HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	冬季の噴火湾周辺海域における海況とスケトウダラ卵輸送過程に関する研究
Author(s)	清水, 学
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(水産学)
Dissertation Number	甲第4493号
Issue Date	1998-03-25
DOI	https://doi.org/10.11501/3137210
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/51483
Type	doctoral thesis
File Information	000000322399.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

学位論文内容の要旨

博士の専攻分野の名称	博士 (水産学)	氏　名	清　水　　学

学位論文題名

冬季の噴火湾周辺海域における海況と スケトウダラ卵輸送過程に関する研究

【緒　言】

噴火湾周辺海域にはわが国の沿岸漁業を支える重要な魚種であるスケトウダラ (*Theragra chalcogramma*) の漁場が形成され、その年間漁獲量は 4〜11 万トンにも達している。漁獲対象となるスケトウダラは、例年 10〜3 月までの期間に噴火湾沖の陸棚域へ産卵のために来遊した 4 才以上の産卵親魚が大部分を占めている。卵・仔魚は遊泳力に乏しいため、産卵海域である陸棚域から噴火湾内の流れ場に大きく影響されながら、成育場 (主として噴火湾内) へと輸送されている。従って、噴火湾周辺の流れ場の年による違いが卵の輸送量、しいては資源量の経年変化に直接影響を与えている可能性が推測される。今後スケトウダラ資源量変動の予測を行なうためにも、まず産卵期における本海域の物理的な海洋環境を支配する物理素過程を十分把握し、理解しておくことが重要であると考える。

噴火湾周辺海域における過去の研究は主に水温・塩分値の資料を用いた水塊分析の手法から沿岸親潮流入に伴う水塊交替が議論されてきた。本論文で注目するスケトウダラ卵の輸送過程を把握する際、このような既存の観測資料だけでは流れ場の情報を十分に得ることはできない。なぜならば、まず時間スケールの問題が挙げられる。冬季における本海域の海洋調査は 1〜2ヶ月毎という観測間隔で行なわれ、卵から仔魚に至る数週間の時間経過を調べるのには非常に粗い観測資料である。そして、二つめに空間スケールの問題がある。噴火湾内の観測点は多いときで 10 点程度、湾口沖の陸棚上の海洋観測点は数点しかなく、陸棚域から湾内に至る海洋構造の情報が大きく欠けている。また、冬季における流れの直接観測は、残念ながらほとんど行なわれていない。そこで、本研究では上記の海洋観測資料の欠点を補うために数値モ

デルを併用し、更に沿岸親潮の流動構造を捉えるための集中観測から、本海域における物理素過程を明らかにし、そしてスケトウダラ卵輸送過程の時空間変化の詳細を調べることを目的とした。

本研究では、冬季の噴火湾周辺海域で卓越していると考えられる吹送流・海面冷却に伴った密度流・沿岸親潮の各物理素過程について、海洋観測と数値モデル計算との比較を行ない、各流動場の力学構造及び時空間変化について記述した。なお、冬季の噴火湾周辺海域は、例年2〜3月に流入してくる沿岸親潮によって水塊構造が大きく変化することから、沿岸親潮流入前と後の海況に分けて、以下に本研究の成果についてその概要を記す。

【冬季の噴火湾周辺海域における物理環境】

沿岸親潮流入前の海況

冬季に卓越する北西季節風によって励起される吹送流は、噴火湾内に時計廻りと反時計廻りの渦対を形成する。この湾内の渦対は、浅い沿岸域の風応力と海底摩擦力が主にバランスした境界流と湾中央部の風応力と湾内外の圧力勾配力が主にバランスした補償流から成る。また、冬季の強い海面冷却により湾内と湾外の貯熱量の違いによって噴火湾湾口部には水温フロントが形成されている。モデル計算では、この水温フロントを挟んだ湾内と湾外との間で密度差が生じ、噴火湾湾口部では流速値5〜10$cm \cdot s^{-1}$程度の弱い密度流が発生する。しかし、この密度流に伴い形成された水温フロントは上述の季節風による流速値15〜30$cm \cdot s^{-1}$の吹送流の影響を受け易く、水平的にも鉛直的にもそのフロント構造及び形成位置を大きく変化させられることがわかった。以上の結果から、沿岸親潮流入前の噴火湾周辺海域の流れ場には、主として季節風によって励起される吹送流が支配的であると考えられる。そこで、卓越する吹送流によって湾内に輸送されたスケトウダラ卵の平均滞留時間(卵が湾内に留まることのできる代表的な時間スケール)を計算すると、約40日であることがわかった。

沿岸親潮流入後の海況

1996年3月にCTDとADCPを用いた集中観測を行ない、沿岸親潮は日高湾の

陸棚斜面上に捕捉され、海底近傍においても約 $10cm \cdot s^{-1}$ の流速値を持った順圧的な流れであることがわかった。さらに、流入流出を考慮した診断モデル計算を行ない、沿岸親潮の流量は 0.4〜0.5sv 程度と推測された。このように陸棚斜面上に主流域をもち南下する沿岸親潮は、噴火湾内へ直接流入しているようにはみえず、湾内への流入流速は $5cm \cdot s^{-1}$ 以下の非常に微弱なものであった。

【 噴火湾周辺海域におけるスケトウダラ卵輸送過程 】

沿岸親潮流入前の卵輸送過程

湾口部陸棚域で産卵されたモデル卵粒子は、湾中央部から湾口部にかけて形成される渦対の風向とは逆向きの流れに従って湾内に侵入し、湾中央を真っ直ぐ湾奥に達した後、渦対に取り込まれて次第に分散していく。そして、陸棚域から湾内へ輸送される卵は、湾口南部陸棚上の約 80m 等深線に沿った比較的狭い海域に産卵されたものであることが推測された。

沿岸親潮流入後の卵輸送過程

沿岸親潮は陸棚斜面上に捕捉された流れであることから、陸棚上で産卵された卵の多くは成育場の噴火湾に輸送されず、津軽海峡の沖合い域へと流されてしまう。モデル計算は、沿岸親潮流入後においても、北西風の季節風による吹送流が産卵場から成育場への卵輸送に重要な役割を果たすことを示した。さらに沿岸親潮の存在によって、浅い陸棚上の吹送流と沖合いの沿岸親潮流の間に流れの弱い海域が形成され、噴火湾内だけでなく湾口部北側の陸棚上にも卵が広く分散させられることが示唆された。

スケトウダラ初期生残率の経年変化

過去 21 年間の海洋及び気象観測資料の解析より、スケトウダラの初期生残率の指標と考えた L/A(年級群量/産卵親魚量) の経年変化を最もよく説明できる物理的な環境要因は、冬季卓越する 3 月の北西風の経年変化であることが示唆された。そこで、沿岸親潮と 3 月の北西風を強制力としたモデル計算を行ない、スケトウダラ卵輸送パターンの経年変化を調べた。その結果、L/A の大きな値を示す 1980 年は北西季節風が特に強い年であり、この風により励起

された吹送流によって、スケトウダラ卵及び仔魚は効率良く成育場である噴火湾内と湾口部の陸棚域へと輸送された。逆に、L/A が小さな値を示す 1978 年と 1985 年は季節風が比較的弱い年であり、成育場へ輸送される卵及び仔魚も少ない結果となった。加えて、L/A の大きい値を示した 1980 年は、その前後の年と比べて沿岸親潮の本海域への流入時期が遅く 4 月であり、噴火湾内の水温値が比較的高い年であった。

【まとめ】

これまで、噴火湾周辺海域のスケトウダラ卵輸送に係わる物理的な環境要因として、水塊交替から判断される沿岸親潮のみが注目され、沿岸親潮に伴う流れによって産卵場から成育場へ輸送されると考えられてきた。しかし、本研究で行なった噴火湾及び陸棚上の集中観測と数値モデル計算から、沿岸親潮の流れは陸棚上で産卵された卵を噴火湾沖合い域へ輸送し、湾内への流れは冬～春季に卓越する北西風によって励起された吹送流が支配的であることが示唆された。このことから、産卵場から成育場へのスケトウダラ卵の輸送過程においては沿岸親潮の存在よりも、むしろ北西風によって励起される吹送流が重要な役割を果たしていることが推測される。ただし、沿岸親潮と吹送流との相乗効果によって、卵および仔魚は噴火湾内だけでなく日高湾の岸沿いの陸棚域にも輸送され、この陸棚域も成育場として重要となる可能性が示唆された。それ故、今後は噴火湾だけでなく陸棚域をも含めた卵仔稚分布調査及び海洋観測が必要と考える。本研究では卵輸送過程にのみ注目したが、資源量変動予測のためには卵輸送後の餌環境や捕食圧などの生態学的な環境要因を調べていかなければならないと考える。

主　論　文

冬季の噴火湾周辺海域における海況とスケトウダラ卵輸送過程に関する研究

清　水　　学

平成１０年

②

主　論　文

冬季の噴火湾周辺海域における海況とスケトウダラ卵輸送過程に関する研究

北海道大学大学院水産学研究科
漁業学専攻

清　水　　学

平成10年

目 次

1 緒 言 **1**

1.1 はじめに 1

1.2 既往の研究 1

1.2.1 噴火湾周辺海域の海況 1

1.2.2 噴火湾周辺海域のスケトウダラ卵・仔魚の分布 3

1.3 本研究の目的と構成 4

2 冬季の噴火湾周辺海域における物理環境 **6**

2.1 冬季の季節風による吹送流 6

2.1.1 噴火湾内の風と流れの関係 6

2.1.2 水平二次元数値モデル 7

2.1.3 吹送流の計算結果 8

2.2 地形性貯熱効果に伴う密度流 11

2.2.1 噴火湾湾口部に形成される水温フロント 12

2.2.2 三次元流況数値モデル 13

2.2.2.1 海面冷却のみを外力とした計算 (Case1) 14

2.2.2.2 海面冷却と風応力を外力とした計算 (Case2) 16

2.3 沿岸親潮の密度場及び流動構造 18

2.3.1 1996 年 3 月における噴火湾周辺海域の集中海洋観測 18

2.3.1.1 沿岸親潮の水温・塩分・密度構造 18

2.3.1.2 沿岸親潮の流動構造 19

2.3.2 三次元流況診断モデル 21

2.3.2.1 診断モデルの計算結果 22

2.3.2.2 流入流出駆動を取り入れた診断モデルの計算結果 22

3 噴火湾周辺海域におけるスケトウダラ卵輸送過程 **24**

3.1 はじめに 24

3.2 吹送流に伴うスケトウダラ卵輸送過程 24

3.2.1 発生段階別スケトウダラ卵・仔魚の空間分布特性 24

3.2.2 水平二次元卵輸送数値モデル 25

3.2.3 モデル粒子の追跡計算結果 25

3.2.4 吹送流による噴火湾の平均滞留時間 27
3.3 沿岸親潮に伴うスケトウダラ卵輸送過程 29
3.3.1 水平二次元卵輸送数値モデル 29
3.3.2 沿岸親潮のみを考慮した卵輸送過程の計算結果 29
3.3.3 沿岸親潮と吹送流を考慮した卵輸送過程の計算結果 30
3.4 スケトウダラの資源量変動に関わる海洋環境の経年変化 31
3.4.1 スケトウダラ初期生残率の経年変化 31
3.4.2 噴火湾周辺における海洋環境の経年変化 31
3.4.3 海洋環境とスケトウダラ初期生残率についての考察 35
4 まとめと今後の課題 **39**
4.1 冬季の噴火湾周辺海域における物理環境 39
4.2 噴火湾周辺海域におけるスケトウダラ卵輸送過程 40
4.3 今後の課題 41
謝 辞 **43**
参 考 文 献 **44**

1 緒 言

1.1 はじめに

北海道南西部の襟裳岬と渡島半島東端の恵山岬を結んだ線を境とし、その北側を日高湾と称する (Fig.1-1)。日高湾の海底地形の特徴は岸沿いに幅約 20〜30km で水深 200m 以浅の陸棚が存在し、その沖合いは日高トラフと呼ばれる水深 1000m まで急激に深くなる陸棚斜面が形成されている。この日高湾西端部に噴火湾が隣接し、浅いシル (水深 85m) を通して日高湾の陸棚域と接続している。噴火湾の地形をみると、平均水深は約 55m、湾の直径は約 50km、湾中央部の最大水深は約 100m であり、お椀状のほぼ円形で浅い海底地形を呈している。本論文では、噴火湾と日高湾を含めた海域を「噴火湾周辺海域」と総称し、以下これを用いることとする。

噴火湾周辺海域にはわが国の沿岸漁業を支える重要な魚種であるスケトウダラ (*Theragra chalcogramma*) の漁場が形成され、その年間漁獲量は 4〜11 万トンにも達している。漁獲対象となるスケトウダラは、例年 10〜3 月までの期間に噴火湾周辺海域 (主として陸棚上) に産卵のために来遊した 4 才以上の産卵親魚が大部分を占めている。卵・仔魚は遊泳力に乏しいため、産卵海域である噴火湾周辺海域の流れの状況に大きく影響されながら、成育場 (主として噴火湾内) へと輸送されている。従って、噴火湾周辺の流れ場の経年変化の違いが卵の輸送量、しいては資源量の経年変化に直接影響を与えている可能性が推測される。今後スケトウダラ資源量変動の予測を行なうためにも、まず産卵期における本海域の物理的な海洋環境を支配する物理素過程を十分把握し、理解することが重要である。

本章では、まず次節で「噴火湾周辺海域の海況」と「噴火湾周辺海域のスケトウダラ卵・仔魚の分布」に関する既往の研究事例を整理し、過去の研究を概説する。そして、これら既往の研究成果を踏まえた上で、本研究の目的と本論文の構成について述べる。

1.2 既往の研究

1.2.1 噴火湾周辺海域の海況

噴火湾周辺海域では 1 年に大きく分けて二回の特徴ある水塊交替が存在している (大谷,1979)。ひとつは夏〜秋季にかけて津軽海峡から対馬暖流を起源とする「津軽暖流水」(亜熱帯系水:高温・高塩分水) の流入である。津軽海峡を日本海側から太平洋側へと流れる津軽暖流水は年中通してみられる水塊であるが、特に夏〜秋季にかけては津軽海峡東方から襟裳岬付近まで張り出した暖水渦「渦モード (Gyre Mode)」が形成さ

れ (Conlon,1982)、噴火湾周辺海域に既に存在する水塊との活発な水平・鉛直混合過程が起きていると考えられている。ところが、冬〜春季にかけての津軽暖流水は津軽海峡から太平洋側へと流出する際、三陸沿岸の岸沿いに捕捉された「沿岸モード (Coastal Mode)」と呼ばれる幅狭く南下する流出形態を示す (Conlon,1982)。したがって、冬〜春季においては、噴火湾周辺海域の水塊に対する津軽暖流水の影響は十分に小さいと考えられる。この時期、噴火湾周辺海域に流入してくるもうひとつの水塊は「沿岸親潮水」(亜寒帯系水:低温・低塩分水) と呼ばれ、この水塊は北海道東部の岸沿いを南下し襟裳岬を越えて三陸沖へと南下してくる。そのとき、南下する沿岸親潮の一部が襟裳岬から西方の噴火湾周辺海域へ陸棚上で岸を右手にみながら流入してくる。それ故、この時期には沿岸親潮の低温・低塩分な水塊の流入と活発な海面冷却による混合過程が海洋環境を支配している。大谷ら (1971) は噴火湾周辺海域の日高湾を広く覆った沿岸親潮水が 5〜6 月の期間、津軽海峡からの津軽暖流系水の張り出しによって、襟裳岬側へと後退することを明らかにしている。このような沿岸親潮水の張り出しに関する消長の様子は、主として水塊分析の手法をもとにした大谷 (1979), 大谷 (1981) の一連の研究によってまとめられている。しかしながら、このような水塊移流に伴う流れ場及び水温・塩分・密度場の水平・鉛直構造など沿岸親潮の基本的な力学構造については、時空間的に解像度の高い海洋観測資料及び流速資料が得られていないため、今日に至るまで全く明らかにされていない。

また、この沿岸親潮の流入前後の期間、噴火湾周辺海域にはシベリア寒気団から寒冷で強い季節風 (北西〜西風) が連日吹き続くことが知られている (大谷,1981)。この冷たい季節風に伴ない本海域は一様に海面冷却され、湾内及び陸棚上の水塊は混合されて鉛直的に一様な水塊構造を示す。海域全体が海面冷却されると、陸棚及び陸棚斜面海域と比べて水深の浅い噴火湾内には、冷たく重い水が形成されることが推測されている。例えば、大谷・木戸 (1980) は、この時期に重力循環に伴う密度流の発生により、湾内と湾外との間で海水交換が行なわれながら冬季噴火湾水が形成され、その湾内水と湾外水との境界に水温フロントが形成されていることを報告している。加えて、大谷・村上 (1987), 大谷・村上 (1989) は、1 点の係留系観測結果から冬季季節風の連吹によって形成される強い吹送流は噴火湾周辺海域の潮流よりも十分に大きな流速値をもっていることを報告している。

以上述べたように、噴火湾周辺の海況に関する一連の研究は主に水塊分析によって行なわれてきたものが多く、強い海面冷却によって一様な水塊が形成され、密度面から

は推測できない噴火湾内における吹送流の構造については議論されることが全く無かった。これらの既往研究結果から、スケトウダラ産卵時期である冬〜春季における物理現象をまとめると、

(1) 低温・低塩分水塊で特徴付けられる沿岸親潮

(2) 海面冷却によって発生する密度流

(3) 季節風 (北西〜西風) によって励起される吹送流

が、本海域における代表的な物理素過程と考えられる。これら 3 つの物理素過程は個々に独立して存在しているのではなく、むしろお互いに相互作用していることが推察される。すなわち、北西風の連吹によって海面冷却されながら吹送流が形成されたり、吹送流が発達している中で沿岸親潮が流入してくると考えられる。このように考えると、スケトウダラをはじめとして噴火湾周辺の昆布やホタテ養殖などを対象にしている多くの水産研究者は、水塊の変化で判断できる沿岸親潮の本海域への流入時期のみを大きな環境要因として議論している点には疑問がある。沿岸親潮の水塊を表わす指標値として、道東, 道南噴火湾周辺, 津軽海峡出口にかけての水塊特性を整理し得られた、水温 ($T \leq 2$ ℃), 塩分 ($S \leq 33.0$ ‰) がある (大谷,1971)。私はこの大谷の指標値に加えて、当海域における吹送流や海面冷却に伴う密度流の各物理素過程を十分に研究しておくことが大切であると考える。

1.2.2 噴火湾周辺海域のスケトウダラ卵・仔魚の分布

噴火湾周辺海域はスケトウダラの産卵及び仔稚魚の成育場として重要な海域として知られており、北海道大学水産学部や水産庁北海道区水産研究所によって長期間その卵・仔稚魚の分布調査が行なわれてきた。Fig.1-2 は、金丸 (1989) によってまとめられた 1987 年 5 月におけるスケトウダラ稚魚の採集個体数を示している。噴火湾内と根室海峡の 2ヶ所で稚魚が数多く採集されており、これらの海域が成育場として非常に重要な場所であることを示している。スケトウダラの産卵場も上記の稚魚採集場所の周辺海域であることが知られており、噴火湾周辺海域の主産卵場は噴火湾湾口から湾外の水深 100〜120m の陸棚上から陸棚縁で (中谷・前田,1987)、根室海峡においては水温 2〜4 ℃の 200m 以深の場所に存在する (佐々木,1985)。噴火湾周辺海域におけるスケトウダラの主な産卵時期は例年 12〜3 月までの比較的長期間であると言われている (前田ら,1979)。根室海峡は産卵場と成育場がほぼ同じ場所に存在しているのに対し、噴火湾周辺海域では産卵場が日高湾北西部沿岸域から噴火湾湾口部に、生育場が噴火湾にお互

いに離れて存在しているのは興味ある特徴である。

一例として、Fig.1-3に1988年2月に噴火湾周辺海域で行われたスケトウダラ卵・仔魚の広域分布調査の結果 (Nakatani and Maeda,1989) を示す。受精後間もない卵は陸棚域一帯に分布し、産卵後15〜20日程度で孵化した仔魚は主として噴火湾内に分布している。この分布の違いは、産卵場の陸棚域から成育場である噴火湾への卵の輸送過程を示しており、初期生残率を左右する大きな要因の一つと考えられる。前節で述べたように、このような卵輸送のメカニズムとして、例年2〜3月に湾外から湾内へ流入する沿岸親潮に伴う水塊交替のみが考慮され、議論されてきた (例えば、前田ら,1979)。しかし、近年の調査において沿岸親潮が流入する前に、すでに湾内に仔魚が広く分布しており (例えば、Nakatani and Maeda,1989)、このことは沿岸親潮流入以外の卵輸送メカニズムが存在することを示唆している。

1.3 本研究の目的と構成

過去の噴火湾周辺海域の研究は主に水温・塩分値の資料を用いて、水塊分析の手法から本海域の水塊交替が議論されてきた。本論文で注目するスケトウダラ卵の輸送過程を把握する際、既存の観測資料だけでは十分な情報が得ることはできない。まず最初に、時間スケールの問題点があげられる。冬季における本海域の海洋調査は、細かい時間間隔でも1ヶ月毎という観測期間の粗さの問題点があり、スケトウダラ卵分布の時間経過を調べるのに十分な観測資料が得られていない。二つめに、噴火湾内の数点の観測点のみに注目し、陸棚上には観測点を設ける機会が多くは得られず、流速観測資料はほとんどないに等しい。そこで、本論文では既存の観測資料を有効に活用し、数値モデルを用いて本海域の物理素過程とスケトウダラ卵の輸送過程の解明について探求する。数値モデルを用いる有効性は次のようなものが挙げられる。湾内で観測された1点の係留測流結果 (流速・水温) を数値モデルで再現すれば、海域全体の流動場を推測できる。そして、再現された密度場や流動場から、本海域の流動構造の力学を議論することが可能となり、また流れ場の時間発達の情報を用いればスケトウダラ卵輸送時間、輸送パターン及び輸送量の概略を把握することが可能となる。

本論文の構成は次のとおりである。まず、1.2節で述べた (1)〜(3) の物理素過程を2章において議論する。2.1節では、鉛直混合された時期を対象に水平2次元モデルを適用し、噴火湾内で観測された係留計資料をモデル結果の検証資料として用いた。そして、得られたモデル結果から、冬季卓越する季節風によって励起された吹送流の流動場について考察を行なう。2.2節では、地形性貯熱効果に伴う密度流を3次元モデルを用

いて、主として噴火湾の湾口部に形成される水温フロントの観測結果を再現し、そして吹送流による流動との相互作用について考察する。そして 2.3 節では、噴火湾周辺海域を幅広く且つ細かい CTD 測点を設定し、ADCP 観測を併用して行なった海洋観測結果から、沿岸親潮の密度場と流れ場の関係を述べる。さらにデータ同化の手法を用いて、診断モデルで流れ場を再現し、沿岸親潮の流量を見積もった。3 章では、2 章で得られた各物理素過程を沿岸親潮流入前後の海況の特徴として捉え、各素過程の流動場の相互作用をモデルに取り込み、陸棚及び陸棚斜面上に産卵されたスケトウダラ卵の基本的な輸送パターンについて記述する。そして、過去 21 年間にわたる海洋観測資料の解析を行ない、各素過程の経年変化の違いによる卵輸送パターンの違いから、スケトウダラ資源量変動の経年変化を説明することのできる物理的な環境要因を検討する。最後に、4 章において本研究の成果についてまとめるとともに、今後の課題について提言する。

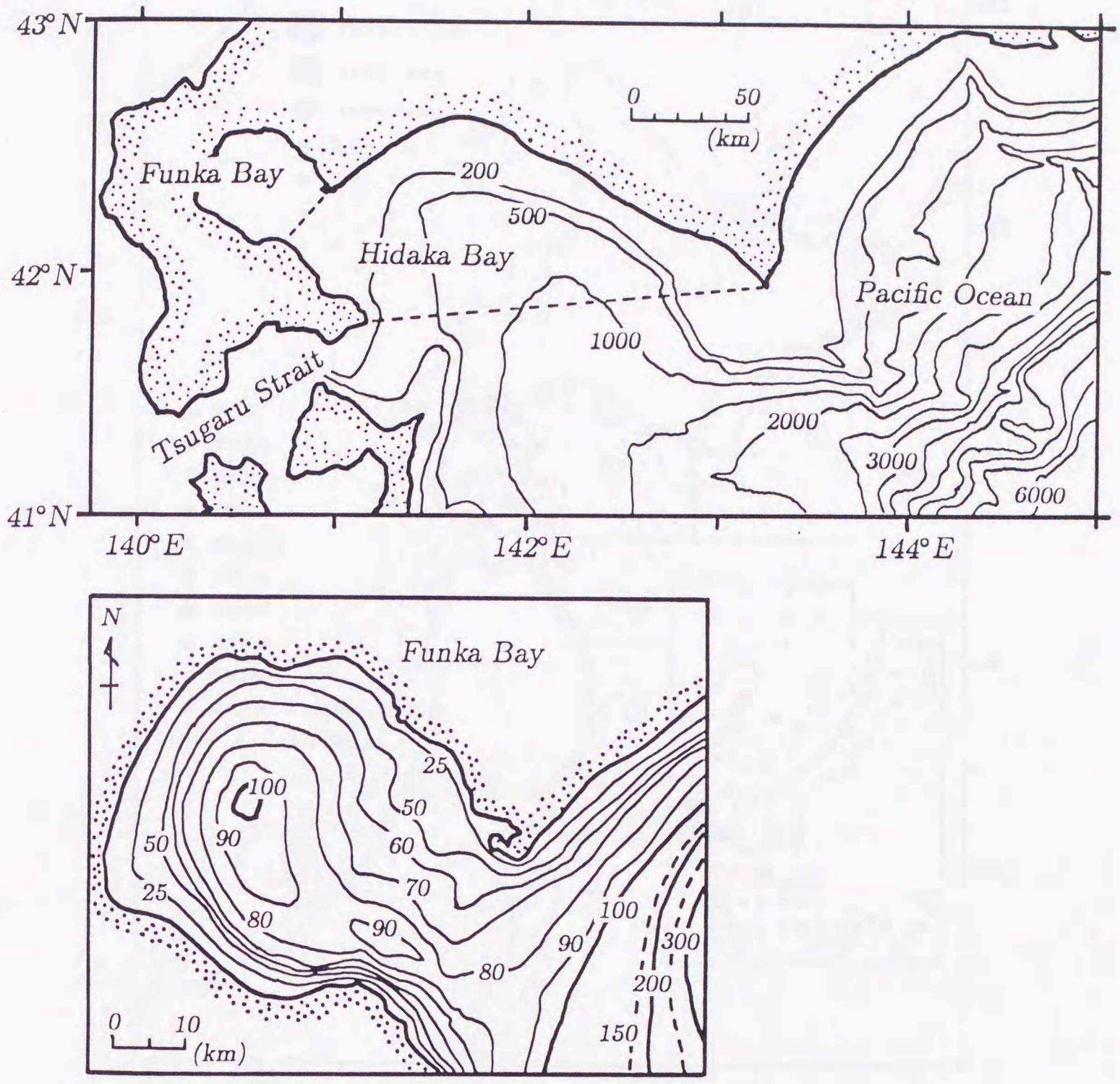


Fig.1-1. Schematic view of Funka Bay and Hidaka Bay in the south of Hokkaido, Japan. Solid lines show the water depth. Dashed line show the boundary of each bay. (upper figure) Detailed bottom topography of Funka Bay. (lower figure)

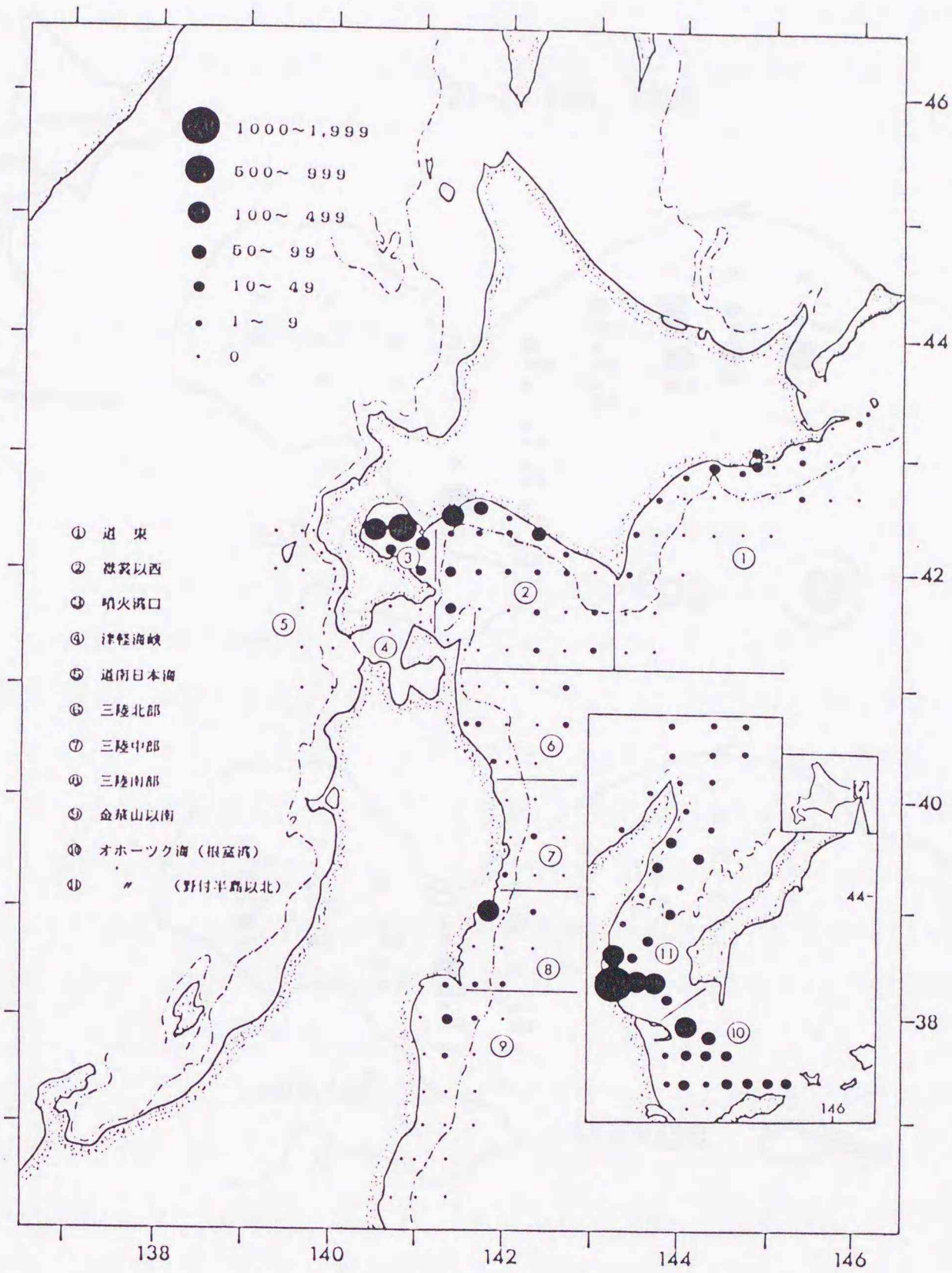


Fig.1-2. Horizontal distribution of juvenile walleye pollock in May 1987. (after Kanamaru,1989)

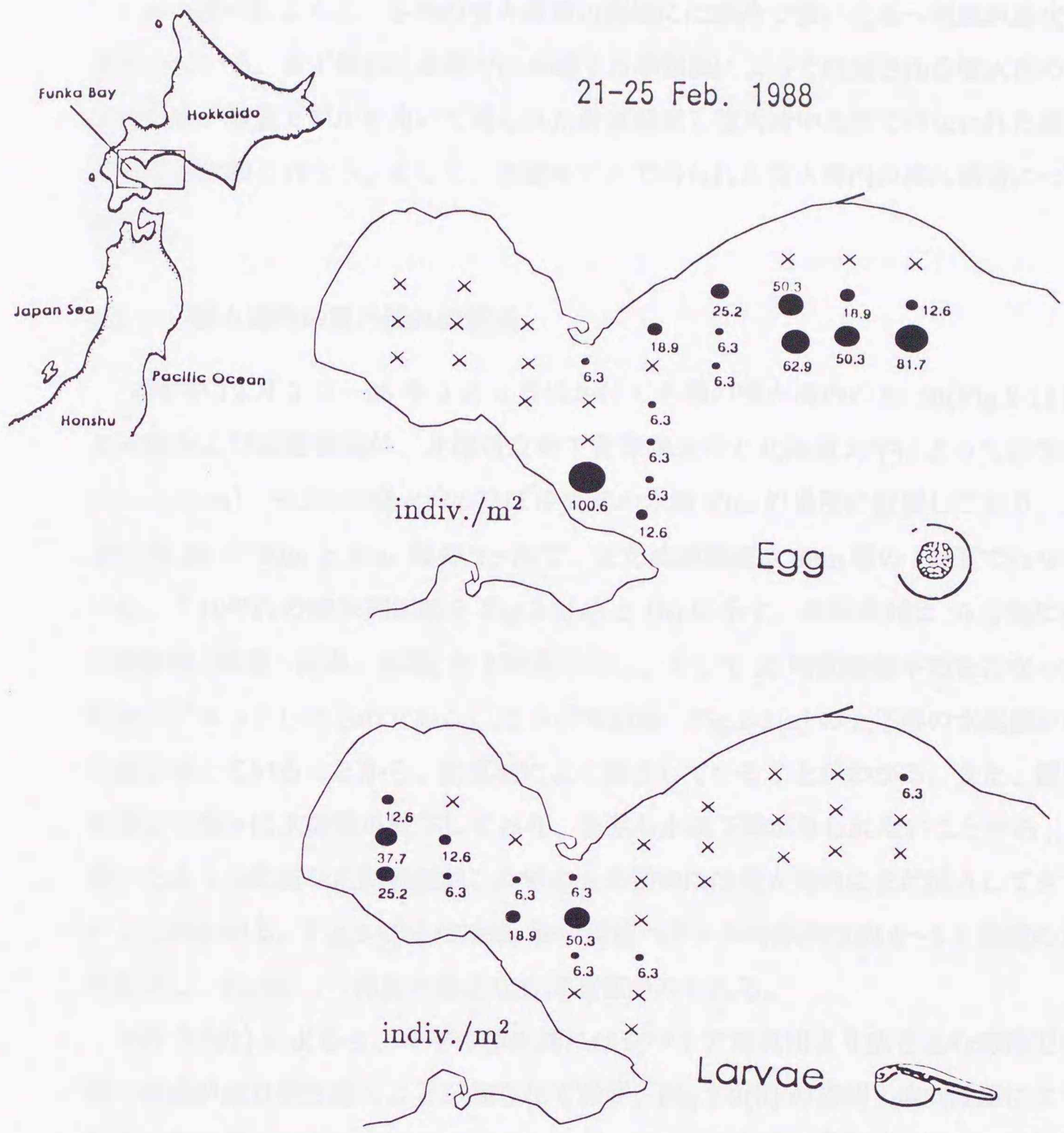


Fig.1-3. Horizontal distributions of walleye pollock eggs from fertilization to early blastula stage (upper panel) and larvae (lower panel) in Funka Bay and surrounding vicinity during 21-25 February 1988 (Adapted from Nakatani and Maeda, 1989).

2　冬季の噴火湾周辺海域における物理環境

2.1　冬季の季節風による吹送流

1章で述べたように、冬季の噴火湾周辺海域には寒冷で強い北西〜西風が連吹すると言われている。まず最初に本節では卓越する季節風によって励起される噴火湾の吹送流に注目し、数値モデルを用いて得られた計算結果と噴火湾中央部で行なわれた流速観測結果との比較を行なう。そして、数値モデルで得られた噴火湾内の流れ構造について検討する。

2.1.1　噴火湾内の風と流れの関係

1994年12月3日〜95年2月8日にかけて冬季の噴火湾内のSt.30(Fig.2-1)における水温および流速観測が、北海道立地下資源調査所と北海道大学によって行なわれた(Anon,1995)。St.30は噴火湾のほぼ中央部の水深93mの場所に位置しており、水温観測はSt.30の20mと80m層の2ヶ所で、また流速観測は80m層の1ヶ所で行なわれている。それぞれの時系列記録をFig.2-2(a)と(b)に示す。各時系列は10分毎に得られた観測値(流速・流向・水温)を1時間平均し、そして25時間移動平均を行なって6時間毎にプロットしたものである。12月中旬以降、Fig.2-2(a)の上下層の水温値がほぼ同じ値を示していることから、鉛直的によく混合していることがわかる。また、観測期間を通じて徐々に水温値が低下しており、急激な水温下降がみられないことから、1章で述べたような低温な沿岸親潮がこの年の2月初旬には噴火湾内にまだ流入してきていないことがわかる。Fig.2-2(b)の80m層の流速ベクトル時系列は約4〜5日程度の流向変化を示し、$15cm \cdot s^{-1}$程度の南北成分流速値がみられる。

大谷(1981)によると、冬季の噴火湾にはシベリア寒気団より吹き込む寒冷で強い北西〜西風が連日吹き続くことが知られており、Fig.2-2(b)の流速・流向は風によって励起された吹送流である可能性が考えられる。Fig.2-2(c)は、同観測期間中の噴火湾湾口部に位置する室蘭で得られた日平均風速と日最多風向を用いて描いた風ベクトルの時系列である。大谷(1981)も述べているように、この年も例年と同じく$5〜6m \cdot s^{-1}$の北西〜西風が連吹していることがわかる。そこで、次節ではFig.2-2(c)の風応力のみを駆動力とした数値モデルを用いて、Fig.2-2(b)の流速・流向を再現することを試みる。室蘭の風データを用いた理由は、この時期卓越する北西季節風の風下側に位置する噴火湾口部で沖合いに突き出た岬にある室蘭で観測された風を噴火湾の代表的な風として用いうると考えたからである。

2.1.2 水平二次元数値モデル

前節で見たように、1994 年 12 月〜95 年 2 月にかけての噴火湾内は鉛直的によく混合した構造を示したことから、単層で f 平面近似 (fはコリオリパラメータ) の水平二次元モデルを用いた。モデルの強制力は風応力のみを考えた。

数値モデルの計算領域は噴火湾だけでなく、その沖合いの陸棚域を含め、水平 2.5km の格子で陸岸及び海底地形を表現した。Fig.2-3 に本計算に用いたモデル地形を示す。モデル地形の図中右側は開放境界とし、その他は壁境界を設定してある。また、計算中内部で発生する擾乱波の反射を防ぐ為に図中の影を付けた領域は開放境界側に向かって水平渦動粘性係数 A_hを $10^5 cm^2 s^{-1}$から $10^7 cm^2 s^{-1}$へ線形に大きくし、図中右側の開放境界においては下記のゾンマーフェルドの放射条件を適用した。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = C\frac{\partial \eta}{\partial x} \tag{1}$$

ここで、ηは水位偏差, $C = \sqrt{gH}$, $g(= 980cm \cdot s^{-2})$ は重力加速度，Hは水深を示す。

計算に用いた運動方程式および連続式は、下記の (2)〜(4) 式である。

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} &+ u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fv = \\ &- g\frac{\partial \eta}{\partial x} + A_h\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right) + \frac{\tau_x - \tau_{bx}}{\rho_0(H+\eta)}\end{aligned} \tag{2}$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial v}{\partial t} &+ u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + fu = \\ &- g\frac{\partial \eta}{\partial y} + A_h\left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right) + \frac{\tau_y - \tau_{by}}{\rho_0(H+\eta)}\end{aligned} \tag{3}$$

$$\frac{\partial}{\partial x}\{(H+\eta)u\} + \frac{\partial}{\partial y}\{(H+\eta)v\} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \tag{4}$$

ここで、u, vは Fig.2-3 に記した x, y方向の鉛直平均流速成分、$\rho_0(= 1g \cdot cm^{-3})$ は海水密度、$f = 9.7 \times 10^{-5} s^{-1}$である。$\tau_x, \tau_y$は、$x, y$方向の海面風応力を示し、以下の式で表わされる。

$$\tau_x = \rho_a C_d W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \tag{5}$$

$$\tau_y = \rho_a C_d W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \tag{6}$$

ここで、$\rho_a(= 0.0012g \cdot cm^{-3})$ は大気の密度、$C_d(= 0.0013)$ は海面抵抗係数、W_x, W_y は x, y方向の風速 $(cm \cdot s^{-1})$ を示す。τ_{bx}, τ_{by}は x, y方向の海底摩擦応力を示し、摩擦の２乗則に従い以下の式で表される。

$$\tau_{bx} = \rho_0 \gamma_b^2 u \sqrt{u^2 + v^2} \tag{7}$$

$$\tau_{by} = \rho_0 \gamma_b^2 v \sqrt{u^2 + v^2} \tag{8}$$

ここでγ_b^2は海底摩擦係数であり、$\gamma_b^2 = 0.0026$ とした (例えば、宇野木,1993)。陸岸の境界条件は全て non-slip 条件を用いた。

2.1.3 吹送流の計算結果

一般に、地上で測定された風速値と海上の風速値とでは数倍海上風の方が大きいと言われている。モデル計算では同時期の室蘭における日平均風速に 1 倍から 3 倍まで 0.5 倍づつ値を増加させた風速係数を乗じ、海上風として妥当な係数値を見積もった。その結果、観測値に最も近い値が得られたときの風速係数値は 2 倍であった。2 倍の風速係数を乗じた場合のモデルで再現された St.30 に最も近い格子点における流速ベクトルの時系列図を Fig.2-2(d) に示す。モデルで再現された流速ベクトル時系列は、観測された約 4〜5 日周期の北流と時折逆風によって現れる南流をよく再現している。このことは、冬季の噴火湾の流れ場が主として吹送流に起因する流動場によって支配されていることを示している。また、風向 (c) と観測 (b) 及びモデル計算結果 (d) の両者の流向には興味深い関係がみられる。北西風が数日連吹するとき、湾中央部の St.30 付近の流れは風の方向とは全く逆向きの北流成分が観測期間を通じて卓越している点である。同様に、1 月の後半にみられるように南東風が短期間でも吹くと流れはやはり逆向きの南流成分に変化する。

Fig.2-4 に、$10m \cdot s^{-1}$の冬季卓越する北西季節風を吹かせた水平一様風を湾奥から湾口方向へ吹かせ、ほぼ定常状態になった 5 日後の流れ場の計算結果を示す。定常場において、噴火湾中央部の流向は風の吹き去る方向と逆向きになっている。そして、噴火湾全体をみると時計廻りと反時計廻りの二つの渦が形成されていることがわかる。

大島・三宅 (1990) も本節で扱ったモデルと同じ水平二次元モデル (順圧モデル) を用いて、風強制によって噴火湾内に二つの渦が形成されることを示している。彼らはこの渦の形成理由として、海面境界層におけるエクマン輸送と岸境界によって海底斜面上での水柱の伸縮が起こり、その結果渦対が発生すると解釈している。しかし、彼らのモデルも本節で扱ったモデルと同様に海面境界層を陽に表現できない順圧モデルであり、モデル結果の解釈としては不十分である。そこで、ここでは順圧モデルから得られた流れ場をあくまでも単一水柱の力学バランスからの議論を行なう。

これまで、噴火湾のようなお椀状の海底地形における風の応答問題は、Birchfield(1967)をはじめ、Simons(1974)、Bennett(1977) など多くの研究者によって調べられてきた。Birchfield(1967) は理想的な円錐形の海底地形を持った海全体に一様な風が強制された場合の定常解を求め議論している。円周に沿った浅い領域では風応力と海底摩擦力がほぼバランスした境界流が形成され、風向と同じ向きの流れが形成される。一方、湾中央部の水深の深い領域では、風応力とコリオリ力がバランスした単一水柱全体のエクマン流 (海面境界層内ではない) が形成される。その結果として、円錐海底地形を持った海には時計回りと反時計回りの二つの渦が形成されると説明している。噴火湾の海底地形も中央部の水深が 100m に達する直径約 50km の円錐形の海底地形であるため、上記の理論と同様なメカニズムによる二つの渦が形成されている可能性が考えられる。しかしながら、噴火湾の地形を用いてコリオリのない (f=0) 場合の計算を行なっても、以下に述べるように湾内に二つの渦が形成される。風速 $10m \cdot s^{-1}$の一様風を湾奥から湾口へ吹かせ、ほぼ定常状態になった 5 日後の流れ場と水位分布の計算結果を Fig.2-5 に示す。$f \neq 0$ のケースの流れ場と水位分布を (a) と (b) に、$f = 0$ のケースの計算結果をそれぞれ (c) と (d) に示す。両ケースともほぼ同じ程度の流速値を持った二つの渦が湾内に形成されているが、水位分布は全く異なった形状を示している。$f \neq 0$ のケースの水位分布 (b) は流れ場に対応した S 字分布を示し、湾中央部の流れ (a) は風向とは全く逆向きであり、少なくとも風向に対し右向きに流れるエクマン流を表現しているとは言えない。$f = 0$ のケースの水位分布 (d) は、湾口から湾奥に向かって減少する一様な水位勾配を示す。これは湾中央部に形成された湾奥向きの流れが風応力と圧力勾配がバランスした流れであることを示している。一方、$f \neq 0$ のケースをみると、基本的には地衡流バランスした水位の等値線にほぼ沿った流れが形成されているが、よくみると湾中央部の流れは水位の等値線を横切っていることがわかる。この流れ方向は、$f = 0$ のケースと同様に湾口から湾奥に向かって減少する水位勾配に一致している。以上のことから、コリオリ力を考慮したケースにおいても噴火湾中央部に形成された湾奥向きの流れは、浅い沿岸域で形成された境界流の補償流として説明できると考える。また、この補償流は Fig.2-4 にみられるように噴火湾湾口部で陸棚域の流れと接続し、湾外陸棚域の時計回りの流れが湾口中央部を通じ湾内に流入し二つの渦につながる形状を示している。

以上の数値モデル計算から、冬季卓越する北西風によって噴火湾内には二つの渦が励起され、湾口から湾中央部では卓越する季節風の風向とは逆方向の流れが形成された。この計算された流れは、1994 年 12 月 3 日〜95 年 2 月 8 日にかけて行なわれた噴火湾

内の St.30 で測流された流速・流向結果をよく再現したことから、沿岸親潮流入期前のこの時期における噴火湾内の流動場は、季節風によって励起される吹送流が支配的であることが示唆される。一方、この時期は寒冷で強い北西～西風が連日吹き続き吹送流が発達することに加え、強い海面冷却が行われる時期に相当する。噴火湾周辺海域は大きな河川からの淡水流入はないものの、海面冷却によって生じる密度流の発生も考えられる。そこで、次の 2.2 節では沿岸親潮流入期前の冬季の海面冷却に伴った密度流についての考察を行なう。

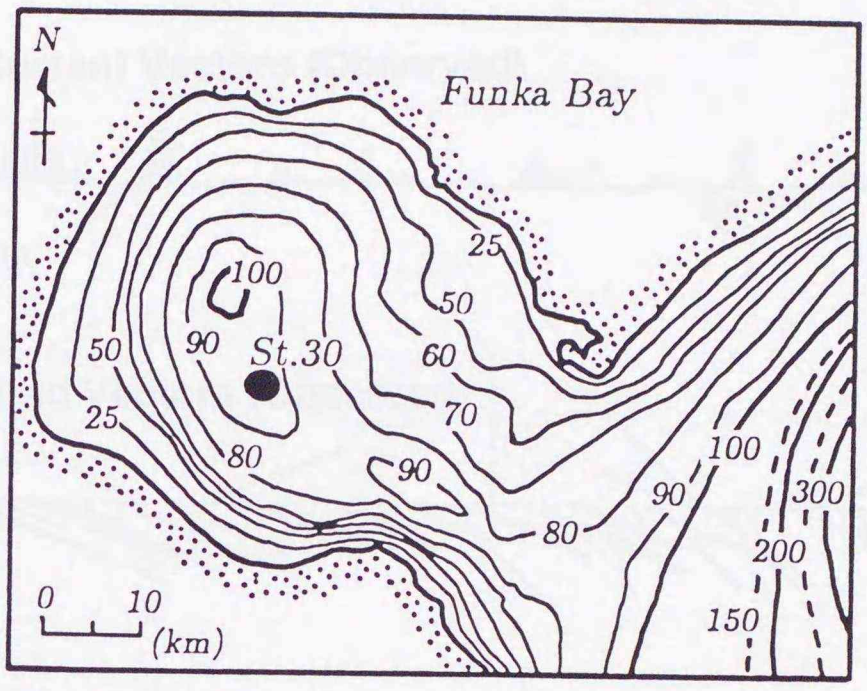


Fig.2-1. Location(St.30) of observation on temperature and velocity.

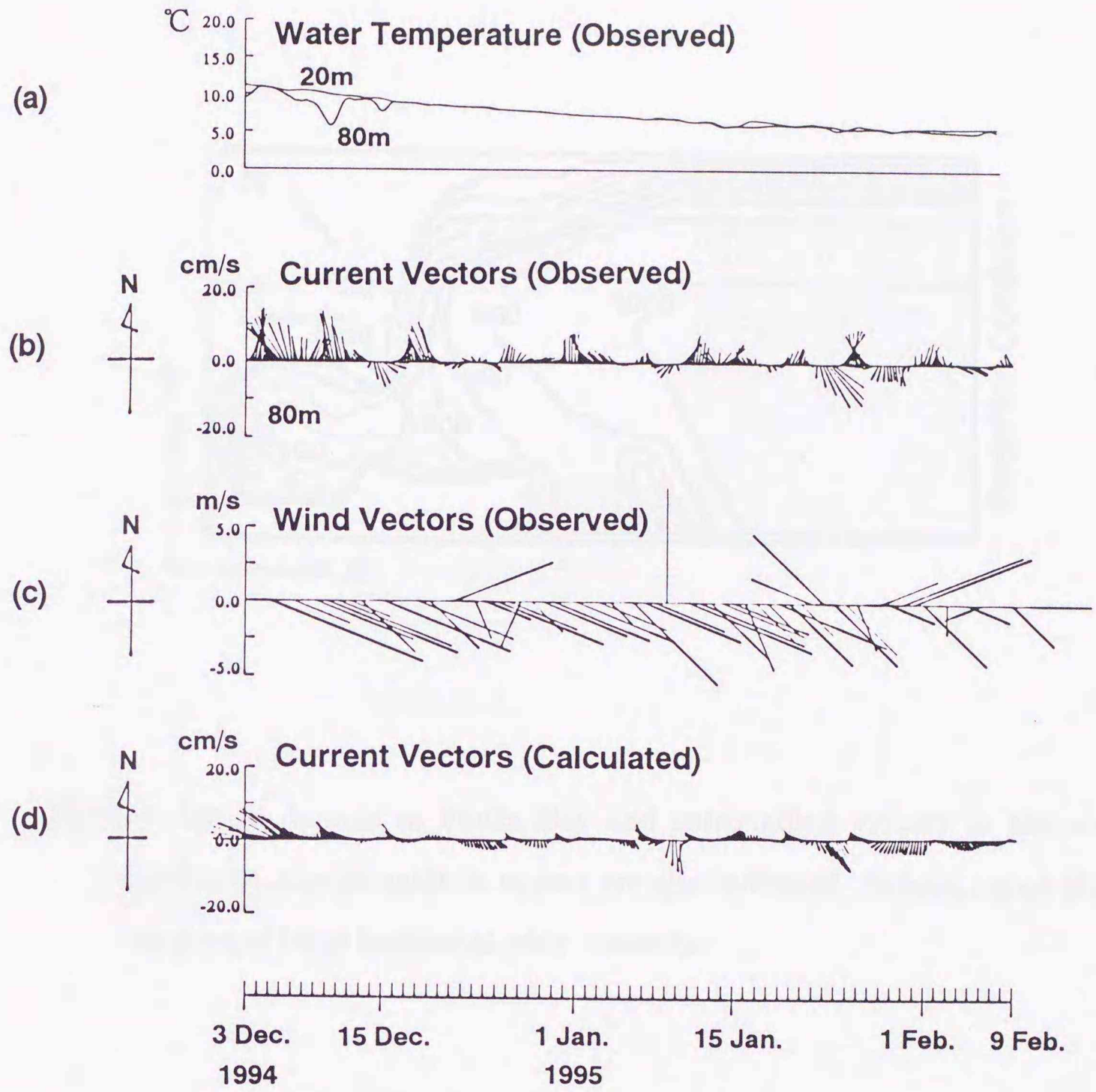


Fig.2-2. (a) Time series of water temperature observed at depths of 20m and 80 m at St.30 from December 1994 to February 1995. (after Anon.,1995) (b) Time series of current vectors measured at a depth of 80 m at St.30. (after Anon.,1995) (c) Time series of daily mean wind vectors observed at Muroran. (after Japan Weather Association [1994,1995]) (d) Time series of calculated current vectors at the grid corresponding to St.30. Wind velocities in this model were two times as large as those at Muroran.

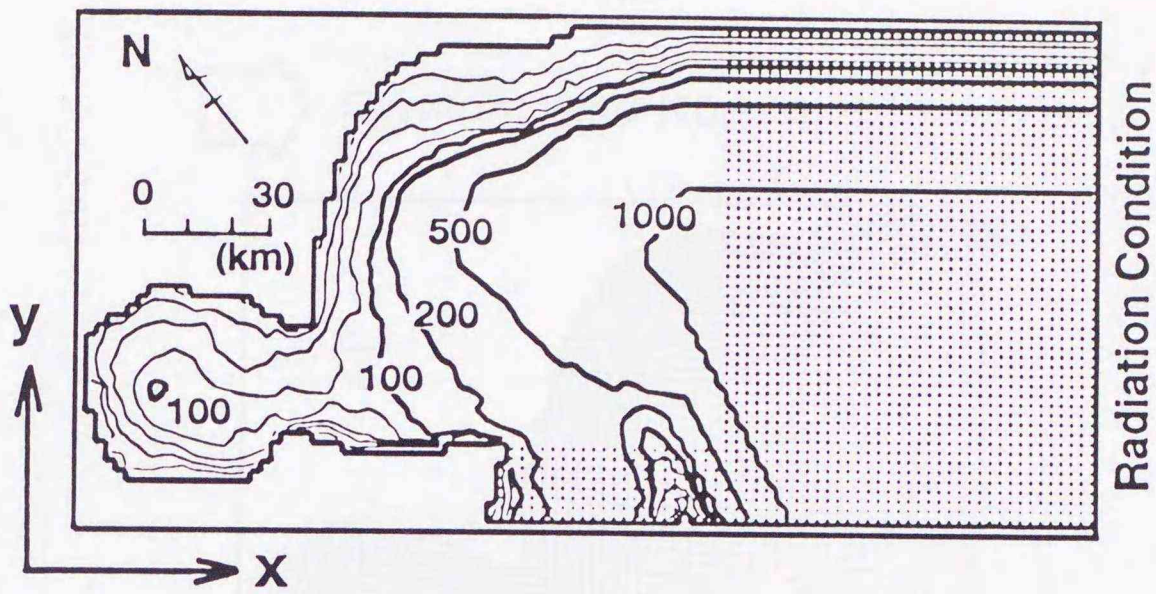


Fig.2-3. Model domain in Funka Bay and surrounding vicinity in the southern Hokkaido. The isobaths in meters are also indicated. Shaded region indicates the area of large horizontal eddy viscosity.

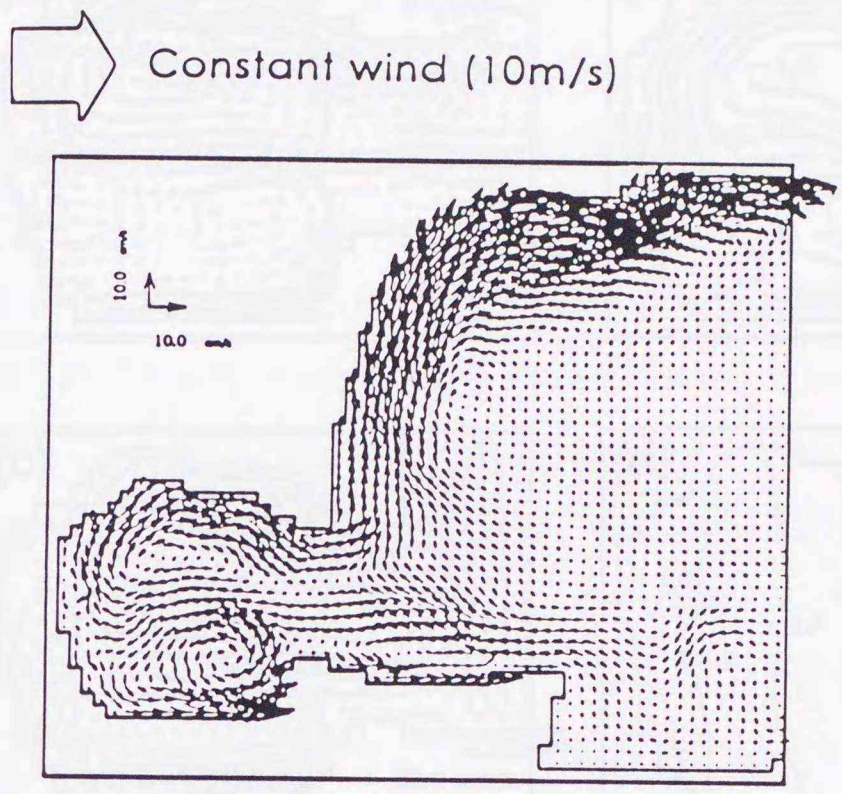


Fig.2-4. Steady state field of the wind-induced current vectors calculated after 5days from the initial state.

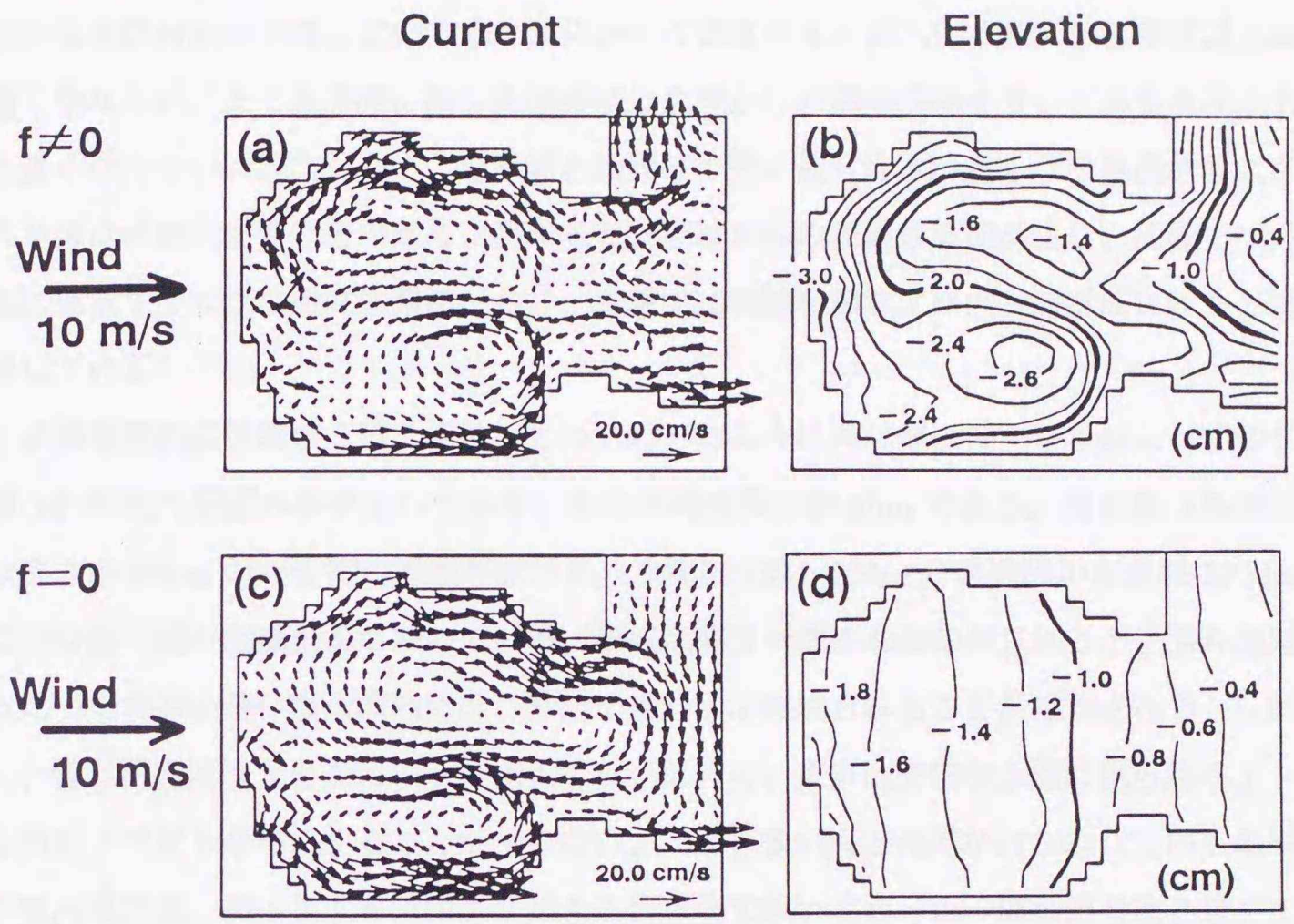


Fig.2-5. Horizontal distributions of current field (left panel) and sea surface elevation contours (right panel) under the uniform northwesterly wind conditions on model day five. Wind velocity is $10m \cdot s^{-1}$. Upper figures (a) and (b) are in the cases of $f \neq 0$ and lower figures (c) and (d) are in the case of $f = 0$.

2.2 地形性貯熱効果に伴う密度流

太平洋に面した東京湾や紀伊水道などの日本沿岸域内湾では、冬季に明瞭な熱塩フロントが形成されることがよく知られている (Yanagi et al.(1989), 吉岡 (1988))。彼らは熱塩フロントの形成メカニズムを次のように述べている。冬季海面冷却が強くなるとき、沿岸域の海水は冷やされて重くなるが、東京湾や紀伊水道の湾奥 (沿岸域) には比較的大きな河川が存在している為、河川からの低塩分水の流入により、ある程度以上は重くなれない。また太平洋に面した陸棚域は黒潮からの熱の供給を受け、ある程度以上は重くなれない。したがって、沿岸域と陸棚域の間に最も海水が重くなる場所が形成され下降流が発生する。そのため、沿岸域と陸棚域からの表層収束流が生じ、底層では両側に発散するような鉛直循環流が生じ、表層では明瞭な熱塩フロントが形成されると説明している。

北海道南部に位置する噴火湾は、先にも述べたように湾口部の浅いシルによって切り離された逆円錐型の形状をしており、その平均水深は約 55m である。湾口部の外側には約 20〜30km の幅を持つ陸棚が拡がり、水深約 150〜200m の陸棚縁から水深 1000m に至る急勾配の陸棚斜面が続いている。海域全体で一様に海面冷却されると、湾外海域と比べて水深の浅い噴火湾内には、冷たく重い水が形成されることが推測される。しかし、噴火湾内には大きな河川水の流入がないために、東京湾や紀伊水道に見られるような熱塩フロントを形成することができない。一方、強い海面冷却が行なわれている冬季の噴火湾には、シベリア寒気団より吹き込む寒冷で強い北西〜西の風が連日吹き続くことが知られている。2.1 節では、この北西風によって噴火湾内に 2 つの渦が形成されることを水平二次元の数値モデルから示唆し、測流結果との比較から、季節風による水平循環流が冬季の噴火湾で支配的な流れとなっている可能性を示した。大谷・木戸 (1980) は、海面冷却により湾内と湾外との間で海水交換が行なわれながら冬季噴火湾水が形成され、その湾内水と湾外水との境界に水温フロントが形成されていることを述べているが、この水温フロントに対する卓越する季節風の影響については触れていない。

本節では、まず最初に北海道大学水産学部調査船「うしお丸」によって行なわれた 1983 年の観測データを用いて、湾口部に形成される実際の水温フロントがどのように存在しているのか記述する。そして、数値モデルを用いて噴火湾湾口部に形成される水温フロント構造及び、形成された水温フロントの位置及び形状に対する季節風の影響について考察する。

2.2.1 噴火湾湾口部に形成される水温フロント

観測資料として、1983 年 1 月 20-25 日と同年 2 月 8-15 日に北海道大学水産学部研究船「うしお丸」によって行なわれた水温・塩分データを使用した。噴火湾周辺海域における 1 月と 2 月の水温・塩分・密度の 0m 水平分布図を Fig.2-6(a)(b) にそれぞれ示した (水温場のみ、三宅 (1994) より引用, 一部改変)。例年 2〜3 月に噴火湾へ低温・低塩分で特徴づけられる沿岸親潮が流入してくる (大谷 (1979), 大谷・木戸 (1980))。以下に詳しく述べるように、1983 年の場合も、1 月と 2 月の観測の間に湾口部へ沿岸親潮が流入していたことがわかる。

まず、1 月の水温場をみると湾内は 6 ℃以下で冷たく、湾口部を挟んだ陸棚上は 8.5 ℃以上と暖かく、湾口部に約 3 ℃の水温差をもった水温フロントが形成されている。塩分場をみると観測された海域でほぼ一様な値で 33.95psu を示し、また密度場は湾内が高く、陸棚上が低くなっていることから、この時期の密度場は水温場に依存していることがわかる。水温フロントは噴火湾湾口部で湾内と陸棚域を区切るように、湾口部の最も狭い室蘭と松屋崎の間を結ぶ位置にある。2 月の観測をみると、低温・低塩分である沿岸親潮が湾口部に現われている。密度場は低温水が進入しているにもかかわらず、低塩分の影響を強く受けた低い値を示している。沿岸親潮は湾口部を通り過ぎるように湾口部陸棚上に進入しており、その一部が湾口の室蘭側から湾内へ流入する様子を示している。また水温・塩分のフロント位置は陸棚上の沿岸親潮水を挟んだ両側 2ヶ所に見られる。このように、1983 年冬季の噴火湾湾口部にみられたフロントは 1 月の水温場に支配された構造から、2 月の沿岸親潮の低塩分に支配される構造へと短期間で変化したことがわかる。本研究では、沿岸親潮が流入してくる前に形成されている水温フロントに注目し以下の解析を進める。

同年 1 月の観測時の水温の鉛直断面図を Fig.2-7 に示す (Miyake et al.,1988 より引用, 一部改変)。噴火湾内 (観測線 A と B) は表層から海底まで一様に混合されている。湾口外側である観測線 C と D の渡島半島側には低温な水が海底近傍に存在していることから、Miyake et al.(1988) は噴火湾内から湾外へ水塊が流出している構造を捉えたものであると示唆した。Fig.2-6(a) に示した 1 月の水平分布図と併せて考えると、この湾外へ流出する構造は冬季の海面冷却で形成された湾内の低温で密度の高い水が重力循環を伴った密度流を生じ、海底近傍に水温フロント構造が形成されたものと考えられる。そこで、1983 年に観測された湾内から湾外へ底層を流出するメカニズムが、冬季の海面冷却で駆動される密度流として定量的に説明できるのか、また、冬季卓越する季節風

は水温フロントにどのような影響をもたらすのか、という2点に着目し3次元の数値モデルを用いて調べた。

2.2.2 三次元流況数値モデル

モデルの計算領域は、Fig.2-8に示すように噴火湾及びその周辺海域を含み、水平格子は2.5km、鉛直方向には最大水深を200mまでとし6層(0-10m,10-30m,30-60m,60-100m,100-150m,150m-海底)に分割した。今回の数値実験は海面冷却が始まる秋季から沿岸親潮の流入前の1月までを対象とし、1983年1月に観測されたフロントが水温に依存していることから塩分一定(33.95psu)として計算を行なった。f平面近似、ブシネスク近似、静水圧近似、非圧縮近似を仮定し、用いた方程式系は以下の運動方程式、連続式、水温の移流拡散方程式である。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x} + A_h\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right) + A_z\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \tag{9}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial y} + A_h\left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right) + A_z\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \tag{10}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{11}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \tag{12}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y} + w\frac{\partial T}{\partial z} = + K_h\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right) + \frac{K_z}{\delta}\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{13}$$

ここで、u, vは水平流速ベクトル、wは鉛直流速、Tは水温、fはコリオリパラメータ($9.7 \times 10^{-5}s^{-1}$)、ρ_0は平均海水密度、gは重力加速度、A_h, A_zは水平・鉛直方向の渦動粘性係数($1.0 \times 10^5 cm^2s^{-1}$,$1.0cm^2s^{-1}$)を示し、$K_h, K_z$はそれぞれ水平・鉛直方向の渦動拡散係数($1.0 \times 10^4 cm^2s^{-1}$,$1.0cm^2s^{-1}$)を示す。$\delta$は静力学的安定成層を保持するために、対流調節過程を表現するパラメータで以下のように定義した。

$$\delta = \begin{cases} 1 & \cdots \quad \frac{\partial \rho}{\partial z} > 0 \text{ のとき} \\ 0 & \cdots \quad \frac{\partial \rho}{\partial z} < 0 \text{ のとき} \end{cases}$$

つまり、密度不安定成層では鉛直拡散係数を見かけ上無限大とし、瞬間的に上下の海水が混合するようにしたものである (大西,1978)。密度ρは (13) 式に従う水温 Tと一定塩分 33.95psu を用い、Knudsen の式から計算した。陸岸での境界条件は non-slip とし、海面と海底での境界条件は次のように設定した。

海面で

$$\rho_0 A_z \frac{\partial u}{\partial z} = \rho_a C_d W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \tag{14}$$

$$\rho_0 A_z \frac{\partial v}{\partial z} = \rho_a C_d W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \tag{15}$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g\alpha Q}{\rho_0 C_p} \tag{16}$$

海底で

$$\rho_0 A_z \frac{\partial u}{\partial z} = \rho_0 \gamma_b^2 u \sqrt{u^2 + v^2} \tag{17}$$

$$\rho_0 A_z \frac{\partial v}{\partial z} = \rho_0 \gamma_b^2 v \sqrt{u^2 + v^2} \tag{18}$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 0 \tag{19}$$

ここで、$\rho_a(= 0.0012\ g \cdot cm^{-3})$ は大気の密度、$C_d(= 0.0013)$ は海面抵抗係数、W_x, W_yは x, y方向の風速 $(cm \cdot s^{-1})$、$\alpha(= 2.0 \times 10^{-4}℃^{-1})$ は熱膨張係数、$C_p(= 0.932\ calg^{-1}℃^{-1})$ は海水の比熱、Q は海面を通しての熱フラックス、$\gamma_b^2(= 0.0026)$ は海底摩擦係数を示す。

計算の初期条件は、全層一様に水温 15 ℃を与え、海面冷却量 Q は磯田・長谷川 (1997) の噴火湾の熱収支計算を参考にし (Fig.2-9)、0〜-800$ly \cdot day^{-1}$ (約-400Wm^{-2}) まで 90 日間かけて線形増加させた後、-800$ly \cdot day^{-1}$一定値で 120 日間まで計算を行なった。以下に、海面冷却のみをモデルの外力とした計算 (Case1) と、海面冷却と冬季卓越する風の影響の 2 つの外力を考慮した計算 (Case2) を行ない、水温フロント構造の違いについて考察する。

2.2.2.1 海面冷却のみを外力とした計算 (Case1)

まず最初にモデル外力の海面冷却を単位水柱に 120 日間与えたときの簡単な熱容量計算によって、どの程度の水温の降下が期待されるのか見積もってみる。単位水柱の水深を噴火湾内の平均水深を 55m として計算を行なうと約 11 ℃の水温の降下、また湾外陸棚上の水深である 150m で計算を行なうと約 4 ℃の水温の降下となる。数値計算の初

期水温を 15 ℃と設定しているので、計算開始後 120 日目の湾内水温は約 4 ℃、湾外陸棚上の水温は約 11 ℃となると計算され、両者の水塊混合が全く無いと仮定すれば水深の違いによる貯熱効果で約 7 ℃もの水温差が現われることが期待される。

数値モデルで計算を行なった計算開始後 120 日目の 1 層目 (0-10m 深) と 4 層目 (60-100m 深) の流れ及び水温の水平分布図を Fig.2-10 に示す。予想されたように、湾内と湾外の貯熱量の違いから湾口部に水温フロントが形成された。湾口部には約 3〜4 ℃の水温差をもったフロントが明瞭に見られ、湾口部を斜めに横切るような形状をしている。1 層目及び 4 層目とも湾内には反時計回りの循環流が形成され、湾内に比べ湾外の高温水は、コリオリ力の影響を受け岸を右手に見る方向である湾口部室蘭側の表層から流入する。一方、海面冷却により形成された湾内の低温水は、湾口部渡島半島側を右手に見ながら湾内から湾外へと底層を流出している。熱容量計算から見積もった湾内と湾外の水温差約 7 ℃と比べ、数値モデルの結果は約 3〜4 ℃であった。モデルで得られた湾外の水温値が 10〜11 ℃と簡単な熱容量計算から見積もった水温値に近かったのに対し、湾内の水温値は 6〜7 ℃と約 2〜3 ℃高くなる結果を示した。これは湾内で冷却された水と湾外の暖かい水が混合したために、湾内の水が大きく水温低下しなかったものと考えられる。計算開始後 120 日目の湾口部での水温の鉛直断面図を Fig.2-11 に示す。湾口中央部にフロントが存在しており、海面から 50m 深付近まで鉛直的によく混合した水塊が形成されている。計算結果は、湾口部フロントの水温差が約 2 ℃と観測されたものを再現しているが、そのフロント形状を定性的にもよく再現しているとは言い難い。すなわち、水平分布図を比較すると、1983 年 1 月に観測された湾口部のフロントは湾口部の最も狭い場所を結ぶような形状をしているにもかかわらず、計算結果は湾口部を斜めに横切るような形状を示した。また鉛直断面図においても、Fig.2-11 の計算結果は断面方向にも約 2 ℃の水温差を生じているが、Fig.2-7 に示した観測線 C と D の渡島半島の岸側を除く St.3〜10 では鉛直方向だけでなく、水平方向にもよく混合し一様な水温分布を示している。海面冷却のみを外力とした計算では、渡島半島の海底近傍にのみ存在するフロント構造を再現することはできなかった。

上記の結果の相違を生じさせた理由として、冬季卓越する風による吹送流の効果の影響を考慮していないためと考えられる。2.1 節では、1994 年〜95 年の冬季に観測された流速観測結果を冬季卓越する風のみを外力とした数値モデルを用いて再現した。その結果、湾内が鉛直混合している時期には、冬季卓越する北西風が噴火湾の流動場に重要な役割を示すことを指摘した。そこで、次のケースとして海面冷却と風応力の 2 つを外

力とする計算を試みた。

2.2.2.2 海面冷却と風応力を外力とした計算 (Case2)

Fig.2-12 に、1983 年 1 月の室蘭の風ベクトル時系列を示す。風データは気象庁月報 (1983) を使用し、日平均風速値と日最大風速時の風向を用いて描いたものである。海洋観測は 1 月 20-25 日に行なわれ、海洋観測の行なわれる前の 1 月 10-20 日までの約 10 日間に、西北西の 5〜8$m \cdot s^{-1}$の風が連吹していた。

連吹の数日後が観測日であったことを考慮し、海面冷却を強制した 120 日後の結果 (Fig.2-10) を初期場と仮定し風強制は 6 日間のみ行ない、その後 4 日間の 130 日後まで計算を行なった (Fig.2-13)。西北西の風は、ほぼ噴火湾の湾軸方向にあたり、2.1 節で議論したように、ここで考慮した数値モデルの x 軸方向に観測された風速値 ($6m \cdot s^{-1}$) の 2 倍の風強制を行なった。

風を吹かせ始めてから 2 日毎の 1 層目水温水平分布図を Fig.2-13 に示す。海面冷却のみで行なった計算結果 Fig.2-10 と比較すると、湾口部の水温フロントが湾口を塞ぐように変化していることがわかる。これは 1983 年 1 月の観測 (Fig.2-6a) に見られた水温水平分布に似た形状である。風は 6 日後 (126 日目以降) に止めたにも関わらず、その後もフロントが Fig.2-10 で示したような湾口部を斜めに横切るような形状にはすぐに戻ることはない。また、風を吹かせ始めてから 10 日間の噴火湾湾口部断面における水温と y方向の流速の時間変化 (2 日毎) をそれぞれ Fig.2-14(a) と (b) に示す。海面から 50m 深付近までよく混合していた水温鉛直構造 (Fig.2-11) が、風が吹くにつれて表層で 20$cm \cdot s^{-1}$以上の強いエクマン流が発達し、渡島半島側に寄せられるように変化している。渡島半島側では表層で吹き寄せられた水が表層下に潜り込むように移動し、湾口部に見られた低温水は下層に閉じ込められるように変化した。海面冷却によって形成された湾軸方向の流れである卓越した密度流構造 (Case1) は、風が吹くことによって表層でエクマン流が生じ、渡島半島側で表層下に潜り込む流れに変化する。これは湾口部に平行向きの流れとなり、湾口部での水温フロントもこの流れに沿って変化している。この低温水が渡島半島側の下層のみに現われる形状と水温場が水平方向にもよく混合した構造は、1983 年 1 月に観測された湾口部水温断面 (Fig.2-7) に似た構造を示した。この下層のみに低温水が現われる構造は風を止めた後にも存在し続けており、西北西の風が連吹した日と観測日の時間差を考えると、先の水温水平分布図と併せてこの計算結果はうまく観測時の現場海況を再現していると思われる。このことから、噴火湾湾口部の

水温フロントは風によって大きくその形成場所を変化させており、この時期卓越する湾軸方向の北西風が短期間でも連吹すれば、Fig.2-13,2-14 のような吹送流の影響を受けた水温フロント構造が比較的長期にわたり存在することを示唆している。

これまで考察してきた同様のフロントについて、Miyake et al.(1988) は次のような結果を示している。彼らは Whitehead et al.(1974) のポテンシャル渦度保存と地衡流調節を仮定した理論モデルを用いて、渡島半島底層に見られたフロントは湾内水と湾外水の密度差で駆動される密度流として解釈している。理論より求められた流速値は約 $50cm \cdot s^{-1}$であるが、三次元数値モデルで得られた Case1 の流速値は湾口部で最大になるものの、その大きさは $10cm \cdot s^{-1}$程度と小さい。Whitehead et al.(1974) の理論は、無限長一定水深を仮定した水路形状の海域に適用できるモデルであり、少なくとも噴火湾のような逆円錐型の形状をした奥行きが短く、湾外から流入した水塊が混合し湾内水が形成されるような小さな湾には適用できないと考えられる。また、Miyake et al.(1988) が行なった 1982 年 3 月の観測線 D における 38m 深 (上層) と 80m 深 (下層) の 5 時間の流速計記録は、流速値が約 15〜$30cm \cdot s^{-1}$を示しており、その流向は上層で西向き、下層で東向きの逆方向を示している。彼らはこの流向・流速値を吹送流によって形成されたものではないかと示唆している。本研究の風を考慮した Case2 の計算結果も彼らの観測値と同程度の大きさを示していることから、流速計記録は吹送流を捉えた流れであると考えられる。

以上のことから、沿岸親潮流入期前の冬季の噴火湾では、季節風に伴なう強い海面冷却によって、日高湾と比べて浅い水深をもつ噴火湾で冷たく重い水塊が形成され、湾口部に水温差約 2〜3 ℃の水温フロント構造を形成する。湾口部では水温フロントに伴なう水温差によって駆動される密度流が発生するが、この密度流の流速値は季節風によって励起された吹送流の流速値と比べて小さいことが示唆された。このことから、沿岸親潮流入期前の噴火湾周辺海域では、吹送流が卓越した流動場を形成していると考えられる。次節では、沿岸親潮流入後の海況に注目し、まず 1996 年 3 月に行なった沿岸親潮の構造を初めて詳細に捉えた集中観測結果について記述し、そして観測結果から得られた水温・塩分値をモデル内に取り込む診断モデルを構築し、本海域の沿岸親潮流入後の流動場について考察を行なう。

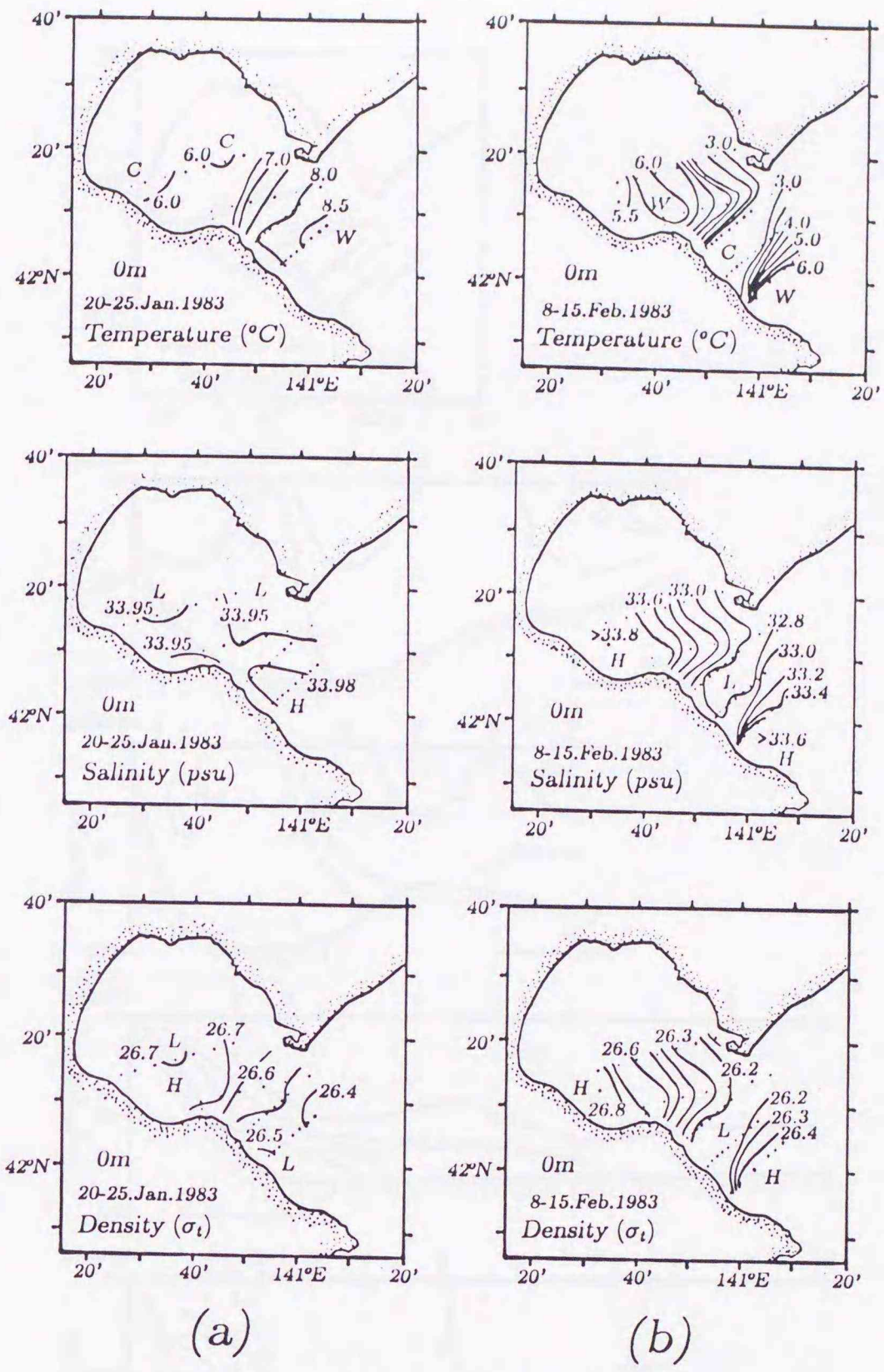


Fig.2-6. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at the surface during 20 to 25 January 1983 :(a) and during 8 to 15 February 1983 :(b). (adapted from Miyake, 1994)

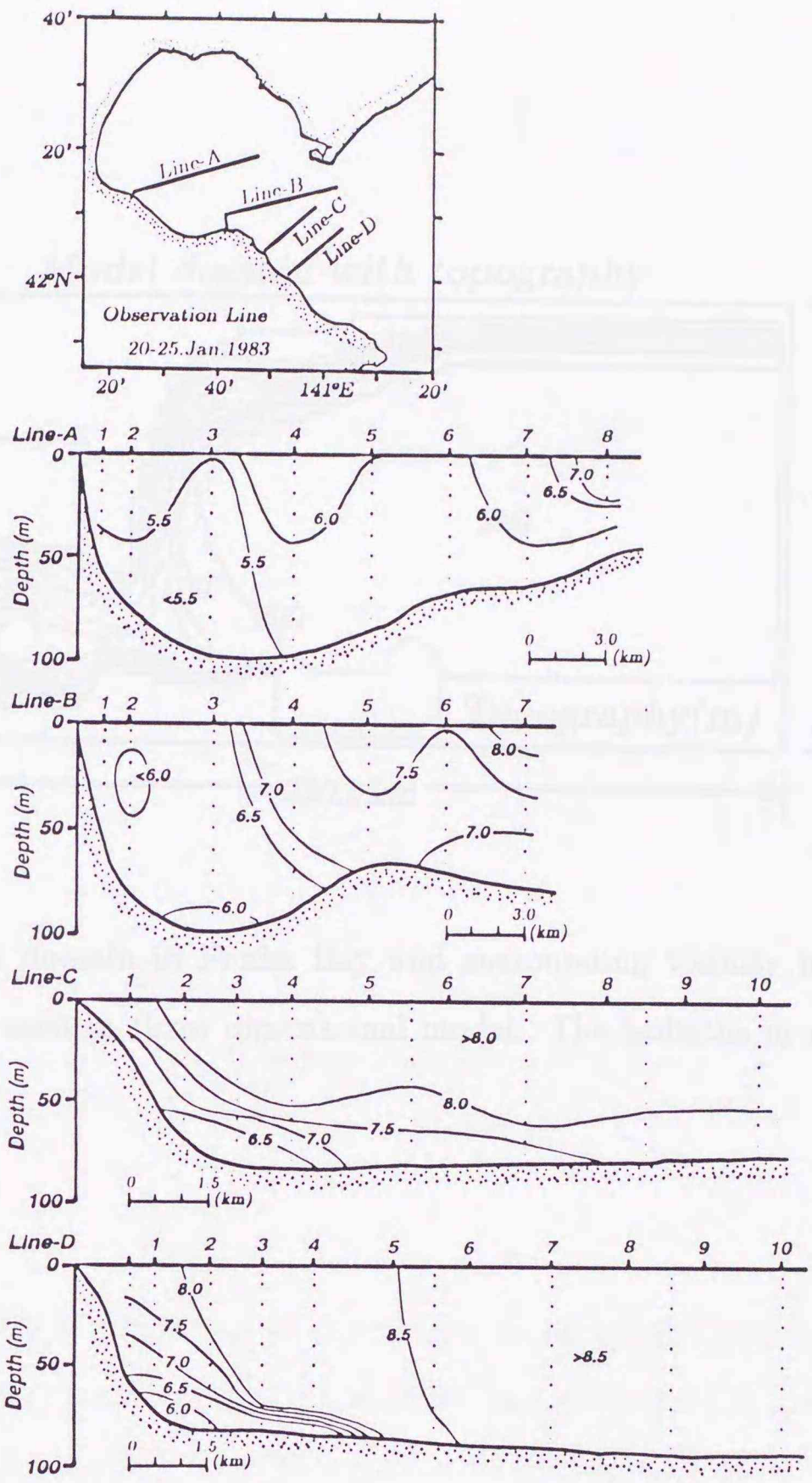


Fig.2-7. Vertical sections of temperature along lines A, B, C and D during 20 to 25 January 1983. (adapted from Miyake et al., 1988)

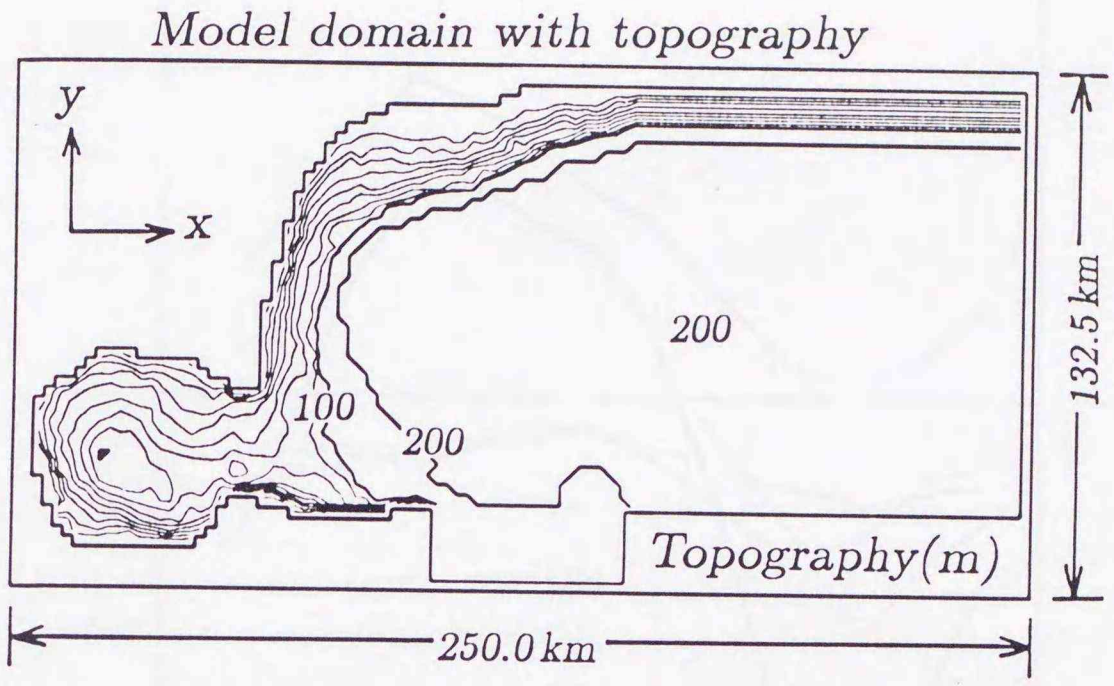


Fig.2-8. Model domain in Funka Bay and surrounding vicinity in the southern Hokkaido used in three dimensional model. The isobaths in meters are also indicated.

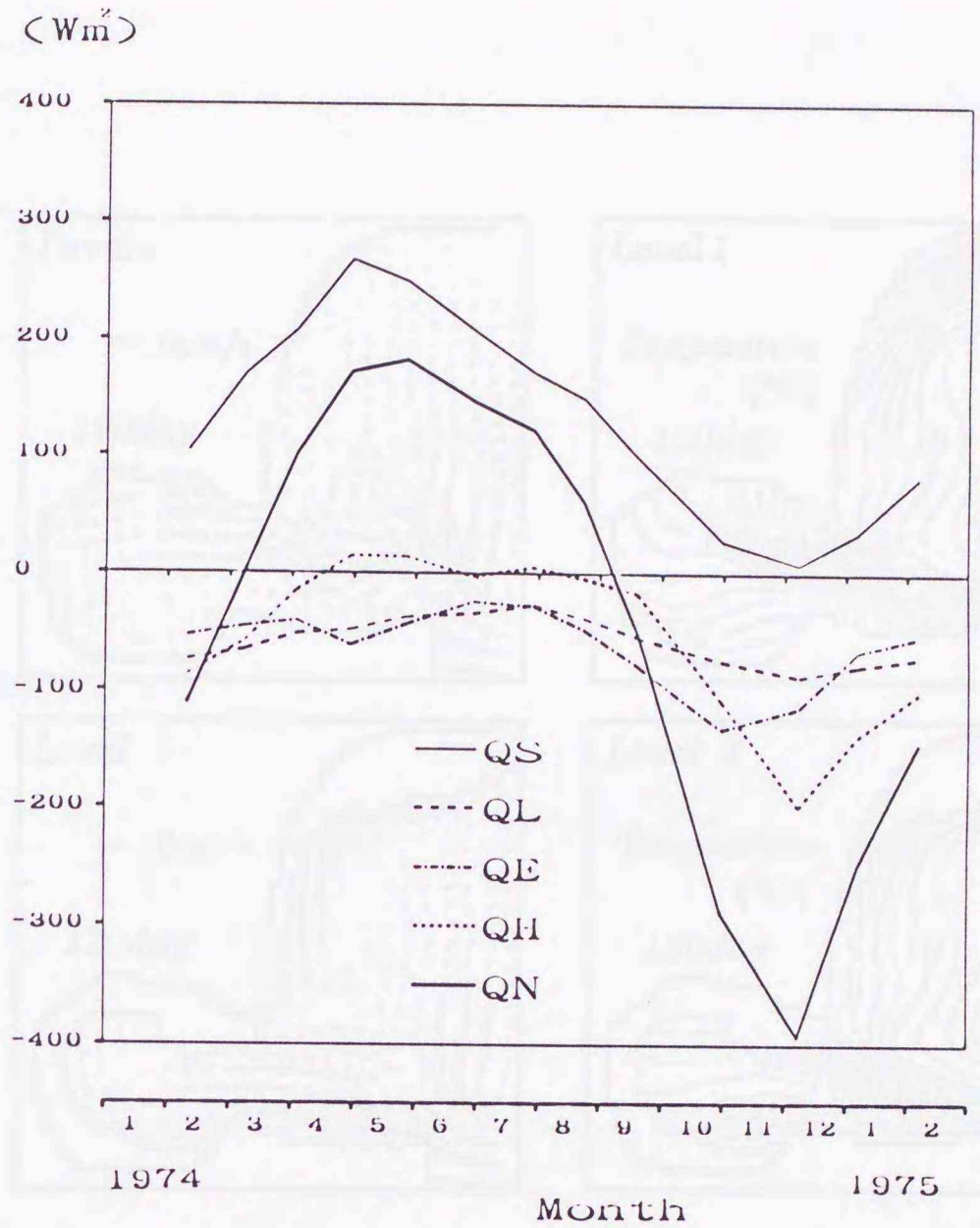


Fig.2-9. Monthly variations of short-wave radiation QS, net long-wave radiation QL, latent heat transfer QE, sensible heat transfer QH and net heat tarnsfer QN at Funka Bay from February 1974 to February 1975. (after Isoda and Hasegawa, 1997)

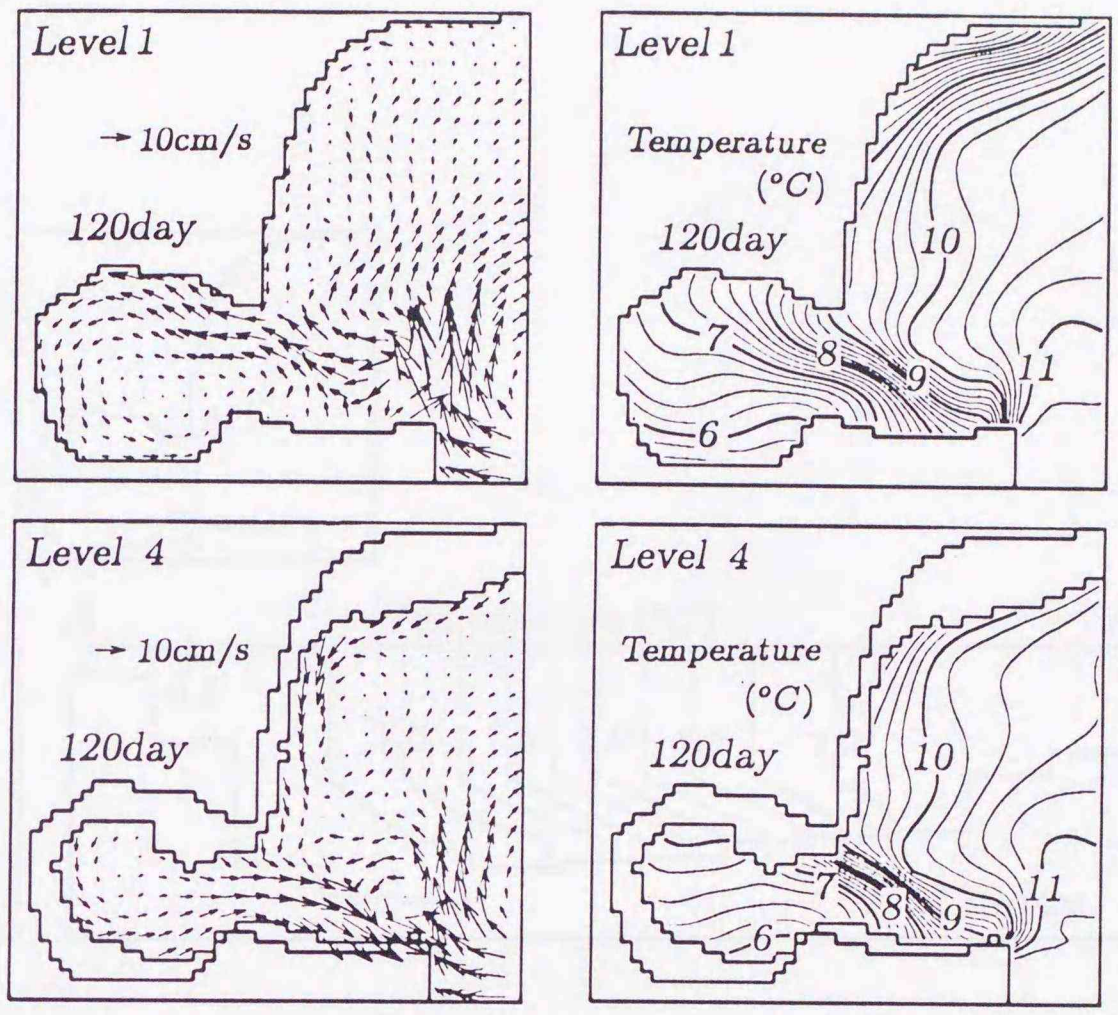


Fig.2-10. Horizontal distributions of current and temperature at Level 1(0-10m depth) and Level 4(60-100m depth) calculated under the sea surface cooling after 120days from the initial state.

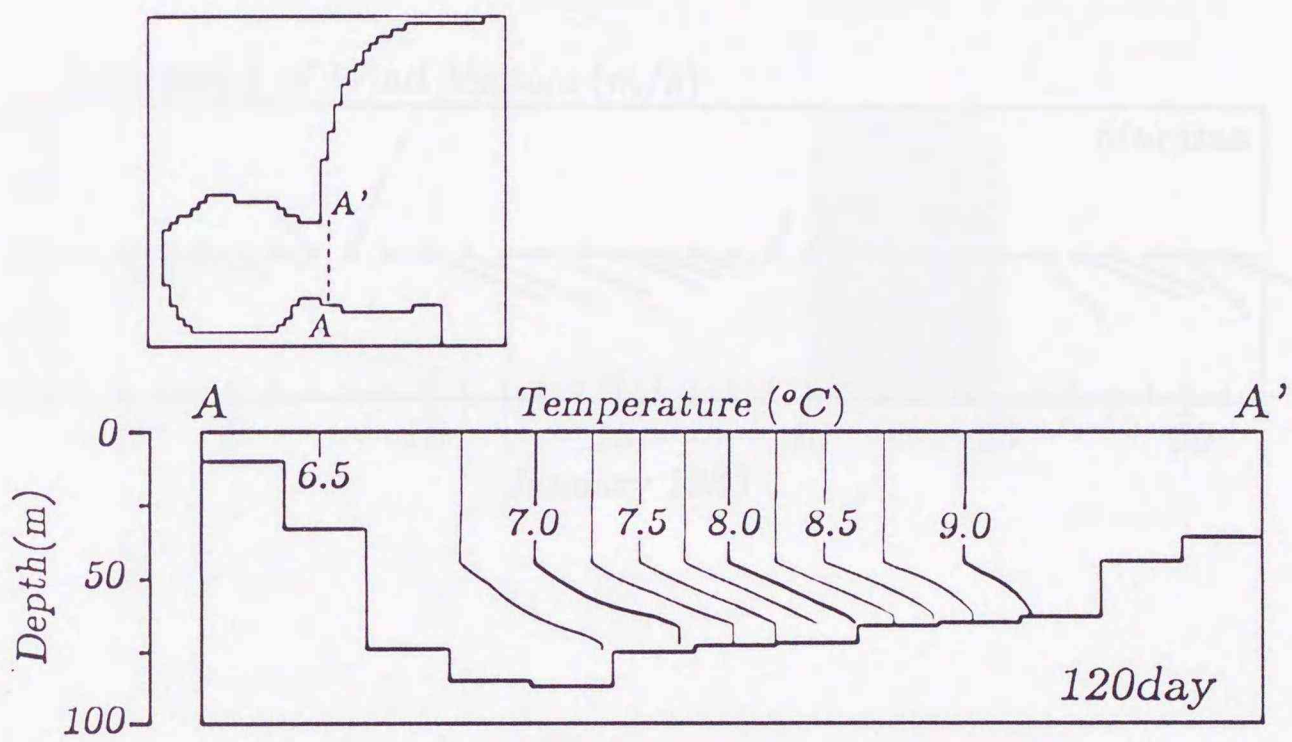


Fig.2-11. Vertical section of calculated temperature near the mouth (A-A') under sea surface cooling after 120days from the initial state.

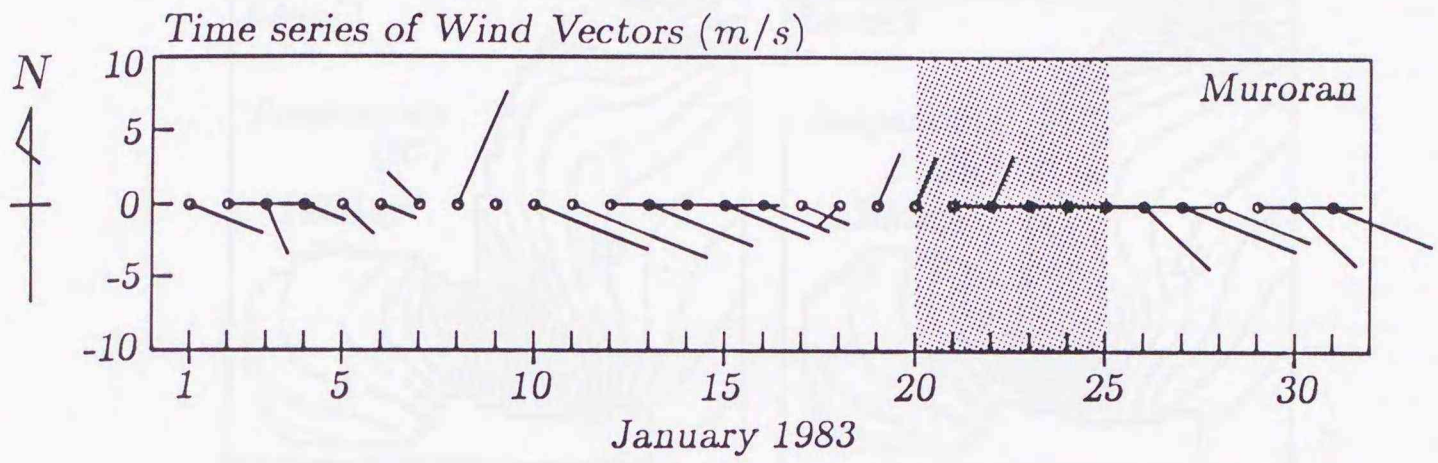


Fig.2-12. Time series of observed daily mean wind vectors at Muroran in January 1983. Shaded region in figure indicates observation periods by R/V Ushio Maru in Funka Bay, and surrounding vicinity.

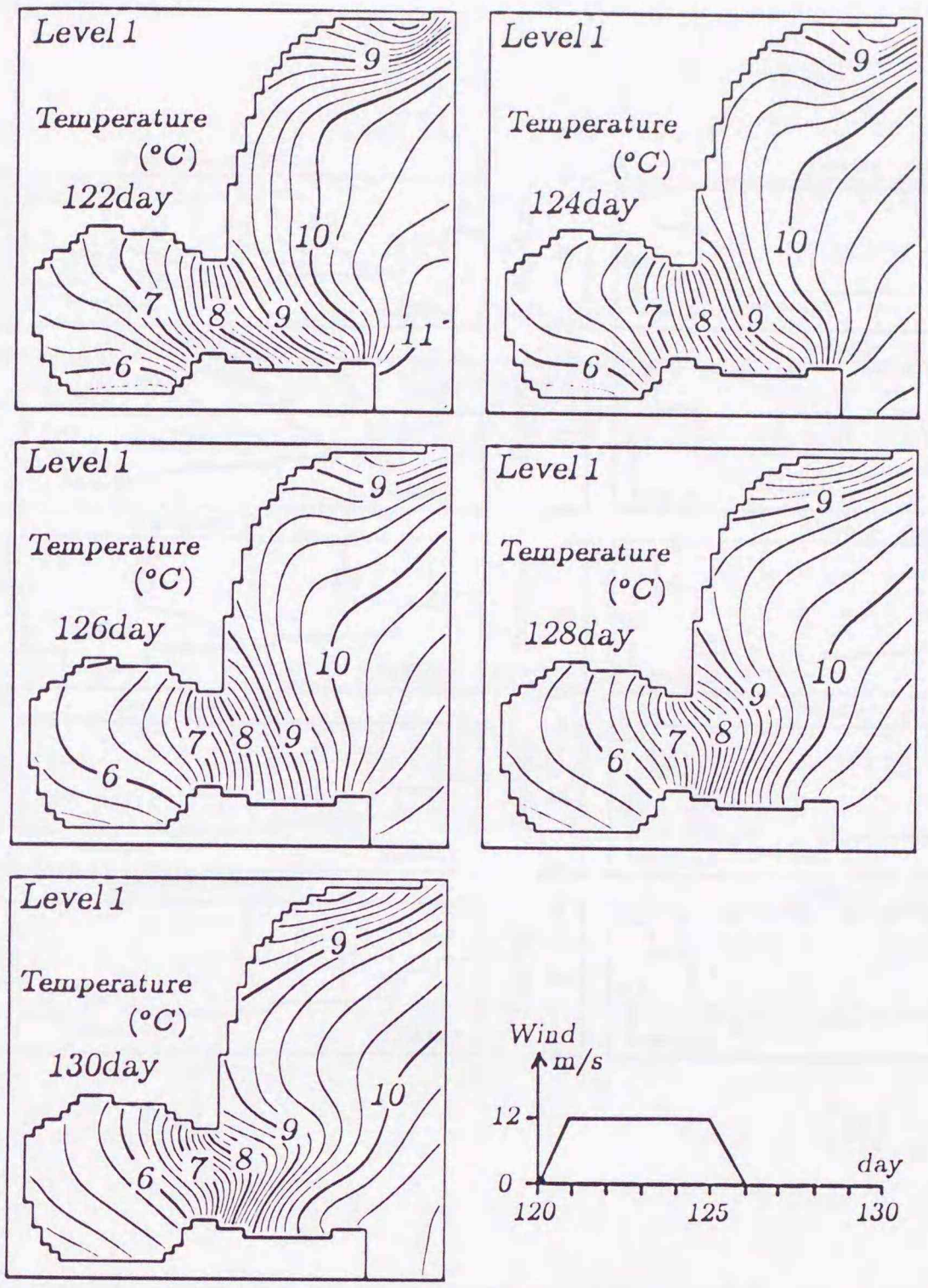


Fig.2-13. Instantaneous horizontal distributions of water temperature at Level 1(0-10m depth) during the period from 122 to 130day. Forcing terms are both of the sea surface cooling and wind stress in the present model case. Lower right panel shows a time series of the idealized wind forcing, which is blowing with a constant northwesterly speed of $12m \cdot s^{-1}$.

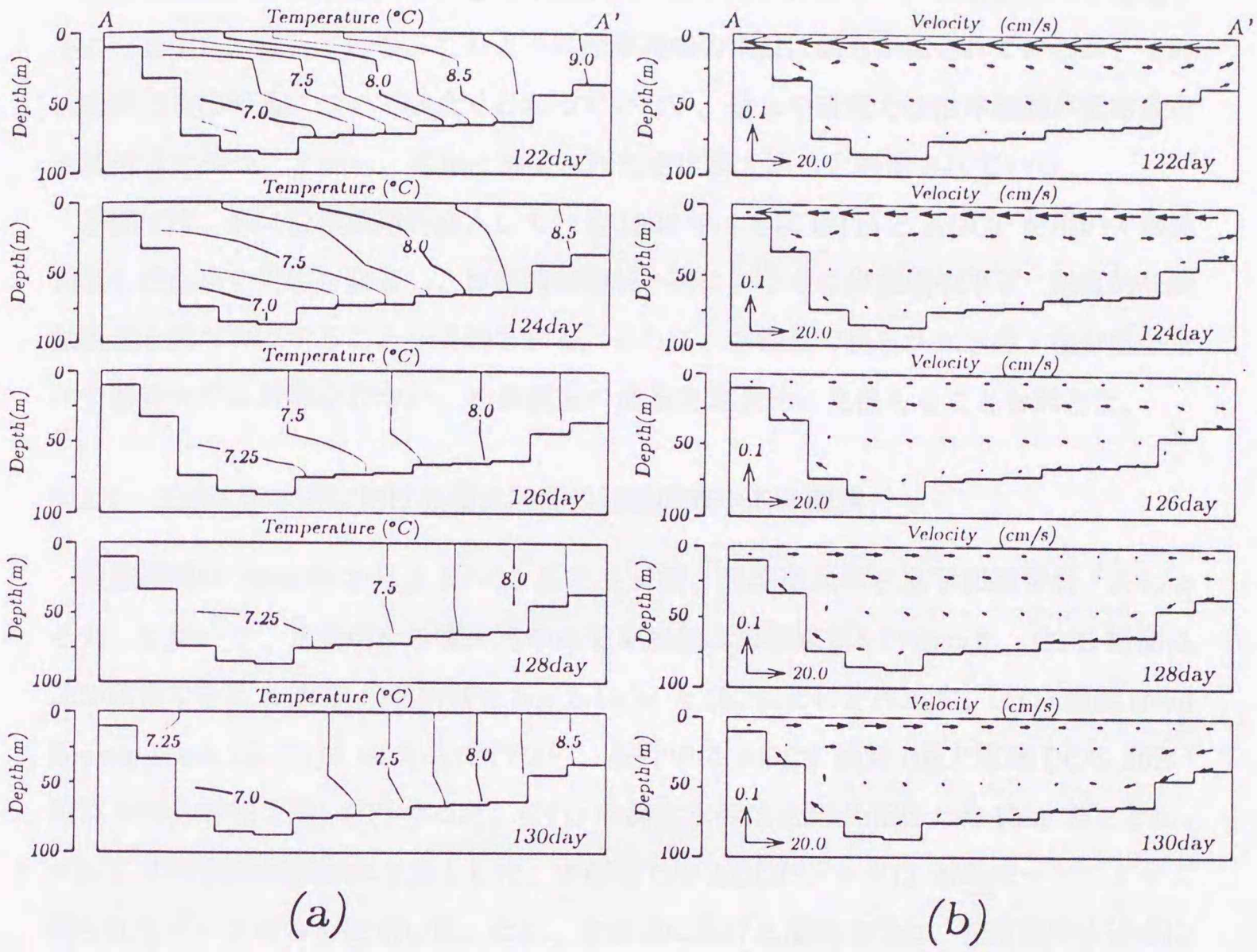


Fig.2-14. Vertical sections of calculated temperature(a) and current velocity(b) under the same condition in Fig.2-13. Positions of A-A' in figure indicates in Fig.2-11.

2.3 沿岸親潮の密度場及び流動構造

低温・低塩分な特徴をもつ沿岸親潮の水塊は、2〜4 月の期間に主として十勝沿岸の大陸棚上に分布するが、その一部は沿岸親潮と名付けられ、襟裳岬から日高湾へと流入する (大谷ら,1971)。さらに、大谷ら (1971) は日高湾を広く覆っている沿岸親潮水が 5〜6 月の期間、津軽海峡からの対馬暖流系水の張り出しによって、襟裳岬側へと後退することを明らかにしている。このように沿岸親潮の消長は明らかにされているが、その流動構造及び流量については全くわかっていない。過去の研究では沿岸親潮が低密度な水塊構造を持つことから、沿岸に捕捉された密度流であると推測されている。

本節では、既に沿岸親潮が流入している 1996 年 3 月に CTD と ADCP を用いて水塊構造と流れ場の対応を調査し、日高湾陸棚域一帯における沿岸親潮の水平・鉛直的な流動構造を明らかにすることを目的とする。さらに、本観測で得られた水温・塩分値を用いて診断モデル計算を行ない、沿岸親潮の流量を定量的に見積もることを試みた。

2.3.1 1996 年 3 月における噴火湾周辺海域の集中海洋観測

観測期間は 1996 年 3 月 5 日〜13 日の 9 日間、北海道大学水産学部練習船「おしょろ丸」を用いて、日高湾から噴火湾の海域を対象に海洋観測を行なった。CTD 観測点及び取得できた ADCP の航跡図を Fig.2-15(a) と (b) にそれぞれ示す。CTD 観測 (Neil Brown Mark III B) は 44 地点で行ない、航行中は ADCP 観測 (海上電機 DCG-20B：鉛直方向分解能 3 層) を行なった。CTD の測定水深は全測点海底上約 10m までとし、ADCP の計測時間間隔は 1 分とした。本研究での ADCP データは 対地モードによって得られたデータのみを使用した。なお、本海域における潮流成分は、密度流や吹送流に比べて小さく、得られた ADCP データから潮流成分を除去する処理は行なわなかった。

2.3.1.1 沿岸親潮の水温・塩分・密度構造

水深 50m の水温・塩分・密度 (σ_t) の水平分布図を Fig.2-16 に示す。図中の斜線部は観測した領域で最も低温 (T<2 ℃)・低塩分 (S<32.7psu)・低密度 (σ_t <26.2) の水塊を示している。この斜線領域の部分が沿岸親潮の主流域と考えられる。その分布の特徴は、沿岸側に捕捉された沿岸密度流というよりも、むしろ 200〜400m 等深線に沿った陸棚縁から陸棚斜面上にその中心が捕捉されているようにみえる。周囲の水塊と比べ斜線領域の水塊は、低温であるにも関わらず低密度な構造をしていることから、沿岸親潮は塩分場が密度場に支配的であることがわかる。噴火湾湾口部から湾内をみると、沿岸

親潮の一部が室蘭側から湾内へと岸を右手にみながら流入し、湾内水と沿岸親潮水の間に尖鋭なフロントを形成している。このフロント部を挟んだ水温・塩分・密度差は、それぞれ 0.5 ℃、0.5psu、0.3 σ_tである。

沿岸親潮を上流から下流側へ岸沖方向に横切った A,B,C-Line(Fig.2-15 参照) に沿った塩分の鉛直断面分布図を Fig.2-17 に示す。塩分場が沿岸親潮の密度場に支配的であり、また水温場は塩分場とほぼ同じ分布を示しているため、本論では塩分場の鉛直断面図のみを示す。上流側の A-Line において、表層下約 50m 以浅の領域は測線全域にわたり、32.8psu 以下の低塩分の水塊に覆われている。陸棚斜面上の St.106〜105 において、この低塩分水塊は下に凸な形状を示し、その厚みは約 100m である。さらに沖合いの St.102〜104 の水深 100〜250m 付近に玉ネギ状の構造を持った低塩分の水塊がみられる。この水塊は、大谷 (1971) の沿岸親潮水の指標値である 33.0psu に近い値を示すことから、沿岸親潮水を起源とした水塊であると考えられる。しかし、この玉ネギ状の水塊がどのようなメカニズムで形成されたのかについては本観測前後の資料がないためわからない。B-Line の断面図をみると、A-Line でみられた表層低塩分の水塊が一度 St.MS2 で途切れるような形状を示す。さらに下流側の C-Line においても B-line と同様に St.115 あたりで途切れるような形状を示している。33.2〜33.4psu の塩分躍層に注目すると、沿岸親潮の下流側へ移動するにつれて、下に凸な低塩分の水塊が陸棚斜面上で次第に厚みを増している傾向がみられる。ただし、下流になるほど塩分躍層は不鮮明になる構造を示す。各測線断面図の沖合いに位置する津軽海峡側には水深 100〜300m 深の中層部分に 33.8psu 以上の高塩分の津軽暖流系の水塊が貫入している構造がみられる。日高湾陸棚の沖合いには、暖流系の高塩分水塊と先に述べた親潮系の低塩分水塊がパッチ状に分布し、複雑な水塊構造を呈していることがわかる。

2.3.1.2 沿岸親潮の流動構造

対地モードで得られた全 ADCP データを緯度・経度 2.5' 格子に、下記の (20) 式を用いて客観補間した。

$$U_p = \frac{\sum_i (W_i \cdot U_i)}{\sum_i W_i} \quad , \quad W_i = \exp(-L_i^2/r^2) \tag{20}$$

ここで、U_pは求めたい格子における水平流速成分 (u_p, v_p)、U_iは ADCP 観測地点 i の水平流速成分 (u_i, v_i)、L_iは U_pを求めたい格子と観測地点 i 間の距離、rは影響半径である。本研究では r=10km とした。

水深8, 55, 105mにおける各流速ベクトル水平分布をFig.2-18に示す。ただし、Fig.2-28は客観補間されたデータが、ADCP観測地点から5km範囲内に納まるデータのみを表示した。全層通して陸棚斜面上には、流速約$20cm \cdot s^{-1}$の岸を右手にみる強い流れがみられる。この流れはFig.2-16の斜線部で示した低温・低塩分な領域にほぼ対応している。また、流速値の水深による差が小さいことから、順圧的な流れ成分の存在が示唆される。水深8mの流速ベクトル分布をみると、噴火湾湾口部に形成された密度(塩分)フロントに沿って$5cm \cdot s^{-1}$以下の弱い流れがみられる。湾内の流れは湾奥部のデータが欠如しているためはっきりとは言えないが、反時計廻りの弱い循環流の存在が示唆される。

次に、ADCP観測が行なわれたA～Cの各測線において地衡流を仮定し、密度分布と実測流速値を用いて各測線に直交する海底近傍の流速値を推定した。まず最初に海底を無流面として地衡流計算を行ない、流れの鉛直プロファイルを求める。そして、得られた鉛直プロファイルをADCPの流速成分(3層)に最小自乗法を用いてフィッティングさせることによって海底近傍の流速値を求めた。なお、フィッティングに用いるADCP流速成分は測点間を直交する成分の平均値を用いた。計算方法の一例として、A-Line上のSt.107-108間の結果をFig.2-19に示した。図中の矢印は測線に直交する3層(8,55,105m)のADCP流速成分を示し、鉛直プロファイルはADCP流速成分に地衡流計算したものを既にフィッティングさせた結果を示す。この例の場合、海底近傍における流速値は約$12cm \cdot s^{-1}$となり、本計算から地衡流成分では説明できない順圧成分の流れ構造が存在することが伺われる。同様な計算を各測線で行ない、海底近傍の流速値を推定した結果がFig.2-20である。この図より、海底近傍においても約$10cm \cdot s^{-1}$前後の流れが陸棚縁から陸棚斜面上に存在していることがわかる。また、C-Lineの200m以浅の陸棚上ではその沖合いの陸棚斜面上とは逆方向の弱い流れを示している。

1996年3月における海洋観測結果から、陸棚縁から陸棚斜面上には低温・低塩分な水塊で特徴づけられる沿岸親潮の主流域が存在し、その海底近傍においても約$10cm \cdot s^{-1}$の大きさをもった順圧的な流動構造が示唆された。次節では、観測で得られた水温・塩分データを用いて診断モデル計算を行ない、ADCP観測から示唆された沿岸親潮の順圧流の水平分布及び流量の見積もりを行なう。

2.3.2 三次元流況診断モデル

モデルの計算領域は Fig.2-21 に示すように、噴火湾及びその周辺海域を含み、水平格子 2.5km × 2.5km、モデルの最大水深は 500m とし Table 2-1 に示した 9 層に分割した。f平面近似、ブシネスク近似、静水圧近似、非圧縮近似を仮定し、用いた方程式系は以下に示す運動方程式、連続式、水温・塩分の移流拡散方程式である。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x} + A_h\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right) + A_z\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \tag{21}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial y} + A_h\left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right) + A_z\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \tag{22}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{23}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \tag{24}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y} + w\frac{\partial T}{\partial z} = + K_h\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right) + \frac{K_z}{\delta}\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \gamma(T^* - T) \tag{25}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u\frac{\partial S}{\partial x} + v\frac{\partial S}{\partial y} + w\frac{\partial S}{\partial z} = + K_h\left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2}\right) + \frac{K_z}{\delta}\frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + \gamma(S^* - S) \tag{26}$$

ここで、u,v は水平流速ベクトル、wは鉛直流速、t は時間、fはコリオリパラメータ ($9.7 \times 10^{-5}s^{-1}$)、ρ_0は平均海水密度、ρは密度、gは重力加速度、p は圧力、A_h, A_zは水平・鉛直方向の渦動粘性係数 ($1.0 \times 10^5 cm^2s^{-1}$,$1.0cm^2s^{-1}$) を示し、$K_h, K_z$はそれぞれ水平・鉛直方向の渦動拡散係数 ($1.0 \times 10^4 cm^2s^{-1}$, $1.0cm^2s^{-1}$)、T, Sは水温, 塩分、T^*, S^*は観測で得られた水温, 塩分値を各格子点に補間したものを示す。T^*, S^*の各格子点への補間データは、(20) 式を用いた客観補間 (影響半径 $r = 10km$) によって作成した。(25)(26) 式のγはナッジング係数 (Fujio and Imasato,1991) で、本計算では$\gamma =$ (1 慣性周期)$^{-1}$とした。なお、初期条件として T^*, S^*のみを与えた。密度ρは Knudsen の式を用いて計算し、境界条件は陸岸で non-slip、海底では次式のように設定した。

$$A_z \frac{\partial U}{\partial z} = \gamma_b^2 U|U| \tag{27}$$

ここで、$\gamma_b^2(=0.0026)$ は海底摩擦係数を示す。

観測期間中の 9 日間は穏やかな晴天に恵まれ、風速・風向は「おしょろ丸」のデータを用いて解析したが、平均風速 $2.0m \cdot s^{-1}$と小さかったため、本診断モデルに外力として風応力は考慮しなかった。

2.3.2.1 診断モデルの計算結果

計算開始後 10 日でほぼ定常状態が得られた為、15 日後の 3 層目 (30-60m) の水平流動場と A-Line(Fig.2-15) に直交する断面流速成分をそれぞれ Fig.2-22(a) と (b) に示す。Fig.2-22(b) の断面流速図は沿岸親潮が上流から下流に向かう流れを正として表示した。3 層目以外の水平流動場はここに示さないが、1〜6 層目 (150-200m) まで同様な流動構造を示している。噴火湾湾口部沖合いの陸棚斜面上には Fig.2-18 にもみられる反時計廻りの流れが形成されているが、その流速値は ADCP から得られた値の半分、約 $10cm \cdot s^{-1}$である。また、沿岸親潮の上流側である A-Line では ADCP で得られた流れとは全く逆向きの弱い流れが計算されている (Fig.2-22(b) の影域)。このような逆向きの流れは、Fig.2-17(a) の A-Line 塩分断面分布図 (密度に支配的) から推察されるように密度分布に依存した傾圧的な流れである。このように T^*, S^*のみで駆動される流れ場では、ADCP 観測で得られた流れ場をうまく説明できない。沿岸親潮が順圧的な構造を持つことから、水位の圧力傾度で表現される順圧流をモデルに取り入れる必要があるものと考えられる。そこで、次節では診断モデルの陸棚斜面領域に流入・流出境界を設け、適当に流量を変化させて ADCP の流れ場を最もよく説明できる条件を調べた。

2.3.2.2 流入流出駆動を取り入れた診断モデルの計算結果

流入口は CTD 観測で得られた低温・低塩分の領域である陸棚斜面上とし、モデル領域右側の岸から水深約 400m までの幅 7 格子 (17.5km) とした。流入条件は、Fig.2-23 に示すような V_{max}と V_{min}の流速値を任意に与え、V_{max}と V_{min}間の格子の流速値は線形に減少させることによって与えた。流速値は全層同じ値とし、順圧流を表現した。流出口は津軽海峡付近に設定し、流入させた流量だけ流出境界から抜くことにより、モデル領域内の体積を常に一定に保った。

ADCP の流れ場を最もよく再現したのは、流量 0.45sv(1sv=$10^6 m^3 s^{-1}$) を流入流出させた計算である。ここで、,V_{max}=$50cm \cdot s^{-1}$, V_{min}=$10cm \cdot s^{-1}$とした。以下に、計算

結果についてその詳細を述べる。計算開始後 15 日で定常状態が得られた為、20 日後における 3 層目 (30-60m) の流れの水平分布図及び A-Line に直交する断面流速成分をそれぞれ Fig.2-24(a) と (b) に示した。噴火湾湾口部沖合いの陸棚斜面上における流速は約 $20cm \cdot s^{-1}$になり、ADCP で得られた流速値と同程度の大きさになった。沿岸親潮上流側の A-Line においては、陸棚斜面上の順圧流が再現され、海底近傍で約 $10cm \cdot s^{-1}$ の流速をもっている。また、日高湾全域をみても陸棚斜面上を大きく反時計廻りに流れる水平構造が再現され、Fig.2-18 に示した ADCP 観測で得られた流れと流向及び流速値がほぼ同じであることがわかる。

次に沿岸親潮の流量を 0.2, 0.7, 1.0sv と変えた場合の診断モデル計算を行ない、ここでは A-Line の断面流速分布を比較し Fig.2-25 に示した。沿岸親潮の流量は、本研究の観測領域やモデルの流入場所に制限されるため正確に求めることはできないが、A-Line 底層の流速は 0.2sv で $5cm \cdot s^{-1}$と小さく、0.7〜1.0sv で $20cm \cdot s^{-1}$以上となり大きすぎる。この計算結果から沿岸親潮の流量は 0.4〜0.5sv 程度が妥当であると推測する。

Fig.2-24 にみられる沿岸親潮の主流域は陸棚斜面上に捕捉された反時計廻りの流れを示し、噴火湾内への流入は室蘭側からわずかにみられる。湾内へ流入する流速は $5cm \cdot s^{-1}$ 程度と微弱であり、湾内は弱い反時計廻りの流れを示している。1996 年の沿岸親潮は、1 月中旬には既に襟裳岬から日高湾へ流入していることが衛星画像データから確認されている (斉藤, 私信)。約 2ヶ月経過した 3 月の観測時においても、噴火湾内はまだ沿岸親潮水で満たされていない。おそらく沿岸親潮は襟裳岬から日高湾へ流入したのち、噴火湾内へは ADCP 観測や診断モデルでみられたように非常に微弱な流れで流入していることが推測される。Fig.2-24 に示した診断モデルにおいて沖合いの流れをみると、A-Line にみられた玉ネギ状の低塩分な水塊の南側には沖合いから陸棚へ向かい、沿岸親潮と合流する流れが計算されている。そのため、噴火湾湾口部沖合いの陸棚斜面上の流速 (約 $20cm \cdot s^{-1}$) が、上流側 (A-Line) の流速 (約 $15cm \cdot s^{-1}$) よりも大きな値になっていると考えられる。

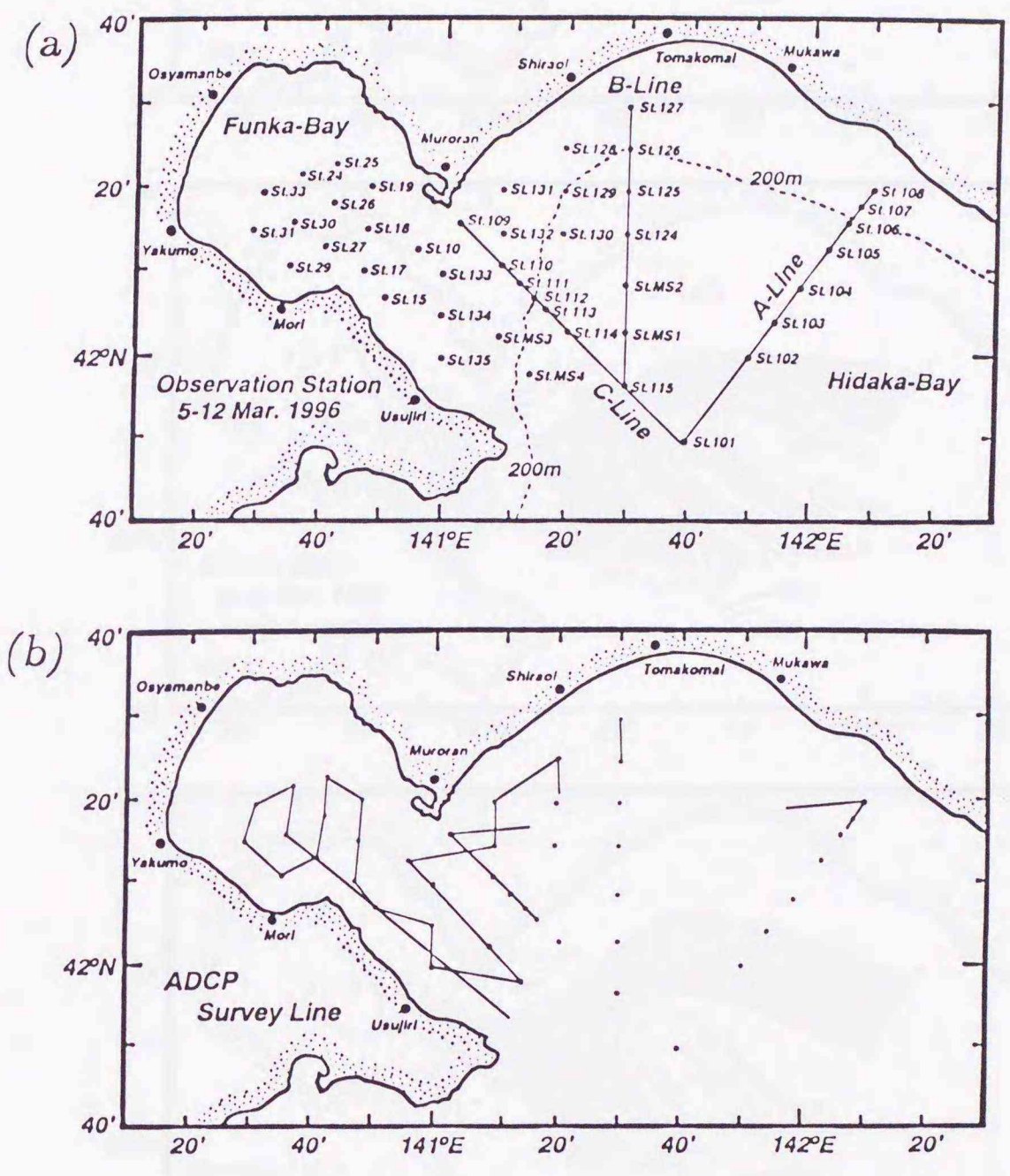


Fig.2-15. (a) The study area in Hidaka Bay and Funka Bay showing the positions of the CTD observations from 5 to 13 March in 1996. Figures on the broken line show 200m water depth . Each of A,B,C-Lines represent the vertical sections in Fig.2-17. (b) The solid lines indicate the ADCP survey lines used in this study.

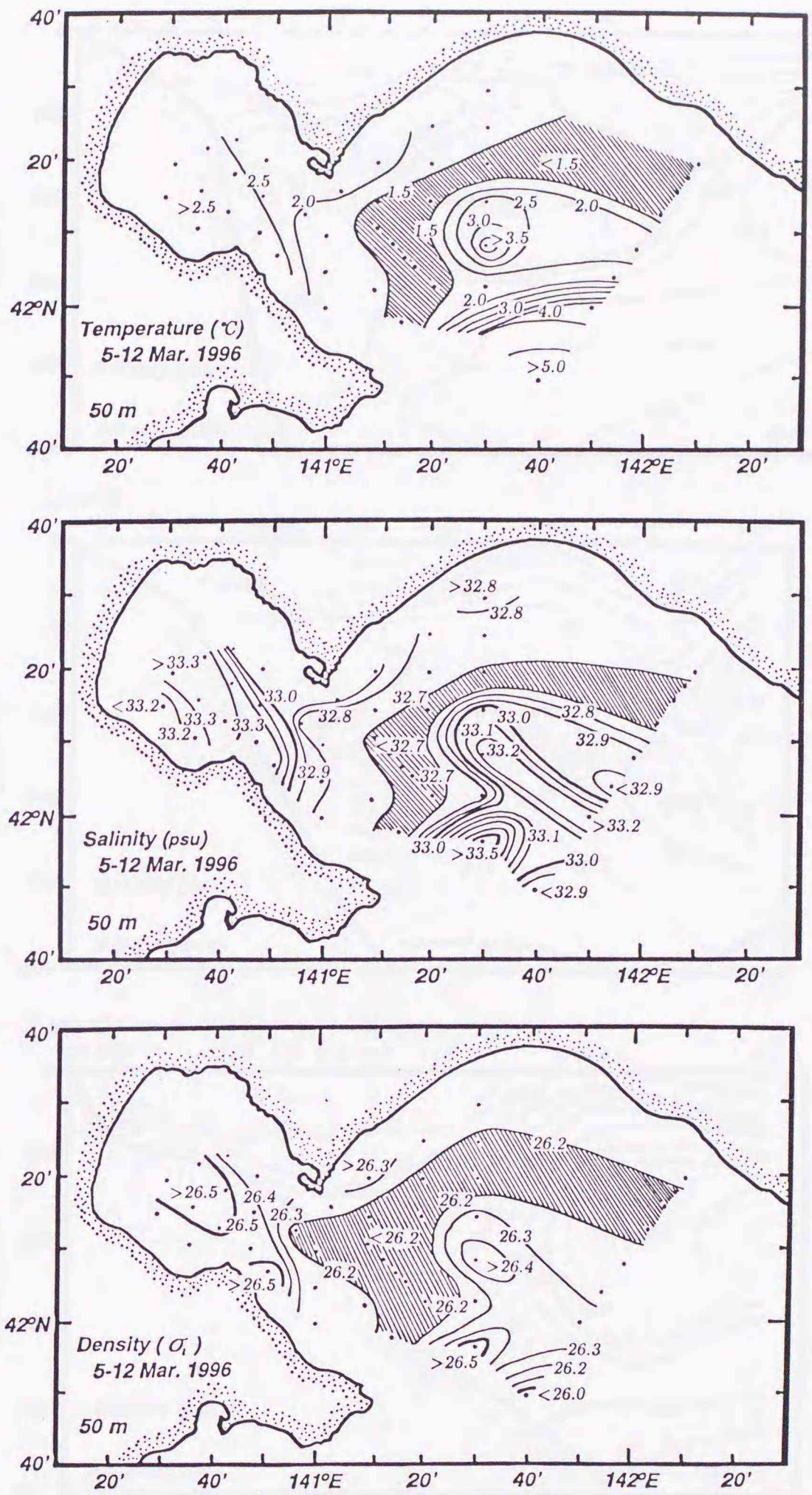


Fig.2-16. Horizontal distributions of observed temperature:(a), salinity:(b) and density:(c) at the depth of 50m from 5 to 13 March in 1996. Shaded areas indicate the lowest temperature, salinity and density, respectively.

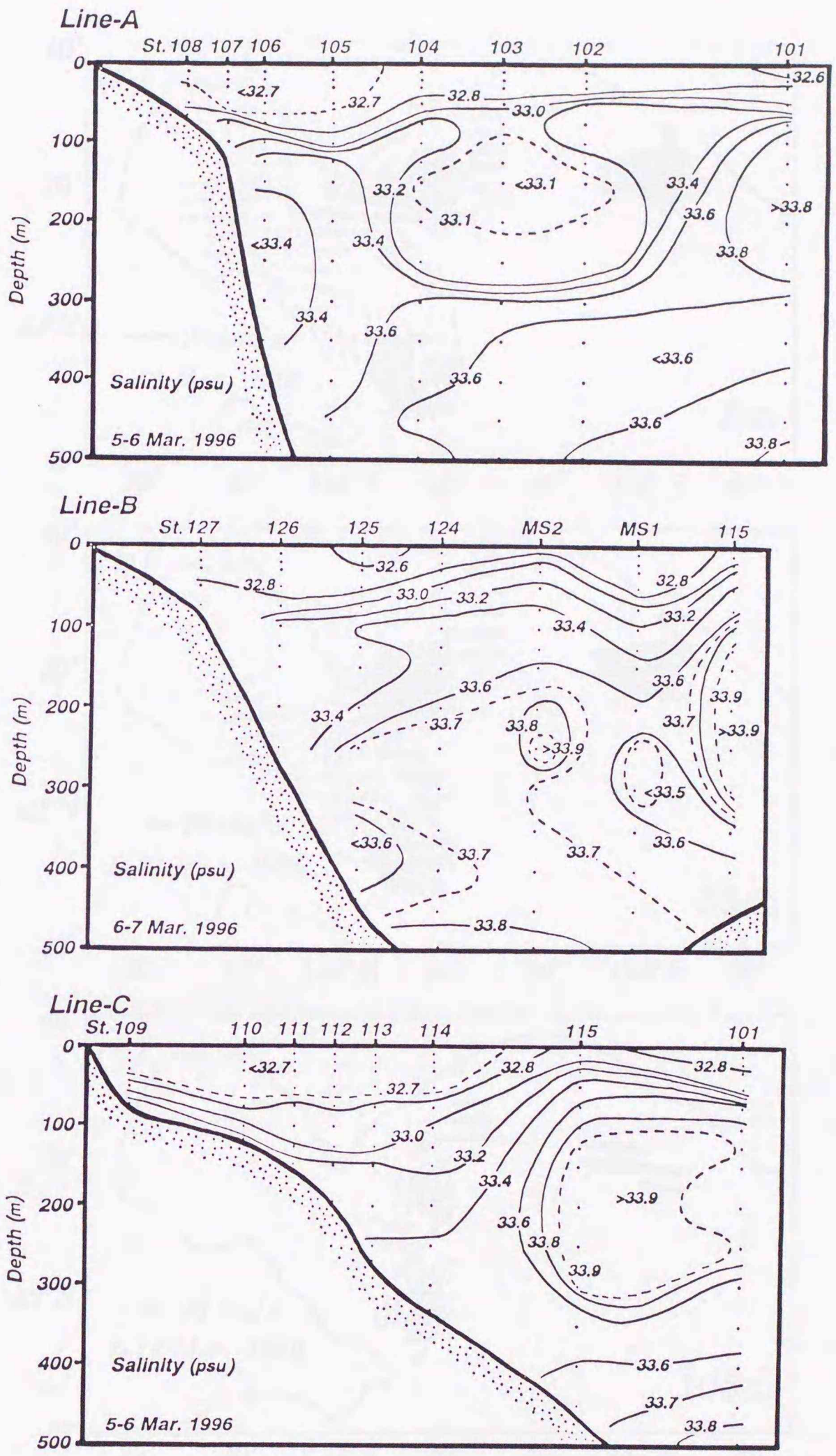


Fig.2-17. The vertical distributions of observed salinity from 5 to 13 March in 1996 ((a):A-Line,(b):B-Line,(c):C-Line).

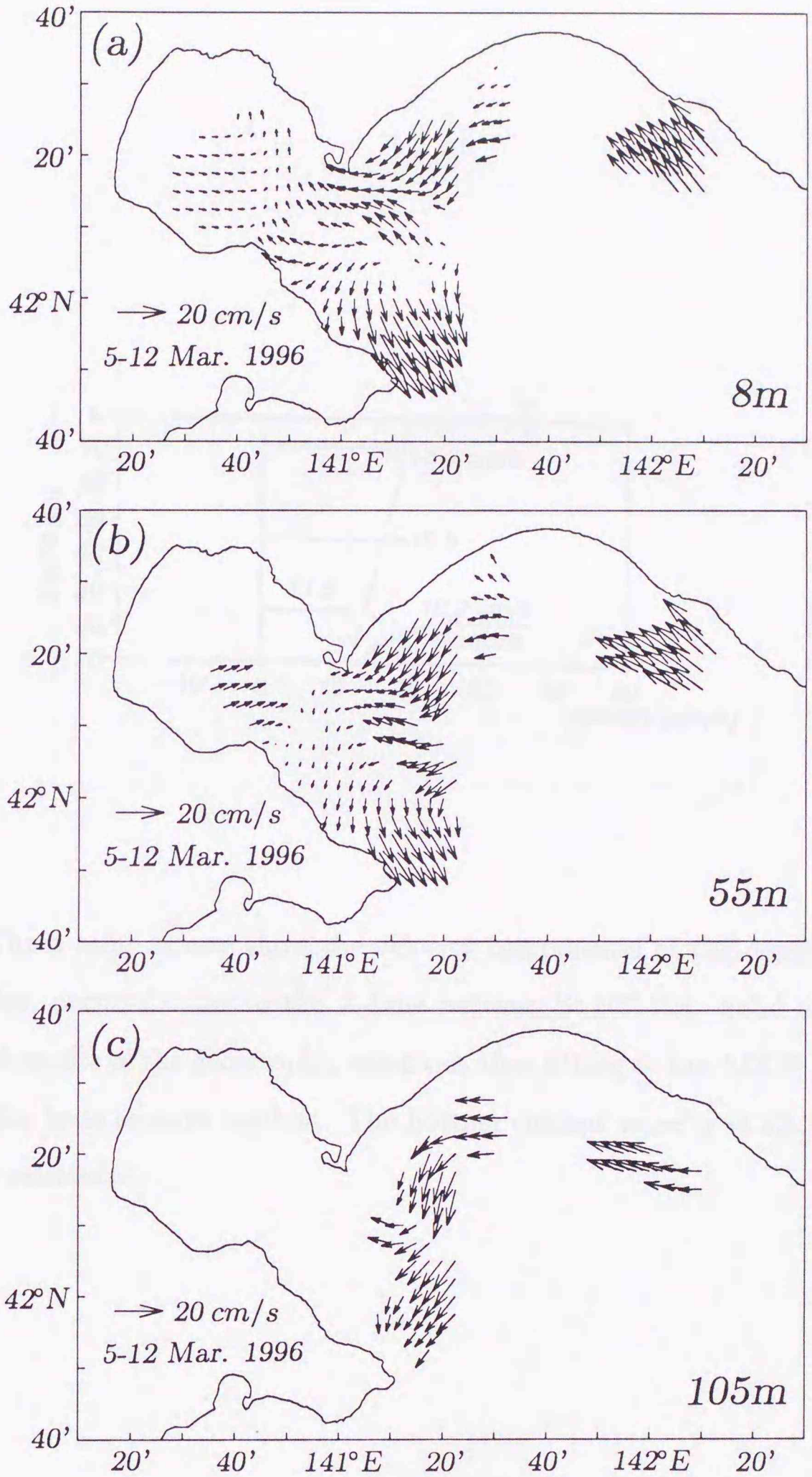


Fig.2-18. Interpolated current fields by ADCP measurements at the depth of 8m:(a), 55m:(b) and 105m:(c).

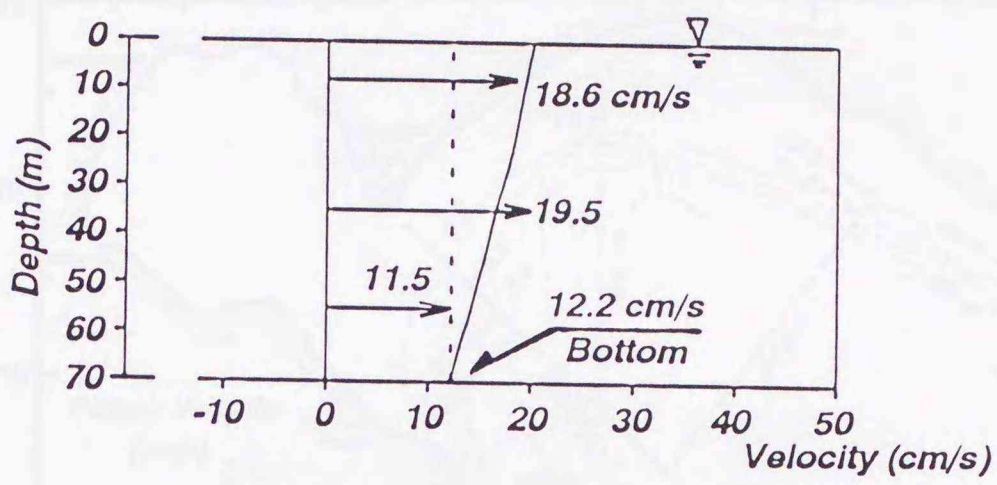


Fig.2-19. Three solid arrows show the velocity components at the depth of 8, 35 and 55m, perpendicular to the A-Line between St.107-108. Solid line shows vertical profile of the geostrophic velocities after fitting to the ADCP velocities using the least squares method. The bottom current velocity of 12.2 $cm \cdot s^{-1}$ can be estimated.

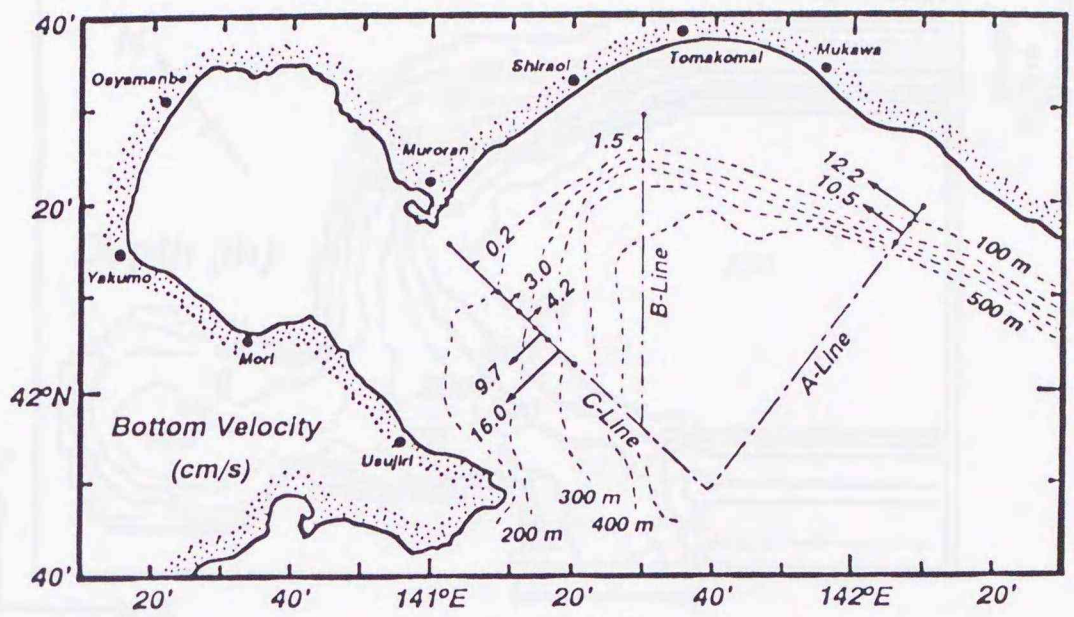


Fig.2-20. Horizontal distribution of the estimated velocity at the sea bottom.

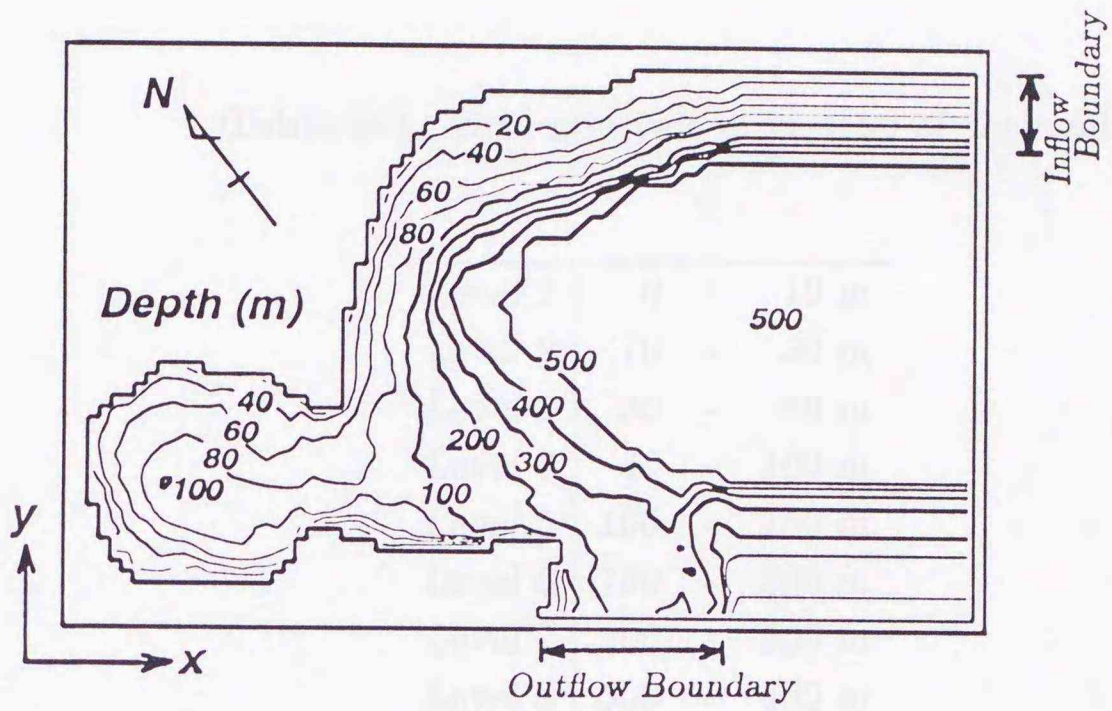


Fig.2-21. Domain of Hidaka Bay and Funka Bay on robust diagnostic model. The isobaths in meters are also shown. Inflow and outflow boundary is used in calculation of model adding in-outflow conditions.

Table 2-1. Grid intervals in vertical of the model.

Level 1	*0*	-	*10 m*
Level 2	*10*	-	*30 m*
Level 3	*30*	-	*60 m*
Level 4	*40*	-	*100 m*
Level 5	*100*	-	*150 m*
Level 6	*150*	-	*200 m*
Level 7	*200*	-	*300 m*
Level 8	*300*	-	*400 m*
Level 9	*400*	-	*500 m*

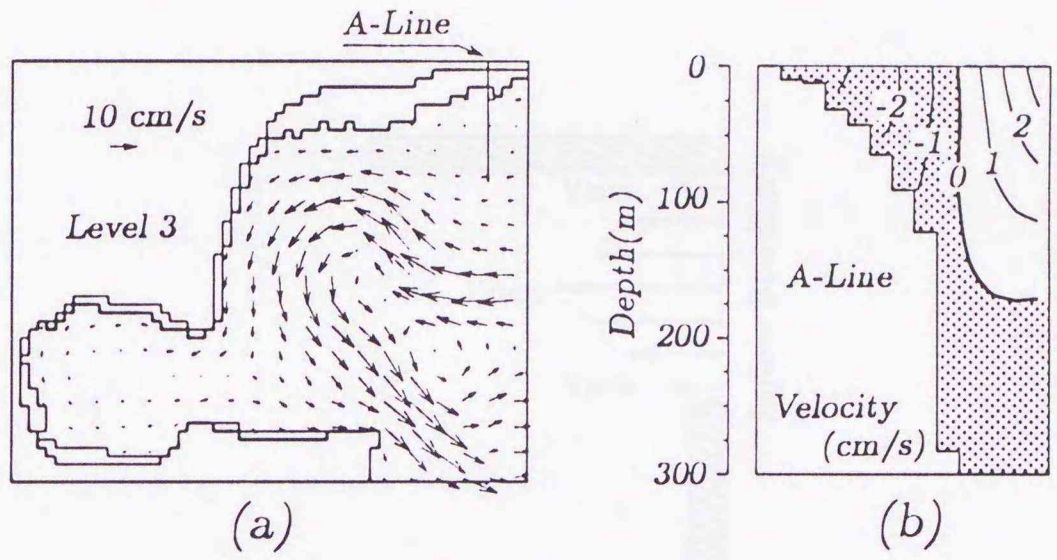


Fig.2-22. Horizontal distribution:(a) and Vertical section(A-Line):(b) of calculated current field by robust diagnostic model. The shaded area indicates the negative velocity.

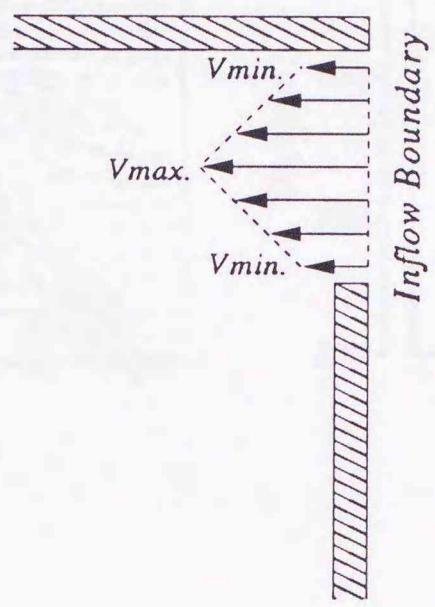


Fig.2-23. Schematic diagrams of inflow boundary condition. It is assumed that $V_{max.}$ is the maximum u-component velocity at the center of the open boundary, and $V_{min.}$ is the minimum velocity at its both sides. Velocities between $V_{max.}$ and $V_{min.}$ are linearly interpolated.

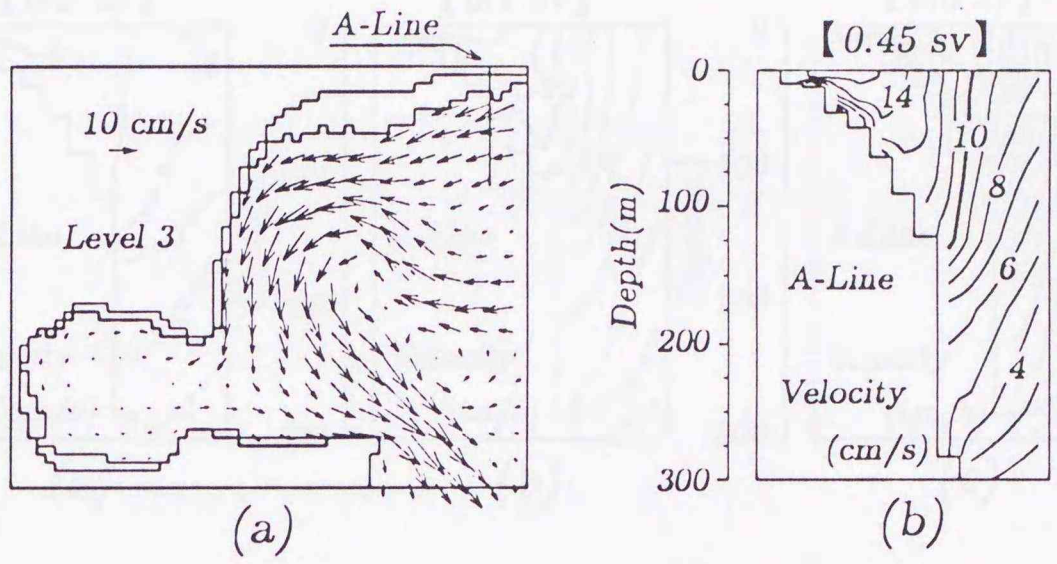


Fig.2-24. Same as Fig.2-22 but in case with inflow and outflow.

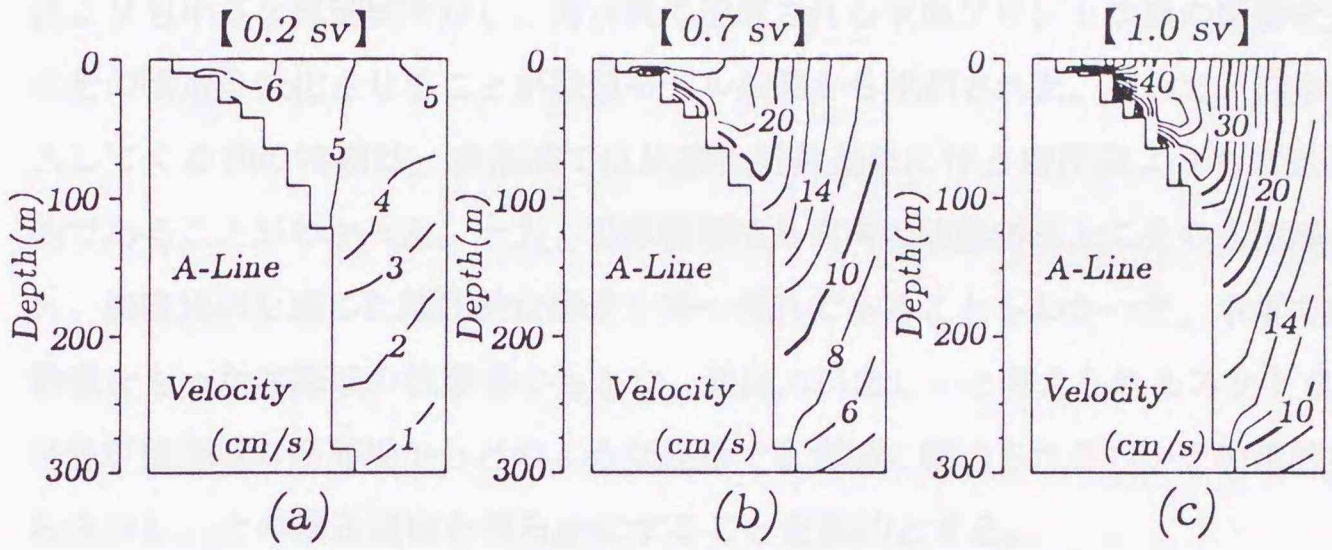


Fig.2-25. Vertical section of calculated current field with inflow of 0.2sv:(a), 0.7sv:(b) and 1.0sv:(c).

3　噴火湾周辺海域におけるスケトウダラ卵輸送過程

3.1　はじめに

2章では海洋観測結果と数値モデルを用いて、冬季における噴火湾周辺海域流動場の要因として考えられる吹送流・密度流・沿岸親潮の各素過程について考察を行なった。地形性貯熱効果によって形成される密度流は、卓越する季節風によって励起された吹送流よりも小さな流速値を示し、湾口部に形成される水温フロントは風の影響を受け容易にその構造を変化させることが数値モデル結果から推測された。よって、沿岸親潮が流入してくる前の時期は、本海域では地形性貯熱効果に伴う密度流よりも吹送流が支配的であることがわかった。一方、沿岸親潮は日高湾の陸棚斜面上にその主流域が形成され、海底地形を感じた順圧的な構造を持つ流れであることもわかった。本章では上記の特徴をもった本海域の流動場のもとで、遊泳力が乏しいと考えられるスケトウダラ卵・仔魚が陸棚域の産卵場からどのような経路で成育場に輸送されるのかを物理的な観点から注目し、その輸送過程を明らかにすることを目的とする。

3.2　吹送流に伴うスケトウダラ卵輸送過程

3.2.1　発生段階別スケトウダラ卵・仔魚の空間分布特性

Fig.3-1は1987年2月18〜21日におけるNorpac netの鉛直曳により採集された発生段階別スケトウダラ卵および仔魚の水平分布図である(Nakatani and Maeda,1989)。卵の発生段階に対応して湾口部から湾奥へ卵の分布域が拡がっている様子が示されている。各発生段階の卵の拡がり方の大まかな特徴は以下のようになる。発生段階1から3の早期の個体は湾口部付近のみで見られ、湾内にはほとんど分布していない。これに対し、発生段階4および5の卵の分布密度の高い海域は湾口部から湾内中央部に移動し、仔魚期になると湾奥で高密度に分布している。冬季の噴火湾には、シベリア寒気団より吹き込む寒冷で強い北西〜西風が連日吹き続くことが知られている(大谷,1981)。この風によって励起される流れ場の存在と親魚が陸棚上で長期にわたって継続的に産卵していることを仮定すれば、Fig.3-1のスケトウダラ卵・仔魚の水平分布の高密度域の移動は湾口部から湾外東方陸棚水域で産み出された卵が流れに乗って湾奥へ輸送されていると解釈することができる。

次に、この1987年2月のスケトウダラ卵・仔魚調査時前後における湾内St.30と湾外St.3の水温・塩分場をイソプレット図としてFig.3-2に示す(Nakatani and Maeda,1989)。スケトウダラの主な産卵期である12〜3月は湾内・湾外とも鉛直混合していることがわ

かる。ただし、2〜3 月の湾外 St.3 には湾内よりも低温・低塩分の海水が現れ始め、沿岸親潮が噴火湾湾口部に存在していることが示唆される。しかし、少なくとも卵・仔魚分布調査時の 2 月 18〜21 日には、まだ沿岸親潮は湾内に現れていない。

3.2.2 水平二次元卵輸送数値モデル

2 章では、沿岸親潮流入期前の噴火湾周辺海域の流動場には吹送流が卓越していることが示唆された。ここでは、Fig.3-1 に示した 1987 年 2 月のスケトウダラ卵・仔魚が吹送流による流れ場だけで、産卵場から成育場へ輸送されるかどうかを数値モデルを用いて検証してみる。先の Fig.3-2 でみたように 1987 年 2 月も、2 章で考慮した 1994〜95 年と同様に湾内・湾外とも鉛直混合した時期であるので、2.1.2 節の水平二次元数値モデルを使用した。

スケトウダラ卵を模したモデル粒子の追跡には、流動場計算の 1 ステップ毎にオイラーラグランジェ法を用いた。すなわち、ある時刻 $t = n\triangle t$ に $X_n(x_n, y_n)$ の場所に存在した粒子の $t = (n+1)\triangle t$ 時間後の位置は次式を用いて計算を行なう。

$$X_{n+1} = X_n + V \cdot \triangle t + \frac{1}{2} \cdot \frac{d}{dt} V \cdot \triangle t^2 \tag{28}$$

ベクトル Vは x, y方向の流速成分 u, vを示す。

スケトウダラ卵を模したモデル粒子の投入地点を Fig.3-3 に黒丸印で示した。これらの地点は水深 100 m前後の陸棚上にあり、スケトウダラの産卵親魚が放卵することのできる浅海域である (中谷・前田,1987)。本モデル計算は卵の定量的な存在量を見積もることが目的ではなく、定性的な卵分布域の時間変化を追うことにある。よって、モデル粒子は各計算格子に 1 個づつ配列した。さらにスケトウダラの産卵期間は 12〜3 月までと長期にわたることから、モデル産卵域には毎日定期的 (24 時間毎) に新しい粒子を配置し計算を行なった。

3.2.3 モデル粒子の追跡計算結果

モデルで再現する発生段階別スケトウダラ卵の水平分布として、Fig.3-1 に示した 1987 年 2 月 18〜21 日の観測結果を選んだ。海上風推算値は 2.1 節で議論したように、1987 年の室蘭における日平均風速を 2 倍した値を用いた。モデル計算に用いた時期の室蘭の日平均風を Fig.3-4 に示す。1987 年も先に示した 1995 年の風変動と同様に、北西〜西の季節風が数日変動を伴いながら連吹していた。

スケトウダラ卵の各発生段階に進むまでに必要な日数は室内実験によって、その概算値が求まっている (中谷・前田,1984)。Fig.3-5 は -1〜13 ℃における環境水温別に求めた各発生段階に進むまでの累積日数を示している。Fig.3-2(b) に示したように 1987 年冬季噴火湾の水温は 3〜8 ℃の範囲にあった。そこでモデル計算には、Fig.3-5 の 4〜7 ℃ (点線域) の発生段階別累積日数値を用いてモデル粒子投入後の日数をカウントし各発生段階を決定した。モデルに使用した各発生段階日数の詳細を Table 3-1 に示す。モデル計算において、約 15 日で仔魚に成長すると設定したことにより、2 月 22 日 0 時の発生段階別卵分布を再現するためには 15 日以上前から計算を開始すればよいことになる。よって、本モデル計算は 2 月 1 日を計算開始日とした。

計算開始後 3 日毎の噴火湾周辺の流れ場とモデル粒子分布を Fig.3-6 に示す。卵の各発生段階は黒丸印の大きさで表現した。湾口近くの陸棚上に配置したモデル粒子の多くのものは陸棚に沿って北東向きに輸送されたが、時間の経過と共に一部の残りのモデル粒子は湾口から湾中央部に向かって侵入した。この侵入方向は風向きとは全く逆方向である。風の日変化 (Fig.3-4) はあるものの、再現された流れ場には共通の特徴が見られる。すなわち、湾口中央部には粒子を湾内に移流させる湾奥向きの流れが存在し、この流れは湾奥で分岐し時計回りと反時計回りの二つの渦を形成していた。

次に Fig.3-1 に示した 2 月 18〜21 日の観測結果と 2 月 22 日 0 時のモデルの計算結果との比較を行なう。 Fig.3-7 の上段に 2 月 22 日 0 時のモデルによる卵・仔魚分布を示す。この図から各発生段階別の卵と仔魚の水平分布図を個別に作成し、Fig.3-7 の下段に示した。モデル計算において、発生段階 1 から 3 に要する時間は Table 3-1 に示すように 5 日間である。この日数ではモデル粒子は湾口から湾内へ侵入するだけに留まり、観測で得られた分布 (Fig.3-1) ともよく似ている。発生段階 4 から 5 へは、さらに 10 日間を要し、湾中央部より湾奥側にモデル粒子の分布の重心は移動した。しかし、観測で得られた分布は湾奥よりもまだ湾中央部に片寄った分布を示している。粒子投入 15 日以後における仔魚をモデル化した粒子の分布は観測分布と同様に湾奥部へその重心が移動した。観測された卵・仔魚分布と比較してモデル計算された分布の方が、少し早く湾奥側に到達しているものの、卵は北西風とは逆向きに湾口中央部から湾内に侵入し、仔魚期には重心を湾奥に移動させるという移動経路に関して全体的によく再現されている。

Fig.3-8 は 22 日 0 時に仔魚になっているモデル粒子の水平分布 (a)、その粒子が過去に辿った軌跡 (b)、モデル粒子の中で湾内に侵入できた粒子の出発点 (c) を示している。Fig.3-8(b) をみると、湾内で仔魚となった粒子は湾口中央から湾内に侵入した後、湾内

の大きな二つの渦に取り込まれながら湾奥で分散していく様子がよくわかる。Fig.3-8(c)をみると、湾内に侵入できたモデル粒子は湾口陸棚上の非常に狭い海域に限られていることがわかる。その海域は渡島半島側の 50〜100m の等深線の間に分布している。

以上のことから、1987 年 2 月の湾外で産み出されたスケトウダラ卵は、冬季卓越する季節風によって励起された吹送流により、成育場である噴火湾内へと輸送されることがわかった。これは、2.2 節で述べた地形性貯熱効果に伴う密度流よりも吹送流が本海域で卓越する流れであることもまた示唆している。そこで、次節では吹送流が卓越する時期に湾内へ輸送された卵が、どの程度湾内に滞留できるかを見積もる。

3.2.4 吹送流による噴火湾の平均滞留時間

噴火湾とその沖合いの時計回りの循環流の一連の流れは、湾外のスケトウダラ卵を含んだ水塊を湾内に輸送する一方、逆に湾内の水塊も湾外に流出させている。すなわち、湾内に輸送された卵もずっと湾内に留まることはできない。そこで、一旦湾内に入った物質が湾内に滞留することのできる時間スケール、平均滞留時間を計算する。ここでは卵が海水と全く同じ挙動すると仮定し、Takeoka(1984) の海水交換の定義に従い、湾内物質濃度の残余関数から平均滞留時間を見積もった。平均滞留時間 (τ_r) は、

$$\tau_r = \int_0^\infty r(t)\,dt \tag{29}$$

で定義され、$r(t)$ は湾内物質濃度の残余関数を示す。

Fig.3-9(b) の 0 日に示したように、モデル内の初期場として単位濃度 1 を湾内に設定する。そして、流れ場の計算と同時に移流拡散方程式を数値積分し湾内の残留濃度を計算した。物質の広がりを示す水平渦動拡散係数は、流れの水平シアーを示す水平渦動粘性係数に比べ、一般に 1 オーダー小さな値を示すと言われている (柳,1989)。ここではこの柳 (1989) の指摘に従い、本計算に用いる水平渦動拡散係数は、運動方程式に用いた水平渦動粘性係数より 1 オーダー小さい $10^4 cm^2 s^{-1}$の値を用いた。計算開始日は北西の季節風が安定して吹き始めた 1986 年 12 月 1 日とした。計算に用いた室蘭の日平均風速ベクトルの時系列と濃度の水平分布の時間変化を Fig.3-9(a)(b) に示す。噴火湾内に形成された渦対によるシアー分散により湾内外の水は効率よく交換されている。

湾内残留濃度の時間変化を示した残余関数を Fig.3-10 に示す。濃度は指数関数的に減少していることから、残余関数を

$$r(t) = e^{-at} \tag{30}$$

で近似した。(29) と (30) 式から平均滞留時間は$\tau_r \sim a^{-1}$となる。Takeoka(1984) によれば、初期濃度の e^{-1}になる時間が平均滞留時間なので、Fig.3-10 から約 40 日が求まる。これは水平渦動拡散係数を $10^4 cm^2 s^{-1}$として計算した場合には湾外から湾内に輸送されたスケトウダラ卵の粒子が、平均約 40 日で再び湾外に流出することを意味する。もしこの計算結果が現実を反映していると仮定すると、40 日という値は産卵されて仔魚に成長する日数 (約 15 日) の 2〜3 倍程度の値であるので、湾内で孵化した仔魚がすぐに湾外に流出することはない。そして、湾内で孵化した仔魚が湾外に流出されるまでの間に、良い餌環境に出会えるかどうかが、摂餌開始期の仔魚の生き残りに影響を及ぼす可能性を示しているのかもしれない。

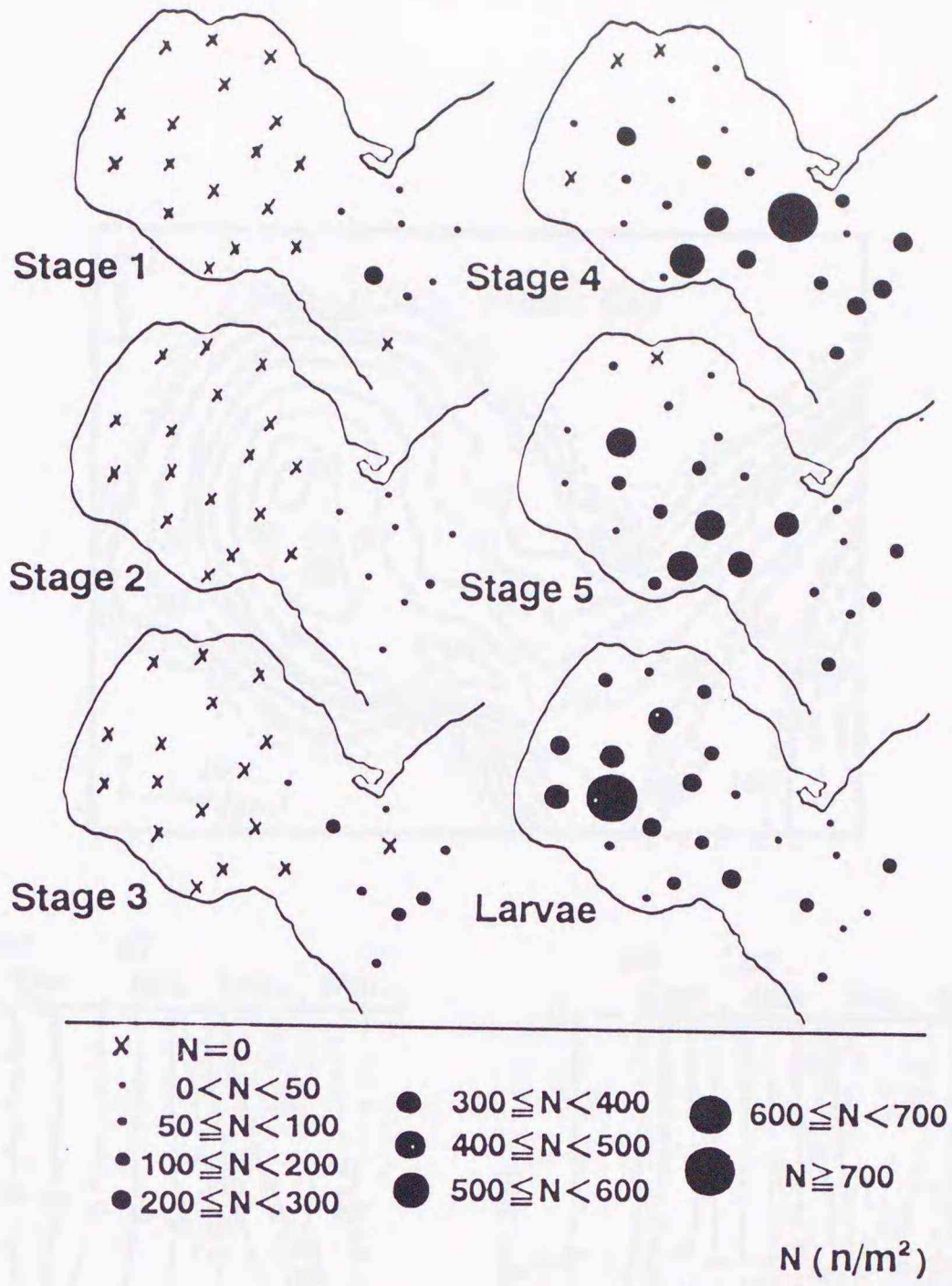
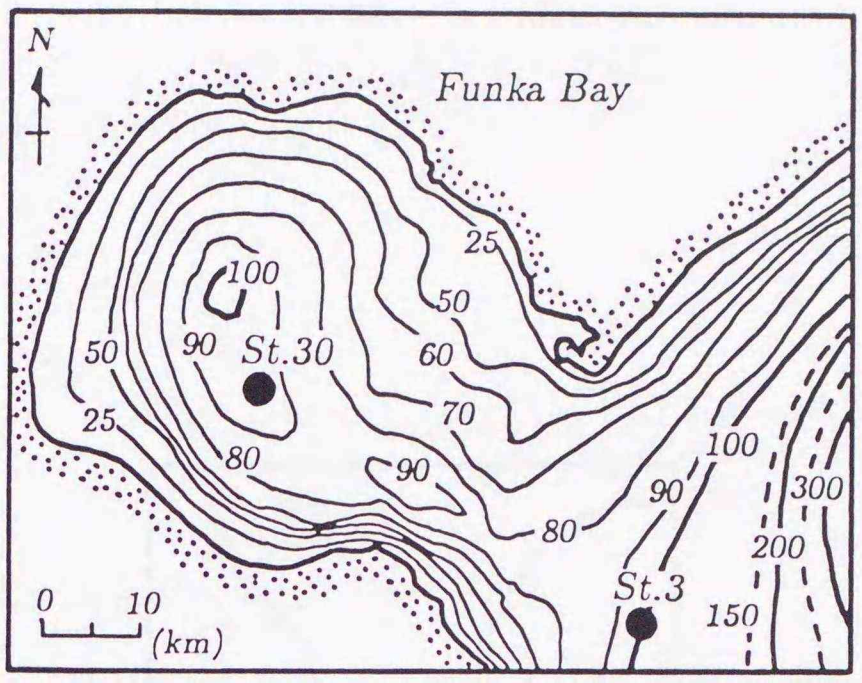


Fig.3-1. Horizontal distributions of five developmental stages of eggs and larvae of walleye pollock on 18 to 21 February 1987. Samples were collected by vertical hauls with a Norpac net from the sea bottom to the surface. [**Stage1**]:Fertilization to morula stage, [**Stage2**]:Blastula to first gastrula stage, [**Stage3**]:Apparentry germ ring near an equatorial position to blastopore just before closing, [**Stage4**]:Completely closed blastopore to embryo reaching three-fourths of the yolk circumference, [**Stage5**]:Embryo reaching over three-fourths of the yolk circumference (adapted Nakatani and Maeda,1989)

(a)



(b)

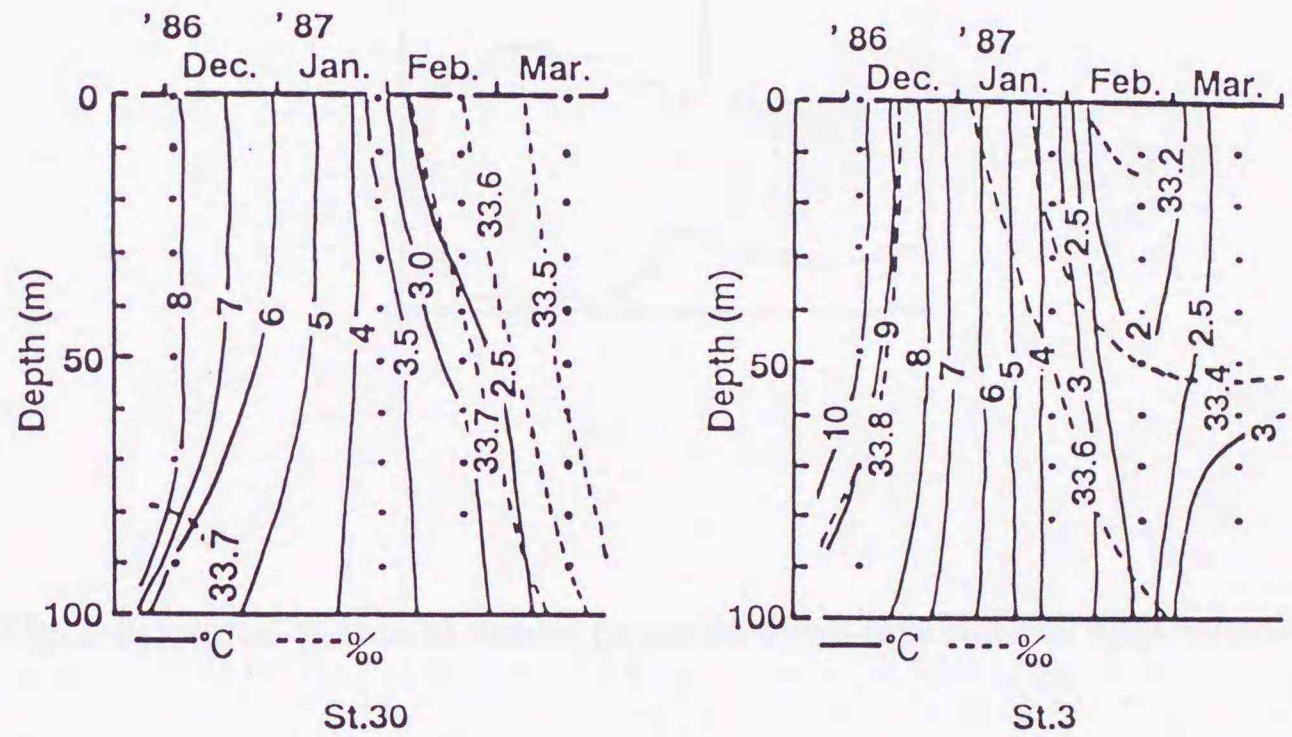


Fig.3-2. (a) Locations (St.30 and St.3) of observations on temperature and salinity. (b) Isopleths of temperature (solid line) and salinity (broken line) at both stations from December 1986 to March 1987. (after Nakatani and Maeda,1989)

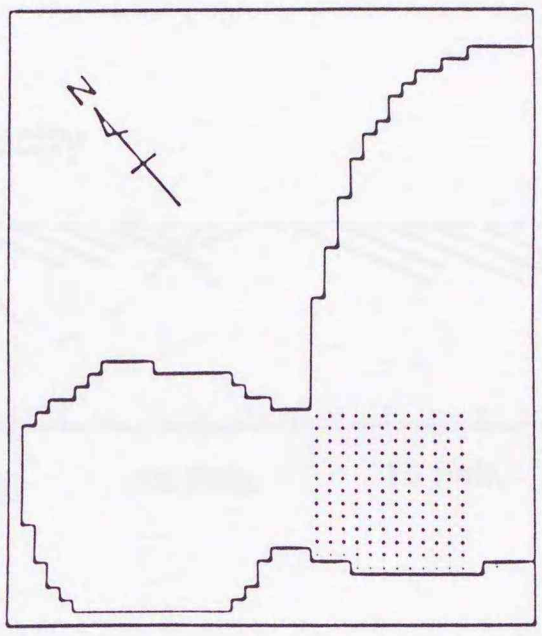


Fig.3-3. Initial points of model particles of walleye pollock eggs released every day.

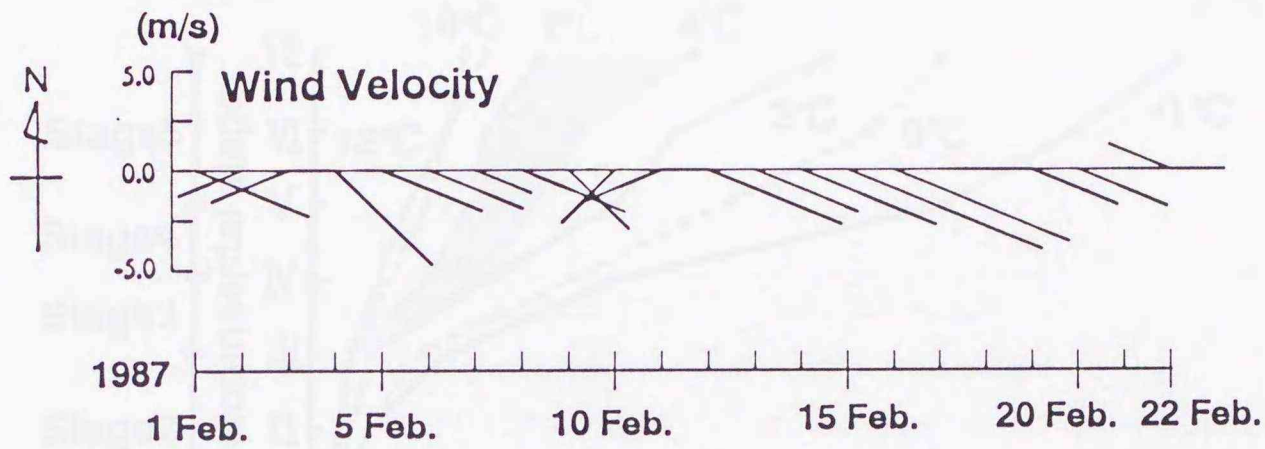


Fig.3-4. Time series of observed daily mean wind vectors at Muroran in February 1987. (after Japan Weather Association,1987)

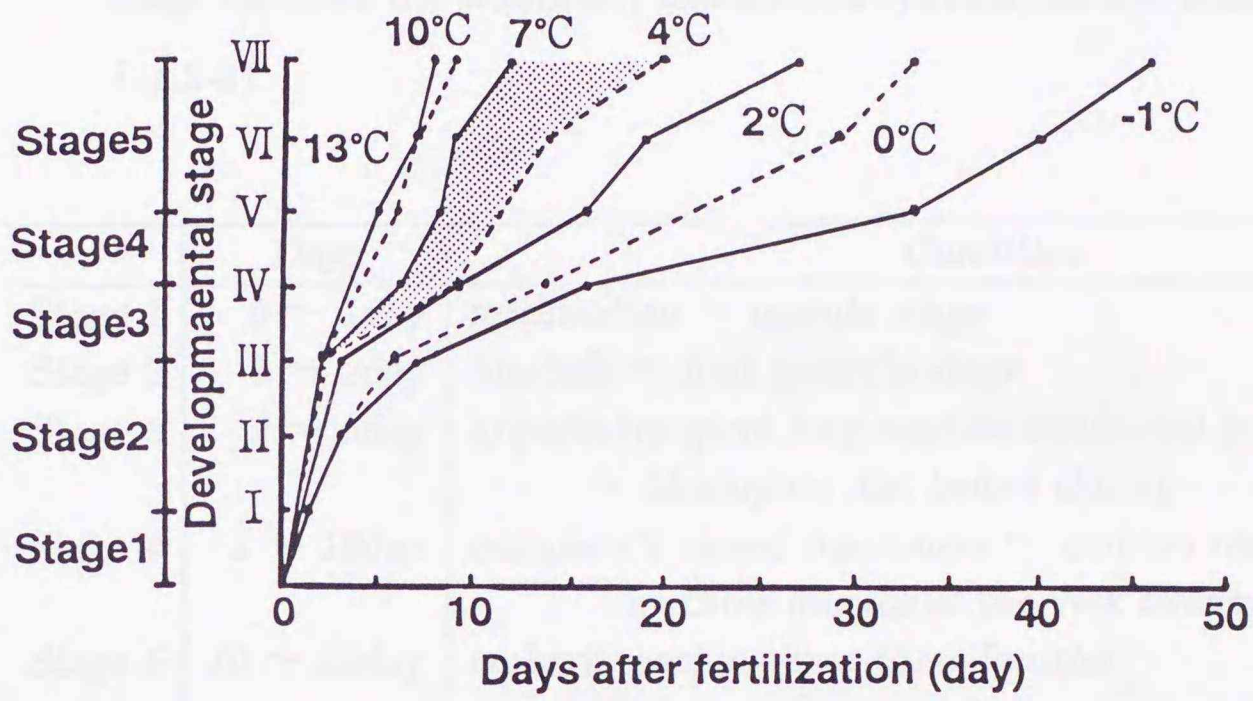


Fig.3-5. Relation between the embryonic developmental stages and the days of cultured walleye pollock eggs after fertilization of 7 tested cases for the temperatures from - 1 ℃ to 13 ℃. Dotted area indicates fertilization range used in calculation of the model (adapted Nakatani and Maeda,1984). [I]:morula stage, [II]:blastura stage, [III]:first gastrula stage, [IV]:closure of blastopore, [V]:embryo as three-quarters of the yolk circumference, [VI]:embryo as the yolk circumference, [VII]:50% hatching

Table 3-1. Days of each developmental stage after injected in this model. Each period is estimated by the duration(days) of the embryonic developmental egg stage based on the laboratory experiment by Nakatani and Maeda (1984). (see Fig.3-5).

	Days	*Condition*
Stage 1	*0 ~ 1day*	*fertilization ~ morula stage*
Stage 2	*1 ~ 2day*	*blastula ~ first gastrula stage*
Stage 3	*2 ~ 5day*	*apparentry germ ring near an equatorial position ~ blastopore just before closing*
Stage 4	*5 ~ 10day*	*completely closed blastopore ~ embryo reaching as three-fourths of the yolk circumference*
Stage 5	*10 ~ 15day*	*embryo reaching over three-fourths of the yolk circumference ~ just before hatching*
Larvae	*15day ~*	

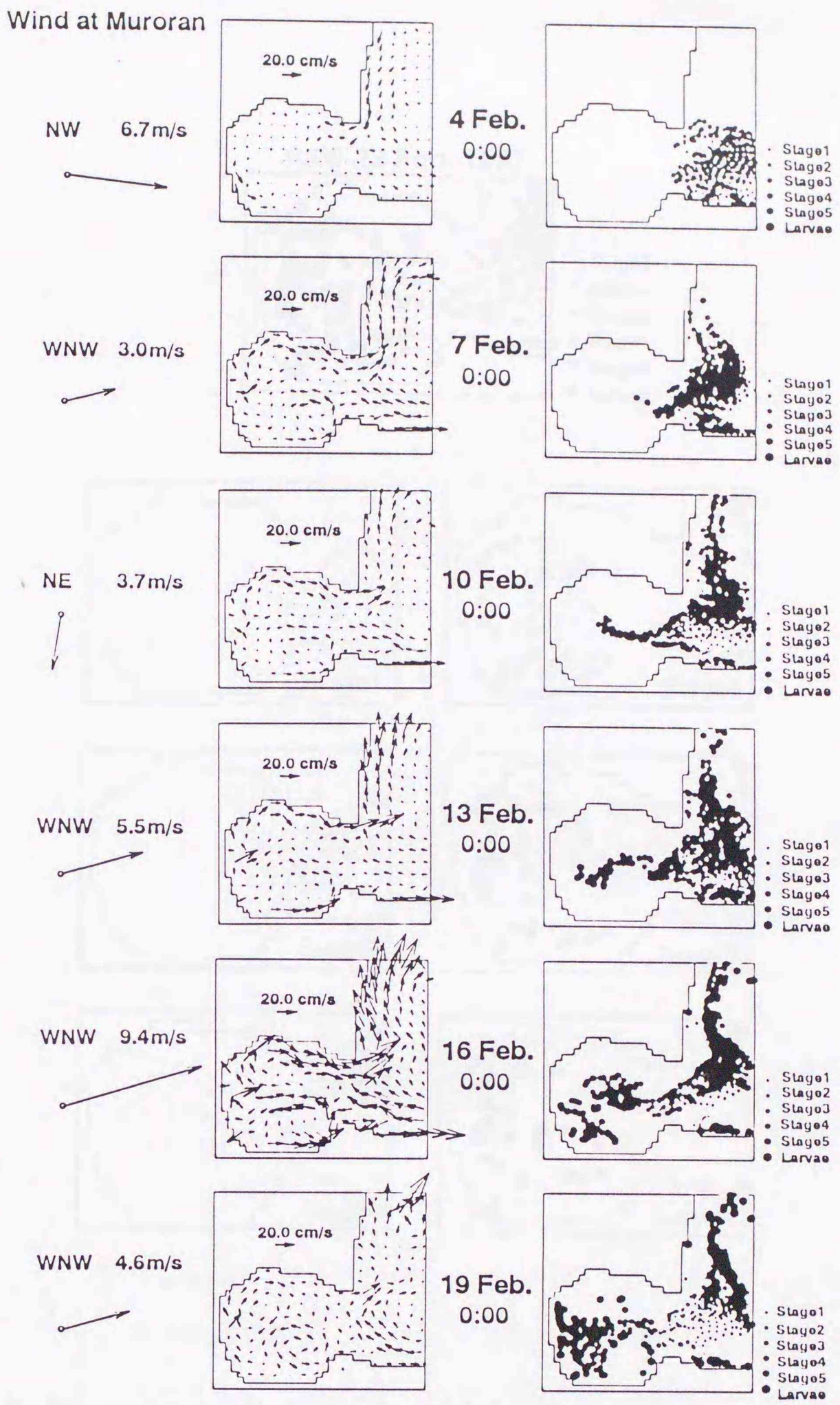


Fig.3-6. Instantaneous fields of the calculated current vectors (left panel), and the horizontal distributions of modeled walleye pollock eggs(right panel) at the intervals of three days.

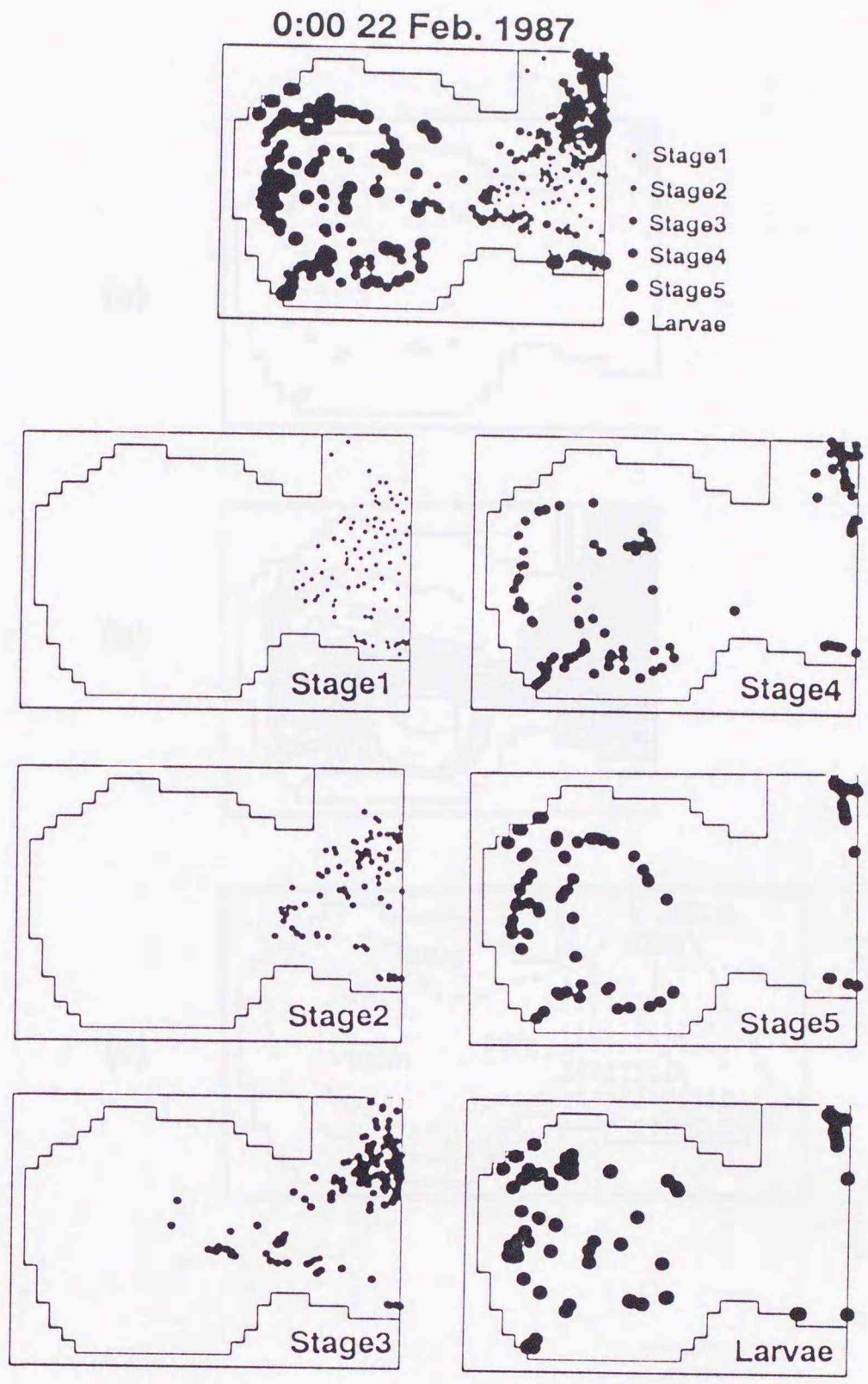


Fig.3-7. Horizontal distributions of modeled walleye pollock eggs of five developmental stages and larvae on 22 February 1987.

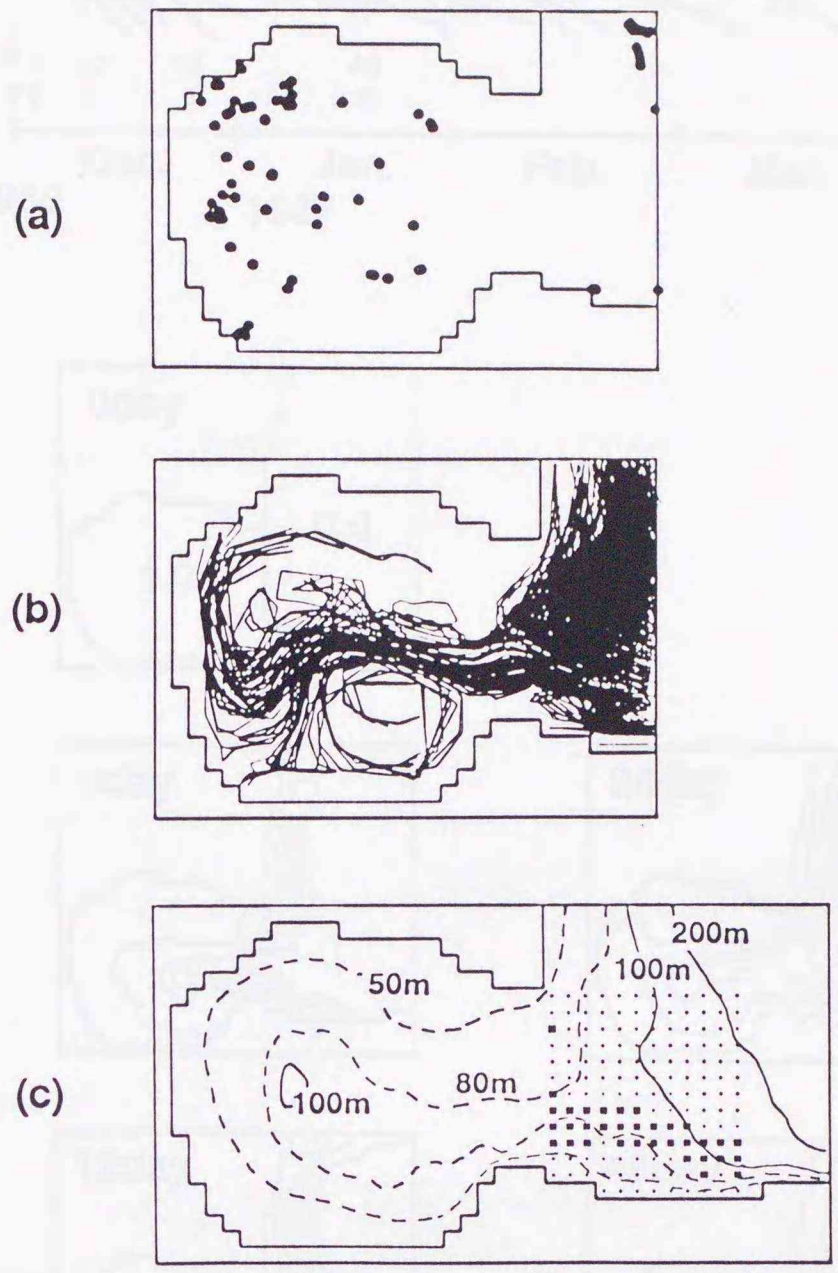


Fig.3-8. (a) Horizontal distributions of modeled larvae on 22 February 1987. (b) Traces of modeled eggs from initial injection points to those on to 22 February 1987. (c) Closed circles and closed rectangulars indicate initial positions of model particles and those that intruded into the bay as a larvae till 22 February 1987.

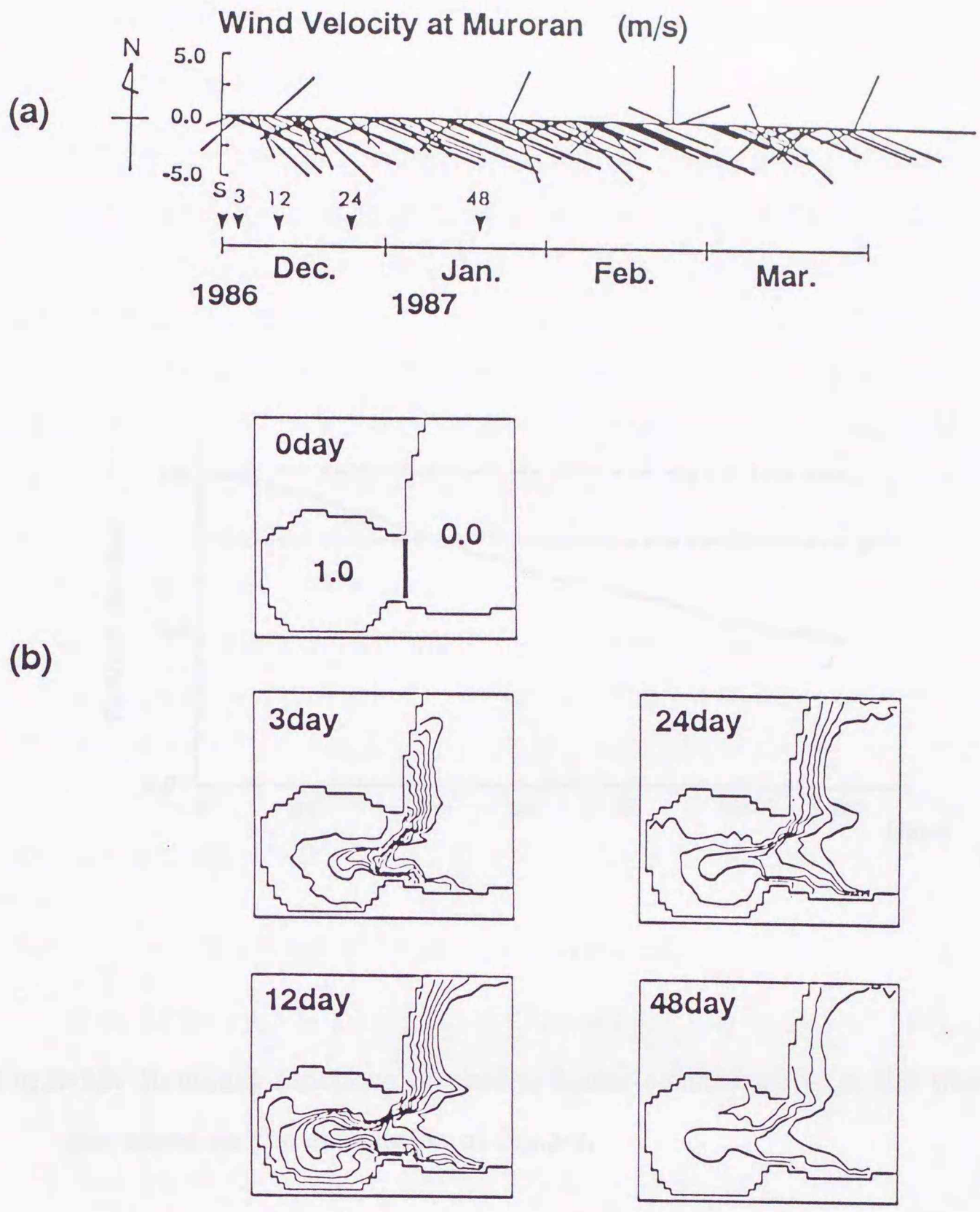


Fig.3-9. (a) Time series of observed daily mean wind vectors at Muroran from 1 December 1986 to 31 March 1987. (after Japan Weather Association [1986,1987]) (b) Instantaneous fields of the horizontal distributions of passive tracer concentration on that is a unit value at the initial moment. Contour interval is 0.1.

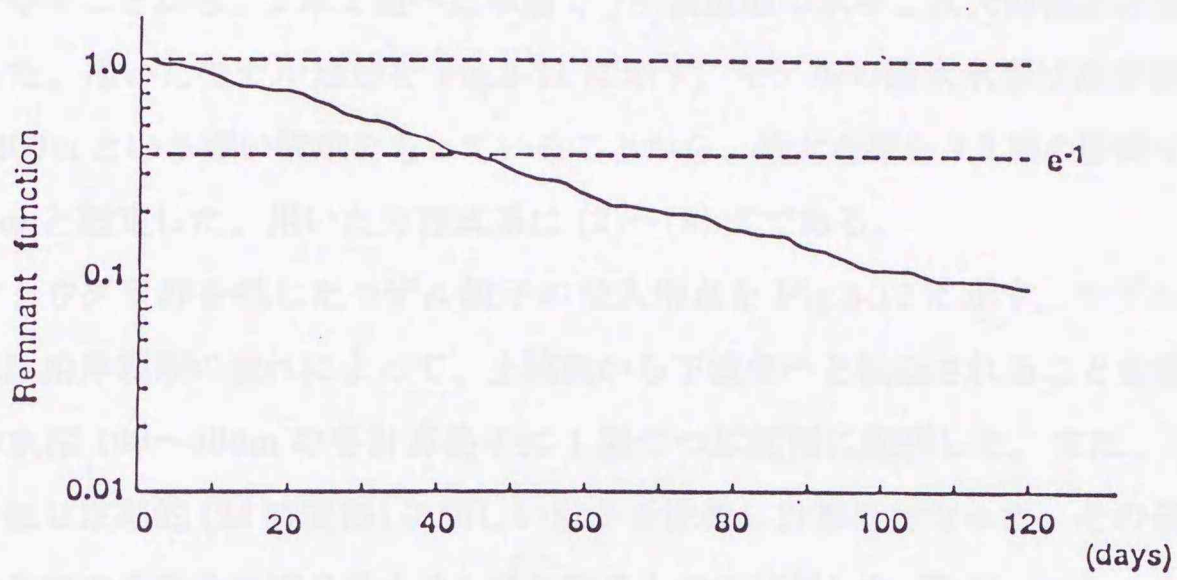


Fig.3-10. Remnant functions of passive tracer concentration in the whole Funka bay based on the calculation of Fig.3-9.

3.3 沿岸親潮に伴うスケトウダラ卵輸送過程

3.3.1 水平二次元卵輸送数値モデル

2.3 節で示した 1996 年 3 月の海洋観測結果から、沿岸親潮は日高湾の陸棚斜面上に捕捉された流れであり、海底近傍においても約 $10cm \cdot s^{-1}$ の流速を持った順圧的な流動構造をもっていることがわかった。また、その流量は三次元の診断モデルから、0.4〜0.5sv 程度であると推測された。これらの情報をもとに以下のような数値モデルを構築し、沿岸親潮に伴うスケトウダラ卵輸送過程を調べた。まず、沿岸親潮が順圧的な流れ構造を示すことから、2 章で述べた単層で f 平面近似の水平二次元卵輸送数値モデルを使用した。用いたモデル地形を Fig.3-11 に示す。モデルの最大水深は沿岸親潮が水深 200〜300m という深い構造をもっていることから、最大水深を 2.3 節の診断モデルと同じ 500m と設定した。用いた方程式系は (2)〜(9) 式である。

スケトウダラ卵を模したモデル粒子の投入地点を Fig.3-12 に示す。モデル粒子の投入地点は沿岸親潮の流れによって、上流側から下流側へと輸送されることを想定し、陸棚上の水深 100〜400m の各計算格子に 1 個づつ広範囲に配列した。また、3.2 節と同じく、毎日定期的 (24 時間毎) に新しい粒子を配置し計算を行なった。その他、モデル粒子投入後の各発生段階日数も 3.1 節と同じものを使用した (Table 3-1)。

3.3.2 沿岸親潮のみを考慮した卵輸送過程の計算結果

沿岸親潮の流れ場を表現するため、2.3 節の診断モデルと同様にモデル領域右側の岸から 0.5sv の流量を流入させ、同じ流量を流出境界 (津軽海峡付近) から抜くように設定した。

計算開始後 30 日目の流れと各発生段階別粒子の水平分布を Fig.3-13(a) と (b) に示す。流れ場は、2.3 節で示した ADCP 観測結果や診断モデルと同じように日高湾の陸棚域に強い反時計廻りの流れが形成され、噴火湾内には微弱な反時計廻りの流れがみられる。このことから、水平二次元モデルを用いても沿岸親潮の大まかな流れ構造を示すことができるということを現している。スケトウダラ卵の発生段階別粒子の水平分布 (Fig.3-13(b)) をみると、卵の発生段階に応じて沿岸親潮の上流側から下流側へと向かうにつれて、卵の分布域が移流され拡がっている様子がみられる。噴火湾内へ輸送されるモデル粒子はこの計算結果から全くみられない。このことは、スケトウダラの卵が成育場として知られている噴火湾内へ沿岸親潮の流れのみによって輸送されるという、これまで考えられてきた前田ら (1979) の仮説とは違う卵輸送メカニズムが存在すること

を示している。沿岸親潮流入期においてもスケトウダラ卵輸送過程には、風によって引き起こされる吹送流が大きく寄与している可能性が考えられる。そこで、次節ではこの沿岸親潮の流れに加え、外力として風を考慮した卵輸送モデルの計算を行なう。

3.3.3 沿岸親潮と吹送流を考慮した卵輸送過程の計算結果

まず最初に、1974〜1994 年までの室蘭で観測された日最多風向を用いて風向頻度を調べた。風向頻度は 1〜3 月の各月毎に調べ、Table 3-2 に示した。この表から、沿岸親潮が流入してくるといわれている 2〜3 月においても、1 月と同じ傾向の北西〜西寄りの風の卓越を示している。このことは風によって励起される吹送流 (2.1 節) が、沿岸親潮流入後の時期にも本海域で形成されていることを示している。

前節で計算した沿岸親潮の 0.5sv の流量を流入・流出させた条件に加え、本節ではモデル領域に冬季の代表的な北西風 (x 軸方向)$5m \cdot s^{-1}$の 2 倍の大きさである $10m \cdot s^{-1}$ の風を吹かせた計算を行なった。先の沿岸親潮のみを考慮した計算と同じく、計算開始後 30 日目の流れと各発生段階別粒子の水平分布を Fig.3-14(a) と (b) に示す。日高湾の陸棚斜面上には、前節と同じ反時計廻りの沿岸親潮の流れが形成されている。しかし、日高湾の岸沿いには陸棚斜面上の沿岸親潮の流れとは逆方向の時計廻りの流れが形成され、噴火湾内には時計廻りと反時計廻りの渦対が形成されていることがわかる。風を吹かせたことによって励起されたこの渦対は、2.1 節のモデル結果で得られたものと同じ形成理由で解釈することができる。すなわち、水深の浅い場所では風応力と海底摩擦力がほぼバランスした境界流が形成され、湾中央部では風応力と圧力勾配がバランスした浅い沿岸域で形成された境界流の補償流となる。輸送されたモデル粒子の多くのものは沿岸親潮の流れによって輸送されているが、一部が噴火湾内へ吹送流によって輸送されていることがわかる。噴火湾内への輸送過程は 3.2 節で述べた湾口部の中央から噴火湾内へ輸送され、そして湾内の渦対に伴う流れにのって湾奥へと輸送される様子を示している。従って、スケトウダラの成育場への卵輸送にとって、沿岸親潮流入期においても風によって形成される吹送流が重要な役割を果たしていることが考えられる。

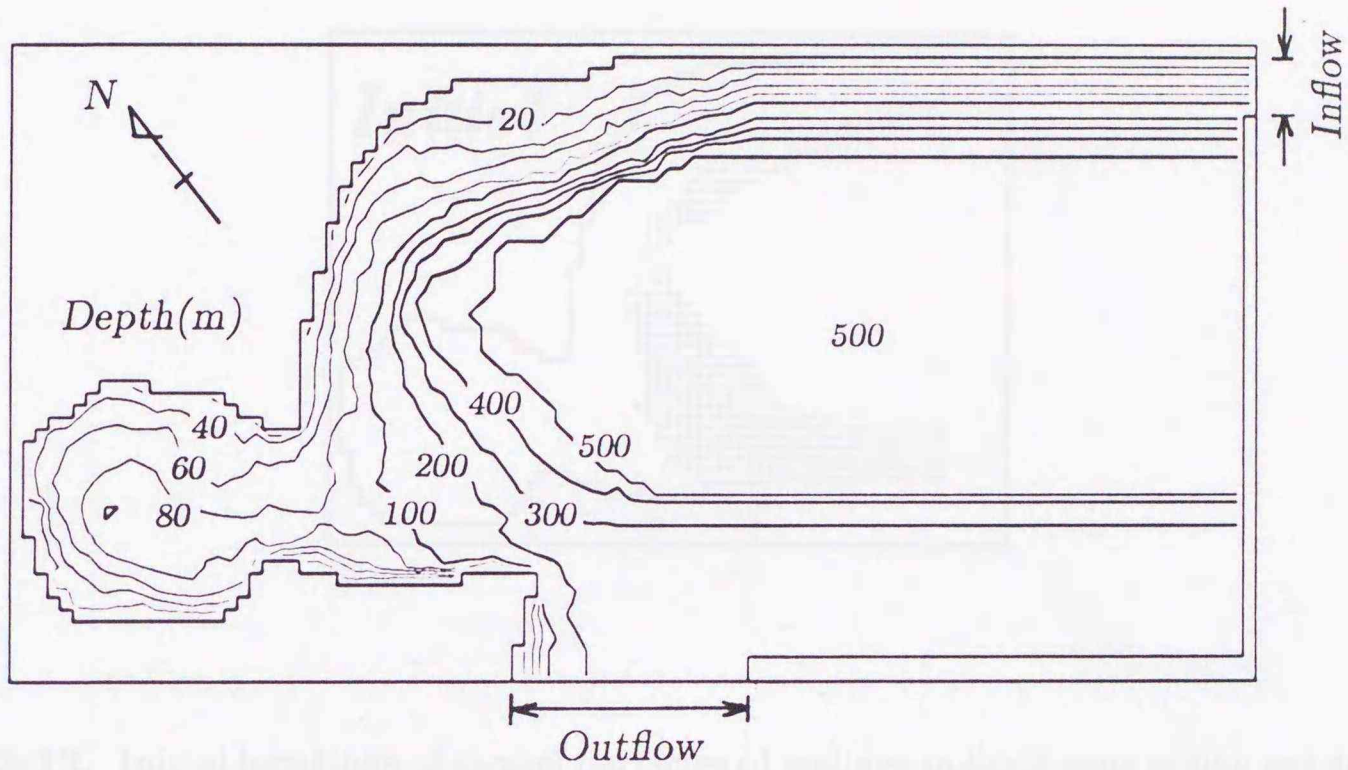


Fig.3-11. Domain of Hidaka Bay and Funka Bay on single layer model. Isobaths are also indicated in meters.

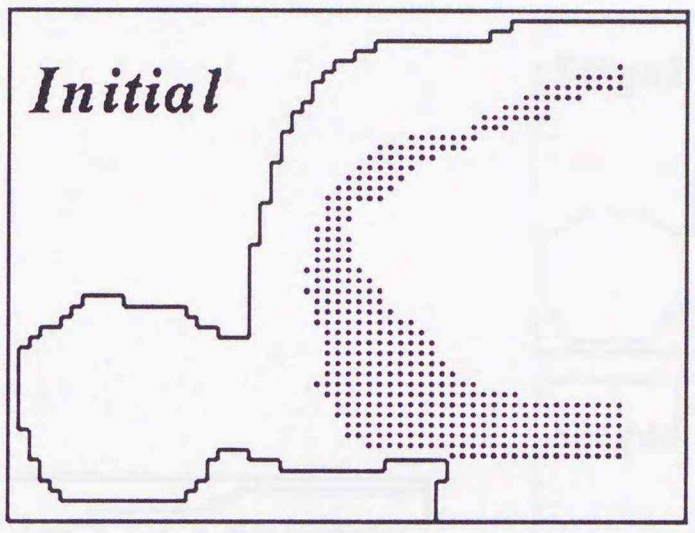


Fig.3-12. Initial locations of model particles of walleye pollock eggs which are added at 0:00 am every day.

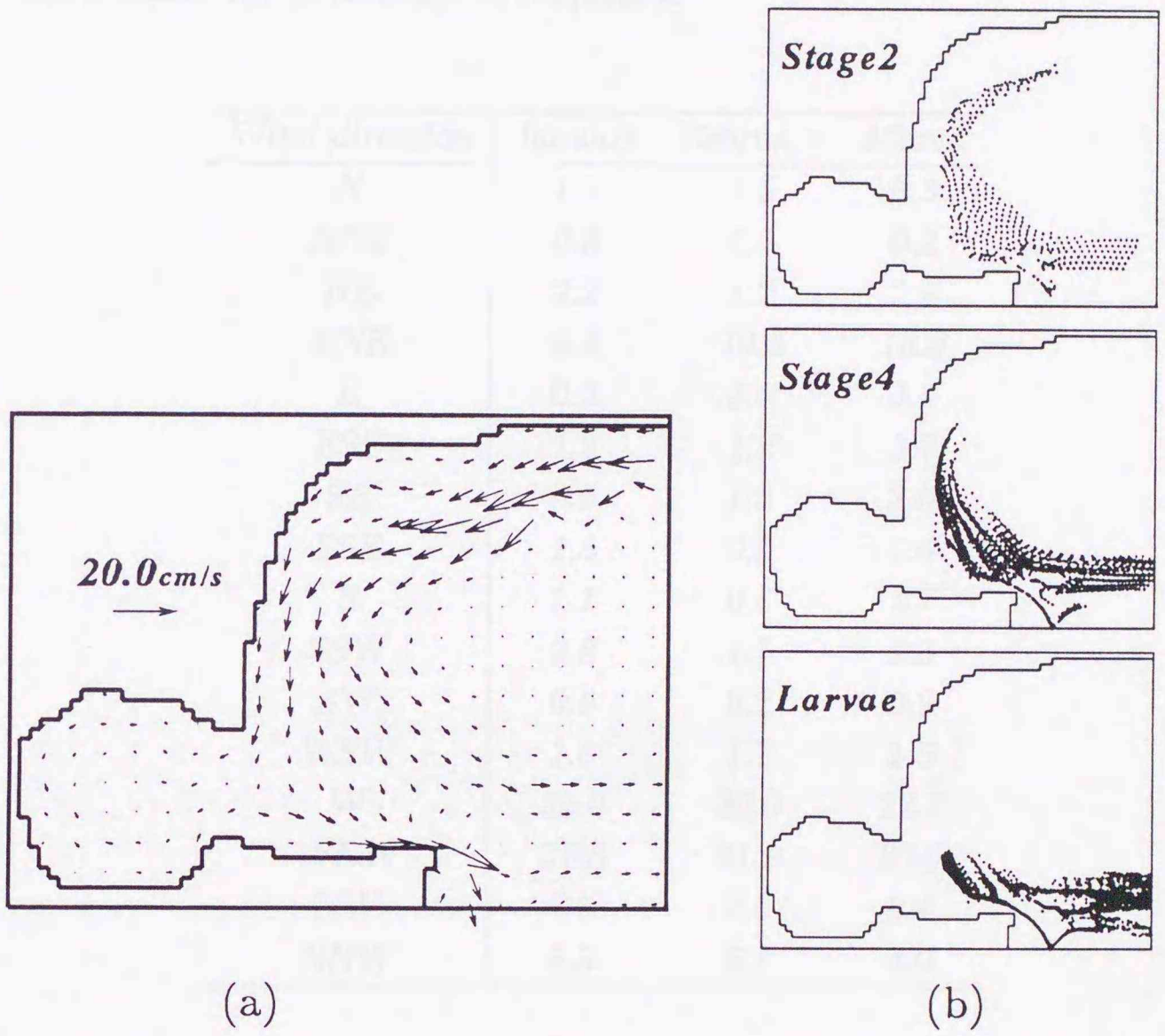


Fig.3-13. (a) Horizontal distributions of current field calculated by single layer model under the constant in-outflow conditions after 30 days from the initial state. (b) Horizontal distributions of modeled eggs of each developmental stages calculated under the same conditions.

Table 3-2. Frequency of wind direction for 21 years (1974-1994) at Muroran. Figures indicate the percentage of frequency.

Wind direction	*January*	*February*	*March*
N	*1.1*	*1.5*	*0.3*
NNE	*0.8*	*0.3*	*0.2*
NE	*2.2*	*1.2*	*2.9*
ENE	*5.2*	*10.6*	*13.2*
E	*0.3*	*3.0*	*3.2*
ESE	*1.2*	*1.7*	*3.7*
SE	*0.8*	*1.3*	*2.6*
SSE	*1.8*	*0.5*	*1.4*
S	*1.1*	*0.8*	*1.7*
SSW	*2.8*	*1.5*	*2.3*
SW	*0.6*	*0.2*	*0.9*
WSW	*1.5*	*1.7*	*1.5*
W	*29.0*	*30.0*	*22.7*
WNW	*37.6*	*31.9*	*30.9*
NW	*7.5*	*7.6*	*8.4*
NNW	*6.5*	*6.1*	*4.0*

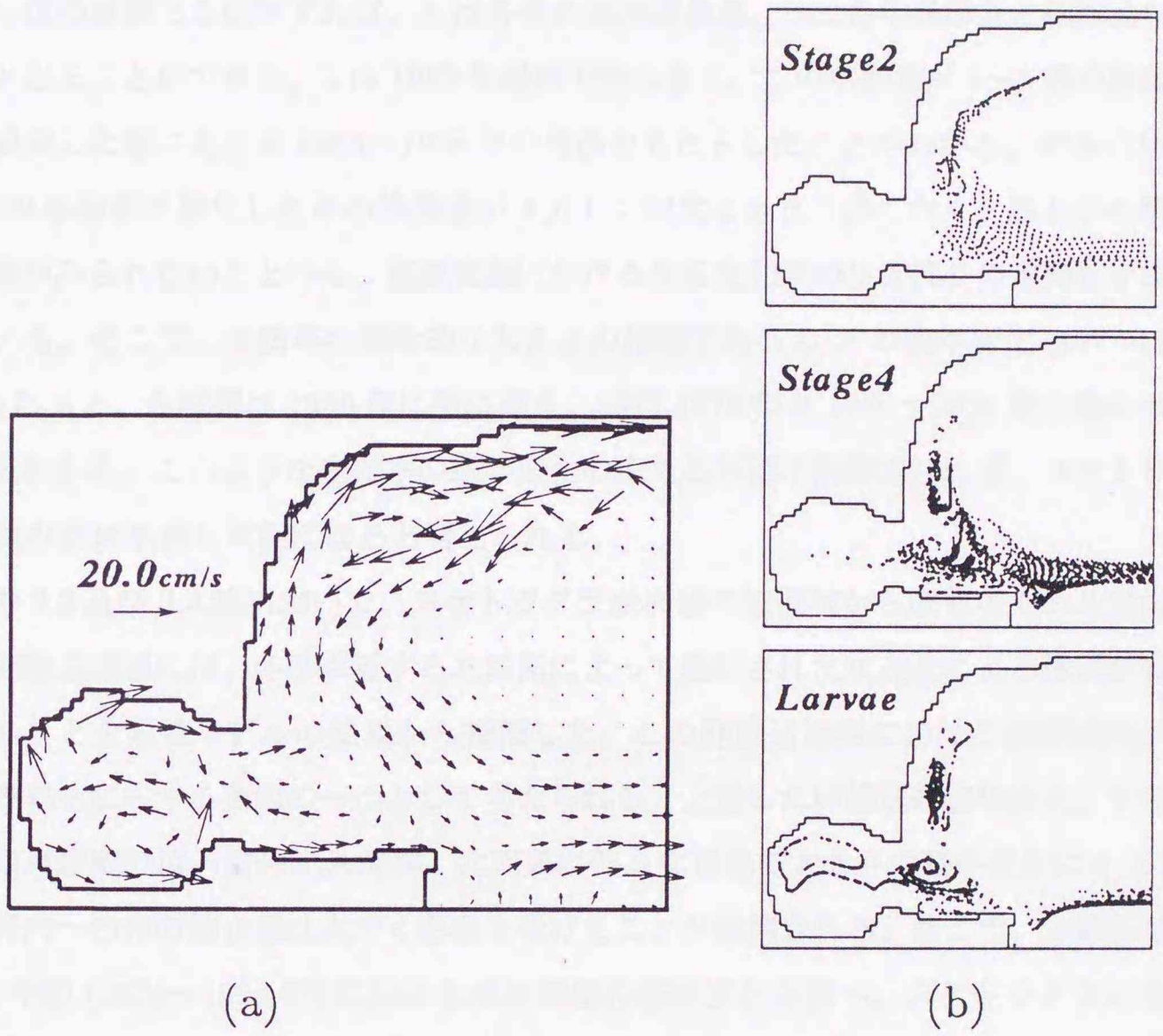


Fig.3-14. (a) Horizontal distributions of current field calculated by single layer model under the constant in-outflow and uniform wind conditions after 30 days from the initial state. (b) Horizontal distributions of modeled eggs of each developmental stages calculated under the same conditions.

3.4 スケトウダラの資源量変動に関わる海洋環境の経年変化

3.4.1 スケトウダラ初期生残率の経年変化

噴火湾周辺海域では毎年 10 月から翌 3 月までの期間、スケトウダラ (*Theragra chalcogramma*) が産卵親魚群を対象に 4〜11 万トンが漁獲されている。スケトウダラ漁獲量 (A) と漁獲物の年齢組成より求めた各年級群の累積漁獲尾数 (L) の経年変化を Fig.3-15 に示す。この図は、三原ら (1995) の年度統計値を西暦の年に変更して描いたものである。従って、10 月〜12 月の漁獲は翌年の漁獲量として表示されている。ここで、一定の漁獲圧を仮定すれば、A は各年の産卵親魚量、L は各年級群量の相対的な大きさとみることができる。L は 1980 年級群で特に多く、この年級群が 5〜8 歳の産卵親魚に成長した年にあたる 1985〜1988 年の豊漁をもたらしたことがわかる。中谷 (1995) は 1980 年級群が発生した年の漁獲量が 4 万トン程度とあまり多くなく、親と子の数量的関係がみられないことから、資源変動における生活史初期の生き残りの重要性を指摘している。そこで、生残率の相対的な大きさの指標である L/A の経年変化 (1977-1986 年) をみると、生残率は 1980 年に特に高く、1977,1978 年と 1984〜1986 年に低かったことがわかる。このような生残率の経年変化の主たる原因が解明されれば、スケトウダラ資源の将来予測も可能になると考えられる。

先の 3.2 及び 3.3 節において、スケトウダラ産卵場の陸棚域から成育場である噴火湾への卵輸送過程には、冬季卓越する北西風によって励起された吹送流による輸送が重要であることを数値モデルの結果から指摘した。この卵輸送過程における初期減耗が初期生残率を左右する要因の一つとして考えられる。上述した卵輸送の経年変化、すなわち、沿岸親潮の流入量や流入時期、北西風に伴う吹送流の大きさの経年変化によって、噴火湾内への卵の輸送量は大きく影響を受けることが推測される。そこで、本節では過去 21 年間 (1974〜1994 年) における海洋環境の経年変化を調べ、スケトウダラの生残率の指標である L/A の経年変化を最もよく説明できる卵輸送メカニズムについて検討する。特に、1980 年の高い生残率の年に注目し、スケトウダラ資源量の増加に寄与した主たる環境要因について考察を行なった。

3.4.2 噴火湾周辺における海洋環境の経年変化

(1) 沿岸水温の経年変化

噴火湾周辺の海洋環境を代表する長期モニタリング資料として、湾口を南北に挟んだ 2 カ所 (Fig.3-16) の沿岸水温資料がある。北側の沿岸水温は北海道大学理学部の室蘭海

藻研究施設によって、南側の沿岸水温は同大学水産学部の臼尻水産実験所によって1日1回測定されている。本解析では室蘭・臼尻ともに1974～1994年までの21年間について、スケトウダラ産卵期を含む1～4月の水温資料を使用した。

室蘭と臼尻の各月平均水温を計算し、各月毎の経年変化としてFig.3-17に示した。両地点の各月毎の経年変化パターンがよく似ていることから、いずれの地点の沿岸水温を用いても噴火湾周辺の相対的な水温場の経年変化パターンを代表することができるだろう。最低水温となる月はほとんどの年で2～3月にあり、沿岸水温が比較的高い年には3月に最低水温となる傾向がみられる。仔魚の生き残りが多かった1980年は沿岸水温の比較的高い年にあたり、室蘭で最低水温となる月は大きく遅れて4月になっている。

ここで強く興味を引かれる点は、スケトウダラの生残率の指標のL/A(Fig.3-15)と1～3月の水温の各時系列変化パターン(Fig.3-17)がよく似ていることである。特に、1980年の1～3月の沿岸水温が高くなっていることから、水温が高い年ほど仔魚の生き残りが良いという関係が示唆される。しかし、スケトウダラの卵を-1～13℃までの広い水温範囲で飼育実験した結果、0～7℃で高い孵化率が得られ、水温に対する耐性は比較的高いことが報告されている(中谷・前田,1984)。それ故、水温値の経年変化の変動幅2～3℃程度の違いが直接スケトウダラ卵の生残に大きな影響を与えているとは考えにくい。このことから、スケトウダラ卵・仔魚を取り巻く環境水温そのものよりも、Fig.3-17の水温変動が間接的に示唆する海況の違い、すなわち2章で述べた卵輸送に影響を与える流れ場の違いが重要であると考えた。そこで、次に室蘭の沿岸水温値の時系列(Fig.3-17)を用いて暖かい水温の年と冷たい水温の年を分類し、各年毎の湾口周辺における水温水平分布の違いを調べた。

解析に用いた海洋観測資料は北海道大学水産学部が過去20年に渡り、毎年ではないものの主として1月(1978,1979,1980,1981,1983,1990,1991,1994年)と3月(1975,1977,1980,1989,1991,1993年)に行った水温観測資料を使用した。

冬季には海面冷却による鉛直混合が発達するため、表面の水温水平分布でこの海域の特徴的な海洋構造を表現することができる。水温値5℃を境界として、室蘭の1月の水温時系列から暖冷年を分類し、2つのグループに分けた表面の水温水平分布をFig.3-18に示した。暖かい年は1980,1983,1990,1991年、冷たい年は1978,1979,1981,1994年となる。両グループの間で湾内と湾外の相対的な水温値に明らかな違いがみられる。1月の沿岸水温が暖かい年(T>5℃)は湾内が湾外に比べて相対的に水温が低く、冷たい年(T<5℃)では逆に湾内が湾外もしくは湾口付近に比べて水温が高い傾向がみられる。

暖かい沿岸水温の年が示す水温分布の特徴は、冬季の海面冷却に伴う湾内外の貯熱量の違いで発生する密度流で説明できる。2.3 節では海面冷却を強制力とした 3 次元の数値モデル計算を行い、同じ海面冷却量であっても水深の浅い湾内の水温は湾外に比べて低温となり、この湾内外の水温差 (密度差) に駆動された回転系の密度流が発生することを示した。一方、沿岸水温の冷たい年にみられる湾内が湾外に比べて高水温となる特徴は、海面冷却の影響だけでは説明できない。これらの年の水温値が全体的に低下していることと、ここでは示さないが塩分値から判断して沿岸親潮 (33psu 以下の低塩分水塊) が湾口へ水平移流してきた影響と考えられる。

次に水温値 3 ℃を境界として、室蘭の 3 月の水温経年変化から 1 月と同様に暖冷年の 2 つのグループに分け、表面の水温水平分布を Fig.3-19 に示す。暖かい年は 1980,1989,1991,1993 年、冷たい年は 1975,1977 年となる。1980 年だけを除いて、他の年はグループの区別なく共通した水温分布を示す。その特徴は湾内が湾外に比べて相対的に水温が高く、最も冷たい水塊が湾の北東側にみられる点である。ここでは示さないが塩分値から判断して、3 月の湾口部には沿岸親潮が到達していると考えられる。仔魚の生き残りが多かった 1980 年は 4 月に最低水温となった (Fig.3-17) ことから、4 月以降に沿岸親潮が到達したものと推測される。

噴火湾湾口部への沿岸親潮到達の有無がこの海域の水温場に大きく影響していることがわかった。そこで、次にこの沿岸親潮流の強さの経年変化について調べる。

(2) 沿岸親潮の経年変化

Fig.3-18 と Fig.3-19 でみたように、低温低塩分で特徴付けられる沿岸親潮が湾口部に到達する時期に噴火湾周辺の水温場が大きく影響されている。しかし、海面冷却に伴う水温低下と沿岸親潮の冷水移流に伴う水温低下を沿岸水温の時系列上で明瞭に区別できないことから、沿岸親潮の到達時期を沿岸水温データだけから推測することは難しい。唯一、沿岸親潮の強さを推測できる資料として北海道大学水産学部がほぼ毎年 4 月に行っている襟裳沖の海洋観測資料がある (ただし、1981,1989,1990 年は欠測である)。襟裳は噴火湾の北東約 200km にあり、沿岸親潮の流れ方向からみて噴火湾の上流側に位置している (Fig.3-16 参照)。

襟裳沖の沿岸親潮は低塩分水が陸棚上に捕捉された沿岸密度流の構造を示すものの、その沖合い幅や深さには顕著な経年変化がみられた。そこで、沿岸親潮の密度構造に支配的な塩分の鉛直断面分布を用いて、以下に述べる二つの指標で沿岸親潮の強さの経年変化を調べた。ひとつは陸棚上の低塩分水の拡がりを水深 100m における 33psu 等値

線の離岸距離 (L_{33}) で、もうひとつは低塩化の強さを同水深の最低塩分値 (S_{min}) で代表させた。なお、求めた離岸距離とは各断面における水深 100m の海底地点からの沖向き距離である。ここで低塩分水の境界として選んだ 33psu の水塊は、噴火湾において沿岸親潮系水と判断される指標水である (大谷,1971)。Fig.3-20 に、33psu 等値線の離岸距離 (L_{33}) を実線で、最低塩分値 (S_{min}) の各経年変化を破線で示す。離岸距離がゼロの年は、33psu 以下の低塩分水塊が 100m 以深まで拡がっていない年である。

欠測年があるために継続した経年変化として判断はできないものの、1978〜1980(または 1981) 年、1984〜1987 年、1992〜1994 年の各期間は 33psu 等値線が離岸し、同時に低塩化が強まっている。一例として、離岸距離の違いを顕著に示す代表的な年の塩分の鉛直断面図を Fig.3-21 に示す。離岸距離の極大年は水深 100〜200m の陸棚斜面上にまで低塩分水が拡がり、顕著な沿岸密度流の構造を示す。一方、離岸距離がゼロの年は低塩分水が 50m 以浅の表層に薄く拡がり、陸棚に捕捉された密度流の構造は不明瞭である。このように 7〜8 年程度の時間スケールで沿岸親潮の強さの経年変化が示唆される。すなわち、L/A を求めた 1977〜1986 年の期間においては、1978〜1980 年の L/A の上昇期と 1984〜1987 年の L/A の極小期の 2 回の沿岸親潮の強まりがあったと考えられ、沿岸親潮の強さとスケトウダラの生残には明瞭な関係はみられない。また、沿岸親潮の移流の有無による水温水平分布の違いを顕著に示した 1 月の沿岸水温 (Fig.3-17) と沿岸親潮の強さの時系列にも明瞭な関係はみられない。すなわち、沿岸親潮が相対的に強い年に、噴火湾湾口部に低水温な水塊が移流してくる時期が早くなるという関係はみられない。このことは、噴火湾湾口部への沿岸親潮の移流時期を左右する他の物理的要因のあることを示唆している。そこで沿岸水温変動に影響を与えるもう一つの原因である海面冷却の経年変化を調べる。

(3) 海面冷却の経年変化

磯田・長谷川 (1997) は 1974 年の噴火湾周辺の気象・海洋観測資料を用いて 1 年通しての熱収支計算を行っている。この解析資料の 1 月〜4 月における日単位のデータを用いて、顕熱輸送量 QH と正味の熱収支量 QN の相関解析を行った結果を Fig.3-22 に示す。両者の相関は高く (相関係数 r=0.931)、顕熱輸送量 QH を用いて正味の熱収支量 QN を精度良く推測できることがわかる。ただし、顕熱 QH が約- $50W \cdot m^{-2}$で正味の熱収支 QN は負 (海面冷却) から正 (海面加熱) に転じている。ここでは月平均単位の時間スケールで海面冷却の経年変化を調べることを目的としているため、-$50W \cdot m^{-2}$の顕熱 QH を境界値とした粗い計算でも、各年毎の正味の熱収支量 QN をある程度推測

できると考えた。

顕熱輸送量は磯田・長谷川 (1997) の解析と同様にして、室蘭における日平均の水温・気温・風速値を用いて計算した。Fig.3-23(左側) に室蘭の月平均水温 Tw と月平均した顕熱 QH の経年変化を示す。まず、3〜4 月の顕熱 QH の変動幅が極端に小さいことがわかる。これは、この時期の水温-気温差が相対的に小さくなるためである。海面冷却期である 1〜2 月における顕熱 QH は沿岸水温 Tw とほぼ逆位相の関係にある。この関係は 1〜2 月の水温が高い年ほど大きな海面冷却があったことを示している。そこで、海面冷却の比較的大きかった年 (1974-1975,1980,1983-1984,1986-1988,1991-1992 年) に注目し、海面冷却が終了した 3 月の水温値をみると、海面冷却が大きい年に必ずしも低水温になっていない。このように年毎の海面冷却量の違いでは湾口部周辺の水温の経年変化を説明できない。2.3 節でみたように冷たい沿岸親潮の移流の影響がこの海域の水温場には支配的であると考えられる。

(4) 季節風の経年変化

冬季の噴火湾で卓越する季節風は北西風であり、その大きさは前節で議論した海面加熱・冷却に影響する一方、噴火湾へ卵を輸送する吹送流を励起する。ここでは卓越する風の北西成分 W に注目し、風向きを考慮して W|W| の風応力の形でその経年変化を調べた。日単位の風応力 W|W| の月平均と室蘭の沿岸水温 Tw を Fig.3-23(右側) に示す。

月毎に多少の違いはあるものの、風応力 W|W| は 1975〜1978 年と 1984〜1985 年に小さく、1980 年前後と 1986 年以降は比較的大きいことがわかる。風応力 W|W| と沿岸水温 Tw の経年変化を比較すると、海面冷却が終了した 3 月において特に良い対応がみられる。すなわち、風応力 W|W| の大きな年に沿岸水温 Tw が高いという関係である。そこで、月毎に両者の相関解析を行うと、相関係数は 1 月に 0.45、2 月に 0.43、3 月に 0.69、4 月に 0.21 となる。次に、1977〜1986 年の風応力 W|W| と生残率 L/A(Fig.3-15) を比較すると、2〜3 月における風と生残率の経年変化パターンがよく似ていることがわかる。特に、3 月の風応力 W|W| の経年変化パターンは 1980 年の強い北西風を示し、1980 年の高い生残率 L/A の年と一致している。

3.4.3 海洋環境とスケトウダラ初期生残率についての考察

ここで、2.1 節で示した北西の季節風に伴う吹送流パターン (Fig.2-4) をみると、湾内の渦対に加え湾外の陸棚上にも大きな渦対が形成されていることがわかる。噴火湾湾口部の北側の浅い陸棚域には沿岸親潮の移流方向とは逆向きの強い流れが形成され

ている。このような吹送流は沿岸親潮の南下を抑えるセンスに働くと考えられる。実際、沿岸親潮の流量を 0.5sv とし冬季の平均的な北西風を外力としたモデル計算結果 (Fig.3-14) をみると、噴火湾湾口部近くの日高湾の陸棚上に沿岸親潮とは逆向きの流れが形成された。このことから、北西風に伴う吹送流の強弱によって冷たい沿岸親潮水の噴火湾湾口部への移流時期が左右され、噴火湾周辺の水温場に大きな影響を与えている可能性が考えられる。L/A の経年変化との対応で考えると、噴火湾湾口部の水温が高い年、すなわち北西の季節風 (主として 3 月) が卓越し、冷たい沿岸親潮の移流の影響が小さい年に発生した年級群の生き残りが良いのではないかと推察される。

そこで本章の最後に、各年 3 月の風応力による吹送流と沿岸親潮の相互作用を考慮した数値モデル計算を行ない、各年の卵分布輸送パターンがどのように異なるのかを考察する。

Fig.3-23 では各月平均の北西成分の風応力として経年変化を記述したが、ここではモデル計算の外力として 3 月の日平均風を用いるため、まず最初に最も卓越した風向である西北西成分の風速値に注目し各年 3 月の風の特徴を調べた。1974〜1994 年までの室蘭で観測された 3 月の日平均風速を用いて各年の卓越風向の時系列図を Fig.3-24 に示す。図中の破線と右側の数値は各年の 3 月の西北西成分の日平均風速値を示す。3 月の西北西成分の風の平均値が最も大きかった年は前節でも触れたように生残率の指標を示す L/A が大きい値を示した 1980 年である。この年は 3 月の中旬から後半までの約 20 日間にわたり、他の年に比べ北西〜西の風が連吹していたことがわかる。一方、最も平均風速値が低かった年は 1985 年である。1985 年は強い西北西成分の風もみられず、平均風速値が $0.41m \cdot s^{-1}$と小さく、連吹した期間も短かかったことがわかる。この 1985 年と同様に L/A が低い値を示した 1978 年に注目しても、1985 年と同様な風の傾向を示していることがわかる。そこで、これらの風応力のもとで輸送されるモデル粒子の分布パターンがどのように異なるのか、各年の日平均風を強制力とした卵輸送モデルの計算を行なった。

L/A が小さい値を示した 1978 年と 1985 年、L/A が大きい値を示した年として 1980 年の計算結果をそれぞれ Fig.3-25(a)〜(c) に示す。いずれの計算結果も各年の 3 月の日平均風を吹かせ、計算開始日を 3 月 1 日とし、計算開始後 30 日目の発生段階別粒子の水平分布図を示した。岸沿いよりも陸棚斜面上に強い流れをもつ沿岸親潮によって、発生段階 2 及び 4 のモデル粒子はその下流方向へと輸送されている過程が Fig.3-25 のどの図にも見られる。ただし、風が強かった 1980 年の発生段階 4 のモデル粒子のみ、噴

火湾湾口部中央から湾内へと輸送されている。一方、粒子投入15日以後における仔魚をモデル化した各年のモデル粒子水平分布図は、風の弱かった1978,1985年と風の強かった1980年とでは全く異なる分布をしている。1978,1985年の仔魚期のモデル粒子分布図は、沿岸親潮の下流方向へと移流され、成育場である噴火湾内へと輸送されるものは僅かしかみられない。1980年の仔魚期の水平分布図は、噴火湾内へも多くのモデル粒子が輸送され、また湾口部の陸棚上にも数多くのモデル粒子の分布がみられる。これは、Fig.3-14で計算されたように風の強制力により、噴火湾内には湾口部とつながる渦対が、日高湾の陸棚上には沿岸親潮とは逆方向である反時計廻りの流れが形成されたことによって、このような分布をもたらした。

前節において、L/Aが大きい値を示した1980年は4月に最低水温となることから、4月以降に沿岸親潮の到来があったのではないかと推測された。実際、大谷(1981)は噴火湾内のSt.30で得た水温塩分記録から、1980年には沿岸親潮の噴火湾内への流入が遅く4月以降に沿岸親潮の流入があったことを示している。そこで、先の1980年のモデル計算(Fig.3-25(c))で、沿岸親潮の流れを表現する流入・流出条件を取り除き、1980年3月の日平均風のみをモデルの外力とし計算を行なった結果をFig.3-26に示す。沿岸親潮の流入を考慮していないため、発生段階2及び4のモデル粒子の多くは、日高湾に形成された時計廻りの循環流にのって輸送される。仔魚期の水平分布図をみると、沿岸親潮の条件を加えた計算結果(Fig.3-25(c))と同じように湾奥まで幅広く輸送されている。また、日高湾の陸棚上にも数多くの仔魚期の段階を示すモデル粒子が分布していることがわかる。この結果から、風の強い年にはスケトウダラ仔魚が噴火湾内だけでなく、湾外の陸棚上にも輸送されていることから、餌環境さえ整えば陸棚上も含めた幅広い場所がスケトウダラの成育場になることを示唆している。

以上は卵輸送に影響を与える流れ場についての考察であるが、スケトウダラ仔魚の生残には餌生物環境の重要性が指摘されている。中谷・前田(1993)は摂餌開始期の仔魚の餌生物環境を評価することを目的に、その主要餌生物であるカイアシ類ノープリウスを採集し、その分布密度の季節変化を報告している。それによると、目合い100μmのハンドネットで採集された大型のカイアシ類ノープリウスの分布密度は1〜2月では低く、3月になると急増する。また、Nakatani(1991)は夏季に噴火湾で採集される稚魚の多くが2月中旬以降の個体であることから、餌生物密度の低い1〜2月中旬に孵化した個体の飢餓による減耗率が高いことを指摘している。しかしながら、1〜2月に卓越する*Oithona*属の多くは目合い100μmのハンドネットを通過するため(Nakatani,1995)、

上述の方法で採取されたカイアシ類ノープリウスの餌生物環境を過小評価している可能性がある。これに対し、1995年夏季に採集された稚魚の多くは餌密度の低い1〜2月に孵化した個体の生き残りであった(杉本,1997)。1995年はカイアシ類ノープリウスが増加した3月に沿岸親潮の強い流入があり、湾内が低水温環境になったことから、3月にカイアシ類ノープリウスが急増しても低水温環境では仔魚の摂餌成功率が低下する可能性のあることを示唆している。これらの結果は1〜2月に卓越する *Oithona* 属ノープリウスがスケトウダラ仔魚の餌生物として重要であることを示すものである。

以上のことから、1985年以降の豊漁をもたらした1980年は、3月の北西風(吹送流)による成育場(主として噴火湾内)へのスケトウダラ卵の輸送量が例年に比べて特に多く、加えて4月まで沿岸親潮の影響のない高水温環境であり、スケトウダラ仔魚の餌生物環境が好適であったものと推測される。

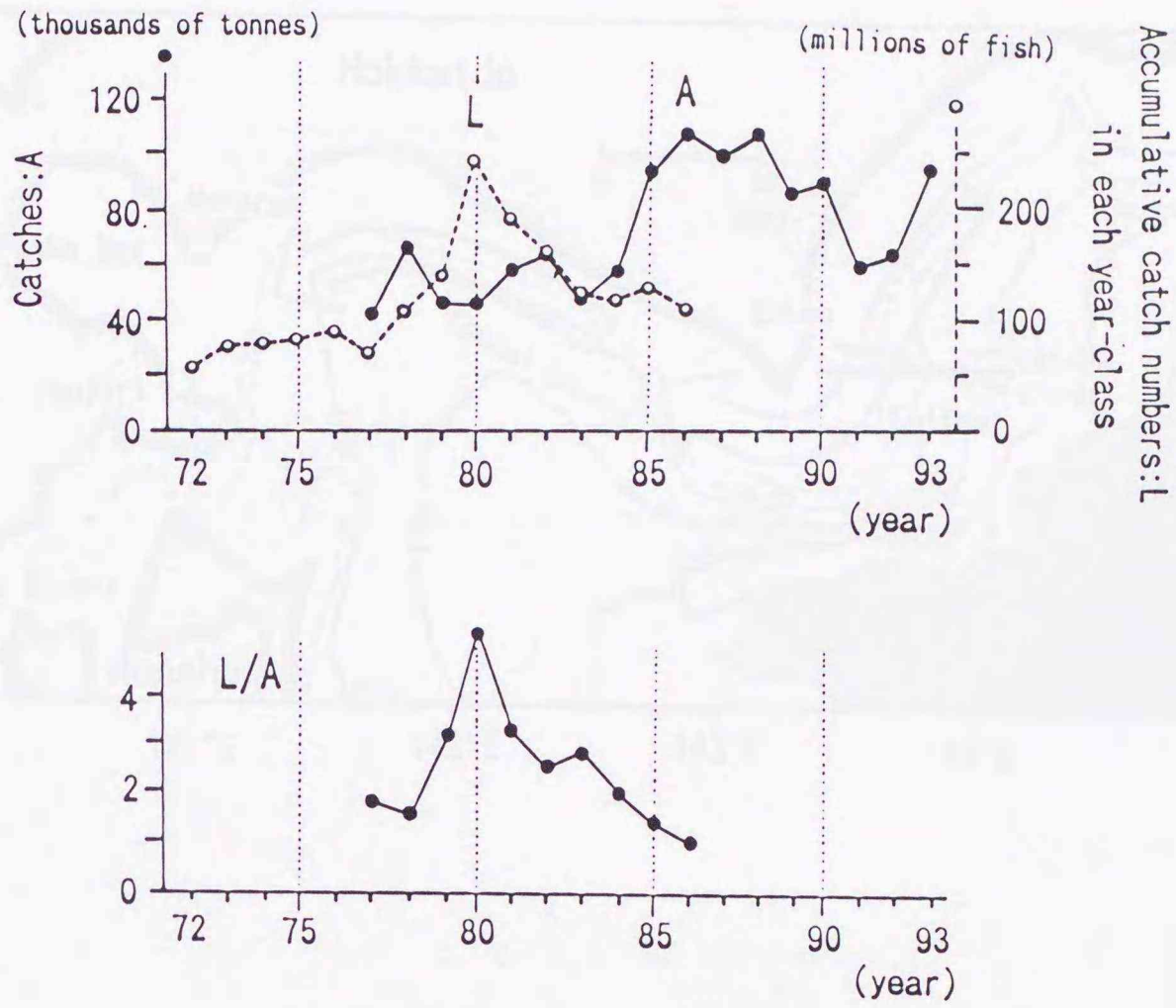


Fig.3-15. Upper panel shows the interannual change in catch of metric tons of walleye pollock in number at the fishing ground south of Hokkaido(A) and accumulative catch numbers in each year-class(L) (arranged from Mihara et al.,1995). Lower panel shows the interannual change in L/A.

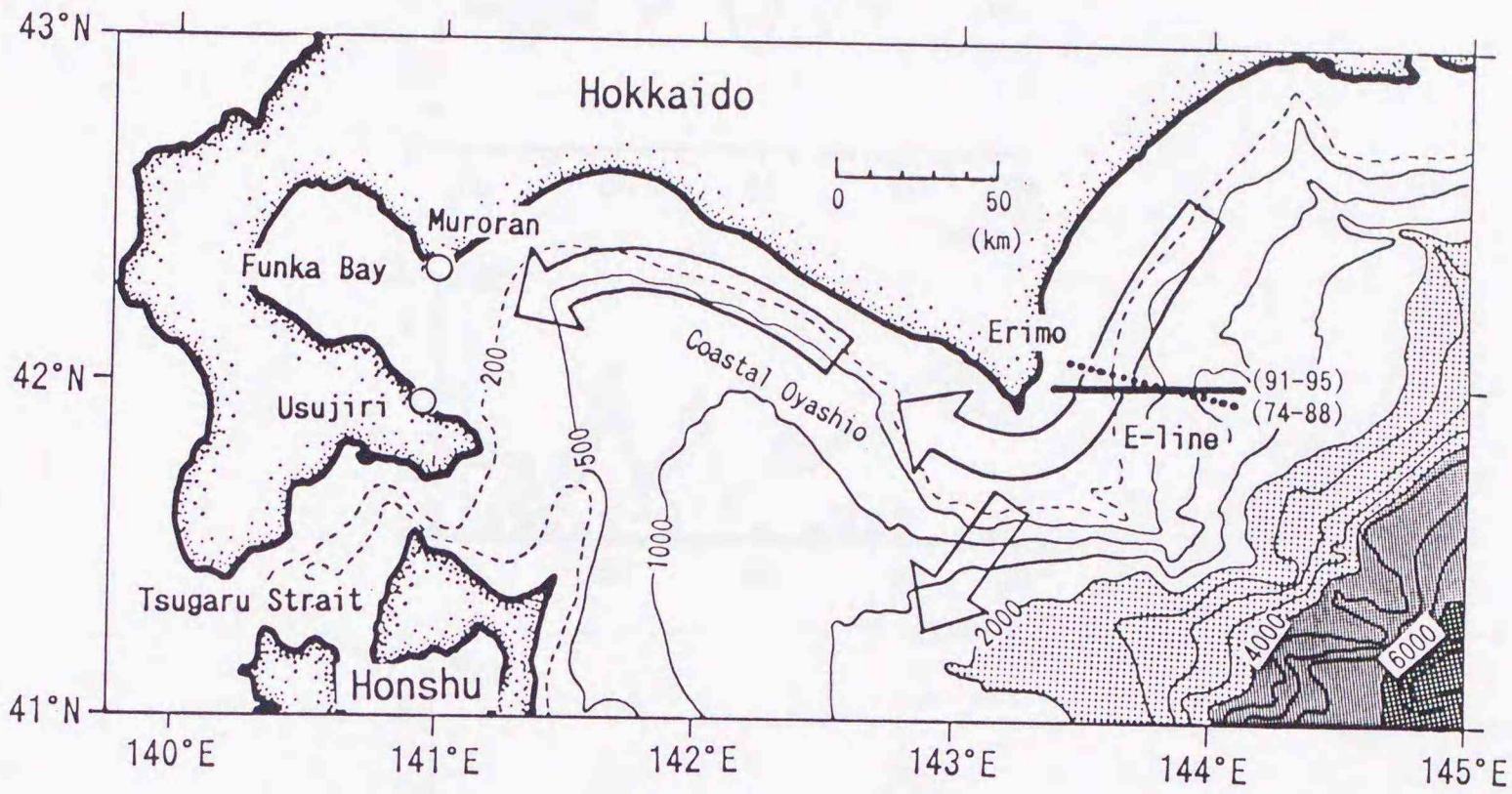


Fig.3-16. Bottom topography and schematic diagram of the Coastal Oyashio, south of Hokkaido. The observation points of coastal water temperature (Muroran and Usujiri) are indicated by the open circles. The hydrographic observation lines off Erimo are indicated by the solid (1991-1995) and dotted (1974-1988) lines.

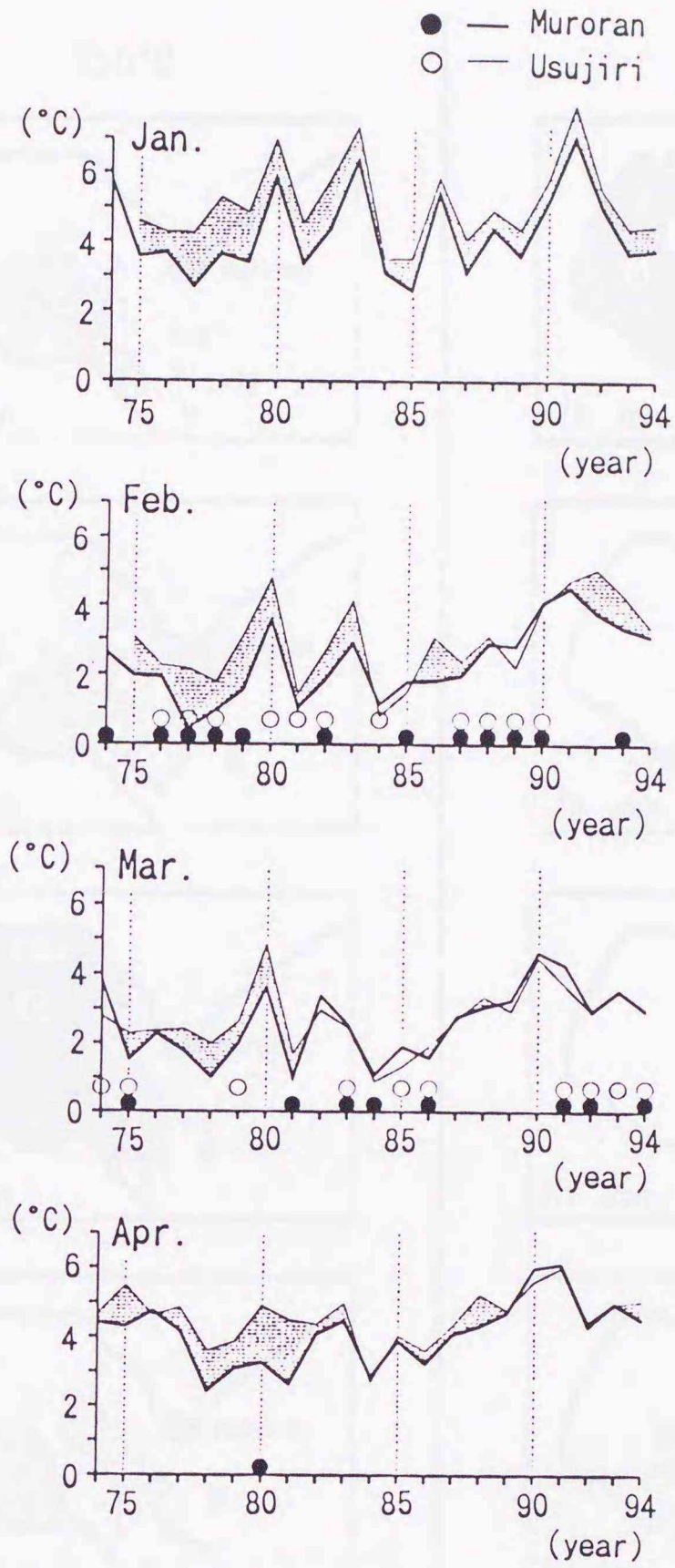


Fig.3-17. Four panels show time series of monthly mean water temperature at Muroran (thick lines) and Usujiri (thin lines) from January to April. Symbols of ● and ○ indicate the month when minimum temperature at Muroran and Usujiri is observed during these four months, respectively. Shadow areas indicate the positive value for Usujiri minus Muroran.

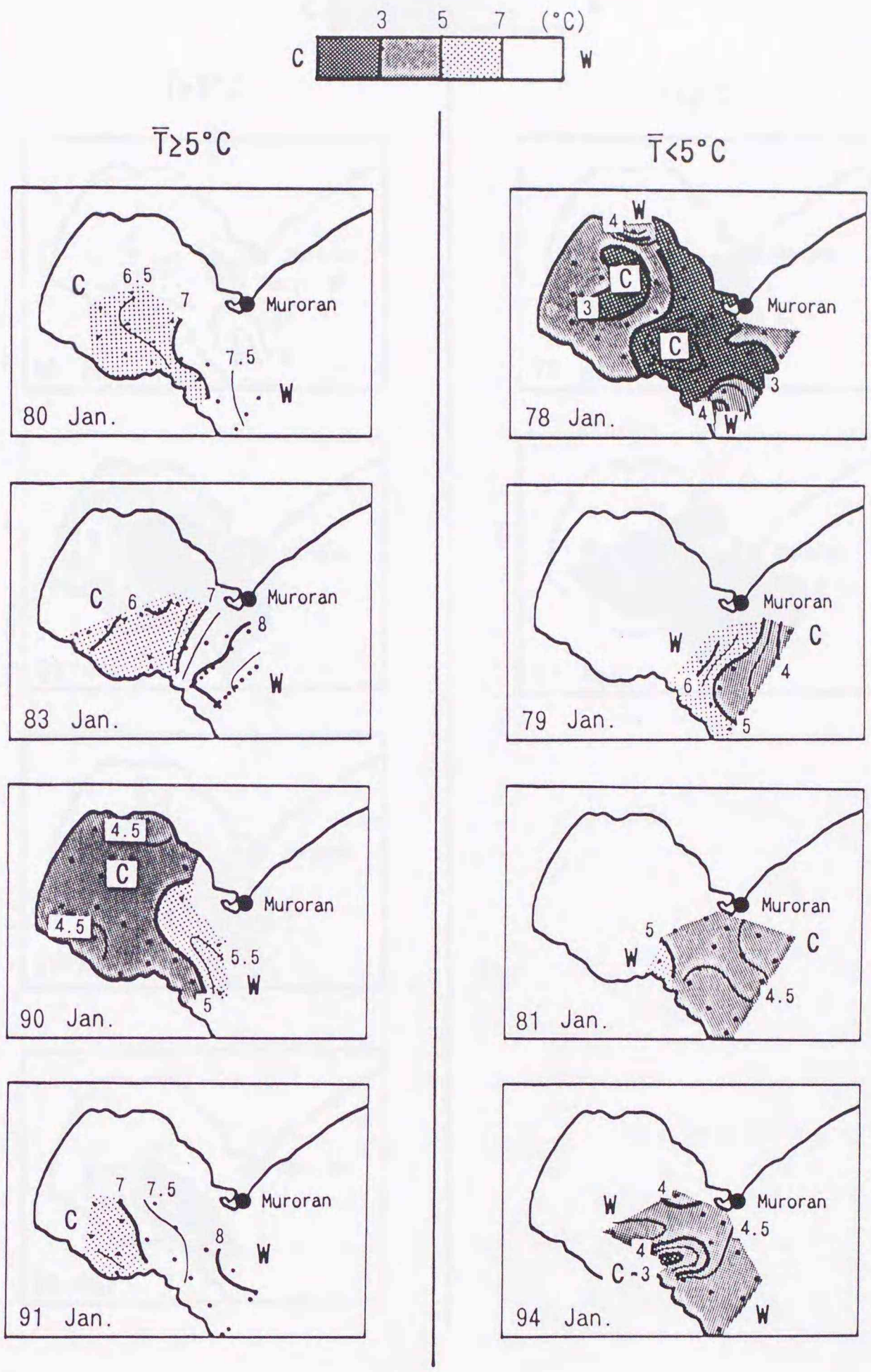


Fig.3-18. Horizontal distributions of the sea surface water temperature in Funka Bay and surrounding vicinity in January. Left(right) panels are the years when monthly mean water temperatures at Muroran were more(less) than 5 ℃.

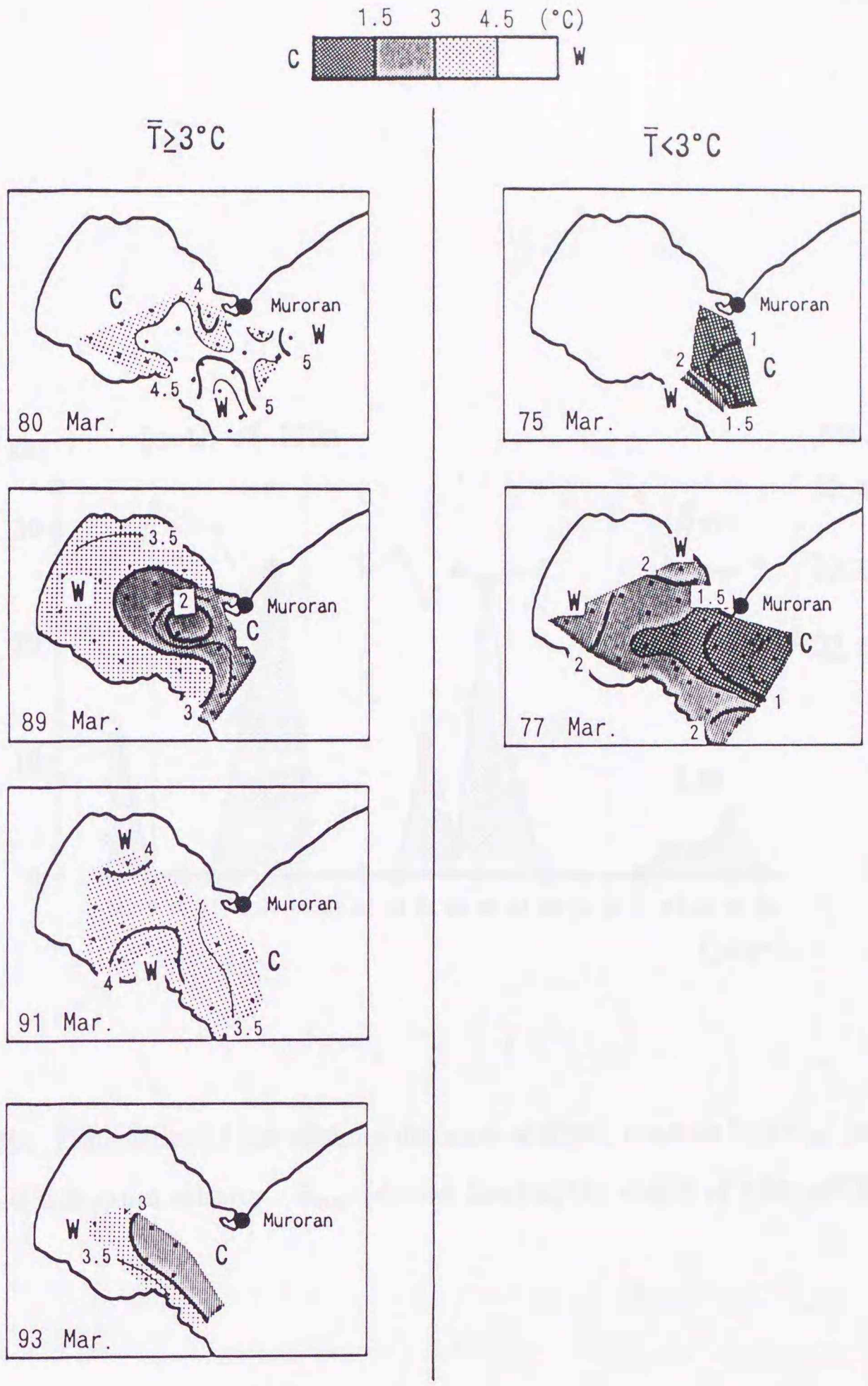


Fig.3-19. Horizontal distributions of the sea surface water temperature in Funka Bay and surrounding vicinity in March. Left(right) panels are the years when monthly mean water temperatures at Muroran were higher(lower) than 3 ℃.

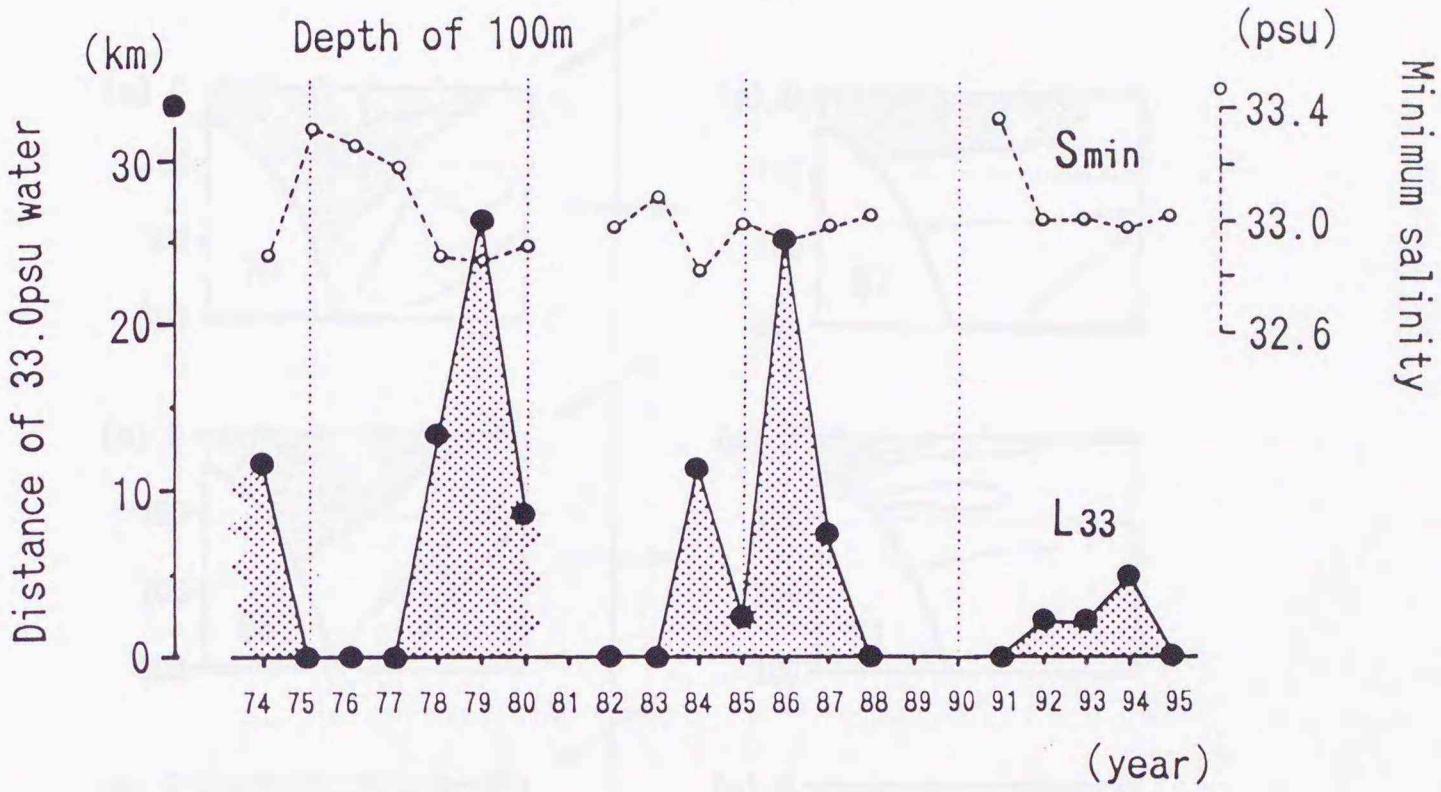


Fig.3-20. Time series of the offshore distance of 33psu contour line :L_{33} (solid line) and minimum salinity : S_{min} (dotted line) at the depth of 100m off Erimo.

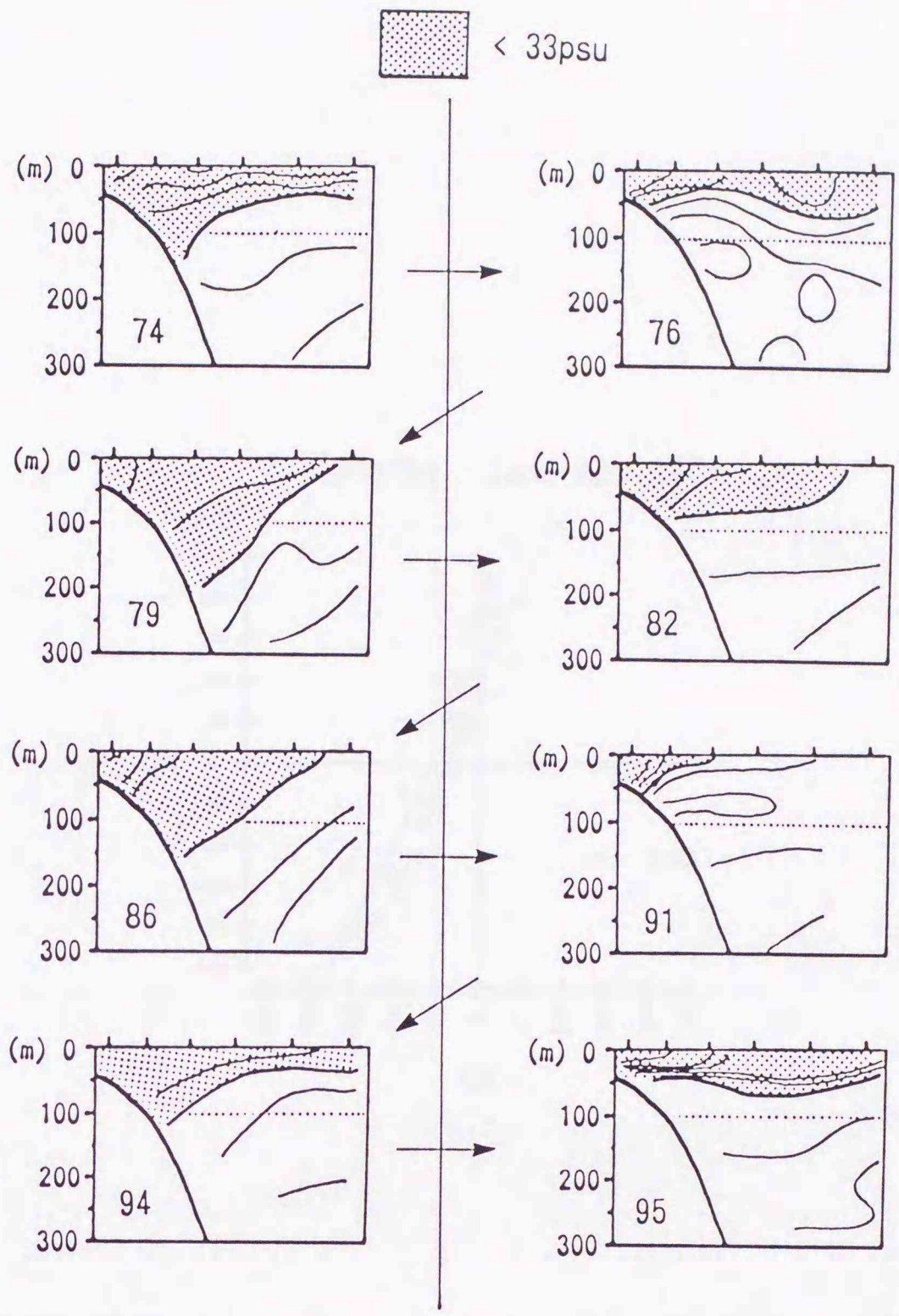


Fig.3-21. Vertical distributions of salinity observed off Erimo in the years with larger L_{33} indices (Left panels : 1974,1979,1986,1994) and in the years with L_{33}=0 (right panels : 1976,1982,1991,1995). Shadow areas indicate low salinity water less than 33psu.

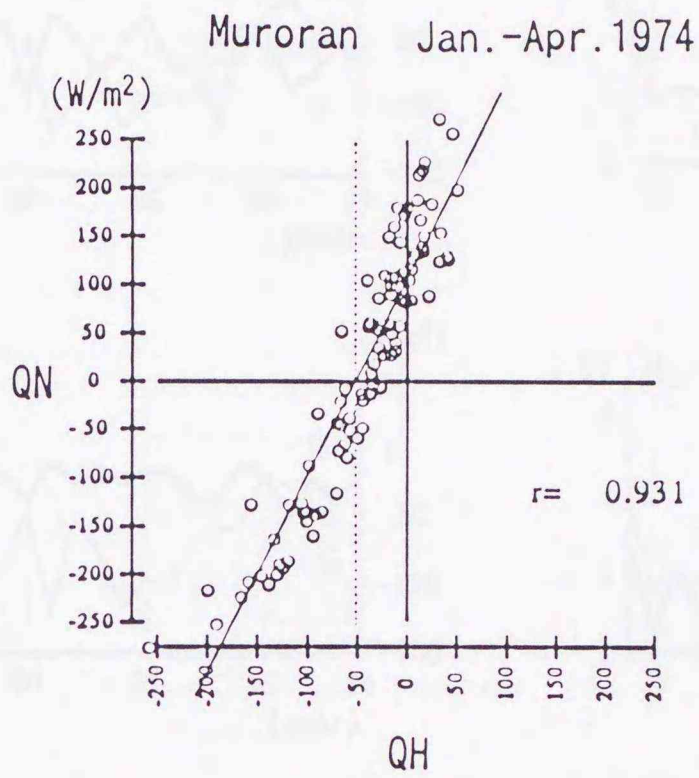


Fig.3-22. Correlation of net heat transfer QN and sensible heat transfer QH through the sea surface, using the heat budget data of Isoda and Hasegawa(1997).

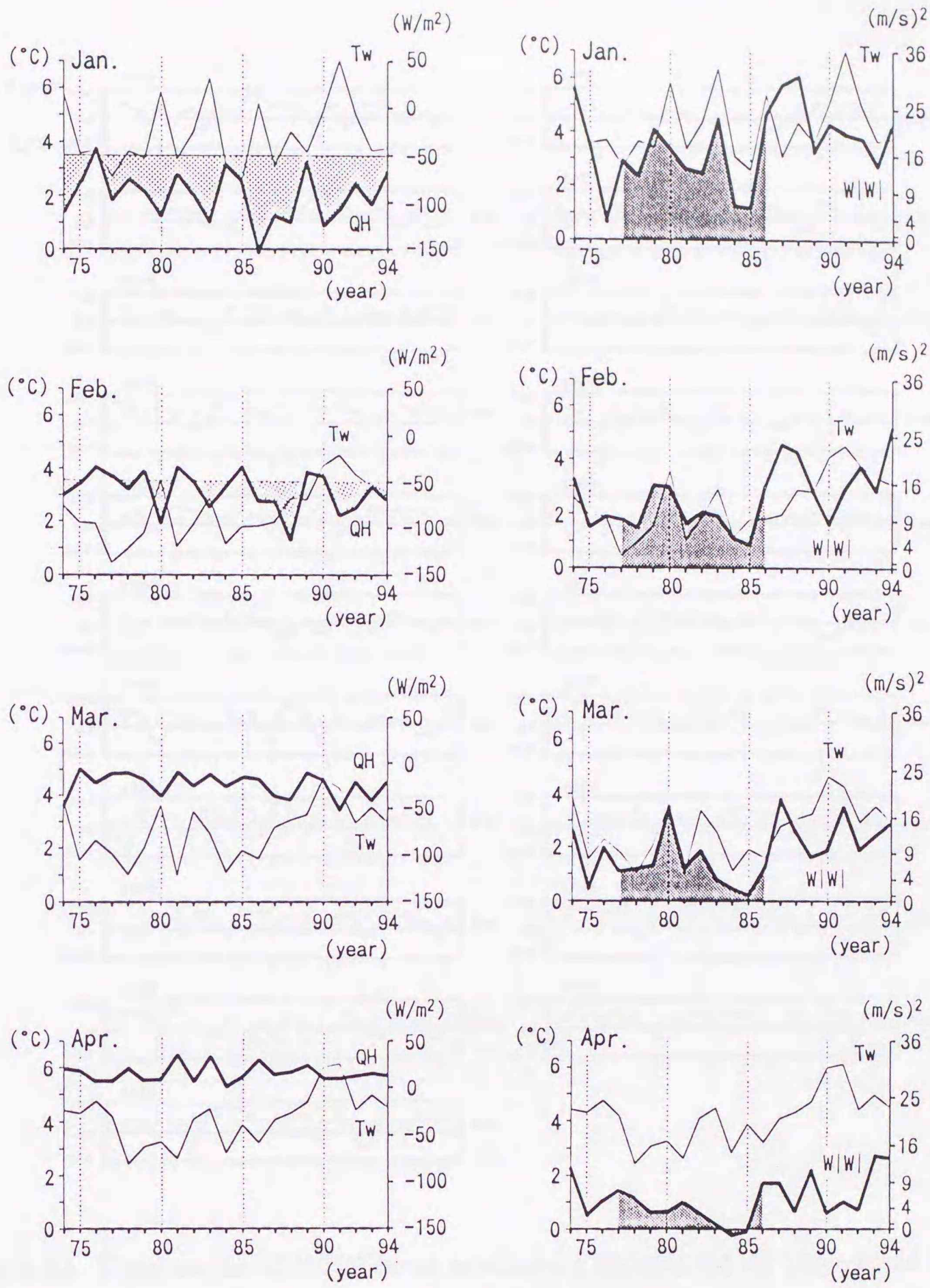


Fig.3-23. Left hand panels show the annual variations of monthly mean sensible heat transfer : QH (thick line) and water temperature : Tw (thin line) at Muroran for January through April. Shadow area approximately indicates the period of sea surface cooling. Right hand panels show the annual variations of northwest componet of monthly mean wind stress : W|W|(thick line) and monthly mean water temperature : Tw(thin line) at Muroran for January through April. Shadow area indicates the period from 1977 to 1986 when L/A(relative survival indices) is calculated in this study.

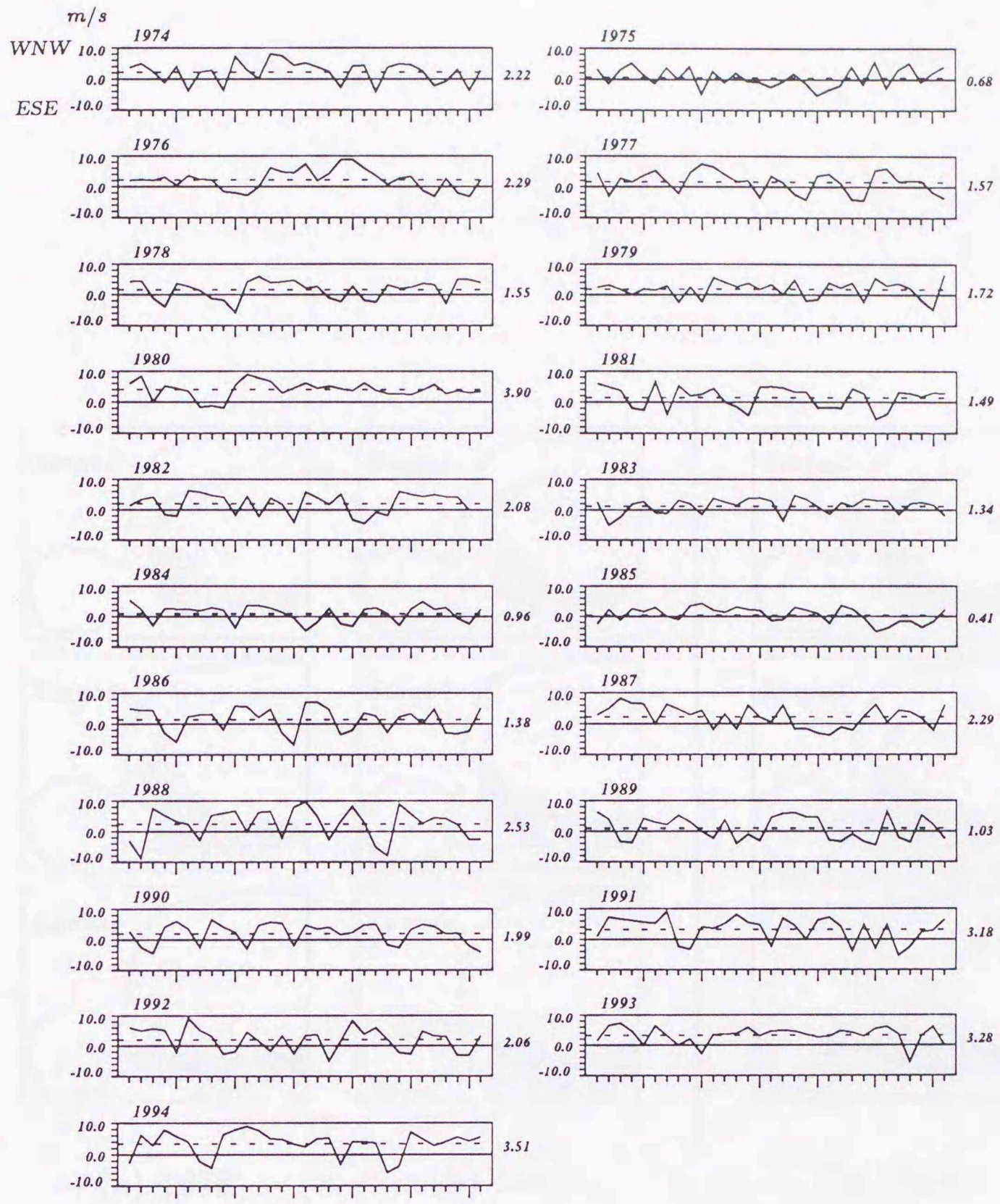


Fig.3-24. Time series of WNW(west-northwest) component of daily mean wind at Muroran in March of 1974-1994. Positive value is WNW(west-northwest) component, negative value is ESE(east-southeast) component. Dotted line and numbers in right side of figures represents the monthly mean wind velocity in unit $m \cdot s^{-1}$.

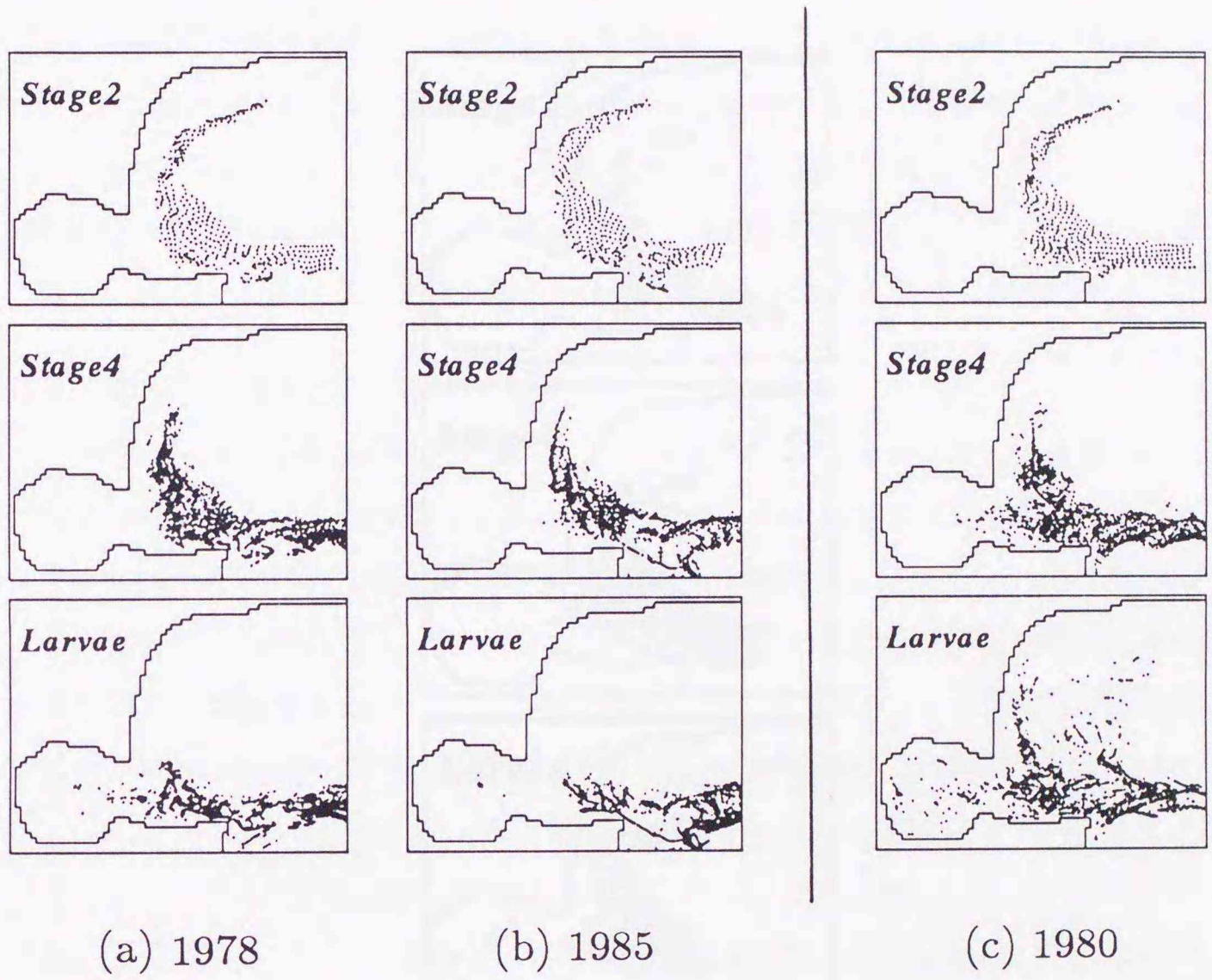


Fig.3-25. Horizontal distributions of model particles calculated under the conditions of in-outflow(0.5sv) and wind(on March in each year) during 30 days. Wind condition in 1978:(a), 1985:(b) and 1980:(c). The years of (a) and (b) correspond to the year with lower L/A(relative survival indices), while that of (c) corresponds to the year with higher L/A.

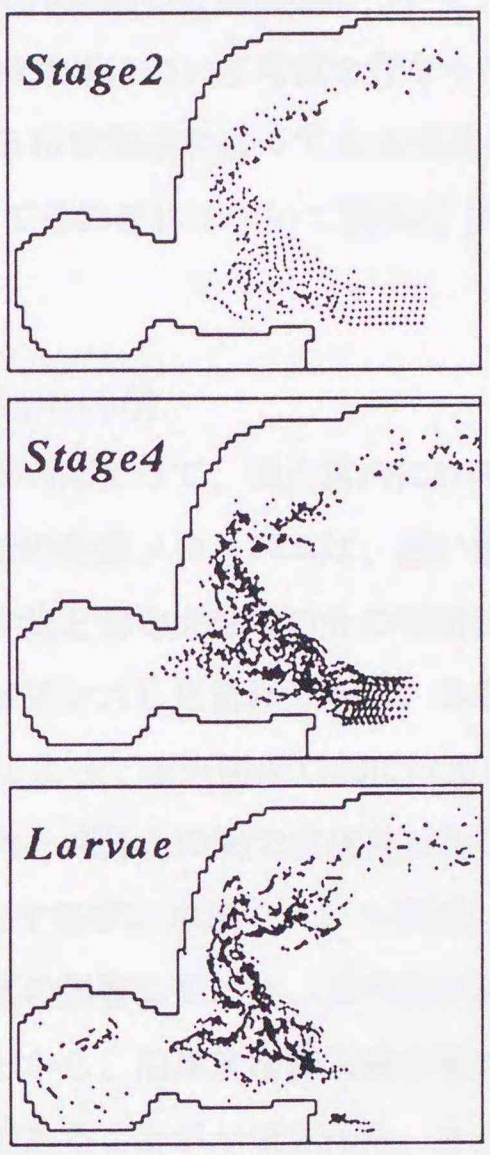


Fig.3-26. Horizontal distributions of model particles calculated by the daily mean winds in March 1980.

4　まとめと今後の課題

この章では本研究のまとめとして、噴火湾およびその周辺海域の海況、そして本海域での産卵場から成育場へのスケトウダラ卵輸送過程を整理する。さらに、噴火湾周辺海域の海況とスケトウダラに関する今後の課題について述べる。

4.1　冬季の噴火湾周辺海域における物理環境

2 章において、冬季の噴火湾周辺海域の主な流れ場を形成していると考えられる吹送流・海面冷却に伴った密度流・沿岸親潮の各素過程について、海洋観測結果と数値モデル計算との比較からそれぞれの流動場について考察を行なった。冬季の噴火湾周辺海域は、例年 2〜3 月に流入してくる沿岸親潮によって水塊構造が大きくかわることから、沿岸親潮流入前後の海況に分けてそれぞれについて模式図 (Fig.4-1) を用いて以下に記述する。

(1) 沿岸親潮流入前の海況 (Fig.4-1(a))

冬季に卓越する北西季節風によって、噴火湾内には時計廻りと反時計廻りの渦対が形成される。この渦対の形成メカニズムは、浅い沿岸域は風応力と海底摩擦力が主にバランスした境界流と湾中央部でのその補償流から成る。この補償流は風応力と圧力勾配が主にバランスした流れである。冬季の強い海面冷却により湾内と湾外の貯熱量の違いによって噴火湾湾口部には水温フロントが形成される。このフロントを挟んだ湾内と湾外との間で密度差が生じ、噴火湾湾口部では 5〜$10cm \cdot s^{-1}$の密度流が発生するが、水温フロント構造は冬季卓越する季節風による 15〜$30cm \cdot s^{-1}$の吹送流の影響を受けて、水平及び鉛直方向にその形成場所を変化させている。このことから、沿岸親潮流入前の噴火湾周辺海域の海況には冬季卓越する季節風が重要であることが示唆された。さらに、この風による噴火湾内水の平均滞留時間は約 40 日と見積もられた。

(2) 沿岸親潮流入後の海況 (Fig.4-1(b))

沿岸親潮は日高湾の陸棚斜面上に捕捉された流れであり、海底近傍においても約 $10cm \cdot s^{-1}$の流速を持った順圧的な流動構造を示した。さらに流入流出を考慮した診断モデル計算から、沿岸親潮の流量は 0.4〜0.5sv 程度であると推測された。ADCP 観測や診断モデルの結果から、陸棚斜面上に主流域をもつ沿岸親潮は噴火湾内へ非常に微弱な流れとして影響しているのみで、噴火湾内や湾口部周辺の浅

い陸棚域は、むしろ季節風によって形成される吹送流が重要な役割を示した。

4.2 噴火湾周辺海域におけるスケトウダラ卵輸送過程

噴火湾周辺海域の特に日高湾において、沿岸親潮の流入を境にその流動場が大きく変化することから、3章ではスケトウダラ卵輸送過程を調べる為に用いた卵輸送数値モデルを沿岸親潮流入前後の2つのケースに分けて計算を行なった。また、既存資料の解析結果からスケトウダラ初期生残率の経年変化についての考察を行ない、物理環境からみたスケトウダラ卵輸送過程の特徴について記述した。以下にそれらをまとめ、流動場から考えられる産卵場と成育場を模式図で示す。

(1) 沿岸親潮流入前のスケトウダラ卵輸送過程 (Fig.4-1(c))

陸棚域で産卵されたモデル卵粒子は湾中央部から湾口部にかけて形成された風向とは逆向きの流れによって湾内に侵入し、湾中央を真っ直ぐ湾奥に達した後、湾内に形成された二つの渦に取り込まれて分散していく。陸棚域から噴火湾内へ卵を輸送できる海域は、噴火湾湾口南部陸棚上の約80m等深線に沿った比較的狭い海域に限られる。

(2) 沿岸親潮流入後のスケトウダラ卵輸送過程 (Fig.4-1(d))

数値モデルから得られた結果は、沿岸親潮流入後の産卵場から成育場へのスケトウダラ卵輸送過程には沿岸親潮による流れよりも、むしろ北西風の季節風が産卵場から成育場への輸送には重要な役割を果たすことがわかった。浅い沿岸域での輸送過程は沿岸親潮流入前の時期と同じく、季節風によって励起された吹送流によって噴火湾内や湾口部北側の陸棚上へと輸送される。

(3) スケトウダラ初期生残率の経年変化

スケトウダラの初期生残率の指標となるL/A(年級群量/産卵親魚量)の経年変化を最もよく説明できる物理的な環境要因は、沿岸親潮よりもむしろ冬季卓越する3月の北西風の経年変化であることが示唆された。沿岸親潮と3月の北西風を強制力とした数値モデルによってスケトウダラ卵輸送パターンの経年変化を調べた結果、L/Aの大きな値を示す年は卓越する北西季節風が強い年であり、この風によって励起された吹送流によって効率良く成育場である噴火湾内と湾口部の陸棚域へとスケトウダラ卵及び仔魚が輸送された。逆に、L/Aが小さな値を示す年は季節風が弱い年であり、成育場へ輸送される卵及び仔魚が少ないことがわかっ

た。L/A の大きい値を示した 1980 年は、沿岸親潮の本海域への流入時期が遅く、噴火湾内の水温値が他の年と比べて相対的に高かった。また、3 月の北西風の連吹により噴火湾内への卵輸送が特に多かった特徴をもつ年であった。

4.3 今後の課題

本研究により、噴火湾周辺海域の海況とスケトウダラ卵輸送過程の相互関係に関する定性的な特徴を十分に捉えることができた。しかしながら、数少ない観測データと簡略化した数値モデルにより本研究で得られた結果は、各々の素過程の詳細については不明な点が数多く残されている。この節では本研究を踏まえて、今後さらに行なう必要があると考えられる調査・研究の残された課題について述べる。

(1) 噴火湾周辺海域の海況に関して

まず、日高湾の陸棚斜面上に主流域を持つ沿岸親潮の動態については不明な点が多い。本研究では 1996 年 3 月の観測結果をもとに、沿岸親潮が陸棚斜面上に捕捉された順圧流の構造を示すことを明らかにしたが、このような順圧構造を示す沿岸親潮や日高湾沖合いの中層 100～250m 付近にみられた玉ネギ状の水塊の形成理由に関する物理的メカニズムを詳細に調べる必要がある。また、襟裳岬から日高湾への沿岸親潮流入のきっかけとなる環境要因が一体何であるのかも興味ある問題として残されている。

一方、噴火湾に注目すると、沖合いでの順圧的な構造を持った沿岸親潮が、吹送流の卓越する噴火湾内へどのような影響をもたらしているのか、湾口部に注目した詳細な観測が必要である。吹送流と沿岸親潮、そして沿岸域と陸棚域の相互作用を目的とした観測計画・精度良い数値モデルの構築が必要である。

(2) 噴火湾周辺海域のスケトウダラに関して

本研究では、スケトウダラの生残率を説明し得る環境要因として、3 月の季節風が最も重要であり、成育場である噴火湾への輸送過程に経年変化があることを過去の観測データと数値モデルから記述した。しかし、噴火湾内に輸送された仔魚の生残は、噴火湾の春季ブルーミングに関係したカイアシ類ノープリウスの増加にも依存していると考えられる。それ故、生活史初期のスケトウダラの生残を支配する低次生物生産過程を生態系モデルを用いて調べ、過去に遡って噴火湾における生物生産量の経年変化を明らかにする必要があると考える。

また、卵輸送モデルから示唆されたように、吹送流によって卵および仔魚は噴

火湾内だけでなく、日高湾の岸沿いの陸棚域にも数多く輸送される。このことは、成育場としてこの陸棚域も重要となる可能性があることも示唆される。噴火湾だけでなく、陸棚域をも含めた観測が必要であり、春季ブルーミングを始めとする餌環境と仔稚魚期の生態の相互関係を明らかにすることが、スケトウダラ資源量変動の予測につながる第一歩になると考えている。

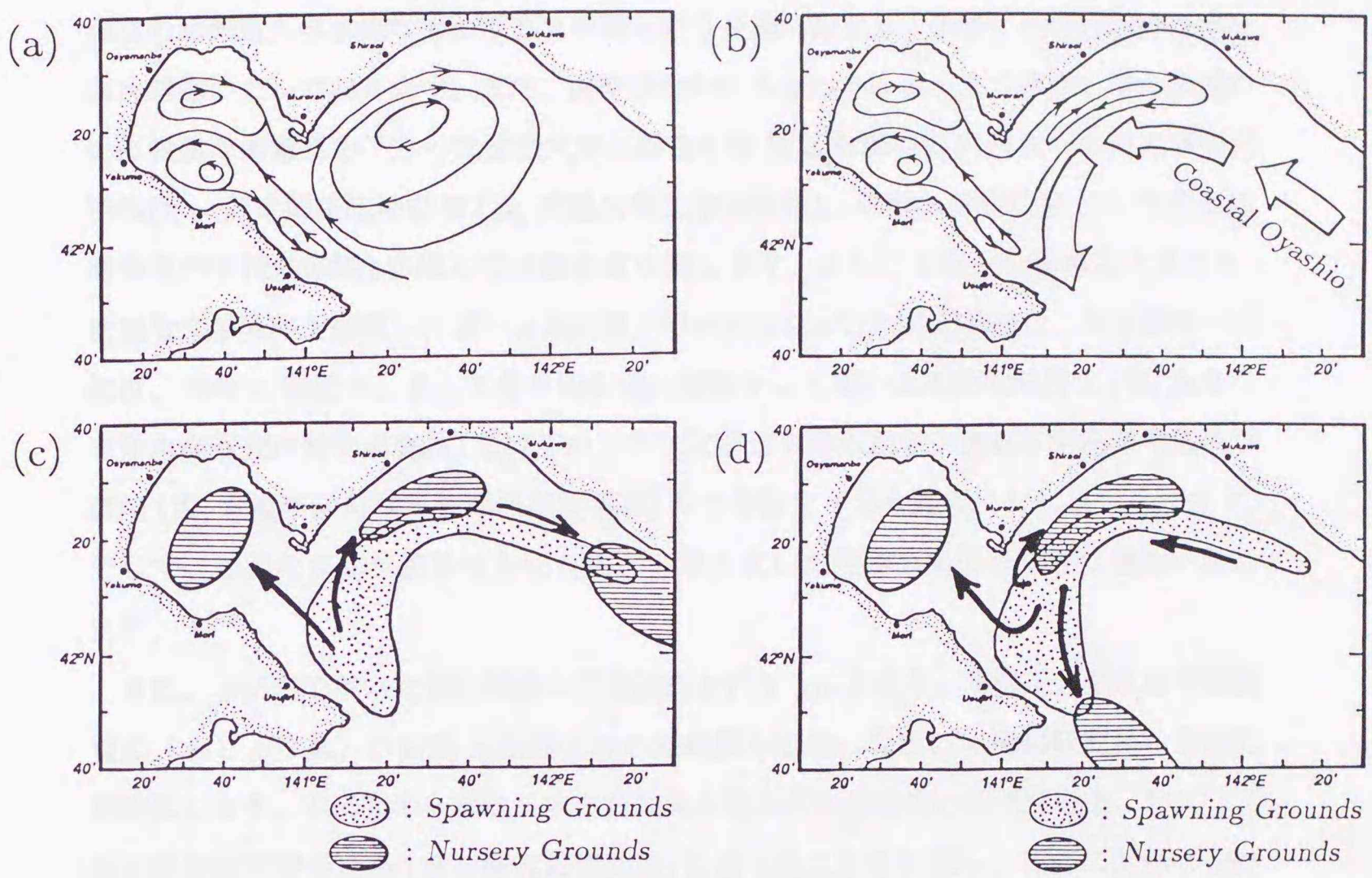


Fig.4-1. (a) Schematic flow pattern before the inflow of Coastal Oyashio. (b) Same as (a) but after the inflow of Coastal Oyashio. (c) Schematic pattern of walleye pollock eggs transported from the spawning grounds to the nursery grounds before the inflow of Coastal Oyashio. (d) Same as (c) but after the inflow of Coastal Oyashio.

謝　辞

本論文をまとめるに当たり、ご校閲の労を賜った北海道大学水産学部の大谷清隆教授をはじめ、論文審査に携わって頂いた同岸 道郎教授、同中谷敏邦助教授、同磯田 豊助教授に心よりお礼申し上げます。特に、磯田 豊助教授には愛媛大学工学部在学中から現在の北海道大学水産学部に至る9年間という長期にわたり、数多くの助言と御指導を頂き感謝いたしております。また、海洋学を始めるきっかけを与えて頂き、学会発表の折に貴重な御意見を下さった愛媛大学工学部の柳 哲雄教授 (現, 九州大学応用力学研究所教授)、同武岡英隆助教授 (現, 愛媛大学工学部教授)、同秋山秀樹技官 (現, 弓削商船高等専門学校助教授) に謹んで感謝の意を表します。さらに本研究を進めるに当たり、貴重な文献資料を提供して頂いた北海道大学水産学部の三宅秀男助教授、同斎藤誠一助教授、同村上 敬助手、そして常日頃有益な議論をして頂いた東屋知範博士 (現, 水産庁遠洋水産研究所特別研究員) をはじめとする北海道大学水産学部漁業学科海洋学気象学講座 (現, 水産海洋科学科物理海洋学講座) の大学院生・学生諸氏にお礼申し上げます。そして、面倒な事務手続き等を引き受けて頂きました佐藤公美子事務官に感謝いたします。

また、本研究で用いた資料採集の研究航海を行なうにあたり、北海道大学水産学部練習船「おしょろ丸」の安間 元船長を始め乗組員の皆様、ならびに乗船研究員の皆様に感謝致します。本研究の一部は日本学術振興会特別研究員制度の研究奨励金、および文部省科学研究費補助金 (特別研究員奨励費) に依ったことを付記し、ここに関係者各位に深甚なる謝意を表します。

最後に、長年の恩恵と深い愛情に感謝し、本論文を父, 清水谷夫と母, 清水文子に捧げる。また、いつも暖かく応援して頂いた沿岸友の会 (愛媛大学工学部海洋工学科沿岸海洋学講座卒業生) の諸先輩方、友人に感謝します。

参考文献

[第1章]

Conlon,D.M. (1982) : On the outflow modes of the Tsugaru Warm Current. *La mer*, **20**, 60-64.

金丸信一 (1989) : 但州丸による北洋底魚生物調査 (昭和 62 年度). 北海道周辺海域に分布するスケトウダラ並びに底魚類の資源調査報告書 (昭和 61・62 年度), 水産庁北海道区水産研究所, 115-207.

前田辰昭・中谷敏邦・高橋豊美・上野元一 (1979) : スケトウダラ稚仔の沿岸域での生活. 水産海洋研究報, **34**, 81-85.

中谷敏邦・前田辰昭 (1987) : 噴火湾およびその周辺海域におけるスケトウダラ稚魚の分布と移動. 日本水産学会誌, **53**, 1585-1591.

Nakatani,T. and T.Maeda (1989) : Distribution of copepod nauplii during the early life stage of walley pollock in Funka Bay and vicinity, Hokkaido. *Alaska Sea Grant Rep.*, No.89-1, 217-240.

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 –. 北海道大学水産学部研究彙報, **22**, 58-66.

大谷清隆・秋葉芳雄・吉田賢二・大槻知寛 (1971) : 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 –. 北海道大学水産学部研究彙報, **22**, 129-142.

大谷清隆 (1979) : 噴火湾の水塊交替について. 沿岸海洋研究ノート, **17**, 50-59.

大谷清隆・木戸和男 (1980) : 噴火湾の海洋構造. 北海道大学水産学部研究彙報, **31**, 84-114.

大谷清隆 (1981) : 噴火湾の物理環境. 沿岸海洋研究ノート, **19**, 68-80.

大谷清隆・村上 敬 (1987) : 沿岸境界流ー北海道沿岸の流動特性. 海洋科学, **199**, 13-20.

大谷清隆・村上 敬 (1989) : 渡島半島東側の沿岸流の統計. 北海道大学水産学部研究彙報, **40**, 30-49.

[第2章]

Anonymous (1995) : 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 5 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, 31-33.

Bennett,J.R. (1974) : On the dynamics of wind-driven lake currents. *J. Phys. Oceanogr.*, **4**, 400-414.

Birchfield,G.E. (1967) : Horizontal transport in a rotating basin of parabolic depth profile. *J. Geophy. Res.*, **72**, 6155-6163.

Fujio,S. and. N.Imasato (1991) : Diagnostic calculation for circulation and water mass movement in the deep Pacific. *J. Geophy. Res.*, **96**, 759-774.

磯田 豊・長谷川伸彦 (1997) : 噴火湾の熱収支. 海と空, **72**, 93-101.

気象庁 (1983) : 気象庁月報

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」研究成果報告所. 研究代表者 島崎健二・大谷清隆, 北海道大学水産学部, 24-27.

Miyake,H., I.Tanaka and T.Murakami (1988) : Outflow of water from Funka Bay, Hokkaido, during early spring. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **44**, 163-170.

日本気象協会 (1994-1995) : 北海道の気象, 38(12)-39(2).

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・秋葉芳雄 (1970) : 噴火湾の海況変動の研究 –I 湾水の周年変化–. 北海道大学水産学部研究彙報, **20**, 301-312.

大谷清隆・秋葉芳雄・吉田賢二・大槻知寛 (1971) : 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 –. 北海道大学水産学部研究彙報, **22**, 129-142.

大谷清隆 (1979) : 噴火湾の水塊交替について. 沿岸海洋研究ノート, **17**, 50-59.

大谷清隆・木戸和男 (1980) : 噴火湾の海洋構造. 北海道大学水産学部研究彙報, **31**, 84-114.

大谷清隆 (1981) : 噴火湾の物理環境. 沿岸海洋研究ノート, **19**, 68-80.

大西行雄 (1978) : 沿岸海域の数値計算.「環境科学としての海洋学」. 堀部純男編, 東大出版会, 246-271.

Simons,T.J. (1982) : Verification of numerical models of Lake Ontario.I. Circulation in spring and early summer. *J. Phys. Oceanogr.*, **4**, 507-523.

宇野木早苗 (1993) : 沿岸の海洋物理学. 東海大学出版会, 59pp.

Whitehead,J.A., A.Leetmaa and R.A.Knox (1974) : Rotating hydraulics of strait and sill flows. *Geophys. Fluid Dynamics*, **6**, 101-125.

Yanagi,T., A.Isobe, T.Saino and T.Ishimaru (1989) : Thermohaline front at the mouth of Tokyo Bay in winter. *Cont. Shelf Res.*, **9**, 77-91.

吉岡 洋 (1988)：冬季紀伊水道に発生する沿岸フロント. 海と空, **64**, 79-111.

[第３章]

磯田 豊・長谷川伸彦 (1997)：噴火湾の熱収支. 海と空, **72**, 93-101.

前田辰昭・中谷敏邦・高橋豊美・上野元一 (1979)：スケトウダラ稚仔の沿岸域での生活. 水産海洋研究報, **34**, 81-85.

三原行雄・上田吉幸・夏目雅史 (1995)：道南太平洋海域のスケトウダラ漁況について. 北海道立函館水産試験場室蘭支部, 1-16.

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.

中谷敏邦・前田辰昭 (1987)：噴火湾およびその周辺海域におけるスケトウダラ稚魚の分布と移動. 日本水産学会誌, **53**, 1585-1591.

Nakatani,T. and T.Maeda (1989) : Distribution of copepod nauplii during the early life stage of walley pollock in Funka Bay and vicinity, Hokkaido, in "Proc. Int. Symp. Biol. Mgmt. walleye pollock; *Alaska Sea Grant Rep.*, No.89-1, 217-240.

Nakatani,T. (1991) : Copepod nauplii as food of walley pollock larvae (Pisces: Gradidae) in Funka Bay, Japan. *Bull. Plankton Soc. Japan ; Proc. Fourth Int. Conf. Copepoda*, **Spec. Vol.**, 515-525.

Nakatani,T. (1995) : Monthly changes in density and size structure of copepod nauplii as the primary food foe fisf laevae in winter in Funka Bay and surrounding vicinity in Hokkaido. *Fisheries Science*, **61**, 382-386.

中谷敏邦・前田辰昭 (1993)：スケトウダラの初期生活史. 北水試研報, **42**, 15-22.

中谷敏邦 (1994)：噴火湾におけるスケトウダラ. 魚類の初期減耗研究（田中 克・渡邊良朗編), 恒星社厚生閣, 東京, 122-133.

日本気象協会 (1986-1987)：北海道の気象, 31(12)-32(3).

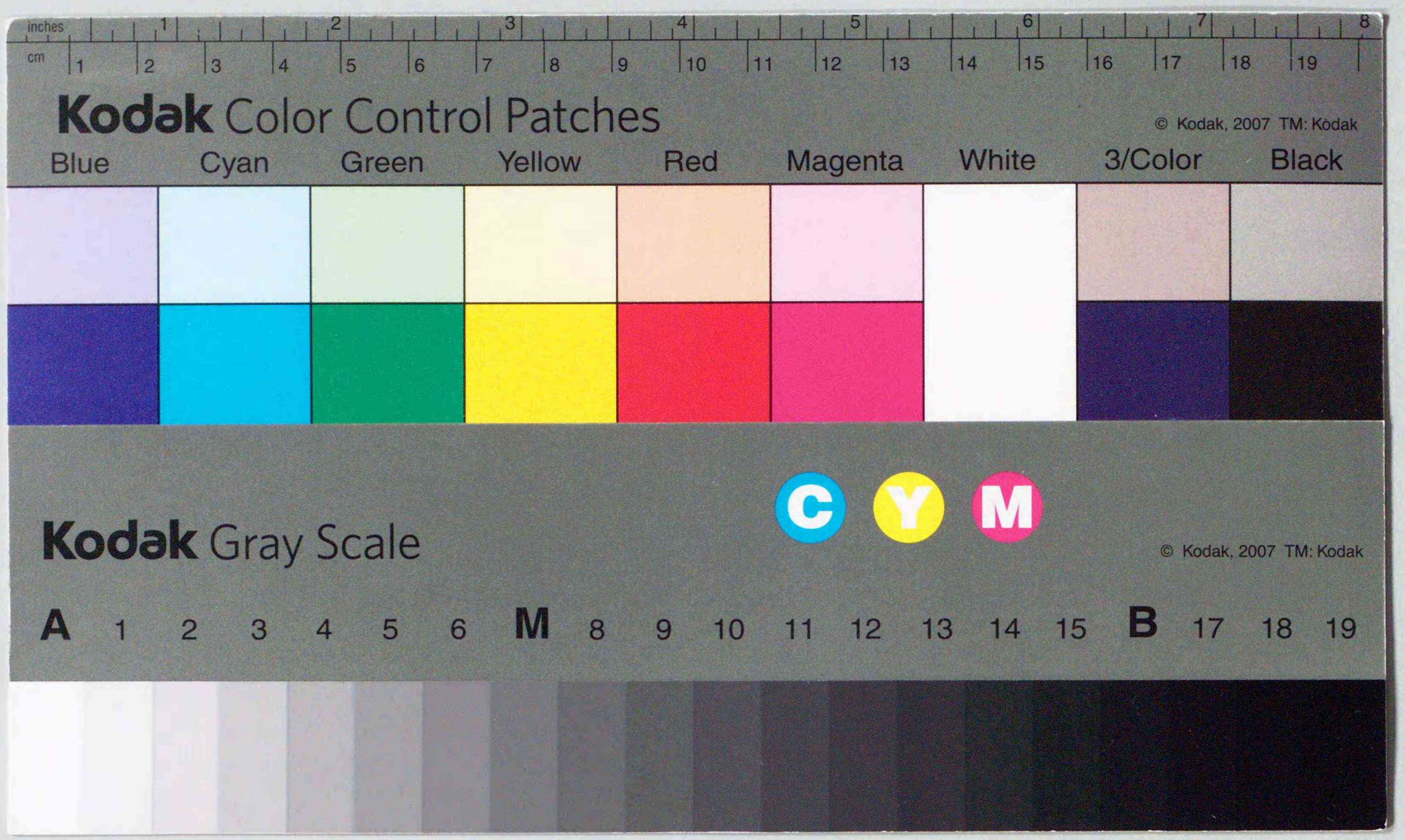
大谷清隆 (1971)：噴火湾の海況変動の研究 – II 噴火湾に流入, 滞留する水の特性 –. 北海道大学水産学部研究彙報, **22**, 58-66.

大谷清隆 (1981)：噴火湾の物理環境. 沿岸海洋研究ノート, **19**, 68-80.

杉本晃一 (1997)：北海道噴火湾におけるスケトウダラ *Theragra chalcogramma* の初期生残過程とその餌生物環境. 北海道大学水産学部修士論文.

Takeoka,H. (1984)：Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Cont. Shelf Res.*, **3**, 311-326.

柳 哲雄 (1989)：沿岸海洋学ー海の中でものはどう動くかー. 恒星社厚生閣, 96-112.


inches
1 2 3 4 5 6 7 8
cm
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19
Kodak Color Control Patches
© Kodak, 2007 TM: Kodak
Blue Cyan Green Yellow Red Magenta White 3/Color Black
Kodak Gray Scale
C Y M
© Kodak, 2007 TM: Kodak
A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19