



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	渡島半島沖における水温逆転層とその鉛直密度構造に関する研究
Author(s)	三宅, 秀男
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(水産学)
Dissertation Number	乙第2701号
Issue Date	1984-09-29
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/32712
Type	doctoral thesis
File Information	2701_Miyake.pdf



主 論 文

渡島半島沖における水温逆転層と
その鉛直密度構造に関する研究

三 宅 秀 男

昭和 59 年

渡島半島沖における水温逆転層と
その鉛直密度構造に関する研究

三宅秀男

渡島半島沖における水温逆転層と その鉛直密度構造に関する研究

目 次

I. はじめに	1
II. 調査海域, 資料および方法	8
III. 水温逆転層の出現と特徴	13
i) 逆転層の出現と海況	15
ii) 逆転層に関する諸量とその変化	30
iii) 逆転層の密度成層構造	38
IV. 水平貫入層の形成と構造	49
i) 暖流水の流入形態としての 貫入層	50
ii) 貫入層と鉛直密度勾配	57

iii) Double diffusive intrusion

との比較

67

V. 貫入層における鉛直混合

84

i) 密度逆転層の出現

85

ii) 貫入層の鉛直混合機構

94

iii) 鉛直拡散モデルによる計算

103

VI. まとめ

111

謝 辞

116

引用文献

117

I. はじめに

北海道周辺には、亜熱帯海域に起源をもつ暖流水と亜寒帯海域を源とする寒流水とが、接触したり混合する海域がいくつか存在する。その代表的な海域は、噴火湾一帯とオホーツク海南西域である。

噴火湾では海況変動の調査から、低温低塩分の親潮系水と高温高塩分の津軽暖流水とが、年に一度づつ交互に流入し、湾内で滞留する間にそれぞれ湾固有の水塊に変質することが明らかにされてきた (KOTO, 1965; 大谷他, 1970, 1971a, 1971b, 1980; 大谷, 1971)。

一方オホーツク海南西域では、やはり低温低塩分のオホーツク中冷水と高温高塩分の宗谷暖流水とが接触し、冷水帯という特異な海洋構造が形成され、古くから研究者の注目を浴びてきた (例えば, IIDA, 1962; MAEDA, 1968)。

親潮系水と津軽暖流水，あるいはオホーツク中冷水と宗谷暖流水とでは，水温や塩分の特性の差異は極めて大きい。このため両水塊の混合の際には，水温逆転，熱塩フロント，水平貫入層等の熱塩構造が良く発達することが知られている（三宅，1978；MIYAKE，1979；大谷・木戸，1980）。しかしこれらの現象は，海洋構造の変動との関連で言及されている場合が多く，個々の構造について議論したものは少ない。

本研究ではこれらの異なった水温塩分特性をもつ水塊が接触し，混合する海域における熱塩構造の解明の一環として，水温逆転層とそれに関連した鉛直密度構造について調べる。これまでに水温逆転層については，KAWAI（1955），黒田（1959，1960），RODEN（1964），NAGATA（1967，1968，1970）らの研究がある。黒田（1959）は，三陸近海での水温逆転を特徴づける諸量を統計的にまとめ，潮境を形成する寒暖両水塊の水温差や密

度差との関係を考察した。一方、RODEN (1964) は北太平洋全域のBT資料から、亜寒帯、亜熱帯、熱帯および黒潮と親潮の間の前線帯の各海域について、水温逆転層の特徴を記述し、また理論的考察から逆転層の出現する条件を求めている。その後NAGATA (1967, 1968, 1970) は本州東方海域を調査し、親潮前線と黒潮前線とを境にして、性質の異なる二種類の水温逆転層に分類できること、逆転層の水温差の極大値は黒潮(続流)北縁の冷水帯に対応していること等を明らかにした。

以上の研究のほとんどは、BT観測の資料に依拠しており、水温逆転層の一部は寒暖両水塊の混合過程で生じ、その地理的統計的特徴は明らかになったものの、そこでの密度成層構造や混合機構については不明のままである。

これらの問題に対して、塩分、従って密度を含めて初めて具体的に論じたのはFEDOROV (1969) である。彼はオホーツク海と大西洋

の水溫逆転層の成層構造や形成過程の相違を、水柱の静安定度解析を用いて説明した。また HOWE & TAIT (1972) は、北東大西洋の地中海水起源の逆転層の混合機構について、FEDOROV と同様の方法を使って調べた。

最近 CTD (または STD, 塩分-水溫-深度記録計) の発達と普及により、水溫、塩分、密度の鉛直分布が連続的に得られるようになり、寒暖両水塊の間にあるフロント構造が次第に明らかにされつつある。VOORHIS et al. (1976) と HORNE (1978) は、New England 沖の Shelf Water と Slope Water のフロントを観測し、両水塊の混合形態として、特に水平貫入層 (Horizontal intrusion, interleaving) について詳しく報告している。

ところで、海洋の密度構造は主に水溫と塩分によって決まるが、鉛直密度分布が重力的に安定であっても、熱と塩分の分子拡散係数の違いから、通常の Rayleigh 型の対流とは異なる対流が起りうる (STERN, 1960; TURNER

& STOMMEL, 1964)。これらは熱塩対流 (Thermohaline convection), または二重拡散対流 (Double diffusive convection) と呼ばれている。フロント域では高温高塩分水の水平貫入層が発達するが, このような貫入層は熱塩対流が生じ得る場でもあり, Double diffusive intrusion と呼ばれている (CRAPPER, 1976; TURNER, 1978)。実験室においては, このような貫入層の挙動や性質が調べられ, 一部実際の海洋での観測結果との比較が試みられている (TURNER, 1978; RUDDICK & TURNER, 1979)。

以上のような研究成果を参考にして, 本研究では主に北海道南西部の渡島半島東岸沖での水温逆転, 水平貫入層, さらに密度逆転について, 次のような観点から議論する。

先ず第Ⅱ章では, 調査海域の設定理由, そこでの海洋構造の変動の概要, 観測法と資料について述べる。第Ⅲ章では, 水温逆転層の種類と特徴, 海況との対応を明らかにすると

ともに、鉛直密度成層構造の解析から逆転層の維持機構について考察する。次に第四章において、津軽暖流水の流入形態としての水平貫入層の構造を調べ、その発達する理由を推定する。また実験室で得られている double diffusive intrusion の結果と比較する。最後に、この水平貫入層の可能な混合機構について、第五章で検討する。

本研究で対象とした海域では、湾水と外洋水との水温塩分特性の違いが大きく、各水塊が比較的明瞭に追跡できる。このため外洋では把握できない物理現象でも、これらの水塊分析によつて説明されやすいと言える。このことは、ここでの現象を支配する物理過程は、広く海洋中で生じている混合拡散過程に普遍化できる可能性があり、そのモデルとしても意味をもつと考えることができる。

低温低塩な水塊と高温高塩な水塊の混合過程は、最も熱塩効果（水温および塩分が密度に及ぼす非線型効果）が大きい領域に相当す

る。このような観点からの研究は従来ほとんどなく、従って最近の理論や室内実験で得られている結果に対する検証として、例えば水平貫入層の構造や挙動の測定は意味があると考えらる。

Ⅱ. 調査海域, 資料および方法

図1に調査海域の地形および観測点を示す。この海域には春先に室蘭側から親潮系水が流入し, それまで湾内にあった冬期噴火湾水が渡島半島沿いに湾外に流出する。また夏から秋にかけては津軽暖流水が湾の北東部から流入し, 湾内の夏期噴火湾水や高温化した親潮系水は半島沿いに流出する(大谷・木戸, 1980)。このように鹿部から臼尻にかけての渡島半島沖は, フロントを形成しながら外洋水が流入し, 湾固有水が流出する海域に位置する。このためこれらの水塊の交替時には, 極めて明瞭な水温逆転層や水平貫入層が発達する。

大谷(1971)によると, 噴火湾付近に出現する水型の名称, 略号および指標水温, 塩分値は次の通りである(図7参照)。

親潮系水(O & O_i): $T \leq 2 \sim 3^{\circ}\text{C}$, $32.0 \leq$

$S \leq 33.3 \%$ 。親潮接岸分枝と融氷水とかうなり，およそ2月から4月にかけて流入し，6月から7月頃まで滞留する。

津軽暖流水 (T_w) : $T \geq 6^\circ\text{C}$, $S \geq 33.6 \sim 33.8 \%$ で，夏から秋にかけて流入し，湾内で冬期間に冬期噴火湾水に変質する。

冬期噴火湾水 (F_w) : $3 \leq T \leq 6^\circ\text{C}$, $S \geq 33.8 \%$ の特性をもつ。津軽暖流水が冬期間の冷却混合によって重くなった水である。

夏期噴火湾表層水 (F_s) : $S \leq 32.0 \%$ で，春先に流入した親潮系水が，加熱と淡水の供給を受け，密度が小さくなった固有水で，表層の20m程度に限られる。

このうち親潮系水と津軽暖流水とが外洋起源水で，冬期噴火湾水と夏期噴火湾表層水とが，噴火湾およびその周辺に限られて存在する湾固有水である。渡島半島沖でも，冬期噴火湾水がやや不明瞭となることを除けば，ほぼ上述の水型区分が適応できるので，以下の

水塊分析にもこの指標を用いる。

観測点は鹿部沖から臼尻沖にかけての3マイル間隔に、A、D、G、JおよびMの5測線を設け、それぞれ3マイル間隔に3~4点のナンゼン各層観測（観測層は鉛直方向に10

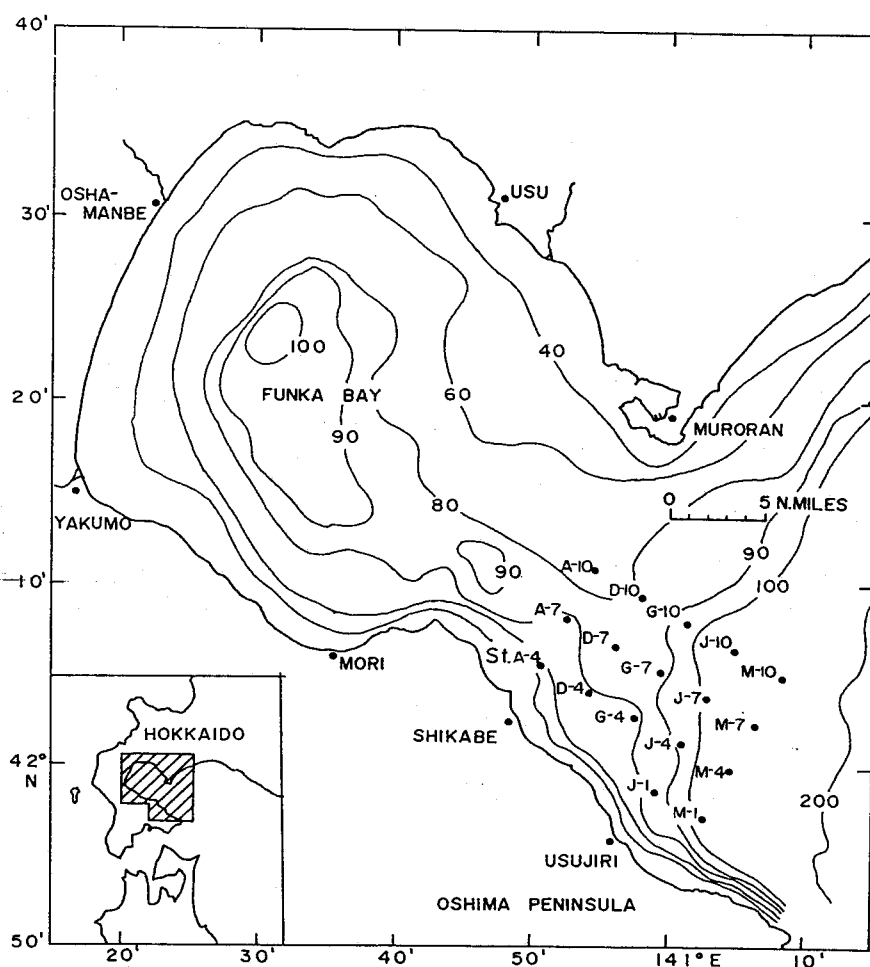


Fig.1 Location of stations and bathymetry in the surveyed region. Numerals indicate the water depth in meters.

m間隔) 計17点を配置した。この他に1979年からは、詳細な水温断面を得るために、各測線で1マイル毎にBTまたはDBT観測を実施した。観測は表1に示すように、1978年か

Table 1. List of the observational periods, number of stations and observed methods.

Date	Number of stations		
	Nansen Hydro. Cast	BT Cast	DBT Cast
April			
1980, 24-25	17	43	39
May			
1980, 14-15	17	56	50
June			
1978, 9-10	17	—	—
1979, 21-23	17	70	—
July			
1978, 19-20	17	—	—
1979, 23-24	17	50	—
1980, 11-12, 14	14	39	38
August			
1978, 25-26	17	—	—
1979, 23-24	6	40	—
1980, 19-20	17	52	53
September			
1978, 25-26	17	—	—
1979, 25-26	17	56	—

ら1980年にかけての4月から9月に行、た。

このうち1980年7月と1979年8月は、荒天のためそれぞれ4点、6点のナンゼン観測しかできなかつた。この他に一部1976年の7月および8月の資料(三宅, 1978; MIYAKE, 1979)を用いた。

使用したBT (Bathymograph) の水温精度は $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 程度、深度の精度はフルスケールの1%である。またDBT (Digital Memory Bathymograph, 新日気社製, MOX-BT2F) は、水温精度 $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$ 、水深精度フルスケールの0.3%である。

塩分の測定には全てAUTO-LAB 社製サリノメーター601-MKⅢを用いた。精度は $\pm 0.003\%$ である。

観測は全て、北海道大学水産学部調査研究船“うしお丸”(98GT)によ、た。

Ⅲ. 水温逆転層の出現と特徴

この章では、主にナンゼン各層観測から得られた資料を基に、水温逆転層の出現時の海況、逆転層を特徴づける諸量、さらに密度成層構造の解析等から、逆転層の形成と維持機構について考察する。

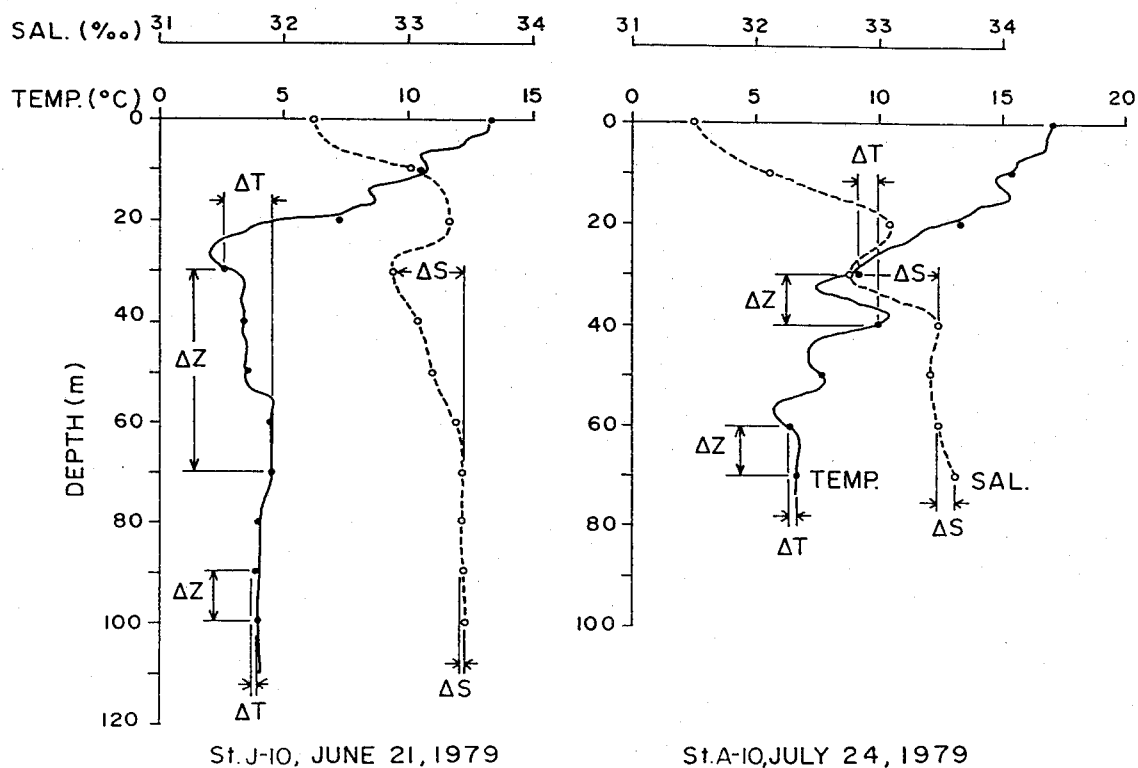


Fig.2 Notations of the temperature inversion characteristics. Solid and open circles denote the values of temperature and salinity obtained with Nansen casts, respectively. Solid lines of the vertical temperature profile are drawn from the BT traces in these cases.

図2に本研究で定義する水温逆転（層）を図示する。 ΔZ 離れた2点間の水温差 ΔT が、転倒温度計の精度を越える 0.05°C 以上、下層の方が高い値を示すときを水温逆転（層）と定義する。下層の水温が連続的に高い場合（図2の左側の30～70m深を参照）には、これを1つの逆転層と数える。 ΔZ に対応するように逆転水温差 ΔT 、塩分差 ΔS を図2に示すように定義する。 Z 軸は鉛直下向きに正に取ることとする。従って、逆転層での水温差 ΔT は常に正の値である。

一般に水温分布が深さとともに減少する中に水温逆転層がある時、観測層が10m間隔であるために、水温の極大値や極小値を拾いきれず、これより鉛直スケールの小さい逆転層を見落したり、過小評価することがある（図2の右側の30～60m深を参照）。そこで、BTまたはDBTの連続資料からも一部検討する。ただし、この場合には $\Delta T \geq 0.5^{\circ}\text{C}$ を水温逆転層とする。

1) 逆転層の出現と海況

初めに4月から9月までの期間の代表的な海洋構造と水温逆転層の出現状況を調べる。

親潮系水の滞留期として、図3に1980年5月の沖合断面および表面の水温、塩分分布を示す。水温分布から、表層ではすでに加熱により躍層が形成されつつあり、およそ40~60 m深に水温極小層が存在していることがわかる。この水温極小層より下層では、徐々にかつ連続的に水温は高くなっている。

J-10の表面では32.0‰以下の塩分値を示すが、100 m以浅はほぼ33.3 ~ 32.0 ‰の範囲内にあり、底層を除く海域のほとんどが親潮系水で占められている。水温、塩分の層重構造はなめらかであり、どの測点でも深くなるにつれて塩分は高くなる。

このとき中層の40~60 m深の水温極小層以深が水温逆転層となり、この逆転層の多くは海底付近まで達している。一部の浅い水深で出現する逆転層を除けば、逆転層の出現する

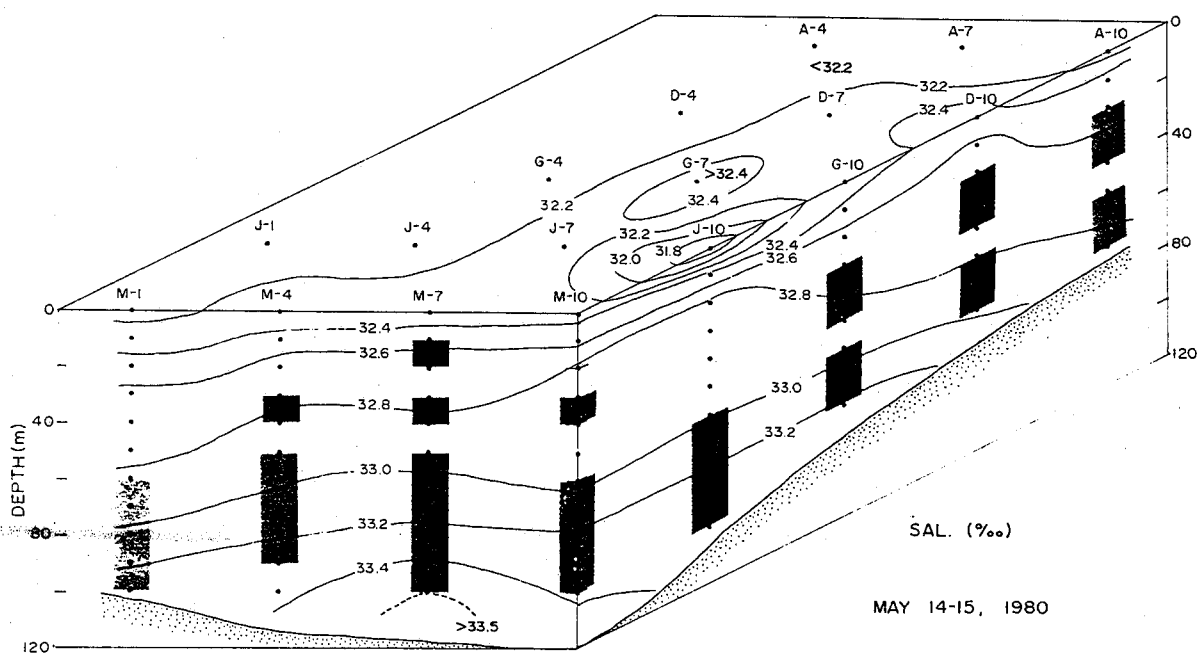
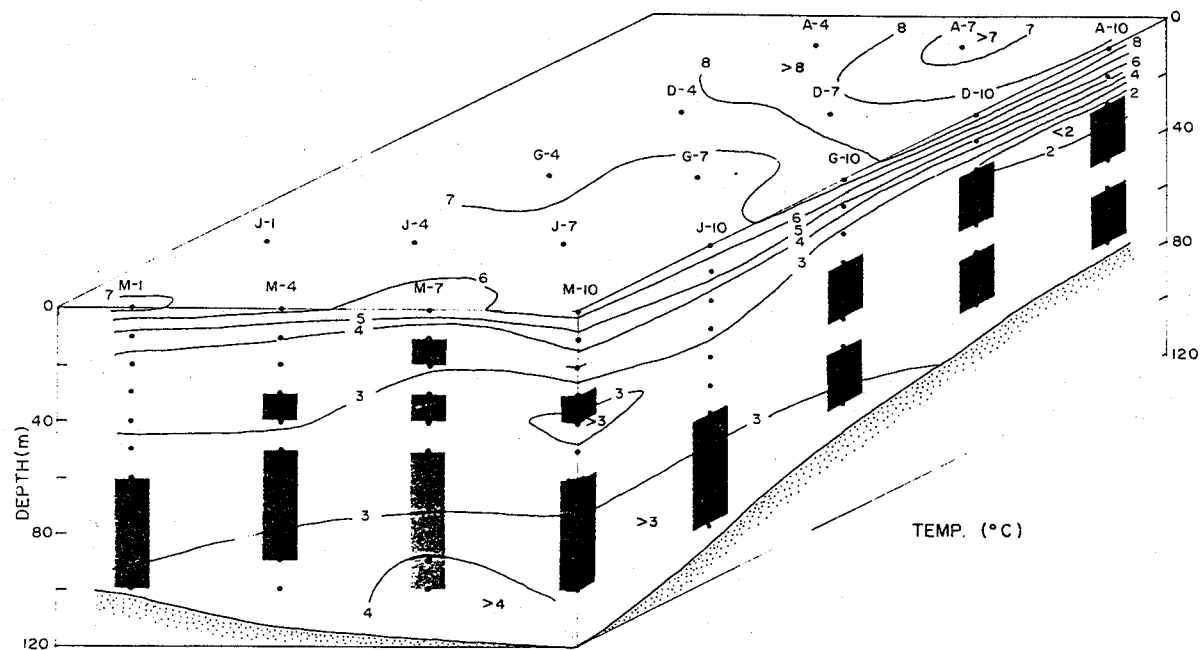


Fig.3 Temperature and salinity distributions on the surface and along the off shore cross sections in 14, 15 May 1980. Temperature inversion layers are shaded.

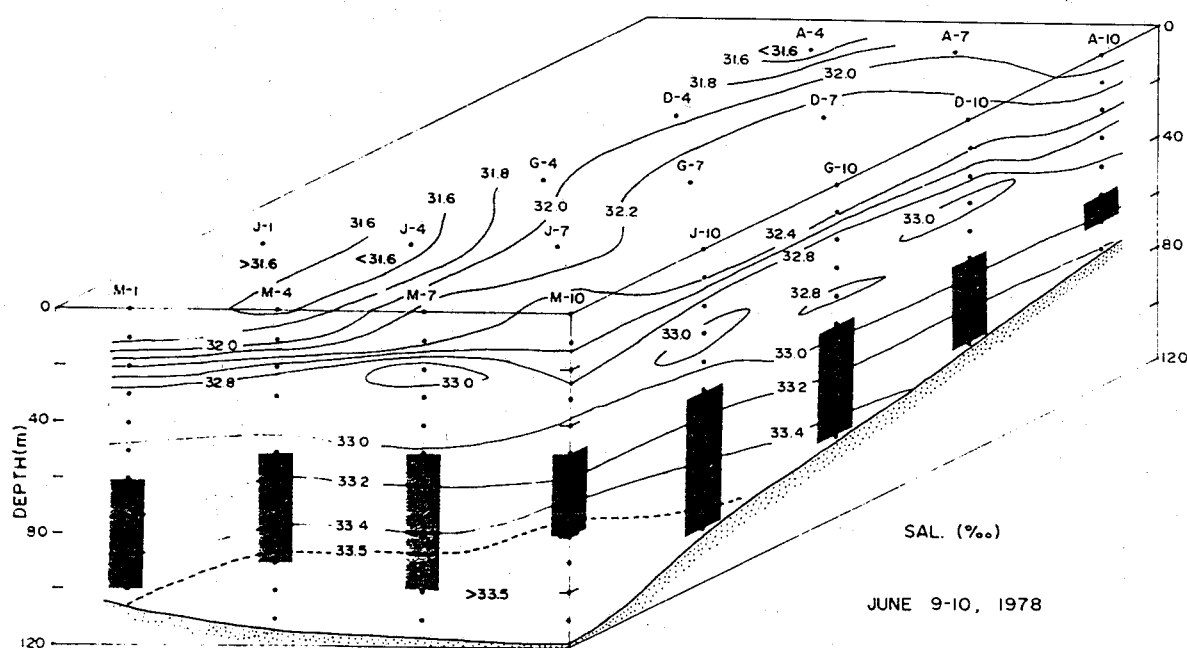
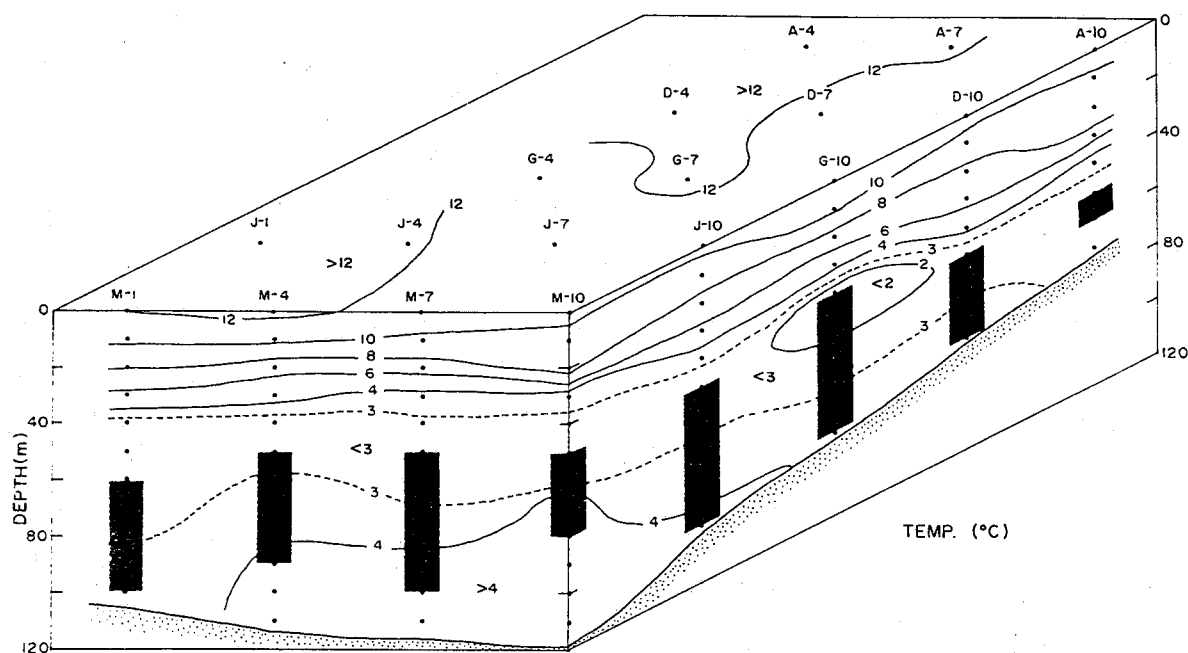


Fig.4 Temperature and salinity distributions on the surface and along the off shore cross sections in 9, 10 June 1978. Temperature inversion layers are shaded.

水深や逆転層の層厚は、水平的にほぼ連続しており、水温の水平方向の均一性が極めて良いことを示している。

1978年6月の断面を図4に示す。表面付近は 10°C 以上に昇温しているにも拘らず、50m深を中心に 2°C 前後の水温極小層が水平に延び、それ以深では水温は徐々に高くなる。

A-10, D-7, G-7, J-7およびM-7より半島側の表層10mは、 $S < 32.0\%$, $T > 10^{\circ}\text{C}$ を示し、夏期噴火湾表層水に変質し始めている。このためM-1, M-4では、表面と20m深の間で約1%の鉛直塩分勾配をもつ躍層が形成されている。一方M-4, M-7, M-10の100m以深には、33.6%に近い塩分値をもつ水塊が存在するが、TS図(図7-a参照)から冬期噴火湾水と親潮系水の混合水であると考えられる。

1980年5月(図3)と比較して、夏期噴火湾水の形成に伴ない、40m以浅において水温、塩分の鉛直勾配が強くなっていること、M-4

とM-7の間の表層で見られるように、水平方向にも塩分フロントが出現し始めていること等が異なる。

約50m以深は水温逆転層となり、沖合のM-4、M-7およびM-10を除くと、これらの逆転層はほとんどが海底にまで達している。

以上の4月から6月までの親潮系水卓越期の海洋構造は、中層に水温極小層が出現し、

従って水温逆転はこの深さから海底近くまでの数10mの層厚をもつものが多いこと、また水温、塩分とも水平方向には比較的均一で、塩分は鉛直方向に深さとともに単調に増加すること等の基本的特徴をもつ。

津軽暖流水がこの海域に流入し始める7月になると、海洋構造および逆転層の形態は急変する。その様相を図5、6に示す。図5の1978年7月では、20m以浅は10~20℃と昇温し、中層の一部および底層に6℃以下の水温が見られるが、6月(図4)に比べ全層とも高温化している。

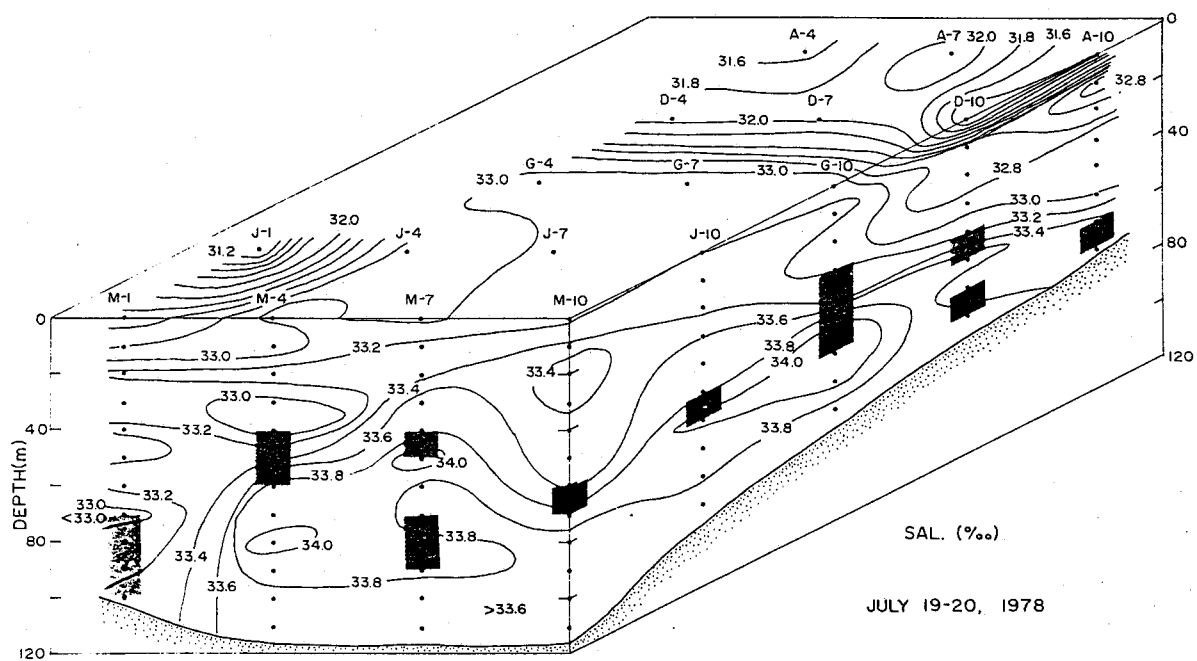
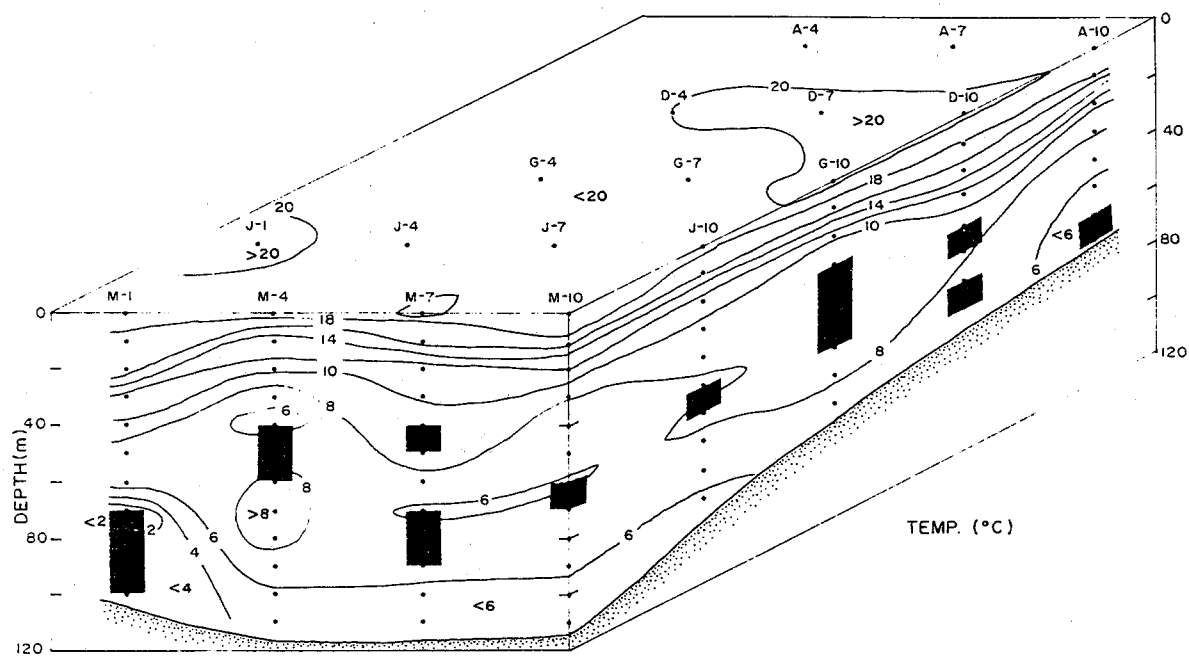


Fig.5 Temperature and salinity distributions on the surface and along the off shore cross sections in 19, 20 July 1978. Temperature inversion layers are shaded.

塩分断面から、表層ではD測線とG測線の間およびJ-1とM-4測点の間に32.0から33.0‰の塩分フロントが存在し、これより噴火湾側および渡島半島側では夏期噴火湾水の特徴をもつことがわかる。この塩分フロントは、A測線およびD測線の表面と10m深の間で1‰程度の塩分差を作っている。

中層では33.0から33.6‰にかけての二次的な塩分躍層が存在し、 $S \geq 33.6 \sim 33.8$ ‰の津軽暖流水と境をなす。最も特徴的なことは、水平方向に塩分勾配が著しくなり、高塩分ないしは低塩分水塊の舌状構造あるいは水平貫入構造が良く発達している点である。G-10の60m深に中心をもつ高塩分水は、M-10、J-7およびD-10にまで水平的に広がっている。またM-1の30m深の $S \leq 33.2$ ‰の水塊は、3マイル以上も水平に延びている。M-1の70以深は、 $T \leq 3^{\circ}\text{C}$ 、 $S \leq 33.2$ ‰であることから親潮系水に相当し、この水塊は岸近くに押し込められて残っているか、あるいは噴火湾から

流出したもので、7月でも渡島半島沿いの海底近くに見られる。

逆転層は等塩分線と比較的明瞭な関係をもって出現する。すなわち、高塩分水の張り出しや貫入層の上側、ないしは低塩分水の貫入の下側に限られて、逆転層が生じていることがわかる。逆転層の厚さは6月までに比べて小さくなり、また水平的な連続性は少なくなっている。なお、M-1の70m以深の逆転層の性質は、後に述べるように親潮系水期のものと同じである。

同様の構造は、図6の1979年7月でも認められる。夏期噴火湾表層水と親潮系水との間の32.0～33.0%の塩分フロントと親潮系水と津軽暖流水との間の33.0～33.6%の塩分フロントとが、沖合断面ではほとんど連続している点か、図5の1978年7月の断面と異なる。

M-10の30m深に存在する、 $T \geq 10^{\circ}\text{C}$ 、 $S \geq 34.0\%$ の津軽暖流水は、ほぼ水平にJ-10、G-10の20～30m層を経てD-10の40m深まで追跡で

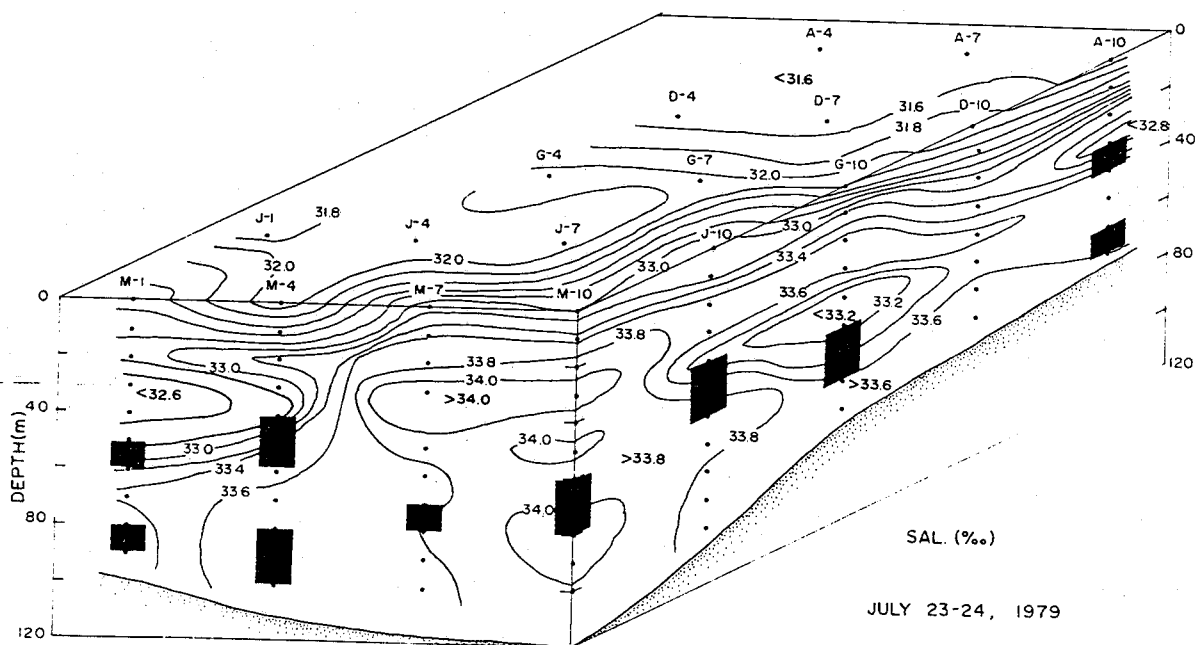
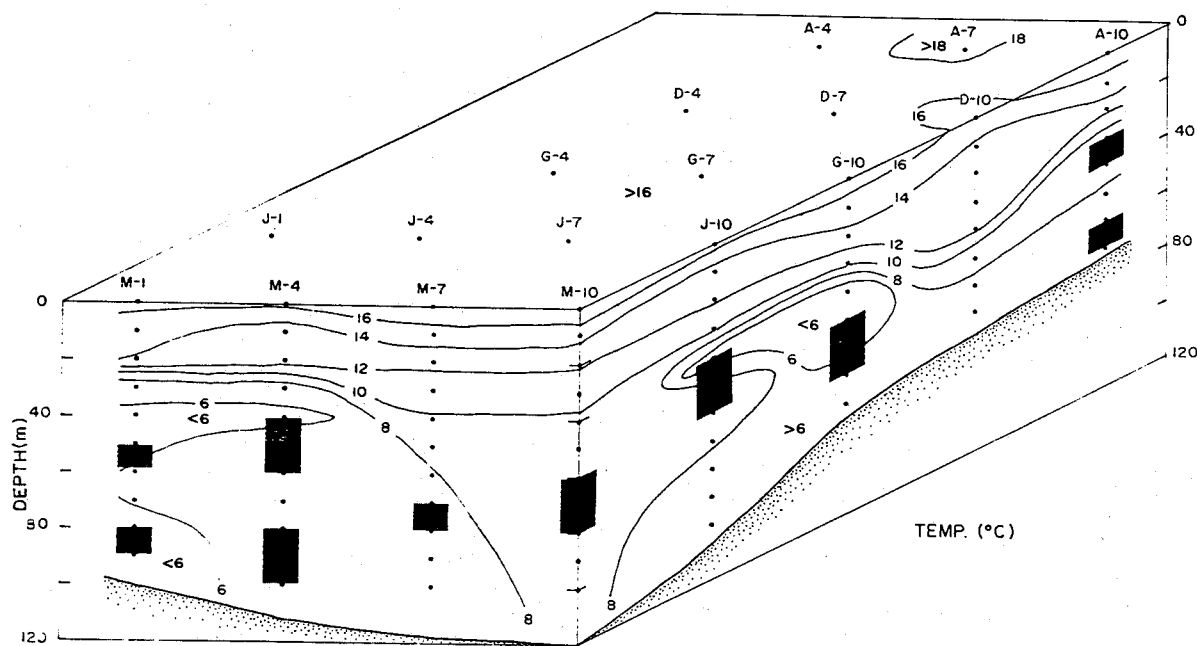


Fig.6 Temperature and salinity distributions on the surface and along the off shore cross sections in 23, 24 July 1979. Temperature inversion layers are shaded.

き、岸沿いから伸びる、 $T < 6^{\circ}\text{C}$ 、 $S < 33.6$ %の低温低塩分水塊と、J-10およびG-10の30 ~ 60 m深で相互に貫入構造を形成する。M測線の断面においても同様の構造が、 6°C 等温線や33.0 %等塩分線によ、て明瞭に示されている。

水温逆転層は、中層以深の高塩分水の貫入の上側か、低温低塩分水の貫入の下側に集中して見られる。その他、M-10の60 ~ 80 m深のように、暖流水のコアー中にも逆転層が出現している。J-10およびG-10の20 ~ 30 m層に見られるように、40 m以浅にも暖流水起源の高塩分水塊が、水平貫入の形で流入しているが、表層での加熱による水温の鉛直勾配の方が大きいために、水温逆転層としては現れていない。

図は省略するが、8月では中層に流入した津軽暖流水により、塩分極大層が形成されているが、水温逆転層の出現数は7月程多くはない。また9月には表層の冷却による逆転

層が多くなる。

以上述べたように、7月を中心とした津軽暖流水の流入期の海洋構造の特徴は、沖合から流入する津軽暖流水と岸沿いに残存する親潮系水との間で、中層を中心にして顕著な水平貫入構造が見られることである。水温逆転層のほとんどは、高塩な貫入層の上側か、あるいは低温低塩水の貫入の下側に限られて出現する（貫入型の水温逆転層）。

次にこれらの水温逆転層と水型との対応を調べるために、逆転層の各層の水温、塩分値をTS図上にプロットする。その結果を、大谷（1971）による水型区分を付記して図7に示す。ただし、 14°C 以上の水温で生じている逆転層は、表層での冷却によるものであるから、この図では除いてある。

図を一見して、4月から6月までの逆転層は、水温で $1\sim 5^{\circ}\text{C}$ 、塩分で $32.5\sim 33.7\%$ の比較的狭い範囲内に出現することがわかる。

大谷・木戸（1980）は、親潮系水期の噴火湾

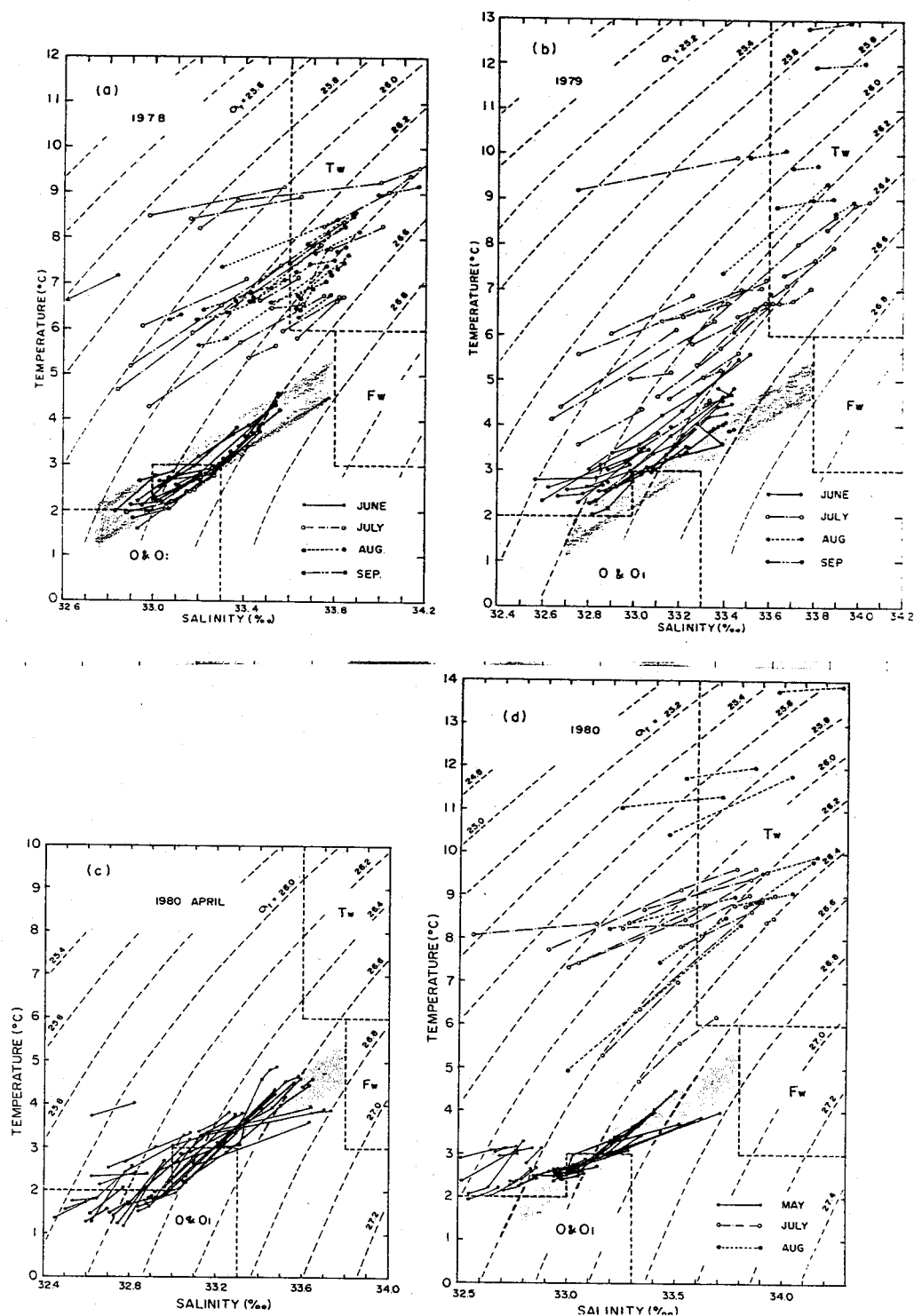


Fig.7 Temperature inversions on the TS-diagrams and the water mass classification. O&Oi, Tw and Fw indicate the Oyashio Water, the Tsugaru Warm Water and the Winter Funka Bay Water, respectively. The shaded areas are explained in the text.

内各深度の水温，塩分値が，冬期噴火湾水（ $T = 5^{\circ}\text{C}$ ， $S = 33.8\%$ ）と親潮系水（ $T = 1.5^{\circ}\text{C}$ ， $S = 32.7\%$ ）とを結ぶ直線上に位置することを見い出した。

今，この直線に $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ の中をつけて，図中にハッチで示すと，1979年6月を除き，親潮系水期の逆転層の水温，塩分値はほぼこの範囲内に含まれてしまう（図7-a, c, d参照）。このことは，渡島半島沖でも湾内と同様に，この期間の逆転層は，親潮系水と冬期噴火湾水の混合の結果生じたものと言える。なお，1980年5月（図7-d）では，上記の範囲外に若干分布するが，これらはいずれも表層（20～40m深）に出現するもので，表層の加熱によ，て昇温したものと考えられる。

一方，7月になると図5，6で述べたように，岸沿いには親潮系水が残り，沖合中層には暖流水が流入する。このため逆転層は2つのタイプに分けられる。一つは岸沿いの海底近くに見られるもので，その水温，塩分値の

範囲は、6月までの逆転層とほぼ同じである。1978年（図7-a）では、7月のこのタイプの逆転層の水温、塩分値は、6月の逆転層のそれらと一致している。

他の一つは中層に見られるもので、水温差、塩分差が観測期間中最も大きく、出現する範囲も水温で4～10℃、塩分で32.5～34.0‰と広範囲にわたっている。TS図上でのこれらの向きは、高温化した親潮系水から津軽暖流水の方向に伸び、その起源が津軽暖流水にあることを示している。

1979年6、7月は、2つのタイプの逆転層は明瞭には区分できない（図7-b）。その原因は、この年の親潮系水と津軽暖流水の特性が明確でなかったか、あるいは親潮系水期から津軽暖流水の流入期への移行が漸次的であったためと推定される。

8、9月になると逆転層の出現する頻度が減少し、津軽暖流水の範囲内で出現する割合が多くなる。また逆転層の水温差、塩分差も

小さくなる，

6月と8月には，水温逆転層で密度逆転を伴っているものがあるが，これについてはⅤ章で述べる。

ii) 逆転層に関する諸量とその変化

前節では、水温逆転層の出現の特徴を海洋構造やTS図から現象論的に述べたが、ここではそれらを特徴づける物理量を求め、海洋構造の変化と結びつけて議論する。

先ず逆転層の出現深度に対する層厚 ΔZ の頻度分布を図8に示す。資料として表1のナンゼン観測点の全てを用い、親潮系水期の6月まで(図8-a)と津軽暖流水の流入期の7月以降(図8-b)を別々に図示する。縦軸には逆転層の出現深度を、横軸には各層厚の出現頻度を個数で表わす。

親潮系水期の4～6月の特徴は、10m以深のどの深度にも、層厚の異なる逆転層がランダムに分布し、このうち $\Delta Z \geq 20\text{m}$ の厚い逆転層が全体の61%を占め、また出現深度の中心が4月から6月にかけて深くなる傾向のあることである。調査海域の水深は70～120m深であることから、中層に出現する厚い逆転層は、海底近くまで達していることになる。

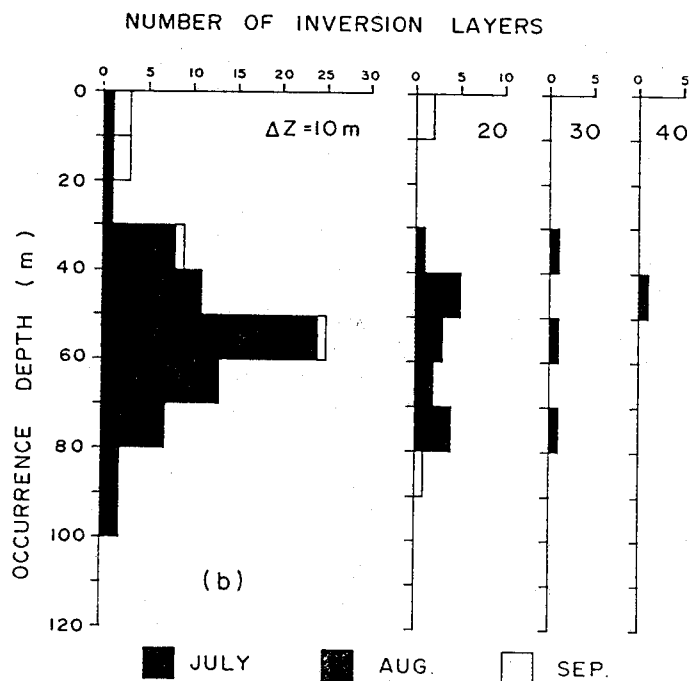
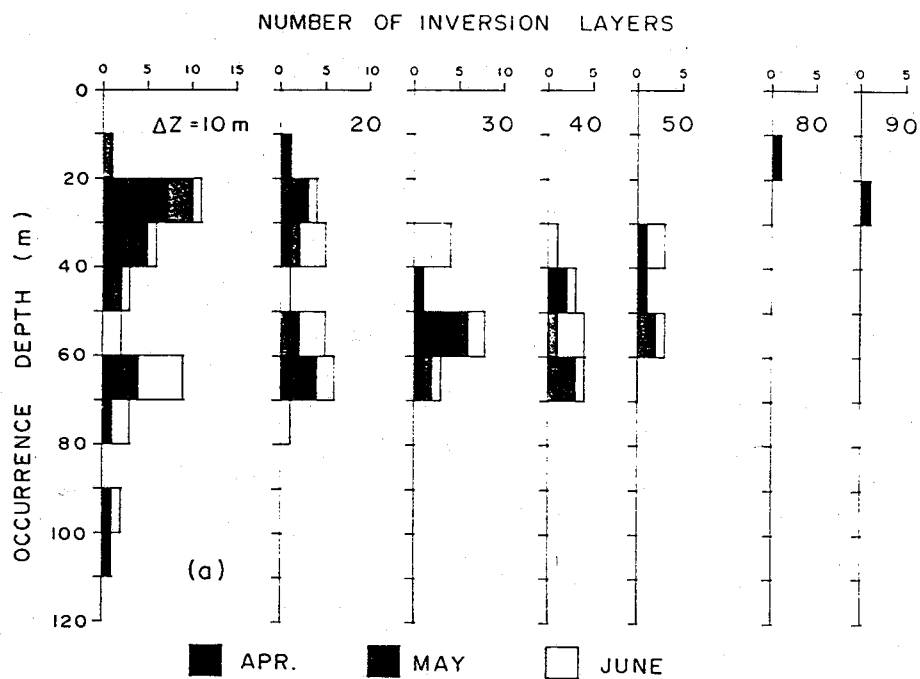


Fig.8 Frequency distributions of the layer thickness of temperature inversions with respect to the occurrence depth in the stagnated period of the Oyashio Water (a) and in the inflowed period of the Tsugaru Warm Water (b).

一方、暖流水の流入する7月以降では、50～60m深の $\Delta Z = 10\text{m}$ にモードをもつ分布を示し、層厚が大きくなるにつれて、その数は急激に減少する。 $\Delta Z \geq 50\text{m}$ の逆転層は出現していない。 $\Delta Z = 10\text{m}$ の逆転層は全体の78%に達し、そのうち40～70m深に出現するものが50%を占める。季節的には9月には少なくなり、しかも表層で出現するものが多い。

先に、10m観測層のナンゼン観測の資料では、7月以降の貫入型の逆転層の出現頻度や逆転水温差が、過小評価される可能性のあることを述べた。そこで、鉛直分解能の良いBTおよびDBTの資料を用いた解析結果を、比較のために図9に示す。ただし、ここでは $\Delta T \geq 0.5^\circ\text{C}$ を逆転層として扱った。図8に見られた傾向は一層顕著である。すなわち、親潮系水期（図9-a）では、 $\Delta Z \geq 20\text{m}$ の逆転層が全体の76.6%を占め、反対に津軽暖流水流入期（図9-b）では、薄い（ $\Delta Z \leq 20\text{m}$ ）逆転層が全体の94.3%にも達している。

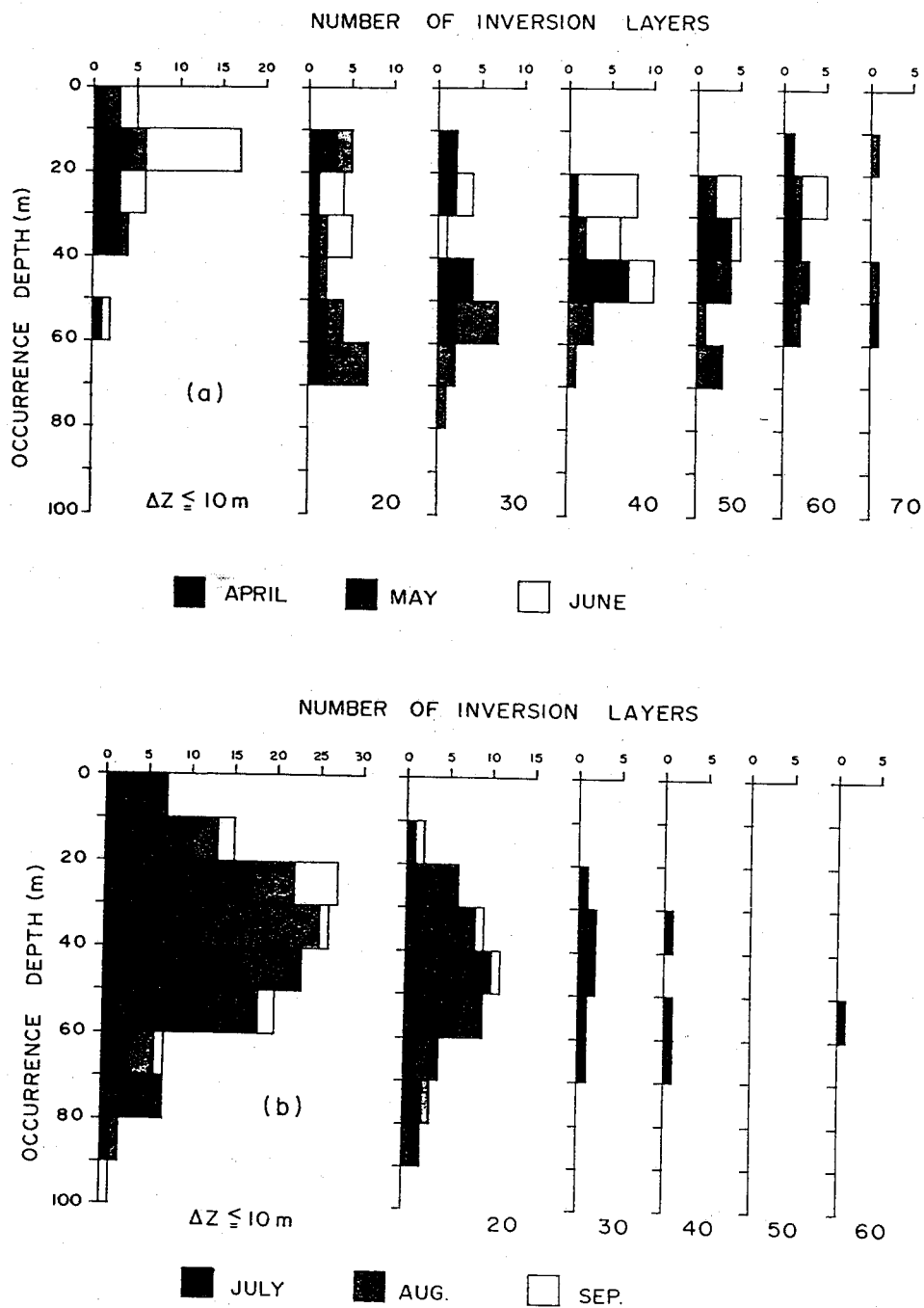


Fig.9 As same as Fig.8 except for the BT or DBT data. In this case, temperature inversions indicate the $\Delta T \geq 0.5^\circ\text{C}$.

このように親潮系水期には亜表層ないしは中層から海底近くまでの、数10mにも及ぶ厚い逆転層が形成される。一方、津軽暖流水の流入期には、中層に層厚が20m以下の薄い逆転層が卓越する。この逆転層は暖流水の水平貫入と関係し、逆転層の厚さは貫入層として流入する暖流水の層厚を反映し、その出現深度は流入深度に対応する。

次に水温逆転層の観測期平均の水温、塩分、層厚、水温差、塩分差、鉛直水温勾配、塩分勾配および静安定度を求める。表2から4月および5月の逆転層の水温、塩分値は親潮系水のそれらの範囲内にあり、図7のTS図からもわかるように、冬期噴火湾水の上に流入する低温な親潮系水によって、逆転層が生じていることを示している。6月の水温、塩分値もやや高温高塩ではあるが、同じ水塊構造のもとで生じている。

ところが、7月には逆転層の出現する水塊は、親潮系水と津軽暖流水の中間の水温、塩

Table 2. Physical quantities of the temperature inversion layers for April to September. Parenthese indicate the values obtained from the BT or DBT casts.

Date	No. of layers	$\bar{T}$ °C	$\bar{S}$ ‰	$\bar{\Delta Z}$ m	$\bar{\Delta T}$ °C	$\bar{\Delta S}$ ‰	$\frac{\bar{\Delta T}}{\bar{\Delta Z}}$ $\times 10^{-2}$ °C m ⁻¹	$\frac{\bar{\Delta S}}{\bar{\Delta Z}}$ $\times 10^{-2}$ ‰ m ⁻¹	$\bar{E}$ cm
April 1980, 24-25	30 (55)	2.78	33.03	25.3 27.9	1.34 1.85	0.37	5.31 6.63)	1.47	7.90
May 1980, 14-15	28 (42)	2.86	32.95	20.7 30.3	0.71 1.22	0.29	3.43 4.02)	1.41	8.90
June 1978, 9-10	17	3.13	33.14	24.7	1.15	0.36	4.66	1.46	8.04
1979, 23-24	23 (48)	3.59	33.12	23.0 23.4	1.16 1.78	0.36	5.04 7.64)	1.57	7.67
Total	40	3.39	33.13	23.8	1.15	0.36	4.83	1.51	7.82
July 1978, 19-20	18	6.30	33.45	14.4	1.07	0.42	7.43	2.92	13.98
1979, 23-24	21 (83)	6.69	33.31	13.8 10.3	1.03 1.63	0.40	7.46 15.70)	2.90	15.59
1980, 11-14	14 (53)	8.14	33.54	12.9 8.4	1.12 1.47	0.47	9.17 17.52)	3.63	15.37
Total	53	6.94	33.42	13.8	1.06	0.42	7.68	3.04	15.28
August 1978, 25-26	20	7.26	33.64	12.5	0.71	0.23	5.68	1.84	7.18
1979, 16-17	5 (14)	9.16	33.74	12.0 7.4	0.53 0.98	0.21	4.42 13.17)	1.75	6.49
1980, 19-20	11 (39)	10.73	33.66	10.9 6.8	0.85 1.37	0.46	7.77 20.18)	4.19	22.31
Total	36	8.58	33.66	11.9	0.73	0.30	6.14	2.52	11.53
September 1978, 25-26	3	15.26	33.66	13.3	0.47	0.39	3.57	2.93	28.27
1979, 25-26	6 (15)	16.38	33.61	13.3 7.0	0.19 0.88	0.21	1.43 12.57)	1.58	9.00
Total	9	16.02	33.63	13.3	0.28	0.27	2.11	2.03	15.42

分値を，また8，9月には津軽暖流水の値を示しており，6月までと7月以降では，逆転層を生じさせる起源水が異なることを表わしている。

逆転層の水温差，塩分差は，9月には小さ

くなるが、4～8月までを通じておよそ0.7～1.1℃、0.3～0.4‰である。しかしその層厚は、7月以降では6月までの層厚の約半分に減少し、そのため逆転層内での鉛直水温および塩分勾配は、7月にはそれ以前の2倍に近い値を示す。

表中に()で示した鉛直分解能の良いBTまたはDBTの資料によれば、層厚はさらに小さく、しかも逆転水温差は大きくなるため、1979年、1980年の7月の例では、10mの鉛直距離に対して逆転温度差の平均は、1.6～1.8℃であることを示している。この値は各層観測値から得られた値の2倍に相当している。従って安定した密度成層であるとするれば、塩分勾配においても各層観測値 $3.0 \sim 3.6 \times 10^{-2} \text{‰} \cdot \text{m}^{-1}$ の2倍の鉛直勾配、すなわち鉛直距離10mに対し0.6～0.7‰の塩分増加があると予想される。8月以降は逆転層の水温差および塩分差が減少するために、鉛直勾配も徐々に減少する。

逆転層での静安定度は9月を除いて7月が

最も大きい。9月には表層の塩分勾配の最大の位置に多くの逆転層が出現するため、静安定度は大きな値となる。

以上の結果は、逆転層の形成に關与する外洋起源水の流入形態によつて説明できる。すなわち、親潮系水と冬期噴火湾水とでは、その密度差が0.3~0.5‰あるため、親潮系水は冬期噴火湾水の上に覆いかぶさるように流入する（大谷・木戸，1980）。このため6月まではほぼ調査海域全体に厚い水温逆転層が形成されることになる。

一方、津軽暖流水の密度は親潮系水の密度と同程度であることや、後に述べるように7月にかけて鉛直密度勾配が最も発達すること等の理由によつて、暖流水はいくつかの水深（密度）レベルで貫入層として流入する。この結果、6月までと異なつて、中層に厚さが小さく、しかし水温、塩分差の大きい水温逆転が、沖合から岸に向けて舌状に分布する。

iii) 逆転層の密度成層構造

水温の逆転は、鉛直密度勾配に対して不安定要因として働らくが、このような現象が何故出現し、維持されるかを密度構造から考察する。

逆転層の水温差 ΔT と対応する塩分差 ΔS とは、回帰直線

$$\Delta S = a \Delta T + b \quad (1)$$

によって関係づけることができる。ここで、 a は回帰係数、 b は回帰直線の ΔS 切片である。(1) 式は、 ΔS と ΔT を形式的に最小二乗法で近似したものである。

一方、浅海での水柱の静安定度 E は、

$$E = \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{dT}{dz} + \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{dS}{dz} \right) \quad (2)$$

と書くことができる (SVERDRUP et al., 1942).
ここで、 ρ_0 は基準密度または平均密度である。
密度 ρ として ρ_θ を用い、熱に対する海水の膨

張係数 α ，塩分に対する収縮係数 β を，それぞれ，

$$\alpha = \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right) \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}, \quad \beta = \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial S} \right) \times 10^{-3} \text{ } \text{‰}^{-1}$$

とおくと，(2) 式は

$$E = \alpha \frac{dT}{dz} + \beta \frac{dS}{dz} \quad (3)$$

と変換される。(3) 式は，層厚 Δz の水温逆転層に適用すると，

$$E = \alpha \frac{\Delta T}{\Delta z} + \beta \frac{\Delta S}{\Delta z} \quad (4)$$

または，

$$\Delta S = \left(-\frac{\alpha}{\beta} \right) \Delta T + \frac{E \Delta z}{\beta} \quad (5)$$

となる。

静安定度の定義式から導き出された (5) 式は，層厚 Δz の水柱での密度の保存を，塩分単位で表わしたものである。すなわち，左辺は塩分増加による密度増加量，右辺第一項は水温変化による密度の増減，右辺第二項は

水柱の密度成層に寄与する密度をそれぞれ示している。

α , β によつて、水温と塩分濃度の変化による密度変化の効果が含まれている点が(1)式と異なる。もし α , β が一定であれば(1)式と(5)式は等しくなる。すなわち、 a , b はそれぞれ $(-\alpha/\beta)$, $E\Delta Z/\beta$ に一致する。

各観測期毎に(1)式の a , b および(5)式の $(-\alpha/\beta)$, $E\Delta Z/\beta$ を求めて表3に示す。 a , b は最小二乗法から、 $(-\alpha/\beta)$, $E\Delta Z/\beta$ は観測値の平均値から算出する。ただし、計算に際しては、基準密度 ρ_0 として 1.026 g cm^{-3} , β はほとんど変化しないから一定値 $0.78 \times 10^{-3} \text{ \%}$ を用いた。 α については海洋観測常用表(日本海洋学会, 1955)から算出した。なお、9月についてはデータ数が少なく、有意義な関係が得られなかつたことから計算から除いている。

表3から親潮系水期の6月までは、相関係

Table 3. Values of static stability parameters. Values of a , b and r (correlation coefficient) are calculated from the regression rule of eq. (1). The others are calculated from the stability relation of eq. (5).

Date	No. of layers	a	b	r	$-\alpha/\beta$	$E\Delta Z/\beta$ (%)
April 24-25, '80	30	0.23	0.06	0.91	0.11	0.23
May 14-15, '80	28	0.32	0.07	0.84	0.11	0.21
June 9-10, '78	17	0.18	0.15	0.79	0.11	0.22
21-23, '79	23	0.24	0.08	0.89	0.12	0.22
Total	40	0.22	0.10	0.86	0.12	0.22
July 19-20, '78	18	0.25	0.15	0.81	0.16	0.24
23-24, '79	21	0.19	0.21	0.63	0.17	0.24
11-14, '80	14	0.22	0.22	0.68	0.18	0.24
Total	53	0.22	0.19	0.71	0.17	0.24
August 25-26, '78	20	0.24	0.05	0.81	0.17	0.11
16-17, '79	5	0.17	0.12	0.90	0.20	0.10
19-20, '80	11	0.15	0.34	0.63	0.21	0.30
Total	36	0.19	0.16	0.67	0.19	0.17

数 γ は0.8~0.9と高いが、回帰係数 a の値は $(-\alpha/\beta)$ の2~3倍となり、両者は一致しない。一方、逆転層での密度増加量を表わす $E\Delta Z/\beta$ の値は、 a の値よりも2~3倍大きく、この期間には a と $(-\alpha/\beta)$ および a と $E\Delta Z/\beta$ とは明らかに一致しない。

暖流水の流入期の7, 8月では γ は0.6~0.7

と低下するが、 a と $(-\alpha/\beta)$ および b と $E\Delta Z/\beta$ の値は近接してくる。

ΔT と ΔS をプロットした図上に、(1)式と(5)式を示すと図10になる。上記の特

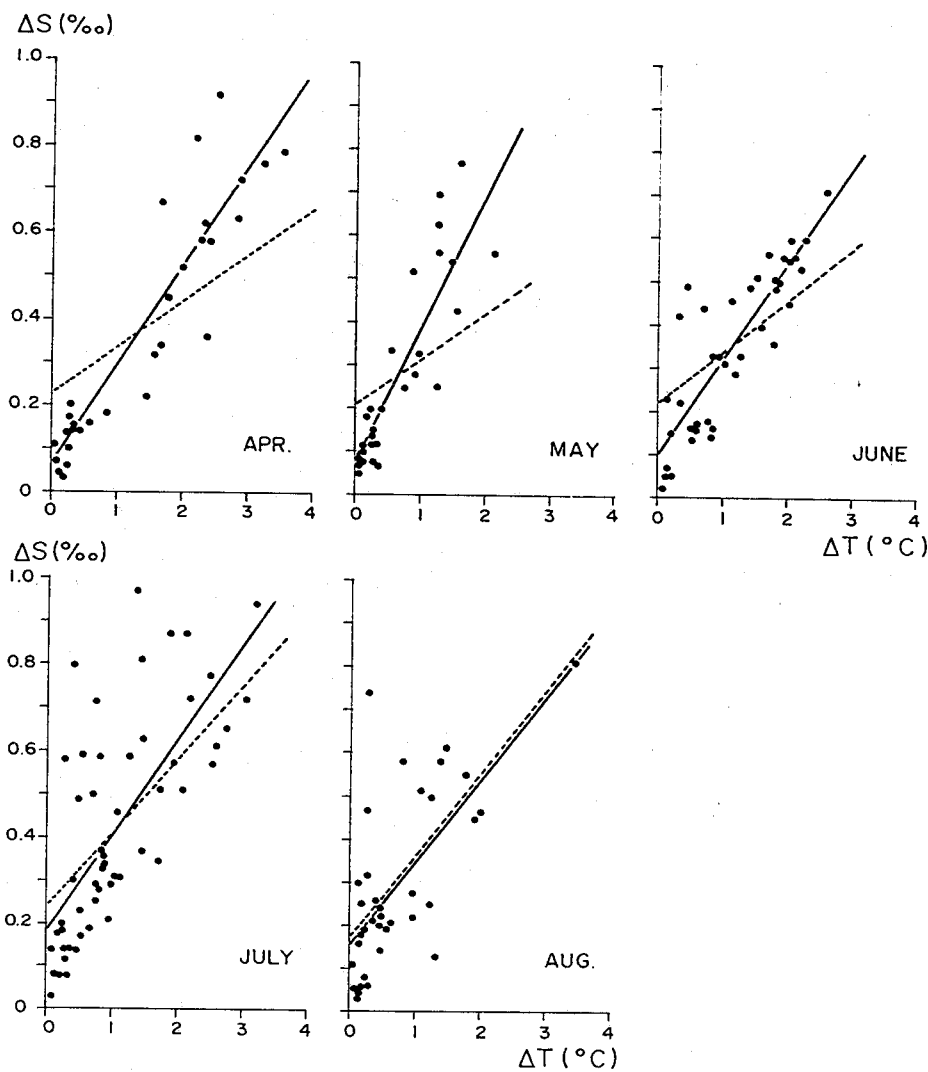


Fig.10 Relationship between ΔT and ΔS of the temperature inversion layers for April to August. Solid and broken lines are calculated from the regression rule of eq. (1) and the stability relation of eq. (5), respectively.

徴はこの図からも一層明らかである。すなわち、(1)式を表わす実線と(5)式を表わす破線とを比較してみると、直線の傾きと ΔS 切片が4~6月で大きく異なるが、7~8月ではほぼ一致している。

$E\Delta Z/\beta$ の値が大きいことは、水温逆転層には、水温逆転によつて生じる密度の減少を補償して、なお余りある十分な塩分増加があることを示唆している。また6月までの水温逆転層の平均水温が4℃以下(表2参照)という低温下では、熱による膨張係数 α が相対的に小さい。このため、(5)式の $(-\alpha/\beta)$ は、 ΔT と ΔS を直線近似して得られる a に比べ小さくなる。ちなみに、4~5月の水温逆転層の水温、塩分値の3℃、33.0%では、 $\alpha = -0.090\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ($-\alpha/\beta = 0.115$)であるのに対し、7~8月の逆転層の水温、塩分値に近い8℃、33.6%では、 $\alpha = -0.145\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ($-\alpha/\beta = 0.186$)である。

次に水温逆転層内での塩分増加量のうち、密度勾配に寄与する塩分の割合を見積る。逆転層の塩分増加量 ΔS のうち、水温上昇 ΔT によ、て減少する密度 $\alpha \Delta T$ を補償する塩分を ΔS_0 とし、残りを ΔS_1 とする。すなわち、

$$\alpha \Delta T + \beta \Delta S_0 = 0$$

$$\Delta S = \Delta S_0 + \Delta S_1$$

とおくと、(5) 式は

$$E = \frac{1}{\Delta z} (\alpha \Delta T + \beta \Delta S)$$

$$= \frac{1}{\Delta z} \{ \alpha \Delta T + \beta \Delta S_0 + \beta \Delta S_1 \}$$

$$= \frac{1}{\Delta z} \beta \Delta S_1$$

となる。結局、(5) 式は次のように変換される。

$$\Delta S = \left(-\frac{\alpha}{\beta} \right) \Delta T + \Delta S_1 \quad (6)$$

(6) 式は(5) 式の最後の項を、塩分差で置き換えたもので、 $E \Delta z / \beta$ と ΔS_1 は等しい。この式は逆転層での塩分差は2つの部分、逆

転水温による密度減少を補償する部分（右辺第1項）と，鉛直密度勾配を作る部分（右辺第2項）とからなることを示している。

今，密度勾配に寄与する塩分差 ΔS_1 が，逆転層全体の塩分差 ΔS に比例すると仮定する。すなわち，

$$\Delta S_1 = k \Delta S \quad (k < 1).$$

これを（6）式に代入し， ΔS_1 を消去すると，

$$\Delta S = \frac{\alpha}{\beta(k-1)} \Delta T \quad (7)$$

または，

$$\beta \Delta S = \frac{1}{(k-1)} \alpha \Delta T \quad (8)$$

を得る。

k を逆転層全体の塩分差に対する密度勾配に寄与する塩分の比と考えたとき，水温逆転による密度減少 $\alpha \Delta T$ と塩分増加による密度増加 $\beta \Delta S$ との関係を（8）式は表わす。従って， $\alpha \Delta T$ と $\beta \Delta S$ の関係を直線近似すれば，その比例係数から k の値が求められる。

$k < 0$ ($\Delta S < \Delta S_0$) の場合には、逆転水温による密度減少が塩分によって補償できず、密度逆転が生じることになる。また $k = 0$ ($\Delta S = \Delta S_0$) では、熱と塩分による密度への寄与が等しく、逆転層は等密度 ($\alpha\Delta T + \beta\Delta S = 0$) となる。

図11に示すように、各逆転層の $\alpha\Delta T$ と $\beta\Delta S$ をプロットし、原点を通る直線で近似する。この直線の傾きから k が、さらにこの k の値に ΔS を乗じて ΔS_1 が求められる。

これらの値を表4に示す。6月までの親潮系水期の k の値は、0.57~0.70を示し、逆転層の塩分の6~7割が密度勾配に寄与していることがわかる。一方、津軽暖流水の流入する7、8月には k の値は0.51、0.43と低下し、水温逆転を補償する塩分の割合が増大してくる。このため逆転層の $\alpha\Delta T$ 、 $\beta\Delta S$ 値は、図11の鎖線で示す等密度線 ($\alpha\Delta T + \beta\Delta S = 0$) に近づいてくる。

ここで求めた k の値を用い、(7) 式によ

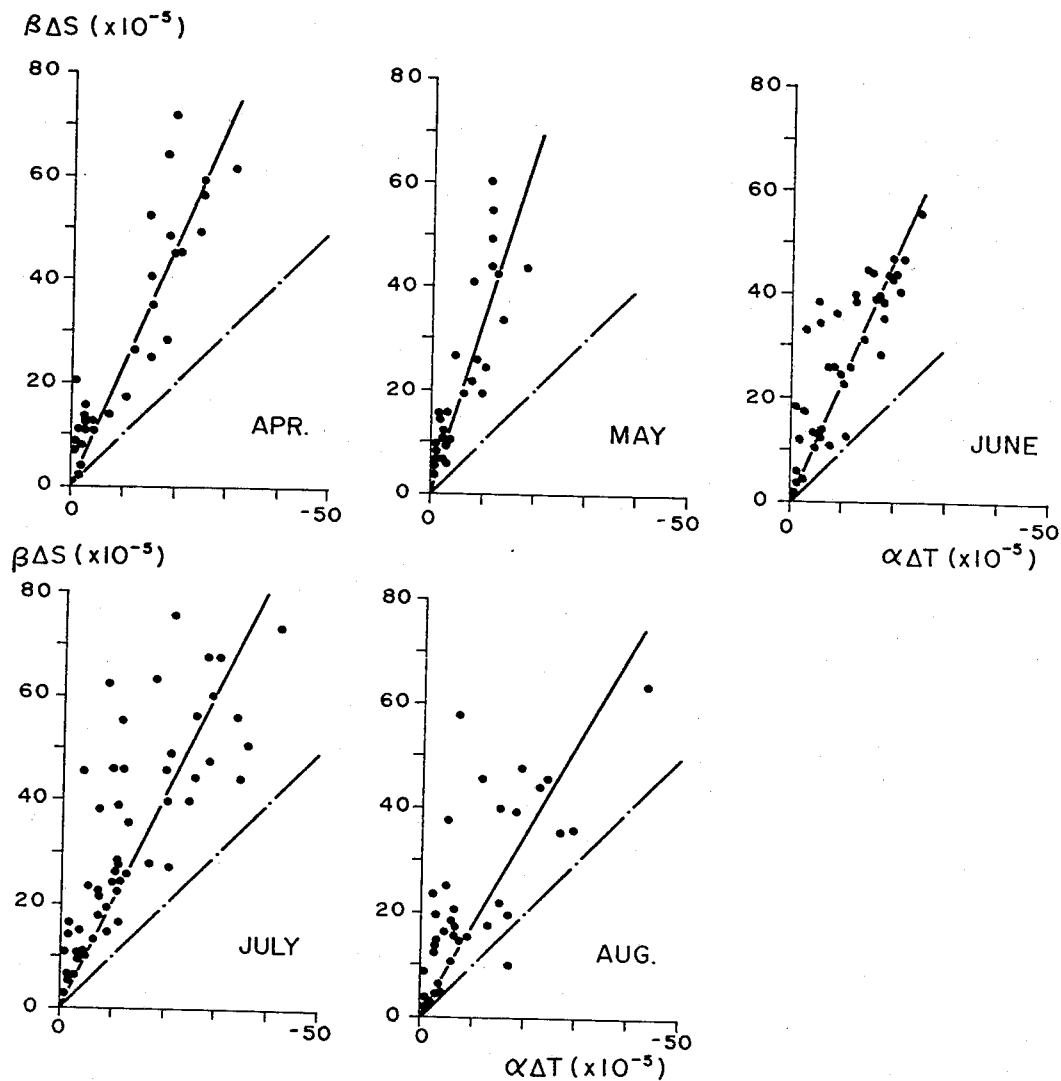


Fig.11 Relationship between $\alpha\Delta T$ and $\beta\Delta S$ of the temperature inversion layers. Dot-dashed lines indicate the isopycnal situations ($\alpha\Delta T + \beta\Delta S = 0$).

って求めた直線と、 ΔT と ΔS を原点を通るように近似した直線とは良く一致し、(7)式または(8)式の広範な有用性がうかがわれる。

以上の密度成層構造の解析結果から、親潮

Table 4 Values of salinity ratio of the salinity contributed to the density gradient to the total salinity increment in the temperature inversion layers.

Data	No. of layers	k	ΔS (‰)	ΔS_1 (‰)
April	30	0.57	0.37	0.21
May	28	0.70	0.29	0.20
June	40	0.58	0.36	0.21
July	53	0.51	0.42	0.21
August	36	0.43	0.30	0.13

系水期の水温逆転層は，もともと塩分によって十分補償されていることがわかった。加えて親潮系水の流入期（2～4月）から津軽暖流水の流入期（7月）までは，表層への加熱と淡水の供給期に相当し，密度成層はさらに強化される。このため表層での逆転層は，加熱によって徐々に消失するものの，中深層の逆転層は，津軽暖流水の流入する7月頃まで安定して維持されることになる。

一方，7～8月の逆転層は，静安定度は高いが，塩分による補償の割合が小さく，親潮系水期の逆転層に比べて安定性が小さいと言える。

IV. 水平貫入層の形成と構造

7月の水温逆転層の多くは、津軽暖流水塊から延びる水平貫入層と関係して出現することをⅢ-i)で述べた。ここでは1マイル間隔で得られたBTまたはDBTの水温記録から、暖流水の流入時の逆転層と貫入層あるいはフロント構造との関係を見る。

次に暖流水の流入形態として貫入層の発達する理由を、鉛直密度分布から考察する。また高温高塩な貫入層の構造を、実験室で得られている *double diffusive intrusion* の結果と比較する。

i) 暖流水の流入形態としての貫入層

1979年7月のJ測線の水温と塩分の鉛直断面を、逆転層の位置とともに図12に示す。矩形で示す逆転層は、 $\Delta T \geq 0.5^{\circ}\text{C}$ のものを採用し、逆転水温差の大きさの順にハッチをつけて区別した。なお、塩分は3マイル毎のJ-1, J-4, J-7およびJ-10の各観測点で、鉛直方向に10m間隔で測定している(以下図14まで同様)。

水温断面から、40m以深ではJ-4から岸側ではほぼ 6°C 以下、J-5より沖合では 7°C 以上を示し、35m深を中心にJ-5からJ-10にかけて、 $6 \sim 5^{\circ}\text{C}$ 以下の水温極小層が水平に延びていることがわかる。

J-10の20~30m深には33.7‰台の高塩分水があり、J-7の10m深およびJ-4の20m深を経て、その貫入の先端はJ-1の30m深付近まで達している。これに対応してJ-1, J-3, J-4およびJ-6には、表層としては比較的水温差

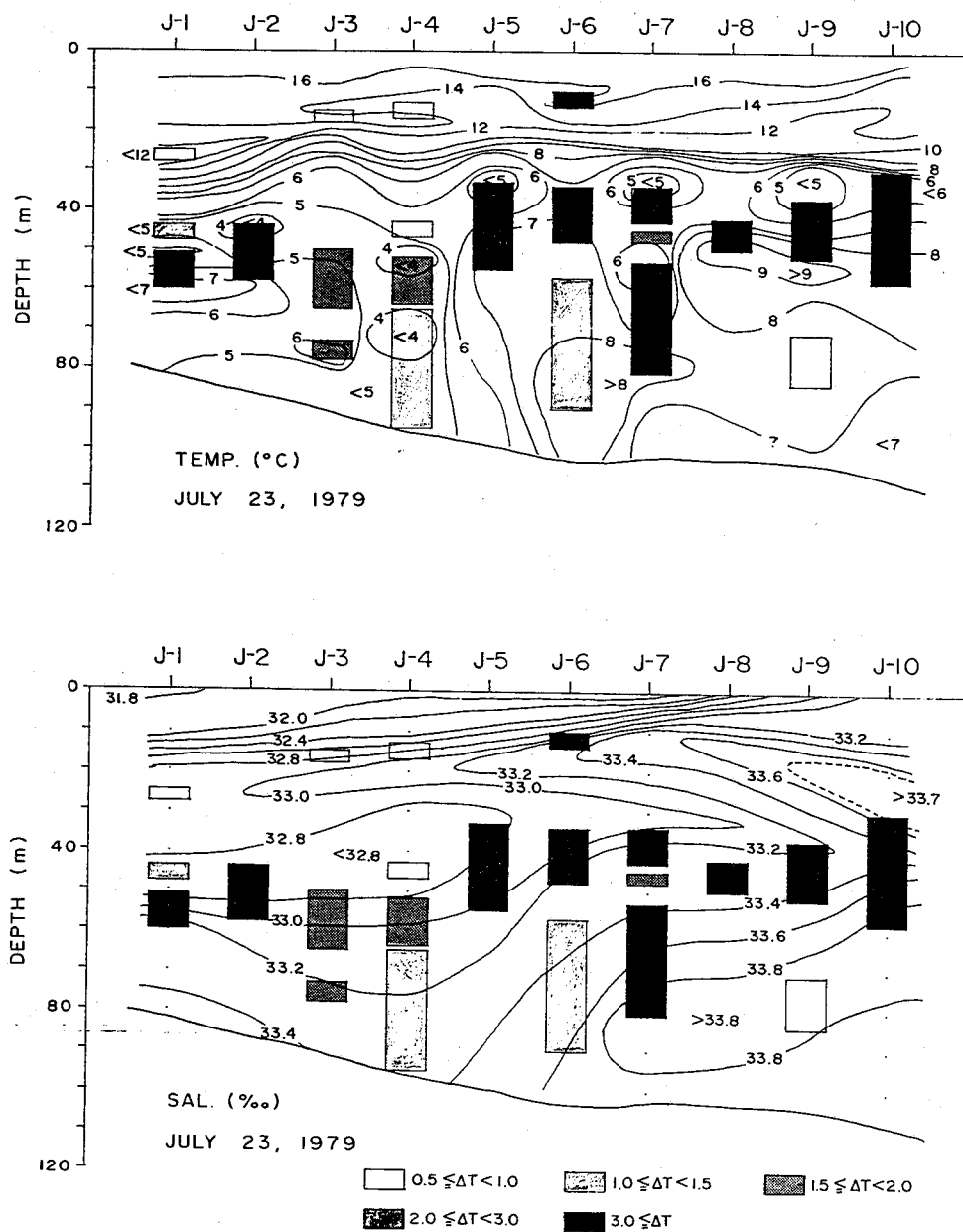


Fig.12 Temperature and salinity cross sections along J-observational line in 23 July 1979. White and shaded rectangles indicate the position of the temperature inversion layers.

の大きい水温逆転層が現れている。

一方、J-7からJ-10にかけての50~70m以深には33.6~33.8%以上の高塩分水が存在し、J-1の50m深からJ-10の40m深に延びる低温低塩な貫入層との間に大きな逆転層を生じている。

同じ時に観測されたJ測線より3マイル恵山よりのM測線の断面を図13に示す。ここではM-1からM-5にかけての20~30m層にある水温躍層が、M-6とM-7で急に深くなり、水温フロントが形成されている。このフロントを境にして、30m以深では岸側で4~6℃、沖合で8~11℃と水温差が著るしい。

水温逆転層は、フロントより岸側の2層に分かれた高塩分水の貫入の上側に集中して出現する。M-7より沖合の20m以深は33.8%以上の塩分値を示し、暖流水の中心では水温、塩分とも比較的均一である。なおM-7の表面は、M-4およびM-10に比べて塩分で0.20~0.28%、 σ_t で0.40~0.84高い値を示す(図6参照)。

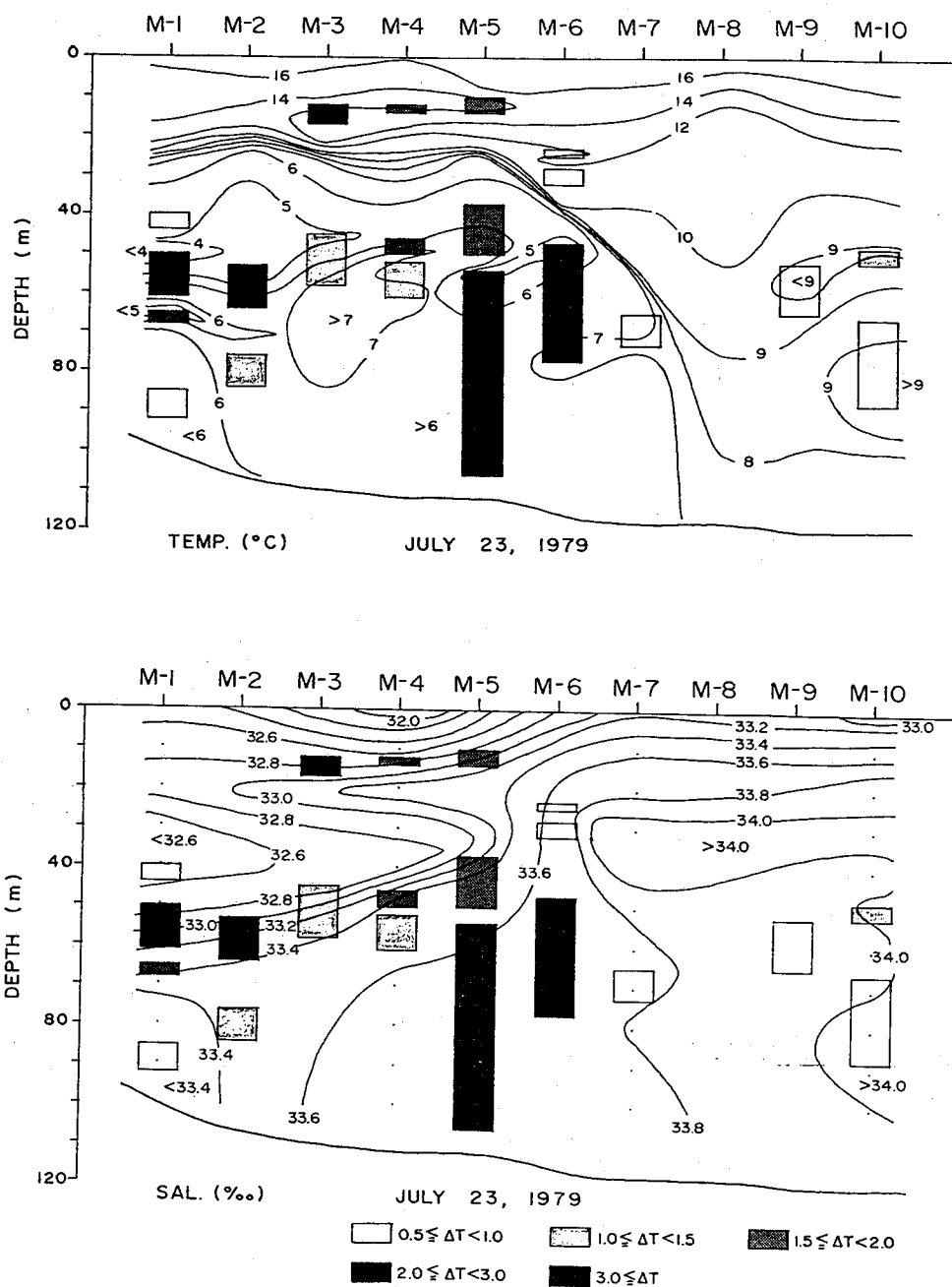


Fig.13 Temperature and salinity cross sections along M-observational line in 23 July 1979. White and shaded rectangles indicate the position of the temperature inversion layers.

図12, 13から暖流水の流入期における水温逆転層は、高塩分水の貫入の上側に集中して出現し、等塩分線との対応が極めて明瞭であることがわかる。このことは、高塩な貫入層が塩分と同時に熱量をも、岸沿いの相対的に低温な親潮系水域に輸送していることを示している。すなわち、この時期の沖合暖流水と沿岸水の交替形態や混合機構の1つとして、貫入層の形成と発達が重要な役割を果たしていると推定される。

しかし必ずしもフロント構造や高塩分水の貫入が明白でない場合もある。図14の塩分断面からM-4より沖合の40m以深には、33.8%以上の高塩分水のコアが占め、この中では $\Delta T \geq 0.5^{\circ}\text{C}$ の水温逆転はわずかなしいことがわかる。等塩分線はM-1の20m深を除けば、図12, 13に見られるような貫入を示唆する分布はない。しかしM-4より岸側では水温分布は複雑で、多数の逆転層が出現している。M-2, M-3での塩分値の測定がないことや、

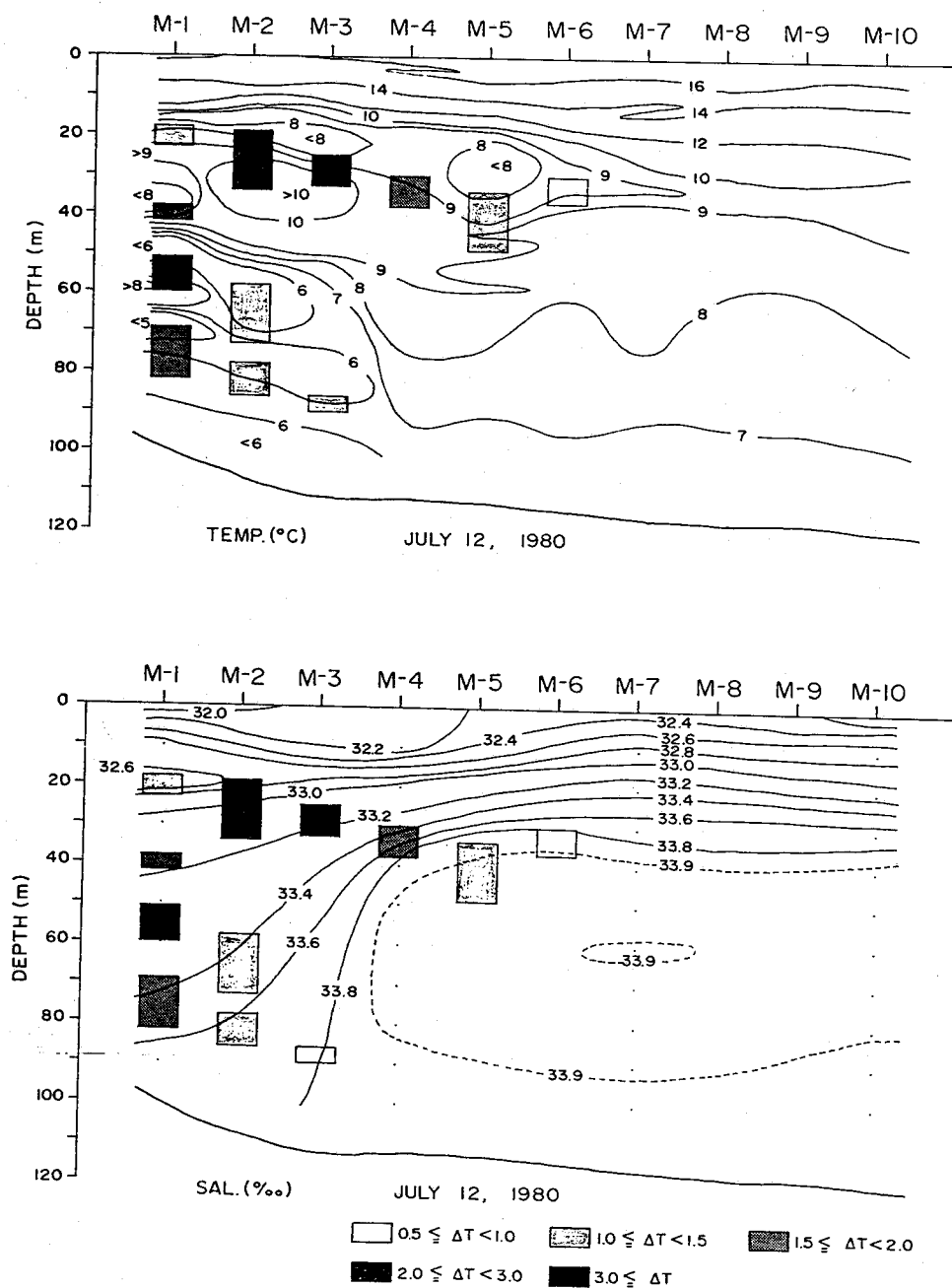


Fig.14 Temperature and salinity cross sections along M-observational line in 12 July 1980. White and shaded rectangles indicate the position of the temperature inversion layers.

M-1の観測層が10m間隔であるため、これより小さい鉛直規模の構造が把握できないことから、このような断面図が得られたものであろう。CTD観測によれば、M-1からM-3の10m以下の鉛直規模の水温構造に対応した塩分構造をもつと考えられる。

ii) 貫入層と鉛直密度勾配

一般に暖流水の貫入に伴う逆転層の層厚は、表層付近の水温や密度の鉛直勾配の強い深さでは小さく、深い所では大きい。そこで初めに鉛直密度分布の経時変化を調べ、貫入層が発達する時期の密度構造の特徴を知る。次に貫入層がこの密度構造とどの様に関係しているか見る。

(2) 式は

$$\begin{aligned} E &= \frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho}{dz} \\ &= \alpha \frac{dT}{dz} + \beta \frac{dS}{dz} \end{aligned}$$

と書けるから、今各層の密度の時間変化を調べるために便利な形

$$\frac{\Delta\rho}{\rho_0} = \alpha\Delta T + \beta\Delta S \quad (9)$$

に変形する。4月から9月までについて、ナンゼン観測点17点(1980年7月は14点)の各

層の平均水温，塩分を用い，水温変化による密度変化量 $\alpha\Delta T$ と塩分変化による密度変化量 $\beta\Delta S$ を計算する。計算の手順はⅢ-Ⅲ) で述べた通りである。その結果を図15に示す。負の値は密度が減少する方向（水温では上昇，塩分では減少）に水温，塩分がそれぞれ変化することを意味する。

図15の4月から7月までをみると，30m以浅の表層では水温上昇による密度減少が著しく，塩分増加による密度増加量の数倍の値を示す。一方，40m以深の中深層では $\alpha\Delta T$ と $\beta\Delta S$ の符号は異なるが，値はほぼ同程度であって，昇温と増分増加による密度への寄与は互いに補償している。このためこの深さでは4月以降の密度分布は大きく変化しない。

1980年の4月から5月にかけては，全層で $\beta\Delta S$ が負であり，この期間には全体に塩分が低下したことを意味している。またこの期間60m以深では $\alpha\Delta T$ が正となり， $\beta\Delta S$ は負でその絶対値は $\alpha\Delta T$ よりも大きい。これ

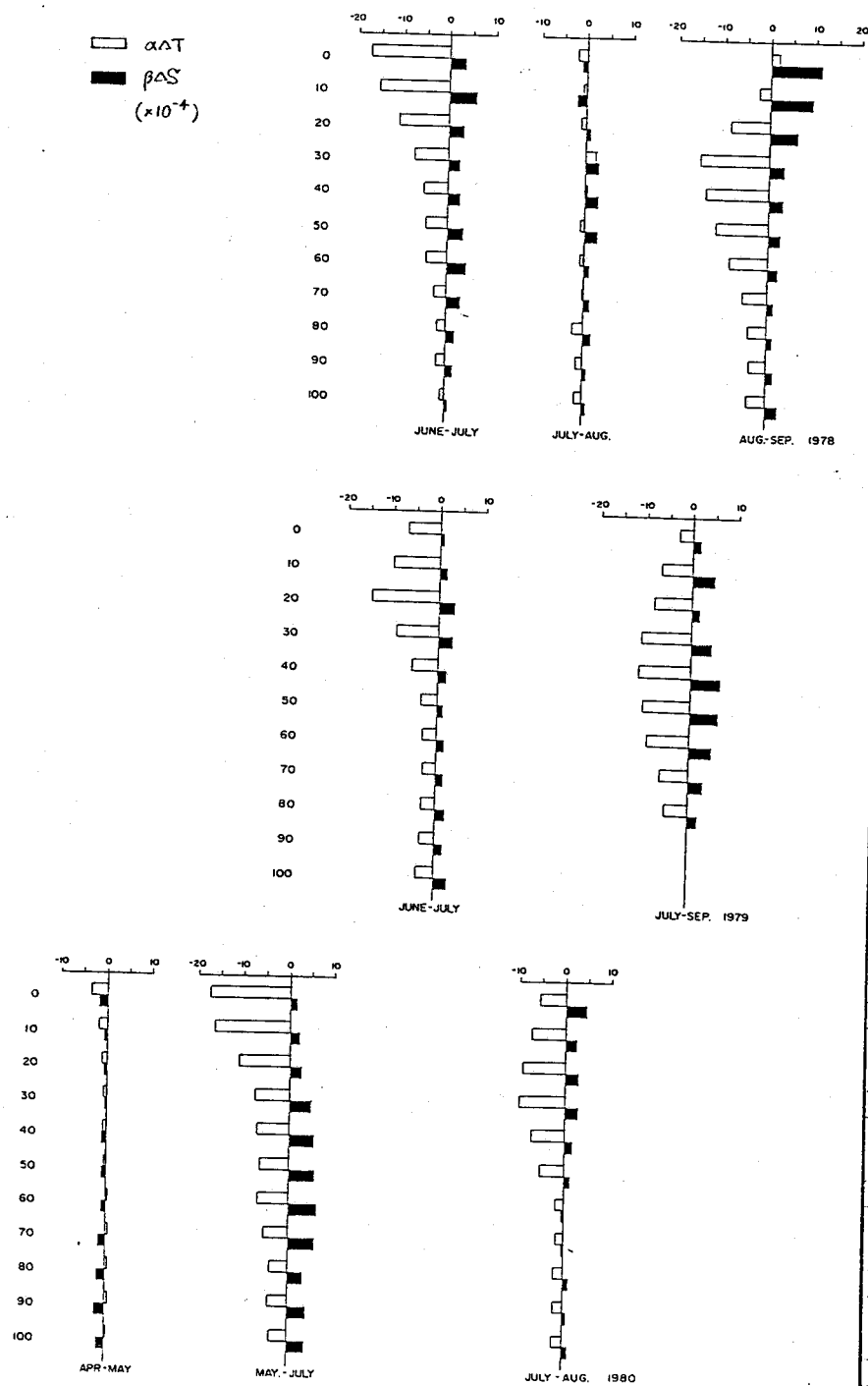


Fig.15 Time variations of $\alpha\Delta T$ and $\beta\Delta S$. $\alpha\Delta T$ and $\beta\Delta S$ denote the density changes due to the temperature and salinity changes during two observational periods, respectively.

は4月まで存在した比較的高温高塩の冬期噴水が流出し、親潮系水がこの深さにまで達したことによる。

7月以降では中層の30~60m深に $\alpha\Delta T$ の極小値があり、これらの層での水温上昇が最も大きいことを示している。この理由の1つは、1979年7月から9月にかけての期間で認められるように、塩分の顕著な増加を伴っており、高塩な暖流水がこの深さに貫入層の形で流入した結果による。さらに、表層の冷却対流によって混合層が深くなり、7月ないしは8月の水温躍層の直下で、最も昇温が大きくなるためである。このように7月以降では中深層での密度減少の傾向がうかがわれる。

以上を表層(0~20m深)、中層(30~60m深)および深層(70~100m深)に分けて、 $\alpha\Delta T$ と $\beta\Delta S$ の平均値およびそれらの比を表5にまとめる。

5月から7月にかけての表層では、塩分変化は密度を増加させる方向に、水温変化は密

Table 5 Time variations of $\alpha\Delta T$, $\beta\Delta S$ and these ratios for the surface, middle and bottom layers.

Date	Layer depth (m)	Term ($\times 10^{-3}$)	Period		
1978					
	0-20	$\alpha \Delta T$	June-July	July-Aug.	Aug.-Sep.
		$\beta \Delta S$	-1.449	-0.132	-0.263
		$ \alpha \Delta T / \beta \Delta S $	0.416	-0.081	0.887
			3.48	1.63	0.30
	30-60	$\alpha \Delta T$	-0.545	0.008	-1.206
		$\beta \Delta S$	0.310	0.228	0.273
		$ \alpha \Delta T / \beta \Delta S $	1.76	0.04	4.42
	70-100	$\alpha \Delta T$	-0.173	-0.148	-0.431
		$\beta \Delta S$	0.157	0.113	0.164
		$ \alpha \Delta T / \beta \Delta S $	1.10	1.31	2.63
1979					
	0-20	$\alpha \Delta T$	June-July	July-Sep.	
		$\beta \Delta S$	-1.039	-0.586	
		$ \alpha \Delta T / \beta \Delta S $	0.190	0.274	
			5.47	2.11	
	30-60	$\alpha \Delta T$	-0.524		-1.028
		$\beta \Delta S$	0.205		0.539
		$ \alpha \Delta T / \beta \Delta S $	2.56		1.91
	70-100	ΔT	-0.315		
		ΔS	0.209		
		$ \alpha \Delta T / \beta \Delta S $	1.51		
1980					
	0-20	$\alpha \Delta T$	Apr.-May	May-July	July-Aug.
		$\beta \Delta S$	-0.195	-1.111	-0.727
		$ \alpha \Delta T / \beta \Delta S $	-0.083	0.172	0.323
			2.35	6.46	2.25
	30-60	$\alpha \Delta T$	-0.031	-0.669	-0.645
		$\beta \Delta S$	-0.082	0.560	0.144
		$ \alpha \Delta T / \beta \Delta S $	0.38	1.19	4.48
	70-100	$\alpha \Delta T$	0.061	-0.426	-0.206
		$\beta \Delta S$	-0.174	0.420	0.070
		$ \alpha \Delta T / \beta \Delta S $	0.35	1.10	2.94

を減少させる方向に作用し，その割合は水温変化による密度への効果が，3.5～6.5倍塩分変化によるものより大きい。また7月以降の中层では，1978年の8月から9月の期間および1980年の7月から8月の期間でみられるように，水温変化による密度への効果が約4.5倍

強く働らいていることがわかる。

以上のことから、この海域では4月から7月にかけての表層の密度成層の強化と、7月から9月にかけての中層の密度減少とが、主に水温変化によつて支配されていると言える。

この結果、4月から9月にかけての鉛直密度分布および鉛直密度勾配は図16に示すような経過をたどる。鉛直密度分布は4月に最も

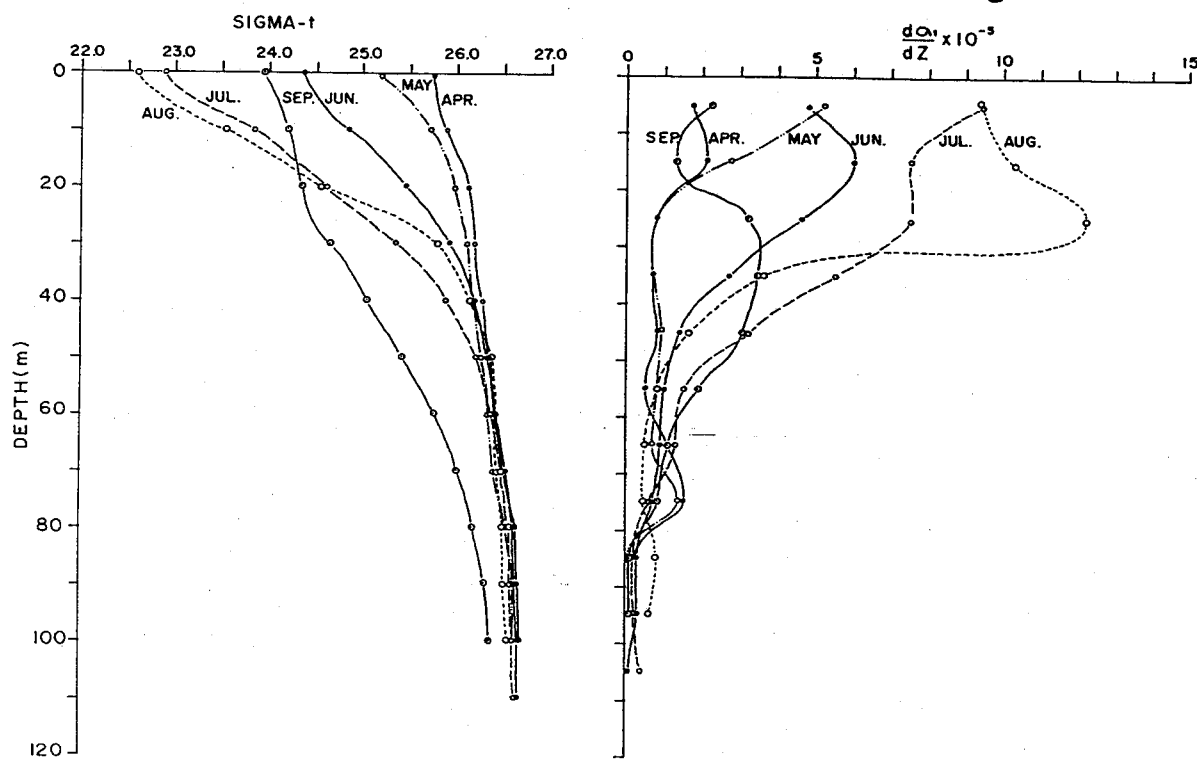


Fig.16 Time variations of the vertical density profiles and the vertical density gradient.

変化が小さく、かつ密度は大きい。5月以降主に表層からの加熱によって徐々に表層の密度が低下し、7月または8月に最も密度成層が発達する。このため7月には表層から50m深にかけて強い密度勾配が形成される。

しかし9月には表層での高塩化と中層での高温化により、両者の密度差は小さくなり、表層での密度勾配は急激に減衰する。なお、1980年の4月と5月の60~80m深に出現する密度勾配の極大値は、この深さに親潮系水と冬期噴火湾水の境界が存在することによる。

このように津軽暖流水が調査海域に接近する7月頃は、最も強い密度勾配が中層にまで発達する時期に一致する。このとき、貫入層は上に述べた鉛直密度勾配とどのように関わりあっているであろうか。

ここでは、貫入層の層厚と静安定度との関係を求めてみる。比較的多く貫入層が出現した1979年7月のBTの水温記録から、水温、塩分断面図を参考にして、貫入層の厚さ Δz

を読み取る。貫入層としては、 $\Delta T \geq 0.5^\circ\text{C}$ の逆転水温差をもち、かつその上下に水温分布の変曲点をもつものとする（図23参照）。また同時に測定したナンゼン観測値から、貫入層を含む水柱の平均静安定度 $E (= (1/\rho_0)(d\rho/dz))$ を求める。この場合、観測層の制約から、貫入層の層厚 ΔZ と静安定度を求めた水柱の厚さは若干異なる。しかし一般に鉛直密度勾配は上層程大きく、下層程小さくなるから、上

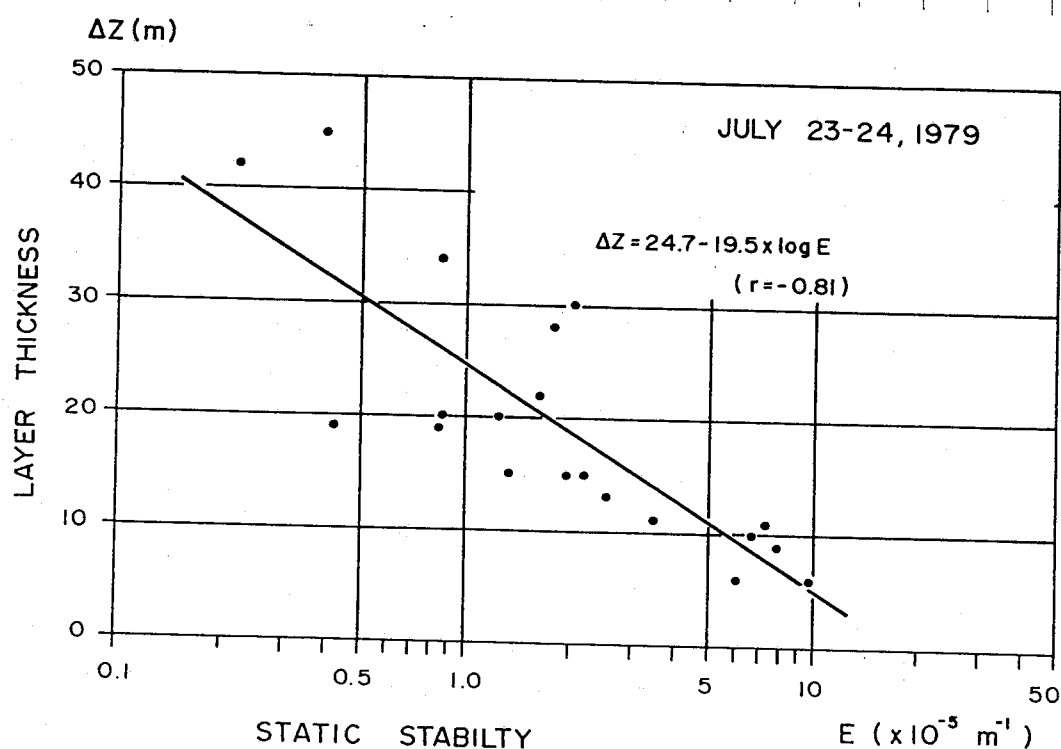


Fig.17 Relationship between the layer thickness and the static stability of the horizontal intrusions. Solid line indicates the least square approximation.

述の平均値はほぼ貫入層の静安定度を代表していると考えることができる。

静安定度 E を横軸対数目盛に取り，貫入層の厚さ Δz をプロットすると図17が得られる。図17は，図中の最小二乗近似直線からわかるように，静安定度，すなわち鉛直密度勾配が大きくなればなる程，貫入層の厚さが指数関数的に小さくなることを示している。このことは，鉛直密度勾配が強くなればなる程，貫入層の密度差に対応する水柱の厚さが小さくなること，また鉛直方向の混合拡散が抑制されることによつて良く説明できる。

図16に示したように，7月の鉛直密度勾配はほぼ指数関数的に減少する。従つて様々な深度での貫入層は，そこでの密度勾配に支配されて，表層の密度勾配の大きいところでは薄く，密度勾配の小さい深層では厚くなると考えられる。

しかし8月や9月になると，貫入層自身が混合の結果は，きりしなくなると同時に，密

密度成層もくずれてくる。このため図17のような明瞭な関係は得られなくなる。このことは、上記の貫入層の厚さと静安定度の関係は、強い密度成層中に貫入層が発達する極く初期の段階にだけしか成り立たない可能性がある。

以上をまとめると、津軽暖流水が調査海域に流入する時期は、この海域において最も強い密度勾配が中層にまで発達する時期に相当する。また、Ⅱ-ii) で述べたように、高温化した親潮系水の密度と津軽暖流水の密度は、ほぼ同程度であるために、暖流水はそれぞれの密度にあつた深さで貫入層を形成し、沿岸域に流入し、混合するものと推定できる。

iii) Double diffusive intrusionとの比較
ところでフロント域での高温高塩な水塊の
水平貫入構造 (interleaving, horizontal
intrusion) は double diffusive intrusion
(CRAPPER, 1976; TURNER, 1978) と呼ばれて
いる。その由来は、そこでは水温と塩分の鉛
直勾配のうちどちらか一方が、鉛直密度分
布に対して不安定要因として働くことと、
熱の分子拡散係数 ($1.5 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$) と塩分の
分子拡散係数 ($S = 35.0\text{‰}$, $T = 20^\circ\text{C}$ で, $1.3 \times$
 $10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$) とが異なることから、二重拡散
対流 (Double diffusive convection) が起り
得る場となるからである。

GREGG (1973) の説明によつて、二重拡散
対流の生じる原理を簡単に紹介する。今、高
温高塩な貫入層の上側を想定して、図18のよ
うに上層に低温低塩分の水があり、下層に高
温高塩分水がある二層系を考える。初めは上
下の二層はそれぞれ水温、塩分が一様であり、

下層の水温が上層よりも高いことによる密度への不安定効果は、下層の塩分が上層よりも高いことによる塩分の密度安定効果によって補償され、図18の上側の実線で示されるように安定な密度成層を形成しているとする。

熱の分子拡散係数は、塩分の分子拡散係数に比べ約100倍大きいから、内部境界面のすぐ上の水は暖められて軽くなり、また境界面

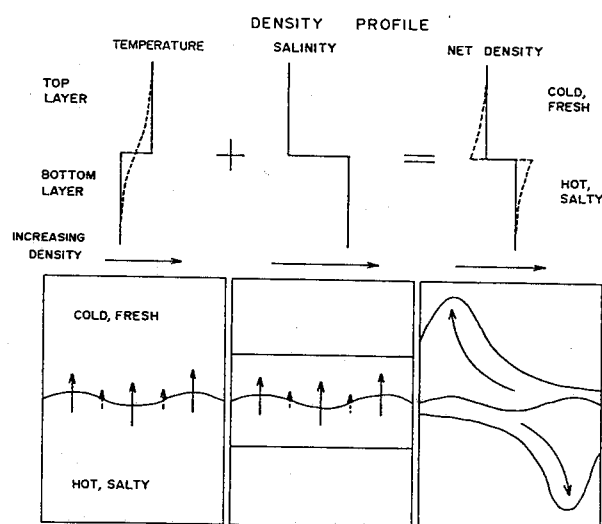


Fig.18 Schematic representation of the diffusive mode convection. Solid and dashed lines indicate the heat and salt transports due to molecular diffusive processes, respectively (after Gregg, 1973).

のすぐ下の水は冷やされて重くなり、図18の上側に点線で示したような密度分布となる。

このようにして、上層の下部と下層の上部において密度不安定が生じ対流層が形成されると

いう。このような場合は, diffusive regime
または over stable mode と呼ばれている。

次に高温高塩な貫入層の下側を想定して,
上層に高温高塩水, 下層に低温低塩水の二層
系を考える (図19)。diffusive regime の場
合とは逆に, 初めは水温による密度安定効果
が, 塩分による密度不安定効果よりも大きく,
安定成層しているとする。

熱の分子拡散は塩分の分子拡散よりも大き
いため, 時間がたつにつれて水温分布の方が
速く平滑化され, 図19の点線で示したような

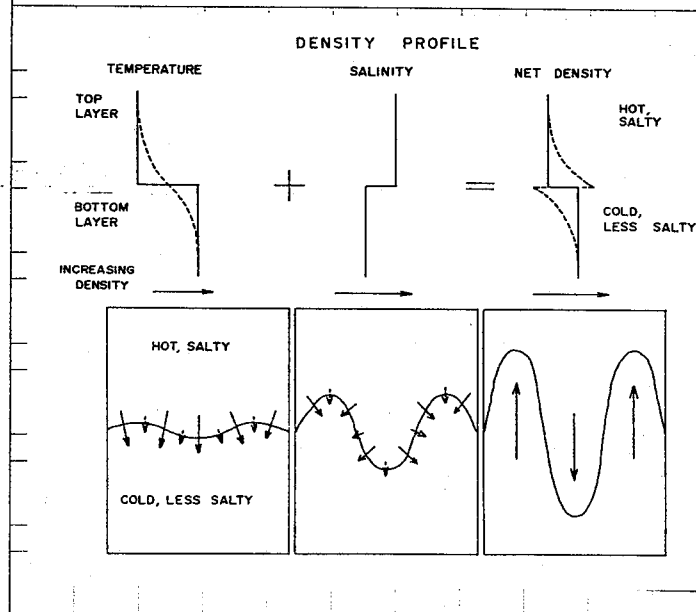


Fig.19 Schematic representation of the
salt finger convection (after
Gregg, 1973).

鉛直密度分布とな
る。このため境界
面で密度の不安定
が生ずることにな
る。すなわち, 境
界面に近い上層の
水の一部は冷やさ
れて重くなり沈降
し, 下層の水の一

部は暖められて上昇する。この場合、上下層の対流層は細い柱状の形を呈することから、salt finger と呼ばれている。

このような二種類の二重拡散対流は、両方とも最終的には水温、塩分の階段構造を形成させ、海洋中での微細構造の主要な形成機構の一つと考えられている。本研究で述べている数mから数10mの鉛直規模の構造とは、直接には関係していないが、貫入層の発生時の駆動力もやはり上記の局所的密度不安定によるものと考えられている。

特性の異なる水塊の水平貫入構造は、水平距離1マイル以下の鉛直的に連続な観測によって把握することができる (NAGATA, 1967; VOORHIS et al., 1976; HORNE, 1978)。しかしこれらの構造は時空間的に変動が大きく、観測資料から直接に支配している機構を解明することはむずかしいと言える。一方、実験室では、TURNER (1978) や RUDDICK & TURNER (1979) が、貫入層を作ることに成功し、そ

の挙動を物理的に説明している。

先ず TURNER (1978) は、塩分濃度で形成された一定の密度勾配をもつ塩水中に、砂糖水を貫入させ、その拡がりを観察した。この場合には、塩分の分子拡散係数の方が砂糖の分子拡散係数よりも大きく、実際の海洋の熱塩系に対応させると、塩分が熱の、また砂糖が塩分の役割をになうことになる。

実験の結果は先きに述べた *diffusive regime* が生じる領域、すなわち *diffusive* 領域では、鋭い境界層が形成され、反対に *finger* の発達する *finger* 領域では、境界が強い鉛直対流によ、てぼやけてしまうことを示した。このことは *finger* 領域の方が鉛直熱輸送に関し、*diffusive* 領域よりも効率が良いことによ、て説明されている。

次に彼はこの砂糖水の貫入層が発達して伸びるにつれて、もとの等密度面よりも上方に傾くことを示した。これは正味の浮力 *flux* は *finger* 領域を通しての方が大きいことを意

味し、その結果もとの水の密度よりも軽くなり、等密度面を横切、て浮上すると解釈した。

さらに RUDDICK & TURNER (1979) は、同じ密度勾配をもつ砂糖水と塩水から、仕切を取り去ることによ、て貫入層の互層を作り、エネルギー的な取扱いから貫入層の層厚を決める式を導びいた。以下ではこれら3点について、今得られた実際の観測結果と比較する。

図20は DBTによ、て得られた1980年7月および8月の1マイル毎の鉛直水温分布である。7月の M-2 と M-3 測点の20mから60m深にかけて貫入層と思われる水温分布が見られ、ここでの逆転水温差は 3°C にも達する(図14参照)。両測点では塩分の資料がないため、は、きり断言できないが、少なくとも約20m深の水温極小層から30m深の水温極大層にかけては、鉛直下向きに水温と塩分が増加する diffusive 領域に相当する。何故なら安定した密度成層であるためには、塩分の増加によ、て水温による密度減少を補償しなければなら

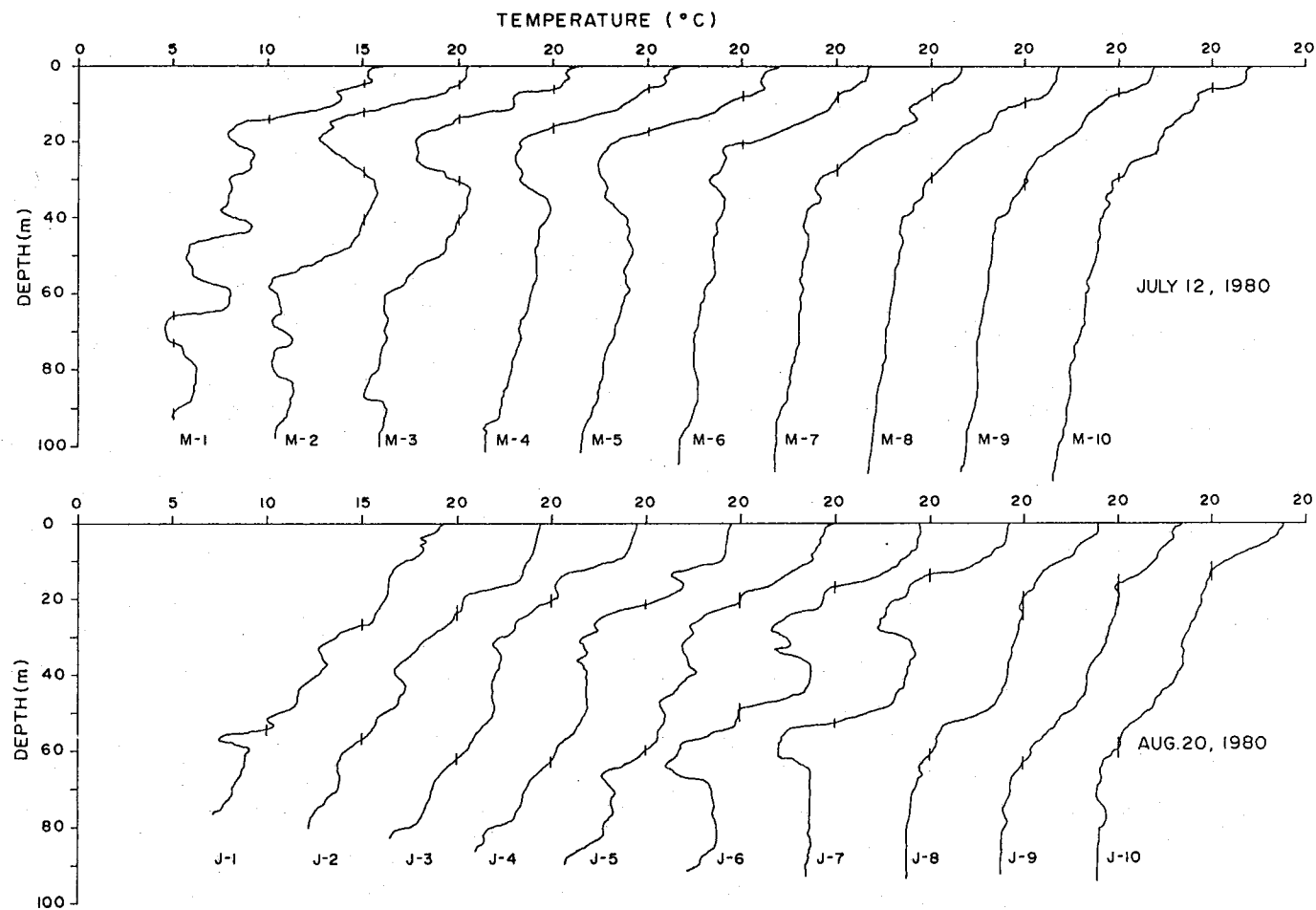


Fig.20 Vertical temperature profiles along the M-observational line in 12 July and the J-observational line in 20 August 1980.

ないからである。

この下層の約20 m深から50 m深にかけては、下向きに水温と塩分が減少する *finger* 領域であると断定はできないが、上層の *diffusive* 領域と比較すると、その水温変化の割合はゆるやかである。

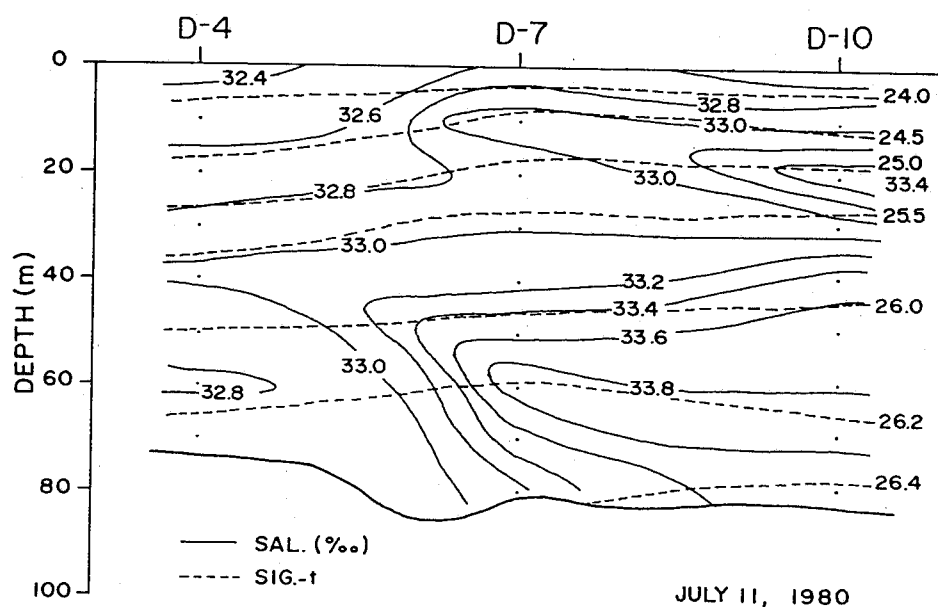
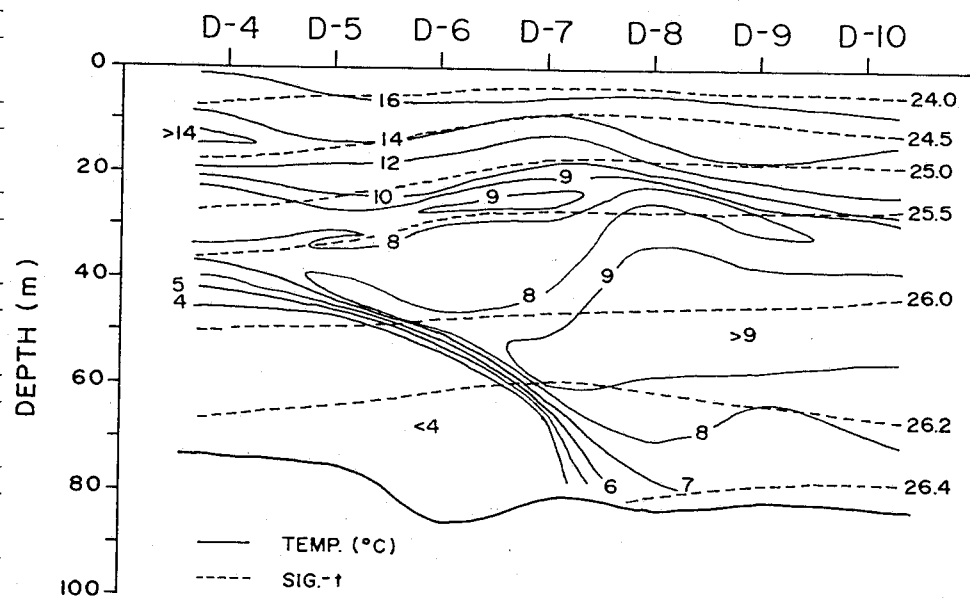
8月のJ-6とJ-7の40～50 m深付近には沖合から延びる13℃以上、34‰以上の高温高塩水の貫入層が認められる（図22参照）。J-7の水温、塩分および σ_t の鉛直分布を示す図23を参照すると、28～34 m層は *diffusive* 領域に、40～60 m層は *finger* 領域に相当している。このうち50 m深よりも浅い層に注目すると、水温の鉛直勾配から明らかに *diffusive* 領域の方が *finger* 領域よりも鋭い境界面をもっていることがわかる。

一般に7月になるとこの深さでも水温勾配が強くなり、*finger* 領域の水温低下が強調されるために、実験室で得られるような明瞭な特徴をもつ形が現れにくくなると考えられる。

次に、高温高塩分水の貫入層が等密度面に対して傾くことを示している例を述べる。図21には、1980年7月の水温、塩分および密度(%)の断面図である。D-10の40~70m深にある、 $T \geq 8^{\circ}\text{C}$ 、 $S \geq 33.4\%$ の高温高塩水は、D-7の50~60m深を経て、その影響はD-4の40m深付近にまで及んでいる。D-10での貫入層の中心は70m深(26.27%)にあって、D-7の60m深(26.21%)に伸び、さらにD-4では40m深(25.71%)まで上昇している。すなわち、高温高塩な貫入層の中心は、水平距離6マイルの間に鉛直方向に30m上昇し、密度で0.56%軽くなっている。

また、水温には現れていないが、D-10の20m深からD-7の10m深に伸びる高塩分水の貫入は、3マイルの間に10m浮上し、密度で0.40%軽くなっている。このためD-7の表面は、まわりよりも0.08~0.33%高塩となっている。

反対に、D-7の20m深からD-10の30m深に



JULY 11, 1980

Fig.21 Temperature, salinity and sigma-t cross sections along the D-observational line in 11 July 1980.

かけての 32.8 ~ 33.0 ‰ の低塩な貫入層は、25.5 ‰ の等密度線を横切、て重い方に傾いて伸びていることがわかる。

同様の現象は同年 8 月の J 断面でも認められる。図 22 の 12 ~ 13 °C 等温線、あるいは 33.8 ~ 34.0 ‰ 等塩分線で示されるように、J-7 の 30 ~ 50 m 深に中心をもつ高温高塩分水は、ほぼ水平に J-4 の 40 ~ 50 m 深に舌状に貫入している（図 20 参照）。このとき等密度線は岸側で深く、沖合に向けて浅くなりその傾きは J-4 と J-7 の間で最も大きい。そのため、水温 12 °C 以上の貫入層は 25.5 ‰ の等密度線を横切って軽くなっている様子が見られる。J-7 と J-4 の 40 m 深の密度は、それぞれ 25.67 ‰、25.57 ‰ で、その差は 0.10 ‰ である。逆に、J-7 の 60 m 深にある低温低塩な貫入層は、その先端で重い方に傾く傾向を示している。

なお、水温を指標とした貫入層と塩分を指標とした貫入層とでは、その先端 J-4 で鉛直方向に 10 m 程差が生じている。salt finger

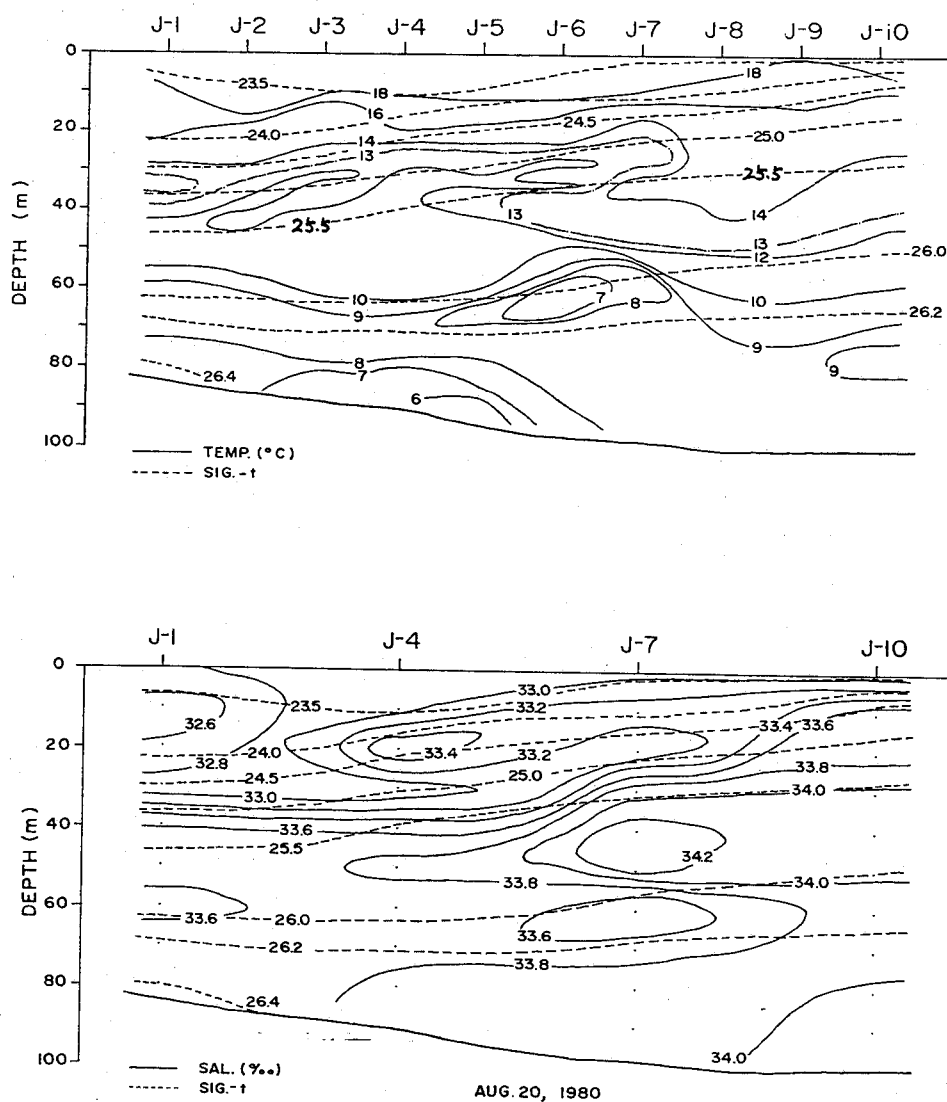


Fig.22 Temperature, salinity and sigma-t cross sections along the J-observational line in 20 August 1980.

によ、て塩分が finger 領域の下側に輸送された結果、このような水温と塩分の極大層のズレが生じたとも考えられる。

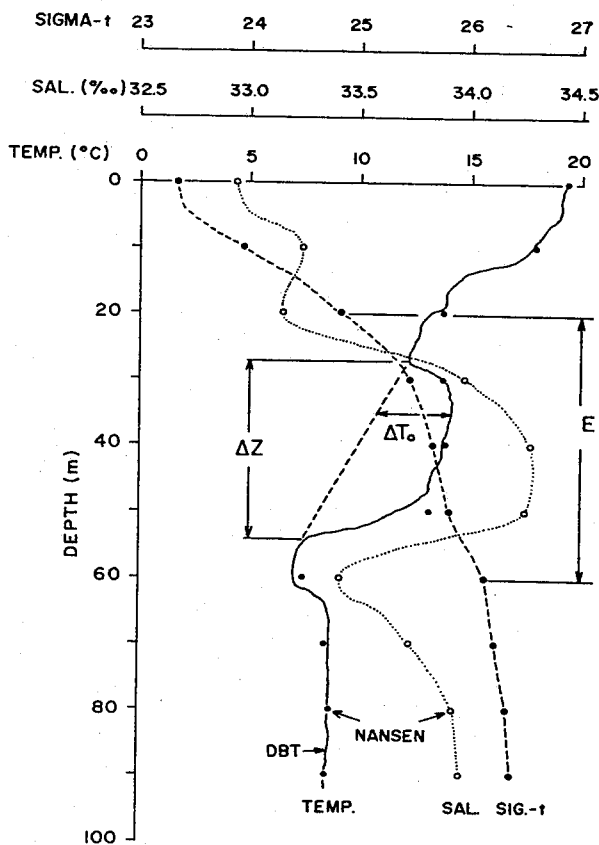
さらに、J-4 の 20 m 深や J-7 の 40 ~ 50 m 深のように、高塩な貫入層の先端に近い位置には、高塩分のコアーが、J-7 の 60 m 深にみられるように、低塩な貫入層の先端では低塩分水のコアーが観測される事実は興味深い。

ところで、Ruddick & Turner (1979) は、実験室の結果から、貫入層の層厚 H は

$$H = \frac{3}{2} (1-n) \frac{\beta \Delta S}{\frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho}{dz}} \quad (10)$$

によ、て決まることを示した。ただし、ここで n は熱と塩分の輸送に関する flux ratio で、実験結果から熱塩系では 0.56 の値が得られている。 ΔS はフロントを横断する等密度面に沿う塩分差である。等密度貫入に近い場合には、 $\alpha \Delta T + \beta \Delta S = 0$ であることから、 $\beta \Delta S$ は $-\alpha \Delta T$ で代用できる。

今、図 17 に用いた貫入層について、実測値



J-7 AUG. 20, 1980

Fig.23 Notations of the layer thickness ΔZ , temperature difference ΔT_0 and the static stability E of the horizontal intrusion.

ΔZ と (10) 式から
得られる計算値 H と
を比較する。ここで
は図 23 に示すように、
貫入層がない場合の
平均水温分布 (図 23
の破線) から、貫入
層の水温極大値とそ
の深さでの平均水温
との差を ΔT_0 として、
(10) 式の $\beta \Delta S$ の

代わりに $-\alpha \Delta T_0$ を用
いる。密度勾配は前
述したように、貫入
層を含む水柱で考え
 $\rho_0 = 1.026$ として計算

する。

結果を図 24 に示す。計算値の 10 m 付近に 3
点実測値の大きな値がある。これらは岸沿い
の海底付近の貫入層で、Ⅲ-Ⅲ) で述べたよう

に、ここでは背景に大きな密度勾配が存在し、等密度貫入 ($\alpha\Delta T + \beta\Delta S = 0$) で近似できないと考えられる。すなわち、密度勾配が大きいため、層厚は小さく計算されたものであろう。

この3点を除けば、図中に示した $\Delta Z = H$ の直線付近に点は散らばり、(10)式によ、て貫入層の層厚が良く近似できることを示し

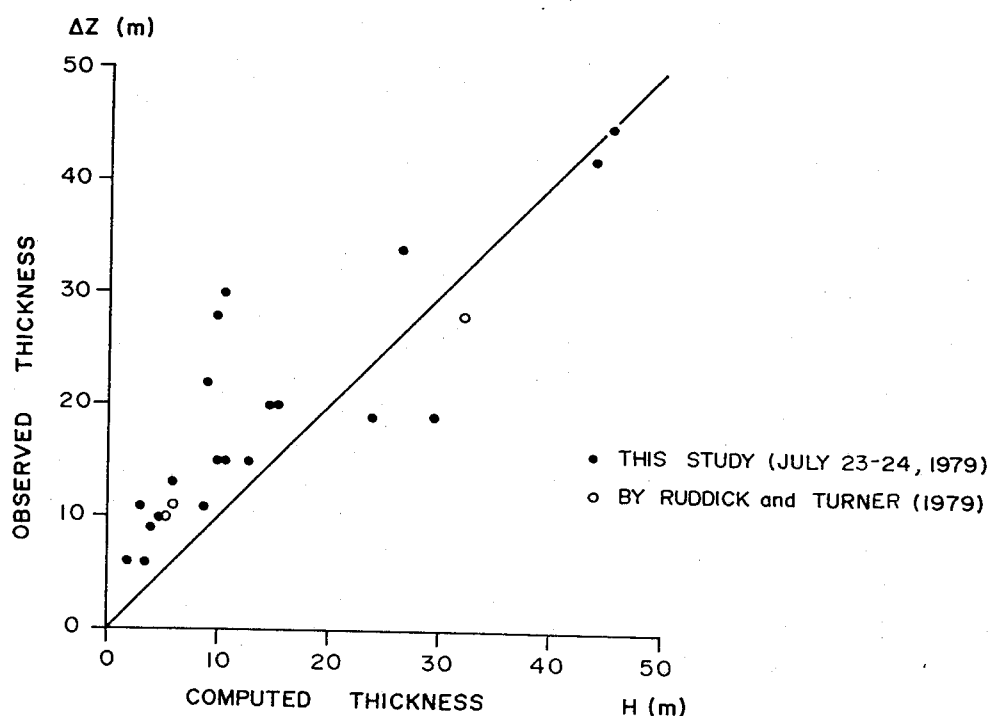


Fig.24 Relationship between the observed thickness ΔZ and the computed thickness H of the horizontal intrusions. Solid line indicates $\Delta Z = H$. Open circles denote the result of Ruddick and Turner (1979).

ている。図には RUDDICK & TURNER が CTD の資料から求めた値を白丸で表わしたが、直線からの偏りはここで求めたものとほぼ同程度である。

層厚が 20 m 以下の貫入層の多くは、水温勾配の強い浅い深度で生じており、そこでは強い水温低下によって、 ΔT_0 が小さく見積られる可能性がある。このため実測値に比べて H が小さく計算されると考えられる。

以上述べたことは、貫入層の上側と下側の形の違い、等密度面の対する傾きおよび層厚について、実際の海洋中でも実験室で得られた *double diffusive intrusion* に関する結果と良い対応を示し、フロント域での熱塩構造が同様の力学によって支配されている可能性を示唆している。

ここで用いた塩分値は、水平方向に 3 マイル間隔の鉛直観測層 10 m 間隔で求めたものである。これに対し、水温測定は 1 マイル間隔で鉛直方向にはほぼ連続している。これら両

者の測定間隔の制約のため、上述した結果には多少の任意性が含まれるが、今後CTD等を用いることにより、さらに精度と分解能の良い資料を取る必要があると思われる。

V. 貫入層における鉛直混合

津軽暖流水の流入形態の1つとして、貫入層がフロント域に多く見られ、これらは実験室で作られた *double diffusive intrusion* と同様の構造や挙動を示すことをIV章で述べた。また、密度成層構造から貫入型の水温逆転層は、相対的に密度成層の安定性が弱いことをⅢ-Ⅲ) で明らかにした。

それではこのような貫入層はどのような過程で周囲の水塊と混合するであろうか。この章では、初めにフロント域で観測される密度逆転について調べ、一般に高温高塩な貫入層の下側、すなわち *finger* 領域で密度成層が小さいことを示す。次いでこれらの事実をもとに、貫入層で生じる可能性のある混合機構の一つについて考察する。

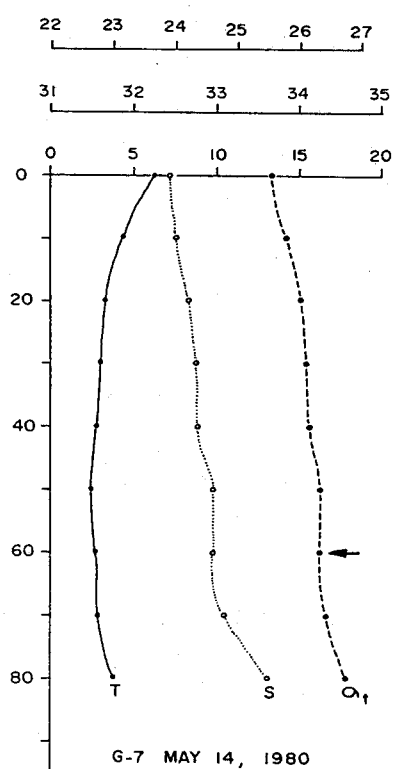
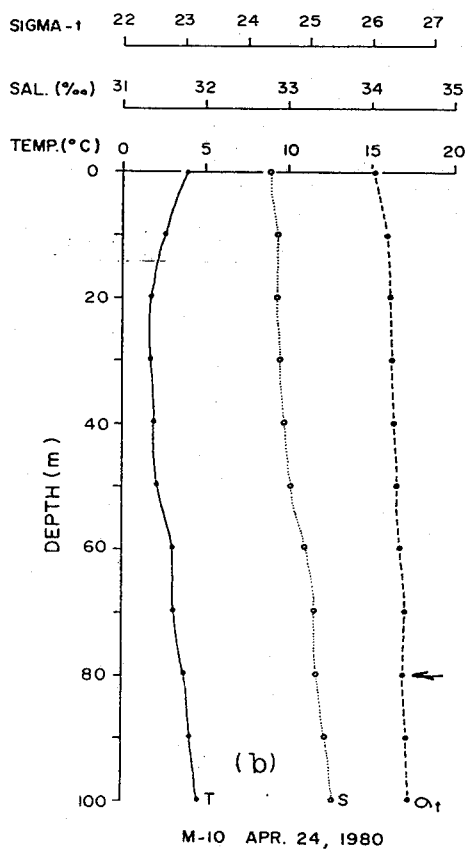
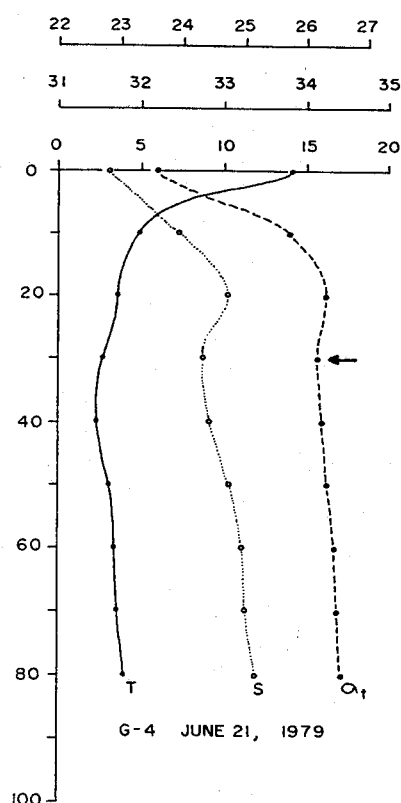
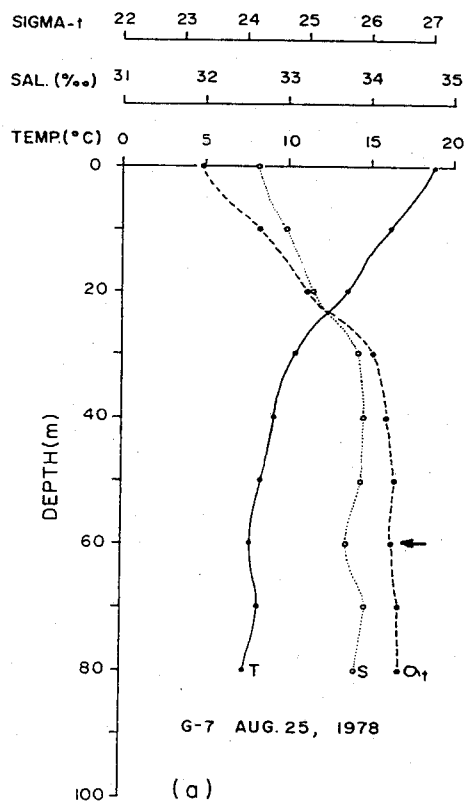
i) 密度逆転層の出現

図25に密度逆転が生じているときの水温、塩分および σ_t の代表的な鉛直分布例を示す。

図25-aは、水温、塩分とも下層の方が低いとき出現する逆転で、多くの場合上層に水温、塩分の極大値をもつか、あるいは下層にそれらの極小値をもつ。これは高温高塩分水の貫入の下側、または低温低塩分水の貫入の上側に相当し、先きの double diffusive intrusion の finger 領域にあたる。

G-7では50mおよび60m深の水温、塩分は、それぞれ 8.34°C 、 33.87% と 7.70°C 、 33.71% で、塩分減少による密度低下を水温低下によって補償できず、50mと60m深の間で $0.04\sigma_t$ の密度逆転が生じている。1979年6月のG-4のBT記録によると、20m深に小規模な水温極大層が出現し、水温と塩分が低下する30m深にかけて、 $0.16\sigma_t$ の密度逆転が生じている。

次に下層が水温、塩分ともに高くなり、水



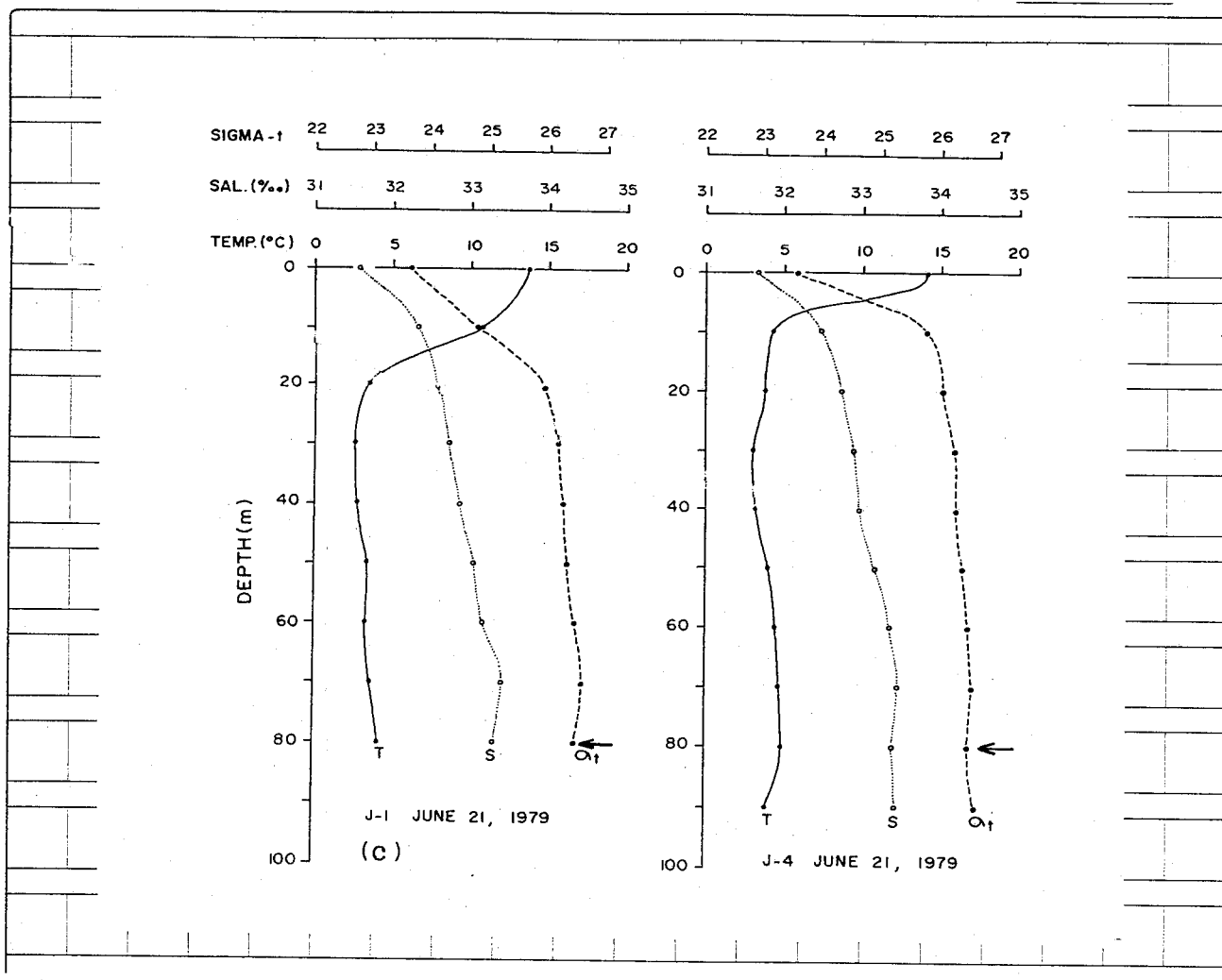


Fig.25 Vertical temperature, salinity and sigma-t profiles including the density inversion. Arrows indicate the positions of the density inversion compared with the above layer.

(a); finger regime ($\alpha\Delta T > 0, \beta\Delta S < 0$)

(b); diffusive regime ($\alpha\Delta T < 0, \beta\Delta S > 0$)

(c); gravitationally unstable regime ($\alpha\Delta T < 0, \beta\Delta S < 0$).

温上昇による密度減少を塩分増加によ、て補償できない場合を図25-bに示す。これは diffusive 領域に相当するが、逆転密度差は小さく、出現数も少ない。この場合の密度逆転は後述する機構によ、ても生じ得るが、単に上層の低温低塩水と下層の高温高塩水の混合によ、ても生じる (STERN, 1975)。熱と塩分の密度への効果が異なるために、両者の混合水はもとの水よりも重くなるからである。この現象は caballing または cabbeling と呼ばれている。

図25-cには、下層の水温が高く、塩分が低い場合に生じている密度逆転を示す。この場合には、水温、塩分の鉛直分布はともに下層の密度が低くなるように作用するから、重力不安定の状態にあり、鉛直対流が生じていると考えられる。6月のJ-1およびJ-4の70~80m層と9月の0~10m層にこの型の密度逆転が出現していた。9月の密度逆転は、海面冷却による鉛直対流を示していると思われる

が、6月については説明できない。

図25-aと同様のfinger領域での密度逆転は、オホーツク海紋別沖および網走沖の宗谷暖流水とオホーツク中冷水とが接触するフロント域の資料（Hokkaido University, 1979）においても確認することができる。

このようなフロント域での密度逆転は、COACHMAN & CHARNELL (1977) や POSMENTIER & HOUGHTON (1978) によっても報告されている。

COACHMANら(1977)は、Bering海Bristol湾の大陸棚外縁の75~100 m深にかけて、鉛直距離5 mの間で0.1~0.2 σ_t の逆転層を観測している。この海域はShelf WaterとBering Sea Waterとが接触混合する場所にあたり、密度逆転の形成機構として、風による応力と圧力傾度力とが逆方向に働く結果、躍層付近で沖合から密度の大きい水塊が貫入すると考えた。しかしその後彼らは熱と塩分の渦動拡散係数の違いによって、貫入層の混合過程で密度逆転が生じることを定性的に説明して

いる (COACHMAN & CHARNELL, 1979)。

一方, POSMENTIER ら (1978) は, New York 沖の Shelf / Slope Water フロントでの CTD データ中に, 鉛直距離数 m で約 0.2 の密度逆転があり, TS 図上では水温, 塩分の極値付近でループを描くことを見出した。彼らはこれらの測定結果を, double diffusion で説明した。すなわち, 高温高塩分水が等密度面に沿って貫入する場合に, 熱と塩分に対する分子拡散係数の違いから, 水温, 塩分の極値付近で密度不安定を生じ, TS 図上ではループとなって現れること, また diffusive 領域では密度勾配が強まり, finger 領域では弱まることを示した。

これ以前に HOWE & TAIT (1972) は, 地中海水の流出する大西洋での高温高塩分水の貫入層の静安定度を調べた。その結果によると, 一般に貫入層の上側 (diffusive 領域) では, 下側 (finger 領域) に比べて静安定度は大きく, 10 倍に達することもあり, また下側では

静安定度が0となる場合もしばしば観測された。

そこで、ここでも貫入層の発達する7月の全ナンゼン各層観測のうち、深さとともに水温と塩分が増加する層（diffusive領域、 $\alpha\Delta T < 0$ で $\beta\Delta S > 0$ ）と両方が減少する層（finger領域、 $\alpha\Delta T > 0$ 、 $\beta\Delta S < 0$ ）について、密度比 R_ρ （FEDOROV, 1978）を調べる。

密度比 R_ρ は、密度成層を不安定にする効果に対する安定化させる効果の比である。

diffusive領域では $\alpha\Delta T$ が、finger領域では $\beta\Delta S$ がそれぞれ負となり、密度に対して不安定要因として働く。従って、密度比 R_ρ は、diffusive領域では、

$$R_\rho = |\beta\Delta S / \alpha\Delta T|,$$

finger領域では、

$$R_\rho = |\alpha\Delta T / \beta\Delta S|$$

と定義する。絶対値をとるのは R_ρ を正の値に変換するだけの理由である。このとき R_ρ が、1より大きければ大きい程密度成層は安

Table 6 Density ratios in the diffusive and finger regime in July.

Depth (m)	Diffusive regime		Finger regime	
	No. of layers	$R_f = \beta \Delta S / \alpha \Delta T $	No. of layers	$R_f = \alpha \Delta T / \beta \Delta S $
0-10	0	—	1	9.36
10-20	1	7.43	12	13.29
20-30	1	10.88	11	4.76
30-40	6	2.64	14	5.23
40-50	12	4.59	15	4.97
50-60	24	2.39	10	2.39
60-70	10	3.84	16	1.75
70-80	8	2.79	13	2.11
80-90	4	2.06	9	2.04
90-100	2	1.90	8	1.47
100-110	0	—	3	1.70

定であり， $R_f = 1$ のとき中立， $R_f < 1$ のとき不安定である。

表 6 に示した結果から，中層の 40 m 以浅までは，強い水温成層のために diffusive 領域の出現が少ないこと，また finger 領域は水温低下によって十分安定な成層となっていることがわかる。ところが，中層の 50 m 以深では，finger 領域の方が diffusive 領域よりも平均して弱い成層であることを示している。

finger領域で密度逆転が良く出現すること
や密度成層が弱くなっていることは、貫入層
の混合過程において、finger領域で密度不安
定が生じ、そのため鉛直対流が励起され、そ
こでの密度成層を弱めることを示唆している。

ii) 貫入層の鉛直混合機構

貫入層が衰退していく過程で密度逆転が生じる可能性を、既に述べたように COACHMAN ら (1979) は、熱と塩分の渦動拡散係数の違いから、POSMENTIER ら (1978) は、分子拡散係数の違いから定性的な説明を試みた。しかしこれらの密度逆転の出現する深さは浅いこと、また貫入層の存続する時間規模から、ここでは分子拡散過程よりも渦動拡散過程が卓越していると考えられる。

ところで、熱と塩分の鉛直渦動拡散係数について、宇野木 (1974) は5年間の浜名湖の資料を用い、ボックスモデルから求めた両者の値に一桁程の差のあることを報告している。また、HORNE (1978) は、熱塩対流における熱と塩分の flux 式から、貫入層での鉛直渦動拡散係数に相当する量を見積る式を導びいた。そして彼は実際の観測値から計算し、熱と塩分の鉛直渦動拡散係数として、それぞれ 8

$\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$ および $3 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ を求めた。

一方、熱と塩分の分子拡散係数の違いによって生ずる熱塩対流の flux から計算される渦動拡散係数もまた、熱と塩分で異なる値を取ることが予想されている (FEDOROV, 1978)。

このように、もし熱と塩分の拡散係数に差があるとする、図 25-a に示した finger 領域での密度逆転は、以下に述べるように都合よく説明される。

図 26 には、1976 年 7 月 15 日に測定した白尻沖の水温、塩分および σ_t の断面を示す。水温は精度 $\pm 0.1^\circ \text{C}$ のサーミスター水温計によって 1 マイル間隔に、塩分はナンゼン採水器によって 2 マイル間隔に測定した。測温と採水は同時に行っている。

St. 3 および 4 の 70 m 深には、 $T \geq 6.5^\circ \text{C}$ 、 $S \geq 33.4\%$ の高温高塩水があり、St. 1 および 2 の 60 m 以深にある $T \leq 5.0^\circ \text{C}$ 、 $S \leq 33.2\%$ の水塊との間で貫入構造を形成し、St. 5 の高塩な貫入層の下側の 69 m と 79 m 深の間で、

0.25‰の密度逆転が生じている。

同様の構造は、図27の同年8月10日の観測値にも現れている。すなわち、高温高塩な水塊の貫入層の下側に位置する、St.3の40~50m層、St.5の30~40m層、同じく60~70m層には、それぞれ0.27, 0.22, 0.09‰の密度逆転が認められる。

このうち、7月15日のSt.5と8月10のSt.3

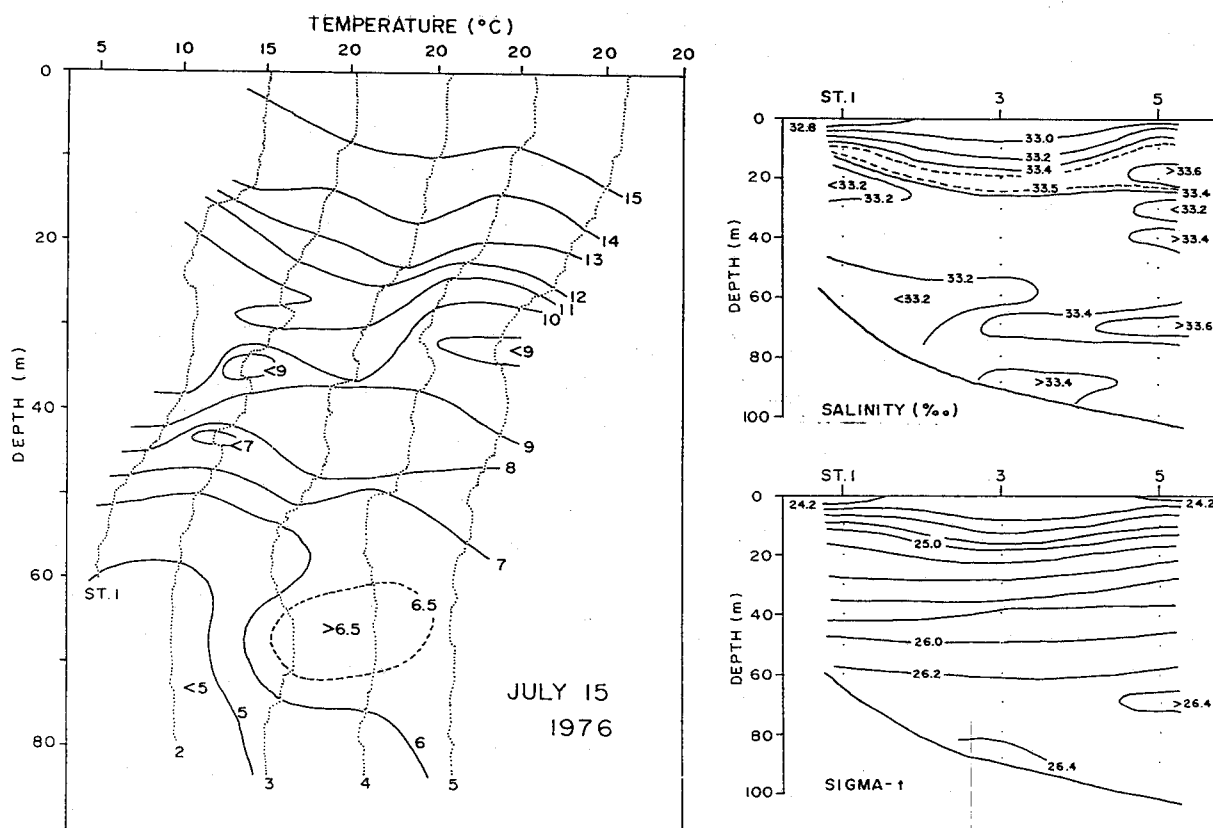


Fig.26 Vertical cross sections of temperature, salinity and sigma-t off Usujiri in 15 July 1976.

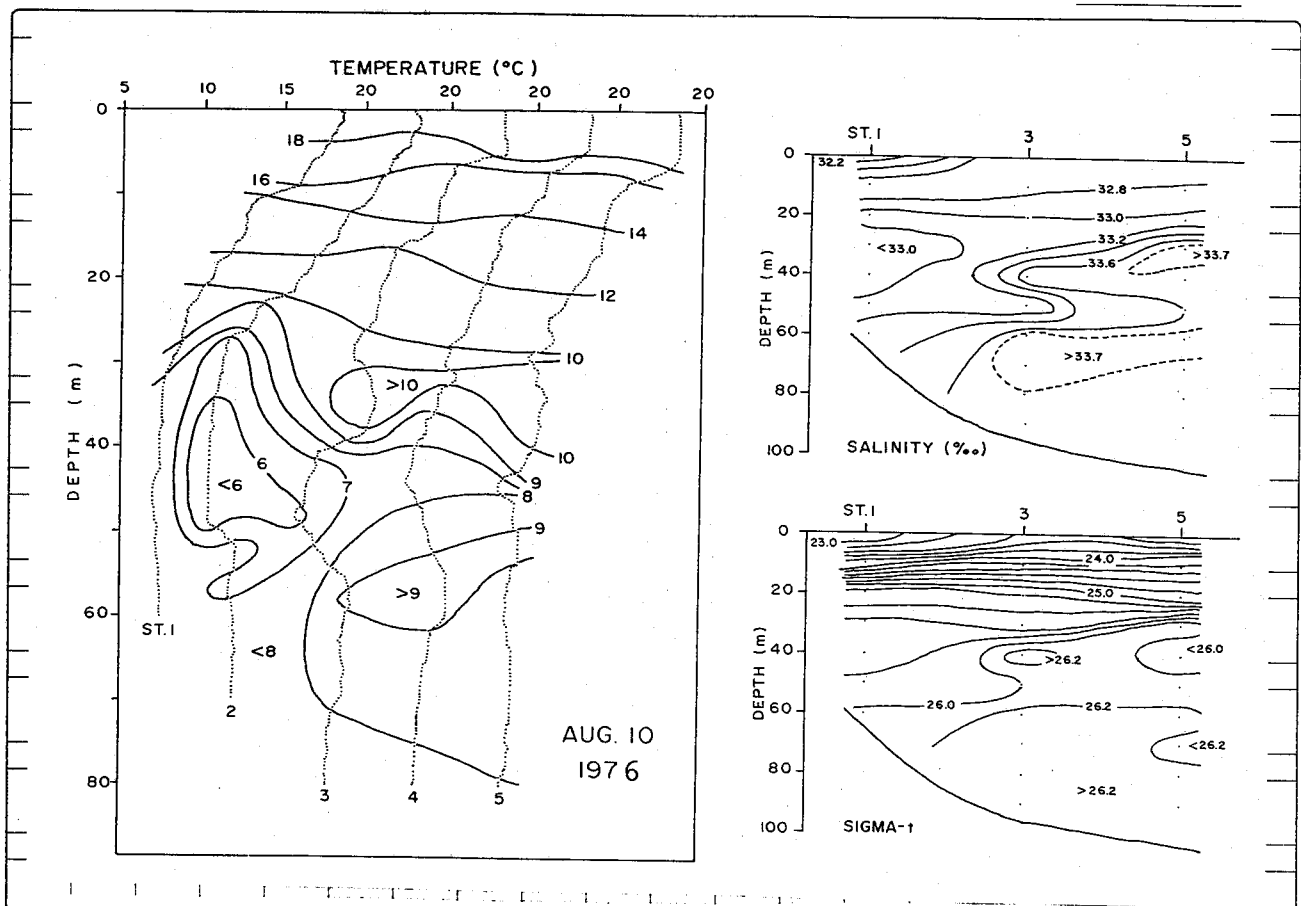


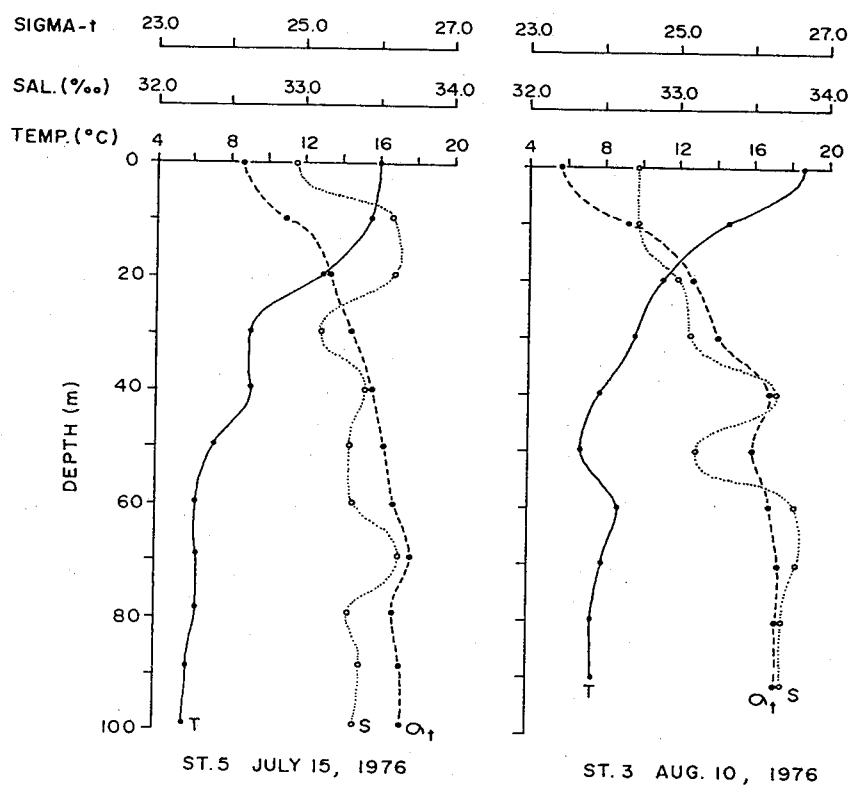
Fig.27 Vertical cross sections of temperature, salinity and sigma-t off Usujiri in 10 August 1976.

の水温，塩分および σ_t の鉛直分布を図28に示す。St.5の69～79 m深やSt.3の40～50 m深の密度逆転の生成機構として，次のように考えることができる。

7～8月のこの海域での $S \geq 33.6 \%$ の高塩分水塊は津軽暖流水起源であるから，もともと水温も沿岸に残存する親潮系水よりも相対的に高い。このことは図26および27に示した鉛直水温分布からも容易にわかる。そこで，

St.5の69m深およびSt.3の40m深の水温は、
 貫入し始めた時点では観測時よりも高く、従
 ってそこでの密度は、下層の密度よりも小
 さいか、あるいは等密度であったと仮定でき
 る。

今、貫入層の混合過程として鉛直渦動拡散
 だけを考え、さらに先に述べたように塩分の
 拡散係数に比べて熱の拡散係数の方が大きい



とすると、

St.5の69

m深やSt.

3の40m

深の水温

は、熱の

速やかな

拡散によ

って塩分

よりも早

く低下し、

図28のよ

Fig.28 Vertical temperature, salinity and sigma-t profiles at St.5 in July 15 and St.3 in 10 August 1976 off Usujiri.

うな観測時の水温，塩分分布になったものと考えられる。このため，これらの層では水温の低下によ，て密度が増加し，下層との間で密度逆転が生じることになる。

以上の過程を7月15日のSt.5の観測値を用いて，具体的な数値について調べる。浅海で

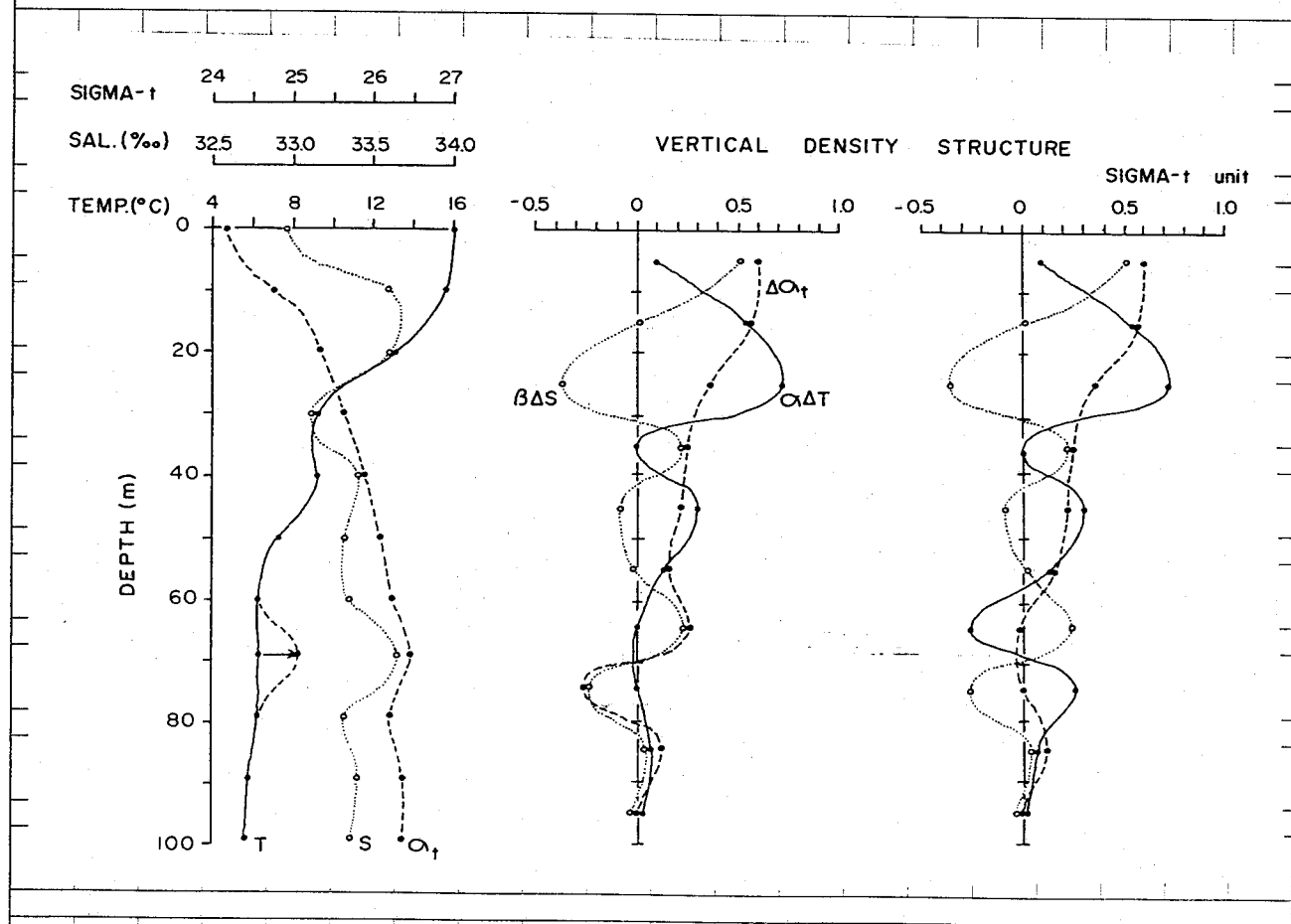


Fig.29 Vertical temperature, salinity and sigma-t profiles (left side) and the vertical density structure (central side) at St.5 in 15 July 1976. On the right side the vertical density structure is shown when temperature at 69 m depth is increased to 8.5°C. Thick, dot and broken lines indicate $\alpha\Delta T$, $\beta\Delta S$ and $\Delta\alpha_t$.

の鉛直密度変化は、水温と塩分だけで考えてよい (SVERDRUP et al., 1942) から、各層間の水温および塩分変化が密度に寄与する割合は、IV-ii) で導びいたように、

$$\frac{\Delta \rho}{\rho_0} = \alpha \Delta T + \beta \Delta S$$

と表わされる。ここで、 α は海水の熱膨張係数、 β は塩分に対する収縮係数である。

各深度間の密度差 $\Delta \rho$ を、水温変化による $\alpha \Delta T$ と塩分変化による $\beta \Delta S$ に分解し、図 29 の中央に示す。60 m 以深では水温変化が小さいため、 $\Delta \rho$ はほとんど $\beta \Delta S$ に追隨している。その結果、69 m 深の塩分極大により 60 ~ 69 m 深では $\Delta \rho$ は極大値をとる。逆にその下層の 69 ~ 79 m 深では $\Delta \rho$ は極小値をとり、69 ~ 79 m 層で 0.25 % の密度逆転を生じている。

このときもし 69 m 深の貫入が、塩分値を変えないで等密度的に行なわれたと考えると、60 m と 69 m 深の間の塩分増加 0.30 % を補償するためには、69 m 深の水温は 8.2 °C にならな

Table 7 Evaluations of $\alpha\Delta T$, $\beta\Delta S$ and $\Delta\sigma_t$ in the density inversion layer. Parentheses indicate the values when temperature at 69 m depth is increased from 6.3 °C to 8.2 °C.

Depth (m)	T (°C)	S (‰)	σ_t	ΔT (°C)	α ($\times 10^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)	$\alpha\Delta T$ ($\times 10^{-3}$)	ΔS (‰)	β ($\times 10^{-3} \text{ ‰}^{-1}$)	$\beta\Delta S$ ($\times 10^{-3}$)	$\Delta\sigma_{t, \text{est}}$	$\Delta\sigma_{t, \text{obs}}$
0	16.0	32.95	24.19								
10	15.6	33.59	24.77	-0.4	-0.226	0.090	0.64	0.780	0.449	0.553	0.58
20	13.1	33.60	25.34	-2.6	-0.210	0.546	0.02	0.780	0.016	0.577	0.57
30	9.2	33.13	25.64	-3.8	-0.190	0.722	-0.48	0.780	-0.374	0.357	0.30
40	9.2	33.42	25.87	0	-0.170	0	0.29	0.780	0.226	0.232	0.23
50	7.3	33.32	26.08	-1.9	-0.160	0.304	-0.10	0.780	-0.078	0.232	0.21
60	6.3	33.34	26.23	-1.0	-0.135	0.135	0.02	0.780	0.016	0.155	0.15
69	6.3	33.64	26.46	0	-0.135	0	0.30	0.780	0.234	0.240	0.23
	(8.2)	33.64	26.21	(1.9)	-0.135	-0.260	0.30	0.780	0.234	(-0.027)	
79	6.3	33.32	26.21	0	-0.135	0	-0.32	0.780	-0.250	-0.257	-0.25
				(-1.9)	-0.135	0.260	-0.32	0.780	-0.250	(0.010)	
89	5.8	33.39	26.33	-0.5	-0.135	0.068	0.07	0.780	0.055	0.126	0.12
99	5.6	33.35	26.32	-0.2	-0.135	0.027	-0.04	0.780	-0.031	-0.004	-0.01

ければならない。図 29 の右に示すように、69 m 深の水温を 1.9 °C 上昇させることによ、て、60 ~ 69 m 深と 69 ~ 79 m 深の間の $\alpha\Delta T$ と $\beta\Delta S$ は釣り合い、60 m 以深の $\Delta\sigma_t$ をほぼ 0 (等密度) に近い状態を作ることができる。

貫入の初期には、このように上下に等密度であった鉛直密度分布は、熱の拡散が大きいため、時間が経るにつれて水温変化による密度効果の方が早く $\alpha\Delta T = 0$ の方向に変化し、その結果ある時間経過後には、図 29 に示したよ

うな水温、塩分および密度分布になる。

これらの計算結果を表7に示す。()内の値は、69m深の水温を6.3℃から8.2℃に上昇させたときの値である。

なお、図28のSt.3の40~50m深の間の密度逆転は、上に述べた状態とは逆に、初めに50m深の水温が観測時よりも低かったと仮定しても説明できる。

以上、貫入層のfinger領域での密度不安定は、もともとは中立ないしは安定成層であつたものが、鉛直方向の熱の拡散の方が大きいために、貫入層の混合過程で生じる可能性のあることを述べた。

iii) 鉛直拡散モデルによる計算

次に以上に述べたことを数値計算により、確かめる。VOORHIS *et al.* (1976) によれば、貫入現象は1~3日程度の時間スケールであり、このような時間スケールの鉛直混合過程には、渦動拡散を考えなければならない。そこで貫入層の混合過程を渦動拡散から取扱、てみる。

一般に熱の保存式は、

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{Tx} \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{Ty} \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{Tz} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (11)$$

と書くことができる。ここで、 T は水温、 t は時間を表わし、 u 、 v 、 w はそれぞれ流速の x 、 y 、 z 成分を、 K_{Tx} 、 K_{Ty} 、 K_{Tz} はそれぞれ x 、 y 、 z 方向の渦動拡散係数である。

貫入層の速度は3 cm/s程度である (HORNE, 1978) こと、また水平水温勾配は鉛直方向に比べて極めて小さいことから、移流項およ

び水平拡散項を無視する。さらに、鉛直拡散係数が考えている深さで一定であるとする、(11)式は無限流体中で次のように簡単になる；

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (-\infty < z < \infty, t \geq 0). \quad (12)$$

ただし、(11)式の K_{Tz} をここでは K_T とした。(12)式は、熱に対する鉛直一次元の拡散方程式を表わしている。

現象を解析的に解くために、無限流体中に $t=0$ で矩形の貫入層が形成されたとし、その後の貫入層の鉛直水温分布の時間変化を求める。矩形に近い貫入層は時たま観測される。

(12)式は、矩形の貫入層を表わす $t=0$ での初期条件

$$T = \begin{cases} T_0 + \Delta T & -l \leq z \leq l \\ T_0 & |z| > l \end{cases}$$

のもとで、解

$$T = T_0 + \frac{\Delta T}{2} \left\{ \phi\left(\frac{l+z}{2\sqrt{K_T t}}\right) + \phi\left(\frac{l-z}{2\sqrt{K_T t}}\right) \right\} \quad (13)$$

をもつ (CARSLow & JAEGER, 1959)。ただし、
ここで $\phi(x)$ は、

$$\phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-r^2} dr$$

で定義される誤差関数である。

先ず (13) 式の変数の大きさを概算してみる。
(13) 式が考えている時空間で意味のある値をもつためには、誤差関数の性質から、
 $(l+z)/\sqrt{K_T t}$ が 1 のオーダーでなければなら
ない。Shelf/Slope Water フロントの観測結
果 (HORNE, 1978; VOORHIS et al., 1976) を
参照し、時間スケールとして 1 日程度、鉛直
スケールとして 1 ~ 10 m 程度を考える。今、
 $t = 10^5 \text{ sec}$, $(l+z) = 10^2 \sim 10^3 \text{ cm}$ を代入する
と、 K_T は $10^{-1} \sim 10 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ の程度の大き
さでなければならないことがわかる。

K_T がわかれば任意の時間、深さでの水温が
(13) 式によって求められる。(13) 式の T ,
 K_T の代りに、それぞれ塩分 S , 塩分に対する
鉛直渦動拡散係数 K_s を用いると、水温の場合

と同様にして、鉛直塩分分布の時間変動がわかり、水温と塩分とから密度の時空間変動も求められる。

熱に対する鉛直渦動拡散係数は、従来塩分や酸素に対するものと同じと考えられ、様々な方法によって推定されている。ここで考えているような深度や成層状態では、 $1 \sim 90 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ の範囲にあると言われており (SVERDRUP et al., 1942), その平均値はおよそ $30 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ である。しかし、ここでは先きに述べた HORNE や宇野木の結果に従って、熱と塩分では渦動拡散係数が異なると仮定する。

今仮りに熱に対する拡散係数 K_T を $25 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, 塩分に対する拡散係数を $1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ とし計算してみる。7月15日の St.5 の観測値に基づいて、 T_0 , ΔT , S_0 , ΔS , l を、それぞれ 6.3°C , 1.9°C , 33.32% , 0.32% , 5 m とする。

6.3°C および 33.32% は、St.5 の水深 50, 60, 79, 89, 99 m の平均水温および塩分に相当し、このときの密度 26.21 O_σ は、65 m から 75 m に

かけての矩形の高温高塩 ($T = 8.2^{\circ}\text{C}$, $S = 33.64\%$) な貫入層の密度とほぼ同じである (図30参照)。

これらの初期値のもとに, (13) 式を用いて $t = 0.25, 0.49, 4$ および $9 (\times 10^4)$ 秒後の $x = 0, \pm l/2, \pm l, \pm 3l/2, \pm 2l$ および $\pm 3l$ での水温, 塩分および密度を計算する。ただし, 鉛直座標の原点は貫入層の中心深度の 70m 深におく。従って, $x = 2l, 0, -2l$ は, それぞれ $60, 70, 80\text{m}$ 深に対応する。

図30の結果が示すように, 時間が経過するにつれて, 拡散係数の違いによって水温と塩分の鉛直分布に相違が生じている。すなわち, 0.49×10^4 秒では, 70m 深の水温は 7.5°C に低下しているのに対し, 塩分はほとんど変化していない。約1日 (9×10^4 秒) 後では, 水温はほぼ拡散し終えて平坦な鉛直分布を示すが, 塩分はまだ 70m 深付近に大きな極大層をもっている。

これらの変動に対応して, 鉛直密度分布は

複雑に変化する。先ず初期 ($t = 0.25 \sim 0.49$
 $\times 10^4$ 秒) の段階では, 3つの深度, すなわ
 ち 60 ~ 65 m 深, 70 m 深の直上, さらに 75 m 付
 近に密度不安定が生じている。このうち貫入
 層の境界面近くで現れる2つの密度逆転は比
 較的大きく, 時間とともにそれぞれ上下方向
 に広がっていく。

貫入層の中心部での不安定は, 約半日 (4

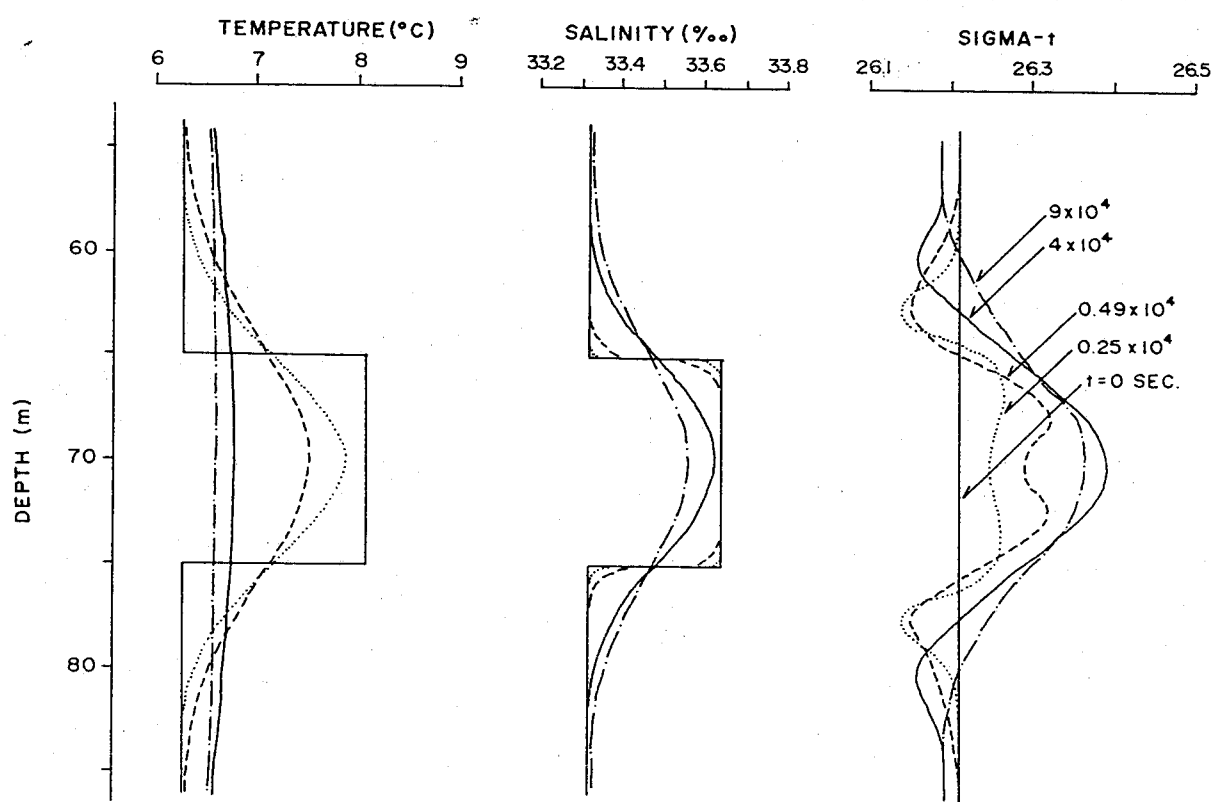


Fig.30 Time variations of the vertical temperature, salinity and sigma-t profiles near the warm salty intrusive layer calculated with an infinite eddy diffusive model. Numerals denote time in seconds.

$\times 10^4$ 秒) で解消し, 60 m 深付近の逆転密度差も小さくなる。しかし, この時下層の密度逆転は最大となり, 70 m と 80 m 深の間で 0.23 の負の値を示す。拡散係数の与え方に任意性があるため, 絶対値の比較は意味がないが, このような機構によって実測された密度逆転と同程度の密度不安定を生じさせることが出来る。

この密度逆転が消滅する過程は, すぐに熱の拡散が終了し, 塩分の拡散にだけ依存するため, 密度逆転の形成過程に比べて遅い。図 30 からわかるように, 約 1 日 (9×10^4 秒) 経過しても, 70 m と 85 m 深の間には 0.17 の密度逆転が維持されている。実際の海洋では密度逆転は鉛直対流によって比較的短時間のうちに解消されると考えられるが, もし何らかの対流を抑制する機構が働いているとすると, この程度の密度逆転はナンセン各層観測によっても十分測定できる。

なお, $T = 6.3^\circ\text{C}$, $S = 33.32\%$ の水塊と

$T = 8.2^{\circ}\text{C}$, $S = 33.64\%$ の水塊が 1 対 1 の割合で混合した (cabbeling) としても, 混合水塊は 0.02 程度しか重くならない。

以上に述べたことから, 高温高塩分水の貫入層の下側 (finger 領域) では, 熱と塩分の鉛直渦動拡散係数の違いによって, 密度逆転が発生する可能性のあること, この密度不安定によって鉛直対流が励起され, 貫入層の混合が促進されることが推定できる。また, HOWE & TAIT の diffusive 領域で静安定が強化され, finger 領域ではそれが 0 になるという観測結果や, POSMENTIER & HOUGHTON の水温, 塩分の極値付近でループを描くという事実も図 30 の密度分布からよく説明される。

Ⅵ. まとめ

北海道周辺には、水温と塩分の特性を全く異にする水塊が接触、混合する海域がいくつか存在し、そこでは種々の熱塩構造が形成されている。これらの解明の一環として、本研究では渡島半島沖の水温逆転層とその鉛直密度構造を調べ、以下の主な結論を得た。

i) 4月から8月にかけての渡島半島沖には主に二種類の水温逆転層が出現する。

一つは4月から6月まで（親潮系水期）に出現し、中層から海底近くまでの厚い層厚をもち、そこでの水温、塩分値は親潮系水と冬期噴火湾水とを結ぶ狭い範囲内に分布する。

他の一つは7～8月（津軽暖流水の流入期）の中層に出現するもので、層厚は小さいが、水温差、塩分差は大きい。この種の逆転層は津軽暖流水の水平貫入によって生じていることを、水塊分析や海況解析から

明らかにした。

ii) 親潮系水期の逆転層の出現深度と層厚の頻度分布は、各深度に種々の層厚をもつ分布を示すのに対し、津軽暖流水の流入期では、40~70 m 深の層厚 10 m にモードをもつ分布を示す。このときの逆転層の出現深度は暖流水の流入深度に相当し、層厚は流入する貫入層の層厚を反映している。

iii) ナンゼン各層観測値から、親潮系水期と津軽暖流水流入期の7月の逆転層の水溫差、塩分差を比較すると、それぞれ $0.7 \sim 1.3^{\circ}\text{C}$ 、 $0.3 \sim 0.5\%$ の範囲にある。しかし層厚が小さくなるために、7月の逆転層の鉛直水溫、塩分勾配は6月までのそれらの2倍に近い値を示す。

この差異は鉛直分解能のよい BT または DBT によればさらに大きく、7月では鉛直距離 10 m に対し水溫で $1.6 \sim 1.8^{\circ}\text{C}$ 、塩分で $0.6 \sim 0.7\%$ 下層が高い値を示す。

これらの逆転層を特徴づける諸量の特性

の違いは、逆転層の形成に關与する外洋起源水、すなわち親潮系水と津輕暖流水の流入形態の相違によつて説明できる。

iv) 親潮系水期の逆転層は、塩分増加量の57～70%が密度勾配に寄与し、もともと塩分によつて十分補償されていることを靜安定度解析から明らかにした。一方、7月から8月にかけて密度勾配を作る塩分の割合は51、43%と減少し、水温逆転を補償するために使われる塩分の割合が急増する。このことが6月までの逆転層が長期間にわたつて安定して維持されている理由の一つと推定した。また暖流水の流入期の逆転層は相對的に安定度が低いと言える。

v) 津輕暖流水は沖合から貫入層を形成して流入することが1マイル間隔で測定したBT断面からわかった。水温逆転層は等塩分線と極めてよく対応して出現する。すなわち、高塩分水の貫入層や張り出しの上側にほとんどが限られて出現する。このことは、貫

入層が熱と塩分を岸沿いに輸送していることを示唆し、暖流水と沿岸水の交替形態や混合機構として、水平貫入層が重要な役割を負っていると推定された。

vi) 鉛直密度分布は、主に水温変化に支配されて、7月ないしは8月に最も強い密度成層を中層にまで作る。一方、貫入層の層厚は静安定度と負の強い相関をもち、密度勾配が中層にまで形成される時期に暖流水が接近することが、暖流水の流入形態としての水平貫入層を発達させる理由の一つと考えた。

vii) 実測した貫入層の構造を実験室で得られている *double diffusive intrusion* の結果と比較した。高温高塩な貫入層は、その先端で軽くなり等密度面を横切、て、軽い方に傾くことを示した。また貫入層の層厚は、実験結果から得られた関係式によってほぼ近似できる。これらの事柄は、フロント域での熱塩構造が実験室での *double diffusive*

intrusion と同様の力学に支配されている可能性のあることを示唆している。

viii) フロント域で生じている密度逆転を分類すると、高温高塩な貫入層の下側 (*finger* 領域) で生じている場合が多い。また、中深層での密度比を比較すると、*finger* 領域の値の方が *diffusive* 領域の値よりも小さい傾向を示す。このことは *finger* 領域で密度不安定を生じ、その結果鉛直対流が励起されて、鉛直密度勾配が小さくなると推定された。

ix) 上記の現象を説明するため、熱と塩分の鉛直渦動拡散係数に差があると仮定し、貫入層の混合過程として渦動拡散を考えた。

実測値をもとに、無限流体中に矩形の貫入層を与え、一次元拡散モデルを用い貫入層付近の密度構造を解析的に解いた。その結果は、実測した現象をよく説明し、拡散モデルが貫入層の混合機構の一つであると推定した。

謝 辞

本研究の遂行にあたり、終始懇切なる御指導と御助言をいただいた北海道大学水産学部福岡二郎教授、梶原昌弘助教授および米田義昭教授に厚く感謝申し上げます。

また観測に際しては、坂口元船長、森田前船長をはじめとするうしお丸乗船員御一同、さらに北海道大学水産学部北洋研究施設海洋環境部門および漁業学科海洋気象学講座の院生、研究生の各位に多大な助力を得た。謹んで感謝します。

引用文献

Carslow, H. C. and J. C. Jaeger (1956). Conduction of heat in solids. (2nd ed.) Oxford Press, London, 496pp.

Coachman, L. K. and R. L. Charnell (1977). Finestructure in outer Bristol Bay, Alaska. Deep-Sea Res., 24, 869-889.

Coachman, L. K. and R. L. Charnell (1979). On lateral water mass interaction — A case study, Bristol Bay, Alaska. J. Phys. Oceanogr., 9, 278-297.

Crapper, P. F. (1976). Intrusion and double-diffusive convection. Nature, 260, 308-310.

Fedorov, K. N. (1969). On the vertical stability of temperature inversions in the ocean. Oceanology, 9, 82-86.

Fedorov, K. N. (1978). The thermohaline finestructure of the ocean. English translation, Pergamon Press, Oxford, 170pp.

Gregg, M. C. (1973). The microstructure of the ocean. Scientific American, 228, 65-77.

Hokkaido University, Faculty of Fisheries (1979). Data record of oceanographic observations and exploratory fishing. 22.

Howe, M. R. and R. I. Tait (1972). The role of temperature inversions in the mixing processes of deep ocean. Deep-Sea Res., 19, 781-791.

Horne, E. P. (1978). Interleaving at the subsurface front in the Slope Water off Nova Scotia. J. Geophys. Res., 83, 3659-3671.

Iida, H. (1962). On the water masses in the coastal region of the southwestern Okhotsk Sea. J. Oceanogr. Soc. Japan. 20th Anniversary Vol., 272-278.

Kawai, H. (1955). Notes on the inversion of the upper water temperature in the waters to the northeast of Japan in summer. Bull. Reg. Fish. Res. Lab., 6, 71-80.
Koto, H. (1955). Stagnation, mixing and renewal of the water of the Funka Bay. Mem. Fac. Fish., Hokkaido Univ., 13, 65-78.
黒田隆哉 (1955). 三陸近海に於ける水温逆転の現象について 第一報. 東北水研研報, 13, 1-12.
黒田隆哉 (1960). 三陸近海に於ける水温逆転の現象について 第二報. 東北水研研報, 16, 65-86.
Maeda, S. (1968). On the cold water belt along the northern coast of Hokkaido in the Okhotsk Sea. Umi to Sora, 43, 71-90.
三宅秀男 (1978). 簡単な温度勾配計とその沿岸域における小規模な温度構造への応用. 北大水産研究報, 29, 270-281.
Miyake, H. (1979). Formation of the density inversions in the intrusive layer of the coastal mixing region. Bull. Fac. Fish., Hokkaido Univ., 30, 272-281.
Nagata, Y. (1967). On the structure of shallow temperature inversions. J. Oceanogr. Soc. Japan, 23, 221-230.
Nagata, Y. (1968). Shallow temperature inversions in the sea to the east of Honshu, Japan. J. Oceanogr. Soc. Japan, 24, 103-114.
Nagata, Y. (1970). Detailed temperature cross section of the cold water belt along the northern edge of the Kuroshio. J. Mar. Res., 28, 1-14.
日本海洋学会 (1955). 海洋観測常用表. 96pp.

大谷清隆・秋葉芳雄 (1970). 噴火湾の海況変動の研究.

I. 湾水の周年変化. 北大水産研究い報, 20, 302-312.

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. 北大水産研究い報, 22, 58-66.

大谷清隆・秋葉芳雄・吉田賢二・大槻知寛 (1971a). 噴火湾の海況変動の研究. III. 親潮系水の流入・滞留期の海況. 北大水産研究い報, 22, 129-142.

大谷清隆・秋葉芳雄・伊藤悦郎・小野田勝 (1971b). 噴火湾の海況変動の研究. IV. 津軽暖流水の流入・滞留期の海況. 北大水産研究い報, 22, 221-230.

大谷清隆・木戸和男 (1980). 噴火湾の海洋構造. 北大水産研究い報, 31, 84-114.

Posmentier, E. S. and R. W. Houghton (1978). Fine structure instabilities induced by double diffusion in the Shelf/Slope Water front. J. Geophys. Res., 83, 5135-5138.

Roden, G. I. (1964). Shallow temperature inversions in the Pacific Ocean. J. Geophys. Res., 69, 2899-2914.

Ruddick, B. P. and J. S. Turner (1979). The vertical length scale of double-diffusive intrusions. Deep-Sea Res., 26, 903-913.

Stern, M. E. (1960). The "salt-fountain" and thermohaline convection. Tellus, 12, 172-175.

Stern, M. E. (1975). Ocean circulation physics. Academic Press, London, 246pp.

Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming (1942). The oceans. Their physics, chemistry and general biology. Prentice-Hall Inc., New York, 1087pp.

Turner, J. S. and H. Stommel (1964). A new case of convection in the presence of combined vertical salinity and temperature gradients. Proc. Nat. Acad. Sci., 52, 49-53.

Turner, J. S. (1978). Double-diffusive intrusions into a density gradient. J. Geophys. Res., 83, 2887-2901.

宇野木早苗 (1974). 内湾の海水交流と鉛直混合に関する一考察. 沿岸海洋研究ノート, 11, 85-95.

Voorhis, A. D., D. C. Webb and R. C. Millard (1976). Current structure and mixing in the Shelf/Slope Water front south of New England. J. Geophys. Res., 81, 3695-3708.