

独立行政法人港湾空港技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH
INSTITUTE

VOL.45 NO.4 December 2006

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

INDEPENDENT ADMINISTRATIVE INSTITUTION,
PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第45巻 第4号 (Vol.45, No.4), 2006年12月 (December 2006)

目 次 (CONTENTS)

1. 波崎海洋研究施設で観測された沿岸砂州の中・長期変動特性およびその影響要因
.....栗山 善昭・柳嶋 慎一 1
(Medium-Term Variations of Bar Properties and Their Linkages with Environmental Factors at HORS
..... Yoshiaki KURIYAMA, Shin-ichi YANAGISHIMA)
2. 波崎海洋研究施設で取得された長期現地観測データに基づく卓越沿岸流の岸沖分布の検討
.....栗山 善昭・柳嶋 慎一 15
(Cross-shore Variation of Long-Term Average Longshore Current Velocity at HORS
..... Yoshiaki KURIYAMA, Shin-ichi YANAGISHIMA)
3. 有機スズ化合物の港湾堆積物への吸着特性に関する実験
.....中村 由行・山崎 智弘・小沼 晋・加賀山 亨・益永 茂樹 31
(Adsorption Characteristics of Organotin Compounds onto Ports and Harbors Sediments
.....Yoshiyuki NAKAMURA,
Tomohiro YAMASAKI, Susumu KONUMA, Akira KAGAYAMA, Shigeki MASUNAGA)
4. 砂質干潟の生態土砂環境場に果たすサクシヨンの役割
ー 巣穴住活動／保水場の性能評価・設計指針ー
.....佐々 真志・渡部 要一 61
(The Role of Suction in Tidal Flat Geoenvironments and Burrowing Activity of Benthos
-Performance Index for Conservation and Restoration of Intertidal Sandy Flats-
.....Shinji SASSA, Yoichi WATABE)

砂質干潟の生態土砂環境場に果たすサクシヨンの役割

－巣穴住活動／保水場の性能評価・設計指針－

佐々 真志*・渡部 要一**

要 旨

本論文は、従来研究が進んでおらず未知の部分が多い干潟地盤内部の土砂環境動態を明らかにし、表層土砂に住む巣穴底生生物の住活動との関わりを解明して、砂質干潟における生態土砂環境場の評価・設計指針を提示することを目的としている。本研究では、特に、干潟土中の水分張力を表すサクシヨンの動態とその果たす役割に着目している。用いた手法は、現地観測・調査、室内実験ならびに理論・概念モデルの連携である。以下に得られた主要な知見を記す。

- 1) 自然砂質干潟における干潟地盤内のサクシヨンを核とした土砂物理環境の連動過程を捉えることに世界で初めて成功した。干出時の地表からの水分蒸発、サクシヨン勾配による地中からの水分供給、土中塩分集積過程が連動した干潟土砂の保水機構を明らかにした。干潟と砂浜の保水動態が、空気侵入サクシヨン値前後における間隙水移動の差異によって支配されていることを明らかにし、保水場に関わる定量的な評価・設計指針を提示した。
- 2) 潮汐による地下水位変動と密接に関連したサクシヨン動態が、干潟土砂の間隙、剛性および表面せん断強度の顕著な時空間変化を引き起こす上で本質的な役割を果たしていることを明らかにした。サクシヨンによる間隙状態の変化は土の繰返し弾塑性収縮の帰結であり、表面せん断応力が不在にも関わらず、干出時地下水位上のサクシヨンの発達性状に強く依存して明瞭な地表形状変化をもたらすことを明らかにした。多様なサクシヨン動態の効果が表面土砂の輸送過程に関わるフィードバックを経て岸沖干潟の総合的な地形変化に貢献しうる様式を示した。
- 3) 砂質干潟における典型的な巣穴底生生物であるコメツキガニを対象として、巣穴住活動がサクシヨン動態と密接に関わっていることを明らかにした。特に、サクシヨンによる実効粘着力の生成が巣穴住活動を可能としていることを明示した。様々な土砂環境を制御した一連の生物実験により、巣穴の発達を支配する臨界・最適・限界サクシヨン条件と関連する土砂物理環境条件の存在を見出した。巣穴活動の性能を整合的に説明する概念モデルを構築し、住活動の性能評価指標ならびに良好な住活動条件を創造するための許容地下水位の設計指針を提示した。

キーワード：砂質干潟，サクシヨン，土砂環境動態，巣穴底生生物，地下水位，評価・設計指針

* 地盤・構造部土質研究室研究官

** 地盤・構造部土質研究室長

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人港湾空港技術研究所

電話：0468-44-5053 Fax：0468-44-4577 e-mail：sassa@ipc.pari.go.jp

The Role of Suction in Tidal Flat Geoenvironments and Burrowing Activity of Benthos

- Performance Index for Conservation and Restoration of Intertidal Sandy Flats -

Shinji SASSA*

Yoichi WATABE**

Synopsis

The present study aims at exploring and elucidating the dynamics of tidal flat geoenvironments, and at clarifying their link with the burrowing activity of benthos. It also aims at developing rational performance index for conservation and restoration of intertidal sandy flats. For these purposes, we highlight the role of the dynamics of suction that represents the tension of moisture in soil. We performed field observations / surveys, laboratory experiments and theoretical / conceptual analyses, which developed in an interactive manner. The principal findings can be outlined as follows;

1) Our field observations captured closely for the first time the dynamics of suction and the relevant associated physics of geo-environments of an intertidal sandy flat. We made clear the mechanism of water retention, involving the coupled processes of evaporation, upward moisture movement and salinity accumulation. The difference in the water retention dynamics for sandy flats and beaches arose from the difference in pore water migrations around air entry suctions for both types of the soils. Two quantitative index were proposed for assessing and designing such water retention fields.

2) The suction dynamics associated with the tide-induced ground water level variations plays a substantial role in causing significant tempo-spatial evolutions of voids, stiffness, and surface shear strength in the cyclically exposed and submerged soil. The suction-induced void state changes are a consequence of cyclic elastoplastic contraction of the soil and are accompanied by distinct morphological changes. Such soil behavior depends strongly on the way in which suction develops above the ground water level during low tides. Discussions are made on how these effects of suction dynamics could contribute, via feedback involved in surface transport processes, to the overall morphological evolution of cross-shore intertidal flat soils.

3) The burrowing activity of typical sand-bubbler crabs *Scopimera globosa* was closely linked with the suction dynamics. Notably, suction produced an effective cohesion which enabled sand burrowing. The results of well-controlled laboratory burrowing experiments showed that there were threshold, optimum, and critical suction conditions and related geophysical environmental conditions which governed the development of the burrows. This gave rise to a rational performance index. A conceptual model that consistently accounted for such burrowing performance was described, together with its application to geoenvironmental design for creating conditions favorable to burrowing activity.

Key Words: intertidal sandy flat, suction dynamics, geophysical environments, burrowing crabs, ground water level, performance index.

* Research Engineer, Soil Mechanics and Geo-Environment Division, Geotechnical and Structural Engineering Department

** Head, Soil Mechanics and Geo-Environment Division, Geotechnical and Structural Engineering Department

3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan

Phone: +81-468-445053 Fax: +81-468-444577 e-mail: sassa@ipc.pari.go.jp

目 次

要 旨	61
1. まえがき	65
2. 干潟と砂浜の保水動態機構	65
2.1 はじめに	65
2.2 干潟土砂環境動態の一体連続観測	65
2.3 地下水位制御による保水性試験	67
2.4 保水動態の理論解析	69
2.5 砂浜の貧保水動態メカニズム	71
2.6 保水場の評価・設計指針	72
2.7 まとめ	74
3. 干潟土砂環境の時空間変化に果たすサクシオン動態の役割	74
3.1 はじめに	74
3.2 現地観測・調査	75
3.3 干潟表層土砂のベーンせん断実験	80
3.4 干潟模型実験	81
3.5 理論モデル	85
3.6 理論・実験・現地結果の比較統合	89
3.7 まとめ	90
4. 巣穴底生生物の住活動における臨界・最適・限界土砂環境条件	90
4.1 はじめに	90
4.2 巣穴住活動／土砂環境動態の現地連続観測	91
4.3 巣穴住活動実験	93
4.4 概念モデル	99
4.5 住活動指標と設計指針	100
4.6 まとめ	101
5. 結論	101
6. あとがき	103
謝辞	103
参考文献	104
記号表	106

1. まえがき

干潟生態系の維持・修復・創造は、河口・沿岸域の環境保全／再生を実現する上で重要不可欠な課題であり、底生生物の多様性に関連して、生態学、海岸工学、水質化学等の分野から国内外においてこれまでに数多くの研究がなされてきている（例えば、Robertson and Newell, 1982；Zimmer-Faust, 1987；加藤ら, 1999；林ら, 2002；Koretskyら, 2005）。その主たる研究対象は、底生生物の水質浄化機能に果たす役割から、バクテリアや有機物等の摂餌すなわち食活動に集中している。一方、底生生物の住活動に関する研究は少なく、巣穴の形状や分布に留まっている（例えば、Garrison, 1999；Litulo, 2005）。しかし、干潟生態系の再生には、食活動とともに良好な住活動を実現するような土砂環境を整備することが必要不可欠である。

干潟の地形変化の理解を目的とした干潟上の水理動態と土砂輸送過程ならびにその生態系に及ぼす影響に関する研究が、近年世界的に進展してきている（例えば、古川ら, 2000；Dyer, 2000；Fagherazziら, 2004；内山, 2005；Kuwaeraら, 2006）。一方、既往の土砂造成による人工干潟においては、自然干潟に比べて表層土砂の生物相が乏しいことや土砂の不安定が課題となっている（桑江, 2005）。実際、干潟土砂の安定性とりわけ地盤表層内部の物理については未知な部分が多い。かつ、生物生息・活動にとって望ましい土砂環境条件に関して、定量的に未だ明らかにされていないのが現状である（国土交通省港湾局, 2003）。

本研究では、上述のような隘路を切り開くために、砂質干潟を対象として、底生生物の生息環境である干潟地盤表層の土砂環境動態を解明し、巣穴生物の住活動と土砂物理環境の関わりを明らかにすることを目的としている。そして、得られた知見に基づいて、生態土砂環境場の保全と再生に資する指針を開発・提示することを目的としている。これらの目的を達成するために用いた研究手法は、現地観測と現地調査、室内実験ならびに理論および概念モデルの連携によって特徴づけられる。砂質干潟において巣穴を形成する底生生物いわゆる巣穴底生生物の典型例として、コメツキガニ（学名: *Scopimera globosa*; Maitland, 1986）を取り挙げている。

本研究では、特に、干潟土砂内部に発生するサクシオン（大気圧を基準とした負の間隙水圧: Bear, 1979）の動態とその果たす役割に着目している。サクシオン s は、土中水分張力を表し、次式によって定義される。

$$s = u_a - u_w \quad (1)$$

ここに、 u_a は大気圧、 u_w は間隙水圧である。本定義により、サクシオンは地下水位においてゼロとなる。

本論文は、研究の具体的な内容に対応して、次の3つの主題によって構成されている。すなわち、第2章では干潟と砂浜の保水動態機構、第3章では干潟土砂環境の時空間変化に果たすサクシオン動態の役割、第4章では巣穴底生生物の住活動における臨界・最適・限界土砂環境条件について順に記述している。第5章では本研究において得られた結論をまとめている。最後に、第6章では本研究成果の今後の活用法についてあとがきを記述している。

2. 干潟と砂浜の保水動態機構

2.1 はじめに

干潟とは、一般には「干潮時に露出する砂泥質の平坦な地形」、または「潮汐の干満周期により露出と水没のサイクルを繰り返す平坦な砂泥質の地帯」とされている（秋山・松田, 1974；栗原, 1975）。干潟では周期的な干出に支配された独特な生態系が作り出されている（川島ら, 1988）。砂質干潟を対象として、砂浜と比較すると、波浪の影響が少ないこと、傾斜が緩やかであること、土砂の粒径が小さいこと、地下水位の低下が小さいこと、ならびに表層土砂の水分が保持されていること等が干潟の特徴として挙げられる（西嶋・岡田, 1998；菊池, 2000；姜ら, 2001；風呂田, 2003；竹内, 2003）。上述の中でも、特に、干潟土砂の保水性は、生物生息からの要請条件として重要と考えられているが、保水性を満足するために地盤内の地下水位の低下をどの程度まで許容すればよいのかについては、未だ明らかにされていない（国土交通省港湾局, 2003）。これに関連して、砂質干潟と砂浜の違いも明確には定義されていないのが現状である（国土交通省港湾局, 2003）。

本章では、上述を背景として、砂質干潟と砂浜の保水動態機構を解明し、地盤内部の土砂環境場に基づいて、干潟と砂浜の違いを明確化できることを示す。

本章の構成は次のとおりである。砂質干潟の保水動態に関する現地観測、室内実験および理論解析について順に記述した後、上述との対比の下に、砂浜の貧保水動態メカニズムを説明する。そして、得られた知見に基づいて、保水場に関わる定量的な評価・設計指針を提示する。

2.2 干潟土砂環境動態の一体連続観測

(1) 観測手法と内容

本研究では、自然砂質干潟における土中水分動態を明らかにするために、干潟土中のサクシオン、地下水位、温度、体積含水率および塩分濃度を一体的に観測可能なシステ

ムを開発している。そして、これを千葉県木更津市小櫃川河口に広がる盤洲砂質干潟に適用している。本システムを構成する計測センサは、土中サクシオン、地下水位、地温計測用の熱電対付 3 深度テンシオメータ (型名 SK-5500-3ST, サンケイ理化(株)), ADR 水分センサ (型名 ML2x, Delta-T 社), 土中塩分 4 極センサ (型名 SK-3000, サンケイ理化(株)), および地表上の温度計測用の TidbiT 温度計 (型名 StowAway, Onset 社)である。干潟地盤における各センサの設置状況の模式図を図-1 に示す。

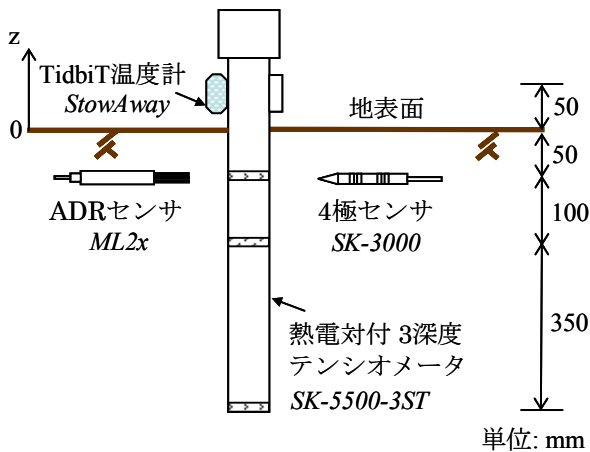


図-1 干潟土砂環境計測センサの Set-up 模式図

ここに、鉛直座標 z は地表面から上方を正としている。図中の地盤深部 ($z = -500\text{mm}$) のテンシオメータは、常に水没しており、正の間隙水圧 (負のサクシオン) の測定による地下水位計測用である。この際、次項で記述するように、地下水位下の地盤領域が静水圧状態によって特徴づけられることを活用して、本手法による地下水位計測を可能としている。図-1 において地盤浅部 2 地点 ($z = -50\text{mm}$,

-150mm) のテンシオメータが、サクシオン計測用である。本観測では、正確なサクシオン測定を期すために、全てのテンシオメータの脱気水補給を現地で行っている。ADR 水分センサによる土中水分量の測定原理については、Gaskin and Miller (1996) に詳しい。また、4 極センサによる土中塩分濃度の測定原理については、井上 (1998) に詳しい。ここで、上述の 3 深度テンシオメータ (ユニット) の設置手順について記しておく。先ず、当該ユニットの直径 0.06m よりも僅かに小さい直径 0.055m のハンドオーガを用いて、干出状態の地盤表面から深さ 0.5m の土を除去する。こうして形成された円柱状の鉛直穴はサクシオンが存在する地盤深さ (例えば、 $z \geq -0.2\text{m}$) においてその形状を保持するため、これを活用して、上述のユニットを鉛直穴の中に挿入している。この手順は、周辺の土を可能な限り乱さない目的で行ったものである。連続観測は、上記設置後、2 潮汐の養生時間を経て開始した。

盤洲干潟の土砂の中央粒径は $0.18\text{mm} \sim 0.24\text{mm}$ であり、細粒分 ($D < 75\mu\text{m}$) を数% 含有する。当干潟の水理・水質環境の特性ならびに底生生物相については、内山ら (2000) および Kuwae ら (2003) に詳しい。砂質干潟の特徴の一つとして、底生生物による無数の巣穴が挙げられる。このような巣穴の形成には、土中サクシオンが重要な役割を担っている。底生生物の巣穴活動と土砂環境場の関わりについては、本論文の第 4 章において詳述する。

上述の手法を用いた干潟土砂環境動態の一体連続観測を、小櫃川の南岸から沖側に約 500m 離れた地点 (図-2) において、夏の大潮時に対応する 2004 年 8/16~8/20 および冬の大潮時に対応する 2005 年 2/3~2/10 に実施した。観測期間中の最大潮位差は、夏は 1.6m 、冬は 1.9m であった。最干潮時の地下水位は、観測地点の地表位置を基準として、夏は -194mm 、冬は -145mm であった。

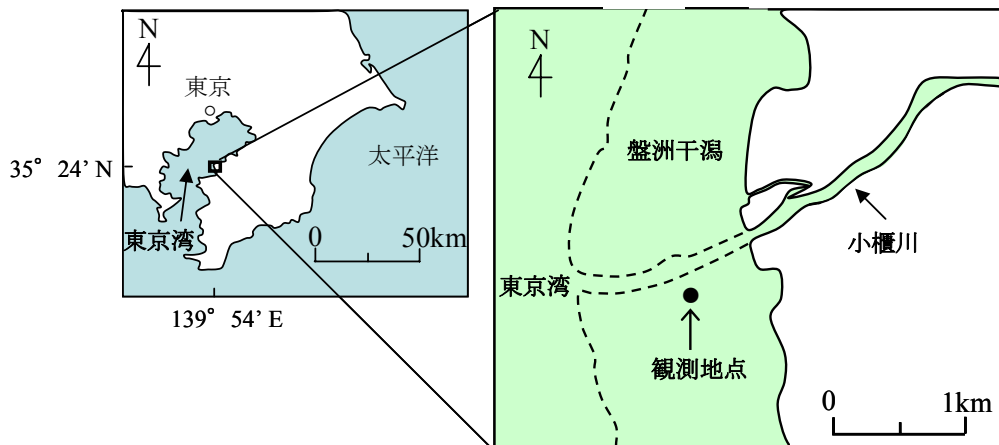


図-2 盤洲砂質干潟における観測地点の模式図

(2) 観測結果

干潟土中のサクシジョン深さ分布に関する代表的な夏の観測結果を図-3に示す。まず、干出直前の冠水時(水位 $z = 9.0\text{mm}$)において、地盤内のサクシジョンは全て負の値を示しており、静水圧分布が形成されている。このことは、冠水時にはサクシジョンは存在しないことを意味する。しかし、地盤が干出すると、サクシジョンが発生し、最干潮時(地下水位 $z = -194\text{mm}$)には、地盤表層($z = -50\text{mm}$)において約 1.5kPa のサクシジョンが発達した。サクシジョンの深さ勾配は、全水頭一定線に沿いながらも、わずかにサクシジョン過大側にシフトしていることがわかる。これは、地盤内の全水頭が地表に向かって低下し、したがって間隙水が鉛直上方へ移動していたことを示している。このような干出時における土中水分移動は、以下に記述するように関連する土砂環境場と密接に連動したものである。

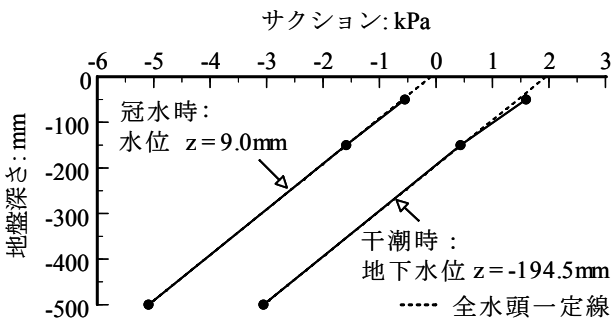


図-3 土中サクシジョンの深さ分布: 現地観測結果

干潟地盤上および地盤内温度の潮汐変動過程を図-4(a)に示す。まず、冠水時の温度は、地盤内外ともほぼ一定であり有意な変化はみられない。しかし、干出時の温度は、地盤内の深さ方向に著しく変化している。とりわけ、地表直上から直下に向けて温度が急激に減少していることがわかる。これは、強い熱照射の下で地表からの水分蒸発作用によりある一定量の熱が地表から失われたことを示唆している。地表蒸発作用は、土中水分の上方移動を引き起こす。実際、このような地表蒸発と水分供給の連動過程は、図-4(b)に示す異なる2つの土中現象に明瞭に反映されている。すなわち、干出時間中において、a) 土中塩分濃度が顕著に上昇したこと、ならびに、b) 干潟表層の体積含水率は一定に保持されたことである。

冬の観測時においても、干出時の地盤表層($z = -50\text{mm}$)において、 1kPa 以上のサクシジョンが発達し、かつ、土中水分の上方移動が生じていた。夏の観測時との違いは、土中水分上昇を誘起した地表からの水分蒸発作用が、冬は熱照射ではなく大気中の水蒸気圧と飽和水蒸気圧の差、いわゆる“飽差”(中野, 1991)に起因したことである。

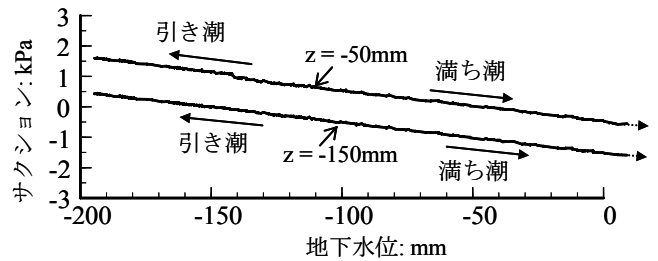


図-5 地下水位変動に対するサクシジョンの変化: 現地観測結果

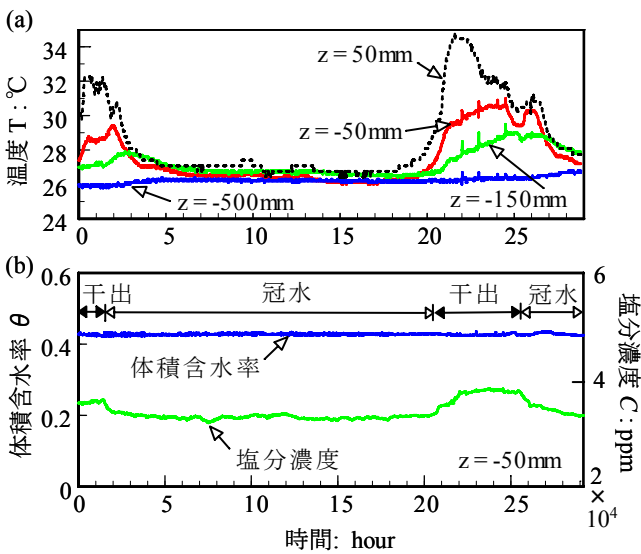


図-4 土中水分・塩分・温度の潮汐変動過程: 現地観測結果

地下水位変動に対するサクシジョン変化に関する観測結果を図-5に示す。満ち潮、引き潮時とも、2つの異なる地盤深さ($z = -50\text{mm}$, -150mm)において、サクシジョンが地下水位変動に応じて忠実に変化していることがわかる。すなわち、いずれの地盤深さにおいてもサクシジョンと地下水位の関係は実質的に線形であり、その水頭勾配はほぼ1に等しい。

2.3 地下水位制御による保水性試験

(1) 実験方法と内容

本研究では、自然砂質干潟の表層土砂を用いた一連の室内実験を実施し、様々な地下水位低下にともなう干潟土砂の水分保持形態について詳しく調べている。本実験に用いた試料は上述の盤洲干潟から採取した砂質土であり、その中央粒径は $D_{50} = 0.18 \sim 0.24\text{mm}$ 、細粒分 ($D < 75\mu\text{m}$) を数

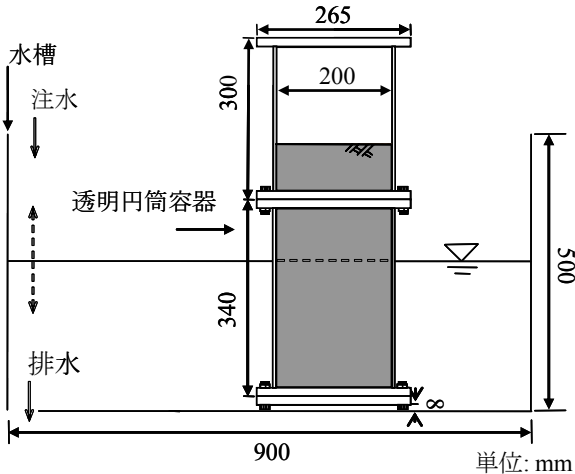


図-6 地下水位制御による保水性試験の Set-up 模式図

%含有する。土粒子比重は $G_s = 2.715$ である。本実験には、水槽中に設置した多孔質底板付きの円筒アクリル容器(図-6)を使用した。地盤は、2mm ふりを通じた水中落下法により先ず厚さ 50mm の緩詰め砂層を堆積させて 7mm 径の鉛直棒によって均等に突き固める過程を繰り返すことにより高さ 470mm の所定の相対密度地盤を作成した。この際、地盤の相対密度 D_r は、 $(e_{\max} - e) / (e_{\max} - e_{\min})$ によって定義される。ここに、 e_{\max} は最大間隙比 1.17、 e_{\min} は最小間隙比 0.73 である。

土砂の相対密度 D_r を 43.4%、66.4%、81.8% の 3 種類に固定して、地下水位制御による一連の保水性試験を実施した。具体的には、設定した地下水位 G.W.L. の下で、表層土砂 ($-40\text{mm} \leq z \leq 0$) の含水比と地表位置 ($z = 0$) に対応するサクシオン s を合せて計測した。サクシオン計測には、携帯型テンシオメータ(型名 SK-6000、サンケイ理化(株))を用いた。各地盤の地下水位を 0 ~ -450mm の範囲に 10 段階に設定し、現地での干出時間を考慮して、計 4.5 時間かけて地下水位を -450mm まで低下させた。そして、上述の土粒子の比重 G_s と相対密度 D_r に対応する間隙比 e および計測した含水比 w を用いて、飽和度 $S_r = w \cdot G_s / e$ を算出している。この際、地下水位を低下させる前の地盤の初期飽和度 S_{r0} は 92%~100% であった。これに基づいて、以下の結果の提示においては、地下水位低下にともなう水分保持特性を議論するために、上述の初期飽和度 S_{r0} により正規化した飽和度 S_r / S_{r0} を用いている。

(2) 試験結果

地下水位とサクシオンの関係に関する試験結果を図-7 に示す。本図には、地下水位上の深さ方向において全水頭が一定に保たれるようなサクシオンの理論値を合せて示している。全ての相対密度 ($D_r = 43.4\%$ 、66.4%、81.8%) に対して、サクシオンは地下水位に追従して、上述の理論

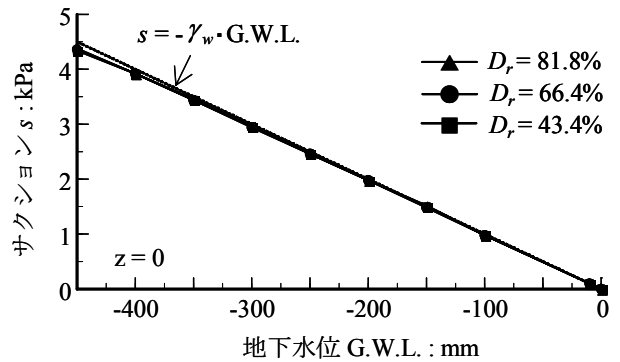


図-7 地下水位とサクシオンの関係: 保水性試験結果

線に沿うかたちで発達している。特に、地下水位 0 ~ -200mm の範囲では、地下水位低下にともなう地表サクシオンの発達度は、上述の理論値と合致している。一方、地下水位が -200mm 以深になると、全ての相対密度に対して地表サクシオンの値は上述の理論値よりも低くなっている。これは、地下水位がある一定深さ以深になると、地盤内に動水勾配が形成されて間隙水流動が生じることを示している。関連する土中水分動態のメカニズムについては次項において詳述する。

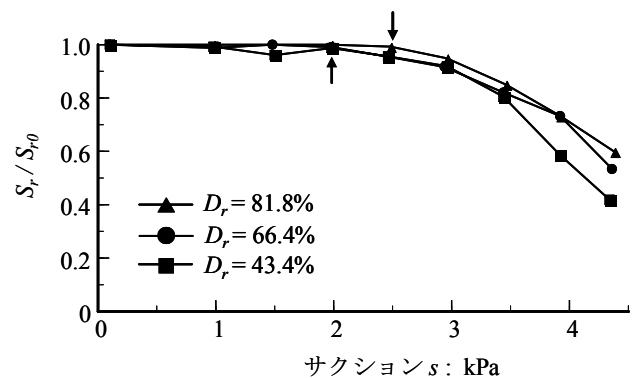


図-8 サクシオンと飽和度の関係: 保水性試験結果

上述の実験結果に対応したサクシオンと飽和度の関係を図-8 に示す。本実験結果から、サクシオンが 0~2kPa の範囲では、相対密度 D_r によらず土中水分が良好に保持されている。しかし、比較的緩詰め状態 ($D_r = 43.4\%$ 、66.4%) ではサクシオンが 2kPa 以上になると、密詰め状態 ($D_r = 81.8\%$) ではサクシオンが 2.5kPa 以上になると、 S_r / S_{r0} 値が低下し始め、サクシオンが 4kPa を超えるといずれの場合の S_r / S_{r0} 値も 0.6 以下と著しく低くなっている。また、相対密度 D_r が低いほど間隙分布に大きな間隙径のものを含むようになることを反映して S_r / S_{r0} 値がより低下している。結局、以上の結果は、地下水位低下にともな

うサクシヨンの発達度に対応して干潟土砂の飽和状態が大きく変化するを明確に示している。

2.4 保水動態の理論解析

(1) 解析方法と内容

干潟と砂浜における保水動態のメカニズムを詳しく検証するために、一連の理論解析を行った。基本となる場の方程式は、土の構造骨格に関する釣合式、間隙水と間隙空気それぞれの対する貯留方程式である。方程式系を閉じるために、土の構造骨格に関する弾塑性構成式、土中水分特性式および間隙流体(間隙水および間隙空気)に関する Darcy 則を組み込んでいる(Sassa ら, 2005)。この際、土中水分特性式は、増分表示のサクシオン- 飽和度関係として定義している。サクシオン s - 飽和度 S_r 関係の具体形として、Van Genuchten (1980)による提案式に残留飽和度の概念を取り入れた次式を用いている。

$$S_r = S_{rd} + \frac{(1 - S_{rd})}{[1 + (a \cdot s)^b]^c} \quad (2)$$

ここに、 S_{rd} は残留飽和度、 a, b, c は材料パラメタである。本解析では、前節で記述した干潟土砂の水分保持特性を参考にして次の値を用いている： $S_{rd} = 0.25, a = 0.2 \text{ kPa}^{-1}, b = 5, c = 2.5$ 。間隙水の透水性に関しては、その飽和度依存性を次式のかたちで考慮している。

$$k_w / k_w^* = \exp[l \cdot (S_r - 1)] \quad (3)$$

ここに、 k_w は透水係数、 k_w^* は飽和状態の透水係数、 l は材料パラメタである。この際、上述の干潟土砂に対する透水試験結果を踏まえて、 $k_w^* = 5 \times 10^{-2} \text{ mm/s}, l = 8.0$ を用いた。また、簡明を期すために、間隙空気圧は常に大気圧と一致すると仮定している。

本解析に用いたサクシオン s - 飽和度 S_r 関係(式(2))を図-9に示す。サクシオンがゼロからある値までは土は飽和状態($S_r = 1$)を保つ。ある値以上になると土は不飽和状態($S_r < 1$)に遷移する。このような飽和から不飽和状態に遷移する境界のサクシオン値を空気侵入サクシオン値 s_{aev} (Air Entry Value: AEV)と呼んでいる。図-9において空気侵入サクシオン値 $s_{aev} \cong 2 \text{ kPa}$ である。 s_{aev} 値は、通常、土砂の粒径が細かくなると大きくなり、粗くなると小さくなる(Fredlund and Rahardjo, 1993)。サクシオンが s_{aev} 値以上に上昇すると、飽和度は次第に低下し、最終的に気乾状態に相当する残留飽和度 S_{rd} に達する。サクシオンを扱う

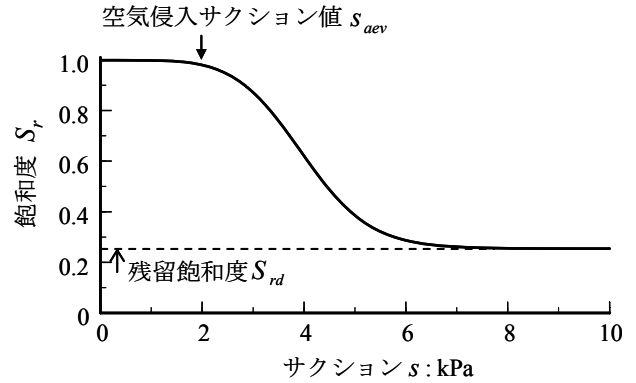


図-9 保水動態の理論解析に用いた $s - S_r$ 関係

地盤工学や農学分野において主に研究されている領域は、空気侵入サクシオン値よりも十分に高いサクシオン下における不飽和地盤の挙動である(例えば、不飽和地盤の挙動と評価、地盤工学会 2004)。一方、干潟に発達するサクシオンは、空気侵入サクシオン値の近傍またはそれ以下の実質飽和域のサクシオンであり、関連する土砂挙動には未知の部分が多い。

ここでの解析のねらいは、地下水位低下にともなう空気侵入サクシオン値 s_{aev} 前後の土中水分動態を詳しく調べることである。具体的には、水位が地表面に一致し地盤内に静水圧分布が形成されている状態を初期条件として、地表からの水分蒸発有り無しの双方の条件下において、地下水位 G.W.L. を空気侵入サクシオン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev} / \gamma_w = -200 \text{ mm}$ の前後、正確には G.W.L. = -150 mm (Case 1) と G.W.L. = -450 mm (Case 2) まで 4.5 時間かけて低下させて、双方のケースにおけるサクシオン・飽和度の動態を詳しく解析した。地表からの水分蒸発速度 EVR は、 $\text{EVR} = 1 \times 10^{-3} \text{ mm/s}$ と $3 \times 10^{-3} \text{ mm/s}$ の 2 種類に設定した。以下に示す結果においては、最も乾燥リスクの高い地表層 ($z = -5 \text{ mm}$) の水分保持動態に着目している。

(2) 解析結果と考察

地下水位 G.W.L. の低下が空気侵入サクシオン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev} / \gamma_w$ よりも浅い場合、すなわち Case 1: $-150 \text{ mm} \leq \text{G.W.L.} \leq 0$ の場合の解析結果について先ず記述する。対応するサクシオン深さ分布を図-10に示す。地表蒸発が無い場合 ($\text{EVR} = 0$)、地下水位上のサクシオンの分布は、全水頭一定線と完全に一致していることがわかる。これは、地下水位低下にともなって、地下水位上の各地点において地下水位低下量に対応したサクシオンが直ちに発達することにより当該土中水分が保持されることを意味している。一方、地表蒸発が有る場合 ($\text{EVR} > 0$)、地下

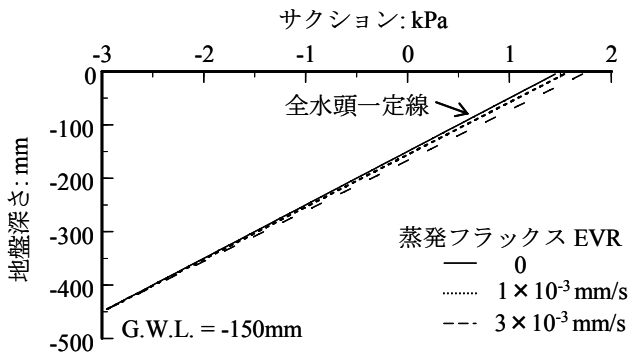


図-10 土中サクシジョンの深さ分布: 理論解析結果 Case 1

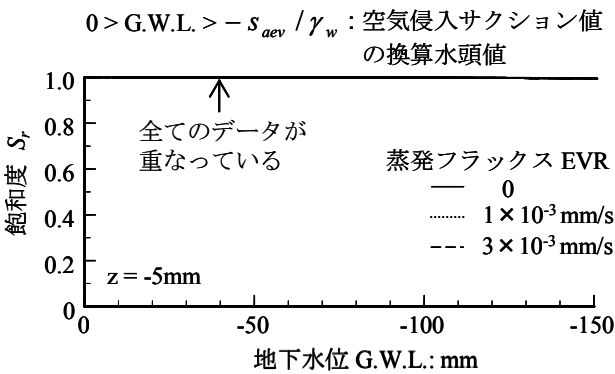


図-11 地下水位と飽和度の関係: 理論解析結果 Case 1

水位上のサクシジョンの分布は、全水頭一定線に沿いながら僅かにサクシジョン過大側にシフトしていることがわかる。これは、地表蒸発と連動して土中間隙水が鉛直上方に移動していることを意味する。さらに、地表蒸発速度 EVR が大きいほど、地盤内により高い動水勾配が形成されて土中水分の供給速度が大きくなっている。結果として、本ケースでは、地表蒸発の有無にかかわらず、一貫して地盤表層の飽和度は1に保たれている(図-11)。これらのことは、地下水位の低下が空気侵入サクシジョン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev} / \gamma_w$ よりも浅い場合には、地表蒸発に見合うような空隙水の上方移動が発生し、地盤浅部の土中水分が常に保持されることを意味している。

本解析結果に基づいて、上述の2.2節において記述した自然砂質干潟における地表蒸発-水分供給の連動過程にともなう土中塩分集積現象を定量的に説明することができる。すなわち、干出前の土中塩分濃度を C^* として、間隙率 n の地盤深さ $-D \leq z \leq 0$ を対象とすると、地表蒸発フラックス EVR の下で干出して一定時間 t 経過後の土

中塩分濃度 C は、次式によって予測することができる。

$$\frac{C}{C^*} = 1 + \frac{EVR}{n \cdot D} t \quad (4)$$

図-3と図-10を比較すると、現地観測結果を良好に再現する地表蒸発フラックスは $EVR = 1 \times 10^{-3} \text{ mm/s}$ である。現地地盤の相対密度60%に対応する間隙率は $n = 0.46$ である。対象地盤深さを $D = 100 \text{ mm}$ 、干出時間を $t = 4$ 時間とすると、式(4)により C / C^* 値は1.3となる。実測値は、図-4(b)より、 $C / C^* = 4 \times 10^4 \text{ ppm} / 3.3 \times 10^4 \text{ ppm} = 1.2$ である。したがって、本章2.2節において既述した地表蒸発～水分供給～塩分集積現象の観測結果は、理論的にも整合する。

地下水位の低下が空気侵入サクシジョン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev} / \gamma_w$ よりも深くなる場合、すなわち $\text{Case 2: } -450 \text{ mm} \leq \text{G.W.L.} \leq 0$ の場合には、状況は大きく変化する。対応するサクシジョン深さ分布の解析結果を図-12に示す。

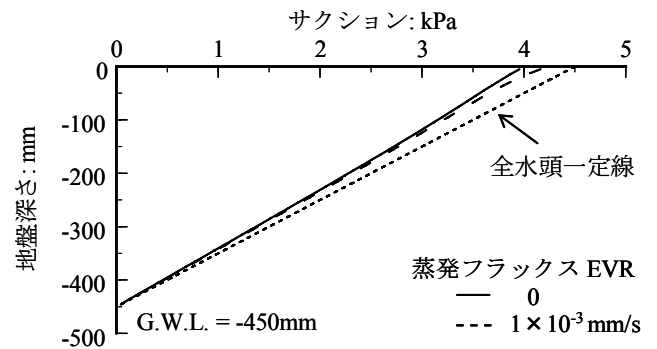


図-12 土中サクシジョンの深さ分布: 理論解析結果 Case 2

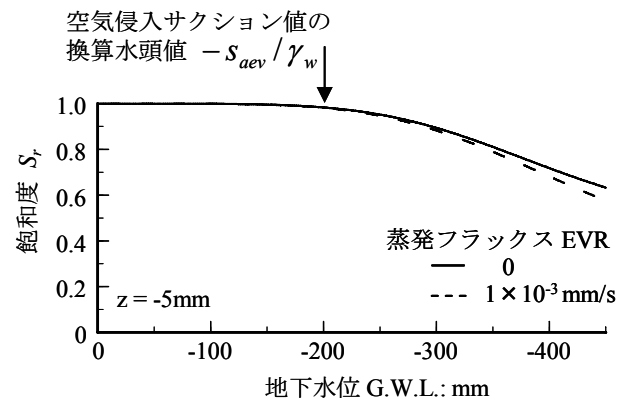


図-13 地下水位と飽和度の関係: 理論解析結果 Case 2

地表蒸発が無い場合、地下水位上のサクシジョンの分布は、地盤深さが浅くなるにつれて、全水頭一定線よりもサクシジョン過小側にシフトしていくことがわかる。これは、地盤浅部における全水頭が深くなるほど低下し、したがって間隙水が鉛直下方に流下していることを意味する。これに伴って、地盤内飽和度は次第に減少する (図-13)。地表蒸発が有る場合は、上述の無い場合に比べて、地盤最表層においてのみ土中水分の鉛直上昇が確認されるが、それ以深の地下水位上の地盤全域において間隙水の鉛直下方への流下が生じている。結果として、地表蒸発が有る場合は、無い場合に比べて、地盤内飽和度がより一層低下していることがわかる (図-13)。

上述のような空気侵入サクシジョン値前後の水分動態の違いは、地下水位-サクシジョンの関係にも如実に反映される (図-14)。

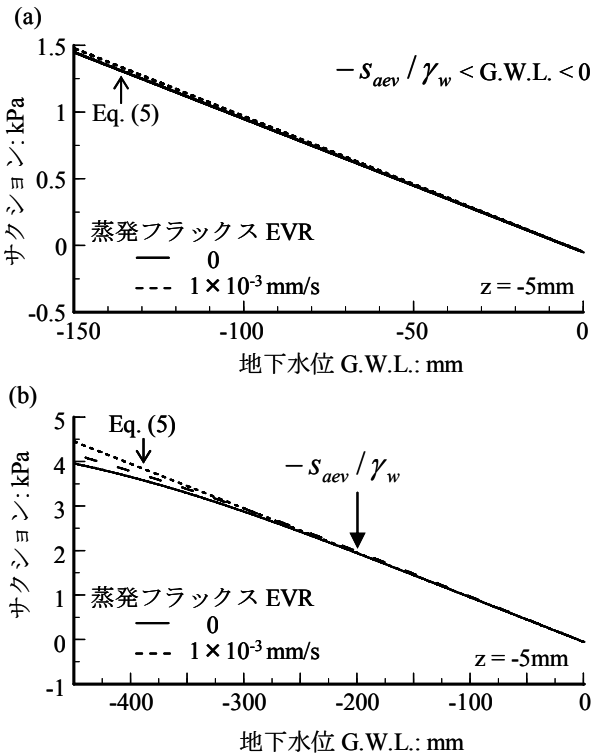


図-14 地下水位の低下に対するサクシジョンの変化: 理論解析結果 (a) Case 1 ; (b) Case 2

すなわち、地下水位が空気侵入サクシジョン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev} / \gamma_w$ よりも浅く土中水分が常に保持される場合には、地下水位変化に対応して、地下水上の全水頭が一定となるようにサクシジョンが発達する (図-14(a)). 換言すれば、このようなサクシジョン s と地下水位 G.W.L. の関

係は次式によって表現することができる。

$$s = \gamma_w \cdot (z - G.W.L.) \quad (5)$$

しかし、地下水位が $-s_{aev} / \gamma_w$ よりも深く土中水分が保持されない場合には、上式(5)のような 1 対 1 関係は成り立たなくなる (図-14(b)). このような保水動態と密接にリンクした地下水位-サクシジョン関係は、後の 2.6 節で記述する保水場に関する定量的な評価・設計指針を構築する上で重要となる。

2.5 砂浜の貧保水動態メカニズム

本節では、上述の干潟の保水動態との対比の下に、砂浜の貧保水動態のメカニズムを検証する。この目的のために、砂浜海岸におけるサクシジョンの現地観測結果を提示する。この観測は、広島県尾道市向島町の立花釣が浜海岸の潮間帯において、2005年8月4日の午後3時~7時半の4時間半にわたって行った。砂浜の砂の中央粒径 D_{50} は 1~1.5mm である。このような粗砂の水分保持特性について先に説明するために、同様の粗砂で構成される兵庫県大蔵砂浜海岸における観測結果 (Sassa ら, 2005) を参照する。図-15 は、同観測により得られたサクシジョン-飽和度関係を示している。サクシジョンが負またはゼロの場合に飽和度は 1 を保つ。しかし、サクシジョンが僅かに発達すると飽和度は急激に減少している。サクシジョンの消長による飽和度の変化傾向は、地盤深さによって異なり、かつ、ヒステリシスを有することがわかる。本結果から、上述の粗砂に対する空気侵入値 s_{aev} は、0.5kPa 程度であるといえる。これらのことは、前節の結果を踏まえると、当該粗砂では地下水位が $-s_{aev} / \gamma_w = -50\text{mm}$ よりも深くなると、間隙水が鉛直下方に流下して土中水分が保持されなくなることを示している。

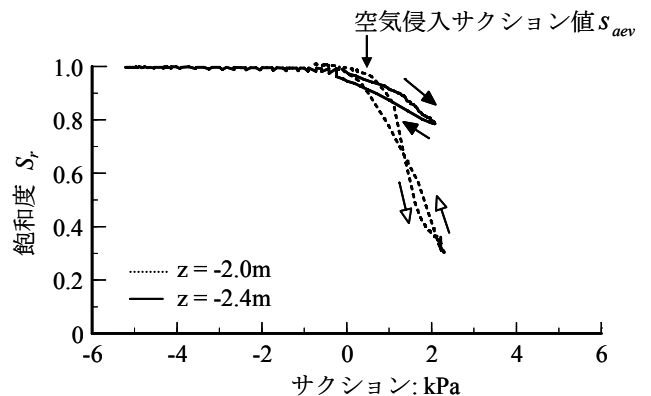


図-15 砂浜の水分保持特性: 大蔵海岸における観測結果

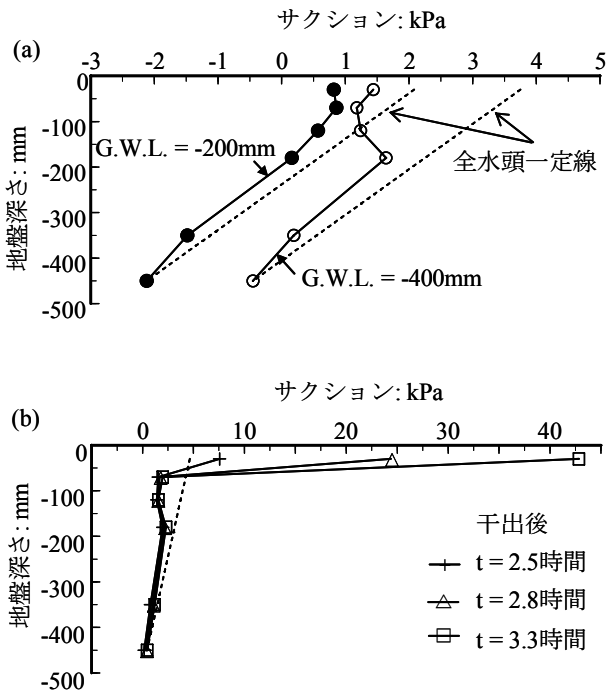


図-16 砂浜の土中サクシジョンの深さ分布: 釣が浜海岸における観測結果

立花釣が浜の潮間帯において観測したサクシジョンの深さ分布を図-16に示す。図-16(a)は、引き潮過程における地下水位 G.W.L. = -200mm および G.W.L. = -400mm に対応するサクシジョン分布を示したものである。地下水位が地表面下-200mm に低下した時点において既に地盤内のサクシジョン分布は全水頭一定線に追従しておらず、土中水分が鉛直下方に流下していることを明確に示している。さらに、地下水位が-400mm まで低下すると、地盤内のサクシジョン分布は全水頭一定線からさらにサクシジョン過小側に離れて、より高い動水勾配の下で間隙水の下方移動が生じていることがわかる。

砂浜内部に発達したサクシジョンは 2kPa 以下であり、上述の干潟土砂内部に発達したサクシジョンと同等である。このことは、土砂の空気侵入サクシジョン値の重要性を浮き彫りにしている。つまり、砂浜土砂の空気侵入サクシジョン値は 0.5kPa と干潟土砂の 2~2.5kPa よりも顕著に低い。これは、砂浜土砂では干潟土砂に比べて、土中水分を保持する力が弱いことを意味する。その結果、サクシジョンが地下水位の低下に追従して発達することできず、既述のメカニズムによって鉛直下方への間隙水の流下を許容して、表層土砂の水分が徐々に失われて飽和度が低下することになる。そして、次第に、乾燥領域が発生していく。この際、飽和

度が残留飽和度に近づくと、僅かな飽和度の低下が著しいサクシジョンの上昇につながる(図-9参照)。当砂浜における観測結果は、そのような急激なサクシジョン上昇過程、具体的には干出 3.3 時間後に地盤表層-30mm において 40kPa 以上の極めて高いサクシジョン値まで達したことを明瞭に捉えている(図-16(b))。

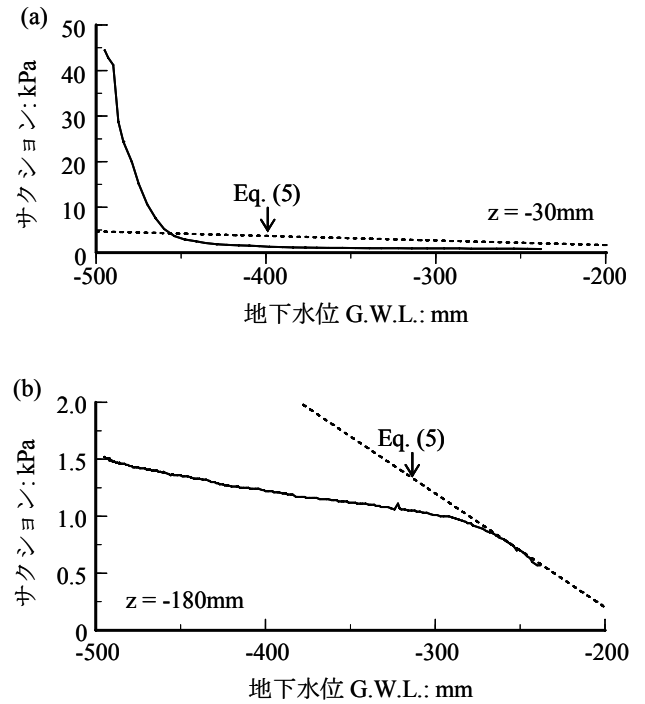


図-17 砂浜の地下水位とサクシジョンの関係: 釣が浜海岸における観測結果

以上のような貧保水動態は地下水位-サクシジョン関係にも如実に反映されている。異なる 2 つの地盤深さ $z = -30\text{mm}$, -180mm における観測結果を図-17に示す。いずれの地盤深さにおいても、地下水位が深くなるとサクシジョン値は、水頭勾配 1 の関係(式(5))から著しく離脱していくことがわかる。したがって、地下水位低下にともなう土中水分が保持されない場においては、地下水位とサクシジョンの間に 1 対 1 の線形関係が成り立たないことは明らかである。

2.6 保水場の評価・設計指針

2.2 節~2.5 節において記述した結果から、干出時の土中水分保持動態には、当該土砂の空気侵入サクシジョン値前後における地下水位低下にともなう間隙水の移動形態が重要となることが明らかとなった。地下水位が空気侵入サク

サクシオン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev} / \gamma_w$ よりも浅い場合には、地表蒸発作用下においても間隙水の上方移動により、土中水分は精確に保持される。このような保水場においては、地下水位 G.W.L. は任意の地盤深さ z におけるサクシオン s と実質 1 対 1 の線形関係を有して、次式が成り立つ。

$$-s / \gamma_w + z \cong G.W.L. \quad (6)$$

上式(6)は、地下水位低下に対して土中水分が良好に保持されるような保水場の評価指針を与える。すなわち、干出時の地盤内において計測したサクシオンがその場の実測地下水位と上式(6)の関係にあれば、当該深さの土砂は飽和もしくはそれに近い状態にある。例えば、盤洲砂質干潟では、図-5 に示したように本関係が成立している。この際、地表レベル ($z = 0$) でサクシオンを計測すると、式(6)に基づきその換算水頭が地下水位に一致するかが保水場の評価指針となる。ただし、降雨や波浪等により地表への水分供給が存在する状態においては、地表サクシオンが低下するため、式(6)は適用できないことに留意する。晴天時に、干出状態の地盤に対して、式(6)を適用することによって、保水動態を評価することができる。同式の左右の両項が一致する場合には、良好な保水場が形成されており、著しく異なる場合には、既述のメカニズムに基づいて貧保水場すなわち不飽和状態となっていると考えてよい。

空気侵入サクシオン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev} / \gamma_w$ は、土中水分が保持される限界の地下水位深さを表している。したがって、干出時の土中水分保持を満足するための地盤内の許容地下水位 G.W.L. は次式によって規定することができる。

$$-s_{aev} / \gamma_w \leq G.W.L. \leq 0 \quad (7)$$

上式(7)で定義される地下水位の範囲において、土中水分は精確に保持される。一方、それよりも深くなると、土中水分は保持されなくなる。

空気侵入サクシオン値 s_{aev} は、土砂の粒径や間隙状態によって大きく異なるため、これを具体的に定義することは、上式(7)を実設計に適用する上で重要である。この目的のために、乾燥土砂に対する毛管上昇高の推定式 (Bear, 1972) を踏まえて、上述の結果を展開することが可能である。具体的には、空気侵入サクシオン値 s_{aev} は、土砂の粒径 D_{10} および間隙比 e を用いて次式のかたちで表現することができる。

$$s_{aev} = \frac{\psi}{e \cdot D_{10}} \gamma_w \quad (8)$$

ここに、 ψ : mm^2 は係数である。この際、Bear (1972) による毛管上昇高 h は、 $h = 45 / e \cdot D_{10}$ によって定義されている。本研究では、上式(8)中の係数 ψ の値として、次式を適用している。

$$\psi = 20 \text{ mm}^2 \quad (9)$$

上式(8)および(9)の妥当性を検証するために、上述の自然砂質干潟 (盤洲干潟, 砂浜 (大蔵海岸) および人工干潟 (尾道造成干潟, 広島港湾空港技術調査事務所 2006) の土砂に対する観測・実験結果を用いる。図-18 に各土砂の実測 s_{aev} 値と式(8)と(9)により予測した s_{aev} 値をプロットしている。同予測に用いた土砂粒径 D_{10} および間隙比 e は、次の通りである: 盤洲干潟 $D_{10} = 0.1\text{mm}$, $e = 0.98$ ($D_r = 43.4\%$), $e = 0.81$ ($D_r = 81.8\%$); 大蔵砂浜 $D_{10} = 0.45\text{mm}$, $e = 0.8$; 尾道造成干潟 $D_{10} = 0.25\text{mm}$, $e = 0.8$ 。本図より、実測値と予測値は良好に一致していることがわかる。したがって、式(8)および式(9)を用いて土砂の空気侵入サクシオン値 s_{aev} を評価して、これを式(7)に代入することによって、良好な保水場を実現するための干出時地盤内の許容地下水位を設計することができる。

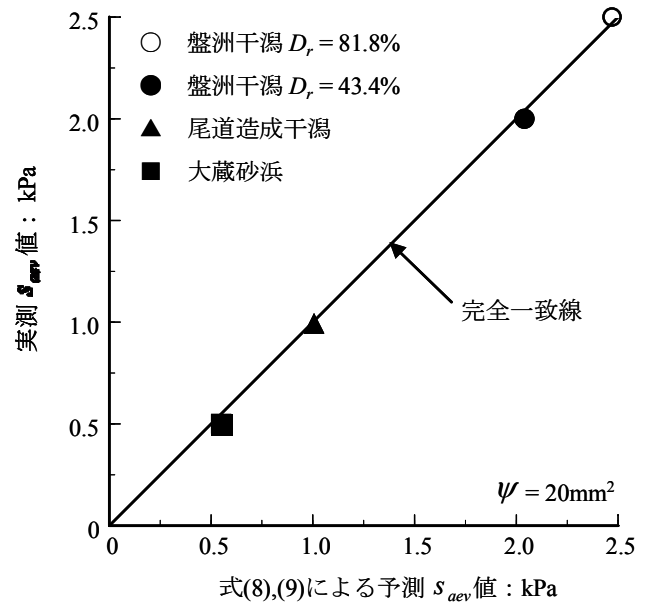


図-18 空気侵入サクシオン s_{aev} の予測値と実測値の比較

2.7 まとめ

干潟と砂浜の保水動態機構を解明し保水場の評価・設計指針を開発することを目的として、砂質干潟と砂浜における現地動態観測、地下水位制御による保水性試験および保水動態に関する理論解析を一体的に実施した。得られた主要な知見は以下の通りである。

自然干潟地盤内のサクシオンを核とした土砂物理環境の連動過程を捉えることに世界で初めて成功した。特に、干出時の地表からの水分蒸発、サクシオン深さ勾配に基づく表層への水分供給、土中塩分集積過程が連動した干潟土砂の保水機構を明らかにした。

干潟と砂浜の保水動態の違いが、地下水位低下にともなう空気侵入サクシオン値 s_{aev} 前後における間隙水移動の差異によって支配されていることを明らかにした。すなわち、地下水位が空気侵入サクシオン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev}/\gamma_w$ よりも浅い場合には、地表蒸発作用下においても土中水分は間隙水の上方移動によって精確に保持される。しかし、地下水位が空気侵入サクシオン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev}/\gamma_w$ よりも深くなる場合には、間隙水の鉛直下方への流下現象が発生し、結果として土砂の飽和度が減少することを明らかにした。砂浜は後者に該当し、地盤内に誘起されているサクシオンが s_{aev} 値よりも高いために貧保水場が形成される。一方、砂質干潟は前者に該当し、地盤内に誘起されているサクシオンが s_{aev} 値よりも低いために、良好な保水場が形成されることを明示した。

上述の得られた知見に基づいて、保水場に関わる定量的な評価および設計指針を開発した。干出時に土中水分が良好に保持される場においては、地下水位上の任意の地盤深さのサクシオンは水の単位体積重量 γ_w を勾配として地下水位と 1 対 1 の線形関係を有することを明らかにした。これに基づいて、式(6)により保水場の性能を定量的に評価できることを示した。さらに、干出時の土中水分保持を満足するための地盤内の許容地下水位は、当該土砂の空気侵入サクシオン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev}/\gamma_w$ によって規定できることを明らかにした (式(7))。そして、土砂の粒径および間隙率の違いを考慮した空気侵入サクシオン値 s_{aev} の推定式(8)および(9)を提案した。盤洲干潟土砂の緩詰めおよび密詰め地盤に対する実験結果ならびに砂浜土砂および造成干潟土砂に対する観測結果を用いて、両式が有効に機能することを実証した。その結果として、良好な保水場を満足するための干出時地盤内の許容地下水位について、式(7)、(8)および(9)によって構成される設計指針を提示した。

3. 干潟土砂環境の時空間変化に果たすサクシオン動態の役割

3.1 はじめに

干潟は、河川、河口および沿岸域を連結する土砂経路を構成する地球表層システムの鍵となる要素である。それゆえ、潮間帯の土砂の安定性は、地球表層動態を研究する科学者および工学者にとって大きな関心を持つ課題である。また、土砂の安定性は、干潟の生態系に重要な影響を及ぼすことが知られている。実際、土砂強度の時空間的变化や地表形状およびこれらの生態過程との相互作用は、近年ますます注目を集めてきている (例えば、Amos ら, 1988; Tolhurst ら, 1999; Botto and Iribarne, 2000; Friend ら, 2003; Fagherazzi ら, 2004; Paarlberg ら, 2005)。しかしながら、潮間帯の土砂の安定性に関わる土の物理過程については、理解が乏しく留まっており未知の部分が多い。本研究の目的は、この問いに対して多面的に取り組み答えることにある。

土砂の安定性は、土砂輸送の限界条件を支配するために、地表形状の動態に大きな影響をもたらす。潮間帯における地形の変化を理解するために、土砂上の水理動態とそれともなう土砂輸送過程に関して広く研究がなされてきている (Jarvis and Riley, 1987; Perillo and Sequeira, 1989; Mason ら, 1999; Dyer, 2000; Mason and Garg, 2001; Saulter ら, 2003)。これとは対照的に、土砂内部の動態自体とそれらが地形の変化に果たす役割については、あまり研究が進んでいない。Turner and Masselink (1998)や Baldock ら (2001)は、波浪や潮流による潮間帯の土砂輸送に及ぼす浸透流の効果を研究している。Lobkovsky ら (2004)は、定常および非定常な表面流下の侵食に及ぼす地下水流の影響を調べている。しかし、これらの研究は、いずれも、土砂内部の間隙水圧の効果を扱ったものである。そのような圧力は、土砂の限界せん断抵抗を変えて、土砂輸送量や侵食速度を変更し、土砂上の表面せん断応力に対する地形応答を変化させる。

本章では、砂質干潟の土砂内部に発達する間隙水圧の動態が、地表形状の変化に対して直接的な役割を担うとともに土砂の間隙、剛性および表面せん断強度の著しい変化を引き起こすことを示す。この間隙水圧とは、大気圧を基準とした負の間隙水圧いわゆるサクシオン (Bear, 1979) である。サクシオン s は、土中水分張力を表し、本論文の第 1 章において記したように $s = u_a - u_w$ によって定義される。ここに、 u_a は大気圧、 u_w は間隙水圧である。本定義により、サクシオンは地下水面位置においてゼロとなる。

本章では、サクシオンの動態が、いかにして地表形状および土砂の間隙構造を変容させて、現地干潟において発現

しているような時間的かつ空間的な土砂強度の著しい変化をもたらすのかを詳しく記述し考察することに重点を置いている。この目的のために、潮汐による地下水位変動 (Drabsch ら, 1999) の効果に焦点を合わせている。

本章の構成は次のとおりである。まず、現地観測および調査について記述した後、現地土砂を用いたベーンせん断実験、干潟模型実験および理論モデルについて順に記述する。そして、上述の理論、実験及び現地観測・調査による結果を比較統合して考察する。最後に、得られた知見をまとめている。

3.2 現地観測・調査

(1) 現地特性

砂質干潟は、1日2回の潮汐変動の下で、周期的に干出および冠水する。広大な自然砂質干潟は、しばしば、河口や半閉鎖性海域によくみられる。このことは、そのような地域に備わっている干潟形成のための良好な条件によって説明することができる。すなわち、河川や沖合からの土砂の連続的な供給があること、ならびに、強い波浪作用や潮流が不在であることにより土砂が流出しないことである。換言すれば、動的に安定した砂質干潟においては、侵食作用は、多くの場合、堆積作用と釣り合っているかまたは堆積作用より弱く、したがって干潟の潮間帯が維持されている。我々の現地観測場所は、そのような干潟の1つであり、東京湾の東部海岸に位置する盤洲砂質干潟である。当干潟の位置図と観測地点を図-19に示す。盤洲干潟の潮間帯 (図中の点線により囲まれた領域) は、小櫃川の河口に

おいて、沿岸方向に約 6.8km、岸沖方向に約 1.3km にわたって広がっている。小櫃川の北方に位置する干潟の岸側および沖側から撮影した 2 枚の写真を図-20 に示す。同図から、岸側の背後には自然の葦が広がっていることがわかる。この後浜には、被圧地下水が含まれていないため、岸背後からの地下水流は実質的に存在しないと考えられる。したがって、干潟内部の地下水流は、沖側で作用する潮汐変動と密接に関連したものといえる。また、図-20 から、干潟土砂上において巣穴底生生物による砂団子群や波浪による砂連が確認できる。沖側では、連続したパートラフ地形の領域がある。港湾空港技術研究所では、盤洲干潟を 10 年以上にわたって調査してきており、それゆえ当干潟の水利・水質特性、地形特性ならびに生態特性についてはよく知られている (古川ら, 2000; 内山ら, 2000; Kuwae ら, 2003; 内山, 2005)。ここでの焦点は、地形の傾向である。盤洲干潟では、岸沖方向の地形標高が時間的な変動を経験しながら、長期的には堆積傾向にあることがわかっている。正確には、見かけの正味の堆積速度にして、地形標高に換算して平均 0.04m/年の割合で堆積している (内山, 2005)。

盤洲干潟の土は、図-21 に示すように実質的に細砂で構成されている。図中の記号 A, B, C, D および E は、後述の図-23 に記す地点に対応している。図中の太線は、次節において記述するベーンせん断実験に用いた干潟土砂の粒径分布を表している。図中の太点線は、本章の 3.4 節において記述する干潟模型実験に用いた土砂の粒径分布を表している。盤洲干潟の地表面から地盤深さ -0.05m までの土砂の中央粒径 D_{50} は、0.17mm~0.23mm の範囲であった。

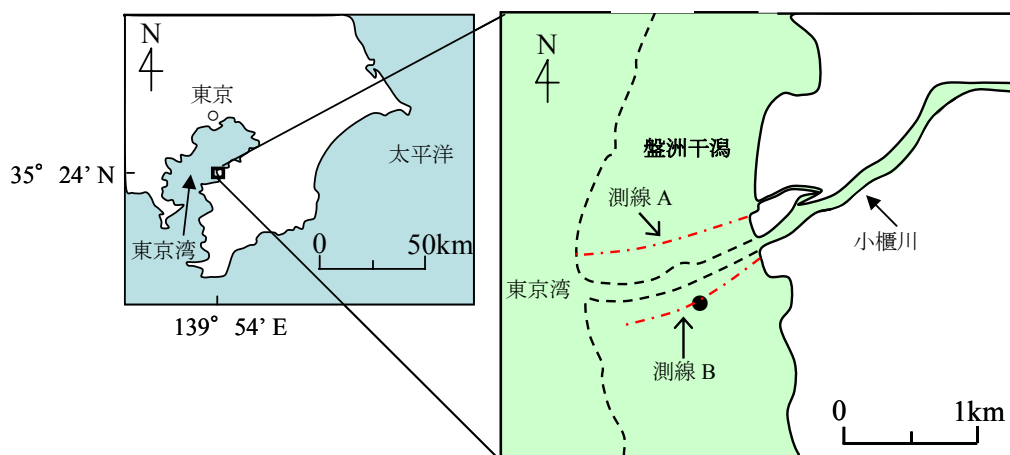


図-19 盤洲砂質干潟における現地観測地点および調査測線の模式図

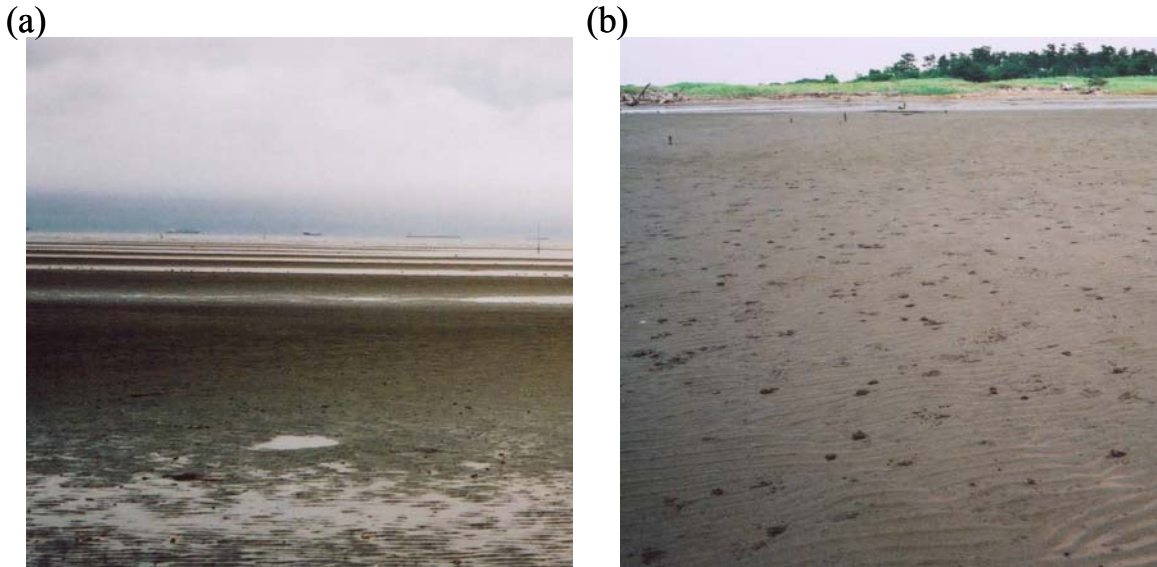


図-20 小櫃川北方の調査測線 A (図-19) に沿った(a) 沖側および (b) 岸側の状況図

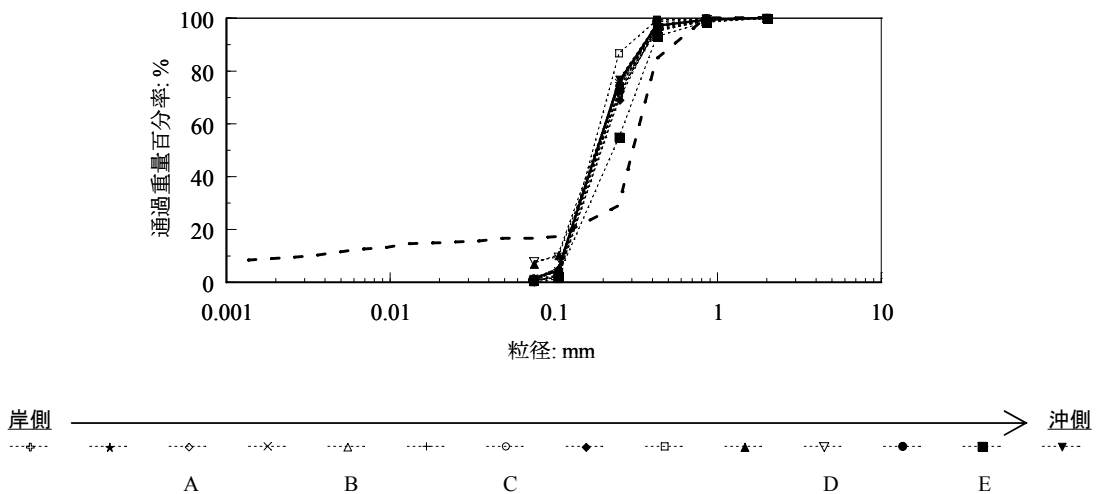


図-21 岸沖干潟土砂の粒径分布

(凡例の記号の順序は、岸沖方向におけるサンプリング地点の順序に対応する)

また、当該土砂には、粒径 0.075mm 以下のシルトおよび粘土分が平均的に数%含まれており最大 8%を構成していた。ここで、より深い地盤深さにおける粒度特性について記述する。地盤深さ -0.2m と -0.4m までの土砂は、地表近傍の地盤深さ -0.05m までの土砂に比べてより粗く、中央粒径 D_{50} は $0.19\text{mm}\sim 0.30\text{mm}$ であり最大 3%のシルトを含有していた。以上のことは、当干潟においては、波浪や

潮流による表面土砂の粗粒化現象はみられないことを示している。岸沖方向において土砂粒径は、ほぼ均質であり、沖側の土砂にのみ僅かな粒度分布の変動がみられる (図-21)。

以下の考察のために、土砂の間隙状態に関する定義を記しておく。土の間隙比 e は、土の間隙率 n および土の相対密度 D_r と次のように関連づけられる。

$$n = \frac{e}{1+e} \quad (10)$$

$$D_r = \frac{e_{\max} - e}{e_{\max} - e_{\min}} \quad (11)$$

任意の砂質土に対して、最大間隙比 e_{\max} は、土の可能な最も緩詰めの状態を表し、最小間隙比 e_{\min} は、土の可能な最も密詰め状態を表す (Taylor, 1948)。したがって、相対密度 D_r は、様々な e_{\max} 値および e_{\min} 値を有する異なる砂質土の緩詰めまたは密詰め状態の程度を統一的に評価する指標である。

以下では、水平座標 x は岸地点をゼロとした岸沖方向の水平距離を表し、鉛直座標 z は地表面から上方を正としている。

(2) 現地観測・調査手法

干潟表層土砂の物理環境を詳しく調べるために、多様な現地観測と現地調査を実施した。具体的には、岸沖干潟の中央付近の地点において、土砂内部のサクシオン、地下水位、体積含水率、温度および塩分濃度に関する連続観測を、2004年8月16日～20日と2005年2月3日～10日に行った。連続観測地点は、図-19のB測線に沿って岸から沖側に約550m離れた地点(黒丸印)である。本観測結果の主要な部分については、本論文の第2章において既述した。サクシオンと地下水位に関する岸沖分布計測、地形測量、土砂強度測量ならびに土砂サンプリングを測線Aおよび測線Bに沿って実施した。両測線上においては、実質的に同等の土砂の挙動特性を観測している。これらの場所間の主な違いは、測線Aの端部の岸側背後には自然の葦が広がっているのに対して、測線Bの端部の岸側は鉛直岸壁によって囲われていることである。次節においては、図-19のA測線上において、2005年6月24日の干出時間中に行ったサクシオンと地下水位の岸沖分布計測、地形測量ならびに土砂強度測量の結果について詳述する。同様に、A測線上において2005年7月21日と22日の両日の干出期間中に行った土砂サンプリングの結果を提示する。以上の全ての観測と調査は、干潟地盤内の比較的大きな地下水位変動をとらえるために大潮時に合わせて実施した。

上述の連続観測を実施するために用いたシステムについては、本論文の第2章において既述したのでここでは省略する。干潮時における表面土砂 ($z = -0.02\text{m}$) のサクシオン分布計測には、携帯型サクシオン計 (型名 SK-6000, サンケイ理化(株)) を用いた。

地形測量は、オートレベル機器を用いて実施した。本計測は、岸側において50mの水平間隔、沖側ではバーやトラフ等の地形起伏に応じて最短10m間隔で行った。現地における当該計測の精度は、干潟の岸沖水平距離1300mに対して $\pm 0.02\text{m}$ であった。

土砂強度の測量は、小型ベーンせん断試験器 (型名 SH-63B, 丸東製作所(株)) を用いて実施した。これと類似した機器が Amos ら(1988)によって用いられている。このベーンせん断試験器は、2つの交差する刃 (ブレード) を有し、各刃 (ブレード) の幅は20mm、高さは40mm、厚さ0.8mmである。当該機器によって計測可能な最大せん断強度は6.7kPaである。現地においては、 $-0.04\text{m} \leq z \leq 0$ に位置する表面土砂のベーンせん断強度を計測した。この際、土砂内部のベーンブレードの回転せん断速度を60度/分程度になるように制御した。これは、それよりも高速度で土砂をせん断した場合、ひずみ速度の効果により土砂強度が増加したためである。ベーンせん断強度の測量精度は $\pm 0.2\text{kPa}$ であった。これは、干潟上の近傍の地点において別々に2回強度測量することによって確認したものである。

現地干潟土砂の間隙状態を評価するために、内径0.1m、長さ0.5m、肉厚0.0015mの剛性管を用いて干潟土砂のサンプリングを行った。その手順は次のようである。まず、地表面から所定の深さ ($z = -0.2\text{m}, -0.4\text{m}$) まで土の中に剛性管をゆっくりと挿入する。当管内の地表面の高さを計測して、気密キャップをかぶせる。剛性管の下に位置する土砂を乱さないように、周囲の土砂を掘り出す。剛性管の底面に慎重に平板を水平に差し込む。そして、当管内の地表面の高さを複数点において計測して、その平均高さを土砂を掘り出す前の初期高さと比較する。もし、その違いが2mm以上であれば、上述の全ての手順をやり直す。その違いが2mmよりも少ないか同じである場合のみ、地盤から平板とともに閉じた剛性管を取り出す。その後、サンプリングした土を研究室に持ち帰り、その間隙特性を標準手順 (Taylor, 1948) に基づいて評価した。上述の土のサンプリング手順にしたがうことによって、任意の土サンプルに対する間隙特性の評価精度は、土の間隙率 n に関して ± 0.01 、土の相対密度 D_r に関して $\pm 5\%$ を実現している。このように同定された土の間隙特性は、土の所定の深さに対する平均的な特性を表すものである。

ここで、上述の計測に及ぼしうる生物活動の影響について考察する。底生生物による巣穴の存在は、干潟土砂の共通の特徴である。盤洲干潟の地表面上において確認した巣穴領域の土砂領域全体に対する割合は、平均的に $5 \times 10^{-4} \text{m}^2/\text{m}^2$ 以下であった。この低密度の巣穴分布によって、岸

沖方向の所定の位置ごとに巣穴を実質含有しない干潟土砂領域を選択することが可能であった。また、現地から取得した各々の土のサンプルに対して、2mm以上の大きさを有する底生生物の残骸をふるいを用いて収集した。サンプル土に対する当該生物の割合は、約 0.003 g/cm^3 であった。土の間隙特性を同定する際には、そのような底生生物の残骸の影響を除去している。

次項では、上述の現地観測および現地調査から得られた結果を提示し考察する。

(3) 現地観測・調査結果

地表位置を基準とした水位と地下水位の変動ならびに地盤内の異なる2深度 ($z = -0.05\text{m}$, -0.15m) におけるサクシジョンの変動に関する連続観測結果を図-22に示す。本図(a)には、比較のために、天文潮位(点線)を合せてプロットしている。

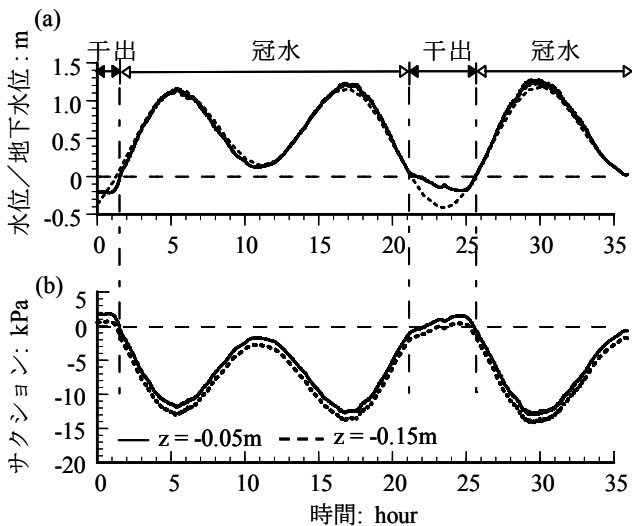


図-22 (a) 水位/地下水位と (b) 異なる2つの土砂深さにおけるサクシジョンの時間変化: 現地観測結果

本結果から、満潮時の平均水深は約 1.2m、最干潮時の地下水位は約 -0.2m であることがわかる。冠水期間中に計測した水位変動は、天文潮位の変動とほぼ一致している。これとは対照的に、干出期間中には、天文潮位の変動に比べて、計測した地下水位変動に明瞭な減衰と位相の遅れがみられる。これは、地下水位の変動が、沖側から岸側に向けて、著しく減衰したことを示すものである。このような土砂の挙動特性については、本章の中で詳しく後述する。

計測した地下水位の変動は、土砂内部のサクシジョンが変動する形態と密接に関連していた。実際、干出すると、土砂表層 ($z = -0.05\text{m}$, -0.15m) においてサクシジョンが発達し

た。そのサクシジョンの大きさは、土砂深さが浅いほどより顕著であった。冠水すると、水位下の土砂内部において負のサクシジョンすなわち正の間隙水圧が発生した。これは、冠水時にはサクシジョンが消失することを意味している。結局、上述の観測結果は、干出・冠水の繰り返し作用の下で、地盤表層においてサクシジョンが $0 \sim 2\text{kPa}$ の範囲で変動したことを示している。

観測したようなサクシジョン変動と地下水位変動の間の密接な相関は、干出時においても干潟土砂が飽和状態を保持していたことを強く示唆している。実際、本論文の第2章において、盤洲干潟土砂の空気侵入サクシジョン値が $2 \sim 2.5\text{kPa}$ であり、この空気侵入サクシジョンよりも低いサクシジョン場では、土中水分が精確に保持されることを示した。また、そのような土中水分保持の条件下では、サクシジョンと地下水位の間には1対1の線形関係が成り立つことを明らかにしている。このような干潟土砂の保水動態の特性は、以下に示すような岸沖方向におけるサクシジョンの発達性状とその帰結を理解する上で重要である。

干出時に観測した地形標高、地下水標高、地表位置を基準とした地下水位、サクシジョンおよびベーンせん断強度の岸沖分布を図-23に示す。同図中の▽印は地下水位の直接計測の結果を表し、○印はサクシジョン計測から推定した地下水位を表している。本図から両者はよく一致していることがわかる。図-23(a)において、岸沖地表の形状は、砂質干潟の2つの典型的な特徴を表している。まず、地表形状は、岸側から沖側に向けて、鉛直下方に徐々に傾斜している。この地形勾配は、1300mの岸沖距離に対して、約 $1/1000$ である。次に、干潟の沖側には連続したバー/トラフ領域が存在している。このようなバー/トラフ領域は、波浪の影響と密接な相関があると考えられている。実際、既往の研究(古川ら, 2000)と本研究の現地観測から、バーとトラフは、穏やかな海面条件の下ではほぼ同じ位置にとどまる一方で、年に数回は発生する暴波浪の来襲時には、岸沖方向に大きく変動することが示唆されている。

干潟土砂内部の地下水面は、岸沖方向において全体的に地表面近傍に位置していた。しかしながら、地表位置を基準とした地下水位は、図-23(b)に示すように、岸沖方向の場所に依存して大きく変化していた。このような地下水位の変化は、表面土砂のサクシジョンの発達性状に直接的に反映されている(図-23(c))。バー/トラフ領域に着目すると、バーは地下水位上にあり、それゆえ正のサクシジョンを示す。トラフはしばしば冠水しており、それゆえ負のサクシジョンを示す。岸沖方向における全般的な傾向は、サクシジョンが岸側よりも沖側においてより顕著に発達していたことを示している。観測した岸沖サクシジョンの最大値は 2.3kPa

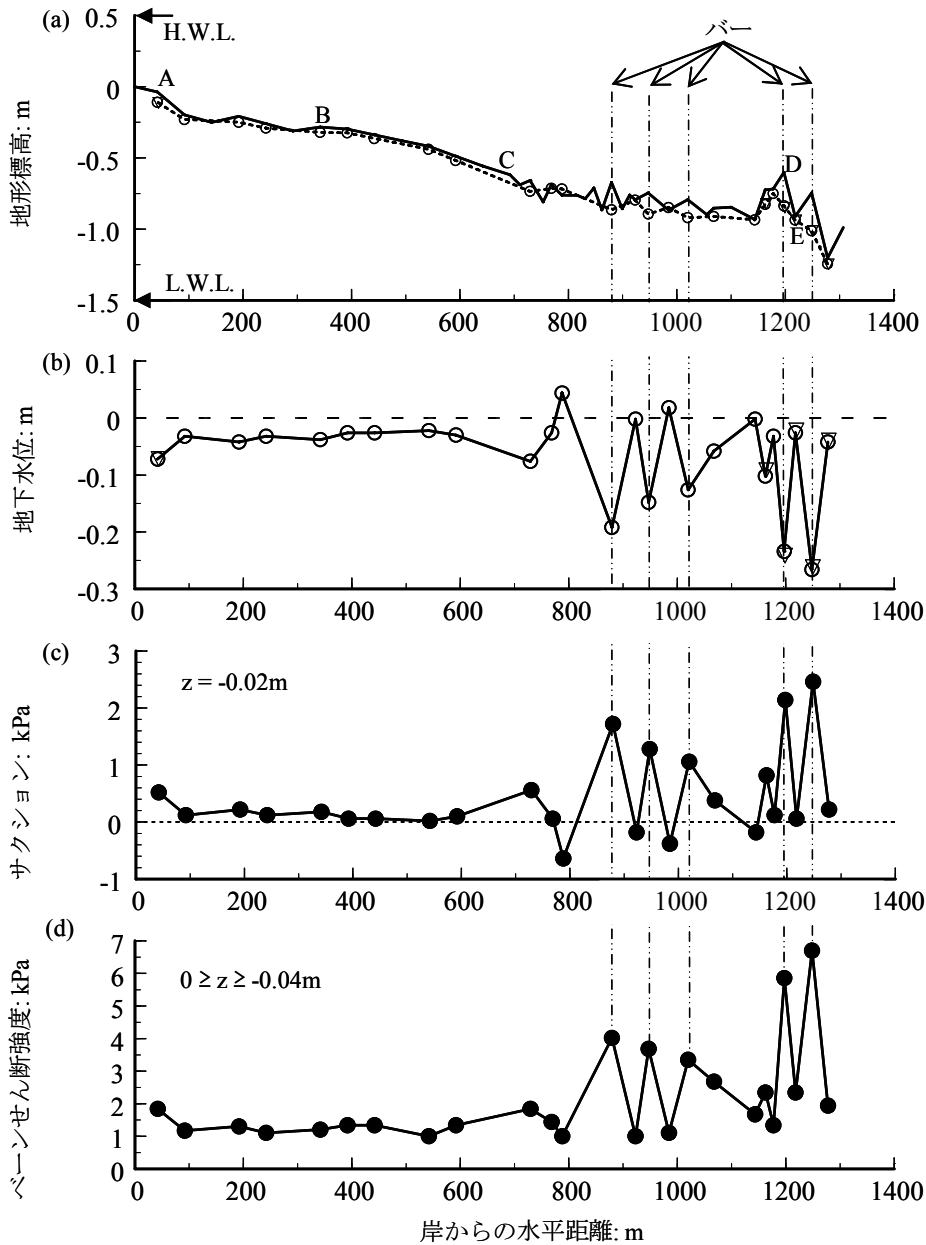


図-23 岸沖干潟の測線 A に沿った (a) 地形と地下水標高, (b) 地下水位, (c) サクシオンおよび (d) ベーンせん断強度の分布: 現地観測・調査結果

であり, 上述の保水特性に基づいて, 干出時においても干潟土砂が全体的に飽和状態にあったことを表している。

サクシオンの発達性状は, 図-23(d)に示すように, 表面土砂のベーンせん断強度と密接にリンクしていた。ここに, ベーンせん断強度は, 土砂の剛性すなわち硬軟の指標でもある。観測結果は, 高いサクシオンを有するパーの土砂は硬く, 低いサクシオンを有するトラフまたは岸側の土砂は軟らかいことを明確に示している。また, このような土の剛性は, 負のサクシオンの変化に対しては一定にとどまっていることがわかる。これは, 負のサクシオンは, 土の有

効応力に寄与しないためである。以上のような岸沖方向における干潟土砂の剛性変化の特性は, 他の観測手法具体的には表面波探査による調査結果 (Sassa and Watabe, 2006) ともよく整合するものである。

岸沖干潟の代表的な地点, 具体的には図-23に表示した A-E の5地点における土砂間隙特性を表-1にまとめている。本表は, 異なる2つの地盤深さ ($-0.2\text{m} \leq z \leq 0$ と $-0.4\text{m} \leq z \leq 0$) から取得した現地土砂サンプルの平均間隙特性を示している。現地土砂の間隙比 e は, $e = 0.73 \sim 1.05$ の範囲に変動しており, 対応する間隙率 n は, $n =$

表-1 岸沖干潟土砂の間隙特性: 現地調査結果

(A~E は図-23 に記した地点を表す. 1 と 2 は, それぞれ土砂深さ -0.2m と-0.4m を表す)

干潟土砂の間隙特性	A1	B1	C1	D1	E1
n	0.44	0.44	0.44	0.42	0.47
e	0.77	0.79	0.8	0.73	0.87
e_{max}	1.05	1.04	1.14	1.03	1.07
e_{min}	0.64	0.65	0.72	0.64	0.65
D_r	67.8	64.4	80.8	75.6	46.5

干潟土砂の間隙特性	A2	B2	C2	D2
n	0.46	0.51	0.48	0.43
e	0.85	1.05	0.93	0.74
e_{max}	1.07	1.2	1.15	1.05
e_{min}	0.66	0.76	0.71	0.65
D_r	52.4	35.7	50.4	77.3

0.42~0.51 であった. このような土砂間隙状態の差異は, 一見小さくみえるが, 実際には極めて本質的な違いであることがわかった. すなわち, 対応する相対密度 D_r の変化は, 35.7%~80.8%とほぼ 50%の高水準に達していた. このような D_r 値の顕著な違いは, 土砂の剛性変化とも密接にリンクしていることがわかった. 実際, 硬いバー (D 地点) の D_r 値は, 地盤深さ $z = -0.2m$ に対して 75.6%と高く, 対照的に, 軟らかいトラフ (E 地点) の D_r 値は, 同一地盤深さに対して 46.5%と低くなっていた. 岸側の 2 地点 (A 地点と B 地点) の D_r 値は, それぞれ 67.8%と 64.4%であり, 沖側に向けて大きく増加していた. 事実, 沖側のバー/トラフ領域の直前に位置する干潟の中央地点 (C 地点) では, D_r 値が 80.8%まで高くなっていた. もう一つの興味深い観測結果は, より深い土砂 ($z = -0.4m$) の間隙状態である. 当該土砂の D_r 値は, 土の自重の増加にもかかわらず, より浅い土 ($z = -0.2m$) の D_r 値よりも, 岸沖方向の大半の地点 (A, B, C の 3 地点) において 15%~30%の割合で低くなっていた. また, バーに対応する D 地点の土砂のみ, 双方の地盤深さにおいて同等の高密状態を実現していた. 上述のような岸沖間隙構造の発達メカニズムについては, 本論文の 3.4 節以降において詳述する.

3.3 干潟表層土砂のベーンせん断実験

前節では, 地下水位変動ともなうサクシオン動態, 岸沖方向における土砂間隙構造ならびに土砂剛性変化に関する現地観測および現地調査結果を提示した. 本節では, 土砂剛性, 間隙状態ならびにサクシオンの相互関係について詳しく検証する.

上述の目的を遂行するために, 干潟表層土砂を用いた一

連のベーンせん断実験を実施した. 本実験には, 現地から採取した土砂サンプルを用いた. 当該土砂の粒径分布を図-21 に太線で示している. 土砂の最大間隙比 e_{max} は 1.17, 最小間隙比 e_{min} は 0.73 であった. 本実験では, 直径 0.2m, 深さ 0.35m の地盤を, 高さ 0.4m の透明円筒容器内に作成している. 本容器は上面が開口しており, 多孔質の底面を通じて水のみが流れるようになっている. 本容器をより大きな水槽内に設置して, 水槽内の水位を, 容器内に作成した地盤内の地下水位と一致するように設定した. 所定の相対密度地盤に対して, 設定した地下水位およびサクシオンの下で表面土砂 ($-0.04m \leq z \leq 0$) のベーンせん断強度を計測した. これが 1 つの実験シリーズを構成する. ベーンせん断強度ならびにサクシオンの計測に関しては, 前節で記述した現地干潟の岸沖分布計測に用いたものと同一の機器および手法を適用した. 土砂内部のサクシオンの状態は, 所定の地下水位を負荷することによって変化させている. 土砂の目標相対密度 D_r は, 既述の現地観測結果を踏まえて, 40%, 60%, 80%および 100%に設定した. 実験上実現した D_r 値は, 35.6%, 39.3%, 63.7%, 83.2%および 99.7%であり, 計 5 シリーズの実験を構成した. 対応する間隙比は $e = 1.01, 1.0, 0.89, 0.8, 0.73$ であった. この際, 各々の土の間隙比は, 各パッキング状態での地盤の平均間隙比を表している.

地盤作成とその後の実験手順は, 次のとおりである. 先ず, 容器内に水を注入して 0.15m の初期水深を設定する. この水深の選択は, これよりも浅い水深を適用すると地盤の初期相対密度が 40%よりも高くなったことによる. 容器内への砂の急速な流入を避けるために, 容器表面上にセットした 2mm ふるいを通じて一定量の砂を水面に振りかけ

る。これにより、濁水が生じて、次第に容器底面において薄い堆積砂層が形成される。新たな堆積砂層の厚さが0.05mに達する度に、堆積土の表面上に7mm径の鉛直棒を用いて均一に圧力をかけて所定の相対密度まで圧縮する。 D_r 値が35.6%と39.3%の場合には、これらの堆積土砂の圧縮手順は不必要であった。上述の手順を地盤深さが0.35mに達するまで繰り返した。地盤の形成過程を通じて水中落下高は一貫して0.15mに保った。この過程の中で必要上、同容器の上にもう1つの底面が開口した容器を加えることにより容器の高さを増している。所定の相対密度地盤を形成した後に、地盤内の地下水位を地表面下 $z = -0.3m$ まで低下させた。これにより、土砂の多少の高密度化が生じた。上述の D_r 値は、この段階において実現された相対密度を表している。その後、地下水位を0.05mの一定間隔で上昇させて所定の深さに設定した。 $D_r = 99.7\%$ の場合には、地下水位の設定深さの間隔をさらに短くした。各々の地下水位において、土砂深さ $z = -0.02m$ におけるサクシヨンと $-0.04m \leq z \leq 0$ におけるベーンせん断強度を計測した。冠水の効果についても、水位を地表面上0.05mまで上昇させることによって調べた。

作成した地盤の品質（例えば、均質性）をチェックすることは重要である。本実験では、サクシヨンの発達度と地下水位を比較することによってこれを調べた。その結果は、本論文の第2章において既述したように、サクシヨンと地下水位の間に1対1の線形関係があることを明瞭に示していた。これによって、本実験において作成した地盤が均質でありかつ負荷したサクシヨンの下で実質飽和状態にあったことを確かめている。

上述の一連のベーンせん断実験の結果を図-24にまとめている。図中の点線は、用いたベーンせん断試験器による最大計測容量6.7kPaを表している。図中のサクシヨンは、上述のサクシヨン-地下水位間の線形関係に基づき地表面位置($z=0$)でのサクシヨンに換算した値である。本実験結果から、所定の相対密度の下で、ベーンせん断強度は、地下水位低下にともなうサクシヨンの上昇とともに著しく増加することがわかる。実際、相対密度35.6%では、サクシヨンゼロの際のせん断強度はほんの0.3kPaにすぎない。しかし、サクシヨンが3kPaまで上昇すると、せん断強度は4.7kPaにまで達する。これは実に15倍の強度増加に対応している。このことは、日々の干出時間中において地下水位変化にともなうサクシヨン変動によって、干潟の表面土砂強度が動的に大きく変化することを意味している。このようなサクシヨンによる表面せん断強度の変化は、強い相対密度依存性を示すことがわかる。実際、サクシヨン増分に対する土砂強度の増分割合は、相対密度 $D_r =$

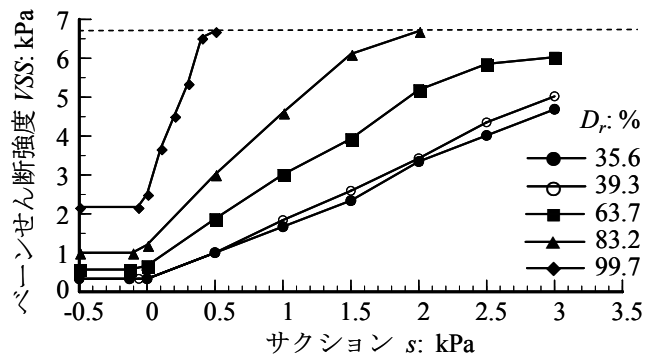


図-24 異なる5つの相対密度に対する表面せん断強度とサクシヨンの関係: ベーンせん断実験結果

35.6%における1.5から、相対密度 $D_r = 99.7\%$ では9まで上昇した。これらの実験事実は、干出時の干潟土砂強度が、サクシヨンと相対密度の双方に大きく依存することを明確に示すものである。

一方、サクシヨンが消失する冠水時の干潟土砂強度は、相対密度のみに依存することがわかる。実際、所定の相対密度 D_r の下で、サクシヨンが丁度ゼロ以下となるような冠水間際において、土砂強度の変化傾向の遷移が確認できる。地表全体が冠水するサクシヨン負の条件下においては、土砂強度は水位の変化にかかわらず一定値を示した。これは、サクシヨン不在の下では、干潟土砂強度は、相対密度の違いによって支配されることを示している。実際、相対密度 $D_r = 99.7\%$ という高密状態の土砂の表面せん断強度は、相対密度 $D_r = 35.6\%$ という低密状態の土砂の表面せん断強度に比べて、約7倍も高くなっていることがわかる。

以下では、上述のような土砂間隙状態の変化が、干潟地盤表層に発達するサクシヨン動態の自然な帰結として実現されるものであることを示す。

3.4 干潟模型実験

本節では、潮汐作用による地下水位変動下のサクシヨン動態によってもたらされる地表形状変化ならびに間隙状態変化の特性について記述し考察する。本目的のために、干潟模型実験を実施した。本実験は、新たに堆積した干潟土砂が1日2回の潮汐作用を受けることによって生じる土砂挙動を詳しく調べるためにデザインしたものである。以下では、先ず、干潟模型実験に関する相似則について検討する。その後、本実験の方法と内容について記述し、実験結果を提示して考察する。

(1) 相似則の検討

ここでは、干潟地盤模型に関わる2種類の相似則につい

て検討する。具体的には、地下水位変動に関する時間相似則とサクシオンによる土骨格の変形に関する力学的相似則である。議論の簡明化のために、任意の土砂深さにおけるサクシオンと地下水位の間には線形関係があり、かつ、サクシオンによる土骨格の変形は、干潟地盤の側方拘束条件の下で主として鉛直方向に生じるものと仮定する。これらの仮定によって、サクシオン s および地下水位 η の変動は次のように表現することができる。

$$s = \gamma_w (z - \eta) \quad (12)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial(\omega t)} = \frac{k_w}{A_s \gamma_w \omega} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \quad (13)$$

ここに、 A_s は土の圧縮係数、 $\omega = 2\pi / T$ は潮汐の角振動数である。上式(13)は、次節において記述するサクシオン動態に対する支配式を上式(12)を用いて簡略化した式に対応している。

ここで、原型を $1/N$ のスケールによって側方縮尺したモデルを考える。原型と縮尺モデルの間の時間相似性を満足するためには、式(13)中に表れる係数値を一定に保つ必要がある。すなわち、原型と縮尺モデルの間には次の関係が成り立つことが要求される。

$$\left(\frac{k_w}{A_s \gamma_w \omega} \right)_p = N^2 \left(\frac{k_w}{A_s \gamma_w \omega} \right)_m \quad (14)$$

ここに、 p は原型を、 m はモデルを表している。本実験において設定するモデルは、上述のように新たに堆積した土砂を対象としており、現地土砂における地下水動態の特徴を再現することをねらいとしている。それゆえ、当該モデル土の圧縮性 A_s^m は、無数の潮汐サイクルを受けてサクシオン動態を繰り返し経験してきた現地土すなわち原型土の圧縮性 A_s^p に比べてはるかに大きいことが想定される。

このことは、式(14)において、同一の潮汐周期 $\omega_m = \omega_p$ を考慮した場合、 $1/N^2$ のスケールによって縮尺した透水係数 k_w^m を有するモデル土を適用せずとも、地下水位変動に対する時間相似性を満足しうることを示している。

サクシオンによる土骨格の変形に関する力学的相似性は、明白である。すなわち、モデル土は、側方にのみ縮尺されており、鉛直方向の縮尺は1である。したがって、土の自重、有効拘束圧ならびに地下水位上のサクシオンの全てが原型とモデル間において等価であり、したがって上述

の力学的相似性を満足する。それゆえ、サクシオン動態によってモデルに誘起される土骨格の変形は、対象とする状況下で原型において発生する土挙動を代表すると考えてよい。

(2) 実験方法と内容

干潟模型実験に用いた水槽と本実験の Set-up 状況の模式図を図-25 に示す。用いた水槽の次元は、長さ 3.5m、高さ 1.2m、奥行き 0.5m である。本水槽は、その両端に2つの貯水タンクを設けている。一方のタンクには排水口があり水槽外の駆動器と接続している。もう一方のタンクの排水口は閉じられている。両側の貯水タンク間の空間に、長さ 3m、高さ 1m、奥行き 0.5m の模型地盤を作成した。地盤と各貯水タンクの間には、水のみが流動しうる細かい目の多孔質鋼板を設置している。本実験に用いた土は、中砂 85%と海底粘土 15%の混合土である。当該土の粒径分布を図-21 に太点線で示している。土の中央粒径 D_{50} は 0.3mm であり $D < 0.075\text{mm}$ の細粒分を 17%含む砂質土である。

模型地盤の作成手順について述べる。まず、145%の含水比に調整した一定量の粘土と乾燥砂を、乾燥重量比にして 15% : 85%になるように用意する。ミキサーを用いて乾燥砂と粘土を混合してペースト状の土を作る。このペースト土を水槽上に設置した 5mm ふるいを通じて、水槽底面から高さ 0.15m に設定した水中に堆積させる。堆積土の厚さが増すとともに、水を適宜流入することにより土表面上の水深を 0.15m に維持する。これらの地盤作成手順は、土の分級や堆積土内の空気の混入を防ぐのに効果的であった。地盤の対象高さ 1m に達するまで上述の手順を繰り返した。用いた土の総重量は 2273kg であり、その内訳は、砂 1587kg、粘土 280kg および間隙水 406kg である。地盤作成終了から実験開始までに土の自重圧密により 0.01m の均等沈下が生じたため、最終地盤高さは 0.99m となった。作成した地盤の平均間隙比は 1.1 であった。この模型地盤の初期間隙比 1.1 は、現地地盤の最緩状態の間隙比 1.05 によく対応する。この事実は、実験土と現地土の圧縮特性が力学的に相似であることを示している。

本実験では、図-25 を参照して、各貯水タンクの底部に水圧計、地盤底部に3つの間隙水圧計、地盤内部に現地計測に用いたものと同一の3深度テンシオメータを2本、地表上に3つの変位センサを設置した。

地盤の片側に 12 時間周期の三角波状の水位/地下水位変動を負荷した。この水位変動を入力した地盤側が沖側に対応し、反対の地盤側が岸側に対応している。この際、岸側には、水の流出入はない。冠水高を 0.1m、沖側の最干潮時の地下水位を地表面下-0.45m に設定した。実験は、冠水状態から開始した。引き潮過程において、沖側の貯水タ

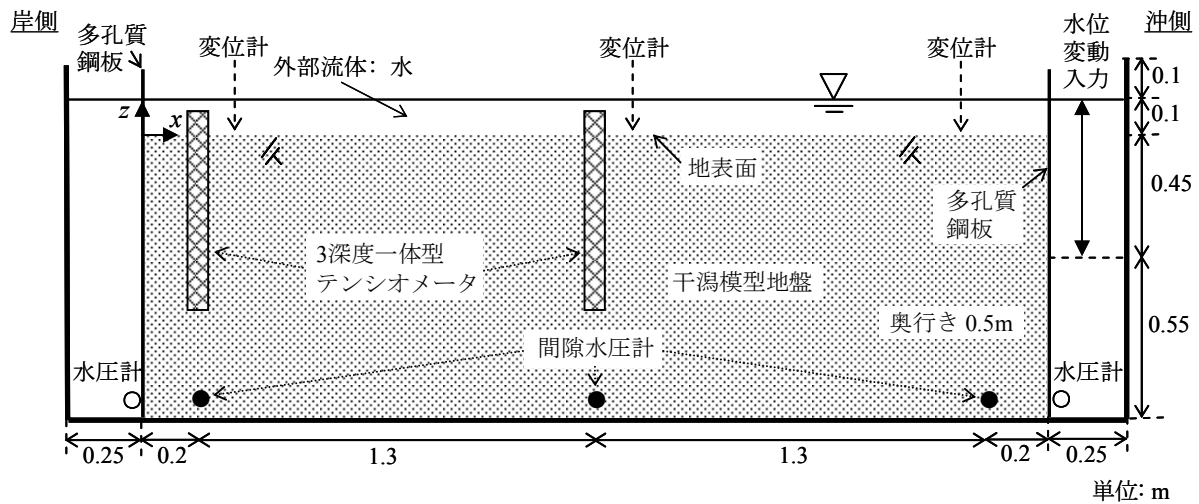


図-25 干潟模型実験に用いた水槽と実験の Set-up 状況の模式図

ンク内の水位が地表面位置以下まで低下すると、地盤を通じた地下水の発生によって、岸側の貯水タンク内の水位と差が生じ始めた。一方、上げ潮過程において、沖側の貯水タンク内の水位が地表面位置を超えると、水が鉛直多孔質板を通じて地表面上を流れて岸側の貯水タンクまで到達し地表全体が完全に冠水した。このような地表上の水の流れは極めて遅く、それにともなう土粒子輸送も見かけ上明らかではなかった。実験は、連続1ヶ月間にわたり実施した。その後、補足実験を3ヶ月間行った。

(3) 実験結果

潮汐 1 サイクル中の水位/地下水位の時間変動に関する計測結果を図-26に示す。本結果から、沖側の地下水位変動に対して、岸側の地下水位変動が大きく減衰していることは明らかである。実際、岸側における最干潮時の地下水位は-0.21mであり、これは沖側において負荷した-0.45mよりも著しく浅い。また、最干潮時の地下水位の間には明瞭な位相のずれがみられる。実際、岸側の位相は、沖側の

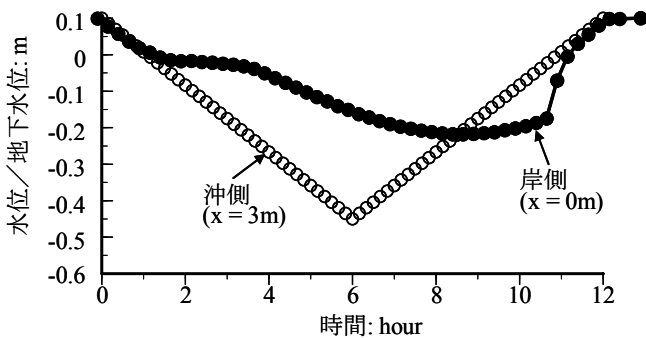


図-26 潮汐 1 サイクル中の水位/地下水位の時間変化: 干潟模型実験結果

位相に対して約2.5時間遅れていた。これらの地下水位変動の実測特性は、本論文の図-22を参照して既述した現地観測結果とも整合するものである。上げ潮時の冠水間際には、岸側の地下水位の急激な上昇が確認できる(図-26)。これは、沖側の土が丁度冠水する際の既述の表面流過程に関連して発生した地表からの水分浸透現象の帰結を表している。このような干潟土砂の挙動特性は、現地干潟の岸側において典型的に観測される現象である(例えば、Kuwaieら, 2003)。

異なる3つの位相における岸沖方向の地下水位分布に関する計測結果を図-27に示す。沖側の地下水位は大きく変動し急な勾配を有している。地下水位の勾配は、岸側に向けて徐々に緩やかになるとともに、地下水位変動の幅も縮小していくことがわかる。

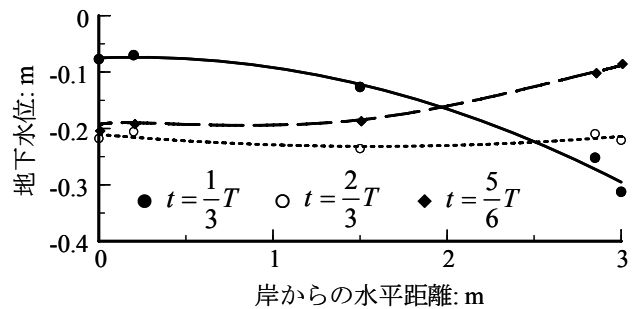


図-27 異なる3位相における地下水位の岸沖分布: 干潟模型実験結果

地下水位、サクシヨンの並びに地表動態の連成挙動に関する実験結果を提示する。図-28に、代表地点(x = 0.3m)における水位/地下水位、サクシヨンの並びに地表鉛直変位

の計測結果をプロットしている。この地点は岸側に対応し、地下水の挙動は1次元である。それゆえ、同結果はそれ自体において直接的に理解することが可能である。実際、同地点 ($x = 0.3\text{m}$) における地下水位の実測変動は、岸 ($x = 0$) における実測結果と同等である。他地点における土砂の挙動については後述する。図-28(c)では、圧縮を正としている。したがって、地表鉛直変位の増加は、地形標高の減少に対応する。

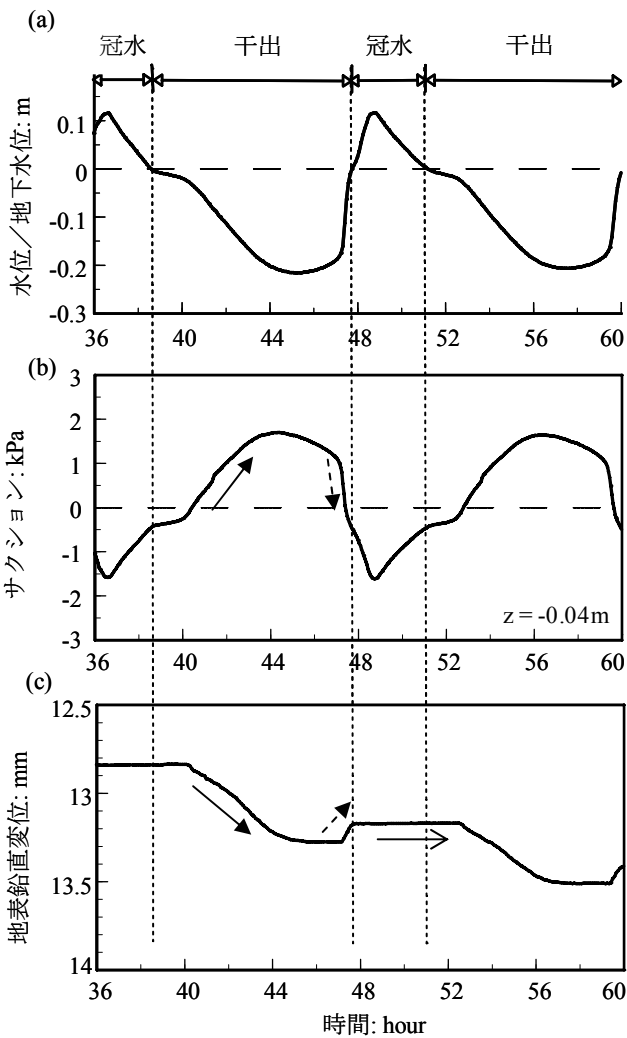


図-28 サクシオン動態による地表変状メカニズムを示す (a) 水位/地下水位, (b) サクシオンおよび (c) 地表鉛直変位の連動過程: 干潟模型実験結果

図-28(a)および(b)において、サクシオンの動態が地下水位の動態と密接にリンクしていることは明らかであり、この特性は現地観測結果とも整合する。サクシオンは $0 \sim 1.5\text{kPa}$ の範囲で変動し、このようなサクシオン動態は、地

形標高の変化をもたらした。サクシオンが不在、より正確には冠水状態でサクシオンが負である際には、地表上に変位は発生しない。しかし、水位が地表面下に低下する干出時には、サクシオンが発達して状況が大きく変化する。すなわち、地表変位が発達し始める。表面せん断応力が作用していない当該条件下において、観測した地形標高の減少は、正にサクシオンが発達する土砂層内で生じた収縮挙動の帰結を表す。これとは対照的に、地下水位の上昇にともなってサクシオンが低下すると、地表変位が減少する。これは、サクシオンが減衰する土砂層内で生じた膨張挙動の帰結を表す。ここで、重要なことは、サクシオン増加による土砂の収縮の度合いが、サクシオン低下による土砂の膨張の度合いを上回るために、結果として正味の地表鉛直変位が蓄積していくことである。この正味の地表変位の発達速度は、 $1\text{mm}/\text{日}$ のオーダーであるが、以下に述べるように強い時間依存性を示す。

異なる3地点 ($x = 0.3\text{m}, 1.6\text{m}, 2.7\text{m}$) における地表鉛直変位の時間発達過程を図-29にプロットしている。計測した土砂の応答は、正味の地表変位が時間とともに蓄積することをはっきりと示している。新たに堆積した土砂に対する最初の1潮汐が、1サイクルあたりの正味の地表変化をもたらす上で、最も大きな影響を及ぼしていることがわかる。実際、全ての地点において、正味の地表変位は、第1潮汐の作用によって顕著に増加しており、最大 $21\text{mm}/\text{サイクル}$ に達していた。その後の潮汐による地下水位変動の作用下において、正味の地表変位は漸進的に蓄積していった。また、このような地表変位の発達速度は岸沖方向に大きく異なり。結果として明瞭な岸沖地表形状の変化をもたらした。すなわち、沖側 ($x = 2.7\text{m}$) での正味の地表変位は、岸側 ($x = 0.3\text{m}$) に比べてより大きく発達し、潮間帯の中央付近 ($x = 1.6\text{m}$) での正味の地表変位は、岸側のそ

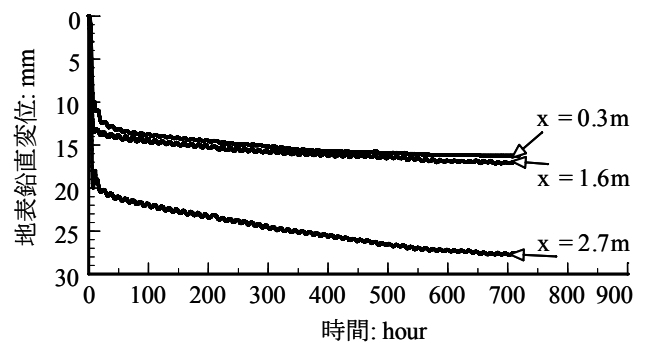


図-29 岸沖方向の異なる3地点における地表鉛直変位の時間発達過程: 干潟模型実験結果

れとほぼ同等であった。このような実測挙動特性は、図-27に示したような岸沖方向の地下水位分布と密接に関連して生じたサクシジョン動態の厳しさの差異の影響をよく表している。

図-29の結果は、サクシジョンによる土砂の収縮が膨張を上回る度合いが時間とともに小さくなっていくことを示している。このような1ヶ月間の計測結果から、さらに継続した潮汐作用による地下水位変動の下で土の収縮傾向が次第に膨張傾向と同等になり、正味の地表変化が止まることを予想した。これが、後の3ヶ月間におよぶ補足実験を行った理由である。しかしながら、その結果は、正味の地表変化が完全には停止しないことを示した。実際、3ヶ月間にわたり1mm/月のオーダーの正味の地表変化を観測した。このような微地形変化は、土の最表層の間隙状態に有意な影響を与えるものである。

観測した地表形状の変化は、土の間隙状態の変化に起因して生じたものである。したがって、地表変位の計測結果を用いて、サクシジョン動態を経験した土砂層の間隙変化を同定することができる。ここで、土の初期間隙比 e_0 は1.1であったことに留意する。沖側 ($z = 2.7\text{m}$) の地点において、正味の地表鉛直変位は $\zeta = 0.027\text{m}$ に達していた。この地点の干出高すなわち繰り返し干出・冠水する土砂領域の初期厚さ D は 0.32m であった。これらの値は、平均鉛直ひずみ $\zeta / D = 8.4\%$ をもたらす。間隙比変化の絶対値 $|de|$ と鉛直ひずみ ζ / D の間の関係式 $|de| = (1 + e_0)\zeta / D$ に基づいて、沖側の土砂間隙比の平均低下量として、 $|de| = 0.18$ を得る。

3.5 理論モデル

本節の目的は、サクシジョンによる間隙状態変化ならびに地表形状変化に関わるメカニズムを検証するために、サクシジョン動態と関連する土砂挙動を整合的に記述する理論モデルを提示することにある。ここでかぎとなる着想は、干潟のサクシジョン動態が顕著な繰り返し弾塑性挙動を引き起こさうということである。この弾塑性とは可逆的および非可逆的な土のひずみの発達を表す。以下の議論のために、土の体積ひずみ速度を $\dot{\epsilon}_v$ 、土の間隙比の物質時間微分を \dot{e} と記す。この際、 $\dot{\epsilon}_v$ は圧縮を正としている。これらの定義によって、次式が成り立つ。

$$\dot{\epsilon}_v = -\frac{\dot{e}}{1+e} \quad (15)$$

以下では、理論モデルの構成について先ず記述する。そ

の後、同モデルによる解析結果を提示して、実験結果との比較の下に考察する。

(1) 理論モデルの構成

岸沖干潟土砂の挙動を記述するために、断面2次元の支配式を定式化した。問題を簡明化するために、次の理論上の仮定を設けている。すなわち、a) 潮汐作用下の干出・冠水の両期間中において、干潟土砂は飽和状態を保持する。b) サクシジョンによる土骨格の弾塑性変形は任意の地点において1次元的に発生する。c) サクシジョン不在の下では、土骨格の変形は生じない。この際、潮汐変動を受けて弾塑性的に変形する飽和/不飽和地盤に対する一般的な解析フレームワークについては、Sassaら(2005)に詳しい。本研究では、上述の仮定の下で、繰り返し干出・冠水する土砂内部の間隙水流動と弾塑性変形の連成過程に関する質量保存則を考慮している。これにより、サクシジョン s の動態に関する支配式は、次式のように表現することができる。

$$\frac{\partial s(x, z, t)}{\partial t} = \frac{1}{A_s^{ep}} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{k_w}{\gamma_w} \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{k_w}{\gamma_w} \frac{\partial s}{\partial z} - k_w \right) \right] \quad (16)$$

ここに、 A_s^{ep} は、サクシジョン増分に対する体積ひずみ増分比 $\dot{\epsilon}_v / \dot{s}$ を表す弾塑性圧縮パラメタである。この際、地下水位は、サクシジョン s がゼロとなる地盤深さ z によって定義される。

上述の土の圧縮パラメタ A_s^{ep} は、サクシジョンの関数であるとともに、間隙状態の関数でもある。ここでは、2つの重要な土砂特性を考慮している。すなわち、任意の土砂において、その間隙比 e が初期状態 e_0 から低下すると、サクシジョンによる圧縮挙動は減衰すること、ならびに、土砂の剛性はサクシジョンの上昇とともに増加することである。具体的には、 A_s^{ep} に対して次式を仮定している。

$$A_s^{ep} = \frac{\lambda_s}{s + p_r} \exp \left[\left(\frac{e}{e_0} - 1 \right) \zeta \right] \quad \text{for } \dot{s} > 0 \quad (17)$$

ここに、 λ_s は土の弾塑性圧縮係数、 $p_r > 0$ は参照サクシジョン、 $\zeta > 0$ は材料パラメタである。上式(17)により、 p_r 値はゼロサクシジョン近傍での土砂剛性に影響し、 ζ 値は間隙比低下にともなう土砂挙動の収束傾向に影響することがわかる。また、式(17)は、サクシジョンが増加する状態 $\dot{s} > 0$ に対する負荷基準を表している。サクシジョンが減少

する状態 $\dot{s} < 0$ は、除荷過程に対応する。これに基づいて、除荷過程においては、式(17)中の弾塑性圧縮係数 λ_s を土の弾性圧縮係数 κ_s に置き換えている。

式(16)によって表されるサクシジョンの動態は、式(15)に基づいて、土砂の間隙状態変化 \dot{e} と地形標高変化 \dot{H} を同時にもたらす。すなわち、

$$\dot{e}(x, z, t) = -(1+e)A_s^{ep} \dot{s} \quad (18)$$

$$\dot{H}(x, t) = \int_0^H \frac{\dot{e}}{1+e} dz \quad (19)$$

となる。

土砂の透水係数 k_w は、その間隙状態 e に依存することが知られている。本研究では、砂質土に対して Taylor (1948) によって提案された次のような k_w - e 関係を用いている。

$$k_w = k_r \frac{e^3}{1+e} \quad (20)$$

ここに、 k_r は土砂の透水係数の参照値である。

上述の理論モデルを、干潟土砂挙動を解析するために適用した。本解析の問題設定は、前節において記述した干潟模型実験の設定と同一である。すなわち、水平堆積土が、その片側において水位/地下水位の変動を受けて、繰り返し干出・冠水を経験する。岸沖干潟模型地盤に対する理論

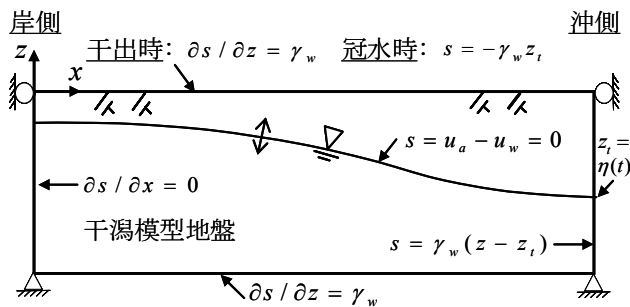


図-30 岸沖干潟模型地盤の理論解析: 問題設定

解析設定を図-30 に示している。地盤の岸側側面と底面は、水の流出入がない境界であり、その境界条件はそれぞれ $\partial s / \partial x = 0$, $\partial s / \partial z = \gamma_w$ によって表される。干出時の地盤表面にも同様の境界を適用している ($\partial s / \partial z = \gamma_w$)。

表-2 岸沖干潟模型地盤の理論解析に用いた土砂の材料パラメータ

λ_s	κ_s	p_r : kPa	e_0	ζ	k_r : mm/s
9×10^{-4}	3×10^{-4}	3×10^{-2}	1.1	9	$10^{-2}, 10^{-3}, 10^{-4}$

冠水時の地盤表面には、静水圧分布にしたがう圧力境界を適用している。図中の z_i は、沖側側面に入力した変動水位/地下水位を表している。本解析に用いた土のパラメータ値を表-2 に記している。これらの値は、本理論モデルによる予測結果が既述の干潟模型実験において観測した挙動と整合するように選択した。具体的には、 λ_s , p_r , κ_s の3つのパラメータ値は、実験において計測したサクシジョンと変位の関係を参照して決定した。また、 ζ 値は、干潟模型地盤の沖側において計測した最終地表変位を参照して決定した。本解析では、後退差分法を適用して式(16)を数値的に解いている。これにより、任意の時間において土中のサクシジョン分布を計算し、サクシジョンがゼロとなる地盤深さを同定して地下水位の分布を得ている。サクシジョンの時間増分から、式(18)および式(19)を用いて、土中の間隙比ならびに地形標高の時間増分を得ている。以上の解析手順を、対象とする潮汐サイクルすなわち 60 サイクルに達するまで繰り返して解析を行った。

(2) 理論モデルによる解析結果

潮汐 1 サイクル中の水位/地下水位変動の解析結果を図-31 に示す。本図には、異なる3つの土砂の透水係数 $k_r = 10^{-2}, 10^{-3}, 10^{-4}$ mm/s の下で、沖側 ($x = 3\text{m}$) の入力変動に対して岸側 ($x = 0.1\text{m}$) の地盤応答を予測した結果をプロットしている。本結果から、地盤の応答が土砂の透水性に依存して大きく変化することは明らかである。例えば、最も高い透水係数値 $k_w = 10^{-2}$ mm/s に対する地下水位変動

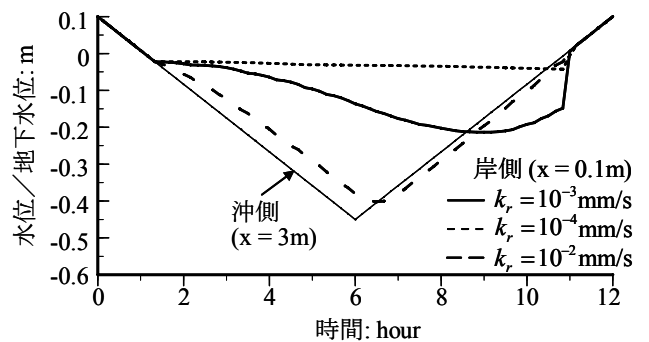


図-31 潮汐 1 サイクル中の水位/地下水位の時間変化: 理論解析結果

の予測結果は、入力変動とほぼ等価な挙動を示しており、減衰や位相の遅れがほとんどみられない。これとは対照的に、最も低い透水係数値 $k_w = 10^{-4}$ mm/s の下では、地下水位は実質的に地表位置にとどまっている。中間的な透水係数値 $k_w = 10^{-3}$ mm/s に対する予測応答が特に注目になる。実際、当該地下水位の変動には、沖側の入力変動に対する顕著な減衰と位相遅れを確認することができる。

以上の結果は、地下水位挙動における土砂の透水性の重要性を明示している。以下では、 $k_w = 10^{-3}$ mm/s の下での予測挙動について詳しく考察する。

地盤内の地下水位変動が沖側から岸側に向けて減衰していく様子を表す解析結果を図-32 に示している。このような潮汐による地下水位変動の岸側に向けた減衰特性は、既往の研究 (Raubenheimerら, 1999; Nielsen and Perrochet, 2000) とも整合している。ここで強調すべきことは、上述の提案理論によると、以下に示すように、地下水位の動態のみならず、関連するサクシヨンの動態、土砂の間隙状態ならびに地表形状の変化を統合的に記述できることである。

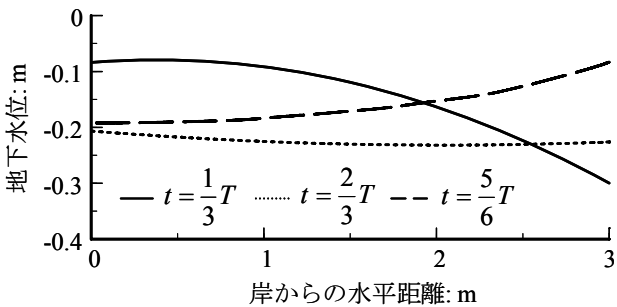


図-32 異なる3位相における地下水位の岸沖分布: 理論解析結果

地下水位変動ともなうサクシヨン動態と地表動態の連成過程に関する解析結果を図-33 に示す。本図から、まず、サクシヨン動態が地下水位動態と密接にリンクしていることは明らかである。このようなサクシヨン動態は、土砂の繰り返し圧縮ならびに繰り返し膨張を引き起こして前者が後者を上回るために、地表形状の明瞭な変化を引き起こす。予測した正味の地表変位は、そのような土砂の繰り返し弾塑性挙動の帰結である。潮汐1サイクル中の正味の地表変位は約 1mm /サイクルと小さいが、本現象の重要な側面は、この正味の地表変位が連続的な潮位変動作用の下で時間とともに蓄積することである。異なる3地点 ($x = 0.3, 1.6, 2.7$ m) における地表変位の時間発達過程の解析結果を図-34 にプロットしている。本結果から、潮汐

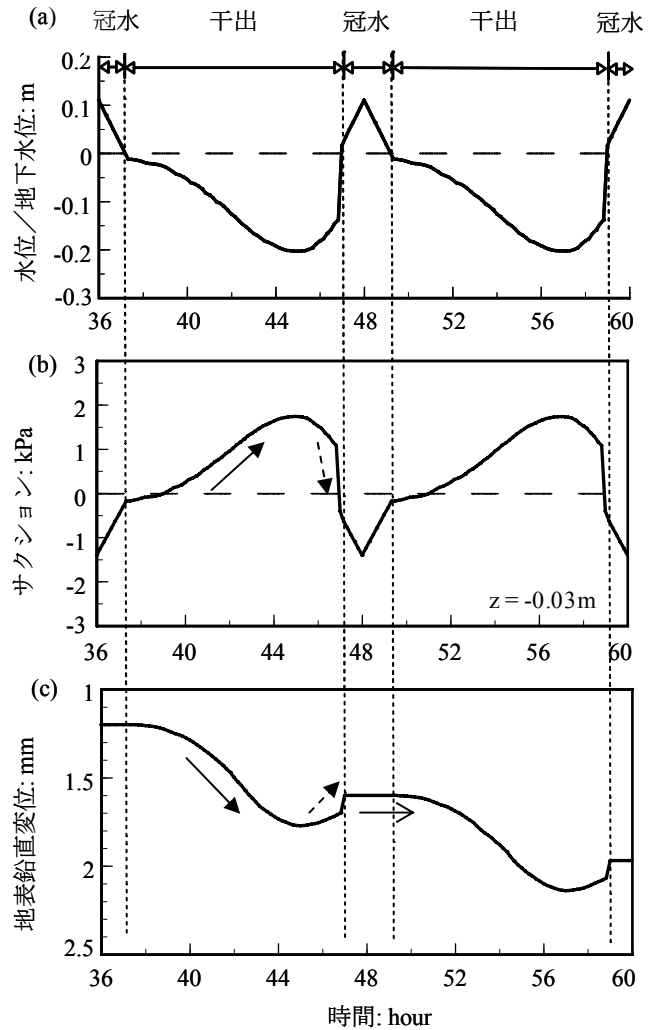


図-33 サクシヨン動態による地表変位メカニズムを示す (a) 水位/地下水位, (b) サクシヨンおよび (c) 地表鉛直変位の連動過程: 理論解析結果

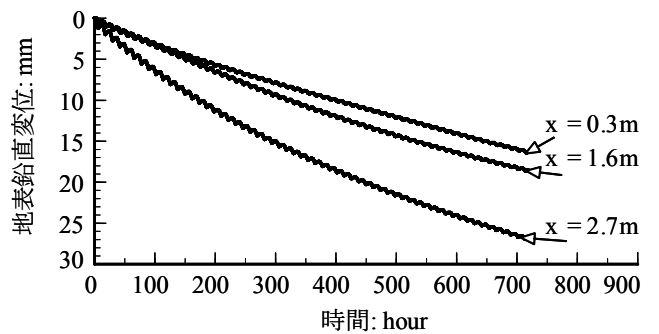


図-34 岸沖方向の異なる3地点における地表鉛直変位の時間発達過程: 理論解析結果

1 サイクルごとに地表全体が変動しながら正味の地表変位が繰り返し発生することによって、やがては著しい残留地表変位が発達していくことがわかる。結果として、岸沖方向において地表形状の顕著な変化が発生する。対応する解析結果を図-35 にプロットしている。図中の点線は、自重圧密終了後、潮位変動負荷前の地表の水平形状を示している。本図から、岸沖地表形状が、潮汐サイクルの増加とともに発展していく様子がよくわかる。すなわち、地表形状は、初期の水平状態から岸沖方向に緩やかに鉛直下方へ傾斜していく。その岸沖地表勾配は、時間とともに徐々に急になり、沖側において変曲点が現れていくことがわかる。

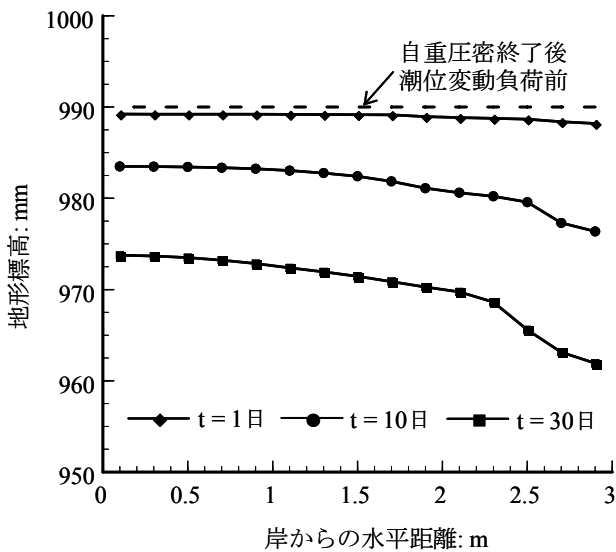


図-35 潮汐による地下水位変動にもなう岸沖地表形状の時間変化: 理論解析結果

予測した地表形状変化は地盤内部の間隙状態変化と連動したものであり、それはサクシオン動態の厳しさに依存して顕著な空間構造を有する。潮汐 60 サイクル適用後の地盤内間隙比 e の岸沖分布の解析結果を図-36 にプロットしている。ここに、土砂の初期間隙比 e_0 は 1.1 である。異なる 3 つの地盤深さ $z = -0.05\text{m}$, -0.15m , -0.25m の全てにおいて、土砂間隙比 e は上述の初期値から減少しており、時間とともに土砂が密になったことを示している。ここで重要なことは、このようなサクシオンによる土砂の高密度化傾向が、水平および鉛直方向に大きく異なることである。すなわち、水平方向には、土砂は岸から沖に向けて一層密になっている。鉛直方向には、土砂は地表からより深い地点においてより緩くとどまっている。これは、より深い地点ではサクシオンの発達が小さいためである。結局、岸側

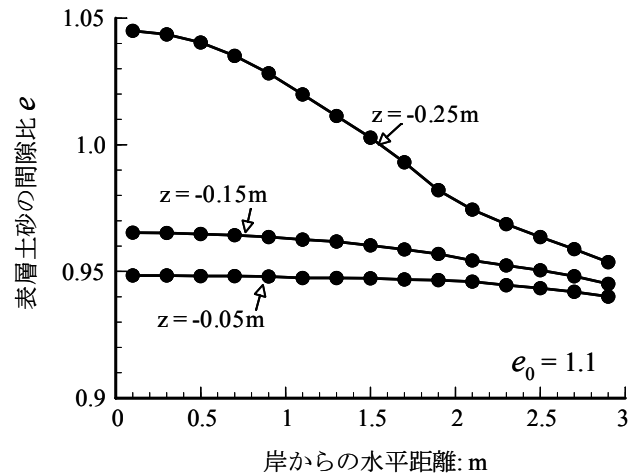


図-36 潮汐による地下水位変動を 30 日間作用させた後の異なる 3 深度における土砂間隙比の岸沖分布: 理論解析結果

の最深部 ($z = -0.25\text{m}$) では、間隙比 e はほんの 0.05 しか減少しないが、沖側の最浅部 ($z = -0.05\text{m}$) では、間隙比 e は 0.16 と大きく減少していることがわかる。地表面下 $z = -0.4\text{m}$ よりも深くなると、負荷した潮位変動過程を通じてサクシオンが不在であるために、高密度化は発生していない。

(3) 理論解析・実験結果の比較

図-26 と図-31 に示した地下水位変動の理論解析および実験結果を比較することによって、土砂の透水係数 $k_r = 10^{-3} \text{ mm/s}$ に対する予測応答が実測応答と良好に合っていることがわかる。図-27 と図-32 に示した岸沖地下水位分布に関する理論解析および実験結果を比較すると、異なる 3 位相の全てに対して両者に良い一致がみられる。図-28 と図-33 に示した地下水位、サクシオンおよび地表鉛直変位に関する予測・実測結果を比較することによって、実験結果は理論解析結果とよく調和していることがわかる。とりわけ、同理論は、地下水位変動、サクシオン動態ならびに地表動態が相互に連動した観測挙動の特徴を整合的に説明している。図-29 と図-34 に示した地表変位の時刻歴に関する予測・実測結果を比較することにより、理論解析結果と実験結果の間には注目すべき相違があることがわかる。すなわち、実測した正味の地表変位は、潮汐負荷の初期段階において急激に発達して、その後非常にゆっくりと蓄積していくのに対して、予測した正味の地表変位は、潮汐負荷過程を通じて、その中間的なペースで発達している。このような相違は、当理論モデルの式(17)によって定義したような間隙比低下にもなうサクシオンによる圧

縮挙動の収束特性と密接に関わっている。本式によると、十分に高い ζ 値を選ぶことにより、その収束挙動の違いを容易に修正できると思われる。しかしながら、この取り扱いが地下水位に関して矛盾した挙動をもたらした。これは、本問題が地下水流動と土の繰り返し弾塑性挙動間の間隙状態に依存した相互作用問題であることによる。このことは、間隙比の変化にともなう土砂の透水性の表現が、適用した式(20)ほど簡明ではない可能性を示唆している。実際、式(20)は砂に対して提案された表現であり、干潟土砂のような細粒分を含有する砂質土に対しては改善の余地がある。したがって、この点において、更なる研究が必要である。潮汐負荷後に得られた最終地表面形状の変化については、次のように比較することができる。すなわち、図-29と図-34から、岸沖方向の異なる3地点において発達した正味の地表変位の違いについて、予測結果は実測結果の特性をよくとらえている。地盤内の間隙状態の変化に関しては、次のように比較することができる。実験において沖側の土砂間隙比は、潮汐による地下水位変動下において0.18の規模によって減少したことがわかっている。この実測値は、図-36に示した理論予測値0.16と整合するものである。

以上をまとめると、本章で提示した理論モデルは、実験的に観測した土砂挙動の本質的特徴、特に、サクシジョン動態による正味の圧縮が、潮汐1サイクル中では小さいけれども、日々繰り返される潮汐作用による地下水位変動の下で連続的に蓄積して、やがては顕著な土砂の間隙状態変化ならびに地表面形状変化をもたらすことを整合的によく説明している。

3.6 理論・実験・現地結果の比較統合

本節では、上述の理論、実験および現地観測と現地調査によって得られた結果を比較統合して考察する。実験および理論解析結果は、サクシジョンの動態が著しい土の間隙状態変化を引き起こすことを明確に示した。実際、サクシジョンによる間隙比の低下量は0.18にも及ぶことを明らかにした。現地観測の結果は、サクシジョンの発達性状と土砂の間隙状態の間に密接な相関があることを示した。すなわち、干出時に高いサクシジョンが発達した領域では土砂は高密度になっており、低いまたはゼロサクシジョンの領域では土砂は低密度になっていた。その相対密度の違いは50%にも及んでおり、間隙比の低下量にして約0.2に相当していた。本章3.4節で既述した現地と実験の間の力学的相似性を踏まえると、上述のようなサクシジョンによる間隙低下量の一致は、特筆すべきことである。さらに、表-1に示した現地間隙状態の岸沖空間構造に関する調査結果は、各々の地点および地盤深さにおいて発現したサクシジョン動態の厳し

さの違いの反映として、当理論により整合的に説明することができる。結局、以上の比較統合結果は、サクシジョン動態が、自然砂質干潟における土砂間隙構造の形成を支配する主要因子であることを実証している。さらに、図-24を参照して既述した干潟表層土砂に対するバーせん断実験の結果は、そのような間隙状態の違いが、繰り返し干出・冠水する干潟土砂の剛性ならびに表面せん断強度の著しい変化をもたらすことを明確に示した。

以下では、これらのサクシジョン動態の効果がどのように表面土砂輸送過程と相互に作用しあい岸沖干潟の総合的な地表面形状の変化へ寄与しているのかについて考察する。

波浪による表面土砂輸送は、干潟の沖側におけるバー／トラフ領域の形成を担う重要な要因であると考えてよい。波浪作用下において1組のバー／トラフが形成されると、バーはトラフに比べてより大きな地下水位変動を受けて、それゆえ、より厳しいサクシジョン動態を経験する。結果として、バーの土砂は高密度になりトラフの土砂に比べて著しく高い表面せん断強度を発揮する。本状況は、相対的にバーを堆積傾向に、トラフを侵食傾向にして、バー／トラフ構造の時間的な成長をもたらす。このようなバー／トラフの成長の度合いは、既述のとおり地盤上の水理動態と地盤内部の土砂物理動態の双方に依存する。バー／トラフの構造は、干潟にとって穏やかなまたは通常の波浪条件下では、実質的にその位置を変えない。しかし、ひとたび、バー／トラフの土砂が十分に厳しい荒波浪を経験して、それによって土砂上に作用する表面せん断応力が土砂の表面せん断強度を全体的に上回れば、バー／トラフ構造は大きく移動することになる。バー／トラフ領域の成長と移動は、絶えず上述のような相互作用過程を経て繰り返されていると考えられる。

動的に安定した干潟は、波浪や潮流作用による侵食のリスクを受けながらも河川や沖合からの表面土砂輸送によって連続的に土砂が供給されるまたは堆積するという好条件により、しばしば数百年という長期間にわたって潮間帯を維持する。新たに堆積した土砂は、その分布に依存しながらも、干潟の沖側において岸側よりもより厳しいサクシジョン動態を経験する。それは干潟表層土砂の間隙構造の変化を引き起こして、岸沖方向において鉛直下方への傾斜を促すかたちで地表面形状変化が生じうる。潮汐1サイクル中の地形変化は非常に小規模であるが、サクシジョンによる地表動態は、上述のような表面土砂輸送過程に関わる日々繰り返されるフィードバックの過程を通じて、一般的に沖側下向きに緩やかな傾斜を示す岸沖干潟地形に対して長期的な影響を及ぼしうると考えられる。

3.7 まとめ

干潟土砂環境の時空間変化に果たすサクシオン動態の役割に着目して、多様な現地観測と現地調査、干潟表層土砂に対するベーンせん断実験、干潟模型実験ならびに理論モデルによる解析を統合的に実施した。潮汐作用による地下水位の変動は、地盤内のサクシオン状態の動的な変化をもたらす。サクシオン動態の厳しさは、地表面を基準とした地下水位が地表起伏や水平距離に応じて空間的に変化する形態に強く依存する。このようなサクシオン動態が、繰り返し干出・冠水する干潟土砂の間隙、剛性および表面せん断強度の著しい時空間変化を引き起こすことを明らかにした。さらに、サクシオン動態は、地表形状の変化に対して直接的な役割を担うことを明確に示した。

これらの結果は、地表形状の変化には生物活動を除いて地盤上の水理動態のみに依存した土砂輸送が専らの重要要因であるとの現行の考え方と明白な対照をなしている。サクシオンによる地表動態は、土砂の間隙状態に本質的なインパクトを与える意味において、表面輸送による地表動態とは物理機構が根本的に異なる。自然砂質干潟において発現するサクシオン動態は、その厳しさに応じて、時間とともに、土砂の相対密度にして50%に及ぶ高レベルの変化を生じさせることを明らかにした。その帰結として、土砂の剛性すなわち硬さが時間をかけて著しく変化していくことを示した。また、土砂の剛性は、その相対密度が実質的に一定に保たれるような単一の干出期間中においてさえも、サクシオン動態によって急激な変化を経験することを明らかにした。サクシオン動態のこのような複合的な効果は、土砂安定性の数時間から数日、数ヶ月におよぶ時間サイクルにおける顕著な時空間変化をもたらしている。このことは、サクシオン動態が、多様な底生生物活動の場である干潟表層土砂の物理環境を実質的に支配していることを示すものである。

さらに、上述のサクシオン動態の効果は、土砂の表面せん断強度を著しく変容させることを明らかにした。具体的には、サクシオン動態の働きによって土砂の表面せん断強度は、干出状態において10倍以上、冠水状態において5倍以上のスケールで変化していくことを明らかにした。したがって、これらの結果は干出時には風による冠水時には波浪や潮流による潮間帯の土砂輸送過程に甚大な影響を与えるものである。本章では、このようなサクシオン動態の効果と表面土砂輸送間の潜在的なフィードバック過程ならびにそれが岸沖干潟の総合的な地表形状変化へ貢献しうる様式を合わせて示した。

4. 巣穴底生生物の住活動における臨界・最適・限界土砂環境条件

4.1 はじめに

潮間帯に住む砂ガニは土砂内部に巣穴を掘り、干出状態にある干潟土砂の表面上に砂団子を作り出す。このような巣穴底生生物にとって、巣穴の存在は生きていくために絶対必要なものであり多様な目的にかなっている (Warner, 1977; 小野, 1995)。巣穴は、その内部においてカニが呼吸することを可能にし、外敵から逃れて身を守ることを可能にする。巣穴は、潮汐サイクルによって現れる厳しい水および気象外力からカニを防御している。それらの外力は、干潮時の干出期間中に作用する熱照射や風から、満潮時の冠水期間中に作用する波や流れにおよぶ。さらに、巣穴は、摂餌活動、繁殖活動およびなわばり行動のような種々さまざまな基本的な生命活動の拠点として機能している。そして、これらの活動の多くは、干出期間中に行われる。

典型的な巣穴底生生物であるカニの上記活動に関わる科学を理解するために、これまでに広範な研究がなされてきている。例えば、摂餌活動すなわち食活動については、砂団子の生成をともなう餌の濾し取りメカニズムを主として徹底的に研究されてきている (Altevogt, 1955; Miller, 1961; Warner, 1977; Robertson and Newell, 1982; Vogel, 1984; Zimmer-Faust, 1987; Maitland, 1990; 他多数)。繁殖活動については、数ある研究の中で、Hails and Yaziz (1982)、Kogaら (1993)ならびに Kochら (2005)によって調べられてきている。個体間の争いや誇示行動をともなうなわばり行動については、Hyatt and Salmon (1977)、Zucker (1977, 1981)ならびに Wada (1993)によって研究されてきている。ここで重要なことは、十分に発達した巣穴の存在がこれらの活動の全ての根幹を支える本質的要素となっていることである。そのような巣穴が周辺の熱環境や物質循環ならびに生化学に及ぼす影響に関しても、近年研究者の注目を集めてきている (Eshkyら, 1995; Botto and Iribarne, 2000; Gribsholtら, 2003; Koretskyら, 2005)。しかしながら、巣穴活動そのものについては、巣穴の密度や分布 (Icely and Jones, 1978; Wada, 1983; Garrison, 1999; Litulo, 2005)を除いてほとんど研究されていないといってよい。その結果、巣穴住活動に関わる科学についてはよく理解されていないのが現状である。

本研究は、上述を背景として、干潟に住むカニの活動に関する根本的かつ未解決な問いとして、どのような要因が巣穴住活動に影響を及ぼしひいてはそれを支配しているのかの問いに答えることを目的としている。具体的には、巣穴の掘削活動と関連する土砂物理環境の関わりを詳し

く調べている。本研究では、特に、様々な間隙状態やせん断強度を有する干潟地盤内部に発達するサクシジョンが巣穴住活動に果たす役割を浮き彫りにしている。サクシジョン s は、土中水分張力を表し、既述のとおり、 $s = u_a - u_w$ によって定義される。ここに、 u_a は大気圧、 u_w は間隙水圧である。サクシジョンは地下水位上に発生し、地下水位においてゼロとなる。

本研究では、巣穴住活動のメカニズムを明らかにするために、主として、土砂物理環境条件を様々に変化させてこれに対する生物応答を詳しく観測するという巣穴住活動実験を活用している。この際、砂質干潟に住む代表的なカニであるコメツキガニ（学名 *Scopimera globosa*: Ocypodidae; Maitland, 1986）、英名 “Sand bubbler crab”（例えば、Koga ら, 1993）を用いている。

本章の構成は次のとおりである。まず、巣穴住活動とサクシジョン動態のリンクに関する現地観測結果を提示する。その後、サクシジョン、間隙状態ならびに表面せん断強度を制御した条件下において実施した一連の巣穴住活動実験について記述し考察する。最後に得られた知見に基づき、巣穴住活動に関する性能評価指標および良好な住活動を実現するための指針を提示する。

4.2 巣穴住活動 / 土砂環境動態の現地連続観測

本節では、干潟土砂の地下水動態ならびにサクシジョン動態とコメツキガニの巣穴住活動の関係を明らかにするために実施した現地連続観測について記述する。

(1) 観測地点

現地観測場所は、東京湾の東岸に位置する盤洲砂質干潟である（図-37）。当干潟の潮間帯は、本論文の2章および3章に既述したとおり、小櫃川の河口において沿岸方向に約 6.8km、岸沖方向に約 1.3km にわたって広がっている。コメツキガニは、その潮間帯で最もよくみられるカニであ

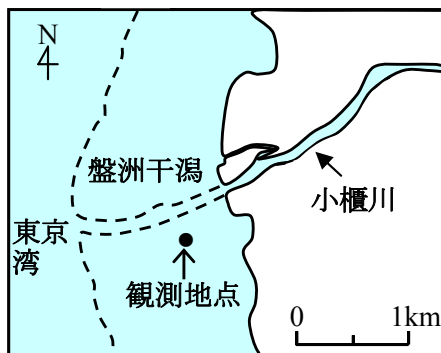


図-37 盤洲干潟における現地観測地点の模式図

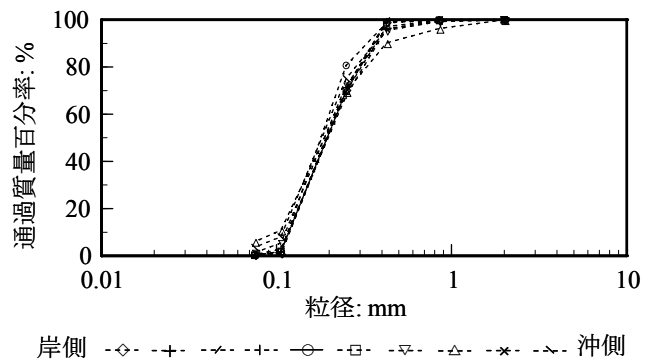


図-38 小櫃川南方の岸沖干潟土砂の粒径分布（凡例の記号は、サンプリング地点順に並んでいる）

る。盤洲干潟の水理特性、地形特性および底生生物相については、古川ら(2000)、Uchiyama ら(2001)、Kuwaie ら(2003) および内山(2005)に詳しい。当干潟の潮位差は 0.5m から 2.0m の範囲である。土砂は実質的に細砂で構成されている。小櫃川南方の岸沖方向における干潟土砂の粒径分布を図-38 に示す。地盤表層 ($-50\text{mm} \leq z \leq 0$) において、土砂の中央粒径 D_{50} は 0.2mm であり、粒径 $D < 0.075\text{mm}$ の細粒分すなわちシルトと粘土分を数%の割合で含有している。本図より、当該干潟土砂の材料物性は岸沖方向においてほぼ均質で一樣であることがわかる。しかしながら、底生生物の分布は一樣ではなく、その種類に応じて岸沖方向の土砂内部に住み分けている。これは底生生物の住形態に土砂物理環境の差異が影響することを示唆しており、その解明が本章のテーマである。

(2) 観測方法と内容

サクシジョン、地下水位およびコメツキガニの巣穴活動に関する一体連続観測を、図-37 中に示す地点（●印）において 2005 年 5 月 25 日および 26 日の両日の干出期間中に行った。当該時期は、大潮に対応しその潮位差は 1.9m であった。巣穴活動を表す形態として、カニが巣穴活動にともなって作り出す砂団子に着目して、単位領域あたりに生じる砂団子群数の時間変化を計測した。ここで記しておくべきことは、カニは摂餌活動すなわち食活動の帰結（濾しとった砂の残りかす）としても砂団子を排出する一方で、カニは、砂団子を活用して土砂内部に巣穴を形成 / 修復していることである。このような巣穴住活動の詳細については、次節において記述する。コメツキガニによる巣穴は、一般的に地表面下にはほぼ直線的に伸びており、カニ 1 個体とその巣穴活動の過程において地表面上に 1 つの砂団子群を作り出す。観測地点として、土中サクシジョンの状態が実質的に同等であるような 3m 四方の平坦な単位領域を選んで

いる。同領域内の3つの異なる土砂深さ ($z = -10, -100, -200\text{mm}$) においてサクシオンを計測した。土砂最表層 ($z = -10\text{mm}$) に対しては、平らな多孔質底面を有するテンシオメータ (型名 SK-5500-ET, サンケイ理化(株)) を地表面上に置くことによってサクシオンを計測した。他の2つの土砂深さ ($z = -100, -200\text{mm}$) におけるサクシオン計測には、3深度 ($z = -100, -200, -550\text{mm}$) のテンシオメータを一体化したユニット (型名 SK-5500-3S, サンケイ理化(株)) を用いた。当該ユニットの底部 ($z = -550\text{mm}$) のテンシオメータは常に水没しており、負のサクシオンすなわち正の間隙水圧を計測して地下水位の応答を得るために用いた。これは、本論文の第2章に既述したように地下水位下の土砂領域が静水圧状態によって特徴づけられることを活用したものである。上述の全てのテンシオメータは、干出直前の冠水時に土中に設置した。テンシオメータの精度は $\pm 0.01 \text{ kPa}$ である。

ここで、干潟土砂内部の飽和度状態について言及しておく。本論文の第2章で詳述したとおり、土中水分の保持形態は、当該土砂の空気侵入サクシオン s_{aev} に支配される。盤洲干潟土砂の s_{aev} 値は 2.5kPa 程度であり、この値以下のサクシオン発達に対しては、干出時に飽和状態が維持されるとともに、サクシオンと地下水位の間に水の単位体積重量 γ_w を勾配とした線形関係が成り立つ。このような干潟土砂の保水特性は、以下に示す現地観測結果を理解する上で重要である。

(3) 現地観測結果

巣穴活動形態とサクシオン・地下水位動態の連続観測結果を図-39に示す。本図(a)には、比較のために天文潮位を合せてプロットしている。計測した地下水位の変動には、天文潮位の変動に比べて、明瞭な減衰と位相遅れがみられる。これは、本論文の第3章で詳述したように、岸沖方向における地下水位動態の変化と密接に関わっている。このような地下水位変動は、土中サクシオンの発達性状に直接的に反映される。すなわち、サクシオンは、干出して一定時間 (約50分) が経過した後に、土砂最表層 ($z = -10\text{mm}$) において最初に発達し、その後、地下水位の鉛直下方への進展ともなって、より深い土砂地点 ($z = -100, -200\text{mm}$) において順に発達していった。結局、干潟土砂内の各深さにおいて発達したサクシオンは、地下水位上の高さが増すにつれて増加した。これは、地下水位低下に対する各土砂深さにおけるサクシオン上昇の割合が、水の単位体積重量 γ_w と実質的に一致していたことを意味している。冠水すると、全ての土砂深さにおいてサクシオンは消失した。

巣穴活動形態は、土中サクシオンの発達性状と密接に関連していた (図-39 (b), (c))。とりわけ、巣穴活動が始まる

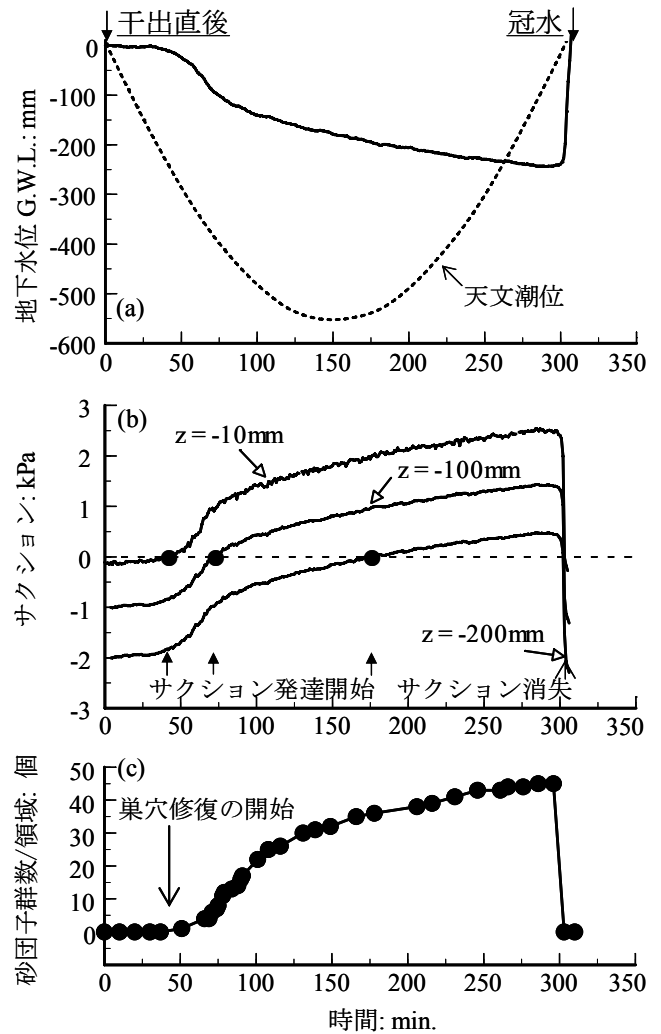


図-39 巣穴住活動形態と土砂環境動態の一体観測結果

時点は、土中サクシオンが発達し始める時点と合致していた。このことは、カニが、本来粘着力を有さない砂質土においてサクシオンの存在によって生み出される実効粘着力を活用して、巣穴活動を実現していることを強く示唆している。実際、冠水すると地表上の砂団子が直ちに完全に溶失した事実は、当該砂質土がサクシオンの存在なしには自立が困難であることを明瞭に示している。巣穴活動の過程において、カニは、最初に砂団子を生成して、その砂団子を土の中から地表に送り出すことによって巣穴を形成／修復していた。それゆえ、砂団子を生成する過程自体も巣穴活動を実現するための重要な要素である。この巣穴活動の側面については、本章の4.3節において詳しく述べる。

上述のような巣穴活動とサクシオン動態の間の密接な繋がりは、次の日の干出期間中においても、再び同様に観測された。具体的には、同日において干潮が前日より少し

遅れてきたことにより巣穴活動が1時間遅れて始まり、この巣穴活動開始の時点が再び土砂最表層 ($z = -10\text{mm}$) におけるサクシジョン発達開始の時点と合致した。

結局、以上の現地観測結果は、干潟土中のサクシジョンの初期発達に巣穴活動の始まりの引き金になっていることを明瞭に示している。加えて、巣穴活動の進展と土中サクシジョンの発達性状の間には密接な繋がりがあることが明らかとなった。これらの観測事実を受けて、次節では、よく制御した室内実験を活用して、関連するメカニズムを詳しく調べている。

4.3 巣穴住活動実験

本節では、本論文の第3章3.3節において既述した干潟表層土砂に対するペーンせん断実験の結果に基づいて実施した一連の巣穴住活動実験を提示する。具体的には、サクシジョン、間隙状態および表面せん断強度を様々な設定した条件下においてコマツキガニの巣穴住活動を詳しく観察した。

以下では、先ず本実験の方法と内容について記述した後、実験結果を提示し考察する。

(1) 実験方法と内容

本実験に用いた土とコマツキガニは、上述の盤洲砂質干潟から採取したものである。この干潟土砂サンプルと実験容器(透明アクリル円筒容器)は、既述のペーンせん断実験に用いたものと同一である(図-40参照)。

本実験のプログラムを表-3に示す。本表にはいくつかの結果も合わせて示しており、これらについては後述する。表-3を参照して、シリーズ1は、5本の実験ケースによ

て構成しており、サクシジョン不在の条件下において土砂の相対密度 D_r を 63% から 99% まで変化させている。本シリーズでは、2つの異なる状況を考慮した。すなわち、水位を地表面上 20mm に設定することによって土砂とカニの双方を完全に冠水させる状況と、水位を地表面位置に等しくする状況である。これら2つのケースの違いは、前者ではカニに浮力が作用するのに対して後者では作用しないことである。このシリーズは、サクシジョンが存在しない状況下における巣穴掘削能力を検証するために実施したものである。シリーズ2は、14本の実験ケースによって構成しており、土砂の相対密度 D_r を 62% ~ 66% と実質的に一定に保った状態で、サクシジョン s を 0.2kPa から 3.9kPa まで変化させている。これに類似して、シリーズ3は、13本の実験ケースによって構成しており、シリーズ2とは異なる高い相対密度 $D_r = 80\% \sim 84\%$ に設定して、サクシジョン s を 0.2kPa から 3.9kPa まで変化させている。

ここで重要なことは、上述のようにサクシジョン s と相対密度 D_r を規定することにより、既述の $VSS = VSS(s, D_r)$ の関係に従って、土砂の表面せん断強度 VSS を合わせて規定していることである。今後の考察のために、異なる相対密度 D_r に対するサクシジョン s - 表面せん断強度 VSS の関係を図-41に再掲しておく。同図中の鎖線は用いた機器の最大計測容量を表す。3つの記号 CR, AG および BG については、次項において参照する。本図から、干潟土砂の表面せん断強度はサクシジョン上昇により著しく増加し、その増加割合は強い相対密度依存性を示すことがわかる。また、サクシジョン不在の下では、干潟土砂は相対密度に応じた一定の表面せん断強度を有することがわかる。

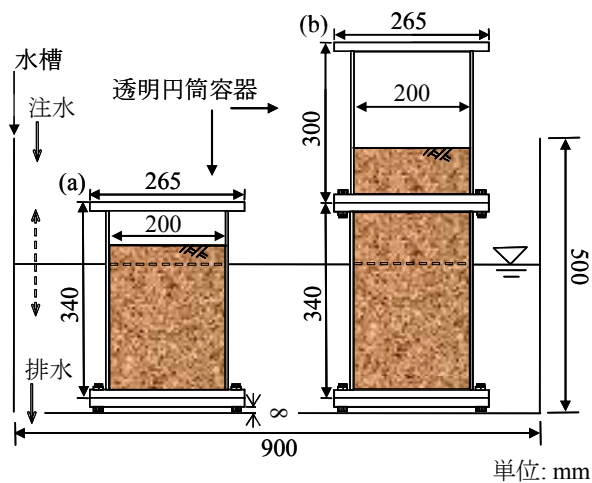


図-40 干潟地盤および生物実験に用いた透明円筒アクリル容器

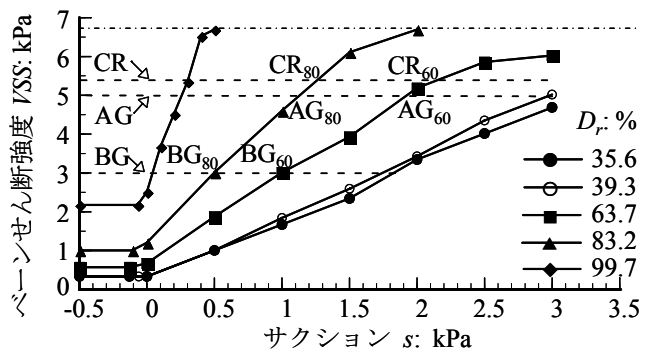


図-41 干潟表層土砂に対するペーンせん断実験結果

結局、全体で計 32 ケースの巣穴住活動実験を実施した。各ケースに対して、甲羅幅 10mm に揃えた 10 匹のオスのコマツキガニを使用した。表-3を参照して、カニ個体の重

表-3 巢穴住活動実験のプログラム

●全シリーズにおける共通条件

底生生物の種類	性別	実験ごとの個体数	甲羅幅: mm	個体ごとの実験時間: min.
ユメツキガニ	オス	10	10±0.5	360

シリーズ1

ケースNo.	水位: mm	サクシヨン: kPa	相対密度: %	気温: °C	水温: °C	塩分濃度: %	個体重量: g	砂団子の有無	発生した巢穴の個数
60A	20	-0.2	63.4	25.1	21.1	2.85	0.77~1.09	無	0
80A	20	-0.2	82.0	25.7	21.6	2.74	0.75~1.06	無	0
100A	20	-0.2	98.9	25.7	22.1	2.72	0.79~1.01	無	0
60B	0	0	63.2	25.9	23.2	2.70	0.76~1.06	無	0
80B	0	0	81.8	25.9	22.4	2.79	0.77~1.08	無	0

シリーズ2

ケースNo.	地下水位: mm	サクシヨン: kPa	相対密度: %	気温: °C	水温: °C	塩分濃度: %	個体重量: g	砂団子の有無	発生した巢穴の個数	側面視認した巢穴の個数		
										初期	最終	最終(合計)
60D1	-20	0.2	63.9	25.2	20.9	2.74	0.72~1.01	有	10	3	2	5
60D2	-20	0.2	65.6	25.4	21.7	2.68	0.77~1.07	有	10	5	3	5
60E	-50	0.5	64.8	25.9	21.3	2.70	0.73~1.07	有	10	6	5	5
60G1	-100	1.0	63.1	25.0	22.1	2.70	0.71~0.93	有	10	8	4	7
60G2	-100	1.0	64.5	25.8	21.6	2.67	0.76~1.13	有	10	6	3	7
60H1	-150	1.5	65.8	25.1	22.1	2.78	0.74~1.08	有	10	9	2	6
60I2	-150	1.5	61.6	25.7	22.6	2.72	0.77~1.07	有	10	8	4	6
60J1	-200	2.0	65.5	25.5	21.7	2.87	0.74~0.91	有	10	7	4	6
60J2	-200	2.0	63.8	25.1	21.5	2.81	0.78~1.11	有	10	8	2	6
60K	-210	2.1	65.0	25.6	21.0	2.80	0.69~1.00	有	10	8	8	8
60L	-250	2.5	64.3	25.1	22.1	2.79	0.76~1.12	有	10	7	7	7
60M1	-300	3.0	64.3	25.7	21.8	2.72	0.72~1.07	有	10	5	3	8
60M2	-300	3.0	64.2	25.1	22.2	2.62	0.78~1.10	有	10	5	5	8
60N	-400	3.9	65.3	25.9	22.8	2.79	0.72~1.11	有	10	5	4	4

シリーズ3

ケースNo.	地下水位: mm	サクシヨン: kPa	相対密度: %	気温: °C	水温: °C	塩分濃度: %	個体重量: g	砂団子の有無	発生した巢穴の個数	側面視認した巢穴の個数		
										初期	最終	最終(合計)
80D1	-20	0.2	81.8	25.9	20.7	2.79	0.77~1.07	有	10	7	3	6
80D2	-20	0.2	82.8	25.3	22.3	2.75	0.78~1.05	有	10	7	3	6
80E	-50	0.5	82.0	25.4	21.4	2.72	0.80~1.08	有	10	6	5	5
80F1	-80	0.8	81.4	25.7	21.8	2.80	0.79~1.01	有	10	9	3	8
80F2	-80	0.8	81.8	25.8	22.5	2.82	0.80~1.00	有	10	7	5	8
80G1	-100	1.0	80.4	26.0	22.1	2.74	0.77~1.09	有	10	7	4	8
80G2	-100	1.0	81.7	25.3	22.2	2.78	0.78~1.03	有	10	8	4	8
80H	-120	1.2	82.3	25.3	21.7	2.72	0.78~1.00	有	10	8	7	7
80I1	-150	1.5	83.7	25.6	21.2	2.80	0.78~1.09	有	10	5	3	7
80I2	-150	1.5	83.5	25.4	21.5	2.77	0.78~0.99	有	10	9	8	11
80J	-200	2.0	82.4	25.4	22.0	2.77	0.75~1.09	有	10	7	7	7
80L	-250	2.5	82.4	25.4	22.8	2.75	0.75~1.10	7有/3無	7	5	5	5
80N	-400	3.9	82.6	25.0	21.2	2.85	0.77~1.01	8有/2無	8	6	5	5

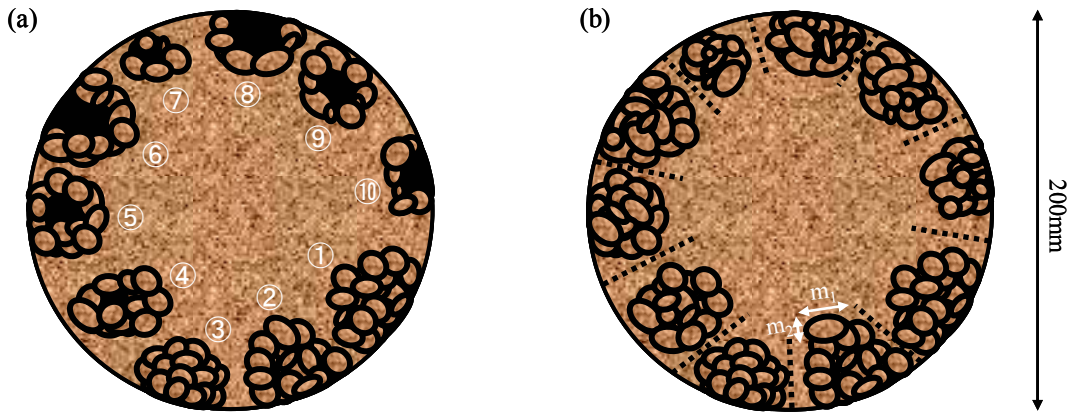


図-42 巣穴住活動実験の平面状況の模式図: (a) 生物10個体投入直後; (b) 一定時間経過後

量は、0.7 ~ 1.1g の範囲である。その平均個体重量は、各ケースにおいて 0.86 ~ 0.9g とほぼ一定であった。全ての実験ケースにおいて、大気温度、水温ならびに水と間隙水双方の塩分濃度をそれぞれ順に 25℃、21 ~ 23℃ならびに 2.6 ~ 2.9% に統一した。この際、海水と真水を混合することによって塩分濃度を調節した。

実験手順は次のように記述することができる。各実験ケースに対して、まず、図-40 に示す透明円筒アクリル容器の中に、本論文の第3章3.3節において既述した地盤作成手順にしたがって所定の相対密度 D_r を有する円筒地盤を作成した。シリーズ1では、土中にサクシヨンの発達しない状況を再現するために、水位を地表面上 20mm の高さまたは地表面の位置に設定した。表-3 を参照して、シリーズ2とシリーズ3では、所定の地盤内地下水位を負荷することによって地表レベル ($z=0\text{mm}$) のサクシヨンを規定し

た。以下では、このような地表サクシヨンを、サクシヨンス s と記している。地下水位とサクシヨンを設定した後に、図-42(a) に示すように 10 匹のコメツキガニを 1 個体ずつ円筒地盤表面の円周上に①から⑩の順に放っていった。大抵の実験ケースにおいては、カニは地表面に放たれた直後に巣穴掘削を開始した。具体的には、カニは先ず砂団子を作り出し、それを地表上に押し出すことによって土中に巣穴を形成し始めた。このようなカニの巣穴掘削挙動の初期過程は一貫して地盤上面から観察することが可能であった。図-42(b) は、最初のカニを投入して一定時間 (例えば 1 時間) 経過した後の地盤上の典型的な状況を模式的に示した図である。透明円筒容器の側面から各カニ個体による巣穴掘削活動の進展を 6 時間にわたって詳しく観測した。この観測は各カニが地表上に最初の砂団子を生成した時点に開始した。

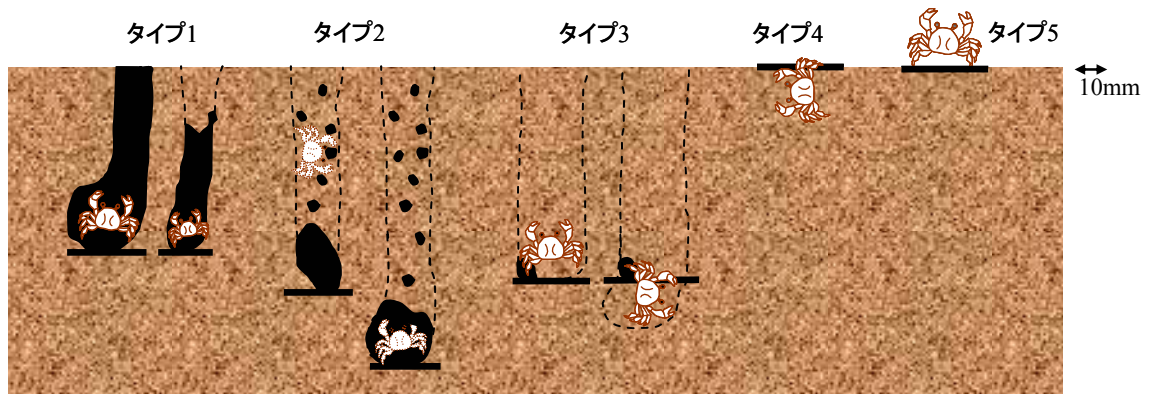


図-43 巣穴住活動実験の側面状況の模式図

巣穴住活動実験の側面状況の模式図を図-43に示す。本実験では異なる3つの巣穴性状(タイプ1,2および3)を観測した。また巣穴が形成されない異なる2つの状況(タイプ4および5)を観測した。タイプ1は、形成された巣穴のほぼ全体が観測可能でありそれゆえカニ自体も常に確認できる状況を表している。タイプ2は、巣穴掘削活動の過程すなわち作った砂団子を地表面まで持ち上がり再び下に戻って巣穴をさらに掘り進めることを繰り返す過程において、巣穴の一定部分が土で覆われて巣穴底部のみが残された状況を表している。タイプ3は、巣穴の小部分のみ確認できる一方でそれは常にカニの一部を含んでいる状況を表している。タイプ4および5は、巣穴が形成されない状況を表している。これら2つのタイプの違いは、タイプ4はカニが地表下にわずかに潜った状況を表すのに対して、タイプ5はカニが常に地表上に留まる状況を表すことである。本実験中において典型的にみられた巣穴性状のタイプは、上述のタイプ1と2である。他の3つのタイプが表れる条件については、本節の中で後述する。また、図-43は上述の各々の巣穴性状のタイプに対応して同定した巣穴深さの例を合せて示している。

ここで、巣穴掘削活動の進展が観測できない状況について記しておく必要がある。つまり、図-42(a)を参照して、各実験ケースに用いたカニ10匹のうち数匹は、円筒地盤表面の円周上の縁に巣穴を形成せずに若干中央に向けて内側に巣穴を形成した。この場合、当該カニ個体の巣穴掘削活動の進展を地盤側面から観測することはできない。また、地盤側面から確認できる巣穴の領域が次第に減少してなくなることがあった。この場合には、その時点で観測を停止した。これらの結果として、巣穴掘削活動が常時観測できたカニの数は時折において用いたカニの数の半数以下であった。このような場合には、データ数を維持するために同一条件下の実験を繰り返し実施した。表-3に示す実験ケースNo.の接尾辞2は、上述のような再度行った実験ケースを示している。この際、各実験ケースにおいて最大巣穴深さを示したカニについては、極値の可能性を除去するためにカウントしていない。

巣穴深さの時間発達過程の計測結果の例を図-44に示す。本図には、4つの実験ケース(60E, 60J1, 60J2および80J)の結果をプロットしている。いずれのケースにおいても、巣穴深さが時間とともに発達し、やがて時間 T_b において最終深さ D_b に到達していることがわかる。

本実験では、上述のように最終深さまで追跡可能であったカニ個体ごとについて、巣穴掘削速度 $-D_b/T_b$ 、巣穴形成時間 T_b および巣穴到達深さ D_b を調べた。

各実験終了後に、カニが作り出した砂団子の大きさを測

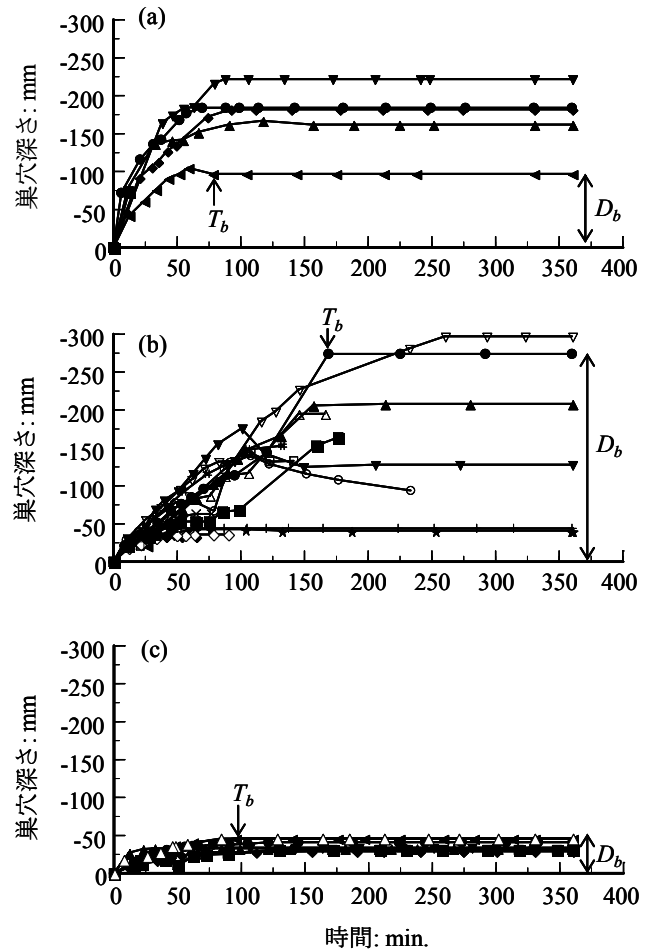


図-44 巣穴深さの時間発達過程の計測結果: (a) Case No. 60E, (b) Case Nos. 60J1 および 60J2, (c) Case No. 80J

定した。具体的には、図-42(b)を参照して、各個体によって生成された砂団子群のそれぞれからランダムに10個ずつ砂団子を抽出して、各ケース10匹のカニに対する計100個について、その長径 m_1 および短径 m_2 を測定した。そして、カニ個体ごとに10個の砂団子径の平均値 $(m_1+m_2)/2$ を算出した。表-3には、各ケースにおいて生成された砂団子ならびに巣穴の有無と数に関する情報を合せて示している。実験終了時にカニが土砂内部にいながら砂団子も巣穴も生成されていない場合には、実験後、地盤側面から土を掘り出すことによりカニのいる土砂深さを同定した。

(2) 実験結果

巣穴掘削活動に及ぼすサクシオン不在の効果を調べたシリーズ1の結果について最初に記述する。当該シリーズの全ての実験ケースにおいて、生成された砂団子はゼロ、形成された巣穴もゼロであった。カニは、図-43のタイプ4に示すように単に実験開始後に地表直下に潜りその後6時間の間中そこに留まっていた。事実、各ケースの実験終

了時に 10 匹のカニ個体の全てが土砂の最表層 ($-20\text{mm} \leq z \leq 0\text{mm}$) に位置していたことを確認している。この結果は、カニがサクシジョンの寄与なしには巣穴を作り出すことが出来ず、したがって地表土にとどまるしかなかったことを強く示唆している。

シリーズ 2 およびシリーズ 3 の結果について記述する。両シリーズでは、巣穴掘削活動に及ぼすサクシジョンの効果を、異なる土砂の相対密度 $D_r = 62\% \sim 66\%$ (シリーズ 2) および $D_r = 80\% \sim 84\%$ (シリーズ 3) の下で調べている。砂団子径 $(m_1+m_2)/2$ とサクシジョン s の関係に関する実験結果を図-45 に示す。同図中には、各実験ケースにおいてカニごとに対して計測した砂団子径 $(m_1+m_2)/2$ の最大、平均および最小値をプロットしている。相対密度 $D_r = 62\% \sim 66\%$ の下で、サクシジョンがゼロまたは負である場合には砂団子は生成されず砂団子径はゼロである。しかし、ひとたびサクシジョンが発生すると砂団子が生成されてその平均径は急激に発達した。砂団子の平均径はサクシジョン 1kPa においてピークに達して、サクシジョンのさらなる上昇とともに減

少した。この傾向は最大、平均および最小径の全てにおいて認められた。この際、0.2kPa のサクシジョンに対応するデータが欠如しているが、これはそのような低サクシジョンでは砂団子が相互に密着して砂団子群から各団子を抽出することが困難であったためである。上述のような砂団子径の変化傾向は、より高い相対密度 $D_r = 80\% \sim 84\%$ の下でも同様に観測された。注目すべき 1 つの違いは、砂団子径のピークが、より低いサクシジョンにおいて現れていたことである。これら 2 つの実験シリーズの結果の比較については、本節の中で詳しく後述する。

巣穴到達深さ D_b とサクシジョン s の関係に関する実験結果を図-46 に示す。同図中には、各実験ケースにおいて計測した巣穴到達深さの最大、平均および最小値をプロットしている。相対密度 $D_r = 62\% \sim 66\%$ に対して、ゼロまたは負のサクシジョンの下では巣穴は全く形成されなかった。しかし、土中にサクシジョンが発生すると巣穴が形成された。これは、サクシジョンの存在が巣穴形成を実現するための臨

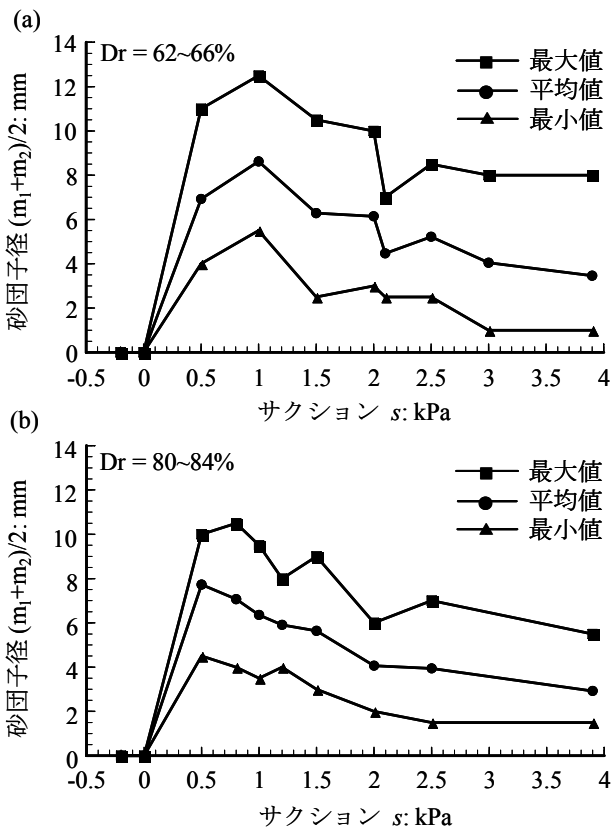


図-45 異なる 2 つの相対密度 (a) $D_r = 62\% \sim 66\%$ と (b) $D_r = 80\% \sim 84\%$ に対する砂団子径 $(m_1+m_2)/2$ とサクシジョン s の関係: 巣穴住活動実験結果

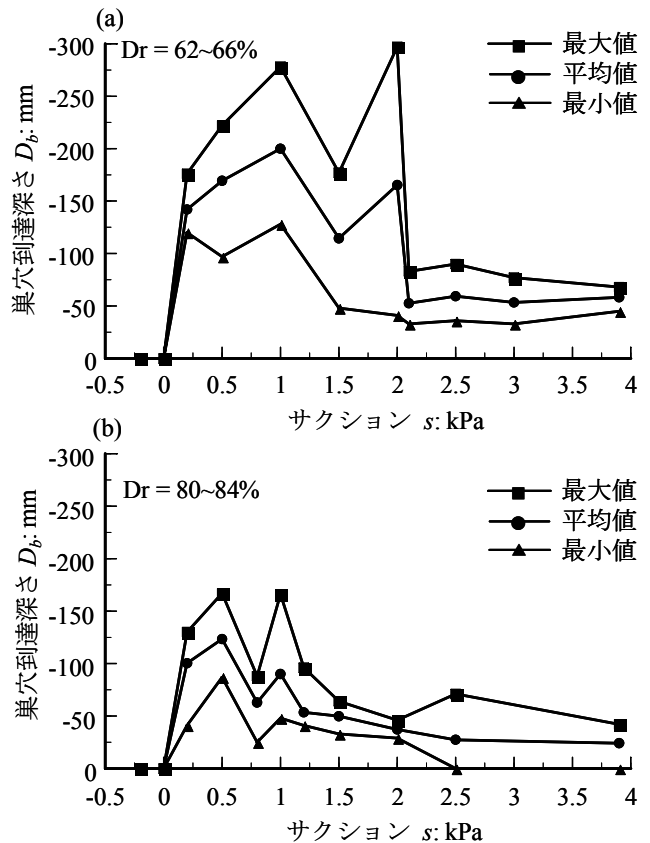


図-46 異なる 2 つの相対密度 (a) $D_r = 62\% \sim 66\%$ と (b) $D_r = 80\% \sim 84\%$ に対する巣穴到達深さ D_b とサクシジョン s の関係: 巣穴住活動実験結果

界条件を表していることを意味する。巣穴深さは、サクシ
ョンの上昇とともに急激に発達して、異なるサクシ
ョンにおいて複数のピークに達した。サクシ
ョンがある一定レ
ベル ($\approx 2\text{kPa}$) を越えると巣穴深さは急激に減少して、それ
以上のサクシ
ョンにおいて再び発達することはなかった。
このような観測挙動の特性は、最大、平均および最小巣穴
深さの全てに対して共通して現れていた。

より高い相対密度 $D_r = 80\% \sim 84\%$ に対しても、上述と類
似の巣穴深さの変化様式を観測した。しかし、得られた巣
穴深さは、相対密度 $D_r = 62\% \sim 66\%$ に対するそれに比べて、
著しく浅かった。実際、この実験シリーズでは、ある一定
以上のサクシ
ョン ($s \geq 2.5\text{kPa}$) の条件下において巣穴が
形成されない状況を観測した。この場合には、カニは図-43
に示したタイプ 5 のように全実験時間を通じて地表上
にとどまっていた。これは、本条件 ($s \geq 2.5\text{kPa}$, $D_r = 80\% \sim 84\%$) の土砂がカニにとって硬すぎる物理状態にあり、
そのため当該土砂に巣穴を形成することが出来なかった
ことを表している。以上の結果は、サクシ
ョンおよび相対
密度の違いによる土砂の表面せん断強度の変化が、巣穴の
発達に甚大な影響を及ぼすことを如実に示すものである。

ここで、図-46 に記した巣穴深さには、地下水位下に位
置した巣穴も含んでいる事実に言及しておくことは重要
である。これに関わる巣穴活動過程について、図-47 を参
照しながら記述する。本図は、地下水位近傍の土砂領域
($z_2 < \text{G.W.L.} < z_1$) を模式的に示したものである。時間 $t = t_1$ において、巣穴の底部は地下水位 G.W.L.よりもわずかに
上に位置している。巣穴の中にいるカニは地下水位
G.W.L.に達するべく巣穴をさらに掘り進める。しかし、こ

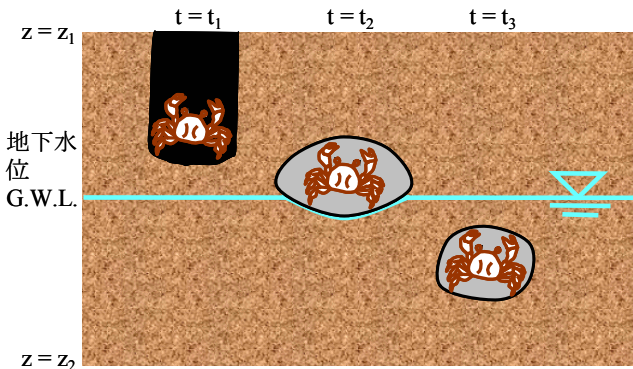


図-47 地下水位近傍における巣穴から閉じた空洞への遷
移とその後の空洞の下方移動に関する観測結果の
模式図

の際、カニは作った砂団子を地表位置まで持って上がるこ
とはしない。代わりにカニはその砂団子を自らの直上にはり
つけて、カニ本体の周りに空気を含有する閉じた空洞を作
り出す (時間 $t = t_2$)。この閉じた空洞は、その後、時間 $t = t_3$ において地下水位下に移動していく。地下水位下の空洞
周りにはサクシ
ョンが存在せずそれゆえ土が自立するこ
とができないため、空洞のわずかな移動により空洞と容器
側面の間に土が滑り込む。これにより、地下水位以下で典
型的に観測された巣穴性状は、図-43 に示したタイプ 3 に
よって特徴づけられた。

以下では、実験シリーズ 1, 2, 3 から得られた結果に関
するいくつかの比較を行う。異なる 2 つの相対密度 $D_r = 62\% \sim 66\%$ と $D_r = 80\% \sim 84\%$ に対する砂団子径 $(m_1+m_2)/2$ 、
巣穴掘削速度 $-D_b / T_b$ および巣穴形成時間 T_b の平均値と
サクシ
ョン s の関係を図-48 において比較している。

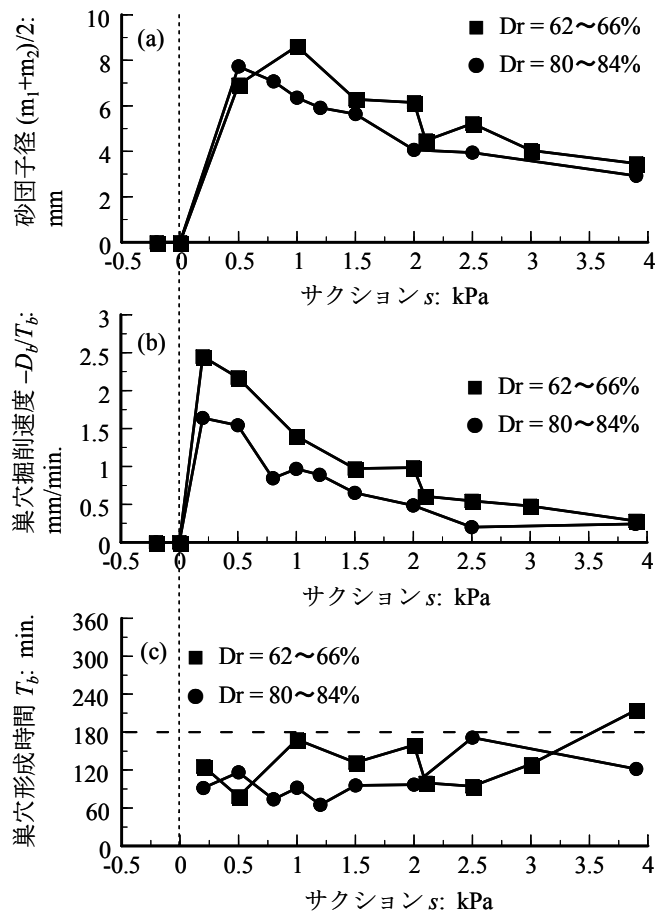


図-48 異なる 2 つの相対密度 $D_r = 62\% \sim 66\%$ と $D_r = 80\% \sim 84\%$ に対する (a) 砂団子径 $(m_1+m_2)/2$ 、(b) 巣穴掘削速度 $-D_b / T_b$ 及び(c) 巣穴形成時間 T_b と
サクシ
ョン s の関係の比較: 巣穴住活動実験結果

本実験結果から、砂団子径、巣穴掘削速度とも、サクシジョンおよび相対密度と明瞭な相関がみられる。すなわち、サクシジョン不在の下では、砂団子は生成されず巣穴を掘削することができない。サクシジョン発生によって、砂団子が生成され巣穴掘削が可能となる。このことは、巣穴掘削活動が、サクシジョンの発生により初めて実現される臨界現象であることを明示している。そして、サクシジョンの上昇とともに、また、相対密度が大きくなるほど、砂団子径は小さく、巣穴掘削速度は遅くなっていく。一方、巣穴形成時間については、上述と比較してみるとサクシジョンと相対密度にあまり依存せず、大半の実験ケースにおいて3時間以内となっている。

異なる2つの相対密度 $D_r = 62\% \sim 66\%$ と $D_r = 80\% \sim 84\%$ に対する平均巣穴到達深さ D_b とサクシジョン s の関係を図-49において比較している。同図中の斜点線は地下水位上と地下水位下の領域を区別する境界を表している。本実験結果からも、巣穴の形成にはサクシジョンの存在が必要不可欠であることが明確に表れている。巣穴深さはサクシジョンとともに成長し、より低い相対密度の下でより深く発達した。

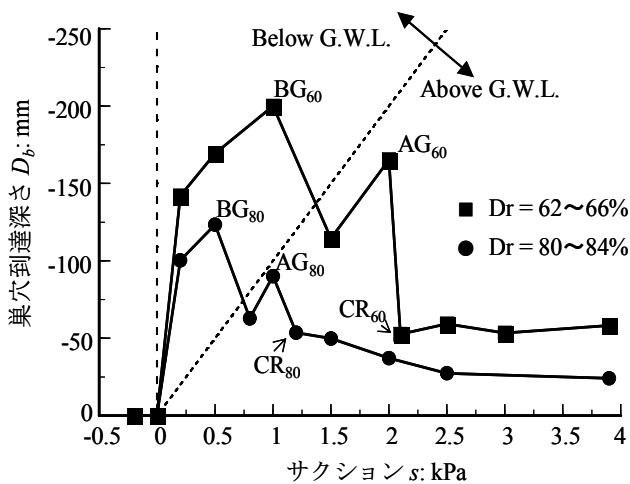


図-49 異なる2つの相対密度 $D_r = 62\% \sim 66\%$ と $D_r = 80\% \sim 84\%$ に対する巣穴到達深さ D_b とサクシジョン s の関係の比較：巣穴住活動実験結果

巣穴深さとサクシジョンの関係には、いずれの相対密度に対しても2つのピークが存在し、巣穴が発達するための2つの最適状態が現れていた。1つの最適状態BGは地下水位以下 (Below G.W.L.) において発生し、もう1つの最適状態AGは地下水位上 (Above G.W.L.) において発生していた。これらの発現機構については次節で詳しく述べる。

巣穴深さは、サクシジョンのさらなる上昇とともに急激に減少した。すなわち、巣穴深さがもうそれ以上成長できないような限界状態CRをはっきりと確認することができる。上述のような巣穴深さの発達性状を支配する3つの状態 (BG, AG および CR) は、いずれも相対密度が低くなるより高いサクシジョンの下で現れていたことがわかる。

ここで特筆すべきことは、上述のような巣穴発達のための最適状態 (BG と AG) および限界状態 CR が、各々の状態に固有の表面せん断強度 $VSS = VSS(s, D_r)$ に忠実にしたがって発現していたことである。ここで、関数 $VSS = VSS(s, D_r)$ は、本論文の第3章3.3節で定義されたものであり、上述の図-41に再掲している。図-49において、相対密度 $D_r = 62\% \sim 66\%$ に対する限界状態 CR_{60} はサクシジョン $s = 2.1 \text{ kPa}$ において、 $D_r = 80\% \sim 84\%$ に対する限界状態 CR_{80} はサクシジョン $s = 1.2 \text{ kPa}$ において発現していた。これらのサクシジョン s と相対密度 D_r の異なる組み合わせは、上述の関数 $VSS = VSS(s, D_r)$ (図-41) に基づいて、同一の表面せん断強度 $VSS = 5.4 \text{ kPa}$ をもたらしていたことがわかる。同様のかたちで、異なる2つの最適状態AGおよびBGを発現させた表面せん断強度 VSS は、図-49と図-41を比較することによって、それぞれ 5 kPa および 3 kPa であったことがわかる。

4.4 概念モデル

本節では、上述の現地観測および室内実験の結果に基づいて、巣穴掘削活動と土砂物理環境条件の関わりについてさらに深く考察する。本研究では巣穴掘削活動を支えるメカニズムを説明する概念モデルを構築している (図-50)。本モデルの要点は次のように記述することができる。

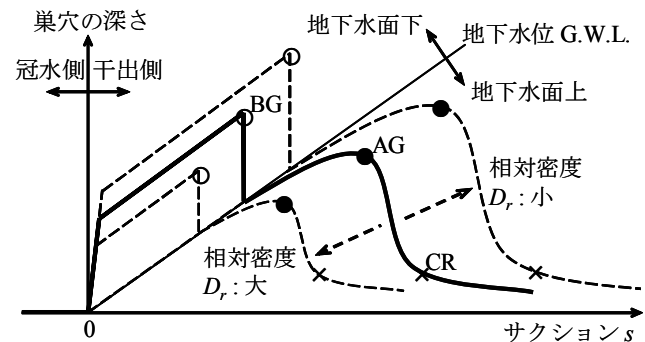


図-50 巣穴住活動 / 土砂環境場のリンクに関する概念モデル

a) カニは、地下水位を境にして地下水面上と地下水面下の2つの特徴的な巣穴活動領域を有する。b) 地下水面上

の土砂領域における巣穴活動に対しては、サクシオンは2つの対照的な効果を有する。すなわち、サクシオンの存在が生み出す実効粘着力は、巣穴掘削が物理的に可能となる土砂深さを規定する。これとは対照的に、サクシオンの発達によってもたらされる土砂強度の増加は巣穴掘削をより困難にする。これらのサクシオン効果の間のトレードオフの関係が、地下水面上の巣穴発達を支配する最適サクシオン状態 AG と限界サクシオン状態 CR をもたらす。c) 地下水面下の土砂領域における巣穴活動に対しては、カニはそれ自体と封入した空気を含む閉じた空洞を作り出してこれを活用している。すなわち、巣穴が地下水面に達した後は、サクシオン不在による相対密度のみに依存した土砂強度に応じた一定の巣穴深さが付加される。その結果として、地下水面下の巣穴発達を支配する最適サクシオン状態 BG が表れる。d) 巣穴掘削活動は、上述の3つの状態 CR, AG, BG によって特徴づけられる。巣穴発達の代表性能を規定するこれら3つの状態 CR, AG, BG は、相対密度の変化にかかわらず発現し、各状態に固有の一定の土砂強度を保持するように巣穴深さ~サクシオン関係が定義される。この土砂強度は表面せん断強度 $VSS = VSS(s, D_r)$ を表し、サクシオン s と相対密度 D_r の双方に大きく依存する。

結局、上述の概念モデルによると、巣穴の発達を支配する臨界サクシオン状態、異なる2つの最適サクシオン状態および限界サクシオン状態と関連する土砂物理環境条件の存在を整合的に説明することができる。

4.5 住活動指標と設計指針

(1) 住活動指標

前節において記述した実験結果は、底生生物の巣穴掘削活動すなわち住活動の様々な性能が、土砂の表面せん断強度によって支配されていることを明確に示した。この表面せん断強度は、ベーンせん断強度 VSS であり、サクシオンと相対密度の関数として表される。このような干潟土砂のベーンせん断強度は、当該土砂環境が底生生物にとって十分な巣穴発達を達成可能な場であるのか、または巣穴掘削活動が困難な場であるのかという住活動の性能を定量的に評価しうる指標を与える。例えば、コメツキガニの場合には、図-41 を参照して表層土砂に対するベーンせん断強度が、3kPa (BG 状態) または 5kPa (AG 状態) に一致する際に最適な住活動が実現される。一方、当該強度が 5.4kPa (CR 状態) 以上になれば、十分な住活動は不可能となる。それゆえ、コメツキガニの住活動に適合したベーンせん断強度は、 $VSS < 5.4\text{kPa}$ として定義することができる。この際、住活動が物理的に可能となる必要条件是、地表サクシオンが正であることによって与えられる。

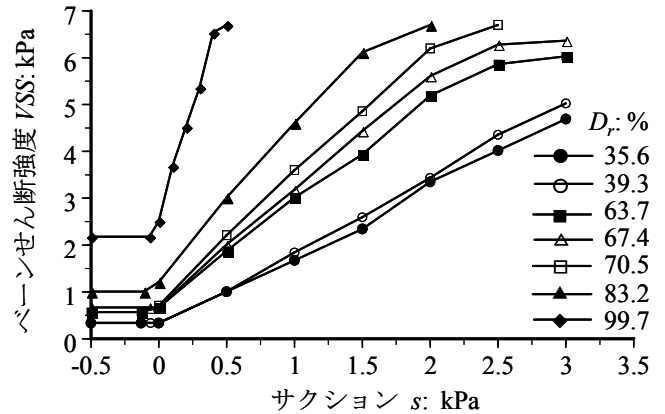


図-51 異なる7つの相対密度に対するサクシオンとベーンせん断強度の関係

上述の住活動の性能指標すなわちベーンせん断強度は、既述のとおり土砂の任意の相対密度に対して、サクシオンの上昇によって著しく増加する。したがって、住活動の性能を的確に評価するためには、時空間的に様々な物理状態を有する干潟土砂に対応して、その強度状態を正確に同定できる必要がある。既述の図-41 は、土砂の相対密度とサクシオンに依存した表面せん断強度の特性を明瞭にとらえている。ここで、本研究で適用したベーンせん断による土砂強度評価の正確性をさらに強調するために、より詳細に行ったベーンせん断実験の結果を図-51 に示しておく。ベーンせん断方法は現地干潟に適用した方法 (本論文第3章3.2節において既述) と同一である。同図から、当該ベーンせん断により、干潟土砂の強度を相対密度3%の違いの影響をとらえるレベルにおいて極めて正確に評価できることがわかる。

底生生物の住活動指標としてベーンせん断を現地干潟に適用する際に、留意すべきことがある。それは、土砂強度の回転せん断速度依存性である。相対密度 $D_r = 42.5\%$, 64.5% , 82.6% の下で、地下水位 -100mm, サクシオン

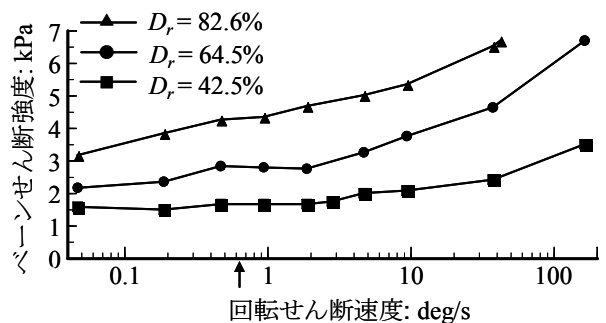


図-52 ベーンせん断強度に及ぼす回転せん断速度の影響

1kPa に設定して回転せん断速度の影響を調べた結果を図-52 に示す。図中矢印は、本研究において現地および室内計測に適用した回転せん断速度である、本結果から、ベーンせん断強度は、相対密度の違いにともなう既述の変化傾向を保ちながらも、回転せん断速度の上昇に伴って増加していくことがわかる。したがって、現地干潟土砂の表面せん断強度を的確に評価するためには、ベーンせん断の回転速度を統一することが肝要である。

(2) 設計指針

上述の 4.4 節において提示した概念モデルを活用することにより、住活動に適した土砂環境場の設計指針を得ることができる。具体的には、まず、住活動性能を特徴づける 3 つの状態 BG, AG, CR から、設計上実現すべき状態 (要求性能) を選択する。例えば、ここでは地下水位下の最適住活動状態 BG とする。目標とする相対密度 D_r の下で、BG 状態を規定する土砂強度 VSS を用いて、 $VSS(s, D_r) = VSS$ の関係式に基づき、対応する地表サクシヨン値 $s_{BG}(D_r)$ を同定する。ここで、自然砂質干潟における土砂保水特性を活用する。すなわち、保水性に富む干潟表層土砂では、本論文第 2 章において既述したとおり、地下水位に対する地表サクシヨンの比が、水の単位体積重量 γ_w によって表される。これを考慮すると、巣穴住活動に最も適合した土砂環境場 BG 状態を実現するための干出時地下水位 G.W.L. の設計低下幅は $s_{BG}(D_r) / \gamma_w$ となる。ここで具体的な数値例を挙げるために、図-41 と図-49 を参照する。目標 D_r 値が 60% の場合、対応する地表サクシヨン値 $s_{BG}(D_r) \cong 1\text{kPa}$ であり、したがって設計地下水位 G.W.L._{BG} は、 $-s_{BG}(D_r) / \gamma_w \cong -100\text{mm}$ となる。これとは対照的に、同一の目標 D_r 値 60% に対して、巣穴住活動の限界状態 CR を与える地表サクシヨン値は $s_{CR}(D_r) \cong 2.1\text{kPa}$ であり、対応する地下水位 G.W.L._{CR} は、 $-s_{CR}(D_r) / \gamma_w \cong -210\text{mm}$ となる。これ以深の地下水位の下では、巣穴住活動は極めて困難となる。したがって、 D_r 値 60% の下で巣穴住活動に適した干出時地盤内の許容地下水位 G.W.L. は、 $\text{G.W.L.}_{CR} = -210\text{mm} < \text{G.W.L.} < 0$ と表すことができる。この際、図-50 を参照して、BG, AG および CR の各状態に対応する地表サクシヨン s の間には、 $s_{BG} < s_{AG} < s_{CR}$ 、同様に対応する地下水位 G.W.L. の間には、 $\text{G.W.L.}_{CR} < \text{G.W.L.}_{AG} < \text{G.W.L.}_{BG} < 0$ の関係が成立する。

4.6 まとめ

コメツキガニの巣穴住活動と土砂物理環境の関わりに着目して、盤洲砂質干潟における現地動態観測と干潟表層土砂に対するベーンせん断実験結果を活用した 3 シリーズの巣穴住活動実験を実施した。得られた主要な知見は次のと

おりである。

巣穴底生生物の住活動形態が、地下水位ならびにサクシヨンの動態と密接に関連していることを明らかにした。とりわけ、地表サクシヨンの発生が、巣穴住活動を物理的に可能にしていることを明らかにした。これは、カニが本来粘着力を有さない砂質土においてサクシヨン発達により生じた実効粘着力を活用して巣穴掘削活動を行っていることを示すものである。

干潟表層土砂の相対密度に対応して、サクシヨンによって誘起される土砂環境場 (粘着力と硬さ) が、巣穴住活動における適合場すなわち臨界・最適・限界状態の発現を支配していることを明らかにした。また、地下水位上と地下水位下の土砂領域における巣穴活動形態に応じた異なる 2 つの最適状態が存在することを見出した。さらに、このような巣穴住活動の最適および限界状態は、各状態に固有の土砂の表面せん断強度 $VSS = VSS(s, D_r)$ に忠実にしたがって現れることを明らかにした。それゆえ、干潟土砂のベーンせん断強度は、巣穴住活動の定量的な性能評価指標となることを示した。また、このような巣穴住活動の性能は、回転せん断速度を統一したベーンせん断の適用によって正確に同定できることを示した。

観測した巣穴活動の特性を整合的に説明しうる住活動／土砂環境場のリンクモデルを構築した。これを活用して、良好な住活動すなわち十分に発達した巣穴形成条件を満足するような土砂環境場の設計指針を提示した。本研究で得られた知見と用いた手法は、原理的に、潮間帯の砂質土に住む他の巣穴底生生物にも適用可能なものである。

5. 結論

本研究では、従来研究が進んでおらず理解が乏しく留まっていた砂質干潟における地盤表層内部の土砂環境動態を解明して、巣穴底生生物の住活動との関わりを明らかにするために、盤洲干潟を中心とした多様な現地観測および現地調査、各種の室内地盤および生物実験、ならびに提案する理論・概念モデルによる解析・分析を統合的に実施した。そして、砂質干潟における生態土砂環境場の性能評価指針および設計指針を提示した。以下に、本論文の各章において得られた主要な知見を記述してまとめる。

第 2 章では、干潟と砂浜の保水動態機構を明らかにした。これにより、従来、定性的な理解にとどまっていた干潟と砂浜の違いを、地盤内部の土砂環境動態に基づいて、定量的に明確化できることを示した。自然砂質干潟のサクシヨンを核とした土砂物理環境の連動過程を捉えることに世

界で初めて成功した。特に、干出時の地表からの水分蒸発、サクシオン深さ勾配に基づく表層への水分供給、土中塩分集積過程が連動した干潟土砂の保水機構を明らかにした。そして、干潟と砂浜の保水動態の違いが、地下水位低下にともなう空気侵入サクシオン値 s_{aev} 前後における間隙水移動の差異によって支配されていることを明らかにした。すなわち、地下水位が空気侵入サクシオン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev}/\gamma_w$ よりも浅い場合には、地表蒸発作用下においても土中水分は間隙水の上方移動によって精確に保持される。しかし、地下水位が空気侵入サクシオン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev}/\gamma_w$ よりも深い場合には、間隙水の鉛直下方への流下現象が発生し、結果として土砂の飽和度が減少することを明らかにした。砂浜は後者に該当し、地盤内に誘起されているサクシオンが s_{aev} 値よりも高いために貧保水場が形成される。一方、砂質干潟は前者に該当し、地盤内に誘起されているサクシオンが s_{aev} 値よりも低いために良好な保水場が形成されることを明示した。

上述の得られた知見に基づいて、保水場を定量的に評価し設計するための指針を開発した。干出時に土中水分が良好に保持される場においては、地下水位上の任意の地盤深さにおけるサクシオンは水の単位体積重量 γ_w を勾配として地下水位と1対1の線形関係を有することを明らかにした。これに基づいて、保水場に関する定量的な性能評価指針を提示した。さらに、干出時の土中水分保持を満足するための地盤内の許容地下水位は、当該土砂の空気侵入サクシオン値 s_{aev} の換算水頭値 $-s_{aev}/\gamma_w$ によって規定できることを明らかにした。そして、土砂の粒径および間隙率の違いを考慮した空気侵入サクシオン値 s_{aev} の推定式を提案し、これを異なる相対密度の盤洲干潟土砂、砂浜土砂ならびに造成干潟土砂に対する観測・実験結果を用いて検証した。その結果として、良好な保水場を満足するための干出時地盤内の許容地下水位の設計指針を提示した。

第3章では、干潟地盤表層内部の土砂環境場が、サクシオンの働きによって時間的・空間的に大きく変化することを明らかにした。具体的には、潮汐による地下水位変化にともなう生じるサクシオン動態が、繰り返し干出・冠水する干潟土砂の間隙、剛性および表面せん断強度の著しい変化を引き起こす上で本質的な役割を果たしていることを明らかにした。さらに、このようなサクシオン動態は、地表形状の変化に対しても直接的な役割を担うことを明確に示した。これらの結果は、地表形状の変化には生物活動を除いて地盤上の水理動態のみに依存した土砂輸送が専らの重要要因であるとの現行の考え方と明白な対照をなすものである。サクシオン動態は、その厳しさに応

じて、時間とともに、土の相対密度にして50%に及ぶ高レベルの変化を生じさせることを明らかにした。その帰結として、土砂の剛性すなわち硬さが時間をかけて著しく変化していくことを示した。また、土砂の剛性は、その相対密度が実質的に一定に保たれるような単一の干出時間中においてさえも、サクシオン動態によって急激な変化を経験することを明らかにした。サクシオン動態のこのような複合的な効果は、土砂安定性の数時間から数日、数ヶ月におよぶ時間サイクルにおける顕著な時空間変化をもたらしている。このことは、サクシオン動態が、多様な底生生物活動の場である干潟表層土砂の物理環境を実質的に支配していることを示すものである。さらに、上述のサクシオン動態の効果は、土砂の表面せん断強度を著しく変容させることを明らかにした。具体的には、サクシオン動態の働きによって土砂の表面せん断強度は、干出状態において10倍以上、冠水状態において5倍以上のスケールで変化していくことを明らかにした。したがって、これらの結果は干出時には風による冠水時には波浪や潮流による潮間帯の土砂輸送過程に甚大な影響を与えるものである。本章では、このようなサクシオン動態の効果と表面土砂輸送間の潜在的なフィードバック過程ならびにそれが岸沖干潟の総合的な地表形状変化へ貢献しうる様式を合わせて示した。

第4章では、従来不明瞭であった底生生物と土砂環境の関係について、巣穴住活動の観点から、底生生物活動を支配する土砂環境条件を明確化できることを示した。巣穴住生物としてコメツキガニを取り挙げて、その住活動形態が、地下水位ならびにサクシオンの動態と密接に連動していることを明らかにした。とりわけ、干出時の地表サクシオンの発生が、巣穴住活動を物理的に可能にしていることを明示した。これは、サクシオン発達により砂質土内に生み出された実効粘着力に起因するものである。さらに、干潟表層土砂の相対密度に対応して、巣穴掘削活動を支配する臨界、最適および限界サクシオン条件が存在することを見出した。これらは、底生生物にとって良好な巣穴住活動を実現するための適合条件を表すものである。さらに、このような巣穴住活動の最適および限界状態は、各状態に固有の土砂の表面せん断強度 $VSS = VSS(s, D_r)$ に忠実にしたがって現れることを明らかにした。それゆえ、干潟表層土砂のペーせん断強度は、巣穴住活動の定量的な性能評価指標となることを示した。このような巣穴住活動の性能は、回転せん断速度を統一したペーせん断の適用によって精確に同定することができる。

さらに、観測挙動を整合的に説明しうる巣穴住活動 /

土砂環境場のリンクモデルを構築し、これを活用して、良好な住活動すなわち十分に発達した巣穴形成条件を満足するような土砂環境場の設計指針を提示した。本研究で得られた知見と用いた手法は、原理的に、潮間帯の砂質土に巣穴を形成する他の多種多様な底生生物に対しても適用可能なものである。

6. あとがき

本論文では、砂質干潟における地盤表層内部の土砂環境場と巣穴底生生物の住活動の関わりを解明して、生態土砂環境場に関する性能評価・設計指針を提示した。以下では、本研究で得られた知見の今後の活用法について記す。

砂質干潟の保全・再生事業に直接的に活用できる保水場の性能評価指針ならびに巣穴底生生物の住活動指標を提示した。前者はサクシジョンと地下水位の関係、後者はベーンせん断強度によって定義される。ここに、土中水分の保持形態と土砂強度すなわち硬さ軟らかさの発達形態は相互に密接に関係している。したがって、両者を自然干潟または造成した干潟に適用することによって、干出時に土中水分が保持される場が形成されているか否か、ならびに、底生生物が快適に住める環境状態（適した土砂硬さの状態）であるか否か、さらにはその要因までを定量的に評価することができる。特に、浚渫土と砂を混合した土砂を造成干潟材料として用いる場合には、施工当初において往々にして当該土砂が不飽和状態となることが予想される。また、施工後に土砂は日々繰り返される干出・冠水作用によって硬くなっていく。上述の両者の指標を現場で併用することによって、施工段階において設計通り良好な土砂環境場が実現できているか、またその後の運転期間において健全な状態が維持されているかまたは回復したかを的確に評価することができる。それゆえ、両者の指針は、干潟造成時の土砂環境場の性能照査ならびにその後の維持管理指針として大いに活用することができる。

造成干潟の設計において課題とされてきた生物生息・活動を満足するための許容地下水位の設計指針を提示した。本指針を干潟設計に適用することにより、良好な保水場と底生生物の良好な住活動の双方を同時に実現することができる。

本研究では、巣穴底生生物として砂質干潟において典型的にみられるコメツキガニを取り挙げて、その住活動に適合した土砂環境条件を明らかにした。このような良好な底生生物活動を満足するサクシジョンを主とした適合土砂環境場は、本研究において明らかにしたメカニズムの原理上、砂質干潟に生息する他のカニや他種の底生生物に対して

も同様に存在すると考えられる。加えて、人工干潟の成功例とされる尾道造成干潟における最近の調査結果（広島港湾空港技術調査事務所、2006）によると、サクシジョン値の大小は、他の既往の調査指標を上回り、当造成干潟における底生生物の多様性と最も相関性が高いことが示されている。したがって、本論文で得られた知見は、今後、多様な底生生物の種に対応した生態土砂環境場の性能設計法の指針として有効に活用していくことが期待できる。

謝辞

本研究は、港湾空港技術研究所の競争的研究資金：平成16年度特定萌芽的研究「干潟地盤のサクシジョン動態の解明」（研究代表者：佐々真志）ならびに平成17年度科学研究費補助金（若手研究B）「干潟生態系の維持・再生に資することを念頭に置いた土砂環境動態予測モデルの開発」（研究代表者：佐々真志）の援助を受けた。また、本研究は、港湾空港技術研究所と五洋建設株式会社の共同研究「干潟回復・創造のための地盤設計技術および施工技術の開発に関する共同研究」の一環として、研究情報の交換を行いながら実施したものである。本研究の計画段階においては、当研究所の高橋重雄 研究主監より、田中洋行 元地盤・構造部長とともに、東京湾の干潟について案内・討議して頂いた。千葉県盤洲干潟における現地観測・調査に際しては、当干潟を管理する7つの漁業協同組合（久津間漁業協同組合、金田漁業協同組合、江川漁業協同組合、牛込漁業協同組合、木更津漁業協同組合、木更津第2漁業協同組合、中里漁業協同組合）のご理解とご協力を頂いた。広島県尾道造成干潟ならびに立花釣が浜における現地観測・調査に際しては、国土交通省中国地方整備局広島港湾空港技術調査事務所のご協力を頂いた。当研究所の沿岸環境領域 三好英一 特任研究官には、盤洲干潟調査に関わる諸手続きについて懇切なご指導を頂いた。同 桑江朝比呂 特任研究官には、干潟の生態系について貴重な助言を頂いた。現地観測・調査ならびに各種室内実験の実施に際しては、研修生、学生または夏期実習生として土質研究室に所属された次の方々のご協力・補助を頂いた：元研修生 椎名貴彦氏（五洋建設）、白石保律氏（日本工営）、村上智英氏（佐伯建設工業）、元学生 石井嘉一氏（中央大学）、竹村真郷（神戸大学）、覚田健司（神戸大学）、元夏期実習生 青野公（広島大学）、浅海綾一（広島大学）、研修生 三枝弘幸氏（東亜建設工業）、植田智幸氏（佐伯建設工業）。上述の関係各位に、ここに記して深謝の意を表します。

参考文献

- 秋山章男・松田道生 (1974) : 干潟の生物観察ハンドブック, 東洋館出版社, 332p.
- 井上光弘 (1998) : 塩分動態モニタリングシステム, 日本砂丘学会誌, 第45巻, 第1号, pp. 15-25.
- 内山雄介・加藤一正・栗山善昭・古川恵太 (2000) : 東京湾盤洲干潟の漂砂特性について. 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 521-525.
- 内山雄介 (2005) : 干潟のながれと地形変化, ながれ 24, pp. 57-66.
- 小野勇一 (1995) : 干潟のカニの自然誌, 平凡社, 271p.
- 加藤史訓・佐藤慎司・三輪竜一 (1999) : 海岸域の底生生物とその生息環境に関する全国的調査, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 1136-1140.
- 川島利兵衛ら編 (1988) : 改訂版新水産ハンドブック, 講談社, 735p.
- 姜閔求・高橋重雄・奥平敦彦・黒田豊和 (2001) : 自然・人工干潟の地形および地盤に関する現地調査—前浜干潟の耐波安定性に関する検討—, 港湾空港技術研究所資料, No. 1010, pp. 1-49.
- 菊池泰二 (2000) : 干潟はいま, 海洋と生物, Vol. 22, 129号 (No.4).
- 栗原康 (1975) : 干潟環境の破壊と修復および生物群集の動態, 人間共存と自然環境, 東京大学出版会.
- 桑江朝比呂 (2005) : 造成された干潟生態系の発達過程と自律安定性, 土木学会論文集 No. 790/VII-35, pp. 25-34.
- 国土交通省港湾局 (2003) : 海の自然再生ハンドブック, 第2巻, 干潟編, 138p.
- 国土交通省中国地方整備局広島港湾空港技術調査事務所 (2006) : 干潟造成技術マニュアル (Ver. 1)~成功事例に学ぶ干潟造成技術~.
- 地盤工学会 (2004) : 不飽和地盤の挙動と評価, 地盤工学会, 223p.
- 竹内均 (2003) : 地球環境調査計測事典 第3巻 沿岸域編, フジテクノシステム, pp. 29-37.
- 中野政詩 (1991) : 土の物質移動学, 東京大学出版会, 189p.
- 西嶋渉・岡田光正 (1998) : 人工干潟における生態系の創出・保全, 土木学会誌, 83巻, 11号, pp. 34-35.
- 林文慶・高山百合子・田中昌宏・上野成三・新保裕美・織田幸伸・池谷毅・勝井秀博 (2002) : 沿岸域における複数生物の生息地環境評価—生態系連続性の配慮にむけて—, 水工学論文集, 第46巻, pp. 1193-1198.
- 古川恵太・藤野智亮・三好英一・桑江朝比呂・野村宗弘・萩本幸将・細川恭史 (2000) : 干潟の地形変化に関する現地観測—盤洲干潟と西浦造成干潟—, 港湾技研資料, No. 965, pp. 1-30.
- 風呂田利夫 (2003) : 干潟保全再生の技術と活用, Civil Engineering Consultant Vol. 221, pp. 24-26.
- Altevogt, R. (1955) : Some studies on two species of Indian fiddler crabs, *Uca marionis* (Dana) and *U. annulipes* (Latr.), *J. Bombay. Nat. Hist. Soc.*, 52, pp. 702-716.
- Amos, C. L., Wagoner, N. A. V. and Daborn, G. R. (1988) : The influence of subaerial exposure on the bulk properties of fine-grained intertidal sediment from Minas Basin, Bay of Fundy, *Estuar. Coas. Shelf Sci.*, 27, pp. 1-13.
- Baldock, T. E., Baird, A. J., Horn, D. P. and Mason, T. (2001) : Measurements and modeling of swash-induced pressure gradients in the surface layers of a sand beach, *J. Geophys. Res.*, 106, pp. 2653-2666.
- Bear, J. (1972) : *Dynamics of Fluids in Porous Media*, New York; Elsevier, 764p.
- Bear, J. (1979) : *Hydraulics of Groundwater*, New York; McGraw-Hill Intl. Book Co., 569p.
- Botto, F. and Iribarne, O. (2000) : Contrasting Effects of Two Burrowing Crabs (*Chasmagnathus granulata* and *Uca uruguayensis*) on Sediment Composition and Transport in Estuarine Environments, *Estuar. Coas. Shelf Sci.*, 51, pp. 141-151.
- Drabsch, J. M., Parnell, K. E., Hume, T. M. and Dolphin T. J. (1999) : The capillary fringe and the water table in an intertidal estuarine sand flat, *Estuar. Coas. Shelf Sci.*, 48, pp. 215-222.
- Dyer, K. R. (2000) : Nearshore and Coastal Oceanography - Intertidal Mudflats, Part I: Mudflat Properties, Part II: Mudflat Processes, *Cont. Shelf Res.*, 20, Special Issues, pp. 1037-1788.
- Eshky, A. A., Atkinson, R. J. A. and Taylor, A. C. (1995) : Physiological ecology of crabs from Saudi Arabian mangrove, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 126, pp. 83-95.
- Fagherazzi, S., Marani, M. and Blum, L. K. (2004) : The Ecogeomorphology of Tidal Marshes, *Coastal and Estuarine Studies*, 59, Am.Geophys.Union.
- Fredlund, D.G. and Rahardjo, H. (1993) : *Soil Mechanics for Unsaturated Soils*, New York; Wiley, 544p.
- Friend, P. L., Collins, M. B. and Holligan, P. M. (2003) : Day-night variation of intertidal sediment properties in relation to sediment stability, *Estuar. Coas. Shelf Sci.*, 58, pp. 663-675.
- Garrison, L. P. (1999) : Vertical migration behavior and larval

- transport in brachyuran crabs, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 176, pp. 103-113.
- Gaskin, G. J. and Miller, J. D. (1996) : Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique, *J. Agric. Engng. Res.*, 63, pp. 153-160.
- Gribsholt, B., Kostka, J. E. and Kristensen, E. (2003) : Impact of fiddler crabs and plant roots on sediment biogeochemistry in a Georgia saltmarsh, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 259, pp. 237-251.
- Hails, A. J. and Yaziz, S. (1982) : Abundance, breeding and growth of the ocypodid crab *Dotilla myctiroides* (Milne-Edwards) on a West Malaysian beach, *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, 15, pp. 229-239.
- Hyatt, G. W. and Salmon, M. (1977) : Combat in the fiddler crabs *Uca pugilator* and *Uca pugnax*: a quantitative analysis, *Behaviour*, 65, pp. 182-211.
- Icely, J. D. and Jones, D. A. (1978) : Factors affecting the distribution of the genus *Uca* (Crustacea: Ocypodidae) on an East African shore, *Estuar. Coast. Mar. Sci.*, 6, pp. 315-325.
- Jarvis, J., and Riley, C. (1987) : Sediment transport in the Mouth of the Eden estuary, *Estuar. Coas. Shelf Sci.*, 24, 463-481.
- Koch, V., Wolff, M. and Diele, K. (2005) : Comparative population dynamics of four fiddler crabs (Ocypodidae, genus *Uca*) from a North Brazilian mangrove ecosystem, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 291, pp. 177-188.
- Koga, T., Henmi, Y. and Murai, M. (1993) : Sperm competition and the assurance of underground copulation in the sand-bubbler crab *Scopimera globosa* (Brachyura: Ocypodidae), *J. Crustac. Biol.*, 13, pp. 134-137.
- Koretsky, C. M., Cappellen, P. V., DiChristina, T. J., Kostka, J. E., Lowe, K. L., Moore, C. M., Roychoudhury, A. N. and Viollier, E. (2005) : Salt marsh pore water geochemistry does not correlate with microbial community structure, *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, 62, pp. 233-251.
- Kuwae, T., Kibe, E. and Nakamura, Y. (2003) : Effect of emersion and immersion on the porewater nutrient dynamics of an intertidal sandflat in Tokyo Bay, *Estuar. Coas. Shelf. Sci.*, 57, pp. 929-940.
- Kuwae, T., Kamio, K., Inoue, T., Miyoshi, E. and Uchiyama, Y. (2006) : Oxygen exchange flux between sediment and water in an intertidal sandflat, measured *in situ* by the eddy-correlation method, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 307, pp. 59-68.
- Litulo, C. (2005) : Population biology of the fiddler crab *Uca annulipes* (Brachyura: Ocypodidae) in a tropical East African mangrove (Mozambique), *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, 62, pp. 283-290.
- Libkowsky, A. E., Jensen, B., Kudrolli, A. and Rothman, D. H. (2004) : Threshold phenomena in erosion driven by subsurface flow, *J. Geophys. Res.*, 109, pp. 4010-4019.
- Maitland, D. P. (1986) : Crabs that breathe air with their legs – *Scopimera* and *Dotilla*, *Nature*, 319, pp. 493-495.
- Maitland, D. P. (1990) : Feeding and mouthpart morphology in the semaphore crab *Heloecius cordiformis* (Decapoda: Brachyura: Ocypodidae), *Mar. Biol.*, 105, pp. 287-296.
- Mason, D. C., Amin, M., Davenport, I. J., Flather, R. A., Robinson, G. J. and Smith, J. A. (1999) : Measurement of recent intertidal sediment transport in Morecambe Bay using the waterline method, *Estuar. Coas. Shelf Sci.*, 49, pp. 427-456.
- Mason, D. C. and Garg, P. K. (2001) : Morphodynamic modelling of intertidal sediment transport in Morecambe Bay, *Estuar. Coas. Shelf Sci.*, 53, pp. 79-92.
- Miller, D. C. (1961) : The feeding mechanism of fiddler crabs with ecological considerations of feeding adaptations, *Zoologica*, 46, pp. 89-100.
- Nielsen, P. and Perrochet, P. (2000) : Watertable dynamics under capillary fringes: experiments and modelling, *Advances in Water Resources*, 23/1, pp. 503-515.
- Paarlberg, A. J., Knaapen, M. A. F., de Vries, M. B., Hulscher, S. J. M. H. and Wang, Z. B. (2005) : Biological influences on morphology and bed composition of an intertidal flat, *Estuar. Coas. Shelf Sci.*, 64, pp. 577-590.
- Perillo, G. M. E. and Sequeira, M. E. (1989) : Geomorphologic and sediment transport characteristics of the middle reach of the Bahia Blanca estuary (Argentina), *J. Geophys. Res.*, 94, pp. 14,351-14,362.
- Raubenheimer, B., Guza, R. T. and Elgar, S. (1999) : Tidal water table fluctuations in a sandy ocean beach, *Water Resources Research*, 35/8, pp. 2,313-2,320.
- Robertson, J. R. and Newell, S. Y. (1982) : A study of particle ingestion by three fiddler crab species foraging on sandy sediments, *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 65, pp. 19-28.
- Sassa, S., Li, F. and Sekiguchi, H. (2005) : Response of saturated/unsaturated gravelly sand to tidal fluctuations, *Geotechnical Special Publication*, 143, Am. Soc. Civ. Eng., pp. 174-186.
- Sassa, S. and Watabe, Y. (2006) : The dynamics of tidal flat

geo-environments in an estuary, *Proceedings of Coastal Dynamics '05*, Am. Soc. Civ. Eng., Paper No. 25, pp. 1-12.

Saulter, A. N., Russell, P. E., Gallagher, E. L. and Miles, J. R. (2003) : Observations of bed level change in a saturated surf zone, *J. Geophys. Res.*, 108, pp. 3112-3126.

Taylor, D.W. (1948) : *Fundamentals of Soil Mechanics*, New York; Jon Wiley & Sons, 693p.

Tolhurst, T. J., Black, K. S., Shayler, S. A., Mather, S., Black, I., Baker, K. and Paterson, D. M. (1999) : Measuring the in situ erosion shear stress of intertidal sediments with the cohesive strength meter (CSM), *Estuar. Coas. Shelf Sci.*, 49, pp. 281-294.

Turner, I. L. and Masselink, G. (1998) : Swash infiltration-exfiltration and sediment transport, *J. Geophys. Res.*, 103, pp. 30,813-30,824.

Uchiyama, Y., Kuriyama, Y. and Katoh, K. (2001): Suspended sediment and morphological response on Banzu tidal flat, *Proceedings of Coastal Dynamics '01*, Am. Soc. Civ. Eng., pp. 1038-1047.

Van Genuchten, M. T. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil. Sci. Am. J.*, 44, pp. 892-898.

Vogel, F. (1984) : Comparative and functional morphology of the spoon-tipped setae on the second maxillipeds in *Dotilla stimpson* (Decapoda, Brachyura, Ocypodidae), *Crustaceana*, 47, pp. 225-234.

Wada, K. (1983) : Temporal changes of spatial distributions of *Scopimera globosa* and *Ilyoplax pusillus* (Decapoda: Ocypodidae) at co-occurring areas, *Jap. J. Ecol.*, 33, pp. 1-9.

Wada, K. (1993) : Territorial behaviour, and sizes of home range and territory, in relation to sex and body size in *Ilyoplax pusilla* (Crustacea: Brachyura: Ocypodidae), *Mar. Biol.*, 115, pp. 47-52.

Warner, G. F. (1977) : *The Biology of Crabs*, London; Paul Elek (Science Books) Ltd., 202p.

Zimmer-Faust, R. K. (1987) : Substrate selection and use by a deposit-feeding crab, *Ecology*, 68, pp. 955-970.

Zucker, N. (1977) : Neighbor dislodgement and burrow-filling activity by male *Uca muscica terpsichores*: A spacing mechanism, *Mar. Biol.*, 41, pp. 281-286.

Zucker, N. (1981) : The role of hood-building in defining territories and limiting combat in fiddler crabs, *Anim. Behav.*, 29, pp. 387-395.

記号表

a,b,c	土中水分特性式の材料パラメタ
A_s^{ep}	土砂の弾塑性圧縮パラメタ $\dot{\epsilon}_v / \dot{s}$
AG	地下水位上 (Above G.W.L.) の巣穴住活動における最適状態
BG	地下水位下 (Below G.W.L.) の巣穴住活動における最適状態
C	土中塩分濃度
C*	干出前の土中塩分濃度
CR	巣穴住活動における限界状態
D_b	巣穴到達深さ
D_{10}	土砂の有効径
D_{50}	土砂の中央粒径
D_r	土砂の相対密度 $(e_{\max} - e) / (e_{\max} - e_{\min})$
e	土砂の間隙比
e_0	土砂の初期間隙比
e_{\max}	土砂の最大間隙比
e_{\min}	土砂の最小間隙比
EVR	地表からの水分蒸発速度
Exp.	干出
G_s	土粒子の比重
G.W.L.	地表位置を基準とした地下水位
h	毛管上昇高さ
H	地形標高
H.W.L.	大潮平均満潮位
k_r, k_w	土砂の透水係数
k_w^*	土砂の飽和透水係数
l	透水係数の飽和度依存性に関するパラメタ
L.W.L.	大潮平均干潮位
m_1, m_2	砂団子の長径と短径
n	土砂の間隙率 $e / (1+e)$
N	原型とモデルの縮尺スケール
p_r	参照サクション
s	サクション $u_a - u_w$
s_{aev}	空気侵入サクション
S_r	土砂の飽和度

S_{r0}	保水性試験における干出前の土砂の初期飽和度
S_{rd}	土砂の残留飽和度
Sub.	冠水
t	時間
T	温度
T_b	巣穴形成時間
u_a	大気圧
u_w	土砂の間隙水圧
VSS	土砂のベーンせん断強度
w	土砂の含水比
W.L.	水位
x	岸沖方向の水平距離
z	地表上の鉛直距離
z_t	理論解析用の入力変動水位／地下水位 $\eta(t)$
ε_v	土砂の体積ひずみ
γ_w	水の単位体積重量
κ_s	土砂の弾性圧縮係数
λ_s	土砂の弾塑性圧縮係数
θ	土砂の体積含水率
ξ	土砂の高密度化にともなう収束挙動に関する材料 パラメタ.
ψ	空気侵入サクシヨンに関する材料パラメタ

CONTENTS

1. Medium-Term Variations of Bar Properties and Their Linkages with Environmental Factors at HORS
.....Yoshiaki KURIYAMA, Shin-ichi YANAGISHIMA.....1
2. Cross-shore Variation of Long-Term Average Longshore Current Velocity at HORS
..... Yoshiaki KURIYAMA, Shin-ichi YANAGISHIMA.....15
3. Adsorption Characteristics of Organotin Compounds onto Ports and Harbors Sediments
Yoshiyuki NAKAMURA, Tomohiro YAMASAKI, Susumu KONUMA, Akira KAGAYAMA, Shigeki MASUNAGA.....31
4. The Role of Suction in Tidal Flat Geoenvironments and Burrowing Activity of Benthos
-Performance Index for Conservation and Restoration of Intertidal Sandy Flats-
.....Shinji SASSA, Yoichi WATABE.....61