

# 黒潮により陸棚斜面上に誘起されるフロントと内部波

金子 新\*

## 1. 序 論

日本列島の南岸を陸棚斜面に沿って流れる黒潮は、陸棚上に境界流や地形性渦を誘起することにより沿岸域の海況に大きな影響を及ぼしている。特に、黒潮の大蛇行により遠州灘沖に形成される大冷水塊の消長が周辺の沿岸漁業に決定的な影響を及ぼすことは広く知られている。また、黒潮水と沿岸水の間に形成されるフロントの不安定により、黒潮水が相模湾、豊後水道、紀伊水道などに貫入する現象は「急潮」として知られている (Yamagata, 1980; 吉岡, 1985; Takeoka and Yoshimura, 1988)。

九州大学応用力学研究所では、海面から400m深度までの三成分流速の鉛直プロファイル、観測船で移動しながら連続的に得ることのできる曳航式の超音波ドップラー流速プロファイラー (ADCP) を開発し、1987年10月に、沖縄西方の東シナ海陸棚斜面に沿って流れる黒潮のトラバース計測に成功した (Kaneko and Koterayama, 1988)。本研究の目的は、同様な曳航式 ADCP を使用して、四国南方の陸棚斜面に沿って流れる黒潮をトラバース計測することにより、陸棚水と黒潮水のフロント付近に発生する流れ・内部波の空間構造を明らかにすることである。

## 2. 計測方法と海域

図-1 に、曳航式 ADCP の模式図を示す。ADCP の

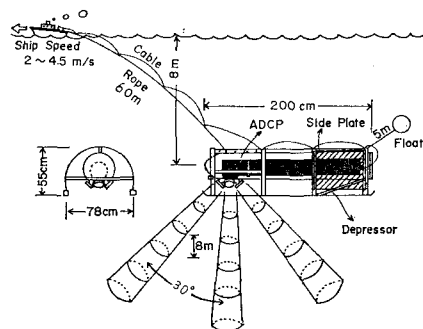


図-1 曳航式 ADCP の模式図

詳しい説明については、金子ら (1988) を参照されたい。本実験では、曳航体は、船速 4.0 m/s で走る観測船から長さ 60 m のナイロンロープを使用して曳航した。この時、曳航体の没水深度は約 6 m であった。計測中、JANUS に配置した 2 対の ADCP トランスデューサから、周波数 150 kHz、時間幅 10.6 ms の音波パルスを 1.8 s 毎に海中に発射した。海中を伝搬する音波パルスは、海中に存在し、海流と共に動く微小粒子 (プランクトン、水温の微細構造など) によって散乱し、ドップラーシフトを受けた後、再び同じトランスデューサに戻ってくる。この時系列信号は、range gate を通すことにより設定深度幅 (bin length) に対応した時間区分に分けられる。本実験では、bin length は 8 m に設定した。この時系列信号を各深度毎に複素自己相関解析することにより、音波ビームに沿った方向の曳航体に相対的な流速値が求まる。ここで得られる 4 方向の流速成分のうち 3 つは、ADCP 内蔵のコンパスと二軸傾斜計の出力を用いて、水平方向 (東西と南北方向) と鉛直方向の流速成分を求めるために使用される。残りの流速成分データは、測定精度の検定に用いる。測定精度を高めるため、流速データには 1 分間のアンサンブル平均を施す。ADCP トランスデューサの間の空所には、サーミスタが取り付けられ、曳航体の没水深度での水温を計れるようになっている。流速・水温データは、曳航ロープに沿って走る RS-422 serial link を通して船上のパソコンに転送される。この時点の流速値は、曳航体に相対的な値であり、

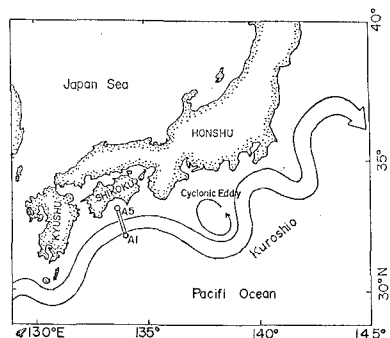


図-2 計測海域と黒潮流路

\* 正会員 工博 九州大学助教授 応用力学研究所

海底に相対的な値に変換するには、曳航体の速度を別に計ることが必要となる。水深が500 mより浅い海域においては、海底からの ADCP の反射音波を用いて曳航体速度を求めることができる。本実験海域のように水深が500 m を越える場合には、海底からの反射音波を用いることができないので、LORAN-C により1分毎に求まる船位の差から曳航体速度を算定した。船速の測定精度を向上させるため、LORAN-C データに30分の移動平均を施こした後、30分間隔で平均船速を求めるという手続をとった。船速の測定精度を考えれば、観測船は、できるだけ一定速度で一直線上を走ることが望ましい。測定流速から高周波の乱流変動を除去するため、すべてのデータは、深度幅16 m、時間幅10分の矩形フィルターを通した。また、黒潮と内部波に対応した短周期流速分の分離は、さらに2時間の移動平均操作を施こすことによりなされた。

曳航式 ADCP による四国沖黒潮のトラバース計測は、1988年4月26日に、東京大学海洋研究所の白鳳丸3100 t (kN) を使用して行われた。この時期の黒潮は、紀伊半島沖より大冷水塊を形成しながら南へ大きく蛇行していたが、当海域は、黒潮が陸棚斜面から剥離し、蛇行を始める直前の海域にあたる (図-2)。図-2 に描かれている黒潮流路は、海上保安庁水路部発行の海洋速報 (1988年5月2日~18日分) から転記した。測点 A1 から A5 までの距離は118 km であり、各測点間の距離は約30 km であった。A1 から A5 までのすべての測点で XBT (expendable bathythermograph) によって水温の鉛直プロフィールが計られ、さらに測点 A3 では CTD により塩分・水温・深度の精密な計測がなされた。

### 3. 結果と考察

#### (1) 水温・塩分の空間構造

図-3 に、XBT 観測によって求めた測定断面内の水温分布を示している。同図の上部には、ADCP に取り付けたサーミスタによって求めた6 m 深度の水温の水平分布も示している。19°C から22°C の間の等温線 (isotherms) が、測点 A4 の近くで海面に露出し、これらの等温線が水温フロントを構成していることがわかる。フロントが海面に露出する位置は、水温の水平プロフィールでも明瞭な水温の急変点となっている。フロントを構成する等温線が下に凸であるのに対し、フロントより下層の等温線が上に凸であることが注目される。図-4 に、CTD 観測によって求めた測点 A3 の水温・塩分の鉛直分布を示している。海面から100 m 深度まで、水温と塩分は様であり、混合層 (mixed layer) が形成されていることがわかる。混合層の下では、500 m 深度まで水温・塩分とも深くなるにつれ急減しており、高温

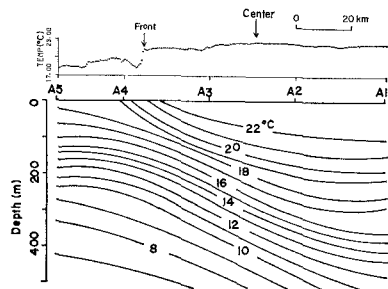


図-3 測定断面内の水温分布 (XBT 結果)

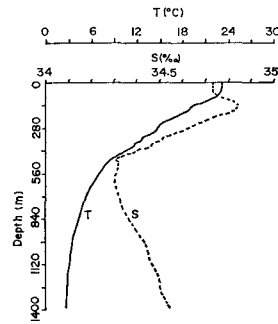


図-4 測点 A3 における水温・塩分の鉛直分布 (CTD 結果)

・高塩分の黒潮水は主として500 m 以浅に存在するといえる。500 m 以深では、水温は緩やかに減少するものの、塩分は逆に増加しており、黒潮水と区別される水塊がこの層に存在することがわかる。

#### (2) 流速の空間構造

図-5 に、深度幅16 m、時間幅10分の矩形フィルターを通した後の流速データに対するベクトル時系列 (vector time series) を、深度間隔40 m 毎に示している。同図の上部には、図-3 で得られたフロントの海面位置も矢印で示している。測点 A1 からフロントの位置まで続く黒潮の強流域が、フロントを境に消滅し、代りに内部波の存在を示すような短周期の流速変動が卓越することがわかる。図-6 に、2時間の移動平均を施こすことにより分離した短周期の流速変動に対するベクトル時系列を示す。同図より、短周期の流速変動は、フロントから離れるにつれ振幅が減少する傾向があるものの、測定断面内一帯で発生していることがわかる。

図-7(a) に、短周期流速成分を取り除いて得られた黒潮流速の、測線に垂直な成分に対する等流速線 (isotachs) を示している。120 cm/s の最大流速値をもつ黒潮中心 (Kuroshio center) が、測点 A2 と A3 の中間の深度60 m 位置に存在することが明瞭に示されている。また、黒潮中心とフロントの海面位置までの水平距離は40 km であった。図-3 の等温線図と比較する時、フロント周辺の等流速線の勾配は、同じ位置の等温線の勾配

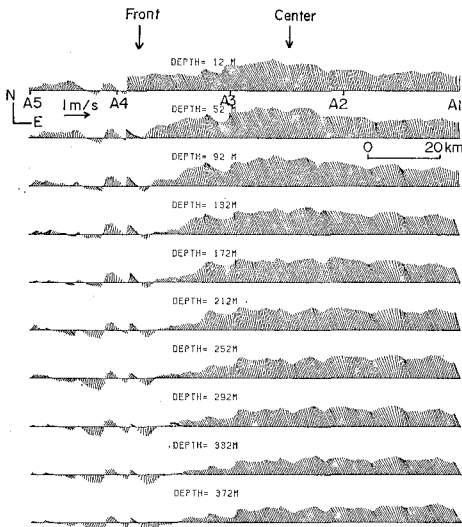


図-5 測定流速のベクトル時系列

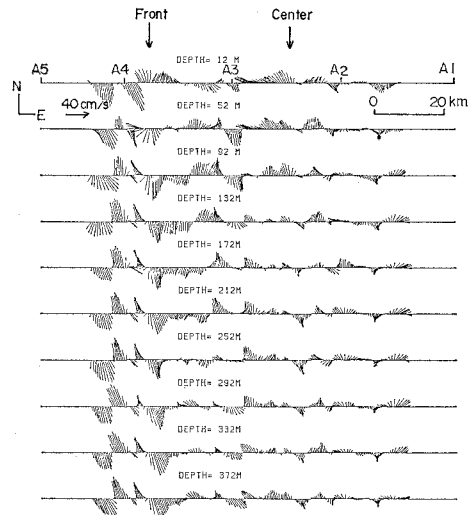
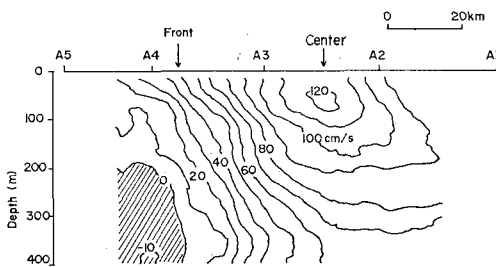
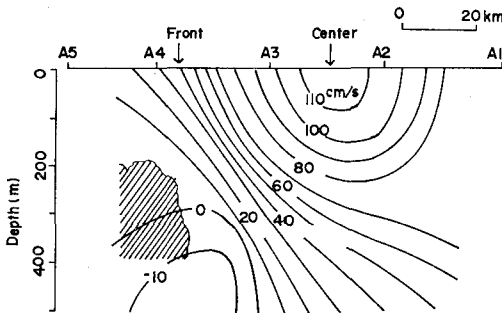


図-6 短周期変動流速成分に対するベクトル時系列



(a) ADCP 計測の結果 (斜線部は反流域を示す)



(b) 地衡流計算の結果 (斜線部はADCPで得られた反流域を示す)

図-7 測定断面内の黒潮流速 (トラバース線に直交する成分) の分布

よりかなり急になっていることが目をひく。フロントの下方の200m以深には、深くなるにつれ強化される反流 (countercurrent) が存在することがわかる。海洋データの解析において通常用いられるように、等温線上で塩分値が一定であることを仮定すれば、図-4のCTD結果と併用することにより、測定断面内のすべての点で密度

を決めることができる。12m深度におけるADCPデータを基準層 (reference layer) として、測定断面内の地衡流分布を求めれば図-7(b)のようになる。図-7(a), (b)を比較する時、図-7(a)の主要な特徴は、図-7(b)で概ね再現されていることがわかる。詳しくみれば、図-7(b)では、黒潮中心が海面に露出していること、反流域の位置が約100m深くなっていることなどの違いが認められる。

今回、フロントの下方で観測された反流域は、今脇 (1976) により、1500 db ( $10^4 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ ) を無流面 (level of no motion) とする地衡流計算によって見出されている。また、深沢ら (1987) は、近くの四国海盆北縁での深層流の直接測流から  $5 \sim 10 \text{ cm/s}$  の西向流の存在を報告している。この西向きの深層流は、周辺海域一帯に広がり陸棚斜面上の黒潮反流と接続しているのかもしれない。

### (3) 内部長波

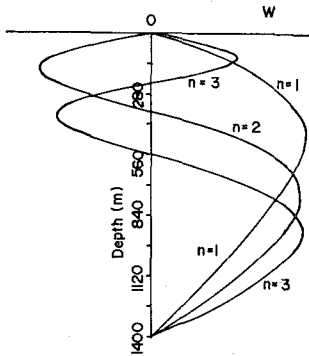
海流や潮流の作用により、陸棚縁辺部や海嶺・海山の周辺部で内部長波が誘起されることは良く知られている (日比谷, 1988)。対象海域に発生し得る内部長波の位相速度は、鉛直流速  $W$  に対する次の基礎方程式を固有値問題として解くことにより得られる (Gill, 1981)。

$$\frac{d^2 W}{dz^2} + \left[ \frac{(k_h^2 - \omega^2 / C_s^2)(N^2 - \omega^2)}{\omega^2} - \frac{g^2}{C_s^4} \right] W = 0 \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $N$  はブルント・バイサラ周波数であり

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{dz} - \frac{g^2}{C_s^2} \quad \dots\dots\dots (2)$$

と書ける。 $k_h$ ,  $\omega$  はそれぞれ内部波の水平方向波数、角振動数で、 $C_s$ ,  $\rho_0$  はそれぞれ音速と海水密度である。 $N$  がほぼ一定となる深層から海面まで、(1) 式を数値積分



図—8 モード解析によって求められた鉛直流速  $W$  の関数形

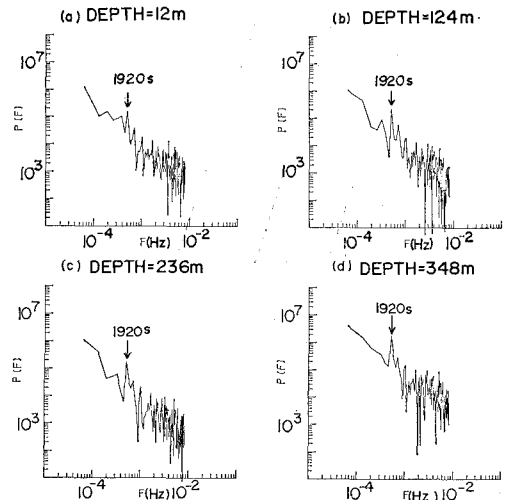
することにより第1から第3モードの内部長波の位相速度を求めると  $C_1=2.2$  m/s,  $C_2=1.1$  m/s,  $C_3=0.7$  m/s となる。第1から第3モードまでの  $W$  の関数形を 図—8 に与えている。第1モードの内部波は、400 m 深度付近に振幅の極大値をもつことがわかる。

図—9 に、観測期間中、12, 124, 236, 348 m の各深度で得られた 512 個(分)の時系列データ(トラバース線に直交する流速成分に対するもの)のスペクトル解析の結果を示す。各パワースペクトルとも、1920 s の位置に顕著なスペクトルピークをもつことが特に注目される。このスペクトルピークは、第1モードの内部長波に対応するものと予想される。このスペクトルピークの低周波側には、小さな別のピークが認められ、第2, 第3モードに対応するものと思われるが、データ長が不十分のため、ここでは、第1モードの内部波に焦点を絞る。深度 348 m に対するスペクトルピークが、他の深度に対するものに比して 10 倍程度大きくなっているが、第1モードの内部波の振幅が 400 m 深度に極値をもつことと関連して興味深い。内部波の進行方向を調べるために、図—10 に、各時刻で得られた内部波に対応した流速の大きさと方向を、同一平面上に、ベクトルの終点の集合として各深度毎にプロットしている。多少のパラつきは存在するが、最小自乗法により、北から時計回りに計った角度として内部波の伝搬方向を求めれば、12, 124, 236, 348 m の各深度において、それぞれ  $71.8^\circ$ ,  $83.6^\circ$ ,  $84.2^\circ$ ,  $70.2^\circ$  となる。これらの値を平均すれば  $77.5^\circ$  となる。

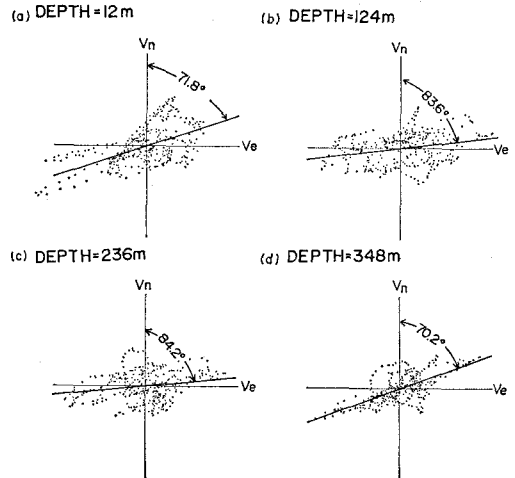
図—11 に、内部長波の位相速度  $C$  が、黒潮流速  $U_k$  と観測船の移動速度  $U_s$  によってどのようにドップラシフトされるかを模式的に示している。 $\theta_1$ ,  $\theta_2$  を、それぞれ黒潮と観測船の進行方向から内部波の伝搬方向まで時計回りに計った角度とすれば、ドップラシフトした内部波の位相速度  $C_D$  は次式で与えられる。

$$C_D = C + U_k \cos \theta_1 - U_s \cos \theta_2 \quad \dots\dots\dots (3)$$

実測データを用いて  $C=2.2$  m/s,  $U_k=0.6$  m/s,  $U_s=4.0$



図—9 トラバース線に直交する流速成分に対するパワースペクトル



図—10 短周期変動流速成分の流速・流向値(ベクトルの終点)の同一平面上へのプロット

m/s,  $\theta_1=14.3^\circ$ ,  $\theta_2=92.8^\circ$  なる値を(4)式に代入すれば  $C_D=3.0$  m/s を得る。スペクトル解析の結果より、ドップラシフトした第1モードの内部長波の周期  $T_D$  は 1920 s となるから、波長  $\lambda_D$  は  $\lambda_D=C_D \cdot T_D=5.8$  km として求まる。

#### 4. 結 論

本研究で得られた主要な結果を以下に列挙する。1) 最大流速 120 cm/s の黒潮中心は、測点 A2 と A3 の中間の海面下 60 m 位置にある。2) 陸棚斜面上に形成された水温フロントの深度は、南側(沖側)に向かって緩やかに増加しており、黒潮中心からフロントの海面位置までの水平距離は約 40 km であった。3) 黒潮流速はフロントを

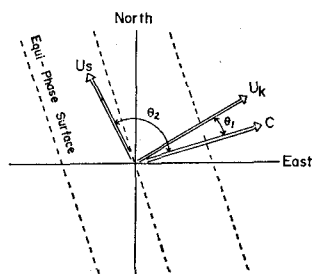


図-11 内部長波のドップラーシフトを説明するための模式図

境に急減し、フロントの北側(陸側)の200 m以深には弱い反流が存在する。4) 観測断面内一帯で、黒潮に重なった、ドップラーシフトした値として1920 s位置にスペクトルピークをもつ短周期流速変動が存在する。5) 内部長波のモード解析より、この短周期流速変動は、位相速度2.2 m/sの第1モードの内部長波であると解釈した。

おわりに、海洋混合層実験(OMLET)の1部として行われた白鳳丸 KH 88-2 次航海において、貴重な観測時間を本実験のために割り当てて下さった東大海洋研究所浅井富雄教授並びに東北大理学部鳥羽良明教授の御厚意に対して深く感謝致します。また、本研究の推進に際し、多くの有益な御教示を頂いた九大応用力学研究所水野信

二郎助教授に心からお礼申し上げます。本研究は、文部省特別事業費「海洋における広域データの計測法に関する開発研究」の援助のもとに行われたことを付記し、合わせて関係者各位に謝意を表します。データ解析は、応用力学研究所汎用コンピュータ FACOM M-760/8 を使用して行った。

## 参考文献

- 今脇資郎 (1976): 蛇行時の黒潮の観測, 海洋科学, Vol. 8, pp. 229~233.
- 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.
- 日比谷紀之 (1988): 内部潮汐波の発生・伝播機構, 沿岸海洋研究ノート, 第25巻, pp. 177~190.
- 吉岡 洋 (1985): 紀伊水道への変動・擾乱の伝播, 海洋の動態 (梶浦欣二郎編, 恒星社厚生閣), pp. 196~205.
- Fukasawa, M., T. Teramoto and K. Taira (1987): Abyssal current along the northern periphery of Shikoku Basin, J. Oceanogr. Soc. Jpn., Vol. 42, pp. 459~472.
- Gill, A. E. (1982): Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press, 662 p.
- Kaneko, A. and W. Koterayama (1988): ADCP measurements from a towed fish, EOS Trans. AGU, Vol. 69, pp. 643~644.
- Takeoka, H. and T. Yoshimura (1988): The Kyucho in Uwajima Bay, J. Oceanogr. Soc. Jpn., Vol. 44, pp. 6~16.
- Yamagata, T. (1980): A theory for propagation of an oceanic warm front with application to Sagami Bay, Tellus, Vol. 32, pp. 73~76.