

超音波ドップラー流速プロファイラーによる吹送流の計測

細山田 得三*・金子 新**

1. ま え が き

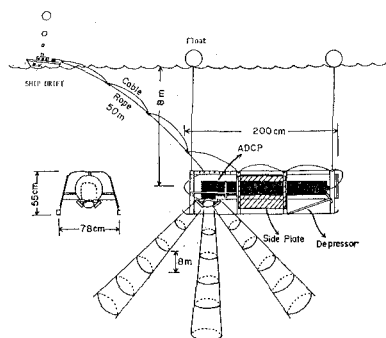
近年、超音波ドップラー流速プロファイラー (ADCP) は、海中の微細粒子や微細水温構造からの散乱音波のドップラーシフトを測ることにより海流の鉛直プロファイルを瞬時に求めることのできる新世代の海洋計測器として注目を集めている¹⁾²⁾。海上風によって海面近くに誘起される吹送流は、それ自体沿岸や陸棚上の海洋構造物に影響するばかりでなく、風波の発達に影響し、海洋混合層の形成に関与するため、工学的にも海洋物理学的見地からも重要である³⁾⁴⁾。本報では、米国 RD-Instruments 社製の ADCP を使用して 1987 年 11 月 21 日午前 7 時 30 分から翌 22 日午前 8 時 15 分までの約 25 時間、東シナ海女島西方海上でおこなわれた定点観測と、同年 11 月 24、25 日に奄美大島東方 30 km² (水深 6000 m) の海上で、北東風 (風速 9 m/s) が安定して吹いている状況下でおこなわれた約 3 時間にわたる定点観測の結果について報告する。

2. 計測システム

ここで用いた ADCP は米国 RD 社製の RD-SCO 150 型で、使用周波数 150 kHz のものである。電源部、送受信部、信号処理部、データメモリーなどはすべてトランスデューサと一体化されて海中部の円筒容器内に納まっており、総重量約 70 kg である。ADCP 本体の主な特徴を以下のとおり列挙する。

1) 計 4 個のトランスデューサにより、鉛直から 30° 傾き、水平面で互いに直交する 4 方向に音波ビームを出し、音波ビームに沿って最大 128 点の 4 方向流速成分を求めることができる。流速の計測は 3 方向で十分であり、余分のデータは、測定精度の検証に使用される。具体的には、互いに向き合う 2 対の音波ビームから 2 通りの鉛直流速が求まるのでこの差を調べる。

2) トランスデューサのすぐ側には、トランスデューサの方向と傾きを計測できるように独自のコンパスと 2 軸の傾斜計が取り付けられている。これより、20° 以内



図一1 ADCP システム概要図

の傾きであれば、トランスデューサに固定された座標系で得られた流速データを、南北、東西および鉛直方向成分に変換できる。

3) 測定海域の水深に応じて、対地と対船モードを選択できる。水深の浅い海域では、対地モードを選択し、海底から反射してくる音波により海底を基準とした流速値を求め、深い海域では、対船モードを選択し、観測船に相対的な流速値を求める。今回の測定中、女島西方の海域では、水深が 150 m 程度で音波は海底から強く反射するため、対地モードを選択し、奄美東方海上においては、水深が 6000 m に達し、音波は海底から反射してこないため、対船モードを選択した。

4) 流速の他に、散乱音波の振幅、流速場の分散を与えるドップラー周波数スペクトルの幅 (2 次モーメント) も各水深毎に計測できる。

3. 計測方法

ADCP の本体は、図一1 に示すように、水中曳航体に取り納し、保護枠で被ったのち、フロートを使用して海面下 8 m に浮遊させた。計測においては、5.3 ms の音波パルスを 1.8 秒毎に発射し、水深方向に 8 m 間隔で流速値を得るように設定した。そして女島西方における計測では 30 秒毎に、奄美東方における計測では 1 分毎に流速プロファイルを得るように、各音波パルスに対する受波信号のアンサンブル平均をとった。水中曳航体は、50 m のロープで観測船とつながれており、計測は観測

* 学生会員 工修 九州大学大学院 工学研究科

** 正会員 工博 九州大学応用力学研究所

船とともにゆっくりと漂流 (drift) しながら行われた。測定データは、RS-422 ケーブルを通して、観測船上のパソコンの CRT ディスプレー上に実時間で表示されると同時にフロッピーディスク上に記録された。対地モードの場合には、海底からの反射波を利用して対地流速が船上で求められるが、対船モードの場合には、船上では、対船流速しか求まらないため、観測後ロラン-C により船速を求め、これを対地流速に変換することになる。女島西方海上では、水深 110 m までの流速プロファイルを測定し、奄美東方海上では、水深 300 m までの流速プロファイルを測定できた。また、流速測定他に CTD によって鉛直方向の水温、塩分の分布を測定し、海上の風向、風速を船のマストに取り付けられた風向風速計により測定した。

4. 計測結果と考察

4.1 吹送流の分布特性

まず、女島西方海域において得られた吹送流データに

ついて述べる。図-2(a), (b) に CTD によって測定した密度分布と水温分布を示す。水温分布より混合層が海面から 80 m 深度にまで達していることがわかる。混合層の発達要因には、季節的な海上気温の低下と海上風による機械的混合の 2 つが考えられる。測定が行なわれた 11 月下旬は、両者の影響が同様に効いているものと思われるが、水温分布によれば、水温の逆転は、水表面のみに認められる。図-3 に、測定期間内の風と海流のスティックダイアグラムを比較して示している。半日周潮流に恒流が重なりあった様子が全般的に認められる。風速が 8 m/s に達した 11 月 21 日 19 時~23 時までの間では、表層流速が深層流速よりかなり小さくなっているが、これは、潮流と逆向きの吹送流の作用によるものと考えられる。測定データから恒流成分を取り出すため、データは測定の全期間にわたって各水深毎に平均操作を施される。図-4 に、このようにして求めた平均流速値のホドグラフを示す。流速は、海面から深くなるにつれ反時計回りに流向を変えながら次第に遅くなっていることがわ

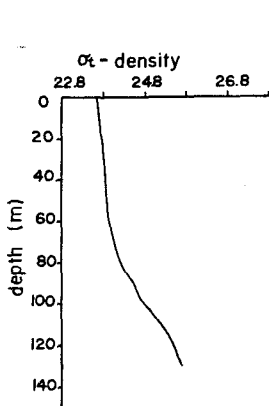


図-2(a) 女島西方海域の平均密度分布
1987年11月20日~11月22日

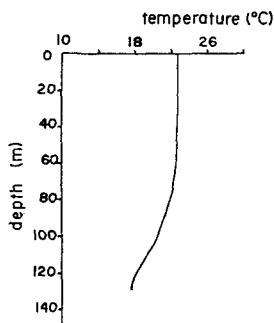


図-2(b) 女島西方海域の平均水温分布
1987年11月20日~11月22日

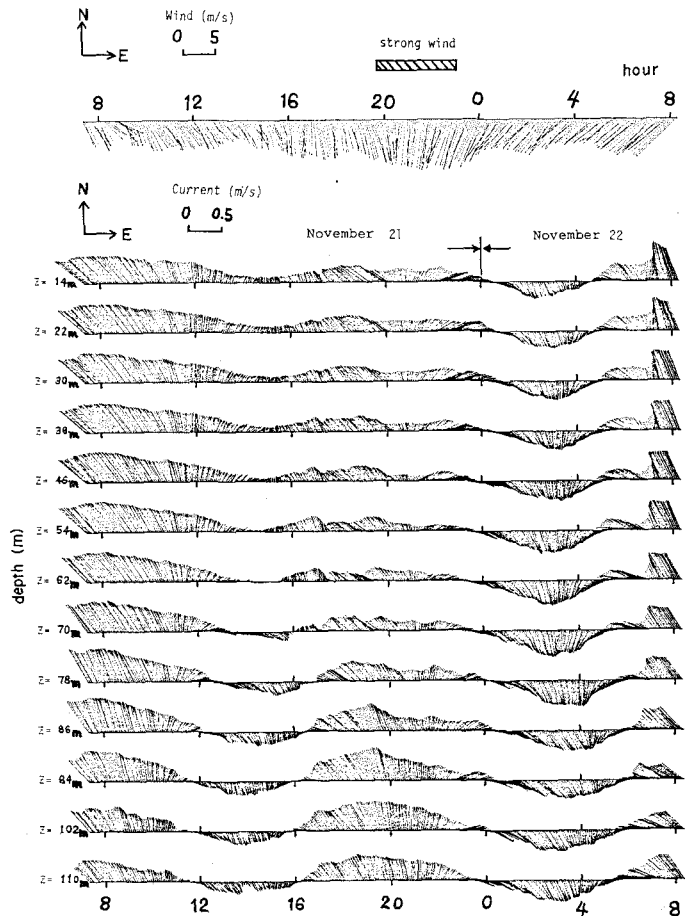


図-3 風と流速のスティックダイアグラム
1987年11月21日~11月22日

かる。恒流の向きは概ね北西であり、九州西方で分流した黒潮が東シナ海、対馬海峡へ流れこむ流向と一致している。海流が陸棚に乗り上げる陸棚エッジ周辺部では、海底エクマン層は海面付近にまで達しているものと推定できる。次に、混合層内に誘起される吹送流を調べるために比較的強い海上風が一定方向に吹いていた11月21日19時から23時までの約3.5時間のデータに注目する。この期間内における吹送流の存在は、図-3でも明瞭に示されている。この期間内で各深度毎に時間平均操作を施すことにより平均流速プロファイルを求める。そして吹送流がほとんど存在しないものと考えられる混合層より深部の110 m層の平均流速値と各深度の平均流速値との差をとれば、吹送流成分だけを概ね取り出すことができる。図-5に、このようにして求めた吹送流のホドグラフを示す。海面近くの流速が深部よりも多少遅くなっているものの、流向は明瞭な時計まわりのエクマンスパイラルを描いていることがわかる。典型的なエク

マンスパイラルが形成されるには、一定方向の風が長時間吹き続けることが必要であるが、本観測では、図-3に示すように、風速、風向共に時間変動しているため、このようなスパイラルが形成されたものと思われる。

次に奄美東方海域において得られた吹送流データについて述べる。図-6(a), (b)にCTDによって測定した深さ1500 mまでの密度と水温の鉛直分布の代表例を示す。図-6(a)より混合層が100 m深度にまで達していることがわかる。図-7に流速測定直前までの風のスティックダイアグラムを、図-8に測定流速のスティックダイアグラムを示す。風は、流速測定前の6時間にわたって、約9 m/sで北東から安定して吹いていることがわかる。測定流速を各水深毎に全測定期間にわたって時間平均することによって、水深方向の平均流速プロファイルを求める。この流速のプロファイルには、吹送流だけでなく、地衡流成分が含まれているため、ここでは吹送流がほとんど存在しない混合層より下層の平均流速値からの差を求めることによって吹送流成分を取り出すを試みる。図-9にこのようにして求めた吹送流のホドグラフを示す。女島西方の場合よりも典型例に近いエクマンスパイラルが形成されていることがわかる。ここでエクマン境界層理論を用い、乱流拡散係数が水深方向に一定であるという仮定のもとに得られた関係式⁵⁾

$$D = \sqrt{\frac{2\pi^2 K}{f}}$$

により乱流拡散係数を推定すれば、 $3.0 \times 10^2 \text{ cm}^2/\text{s}$ となった。ここに K , f , D は、それぞれ渦動拡散係数、コリオリパラメータ、乱流エクマン層の厚さである。

4.2 変動流速のスペクトル特性

図-2(a), (b)に示すように、混合層の下層には顕著な密度躍層が発達する。そして海底地形や風の応力など

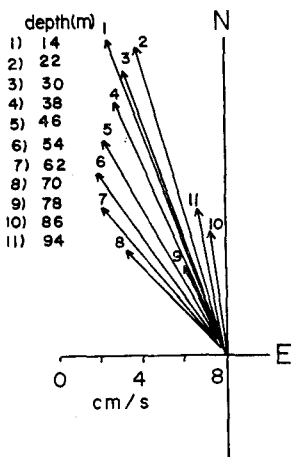


図-4 女島西方の25時間の平均流のホドグラフ
11月21日～11月22日

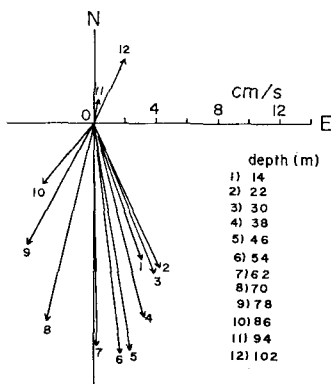
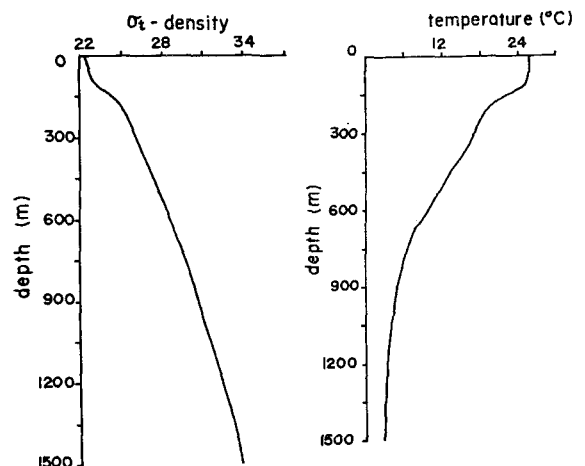


図-5 吹送流のホドグラフ
11月21日19時～23時



(a) 密度分布

(b) 水温分布

図-6 奄美東方における密度と水温分布

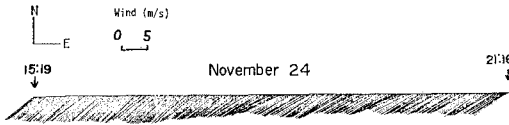


図-7 奄美東方における風のスティックダイアグラム

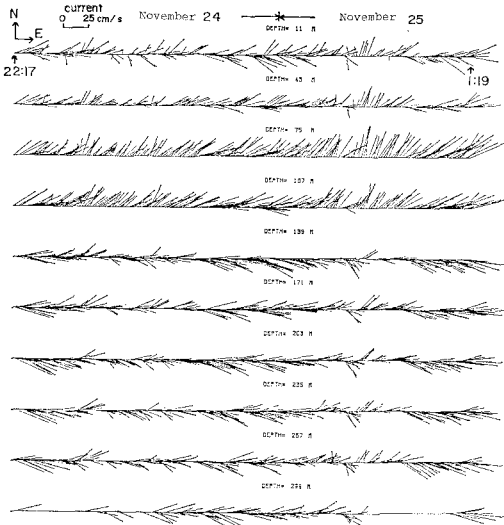


図-8 奄美東方における海流のスティックダイアグラム

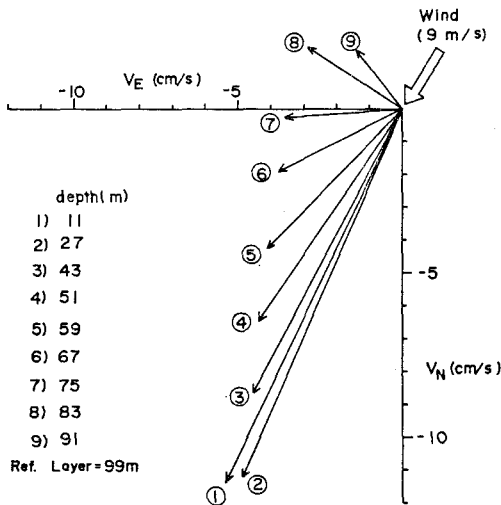
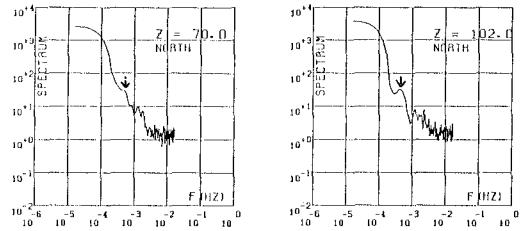


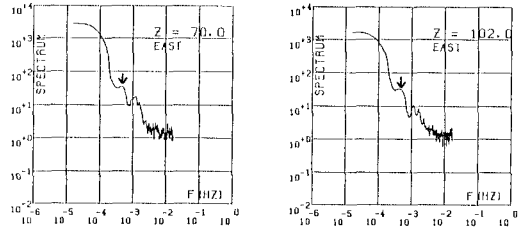
図-9 奄美東方における吹送流のホドグラフ

によって密度躍層内には内部波がしばしば誘起される。図-10 に、女島西方の混合層の中と下で測定した測定した流速値から恒流を差し引いた後、FFT によって求めたパワースペクトルを示す。ここでは 30 秒間隔でサンプリングした 2048 個のデータを使用している。スペクトルが低周波域で大きな値をとるのは潮流成分を含ん



(a) 東向流速 $z=70\text{ m}$

(b) 東向流速 $z=102\text{ m}$



(c) 北向流速 $z=70\text{ m}$

(d) 北向流速 $z=102\text{ m}$

図-10 女島西方における流速変動のスペクトル

でいるためである。各層ともおよそ $4.0 \times 10^{-4}\text{ Hz}$ のところにスペクトルのピークを持つことがわかる。一方、CTD 計測によって得られた密度分布を用いて内部長波のモード解析をおこなった。モード解析とは内部長波の基礎式⁶⁾

$$\frac{d^2 \hat{w}}{dz^2} + \left[\frac{(K_h^2 - \omega^2/c_s^2)(N^2 - \omega^2)}{\omega^2} - \frac{g^2}{c_s^4} \right] \hat{w} = 0$$

を境界条件 $z=0, \hat{w}=0; z=-H, \hat{w}=0$ で解き、内部長波の固有振動数を求めるものである。ここで、 ω は角周波数、 N はブルントバイサラ周波数、 c_s は音速、 g は重力加速度、 $\hat{w}$ は鉛直変動流速、 z は鉛直座標である。 $K_h = 2\pi/1000\text{ (m}^{-1}\text{)}$ とする。計測期間中、7 回にわたってとられた CTD データの平均値を用いて内部長波の第 1 モードを求めれば、周期は 2500 秒となり、前述のスペクトルピーク位置の周期と一致した。図-11 に、時間平均 (恒流成分) を除いた奄美東方流速データ (東西成分) によるパワースペクトルを示す。1 分間隔でサンプリングした 128 個のデータから FFT により求めたものである。スペクトル形に見られる特徴は、混合層の下

の躍層中で低周波域のスペクトル値が増加すること、各深度のスペクトル形がともに 1000^{-1} Hz に小さなスペクトルピークをもっていることである。長波条件を考えると $k_h = 2\pi/10000\text{ (m}^{-1}\text{)}$ とおき、第 1 モードの内部波の周期を求めれば、5200 秒となる。この内部長波は躍層付近で最大振幅となるため、前述の低周波域におけるスペクトル値の増加に寄与しているものと考えられる。周期 5200 秒の変動は、図-8 で示めされた躍層内の流れのスティックダイアグラムでも認められる。各水深でみられ

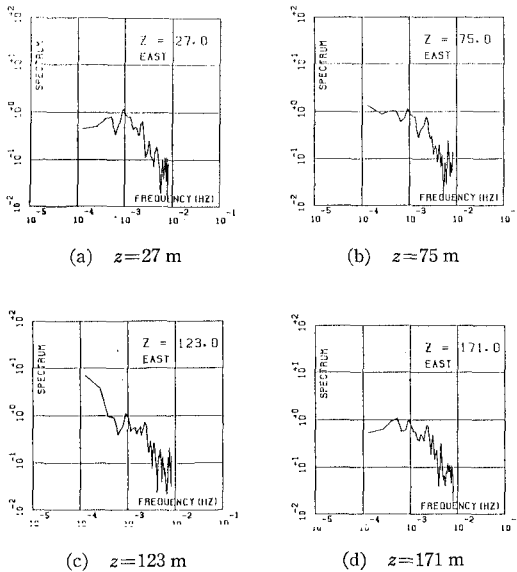


図-11 奄美東方における流速変動のスペクトル

る周期 1000 秒位置のスペクトルピークの発生原因については、現在検討中である。

5. おわりに

本研究の結果、ADCP が、海洋表層に生起する吹送

流、地衡流、潮流、内部長波などの有力な計測手段となることがわかった。

謝 辞：海上実験は、長崎海洋気象台観測船「長風丸」を使用して行われた。観測長の江口一平氏ならびに観測船乗組員の皆様に観測をご支援いただいた。心からお礼申し上げます。本研究は文部省特別事業「海洋における広域計測法に関する開発研究」の成果の一部である。またデータ解析は、応用力学研究所大型電子計算機 FACOM, M-760/8 を使用してなされたことを付記する。

参 考 文 献

- 1) Schott, F.: Medium-range vertical acoustic doppler current profiling from submerged buoys, Deep-Sea Res., Vol. 33, pp. 1279~1292, 1986.
- 2) Kaneko, A. and W. Koterayama: ADCP measurements from a towed fish; A new method for current measurement in the deep-sea, EOS Transactions American Geophysical Union (in press)
- 3) 浦勝・岩永 洋・淡谷武司：二成層場の吹送流の乱れ構造と連行係数，第34回海岸工学講演会論文集，1987年11月。
- 4) Price, J. F., R. A. Weller and R. R. Schudlich: Wind-driven ocean currents and Ekman transport, science, Vol. 238, pp. 1534~1538, 1987.
- 5) 竹内清秀・近藤純正：大気科学講座1 地表に近い大気，東京大学出版会，7章，1981.
- 6) Gill, A. E.: Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press, London, Chapter 6, 1982.