



Title	北太平洋中央部におけるAlaskan Streamの海洋構造と変動に関する研究
Author(s)	大西, 広二
Citation	北海道大学. 博士(水産科学) 乙第5835号
Issue Date	2001-06-29
DOI	10.14943/doctoral.r5835
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/30173
Type	theses (doctoral)
File Information	thesis.PDF



[Instructions for use](#)

博士論文題名

北太平洋中央部における Alaskan Stream の
海洋構造と変動に関する研究

Hydrographic Structure and Variation of the Alaskan Stream
in the Central North Pacific

大西 広二

Hiroji Onishi

目次

	頁
第 1 章 序論	1-10
1-1. 北太平洋亜寒帯海域の地形と海流系	1
1-2. 北太平洋亜寒帯海域における海流系と水塊変質	4
1-3. Alaskan Stream に関する既往研究の知見	7
1-4. 本研究の目的と構成	9
第 2 章 資料	11-16
2-1. CTD による断面観測データ	11
2-2. 係留系による直接測流データ	14
第 3 章 結果	17-70
3-1. 北太平洋中央部における水塊構造とフロントの変動	17
3-1-1. 1997 年为例とした断面水塊構造	17
3-1-2. フロントと境界位置の経年変動	20
3-2. Ridge Domain の断面構造と流量変動	23
3-2-1. 平均海洋構造	23
3-2-2. 地衡流速断面の経年変化	26
3-2-3. 地衡流量の経年変動	30
3-2-4. 層別流量と熱・塩分輸送量	33
3-2-5. 断面構造の時空間変動解析	42
3-3. Alaskan Stream の直接測流による流れの特性と変動	48
3-3-1. 観測期間平均と変動	48
3-3-2. 季節変動	53
3-3-3. 運動エネルギーの季節変動	60
3-3-4. スペクトル解析	65

	頁
第 4 章 議論と考察	71-106
4-1. Alaskan Stream 流速成分の変化	71
4-2. Alaskan Stream の安定性	78
4-3. Alaskan Stream 流量の連続性	81
4-4. Alaskan Stream の季節変化と経年変化	86
4-5. EOF 解析結果と流量の経年変化	91
4-6. 研究のまとめと課題	103
第 5 章 謝辞	106
第 6 章 引用文献	107-112
Appendix	112

第1章 序論

1-1. 北太平洋亜寒帯海域の地形と海流系

北太平洋亜寒帯海域は、縁海であるベーリング海とはアリューシャン列島、オホーツク海とはクリル列島を挟んで接しており、全体としては北縁から西縁にかけてをシベリア大陸、北縁から東縁にかけてを北アメリカ大陸に囲まれている（Fig.1-1-1）。一方南縁は北太平洋亜熱帯海域に大きく開いており、地形的な境界は見当たらない。海底地形においては太平洋の北縁から、西縁にかけてをアリューシャン海溝・クリルカムチャッカ海溝・日本海溝が取りまいている。西太平洋では東経 170 度線に沿うように天皇海山列が南北に走り、東太平洋ではアラスカ湾に海山が点在する。またアラスカ湾の北辺からアラスカ半島及びアリューシャン列島の南に数百キロに渡る大陸棚が存在するが、大陸棚は西に向うにつれて幅を狭めており、太平洋の中央部では存在しない。アリューシャン海溝の南側では太平洋プレートよりも隆起したアリューシャン海膨(Aleutian Rise)が太平洋の中央部から西方にかけて伸びており天皇海山列の北端に繋がっている。

北太平洋亜寒帯海域に含まれる海流系は大別して 5 つに分けられる。日本に接する西岸域には西岸境界流としてのカムチャッカ海流と親潮に代表されるオホーツク - 千島海流系、その海流系の東端から発して太平洋を東向きに横断し、アラスカ湾に向う亜寒帯海流系、アメリカ大陸西岸沖に見られるカリフォルニア海流系、アラスカ湾に始まりアリューシャン列島弧に沿って西進するアラスカ海流系、及びベーリング海を左旋するベーリング海流系である。海流系の一部は Munk (1950)の風成循環モデルの中でも再現されたが、後に希少な海洋観測データを統合し Dodimead et al. (1963), Favorite et al. (1976)によって包括的にまとめられた。これらの資料を基に近年の新しい知見を加えた表層循環の概要図を Fig.1-1-2 に示す。海流系は相互に影響しあい、各種の気候条件、地形の影響による水塊変質を受けた 4 つの左旋副循環系（西部亜寒帯循環流、アラスカ環流、ベーリング海環流、オホーツク海環流）からなる左回りの北太平洋亜寒帯循環を形成している。

この北太平洋亜寒帯循環の中で、Alaskan Stream は北端の境界流として位置づけられる。そして北太平洋中央部ではアラスカ環流、西部北太平洋循環流、ベーリング海環流を結び付ける役割を果たしている。また北太平洋内の亜寒帯循環流としては西向きの輸送を担っている唯一の海流であり、亜寒帯循環全体の規模を見積もる上

で重要な位置を占めている。更に亜寒帯循環は地球規模での Heat Sink としても注目され、熱輸送量に関する見積もりも関心事となっている。また北太平洋亜寒帯循環は全海洋への淡水供給源(Woods, 1985; 永田ら,1992)として認識されている事から、塩分輸送量に関しても注目され、アラスカ湾において低塩化された Alaskan Stream の塩分輸送量についての見積もりは重要な意味を持っている。Alaskan Stream は南に存在する東向きの亜寒帯流に比べて流域幅が狭く、流れの境界指標がはっきりしている事から、循環の規模を見積もる上で好都合といえる。しかし海象・気象条件の厳しさ、観測海域に至るまでの距離の遠さ、鉛直密度勾配が亜熱帯域に比べて小さくより深い観測が必要である事などの条件が Alaskan Stream に関する有用な観測データの数を少なくしており、解明が急がれているのが現状である。

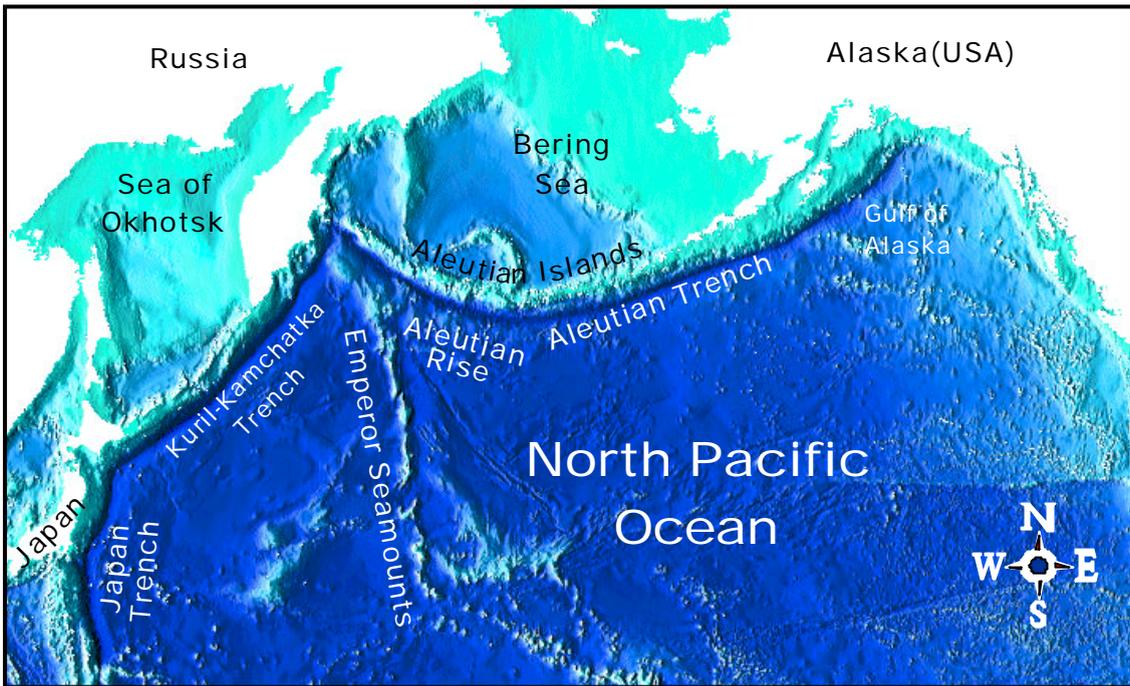


Fig.1-1-1. Bathymetry map of the northern North Pacific from NOAA Ocean Atlas.

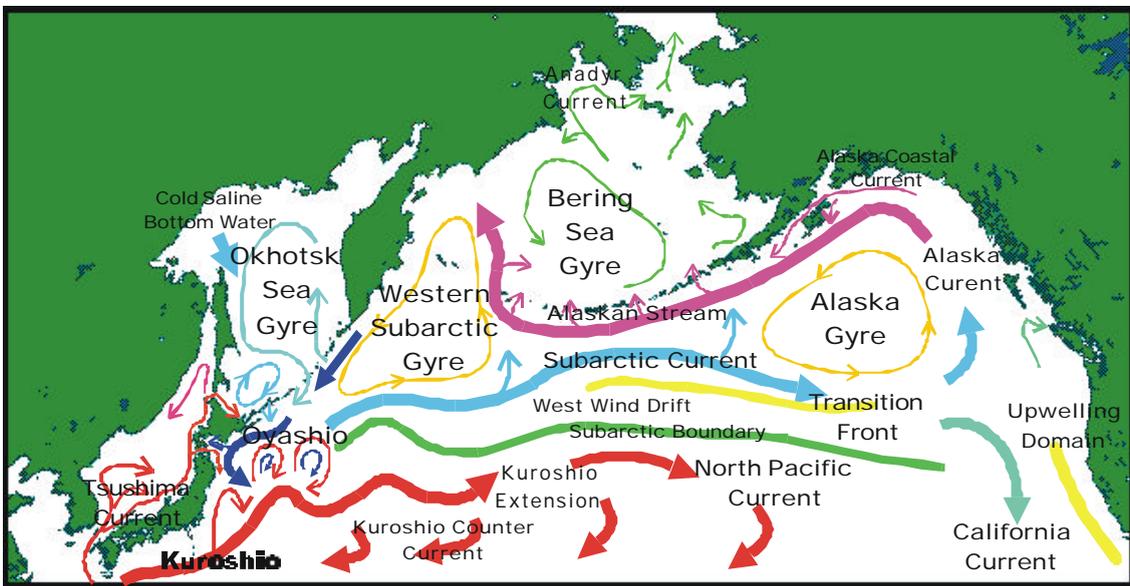


Fig.1-1-2. Schematic diagram of the surface circulation in the northern North Pacific after Dodimead et al. (1963) and Favorite et al. (1976) revised partially.

1-2. 北太平洋亜寒帯海域における海流系と水塊変質

北太平洋亜寒帯海域の南縁は亜熱帯海域に大きく開いており、先に述べたように地形的な境界は見当たらない。物理的な水塊特性からの境界に関しても、海域の東西により種々の定義があり(Reed and Laird, 1977; Roden et al., 1982)、全域に渡る明瞭な指標は存在しない。これは三宅(1989)が指摘するように本州東方で黒潮と親潮が直接対峙する海域から、東方に流下し混合過程が進んだ北太平洋中央部、更に東部の海域では明らかにフロント構造に違いが生まれるからである。この混合過程により、亜熱帯海域から亜寒帯海域へ熱が運ばれ、逆に亜寒帯海域から亜熱帯海域へと低塩分水が供給されている。この相互供給で生まれる海洋構造が北太平洋の塩分極小層水(北太平洋中層水: North Pacific Intermediate Water: NPIW)である。北太平洋中層水は生成機構、分布、経年変化などの面から注目され、近年になって多くの研究が行われている(永田,1993; Talley et al., 1995; Yasuda et al., 1996; Watanabe and Wakatsuchi, 1998; etc.)。

西部亜寒帯領域の水塊は、上層低塩分層の下に存在する中冷水構造に特徴付けられる(Dodimead et al., 1963)。表層塩分は東部亜寒帯海域に比べて高塩であるが、下層の高塩分水との間には顕著な永久塩分躍層を有しているのが一般的な特性である。この領域の西岸を流れるカムチャッカ海流と親潮は、ベーリング海環流から派生し、千島列島沿いを南下して、日本の東岸に至り、東偏して亜寒帯海流となる(Fig.1-1-2)。この間に千島列島を隔てたオホーツク海系水との混合、日本沿岸での黒潮系水との混合によって、多様な水塊変質を受ける。西部亜寒帯循環内の複雑な水系・水塊・水質の定義に関しては、大谷(1991)や河野(1991)によってまとめられている。

一方、東部のアラスカ湾に関しては、他水系との混合が無いために、水塊分けに関する細かな定義は見られない。Fig.1-1-2 に示すように亜寒帯海流から分岐北上したアラスカ海流(Alaska Current)はアラスカ湾内で希釈され、湾の陸棚斜面に沿って西偏し、Alaskan Stream と名前を変えてアリューシャン列島沿いに西進する。アラスカ海流と Alaskan Stream を分ける明確な定義は存在しないが、西経 150 度付近で呼称を使い分けている(Musgrave et al. 1992)。更に沿岸にはアラスカ沿岸流(Alaska Coastal Current)が存在し、陸水の影響を強く受け、より低塩分で流域幅は狭く、陸棚上を流れる構造の浅い海流である。アラスカ沿岸流の変動は供給される淡水の季節変化に対応しており、その一部は Kodiak 島で分岐し Alaskan Stream に取り込まれる(Royer et al., 1979; Schumacher et al., 1989; Stabeno et al., 1995)。

本論文の研究海域である、北太平洋中央部において Alaskan Stream は高温低塩の表層水を持って特徴づけられる。Alaskan Stream の北端はアリューシャン列島の存在によって明瞭であるが、南端の亜寒帯海流との境界に付いては幾つかの定義が存在する。Dodimead et al., (1963)は 34.0psu の等塩分面での 3.75 の水温をも

って境界とし、大谷(1965)、Ohtani(1970)は水系の中冷水の位置する深度で4.0 または3.75 の等温線が鉛直であるところとしている。しかしこれらの指標は表層に位置する事から冬期の冷却度合いやアラスカ湾内での加熱・希釈の度合いによって年変動が大きいと考えられ、年によっては指標が存在しない事が後の観測データから指摘されている。

従って Favorite et al., (1976)は、深層域までも含めた Alaskan Stream の南の境界として、Ridge Domain の存在を挙げている。この領域は表層では規定しがたいが、中層から深層にかけての断面構造に認められ、南極海域から北上する深層循環の流れが、アリューシャン列島弧の壁にあたり、低温・高塩・富栄養・貧酸素の深層水としてドーム状の隆起となったものである。この隆起の稜線を頂点としたドーム構造(Uda, 1963)の南北で亜寒帯循環は西向きと東向きの循環流を作っている事から、頂点の北側でアリューシャン列島に至るまでの海域を Alaskan Stream の領域とした。一方頂点の南側には強い東向流が観測され、Warren and Owens (1985,1988)によって Eastward Jet と名付けられている。この Eastward Jet を含む亜寒帯海流の南限は極前線(Polar Front)で定義され、前線以北には表層(200~300m)に2~3 の中冷水が存在する(Dodimead et al., 1963; Favorite et al., 1976)。この境界は安間ら(1990)の亜寒帯フロント(Roden et al. (1982)の指摘する Subarctic Front とは異なる)に相当し、水深100m以深にある4 の等温線が鉛直的に描かれる部分となる。極前線以南、亜寒帯境界(Subarctic Boundary)以北の海域は亜寒帯水と亜熱帯水の両方の特徴を併せ持った混合水域と見る事ができ(Hasunuma, 1978) 移行領域(Transitional Domain)と定義される(Favorite et al., 1976)。亜寒帯境界は Roden et al. (1982)の定義による Subarctic Front と黒潮フロントの中間位置にあたり、塩分値34.0psuの等塩分線が表面付近から400m深付近まで鉛直的に描かれる。この境界以南では塩分極小層水が明瞭に見られる。

以上に述べた北太平洋亜寒帯海域における各海流系の相互影響と水塊変質は、前述の大谷(1991)によって概念的にまとめられている(Fig.1-2-1)。しかし既存の研究では、定性的な議論が多く、海流系の流量や熱・塩分輸送量の変動と水塊変質が、どのように関わっているのかの定量的な議論は数少ない。特に北太平洋中央部という観測データの希少な海域では、定量的な議論は皆無である。

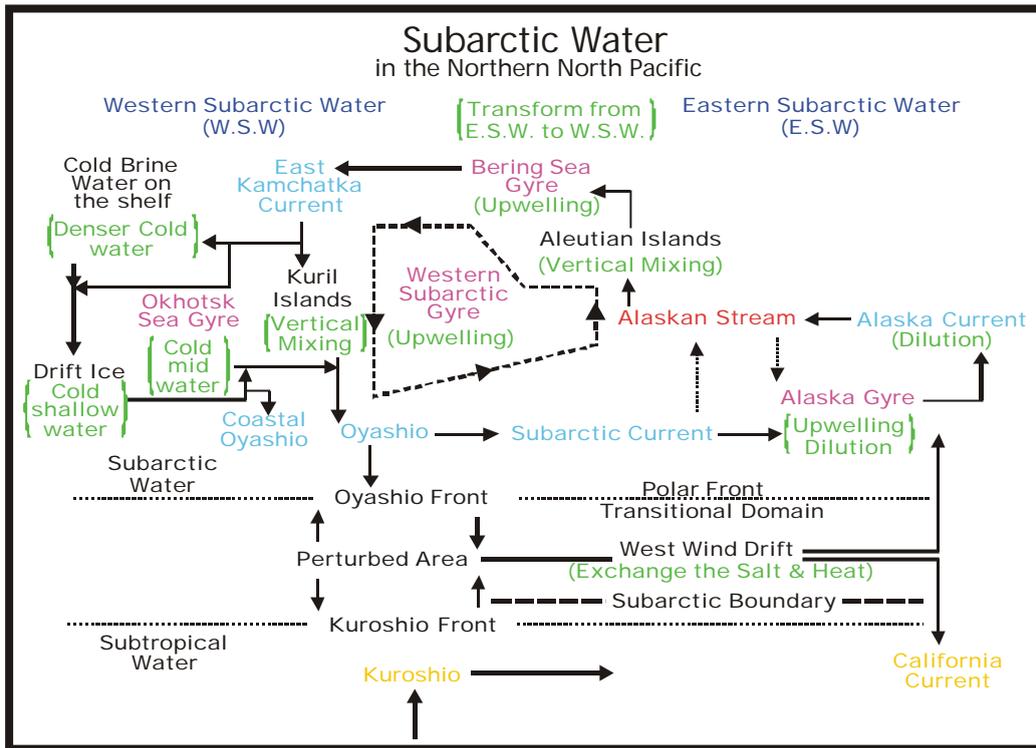


Fig.1-2-1. Conceptual diagram of the subarctic circulation and the local changes of water qualities in the northern North Pacific Ocean after Ohtani (1991) revised partially.

1-3. Alaskan Stream に関する既往研究の知見

Alaskan Stream の名称は北上するアラスカ海流が収斂し、流域幅は狭いものの強い流れとして認知された事から、Bennett (1959)によって名付けられた。その後、収集された観測データを総合して、Favorite (1967)によって Alaskan Stream に関する最初の統合的な記述が行なわれた。引き続いて、海洋観測データを基にした流量を見積もる努力が多く研究者によって為されている (Ohtani, 1970; Favorite, 1974; Reed, 1984; Royer and Emery, 1987; etc)。また研究当初から Alaskan Stream は深層にまで及ぶ傾圧構造を持っている事が示唆されており (Ingraham and Favorite, 1968) 過去の調査データの深さでは Alaskan Stream の流量評価として十分でない事も実証された (Ohtani et al., 1997)。近年では北太平洋の中央部においても、観測技術の向上に伴った深層に及ぶ観測がわずかながら行われている。Warren and Owens (1988)が流速計の値を基準深度に代入する形で 28Sv ($1\text{Sv}=10^6\text{m}^3\text{s}^{-1}$) を得ており、Roden(1995)は Amchitka Pass 南の観測ラインにおいて 6000dbar 基準で 38Sv(1500dbar 以深では 9Sv)という結果を得ている。

Alaskan Stream の直接測流に関して、長期にわたる観測例はわずかである。Niebauer et al. (1981)はアラスカ湾の陸棚斜面上において 11 ヶ月に渡る流速計の係留観測を行っており、時期を合わせた断面観測から、Alaskan Stream は等深度線と平行な南西向きの安定した流れであり、密度分布の変化に伴った季節変化を持っている事が報告された。Reed et al. (1981)は Kodiak 島沖の Alaskan Stream 強流部において 6 ヶ月間に渡る係留観測を行った。その結果 Alaskan Stream は平均運動エネルギーに比べ渦運動エネルギーが極めて小さく、黒潮や湾流に見られるような変動が少なく安定した流れである事が示された。Reed and Schumacher (1984)は同じく Kodiak 島沖で多層の係留観測と断面観測を合わせて行い、地衡流速と実測流速との比較を行った。彼らによると実測流速は深度と共に減少し、地衡流速とも良く対応したことから、Alaskan Stream は厚い傾圧構造を持ち、地衡流バランスの成立した変動の少ない安定した流れであると報告している。

北太平洋中央部で行なわれた係留観測の結果としては、先にあげた Warren and Owens (1985,1988)の 1 例しか存在しない。西経 175 度に沿った海底にまで達する CTD 観測とアリューシャン海溝とアリューシャン海膨(Aleutian Rise)上に設置した係留系の結果を用いて、西向きの Alaskan Stream は海溝内の 3000m 深においても安定した流れを持っており、南側のアリューシャン海膨(Aleutian Rise)上には東向きの強く安定した流れの Eastward Jet が存在する事を指摘した。

しかし上記の既往研究例は、いずれも単発的であり、ある年ある時期の特徴を捉えるには十分であるが、経年変動を捉えるような調査研究は行なわれていない。係留観測においても 1 年未満のデータ解析が殆どであり、実測データから季節変化と

経年変化を同時に言及した論文は無い。また西部と東部循環を結ぶ中央部海域において、西方輸送の Alaskan Stream と東方輸送の亜寒帯海流の流量バランスや連続性、海水交換に関する知見も示されていない。

1-4. 本研究の目的と構成

本研究の目的は、前節までに述べた既往研究の問題点を踏まえ、9 年間に渡る同時期の断面観測結果と 3 年間に渡る係留系による直接測流結果を基に、北太平洋中央部における Alaskan Stream の特徴を水温・塩分・密度・流速構造から捕らえる事にある。更に Alaskan Stream の南に位置する亜寒帯海流との流量バランス、流速構造と熱・物質輸送量の関わりを調べ、輸送量の季節変動・経年変動がどれほどの規模で起こり、変動の成因となる海洋構造がどのように変化しているのかを明らかにする事を目的とする。

解析に用いた資料は、北太平洋中央部の経度 180 度に設置された CTD による観測線データと同観測線上の Alaskan Stream 内に係留した直接測流データである。

結果の第 1 節では CTD による断面観測データから、1997 年を例にあげて断面構造と水塊分布に関する解析の章とする。観測線は亜熱帯域から移行領域、亜寒帯海流域、Alaskan Stream の領域にまたがっている。これらの領域を分ける指標となる水温・塩分・流向に注目し、過去の研究における水塊指標の妥当性を検証する。更に 9 年間にわたるフロントと境界位置の経年変動を記述し、次章において各領域の総輸送量を算出する基準とする。

第 2 節では Alaskan Stream の断面構造に関わる経年変化を把握するため、Ridge Domain に注目し、断面の地衡流速に関わる解析、流量・輸送量評価と断面に関する EOF(Empirical Orthogonal Function, 経験的直交関数)解析の章とする。初めに 9 年間の平均海洋構造に触れ、各年の偏差の断面図から Alaskan Stream と亜寒帯海流域の流速断面のパターン分類を試みる。次に流速分布パターンと流量の関係について議論し、各領域における熱量・塩分輸送量を算出する。算出結果より、移行領域と亜寒帯海流に担われる東方輸送量と Alaskan Stream によって担われる西方輸送量のバランスについて触れ、既往研究における算出輸送量との比較を行う。次に客観解析手法である EOF 解析を用いて、流速・水温・塩分・密度の断面構造の経年変化を統計的に抽出する。抽出した空間分布パターンから、断面構造の特徴を記述し、パターン相互の係わり合いを議論する。

第 3 節では係留流速計を用いた直接測流データからの解析を示す。初めに観測期間内の各点における流速平均ベクトルと流速変動場について記述し、観測期間における取得データの概要を示す。次に Alaskan Stream の季節変化を把握するため、月別に観測データを集計し、流速平均ベクトルと流速変動場を算出する。更に平均運動エネルギーと渦運動エネルギーを求め、流れの安定性についての議論を行う。また測流データに見られた変動の周期特性を議論するために、スペクトル解析を行い、各測流点におけるパワースペクトルを求める。更に断面観測から得られた

流速分布パターンを実測流において検証するため、上下層間・南北間のクロスセクトル解析を行う。

考察の第1節では、地衡流速値と直接測流値の比較を通して、Alaskan Streamの順圧流成分と傾圧流成分についての議論を行う。更に観測期間内に現れた大規模な流速構造の変化について、低気圧性渦の存在と水塊移流に関する考察を行う。

第2節では、Alaskan Stream 流速構造の安定性について、既往研究と比較しながら議論を進める。議論の中で、流れの不安定要因として前述の第1節で議論した低気圧性渦による擾乱に着目し、渦の発生と消滅のメカニズムがどのように流れの安定性に関係しているかを考察する。

第3節では、Alaskan Stream 流量の連続性について、経度180度における流量とその他の観測ラインにおける流量を比較しながら議論を行う。前述の第1・2節で議論した低気圧性渦に伴う亜寒帯海流からの再循環流量を推算し、アラスカ湾内での流量計算結果と合わせてAlaskan Stream 流量の不連続性を指摘する。

第4節では、Alaskan Stream の地衡流量と直接測流結果を合わせて、絶対流量の規模と経年変化量、季節変化量を推算する。本研究で得られた絶対流量と変化量を既存の研究結果と比較し、合致点と相違点を議論する。

第5節では、EOF 解析結果と亜寒帯海流及びAlaskan Stream 流量の経年変化を結び付け、流量の経年変化をもたらす水塊構造の変化について議論する。議論の中で本研究海域である北太平洋中央部において、亜寒帯循環のスピンアップ・スピンドウンが副循環系である西部亜寒帯循環とアラスカ環流にどのように影響しているかを考察する。更に水温と塩分断面に見られた分布パターンから、移行領域における南方からの水塊移流の経年変動の影響について検討する。

第6節では、前述の結果と考察をまとめて議論し、議論の中で生まれた問題点と課題について記述する。

第5章には謝辞、第6章には引用文献を記述する。Appendix には論文中に使用する地名を付した地図を掲載する。

第2章 資料

2-1. CTD による断面観測データ

CTD 観測データは北海道大学水産学部附属練習船おしよる丸の北洋練習航海によって取得されたものである(北海道大学水産学部 海洋調査漁業試験要報 No.34-42)。この航海は毎年6月初めに函館を出港し、北米の港に寄港した後、8月中旬に函館に帰港する航海で、主たる解析に用いたデータは1990年から1998年の同時期(6月中旬~下旬)に経度180度線上で北緯37度付近の亜熱帯海域からアリューシャン列島に接する北緯51度10分に至る海域に設けられた観測点資料である(Table 2-1-1)。また補足資料として同航海の、西経171度40分に設けられたAlaskan Streamの観測ライン(1991,1993年)、同じく西経165度に設けられた観測ライン(1998年)、180度における8月の観測ライン(1998年)、アラスカ湾内の岸に直交する観測ライン(1994,1995,1996,1997年)や、北緯49度に沿った西経174度から経度180度にかけての観測ラインのデータ等も用いた。

CTD センサーはNeil Brown Mark 3B型(測定精度、温度： ± 0.005 、塩分： ± 0.006 psu、圧力： ± 3.2 dbar)で、観測深度はおしよる丸の現有機器での最大深度3000mまでを原則として行った。180度観測ラインの測点間隔は北緯49度30分以南が30マイル(約56km)間隔、北緯49度30分以上がおよそ20マイル(約37km)間隔である。Fig.2-1-1に180度観測ラインの位置と係留観測点付近の詳細図を示す。

Table 2-1-1. Station list of hydrographic observations along 180° from 1990 to 1998.

Common station Number	Position		Year								
	Latitude (°-N)	Longitude (°-W)	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998
1	35-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	35-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	36-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	36-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	37-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	37-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	38-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	38-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	39-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10	39-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11	40-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	40-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	41-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	41-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15	42-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16	42-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17	43-00	180-00	-	-	-	-	-	-	XBT	-	-
18	43-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19	44-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20	44-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21	45-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22	45-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
23	46-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24	46-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25	47-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
26	47-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27	48-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
28	48-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
29	49-00	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
30	49-30	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
31	49-45	180-00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32	50-05	179-55	-	-	-	-	-	-	-	-	-
33	50-25	179-50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
34	50-50	179-46	-	-	-	-	-	-	-	-	-
35	51-10	179-43	-	-	-	-	-	-	-	-	-

: 3000m depth observation, : 1500m depth observation, -: no data,

XBT : Expendable Bathythermograph (Temperature data only)

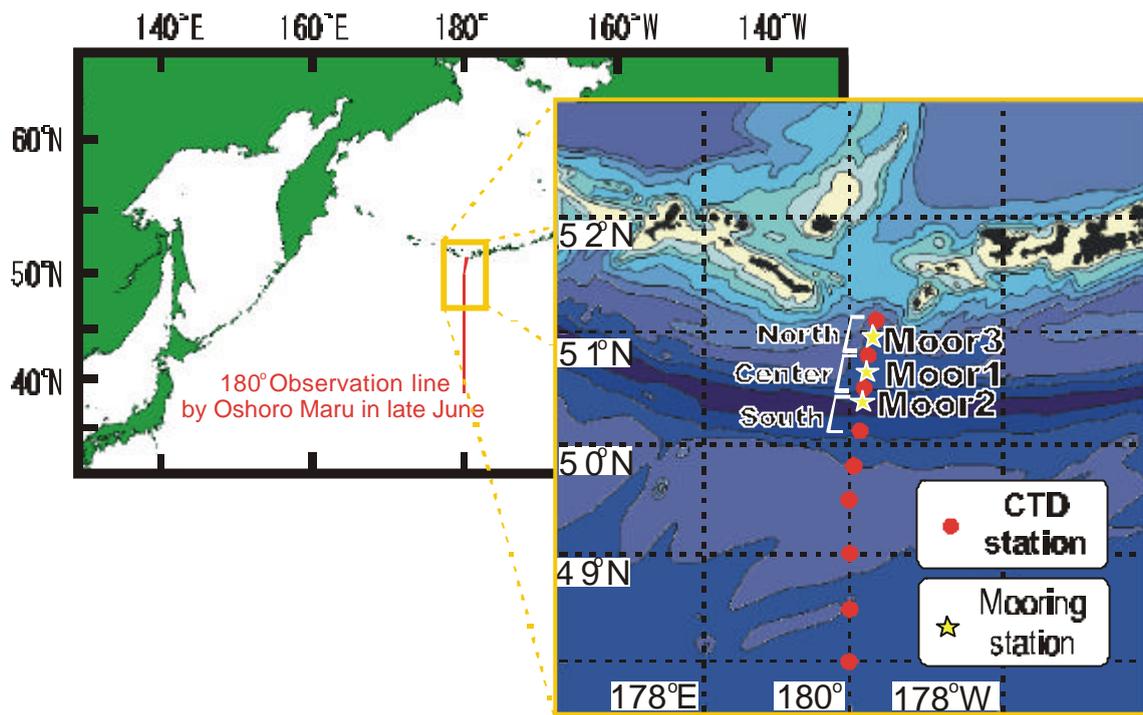


Fig.2-1-1. Observation line in the northern North Pacific. CTD stations and mooring stations map in the central North Pacific.

2-2. 係留系による直接測流データ

流速計を用いた係留観測は1995年6月から1998年8月に至る3年と2ヶ月に渡って得られた資料を解析に用いた。係留系の設置・回収は先述のおしよる丸による航海において行った。3年間に渡る流速計の設置位置と深度をFig.2-2-1に示す。また取得できたデータの詳細をTable 2-2-1にまとめる。

1995年6月から1996年6月にかけては、Alaskan Streamの中心位置に近い係留点(Moor1)に1系2層(1500m、3000m)の係留系を設置した。

1996年6月から1997年6月にかけて、Moor1は2層(1500m、3000m)の観測を継続し、Alaskan Stream内の南部にあたるアリューション海溝底にMoor2を設置した。Moor2は4層(1500m、3000m、5000m、7000m)に流速計を設けたが、1500mに設置した流速計は浸水のためデータが取得できず、7000mに設置した流速計は設置時に流速を測るローターが欠落し、流向のみの結果となった。従って流向・流速の得られたのはMoor1の2層(1500m、3000m)、Moor2の2層(3000m、5000m)の計4層である。

1997年から1998年にかけては更に1系を増やし、3系9層の観測を行った。Moor1は2層(1500m、3000m)の観測を継続した。Moor2の3層(1500m、3900m、7000m)の内、7000mのデータは前年同様、設置時にローターが欠落したために、流向のみの結果となった。Alaskan Stream北部の強流部に設けたMoor3、4層(1500m、2000m、3000m、4000m)の内、1500mと4000mは回収できず、2000mと3000mの2層のデータが得られた。従って1997年から1998年にかけて流向・流速が得られたのはMoor1の2層(1500m、3000m)、Moor2の2層(1500m、3900m)、Moor3の2層(2000m、3000m)の計6層である。

データの取得間隔は1時間で、センサーの精度は流向： $\pm 5^\circ$ 、流速：約 $\pm 2\text{cms}^{-1}$ である。

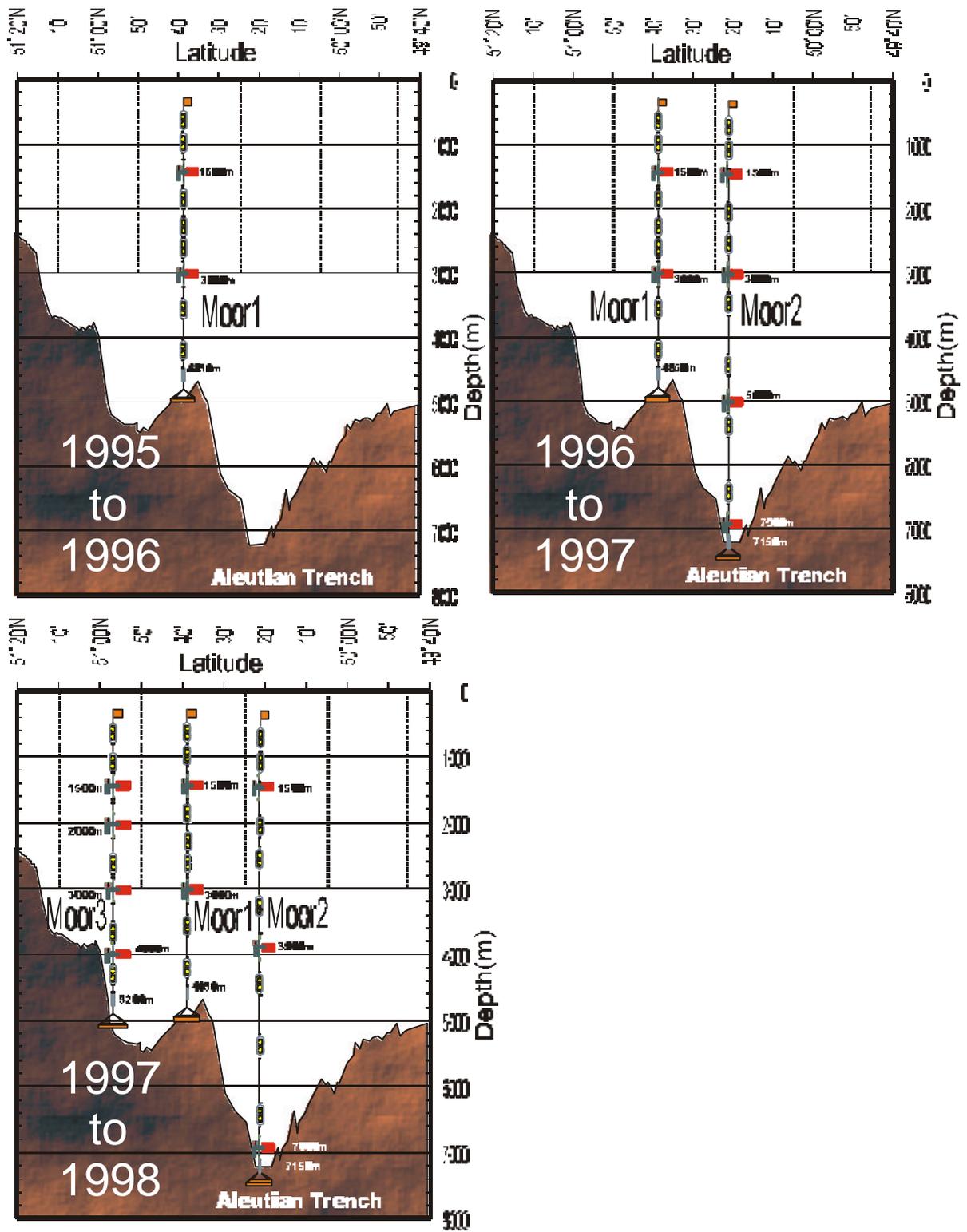


Fig.2-2-1. Schematic representation of the mooring systems and bottom topography along 180°. Vertical broken lines indicate CTD stations.

Table 2-2-1. Information on current measurements

System	Location Lat. Long.	Water Depth (m)	Meter Depth (m)	Model of current meter	Dates
Moor 1	50-38.4N 179-47.3W	4980	1500 3000	RCM-7 RCM-8	21 Jun.95-20 Jun.96
Moor 1	50-38.4N 179-47.3W	4980	1500 3000	RCM-8 RCM-8	21 Jun.96-20 Jun.97
Moor 1	50-38.6N 179-47.8W	5038	1500 3000	RCM-8 RCM-8	9 Aug.97-8 Aug.98
Moor 2	50-17.4N 179-51.0W	7220	3000 5000 7000*	RU-1 RU-1 SDCM	20 Jun.96-20 Jun.97
Moor 2	50-16.1N 179-51.0W	7205	1500 3900 7000*	RU-1 RU-1 SDCM	22 Jun.97-11 Aug.98
Moor 3	50-55.5N 179-44.9W	5286	2000 3000	RCM-8 RCM-8	9 Aug.97-6 Aug.98

RCM-7 and 8 : AANDERAA INSTRUMENTS, RU-1 and SDCM: Union Engineering

* indicates only direction record

第3章 結果

3-1. 北太平洋中央部における水塊構造とフロントの変動

3-1-1. 1997年を例とした断面水塊構造

180度線における断面CTD観測結果より、1997年の断面図を基に構造的特徴と水塊分布について述べる。Fig.3-1-1にポテンシャル水温(a)、塩分(b)、ポテンシャル密度(c)、3000mを基準層とした地衡流速断面(d)を示す。水温、塩分、密度の各断面において北緯50度付近にピークをもつRidge Domainの構造が顕著に見られる。このピーク的位置より北側がAlaskan Streamの領域となり、地衡流速断面においても西向きの流速が全域に渡ってみられる。このピークより南側では東向き流が卓越しているが、北緯48度以南の海域では1500m以深に 2cms^{-1} を超える流速値は存在しない。

水温断面図の北緯45度から46度にかけて、上層100~500mに渡って4の等温線がほぼ鉛直的に描かれている。この位置が極前線にあたり、極前線より北側の上層200~400m深には亜寒帯水の特徴である中冷水が存在する。この中冷水の水温、分布範囲は年により様々であるが、極前線以南に存在する観測事例はない。また極前線以北の表層100mには33.0psuより低塩な表層水がAlaskan Streamの範囲にまで広く分布している。極前線的位置は地衡流速断面から見ても比較的強い東向き流が得られ、流速のシアゾーンとなっている。極前線より北側でRidge Domainのピークより南側が亜寒帯海流の領域である。

極前線以南の上層における塩分構造は複雑になり、しばしば塩分値の逆転が見られる。上層の100~400m深において、亜寒帯境界の指標となる34.0psuの等塩分線の鉛直部分は1997年の観測例ではあまりはっきり見られないが、北緯40度から41度にかけて描かれている。これより南側では塩分の極小層(北太平洋中層水:NPIW)が明瞭となり、亜熱帯水の領域である事が分かる。この亜寒帯境界以北で、極前線以南の海域が移行領域にあたる。

Fig.3-1-2に同じく1997年のCTD観測結果から得たT-Sダイヤグラムを示す。図中に指し示すように、断面構造で述べた極前線・亜寒帯境界の位置は南北水塊変化の不連続な面(空白帯)となってT-Sダイヤグラムに現れる。移行領域のごく表層にも同じような不連続面(空白帯)が見られ、この位置は表層低塩分水の南限フロントにあたり、Roden et al. (1982)の亜寒帯フロント(Subarctic Front)、安間ら

(1990)の移行領域フロント(Transitional Front)に相当する。亜寒帯海流の水塊と Alaskan Stream 内の水塊は判別が困難になっているが、表層でより低塩傾向が見られるのが Alaskan Stream の水塊であり、 $t=26.2 \sim 26.7$ 付近での中冷水の特徴が顕著に見られるのが亜寒帯海流の水塊である。しかし Ridge Domain のピークにごく近い点での両水塊の違いは殆ど無い。また最北端の観測点では Amchitka Pass における潮汐混合の影響を受けて塩分躍層が明瞭でない水塊が存在する(Ohtani et al., 1997) 事からも、両水塊の境界位置は水質から判断するのではなく Ridge Domain のピークの位置、及び流向から判断するのが妥当といえる。

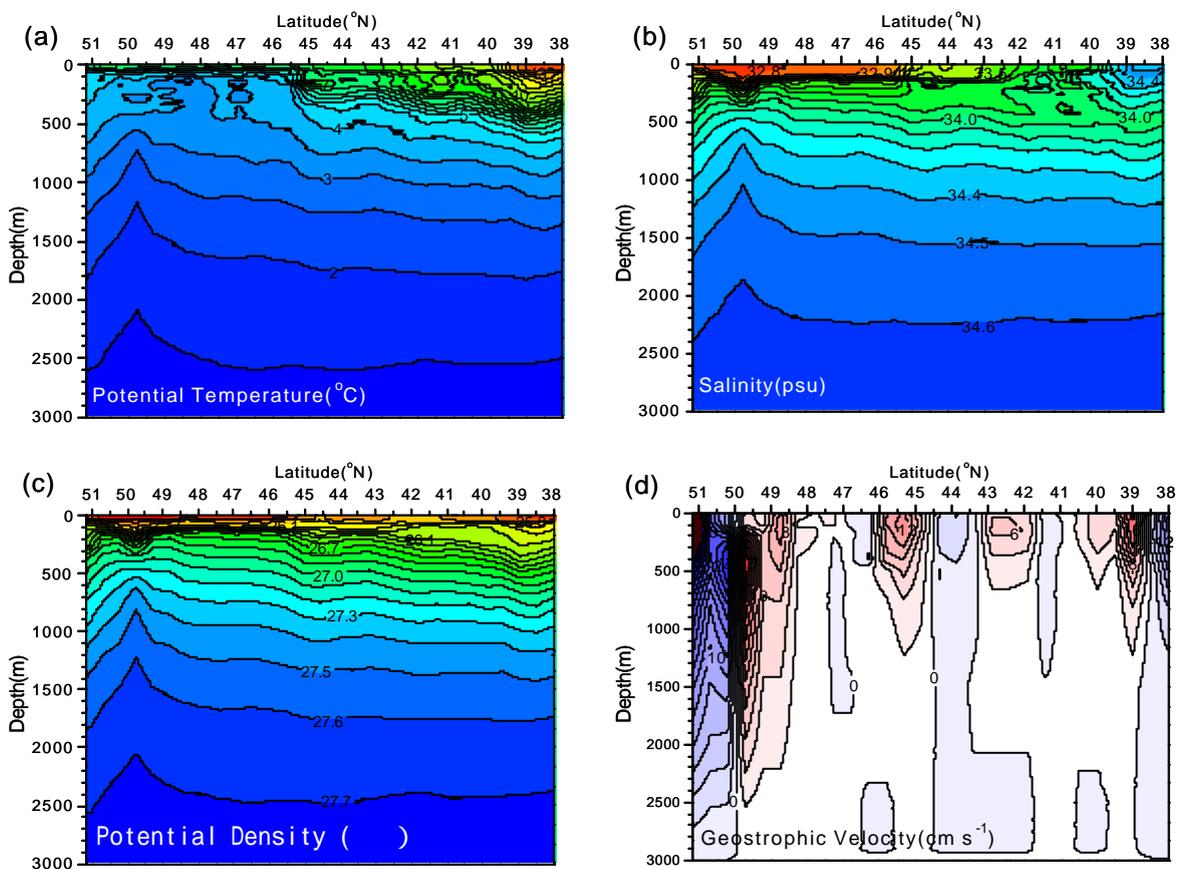


Fig.3-1-1. Vertical sections of (a) potential temperature, (b) salinity, (c) potential density and (d) geostrophic velocity referred to 3000m (+: eastward flow, -: westward flow) along 180° in June 1997.

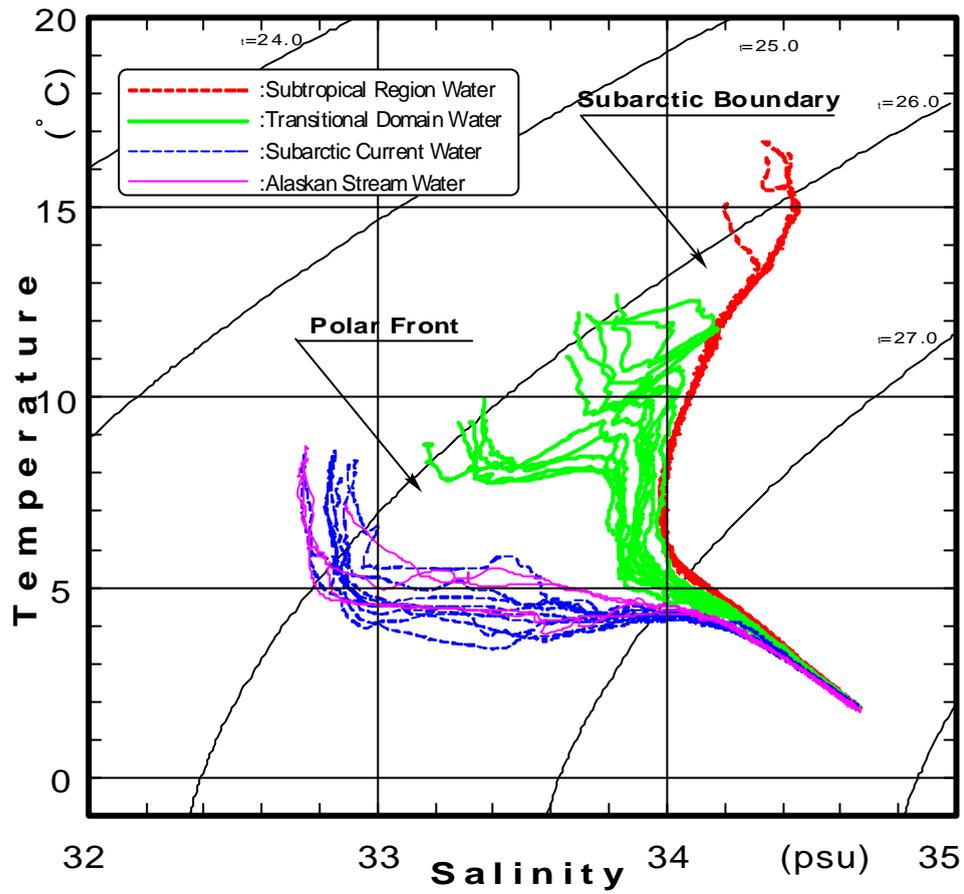


Fig.3-1-2. Temperature-Salinity diagram along 180° in June 1997.

3-1-2. フロントと境界位置の経年変動

前節で記した断面構造・T-S ダイアグラムから判断したフロントと境界位置の経年変動を Fig.3-1-3 に示す。Ridge Domain のピークの位置は、本研究の測点間隔から得られる空間解像度では9年間を通じて変化が無く、北緯 50 度 05 分の観測点が境界位置にあたっていた。変化のない Ridge Domain ピークの位置に対し極前線は北緯 45 度から 46 度の間でわずかな変動を見せ、平均位置が北緯 45.6 度、標準偏差が 0.4 度であった。亜寒帯境界は北緯 40 度から 42 度の間で変動を見せ、平均位置が北緯 41.3 度、標準偏差が 0.7 度であり、より変動が大きい事がわかる。両者の動きに明瞭な関係は見出せないが、極前線は北上傾向に有り移行領域の幅が広がる傾向にある。

高木・大西(1997)による同観測ラインのより長期間の調査結果も含め、1979 ~ 1998 年の 20 年間の変動では、極前線の平均位置は北緯 45.8 度、標準偏差 0.5 度、亜寒帯境界の平均位置は北緯 41.0 度、標準偏差 0.9 度である。1990 年以前の観測調査では Alaskan Stream の南限位置の変動を見る事は出来ないが、南に位置する亜寒帯境界の変動が最も大きく、北の極前線はより安定したフロントである事が分かる。高木・大西(1997)によると、これらフロントと境界位置の変動は表層の有用魚種であるサケ・マス類やイカ類の分布範囲とも密接に関わっており、生物種にとっても重要な環境要因であるといえる。

次にフロントと境界の指標となる水温・塩分値が現れる 100m 水深と 500m 水深、更に Ridge Domain の広がり判断するのに有効と思われる 2000m 水深におけるポテンシャル水温・塩分の経時平面分布図を作成した。これにフロントと境界位置の経年変化を重ねた図を Fig.3-1-4(a) ~ (c)に示す。100m 深(a)では亜寒帯境界の位置が水温の等値線 9 ~ 10 の位置に対応し、極前線は水温 5 ~ 7 のフロント位置に対応している。塩分値では亜寒帯境界が 34.0psu の等値線と対応しているのは当然であるが、極前線とは明瞭な対応が見られない。

500m 深(b)の水温では亜寒帯境界が 4.5 ~ 5 に、極前線が 3.5 ~ 4 の等温線と良い対応を見せている。塩分では極前線が 34.05psu の等値線と良い対応を見せるが、亜寒帯境界には対応する等値線は見当たらない。Ridge Domain のピークの位置では 1990 ~ 1993 年、1997 年に 34.20psu 以上の塩分極大の位置にあたり、深層水湧昇の影響が 500m 以浅の深度に達する年もある事が分かる。またピークより北側の Alaskan Stream 内では強い塩分フロントが見られる。

2000m 深(c)では極前線が 1.8 の等温線と対応しているが、塩分値では対応が見られず、亜寒帯境界の位置は水温・塩分共に対応する等値線は無い。極前線・亜寒帯境界は共に上層においてのみ認識されるフロント構造であり、深層域ではそれらを挟む水塊に違いは見られない。Ridge Domain のピーク位置には低温・高塩のコアが見られ、湧昇の中心位置である事が分かる。位置に変化はないが、水温値・塩分値に年による変化が大きく現れ、湧昇現象に強弱の変化がある事が窺える。また塩分で

は高塩分水の南方への張り出しに大きな年変動が見られる。ピーク値が高い1990年や1993年は高塩分水が大きく南にまで広がっているが、同じくピーク値の高い1997年は南方への高塩分水の張り出しは見られない。このような湧昇現象の経年変動は密度構造にも影響を及ぼし、Ridge Domainの北側斜面に位置するAlaskan Streamの流量変動にも影響する。また湧昇現象の経年変動は亜寒帯循環全体の変動にも繋がっていると推察される。

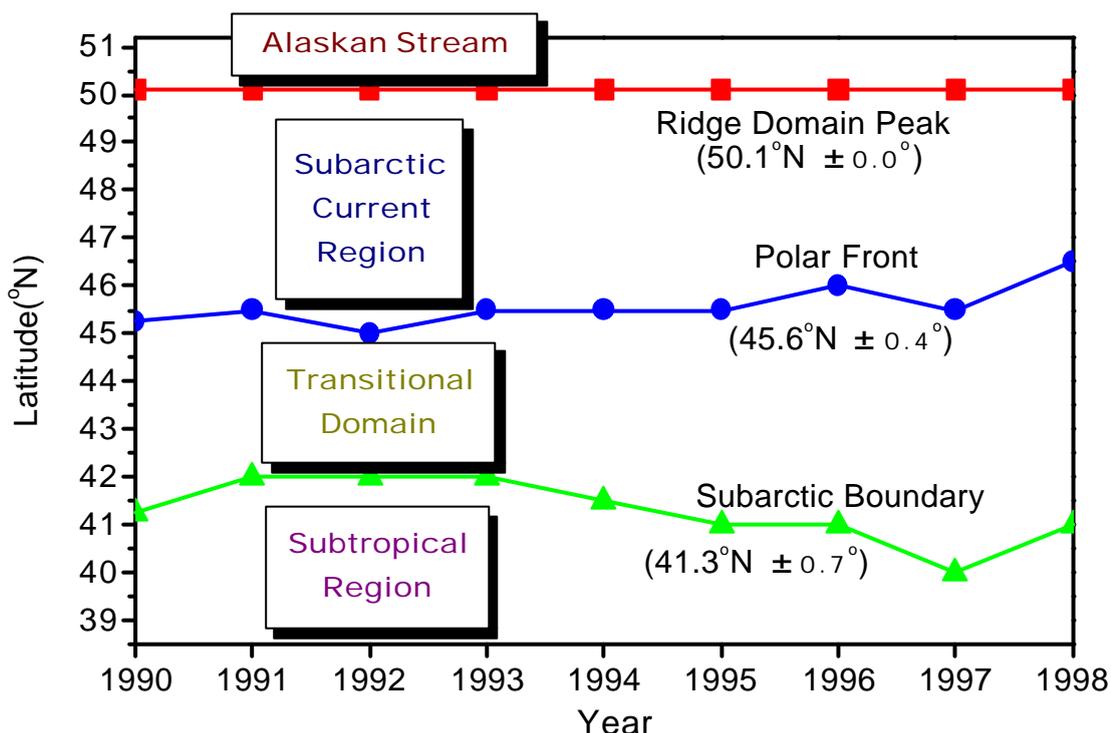


Fig.3-1-3. Year to year variations of the front and boundary geographical positions along 180° from 1990 to 1998. Figures in parenthesis indicate the averages and standard deviations.

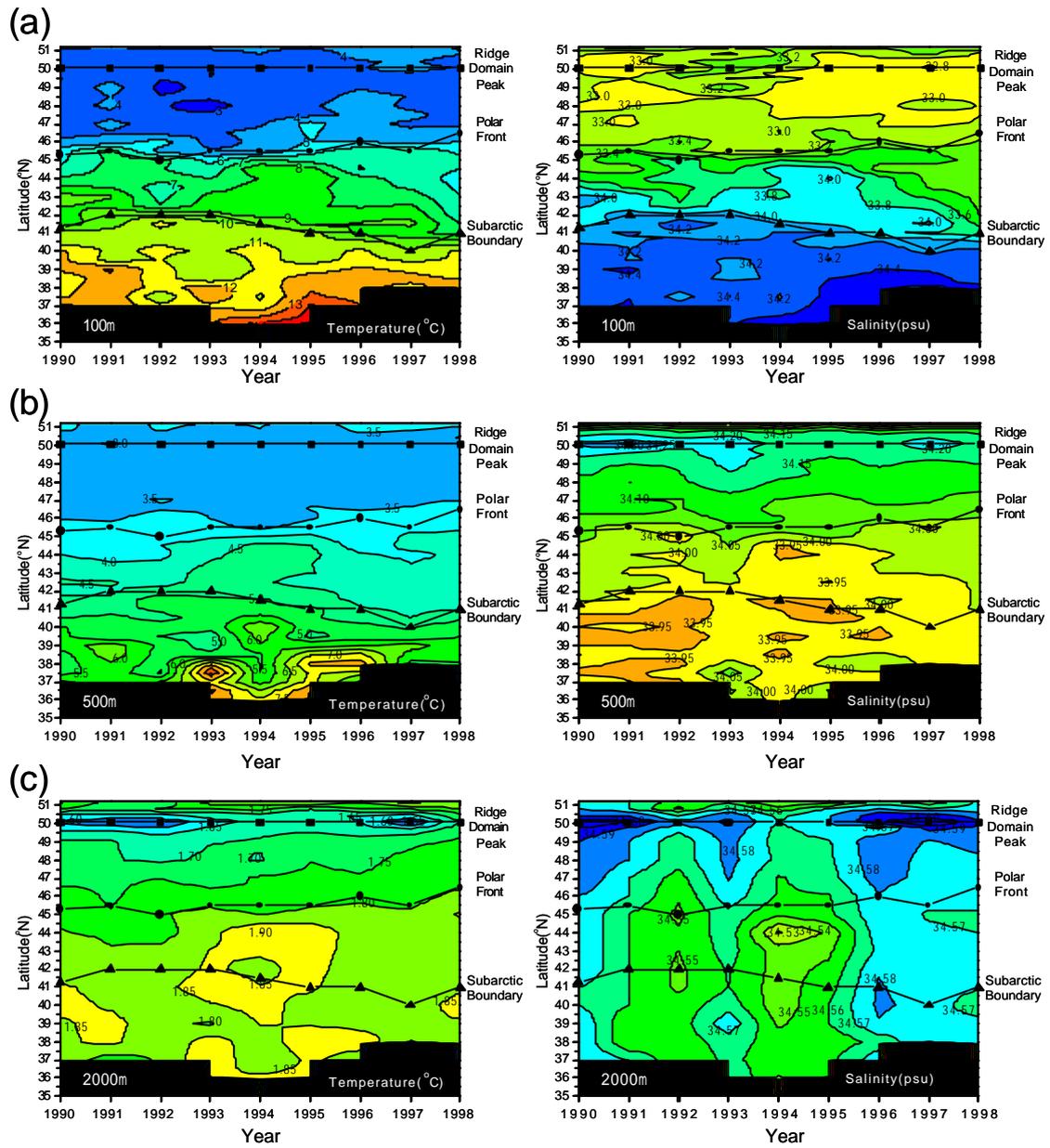


Fig.3-1-4. Year-Latitude diagrams of potential temperature (left side) and salinity (right side) at each depth (a): 100m, (b): 500m, (c): 2000m, superimposing the variations of the front and boundary positions.

3-2. Ridge Domain の断面構造と流量変動

前節に述べた経度 180 度観測線において、Alaskan Stream と亜寒帯海流の強流部にあたる Ridge Domain に注目し、北緯 48~51.2 度の範囲の 9 観測点を抜き出して、水温・塩分・密度・地衡流速の断面構造と流量変動に関して詳細に解析する。

3-2-1. 平均海洋構造

Fig.3-2-1 に 1990~1998 年の 9 年間のポテンシャル水温(a)、塩分(b)、ポテンシャル密度(e)、地衡流速(f)の平均海洋構造を示す。水温・塩分に付いては 500m 以浅の拡大図をそれぞれ(c)・(d)に示す。水温・塩分・密度の各断面において、Ridge Domain 北側の Alaskan Stream の範囲では南側の傾斜に比べて等値線の傾斜が強くなっているのが分かる。水温では表層 500m 以浅に南部から広がる中冷水の構造が平均断面においても確認できる。塩分断面では Ridge Domain のピークの位置で、34.0psu より低塩の等塩分線が下に凸の構造を持っている。この構造はピークの位置を中心に低塩分水が蓄積されている為と思われ、 $\sigma_t = 27.0$ 以下の等密度線が下に凸の構造を示し、密度構造にも低塩分水の影響が見られる。また北緯 50 度 50 分より北側の 1000m 以浅では、等塩分線の傾斜がより急激となり、密度構造にも影響している。地衡流速値では Ridge Domain のピークを境に北側で西向き流、南側で東向き流の領域に明瞭に分割されている。Alaskan Stream 内の流速分布は、南部の 500m 深から北部の 100m 深へと徐々に流速値を増し、最大流速値は最も北側の観測点間の 100m 深で 38.4cms^{-1} である。また塩分・密度断面のより急激な傾斜の見られた北部の 1000m 以浅では、流速値も急激な増加が見られる。これに対し東向きの亜寒帯海流の領域では、流速の最大値は Ridge Domain のピークに近い北部の 400m 深付近に見られ、流速値は 9.6cms^{-1} である。流速分布は最大流速値を中心としたコアをなし、南側に向けて緩やかに減少する。

Fig.3-2-2 に各要素の標準偏差断面を示す。水温(a)では全域に渡って表層が最も大きな値となっているが、これは観測時の日射によるヒーティング、また風浪による鉛直混合の影響が年により大きく異なった為と思われる。表面の値を除けば、Ridge Domain ピークの位置と最北点で同深度の他の点より高い値を示している。Ridge Domain ピークの位置では 500~1000m にかけて高い値のコアが存在し、深層にまで影響が見られる。再北点では 200~300m に高い値のコアを持ち、同様に深層にまで高い値の分布が見られる。この分布は塩分值(b)にも共通して見られるが、Ridge Domain ピークの位置にある最大値は 150m に有り、水温に高い値のコアが見られた 500~1000m 深には極大値は存在しない。密度(c)では当然のごとく水温・塩分の分布

を足し合わせたような分布結果となっている。地衡流速値(d)では最北点の表層で 17cm s^{-1} 以上の高い標準偏差を示し、2000m 深でも 2cm s^{-1} 以上の値がある。Ridge Domain ピークの位置では 500m 深を中心にした高い標準偏差の値が、Alaskan Stream と亜寒帯海流の両方にまたがり深層にまで広がっている。また Alaskan Stream の中央部では両端に比べて標準偏差の値は小さくなっている。

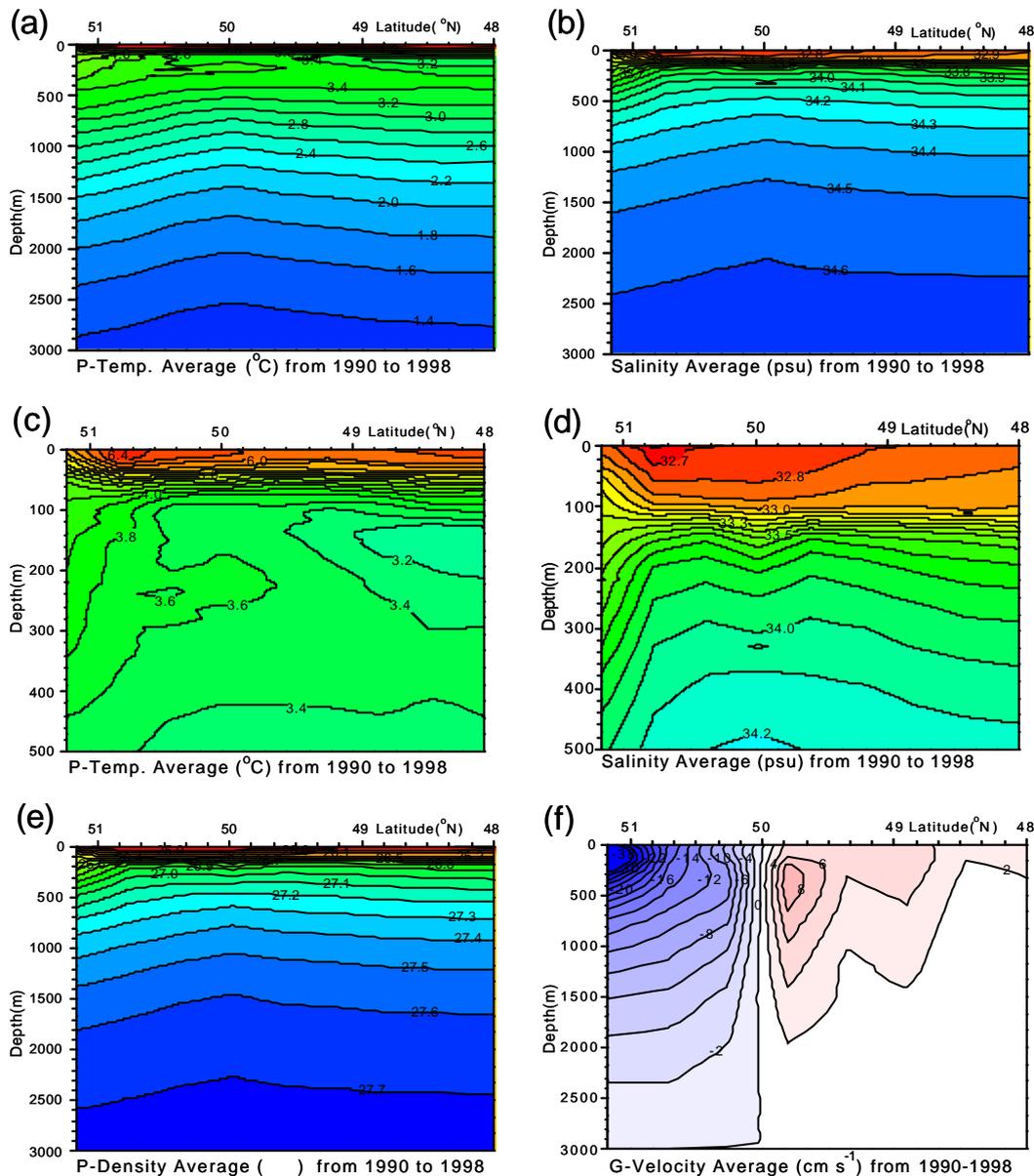


Fig.3-2-1. Vertical sections of average (a) potential temperature, (b) salinity, (c) potential temperature (0-500m), (d) salinity (0-500m), (e) potential density and (f) geostrophic velocity referred to 3000m (+: eastward flow, -: westward flow) along 180° from 1990 to 1998.

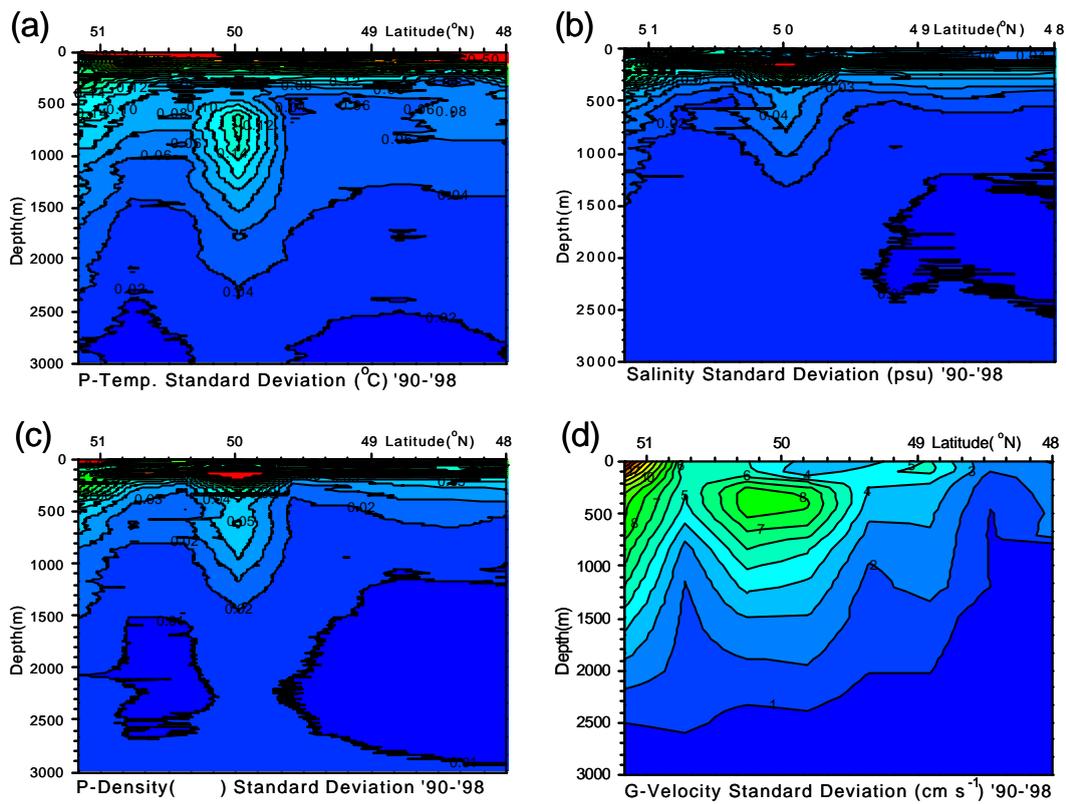


Fig.3-2-2. Vertical sections of standard deviations (a) potential temperature, (b) salinity, (c) potential density and (d) geostrophic velocity referred to 3000m along 180° from 1990 to 1998.

3-2-2. 地衡流速断面の経年変化

各年の 3000m 深基準の地衡流速断面(Fig.3-2-3)、及び前節に記した平均流速断面からの偏差断面(Fig.3-2-4)を示し、各年の特徴を述べる。Ridge Domain のピークより北側では全域に渡り各年ほぼ西向き流で占められている。この範囲を Alaskan Stream の流域幅とすると約 120km となる。1995、1996 年では南端の一部の層で、東向きの地衡流速が得られており、ピーク的位置が僅かに北偏していた可能性もある。1993、1994 年では Ridge Domain ピークより南側に 5cms^{-1} を超える速い流速値は見られず、偏差断面図では大きな負の領域となっている。

東向きの亜寒帯海流が広く発達した 1990～1992 年、1997 年では、流速値の大きいコアが 2 個所に見られ、1 つは亜寒帯海流域北端の水深 500m 付近、2 つめは北緯 49 度の表層 100m 付近に存在する。1991、1997 年は特にこの特長が顕著で、偏差断面図においてもこの 2 点をコアとした正の偏差域が広がっている。また 1991 年、1992 年、1997 年では、各年で流速値は異なるものの、Ridge Domain のピークを挟んで対称的に亜寒帯海流域北端で東向流、Alaskan Stream 域南端で西向流が発達しており、Ridge Domain ピークを中心とした反時計周りの渦が存在していた可能性がある。

Alaskan Stream の流域内では流速分布を 3 パターンに分ける事が出来る。第 1 パターンは平均流速構造に見られた分布で、南端の下層から北端の上層に向けて流速値が増加して行くもので、1993～1996 年の 4 年間でこれにあたる。第 2 パターンは南北両端の流速値が深層まで大きく、中央部が比較的流速値が小さい分布で、流速の等値線は上に凸の形状となる。このパターンは 1990 年と 1997 年に見られる。第 3 パターンは第 2 パターンと逆に等値線が下に凸の形状となる場合で、1991、1992、1998 年がこれにあたる。

Alaskan Stream の領域には係留観測点に対応した 3 つの測点間があり、後に実測流と比較するために北側から North、Center、South と呼称を付けた(Fig.2-1-1 参照)。これら 3 測点間の流速プロファイルを図 3-2-5 に示す。1998 年には同一観測点において 8 月初旬にも観測を行っており、8 月の結果も重ねて示す。North の流速値は通年的に大きく、9 年間の最大流速値は 1994 年の 100m 深で 55.1cms^{-1} であった。流速値は中層から上層に向けて指数関数的に増加し、最大流速値は全ての年において 100～200m の亜表層に見られる。

Center の流速値は低層から上層まで、傾きは異なるもののほぼ直線的に増加している。従ってこの測点間の最大流速値は 1996、1997 年を除けば 0m で得られ、9 年間の最大値は 1992 年の 26.5cms^{-1} である。

South では、大きな流速値が得られた 1990～1992 年、1997 年は最大流速値が 300～500m で得られている。これに対し他の年の 1993～1996 年、1998 年では流速値が 10cms^{-1} に満たない値であり、1998 年 8 月の結果では、この測点間全体として

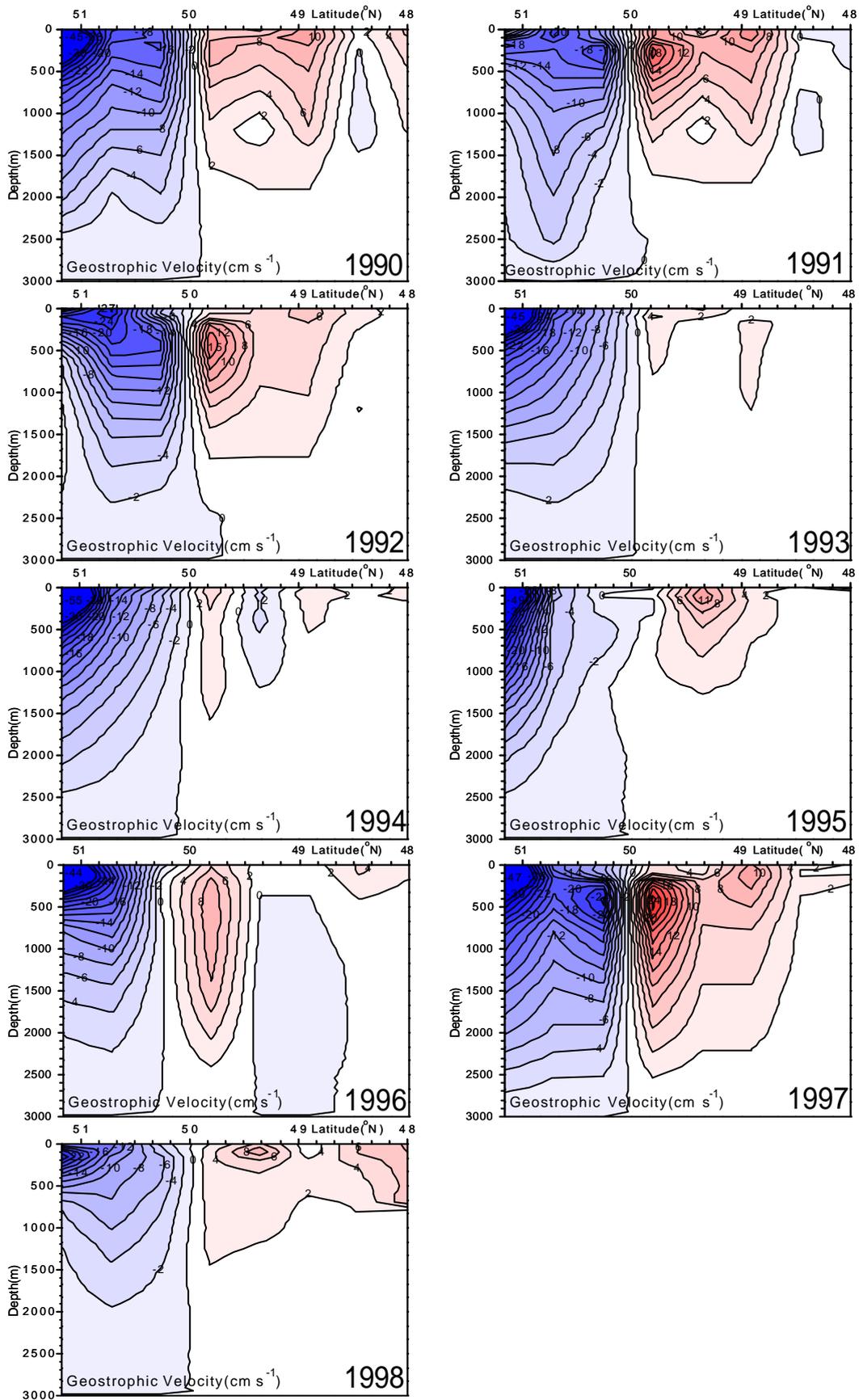


Fig. 3-2-3. Vertical sections of geostrophic velocity referred to 3000m along 180° from 1990 to 1998

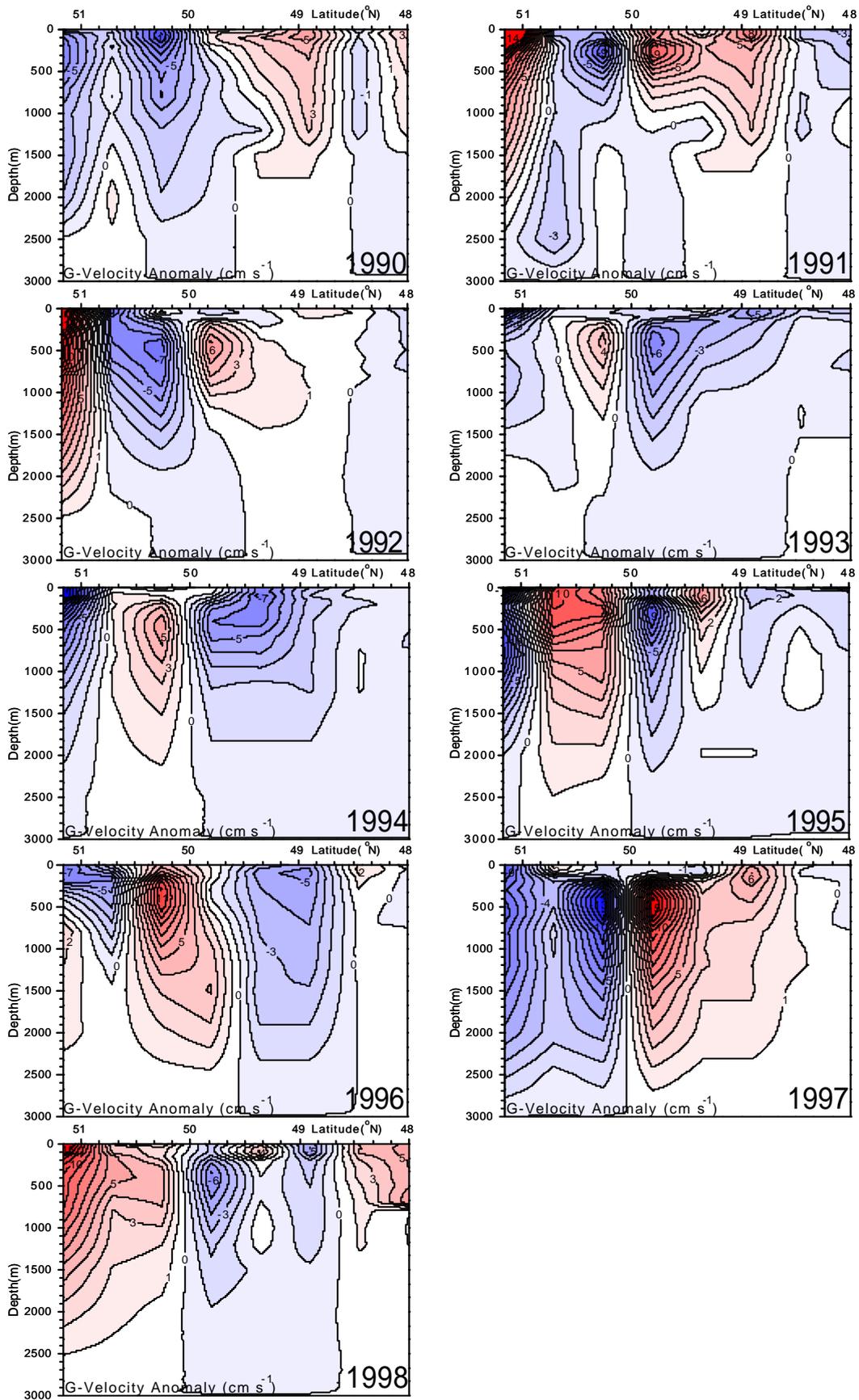


Fig. 3-2-4. Vertical sections of anomaly from average geostrophic velocity in each year along 180°.

東向きの流量を持っている。このような流速構造の経年変化は、流量としても大きな変動が有る事が推察され、次節では Alaskan Stream の流量変動と観測線全体での流量変動に付いて記述する。

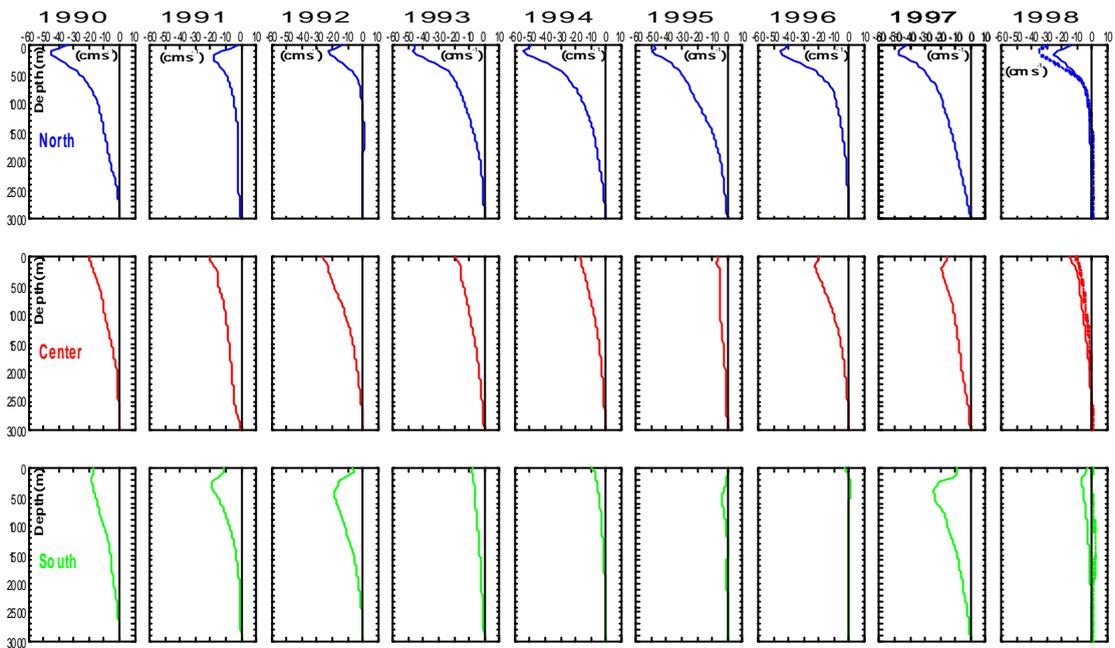


Fig. 3-2-5. Vertical profiles of geostrophic velocity in the Alaskan Stream in each section in each year.
Upper: North section, Middle: Center section, Lower: South section. Solid line: June, Broken line: August in 1998.

3-2-3. 地衡流量の経年変動

3000m 基準で求めた Alaskan Stream 流量の経年変化を Fig.3-2-6 に示す。9年間の平均流量は 26.0Sv で標準偏差は 7.4Sv、最大流量が得られたのは 1997 年で 41.0Sv、最小値は翌 1998 年の 14.8Sv である。この 2 年間では 2.8 倍程の差が有り、変動が極端に大きく現れている。3 測点間それぞれに付いて見ると、North は平均で 11.4Sv と最も大きく、標準偏差は 5.6Sv と平均値のほぼ半分の値である。Center は平均が 9.6Sv で次いで大きく、標準偏差は 2.9Sv と平均値の 1/3 以下の最も小さい値を示している。South は平均が 5.0Sv で標準偏差が 3.9Sv と、平均流量の割には標準偏差が大きくなっている。

Alaskan Stream 全体の流量に対する各測点間の流量では、前節で述べた 3 つの流速分布パターンに対応した流量割合が得られている(Fig.3-2-7)。1993~1996 年では North の流量が 50% 近くから 70% 以上にまで達し、South は 20% 以下と極端に割合に開きがある。1990 年と 1997 年は同じような割合を示し、North からほぼ 4:3:3 の割合で流量が得られている。1991、1992、1998 年は North よりも Center の占める割合が大きくなり、1992 年では 50% 以上を Center が占めている。1998 年 8 月の結果を加えると、東向き流量が得られた South を除き、North と Center の合計で 10.3Sv と最小値となり、割合的には North の占める割合が 60% と高くなる。

経度 180 度の観測断面全体における各領域の正味の流量を Table3-2-1 に示す。移行領域では正味の流量として東向き輸送が全年で得られているが、0.4~18.3Sv と大きな変動を伴っている。また亜寒帯境界以南の亜熱帯域でも変動は大きいですが、これは観測線の南限位置が不定である為、一概に評価できない。

亜寒帯海流域における正味の東向き流量の変動、更に移行領域の流量を加えた亜寒帯域全体とした正味の東向き流量の経年変動を Fig.3-2-8 に示す。亜寒帯海流の 9 年間の平均流量は 22.9Sv (± 8.2 Sv) と Alaskan Stream の 26.0Sv (± 7.4 Sv) よりも 1 割ほど小さくなっている。しかし 1991 年、1992 年は亜寒帯海流が上回っており、1993 年以降の変化傾向は Alaskan Stream の変化傾向と良く一致している。移行領域も含めた場合の平均流量は 30.8Sv (± 6.2 Sv) となり、Alaskan Stream を上回っている。1990、1996、1997 年はほぼ同等の値が得られており 1994 年以降は変化傾向も類似している。

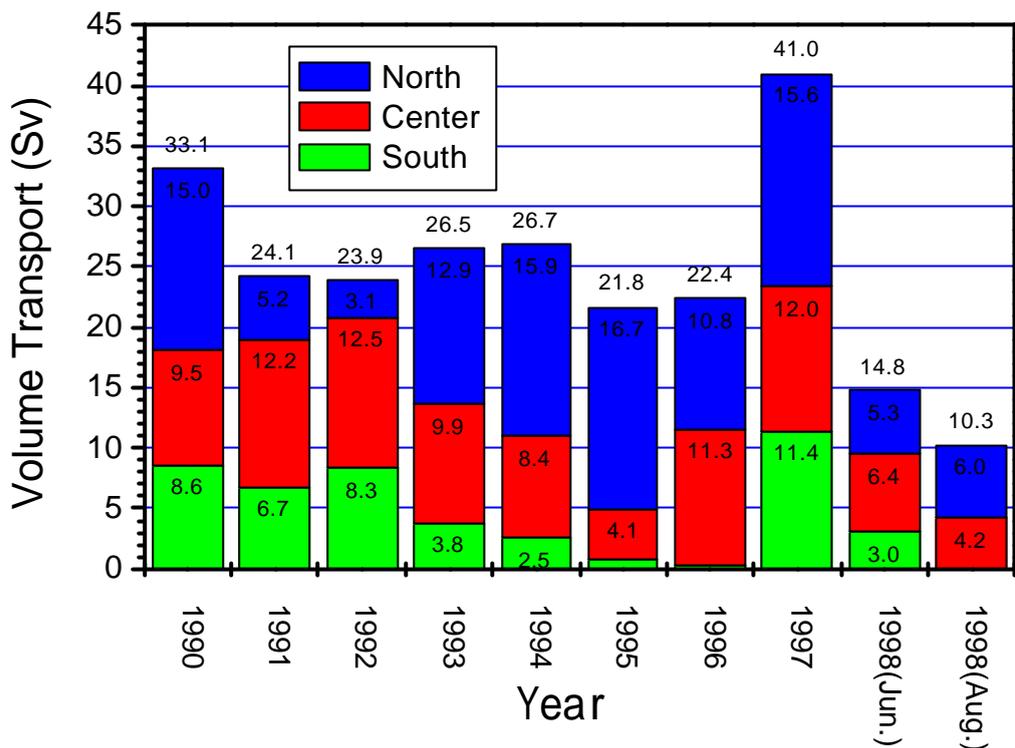


Fig.3-2-6. Year to year variation of the total and each section volume transport (0-3000m/3000m) in the Alaskan Stream along 180° from 1990 to 1998.

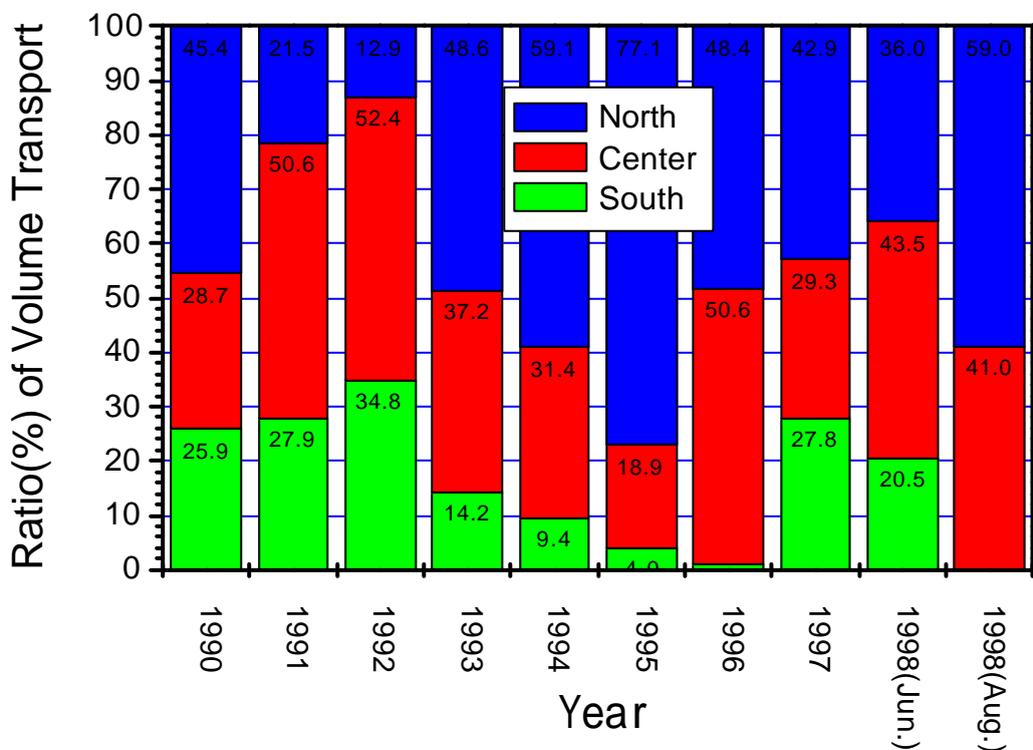


Fig.3-2-7. Year to year variation of the each section volume transport ratio to the total volume transport in the Alaskan Stream along 180° from 1990 to 1998.

Table 3-2-1. Net volume transport (Sv, 0-3000m/3000m) in each water region along 180° from 1990 to 1998.

Waters \ Year	Alaskan Stream	Subarctic Current	Transitional Domain	Subarctic Current and Transitional Domain	Subtropical Region
1990	-33.1	30.4	2.6	33.0	8.7
1991	-24.2	32.8	0.4	33.2	6.4
1992	-23.9	29.2	7.9	37.1	5.8
1993	-26.5	15.1	18.3	33.4	10.1
1994	-26.8	19.2	11.2	30.4	-1.5
1995	-21.7	17.5	10.1	27.6	17.0
1996	-22.4	15.1	5.6	20.7	10.9
1997	-41.0	34.4	7.1	41.5	0.6
1998	-14.8	12.3	7.9	20.3	1.3

(+): Eastward transport, (-): Westward transport

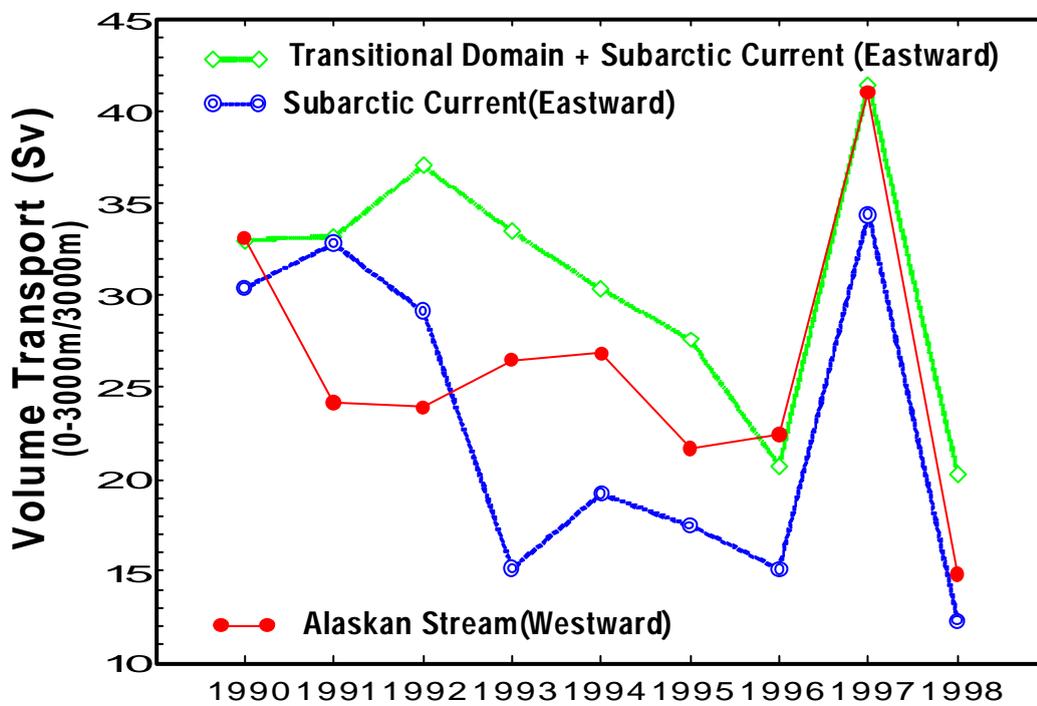


Fig.3-2-8. Year to year variation of the net volume transport (0-3000m/3000m) in each water region along 180° from 1990 to 1998.

3-2-4. 層別流量と熱・塩分輸送量

前節においては 0~3000m の水柱全体とした流量を評価したが、本節では各層別の流量に付いて述べる。0~3000m の水柱を季節躍層より上層の 0~100m、100m より深く冬期鉛直混合の影響が及ぶ 100~250m、また 250m より深く亜寒帯域において中冷水の構造が見られる範囲の 250~500m、それらより下層の 500~3000m の 4 層に分けて流量の集計を行った。各海域の流量を Table 3-2-2 に示し、水柱全体に対する各層の割合を Table 3-2-3 に示す。

亜熱帯海域の 500~3000m ではしばしば西向き輸送量が得られている。また 1991 年の移行領域でも 500~3000m に西向き流量が観測され、水柱全体では上層の東向き流量と相殺される形となる。亜寒帯海流域、Alaskan Stream の領域では上下層で輸送流量が反転する年は見られない。また両領域では下層流量の全体に占める割合が高くなり、各層の輸送量の割合も上層から 10%、14%、20%、56% とほぼ等しい割合で輸送量が得られている。亜寒帯海流域に移行領域を加えると上層の占める割合が高くなり、500~3000m が約 50% となる。

Fig.3-2-9 に Alaskan Stream の各層別流量の割合を示す。最下段には流量の経年変動を示す。極端に流量の増加した 1997 年は 250m より上層の占める割合が小さくなっており、1991 年にも同様の傾向が見られる。逆に South の測点間で殆ど流量が得られなかった 1996 年は上層での流量割合が高くなっている。しかし割合の差はごく僅かで、流量の大きな変動は特定の層だけで起こるものではなく、全層でほぼ均一に起こっている現象である事が分かる。

次に Fig.3-2-10 に示すように測点間の平均熱量・平均塩分量に地衡流速値を掛ける事により、熱輸送量・塩分輸送量を求めた。各領域全体の輸送量、及び 1Sv あたりの輸送量を求めた結果を Table 3-2-4 にまとめる。Alaskan Stream の領域に付いては全体と各測点間毎にも集計を行った。1Sv あたりの熱輸送量としては当然のごとく亜熱帯域が最も多く 31.8TW (Tera Watt= 10^{12} Watt)、ついで移行領域で 27.1TW、亜寒帯海流域と Alaskan Stream はほぼ等しく 13.7、13.1TW となっている。Alaskan Stream 内では North が最も多く 14.2TW、次いで Center、South の順となっている。塩分値では逆に North が最も少なく、次いで Center、South の順となっている。しかし塩分値では各領域に大きな差は見られず、 35kt s^{-1} ($\text{kilo ton s}^{-1}=10^6\text{kg s}^{-1}$) 前後の値が得られている。亜寒帯域は表層の低塩分層のため、輸送量も少なくなると予想されたが、上記のように流量としては深層域が割合的に大きく、Ridge Domain のより高塩分な深層水を多く輸送するため、亜熱帯域と差の見られない輸送量となっている。亜熱帯海域と移行領域の熱輸送量の場合を除けば、1Sv の輸送量の標準偏差はごく小さな値となっている。これは流量の経年変動に比べて、各海域における水温値、塩分値の変化がごく小さいことに起因している。従って Fig.3-2-11、Fig.3-2-12 に示すように、流量と各輸送量の相関関係はほぼ相関係数 $R=1$ となっている。従って、図中に記

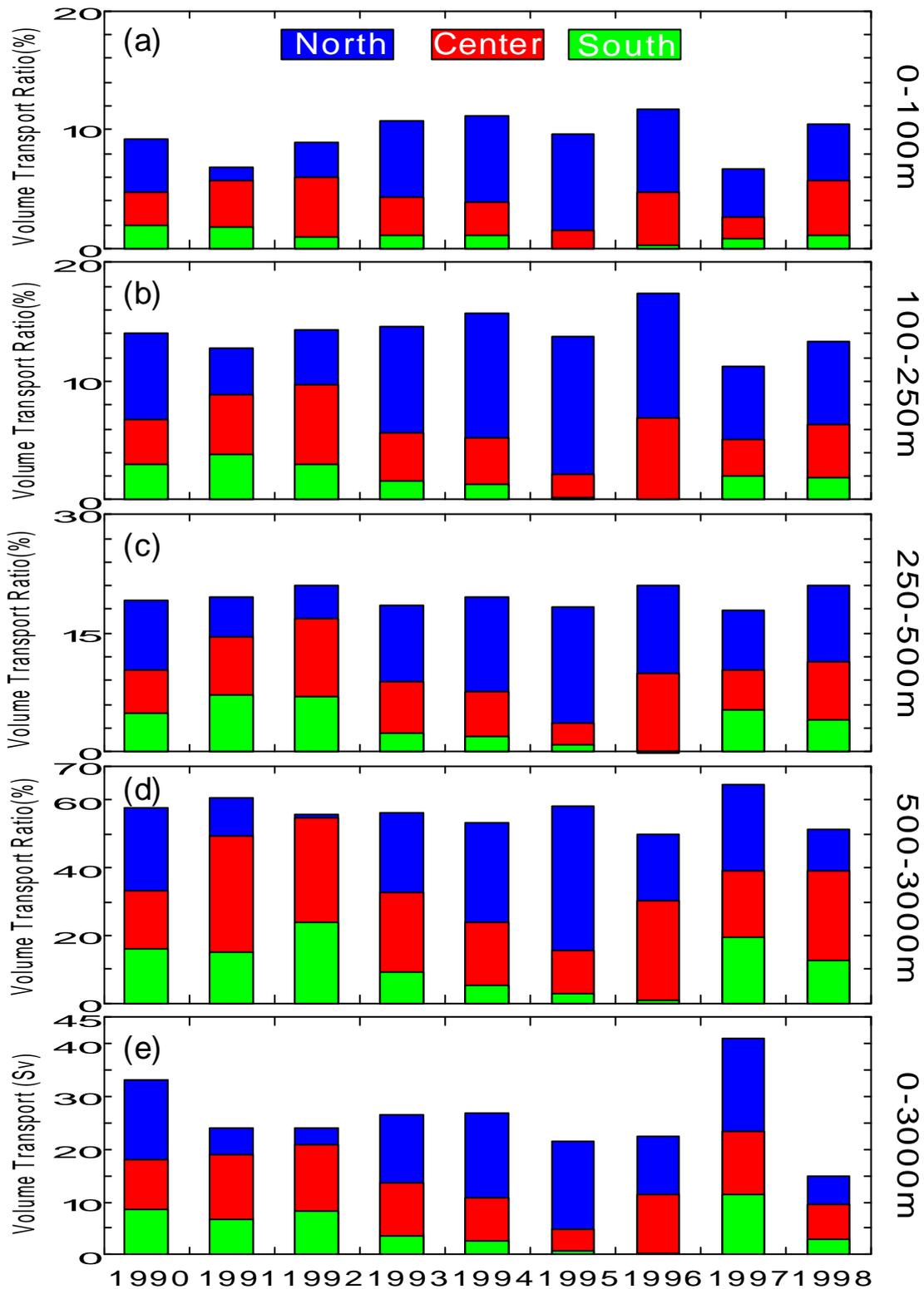


Fig.3-2-9. Variation of the volume transport ratio to 0-3000m/3000m in each layer in the Alaskan Stream along 180° from 1990 to 1998. (a): 0-100m, (b): 100-250m, (c): 250-500m, (d): 500-3000m and (e): Variation of the total volume transport (0-3000m/3000m) in the Alaskan Stream.

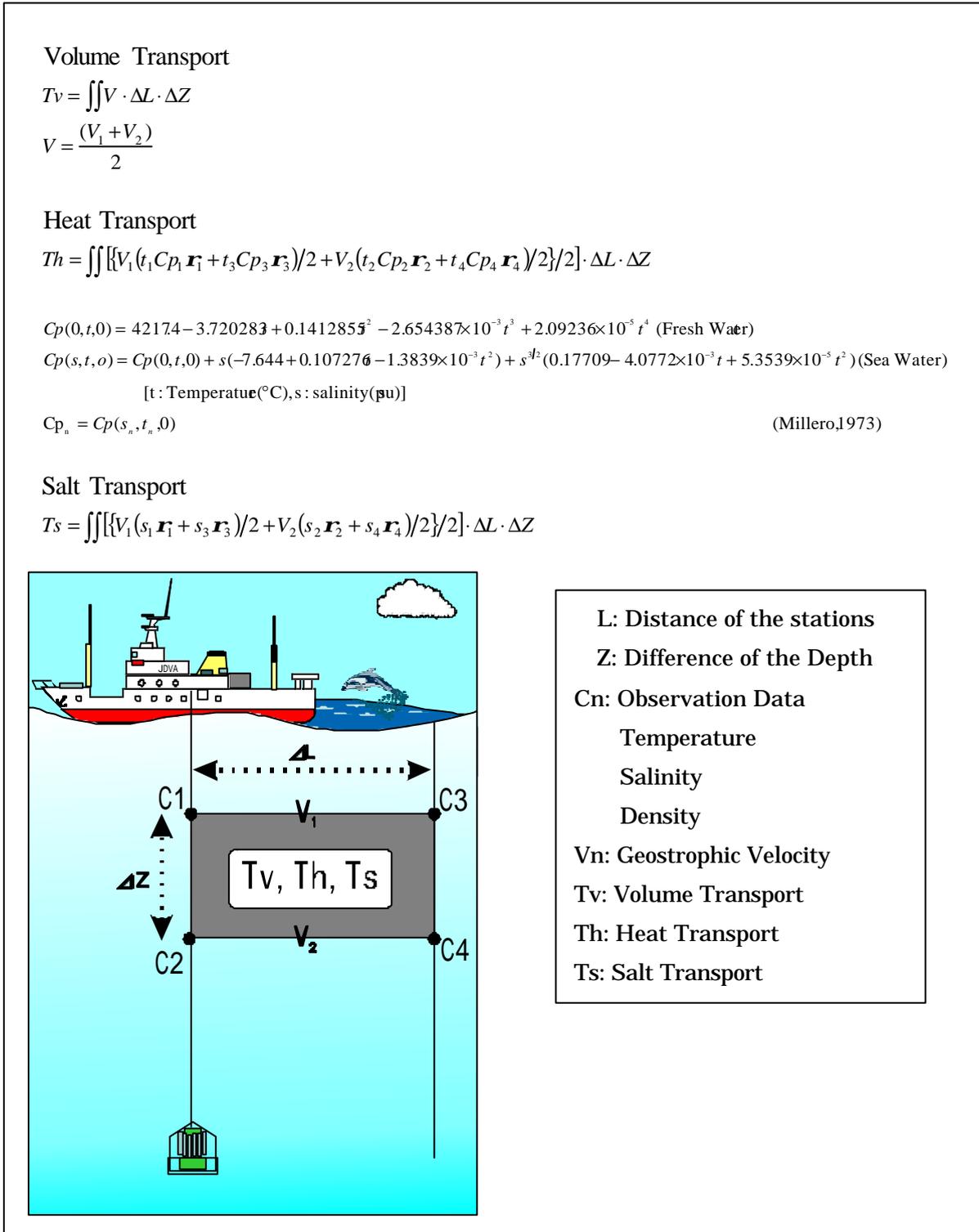


Fig.3-2-10. Formulas and Schema of the volume, heat and salt transport calculation from the geostrophic velocity and observation data.

Table 3-2-4. Volume, heat and salt transports in each water region and each section in the Alaskan Stream along 180° from 1990 to 1998.

Subtropical Region						Transitional Domain					
Year	Vol.(Sv)	Heat(TW)	(TW Sv ⁻¹)	Salt(kt s ⁻¹)	(kt s ⁻¹ Sv ⁻¹)	Year	Vol.(Sv)	Heat(TW)	(TW Sv ⁻¹)	Salt(kt s ⁻¹)	(kt s ⁻¹ Sv ⁻¹)
1990	8.67	345.51	39.84	302.37	34.87	1990	2.63	81.13	30.82	91.04	34.58
1991	6.42	250.13	38.97	220.38	34.34	1991	0.40	33.42	83.59	15.87	39.69
1992	5.76	228.83	39.69	201.21	34.90	1992	7.93	177.19	22.35	276.57	34.89
1993	10.09	448.74	44.49	352.20	34.92	1993	18.28	352.13	19.27	638.58	34.94
1994	-1.47	115.58	-78.55	-53.58	36.42	1994	11.17	253.64	22.71	390.03	34.92
1995	16.99	668.19	39.32	596.17	35.08	1995	10.12	212.89	21.03	353.22	34.90
1996	10.92	344.21	31.52	382.52	35.02	1996	-1.26	0.85	-0.68	-45.13	35.83
1997	0.62	36.97	59.20	21.24	34.02	1997	7.11	176.66	24.84	247.86	34.85
1998	1.31	93.30	71.39	44.03	33.69	1998	7.95	156.79	19.72	276.29	34.76
Ave.	6.59	281.27	31.76	229.61	34.81	Ave.	7.15	160.52	27.07	249.37	35.48
STD	5.84	197.49	43.15	205.25	0.78	STD	6.39	109.91	22.85	209.12	1.61

Subarctic Current Region						Subarctic Current and Transitional Domain					
Year	Vol.(Sv)	Heat(TW)	(TW Sv ⁻¹)	Salt(kt s ⁻¹)	(kt s ⁻¹ Sv ⁻¹)	Year	Vol.(Sv)	Heat(TW)	(TW Sv ⁻¹)	Salt(kt s ⁻¹)	(kt s ⁻¹ Sv ⁻¹)
1990	30.40	397.54	13.08	1064.59	35.02	1990	33.03	478.67	14.49	1155.63	34.99
1991	32.82	457.48	13.94	1147.99	34.98	1991	33.22	490.90	14.78	1163.86	35.04
1992	29.15	396.80	13.61	1020.27	35.00	1992	37.08	573.99	15.48	1296.84	34.98
1993	15.13	197.83	13.08	529.16	34.98	1993	33.40	549.97	16.46	1167.74	34.96
1994	19.20	278.63	14.51	669.72	34.89	1994	30.36	532.27	17.53	1059.75	34.90
1995	17.48	241.08	13.79	610.09	34.90	1995	27.61	453.97	16.44	963.31	34.90
1996	21.97	336.45	15.31	767.71	34.94	1996	20.71	337.30	16.28	722.58	34.89
1997	34.36	452.30	13.16	1203.94	35.04	1997	41.47	628.96	15.17	1451.80	35.01
1998	12.35	161.17	13.05	431.48	34.94	1998	20.30	317.95	15.66	707.76	34.87
Ave.	23.65	324.37	13.73	827.22	34.97	Ave.	30.80	484.89	15.81	1076.59	34.95
STD	7.48	109.83	0.78	287.09	0.05	STD	6.20	103.59	0.96	246.46	0.06

Alaskan Stream Region						Alaskan Stream North Section					
Year	Vol.(Sv)	Heat(TW)	(TW Sv ⁻¹)	Salt(kt s ⁻¹)	(kt s ⁻¹ Sv ⁻¹)	Year	Vol.(Sv)	Heat(TW)	(TW Sv ⁻¹)	Salt(kt s ⁻¹)	(kt s ⁻¹ Sv ⁻¹)
1990	33.11	430.72	13.01	1159.06	35.01	1990	15.03	203.40	13.53	525.19	34.93
1991	24.16	293.87	12.16	847.31	35.07	1991	5.18	65.87	12.71	181.41	35.00
1992	23.91	307.33	12.86	836.78	35.00	1992	3.08	50.27	16.34	106.09	34.48
1993	26.51	350.91	13.24	926.95	34.97	1993	12.87	183.12	14.23	448.37	34.83
1994	26.85	365.17	13.60	937.00	34.90	1994	15.87	225.06	14.18	552.71	34.82
1995	21.65	277.53	12.82	756.73	34.95	1995	16.69	219.50	13.15	582.56	34.91
1996	22.40	318.73	14.23	780.73	34.85	1996	10.83	164.42	15.18	375.99	34.71
1997	40.98	533.73	13.02	1435.90	35.04	1997	17.57	248.61	14.15	613.80	34.93
1998	14.79	195.64	13.22	516.47	34.91	1998	5.32	76.48	14.37	184.70	34.71
Ave.	26.04	341.51	13.13	910.77	34.97	Ave.	11.38	159.64	14.20	396.76	34.81
STD	7.43	96.75	0.57	260.76	0.07	STD	5.55	75.78	1.08	194.09	0.16

Alaskan Stream Center Section						Alaskan Stream South Section					
Year	Vol.(Sv)	Heat(TW)	(TW Sv ⁻¹)	Salt(kt s ⁻¹)	(kt s ⁻¹ Sv ⁻¹)	Year	Vol.(Sv)	Heat(TW)	(TW Sv ⁻¹)	Salt(kt s ⁻¹)	(kt s ⁻¹ Sv ⁻¹)
1990	9.52	123.69	13.00	333.30	35.02	1990	8.56	103.63	12.11	300.57	35.12
1991	12.23	143.53	11.73	429.50	35.12	1991	6.74	84.47	12.53	236.40	35.06
1992	12.52	161.46	12.90	438.40	35.01	1992	8.31	95.59	11.51	292.29	35.18
1993	9.87	122.77	12.44	346.27	35.08	1993	3.77	45.02	11.95	132.31	35.13
1994	8.44	107.93	12.79	295.64	35.02	1994	2.53	32.17	12.70	88.66	34.99
1995	4.10	47.67	11.62	143.96	35.09	1995	0.86	10.36	12.06	30.22	35.19
1996	11.34	151.34	13.34	396.80	34.98	1996	0.23	2.97	13.05	7.94	34.95
1997	12.00	153.02	12.75	421.09	35.08	1997	11.40	132.10	11.58	401.02	35.16
1998	6.43	82.18	12.77	225.12	34.99	1998	3.04	36.98	12.16	106.66	35.09
Ave.	9.61	121.51	12.59	336.67	35.04	Ave.	5.05	60.37	12.18	177.34	35.09
STD	2.87	37.34	0.57	100.67	0.05	STD	3.86	45.02	0.50	135.62	0.08

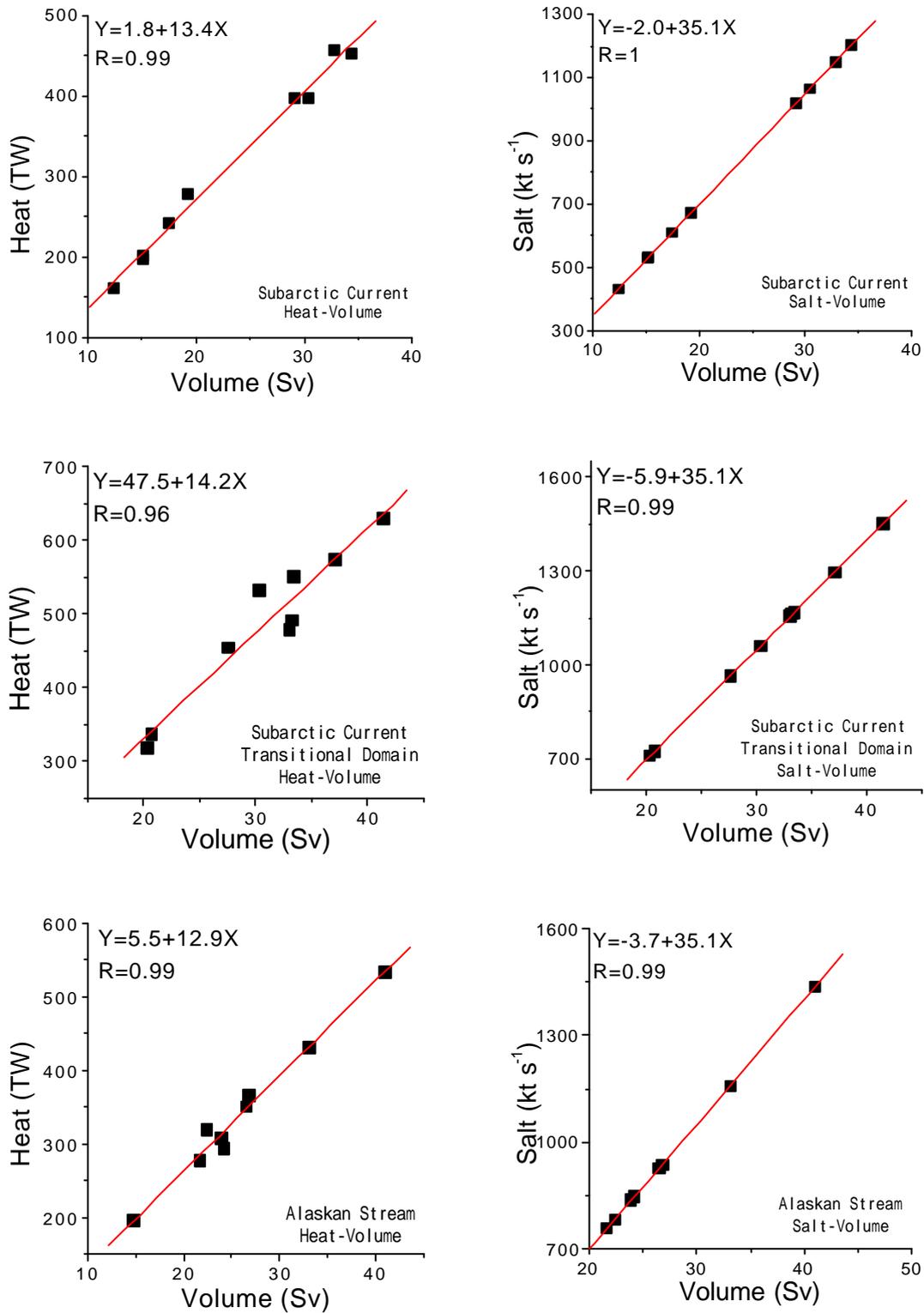


Fig.3-2-11. Correlation between the heat transport (left side), salt transport (right side) and volume transport in each water region, upper: Subarctic Current, middle: Subarctic Current and Transitional Domain, lower: Alaskan Stream.

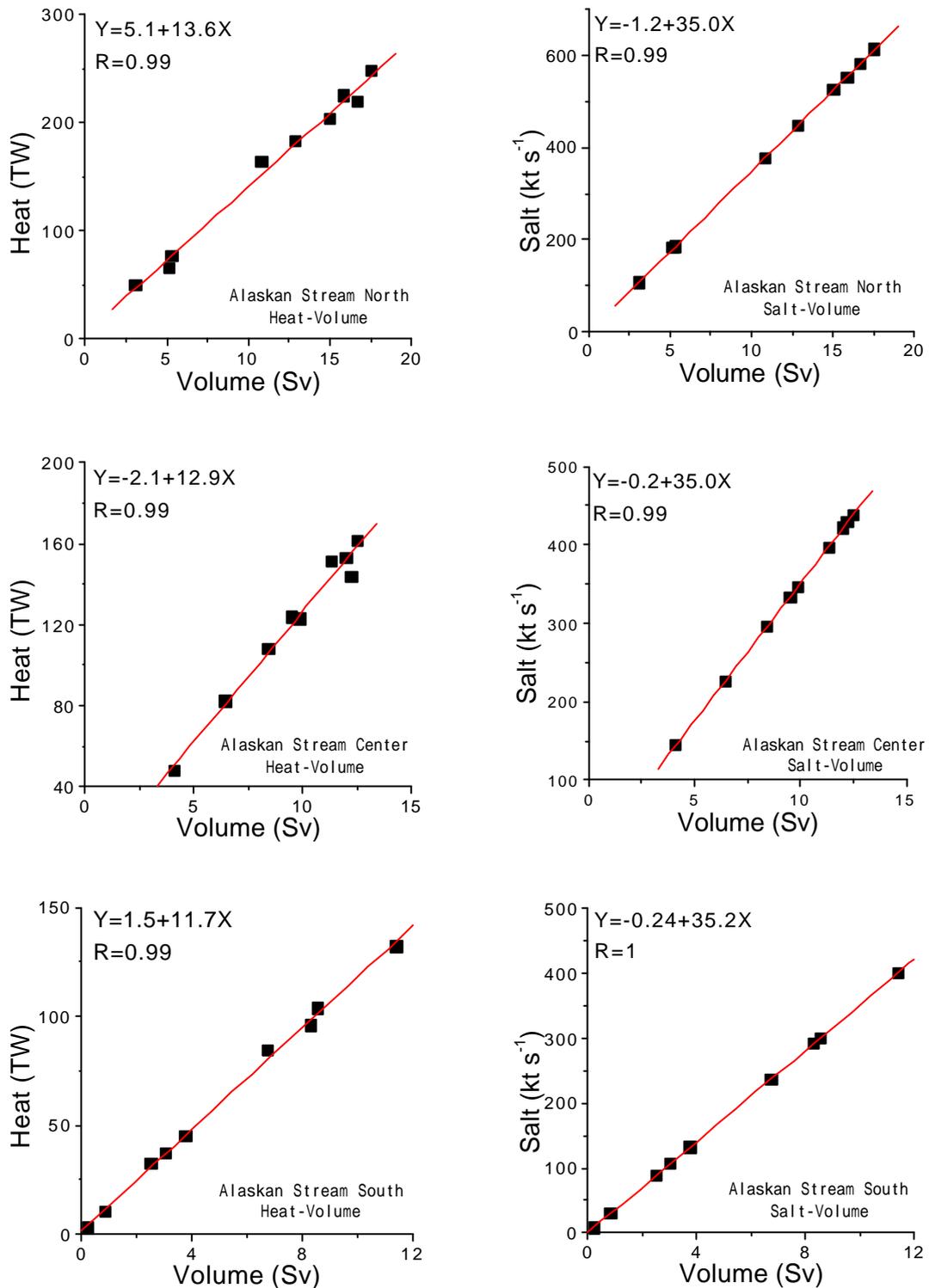


Fig.3-2-12. Same as Fig.3-2-11 except for each section in the Alaskan Stream, upper: North section, middle: Center section, lower: South section.

した相関関係式を用いれば流量から容易に熱・塩分の輸送量を推定することが可能である。

熱輸送量・塩分輸送量の把握は、地球規模での海洋大循環を考える上で重要な評価値となりうる。特に北太平洋の亜寒帯循環については、実測データの不足から推定規模さえも未確定な部分が多い。深澤ら(1993)は Levitus 気候値データから、太平洋全域に Inverse Method を適用し、流量と熱輸送量を見積もった。彼らによると北緯 40~50 度の範囲で西経 170 度線上を東進する全層の熱輸送量は 346.62TW (地衡流量 2.65Sv)、西経 170 度~アメリカ西海岸に至る範囲で、北緯 50 度線上を北上する熱輸送量は 140.92TW (地衡流量 6.80Sv) と求めた。海域のずれと季節変化も考えれば一概に比較する事は出来ないが、東進熱量は本研究での移行領域と亜寒帯海流域の熱輸送量、北上熱量はアラスカ循環を経て Alaskan Stream に集約されると考えれば比較が可能である(Fig.3-2-13)。本研究の結果において Alaskan Stream は 9 年間の平均で 341.5TW の熱量を西方へ輸送しており、移行領域と亜寒帯海流の合計の熱輸送量は平均で 484.9TW である(Table 3-2-4)。本研究の値はいずれも深澤ら(1993)の結果より大きな値となっているが、標準偏差がいずれの場合も 100TW 程の大きさを持っており、偏差を考慮に入れれば十分比較しうる値となる。しかし地衡流量の値は大きく異なっており、1Sv 当りの輸送量には大きな開きが存在する。

北太平洋亜熱帯海域では、Bryden et al. (1991)が北緯 24 度線上を北上する熱輸送量として 0.76PW(Peta Watt= 10^{15} Watt)、東シナ海の黒潮域で 2.14PW の輸送量を算出している。WOCE(World Ocean Circulation Experiment)観測では、深澤ら(1995)が北緯 30 度線上を北上する熱輸送量として 1500db 基準で 1~1.5PW、塩分輸送量として約 100kt s^{-1} を算出している。また GOOS(Global Ocean Observation System)では、Ichikawa et al. (1999)が四国足摺岬沖の ASUKA ラインで実測流も踏まえた黒潮の絶対地衡流量として 63Sv(± 13 Sv)、熱輸送量として 3.50PW(± 0.79 PW)の黒潮熱輸送量を得ている。熱輸送量に関しては、本研究の亜寒帯域に比べて 1 桁近い開きを持って亜熱帯域が大きくなっているが、逆に塩分輸送に関しては深層高塩分水の輸送が大きく寄与し本研究の結果が 1 桁近く上回っている。流量では黒潮の絶対流量に対して Alaskan Stream は平均で約 4 割に相当する地衡流量を有していることが明らかとなった。

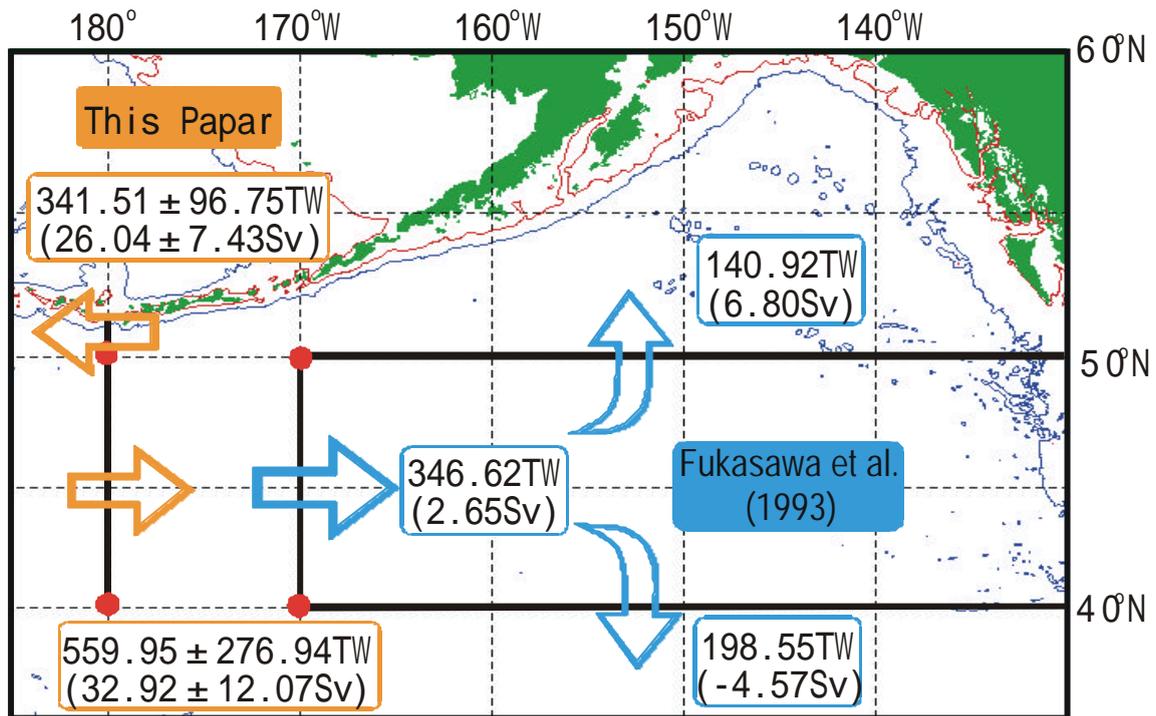


Fig.3-2-13. Comparison of heat and volume transport in the east-northern North Pacific with Fukasawa et al. (1993)

3-2-5. 断面構造の時空間変動解析

断面構造の時空間変動を客観的に調べるため、EOF(Empirical Orthogonal Function, 経験的直交関数)解析を行った。解析は北緯 48 度以北の 9CTD 観測点 (8 観測点間) における 11 層(0,100,200,300,500,700,1000,1500,2000,2500,3000m)、99 個(88 個)の空間変数に対して、時間変化は 9 年分のデータである。解析は地衡流速、ポテンシャル水温、塩分、ポテンシャル密度の 4 項目に付いて、平均からの偏差を標準偏差によって正規化し、相関法(Correlation Matrix Method)によって行った。各項目における第 4 モードまでの空間分布と時間スコアを Fig.3-2-14 から Fig.3-2-17 に示す。99 個(88 個)の空間変動と 9 個の時間変動において、Overland and Preisendorfer (1982)による、各モードの 95%信頼限界は、第 1 モードが 12.9%(13.5%)、第 2 モードが 12.4%(12.6%)、第 3 モードが 11.7%(11.8%)、第 4 モードが 10.9%(11.0%)となっている。

地衡流速断面の結果(Fig.3-2-14)では、第 1 モードとして Ridge Domain のピークの位置で正負が反転し、北緯 48.5 度以南でも負の領域となる空間分布が得られた。この変動は全変動の 37.8%を占めた。この空間分布から分かることは、東向きを正、西向きを負として流速値を取っているため、Ridge Domain のピークを中心とした、東向きの亜寒帯海流、西向きの Alaskan Stream が同時に流速を強弱変化させている事である。また北緯 49 度から 50 度にかけての亜寒帯海流が強まると、49 度以南の海域では逆に東向き流速が弱まる傾向に有ることを示している。

時間スコアでは 1990 年から 1992 年が正の変動で、1993 年から 1996 年が負の変動、1997 年は突出した正のピークとなり、1998 年はまた負に転じている。第 2 モードも同じく Ridge Domain のピークの位置に正負の境界を持ち、変動への寄与率は 17.9%である。Ridge Domain のピーク以南が正で、北緯 48.5 度以南はより高い値となっている。ピーク以北の領域は South, North の測点間が負で、Center は正となって、同じ Alaskan Stream の領域内で逆の空間分布を持っている。時間スコアでは経過と共に偏差が増大する傾向が見られ、1997 年、1998 年は大きな正の偏差となっている。第 3、第 4 モードはそれぞれ 15.6%、13.6%の寄与率であり、空間分布では緯度ごとの帯状に正負が反転する特徴を持っている。

水温断面の結果(Fig.3-2-15)では、第 1 モードとして 500m 以深の下層で正、亜寒帯海域の特長である中冷水が存在する上層 200~500m に負のピークを持つ空間分布となっており、寄与率は 38.3%であった。時間スコアでは経過と共に偏差が増大する傾向を持ち、1995 年に正に転じ、1998 年は特に大きな正の偏差を持っている。第 2 モードは Ridge Domain ピークの下層に負の分布の中心が有り、Alaskan Stream 及び亜寒帯海流強流部の 1000m 以深の下層に負の分布が広がっている。それら負の分布域の上層と北緯 49 度以南では正の分布域となっている。時間スコアでは 1991 年と 1997 年に正のピークを迎え、1994 年は負のピークで 6 年周期の変動が読み取れる。

第3モードの寄与率は16.4%で、95%の信頼限界を満たしているが、第4モードは8.1%で満たしていない。両者の空間変動、時間変動共に解釈は困難であった。

塩分断面の結果(Fig.3-2-16)では、第1モードでは全域の500m以深に正の偏差、500m以浅で負の偏差となる空間分布が得られ、寄与率は35.8%である。正領域の最大値はRidge Domain ピークの2000~2500mに見られ、ピークの緯度を中心に緩やかなドーム構造に正の領域が広がっている。時間スコアでは1990年が最大で、1997年にも正のピークを持つ。1992年、1994年は負のピークで、1991年から1996年にかけては変化が大きいの。第2モードは寄与率26.8%で、時間スコアでは1993年に大きな正のピークを示し、それを除けば目立った偏差は存在しない。空間分布において、正偏差の中心は亜寒帯海流域の上層に有り、Alaskan Stream の領域にまで広がっている。第3モードの寄与率は14.8%で、95%の信頼限界を満たしているが、第4モードは7.8%で満たしていない。両者の空間変動、時間変動共に解釈は困難であった。

密度断面の結果(Fig.3-2-17)では、第1モードの寄与率が33.0%で、水温第2モードと塩分第1モードの双方の影響が現れている。空間分布ではRidge Domain ピークの下層に正の分布の中心が有り、Alaskan Stream 及び亜寒帯海流域の深層域に正の分布がドーム状に広がっている、この分布パターンは水温第2モードの負の分布域に塩分第1モードの正の分布域を重ねたような分布で、時間スコアについても両モードの重ねあわせになっている。第2モードは寄与率27.6%で、100m以浅のごく表層に負の領域が有り、100m以深はほぼ正の領域となる空間分布を示す。時間スコアでは1993年が正のピークとなっており、一部変動が合わない年も有るが塩分の第2モードと同様の変動を示している。空間分布における正のコアとなっている部分も塩分の第2モードと似ており、この塩分分布が密度に現れたものと思われる。また第3モード(寄与率17.0%)と第4モード(寄与率8.5%)も塩分の第3モードと第4モードに時空間分布とも酷似した対応を示している。

以上に記述した結果について、有意となった高次のモードにおける相互の関係と流量の変動に関する議論を4-5節で行う。

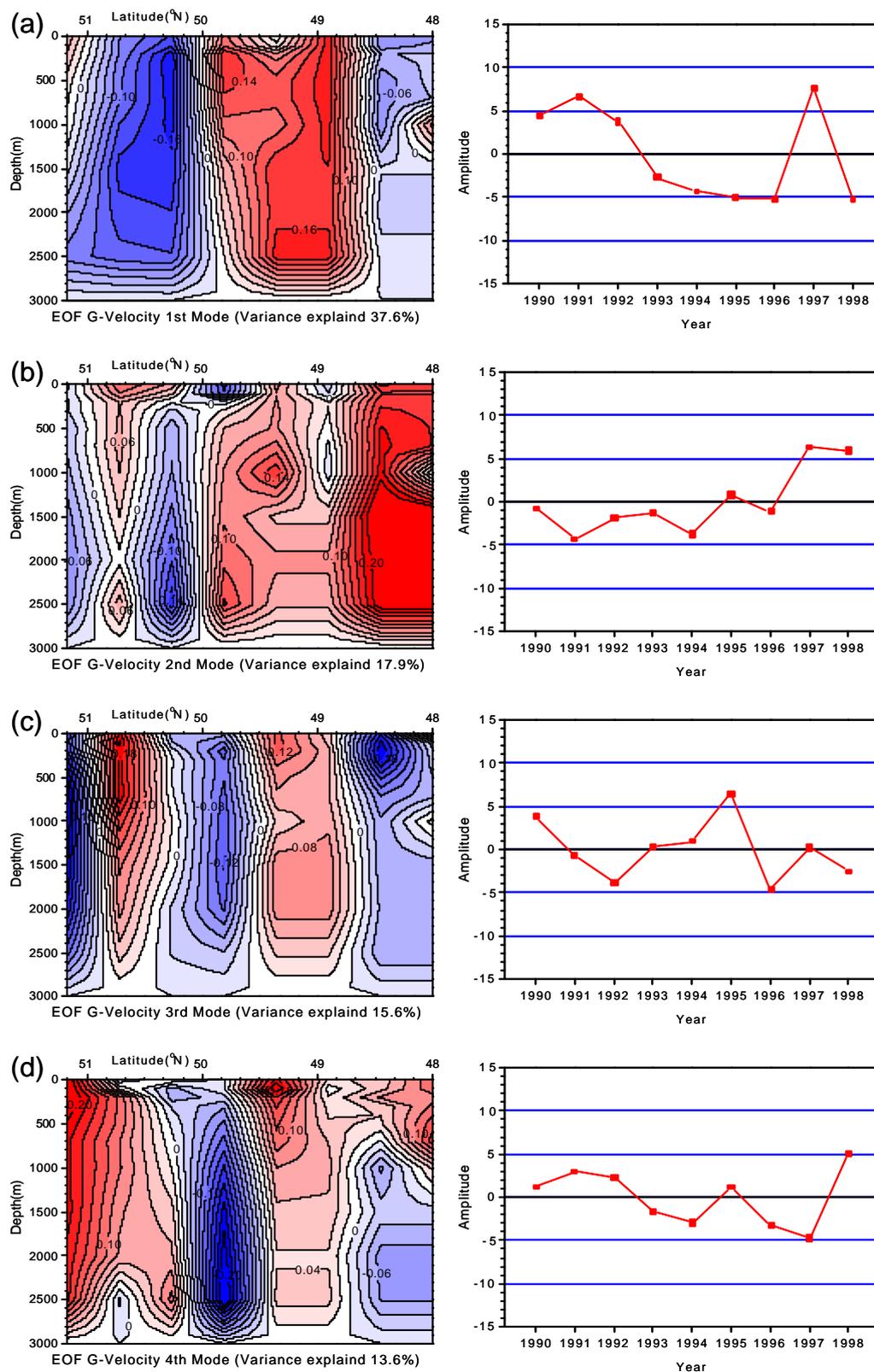


Fig.3-2-14. Spatial distributions (left side) and time amplitudes (right side) of the geostrophic velocity EOF analysis, (a) 1st mode, (b) 2nd mode, (c) 3rd mode, (d) 4th mode.

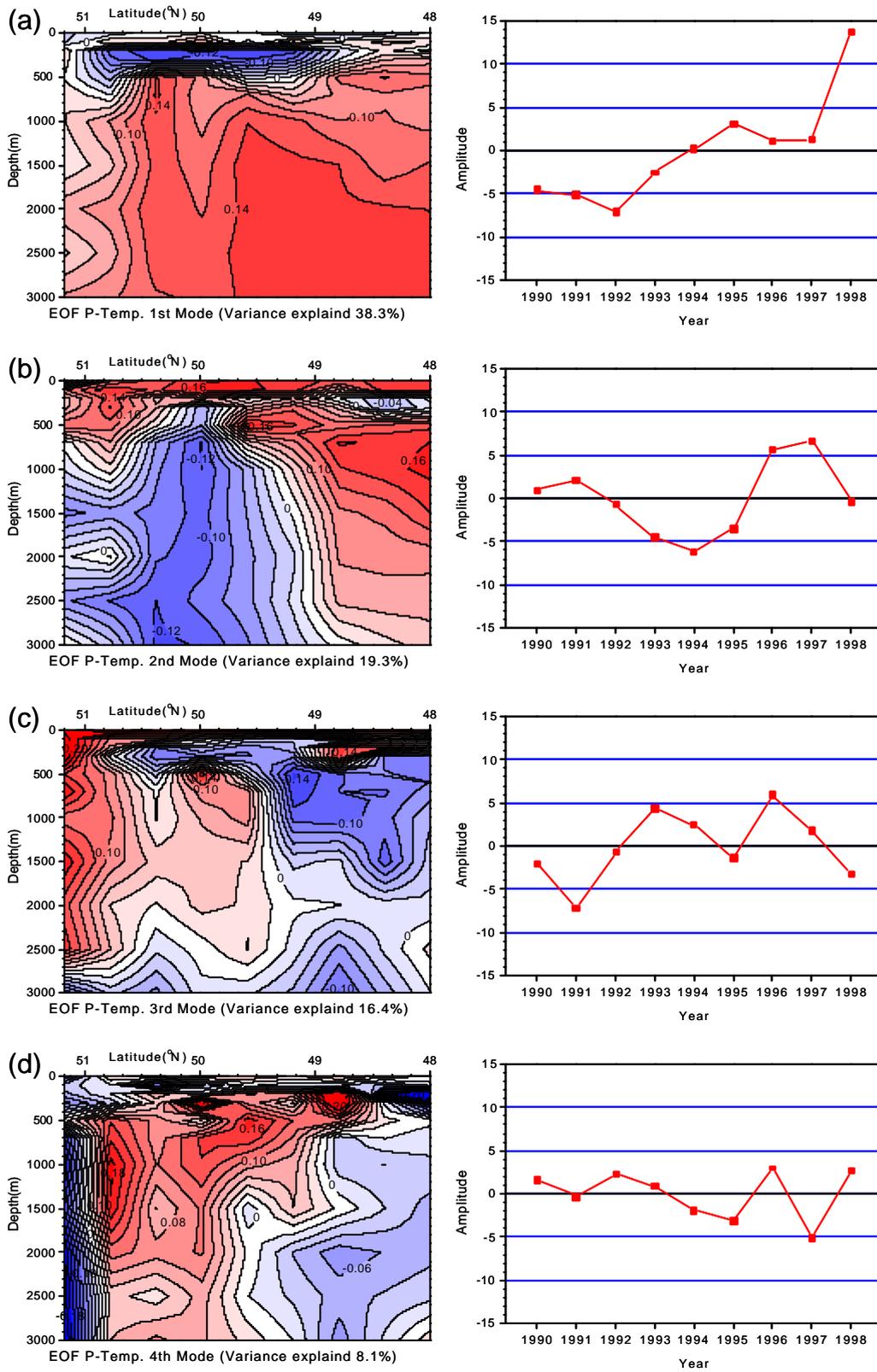


Fig.3-2-15. Same as Fig.3-2-14 except for potential temperature.

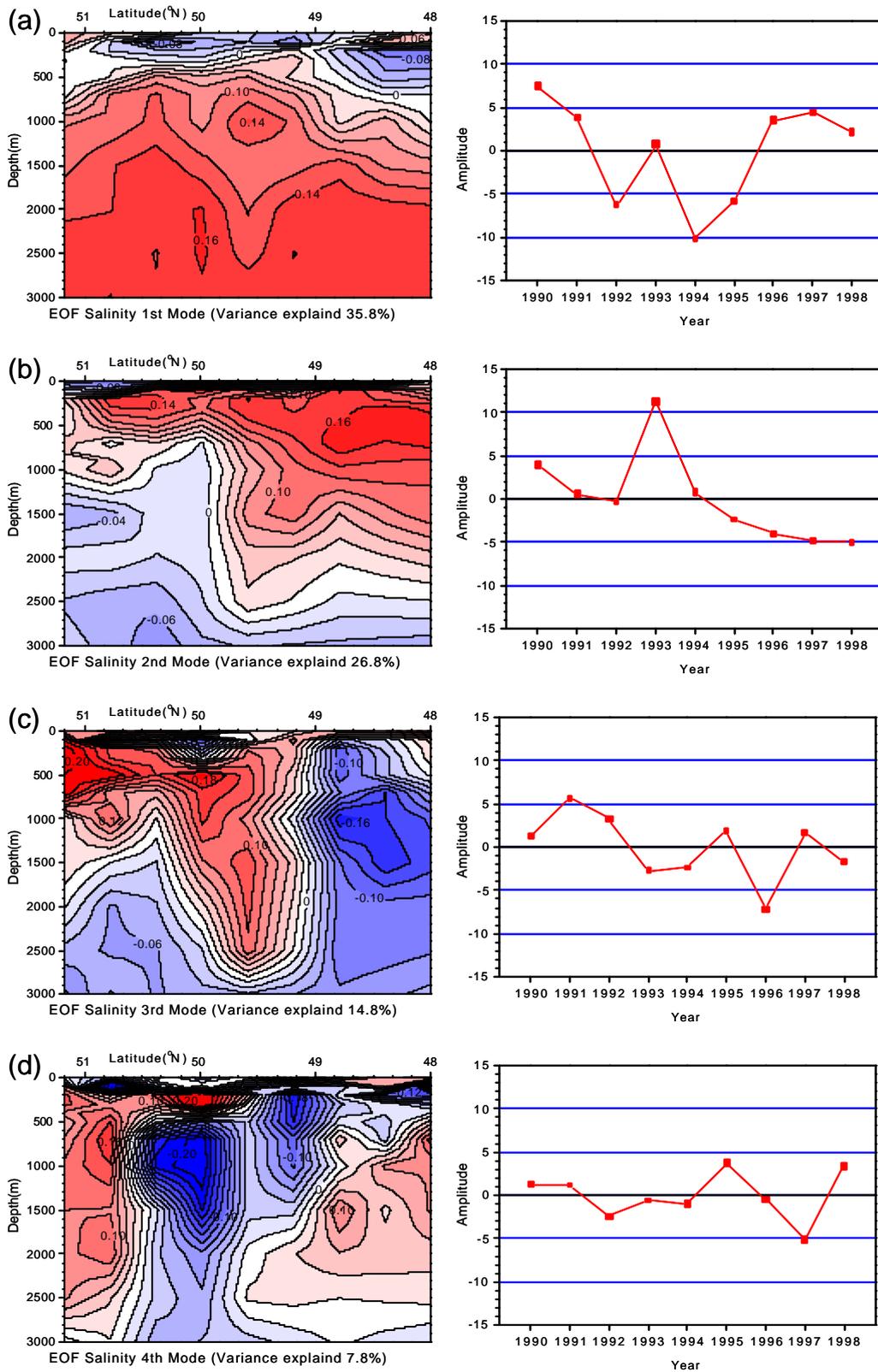


Fig.3-2-16. Same as Fig.3-2-14 except for salinity.

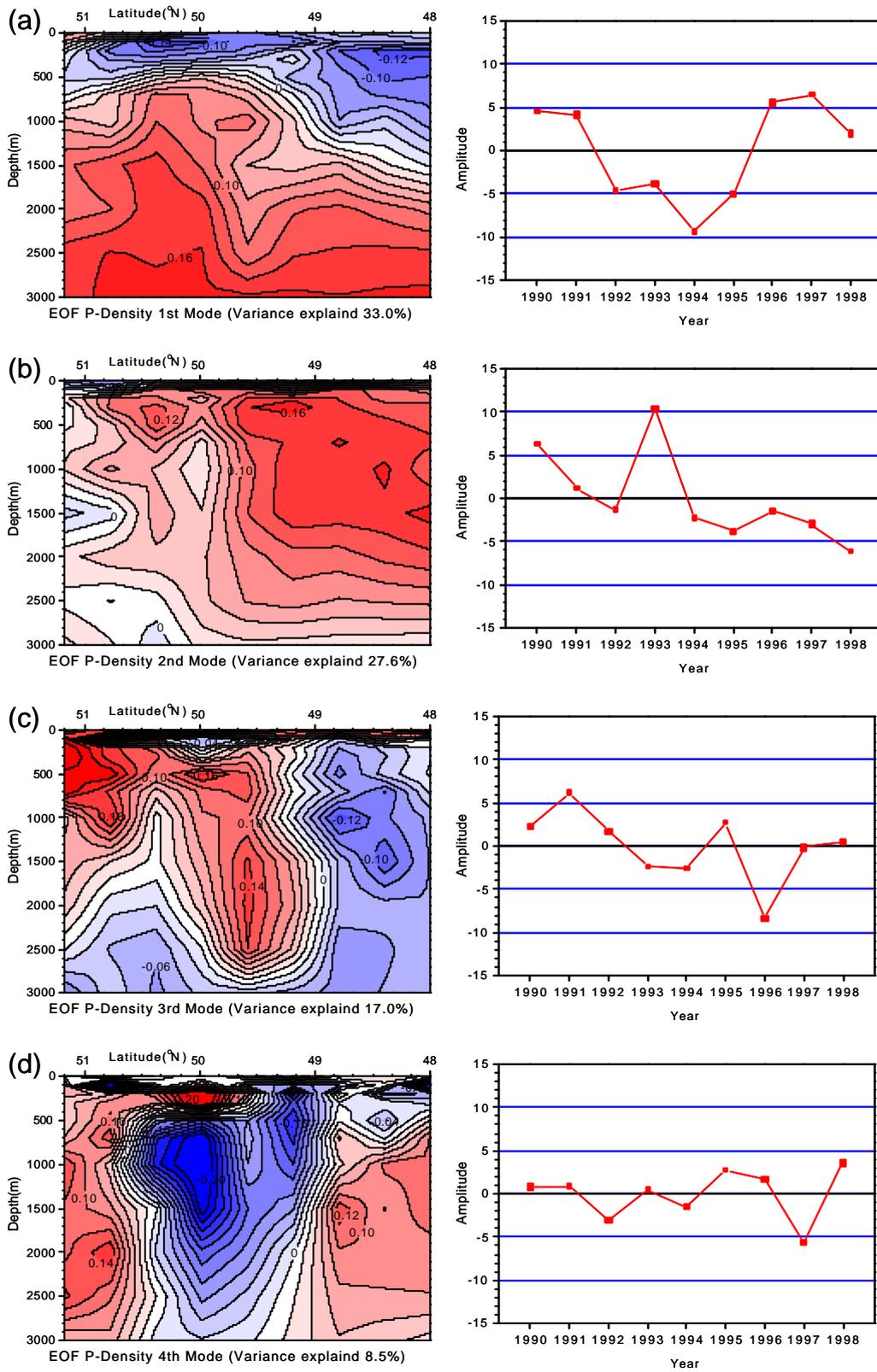


Fig.3-2-17. Same as Fig.3-2-14 except for potential density.

3-3. Alaskan Stream の直接測流データ解析

3-3-1. 観測期間平均と変動

直接測流から得られた 1 時間ごとの流速計データは 24 時間で平均し、日平均のデータセットを作成した。Table 3-3-1 にデータ取得期間ごとの東向き流速成分(u)、北向き流速成分(v)の平均値と標準偏差、ベクトル平均(\bar{V})、流速変動場の主軸成分(F_{Ma})、従軸成分(F_{Mi})、及び流速変動場の主軸方向(\mathbf{q}_{Ma})を示す。ここで流速変動場(F_u, F_v)は流速成分(u, v)の平均値からの偏差(u', v')を用いて、

$$\begin{pmatrix} F_u \\ F_v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \mathbf{q}_{Ma} & \sin \mathbf{q}_{Ma} \\ -\sin \mathbf{q}_{Ma} & \cos \mathbf{q}_{Ma} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u' \\ v' \end{pmatrix} \quad (3.3.1a)$$

$$\begin{aligned} F_u &= u' \cos \mathbf{q}_{Ma} + v' \sin \mathbf{q}_{Ma} \\ F_v &= -u' \sin \mathbf{q}_{Ma} + v' \cos \mathbf{q}_{Ma} \end{aligned} \quad (3.3.1b)$$

と表わされ、流速変動場(F_u, F_v)の内、絶対値の大きい方が流速変動場の主軸成分(F_{Ma})、小さい方が従軸成分(F_{Mi})となる。また、流速変動場の主軸方向(\mathbf{q}_{Ma})は、偏差の 2 乗平均($\overline{u'^2}, \overline{v'^2}$)と偏差の積の平均($\overline{u'v'}$)を用いて、

$$\mathbf{q}_{Ma} = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{2 \cdot \overline{u'v'}}{\overline{u'^2} - \overline{v'^2}} \right) \quad (3.3.2)$$

と求める事ができる。ベクトル平均(\bar{V})、流速変動場の結果を Fig.3-3-1 に示す。1997 ~ 1998 年の結果(Fig.3-3-1(c))では、前 2 年に比べて変動場の楕円が大きく、特に Moor2 の 1500m ではベクトル平均を上回っている。変動場の主軸は、東西方向に延びている場合が多く見られるが、楕円が極端に偏平するデータは見られない。ベクトル平均では西向きが卓越している。特に北部、中央部の上層では 10cms^{-1} に近い、強く安定した西向流となっている。しかし南部の Moor2 では変動が大きく、下層ではベクトル平均で東向流となっている。

次に日平均データのスティックダイアグラムを Fig.3-3-2 に示す。全体を通して東西流が卓越しているため、西向きを上に表示した。7000m のデータに付いては、資料でも述べた通り流速値が得られていないので 2cms^{-1} の値を充てて流向を示した。

1995 ~ 1996 年の結果(Fig.3-3-2(a))では、1500m、3000m の両層とも安定した西向き成分の強い流れが得られている。3000m 深のデータは 1500m 深のデータより幾分南よりに偏向している傾向がある。1 年間の平均値で比べると 1500m が 9.5cms^{-1} 、

270°、3000m が 3.2cms^{-1} 、250° と流速値はほぼ 3 分の 1、流向は 20° 南に偏向している。

1996～1997 年の結果(Fig.3-3-2(b))では、Moor1 は前年同様西向き of 安定した流れとなっている。流速値は 1996 年冬期から徐々に増加傾向を示しており、年平均で見ると 1500m で 11.7cms^{-1} 、259°、3000m で 3.7cms^{-1} 、240° と両層で前年に比べて流速値を増している。また両層で南向きに 10° 程偏向している。1996～1997 年の Moor2 では Moor1 と同深度の 3000m で流速値は比較的小さく、しばしば東向き成分を持つ期間が見られる。5000m 並びに 7000m では 1 年間を通じて東向き流が卓越しており、5000m の年平均では 1.1cms^{-1} 、97° とほぼ真東を向いた流れとなっている。また Moor2 の 3 層は同様の変動が見られ、3000m で西向きが弱まり東向き成分が見られた期間(1996 年 9～12 月等)は 5000m、7000m では安定した東向き流となっている。また 3000m で西向きが強くなった 1997 年 4～5 月では 5000m の東向き成分は弱まり、西向き成分が見られる。同時に 7000m でも西向きの流れが記録されている。

1997～1998 年の結果(Fig.3-3-2(c))では、Moor1 においては過去 2 年間同様、西向き流が 1 年を通じて観測されている。しかし過去 2 年間に比べ、流向は安定性を欠き、南北方向への振れ回りや東向き成分も時として見られる。また 1500m の流速値は大きく変化し 1997 年冬期にかけて大きくなった流速値は、1998 年 2 月に極端に減少し、その後振れ回りも大きくなっている。3000m では 1500m 程極端ではないが、1998 年 2 月から 3 月にかけて流速値が減少し、7 月には東向き流も多く観測されている。年平均値としては 1500m で 9.5cms^{-1} 、270°、3000m で 3.5cms^{-1} 、269° と 1995～1996 年の結果とほぼ同じ値を示しているが、東西方向、南北方向共に標準偏差が大きくなっており、変動の大きさを示している。Moor3 では Moor1 に類似した変動を示している。秋期から冬期に掛けて増加した西向き流は、11 月下旬から 12 月に掛けてピークを迎え、 20cms^{-1} を越える流速値も多く見られる。安定して強い西向流が観測された 1・2 月の後、3 月中旬にベクトルが低気圧回転をする期間が見られ、その後は変動も大きくなり西向流は低下する。年平均値としては 2000m で 10.4cms^{-1} 、268°、3000m で 4.9cms^{-1} 、281° と中央部の Moor1 に比べ 1.5 倍程の高い値が得られている。Moor2 の 1500m ではより極端な変化が見られる。1 年間を通じては西向き流が卓越しているが、南北の振れ回りが大きく、流速値は観測前半の期間と後半の期間では大きく変化している。日平均流の最大値としては 11 月 27 日に記録した 26.6cms^{-1} (208°) で、前半では 20cms^{-1} を超える流速値が多く見られる。対して後半では、 10cms^{-1} を超える流速値は殆ど観測されず、4～5 cms^{-1} の流速値が大半を占めている。3900m の観測データでは東向き流が卓越し、1500m で流速値の大きかった前半では西向きの期間も見られるが、流速の落ちた後半では東向きで安定している。7000m では、後半の流向は 3900m の流向と合わない期間も有るが、前半では良く追従した対応を示している。

Table 3-3-1. Information on current measurements, where \bar{V} indicates the vector mean velocity, u and v -components are for the east and north axes, respectively. S_u and S_v are the standard deviation of u and v . F_{Ma} and F_{Mi} indicate the fluctuating width of major and minor axes. q_{Ma} indicates the direction of fluctuating major axis.

System	Meter Depth (m)	$\bar{u} \pm S_u$ (cm s ⁻¹)	$\bar{v} \pm S_v$ (cm s ⁻¹)	\bar{V} (cm s ⁻¹)/(°T)	$F_{Ma}, F_{Mi} / q_{Ma}$ (cm s ⁻¹)/(°T)	Dates
Moor 1	1500	-9.5 ± 2.2	-0.1 ± 2.6	9.5 / 270	2.5, 2.4 / 19.7	21 Jun.95-20 Jun.96
	3000	-3.0 ± 1.5	-1.1 ± 1.1	3.2 / 250	1.4, 1.3 / 76.7	
Moor 1	1500	-11.5 ± 2.0	-2.2 ± 2.1	11.7 / 259	2.2, 1.9 / 39.2	21 Jun.96-20 Jun.97
	3000	-3.2 ± 1.3	-1.9 ± 1.0	3.7 / 240	1.4, 1.2 / 120.7	
Moor 1	1500	-9.5 ± 6.2	0.0 ± 4.9	9.5 / 270	4.6, 3.0 / 91.0	9 Aug.97-8 Aug.98
	3000	-3.5 ± 3.7	-0.1 ± 3.9	3.5 / 269	2.1, 1.9 / 115.1	
Moor 2	3000	-0.9 ± 1.4	-1.2 ± 0.8	1.5 / 216	1.7, 0.9 / 95.0	20 Jun.96-20 Jun.97
	5000	1.1 ± 1.3	-0.1 ± 0.8	1.1 / 97	1.6, 0.9 / 94.5	
	7000	*	*	*	*	
Moor 2	1500	-8.4 ± 8.3	-1.6 ± 9.7	8.5 / 259	8.8, 7.6 / 169.2	22 Jun.97-11 Aug.98
	3900	0.8 ± 2.8	-0.7 ± 2.2	1.1 / 129	1.2, 1.0 / 83.5	
	7000	*	*	*	*	
Moor 3	2000	-10.4 ± 5.0	-0.4 ± 3.3	10.4/268	5.0, 3.4 / 88.9	9 Aug.97-6 Aug.98
	3000	-4.8 ± 3.1	0.9 ± 1.8	4.9/281	2.7, 2.1 / 103.9	

* indicates only direction record

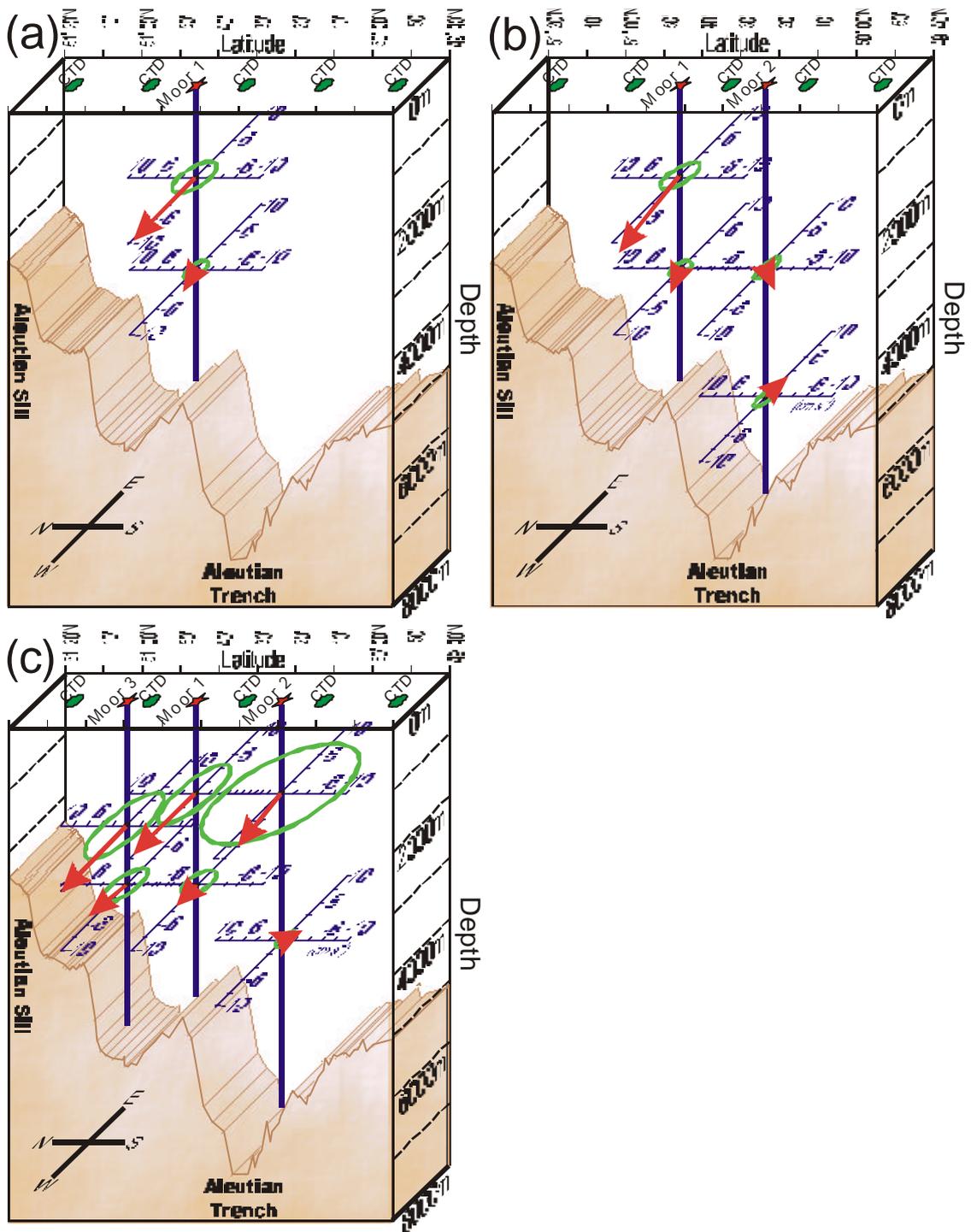


Fig.3-3-1. Vector mean velocity and fluctuating width for each observation period. (a): 1995-1996, (b): 1996-1997, (c): 1997-1998.

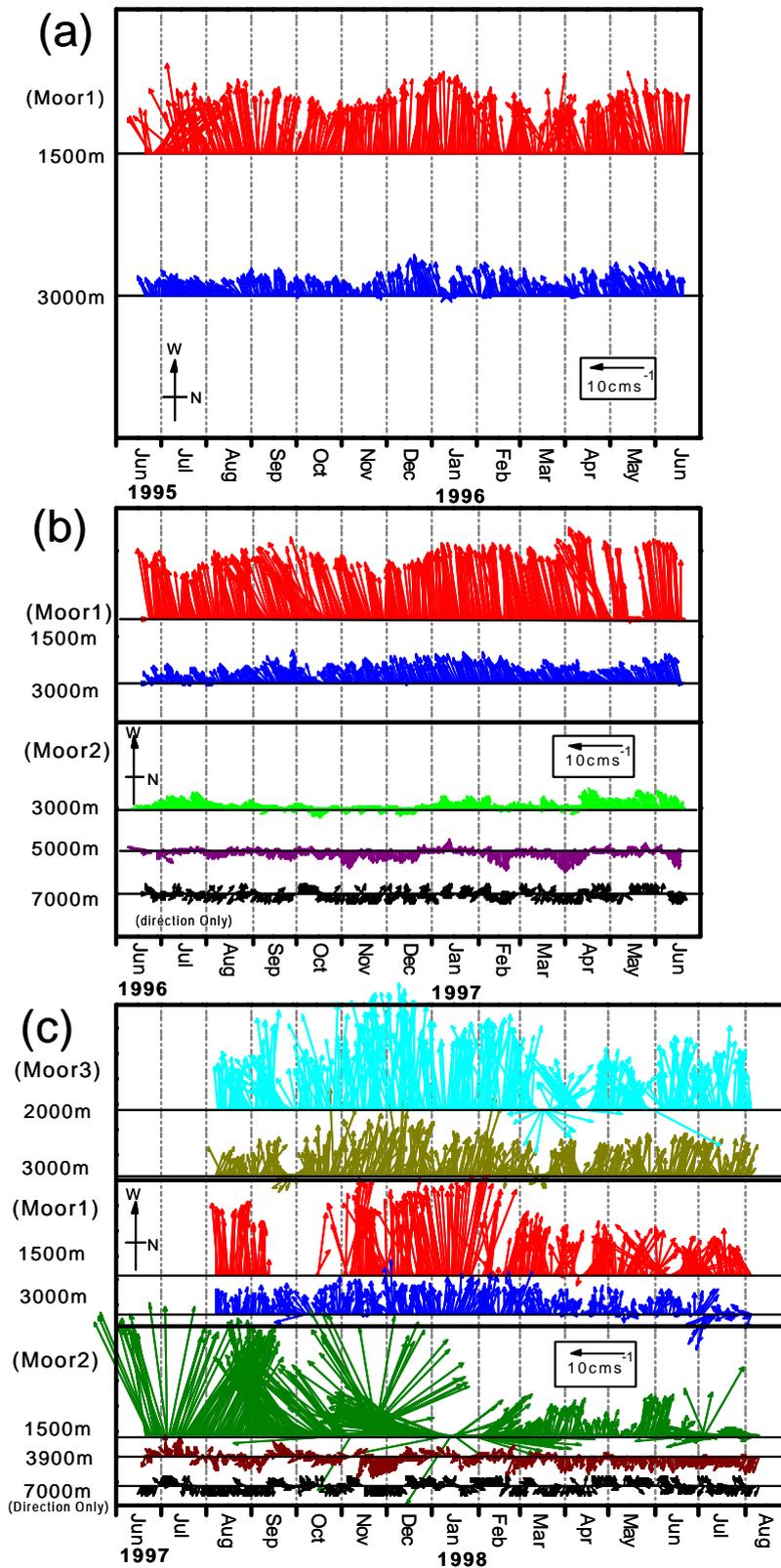


Fig.3-3-2. Vector stick diagrams of daily average data from current meters at Moor1, Moor2 and Moor3.

West is up on these plots. (a): 1995-1996, (b): 1996-1997, (c): 1997-1998.

3-3-2. 季節変動

流速値の季節変動を捕らえるため、観測期間の各月ごとにベクトル平均(\bar{V})、流速変動場の主軸成分(F_{Ma})、従軸成分(F_{Mi})、及び流速変動場の主軸方向(\mathbf{q}_{Ma})を求めた。Moor1での2層の結果をTable 3-3-2とFig.3-3-3に、Moor2及びMoor3での結果をTable 3-3-3とFig.3-3-4にまとめる。Moor1では約3年間、同一層において観測が継続されたため、観測年を越えて各月ごとに集計した結果も合わせて示す。

Moor1の上層1500mでは1995~1996年の期間、8・9月、12・1月、5・6月に 10cms^{-1} を越える平均流が得られている。1996~1997年の期間では、7月を除く全ての月で平均流が 10cms^{-1} を越え、変動を示しながらも値は大きくなる傾向を見せている。1997~1998年の期間では、9・10月にデータの欠測がおり平均流も 8cms^{-1} 台に落ち込むが、9・10月を除けば増加傾向は持続し、1月に最大の 16.4cms^{-1} を記録する。2月に急激に減少し、その後も緩やかに減少し、観測最終月の8月では最低の 4.5cms^{-1} まで低下する。流向は西向き(270°)を中心に約 10° 前後の振れまわりがあり、変動場の大きくなった月か翌月に平均流の流向は大きく南向きに振れる傾向がある。変動場の変化傾向は読み取り辛いですが、1995~1997年の期間は小さく、1997~1998年の期間では大きくなっている。Moor1下層の3000mでは、平均流は $2\sim 5\text{cms}^{-1}$ の間で変動し、1996年の冬期からは高い値が持続する。1997年夏期から秋期には 3cms^{-1} 台に下がるが、12月には最大値の 5.4cms^{-1} を記録する。春季から夏期には減少し 1cms^{-1} 台に至る。流向は上層に比べ南に偏向し、 260° 付近で振れまわる。また上層同様に、北側に大きく振れることはなく、変動場の大きくなった月か翌月に平均流の流向は大きく南側に振れる傾向がある。3年間の月別集計では、両層とも冬期間に平均流は強まり、春期から夏期に弱まる傾向が明らかである。7月の平均流が特に小さい値であることが目立つが、この原因は1年を通じて流速値の大きかった1997年のデータが、7月に系の取り替えによって得られなかった為である。

1996~1997年の期間、Moor2の3000mにおいて、平均流は $1\sim 3\text{cms}^{-1}$ で変動し、流向は南南西(203°)を中心に 50° 以上の振れ幅を持っている。5000mでは東向き(90°)を中心として比較的安定しているが、1月だけは僅かながら西向きに転じている。変動場には両層とも目立った変化は見られない。1997~1998年の期間、Moor2の1500mにおいて、平均流速は大きな変化を見せている。観測開始の6・7月は 20cms^{-1} を越える流速が得られ、秋期・冬期に掛けて徐々に減少する。1月には 2.4cms^{-1} と極端に減少し、その後は低レベルで推移する。低レベルで推移する間、11月と1月には変動場の主軸成分が 10cms^{-1} を越える大きな南北方向の変動が記録されている。3900mでの平均流は 2cms^{-1} 以下で、安定した流向は得られない。また上層1500mで記録されたような大きな変動も見られない。

1997~1998年のMoor3、2000mでは秋期・冬期に 10cms^{-1} を越える大きな

Table 33-2. Information on current measurements in every month at Moor1, where \bar{V} (cm s⁻¹/°T) indicates the vector mean velocity. F_{Ma} and F_{Mi} (cm s⁻¹) indicate the fluctuating width of major and minor axes. \mathbf{q}_{Ma} (°T) indicates the direction of fluctuating major axis.

Month	Moor 1 1500m 95-96			Moor 1 1500m 96-97			Moor 1 1500m 97-98		
	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N
Jun.	6.8/280	3.6,0.9/4	10	12.0/264	1.0,0.9/69	9			
Jul.	9.1/280	5.4,2.7/6	31	9.2/261	1.3,1.2/64	31			
Aug.	10.2/255	2.1,1.3/99	31	10.5/261	1.4,1.3/63	31	12.3/271	1.3,1.2/25	23
Sep.	10.2/275	1.6,1.6/113	30	11.1/252	1.7,1.6/20	30	8.8/268	2.3,1.0/83	13
Oct.	8.3/283	1.1,1.0/89	31	13.1/248	3.0,1.2/1	31	8.4/283	3.3,0.8/84	2
Nov.	8.4/273	1.0,0.9/75	30	10.4/255	1.5,1.0/48	30	13.4/269	3.2,1.7/132	28
Dec.	11.2/272	1.2,0.9/85	31	10.2/265	1.0,0.8/107	31	14.1/265	2.8,1.7/171	31
Jan.	12.5/269	1.6,1.0/94	31	12.7/265	0.9,0.9/115	31	16.4/271	2.4,1.9/153	29
Feb.	9.3/269	1.7,1.4/14	29	13.0/263	1.2,1.2/69	28	9.2/279	3.6,3.6/113	23
Mar.	8.2/271	2.9,2.2/5	31	12.0/259	1.0,0.9/67	31	8.4/275	2.1,1.6/93	31
Apr.	7.6/259	1.4,1.3/108	30	13.9/258	2.8,1.8/38	30	6.0/277	2.7,2.2/98	30
May	10.6/259	2.1,1.3/42	31	13.4/259	2.9,1.3/4	20	5.6/282	2.6,1.8/145	20
Jun.	11.0/266	1.0,0.6/0	20	13.7/267	1.3,0.6/47	20	5.6/276	5.7,2.6/9	30
Jul.							5.2/255	2.2,1.6/166	31
Aug.							4.5/241	0.9,0.6/84	7

Month	Moor 1 3000m 95-96			Moor 1 3000m 96-97			Moor 1 3000m 97-98		
	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N
Jun.	3.2/255	0.7,0.6/10	10	2.8/240	0.8,0.6/105	9			
Jul.	3.3/245	1.7,1.0/171	31	2.7/239	1.1,1.0/69	31			
Aug.	3.9/228	1.2,0.8/174	31	3.2/236	1.3,1.0/105	31	3.7/273	1.1,0.7/88	23
Sep.	3.8/258	1.0,0.9/111	30	4.4/239	1.2,0.7/128	30	3.5/264	1.3,1.2/108	30
Oct.	3.0/258	0.8,0.8/123	31	4.7/222	1.9,1.6/154	31	3.8/250	2.4,1.4/142	31
Nov.	2.0/258	1.1,1.0/118	30	4.2/241	1.2,1.0/82	30	4.2/272	1.6,1.4/94	30
Dec.	4.8/258	1.6,0.8/86	31	4.1/252	1.4,0.7/82	31	5.4/266	1.9,1.5/145	31
Jan.	3.6/246	2.1,1.3/78	31	5.0/249	1.2,0.8/101	31	5.3/283	1.5,1.3/12	31
Feb.	3.8/255	1.6,1.4/71	29	5.0/250	0.8,0.7/125	28	5.2/282	1.8,1.0/131	28
Mar.	2.8/250	1.2,1.1/26	31	4.0/235	0.9,0.7/104	31	3.7/263	1.7,1.2/50	31
Apr.	3.3/245	1.2,1.1/115	30	4.0/227	1.7,0.7/131	30	2.6/281	1.5,1.3/79	30
May	4.6/247	1.1,1.1/23	31	4.3/234	1.2,0.8/135	31	1.8/256	1.6,1.4/124	31
Jun.	4.4/252	1.2,0.5/52	20	4.8/251	0.9,0.7/102	20	2.5/276	1.3,1.2/103	30
Jul.							1.3/180	2.8,1.8/121	31
Aug.							1.6/186	1.3,0.9/85	7

Month	Moor 1 1500m 95-98			Moor 1 3000m 95-98		
	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N
Jan.	13.8/269	2.3,1.8/120	91	4.4/261	1.9,1.7/121	93
Feb.	10.5/269	2.8,2.6/72	80	4.5/263	1.7,1.4/141	85
Mar.	9.5/267	2.9,1.9/47	93	3.4/249	1.4,1.3/28	93
Apr.	9.1/262	3.5,3.2/65	90	3.1/247	1.6,1.6/159	90
May	9.2/264	3.7,2.7/58	82	3.5/243	1.7,1.4/49	93
Jun.	9.4/269	4.2,3.1/41	89	3.5/257	1.5,1.1/56	89
Jul.	7.7/267	3.8,2.7/177	93	2.2/232	1.9,1.9/112	93
Aug.	10.3/261	2.5,1.9/105	92	3.2/241	1.6,1.3/139	92
Sep.	10.1/264	2.5,2.0/14	73	3.8/253	1.3,1.1/148	90
Oct.	10.1/262	3.6,3.0/26	64	3.7/241	1.8,1.8/158	93
Nov.	10.6/266	2.6,2.3/106	88	3.4/257	1.6,1.5/95	90
Dec.	11.8/267	2.1,2.0/74	93	4.7/259	1.6,1.3/105	93

Table 3-3-3. Same as Table 3-3-2 except for at Moor2 and Moor3.

Month	Moor 2 3000m 96-97			Moor 2 1500m 97-98			Moor 3 2000m 97-98		
	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N
Jun.	2.0/190	1.0,0.8/168	10	22.1/253	2.2,2.0/21	9			
Jul.	3.0/238	0.8,0.8/122	31	20.3/287	6.2,3.5/13	31			
Aug.	1.9/218	0.9,0.8/75	31	19.4/292	2.6,1.6/9	31	7.8/263	2.1,1.6/146	23
Sep.	1.6/179	1.3,0.9/84	30	16.3/246	3.8,2.7/118	30	10.1/252	4.5,2.8/125	30
Oct.	2.0/163	1.2,0.7/85	31	16.6/223	3.5,2.3/56	31	10.3/265	3.4,2.6/76	31
Nov.	1.8/153	0.7,0.5/135	30	14.1/280	13.5,7.3/1	30	15.3/271	3.9,2.8/81	30
Dec.	1.4/137	1.1,0.6/100	31	15.7/208	4.5,3.3/103	31	17.4/265	3.3,2.6/124	31
Jan.	2.4/261	0.5,0.3/96	31	2.4/218	16.4,5.8/8	31	13.1/272	2.0,1.5/144	31
Feb.	1.7/248	0.9,0.8/111	28	4.8/325	3.4,1.9/141	28	14.8/274	2.6,2.1/14	28
Mar.	1.8/230	1.0,0.6/103	30	4.0/293	1.3,0.9/76	31	5.1/276	6.1,4.2/87	31
Apr.	2.3/209	2.2,0.8/86	30	4.1/271	1.4,1.3/109	30	7.9/261	4.5,2.6/7	30
May	3.3/223	0.8,0.6/102	31	3.9/284	1.8,1.8/113	31	6.1/271	4.5,3.1/32	31
Jun.	2.9/258	1.1,1.0/19	20	2.6/276	2.5,2.0/117	30	8.7/277	4.0,2.9/49	30
Jul.				6.4/189	4.5,1.7/139	31	8.9/264	2.5,1.6/125	31
Aug.				3.1/192	0.8,0.4/52	11	8.7/260	2.0,0.5/91	6

Month	Moor 2 5000m 96-97			Moor 2 3900m 97-98			Moor 3 3000m 97-98		
	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N	\bar{V}	$F_{Ma}, F_{Mi} / \mathbf{q}_{Ma}$	N
Jun.	1.8/122	2.4,2.2/21	10	0.7/164	1.0,0.9/64	9			
Jul.	1.1/134	0.9,0.7/109	31	1.3/239	0.9,0.8/113	31			
Aug.	1.8/101	1.0,0.6/101	31	0.7/74	0.9,0.8/91	31	2.9/276	1.4,1.3/157	23
Sep.	2.1/108	1.2,0.5/94	30	1.3/172	1.4,0.7/79	30	3.4/265	2.4,2.3/112	30
Oct.	1.4/96	1.5,0.5/94	29	1.8/173	0.9,0.5/88	31	5.3/280	3.3,1.6/87	31
Nov.	2.8/101	1.1,0.6/101	30	1.6/99	1.5,1.3/123	30	7.7/287	2.3,1.9/43	30
Dec.	2.1/101	1.4,0.6/94	31	2.0/150	1.4,0.8/100	31	8.0/278	3.7,1.8/91	31
Jan.	0.4/273	1.2,0.6/100	31	0.5/166	1.5,1.4/24	31	5.7/281	1.7,1.3/121	31
Feb.	2.2/87	1.6,0.6/96	28	0.5/18	0.9,0.7/108	28	5.5/286	3.0,2.2/102	28
Mar.	1.5/104	1.8,0.7/86	30	0.6/101	0.9,0.4/83	31	2.3/274	2.5,2.1/119	31
Apr.	1.4/66	1.6,1.3/108	30	1.0/88	0.8,0.6/99	30	4.9/276	1.8,1.1/9	30
May	0.7/119	1.4,0.8/86	29	0.9/115	0.5,0.4/121	31	4.3/280	2.3,1.5/37	31
Jun.	2.3/71	1.9,1.1/102	20	1.0/87	0.4,0.3/40	30	5.4/284	1.7,1.5/76	30
Jul.				1.6/134	0.4,0.4/154	31	4.4/272	2.1,1.2/128	31
Aug.				1.6/120	0.5,0.2/94	11	3.3/279	1.4,1.2/117	6

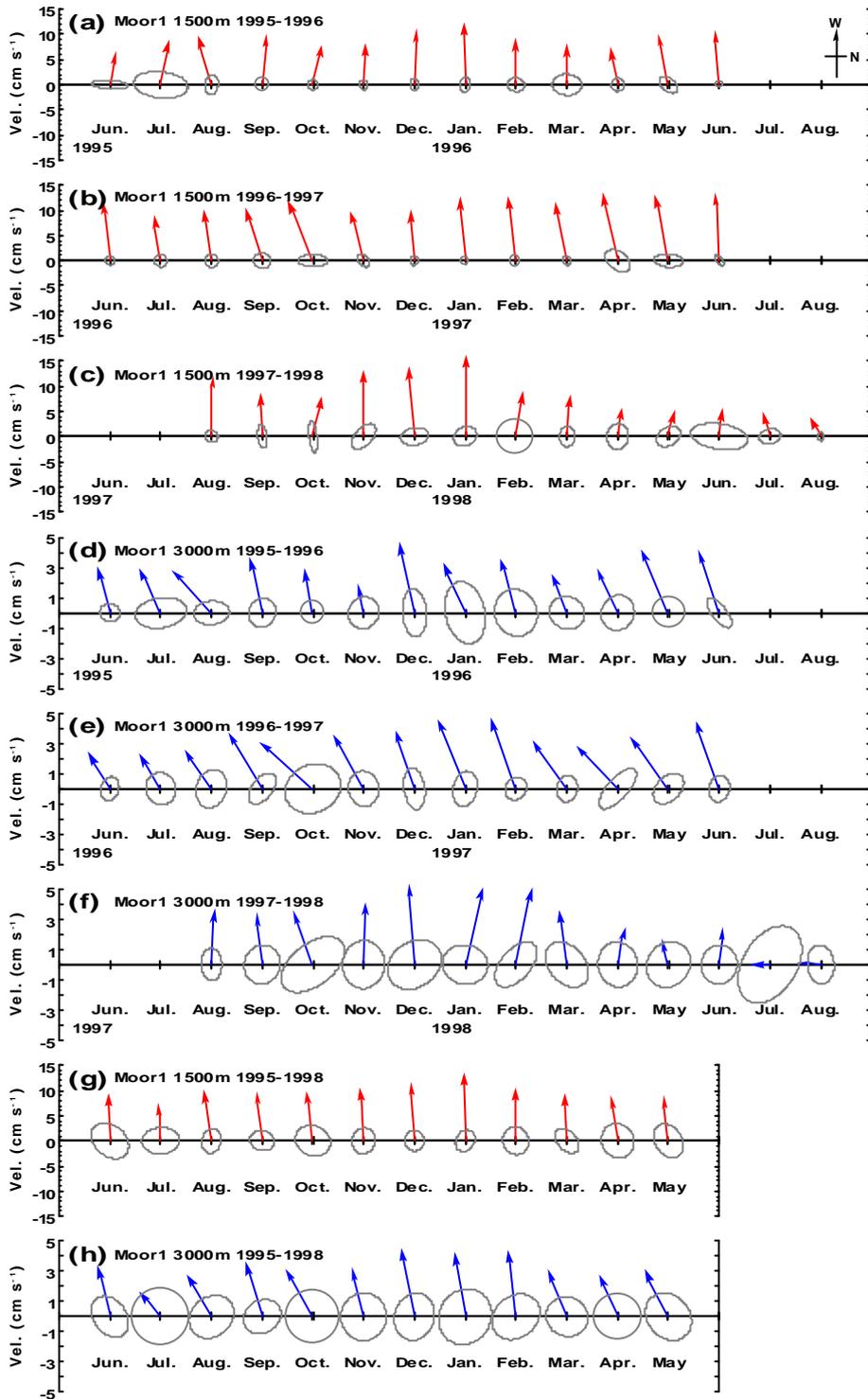


Fig.3-3-3. Plots of the mean velocity vector for each month at Moor1. Ellipses show fluctuating widths of major and minor axes. West is up on these plots. (a): 1995-1996 1500m, (b): 1996-1997 1500m, (c): 1997-1998 1500m, (d): 1995-1996 3000m, (e): 1996-1997 3000m, (f): 1997-1998 3000m, (g): 1995-1997 1500m, (h): 1995-1997 3000m. Refer to the statistics listed in Table 3-3-2.

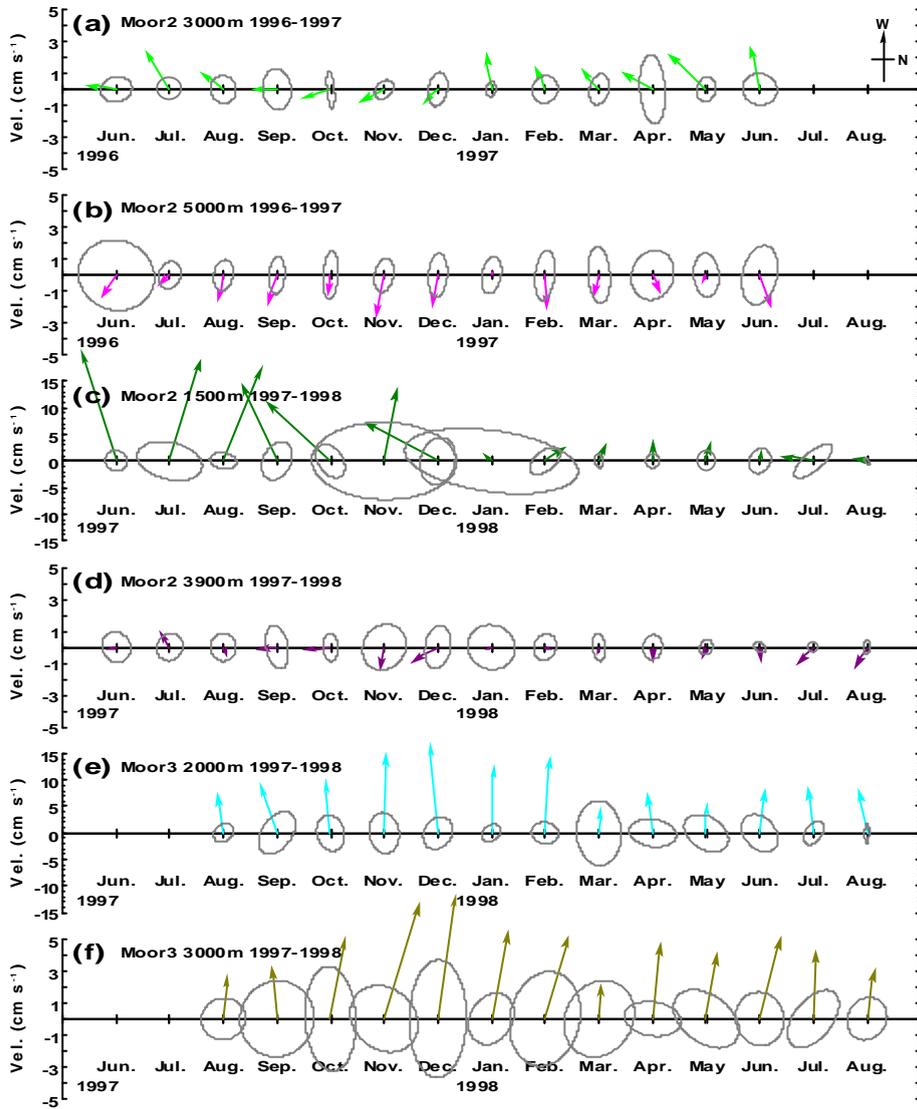


Fig.3-3-4. Same as Fig.3-3-3 except for at Moor2 and Moor3. (a): 1996-1997 3000m, (b): 1996-1997 5000m, (c): 1997-1998 1500m, (d): 1997-1998 3900m, (e): 1997-1998 2000m, (f): 1997-1998 3000m. Refer to the statistics listed in Table 3-3-3.

平均流が得られ、最大は12月の 15.3cms^{-1} である。3月に変動場が大きくなり、平均流も 5.1cms^{-1} と大きく減少し、低レベルで推移する。低レベルで推移する間、流向には大きな変化がなく西向きで安定している。3000mでも変動幅は小さいものの、同様の変化が認められる。平均流の最大値は12月で 8.0cms^{-1} 、3月には大きく減少し 2.3cms^{-1} となっているが、流向は安定している。1997~1998年の上層で見られた平均流の極端な変化は、3係留点で共通して見られている。また極端な変化の期間には擾乱の通過が共通しており、Moor2では1月、Moor1では2月、Moor3では3月と1ヶ月遅れで、擾乱が南から北へ伝わって行くのが見て取れる。

季節変動をより明瞭に捕らえるため、卓越した流向を持つ東西成分に付いて日平均データより各月ごとの平均値と標準偏差の時系列変化を求めた。グラフ上では東向流を正にとっているが、本文の記述では西向流の大小で論述する。Fig.3-3-5(a)~(c)にMoor1での2層の結果をまとめる。1500m深では1995~1996年の期間、4~5ヶ月の周期的変動が見られるが、1996~1997年では変動が小さくなり、時間経過に伴う増加傾向が見られる。1997~1998年では流速計の設置が出来なかった6月、7月、また計測期間中に計器の不良でデータの殆どが得られなかった9月、10月を除くと、前期間に見られた増加傾向は1998年の1月まで続いている。2月に流速値は一気に半分近くまで減少し、その後も計測が終了する8月まで減少傾向は持続している。1996年の1月にも流速値はピークを迎えているが一旦減少した流速値は3月よりまた増加し始め、1998年の傾向とは異なっている。3000mでは流速の絶対値が1500mに比べ小さいため、大きな変動は見られないが、変動傾向は1500mと同様である。1995~1996年では1500mの変動に対応するような4~5ヶ月の周期的変動が僅かに見える。1996~1997年は短周期の変動が少ないため、増加傾向がより明瞭に見られる。1997年の12月に最大値を迎えた流速値は、その後緩やかに減少し1998年7月、8月では 0cms^{-1} に近い僅かなものとなった。

Moor2で得られた結果をFig.3-3-5(d)(e)に示す。1996~1997年の結果では、3000m、5000mの両層に呼応するような細かな変動が読み取れる。3000mの西向き流速値が増加すれば5000mの東向き流速値は減少し、逆に3000mの西向き流速値が減少すれば5000mの東向き流速値は増加している。1997~1998年の1500mでは、計測を開始した6月に最大値を記録し 21cms^{-1} 以上の平均値を示した。その後、流速値は減少傾向を示すと共に標準偏差も大きくなり1月では 2cms^{-1} 以下となっている。前記のスティックダイヤグラム(Fig.3-3-2)で見るとこの時期は、流速値は大きいものの南北成分が卓越した時期といえる。4月には流速値が 4cms^{-1} ほどまで回復するが7月、8月は 1cms^{-1} に近い小さな流速値で、この期間は南向き成分が卓越している。3900mでは1997年の7月に西向き流を記録しているが、7月以外は全て東向き成分で、1998年の4月以降は安定した東向き成分が得られている。

Moor3で得られた結果をFig.3-3-5(f)に示す。2000mと3000mの変動傾向は類似している。秋期から冬期に掛けて徐々に増加した流速値は、12月が最大となり、

2000m で 17.4cm s^{-1} 、3000m で 7.9cm s^{-1} となる。1・2月は12月に比べて減少するが、3月に極端な減少を示す。その後はやや回復し、安定した流速値を記録している。3系に共通して、極端な落ち込みを示す月には標準偏差が大きくなっており、前述の擾乱の通過がこの記録からも読み取れる。

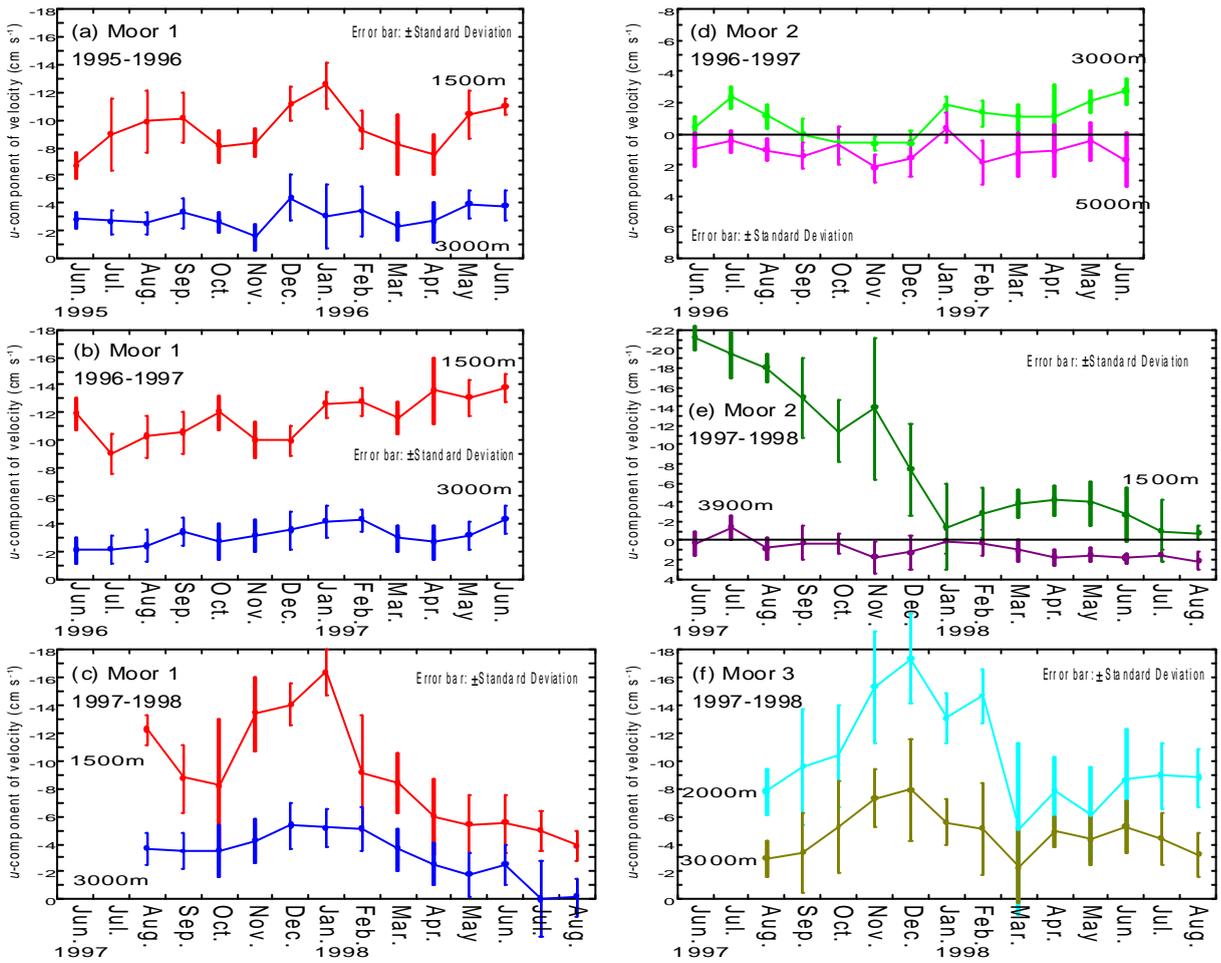


Fig.3-3-5. Monthly average eastward component of current velocity and standard deviation. (a): Moor1 1995-1996, (b): Moor1 1996-1997, (c): Moor1 1997-1998, (d): Moor2 1996-1997, (e): Moor2 1997-1998, (f): Moor3 1997-1998.

3-3-3. 運動エネルギーの季節変動

日平均の流速値データより単位質量あたりの平均運動エネルギー(\overline{KE})、渦運動エネルギー(KE')を月別に求め、また両者の比率(KE'/\overline{KE})を求める事により Alaskan Stream の流れの特性を調べた。計算は下記の(3.3.3)、(3.3.4)式で求められ、 \bar{u} は東向き流速成分の平均値、 \bar{v} は北向き流速成分の平均値、 s_u, s_v は各方向の流速値の標準偏差である。Moor1での2層の結果を Table 3-3-4 に、Moor2 及び Moor3 での結果を Table 3-3-5 にまとめる。Moor1 では約3年間、同一層において観測が継続されたため、観測年を越えて毎月ごとに集計した結果も合わせて示す。

$$\overline{KE} = 0.5(\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \quad (3.3.3)$$

$$KE' = 0.5(s_u^2 + s_v^2) \quad (3.3.4)$$

Moor1 での比率は観測3期間の通年では両層において1.0を下回り、安定した流れであることが分かる(Fig.3-3-6(a))。1996~1997年では特に両層で比率が低く、1500mでは通年0.1以下となっている。1998年の1月には1500mで平均運動エネルギーが $134.8\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ と最大の値を示したが、その後急激に減少し、渦運動エネルギーは大きく6月では比率が1.0を上回った。3000mにおいても1998年の5月、7月、8月で比率が1.0を上回り、流れが不安定になりつつある傾向を示している。3年間の月別変化では、1500mで1月に平均運動エネルギーが突出したピークとなるが、3000mでは冬期間高い値が維持される。春期から夏期は両層で渦運動エネルギーが高くなる傾向にある。また両層の7月は平均運動エネルギーが落ち込み、3000mでは比率が唯一1.0を超える月となるが、これは1997年7月の欠測が原因と考えられる。

Moor2 においては、両年、両層において観測期間を通しての比率は1.0を上回っている。1996~1997年の3000mでは同年同層のMoor1の値に比べて、渦運動エネルギーに大きな差は見られないが、平均運動エネルギーが小さいために通年の値としては1.0を超える比率となっている。しかし各月別に見てみると、比率が1.0を超えるのは1997年4月の1.05のみであり、月単位では安定した流れであったといえる。通年で1.0を超えたのは安定した東向きと西向きの期間(Fig.3-3-2(b))が相殺されて、平均運動エネルギーが小さくなったためである。1997~1998年の1500mでは1月に平均運動エネルギー $2.8\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ に対して、渦運動エネルギー $157.1\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ 、比率56.60という極端に大きな乱れが観測されている(Fig.3-3-6(b))。また、11月にも渦運動エネルギーは高く、3900mにも共通して見られている。先述のスティックダイヤグラム(Fig.3-3-2(c))でもこの時期は大きな流速値が南向きから北向きへと方向を変えており、大きな乱れがこの期間に起こっているのが分かる。1月以前は $100\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ を超える平均運動エネルギーがしばしば観測されたが、1月以降は約1/10以下の小さな値

に留まっている。1997年と1998年の夏期では平均運動エネルギーに大きな開きが存在する。

比率を月別に見ると1.0を超えるのは先述の1月と6月、1997年の11月の3ヶ月であり、1年の大半は乱れの少ない流れであったといえる。3900mでは1500mで大きな乱れのあった1月と翌2月に比率が10.0を超えている。4月以降の比率は1.0を下回り安定した東向き流であったことが分かる。1996~1997年の5000mでは、流速値が小さく流速計の測定精度を考えても評価は難しい。

Moor3においては、両層で12月に平均運動エネルギーのピークを迎える(Fig.3-3-6(c))。冬期間は高いエネルギーレベルで維持されるが、3月には極端に平均運動エネルギーが落ち込み、比率は両層とも2.0を越える値となる。3月以降、春期から夏期において平均運動エネルギーは低レベルであるが、比率が1.0を越える月は見られず、安定した流れであることが窺える。また同年のMoor1の結果と比較した場合、同深度の3000mにおいては殆どの月で平均運動エネルギーは高く、通年では2倍以上の差がある。上層2000mと1500mの比較においても、Moor3の2000mの方でエネルギーレベルが高く、通年の値で約1.3倍の高さを有している。しかし同様に渦運動エネルギーもMoor3が両層で通年的に高く、比率において両係留点の差は顕著ではない。

Table 3-3-4. Energy statistics of monthly mean flows at Moor1. \overline{KE} (cm^2s^{-2}) is the kinetic energy of the mean flow per unit mass, and KE' (cm^2s^{-2}) is the eddy energy per unit mass.

Month	Moor 1 1500m 95-96			Moor 1 1500m 96-97			Moor 1 1500m 97-98		
	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}
June	23.2	7.8	0.34	72.5	0.9	0.01			
July	41.7	19.0	0.46	42.2	1.6	0.04			
August	52.1	3.4	0.07	54.2	1.8	0.03	75.2	1.3	0.02
September	51.9	2.8	0.05	61.8	3.0	0.05	38.5	3.4	0.09
October	34.5	1.1	0.03	85.2	5.5	0.06	35.4	11.8	0.33
November	35.2	0.9	0.03	53.9	1.6	0.03	90.5	6.6	0.07
December	62.3	1.2	0.02	50.2	0.9	0.02	100.2	5.3	0.05
January	78.5	1.8	0.02	80.3	0.7	0.01	134.8	4.9	0.04
February	43.0	2.6	0.06	83.6	1.3	0.02	42.6	13.6	0.32
March	34.0	6.9	0.20	70.7	1.0	0.01	35.6	3.5	0.10
April	29.2	2.0	0.06	96.9	5.8	0.06	18.0	6.2	0.35
May	56.1	3.1	0.06	89.1	5.3	0.06	15.6	5.0	0.32
June	60.0	0.7	0.01	95.4	1.0	0.01	15.5	19.9	1.28
July							13.3	3.8	0.29
August							9.9	0.7	0.07
Entire series	45.3	5.9	0.13	68.7	4.1	0.06	43.1	14.9	0.35

Month	Moor 1 3000m 95-96			Moor 1 3000m 96-97			Moor 1 3000m 97-98		
	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}
June	4.2	0.4	0.10	3.1	0.5	0.17			
July	4.4	1.6	0.36	3.0	0.8	0.25			
August	5.9	0.9	0.15	4.1	0.8	0.21	6.8	0.8	0.12
September	5.7	0.8	0.13	8.0	0.8	0.10	6.2	1.6	0.26
October	3.6	0.5	0.15	8.7	2.6	0.30	7.1	3.7	0.53
November	1.3	0.7	0.55	6.6	1.0	0.16	9.0	2.4	0.27
December	9.9	1.6	0.16	6.9	1.0	0.15	14.4	2.8	0.19
January	5.4	3.1	0.58	10.0	0.9	0.09	14.1	2.0	0.14
February	6.2	2.2	0.36	10.3	0.5	0.05	13.6	2.2	0.16
March	3.0	1.2	0.40	6.6	0.6	0.09	6.8	2.2	0.32
April	4.3	1.3	0.30	6.0	1.3	0.22	3.4	2.0	0.58
May	8.9	1.1	0.13	7.5	0.9	0.11	1.7	2.3	1.39
June	8.1	0.9	0.11	10.1	0.7	0.07	3.3	1.7	0.52
July							0.8	5.7	6.97
August							1.0	1.3	1.22
Entire series	5.1	1.7	0.33	6.7	1.3	0.20	5.6	3.9	0.70

Month	Moor 1 1500m 95-98			Moor 1 3000m 95-98		
	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}
January	95.5	4.2	0.04	9.7	3.3	0.34
February	55.2	7.5	0.14	10.2	2.6	0.25
March	45.0	5.9	0.13	5.9	1.8	0.31
April	41.4	11.2	0.27	4.7	2.6	0.55
May	42.7	10.4	0.24	6.3	2.4	0.39
June	43.8	13.9	0.32	6.1	1.7	0.28
July	29.7	10.9	0.37	2.5	3.7	1.48
August	52.9	4.8	0.09	5.1	2.1	0.40
September	51.4	5.1	0.10	7.4	1.5	0.20
October	51.5	11.3	0.22	6.8	3.3	0.50
November	56.2	6.1	0.11	5.7	2.4	0.43
December	69.7	4.2	0.06	11.1	2.1	0.19
Entire series	51.8	9.1	0.18	6.4	2.8	0.44

Table 3-3-5. Same as Table 3-3-4 except for at Moor2 and Moor3.

Month	Moor 2 3000m 96-97			Moor 2 1500m 97-98			Moor 3 2000m 97-98		
	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}
June	1.7	0.7	0.43	243.1	4.9	0.02			
July	3.7	0.5	0.13	207.0	25.8	0.12			
August	1.5	0.5	0.33	188.8	4.8	0.03	30.6	3.4	0.11
September	1.0	0.8	0.79	133.6	11.3	0.08	50.8	14.5	0.29
October	1.6	0.7	0.44	139.7	8.6	0.06	54.1	9.4	0.17
November	1.0	0.2	0.23	98.6	121.9	1.24	117.8	11.7	0.10
December	0.5	0.5	0.99	123.7	16.0	0.13	151.9	9.3	0.06
January	1.8	0.2	0.10	2.8	157.1	56.60	86.0	3.5	0.04
February	1.0	0.5	0.47	12.4	7.7	0.62	108.8	5.7	0.05
March	1.2	0.4	0.31	9.1	1.2	0.13	13.2	28.1	2.12
April	2.2	2.3	1.05	9.1	1.9	0.21	31.1	14.0	0.45
May	4.4	0.4	0.08	8.4	3.5	0.41	19.0	15.2	0.80
June	3.8	0.9	0.23	3.7	5.5	1.48	38.1	12.5	0.33
July				20.9	11.7	0.56	40.3	4.5	0.11
August				6.1	0.4	0.07	39.7	2.4	0.06
Entire series	1.2	1.3	1.13	34.8	68.4	1.97	54.3	18.2	0.34

Month	Moor 2 5000m 96-97			Moor 2 3900m 97-98			Moor 3 3000m 97-98		
	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}	\overline{KE}	KE'	KE'/\overline{KE}
June	0.8	4.4	5.57	0.3	1.1	3.45			
July	0.3	0.4	1.34	1.2	1.1	0.92			
August	0.6	0.4	0.62	0.4	1.0	2.62	4.4	1.9	0.42
September	1.1	0.4	0.37	1.1	1.7	1.50	5.8	5.6	0.96
October	0.3	0.8	2.86	2.1	0.7	0.32	14.1	6.7	0.48
November	2.4	0.5	0.21	1.5	2.5	1.65	29.1	4.5	0.16
December	1.3	0.8	0.59	2.6	1.7	0.66	31.9	8.5	0.27
January	0.1	0.6	8.72	0.2	2.4	12.45	15.9	2.3	0.15
February	1.8	1.0	0.59	0.1	1.2	10.32	14.2	7.6	0.54
March	0.9	1.2	1.37	0.5	0.6	1.13	2.7	5.6	2.11
April	0.8	1.8	2.27	1.5	0.7	0.47	12.1	2.2	0.19
May	0.1	1.0	7.20	1.3	0.4	0.33	9.6	3.8	0.39
June	1.6	1.8	1.16	1.7	0.3	0.16	15.1	2.8	0.18
July				2.0	0.3	0.14	9.9	3.0	0.31
August				2.7	0.6	0.21	5.5	2.0	0.37
Entire series	0.6	1.2	1.99	0.6	1.7	2.86	11.9	6.5	0.55

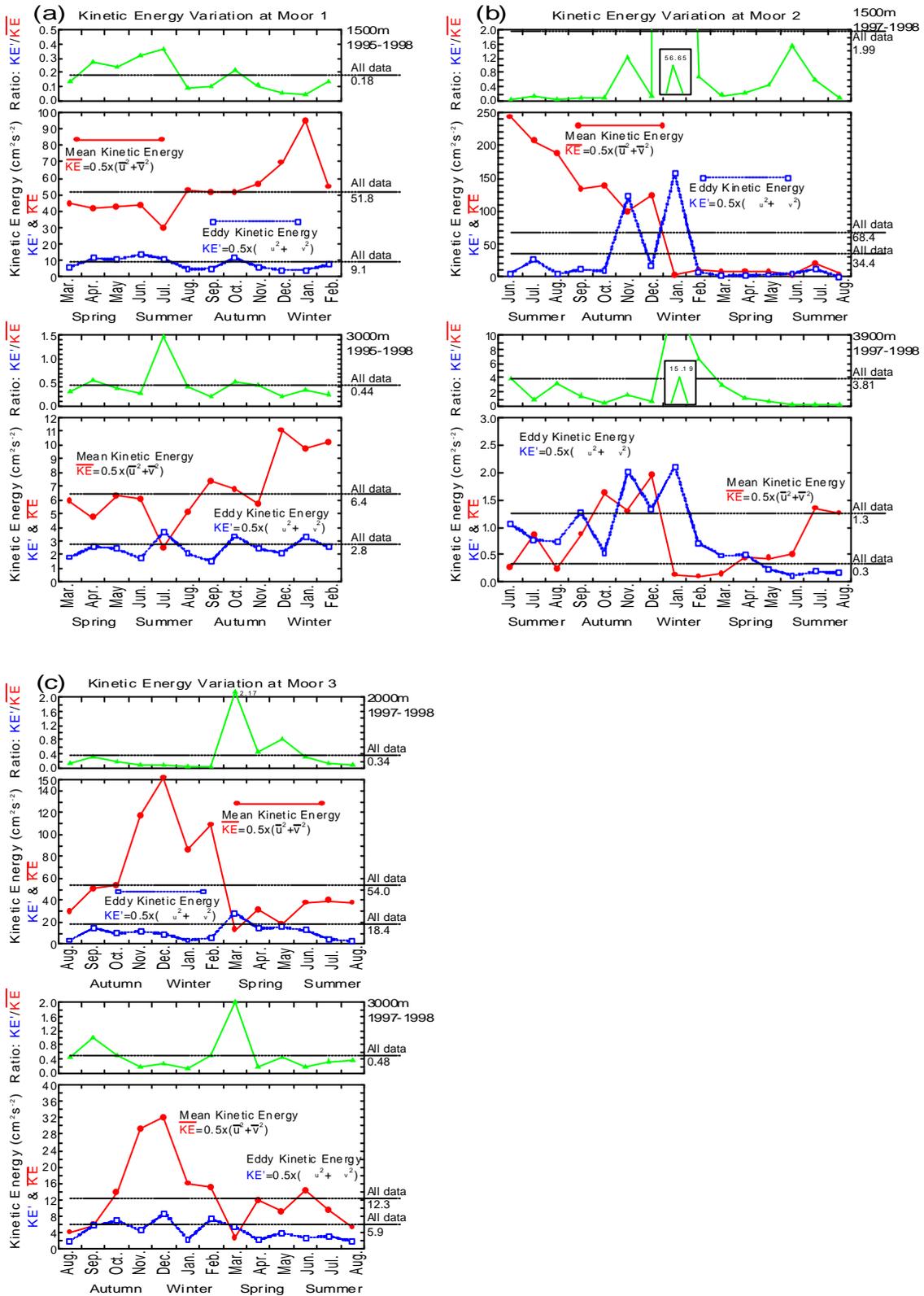


Fig. 33-6. Kinetic energy variation of monthly mean flows at each mooring station. (a): Moor1 1995-1998, (b): Moor2 1997-1998, (c): Moor3 1997-1998.

3-3-4. スペクトル解析

流速値の周波数特性を解析するため、1時間間隔のデータセットの東西成分に付いて、FFT(Fast Fourier Transform)法を用いたパワースペクトルを計算した。データ範囲はMoor1の1500mと3000mを1995～1997年の2年間に繋げて用いた。1997～1998年はデータ取得開始時が前期間の計測終了時と間隔が開いたため約1年分のデータとして扱った。

Fig.3-3-7に1995～1997年のMoor1、及び1996～1997年のMoor2の結果を示す。両点の4層の記録にはいずれも1日、半日周期に顕著なピークが見られ、潮汐による振動のエネルギーが大きいことを示している。また観測点の緯度帯で15.5時間となる慣性振動の周期にも顕著なピークが見られる。長周期域の拡大図(図中右列)では95%信頼区間を満たすような顕著なピークは存在しないが、10日前後の周期に上下層で共通のピークを持つ周期も見られる。Fig.3-3-8に1997～1998年の3点の結果を示す。前期間と同様に、1日、半日、15.5時間周期には顕著なピークが存在すが、長周期域には信頼区間を満たすピークは見られない。

次に同一点での上下層の関係を調べるためクロススペクトルのコヒーレンスと位相差を調べた(Fig.3-3-9)。データ期間はパワースペクトルの計算と同様の期間で、すべて上層(X)を先行させた位相差を示す。(a)の1995～1997年におけるMoor1上下層の結果では、長周期域にも数点の95%信頼域を満たす周期帯がある。(b)の1996～1997年におけるMoor2上下層では、コヒーレンスのピークは(a)に比べて高く、5日以上以上の周期では殆どが95%信頼域を満たしている。また10日周辺から10日以上以上の周期では位相が $\pm 180^\circ$ に近く、およそ1周期のずれで伝わる振動であることが分かる。1997～1998年の3点((c):Moor1、(d):Moor2、(e):Moor3)では、7.5日の周期に全点で有意なピークが見られる。しかし南部のMoor2と北部のMoor3が共に位相差は約 $+130^\circ$ であるのに対し、中央部のMoor1が -95° と異なる位相差を示している。105日付近の周期は(a)(b)(c)(e)で有意なピークとなっており、位相差は $\pm 150^\circ$ に近い値である。上下層の深度差が2400mあるMoor2(d)では5日を越える周期帯で、有意なピークは少ないが、深度差が1000mのMoor3(e)では20日を越える全周期帯で、有意なコヒーレンスが見られる。

Fig.3-3-10に観測深度が同一または1000m未満の深度差における他の係留点とのクロススペクトルの結果を示す。データ期間は1996～1997年がMoor1、Moor2の3000m(g)の1つで、(a)～(f)は1997～1998年の結果である。位相差は全て北側の係留点(X)を先行させた結果を示す。上層の結果(a)(b)(c)では5日以上以上の周期帯に有意なピークは殆ど見られない。一方で下層の結果(d)(e)(f)では、10日前後の周期に多くの有意なピークが見られる。北部のMoor3:3000mと南部のMoor2:3900mの結果(f)においても、10日を越える長い周期で有意なピークが存在する。しかし1996～1997年の結果(g)では、中央部Moor1と南部Moor2の3000mで、有意なピークは1周期

しか存在せず、1997～1998 年に見られた下層の高いコヒーレンスが常に観測されるものかどうかは疑問の余地が残る。変動の伝播方向に関しては、位相差はプラス・マイナス両方の値が見られ、北方からの振動、南方からの振動の両方が存在することが分かる。

上記に示したスペクトル解析の結果をまとめると、個々の単独パワースペクトルでは長周期域に有意な周期性は全点・全層において見られなかったのに対し、日周潮・半日周潮は高いエネルギーレベルを有している。これは Amchitka 海峡における潮汐混合が、Alaskan Stream の沿岸の塩分躍層を壊しているとした Ohtani et al. (1997)の推論を支持する結果となる。前節で示した平均ベクトルや運動エネルギーの月別変化で見られた冬期に強くなるという周期性、更に大きな経年変動は、最長で 2 年という連続データ取得期間の短さから抽出することが不可能であった。しかし上下層間・南北間におけるクロススペクトルでは、数日から数十日における周期で有意なコヒーレンスが示された。この結果は 1995～1997 年における同データを用いた Onishi and Ohtani (1999)による西向流の移動平均結果においても明瞭に示されている。これら上下層間・南北間の繋がりは、断面構造にみられる Alaskan Stream の地衡流速分布パターン (Fig.3-2-3)、また EOF 解析に見られた空間分布パターン (Fig.3-2-14)に影響を与えた原因であるとも考えられる。特に 3000m 以深の下層ではコヒーレンスが強く、Fig.3-3-9(b)に見られる上下層間だけでなく、Fig.3-3-10(d)(e)(f)に見られる南北間でも高いコヒーレンスが示された。また Fig.3-3-2 に示した日平均のスティックダイヤグラムにおいて、2 年間に渡る 7000m 深のデータが流速値は得られなかったものの、流向の変化は上層の変化と良い追従を示している事からも、深層のコヒーレンスの高さが窺える。

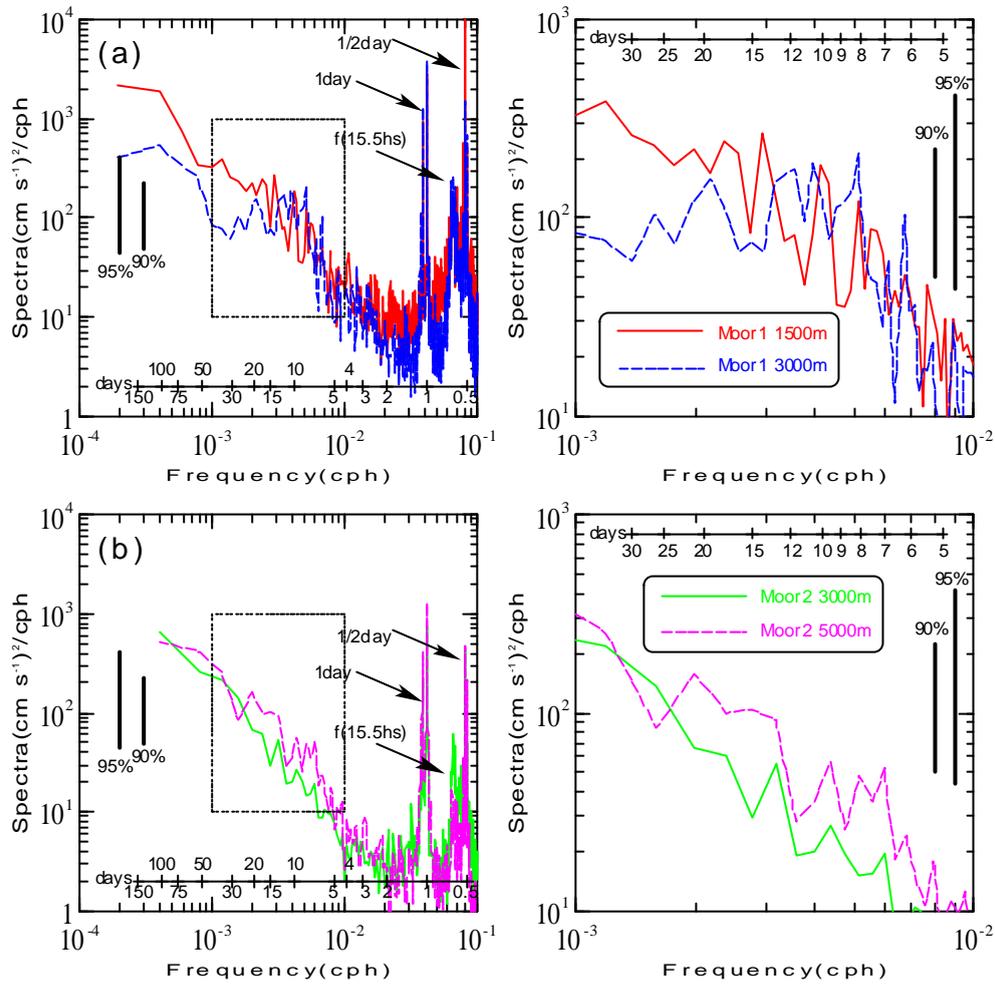


Fig.3-3-7. Power spectra of the u -component data by FFT. (a): Moor1 1995-1997, (b): Moor2 1996-1997. Right side panels are expansions of left side rectangle area.

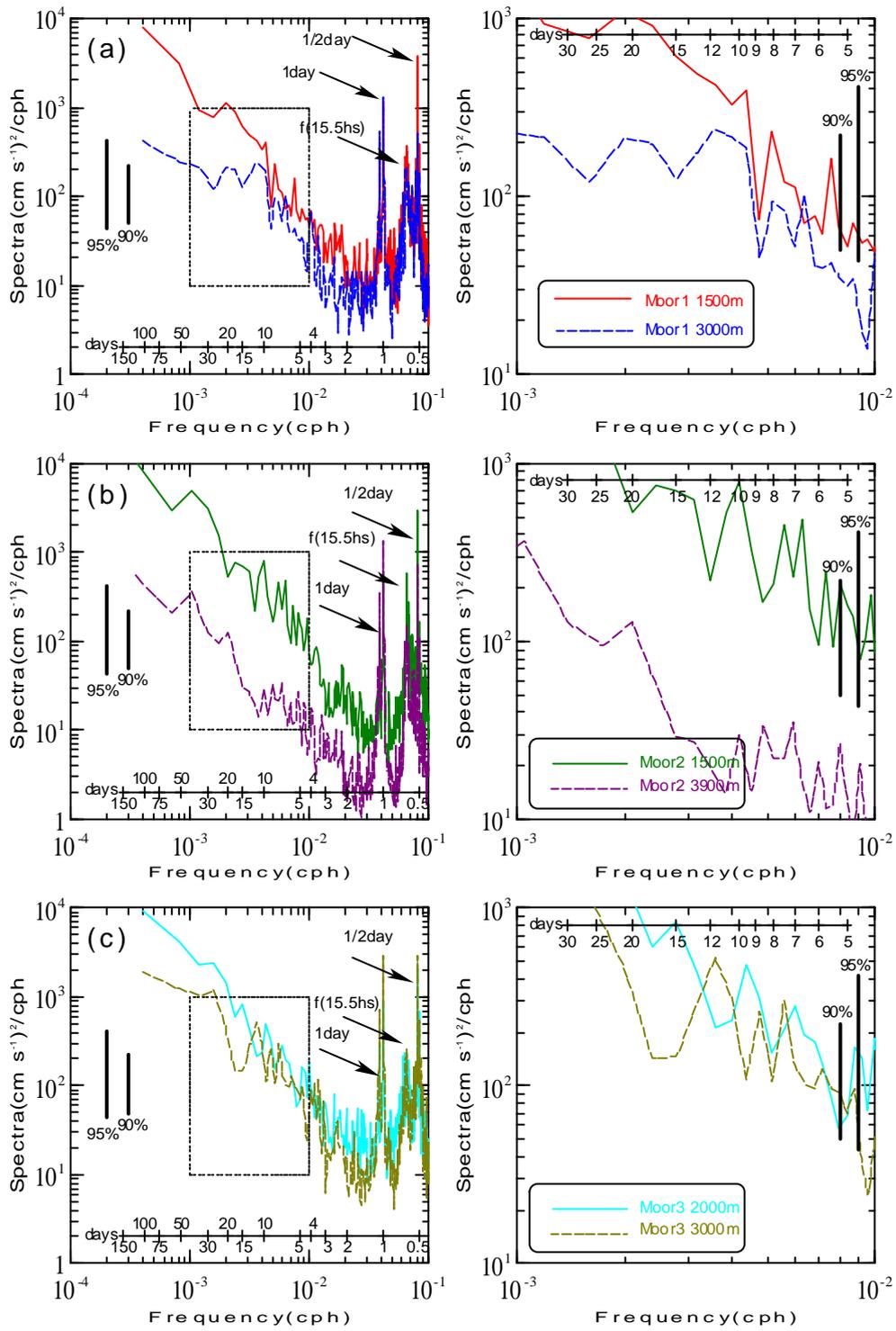


Fig.3-3-8. Same as Fig.3-3-7 except for (a): Moor1 1997-1998, (b): Moor2 1997-1998, (c): Moor3 1997-1998.

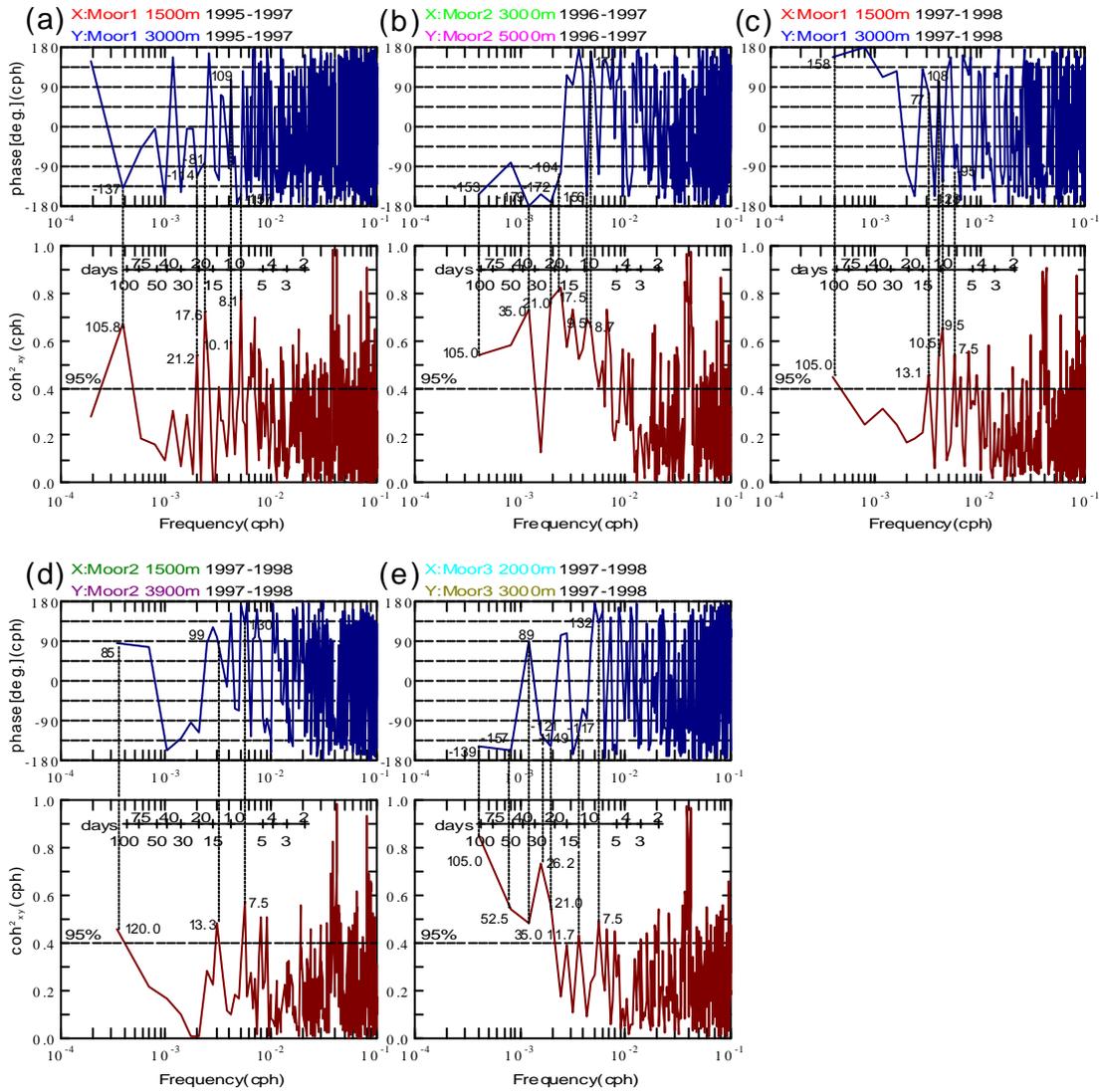


Fig.3-3-9. Coherence and phases of the cross-spectra between upper layer (X) and deep layer (Y) from u -component data sets. (a): Moor1 1995-1997, (b): Moor2 1996-1997, (c): Moor1 1997-1998, (d): Moor2 1997-1998, (e): Moor3 1997-1998.

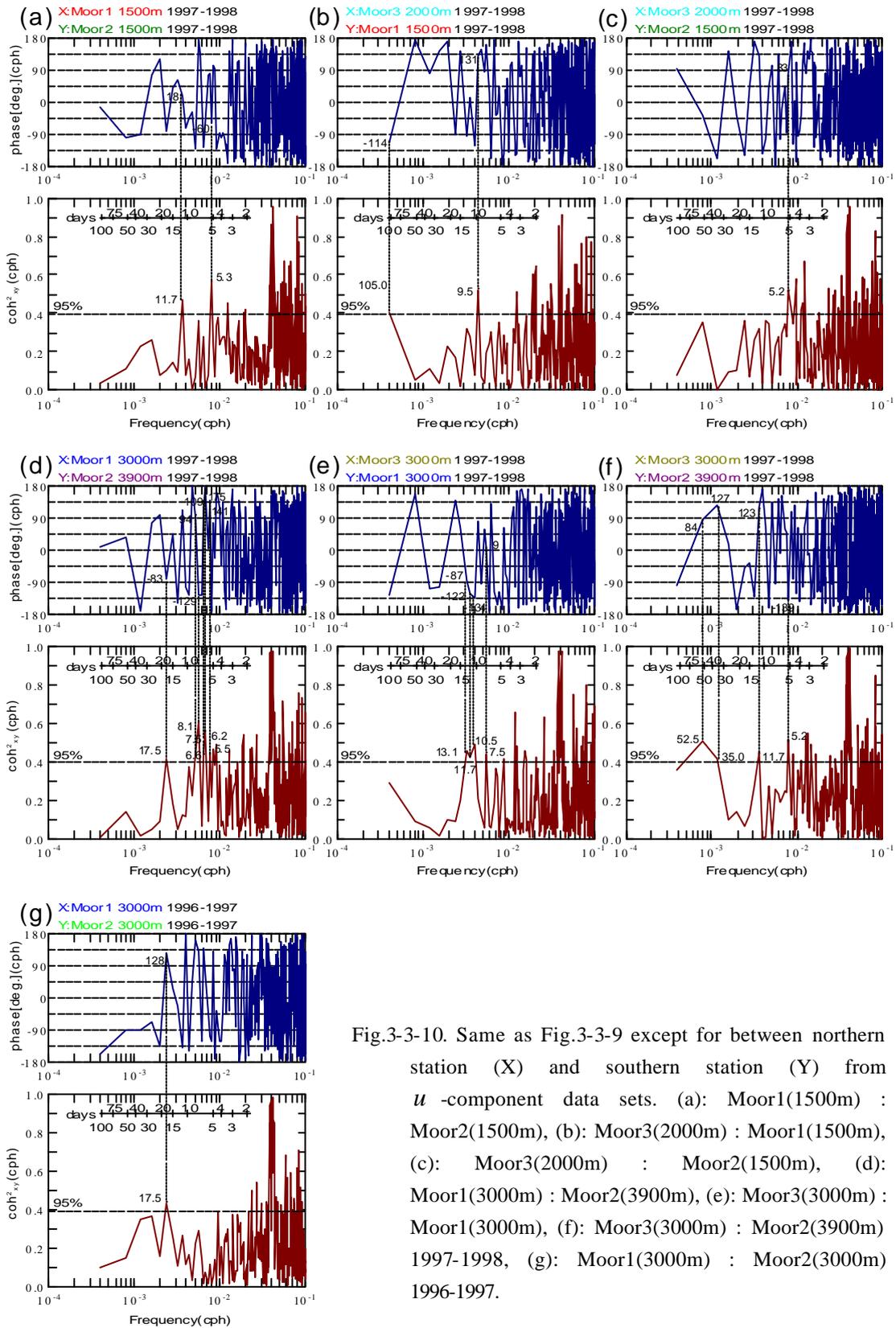


Fig.3-3-10. Same as Fig.3-3-9 except for between northern station (X) and southern station (Y) from u -component data sets. (a): Moor1(1500m) : Moor2(1500m), (b): Moor3(2000m) : Moor1(1500m), (c): Moor3(2000m) : Moor2(1500m), (d): Moor1(3000m) : Moor2(3900m), (e): Moor3(3000m) : Moor1(3000m), (f): Moor3(3000m) : Moor2(3900m) 1997-1998, (g): Moor1(3000m) : Moor2(3000m) 1996-1997.

第4章 議論と考察

4-1. Alaskan Stream 流速成分の変化

CTD 観測結果から求めた 3000m を基準層とした地衡流速値と係留観測で流速計によって得られた直接測流の結果をもとに、Alaskan Stream の傾圧流成分と順圧流成分との関係について議論する。Moor1の係留点はCTD断面のNorthの測点間、Moor2の係留点はSouthの測点間、Moor3はNorthの測点間にあたるため、それぞれの測点間の地衡流速値との比較を行った。直接測流の値は結果(3-3.)で求めた日平均データを基に、CTD 観測線に直交する成分を求め、CTD 観測日に最も近い2日間、10日間、30日間で平均した値を用いた。

Moor1での結果を Fig.4-1-1 に示す。実線が地衡流速値のプロファイル、点線が 1500m の直接測流値に合わせたもの、破線が 3000m の直接測流値に合わせたものである。1995年と1996年の結果では、いずれの平均期間においても2線の間に2~4 cms^{-1} の開きが見られ、1500m で合わせたプロファイルが3000m で合わせたプロファイルを上回っている。流速計の値が正しいとすれば、この結果は1500mの直接測流結果には非地衡流(ageostrophic flow)成分が含まれていたことが考えられる。これに対し1997年の結果では、2線の差はいずれの場合も小さく、ほぼ一致している。また3000mの直接測流値は前2年に比べて大きく、平均の期間によって異なるが4 cms^{-1} 前後の値となっている。

1997年は3000m以浅の地衡流量として9年間の最大値41Svを記録しており、下層の傾圧・順圧流成分も含めるとAlaskan Streamの流量としては更なる増大が予想される。1998年6月の結果では2日の平均では2線に差があるものの、10日、30日の平均では、差はごく僅かである。1997年と同様に考えれば、3000mの流速値が小さい値であり、上層の傾圧流の弱まりと同時に1997年に比べて順圧成分も弱まっていると考えられる。同年の8月では更に地衡流速は減少し、3000mの実測値は東向き成分を持っている。以上のことを考え合わせると、この海域において地衡流バランスがなり立つ基準深度は3000m付近にあり、基準深度は変化する事がわかる。また傾圧流速と順圧流速は影響しあって変動しているが、1997年以外の年の順圧流速はごく小さな値である。

Moor2での比較結果を Fig.4-1-2 に示す。Moor2での3000m以浅の記録は1997~1998年の1500m深のみであるが、参考のため3900m深の直接測流値も合わ

せて矢印で示す。1997年の1500mにおける直接測流値は 20cms^{-1} に近い値を示している。これに対して地衡流速値も 9cms^{-1} と大きな値であるが、両者の差は 10cms^{-1} に近い値である。この差を全て3000m以深の傾圧構造によるものと考えるのは、水深が約5200mであることから無理があり、順圧流成分が含まれていると考えられる。しかし3900mの流速値は大きな値ではなく東向きの流速値を示す期間も見られる。従ってこの構造は上層だけに限られたものであり、3-2-2.でも述べたRidge Domainを中心とした反時計周りの渦の存在が影響していると思われる。

Fig.3-1-1に示した1997年の水温・塩分・密度・地衡流速の断面図では、いずれの断面においてもRidge Domainピークを挟んだ対称形をなしており、渦の存在を示唆している。この断面図から判断できる渦の南北半径は約40kmであり、深さ方向には2000m以上に及ぶと見られる。Moor2の設置点はSouth測点間の北よりに位置しており(Fig.2-2-1)渦の外周に近いので、測点間の平均流速として得られる地衡流速との間に差が生じた事と渦流に非地衡流成分が多分に含まれていた事が原因と考えられる。この渦の流量に与える影響については次節で述べる。

1998年6月の結果では、1997年に比べて地衡流速値、直接測流値ともに大きく減少し、1500mでの両者の差は殆ど無い。地衡流速断面図(Fig.3-2-3)からも渦の構造は見られず、3000m基準での地衡流バランスが成立していると思われる。1998年8月には上層で西向き、中層で東向きの地衡流速が得られており、全層の積算では東向き流量となった。1500mの直接測流結果でも、2日間の平均では西向き 0.4cms^{-1} 、30日間では東向き 1.1cms^{-1} と方向が反転し、この点が東西流の狭間に位置していたことを窺わせる。

Moor3での比較結果をFig.4-1-3に示す。流速計の設置が1997年8月であるため、1997年6月のCTD観測から得られた地衡流速値との比較は行わず、1998年6月・8月の結果のみを比較した。実線が地衡流速値のプロファイル、点線が2000mの直接測流値に合わせたもの、破線が3000mの直接測流値に合わせたものである。6月の結果では、いずれの平均期間においても2線の間には $2\sim 3\text{cms}^{-1}$ の開きが見られ、2000mの直接測流結果には非地衡流成分が含まれていたことが考えられる。8月では更に2線の広がりが大きくなり 5cms^{-1} 前後の開きが見られる。また3000mの流速値はMoor1と比較して6・8月共に大きく、強い深層流の存在を窺わせる。南部のMoor2、中央部のMoor1そして北部のMoor3と北上するにつれ、実測流と地衡流の差は大きくなり、2層で合わせた流速値の差も大きくなることから、Alaskan Stream内でも非地衡流成分は北側ほど大きく、順圧流成分もより大きくなっていると考えられる。但し、前述の低気圧性渦が存在する場合は、南側の点で非地衡流成分が極端に増大すると考えられる。

6月と8月の水塊構造の変化を見ると(Fig.4-1-4)、北端の北緯51.2度の点では700m以浅の水温がほぼ一様に昇温しており、塩分では僅かに低塩化している。これが密度の低下に繋がり、結果としてNorthの測点間では上層の西向き流が増加して

いる。北緯 50.8、50.4、50.1 度の点では、水温において中冷水の構造が見られなくなり、塩分では躍層が上昇している。また躍層以深の塩分値は僅かに低下しており、流速構造は Center、South の両測点間で弱くなっている。49.8、49.5 度では 8 月に観測を行っておらず、比較できないが、1500m までの観測を行った 49 度の点では中冷水の構造も変わらず見られ、塩分、密度の構造にも変化が無い。当海域に見られる中冷水の構造は、オホーツク海の冬期の冷却により形成され、千島列島を通り昇温を続けながら西部亜寒帯循環の亜寒帯海流によって東方へ運ばれたものと考えられている (Dodimead et al., 1963; 大谷, 1989; 河野, 1991)。従って、Alaskan Stream 内に見られる中冷水の構造は南部の亜寒帯海流からの移流と考えられる。約 1 ヶ月半の間に起こった Alaskan Stream の領域から Ridge Domain のピーク付近にまで見られた中冷水の消失は、南からの移流に変わり北からの水塊移流がこの変化に結びついていると考えられる。変化の期間、Moor2 の 1500m では南向き成分が卓越し (Fig.3-3-2)、ベクトル平均においても各係留観測点で 7・8 月に南向き成分が強まっている (Table 3-3-2, 3-3-3)。これらの流向の変化は、北からの水塊移流を裏付ける結果となっている。

地衡流速値の変化では、North の測点間で西向きが強まり、逆に Center の測点間では西向きが弱まっている。Fig.3-3-2 に示した結果の Moor1 の 1500m でも、6 月の下旬から 8 月の月上旬にかけて西向き成分は徐々に弱まり、南向き成分が強くなっている。3000m でも同様の結果が見られ、南向き成分はよりはっきりと現れている。Moor3 でも同様の南偏傾向が見られるが、Moor1 に比べて僅かである。この南北の流速シアは正の渦度を発生し、水柱は南下してコリオリのパラメーター(f)の減少と共にアリューシャン海溝で深度を増す。よって水柱は正の渦度を増加させるが、海底面はアリューシャン海膨に繋がり急激に深度を減じ、水柱は逆に負の渦度を得る。このような物理機構によって北からの水塊移流は海溝上に留まり、海溝より南の北緯 49 度には影響を及ぼさなかったものと考えられる。

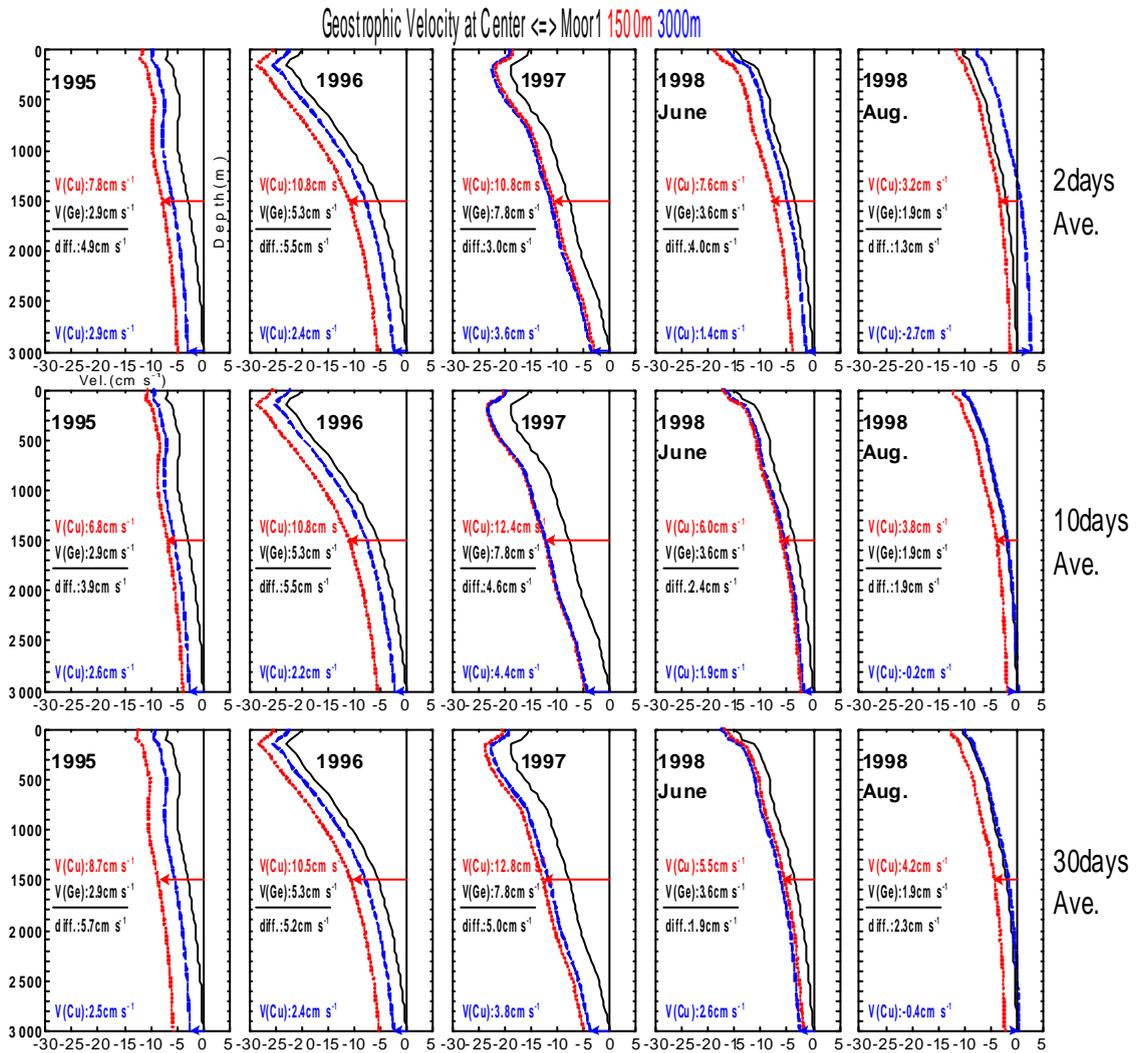


Fig.4-1-1. Results of adjusting geostrophic velocity with current meter velocity at 1500m (dotted line) or 3000m (dashed line) at Moor1. Current meter velocity is averaged for 2days (top line), 10days (middle line) or 30days (bottom line) closest to CTD observation period.

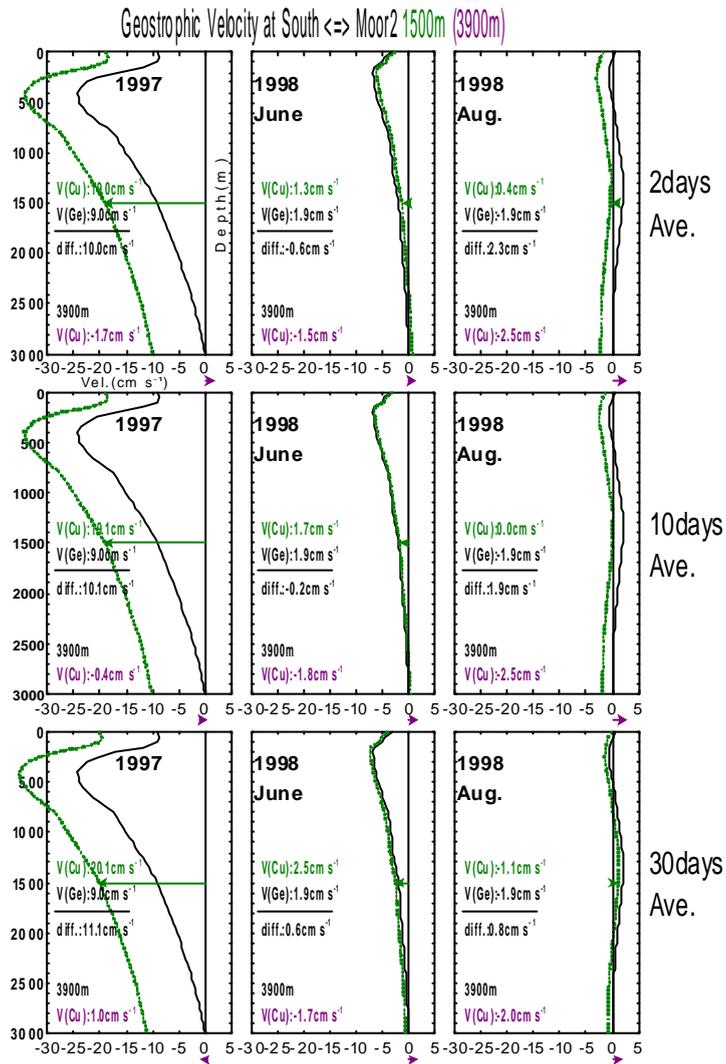


Fig.4-1-2. Same as Fig. 4-1-1 except for at 1500m (dotted line) at Moor2.

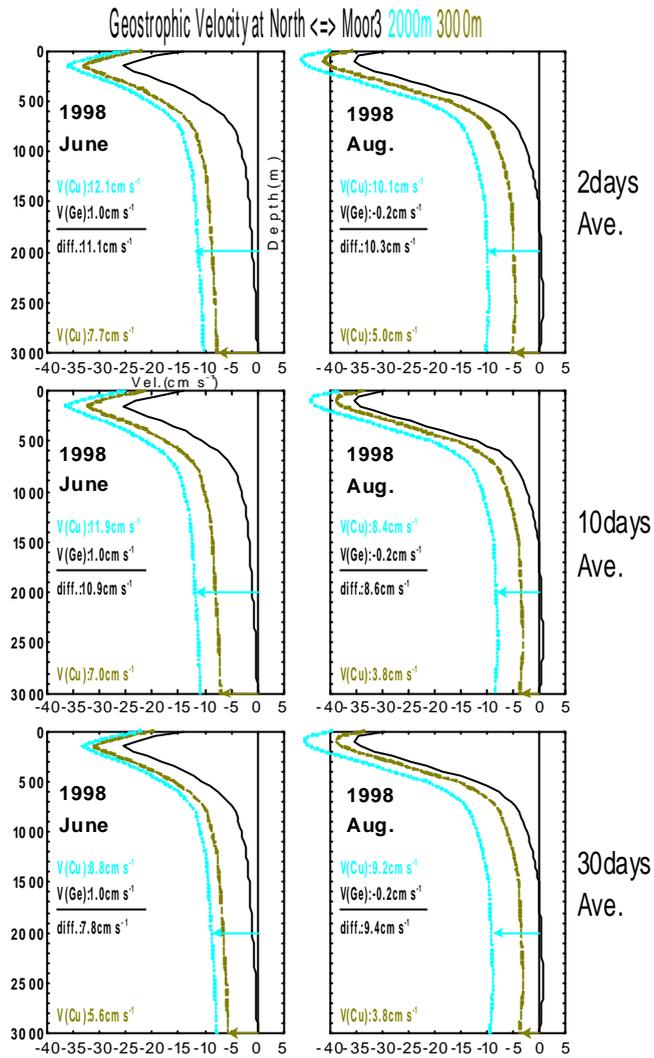


Fig.4-1-3. Same as Fig.4-1-1 except for at 2000m (dotted line) or 3000m (dashed line) at Moor3.

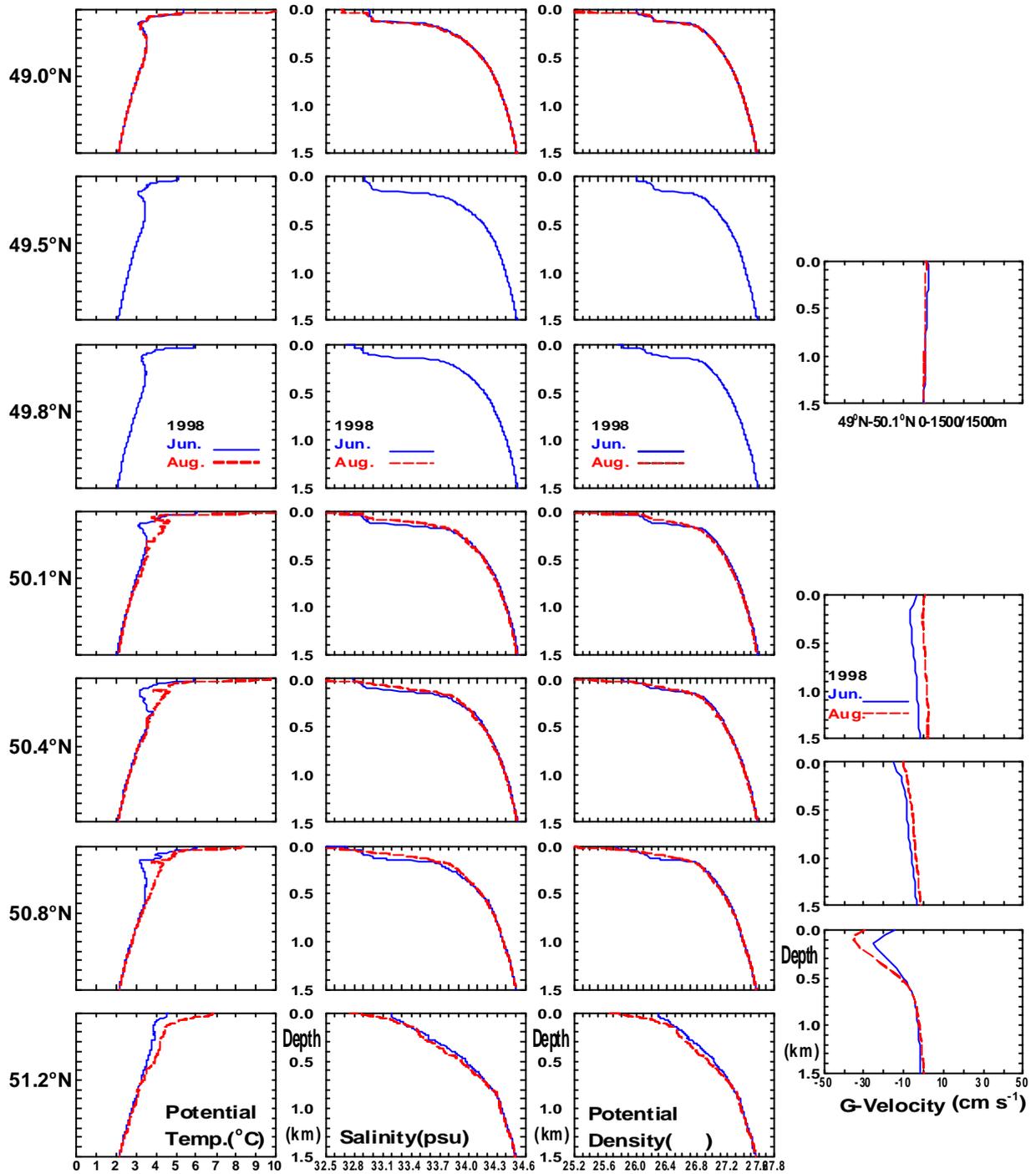


Fig.4-1-4. Profiles of potential temperature, salinity, potential density at each station and geostrophic velocity referred to 3000m at each section in June and August 1998.

4-2. Alaskan Stream の安定性

既往研究における Alaskan Stream 内の直接測流結果から、平均運動エネルギー、渦運動エネルギー、及び両者の比率を Table 4-2-1 にまとめる(Warren and Owens (1985)の結果は論文中に示された平均流速、標準偏差より算出)。測定深度が 500m 以深に限ってみると Table 4-2-1 に示す 12 例が有るのみである。これらの既往研究において筆者達が共通して述べていることは、Alaskan Stream は黒潮やメキシコ湾流に比べて流れの安定性が高い事である。安定した流れは 500m 以深にも見られ、エネルギー比率は 1.0 を下回っている例が多い。また 1000m においても 1.0 を下回る観測結果が多く報告され、深層に至る流れの安定した層流であることを強調して報告している。3 年間に渡る本研究の測流結果(Table3-3-4,3-3-5)においても、Alaskan Stream が深層に至るまでも流れの安定した層流であることが再確認された。本研究の観測点はこれまでの測流点のうち最も西より、つまり Alaskan Stream の下流にあたるが、その点においても深層に至るまでの安定した層流であるという特質は持続されていた事が分かる。

しかし Alaskan Stream の北側に位置する Moor3、中心に近い Moor1、南側に位置する Moor2 ではそれぞれの値に違いが見られた。1 年間の観測結果が得られた Moor3 では、平均運動エネルギーの卓越した前半と、平均運動エネルギーが低下した後半では運動エネルギー比率に大きな差が見られ、前後半の変換期(2 月)には 2000・3000m の両層で比率が 2.0 を上回っている。Moor2 では時として大きな擾乱が通過する事が分かり、1997 年と 1998 年の夏期では大きな年格差が存在する。また 3 年間に渡る Moor1 の測定においても、Moor2・Moor3 より安定性が高いものの、1998 年の春期からは比率が 1.0 を超える月も見られ、年による違いが存在する事も分かった。同一点の 3 年間に渡るデータを利用した Reed and Stabeno (1989)の結果においても年格差が大きい事が分かる。

既往研究において、北太平洋中央部で行なわれた唯一の観測結果と本研究の結果を詳しく比較すると、Warren and Owens (1985)は西経 175 度のアリューシャン海溝上 3019m の観測深度で平均運動エネルギー $1.30 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ 、渦運動エネルギー $1.31 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ という結果を得ている。これらの値は本研究の観測で 1996 ~ 1997 年の Moor2、3000m の計算結果と類似している。また彼らの CTD 観測線において、係留点よりも北側で Alaskan Stream 地衡流量の大半が得られているとの記述も有り、係留点は Alaskan Stream の南端に位置していたと考えられる。そして Alaskan Stream 内係留点の約 50km 南側の係留点では、流速構造の良く似た東向きの流れ(Eastward Jet)を観測している。彼らはこの流れをアリューシャン海溝の南斜面から Aleutian Rise にかけての海底隆起と緯度変化によって起こるものと考え、Stommel and Aron (1960)の深層循環モデルに海底地形の緯度方向の傾斜率を加える事によって

Eastward Jet の存在を示した。

本研究の観測断面では 1991、1992、1997 年に Alaskan Stream に接する南側に東向き速い地衡流速値が得られている (Fig.3-2-3)。この流れは前節でも述べたように Alaskan Stream 内の South の測点間における西向き流と対をなしている事から、反時計周りの渦であると推定した。既往研究においても当海域で渦の存在を報告した例はいくつか見られる。Thomson (1972) は経度 180 度がアリューシャン列島弧の南端にあたるという地形的特長から、当海域において Alaskan Stream は蛇行する可能性が有る事を理論的に示した。Overland et al. (1994) は最新の数学モデルを用いて、Stabeno and Reed (1994) は衛星追尾型の漂流ブイによるデータで、そして Cokelet et al. (1996) は ADCP 観測記録と地衡流速結果から Near 海峡付近で大規模な蛇行と時計周りの渦の存在を示している。また Okkonen (1992) は GEOSAT 衛星の高度計データから 1987~1988 年にかけて、Alaskan Stream から切離した時計周りの渦が経度 180 度線付近に見られた事を報告している。しかし以前の報告による渦は Alaskan Stream がアリューシャン列島から離岸蛇行した後、形成される時計周り(高気圧性)の渦で、本研究で見られた構造とは異なっている。本研究で見られた渦の構造は、Ridge Domain のピーク、即ち亜寒帯循環の軸を中心とした反時計周り(低気圧性)の渦であり、渦の消長は亜寒帯循環のスピナップ、スピンドウンによってもたらされる局所的なものと考える事ができる。この事は直接測流の結果からも推論する事が出来る。1995~1996 年秋期にかけては周期的な変動を繰り返していた Alaskan Stream は 1996 年冬期から徐々にスピナップが始まり、この影響は 3000m 深の測流結果にも表れている。1996 年 6 月の断面観測では見られなかった低気圧性の渦が、1997 年 6 月の断面観測でははっきりと認められ、地衡流量も 22.4Sv から 41.0Sv と大きく増量している。夏期以降もスピナップは継続し、1997 年 12 月~1998 年 1 月がピークであったと測流結果から推察できる。渦の影響が強い Alaskan Stream の南部では 1997 年秋期から既に擾乱が見られ、渦の消滅または移動により急激なスピンドウンが 1998 年の 1~3 月に起こっている。その後は夏期にかけて緩やかな流速値の減少が見られ、同時に擾乱も多く見られる。1998 年 6 月の観測断面では渦の構造は消え、流量は 14.8Sv と大きく減少、8 月では更に流量は減少し 10.3Sv とスピンドウンの現象は持続している事が分かる。この渦の存在は亜寒帯海流と Alaskan Stream が局所的に水塊を交換している事になり、水塊交換の推定量と Alaskan Stream 流量の連続性に関して次節で議論する。

Table 4-2-1. The ratio of kinetic energy observed in upstream area of the Alaskan Stream selected below 500m depth data.

Authors (Year)	Latitude	Longitude	Observation depth (m)	Observation period(Y/M)	\overline{KE} (cm^2s^{-2})	KE' (cm^2s^{-2})	KE'/\overline{KE}
Warren & Owens (1985)	50°59.4'N	174°51.7'W	2010	'81/6-'82/7	5.83	1.78	0.31
	50°59.4'N	174°51.7'W	3019	'81/6-'82/7	1.30	1.31	1.00
	50°59.4'N	174°51.7'W	4510	'81/6-'82/7	0.43	6.73	15.82
Reed et al. (1981)	57°00'N	152°00'W	980	'80/2-'80/8	52.00	14.00	0.30
Reed & Schumacher (1984)	56°31'N	151°40'W	520	'81/9-'82/2	182.00	79.00	0.40
	56°31'N	151°40'W	1020	'81/9-'82/7	35.00	27.00	0.80
Reed & Stabeno (1989)	55°37'N	155°19'W	500	'85/10-'86/8	58.00	24.00	0.40
	55°22'N	155°04'W	1000	'85/10-'86/8	2.00	30.00	15.00
	55°22'N	155°04'W	600	'86/10-'87/7	78.00	68.00	0.90
	55°22'N	155°04'W	1100	'86/10-'87/7	2.00	22.00	11.00
	55°21'N	155°12'W	500	'87/7-'88/5	128.00	43.00	0.30
	55°21'N	155°12'W	1000	'87/7-'88/5	23.00	18.00	0.80

4-3. Alaskan Stream 流量の連続性

前節において Alaskan Stream の流れの特性が上流域と変わらず安定したものである事を述べた。また亜寒帯海流との境界に形成される渦は、両海流の水塊交換に参与している事から、本節では Alaskan Stream 流量の連続性について議論する。Favorite et al. (1967)は過去の観測資料を統合し、アラスカ湾における Alaskan Stream の流量は 1000db 基準で 10Sv 程度とし、その内 4Sv がアラスカ半島先端付近で南に分岐し、亜寒帯海流に取り込まれアラスカ循環に戻り、6Sv がアリューシャン列島に沿って西進するという概念図を作成した。Royer (1981a) はアラスカ湾内の Seward 沖から Unimak 水道に至る 6 観測断面で Alaskan Stream の流量が不連続である事を指摘した。Reed (1984)はアラスカ湾内から、経度 180 度に至る 8 観測断面で、Alaskan Stream は南部境界において海水交換を行っており、正味の流量としては下流域に向うほど流量が増加している事を報告している。同様に Royer and Emery (1987)は Alaskan Stream への南部境界からの加入流量を計算し、西経 155 ~ 175 度の間で 3.4Sv(1000db 基準)と求めた。同時に彼らの示した結果から、東向きの亜寒帯海流も不連続であり、Alaskan Stream に吸収された流量の一部は南向き流量として加入されるが、南向き流量は北向き流量に比べて少なく、亜寒帯海流はより南部の海域からの加入によって流量を回復している。これら既往の研究を踏まえて、本研究では経度 180 度の断面観測に、その他の同航海中に得られた観測断面の流量を加えて考察する。

Table 4-3-1 に各年 8 月上旬に行われた、北緯 49 度線に沿った観測断面の南北流量と 6 月に行った 180 度線に沿った観測断面の北緯 49 ~ 50.1 度までの亜寒帯海流の東西流量を示す。南北流量は測点間の距離、基準深度が年により異なるため、一様に比較する事は出来ないが、前述の渦構造が見られる 1991、1992、1997 年は南向きの流量もしくは北向き流量の著しい減少が見られる。同時に北緯 49 ~ 50.1 度までの東向き流量は 10Sv を越える大きなものとなっている。その他の年は北向きの流量が大きく、逆に 1990 年を除けば北緯 49 ~ 50.1 度までの東向き流量が少なくなっている事が分かる。渦構造の見られた 1991 年と渦の無い 1993 を比較して、輸送量を水平面的に示した(Fig.4-3-1)。両年は Amukta 海峡南側の西経 171 度 40 分においても Alaskan Stream の断面観測を行っており、その結果も合わせて示す。渦構造の見られた 1991 年は 49 度以北の東向き流量が 16.1Sv であり、49 度ラインを通過する流量は殆どない。対して 1993 年は、4.3Sv の東向き流量で、49 度ラインを通過する南からの流量が 4.5Sv ある。180 度における Alaskan Stream の流量は両年に大きな開きはないが、1991 年は約半分の流量を南からの流量に補われている。対して 1993 年は 5.3Sv で、割合的にも東からの流量に比べて少量である。従って渦の存在は 180 度線の Alaskan Stream の流量に大きな影響を持っている事が分かる。しかし渦が無い場

合においても亜寒帯海流域からの再循環流は認められ、流量としての Alaskan Stream は連続的なものではない。

1994～1997年においては同航海で、アラスカ湾内で海岸線にほぼ直交する観測ラインを設け、1998年は西経165度に沿った観測ラインを設けている。各年の観測ラインでの地衡流量を Fig.4-3-2 に示す。基準深度は何れも3000mで、3000m以浅の水深の場合は海底付近を基準層とした流量である。また Alaskan Stream の流量としては、Ridge Domain のピークが顕著でないために、断面構造から流域を特定する事が難しいため、岸を右手に見て流れる流量を沖合に向けて積算し、最大値を示す範囲の流量とした。アラスカ湾内の循環においても、1997年(Fig.4-3-2(d))を除いて、Alaskan Stream は連続した流量を有していない。同データを用いて西経145度線上に見られる高気圧性傾圧渦に注目した Onishi et al. (2000)は、西経145度における北緯57度以北の Alaskan Stream の流量として7.5Sv(1995)、6.3Sv(1996)、12.7Sv(1997)を得ている。これらの流量変動は180度線上での流量変動と傾向は類似しているものの、絶対量としては約1/3程度であることを指摘した。180度線で渦構造の見られなかった1998年(Fig.4-3-2(e))においては、165度の流量が180度の約半分、残りの半分は亜寒帯海流域からの再循環流に補われている事が分かる。これは渦の有った1991年の流量比率と同じであり、180度で渦が確認されない場合においても、より東方の海域において、再循環に影響する海水交換が行なわれている事を示している。

1994～1996年は観測ラインと海岸線に囲まれた範囲で正味の流量がプラスの値を取っている。特に1994年、1995年はプラスの量が大きく、それぞれ12.9Sv、13.6Svとなっている。これは沿岸域の流量把握が不完全である可能性も有るが、漏れ出る量としては大きすぎると考えられる。両年は Onishi et al. (2000)によると西経145度線上で大規模な高気圧性渦が存在し、渦の傾圧構造は2000m以深に達し13Sv以上の流量を有していることが指摘された。この高気圧性渦の存在は傾圧構造内部領域の厚さを増し、3000m以深での海水の出入りが多量に存在した可能性を示している。また沿岸域に輸送された海水は、陸棚斜面から陸棚上にかけて、密度構造に変質を受け、非地衡流的な流れとなって流出している可能性も考えられる。しかし上記の仮定を実証するには、多くの連続的な直接測流結果と時空間的に細密で深層に及ぶ断面観測が必要となる。

1998年夏期(6～8月)に行われた北太平洋亜寒帯海域の海洋観測調査を総合し、力学高低図(Fig.4-3-3)を作成することによって亜寒帯循環の視覚化を試みた。東経144度線は函館海洋気象台高風丸による6月の観測、東経155度線は北海道大学水産学部附属練習船北星丸による6月の観測、東経170度・175.5度及び175.5度線から延びる斜めの観測線は同じく北星丸による8月の観測、180度線(6月)・西経165度線(6月)・西経145度線(7月)はおしよる丸による観測である。最大観測深度を統一するため1500mを基準層とした。東経144度では $1.4 \sim 1.7 \times 10^2 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$ の等値線が北緯39度付近で混み合っており、強い東向流が予想される。この流れは東進し、東経170度

Table 4-3-1. Geostrophic volume transport across 49°N in August and 180° in June. Plus: Northward or Eastward, Minus: Southward or Westward. Hatched line indicates the eddy year.

Year	Across 49°N (August)			Across 180° (June)	
	Section (Longitude)	Reference Level	Volume Transport (Sv)	Section (Latitude)	Volume Transport (Sv)(0-3000m)
1990	174°W-179°W	2000m	6.26	49°-50.1°N	13.14
1991	174°W-180°	2000m	-0.13	49°-50.1°N	16.08
1992	174°W-180°	2000m	-1.27	49°-50.1°N	12.75
1993	174°W-180°	2000m	4.46	49°-50.1°N	4.35
1994	174°W-180°	2000m	0.64	49°-50.1°N	3.26
1995	174°W-180°	1500m	1.65	49°-50.1°N	5.62
1996	174°W-180°	1500m	1.05	49°-50.1°N	5.63
1997	174°W-180°	700m	0.35	49°-50.1°N	21.85
1998	174°W-180°	1500m	8.21	49°-50.1°N	4.67

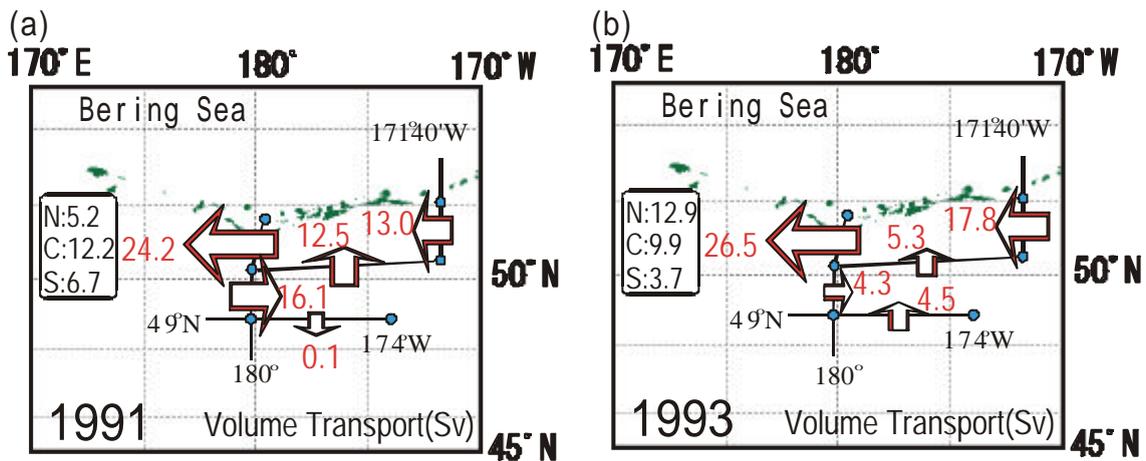


Fig.4-3-1. Schematic net volume transport across the each section in 1991(a) and 1993(b)

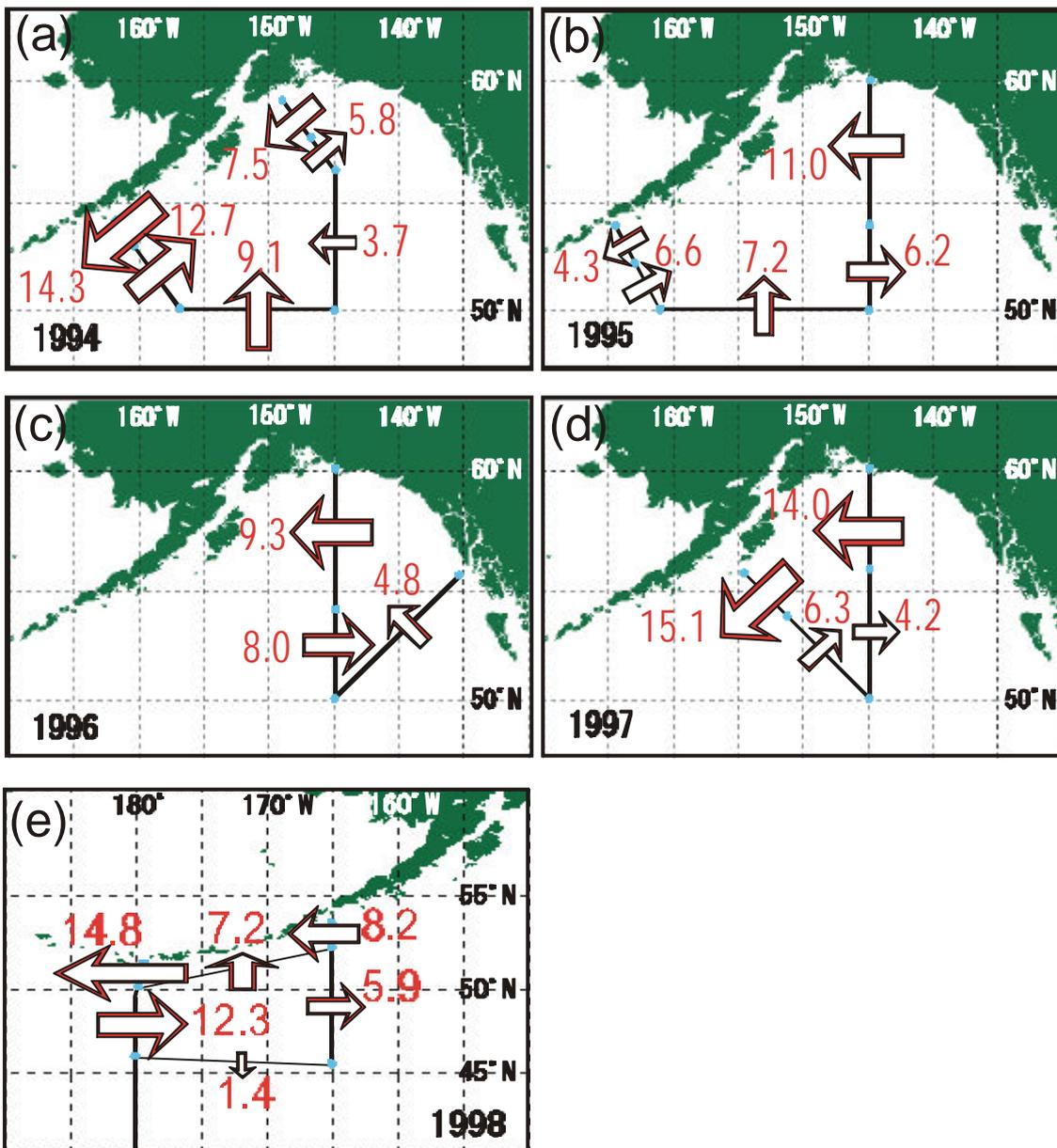


Fig.4-3-2. Schematic net volume transport across the each section in the Gulf of Alaska from 1994 to 1997 (a-d) and in the central northern North Pacific in 1998(e).

の天皇海山列を越えたあたりから 2 分され、下流域では渦の形成が確認される。180 度線では 2 分された流れの北側が極前線、南側が亜寒帯境界の位置にほぼ相当している。斜めに延びる観測線の北端位置(北緯 50 度、東経 165 度)が力学高度では最も低く、西部亜寒帯循環の中心に近いと考えられる。この点を中心に、東進した流れの一部は方向を変え、アリューシャン列島に沿って西進する。西部亜寒帯循環の東方への張り出しは 180 度線を越えて広がっており、180 度線における Alaskan Stream の流量はアラスカ湾から連なる西進流と、亜寒帯海流から方向を変えた再循環流でなり立っていることが分かる。

以上のように北太平洋中央部における Alaskan Stream の流量は連続性を持たず、亜寒帯海流域からの再循環流が多く含まれている事が明らかとなった。

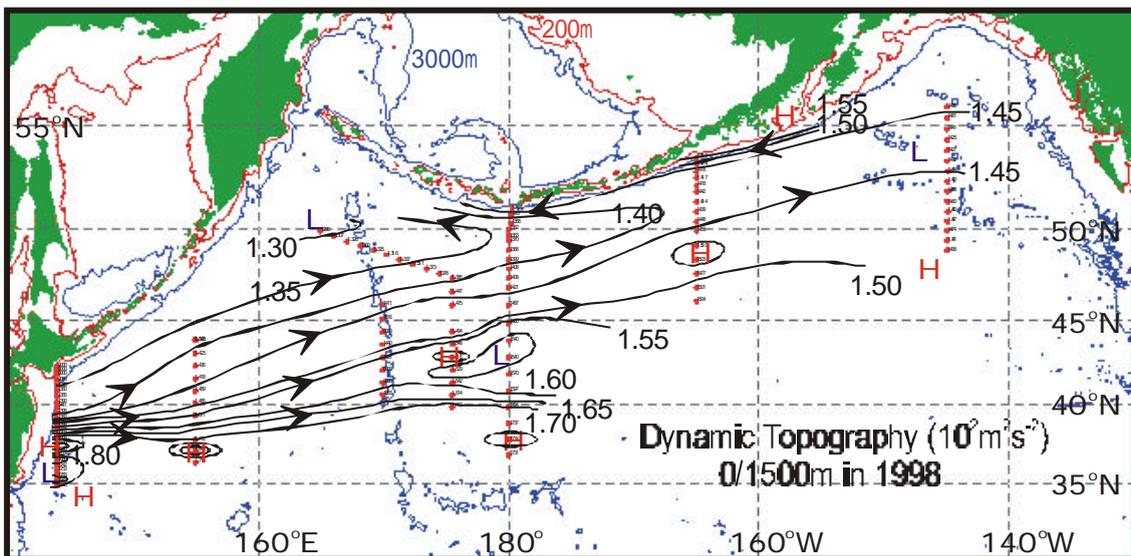


Fig.4-3-3. Dynamic topographic map at surface referred from 1500m in summer 1998.

4-4. Alaskan Stream の季節変化と経年変化

本節では Alaskan Stream の季節変化と経年変化を、流量評価を基準として議論する。本研究では3年間に渡って Alaskan Stream の直接測流を行ってきたが、観測点数、観測層数の少なさから、測流値より直接的に全体の流量を評価する事は難しい。特に流量の大半を占める 1500m 以浅に測流結果が無い事と、全係留点で直接測流結果が得られた年が 1997~1998 年で、経年変化の大きい時期に当たっていた事が理由である。そこで3年間に渡って流速値が得られた Moor1 の 1500m 深のデータを Alaskan Stream の代表値と考え、そこに見られる季節変化、経年変化から流量を評価する事とした。まず9年間の地衡流量と各層の地衡流速の関係を図式化した (Fig.4-4-1(a)~(i))。地衡流速値は3測点間を平均して1年の代表値とし、流量は3測点間の合計 (Alaskan Stream 全体の流量) との関係を9層に付いて調べた。0(a)、100(b)、200(c)、2000(h)、2500m(i)の上層と下層は相関が悪く、99%の信頼限界を満たしていない。それに対し300(d)、500(e)、1000(f)、1500m(g)の中層は相関係数(R)が0.98以上となり、99%の信頼限界を満たしている。最も相関が高かったのは500m(e)であるが、直接測流結果の得られている1500m(g)においても十分な信頼性が得られたので、その関係式(4.4.1)

$$Y = 3.33X + 9.29 \quad (4.4.1)$$

Y: Geostrophic Volume Transport (Sv) of the Alaskan Stream

X: Average Geostrophic Velocity (cms⁻¹) at 1500m in the Alaskan Stream

を用いて以下の議論を進める。Moor1、1500m 深の日平均流向流速データから、CTD 観測断面に直交する成分を抜き出し、月別、年別、CTD 観測の行なわれた各年6月に付いて、平均値と標準偏差値を求めた。また平均値を上記式 X に代入し、流量の平均値と標準偏差を推定した結果を Table 44-1 に示す。月別の結果をグラフ化すると7月が極端に落ち込んでいるのが分かる (Fig.4-4-2)。これは1年を通じて速い流速値が観測された1997年のデータが、7月に関しては測定期間の狭間にあたりデータが得られていない事が原因である。従って7月を除いて考えると、4月が最小で37.5Sv、夏から秋に掛けて緩やかに増加、冬期は急激に増加し1月に最大値(53.8Sv)を迎える。2月は急激に減少し、3・4月と下降傾向が続いている。年別と各年6月の流速値から推定される流量を地衡流量と比較して Fig.4-4-3 に示す。両推定値とも1997年が最大で、1998年が最小値を示す事は地衡流量の結果と一致している。また年別の変動は地衡流量の変動傾向と良く一致しており、6月の断面観測結果が当年の代表値となりうる事を示している。月別に見て流量の少ない4・5・6月の値は標準偏差が20Svより大きく、年変動が現れやすい月であると見る事もできる。1997年6月の推定流量は52.7Svで

1月の平均推定流量 53.8Sv に匹敵する流量を持ち、1998年6月の27.7Svとの差は月別の1月と4月の差よりも大きい値である。また年別の標準偏差は1998年を除くと16Sv前後と年平均の30~40%の値に留まっている。これに対し月別では標準偏差の値が大きく、月平均に対して50%を超える月もある。1998年の標準偏差が大きく現れたのは、1997年から引き続いて流速値の増加が1月まで有り、2月以降に急激に減少したためと考えられる。

Alaskan Stream の季節変化に関して、Ohtani (1970)は夏期と冬期の循環構造に大きな変化は見られないと報告している。Reed et al. (1980)は同様に Alaskan Stream に顕著な季節シグナルは見られないとした。また Royer (1981a)は Kodiak 島沖の流量の季節変化を平均流量の13%と見積もり、季節変化が小さい事を示した。しかしこれらの報告は単発的な観測例から類推されたもので、年間を通じた観測例としては Tabata (1991)の報告がある。この研究はアラスカ湾中央の Station P (50°N, 145°W)と Vancouver 島を結ぶ Line P で25年以上継続して行なわれた北上するアラスカ海流のモニター観測結果からの記述である。この中で著者は冬期に流量は増加し、夏期に減少する傾向が有るが季節変化は経年変化に比べて小さい事を述べている。また流量は風応力の季節変化に対応しているが、流量変化は風応力の変化量よりも小さい事を示した。北太平洋中央部では Overland et al. (1994)が風応力を外力としたモデル計算の結果、Alaskan Stream の平均流量は15Svで、最大が1~2月、最低が6~7月となり、両者の差は6Svと推定した。また3~4月は南向き成分を強め、これが Near 海峡沖での時計周りの渦に繋がる事を報告した。本研究の結果においても、季節変化は冬期に最大、春期から夏期に最低値を示す事は上記の研究結果と一致している。これは上記引用の文献が指摘するように、アリューシャン低気圧の発達周期が明瞭な季節サイクルを持っている事に起因していると考えられる。また経年変化が季節変化に比べて大きい事も上記の報告に一致している。Tabata (1991)は経年変化に現れる6~7年の周期を、局所的な風ではなく更に大規模な大気変動と結び付いた亜寒帯循環の変動現象として捕らえており、1990年、1997年の本研究で得られた Alaskan Stream の強まりと1997年から1998年にかけての極端な減少は循環全体の変動を捕らえたものであると考えられる。次節では大規模な流量変化が、断面構造の変化としてどのように現れてくるのかを EOF 解析の結果を基に議論する。

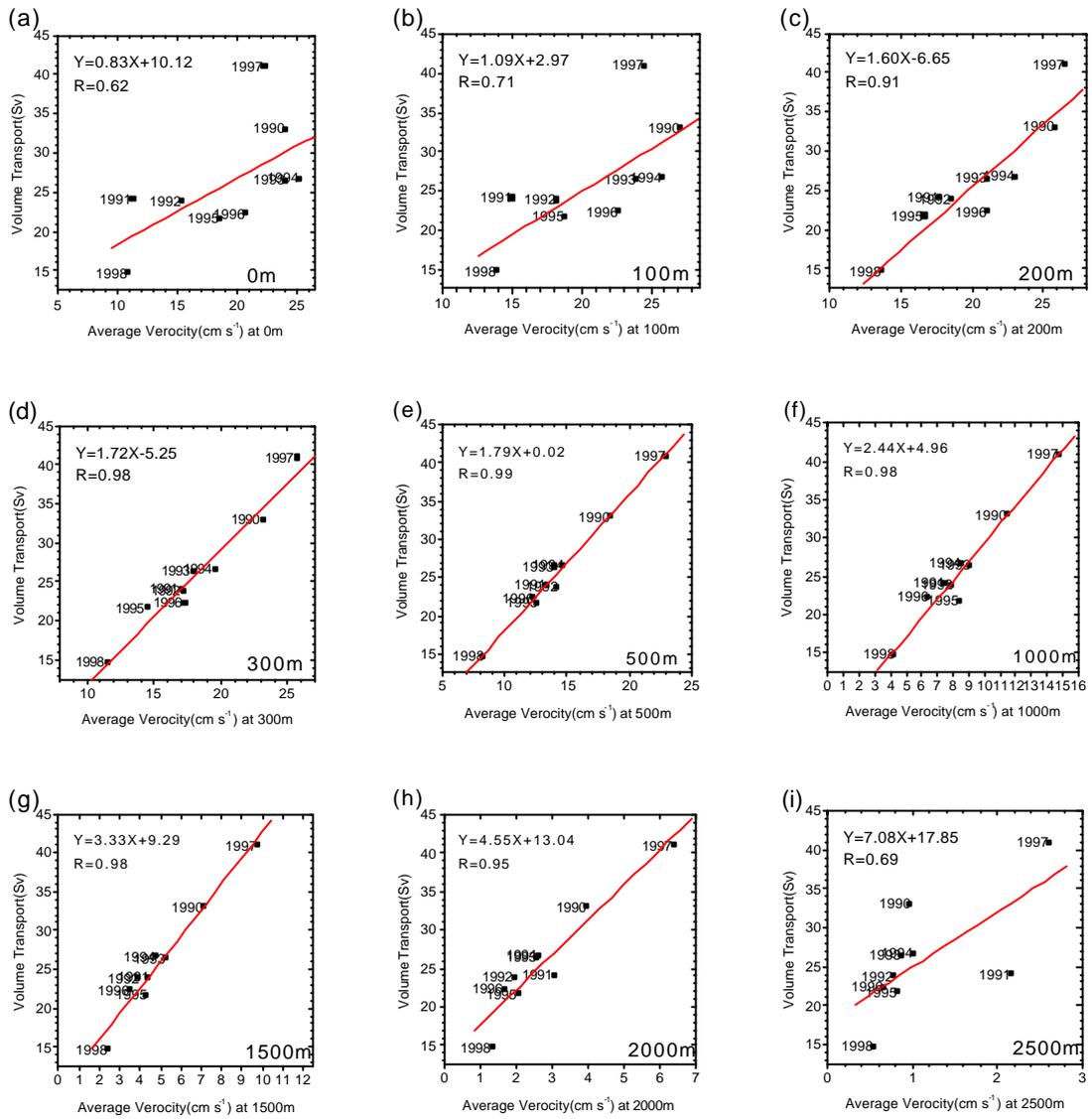


Fig.4-4-1. Correlations between the average geostrophic velocity at each depth and the geostrophic volume transport in the Alaskan Stream.

Table 4-4-1. Averaged velocity across component to the CTD section at 1500m Moor1, and the volume transport of the Alaskan Stream estimated from the relation formula of the regression line ($Y=3.33X+9.29$). Number in the parenthesis indicates the data number in every June.

Average Period	Velocity at 1500m Moor1		Estimated Volume Transport	
	Ave.(cm s ⁻¹)	STD(cm s ⁻¹)	Ave.(Sv)	STD(Sv)
January	13.37	2.45	53.80	17.46
February	10.17	2.87	43.15	18.83
March	9.08	2.23	39.54	16.70
April	8.47	3.56	37.49	21.14
May	8.79	3.29	38.55	20.23
June	9.08	3.34	39.53	20.41
July	7.47	2.82	34.18	18.68
August	9.53	2.71	41.03	18.30
September	9.58	1.84	41.21	15.42
October	9.39	1.76	40.57	15.16
November	10.10	2.79	42.93	18.58
December	11.28	2.14	46.84	16.42
All-data	9.70	3.09	41.60	19.58
1995(Jun.-)	9.17	2.04	39.83	16.09
1996	9.47	1.92	40.83	15.67
1997	12.12	2.04	49.65	16.08
1998(- Aug.)	7.65	4.42	34.76	24.01
1995June(10)	6.80	1.05	31.95	12.80
1996June(29)	10.67	0.84	44.81	12.08
1997June(21)	13.04	1.17	52.70	13.19
1998June(30)	5.54	1.90	27.72	15.61

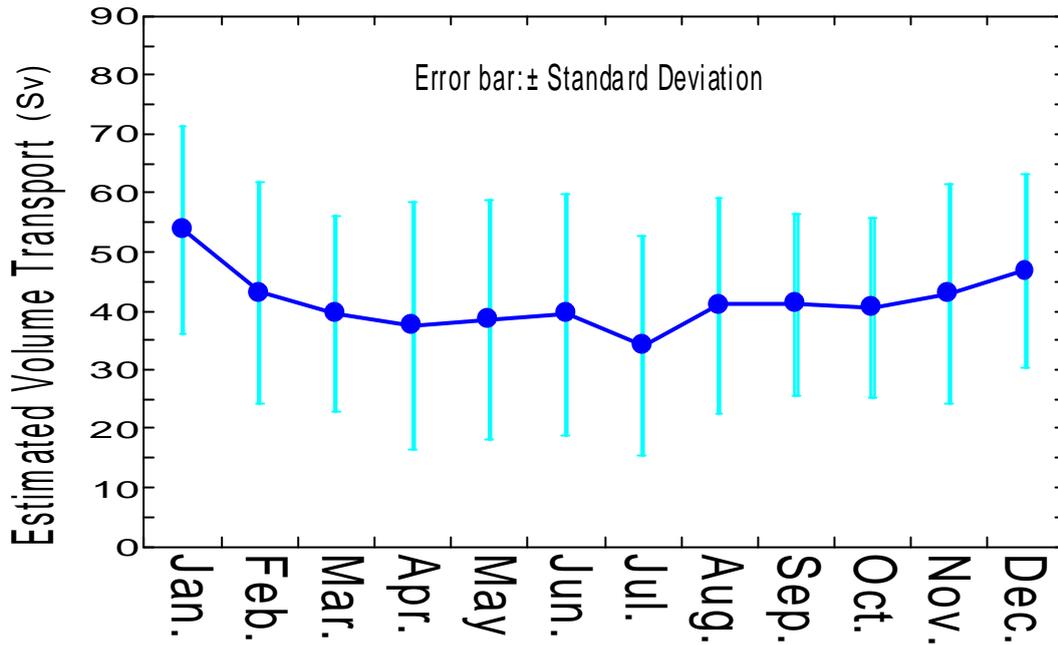


Fig.4-4-2. Seasonal variation of the estimated volume transport in the Alaskan Stream.

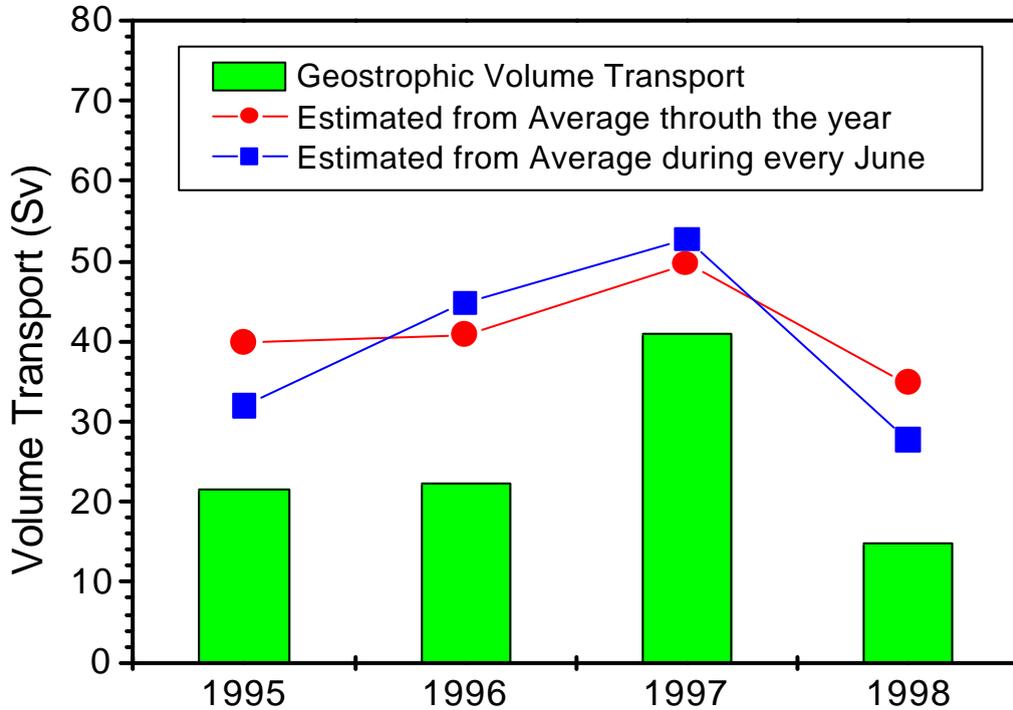


Fig.4-4-3. Interannual variation of the estimated volume transport and the geostrophic volume transport in the Alaskan Stream.

4-5. EOF 解析結果と流量の経年変化

本節では 3-2-5 節で述べた EOF 解析の結果の中で、寄与率の高い特長あるモードに付いて亜寒帯循環の流量・輸送量との関係に注目し議論を行う。Fig.4-5-1 に当海域の断面構造の特長を整理する目的で 180 度線における模式図を示す。Ridge Domainは深層からの低温・高塩な海水の湧昇が見られ、ピークの緯度(北緯 50.1 度)には経年的な変化が無く、上層には中冷水構造と表層に低塩分層が存在する。ピーク以北のアリューシャン列島に至る約 120km の海域が Alaskan Stream の西向流で、ピーク以南の極前線(Polar Front)迄が東向流の亜寒帯海流域である。

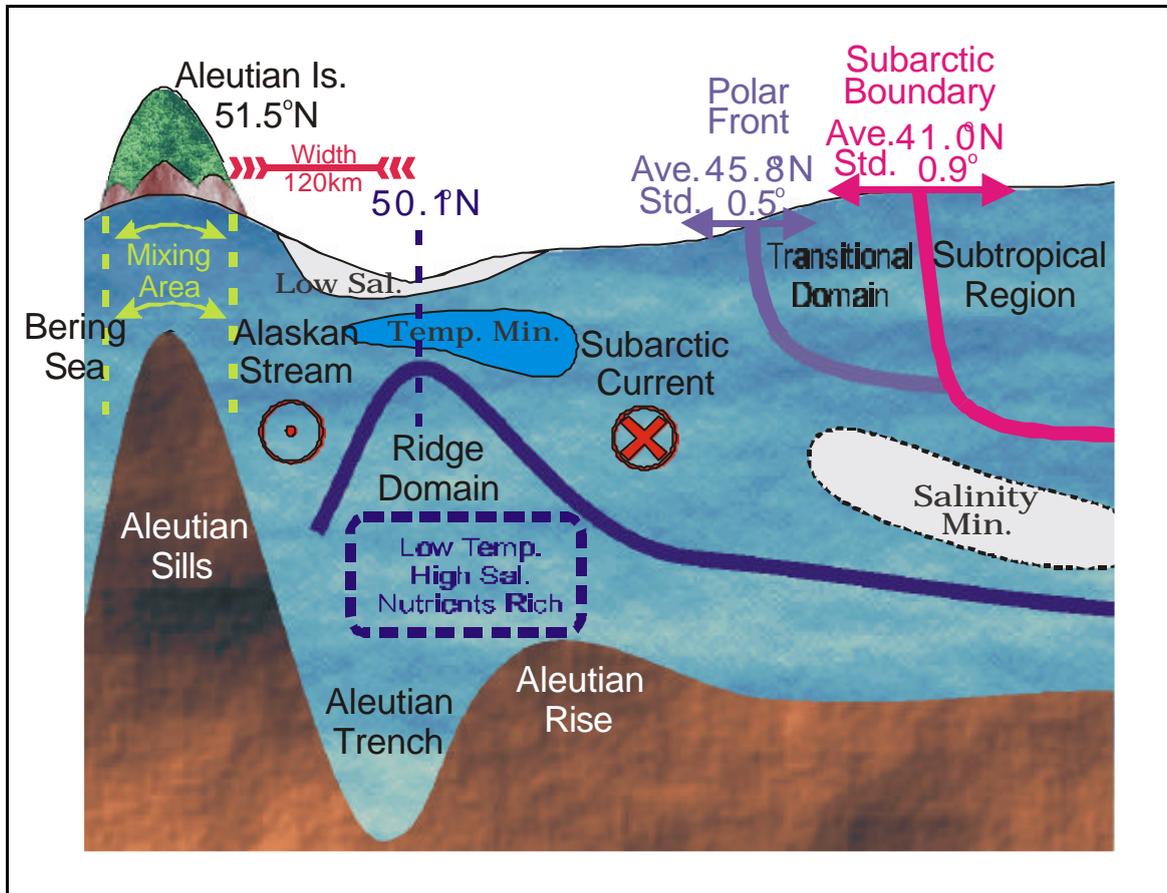


Fig.4-5-1. Schematic vertical section along 180° meridian.

地衡流速断面の第1モード(Fig.4-5-2(a))では、Ridge Domain ピークに境界を持ち Alaskan Stream 領域では西向き流が強まり、亜寒帯海流域では東向きが強まる空間分布を示した。時間スコアでは1991年と1997年に正のピークを示している。この変動に対応する水温・塩分・密度のモードは、水温が第2モード(Fig.4-5-2(b))、塩分・密度が第1モード(Fig.4-5-2(c)(d))であると類推される。塩分では1990年、1993年にも正のピークを持ち、ずれが見られるが、水温・密度では1991年と1997年のピークが一致する。空間分布ではRidge Domain ピークの位置を頂点としたドーム状に正負の分布が別れ、このモードが深層水湧昇の強弱を示していることが分かる。水温分布はピークの形状が明瞭で、塩分は裾野が広く分布している。この事は Fig.3-1-4 に示した2000m 深の経時平面分布図において、塩分では年によってかなり南方にまで高塩分領域が広がっている事からも判断できる。これは当海域における熱の拡散効率が塩分に対して小さい事も一つの理由と考えられるが、高塩分水の起源が深層だけでなく亜熱帯域の上層にもある事が主要因であると考えられる。

Fig.4-5-3(a) ~ (d)に、流速断面の EOF 第1モードの時間スコアと180度観測線における流量の経年変化を比較する。EOF 解析の範囲である北緯48度以上の東向き流量と比較した場合、前半にずれは有るものの変動傾向は非情に良い一致を見せる(a)。亜寒帯海流全体では1993年の大幅な減少にずれが有る事を除けばほぼ一致した変動傾向を示している(b)。移行領域も含めた東向き流量では1992年に正のピークが有り、1993年から1995年にも流量が多く推移し不一致が見られる(c)。Alaskan Stream では1990年から1991年への減少が大きく、1992年までの変動傾向は一致しない(d)。しかしいずれの場合も1996年から1998年の大きな変動には共通した動きが見られ、この第1モードが亜寒帯循環全体の強弱を示していると考えられる。Alaskan Stream の領域には第2モード、第3モードにおいて、領域内で正負の反転する変動が見られた(Fig.3-2-14)。また流速分布としても9年間で3通りのパターンが確認され、流量の変動がよりローカルな要因によって支配されている可能性がある。具体的には最北端の点での偏差が大きく、これは Amchitka 海峡内での混合の影響とそこを通過して流出入する海水交換量によるところが大きいと考えられる。この Amchitka 海峡を通過する流量については、Reed and Stabeno (1993, 1994)に示されたように、海峡の東側で北向き、西側で南向きの流量が確認される事は共通しているが、流量は観測時によって大きく異なり、渦の構造を持つ事も多く報告されている。また4-3節で述べたように Alaskan Stream の南境界に中心を持つ低気圧性渦の存在や、渦に伴う亜寒帯海流域からの再循環流量の変動が、全流量に大きく影響している事が原因で、流速断面第1モードの時間変動に合わない流量変動を示す場合が有ると考えられる。

Ridge Domain ピークの北緯50.1度は各要素の標準偏差プロファイルにおいても中層(500~1000m)に大きな偏差が見られる(Fig.4-5-4)。また北緯50.1度の水温・塩分・密度のプロファイルを詳しく見てみると、各要素に付いて平均値との比較を示

した図(Fig.4-5-5)から、1991年、1992年、1997年が中層の水温が低く、塩分は高く推移し塩分躍層は深くなる傾向がある。密度はほぼ塩分プロファイルと同様の年変動がある。これらの事から、Ridge Domain ピークを中心とした深層水の湧昇が東西流の強弱に結び付き、亜寒帯循環流量の増減にも繋がっている事が予想される。

Fig.4-5-6(b)に北緯 50.1 度の中層 750m 深の水温(上下逆スケール)・塩分・密度の経年変化を示す。各要素における変化は流速断面第 1 モードの時間スコア Fig.4-5-6(a)と一致しており、流速変動・流量変動の大部分がこの点の変化に集約されている。更にこの関係を発展させれば、この 1 点のみのモニターにより亜寒帯循環流量の変動を大まかに押さえる事が可能となりえる。またこの変動傾向は塩分躍層・密度躍層の上下変動にも現れている(Fig.4-5-6(c)(d))。密度躍層の変化は 5m 下層との密度差が最大となる深度をプロットし、塩分値は躍層内の塩分値 33.5psu の存在する深度をプロットした。深層高塩分水(高密度水)の湧昇が強くなった場合、塩分躍層(密度躍層)も上昇する事が予想されたが、結果は逆であった。これは亜寒帯循環が強まる事と、表層水の低塩分化に密接な関係がある事を示している。当海域における低塩分水は亜寒帯海流によって西部亜寒帯循環から運ばれるものと、Alaskan Stream によってアラスカ循環から運ばれるものが考えられる。しかし西部亜寒帯循環は亜熱帯循環との混合を経て供給されるため高塩分化しており、強い塩分躍層上の極低塩分水はアラスカ循環からの供給と考えられる。アラスカ湾における淡水供給量とアラスカ海流及びアラスカ沿岸流(Alaska Coastal Current)流量との正の相関は多くの報告例がある(Royer 1979, 1981b, 1982; Johnson et al. 1988)。これらの報告によると、降雨と河川水による低塩分化が沿岸水の低密度化に繋がり、沖合いとの力学高度の差が広がる事によって流量の増加に至る。またこの現象は流量の季節変化と経年変化に明瞭に現れるとしている。そしてこの低塩分水の流量増加は Alaskan Stream に引き継がれ、北太平洋の中央部における表面低塩分層の厚みを増し、密度躍層を引き下げると同時に躍層の密度差を大きくする結果に至ったと考えられる。

水温断面の第 1 モード(Fig.4-5-7(a))に現れた現象は、亜寒帯中冷水域を中心とした負の分布と 500m 以深の広い範囲に正の領域を示す空間分布であった。この空間分布は亜寒帯中冷水がこの場の他の水温変化とは異なる変動を持ち、4-2・4-3 節で述べたように西部亜寒帯循環域から輸送された水塊である事を裏付けている。時間スコアは増加傾向を示し、これには二通りの解釈が出来る。一つは中冷水の低温化であり、もう一つは中深層域全体の高温化である。両者の影響を調べるために、中冷水に付いては 50~500m の間で水温逆転の値を積算する事で中冷水強度の指標とし、他領域に付いては 500~3000m の水温値をすべて平均化する事で各年の指標とした。中冷水には水温断面第 1 モードの時間スコアに相当するような変動はみられないが、下層域の平均水温の変化には類似した変動が見られる(Fig.4-5-7(b)(c))。近年の中深層域全体の高温化は水温断面の偏差図(Fig.4-5-8)においても傾向が確かめられ、下層域では正の偏差域が増大している。Alaskan Stream、亜寒帯海流域の熱輸送量(Table 3-2-4)には

これに相当するような変動は見られない事から、より南方の移行領域、亜熱帯海域から北方への熱供給が影響していると考えられる。その事は水温を指標とする極前線の位置もこの変動に類似する動きを見せている事からも考察される(Fig.4-5-7(d))。

塩分断面の第2モードの時間スコアは1993年に大きな正のピークを示し、それを除けば緩やかに時間につれて減少する変動となっている(Fig.3-2-16)。空間分布において、正偏差の中心は亜寒帯海流域の上層に有り、Alaskan Streamの領域にまで広がっている。この分布は塩分の偏差図(Fig.4-5-9)にも現れ、他の年では1993年と対照をなすような塩分偏差の分布は見られない事から、1993年の特異な現象であるといえる。1993年は流量の経年変化(Fig.3-2-8)に示したように、亜寒帯海流が極端に減少した年にあっている。1998年も同様に極端な減少が見られた年であるが、この年の場合は西向きAlaskan Streamと、移行領域も含めた東向き流量も同様に急減している。それに対して、1993年にAlaskan Streamの流量は前年に比べて増加している。そして1993年が特徴的なのは、調査期間9年間の内、唯一移行領域の流量が亜寒帯海流の流量を上回っていることである(Table 3-2-1)。従ってこの現象は、より高塩な亜熱帯海域の影響を受ける移行領域で、東向き流量がまかなわれる事により、亜寒帯領域の上層に高塩分水がもたらされていたことが原因であると推察した。

以上述べてきたように、北太平洋中央部における亜寒帯循環のスピンアップ・スピンドウンにはRidge Domainにおける深層水湧昇の強弱が密接に関わっている事が証明された。地衡流の理論からすれば、両者の関係はどちらが原因・結果と判別する事は出来ず、同時に存在する現象と見るべきである。直接測流結果のクロススペクトル解析(3-3-4節)で、上下層で有意なコヒーレントを示す数日から100日程の周期は、上層からの伝播、下層からの伝播の両方が見られ、伝播の起源を断定する事は難しい。まして数年にも渡る経年変動の周期を、直接測流から捕らえる事は計測にかかる費用、測定技術・精度の面からも困難である。本研究での9年間のCTD観測資料では、EOF解析によりTabata(1991)の示した6~7年周期をkarouじて捕らえる事が出来た。今後もこのような定線における周期的な観測は経年変動をより正確に捕らえる為に必要で継続すべきである。同時に短周期で広範囲なデータが得られる衛星高度場データの利用も有効な手段と考えられる。

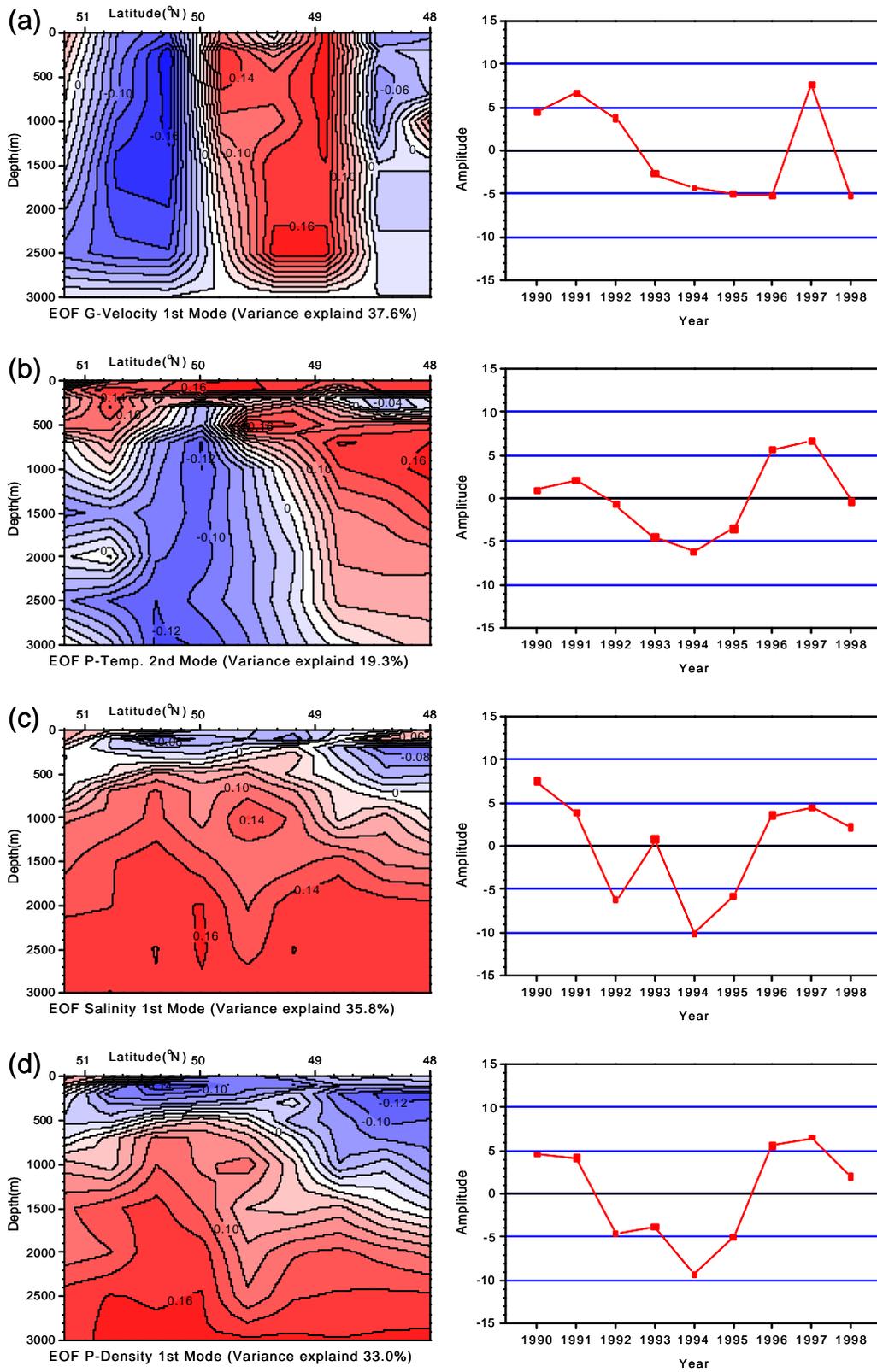


Fig.4-5-2. Comparison between the 1st mode of geostrophic velocity (a) and other elements, 2nd mode of potential temperature (b), 1st mode of salinity (c), 1st mode of potential density (d).

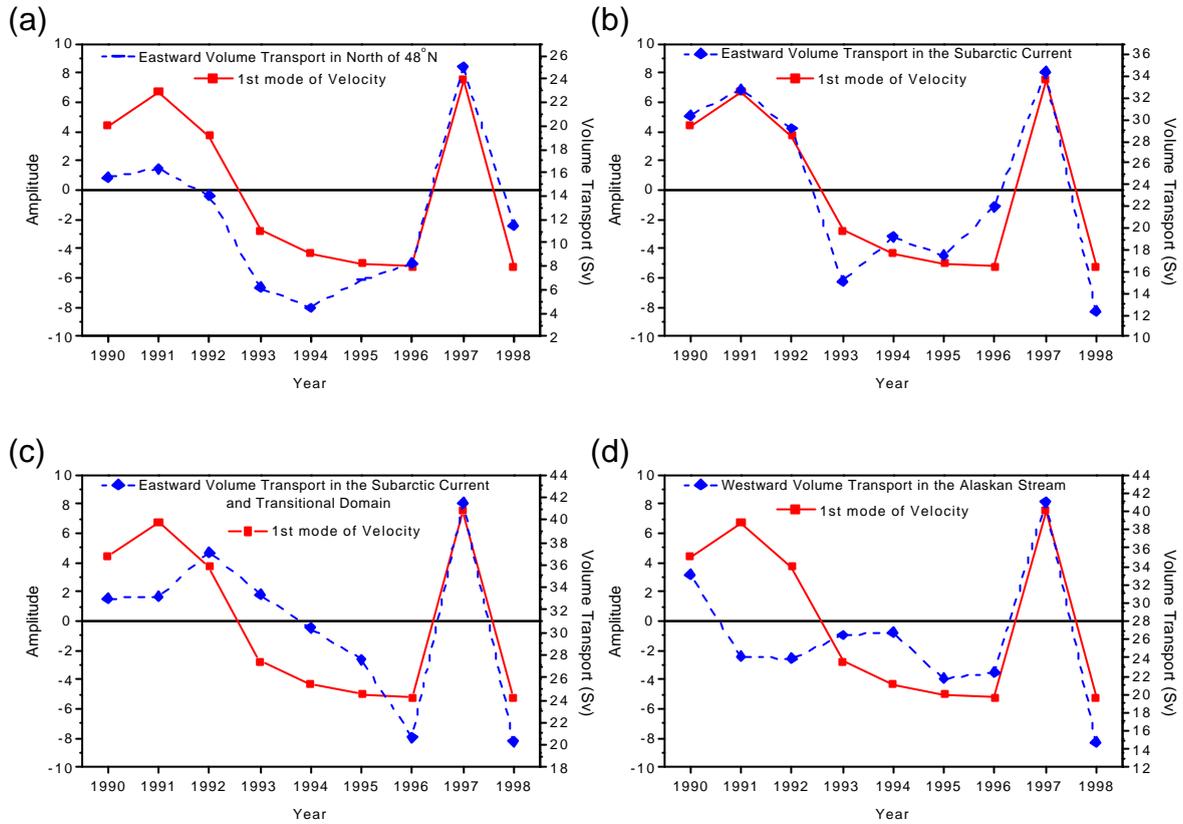


Fig.4-5-3. Comparison between the time amplitude of the 1st mode of geostrophic velocity and interannual variation of the volume transports in north of 48°N (a), in the Subarctic Current (b), in the Subarctic Current and Transitional Domain (c), in the Alaskan Stream (d).

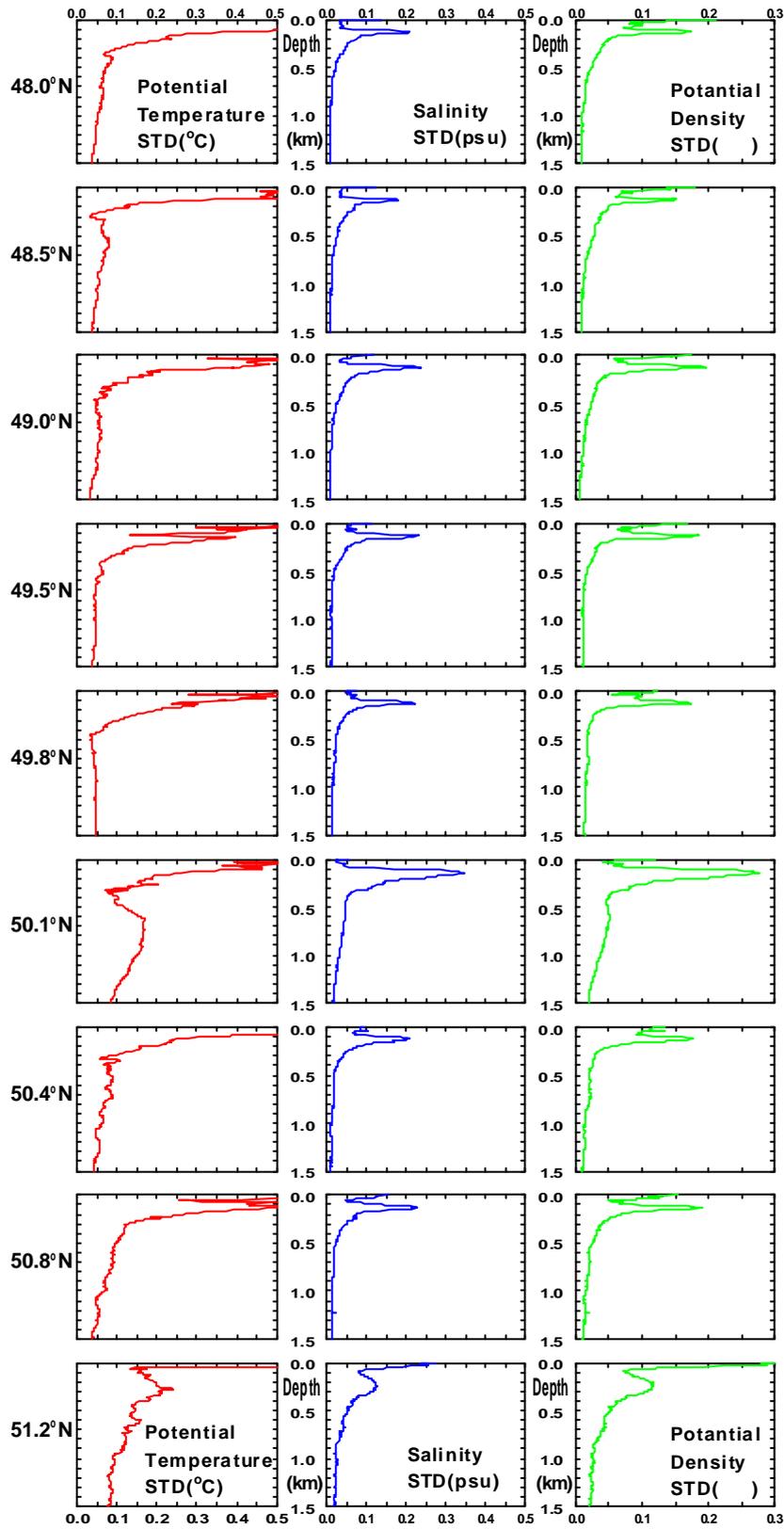


Fig.4-5-4. Standard deviation profiles of potential temperature (left), salinity (center) and potential density (right) at each CTD station north of 48°N.

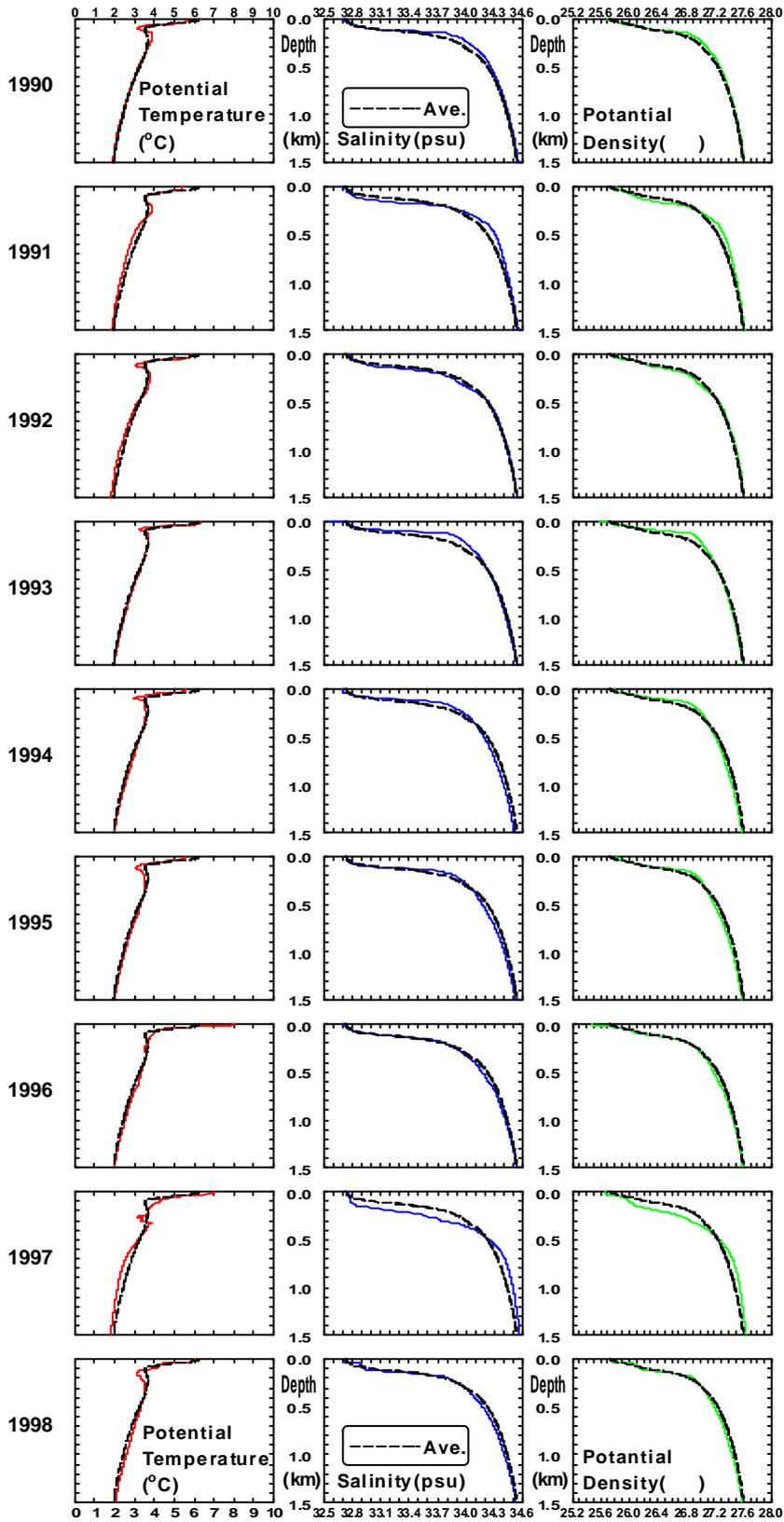


Fig.4-5-5. Potential temperature (left), salinity (center) and potential density (right) profiles at 50.1°N in each year compared with average profile.

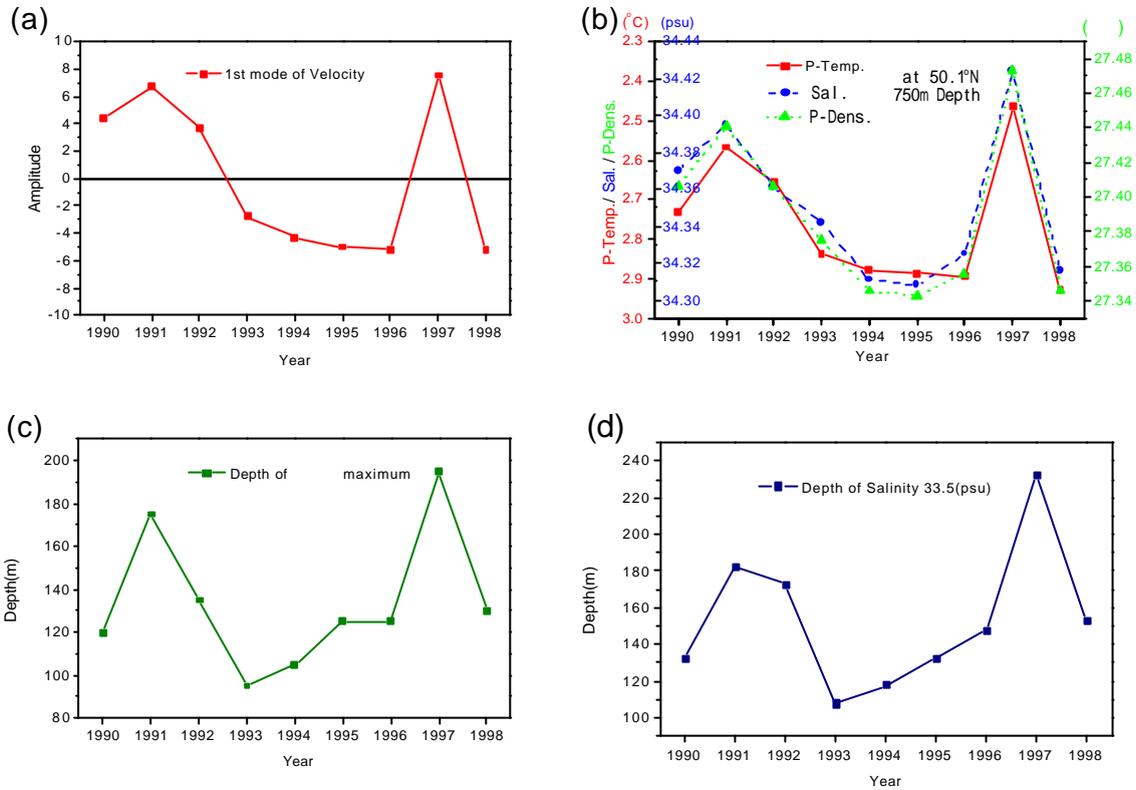


Fig.4-5-6. The time amplitude of the 1st mode of geostrophic velocity (a). Interannual variation of potential temperature, salinity and potential density at 50.1°N at 750m depth (b). Interannual variation of depth of the maximum difference of σ_t at 50.1°N (c). Interannual variation of depth of salinity 33.5psu at 50.1°N (d).

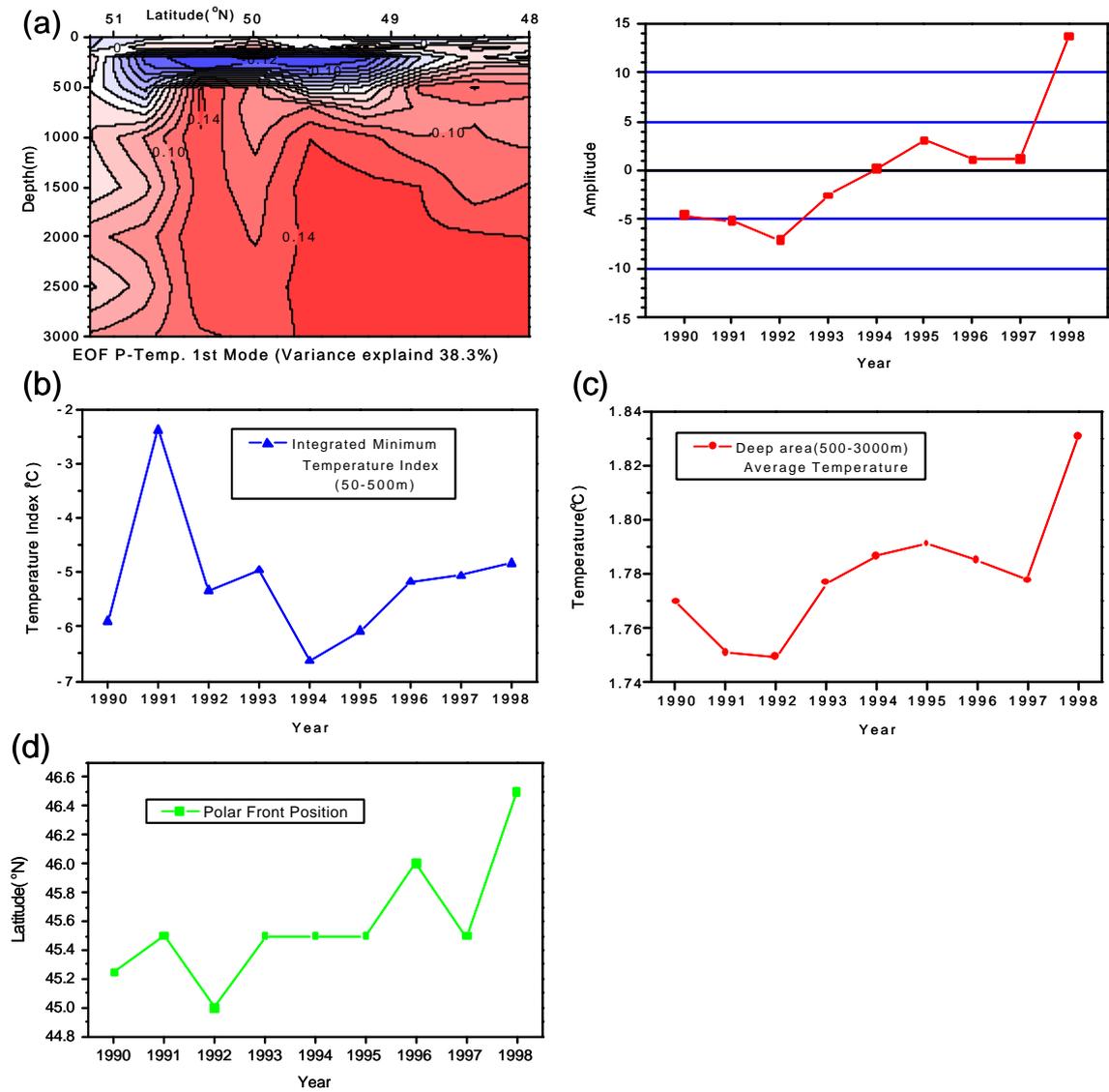


Fig.4-5-7. Comparison between the 1st mode of potential temperature (a) and other elements, interannual variation of the intermediate cold water index calculated by the integral of the temperature inversion from 50 to 500m (b), interannual variation of the average potential temperature from 500 to 3000m at all CTD stations (c), interannual variation of the geographical position of the Polar Front (d).

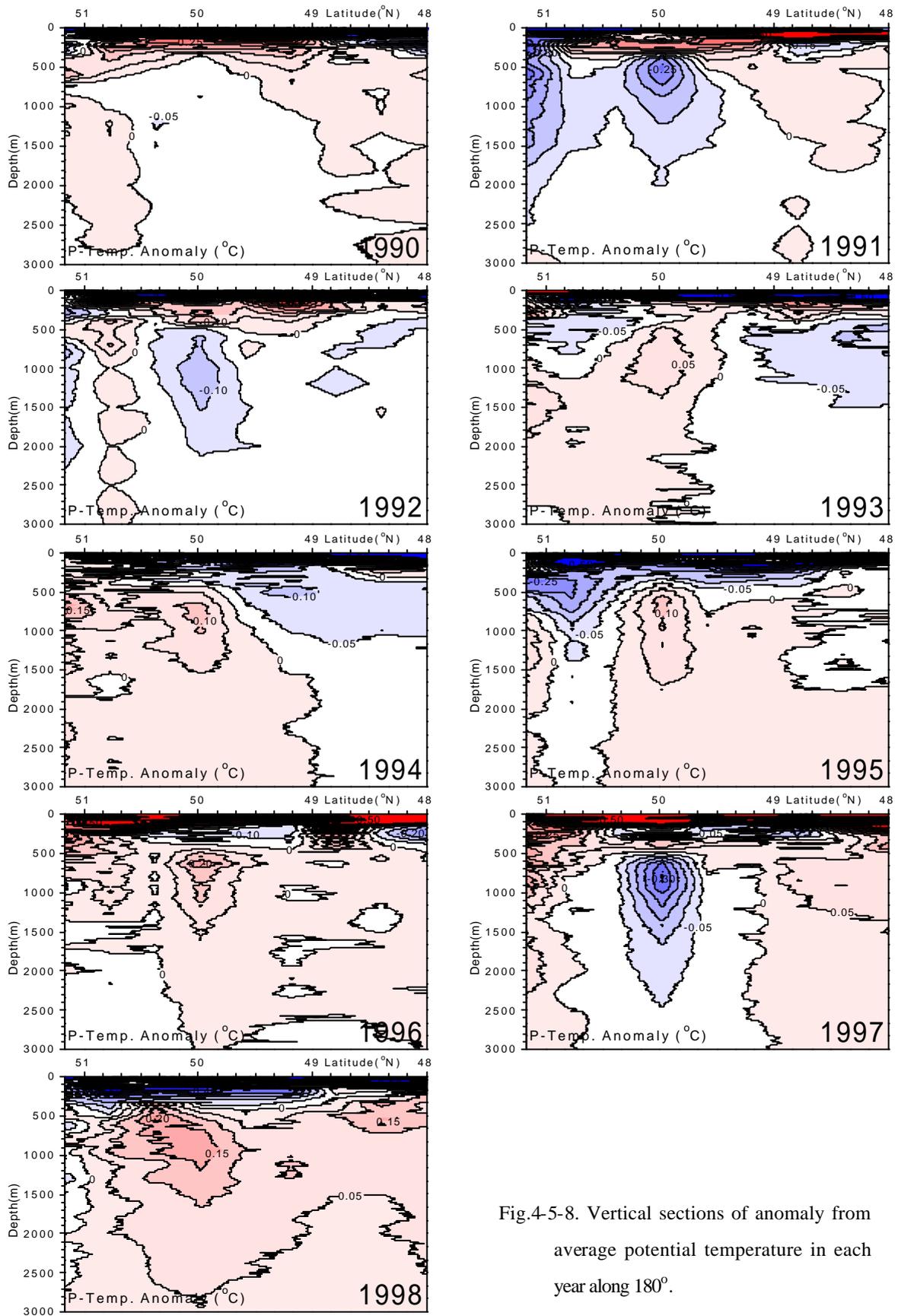


Fig.4-5-8. Vertical sections of anomaly from average potential temperature in each year along 180°.

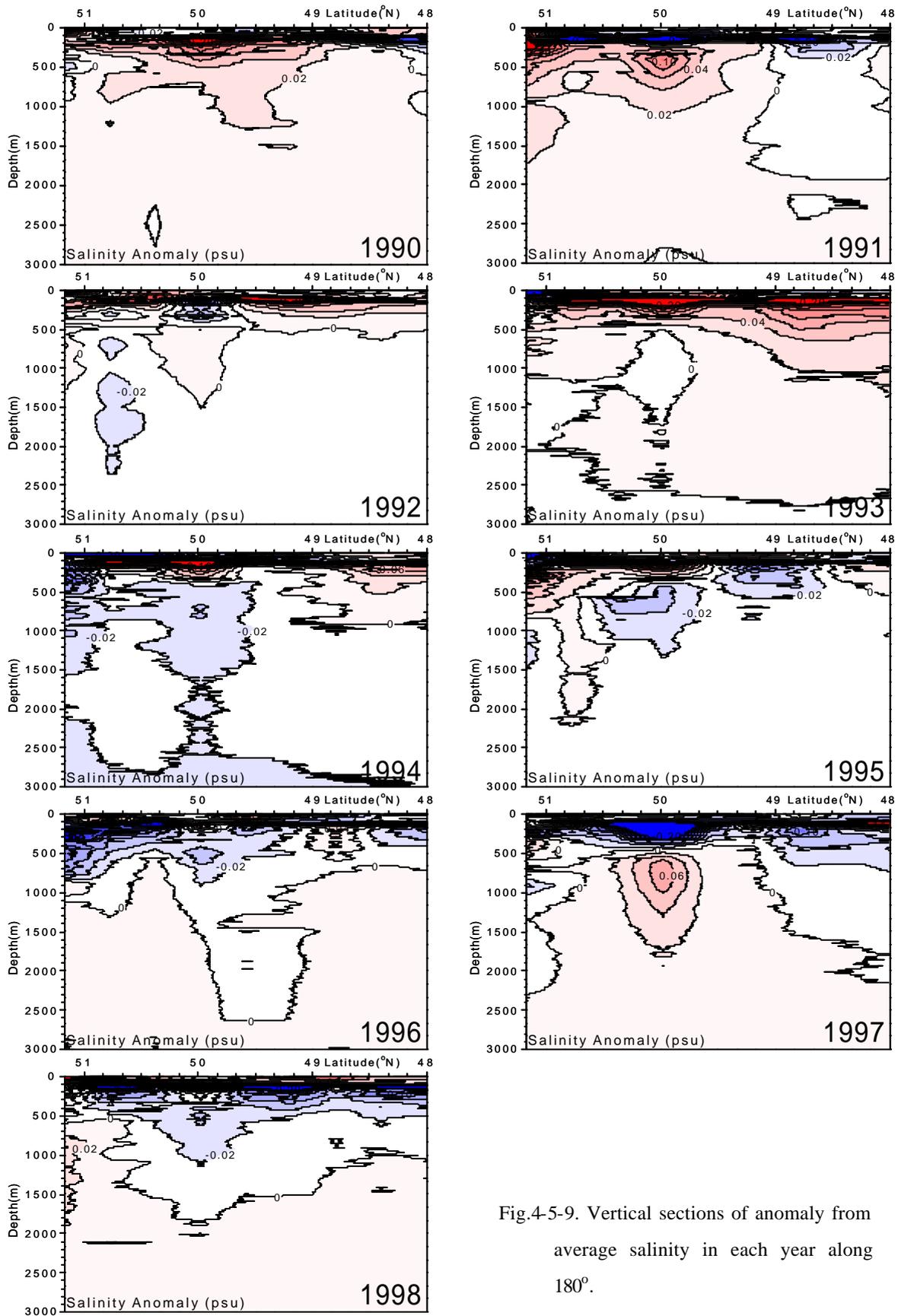


Fig.4-5-9. Vertical sections of anomaly from average salinity in each year along 180°.

4-6. 研究のまとめと課題

第3章の結果、及び第4章の議論で述べた本研究の成果を箇条書きにまとめ、その中で生じた問題点と新たな研究課題を本節に記す。

1. 北太平洋中央部における **Alaskan Stream** の流量変動は亜寒帯海流と移行領域の東向流の変動に対応し、実測流と継続的な断面観測から季節変化に比べて大きな経年変化を有することが明らかとなった。
2. 北太平洋中央部における亜寒帯循環のスピンアップ・スピンドウンには、**Ridge Domain** における深層水湧昇の強弱が密接に関わっていることが証明された。
3. 流量の変動は水塊の変質に繋がり、両者の関係を定量的に示す事ができた。
4. 流量としての **Alaskan Stream** は不連続的で、亜寒帯海流からの再循環流が大きな割合を占めることが示された。
5. 北太平洋亜寒帯海域の熱・塩分東西輸送量に関する指標値を示す事ができた。

180度線の断面構造に見られるフロント構造を、既往の研究例を参考に再確認した。水温断面のEOF解析結果から、極前線は亜寒帯下層域の温暖化に連れて北上する傾向が見られた。また塩分断面のEOF解析結果から、移行領域の流量変化が極前線を越えて亜寒帯海流と **Alaskan Stream** 域の塩分分布にまで影響を及ぼしている事を指摘した。**Alaskan Stream** による西向き流量は、亜寒帯海流のみの東向き流量を上回り、移行領域と亜寒帯海流を合わせた東向き流量とバランスし、経年変化の傾向も良い一致を示した。極前線の動きに比べて亜寒帯境界は変動が大きく、独自の周期性を持っている事が分かった。

しかしフロント位置の変動は1観測ライン上で捕らえた変動であり、渦の通過や境界の波動によって大きく変動する要素を持っていると思われる。その為、衛星観測などによる東西方向に広がりを持った空間的な把握が必要であり、180度の観測ラインと同様な南北に伸びる他の観測ラインとの比較も重要な解析課題となっている。フロント位置の変動は亜寒帯循環と亜熱帯循環の境界域において、東方に輸送される水塊の変質過程を理解する上でも重要な課題である。また本研究の結果では **Ridge Domain** ピークの位置に変化が現れなかったが、より細かな空間解像度では微妙な南北移動を示した可能性もある。また東西方向の変化も考慮に入れるべきであり、ピー

ク位置の変化はピークを中心とした低気圧性渦の消長と亜寒帯海流から Alaskan Stream への再循環流に大きく関わってくる要素でもある。

Alaskan Stream の直接測流結果においては、既往の上流部における観測結果と同様に安定した流速構造を持ち、これまでの係留観測結果で最下流域に当たる本研究海域でも流れの特性は維持されている事が分かった。地衡流速値との比較では、地衡流バランスが成立する基準深度は 3000m 付近にあり、経年的に変化することが分かった。また Alaskan Stream の北部域は非地衡流成分が南部域に比べて大きく、順圧流成分もより大きい事が明らかとなった。スペクトル解析からは全点の上下層では高いコヒーレンスが有り、北部と中央部の比較でも高いコヒーレンスが見られた。それに対し南部は独自の変動を示し、亜寒帯海流との間に見られた低気圧回転の渦の影響が大きい事が明らかとなった。また低気圧性渦が存在する期間では、非地衡流成分が極端に大きくなる事が明らかとなった。上下層の高いコヒーレンスは、地衡流速断面のパターン分類、流速断面の EOF 解析でも水柱全体の変動として確認された。また全体流量の大きな変動に対して、層別輸送量の割合が大きく変化しない事も確認することができた。

本研究における3年間に渡る連続観測と9年間に得られた地衡流量の関係から、Alaskan Stream の季節変化と経年変化に関する定量的な推定結果を得る事ができた。季節変化は1月に最大値($53.8 \pm 17.5\text{Sv}$)を持ち、1月の前後は急激な変動を示す。最小値は4月($37.5 \pm 21.1\text{Sv}$)で、春から秋にかけては大きな変化が見られない。年平均値($41.6 \pm 19.6\text{Sv}$)に対する季節変化の割合は39.2%で、Royer (1981a)のアラスカ湾内での推定値(13%)を上回り、Overland et al. (1994)が数値モデルから得た北太平洋中央部の季節変化(年平均15Sv / 季節変化量6Sv:40%)に割合的に同程度の値が今回の直接測流結果から得られた。しかし絶対量には大きな開きがあり、本研究の成果を持って亜寒帯循環流量とそれによって運ばれる熱・塩分輸送量の規模を再認識する必要がある。

経年変化では1996年冬期から徐々に強まった流速値が、1997年の冬期に最大値に達し、1998年に入って急激な減少を示す大規模の変動を捕らえる事ができた。この変動は地衡流量と流量に支配される熱輸送量・塩分輸送量にも明瞭に現れ、断面構造の EOF 解析においても高い寄与率のモードとして現れている。流量の経年変動と水塊分析を合わせた結果から、Ridge Domain ピークの水塊構造は、亜寒帯循環のスピンアップ・スピンドウンと密接に関わっている事を明らかにした。Ridge Domain ピークにおける低温・高塩な深層水の湧昇が、傾圧構造の強弱を決定付け、亜寒帯海流及び Alaskan Stream の流量変動に繋がることを定量的に導く事ができた。この結果から、Ridge Domain における水塊構造を継続的にモニター観測する事により、亜寒帯循環流量の経年変動の指標となりうる可能性を持っている(Onishi,2001)。

しかしこの大規模な経年変動を引き起こす原因の解明はなされていない。Tabata (1991)は亜寒帯循環に見られる6~7年周期の経年変動は、同程度の周期性を

持つ大規模な気候変動に影響されているとし、大規模気候変動の影響はカリフォルニア海流への分岐にも現れる事を示唆した。また Niebauer(1998)はアリューシャン低気圧の強度と位置の変化が、ENSO(El Niño - Southern Oscillation)イベントに対応していることを示し、北太平洋の気候変動やレジームシフト(regime shift)に影響を及ぼしていることを明らかにした。これらの研究からも、亜寒帯循環の経年変動要因を探る上で、気候変動との繋がりを考慮に入れることは必要不可欠である。試みとして、WMO(World Meteorological Organization)により作成された月平均の海表面風向風力の分布図を Fig.4-6-1 に示す。1996年と1997年では冬期季節風が弱まる4月にアラスカ湾内に反時計周りの循環風を示す分布が見られるが、1998年では1月2月に既に循環風の様子が確認できる。1997年はアラスカ湾の奥に向う風系が北緯30度以南の緯度帯から見られ、アメリカ西海岸で時計周りに南に向うベクトル量は他の年に比べて少なくなっている。逆に1998年の4月には南に向うベクトル量が多くなっている。この様な風系の変化が本研究に現れた亜寒帯循環流量の大規模変化に、直接的な結び付きを持っているかどうかは判断できない。今後は気候変動資料との統合的な定量解析により、両者の関係を明らかにして行く事が大きな研究課題となる。

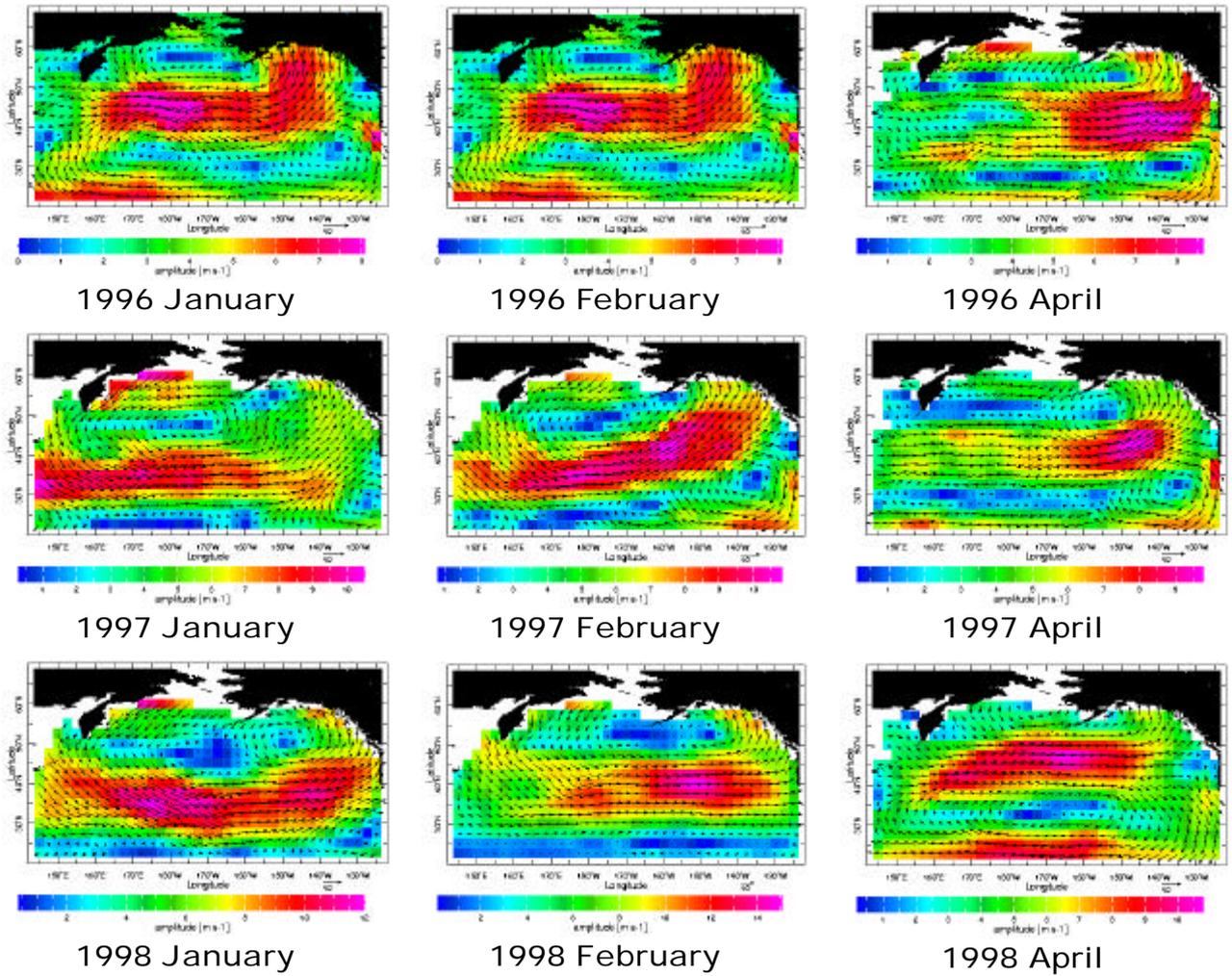


Fig.4-6-1. Monthly mean zonal and meridional surface winds calculated using boundary layer similarity theory by AUSTRALIA WMO (<http://www.wmo.ch/index.html>).

第5章 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大学院水産科学研究科三宅秀男教授、論文審査に携わって頂いた同岸道郎教授、磯田豊助教授に心よりお礼申し上げます。本研究のテーマを与えて頂き、多くのご指導を賜りました故大谷清隆北海道大学名誉教授に心よりお礼申し上げます。

本研究に用いた貴重な海洋観測資料を取得するに当たり、多くのご協力をいただいた北海道大学水産学部附属練習船おしよる丸増田紀義、安間元元船長、山口秀一船長を始め士官の方々、乗組員の方々、ならびに乗船研究者の方々、特設専攻科学生の方々に感謝いたします。本研究の一部は文部省科学研究費に依ったことを付記し、関係各位に感謝いたします。

最後に私のことをこれまで支えて下さった多くの方々に感謝し、本論文の謝辞と致します。

第6章 引用文献

第1章

- Bennett, E. B. (1959): Some Oceanographic Features of the Northeast Pacific Ocean during August 1955. *J. Fish. Res. Bd. Canada*, 16: 565-633
- Dodimead, A. J., F. Favorite and T. Hirano (1963): Salmon of the North Pacific Ocean-2. Review of oceanography of subarctic Pacific region. *Bull. Int. North Pacific. Fish. Comm.*, 13: 1-195
- Favorite, F. (1967): The Alaskan Stream. *Bull. Int. North Pacific. Fish. Comm.*, 21: 1-20
- Favorite, F. (1974): Flow into the Bering Sea through Aleutian island passes. p.3-37. In *Oceanography of the Bering Sea*. ed. by D. W. Hood and E. J. Kelley, Occ. Publ. No. 2, Inst. Marine Science, Univ. Alaska, Fairbanks, 623p.
- Favorite, F., A. J. Dodimead and K. Nasu (1976): Oceanography of the Subarctic Pacific Region. *Bull. Int. North Pacific. Fish. Comm.*, 33: 1-187
- Hasunuma, K. (1978): Formation of the intermediate salinity minimum in the Northwestern Pacific Ocean. *Bull. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo*, 9:1-46
- Ingraham, W. J. and F. Favorite (1968): The Alaskan Stream south of Adak Island. *Deep Sea Res.* 15: 493-496
- 河野時廣 (1991): 北太平洋西部亜寒帯水域の水塊と水系 . 北海道区水産研究所研究報告 , 55: 91-108
- 三宅秀男 (1989): 北太平洋西部亜寒帯境界域の水塊構造と塩分極小層水 . 海と空 , 65-2: 45-56
- Munk, W. H. (1950): On the wind-driven ocean circulation. *J. Meteor.*, 7: 79-93
- Musgrave, D. L., T. J. Weingartner and T. C. Royer (1992): Circulation and hydrography in the northwestern Alaska. *Deep-Sea Res.* 39: 1499-1519
- Niebauer, H. J., J. Roberts and T. C. Royer (1981): Shelf Break Circulation in the Northern Gulf of Alaska. *J. Geophys. Res.*, 86: 4231-4242
- 永田豊・鍵本崇・嚙田邦夫・高杉知・石田享一 (1993): 北太平洋中層水の起源としての高塩の津軽暖流水 . 月刊海洋 , 25: 128-134
- 永田豊・大谷清隆・柏井誠 (1992): 北太平洋亜寒帯循環 . 海の研究 , 1-3: 75-104
- 大谷清隆 (1991): “親潮”の再確認 . 北海道区水産研究所研究報告 , 55: 1-25

- 大谷清隆 (1965): 夏期の Alaskan Stream について . 北海道大学水産学部研究彙報 , 15-4: 260-273
- Ohtani, K. (1970): Relative Transport in the Alaskan Stream in Winter. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 26: 271-282
- Ohtani, K., H. Onishi, N. Kobayashi and G. Anma (1997): Baroclinic Flow Referred to the 3000m Reference Level across the 180° Transect in the Subarctic North Pacific. *Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ.*, 48: 53-64
- Reed, R. K. (1984): Flow of the Alaskan Stream and its variations. *Deep-Sea Res.* 31: 369-386
- Reed, R. K. and N. P. Laird (1977): A Study of Subarctic Boundary Region in the Western North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 33: 247-253
- Reed, R. K., and J. D. Schumacher (1984): Additional Current Measurements in the Alaskan Stream near Kodiak Island. *J. Phys. Oceanogr.*, 14: 1239-1246
- Reed, R. K., J. D. Schumacher and J. P. Blaha (1981): Eulerian Measurements in the Alaskan Stream near Kodiak Island. *J. Phys. Oceanogr.*, 11: 1591-1595
- Roden, G. I. (1995): Aleutian Basin of the Bering Sea: Thermohaline, oxygen, nutrient, and current structure in July 1993. *J. Geophys. Res.*, 100: 13539-13554
- Roden, G. I., B. A. Taft and C. C. Ebbesmeyer (1982): Oceanographic Aspects of Emperor Seamounts Region. *J. Geophys. Res.*, 87: 9537-9552
- Royer, T. C. and W. J. Emery (1987): Circulation in the Gulf of Alaska, in 1981. *Deep-Sea Res.*, 34: 1361-1377
- Royer, T. C., D. V. Hansen and D. J. Pashinski (1979): Coastal Flow in the Northern Gulf of Alaska as Observed by Dynamic Topography and Satellite-Tracked Drogued Drift Buoys. *J. Phys. Oceanogr.*, 9: 785-801
- Schumacher, J. D., P. J. Stabeno and A. T. Roach (1989): Volume transport in the Alaska Coastal Current. *Cont. Shelf Res.*, 9: 1071-1083
- Stabeno, P. J., R. K. Reed and J. D. Schumacher (1995): The Alaska Coastal Current: Continuity of transport and forcing. *J. Geophys. Res.*, 100: 2477-2485
- Talley L. D., Y. Nagata, M. Fujimura, T. Iwao, T. Kono, D. Inagake, M. Hirai and K. Okuda (1995): North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio/Oyashio Mixed Water Region. *J. Phys. Oceanogr.*, 25: 475-501
- Uda, M. (1963): Oceanography of the subarctic Pacific Ocean. *J. Fish. Res. Bd. Canada*, 20: 119-179
- Warren, B. A. and W. B. Owens (1985): Some Preliminary Results Concerning Deep Northern-Boundary Currents in the North Pacific. *Prog. Oceanogr.*, 14: 537-551
- Warren, B. A. and W. B. Owens (1988): Deep Currents in the Central Subarctic Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 18: 529-551

Watanabe, T. and M. Wakatsuchi (1998): Formation of 26.8-26.9 °C Water in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk as a possible origin of North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, 103: 2849-2865

Woods, J. D. (1985): The World Ocean Circulation Experiment. *Nature*, 314: 501-511

Yasuda, I., K. Okuda and Y. Shimizu (1996): Distribution and Modification of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio Interfrontal Zone. *J. Phys. Oceanogr.*, 26: 448-465

第2章

北海道大学水産学部 海洋調査漁業試験要報 No.34-42

第3章

安間元・増田紀義・小林源司・山口秀一・目黒敏美・佐々木成二・大谷清隆 (1990): 夏季北太平洋 180 度線移行領域周辺の海洋構造とその変動．北海道大学水産学部研究彙報，41-2: 73-88

Bryden, H. L., D. H. Roemmich and J. A. Church (1991): Ocean heat transport across 24°N in the Pacific. *Deep Sea Res.*, 38: 297-324

深澤理郎・雨地健一・宅間亮・杉森康宏 (1993): 太平洋における南北熱輸送の推算．1993年度日本海洋学会春季大会講演要旨集，: 116-117

深澤理郎・水谷倫也・杉森康宏・奥田邦明・安田一郎・坂東保・寄高博行・岩永義幸・今脇資郎・久保田雅久 (1995): 北緯 30 度を通過する熱・塩分フラックスの推算 (速報)．月刊海洋，号外 9，: 41-51

Ichikawa, H., S. Imawaki and M. Fukasawa (1999): Mean Values of Volume and Temperature Transports of the Kuroshio South of Japan in 1993-1995. Proceedings of the Forth International Scientific Symposium UNESCO/IOC/WESTPAC, : 22-31

Millero (1973): 「比熱」海洋大辞典 和達清夫監修 東京堂出版:pp589

Ohtani, K., H. Onishi, N. Kobayashi and G. Anna (1997): Baroclinic Flow Referred to the 3000m Reference Level across the 180° Transect in the Subarctic North Pacific. *Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ.*, 48: 53-64

Onishi, H. and K. Ohtani (1999): On Seasonal and Year to Year Variation in Flow of the Alaskan Stream in the Central North Pacific. *J. Oceanogr.*, 55: 597-608.

Overland, J.E. and R. W. Preisendorfer (1982): A significance test for Principal Components applied to a cyclone climatology. *Mon. Weath. Rev.*, 110: 1-4

Roden, G. I., B. A. Taft and C. C. Ebbesmeyer (1982): Oceanographic Aspects of Emperor Seamounts Region. *J. Geophys. Res.*, 87: 9537-9552

高木省吾・大西広二 (1997): 北太平洋亜寒帯移行域における初夏の表層性魚類・イカ類群集の分布と海況の経年変化(1979-1995) . 平成8年度さけ・ます資源部会報告, 遠洋水産研究所:10-26

第4章

Cokelet, E. D., M. L. Schall, and D. M. Dougherty (1996): ADCP-Referenced Geostrophic Circulation in the Bering Sea Basin. *J. Phys. Oceanogr.*, 26: 1113-1128

Dodimead, A. J., F. Favorite and T. Hirano (1963): Salmon of the North Pacific Ocean-2. Review of oceanography of subarctic Pacific region. *Bull. Int. North Pacific. Fish. Comm.*, 13: 1-195

Favorite, F. (1967): The Alaskan Stream. *Bull. Int. North Pacific. Fish. Comm.*, 21: 1-20

Johnson, W. R., T. C. Royer and J. L. Luick (1988): On the Seasonal Variability of the Alaska Coastal Current. *J. Geophys. Res.*, 93: 12423-12437

河野時廣 (1991): 北太平洋西部亜寒帯水域の水塊と水系 . 北海道区水産研究所研究報告, 55: 91-108

大谷清隆 (1989): 親潮水形成に関わるオホーツク海の役割 . 海と空, 65-2: 63-83

Ohtani, K. (1970): Relative Transport in the Alaskan Stream in Winter. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 26: 271-282

Okkonen, S. R. (1992): The Shedding of an anticyclonic eddy from the Alaskan Stream as observed by GEOSAT altimeter. *Geophys. Res. Letters*. 19: 2397-2400

Onishi, H. (2001): Spatial and Temporal Variability a Vertical Section across the Alaskan Stream and Subarctic Current. *J. Oceanogr.*, 57: 79-91

Onishi, H., S. Ohtsuka, and G. Anna (2000): Anticyclonic, Baroclinic Eddies along 145°W in the Gulf of Alaska in 1994-1999. *Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ.*, 51: 31-43

Overland, J. E., M. C. Spillane, H. E. Hurlburt, and A. J. Wallcraft (1994): A Numerical Study of the Circulation of the Bering Sea Basin and Exchange with the North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 24: 736-758

Niebauer, H. J. (1998): Variability in Bering Sea ice cover as affected by a regime shift in the North Pacific in the period 1947-1996. *J. Geophys. Res.*, 103: 27717-27737

Reed, R. K. (1984): Flow of the Alaskan Stream and its variations. *Deep-Sea Res.* 31: 369-386

Reed, R. K. and P. J. Stabeno (1989): Recent Observation of Variability in the Path and Vertical Structure of the Alaskan Stream. *J. Phys. Oceanogr.*, 19: 1634-1642

Reed, R. K. and P. J. Stabeno (1993): The recent return of the Alaskan Stream to Near Strait. *J. Mar. Res.*, 51: 515-527

Reed, R. K. and P. J. Stabeno (1994): Flow along and across the Aleutian Ridge. *J. Mar. Res.*, 52: 639-648

- Reed, R. K., R. D. Muench and J. D. Schumacher (1980): On baroclinic transport of the Alaskan Stream near Kodiak Island. *Deep-Sea Res.* 27: 509-523
- Royer, T. C. (1979): On the Effect of Precipitation and Runoff on Coastal Circulation in the Gulf of Alaska. *J. Phys. Oceanogr.*, 9: 555-563
- Royer, T. C. (1981a): Baroclinic transport in the Gulf of Alaska Part I. Seasonal variations of the Alaska Current. *J. Mar. Res.*, 39: 239-250
- Royer, T. C. (1981b): Baroclinic transport in the Gulf of Alaska Part I. A fresh water driven coastal current. *J. Mar. Res.*, 39: 251-266
- Royer, T. C. (1982): Coastal fresh water discharge in the northeast Pacific. *J. Geophys. Res.*, 87: 2017-2021
- Royer, T. C. and W. J. Emery (1987): Circulation in the Gulf of Alaska, in 1981. *Deep-Sea Res.*, 34: 1361-1377
- Stabeno, P. J. and R. K. Reed (1994): Circulation in the Bering Sea observed by satellite-tracked drifter: 1986-1993. *J. Phys. Oceanogr.*, 24: 848-854
- Stommel, H. and A. B. Aron (1960): On the Abyssal Circulation of the World Ocean-I. Stationary Flow Pattern on a Sphere. *Deep-Sea Res.* 6: 140-154
- Tabata, S. (1991): Annual and interannual variability of baroclinic transports across Line P in the northeast Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* 38: 221-245
- Thomson, R. E. (1972): On the Alaskan Stream. *J. Phys. Oceanogr.*, 2: 363-371
- Warren, B. A. and W. B. Owens (1985): Some Preliminary Results Concerning Deep Northern-Boundary Currents in the North Pacific. *Prog. Oceanogr.*, 14: 537-551
- Warren, B. A. and W. B. Owens (1988): Deep Currents in the Central Subarctic Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 18: 529-551

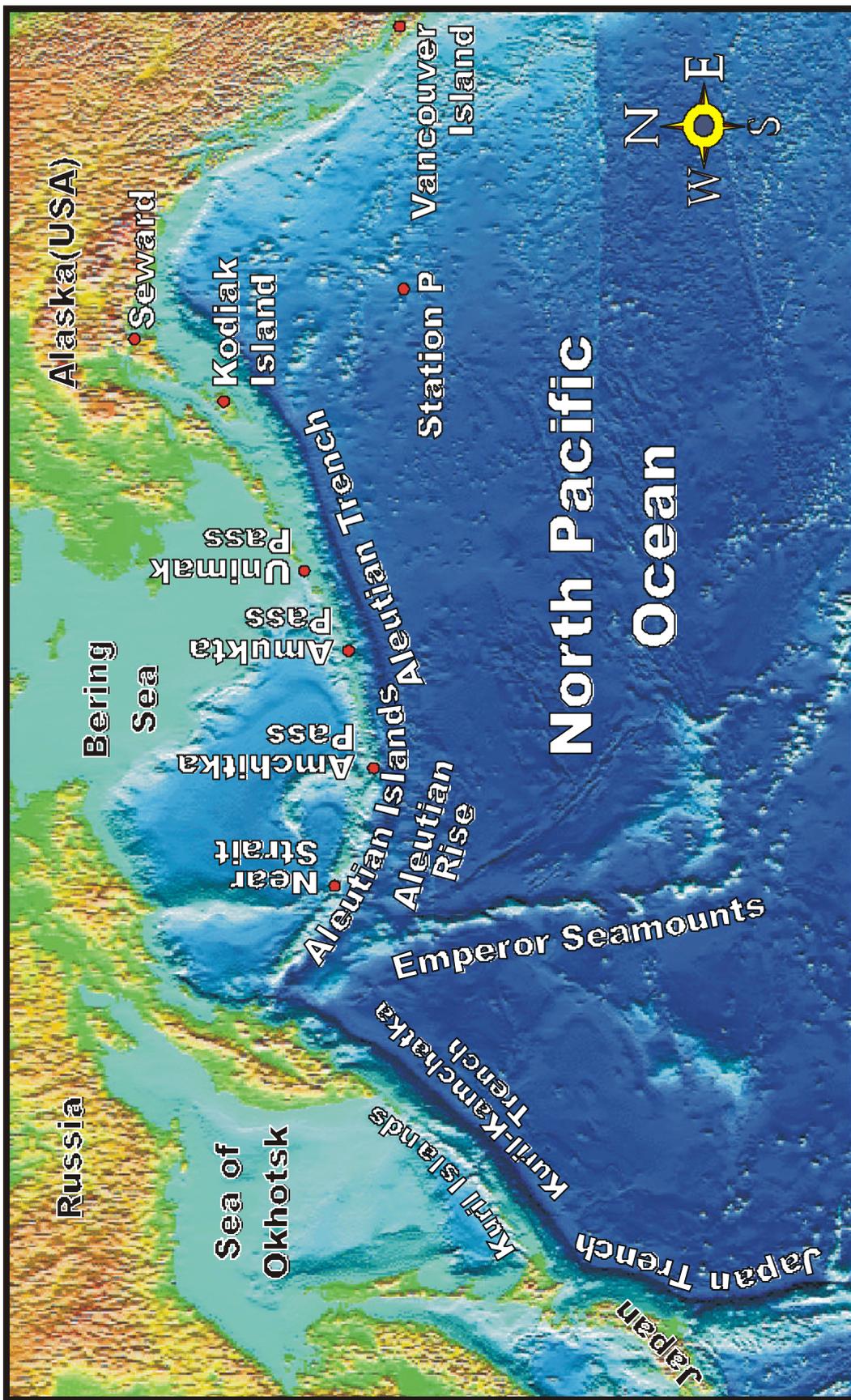


Fig. A Map of the northern North Pacific from NOAA Ocean Atlas