

## 九州南方での水温前線北上に伴う海況変動と海水交換に関する研究<sup>\*1</sup>

斉藤 勉<sup>\*2</sup>

### Variation of oceanographic conditions and sea water exchange associated with northward migration of the temperature front south of Kyushu, Japan

Tsutomu SAITO

**Abstract** As larvae and juveniles of Japanese jack mackerel, whose main spawning ground is the southern East China Sea, are transported to the waters off the southern coast of Japan by currents, they pass the Kuroshio front, south of Kyushu. With interest in the transport of larvae and juveniles, this study focused on the variation of temperature and velocity field south of Kyushu, and sea water exchange as the result.

The surface temperature front off the southern coast of Kyushu is known to migrate northward repeatedly, having about a 20 day cycle. In connection with the migration of the front, formation and northeastward propagation of a warm tongue-like structure, periodic change in the sea level at Nakanoshima, and formation of the eastward current through the Ohsumi Strait have been reported. Furthermore, it has also been reported that an anticyclonic Kuroshio meander and a cyclonic eddy developed by turns on the western side of the Tokara Strait has similar cycles. Their features, however, are known only fragmentarily. We tried to describe the time evolution of the front in a three-dimensional way. By CTD (Conductivity Temperature Depth recorder) and LADCP (Lowered Acoustic Doppler Current Profiler), we carried out three-dimensional dense observations on temperature and velocity six times in the period 2000-2003. The observations were rearranged to give a sequence of temperature and velocity fields which described the evolution of the front, by using the north-south position of the front as an index. The rearrangement was justified by comparing with successive satellite images of sea surface temperature obtained in a different period.

The sequence of temperature and velocity fields showed that northward migration of the temperature front was an aspect of the formation, development and dissipation of an anticyclonic Kuroshio frontal eddy on the continental slope south of the Satsuma Peninsula. The following variation of temperature and velocity field then became clear. In the observation area, the anticyclonic meander of the Kuroshio north edge propagated eastward, and was developed as it approached the west coast of Yakushima, then the temperature front migrated northward and reached Yakushima. The further eastward propagation of the meander caused the formation and development of the anticyclonic eddy on the continental slope, south of the Satsuma Peninsula. Since the currents had the structure of reaching a

2008年11月25日受理 (Received on November 25, 2008)

<sup>\*1</sup> 九州大学審査学位論文 (掲載に際し投稿規定に沿って一部修正した)

<sup>\*2</sup> 中央水産研究所 〒236-8648 神奈川県横浜市金沢区福浦2-12-4 (National Research Institute of Fisheries Science, 2-12-4, Fukuura, Kanazawa, Yokohama, 236-8648, Japan)

depth of 300 m similar to the Kuroshio north edge, it was appropriate to view the eddy as a Kuroshio frontal eddy. The warm tongue-like structure in the sea surface temperature field was an aspect of the anticyclonic frontal eddy, and the migration of the front on the ferry route from Yakushima to Satamisaki occurred by northeastward propagation of the eddy. The eddy finally dissipated near the Satsuma Peninsula. There, the anticyclonic meander of the Kuroshio north edge propagated to the south of Yakushima. The sea level change at Nakanoshima was accompanied by the eastward propagation of the meander. Moreover, the anticyclonic frontal eddy was accompanied by the cyclonic frontal eddy in the west or southwest. The eastward current had a velocity of more than 100 cm/sec in the Ohsumi Strait.

The analysis was made on the water types south of Kyushu using CTD/LADCP data and towed ADCP data obtained from the observations when the strong eastward current was formed throughout the Ohsumi Strait. The results showed that the current transported the water which originated in the East China Sea from the southwest of Kyushu to the waters off the southern coast of Japan. The volume transported on the continental shelf around Tanegashima and Yakushima, corresponding to the Ohsumi Strait for the most part, measured by the towed ADCP was comparable with that of the Tsushima Warm Current. If the intensification of the eastward current through the Ohsumi Strait is a part of the velocity variation of the approximate 20 day cycles, it would be interesting that the strength of the variation may affect the quantity of the larva and juvenile of Japanese jack mackerel transported to the waters off the southern coast of Japan from the East China Sea.

**Key words:** temperature front, Kuroshio frontal eddy, Ohsumi Strait, water exchange, Japanese jack mackerel

目 次	付録 A 中之島水位と太平洋側マアジ資源量の変動の関係
第1章 序論	付録 B LADCP 観測データと船底 ADCP データの比較
第2章 観測と資料	<b>第1章 序 論</b>
2.1 CTD/LADCP 観測	黒潮北縁の水温前線は黒潮前線と呼ばれ、そこにしばしば形成される高・低気圧性渦は黒潮前線渦と呼ばれる。東シナ海陸棚縁辺から九州南方の黒潮前線周辺域にはマイワシやマアジなどの水産資源の産卵場が形成されることから、これらの黒潮前線渦は、卵・仔稚魚輸送との関連で調査研究の対象となってきた。例えば、宮地 (1989) は、東シナ海陸棚縁辺から九州南西方における高気圧性の黒潮前線渦の形成過程とそれに伴う水塊輸送を調べ、マイワシの資源量増大期の九州南方における産卵場形成にこの渦が果たす役割について考察した。本研究においては、マアジの仔稚魚輸送という観点から、九州南方に形成される黒潮前線渦に着目した。この海域は、マアジの主産卵場である東シナ海南部から、その仔稚魚が日本南岸の沿岸域へ海流により輸送される際の通過点となる。そのため、この海
2.2 曳航式 ADCP/XBT 観測	
2.3 フェリー航走水温データ	
2.4 中之島の水位	
2.5 NOAA 衛星 SST 画像	
第3章 水温前線の南北位置による観測結果の並替え	
3.1 表層水温と中之島水位の変動の関係	
3.2 並替えとその妥当性	
第4章 並替えられた水温・流速場の変動	
4.1 黒潮北縁部の変動	
4.2 水温前線の北上	
第5章 大隅海峡の東向流	
5.1 水塊輸送	
5.2 流速・水温断面の構造	
第6章 議論	
第7章 総括	
謝 辞	
参考文献	

域の黒潮前線渦に伴う水温・流速場の変動は、日本南岸でのマアジの資源量変動に対して直接的に何らかの影響を及ぼしている可能性がある。

本研究の調査対象海域の海底地形 (Fig. 1-1) の特徴は以下の通りである。調査対象海域の東側にあ

たる大隅半島から種子島 (TN)、屋久島 (YK) 周辺に、九州東岸 (日向灘) から連続する大陸棚 (200 m 以浅の領域) が分布する。この大陸棚上の、佐多岬 (ST) と種子島 (TN) の間に水深100 m 程度の水路 (大隅海峡) がある。また、屋久島南方のトカラ海峡に屋久新曾根

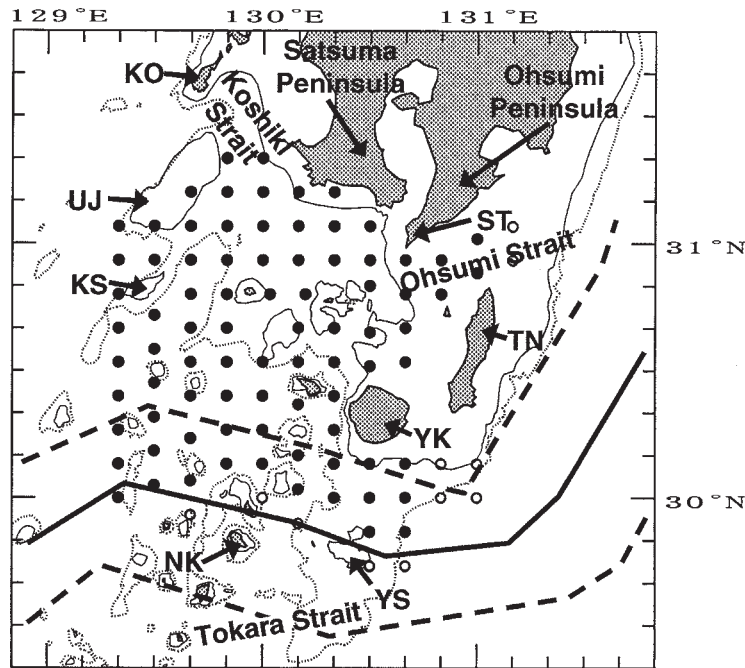


Fig. 1-1. Bottom topography south of Kyushu and locations of stations of CTD/LADCP observations. Black dots are 82 stations carried out in all observations. White dots are 11 stations carried out only in observations A-D. Depth contours of 200 m are shown by thin solid lines, and those of 500 m are shown by thin dotted lines. The mean position of the Kuroshio axis (the thick solid line) and its standard deviation range (between two thick dashed lines) are shown, following Yamashiro and Kawabe (2002). See Table 1-1 for abbreviations.

Table 1-1. Abbreviations of geographical names

Abbreviation	Geographical name
KG	Kagoshima
KO	Koshikijima-rettou (Islands)
KS	Kusagaki-guntou (Islands)
NK	Nakanoshima (Island)
NZ	Naze
ST	Satamisaki (Cape)
TN	Tanegashima (Island)
UJ	Uji-guntou (Islands)
YK	Yakushima (Island)
YS	Yakushin-sone (Rise)

(YS)が存在する。屋久新曾根の最浅部は水深140 m程度であり、屋久島と屋久新曾根の間は水深400 m程度の水路となっている。調査対象海域の西側には、九州西岸から甌島列島(KO)にかけて分布する大陸棚の南西に、水深300 m程度の水路(甌海峡)を挟んで宇治群島(UJ)周辺の大陸棚が分布する。さらに、その南に草垣群島(KS)がある。東西二つの大陸棚地形に挟まれた薩摩半島南岸には発達した大陸棚は見られず、南西方向に緩やかに傾斜した大陸棚斜面(水深200 mから600 m程度まで)が存在する。また、調査対象海域の南側に中之島(NK)がある。

調査対象海域と黒潮流軸との関係を見るために、Fig. 1-1には、Yamashiro and Kawabe (2002) が1961~1995年の観測データを使用して推定した黒潮流軸の平均位置と標準偏差範囲が示されている。中之島と屋久新曾根は、この平均的な黒潮流軸付近にある。本研究の観測が行われた2000~2003年の黒潮流軸の位置も、ほぼこれと同じであったことが、衛星海面高度計データと漂流ブイデータを基にして Ambe *et al.* (2004)の方法によって求められた平均海面流速場(安倍大介, 私信)から確認された。一方、黒潮前線は、後述するフェリー航走水温データによると、平均的には屋久島の南岸付近に位置する。

九州南方の黒潮前線周辺域の水温・流速場および水位の変動には、いくつかの卓越周期が存在することが報告されている。例えば、Nagata and Takeshita (1985)は、屋久島沿岸における1978~1981年の水温の時系列に、20日、25日、60日の卓越変動周期を見いだした。Yamashiro and Kawabe (1996)は、トカラ海峡における黒潮流軸位置の指標であるKPI (Kuroshio Position Index; Kawabe, 1995)の時系列を解析し、1984~1992年の間の卓越変動周期が1カ月、2カ月、4.6カ月であったことを示した。

最近では、これらの周期のうち30日より短い周期の変動が、黒潮前線の変動に伴うものであるとの見方が一般的である。Feng *et al.* (2000)は、トカラ海峡における1992~1996年の係留流速計データの解析から、海峡全体で相関をもった流速変動の卓越周期として3カ月と4カ月を、黒潮前線周辺域に相関が限定された流速変動の卓越周期として10~12日、20日、1カ月を報告した。一方、Nakamura *et al.* (2003)は、1997~2000年のKPIの時系列について、17~20日および35~90日の二つの周期帯で変動エネルギーが大きいことを指摘し、これらに対応するトカラ海峡西方での黒潮の蛇行をそれぞれ“Kuroshio front meander”および“Kuroshio path meander”と呼んで区別した。

九州南方の黒潮前線周辺域において20日程度の周

期で起こる現象として、いくつかの興味深い事実が報告されている。Nagata and Takeshita (1985)は、鹿児島-名瀬間のフェリー航路周辺で水温前線が中之島付近から佐多岬へと北上する現象が存在することを報告した。黒潮前線が北西方向に舌状に張り出すように形成される表層の高温域は、暖水舌と呼ばれる。秋山・飴矢 (1991)は、衛星SST (Sea Surface Temperature)画像の解析から、水温前線の北上はこの暖水舌が北東方向へ移動することに伴う現象であると考察した。これらに関連して、秋山ら (1992)は、この水温前線の北上中に中之島の水位が極大となることを示した。また、Nagata and Takeshita (1985)は、水温前線が佐多岬付近にあるとき、大隅分枝流と呼ばれる東向流が大隅海峡に現れることを報告した。最近では、Nakamura *et al.* (2003)が、2000年6月の船底ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)による観測結果と衛星SST画像から、トカラ海峡西方の黒潮北縁部において、高気圧性渦あるいは低気圧性渦に伴う黒潮北縁部の蛇行が20日程度の周期で交互に発達すると考察した。

九州南方で20日程度の周期で起こると報告されたこれらの黒潮前線付近の現象は、相互に関連して起こっていると思われる。しかし、これらの現象を同時に観測し、その時間発展について記述した研究はこれまではなく、断片的な描像が得られているに過ぎない。また、これまでの個々の現象に関する記述も表層に限られ、深さ方向を含む三次元的な水温・流動構造についての観測的知見は得られていない。さらに、マアジ仔稚魚が東シナ海から太平洋側に輸送される3~6月の中之島の水位の20日程度の周期変動強度と太平洋側のマアジ0歳魚資源量の経年変化を比較してみると、両者の経年的な増減が非常によく一致しており(付録A)、東シナ海系水の太平洋側への輸送と九州南方での20日程度の流速場変動との関係に興味もたれる。

そこで本研究では、水温前線の北上に着目し、対象海域の水温・流速場の変化を、三次元的かつ時間発展的に記述することを試みる。水温・流速場の変動を段階的に追うために、複数回実施した空間的に密なCTD (Conductivity Temperature Depth recorder)とLADCP (Lowered ADCP)による観測の結果および中之島の水位データを、鹿児島-名瀬間のフェリー航走水温データから検出した観測時の前線の位置を指標として並べ替える。並替えで得られたデータセットに見られる暖水舌や水位変動の振舞を、他の期間に連続して得られた衛星SST画像および水位の時系列と比較し、その妥当性を検証する。そして、この並べ替えたデータセットを解析し、九州南方での水温前線の



北上に関わる三次元的な水温・流速場の変動を明らかにする。

また、マアジの仔稚魚輸送という観点から、Nagata and Takeshita (1985) で水温前線の北上との関連が示唆された大隅海峡の東向流についての詳細を明らかにする。具体的には、CTD/LADCP 観測データを解析し、東向流が東シナ海から太平洋側へ輸送する水塊について調べ、さらに曳航式 ADCP と XBT (Expendable Bathythermograph) による東向流の横断観測を行い、その流速・水温断面の構造を明らかにする。

本論文の構成は以下の通りである。まず、2章で、蒼鷹丸により実施したCTD/LADCP 観測および曳航 ADCP/XBT 観測の概要、使用したフェリー航走水温データ、中之島の水位データ、および衛星 SST 画像に関する説明とそのデータ処理方法について述べる。3章では、6回の観測結果の並替えとその妥当性につ

いて述べる。4章では、それを基にして、水温前線の北上に伴う水温・流速場の変動について述べる。5章では、大隅海峡の東向流の水塊輸送および流速・水温断面の構造について述べる。6章で、得られた結果を考察し、7章でまとめを行う。

## 第2章 観測と資料

### 2.1 CTD/LADCP 観測

水産総合研究センター所属の調査船蒼鷹丸 (892トン) による計6回の調査航海 (Table 2-1) で、九州南方の黒潮前線周辺域に格子状に配置した測点 (Fig. 1-1) において、海面から海底近くまでのCTD/LADCP 観測を実施した。測点数は、Table 2-1の観測 A～D においては93点、観測 E, F においては82点であった。観測対象海域の水深は全域にわたり1,000 m 以下であった。

Table 2-1. Periods of CTD/LADCP observations by the RV Soyo-maru

Observation	Period of CTD/LADCP observation
A	June 15-20, 2000
B	March 9-14, 2001
C	June 17-22, 2001
D	March 9-13, 2002
E	June 21-25, 2002
F	March 8-12, 2003

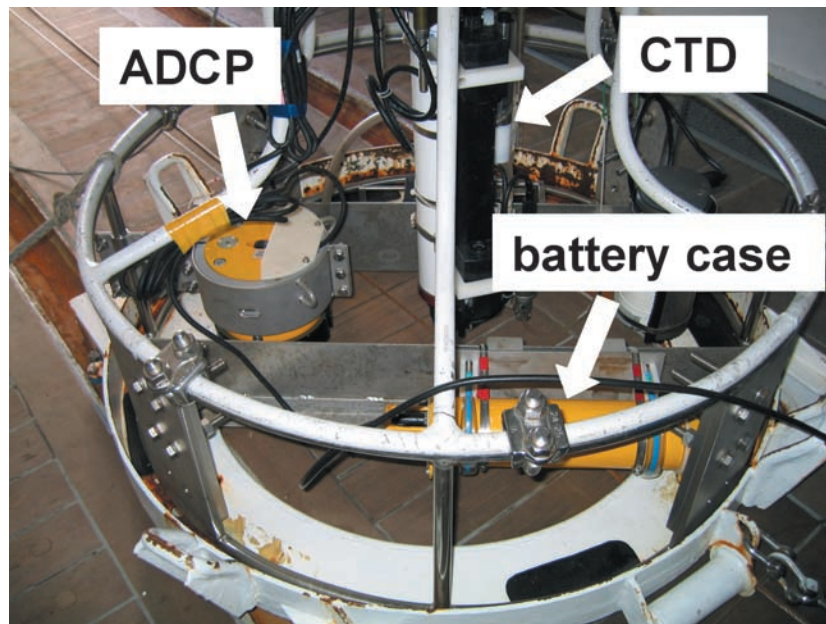


Fig. 2-1. Equipment for LADCP observation.

測点間隔は約15 kmで、黒潮前線に形成される暖水舌など、対象とする現象の空間スケール (30 km 以上) を考慮して決定した。また、本研究においては、各観測結果を20日程度の周期変動の位相の異なる準スナップショットとして取り扱うため、6回の航海すべてにおいて各測点での観測を同じ順序で行った。各航海において、全測点の観測には5日程度を要した。

今回の LADCP 観測においては、ADCP については RDI Workhorse ADCP (周波数300kHz, ビーム角 20°) を、CTD については蒼鷹丸に装備されている SBE 911 plus 24Hz CTD を使用した。ADCP は、バッテリーケースと共に CTD フレームにトランスデューサー (音波の送受波器) を下向きにして取り付け使用した (Fig. 2-1)。ADCP の CTD フレームへの取付金具には、内蔵磁気コンパスへの磁場の影響を微小にするために sus316 ステンレス鋼を使用した。CTD を降ろす速度は 1 m/sec とし、降ろす最大深度は海底上50~100 m までとした。

本研究では、水深が1,000 m 以下の黒潮前線周辺域を対象とした LADCP 観測システム構築を可能とする簡素な独自のデータ処理手法を検討した。その際、1) 機器構成が簡素であること、2) 同じ処理条件で対象

海域における安定したデータ取得が可能であること、3) 取得されたデータが常に一定の精度をもつこと、の三つを必要条件と考えた。その結果、ADCP 降下中に等時間間隔で得られた個々の相対流速プロファイルを、各時刻の ADCP 水平移動速度を加算することにより絶対流速プロファイルに変換し、最後にこれらを単位深度毎に平均して、海面から海底までの一つの絶対流速プロファイルを得るという方法を試すことにした。各時刻の ADCP 水平移動速度は、その時刻の相対流速プロファイルと隣接する時刻の絶対流速プロファイルとの差の平均から順次推定した。この連鎖的処理の起点には ADCP が海底近くにある時刻に ADCP のボトムトラッキング機能により得られた絶対流速プロファイルを使用した (Fig. 2-2)。

データ処理は、以下の【1】~【4】の手順で行った。

#### 【1】 ADCP データの加工

データ処理で使用する ADCP データの項目は、①データ取得時刻、② ADCP 姿勢データ (Pitch, Roll)、③ボトムトラッキングデータ (ADCP 水平移動速度、ADCP から海底までの距離)、④各層相対流速 ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ) である。④は、10 m 間隔20層 (第1層は ADCP トランスデューサーから2 m) のデータ

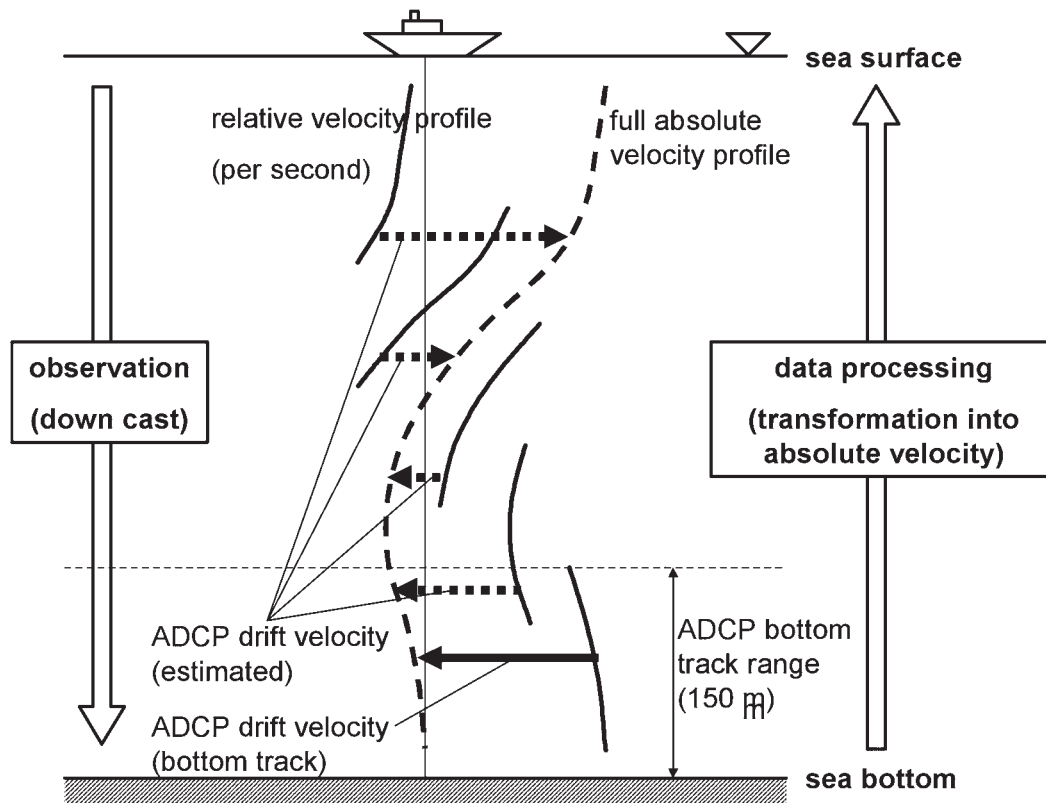


Fig. 2-2. Schematic diagram of data processing.

からなる。①～④を0.76秒間隔で取得した（1ピング毎）。実際の観測において、ADCPの測流範囲は120 m程度、ボトムトラッキング可能範囲は150 m程度であった。これらの範囲からはずれる③と④はエラーとなる。

また、ADCPは内蔵2軸傾斜計のPitch, Rollデータにより座標系を補正している（RDI, 1997）。傾斜計の測定限界が27°であるため、それ以上ADCPが傾いていたときの③と④をエラーとした。

さらに、ADCPは内蔵の磁気コンパスを方位の決定に使用しているため、③と④に対して、地磁気偏角（真北と磁北のなす角度）の補正を施した。地磁気偏角については、国土地理院が地磁気測量で得られた全国各地の偏角値を2000年1月1日0時（世界時）の値に統一し、それらの値を用いて全国の偏角分布を緯度と経度の2次式で近似した式を公表している。この近似式を使用して各測点の緯度・経度から地磁気偏角を計算した。

上記の処理を施した0.76秒間隔のADCPデータを、内挿により1秒間隔のデータに変換した。

## 【2】ADCPデータとCTDデータの統合

1秒間隔のADCPデータを、同時に1秒間隔で取得したCTDデータ（使用するデータ項目は、データ取得時刻と圧力）と、データ取得時刻により統合した。その際、各時刻のADCPの深度および各観測層の深度をそれぞれ、以下の圧力の一次式で近似した式(1)、(2)から算出した。

$$\text{ADCP 深度(m)} = \text{圧力(db)} \times 0.992 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \text{第 } n \text{ 層深度(m)} &= 2 + n \times 10 + \text{圧力(db)} \\ &\quad \times 0.992 \quad (2) \end{aligned}$$

ここで、係数の0.992は、日本南岸黒潮域の1,000 m以浅での利用を前提として、この海域の1,000 m深における深度と圧力の経験的關係である [1,000 m - 1,008 db] から決めた。

調査船の磁場の内蔵磁気コンパスへの影響を考慮し、海面から10 m以内にADCPがあるときの③と④をエラーとした。さらに、海底からの反射波の測定への影響を考慮し、海底から10 m以内となる層についての③もエラーとした。

この時点での処理データは、1秒間隔で、その項目は、⑤ADCP深度、⑥ボトムトラッキングデータ（ADCP水平移動速度、ADCPから海底までの距離）、⑦各層深度および相対流速（ $u$ ,  $v$ ,  $w$ ）である。⑦については④と同じく、10 m間隔20層のデータからなる。

## 【3】絶対流速の算出

ここで、以下に示す i) ~ ii) の手順で、⑦の相

対流速プロファイルを絶対流速プロファイルに変換した。

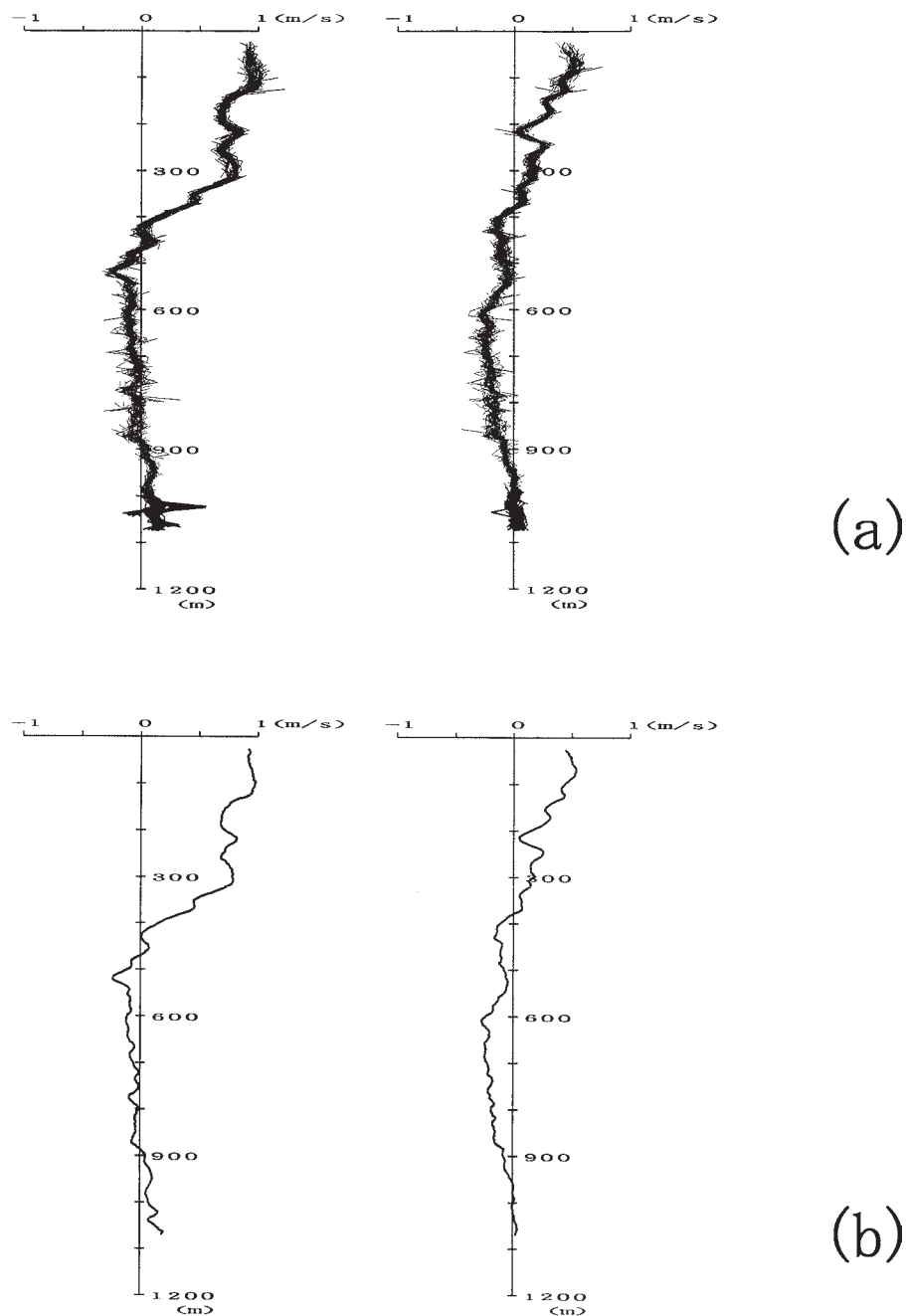
- i) 観測（CTD下降時）の終盤のADCPが海底から150 m未満の距離にあったときの各時刻について、ボトムトラッキングにより得られたADCP水平移動速度（ $u_a$ ,  $v_a$ ）をその時刻の各層相対流速（ $u$ ,  $v$ ）に加算することにより各層絶対流速（ $U$ ,  $V$ ）を得る。
- ii) ADCPが海底から150 m以上の距離にあったときの各時刻について、下層（時間的にはその時刻より後）で得られた既に絶対流速化された10個（10秒間）のプロファイルを深度1 m毎に平均することにより求めた絶対流速プロファイルと、その時刻の相対流速プロファイルとの差の平均からその時刻のADCP水平移動速度（ $u_a$ ,  $v_a$ ）を推定した。それを、その時刻の各層相対流速（ $u$ ,  $v$ ）に加算することにより各層絶対流速（ $U$ ,  $V$ ）を得る。つまり、1秒ずつ時間をさかのぼりながら（海底から海面方向に）、各時刻の相対流速プロファイルを絶対流速プロファイルに変換することになる。

次のプロセスにおいて、これらのデータに平均操作を施すことになることから、ここで、各時刻の20層の全データの中から質の悪いデータを可能な限り除去することが重要である。各層の絶対流速データを精査した結果、第1層～5層においては常時安定して良質のデータが取得できるが、他の層においてはデータにスパイクが多く見られた。そのため、第1層～5層のデータのみ使用することとし、それ以外の層のデータをエラーとした。また、CTDフレームの水中での鉛直的な移動（約1 m/sec）の際に生じる後流による測流への影響がない（ADCPのトランスデューサーは下向き）CTD下降時のデータのみ使用するために、第1層の相対流速成分  $w$  が30 cm/sec未満の時刻のデータもエラーとした。このとき、観測層の間隔を10 m、CTD降下速度を1 m/secとすると、海面近くと最下層を除き、深度1 m毎に5データ程度が得られることになる。Fig. 2-3(a)は、2002年3月11日に種子島南方の黒潮北縁部の測点（30° N, 131° E, 水深1,080 m）で得られたデータについて、ここまでの処理を施して得られた各時刻の絶対流速ファイル（1,017個）をすべてプロットしたものである。

この時点での処理データは、1秒間隔で、その項目は、⑧各層深度および絶対流速（ $U$ ,  $V$ ）のみである。⑨については、10 m間隔5層のデータからなる。

## 【4】流速プロファイルの完成

ここで、海面から海底までの一つの絶対流速プロフ



**Fig. 2-3.** 1017 velocity profiles (each is composed of 5 depth layers with 10 m interval) sampled per second after transformation into absolute velocity (a), and full velocity profile obtained by averaging them every 1 m and smoothing them by 10 m (11 data) running mean (b). Eastward and northward component are shown on the left and the right respectively. Data obtained at the station in the Kuroshio northern edge ( $30^{\circ}$  N,  $131^{\circ}$  E, depth 1080 m) on 11 March 2002 are used.



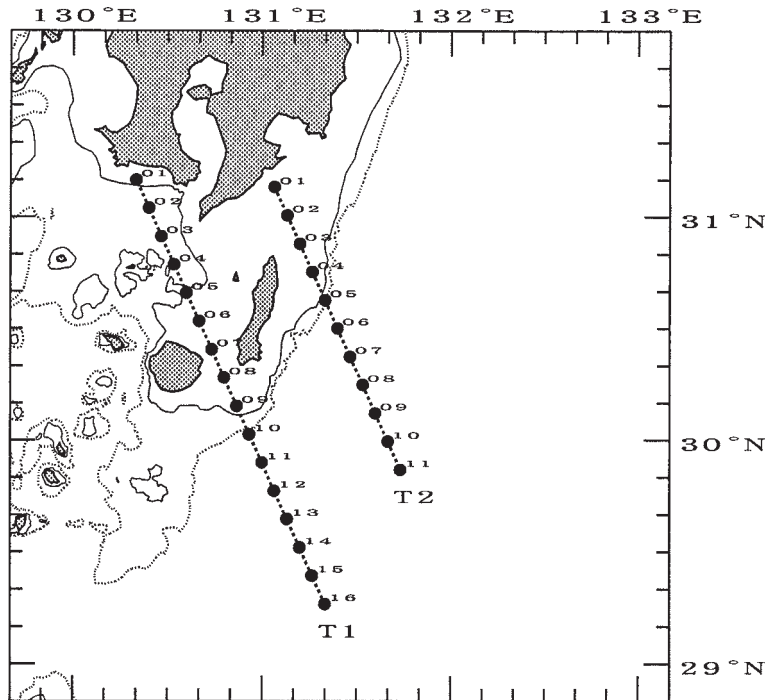


Fig. 2-4. Locations of towed ADCP observation lines (T1, T2) and XBT observation stations (black dots) carried out on 21-22 June 2000, just after the observation A. Depth contours are identical with those in Fig. 1-1.

ファイルを得るために、1秒間隔のすべての絶対流速プロフィール⑧を深度1 m毎に平均する。さらに、⑧の観測層の間隔が10 mであることに起因するノイズを平滑化するために、鉛直方向に10 m (11データ) 移動平均をとり、最終的な1 m間隔の絶対流速プロフィールを得る (Fig. 2-3(b))。この絶対流速プロフィールは深度1 m間隔のデータであるが、このデータを使用して解像できる現象の鉛直空間スケールは10 m程度ということになる。

なお、このデータ処理方法で得られたデータの精度評価のため、蒼鷹丸の船底 ADCP が故障していた観測 B を除く 5 回の調査航海で得られたデータについて、船底 ADCP データとの差の rms 値を算出した結果、500 m までの各深度間および各調査航海間に大きな違いは見られず、いずれも 15 cm/sec 程度であった。九州南方の水平流速場の空間変動特性を把握するために各深度について算出した流速の標準偏差は、36~340 m 深の 8 層においては、この rms 値より大きく、これらの深度における水平流速場の空間変動についての記述は十分可能であると言えた (付録 B)。

## 2.2 曳航式 ADCP/XBT 観測

観測 A の直後 (2000年6月21~22日) に、Fig. 2-4 の二つの測線 T1, T2 において、曳航式 ADCP 観測による流速観測を実施した。また、その観測中に、約 15 km 間隔の測点 (測線 T1 で 16 点、測線 T2 で 11 点) で XBT 観測による水温観測を実施した (Fig. 2-4)。XBT 観測では、鶴見精機社製の T-7 プローブ (深度 800 m までの観測が可能) を使用した。

曳航式 ADCP 観測は、Kaneko *et al.* (1990) と同様の方法で行った。九州大学応用力学研究所で開発された固定翼型曳航体 (EIKO) と同型の曳航体に、RDI 150 kHz BB-ADCP を組み込んで使用した。曳航体のサイズは 233×970×550 cm と、RDI 150 kHz NB-ADCP を組み込んだ EIKO よりも若干大きく設計されており、曳航体と ADCP を合わせた重量は 280 kg である。ただし、水中では、0 kg となるように浮力調整されている。曳航体の最後尾には、曳航中の姿勢を安定させるために 7 m のロープでフロート (直径 30 m) を一つ取り付けた。データケーブルは、ADCP データのリアルタイムでの取り込みと ADCP への船上からの電力供給を行うため RS422 ケーブル

を使用し、ケーブルロープと一体化した構造としてそれ一本で曳航した。船尾からのケーブル長を75～80 m、船速を対水 8 knot で観測を実施した。このとき、曳航時の曳航体の深度は約10 mとなった。曳航体の姿勢については、ADCPに内蔵されている2軸傾斜計による pitch/roll データを船上で監視することができる。傾斜計の測定範囲は $\pm 20^\circ$ であり、ADCPはそのデータを使用して流速データの座標変換を行っているため、pitch/roll が $\pm 20^\circ$ となると測流不能となる。しかし、今回の観測においては、pitch/roll は $\pm 10^\circ$ 未満で安定し、良好なデータを得ることができた。

ADCP 観測は、8 m 間隔50層の設定で行った。曳航体の深度を10 mとして、第1層は27 m深となる。データ処理は、以下の i)～iv) の手順で行った。i) ADCPにより1分間隔で取得した相対流速(20ピング平均)に対し、LADCP 観測と同様に(曳航式 ADCP も内蔵磁気コンパスを使用する)地磁気偏角の補正を施す。ii) Joyce (1989) の方法により求めた ADCP トランスデューサーと内蔵コンパスとの間の取り付け誤差角度( $-2.2^\circ$ )の補正を施す。iii) 時間10分の移動平均を施す。これに船上において5秒間隔で取得した DGPS (Differential Global Positioning System) の位置データから推定した船速(10分間隔の2データから算出した5秒間隔の船速に1分移動平均を施したも

の)を加算して絶対流速に変換する。iv) 内挿により緯度1分間隔のデータを作成する。

### 2.3 フェリー航走水温データ

鹿児島県水産技術開発センターは、鹿児島-那覇航路(名瀬を経由)の定期フェリー「なみのうえ」(6,586トン)に水温計を設置して表層水温観測を実施している。その観測データを、6回のCTD/LADCP 観測の前後128日間について処理した。鹿児島(KG)-名瀬(NZ)間の往復路において、時間5分毎に記録されていたデータを内挿して、緯度2分毎のデータに変換し解析に使用した。海況により航路を大きく外れて航行したときのデータを除外した結果、使用データの総数(航跡数)は327となった(Fig. 2-5)。このフェリーは、鹿児島-那覇を4日ごとに1往復し、片道の航行には11～12時間を要した。また、この区間における運行時刻は往復路とも夜間に当たり、その間隔はおおむね2日であった。厳密には往復路のデータ間の時間間隔は緯度によって異なるが、今回は各緯度のデータをそのまま一律に2日間隔として扱った。このデータを使用する目的が時間スケール10～20日程度の水温前線の北上の抽出であることから、この処理方法で問題はないと考えられる。

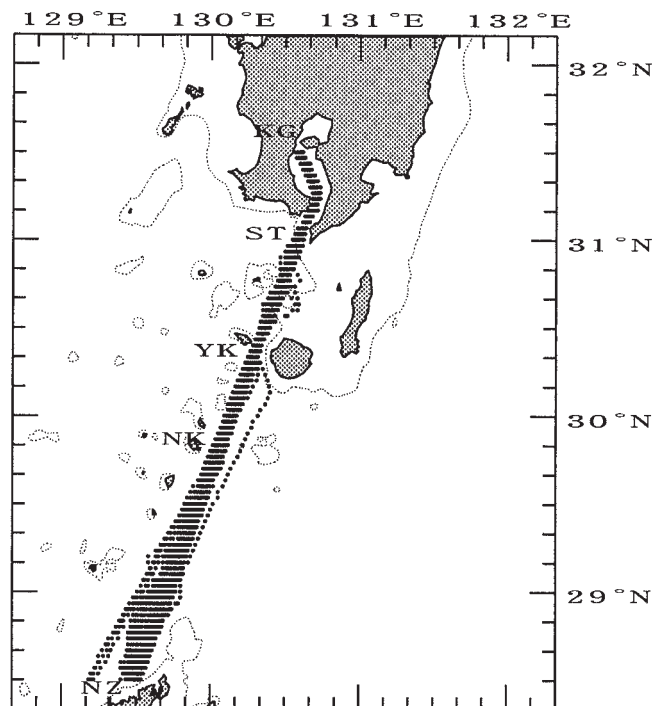


Fig. 2-5. Positions of sea surface temperature data obtained by a ferry boat. See Table 1-1 for abbreviations. Depth contours of 200 m are shown by dotted lines.

## 2.4 中之島の水位

黒潮流軸の平均位置付近に位置する中之島の水位を、黒潮北縁部の位置の変動の指標として利用した。

日本海洋データセンター (JODC) の J-DOSS (JODC Data On-line Service System) から提供を受けた 2000~2003 年の中之島の毎時水位データ (海上保安庁観測) を以下の手順①~④で処理した。

- ① 48時間タイドキラーフィルター (花輪・三寺, 1985) により毎時水位データから潮汐成分を除去した。
- ② 日平均データを作成した。
- ③ 農林水産省の農学情報資源システムの Web サイトから入手した屋久島の日平均海面気圧データ (気象庁観測) を使用して, 1,013 hPa を基準に [-1 cm/+1 hPa] として気圧補正を行った。都合により中之島のデータが使えなかったが, 両者の気圧差は小さく, 今回の解析結果にはほとんど影響がないと考えられる。
- ④ フェリー航走水温データと同様に, 6 回の CTD/LADCP 観測の前後128日間のデータを抽出し, 各期間平均からの偏差を算出した。

さらに, 20日程度の周期変動について検討するために, 上記128日間の処理データから周波数解析により14~26日の周期帯の成分を抽出した。具体的には, 128日間の水位データを高速フーリエ変換法によりフーリエ成分に変換し, その中の波数5~9の成分のみを逆変換することにより14~26日の周期帯成分の128日間の時系列を再構成した。

## 2.5 NOAA 衛星 SST 画像

農林水産省の農学情報資源システムの Web サイトから入手した, 日合成 NOAA (National Oceanic & Atmospheric Administration) 衛星 SST 画像を使用した。この画像は, 1日に4~6回程度受信された画像データを合成して作成されている。2000年4月29日~5月14日の期間中, 対象海域にほとんど雲のない日合成画像が, 3日間隔で得られたのでこれを使用した。

## 第3章 水温前線の南北位置による観測結果の並替

### 3.1 表層水温と中之島水位の変動の関係

Fig. 3-1(a)~(f)の上段に6回のCTD/LADCP観測の前後128日間の鹿児島 (KG) - 名瀬 (NZ) 間のフェリー航走水温の時間変化を示す。各航走について水温前線の位置を示すため, 各図における128日間の水温データの佐多岬 (ST) - 中之島 (NK) 間での平均値

( $m$ ) と標準偏差 ( $\sigma$ ) を算出し, 水温が  $m \pm 1.5\sigma$  の範囲に入る領域で南向きの水温勾配 (緯度8分間のデータから算出) が  $0.07^\circ\text{C}/\text{km}$  以上となるところで黒丸を表示した。Fig. 3-1の中央の2本の太い破線で挟まれた期間 A ~ F は, 6回のLADCP観測期間を示す。6回の観測期間すべてにおいて, 14日程度の時間スケールで屋久島 (YK) の南から佐多岬 (ST) 方向への水温前線の北上が起こっていた。それらの期間を Fig. 3-1にブロック矢印 (長さは14日とした) で示す。

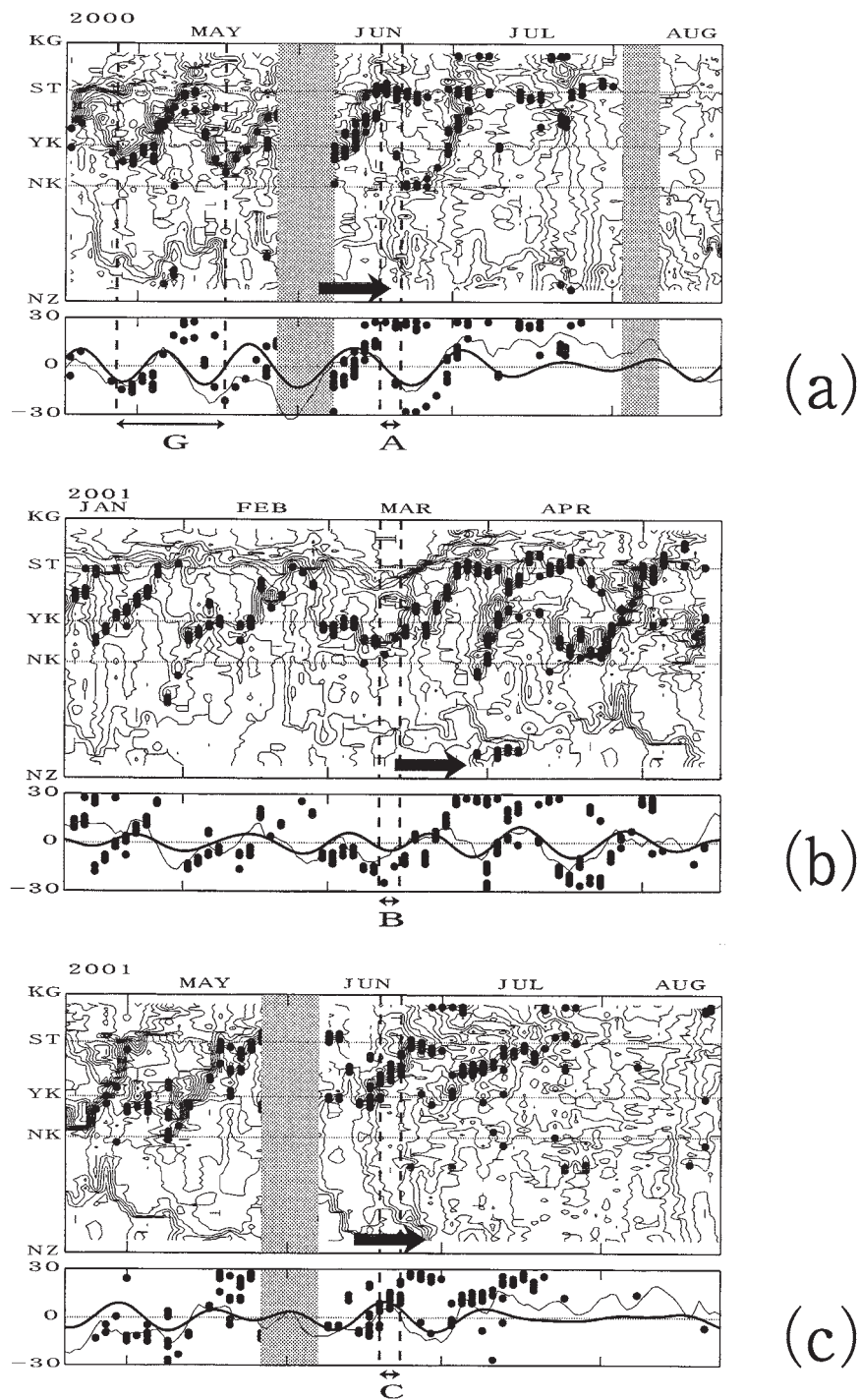
Fig. 3-1(a)~(f)の下段に同じ128日間の中之島の水位偏差の時系列を示す。6回の観測期間 A ~ F に起こっていた水温前線の北上と対照すると, 秋山ら (1992) の報告どおり水温前線の北上中に中之島の水位にピークが現れている。さらに詳細に見ると, これらの前線の北上およびその前後に見られた前線の北上のいずれにおいても, 前線が屋久島と佐多岬の間にあるときに中之島の水位の14~26日周期帯成分が極大となっている。このことは, 水温前線の北上が20日程度の周期で起こっていたことを示している。ただし, 前線の北上自体は14日程度で屋久島の南から佐多岬にまで達している。

次に, フェリー航走水温データで検出された水温前線の北上の一つの例を, 同時に得られた連続した衛星 SST 画像と対照する。Fig. 3-1 (a) の期間 G (2000年4月26日~5月17日) の部分を拡大して Fig. 3-2に示す。この期間に起こった屋久島の南から佐多岬方向への水温前線の北上は, 15日程度の時間スケールを持つ (4月27日~5月12日に北上)。その間中之島の水位は16日程度の周期で正弦関数的に変化し, 北上中の水温前線が屋久島と佐多岬の間にあるとき (5月5日) に極大となっている。この期間中に3日間隔で連続した6枚のNOAA衛星SST画像が得られていた。それらを Fig. 3-3に示す。黒潮前線における暖水舌 (矢印) の形成とその北東方向への移動が見られ, それに伴って水温前線が北上している。これは, 秋山・鉛矢 (1991) の考察と符号する (ただし, 彼らは連続した衛星 SST 画像は示していない)。

### 3.2 並替えとその妥当性

水温前線の北上に伴う三次元的な水温・流速場の変動を段階的に追い, 時間発展的に記述するために, 6回のCTD/LADCP観測結果を, 観測時のフェリー航路上の水温前線の南北位置を指標として並べ替え, その妥当性を検証する。

Fig. 3-1の期間 A ~ F の部分を拡大して, フェリー航路上の水温前線が南にあるものから順に B → F →



**Fig. 3-1.** Time-latitude diagrams of the surface temperature observed by a ferry-boat between Kagoshima (KG) and Naze (NZ) (upper panel) and time series of the sea level anomaly (in cm) at Nakanoshima (NK) (lower panel) during 128 days around CTD/LADCP observations of A to F (panels (a) to (f)). In upper panels, temperature is shown by isotherms with contour intervals of 0.5 °C. Dots indicate positions of surface temperature fronts. The block arrow shows the period of northward migration of the temperature front. Shadow shows lack of ferry-boat data during 5 days or more. In lower panels, the thin line shows the original data, thick line shows the component of 14-26 day period, and dots show the front positions between Nakanoshima (NK) and Satamisaki (ST), which are copied from upper panels. The period G shown in panel (a) is expanded in Fig. 3-2 and should be compared with Fig. 3-3.



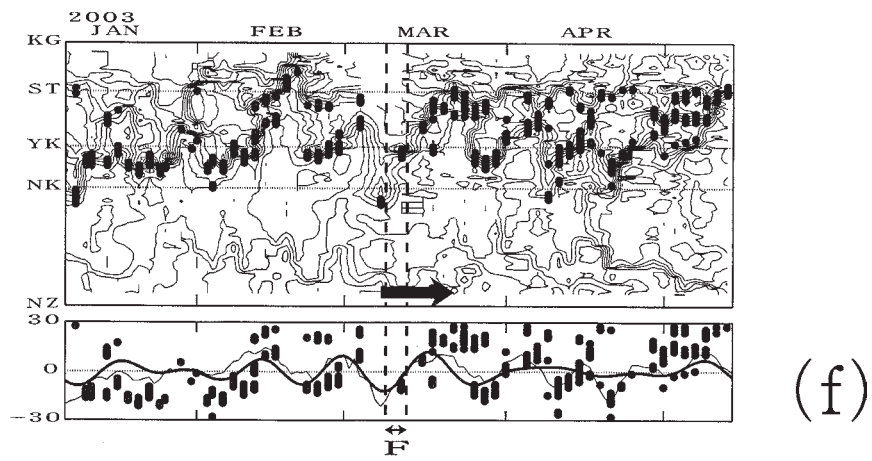
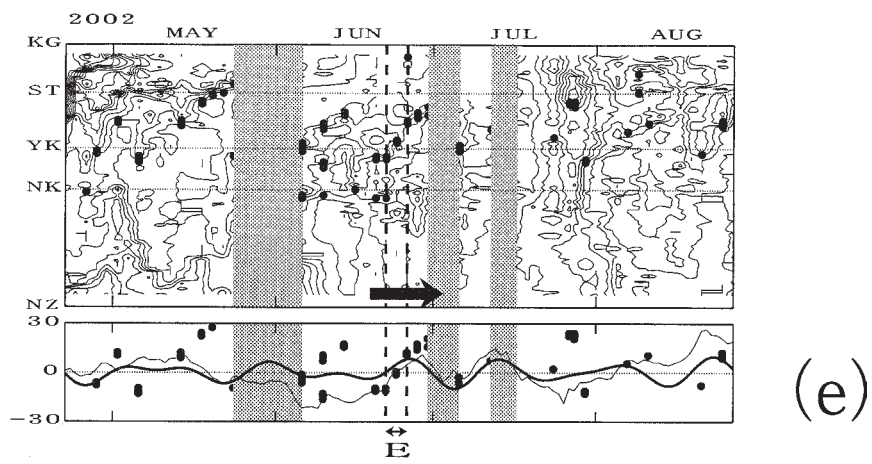
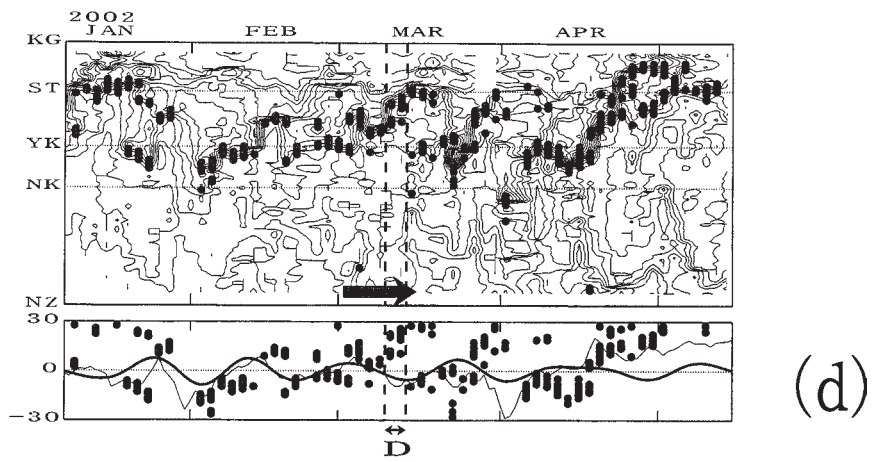


Fig. 3-1. Continued.

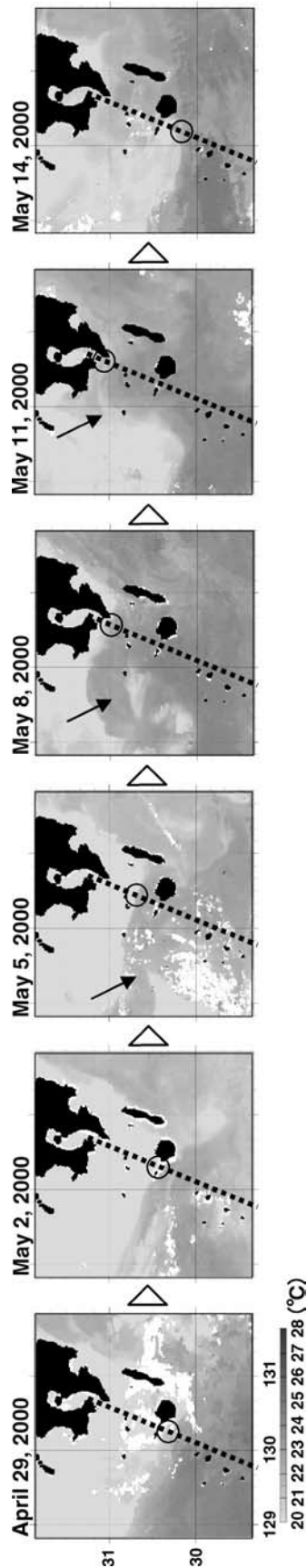


Fig. 3-3. The sequence of satellite images of sea surface temperature obtained at three day intervals during the period G (Fig. 3-2). The dotted line shows the ferry-boat route and the circle shows the position of temperature front as shown in Fig. 3-2. Arrows indicate the warm tongue-like structure.

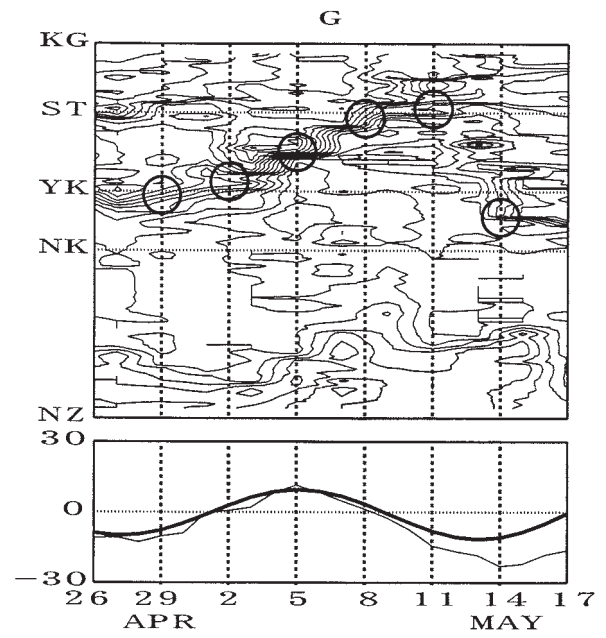


Fig. 3-2. Same as Fig. 3-1 but for the period G shown in Fig. 3-1(a). Circles indicate positions of the temperature front derived from the ferry-boat surface temperature data.

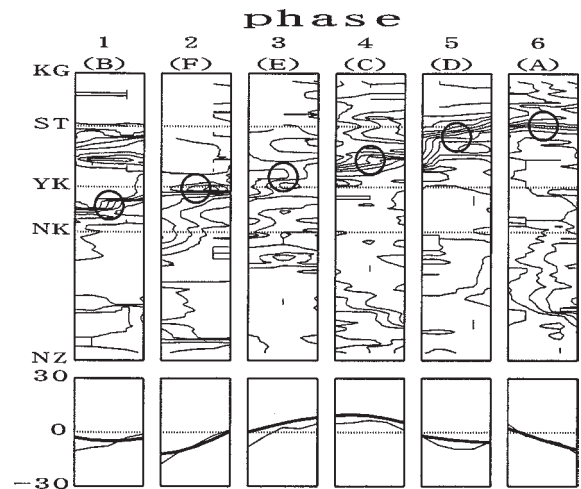
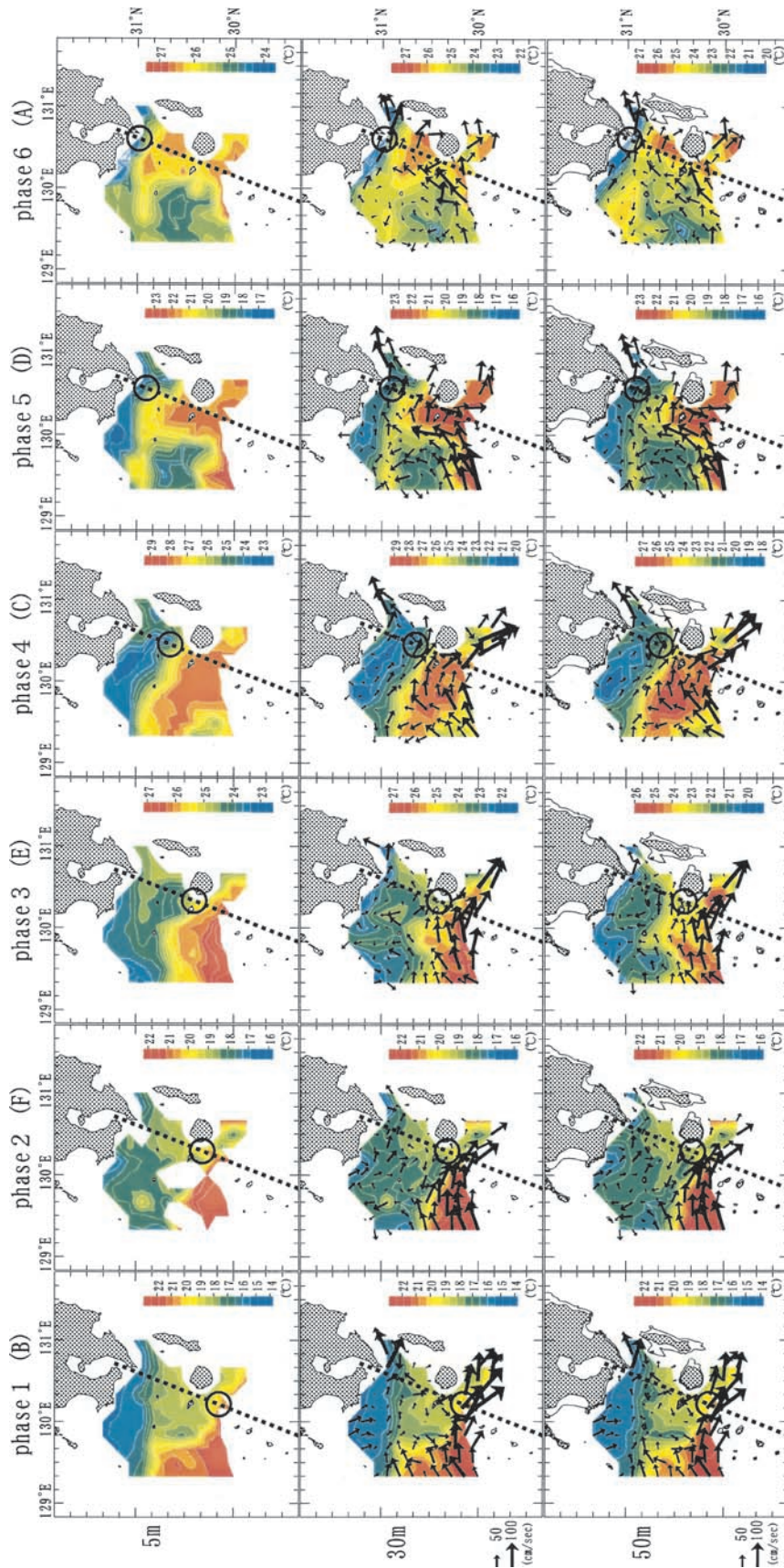


Fig. 3-4. Same as Fig. 3-1 but for the sequence of observations of A to F. Rearrangement has been made in the order of observations B, F, E, C, D and A, following the north-south position of temperature front, which is shown by the circle.



**Fig. 3-5.** The sequence of horizontal distributions of temperature and velocity at nine selected depths (5 m, 30 m, 50 m, 100 m, 150 m, 200 m, 300 m, 400 m, and 500 m), after the rearrangement shown in Fig. 3-4. Panels show only temperature at 5 m, and panels show temperature and velocity at 30 m. At other depths, panels show temperature and velocity together with depth contours of the depth. Temperature is shown in color, with color bars different among panels. Velocity is shown by arrows, whose scale is displayed in the left margin. The dotted line shows the ferry-boat route and the circle shows the position of temperature front shown in Fig. 3-4.



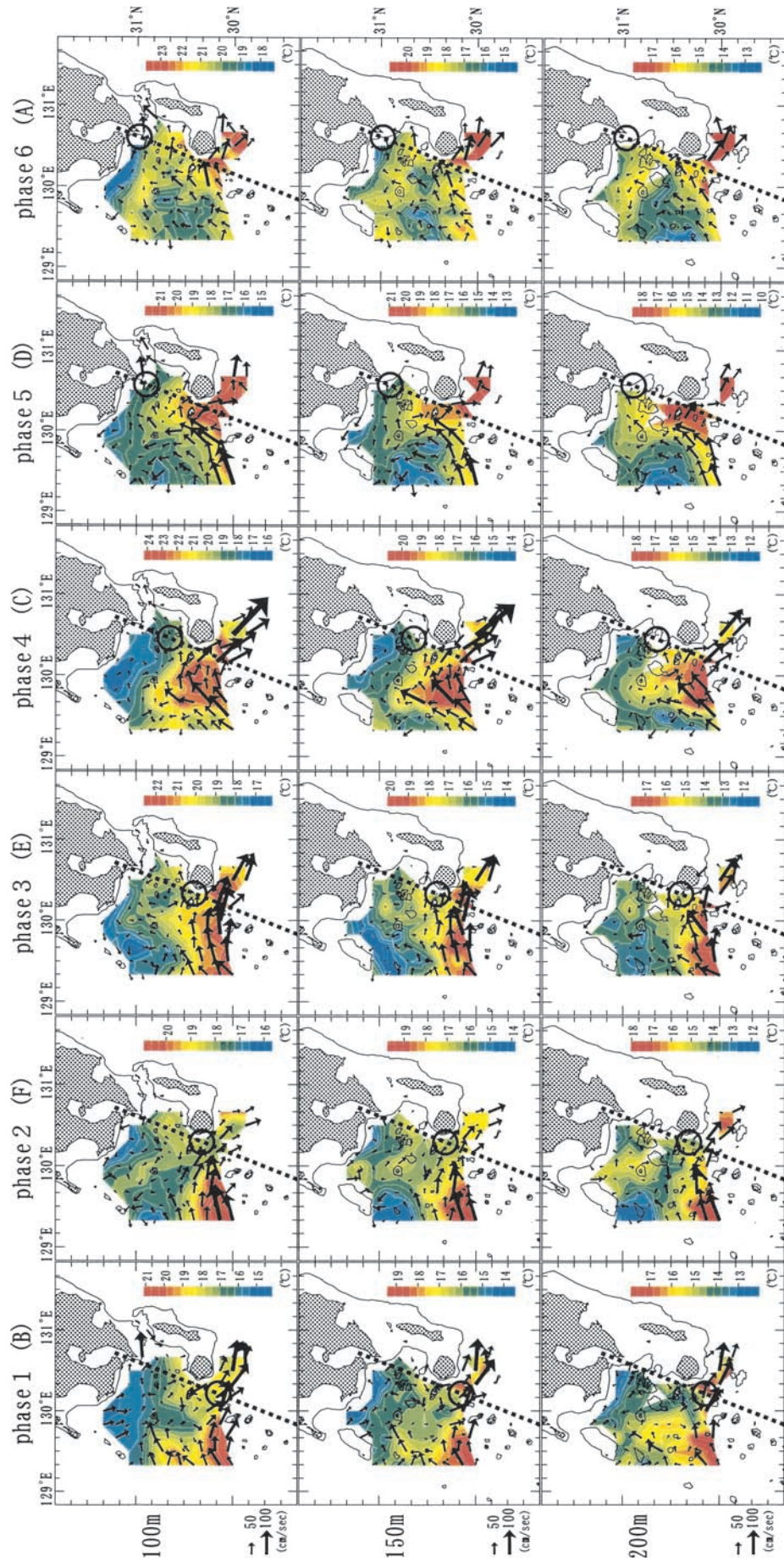


Fig. 3-5. Continued.



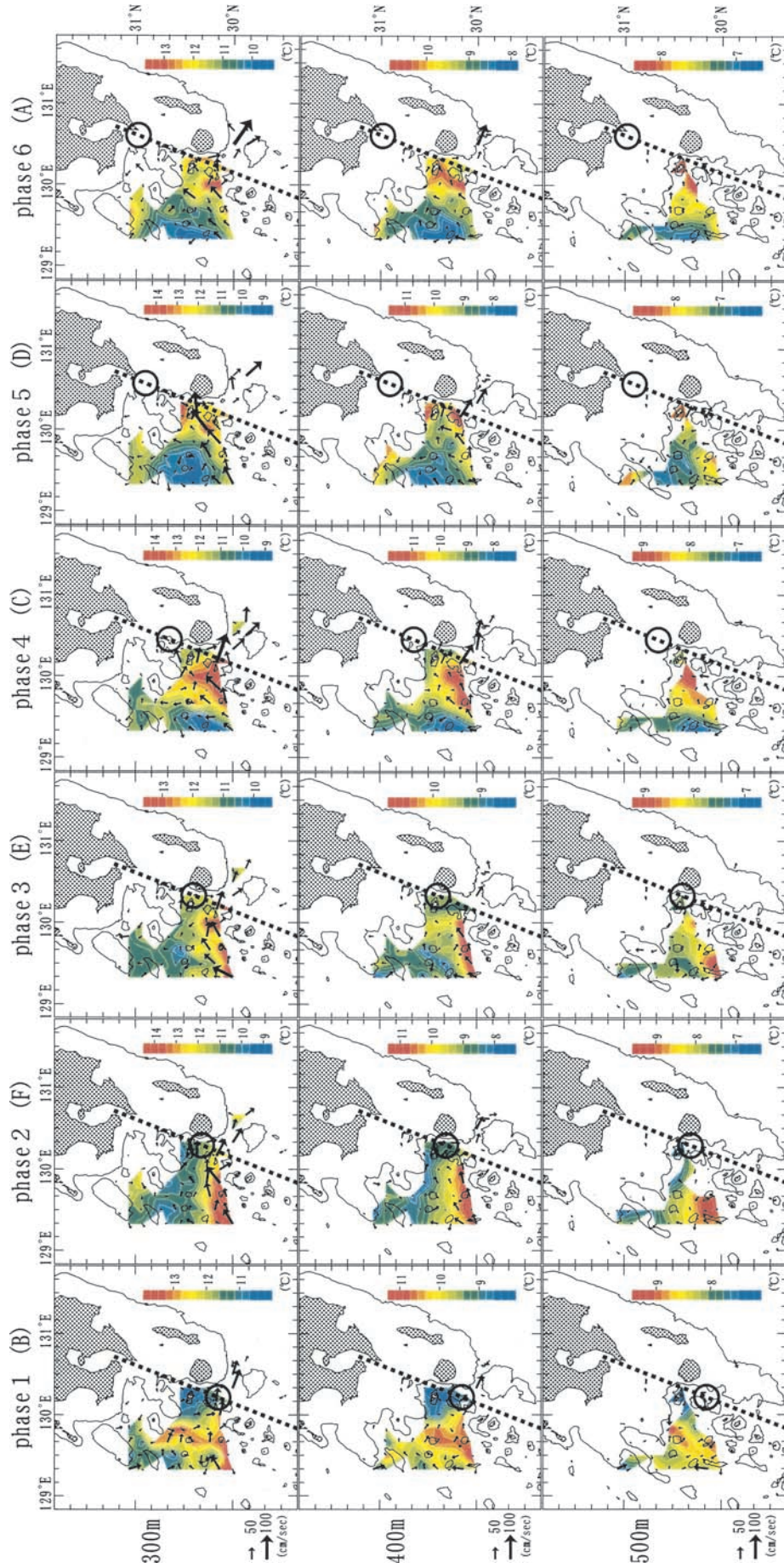


Fig. 3-5. Continued.

E→C→D→Aと並べ替えると Fig. 3-4のようになる。Fig. 3-4において、水温前線は屋久島の南から佐多岬まで北上し、その間の中之島の水位は、各観測期間での平均値や変動の振幅の違いに起因すると考えられるばらつきが見られるものの、ほぼ正弦関数的で連続的な変化を示している。この変動パターンは、水温前線が屋久島と佐多岬の間にあるとき（期間C）に、中之島の水位の14～26日周期変動が極大となるという点も含め、期間G（Fig. 3-2）で水温前線の北上が見られた15日間（2000年4月27日～5月12日）の変動パターンとよく似ている。

そこで今後、フェリー航路上の水温前線が南にあるものから順のB→F→E→C→D→Aの並びをphase 1から6と呼ぶ。

次に、6回の観測で得られた5 m, 30 m, 50 m, 100 m, 150 m, 200 m, 300 m, 400 m および500 m 深の水温・流速分布を上記と同じ順に並べると Fig. 3-5のようになる。各観測の実施年月が異なることから、季節・経年変動などの長周期成分の影響を取り除くため、Fig. 3-5の水温場の表示では、各観測について82測点の平均値 ( $m$ ) と標準偏差 ( $\sigma$ ) を求め、 $m \pm 2\sigma$  の範囲で水温レンジを設定した。各観測時のフェリー航路上の水温前線の位置（Fig. 3-4）は、5 m 深における水温前線の位置とよく一致している。また、5 m 深の水温場の黒潮前線を見ると、phase 4～6において暖水舌が形成され、北東方向に移動するパターンを示している。その暖水舌の規模と位置の変化は、期間Gに連続して得られた衛星 SST 画像の時系列（Fig. 3-3）の3～5枚目（2000年5月5日～5月11日）に見られるものとよく一致している。

さらに、フェリー航路上の水温前線の位置は、30～200 m 深の水温場における水温前線の位置ともよく一致している。そして、phase 4～6において、5 m 深と同様に、舌状の高温域が形成され、北東方向へ移動するパターンを示している。これらの結果は、フェリー航路上で見られる水温前線および暖水舌が、海面から少なくとも200 m 深に及ぶ構造をもっていたことを示している。今後この論文では、表層だけではなく中層にも及ぶ舌状の高温域を、暖水舌と呼ぶこととする。

ところで、200 m 深の水温場の並びにおいて、黒潮北縁部の蛇行の峰に対応する高温域（phase 4～6では暖水舌の根元部分と明確には区別できない）の位置が、phase 1 から phase 6 の順に西から東へと移動するのが分かる。この高温域では、黒潮北縁部の主水温躍層が深くなっており、上層の暖水が厚くて海面水位が高い。中之島の水位（Fig. 3-4）は、この高温域

が西から近づく phase 1～3で上昇し、その位置が中之島のほぼ真北となる phase 4でもっとも高く、東へ遠ざかる phase 5～6で下降している。つまり、phase 1～6の200 m 深の水温場の並びは、中之島の水位変動と整合的である。

以上のように、この phase 1～6の観測結果の並びは、他の期間に連続して得られた衛星 SST 画像の時系列および中之島の水位変動と対照した結果、暖水舌の形成および北東方向への移動に伴って水温前線が北上することや、水温前線の北上中に中之島の水位が極大となることなど、多くの共通点がある。さらに、200 m 深の水温場における黒潮北縁部の高温部の位置の変化も連続的であり、中之島の水位の20日程度の周期変動をよく説明している。従って、この並替えて得られた水温・流速場のデータセットが現象の時間的发展を十分に捉えていると判断することができる。

#### 第4章 並替えて得られた水温・流速場の変動

並替えて得られたデータセットを基にして、九州南方での水温前線の北上に伴う三次元的な水温・流速場の変動について調べる。Fig. 3-5の30 m および200 m 深の水温・流速場の平面図の並替えて Fig. 4-1に再掲載する。その他に、3本の測線L1, L2, L3（Fig. 4-2）の断面図に関する並替えて Fig. 4-3に示す。ここで、測線L1は、Yamashiro and Kawabe (2002)の黒潮流軸の平均位置と平行に黒潮北縁部に、L2は、phase 4～6の暖水舌の中心付近を横切る方向に、L3は、その暖水舌の先端近くを横切る方向に配置してある。L1, L2, L3の位置は、Fig. 4-1にも示されている。また、Fig. 4-4に、30 m 深の流速分布を並べ替えた結果（Fig. 4-1）を模式化した図を示す。

##### 4.1 黒潮北縁部の変動

最初に黒潮北縁部（K）の水温・流速場の変動について調べる。

黒潮北縁部は、Fig. 4-1の200 m 深の流速分布でおおむね50 cm/sec以上の流れがある部分に相当する。Kの30 m 深における流速は、屋久島の西で80～120 cm/sec程度である。Kはphase 1～6の30 m および200 m 深のいずれにおいても、観測領域内で蛇行して峰を形成し、屋久島－屋久新曾根間の水路を通過し太平洋側へと延びている。このKの蛇行の峰は、3.2節で述べたように、200 m 深の水温場において高温域となっており、phase 1～3で西から中之島に近づき（中之島の水位が上昇）、phase 4で中之島のほぼ真北となり（中之島の水位が極大）、phase 5～6で中之



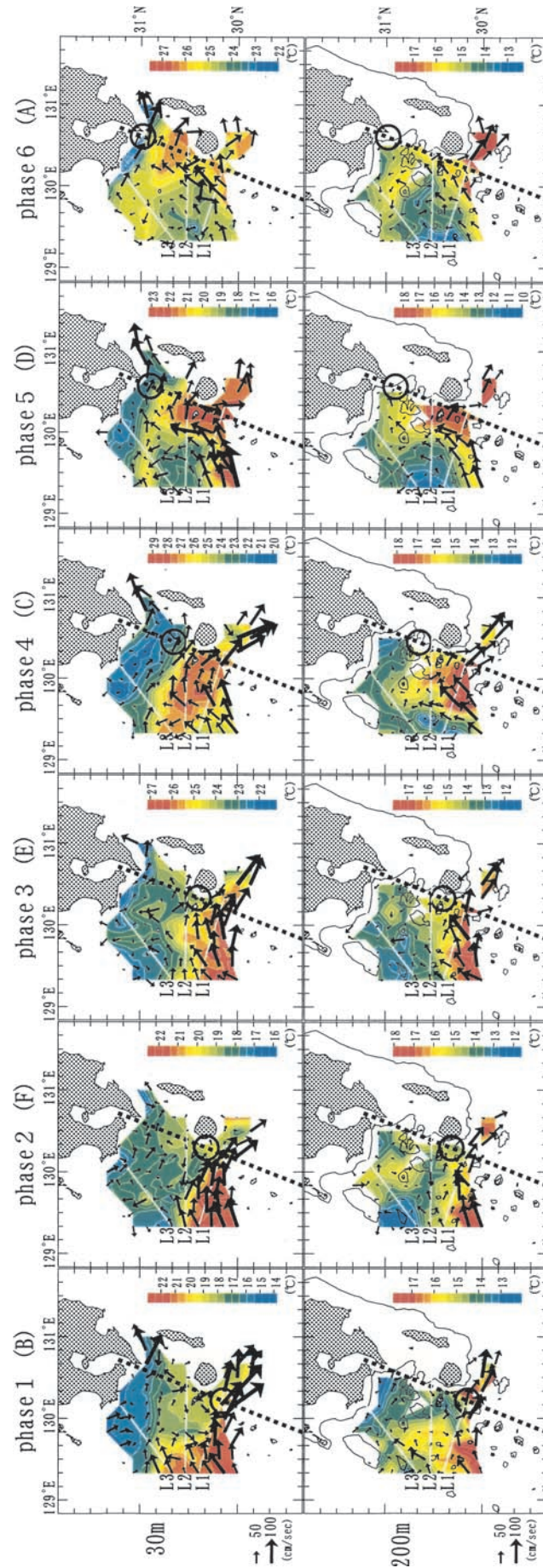


Fig. 4-1. Same as Fig. 3-5 (30 m and 200 m). White lines show locations of three vertical sections (L1, L2, and L3) shown in Fig. 4-3.

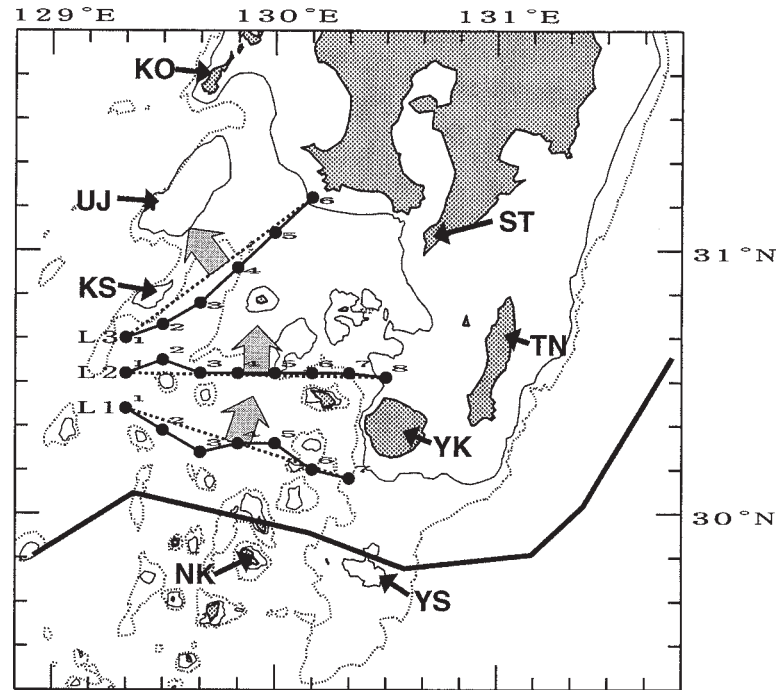


Fig. 4-2. Locations of stations used for the sections (L1, L2, and L3), together with bottom topography (see Fig. 1-1). Block arrow show positive direction of velocity in each vertical section.



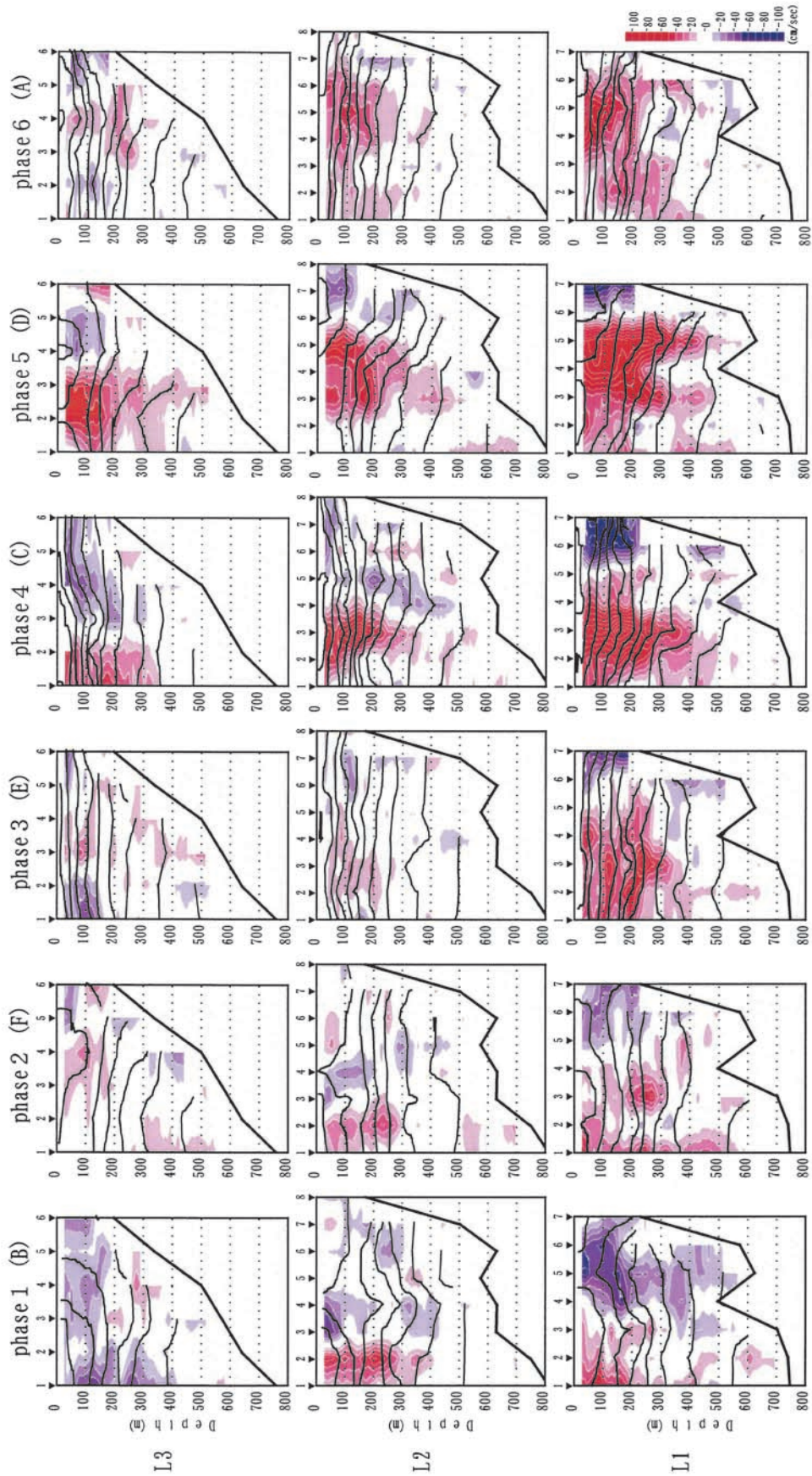


Fig. 4-3. The sequence of vertical sections (L1, L2, and L3) of temperature and velocity. Upper, middle, and lower panels show vertical sections along L3, L2, and L1, respectively. Temperature is shown by isotherms with contour intervals of 2 °C. The velocity component normal to the section is shown in color; red shows positive ( $\geq 10$  cm/sec) and blue shows negative ( $\leq -10$  cm/sec), where positive is the direction of the block arrow shown in Fig. 4-2.

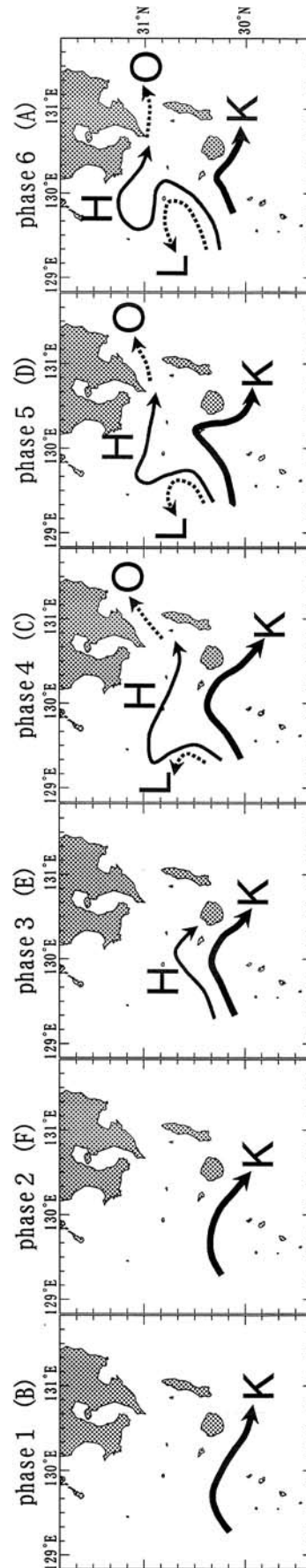


Fig. 4-4. Schematic diagram of velocity fields at 30 m depth shown in Fig. 4-1. The arrow labeled K shows the Kuroshio north edge, H, the flow around the warm tongue (anticyclonic frontal eddy), L, the cyclonic eddy, and O, the eastward current in the Ohsumi Strait.

島から東へ遠ざかっている（中之島の水位が下降）。この間の水温前線は、phase 1～3に屋久島（YK）まで北上し、phase 4～6に屋久島から佐多岬（ST）まで北上している（Fig. 3-4）。

Kの蛇行の北向流領域（正の流速成分）の鉛直構造を、L1の流速断面（Fig. 4-3）で見ると、20 cm/sec以上の流速を示す範囲が海面から400 m深にまで達している。水温の等値線の傾きからこの流れの鉛直スケールを判断すると、500 m深まで及んでいることが分かる。

#### 4.2 水温前線の北上

次に、水温前線が屋久島から佐多岬まで北上する過程に対応する phase 3～6の水温・流速場の変動について調べる。

phase 4～6には、3.2節で述べた暖水舌が、黒潮北縁部（K）の蛇行の峰に対応する高温部から北西方向（薩摩半島南方の大陸棚斜面上）に形成されている。また、phase 3には、その暖水舌の発生段階と見られる暖水域が、Kの蛇行の峰に対応する高温部から北に張り出して形成されている。phase 3～6の30 m深の流速分布（Fig. 4-1）に見られるように、これらの暖水舌のまわりには、時計回りの流れ（H）が形成されている。phase 4～5のHの流速は、Kよりも小さく40～80 cm/sec程度である。200 m深におけるHも、K（50～120 cm/sec程度）と比較すると流速が小さく20～50 cm/sec程度である。また、このHは、流向から判断すると、Kの蛇行の北向流領域付近から発して、最後は種子島・大隅海峡方向へと流去する。なお、phase 3とphase 6でのHは30 m深で20～60 cm/sec程度の流速であり、phase 4～5と比較して明らかに小さい。phase 3を暖水舌の発生期、phase 4～5を発達期、phase 6を終焉期と見ることができる。

Hの鉛直構造を、phase 4～6のL2における北向きの流れ（正の流速）およびL3における北西向きの流れ（正の流速）で見ると（Fig. 4-3）、20 cm/sec以上の流速を示す範囲が海面から300 m深に及んでいる。Kの蛇行の北向流領域よりは若干浅いものの、暖水舌は鉛直方向に深い構造を持っていたことが分かる。また、水温断面における等値線の傾きから判断すると、Kの蛇行の北向流領域と同様に、暖水舌は500 m深に及ぶ鉛直スケールを持っていたと言える。

このように、Hと、Kの蛇行の峰は、同様な鉛直スケールをもち、移動の位相も同期していた。従って、Hを高気圧性の黒潮前線渦と見なすのが適当と考えられる。

ところで、phase 4の30 mと200 m深の水温場（Fig. 4-1）を比較すると、この高気圧性の黒潮前線渦に傾圧的な構造（高気圧性前線渦の高温域についての2層間の空間的なずれ）が明瞭に見られる。すなわち、黒潮北縁部（L1付近）では、30 m深の高温域は200 m深より東側に分布するのに対し、高気圧性渦（L2およびL3付近）では、その逆となっている。この水温場の特徴は、Fig. 4-3の水温断面でも見られる。さらに、phase 4～5の高気圧性渦の流速断面（Fig. 4-3のL2）を見ると、200～400 m深における前線渦の渦軸が上層に向かって東方向（図の右方向）に傾いている。ただし、これらの傾きは200～400 m深の間で1測点間隔（約15 km）程度のため、詳細な構造については議論できない。

また、phase 4～6の200 m深の水温場（Fig. 4-1）において、暖水舌の西側または南西側に、低気圧性渦（L）の存在を示すと考えられる相対的な低温域が見られる（この低温域の西側が観測範囲外であったため、これが低気圧性渦であるとは断定できない）。この低温域は、暖水舌の北東方向への移動に伴い東へ移動しているように見える。

さらに、phase 4～6の九州沿岸の流れに着目すると、30 m深の流速分布（Fig. 4-1）において、大隅海峡の全域に東向流（O）が形成されている。Oは、30 m深においては100 cm/sec以上の流速をもっている。また、Oは、流向から見ると高気圧性渦北縁の東向流（H）と連続しているように見えるが、Oの流速はHの流速（phase 4～5で40～80 cm/sec程度）よりも明らかに大きい。さらに、30 m深の水温分布（Fig. 4-1）において、HとOを構成する海水の水温も不連続であり、Oを構成する海水が低温となっている。

### 第5章 大隅海峡の東向流

薩摩半島南方の大陸棚斜面上における高気圧性の黒潮前線渦（暖水舌）の発達期から終焉期に大隅海峡の全域に形成されていた大きな流速をもつ東向流は、東シナ海から太平洋側へのマアジ仔稚魚の輸送という観点から、その水塊輸送および流量などに興味もたれる。また、この流れは、Nagata and Takeshita (1985)により水温前線が佐多岬付近にあるときに存在すると報告された大隅分枝流と同一のものと思われる。しかし、4章で示した phase 4～6の水温・流速分布において、大隅海峡の東向流は暖水舌北縁の水温前線に沿った東向流と連続しているように見えたが、流速の大きさと水温が不連続であった。そこで、大隅海峡の



東向流についての詳細を調べる。

### 5.1 水塊輸送

大隅海峡の東向流による水塊輸送の実態を調べるために、phase 4 (2001年6月の観測)と phase 6 (2000年6月の観測)の93測点 (Fig. 1-1)のCTD/LADCP観測データを使用して、大隅海峡に分布する等密度面上の流速・塩分分布を調べる。Fig. 5-1には、phase 4と phase 6の93測点の50 m深流速分布を示す。繰り返すが、phase 4は薩摩半島南方の大陸棚斜面上における高気圧性の黒潮前線渦の発達期、phase 6は終焉期の観測と見なされた。Fig. 5-1では大隅海峡の東向流に対応する8測点の流速が赤で表示されている。同様に、8測点のデータを赤で表示した phase 4と phase 6の93測点の水温 (T) - 塩分 (S) ダイアグラムを Fig. 5-2に示す。大隅海峡に分布する海水の密度は、phase 4と phase 6ともほぼ同じで、 $\sigma_t$  範囲は22.5~25.5 kg/m<sup>3</sup> (以下では単位を省略)である。

phase 4の22.5~25.5  $\sigma_t$ の層のT-S分布を見ると、少なくとも五つの水型に明確に区分できる (Fig. 5-2 (a)において黄線で示す)。赤で表示した大隅海峡の海

水を構成する2水型 (Ⅲ, Ⅳ)とその高塩分側の2水型 (Ⅰ, Ⅱ)が、さらにこれらに加え、低塩分側にもう1水型 (Ⅴ)が見られる (高塩分側から低塩分側へ、水型ⅠからⅤと呼ぶ)。そこで、水型Ⅴが明確な phase 4の二つの等密度面 ( $\sigma_t = 23.3, 24.3$ )において、各水型の塩分値範囲とそれに対応した色区分を決め、Table 5-1に示す。Fig. 5-3(a)には、二つの等密度面における水型区分をT-Sダイアグラムに重ねて表示してある。phase 6の同じ二つの等密度面の水型区分については、phase 4の区分に準じ、水型ⅠとⅡの境界の塩分値のみを0.05 PSU小さくした区分を適用する (Table 5-1, Fig. 5-3(b))。

この水型 (色) 区分を用いて、phase 4および phase 6の $\sigma_t$ が23.3と24.3の等密度面上の塩分分布を、流速分布とともに、それぞれ Fig. 5-4, Fig. 5-5に示す。また、両図には $\sigma_t \pm 0.2$ の層厚分布も示す。さらに等密度面の深度も数字 (単位: m) で示す。23.3  $\sigma_t$ , 24.3  $\sigma_t$ 等密度面がそれぞれ、大隅海峡の上層、下層に分布する等密度面であったことが分かる。

最初に、Fig. 5-4(a)で、薩摩半島南方の大陸棚斜面上における高気圧性の黒潮前線渦の発達期 (phase 4)の大隅海峡の上層に分布する等密度面について調べ

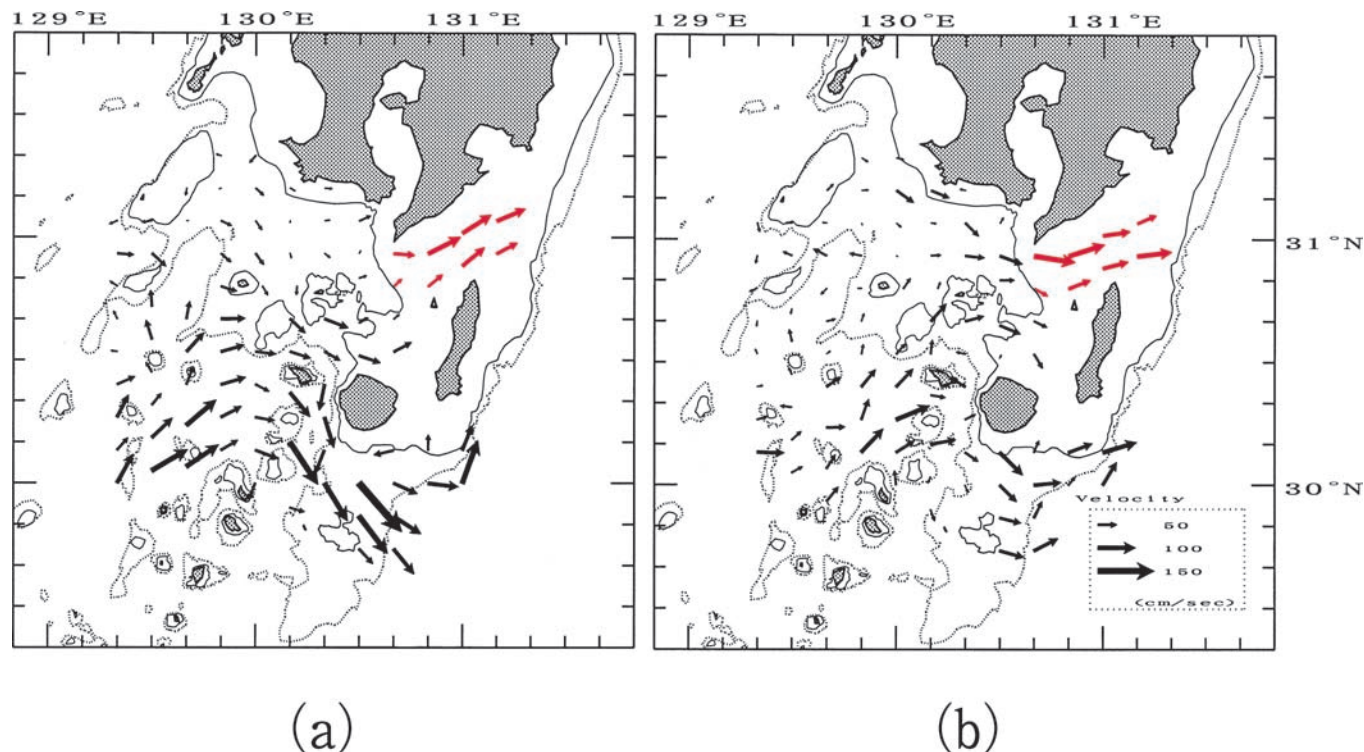


Fig. 5-1. Horizontal distributions of velocity at 50 m depth by two LADCP observations at 93 stations in June 2001 (phase 4) (a), and in June 2000 (phase 6) (b). Velocity is shown by arrows, whose scale is displayed in the right margin. For eight stations in the Ohsumi Strait those velocities are shown by red arrows, data in Fig. 5-2 (T-S diagram) are also displayed in red.



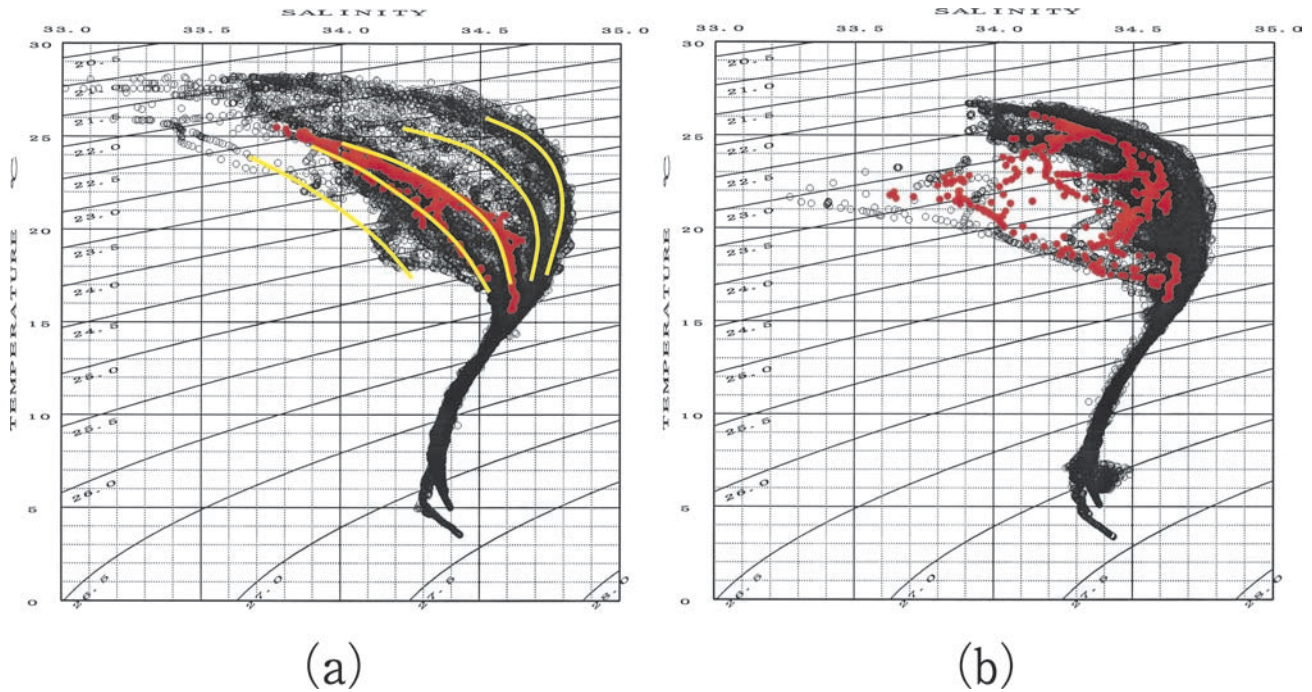


Fig. 5-2. T-S diagrams of 1 dbar interval data obtained by two CTD observations at 93 stations in June 2001 (phase 4) (a), and in June 2000 (phase 6) (b). Curved lines are isopycnal lines (by using  $\sigma_t$ ). Data of eight stations in the Ohsumi Strait those velocities are shown by red arrows in Fig. 5-1. Five water types referred in the text are shown by yellow lines in (a).

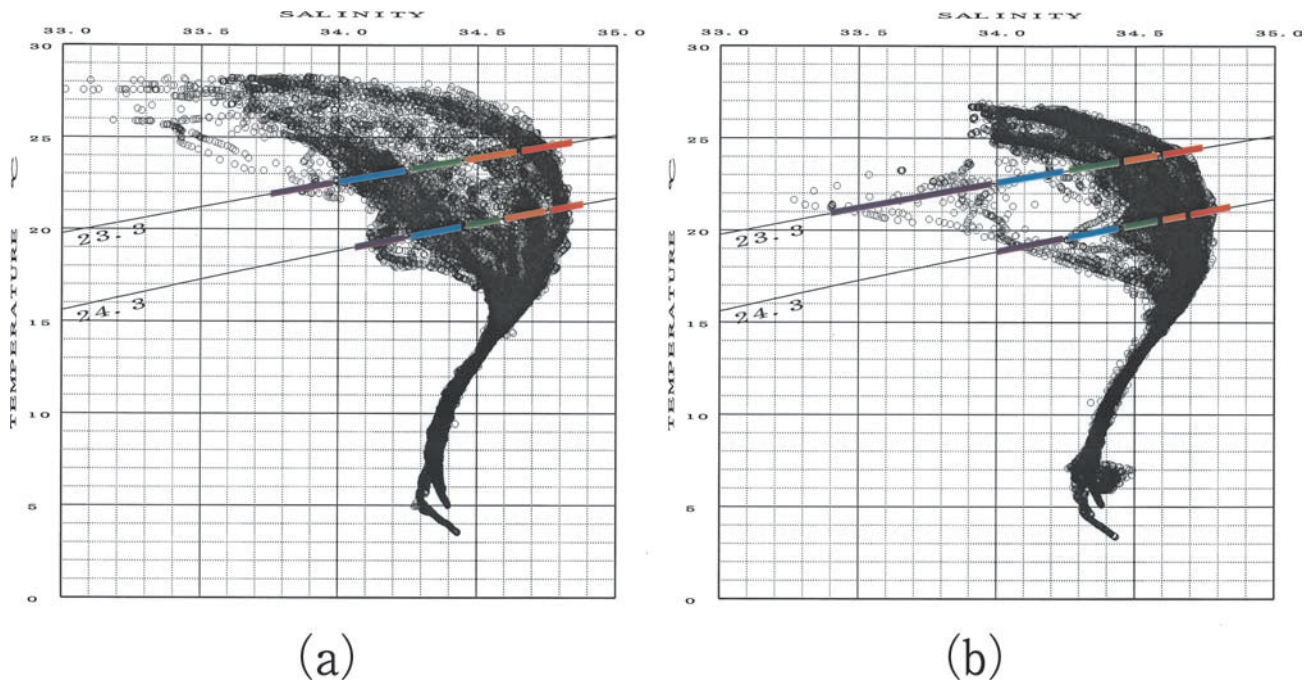


Fig. 5-3. Classification of water types on the T-S diagrams shown in Fig. 5-2 in June 2001 (phase 4) (a), and in June 2000 (phase 6) (b). Water types are classified by colors shown in Table 5-1 on two isopycnal surfaces ( $\sigma_t = 23.3, 24.3$ ).



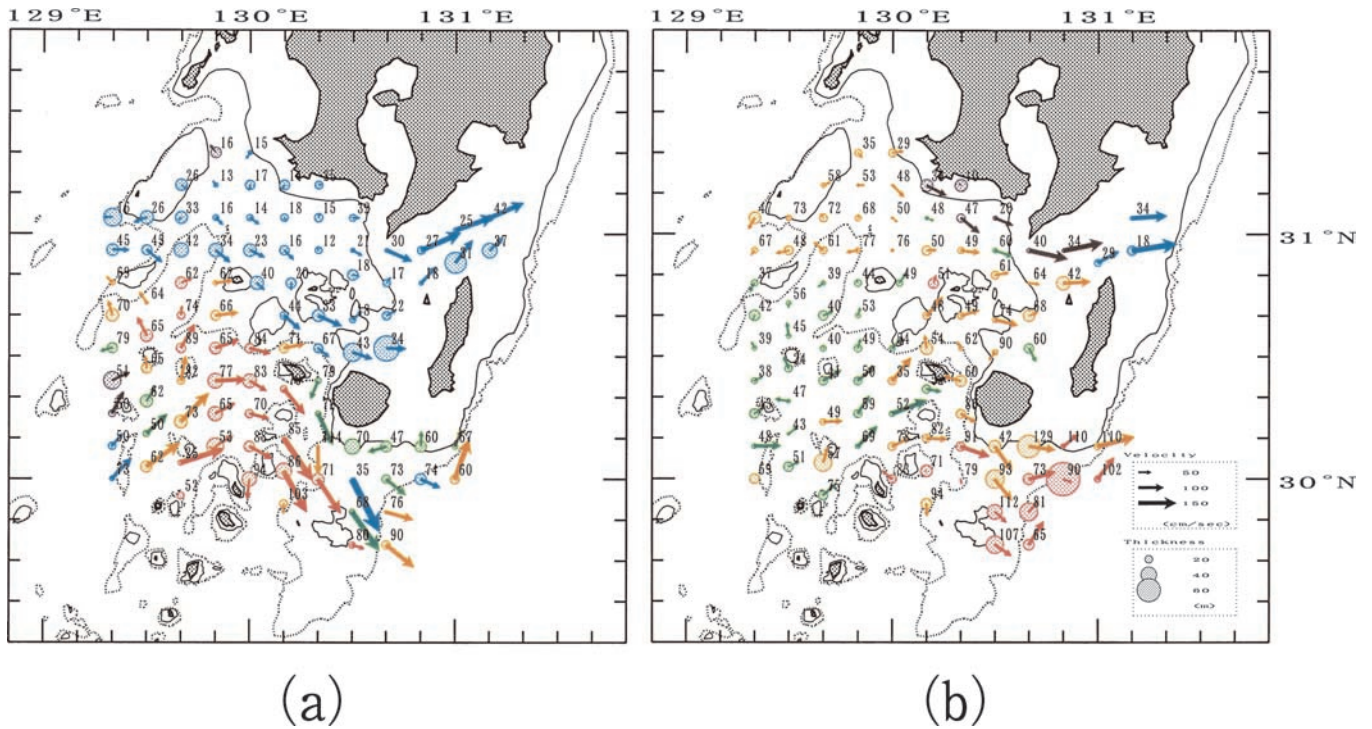


Fig. 5-4. Horizontal distributions of velocity, water types, thickness of layer, and depth on the isopycnal surface ( $\sigma_t = 23.3$ ) psitioning in the upper Ohsumi Strait in June 2001 (phase 4) (a), and in June 2000 (phase 6) (b). Velocity is shown by arrows and thickness of layer ( $\sigma_t \pm 0.2$ ) is shown by the size of circle, whose scales are displayed in the right margin. According to the water type, the arrows and the circles are displayed in colors shown in Table 5-1. Numbers show the depth of isopycnal surface in meters.

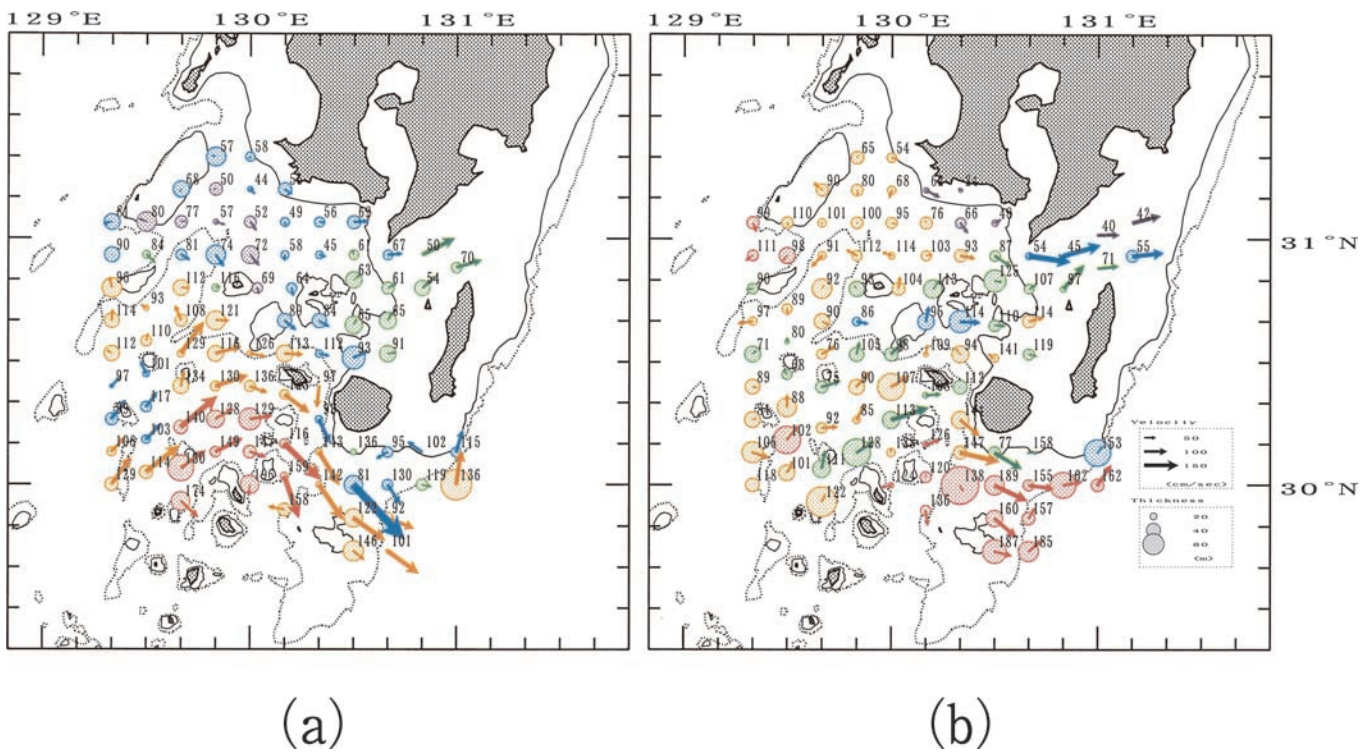


Fig. 5-5. Same as Fig. 5-4 but for the isopycnal surface ( $\sigma_t = 24.3$ ) psitioning in the lower Ohsumi Strait in June 2001 (phase 4) (a), and in June 2000 (phase 6) (b).

る。屋久島西方の黒潮北縁部の蛇行の峰には水型Ⅰが、高気圧性の黒潮前線渦の北西向流には水型Ⅱが、そして黒潮前線渦の南東向流と大隅海峡の東向流には水型Ⅳが分布している。また、屋久島南方の黒潮北縁部に水型Ⅳ、Ⅴが沿岸域から取り込まれるように分布している。さらに、低気圧性渦の北東流には水型Ⅲ～Ⅴが分布している。これらの水型分布の特徴から、本研究においては水型Ⅰ、Ⅱを黒潮系水、水型Ⅲ、Ⅳ、Ⅴを東シナ海系水と呼ぶこととする。Fig. 5-4(a)で、黒潮系水と東シナ海系水の分布水深は明らかに異なり、前者が概ね70～80 m深、後者が概ね20～30 m深である。

次に、Fig. 5-4(b)で、薩摩半島南方の大陸棚斜面上における高気圧性の黒潮前線渦の終焉期 (phase 6) の大隅海峡の上層に分布する等密度面について調べる。屋久島南方に移動した黒潮北縁部の蛇行の峰に水型Ⅰが、北東方向に移動し薩摩半島近くまで達し弱まった高気圧性の黒潮前線渦の北西向流には水型Ⅱが、そして黒潮前線渦の南東向流と大隅海峡の東向流には水型Ⅳ、Ⅴが分布している。また、低気圧性渦の北東流には水型Ⅲが分布している。これらの水型分布は、黒潮系水と東シナ海系水の分布で見ると、Fig. 5-4(a)における分布と整合的である。高気圧性の黒潮前線渦の北東方向への移動に伴い、phase 4においては薩摩

半島南方の大陸棚斜面上に東シナ海系水が分布していたのに対し、phase 6においては黒潮系水に置き換わっている。また、黒潮前線渦の南東向流と大隅海峡の東向流に分布していた東シナ海系水は、50 cm/sec (黒潮前線渦の流速) での3日間での移動距離が130 kmであることを考えると、九州南西方の沿岸域から輸送されてきたことが示唆される。

最後に、Fig. 5-5 (下層) を Fig. 5-4 (上層) と比較して、大隅海峡の下層に分布する等密度面について調べる。phase 4については、下層における黒潮系水と東シナ海系水の分布は上層と大きく変わらない。Fig. 5-5(a)でも Fig. 5-4(a)と同様に、黒潮系水と東シナ海系水の分布水深は明らかに異なり、前者が概ね100～130 m深、後者が概ね50～80 m深である。ただし、phase 4の下層においては、薩摩半島南方の大陸棚斜面上の東シナ海系水が、九州南西から大隅海峡方向に高塩分化しているという特徴が見られる (Fig. 5-5(a)における水型の色区分で紫→青→緑)。さらに、phase 6については、大陸棚斜面上で下層における黒潮系水と東シナ海系水の分布が上層とは大きく異なっている。大陸棚斜面上での何らかの海水の混合過程 (例えば、流れの鉛直シア、島嶼まわりの海底地形に起因する擾乱など) が存在していることが示唆

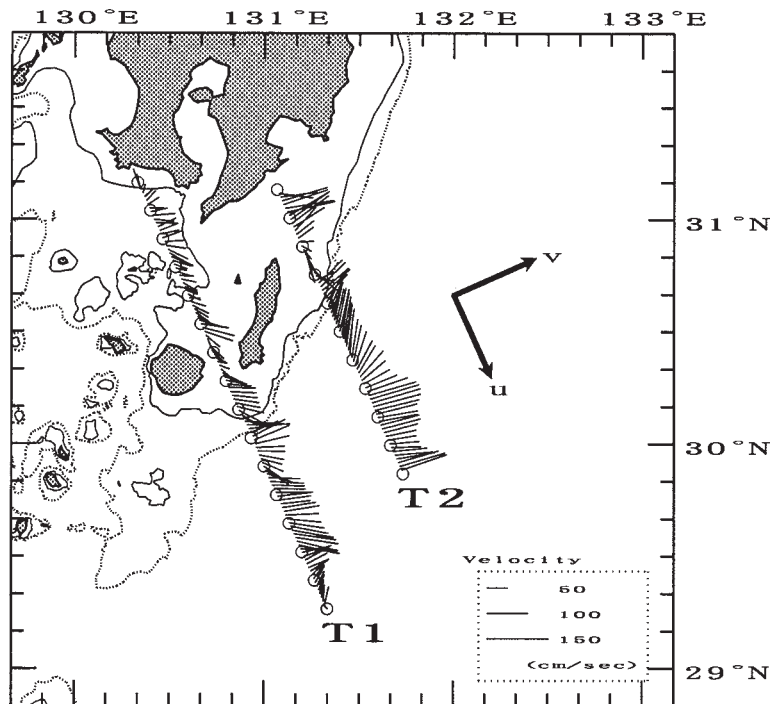


Fig. 5-6. Horizontal distributions of velocity at 27 m depth by towed ADCP observation carried out on 21-22 June 2000, just after the observation A (phase 6). Velocity is shown by lines, whose scale is displayed at the lower right in the panel. White dots are XBT observation stations. Directions of velocity components ( $u$ ,  $v$ ) shown in the vertical sections (Fig. 5-8) are displayed. Depth contours are identical with those in Fig. 1-1.

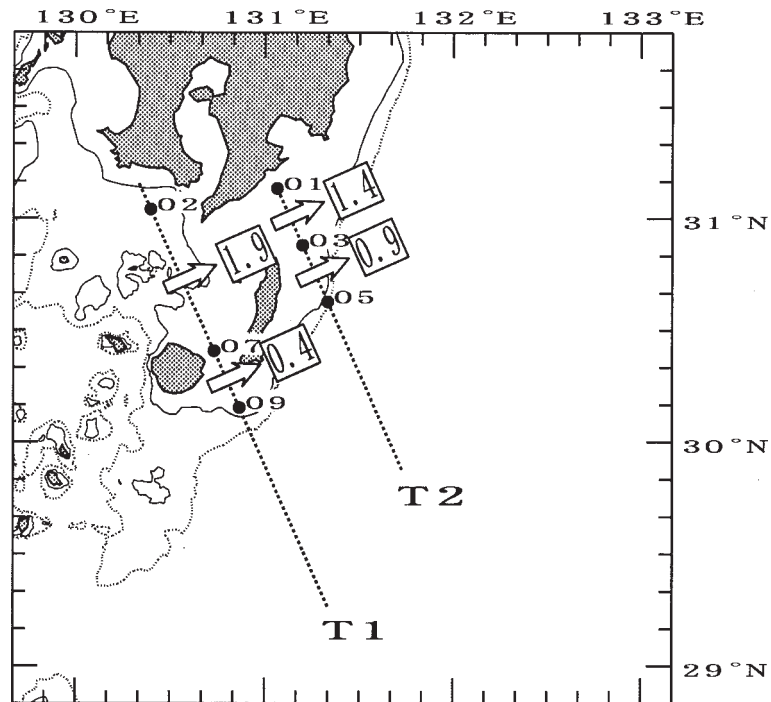
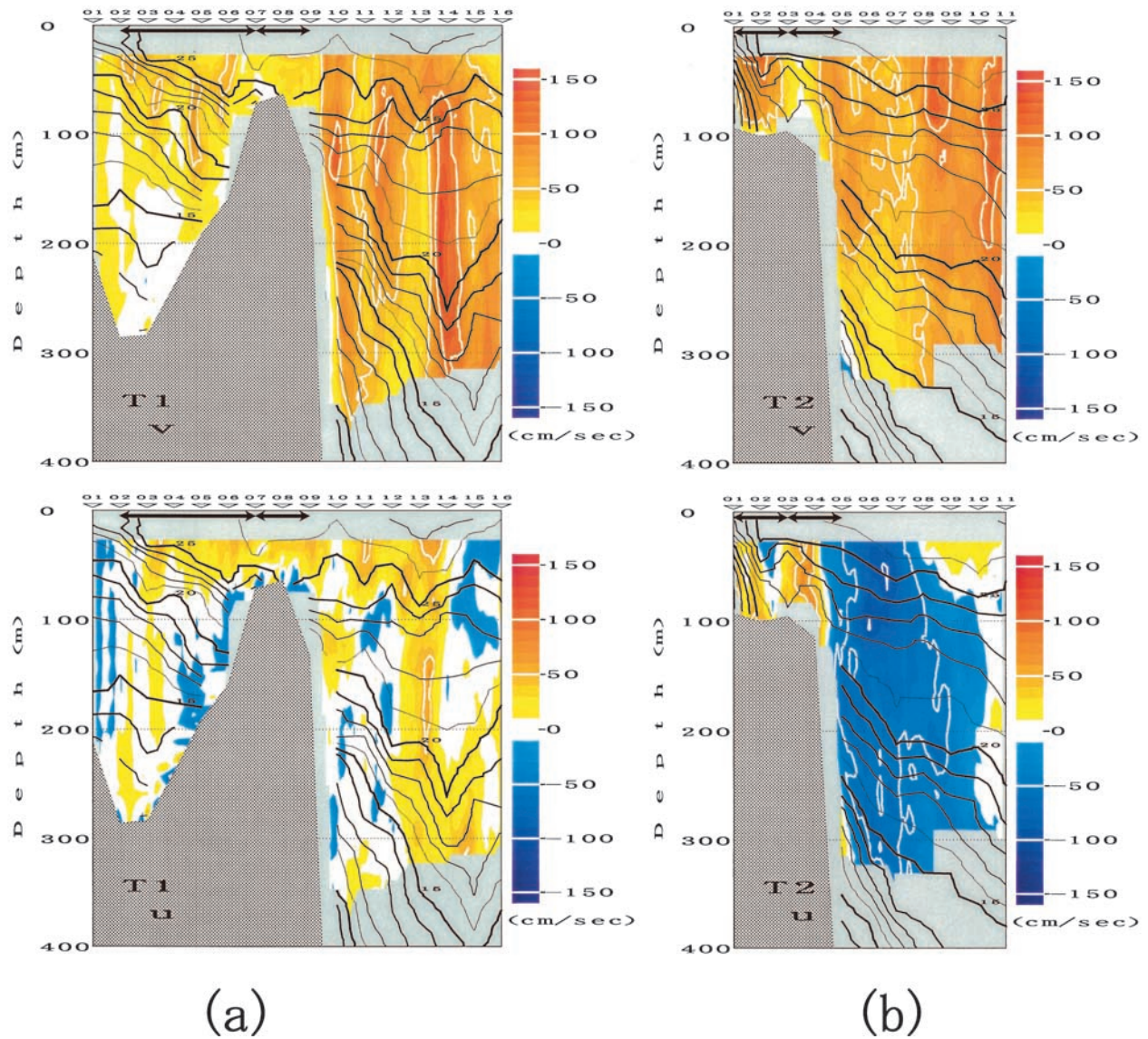


Fig. 5-7. Sections that volume transports are calculated in. Volume transports in Table 5-2 are calculated in four sections 02-07, 07-09 of T1 and 01-03, 03-05 of T2. Numbers put a square around are volume transports (in Sv) for 23 m-103 m depth layer calculated in the four sections.





**Fig. 5-8.** Velocity and temperature vertical sections of T1 (a) and T2 (b) by towed ADCP and XBT observation. Velocity components  $u$  and  $v$  (see Fig. 5-6) are shown in upper panels and lower panels respectively in color with color bars. Temperature is shown by contours. Arrows at the upper in panels show sections that volume transports in Table 5-2 are calculated in.

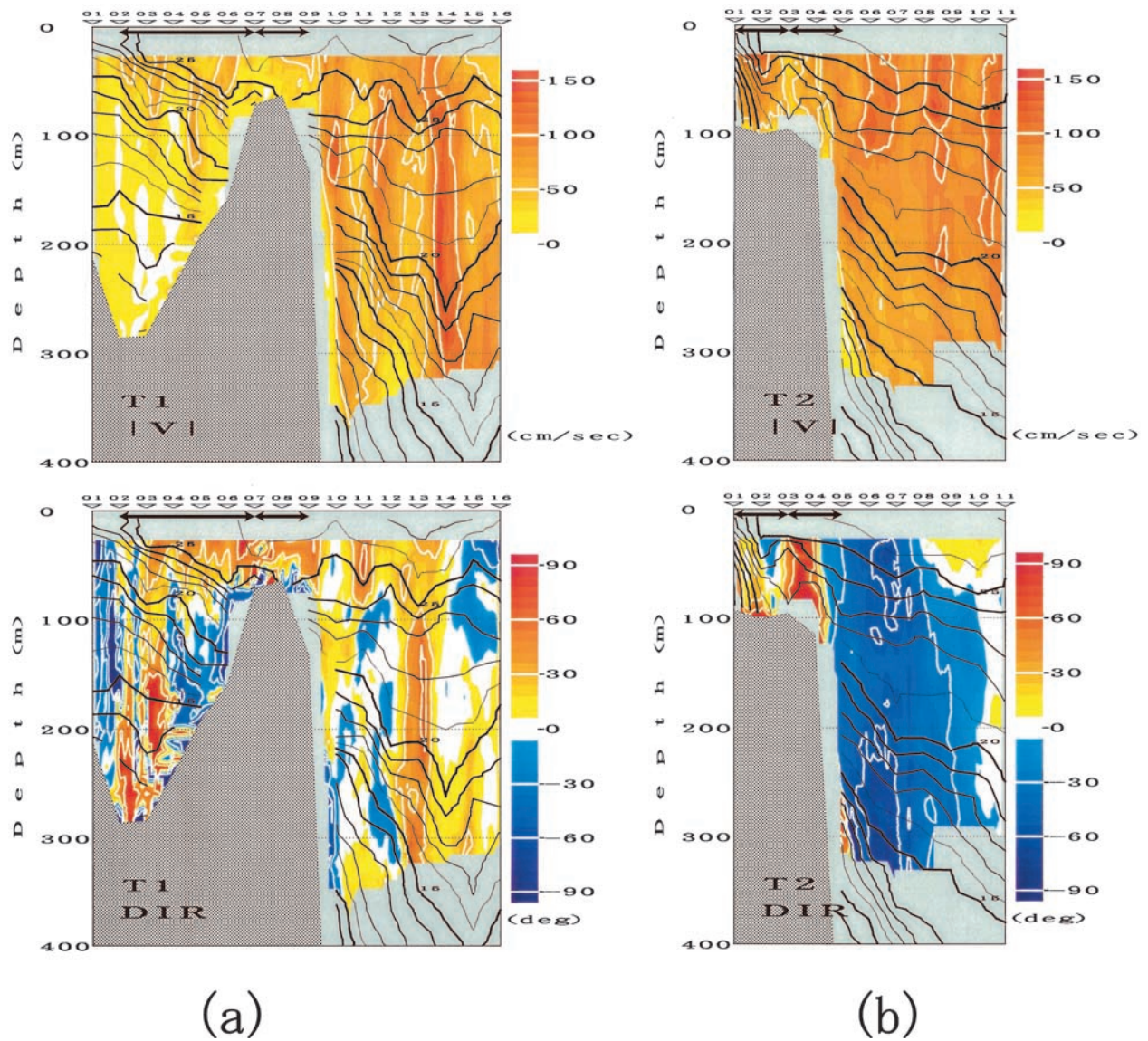


Fig. 5-9. Same as Fig. 5-8 but for displayed velocity components. Velocity components absolute value and direction are shown in upper panels and lower panels respectively in color with color bars. Direction of velocity is defined as an angle to  $v$  component with the same sign as  $u$  component.



**Table 5-1.** Classification of water types on two isopycnal surfaces ( $\sigma_t = 23.3, 24.3$ ). For each water type (I - V), salinity range and color for identification in Fig. 5-3, 5-4, and 5-5.

water type	color	salinity (psu)	
		$\sigma_t = 23.3$	24.3
I	red	34.65(34.60)~	34.75(34.70)~
II	orange	34.45~34.65(34.60)	34.60~34.75(34.70)
III	green	34.25~34.45	34.45~34.60
IV	blue	34.00~34.25	34.25~34.45
V	purple	~34.00	~34.25

(): phase 6

**Table 5-2.** Volume transports by towed ADCP observations for two observation lines T1 and T2 (See Fig. 5-7). Volume transports for 23 m-103 m depth layer are calculated in four sections 02-07, 07-09 of T1 and 01-03, 03-05 of T2. Additionally volume transport for 103 m-bottom depth layer is calculated in a section 02-07 of T1.

depth (m)	volume transport (Sv)			
	T1		T2	
	Stn. 02-07	07-09	01-03	03-05
23 - 103	1.9	0.4	1.4	0.9
103 - bottom	1.1			

される。

いずれにしても、今回の観測結果においては、薩摩半島南方の大陸棚斜面上における高気圧性の黒潮前線渦の発達期から終焉期に大隅海峡に形成されていた東向流は、東シナ海系水を九州南西方の沿岸域から太平洋沿岸域へ輸送していた。

## 5.2 流速・水温断面の構造

phase 6の観測の直後(2000年6月21~22日)に大隅海峡周辺に設定した2本の測線T1, T2(Fig. 2-4)において実施した曳航式ADCP/XBT観測で得られた流速・水温データを使用し、大隅海峡の東向流を含む種子島・屋久島周辺の大陸棚上を通過する流れの流速・水温断面の構造について調べる。すべての観測には33時間を要した。Fig. 5-6には、測線T1, T2の27 m深(曳航式ADCPの第1観測層)での流速分布を示す。また、Fig. 5-7には、Table 5-2の流量の算出範囲を示す。さらに、Fig. 5-8およびFig. 5-9には、測線T1, T2の流速・水温断面を示す。Fig. 5-8の流速断面には、Fig. 5-6に示した方向の2成分uとvを、Fig. 5-9の流速断面には、流速の大きさと方向(v成分からの角度でu成分と同じ符号とした)を示す。

Fig. 5-6において測線T1, T2ともにほぼ全区間で東向流となっている。Fig. 5-9の流速断面においてその東向流の構造を見ると、黒潮流軸~北縁部の流れ(T1の09-16, T2の05-11)、大陸棚縁辺付近の流れ(T1の07-09, T2の03-05)、および九州沿岸の流れ(T1の02-07, T2の01-03)に分けることができる。一方、水温断面を見ると、測線T1, T2の表層は25℃以上の暖水で覆われており、T1の02-03付近およびT2の01-03付近に水温前線が見られる。4章で示したphase 6の水温・流速分布から、T1の流速・水温断面は、黒潮北縁部の蛇行の峰から高気圧性の黒潮前線渦の縦断面であると思われる。

黒潮流軸~北縁部の流れには、T1およびT2ともに100~140 cm/secの流速極大が三つ見られるが、その深度は、T1で100~200 m深、T2で100 m深付近であり若干異なる。複数の流速極大の形成には、上流側に屋久新曾根が存在することがその理由として考えられる。

大陸棚縁辺付近の流れは、Fig. 5-9の流速断面において100 m以浅の表層に形成されており、T1で60 cm/sec, T2で90 cm/secの流速をもつ。Fig. 5-6の流速の水平分布、Fig. 5-8の流速断面におけるT1



の07付近80 m以浅のu成分（または、Fig. 5-9の流向）から、T2の大陸棚縁辺付近の流れは、屋久島の南からの流れと屋久島と種子島の間からの南下流が合流し形成されていることが示唆される。

九州沿岸の流れについて見ると、Fig. 5-9のT1の流速断面において、100 m以浅の表層に50~70 cm/secの流速極大が四つ形成されている。複数の流速極大の形成には、上流側にあたる薩摩半島南方の大陸棚斜面上に島嶼や浅瀬が存在することがその理由として考えられる。一方、T2の大隅海峡の東向流は、110 cm/secの流速をもつ。これらの結果は、4章での記述「100 cm/sec以上の流速をもつ大隅海峡の東向流は、流向から見ると高気圧性渦北縁の東向流と連続しているように見えるが、大隅海峡の流速は渦北縁の流速（phase 4~5で40~80 cm/sec程度）よりも大きく不連続的である」と整合的である。また、4章では「渦北縁の流れと大隅海峡の流れは水温分布においても不連続であり、大隅海峡の流れは低温となっている」と記述した。これに関して、T1とT2の水温断面を比較すると、大隅海峡で流れに対応した等温線の傾きが大きくなり、低温水が海峡の北側で海面近くに分布する様相となっている。水温の不連続はこの構造によると考えられる。

表層で最大流速を示していた九州沿岸と大陸棚縁辺付近の流れについて、23~103 m深の流量をT1の02-07間と07-09間、およびT2の01-03間と03-05間（Fig. 5-7を参照）について算出してTable 5-2に示す。流量は、緯度1°（2,033 m）間隔、深度8 m間隔の流速のv成分に単位断面（2,033×8 m<sup>2</sup>）を乗じて積分することにより算出した。九州沿岸の流れについて、T1の02-07間とT2の01-03間の流量を比較すると、後者が0.5 Sv（1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/sec）小さい。一方、大陸棚縁辺付近の流れについて、T1の07-09間とT2の03-05間の流量を比較すると、反対に後者が0.5 Sv大きい。つまり、屋久島と種子島の間からの南下流の流量が0.5 Svであったと仮定すると、これら二つの流れ（九州沿岸と大陸棚縁辺付近の流れ）を合わせた流量は水平的に保存していたことになる。その流量は2.3 Svであり、対馬暖流の流量（Isobe *et al.*, 2002）と同程度である。

また、T1の02-07間については、103 m深~海底の流量を算出した（Table 5-2）。その結果は1.1 Svであるが、この流れは大隅海峡および屋久島と種子島の間を通過できないため、周辺海域の密度場の時間変動に関与していることが考えられる。Fig. 5-9のT1の流向断面を見ると、この流れの流向は02-04間で正（南東向き）、04-07間で負（北東向き）で収束しているこ

とが示唆される。

## 第6章 議 論

今回得られた結果は、九州南方の黒潮前線周辺域において20日程度の周期で起こる現象として、これまで断片的に報告されていた、鹿児島-名瀬間のフェリー航路周辺における20日程度の周期での水温前線の北上、暖水舌の形成とその北東方向への移動、中之島の水位の周期的な変動、大隅海峡における東向流の形成、およびトカラ海峡西方における渦の形成などの水温・流速場の現象を、一連の現象として、はじめて三次元的かつ時間発展的に記述したことである。

水温前線の北上過程のphase 4~6において見られた暖水舌は、東に移動する黒潮北縁部の蛇行の峰の北西方向にあたる薩摩半島南方の大陸棚斜面上に形成されていた。また、暖水舌のまわりには、時計回りの流れが形成されていた。この時計回りの流れと黒潮北縁部の蛇行の峰は、水温・流速場で見て同様な鉛直スケールをもち、移動における位相も同期していたことから、この暖水舌まわりの流れを高気圧性の黒潮前線渦と見なすのが適当である。

この高気圧性の黒潮前線渦の発達期と考えられるphase 4~5では、傾圧的な構造が見られた。最近のいくつかの研究（例えば、増田・奥野, 2002; Isobe *et al.*, 2004; Koketsu *et al.*, 2005）では、黒潮前線渦の発生・発達過程を傾圧不安定波の時間発展として議論している。また、Nakamura (2005) の数値実験では、東シナ海大陸棚縁辺とトカラ海峡の間で形成された黒潮前線渦が傾圧不安定の様相を呈していた。本研究での黒潮前線渦の発生・発達過程も、傾圧不安定による擾乱の成長の可能性があるが、九州南方は地形が複雑であることから、他の力学過程も重要であると思われる。実際に、Fig. 3-5における各深度の等深線を見ると、傾圧的な構造が見られた30~200 m深においては、上層では大隅海峡で太平洋側とつながっているのに対し、下層ではつながっていない。また、200~400 m深においては、上層では屋久島西岸から佐多岬（北）方向に等深線が分布するのに対し、下層では屋久島西岸から宇治群島（北西）方向に分布する。このような海底地形の深度方向の変化が、着目した傾圧的な構造の形成と関係している可能性がある。今後、個々の観測データをさらに詳細に解析する必要がある。

高気圧性の黒潮前線渦の終焉期と考えられるphase 6の観測（2000年6月15~20日）の直前（2000年6月12~15日）に、同じ海域においてNakamura *et al.* (2003) による観測が行われていた。彼らの観測

した暖水舌の規模や形成位置は、本研究の phase 5 の結果とよく似ている。さらに、彼らの観測では、暖水舌の南西側に、同様な空間スケールの低気圧性渦が存在していた。この低気圧性渦は、phase 5 における低温域と矛盾しない。また、彼らが観測した暖水舌まわりの流速は、本研究の phase 5 と同程度であり、phase 6 と比較して大きかった。これらのことは、phase 6 を黒潮前線渦の終焉期と見なしたことを支持している。

phase 4～6 に大隅海峡全域に形成されていた 100 cm/sec 以上の流速をもつ東向流は、東シナ海系水を輸送していた。大隅海峡の東向流の強化が当海域における 20 日程度の周期を持つ流速変動の一部であるとすると、この流速変動によって、九州南西方の沿岸域から太平洋沿岸域（日向灘）への東シナ海系水の輸送が助長されると考えられる。また、大隅海峡周辺の東向流の流量は、東シナ海から日本海へのマアジ仔稚魚の輸送に関わる対馬暖流の流量と同程度であった。大隅海峡の東向流が輸送する東シナ海系水にマアジの仔稚魚が分布する場合、この流速変動の強弱が、仔稚魚の太平洋側への輸送量に影響を及ぼしている可能性があり、付録 A で示した、中之島の水位の 20 日程度の周期変動強度の経年変化と太平洋側でのマアジ仔稚魚量の経年変化の関連性を、直接的に説明する要因であることも考えられる。

また、今回の黒潮前線渦の形成が傾圧不安定によるとすると、この変動は黒潮前線を横切る方向（南北方向）への海水の移動を伴うことが考えられる。実際に、黒潮前線渦の発達期（phase 4）についての Fig. 5-4 (a) および Fig. 5-5(a) で、屋久島南方の黒潮北縁部に、東シナ海系水が等密度面に沿って沿岸域から取り込まれるように分布していた。九州南西方の沿岸域の東シナ海系水が黒潮に取り込まれ、日本南岸のより遠方へ輸送される可能性があり、これもマアジ仔稚魚の太平洋側への輸送という観点から興味もたれる。

ところで、今回の並替えて得られたデータセットでは、中之島の水位の 14～26 日周期変動（Fig. 3-4）を厳密に見ると、期間 D と期間 A の位相が逆転しているようにも見える。その理由として、期間 D に 20 日程度の周期の変動以外の変動が重なっていたことが考えられる。実際に、2002 年の 2 回の観測（D, E）時中之島の水位変動には、50～60 日の周期変動が重なって起こっていた（Fig. A-2）。この 50～60 日周期変動との関連から Fig. 3-1 を詳細に見ると、期間 D に起こっていた水温前線の北上では、他と比較して前線の北上開始位置が北に偏っている。それに伴い、前線の北上開始直後に水位が極大となっており、前線の北上

と中之島の水位変動との位相関係が他とは若干異なっている。同様の状況は、Nakamura (2005) の数値実験にも見られる。彼の実験では、当海域において 20 日周期で発達した低気圧性の黒潮前線渦が 1 周期で減衰せず、次の 1 周期においても背景場として存続するという現象が起きていた。そして、この黒潮前線渦の存続中のフェリー航路付近の黒潮は北編していた。

また、phase 1 では、黒潮前線付近に phase 4～6 の暖水舌とは異なる高気圧性渦が、また甌海峡に南下流が見られる。これらについては、本研究で対象とした水温前線の北上との関係が不明であるため、ここでは取り上げなかった。phase 1 の高気圧性渦は、本研究の調査対象海域の西方の東シナ海の陸棚縁辺から九州南西方にかけての海域で形成された高気圧性の黒潮前線渦（宮地, 1989）が、黒潮北縁部の蛇行の峰とともに東へ移動してきた可能性がある。宮地(1989)は、それに伴い九州西方から九州南方へ東シナ海系水が輸送されることを示した。上記の甌海峡の南下流との関連が注目される。

## 第 7 章 総 括

九州南方の黒潮前線周辺域は、マアジの主産卵場である東シナ海から、仔稚魚が太平洋側沿岸域へ海流により輸送される際の通過点となる。本研究においては、その仔稚魚輸送という観点から、九州南方での水温・流速変動と海水交換に着目した。

この海域において 20 日程度の周期で起こる現象として、鹿児島－名瀬間のフェリー航路周辺において 20 日程度の周期で水温前線が北上することが知られている。また、暖水舌の形成とその北東方向への移動、中之島の水位の周期的な変動、および大隅海峡における東向流の形成が報告されている。さらに、トカラ海峡西方において高気圧性渦あるいは低気圧性渦に伴う黒潮北縁部の蛇行が交互に発達することが報告されている。これらの現象は相互に関連して起こっていると考えられるが、これまでは、個々の現象についての主として表層に関する断片的な描像しか得られていなかった。

そこで本研究では、九州南方での水温前線の北上に伴う水温・流速場の変動を、はじめて三次元的かつ時間発展的に記述することを試みた。フェリー航路周辺の 82 測点（15 km 間隔で格子状に配置）において、海面から海底付近までの CTD/LADCP 観測を 2000～2003 年に計 6 回実施した。いずれの観測時にも 20 日程度の周期で水温前線の北上が起こっていた。水温・流速場の変動を時間発展的に追うために、それらの結果



をフェリー航路上での水温前線の南北位置を指標として並べ替えた。並替えて得られた水温・流速場のデータセットは、これまでに得られている表層の断片的な描像と整合的であった。

並べ替えられた水温・流速場のデータセットから、水温前線の北上に伴う水温・流速変動の実体は以下のとおりであることが分かった。黒潮北縁部の蛇行の峰が西から東に移動して、屋久島の西方に近づくのに伴い、水温前線は屋久島近くまで北上する。黒潮北縁部の蛇行の峰がさらに屋久島に近づくと、蛇行の峰の北側に高気圧性渦が発生し、暖水域が形成される。この高気圧性渦は薩摩半島南方の大陸棚斜面上で発達し、蛇行の峰から北西方向に伸びる暖水舌が形成される。この暖水舌（高気圧性渦）は300 m 深に及ぶ構造をもち、高気圧性の黒潮前線渦と考えられる。この黒潮前線渦（暖水舌）が北東方向に移動するのに伴い、フェリー航路付近での水温前線は屋久島から佐多岬まで北上する。黒潮前線渦は最終的に薩摩半島近くまで達して消滅する。その間に、黒潮北縁部の蛇行の峰は屋久島の南まで移動する。また、この高気圧性渦に伴い、その西・南西側に低気圧性渦が、また大隅海峡に100 cm/sec 以上の流速をもつ東向流が形成される。なお、上記の黒潮北縁部の蛇行の峰の西から東への移動に伴い、中之島の水位は前半上昇し後半下降する。このように、九州南方での水温前線の北上は、薩摩半島南方の大陸棚斜面上に形成された高気圧性の黒潮前線渦（暖水舌）が、北東方向に移動して消滅する過程の一側面であることが分かった。

また、大隅海峡に100 cm/sec 以上の流速をもつ東向流が形成されていたときのCTD/LADCP 観測データを使用して九州南方の水塊分布を調べた結果、この東向流が東シナ海系水を九州南西方の沿岸域から太平洋沿岸域へ輸送していることが分かった。また、大隅海況に東向流が形成されているときに曳航式 ADCP により測定した九州南方の種子島・屋久島周辺の大隅棚上を通過する流量は、対馬暖流の流量と同程度であった。水温前線が屋久島から佐多岬まで北上する過程に見られた大隅海峡の東向流の強化が、当海域における20日程度の周期での流速変動の一部であるとする、この流速変動に伴って、九州南西方の沿岸域から太平洋沿岸域への東シナ海系水の輸送が増加し、その強弱が、東シナ海を主産卵場とするマアジの仔稚魚の太平洋側への輸送量に影響を及ぼすことが考えられる。

本研究での九州南方における水温・流速場の変動に関する解析結果は、実際に連続して得られたのではない観測結果を、過去の知見などを基に他の時系列デー

タを利用して、仮想的な連続データに並べ替えたものである。各観測時の水温・流速場は、20日程度の周期の変動以外の変動が重なっていることが考えられる（例えば、期間 D 中之島の水位変動）。水温前線の北上に関わる一連の現象を、より定量的な時間発展として議論していくためには、数値実験や、係留系観測による実際の時系列データの取得が必要である。その際、本研究で得られた結果は、数値実験結果の検証および係留系の設置場所の検討材料として非常に有効なものになると考える。

## 謝 辞

本研究を行うにあたって、九州大学応用力学研究所の今協資郎教授には、研究者として必要なものの考え方や姿勢、論文作成の技術など、今後の研究生活において活かせる多くの事についてご指導を頂いた。このような研究を行う機会を与えてくださったこと、忍耐強く筆者と向き合ってくださいましたことに対して、心から感謝の意を表します。また、九州大学応用力学研究所の市川香准教授には、研究内容の論理性、客観性、整合性などについて、本研究を進める中で、常に細かなご指導を頂いた。九州大学応用力学研究所の馬谷紳一郎博士には、観測結果の見方など、研究を進める上で多くの助言を頂いた。お二人に対しても深くお礼申し上げます。さらに、筆者と同じ海洋情報解析学研究室に在籍し常に激励を頂いた皆様に心からお礼申し上げます。本研究における蒼鷹丸による九州南方での観測の実施においては、水産総合研究センター中央水産研究所の秋山秀樹博士、瀬藤聡博士をはじめとする海洋動態研究室の方々に多大なご協力を賜った。また、秋山博士には、筆者が社会人として九州大学大学院に在学して本論文の作成に取り組む上での職場の環境を長年にわたり整備して頂き、常に激励を頂いた。瀬藤博士には、ウェーブレット解析についてのご指導を受けた。水産総合研究センター中央水産研究所の奥野章博士には、周波数解析についてのご指導を受けた。これらの方々にも深謝の意を表します。衛星 SST 画像の処理でお世話になった水産総合研究センター中央水産研究所の清水 学博士、最近の九州南方における黒潮流軸位置に関する情報を提供していただいた水産総合研究センター中央水産研究所の安倍大介博士、6 回の九州南方黒潮前線域における観測で多大なご協力をいただいた歴代の蒼鷹丸船長はじめ乗組員の皆様にも心から感謝申し上げます。フェリー航走水温データの提供を受ける際に大変お世話になった鹿児島県水産技術開発センターの田中耕治氏にも心からお礼申し上げ



げます。職場の上司として大学院への入学の際、および在学中に大変お世話になった水産総合研究センター中央水産研究所の入江隆彦博士、石田行正博士、および宮地邦明博士にも心から感謝致します。ADCP 観測について技術的なご指導を頂いた広島大学大学院工学研究科の金子 新教授、黒潮前線渦についての議論で有益な助言を頂いた九州大学応用力学研究所の増田章教授にも深く感謝申し上げます。本研究で使用した水位データについては日本海洋データセンターから、海面気圧データおよび衛星海面水温画像については農林水産省の農学情報資源システムから提供を受けた。この場を借りてお礼申し上げます。本研究は農林水産技術会議フロンティア研究「海洋生物資源の変動要因の解明と高精度変動予測技術の開発」の一部として行われた。最後に、本研究を精神的に支えてくれた両親、兄弟、特に妻・洋子に感謝致します。

#### 参考文献

- 秋山秀樹, 飴矢智之, 1991 : トカラ海峡周辺における黒潮フロントの変動. *海と空*, **67**, 113-132.
- 秋山秀樹, 大野裕一, 斉藤誠一, 1992 : トカラ海峡周辺を通過する黒潮暖水舌. *海と空*, **68**, 99-112.
- Ambe D., Imawaki S., Uchida H., and Ichikawa K., 2004 : Estimation the Kuroshio axis south of Japan using combination of satellite altimetry and drifting buoys. *J. Oceanogr.*, **60**, 375-382.
- Feng M., Mitsudera H., and Yoshikawa Y., 2000 : Structure and variability of the Kuroshio current in Tokara Strait. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2257-2276.
- 花輪公雄, 三寺史夫, 1985 : 海洋資料における日平均値の作成について. *沿岸海洋研究ノート*, **23**, 79-87.
- Isobe A., Ando M., Watanabe T., Senjyu T., Sugihara S., and Manda A., 2002 : Freshwater and temperature transports through the Tsushima-Korea Straits. *J. Geophys. Res.*, **107**, C7, 2\_1-2\_20.
- Isobe A., Fujiwara E., Chang P.-H., Sugimatsu K., Shimizu M., Matsuno T., and Manda A., 2004 : Intrusion of the less saline shelf water into the Kuroshio subsurface layer in the East China Sea. *J. Oceanogr.*, **60**, 853-863.
- Joyce T.M., 1989 : On in situ "calibration" of shipboard ADCPs. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 169-172.
- Kaneko A., Koterayama W., Honji H., Mizuno S., Kawatate K. and Gordon R.L., 1990 : A cross-stream survey of the upper 400m of the Kuroshio by an ADCP on towed fish. *Deep-Sea Res.*, **37**, 875-889.
- Kawabe M., 1995 : Variations of current path, velocity, and volume transport of the Kuroshio in relation with the large meander. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 3103-3117.
- Kouketsu S., Yasuda I., and Hiroe Y., 2005 : Observation of frontal waves and associated salinity minimum formation along the Kuroshio Extension. *J. Geophys. Res.*, **110**, C08011, doi:10.1029/2004JC002862.
- 増田 章, 奥野 章, 2002 : 黒潮前線渦の傾圧不安定としての側面, *九州大学応用力学研究所所報*, **122**, 25-36.
- 宮地邦明, 1989 : 薩南海域におけるマイワシ産卵場の形成にかかわる海洋環境. *沿岸海洋研究ノート*, **27**, 57-66.
- Nagata Y. and Takeshita K., 1985 : Variation of the sea surface temperature distribution across the Kuroshio in the Tokara Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 244-258.
- Nakamura H., 2005 : Numerical study on the Kuroshio path states in the northern Okinawa Trough of the East China Sea. *J. Geophys. Res.*, **110**, C04003, doi:10.1029/2004JC002656.
- Nakamura H., Ichikawa H., Nishina A., and Lie H.-J., 2003 : Kuroshio path meander between the continental slope and the Tokara Strait in the East Cina Sea. *J. Geophys. Res.*, **108** (C11), 3360, doi : 10. 1029/2002JC001450.
- RDI, 1997 : ADCP coordinate transformation - formulas and calculations, RD Instruments, 26pp.
- Yamashiro T. and Kawabe M., 1996 : Monitoring of position of the Kuroshio axis in the Tokara Strait using sea level data. *J. Oceanogr.*, **52**, 675-687.
- Yamashiro T. and Kawabe M., 2002 : Variations of the Kuroshio axis south of Kyushu in relation to the large meander of the Kuroshio. *J. Oceanogr.*, **58**, 487-503.

## 付録A 中之島水位と太平洋側マアジ資源量の変動の関係

マアジ仔稚魚が東シナ海から太平洋側に輸送される3～6月の中之島の水位の20日程度の周期変動強度と太平洋側のマアジ0歳魚資源量の経年変化を比較した。

太平洋側のマアジ資源量は、1970年台半ば以降低水準で推移していたが、1986年以降顕著に増加し、1990年代半ばには15万トンから16万トンと高水準になった。しかし、1997年から減少し、2000年から2001年にやや増加したものの、2002年からは再び減少し、2005年に10万トンと中水準になった(建田ら、2007)。

マアジ資源量の変動に関して、古藤(1990)は、日本近海に分布するマアジは、東シナ海を主産卵場とする大きな系群と、本州中部以南の沿岸域で分散して産卵する小さな地方群とからなり、資源量の低水準期には殆ど地方群によって占められ、中・高水準期の資源動向は東シナ海からの0歳魚の補給量の多寡に大きく支配されるとの見解を示した。実際、1986年以降の資源量の増大との関連から注目された1986年の太平洋側における0歳魚の大量出現(青山・前川、1987;北川、1987)について、青山・前川(1987)は主として九州南方海域で産卵された冬季発生群によるものと推定した。小西・古藤(1988)もこれを支持した。

1986年以降に太平洋側のマアジ資源量が増加し続け維持されたことについて、三谷ら(2001)は、①1986年の補給群に由来する群が太平洋側地先に居着いて太平洋側の資源を維持した、②東シナ海からの補給のための条件が良好に維持され年々の補給が太平洋側の資源を増大させた、という二つの可能性を示した。

九州南方の黒潮前線周辺域は、東シナ海で生まれたマアジの仔稚魚が東シナ海から日本南岸沿岸域へ海流により輸送される際の通過点となることから、その流速場の変動は、太平洋側のマアジ資源量の変動に対して直接的に何らかの影響を及している可能性がある。つまり、その変動の強弱が、上記②の東シナ海からの補給のための条件として作用している可能性がある。

九州南方の黒潮前線周辺域においては、暖水舌形成に伴う水温前線の北上などの20日程度の周期で起こる現象が知られている(例えば、Nagata and Takeshita, 1985; 秋山・館矢, 1991; 秋山ら, 1992; Nakamura *et al.*, 2003)。そこで、九州南方の黒潮流軸付近に位置する中之島の水位の20日程度の周期変動に着目し、1984～2003年の20年間について、その変動強度と太平洋側マアジ資源量の経年変化の対応関係を

ついて調べる。

日本海洋データセンターから提供を受けた1984～2003年の中之島の毎時水位データ(海上保安庁観測)に潮汐成分除去、日平均、大気補正(2.4節で示した手順①～③)を施して得られた20年間の毎日データを使用した。欠測部分を線形補間したこのデータに対して、ウェーブレット解析を行った(Torrence and Compo, 1998)。ウェーブレット解析とフーリエ解析とを比較すると、後者が時系列の平均的な変動の強さを求める手法であるのに対し、前者は変動の強さ(本研究ではウェーブレットエネルギーと呼ぶ)を局所的に求める手法である。

Fig. A-1に1984～2003年の中之島水位の時系列(下段)とウェーブレット解析結果(上段)を示す。20日程度の周期変動は1984～2003年の全期間を通してしばしば卓越していたことが分かる。しかし、マアジ仔稚魚が東シナ海から太平洋側へ輸送される3～6月について着目すると、20日程度の周期変動の変動強度に経年的な違いが見られる。例えば、1986、1989、2000年に変動強度が大きかったことが分かる。

そこで、マアジ仔稚魚が東シナ海から太平洋側に輸送される3～6月について周期10～30日のウェーブレットエネルギーの平均(Fig. A-2の上段の各図に赤線で示した領域における平均)を各年について求め、20日程度の周期変動の変動強度の時系列を作成した。この変動強度の時系列と、建田ら(2007)の2005年を最終年としたコホート解析で得られた1984～2003年のマアジ太平洋系群の0歳魚資源量および親魚量の時系列を比較した。

Fig. A-2に、中之島の水位の20日程度の周期変動強度の時系列(◆)をマアジ太平洋系群0歳魚の資源量の時系列(▲)とともに示す。両者の前年からの増減について調べたところ、19年中の14年(74%)で両者の増減が一致していた(Fig. A-2において両者の増減が一致するところに線を表示した)。さらに、変動強度は、1980年代半ばから1990年代半ばにかけて続いた資源量増大のきっかけとなった太平洋側における0歳魚の大量出現が起こった1986年に最大となっていた。

## 文 献

- 青山雅俊, 前川千尋, 1987: 1986年相模湾におけるマアジ当歳魚の大量漁獲, 水産海洋研究, 51, 97-100.
- 北川大二, 1987: 岩手県沿岸域のマアジ幼魚の大量漁獲. 水産海洋研究, 51, 100-102.
- 小西芳信, 古藤 力, 1988: 最近の南西外海域にお



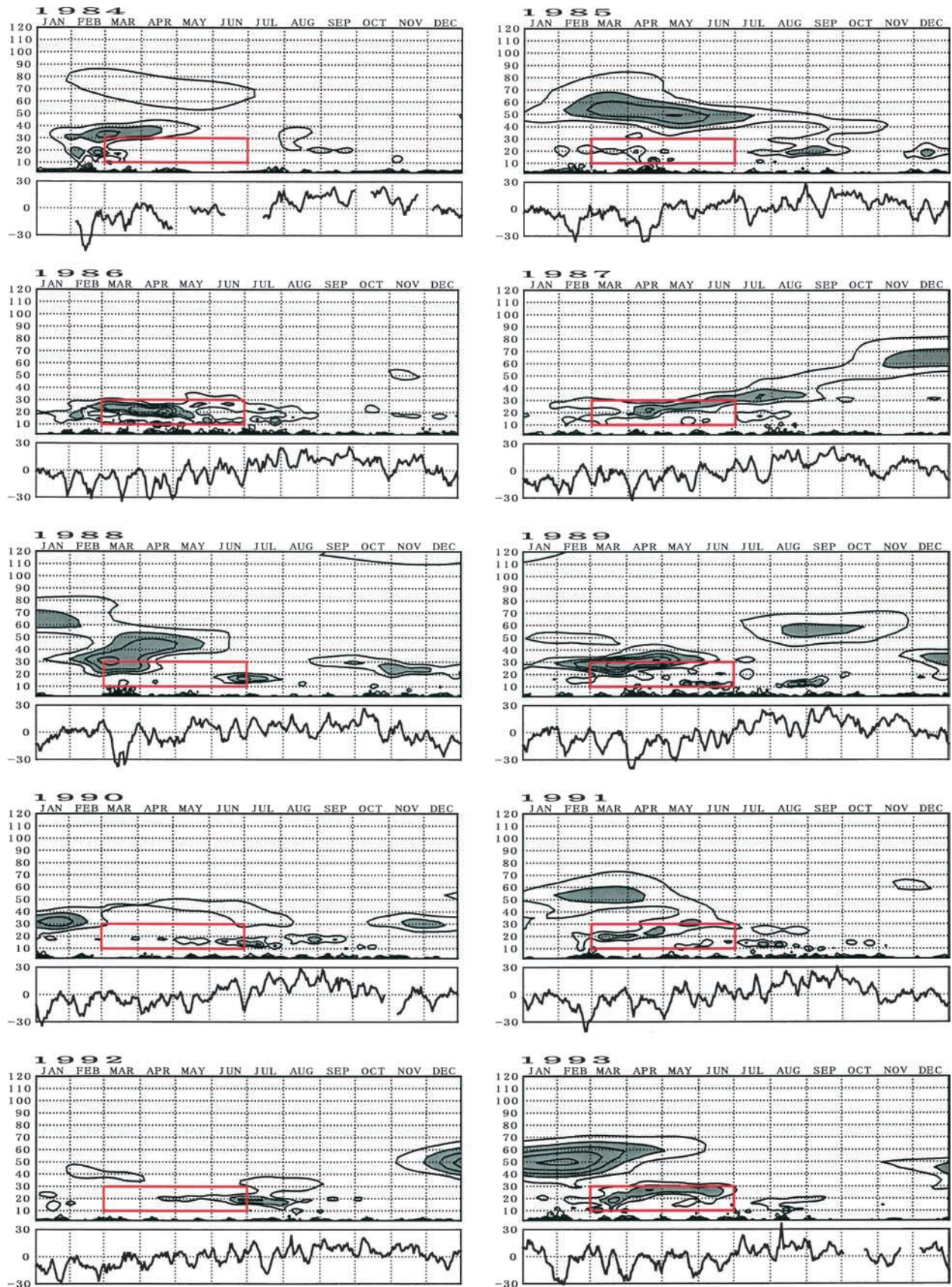


Fig. A-1. Time series of the sea level anomaly (in cm) at Nakanoshima in 1984-2003 (lower panels) and time-cycle (in day) diagrams of the wavelet energy (upper panels). Contour interval of the wavelet energy is 25 cm<sup>2</sup> and gray painting parts show 50 cm<sup>2</sup> or more. Average wavelet energy in Fig. A-2 is calculated in the red squares shown in panels.



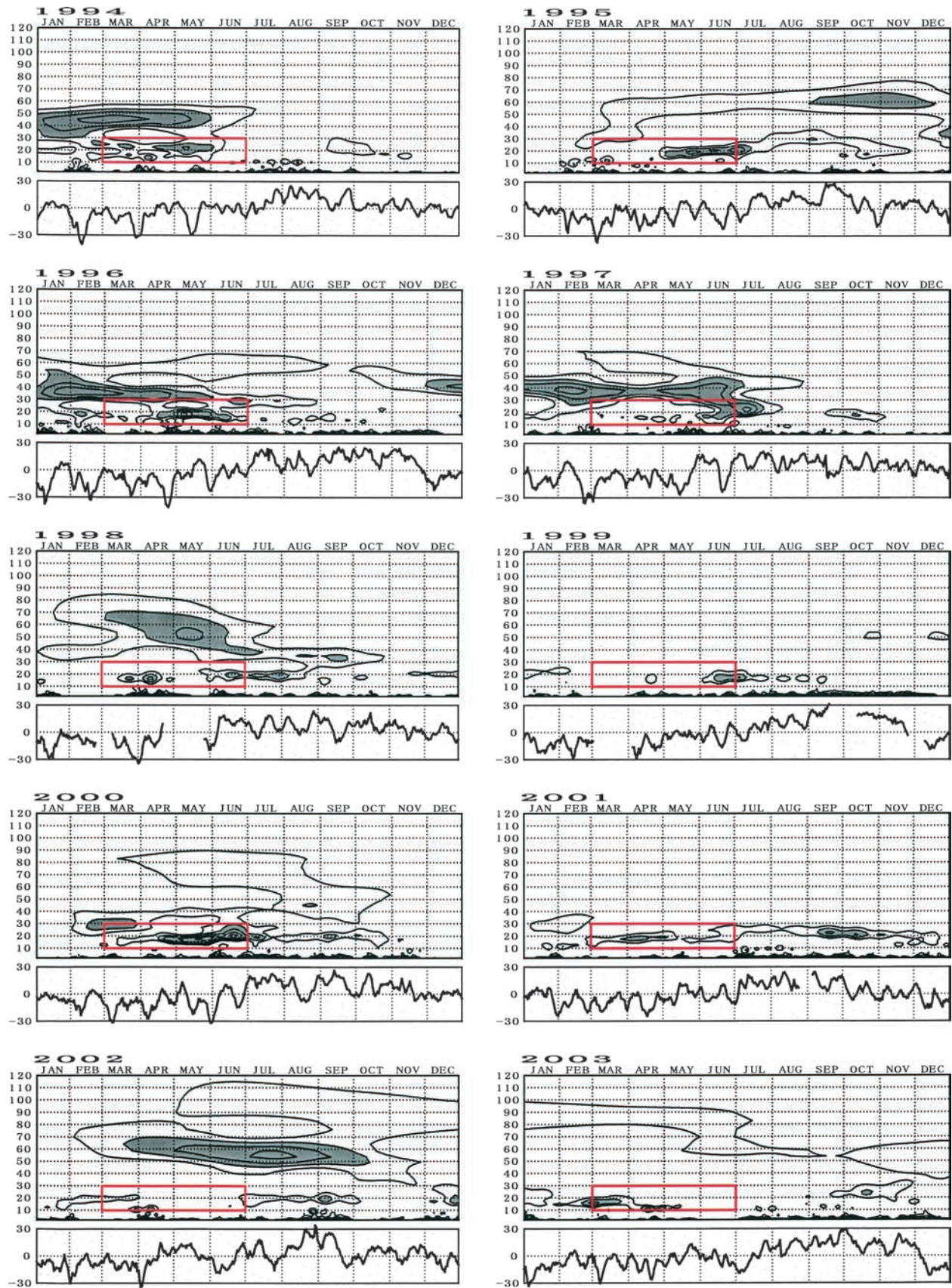


Fig. A-1. Continued.

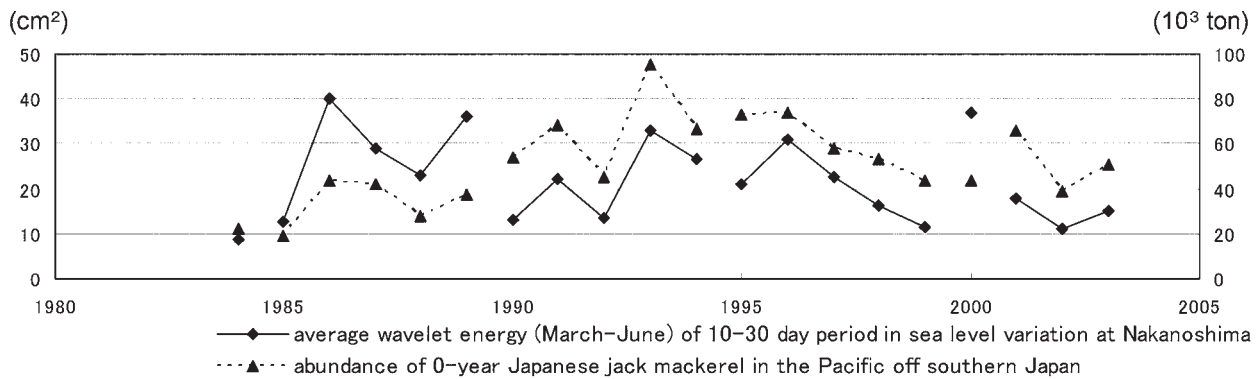


Fig. A-2. Year-to-year comparison between average wavelet energy (March-June) of 10-30 day period in sea level variation at Nakanoshima and abundance of 0-year Japanese jack mackerel in the Pacific off southern Japan (Takeda *et al.*, 2007). Graphic lines are drawn when both of them increase or decrease.

るマアジの発生量. 南西外海の資源・海洋研究, 4, 89-92.

古藤 力, 1990: 太平洋岸におけるマアジ資源の動向について, 水産海洋研究, 54, 47-49.

三谷卓美, 上原伸二, 石田 実, 齊藤 勉, 2001: マアジの資源変動と加入過程の把握. 黒潮の資源海洋研究, 2, 45-54.

建田夕帆, 赤嶺達郎, 西田 宏, 石田 実, 勝川木綿, 2007: 平成18年度マアジ太平洋系群の資源評価. 平成18年度我が国周辺水域の漁業資源評価(魚種別系群別資源評価・TAC種)第1分冊, 水産庁増殖推進部・独立行政法人水産総合研究センター・北海道区水産研究所・東北区水産研究所・中央水産研究所・日本海区水産研究所・遠洋水産研究所・瀬戸内海区水産研究所・西海区水産研究所・水産工学研究所, 東京, 71-92.

Torrence C. and Compo G. P., 1998: A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 61-78.

#### 付録B LADCP 観測データと船底 ADCP データの比較

本研究の独自のデータ処理方法を用いて得られた LADCP 観測データの妥当性を, 船底 ADCP データとの比較により検証した。Fig. B-1に, 5回の観測 A, C~F で得られた LADCP データ (36 m 深流速分布) と, 蒼鷹丸の RDI 社製の 75kHz 船底 ADCP による測流結果を一緒に示し, 二つのデータを相互に比較した。

観測 A, C, D については93測点, 観測 E, F については82測点のデータを使用した。観測 B については, 船底 ADCP が故障していた。今回の船底 ADCP 観測は, 16 m 間隔50層の設定 (第1層は36 m) で行われたが, 当海域における測流可能範囲は500~600 m 程度であった。船底 ADCP データは, 1分間隔で取得した相対流速 (20ピング平均) に10分移動平均を施し, これに5秒間隔で取得した DGPS の位置データから推定した船速 (10分間隔の2データから算出した5秒間隔の船速に1分移動平均を施したもの) を加算して絶対流速とし, 内挿により0.5海里間隔のデータを作成した。船底 ADCP トランスデューサーの取り付け角の誤差補正は, Joyce (1989) の方法で行った。船底 ADCP の精度は, 船速推定誤差により10 cm/sec 以下程度である (金子・伊藤, 1994)。Fig. B-1には, 船速が5ノット以上の時のデータのみを表示した。今回の LADCP データは海底近くで得られるボトムトラッキングデータを起点として海面方向に順次流速プロファイルを積分した結果であり, 海面近くほど誤差が大きくなる。一方, 船底 ADCP データは, トランスデューサーから近い層ほど精度が高い。そこで, 36 m 深 (船底 ADCP の第1層) の流速分布で比較した。Fig. B-1における比較の結果は, 5回の観測にいずれについても概ね一致していた。

統計的に両者を比較するために, 5回の観測の全測点における船底 ADCP の観測層 (36~500 m 深における16 m 間隔30層) について, LADCP データ ( $U_{L-ADCP}$ ,  $V_{L-ADCP}$ ) と船底 ADCP データ ( $U_{VM-ADCP}$ ,  $V_{VM-ADCP}$ ) のデータ対を作成した。船底 ADCP データについては, 停船観測中のデータは使用できないので, 各測点



**Table B-1.** Comparison classified by depth between LADCP data and vessel-mounted ADCP data in five observations (A, C, D, E, F). For each of ten depth layers (36 m - 500 m), mean and standard deviation of LADCP data ( $U_{L-ADCP}, V_{L-ADCP}$ ), and mean difference and rms difference between the LADCP data and vessel-mounted ADCP data ( $U_{VM-ADCP}, V_{VM-ADCP}$ ) are shown.

Depth (m)	No. of data	$U_{L-ADCP}$		$V_{L-ADCP}$		$U_{L-ADCP} - U_{VM-ADCP}$		$V_{L-ADCP} - V_{VM-ADCP}$	
		(cm/sec)		(cm/sec)		(cm/sec)		(cm/sec)	
		mean	std	mean	std	mean	rms	mean	rms
36	438	31.4	37.3	2.0	33.1	0.4	14.9	1.8	17.2
52	443	29.2	36.5	2.5	30.8	0.0	14.4	1.7	15.7
68	446	27.2	35.4	2.4	29.9	-0.4	14.2	1.6	14.5
84	441	25.2	34.7	1.9	30.2	-1.2	16.8	2.1	16.1
100	425	22.5	34.5	1.9	29.8	0.4	15.9	2.3	14.8
180	386	17.4	30.9	2.3	27.6	-1.4	23.3	1.9	14.0
260	327	15.0	26.7	2.8	23.1	-2.1	25.3	1.2	16.3
340	253	12.5	23.3	1.7	19.0	0.7	13.8	2.3	14.5
420	226	8.0	16.2	1.3	15.3	0.4	12.4	1.7	15.9
500	181	3.3	14.0	0.7	13.5	-0.2	13.3	2.5	17.4

**Table B-2.** Comparison classified by observation between LADCP data and vessel-mounted ADCP data in five depth layers (36-100 m). For each of five observations (A, C, D, E, F), mean and standard deviation of LADCP data ( $U_{L-ADCP}, V_{L-ADCP}$ ), and mean difference and rms difference between the LADCP data and vessel-mounted ADCP data ( $U_{VM-ADCP}, V_{VM-ADCP}$ ) are shown.

Observation	No. of data	$U_{L-ADCP}$		$V_{L-ADCP}$		$U_{L-ADCP} - U_{VM-ADCP}$		$V_{L-ADCP} - V_{VM-ADCP}$	
		(cm/sec)		(cm/sec)		(cm/sec)		(cm/sec)	
		mean	std	mean	std	mean	rms	mean	rms
A	455	23.5	30.8	7.0	25.0	-1.0	14.3	3.6	18.5
C	458	29.1	32.1	-1.9	41.6	-1.3	18.0	0.3	16.8
D	459	30.3	38.1	9.1	31.4	-3.2	14.9	2.3	12.8
E	405	28.3	40.9	1.2	24.2	4.0	13.5	3.2	14.2
F	416	24.3	36.4	-5.6	24.2	1.4	15.0	0.0	15.4

位置から2海里以内で5ノット以上の船速で航行中のデータの平均値を使用した。36 m 深のすべてのデータ対を使用してU成分, V成分それぞれについて相関係数を求めると, それぞれ0.92, 0.86であった。

Table B-1には, 36 m 深から500 m 深までの計10層について, 5回の観測の全測点のLADCPデータと船底 ADCP データの差の平均値と rms 値を示した。rms 値は, 180 m と260 m のU成分を除くと, 各深度間に大きな違いが見られず, いずれも15 cm/sec 程度であった。180 m と260 m のU成分の大きな rms 値については, 大陸棚斜面上の測点における船底 ADCP データの異常値に起因していた。

また, 各深度における水平流速場の空間変動特性を把握するために, Table B-1には各深度について LADCP データの平均値と標準偏差も示した。標準

偏差は, 36~340 m 深の8層においては, 前述した LADCP データと船底 ADCP データの差の rms 値より大きく, 仮にこの rms 値がすべて LADCP データの誤差であったとしても, これらの深度における水平流速場の空間変動についての記述は十分可能であると言える。420 m 深および500 m 深の2層においては, 標準偏差と rms 値が同程度であるが, この rms 値については LADCP データの誤差そのものと言うわけではなく, 船底 ADCP データの誤差(前述したとおり 10 cm/sec 以下程度)も反映されたものである。さらに, 前述したとおり, 今回の LADCP データは海底近くで得られるボトムトラッキングデータを起点として海面方向に順次流速プロファイルを積分した結果であり海底近くほど精度がよい。よって, これらの深度における水平流速場の空間変動についての記述の可否に



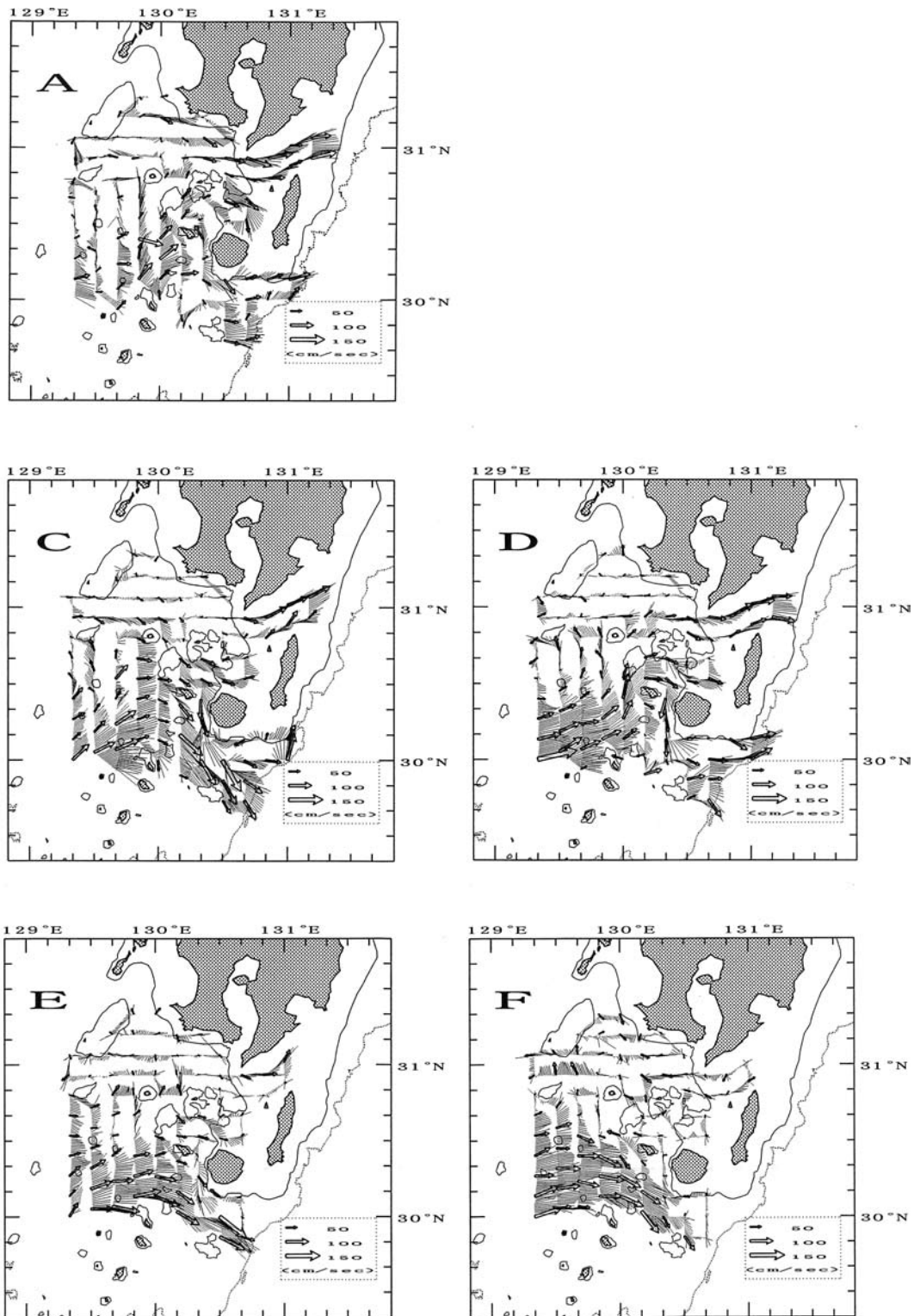


Fig. B-1. Comparison between LADCP data (arrow) and vessel-mounted ADCP data (line) for 36 m velocity fields in five observations (A, C, D, E, F) by the RV Soyomaru (see Table 2-1). Depth contours of 200 m are shown by thin solid lines, and those of 1000 m are shown by thin dotted lines.

については、この結果のみからは判断できない。

各観測間における観測精度のばらつきの有無についても調べた。Table B-2には、5回の各観測について、全測点の36 m 深から100 m 深までの計5層のLADCP データと船底 ADCP データの差の平均値と rms 値を示した。rms 値は、各観測間に大きな違いが見られず、いずれも15 cm/sec 程度であり、各観測時の海況や密度成層の違いに関係なく、常に一定の精度が得られていたと言える。

## 文 献

金子 新, 伊藤集通, 1994: ADCP の普及と海洋学の発展. 海の研究, 3, 359-372.