

浜田沖の底部冷水と対馬暖流の流動構造*

磯田 豊**・村山 達朗***

Bottom Cold Water and the Flow Structure of the Tsushima

Warm Current off Hamada

Yutaka Isoda and Taturou Murayama

対馬暖流の分枝流の一つは南西日本海の日本沿岸に沿って存在し、地形性 β 効果によって海底斜面に制御された定常流である。我々は浜田沖の大陸棚を対象海域とし、成層期である1988年8月5日・10月31日、非成層期である1989年1月30日・3月27日の計年四回のSTD及びADCP観測を行った。

浜田沖の底部冷水の存在は一年中認められ、成層期にその低温化の傾向は強くなることがわかった。日本沿岸に沿った対馬暖流はこの底部冷水の存在領域によく対応し、二分枝化の傾向を示している。すなわち、第一分枝流は底部冷水の南限から沿岸域にかけて存在するほぼ順圧的な流動構造を持っている。一方、第二分枝流は陸棚縁上に位置し、傾圧的な流動構造を持っている。特に注目すべき流動構造の特徴は、これら両分枝流の間に下層の底部冷水に近づくほど顕著な反流域が存在している点である。

One of the branches of the Tsushima Warm Current (TWC) is the bottom-controlled steady flow along the Japan coast in the southwestern Japan Sea due to the topographic β -effect. STD and ADCP observations were carried out on the continental shelf off Hamada in the southwestern Japan Sea at the stratified seasons (5 August and 31 October, 1988) and the non-stratified seasons (30 January and 27 March, 1989).

It is shown that the existence of the Bottom Cold Water (BCW) off Hamada can be detected from low salinity distributions in all seasons and the BCW is developed at the stratified seasons. The TWC along the Japan coast can be two branches corresponds well to the BCW existence regions. One is found as the barotropic flow (the first branch) in the area between southern edge of the BCW and the coast. The other is formed on the shelf edge as the baroclinic flow (the second branch). As the remarkable characteristics, the counter current is existed in the area between the above both branches and becomes larger close to the BCW.

1. はじめに

日本海の流動構造に関する研究は主に水温場からの地衡流の推察によって行われてきた。日本海の水温水平分布は局所的な海底地形に捕捉され移動・停滞しているように見える暖冷水渦の存在を顕著に示し、黒潮のような強流帯が日本海には存在しないことを示している。このような渦の存在

のため、我々がどの程度の時空間スケールの平均場を見たいかによって対馬暖流は大きく蛇行しているように見えたり、二分枝または三分枝に分かれているように見えたりする。

近年、対馬・津軽海峡の流入流出で駆動される数値モデルを用いて、日本海の流動構造を力学的に明らかにしようとする研究が Yoon (1982a, b, c)^{1,2,3)}, Kawabe (1982a, b, c)^{4,5,6)}, Sekine (1986)⁷⁾ により行われた。その結果、海面を通しての熱交換や風応力の水平分布に大きく左右される内部

* 1989年12月28日受領, 1990年5月18日受理

** 愛媛大学工学部海洋工学教室

*** 島根県水産試験場

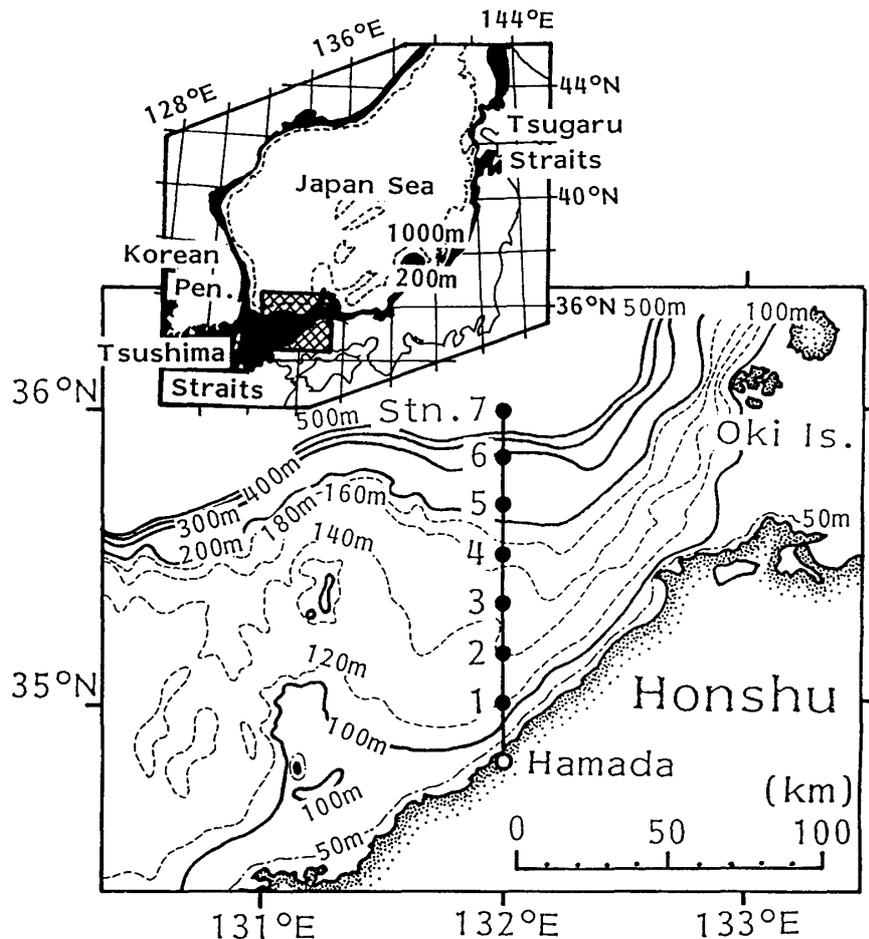


Fig. 1 Bottom topography off Hamada and station locations. Solid circles (●) show STD stations.

領域の流れ（特に極前線）の再現に比べ、非常に安定し再現される日本列島側の陸棚上に捕捉された沿岸境界流と韓国東岸に沿って形成された西岸境界流の重要性が指摘された。すなわち、安定して再現された流れはいずれも陸岸を境界とした境界流であった。これらの数値モデル実験の結果は、少なくとも対馬海峡の流入口付近において対馬暖流が二分枝化していることを示唆している。対馬海峡付近の海域には Fig. 1 に示すように日本列島側に日本海の中でも比較的発達した陸棚地形が存在する。我々はこの陸棚上を沿岸境界流として東流していると予想される浜田沖の対馬暖流に注目した。

この海域における研究の中では、東流する沿岸境界流が更に二分枝化していることを示した Kawabe (1982a, b, c)^{4,5,6}と主密度躍層下の底部

冷水の変動に注目した森脇・小川 (1988, 1989)^{8,9}の研究が興味深い。Kawabe (1982a)⁴は水温塩分のデータ解析によって、暖冷水渦が複雑に点在する日本海の中で南西海域の比較的整然とした水温場の規則性（第二分枝流の存在を示唆）そして日本列島側の陸棚上に存在する高塩分水のコア（第一分枝流の存在を示唆）の季節変化を見つけた。そして Kawabe (1982b, c)^{5,6}では日本海の数値実験（二層位モデル）と地形性波動の理論解析の比較により、日本列島側を流れる沿岸境界流が二分枝化していることを力学モデルの立場から初めて証明している。すなわち、地形性 β 効果で陸棚上に捕捉された第一分枝（沿岸分枝）と陸棚縁辺付近の傾いた主密度躍層および夏季の流入量増加に伴う波動伝播が重要な役割を果たす第二分枝（沖合い分枝）を再現した。一方、森脇・小川 (1988,

浜田沖の底部冷水と対馬暖流の流動構造

1989)^{8,9)}は Kawabe (1982c)⁶⁾が第二分枝流の再現において注目した主密度躍層に季節変動のあることを指摘し、この変動を底部冷水の発達・衰退として捕えた。彼らは底部冷水内の水温の季節変化(秋季に最低温)は対馬暖流の流入量(夏季に最大流量)のそれとは必ずしも一致せず、この冷水は陸棚端から陸棚上には上がる構造を持っていることを示した。このことは、Kawabe(1982c)⁶⁾の力学モデルに反し、躍層がいつも陸棚縁には固定されていないことを示している。このような底部冷水の挙動については Kawabe (1982a)⁴⁾のデータ解析では指摘されていない。しかしながら、陸棚上で鉛直的に大きな密度勾配を伴う底部冷水の存在とその挙動は陸棚上の流動構造にも大きな影響を与えているはずである。

このように Kawabe(1982a, b, c)^{4,5,6)}と森脇・小川(1988, 1989)^{8,9)}の両研究とも浜田沖の主密度躍層と陸棚海底地形とが交差する位置がポイントとなる研究であるが、両者の研究結果を直接結び付け解釈することは難しい。なぜならば、浜田沖陸棚上の海底斜面に捕捉された流れの領域では水温場から地衡流を推察する際の無流面を仮定することが難しいためである。そこで本研究では、森脇・小川(1988, 1989)^{8,9)}においても観測層の粗さのため十分にその構造を捕らえることのできなかつた浜田沖の底部冷水の水温塩分構造をより細かな観測層及び測点間隔で観測し、同時に陸棚上の流れを ADCP により実測した。特に我々は浜田沖の底部冷水の水温塩分構造と対馬暖流の流動構造との関係に注目した。

2. 観 測

森脇・小川 (1988)⁸⁾によると、極前線以南では日本海固有水と対馬暖流系水の境界が水深約150m~200mに永年水温躍層(主密度躍層)として存在している。夏季には海面加熱に加え梅雨期の東シナ海からの低塩分水流入により表層約50m以浅に顕著な密度躍層が発達するが、この躍層は冬季の海面冷却による鉛直混合によって消滅してしまう。したがって浜田沖断面の密度構造は季節躍層

の発達・消滅によって成層期(夏・秋)と非成層期(冬・春)に分類される。そこで我々は島根県水産試験場の調査船‘島根丸’を用いて Fig. 1 に示した浜田沖測線において成層期である1988年8月5日・10月31日、非成層期である1989年1月30日・3月27日、計年四回の観測を行った。

Fig. 1 の浜田沖海底地形をみると沿岸から沖合い約5kmの地点で水深はいきなり100m深となり、そこから陸棚縁までゆるやかに傾斜した幅約60kmの陸棚が発達している。陸棚縁付近の水深は約150mであり、そこから急勾配の陸棚斜面が続いている。水温・塩分の観測点は北緯35度から北緯36度間で10分間隔の計7点(10月・3月の観測で一部測点の変更有り)の測線であり、Stn. 1~Stn. 4が陸棚上、Stn. 5~Stn. 7が陸棚斜面上に位置している。各測点において鉛直方向に0.5mの測定間隔で表層から海底までの水温・塩分をアレック電子社製の STD を用いて観測した。ADCP は古野電気社製の CI-30 を用いて、船底に取り付けられた送波器から音波ビームを発射し、海底によって反射された音波を受信することのできる範囲(水深約250m以浅の Stn. 1~Stn. 6 の範囲)で観測を行った。年四回の観測とも ADCP の測定時間間隔は4分とし、原則として10m・50m・100m深に測定水深を設定した。各 STD 観測測点で停船中の ADCP データは不規則な船のピッチング・ローリング等の動揺の影響を大きく受け、ノイズを拾う可能性があるため本解析では除外した。

3. 観 測 結 果

3.1. 浜田沖底部冷水と対馬暖流の水温塩分構造

Fig. 2 に底部冷水のほぼ南限(森脇・小川, 1988⁸⁾)と推察される Stn. 2 と陸棚縁 Stn. 4 における各観測の水温鉛直分布を示す。陸棚縁 Stn. 4 の海底上30m~50mには水温5°C前後の冷たい水が一年中存在している。Stn. 2 の海底付近の水温に注目すると上層に暖かい水が流入または形成される成層期(夏(Aug.)・秋(Oct.))において、下層では逆に顕著な低温化が進んでいることがわか

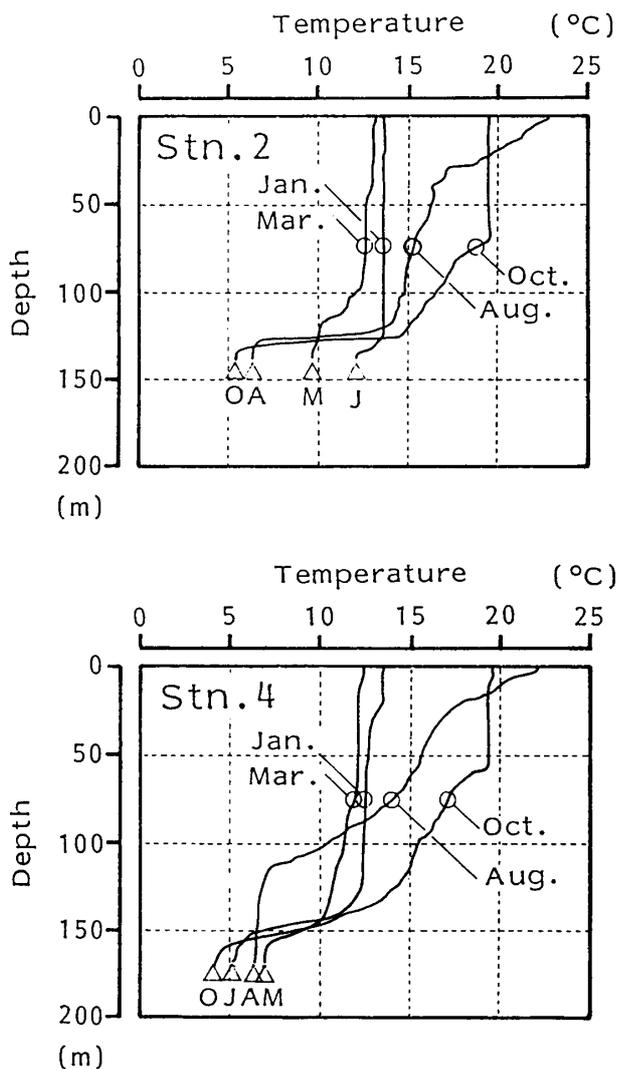


Fig. 2 Vertical profiles of water temperature at Stn. 2 and Stn. 4 on August 5, October 31, 1988 and January 30, March 27, 1989.

る。そのため、この季節には底部冷水と上層水との間に非常に強い水温躍層が形成されている。この躍層下の冷水が底部冷水と呼ばれ、この冷水の消長が底魚類の漁場形成に直接影響を与えている可能性が昔から指摘されていた(宇田, 1934¹⁰)。近年、底部冷水の陸棚上への張り出し量がマアジの漁獲量に影響していることが山崎(1969)¹¹によって、冷水の張り出し位置とシロイカ群の岸沖分布との相関が高いことが小川・森脇(1986)¹²によって報告されている。本研究では底部冷水を陸棚上の底層に存在する冷水という意味で使用し、陸棚縁沖に安定して存在している冷水域(島根沖冷水)とは区別して扱う。

Fig. 3(a)~(d)は各観測の ADCP による鉛直断面内の流れの岸沖分布(上段)そして水温(中段)・塩分(下段)の断面分布を示している。水温・塩分の断面構造をみると陸棚上の底部冷水は非成層期(冬(Jan.)・春(Mar.))にも消滅せず、躍層の強さは弱まるが海底上20m~30mの厚さでその存在は一年中認められる。塩分の断面分布をみると各観測とも底部冷水内の塩分値はすぐ上方の対馬暖流系の水よりも低く、陸棚縁沖200m以深に存在する日本海固有水のそれに近い値を持っていることがわかる。このように底部冷水はその厚さが非常に薄いにもかかわらず、冷水内の水の特性を保っている点が特徴的である。このことは日本海固有水が陸棚縁で定常的に湧昇し、陸棚上の緩やかな海底斜面をはい上がっていることを想像させる。

次に底部冷水上に存在する対馬暖流の水温・塩分構造を見てみよう。Kawabe(1982a)⁴は100m深の塩分の岸沖分布の季節変化から陸棚沿岸域に捕捉された高塩分水の存在範囲を指摘し、この範囲が第一分枝流の存在域であるとした。一般に、陸棚海域の水塊は水平及び鉛直循環の時間スケールの違いによって、陸棚縁を境界とした陸棚上とその沖合いとに分離される場合が多い(例えば、冬季陸棚縁上に形成される陸棚フロントなど)。しかしながら、Fig. 3の鉛直断面分布に示された高温高塩分水は、成層期・非成層期にかかわらず陸棚縁を越えて、次第にその水深を浅くしながらも沖合いまで広がっている。そのため、陸棚上の高塩分水の存在からは陸棚上に捕捉された第一分枝流の存在は示唆できるものの、その存在範囲まで判断することは難しいことがわかる。また、Isoda and Saitoh(1988)¹³は数枚の衛星画像を用いた解析より、山陰沖海域において数十km程度の時間変動の大きな渦が分布していることを報告している。これらの観測結果は、浜田沖のような沿岸境界流が洗う陸棚海域において、流れの傾圧成分のエネルギーが不安定渦の形で定常的に陸棚域からその沖合いに離脱している可能性を示唆している。

3.2. 浜田沖断面の流動構造

浜田沖の底部冷水と対馬暖流の流動構造

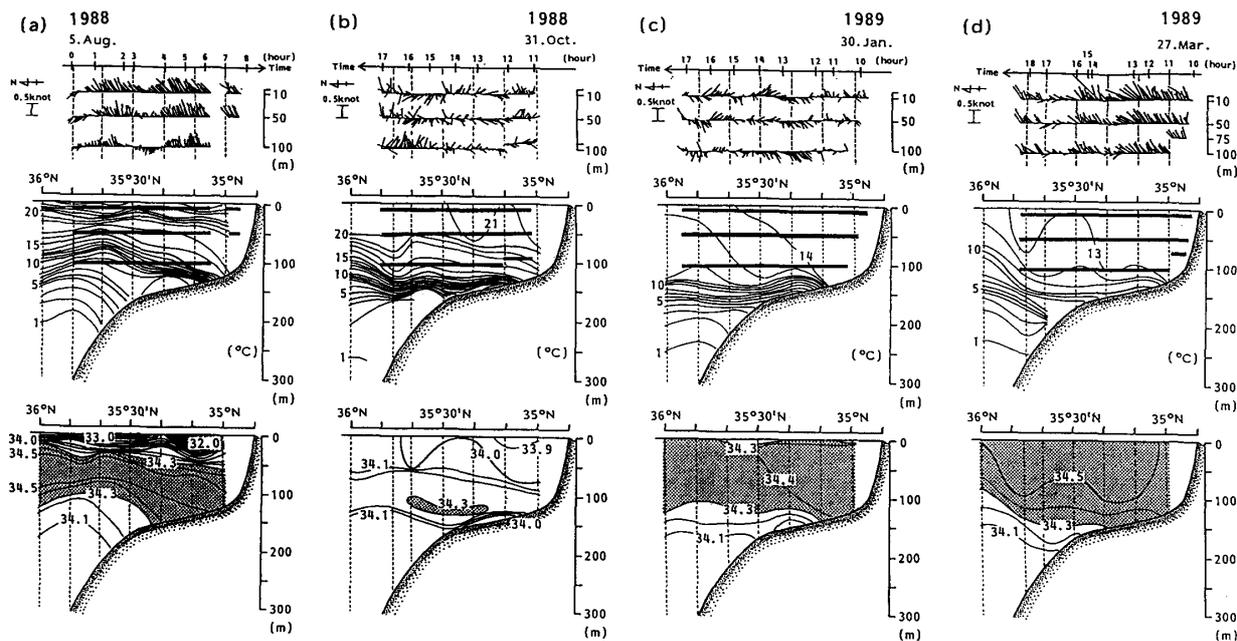


Fig. 3 Current velocity deduced from ADCP at 10 m, 50 m and 100 m depth (upper), vertical distribution of temperature (middle) and salinity (lower) on (a) August 5, 1988 (b) October 31, 1988 (c) January 30, 1989 and (d) March 27, 1989.

Fig. 1 の浜田沖測線観測には各観測とも 6 時間程度の時間がかかり、しかも一回きりの観測である。そのため、ADCP で計測された流れの記録には対馬暖流以外に陸棚地形や沿岸域に捕捉された波動に伴う流動変動が重なっていると考えられる。考えられる波動の一つは潮流であり、もう一つは数日周期の長周期波動に伴う流れである。よって、我々はまず観測中及び観測前後の浜田測候所における気象要素（風・気圧）と外浦（浜田）検潮所における水位の記録から強制力及び陸棚上の波動の存在を確認した。そして我々は各波動理論から求められる波動に伴う陸棚上の流動の影響について検討した後に ADCP で観測された流れを取り扱った。Fig. 4(a)は観測日と観測日前 3 日間の日本列島周辺の天気図を示している。Fig. 4 (b)は上から順に観測日を挟んで前後 1 週間における 25 時間移動平均の気圧・風ベクトル・水位（細い実線は毎時の値）の時系列を示している。また Fig. 5 は観測日とその前日における毎時の水位時系列を拡大して示している。Fig. 4 (b), Fig. 5 のハッチの期間は ADCP 及び STD 観測期間を表し

ている。

まず、数日周期の長周期波動について考える。Fig. 4(b)をみると風と水位の数日周期変動の関係は北西風の卓越（または南東風の衰退）に伴う水位の下降、逆に南東風の卓越（または北西風の衰退）に伴う水位の上昇傾向が顕著であることがわかる。これは岸に平行な風成分による表層エクマン輸送で説明できる現象であり、浜田沖陸棚上の流れは数日周期の風の影響を受けている。そこで観測日付近に注目して気象状況を見てみよう。Fig. 4(a)の天気図をみてわかるように四回の観測とも低気圧等の気象擾乱が過ぎ去り、穏やかな気圧配置となった日を選んで行われた。Fig. 4(b)の風ベクトル時系列においても観測日に強風は存在していない。このことは観測日に風によって直接起こされた流れの影響が小さかったことを予想させる。しかし、この海域には風の強制中または強制後にゆっくりと西から東へ伝播する風励起陸棚波の存在が主に水位変動解析 (Isozaki, 1969¹⁴) によって報告されている。陸棚海底地形を指数関数 $(h(x) = h_0 e^{2bx})$ 、ここで b は地形パラメータと

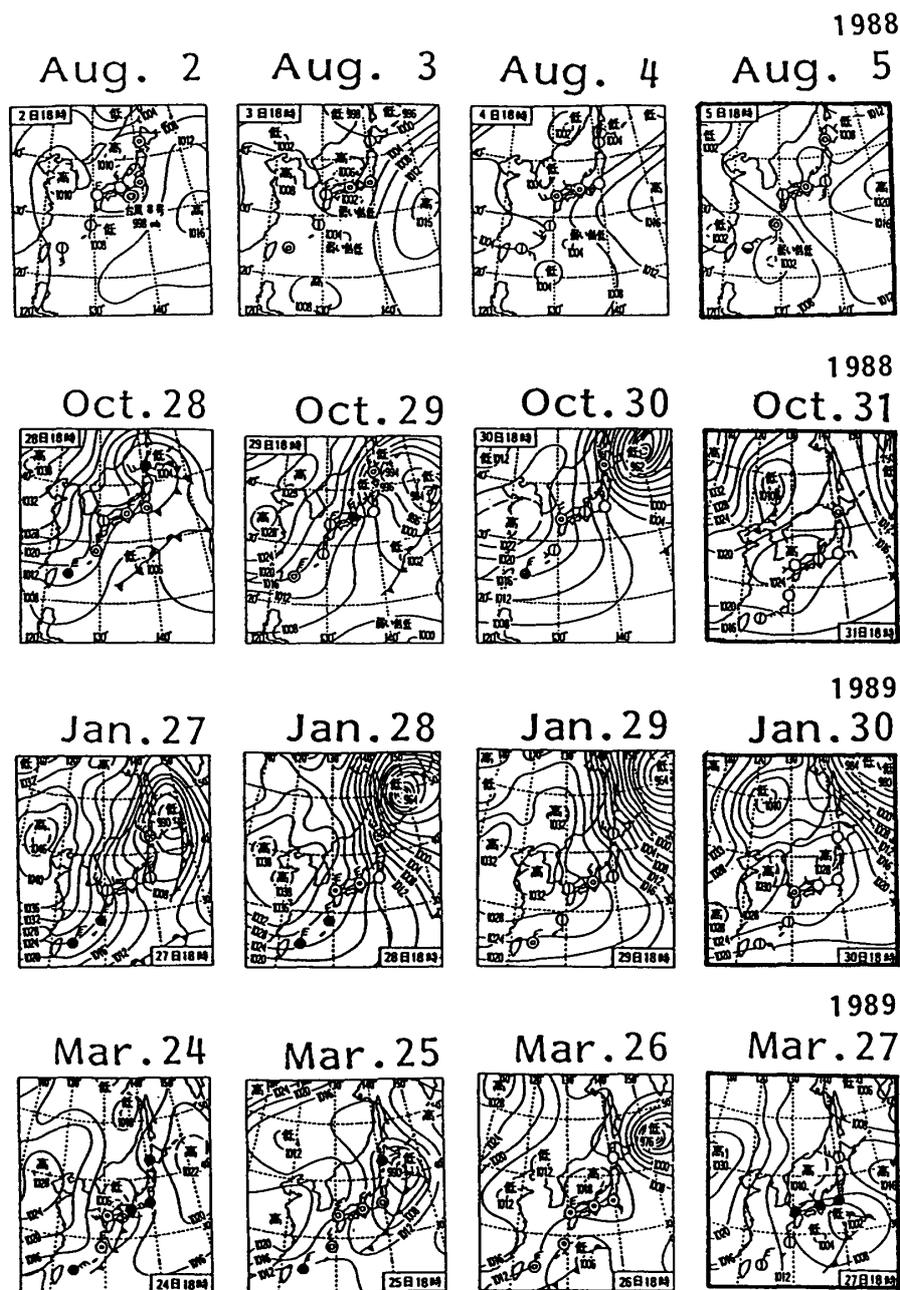


Fig. 4 (a) Far eastern Asia weather maps during 4 days before the observed day.

呼ばれ、浜田沖の場合 $h_0 = 60\text{m}$, $b = 0.014\text{km}^{-1}$ である。 x 軸は沿岸を 0 とし沖方向を正とした) で近似したとき、陸棚波の岸に平行な流れの振幅 v の岸沖断面内の構造は Gill and Schumann (1974)¹⁵⁾ より次式で表される。

$$v(x) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cdot e^{-2bx} \cdot \cos(\beta_n x) \quad (1)$$

ここで β_n は陸棚波の分散関係から求められる各モード n ($n = 1, 2, \dots$) の定数である。そして沿岸における流速変動の振幅 A_n については強制力

(岸に平行な風成分) の大きさに依存し、理論上数 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ の風の強制力によって最大数十 $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ の流速を持つ陸棚波が励起される。柳ほか(1984)¹⁶⁾ は沿岸に近い流速観測結果であるが陸棚波に伴う流れの高次モード ((1) 式の $\cos(\beta_n x)$ の形に依存し、岸沖方向に節を持った流れ) 卓越を指摘している。しかしながら、陸棚波は非発散の条件でも存在しうる渦モードの波であり、直接浜田沖の陸棚上で流れの長期観測が行われていない現在、その

浜田沖の底部冷水と対馬暖流の流動構造

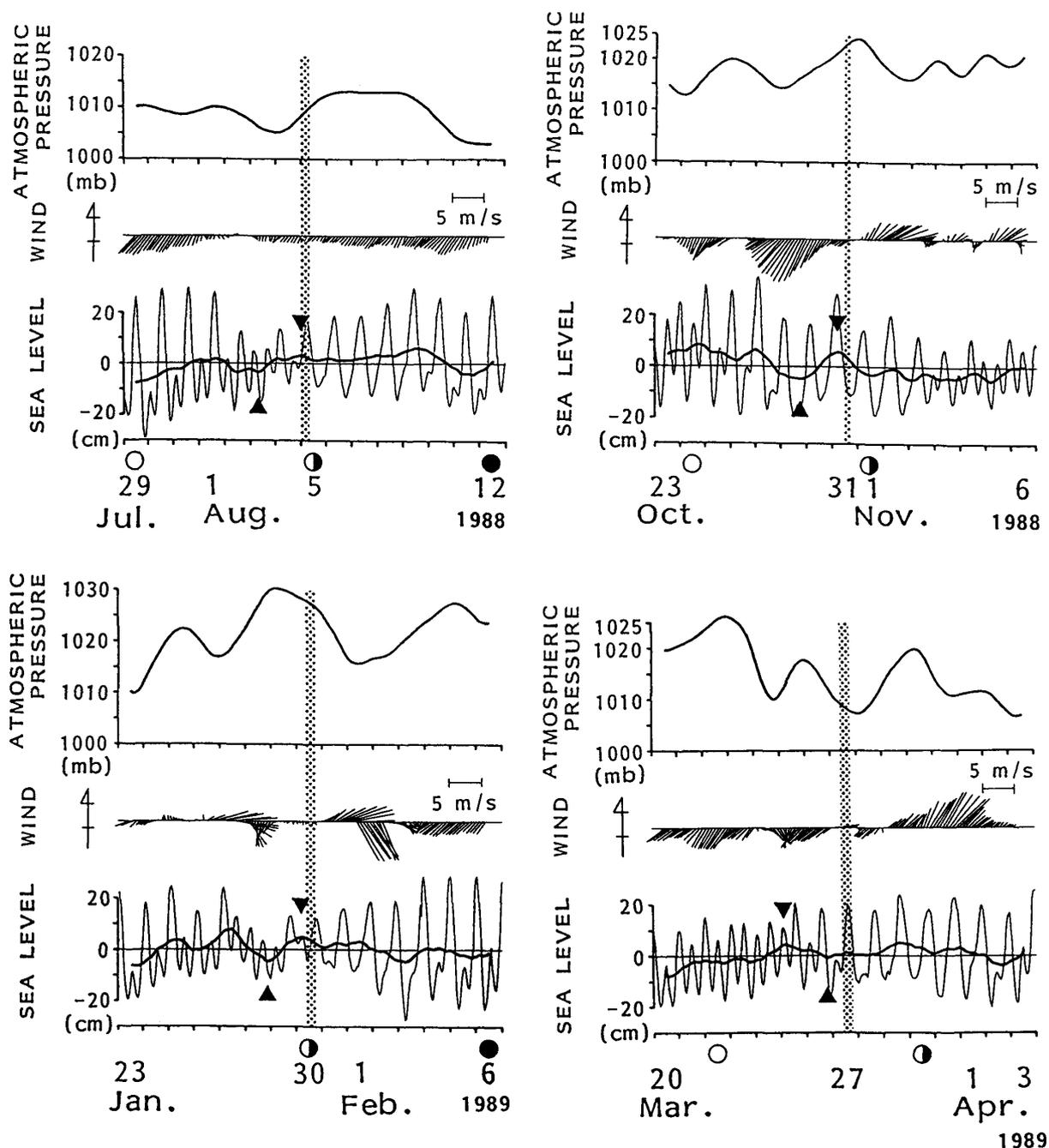


Fig. 4 (b) Time series of 24-hour mean atmospheric pressure, wind vectors and sea level (thin line denotes the hourly sea level data) during 2 weeks at Hamada. (a) July 29 to August 12, 1988 (b) October 23 to November 6, 1988 (c) January 23 to February 6, 1989 and (d) March 20 to April 3, 1989. Dotted areas denote the observation period of ADCP. ▲ or ▼ shows the peak time of sea level variations with several days period.

岸沖方向の流動構造はまだ十分に把握されていない。

少なくとも(1)式の理論解から予想される陸棚波に伴う流速変動の振幅 v は、各モードに関係なく

沿岸で最大となり沖方向に e^{-2bx} で減衰することを示している。浜田沖海底地形の場合、沿岸における最大流速振幅は約50km 沖合いで半分以下の値に減衰する。Fig. 4(b) の長周期の水位変動から

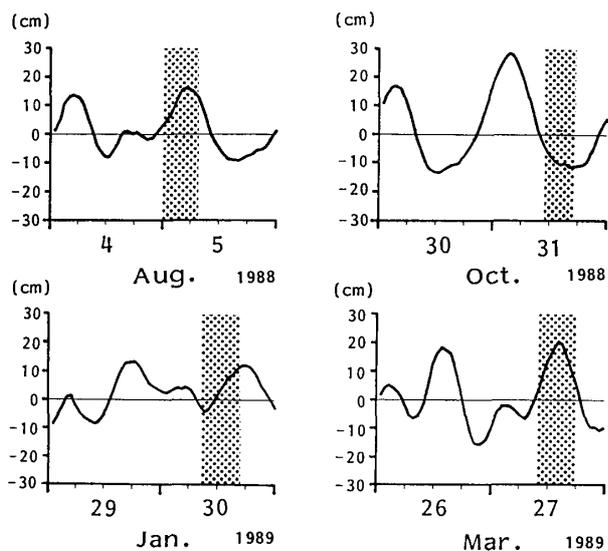


Fig. 5 Time series of hourly sea level from August 4 to 5, October 30 to 31, 1988 and January 29 to 30, March 26 to 27, 1989. Dotted areas denote the observation period of ADCP.

特に10月と1月の観測日付近において陸棚波の伝播を示唆する顕著な水位上昇のピークが起こっていることがわかる。この時の ADCP の流れ記録 (Fig. 3) からは上記に示した沖方向に向かって指数関数的に減衰する陸棚波の流動構造をみつけることができない。逆に、ADCP の記録には沖に行くほど振幅の大きな別の流れが存在していることがわかる。このことは我々が行った ADCP 観測中において、浜田沖を伝播する陸棚波に伴う流れの影響が比較的小さかった可能性を示唆している。

次に、潮流の影響について考える。浜田沖陸棚上の潮汐波は日周潮・半日周潮ともに対馬海峡東方の陸棚縁付近に無潮点を持ち、反時計回りに回転していることがわかっている (Odamaki, 1989¹⁷⁾)。よって浜田沖の潮汐波は進行波として扱え、例えば浜田沿岸で潮位が満潮となった時、その沖では東流が最大になっていることが推測される。これらの潮汐波に伴う流速変動の振幅は境界ケルビン波の理論を用いて次のように計算される。ケルビン波は非分散波であるため波動の周期によらず岸に平行な流れ成分 v の振幅は、陸棚波の場合と同じ座標系を用いると次式のように表すことができる。

$$v(x) = \eta_0(g/H)^{1/2}e^{-x/R} \quad (2)$$

ここで η_0 は沿岸 ($x = 0$)での水位振幅、 g は重力加速度 ($= 9.8\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)、 H は陸棚の水深 ($= 150\text{m}$)、 R はロスビーの外部変形半径 ($= \sqrt{gH}/f$ 、 f : コリオリパラメータ)であり、流れ振幅 v は沖方向に $e^{-x/R}$ で減衰する解となっている。沿岸 ($x = 0$)での水位変動の振幅を Fig. 5 より $\eta_0 = 5\text{cm} \sim 20\text{cm}$ とすると潮流変動の振幅は $v(0) = 1.3\text{cm}\cdot\text{s}^{-1} \sim 5.1\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ となる。そして変形半径が陸棚の幅より十分大きいことより、浜田沖の陸棚上の潮流は岸沖方向にほぼ一様に最大でも数 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 程度の振幅を持った東西流のあることが推察される。Fig. 5 を見ると8月と3月の観測は満潮の前後にあたり、陸棚上の潮流は対馬暖流と同じ方向、すなわち東流であったと推察される。一方10月の観測は逆に干潮前後であるため西流、1月は観測期間中に西流から東流に流れの変わるスラック時であったことが推察される。Fig. 3 の ADCP の記録を見ると確かに8月と3月の記録において陸棚全体の東向流が特に強くなっており、その原因は潮流の影響の可能性が大きいと考えられる。

上記の浜田沖に存在すると思われる波動の考察によって、ADCP の絶対流速値にはある程度波動の影響が加わっている可能性が示された。しかし我々が行った観測期間において、これらの波動の存在は対馬暖流の岸沖方向に分布した流動構造までは大きく変形させていないことも推察された。そこで我々は Fig. 3 に示された ADCP 記録の絶対流速値には注目せず、どの位置に強流帯が存在し、その流向はどちら向きの傾向が強いのか等、岸沖方向の流れパターンだけに注目する。その特徴を水温・塩分断面分布と比較しまとめると次のようになる。

(1) 夏 (Ang.)・秋 (Oct.) における水温・塩分の鉛直断面分布は、季節躍層と永年 (主密度) 躍層の存在によって顕著な三層構造を示している。10 m 深の ADCP は季節躍層の上に、50 m 深の ADCP はその下に位置しているにもかかわらず、両水深の流動構造は非常によく似ている。このこ

浜田沖の底部冷水と対馬暖流の流動構造

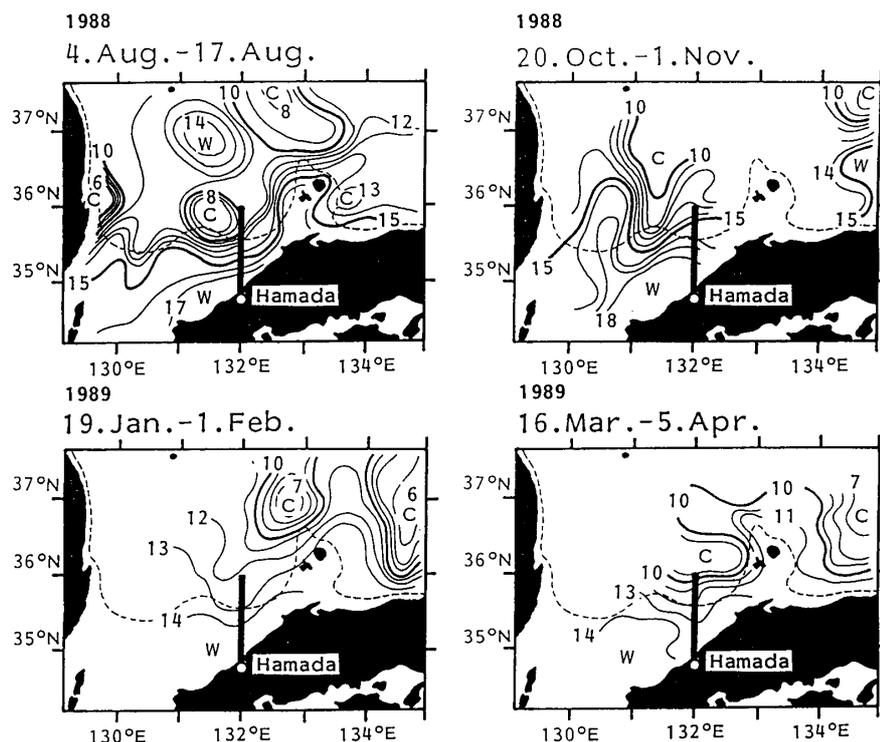


Fig. 6 Horizontal distributions of water temperature at 200 m depth from August 4 to 17, 1988, October 20 to November 1, 1988, January 19 to February 1, 1989 and March 16 to April 5, 1989.

とは高温低塩で特徴づけられる成層期の表層水が水平的に大きな密度勾配を持たず、陸棚上の対馬暖流の流動構造には季節躍層下の密度分布が大きな影響を与えていることを示している。

(2) 年四回の観測にほぼ共通してみられる特徴として、陸棚上には次の二つの東向分枝流が存在している。一つは底部冷水南限から沿岸域にかけて存在し、ほぼ順圧的な流動構造を持っている(第一分枝流)。他の一つは陸棚縁上に存在し、傾圧的(上層ほど流速値が大きく、下層では逆流になっている場合もある)な流動構造をしている(第二分枝流)。そして両分枝流の間には潮流の影響を考慮してもはっきりとした反流域が存在し、その傾向は下層(底部冷水に近づく)ほど強くなっている。

(3) 8月以外の月には陸棚縁の沖合いにもう一つ分枝流が存在している。この流れはFig. 6に示した海上保安庁の100m深水温水平分布速報図を見ると、沖合いの冷水域(島根沖冷水)の影響を

受けた流れと考えられる。8月の観測の場合、この冷水域が陸棚斜面から陸棚縁上に乗り上げた状態になっている。そのため、陸棚縁辺付近の分枝流は沖合いの分枝流と重なり、他の季節と比べて非常に幅広い流れとなっている。

ここで本観測結果とKawabe(1982a, c)^{4,6)}の力学モデルの結果とを比較する。ADCPの記録においてもKawabe(1982a, c)^{4,6)}の示した陸棚上の二分枝流の存在は確認された。しかし、対馬暖流第二分枝流の存在位置及び期間に次のような大きな違いがある。Kawabe(1982a, c)^{4,6)}において第二分枝流は対馬暖流の流入量が増加する夏季のみ主密度躍層交差位置のやや沖合いを200m等深線に沿って流れているとしている。本研究の観測結果は、第二分枝流の存在位置は水深150mの陸棚縁上の狭い範囲に限られ、その存在は年間通して認められることを示している。その上、水温塩分構造とADCPの流動構造の対応から陸棚上の二分枝流の間には反流域が存在し、この反流域の

底には陸棚上の底部冷水が関係しているように見える。以上の観測結果は Kawabe(1982a, b, c)^{4,5,6)}の力学モデルで再現された対馬暖流の流入量増大に伴う波動伝播だけでは第二分枝流の流動構造を十分に説明できないことを示している。

4. おわりに

浜田沖の対馬暖流の流動構造と水温塩分構造の関係を明らかにすることを目的に成層期(1988年8月5日・10月31日)と非成層期(1989年1月30日・3月27日)に STD 及び ADCP 観測を行った。その観測結果をまとめると次のようになる。

(1) 浜田沖の底部冷水は陸棚縁から約40 kmの幅で一年中存在し、成層期にその低温化の傾向は強くなる。陸棚上におけるこの底部冷水の厚さは20m~30m程度であり、その水温塩分構造から陸棚縁において定常的に日本海固有水が湧昇していることが推察される。

(2) 浜田沖陸棚上の流動構造には顕著な季節変化は見られず、年間通して常に二分枝化の傾向がみられた。この二分枝流が存在している位置は底部冷水の張り出しと次のような関係を持っていることがわかった。第一分枝流は底部冷水の南限から沿岸域にかけて存在するほぼ順圧的な流動構造を持っている。一方、第二分枝流は水深150 mの陸棚縁上に位置し、傾圧的な流動構造を持っている。そして両分枝流の間には下層ほど顕著な反流域が存在している。

以上の観測結果は、浜田沖を東流する対馬暖流はその流入量の季節変化に関係なく二分枝化し、流動構造は陸棚縁における日本海固有水の湧昇を示唆する底部冷水の存在位置と関係していることを示している。このような陸棚縁に沿った定常的な湧昇は東シナ海を北上する黒潮流域においても観測されている。この黒潮流域における湧昇は海底摩擦による海底エクマン輸送によって説明できる現象である。しかしながら、浜田沖を東流する対馬暖流域における湧昇を同様なメカニズムでは説明できない。すなわち、対馬暖流による海底エクマン輸送は陸棚縁において沈降を励起し、観測

結果に反して主密度躍層を押し下げてしまうはずである。では、この底部冷水はどのようなメカニズムで陸棚上に維持されているのだろうか。この問題を解く一つのカギとして、底部冷水が無視できない大きさの数カ月~数十日周期の長周期変動を伴っている可能性が指摘されている。例えば、森脇・小川(1988)⁸⁾は22年間のデータを用いた浜田沖の月別水温塩分統計処理(平均・標準偏差)結果から、底部冷水付近に年間通して高い標準偏差の分布があることをみつけ、季節変動以外の周期変動が卓越している可能性を報告している。また、山崎(1969)¹¹⁾は浜田沖の底部冷水が年7~9回程度の頻度で強い出現を示し、その空間パターンに等深線の形状とは必ずしも一致しない変則的な形状がかなりあることを指摘している。今後は、このような浜田沖で観測された底部冷水が大陸棚上をどの程度の空間スケールを持って拡がり、そしてどのような変動特性をもっているのかを明らかにする必要がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり貴重な議論をして頂いた愛媛大学工学部柳哲雄助教授、同武岡英隆助教授、同秋山秀樹技官に深く感謝する。そして島根県水産試験場の大野明道場長、安達二郎博士には本研究を行う機会を快く与えて頂き、日頃より暖かい激励を贈りました。厚くお礼申し上げます。終わりに、我々の海洋観測でもたいへんお世話になり、また毎月の地道な観測を続けておられる島根丸の浅中正祿船長をはじめ乗組員の方々に感謝と敬意を表す。

参 考 文 献

- 1) Yoon, J. H. (1982a): Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part 1. Formation of the East Korean Warm Current. J. Oceanogr. Soc. Japan, 38, 43-51.
- 2) Yoon, J. H. (1982b): Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part 2. Influence of seasonal variations in atmospheric conditions on the Tsushima current. J. Oceanogr. Soc. Japan, 38, 81-94.

浜田沖の底部冷水と対馬暖流の流動構造

- 3) Yoon, J. H. (1982c): Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part 3. Mechanism of the nearshore branch of the Tsushima current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 125-130.
- 4) Kawabe, M. (1982a): Branching of the Tsushima current in the Japan Sea. Part 1. Data analysis. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 95-107.
- 5) Kawabe, M. (1982b): Coastal trapped waves in a two-layer ocean: wave properties when the density interface intersects a sloping bottom. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 115-124.
- 6) Kawabe, M. (1982c): Branching of the Tsushima current in the Japan Sea. Part 2. Numerical experiment. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 183-192.
- 7) Sekine, Y. (1986): Wind-driven circulation in the Japan Sea and its influence on the branching of the Tsushima current. *Prog. Oceanogr.*, **17**, 297-312.
- 8) 森脇晋平・小川嘉彦 (1988): “底部冷水”の海況学的特性. 東北海区水産研究所研究報告, **50**, 25-47.
- 9) 森脇晋平・小川嘉彦 (1989): 日本海南海域における“底部冷水”の底魚類への影響. 東北海区水産研究所研究報告, **51**, 167-181.
- 10) 宇田道隆 (1934): 日本海及びその隣接海区の海況. 水産試験場報告, **5**, 57-190.
- 11) 山崎 繁 (1969): 底部冷水について. 水産海洋研究会報, **14**, 93-101.
- 12) 小川嘉彦・森脇晋平 (1986): 底部冷水の変動機構. 東北海区水産研究所研究報告, **48**, 97-114.
- 13) Isoda, Y and S. Saitoh (1988): Variability of the sea surface temperature obtained by the statistical analysis of AVHRR imagery-A case study of the south Japan Sea-. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **44**, 52-59.
- 14) Isozaki, I. (1969): An investigation on the variations of sea level due to meteorological disturbances on the coast of Japan islands (3) On the variation of daily mean sea level. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **25**, 91-102.
- 15) Gill, A. E. and E. H. Schumann (1974): The generation of long shelf waves by the wind. *J. Phys. Oceanogr.*, **4**, 83-90.
- 16) 柳哲雄・磯田豊・児玉理彦 (1984): 山陰海岸の長周期波. 京都大学防災研究所年報, **27(B-2)**, 611-620.
- 17) Odamaki, M. (1989): Tides and tidal current in the Tsushima strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **45**, 65-82.