

海洋レーダによる表層流れと風に関する研究

石塚正秀*・西田修三**・中辻啓二***

1. はじめに

近年, 海洋レーダを用いた観測が日本の沿岸海域でも実施されるようになってきた。海洋レーダは陸上にアンテナを設置し, 海域における水表面近傍の流動を広域的に, 且つ連続的に計測できる流速計である。このような特徴を有する海洋レーダの使用により, 海象や気象条件に無関係に表層流れの情報を得ることができ, 船舶航行や油・ゴミの移流拡散, 潮目の発達等の現象に対する貢献が期待できる。しかしながら, 海洋レーダが計測する表層の流動は複雑であり, 未解明部分が多い。海洋レーダの使用に際してはその精度検証が重要となる。著者は既に大阪湾において夏季の成層の発達した海域で VHF 海洋レーダと ADCP の観測値との比較検証を行っているが(中辻ら, 1999), 本研究ではさらに検証用の現地観測を実施するとともに, 風と表層流動との応答特性を検討する。さらに, 海洋レーダから観測された表層流動を海表面条件として直接与えた数値シミュレーションを実施し, 海洋レーダの積極的な利用の可能性についても検討する。

2. 観測の概要

観測海域を図-1 に示す。VHF 海洋レーダを用いた現地観測を 1997 年 8 月 12 日～9 月 9 日に成層の発達した大阪湾湾奥部で, 1999 年 2 月 17 日に鉛直に混合した大阪湾南部海域で実施した。レーダの設置位置はそれぞれ St. A, St. B と St. C, St. D である。前者の観測では欠測のない連続データが 21 日間得られた。後者の観測は 2 局あるレーダ局のうち D 局からのビームを固定して観測した。つぎに, 海洋レーダの検証を行うために 1997 年 8 月 23 日と 1999 年 2 月 17 日に現地観測を行った。前者では神戸沖から岸和田沖を結び, 観測線を往復する ADCP を曳航した計測を 12 時間連続して行った。後者は観測点 St. 1 → St. 2 にかけて ADCP による曳航観測を行った。さらに, 表層流動の特性を検討するために 4 台の異なる

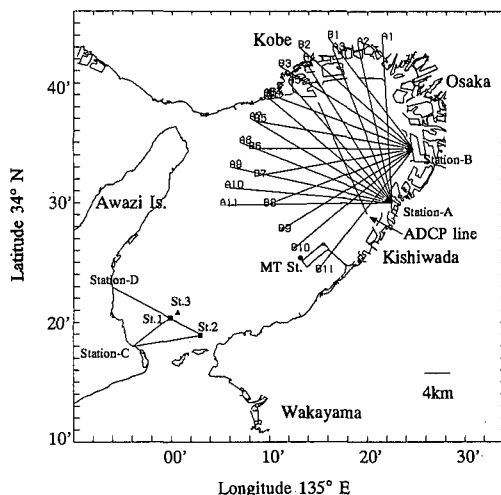


図-1 観測海域

流速計 (3DACM, ADCP×2 台, CM2) を用いて表層流速の定点観測を観測点 St. 3 で 1998 年 11 月 20 日に実施した。

3. 表層流れと風の特性

(1) 海域・季節による相違

海洋レーダは発信する周波数の違いによって計測水深が異なる (Stewart *et al.*, 1974)。現在, 日本で利用されている HF レーダ (周波数 24.515 MHz), VHF レーダ (周波数 41.900 MHz) はそれぞれ水深約 50 cm, 30 cm までの平均的な流れを計測する。海洋レーダから海表面近傍の流れが得られることから風と表層流れの関係を考察できる。海表面近傍の流れは潮流からもたらされる運動量だけでなく, 風からの運動量フラックス, 海面における熱フラックス, 淡水流入による浮力フラックスの影響を受けて複雑な流動となる。また, 大阪湾では風の特徴が夏季には海陸風のような周期性変動, 冬季には安定した気圧配置による一様風など, 季節毎に変化する。このように, 表層流れの理解には種々の要因の影響を勘案して考察する必要がある。

今回行った現地観測の場合, 夏季の観測は海陸風が発

* 学生会員 修(工) 大阪大学大学院工学研究科土木工学専攻
** 正会員 工 博 大阪大学大学院助教授 工学研究科土木工学専攻
*** 正会員 工 博 大阪大学大学院教授 工学研究科土木工学専攻

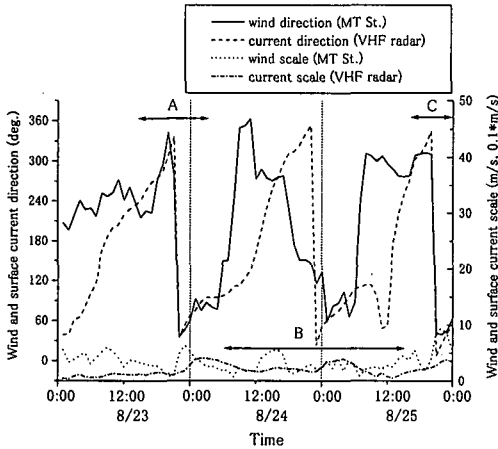


図-2 大阪湾湾奥部における表層流れの流向と風向の時間変化

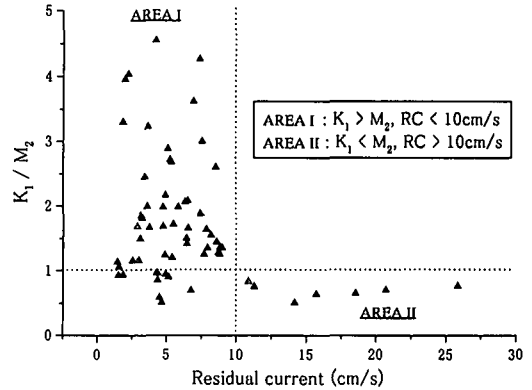


図-3 大阪湾湾奥部における残差流と風の関係

達した大阪湾湾奥部の成層海域、また、秋季・冬季の観測は風の影響が小さく成層の弱い大阪湾南部海域である。

(2) 時間応答

図-2は関西国際空港 MT 局の風向と成層の発達した大阪湾湾奥部における表層流れの流向の時間変化を示す。8月23日は、風向の安定した風(約230°)が12時間以上連続して吹いていた。その結果、流向も風向にしたがって変化し、12:00には流れの向きと風向がほぼ一致する。その後の12時間は同じように変化している(期間A)。24日には、風向が短時間で変動するため(90°→360°)、流れは風の変動にすぐに対応できず、風向と流向はずれる。しかし、表層流れは風からのエネルギーを風向方向に受けるため、時間遅れを生じながら風向と同じ方向へ向かう(期間B)。25日は23日とほぼ同様の変化を示し、風向の安定した6:00~13:00の間に流向が風向と一致するように変化する。その後、風と同じように変動する(期間C)。

つまり、この現象は以下のように説明できる。風からのせん断応力を一定方向から受け続けた場合、表層流れは吹送流となり風向と流向は一致する。その後、風の変動が緩やかな場合には、表層流れは風向にしたがって変化し、風の変動が早い場合には、慣性力により流向は風向の変動にすぐに対応できない。ただし、表層流れの流向は一定の時間遅れをもって風向の向きにしたがっている。クロススペクトルを計算した結果、風向に対する表層流れの時間遅れは約6時間であった。

また、一般的に風からの運動量が流れの運動量にすべて変換されると仮定した場合、バルク公式から風速の約3.4%が吹送流となることが知られている。ここに、VHFレーダの流向と風速が一致している時間帯に関して流速

と風速の比を計算すると6.6%となり、実際の海域では風の影響が理論値よりも強く、バルク公式は風応力を過小評価することとなる。

(3) 海域特性

つぎに、海域毎の風の影響を考察するために、大阪湾湾奥部の表層流速の21日間の調和解析を行った。残差流と潮流楕円の長軸長の K_1, M_2 成分との関係を図-3に示す。21日間の調和解析の結果では日周期変動する海陸風の影響は K_1 成分に含まれる。また、大阪湾は半日周期の潮流が卓越することから、 M_2 成分と K_1 成分の比をとり、 $K_1/M_2 > 1$ であれば、表層流れが風の影響を受けているといえる。その結果、残差流が10 cm/sより小さい海域では $K_1/M_2 > 1$ の特性が強く、吹送流が卓越していることが分かる(AREA I)。一方、残差流が10 cm/sより大きい海域では $K_1/M_2 < 1$ より、風の影響が弱いことが分かる(AREA II)。海域毎に整理すると、AREA Iは成層海域、AREA IIは潮流の卓越した海域に対応する結果となった。以上のことから、風が表層流れに及ぼす影響は残差流の強さによって変化し、残差流の小さい海域では風の影響が強いことが明らかとなった。

4. 海表面における流速計測

(1) 海表面近傍における流速の鉛直分布

一般に、海表面近傍の流速の計測は困難である。例えば、流速計をブイや船から吊した観測の場合、波の影響を受け易く、水深1 mよりも浅い水深に流速計を設置することは、計測精度を勘案すると現実的に不可能である。また、ADCPは計測原理から水表面近傍は計測できない。したがって、今回行った現地観測では、観測船をアンカーで停泊させ、4台の異なる流速計を用いてそれぞれの計測値を比較して、海表面近傍における流速の観測を行った。観測の概要を図-4に示す。用いた流速計は米

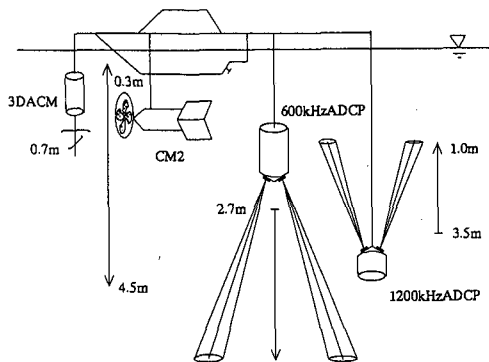


図-4 定点観測時の流速計設置の概略図

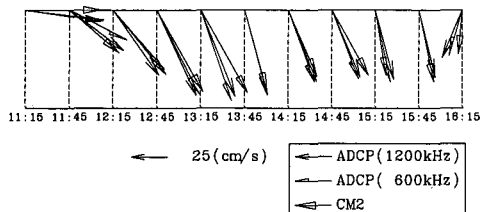


図-5 水深 2.7 m における流速の時間変化 (600 kHz 型 ADCP, 1200 kHz 型 ADCP, CM2)

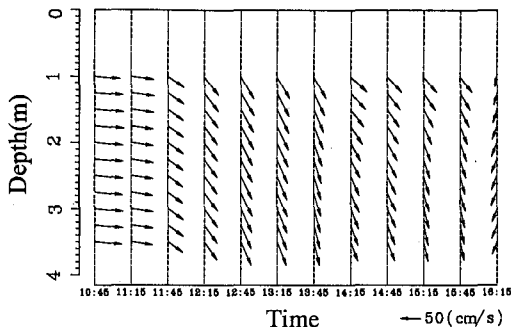


図-6 表層における流速の時間変化, 1200 kHz ADCP

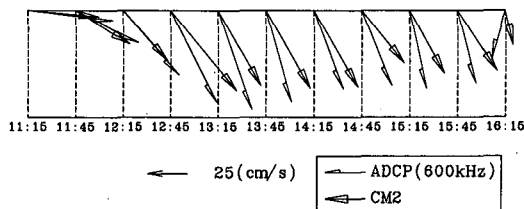


図-7 水深 0.3 m, 2.7 m における流速ベクトルの時間変化

国 RD 社製の 600 kHz と 1200 kHz の 2 台の ADCP, 超音波 3 次元流向流速計 3DACM, プロペラ流速計 (CM2 型) である。600 kHz 型 ADCP は 50 cm 間隔, 1200 kHz 型 ADCP は 25 cm 間隔, CM2 は 30~50 cm の不等間隔で計測を行い, 3DACM は水深 70 cm に固定した。各流速値の平均化操作は計測時間の最も短いプロペラ流速計を基準として行った。

図-5 に 600 kHz 型・1,200 kHz 型 ADCP, プロペラ流速計から得られた水深 2.7 m における流動の時間変化を示す。流向は少しずつずれるが流速の大きさはほぼ等しい。この結果から, 異なる流速計を用いた計測結果はほぼ一致した流速値を得られることが確認できた。図-6 は 1,200 kHz 型 ADCP で計測された水深 1~3.5 m における流速ベクトルを示す。海表面近傍での流動の鉛直分布が緩やかに変化している結果が得られた。

(2) 海洋レーダの計測水深における流速

図-7 は VHF 海洋レーダの計測水深 (30 cm) と水深 2.7 m における流速ベクトルを示す。前者はプロペラ流速計, 後者は 600 kHz 型 ADCP の結果を用いた。水深 2~3 m は一般的に ADCP や設置型流速計による計測の可能な水深である。流れ変動の緩やかな 12:45~15:45 の期間では ADCP の流速はプロペラ流速計の値よりも約 14 cm/s (S.D.=3.5) 大きく, 時計回りに約 10° (S.D.=2.8) 回転していた。この角度のずれは Madsen (1977)

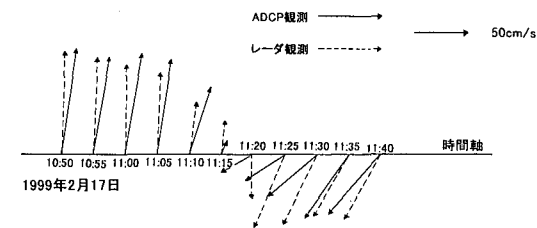


図-8 VHF 海洋レーダと ADCP との比較

の理論とほぼ一致している。

図-8 に 1999 年 2 月 17 日に実施した 600 kHz 型 ADCP (水深 2.5 m) と VHF 海洋レーダの観測結果を示す。観測時間は紀淡海峡の北流から南流への転流時であることから, この流れは友ヶ島反流の一部をとらえている。流れが転流し, 流速の小さい時間帯では両者に若干の相違が認められるが, 海洋レーダによる流速変動の計測は時間・空間的に変動の大きい友ヶ島反流を概ね計測できていると判断した。

海洋レーダの検証を行う際の主な注意点は計測水深と流速計の特性の相違である。流速計による相違は今回の観測ではみられなかった。計測水深の相違に関しては, 3.(1) で述べたように, 海域や季節さらに気象条件によって流動の鉛直シア分布が変化するため, 十分な検討を行う必要がある。

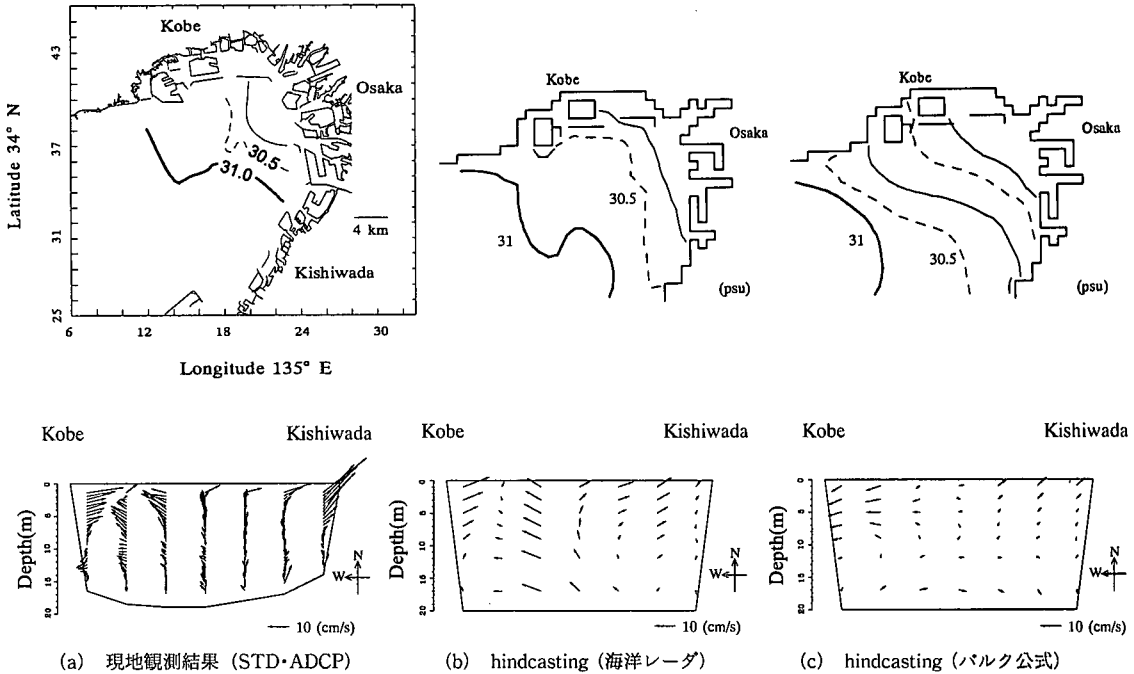


図-9 現地観測と数値シミュレーションとの比較
 (上図：表層 (1 m) における塩分分布, 下図：残差流分布)

5. レーダ流速の数値シミュレーションへの取り込み

(1) 従来までの風の取り扱い

風によるせん断力によって流れが変化することは周知の事実である。数値実験においては風を応力としてバルク公式に代入する方法が沿岸流動の数値実験に用いられている。最近では、広域的な陸上の風データが得られるため、補間やマスコン法など様々な手法により風の空間分布を与える方法も提唱されている。しかし、海上における観測データが少ないため、陸上の風速を海上に補間する必要があるが、海面粗度に関する理論的根拠がない。バルク公式の主な欠点として、海面の粗度係数の決定が不完全であることがあげられる。

(2) 数値シミュレーションの概要

海洋レーダの表層流速値は波や風の影響を直接含んだ流れと考えることができる。また、時間的、空間的に連続したデータを得ることができる。このような海洋レーダの利点を積極的に利用することを目的に、海洋レーダの表層流速値を境界条件として直接与える数値実験を試みた。ここでは、大阪湾湾奥部での VHF 海洋レーダから得られた流速値を準 3 次元流動モデル (ODEM) による hindcasting シミュレーションに取り込み、ADCP・STD 観測 (1997 年 8 月 23 日) の結果と比較した。ODEM お

よび 8 月 23 日の現地観測に関しては、中辻 (1996)、中辻ら (1999) を、hindcasting シミュレーションに関しては、石塚ら (1999) を参照された。

海洋レーダの値は 1 時間毎にしか得られていないため、計算時間間隔 30 秒に合うように時間的に線形補間した。空間的には海洋レーダの流速値が得られている海域の表層流れの流速を数値シミュレーションの流速に置き換えて、繰り返し計算を行った。観測値のない領域は関空 MT 局における風を空間的に一様としてバルク公式で与えた。

(3) 数値シミュレーションの結果とその考察

図-9 はそれぞれ、現地観測、海洋レーダによる表層流速を境界条件として取り込んだ hindcasting シミュレーション、海洋レーダの流速を取り込まずに風を応力としてバルク公式で与えた hindcasting シミュレーションの結果を示す。平面図は表層 (水深 1 m) における塩分分布、鉛直図は ADCP 観測線における 12 時間平均の残差流である。1997 年 8 月は降水量が少なく、鉛直混合した西部混合水と成層した東部上層水の境界を示す塩分 31 psu の等値線が例年と比較して、大阪府側で湾奥方向に分布している (図-9a 上)。

風をバルク公式で与えた結果は塩分の平面分布を再現できていない (図-9c 上)。しかし、海洋レーダの値を直接与えた結果 (図-9b 上) では、これを再現することが

できた。このことから、表層における流動構造は風の影響を直接受けて変動したといえる。逆に、バルク公式では実際の吹送流を過小評価しているといえる。これは、風から流れへの運動量の伝達が現実には海表面のごく薄い層から行われているのに対し、通常の流動計算では(本計算も含めて)、風からの運動量伝達を考慮できるモデリングがなされていないためである。このことは、風の時間的な変動に対する表層流れの応答にも関係する。

つぎに、残差流の鉛直分布を比較する。ADCPと海洋レーダの表層における残差流が一致することは中辻ら(1999)によって確認されている。観測結果(図-9a下)では成層している神戸側の海域において鉛直的に流向が大きく変化しているが、海洋レーダの流速を与えたシミュレーション結果(図-9b下)では流向の変化はみられない。また、流速値は水深方向に減衰していない。つまり、本モデルでは潮汐による水位変動を表現するため、表層(第一層)の鉛直格子幅は $2\text{ m} \pm 0.75\text{ m}$ (潮位変動)を含むように設定している。その結果、第一層全体に過剰な運動量フラックスが与えられ、表層の流速を結果として過大評価することになる。しかし、現実には水面下30 cmの流速値と水面下1.25~2.75 mの流速値は同一である筈がない。高次乱流モデルで用いる自由水面における壁面減衰関数(室田ら, 1989)の適用を図る必要がある。それでもなお、風のバルク公式で与えた結果と比較すると、海洋レーダの観測値を直接取り込んだ結果がより観測に近い値を提供することは同図から分かる。

海表面近傍における鉛直格子厚を小さくするには、デカルト座標系や σ 座標では考慮すべき点が多く、表層と底層を細かく分割する γ 座標系(Huang *et al.*, 1995)などの新たな座標変換や海表面の物理モデルの組み込みなどの改良が必要である。今後も検討すべき課題であるが、同時に、数値シミュレーションとの比較に耐えうる現地観測データの収集が期待される。

6. おわりに

海洋レーダから得られた表層付近の流れに関する考察

を行った。海洋レーダによる観測が日本の沿岸域で積極的に行われるようになったのはここ数年であり、海洋レーダにより計測された表層流れと風との関係の考察は今後も検討すべき研究課題といえる。海洋レーダは表層の流れだけでなく、風向や波浪に関する情報も得られるため、海岸工学分野における大いなる利用が期待される。

一方では、ADCPやSTDの導入により流動および密度構造の鉛直分布の理解が陸水影響下におけるエスチュアリー-の物理過程を明瞭にできた。海洋レーダは残念ながら海の流れの情報の一部を明確にすることしかできない。海洋レーダの利用を高めるためには三次元数値シミュレーションとの有機的な結合を図る必要がある。

謝辞: 本研究の実施に際しては、文部省科学研究費補助金(基盤(B) 09555158, 基盤(C) 09650565)(研究代表者 中辻啓二)の交付を受けた。関西国際空港(株)からは貴重なデータの提供、また、国際航業(株)からは海洋レーダに関する技術的な助言や協力を得た。記して、謝意を述べる。

参考文献

- 石塚正秀・中辻啓二(1999): 紀淡海峡における海水交換と物質輸送過程の解明, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 1036-1040.
- 中辻啓二(1996): 海洋: 閉鎖性海域, 数値流体力学, 第4巻, 第4号, pp. 306-332.
- 中辻啓二・石塚正秀・徳田正幸・村上和男・藤原建紀(1999): VHF海洋レーダによる表層流動の観測とADCPによる検証, 水工学論文集, 第43巻, pp. 845-850.
- 室田 明・中辻啓二・藤崎 豊(1989): 乱流モデルによる二次元表層密度噴流の鉛直混合現象の数値計算, 土木学会論文集, 第411号/II-12, pp. 35-44.
- Stewart, R. E. and J. W. Joy (1974): HF radio measurements of surface currents, Deep-sea Research, Vol. 21, pp. 1039-1049.
- Madsen, O. S. (1977): A realistic model of the wind-induced Ekman boundary layer, Journal of Physical Oceanography, Vol. 7, pp. 248-255.
- Huang, W. and M. Spaulding (1995): 3D model of estuarine circulation and water quality induced by surface discharge, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 20, pp. 300-311.