

TUMSAT-OACIS Repository - Tokyo

University of Marine Science and Technology

(東京海洋大学)

宗谷暖流沖合底層に形成される高濁度水に関する研究

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2009-06-01 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 和高, 牧子 メールアドレス: 所属:
URL	https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/795

博士学位論文
宗谷暖流沖合底層に形成される
高濁度水に関する研究

平成 20 年度
(2008)

東京水産大学大学院
水産学研究科
海洋環境学専攻
和高 牧子

目次

第1章	はじめに	
1-1.	オホーツク海の海況	… 1
1-2.	オホーツク海の循環場および水塊	… 2
1-3.	宗谷暖流の特性	… 3
1-4.	オホーツク海北海道沿岸の海底地形と海底地質	… 5
1-5.	北海道における水産業の概要	… 5
1-6.	研究の目的	… 6
第2章	オホーツク海の宗谷暖流沖の底層に見られる高濁度水	
2-1.	はじめに	…11
2-2.	観測とデータ	…12
2-3.	宗谷暖流域の流れと海水特性の分布	…13
2-4.	低透過率水の特徴	…14
2-5.	底層高濁度水の分布	…15
2-6.	考察	…16
2-7.	まとめ	…19
第3章	夏季の宗谷暖流沖合の底層で観測される高濁度水の特性	
3-1.	はじめに	…31
3-2.	観測と分析	…32
3-2-1.	観測	…32
3-2-2.	分析	…33
	1) 栄養塩	
	2) 塩分	
	3) 粒径	
	4) クロロフィル <i>a</i> およびフェオ色素	
3-3.	観測結果	…34
3-3-1.	鉛直断面図からみた海況の特徴	…34
3-3-2.	透過率とクロロフィル <i>a</i> の分布の特徴	…35

3-3-3.	ケイ酸塩と硝酸塩の分布	…36
3-3-4.	底層高濁度水域における粒径分布	…38
3-3-5.	底層高濁度水に含まれる懸濁粒子	…39
3-4.	底層高濁度水の起源	…40
3-5.	まとめ	…41
第4章	係留点で観測された底層濁度と流速・水温の関係	
4-1.	はじめに	…58
4-2.	観測	…59
4-3.	係留観測に期待される変動	…60
4-4.	時系列観測の結果	…60
4-5.	スペクトル解析に見られる変動	…62
4-6.	まとめ	…63
〈付録〉	透過率と濁度の関係について	…64
第5章	まとめと今後の課題	…76
5-1.	まとめ	…76
5-2.	底層高濁度水の形成過程と今後の課題	…79
謝辞		…84
文献		…85

第1章

はじめに

1-1. オホーツク海の家況

オホーツク海は、北海道、樺太、ロシア、カムチャッカ半島および千島列島によって、太平洋、ベーリング海、日本海から区分された縁辺海である。北緯 43~60 度、東経 140~165 度に位置し、その面積は日本海の家積の 1.5 倍に当たる $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ である。オホーツク海北部には陸棚が広がり、200m以浅の海域は全面積の 40%以上を占めているが、千島列島周辺には 3000m以上の深海域が存在する。一方、オホーツク海南西部に位置する我が国の北海道沿岸では大陸棚の幅は、サロマ湖沖から急激に減少し、知床半島先端ではほとんどみられなくなる。他の海域からの海水の流入水としては、2つの海流が考えられている。すなわち、西からは日本海から宗谷海峡を通過してオホーツク海へと流入する高温高塩分水の宗谷暖流、北からは 11月~3月に到来する低塩分水の東樺太海流がある。この流れは、北ウラルプ海峡とムシル海峡から、太平洋へと流出しており、密度 $\sigma_t = 26.7 \sim 27.2$ の北太平洋中層水の起源水になっている(Kitani,1973)と考えられている。

夏季の北海道沿岸に存在する水塊として、上記の宗谷暖流水、オホーツク海表層低塩分水、中冷水がある。宗谷暖流水は、水温 7~20°C、塩分 33.6~34.3 の高温高塩分水、オホーツク海表層低塩分水は水温 18°C以下、塩分 32.5 以下の低塩分水である(Takizawa,1982)。中冷水は水温 -1.8~2.0°C、塩分 32.8~33.4 の低温水で、冬季に表層水が凍るときに排出される高塩分水が中層に沈み込むことにより形成された水塊であり、夏季でも 2°C以下の低温高塩分水が存在する。この中冷水は非常に冷たく、海水の氷点である -1.8°Cに近い水温を持っている。これらの水塊は、互いに複雑に入り組んだ構造をしており、いくつかのフロントを持っている。

さらに、オホーツク海は海氷を生成する海域として地球で最も低緯度に位置する。海氷生成が促進される理由には、ユーラシア大陸からオホーツク海へ大量に流出するアムール川の河川水の存在が、50~100m深で顕著な塩分による強い成層を作り、冬季の対流を表層に制限するためである(Fukutomi,1950; Tabata,1958)。北海道沿岸域をみ

ると、表層には低塩分水、中層には高塩分の中冷水が存在しており、非常に強い密度成層を成している。この強い密度躍層ゆえに海氷生成が行われる。すなわち、冬季になると気温の低下により海水が冷却され、密度が高くなって鉛直混合が起こる。しかし、密度躍層より下層の水塊との混合は起こらない。したがって、低塩分である表層水のみが冷却されるため、表層水は容易に結氷温度に達する。

また、オホーツク海・北海道沿岸域は、ホタテガイ、カニ類を始め、水産資源が非常に豊かなことで知られている。流氷下には栄養塩が非常に多いために、植物プランクトンを始め、それを餌とする多くの生物が生息している。特に流氷の後退期には基礎生産が高まり、生物生産量が増加する。このようなことから、宗谷暖流域の詳細な海洋構造やその動態を知ることは、流氷の到来や海氷生成の変動、物質の循環を知る上で重要であり、さらには、地球規模での気候変動のメカニズムの解明にもつながると考えられる。また、特殊な地形と水塊分布より、宗谷暖流域は力学的にも大変興味深い海域である。

1-2. オホーツク海の循環場および水塊

オホーツク海をとりまく国際情勢が厳しかったことから、近年までオホーツク海の循環場に関する把握は、他の海域に比べ遅れていた(Watanabe,1962,1963; Tally,1991)。しかし、ここ十数年の研究から、オホーツク海の水塊が北太平洋中層水の起源水として注目されるなど、海洋大循環の研究にその把握が欠かせないため、日露米間の共同プロジェクトが立ち上げられた。そして、1998~2000年にかけて国際協力のもと、オホーツク海の循環に関する大規模な観測が実施された(若土,2004; Fukamachi et al.,2004; Shcherbina et al., 2004a,b; Martin et al.,2004 など)。Ohshima et al.(2002)は、20個の表層ドリフターをオホーツク海北西部にて投入し、その流路を明らかにした。樺太東岸を南東へ流れる東樺太海流は今まで、存在は分かっていたが詳細は把握されていなかったため幻の海流といわれていたが、これが二つの流軸を持った流れであり、大半のドリフターが樺太の Terpeniya 湾にて東に転流し、オホーツク海北東部のクリル海盆付近で漂ったのち、その多くがブツソル海峡から太平洋へ流出していることを示した。また、そのうちのひとつのドリフターが北海道沿岸まで到達し、宗谷暖流と同じ流路を陸岸に沿って南東へと移動した。Mizuta et al.(2003)は長期の係留観測データ

をもとに、53° Nで南向きに流れる東樺太海流の全流量は年平均で 6.7Sv で夏季後半に最小、冬季に最大となる東樺太海流の構造と季節変動を明らかにした。Fukamachi et al.(2004)は、オホーツク海北西部陸棚上で作られて間もない結氷点近くの高密度陸棚水 (IDSW: the idealized dense shelf water) は、沖合の北太平洋起源の高温高塩水と混合し、東へ移動するため、東樺太海流によって南に流される水塊は、IDSW よりも、IDSW と太平洋起源の 2 水塊が混合することによって生成された高密度陸棚水(MDSW : modified DSW) が多いことを示した。Nakatsuka et al.(2002)は、オホーツク海の陸棚上から外海に向かって分布する巨大な高濁度水を見つけた。この分布は、冬季に沈み込んだブラインが潮汐流によって混合された水塊となり、沖に向かって広がっていることを示すものと考えられた。

1-3. 宗谷暖流の特性

オホーツク海の北海道沿岸には、日本海沿岸を北上してきた対馬暖流の末流が宗谷海峡からオホーツク海へと入り、北海道北東岸に沿って知床半島へと向かう南東流の宗谷暖流が存在する(Fig.1-1)。知床半島先端にたどり着いた宗谷暖流は、その後いくつかの流路に分かれると考えられている。すなわち、Fig.1-1(b)に示したように、① 北海道沿岸に沿って、知床半島先端まで流れていき、そのまま北に向かい、知床半島を離れて半島の北の海域で発散する流れ、② 北海道沿岸に沿って知床半島の先端を回り、根室海峡を通過して太平洋へと抜けていく流れ、③ 知床半島の先端を回り一度は南に向かうが北海道沿岸より離れて国後島に沿って再び北に向かい、択捉島の北西沖においてその海域の水塊と混合することによって衰える流れと、④ ③の国後島に沿った流れが国後水道を通り太平洋へと抜ける流れが考えられている(Takizawa,1982)。この北海道沿岸に沿って知床半島に向かう宗谷暖流は、典型的な沿岸境界流である(花輪, 1984)。

この宗谷暖流の駆動力は、日本海とオホーツク海の潮位差によるものであり、冬季には稚内と網走の潮位差が小さくなり、宗谷暖流の流速も小さくなるという季節変動を持っている(青田,1975; 松山ほか,1999)。この季節変動により、宗谷暖流は 11 月にはその勢力を弱め、宗谷海峡からオホーツク海への暖流の流入は消失すると考えられていた。しかし、冬季でも、勢力を強めた低塩分水の東樺太海流の下に潜流として存

在していることがわかった(青田,1975)。

宗谷暖流は、順圧成分が卓越するという特性から流速構造や流量の研究は遅れていたが、近年の観測機器の急速な進歩により流れの全体像が徐々に明らかになりつつある。Ebuchi et al.(2006)は宗谷海峡付近でのHFレーダーの観測により、海峡付近の宗谷暖流の表面流速の変動特性や水平構造を明らかにした。また、Fukamachi et al.(2008)は、HFレーダー観測に加えて、宗谷海峡近くに設置したADCP観測により、流速構造や流量の季節変動を論じている。

著者らは、宗谷暖流の水平・鉛直構造や流量を直接測定することを目指して、1998年より夏季にADCPとCTD OCTOPUS、XBTを用いた宗谷暖流域の詳細な横断観測を実施してきた(Matsuyama et al., 2006)。大陸棚の発達した上流から中流部での観測によると、宗谷暖流の幅は30~35kmで、強流部は距岸20~25kmに位置し、夏季の最大流速は $1.0\sim 1.3\text{ms}^{-1}$ に達した。また、流速は岸から強流部に向かって緩やかに増加し、最強流部より沖合に向かって急激に減少する構造を持つ。流れは順圧成分が卓越するが、傾圧成分も流軸付近の上層に存在し、流れを強化する役割を果たしていた。さらに、宗谷暖流の沖側に暖流とほぼ平行して弱い順圧流が存在していることが分かった。そして、同じCTD観測資料を用いて、Ishizu et al.(2006)は、宗谷暖流に付随する現象として、夏季から初秋に流軸の沖側表層に現れる帯状低温域(冷水帯)について、その構造を解析し、力学モデルを用いて検討した。この現象は、当初、Iida(1962)やMaeda(1968)によって研究され、冷水帯は表層下に存在する中冷水の湧昇と関連したものであることが示唆された。Ishizu et al.(2006)は宗谷暖流沖側の冷水帯の分布および下層の密度分布から、表層の湧昇が海底付近まで連続していると指摘した(Fig.1-2)。さらに、数値モデル実験により形成機構を、以下のように提案した。宗谷暖流は海底付近まで強い流れを持つため、海底境界層内に冲向きエクマン輸送が生じる。流軸より沖合では流れが急激に弱まり、エクマン輸送も弱まることから、暖流沖側の海底境界層に収束域ができ湧昇が励起される。この湧昇は海底から表層まで続くため、表層冷水帯が形成される。以上の過程は、海底境界層での沖方向への質量輸送や湧昇を促すことから、物質輸送に重要な役割を果たす可能性がある。

1-4. オホーツク海北海道沿岸の海底地形と海底地質

オホーツク海南西部の海底地形は、水深 30m以深では能取半島沖(東経 144° 付近)を境に西と東で大きくその様相を変える。能取半島より西では水深 200m以浅の大陸棚が広がっている。この大陸棚の水深は、西から東に向かって徐々に深くなる。大陸棚の北端は、サハリン島の南端まで続いており、南北を北海道およびサハリン島に囲まれている。大陸棚の西端では、北海道とサハリン島との間に幅約 50km、最大水深約 50mの狭く浅い宗谷海峡が位置し、日本海とつながっている。能取半島の東側では、大陸棚は急激にその幅を狭め、知床半島の付け根付近でほぼ消滅し、大陸棚と北海道北東部に位置するクリル海盆との間の大陸斜面となっている。能取半島より北緯 45° 付近では、水深約 1000mまでは急峻な斜面であり、3000mまで緩斜面が続き、クリル海盆にいたる(田辺・坂本, 2002)。また、西部の大陸棚と東部の大陸斜面の間には北見大和堆が存在し、周囲より 100mほど隆起している。その北西、南西および南東には海底谷が存在し、それぞれ北見海底谷、能取海底谷、網走海底谷と呼ばれている(山路, 1985)。

田辺・坂本(2002)は、2000年、2001年にオホーツク海南西部において海底表層堆積物試料を用いて、粒度分析および鉱物分析を行い、オホーツク海北海道沿岸域の海底堆積物の水平分布を示した。これによると、宗谷暖流の流域付近では砂粒子(63~2000 μm)、宗谷暖流の沖側にはシルト粒子(2~63 μm)が卓越しており、興味深い結果を示している。

1-5. 北海道における水産業の概要

北海道は、太平洋、オホーツク海、日本海の3つの海に囲まれ、全国の9.0%に当たる3054 kmの海岸線を有する。北方に広く展開する大陸棚および沖合には北見大和堆、武蔵堆などの好漁場がある。2005年の海面漁業・養殖業生産量(属人)は140万トンで、全国567万トンの24.8%を占め、全国第1位となっている。また、主要な水産物であるホタテガイ、サケ、スケトウダラ、ホッケ、コンブなどは、全国における水揚げの大部分を占めている(北海道水産林務部総務課)。

近年の漁業生産動向を見ると、生産量については1987年をピークに、国際的な漁業規制の強化(スケトウダラなど)やマイワシの資源水準が減少したことなどにより、

1993年には162万トンに減少した。その後、秋サケ・ホタテガイ等の水揚げの増加があるものの、ほぼ横ばいの状態が続いている。一方、生産額は1991年に史上最高の4065億円を記録した後、漁獲量の減少や魚価の低下などにより低迷しているが、2005年は対前年比で8.7%増加し、2695億円になり2年連続で前年を上回った。

2005年の魚種別生産量(属地)では、ホタテガイが38万トンで最も多く、次いでサケ、スケトウダラとなっており、生産額でもホタテガイが690億円で最も高く、次いでサケ、コンブの順となっている。近年、北海道周辺海域における資源水準の低下等により、総生産量が減少傾向にあるなかで、ホタテガイや秋サケなどの栽培漁業対象種の生産が増加傾向にあることから、北海道の漁業生産に占める栽培漁業の割合はホタテガイ、サケ、コンブの3魚種で、数量・金額ともに全体の約50%程度を占めている。

2005年における海域別漁業生産の状況を見ると、日本海30.4万トン(22.1%)・631億円(23.4%)、太平洋70.6万トン(51.3%)・1394億円(51.7%)、オホーツク海36.5万トン(26.5%)・670億円(24.9%)である。漁業就業者1人当たりの漁業生産額で比較すると、日本海649万円、太平洋826万円、オホーツク海2030万円であり、比率は1:1.3:3.1となり、海域間で大きな格差が見られる。

1-6. 研究の目的

宗谷暖流の水平・鉛直構造や流量を直接測定することを目指して、1998年より夏季にADCPとCTD OCTOPUS、XBTを用いた宗谷暖流の詳細な横断観測を実施してきた。大陸棚の発達した上流から中流部での観測によると、流速は岸から強流部に向かって緩やかに増加し、最強流部より沖合に向かって急激に減少する構造を持つ。流れは順圧成分が卓越するが、傾圧成分も流軸付近の上層に存在し、流れを強化する役割を果たしていた。また、宗谷暖流の沖側に暖流とほぼ平行して弱い順圧流が存在していることが分かった。さらに、観測資料を詳細に検討した結果、宗谷暖流の沖側の海底付近において透過率が低くなる現象が見られた。その実態を把握することを目的に2000～2003年に同様の観測を実施した。第2章では、宗谷暖流の沖側海底付近における低透過率水の分布や特性を示し、その発生機構について考察を行う。

宗谷暖流は海底付近まで強い流れを持つため、海底境界層内に沖向きエクマン輸送

が生じる。流軸より沖合では流れが急激に弱まり、エクマン輸送も弱まることから、暖流沖側の海底付近に収束域ができ湧昇が励起される。この湧昇は海底から表層まで続くため、表層に冷水帯が形成される(Fig.1-3)。以上の過程は、海底境界層での沖方向への質量輸送や湧昇を促すことから、物質輸送に重要な役割を果たす可能性がある。そこで、低透過率をもたらしている懸濁物質はどのような物質で、その水塊はどこから来ているのかを調べるため、2006年に測線を雄武沖から日本とロシアの領海線(岸から90kmの沖)までとし、CTD OCTOPUS観測および底層付近での採水を行い、溶存酸素、栄養塩、粒径分布、クロロフィル a 、フェオ色素の分析を行った。第3章では、水塊特性から底層高濁度水の起源を推定するとともに、懸濁粒子の組成について考察を行った。

宗谷暖流沖側に形成される底層高濁度水は様々な時間スケールの海況変動と関係する可能性があることが予想される。海況変動と底層高濁度水の挙動との関連性について調べることは興味深い。具体的には、宗谷暖流も含めた流速変動や水温変動と海底近傍の濁度変化の関係を明らかにすることである。また、海底境界層での濁度が、底層はもちろんだが、上層・中層の流速や水温ともどのように関わっているかを調べることは意義深いと考える。第4章では、宗谷暖流の盛衰と共に、底層高濁度水の変動も捉えられる宗谷暖流と中冷水とのフロント域にて行った係留観測データを用いて海況変動と底層高濁度水との関連について検討した。

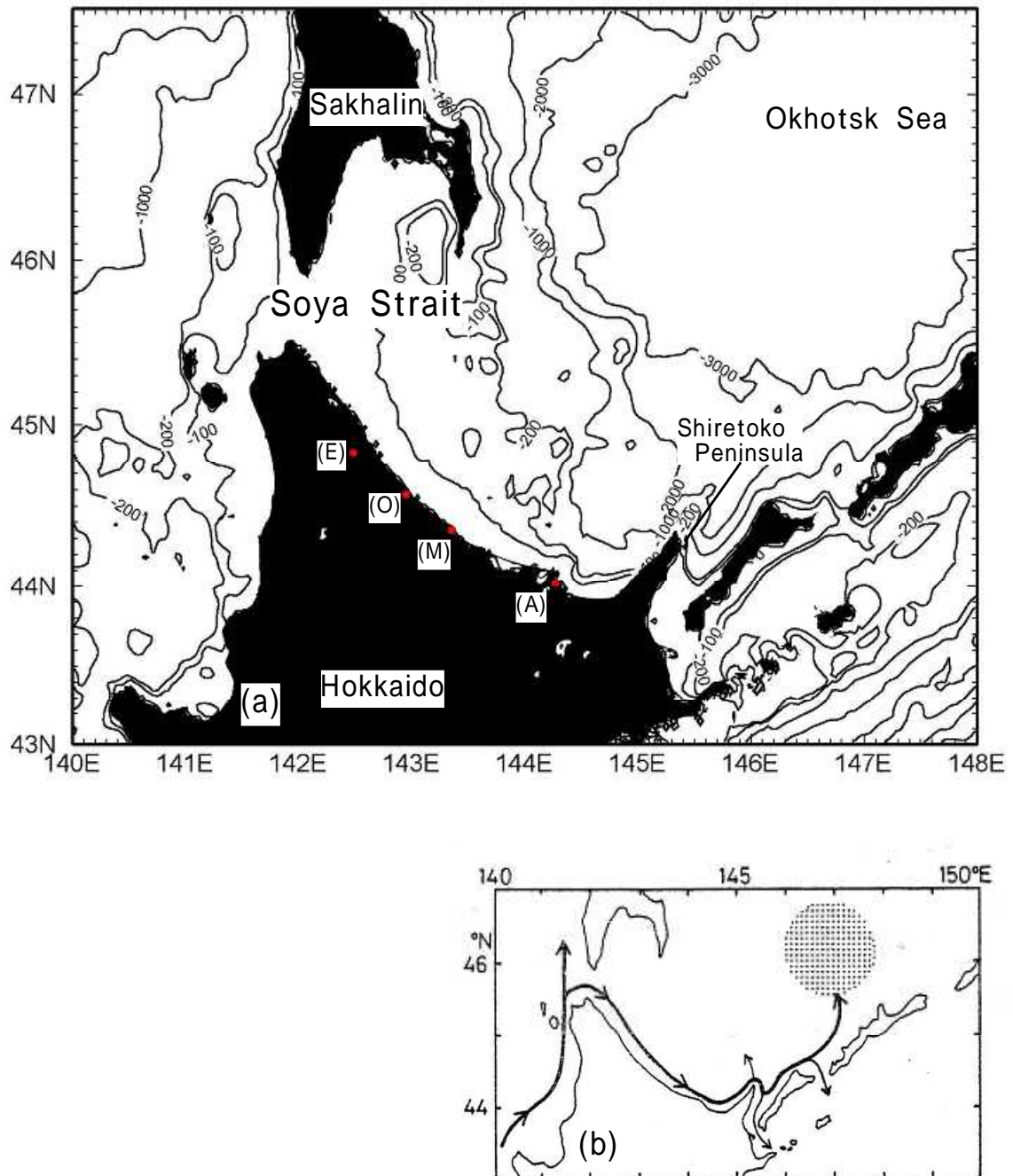


Fig.1-1 Bathymetry of the observation area. Solid circle indicates location of a mooring.
 (a) Bottom contours are in meter. (E)Esashi, (O)Ohmu, (M)Mombetsu, (A)Abashiri
 (b) Schematic view of Soya Warm current after Takizawa et al. (1982).

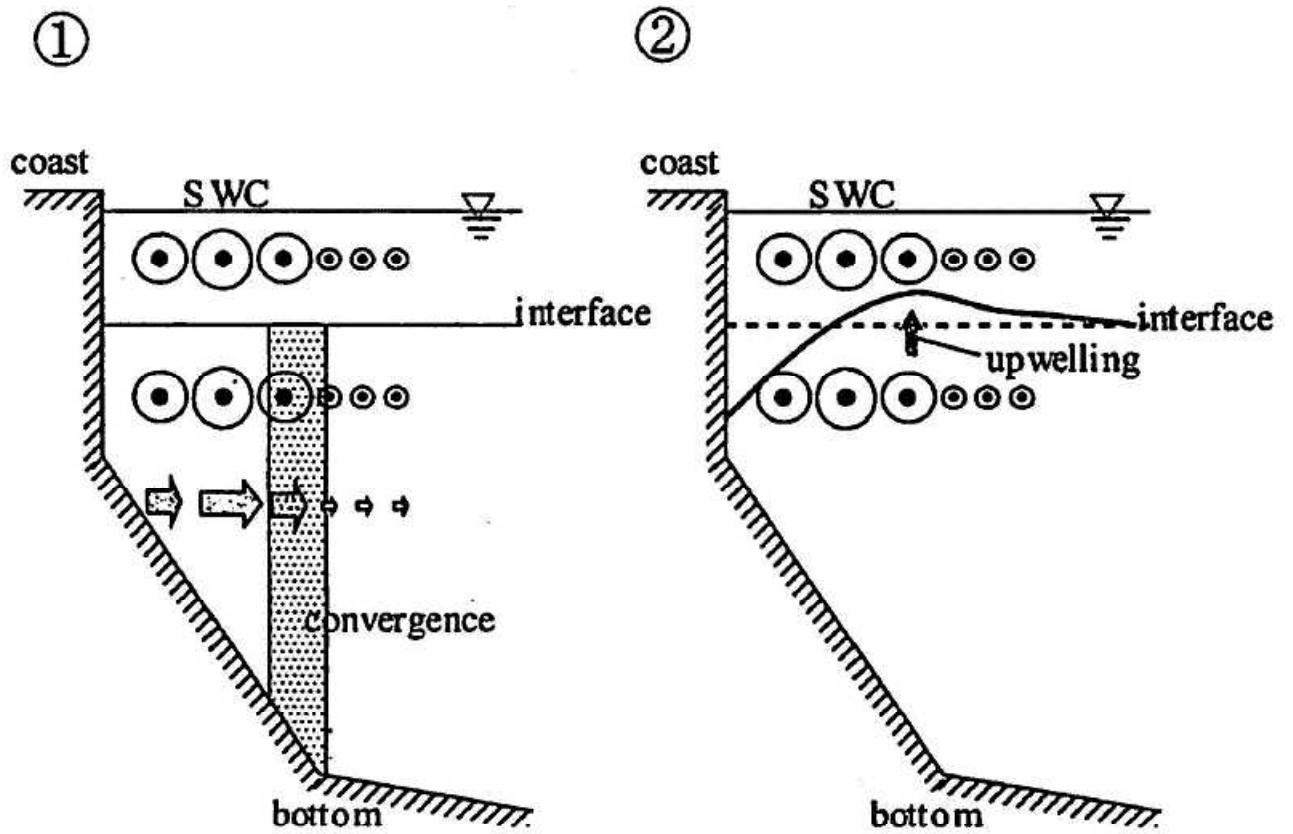


Fig.1-2 Schematic view of construction of upwelling. Shaded area indicates convergence (After Ishizu et al., 2006).

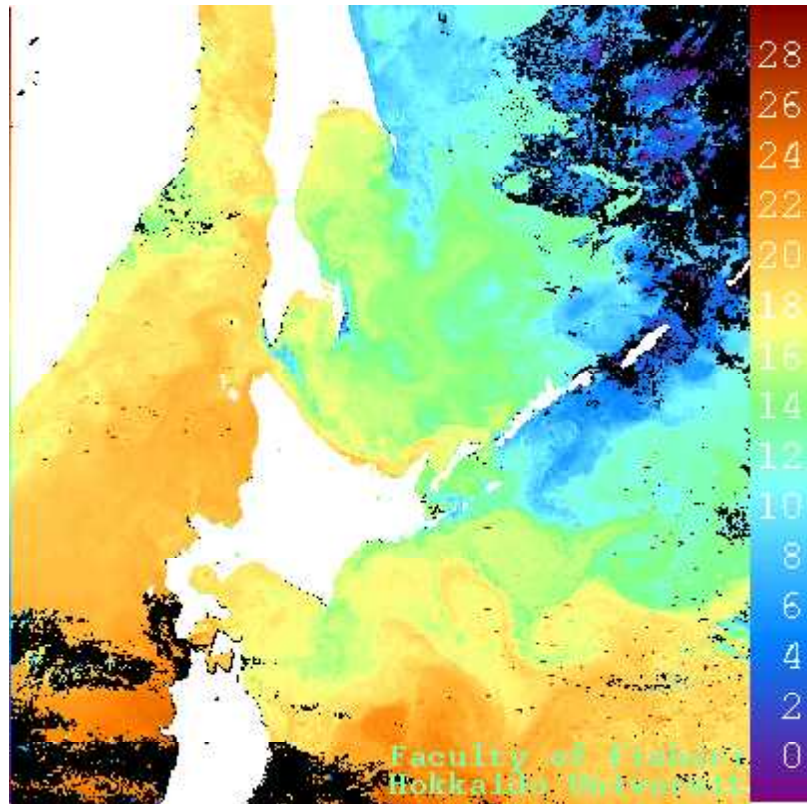


Fig.1-3 Sea surface temperature in the northern region of Hokkaido, Japan on July 27th, 2006 (From Graduate School of Fisheries Sciences and Faculty Hokkaido University URL: <http://www.fish.hokudai.ac.jp/info/noaa/index-j.htm>).

第2章

オホーツク海の宗谷暖流沖の底層に見られる高濁度水

2-1. はじめに

日本海を北上した対馬暖流の一部は宗谷海峡からオホーツク海に入り、宗谷暖流となる。北海道沿岸に沿って知床半島に向かう宗谷暖流は典型的な沿岸境界流である(花輪, 1984)。宗谷暖流は日本海とオホーツク海の水位差により駆動され、流速は夏季に最大、冬季に最小という顕著な季節変動を示す(青田, 1975 ; 松山ほか, 1999)。宗谷暖流は順圧成分が卓越するという特性から流速構造や流量の研究は遅れていたが、近年の観測機器の急速な進歩により流れの全体像が徐々に明らかになりつつある。Ebuchi et al.(2006)は宗谷海峡付近でのHFレーダーの観測により、海峡付近での宗谷暖流の表面流速の変動特性や水平構造を明らかにした。また、Fukamachi et al.(2008)は、HFレーダー観測に加えて、宗谷海峡近くに設置したADCP観測により、流速構造や流量の季節変動を論じている。著者らは、宗谷暖流の水平・鉛直構造や流量を直接測定することを目指して、1998年より夏季にADCPとCTD OCTOPUS、XBTを用いた暖流の詳細な横断観測を実施してきた(Matsuyama et al., 2006)。大陸棚の発達した上流から中流部での観測によると、宗谷暖流の幅は30~35kmで、強流部は距岸20~25kmに位置し、夏季の最大流速は $1.0\sim 1.3\text{ms}^{-1}$ に達した。また、流速は岸から強流部に向かって緩やかに増加し、最強流部より沖合に向かって急激に減少する構造を持つ。流れは順圧成分が卓越するが、流軸付近に傾圧成分が存在し、流れを強化する役割を果たしていた。さらに、宗谷暖流の沖側に暖流とほぼ平行して弱い順圧流が存在していることが分かった。

同じCTD観測資料を用いて、Ishizu et al.(2006)は、宗谷暖流に付随する現象として、夏季から初秋に流軸の沖側表層に現れる帯状低温域(冷水帯)について、その構造を解析し、力学モデルを用いて検討した。この現象は、当初、Iida (1962) やMaeda (1968) によって研究され、冷水帯は表層下に存在する中冷水の湧昇と関連したものであることが示唆された。Ishizu et al. (2006) は宗谷暖流沖側の冷水帯の分布および下層の密度分布から、表層の湧昇が海底付近まで連続していると指摘した。さらに、数値モデル実

験により形成機構を以下のように提案した。宗谷暖流は海底付近まで強い流れを持つため、海底境界層内に沖向きエクマン輸送が生じる。流軸より沖合では流れが急激に弱まり、エクマン輸送も弱まることから、暖流沖側の海底境界層に収束域ができ湧昇が励起される。この湧昇は海底から表層まで続くため、表層冷水帯が形成される。以上の過程は、海底境界層での沖方向への質量輸送や湧昇を促すことから、物質輸送に重要な役割を果たす可能性がある。

Ishizu et al. (2006)では触れられていないが、その観測資料には宗谷暖流の沖側の海底付近で透過率が低くなる現象が見られる。この海域の海底付近で透過率の低い海水が検出されたという研究報告がないことから、確認のために4年間にわたり、同様の観測を繰り返し、その実態を調べた。第2章では低透過率水の分布や特性について記述するとともに、その発生機構についても考察する。

2-2. 観測とデータ

観測は2000年～2003年の夏季に、東京水産大学(現在 東京海洋大学海洋科学部)練習船神鷹丸によって合計4回実施した。観測線はFig.2-1に示すように宗谷暖流に直交するよう設定した(2000年7月30～31日に測線O、Mで、2001年8月3～4日に測線O、Aで、2002年7月31日～8月1日に測線O、M、Aで、2003年8月2～3日に測線M、A、Uで観測)。CTD観測の測点間隔は5kmとした。観測に用いたCTDはFSI社のintegrated CTD OCTOPUS(an Octo Parameter Underwater Sensor) (Ishimaru et al., 1984)で、CTDユニットに取り付けたModel 1060-1M (Marine Systems Technology Inc., 光路長1m, 光源Green LED (570nm))とAQUATRACKA III (Chelsea社)によりそれぞれ透過率とクロロフィル蛍光値を測定した。

本研究海域は7°C以上の宗谷暖流水と2°C以下の低温なオホーツク海中冷水が相互に貫入しあっているため(Takizawa, 1982; Matsuyama et al., 2006)、1dbで3°C以上水温が変化することがあり、水温センサーの応答時間が電導度センサーに比べて遅いことにより、同時刻の水温・電気伝導度データを用いて塩分を計算すると塩分にスパイクが現れる。本研究では、川辺・川崎(1993) にならって応答時間の補正を行った後、5mの移動平均を施した。塩分に関しては、観測時に採水した海水をPortaSal(Guild line社)により検定し、CTDで得られた塩分値を較正した。

また、クロロフィル蛍光値については較正していないため、その絶対値については議論できないが、クロロフィル蛍光の相対値(Chl. FL: Relative Fluorescence)の分布の比較は可能であると判断して使用した。

2-3. 宗谷暖流域の流れと海水特性の分布

Fig.2-2は、2000年7月30日に雄武沖の測線OにおいてADCPで観測した流速とXBTで得た水温の断面図である。流速断面図と水温断面図から、宗谷暖流の幅は30~35kmで、強流部は距岸20~25kmに位置していることが分かる。最大流速は 1.0ms^{-1} を越えており、流速は岸から流軸に向かって比較的緩やかに増加するが、流軸から沖合に向かっては急激に減少する。流れは順圧成分が卓越するが、20km付近(流軸周辺)を中心として等温線が岸に向かって傾斜する分布と流軸周辺の流速鉛直構造から推定されるように、上層で南東向、下層で北西向の傾圧流成分が加わっていることが分かる。傾圧成分は流軸周辺の上層の流れを強化している。宗谷暖流の沖側には暖流とほぼ平行して流れる弱い順圧流が認められるが、下層の流向は上層より僅かにずれて沖に向いている。

Fig.2-3は、2003年8月3日の紋別沖の測線MでCTDにより得られた水温、塩分、密度、透過率、クロロフィル蛍光の相対値の鉛直断面図を示す。水温の断面図を見ると、岸から距岸約30kmまでは、Fig.2-2で示したように等温線は岸に向かって僅かに傾きながら、沖合に向かって次第に低くなっている。塩分と水温を比べると、宗谷暖流水の特徴を示す塩分33.6以上の高塩分域は高温域とほぼ一致し、さらに海底に沿って沖合に延びている。距岸30kmより沖側の中層付近には水温 2°C 以下、塩分32.8~33.4の中冷水(青田, 1975; Takizawa, 1982)が存在しており、その表層には、水温 18°C 以下、塩分32.5以下のオホーツク海表層低塩分水が水平に延びている。等密度線の分布は、宗谷暖流域では水温分布と非常に良く似ているが、沖合では表層に顕著な密度躍層が形成され、中下層は緩やかに成層している。沖合の中層域、いわゆる中冷水が占める海域では、水温逆転が起こっているが塩分変化で相殺されているため、密度的には安定している。30~35km付近の密度分布に注目すると、等密度線が湧昇を示唆する上に凸の構造をしており、この構造は海面から海底まで、連続しているように見える。Ishizu et al. (2006)は、この構造を海底エクマン層の収束に伴う湧昇によるものと考えた。クロロフィル

蛍光の相対値の分布は、表層で高く下層で低い値を示すが、表層では宗谷暖流域で低く、沖側で高い。約35kmより沖の亜表層(15~30db深)に極大が現れ、その下層(40db以深)では非常に低い値を示している。透過率は表層と底層で極小となるが、ただ宗谷暖流域には底層の極小は存在せず、沖側にだけ認められる。本研究では宗谷暖流沖側の低透過率水に焦点を当てる。表層の透過率とクロロフィル蛍光の相対値の分布を比較すると、40db以浅では、透過率の低い領域でクロロフィル蛍光の相対値が高いことが分かる。したがって、表層の低透過率はクロロフィルaの影響であると考えられる(例えば、パーソンズ・高橋, 1974)。一方、底層の透過率の等値線を見ると、等密度線と重なる事が容易に分かる。ここで見られる底層の低透過率水と密度分布の関係は注目すべき現象である。

2-4. 低透過率水の特徴

Fig.2-3の鉛直断面図から、宗谷暖流域と沖合域とで特性分布に顕著な違いが認められた。そこで、各代表点でのプロファイルから、低透過率水の特徴を調べる。代表点を暖流域ではSt.M4、沖合域ではSt.M9とし、両測点ともCTD観測は海底上5mまで行った(Fig.2-4)。

St.M4では表面で低かった透過率は躍層付近で急激に高くなり、25db付近から底層まで殆ど変化はなく高い値を示す。これとは反対に、クロロフィル蛍光の相対値は、表層で極大値を取ったのち、急激に低下し、40dbより下層では0.1~0.2の低い値を示している。40db以深では、水温、塩分の値も同様に鉛直的に一様な分布をしている。St.M9では20db付近に表層の透過率極小値が存在し、さらに深くなると、透過率は急激に増加し、30db以深で80%以上になるが、130db付近から急激に減少し、値は80%から30%へと大きく変化している。クロロフィル蛍光の相対値は、20db付近で透過率の極小値に対応して極大値を取った後、急激に減少し、40db付近から透過率の変化とは関係なく0.15以下の値となる。2点間の透過率の鉛直分布の違いは顕著であり、海底付近の低透過率水は、宗谷暖流の沖側、海底付近の中冷水のほぼ直下に分布していた。

Fig.2-5は、2003年に紋別(測線M)、網走(測線A)、ウトロ(測線U)で観測したクロロフィル蛍光の相対値と透過率の散布図を示す。散布図から海水特性を次の3つのグループに分けることができる；(i)透過率70%以上のグループ、(ii)透過率70%未満でク

クロロフィル蛍光の相対値が高くなるにつれて透過率が低下するグループ、(iii)透過率が70%未満でクロロフィル蛍光の相対値が0.15以下のグループ、である。(i)は透過率の高い宗谷暖流水と中冷水、(ii)はクロロフィル蛍光の相対値が高く、透過率が低い表層水、(iii)はクロロフィル蛍光の相対値が低く、透過率の低い底層水を示す。透過率70%未満、クロロフィル蛍光の相対値が0.15以下の底層水を本研究では底層高濁度水と呼ぶ。

Fig.2-3で見られるように底層高濁度水は観測された海域からさらに沖合に伸びているように見える。ここで、底層高濁度水をT-Sダイアグラム上にプロットしてみる(Fig.2-6)。底層高濁度水の塩分範囲は、紋別沖、網走沖、ウトロ沖でそれぞれ、33.55~33.95、33.70~33.85、33.60~33.80と多少異なるものの、ほぼ同じ塩分帯にある。それに対して、水温は、上流と下流にあたる紋別沖とウトロ沖では、1.5~3.5°Cであるのに対し、中間に位置する網走沖でのみ、3.0~4.0°Cとわずかに高い値を示す。宗谷暖流沖側の底層に観測されるため、T-Sダイアグラム上では非常に狭い範囲に分布する。また、密度で見ても $\sigma_t = 26.75 \sim 27.0$ の範囲に分布している。

2-5. 底層高濁度水の分布

Fig.2-7に紋別沖の観測線Mで、2000、2002年に観測した密度と透過率の分布を示す。底層高濁度水に濃い影を施し、また、透過率が70~75%、クロロフィル蛍光の相対値が0.2以下の海水に薄い影をつけた。透過率の分布を見ると、観測年ごとに多少の差異は見られるが、底層高濁度水は、距岸30~35kmより沖合の100db以深に分布し、海底に向かって透過率が低くなる。紋別沖では宗谷暖流は距岸30~35kmよりも岸側に、底層高濁度水は距岸30~35kmよりも沖側に位置している。密度分布には、透過率75%以下の値に影を施して、透過率の分布と密度分布の対応を調べた。図から、底層の等密度線の凸構造と透過率の等値線が類似した分布をしていることが分かる。同様に、紋別の上流側に位置する雄武沖(Fig.2-1の測線O)における密度と透過率の分布図を比較する(Fig.2-8)と、高濁度水は、距岸30~35kmより沖の100db以深の海底付近に存在している。以上のことから、夏季には大陸棚上の宗谷暖流の沖側の底層に高濁度水が恒常的に存在し、等密度線の上に凸の分布とよく対応していることが分かった。

次に、Fig.2-9a,b に紋別の下流に位置する網走沖(測線A)、ウトロ沖(測線U)の密度

と透過率の鉛直断面図を示す。両観測線とも距岸20kmより沖では水深が500dbより大きいので、観測は500dbまでとした。網走沖の透過率の分布を見ると、底層高濁度水は300db以深の海底付近に見られ、距岸25km以内の岸寄りに分布している。75%以下の薄いハッチは距岸約30kmの400db付近から沖合斜め上方へと延び、薄い影の下部は密度 $\sigma_{\theta}=26.9$ の等値線とほぼ一致している。このことから、75%以下の低透過率水は深度的には沖に向かって100db程度上下しているが、等密度線に沿うように広がっているといえる。ウトロ沖での透過率の分布を見ると、450~500dbの海底付近と距岸約28km、約380db付近にそれぞれコアが認められ、低透過率水は沖合上方へと延びている。ウトロ沖でも、網走沖と同様に等密度線の傾きと一致している。

以上のことから、陸棚が発達した雄武、紋別沖では底層高濁度水は宗谷暖流の沖側海底付近に存在しており、急峻な海底地形を持つ網走沖とウトロ沖では、底層高濁度水は海底地形に捕捉されるように岸寄りに移動して宗谷暖流の直下に分布していた。それから連なる低透過率水は等密度線に沿って沖合へと広がっていることが分った。

2-6. 考察

4年間のCTD観測の結果、全観測線で底層高濁度水が確認された。大陸棚の発達する雄武沖や紋別沖では宗谷暖流の沖側の底層高濁度水の分布は高密度水の分布と類似し(Fig.2-3, Fig.2-7, Fig.2-8)、上に凸状の等密度線と透過率の等値線が重なっているように見える。等密度線の凸状構造は海底付近での湧昇を示唆し、同時に海底付近の透過率の低下は海底堆積物の浮上を意味し、湧昇の存在を示唆する。Ishizu et al.(2006, 2008)は表面冷水帯の形成に宗谷暖流の海底境界層でのエクマン輸送の収束による湧昇が働いていると指摘した。海底境界層でのエクマン輸送の収束による湧昇は高密度水を上昇させ、海底から堆積物を巻き上げる可能性がある。そこで、海底境界層での沖向き輸送の収束と鉛直流について考えてみる。

海底に原点をとり、岸に平行に x 軸、沖向きに y 軸をとる。 x および y 方向の流れをそれぞれ u, v とする。海底境界層の上に、岸に平行な順圧流(宗谷暖流) u_g が存在すると仮定する。また、海底は平らで、粘性境界であることから、流れはゼロとする。この条件の下で、境界層内の流速は

$$\begin{aligned} u &= u_g \{1 - e^{-z/h} \cos(z/h)\} \\ v &= u_g e^{-z/h} \sin(z/h) \end{aligned} \quad (1)$$

となる。ここで、 h はエクマン層の厚さで、 y 方向の流れ v がゼロになる深さとする (例えば、Kundu,1990)。沖向きエクマン体積輸送量 N は (1) 式を利用すると、

$$N = \int_0^{\infty} v dz = 1/2 h u_g \quad (2)$$

と求まる。一般に、 $h = (2k/f)^{1/2}$ で k は鉛直渦粘性係数である。ただし、 f はコリオリ・パラメータを表す。 h はIshizu et al.(2008)が計算に用いた結果($h=11\text{m}$)を採用する。この値については、Ishizu et al.(2008)が論議し、各海域で観測された値と比較し、妥当であると指摘している。この時の鉛直渦粘性係数は $k=6 \times 10^{-3} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ となり、他海域での観測と比較しても妥当な値である(Ishizu et al., 2008)。ADCP観測から得られた岸に平行な流速 u_g から (2) 式を用いると N が求まる。Ishizu et al.(2008)は2000年～2002年にADCP観測を行った枝幸沖(Line E)、雄武沖(Line O)、紋別沖(Line M)での海底エクマン輸送を見積もっている(Fig.2-10)。エクマン輸送量は岸から宗谷暖流の流軸である20km付近まで増加し、以後、沖合に向かって減少する。この分布から、海底エクマン境界層は、岸から流軸までは発散し、流軸より沖側で収束する。距岸40～50kmで最小となるのは、Fig.2-2で見られるように40km付近から沖側で岸に平行な成分は殆ど変化しない事に因る。

Fig.2-10の点線は水平収束・発散量を見積もったもので、この図より以下の方法により、海底エクマン層上端の鉛直流 w が求まる。海底は平らであるとし、また岸に平行な流量は変化しないと仮定する。連続の式を海底からエクマン層の上端まで積分すると、鉛直流 w は次の式で導かれる。

$$w = -\frac{\partial N}{\partial y} \quad (3)$$

ここで、沖向き流量 N が減少する海域で湧昇流が起こることが分かる。エクマン

層上端での最大の鉛直流を見積もると、 $10\sim 20\text{cms}^{-1}$ の大きさとなった。この値は、他の海域の海底境界層で測定されている値に近い妥当な値と評価できる (Ishizu et al., 2008)。

Fig.2-3、Fig.2-7、Fig.2-8によると、距岸約40kmより沖側に幅広く高濁度水は分布している。つまり、エクマン層上端の湧昇流が殆どなくなる距岸40kmより沖側にも高濁度水が分布している事が分かる。その理由として次のように考えられる。この海域での高濁度水の分布については、湧昇域で海底から堆積物の巻き上げによって形成された高濁度水が沖に向かう弱い流れによって輸送された可能性がある。前述のように、距岸40km付近より沖側の海底境界層内ではエクマン収束はゼロであるが、沖向きの輸送が起こっている(Fig.2-10)。さらに、Fig.2-2の流速分布に示すように、宗谷暖流の沖側の南東流は上層では宗谷暖流に沿って岸に平行に流れるが、下層ではわずかに沖合に向かう傾向を示す。これは、他の観測でもしばしば見られ (例えば Ishizu et al., 2006のFig.2-3)、沖合下層で沖向き成分が現れると推定される。海底境界層での沖向き輸送と宗谷暖流沖側の南東流の両方が、距岸20km~40km付近の湧昇域で形成された高濁度水を沖側に輸送する可能性がある。

一方、上流に高濁度水の発生域があって、海流によって輸送されてきた可能性について考えてみる。本海域の上流にあたり海流や潮流が最も強い宗谷海峡が発生域、または日本海から高濁度水が流入してきたとする。宗谷海峡の幅が40km程度であるが、高濁度水の分布域はそれより、はるか沖合まで延びていることから、宗谷海峡を通して輸送されてきたと考えるのは難しい。一方、サハリン東岸の大陸棚上や沖合中層で高濁度水が観測されていることから (Nakatsuka et al.,2004)、南下する東樺太海流により輸送されたとも考えられる。しかし、今回の観測海域からは約600km離れており、予測される経路上での観測が必要であり、今後、観測により、高濁度水の粒径分布や栄養塩などの特性を調べて、サハリン東沖の高濁度水との比較を行うことが求められる。

2-7. まとめ

2000年から2003年の夏季に合計4回、オホーツク海の北海道沿岸において宗谷暖流を横切る測線を設定してCTD OCTOPUS 観測を実施した。観測では水温、塩分に加えて、透過率、クロロフィル蛍光の相対値を測定した。各年各測線で宗谷暖流沖側の底層に低透過率水が存在することを見つけた。ここでは、クロロフィル蛍光の相対値と無関係に透過率が低下している海水を底層高濁度水と呼び、その分布を調べた。底層高濁度水は陸棚幅の広い雄武沖や紋別沖では、距岸約30kmより沖側の海底付近に存在し、低透過率の等値線は等密度線と同様に上に凸の分布をしていた。陸棚幅が狭い網走沖からウトロ沖ではより岸近くに分布すると共に深くなり(300db以深)、底層高濁度水から延びる低透過率の水塊は等密度線に沿って沖合へと広がっていることが分かった。

底層高濁度水の形成は岸に平行な流れ(宗谷暖流)の海底境界層において励起される沖向きエクマン輸送の収束によって生じる湧昇が海底堆積物を巻き上げた可能性がある。また、沖合への広がり、宗谷暖流の沖側の南東流が底層で僅かに沖向き成分を持つことと、海底エクマン層の沖向き成分との両者が関与していると推測された。

今後、底層高濁度水の特性和共に輸送や成因について、現場調査と数値実験などを通して検証していく。さらに、本海域の底層高濁度水が生物生産に果たす役割などを明らかにしていきたい。

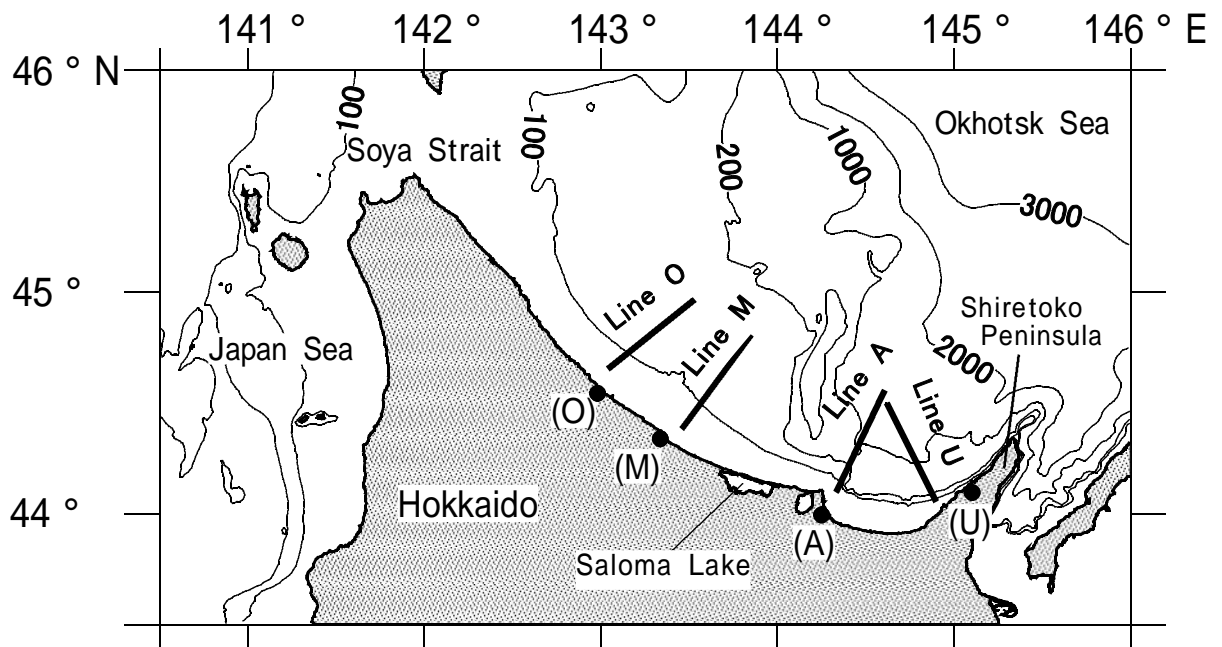


Fig.2-1 Map of the observation area and locations of observation lines. Bottom contours are in meters. (O)Ohmu , (M)Mombetsu , (A)Abashiri , (U)Utoro.

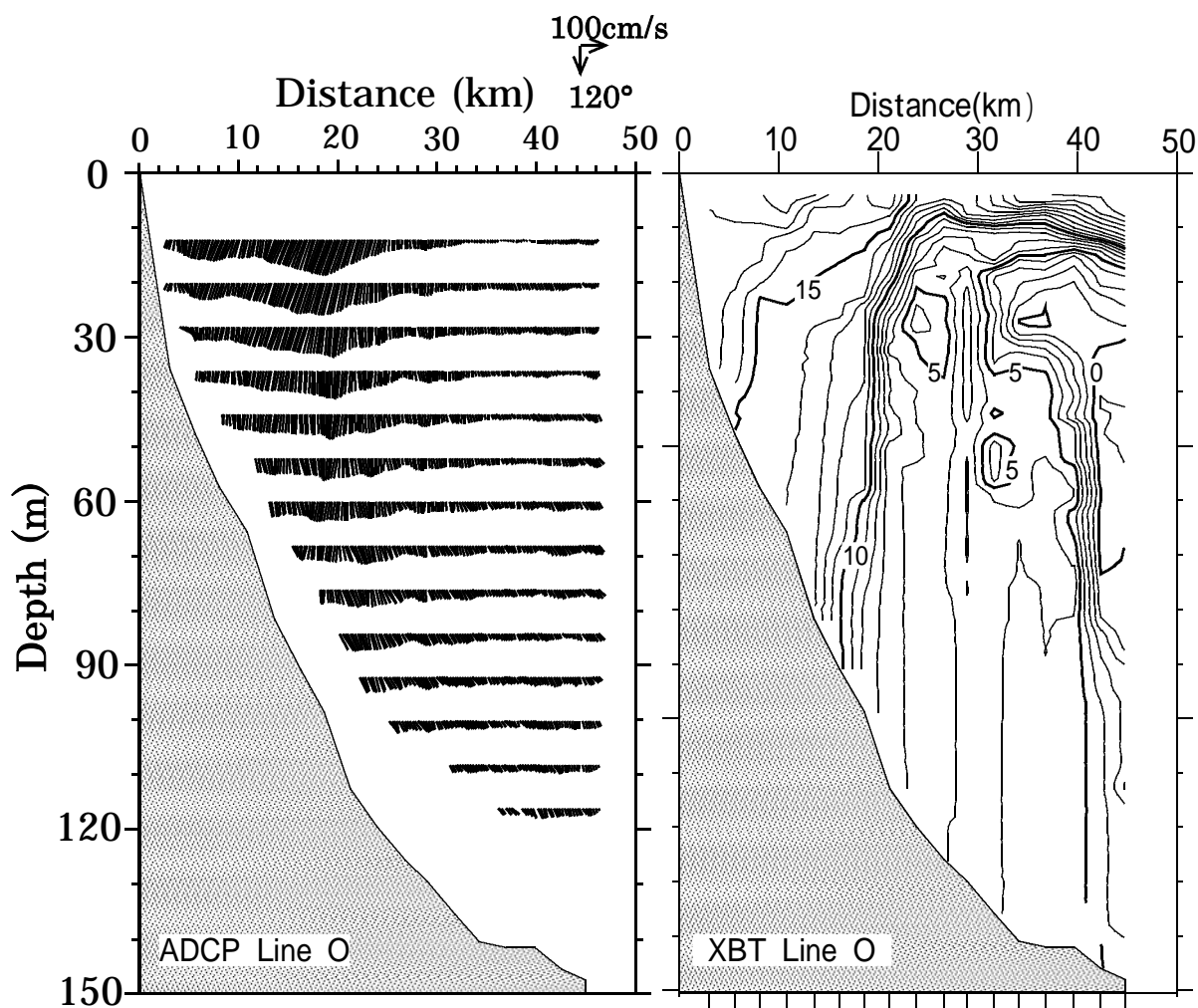


Fig.2-2 Vertical sections of current(cm s^{-1}) (left) and temperature() (right) along Line O observed on July 30th, 2000 (After Matsuyama et al., 2006).

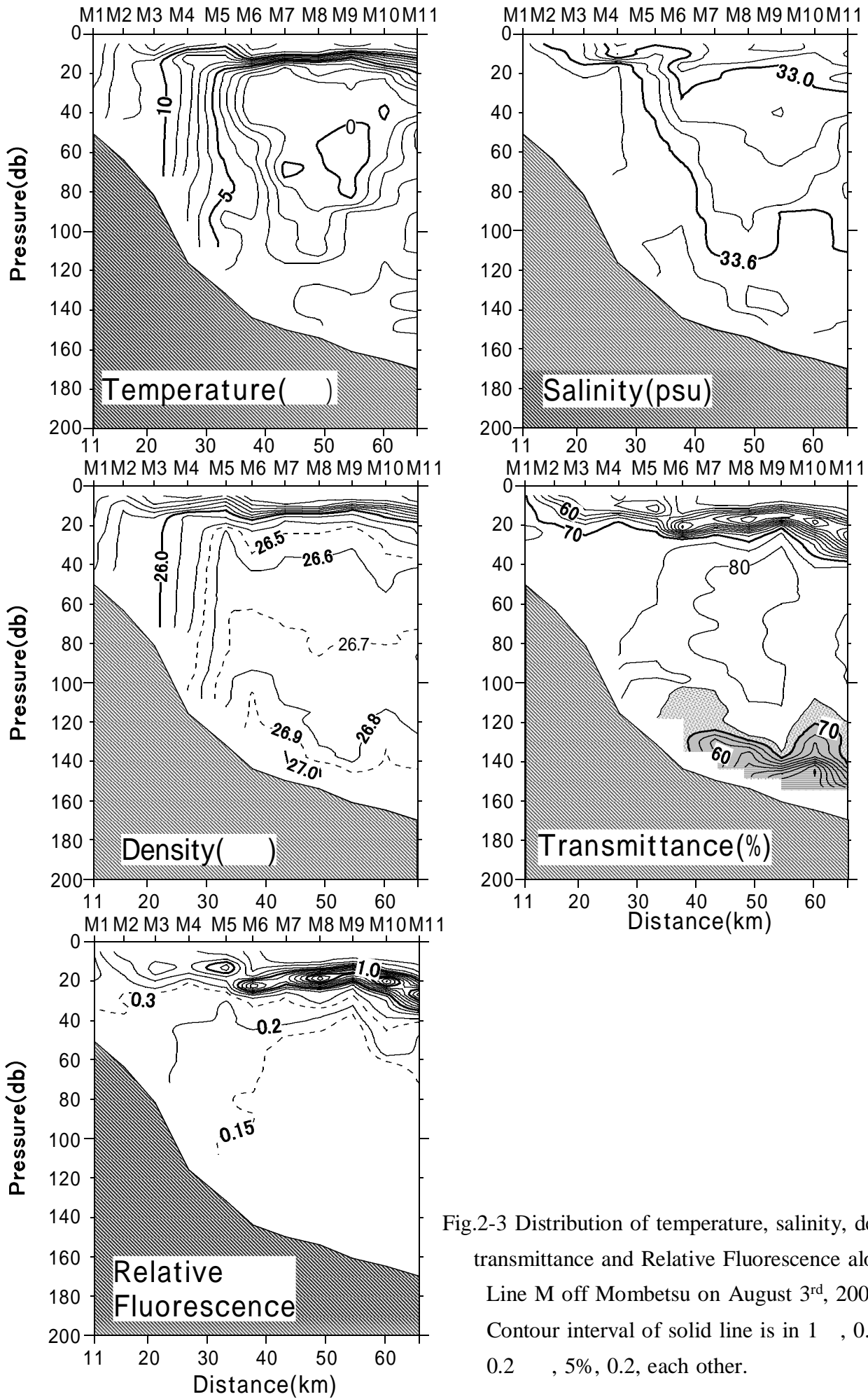


Fig.2-3 Distribution of temperature, salinity, density, transmittance and Relative Fluorescence along Line M off Mombetsu on August 3rd, 2003. Contour interval of solid line is in 1 °C, 0.2psu, 0.2 sigma-t, 5%, 0.2, each other.

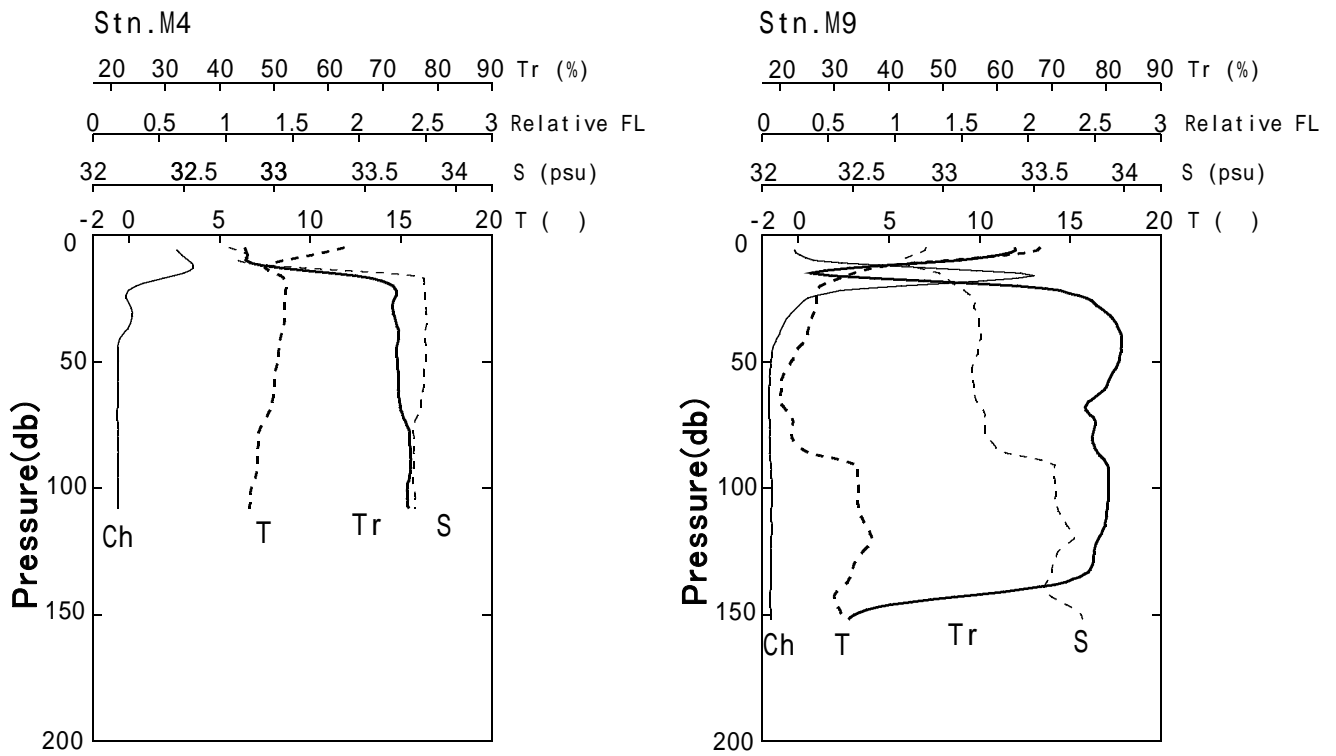


Fig.2-4 Vertical profiles of temperature (T), salinity (S), transmittance (Tr) and relative fluorescence (Ch) at Stn.M4 and Stn.M9 along Line M off Mombetsu observed on August 3rd, 2003. Bold broken line is temperature, thin broken line is salinity, bold solid line is transmittance, and thin solid line is relative fluorescence.

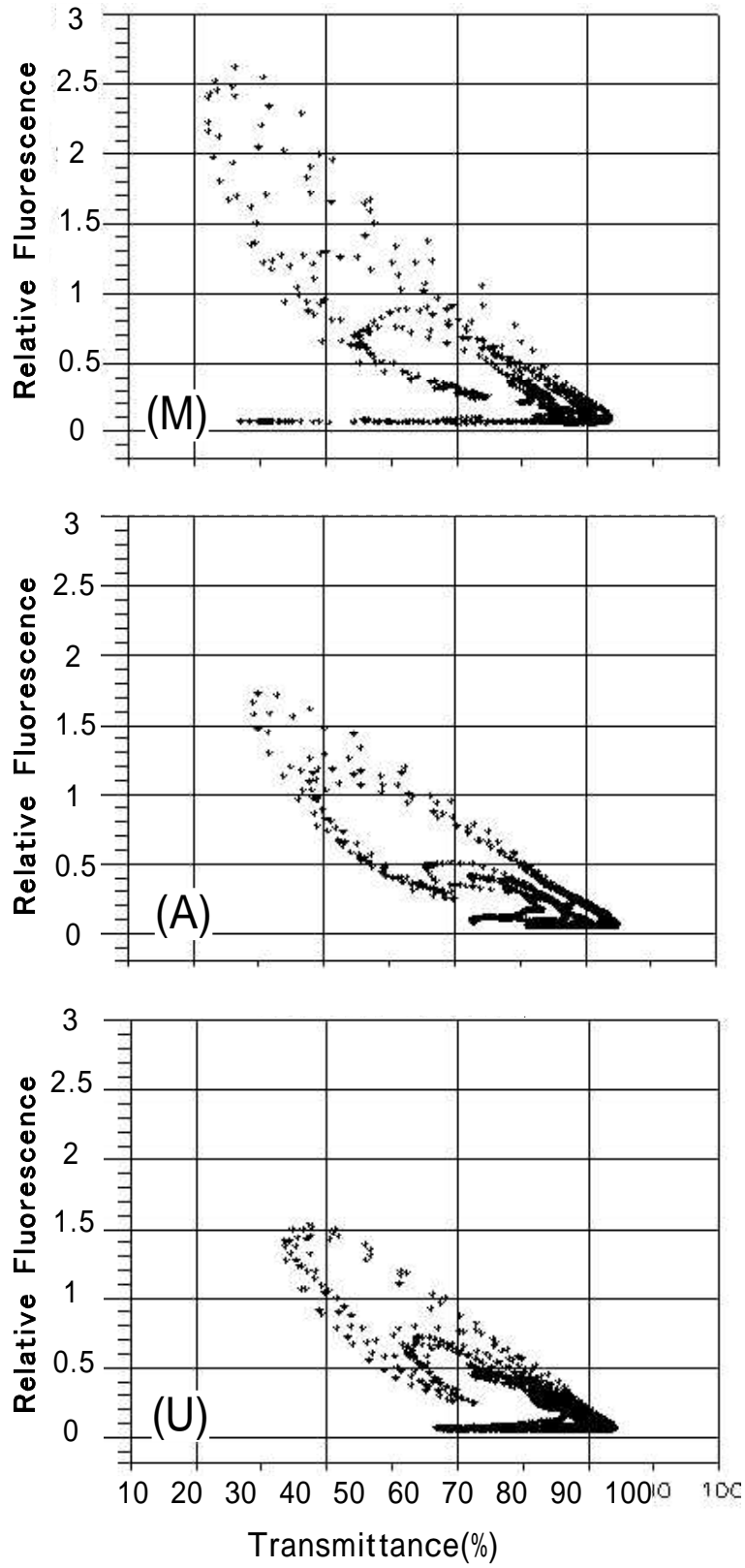


Fig.2-5 Relative Fluorescence - Transmittance diagram for the data observed in Line M, Line A, and Line U on August 2nd and 3rd, 2003.

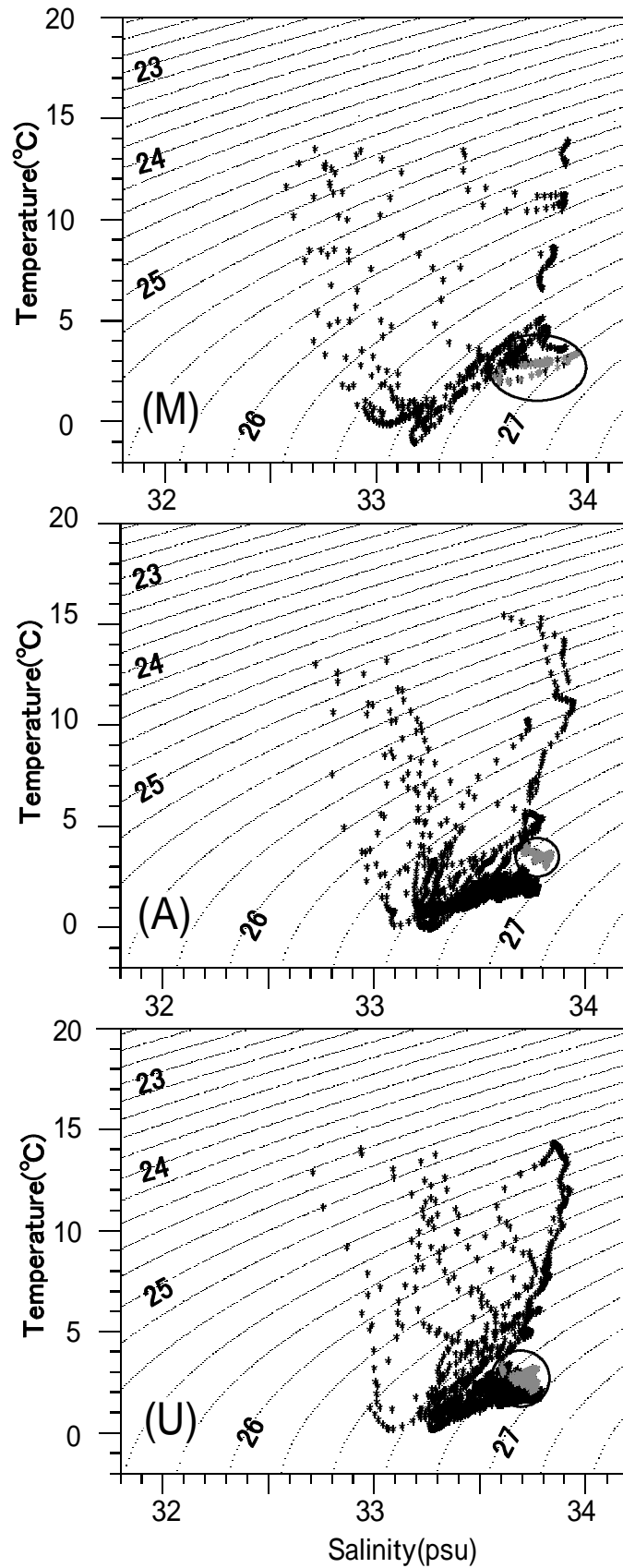


Fig.2-6 T-S diagrams for the data observed along Line M, Line A and Line U observed in 2003. The bottom high turbidity water (Tr < 70%, relative FL. 0.15) is indicated by gray symbol.

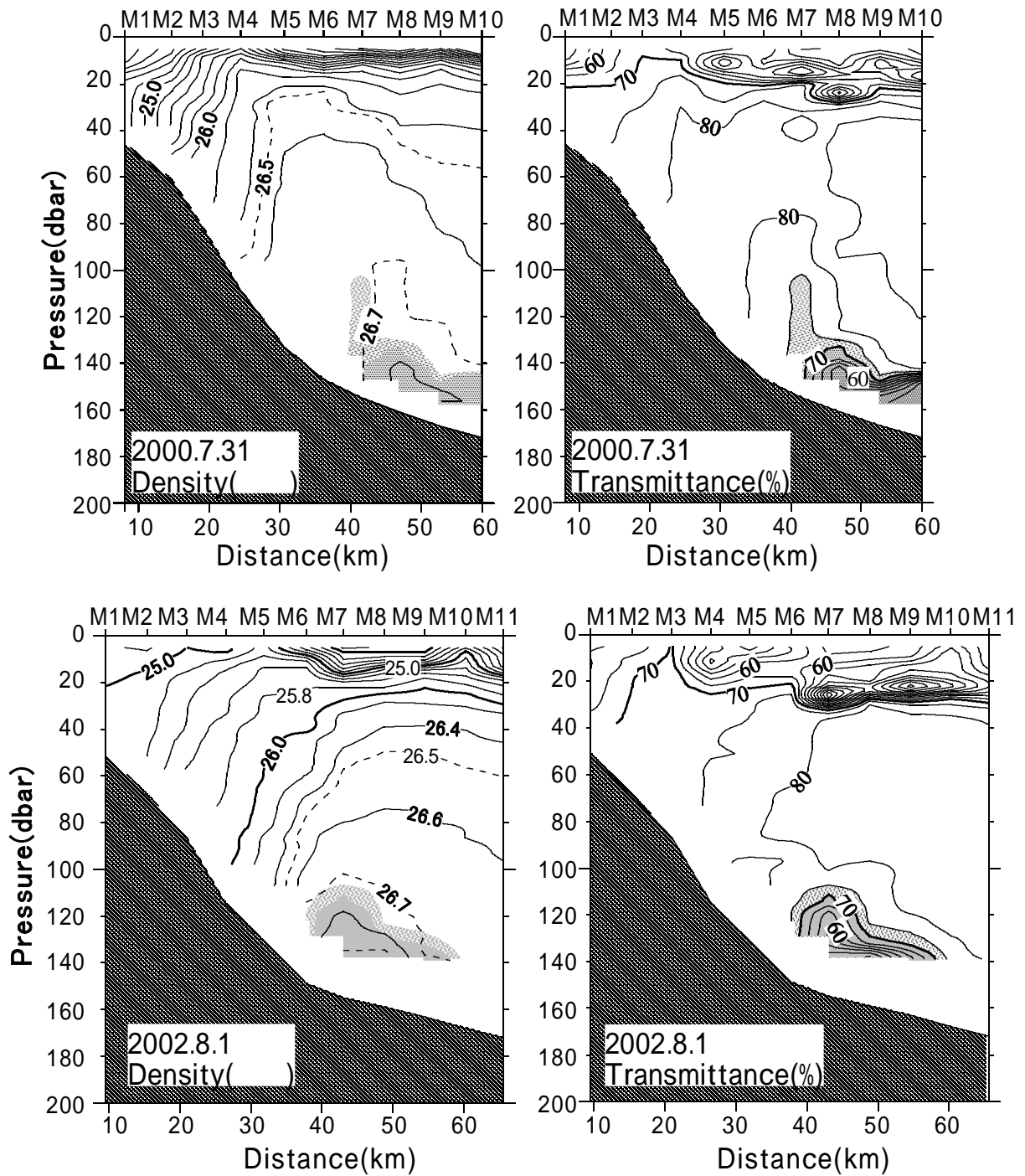


Fig.2-7 Vertical sections of potential density (left) and transmittance (right) off Mombetsu in summer of 2000 (upper panel) and 2002 (lower panel). Shaded portion in density distribution indicates low transmittance ($< 75\%$) and low relative fluorescence (< 0.2) region.

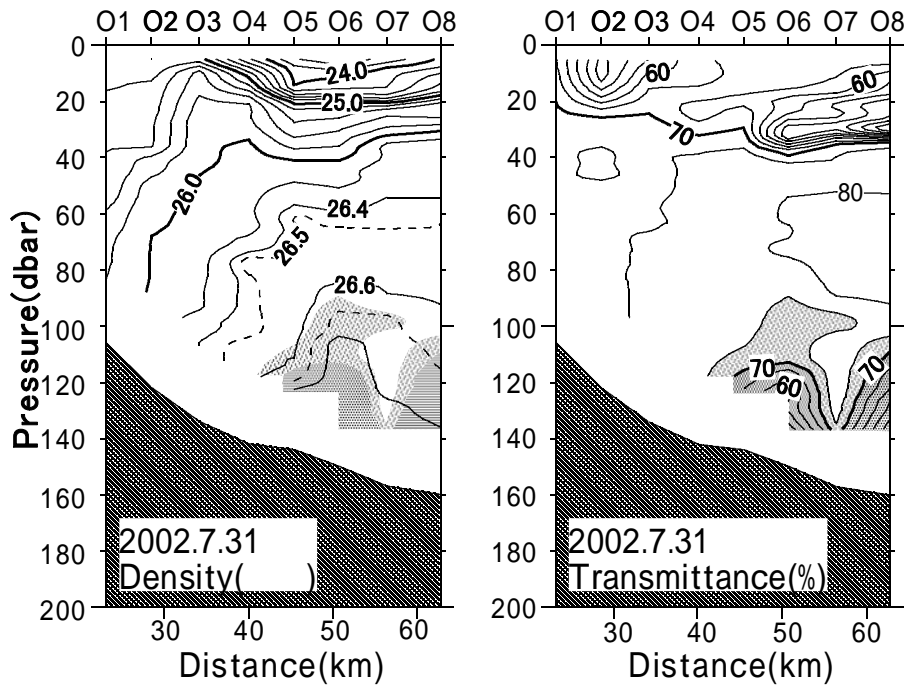


Fig.2-8 Vertical sections of potential density (left) and transmittance (right) along Line O off Ohmu in July, 2002. Shaded portion in density distribution indicates low transmittance ($< 75\%$) and low relative fluorescence (< 0.2) region.

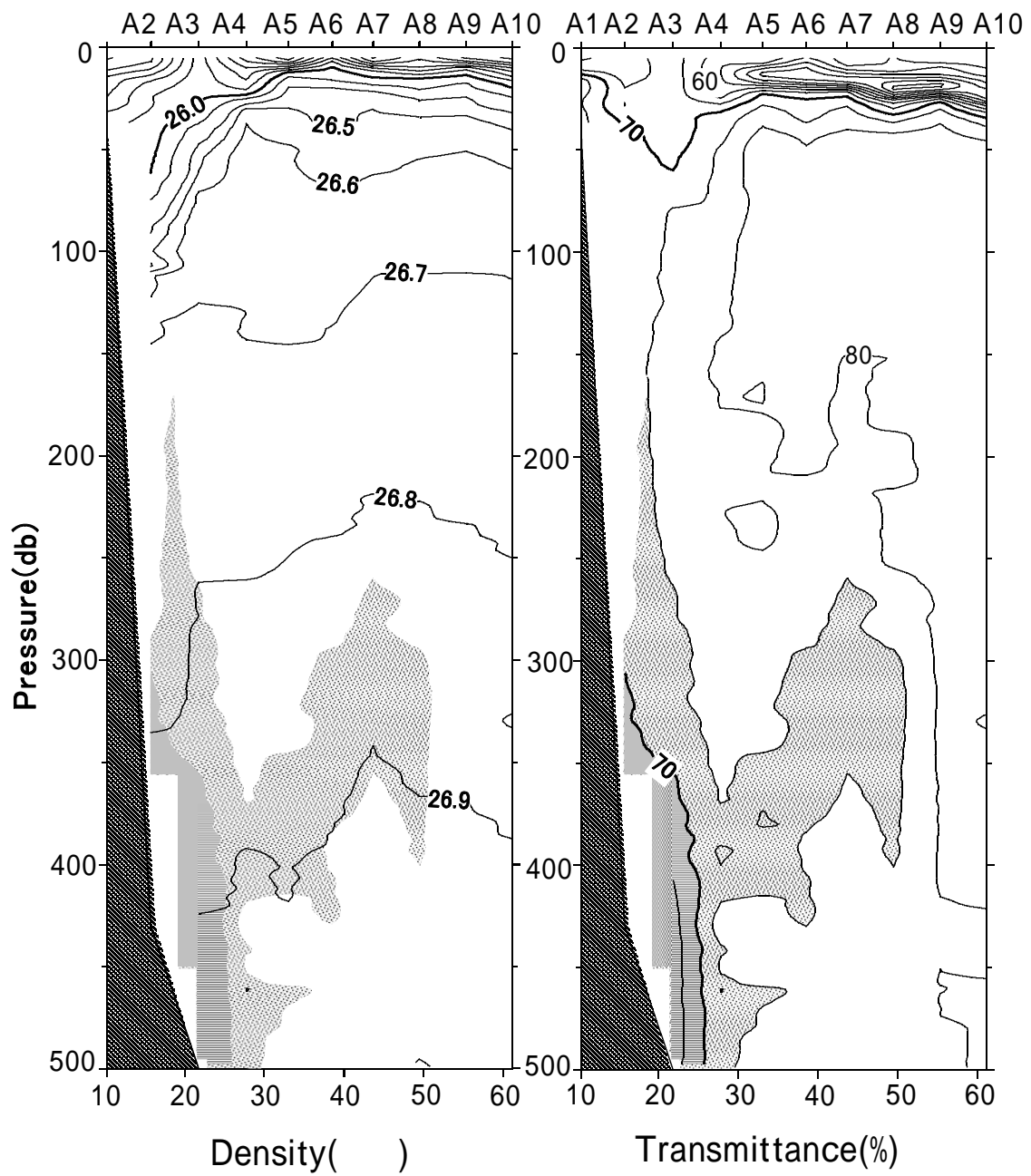


Fig.2-9a Vertical sections of potential density and transmittance off Abashiri on August 2nd, 2003. Shaded portion in density distribution indicates low transmittance (< 75%) and low relative fluorescence (< 0.2) region.

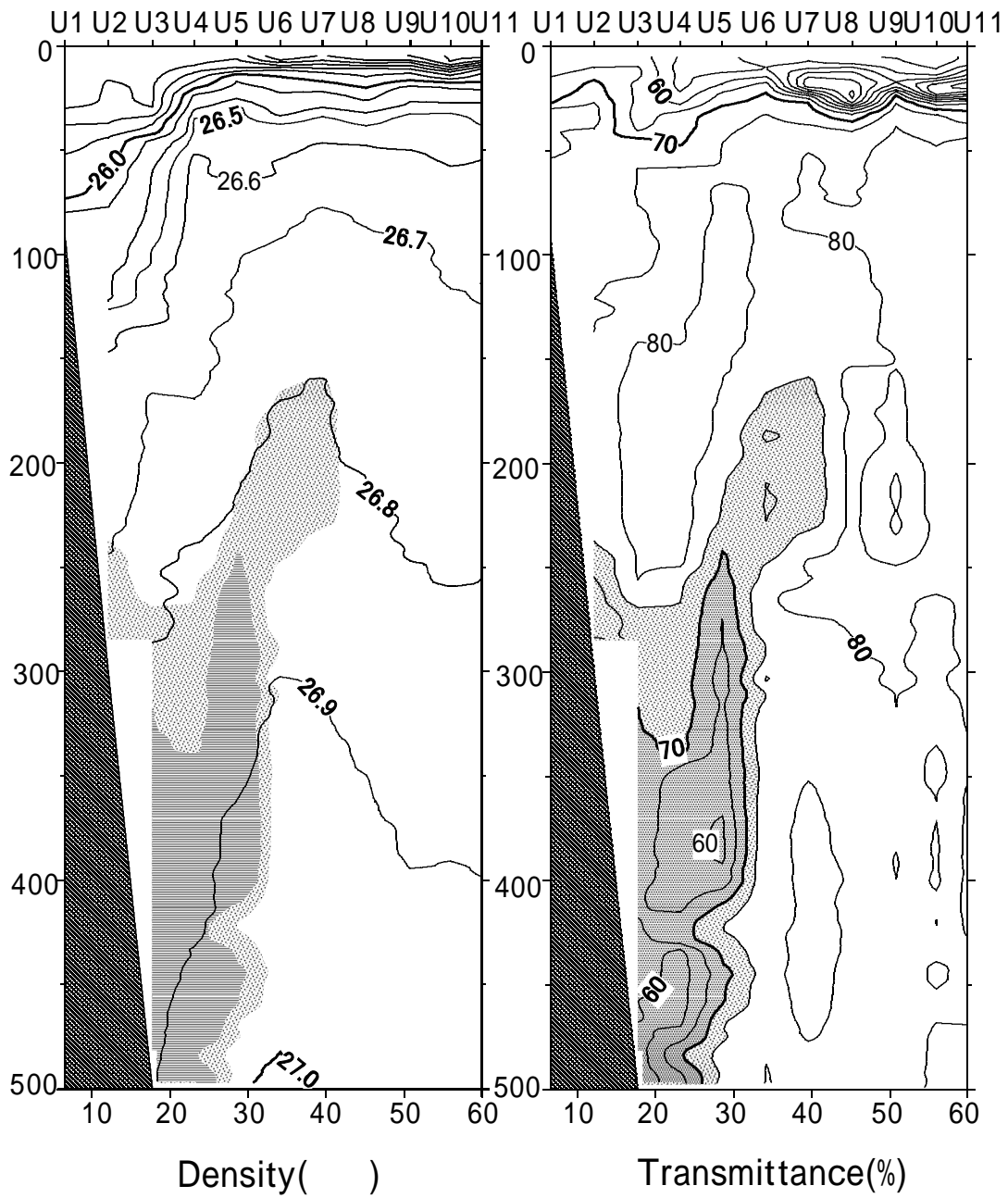


Fig.2-9b Vertical sections of potential density and transmittance off Utoro on August 2nd, 2003. Shaded portion in density distribution indicates low transmittance (\approx 75%) and low relative fluorescence (\approx 0.2) region.

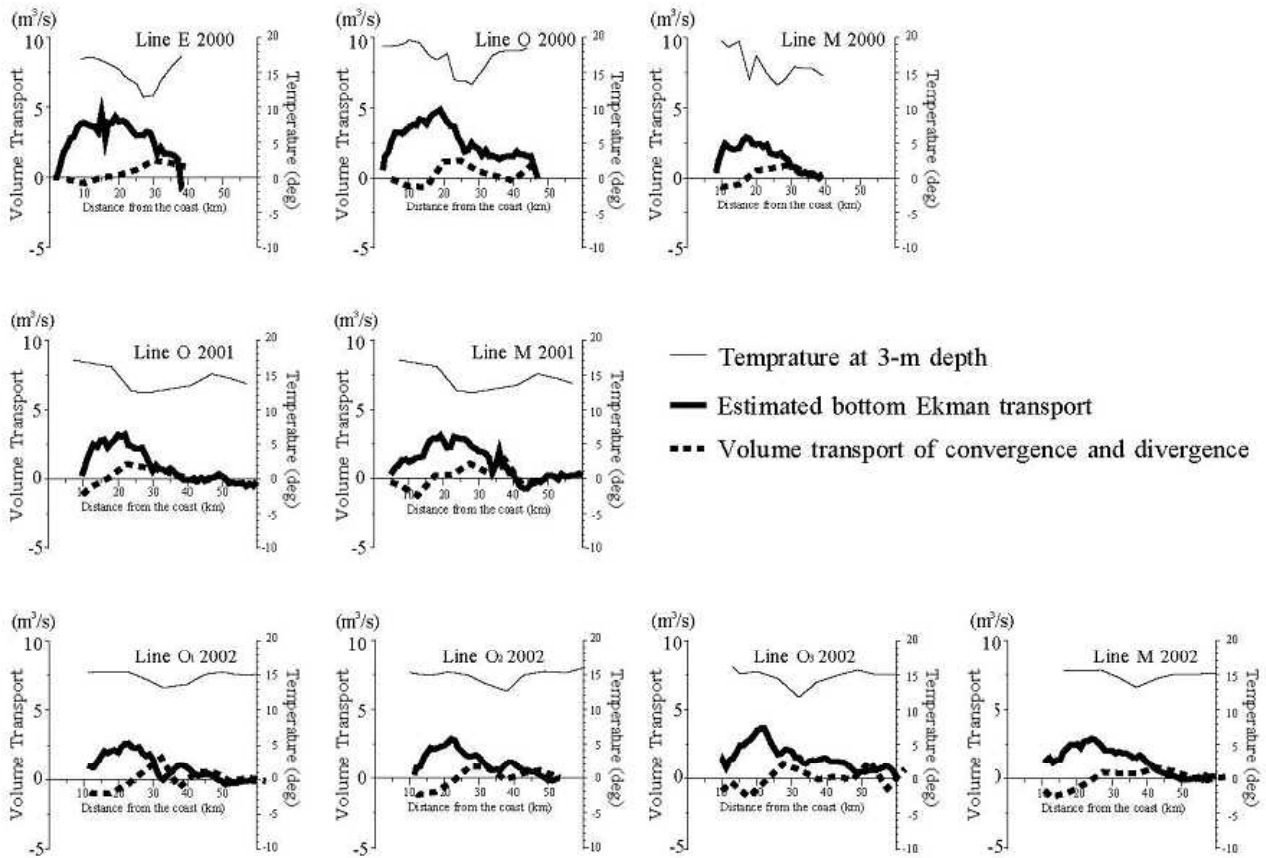


Fig.2-10 Horizontal distributions of the temperature at 3m depth, cross-shore volume transport within the bottom boundary layer, and the volume transport of convergence and divergence (after Ishizu et al.,2008).

第3章

夏季の宗谷暖流沖合の底層で観測される高濁度水の特徴

3-1. はじめに

第2章では、夏季のオホーツク海北海道沿岸の宗谷暖流沖合に底層高濁度水が定常的に存在し、宗谷暖流の中流から下流にかけて、ほぼ全域で確認できることを明らかにした。底層高濁度水は、宗谷暖流中流域での雄武沖や紋別沖の大陸棚上に存在し、上に凸の分布をしており海底付近の密度分布と類似していた。一方、下流の網走沖やウトロ沖では、陸棚幅が狭くなることから岸寄りに分布すると共に存在する深度も300db以深と深くなっていた。底層高濁度水は、宗谷暖流の主軸より沖側に分布しているのが特徴である。宗谷暖流沖合の底層高濁度水の生成・輸送過程については、宗谷暖流の海底境界層でのエクマン輸送の収束に伴う湧昇であると考えられた。これはIshizu et al.(2006)が宗谷暖流の沖側海面に現れる冷水帯の形成機構として提案した湧昇構造と同一のものである。すなわち、宗谷暖流の海底境界層でのエクマン輸送が宗谷暖流の主流部から沖側に向かって収束することによって湧昇が生じ、それにより海底堆積物や懸濁粒子が浮遊して、底層高濁度水域を生成していると考えられる。

近年、オホーツク海の北海道沿岸で海底堆積物の調査が行われ、興味深い結果が田辺・坂本(2002)により示された。彼らは2000年、2001年にオホーツク海南西部において海底表層堆積物試料を用いて、粒度分析および鉍物分析を行い、オホーツク海北海道沿岸域の海底堆積物の水平分布を示した。これによると、宗谷暖流の流域付近では砂粒子(63~2000 μm)、宗谷暖流の沖側にはシルト粒子(2~63 μm)が卓越しているという結果を示している。一方、筆者と同様、海底付近の濁度の観測を行っていた野田ほか(2001)は、同海域で海底直上の濁度の水平分布と宗谷海峡に近い浜頓別沖の測線での濁度の鉛直断面図を示した。彼らによると、距岸40~70kmの底層に高濁度水が見られ、浜頓別沖の海底直上では高濁度水が北から南に舌状に分布していることを示した。これらの研究が本研究の第2章で示した底層高濁度水とつながっていると考えられる。従って、筆者らが第2章で示した結果は、他の研究者の観測でも示されたことになる。

宗谷暖流の沖合底層に定常的に形成される底層高濁度水は、オホーツク海の南西部大陸棚上に形成される漁場と深く関わっている可能性がある。豊富な生物資源、特に底魚、カニ類、貝類など底層に生息する生物の分布や生活史に直接影響を与えている事も考えられる。漁場形成を考える上で、底層高濁度水がどのような役割を果たしているかという点で非常に興味深い。そこで、底層高濁度水の沖合への広がりと同時に、含まれる物質の性質は、どのようなものであるかを調べる観測を計画した。構成する物質の分布が明らかになれば、その物質の起源や底層高濁度水のルートの解明に繋がる可能性もあり、研究の方向も大きく開かれると期待される。

2006年夏に宗谷暖流を横断する測線でCTD OCTOPUS観測を行った。測線は雄武沖から日本とロシアの領海線(岸から90kmの沖)までと以前の観測より長く設定し、各測点において採水を行って栄養塩、粒径分布、クロロフィル a 、フェオ色素の分析を行った。この章では、水塊特性から底層高濁度水の懸濁粒子の組成を調べるとともに、その起源について考察を加える。

3-2. 観測と分析

3-2-1. 観測

2006年7月31日～8月5日に東京海洋大学練習船神鷹丸により、CTD観測を行った。使用したCTDはFSI社のintegrated CTD OCTOPUS(an Octo Parameter Underwater Sensor) (Ishimaru et al.,1984)で、CTDユニットに搭載したModel 1060-M1(Marine Systems Technology Inc., 光路長1m, 光源Green LED(570nm)とAQUATRACKA III (Chelsea社)により、それぞれ透過率とクロロフィル蛍光の相対値を測定した。

観測線を、Fig. 3-1に示す。宗谷暖流を横断するように岸から北東へ延びる2本の観測線を設定した。下流側の雄武沖では観測線を宗谷暖流の沖合からさらに十分延ばして距岸約90km沖までに15測点を、上流側の枝幸沖では距岸距離20～40km間の約20km間に5測点を設けた。いずれの測点でも海底直上5mまで観測し、各測点において、クロロフィル a 、フェオ色素、栄養塩類(ケイ酸塩、硝酸塩、亜硝酸塩、リン酸塩)、粒径分析、塩分検定の分析を行うために採水した。

3-2-2. 分析

St.E1, E2, E3 を除く全ての CTD 観測点において 12 層で採水した。各成分について分析の方法は以下の通りである。

1) 栄養塩

各層で 100mL 瓶に採水し、船上で直ちに採水瓶から 20mL のシリンジにサンプルを取り、シリンジの先に取り付けたフィルター(ADVANTEC 社 Cellulose Acetate 0.20 μ m) にてサンプルを濾過し、アクリルスピッツ管(サンブラテック社 8mL) 2 本にサンプルを採取した。サンプルは試験管に立てた状態で凍結保存した。共洗いはそれぞれ 2 回ずつ行った。

サンプルを大学の研究室に持ち帰った後、測定直前に解凍し BRAN LUEBBE 社の Auto Analyzer AACS-III を用いて、ケイ酸塩、硝酸塩、亜硝酸、リン酸塩の 4 項目の分析を行った。本研究では、ケイ酸塩、硝酸塩の結果を示す。

2) 塩分

観測時に採水し、塩検瓶で常温に保存し、研究室に持ち帰った後 Guild line 社の Portasal で検定し、CTD で得られた塩分値を校正した。

3) 粒径

底層高濁度水が見られる海底付近で採水した(Table.3-1)。採水後、冷凍庫にて冷凍保存し、研究室まで持ち帰った。粒径測定には BECKMAN COULTER 社の COULTER MULTISIZER II を用いた。サンプルを計測前日の夕方に解凍し、翌日に測定を行った。計測できるサンプルの径は、アパチャチューブの径の 2~60% である。100 μ m 径のアパチャチューブを用いて測定した。この際、サンプル毎に 4~5 回計測し、それらを粒径毎に平均して 1 つのデータとした。1 回の測定に使用するサンプルは 500 μ L であることから、2 倍して 1mL 中の粒子数を表示した。

計測中に、2 μ m 以下にピークがみられたことから、30 μ m のアパチャチューブに取り替え、再測定を行ったが、チューブに粒子が詰まり計測が不可能であったために断念した。

4) クロロフィル *a* およびフェオ色素

クロロフィル *a* は合計 12 点(St.2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, E4, E5)で、最深層から 10 層ずつ採水し、250mL の角形ポリ瓶に入れ、光を避けて採水後直ちに 200mL の試水を量り取り、ワットマン GF/F25mm のフィルターを用いて濾過した。濾過には、3 連のマニホールドを用いた。植物プランクトンが壊れないようにポンプの圧力は 1/5 気圧以下、すなわち 0.02MPa 以下とした。濾過し終わったフィルターは、半分に折ってザルステッドチューブに入れ、ディスペンサーによって 6mL の DMF 溶液を注入し、チューブのふたをしっかりと閉め、遮光性の黒い袋に入れた後、凍結保存して研究室に持ち帰った。

研究室で分光光度計 Tuner Design 10R と 10AU を用いて、サンプルのクロロフィル *a* とフェオ色素の値を測定した。計測時の結露を防ぐため、サンプルは解凍して室温に戻した。10AU は 10R での分析結果の確認のために使用した。クロロフィル *a* の測定方法は Suzuki and Ishimaru(1990) に従った。

3-3. 観測結果

3-3-1. 鉛直断面図からみた海況の特徴

Fig.3-2 に雄武沖で観測した水温、塩分、密度(σ_θ)の鉛直断面図を示す。表層下を見ると、沿岸側に高温高塩水が、沖合側に低温低塩水が分布する。沖合表層に水温と塩分の躍層が形成されており、結果として強い密度躍層が見られ、表層 20m で σ_θ が 2.0 も変化している。表層下での沿岸水と沖合水の間にあたる St.6~St.8 に、水温と塩分に顕著な前線が存在する。前線を構成する海水は、水温では 0~6°C、塩分では 33.2~33.6psu である。密度分布を見ると St.6~St.8 には前線が存在しないことから、水温と塩分だけで構成される熱塩フロントであることが分かる。沿岸側の相対的に高温高塩水は宗谷暖流水を示しており、沖側の低温低塩水は中冷水とされている水塊である(青田, 1984; Takizawa, 1982)。

沖合表層に薄く延びる海水はオホーツク海表層水と呼ばれている。冬季に表面を覆っていた海氷が春季に融解したため低塩分水が表層を占め、さらに初夏から晩夏に海面からの加熱を受けて高温化した結果、表層に低密度水が形成されたものである(例えば 青田, 1975)。

一方、沖合表層下の 40m 以深には、非常に低温な中冷水(2°C以下)が広範囲を占めており、その多くは 0°C 以下である。夏季でも海面からの加熱の影響が極めて少なく、前年冬季の影響をそのまま維持している。中冷水域では水温が低く、変化も小さいことから沖合では塩分が密度を支配しているといえる。熱塩フロントの底層を見ると、水温塩分の等値線が沖合に延びる様子が見られる。図で見る限り、St.12 付近まで延びている。

宗谷暖流域に注目すると、水温 6°C 以上、塩分 33.6psu 以上の海水が占める領域と定義でき、St.7 より沿岸側で、岸から距岸 35~40km に相当する。Takizawa(1982)が夏季の宗谷暖流水の指標として示した下限の 7°C より 1°C 低いが、図で見る限り、下限を水温 6°C とするのは妥当である。宗谷暖流域で 9~17°C の等温線が沖から岸に向かって傾斜している。同様な傾向は塩分には見られないが、密度には見られ、 σ_θ にして 26.5~24.4 が相当している。この傾斜は、Matsuyama et al. (2006)でも指摘したように、宗谷暖流に傾圧成分が含まれている事を意味している。しかしながら、宗谷暖流は順圧成分が卓越する事には変わらない。海面付近の水温を見ると、St.7 付近で最も低くなっており、これが Ishizu et al.(2006, 2008)が指摘した冷水帯である。

次に、雄武沖の上流にあたる枝幸沖の横断観測から海況の特徴を調べる(Fig.3-3)。雄武沖と同様に水温、塩分、密度の分布を示したが、観測域が距岸約 20~40km と狭く、宗谷暖流の流軸より沖側の部分が殆どであるため、表層を除けば、特性量の水平変化は乏しい。僅かに距岸 35~40km 付近に熱塩フロントの構造が認められる。全体の分布の特徴は雄武沖(Fig.3-2)と極めて良く似ている。雄武沖との比較で、僅かに枝幸沖の特徴が見られるのは密度の分布で $\sigma_\theta = 26.4$ および 26.6 の等値線が上に凸の分布、すなわち湧昇を示唆する分布がはっきりしていることである。両観測線の特徴が類似している事から、観測線の長い雄武沖の観測資料を中心にして議論を進める。

3-3-2. 透過率とクロロフィル *a* の分布の特徴

Fig.3-4 は、雄武沖断面の透過率とクロロフィル *a*(キャリブレーション後)の分布である。透過率が 70%以下の海水を高濁度水と定義すると、表層 40m と St.6 より沖側底層に高濁度水が存在する。表層の高濁度水の極大は 15~20m 深に存在し、かつパッチ状の分布をしている。今回の研究対象である底層の高濁度水に注目する。透過率

70%に注目すると海底から15~30mの高さで沖合に向かって変化し、波動現象が関わっているようにさえ見える。海底地形がSt.6から陸棚端であるSt.14までは緩やかな傾斜で変化するが、St.14から沖では急激に深くなる。明らかに深さの変化に対応して、高濁度水も深くなっている。あたかも海底付近に存在する事を強制されているように見える。第2章で示した下流側の網走沖、ウトロ沖で高濁度水の存在する深度が大きくなっているのも、このような海底に捕捉されるためではないかと考えられる。

クロロフィル *a* の分布の議論の前に、CTD で観測したクロロフィル蛍光の相対値と採水した海水から求めたクロロフィル *a* の関係を Fig.3-5 に示す。両者は非常に高い相関を示している。クロロフィル *a* の分布(Fig.3-4(b))は表層に高い値が集中し、透過率と同様に表層に極値(極大値)が存在し、同じくパッチ状の分布を示す。透過率とクロロフィル *a* の極値の位置は一致しており、第2章で示した、表層の透過率の低下は大半がクロロフィル *a* による事が分かる。下層では極めて小さな値となり、特に中冷水域に相当する沖合の中層、下層域では $0.4 \mu\text{g L}^{-1}$ より低くなる。ただ、僅かの変化だが、宗谷暖流域の中層、下層が中冷水域より値が高くなっている。

以上のことから上層の透過率の低下、即ち、高濁度水の分布はクロロフィル *a* の影響であるが、底層の高濁度水は海底堆積物等の湧昇などによると推測される。

3-3-3. ケイ酸塩と硝酸塩の分布

採水によって得られたサンプルから栄養塩類を測定し、底層高濁度水との関係を調べる。雄武沖の全測点においてケイ酸塩、硝酸塩、亜硝酸塩、リン酸塩について分析を行ったが、リン酸塩と亜硝酸塩の値は、ケイ酸塩、硝酸塩の値に比べて非常に小さかったため、ここではケイ酸塩と硝酸塩を栄養塩の代表として議論することとする。

Fig. 3-6 にケイ酸塩と硝酸塩の鉛直断面図を示す。St.6~St.7(距岸30~40km)より沿岸側の宗谷暖流域での、栄養塩の値ではケイ酸塩では $18 \mu\text{mol L}^{-1}$ 以下、硝酸塩は $8 \mu\text{mol L}^{-1}$ 以下と相対的に低く、等値線の間隔が疎になっている。また、オホーツク海表層低塩分水も宗谷暖流水の栄養塩の値に近い、あるいはそれ以下になっている。水温・塩分分布で見られた宗谷暖流と中冷水の間の熱塩フロント域(St.6~St.8)ではケイ酸塩、硝酸塩の分布でも等値線が集中して、急激な変化を示している。熱塩フロントの沖側の中冷水域では相対的に栄養塩の値が高く、最大値はケイ酸塩で $58 \mu\text{mol L}^{-1}$ 、

硝酸塩で $28 \mu \text{mol L}^{-1}$ を示している。しかし、等値線の分布をみると複雑な様子が伺え、特に最大値が陸棚端から大陸斜面へと地形が急変する海底周辺に存在する。一方、宗谷暖流水と中冷水により形成される熱塩フロントよりも少し沖側の海底付近に極小値が存在し、距岸約 60km の海底直上で等値線が上に凸の分布を示している。ケイ酸塩の値で $40 \mu \text{mol L}^{-1}$ 、硝酸塩の値で $20 \mu \text{mol L}^{-1}$ 以下と低く、陸棚端の海底付近に見られる高栄養塩水とは明確な差が現れている。距岸 60km 付近を中心として海底付近に見られる栄養塩の極小部分は、水温、塩分の分布(Fig.3-2(a),(b))とも一致している。

宗谷暖流域、熱塩フロント域、中冷水域の代表点で鉛直プロファイルから、水温躍層以深の下層から底層における特性量と栄養塩の分布を見てみよう。Fig. 3-7は St. 4, 8, 15 のケイ酸塩、硝酸塩、水温、塩分、透過率の鉛直プロファイルである。宗谷暖流域(St.4)では水温・ケイ酸塩・硝酸塩の値も殆ど鉛直一様だが、下層から底層で塩分は僅かに増加し、透過率は僅かに減少している。透過率は減少しているが、高濁度水とまでは云えない。沖側の中冷水域(St.15)では、ケイ酸塩・硝酸塩の値は塩分の分布と類似して連続的に増加している。130m 深付近から透過率は減少し、底層高濁度水は存在している。しかしながら、透過率の変化に対応する水温・塩分・栄養塩の変化は見られない。熱塩フロント域である、宗谷暖流水域と中冷水域との中間水域(St.8)では、70m 深より下層で複雑な分布をしている。海水が複雑に入り込んでいることから、水温と塩分に逆転が見られる。そこでは、水温・塩分が増加すると栄養塩が減少し、水温・塩分が減少すると栄養塩が増加するという水温・塩分の分布とは負の相関を示す。一方、透過率と栄養塩は正の相関を示す。水温と塩分が高く、透過率の低い海水が海底付近にあり、この付近の栄養塩が低くなっている事が分かる。

以上の特徴をまとめると、宗谷暖流水域には底層高濁度水は存在しないが、中間水域と中冷水域には底層高濁度水が存在していた。中間水域と中冷水域との底層高濁度水の特徴は、明確に2つに分類することができた。すなわち、中間水域では、透過率の変化と水塊特性の変化とが対応しており、底層高濁度水は、宗谷暖流水の特徴を示していた。一方、中冷水域では透過率は水温、塩分、栄養塩の分布とは対応しておらず、底層には高濁度水が存在していた。また、栄養塩の分布で、中冷水域での栄養塩の値は大きく、宗谷暖流内の栄養塩は低いことから、底層高濁度水が中冷水由来と宗谷暖流水由来の2つの海水からできていることを指示する結果が得られた(Table 3-2)。

3-3-4. 底層高濁度水域における粒径分布

観測により得られたサンプル水に含まれている粒子の粒径分布から、底層高濁度水を構成する粒子の特徴を捉えることを試みる。採水層が最も多かった St.7 の総粒子数の鉛直分布図を示す(Fig.3-8)。観測層は 6 層だが、海底直上(127db)で粒子数が最も多く、その上の層である 120db では、僅か 7m 程度の深度差であるにも関わらず、総粒子数が約 1/4 に減っている。この測点は宗谷暖流水と中冷水のフロントに位置し、底層高濁度水が存在しているが、透過率の値が上層に向かって急激に増加していることから想像できる(Fig.3-4(a))。120db より上層では粒子数が殆ど変わらない。

次に St.7 から陸棚端に位置する St.16 までの海底直上層の粒子数の水平分布(Fig.3-9)を示す。Table3-1 に示すように海底直上層といっても測点によって、海底からの高さは、St.7~St.15 までは 9~14m で多少異なる。また、St.16 は海底上 18m が直上層になっている。総粒子数は、St.9 と St.15 が突出して多い。その他の測点では 500~1000 個/mL 程度である。各測点で 2~9 μm 、10~19 μm 、20~29 μm 、30 μm 以上と、粒径を 4 つのグループ毎に分けて粒子数を求めた。その分布は、総粒子数と類似の分布をしている。ここで、粒径 2~9 μm の粒子数は、粒子数の少ない St.11,13,14 では 60% 以下であるが、その他の測点では全体の 70%以上の割合を占めていた。この事は粒子が多いのには、粒径の小さな粒子の貢献が大きいことが分かる。

粒子数の最も多い St.9 は、熱塩フロントの沖側に位置し、海底直上の透過率が最も低くなっている測点である(Fig.3-4(a))。2 番目に多かった St.15 は、陸棚端に位置し、透過率(Fig.3-4(a))はそれほど低くないが、栄養塩が豊富な測点である(Fig.3-6)。粒子数が特に多く分布していた St.9 と St.15 の特徴を更に詳しくみる。前述のように St.9 は熱塩フロントの直ぐ沖側に位置し、0°Cの等温線が鋭角に沈み込んで、宗谷暖流側からの底層の張り出し部分に相当する測点であり、その特徴は塩分、密度の分布にも見られる(Fig.3-2(b),(c))。逆に透過率の 70%の等値線は海底から約 60m も離れて 90db 付近まで達している (Fig.3-4(a))。St.15 は、距岸約 85km の陸棚端に位置しており、水温、塩分等の断面図からは単調な変化で特徴を明確に捉えにくいだが、 $\sigma_\theta = 26.8$ の等密度線は海底地形に沿うように分布しており St.15 から St.16 に向かってわずかに下方へ向かって傾斜している(Fig. 3-2(c))。栄養塩の分布(Fig. 3-6)を見ると、ケイ酸塩の分布では 58 μmolL^{-1} 、硝酸塩の分布では 28 μmolL^{-1} の等値線で囲まれた中央部、すなわち沖に分布する、栄養塩が最も高い水塊の中心部に位置している。

粒子数の多かった2点で、St.9は熱塩フロントのすぐ沖側で高濁度水を示す透過率70%の等値線が海底から約60mまで上昇しており、St.15は陸棚端に位置し、海底付近では最も栄養塩の豊富な測点であったことが注目される。

3-3-5. 底層高濁度水に含まれる懸濁粒子

底層高濁度水を構成する物質を調べるため、懸濁粒子と透過率、およびフェオ色素と透過率の関係を調べた。相関を調べる前に、クロロフィル *a* の値によって透過率が低下するデータを除いた。Fig.3-10は、透過率とクロロフィル *a* の散布図である。これより、底層高濁度水はクロロフィル *a* がほぼ $0.4 \mu\text{g L}^{-1}$ 以下を示し、透過率が70%未満に分布している部分に属する。この部分に相当する底層高濁度水の懸濁粒子、フェオ色素を調べた。

底層高濁度水が分布する海域の堆積物はシルト粒子($2\sim 60 \mu\text{m}$)が卓越していた(田辺・坂本,2002)ことから、今回の粒径分析では、シルト粒子をさらに細かく分類するように $2\sim 60 \mu\text{m}$ の間で粒径分布を求めた。従って、ここでみられる粒子はその粒径からシルト粒子である。粒子数と粒径から求めた粒子の体積と透過率の関係を求めた(Fig.3-11, Table 3-3)。この際、シルト粒子全体の関係を調べると同時に、細かなシルト粒子($2 \mu\text{m}$ 以上 $6 \mu\text{m}$ 未満)とそれより大きなシルト粒子($6 \mu\text{m}$ 以上 $60 \mu\text{m}$ 以下)に分けて関係を調べた。使用したデータ数は24個で、相関係数はいずれも $R=0.5$ 以上であり、95%の信頼で相関があるといえた。中でも、大きなシルト粒子($6\sim 60 \mu\text{m}$)の粒子数および体積と透過率の相関係数が 0.6 以上とより高い値を示した。従って、ここでは粒径として $6 \mu\text{m}$ 以上 $60 \mu\text{m}$ 未満のシルト粒子が透過率の値に影響を与えていると判断される。

次に、透過率の低いサンプルを観察すると、サンプル瓶の中には肉眼で確認できる白い小さな物体が浮遊していた。このことから、透過率に影響を及ぼしている物体は、砂や泥のような粒子に加えて、生物の遺骸が含まれている可能性があると考えられた。そこで、植物プランクトンが枯死した際のクロロフィルの初期分解生成物であるフェオ色素を測定し、透過率との関係を調べた(Fig.3-12)。この際、全てのデータを用いた相関と、表層付近のクロロフィル *a* の値が $0.4 \mu\text{g L}^{-1}$ よりも大きいものを除いた相関を求めた。これは、底層高濁度水以外の値を除去するためである。前者の相関係数が

R=0.37 で、後者の相関係数は R=0.60 であった。相関を求めるのに使用したデータ数は 39 個で、相関係数 R=0.60 であったことから、95%の信頼で相関があるといえた。表層のクロロフィル *a* が高いデータを除くと、底層高濁度水の透過率とフェオ色素との相関が高くなったと考えられることから、底層濁度水の透過率には、植物プランクトンの遺骸も含まれていることが明らかになった。

以上のことから、底層高濁度水には海底堆積物由来の粒子と植物プランクトン由来の物質の両方が含まれていることが示された。

3-4. 底層高濁度水の起源

第2章では宗谷暖流沖側に存在する底層高濁度水は、海底境界層のエクマン収束に伴う湧昇で励起された可能性の強いことが分かった。本章では 2006 年夏季に雄武沖に観測線を設け、過去の観測線よりさらに沖合まで延ばした(距岸約 90km)。その結果、透過率の等値線、すなわち底層高濁度水の分布は極めて複雑な構造をしていた。海底エクマン輸送の収束域は距岸約 50km の範囲であるが、さらにその沖合海域の底層にも高濁度水が発見された。また、水温、塩分、栄養塩の分布などからも、距岸約 50km 内に存在する高濁度水とは、全く異なる性質を持つ海水と考えられた。すなわち、2つの海水の性質が異なる底層高濁度水が存在し、異なる機構で高濁度水が形成されていると推測された。ここでは、沖側の底層高濁度水の起源を探ってみる。

1998 から 2000 年に、オホーツク海の日露米の共同プロジェクトが実施され、オホーツク海や亜寒帯海域の海洋学の発展に寄与する貴重な成果が数多く得られている(若土, 2004)。その中で、Ohshima et al.(2002)は、合計 20 個の表層ドリフターをオホーツク海北西部にて投入し、その流路を示した。樺太東岸を南東へ流れる東樺太海流は今まで幻の海流といわれ十分に確認されるに至らなかったが、この海流は二つの流軸を持った流れで、その大半のドリフターが樺太の Terpeniya 湾で東に転向し、オホーツク海南部のクリル海盆付近で漂った後、その多くがブツソル海峡から太平洋へ流出していることを示した。また、そのうちのひとつのドリフターが北海道沿岸まで到達し、宗谷暖流と同じ向きで陸に沿って南東へと移動した。

一方、Fukamachi et al.(2004)は樺太東岸に沿って長期係留観測を行い、流速、水温、塩分の変化を調べた。彼らによると、オホーツク海北西部陸棚上で生成された結氷点

に近い高密度陸棚水は、沖合の北太平洋起源の高温高塩水と混合し、東へ移動するため、東樺太海流によって南に運ばれる水塊は、結氷点に近い高密度陸棚水単独の水塊ではなく、高温高塩水と混合し、その水塊特性を変化させた水塊が多く運ばれていることを示した。

これらのことから、オホーツク海北西部で生成された結氷点に近い高密度陸棚水が東樺太海流の一部に取り込まれ、北海道沿岸まで到達しているのではないかと、筆者は推測した。Fig. 3-13 は、Fukamachi et al.(2004)に本研究の 2006 年のデータを ‘*’ を用いて重ねた TS ダイアグラムである。氷点近くの高密度陸棚水を IDSW (Idealized Dense Shelf Water)といい、理想的な高密度陸棚水であるとしている。IDSW とオホーツク海北東部に存在する北太平洋起源の高温高塩水が $\sigma_{\theta} = 26.7 \sim 27.1$ のグレーの色が付いた範囲で混合が起こる。Fukamachi et al.(2004)によると、東樺太海流によって南東へ流されるのは、このグレーの網掛けを施してある範囲の水塊である。Fig.3-13 には今回の観測で得られた高濁度水を赤い ‘*’、その他の水塊を青い ‘*’ で示した。

筆者は以下の理由で、底層高濁度水は樺太東岸を南下してきた海水の一部であろうと推測した。(1)筆者らの観測で得られた底層高濁度水の密度は、おおよそ $\sigma_{\theta} = 26.7 \sim 26.9$ にあり、IDSW と北太平洋起源の高温高塩水との混合による水塊($\sigma_{\theta} = 26.7 \sim 27.1$)の中に収まっていること、(2)合計 20 個中のうちの僅か 1 個ではあるがオホーツク海北西部から北海道沿岸に到達したフロートがあることと、(3)中冷水に相当する低温な水塊が他に存在しないこと、などである。

Ohshima et al.(2002)が作成したオホーツク海の流動模式図も、高密度陸棚水(DSW)起源の水塊が北海道沿岸に到達しているという考えを支持している(Fig.3-14)。

3-5. まとめ

2006 年の夏季にオホーツク海北海道沿岸の雄武沖で 15 測点、その上流の枝幸沖で 5 測点の観測をした。観測線は宗谷暖流を横断するように設定し、雄武沖では観測しうるまで十分に長い距離(90km)の測線を設定して CTD OCTOPUS 観測を行った。観測では、水温、塩分、透過率、クロロフィル蛍光の相対値を測定した。CTD 観測と同時に採水器を 12 本取り付け、クロロフィル *a*、フェオ色素、栄養塩(ケイ酸塩、硝酸塩、

亜硝酸塩、リン酸塩)、粒径分析、塩分検定の分析を行うための採水を行った。

底層高濁度水は、宗谷暖流水域内には存在せず、宗谷暖流水と中冷水の間のフロントより少し沖側の中間水域と、中冷水域に見られ、距岸 90km の陸棚端まで続いていた。中間水域に見られた底層高濁度水は、高温高塩で、栄養塩が低い宗谷暖流系水であることが分かった。これは、上流の枝幸沖でも確認できた。中冷水域に見られる底層高濁度水は、低温低塩、栄養塩が高い沖からくる別の海水であることが分かった。底層高濁度水に含まれる懸濁粒子は、シルト粒子由来の鉱物と、植物プランクトン由来の有機物であることが分かった。

粒径の水平分布より、St.9(50km)の位置と、St.15(85km)の位置に粒子が多く存在しており、St.9 では、エクマン収束に伴う湧昇による粒子の集積が考えられた。しかし、St.15 の粒子分布については、陸棚端に位置しており、St.15 の沖からの他の力学機構、たとえば、潮汐混合、あるいは、沖からの移流などが考えられる。あるいは上流である樺太東岸からの南下も考えられる。

今後、LADCP 観測や陸棚端での係留観測などを行うことによって、陸棚端での力学構造が明らかになると考えられる。

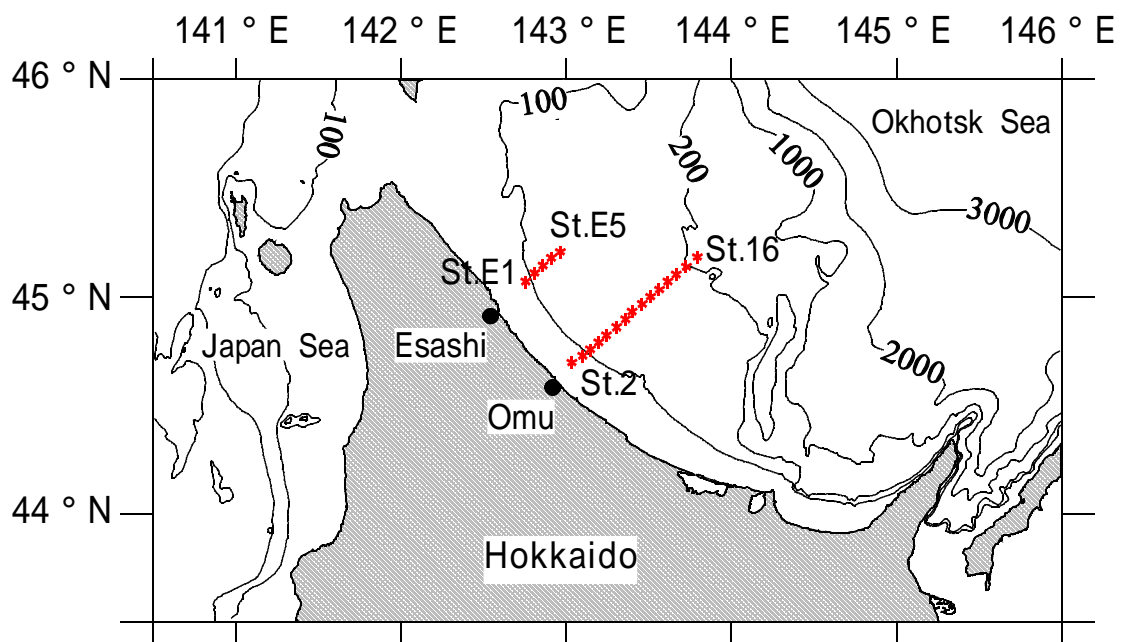


Fig.3-1 Map of the observation area in the southeastern part of the Okhotsk Sea in August 2006. Asterisks indicate the CTD sites. Bottom contours are in meters.

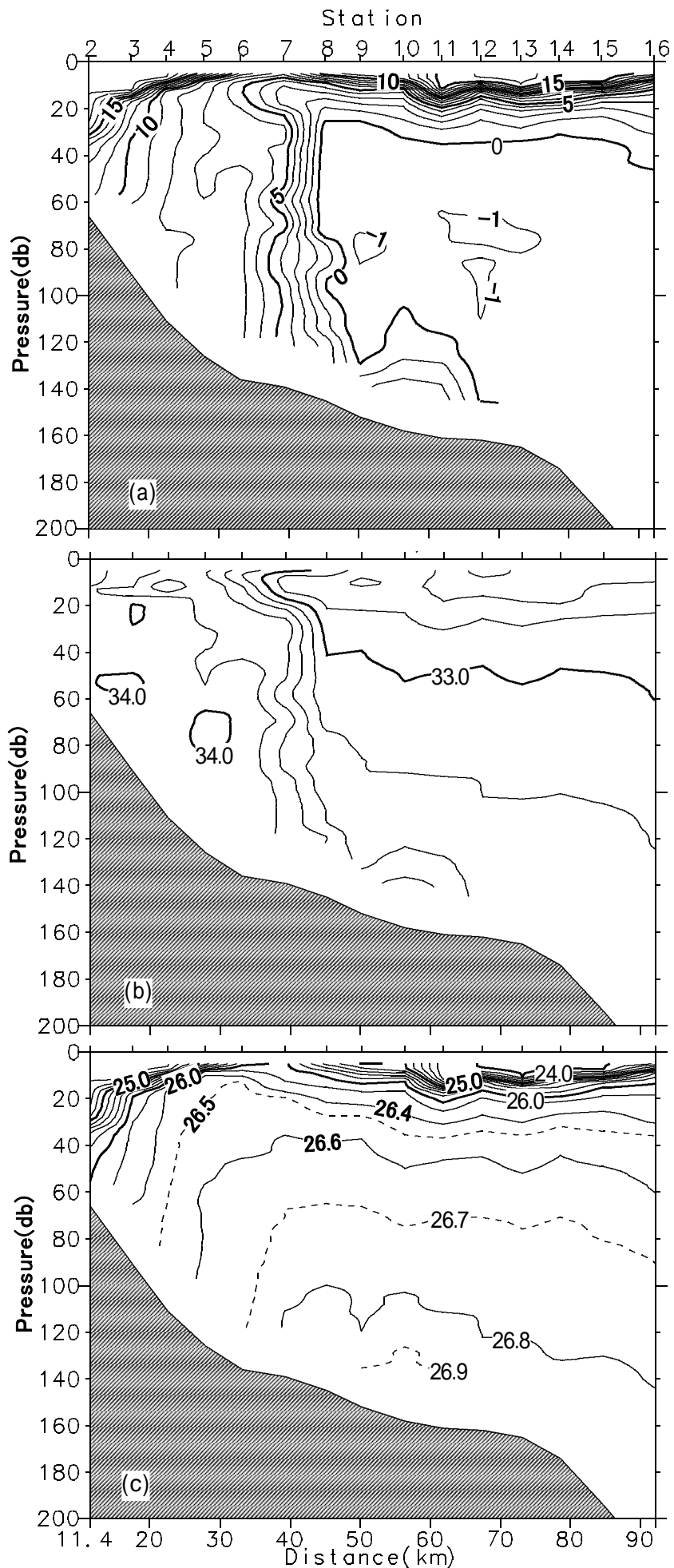


Fig.3-2 Cross sections of (a)temperature($^{\circ}\text{C}$), (b)salinity(psu) and (c)density(σ_t) off Omu observed on August 1st, 2006. Contour interval of solid line in (a) 1 $^{\circ}\text{C}$, (b) 0.2psu, (c) 0.2 σ_t .

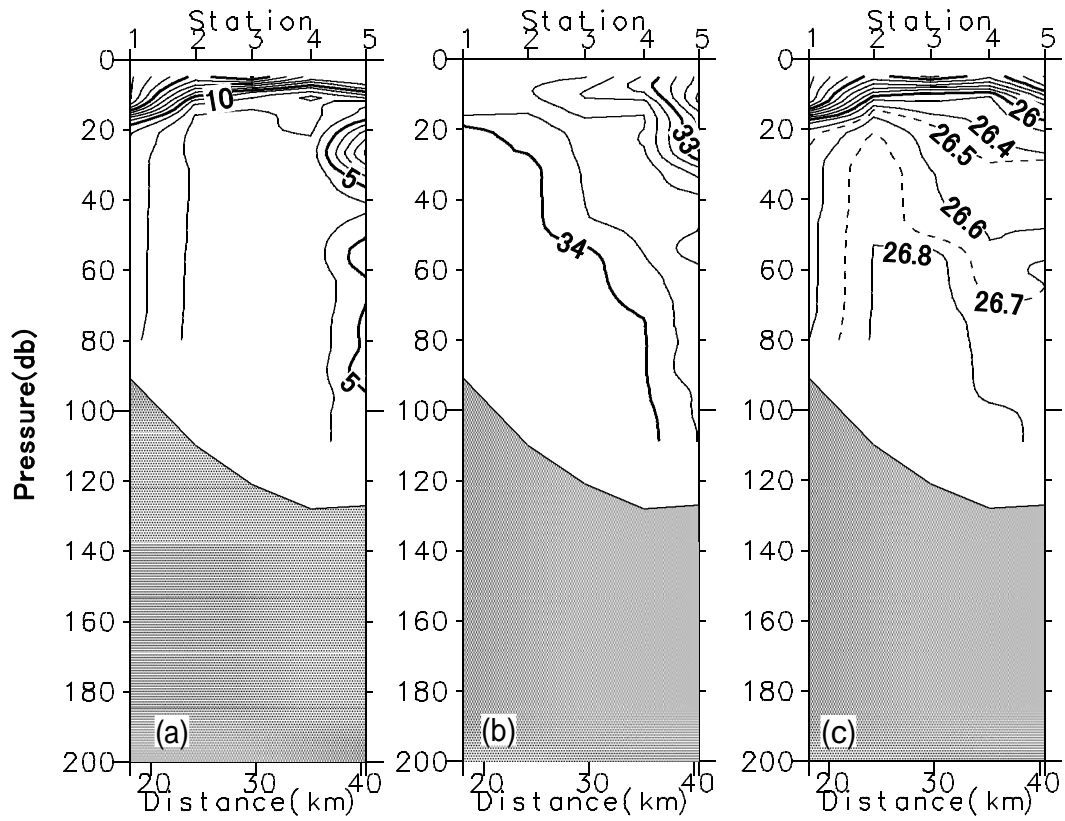


Fig.3-3 Cross sections of (a) temperature(), (b) salinity(psu) and (c) ensity() off Esashi observed on August 2nd, 2006. Contour interval of solid line in (a) 1 and (b) 0.2psu and (c) 0.2 .

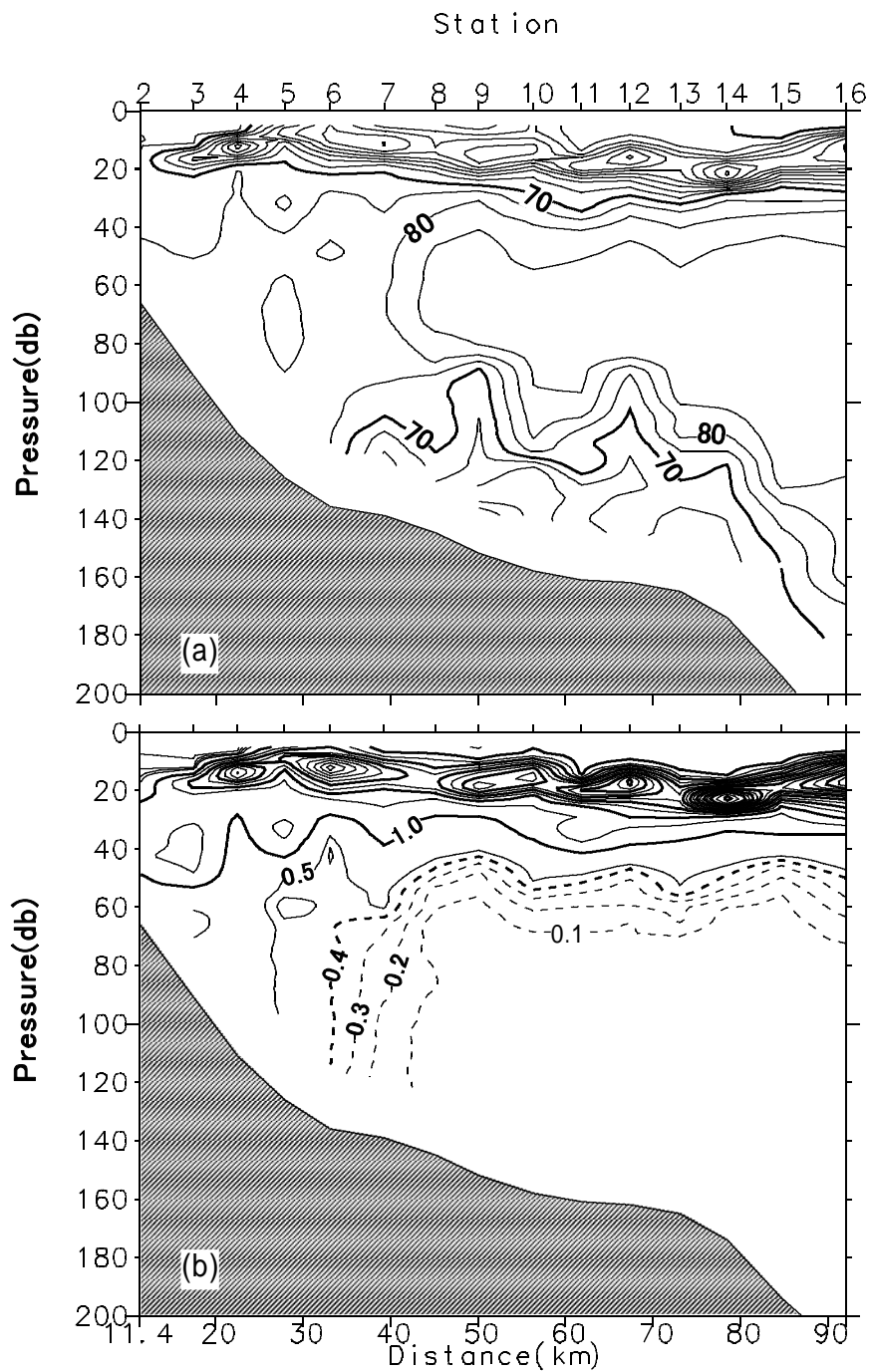


Fig.3-4 Cross sections of (a) transmittance(%) and (b) calibrated chlorophyll *a* (μgL^{-1}) off Omu observed on August 1st, 2006. Contour interval of solid line in (a) 5 % and (b) $0.5\ \mu\text{gL}^{-1}$.

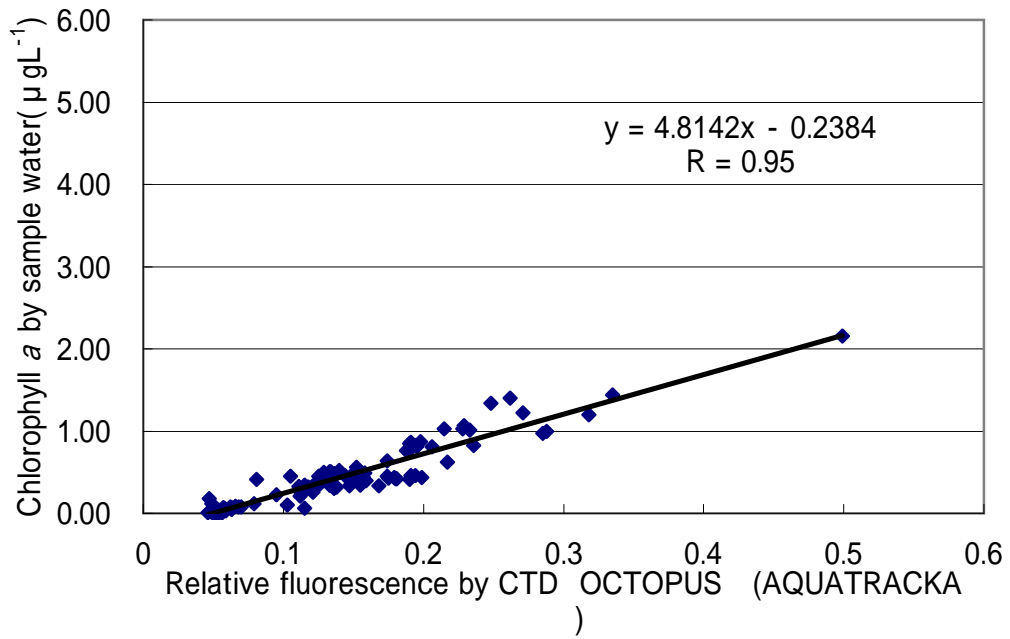


Fig.3-5 Scatter diagram of relative fluorescence by CTD chlorophyll a(µg L⁻¹) by sampling water.

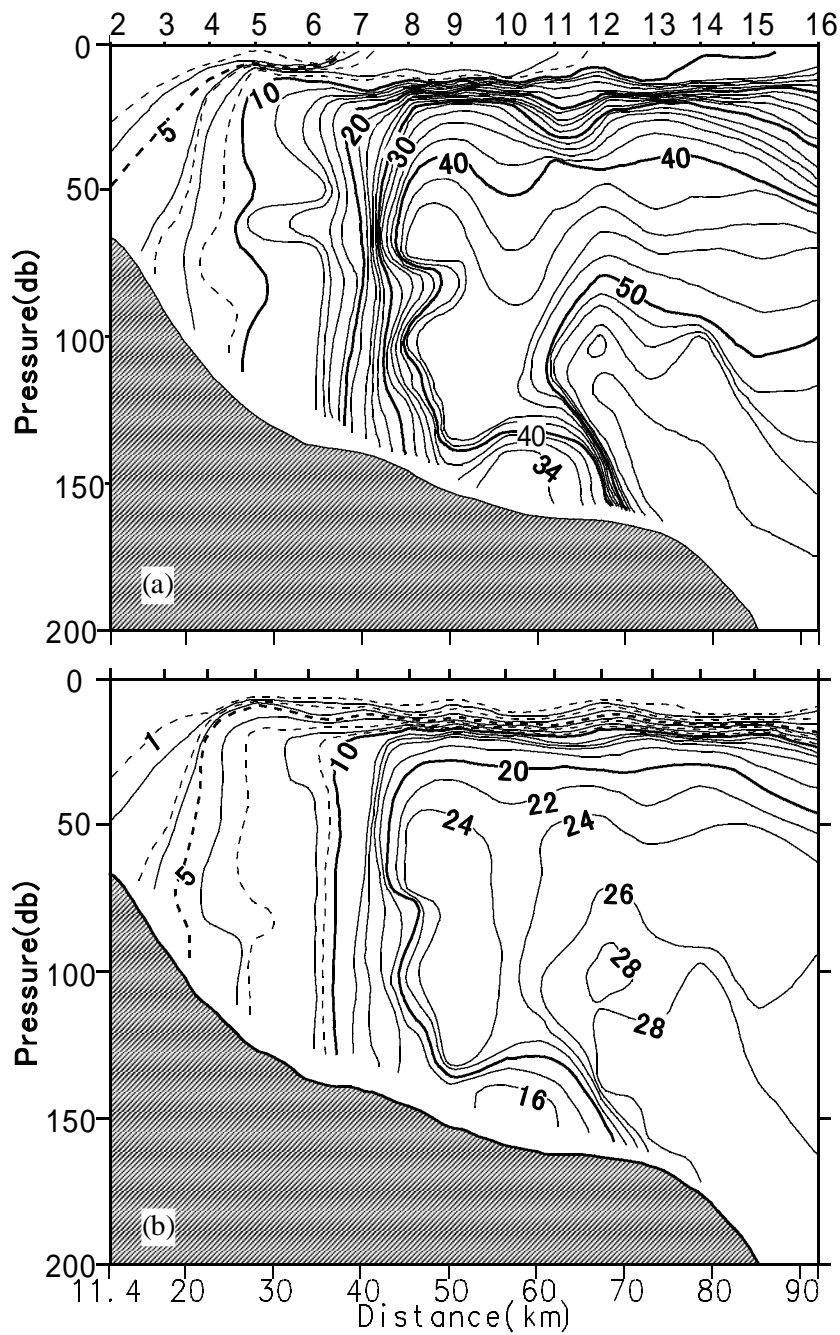


Fig.3-6 Cross sections of nutrient ;(a)silicate ($\mu\text{mol L}^{-1}$), (b)nitrate ($\mu\text{mol L}^{-1}$) off Omu observed on August 1st, 2006.Contour interval of solid line is in $2 \mu\text{mol L}^{-1}$ and dashed line in $1 \mu\text{mol L}^{-1}$.

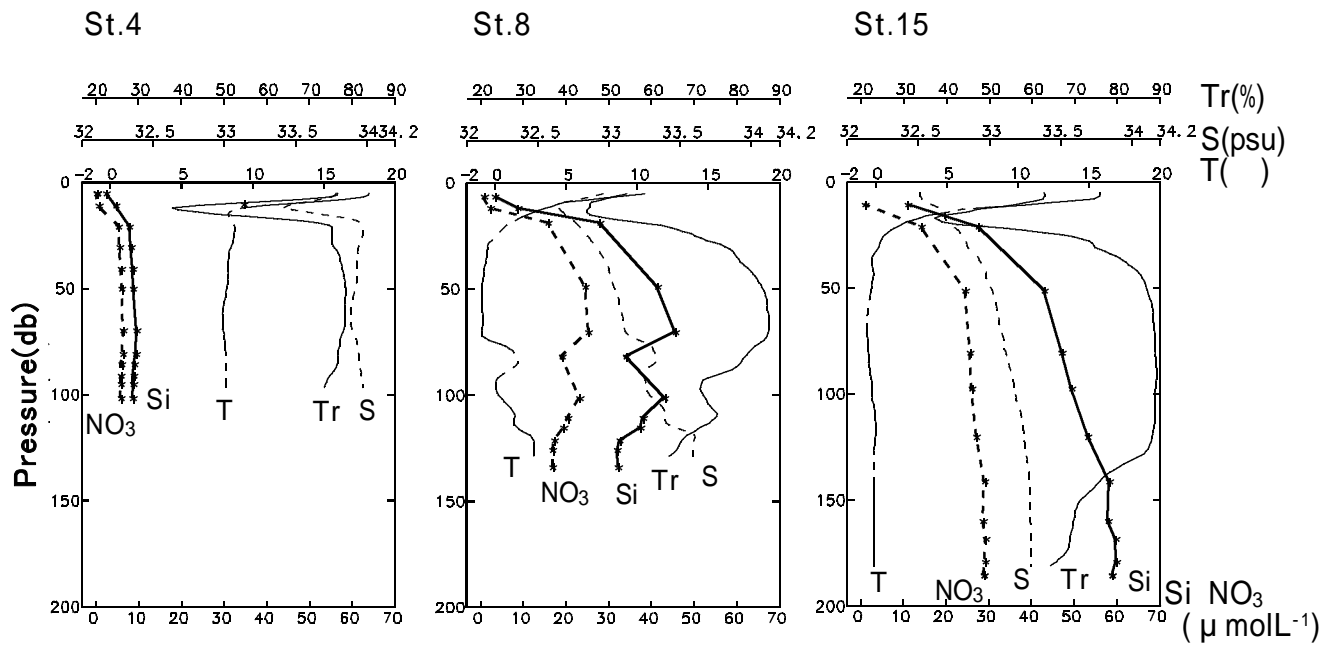


Fig.3-7 Vertical profiles of temperature (T), salinity (S), transmittance (Tr), silicate (Si) and nitrate (NO₃) at Sts.4,8 and 15. Asterisks show sampling depth.

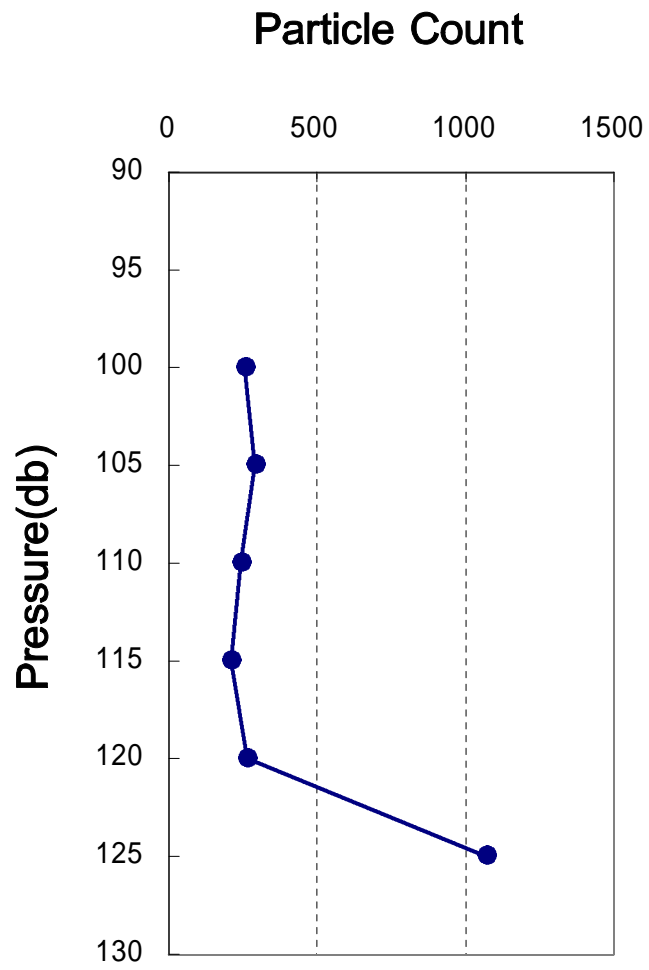
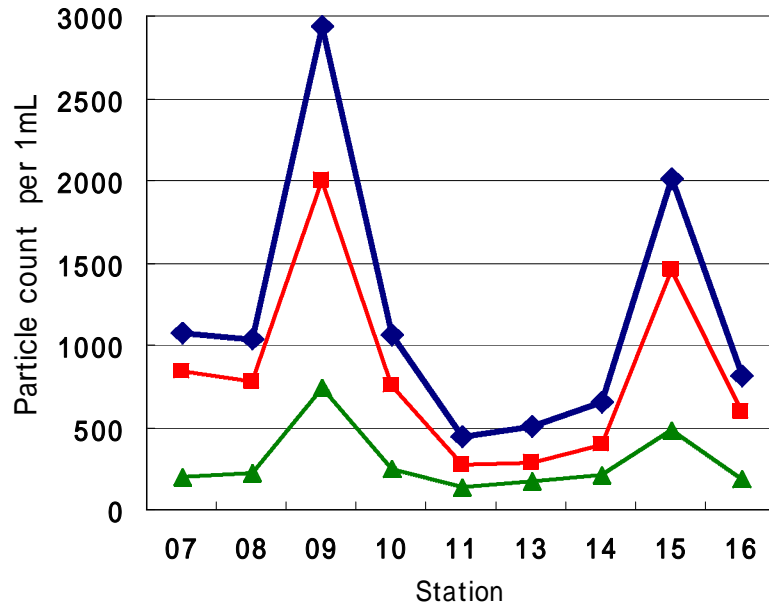
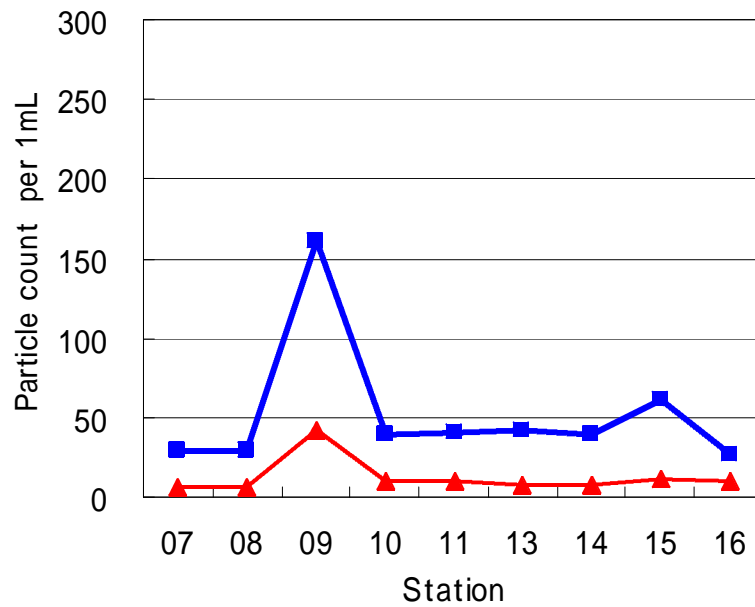


Fig.3-8 Particle Count at each depth at St.7.



(a) \blacklozenge 2 ~ 60 μ m \blacksquare 2 ~ 9 μ m \blacktriangle 10 ~ 19 μ m



(b) \blacksquare 20 ~ 29 μ m \blacktriangle 30 ~ 60 μ m

Fig.3-9 Particle count at each particle size from St.7 to St.16.

(a) Particle count, total 2-60 μ m, 2-9 μ m and 10-19 μ m.

(b) Particle count, 20-29 μ m and more than 30 μ m.

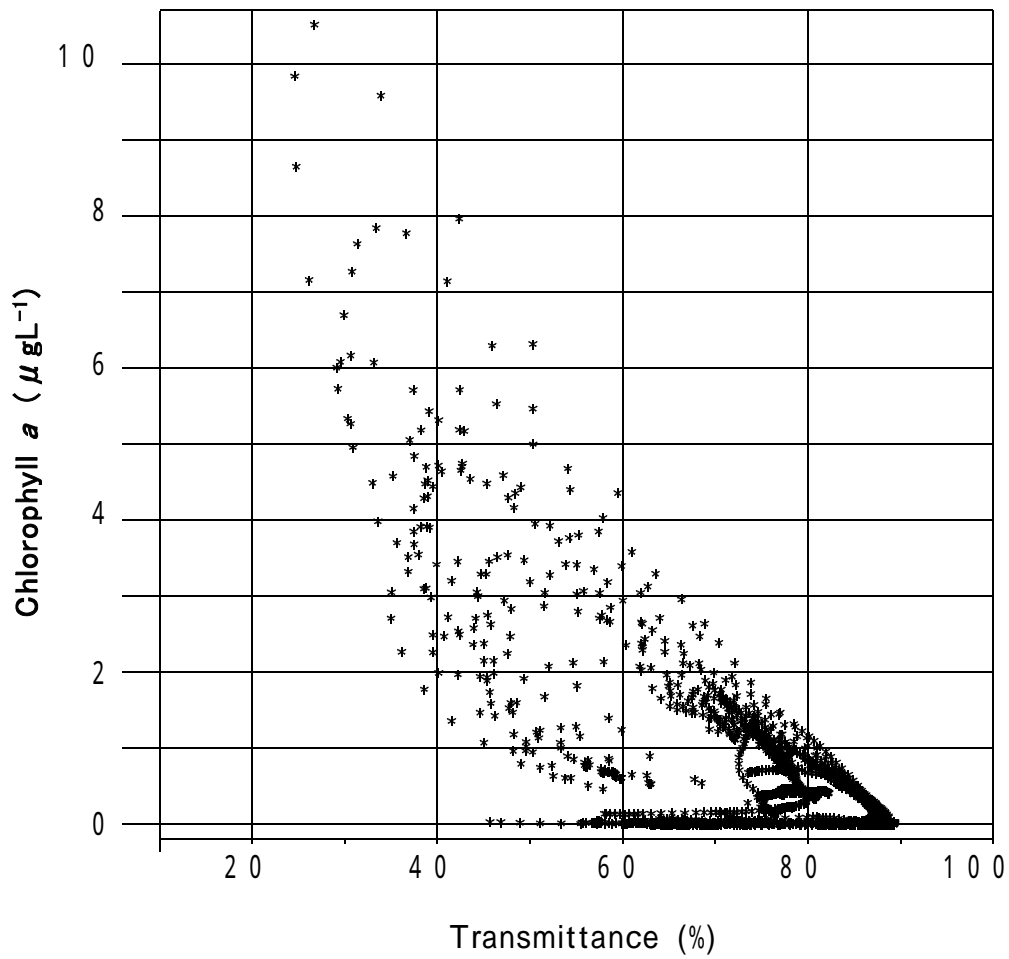


Fig.3-10 Scatter diagram between chlorophyll *a* ($\mu\text{g L}^{-1}$) and transmittance(%) diagram for the data observed in Line O on August 1st, 2006.

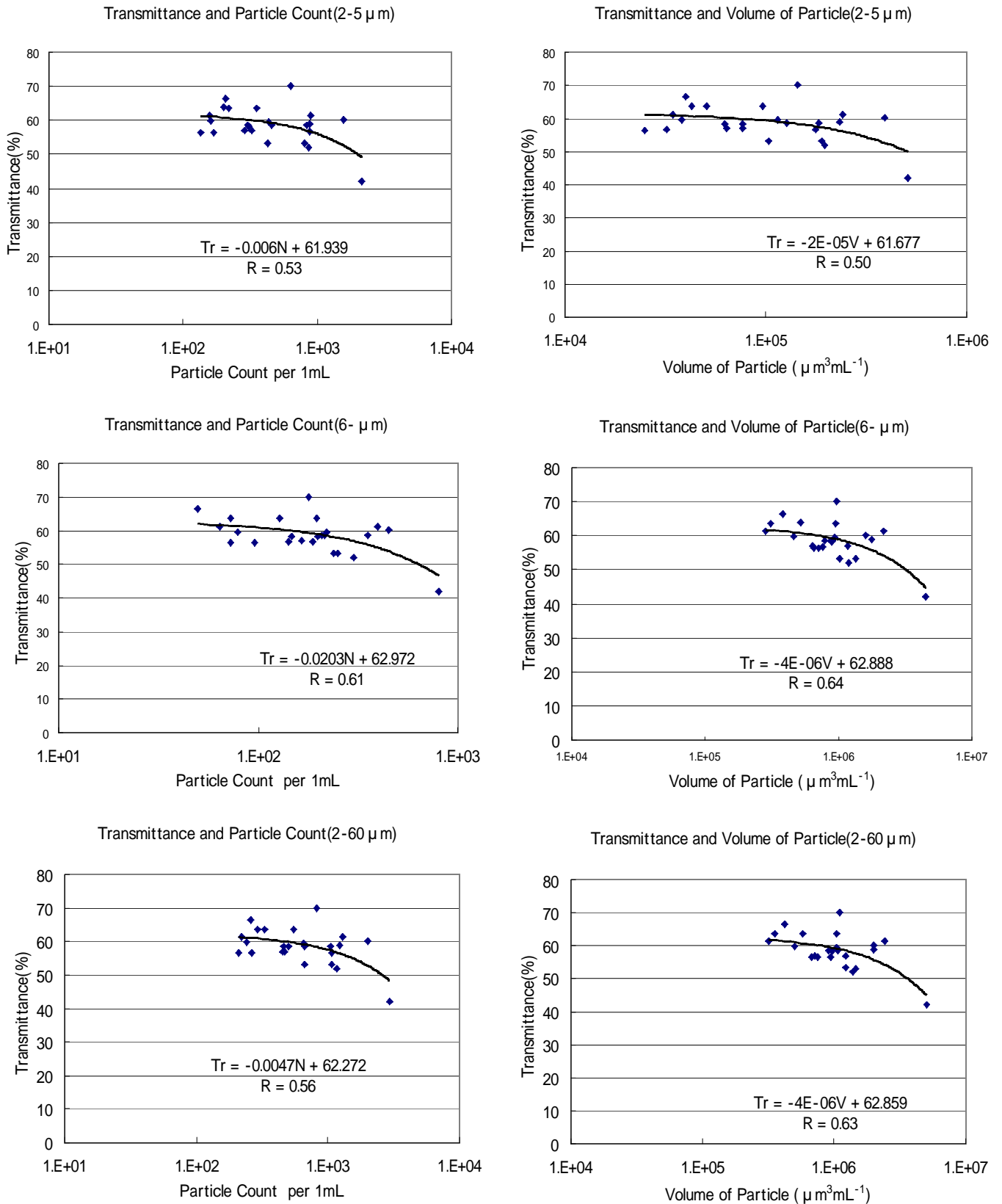


Fig.3-11 Left shows a correlation between particle count and transmittance for various particle sizes. Right shows a correlation volume of particle and transmittance. Horizontal scale in log.

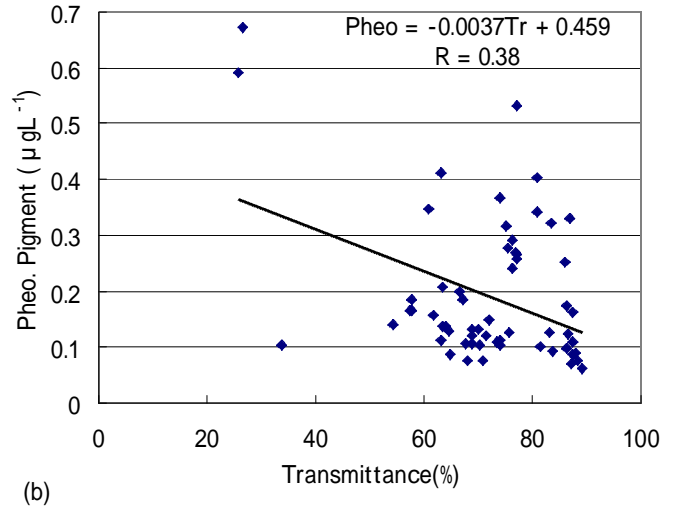
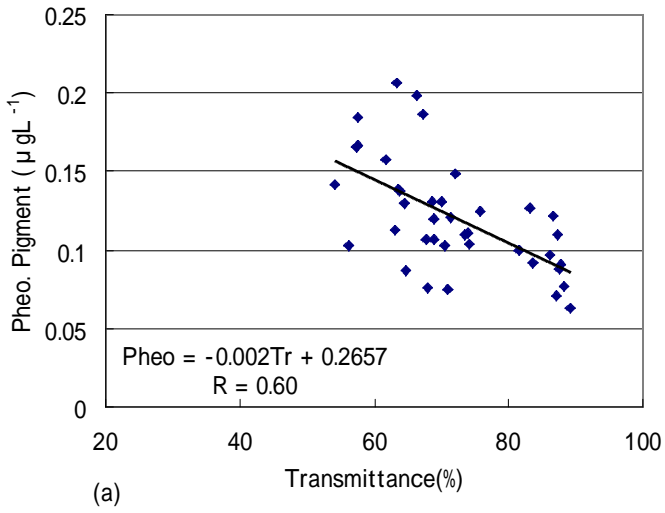


Fig.3-12 Correlations between transmittance and pheo. pigment($\mu\text{g L}^{-1}$) off St.6.
 (a)Chlorophyll **a** < 0.4($\mu\text{g L}^{-1}$) (b)Ignore value of chlorophyll **a**.

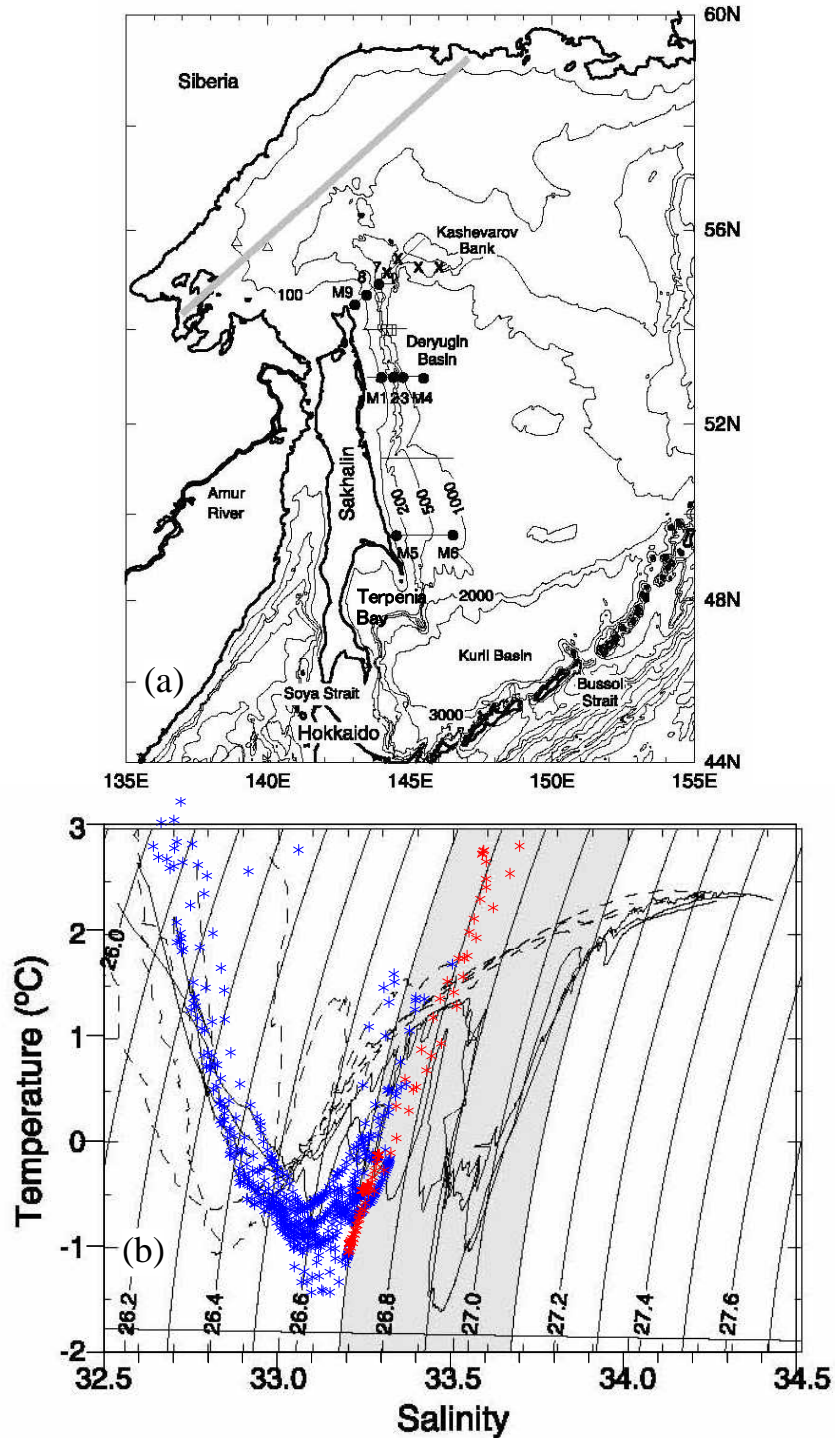


Fig.3-13 (a) Bathymetry of the observation region after Fukamachi et al(2004).

(b) T-S diagram to define properties of these water masses.

The thin curve near the bottom is the freezing point at the sea surface. Water that reaches this curve is regarded as the IDSW. Dashed curves are examples of offshore water drawn from the CTD data collected during the cruises in 1999 and 2000. (Station locations are indicated by crosses in (a).) Thick curves are examples of water containing the MDSW drawn from the CTD data during the cruise in 1999. (Station locations are indicated by squares in (a).) Near-surface data with temperature higher than 3 or salinity lower than 32.5 are omitted. (after Fukamachi et al., 2004) Our data superimposed on their data. Red asterisks are BTW. Blue one are all data off Omu, 2006.

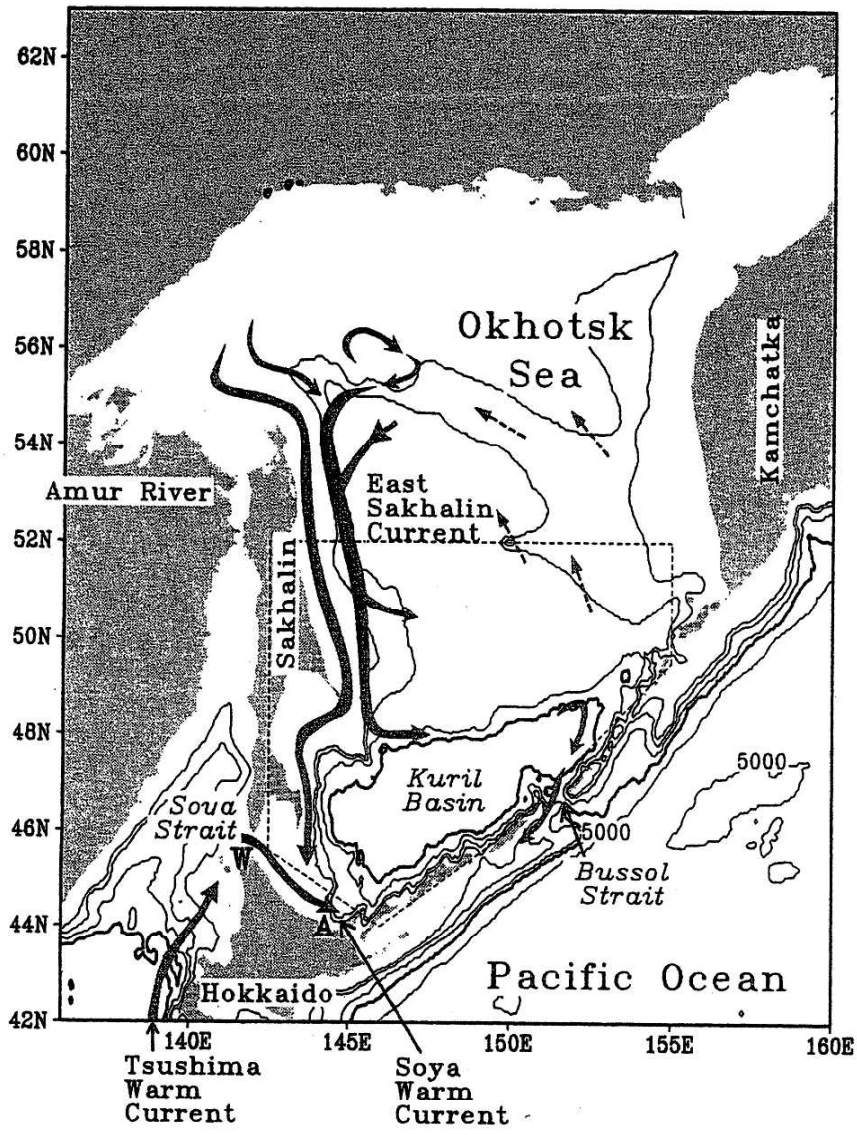


Fig.3-14 Bottom topography in the Sea of Okhotsk, and schematic of current structures. After Minobe and Nakamura(2004).

Table.3-1 Station and Pressure for grain size analysis.

Station No.	St.07	St.08	St.09	St.10	St.11	St.13	St.14	St.15	St.16	
Pressure(db)	139	145	152	158	161	165	174	194	243	
Bottle No.	1	127	134		145	149	155	160	185	225
	2	120	126	140	140			154	179	
	3	117			135			150	168	
	4	112				132		144	160	
	5	106								
	6	100								

db : deci – bar

Table.3-2 Sea Condition of BTW in each area.

	SWCW	MSI		IMCW
Temperature	High	High	Low	Low
Salinity	High	High	C-I	C-I
Nutrient	Low	Low	C-I	C-I
Bottom turbidity water	×	○	×	○

SWCW: Area occupied by Soya Warm Current Water

IMCW: Area occupied of Intermediate Cold Water

MSI: Area occupied Mixed water between SWCW and IMCW

○ : BTW

× : No BTW

C-I: continuous increase

Table.3-3 Correlation Coefficient of Particle (number and volume) and Transmittance.

	Number	Volume
2-5 μ m	0.53	0.50
6-60 μ m	0.61	0.64
Total particle	0.56	0.63

第4章

係留点で観測された底層濁度と流速・水温の関係

4-1. はじめに

第2章では、2000～2003年の夏季に合計4回、オホーツク海の北海道沿岸において宗谷暖流を横切る測線でのCTD OCTOPUS観測から、宗谷暖流沖側の底層に低透過率水(底層高濁度水)を見つけた。底層高濁度水は陸棚幅の広い雄武沖や紋別沖では、距岸約30kmより沖側の海底付近に存在し、低透過率の等値線は等密度線と同様に上に凸形の分布をしていた。陸棚幅が狭い網走沖からウトロ沖ではより岸近くに分布するとともに深くなり(300dbar以深)、底層高濁度水から延びる低透過率の水塊は等密度線に沿って沖合へと広がっていることが分かった。底層高濁度水の形成は岸に平行な流れ(宗谷暖流)の海底境界層において励起される沖向きエクマン輸送の収束によって生じる湧昇が海底堆積物を巻き上げた可能性がある。

第3章では、大陸の発達した雄武沖に長い観測線を設け、CTD観測に加えて、採水を行い、底層高濁度水の、栄養塩や粒径などの特性を調べた結果、これまでの観測で得られた宗谷暖流の沖合側に加えて、さらに沖側にも底層高濁度水は存在し、宗谷暖流沖側とは海水特性が異なることを明らかにした。

以上の結果に加えて、宗谷暖流沖側の底層高濁度水域の近傍には熱塩フロントが存在し、さらに日周期潮汐流が強いことから(Aota and Matsuyama 1987, Odamaki 1994)、海況の激しく変動する海域であると推定される。人工衛星画像で宗谷暖流の沖合側に波動現象が見られることが多く、大島(1984)は、海底地形と流速場との関係から順圧不安定が起こっている可能性を示唆した。

宗谷暖流沖側に形成される底層高濁度水は様々な時間スケールの海況変動と関係する可能性があることが予想される。海況変動と底層高濁度水の挙動との関連性について調べることは興味深い。具体的には、宗谷暖流も含めた流速変動や水温・塩分変動と海底近傍の濁度変化の関係を明らかにすることである。また、海底境界層での濁度が、底層はもちろんだが、上層・中層の流速や水温ともどのように関わっているかを調べることは意義深いと考える。

2005年8月に紋別沖の距岸約30kmの測点M(Fig.4-1)に、Fig.4-2に示すような係留系を設置し、流速・水温の鉛直分布と底層の濁度を連続測定した。観測点は宗谷暖流の主軸より沖側で流速はかなり弱くなっている地点である。係留系では流速は海底に設置したADCPで、それより上層の流速プロファイルを調べるとともに、濁度を海底付近で固定した深さで測定した。海面ブイ方式だが、念のため、温度計アレーの最上部に圧力センサーを付け、系の傾きが分かるように工夫した。本章では、この観測結果を解析する。

4-2. 観測

2005年8月7日から9月2日の27日間にわたり、紋別沖距岸約30km(44° 32.11'N, 143° 41.75'E, 水深144m)の測点Mに、2系の係留系を約100m離して設置した(Fig.4-2)。海底設置型の系(i)は、ADCP(Workhorse, 300kHz; RD Instruments社)と、水温・圧力センサー、濁度計(ATU5-8M, 赤外後方散乱方式, 波長880nm; アレック電子)により構成されている。ADCPの鉛直解像度は2m(140~32m深)で、測定層は55層とした。しかし、ADCPの解析は測器の原理上、海面近くの表層データに対しては誤差が生じること、流れとして順圧流が卓越すること、下層や底層の流れに注目することから、海底直上から中層までの140~76m深のデータを使用した。立ち上げ式の系(ii)は134~29m深までに5~10m間隔で、12層の水温センサーおよび水温・圧力センサーにより構成されている。

測定間隔は、系(i)におけるADCPと濁度計は3分、水温・圧力が10分、系(ii)における水温・圧力は1分である。濁度計では、3分毎に1秒間隔で10回の測定を行っているため、10個のデータの平均値を求めて各時刻のデータとした。なお、濁度の単位はppmとして表示されていたが、濁度計の検定試験時に純水1L中にカオリン1mgを溶解した溶液を1ppmとしていることから本章では mgL^{-1} を単位として使用した。

流向・流速計データは卓越流向を宗谷暖流の流向と一致させ、岸沿い成分で流れさる方向を105°に取った。これに直交する成分を岸沖方向とした。

4-3. 係留観測に期待される変動

係留系の設置点 M は、紋別沖の距岸 30km の位置にある。この観測点は、前述のように宗谷暖流の沖側の流速が急激に弱くなる海域であるが(第 2 章)、過去の観測から底層高濁度水がどのような分布を示していたかを調べておく。

Fig.4-3 に、2003 年 8 月に紋別沖で観測した水温と濁度の鉛直断面図を示す。CTD 観測で得られたデータであり、深さ方向には 5m の移動平均を施して平滑化してある。水温の鉛直断面図で見ると、20~30km に水温フロントが存在し、4~10°C の等温線がほぼ鉛直に立っている。30km より沖側では水温変化は小さいが沖合に向かって下降している。一方、透過率の分布を見ると、距岸 50~60km 付近の海底付近に最も透過率の低い海水が存在するが、そこから岸に向かって次第に透過率は高くなり、30km 付近では 70~75% に入っている。すなわち、観測点では近傍に水温および透過率の高い海水が存在するため、宗谷暖流の盛衰によって、水温や濁度の急激な変動を捉えられる可能性がある。具体的には、Fig.4-3 から推定すると、沖合水が接近すると水温は低下し濁度は上昇するが、宗谷暖流水が沖に出ると水温は上昇し濁度は低下する。このような現象の起こる可能性を配慮して観測計画を立てて実施した。

4-4. 時系列観測の結果

観測期間中の流れの場がどう変化したかを先ず見ていく。Fig.4-4 に係留型 ADCP により得られた 122~140m 深の流れの時系列を示す。ここでは、下層の流速を抽出して描いた。図の上方は 285°、下方は 105° 方向を示している。方位 105° は観測点 M での宗谷暖流の主軸方向とほぼ一致するとして図示した。流速ベクトルは殆どが下向きで周期的に強弱がきれいに現れているが、宗谷暖流の影響が強いことを示している。流速の強弱の周期は日周期であり、潮汐周期成分であることは明確で、潮汐流は深さ方向に殆ど変化していない。基本場の流れは宗谷暖流であり、変動流は潮汐流であることから、宗谷暖流も潮汐流も、海底付近の境界層で流速が僅かに弱くなる事を除けば、鉛直的には殆ど一様な順圧流である。流速の大きさは、最大で約 25cms^{-1} である。

宗谷暖流の変化に注目するために、流速に 25 時間移動平均を施して図示したのが Fig.4-5 である。観測初日の 8 月 7~8 日と 24~25 日では流速は弱いですが、長い目で見ると、観測前期と中期が強く、後期に若干弱くなっている。8 月 25 日付近で流速が最小

になって、それ以後に弱くなっている。8月下旬から宗谷暖流が弱くなる理由を考えると、Fig.4-4の記録から潮流の振幅と比べてみると、潮流も次第に弱くなっていく時期ではあるが、簡単には説明できない。

次に、水温計アレーで得られた水温変化を見てみよう。Fig.4-6に29mから134m深までの12層の温度計の記録を示す。縦軸の目盛りが 5°C であり、各水温計について 0°C から目盛られている。急激な水温変化が見られ、特に中層での短時間に起こる水温変化は顕著である。急激な変化は殆どの場合、変化の形が一層にとどまらず深くまで及んでいる。少なくとも100m深より上層では、各深さで変動が捉えられることから、フロントの水平移動か内部波がこのような大きな水温変化を生み出していると考えられる。流速の弱かった8月24日付近の水温分布を見ると、23日には44~74m深までは半日以上、 0°C 以下の温度を記録している。この低温水は中冷水を示し、沖合からの中冷水の接近による宗谷暖流の一時的な後退を示すものであり、流速と水温の両方から確認できる。一方、下層の水温変化に注目すると、時々1日程度の下降があるが、直ぐに回復し、比較的安定した状況が続く。また、全体を通して水温は高く、134m深では平均約 5°C である。下層では、8月中旬から徐々に下降していた水温が8月29日以降、一日周期より僅かに長い周期の変動が加わって上昇へと転じている。この29日以降の変化は下層に限定され、上層に及んでいないのは興味深い。観測前半の11~12日、19日に見られる同様の、一日より僅かに長い周期の水温下降は、上層との関係が密接であるのとは対称的である。

Fig.4-7に、海底直上で得られた水温と濁度の時系列を示す。具体的な深度は海底設置型で測定しており水温も濁度も水深144mで得られたと考えられる。図示した時系列データは1時間ごとに平均している。水温は $2\sim 7^{\circ}\text{C}$ の範囲で変動している。濁度は急激に変化したスパイク状の値を除去しているため、 $0\sim 5\text{mgL}^{-1}$ の範囲で変動している。この値は、野田ほか(2001)がオホーツク海北海道沿岸にて測定した海底直上の濁度の範囲とよく一致している。

全期間を通して、濁度が増加する傾向にあること、水温が低下する傾向にあることが分かる。水温の変動は激しく、周期的な変動が含まれているようにも見えるが、直視ではその周期までは読み取れない。前半の8月7~22日には濁度の変動が大きく、水温にも変動が見られる。それに対して、8月22~31日には濁度が 2.5mgL^{-1} 前後で一定値を示す一方で、水温の変動が激しくなっている。9月1日に水温と濁度の大き

な減少が見られるが半日で回復する。

Fig.4-6 との対応で、8月11~12日、19日に見られた水温の変化は上層・中層に見られた水温と同様の変化で、上層から連なる温度下降である。宗谷暖流の一時的な後退か、あるいはフィラメント状の冷水の移動があったかであろうと推測される。この時は、海底直上の水温と同時に濁度も下降している。Fig.4-4 や Fig.4-5 との比較では、流速には特別の変化はないことから、この現象は短期間に起こったイベントで、原因を追求することは難しい。

後期の8月29日以降の水温変化は一部で底層濁度の低下を招いているが、下層と底層に限定された水温変化である。Fig.4-4 と Fig.4-5 の流れの時系列で見ると下層で特に沖出し傾向が見られ、これに潮流が加わって Fig.4-4 の流向の不安定を起こしている。下層での沖向き成分の強化が下層の水温上昇を生起したと云えよう。

最も重要な点は、観測開始から水温は下降し、濁度は上昇する傾向にあることである。この事は観測に際して考えた、宗谷暖流の盛衰と関係し、次第に宗谷暖流が弱まってくるために沖側の低温高濁度水が岸方向に近づいてきていると考えられる。

4-5. スペクトル解析に見られる変動

時系列データに日周期あるいは、それより少し長い周期の変動が見られるので、スペクトル解析によって確かめてみる。

Fig.4-8 に 140m 深(海底上 4m)の流速の岸平行成分と岸直交成分、および海底直上の濁度、および 134m 深(海底上 10m)の水温のパワースペクトルを示す。流速は日周期成分にピークがあり、岸平行成分で2日、岸直交成分で1.5日付近に非常に弱いピークが見られる。低周波帯のエネルギーは必ずしも高くないので、潮汐周期成分の卓越が目立つ。濁度は1~2日周期帯に2つのピークが見られる。水温はさらに顕著で、1.5~2日にピークがある。

ここに見られる1.5~2日周期成分は水温、濁度、弱いが流速の岸直行成分に見られることから、熱塩フロントの水平移動と関連したものと考えられる。内部波であるとの考えもあるが、周期が慣性周期より長いことから、内部慣性重力波としては存在しえない。内部ケルビン波と考えるには、岸から大きく離れており、説明は難しい。

一方、渦モードの現象が関与したと考えられる。例えば、大島(1984)に示されたよ

うな不安定を起こしている現象の時間スケールが 1.5~2 日とされているので、今後、検討する必要がある。

4-6. まとめ

海底近傍での濁度の時間変化を調べるとともに、濁度変化と流速や水温などの海況変化との関わりについて、係留系を用いて観測し、解析した。観測は、紋別沖の距岸約 30km 地点である。2005 年 8 月 7 日から 9 月 2 日まで行われたが、この間、海底直上の濁度の値は次第に増加し、水温は下降していた。第 2 章、第 3 章の断面観測から推測されたように、海底近傍での濁度上昇、水温下降は宗谷暖流の勢力が次第に下降するため、沖合に存在した海水が観測地点を占めて来たためと考えられる。この事は、ADCP で観測された流速にもその傾向が見られ、沖合水の沿岸への接近を支持するものである。

海底近傍の濁度に短周期の変動が時々現れる。スペクトル解析によると潮汐成分で卓越する日周期より僅かに長い変動であり、その理由は不明である。この周期変動は海底上 10m での水温スペクトルでも捉えられており、さらに上層の水温記録でも追跡可能であることから、フロントの水平移動あるいは内部波と関連した可能性がある。

観測の後半に海底付近の水温が約 1.5 日の周期で 2.5~6.5°C の範囲で大きく振動した。この変動は下層ほど振幅が大きく、上層では明確とは云えないほど小さくなる。上層で大きく下層に向かって小さくなる変動が卓越する中で、海底で大きく上層に向かって小さくなる現象も存在することが示された。

<付録>透過率と濁度の関係について

第4章では、距岸約30kmの位置に係留系を設置して濁度と水温、流速の挙動を調べてきた。その濁度の範囲は $1\sim 5\text{ mgL}^{-1}$ であった。野田ほか(2001)では、赤外後方散乱方式でカオリンによって検定されている深度センサー付き濁度計 MTB-8M(波長880nm, アレック電子)を用いて、同海域での結果を示している。それによると、オホーツク海北海道沿岸の海底直上の濁度の水平分布を6つに分類($0\sim 0.5\text{ mgL}^{-1}$ 、 $0.5\sim 1\text{ mgL}^{-1}$ 、 $1\sim 2\text{ mgL}^{-1}$ 、 $2\sim 3\text{ mgL}^{-1}$ 、 $3\sim 4\text{ mgL}^{-1}$ 、 4 mgL^{-1} 以上)しており、これは本研究での濁度の範囲とよく一致する。

第2章、第3章では底層高濁度水を、光束透過率計による透過率(%)の値を用いて議論しており、第4章では後方散乱濁度計による指示値(ppm)を用いて議論を進めている。このことから、成田ほか(2007)の結果を用いて濁度を透過率に換算することを試みた。濁度の値は、使用する濁度計の計測方式が異なると、海中懸濁物の組成が同じであっても算出される懸濁物濃度(Suspended Solids : SS, mgL^{-1})の値は変化する。また、同じ測定方式であっても粒子の種類や粒径が異なると結果が異なる。第3章では、CTD観測と同時に得た試水より粒径分析も行ったことから、比較検討が可能であると考えた。

成田ほか(2007)では、測定方式の異なる4機種を用いて濁り標準物質で校正後、濁度計の性能を比較試験している。試水は、フォルマジン(平均粒径： $2.6\mu\text{m}$)、カオリン(平均粒径： $2.9\mu\text{m}$)の標準液と、徳島県橘湾の水深10mで採取した粘土質の海底土(Clay1, 平均粒径： $2.4\mu\text{m}$)と静岡県清水港の水深1mで採取した粘土質の海底土(Clay2, 平均粒径： $2.8\mu\text{m}$)を用いている。Fig4-9は、後方散乱方式の濁度計 AAQ1180(左)と PT-1(右)(いずれもアレック電子)を用いて、サンプル別に濁度(FTU)と SS(mgL^{-1})との関係、消散係数(m^{-1})と SS(mgL^{-1})との関係を求めた結果である。これらの関係式に本研究で得られた濁度の値を代入し、得られた消散係数を用いて以下の式により透過率を求めた(日本海洋学会編, 1985)。

$$T=\exp(-c\cdot l)\times 100$$

ここで、T：透過率(%)、c：消散係数、l：透過率計の光路長である。lには、成田ほか(2007)で使用された透過率計 C-Star (波長660nm; Wet Labs Inc.)の光路長0.25mが適

用される。

結果を Fig.4-10 に示す。全期間を通して透過率の値は、カオリン、フォルマジン標準液では 5%以下の範囲であり、Clay 1 では 40%以下、Clay2 では 50%以下であった。

その値の範囲から紋別沖 30km の海底直上での透過率の値として、Clay1,Clay2 の関係式を用いた結果がより妥当であると推測できる。ここで、カオリン標準液とフォルマジン標準液は、精製粒子を用いている。それに比べて、Clay1 と Clay2 は粒径にばらつきがあり、本研究での粒径分布により近い分布を示していたことから、Clay1,2 の関係式を用いたほうが良いことが分かる。

しかしながら、本研究の 2006 年の St.7(Fig.3-4(a))における海底に最も近い懸濁粒子の表面積平均粒径は約 $5\mu\text{m}$ であり、成田ほか(2007)で用いた試水の懸濁粒子の約 2 倍の大きさである。粒径が大きくなると Fig.4-9 の濁度と SS の関係式の傾きが大きくなる(成田ほか,2007)ことから、濁度より換算した透過率の正確な値を見積もることはできない。

今後、濁度計(ATU5-8M)と CTD 搭載の透過率計(Model1060-M1)との関係を求めるために同時観測を行うか、CTD 観測時に同時に消散係数を測定することによって濁度計と透過率計の正確な関係を求めることができると考える。

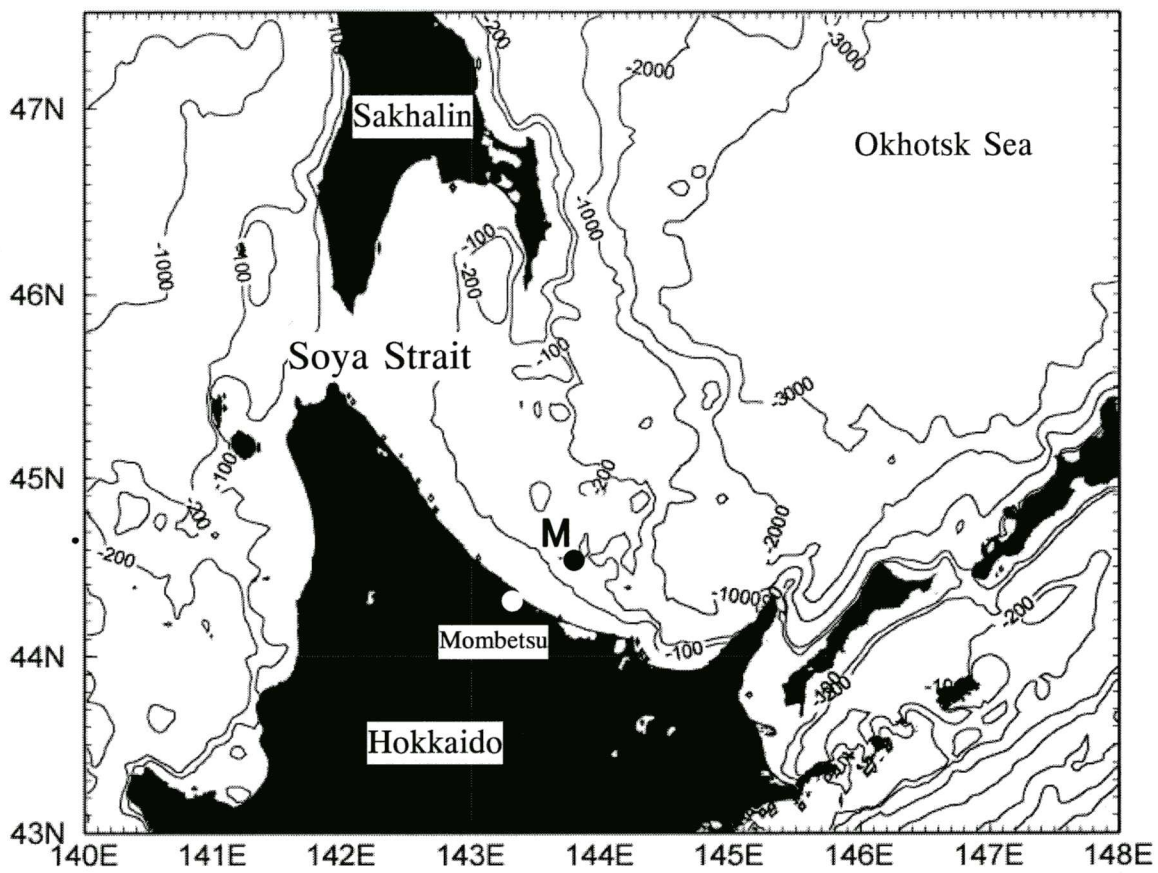


Fig.4-1 Bathymetry of the observation region. Solid circle indicates location of a mooring. Bottom contours are in meter.

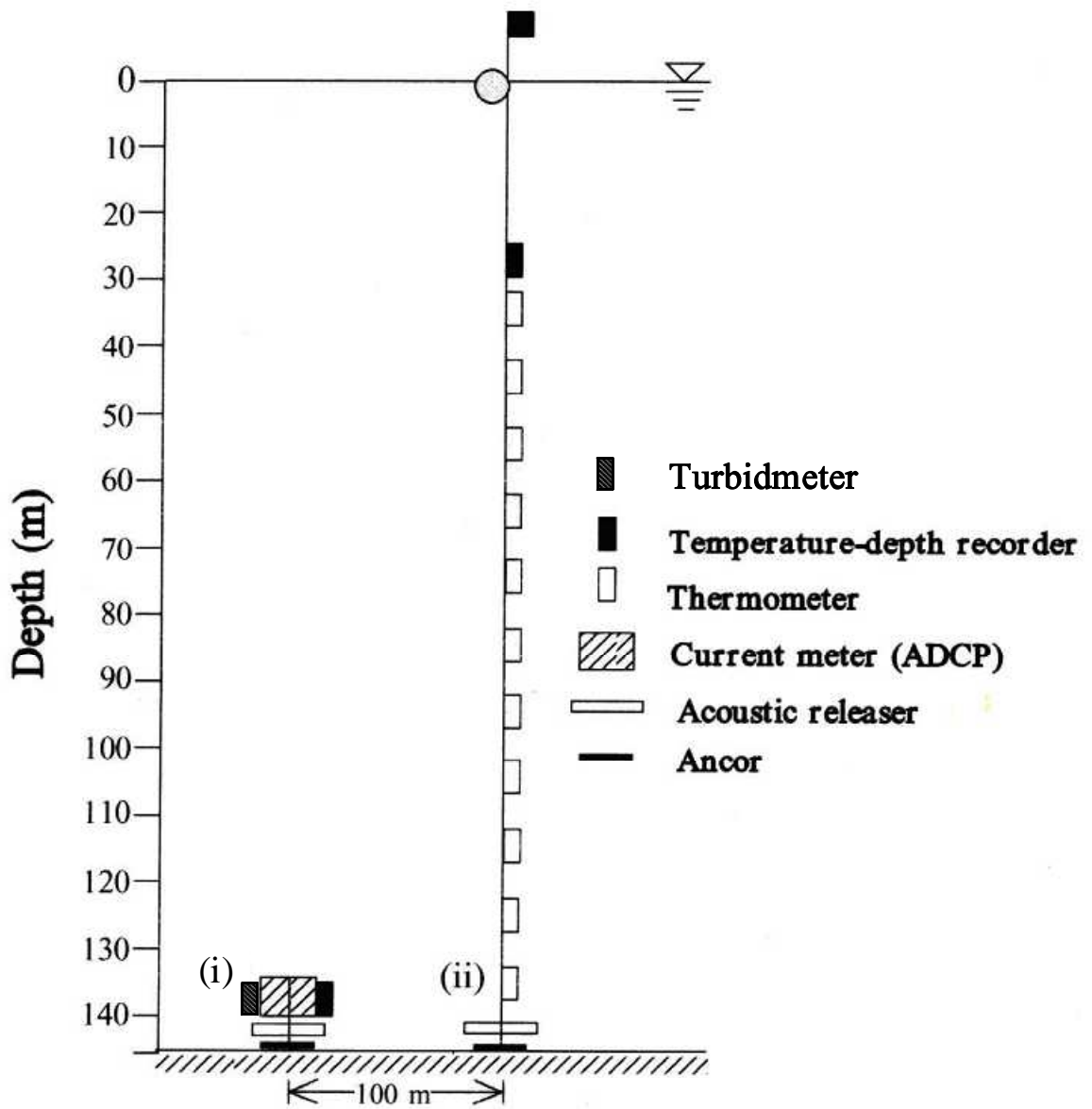


Fig.4-2 Schematic view of the mooring system.

Based on Ishizu(2006).

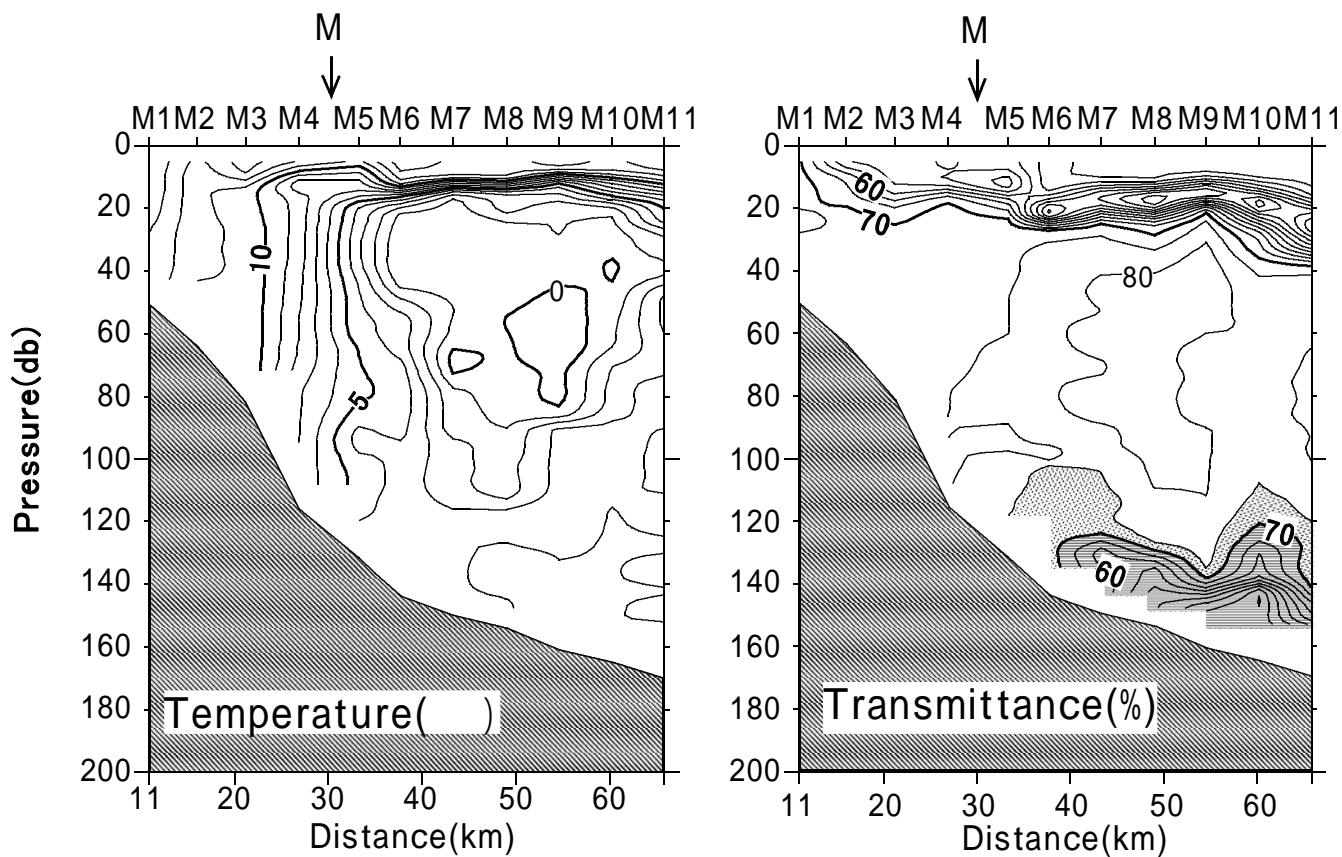


Fig.4-3 Cross sections of temperature() and transmittance(%) off Mombetsu on August 3rd, 2003. Mooring position is indicated by arrows and 'M'.

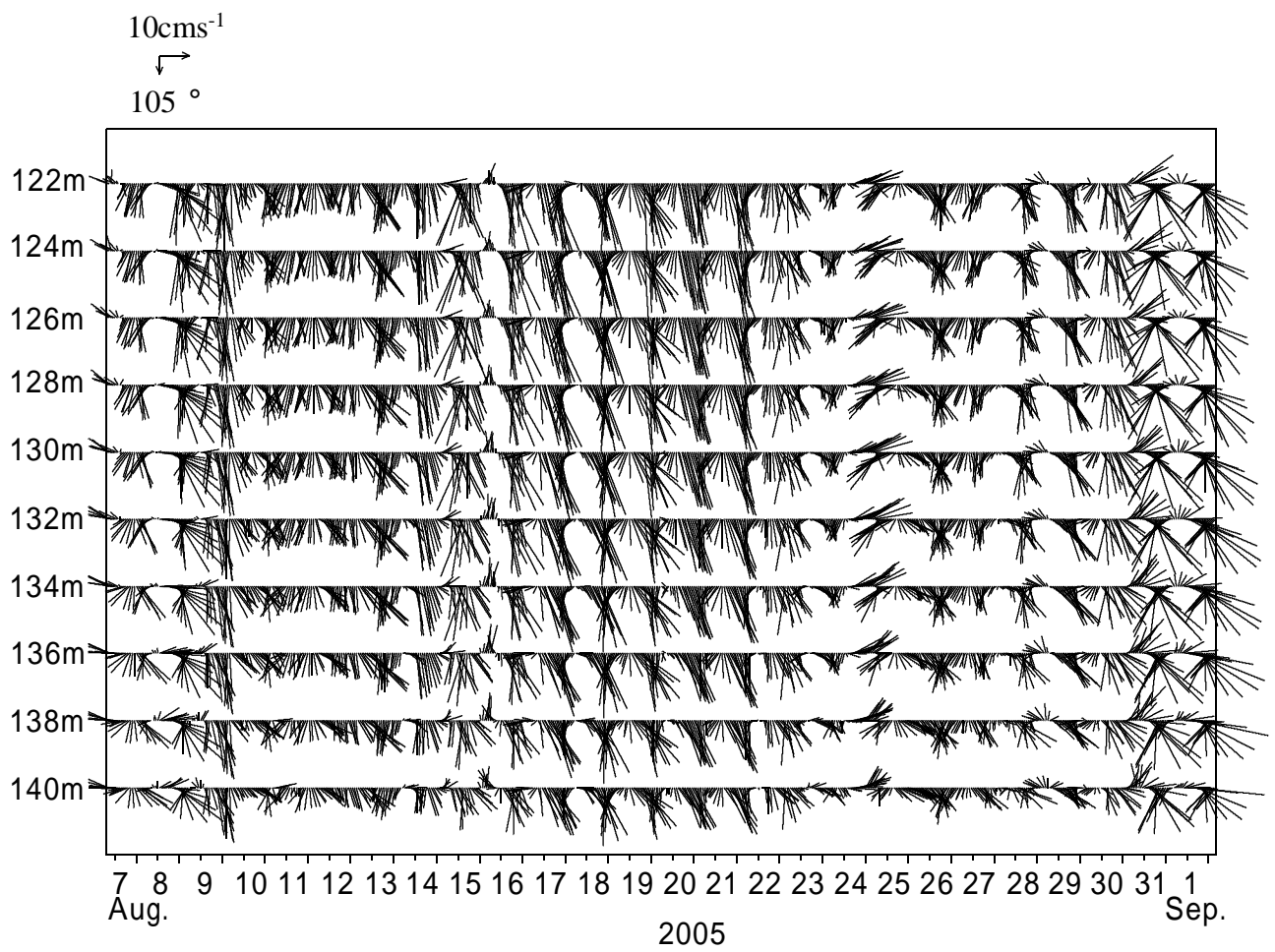


Fig.4-4 Time series of velocity from 122m to 140m depths.

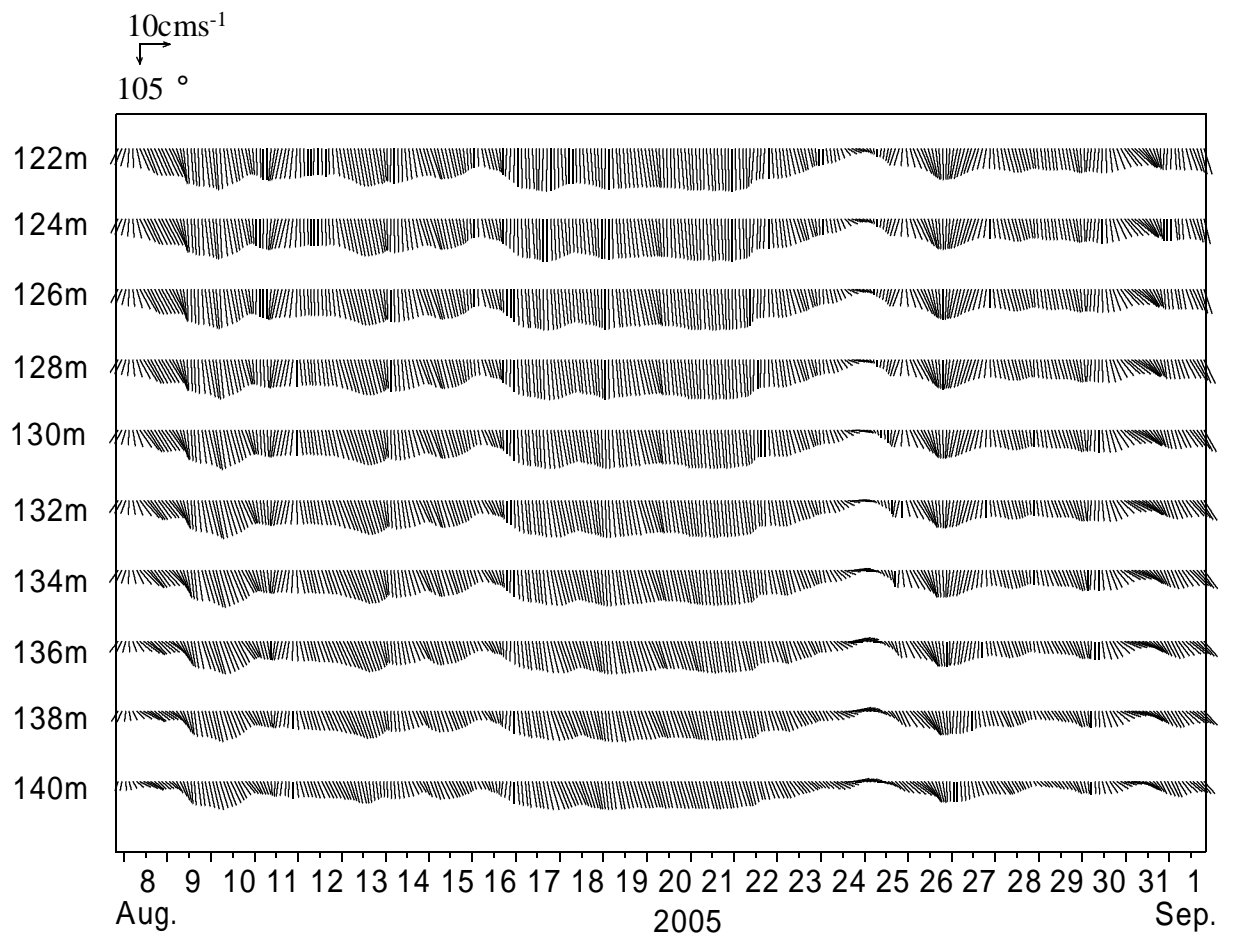


Fig.4-5 Time series of 25 hours running average velocity from 122m to 140m depths.

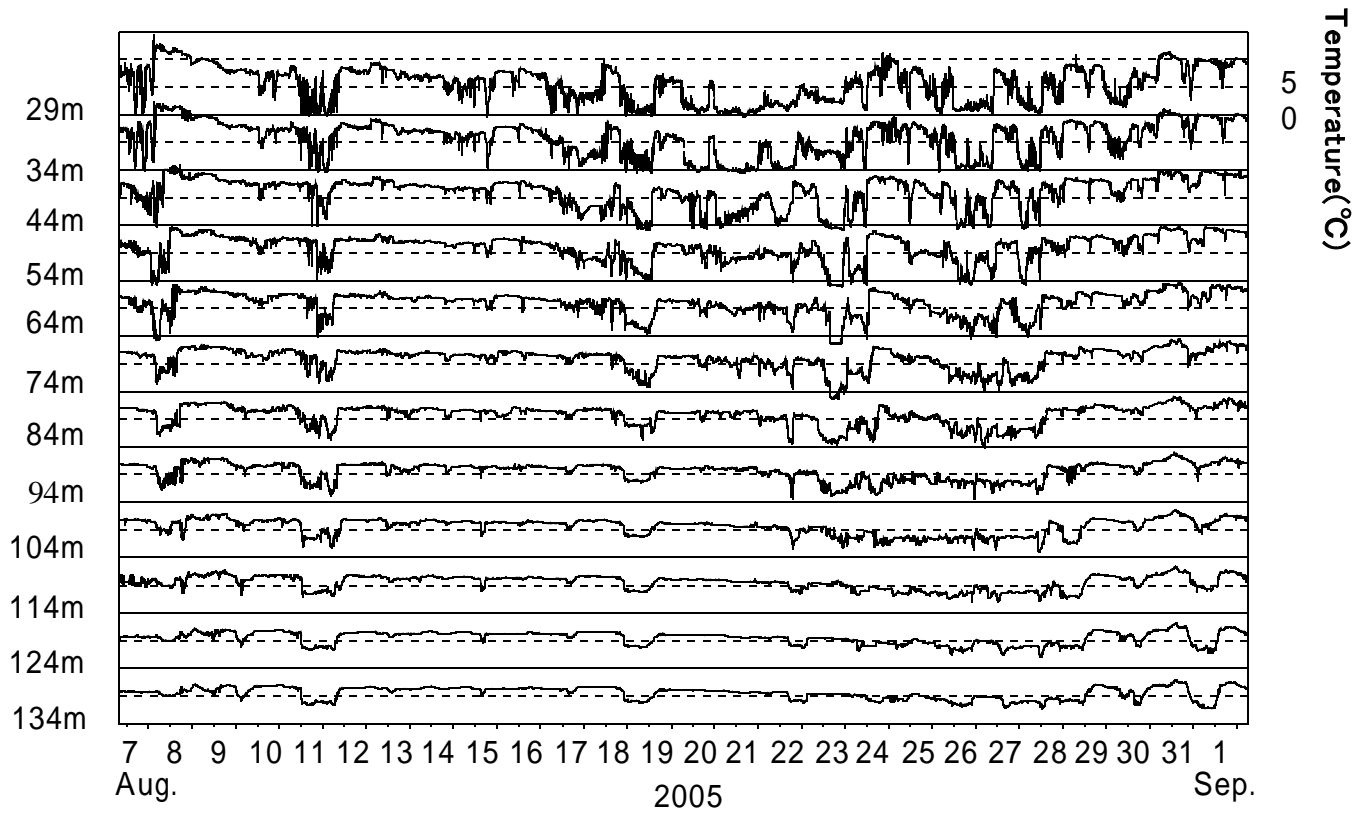


Fig.4-6 Time series of temperatures at each depths at mooring station.

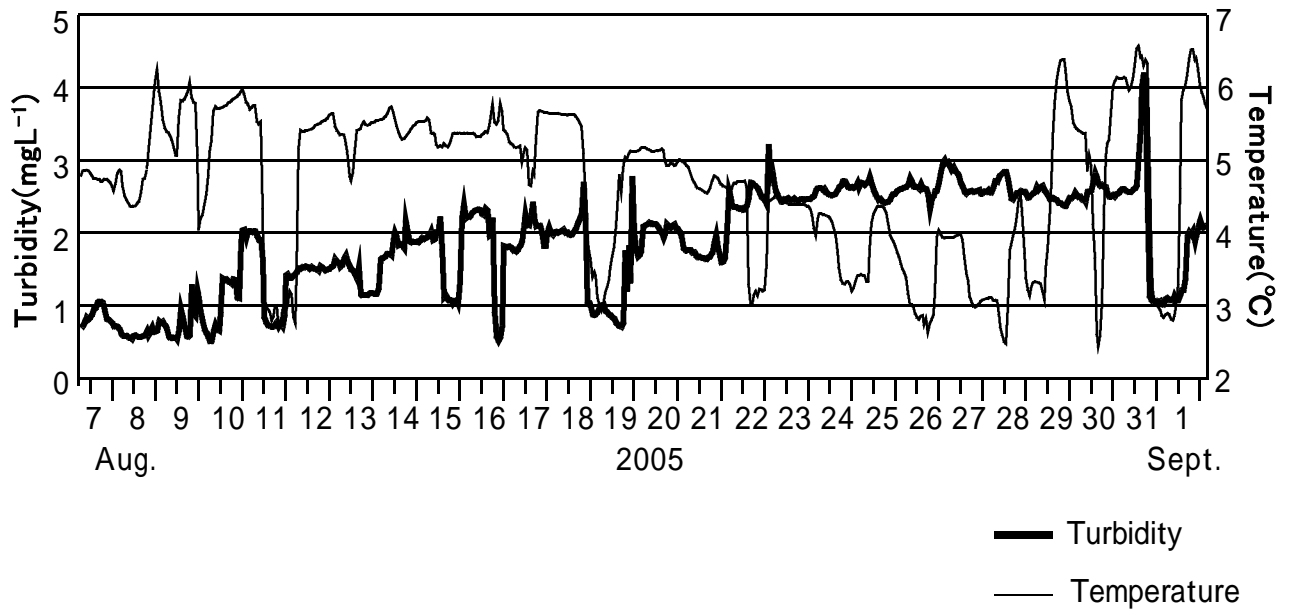


Fig.4-7 Time series of temperature and turbidity off Mombetsu at mooring station.

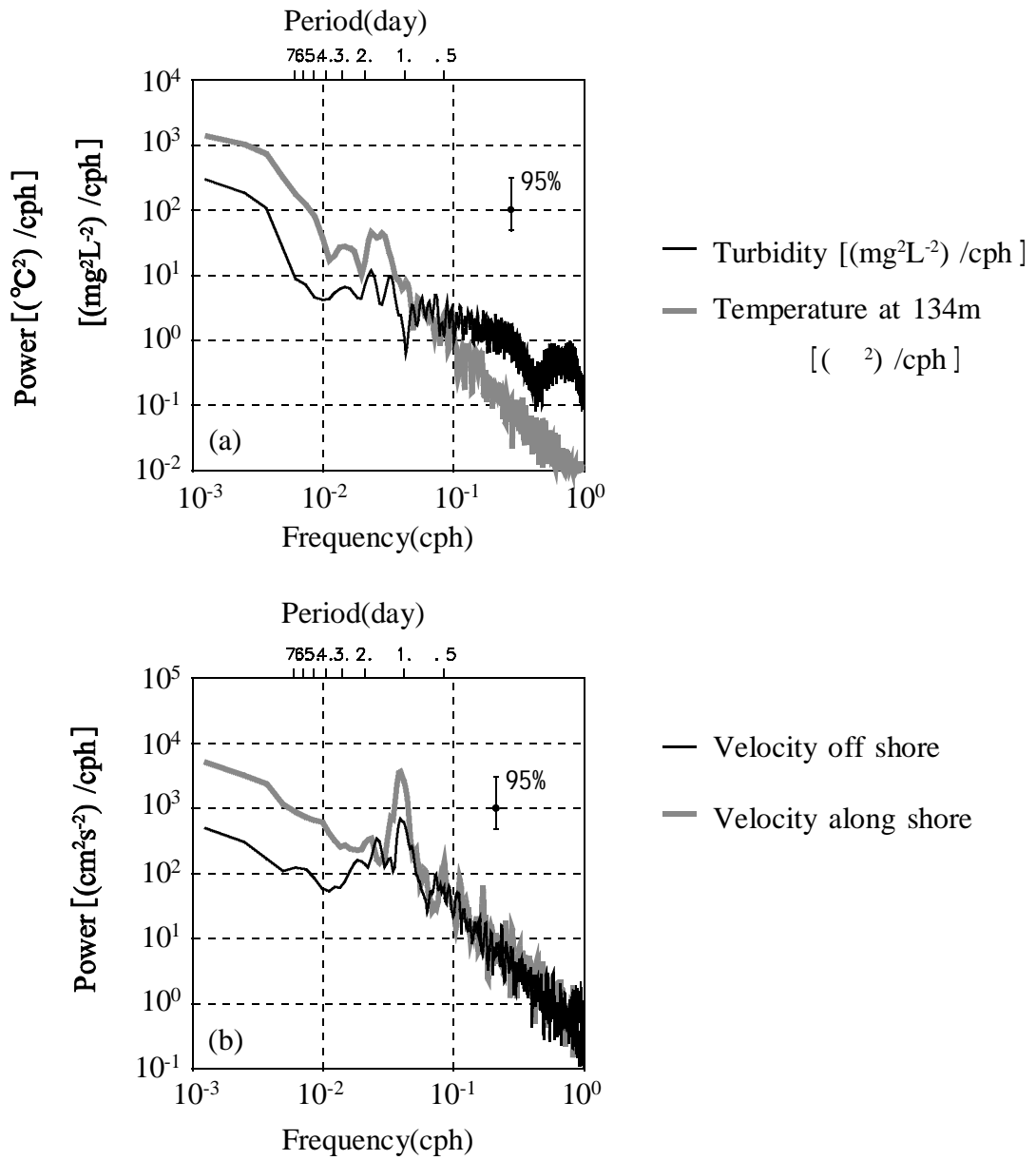


Fig.4-8 Power spectrums of (a)temperature(134m) and turbidity and (b)along shore and cross shore components of velocity(140m).

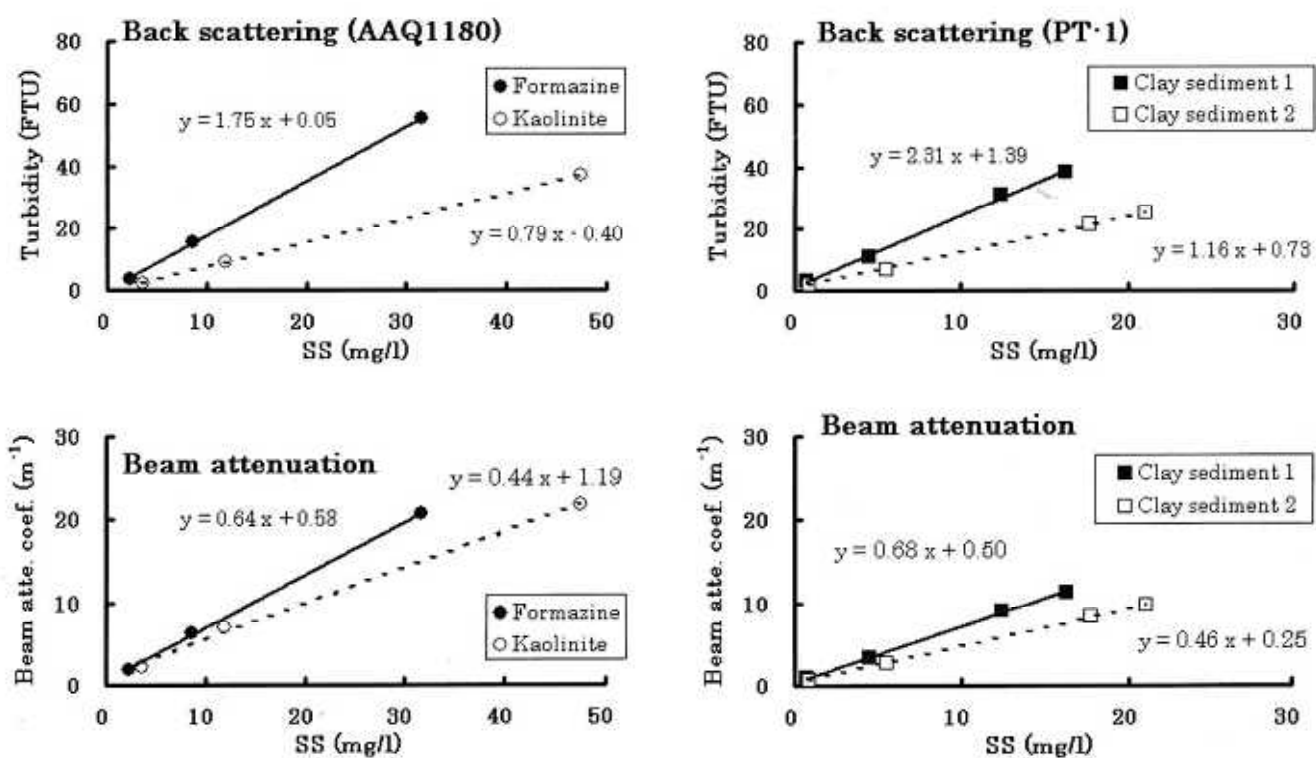


Fig.4-9 Relationships between SS and turbidity for standard solution suspension of Formazine and Kaolinite(upper), and between turbidity and inorganic particle suspension (lower) after Narita et al.(2007).

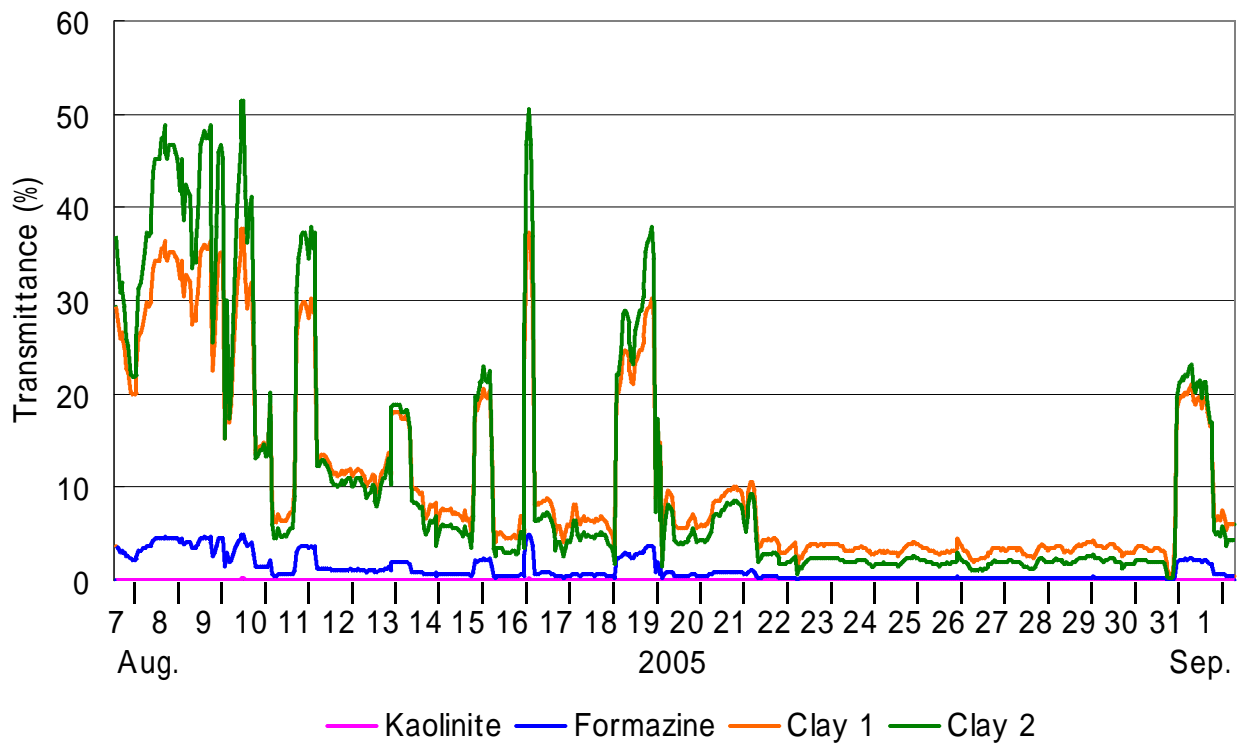


Fig.4-10 Time series of transmittance(%). Convert turbidity(mgL^{-1}) to transmittance on four conditions. Pink line shows Kaolinite, blue shows Formazine, orange shows Clay1 and green shows Clay2.

第5章

まとめと今後の課題

5-1. まとめ

オホーツク海北海道沿岸には、高温高塩の宗谷暖流が流れており、日本海側とオホーツク海側の水位差により駆動されることから順圧流であると考えられている。宗谷暖流水は低温低塩の中冷水および、高温低塩のオホーツク海表層低塩分水と接し、宗谷暖流水と中冷水の間には顕著な熱塩フロントが存在している。また、宗谷暖流水内には、等密度線が岸に向かって傾斜している傾圧構造が見られ、近年の観測から流量の15%が傾圧的な流れであることが分かってきた(Matsuyama et al.,2006)。一方、NOAAによる海面水温の画像には、宗谷暖流沖にしばしば帯状の冷水域(冷水帯)が確認される。Ishizu et al.(2006)は、観測と2層モデルによる数値実験から、宗谷暖流に伴う海底エクマン輸送の収束が湧昇を引き起こし、冷水帯の形成に関与していることを提案した。MODIS で得られた衛星画像では、冷水帯域でのクロロフィル *a* 濃度が周囲より1桁高いことを示している。これは湧昇により富栄養な下層水が海面付近まで運ばれ、一次生産が活発になっていることを示す。冷水帯の形成に関連する物理機構が当該海域の物質循環に寄与していることを示唆している。従って、宗谷暖流および周辺海域における海洋構造とその力学機構を明らかにすることは、海洋物理学的側面だけではなく、オホーツク海における物質循環の解明においても重要な意義を持つ。宗谷暖流域における海洋構造および水塊特性を調べていく過程で、宗谷暖流沖側海底付近に光束透過率の低い水塊があることを見出した。本研究では、この底層高濁度水の分布・形成機構および水塊特性を調べ、オホーツク海の物質循環における宗谷暖流の役割について明らかにすることを試みた。

まず、2000年から2003年の夏季に東京海洋大学練習船神鷹丸によってCTD OCTOPUS 観測を行った。これらの観測記録から、透過率とクロロフィル蛍光の相対値の関係を調べた結果、クロロフィル蛍光の相対値が0.15より高い水塊では、両者に良い相関が認められたが、0.15以下では両者に関係は見られず、透過率の低い水塊が底層に存在することが分かった。そこで、透過率が70%未満、クロロフィル蛍光の相

対値が 0.15 以下を底層高濁度水と定義し、時空間的变化について調べた。底層高濁度水は、陸棚幅の広い雄武沖や紋別沖では、各年とも距岸 30~35km より沖側の 100db 以深に存在していたが、下流側の陸棚幅が急激に狭くなる網走沖やウトロ沖では岸に近づき、深さ 300db 以深の海底斜面に捕捉されるように分布していることが分かった。この上流から下流にかけて高濁度水の存在する深度と距岸距離が変化するのは、流れの構造が順圧から傾圧的構造へと変化する影響を受けるためと考えられた。底層では透過率の等値線は、上に凸となる等密度線の分布と良く一致していることから、高濁度水は宗谷暖流水の海底境界層に形成される沖向きエクマン輸送の収束に伴い懸濁物質が集積したものと考えられた。

次に、底層高濁度水の分布と構成物質を調べ、水塊の形成機構を明らかにするため、2006 年夏季に雄武沖において岸から距岸 90km の陸棚端までの CTD OCTOPUS 観測を実施した。観測では、センサーによる水温、電気伝導度、透過率、クロロフィル蛍光の相対値の測定に加え、12 本のニスキンボトルで、クロロフィル *a*、フェオ色素、栄養塩(ケイ酸塩、硝酸塩、亜硝酸塩、リン酸塩)、懸濁粒子の粒径を測定するために採水を行った。この観測結果より、底層高濁度水を透過率 70%未満、クロロフィル *a* が $0.4 \mu\text{gL}^{-1}$ 以下と再定義した。

雄武沖の水塊は主に、(1)高温・高塩・貧栄養の宗谷暖流水、(2)沖側の低温・低塩・富栄養の中冷水、そして(3)宗谷暖流水と中冷水の混合した中間水の 3 つに分類することが出来た。底層高濁度水は、宗谷暖流水と中冷水のフロントより少し沖側の中間水域と中冷水域の底層に見られた。中間水域に見られた高濁度水は、高温・高塩・貧栄養の宗谷暖流系水であったが、中冷水域の高濁度水は、低温・低塩・富栄養であることが分かった。透過率と粒子数・粒子の体積およびフェオ色素との間には約 0.6 の有意な相関があったことから、底層高濁度水に含まれる懸濁物質は、シルト粒子由来の鉱物と植物プランクトン由来の有機物の両方があると考えられた。

水温・塩分の水塊特性から沖合に見られた低温・低塩・富栄養の高濁度水の起源となる水系について考察した。Fukamachi et al.(2004)は、オホーツク海北西部で生成される結氷点に近い高密度陸棚水と北太平洋起源の高温高塩水が混合して変質してできた高密度陸棚水が、東樺太海流により移流されることを示している。雄武沖の沖側の底層高濁度水は中冷水と東樺太海流水の間の水塊特性を持つことから、当該研究海域、あるいは到達する過程で両水塊が混合してできた可能性が考えられた。

粒子数が多い中間水域では $9\mu\text{m}$ 以下の比較的小さな粒子が多いのに対し、陸棚端付近では $2\sim 40\mu\text{m}$ の粒子がほぼ同じ割合で存在していた。この粒径分布の特徴から底層高濁度水の形成機構について考えると、中間水域では海底エクマン輸送の収束に伴う粒子が集積し、陸棚端付近では潮汐流によるシルト系粒子の再懸濁の可能性が考えられた。

さらに、高濁度水の時間変化と海況変動との関係について調べるため、2005年8月7日から9月2日に宗谷暖流沖側フロント域(紋別沖の距岸約30km地点)で ADCP と水温計アレイの係留観測を実施した。流速記録には、宗谷暖流沖側の流れを示す南東流に加えて顕著な潮汐流が重なり、順圧的な 25cms^{-1} を超える流れが認められた。一方、水温記録には潮汐周期の変化は殆ど見られず、スペクトル解析から潮汐周期より僅かに長い $1.5\sim 2$ 日周期の変動であることが分かった。この水温変動は、観測期間の前期・中期では上・中層で大きかったが、後期では下層で大きくなっていった。濁度は係留開始時には 1mgL^{-1} 程度であったが、潮汐より僅かに長い周期で不規則に変動しながら徐々に増加し、8月22日以降では 2.5mgL^{-1} を越える高い値を維持していた。観測期間後期における濁度の増加は、この期間における平均流速の低下と海底付近の水温低下と対応しており、宗谷暖流の勢力が弱まったことに伴いフロントおよび高濁度水が岸よりにシフトしたためと考えられた。

以上のように、本研究では宗谷暖流の沖側海底付近に見られる高濁度水に注目した観測・解析を実施し、その分布や水塊特性、構成物質、時間変動特性などを明らかにした。これに付随して、宗谷暖流の沖合には東樺太海流と中冷水の混合した富栄養な水塊が分布していることが分かった。また、宗谷暖流沖側には湧昇域があり、この湧昇は貧栄養な宗谷暖流域に栄養塩を補給し、豊かな漁場を形成することに役立っていると考えられた。底層高濁度水の形成機構および水塊特性に関する本研究により、オホーツク海北海道沿岸の物質循環過程のひとつの側面が明らかとなった。

5-2. 底層高濁度水の形成過程と今後の課題

本研究では、北海道オホーツク海沿岸を流れる宗谷暖流の沖側海底付近に見られた底層高濁度水の分布特性と、底層高濁度水を形成している海水と懸濁粒子の組成、そして、底層高濁度水の挙動について明らかにしてきた。

ここで、本研究の結果を総合して底層高濁度水の形成過程について考察する。第4章で示した2005年の係留観測により得られた海底直上での流速は、最大で約 25cm s^{-1} であった。この値を第2章の(1)式に代入して、海底エクマン層内でのエクマン流速を求めると 7.3 cm s^{-1} となる。一方、2006年における雄武沖の観測での粒径分析で得られた底層高濁度水内の懸濁粒子の粒径は、 $2\sim 60\mu\text{m}$ であった。田辺・坂本(2002)によると、宗谷暖流の沖側にはシルト粒子が卓越しているという報告があり、本研究で得られた粒径結果は、妥当な値である。ここで、表層海底堆積物の粒径と流速の関係を表わしたユールストロームの図(田辺・坂本, 2002)をみると、シルト粒子($2\sim 60\mu\text{m}$)が浸食されるには 20cm s^{-1} 以上の流速が必要である(Fig.5-1)。また、一度浮流したシルト粒子が浮流し続けるには、先に求めたエクマン流速の 7.3cm s^{-1} で充分であることが分かる。従って、底層高濁度水の形成過程として、潮汐流によって浸食された懸濁粒子が、エクマン輸送の収束に伴う湧昇により集積され、上に凸の形状で分布していると考えられた(Fig.5-2)。

第3章において、底層高濁度水は、水温・塩分・栄養塩の分布からみた海水特性から高温・高塩・貧栄養の宗谷暖流系の底層高濁度水と、低温・低塩・富栄養の中冷水系の底層高濁度水の2つに分類することができた。ここで、沖側の中冷水系の底層高濁度水について、栄養塩の分布から沖から岸向きに流入しているような分布が見られる。しかし、この分布は2006年の観測のみで捉えられたものであり、海底直上の流速構造は明らかになっていない。中冷水系である沖側の底層高濁度水は宗谷暖流系よりも栄養塩が高く、本海域の生物生産に深く関わっていると考えられ、中冷水系の底層高濁度水の起源や生成過程のさらなる解明については、本研究と同様なCTD OCTOPUS観測や栄養塩の分析、LADCPによる海底直上の流向流速の観測などが望まれる。

最後に、オホーツク海北海道沿岸、沖合域における底層高濁度水と生物生産との関係について考える。北海道は、太平洋、日本海、オホーツク海という、それぞれが特徴的な3つの海に囲まれ、豊かな水産資源に恵まれている。2005年の海面漁業・養殖

業生産量(属人)は 140 万トンで、全国 567 万トンの 24.8%を占め、全国第 1 位となっている。また、主要な水産物であるホタテガイ、サケ、スケトウダラ、ホッケ、コンブなどは、全国における水揚げの大部分を占めている(北海道水産林務部総務課)。2005 年の魚種別生産量(属地)では、ホタテガイが 38 万トンで最も多く、次いでサケ、スケトウダラとなっており、生産額でもホタテガイが 690 億円で最も高く、次いでサケ、コンブの順となっている。海域別漁業生産の状況を見ると、日本海 30.4 万トン(22.1%)・631 億円(23.4%)、太平洋 70.6 万トン(51.3%)・1394 億円(51.7%)、オホーツク海 36.5 万トン(26.5%)・670 億円(24.9%)である。漁業就業者 1 人当たりの漁業生産額で比較すると、日本海 649 万円、太平洋 826 万円、オホーツク海 2030 万円であり、比率は 1 : 1.3 : 3.1 となり、海域間で大きな格差が見られる。

オホーツク海では、沿岸域を漁場とするほたてがい桁網漁業、さけ定置網漁業、かにかご漁業沖合域を漁場とする沖合底びき網漁業が営まれており、生産量ではホタテガイ、サケ、ホッケが上位を占めている。本海域では、毎年 1 月下旬にサハリン沖から南下する流氷が漂着する。流氷の底部にはアイスアルジーと呼ばれる植物プランクトンが付着しており、このアイスアルジーを起点とした食物連鎖がオホーツク海北海道沿岸域を生物生産豊かな海域にしていると考えられている。Hiwatari et al.(2008)によると、冬季におけるセジメントトラップの係留系観測では、流氷の挙動の違いによって生物の屍骸と鉱物(流氷漂着期)、アイスアルジーが充満した動物プランクトンの糞粒(流氷拡大期)、アイスアルジー(流氷融解・衰退期)などが確認されている。これらの堆積物が本海域の生物生産にも影響を与えていると考えられる。これは、Ishizu(2006)で示されたように、湧昇によって形成された冷水帯と同位置に海面のクロロフィル *a* の帯状の分布が見られることが衛星画像から確認できていることから、生物生産へ影響を及ぼすと考えられる。

オホーツク海北海道沿岸域では、種苗放流による輪採制の地まきほたてがい漁業が行われている。本海域において 1989 年以降、夏季になっても貝柱重量の増加が見られない等の成長不良現象が数回観測されている(西浜, 1994; 蔵田・栗原, 1998; 成田ほか, 2001)。品田ほか(2006)によると、これには春先の餌不足がホタテガイの成長不良現象を引き起こしている可能性が示唆された。

底層高濁度水と冷水帯の形成過程は同一の過程であること、宗谷暖流系水の栄養塩が低いとはいえ、表層の躍層下ではフロント域にかけて栄養塩は徐々に高くなってい

ることから、宗谷暖流の勢力と底層高濁度水と冷水帯の形成には物理的な循環過程からみて高い関連性があると考えられる。また、栄養塩の高い中冷水系の海水と栄養塩の低い宗谷暖流系の海水との物質循環がどのようになされているかについては興味深い。

さらには、これらの物理現象、たとえば、冷水帯の幅・面積、底層高濁度水の断面積と水産資源の豊度には何らかの関係が見られることも考えられる。北海道沿岸への流氷の到来が減少しつつある現在、流氷と共に北海道沿岸に到達するアイスアルジーを起点とする海洋生態系と物理現象との関係をモニタリングすることは重要であると考えられる。

今後、宗谷暖流と底層高濁度水、冷水帯、それぞれの相互関係を明らかにしていくために、季節を通しての現場調査と数値実験等により検証することが望まれる。そして、本海域の物理現象が生物生産に果たす役割を明らかにしていきたい。

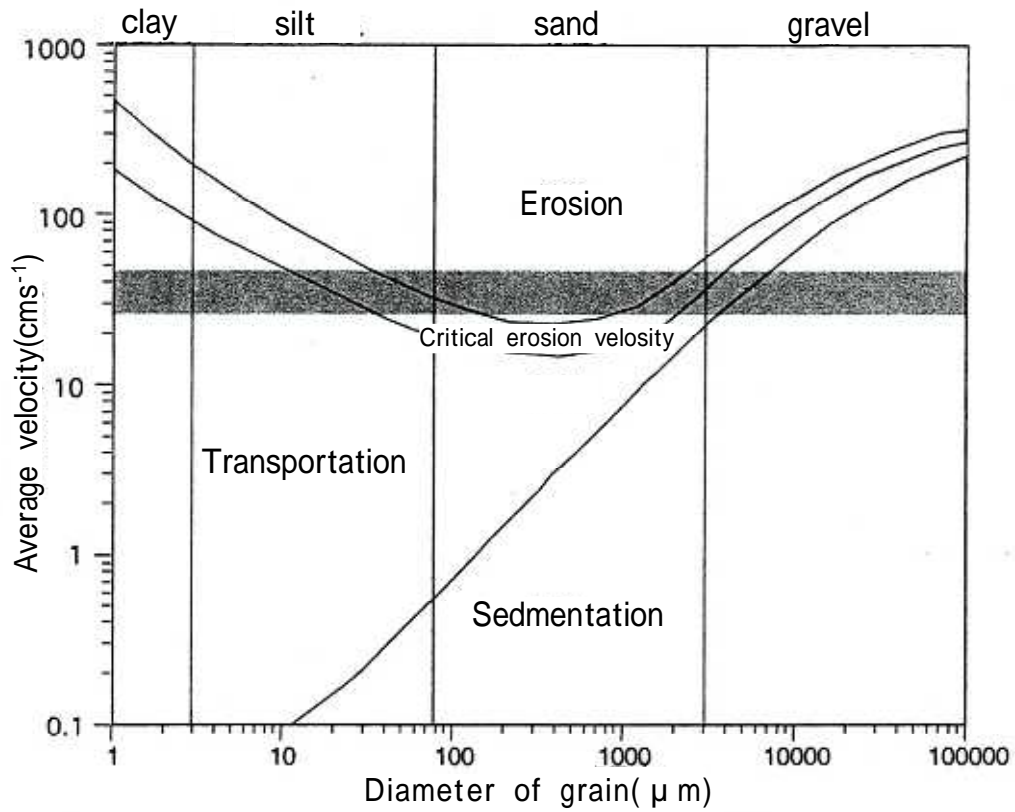


Fig.5-1 Hjulstrom's diagram.

Based on Tanabe and Sakamoto(2002). Gray zone indicates the velocity of Soya Warm Current(26 ~ 46cms⁻¹).

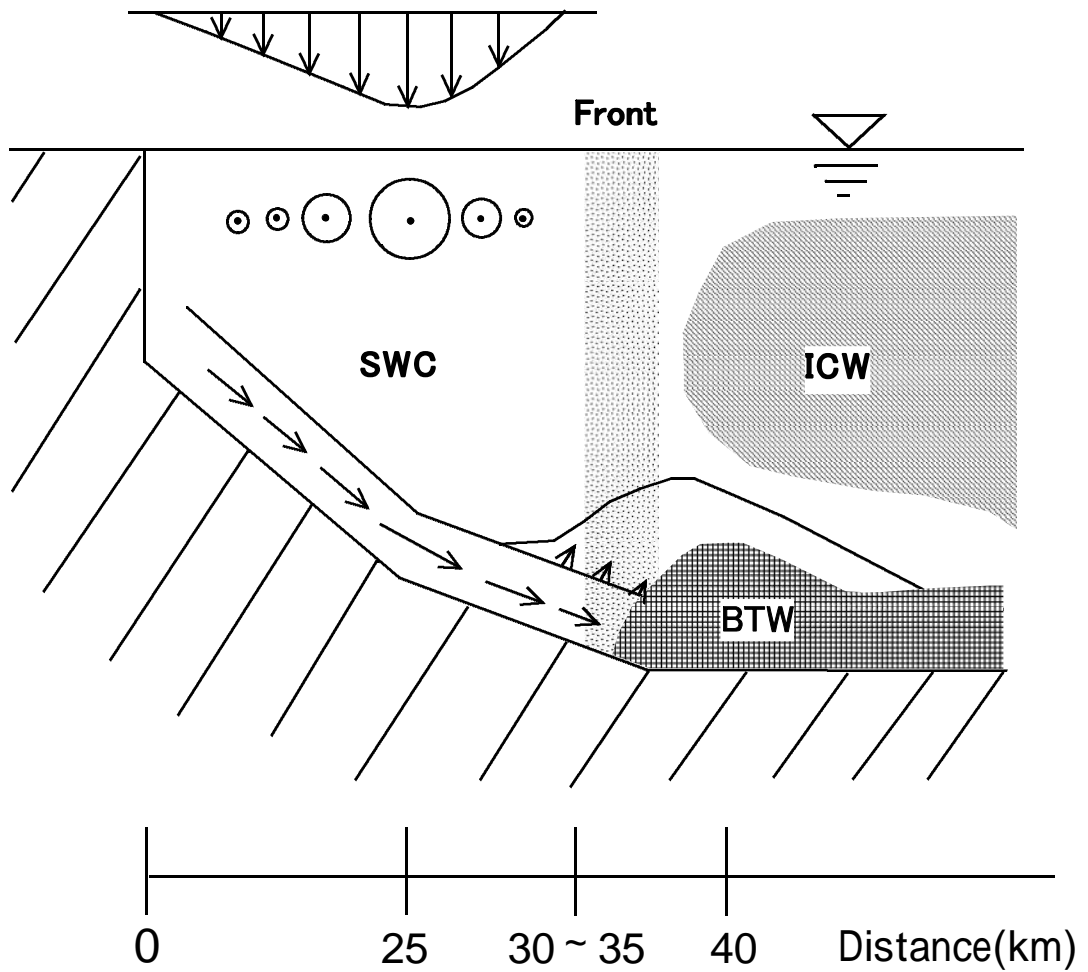


Fig.5-2 Schematic view of the SWC and the cross-shore circulation in the northeast coast of Hokkaido. SWC: Soya Warm Current, ICW: Intermediate Cold Water, BTW: Bottom High Turbidity Water.

謝 辞

本研究を進めるにあたり、終始にわたり貴重なご指導とご助言を頂いた、東京海洋大学海洋科学部の教授 松山優治博士に甚大なる謝意を表します。観測や解析、文章作成時などきめ細かな指導をしてくださった同准教授 北出裕二郎博士に心より厚く感謝いたします。本論文の審査をしていただいた同教授 石丸 隆博士、吉田次郎博士、同准教授 島田浩二博士に心より感謝いたします。同准教授の荒川久幸博士には本論文の審査の他、第3章での粒径分析と、透過率計と濁度計の対応について丁寧に教えていただきました。心より感謝いたします。論文取りまとめの際に、多くのご助言を頂いた、准教授 根本雅生博士、研究員 溝端浩平博士に、厚く御礼申し上げます。

また、何年にも渡り、観測にご協力、ご尽力を頂いた東京海洋大学練習船神鷹丸船長 小池義夫教授、峰 雄二教授、そして乗組員の皆様に心より感謝いたします。

第3章の栄養塩の分析については、同教授 神田穰太博士に、クロロフィル *a* とフェオ色素の分析と溶存酸素の分析については同助教 堀本奈穂博士に快くご指導、ご協力と貴重なご意見を頂きました。心より厚く御礼申し上げます。

多くの観測、とりわけ係留系の観測では濁度計の設置を追加するなど多くの協力や助言を頂いた、東北大学理学研究科石津美穂博士に感謝いたします。観測のほか、日々叱咤激励してくださった東京海洋大学海洋科学部助教 故川村有二博士に感謝いたします。さらに、日々お世話になった本学の大学院生の平野大輔氏をはじめとする同研究室の友人に感謝いたします。

最後に、経済面や、精神面などで心の支えとなり、日常の多くのことで協力してくださった両親や祖父、祖母、そして叔母に心よりお礼申し上げます。

文 献

青田昌秋(1975) : 宗谷暖流の研究. 低温科学, 物理編, **33**, 151-172.

青田昌秋(1984) : 宗谷暖流域の海況変動. 沿岸海洋研究ノート, **22**, 30-39.

Aota M. and M. Matsuyama(1987) : Tidal Current Fluctuations in the Soya Current.

J. Oceanogr. Soc. Japan, **43**,5,276-282.

青田昌秋・永田 豊・稲葉栄生・松山優治・小野延雄・金成誠一 (1987) : 海洋の動態.
恒星社厚生閣, 東京, 164-187.

Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, K. Shirasawa, M. Ishikawa, T. Takatsuka, T. Daibou and M. Wakatsuchi (2006) : Observation of the Soya Warm Current using HF Ocean Radar. *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, **62**, 47-61.

Fukamachi, Y., G. Mizuta, K. I. Ohshima, L. D. Talley, S. C. Riser and M. Wakatsuchi(2004) : Transport and modification processes of dense shelf water revealed by long-term moorings off Sakhalin in the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, 109, C09S10, doi:10.1029/2003JC001906.

Fukamachi, Y., I. Tanaka, K. I. Ohshima, N. Ebuchi, G. Mizuta, H. Yoshida, S. Takayanagi and M. Wakatsuchi(2008) : Volume Transport of the Soya Warm Current Revealed by Bottom-Mounted ADCP and Ocean-Radar Measurement. *J. Oceanogr.*, **64**, 385-392.

Fukutomi, T. (1950) : Study of sea ice (the 4th report). A theoretical study on the formation of sea ice in the central part of the Okhotsk Sea. *Teion Kagaku*, **3**, 143-157(in Japanese with English abstract).

花輪公雄 (1984) : 沿岸境界流. 沿岸海洋研究ノート, **22**, 67-82.

Hiwatari, T., K. Shirasawa, Y. Fukamachi, R. Nagata, T. Koizumi, H. Koshikawa and K. Kohata (2008) : Vertical material flux under seasonal sea ice in the Okhotsk Sea north of Hokkaido, Japan. *Polar Science*, 2, 41-54.

北海道水産林務部総務課：北海道水産業の概要.

<http://www.pref.hokkaido.lg.jp/NR/rdonlyres/94ED2D82-C867-40B8-9BB3-DF177906076A/0/suisangyounogaiyou18.pdf>

- Iida,H.(1962) : On the water masses in the coastal region of the South-western Okhotsk Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20th Anniversary Volume.
- Ishimaru, T., H. Otake, T. Saino, H.Hasumoto and T. Nakai (1984) : OCTOPUS, an Octo Parameter Underwater Sensor, for Use in Biological Oceanography Studies. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **40**, 207-212.
- Ishizu, M., Y. Kitade and M. Matsuyama (2006) : Formation Mechanism of the Cold-Water Belt Formed off the Soya Warm Current. *J. Oceanogr.*, **62**, 457-471.
- 石津美穂(2006) : 宗谷暖流沖合フロント域で観測される冷水帯の力学的機構に関する研究. 博士学位論文, 東京海洋大学, 120pp.
- Ishizu, M., Y. Kitade and M. Matsuyama (2008) : Characteristics of the cold-water belt formed off Soya Warm Current. *J. Geophys. Res.*, **113**, C12010, doi:10.1029/2008JC004786.
- 川辺正樹・川崎 清(1993) : CTDデータ較正の手引き. No. 4. 日本海洋データセンター, 東京, 23pp.
- Kitani, K. (1973) : An oceanographic study of the Okhotsk Sea : particularly in regard to cold waters. *Bull. Far Sea Fish. Res. Lab.*, **9**, 45-77.
- Kundu, P. K.(1990) : Fluid Mechanics. Academic Press inc., 495pp.
- 蔵田 護, 栗原康裕(1998) : 1995年オホーツク海の放流ホタテガイ貝柱歩留不良現象について. 平成7年度北海道立網走水産試験場事業報告書, 252-254.
- Maeda, S. (1968) : On the cold water belt along the northern coast of Hokkaido in the Okhotsk, Umi to Sora. **43**, 71-90.
- Martin, S., P. Igor, M. Thorsten and D. Robert (2004) : Okhotsk Sea Kashevarov Bank polynya: Its dependence on diurnal and fortnightly tides and its initial formation. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S04, doi:10.1029/2003JC002215.
- 松山優治・青田昌秋・小笠原勇・松山佐和 (1999) : 宗谷暖流の季節変動. 海の研究, **8**, 333-338.

- Matsuyama, M., M. Wadaka, T. Abe, M. Aota and Y. Koike (2006) : Current Structure and Volume Transport of the Soya Warm Current in Summer. *J. Oceanogr.*, **62**, 197-205.
- Minobe, S. and M. Nakamura (2004): Interannual to decadal variability in the southern Okhotsk Sea based on a new gridded upper water temperature data set. *J. Geophys. Res.*, 109, C09S05, doi:10.1029/2003JC001916.
- Mizuta, G., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003) : Structure and seasonal variability of the East Sakhalin Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2430-2445.
- Nakatsuka, T., C. Yoshikawa, M. Toda, K. Kawamura and M. Wakatsuchi (2002) : An extremely turbid intermediate water in the Sea of Okhotsk: Implication for the transport of particulate organic matter in a seasonally ice-bound sea, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 16, 1757.
- Nakatsuka, T., T. Fujimune, C. Yoshikawa, S. Noriki, K. Kawamura, Y. Fukamachi, G. Mizuta and M. Wakatsuchi (2004) : Biogenic and lithogenic particle fluxes in the western region of the Sea of Okhotsk: Implications for lateral material transport and biological productivity. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S13, doi:10.1029/2003JC001908.
- 成田正直・木村 稔・阪本正博・福士暁彦・高橋玄夫(2001) : ホタテガイ歩留まり, 成分調査. 平成12年度北海道立網走水産試験場事業報告書, 159-160.
- 成田美穂・荒川久幸・宅和哲郎・森永 勤(2007) : 現場用濁度計における性能の比較. 海洋調査技術, **19**, 1-10.
- 西浜雄二(1994): オホーツクのホタテ漁業. 北海道大学図書出版刊行会, 北海道, 218pp.
- 日本海洋学会編(1985) : 海洋環境調査法 改訂版. 恒星社厚生閣, 東京, 114-146.
- 野田 篤・池原 研・片山 肇・前川竜男(2001) : 宗谷海峡～北見大和堆海域の海洋環境. 地質調査所速報 no.MG/01/1, 岸本清行・池原 研編, 「千島弧―東北日本弧会合部の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法の研究」平成12年度研究概要報告書, 産業技術総合研究所地質調査所, 57-70.
- Odamaki, M. (1994) : Tides and Tidal Currents along the Okhotsk Coast of Hokkaido. *J. Oceanogr.*, **50**, 265-279.

- 大島慶一郎(1984) : 宗谷暖流の順圧不安定について. 北海道大学地球物理学研究報告, **44**, 85-98.
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi and G. Mizuta (2002) : Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with the satellite-tracked drifters, *J. Geophys. Res.*, **107**, C11, 3195, doi:10.1029/2001JC001005.
- Shcherbina, A. Y., L. D. Tally and D. L. Rudick (2004a) : Dense water formation on the northwestern shelf of the Okhotsk Sea : 1.Direction observations of brine rejection. *J. Geophys. Res.*, **108**, C09S09, doi:10.1029/2003JC002196.
- Shcherbina, A. Y., L. D. Tally and D. L. Rudick (2004b) : Dense water formation on the northwestern shelf of the Okhotsk Sea : 2.Quantifying the transports. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S09, doi:10.1029/2003JC002197.
- 品田晃良・栗原康裕・宮園 章(2005) : 北海道オホーツク海側沿岸域における地まきホタテガイの成長不良年の予測. 北水試研報, **69**, 123-128.
- Suzuki, R. and T. Ishimaru (1990) : An Improved Method for the Determination of Phytoplankton Chlorophyll using N, N-Dimethylformamide. *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, **46**, 190-194.
- Tabata, T. (1958) : On the formation and growth of sea ice especially on the Okhotsk Sea. In Arctic Sea Ice, National Academy Press, Washington, D.C., 169-180.
- Takizawa, T. (1982) : Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 281-292.
- Tally, L. D. (1991) : An Okhotsk Sea water anomaly : Implications for ventilation in the North Pacific. *Deep Sea Res.*, Part A, **38**, S171-S190.
- 田辺竜男・坂本竜彦 (2002) : VIII. GH00・GH01 航海で得られたオホーツク海南西部海底表層堆積物中の陸源性碎屑物の粒度・鉱物組成とその起源. 地質調査総合センター速報, no.25, 73-98.
- T. R. パーソンズ・高橋正征(1974) : 生物海洋学, 三省堂, 東京, 31pp.
- 山路晴彦 (1985) : オホーツク海沿岸海域地質. 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, 日本全国沿岸海洋誌, 東海大学出版会, 東京, 1-6.

若土正暁(2004): オホーツク海氷の実態と気候システムにおける役割の解明. 戦略的創造研究推進事業平成9年度採択研究課題, 研究終了報告書, 科学技術振興事業団.

Watanabe, K. (1962) : Drift velocity of ice measured from air and separately computed value of their wind-induced and currents induced components; Study on sea ice in the Okhotsk Sea (II). *Oceanogr. Mag.*, **14**, 29-41.

Watanabe, K. (1963) : On the estimation of the origin and drifting speed of ice appearing off the coast of Hokkaido; Study on sea ice in the Okhotsk Sea (III). *Oceanogr. Mag.*, **14**, 101-106.