

## 三沢沖の沿岸流について

小田巻 実\*

### COASTAL CURRENT IN THE OFF MISAWA NORTH EAST COAST OF JAPAN

Minoru Odamaki\*

#### Abstract

The coastal current off MISAWA which is located at the north east coast of Japan (Fig. 1), usually flows southward along the coast and shows various fluctuations influenced by the Tsugaru warm current and seasonal winds.

This paper shows the results of current observations which were carried out in that area during winter (from Dec. 1978 to Jan. 1979) and in autumn (from Aug. to Nov. 1979).

In winter, current directions are almost limited to north or south (Fig. 5), and several day period and diurnal period fluctuations are dominant (Fig. 7).

In autumn, east west components normal to the coast, add to the north south current (Fig. 8). Specially, a semidiurnal tidal current appears in the east west components (Fig. 11). It is indicated that these phenomena are caused by an internal wave mode with seasonal thermocline. This is because the water temperature record at the site also shows a semi-diurnal fluctuation.

#### 1. はじめに——三沢沖の流況の背景となる津軽暖水の挙動

外洋性沿岸域あるいは開放型沿岸域という術語は、単に地形的に外海に面している沿岸域を意味しているだけではない。流れを見ても、内湾域のように潮流が卓越するのではなく、外洋の海流や気象の影響を受けた流れが潮流成分以上に混在している。このような流れは海潮流あるいは沿岸流と呼ばれることが多い。その意味で外洋性沿岸域とは、潮流推算によってある程度まで流況予報の可能な内湾域と異なり、外からの影響を受けやすく、流れの不確定要素が多い海域ということができよう。本報告で取りあげる三沢沖も外洋性沿岸域の一種と考えられ、そこでの流況の背景をなす津軽暖水についてあらかじめ紹介しておくこととする。

三沢が位置する尻屋崎から八戸・鮫角にかけての海域(第1図)は、岸線がほぼ南北に走るもの200m等等深線は三沢の北側で沖に張り出し、三沢付近は陸棚状の地形となっている。ここには、日本海を北上した対馬暖流系の海水が津軽海峡を抜け、岸に沿って南下している。この海水は、周囲の親潮系の海水に比べて

Received 7 January 1985.

\* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

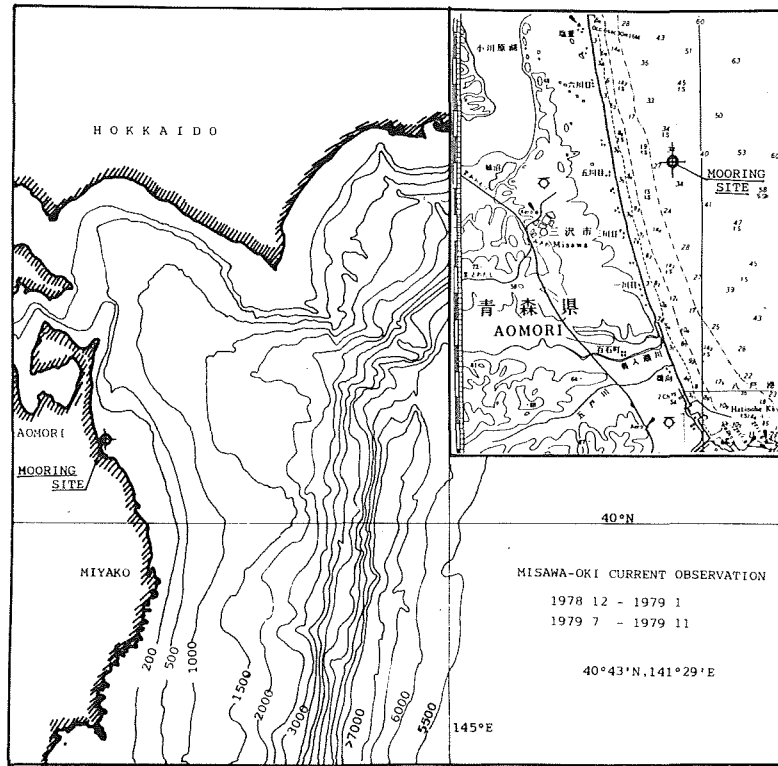


Figure 1 The location of observation point and bottom topography.

高温なので津軽暖水と呼ばれ、その分布形態には沿岸域に捕捉された沿岸モード(Coastal mode)と沖に張り出して暖水塊を形成する渦流モード(Gyre mode)があると言われている(第2図, CONLON, 1982). 秦(1973)によると、津軽暖水の張り出しは、津軽海峡の通過流量と密接な関係があり、7月頃に通過流量が増大した後、2ヶ月ほど遅れて9月頃に大きくなるようである。最近、杉本・川崎(1984)は、水理模型実験によって津軽暖水の分布形態をさらに分類し、沿岸に沿うモード(J)と、流れは岸から剥離するが円形の渦としては十分に発達しない右旋ループ流のモード(L)、円形の渦が大きく発達し続ける渦流モード(G)の三形態に分け(第3図)、津軽海峡の通過流量の増加に従ってJからL、LからGへと変化することを示した。一方、湊(1982, 1983)は、津軽暖水の張り出しを直線的な沿岸域に放出された低密度水の地衡流調節(geostrophic adjustment)の問題として理論的に扱い、張り出しが広いほど地衡流として安定しやすいことを示し、さらに渦流モードを作るには、津軽海峡を通過する海水の運動量よりも

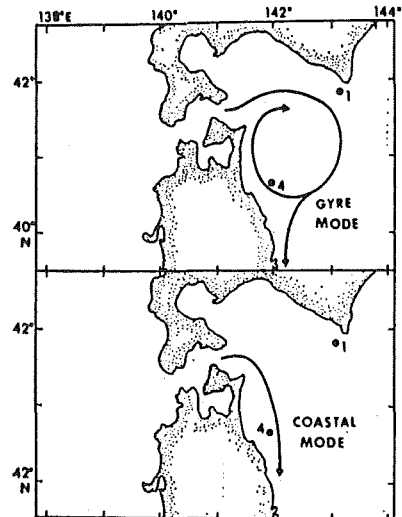
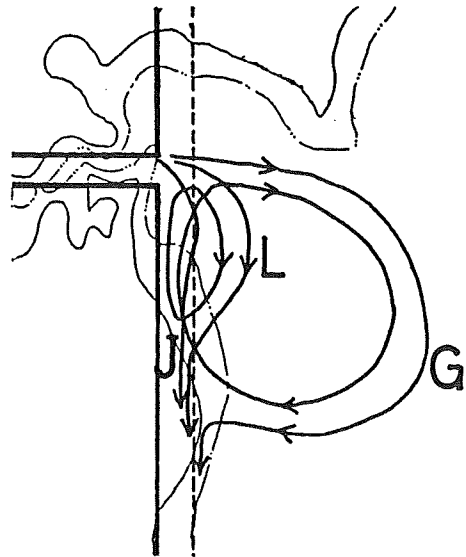


Figure 2 Tsugaru warm water and current pattern (CONLON, 1982).  
above: Gyre mode, below: Coastal mode.

量としての流量が重要であることを明らかにした。また花輪(1984)は、「沿岸境界流」に関する総説の中で津軽暖水と親潮第1分枝との間の前線の波動状じょう乱について、沿岸フェリーの航走水温記録から、津軽海峡での張り出しの後に、親潮系水が三陸沿岸へ接近するような、言わば前線の波打ち現象が存在することを示唆した。すなわち、津軽暖水は、基本的には前述の分布形態となるものの、ほとんど常に前線のじょう乱を伴っていると考えるのがよさそうである。

本報告では、1978~79年の三沢沖の測流結果にもとづき、三沢沖沿岸流況、とくに津軽暖水の分布形態と水温構造の変化に関係した沿岸流況の変動について述べることにする。



## 2. 青森県三沢沖における長期測流

水路部および第二管区海上保安本部水路部では、1978年12月から1979年1月にかけての2ヶ月間と、1979年7月から11月の夏、秋に亘って青森県三沢沖 約3海里の地点(第1図)で沿岸流の観測を実施した。流速計(ベルゲン・ローター型)は、海底から5m、海面からほぼ30mの所に立ち上げ方式(第4図)で設置された。連続して観測したのはこの1点1層だけであるが、夏と秋には数点の短期測流、GEK・BT観測を実施して補助資料とした。

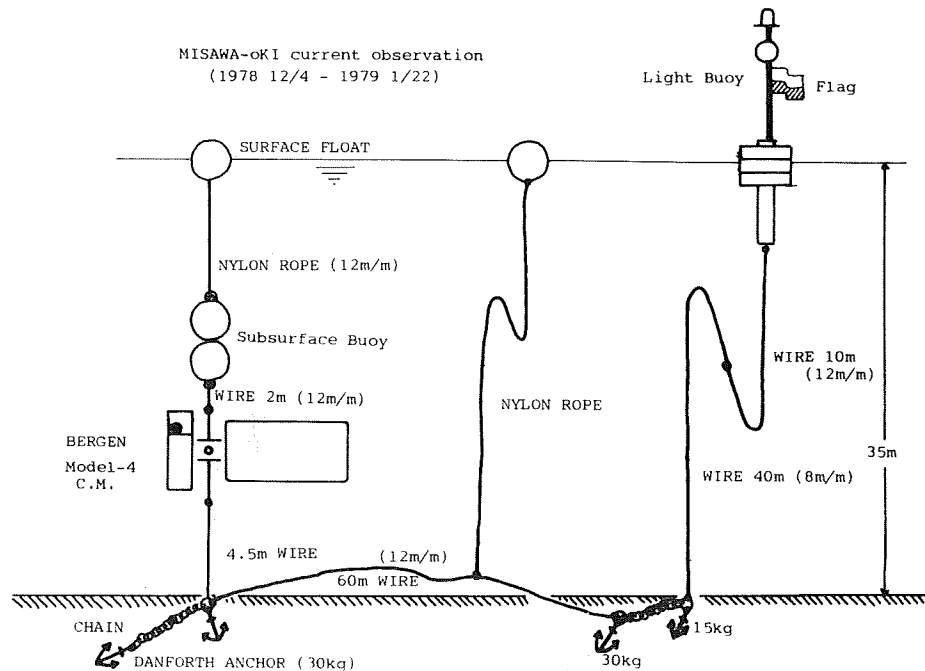
Figure 3 Current pattern of Tsugaru warm water by hydraulic model(Sugimoto and Kawasaki 1984). J:coastal jet, L:clockwise loop current, G:gyre mode.

### (1) 冬期の観測結果

第5図(a)の流速記録では、周期的に南北に流向を変える数10cm/s程度の流れが現われている。12月4日から8日までは、1日周期の変化が顕著であるが、12月9日から15日にかけてはその上に1日おきに南流と北流が交代して現われている。12月16日から24日にかけては、弱い南流の上に1日周期成分が重なり、一日に数時間の北流以外は南流である。26~27日頃は荒天で流向が乱れるものの、北流傾向となる。その後、1月3日ぐらいまでは、2、3日単位で交代する南流と北流が顕著である。1月3日から6日頃までは、流速も弱く一日周期成分が顕在化するが、1月8日から1月15日までは南流が卓越する。16日から21日までは、2日周期の南北流が現われる。

第5図(b)は、1日以下の短周期成分を除去するために25時間移動平均をかけたものである。北流の持続する期間は1日から3日ほどで、南流は北流に比べ長い期間継続する傾向がある。変動の周期としては2~3日周期が見られ、12月5日から12日頃、12月27日から31日頃、1月16日から21日頃に顕著である。

第5図(c)は、流速計に付いている水温計の記録である。観測開始時は12℃台であったが、終了期には8℃にまで降温した。この水温記録では、全期間ゆるやかな降温傾向にあったが、時々0.5℃ほどの楔状の低温状態が現われることがある。例えば12月13日前後、19日頃、1月4日5日頃、1月12日前後、1月21日頃である。そして、この楔状の低温状態は、第5図(a)と対応させると、南流の開始あるいは増大の直後や数時間



後に起っているようである。また、12月9日には観測期間中で唯一回約 $1^{\circ}\text{C}$ 以上の突如の昇温が見られ、その後この高温値が平常状態となる。この突如昇温は南流の最大値出現と同時に起きている。第6図は、観測期間中の表面水温分布の変化を示したものである。12月6日から10日の状態に比べ次の11日から15日の図では、津軽暖水の張り出しが強まり、水温も約 $1^{\circ}\text{C}$ 上昇している。この期間以外は津軽暖水の勢力は弱く、等温線の凝集した前線部は沿岸部に押しつけられた形となっている。すなわち、12月9日の昇温と南流の増大は、この津軽暖水の張り出しと対応したものと考えられる。

第7図は、流速変動の相関関数(a)、パワースペクトル(b)、コヒーレンスと回転係数(c)である。南北成分の自己相関には、1日周期がたいへん顕著であるが、東西成分の自己相関では、一日周期とともに極短周期成分が見られる。パワースペクトル(b)では、南北成分は1日周期成分が最も顕著で、2~3日周期が続き、半日周期も小さいピークを作る。東西成分は、どの周期においても南北成分よりも弱く、1日周期のピークも顕著であるが、その大きさは南北成分の10分の1以下である。東西成分の半日周期には、ピークがない。1日周期の南北・東西成分のコヒーレンス(c)は1に近く、安定して存在することを示している。

## (2) 夏期の観測結果

第8図(a)の夏期の流速記録でも様々な周期変動が現われている。観測開始から1ヶ月後ぐらいまでは、1日周期が顕著であり、数日周期の南北流の変動の上に重なっている。第5図の冬期の結果と比べると東西方向の流れも現われるようになってきている。8月26日前後には南北流が弱く、半日周期の東西成分が顕在化する。その後9月の中旬には南流が強く、特に9日から10日頃は1ノット以上の南流が出現する。9月の下

COASTAL CURRENT IN THE OFF MISAWA  
NORTH EAST COAST OF JAPAN

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION

( 40-43:1 N, 141-28:5 E )

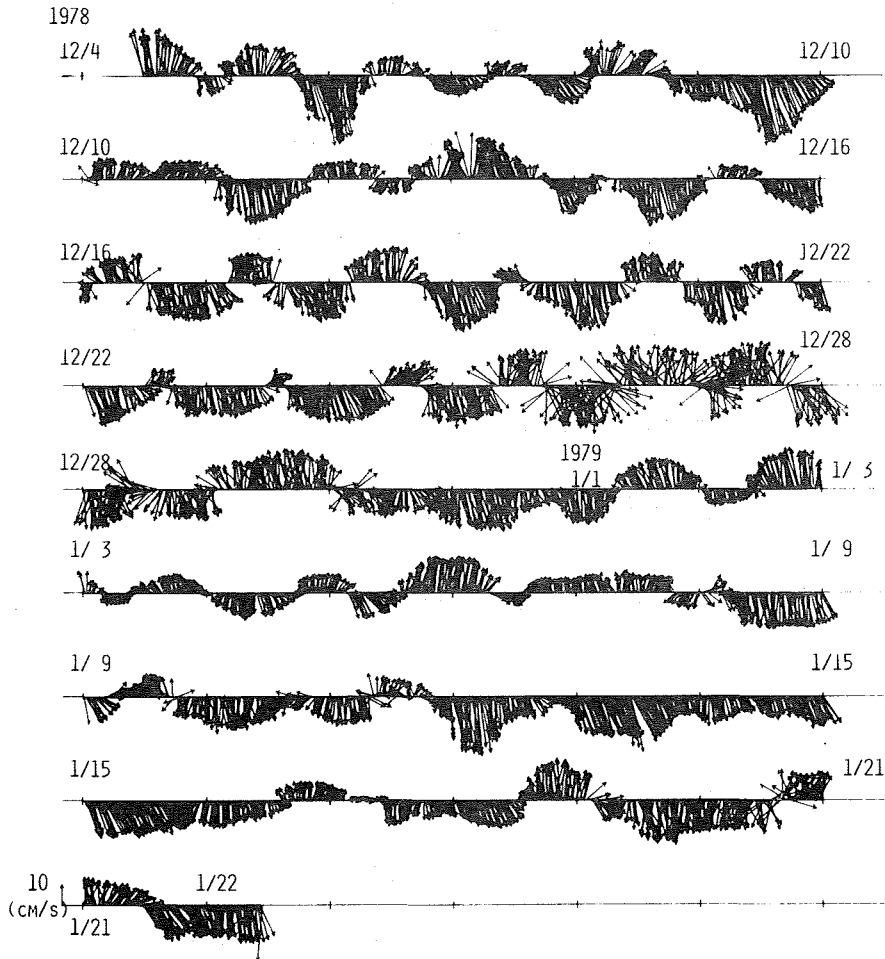


Figure 5 (a) raw current data from 1978 Dec. to 1979 Jan.

旬では、弱い北流傾向となる。10月以降は再び1日周期成分が現われる。なお、この時期は流速計に海草や貝類が付着して見かけ上流速が弱くなっている可能性がある。

第8図(b)の25時間移動平均流では、継続期間の長い南北流の変化の上に2、3日周期の変動が重なっているようである。第9図は、流れのベクトルを次々につなぎ合わせた進行ベクトル図である。(a)は、8月19日から9月8日のもので、8月20日まで南流、26日まで北流、26日以降南流の傾向にあり、その上に短周期変化が重なっていることがわかる。例えば、21日から25日までは1日2回のループを描き、26日から29日にかけては、東西方向の1日2回の変化によってW形の軌跡を作る。第9図(b)は9月8日から10月10日のものである。9月8日から13日までは南流、20日まで北流、25日まで南流、10月7日まで北流が続く。興味深いのは、この期間には強い南流が出現するが、積算すると約1ヶ月間の移動量がほとんどないことである。

第8図(c)は同期間の水温の記録である。全体的な傾向としては8月20日頃まで昇温し、そのまま9月25日頃まで高温を維持した後、ゆるやかな降温に転ずる。8月4日から9月1日までの期間は、短期変動が顕著である。8月4日や6日、8日の約1℃の突然の降温は、岸に向かう西むきの流れの出現(第8図(a))と

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION  
 (40-43:11 N , 141-28:5 E )  
 25-Hr RUNNING MEAN VELOCITY  
 1978 Dec. - 1979 Jan.

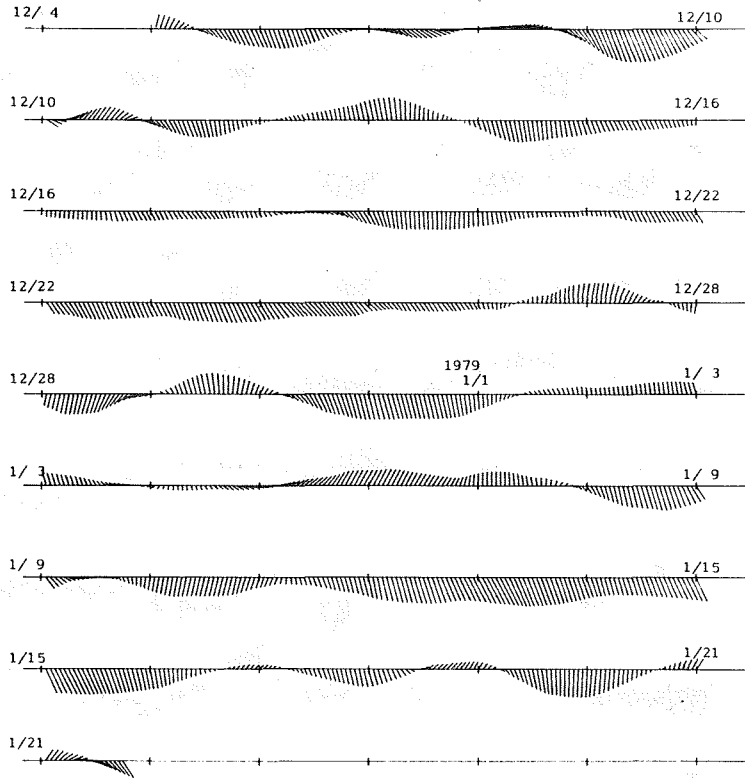


Figure 5 (b) 25 hour running mean in winter.

対応し、東向きの流れに転ずると昇温傾向となる。その後の9月1日頃までの水温変化もこれと同様に、岸に向かう流れの成分が現われると降温、沖向きの成分が現われると昇温となる傾向にある。

第10図は流速計設置時と揚収時の水温分布とGEK流量である。設置時の観測では津軽暖水は大きく張り出した渦流モード(第10図(a))となっていて、下層に拡がる親潮系の低温水との間に強い水温躍層、あるいは水温前線(第10図(c))を形成している。揚収時には、津軽暖水の勢力は弱く、右旋ループ流もしくは沿岸モード(第10図(b))となっていて、設置時ほど顕著な水温躍層や前線は見られなかった(第10図(d))。この水温躍層の変化から考えて、第8図(c)の9月1日頃までの水温短期変動は水温躍層の動きの反映であり、その後に短期変動が現われなくなったのは水温躍層が解消されてしまったからではないかと思われる。

COASTAL CURRENT IN THE OFF MISAWA  
NORTH EAST COAST OF JAPAN

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION  
(40-43:1N, 141-28:5E)

TEMPERATURE

1978 Dec. - 1979 Jan.

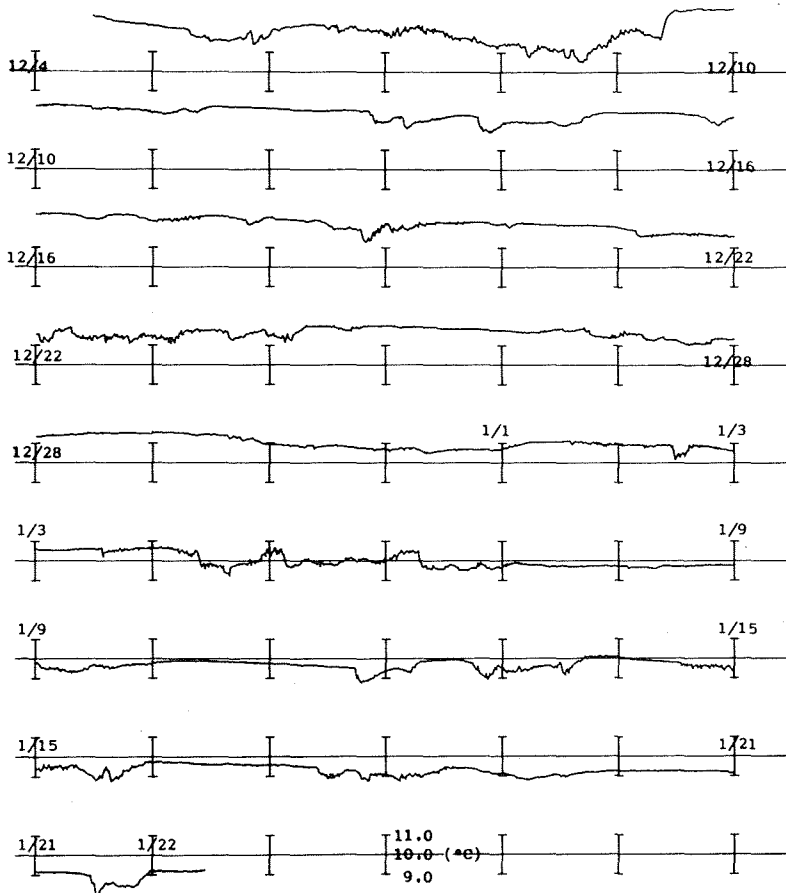


Figure 5(c) temperature in winter.

第11図は、冬期（第7図）と同じく流速変動の時系列解析を行なったものである。南北成分の自己相関（第11図(a)）には、1日周期の変動が埋れているが、冬期のもの（第7図(a)）と比べてなかなかマイナス側に転ぜず、長周期の変動が強いことを示している。東西成分で特徴的なのは、冬期には見られなかった半日周期が顕著に現われることである。南北成分のパワースペクトル（第11図(b)）では1日周期のピークは変化がないが、半日周期のピークは冬期（第7図(b)）よりも大きくなっている。東西成分のパワースペクトルでは、冬期には見られなかった半日周期のピークが出現している。この半日周期は、コヒーレンス（第11図(c)）も高く、1日周期は回転係数が0近くで直線的な運動なのに対し、回転係数がマイナス側で時計まわりの円に近い橢円運動を示している。

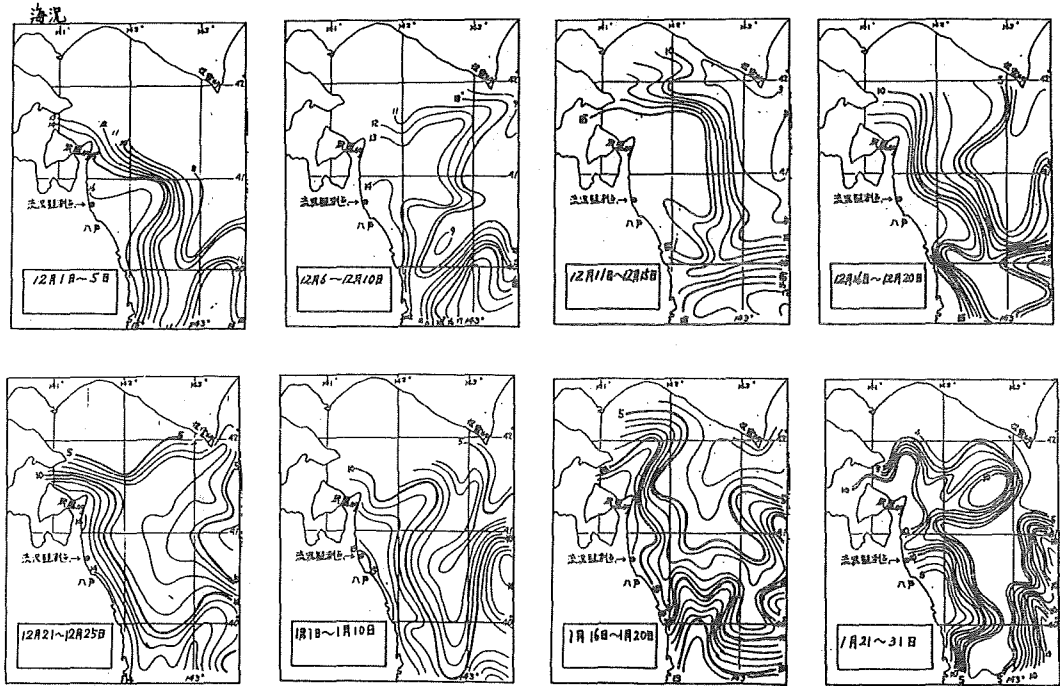


Figure 6 Fluctuation of surface temperature distribution in the same period as fig. 5. (from Gyokaikyo-sokuhou).

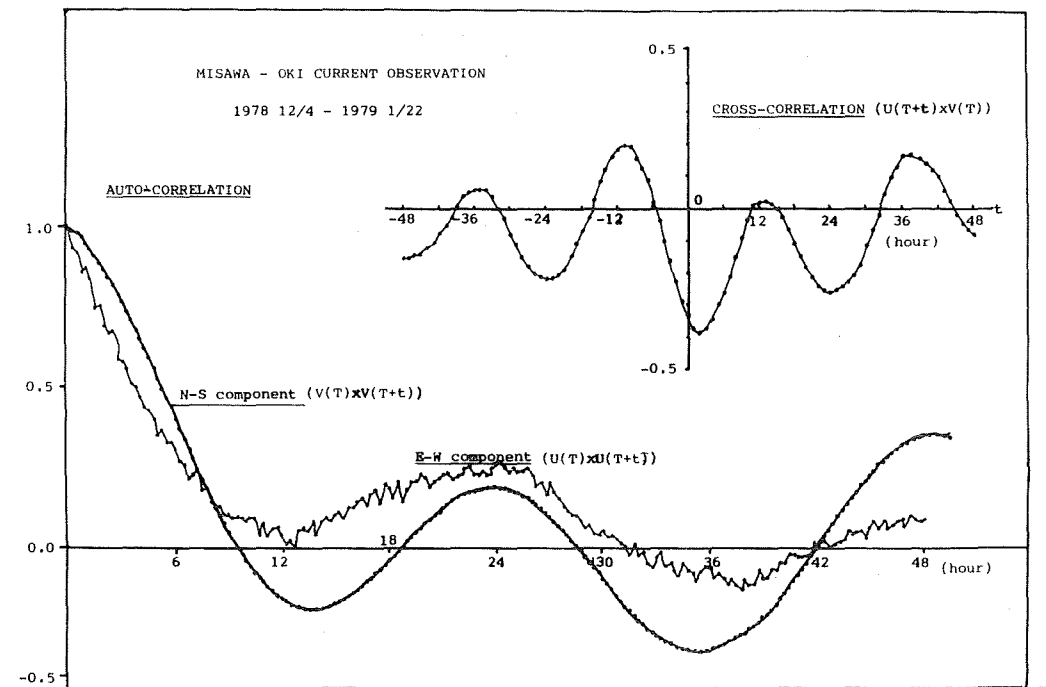


Figure 7(a) Auto and Cross correlations of EW and NS components in winter.



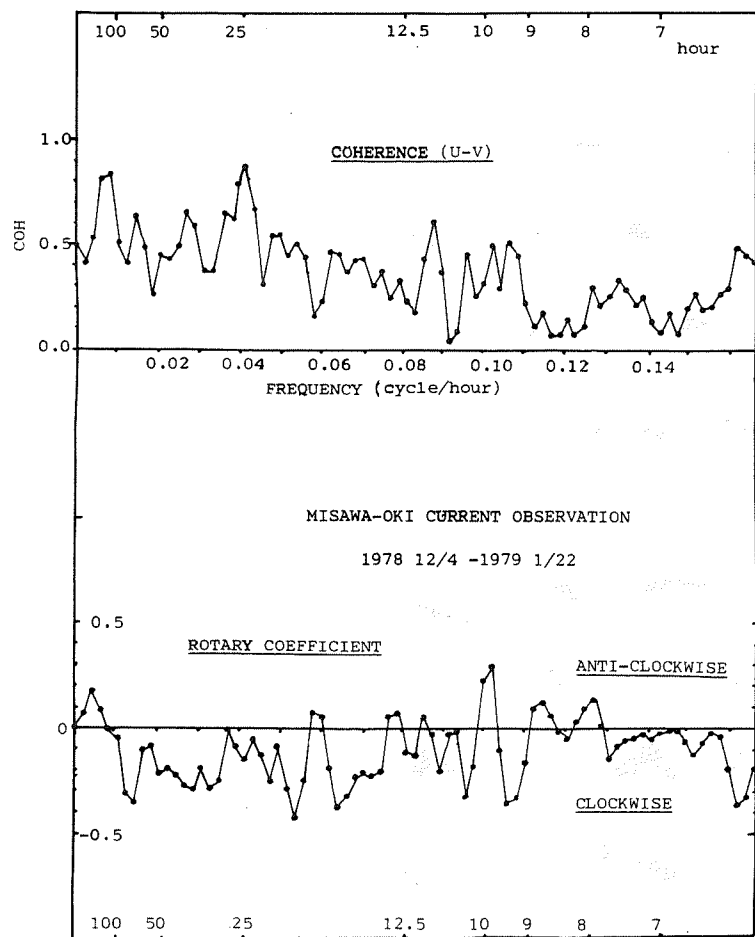


Figure 7(c) coherence and rotary coefficient of current in winter.

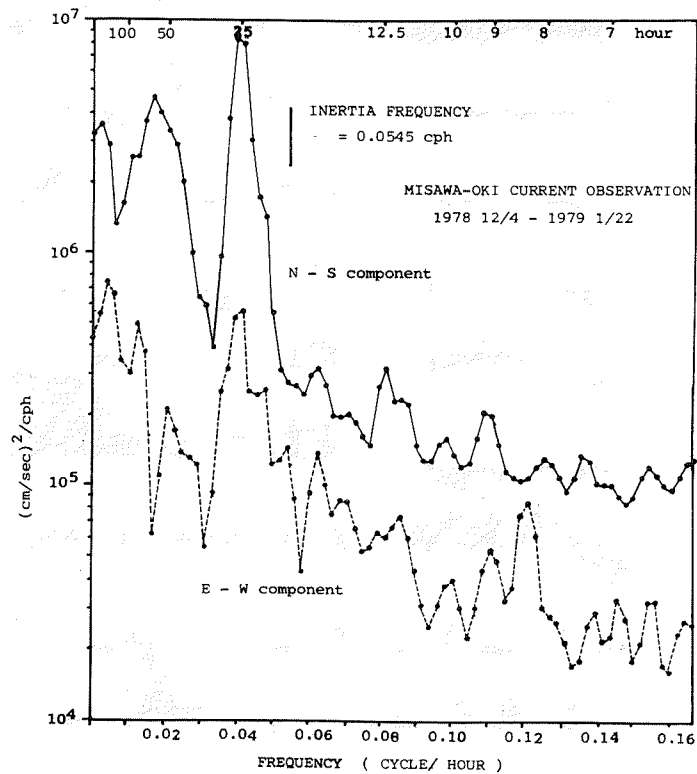


Figure 7(b) Power spectrum of each component in winter.

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION  
( 40-43:2N, 141-28:9E )

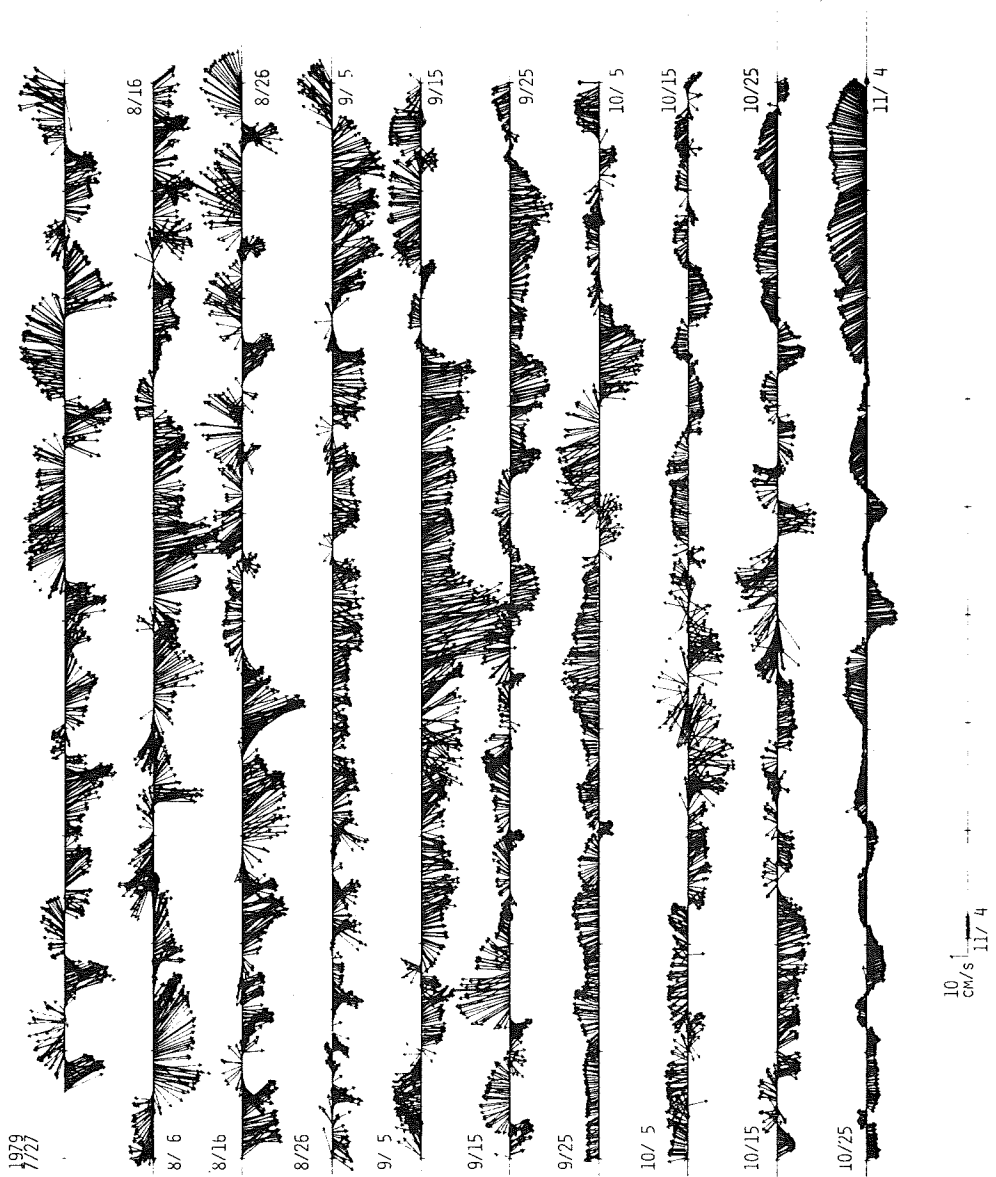


Figure 8(a) raw current data from July to Nov. 1979.

COASTAL CURRENT IN THE OFF MISAWA  
NORTH EAST COAST OF JAPAN

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION  
(40-43.12N . 141-28.19E)  
25 Hr. RUNNING MEAN VELOCITY  
1979 7/27 - 11/4

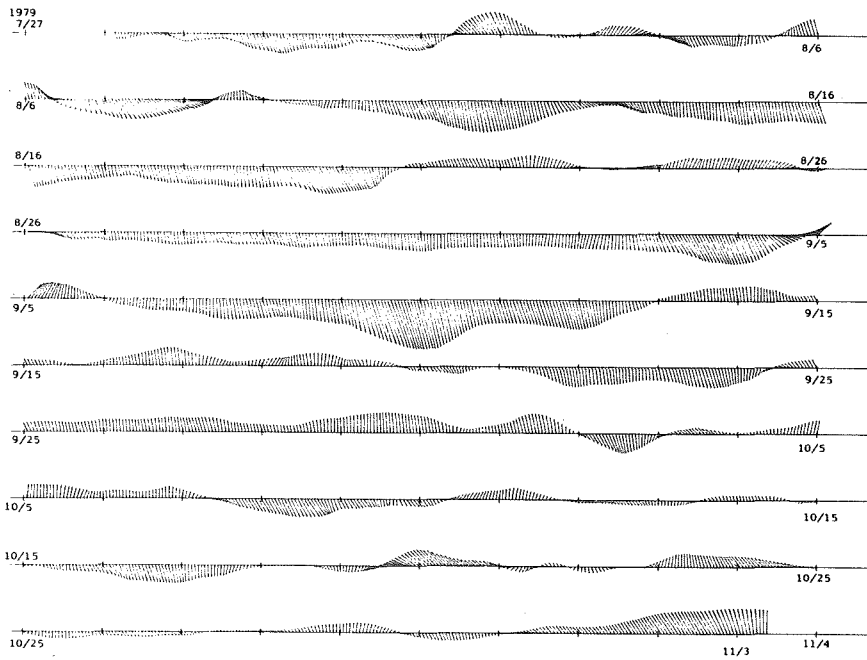


Figure 8(b) 25 hour running mean current in summer.

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION  
(40-43.12N . 141-28.9E)  
TEMPERATURE  
1979 7/27- 11/4

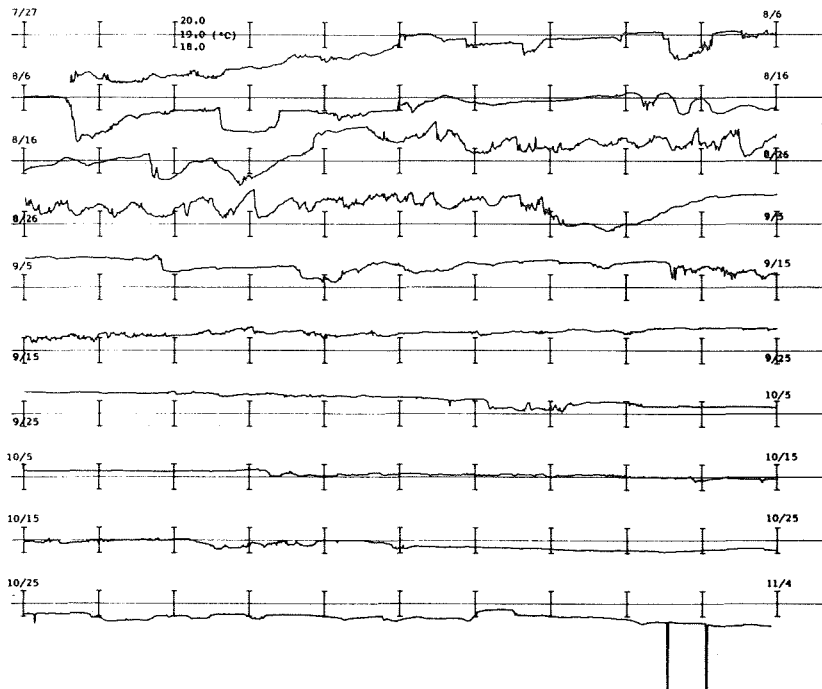


Figure 8(c) temperature in summer.

PROGRESSIVE VECTOR DIAGRAM

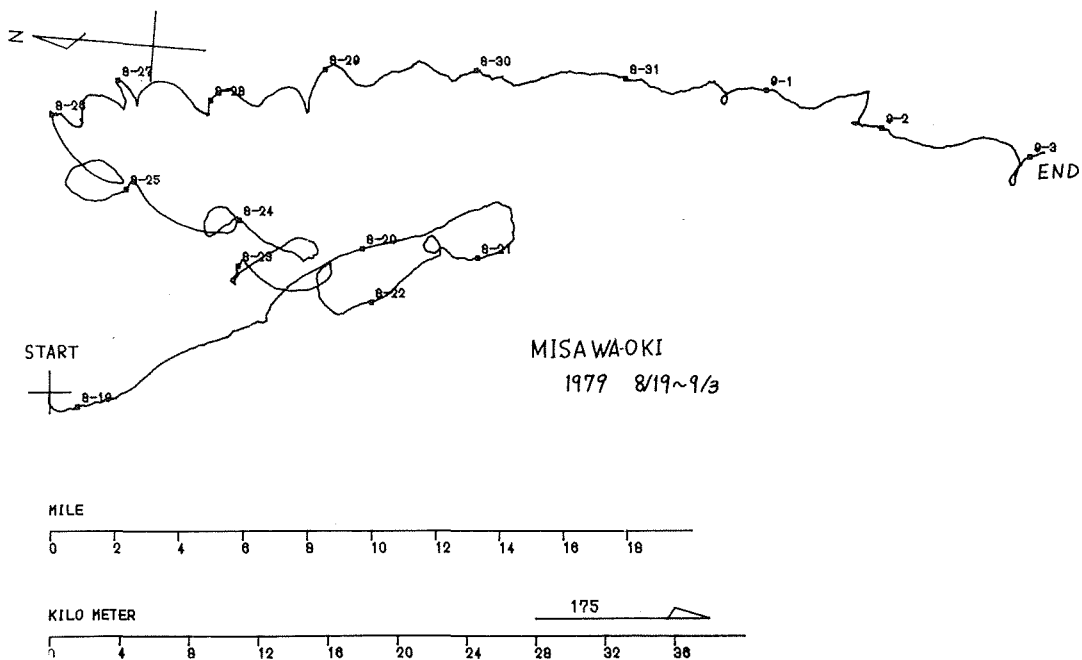


Figure 9(a) Progressive current vector Aug. 10th~Sept. 3rd.

PROGRESSIVE VECTOR DIAGRAM

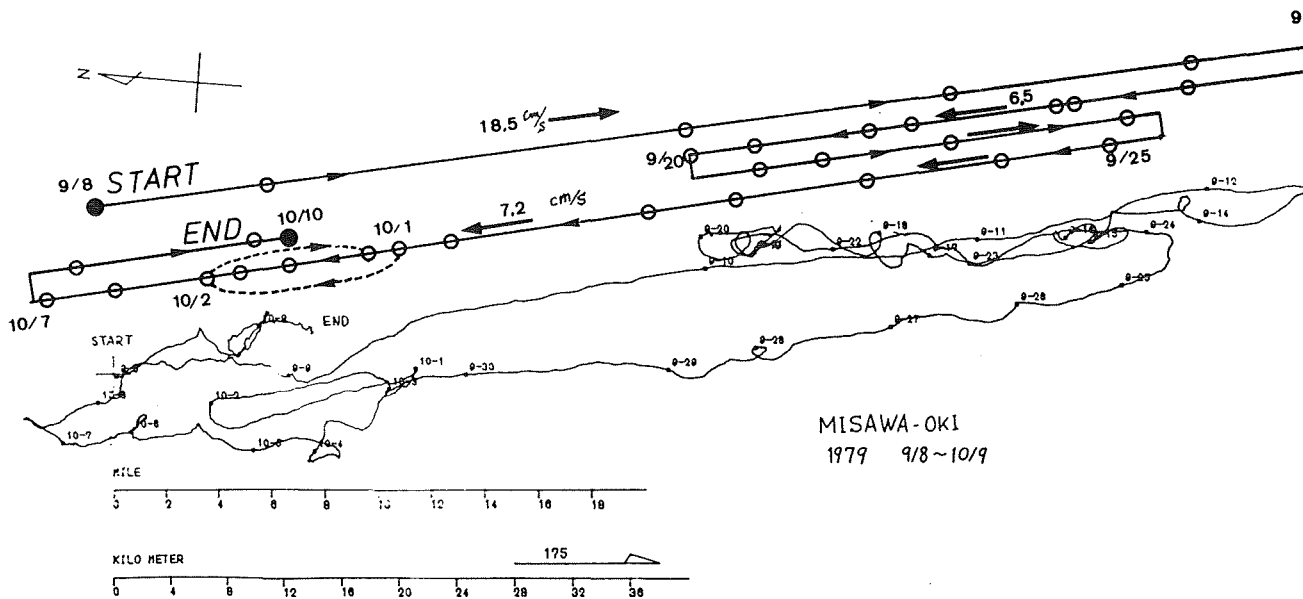


Figure 9(b) Progressive current vector Sept. 8th~Oct. 10th.

COASTAL CURRENT IN THE OFF MISAWA  
NORTH-EAST COAST OF JAPAN

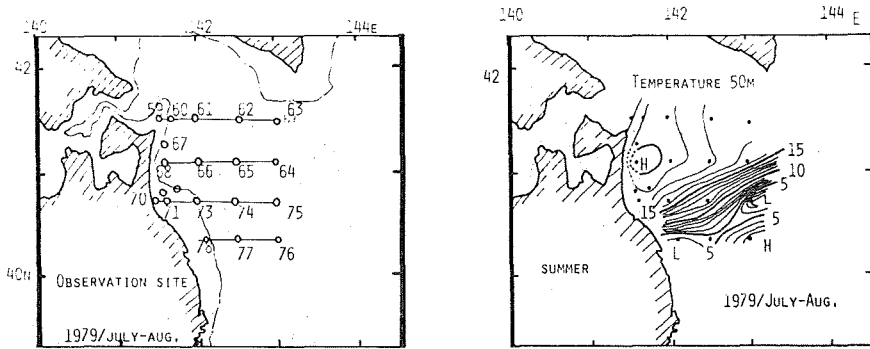


Figure 10(a) G.E.K. current and 50m temperature 1979 July.

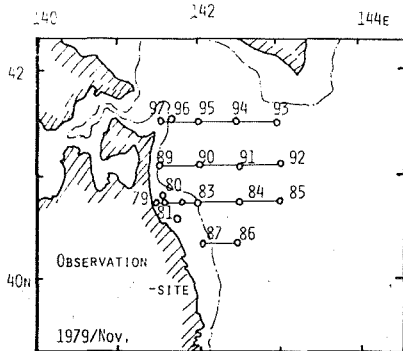
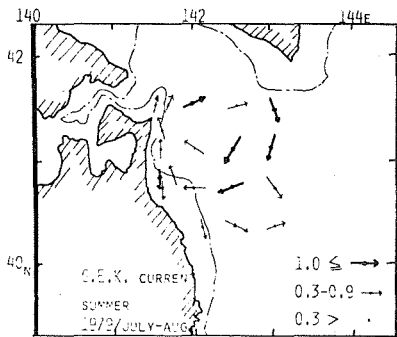
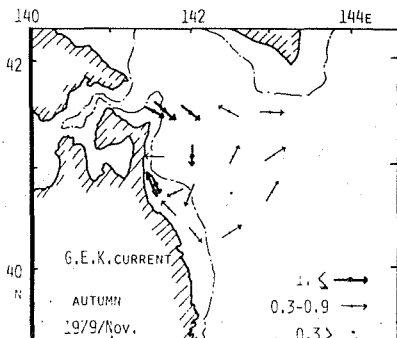


Figure 10(b) G.E.K. current and 50m temperature 1979 Nov.



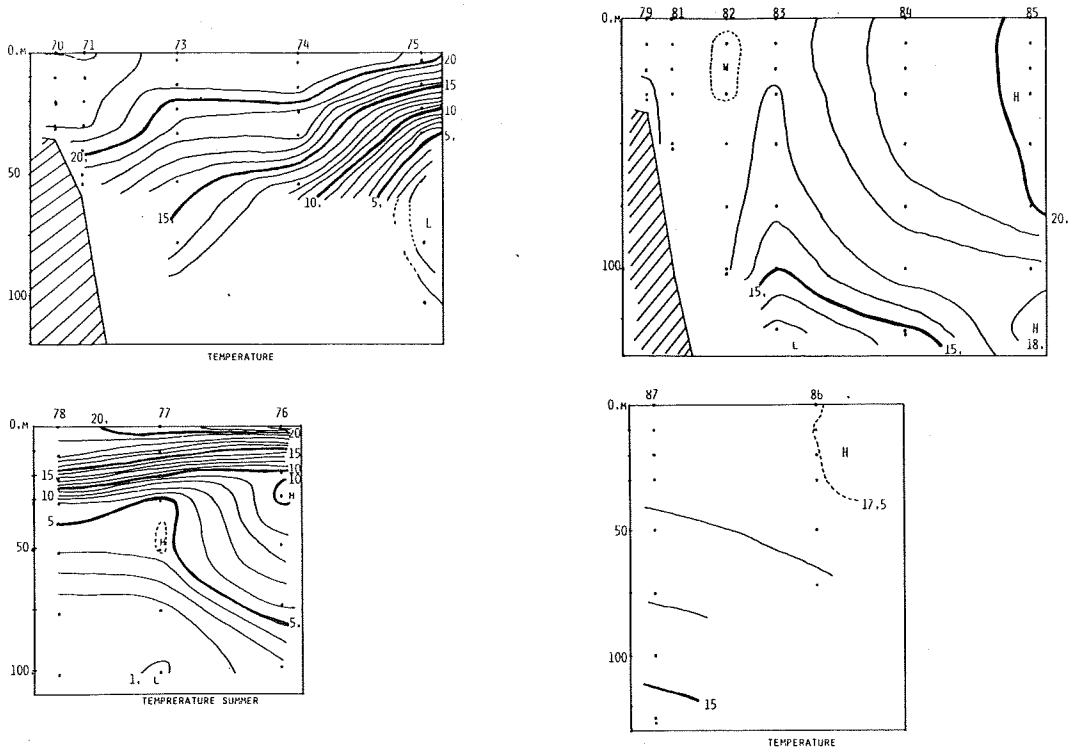


Figure 10(c,d) Vertical temperature distribution, left: (c) July, right: (d) Nov.

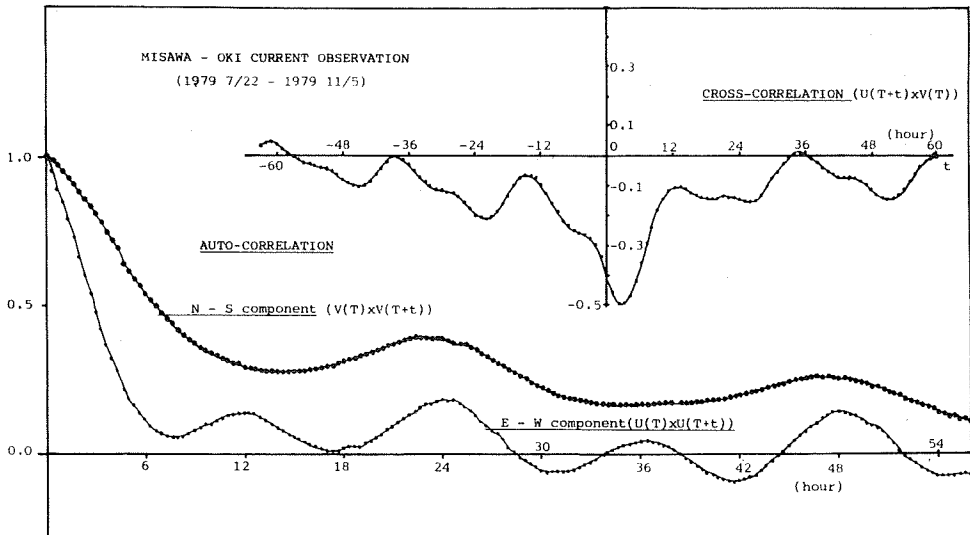


Figure 11(a) Auto and Cross correlation of EW and NS components in summer.

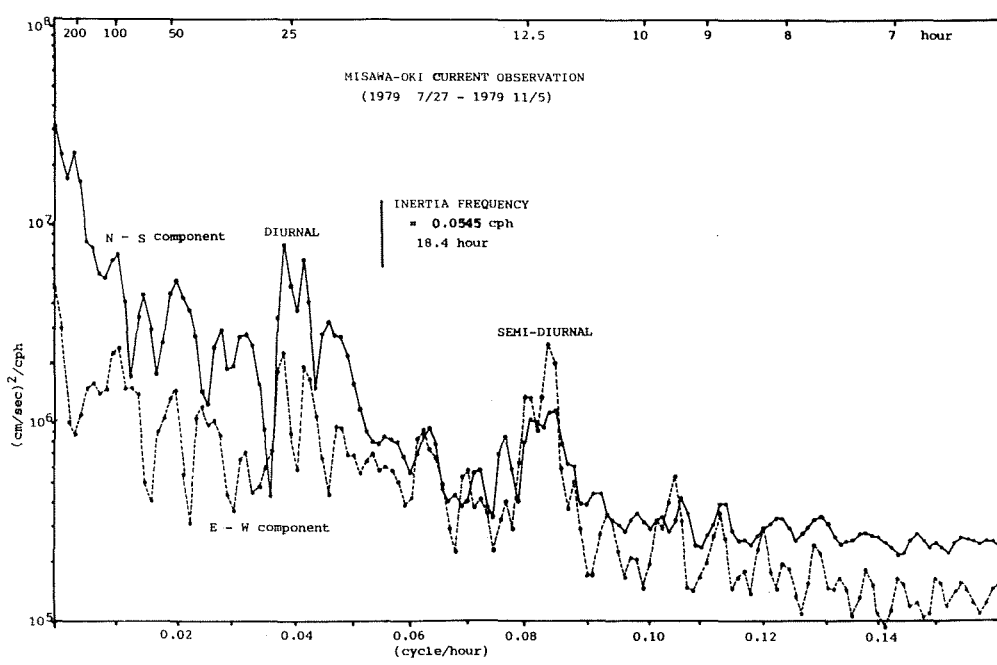


Figure 11(b) Power spectrum in summer.

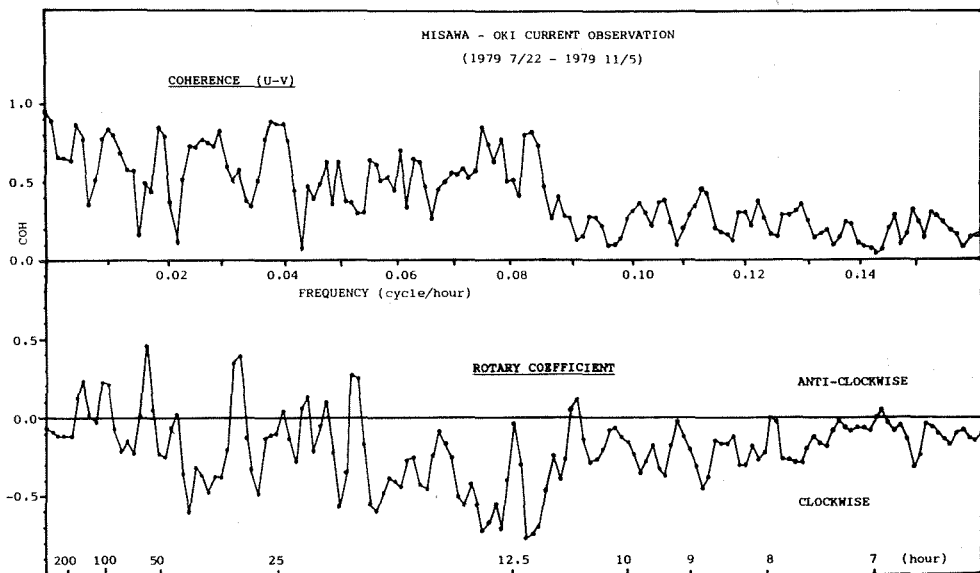


Figure 11(c) coherence and rotary coefficient of current in summer.

### 3. 流れの変動とその機構

第12図は、各観測期の流向頻度と各方向の平均流速である。各季節とも南北方向の流れが卓越し、南南東の流向頻度が最多であり、その平均流速は20cm/sである。各季節の流向頻度を比較すると、冬期は30%近くが南南東を示すのに対し、夏期のは20%となっている。また、第2モードの流向は、冬期は北なのに対し、夏期は北北西となっている。そして全体の形を比較すると、両期ともに東西方向の頻度が小さいのは同じであるが、冬期は北と南南東が卓越して縦に伸びた細長い形であるのに対し、夏期は南寄りの頻度が小さくなり、北寄りの北北西や北西方向が増えていて8の字形の分布となっている。この相違は、前章で述べたように東西方向の半日周潮流成分が夏期に出現していることによる。このように流向頻度だけをとっていても各季節による違いは大きく、第7図と第11図のスペクトルから流れの周期性の季節的な相違は明確である。以下では、潮流の季節的な変化と、次に長周期の流れと風および潮位の関係を見てみる。

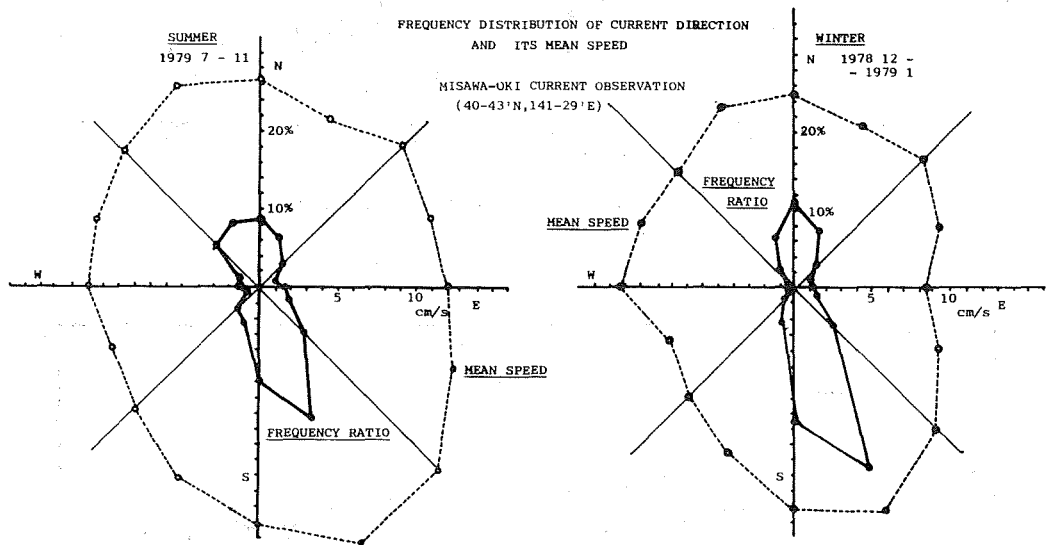


Figure 12 Current rose and mean velocity for each direction. Left:summer, Right:winter.

#### (1) 内部潮汐と季節変化

通常の意味の潮汐とは、月および太陽の起潮力に起因して海面が周期的に昇降することを指している。内部潮汐とは、海中に存在する水温躍層などの密度の境界面が潮汐周期で昇降をくり返す現象を指す。前章の、夏期の8月26日前後の記録(第8図(a), (c), 第9図(a))には、半日周期の流速および水温の変動が認められる。例えば8月26日(第13図)では、深夜の0時頃に流れが止まると北東流から南西流に転じ、水温は極大となる。6時頃に南流となり、その後東流となる。同時に水温は極小となる。12時頃に南東流から南流・南南西流に転じ、水温は20.5℃台で極大となる。18時頃に南西流から東流に転じ水温は極小となる。深夜24時頃に再び東北東流から南西流に転じ、水温は極大となる。この時、八戸の潮位すなわち海面が高潮の時、底層の水温は極小となる。この時の流れは、東西成分の西から東の転流となっている。逆に、海面が低潮の時の底層の水温は極大となり流れは東から西の転流となっている。水温の変化を第10図(c)の水温躍層の上下運動と対応させて考えると、海面の昇降と躍層の昇降は同位相となっている。第13図の下欄は、水温躍層の動



きと潮位および流れの関係を模式的に示したものである。

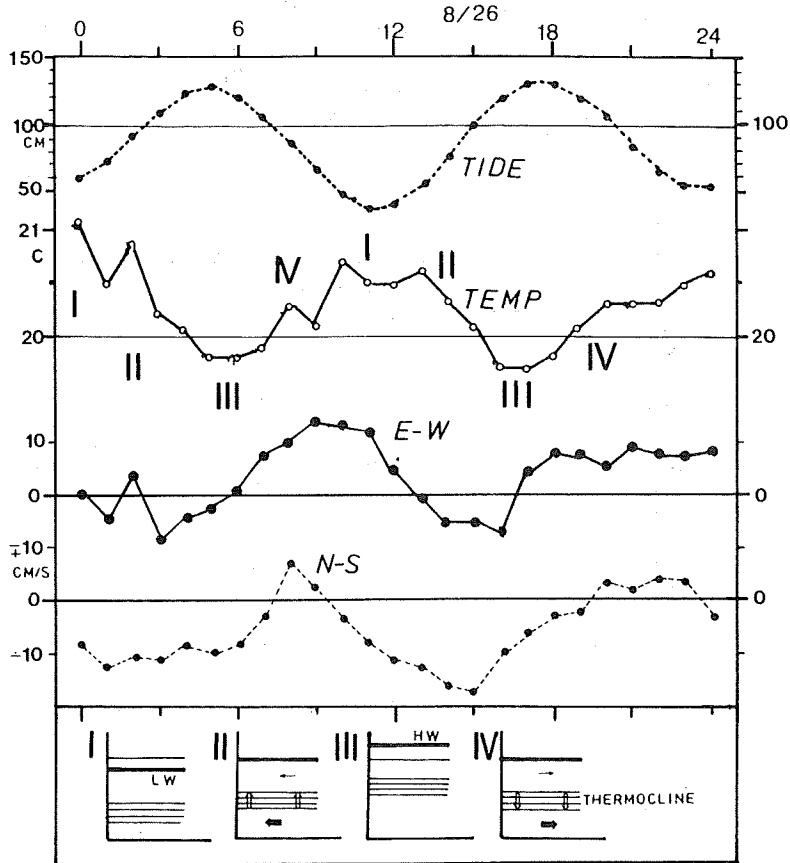


Figure 13 Relation of temperature fluctuation and current, Aug. 26, 1979.

Tide at Hatinohe, temperature, EW component, NS component, and their relation.

水温躍層は、内部潮汐でどのような働きをしているのだろうか。大陸棚にまっすぐに入射する潮汐波を考える。大陸棚上に作られる共働潮汐 (co-operating tide) は、一次元の内湾の共働潮汐 (例えば彦坂, 1971) と同じく、潮汐周期 ( $T_t$ ) と固有振動周期 ( $T_e$ ) との比 ( $T_e/T_t$ ) で決まる。この比が1もしくはそれ以上の整数になれば、大陸棚上の潮汐は共振を起して大きく発達することができる。外部重力波の場合の  $T_e$  は、

$$T_e = 4L/\sqrt{gH} \quad (L: \text{大陸棚の幅}, g: \text{重力加速度}, H: \text{水深})$$

として求められる。三沢沖の地形を  $L=20\text{km}$ ,  $H=100\text{m}$  とすると  $T_e=0.7$  時間,  $T_e/T_t \ll 1$  となり、大陸棚端近くでのみ潮流が発達し、陸岸近くでは、ほとんど潮流は消える。第14図は、Redfield(1958)による北米東岸の大陸棚上の潮汐の計算例で、陸岸に直交する流れが大陸棚端で大きく、陸岸で小さいことがわかる。簡単な二層モデルによる内部重力波の固有振動  $T_{ei}$  を考えると (彦坂1971),

$$T_{ei} = 4L/\sqrt{gh_1h_2/(h_1+h_2) \cdot \Delta\rho/\rho} \quad (h_1, h_2: \text{上下層の厚さ}, \rho, \Delta\rho: \text{密度と密度差})$$

となり、いま仮に  $h_1=h_2=50\text{m}$ ,  $\rho=1$ ,  $\Delta\rho=10^{-3}(\text{g/cm}^3)$  とすると、 $T_{ei}=44.9$  時間、半日周期 (約12.5時間) の場合  $T_{ei}/T_t=3.6$  となり、大陸棚上に複数個の節を持つ振動系を作ることが可能となる。このように

固有振動周期が長い場合は、地球自転の効果を考えねばならず、単純には解が求められない(梶浦1978)が、内部重力波により、陸岸近くでも岸に直交する流れの強い所を作る可能性が出てくる。これが、冬期にはほ

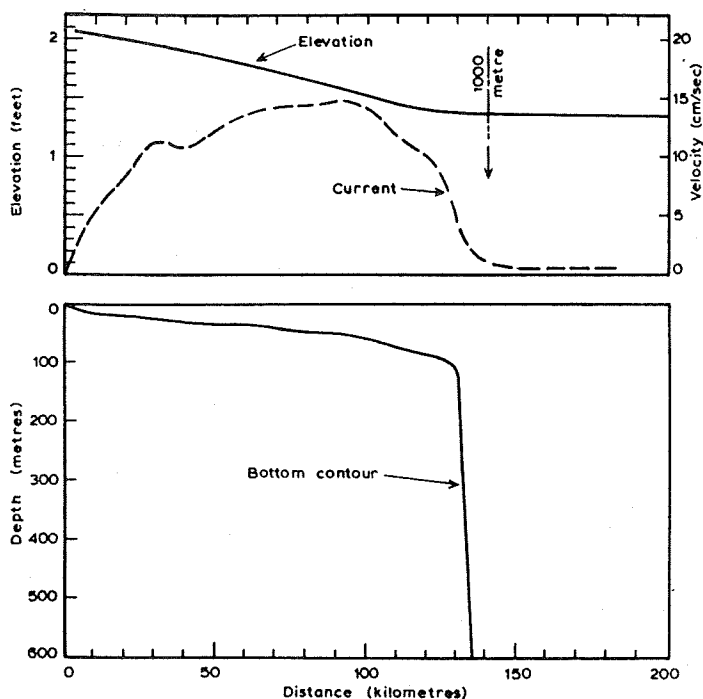


Figure 14 Deformation of tidal wave incident to continental shelf in North Atlantic coast of America (Redfield, 1958).

とんど見られなかった半日周潮流が夏期に発達した理由である。

半日周潮流に季節的な違いが顕著なのに対し、日周潮流のスペクトル(第7図(b), 第11図(c))には、あまり違いが見られない。これは、もともと大太平洋岸の日周潮が岸を右に見る進行波(小倉1932)となっていて、ケルビン波のように岸近くに岸に平行な流れを持つ波動となっているためと思われる。半日周期は、伊豆海嶺の東側に節を作り本州東北岸では大陸棚に平行に入射する傾向にある(小倉1932)ので、前述のように成層のない場合には陸岸近くに強い流れを作ることができない(第14図)。また八戸などの本州東北岸の潮型( $K_1+O_1/M_2+S_2$ )が0.9から1.0なのに対し潮流では日周潮流が卓越するもの、このような波動の伝播特性の相違によるものと思われる。

## (2) 沿岸流と風・潮位の関係

各季節の流れには、前節の潮流に優るとも劣らない数日周期の流れが重畳している。以下では、この潮汐周期以上の周期を持つ流れを沿岸流と呼ぶことにする。この沿岸流の変動の原因としては、(i)津軽暖水の分布形態の変化の影響、(ii)風による沿岸湧昇の影響、(iii)他の海域からの陸棚波の伝播、などが考えられる。冬期の12月9日に生じた水温上昇を伴う南下流の増大(第5図)は、第6図に見られるような津軽暖水の強化と関係していた。しかし、夏期の沿岸流の変動には、8月4日前後の水温変動などに見られるように岸に直交する流れの成分が関与しているようである。ここでは、夏期の沿岸流と八戸の潮位と風の対応を調べてみた。なお、すべての量は、3時間毎に抽出された後8個毎(24時間)の移動平均がかけられている。

第15図(a)は、八戸の風( $W_n$ ,  $W_e$ )と潮位( $T_i$ )および三沢沖の沿岸流( $V_n$ ,  $V_e$ )との自己相関および相互相関である。風の自己相関では、東西成分 $W_e$ の分散が大きく、5日前後で相関が0となり、この時期の東西風の継続期間が約5日であることを示している。風の南北成分 $W_n$ は、2日程度の短周期変動を示している。沿岸流では、南北成分 $V_n$ は分散が大きく5日で相関が0となるのに対し、東西成分 $V_e$ は約2日で相関が0となる。風と沿岸流の各自自己相関関数では、東西と南北が入れ換わって相似している。八戸の潮位 $T_i$ では約5日で相関が0となり、関数形としては、 $W_e$ ,  $V_n$ とよく似てている。すなわち、 $V_n$ ,  $W_e$ ,  $T_i$ では継続時間が約5日と長く、 $W_n$ と $V_e$ では約2日と短いようである。

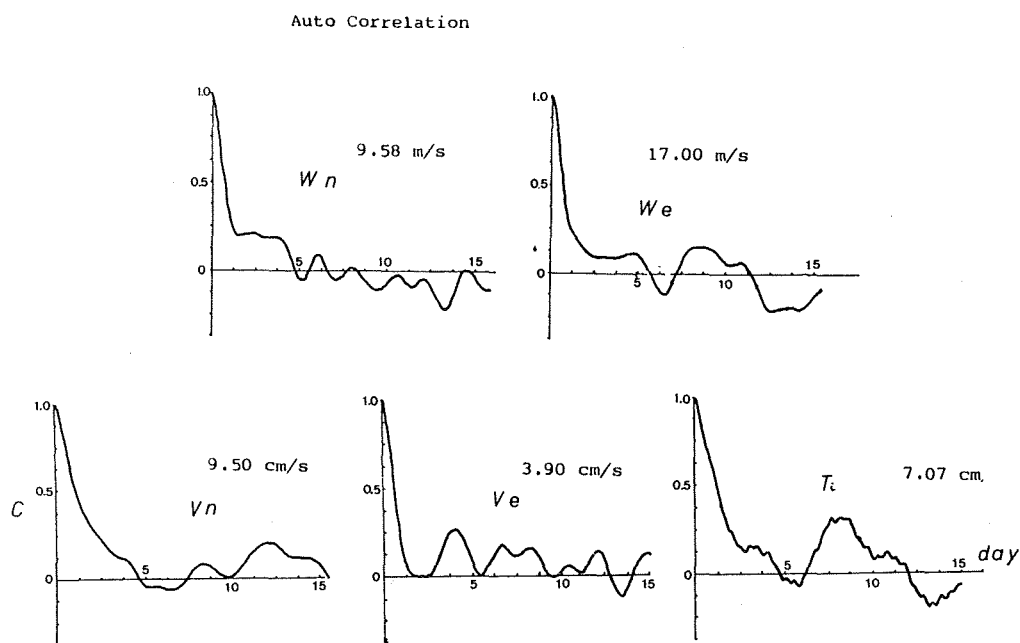


Figure 15 (a) Auto correlation, current, wind and tide in Hatinoh.

第15図(b)は、各観測値の相互相関である。 $V_e$ と $W_e$ の相関係数は $-0.2$ で、約9時間の遅れがある。すなわち、東向き風は、西向き流れの出現を伴う傾向にある。 $V_n$ と $W_n$ の相関係数は $0.1$ で、あまり有意でない。注目されるのは、 $V_e$ と $W_n$ の相関で、ほとんど時間ずれがなく、 $-0.37$ と比較的大きい。すなわち、北向きの風が吹けば、すぐに西向き流れが出現する傾向がある。ちなみに、図には示さないが水温と $W_n$ の相関係数は $-0.17$ で、北向きの風により水温が下がる傾向を示す。 $V_n$ と $W_e$ の相関係数は約 $0.1$ であり、 $T_i$ と $V_n$ 、 $T_i$ と $V_e$ の相関はさらに低く、これらには有意な傾向が見られない。

以上の関係をまとめると、 $V_e$ と $W_e$ 、 $V_e$ と $W_n$ は負の相関を示し、沖向き風に対しては岸に向く流れ、岸に平行な風に対しては風下に向って左向き流れが生ずることを意味している。これは、風によるエクマン流の右向き流れとは逆であり、観測が底層であるため表層とは逆の流れが生じているものと思われる。すなわち、岸に平行な北向きの風が吹くと表層にはコリオリの力により沖向き流出を生じ、底層ではその補流として岸に向かう流れを生じていると考えられる。さらに、 $V_e$ と $W_e$ の関係では、沖に向かう風により表層に沖向き流れが生じ、底層で補流として岸向き流れが生じている。実際には、 $W_n$ と $V_e$ 、 $W_e$ と $V_e$ の

両方の効果が加わって北東方向の風（南西風）によって底層に岸向きの流れが形成され、沿岸部で湧昇が起きることから水温が低くなるものと思われる。

#### 4. まとめと今後の課題

この報告で紹介した三沢沖の沿岸流の観測は1点1層でたいへん限定されたものであったが、延べ5ヶ月以上も観測できたため、沿岸流況の様々な季節変動を捉えることができた。冬期の流れがほぼ南北方向に限られているのに対し、夏秋期では東西方向の流れも出現するようになる（例えば第12図の流向頻度分布）。そして、最も注目されるのは、冬期には見られなかった半日周潮流が岸に直交する方向で夏秋期に現われることである（第7図(d), 第11図(b)）。また岸に平行な風によっても岸に向かう流れが夏秋期に出現していることが示された。これらの現象は、夏から秋にかけて津軽暖水の張り出しが発達するのに合わせ、水温躍層が強化されることにより、上層・下層の違いが強調されることに由来すると思われる。特に半日周潮流の季節的な変化は、内部波モードの振動系の生成を考えない限り説明できない。

今後は、このような成層構造の重要性を踏まえ、沿岸流の空間的な分布と、季節や周辺海況によるその変動について、観測と理論の両面から明らかにしてゆきたい。

最後に、長期の観測を精力的に実施し資料収集に尽力された、岩佐部長を始めとする当時の第二管区水路部の職員諸兄に対し深く感謝し、そのご努力にこの報告が答えることができれば幸いである。

なお、この観測は、科学技術庁の研究調整費「大型海峡および周辺海域における海水流動と底質環境の変動に関する総合研究」の一環として行なわれた。

#### 参 考 文 献

- CONLON, D. M. 1982: On the outflow modes of Tsugaru Warm Current. *La mer*, 20, 60—64
- 秦 克己 1973: 津軽海峡隣接海域における海況変動について, 研究時報25巻, 467—479ページ
- 杉本隆成・川崎康寛 1984: 津軽暖流の季節・経年変動とその力学解釈, 沿岸海洋研究ノート第22巻第1号, 1—11ページ
- MINATO, S 1982: Geostrophic adjustment near the coast. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 225—235.
- MINATO, S 1983: Geostrophic response near coast. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 39, 141—149.

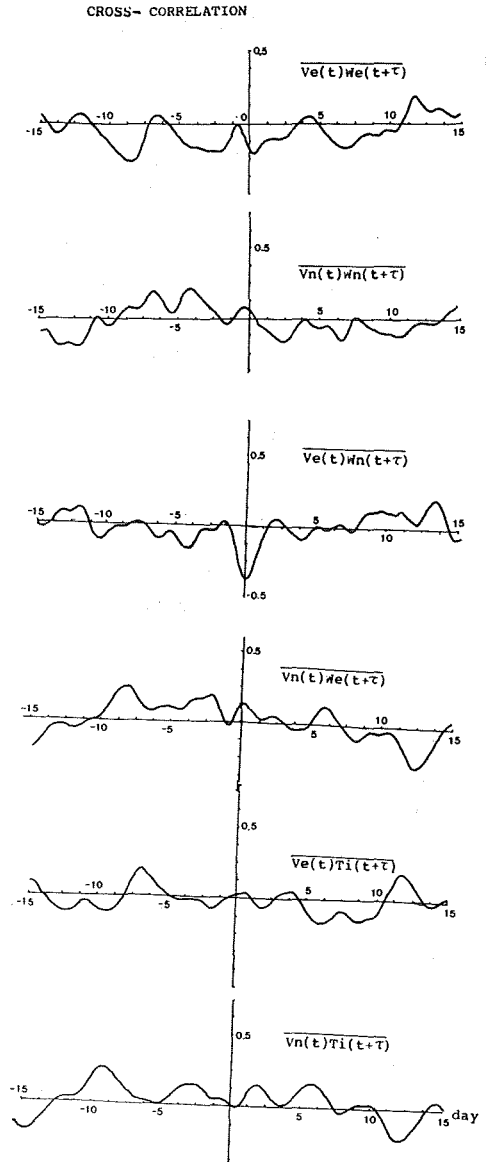


Figure 15(b) Cross correlation current, wind and tide.

- 花輪公雄 1984 : 沿岸境界流, 沿岸海洋研究ノート第22巻, 第1号, 67-82ページ
- 彦坂繁雄 1971 : 潮汐, 海洋科学基礎講座, 海洋物理Ⅲ, 東海大学出版会, 227-230ページ
- 梶浦欣二郎 1978 : 海洋における地形性モード波, 気象研究ノート第135号, 日本気象学会, 97-127ページ
- 小倉伸吉 1932 : 日本近海の潮汐, 水路部報告第7巻.
- Redfield, A, C, 1958 : Influence of the continental shelfon tides of the Atlantic coast of the United States., J. Mar. Res., 17, 432-448.