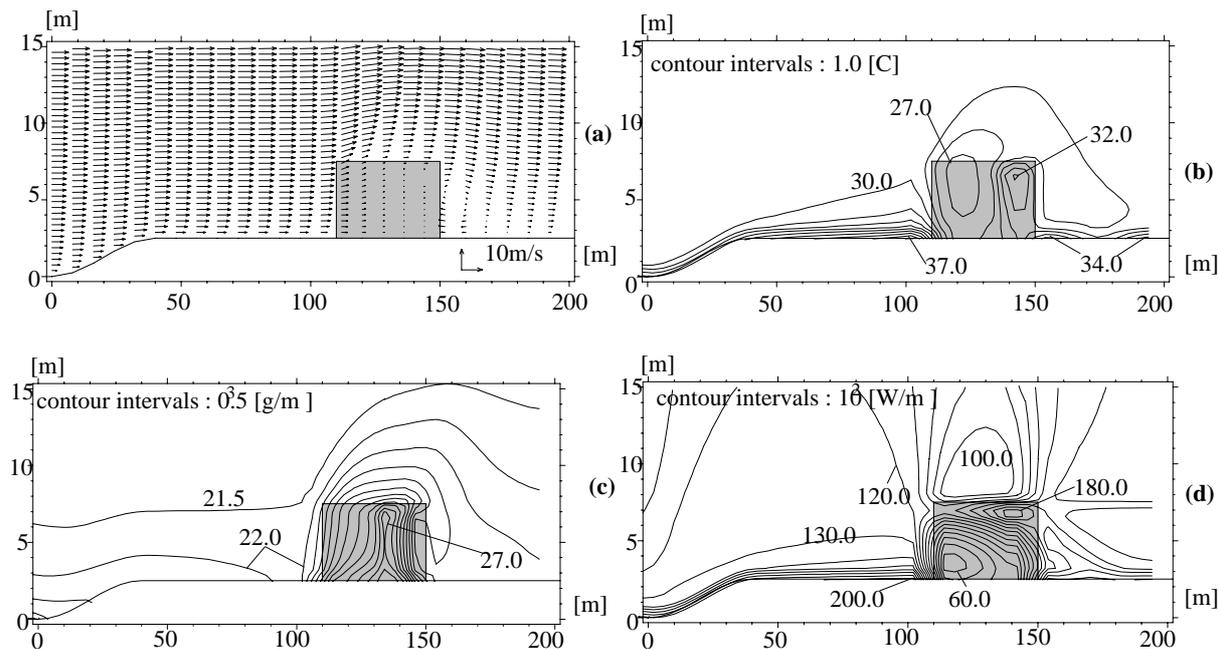


図-2.9 午後12時における観測データを用いた再現計算による(a)風速,(b)気温,(c)絶対湿度,(d)温熱環境指標EHFの空間分布(ハッチを施した箇所は、植生領域を表す。)

を用い、壁面法則によって与えた。また、上端ではfree-slip条件を与えた。上端の条件により観測時の流況とマッチしなくなることが懸念されたが、鉛直方向に領域を大きく(ここでは30m)取ることによって回避された。熱・水蒸気についての境界条件は上流側で観測値に固定、下流端および上端では開放条件、また、地表面ではMonin-Obukhovの相似則により求まる底面摩擦温位・摩擦混合比を用いて壁面法則によって与えた。土壌温度は、土壌下端で開放とした。

(3) 計算結果および考察

a) 海浜上での観測結果との比較

図-2.7は午後12時台における観測データの鉛直分布と、同時刻での計算値を比較した図であり、上から順に風速・気温・水蒸気量(絶対湿度)を表している。植生帯直背後の剥離領域を除いて、観測時の微気象が精度よく再現されている。また、図-2.8上は砂浜中央部(a3地点)での地表面温度の日内変化、図-2.8下は同地点での顕熱フラックスの日内変化について、観測値と計算値とを比較したものである。これを見ると、両者とも観測値との良好な一致が得られていることがわかる。

b) 植生帯を含む海浜上の風速・気温・水蒸気量・温熱環境指標EHFの空間分布

次に、午後12時での微気象・温熱環境諸量の空間分布に関する計算結果を図-2.9に示す。まず風速ベクトル図(図-2.9(a))を見ると、地表面付近に内部境界層が発達し、植生領域で減衰および上昇した後、植生背後で剥離している。この剥離領域内では逆流が生じており、30mほど流下した地点で再付着している。この剥離領域内では地表面に拘束された強制対流ではなく、植生高さスケールでの大きな混合が起きているため、本計算の乱流モデルの枠組みでは流況を再現でき

ていない。

図-2.9(b)は同時刻での気温のコンター図である。日射量がほぼピークに達した時間帯であることから、顕熱・潜熱輸送で十分熱を大気中に輸送しきれないため地表面温度が上昇しており、温度境界層の発達が見られ、その発達高さは砂浜最奥部では約2mにまで達している。これに伴い地表面付近の温度が強い勾配を持つようになっている。植生群落内部では葉によって地表面での純放射量が低減するため、地表面温度は低く抑えられる。また、植生前部は風速シアによる潜熱放出のため、気温が低くなる。しかし、流下するにつれて風速が減少し、ひいては葉面での潜熱放出が減少するため、高温度領域が植生層内後方に形成されている。

図-2.9(c)は同時刻での絶対湿度のコンター図である。汀線から流下するにつれて砂浜上での水蒸気量が小さくなっており、2.2.(2)で論じた砂面の乾燥効果に関わる水蒸気境界層の発達が確認される。植生内部では水蒸気量が砂浜よりも大きく現われているが、これは植生の蒸散作用によるものと考えられる。

図-2.9(d)は同時刻の計算結果を用いて算出される、*EHF*の空間コンターである。*EHF*は汀線近傍ほど小さく、地表面付近ほど大きいという、現地観測時の*EHF*の水平および鉛直分布構造を再現している。また、砂浜中央では立位で約130 (W/m^2)、座位で約180 (W/m^2) という値を示している。また、木陰空間では概ね60~100 (W/m^2) 程度を示しており、その上、鉛直方向には極端な勾配がついていない。

2.5. 海浜構造改変に伴う温熱環境変化に関する数値シミュレーション

ここでは、本章において構築した、「温熱環境シミュレータ」を海岸空間デザイン支援ツールの一つとして位置づけ、これを用いて様々な状況（地表面被覆状態、植生配置）での海岸温熱環境をシミュレートすることにより、海浜性状の改変に伴う温熱環境の変化を定量的に議論することを試みる。

具体的には、ここでは、植生群落前面に芝張りを施すことによって浜幅を変えた場合、および、海岸林を構成する植生種を変えた場合（松 椰子）の2ケースに対して、シミュレーションを行った。

(1) 浜幅改変による海岸温熱環境変化に関するシミュレーション

a) 計算の概要

計算対象は、2.4.と同一規模の海浜を想定した、250m×30mの2次元的な領域とし、ここではこのうちの200m×15mの領域を出力結果として示す。計算条件としては、先の2.4.での計算条件に対して、約110mの砂浜部の陸側半分には芝張りすることにより、砂浜の幅を55mとしたケースを設定した。

また、芝生表面上での条件は、芝生が十分繁茂している状況を想定して、武若ら（1993a）のデータを参考に決定した。これらを表-2.2に示す。その他の条件は2.4.での計算（以後検証計算と呼ぶ）と同一である。計算領域の設定は図-2.10に示す通りである。

b) 計算結果および考察

汀線に進入した海風は、内部境界層の発達を伴いながら植生帯へと流下していく（図-2.11(a））。

表-2.2 計算条件

time	α [%]	Albedo	z_{0m} [m]	z_{0h} [m]
12:00	65.0	0.26	0.017	$z_{0m} \times 0.01$

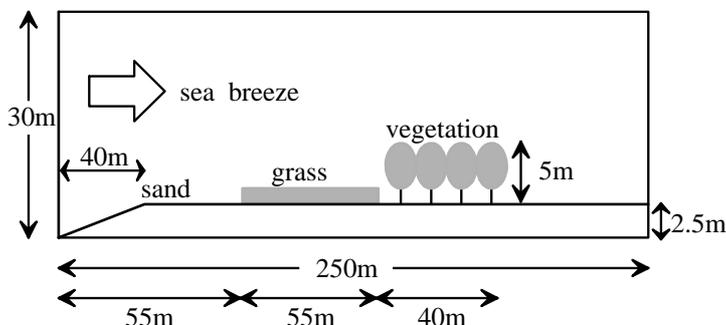


図-2.10 午後12時における観測データを用いた、浜幅変更および芝張りの場合の温熱環境シミュレーションの概要。

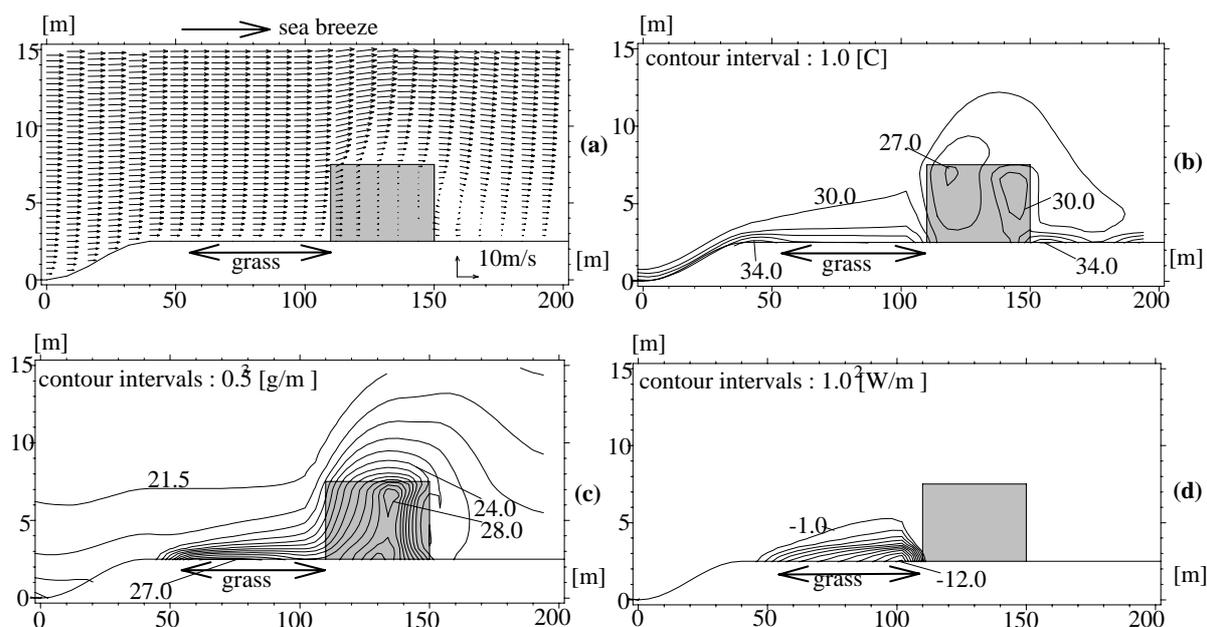


図-2.11 午後12時における観測データを用いた、浜幅変更および芝張りの場合の温熱環境シミュレーションによる風速,(b)気温,(c)絶対湿度,(d)温熱環境指標EHF(ただし、図-2.9(d)の検証計算値と予測計算値との差)の空間分布。ハッチを施した箇所は、植生領域を表す。

植生帯前縁部では、検証計算と同様に上昇流が生じている。また、植生背後ではやはり剥離領域が存在する。図-2.11(b)の温度コンターを見ると、芝生面での地表面温度が砂面と比較して、大きく低下している。これは芝生の蒸発散による潜熱放出のためと考えられ、熱収支バランスからは低い地表面温度が算出されている。

また、逆に芝生の蒸発散作用は極度な水蒸気sourceとなっている(図-2.11(c))。しかし、大気

表-2.3 計算条件

time	albedo	G [W/m ²]	z_{0m} [m]	z_{0h} [m]
12:00	0.30	$R_n \times 0.1$	0.017	$z_{0m} \times 0.01$

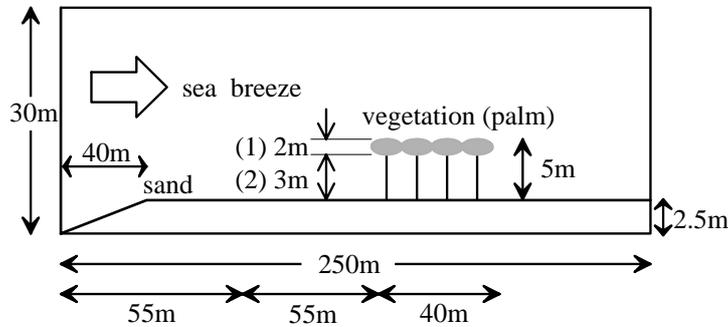


図-2.12 海岸林植生種を改変した場合のシミュレーションの概要．図中の(1)は葉の部分，(2)は幹部分を表している．

中に供給された水蒸気は，そのほとんどが植生群落内にとらわれており，植生背後の剥離領域はあまり高い値を示していない．

次に，以上の計算結果を用いて算出されるEHFの空間分布を示す．ただし，比較しやすくするため，図-2.11(d)では，検証計算での値とここで示している値との差を示している．これを見ると，芝生上では観測時のケースよりも芝面上で最大12.0 (W/m²) 低下しているものの，EHF値の低下量は比較的小さい．これは，地表面温度の低下に伴う気温の低下による人体からの顕熱損失量の増加と，湿度の上昇による潜熱損失量の減少とがキャンセルしあうためと考えられる．

このように，海浜の一部を芝生で覆うと，温度環境的に緩和された空間となるものの，芝生からの蒸発散が活発な場合には，砂面の場合とあまり変わらない温熱環境指標値を示した．以上のことから，潜熱放出を伴う地表面条件の改変は，直接的な温熱環境の改善に寄与するとは限らないことが推察される．

(2) 植生種の違いによる海岸温熱環境変化に関するシミュレーション

a) 計算の概要

幕張人工海浜では，砂浜背後の防風林帯は主として松系の植生群落が形成されている．松系植生は海岸植生としては極めて一般的であり，幹部分が短く，風の遮蔽効果が高い．しかし，昨今では特に人工海浜において，主に景観的な要請から，葉が少なく，したがって眺望が確保しやすい椰子系の植生種を用いるケースも増えている．椰子は防風林としての機能は松よりも劣るが，温熱環境的な役割は調べられていない．そこで本節では2.4.での検証計算の条件に対して，仮に松系植生を椰子系植生種に置換した場合の温熱環境特性の変化を予測することを試みた．

ここでは，砂浜長110mの海浜背後に40mの区間にわたって椰子系植生が繁茂している状況を考える．そのモデルとしては，図-2.12に示すように，地表面から3mまでを幹部分（葉面積密度0.1

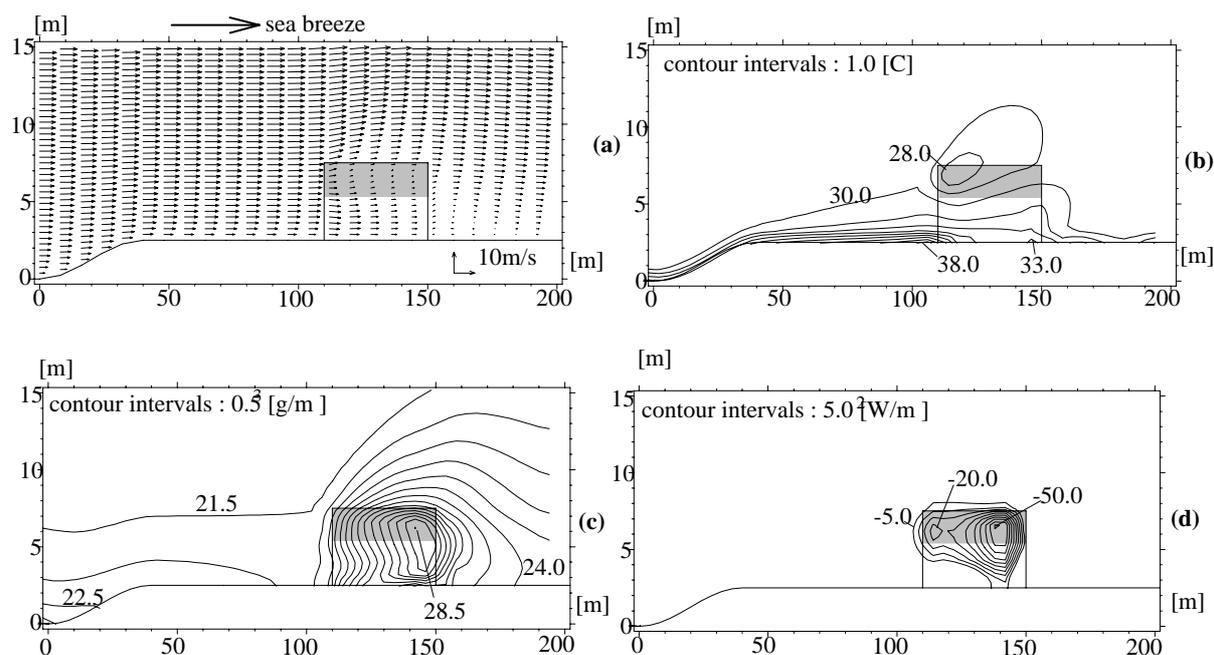


図-2.13 午後12時における観測データを用いた、海岸林植生種を椰子に変更した場合の温熱環境シミュレーションによる (a) 風速, (b) 気温, (c) 絶対湿度, (d) 温熱環境指標EHF (ただし、図-2.9(d)の検証計算値と予測計算値との差)の空間分布。ハッチを施した箇所は葉を表す。

(m^2/m^3), 気孔なし=蒸発散なし), 3m~5mの区間を葉部 (同 $1.0 (\text{m}^2/\text{m}^3)$, 気孔あり) として与えた。植生帯下部での計算条件は、表-2.3に示す通りである。

b) 計算結果および考察

図-2.13(a)の風速ベクトル図を見ると、椰子系植生内では、幹部分に相当する箇所（ハッチを施していない部分）での風速が、2.4.での検証計算よりも大きくなっている。群落内では流下するにしたがって運動量欠損が著しくなり、後縁部での風速は 1m/s に満たない。また、植生背後では、やはり剥離領域が存在しているものの、その規模は検証計算結果と比較して小さい。図-2.13(b)の温度コンターを見ると、砂面の履歴を若干受けているものの、椰子系群落下部での地表面温度が砂面でのそれと比較して著しく低下している。これは、群落下部での通風効果により、松系の場合よりも顕熱、潜熱輸送が活発になったためと考えられる。このため、松系の場合よりも地表面での受熱放射量は大きいにも関わらず、群落内の気温および地表面温度はかなり低い。また、大きな風速シアは大きな潜熱輸送を生じさせ、椰子葉面は逆に水蒸気sourceとなっている(図-2.13(c))。椰子系群落内下部ではこのような現象が顕在化しており、砂浜上と比較して $1.5 (\text{g}/\text{m}^3)$ 程度の過大な水蒸気を大気に供給している。しかし、大気中に供給された水蒸気は、そのほとんどが植生群落内においてトラップされている。

EHFを計算し、前節と同様に検証計算結果と比較する(図-2.13(d))。これを見ると、椰子系群落内部では、特に下流側上部において顕著なEHFの低下が見られ、その低下幅は最大で $50.0 (\text{W}/\text{m}^2)$ にまで達している。

以上のようなことから、通風のよい椰子系の植生は日射の遮蔽効果とあいまって、温熱的に快

適な背後地空間を創出するツールとなり得ると考えられる。

2.6. おわりに

以下に本章で得られた主要な結論を示す。

- (1) 夏季砂浜海岸では、内部境界層の発達を伴う形で大気に対する砂面の顕著な加熱・乾燥効果が現れ、しかも、内部境界層内外で温熱環境的にコントラストの強い空間構造を形成する。
- (2) このような特性を持つ夏季砂浜海岸の気象場を数値モデルによって再現し、さらに人体温熱環境指標を最終出力とする、「温熱環境シミュレータ」を構築した。
- (3) 砂浜上の風速・気温・水蒸気量の空間分布や、地表面温度・顕熱フラックスの時間変動などの計算結果が、植生帯直背後を除いて観測値を良好に再現できたことから、「温熱環境シミュレータ」の妥当性が検証できた。
- (4) 温熱環境シミュレータを用いて、2ケースの海浜性状に対する微気象および温熱環境の特性を検討した。その結果、砂面の一部を芝生で覆うと温度環境的には緩和されるものの、蒸発散による潜熱放出により、総合的な人体の温熱環境に対しては大きな変化は与えない、通風効果の高い椰子系の植生は、日射の遮幣効果とあいまって、暑熱感の緩和された空間を創出する、という結果を得た。

Appendix: List of Symbols

x_i : 水平方向 (x) および鉛直方向 (z) 座標 [m]	クス [W/m^2]
t : 時間 [s]	S_d, S_u : 日射量・反射短波放射量 [W/m^2]
u_i : i 方向流速 [m/s]	L_d, L_u : 大気放射量, 射出長波放射量 [W/m^2]
θ : 温位 [K]	ε, α : 地表面射出率, albedo
q_v : 混合比 [g/kg]	σ : Stefan-Boltzmann定数
π : エクスナー関数 [hPa]	ϕ_m, ϕ_h : 普遍関数
K_m, K_θ, K_q : 渦動粘性係数, 熱・混合比の乱流拡散係数 [m^2/s]	L : Monin-Obukhov無次元長さ
S : 葉面積密度 [m^2/m^3]	Θ_0 : 場の平均温位
$ U $: スカラー風速 [m/s]	$z_{0m} \cdot z_{0h} \cdot z_{0e}$: 運動量・熱・水蒸気量の粗度長[m]
κ_θ, κ_q : 葉面 - 大気間の熱および混合比交換係数	$\theta_s \cdot q_{vs}$: 地表面温位 [K], 地表面比湿 [g/m^3]
p : 気圧 [hPa]	T_s : 土壌温度 [K]
p_0 : 標準気圧 (=1000[hPa])	C_p : 砂の体積熱容量 [$J/cm^3/K$]
R_d : 大気の気体定数	λ_s : 砂の熱伝導率 [$W/cm/K$]
C_p : 空気の定圧比熱	$Rn_{man}, M, H_{man}, IE_{man}$: 人体に入射する正味放射量, 代謝量, 人体からの顕熱損失量および潜熱損失量 [W/m^2]
ρ : 空気の密度 [kg/m^3]	H_{res}, IE_{res} : 呼吸による顕熱, 潜熱損失量 [W/m^2]
R_f : flux Richardson数	H_{sk} : 皮膚からの顕熱損失量 [W/m^2]
S_m, S_h : R_f の実験関数	IE_{sk} : 不感蒸泄量 [W/m^2]
ρ_s : 葉の密度 [kg/m^3]	IE_{sw} : 発汗による潜熱損失量 [W/m^2]
ε_s : 葉の射出率 (=1.0)	S_{DN}, S_{SH}, S_i : 法線面直達日射量, 水平面散乱日射量, 面要素 i からの短波放射量 [W/m^2]
C_m : 葉面の抵抗係数 (=0.5)	$\varepsilon_{man}, \varepsilon_i, \alpha_{man}, \alpha_i$: 人体および面要素 i のalbedo, 射出率 ($\varepsilon_{man}=0.95, \alpha_{man}=0.4$)
θ_{leaf} : 葉面温度 [K]	$\psi_{A \rightarrow B}$: 要素Aから要素Bを臨む形態係数
q_s : 葉温での飽和比湿 [g/m^3]	
l : 水蒸気の気化潜熱	
U^*, θ^*, q^* : 摩擦速度 [m/s]・摩擦温位 [K]・摩擦混合比 [g/kg]	
R_{net}, G, H, IE : 地表面での純放射フラックス, 地中伝導熱量, 顕熱フラックス, 潜熱フラッ	

参考文献

- 石井明夫・片山忠久・塩月義隆・吉永久雅・安部嘉孝：屋外気候環境における快適感に関する実験的研究，日本建築学会計画系論文報告集，Vol.369，pp.12-21，1988.
- 神田 学・土屋信夫：微気象観測に基づいた屋外における人体の温熱環境解析，土木学会論文集，No.509/II-30，pp.35-44，1995.
- 神田 学・日野幹雄：大気-植生-土壌系モデル（NEO SPAM）による数値シミュレーション，水文・水資源学会誌，Vol.3，No.3，pp.37-55，1989.
- 竹内清秀・近藤純正：大気科学講座1・地表に近い大気，東京大学出版会，1981.
- 武若 聡・池田駿介・平山孝浩・萱場祐一・財津知亨：都市内河川による大気冷却効果，土木学会論文集，No.479 / II-25，pp.11-20，1993.
- 武若 聡・池田駿介・平山孝浩：数値モデルによる都市内河川の大気冷却効果のシミュレーション，土木学会論文集，No.479/II-25，pp.21-30，1993.
- 仲座栄三・津嘉山正光・山路功祐・日野幹雄：飛塩（海塩粒子）拡散の数値流体力学的解析，海岸工学論文集，No.40，pp.1036-1040，1993.
- 中村泰人・平岡久司：二次元長方形市街地空間における表面の温度および熱流に関する解析的研究，日本建築学会計画系論文報告集，No.367，pp.8-14，1986a.
- 中村泰人・平岡久司：二次元長方形市街地空間の路上にある人体の熱負荷に関する解析的研究，日本建築学会計画系論文報告集，No.369，pp.12-21，1986b.
- 灘岡和夫・徳見敏夫：海岸の音環境に関する基礎的研究，第35回海岸工学講演会論文集，pp.757-761，1988.
- 灘岡和夫・山下さゆり・白水勝之・八木 宏：聴覚情報を統合した海岸景観シミュレータの開発と海岸空間設計への応用，土木計画学研究・論文集，No.9，pp. 205-212，1991.
- 灘岡和夫：海岸空間デザイン論の新展開 トータル空間デザイン論の構築を目指して，港湾，日本港湾協会，Vol.71，pp.48-57，1994.
- 灘岡和夫・内山雄介・山下哲弘：夏季砂浜海岸の熱収支構造と人体の快適性，水工学論文集，第39巻，pp.189-196，1994.
- 日本建築学会編：建築環境工学実験教材Ⅰ・環境測定演習編，p.10，1982.
- 宮田正史・池田駿介・武若 聡：防風林の機能に関する基礎的研究，海岸工学論文集，No.40，pp.556-560，1993.
- 吉門 洋：海岸都市が海風と汚染物質拡散に与える影響の数値実験，天気，37.10，pp.45-50，1990.
- ASHRAE：ASHRAE Handbook, Fundamentals, 1993.
- Fanger, O.P.：Thermal comfort, *Danish Technical Press*, 1970.
- Gagge, A.P., *et al.*：A standard predictive index of human response to the thermal environment, *ASHRAE Transaction*, pp.709-731, 1986.
- Burt, J.E., *et al.*：The relative influence of urban climates on outdoor human energy budgets and skin temperature I, *Int. J. Biometeor.*, No.1, pp. 3-23, 1986.
- Kimura, F., and S. Takahashi：The Effects of Land-use and Anthropogenic Heating on the Surface

- Temperature in the Tokyo Metropolitan Area, *Atmos. Environ.*, Vol.25B, pp.155-164,1991.
- Kondo,J. and A. Akashi : Numerical study on the two dimensional flow in horizontally homogeneous canopy layers, *Boundary Layer Meteorol.*, Vol.10, pp.225-272, 1976.
- Kondo,J. and T. Watanabe : Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model., *J. of Atmos. Sci.*, Vol.49, pp.2183-2199, 1992.
- Mellor,G.L. and T. Yamada : Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Sci.*, Vol.20, pp.851-875, 1982.

第 3 章

海岸域における風の場の 3 次元乱流構造

3.1 はじめに

沿岸域では、飛沫中の海塩粒子（飛塩）や海浜上の砂が内陸部に輸送され、それらが塩害や飛砂災害として日常的な問題となっており、海岸工学上の重要な課題となっている。このような沿岸域での陸向きの大気内物質輸送は、海風による単純な移流過程として扱われることが多かった。しかし、沿岸域では粗度の違いによるシアや表面温度差などに起因する大小様々なスケールの渦、さらには風の場がもともと有している大局的な乱れ等によって、極めて複雑な大気乱流場が形成されているものと考えられる。つまり、岸沖断面 2 次元的な、従来の取り扱いでは捉えきれない現象が多々あると予測される。

そこで本研究では、現地観測において見出された、やや岸から沖向きの風（陸風）のもとでの飛塩の陸向き輸送現象の存在を示し、ついで、この物質輸送と風速場の 3 次元構造との関係を明らかにするべく、現地海岸での詳細な風速測定データ及び 3 次元 LES による数値計算に基づいて検討・考察した。

3.2 現地観測

(1) 観測の概要

現地観測場所は、茨城県鹿島郡波崎町須田浜に位置する運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設（HORS、図-3.1）上、および周辺の砂浜および背後のクロマツ林であり、2 回観測を実施した。1 回目は 1995 年 12 月 6 日に行い、砂浜上と植生帯内部において岸沖方向の平均風速分布・飛塩フラックスの鉛直分布等を数地点で測定した。観測場所の地形断面および測定機器配置状況を図-3.2 に示す。また、2 回目は 1996 年 2 月 6 日に行い、海上（棧橋上）・砂浜中央部・植生帯内部の 3 地点において、岸沖断面での風速変動を詳細に測定した。周辺の海浜形状は数 km にわたって沿岸方向にほぼ一様であり、砂浜幅約 100m、背後に約 150m の林帯幅で樹高 2m～7m の海岸林（クロマツ林）が続いている。

風速は三杯式風速計（Campbell 製、サンプリング周波数最大 0.1 [Hz]）および超音波式風速計（カ

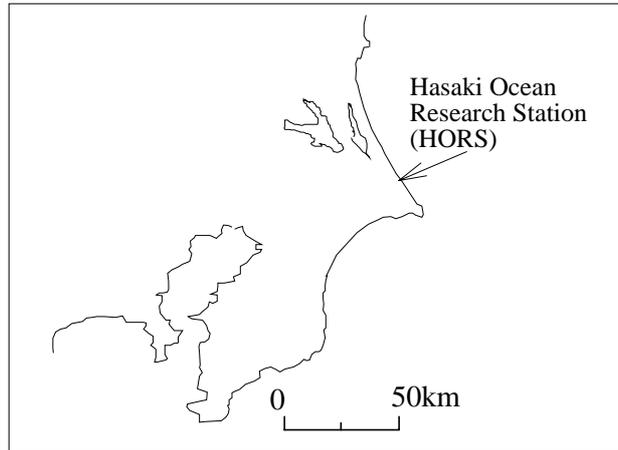


図-3.1 現地観測実施地点（茨城県鹿島郡波崎町，運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設：HORS 周辺域）

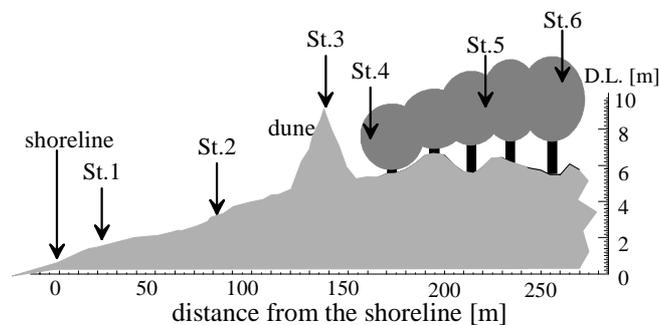


図-3.2 現地観測場所の地形断面・測定機器配置状況

イジヨー製，サンプリング周波数 8 [Hz]，第 2 回観測のみ使用）を，飛塩フラックスは手製の捕捉器（詳細は灘岡ら（1996）を参照）を用いて測定を行った．

(2) 非海風時の飛塩拡散に関する観測結果

第 1 回観測時の砂浜上での風速・風向の時系列変化（1 分毎）を図-3.3 に示す．この測定結果からは海風モード（沖 岸向き）の風速成分は検知されておらず，汀線に対して平均的に約 30 度の風向を有する陸風が吹き続いていたことがわかる．この時の砂浜上および植生帯（クロマツ林）内部での平均風速の鉛直分布は図-3.4(上)のようであり，上空ではほぼ一定値であり，汀線付近で最も大きく，内陸部に行くにつれて小さくなるような分布となっている．同時に測定された 4 時間平均飛塩フラックスの岸沖方向の鉛直分布を見ると（図-3.4(下)，但し St.1 のみ横軸を 3 倍に拡大している），仲座ら（1991）の実測による海風時の飛塩分布形に似たパターンを示しており，風速分布と同様に，汀線近傍で大きく内陸に行くにつれて低減している．このことは，飛塩を含めた陸向きの大気内物質輸送が，海風による単純な移流だけではなく，何らかの渦によって内陸方向に輸送されていることを示唆している．しかし，沿岸域では 3.1. で述べたように，大小様々なスケールの渦や乱れ等によって，複雑な大気乱流場が形成されているものと推察される．その

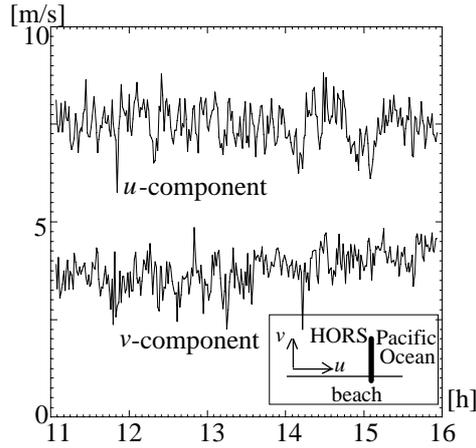


図-3.3 第1回観測時の水平風速各成分の時系列データ

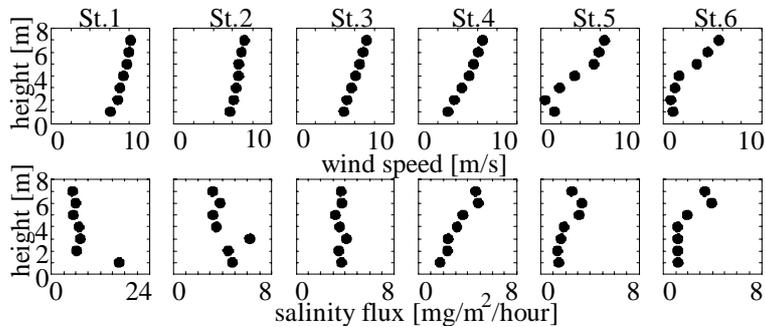


図-3.4 平均風速（上）と飛塩量（下）の岸沖方向鉛直分布

ため、海岸域における物質輸送過程に直接寄与する渦を特定し、その発達メカニズム、構造について検討する必要があるものと考えられる。

(3) 海岸域の大気構造に関する観測結果

以上のことを明らかにするべく行った第2回観測時（この時も平均的には第1回目の観測時と同様な風向であり、陸風モードであった）の砂浜上での測定周波数を先ほど（図-3.3）の1分間隔から0.1 [Hz]に上げた岸沖方向風速変動の生データ（図-3.5）を見ると、1分では検出されなかった海風モードの風速成分がかなりの頻度で検出されている。また、Reynolds 応力の岸沖方向断面での時間変化を見ると（図-3.6）、海上ではさほど乱れていないにも関わらず、砂浜上や松林上で大きくなっている。特に砂浜上では周期的に正負の Reynolds 応力の生成が観測されており、その周期は3~5分と20分程度のものが卓越している。そこで次に、この周期変動を引き起こすメカニズムについて考察する。

海岸域特有の乱れエネルギーのソースとして、表面温度差に起因する浮力、背後の海岸林と海面との間の流速勾配によるシアなどが考えられる。しかしながら、海水温度と地表面温度に明確な差が生じる夏季と比較して、本観測が実施された冬季は、浮力に起因する乱れエネルギーの生

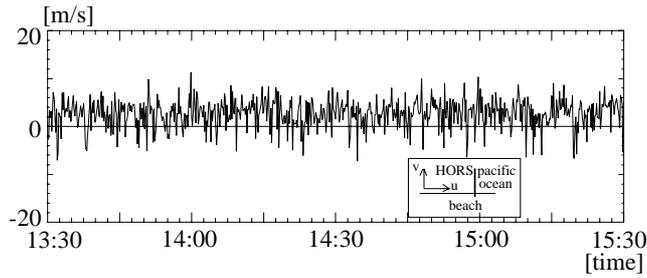


図-3.5 砂浜中央部での岸沖風速成分の生波形（第2回）

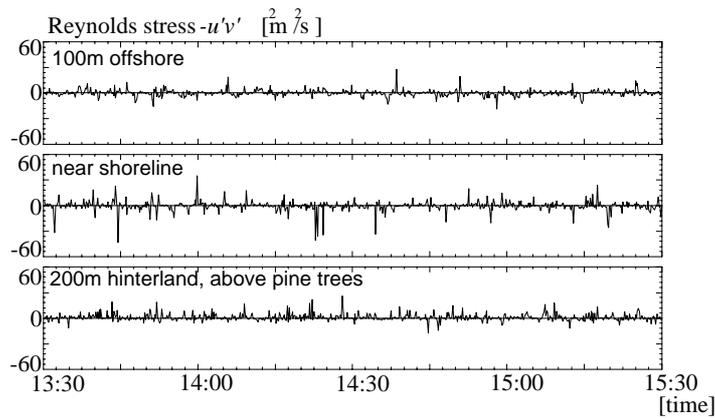


図-3.6 岸沖方向各測点でのレイノルズ応力の時系列

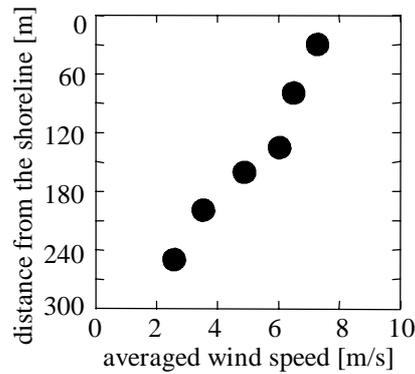


図-3.7 鉛直平均したスカラー風速の岸沖分布（第1回）

成や消散は比較的小さいものと考えられる。

ここで、地表面から7mまでの高さを1mピッチで測定した風速分布を鉛直方向に平均した値の岸沖分布を見ると（図-3.7）、植生帯中で小さく、海浜上で大きく、海上に向かって一定値に漸近しており、しかも植生帯 砂浜境界部付近に変曲点を有している。

以上の事実から、周期的な Reynolds 応力の生成は、流速分布が変曲点を有することによるシア

不安定に起因して発達する大規模渦の通過に伴うものであるという可能性が考えられる。とすれば、図-3.5に見られた飛塩の内陸部への輸送は、このような大規模渦によって引き起こされているはずである。しかしながら、植生帯内部での平均風速の鉛直分布も同様に、植生 大気境界部付近に変曲点を有するような分布をしており（図-3.4(上)の St.5 および St.6）、いわゆる穂波を引き起こす大規模渦の発達も予想される。つまり、海岸域の大気は、単純な平面 2 次元的な渦ではなく、3 次元的な複雑乱流場になっているものと考えられる。

現地観測データから、このようなローカルな乱れと、大気が元来持っている大局的な乱れを分離して、前者を特定することは困難である。そこで、植生の効果のみを取り込んだ、一様な風に対する数値計算によって検討することを試みた。

3.3. 3次元 LES モデルの概要

(1) 植生を伴う乱流場の数値計算モデル

植生層を伴う乱流場の計算手法は、Inoue (1964) が勾配拡散型の混合距離モデルを提案したことに始まる。その後、高次の乱流 closure モデルが適用されるようになった（例えば、Wilson and Shaw (1982) など）。しかし、これらのモデルは多くのパラメータを含んでおり、同時に統計量のみを取り扱い、時間変動を対象にしえなかった。これに対して、近年の計算機処理能力の進展に伴い、Large Eddy Simulation（以下、LES）を拡張し、植生層流れに適用する例が見られるようになった（例えば、Kanda and Hino (1994) など）。LES を植生層流れ場に適用することについては、局所等方性の仮定、植生の取り扱いなどに関して議論の余地がある。しかし、LES は最も直接計算に近く、 $k-\varepsilon$ モデルなどと比較してパラメータ決定における任意性・不確定性を最大限に排除できるモデルであると考えられる。そこで本研究では、乱流モデルとして LES を採用したが、植生による乱れエネルギーの生成・散逸が本質的に重要であるため、subgrid scale（以下、SGS）乱流エネルギー収支式を追加した 1 方程式タイプの LES により、風速場の 3 次元計算を行った。

(2) 数値計算の基礎方程式、差分スキーム

植生の効果に関して、Raupach and Shaw (1982) と同様に植生密度という概念を導入すると、本研究で用いる LES の具体的な基礎方程式系は総和規約を用いて以下のように表現される。

・運動方程式

$$\frac{Du_i}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial R_{ij}}{\partial x_j} - C_D AU|u_i| \quad (3.1)$$

・圧力の Poisson 方程式

$$\Delta p = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[-u_i \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial R_{ij}}{\partial x_j} - C_D AU|u_i| \right] \quad (3.2)$$

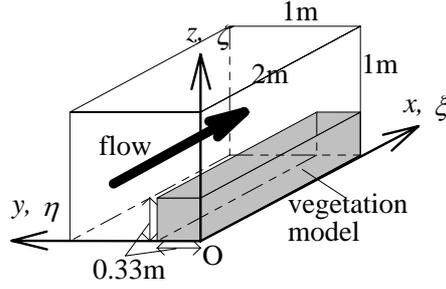


図-3.8 数値計算での座標系・植生配置・渦度成分の定義

- ・ 乱れエネルギーの輸送方程式

$$\frac{DE}{Dt} = R_{ij} \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[K_{SGS} \frac{\partial E}{\partial x_j} \right] - \frac{C_e}{\Delta} E^{1.5} - 2C_D A E |U| \quad (3.3)$$

- ・ SGS Reynolds 応力の定義式

$$R_{ij} \left(= -u_i' u_j' \right) = K_{SGS} \left[\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right] - \frac{2}{3} \delta_{ij} E \quad (3.4)$$

$$K_{SGS} = C_s \Delta E^{0.5} \quad (3.5)$$

- ・ スケール分離を行うための格子間隔を用いた空間サイズの定義

$$\Delta = (dx_1 \cdot dx_2 \cdot dx_3)^{1/3} \quad (3.6)$$

ここに, $i, j=1,2,3$, u_i, x_i : i 方向流速 (u, v, w), i 方向座標 (x, y, z), p : 圧力, ρ : 流体密度, R_{ij} : SGS Reynolds応力, C_D : 抵抗係数 ($=0.5$), A : 植生密度 ($=2.5[1/m]$), U : スカラー風速, E : SGS乱れエネルギー, K_{SGS} : SGS渦動粘性係数, C_e, C_s : LES定数 ($1.0, 0.05$), δ_{ij} : クロネッカーのデルタ, Δ : 乱流長さスケール, dx_i : 計算格子間隔である. ここでは, 連続式は直接解かず, 運動方程式 (3.1) の発散を取ることによって得られる式 (3.2) の圧力に関するPoisson型の方程式を解いている (MAC法). また, SGS乱れエネルギーの収支式は式 (3.3), SGS Reynolds応力は式 (3.4), SGS渦動粘性係数を式 (3.5) で表現した.

以上の式を, 空間的には移流項に3次精度の風上差分, 他のすべての項に2次精度中央差分, 非定常項に完全陰解法を用いて離散化した. 時間刻みは0.05sである.

(3) 計算条件

LESは主として風洞内乱流を対象に発達しており, それに対応する壁面境界条件を課すケースについては相当量の蓄積・実績があるものの, 大気のように開放条件を必要とする場合には, その定式化についてはほとんど蓄積がない. これを踏まえて, 本研究では, 葉面積密度一定の植生

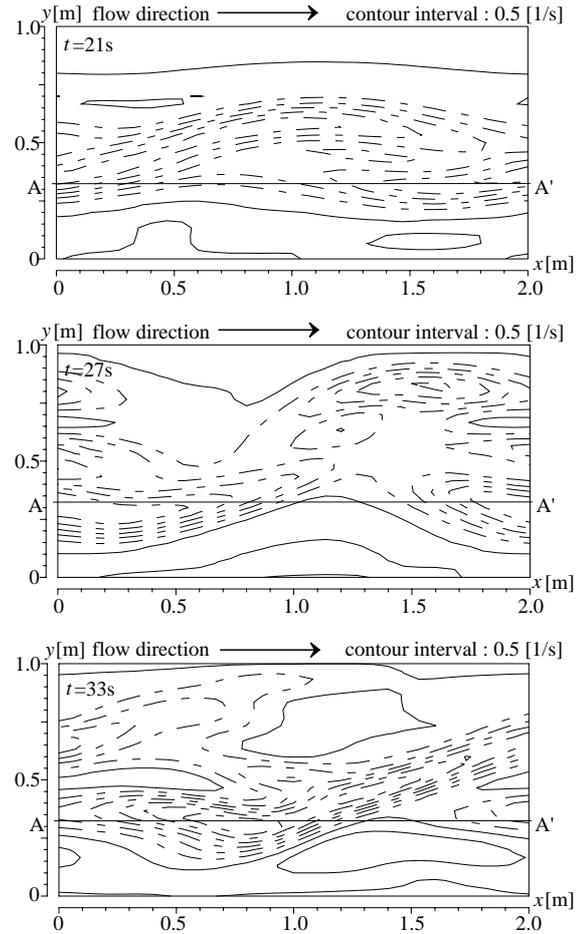
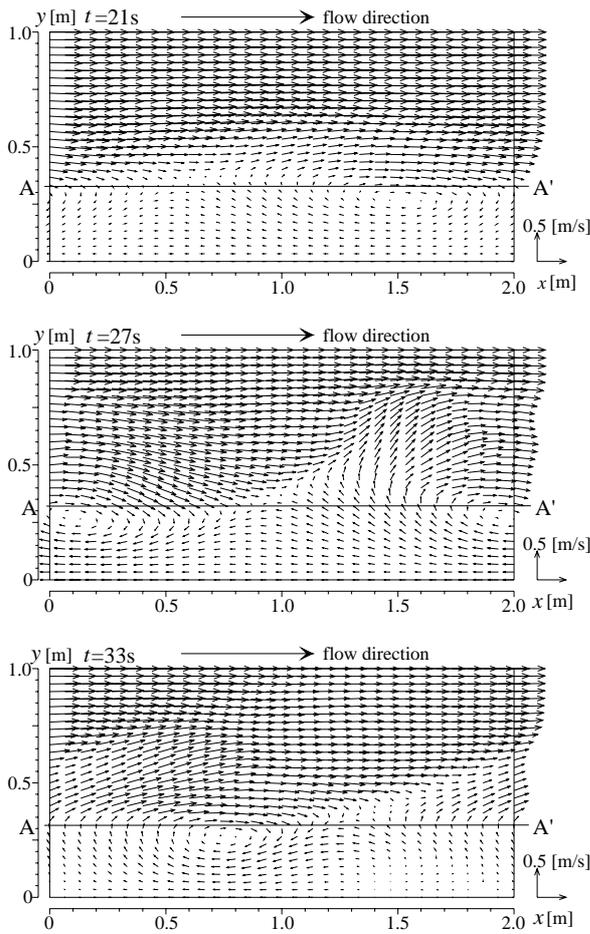


図-3.9 $z=0.2\text{m}$ での水平流速ベクトル図 ($t=21, 27, 33\text{s}$)、 図-3.10 $z=0.2\text{m}$ での渦度成分コンター (点線は負値を表す)

が風洞の隅角部に一様に設置された状況を想定して計算を行う。これは、クロマツのような植生帯が沿岸方向に連続的に存在する場に、沿岸方向の一般風がある状況を模擬したものである。

計算領域の概要や座標系の定義は図-3.8 に示す通りであり、 $30 \times 30 \times 30$ メッシュで表現した。また、境界条件は、流下方向に周期境界条件を課し、その他は壁面条件として、その与え方は灘岡・八木 (1992) と同じとした。計算は、流量を $0.5\text{m}^3/\text{s}$ とし、初期状態ではSGS乱れのみを考慮した y - z 平面に関する 2 次元計算から得られる流速分布に、主流速の最大 5% の擾乱を加えた分布を全領域に与え、乱れの発達を追った。

3.4. 計算結果および考察

(1) 瞬間流速場、渦度場および運動量輸送

図-3.9 に計算開始後 21, 27, 33 秒での植生高さの約半分 ($z=0.2\text{m}$) での x - y 平面内水平流速ベクトル図を示す。ただし、植生境界部での流下方向平均流速を一様に引いており、図中の線分 AA' は植生境界部を示している (以下の図中でも同様)。21s で流下方向に揺動が始まり、これが

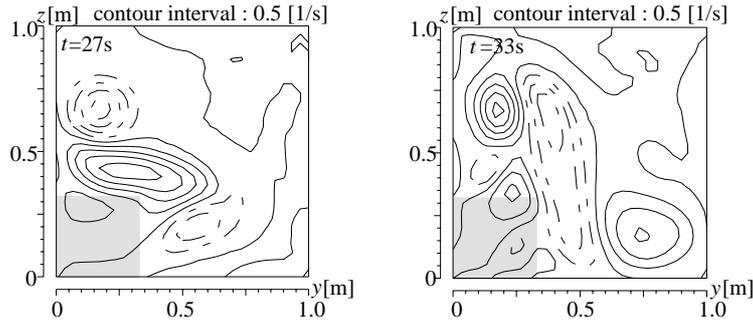


図-3.11 $x=1.0\text{m}$ での渦度 ξ 成分コンター（点線は負値，ハッチは植生領域を表す）。

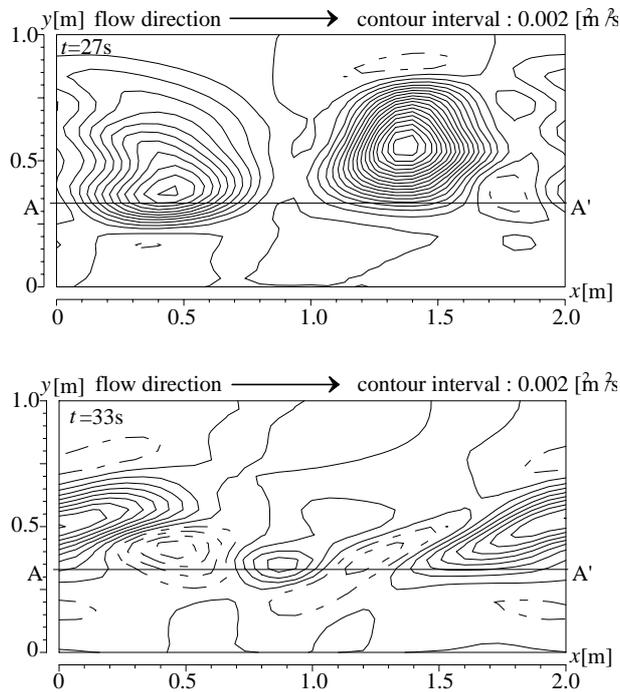


図-3.12 $z=0.2\text{m}$ での $(-u'v')$ コンター（点線は負値）。

次第に成長し，27s で一旦大規模渦が明確に現れるものの，33s には渦は小さくなっている。

同様に $x-y$ 平面内渦度の成分を見ると（図-3.10），流速ベクトルに対応して 21s に高渦度層が植生境界部付近に形成され，27s で z 方向に軸を持つ大きな渦塊に成長している。しかし，33s では渦塊を認識することはできるものの，崩壊過程にあると言える。

次に，27,33s における $x=1.0\text{m}$ での $y-z$ 平面内渦度（成分）を見ると（図-3.11），長楕円型の流下方向渦度，すなわち縦渦が植生境界部に現れ，これに対応する逆回転の縦渦が植生周辺に2つ存在している。これは free shear turbulence における rib 構造（Hussain,1986）と類似した構造であるが，縦渦の渦度は主渦の流下方向成分とほぼ同程度であり，かなり強い。この強い縦渦の stretching により主渦が変形され，植生帯周辺での運動量交換や周辺流体の engulfment が特徴付けられているものと推察される。

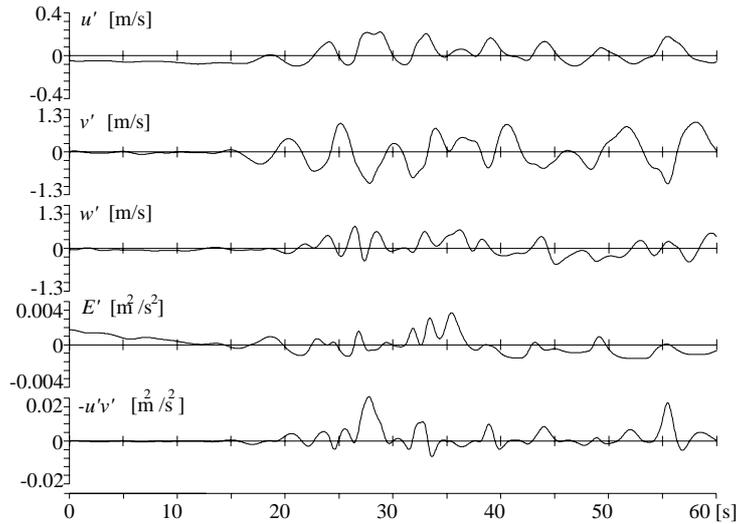


図-3.13 点 (1.0,0.4,0.2)における $u', v', w', E', -u'v'$ の時系列

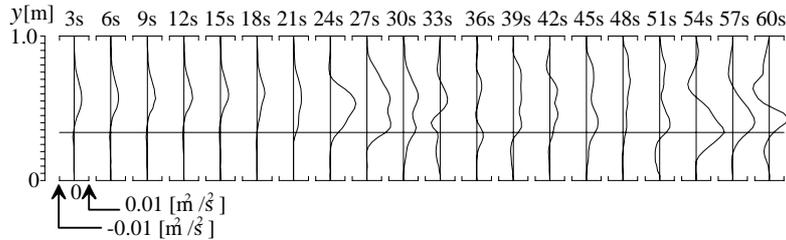


図-3.14 $z=0.2\text{m}$ での水平面平均 $-u'v'$ の時間変化

また，図-3.12 の同一平面内の瞬間レイノルズ応力 ($-u'v'$) の空間分布を見ると，27s では植生境界部を中心として強い正のレイノルズ応力が生成されている．しかし，大規模渦の崩壊に伴って，33s では植生境界部に正負のレイノルズ応力が交互に並ぶように存在しており，植生境界部での運動量交換が再び減少していることが分かる．これは図-3.9 の瞬間流速分布，図-3.10 の渦度場で見られた渦塊の崩壊に対応するものと考えられる．

(2) 時系列データ

植生境界部付近 ($x=1.0\text{m}, y=0.4\text{m}, z=0.2\text{m}$) での変動流速・SGS 乱れエネルギーの変動成分 (E')・瞬間レイノルズ応力 ($-u'v'$) の時系列データを図-3.13 に示す．それぞれ，図-3.9 の瞬間流速分布で見たような大規模渦のライフサイクルに対応して，かなり規則的に周期変動をしている．また，断面平均した $-u'v'$ の時間変化を見ると (図-3.14)，24s 付近で一旦最大値を有する分布形を示した後，しばらく不規則な変動を繰り返す，54s 付近で再び大きくなっている様子が見て取れる．これに対応して，図-3.13 では 27s, 57s 付近に $-u'v'$ のピークが出現している．この時の Reynolds 応力への寄与は，いずれも $u' > 0, v' < 0$ すなわち sweep が卓越しており，高速の流体塊が植生帯方向へ突っ込んでいることが分かる．

以上のことから，本計算での風速場では，植生によるシア不安定に起因した大規模渦構造が

存在し、これがマージングと崩壊を繰り返していることが明らかとなった。また、海岸からの物質輸送を直接的に支配していると考えられる v' 成分が、図-3.13 に見られるように u' 等と比較して非常に大きく変動していること、および強い縦渦と sweep が卓越することから、このような 3 次元的な大規模渦が植生帯周辺での物質拡散に大きく貢献しているものと考えられる。

また、海岸からの物質輸送を直接的に支配していると考えられる v' 成分は、図-3.13 に見られるように u' 等と比較して非常に大きく変動している。つまり、このような 3 次元的な大規模渦が海岸域の物質拡散に貢献していることを裏付けるものである。

3.5. おわりに

沿岸域での飛塩・飛砂等の物質の陸側への輸送は、従来考えられてきたような海風モードでの海から陸への単純な 2 次元移流によるものだけでなく、3 次元的な大規模渦による拡散効果によって、たとえ陸風モードでも陸向きの物質輸送が生じることを観測により明らかにした。また、一方程式タイプの LES による 3 次元数値計算によって、この大規模渦が植生境界付近のシア不安定により発生し、特徴的な 3 次元構造を持つ形に発達し、成長・崩壊を繰り返していることを示した。

また、ここで取り扱ったような植生帯周辺の流れと大規模渦構造は、海岸域に限らず、河川・道路などに沿って連続的に植生帯やビルなどを含めた抵抗体を有する場に一般的に起こり得るものと推察され、地表面付近での熱・水蒸気・汚染物質などの 3 次元的な移流拡散過程に大きく関与していると考えられる。したがって、このような基本的な植生帯周辺での 3 次元混合過程を把握することは大気環境上きわめて重要であると言えよう。

参考文献

- 仲座栄三・津嘉山正光・照屋雅彦：大気環境アメニティの一要素としての飛塩量特性，海岸工学論文集，第 38 巻，pp.896-900，1991.
- 灘岡和夫・八木 宏：SDS&2DH モデルを用いた開水路水平せん断乱流の数値シミュレーション，土木学会論文集，No.473/II-24，pp.35-44，1993.
- 灘岡和夫・内山雄介・東川孝治：大気および土壌中の塩分環境からみた砂浜海岸植生について，海岸工学論文集，第 43 巻，pp.1171-1175，1996.
- Inoue, E. : On the turbulent structure of air-flow within crop canopies. *J. of Meteorol.Soc.Japan*, No.41, pp.317-326, 1964.
- Raupach, M. R. and R. H. Shaw : Averaging procedure for flow within vegetation canopies, *Boundary-Layer Meteorol.*, No.22, pp.79-90, 1982.
- Whilson, N. R. and R. H. Shaw : A higher order closure model for canopy flow, *J. Appl.Meteorol.*, No.16, pp.1198-1205, 1982.
- Hussain, A.K.M. : Coherent structure and turbulence, *J. Fluid Mech.*, pp.303-356, 1986..
- Kanda, M. and M. Hino : Organized structure in developing turbulent flow within and above a plant canopy, using large eddy simulation, *Boundary Layer Meteorol.*, No.68, pp.237-257, 1994.

第4章

内湾性砂浜海岸周辺における成層期の水環境特性

4.1. はじめに

近年のウォーターフロント開発熱の高まりに伴い、人工海浜、人工干潟の造成や港湾の再開発などの数多くのプロジェクトが全国各地で具体化されつつある。この傾向は東京湾のような内湾性水域においても例外ではなく、金沢八景、お台場、幕張、稲毛などの海岸に高度なアメニティ性を視野に入れた人工ビーチが多数造成されている（例えば、海洋工事技術委員会、1995）。しかしながら、東京湾に限らず、それらの多くは赤潮・青潮・アオサの異常発生等の様々な水質問題を抱える水域に存在するため、砂浜海岸として求められる機能を十分に果たしているとは言い難い。そのため、特に内湾性水域における海岸空間の設計には、従来の漂砂や景観面に重点を置いた考察に加え、周辺の水環境などを含めたより幅広い視点からの設計が必要となる（灘岡、1994）。

内湾性水域の水環境に関する既往の研究は、湾内部における湾スケールでの流動・水質に重点が置かれ、関連する研究は枚挙に暇がない。例えば東京湾の現地観測では、小野（1951）、宇野木・岸野（1977）等は主に潮流による残差流に関する観測を、宇野木（1990）は東京湾奥千葉沿岸部の湧昇と青潮に関する観測を行っている。また数値計算では、松山ら（1990）は2-layerモデルを用いた東京湾の湧昇に関する計算を行い青潮発生メカニズムについて先駆的な検討を行っており、Nakata and Kuramoto（1992）は3次元多層モデルを用いた東京湾における貧酸素水塊形成のシミュレーションを生態系モデルを含んだ形で行っている。

一方、海岸線は陸と海との境界部であり、極めて浅いために気象条件等の外因の影響を受けやすく、生態系等も沖や湾央部とは若干異なった様相を呈しているものと考えられる。そのため、海岸空間を「総合的」に設計していく上では、境界部極浅海域としての空間的な特徴を十分把握しておくことが一つの重要なポイントとなる。

ところが、海-陸境界部としての極浅水域の水環境に関する既往の研究では、干潟の水環境に興味が集中している。例えば、物理環境に関しては水鳥ら（1983a, 1983b）などの研究が、また、懸濁態有機物などを始めとする生物環境に関しては Peterson and Black（1987）などの研究成果がある。これに対して、ここで対象とする砂浜海岸に関する既往の研究は、海浜流や温排水等を対象とした海岸工学分野の研究を除くと、その大半が水産・生物学的アプローチによるものであり（例

えば, Brown and McLachlan (1990), 足立ら (1994) など, 物理環境と生物環境を統合した検討はほとんどなされていないのが現状である。

このような背景のもとに, 著者らは砂浜海岸の水環境システムを評価するための基礎的研究として, 海水の流動特性や水質・生態系が著しく変動する夏季の状況下での内湾性砂浜海岸周辺の極浅海域 (東京湾奥稲毛海岸) において 1995 年 (灘岡ら, 1996a) と 1996 年 (内山ら, 1997, 1998) に現地観測 (以下, 「95 年観測」及び「96 年観測」と呼ぶ) を実施している。このうち 95 年観測では, 水温・溶存酸素量・クロロフィル a 量が日射に強く支配された明確な日周変動をしていること, 極浅海域でありながら, かなり明瞭な成層構造が頻繁に形成・崩壊を繰り返していること, また, 成層が発達した時期には, 潮汐に対応した底層への冷水塊の貫入が存在することなどの知見を得ている。

しかしながら 95 年観測は, 沖側データの不足等の問題から, 極浅海域の水質・生態系の特徴を十分把握するまでには至っていない点も同時に含んでいた。そこで著者らは, 1996 年夏期に同一水域において, より詳細かつ広範囲な態勢で観測を実施した。96 年観測では観測期間を通じて, 95 年よりも風速レベルが高く, 日射量や降雨量等の気象条件が大きく変動したため, 青潮・赤潮等の特徴的なイベントを捉えることに成功した。

そこで本章では, まず 95 年観測の概要と結果について簡単に述べ, 次いで, 時空間的に広範囲に測点を展開して実施した 96 年観測の結果を述べる。そして, 内湾性砂浜海岸周辺水域が有する, 境界部極浅海域特有の水環境特性を抽出するべく行った数値シミュレーション結果について述べる。

4.2. 現地観測の概要

現地観測は, 東京湾最奥部に位置する千葉市美浜区稲毛海浜公園内の人工ビーチ (図-4.1) において, 生態系や密度構造などが時空間的に大きく変動すると考えられる成層期を対象として行った。観測は 1995 年 8 月 7 日~9 月 7 日および 1996 年 7 月 1 日~8 月 14 日の計 2 回実施した。現地海浜は人工砂浜海岸として造成されたもので, 浜幅約 50m で, 全長 1200m にわたって概ね北西から南東方向に延びており, 両端を全長約 200m の突堤で挟まれている。養浜のための潜堤はなく, 海底の勾配は約 1/50 で沖側と連続的に接続しており, 突堤の先端部 (汀線から約 150m 沖) での平均水深は約 3.5m である。周辺の主要な河川として花見川の河口が北西方向約 2km に位置にある。

観測地点の水深は, 最大でも 4~5m 程度であるのに対して, 潮位変動が大潮時で概ね 2m であることから, 水表面付近では測定したい水深の位置にセンサーをそれぞれ係留し, 海底側の測点は海底からの距離が固定されるように, 先端に小型フローティングブイをつけたステンレスワイヤーに設置した。

95 年観測では, 図-4.2 のように, 突堤から 100m 離れた岸沖断面内の 5 点にブイを設置し, メモリー式水温計を 4 点に, DO メーター, クロロフィル a (以下, Chl.a と記す) 量計を 1 点 (Sta.3) に係留した。また, Sta.3 および最も沖側の測点である Sta.6 の 2 地点の海底に波高・流速計を設置し, 連続観測を行った。水温計は水深に応じて, ブイ 1 個につき鉛直方向に 1~3 点配置した。その際, 水表面から 2 点は水深 30, 150cm の位置にそれぞれ係留し, 最も海底側の 1 点は海底よ

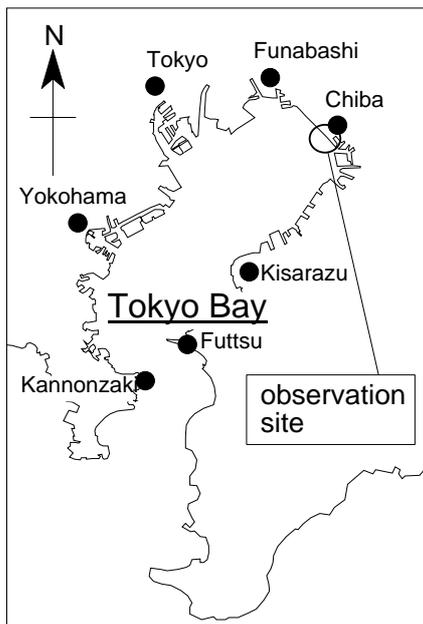


図-4.1 現地観測地点（東京湾最奥部，
稲毛海浜公園沖）

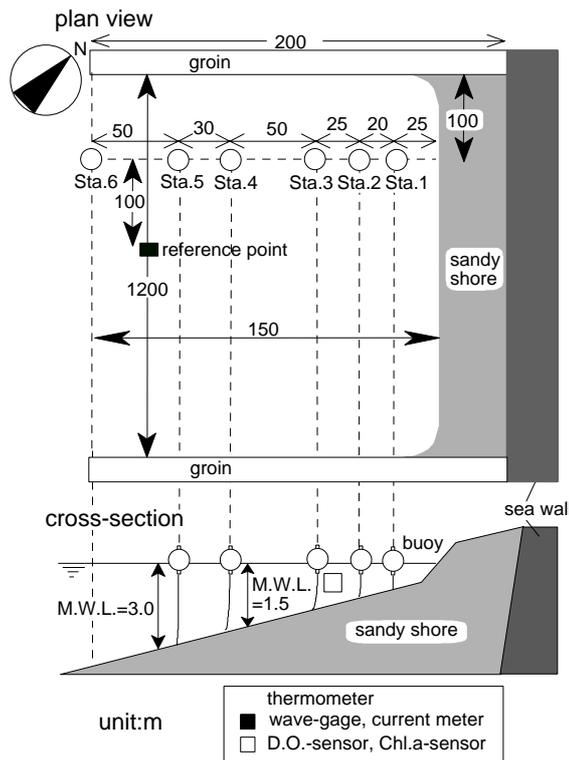


図-4.2 95年観測における観測機器の配置（現地観測は1995年8月7日から同年9月7日まで実施）

り30cmの位置に固定されるように設置した。DOメーター・Chl.a量計は、水表面から50cmの位置に係留した。また、突堤から200m離れた地点に表層水温観測点（図-4.2中では「reference point」と表記）を設け、現象の沿岸方向変動特性を調査したが、水温変動パターンはSta.5表層とほぼ同一であり、水温センサーの公称精度（ ± 0.1 ）程度の僅かな差しか測定されなかった。沿岸方向変動特性は当然考慮すべき項目ではあるが、観測機材の数的制約および沿岸方向の水温差が小さかったことから、本論文では岸沖方向の変動が現象を相対的に大きく支配するものと考え、岸沖断面2次元性を仮定した解析を行うこととした。

95年観測期間中、観測地点に近い千葉測候所でまとまった降雨が記録されたのは8/10・8/11・8/22の夕方のみであり、晴天が続き、連続熱帯夜が新記録を更新するなど、記録的な猛暑であった。

96年観測では、図-4.3のように、突堤から100m離れた岸沖断面内の4点にブイを設置し、メモリー式水温計を12点に、メモリー式塩分水温計を5点に、DOメーター、Chl.a量計を2点（Sta.2の表層および底層）に係留した。また、沖との関係を把握するために、距岸約1.5km（北緯140度01分35秒，東経35度36分28秒）に位置する幕張波浪観測塔（水深約9m）に設置された水温計3台・塩分水温計2台・DO計2台・Chl.a量計2台によって東工大・八木らを中心として連続測定されたデータ（八木ら，1997）の一部を使用した。それぞれの機器の測定水深は図-4.3中に示す通りである。また、各観測機材の型番，サンプリング間隔などは表-4.1の通りであり，全ての測器にはメモリーパックが内蔵され，自動的にデータを収集している。

千葉測候所における気象データによれば，96年観測の期間は，95年観測期間と比較して全般的に気温が低く，観測前半は梅雨明け前であるため7/5，7/7～7/10にかけて降雨があり，特に7/10

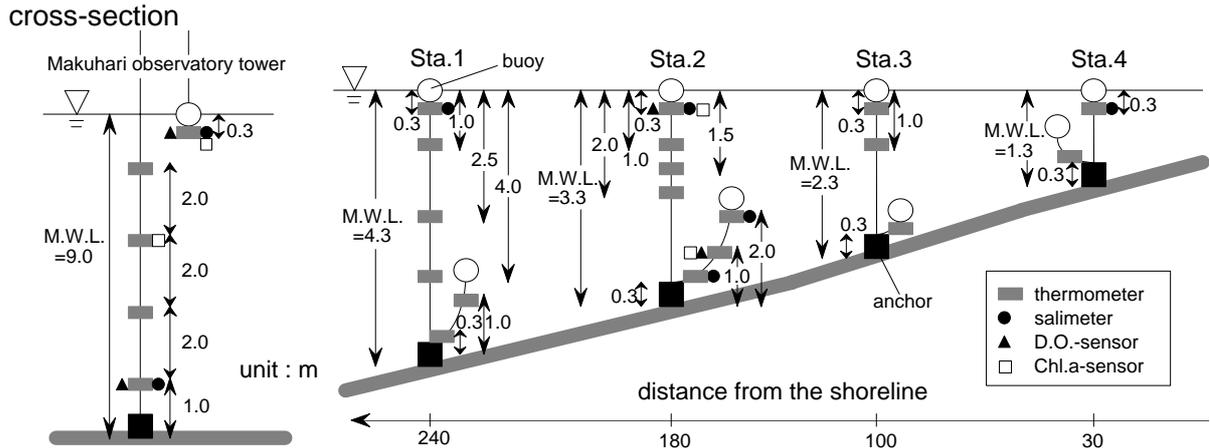


図-4.3 96年観測における観測機器の配置（現地観測は1996年7月1日から同年8月14日まで実施，左側が沖側データを収集した幕張波浪観測塔，右側が稲毛海岸での観測機器の配置状況である．）

表-4.1 観測機材と型番およびサンプリング間隔

instruments	name of sensors	sampling interval
thermometer	¹ MDS-T	10min.
salimeter	¹ MDS-CT	10min.
current meter	¹ ACM-8M	0.5s.
Chl.a-sensor	¹ ACL11-8M or ¹ ACL134-8M	10min.
D.O.-sensor	² MDO-1	20min.
wave-gage, current meter	³ WAVEHUNTER	0.5s.

（注）1:アレック電子，2:三洋測器，3:アイオーテック

は集中豪雨であった．7月後半以降は梅雨明け後であり，比較的気温が高く，降水量も極めて少なかった．また，全体的な風速レベルは96年の方がやや高かった．

4.3. 観測結果(95年観測)

(1) 海水流動特性

図-4.4 に千葉港港湾事務所観測塔で測定された風向・風速，有義波高，および Sta.3 と Sta.6 の海底から約 60cm の高さでの 1 時間平均流速を示す．観測期間中前半は，風が弱く，有義波高も 50cm 以下と小さいが，後半は前半と比較して風が強い時期があり，有義波高も最大で 50cm を超えている．しかしながら，一時間平均流速が 5.0cm/s を超える流速はほとんど記録されておらず，観測地点は波高が小さく流動が非常に抑えられた水域であったと言える．

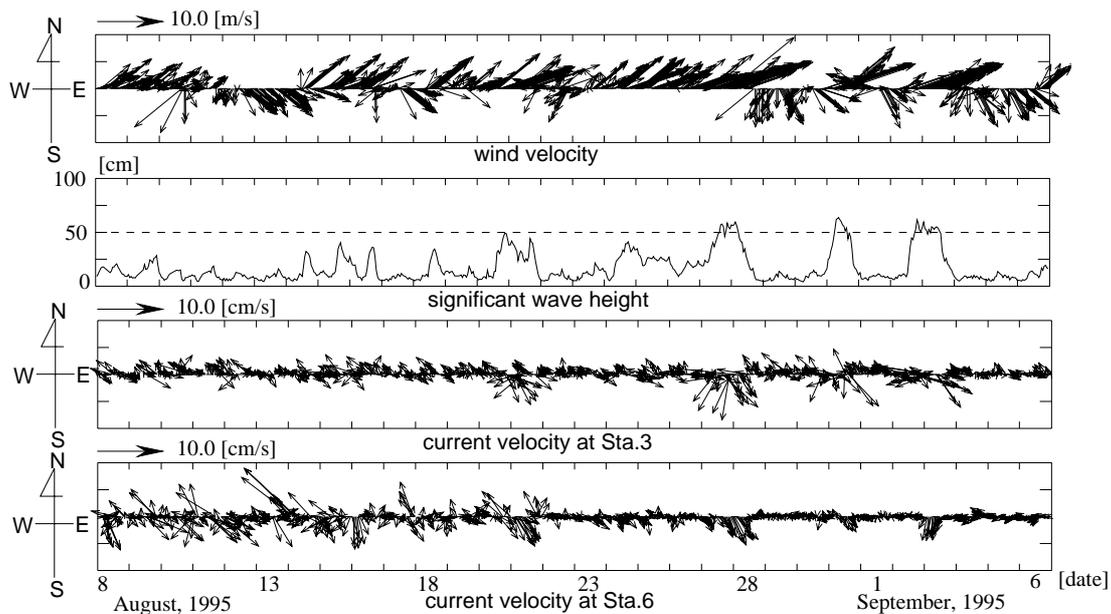


図-4.4 風速ベクトルおよび有義波高，流速ベクトルの時系列

(2) 水温変動特性

気温，Sta.3，Sta.5 の各水深での水温，および風速の時系列を図-4.5 に示す．これを見ると，水温は気温と同様に明確な日周変動パターンを示していることが分かる．水温が一日周期で変動する外因として日射，気温等が考えられる．しかしながら，4.4.(1)-c)で詳しく考察するように，海水温を直接変動させる主たる要因は気温ではなく日射であることから，本観測を実施した内湾性極浅海域の水温変動に対して，日射が本質的に重要な役割を果たしていることが分かる．

次に水温の鉛直構造に着目すると，Sta.3 では，観測期間中のほとんどの期間で表層と底層の水温が一致しているが，Sta.5 では多くの期間で各層間に水温差が生じている．これは，Sta.5 において，温度成層が形成・崩壊を頻繁に繰り返していることを示すものである．さらに Sta.5 の水温と風速との関係に着目すると，成層の形成は風速が非常に小さい時に限られており，8/21～8/24 にみられるように風速 5m/s に満たない時期が続くと，次第に成層が発達して各層の水温差が大きくなる．しかし，風速が 7m/s を超える期間（8/20，8/24）では成層が一気に崩壊し，表層水温の変動振幅も減少する．これは，観測期間中にしばしば見られたパターンである．

また，図-4.6 に示している期間では，潮位の上昇に対応して，Sta.5 の底層水温が著しく低下している様子が示されている．これは，この時期が大潮（11日）を挟んでおり，他の期間と比較して潮位振幅が大きく，数日間の微風状態で発達した沖の温度躍層下の低温の海水が，潮汐によって満潮ごとに観測地点の底層部に貫入していることによるものと考えられる．この水域では一般に，数日間発達した躍層下の海水は貧酸素であるものの栄養塩濃度が高い水塊であることが知られている（例えば，鎌谷，1993）．そのため，このような底層水の貫入によって，もともと溶存酸素量が大きく生物生産が活発な極浅海域に，沖から栄養塩が供給されるメカニズムが存在するものと推察される．

次に，岸沖断面内の4点での表層水温の時系列を示す（図-4.7）．これを見ると，岸沖方向の水温構造は，日周変動の振幅が汀線側の水温ほど大きく，昼間汀線側のほうがより高温であるのに対し，夜間には逆転して沖側の水温がより高い値を示す傾向にあることが分かる．この原因の一

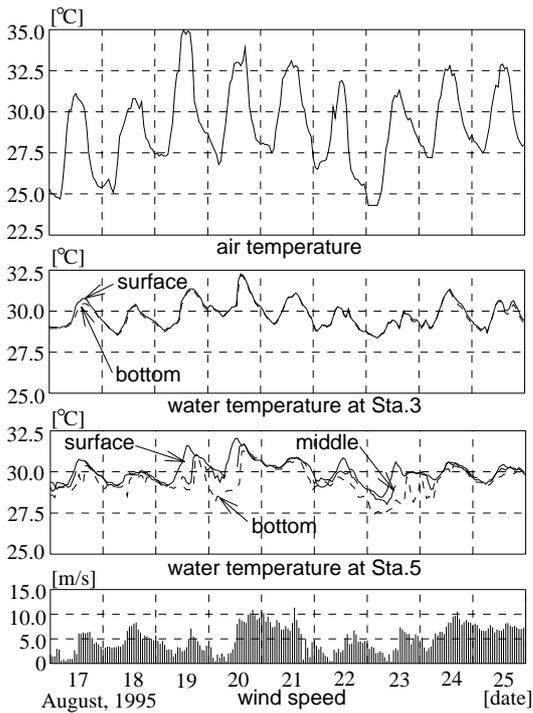


図-4.5 気温および Sta.3, 5 の各水深での水温，風速変動

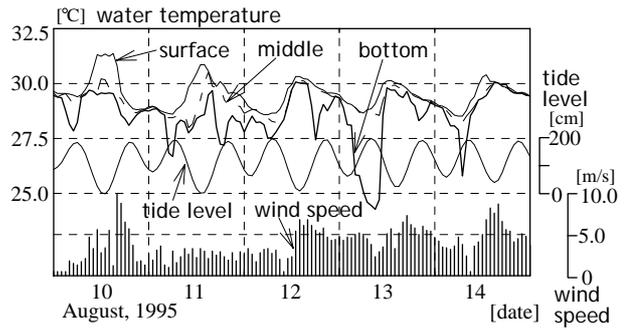


図-4.6 Sta.5 の各水深での水温と潮位・風速

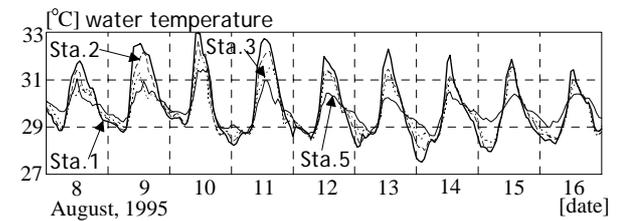


図-4.7 岸沖断面内 4 点での表層水温

つとして、水深差に直接対応する熱容量の差により、浅い領域ほど日射の影響を強く受けることが考えられる。しかしながら、観測海域の熱構造に対しては、日射の作用による鉛直一次元的な熱バランスに加えて、水平移流に伴う熱供給も重要な役割を果たしているものと考えられる。この水深毎の水温変動特性の相違については、96 年観測データを対象に、4.4. (1) -d), e) において詳しく検討する。

(3) DO, Chl.a 量の変動特性

図-4.8 に Sta.3 (水面下 50cm) での DO, Chl.a, および千葉測候所において測定された 1 時間内の日照時間と風速の時系列を示す。前述した水温と同様に、DO, Chl.a 量ともに昼間高く、夜間低い日周変動パターンを示している。DO 値は、飽和度で表現すると、例えば 8/8 ~ 8/10 では日最低値として 50% 以下、最高値で 200% 以上であり、きわめて激しい日内変動を記録している。また、昼間のピーク値が高い日ほど夜間に著しく減少する傾向にあり、植物プランクトンが昼間光合成を、夜間酸素消費を活発に行っていることを示しているものと推察される。それに対し、8/15, 8/16, 8/21 日等では、日照時間は他の時期よりも比較的多く、日射量が大きかったと考えられる期間であるにもかかわらず、DO 値の日周変動幅が小さい。この期間は風速が比較的大きい期間であることから、光合成活動等によって酸素が十分に供給された表層付近の海水が、風応力に伴う鉛直混合によって DO 値の低い底層部水塊と混合した結果、表層 DO 値が相対的に低下したことを示すものと考えられる。

一方、Chl.a 量も同様に非常に大きな振幅で日周変動しており、そのピーク値は 20 $\mu\text{g/l}$ に達している。外洋性水域である茨城県鹿島灘沿岸域において本観測とほぼ同時期に行われた観測では、1

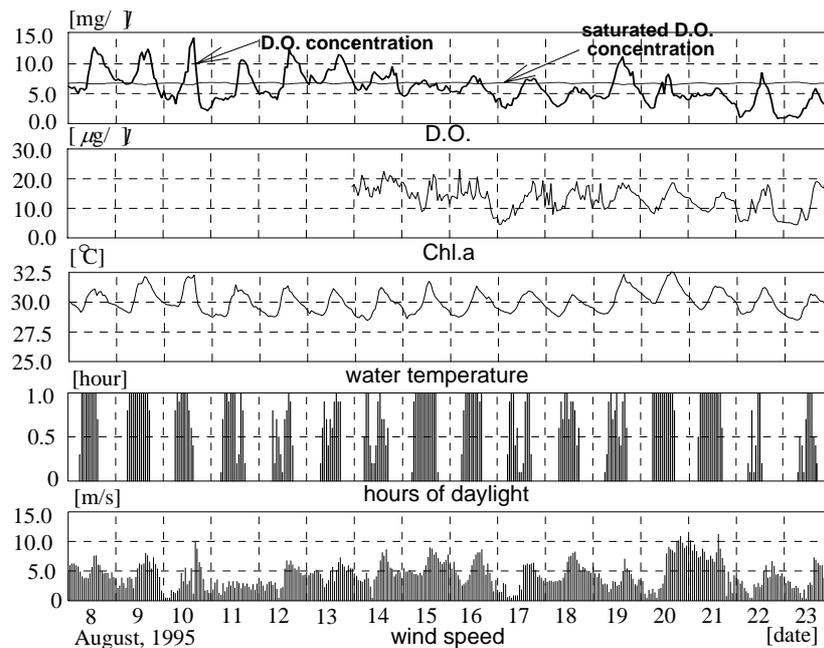


図-4.8 D.O.および Chl.a 量などの時間変動

~2 µg/l で推移すると報告されている（八木ら，1996）ことから，この水域での Chl.a 量はかなり多く，その日内変動も激しかったものと推察される．Chl.a 量の日周変動は，繁殖・死滅・捕食などの生物活動によるプランクトン生息密度の日周変化で説明されると考えられるが，遊泳力を有する渦鞭毛藻類等が場の優占種である場合，植物プランクトンの日周期での鉛直方向移動で説明されることもある（例えば，宗影ら，1994）．しかし，95 年観測ではプランクトン種や Chl.a の鉛直分布等は測定していないため，Chl.a の日周変動の原因を特定することはできない．

4.4. 観測結果(96 年観測)

(1) 水温変動特性

a) 観測期間中の全体的な傾向

図-4.9 に観測期間を通じた(a)幕張観測塔での水温，(b)Sta.2 での水温，(c)風速ベクトル（但し，風向は 16 方位で収録されている），(d)有義波高，(e)潮位，(f)全天日射量と降水量，(g)気温の時系列を示す．図-4.9(b)中には千葉県水質保全研究所により青潮発生が確認された日を併せて表示している．さらに，図-4.10 に水温変動の周波数特性を見るためにスペクトル解析を行った結果を示す．まず，図-4.9(b)より，7/11，7/23，8/12 頃に最低値を取るような，周期 2 週間程度の長周期の水温変動が存在していることが分かる．さらに，この長周期変動の上に日周変動パターンが重なっている．これに対応して図-4.10 では，24 時間付近の日周成分に明確なピークがあり，さらに低周波数領域（以下，「長周期成分」と呼ぶ）にも大きなエネルギーが含まれていることが分かる．このうち日周成分について見てみると，沖側に位置する Sta.1 においては，表層では日周成分が卓越するものの，中層や底層では明瞭なピークは存在しない．また，より岸側の Sta.3

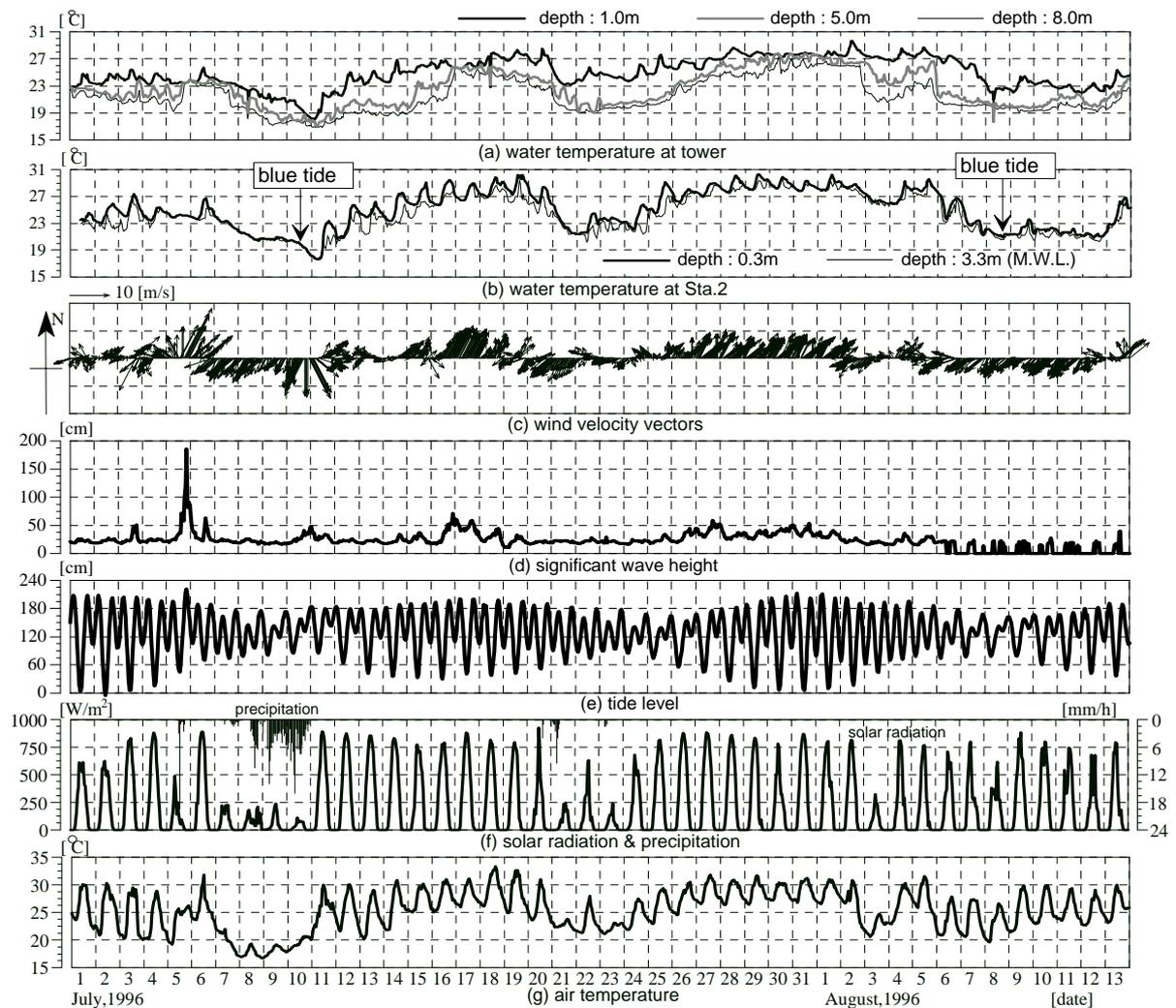


図-4.9 (a)千葉港湾事務所幕張波浪観測塔表層・中層・底層での水温，(b)Sta.2 での表層・底層水温，(c)観測塔での風速ベクトル，(d)観測塔での有義波高，(e)観測塔での潮位，(f)千葉市美浜区幕張の浜管理事務所屋上での全天日射量と千葉測候所での降雨量，(g)千葉測候所での気温，のそれぞれ1時間平均値の時系列．

では，底層でも日周変動成分が強く，表層のピークとほぼ同レベルになっている．つまり，岸近くのより浅い水域では鉛直方向の水温構造に差が生じにくく，かなり一様化していることが分かる．一方，長周期成分は，Sta.1～3 とともに表層と底層の差がほとんど現れておらず，全水深にわたる変動現象であることが理解される．以下では，これらの水温変動の長周期成分と日周成分について，それぞれ詳しく考察する．

b) 長周期変動の成因

図-4.9 を見ると，水温の長周期変動は，風や日射などの気象データの長期トレンドと一致していることが分かる．風との関係に着目すると，南西風（岸向き風）連吹時は風速レベルが高ければ日成層の発達は見られなくなるものの，全体的な水温変動レベルは上昇する傾向にあり，逆に北東風連吹時には水温レベルが低下している．

ここで，7/19 および 8/10 の正午付近の NOAA-AVHRR データ（Kawamura *et al.*，1993）による東京湾全体の表面水温分布コンターを図-4.11 に示す．弱い南西風が卓越し，成層状態にある 7/19

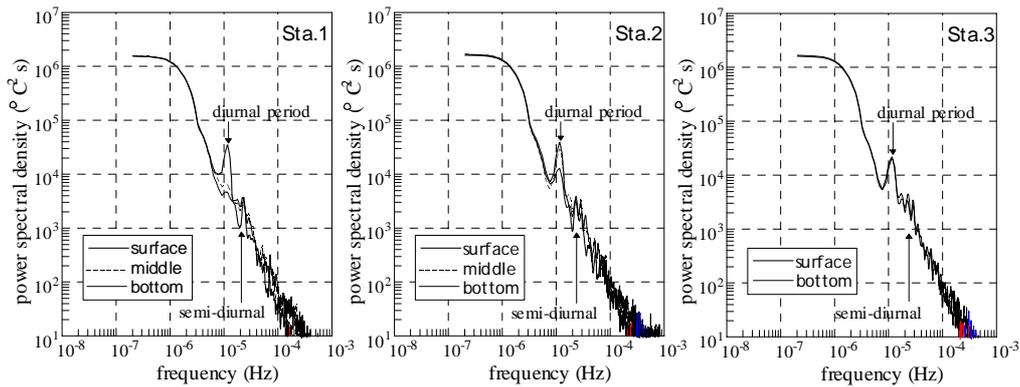


図-4.10 Sta.1～3における各層での水温変動のパワースペクトル密度 .但し Sta.1,2 の中層(middle) はそれぞれ表層から 2.0m , 1.5m の位置での値である .

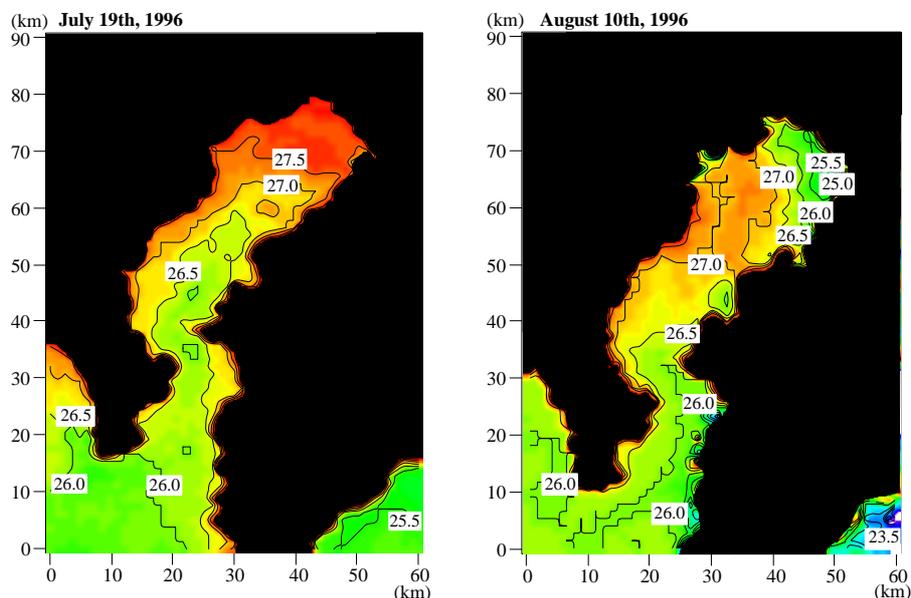


図-4.11 NOAA-AVHRR による東京湾の表面水温（放射温度）空間分布
（左：1996/7/19，右：1996/8/10 の p.m.12 時頃）

では湾奥に高温領域が形成されると共に，神奈川側が千葉木更津側より相対的に高温となっている．また，等温線は等深線にほぼ平行になっている．このような傾向は，東京湾における夏期の典型的な水温分布（例えば，宇野木・岸野，1977）と同様のパターンである．これに対して北東風（沖向き風）が連吹している時期である 8/10 では，船橋から本観測海域近傍の湾奥部千葉港周辺にかけて水温が著しく低下していることから，この時期に沿岸湧昇が生じていたことが分かる．また，後に示す図-4.18(a)から，7/11,7/23,8/12 頃の観測海域の溶存酸素量はほぼゼロとなっており，同時に水温レベルが急激に低下している（図-4.9(a)，(b)）ことなどから，長周期の水温変動が風に対応した沿岸湧昇に対応していることが分かる．なお，水温の長周期変動と，他の気象データとの関連については，4.4.(1)-d)で検討する．

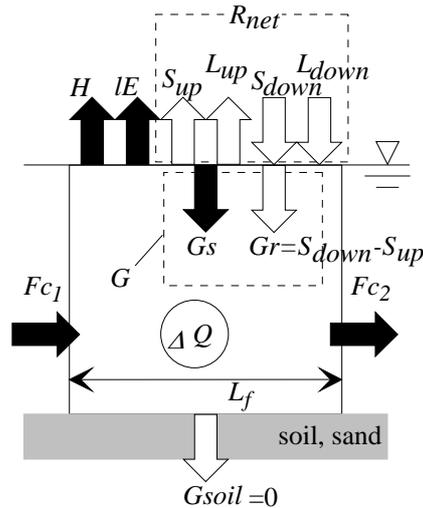


図-4.12 熱収支解析における各フラックス成分の模式図

c) 日周変動の成因

日周変動の要因としてまず、日射量、気温等の気象条件が考えられるが、これらが水温変動に及ぼす影響について考察するため、海表面における熱フラックスの収支を計算した。解析に関わる各フラックス成分の定義を図-4.12 に示す。まず、海表面での熱フラックスの収支式は一般に以下のように表される。

$$R_{net} = H + IE + G \quad (4.1)$$

ここに、 R_{net} ：純放射量、 H ：海表面から大気への顕熱フラックス、 IE ：潜熱フラックス、 G ：海中へ伝達される熱フラックスであり、貯熱量とも呼ばれ、水中に貯えられていく熱フラックスである。 G は、乱流拡散等により海表面から水中へ輸送される海中顕熱フラックス G_s と、 R_{net} の一部が水中に透過し吸収されることにより熱に変換されるフラックス G_r の2つの成分から構成されている（つまり、 $G = G_s + G_r$ ）。通常、海表皮層では長波放射のみが吸収され、短波放射は水中に透過されるものと考えて良いので（例えば、近藤，1994）、 G_r は以下のように表される。

$$G_r = S_{down} - S_{up} \quad (4.2)$$

一方、 R_{net} は式(4.3)～(4.5)のように表される。

$$R_{net} = S_{down} - S_{up} + L_{down} - L_{up} \quad (4.3)$$

$$L_{up} = \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (4.4)$$

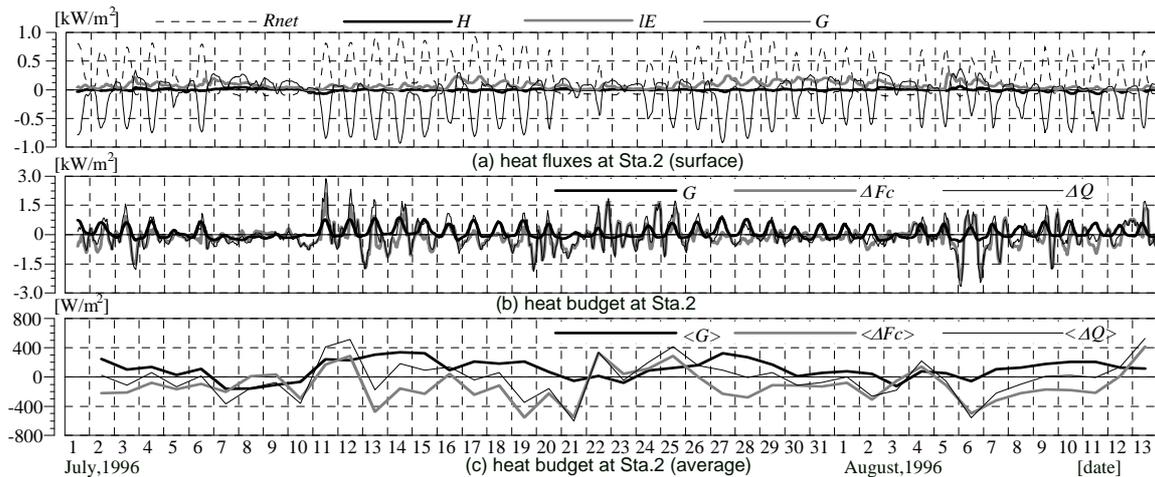


図-4.13 Sta.2における (a) 水表面熱収支各成分の時系列, (b) 海表面から入射する熱フラックス G , 水温変化による貯熱フラックス ΔQ , 水平移流による顕熱輸送量 ΔFc の時系列, (c) (b) 中での各フラックスの日平均値の時系列.

$$S_{up} = \alpha S_{down} \quad (4.5)$$

ここで, S_{down} : 日射量, S_{up} : 海表面からの反射日射量, L_{down} : 大気放射量, L_{up} : 海表面からの射出長波放射量, ε : 海表面の射出率 ($=0.97$), σ : Stefan-Boltzmann定数, T_s : 海表面温度 (実測された表層水温を用いる), α : 海表面のalbedo ($=0.06$) である. S_{down} は近接する幕張海岸における実測値を, L_{down} は気温と雲量を用いた推定値 (近藤, 1994) を使用し, H と IE は大気の安定度を考慮したMonin-Obukhov相似則により評価する (例えば, 灘岡ら, 1996b). また, G_s は熱収支式 (4.1), (4.2) の残差として算出する. なお, 海底面を通じて出入りする熱フラックス G_{soil} , 水塊水温の上昇・下降を表す貯熱フラックス ΔQ , 水平移流による熱フラックス ΔFc については次節で定義する.

Sta.2 における観測値を用いて, 以上のようにして計算された海表面における各フラックスの時系列を図-4.13(a) に示す. ただし, G は海中へ伝わる方向を負値として示している. 浅海域での海表面熱収支では, 日射や大気放射などによる純放射量 R_{net} が突出して大きいものの, 大気中への顕熱 H は日中に負値を取り, しかもその絶対値はかなり小さいことが分かる. 同時に海表面からの水蒸気供給により潜熱 IE は H と比較すると日中に大きな値を示すものの, R_{net} と比較するとかなり低い値である. その結果, 海中へ伝達される熱フラックス G が相対的に大きくなることで海表面の熱収支バランスが保たれているものと考えられる. そのため, 海表面を通じて供給される熱フラックスは H や IE に関係する気温, 湿度等ではなく, 日射量に大きく支配されていることが分かる. ただし, 水温の日周変動を支配する別の要因として, 水平移流による熱輸送も考えられる. そこで, それについて次節で検討する.

d) 水温変動への水平移流フラックスの効果

水温変動に対する水平移流による熱フラックスの寄与を評価することを試みる. まず, 海底面を通じて出入りする熱フラックス G_{soil} を無視できる ($G_{soil}=0$) と仮定するれば, 水塊温度の増減効果を現わす貯熱フラックス ΔQ は, 水表面から鉛直一次的に与えられる G , および水平方向

の移流に伴う熱フラックスの収支 ΔFc の和として表現される．ここで，各熱フラックスは以下のように定義される．

$$\Delta Q = \int_0^{h+\eta} \frac{\partial(\rho_0 C_p T_w)}{\partial t} dz \quad (4.6)$$

$$\Delta Fc = \frac{Fc_1 - Fc_2}{L_f} = \frac{\rho_0 C_p}{L_f} \left(\int_0^{h+\eta} u T_w dz \Big|_1 - \int_0^{h+\eta} u T_w dz \Big|_2 \right) \quad (4.7)$$

$$\Delta Q = G + \Delta Fc \quad (4.8)$$

ここに， h ：平均水深， η ：水位変動， ρ_0 ：海水密度， C_p ：海水の定圧比熱， T_w ：水温， z ：海底面から上向きに取った鉛直座標， t ：時間， L_f ：検査断面間の水平距離， u ：水平流速，である． ΔQ は水温の観測値を用いて算定し， ΔFc の算定に必要な2地点での流速の鉛直分布データがないため，ここでは ΔFc を式(4.8)の残差として求める．それゆえ， ΔFc は流向を定義できないスカラー量であり，その正負は単位底面積の水柱を通過する水平移流熱フラックスが水柱を加熱，冷却する効果を表すことになる．

これらの各成分の時系列を図-4.13(b)に示す．水塊水温の時々刻々の増減を表す貯熱フラックス ΔQ には，上で定義した ΔFc と，日射等による海表面からの熱供給を表す G とが同程度のオーダーで寄与していることが分かる．しかしながら，岸向き風が連吹する7/11～7/16に見られるように， G よりもむしろ ΔFc の方が卓越する期間が多くなっている．このことから，岸側極浅海域水温の短周期変動には水平移流がかなり大きく関与している可能性が高いことが分かる．

また，上記の各フラックスが長周期水温変動に及ぼす影響を見るべく，日平均値を計算した(図-4.13(c)，日平均値にはそれぞれ<>を付している)．水塊水温の長周期の増減を表す< ΔQ >には，< G >と< ΔFc >とが同程度のオーダーで寄与していることが分かる．< G >は主に日射の長周期変動を反映しており，< ΔFc >は沿岸湧昇などの移流効果を表していることから，長周期の水温変動は水平移流だけではなく，日射量の長周期変動にも大きく依存していることが分かる．

これらの水平移流熱フラックスの変動特性に関しては，沖側観測塔での値との比較を通じて次節において考察する．

e) 極浅海域特有の水温変動特性について

次に，沖側の幕張観測塔(水深約9m)での水温データとの比較などを通して，海-陸境界部としての極浅海域特有の熱特性を抽出することを試みる．まず，図-4.9(a)と(b)を見ると，沖側では底層付近の水温がかなり低く，温度成層が岸側極浅海域よりも明確に形成され，温度躍層が概ね海表面から1.0～5.0mの水深に存在している．一方，浅海域では全層的にほぼ一樣な水温構造になっていることから，海岸近くの極浅海域では沖に比べて水塊の鉛直混合が顕著であることが分かる．また，沖における水温の長周期変動に着目すると，7/11～7/19，7/25～8/1等の成層発達期では極浅海域での測定値よりもやや低く，逆に北東風(沖向き風)に伴う湧昇期(7/7～7/10，8/6～8/12等)ではやや高い水温レベルになっている．さらに日周変動振幅を見てみると，表層付近では沖側の方が振幅が小さい期間が多いことが分かる．

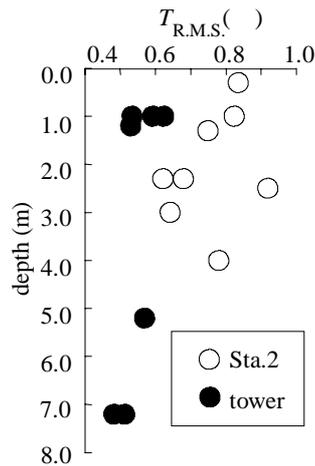


図-4.14 沖と岸における水深毎の日周期以下の水温変動成分に関する R.M.S.値の鉛直分布

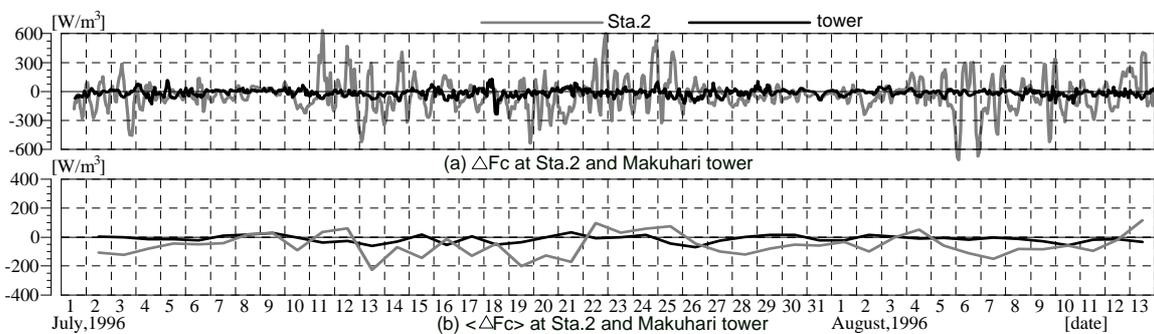


図-4.15 Sta.2 および幕張観測塔における単位水深当たりの (a)水平移流による顕熱輸送量 ΔF_c , (b) ΔF_c の日平均値の時系列.

そこで、この日周変動振幅の特徴をより詳しく調べてみるために、沖と岸における水深毎の日周以下の水温変動成分の R.M.S.値を求めて比較した。図-4.14 がその結果であるが、これから R.M.S.値は沖側では概ね 0.5~0.6 () であるものの、岸側では 0.6~0.9 () 程度であり、岸における一日程度以下の時間スケールでの変動レベルが沖側と比較してかなり大きいことが分かる。

以上の長周期および日周期での変動特性の差異の原因を理解するために、4.4.(1)-d)と同様にして沖側の幕張観測塔での ΔF_c とその日平均値 $\langle \Delta F_c \rangle$ を求め、先の Sta.2 の結果と比較する形で図-4.15(a)と(b)に示した。ただし、水平移流フラックスの大小の比較に際して、水深差の影響を排除するため、ここでは水深で割って、単位水深当たり(すなわち単位体積当たり)の値として表示している。これを見ると、瞬間値、日平均値ともに、沖側と比較して岸側極浅海域の方が水平移流による熱輸送の影響をより強く受けていることが分かる。このことは、極浅海域では水平移流による熱輸送量が相対的に大きいため、沖側よりも水温の変動振幅が大きくなることを示している。 ΔF_c の変動パターンとしては、日中に正值、夜間に負値を取ることが多く、逆に長周期変動成分を表す $\langle \Delta F_c \rangle$ は全期間を通じて負値を取ることが多い。

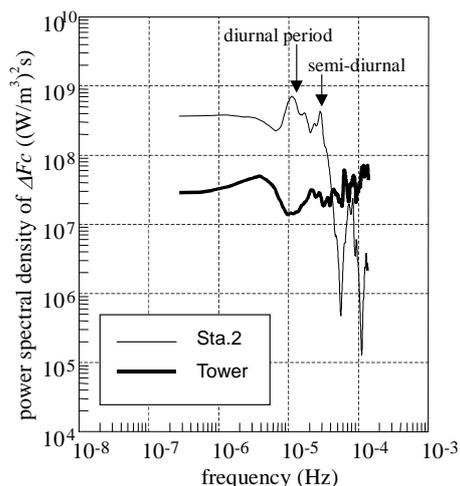


図-4.16 Sta.2 および幕張観測塔における単位水深当たりの，水平移流による熱輸送量 ΔFc のパワースペクトル密度．

ここで，図-4.15(a)の ΔFc に対してパワースペクトル密度を求めた結果を図-4.16 に示す．図-4.16 から，浅海域 Sta.2 の方が沖側観測塔と比較して半日周期程度以上の長周期変動振幅が大きく，しかも日周期と半日周期に明確なピークが出現していることが分かる．つまり，図-4.10 に示したように，水温変動スペクトルにおける半日周期のピークは不明瞭であったが，水平移流熱フラックス ΔFc の生成には半日周期の変動成分が重要な役割を果たしている．この ΔFc の日周，半日周変動を引き起こす原因として日周潮，半日周潮がまず考えられる．すなわち，潮汐に伴って，岸近くの水塊が水温構造をほぼ維持したまま水塊ごと移動する効果を水平移流フラックスとして感知しているものと思われる．また，岸側極浅海域では岸の存在に伴う流れの遮蔽効果により，岸向き風時には，日射の作用に伴い昼間は暖かく，夜間は冷たい沖側表層水が吹き寄せられることによって， ΔFc が日中に正，夜間に負値を取るものと考えられる．また，沖向き風時には，観測地点よりもさらに岸側からの影響を受けるものの，底層からの冷水塊の湧昇が支配的となるため， ΔFc は負になりやすい．これらの現象が重なって， ΔFc の変動パターンが決定されているものと推察される．

一方，水温の長周期変動に関わる $\langle \Delta Fc \rangle$ の正負についても同様に，岸向き風連吹時には表層水の吹き寄せ効果によって正，沖向き風時には湧昇に伴って負となるものと考えられる．しかしながら，7/26～8/2のように岸向き風であるにも関わらず， $\langle \Delta Fc \rangle$ が負となる期間がしばしば見られるが，その原因の一つとして地形性貯熱効果に起因する密度流の存在が考えられる．図-4.15(b)において湧昇時以外で $\langle \Delta Fc \rangle$ が負となる期間（7/2～7/7，7/13～7/19，7/26～8/2）では，図-4.9(c)の風速ベクトルから分かるように沖向き風である南西風が比較的穏やかに連吹していた好天期であり，そのため，図-4.13(a)に見られるように G が相対的に大きく，海表面から強く加熱されていた．その結果，水深差に対応する熱容量差によって水温の水平偏差が強化され，表層では浅海域から沖へ，底層では深い方から岸へ向かう密度流が顕在化していた可能性が考えられる．しかし，本観測では十分なデータがないため，その詳細をこれ以上議論することはできない．

なお，海岸付近の極浅海域では，図-4.14 で見たように，水温の日周変動振幅が全水深でほぼ一様になるが，これも，吹き寄せ効果によって沖側表層で形成された暖水塊が岸へ移流された結果，

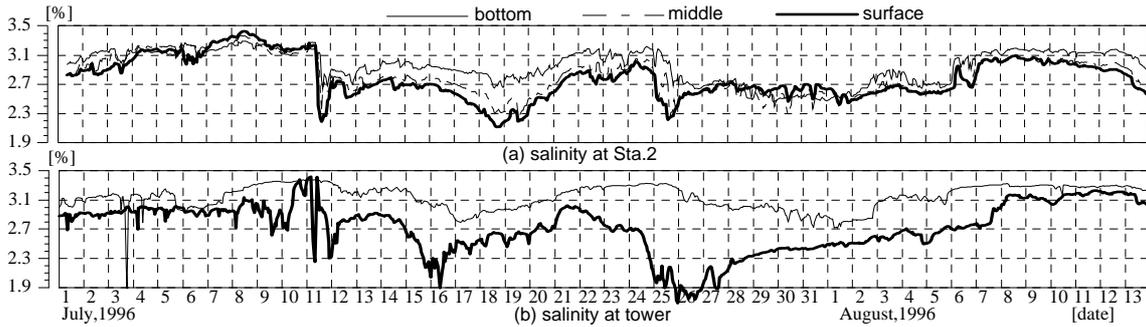


図-4.17 塩分の時系列。(a) Sta.2 表・中・底層，(b) 幕張観測塔表層・底層。

等温線が岸に向かって前傾化し，比較的水温が近い水塊が全水深を覆う形になることがその原因の一つと考えられる．このことは，岸近くでは風による流れが鉛直循環流的になって，水塊が一様化されやすいことが原因，とすることもできる．

このように，岸側極浅海域では，海岸線という明確な幾何学的境界条件の存在により，熱量の吹き寄せ効果や，底層水の湧昇などが生じるとともに，熱的構造が一様化されやすいという特徴が存在する．

(2) 塩分変動特性

a) 極浅海域(Sta.2)における塩分変動

図-4.17(a)に Sta.2 における表層，中層，底層塩分の時系列を示す．Sta.2 では岸向き風である南西風が卓越する 7/13～7/18 頃に塩分成層が徐々に形成され，風向が反転して北東風が連吹する 7/19～7/24 にかけて徐々に成層が崩壊している．その他の期間では際立った塩分成層は見られず，鉛直方向に強く混合されていることが分かる．また，7/11 や 7/25 では塩分が全体的に急減し，8/5～8/6 では急増している．このうち，塩分の急減期は多少の時間遅れがあるものの，降雨(図-4.9(f))直後の期間にほぼ対応しており，降雨やそれに伴う河川流出(調布堰における多摩川流量データから，7/9，7/21 に顕著なピーク流量が出ていたことが明らかとなっている)に起因して淡水流入が起こった結果，塩分が急減したものと考えられる．同時に，急減期間は沿岸湧昇の末期に，急増期間は湧昇の初期にほぼ一致していることから，風向反転に伴う密度躍層の通過を表しているものと考えられる．すなわち，塩分の急減は，淡水流入の影響により低密度となった沖側表層水塊が，南西風に伴う岸向きの吹送流によって浅海域まで移流され，躍層のフロントが観測点を通過したことを示している．逆に，塩分の急増は，北東風の吹き出しに伴う底層の高密度水塊の湧昇に対応しているものと推察される．

b) 沖側(幕張波浪観測塔)データとの比較

図-4.17(b)は幕張波浪観測塔における表層と底層の塩分の時系列を示している．これを見ると，沖側の塩分には水温と同様に，岸側極浅海域よりも明確な成層構造が形成されていることが分かる．沖側の観測塔では，底層塩分は表層と比較して短周期および長周期の変動成分がともに小さく，観測期間全体を通じてかなり緩やかに変動しているが，表層では特に長周期の塩分変動振幅が大きいことが分かる．この大きな長周期変動は，降雨・河川流量のピーク時から数日以内に表層塩分が著しく低下することに対応しており，それに伴って塩分成層が発達している．また，こ

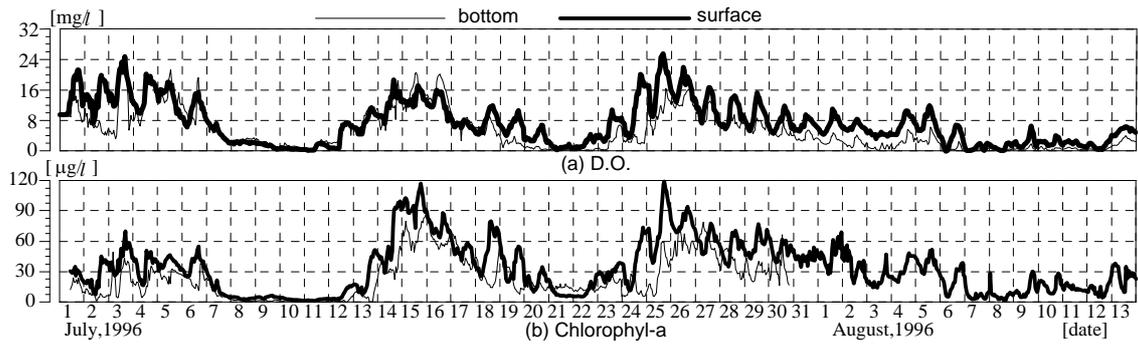


図-4.18 Sta.2 表層・底層で測定された(a) 溶存酸素量，(b)Chl.a 量の時系列．

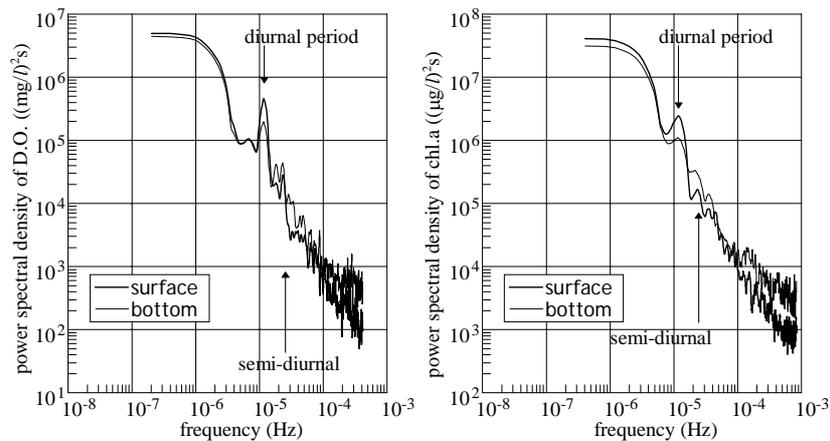


図-4.19 Sta.2 における表層・底層での溶存酸素量(左) および Chl.a 量(右)変動のパワースペクトル密度

の塩分成層は岸側での成層と比較して極めて明瞭であるが、これは 4.4.(1)-e)において水温変動に関して考察したように、沖側での鉛直混合が岸側極浅海域に比べて弱いことが原因であるものと考えられる。さらに、岸側水塊は沖側よりも平均的に高塩分に保たれていることから、河川を通じた淡水の影響は沖側よりも顕著ではないことが分かる。

(3) DO・Chl.a 量の変動特性

Sta.2 表層・底層で測定された溶存酸素量 (DO), Chl.a 量を図-4.18 に示す。両者はともに著しい日周期変動および長周期変動をしていると同時に、DO は最大で 25mg/l (飽和度 330%), Chl.a 量は 120µg/l にまで達しており、95 年観測と比較して極めて大きな値を示している。DO, Chl.a 量の時系列データに対してスペクトル解析を行うと(図-4.19), 水温(図-4.10)と同様に 24 時間付近の日周成分に明確なピークがあり、さらに低周波数領域(以下、「長周期成分」と呼ぶ)にも大きなエネルギーが含まれていることが分かる。このうち日周期のピークレベルについて見てみると、底層よりも表層の方が高く、表層ほど著しく日周変動していることが分かる。以上のことから、DO・Chl.a 量の変動特性に関しても水温と同様に、日周期以上の長周期変動と日周変動とに分けて考察を行う。

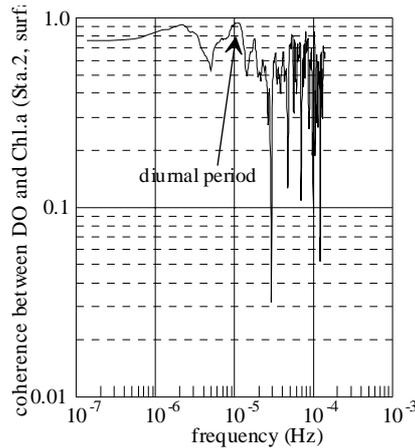


図-4.20 Sta.2 表層におけるDO変動 D_s とChl.a変動 C_s のcoherence(coh^2)

a) 長周期変動特性

まず、DOの時系列(図-4.18(a))から、7/10、7/21、8/7~8/12前後の期間で表層、底層共に0%近くまで低下し、反対に7/3、7/15、7/25に最大値を取るような長周期の変動パターンが存在することが分かる。DOが0%付近まで低下する期間は、北東方向の沖出し風が連吹する期間に対応しており、前述したように沿岸湧昇が生じている期間である。すなわち、沿岸湧昇に伴い沖側底層の貧酸素水塊が沿岸付近に湧昇するため、観測点を含む岸近くの極浅海域が無酸素状態になっていることが分かる。なお、千葉県環境保全局によれば、7/10、8/8前後の期間で千葉港周辺に青潮が発生したと報告されている。つまり、北東風の連吹に伴う沖側底層の貧酸素水塊の湧昇により、岸近くの水塊が強い青潮状態に移行していたことが分かる。また、弱い南東風が吹送する期間ではDO値が著しく上昇し、最大で330%程度にまで達している。

このように、卓越風向に対応している長周期のDO変動は水温の長周期変動に概ね追従しているが、一方で、湧昇・沈降により水塊構造が大きく変化する風向反転時には、長周期変動パターンがDOと水温とで若干異なっている。例えば、水温は湧昇後の7/11から急激に上昇しているものの(図-4.9(b))、DOは遅れて7/12から上昇している。また、DOは7/16から再び減少傾向に転じるが、この時、大局的な水温レベルは減少には転じてはならず、やや遅れて7/20から水温低下が進行している。このような水温とDOの長周期変動特性の相違は、7/26前後の期間でも全く同様の傾向を示している。

一方、Chl.a量変動(図-4.18(b))は、DOと同様に95年観測と比較して観測期間全般を通じて値がかなり高く、95年では最大で $20\mu\text{g/l}$ 程度であったものが96年では最大 $120\mu\text{g/l}$ にまで達している。Chl.a量が $50\mu\text{g/l}$ を上回っている状態を便宜的に「赤潮」と定義すると(鎌谷,1993)、7/10、7/21の湧昇期直後に沿岸域の水塊が著しい赤潮状態に移行していることが分かる。

また、図-4.18からChl.a量の長周期変動パターンはDOの長周期変動パターンとかなり一致していると同時に、DOと同様に水温の長期変動パターンとの相違が認められる。ここで、Sta.2表層でのDO変動とChl.a変動のcoherence(coh^2)を見ると(図-4.20)、各周波数帯で1.0に近い高い値を示している。また、周期24時間の箇所で特に高い相関を示しており、日周期から長周期にかけてDO値とChl.a量とに高い相関があることが分かる。一方、DOの時系列(図-4.18(a))と幕張波浪観測塔の有義波高データ(図-4.9(d))とに明確な対応関係が見られないことから、曝気・再曝

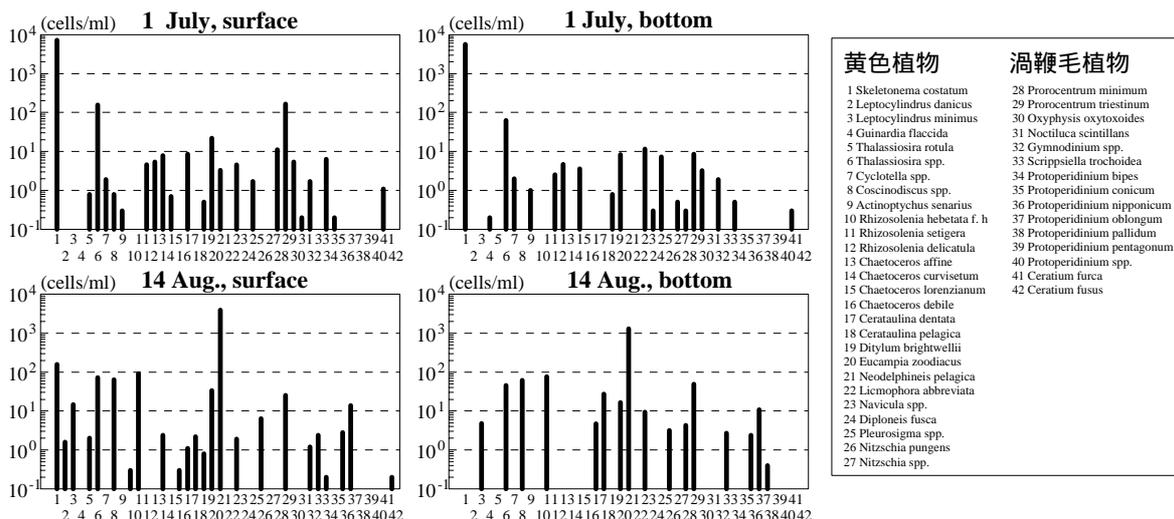


図-4.21 1996年7/1, 8/14のSta.2表層及び底層における植物プランクトンの種類別単位体積中の細胞数

気による溶存酸素量変化はほとんどないものと考えられる。以上のことから、この海域では海水中のDOはChl.a量に大きく支配されており、植物プランクトンの個体数の変化に伴って植物プランクトンの光合成および酸素消費により場のDOが変化しているものと考えられる。そこで、このDOと水温の長周期変動パターンの相違に関する原因について、Chl.a量の変動特性を通じて考察する。一般に、植物プランクトンの増殖は、光、水温、塩分や栄養塩濃度等の環境要因によって決定される(岩崎, 1975)。夏期の日中は光飽和であると考えられ、同時に、Sta.2における塩分(図-4.17(a))とChl.a量の変動(図-4.18(b))には明確な対応関係が見られない。すなわち、水温と、Chl.a量およびDOの長周期変動パターンの相違は、場の水温と栄養塩濃度により植物プランクトンの増殖が制限された結果、以下のように決定されているものと推論される。

北東風(沖向き風)の連吹により沿岸湧昇が生じ、その後、南西風(岸向き風)へ風向が反転した時は、沖側躍層下の低Chl.a量、貧酸素であるが、富栄養な水塊が沿岸湧昇に伴って汀線付近を中心とした極浅海域に十分に存在している。続いて、この高濃度の栄養塩の存在により活発な生物生産が開始され、赤潮状態になるまで植物プランクトンが大増殖(ブルーミング)する。しかし、風向反転直後は水塊の栄養塩濃度は高いものの、水温が低いことが制限因子となってブルーミングが遅れる。また、増殖の進行とともに栄養塩が消費される一方で、4.4.(1)-d)で述べた南西風の連吹に伴う吹き寄せ効果などによって顕著な水温上昇が起こる。そのため、植物プランクトン自身による栄養塩の消費によって栄養塩濃度が低下することが制限因子となるか、または水温上昇が進行し、場の水温が優占種の好適温度を上回る時に植物プランクトンは減少に転じる。

以上のような理由により、水温とChl.a量およびDOの長周期変動パターンの間に明確な相違が生じたものと考えられる。

b) 日周変動特性

次に、95年観測では特定できなかったChl.a量の日周変動の成因について考察するため、観測前期の7/1および後期の8/14(両日ともに午前10時)における植物プランクトンの種類毎の細胞数密度を調べた(図-4.21)。ここでは、現場海水をバンドン式採水器で5l採水した後、現場においてホルムアルデヒドで固定し、速やかに分析に供した。

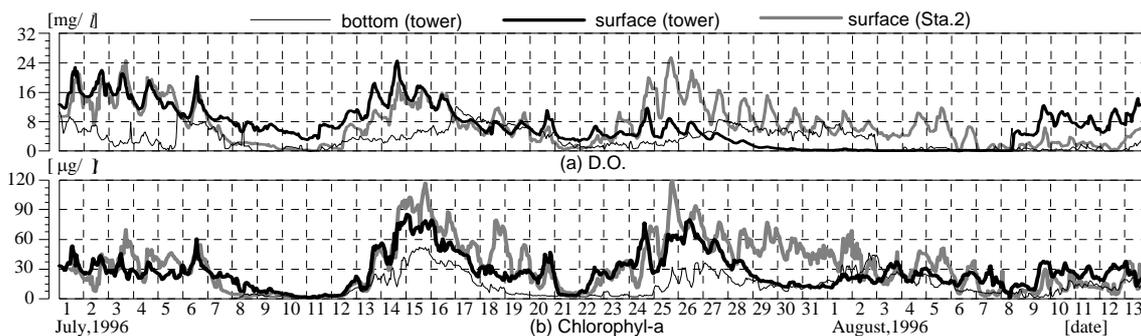


図-4.22 幕張波浪観測塔の表層・底層および Sta.2 表層における，(a) DO，(b) Chl.a 量の時系列．

7/1 では黄色植物・珪藻類の *Skeletonema coastatum* が圧倒的優占種であり，ついで渦鞭毛植物の *Prorocentrum triestinum* が多いものの，その量は単位体積あたりで *Skeletonema coastatum* の 1/40 以下である．また，8/14 では珪藻の *Neodelphineis pelagica* が唯一の圧倒的最優先種である．渦鞭毛植物では 7/1 同様 *Prorocentrum triestinum* が最も多いが，その量は 48.9 cells/ml にとどまっており，珪藻の約 1/80 程度しか存在しない．4.3.(3) で述べたように，渦鞭毛藻が優占する海域では Chl.a 量の日周変動は植物プランクトンの鉛直移動に起因するものと考えられるが，珪藻類は遊泳力がないため，図-4.18(b) に見られる Chl.a 量の日周変動は鉛直移動では説明できない．一方，*S. coastatum* のような小型河口域沿岸種では 1 日当たり 3 回強の割合で分裂し (Guillard and Ryther, 1962)，しかも大増殖期には 24 ~ 25 (mgO₂/mgChl.a/hour) という著しい光合成能力を示す (宝月・坂本, 1959)．本観測海域では珪藻類が圧倒的に卓越していることから，水温等の生育環境に応じて珪藻植物プランクトンの個体数が日周期で増殖・死滅することにより，Chl.a 量および DO の日周変動が生じているものと推察される．

c) 沖側 (幕張波浪観測塔) データとの比較

図-4.22 に幕張波浪観測塔の表層・底層，および比較のために極浅海域の観測点 Sta.2 表層における DO・Chl.a 量の時系列を示す．浅海域での測定値と比較して，沖側水域における DO・Chl.a 量はともに水温や塩分と同様に表層と底層での差が大きく，一方で両者の長周期変動振幅は岸側よりも小さくなっていることが分かる．ここで，7/28 頃から 8/8 にかけて，観測塔での DO が著しく小さい値を示しているが，これはセンサーへの生物付着が原因であるものと考えている．そのため，メンテナンスを実施した 8/8 の午後以降は値が回復している．また，Chl.a 量は極浅海域では最大で約 120 µg/l に達しているのに対し，観測塔では 80 ~ 90 µg/l 程度にしか達していない．一方，沿岸湧昇に伴い青潮が発生した 7/10，8/10 頃には浅海域の表層と底層はともにほぼ無酸素状態であるのに対し，観測塔では Chl.a 量がほぼ 0 になる 7/11 においても DO は約 4 mg/l (飽和度 40%) 程度であり，貧酸素水塊の影響は沖側表層付近にまでは十分に達していないことが分かる．但し，湧昇期の沖側底層では貧酸素化がかなり進行しており，青潮発生時には DO がほぼゼロとなっている．しかしながら，岸側極浅海域では全層的に貧酸素化が進行しており，沖よりも青潮の影響が明瞭な形で現れている．反対に，青潮後のブルーミング時における沖側の全体的な Chl.a 量の変動レベルは浅海域よりも低いことから，青潮後の赤潮の影響もまた，岸側極浅海域の方が強く現れることが分かる．

一方，DO と Chl.a 量の日周変動振幅も岸側極浅海域の方が大きい．図-4.9(c) を見ると，両者の

日周変動振幅が大きい期間（7/1～7/6，7/13～7/19，7/24～8/5）は岸向き風である南西風時と対応している。このことから，日射の作用により昼間に Chl.a 量が高く，夜間に低いという変動特性を有する沖側表層水塊が，岸向き風に起因する吹き寄せ効果によって岸向きに移流されるため，岸側極浅海域は沖側よりも昼は高濃度，夜は低濃度になりやすいものと考えられる。同様に，DO 変動は Chl.a 量変動に対応しているため，岸側ほど日周変動振幅が大きくなっている。

また，4.4.(1)-e)で考察したように，南西風時に地形性貯熱効果に伴う密度流が生じていたとすると，沖側底層の栄養塩濃度の高い水塊が岸側極浅海域に供給されるメカニズムが存在することになるため，沖側表層よりも岸側の方が Chl.a 量が多い原因となっていると考えることもできる。

4.5. 数値シミュレーション

(1) 数値計算の概要

現地観測海域を模擬した数値シミュレーションを通じて，日射による加熱効果と，風に伴う水平移流フラックスが岸側極浅海域の水環境に及ぼす影響を検討した。ただし，ここでは簡単のため生態系モデル等は導入せず，熱環境に関する項目のみに着目した計算を行うこととした。さらに，Chl.a 変動特性や水深を変えることにより外洋や沖側水域を想定した鉛直次元計算を併せて行い，内湾の岸側極浅海域が有する水環境特性を考察することを試みた。

計算の基礎方程式は，静水圧近似の Navier-Stokes 方程式，連続式，熱の移流拡散方程式である。鉛直渦動粘性および鉛直拡散係数の計算には Mellor and Yamada (1974) の closure モデル・レベル 2.5 を，水平渦動粘性係数・水平拡散係数の算出には Smagorinsky モデルタイプのものを用いる 3 次元マルチレベルモデルである POM (Blunberg and Mellor, 1983) を使用した。

海表面では海表面温度，大気温度，湿度，風速，日射量等を用いて熱収支を計算し，残差として求まる海中顕熱フラックスを熱の移流拡散方程式の海表面境界条件として逐次与えた（灘岡ら，1996a）。また，式（4.8）で表される熱の移流拡散方程式中には右辺第 2 項のように表現される水中への透過日射によるソース項を導入した。透過日射量は式（4.9）のように表され，式中に現れる水中での日射の消散係数 γ は，これを Chl.a 濃度の関数で表す Lee *et al.* (1991) のモデルを参考にして，以下の式（4.10）のように表した。

$$\frac{D\theta}{Dt} = F_{\theta} + \frac{Q_{in}}{\rho_0 C_p} \quad (4.8)$$

$$Q_{in} = \frac{\partial}{\partial z} \{ (1 - \alpha) S_{down} \exp(-\gamma z) \} \quad (4.9)$$

$$\gamma = 0.03 Chla + 0.58 \quad (4.10)$$

表-4.2 計算条件の一覧

	水深	観測点	沖側水温	Chl.a 量
run-1	3.3m	Sta.2	-	観測値
run-2	3.3m	Sta.2	-	一定値(30.0 $\mu\text{g} / \text{l}$)
run-3	3.3m	(外洋)	-	一定値(2.0 $\mu\text{g} / \text{l}$)
run-4	10.0m	(沖)	-	観測値
run-5	0.5-6m	Sta.1-4	観測値	観測値

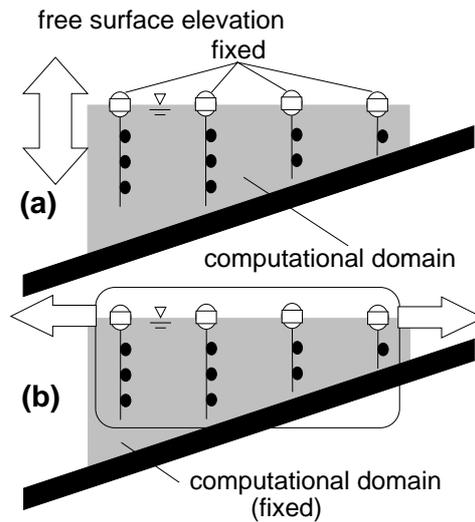


図-4.23 潮位変動に伴う水平移流効果の与え方。(a)沖側境界条件として潮位を与える，(b)固定座標系で計算し，各時間での測点の相対的な位置を求める（本研究）。

ここで， θ ：水温， D/Dt ：実質微分， F_θ ： θ の水平および鉛直拡散項， Q_{in} ：透過日射量， ρ_0 ：海水の基準密度， C_p ：海水の定圧比熱， α ：海表面のalbedo (=0.06)， γ ：消散係数 (1/m)， $Chla$ ：Chl.a 量 ($\mu\text{g}/\text{l}$) である。

計算は 96 年観測の状況を対象とし，最沖部境界での水温分布や計算領域内部の Chl.a 量（空間的に一定）の与え方により計算条件を変えて run-1～5 の 5 ケース行った（表-4.2）。まず，run-1～4 では水平方向熱フラックスの移流の影響を考慮しない鉛直一次元計算を行い，表-4.2 に示した水深を 20 層で表現した。run-5 では岸沖方向×水深方向に 40×20mesh を設定した岸沖断面二次元計算を行い，水深方向には σ 座標系（水深 0.5～6.0m）を導入し，沖側境界で 96 年観測の Sta.1 における水温測定値の鉛直分布を線形的に内挿して与えた。

また，ここでは潮汐による熱フラックスの水平移流の効果は以下のように取り込んだ。つまり，沖側境界で潮位変動を与える（図-4.23(a)）のではなく，計算座標系を潮汐とともに移動する座標系とみなし，各計算時間ステップでの観測点 Sta.1～4 の位置を Lagrange 的に逐次求め，その位置での水温を時系列で表すようにしている（図-4.23(b)）。

灘岡ら（1996a）が指摘しているように，本研究で対象とする極浅海域では透過日射が海底面に到達する可能性があり，海底面における熱収支を考慮する必要があるが，ここでは簡単に水温に関して開放条件（境界における法線方向の 2 階微分値がゼロ）を用いている。運動量の境界条件

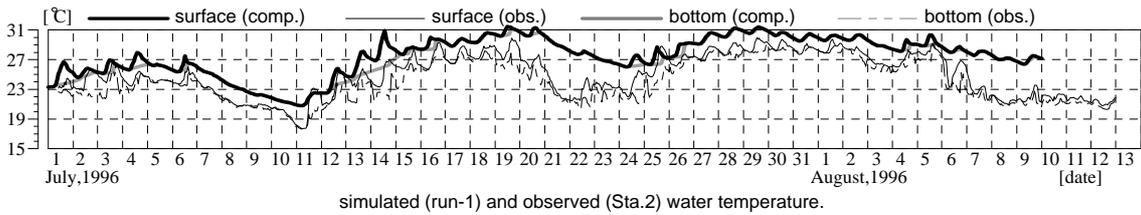


図-4.24 Sta.2 を対象とした 1 次元計算 (run-1) と観測による表層および底層における水温変動の比較.

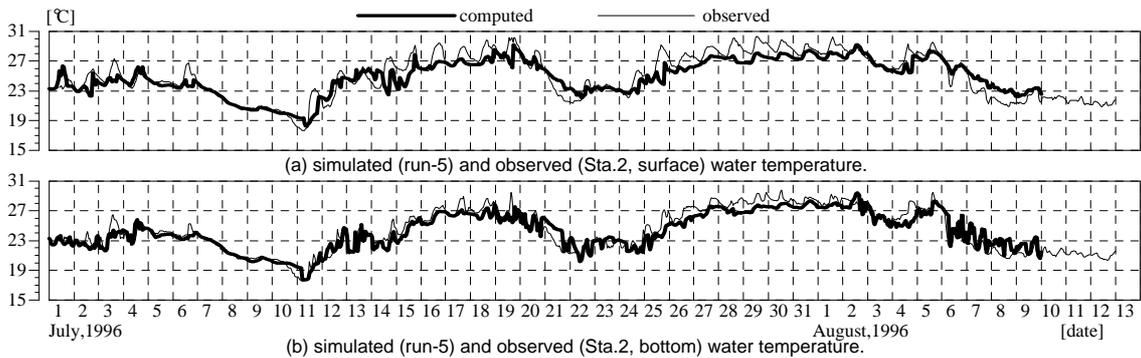


図-4.25 2 次元計算結果 (run-5) と観測値との水温時系列データの比較. Sta.2 の(a)表層および(b)底層相当位置.

は沖側では開放条件，海表面・海底面で不透過条件，岸側で no-slip 条件とし，スカラー量については熱の海表面・海底面条件を除き開放条件とした．また，塩分，日射量，気温，湿度，風向風速等は観測値を時間的に内挿して，逐次与えた（空間的には一定）．

(2) 計算結果

a) 水平移流フラックスが岸側極浅海域の熱構造に及ぼす影響について

まず，水平移流による沖側との熱交換の効果を考慮せず，海表面での熱収支と風による鉛直拡散について着目した鉛直一次元計算 (run-1~4) の結果について述べる．図-4.24 では，40 日間数値積分した run-1 の計算結果と 観測された水温の時系列データを表層と底層について表示している．

岸側極浅海域の Sta.2 を想定し（水深 3.3m），さらに Chl.a 量に観測値を与えて計算した run-1 では，水温の長周期変動パターンは概ね観測値を再現しているものの，北東風連吹によって岸側水域ほど強く現れる沿岸湧昇が生じた期間（7/7~7/11，7/20~7/24，8/6~）では，水温の急減は十分に表現されていない．また，湧昇などの水平移流の効果を取り込んでいないため，計算値では全体的に水温レベルが観測値よりも高い．4-(1)-d) で述べたように，水温の長周期変動には日射量と水平移流の長期変動の効果が同程度に寄与しており，しかも水平移流による顕熱輸送量は負値を取ることが多い．つまり，この負の移流フラックスの効果を取り込んでいないために，run-1 では全体的な水温レベルが観測値と比較して若干高くなっているものと考えられる．一方で，日周変動振幅は観測値とほぼ同程度であることから，浅海域の日周変動パターンが鉛直一次元的な熱収支バランスで概ね決定されているように見える．しかしながら，水平移流の効果を考えていないため，後述するように水温の日周変動特性の鉛直分布を表すことはできていない．

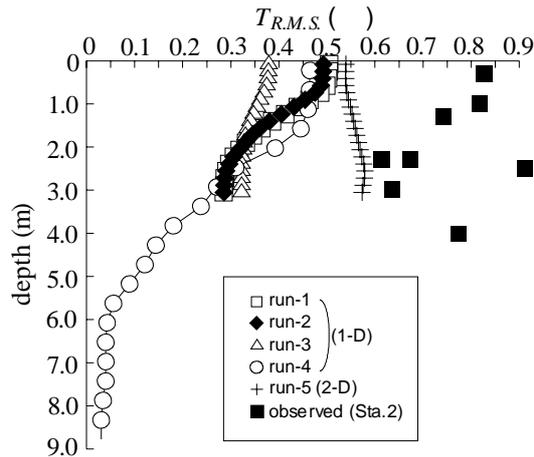


図-4.26 run-1～5 および観測による水温の日周期以下の変動成分に関する R.M.S.値の鉛直分布

次に、Sta.2 の表層および底層に相当する位置における、run-5 の計算結果と観測値との水温時系列データの比較を図-4.25 に示す。岸沖断面二次元計算である run-5 では、沖側境界で観測による水温分布を与えることにより、水平移流による沖側水塊との熱交換を考慮している。ただし、Chl.a 量変動については run-1 と同様に観測値を与え、潮汐の効果は図-4.23(b)で示した方法により考慮している。図-4.25 を見ると、一次元計算である run-1 では再現されていなかった、北東風連吹による沿岸湧昇期（7/7～7/11、7/20～7/24、8/6～）における水温の急減などがかなり良好に再現されている。また、run-5 では長周期の変動に関して、計算機間全体を通じて表層、底層ともにほぼ perfect に一致していることが分かる。すなわち、極浅海域の長周期水温変動は、鉛直一次元的に与えられる日射量の長周期変動に加え、水平移流による沖側との熱交換にも大きく依存しており、沖側条件を観測あるいは計算値から与えることができれば、水温変動がほぼ完全に再現できるものと考えられる。しかしながら一方で、日周変動に関しては、変動パターンは概略一致しているものの、変動振幅は計算値の方がやや小さい。

そこで次に、run-1～5 による日周期水温変動の R.M.S. 値の鉛直分布を、岸側浅海域の Sta.2 における観測値（図-4.14）と比較する形で図-4.25 に示す。これを見ると、計算値は観測値と比較して、特に一次元計算結（run-1）では全体的な $T_{R.M.S.}$ がかなり過小評価されている。このことから、岸側極浅海域では水温の日周変動に水平移流が大きく関与しており、鉛直一次元計算（run-1）ではその分布特性を表現することができないことが分かる。また、2次元計算（run-5）では、 $T_{R.M.S.}$ の鉛直分布は観測結果（図-4.14）に近い形になるものの、その変動レベルはやはり過小評価されている。このことから、岸側極浅海域では、さらに、ここで考慮しなかった海底面熱収支や、砂浜との熱交換などの影響を少なからず受けているものと考えられる。

b) 内湾性極浅海域の水環境特性に関する検討

図-4.26 の run-1～4 による日周期水温変動の R.M.S. 値の鉛直分布を見ると、計算条件の相違によって $T_{R.M.S.}$ の鉛直分布に明確な差が生じていることが分かる。まず、観測値を与えることにより Chl.a 量の時間変動の効果を検討した run-1 および観測期間における平均的な Chl.a 量を一定値（ $30\mu\text{g/l}$ ）として与えた run-2 とでは、 $T_{R.M.S.}$ の鉛直分布には表層付近に僅かな差が生じるものの、ほとんど違いが見られない。同様に、外洋を想定して Chl.a 量を $2.0\mu\text{g/l}$ （一定値）で与えた run-3

は、Chl.a量が少ないため、式(4.10)により消散係数も小さく、従って日射が海中に透過されやすい。そのため透過日射が底層付近まで到達することにより水塊全体として加熱効果を受けるようになり、表層水温が上昇しにくくなった結果、内湾を想定したrun-1 や 2 と比較して、両者の短周期変動振幅が小さくなるものと推察される。run-1 ~ 3 の結果から、Chl.a量の変動特性は水温の短周期変動にはあまり寄与しないものの、その平均レベルは重要な役割を果たしていることが分かる。そして、平均レベルが高い内湾性極浅海域であるほど、外洋性水域よりも表層の水温変動振幅が大きく、逆に底層水温の変動振幅が小さくなるため、水温の日成層が発達しやすいものと考えられる。

一方、内湾の沖側水域を想定して水深 10.0m、Chl.a量に観測値を用いたrun-4 の $T_{R.M.S.}$ を見ると、観測水温から求めた $T_{R.M.S.}$ (図-4.14)と比較して底層水温の短周期変動が小さい。このことから、沖側底層水塊は鉛直一次元的な熱収支バランスに加えて、水平移流など何らかの短周期変動の影響を強く受けているものと考えられる。また、岸側極浅海域を想定したrun-1 と比較して、表層の変動レベルが下がっていることが分かる。これは、変動レベルが小さい底層の冷水塊による冷却効果により、表層における日射による加熱が抑制されていることなどが原因であるものと推察される。

4.6. おわりに

本章では、東京湾奥に位置する砂浜海岸周辺水域における現地観測データの解析を数値計算まで含めた形で行い、内湾性極浅海域の特有の水環境特性について検討した。その結果、「浅い」だけでなく、「岸を有する」ことが、極浅海域砂浜周辺の水環境を特徴付ける重要なファクターとなっていることが分かった。以下にその主要な結論を示す。

- (1) 内湾性砂浜海岸周辺の水温・溶存酸素量・Chl.a量は、日周期および長周期で大きく変動している。特に本観測海域では、圧倒的な優占種である珪藻植物プランクトンの増殖・枯死等により、Chl.a量および溶存酸素量の変動特性が決定されているものと考えられる。
- (2) 内湾では外洋と比較して、Chl.a量レベルが高いために日射の透過率が低く、表層付近が特に加熱されやすい。そのため、極めて浅い水域であるにも関わらず、弱い南西風時にはかなり明瞭な成層構造が日周期で形成される。しかし、岸の存在により流れが鉛直循環的になるため、風速の増大に伴い水温成層は容易に崩壊し、水温やChl.a量などが沖側と比較して鉛直方向に一様化されやすい。
- (3) 水温の長周期変動には日射の長周期変動および水平移流による沖側水塊との熱交換が寄与している。一方、日周変動には主に日射量の変動に伴う海表面からの鉛直一次元的な熱フラックスの出入りと、風による熱フラックスの水平移流である「吹き寄せ効果」によって浅海域の水温構造が決定されている。また、この水平移流の効果は沖側と比較してかなり大きい。
- (4) 成層が発達した時期には、微風時には潮汐に対応した底層への冷水塊の貫入が存在し、また、強い沖出し風が連吹すると沿岸湧昇の影響が顕著に現れ、長周期での水環境変動に大きく寄与する。そして、沿岸湧昇の影響は沖側よりも強く現れ、沖出し風連吹時には深刻な青潮が発生し、Chl.a量、溶存酸素量がほぼゼロとなり、風向反転に伴い植物プランク

トンのブルームにより強い赤潮状態へ移行する。

以上のことから，砂浜海岸周辺の極浅海域は，干潟等と比較して海底勾配が大きく，沖側底層水がすぐ近くに存在するため，湧昇を通じてその影響を容易に受けると同時に，直立護岸等と比較して浅瀬が広く存在するため，日射の影響を強く受ける構造となっていることがポイントとなっているものと考えられる。

参考文献

- 足立久美子・日向野純也・木元克則：鹿島灘砂浜海岸における一次生産，I.植物プランクトン量の変動（1992年），水工研技報，水産土木，No.16，pp.13-24，1994.
- 岩崎英雄：植物プランクトンの増殖，海洋プランクトン，pp.64-73，東海大学出版会，1975.
- 内山雄介・灘岡和夫・瀬崎智之・八木 宏：成層期の東京湾奥における砂浜海岸周辺の熱構造について，海岸工学論文集，第44巻，pp.1071-1075，1997.
- 宇野木早苗：東京湾の湧昇と青潮，海洋学会秋季大会要旨集，pp.156-157，1990.
- 宇野木早苗，岸野元彰：東京湾の平均海況と海水交換，理化学研究所海洋物理研究室，Tech. Rep.，No.1，pp.1-89，1977.
- 小野弘平：東京海湾の潮流，水路要報，25号，pp.245-253，1951.
- 海洋工事技術委員会編：人に優しい海洋施設をめざして，社団法人日本海洋開発建設協会，1995.
- 鎌谷明善：赤潮・青潮，東京湾（小倉紀雄編），恒星社厚生閣，pp.44-55，1993.
- 近藤純正：水環境の気象学，朝倉書店，1994.
- 灘岡和夫：海岸空間デザイン論の新展開，港湾，vol.71，pp.48-57，1994.
- 灘岡和夫・内山雄介・瀬崎智之：夏期の内湾性砂浜海岸周辺の水溫・DO・クロロフィル a の変動特性について，海岸工学論文集，第43巻，pp.1101-1105，1996a.
- 灘岡和夫・内山雄介・山下哲弘：海岸環境アメニティ構成要素としての微気象および温熱環境の解析，土木学会論文集，No.533/II-34，pp.193-204，1996b.
- 宝月欣二・坂本 充：植物学雑誌，Vol.72，p.421，1959.
- 松山優治・当麻一良・大脇 厚：東京湾の湧昇に関する数値実験 青潮に関連して ，沿岸海洋研究ノート，第28巻，pp.63-74，1990.
- 水鳥雅文・角湯正剛・加藤正進・和田 明：干潟域における水溫変動に関する検討，第27回水理講演会論文集，pp.239-244，1983a.
- 水鳥雅文・角湯正剛・曾我雅海・加藤正進・和田 明：干潟の発達する浅海域における水溫変動機構と熱輸送について，第30回海岸工学講演会論文集，pp.541-545，1983b.
- 宗影志浩，中川倫寿，福田 稔：鞭毛藻プランクトンの鉛直移動と亜表層部の貧酸素化機構について，海岸工学論文集，第41巻，pp.1116-1120，1994.
- 八木 宏・内山雄介・鯉淵幸生・日向博文・宮崎早苗・灘岡和夫：東京湾奥部における成層形成期の水環境特性に関する現地観測，海岸工学論文集，第44巻，pp.1076-1080，1997.
- 八木 宏，緒方健太郎，足立久美子，灘岡和夫：夏季の鹿島灘波崎海岸における水溫とクロロフィルの日変動，第51回年次学術講演会概要集，pp.192-193，1996 .
- Blunberg, A.F. and G.L. Mellor : Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *J. Geophys. Res.* Vol.88, pp.4579-4592, 1983.
- Brown, A. C. and A. McLachlan : Ecology of sandy shores, *Elsevier*, XII, 1990.
- Guillard, R. R. L., and J. H. Ryther : *Can. J. Microbiol.*, Vol. 8, p.229, 1962.
- Kawamura, H., S. Kizu, F. Sakaida and Y. Toda : The NOAA-HRPT data receiving system in the center for atmospheric and oceanic studies in the Tohoku University, *Tohoku Geophysical Journal* (The

- Science Reports of the Tohoku University, Series 5), Vol.36, pp.89-102, 1993.
- Lee, J.H.W. · 平山彰彦 · H.S. Lee : 富栄養化した閉鎖性水域の短期的 DO モデル , 海岸工学論文集 第 38 巻 , pp.861-865, 1991.
- Mellor, G.L. and T. Yamada : A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos.Sci.* Vol.30, pp.1791-1806, 1974.
- Nakata, K. and T. Kuramoto : A model of the formation of oxygen depleted waters in Tokyo Bay, *Pro. Adv. Mar. Tech. Conf.* Vol.5, pp.107-132, 1992.
- Peterson, C. H. and R. Black : Resource depletion by active suspension feeders on tidal flats: Influence of local density and tidal elevation, *Limnol.Oceanogr.*, Vol.32, No.1, pp.143-166, 1987.

第5章

干潟および砂浜周辺海域の物理，生物，化学環境

5.1. はじめに

沿岸域の高度利用の進展に伴い，干潟や砂浜などの自然海浜が年を追うごとに姿を消している．このような傾向は東京湾に代表される内湾において特に顕著であり，東京湾奥部に広がっていた干潟，浅瀬に関しては，わずかに盤洲干潟，三番瀬などを残すのみである．しかし最近では，特に自然海浜が有する水質や生態系等に対する環境保全機能に対する関心が高まりつつあり（例えば，細川，1991），自然海浜の保全や人工海浜の造成が行われるようになった（港湾環境創造研究会，1997）．そのため，自然海浜の有する環境保全機能に関する基礎的な知見を積み上げておくことが強く求められている．

海 - 陸境界部としての汀線環境に関する既往の研究では，干潟については例えば，物理環境に関して水鳥ら（1983a，1983b）や山本・川俣（1994）など，懸濁態有機物を始めとする生物環境に関して Peterson and Black（1987）など，化学・物理環境を一体的に検討した朴ら（1997）などの研究成果がある．これに対して，砂浜海岸に関しては，海浜流や温排水等を対象とした海岸工学分野の研究を除くと，その殆どが生物・化学過程に着目したものであり（例えば，Brown and McLachlan，1990；足立ら，1994），物理環境と生物環境を統合した研究は著者らによる検討例（灘岡ら，1996；内山ら，1997，1998）を除くとほとんどなされていないのが現状である．なお，砂浜，干潟，人工護岸等，汀線形状の相違による海水浄化機能に関しては比較的活発に検討されており，東京湾については細川（1991）などによって主として生物，化学過程に重点を置いた実測や計算がなされている．

一方，物理循環に関する予測モデルも開発されつつあるものの，特に岸近くの自然海浜が有する環境浄化機能に関する基礎的な物理，化学，生物量などの定量化が十分でないことから，その適用には多くの問題を抱えている．そのため，海 - 陸境界領域としての海岸環境の諸特性は，その重要性とは裏腹に統一的に取り扱われることがなかった点が問題となっており，沖からの影響を考慮しながら極浅海域の物理・化学・生物環境を明らかにしていくことが特に重要な課題となる．というのも，東京湾奥部の砂浜海岸周辺海域における詳細な現地調査結果から，極浅海域の水環境の形成には沖側海域との相互作用が極めて重要な役割を果たしていることが内山ら（1998）によって指摘されている（第4章参照）．しかしながら，内山ら（1998）の調査では，干潟に関しては調査対照となっていなかった．そこで本章では，代表的な自然海浜である干潟と砂浜におけ

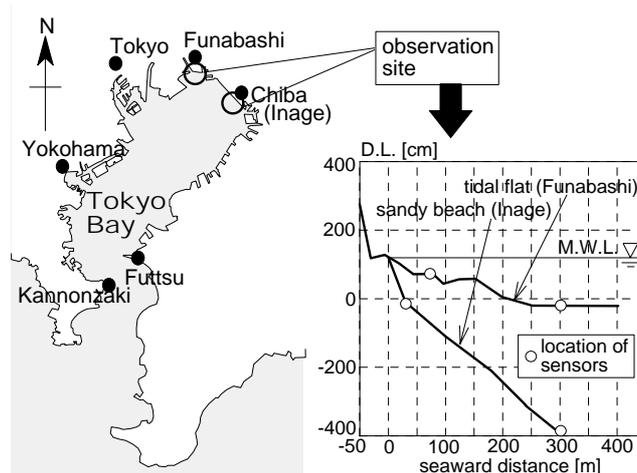


図-5.1 現地観測地点，海底地形およびブイの設置位置．東京湾奥部の千葉県船橋市船橋海浜公園人工干潟および千葉県美浜区稲毛海浜公園人工砂浜において，1997年8/18～9/18まで観測を実施した．地形断面は，1997/8/18に測定したものである．

る水環境特性の相違を把握することを目的として，1997年夏期に稲毛海浜公園内の人工砂浜海岸，江戸川放水路河口部の浅瀬（いわゆる三番瀬）に位置する船橋海浜公園内の人工干潟において同時観測を実施した．ここでは，岸沖方向の移流特性，生物・化学環境に関する比較検討を中心に解析を行った結果について報告する．

5.2. 現地観測の概要

東京湾最奥部の比較的近距离に位置する千葉県美浜区稲毛海浜公園内の人工砂浜海岸および船橋市高谷船橋海浜公園内の人工干潟（以下，砂浜および干潟と略す）において，1997年8/18～9/18に同時観測を行った（図-5.1参照）．このうち稲毛海岸は人工砂浜海岸として造成されたものであり，浜幅約50mで，全長1200mにわたって概ね北西から南東方向に延びており，両端を全長約200mの突堤で挟まれている．養浜のための潜堤はなく，海底の勾配は約1/50で沖側と連続的に接続しており，突堤の先端部（汀線から約150m沖）での平均水深は約3.5mである．周辺の主要な河川として花見川の河口が北西方向約2kmに位置にある．船橋の干潟は江戸川放水路河口部の浅瀬，いわゆる三番瀬に位置しているが，最下流の河口堰（行徳堰）からはここ数年間，0.003(ton/s)という僅かな維持流量が放流されているのみであり，江戸川からの直接的な影響は小さい．この人工干潟は，天然の浅場である三番瀬周辺において市川航路を建設する際に人工的に造成されたものであり，現在ではアサリの好漁場となっているとともに，潮干狩りの入り込み客数も首都圏最大規模となっている．浜の延長は約1200mで，稲毛と同様に両端を全長約200mの突堤で囲まれており，D.L.±0m弱の水深が距岸約1.5kmまで連続した極めて平坦な地形となっている．

図-5.1のような海底地形断面を有する干潟および砂浜それぞれにおいて，岸沖断面内の汀線近傍および沖合に2測点ずつ設けてブイを打ち（図中の○の位置），図-5.2に示すようにセンサーを配置し，水温，Chl.a量等を連続自動測定した．また，キャリブレーション用のChl.a量と植物プ

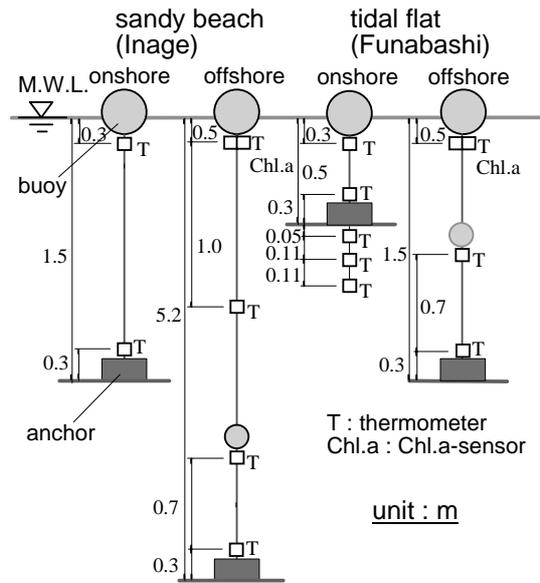


図-5.2 砂浜と干潟における測定機器の設置概況．全てのセンサー類はブイによって係留されている．また，干潟岸側観測点では土壤中の温度を併せて計測した．

表-5.1 観測機材と型番およびサンプリング間隔

instruments	name of sensors	sampling intervals
thermometer	¹ MDS-T	10min.
salimeter	¹ MDS-CT	10min.
Chl.a-sensor	¹ ACL11-8M or ¹ ACL134-8M	10min.

(注) 1:アレック電子

ランクトン細胞数を計測するために約 2 週間毎 (1997/8/18, 9/4, 9/18 の計 3 回), 栄養塩濃度測定用に約 1 週間毎 (1997 年 8/18, 8/21, 8/28, 9/4, 9/11, 9/18 の計 6 回) に採水を行った．ここでは, バンドーン式採水器を用いて海水を 5 l 採水した後, 植物プランクトン細胞数計測用のサンプルは現場においてホルムアルデヒドで固定し, 栄養塩濃度測定用のサンプルは濾過後速やかに凍結保存し, それぞれ分析に供した．なお, 測定に用いた観測機材の型番, 測定間隔, メーカーについては表-5.1 に示す通りである．

5.3. 観測期間中の気象概況

東京管区气象台による日射量, 千葉測候所による降雨量を図-5.3(a)に, 幕張波浪観測塔で測定された海上風速ベクトルを図-5.3(b)に示す .8/23 ~ 24 にかけて時間雨量 15mm を超える降雨があり, 9 月中に比較的小規模の降雨が数回記録されているほかは, 全般的に降雨は少ない．日射量は日中の降雨量と概ね対応しており, 8 月と比較して 9 月中の日射量が少ない．また, 9/12 から 9/16 にかけて数日間北東風が連吹しているものの, 他の期間では卓越風向を見出すことはできない．なお, 千葉県水質保全研究所により, 観測水域を含む湾奥部の船橋・市川航路から千葉港ま

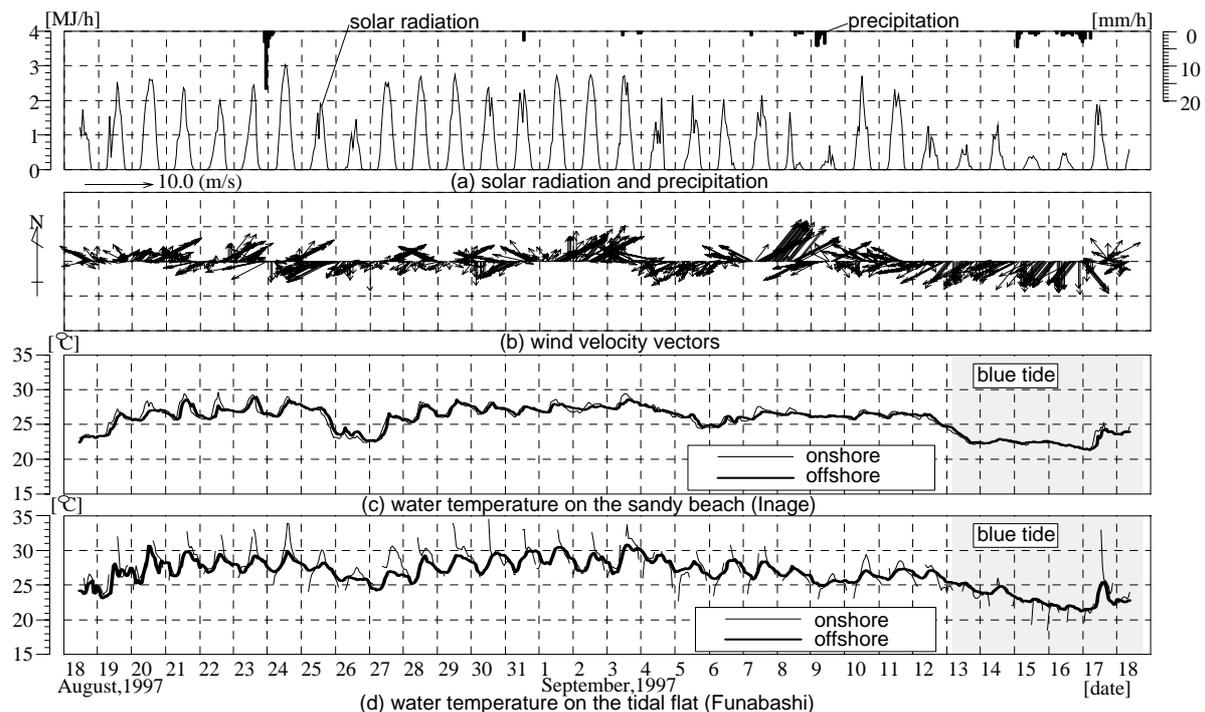


図-5.3 観測期間中の気象概況ならびに水温変動特性. (a) 日射量と降雨量, (b) 海上風速ベクトル, (c) 砂浜における表層水温, (d) 干潟における表層水温, の時系列

での広い領域において, 9/13 ~ 9/18 に大規模な青潮が発生していたことが報告されている.

5.4. 干潟, 砂浜における物理環境

(1) 干潟, 砂浜における水温変動特性の比較

砂浜と干潟における岸側および沖側測点での表層水温を図-5.3(c)(d)に示す. ただし, 干潟の岸側測点では潮位変動に伴って冠水と干出を繰り返すため, 水温センサーが干出していた時間のデータを削除して表示している. まず, 各地点ともに日周期および長周期の変動パターンが明瞭に現れていることが図から読み取れる. この時, 日周変動振幅は干潟の方が大きく, 逆に長周期変動では砂浜の方が水温低下している期間が長く, かつ低下幅も大きい. 長周期での水温低下は北東風が連吹して青潮が発生した期間に対応していることから, 沿岸湧昇によって沖合い底層の冷水塊が浅海域に到達し, しかもその影響は砂浜の方が強く現れることを示すものと考えられる. また, スペクトル解析の結果(図-5.4)からも, 砂浜の方が低周波領域(長周期変動成分)のパワーが大きく, 逆に24時間程度(日周期)のピークは干潟の方が高いことが確認される. さらに, 約12時間(半日周期)にも明確なピークが存在しているが, 干潟の方が明瞭であり, その値も大きいことが分かる.

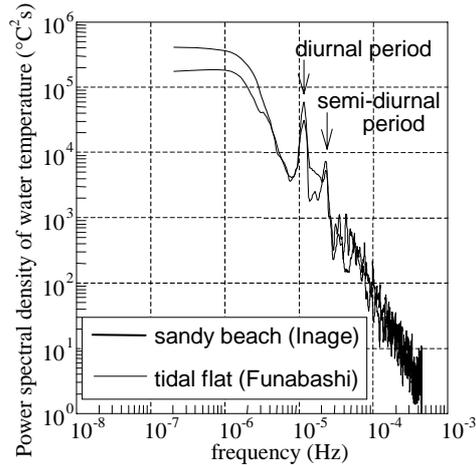


図-5.4 砂浜と干潟における表層水温変動のパワースペクトル

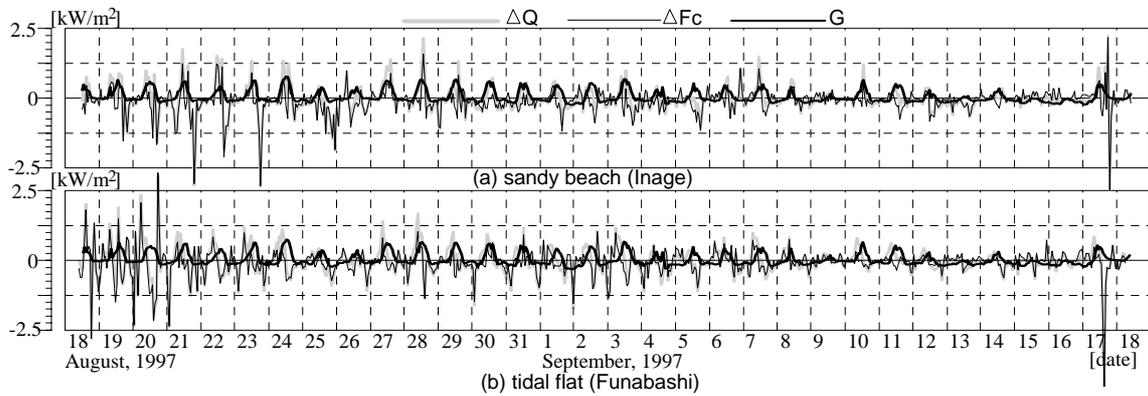


図-5.5 砂浜と干潟における熱収支各フラックス成分の時系列 . (a) 砂浜岸側 , (b) 干潟沖側 .

(2) 熱収支解析

砂浜と比較した場合，干潟では湧昇に対応した長周期水温変動振幅が小さく，反対に日周期・半日周期の変動振幅が大きいという特徴が明らかになったが，その成因を探るべく，両地点の水塊に対して熱収支解析を行った．

熱収支解析の細かな手法に関しては内山ら(1998)，本論文第 4 章と同様であるので，その詳細はここでは省略するが，水塊温度の上昇・下降効果を表す貯熱フラックス ΔQ は，海水表面から鉛直一次的に与えられる熱フラックス G ，および水平方向の移流に伴う熱フラックスの収支 ΔF_c の和として式(5.1)のように表現される．

$$\Delta Q = G + \Delta F_c \quad (5.1)$$

この熱収支式中の各フラックス成分の寄与を，平均水深が同一である 2 地点を比較する形で図-5.5 (a)砂浜岸側，(b)干潟沖側)に示す． ΔQ には， ΔF_c と G とが同程度のオーダーで寄与して

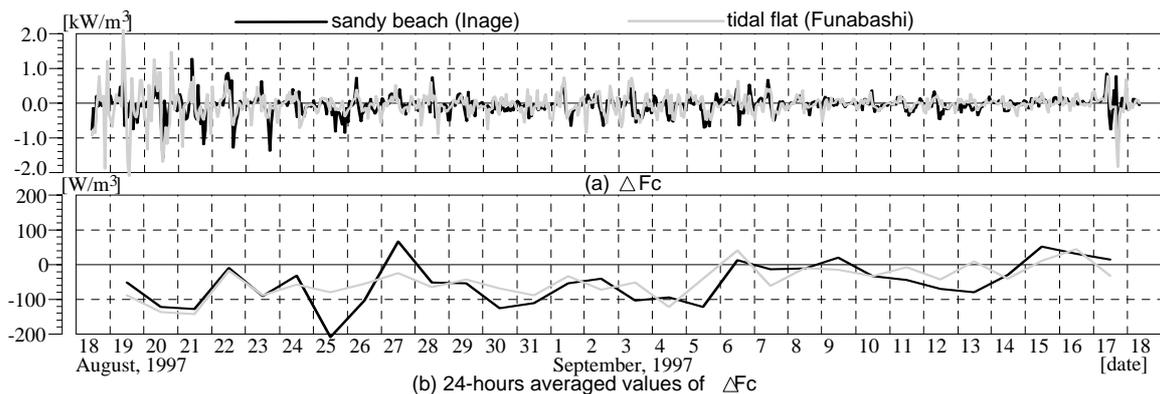


図-5.6 砂浜と干潟における単位体積当りの水平移流熱フラックス(a) ΔF_c , および(b) ΔF_c の24時間平均値の時系列.

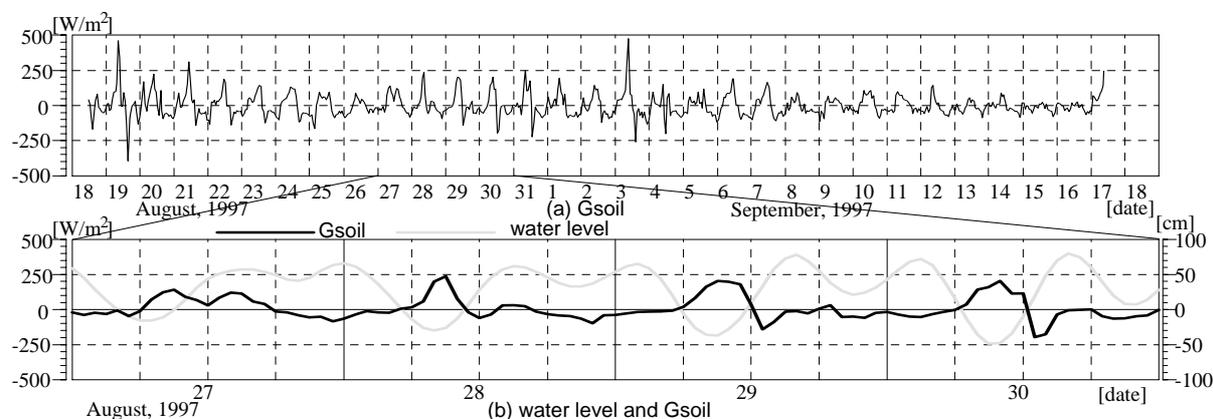


図-5.7 干潟上岸側測点における, (a)地中伝導熱フラックス G_{soil} , (b)8/27~8/30での G_{soil} と水位の時系列.

いるが、砂浜岸側では 8/19~8/23 など、干潟沖側では 8/18~8/21 などの期間では、 ΔF_c の方が圧倒的に大きい期間が存在していることが図から読み取れる。この時、 G は最大でも数 100W/m^2 程度であるのに対して、 ΔF_c や ΔQ は $2\sim 3\text{kW/m}^2$ 程度にまで達することがある。次に、この2地点における単位体積当りの ΔF_c を図-5.6に示す。但し、長周期成分を代表する量として ΔF_c の24時間平均値を用いている。水平移流熱フラックスは水温変動と同様に、短周期(図-5.6(a))では干潟の方が大きく、長周期成分(図-5.6(b))は砂浜の方が大きいことが分かる。すなわち、水平移流による岸沖方向の熱輸送特性の相違が干潟と砂浜の水温変動を特徴付けていると言える。

(3) 冠水・干出による地表面と海水との熱交換

図-5.3(d)に示したように干潟では、沖側と比較して岸側の水温は日中に著しく高く、逆に夜間は低い。この原因として、干出時に日射等の作用によって熱フラックスが直接底質土壌へ蓄積され、それが冠水とともに海水中へ伝わる(Harrison and Phizacklea, 1985)ことが考えられる。そこで以下では、干潟潮間帯における土壌への蓄熱特性と、それが水温構造および水平移流熱フラックスに及ぼす影響について検討する。

海底面を通じて地中へ伝わる熱フラックス G_{soil} は、以下の式(5.2)のように表される(近藤, 1994)。

$$G_{soil} = \int_0^D \frac{d(\rho_G C_G T_G)}{dt} dz \quad (5.2)$$

ここに、 D : 熱フラックスがゼロになる深さ、 ρ_G : 土壌の密度、 C_G : 土壌の比熱、 T_G : 地中温度、である。

図-5.7 に干潟岸側測点における、(a) G_{soil} の時系列、(b) 8/27 ~ 8/30 までの G_{soil} と水位をそれぞれ示す。まず(a)を見ると、 G_{soil} の変動パターンは日射量変動(図-5.3(a))等とは異なり、比較的不規則な変動をしている。また(b)から、水位がゼロクロスする位相において G_{soil} の正負が入れ替わっていることが分かる。水位が負(すなわち干出)のときは海底面と大気が直接熱交換を行うため、 G_{soil} は大きな正の値となる。逆に水位が負(干出)の時には、地表面に貯えられた G_{soil} は直ちに海水との熱交換によって水中へ伝達されるため、まず速やかに負値を取り、その後は小さな値で推移し、定常に近づく。なお、干出時の G_{soil} の値は 200W/m^2 を超えることがあるが、これは観測期間後半における熱収支各フラックス(図-5.5)と同程度のオーダーである。そのため、水深が浅い干潟岸側測点では、 G_{soil} が海水の熱収支に大きな影響を及ぼすことがあると考えられる。

以上のことから、広大な潮間帯を有する干潟では、土壌中に蓄熱された熱フラックスが冠水に伴って海水中へ与えられるために汀線近傍の水温が著しく上昇し(図-5.3(d))、その結果、水温の岸沖分布が砂浜と比較して強調されることになる。そして、強い水温勾配を有する水塊が潮汐や流れに伴って移流されるため、干潟における ΔF_c の短周期変動振幅が砂浜よりも大きくなっているものと考察される。

(4) 干潟、砂浜における物質輸送に及ぼす地形効果

沿岸湧昇に起因した水温および Chl.a 量の長周期変動特性に関する砂浜と干潟における明確な相違は、海底地形の違いにより説明されるものと考え、数値実験的な計算によって検討する。数値計算には、POM (Blunberg and Mellor, 1983) をベースに海表面熱収支と水塊への日射の透過吸収を考慮した内山ら(1998)の計算コードを使用し、砂浜および干潟を模したモデル地形を設定した岸沖断面2次元の計算を行った。以下、砂浜地形での計算を run-1、干潟地形での計算を run-2 と呼ぶ。計算の初期条件は、全領域で流速ゼロ、夏期の典型的な湾奥部の鉛直密度分布を岸沖方向に一様に与えた。そして一定風速(10m/s)の沖出し風を連続的に吹かせて沖側底層水塊の湧昇をシミュレートした。海底地形以外の諸条件は全て同一とし、境界条件などは内山ら(1998)と同様のものを用いている。ここで、モデル地形は最大水深 22m、岸沖距離 2km であり、それを岸沖方向には等間隔で 200 格子、鉛直方向には σ 座標を用いて 40 層で解像した。なお、POM をベースとした浅海域の流動モデル、熱輸送モデルについては、本論文第 4 章および第 6 章において詳説しているので、参照されたい。

図-5.8 に計算開始から 1, 3, 6, 9, 12 時間後における塩分分布を示す。図中の黒矢印で示すように、砂浜を模した地形を与えた run-1 では沖向き風の連吹によって底層の高塩分(低水温)水塊が速やかに岸近くの表層まで達しているのに対して、干潟地形を与えた run-2 では底層水塊が岸

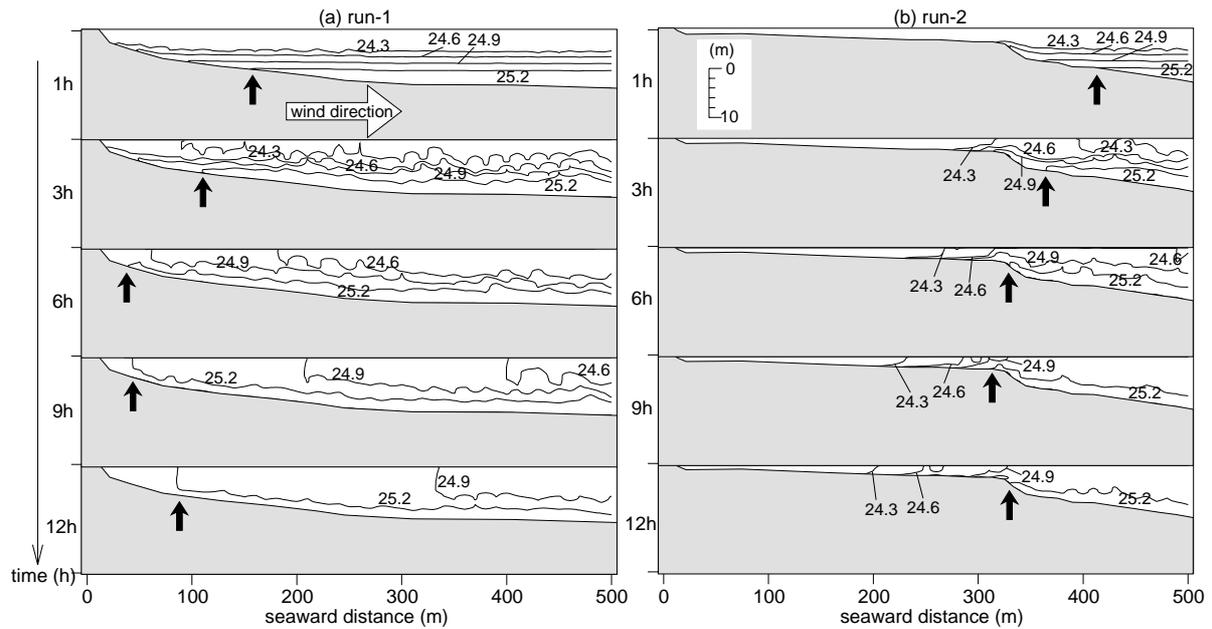


図-5.8 計算開始から 1, 3, 6, 9, 12 時間後における塩分分布。(a)run-1:砂浜を模した地形,(b)run-2:干潟を模した地形に対する計算結果。風の吹送に伴って塩分成層が崩壊する様子を示している。

近傍に到達しにくいことが分かる。紙面の都合上ここでは示さないが、一様緩勾配地形を与えた計算を予備的に行ったところ、run-2 と同様に沖側底層水の影響が岸近くに現れにくいという結果を得ている。これは、浅海域を広く有する地形では、底面摩擦によって水平流速が抑制されるために沖側底層水が岸近くまで移流されにくいこと、また、そもそも沖側底層水が岸近くに存在しないということによるものと考えられる。

以上のことから、浅海域が岸沖方向に長く存在するという干潟地形そのものが、海域の水温や塩分や Chl.a 等の物質に対して湧昇の影響を受けにくくさせる要因になっていることが示された。

5.5. 干潟, 砂浜における生物環境

(1) 干潟, 砂浜における Chl.a 量の変動特性

千葉県水産試験場(1997)によると、東京湾内湾部では1997年7~9月上旬にかけて赤潮が連続的に観測されており、湾奥部で青潮が発生した9月下旬では赤潮が認められなくなったと報告されている。砂浜における Chl.a 量の時系列データ(図-5.9)はこの報告と対応しており、観測期間前半は Chl.a 量が高濃度であるものの、観測期間終盤では9/13の青潮に対応して濃度レベルがかなり低下していることが分かる。Chl.a 量変動パターンについても、水温変動(図-5.5)と同様に、Chl.a 量の短周期変動振幅は干潟の方が大きく、反対に湧昇に対応した長周期変動の振幅は砂浜の方が大きいという傾向が確認される。これは、塩分に関して5.4.(4)で検討したように、地形特性の相違に起因して、長周期の環境変動を引き起こす要因である湧昇の影響が干潟では現れにくいという計算結果を反映しているものと考えられ、その結果、Chl.a 量の長周期変動振幅は砂浜の方が大きくなったものと推察される。

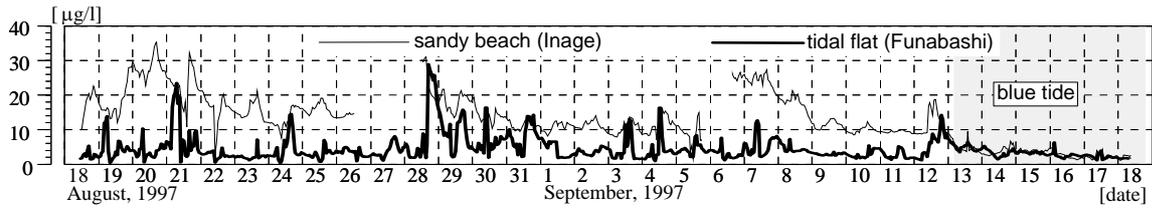


図-5.9 砂浜と干潟における Chl.a 量の時系列 . (8/26, 9/5 前後における砂浜の Chl.a は欠測)

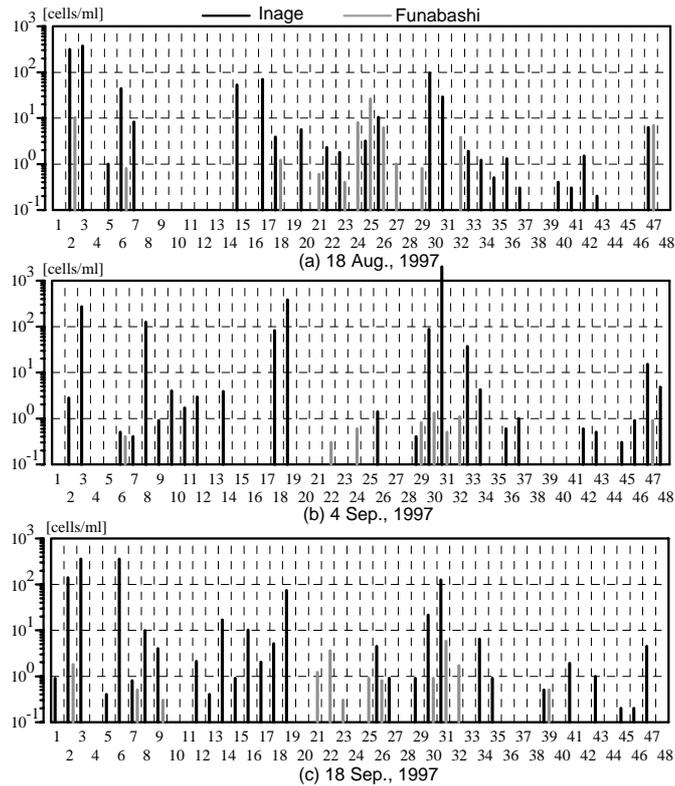


図-5.10 (a)8/18, (b)9/4, (c)9/18, における稲毛沖側(平均水深5.0m), 船橋沖側(平均水深1.5m)測点での植物プランクトン細胞密度 . (但し, 横軸の数字は表-5.2 に示す植物プランクトン種にそれぞれ対応している.)

また, 観測期間全般を通じた Chl.a 量のレベルは砂浜の方が干潟よりも高いが, これは干潟の底質に形成される多様で豊富なベントス群の影響を受けた結果を示すものと解釈できる. 実際に船橋と稲毛で踏査を行ってみると, 干潟では汀線近傍にアサリ, ゴカイを始めとする多くのベントスが観察されるものの, 砂浜では貝殻が散在するのみでベントス群を確認することはできない. 干潟に生息するベントス群の中でも, 特にアサリ, パカガイ, シオフキ, ムラサキイガイなどの二枚貝や一部の甲殻類を中心とした濾過型摂餌者は, 海水中に懸濁している植物プランクトンや粒子状の有機物を海水とともに取り込み, 濾過して海水だけを排出し, 濾し取った有機物を消化管内に取り込む. さらに, 濾過型摂餌者の濾過量は東京湾全体の海水に対しても有意な大きさを持っており, 小櫃川河口の盤津干潟, 湾奥の三番瀬などは極めて大きな「浄化機能」を有してい

表-5.2 図-5.10 中に示された数字と植物プランクトン種の対応一覧.

黄色植物		渦鞭毛植物	
1	<i>Melosira spp.</i>	33	<i>Prorocentrum micans</i>
2	<i>Skeletonema costatum</i>	34	<i>Prorocentrum minimam</i>
3	<i>Leptocylindrus danicus</i>	35	<i>Prorocentrum triestinum</i>
4	<i>Guinardia flaccida</i>	36	<i>Dinophysis acuminata</i>
5	<i>Thalassiosira rotula</i>	37	<i>Scrippsiella trochoidea</i>
6	<i>Thalassiosira spp.</i>	38	<i>Gymnodinium granii</i>
7	<i>Coscinodiscus spp.</i>	39	<i>Gymnodinium spp.</i>
8	<i>Rhizosolenia fragillima</i>	40	<i>Protoperdinium depressum</i>
9	<i>Rhizosolenia setigera</i>	41	<i>Protoperdinium granii</i>
10	<i>Chaetoceros affine</i>	42	<i>Protoperdinium nipponicum</i>
11	<i>Chaetoceros debile</i>	43	<i>Protoperdinium oblongum</i>
12	<i>Chaetoceros didymum</i>	44	<i>Protoperdinium spp.</i>
13	<i>Chaetoceros distans</i>	45	<i>Ceratium furca</i>
14	<i>Chaetoceros lorenzianum</i>	46	<i>Ceratium fusus</i>
15	<i>Chaetoceros sociale</i>		
16	<i>Cerataulina dentata</i>		ミドリムシ植物
17	<i>Cerataulina pelagica</i>	47	EUGRENOPHYCEAE
18	<i>Eucampia zoodiacus</i>		
19	<i>Neodelphineis pelagica</i>		緑藻植物
20	<i>Fragilaria spp.</i>	48	<i>Scenedesmus sp.</i>
21	<i>Grammatophora marina</i>		
22	<i>Licmophora abbreviata</i>		
23	<i>Achnanthes spp.</i>		
24	<i>Cocconeis spp.</i>		
25	<i>Navicula membranacea</i>		
26	<i>Navicula spp.</i>		
27	<i>Diploneis spp.</i>		
28	<i>Mastogloia spp.</i>		
29	<i>Pleurosigma spp.</i>		
30	<i>Nitzschia longissima</i>		
31	<i>Nitzschia spp.</i>		
32	<i>Cymbella spp.</i>		

ることが知られている(向井, 1993). 以上のことから, 豊富なベントス群(濾過型摂餌者)による海水の濾過作用によって植物プランクトン量が低減した結果, 干潟の Chl.a 量が砂浜のそれよりも小さくなったものと考えられる.

(2) 干潟, 砂浜における植物プランクトン現存量

次に, 砂浜(稲毛)沖側, 干潟(船橋)沖側測点における植物プランクトン現存量を, 種類毎の細胞数密度として図-5.10(採水日:(a)8/18, (b)9/4, (c)9/18)および表-5.2に示す. これを見ると, 植物プランクトンの細胞密度は Chl.a 量に対応して砂浜で多く, 干潟では圧倒的に少ないことが分かる. しかも出現種は, 干潟では 9/18 に *Gymnodinium spp.* が測定された他は渦鞭毛藻類が全く存在しておらず, 干潟のみに存在する種が砂浜のみに存在する種の数と比較して著しく少な

い。また、8/18は砂浜では黄色植物・珪藻類の *Skeletonema costatum*, *Leptocylindrus danicus* が卓越しており、渦鞭毛藻類では *Prorocentrum micans* が最も多いものの、その細胞密度は *S. costatum* の1/300程度に過ぎない。8/18の干潟では黄色植物の *Cocconeis* spp., *Navicula membranacea* が最も多く、次いでミドリムシ植物の *Eugrenophyceae* が多いが、卓越種はないと言える。干潟では、9/4は黄色植物の *Nitzschia* spp., 9/18は同じく黄色植物の *Leptocylindrus danicus* 及び *Thalassiosira* spp.が卓越し、干潟には両日ともに卓越種はない。

渦鞭毛藻が優占する海域ではChl.a量の日周変動は植物プランクトンの鉛直移動に起因する可能性が考えられるが(宗影ら, 1994), 珪藻類は遊泳力がないため、図-5.9に見られるChl.a量の日周変動は鉛直移動では説明できない。一方, *S. costatum*のような小型河口域沿岸種では1日当たり3回強の割合で分裂し(Guillard and Ryther, 1962), しかも大増殖期には24~25 [mgO₂/mgChl.a/hour]という著しい光合成能力を示すことが知られている(宝月・坂本, 1959)。観測を実施した砂浜, 干潟の両海域では渦鞭毛藻類が極めて少なく, 珪藻類が圧倒的に卓越していることから, 水温等の生育環境に応じて珪藻植物プランクトンの個体数が日周期で増殖・死滅することにより, Chl.a量の日周変動が生じているものと推察される。

5.6. 干潟, 砂浜における化学環境

(1) 干潟, 砂浜における栄養塩濃度レベル

図-5.11に砂浜(稲毛)沖側, 干潟(船橋)沖側, 江戸川放水路河口部における(a)NO₃-N, (b)NO₂-N, (c)NH₄-N, (d)PO₄-P, (e)SiO₂-Siの各濃度の時系列を示す。採水は8/18, 8/21, 8/28, 9/4, 9/11, 9/18の計6回, それぞれ午前9時から正午までの時間帯に実施した。

まず図-5.11を見ると, 全体的に江戸川における濃度が最も高く, 次いで干潟, 砂浜の順となっているが, 9/4, 9/11ではNO₂-NおよびNH₄-Nは干潟が江戸川を上回っている。野村(1995)によれば, 1985~1989年にかけての夏期の東京湾湾央部から湾奥部における平均的な栄養塩濃度は, NO₃-Nは20~30μg/l, NO₂-Nは1~3μg/l, NH₄-Nは10μg/l, PO₄-Pは1~2μg/l, SiO₂-Siは20~40μg/l程度である。これに対して本観測では, NO₃-N, NO₂-NおよびSiO₂-Siは, 砂浜における測定値がこれらに近い値を示しているものの, 江戸川と干潟では濃度が高く, NH₄-NとPO₄-Pは全ての測点において極めて高濃度となっている。つまり, 東京湾奥部の平均値から見ると, 砂浜の栄養塩濃度が低濃度なのではなく, むしろ干潟, 江戸川で非常に高濃度となっていることが分かる。前述のように, 江戸川本川からの流出は極めて少量であるが, 実際には江戸川と平行して流れる真間川や, 微細な下水道から流入する陸水が行徳堰(河口堰)より下流において合流している。江戸川と干潟の濃度レベルが高いのは, これらの小河川の影響を受けたためと推察される。さらに, 干潟の水質浄化機能によって栄養塩類が除去された結果, 江戸川河口部よりも干潟の方が栄養塩濃度レベルが低くなっているものと考えられる。

(2) 栄養塩濃度と植物プランクトンの関係について

図-5.12に(a)溶存態無機窒素(DIN), (b)DIN/DIP(溶存態無機リン)比の時系列を示す。本観測海域における代表的な珪藻類である *Skeletonema costatum* の培養細胞の元素比はN/Si = 0.6, Si/P = 10である(佐々木, 1991)。これに対して, 砂浜と干潟における各栄養塩の平均濃度は, 図-5.11,

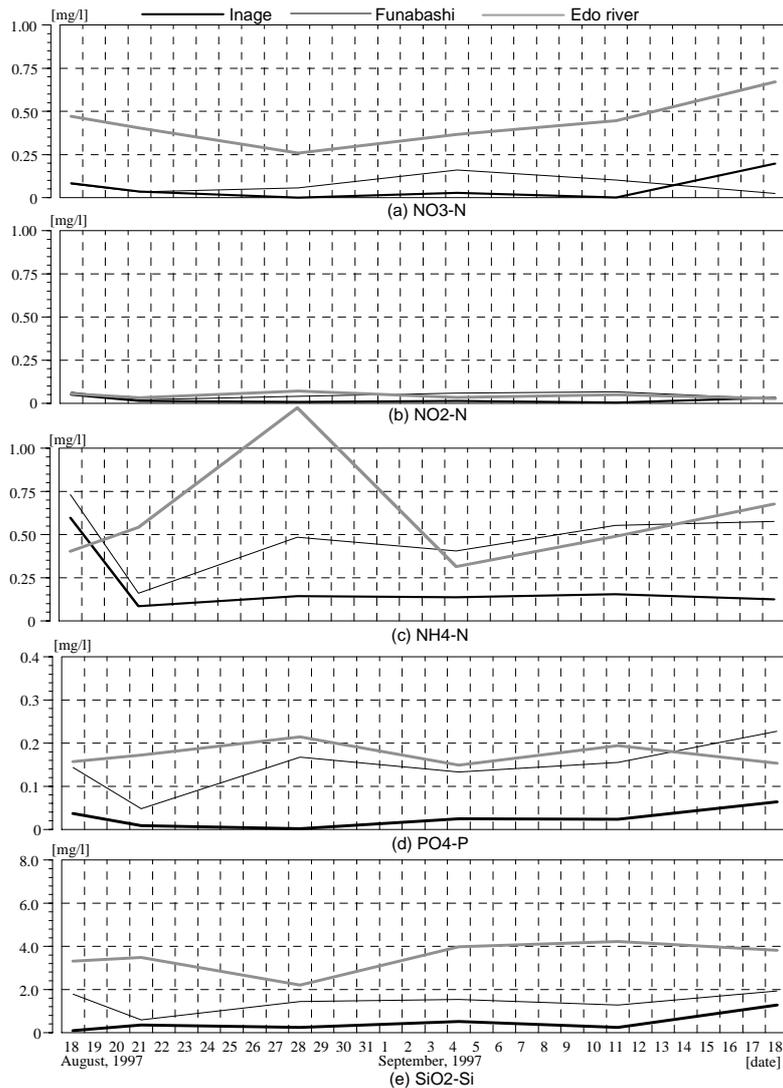


図-5.11 稲毛沖側，船橋沖側，江戸川放水路河口部における(a)NO₃-N，(b)NO₂-N，(c)NH₄-N，(d)PO₄-P，(e)SiO₂-Si，の分析結果の時系列。

図-5.12 から，SiO₂-Siは0.4mg/lと1.3mg/l，DIN (=NO₃-N + NO₂-N + NH₄-N)は0.2mg/lと0.6mg/l，DIP (=PO₄-P)は0.04mg/lと0.15mg/lである。これらの平均値から，砂浜ではN/Si = 0.5，Si/P = 10，干潟ではN/Si = 0.5，Si/P = 8.67と計算される。つまり，元素比で見た場合，砂浜の方が珪藻類の増殖により適した栄養塩環境を形成しており，干潟ではリン酸塩に対してケイ酸塩が若干不足しているように見える。

一方，全海洋における平均的な窒素対リンの元素比は16であり (Redfield, 1958)，栄養塩による成長制限を受けていない植物プランクトンにおいても，細胞内の元素比はほぼこの値を取ると言われる (Goldman *et al.*, 1979)。つまり，栄養塩以外の条件が植物プランクトンの成長を制限していないとすれば，海水中のN/Pが16より低ければ窒素が，高ければリンが制限因子となる可能性がある。そこで，各測点におけるN/P比から，当該海域での植物プランクトンの増殖に対する各栄養塩の影響を評価することを試みた。溶存態無機窒素 (DIN) と溶存態無機リン (DIP) の東京湾への負荷量は1980年には一日当たりそれぞれ300トン，20トン (佐々木, 1991) であり，元

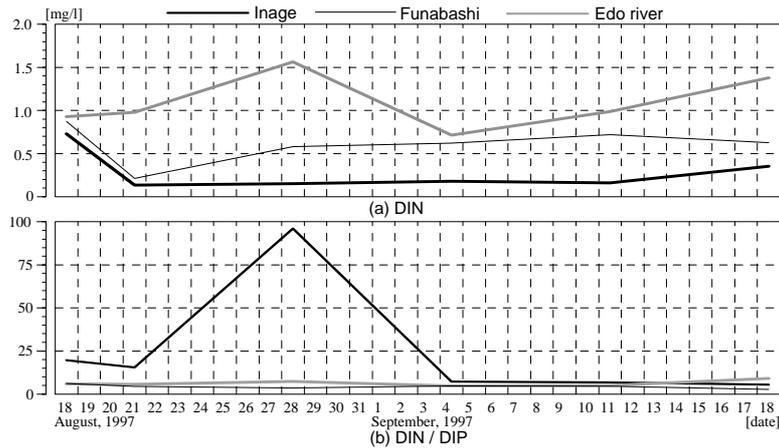


図-5.12 稲毛沖側，船橋沖側，江戸川放水路河口部における(a)溶存態無機窒素 DIN，(b)DIN と溶存態無機リン DIP の元素比(DIN/DIP)，の時系列。

素比では 34 となる。また，魚ら（1995）によれば東京湾中央部における 1989～1993 年の N/P 比は底層で 16 程度，表層で 50 前後である。本観測における平均的な N/P 比（図-5.12(b)）は，佐々木による比，Redfield 比の両者と比較して小さく，N/P 比で見た場合には DIP に対して DIN が不足していることが分かる。但し，観測期間前半の砂浜における N/P 比は，8/18，8/21 では Redfield 比より高く，さらに 8/28 では佐々木，魚らの比よりも高くなっている。これは図-5.11(d)から明らかのように，DIP が極めて低い値となるためである。砂浜（稲毛）沖側において $PO_4\text{-P}$ と $NO_3\text{-N}$ がほぼゼロとなる 8/28 は，図-5.9 に見られるように湧昇後の植物プランクトンの大増殖期に対応していることから，植物プランクトンによって DIP が消費されたため，この期間に DIP が低下したものと考えられる。

このように元素比で考えると，観測期間前半の砂浜を除き，本観測結果からはリンに対して窒素，ケイ素が少なく，植物プランクトンの増殖が制限されている可能性がある。これは松川（1990），佐々木（1991）等によって，東京湾全体の傾向として従来から言われていたものと定性的に一致する。しかしながら，観測結果からは，栄養塩濃度レベルが高い干潟（船橋）ではむしろ Chl.a 濃度が低く，逆に栄養塩が相対的に少ない砂浜では Chl.a 量が多いことが分かっている。このことは，植物プランクトンの増殖が盛んな夏期においても栄養塩が枯渇することは稀であり，湧昇後の大増殖期などを除き，栄養塩濃度が植物プランクトンの成長制限因子となることは殆どないことを表わしているものと考えられる。つまり，濃度レベルから見た場合，栄養塩は海域に十分存在しており，植物プランクトンの増減や現存量を制限するのは栄養塩以外の要因，例えば 5.4. で述べたような海水交換による移流，日射，水温などの物理的な環境要因，5.5. で述べたベントスによる濾過吸収のような生物学的な要因であるものと推察される。

5.8. おわりに

1997 年夏期に東京湾奥に位置する砂浜，干潟周辺水域において同時観測を実施し，物理，生物，化学環境の一体的な解析，および干潟と砂浜における環境特性の比較を通じて，海 - 陸境界域と

しての汀線環境について検討した。得られた主要な結論は以下の通りである。

- (1) 干潟域では、潮間帯周辺における土壌への蓄熱効果およびそれに伴う地面と海水の直接的な熱交換によって、岸近傍の水塊が顕著な加熱を受けるために、砂浜と比較して岸沖方向の水温勾配が強くなる。そして、その水塊が潮汐等に伴い岸沖方向に輸送されることにより、日周期、半日周期の水温変動振幅が砂浜よりも大きく現れる。
- (2) 水温の長周期変動は主として沿岸湧昇に対応したものであり、その影響は砂浜の方が強く現れる。これには干潟と砂浜の地形の相違が関係しており、沖合い水塊の位置や底面摩擦などの相違に起因して、干潟の方が湧昇の影響が岸近くに到達しにくいことによる。
- (3) 干潟よりも砂浜の方が Chl.a 量が圧倒的に大きく、植物プランクトンの種類も豊富である。この原因としては、干潟にのみ顕著に見られた濾過摂餌型ベントス群によって、植物プランクトンが著しく濾過吸収された可能性が高いものと考えられる。また、Chl.a 量の長周期変動パターンも水温と同様に、沿岸湧昇に対応した移流特性の相違によって説明される。
- (4) 砂浜の栄養塩濃度レベルは夏期の東京湾全体の平均レベルと概ね同様であるが、干潟における濃度はそれよりも高い。これは、江戸川支川や小水路からの陸水流入の影響によるものと考えられる。また、元素比で見た場合には、リンに対して窒素が不足気味であるものの、Chl.a 量や植物プランクトン現存量に対してはあまり影響を及ぼしていないものと考えられる。

参考文献

- 足立久美子・日向野純也・木元克則：鹿島灘砂浜海岸における一次生産，I.植物プランクトン量の変動（1992年），水工研技報，水産土木，No.16，pp.13-24，1994.
- 内山雄介・灘岡和夫・瀬崎智之・八木 宏：成層期の東京湾奥における砂浜海岸周辺の熱構造について，海岸工学論文集，第44巻，pp.1071-1075，1997.
- 内山雄介・灘岡和夫・瀬崎智之・八木 宏（1998）：東京湾奥極浅海域の砂浜海岸周辺における成層期の水環境特性，土木学会論文集，No.593 / II-43，pp.125-144.
- 港湾環境創造研究会（1997）：よみがえる海辺，山海堂.
- 近藤純正：水環境の気象学，朝倉書店，1994.
- 佐々木克之：プランクトン生態系と窒素・リン循環，沿岸海洋研究ノート，Vol.28，No.2，pp.129-139，1991.
- 千葉県水産試験場富津分場（1997）：東京湾海況速報，第8版～第13版．
- 灘岡和夫・内山雄介・瀬崎智之：夏期の内湾性砂浜海岸周辺の水溫・DO・クロロフィル a の変動特性について，海岸工学論文集，第43巻，pp.1101-1105，1996.
- 野村英明：東京湾における水域環境構成要素の経年変化，La mer，Vol.33，pp.107-118，1995.
- 朴 鍾和・中山哲巖・瀬口昌洋：干潟底生生物の生息環境に関する現地調査，海岸工学論文集，第44巻，pp.1161-1165，1997.
- 宝月欣二・坂本 充：植物学雑誌，Vol.72，p.421，1959.
- 細川恭史（1991）：浅海域での生物による水質浄化作用，沿岸海洋研究ノート，Vol.29，No.1，pp.28-36，1991.
- 松川康夫：内湾における窒素，燐の挙動，沿岸海洋研究ノート，Vol.28，pp.43-48，1990.
- 水鳥雅文・角湯正剛・加藤正進・和田 明：干潟域における水溫変動に関する検討，第27回水理講演会論文集，pp.239-244，1983a.
- 水鳥雅文・角湯正剛・曾我雅海・加藤正進・和田 明：干潟の発達する浅海域における水溫変動機構と熱輸送について，第30回海岸工学講演会論文集，pp.541-545，1983b.
- 向井 宏：底生生物（ベントス），東京湾 100年の環境変遷（小倉紀雄編），恒星社厚生閣，pp.77-101，1993.
- 宗影志浩，中川倫寿，福田 稔：鞭毛藻プランクトンの鉛直移動と亜表層部の貧酸素化機構について，海岸工学論文集，第41巻，pp.1116-1120，1994.
- 山本正昭・川俣 茂：干潟の物理環境（地温と地盤高の変動）の観測，海岸工学論文集，第41巻，pp.1021-1025，1994.
- 魚 京善・石丸 隆・小池義夫・峰 雄二・栗田嘉宥：東京湾における栄養塩類濃度の季節変動，J of Tokyo Univ. of Fisheries，Vol.82，No.1，pp.33-33，1995.
- Blunberg, A.F. and Mellor, G.L. (1983) : Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *J. Geophys. Res.* Vol.88, pp.4579-4592.
- Brown, A. C. and A. McLachlan : Ecology of sandy shores, Elsevier, XII, 1990.
- Goldman, J. C., J. J. McCarthy and D. G. Peavey : Growth rate influence on the chemical composition of

- phytoplankton in oceanic waters., *Nature*, No.279, pp.210-215, 1979.
- Guillard, R. R. L., and Ryther, J. H. : *Can. J. Microbiol.*, Vol. 8, p.229, 1962.
- Harrison, S.J. and Phizacklea, A.P. (1985) : Seasonal changes in heat flux and heat storage in the intertidal mudflats of the Forth Estuary, Scotland, *J. of Climatology*, Vol.5, pp.473-485.
- Peterson, C. H. and R. Black : Resource deletion by active suspension feeders on tidal flats:Influence of local density and tidal elevation, *Limnol. Oceanogr.*, Vol.32, No.1, pp.143-166, 1987.
- Redfield, A. C. : The biochemical control of chemical factors in the environment., *Amer. Sci.*, Vol.46, pp.129-139, 1958.

第 6 章

海岸域における風による 3 次元海水流動構造の解析

6.1. はじめに

青潮・赤潮等に代表される沿岸域における環境問題を考える上で、海水の鉛直混合メカニズムを明らかにすることが重要なポイントの一つとなる。例えば、青潮では底層水が表層へ湧昇し混合するプロセスが重要となるが、東京湾奥部に発生する青潮には、湧昇域内の水表面の白濁水が streak 状に風の吹送方向へ発達し、縦縞パターンが現れている状況が航空写真などにしばしば捉えられている（例えば、写真-6.1：朝日新聞，1992）。従来、この種の streak 状のパターンは Langmuir 循環との関連で論じられることが多いが、Langmuir 循環の生成メカニズムにおいては、水の波の重合波による Stokes drift（Craig and Leibovich, 1976）や対流不安定などが重要な役割を果たすものと考えられている。例えば Skillingstad & Denbo（1995）は、3次元 LES による数値実験を行い、Stokes drift と吹送流の相互作用の効果を現わす vortex force 項を導入した場合の方が、海表面冷却に伴う対流不安定のみを考慮した場合よりも強い循環流が形成されることを明らかにしている。しかしながら、ここで対象とするような岸近傍の海域で、しかも fetch ゼロからスタートする岸から沖向きの風の場合では、重合波による Stokes drift の存在そのものを想定できない。

一方、灘岡ら（1988, 1989）は非成層期の石狩川河口周辺海岸において、SPOT の衛星画像から、海岸付近に特徴的な streak 状の濁水流出パターンが現れることを見いだすとともに（写真-6.2）、その成因として rip current 等ではなく、沖向き風の作用に伴う内因的な不安定機構が介在している可能性があることを示唆している。

そこで本章では、沿岸境界付近の streak 状の縦縞模様生成現象が、「岸」という明確な幾何条件に拘束されて発生する、沖向き風に伴う不安定機構を介した海 - 陸境界現象であるという考えに立って、それを実証すべく行った細密格子を用いた 3 次元数値計算の結果から、縦渦構造に起因すると考えられる streak パターンを短周期の風波を考慮することなく再現できることを示す。そして、その発生メカニズムを考察するとともに、沿岸境界付近での物質混合過程に及ぼす影響を明らかにすることを試みる。



写真-6.1 東京湾船橋港沖合いに生じた大規模青潮の航空写真(1992年9月9日 朝日新聞朝刊)



写真-6.2 SPOTの衛星画像による石狩湾河口周辺における縦縞状の濁水流出パターン (1986年10月1日 10:40; 灘岡ら, 1988)

6.2. 数値シミュレーションの概要

本研究では、 Boussinesq 近似、静水圧近似の 3 次元 N-S 方程式と連続式を基礎式として、水平渦動粘性係数を Smagorinsky 型モデル、鉛直渦動粘性係数にレベル 2.5 乱流クロージャーモデルを用いるマルチレベルモデル (POM; Blunberg & Mellor, 1983) を使用した。以下に数値モデルの枠組みを示す。

まず、水平 (x, y) 方向には不等間隔のデカルト座標系を、鉛直方向には不規則な海底地形を考

慮しやすい σ 座標系を用いており，以下のように座標変換される．

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad z = \frac{z^*}{H + \eta}, \quad t^* = t \quad (6.1)$$

ここで， $H(x, y)$ ：海底地形， $\eta(x, y, t)$ ：海表面変動， t ：時間，である．また， $\sigma=0$ のとき $z = \eta$ ， $\sigma=-1$ で $z = -H$ となる．これ以降では煩雑さを避けるために，「*」を省略する．

$D = H + \eta$ とおくと， σ 座標変換後の水平方向の基礎方程式は以下のように表現される．

・連続式

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial D}{\partial z} = 0 \quad (6.2)$$

・運動方程式 (x 方向)

$$\begin{aligned} \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UV D}{\partial y} + \frac{\partial U}{\partial z} - fVD + gD \frac{\partial}{\partial x} \\ + \frac{gD^2}{0} \int_0^1 \left[\frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial D}{D} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial z} \right] d \quad ' = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial z} \right] + F_x \end{aligned} \quad (6.3)$$

・運動方程式 (y 方向)

$$\begin{aligned} \frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UV D}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial z} + fUD + gD \frac{\partial}{\partial y} \\ + \frac{gD^2}{0} \int_0^1 \left[\frac{\partial}{\partial y} - \frac{\partial D}{D} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial}{\partial z} \right] d \quad ' = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial z} \right] + F_y \end{aligned} \quad (6.4)$$

・ q^2 輸送方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 D}{\partial y} + \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial z} \right] \\ + \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{0} K_H \frac{\partial \tilde{q}^2}{\partial z} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_q \end{aligned} \quad (6.5)$$

・ $q^2 l$ 輸送方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial q^2 l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right] \\ + E_1 l \left[\frac{K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{0} K_H \frac{\partial \tilde{q}^2}{\partial z} \right] \tilde{W} + F_l \end{aligned} \quad (6.6)$$

ここに， U, V, ω ： x, y, σ 方向流速， f ：コリオリパラメータ， g ：重力加速度， ρ_0 ：基準海水密

度, ρ : 鉛直積分する前の海水密度, K_M 渦動粘性係数, K_H, K_q : スカラーおよび乱れの渦動拡散係数, B_1, E_1, E_3 : クロージャーモデル定数, $1/2q^2$: 乱れエネルギー, l : 乱れの長さスケール, である. ここで ω は σ 面の法線方向流速となっており, デカルト座標系 (z 座標) では式 (6.7) 中の W のように定義される.

$$W = +U \left(\frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \right) + V \left(\frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial y} \right) + \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \quad (6.7)$$

また, 「 \sim 」を付した変数は以下の式 (6.8), (6.9) のように表現される.

$$\tilde{W} = 1 + E_2(l/kL) \quad (6.8)$$

$$\frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} = \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - c_s^{-2} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \quad (6.9)$$

ここに, k : Karman定数 (=0.4), c_s : 音速であり, L は以下の式 (6.10) の通りである.

$$\frac{1}{L} = \frac{1}{\eta - z} + \frac{1}{H - z} \quad (6.10)$$

また, 式 (6.3) ~ (6.6) 中の F_x, F_y, F_q, F_l は水平拡散項であり, 式 (6.11) ~ (6.13) のようになる.

$$F_x \equiv \frac{\partial}{\partial x} (H_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (H_{xy}) \quad (6.11)$$

$$F_y \equiv \frac{\partial}{\partial x} (H_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y} (H_{yy}) \quad (6.12)$$

$$F \equiv \frac{\partial}{\partial x} (Hq_x) + \frac{\partial}{\partial y} (Hq_y) \quad (6.13)$$

ここで, ϕ は q^2 および $q^2 l$ を意味するダミー変数であり, 上式中の τ_{xx} などは以下のものである.

$$\tau_{xx} = 2A_M \frac{\partial U}{\partial x}, \quad \tau_{xy} = \tau_{yx} = A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right), \quad \tau_{yy} = 2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \quad (6.14)$$

$$q_x \equiv A_H \frac{\partial}{\partial x}, \quad q_y \equiv A_H \frac{\partial}{\partial y} \quad (6.15)$$

A_M : 水平渦動粘性係数, A_H : 水平拡散係数(ここでは $A_M = A_H$ としている)であり, これらは式 (6.16) で表現される Smagorinsky 型のモデルを用いて計算される.

$$A_M = C \quad x \quad y \frac{1}{2} \left| \nabla V + (\nabla V)^T \right| = C \quad x \quad y \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (6.16)$$

C は定数であり，ここでは標準的な値 (=0.10) を使用した．また， Δx ， Δy は x ， y 方向の格子間隔を表しており，水平方向の平均流速のみから A_M が決定されているという点で，通常のSmagorinskyモデルとは大きく異なる．

境界条件は，式 (6.2) に対して式 (6.17)，式 (6.3) と (6.4) に対しては，海表面で式 (6.18) および海底面で式 (6.19) と (6.20) に表されるように，底面摩擦応力を課した．

$$(0) = (-1) = 0 \quad (6.17)$$

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = -(\langle wu(0) \rangle, \langle wv(0) \rangle), \quad \rightarrow 0 \quad (6.18)$$

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = C_z [U^2 + V^2]^{1/2} (U, V), \quad \rightarrow -1 \quad (6.19)$$

$$C_z = \text{MAX} \left[\frac{k^2}{[\ln\{(1 + kb^{-1})H/z_0\}]^2}, 0.0025 \right] \quad (6.20)$$

z_0 ：粗度高さである．一方，式 (6.5)，(6.6) に対する境界条件として，海表面で式 (6.21) を，海底面で式 (6.22) のように与えた．

$$(q^2(0), q^2l(0)) = (B_1^{2/3}u^2(0), 0) \quad (6.21)$$

$$(q^2(-1), q^2l(-1)) = (B_1^{2/3}u^2(-1), 0) \quad (6.22)$$

ここで， u_τ ：海表面または海底面における摩擦速度である．

POM では Thomas 法や mode-split 法などを駆使して計算時間を飛躍的に短縮できるように設計されており，本章で行う計算のように，格子点数が多く，しかも長時間積分を行う際に大きなアドバンテージがある．なお，モデルのさらなる詳細については Blunberg and Mellor (1983) を参照されたい．

数値シミュレーションでは，沿岸海域を想定して図-6.1 に示すような水深 10m の矩形領域を設定し，岸を設定した run-1，および「岸」の存在が streak パターン形成に及ぼす影響を比較・評価するために，沖側水域を想定して岸を設定しない run-2 の 2 ケースの計算を行った．密度偏差等による perturbation を排除するために，計算領域内は一様密度とし，時空間的に一定風速 (5.0m/s) の風を連続的に吹かせた．また，風の吹送方向を x 軸，沿岸方向を y 軸，鉛直方向を z 軸とし，

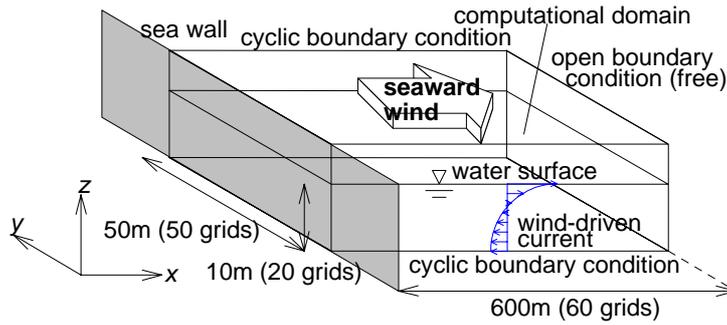


図-6.1 数値シミュレーションの概要

格子間隔を $\Delta x=10.0\text{m}$, $\Delta y=1.0\text{m}$, $\Delta z=0.5\text{m}$ に設定した細密格子を用いた。計算格子数は $60 \times 50 \times 20$ の 60000 グリッド、時間刻みは internal モードが 10.0s , external モードが 0.2s であり、実時間で 12 時間後まで数値積分を行った。境界条件は、run-1 では $x=0$ に壁面を設定し、沿岸方向に周期境界条件を、最岸部で壁面条件 (no-slip 条件)、最沖部で開放条件を用いた。run-2 では沖の状況を想定して $x=0$ に壁面を設けずに開放条件を与え、他の境界条件などは run-1 と同様に与えた。ここで、式 (6.18) 中で与える水表面における x , y 方向の風応力、 $-(\langle wu(0) \rangle, \langle wv(0) \rangle)$ は以下の式 (6.23) のように表現した。

$$-(\langle wu(0) \rangle, \langle wv(0) \rangle) = C_f \frac{\rho_a}{\rho_s} \sqrt{U_w^2 + V_w^2} \cdot (U_w, V_w) \quad (6.23)$$

ここに、 C_f : 係数 ($=2.5 \times 10^{-3}$) , ρ_a , ρ_s : 大気および海水の密度、 (U_w, V_w) : 海上風の x , y 方向成分、である。

計算ではまず、岸沖断面 2 次元計算を実施してほぼ定常に達したと考えられる吹送流場を求め、算出された流速場を沿岸方向に一様に展開して、それらを 3 次元計算の初期値として与えた。そして、主流速 (x 方向流速) に最大 $\pm 5\%$ のホワイトノイズを全領域に与えて 3 次元計算を行い、微小擾乱の発達を追った。

6.3. 計算結果

(1) 岸沖断面内流速分布

概ね定常状態に達したと考えられる、3 次元計算開始から 12 時間後での、run-1, 2 による岸沖断面 ($y=25\text{m}$) 表層における x 方向流速分布を図-6.2 に示す。但し、両者の比較を容易にするため、それぞれ $y=25\text{m}$ 断面内での x 方向最大流速 (run-1 : 7.4cm/s , run-2 : 22.3cm/s) により無次元化を行っている。岸を有する run-1 では岸から徐々に表層流速が発達し、概ね $x=200\text{m}$ 以降ではほとんど変化がなくなっている。一方、岸の影響を受けない状況を想定した run-2 では、当然ながら岸沖方向の流速変化は認められない。また、run-1 での同一岸沖断面内における流速ベクトル図を図-6.3 に示すが、岸の存在により、表層流速と同様に内部の流速場にも明確な岸沖分布があることが確

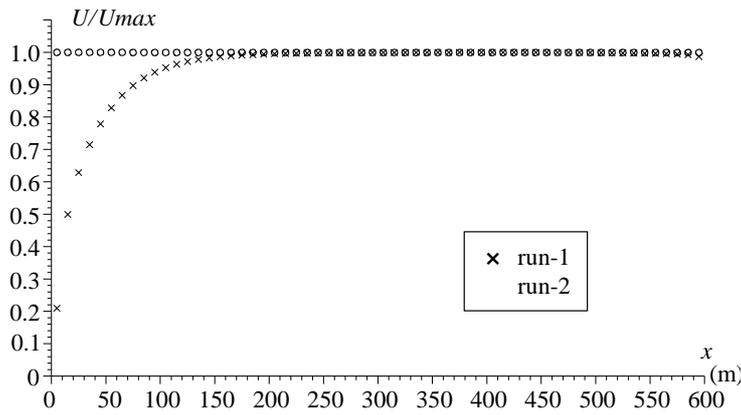


図-6.2 $y=25\text{m}$ における無次元流下方向流速の岸沖分布

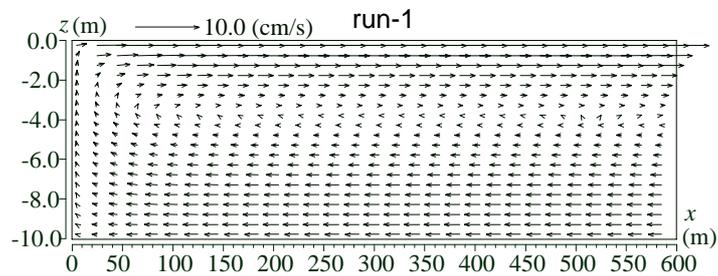


図-6.3 run-1 での x - z 断面 ($y=25\text{m}$) 内流速ベクトル
(但し、鉛直流速は水平流速の 20 倍の値で示している)

認められる。

(2) 中立粒子追跡計算による流れの可視化

以上のように計算された流速場を用いて、中立粒子を流れ場に配置し、それらを追跡することにより流れの可視化を行う。3次元計算開始から12時間後において流れ場はほぼ定常と見なせるので、同時刻での流速場を用いて移流速度のみによる追跡計算を行った。初期状態の粒子は $x=300\text{m}$ 断面内にすべて配置されており、 y 軸方向に 0.2m ピッチで 250 列、 z 軸方向に 0.1m ピッチで 100 層に分布させた合計 25000 個の粒子を用いた。なお、沖側水域を想定した run-2 では、streak パターンなどの特徴的な構造は現れず、沿岸方向に現象が一樣であることが確認された。そのため、ここでは run-1 の結果についてのみ示すこととする。

図-6.4 は run-1 による中立粒子の軌跡を示しているが、初期状態で同一水深に配置されたものを y 軸方向に直線で結び、追跡開始 0 秒から 4000 秒まで各粒子位置の 400 秒おきのスナップショットを同一図面中に記載しており、いわゆるタイムラインを表示したものである。また、図-6.4 は上から順に、追跡開始時の水深が (a) 0.5m 、(b) 1.5m 、(c) 2.5m 、(d) 5.0m のタイムラインを示しているが、粒子は後述する鉛直流により水深方向にも移流されるため、追跡開始後の粒子位置は初期水深位置とは若干異なっている。

図-6.4 を見ると、表層付近 (初期水深 0.5m) では吹送流により沖方向へ粒子が移流されるもの

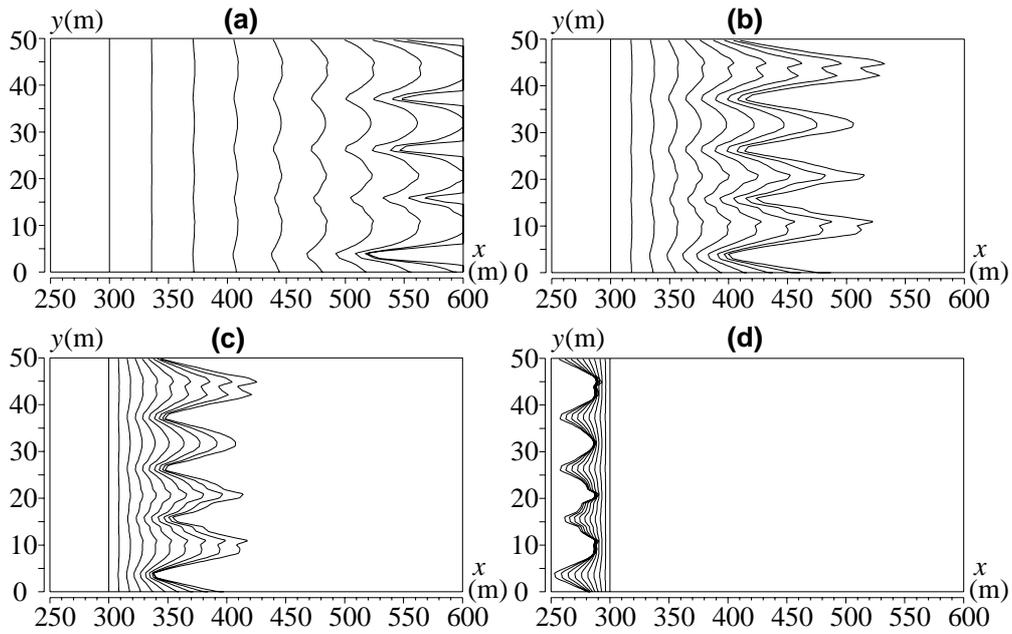


図-6.4 run-1 における中立粒子の軌跡によるタイムライン。
 (粒子の初期水深は、(a) 0.5m、(b) 1.5m、(c) 2.5m、(d) 5.0m)

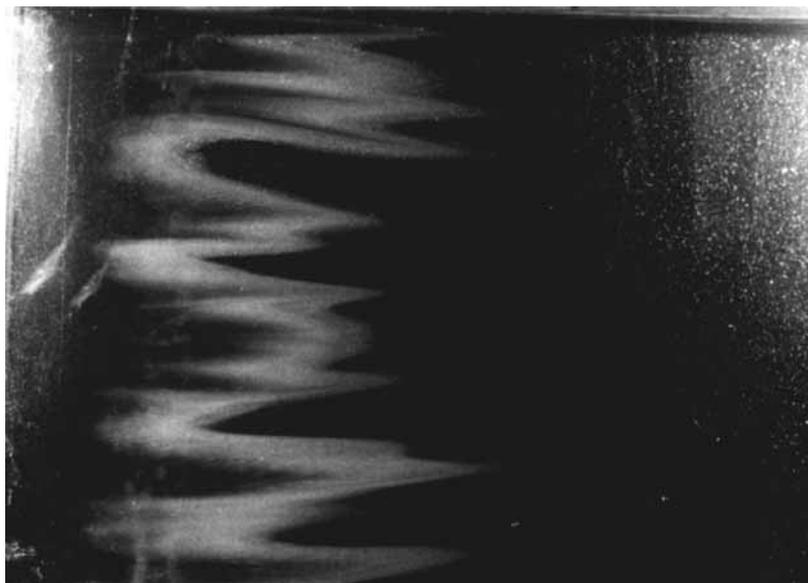


写真-6.3 室内実験による一様風作用時の流況可視化写真。風，流れは左から右。(蒲田，1989)

の、同時にタイムラインは沿岸方向に大きく揺動しており、現地で見られた流出パターン（写真-6.1，写真-6.2），および蒲田（1989）による実験室内における可視化写真（写真-6.3）などで見られるような streak 状パターンを生じさせる流れ場と類似した流れ場が形成されていることが分かる。底層に近づくにつれて粒子の沖向き移流は次第に小さくなり、初期水深 5.0m での粒子のタイムラインでは逆に岸向きの輸送が起こっている。また、各水深において表層付近のタイムラインと同様な沿岸方向への揺動が確認される。

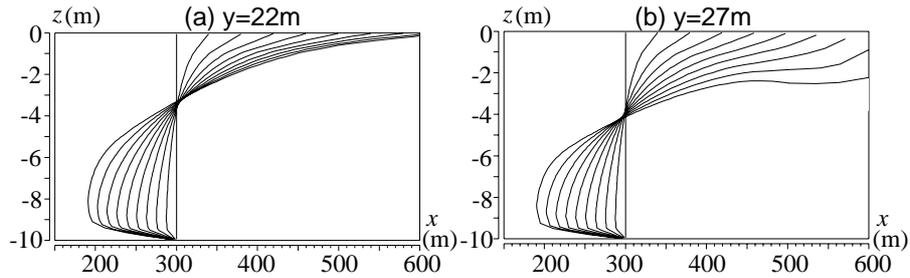


図-6.5 中立粒子の軌跡による x - z 平面内でのタイムライン . (粒子の初期位置は (a) $y=22\text{m}$, (b) $y=27\text{m}$)

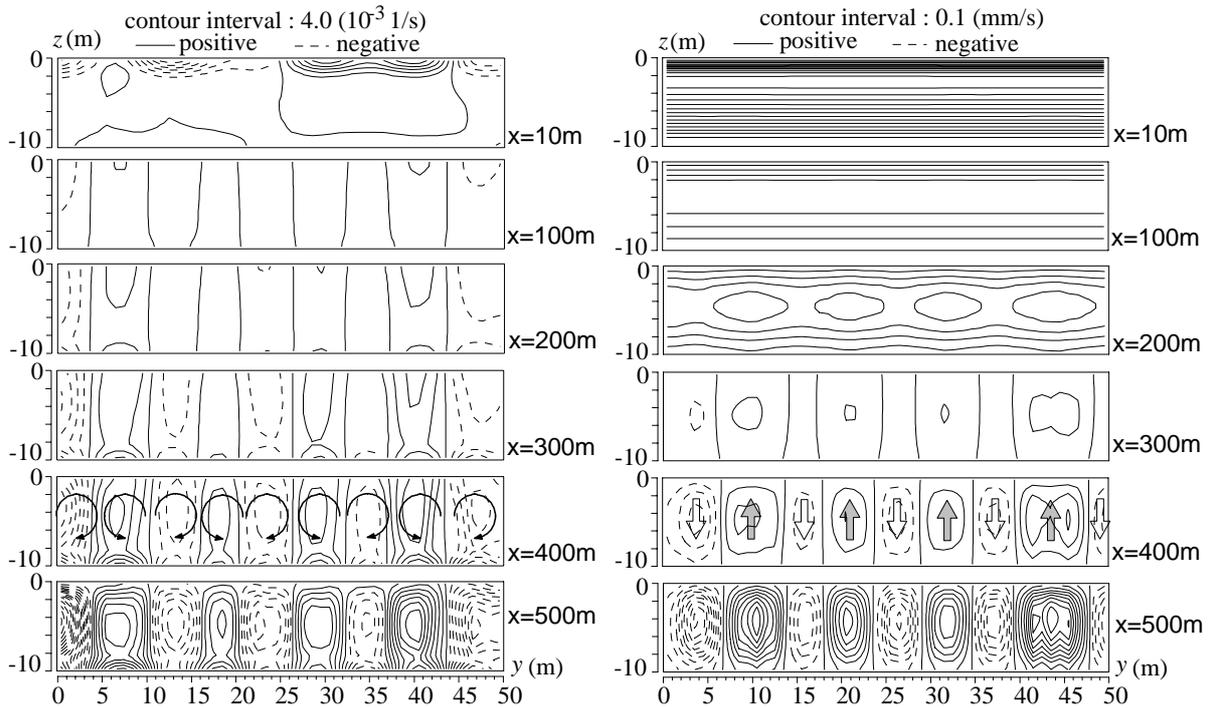


図-6.6 y - z 平面内流下方向渦度の x 方向変化

図-6.7 y - z 平面内における z 方向流速の x 方向変化

次に、タイムラインの沿岸方向の揺動が形成されるメカニズムについて考察するために、図-6.4と同様な手順で鉛直方向のタイムラインを求めた結果を図-6.5に示す。但し、粒子の初期位置は、 $(x, y) = (300\text{m}, 22\text{m})$ と $(300\text{m}, 27\text{m})$ であり、これらはそれぞれ、図-6.4で見られた streak パターンの凸部と凹部（岸から沖方向を見た状態で分類。以下同様）に対応している。まず、明確な streak 構造が見られた run-1 では、2本のタイムラインはかなり異なった変動パターンをしている様子が見られる。この時、時間の経過と共にタイムラインの相対的な位置が、図-6.5(a)では上方へ、(b)では下方へ向く傾向にあることから、表層付近の中立粒子は、(a)では相対的に鉛直上向きに、(b)では下向きに粒子が移流されているものと考えられる。

以上のことから、run-1で見られる streak パターンは、鉛直流速の沿岸方向分布に起因するものであることが分かる。そこで次に、この鉛直流速の構造について検討する。

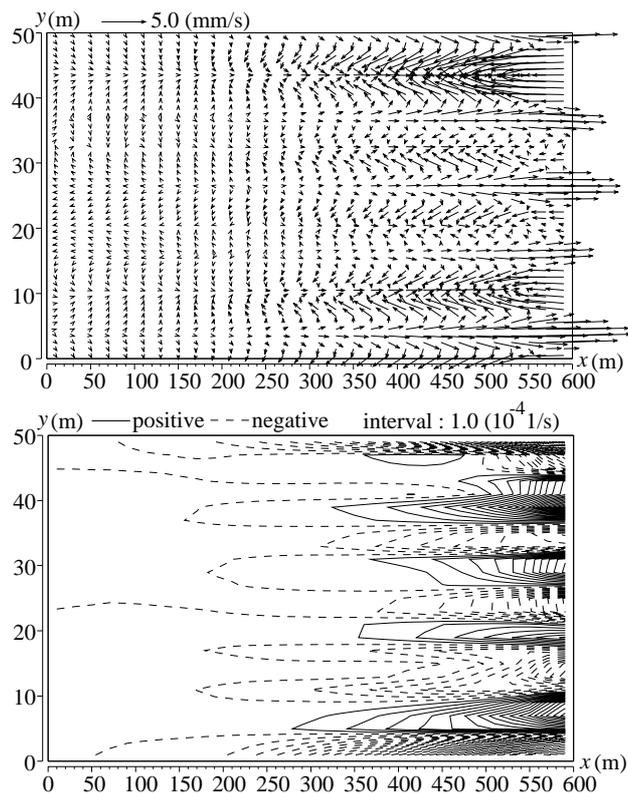


図-6.8 run-1 における(上)表層変動流速ベクトル図, (下)渦度の z 方向成分

(3) 流軸と垂直な y - z 断面内における鉛直構造

岸の存在に伴って沿岸域に生じる streak パターンが見られた run-1 について, その流軸 (x 軸) と垂直な断面 (y - z 平面) 内における流れの鉛直構造について調べる. 図-6.6 は, 計算開始 12 時間後における流下方向渦度, 図-6.7 は同時刻における z 成分流速の, それぞれ y - z 平面内での岸沖方向分布を示している. これらを見ると, 図-6.5(a) (b)における中立粒子の上昇 ($y=22\text{m}$) および下降 ($y=27\text{m}$) に対応した, 上下方向の鉛直流速が沿岸方向に交互に存在するとともに, 上記の断面内において 2 次流的な鉛直循環流パターンが形成されていることが分かる. 鉛直流速の値は, 岸近くでは沖出し風に伴う湧昇のために全体的に正の大きな値を取るものの, 距岸 200m 付近より沖側では湧昇の影響が小さくなり, 沖に向かって鉛直循環流を形成する正負の流速が現れる. 図-6.6 を見ると, この鉛直循環流パターンに対応して, 岸付近で始まった渦度の沿岸方向の大きな揺動が, 風の吹送方向である沖方向 (x の正方向) に流下するにつれて, 次第に水深程度の直径を有する縦渦に発達していく様子が分かる. そして, 岸から約 400m より沖では, 岸沖方向に軸を有する縦渦が, 互いに逆向きの渦対として沿岸方向に並んで発達している.

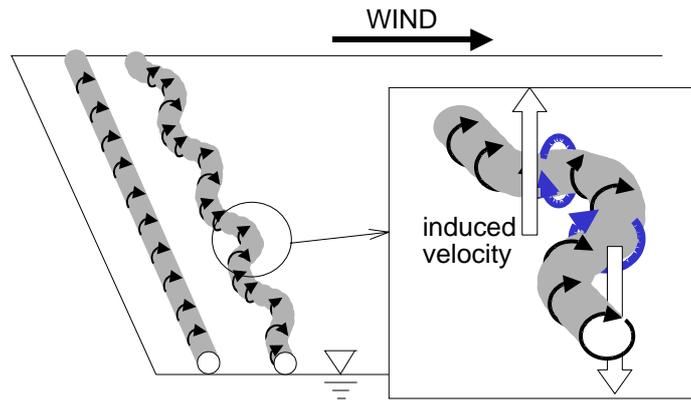


図-6.9 縦渦生成メカニズムの概念図

6.4. Streak と縦渦構造の成因と沿岸域の物質混合に及ぼす影響

(1) Streak と縦渦構造の成因に関する考察

streak 構造が見られた run-1 の 3 次元計算開始から 12 時間後の表層流速ベクトル図を図-6.8(上)に示す。ただし、 x 方向流速は図-6.2 で見たように流下方向に加速されるので、現象を見えやすくするために x 方向流速を y 軸方向に空間平均し、もとの流速から差し引くことにより求めた変動成分で表示している。これを見ると、上昇流が生じていると考えられる $y=22\text{m}$ 付近は低速域に、下降流が生じていた $y=27\text{m}$ 付近は高速域に対応していることが分かる。一方、表層での渦度の z 方向成分を示した図-6.8(下)からは、縦渦構造に対応して正負の渦度が沿岸方向に交互に形成されていることが見て取れる。同時に、沖側の水域に向かって、岸に近い水域から徐々に渦度が発達している様子が示されている。

また、変動流速ベクトルの沿岸方向の揺動と、図-6.4 に示した中立粒子のタイムラインによる streak パターンとを見比べると、沿岸方向の揺動の位相が反対になっていることが分かる。例えば、 $y=22\text{m}$ 付近は、図-6.8(上)における x 方向流速では相対的に低速域となっているが、図-6.4 など見たように粒子のタイムラインでは streak パターンが沖に伸びている部分に対応している。これに対して、Langmuir 循環による streak パターンは、例えば Pollard(1977)が示しているように、表層に浮遊している物質が表層流速の高速域に集積することによって形成されており、ここで見出された streak パターンとは構造的に異なっている。

このように streak パターンの現われ方に差異が生じている原因として、run-1 における表層の岸沖流速のレベルが 7.4cm/s 程度であるのに対し、図-6.8(上)中の変動流速の値は高々数 mm/s であり、表層の岸沖流速の平面分布を大きく変形されているとは言えない程度の小さい値であることが考えられる。すなわち、本計算で再現された streak 構造では、岸沖流速の沿岸方向変動が小さいために、通常の Langmuir 循環のように表層流速分布の非一様性自体によって streak パターンが発達するというよりも、粒子が上昇して表層付近の高い運動量を獲得することにより沖方向へ速やかに移流され、反対に沈降域にある粒子は底層付近の極めて小さい、あるいは沖向きの移流速度

の影響を受けるという効果によって streak パターンが形成されているものと考えられる。

このような streak パターンおよび縦渦対は、Stokes driftなどを考慮しない数値シミュレーションによって発生しているため、流体の内因的な不安定現象によるものと考えられる。具体的には、縦渦パターンは岸が存在する計算ケースでのみ生じることから、岸の存在によって全体的に流れの場が図-6.2に示すような加速度場となっていることが、まずポイントになっているものと考えられる。図-6.9に模式的に示すように、沖向き風吹送時では沿岸方向に軸を有する渦管が存在し、地形や風などに起因する微少な擾乱により僅かに揺動する状況を想定すると、正負の縦渦 (x 軸渦度) が交互に並ぶことになる。すると、正負の渦度同士の干渉によって生じる誘導速度により、渦管が上昇・沈降し、吹送流の加速度により表層付近に到達する上昇域の渦管は相対的に沖に stretch され、縦渦が発達するものと考えられる。以上のことから、沿岸域に見られる streak パターンは、風応力のシアにより形成された沿岸方向に軸を持つ渦管が、岸沖方向の吹送流の加速度効果により stretch されることにより、微小擾乱が選択的に増幅され、岸沖方向に軸を有する縦渦に発達する様子を示しているものと考えられる。

(2) 沿岸域の物質混合に及ぼす影響

本計算で再現された streak パターンは、以下に挙げるような点で、沿岸域の物質混合に対して重大な影響を及ぼすものと考えられる。まず、縦渦の発達に伴って streak 状に物質が沖に移流されることにより、筋状に伸びた箇所においてローカルな乱れによる混合が引き起こされるため、沿岸方向に一樣に移流される場合よりも沖側まで物質混合が生じることになる。さらに、縦渦を構成する鉛直流速により、海水中の物質は図-6.5の中立粒子のタイムラインで見たように一時間で数 m 鉛直移動することが可能である。ここで示した縦渦構造は水深の浅い沿岸域で発達するために、鉛直流速が比較的小さな値であっても、沖向き風の連吹により容易に水深全体を覆う形の混合現象を引き起こす可能性が十分に考えられる。

6.5. おわりに

沿岸域では吹送流によりしばしば明瞭な縦渦構造が形成され、streak 状の流出パターンが現れる。本研究では、このような縦渦構造および streak パターンを、細密格子を用いた 3 次元数値計算によって、短周期波による Stokes drift や対流不安定を引き起こす密度偏差などの効果を考慮することなく再現することに成功した。そして、これらの因子を考慮しなくても streak パターンが発達すること、および岸を考慮した計算でのみ縦渦構造をシミュレートすることが可能であったことから、沿岸域に生じる streak 状流出パターンは、通常の Langmuir 循環とは異なった海 - 陸境界領域特有の現象と考えられ、岸近くの浅海域の水質環境に影響を与える可能性があることが本研究により明らかとなった。

また、この縦渦構造の生成メカニズムについての考察を行い、風応力のシアにより形成された沿岸方向に軸を持つ渦管が、吹送流の加速度効果により stretch されることにより縦渦に発達している可能性があることが分かった。

参考文献

朝日新聞：1992年9月9日朝刊，1992.

蒲田浩久：石川海岸において見いだされた筋状の濁質流出パターンについて，平成元年度東京工業大学理工学研究科土木工学専攻修士論文，1989.

灘岡和夫・蒲田浩久・田中総太郎：石狩湾において見いだされた海岸からの特徴的な濁水パターンについて，第43回年次学術講演会講演概要集II，pp.748-749，1988.

灘岡和夫・山下俊彦・蒲田浩久・佐藤尚稔・牧野有洋：衛星画像ならびに現地データに基づいた石狩湾河口周辺の沿岸水理解析，海岸工学論文集，第36巻，pp.219-223，1989.

Blunberg, A.F. and G.L. Mellor : Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *J. Geophys. Res.* Vol.88, pp.4579-4592 , 1983.

Craik, A. D. D. and S. Leibovich : A rotational model for Langmuir circulations, *J. Fluid Mech.*, Vol.73, pp.401-426, 1986.

Pollard, R. T. : A voyage of Discovery, G.Deacon 70th Anniv. Vol., pp.235-251, 1977.

Skyllingstad, E. D. and D. W. Denbo : An ocean large-eddy simulation of Langmuir circulations and convection in the surface mixed layer, *J. Geophys. Res.*, Vol.100, pp.8501-8522, 1995.

第7章

土壌および大気中の塩分からみた 海岸植生環境の解析

7.1. はじめに

古来より海岸林は、強風・飛砂・飛塩・津波・高潮・海霧など災害防止のための海岸防災林として、その機能を果たしてきた。一方、白砂青松の言葉に表されるように、海岸林は良好な景観を創出する機能も併せ持ち、近年のウォーター・フロント開発熱の高まりと相まって、海岸林をアメニティの一要素として重要視する機運が高まっている。

このような要請から、海岸域に植生が導入されているものの、具体的な植栽計画となると技術者の経験に依存するケースが多く、環境圧の厳しい沿岸域では、しばしば植生が根付かないことなどが問題となっているのが現状である。そのため、植生の生育環境を工学的に予測する技術が強く求められている。

砂浜海岸の植生を取り巻く環境要素として、風、風に伴う転砂・飛砂、飛沫海塩粒子（以降、単に飛塩と呼ぶ）、遡上波、土壌特性、地下水環境などが挙げられる。風とそれに伴う転砂・飛砂、飛塩などの各環境要素の特性に関する研究は枚挙に暇がないが、植生と環境要素との関係を論じた例はきわめて少ない。その中で、例えば、仲座ら（1991,1993）は現地観測と数値計算により、村上ら（1995）は擬似植栽ネットを用いた現地実験により、飛塩に対する植生のフィルター効果について検討している。また、中西・福本（1987）は遡上波の最大到達部と植生種との関係について、丸山・三浦（1981）は飛砂に伴う地形変化と植生種の出現について論じている。

そこで本研究では、植生環境を工学的に予測するための第一段階として、沿岸域特有の環境圧と考えられる塩分環境に特に着目し、現地観測と数値実験により、砂浜海岸の植生を取り巻く環境を大気・土壌環境の両面から総合的かつ定量的に明らかにすることを目的とした。

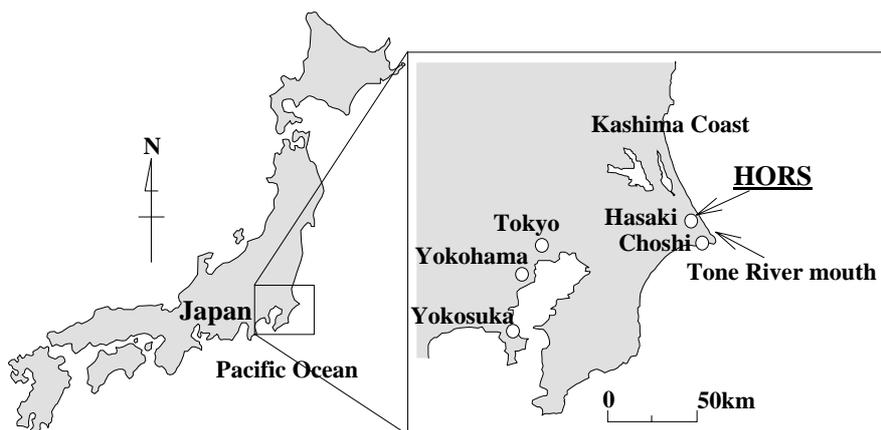


図-7.1 現地観測実施地点(茨城県鹿島郡波崎町, 運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設 HORS 周辺の自然砂浜海岸)

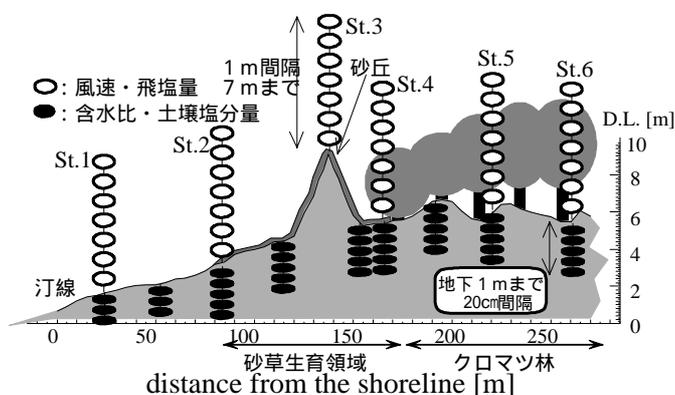


図-7.2 観測機器等の配置・地形断面

7.2. 現地観測の概要

(1) 観測時期および観測場所

現地観測は, 1995年12月13~14日に, 茨城県鹿島郡波崎町須田浜に位置する運輸省港湾技術研究所海洋研究施設(HORS, 図-7.1)周辺の砂浜および背後のクロマツ林において実施した。海浜形状は数kmにわたって沿岸方向にほぼ一様であり, 砂浜幅約100m, 背後に約150mの林帯幅の海岸林(クロマツ林), そして両者を分断するように, 幅約40m, 高さ2~3m程度の砂丘が続いている。

(2) 観測方法および分析方法

a) 測点配置

代表的な観測項目の一覧を表-7.1に, 観測機器の設置状況および地形断面を図-7.2に示す。なお, 1995年11月6~7日に予備観測を行い, 土壌水分の時間変動を調査するために, 砂浜中央部および松林中央部にテンシオメータを30cm間隔で深さ1.2mまで各5本設置した。

表-7.1 主要な観測項目・機器等一覧

測定項目	測定機器	測定間隔
風速	三杯式風速計	1分毎
風向	矢羽式風向計	1分毎
土壌水分量	サンプリング, テンシオメータ ^{注)}	
土壌塩分濃度	サンプリング	
分光反射特性	分光照度計	
松の付着塩分量	葉のサンプリング	
飛塩量	手製の捕捉器	4時間暴露

注) テンシオメータは予備観測のみ、測定は1分間隔

土壌塩分濃度及び水分量は、岸沖方向に砂浜上4点、砂丘直背後1点、クロマツ林内5点の計10測点を設け、鉛直方向に地表面から20～100cmの範囲で20cm間隔にサンプリングを行った。また、風速及び飛塩量は、砂浜上2点、砂丘上1点、クロマツ林内3点の計6測点を岸沖方向に設け、鉛直方向に地表面から約1m～7mの範囲に1m間隔で機器を配置した。

b) 飛沫海塩粒子の捕捉・分析方法

海塩粒子の捕捉器は、 $\phi = 6.0\text{cm}$ の塩ビ管を2～3cmの厚さに輪切りにしたものにガーゼを二重に張り付けたもの（受風面積約 113cm^2 ）である。これらを各測点にガーゼ面が岸沖方向に向くように取り付け、ガーゼは空気中に約4時間暴露した後、ポリエチレン袋に入れて保存し、分析に供した。付着塩分量の定量は、回収したガーゼを蒸留水に浸し十分に攪拌した後、その溶液の電気伝導度及び水温を電気伝導率計（東亜電波工業株式会社製）により測定し、溶液中の塩分量を求めた。

c) 土壌水分量・塩分濃度の分析方法

サンプリングした砂に蒸留水を混入して十分に攪拌した後、b)と同様の手順で溶液中の塩分量を算定した。

d) クロマツの葉への付着塩分量の分析方法

クロマツ林前面から岸沖方向に約30m間隔で5点、鉛直方向に葉のある領域内の下方から、約50cm間隔で4～5点の測点を設け、サンプリングした。そして、回収した松葉を細かく裁断し、蒸留水に浸して十分に攪拌した後、常温で3日間静置し、b)と同様に溶液中の塩分量を算定した。

7.3. 測定結果および考察

(1) 砂浜海岸植生の生育状況

ある環境負荷がかかったときの植生の応答を考える上で、植生の成長度合を表す何らかの指標を与える必要がある。図-7.3は、クロマツ林の幹径・密度（単位面積当たりの本数）・樹高・幹高（非葉部高さ）・葉の分光反射特性（NIR/R値）・落葉堆積厚さの岸沖分布を示している。これらより、海岸線から遠ざかるにつれてクロマツの幹は太く、密度は疎らに、樹高は高くなっていく傾向が分かる。工藤ら（1995）は葉の分光反射特性として、長波帯域（ $0.7 \sim 1.1\mu\text{m}$ ）の反射率と短波帯域（ $0.55 \sim 0.68\mu\text{m}$ ）での反射率の比をNIR/Rと定義し、これが松の生育状況の指標となり得るとし

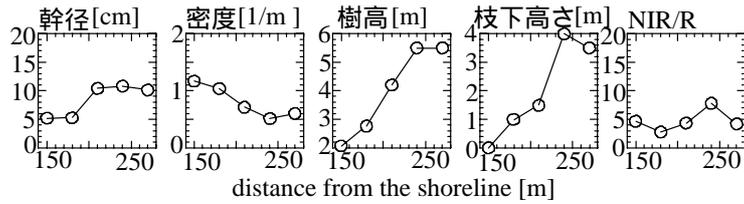


図-7.3 マツの幹の直径，密度，樹高，枝下高さ，NIR/R

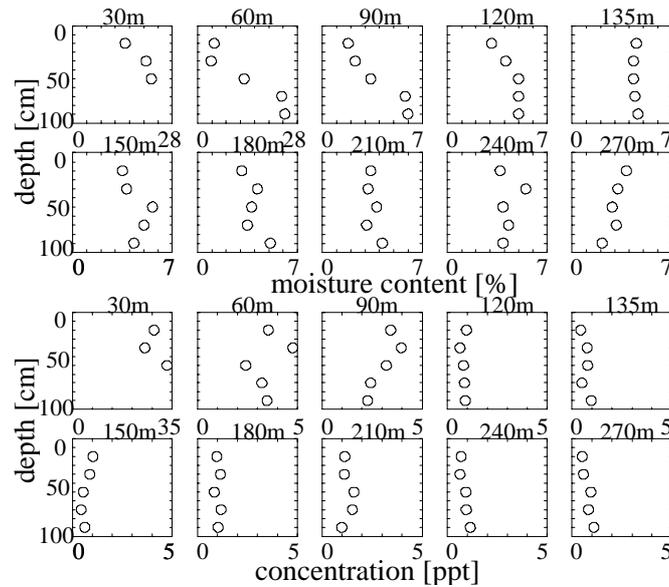


図-7.4 土壌水分量（上）と土壌塩分濃度（下）の分布

ている。しかしながら、本観測ではNIR/R値に松の樹高や砂草の分布状況などとの明確な相関が見られなかった。そこで本研究では、簡単に、松の樹高を生育状況の指標として以下の議論を進める。

(2) 土壌環境特性

予備観測時におよそ3潮汐にわたって測定した土壌水分には、時間的な変動はほとんど見られなかったので、植生帯周辺での土壌水分分布にかかわる以下の議論では、空間分布特性のみを取り扱う。

まず、図-7.4(上)に表層1mにおける土壌水分量の岸沖断面内鉛直分布を示す。これを見ると、砂浜（汀線から30m地点～120m地点まで）での分布形は概ね相似であり、下層ほど大きい傾向にあることが分かる。これに対して、クロマツ林帯では土壌水分に明瞭な分布がみられない。また、砂浜と比較して地表面付近の水分量が大きく、クロマツの根による吸水や落葉層の存在などによる保水作用の影響があることが予想される。

図-7.4(下)は、表層1mの土壌塩分濃度（間隙水に対する塩分の重量濃度）の岸沖断面鉛直分布である。まず、クロマツ林帯では明確な分布を持たず、しかもその値はきわめて小さい。したがってクロマツ林の生育環境として土壌中塩分の寄与は小さいものと考えられる。ただし、樹高に

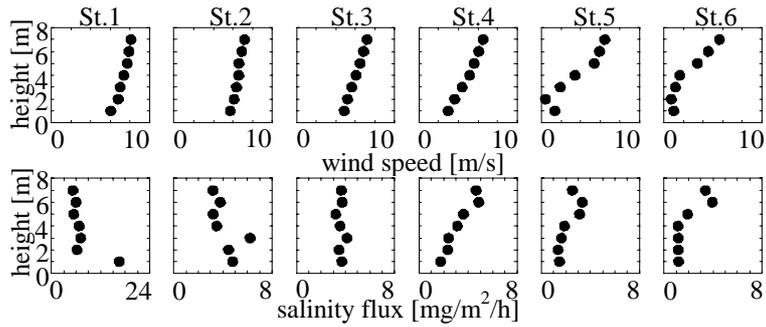


図-7.5 平均風速（上）と飛塩フラックス（下）の分布

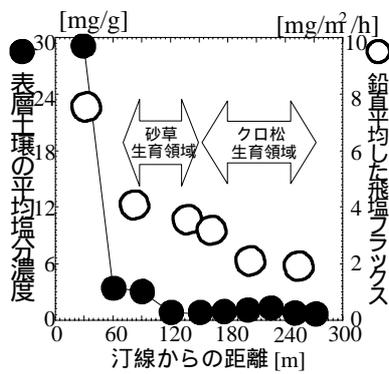


図-7.6 塩分と植生の関係

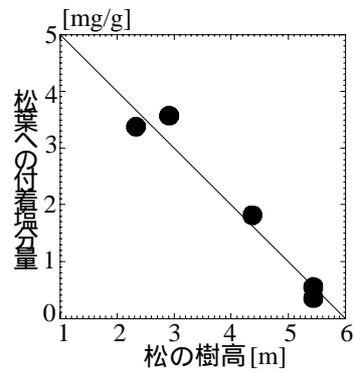


図-7.7 付着塩分と樹高の相関

応じてクロマツの根は測定最深部1mよりも深く根付いていると考えられることから、今回の表層部のみの観測データからは土壤塩分濃度とマツとの関係を厳密に論じることはできない。

土壤塩分の供給源として、地表面からは、遡上波、特に時化時の長周期波の遡上、飛塩の沈降・付着による塩分、地下からは、地下水面からの浸透流による移流・分散が考えられる。ここで、植生(砂草)の生育に関係の深い砂浜中央部付近の60mと90m地点に着目すると、深さ40cmの位置で塩分濃度がピークを示している。このピーク位置や塩分濃度の分布形は などによる塩水の重力排水と に関わる毛管ポテンシャルによる上向き浸透流とのバランスで決定されているものと推察される。

(3) 大気環境特性

図-7.5(上)に示した4時間平均風速(風速ベクトルの絶対値)の岸沖断面内鉛直分布を見ると、風速は汀線付近において最大値を取り、内陸にいくにつれて変形され、さらにクロマツ松帯中で大きく減速されている。また、これに関連して図-7.5(下)に示した飛塩フラックスの岸沖方向の鉛直分布からも同様に、飛塩が砂浜上で徐々に減少し、松林内部で急減している様子が見て取れる。このような傾向は仲座ら(1991)による実測データにも見られ、一般的な飛塩分布特性であるものと考えられる。

(4) 大気・土壌環境と海岸植生との関係

大気・土壌中の塩分の岸沖分布と海岸植生との関係を、ハマニンニクなどの砂草と、クロマツとに分けて考察する。図-7.6は表層1mでの平均土壌塩分濃度と鉛直断面平均した飛塩フラックスの岸沖分布を、砂草および松の生育領域と比較して示したものである。これを見ると、土壌塩分濃度も飛塩フラックスも汀線付近で大きく、汀線から離れるにしたがって指数関数的に減少しているが、特に土壌塩分の急変部と砂草の生育領域の最前部（汀線から約80mの地点）がほぼ一致していることが分かる。一方、マツと土壌塩分、飛塩に明確な対応関係は見られない。また、クロマツによる飛塩フラックスのsink量の時間積分値と考えられる松葉への付着塩分量は、クロマツの樹高とよい相関があることが分かる（図-7.7）。

これらのことから、砂浜海岸の植生は土壌中および大気中の塩分環境に少なからず影響を受けており、塩分分布に応じた生育状況を示していることが分かった。

7.4. 数値シミュレーション

(1) 数値シミュレーションの概要

マツには飛塩、砂草には土壌中の塩分濃度分布が、その生育環境に対してきわめて重要な役割を果たしていることが現地データから判明した。これらを具体的な植栽計画に反映させるための基礎的な知見を得るべく、植生（マツ）の分布形態と大気中の海塩粒子の拡散状況との関連性、土壌中の塩分濃度の鉛直分布と地表面および地下水表面からの不飽和浸透流との関係について、以下のような数値実験により考察した。

飛塩については運動方程式（7.1）と連続式（7.2）及び式（7.3）で表される塩分濃度の輸送方程式を連立させて、風速・飛塩濃度がほぼ定常になるまで数値積分した。

・運動方程式

$$\frac{Du_i}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\nu_t \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) - C_D A U |u_i| \quad (7.1)$$

・連続式

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (7.2)$$

・塩分の移流拡散方程式

$$\frac{DC}{Dt} = W \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_t} \frac{\partial C}{\partial x_i} \right) - C_{cut} \quad (7.3)$$

また、土壌に関しては、塩分による浸透ポテンシャルの変化を考慮した式（7.4）の Richards の不飽和浸透流式と式（7.5）の溶質（塩分）の移流分散式を連立させて解いた。

・Richards 式

$$(C_c(\psi) + S) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_i(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x_i} - K_i(\psi) \delta_{i3} \frac{\rho}{\rho_f} \right) - F \quad (7.4)$$

・塩分の移流分散方程式

$$\frac{\rho}{\theta} \frac{\partial C_S}{\partial t} + \frac{DC_L}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{i,j} \frac{\partial C_L}{\partial x_j} \right) \quad (7.5)$$

ただし, $i, j=1,2,3$, u_i , x_i : i 方向風速 (u, v, w) と座標 (x, y, z), C_D : 葉の抵抗係数 ($=0.5$), A : 葉面積密度 ($=1.0$ [1/m]), U : スカラー風速, C : 無次元飛塩濃度, W : 飛塩粒子の沈降速度, ν_i : 渦動粘性係数, σ_i : 係数 ($=1.0$), C_{cut} : 植生による飛塩のsink項, ψ : matric potential, $C_c(\psi)$: 比水分容量, S : 比貯留係数, $K_i(\psi)$: 不飽和透水係数, ρ, ρ_f : 間隙水と純水の密度, F : 植生の根等によるsink項, C_S, C_L : 溶質の固相および液相濃度, $D_{i,j}$: 溶質の分散係数テンソル, θ : 土壤水分量である.

大気計算では, 沿岸方向に場が一様であるとして2次元計算を行い, 乱流モデル, 植生による飛沫塩分のフィルター効果(式(7.1), (7.3)それぞれの右辺最終項), 塩分の沈降速度 W には仲座ら(1993)が用いたものと同様のモデルを使用した.

一方, 土壌特性に関しては, $\psi \sim \theta$ および $\psi \sim K_i$ の関係式にいずれも谷(1982)の式を用い, 式(7.5)中の分散係数テンソルは非対角成分が0と仮定して, Bear and Dagan(1964)の式を用いている.

計算は, 空間的には, 移流項に3次精度の風上差分を, 他の項は2次精度の中央差分を, 大気非定常項は完全陰解法を用いて離散化し, MAC法のアルゴリズムで解いた. また, 土壌の時間差分は拡散項にCrank-Nicholson, 移流項にAdams-Bashforthスキームを用いて離散化した.

(2) 海風時の飛塩分布と松林の関係について

ここでは, 植生分布と海風時流況での飛塩拡散状況との関係を考察するべく, 3ケースの計算を行った. 松を想定したモデル植生が高さ5mで一様に繁茂しているケース(run-1), 植生帯の岸沖断面積はrun-1と同じで, 植生帯上流端・下流端の高さを各々3mと7mになるように線形的に分布させたケース(run-2), 逆に7mと3mのケース(run-3)の計算を行った. 流入部で鉛直方向に一様な5m/sの風と, 指数関数型の塩分濃度分布を与えた.

ほぼ定常に達した時点での風速分布は, 例えばrun-1では図-7.8, この時の無次元塩分濃度の空間分布は各ケースについて図-7.9のようになる. これらを見ると, 汀線側の松は過大な飛塩を受け, 内陸に行くにつれて濃度が低下するという傾向が良好に再現されている. 各ケースでの植生帯前面部と後縁部での濃度フラックス分布(図-7.10)を見ると, run-2で模式的に表現した, 現地で見られたような植生分布の場合には, 前面部と後縁部での差が最も小さいことから, 植生帯中で失われる塩分量(すなわち葉や土壌に付着して生育を阻害する要素)が小さくなっていることが分かる. ところが, run-2は3ケースの中では背後地へ最も多く塩分を流下させており, 塩風害防災林としての機能が低いとも言える.

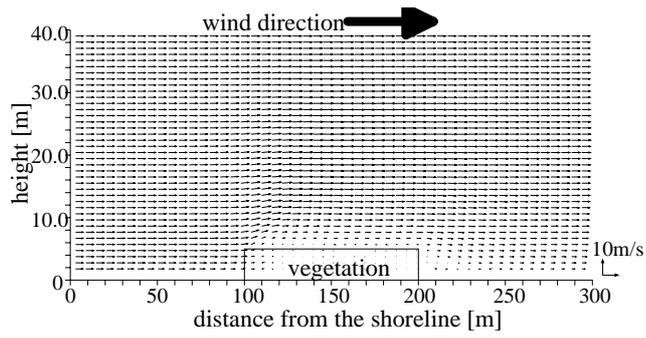


図-7.8 風速分布の一例 (run-1)

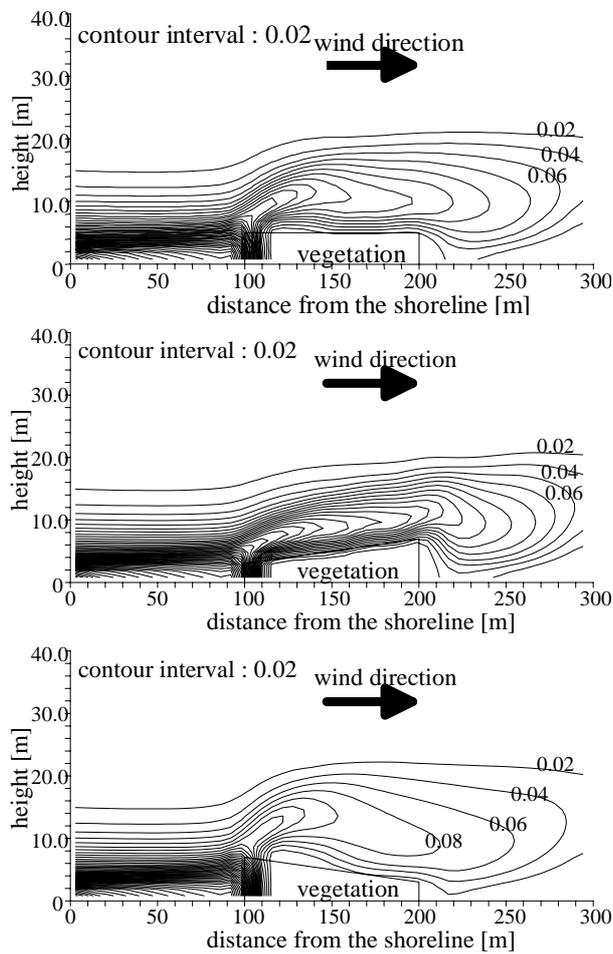


図-7.9 無次元塩分濃度分布 (上から順に run-1, 2, 3)

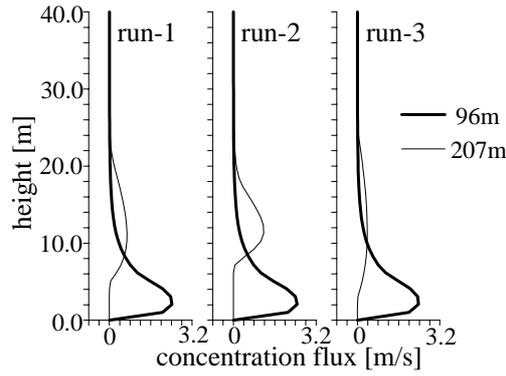


図-7.10 植生帯前面部と後縁部での無次元塩分濃度フラックス Cu の鉛直分布

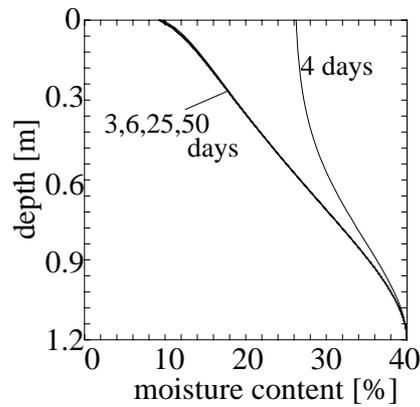


図-7.11 土壌中の水分 (run-6)

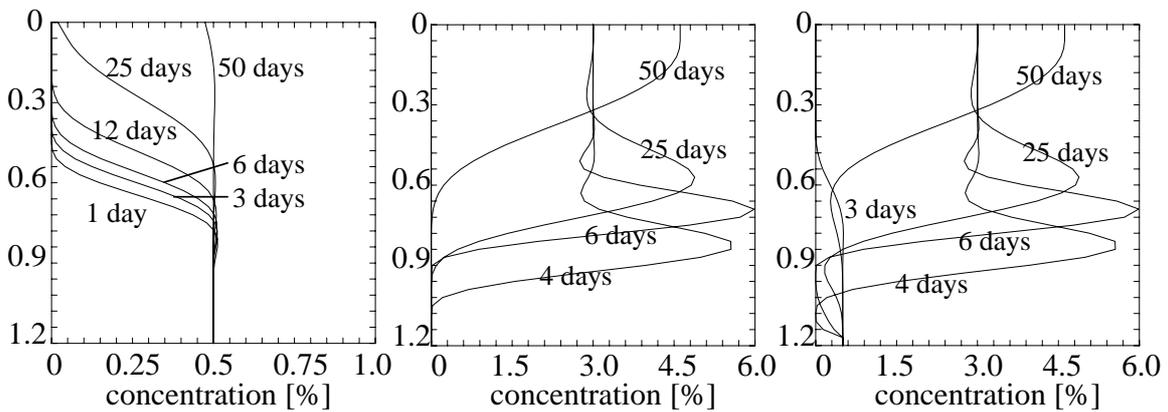


図-7.12 塩分濃度分布 (左から run-4, run-5, run-6)

(3) 土壌塩分量の供給源について

砂浜に分布する砂草の生育範囲に対して重要な役割を果たしている土壌中の塩分濃度分布と、地表面および地下水面からの不飽和浸透流との関係について数値計算に基づく検討を行った。ただし、ここでは簡単のため、現地海浜での土壌への塩分供給が地表面と地下水面で行われると考

え、鉛直一次元的なシンプルな状況を想定し、吸着や相変化等の化学プロセスは考慮しないこととした。また、土壌物性(透水性など)には砂の条件を与え、地下 1.2m に地下水面を設定した。計算は地下水面のみから連続的に 0.5% の塩分供給を行う run-4、地表面のみで 3.0% の塩分供給を行う run-5、地下水面 (0.5%) と地表面 (3.0%) 両方で供給する run-6 の 3 ケース行い、run-5、6 では、時化時の遡上波による塩分供給を想定し、計算開始後 3 日目に地表面から塩分と一定流量 (=20.0mm/day) の浸透流を 24 時間与えた。

50 日間に対する数値積分を行った結果を図示する。まず、土壌水分量分布は図-7.11 のようであり、地表面からの浸透直後の 4 日目のみ上層で水分量が多くなっているほかは、定常な分布形が保持されている。ここでは示さないが、run-4,5 においてもほぼ同様の水分分布形であった。一方、土壌塩分濃度は、各ケースに対して図-7.12 のようになる。これらの結果から、

- 1) 毛管ポテンシャルによる上向き浸透流は run-4 に見られるように地下水中の塩分を地表面付近まで輸送すること、
- 2) run-5,6 における計算値は、図-7.4(下)の砂浜中央部付近 60m, 90m 地点での観測値とよく似たピーク値を有する分布パターンを示していること、
- 3) 遡上波によって供給される塩分は数十日にわたって土壌中に残留すること、
- 4) run-5,6 の結果から、濃度のピーク位置は、1) で述べたような上方への浸透流により、地表面近傍の比較的高い位置に押し上げられていること、

などが分かった。

7.5. おわりに

本章では、砂浜海岸の植生は土壌中および大気中の塩分環境に少なからず影響を受けており、塩分分布に応じた生育状況を示している可能性があることを指摘した。また、現地で見られるような樹高分布を取ることで、マツ林内に貯留される飛塩量が低減され得ること、毛管ポテンシャルによる地下水面からの上向き浸透流が海岸土壌中の塩分濃度の鉛直分布に多大な影響を及ぼしていることを数値計算により示した。

最後に、海岸植生には着目した塩分以外にも、風・飛砂などの様々なインパクトをはじめ、蒸散作用などの考慮すべき様々な因子がある。植生環境をより精緻に把握・予測するためには、このような様々な環境要素を観測等で解明し、本章で示したような数値モデルに組み込むことが今後の課題であるものと考えている。

参考文献

- 工藤勝輝・藤井寿生・岩下圭之・西川 肇：土木構造物の植生環境への影響について，第 22 回関東支部技術研究発表会講演概要集，pp.428-429，1995.
- 谷 試：一次元不飽和浸透流によって生じる水面上昇の特性，日本林学会誌，Vol.64，pp.409-418，1982.
- 仲座栄三・津嘉山正光・照屋雅彦：大気環境アメニティの一要素としての飛塩量特性，海岸工学論文集，第 38 巻，pp.896-900，1991..
- 仲座栄三・津嘉山正光・山路功祐・日野幹雄：飛塩（海塩粒子）拡散の数値流体力学的解析，海岸工学論文集，第 40 巻，pp.1036-1040，1993.
- 中西弘樹・福本 紘：南日本における海浜植生の成帯構造と地形，日本生態学会誌，Vol.37，pp.197-207，1987.
- 丸山幸平・三浦貞親：海岸林の土壌 - 植生系への効果に関する研究，新潟大学農学部演習林報告，第 14 号，pp.43-78，1981.
- 村上和男・加藤一正・清水勝義・尾崎 靖・西守男雄：植栽による飛沫（海塩粒子）の軽減に関する現地実験，海岸工学論文集，第 42 巻，pp.1036-1040，1995.
- Bear, J. and G. Dagan：Moving interface in coastal aquifers, ASCE, HY, Vol.90, No.4, pp.193-216, 1964.

第 8 章

海岸地下浸透流およびそれによる沿岸域への 栄養塩供給の解析

8.1. はじめに

水産資源等に多大な影響を及ぼす沿岸域の水質は、沖合水の影響に加えて、河川水や地下水といった陸水の影響を強く受けて形成されているため、これらの寄与を定量的に明らかにすることは工学的に重要な課題である。このうち、農地からの化学肥料を中心とした窒素、リンの供給、および家庭下水や畜産排水の浸透等によって増加しつつある地下水中の栄養塩は、沿岸海域、河川、湖沼等に直接流入し、水域の富栄養化現象の一因となり得る。しかしながら、地下水を通じて前浜周辺海域へ至る後背地起源の栄養塩の海域向き輸送量、特にその輸送過程に関する知見は、他の影響因子と比較して欠如しているのが現状である。

海域向き淡水浸透流の浅海域生態系に対する重要性はKohout(1964)、Kohout and Kolipinski(1967)により指摘され、生物分布と地下水流量との間に明確な対応関係があることが示された。Johannes(1980)は地下水による栄養塩輸送量が河川経由の輸送量の数倍に達することを示し、Sutcliffe(1972)は地下水経由の栄養塩供給量と水産資源との間に相関を見出している。さらに、Marsh(1977)、D'Elia *et al.*(1981)、Capone and Bautista(1985)等によって、海域の栄養塩レベルに対して地下浸透流が重要な役割を果たしていることが指摘された。その後、McLachlan and Illenberger(1986)、Simmons(1992)、Moore(1996)、Church(1996)、鷲見・上田(1997)などによって現地海岸における栄養塩フラックスあるいは ^{226}Ra をトレーサーとした物質フラックスが算出されている。これらによると、通常、海域への地下水による物質フラックスは河川起源のフラックスの 0.01 ~ 10% 程度であるが、Moore(1996)は 40%、鷲見・上田(1997)は 80% 以上にまで達することがあると報告している。ところが、前者ではYounger(1996)によって地下水流量の算定方法に問題があることが指摘されており、後者では隣接する小河川のみを対象として河川によるフラックスを算出しているため、河川の効果を過小評価している可能性がある。

また、本研究で対象とした鹿島灘波崎海岸では、仲宗根ら(1997)によって汀線近傍の帯水層における潮汐に伴う海水交換と有機物好気分解プロセスが検討されている。また柳嶋ら(1997)は、本海浜に試験施工されている海浜安定のための透水層に関連して、栄養塩濃度を測定している。しかしながら、いずれも後背地から海域へ至る栄養塩の輸送過程については検討されていない。加えて、図-8.1 に示すように、

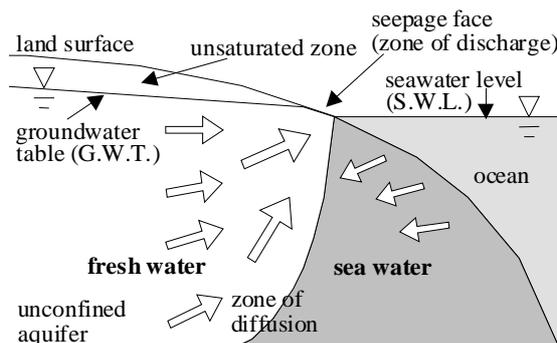


図-8.1 海岸地下水流の概念図

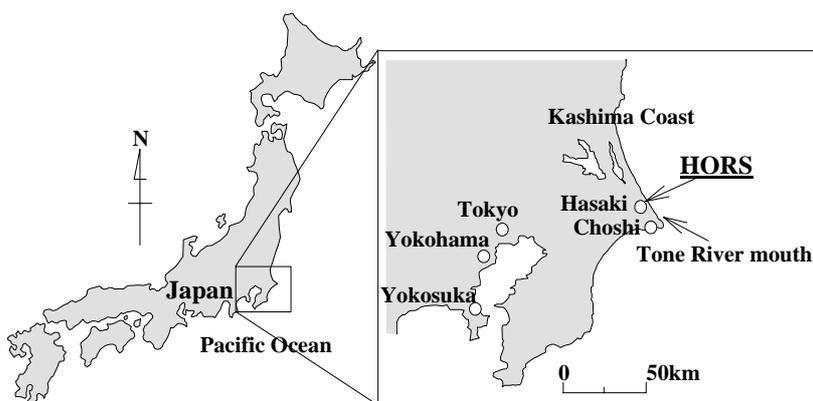


図-8.2 現地観測実施地点（茨城県鹿島郡波崎町須田浜，運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設 HORS 周辺の自然砂浜海岸）

汀線近傍の帯水層では海水の影響によって塩水楔が形成されて流速分布が変形される（例えば，初井ら，1986）と同時に，複雑な生化学反応によって栄養塩濃度が時空間的に変動する（例えば，運輸省第五港湾建設局，1981）ことが知られている．そのため，Darcy 則あるいはトレーサー試験に基づく単純な断面平均流速を用いて栄養塩フラックスの算出を行う既存の手法には疑問が残る．つまり，地下水によるフラックスの評価に対して，地下水流量を精度良く見積もることが重要なポイントの一つとなっている．

そこで本章では，鹿島灘波崎海岸の自然砂浜域において，汀線から海岸林背後に至る広範囲の現地観測によって海岸空間における栄養塩の輸送プロセスを詳細に調査し，さらに，海岸帯水層中の浸透流速分布の時空間変動を考慮し得る数値計算手法を用いて栄養塩フラックスを高精度に算出した結果などについて報告する．

8.2. 現地観測の概要

広く外洋に面した典型的な自然砂浜海岸である，鹿島灘波崎海岸において現地観測を実施した（図-8.2）．鹿島灘海岸は茨城県の波崎町から大洗町を結ぶ延長約 70km の砂浜域で，途中鹿島港により分断されている．鹿島港より南部の海岸は，鹿島港と波崎漁港に挟まれた延長約 16km の砂浜であり，鹿島

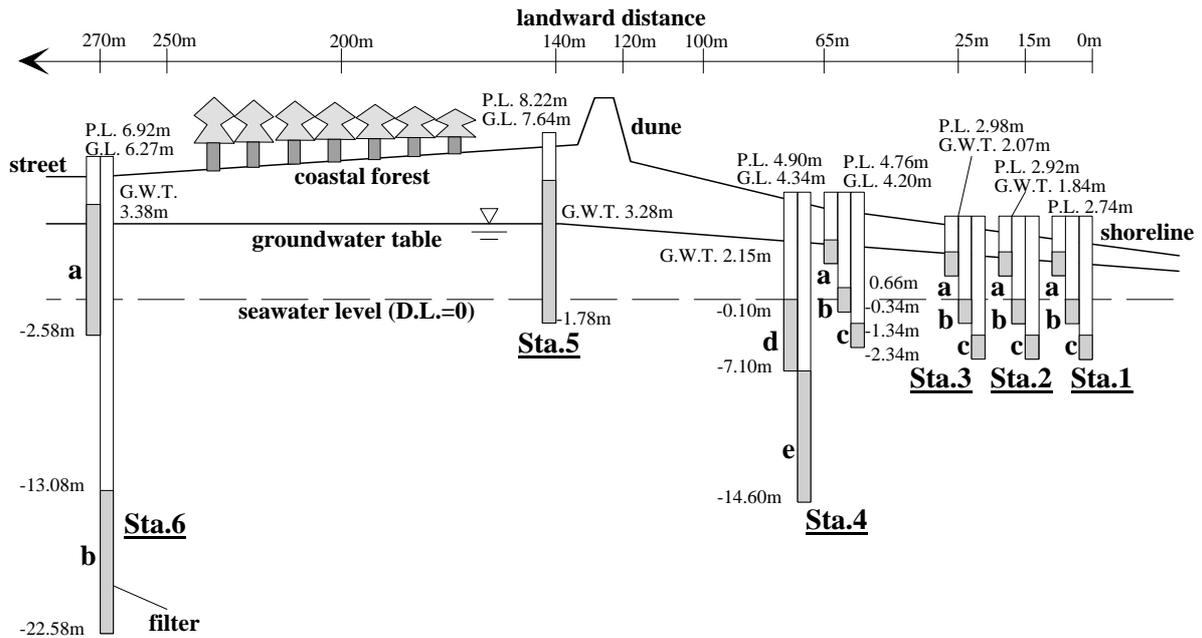


図-8.3 現地観測の概要。汀線から海岸林背後にかけての砂浜海岸上に Sta.1 ~ Sta.6 を設け、各地点において観測井戸を掘削し、採水および地下水位の連続測定を行った。

港南岸壁から南方約 5km 離れた波崎海岸を観測サイトに選んだ。この位置には運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設(HORS)があり、HORS 周辺の砂浜において採水用の井戸を掘削して地下水観測を行った。この地点の南側約 12km には、国内最大の流域面積を有する利根川の河口が位置している。

観測期間は 1997 年 8/7 ~ 12/12 であり、HORS から銚子方向に約 100m 離れた地点において岸沖方向に測線を設けた。図-8.3 に示すように、測線上の HORS 基点である 0m 地点 (D.L.=2.2m) に Sta.1 を、そこから内陸方向に Sta.2 ~ Sta.6 を設定し、それぞれの位置で採水用井戸を掘削した。図中では各地点の D.L. 上の地表面レベル (G.L.)、平均地下水面 (G.W.T.)、井戸頂上部レベル (P.L.) を併せて示している。井戸の深度は 2m ~ 30m であり、図-8.3 中のハッチの箇所には採水口 (ストレーナー) を設けて採水を行った。採水は、直径 40mm、長さ 50cm の bailer sampler (地下水採水器、太陽計器製) を用いて 8/7 ~ 8/8, 8/22, 9/5, 9/25, 10/9, 10/31, 12/12 に実施し、採水したサンプルは実験室に持ち帰って塩分を測定した後、速やかに凍結保存して分析に供した。栄養塩の分析には TRAACS-800 (Bran+Ruebbe 社製) を用い、 $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$, NO_2^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} , SiO_2 の各濃度を測定した。また、10/31, 12/12 には現場において溶存酸素量 (以下、DO) を併せて計測した。同時に、参照海水として汀線付近の海水を、また、利根川水との比較を行うために河口から 4km 地点における河岸付近の表層河川水を採水した。さらに、Sta.4 ~ 6 には水压式地下水位計 (Diver, Eijkelkamp 社製) を設置し、10 分間隔で地下水位を連続自動測定した。後述の数値解析に必要となる潮位データには、HORS 観測棧橋において測定された値を使用した。

次に、現地地盤の地質柱状図を図-8.4 に示す。ここでは、Sta.6 (図中の B5) に加えて、HORS 周辺の 4 地点 (B1, B2: 神栖町知手, B3: 波崎町北若松, B4: 波崎町高砂、いずれも HORS より半径 1 ~ 5km の地点) のデータを参考のために示している。現地砂浜 (B5) は、地表面より深さ約 30m まで細砂層のみによって構成されており、ほぼ一様な砂層地盤であると考えられる。また、HORS 周辺の B1 ~ B4 の地盤構造を見ると、半固結岩上限は 25m 以深、難透水層である粘土層やシルト層は 40m 以深に出現していること

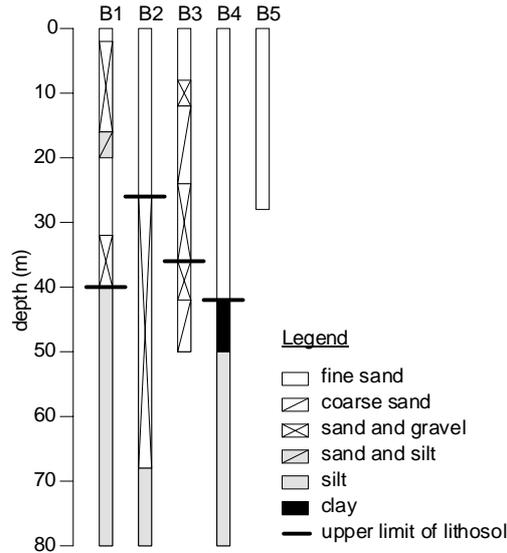


図-8.4 地質柱状図．B1, B2：神栖町知手，B3：波崎町北若松，B4：波崎町高砂の柱状図であり，各地点は観測を実施した HORS から 1～5km 程度の範囲に位置している．また，B5 は Sta.6 における柱状図である．

が分かる．今回の調査では，現地砂浜における不透水層位置を直接確認することができなかったが，B1～B4 を参考に，深さ 30～40m 程度の位置に不透水層があるものと仮定する．

8.3. 沿岸域への栄養塩輸送過程

(1) 地下水，海水，河川水中栄養塩濃度の比較

図-8.5 は，海水の影響をほとんど受けないと考えられる Sta.6-a および b の地下水，利根川水，参照海水における，(a) NO_3^- ，(b) NO_2^- ，(c) NH_4^+ ，(d) PO_4^{3-} および (e) SiO_2 の各濃度の時系列を示したものである．海水中における栄養塩 5 項目の全ての値は極めて低く，地下水中の栄養塩濃度は， NH_4^+ を除いて河川水中のそれと概ね同程度以上であり，かなり高濃度である．当海域では， SiO_2 を摂取して細胞を形成する珪藻植物プランクトンが圧倒的な優占種であり，また， PO_4^{3-} が生物生産に対する制限因子となっている(足立ら，1994)．さらに，高濃度の NH_4^+ は魚類の生息環境に対して好ましくない(柳嶋ら，1997) ことから，地下水中の高濃度の PO_4^{3-} ， SiO_2 ， NO_3^- 供給および低濃度の NH_4^+ 供給によって，海域の生態系に対して好適な栄養塩環境が創出されているものと推察される．

(2) 海岸帯水層における栄養塩濃度の季節変化

図-8.6 に汀線近傍の Sta.1 の各深度における，(a) NO_3^- ，(b) NO_2^- ，(c) NH_4^+ ，(d) PO_4^{3-} および (e) SiO_2 の各濃度の時系列を示す．帯水層内陸側 Sta.6 (図-8.5) と比較して，Sta.1 における NO_2^- ， NH_4^+ ， PO_4^{3-} 濃度には明確な季節変化が存在し，8月から9月にかけて著しく高濃度であるものの，11月に向かって急激に減少していることが分かる．また，夏期における汀線近傍の NO_2^- ， NH_4^+ ， PO_4^{3-} 濃度は帯水層内陸部での濃度の 10 倍以上にまで達することがあり，このときの NH_4^+ は図-8.5 に示した河川水中濃度と同程度以

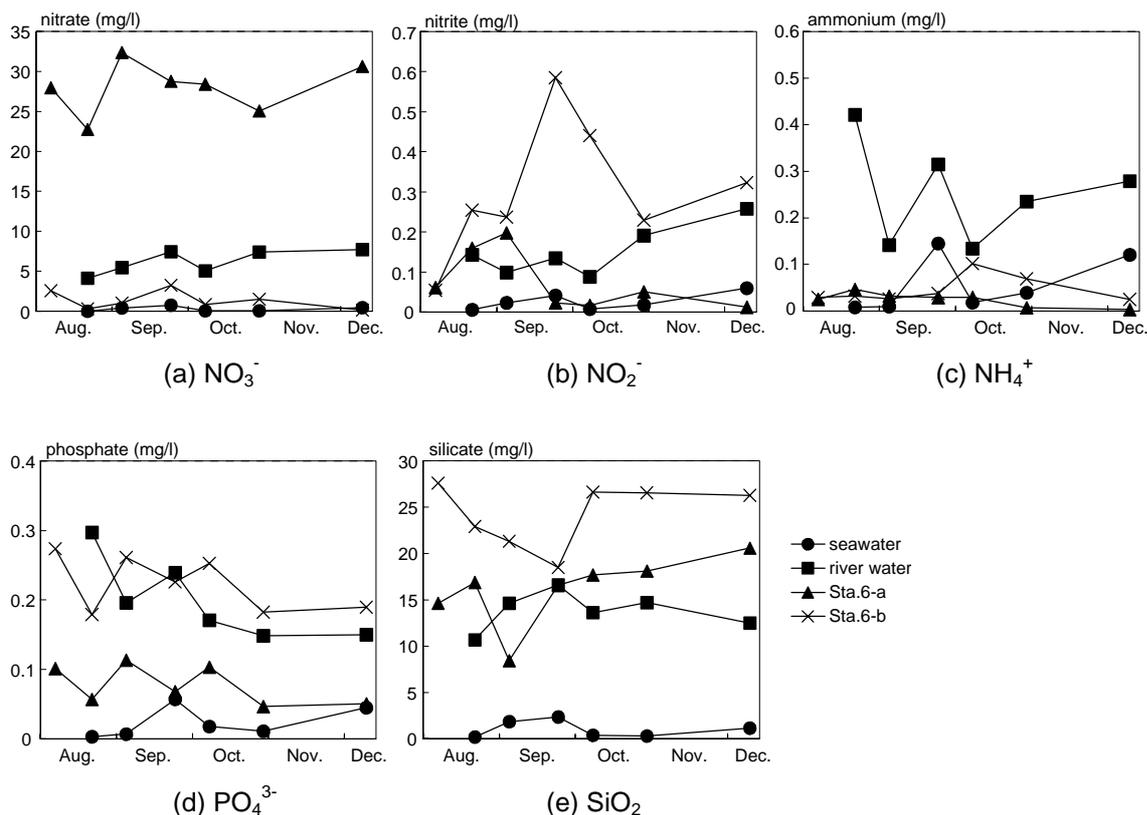


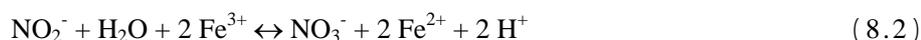
図-8.5 Sta.6-a,b における地下水，汀線における海水，利根川河川水中の栄養塩濃度の時系列

上である。これは後述するように、夏期から秋、冬期にかけての水温低下等に伴って、前浜周辺における有機態リンの分解や脱窒に関連するバクテリア活性が低下したことが原因であるものと考えられる。次節では、前浜周辺の濃度が高い夏期(8/7～10/9)の平均的な地下水中栄養塩濃度の空間分布特性について論じることとする。

(3) 内陸部における溶存態無機窒素の空間分布特性

図-8.7 はそれぞれ(a) NO_3^- 、(b) NO_2^- 、(c) NH_4^+ および(d)DOの実測値について空間補完を行い、夏期の平均的な濃度分布を表したものである。

内陸部の 270m地点 (Sta.6) 近傍では、帯水層表層のDOは 1.0～2.0mg/l程度であり、表層における NO_3^- 濃度は全領域を通じて最大値を示しているものの、 NO_2^- 、 NH_4^+ は逆に最も低濃度となっている。酸素が十分に存在する好気性土壌環境下では、硝化細菌の活性が高まるため、例えばGreenland and Hayes(1981)による式(1)、(2)で示される硝化(nitrification)が無機態窒素に生じる。



反対に、嫌気性土壌環境下では脱窒菌の作用によって、例えば Freeze and Cherry(1979)による以下の反応式で表される無機態窒素の脱窒(denitrification)が有機態炭素の存在を介して生じる。

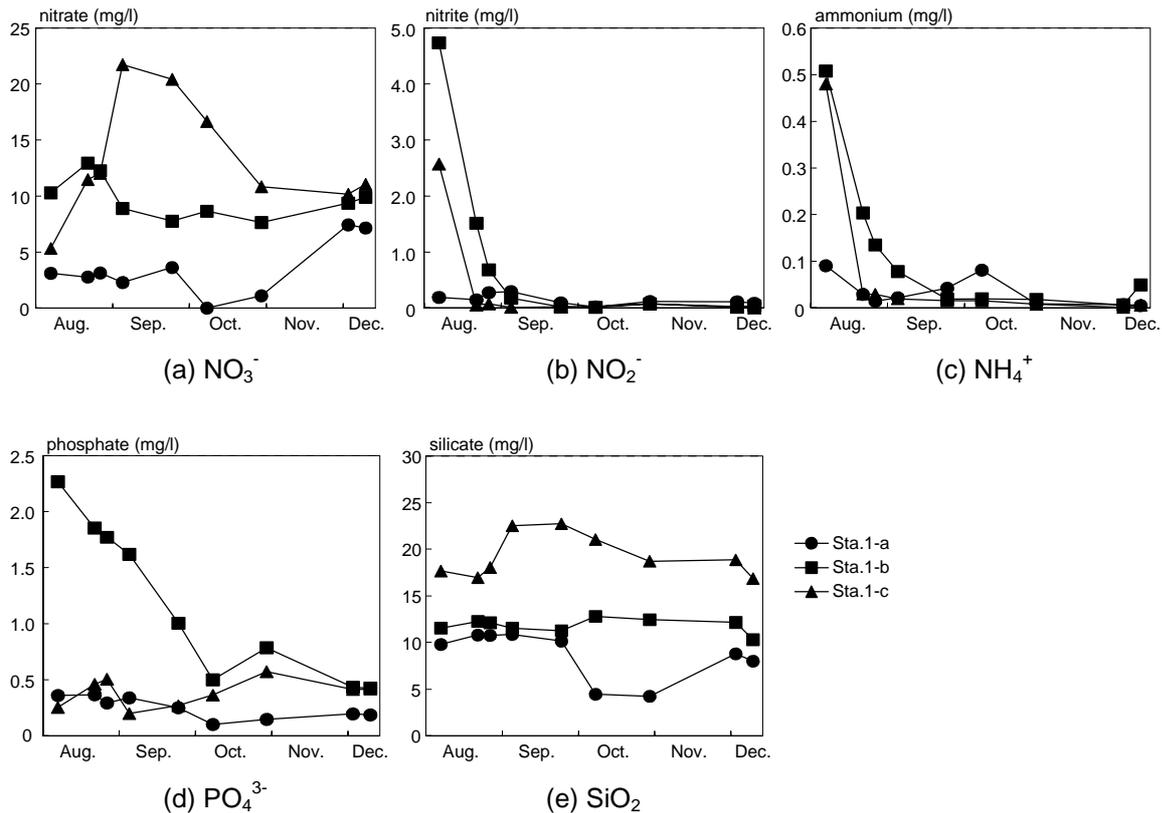
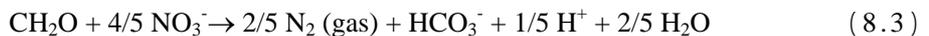


図-8.6 汀線近傍の Sta.1-a,b,c における地下水中の栄養塩濃度の時系列 .



脱窒や硝化では、DO、塩分、溶存態有機物量等の土壌条件次第では最終生成物である N_2 や NO_3^- にまで至らないケースが頻繁に起こり得る。この場合、中間生成物として NO_2^- 、 N_2O 、 NH_4^+ が生成される。

帯水層内陸側表層は好気的な環境であるため、硝化活性が高まると同時に、 NO_3^- から NO_2^- 、 NH_4^+ への還元が抑制され、 NO_3^- 濃度は高く、反対に NO_2^- 、 NH_4^+ 濃度が著しく低くなっているものと考えられる。下層へいくに従ってDOが低減して還元的な環境となり、その結果、 NO_3^- は低減している。また、地上部にクロマツを中心とした海岸林が繁茂しているSta.6～砂丘直背後140m地点(Sta.5)の区間において、Sta.5に向かって表層DOは3.5mg/lまで増加するとともに、 NO_3^- が急減している。これは、不飽和帯から帯水層上層にかけて存在する根の周辺において、バクテリアの生化学過程によって NO_3^- の消費(Freeze and Cherry, 1979)が酸素の供給と同時に生じていることを示すものと推察される。

(4) 汀線近傍における溶存態無機窒素の空間分布特性

NO_3^- とDOは砂浜上の65m地点(Sta.4)で一旦減少した後、汀線近傍(Sta.1)に向かって再び増加しており、好気性環境下での硝化が生じていることが分かる。しかしながら、汀線近傍では NO_2^- と NH_4^+ もまた増加しており、複雑な生化学反応が生じていることが予見される。

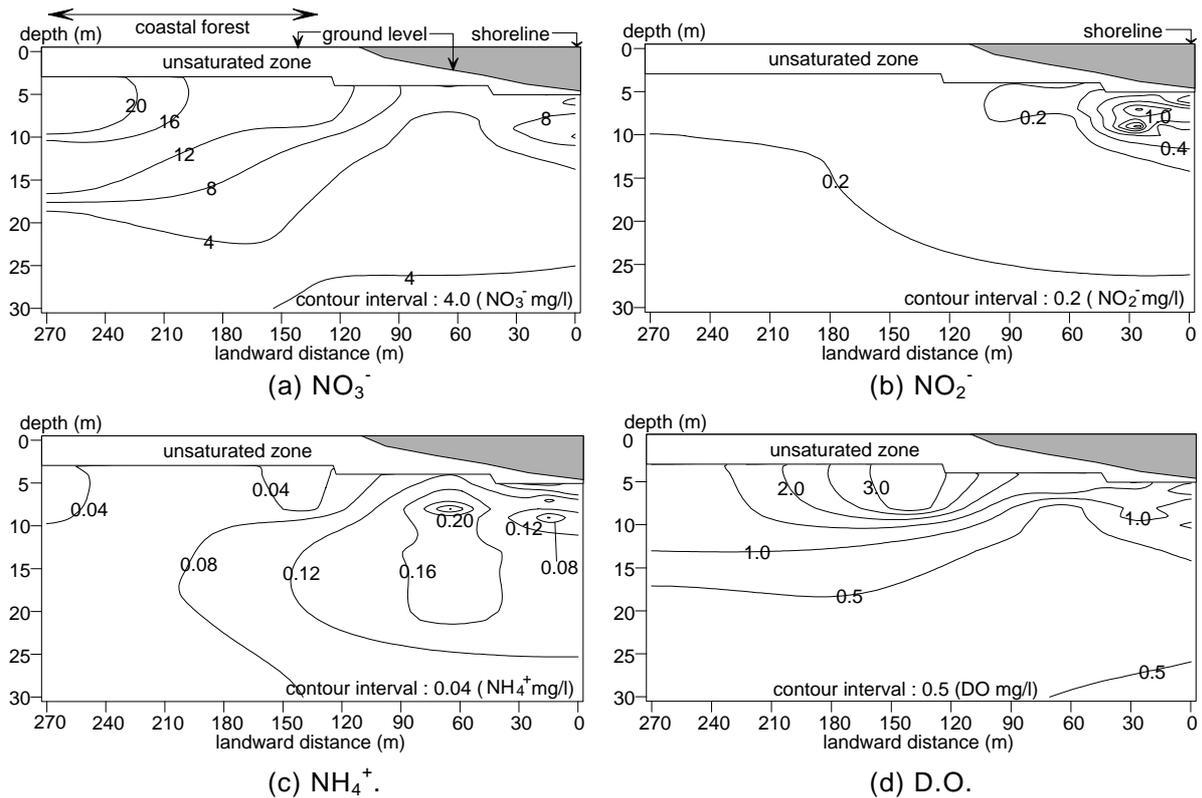


図-8.7 砂浜海岸帯水層中の(a)硝酸塩 NO_3^- , (b)亜硝酸塩 NO_2^- , (c)アンモニウム塩 NH_4^+ , (d)溶存酸素量の空間分布. 値は全て夏期(8/7~10/9)の平均値を用いている.

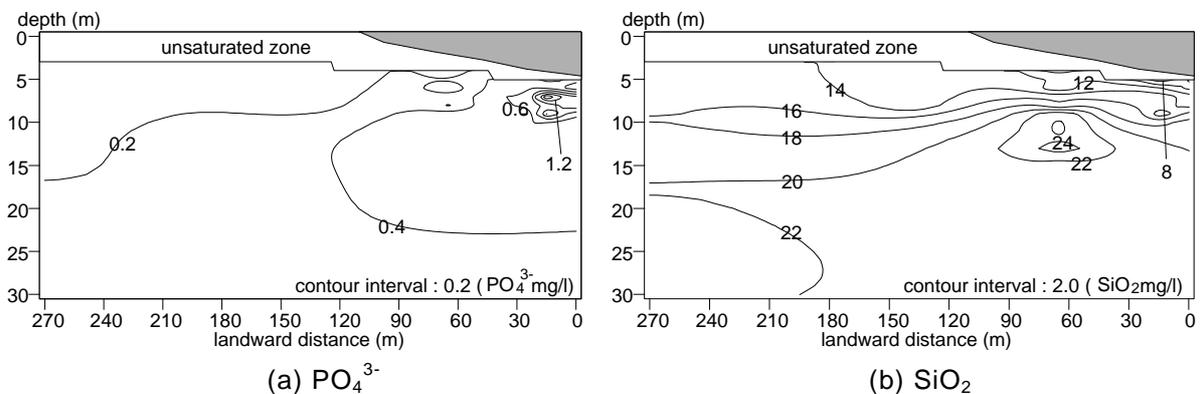


図-8.8 砂浜海岸帯水層中の(a)リン酸塩 PO_4^{3-} , (b)珪酸塩 SiO_2 の空間分布. 値は全て夏期(8/7~10/9)の平均値を用いている.

坂本(1988, 1994)によれば, 潮汐に伴う汀線部の底質間隙への浸透水の流出入によって, 海水中の溶存態有機窒素(DON)等は帯水層中で NH_4^+ にまで分解無機化され, その後, 硝化細菌によって NO_2^- , NO_3^- へと酸化される. 通常, 砂浜や礫浜のように好気的な場では脱窒細菌による N_2 への還元は起こらないとされるので, 溶存態無機窒素(DIN)の総量変化はDONの無機化と生物によるDIN摂取によって決定されるものと考えられている.

これに対してLowrance and Pionke(1989)は, 潮汐による地下水位の変動などに伴って, 異なる化学的

環境, 例えば好気的あるいは嫌気的環境を交互に経験するような場合, 帯水層は脱窒細菌の活動に対して好条件となると論じている. さらに鷲見・上田(1997)による最近の観測結果から, 汀線近傍では有意な数の脱窒細菌が存在することが確認されており, 化学的な条件が揃えば砂浜においても脱窒が起こる可能性が指摘されている. 以上より, 本観測では, 汀線近傍で NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ 濃度が同時に増加していることから, 陸域起源のDINの硝化, 海域起源のDONの無機化とその後の硝化, 脱窒細菌による還元が同時に生じているものと考察される.

また, 汀線近傍で高濃度となっている NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ は, やや内陸側かつ帯水層表層より若干下の位置(Sta.2-b付近)で最大値をとっている. これは脱窒菌, 硝化菌の活性が塩化物イオン濃度に依存し, 淡水と塩水の混合域で最大となること(鷲見・上田, 1997; 坂本, 1988, 1994)に対応するものと考えられる. つまり, 帯水層中の無機窒素は, 帯水層中に形成される淡塩境界の, 浸潤面よりやや下層において, 最も顕著な生化学作用を経験することになるものと考えられる.

しかしながら全体的に見れば, 汀線近傍におけるDINに占める NO_3^- の割合は他の無機窒素と比較して極めて大きく, 酸素が十分に供給されれば, DINは容易に NO_3^- にまで酸化される傾向にあると言える. 結局, 浸透流による後背地起源のDINの海域向き供給と, 汀線部における海水起源のDONの無機化, およびそれらの酸化還元反応とが合わさって, 帯水層中の無機窒素濃度分布が決定されているものと考察される.

(5) 無機態リン, ケイ素の分布特性

図-8.8 に(a) PO_4^{3-} と(b) SiO_2 の夏期の平均濃度分布を示す. 全般的に見て, PO_4^{3-} は内陸側では低濃度であるものの, 汀線周辺で高濃度となっている. これは, 通常土粒子に吸着している PO_4^{3-} が, 汀線部において海水の影響によるDO, pH, 塩分などの変化に伴い溶脱した可能性が考えられる. しかし, 十分なデータがないため, ここでは溶脱に関してこれ以上の議論はできない.

一方で, これは林(1979)が指摘しているように, 海水起源の有機態リン(DOP)が帯水層中のバクテリアによって分解, 無機化され, 汀線部の PO_4^{3-} 濃度が上昇したためとも考えられる. DOP分解活性は温度の低下とともに減少することから, 図-8.6 で見たように夏期から秋期にかけて汀線部の PO_4^{3-} が減少しているのは, 水温の季節的な低下に伴うものと解釈される.

SiO_2 を見ると, 地下水面直下の帯水層表層付近で比較的濃度が低く, 底層で相対的に高濃度であるとともに, 内陸部から汀線部にかけて緩やかに減少する空間分布が形成されていることが分かる. よって, SiO_2 は他の栄養塩とは異なって, その供給源は全て陸域であり, 海域からの供給はほとんどないものと考えられる.

8.4. 沿岸域への栄養塩供給量

(1) 数値シミュレーションの概要

一般に地下水流速を多面的, 連続的に測定することは測定機器の問題から困難である. それに対して地下水位の計測は極めて容易であり, 良質なデータの蓄積が可能である. そこで本章では, HORS における潮位および実測した地下水位の時系列データを, 地下浸透流に関する数値モデルの境界条件として用いることにより, 地下水流速分布の時空間データを得ることを試みた.

Pinder and Cooper(1970), Pinder and Gray(1977)と同様に, 帯水層は均質・等方性媒体であると考える.

塩分の増減に伴う浸透ポテンシャルの変化を考慮した Darcy 則は以下の式(8.4)のように表される.

$$\mathbf{q} = -K(\psi) \text{grad} \left\{ \psi + \left(\frac{\rho}{\rho_f} \right) z \right\} \quad (8.4)$$

ただし, z :鉛直方向座標, $\mathbf{q}=(q_x, q_y, q_z)$:Darcy流速, K :透水係数, ψ :圧力ポテンシャル(不飽和帯ではマトリックポテンシャル), ρ :海水と淡水が交じり合った混合流体の密度, ρ_f :淡水密度をそれぞれ表している.

式(8.4)および間隙水の質量保存則から,地下水面と浸透流を一体的に取り扱える Richards の飽和 - 不飽和浸透流式(8.5)が導かれる.但し,以下の式系は総和規約に従うものとする.

$$(C_w(\psi) + \beta_0 S) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x_i} - \delta_{i3} K(\psi) \frac{\rho}{\rho_f} \right) \quad (8.5)$$

ここに, $i=1,2,3$, x_i : i 方向座標 (x, y, z), C_w :比水分容量, t :時間, S :比貯留係数, δ :クロネッカーのデルタ, β_0 :圧力ポテンシャルの変化による空隙率の変化が生じないものと仮定した場合に次式の値をとるダミー変数である.

$$\beta_0 = \begin{cases} 0 & \cdots & \text{unsaturated} \\ 1 & \cdots & \text{saturated} \end{cases} \quad (8.6)$$

飽和領域および不飽和領域の両領域において,溶質(塩分)に関する移流分散方程式が以下の式(8.7)のように定義される.

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta q_i' C) = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta D_{i,j} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) \quad (8.7)$$

ここに, $j=1,2,3$, θ :体積含水率, q_i' :実質流速($q_i' = q_i / \theta$, q_i : i 方向Darcy流速), C :無次元溶質濃度(塩分), $D_{i,j}$:分散係数テンソルである.式(8.7)中の体積含水率と分散係数テンソルの積 $\theta D_{i,j}$ は, Scheidegger(1961)による流速依存型の表現式と分子拡散係数との和で表現する.

$$\theta D_{i,j} = \theta \begin{bmatrix} D_{xx} & D_{xy} & D_{xz} \\ D_{yx} & D_{yy} & D_{yz} \\ D_{zx} & D_{zy} & D_{zz} \end{bmatrix} = \alpha_T |q_i| \delta_{i,j} + (\alpha_L - \alpha_T) q_i q_j / |q_i| + \theta \nu \quad (8.8)$$

$|q_i|$:スカラー流速, α_L :横分散長, α_T :縦分散長, ν :浸透層内の分子拡散係数である. α_L, α_T の値はそれ

表-8.1 数値計算に用いた物理パラメータ一覧.

S	K_s (cm/s)	ρ_f (g/cm ³)	ρ_s (g/cm ³)	θ_s	θ_r	m	α_L (cm)	α_T (cm)	ψ_0 (cmH ₂ O)
1.0×10^{-3}	1.331×10^{-2}	1.0	1.025	0.3759	1.0×10^{-3}	3.0	100	10	-100.0

それ、現地海岸を想定して $\alpha_L=100.0\text{cm}$ 、 $\alpha_T=10.0\text{cm}$ とした。

また、無次元塩分 C と混合流体密度 ρ の間には、以下のような関係式がある。

$$C = (\rho - \rho_f) / (\rho_s - \rho_f) \quad (8.9)$$

ρ_s : 海水密度、である。つまり、無次元濃度 C は海水密度で 1.0、淡水密度で 0.0 の値をとることになる。

飽和帯における透水係数の値は均質・等方性媒体では一定であるが、不飽和帯においては体積含水率の値によって変化する。本解析では透水係数と体積含水率との関係を表す式として式(8.10)で示される Brooks and Corey (1966) の実験式を用いた。

$$K = K_s \{(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)\}^m \quad (8.10)$$

K_s : 飽和透水係数、 θ_r : 最小水容量、 θ_s : 飽和含水率である。飽和透水係数および飽和含水率 θ_s には現地砂から求めた値($K_s=1.331 \times 10^{-2}\text{cm/s}$ および $\theta_s=0.3759$)を用い、指数 m の値についてはIrmay (1954) による理論値(=3.0)を採用し、 θ_r は 1.0×10^{-3} とした。また、体積含水率とマトリックポテンシャルとの関係式にはbubbling pressure付近の曲線に緩和部を持たせた、谷 (1982) による実験式を使用した。

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (|\psi / \psi_0| + 1) \exp(|\psi / \psi_0|) \quad (8.11)$$

ここで、 ψ_0 : 比水分容量 C_w の最大値を与えるマトリックポテンシャルである。

以上の基礎方程式、関係式(8.4) ~ (8.11)を、差分法を用いた数値解法により解いた。空間的には2次精度の中央差分を、時間的には1次精度のBackward-Euler法(完全陰解法)を用いて離散化し、連立方程式の解法にはSOR法を用いた。また、各格子点上の圧力ポテンシャル、塩分に関する誤差の絶対値の総和がそれぞれ 1.0×10^{-2} 、 1.0×10^{-4} に達した時点で収束したと判定した。なお、表-8.1 は計算に用いたパラメータをまとめたものである。

数値計算では x 軸を岸沖方向、 y 軸を沿岸方向に取り、ポテンシャルおよび塩分に関して沿岸方向に一様性を仮定して周期境界条件を課すことにより、 $x-z$ 断面2次元の計算を行った。水平方向の境界条件には、水面上で開放条件、水面下では既知の無次元塩分(淡水側で 0、海水側で 1.0)と静水圧分布を仮定した既知の圧力ポテンシャルを与え、鉛直方向に関する境界条件は通過する塩分フラックスおよび流量がゼロとした。初期条件は、全ポテンシャルと塩分を全領域でゼロ(静止平衡状態、淡水)とした。また、図-8.4に示したように、不透水層は深さ30m以下にあり、その上部は一様な砂層によって構成されている

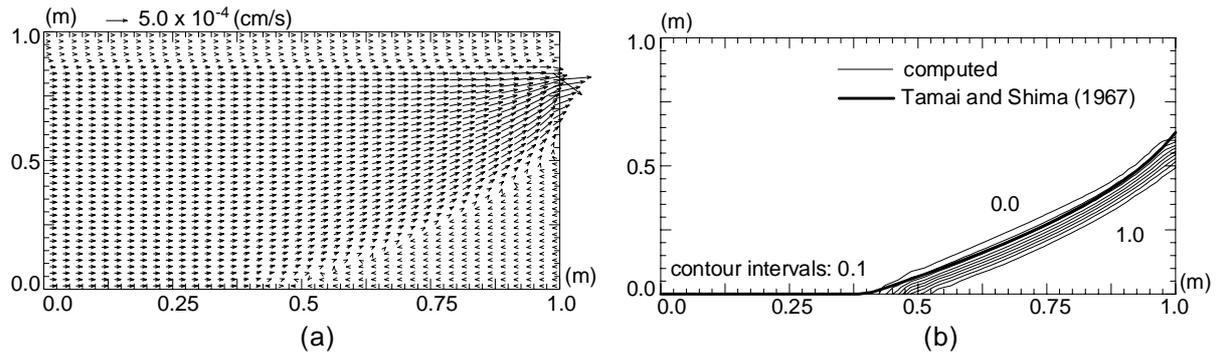


図-8.9 砂数値シミュレーションによる定常塩水楔の形成。(a)流速分布,(b)無次元塩分分布であり,(b)中の太線は,Tamai and Shima(1967)による実験式による非混合淡塩境界面位置を表している。

ものと仮定し,透水係数等各パラメータは計算領域中で一様とした。

(2) 数値計算コードの妥当性に関する検討

作成した数値コードの妥当性を確認するために,矩形容器中に形成される定常塩水楔の計算を行い,以下の Tamai and Shima(1967)による海岸線付近の鉛直流速を考慮した非混合淡塩水境界面に関する実験式(8.12)との比較を行った。

$$C_I(l) = (q_0 / \varepsilon K_s) \sqrt{(2\varepsilon K_s / q_0)l + 0.55} \quad (8.12)$$

ここに, l :塩水側境界を原点とした水平座標, C_I : l 軸から境界面までの深さ, q_0 :陸側から流入する淡水の単位幅流量, ε :相対密度差($\varepsilon = (\rho_s - \rho_f) / \rho_f$)である。なお,ここでは,実験室規模での計算例(粕井ら,1986)を参考に,分散長を $\alpha_L = 2.5\text{cm}$, $\alpha_T = 0.5\text{cm}$ としている。

図-8.9 は定常状態に達した流速分布および塩分濃度コンターであり,コンター中に式(8.12)による非混合淡塩水境界面位置を併せて記載している。数値計算および実験式(8.12)による塩水楔位置がほぼ一致していることから,数値コードの妥当性が確認された。

(3) 水位変動の効果に関する検討

汀線近傍の流速場を精度良く見積もるためには,潮汐や波浪による海水面変動を考慮する必要がある。しかしながら,地下浸透流は極めて緩慢であるため,相対的に短い時間スケールの現象である波浪の影響を考慮することは,計算コストの面から妥当性を欠くものと考えられる。そこでここでは,比較的長い時間スケールの現象である潮汐による海水位変動と,降雨等に伴う内陸側の地下水位変動を境界条件として逐次更新することによって数値計算に組み込み,その影響を検討した。

計算は潮位および地下水位変動を考慮しない run-1 と,これらを考慮した run-2 の2 ケース行った。両ケースともに数値積分は実時間で3年間にわたって行い,run-2 ではこのうち最後の3ヶ月を,本観測期間を含む8/1~10/31に対応させている。図-8.10 は計算に用いた(a)潮位,(b)地下水位の時系列を表しており,このうち地下水位は,Sta.4 および Sta.5 における地下水位を線形的に内挿して汀線から100m

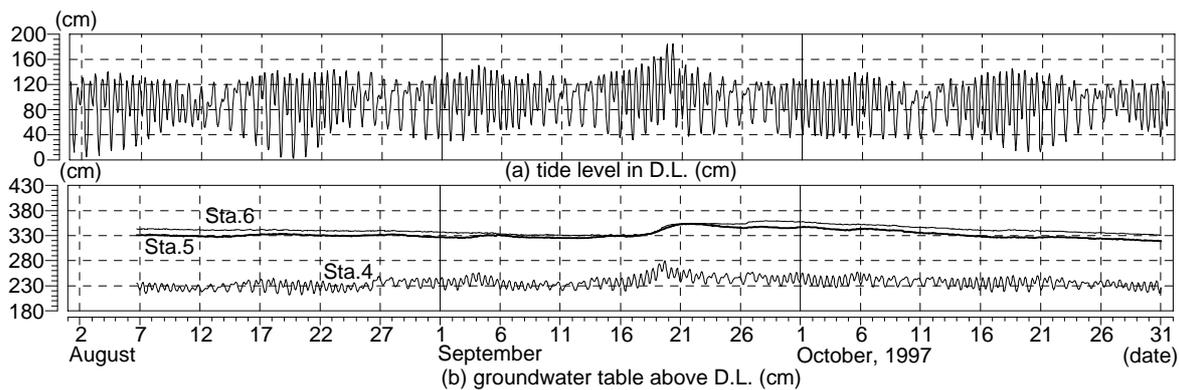


図-8.10 観測された (a) 潮位, および (b) Sta.4 ~ 6 における地下水位の時系列

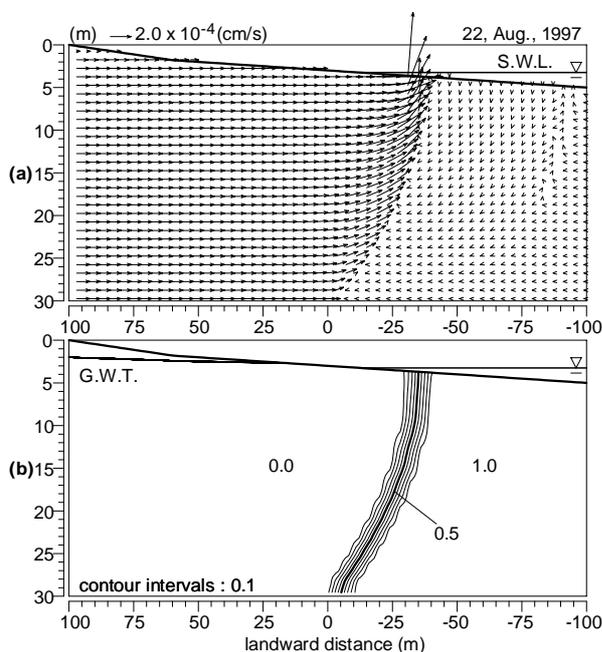


図-8.11 潮位変動, 地下水位変動を考慮しない数値計算結果 (run-1). (a) 浸透流速場, (b) 無次元塩分コンター.

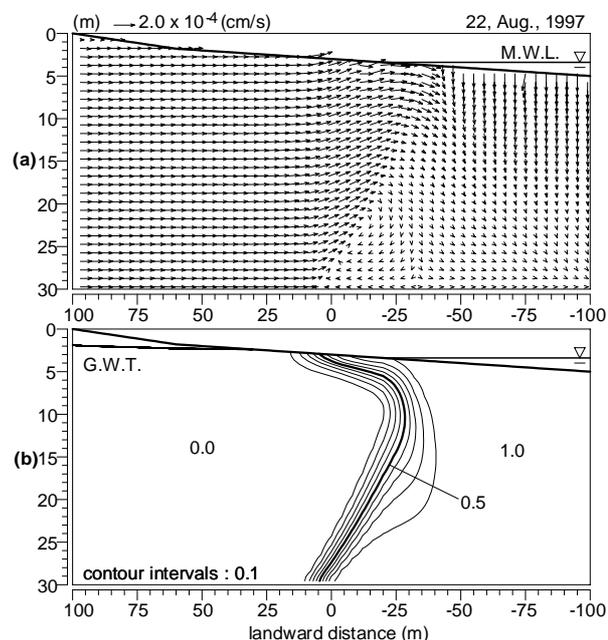


図-8.12 潮位変動, 地下水位変動を考慮した数値計算結果 (run-2). (a) 浸透流速場, (b) 無次元塩分コンター.

の距離におけるデータを作成し, 内陸側境界条件として用いた. run-1 では 1997 年 8/22 の日平均地下水位および平均潮位を時間的に一定として, run-2 においては最初の 2 年 9 ヶ月は観測期間中の平均地下水位を時間的に一定値として与え, 最後の 3 ヶ月間のみ観測値を逐次用いている. 図-8.11 および図-8.12 は, このようにして計算された run-1, 2 の結果であり, 1997 年 8/22 における日平均の (a) 流速ベクトル, (b) 無次元塩分の空間分布を表している.

まず流速分布を見ると, run-1, 2 ともに汀線近傍で淡水が湧出しており, この部分の流速は内陸部の流速と比較して大きくなっていることが分かる. run-1 では汀線近傍の非常に狭い領域にのみ湧出流速が出現しているのに対して, run-2 では湧出箇所が 2, 3 箇所分散しているとともに, 沖側領域の帯水層表層

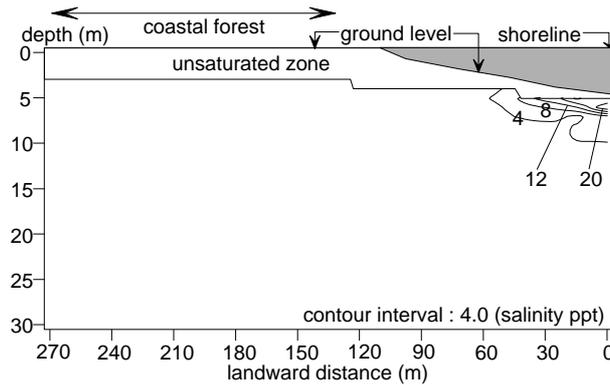


図-8.13 塩分の空間分布 (現地観測結果, 1997年8月22日) .

付近で下向きの流速が出現している点などが異なる .

塩分分布も同様に run-1, 2 ではかなり異なっており, run-1 では非常にシャープな淡塩境界面が形成されているのに対して, run-2 では分散幅が相対的に広がっているとともに, 特に帯水層表層の分布形が内陸方向に大きく傾いている . これは, 現地観測によって見られた塩分分布 (図-8.13, ただし, 横軸の岸沖方向距離の取り方が異なることに注意) と定性的に一致している . このことは, 現地データに見られる汀線近傍の屈曲した塩分分布の表現は run-1 のように一定水位を与えた従来の定常計算の枠組みでは不可能であり, 水位変動を考慮することによってはじめて可能になることを示している . このように, 水位変動の効果は流速分布を介して物質輸送に大きな影響を与えており, 本研究のように汀線付近の生化学反応が重要となる現象を取り扱う上では, 水位変動の影響を可能な限り厳密に取り扱う必要があるものと考えられる .

(4) 地下浸透流による海域への栄養塩供給量

次に, (3) の run-2 で得られた流速場に各栄養塩濃度の実測値を乗じることによって栄養塩フラックスを求めた結果について述べる . 表-8.2 は, Sta.1 断面 (岸沖座標 0m 地点) における地下浸透流による海域への観測期間を通じた平均栄養塩フラックスと, 利根川下流部の流量データの 3 年 (1993 ~ 1995) 平均値および実測した栄養塩濃度の平均値を用いて求めた利根川からの平均栄養塩フラックスを示している . ただし, 浸透流によるフラックスは, 利根川の影響範囲内であると考えられる波崎漁港 ~ 鹿島港間の砂浜距離 (16km) を乗じて, 砂浜全体からの供給量として算出している . これによると, 海域全体へ供給される栄養塩フラックスは全項目ともに利根川からの方が圧倒的に多く, 河川に対する地下水の寄与は数%程度であることが分かる . しかしながら, 河口から放出された栄養塩フラックスが全て周辺の砂浜に到達するわけではないので, 両者を単純に比較することはできない . というのも, 利根川からの河川水の流出パターンは, 衛星画像等から南側に向けて偏流する形になりやすいことが分かっているので, 河口から北側に位置する鹿島灘海岸への利根川河川水による栄養塩供給は量的にかなり小さいものと考えられる . したがって, 鹿島灘やその周辺海域全体への栄養塩供給は, 利根川からの河川水がかなりの割合を占めているものと考えられるが, 周辺の海岸近傍の水域については, 表-8.2 のような単純な比較はできない .

表-8.2 地下水および利根川から鹿島灘海域へ供給される栄養塩フラックス

	Groundwater (ton/day)	Tone River (ton/day)
$\text{NO}_3^- \text{-N}$	5.48×10^{-2}	2.29×10^1
$\text{NO}_2^- \text{-N}$	4.47×10^{-3}	6.48×10^{-1}
$\text{NH}_4^+ \text{-N}$	4.73×10^{-3}	3.60×10^0
$\text{PO}_4^{3-} \text{-P}$	7.77×10^{-3}	1.34×10^0
$\text{SiO}_2 \text{-Si}$	4.35×10^{-1}	1.19×10^1

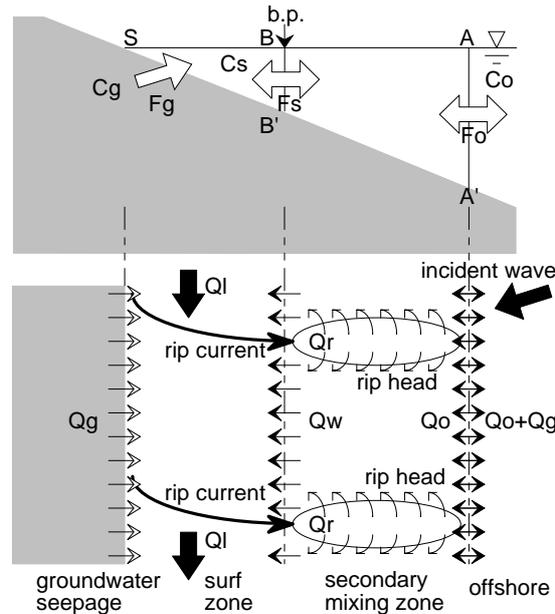


図-8.14 Inman *et al.* (1971)による砕波帯内外の水塊混合モデルの概念図。離岸流による沖向き流れと波の質量輸送によって循環セルが形成される。図中の「b.p.」は砕波位置を表している。

そこでここでは、別の観点から地下水経由の栄養塩供給の寄与について評価してみた。まず、Inman *et al.* (1971)による砕波帯周辺における物質混合過程に関する簡単な評価を参考にすれば、前浜周辺における海水中の栄養塩輸送プロセスは図-8.14のように表される。汀線から供給された物質(栄養塩)は沿岸流によって沿岸方向に移流される(ただし以下では簡単のため、沿岸方向に現象の一様性を仮定する)とともに、砕波帯内において砕波に伴う乱れによって強い拡散を受け、さらに離岸流によって断面B-B'を横切って沖側へと輸送される。そして、離岸流頭からsecondary mixing zoneと呼ばれる領域に広がった物質は、波の質量輸送によって再度砕波帯内へ供給される。つまり、海浜流循環によって砕波帯からsecondary mixing zoneにかけて強い水平混合作用を受けることになる。一方、断面A-A'よりも岸側の領域と沖側海域との間では、波による質量輸送と下層での戻り流れとが海水交換を主に支配しているものと考えられる。そこで、静穏時の鹿島灘海岸の典型的な値として周期7秒、波高1.2mの波浪を考え、現地海浜を砕波帯幅150m、前浜勾配1/50と仮定し、線形理論により2次近似の質量輸送を求めると、検査断面A-A'における線流量は $Q_o = 2.24 \times 10^{-2} (\text{m}^2/\text{s})$ となる。また、Inman *et al.* (1971)の方法を用いて離岸流によるB-B'断面を通じた線流量を求めると $Q_r = 9.43 \times 10^{-2} (\text{m}^2/\text{s})$ 、地下水線流量の観測期間を通じた平均値は、(3)の数値シミュレーション結果(run-2)から $Q_g = 3.93 \times 10^{-5} (\text{m}^2/\text{s})$ と算定される。以上のことから、

強い混合が生じている砕波帯内およびsecondary mixing zoneを合せて1つの「ボックス」と考え、それを砕波帯周辺海域と呼べば、このボックスにおける栄養塩フラックスの収支は以下のように表現される。

$$V \frac{dC_s}{dt} = F_g + F_o \quad (8.13)$$

ここに、 V : 砕波帯周辺海域の水塊体積、 C_s : 砕波帯周辺海域内の栄養塩濃度、 F_g, F_o : 汀線延長 L の海岸における地下水および沖側海域から供給される栄養塩フラックスである。 $Q_g \ll Q_o$ であることを考慮すれば F_o は次式(8.14)のように計算され、結局、式(8.13)は式(8.15)のように書き換えられる。

$$F_o = L\{Q_o C_o - (Q_o + Q_g)C_s\} \cong L(Q_o C_o - Q_o C_s) \quad (8.14)$$

$$V \frac{dC_s}{dt} = F_g + LQ_o(C_o - C_s) \quad (8.15)$$

ここで、 C_o : 沖側海域における栄養塩濃度である。式(8.15)は C_s のみを変数と考えれば直ちに解け、以下の式(8.16)に示す解が得られる。

$$C_s = \left(\frac{F_g}{LQ_o} + C_o \right) \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{LQ_o}{V}t\right) \right\} + C_{s0} \exp\left(-\frac{LQ_o}{V}t\right) \quad (8.16)$$

ただし、 C_{s0} : 時刻 $t=0$ における C_s の値である。式(8.16)は、右辺第一項が地下水および沖側水塊の流入による濃度の上昇を、第二項が砕波帯周辺海域内水塊の沖への流出による濃度低下を表しており、 $t \rightarrow +\infty$ の極限では $C_s \rightarrow (F_g/LQ_o + C_o)$ に漸近することが分かる。

ところで、地下水を通じて供給された栄養塩の砕波帯周辺海域における滞留時間は、地形断面積(V/L)。ただし、静穏時の砕波帯周辺海域の水塊体積 V は現地海浜の砕波帯幅 150m、前浜勾配 1/50 に加え、secondary mixing zoneの幅を砕波帯幅の 1.8 倍 (Inman *et al.*, 1971) と仮定して求めている)を Q_o で除すことにより 44 時間程度と見積もられ、約 2 日間のオーダーである。つまり、地下水から供給された栄養塩は日オーダーで砕波帯周辺海域に滞留するため、前浜海域に供給される栄養塩量が海域中の栄養塩濃度をどの程度変化させるのかということを数日程度の時間スケールにおいて考えておく必要がある。図-8.15は式(8.16)の特性の一例として NO_3^- 変化について C_s および式(8.16)の各項を示したものであり、沖側濃度 C_o を 0.0、 C_{s0} に本観測で測定された汀線部海水中の平均濃度 ($6.53 \times 10^{-2} \text{ mg/l}$) を与えている。 $C_o=0.0$ とすることによって、砕波帯周辺海域中の栄養塩は 2~3 日の間に速やかに希釈され、最終的には濃度 $F_g/LQ_o (=1.77 \times 10^{-3} \text{ mg/l})$ へと漸近することが示されている。この F_g/LQ_o は、沖側水塊との混合効果を考慮した、地下水による砕波帯周辺海域への栄養塩供給の寄与を表す指標の一つとなっている。つまり、 F_g/LQ_o が海域中の栄養塩濃度 C_s と比較してどの程度の大きさになっているかを見ることによって、地下水による栄養塩フラックスが沖側水塊との混合を通じて海域の栄養塩環境に与える影響を定量化することができる。そこで、表-8.3 に栄養塩各項目について、汀線付近の海水中栄養塩濃度の観測期間全体

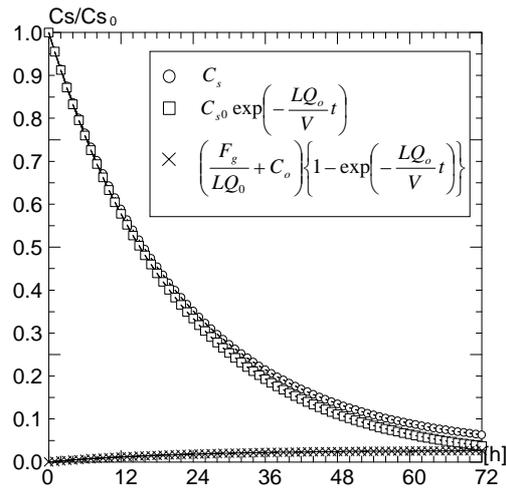


図-8.15 $C_o=0.0$ としたときの汀線近傍の海水中栄養塩濃度 C_s の時間変化. 図中の \circ は C_s , \square と \times はそれぞれ式(8.16)右辺第二項および第一項の変化を表している.

表-8.3 汀線近傍の海水中栄養塩濃度 C_s , 浅海域の栄養塩濃度変化に及ぼす地下水の影響を表わす F_g/LQ_o , および F_g/LQ_o と C_s の比(%)の平均値.

	C_s (mg/l)	F_g/LQ_o (mg/l)	ratio (%)
NO_3^- -N	6.53×10^{-2}	1.77×10^{-3}	2.710
NO_2^- -N	8.92×10^{-3}	1.45×10^{-4}	1.633
NH_4^+ -N	4.58×10^{-2}	1.52×10^{-4}	0.331
PO_4^{3-} -P	8.33×10^{-3}	2.52×10^{-4}	3.035
SiO_2 -Si	4.86×10^{-1}	1.41×10^{-2}	2.887

を通じた平均値 C_s , F_g/LQ_o , および F_g/LQ_o の C_s に対する比(%)を表示した. 表-8.3 から, 地下水による海水中の栄養塩濃度に対する寄与は高々数%程度と比較的小さなものであることが分かる. このことは, 本観測海域においては, 地下水中の栄養塩フラックスは前浜周辺海域における静穏時の栄養塩濃度変化を引き起し得るものの, 濃度レベルを変える程度の有意な大きさではないことを示すものである. そのため, 海域の生物生産を支える栄養塩環境は, 沖側水塊の影響をより強く受けた結果として形成されているものと考えられる.

なお, 利根川は我が国最大級の河川であるため, その栄養塩フラックスは極めて大きい値となっているが, このような大河川を周辺に有さない自然海浜周辺における生物生産に対しては, 地下水からの栄養塩供給がより重要な意味を持つことになることは言うまでもない. また, ここでフラックス算定のベースとした浸透流計算では, 遡上波の影響を考慮していないため, 前浜周辺における地下水と海水との交換流量を過小評価しているものと推察される. さらに, 現地海岸で多く見られる排水口や小河川からの供給(足立ら, 1994; 柳嶋ら, 1997), あるいは本観測海域北側に位置する那珂川の影響などに関しても無視できない可能性がある. これらの要素についても今後具体的な検討が必要であるものと考えている.

8.5. おわりに

帯水層中における後背地起源の栄養塩濃度は高く、アンモニア態窒素を除き、河川水中濃度と同程度以上である。内陸側の帯水層表層では好気性環境下での硝化活性が高いため硝酸態窒素が極めて多く、反対に亜硝酸態窒素、アンモニア態窒素は著しく少ない。汀線近傍では脱窒と硝化が同時に生じる複雑な化学環境が形成され、後背地からの栄養塩と、海域より供給される有機物から生じる無機窒素および無機リンとが混合して海域へと湧出している。そして、前浜周辺での地下水中栄養塩濃度には明確な季節変化が確認されたことから、生化学過程に関係するバクテリアの活性にも季節変動が存在するものと考えられた。

地下水位、潮位変動を考慮することにより、前浜周辺の浸透流場を精度良く表現できる数値計算手法を用いて帯水層から湧出する栄養塩フラックスを求めた。その結果、地下水によるフラックスの値は海域全体への寄与として見れば極めて小さく、鹿島灘海域全体では利根川の影響が大きかった。また、ボックスモデルにより前浜部の砕波帯周辺海水中の栄養塩環境に対する地下水の寄与を見積もったところ、濃度レベルを変え得るほどの有意な大きさではないことが示された。そのため、極浅海域の栄養塩環境は主として沖側水塊の影響を強く受けて形成されているものと考えられた。しかしながら、これらの解析は波の遡上の影響を無視し、さらに帯水層の一様性を仮定した形で行っていることから、地下水の影響を過小評価している可能性がある。そのため、より精緻な観測および計算を今後行っていく必要があるものと考えられる。

なお、海岸林は後背地起源の帯水層中栄養塩濃度を減少させていることが観測データから示されたが、海岸林を構成する植生の種類によっては、落葉等に伴って栄養塩を帯水層中に供給する可能性もある。これについても、今後さらなる調査が必要である。

参考文献

- 足立久美子・日向野純也・木元克則:鹿島灘砂浜海岸における一次生産(1992年),水産工学研究所技報(水産土木), Vol. 16, pp. 13-24, 1994.
- 運輸省第五港湾建設局:砂浜の海水浄化作用(養浜工計画基礎調査報告書総集編), 1981.
- 坂本市太郎:生態系の構造と機能 1.砂浜・河口,沿岸域の生態学とエコテクノロジー(栗原 康編),東海大学出版会, pp.119-125, 1988.
- 坂本市太郎:砂浜の潮汐に伴う呼吸(有機物の好気分解代謝)機能,用水と廃水, Vol.36, No.1, pp.44-52, 1994.
- 鷲見栄一・上田真吾:地下水中栄養塩の砂浜から沿岸域への流入過程,地下水・土壌汚染とその防止対策に関する研究集会第5回講演集, 1997.
- 谷 試:一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性,日本林学会誌, Vol.64, pp.409-418, 1982.
- 仲宗根琢磨・足立久美子・竹内智行・日向野純也・八木 宏:砂浜地下水中の栄養塩濃度について,海洋学会秋季講演会梗概集, p.128, 1997.
- 林孝市郎:砂浜による浄化,水産学シリーズ 30,水域の自浄作用と浄化(日本水産学会編),恒星社厚生閣, pp.111-124, 1979.
- 初井和朗・神野健二・上田年比古・伊藤敏朗・細川土佐男・平野文昭:不飽和領域を考慮した海岸自由地下水の塩水の侵入・分散の数値解析,日本地下水学会誌, Vol.28, No.3, pp.103-112, 1986.
- 柳嶋慎一・加藤一正・中官利之・金澤 寛・原田久志:現地海岸に埋設した透水層の海水浄化効果,海岸工学論文集,第44巻, pp.1171-1175, 1997.
- Brooks, R.H. and Corey, A.T.: Properties of porous media affecting fluid flow, *Proc. ASCE, IR*, Vol.92, pp.61-88, 1966.
- Capone, D.G. and Bautista, M.F.: A Groundwater Source of Nitrate in Nearshore Marine Sediments, *Nature*, No. 313, pp. 214-216, 1985.
- Church, T.M.: An underground route for the water cycle, *Nature*, Vol.380, pp.579-580, 1996.
- D'Elia, C.F., Webb, K.L. and Porter, J.W.: Nitrate-rich groundwater inputs to Discovery Bay, Jamaica: a significant source of N to local reefs?, *Bull. Mar. Sci.*, Vol.31, pp.903-910, 1981.
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A.: Groundwater, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., pp.384-457, 1979.
- Greenland, D. J. and Hayes, M. H.: Soil processes, The chemistry of soil properties, Chap.1, John Wiley & Sons, pp.1-35, 1981.
- Irmay, S.: On the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Trans. AGU*, Vol.35, pp.463-467, 1954.
- Inman, D.L., Tait, R.J. and Nordstrom, C.E.: Mixing in the surf zone, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, pp.3493-3514, 1971.
- Johannes, R.E.: The ecological significance of the submarine discharge of groundwater., *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 3, pp.365-373, 1980.
- Kohout, F. A.: The flow of fresh water and salt water in the Biscayne Bay aquifer of the Miami area, Florida. Sea water in coastal aquifers. *U.S. Geol. Surv., Water Supply Pap.*, 1616-C, pp.12-32,

1964.

- Kohout, F. A. and Kolipinski, M. C.: Biological zonation related to groundwater discharge along the shore of Biscayne Bay, Miami, Florida, *Estuaries* (edited by Lauff, G. H.), Conf. On Estuaries, Jekyll Island, GA., No.83, Am. Assoc. Adv. Sci., Washington, D. C., pp.488-499, 1967.
- Lowrance, R.R. and Pionke, H.B.: Transformation and movement of nitrate in an aquifer systems, *Nitrogen management and groundwater protection* (edited by Follett, R.F.), Elsevier, pp.373-392, 1989.
- Marsh, J.A., Jr.: Terrestrial inputs of nitrogen and phosphates on fringing reefs on Guam, *Proc. Third Int. Coral Reef Symp.*, Univ. of Miami, pp.331-336, 1977.
- McLachlan, A. and Illenberger, W.: Significance of groundwater nitrogen input to a beach/surf zone ecosystem, *Stygologia*, Vol.2, No.4, pp.291-296, 1986
- Moore, W.S.: Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments, *Nature*, Vol.380, pp.612-615, 1996.
- Pinder, G. F. and Cooper, Jr. H. H.: A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front, *Water Resour. Res.*, Vol.6, No.3, pp.875-882, 1970.
- Pinder, G.F. and Gray, W. G.: Finite element simulation in surface and subsurface hydrology, Academic Press, London, p.295, 1977.
- Scheidegger, A.E.: General theory of dispersion in porous media., *J. Geophys. Res.*, Vol.66, pp.3273-3278, 1961.
- Simmons, Jr. G.M.: Importance of submarine groundwater discharge (SGWD) and seawater cycling to material flux across sediment/water interfaces in marine environments, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, Vol.84, pp.173-184, 1992.
- Sutcliffe, W. H.: Some relations of land drainage, nutrient and particulate material, and fish catches in two eastern Canadian bays, *J. Fish. Res. Bd. Can.*, No. 29, pp. 357-362, 1972.
- Tamai, N. and Shima, S.: Salt-water wedge in unconfined coastal aquifers, *Trans. JSCE*, No.139, pp.31-38, 1967.
- Younger, P.L.: Submarine groundwater discharge, *Nature*, Vol.382, pp.121-122, 1996.

第9章

結論

本論文では、海-陸境界領域である海岸空間における大気、海水、地下水を通じた運動量・物質の輸送および交換プロセスを現地観測および数値シミュレーションによって把握し、さらに海岸植生が各プロセスに及ぼす影響や潮間帯である汀線近傍での物理・生物・化学過程を明らかにした。以下に各章で得られた主要な結論を要約し、本論文の結論とする。

第2章では、典型的な大気ルート of 海 - 陸境界現象であり、しかも夏季の砂浜海岸空間アメニティを特徴づける重要な要素であるにもかかわらず、これまで議論されることのなかった温熱環境を含めた微気象に着目した解析を行った。その結果、以下のような結論を得た。

- (1) 夏季砂浜海岸では、内部境界層の発達を伴う形で大気に対する砂面の顕著な加熱・乾燥効果が現れ、しかも、内部境界層内外で温熱環境的にコントラストの強い空間構造を形成する。
- (2) このような特性を持つ夏季砂浜海岸の気象場を数値モデルによって再現し、さらに人体温熱環境指標を最終出力とする、「温熱環境シミュレータ」を構築した。
- (3) 砂浜上の風速・気温・水蒸気量の空間分布や、地表面温度・顕熱フラックスの時間変動などの計算結果が、植生帯直背後を除いて観測値を良好に再現できたことから、「温熱環境シミュレータ」の妥当性が検証できた。
- (4) 温熱環境シミュレータを用いて、2ケースの海浜性状に対する微気象および温熱環境の特性を検討した。その結果、砂面の一部を芝生で覆うと温度環境的には緩和されるものの、蒸発散による潜熱放出により、総合的な人体の温熱環境に対して大きな変化を与えない、通風効果の高い椰子系の植生は、日射の遮蔽効果とあいまって、暑熱感の緩和された空間を創出する、という可能性を指摘した。

第3章では、海岸域の植生帯によって形成される3次元大気乱流場について、現地観測および数値計算を通じて検討した。得られた主要な結論は以下の通りである。

- (1) 海岸域での飛塩・飛砂等の物質の陸側への輸送は、従来考えられてきたような海風モードでの海から陸への単純な2次元移流によるものだけでなく、3次元的大規模渦による拡散効果によって、たとえ陸風モードでも陸向きの物質輸送が生じることを観測により明らかにした。
- (2) 一方程式タイプのLESによる3次元数値計算によって、この大規模渦が植生境界付近のシ

不安定により発生し、特徴的な3次元構造を持つ形に発達し、成長・崩壊を繰り返していることを示した。

- (3) ここで取り扱ったような植生帯周辺の流れと大規模渦構造は、海岸域に限らず、河川・道路などに沿って連続的に植生帯やビルなどを含めた抵抗体を有する場に一般的に起こり得るものと推察され、地表面付近での熱・水蒸気・汚染物質などの3次元的な移流拡散過程に大きく関与していると考えられる。したがって、このような基本的な植生帯周辺の3次元混合過程を把握することは大気環境上きわめて重要であることを示唆した。

第4章では、東京湾奥に位置する砂浜海岸周辺水域における現地観測データの解析を数値計算まで含めた形で行い、内湾性極浅海域の特有の水環境特性について検討した。その結果、「浅い」だけでなく、「岸を有する」ことが、極浅海域砂浜周辺の水環境を特徴付ける重要なファクターとなっていることが分かった。以下にその主要な結論を示す。

- (1) 内湾性砂浜海岸周辺の水温・溶存酸素量・Chl.a量は、日周期および長周期で大きく変動している。特に本観測海域では、圧倒的な優占種である珪藻植物プランクトンの増殖・枯死等により、Chl.a量および溶存酸素量の変動特性が決定されているものと考えられる。
- (2) 内湾では外洋と比較して、Chl.a量レベルが高いために日射の透過率が低く、表層付近が特に加熱されやすい。そのため、極めて浅い水域であるにも関わらず、弱い南西風時にはかなり明瞭な成層構造が日周期で形成される。しかし、岸の存在により流れが鉛直循環流的になるため、風速の増大に伴い水温成層は容易に崩壊し、水温やChl.a量などが沖側と比較して鉛直方向に一様化されやすい。
- (3) 水温の長周期変動には日射の長周期変動および水平移流による沖側水塊との熱交換が寄与している。一方、日周変動には主に日射量の変動に伴う海表面からの鉛直一次的な熱フラックスの出入りと、風による熱フラックスの水平移流である「吹き寄せ効果」によって浅海域の水温構造が決定されている。また、この水平移流の効果は沖側と比較してかなり大きい。成層が発達した時期には、微風時には潮汐に対応した底層への冷水塊の貫入が存在し、また、強い沖出し風が連吹すると沿岸湧昇の影響が顕著に現れ、長周期での水環境変動に大きく寄与する。
- (4) そして、沿岸湧昇の影響は沖側よりも強く現れ、沖出し風連吹時には深刻な青潮が発生し、Chl.a量、溶存酸素量がほぼゼロとなり、風向反転に伴い植物プランクトンのブルームにより強い赤潮状態へ移行する。

第5章では、東京湾奥に位置する干潟、砂浜周辺水域において同時観測を実施し、物理、生物、化学環境の一体的な解析、および干潟と砂浜における環境特性の比較を通じて、海-陸境界域としての浅海域の環境特性について検討した。その結果得られた主要な結論は以下の通りである。

- (1) 干潟域では、潮間帯周辺における土壌への蓄熱効果およびそれに伴う地面と海水の直接的な熱交換によって、岸近傍の水塊が顕著な加熱を受けるために、砂浜と比較して岸沖方向の水温勾配が強くなる。そして、その水塊が潮汐等に伴い岸沖方向に輸送されることにより、日周期、半日周期の水温変動振幅が砂浜よりも大きく現れる。
- (2) 水温の長周期変動は主として沿岸湧昇に対応したものであり、その影響は砂浜の方が強く現れる。これには干潟と砂浜の地形の相違が関係しており、沖合い水塊の位置や底面摩擦など

の相違に起因して、干潟の方が湧昇の影響が岸近くに到達しにくいことによる。

- (3) 干潟よりも砂浜の方が Chl.a 量が圧倒的に大きく、植物プランクトンの種類も豊富である。この原因としては、干潟にのみ顕著に見られた濾過摂餌型ベントス群によって、植物プランクトンが著しく濾過吸収された可能性が高いものと考えられる。また、Chl.a 量の長周期変動パターンも水温と同様に、沿岸湧昇に対応した移流特性の相違によって説明される。
- (4) 砂浜の栄養塩濃度レベルは夏期の東京湾全体の平均レベルと概ね同様であるが、干潟における濃度はそれよりも高い。これは、江戸川支川や小水路からの陸水流入の影響によるものと考えられる。また、元素比で見た場合には、リンに対して窒素が不足気味であるものの、Chl.a 量や植物プランクトン現存量に対してはあまり影響を及ぼしていないものと考えられる。

第 6 章では、沿岸域において吹送流により形成される streak 状の流出パターンおよびそれを構成する縦渦構造の形成に関する数値シミュレーションを行った結果、以下のような結論を得た。

- (1) まず、縦渦構造および streak パターンを、細密格子を用いた 3 次元数値計算によって、短周期波による Stokes drift や対流不安定を引き起こす密度偏差などの効果を考慮することなく再現することに成功した。
- (2) そして、以上のような因子を考慮しなくても streak パターンが発達すること、および岸を考慮した計算でのみ縦渦構造をシミュレートすることが可能であったことから、沿岸域に生じる streak 状流出パターンは、通常の Langmuir 循環とは異なった海 - 陸境界領域特有の現象と考えられ、岸近くの浅海域の水質環境に影響を与える可能性があることが明らかとなった。
- (3) この縦渦構造の生成メカニズムについての考察を行い、風応力のシアにより形成された沿岸方向に軸を持つ渦管が、吹送流の加速度効果により stretch されることにより縦渦に発達している可能性があることを明らかにした。

第 7 章では、砂浜海岸の植生帯を取り巻く塩分環境に関する検討を、現地観測および数値計算を通じて行った。その結果、以下のような結論を得た。

- (1) 砂浜海岸の植生は土壌中および大気中の塩分環境に少なからず影響を受けており、塩分分布に応じた生育状況を呈している可能性があることを示した。
- (2) 現地で見られるような樹高分布を取ることにより、マツ林内に貯留される飛塩量が低減され得ること、毛管ポテンシャルによる地下水面からの上向き浸透流が海岸土壌中の塩分濃度の鉛直分布に多大な影響を及ぼしていることを数値計算により示した。

第 8 章では、自然海浜の代表例である砂浜海岸において、地下水を通じた栄養塩フラックスの輸送プロセスと海域への供給量を、現地観測と数値計算を通じて把握することを試みた。その結果得られた主要な結論は以下の通りである。

- (1) 帯水層中における後背地起源の栄養塩濃度は高く、アンモニア態窒素を除き、河川水中濃度と同程度以上である。内陸側の帯水層表層では好気性環境下での硝化活性が高いため硝酸態窒素が極めて多く、反対に亜硝酸態窒素、アンモニア態窒素は著しく少ない。汀線近傍では脱窒と硝化が同時に生じる複雑な化学環境が形成され、後背地からの栄養塩と、海域より供給される有機物から生じる無機窒素および無機リンとが混合して海域へと湧出している。そ

して、前浜周辺での地下水中栄養塩濃度には明確な季節変化が確認されたことから、生化学過程に係るバクテリアの活性にも季節変動が存在するものと考えられた。

- (2) 地下水位、潮位変動を考慮することにより、前浜周辺の浸透流場を精度良く表現できる数値計算手法を用いて帯水層から湧出する栄養塩フラックスを求めた。その結果、地下水によるフラックスの値は海域全体への寄与として見れば極めて小さく、鹿島灘海域全体では利根川の影響が大きいことが分かった。
- (3) ボックスモデルにより前浜部の碎波帯周辺海水中の栄養塩環境に対する地下水の寄与を見積もったところ、濃度レベルを変え得るほどの有意な大きさではないことが示された。そのため、極浅海域の栄養塩環境は主として沖側水塊の影響を強く受けて形成されているものと考察された。

最後に、本研究では海岸空間における海 - 陸境界領域特有の現象を網羅的に解明することを試みたが、残念ながら特定の場所の限られた期間における観測や、理想化した状況の数値計算などを行っている部分もある。当然、極力一般性を持たせるように議論を展開してきたが、恒常的に生じる現象だけではなく、イベント的に発生する現象(青潮や赤潮などはその典型である)を十分に捉えていない可能性も高い。これは本研究だけではなく、自然現象を対象とするすべての学問分野に横たわる普遍的な問題でもある。今後より多くの観測が行われ、本研究で初めて示された現象やメカニズムなどをサポートするようなデータが出てくることを切に願うものである。

また、海域の水質管理を行う際には河川水質、後背地における地下水管理を含めた流域スケールでの総合的な管理体制が今後ますます重要性を帯びてくるだろう。その際に本研究で示した手法、結果がその一助になれば幸いである。

謝辞

本研究の遂行および論文の作成にあたり，多くの示唆と終始熱心かつ懇切丁寧なご指導を賜った東京工業大学大学院情報理工学研究科灘岡和夫教授に深く感謝の意を表します．研究に対する情熱，妥協を許さない姿勢等々，灘岡先生からは多くのことを学ばせて頂きました．今後は多少なりとも教えを実行していくよう，精進していく所存です．

東京工業大学土木工学科池田駿介教授からは，研究上の有益な助言はもちろんのこととして，輪講，ゼミ等を通して流体力学の奥の深さを教えて頂いたことに対し深く感謝の意を表します．また，東京工業大学土木工学科八木 宏助教授，東京工業大学開発システム工学科神田 学助教授には日頃より多くの研究上の示唆をいただきました．大変有難うございました．

東京工業大学大学院情報理工学研究科藤井修二教授，東京工業大学大学院情報理工学研究科大佛俊泰助教授には，貴重な時間を割いて本論文の審査をして頂きました．中央大学総合政策学部日野幹雄教授(元東京工業大学土木工学科教授)には，諮問などを通じて色々ご教授頂きました．広島大学工学部福岡捷二教授(元東京工業大学土木工学科助教授)には，私が学部4年当時にご指導頂いたと同時に，現地を見ることの重要性を教えてくださいました．ここに感謝致します．

東京工業大学助手日向博文氏，当時助手であった渡辺明英氏(現広島大学工学部助教授)，武若聡氏(現筑波大学構造工学系講師)，泉 典洋氏(現東北大学大学院工学研究科助教授)には日頃のディスカッションを通して，数多くの有益な助言を頂いたことに対して謝意を表します．

運輸省港湾技術研究所漂砂研究室の加藤一正室長，主任研究官柳嶋慎一氏，同栗山善昭氏，同中村聡志氏，水産庁水産工学研究所環境改変研究室足立久美子氏には，現地観測で大変お世話になっただけではなく，貴重な観測データを快く提供して頂きました．ここに記して感謝の意を表します．

さらに，現地観測等で何度も引っ張り廻してしまった灘岡研究室 OB と現役の皆さん，日常生活において支えとなってくれた水工研学生および職員の諸氏に感謝の意を表します．特に，灘岡研で5年間，一緒に学んだ助手の二瓶泰雄氏，大野修史氏(現東工大 D2)には，研究に関して日頃から様々な刺激を与えて頂いただけではなく，生活面でも良き相談相手になって頂きました．また，灘岡研秘書の塚本栄子氏には，おりにふれて励まして頂きました．どうも有難うございました．

第2，4章では山下哲弘氏(現西松建設)，第3，7章では東川孝治氏(現 JR 四国)，第4章では瀬崎智之氏(現東工大 M2)，第5章では堀川清司氏(現東工大 B4)，第8章では Peter Rölke 氏(現東工大研究員)の諸兄に多大なるご助力を頂きました．皆さんの献身的な協力がなかったら，本研究の遂行は困難なものになったと思います．深く深く感謝します．

最後に，楽しいときも苦しいときも私を精神的に支えてくれた内山裕美，亮介に感謝します．どうもありがとう．