

ドップラーソナーによる海流の計測法

Observation Method of Ocean Currents by Doppler Sonars

金子 新

Arata KANEKO

1. はじめに

地球大気中の温室効果気体 (greenhouse gasses) の増加にともなう気候変動 (温暖化) が身近な現実の問題となり、その実態を解明し将来の変動を予測することが緊急を要する課題となっている。地球システムは、大気・海洋・陸地から構成されており、しかも各要素が強い相互依存関係をもっている。地球システムの変動を予測するためには、各要素の実態が同程度に解明される必要がある。大気・陸地に比べて、海洋の研究は、大規模で長期間にわたる計測が困難なためかなり遅れており、近年世界的な取り組みが本格化したばかりである (永田, 1986)。

海面水温、海面高度、海上風などは、人工衛星 (satellite) により電磁波を利用してある程度までリモートセンシングできるようになった。しかしながら、海中の密度・流れ場に関しては、海洋が電磁波をほとんど透過しないため内部波・フロントなどの少数の例を除いて衛星で計測することができない。音波は、海中を遠方まで伝搬できる唯一の波動であり、これまでも種々のスケールの海洋計測に利用され、すでに音響海洋学 (Acoustical Oceanography) といった分野も形成されている (Clay and Medwin, 1977; Apel, 1987)。海洋音響チャンネル (Underwater Sound Channel) を利用した地球規模の水温の監視も計画されており (Munk and Forbes, 1989)、海洋研究における音波の重要性は、今後ともますます増加するものと思われる。

ドップラーソナー (Doppler Sonar) は、ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) とも称し、大気の気流計測用に開発されたドップラーレーダー (Doppler Radar) の技術を援用することにより、1970年代の後半に米国において実用化された。その後の超音波技術の進歩により計測精度と到達距離 (range) を飛躍的に改善したドップラーソナーは、海流の空間構造ばかりでなく、長期間にわたる時間変動構造を計測することのできる、新世代の海流計測機としての地位を確立した (Gordon et al., 1990)。

2. 音波の基礎知識

音波は、水晶やチタン酸バリウムなどの圧電結晶を電気的に振動させることにより放射される。円盤状 (disk type) の音響トランスデューサから放射される音波ビームの半減半角として定義される指向性 (directivity) θ_0 は次式で近似できる (Lightill, 1978)。

$$\theta_0 = \sin^{-1} \left(0.71 \frac{\lambda}{D} \right) \quad (2.1)$$

θ_0 を小さくして、ソナーの指向性を良くするには、周波数の f の大きい (λ が小さい) 音波を使用するか、もしくはトランスデューサの直径 D を大きくしてやればよい。しかしながら、後述するように f を大きくすると、音波の伝搬損失 (propagation loss) が増加するため音波の到達距離は逆に減少する。

トランスデューサから放射された音波は、海中における音波の分散 (spreading) と吸収 (absorption) により、海中を伝搬するにつれその強度を減ずる。トランスデューサから距離 $r_0 = 1\text{m}$ における音波の強度 (intensity) I_0 を基準にとれば、距離 r における強度 $I(r)$ は、分散・吸収損失を考慮して次式で表される。

$$I(r) = I_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 e^{-2\alpha(r-r_0)} \quad (2.2)$$

ここに、 α は吸収係数(absorption coefficient)である。 α は、海水中の粘性係数(viscosity) μ と海水のイオン振動による吸収係数Bを使用して次式で表されることが知られている(Apel, 1987)。

$$\alpha = \frac{(2\pi)^2 f^2 \mu}{\rho_0 C^3} - \frac{B}{\rho_0 C} \quad (2.3)$$

ここに、 ρ_0 は海水の密度、Cは音速である。式(2.3)の右辺第1項から粘性吸収は f^2 に比例して大きくなることがわかる。Bについても、 f と共に増加することが知られている。

海中を伝搬した音波が、海中の散乱体(scatterer)に衝突すると、散乱体の周辺に散乱波が誘起される。ここでは、簡単のために、音波の波長 λ より十分小さな半径をもつ(compact body)、密度 ρ_1 、剛性率(elasticity) E_1 の球からの音波の散乱を考える。Rayleigh(1896)によれば、微小球の球面上における散乱波と入射波の強度の比 I_s/I_i として定義される散乱関数(scattering function) φ は次式で与えられる。

$$\varphi = \frac{I_s}{I_i} = \frac{(ka)^4}{\pi} \left[\frac{e-1}{3e} - \left(\frac{m-1}{2m+1} \right) \cos \theta \right]^2 \quad (2.4)$$

ここに、 $k=2\pi/\lambda$ 、 $e=E_1/E_0$ 、 $m=\rho_1/\rho_0$ 。また、 E_0 、 ρ_0 はそれぞれ海水の剛性率と密度、 θ は入射角の方向から計った角度である。モノスタティックソーナー(トランスデューサが送受波兼用のもの)では、入射波の方向に後方散乱(back scattering)される音波を検出することになる。音波の後方散乱強度は、式(2.4)に $\theta=180^\circ$ を代入すれば求まる。 $ka \ll 1$ を満たすような微小球からの散乱をレイリー散乱(Rayleigh scattering)と称する。海中のプランクトンなどの微小生物からの散乱強度は、概ね式(2.4)で評価できる。海中の微細水温構造からの散乱を考える場合には、式(2.4)で $e=1$ とおけばよい。

3. 計測原理

海中には、魚類・プランクトン・マリーンスノー・微細水温構造などの種々の音波の散乱体(scatterer)が存在する。モノスタティックソーナーを使用して、海中の散乱体からもどってくる音波の圧力振幅を計れば散乱体の存在量を知ることができ、ドップラーシフト量を計れば散乱体の移動速度を求めることができる。海中の散乱体のうち自己遊泳能力のない植物プランクトンや非生物のマリーンスノー・微細水温構造などは、海水と共に移動するものと推定され、これらの散乱体を通して海流を計測できることになる。この際、魚などの自己遊泳能力のある比較的大きな散乱体からもどってくる音波が問題となるが、このような散乱体はプランクトンなどに比べてはるかに数が少ないため、ソーナーで検出される頻度も少なくなる。従って、多数回の受波信号のアンサンブル平均を施せば遊泳生物の影響を近似的に除去できることになる。

図1に、時間幅 T_p (ping length)の音波パルス海中に放射するモノスタティックソーナーを模式的に示している。時間幅 T_p の音波パルスは、海中で CT_p (c は、音速)の長さ(bin length)をもつ。このようなパルスを使用する場合、軸方向位置分解能(axial resolution) Δl は半パルス長として次式で与えられる。

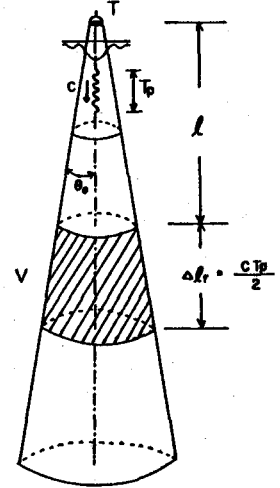


図-1 モノスタティックソーナーにより放射される音波ビームの模式図(Tはトランスデューサを示す)。

$$\Delta l_r = \frac{CT_p}{2} \quad (3.1)$$

すなわち、図-1に示すような指向角 θ_0 と Δl_r で決められる体積 V

$$V \approx \pi (l \tan \theta_0) \Delta l_r \quad (3.2)$$

の内部からの散乱波は、ソーナーに同時にもどってくるため分離することができない。このことはまた、個々の微小散乱体からの散乱波は弱くても、 V の中に群れをなして存在する場合には、ソーナーで探知できるレベルまで散乱波の圧力が高められることを意味する(Proni and Apel, 1975; Goodman and Kemp, 1981; Kaneko, 1987)。体積 V の海中に、粒子数濃度 N の同一粒径で同一物性の散乱体が存在する場合には、この散乱体群から散乱される散乱波の自乗平均振幅 $\tilde{p}_s$ は、1個の散乱体に対する振幅 p_s を使用して次式で表される(Hay, 1983)。

$$\tilde{p}_s \approx p_s \sqrt{V \cdot N} \quad (3.3)$$

図-2に示すように、鉛直方向から反対方向に θ だけ傾いた二方向に、周波数 f_0 の音波パルスを放射する1対のモノスタティックソーナーを考える。散乱体 S_1 、 S_2 は紙面に沿った平面内を同じ速度(u , w)で動いているものとする。ここに、 u , w はそれぞれ水平、鉛直方向の流速である。トランスデューサ T_1 から放射された音波が、ビーム軸方向に速度 $V_{\theta 1}$ で動く散乱体 S_1 で散乱された後、再び T_1 にもどってくる時の振動数 f_1 は、ドップラー効果を考えて次式で与えられる。

$$\begin{aligned} f_1 &= f_0 \frac{c + V_{\theta 1}}{c - V_{\theta 1}} \\ &\approx f_0 \left(1 + 2 \frac{V_{\theta 1}}{c} \right) \end{aligned}$$

ところで、

$$V_{\theta 1} = w \cos \theta + u \sin \theta \quad (3.4)$$

となるから、結局

$$f_1 = f_0 \left[1 + 2 (w \cos \theta + u \sin \theta) / c \right] \quad (3.5)$$

を得る。

トランスデューサ T_2 から放射された音波が、 S_2 で散乱されてから再び T_2 にもどってくる時の周波数 f_2 は同様に次式で与えられる。

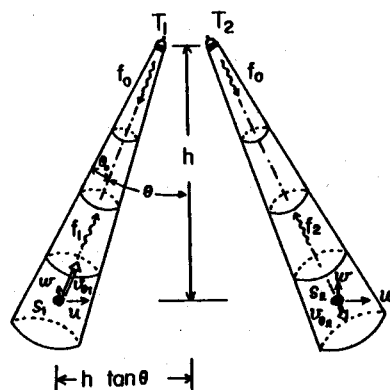


図-2 1対のモノスタティックソーナーによる流速計測の概念図(T_1 , T_2 はトランスデューサで、 S_1 , S_2 は海中の散乱体を示す)。

$$f_2 = f_0 \left[1 + 2(w \cos \theta - u \sin \theta) / c \right] \quad (3.6)$$

式(3.5)と(3.6)の差、和をとることによりそれぞれ u , w が次式のように求まる。

$$u = \frac{(f_1 - f_2) c}{\varphi f_0 \sin \theta} \quad (3.7)$$

$$w = \frac{(f_1 + f_2 - 2f_0) c}{4 f_0 \cos \theta} \quad (3.8)$$

1 対のソーナーにより、 f_1 , f_2 を計測できれば、式(3.7)(3.8)より散乱体の移動速度 (u , w) を決定できることになる。散乱体が海水と一緒に動いている場合には、(u , w) は海流の流速となる。(3.7)、(3.8)式の誘導過程で、散乱体 $S1$, $S2$ が同じ速度で動いていると仮定していることに注意を要する。すなわち、このようなシステムでは、速度変動のスケールが、音波ビームの水平距離 $2H \tan \theta$ より小さい現象は計測できないことを意味する。

図-2のように、音波ビーム軸が鉛直から傾いている場合、海底からの反射信号と海底近くの海中からの散乱信号が同時にトランスデューサにもどってくるため、海底付近に測定不能領域が生じる。図-3のように、トランスデューサから海底までの距離を H 、音波ビームの鉛直からの傾きを θ とすれば、測定不能区間は次式で与えられる。

$$H_b = H (1 - \cos \theta) \quad (3.9)$$

例えば、 $\theta = 30^\circ$ とすれば $H_b = 0.16H$ となる。海上実験では、波浪によるトランスデューサの動揺により θ が増加するために H_b はさらに大きくなる。海面に向けて音波が放射される場合にも、海面付近に流速の鉛直シアが存在すれば、海面近くに計測が不正確となる層が発生する。この層の厚さは、また式(3.9)で評価される。

次に、ソーナーにもどってきた受波信号を解析する方法について述べる。受波信号のパワースペクトルは、体積 V の測定空間 (図-1参照) 内の流速変動のために、一般に線スペクトルとならず、図-4のような裾の広がった分布形となる。図-4で、 f_m と σ^2 はそれぞれスペクトルの平均周波数と分散である。すなわち、受波信号には、流速場の平均値だけでなく空間変動に関する情報も含まれているわけである。受波信号から f_m 、 σ^2 を求める方法としては、FFT (Fast Fourier Transform) を利用してスペクトル形を直接求める方法と、

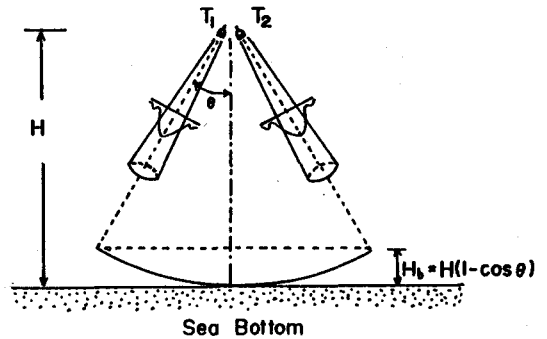


図-3 海底近くに発生するドップラーソーナーの測定不能区間を示す模式図

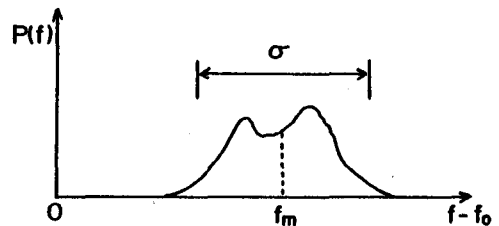


図-4 ドップラー周波数スペクトルの典型例

任意の微小時間幅に対する複素自己相関係数 (complex autocorrelation coefficient) を求め、それとスペクトルの 1 次モーメント (平均値)、2 次モーメント (分散) との関係式を利用する方法 (Pulse-Pair Method) とがある (Miller and Rochwarger, 1972)。処理速度が速く、弱い受波信号でも精度良く f_m 、 σ^2 を求めることができるため、現在ではほとんど後者の方法が採用されている。以下に Pulse-Pair Method について説明する。

受波信号 $r(t)$ を、送波信号と同位相 (in phase) の成分 $I(t)$ と 90° 位相の異なる成分 (quadrature) $Q(t)$ に分解する。

$$r(t) = I(t) + i Q(t) \quad (3.10)$$

ここで、 i は虚数単位である。 $r(t)$ の複素自己相関係数は任意の微小時間幅 τ に対して次式で与えられる。

$$\begin{aligned} R(\tau) &= \int_{-\infty}^{\infty} r(t) \cdot r^*(t+\tau) dt \\ &= A(\tau) e^{i\phi(\tau)} \end{aligned} \quad (3.11)$$

パワースペクトル $P(f)$ を用いれば、 f_m と σ^2 は次式で定義される。

$$f_m = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f P(f) df}{\int_{-\infty}^{\infty} P(f) df} \quad (3.12)$$

$$\sigma^2 = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} (f - f_m)^2 P(f) df}{\int_{-\infty}^{\infty} P(f) df} = \mu - f_m^2 \quad (3.13)$$

ここに、

$$\mu = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f^2 P(f) df}{\int_{-\infty}^{\infty} P(f) df} \quad (3.14)$$

である。

一方、 $R(\tau)$ と $P(f)$ の間には、次式のような Wiener-Khinchine の関係が成立する。

$$R(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} P(f) e^{i2\pi f\tau} df \quad (3.15)$$

式 (3.15) を τ で微分し、式 (3.12)、(3.13)、(3.14) を代入すれば簡単な計算の後

$$f_m = \frac{1}{2\pi i} \cdot \frac{\dot{R}(0)}{R(0)} \quad (3.16)$$

$$\sigma^2 = -\frac{1}{4\pi^2} \left[\frac{\ddot{R}(0)}{R(0)} - \left\{ \frac{\dot{R}(0)}{R(0)} \right\}^2 \right] \quad (3.17)$$

を得る。ここに、 $\dot{R}$, $\ddot{R}$ はそれぞれ τ の 1 階および 2 階微分を示す。式 (3.11) を τ で微分した結果を式 (3.11) で除し、 $\tau=0$ を代入すれば

$$\frac{\dot{R}(0)}{R(0)} = i \dot{\phi}(0) \quad (3.18)$$

$$\frac{\ddot{R}(0)}{R(0)} = \frac{\ddot{A}(0)}{A(0)} + \left\{ \frac{\dot{R}(0)}{R(0)} \right\}^2 \quad (3.19)$$

となる。ここで、 $\dot{A}(0) = \dot{\phi}(0) = \ddot{\phi}(0) = 0$ と考えている。式 (3.18) を (3.16) に代入し、 $\Delta\tau \ll 1$ なることを考慮すれば

$$\begin{aligned} f_m &= \frac{1}{2\pi} \dot{\phi}(0) \approx \frac{1}{2\pi} \frac{\phi(\Delta\tau) - (0)}{\Delta\tau} = \frac{\phi(\Delta\tau)}{2\pi\Delta\tau} \\ &= \frac{1}{2\pi\Delta\tau} \tan^{-1} \left\{ \frac{I_m R(\Delta\tau)}{R_e R(\Delta\tau)} \right\} \end{aligned} \quad (3.20)$$

を得る。式 (3.19) を (3.17) に代入すれば、

$$\sigma^2 = -\frac{1}{4\pi^2} \frac{\ddot{A}(0)}{A(0)}$$

ここで、

$$A(\Delta\tau) \approx A(0) + \frac{(\Delta\tau)^2}{2} \ddot{A}(0)$$

なることを考慮すれば、

$$\begin{aligned} \sigma^2 &= \frac{1}{2\pi^2(\Delta\tau)^2} \left[1 - \frac{A(\Delta\tau)}{A(0)} \right] \\ &= \frac{1}{2\pi^2(\Delta\tau)^2} \left[1 - \frac{R(\Delta\tau)}{R(0)} \right] \end{aligned} \quad (3.21)$$

を得る。結局、任意の微小な $\Delta\tau$ に対して $R(\Delta\tau)$ を求めれば、式 (3.20)、(3.21) よりそれぞれ f_m 、 σ^2 を決定できる。

4. 計測装置と方法

本節では、主として現在最も進歩していると考えられる米国 RD-Instruments 社製ドップラーソナーを例として計測装置と方法を説明する (金子ら、1988)。

RD社のドップラーソナーには、直読型(direct reading type)と自記型(self-contained type)の二型式がある。自記型では、RS-422ケーブルで船上から海中の測定部へパワーを送り、測定部から船上へ計測データを実時間で転送する。自記型では、測定部にリチウムバッテリーとレコーダ(20MByte EPR OM)を内蔵し海中に長時間放置して計測を行う。直読型の場合には、船上のACパワーを利用できるため high power となり、内蔵型の場合には、バッテリーを使用するため low power となる。

low powerでは、high powerの場合に比べて測定レンジが大幅に減少する。測定レンジは、2章で述べたように音波の使用周波数によっても変化する。表-1に、使用数波数と測定レンジのおおまかな目安を与える。

図-5に、自己型ドップラーソナーの模式図を示す。測定部は、4個のトランスデューサと、電源・送受信回路・記録部の納まった円筒形の耐圧容器から構成されている。トランスデューサは、鉛直から30°傾き水平面上に投影すれば互いに直交する方向に音波ビームを放射するように配置されている(JANUS 配置)。三方向流速成分の測定には、三個のトランスデューサで原理上十分であるが、余分なトランスデューサを使用すれば測定精度を検証できる。トランスデューサのすぐ近くには、フラックスゲートコンパス(flux gate compass)と二軸の傾斜計(dual tilt sensor)が組み込まれ、装置座標系(instrument coordinates)で得られた流速は南北、東西、鉛直の地球座標系(earth coordinates)に自動的に変換される。測定においては、bin length と平均時間幅(ensemble period)をパラメータとして設定できる。bin length としては、式(3.1)で

frequency (Hz)	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶
range (m)	10 ⁶	10 ⁴	10 ³	10 ²	10 ¹

表-1 ドップラーソナーの使用周波数と測定レンジ

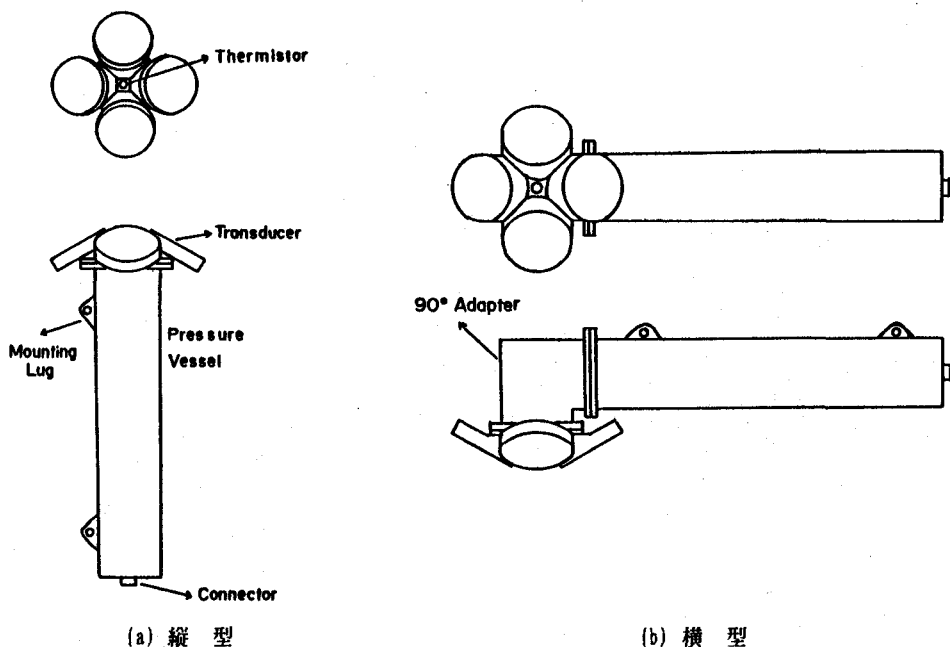


図-5 自記型ドップラーソナーの模式図

与えられる軸方向距離分解能 ΔL_r より大きくとる必要があるが、ビーム軸方向に最大128層(bin number)に分割して流速値を求めることができる。海中には、海流と共に働く散乱体ばかりが存在するわけではないので、適当な時間幅の平均操作を施すことにより海流の測定精度を向上させることが必要となる。4個のトランスデューサの間の空所には、サーミスタが埋め込まれ、水温が自動的に計測できるようになっている。

図-6～図-9に、ドップラーソナーを直読型として使用した場合の海流計測システムを示す。ドップラーソナーは最初、図-6に示すように、観測船の船底(船底方式、shipboard)に取り付けて使用された(Joyce et al, 1982; Regier, 1982)。この方式の最大の長所は、観測船で航走しながら連続的に計測するため、海流の鉛直断面構造を求めることができることである。しかしながら、海上の風波が高くなり、観測船のピッチング運動により船底のトランスデューサの周辺に気泡が混入すると、計測が中断する。また、観測船が高速で航走する場合、スクリュウの騒音(cavitation noise)によりドップラーソナーのノイズレベルが上がることも問題とな

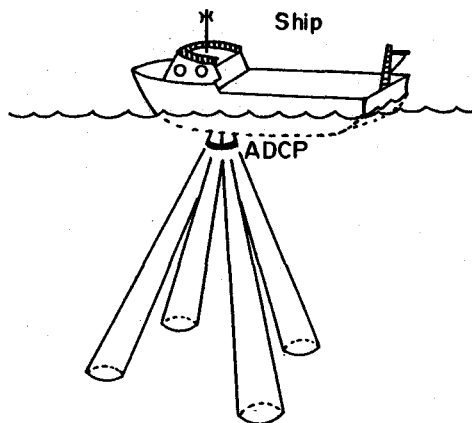
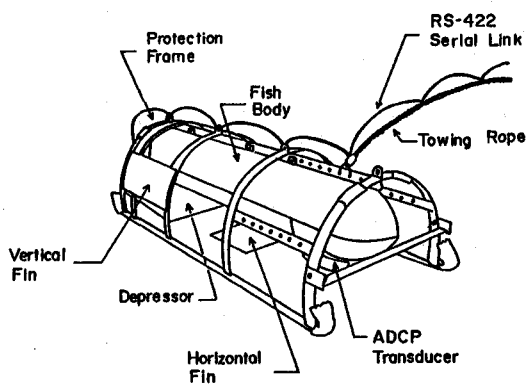
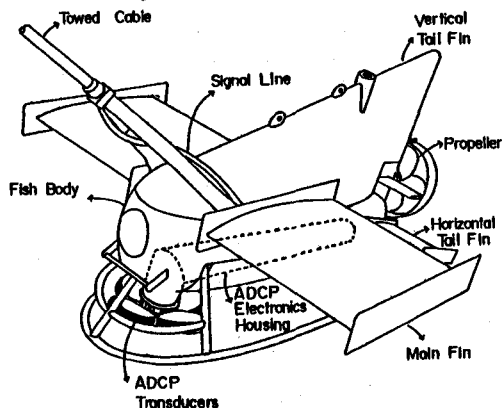


図-6 船底方式(shipboard)

る。図-7に示すように、水中曳航体(fish)にドップラーソナーを取り付け、観測船で曳航するシステム(水中曳航体方式、fish-mounted)も開発されている(Kaneko and Koterayama, 1988; 小寺山ら, 1989)。この方式は、海中を走行するため船底方式に比べて荒天時でも精度良い計測が可能であること、船底に混入する気泡の問題が生じないなどの極めて優れた長所をもっている。可搬型であるため、不特定の観測船を使用して計測を行えることもこの方式の重要な利点となる。水中曳航体に上向きにADCPを取り付ければ、海面近くの流速構造を計ることもできる。しかしながら、高速曳航できる水中曳航体を製作するには、注意深く設計することが要求される。九州大学応用力学研究所では、後尾にタコの尾に相当するフロートを取り付けた固定翼型曳航体(EIKO)と翼角を船上から制御する可動翼型曳航体(DRAKE)により10～12ノットの高速曳航に成功している。図-8に、観測船と共に移動する表面ブイにADCPを取り付け(曳航ブイ方式、towed buoy)、



(a) 固定翼型(EIKO)



(b) 可動翼型(DRAKE)

図-7 水中曳航体方式(fish-mounted)

下方に音波を放射するシステムを示している。この方式を採用すれば海面直下を含めた表層の流速構造を求めることができ、特に吹送流(wind-driven current)や混合層(mixed layer)の計測に適した手法である。図-9のように、ドップラーソナーをアルゴスブイ(ARGOS buoy)に取り付け、ブイの軌跡をアルゴス衛星で追跡するシステム(漂流ブイ方式、drifting buoy)も考えられる。この場合、パワーはバッテリーで供給するが、計測データは、内臓型記録計(EPRM)に収納するばかりでなく、1部をアルゴス衛星で実時間で転送することが望ましい。ドップラーソナーでは、前記のいずれの方式を採用した場合でも、海流の流速は、観測船または漂流ブイに相対的な値としてもとめられる。この流速値を海底に相対的な値に変換するためには、船速またはブイの移動速度を別に求めることが必要となる。水深が、ドップラーソナーの探知距離(bottom tracking range)より小さい場合には、海底から反射してくる音波のドップラーシフトを利用して船速を求めることができる。ドップラーソナーを水深の大きい外洋で使用する時には、ドップラーソナーで船速を求めることができないので、船速又はブイの移動速度はロラン-C(LORAN-C)、NNSS(Navy Navigation Satellite system)、GPS(Global Positioning System)などの測位システムを使用して求めることになる。測位システムのうちGPSの精度が最も良いが、衛星の数が不十分なため現時点では、1日で12~13時間程度しか利用できない。1990年末からは、GPSをいつでも利用できるようになるため、ドップラーソナーによる外洋での計測にはGPSが全面的に活用されるものと思われる。

図-10~図-12に、ドップラーソナーを自記型として使用した海流計測システムを示す。計測部・記録部・電源部を海中に放置して長時間海流を計測する自記型計測は、システムが小型計量化することによって初めて可能となった。1986年に5日間のメキシコ湾流の係留観測に成功して以来(Schott, 1986)、測機の進歩により現在では1年を超える長期係留も可能となっている。図-10に、海底設置方式(bottom-mounted)のシステムの模式図を示している。この方式では、トランスデューサの動揺がないため最も精度の良い計測データが得られている(Pittigrew

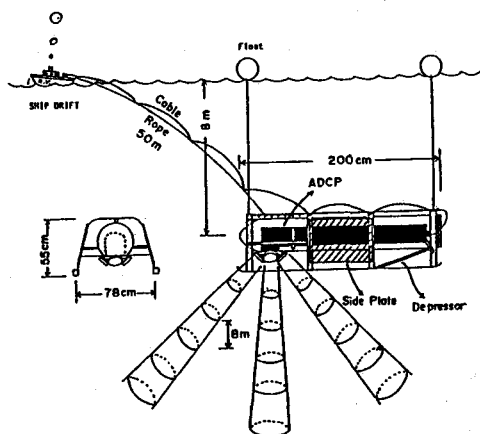


図-8 曳航ブイ方式(towed buoy)

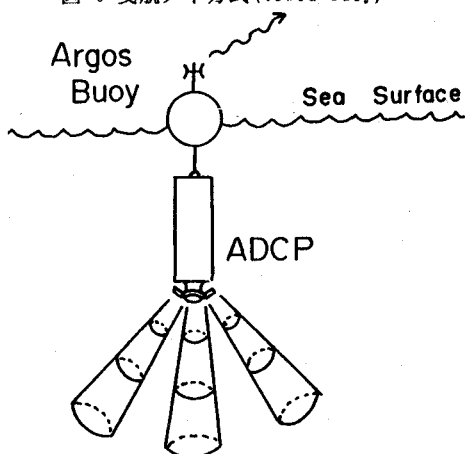


図-9 漂流ブイ方式(drifting buoy)

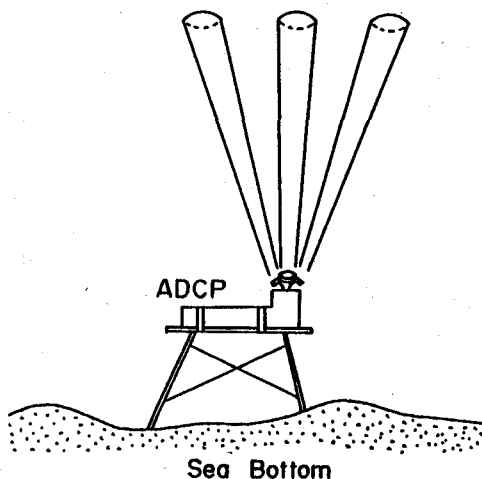


図-10 海底設置方式(bottom-mounted)

and Irish, 1983)。また、測定データは、そのまま海底に対する対地流速となる。図-11に、海中係留方式(subsurface mooring)のシステムの模式図を示している。海中係留方式は海底設置方式に比べて、係留ライン(mooring line)の動揺のために測定精度は悪くなる。しかしながら、海流の主流部の下方に計測部を係留し、上方の海流をリモートセンシングできるため、従来のように海流の主流部に接触型流速計(例えばロータ型流速計、電磁流速計など)を係留する場合に比べてドップラーソナーの係留は非常に有利となる。図-12に、海面係留方式(surface mooring)のシステムの模式図を示している。この方式の長所は、海面近くの海流の鉛直プロファイルを計測できることにある。しかしながら、ドップラーソナーの計測部が海面の風浪によって激しく動揺するような場合には、計測精度に問題が生じることになる。海中設置・係留方式では、いずれの場合にも計測部は海中にほぼ固定されていると考えてよい。このような方式では、海流の鉛直プロファイルの長時間変動構造を求めるのに適している。船底方式で得られるような海流の断面構造をこの方式で求めるには多数の係留ラインを海中に配置しなければならない。

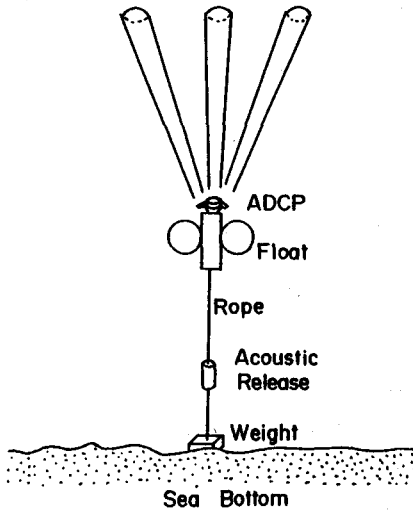


図-11 海中設置方式(subsurface mooring)

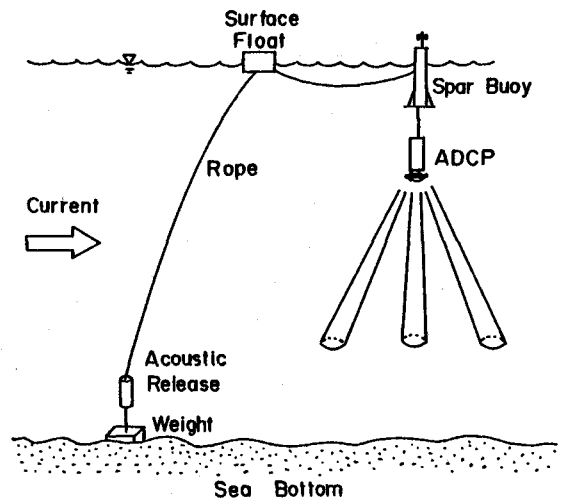


図-12 海面係留方式(surface mooring)

5. 計測精度と誤差

5.1 流速測定の分散誤差

図-5に示したように、JANUSに配置された4ビームシステムの流速測定の分散誤差(error variance)について考える。式(3.7)より測定流速の分散 σ_u^2 を求めれば次式となる。

$$\sigma_u^2 = \frac{C^2}{16 f_0^2 \sin^2 \theta} (\sigma_{f1}^2 - 2\sigma_{f1 \cdot f2} + \sigma_{f2}^2) \quad (5.1)$$

ここに、 σ_{f1}^2 、 σ_{f2}^2 はそれぞれ f_1 、 f_2 の分散で、 $\sigma_{f1 \cdot f2}$ は $f_1 \cdot f_2$ の標準偏差である。 f_1 、 f_2 の測定が独立になされていることから $\sigma_{f1 \cdot f2} = 0$ 、さらに $\sigma_{f1}^2 = \sigma_{f2}^2 = \sigma_{f1 \cdot f2}^2$ とおけば式(5.1)は次のように簡単化される。

$$\sigma_u = \frac{C \sigma_f}{2\sqrt{2} f_0 \sin \theta} \quad (5.2)$$

式(5.2)は、周波数の測定誤差が流速の測定誤差に与える影響を定式化したものである。SN比が十分大きい時、 σ_f の下限(lower bound)は次式で与えられることが知られている(Theriault, 1986)。

$$\sigma_f \sim \frac{1}{T_p} \quad (5.3)$$

ここに、 T_p は音波パルスの時間幅である。式(5.3)を(5.2)に代入すれば

$$\sigma_u \sim \frac{c}{f_0 T_p \sin \theta} \quad (5.4)$$

となる。ここで、式(3.1)を用い、さらにN個の受信信号のアンサンブル平均をとることを考えれば、式(5.4)は

$$\sigma_u \sim \frac{c^2}{f_0 \Delta l_r \sqrt{N} \sin \theta} \quad (5.5)$$

となる。 $\theta = 30^\circ$ 、 $C = 1500 \text{ m/s}$ の典型的な場合に対しては、次式が提案されている。

$$\sigma_u = \frac{1.6 \times 10^4}{f_0 \Delta l_r \sqrt{N}} \quad (5.6)$$

ここに、 σ_u 、 f_0 、 Δl_r の単位はそれぞれ $[\text{cm/s}]$ 、 $[\text{kHz}]$ 、 $[\text{m}]$ とする。式(5.6)より、 f_0 、 Δl_r 、 N を大きくすると流速の測定精度が良くなることがわかる。

5.2 トランスデューサの配置に関連した誤差

ドップラーソナーを船底方式として使用するとき、船底に配置したトランスデューサが水面に対して傾斜するか或いは、水平面内のトランスデューサと船のジャイロコンパスの配置の間に不整合が存在すれば、計測データに誤差が混入することになる(Joyce, 1989)。このため、計測の前にあらかじめ検定をして傾斜角度と不整合角度を知っておくことが必要となる。

トランスデューサが水平面から傾斜している時、測定流速は実際の値より $(1+\beta)$ 倍だけ大きくなることが知られている。図-13に示すように、トランスデューサが船のジャイロコンパスに対して、反時計回りに α だけ回転して取り付けられているものとする。そして、ジャイロコンパスに固定した座標を (x, y) 、トランスデューサに固定した座標を (x', y') とする。また、 (x, y) 、 (x', y') 座標に対する流速をそれぞれ (u, v) 、 (u', v') とする。この時、 (u, v) と (u', v') は次式で関係づけられる。

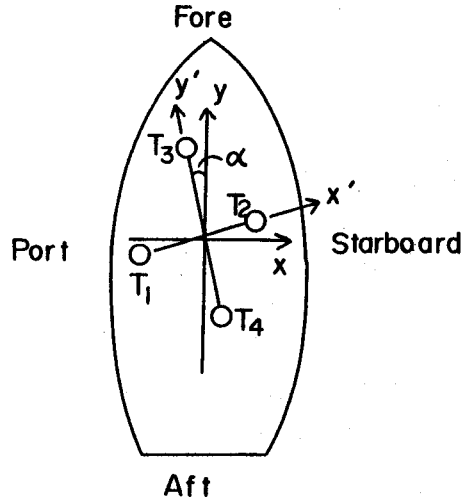


図-13 観測船のジャイロコンパスとトランスデューサの位置の不整合を示す模式図

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u' \\ v' \end{pmatrix} \quad (5.7)$$

船底方式ドップラーソナーでは、海底に相対的な流速 (u_w, v_w) は、船速 (u_s, v_s) と船に相対的に計られたドップラー流速 (u_d, v_d) の和として表される。

$$\begin{aligned} u_w &= u_s + (1 + \beta) u_d \\ v_w &= v_s + (1 + \beta) v_d \end{aligned} \quad (5.8)$$

ここに、 β はトランスデューサの水平面からの傾斜効果を表す係数である。式(5.7)を(5.8)の右辺第2項に代入すれば次式を得る。

$$\begin{aligned} u_w &= u_s + (1 + \beta) (u_d' \cos \alpha - v_d' \sin \alpha) \\ v_w &= v_s + (1 + \beta) (u_d' \sin \alpha + v_d' \cos \alpha) \end{aligned} \quad (5.9)$$

計測の前に、 α と β をあらかじめ求めておけば、式(5.9)を用いて海流の流速(u_w , v_w)を決定できることになる。

ここで、同一測線上を観測船で多数回横断計測することによって、 α , β の統計的平均値を求める方法について述べる。繰り返し観測された海流流速のアンサンブル平均値を($\langle u_w \rangle$, $\langle v_w \rangle$)、平均値からの誤差流速を(ε_u , ε_v)とすれば、各回の観測値(u_w , v_w)は次式で表される。

$$\begin{aligned} u_w &= \langle u_w \rangle + \varepsilon_u \\ v_w &= \langle v_w \rangle + \varepsilon_v \end{aligned} \quad (5.10)$$

ここで、

$$\begin{aligned} \delta u &= u - \langle u \rangle \\ \delta v &= v - \langle v \rangle \end{aligned} \quad (5.11)$$

とおき、式(5.9)を誤差流速を用いて書き換えれば

$$\begin{pmatrix} \varepsilon_u \\ \varepsilon_v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \delta u_w \\ \delta v_w \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \delta u_s \\ \delta v_s \end{pmatrix} + (1 + \beta) \begin{pmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta u_d' \\ \delta v_d' \end{pmatrix} \quad (5.12)$$

となる。自乗誤差 ε^2 は、次式で表される。

$$\begin{aligned} \varepsilon^2 &= \varepsilon_u^2 + \varepsilon_v^2 = (\delta u_s)^2 + (\delta v_s)^2 + (1 + \beta)^2 \left[(\delta u_d')^2 + (\delta v_d')^2 \right] \\ &\quad + 2(1 + \beta) \left[\{ \delta u_d' \delta u_s + \delta v_d' \delta v_s \} \cos \alpha + \{ \delta u_d' \delta v_s - \delta v_d' \delta u_s \} \sin \alpha \right] \end{aligned} \quad (5.13)$$

次式を満たすように α , β を決定できれば ε^2 を最小にすることができる。

$$\frac{\partial \langle \varepsilon^2 \rangle}{\partial (\alpha, \beta)} = 0 \quad (5.14)$$

式(5.14)を解けば、

$$\tan \alpha = \frac{\langle \delta u_d' \delta v_s - \delta v_d' \delta u_s \rangle}{\langle \delta u_d' \delta u_s + \delta v_d' \delta v_s \rangle} \quad (5.15)$$

$$1 + \beta = - \frac{\langle \delta u_d' \delta u_s + \delta v_d' \delta v_s \rangle}{\langle (\delta u_d')^2 + (\delta v_d')^2 \rangle \cos \alpha} \quad (5.16)$$

となる。Joyce(1989)は、1982年6月に観測船Endeavorを使用した繰り返し観測で、 $\alpha = -1.33^\circ$ 、 $1 + \beta = 0.993$ なる値を得ている。

水中曳航体方式のドップラーソナーでは、船のジャイロコンパスを使用する必要がなく、また二軸の傾斜計でトランスデューサの傾斜を計り補正するため上記の誤差を考慮する必要がない。船底方式の場合でも、船底のトランスデューサ近くに二軸の傾斜計を取り付ければ β による誤差を除去できる。

5.3 鉛直流速による計測誤差の検定

JANUSに配置された4ビームシステムでは、式(3.8)を用いて向かい合う2対のトランスデューサにより2通りの鉛直流速 w_1 、 w_2 を求めることができる。 w_1 、 w_2 の誤差流速(error velocity) u_e を次式のように定義すれば、

$$u_e = |w_1 - w_2| \quad (5.17)$$

となる。測定場所がことなるため w_1 、 w_2 は必ずしも一致する必要はない。しかしながら、海中でトランスデューサが大きく動揺し計測状況がわるくなると u_e は増加することから、 u_e は流速の測定精度の目安を与える指標と考えてよい。

5.4 船速の測定精度

ドップラーソナーで音波の到達距離より大きな水深をもつ海域の海流を横断計測する場合、海流の対地速度を知るためには式(5.8)からわかるように船速を他の手法で求めることが必要となる。外洋における船速の測定は、これまでは主としてロラン-C(LORAN-C)によってなされてきた。ところが、ロラン-Cによる船位の測定精度は100m程度であるため、船側の測定値にはそれに対応した誤差が混入することになる。簡単のために船が停止している場合を考えると、ロラン-Cによって求められる船位は、海図上では真の位置を中心とする半径Rの円内の1点となる。観測船を停止させ、時間幅 Δt で2度船位を測定する時、ロラン-Cの誤差のために次式で与えられる見掛けの船速が現れる。

$$V_a = \frac{R}{\Delta t} \quad (5.18)$$

V_a を小さくするには Δt を大きくすればよい。例として、 $R = 100\text{m}$ 、 $\Delta t = 30\text{分}$ とすれば $V_a = 5.6\text{cm/s}$ となる。即ち、5cm/s程度の測定精度を得るには、30分の時間幅が必要となる。このことは、30分の間、観測船はできるだけ直線コースを一定速度で走らねばならないことを意味する。GPSを使用すれば船位の測定精度が20m程度となるので、5分の時間幅で5cm/s程度の船速の測定精度を得ることができる。GPSは、1990年末から1日中利用できる予定であり、近い将来海洋計測においてロラン-CはGPSに全面的に移行するものと思われる。

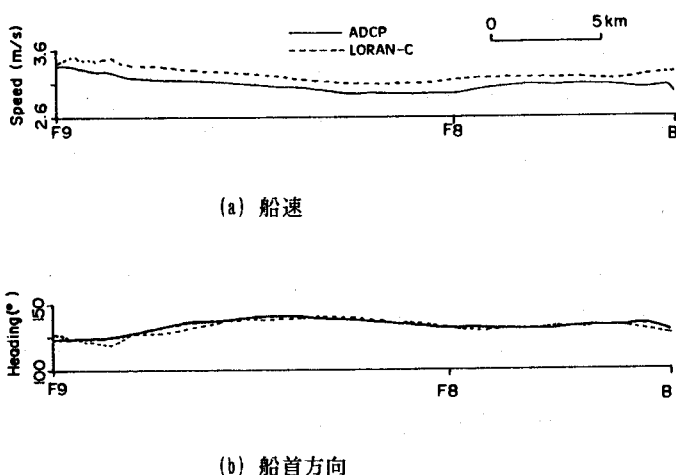


図-14 ドップラーソナーとロラン-Cで求めた船速と船首方向の比較 (測点F9～B)

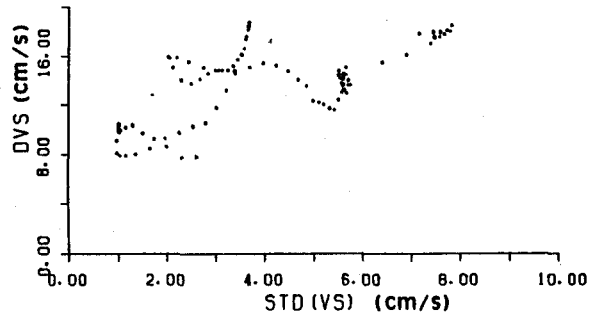
ドップラーソナーを音波の到達距離より小さい水深の海域で使用する時、海底から反射してくる音波を利用して船速を求めることができる。図-14(a), (b)に、沖縄西方の東シナ海陸棚上でドップラーソナーとロラン-Cを使用して求めた船速と船首方向をそれぞれ比較して示している。船首方向は両者でほとんど一致しているが、船速は、ロラン-Cで求めた値がドップラーソナーで求めた値より平均値として13.8cm/sだけ大きくなっている。ここで、ロラン-Cによる船速の測定精度を推定するための指標(index)として、30分間の船速と船首方向の標準偏差 $STD(V_s)$ と $STD(H_e)$ を用いる。図-15(a), (b)に、ロラン-Cとドップラーソナーの船速差 DV_s を $STD(V_s)$ と $STD(H_e)$ に対してそれぞれプロットしている。両図ともバラつきはあるものの、 DV_s は $STD(V_s)$ と $STD(H_e)$ に比例して増加している。両図から、 DV_s を10cm/s以下に抑えるためには、 $STD(V_s) < 3\text{cm/s}$ 、 $STD(H_e) < 1.5^\circ$ となるように観測船を走行させればよいことがわかる。言い換えれば、計測精度を保つためには計測データから $STD(V_s) < 3\text{cm/s}$ 、 $STD(H_e) < 1.5^\circ$ を満たすものだけを取り出せばよいことになる。ロラン-Cの代わりにGPSを用いれば、5分程度の時間幅で平均船速を精度よく求めることができるようになるし、5分間隔で求められる $STD(V_s)$ 、 $STD(H_e)$ もかなり小さくなるものと予想される。

6. 海洋における計測例

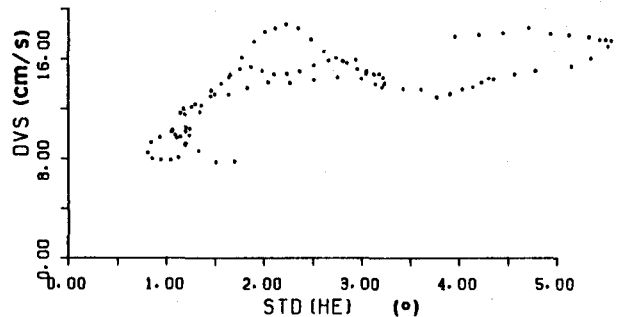
これまでドップラーソナーによって黒潮、メキシコ湾流、中規模渦、内部波、フロント、混合層、吹送流、潮流などの種々のスケールの海流の時空間構造が計測されてきた。表-2に、これまでになされた海流の主要な計測例を列挙している。図-16に、九州大学応用研究所で開発した曳航式ドップラーソナーを使用して横断計測が行われた測線位置をまとめて示している。以下に典型例として、黒潮、対馬海流、本州南方の混合層の計測データを紹介する。

1) 黒潮 (金子ら、1989; 金子、1989; Kaneko et al., 1990)

沖縄西方のF-line上の計測は、1987年10月29～30日に、広汽船株式会社所属タグボート「ひろかい」(415t)を使用して行われた。紀伊半島南方のB-line上の計測は、1988年5月8～9日に、東京大学海洋研究所研究船「白鳳丸」(3100t)を使用して行われた。図-17(a), (b)にそれぞれF-line上で得られた水平流速に対するステイック図と、測線に直交する流速成分に対する等値線図を示している。図-17(a)の上部には、サーミスタによって測定した曳航体の没水深度(8m)位置の水温プロファイルを同時に示している。測点Bは、海底からの反射音波を用いて船速を求めることができる限界の位置であり、前節の図-14、図-15は、測点F9とBの間で得られたデータを使用して描かれたものである。北東方向に流れる黒潮の主流部は、測点F3～F7の間にみいだされ、測点F1～F2の間では反流(countercurrent)となっている。この反流の区間は、測点F9～F2まで次第に増



(a) $STD(V_s)$ に対するプロット



(b) $STD(H_e)$ に対するプロット

図-15 ドップラーソナーとロラン-Cによって求めた船速差 DV_s 。(測点F9～B)

表-2 ドップラーソナーによる海流の計測例

測 定 対 象	測 定 方 法				
	Shipboard	Bottom-Mounted	Fish-Mounted	Surface Buoy	Subsurface Mooring
西 岸 境 界 流	Joyce et al. (1982) Crocker (1983) Kuroda et al. (1988) 東 等 (1988)		Kaneko & Koterayama (1988) 金子 等 (1988) 本地 等 (1988) Kaneko et al. (1990)		Schott (1986) Johns (1988)
中規模海流・渦	Regier (1982) Cooper et al. (1990)	Pettigrew & Irish (1983)			
潮 流	高杉 等 (1987) 藤原 等 (1988)	Lhermitte & Serafin (1984)			
内部波・フロント			金子 (1988)	Pinkel (1978)	
混合層・吹送流・慣性波	Chereskin et al. (1988)		金子 等 (1990)	細山田 (1990)	

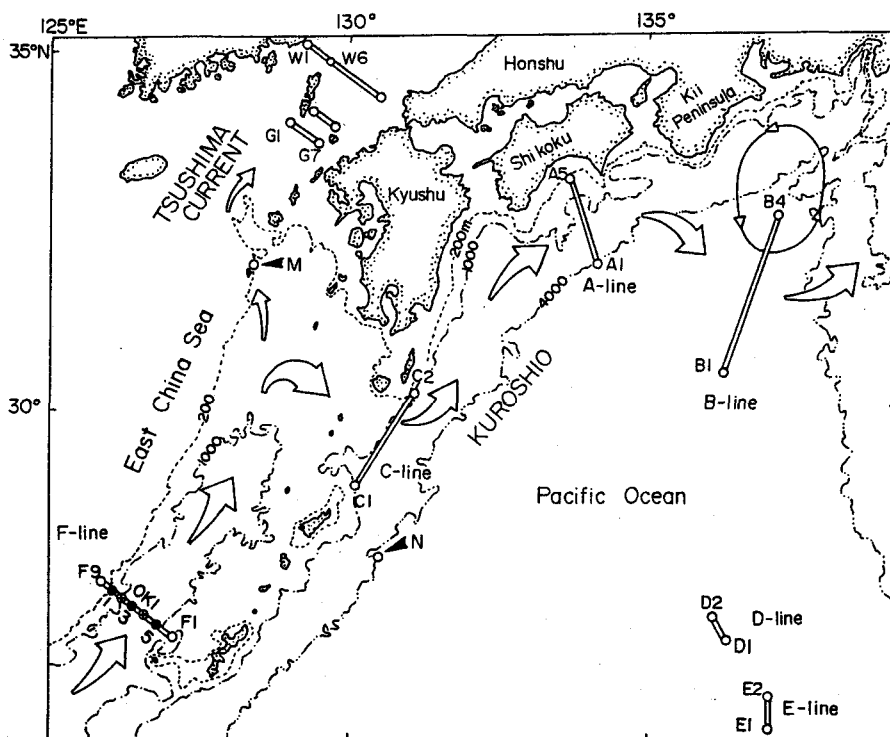
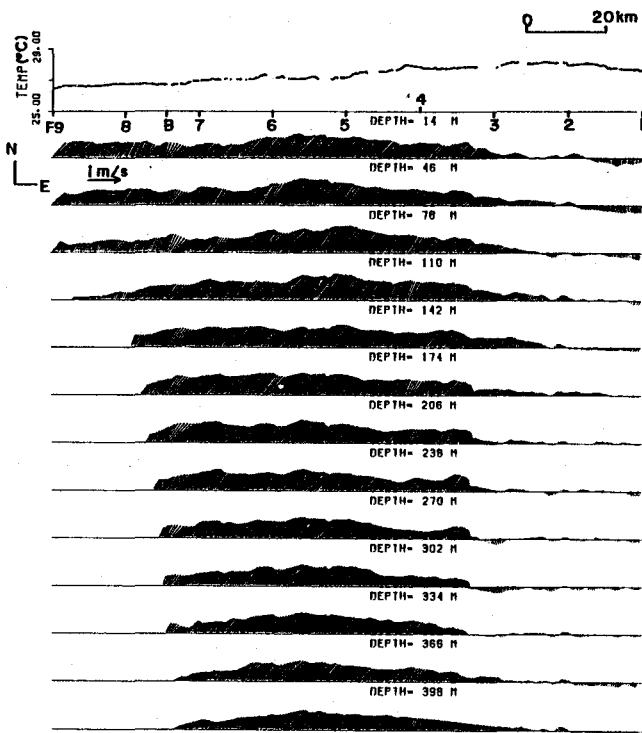


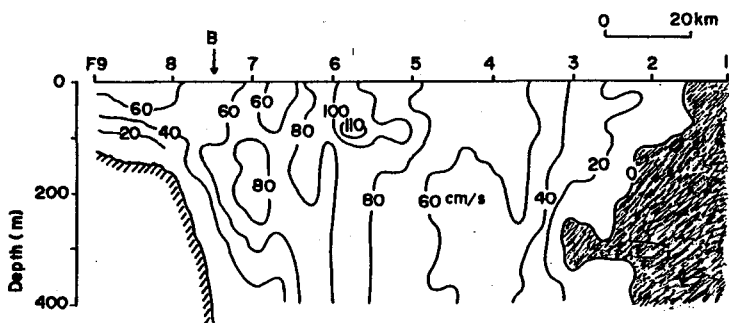
図-16 計測海域の等深図と測線位置

加してきた水温が減少しはじめる区間とも一致している。最大流速112cm/sの黒潮の中心(Kuroshio core)は測点F6の近くの90m深度に存在する。測点F7の200m深度には、80cm/sを越える高流速のコアが陸棚斜面に向かって侵入していることが注目される。黒潮中心の下方では、400m深度でも80cm/sの流速が依然存在する。黒潮中心位置の流速の鉛直勾配を見れば、 $0.9 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ となる。測定流速値を各断面内で積分することにより流量を求めれば図-18のようになる。ここで、400mから700m層までの流量は、700m深度を無流面(level of no motion)と考え400mから700mまでの流速を線形補間することにより求めた。潮流の影響が小さく反流の存在しない測点BとF2の間の流量を黒潮流量と考えれば、 27.1 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)となる。

図-19(a), (b)に、それぞれB-line上で得られた水平流速に対するスティック図と、測線に直交する流速成分に対する等値線図を示している。図-19(a)の上部には、サーミスタによって測定した曳航体の没水深度(6m)位置の水温プロファイルを示している。水温は、黒潮主流部に相当する測点B4からB3まで単調に増加した後、測点B3で急減し、測点B2で急増するといった複雑な変化を示す。黒潮主流部は東向きに流れているが、測点B3~B2の間で流れは南東向きとなり、測点B2~B1の間で流れはほとんど存在しない。最大流速132cm/sの黒潮中心は、測点B4とB3の中間の海面下150m位置にある。黒潮中心の左右における水平流速勾配は、それぞれ $2.0 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、



(a) 水平流速に対するスティック図
(上部にサーミスタで得られた水温分布を示す)



(b) 測線に直交する流速成分に対する等値線図
(反流の領域にshd'-を施している)

図-17 F-line上で得られた流速データ

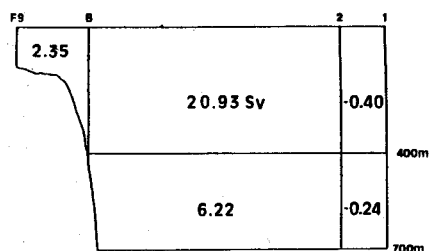
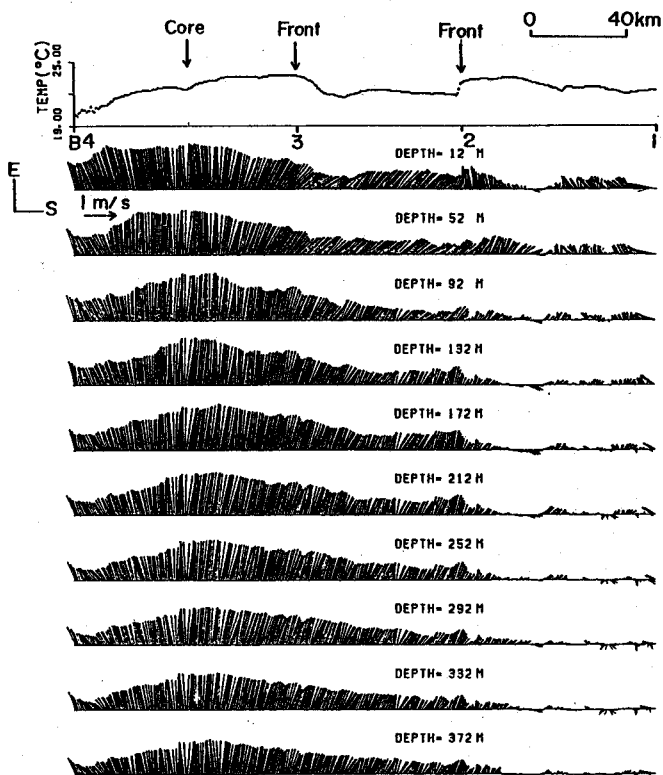


図-18 流速データを各断面で積分することにより求めた流量値
(単位はSv)

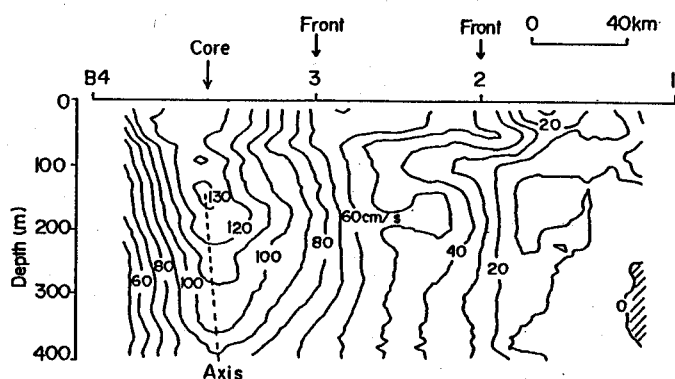
$1.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ となり、左側(陸側)の流速勾配が右側(沖側)のそれより2倍程度大きくなっている。黒潮中心位置の鉛直流速勾配は、 $1.8 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ となる。B-lineに対する鉛直流速勾配は、F-lineの場合と比較して2倍程度大きくなっており、F-lineよりB-lineを通る黒潮の方が傾圧性(baroclinicity)が強いことがわかる。400m深度までの流速値を断面内で積分することにより流量を求めれば53Svとなる。800m深度を無流面と仮定し、400~800m層の流速値を線形補間することにより求めれば流量は74Svとなる。B-lineを横切る黒潮流量がF-lineの場合に比べて非常に大きくなっていることがわかる。

2) 対馬海流(金子ら、1990; Kaneko et al., 1990)

対馬海峡西水道のW-lineと東水道のE-lineの計測はそれぞれ1987年9月14日と9月15日に、国立釜山水産大学練習船「釜山402号」(300t)を使用して行われた。図-20に、W-line上で得られた測線に直交する水平流速成分に対する等値線図を示している。正值は、北東流を示す。北東流の最大値は、測点W3とW4の中間の水面近くで発生している。流速50cm/sを越える



(a) 水平流速に対するスティック図
(上部にサニスタで得られた水温分布を示す)



(b) 測線に直交する流速成分に対する等値線図
図-19 B-line上で得られた流速データ

対馬海流の強流部は、測点W2～W5の間に存在する。測線中央部の海溝の内部の海水は、ほとんど静止していることがわかる。対馬海峡には、対馬海流と潮流が共存することが知られている(Mizuno et al., 1990)。図-20の測定値には潮流の影響が含まれているけれども(特に、測点W1とW2の間で強い)、測定流速を断面内で積分することによりW-lineを横切る海流の流量を求めれば2.2Svとなる。参考のために、海上保安庁水路部で求めた同時刻の潮流の推算値は、測点W4の周辺で東方向に10 cm/s、測点W5の近くで南東方向に7 cm/sであったことを記す。図-21に、E-line上で得られた、測線に直交する水平流速成分に対する等値線図を示している。正值は、北東流を示す。図-21(a)は、潮流を含む流速分布であり、図-21(b)は、海上保安庁水路部の潮流の推算値を用いて潮流成分を除去した後の流速成分である。北東流の中心は、測点E2の近くの25m深度にあり、南西流の中心は測点E5の海面近くに存在する。図-21(a)、(b)の比較により、潮流を除去すれば、北東流は強まり北東流の領域は拡大することがわかる。E-lineを横切る流量は、図-21(a)に対して-0.3Sv、図-21(b)に対して0.6Svとなった。

3) 海洋混合層(金子ら、1990)

本州南方のE-lineの計測は、1988年5月4日に、東京大学海洋研究所の「白鳳丸」を使用して行われた。観測海域一帯は、冬期の海面冷却により黒潮続流域(Kuroshio extension)で形成された亜熱帯モード水(Subtropical Mode Water)が、亜熱帯循環(Subtropical Gyre)に乗って頻繁に侵入する海域として知られている。そして、200mを越える厚い混合層が度々観測されている。図-22に、E-lineに沿った鉛直断面内の流速分布を示す。図-22(a)に、水平流速成分に対するスティック図を各水深毎に示している。同図の上部には、サーミスタで求めた6m深度の水温分布を示している。水温は、測点E1とE2の近くで1°C程度の変動が存在するものの、その他の区間ではほとんど一定となっている。測点E1の海面近くで、

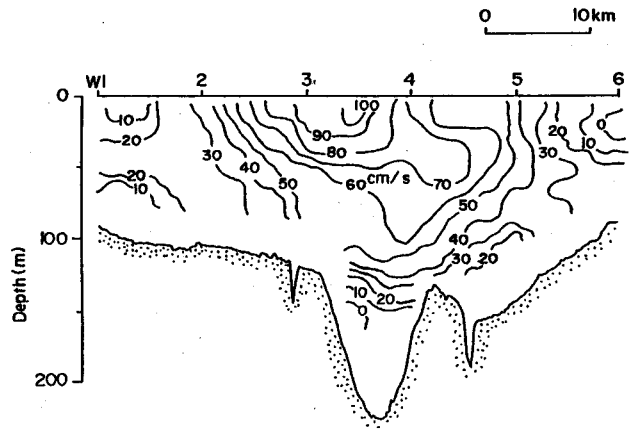
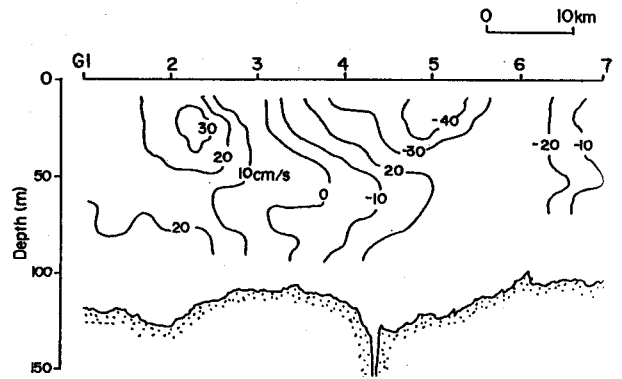
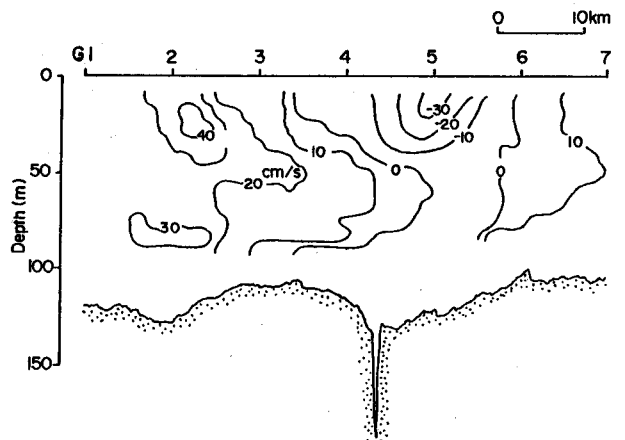


図-20 W-line上で得られた流速データ

(測線に直交する流速成分を等値線図で示している)



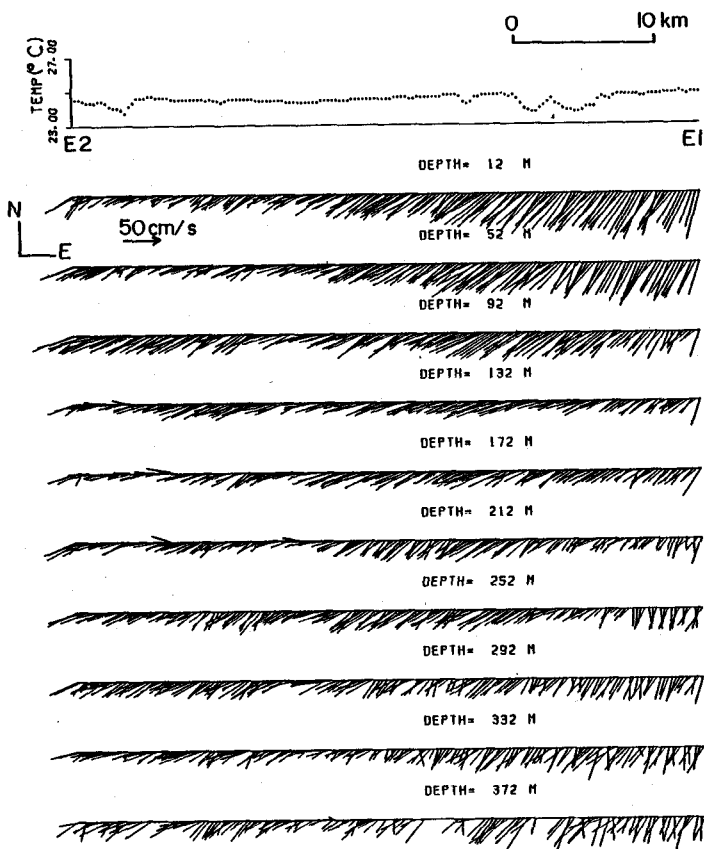
(a) 潮流を含む流速データ



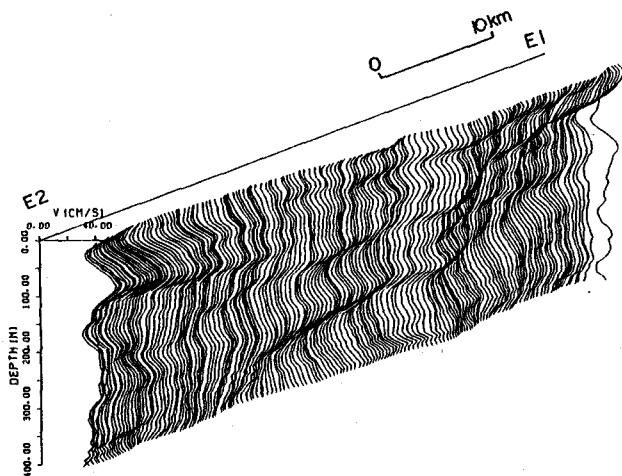
(b) 潮流を除く流速データ

図-21 G-line上で得られた流速データ

(測線に直交する流速成分を等値線図で示している)



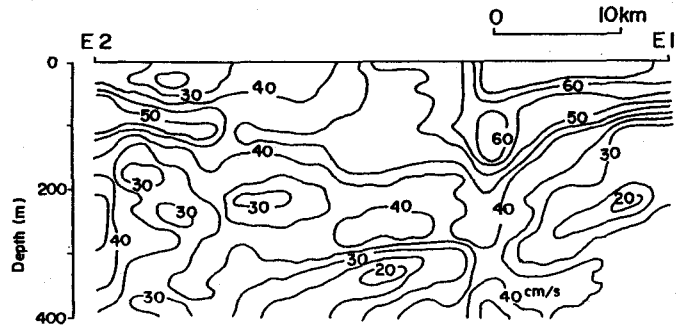
(a) 水平流速に対するスラック図
(上部にサミタで得られた水温分布を示す)



(b) 水平流速の絶対値に対するスラック図

図-22 E-line上で得られた流速データ

60cm/sに達する大きな流速が発生しているが、流向は全測定断面内でほぼ一様で南西向きとなっている。図-22(b)に、水平流速成分に対する絶対値流速の鉛直分布を、横方向に詰め合わせて描いたスタック図を示している。水平方向に長く伸びた高流速の貫入層によって特徴づけられる微細構造が、全断面にわたって存在することがわかる。図-22(c)に、絶対値流速に対する等値線図を示している。流速が40cm/sを越える領域は、測点E1の周辺では海面からほぼ200m深度まで達し、測点E2の近くでは、海面下に没している。断面内には、水平方向に引き伸ばされた、閉じた等流速線に囲まれた領域（水平長さ5~10km）が散在している。



(c) 水平流速の絶対値に対する等値線図

7. おわりに

以上述べたように、ドップラーソナーは、海流の内部構造をリモートセンシングできる画期的な流速計であり、これからの海洋科学の発展にとって重要な役割を演じることは間違いない。しかしながら、ドップラーソナーは、従来の流速計に比べて計測精度の考え方が複雑なため、海洋で精度よく運用するためには計測原理を十分理解することが必要となる。計測データも大量となるため、効率良いデータ解析システムを開発することも見逃すことのできない要素である。

本研究は、文部省特別事業「海洋における広域データの計測法に関する開発研究」（代表者 九州大学応用力学研究所 光易 恒教授）の成果の一部であることを記し、合わせて関係者各位に謝意を表します。

参 考 文 献

- 東政敬・益満侃・平啓介(1989)：超音波ドップラー流速プロファイラー並びに赤外線放射温度計による本州南方の黒潮の航走観測、海と空、第65巻、pp.19-26.
- 金子新・橋本良夫・石橋道芳・田代昭正(1988)：超音波ドップラー流速プロファイラー - 新世代の海流計測器 -、九州大学応用力学研究所所報、第66号、pp.47-76.
- 金子新・小寺山亘・本地弘之・川建和雄・光易恒・水野信二郎・橋本良夫・蒲地政文・中村昌彦・堀勉・田代昭正・石橋道芳・細山田得三(1989)：曳航式ADCPによる黒潮流動場の可視化 - 海洋における広域データの計測法に関する開発研究(第8報) -、九州大学応用力学研究所所報第68号、pp.101-121.
- 金子新(1989)：黒潮により陸棚斜面上に誘起されるフロントと内部波、海岸工学論文集、第36巻、pp.188-192.
- 金子新・本地弘之・小寺山亘・水野信二郎(1990)：曳航式ADCPによる海中流動場の可視化、海洋工学コンファレンス論文集、第2号、pp.1-8.
- 金子新・卞相慶・張善徳・高橋実(1990)：対馬海峡における海流の構造と流量の、海岸工学論文集、第37巻（印刷中）。

- 金子新・水野信二郎・小寺山亘・光易恒(1990): ADCPによる海洋混合層のマッピング、海洋科学、第22巻(印刷中)。
- 小寺山亘・中村昌彦・金子新・経塚雄策・柏木正・稲田勝・石寺博・伊藤譲(1989): 海洋観測用曳航体の開発研究(第2報、曳航体の構造と実海域実験)、日本造船学会論文集、第166号、pp. 485-495。
- 高杉由夫・肥後竹彦・埜口英昭(1987): 瀬戸・海峡部における流れの特性(ドップラープロファイラーによる流速測定)、La mer, Vol. 25, pp. 167-174。
- 永田豊(1986): 世界海洋循環の研究、海洋科学、Vol. 18, pp. 289-296。
- 藤原建紀・高杉由夫・肥後竹彦(1989): 超音波ドップラー流速プロファイラーによる沿岸域の流れの可視化、海洋調査技術、第1号、pp. 57-65。
- 細山田得三(1990): 中間海域海洋の成層流動・渦動構造の研究、九州大学大学院工学研究科博士論文、pp. 1-68。
- 本地弘之・小寺山亘・金子新・中村昌彦・蒲地政文・稲田勝・石橋道芳(1989): ADCPを内蔵した翼制御型曳航体(DRAKE)による黒潮の横断計測-海洋における広域データの計測法に関する開発研究(第7報)-、九州大学応用力学研究所所報、第68号、pp. 87-100。
- Apel, J. R. (1987): principles of Ocean Physics, Academic Press, London, chap. 7.
- Chereskin, T. K., M. D. Levine, A. J. Harding and L. A. Regier (1989): Observations of near-inertial waves in acoustic Doppler current profiler measurements made during the mixed layer dynamics experiment, J. Geophys. Res., Vol. 94, pp. 8135-8145.
- Clay, C. S. and H. Medwin (1977): Acoustical Oceanography, John Wiley & Sons, New York, 544p.
- Cooper, C., G. Z. Forristall and T. M. Joyce (1990): J. Geophys. Res., Vol. 95, pp. 1663-1679.
- Crocker, T. R. (1983): Near-surface Doppler sonar measurements in the Indian Ocean, Deep-Sea Res., Vol. 30, pp. 449-467.
- Goodman, L. and K. A. Kemp (1981): Scattering from volume variability, Vol. 86, pp. 4083-4088.
- Gordon, R. L., A. V. Brezutskii, A. Kaneko, C. Stocchino and R. Weisberg (1990): A review of interesting results obtained with acoustic Doppler current profilers, Proc. 4th IEEE Work. Conf. on Current Measurement, Clinton, Maryland.
- Hay, A. E. (1983): On the remote acoustic detection of suspended sediment at long wavelengths, J. Geophys. Res., Vol. 88, pp. 7525-7542.
- Johns, W. E. (1988): Near-surface current measurements in the Gulf Stream using an upward-looking acoustic Doppler current profiler, J. Atmos. Oceanic Technol., Vol. 5, pp. 602-613.
- Joyce, T. M., D. S. Bitterman, JR. and K. E. Prada (1982): Shipboard acoustic profiling of upper ocean currents, Deep-Sea Res., Vol. 29, pp. 903-913.
- Joyce, T. M. (1989): On in situ "calibration of shipboard ADCPs", J. Atmos. Oceanic Technol., Vol. 6, pp. 169-172.
- Kaneko, A. (1987): A numerical approach to acoustic imaging of small-scale oceanic features, Deep-Sea Res., Vol. 34, pp. 1379-1398.
- Kaneko, A. and W. Koterayama (1988): ADCP measurements from a towed fish, EOS Trans. AGU, Vol. 69, pp. 643-644.
- Kaneko, A., W. Koterayama, H. Honji, S. Mizuno, K. Kwatate and R. L. Gordon (1990): A cross-stream survey of the upper 400-m of the Kuroshio by an ADCP on a towed fish, Deep-Sea Res., Vol. 37 (in press).
- Kaneko, K., S-K. Byun, S-D. Chang and M. Takahashi (1990): An observation of detailed velocity

- structures of the Tsushima Current across the Korea Strait, Proc. 5th JECSS Workshop (to be submitted).
- Kuroda, Y., G. Kai and K. Okuno (1988): IEEE Proc. Ocean '88, pp. 353-358.
- Lhermitte, R. and S. Serafin (1984): Pulse-to-pulse coherent Doppler sonar signal processing techniques, J. Atmos. Oceanic Technol., Vol. 1, pp. 293-308.
- Lighthill, J. (1979): Waves in Fluids, Camb. Univ. Press, Cambridge, Chap. 1.
- Miller, K. S. and M. M. Rochwarger (1972): A covariance approach to spectral moment estimation, IEEE Trans. Information Theo., Vol. 18, pp. 588-596.
- Mizuno, S., K. Kawatate, T. Nagahama and T. Miita (1989): Measurements of East Tsushima Current in winter and estimation of its seasonal variability, J. Oceanogr. Soc. Jpn., Vol. 45, pp. 375-384.
- Munk, W. H. and A. M. Forbes (1989): Global ocean warming; An acoustic measure?, J. Phys. Oceanogr., Vol. 19, pp. 1765-1778.
- Pinkel, R. (1979): Observations of strongly nonlinear internal motion in the open sea using a range-gated Doppler sonar, J. Phys. Oceanogr., Vol. 9, pp. 675-686.
- Pittigrew, N. R. and J. D. Irish (1983): IEEE Proc. Ocean '83, pp. 182-186.
- Proni, J. R. and J. R. Apel (1975): On the use of high-frequency acoustics for the study of internal waves and microstructure, J. Geophys. Res. Vol. 80, pp. 1147-4451.
- Rayleigh, Lord (1986): The Theory of Sound, Macmillan, London.
- Regier, L. (1986): Mesoscale current fields observed with a shipboard profiling acoustic current meter, J. Phys. Oceanogr., Vol. 12, pp. 880-886.
- Schott, F. (1986): Medium-range vertical acoustic Doppler current profiling from submerged buoys, Deep-Sea Res., Vol. 33, pp. 1279-1292.
- Theriault, K. B. (1986): Incoherent multibeam Doppler current profiler performance; Part 1- estimate variance, IEEE J. Oceanic Eng., Vol. 11, pp. 7-15.