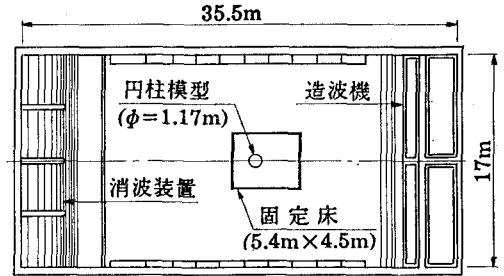


大口径円柱周辺の砂の移動機構に関する研究

東江隆夫*・勝井秀博**・灘岡和夫***

1. はじめに

大型海洋構造物周辺の海底地形変化に関しては、Rance (1980), 東江・勝井 (1985), 斉藤・佐藤・柴山 (1988), Katsui, Tōe (1988) らによって研究がなされ、その予測シミュレーションについても斉藤ら (1988) あるいは勝井・東江 (1990) によって、大口径の円柱を対象とした計算がなされている。彼らは、波高分布を MacCamy & Fuchs の回折理論より求め、流れを、境界層外縁の質量輸送速度と radiation stress による流れの和とし、渡辺ら (1975) によって提案されている漂砂公式を用いて海底地形変化を計算している。しかしながら、計算結果は実験結果を統一的に説明することができない。特に、円柱側方の堆積領域を計算で表しきれない理由として、勝井ら (1990) は、流速の場所的勾配による漂砂のメカニズムが計算モデルに含まれていないためであるとした。一方、碎波の無い2次元的な波動場での砂の移動機構については、入江、栗山ら (1985) あるいは佐藤ら (1990) の研究がある。佐藤らは (1990)、流速の非線形性と砂漣による漂砂のモデル化によって入江ら (1984) の L-type, N-type の地形変化を検討している。しかし、3次元波浪場での砂の移動機構は十分に理解されているとはいえない。本研究で対象とする水深 20~30 m 以深の海域では、沿岸ほどの早い流れは存在しない。計算によれば、radiation stress による流れと境界層外縁の質量輸送速度はほぼ同じオーダーとなる。また、これらの流れだけでなく、水面と底面の境界層に挟まれた領域にも質量輸送速度が存在し、漂砂を支配している流れはこれらの流れの相互作用の結果として生ずるもので、その構造は不明な点が多い。本研究では、大型円柱周辺の海底地形変化のメカニズムを明らかにするため、平均流の構造と砂の移動機構に着目して、固定床上での砂の移動から砂漣上での砂の移動形態を調べた。



図—1 実験概要

2. 実験方法

実験では幅 17 m, 長さ 35.5 m, 水深 30 cm の造波水槽を用いた。図—1 に実験装置の概要を示す。水槽底面上に滑面、粗面および砂漣面を 5.4 m×4.5 m の範囲で作成し、その上に3種類の底質を薄く散布して、円柱 ($\phi=1170$ mm) 周辺の底質の動きを観察した。滑面は塩ビ板、粗面は塩ビ板に珪砂 5 号 ($d_{50}=0.54$ mm) を張り付けたものを用いた。砂漣面は、珪砂 7 号により厚さ 5 cm の砂層を作成し、周期 1.0 s, 波高 10 cm の波を作用させ、全面に砂漣が形成された後、セメントの粉を薄く撒いて固化させた。底質はエスレンビーズ (三共化学, $\rho=1.05$, $d=1.5$ mm), 細砂として珪砂 7 号 ($d_{50}=0.15$ mm) 粗砂として珪砂 5 号 ($d_{50}=0.54$ mm) を用いた。実験波は、全て規則波で波高は 10 cm, 周期 $T=$

表—1 実験ケース

周 期 (s)	1.0			1.5			2.0		
トレーサー	fp	s5	s7	fp	s5	s7	fp	s5	s7
底面の状況									
滑 面	●	●	●	●	●	●	●	●	●
(流速計測)		●			●			●	
粗 面	●		●				●		●
(流速計測)									
砂漣面	●		●						
(流速計測)		●							

fp: エスレンビーズ s5: 珪砂 5 号 s7: 珪砂 7 号

* 正会員 M.S 大成建設(株)技術研究所

** 正会員 工修 大成建設(株)技術研究所チームリーダー

*** 正会員 工博 東京工業大学土木工学科助教授

1.0, 1.5, 2.0 s (波長 $L=1.37$ m, 25.3 m, 3.26 m) である。流速の平面分布を $z=15$ cm の地点 (水深の半分) で電磁流速計により測定し、鉛直分布をプローブ型のレーザー流速計を用いて、底面より 2 mm~200 mm の点で測定した。実験ケースを表-1に示す。

3. 実験結果および考察

3.1 円柱周辺の流れ

(1) 流れの平面分布 周期 2.0 s で $z=15$ cm の高さにおける円柱周辺の平均流速の平面分布を図-2に、radiation stress による流れの計算値を図-3に示す。実験では、円柱側方から円柱沖側に向かう流れがあり、これは計算による radiation stress による流れと似ている。しかし全体的にみると波の進行方向と逆向きの流れが卓越している。radiation stress による流れは、断面平均流として計算しているものであるから、本研究で対象としている比較的深い水深の場合それが鉛直方向に均一でないことは十分考えられる。このことが実験値と計算値との相違の原因の一つと考えられる。また、Longuet-Higgins (1953) らが示すように、2次元では、水深波長比によって水面と水底では波の進行方向に、その中間の高さでは逆向きの質量輸送速度が存在する。実験における $z=15$ cm の高さでは radiation stress による流れと質量輸送速度による流れが混在していると考えられ

る。3次元的な質量輸送速度を計算で求めるのは現状では困難であり、実際に計測した流れがどちらに属するかは特定できない。

(2) 円柱周辺の流れの鉛直分布 図-4は、円柱の中心線上、円柱前面から $L/8$, $L/4$, $3L/8$, $L/2$ 沖側に離れた地点における滑面と砂漣面上の、平均流 U の鉛直分布である ($T=1.0$ s)。滑面の場合、プローブ型の流速計では、底面からのレーザー光の反射もあって流速が測定できる最低高さは底面上 5.0 mm であり、境界層の内部まで測定できたとは言い難い。滑面での測定範囲は $z=5\sim 50$ mm とした。砂漣面の場合の高さは、砂漣の頂部を $z=0$ と定義している。また、図中 U の符号は (+) が波の進行方向 (岸向き) で (-) が逆方向 (沖向き) を表す。滑面の図 (a) を見ると、全体的に波の進行方向に向かう流れがある。砂漣面の場合 (b)、円柱前面における重複波の腹の方向に向かう流れが底面近傍にあることが明確にわかる。しかしながら、それと逆方向の流れが上方 ($z>2$ cm) にあることも示している。図-5には砂漣面の場合の円柱周縁 $\theta=30, 45, 90^\circ$ (円柱前面を 0°) における平均流速の鉛直分布を示している。砂漣面の場合、 $z=2.0$ mm~200 mm の領域で、円柱に沿って側面から前面に向かう流れが存在することがわかる。このように、円柱周辺の平均流速は明らかに鉛直方向に均一ではなく、地形変化を正しく

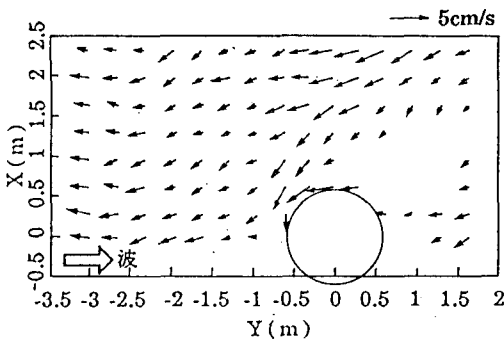


図-2 円柱周辺の平均流 ($z=15$ cm)

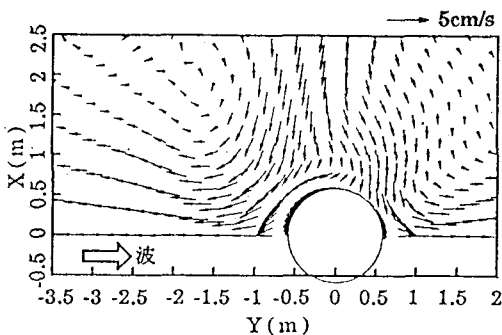


図-3 円柱周辺 radiation stress による流れ (計算値)

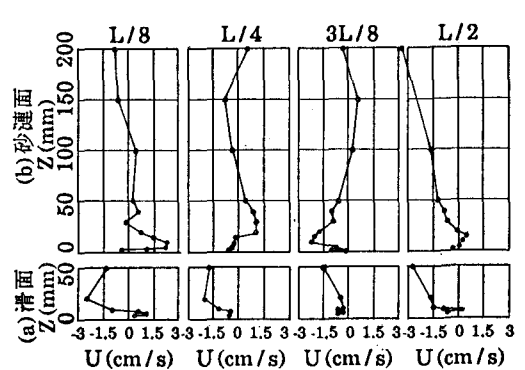


図-4 円柱前面での平均流の沿直分布

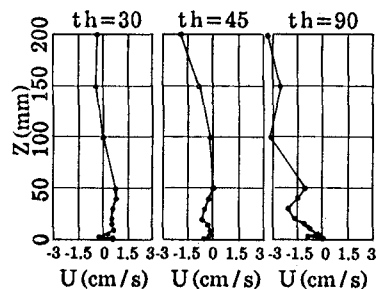


図-5 円柱周縁の平均流速の鉛直分布

計算するには、漂砂がどの地点の流速に支配されているかを明確にする必要がある。

層流境界層内部の流速分布を Carter et al. (1987) の式を円柱座標系で示した斉藤・佐藤・柴山 (1988) の式を用いて計算した。滑面の場合の境界層厚さは

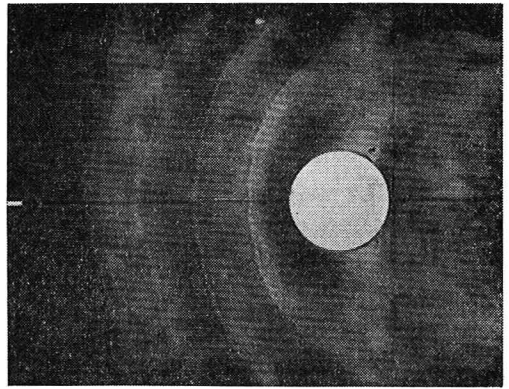
$$\delta = 4.1 \sqrt{2\nu/\omega} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 ν : 動粘性係数、 ω : 角周波数、

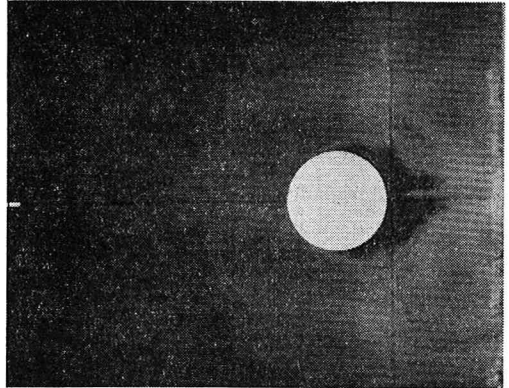
とし、砂漣面の場合には、沢本ら (1981) の研究を参考に、砂漣より砂漣波高の分 ($\delta=1.2\sim 2.0\text{ cm}$) とした。流速計は質量輸送速度のうちオイラー的流速しか測定できない。滑面の場合、境界層は非常に薄く、 $\delta=2.3\text{ mm}$ と計測点は境界層の外である。砂漣面の場合、流れは乱流となるが、実験値の傾向は層流の理論値と一致する。しかし、円柱側面での染料による観察では、底面より 3 cm 上方で円柱前面に向かう流れ、下方で円柱の後方に向かう早い流れが観察された。染料による観察ではオイラー的流速に加えて、ストークスドリフトによるラグランジェの流れを見ていることになる。側面でのラグランジェ的な流れを含んだ質量輸送速度の理論値は、円柱後方へ向かい、染料による観察と一致する。

3.2 エスレンビーズの移動

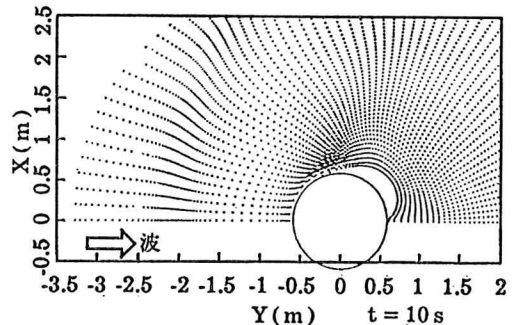
エスレンビーズは、底面近傍の水粒子の動きを表していると考えられる。写真—1 は、滑面上の周期 1.0 s の場合のこの粒子の造波開始 1 分後の移動状況を示したものである。円柱前面では、粒子は始め重複波の腹の位置に集まる。その後、腹に集まった粒子の一部は円柱の方へ進み、他は、円弧状の腹の線上に沿って波の進行方向に動き、その線の切れ目（端部）から、下流側に流されていく。時間が経過するにつれて粒子は全て下流に流され、円柱周辺の粒子はなくなる。滑面と粗面では移動状況に大きな変化はない。砂漣面の場合、滑面の場合と同様に中立粒子は波の腹の位置に集まる。しかし、滑面の場合と異なり、波を長時間作用させても、腹に集まった中立粒子はその位置に止まっている。これは、側面でも同様で、側面に粒子は帯状に漂いながらその位置に止まっている。砂漣面の場合に円柱側面で粒子がある位置で止まっている理由は、砂漣により粒子の移動する高さが変化し、かつその近辺で平均流速の鉛直分布が上下で方向が異なるためと推定される。すなわち、底面の粒子が下層にある場合は岸向きに流されるが、砂漣面の存在のため粒子が上方に巻き上げられ、その地点では流れは沖向きであるためにまた元の位置に戻されるのであろう。周期 1.5 s、2.0 s の場合は、滑面および粗面上でのみ粒子の動きを観察した。粒子が腹に集まる現象は顕著ではなく、粒子は一斉に下流側へ動き始める。また、円柱側面では、写真—2 に示されるように、円柱側方から斜め後方までの粒子が消失する。滑面と粗面の違いによる変



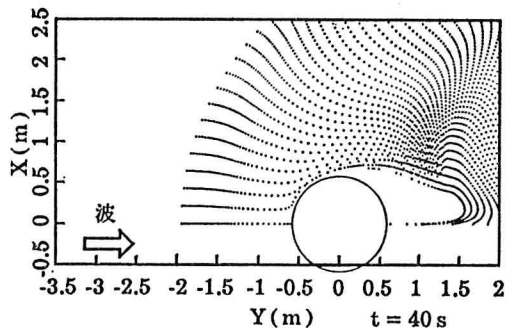
写真—1 エスレンビーズの移動状況 (滑面, 周期 1.0 s)



写真—2 エスレンビーズの移動状況 (滑面, 周期 2.0 s)



(a) 10 秒後



(b) 40 秒後

図—6 エスレンビーズの移動状況のシミュレーション

化は、周期 2.0 sec で後方の粒子が無くなる形状がわずかに異なる程度である。

滑面上の粒子が境界層外縁の質量輸送速度で移動するものと考え、周期 2.0 s の境界層外縁の質量輸送速度を用いて粒子の移動状況を数値的に追跡した。 $t=10$ s と $t=40$ s 後の結果を図-6 に示す。両者とも実験における滑面での粒子の移動状況を良く表している。これにより質量輸送速度の計算の妥当性を間接的に証明したものと判断できる。

3.3 珪砂 7 号の移動状況

珪砂 7 号の滑面上の移動状況を周期 1.0 s と 2.0 s について写真-3 (a), (b) に、砂漣上、周期 1.0 s の状況を (c) に示す。滑面、周期 1.0 s の場合には、円柱前面において、波の腹の位置に相当する場所での砂の移動はほとんど無い。しかし、節の位置から節と腹の中間に至るまでの部分の砂が弓状に消失する。周期 2.0 s では、砂は節の位置に集まり、腹と節の中間の位置の砂は次第に消失し始めている。円柱側方の砂はどの周期でも消失し、周期が長くなるほどその度合いは激しい。砂漣上では、円柱前面で腹の位置に砂は集まるものの、滑面の場合に比べて砂の移動範囲は広く、節の部分の消失が滑面に比較して激しい。側方では砂は一部消失しているものの滑面程では無い。前面における砂の消失範囲が滑面に比べて広いのは、砂漣による乱れの効果で移動限界以下の流速の小さい場合でも砂が動きうること、前述したように境界層が著しく発達しており、砂漣によって巻き上げられた浮遊砂が境界層内の節から腹へ向かう平均流によって移動するためである。周期 2.0 s の場合に節に集まる現象は入江・灘岡ら (1984) の示す N-type の洗掘形態が表れたものであると解釈される。なお、写真には示していないが、粗面の場合、粗面を形成する珪砂 5 号の砂粒子の間隙内に砂が取り込まれて動きが非常に悪い。しかし、全体的な傾向は滑面の場合と変わらない。

3.4 珪砂 5 号の移動状況

滑面、周期 2.0 s の場合の珪砂 5 号の移動状況を写真-4 に示す。7 号に比べて円柱前面の腹の付近で砂が

移動しなくなる範囲が広い。しかし、節の位置に砂が集まるのは珪砂 7 号の場合と同じである。周期 1.0 s では珪砂 7 号ほど明確に節の位置での砂の消失は無く、消失位置と節腹の関係は明確ではない。珪砂 5 号の場合は、7 号と比較して掃流状態で砂が移動する形態が大半であると考えられる。したがって、周期 1.0 s、珪砂 7 号で砂の移動傾向が L-type とすれば、周期 1.0 s、珪砂 5 号の動きはそのメカニズムからして N-type への移行段階と考えられる。この場合、アーセル数は 7.0 で、沈降速度と底面波粒子速度との比は、珪砂 7 号で 8.5、5 号で 2.0 程度となり、入江らの (1984) の N-type, L-type の判定基準と一致する。側方の砂は、珪砂 7 号の場合と同様に全周期において消失した。しかし消失の度合いは珪砂 5 号の方が激しい。

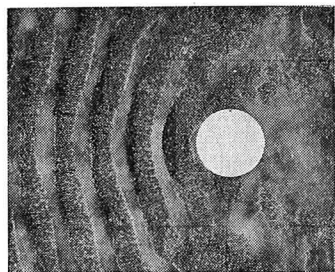
3.5 底質の移動状況と地形変化の違い

移動床を用いた地形変化の実験結果 (東江ら, 1985) と今回の実験結果と比較してみる。ただし、比較の際には以下のことを考慮する必要がある。

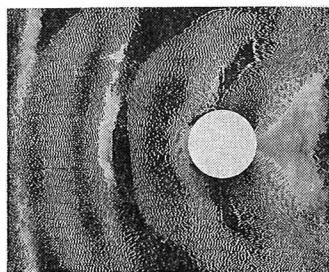
1) 固定床では、砂漣面や移動床に比較して底面せん断力が小さく、したがって、砂が移動しない領域 (移動限界以下) が広い。

2) 固定床では底質の供給が限られているため、消失部分が必ずしも洗掘領域とはならない。

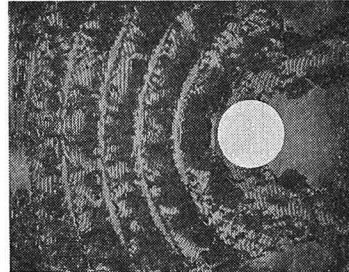
周期 1.0 s の場合は、地形変化の実験で砂は腹に堆積している。これは、砂漣面における珪砂 7 号の移動状況と同じである。滑面と砂漣面での移動実験あるいは地形変化の実験で、底質の移動状態が大きく異なる点は円柱側方の部分である。地形変化の実験では、側方は周期によらず必ず堆積領域となる。側面での砂の消失の度合いは、砂漣面上の珪砂 7 号 < 滑面上の珪砂 7 号 < 滑面上の珪砂 5 号である。これを、固定床と移動床の移動形態の違いから考察すれば、移動床では十分な浮遊砂が存在し、固定床砂漣面では浮遊砂となる材料が少く、さらに、滑面の 7 号、5 号となるにつれて掃流砂的になる。すなわち、この側面の部分での地形変化は、浮遊砂の挙動によって支配される現象と考えられる。したがって、浮遊砂の挙動を前述の砂漣上における平均流の鉛直構造



(a) 滑面 珪砂 7 号

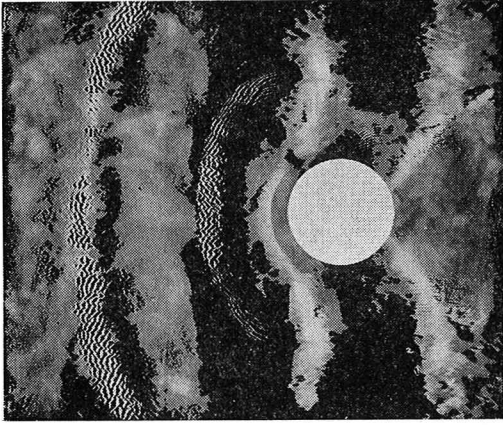


(b) 滑面 周期 2.0 s



(c) 砂漣面 周期 1.0 s

写真-3 珪砂 7 号の移動状況



写真—4 珪砂5号の移動状況

と関連させて詳しく調べる必要がある。

4. 結 論

- (1) 円柱周辺における境界層内部の質量輸送速度を実験により検証した。
- (2) 円柱周辺における境界層外縁の質量輸送速度の平面分布を滑面上の中立粒子を用いて実験的に検証した。
- (3) 円柱周辺の流速場を測定し、波による平均流は鉛直方向に均一ではないことを示した。
- (4) エスレンビーズの動きから、粒子の移動に与える砂漣の影響を明らかにした。
- (5) 特に、円柱側方の砂の移動状況を説明するに

は、砂漣上での平均流の鉛直分布を考慮した浮遊砂の挙動を明らかにする必要があることを示した。

謝辞：本研究を遂行するにあたり、実験を遂行してくれた、大成サービス(株)野口隆光氏、安西真樹君に感謝します。

参 考 文 献

- 入江 功・灘岡和夫・近藤隆道・寺崎賢次(1984)：重複波による防波堤前面での二次元的海底洗掘—砂の移動機構に着目した研究—，運輸省港湾技術研究所報告，第23巻第1号。
- 入江 功・栗山義昭・浅倉弘敏(1985)：防波堤前面の洗掘防止工について，第32回海岸工学講演会論文集，pp. 445-449。
- 勝井秀博・東江隆夫(1990)：大口径円柱周辺の底質の移動限界と洗掘，海岸工学論文集，第37巻，pp. 379-383。
- 斉藤栄一・佐藤慎司・柴山知也(1988)：波動場における大口径円柱周辺の局所洗掘に関する研究，第35回海岸工学講演会論文集，pp. 392-396。
- 沢本正樹・山下俊彦・北村 匡(1981)：砂漣上の乱れ強度分布と浮遊砂濃度分布，第28回海岸工学講演会論文集，pp. 232-236。
- 東江隆夫・勝井秀博(1985)：大口径円柱周辺の洗掘現象，第32回海岸工学講演会論文集，pp. 425-429。
- 渡辺 晃・丸山康樹・清水隆夫・榊山 勉(1984)：構造物設置に伴う三次元海浜変形の数値予測モデル，第31回海岸工学講演会論文集，pp. 406-410。
- Katsui, H. and Toue, T. (1988)：Inception of sand motion around a large scale obstacle, Proc. 21th ICCE, Vol. II, pp. 1310-1322。
- Longuet-Higgins, M. S. (1953)：Mass Transport in Water Waves, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. No.903, Vol. 245, pp. 535-581。
- Rance, P. J. (1980)：The potential for scour around large objects, Scour prevention techniques around offshore structure, The Society for Underwater Technology, pp. 41-51。