

親潮流入時における噴火湾口部の海洋構造と流れについて

三宅秀男*・川北倫正**・柴沼成一郎#・斉藤誠一*

On the Hydrographic Structures and the Water Movements during the Inflow of the Oyashio Coastal Water near the Mouth of Funka Bay

Hideo MIYAKE*, Michimasa KAWAKITA**,
Seiichiro SHIBANUMA# and Sei-ichi SAITOH*

Abstract

Water mass structures and water movements in Funka Bay were examined during the inflow of the Oyashio Coastal Water to the bay from hydrographic surveys and satellite image analysis. When the Oyashio reached outside the bay in February 1988, two fronts were observed in the mouth of the bay. The mixed water of the Oyashio Coastal Water and the Funka Bay Water occupied widely between two fronts. Water movements inside the bay showed geostrophic balance. While, the Oyashio had already flowed into the bay in January 1989. There was only one front with strong current shear between the outflowing Funka Bay Water and the inflowing Oyashio Coastal Water. It is suggested that the mixed water of the Oyashio and the Funka Bay Water may play important roles on the spring bloom and that the eggs and larvae may be transported effectively into the bay by the shear flows and the small scale eddies.

1. はじめに

噴火湾には春先に親潮系水が、秋口には津軽暖流水が流入し、それぞれそれまでであった水塊と交替する。また、親潮系水や津軽暖流水は湾内流入後に噴火湾の半閉塞的環境のもとで固有水に変質する。これらの水塊はそれぞれ特性を大きく異にするため、水塊の交替時や固有水の形成時の海況は極めてはっきりした特徴を持っている。噴火湾に流入する水塊の特性や海況変動、さらに生物生産や物質循環との関わりについては、すでに大谷・木戸(1980)の包括的な研究がありおおよそ解明されている。その後、MIYAKE *et al.*(1988)は、冬期噴火湾水の流出時の海洋構造を Sill Flow モ

デルで説明し、湾水の流出構造や交替時間を見積っている。しかし、海況変動を引き起こす原因や力学、流れの構造等についてはまだほとんど解明されていない。

一方、噴火湾への親潮系水の流入は、丁度春季のブルーミングやスケトウダラの産卵期と重なり、単に沿岸水温を低下させるだけでなく、さまざまな点で生物の生息環境に大きな影響を及ぼしている。例えば、親潮系水の流入が噴火湾海域の春季ブルーミングの引金になっている可能性(箕田・岩崎, 1978)、親潮の前線域での植物プランクトンの増殖を増大させる機構の存在(田中, 1984)、スケトウダラの卵稚仔のフロント付近への集積や湾内への輸送に寄与していること(NAKATANI and MAEDA, 1981)、さらに秋口まで続く安定した低温な海洋条件や餌生物環境がスケトウダラの幼魚の成育場として好適であること(大谷・木戸, 1980)等が指摘されている。しかし、これらの指摘や可能性に対して現在のところ明確な結論は得られていない。

そこで本研究では、親潮系水はどのような水塊構造を持って湾内に流入するか、またどのような流れの構造を

1997年2月19日受理

* 北海道大学水産学部 Faculty of Fisheries, Hokkaido University, Minato-cho 3-1-1, Hakodate Hokkaido 041, Japan.

** 北海道根室高校 Hokkaido Nemuro High School, Makinouchi, Nemuro Hokkaido 087, Japan

アルファ水工コンサルタンツ(株) Alpha Hydraulic Engineering Consultant Co. Ltd., Sapporo, Hokkaido 063, Japan.

伴っているかについて、親潮系水が流入する直前の1988年2月と、親潮系水が湾内に広く流入していた1989年1月の場合を比較解析した。水温や塩分の水平・鉛直分布と比較しながら、衛星画像解析を併用し、特にフロントの構造、フロントに沿う流れの場、水温や塩分の変化について述べる。さらにこれらがクロロフィルaの分布やスケトウダラの卵稚仔の輸送、フロント域への集積に果たす役割について考察する。

2. 方法とデータ

親潮系水は通常湾の北東側から流入するので(木戸・大谷, 1980), 流入する親潮系水の先端部を横切りかつ湾内の固有水をモニターできるように、湾のほぼ中心部と湾口部にそれぞれLine A, Line Bを配置した。この他鹿部沖と臼尻沖にも岸に直交するLine C, Line Dラインを設けた (Fig. 1)。観測点間隔は1-3マイルとし、1988年は2月17, 18, 19日に、1989年は1月26, 27, 31日に、調査船“うしお丸”によって各観測点でCTD (Niel Brown, smart CTD) 観測と表面採水および表面测温を行った。また、航海中にADCP (ドップラー流向流速計, 海上電気, DCG20B) で流速を、サーモサリノグラフ (鶴見精機, 2型) で表面水温・塩分を測定した。CTD, サーモサリノグラフの水温, 塩分値は表面採水, 测温によって補正した。さらに, NOAAのAVHRR画像をSAITOH (1995)の方法・手順によって処理し, 得られた表面水温の分布パターンを海洋観測結果やADCPの結果との比較解析に供した。

5および15, 30m深の流向流速をADCPで10分毎に測定し, これらを各深度ごとに3データ分(30分)の移動平均を施し, ADCPで得られた流れの基本データとした(以下ADCPデータと略す)。地衡流速は海底を基準にして計算し, 湾奥に向かう方向を正として表示した。親潮系水の湾内流入時の構造が最も良く捉えられるLine A, Line B断面を中心に解析し, 水塊の分類は大谷(1971)によった。

3. 結果

3.1 1988年2月の海洋構造

フロントの位置は表面よりも30m深ではっきりしている。30m深での水温および塩分, 密度の水平分布をFig. 2に示す。湾口部中央に4°C以上のやや水温の高い水域が, 湾外北東側には3°C以下の冷たい水域がそれぞれ見られた (Fig. 2a)。等塩分線は南北に伸

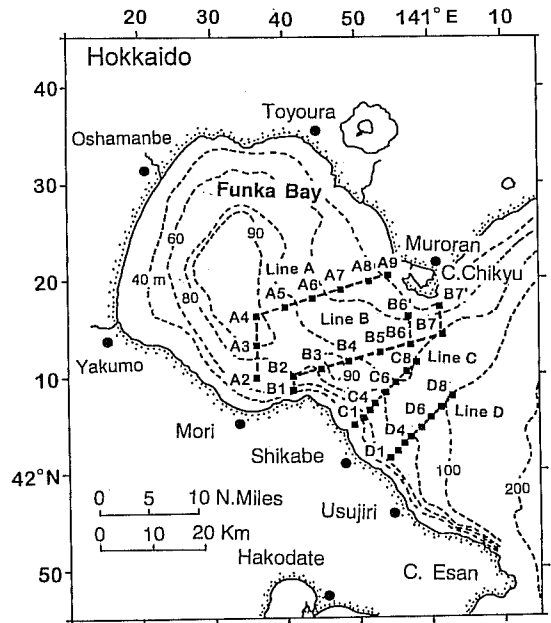


Fig. 1. Map of the study area and station positions. Black squares are CTD stations and broken lines show transect observation lines.

び, 湾内西側では33.8psu以上の高塩分水, 湾外北側の低水温域は33.4psu以下の低塩分水であった (Fig. 2b)。これは典型的な冬期噴火湾水と親潮系水の配置パターンであるが, 33.3 psu, 3.0°C以下で示される親潮系水 (OW) はまだ湾内には流入していない。湾内西側の冬期噴火湾水は26.9 σ_t 以上と重く, 湾外北側の親潮系水は26.5 σ_t 以下であった (Fig. 2c)。密度の水平勾配の大きい場所がLine AではStn. A5付近, Line BではStn. B4付近とStn. B6付近に見られる。Line Aの水温, 塩分, 密度, 地衡流速の断面構造では, Stns. A6とA7ではほぼ全層4°C以上と周りに比べ相対的に高温なこと (Fig. 3a), Stn. A4の表層からStn. A6の海底にかけて33.8psuの等塩分線が斜めに走っていること (Fig. 3b), Stn. A4からStn. A6にかけて0.2 σ_t 程度の密度フロントが形成されていること (Fig. 3c) が特徴的であった。密度の水平, 鉛直勾配はフロント域に集中し, フロント域の両側では密度はきわめて一様であった。このため, 地衡流速場にもStn. A5付近に10cm/sの流れが現れるだけで, 湾北東部を除けばその他では地衡流速は極めて小さい (Fig. 3d)。

湾口部のLine Bでは水温, 塩分はLine Aよりも

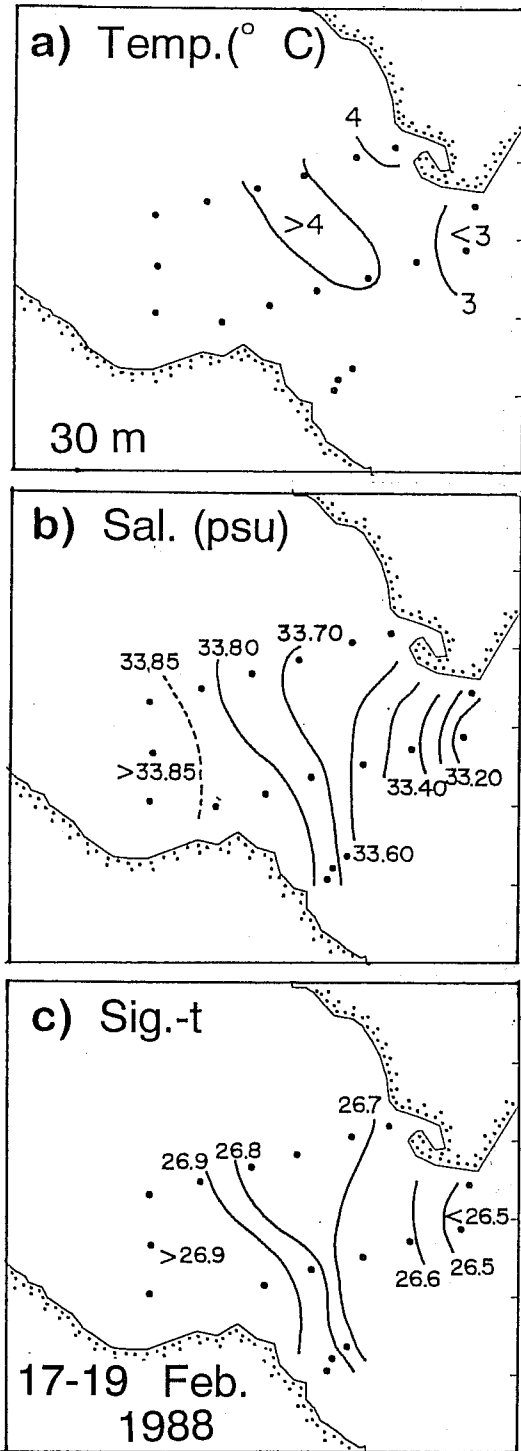


Fig. 2. Horizontal distributions of (a) temperature, (b) salinity and (c) sigma- t at a depth of 30 m on 17 to 19 February 1988.

やや複雑な分布を示した (Fig. 4)。Stn. B2~Stn. B3の湾奥西側で 4°C 以下, 33.8psu 以上, Stn. B7~Stn. 7の湾外側では 3°C 以下, 33.3psu 以下, Stns. B4, B5, B6では, $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ 台, 33.4~33.8psu 台とそれらの中間の水温, 塩分を示していた (Fig. 4a, b)。密度断面では, Stn. B3 から Stn. B4 に $0.3\sigma_t$ に及ぶフロントと, Stn. B6 から Stn. B7 にかけて $0.2\sigma_t$ のフロントが認められた (Fig. 4c)。両者とも等密度面は表層から斜めに海底に達し, これらのフロント域に対応して 10cm/s 以上のやや強い流れが推算された (Fig. 4d)。

Line A の Stns. A4 から A5, Line B の Stns. B3 から B5 に見られる 26.8 から 26.9 の等密度線で挟まれる所を冬期噴火湾水フロント, Line B の Stns. B6 から B7 に見られる 26.5 から 26.6 の等密度線で囲まれる所を沿岸親潮フロントとここでは呼んでおく。

Line A の各観測点の 10m 深毎の ST 図から湾内では 4°C で 33.70psu の水塊と 3.5°C で 33.85psu をとを中心とする水塊の 2 つに分類された (Fig. 5a)。このうち前者は Stn. A6 以東の湾口側の観測点に, 後者は Stn. A5 以西の湾奥側の観測点にそれぞれ相当しており (Fig. 3 参照), TS 値がほぼそれぞれ一点に集中することから, 水型 (Water Type, SVERDRUP *et al.*, 1949) として定義できる程である。両水塊とも 33.60 psu よりも高塩分で水温 6°C 以下の特性を持つので大谷 (1971) が定義した冬期噴火湾水 (FW) に相当する。湾口部の 4°C で 33.7psu を中心とする水塊は, この冬期噴火湾水が湾口部でより低塩分の沿岸水や高温の湾外水と混合したため塩分が低くなり水温が 0.5°C 程高くなったものと考えられる。Line A には基本的にこの 2 つの水型しか見られなかった。前者を湾奥部の冬期噴火湾水, 後者を湾口部の冬期噴火湾水とする。

Line B の TS 図では, 起源水として冬期噴火湾水と親潮系水の他に混合水が加わり複雑となった (Fig. 5b)。この断面での湾奥部と湾口部の冬期噴火湾水は, それぞれ 3°C , 33.8psu および 4°C , 33.65psu 付近に集中し, 親潮系水は約 2.5°C , 33.2psu であった。混合水は湾口部の冬期噴火湾水と親潮系水とを結ぶ直線上に分布し, 両者の混合によってこの水が形成されたと推定できる。これらの水塊を Fig. 4 の断面図と比べると, 湾奥部の 4°C 以下で 33.8psu 以上の水塊が湾奥部の冬期噴火湾水, Stn. B7 より湾外側の 3°C 以下で 33.3 psu 以下の低温, 低塩分水が親潮系水 (沿岸親潮), Stn. B3 から Stn. B4 にかけて分布する 33.8 から 33.6 psu の塩分値を持つ水塊が湾口部の冬期噴火湾水,

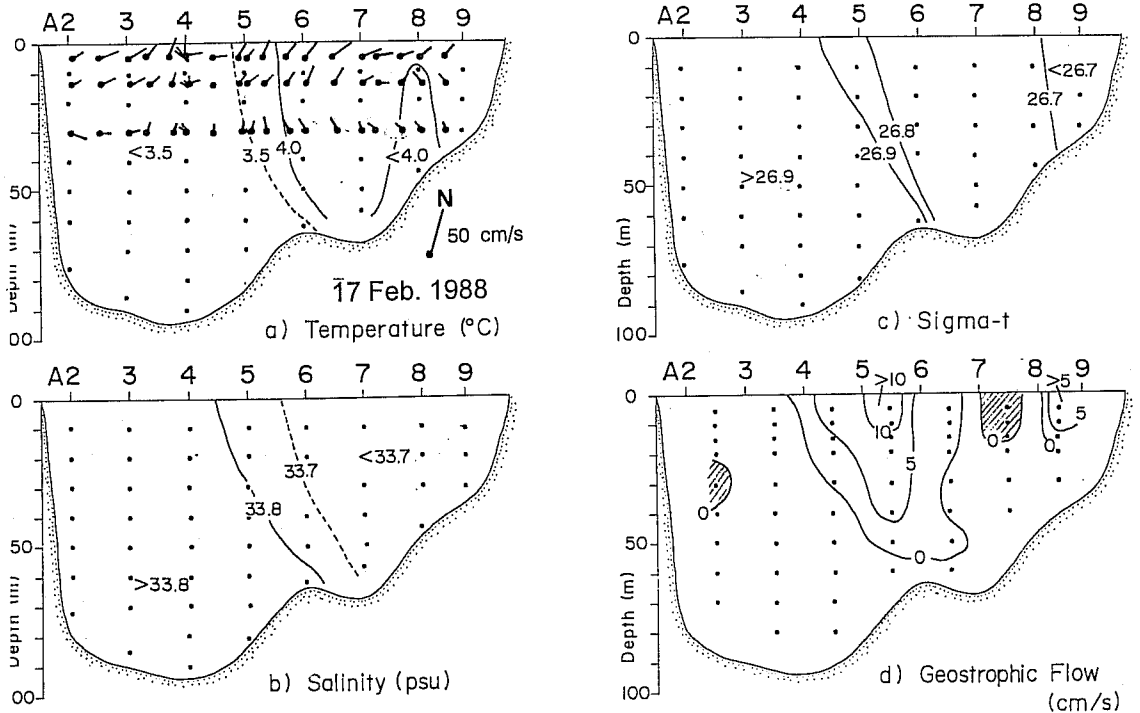


Fig. 3. Vertical sections of (a) temperature with current vectors, (b) salinity, (c) sigma- t and (d) geostrophic flow along Line A on 17 February 1988. Scale and direction of current vectors are shown in the right lower corner in (a). Hatched area in (d) shows flow out of paper.

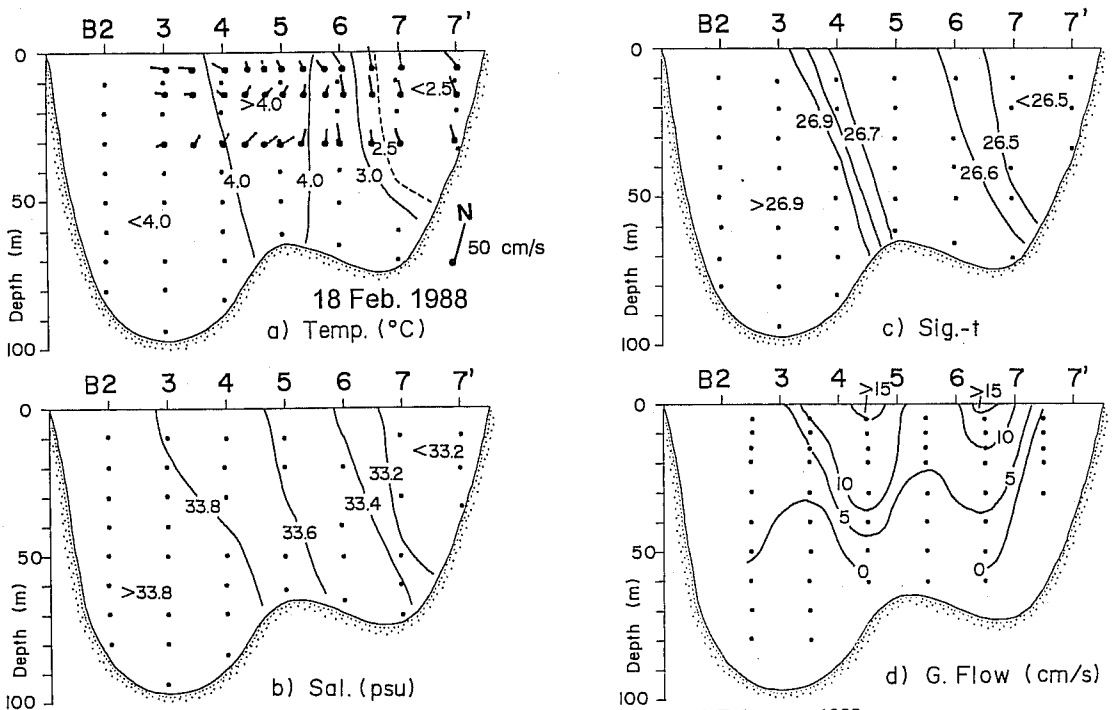


Fig. 4. Same as Fig. 3 except for line B on 18 February 1988.

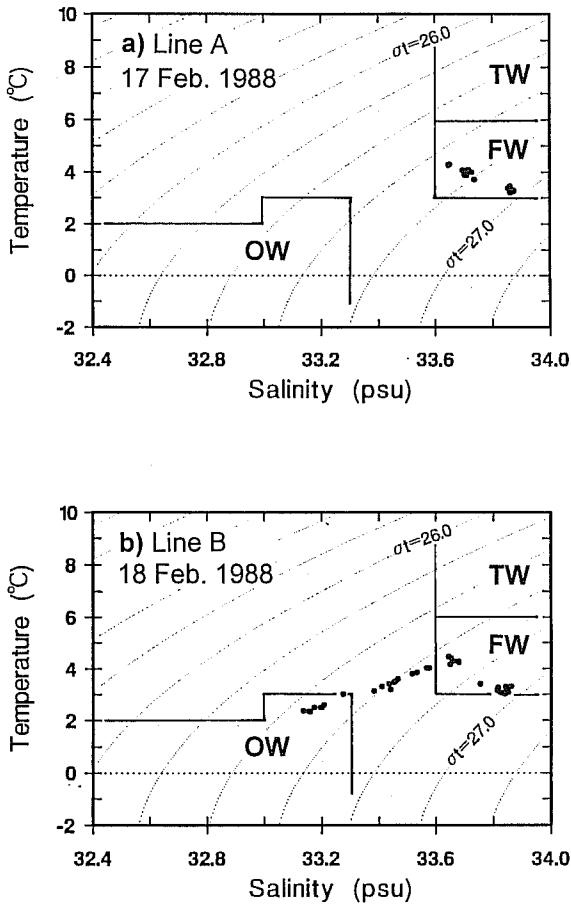


Fig. 5. TS-diagram of the water masses along (a) Line A and (b) Line B on 17 and 18 February 1988.

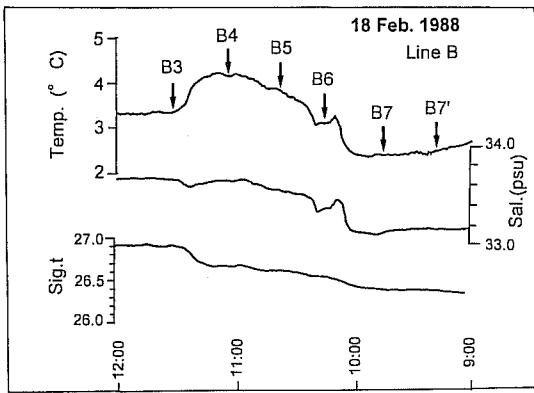


Fig. 6. Surface temperature, salinity and σ_t records along Line B on 18 February 1988.

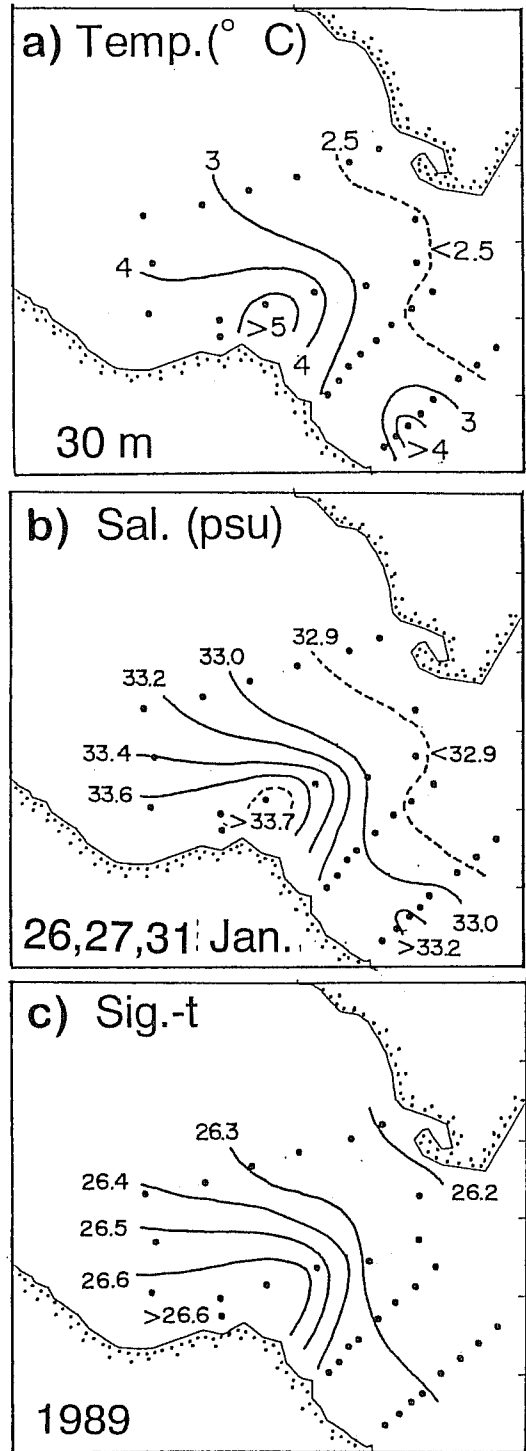


Fig. 7. Horizontal distributions of (a) temperature, (b) salinity and (c) σ_t at a depth of 30 m on 26, 27 and 30 January 1989.

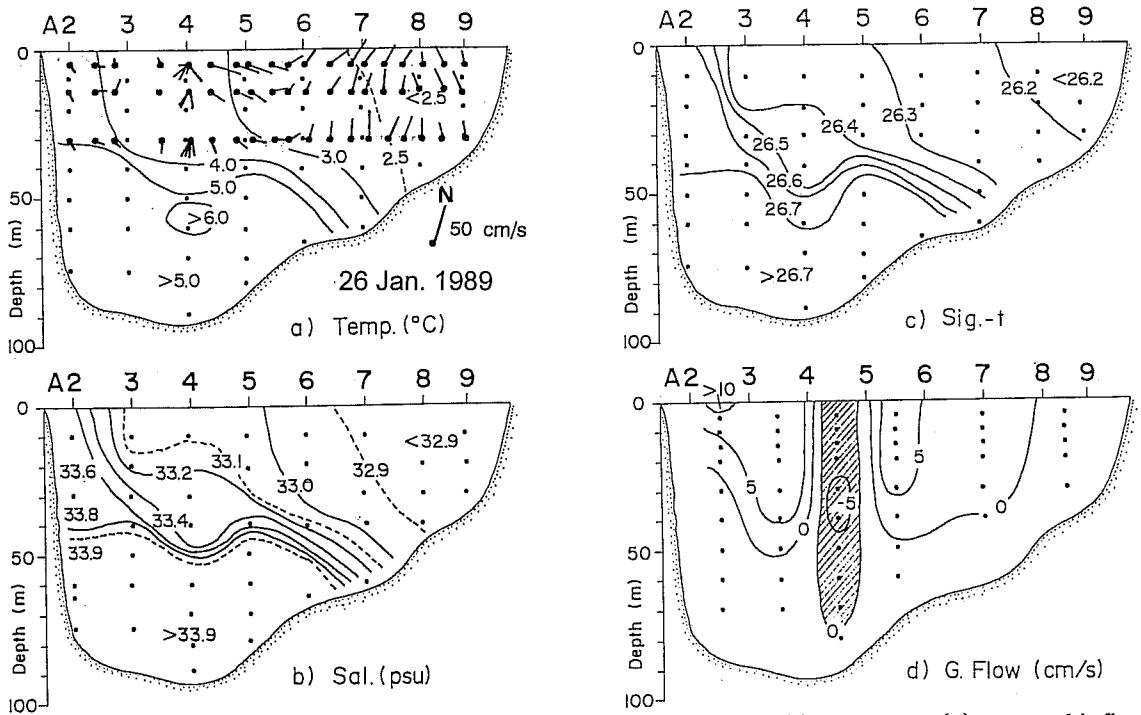


Fig. 8. Vertical sections of (a) temperature with current vectors, (b) salinity, (c) sigma- t and (d) geostrophic flow along Line A on 26 January 1989. Scale and direction of current vectors are shown in the right lower corner in (a). Hatched area in (d) shows flow out of paper.

33.3から33.6psuにかけての水塊が湾口部の冬期噴火湾水と親潮系水の混合水にそれぞれ相当している。

この湾口部の冬期噴火湾水と親潮系水の混合水 ($3 < T < 6^{\circ}C$, $33.3 < S < 33.6$ psu) は, $26.6 \sigma_t$ の等密度線を横切って直線上に分布し, 湾奥部の冬期噴火湾水 ($\sigma_t > 26.9$) からは分離していることから, これと直接関係していないことが明らかである (Fig. 5b)。

湾口部を横断する Line B に沿った表面水温, 塩分の記録 (Fig. 6) から, Stns. B6 と B7 の間の沿岸親潮フロントでは水温で $1^{\circ}C$ 近く, 塩分で 0.3 psu 以上変化していた。一方 Stns. B3 と B4 の間の冬期噴火湾水フロントでは塩分はほとんど変化なく, 水温だけが $1^{\circ}C$ 程度上昇していた。このため沿岸親潮フロントでは, 水温と塩分で密度が補償しあって密度変化は小さく, 冬期噴火湾水フロントでは大きな密度変化が生じていた。

3.2 1989年1月の海洋構造

1989年1月の30m深の水温および塩分, 密度の水平分布から, 湾の南西側半分には相対的に高温, 高塩分

水が, 湾口の北東側半分には $3^{\circ}C$ 以下で 33.0 psu 以下の親潮系水が分布していた (Fig. 7)。1988年2月の観測 (Fig. 2) と比べて, 水温や塩分の水平勾配が, 特に湾の南西側で大きかった。これに対照的に湾口部の北東側は水温も塩分も, 従って密度も比較的变化が小さかった。

Line A の水温および塩分, 密度, 地衡流速の断面構造では, Stn. A5 の表層から Stn. A7 の底層にかけて $3^{\circ}C$ と 33.0 psu の等値線が見られ, それより北東側には親潮系水が占めていた (Fig. 8a, b)。一方, Stn. A2 から Stn. A6 の50m以深には $5^{\circ}C$ 台で 33.9 psu 以上の冬期噴火湾水があり, 上層との間の密度差は $0.3 \sigma_t$ 以上にも達していた。しかし等密度線の傾きは1988年2月の場合よりもはるかに弱かった。

$26.6 \sigma_t$ の等密度線は Stn. A4 で谷状になっており, これに対応して Stns. A4 と A5 の間の30m深と40m深で 5 cm/s 以上の南南東 (紙面手前) に流れる地衡流が計算された (Fig. 8d)。Stns. A2 と A4 の間では A2 の表層を中心として30m以浅に西に向かう 10 cm/s に近い流れが, また Stns. A5 と A6 の間の30m以浅には

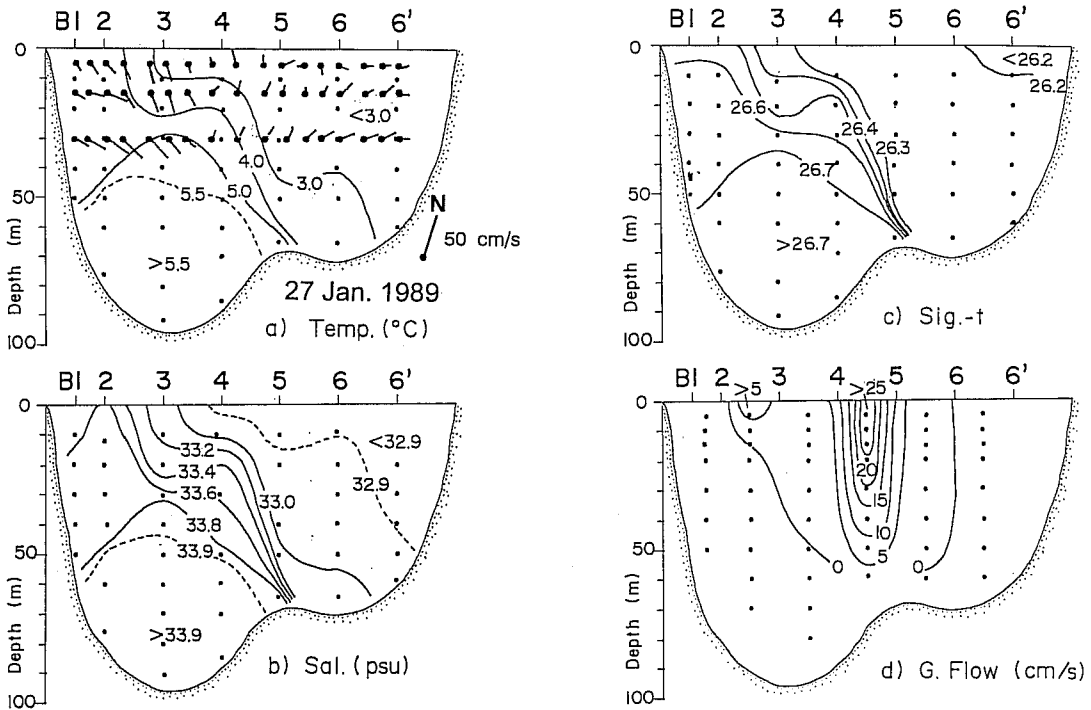


Fig. 9. Same as Fig. 8 except for Line B on 27 January 1989.

5 cm/s以上の北北西（紙背に向かう）の流れが推定された (Fig. 8d)。

Line Bの水塊構造もほぼ Line Aの構造と同じであるが、冬期噴火湾水と親潮系水との間のフロント面の傾きがやや急になっている点が異なった (Fig. 9)。親潮系水が断面のほぼ半分を占め、冬期噴火湾水と親潮系水の間で単一なフロントとなっていた。地衡流速場には、強い流れは Stns. B4 と B5 との間 (40m以浅で 10cm/s 以上、20m以浅では 25cm/s 以上) 以外には推定されなかった。

1988年末から1989年始めにかけての冬は大気からの冷却が弱く、係留系の水温計やCTDの記録によれば噴火湾中央部の津軽暖流水は5.8°Cまでにしか低下しなかった (三宅ら; 未発表)。このため Lines A, BのCTDデータから得られたTS図では、湾内の冬期噴火湾水は津軽暖流水に近い水温値であった (Fig. 10)。また親潮系水もこの時期には高温で、沿岸親潮の指標水温とされている2~3°Cにまで下がっていなかった。Lines A, Bとも冬期噴火湾水と親潮系水とを結ぶ直線上に全ての水塊が分布し、1988年2月の場合と異なり親潮の湾内流入が進んだこの段階では、冬期噴火湾水は直接親潮系水と混合していた。

3.3 1988年2月と1989年1月の流れの構造

ADCPで計られた1988年2月の5m深と30m深の実測流は、Lines A, Bとも冬期噴火湾水フロント (26.8~26.9 σ_t) と沿岸親潮フロント (26.5~26.6 σ_t) の等密度線に沿って流れており (Fig. 11)、このことは流れが地衡流的であったことを示唆している。特に、Stns. A5からA7やStns. B6, B7付近では強い北向きの流れが、湾西部の冬期噴火湾水域のStns. A2, A3では東から北東に向かう流れが見られ、湾内では全体として反時計回りの流れであった。湾外の渡島半島沿には日によって恵山に向かう流れと湾奥に向かう流れが交互に現われる。この数日周期の沿岸流の変動はこの海域の著しい特徴である (三宅・福岡, 1987; 桧垣ら, 1996)。

1989年1月のフロントは26.4~26.6 σ_t の等密度線で示される海域にあった (Fig. 12)。親潮系水が広く湾内に流入している1989年1月の観測では、流れは等密度線に平行に同じ方向に流れていなかった。およそ26.3 σ_t の等密度線を境に、東側では北に向かう流れが、西側では南東流が卓越していた。特に、Stns. A7, A8, A9やStns. B2, B3では、それぞれ北と南東に向かうおよそ25cm/sの強い流れがあった。水温や塩分の平

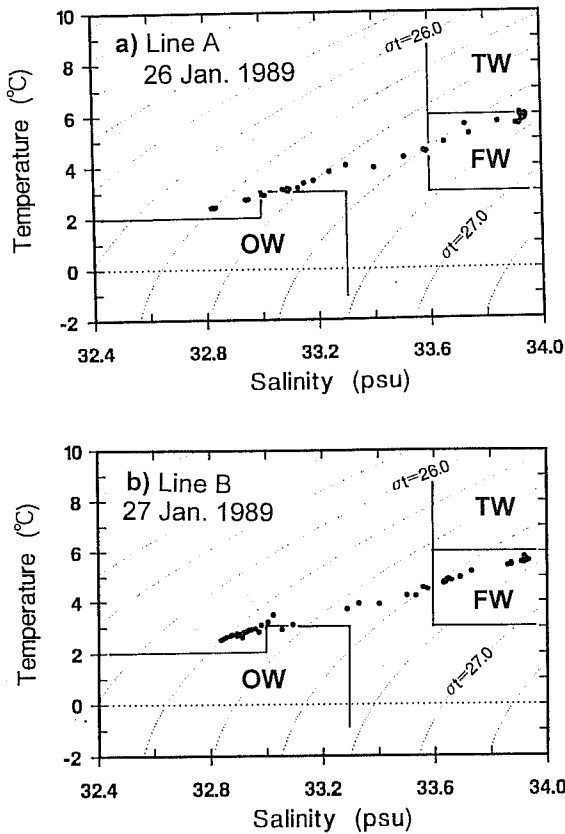


Fig. 10. TS-diagram of the water masses along (a) Line A and (b) Line B on 26 and 27 January 1989.

面分布図 (Fig. 7a, b)と重ねると、この26.3 σ_t 線は3°Cや33.0psu等値線と一致し、3°C以下の親潮系水は北向きの流れとして湾に流入し、冬期噴火湾水は湾の南側から南東流として流出していた。フロント付近を細かく見ると、Stns. A5とA6, Stns. B3とB5の間では反時計廻りの渦やシアを伴った流れの構造が認められる。

3.4 衛星画像に表れた1989年2月の親潮の流入

1989年1月24日のNOAAの画像(観測日の2日前, Fig. 13)では、黒い色調で表された暖かい水塊が渡島半島側に押し込められ、湾内の表層の大部分が親潮系水で占められており、Fig. 7の水平分布とおおよそ一致した。

親潮系水は胆振沖から湾口部にかけての陸に沿って分布し、噴火湾の湾口を塞ぐように広がった後、一部は湾北側の岸に沿って湾奥部に流入し (Fig. 13模式図

のa)、もう一つの枝は湾中央部をS字状に流入していた (Fig. 13模式図のb)。Line AのStns. A4とA6付近がS字状の渦の反時計廻りの部分に相当している。この付近の流れは地衡流場 (Fig. 8d)にもADCPによる測流結果 (Fig. 12a, b)にも捉えられており、密度場によって引き起こされた傾圧的な渦に表層の親潮系水が引き込まれたものと推定される。さらにこのS字状の冷水渦の先端は時計廻りに伸びて八雲 (Fig. 13のY)沖にまで達している。一方、湾の外側では時計廻りと反時計廻りの渦が複雑に分布している (Fig. 13模式図c)。このように親潮系水の湾内流入は、基本的には湾口北東側から流入し湾口南側から流出する構造ではあるが、細かく見ると渦や冷水の張り出しなどが発達していることが分かる。

4. 考察

4.1 フロントの形成

親潮系水が湾内に流入する前の1988年の2月には、冬期噴火湾水フロントと沿岸親潮フロントの二本のフロント構造が見られた。このような構造は1983年2月でも観測されている (三宅, 1994)。この時の親潮系水の流入は20m以浅の表層であったこと、湾内表層の一部ではまだ津軽暖流水が6°C以下に冷却されていなかったことが1988年2月の場合と異なるが、沿岸親潮フロントと冬期噴火湾水フロントの間には親潮系水と津軽暖流水 (冬期噴火湾水ないしは津軽暖流水)との混合水 (3°C<T<6°C, 33.3<S<33.6psu)が広い範囲にわたって沿岸親潮フロントに接して分布していた。従って二本のフロント構造はこの海域では沿岸親潮が流入する以前の冬季の噴火湾に現れる普遍的な現象であると考えられる。

この1988年2月の湾口部の沿岸親潮フロントに接して分布していた親潮系水と津軽暖流水との混合水 (3°C<T<6°C, 33.3<S<33.6psu)は、大谷・木戸 (1980)によって既にその存在が指摘されているが、親潮の流入の際その先端部で津軽暖流水を取り込んで混合水が形成されるのか、あるいは親潮の主流が流入する前に前駆水として流入しているのか興味深い。また、春季の噴火湾ではこの混合水塊中でクロロフィルa濃度が最も高い可能性があり (田中伊織, 私信)、水塊自身にその原因があるのかあるいは密度成層構造に起因しているのか春季ブルーミングとの関係で注目されている。特に、田中 (1984)はこの海域のフロント域のクロロフィルaの極大層を表層の成層構造にそ

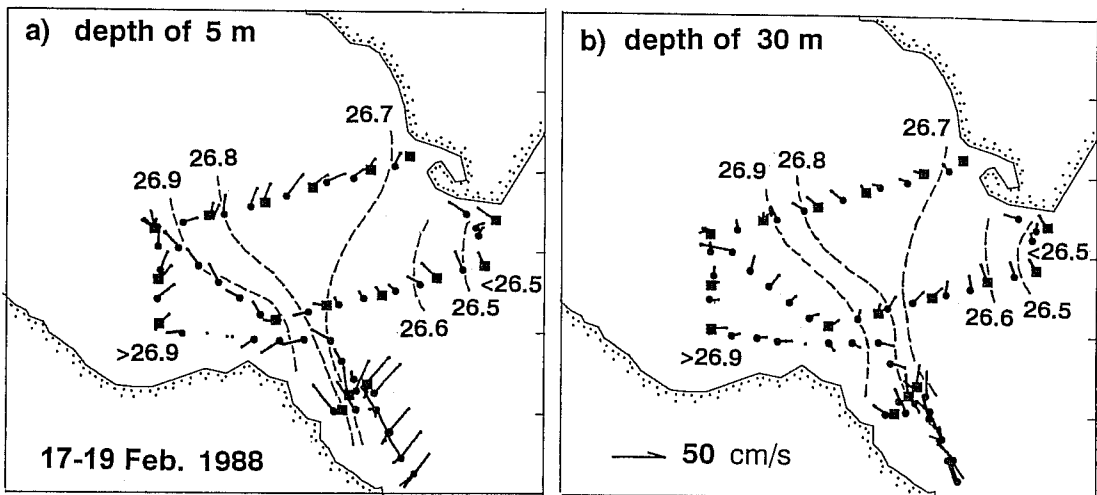


Fig. 11. Current vectors obtained by ADCP (dot and bar) and the sigma- t distributions (broken lines) at depths of 5 m (a) and 30 m (b) on 17 to 19 February 1988. Black squares denote CTD observation stations.

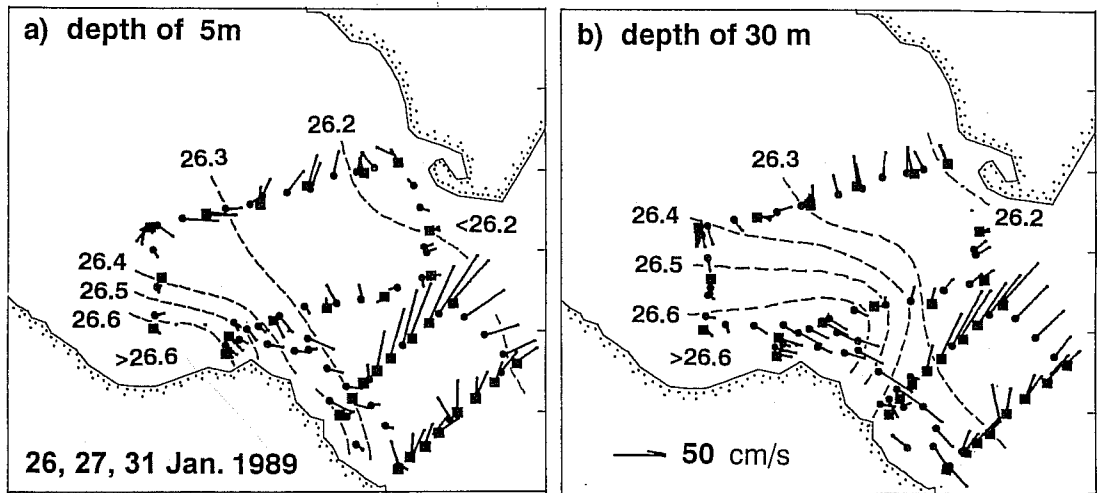


Fig. 12. Same as Fig. 11 except for on 26, 27 and 31 January 1989.

の原因を求めているが、よりはっきりした構造で確かめる必要があると思われる。

1994年3月22日の衛星画像によれば、噴火湾内から湾口に広がる水塊と湾口沖合いの水塊との間に水温フロントが存在し、親潮を示す低水温域の色調が2段階に見える(斎藤・大西, 1994)。混合水はこれと対応しているかも知れない。今後このような観点からも画像解析と現場観測とを結び付けた研究が必要である。

4.2 力学的釣り合いと流れの構造

1988年2月の親潮系水の湾内流入前には、湾口部の

沿岸親潮フロントを境にして、湾奥部に重い水塊が形成されていた。この時に地衡流釣合が成り立てば湾内に反時計廻りの環流が生じる。Fig. 11は湾内の実測流がおおよそ反時計廻りであることを示している。一方、親潮が湾内に流入している1989年1月の場合には、湾口部で湾内に流入する親潮系水と湾から流出する冬期噴火湾水の間に大きな流速シアがある(Fig. 12)。

Figs. 3, 4, 8, 9の水温断面上に ADCP による実測流ベクトルを重ねて示した。これらの図から1988年2月の場合には、Stns. A5, A6やStns. B4, B6のような主なフロント付近では実測流と地衡流は比較的良く一致

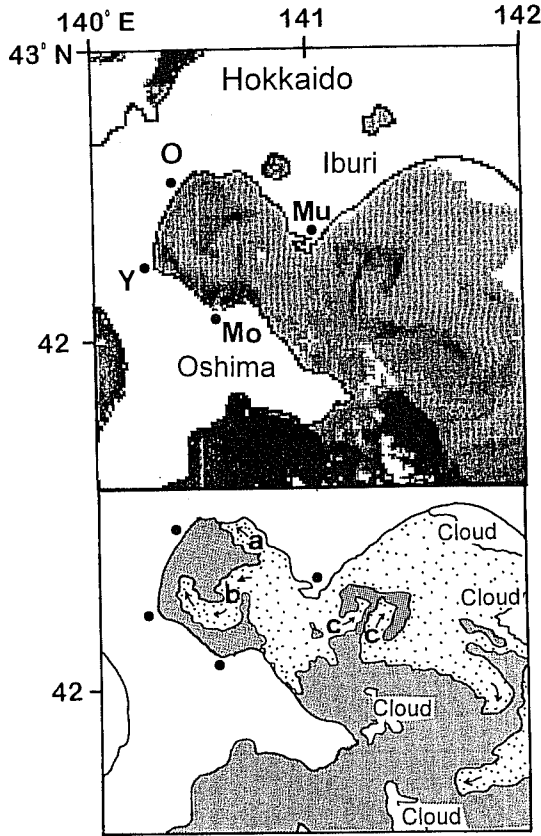


Fig. 13. NOAA AVHRR image on 24 January 1989 and schematic flow patterns of the Oyashio Water (dotted areas). Mu, O, Y and Mo are Muroran, Oshamanbe, Yakumo and Mori, respectively.

している。ところが1989年1月の場合にはLine AのStns. A3からA5の間を除いてほとんど一致していない。Line AのStns. A7からA9の間やBラインのStns. B2からB4の間に見られる様に、親潮域の北西流と冬期噴火湾水側の南東流が安定して見られる。ただし、観測日が異なっていたり、潮流や風の影響について検討していない。しかし2日にわたる観測でも安定した流れが存在することから、上に述べたことは確かと思われる。定量的な議論や断面内の流量の収支については今後の検討課題としたい。

前田ら(1976)、中谷(1988)によれば、スケトウダラの産卵場は湾口部の水深100-120mの浅海域に形成されるという。また、生み出された卵はおおよそ毎時5mの浮上速度で表層に向かうと報告されており(中谷・前田, 1984)、産卵から表層への浮上まで高々1日

程度の時間を要するに過ぎない。従って、スケトウダラの卵稚子の集積や輸送に関しては表層の流れが重要である。Fig. 13の衛星写真にも見られるように、湾口部の水深100mから200mにかけての陸棚縁は、津軽暖流水と親潮系水との間でフロントに伴う渦が最も発達する海域である。また湾口部のシア一流はMIYAKE *et al.*(1988)によっても指摘されているが、やはり流速シアによる渦が発達し易い。スケトウダラの卵稚子はこれらの渦に取り込まれて集積し、効率よく湾内に運ばれる可能性がある。今後プランクトンやスケトウダラ卵稚子魚の採集を同時に行って確かめる必要がある。

4.3 風成流の重要性と密度流との関係

冬季の噴火湾は津軽暖流水の冷却によって重い水が形成され、湾口部にフロントが形成される(大谷・木戸, 1980)。このような構造の一部はFigs. 2, 3やMIYAKE *et al.*(1988)にも示されている。この時湾内には反時計周りの循環流が生じることを前に述べた。一方、噴火湾は北西から南東に主軸をもち、南東側で外洋とつながっている。このため、この主軸は冬季の北西の季節風の通り道となる(大谷, 1985)。渡島半島沖の沿岸流のモデリングを試みた数値実験によると、北西の風によって湾内に渦対が発生し湾口部の中央部から湾外の水塊が湾内に流入することが示された(大島・三宅, 1990)。従ってもし数値実験で示されたような流れが生じれば、冬季の北西の季節風はスケトウダラの卵稚子やプランクトンを湾内に輸送することになる。いったん湾内に輸送された卵稚子やプランクトンは、北西の季節風が止んだ後も循環流(密度流)によって湾内に広く輸送されると推定される。この様に噴火湾に親潮系水が流入する前でも密度流や風成流によってプランクトンや卵稚子が湾内に輸送される可能性が十分考えられる。今後これらの効果について調べていく必要がある。

なお、渡島半島沖の数日周期の沿岸流の変動については、次の様に考えている(大畑ら, 1996)。胆振側には襟裳岬から室蘭にかけて広大な陸棚が発達している。また、渡島沖外海の海盆の主軸は北西から南東の方向に向いており、冬季の季節風や低気圧の通過に伴う南東風と北西風が通過し易い地形となっている(Fig. 13参照)。これらの理由で、周期的に風系が変化する秋口や春先の季節の変わり目には、風によって励起された陸棚波が胆振側の陸棚域に発生し、陸岸を右

に見て胆振沖から渡島沖に伝播する。この陸棚波による流れが数日周期の顕著な沿岸流の変動を引き起こしている」と推定される。

5. おわりに

親潮流入期の噴火湾の水塊構造と流れについて以下の結論を得た。親潮系水の噴火湾流入前には湾口部に2つのフロントが形成されている。一つは湾奥部と湾口部の冬期噴火湾水との間に、もう一つは湾口部の冬期噴火湾水と親潮系水との間に形成されていた。湾口部のフロントに接して湾の内側に親潮系水と冬期噴火湾水との混合水が広く分布していることが明らかになった。また、親潮系水が湾内に流入する前の湾内の流れは地衡流的であるが、親潮が湾内に流入すると地衡流的な流れは弱くなり、流出する噴火湾固有水との間にシアー流や渦流が見られた。これらの流れはスケトウダラの卵稚仔の輸送に大きく寄与する可能性があると考えられる。

今後海洋構造だけではなくプランクトンやスケトウダラ卵稚仔魚を同時に採集することによって、物理過程とスケトウダラの再生産機構との関係を明らかにしていきたい。

謝 辞

調査に際し北海道大学水産学部研究調査船“うしお丸”の松島寛治船長（当時）をはじめ乗組員の皆さん、同水産海洋科学科の梶原昌弘教授および院生の皆さんのご協力に感謝します。また、この研究はHUBEC (Hokkaido University, subArctic Ecosystem dynamics & Climate) プロジェクトの一環として行なわれました。HUBEC FUNKA BAY グループの皆さんに感謝します。

引用文献

- 桧垣直幸・木戸和男・嵯峨山積・三宅秀男・梶原昌弘(1996): 噴火湾の沿岸流の短周期変動の予測システム開発に関する研究。平成7年度共同研究報告書。北海道立地下資源調査所・北海道大学。56pp.
- 前田辰昭・高橋豊美・伊地知 誠・平川英人・上野元一(1976): 噴火湾周辺海域におけるスケトウダラの漁場学的研究-II 産卵期, 日本水産学会誌, 42, 1213-1222.
- 箕田 嵩・岩崎 順(1978): 噴火湾における植物プランクトンの季節的消長, とくに春季増殖とその盛衰. 特定研究海洋環境の保全, 第4回シンポジウム要旨集, 45-46.
- 三宅秀男(1994): スケトウダラ卵稚仔に対する親潮の輸送と集積効果. 平成5年度特定研究“海洋の物理・化学環境変動と生態系の応答機構”研究成果報告書, 北海道大学, 24-27.
- 三宅秀男・福岡二郎(1987): 渡島半島木直沖における数日周期の沿岸流の変動について, 北大地球物理研究報告, 49, 221-227.
- MIYAKE H., I.TANAKA and K.MURAKAMI(1988): Outflow of wa-ter from Funka Bay, Hokkaido, during early spring. Jour. Oceanogr. Soc. Japan., 44, 163-170.
- Nakatani, T. and T. Maeda(1981): Transport Process of the Alaska Pollack Eggs in Funka Bay and the adjacent waters, Hokkaido. Bull. Japan Soc. Sci. Fish., 47, 1115-1118.
- 中谷敏邦(1984): スケトウダラの再生産機構の解明. 水産海洋研究会編, 21世紀の漁業と水産海洋研究, III-5, 118-126, 恒星社厚生閣, 東京.
- 中谷敏邦・前田辰昭(1984): スケトウダラ卵の発生に対する水温の影響およびその浮上速度について. 日本水産学会誌, 50, 937-942.
- 大島慶一郎・三宅秀男(1990): 北海道南方陸棚域及び噴火湾における風による循環に関する数値的研究. 海と空, 66, 53-66.
- 大谷清隆(1971): 噴火湾の海況変動の研究II. 噴火湾に流入, 滞留する水の特性. 北大水産彙報, 22, 58-66.
- 大谷清隆(1985): 噴火湾の物理, 日本全国沿岸海洋誌, 102-112. 日本海洋学会沿岸海洋研究会編, 東海大学出版会, 東京.
- 大谷清隆・木戸和男(1980): 噴火湾の海洋構造. 北大水産研究彙報, 31, 84-114.
- 大畑 聡・三宅秀男・桧垣直幸(1996): 北海道南方陸棚域における陸棚波の実測. 1996年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 115.
- 斎藤誠一・大西広二(1994): 衛星による親潮とブルーミングのモニタリング. 平成5年度特定研究“海洋の物理・化学環境変動と生態系の応答機構”研究成果報告書, 北海道大学, 8-19.
- SAITOH, S. (1995): AVHRR on NOAA. in eds. by M. Ikeda and F. Dobson "Oceanographic Application of Remote Sensing", CRS press, Boca Raton, 407-417.
- SVERDRUP, H.U., M.W. JHONSON and R.H. FLEMING(1949): *The Oceans. Their physics, chemistry and general biology.* (3rd ed.) Prentice-Hall, New York, 1087pp.
- 田中伊織(1984): 噴火湾周辺海域に形成される海洋前線域におけるクロロフィルaの分布. 水産海洋研究会報, 46, 9-17.