

東京大学大学院新領域創成科学研究科
環境学研究系自然環境学専攻
海洋環境動態学分野

平成 18 年度 修士論文

表層漂流ブイを用いた北太平洋亜寒帯
表層循環の季節変動の描写

Seasonal Change of the North Pacific Subarctic Gyre
Using Surface Drifters

2007 年 2 月 28 日 提出

2007 年度 3 月修了

指導教員 道田 豊 助教授

学籍番号 56703 浅野 啓輔

目次

第1章	はじめに	3
1 - 1	背景	3
1 - 2	表層海流の計測方法	3
1 - 3	既往研究	4
1 - 4	研究の目的	5
第2章	使用データ・対象海域	10
2 - 1	表層漂流ブイデータ	10
2 - 2	海上風データ	12
2 - 3	アルゴフロート及び気候値による地衡流速データ	12
第3章	解析方法	13
3 - 1	漂流ブイの漂流速度分布	13
3 - 2	吹送流成分の評価	13
3 - 3	地衡流速分布	18
第4章	解析結果	19
4 - 1	漂流ブイの漂流速度分布	19
4 - 2	摩擦深度の検証結果	21
4 - 3	ドラッグ係数の評価結果	22
4 - 4	吹送流速度分布	25
4 - 5	地衡流速速度分布	29
第5章	考察	33
5 - 1	吹送流再評価前後の地衡流速速度分布の比較	33
5 - 2	既往研究結果との比較	38
第6章	まとめ	45

謝辞

参考文献

付録

要旨 (和文)

Summary (English)

1.はじめに

1-1. 背景

北太平洋の亜寒帯域は海面水温に十年規模の変動が観測されている海域であり、さらに、人為起源の二酸化炭素が活発に吸収されている海域であるとの指摘もある。そのため、深層から表層に至る北太平洋亜寒帯循環の詳細な構造とその時間的変動の実態の把握は地球規模の気候変動を考える上で重要な課題であるといえる。その一方で、従来、北緯 40 度以北の海域はとくに冬季の厳しい気象条件などのため観測データが乏しかった海域であり、他の海域に比べて実態の理解が進んでいないという現状がある。北太平洋亜寒帯の表層循環については *Ohtani*(1991)がまとめた模式図(図 1)に集約されるような知見があるが、これは夏季の水温塩分が相対的に多くを占める観測結果をもとに描かれたもので、季節変動像は含まれてはいない。図 2 に人工衛星に搭載されたマイクロ波散乱計による海上風速度の分布を示すが、亜寒帯域の海上風速度分布は大きな季節変動を示すことがわかる。風の場の季節変動に伴い、表層循環も季節変動を持つことが予想される。

1-2. 流速の計測方法

気象条件に左右されず一年を通して流速データを得る手段として、人工衛星に搭載された海面高度計による海面高度分布から地衡流速を推定する方法が挙げられる。ただし、人工衛星で測定した海面高度には力学的な海面高度のほかに地球の重力異常を反映したジオイド面の凹凸が含まれている。したがって、海洋の動きを調べるためには、衛星で測定した海面高度がジオイド面からどれだけずれているかを求め、その傾きから海面での絶対流速などを求めることになる。しかし実際には、力学的な海面高度の時間・空間的な変動の振幅に対してジオイド面の凹凸は力学的な海面高度の変化よりもはるかに大きい。したがって、海面での流速を求めるためには大きく空間変化しているジオイド面に関する極めて正確な情報が必要であるが、現在のジオイド・モデルの精度では不十分であり海面での絶対流速などを求めるためには使えない。そのため衛星海面高度計データと現在のジオイド・モデルの組合せでは限られた場合を除いて今のところ海面での絶対流速そのものを求めることはできない。ただし、ジオイドはこの測定の時間スケールではほとんど変化しないため、流速の時間変動成分については求めることができる。

また、気象条件に左右されず一年を通して流速データを得る手段として、2000 年以降から本格的に実施され始めたアルゴフロートを用いた観測が挙げられる。アルゴフロートは船から投入された後、1000m の深度を 10 日間漂流した後、浮力を調整して自動的に 2000m まで降下し、海面まで浮上しながら水温・塩分の鉛直プロファイルの測定を行うものである。海面でフロートは浮上時に測定した水温・塩分プロファイルのデータを発信し、これを ARGOS 衛星が受信するとともにフロートの位置を決定する。従来、広く行われてきた

船による観測と同様に、測定された水温・塩分の鉛直プロファイルから力学計算によって流速を計算することができるが、力学計算には流れが存在しない無流面を仮定する必要がある。

これらの観測方法に対し、直接的に海面の流速を測定できるという利点を持ち、気象条件に左右されず一年を通して観測が可能な手段として衛星追跡型表層漂流ブイが挙げられる。表層漂流ブイはこれまで世界海洋循環実験 (World Ocean Circulation Experiment: WOCE) および、SAGE (Subarctic Gyre Experiment) によって北太平洋亜寒帯域に多くの表層漂流ブイが放流されてきている。漂流ブイは、その移動から海面の流速を直接的に測定することができるが、得られた流速には地衡流成分だけでなく、風によって駆動される吹送流成分が含まれている。そのため、地衡流を求める場合、漂流ブイの漂流速度から吹送流成分を除去してやる必要がある。北太平洋亜寒帯海域では、アラスカ海流など一部の場所を除いて、相対的に地衡流が弱く、また冬季には強い風の影響を受けて相対的に吹送流が大きくなると考えられる。従って、この海域の表層循環像について表層漂流ブイの軌跡をもとに論じる場合、吹送流の評価が本質的に重要になってくる。吹送流の評価方法として、*Michida & Yoritaka* (2003) が行った海上風の気候値データから評価する方法がある。海上風から吹送流を評価するためには、吹送流のパラメーターである摩擦深度、ドラッグ係数を決定する必要があるが、彼らは過去の研究から得られた典型的な値を用いて評価を行った。

1-3. 既往研究

Kuragano & Kamachi (2004) は TOPEX/POSEIDON 衛星の海面高度計データと船舶観測データから 5 日毎に 1993 年から 2000 年まで作成した水温・塩分の客観解析値を北太平洋渦解像モデルに同化させ、NCEP の 1980 年から 1998 年の平均的な季節変動風データを外力として同化実験を行い、北太平洋亜寒帯域の順圧輸送の季節変動を調べた。その結果、夏季には亜寒帯循環は強い循環の中心は見られず、アラスカ循環からのびる谷のような様相を示すのに対し、冬季は北緯 47 度・東経 157 度を中心に東部アラスカ循環までを含む大きな循環が見られた (図 3)。この結果から、冬季には太平洋東部で亜寒帯循環の南境界が南に拡大することがわかる。また、冬季には天皇海山列東の北緯 47 度・東経 172 度を中心に低気圧性循環が出現することが示された。しかし、天皇海山列東の循環は現場の観測事実として検出された例は殆どない。

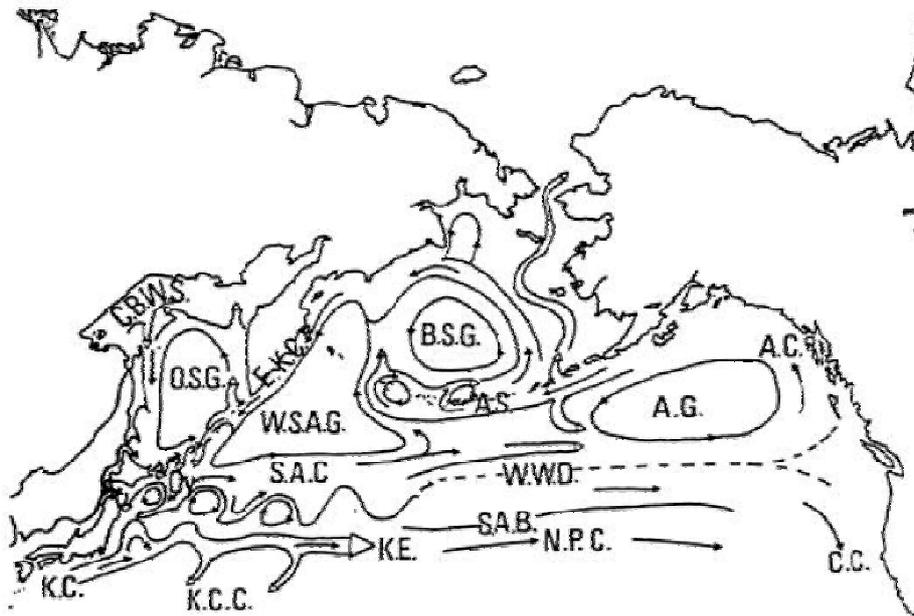
Strub & James (2002) は衛星海面高度計データを用いて北東太平洋の表層輸送に関する研究を行った。彼らは Geosat および TOPEX/POSEIDON、ERS-1,2 の衛星に搭載された海面高度計による観測結果を組み合わせ、7 年間以上の衛星海面高度計データを基に、2 ヶ月間隔の季節平均海面高度から観測期間全体の平均海面高度を除去し、*Levitus & Gelfeld* (1992) による水温・塩分の長期間の平均である気候データから計算された 500m 基

準の平均的な力学的海面高の気候値を加えることで海面高度分布の季節偏差を示した。その結果、北東太平洋において、冬季にはアラスカ循環が強化され、南向きの流れであるカリフォルニア海流が沿岸部で弱まり、北米大陸西岸には北向きの強い流れが現れ、また夏季にはアラスカ循環が弱まり、カリフォルニア海流が強まるという季節変動があることを示した。この結果からは *Kuragano&Kamachi*(2004)に見られた冬季における循環の拡大は確認できない。

1.4 研究の目的

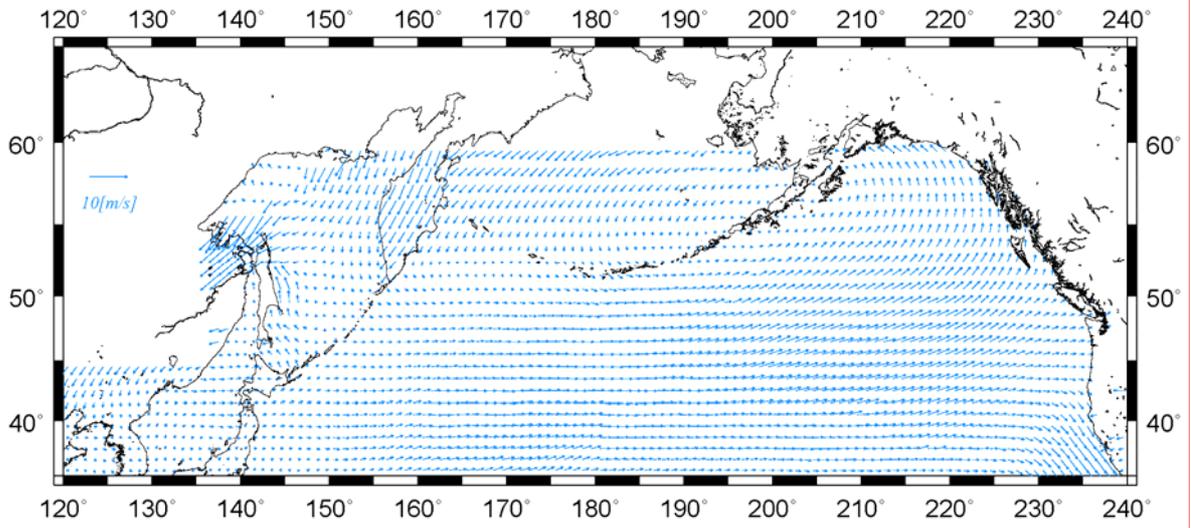
これまで、北太平洋亜寒帯循環の季節変動については、既往研究で示されたように海面高度計やモデルを用いて調べられてきた。また、最近のアルゴフロート観測結果からも、亜寒帯循環の季節変動の実態を調べることが可能であると考えられる。しかし、これらはいずれも海面高度分布や水温・塩分分布などから間接的に推定された流速場を基にして、亜寒帯循環の季節変動を調べたものであり、実測流速に基づいた流速場から亜寒帯循環の季節変動を調べた研究をこれまで殆ど行われていない。亜寒帯循環の実態を正確に把握するためには、間接的に推定された流速場からだけでなく、実測流速に基づく流速場からも、その季節変動を調べる必要があると考えられる。

そこで、本研究では一年を通して表層流速を実測可能な表層漂流ブイのデータを用いることで、実測流速に基づいた北太平洋亜寒帯表層循環の季節変動の把握が可能であると考え、表層漂流ブイデータを用いて北太平洋亜寒帯の表層循環の季節変動を把握することを目的とした。そのために、*Michida&Yoritaka*(2003)の方法に加えて、吹送流の評価に用いるドラッグ係数の値を、アルゴフロート及び気候値による地衡流速データとの摺り併せを行うことで評価を行う。得られたドラッグ係数の値を用いて評価した吹送流成分を季節毎の漂流ブイ平均流速から除去することでより確からしい、季節ごとの地衡流速分布を得る。得られた地衡流速分布から亜寒帯表層循環における季節変動を描写すると共に、*Strub & James*(2002)や *Kuragano&Kamachi*(2004)で示されている季節変動との比較を行い、間接的に推定された流速場から得られた季節変動が、本研究で得られる実測流速に基づく流速場から得られた季節変動にどの程度表れるのかを調べた。

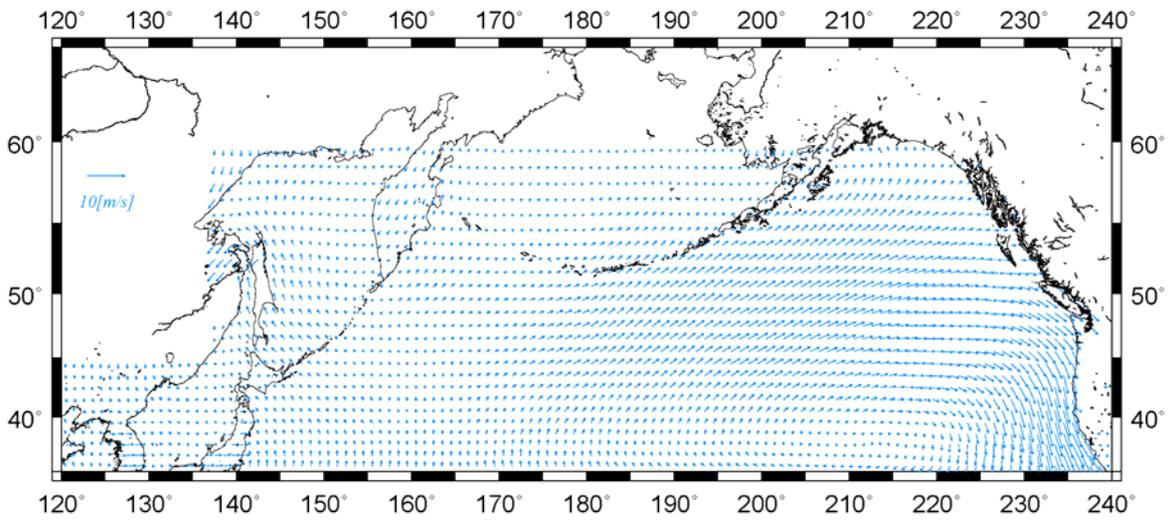


K.C. : Kuroshio Current	A.S. : Alaskan Stream
K.C.C. : Kuroshio Counter Current	E.K.C. : East Kamchatka Current
K.E. : Kuroshio Extension	W.S.A.G. : Western Subarctic Gyre
N.P.C. : North Pacific Current	O.S.G. : Okhotsk Sea Gyre
C.C. : California Current	C.B.W.S. : Cold Saline Bottom Water
S.A.B. : Subarctic Front	W.D.D. : West Wind Drift
S.A.C. : Subarctic Current	A.C. : Alaskan Current
	A.G. : Alaskan Gyre

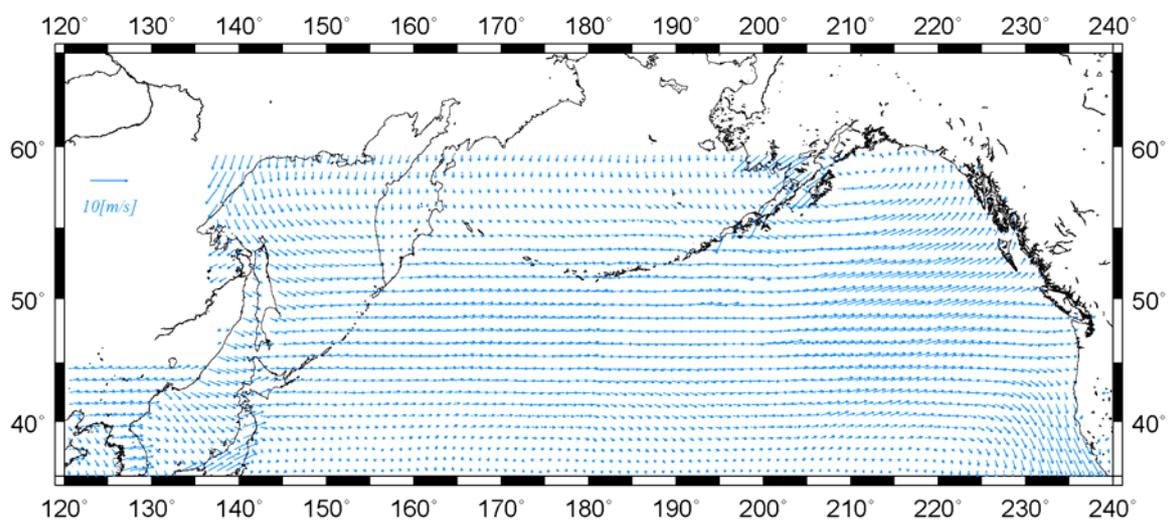
図 1. *Ohtani*(1991)によってまとめられた 北太平洋亜寒帯循環系を構成する海流の模式図



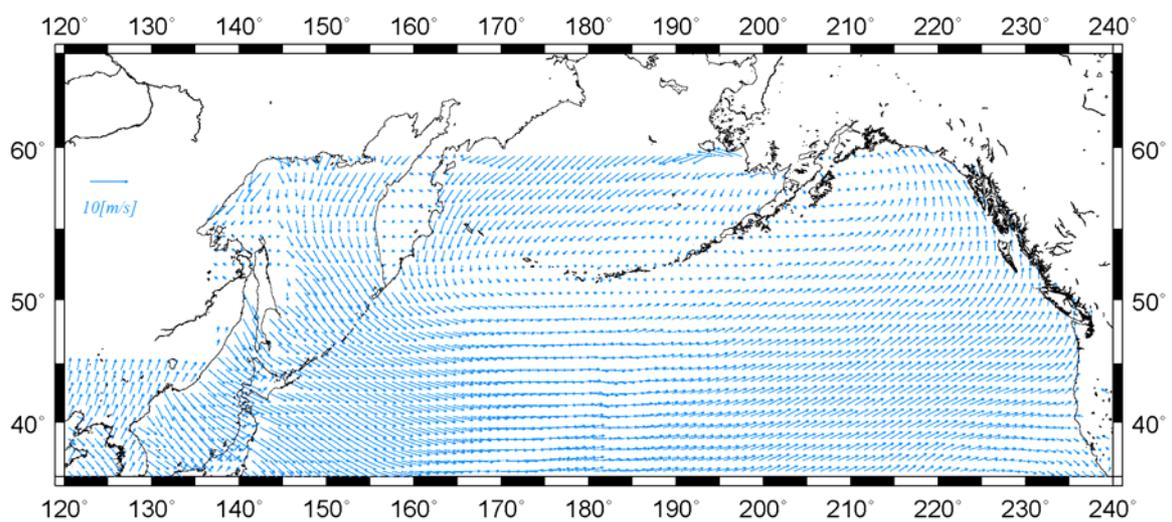
春季(3·4·5月)



夏季(6·7·8月)



秋季 (9・10・11月)



冬季 (12・1・2月)

図2. 人工衛星 ERI-1/2 に搭載されたマイクロ波散乱計による月平均海上風データより求めた、1992 年から 2000 年までの季節毎の平均海上風速度分布

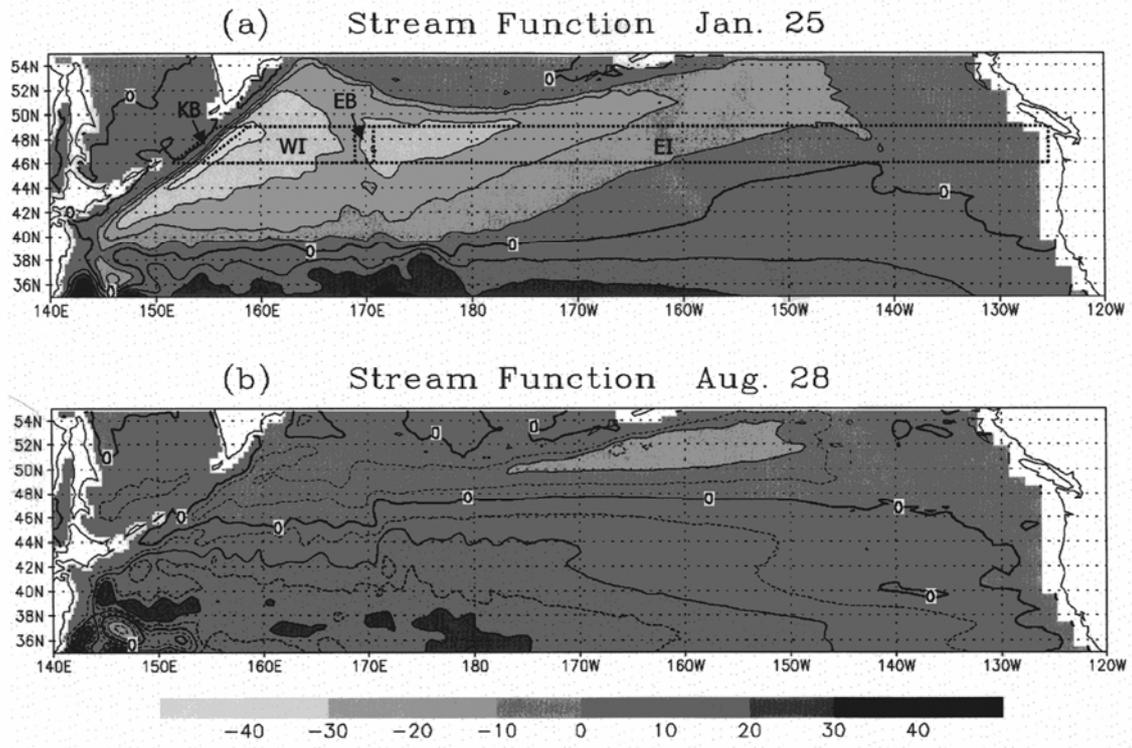


図 3. Kuragano&Kamachi(2004) による順圧流線関数の季節変動(Sv). (a)冬季:12月16日~3月11日,(b)夏季:6月14日~9月7日の平均値分布を表す。等値線の間隔は10Sv

2. 使用データ・対象海域

太平洋上の北緯 35° 以北を解析の対象海域とした。以下のデータから対象海域を切り出して解析を行った。

2-1. 表層漂流ブイデータ

本研究では、WOCE の表層流観測計画 (SVP : Surface Velocity Program) で収集された表層漂流ブイデータ(WOCE Global Data Ver.3,2002)のうち 1979 年から 2000 年にかけて対象海域に放流された約 550 個のブイデータに、海上保安庁水路部が SAGE (北太平洋亜寒帯循環と気候変動に関する国際共同研究)の一環として 1997 年から 2000 年にかけて対象海域に放流した 46 個の漂流ブイのデータを加えて、解析に用いた。

表層漂流ブイはすべて WOCE の SVP 標準仕様 (図 4) に準拠しており、位置データは数時間毎に記録される。また、ブイには海面下 15m に中心を持つ抵抗体 (ドローク) が付けられておりセンサーによって抵抗体の脱落した日時がわかるように設計されている。抵抗体は円筒形で側面に円形の孔があいたもの (holey sock 型) が用いられ、海流に対する追従性を向上させ、風によって直接押し流される効果を減じる役割を果たしている。そのため、漂流ブイの動きは主として海面下 15m の流れを反映したものであると考えられ、風圧流効果はドロークによって消されているが、海上風によって引き起こされた吹送流の効果は含まれることになる。よって漂流ブイの移動から得られる海流の速度には、地衡流成分だけでなく海面下 15m 付近の吹送流が含まれている。

これらの漂流ブイの位置データから、明らかなエラーデータを除去し、軌跡図を描いた。図 5 に、用いたすべての漂流ブイの軌跡を示す。漂流ブイの軌跡の空間密度が場所によって異なるものの、WOCE 及び SAGE の漂流ブイによって概ね北太平洋亜寒帯循環域がカバーされていることがわかる。北米沖および日本近海はよくサンプルされているが、東経 160° 付近にはなおデータの少ない海域がある。これらの漂流ブイの軌跡から、漂流ブイの平均漂流速度を求めた。

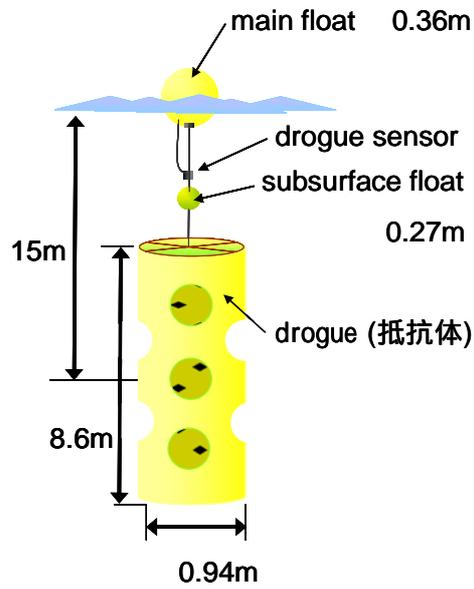


図4. WOCE SVP 標準仕様の衛星追跡型表層漂流ブイ

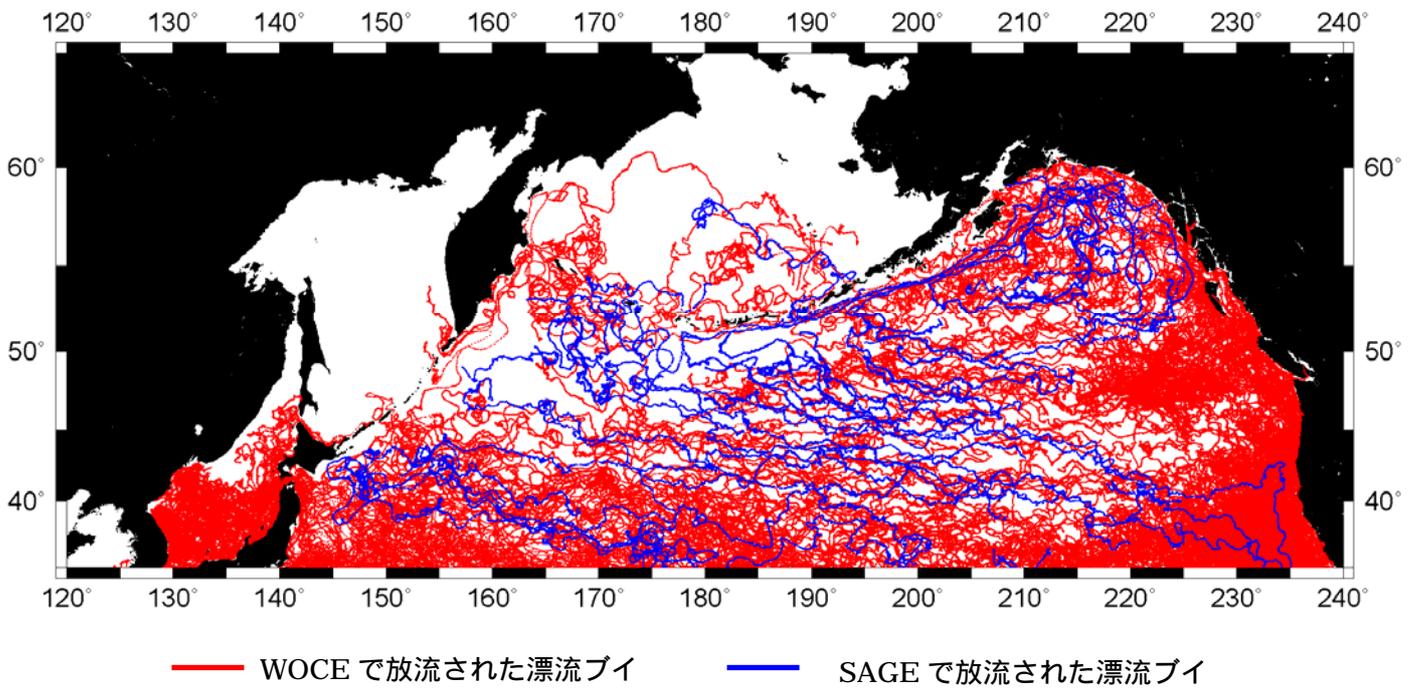


図5. WOCE および SAGE で対象海域に放流された全漂流ブイの軌跡

2-2. 海上風データ

漂流ブイの流速に含まれる、海上風によって引き起こされた吹送流の成分を計算するため、*WOCE Global Data Ver.3* (2002) に収録されている人工衛星 ERI 及び ADEOS-NSCAT のマイクロ波散乱計による海面上 10m における平均海上風データセットを用いた。この平均海上風データセットのうち、月別および 1992 年から 2000 年までの 8 年間の気候値として客観解析されたデータから対象海域を切り出し吹送流成分の評価に用いた。また、Qscat のマイクロ波散乱計による 1991 年 8 月 1 日～2001 年 11 月 30 日までの客観解析された 1 日平均の海上風データを摩擦深度の検証に用いた。使用した海上風データの空間分解能は ERI 及び ADEOS-NSCAT、Qscat によるものとも緯度経度 1 度である。

2-3. アルゴフロート及び気候値による地衡流速データ

ブイ漂流速度から吹送流成分を除去して得られた地衡流速と、アルゴフロート及び気候値による地衡流速を比較することで吹送流成分の評価に用いたドラッグ係数の評価を行った。この評価には、*細田*(2005) によって作成されたアルゴフロート及び気候値による地衡流速データを用いた。これはアルゴ計画によって 2000 年から太平洋で広範囲に展開され始めたアルゴフロートによって季節を問わず観測され取得された水温、塩分および圧力のデータから World Ocean Atlas 2001(WOA01)の月平均気候値を第一推定値として最適内挿法によって推定された月ごとの水温・塩分の分布から計算された地衡流速分布データである。本研究では、このデータから、対象海域を切り出し 2001 年から 2005 年の 5 年間分の月別平均地衡流速を評価に用いた。地衡流速データは緯度経度 1 度ごとにマッピングされており、アルゴフロートによる観測が少ない海域では地衡流速は WOA01 の気候値に基づく地衡流速に近づく。

3. 解析方法

北太平洋亜寒帯における表層循環の季節変動を描写するために、まず、漂流ブイの軌跡から漂流速度分布を求めた。ブイの漂流速度には、地衡流成分だけでなく海上風によって引き起こされる吹送流成分が含まれている。北太平洋亜寒帯海域では、アラスカ海流など一部の場所を除いて、相対的に地衡流が弱く、また冬季には強い風の影響を受けて相対的に吹送流が大きくなると考えられる。そのためこの海域における表層循環について漂流ブイの軌跡をもとに論じる場合、吹送流の評価が本質的に重要である。季節毎に海上風より吹送流を評価し、ブイの漂流速度分布から除去することで、季節毎の地衡流速度分布を求めた。吹送流の評価にあたっては、まず *Michida&Yoritaka*(2003)で採用された、過去の研究より得られたパラメーターの値（摩擦深度 40m、ドラッグ係数 10^{-3} ）を用いて評価を行った。その後、用いた摩擦深度の検証、ドラッグ係数の評価を行うことで得られたパラメーターの値を用いて吹送流を再評価した。評価した吹送流をそれぞれブイの漂流速度分布から除去することで、吹送流再評価前、再評価後の二通りの地衡流速度分布を得た。

3-1 漂流ブイの漂流速度分布

漂流ブイの位置データから、ドローク付きのブイについて月平均漂流速度を、対象海域を緯度 3° 経度 6° のメッシュに分割して求めた。メッシュ内に含まれる各ブイの位置データから各々の月平均流速を計算し、メッシュ毎にそれらを平均することで各ボックスについて月毎の平均流速をそれぞれ得た。平均流速に特定のブイの動きのみが強く反映されることを防ぐために、メッシュに含まれるブイの個数が2個以下のボックスを除去し計算を行った。こうして求めた各年度の月平均ブイ漂流速度分布を観測があった全年度について平均し、月別平均ブイ漂流速度分布を得た。季節変動を見るため、月別平均速度分布から、季節毎（それぞれ、春季；3・4・5月、夏季；6・7・8月、秋季；9・10・11月、冬季；12・1・2月の3ヶ月平均）の平均速度分布を求めた。メッシュサイズは、どの格子にもブイの位置データが含まれ、且つ、できるだけ高い解像度を持つようにメッシュサイズを数通り変化させて漂流速度分布を求めた結果、上記のサイズを採用した。

3-2. 吹送流成分の評価

WOCEのSVP標準仕様の表層漂流ブイは海面下15m深を中心とするドローク(抵抗体)を持っているため、漂流ブイの動きは主として海面下15mの流れを反映したものであり、表層エクマン層の中にあると考えられる。よって求めたブイの漂流速度には、地衡流成分だけでなく海面下15m付近の吹送流が含まれていると考えられる。そこで、海上風データを用いて海面下15mにおける吹送流速度分布を評価した。

吹送流成分は下の式で表すことができる。

$$\begin{aligned} u_E &= \sqrt{C_D} \cdot \exp(D_r/D_E) \cdot \left\{ W_N \cos\left(\pi/4 + D_r/D_E\right) + W_E \sin\left(\pi/4 + D_r/D_E\right) \right\} \\ v_E &= \sqrt{C_D} \cdot \exp(D_r/D_E) \cdot \left\{ W_N \sin\left(\pi/4 + D_r/D_E\right) + W_E \cos\left(\pi/4 + D_r/D_E\right) \right\} \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、 u_E は吹送流速の東西方向成分、 v_E は吹送流速の南北方向成分、 W_E は海上風の東西方向成分、 W_N は海上風の南北方向成分、 D_r は漂流ブイの重心深度、 D_E は摩擦深度、 C_D はドラッグ係数である。

吹送流は海上風の他に、摩擦深度とドラッグ係数の 2 つのパラメーターに依存する。これらのパラメーターは海況その他の条件によって異なると考えられる。ドラッグ係数については、これまでの研究で得られた典型的な値 (10^{-3}) を、摩擦深度については、日本近海で大量に蓄積された ADCP データから摩擦深度を見積もった *Michida*(1999)の結果(摩擦深度 40m)を用いた。これらのパラメーターとマイクロ波散乱計による海上風データを用いて、海面下 15m における月別平均吹送流速度分布を、月別平均ブイ漂流速度分布と同じ緯度 3° 経度 6° のメッシュに分割して得た。季節変動を見るため、月別平均吹送流速度分布から、ブイ漂流速度分布と同様に、季節毎(春季; 3・4・5 月の 3 ヶ月平均、夏季; 6・7・8 月の 3 ヶ月平均、秋季; 9・10・11 月の 3 ヶ月平均、冬季; 12・1・2 月の 3 ヶ月平均)の平均速度分布を求めた。

3-2-1. 摩擦深度の検証

上述のとおり、吹送流の計算にここでは摩擦深度として 40m という値を用いているが、ここでその値の妥当性の検証を試みる。漂流ブイの運動に含まれる吹送流成分は、抵抗体の有無によって異なると考えられる。すなわち、漂流ブイの動きは抵抗体が存在するときは海面下 15m の流速を、抵抗体流失後はより浅い部分の流れを反映すると考えられるが、定常状態のエクマン吹送流は海面から海中に向かって指数的に減衰するため、同じ海域、同じ風の場に対するブイの運動における抵抗体の有無による差はエクマン吹送流の差であると考えられる。

そこで、同じ時期および海域の漂流ブイの漂流速度を、抵抗体の有無を区別してそれぞれ求め、摩擦深度をパラメーターとして両者のずれを最小にする摩擦深度の値を求めた。対象海域を緯度経度 1° のメッシュに区切り、抵抗体流出前のブイと流出後のブイ双方が前後 1 日以内に同時に存在するメッシュについて、下の関数を用いてメッシュ毎に抵抗体流出前のブイ流速から海面下 15m の吹送流成分を引いたものと、抵抗体流出後のブイ流速から海面下 1m の吹送流成分を引いたものとの二乗差を摩擦深度の値を変化させながら求め、全メッシュの二乗差の総和 (2) 式の f) が最小となる摩擦深度の値を求めた。ただし、時系

列に 1 日間隔の分解能がある海上風データとして、Qscat のマイクロ波散乱計によるデータを用いた。この衛星は 1999 年 6 月に打ち上げられた衛星であるため、利用可能な海上風データは 1999 年 8 月以降のものである。そこで、漂流ブイデータと Qscat による海上風データが共に存在する 1999 年 8 月から 2000 年までの期間について検証を行った。

$$f = \sum \left\{ (\vec{V}_b - \vec{V}_{E-15}) - (\vec{V}'_b - \vec{V}_{E-1}) \right\}^2 \quad (2)$$

ここで、 V_b は抵抗体を有しているブイの漂流速度、 V'_b は抵抗体流出後のブイの漂流速度、 V_{E-15} は海面下 15m における吹送流速度、 V_{E-1} は海面下 1m における吹送流速度である。

3-2-2. ドラッグ係数の評価

吹送流の計算に用いるドラッグ係数の値の評価を行った。

海面のドラッグ係数 C_D は、一般に次式で与えられる。

$$\sqrt{C_D} = \frac{2.303}{\kappa} \log_{10} \frac{z}{z_0} \quad (3)$$

ここで、 z_0 は海面の粗度係数、 z は海面からの高さ、 κ はカルマン定数 ($\kappa=0.41$) である。ドラッグ係数 C_D は粗度係数 z_0 と 1 対 1 に対応することがわかる。 z_0 は大気や海面の状態によって変化するため、 C_D の値も大気や海面の状態によって変化する。 C_D に関する実験式は数多く作られてきたが、結果にかなりの散らばりがある。本多・光易(1980)は数多くの実験結果をまとめ、海上 10m における風速が $W < 10$ m/s では、 C_D は 10^{-3} に近い値をとり、ごく低風速 $W < 2$ m/s では、海面は滑面の性質を示し C_D は風速の低下とともに増大するとした。光易(1983)によれば、風の応力は風が海に与える運動量フラックスを表しているが、その行方については、風から水面に与えられる運動量のかなりの部分は波によって吸収されるが波はその大部分を砕波、非線形作用、粘性作用等によって他の運動、例えば流れおよび乱れに転化され、波運動の形で波自体に蓄えられるものはきわめてわずかである。海面の場合は風、波、流れなどの相互作用が C_D の中に集約されているので、正確な評価は容易ではない。

そこで本研究では海上風速度分布が大きな季節変動を持つことから C_D の値も季節によって異なると考え、季節毎に評価した吹送流速度分布をブイ漂流速度分布から除去した地衡流速度分布を、アルゴフロート及び気候値による地衡流速度データと摺り合わせることで、より確からしいドラッグ係数を求めた。

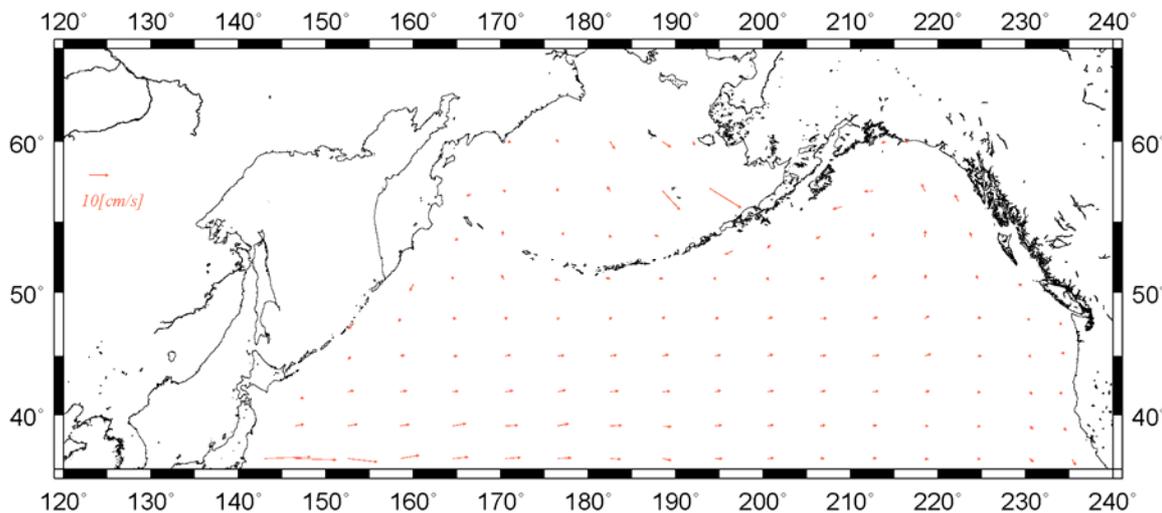
アルゴフロートおよび気候値による地衡流速は、客観解析された塩分・水温から 2000db において流速値が 0 であるという無流面を仮定した力学計算によって推定された流速である。仮定した無流面に流れがあった場合、力学計算から求められた地衡流は、その流速に相対的なものとなる。そのため力学計算によって推定された地衡流速には不確定な部分が残されているといえる。そこで、次式の評価関数を用いて、アルゴフロートおよび気候値

による地衡流速に誤差ベクトルを加えたものと、ブイ漂流速度から吹送流速を除去して得る地衡流速との二乗差を誤差ベクトルとドラッグ係数をパラメータとしてメッシュごとに計算し、全メッシュの二乗差の総和が最小となるドラッグ係数を季節毎に求めた。

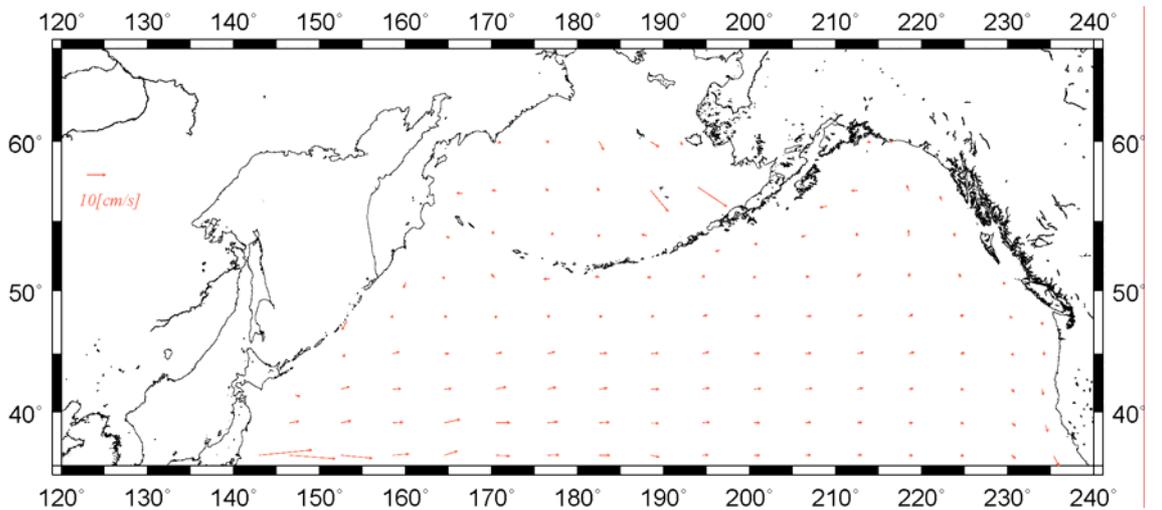
$$F(C_d, V_{error}) = \sum \left[\left\{ \vec{V}_{buoy} - \vec{V}_{ekman}(C_d) \right\} - \left\{ \vec{V}_{argo} + \vec{V}_{error} \right\} \right] \quad (4)$$

ここで、 C_D はドラッグ係数、 V_{buoy} はブイ漂流速度、 V_{ekman} は吹送流流速、 V_{argo} はアルゴフロートおよび気候値による地衡流速、 V_{error} は誤差ベクトルである。

吹送流の計算に用いた摩擦深度の値は摩擦深度の検証で得られた値を用い、用いたメッシュサイズは月別平均ブイ漂流速度分布と同じ緯度 3° 経度 6° 間隔である。図 6 に季節毎のアルゴフロートおよび気候値による緯度 3° 経度 6° 間隔の地衡流速分布を示す。



春季(3・4・5月)



夏季(6・7・8月)

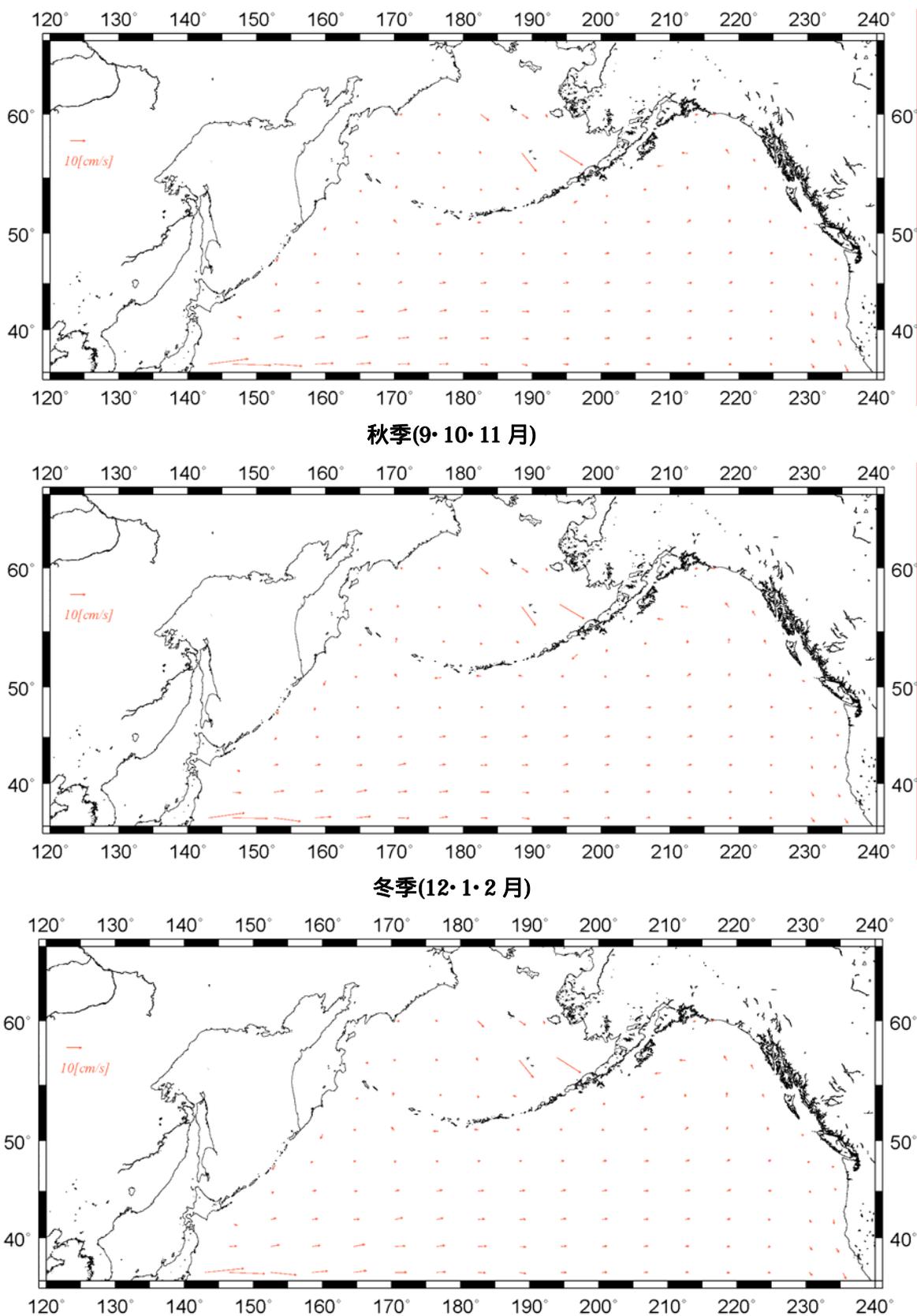


図 6. アルゴフロート及び気候値(WOA01)による 緯度 3° 経度 6° 格子の地衡流速度分布

年平均

3-2-3. 吹送流成分の再評価

以上の検証によって得られた摩擦深度、ドラッグ係数の値を用いて、3-2-1と同様の方法で季節毎の吹送流成分を再評価した。

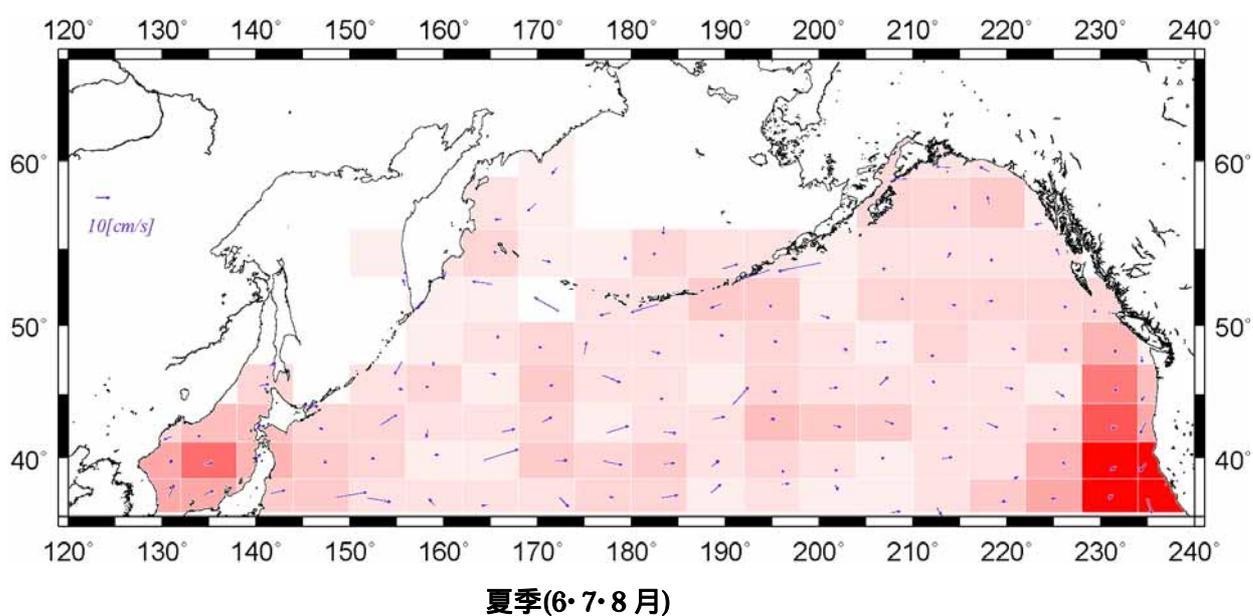
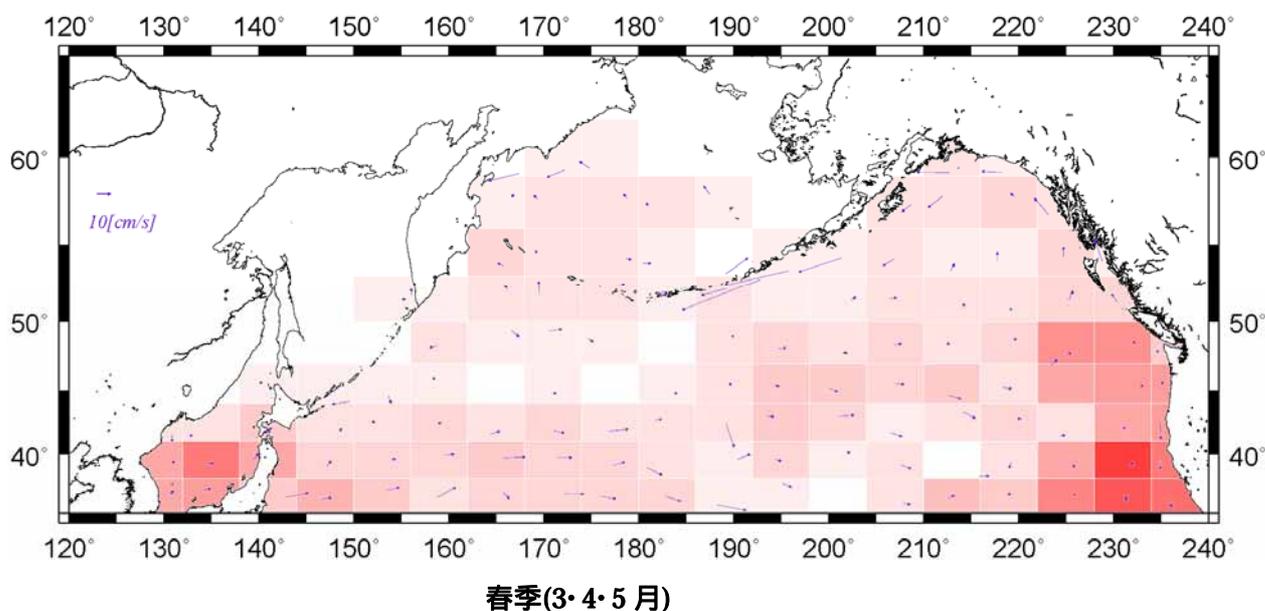
3-3. 地衡流速分布

評価した季節毎の平均吹送流成分をメッシュごとにブイ漂流速度から除去し、季節毎の平均地衡流速分布を得た。同様に、再評価した吹送流成分を用いて、季節毎の平均地衡流速分布を得た。

4. 解析結果

4-1. 漂流ブイの漂流速度分布

解析の結果得られた、季節毎の漂流ブイの平均漂流速度分布を図 7 に示す。図はメッシュに含まれるブイ ID の数で色分けされている。赤色が濃くなるほどブイ ID が多く、解析の信頼性が高い海域を示している。この漂流速度分布からはアラスカ湾沿岸からアリューシャン列島南を除く広域で、一年を通して東向きの流れが支配的であることが示される。



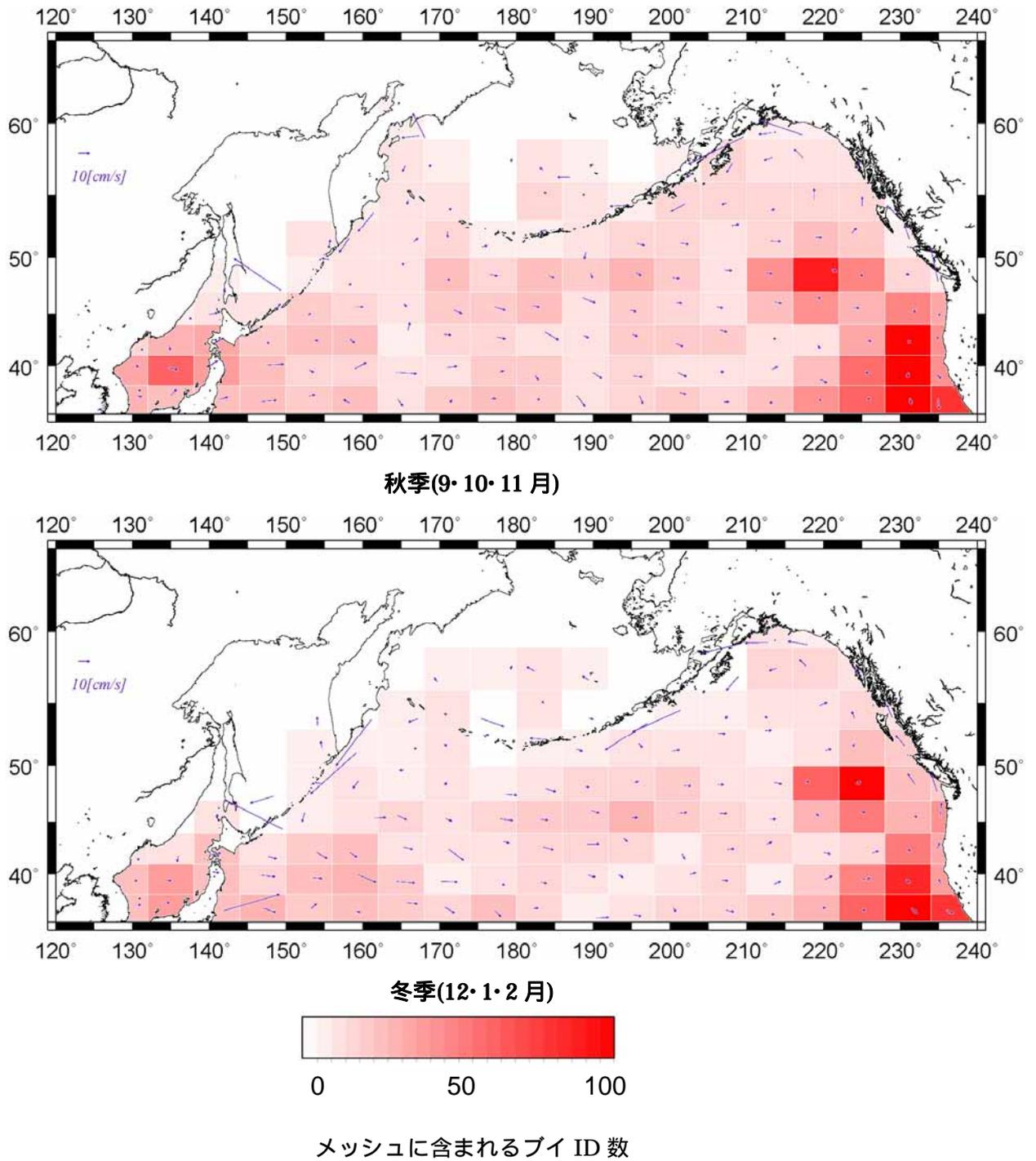


図 7. 漂流ブイの軌跡から計算した緯度 3° 経度 6° 格子の平均漂流速度分布

4-2. 摩擦深度の検証結果

吹送流の評価に用いた摩擦深度の値(40m)の妥当性を検証した結果を図8に示す。抵抗体の有無による漂流ブイ流速の最小二乗誤差は、摩擦深度の値は44mのときにあたる。これは ADCP データから摩擦深度を見積もった Michida(1999)の結果(40m)と極めて近い値となっており、それぞれ独立に求めた摩擦深度の値がほぼ同じであることから、吹送流の評価に用いた摩擦深度の値は妥当なものであると考えられる。

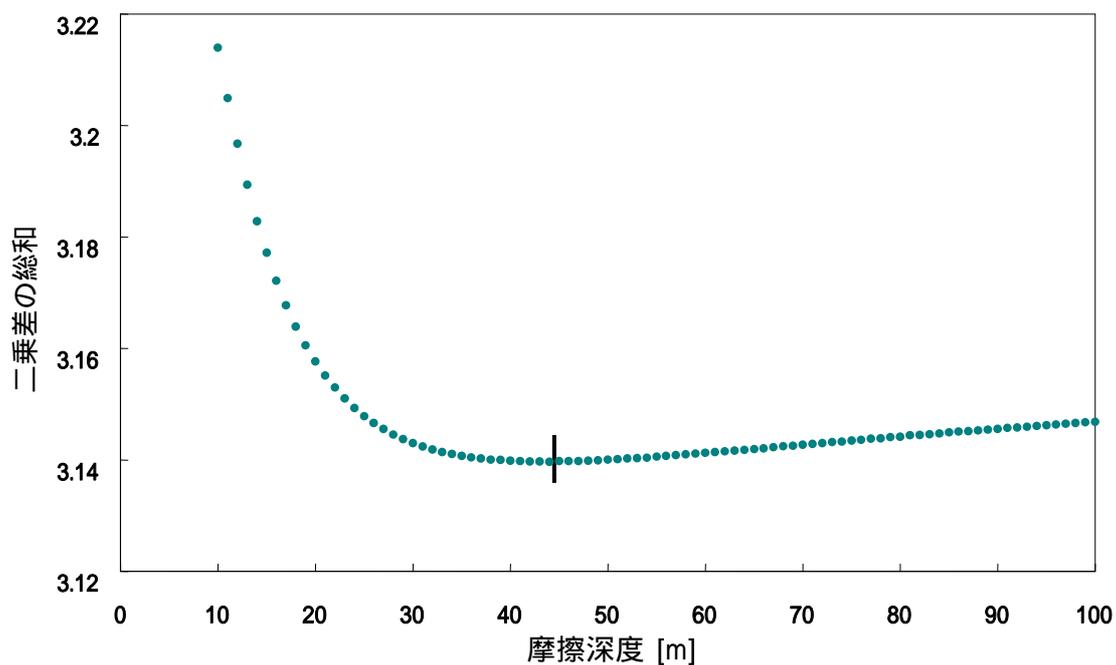


図8. 摩擦深度をパラメーターとして計算した抵抗体の有無によるブイ漂流速度の二乗差の総和

4-3. ドラッグ係数の評価結果

アルゴフロートおよび気候値による地衡流速に誤差ベクトルを加えたものと、ブイの漂流速度から吹送流速を除去して得る地衡流速との二乗誤差を、誤差ベクトルの東西成分および南北成分、ドラッグ係数をパラメーターとして緯度3°経度6°のメッシュごとに計算し、全メッシュの二乗誤差の総和が最小となるドラッグ係数を季節毎に求めた。結果を表1および図9、図10に示す。

表1. ドラッグ係数の評価結果

季節	ドラッグ係数	誤差ベクトル 東西成分[m/s]	誤差ベクトル 南北成分[m/s]	二乗誤差の 総和
春季(3・4・5月)	2.25×10^{-4}	-0.02	0.01	1.10
夏季(6・7・8月)	1.00×10^{-4}	-0.01	0.005	0.57
秋季(9・10・11月)	4.00×10^{-4}	-0.015	0.02	0.67
冬季(12・1・2月)	1.56×10^{-4}	-0.005	0.015	1.07
年平均	1.56×10^{-4}	-0.015	0.015	0.38

ただし、ここで得られたドラッグ係数の値は、個別のブイの動きに対するものではなく、あくまでも緯度3°経度6°のサイズのメッシュ内の含まれる複数のブイによる平均流速に対して、同サイズのメッシュ内で平均された海上風の効果を示す値であることに注意すべきである。

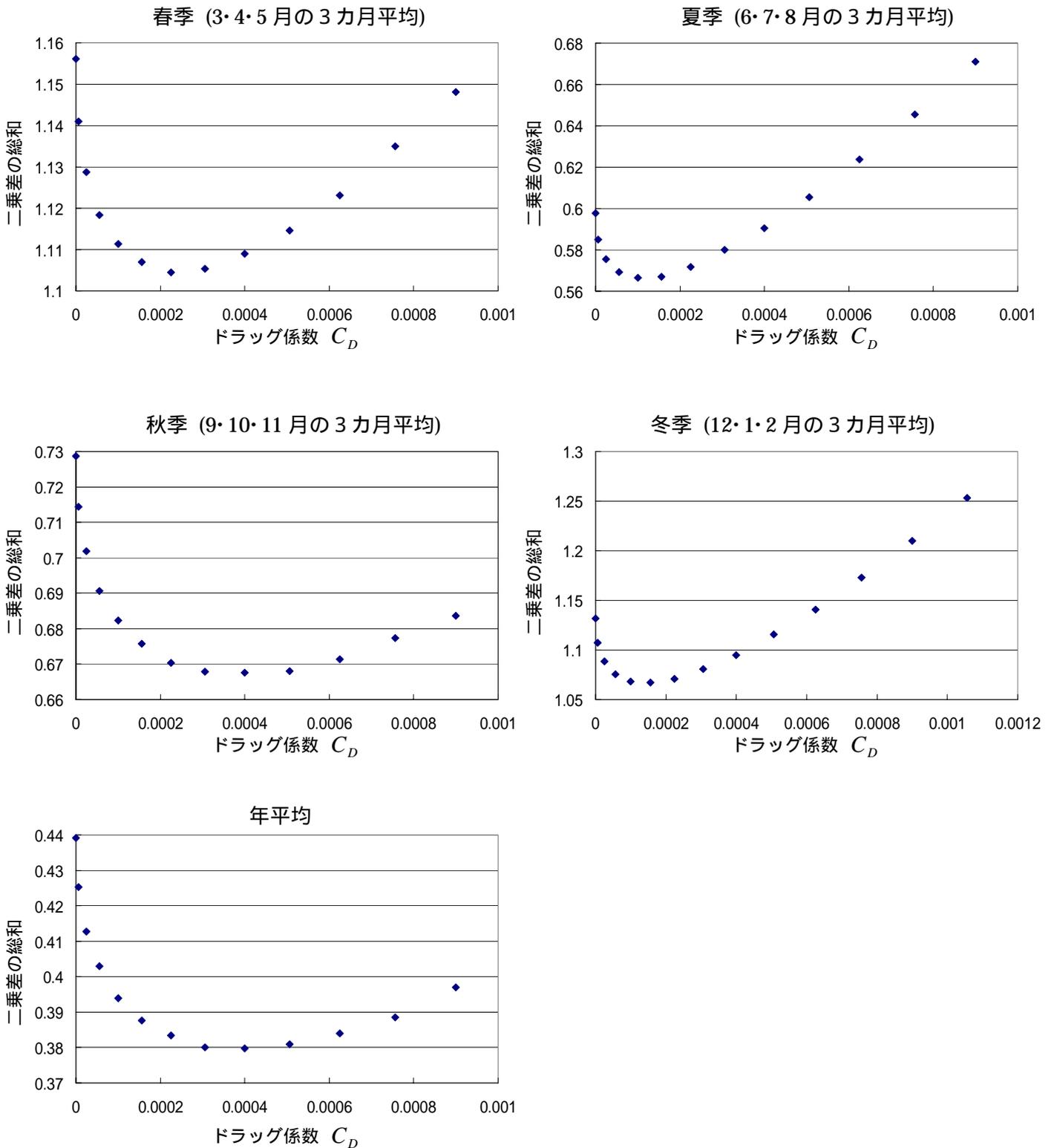
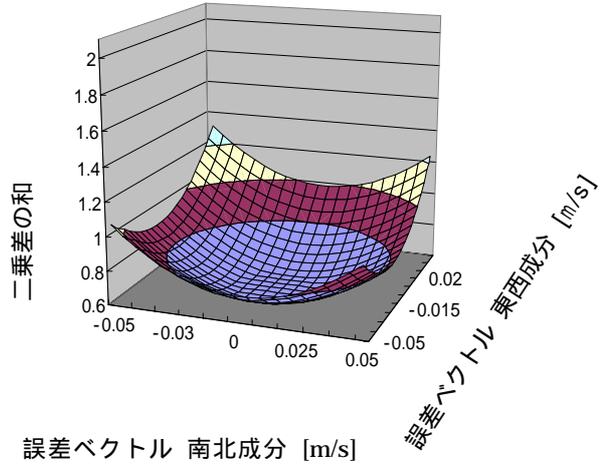
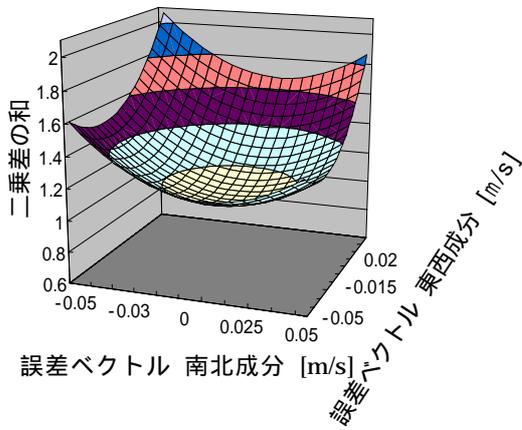
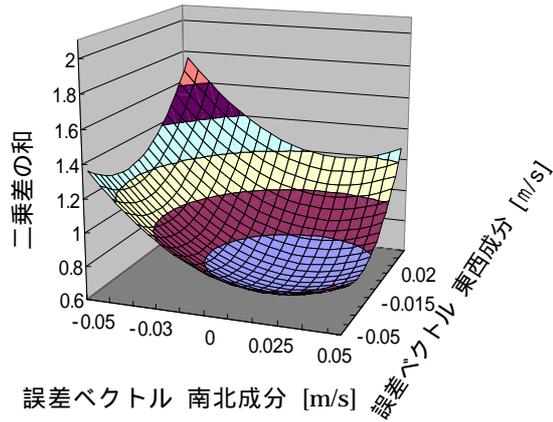
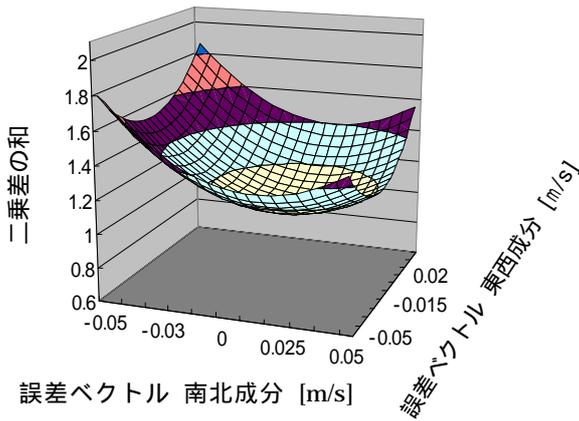


図 9. 季節毎の3ヶ月平均および年平均の、ドラッグ係数 C_D をパラメータとしてブイの漂流速度から吹送流成分を除去して求めた地衡流速と、アルゴフロートおよび気候値による地衡流速の二乗差の総和を計算した結果.

春季 (3・4・5月の3カ月平均) $C_d = 2.25 \times 10^{-4}$ 夏季 (6・7・8月の3カ月平均) $C_d = 1.00 \times 10^{-4}$



秋季 (6・7・8月の3カ月平均) $C_d = 4.00 \times 10^{-4}$ 冬季 (6・7・8月の3カ月平均) $C_d = 1.56 \times 10^{-4}$



年平均 $C_d = 1.56 \times 10^{-4}$

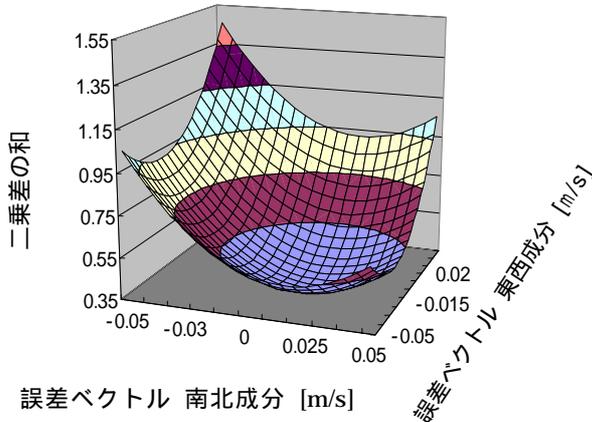
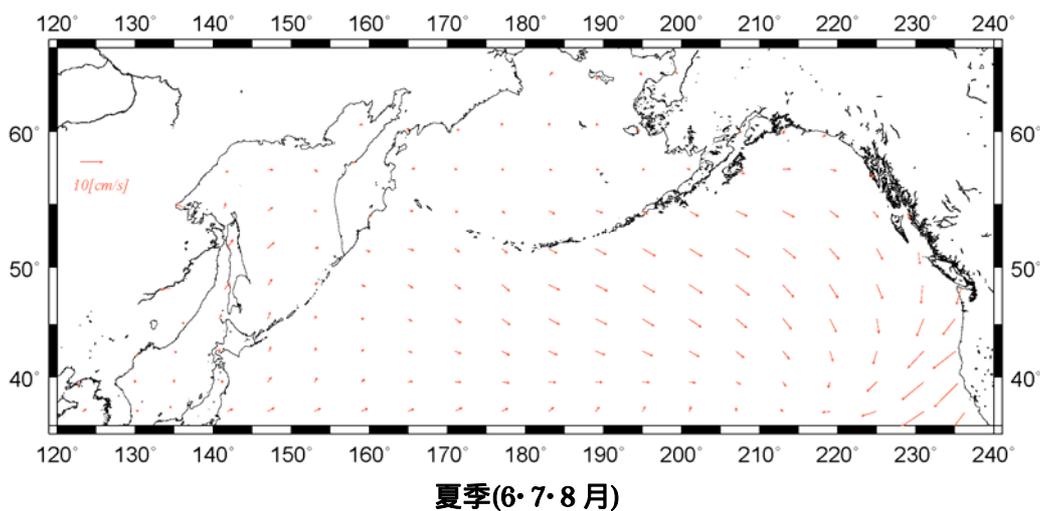
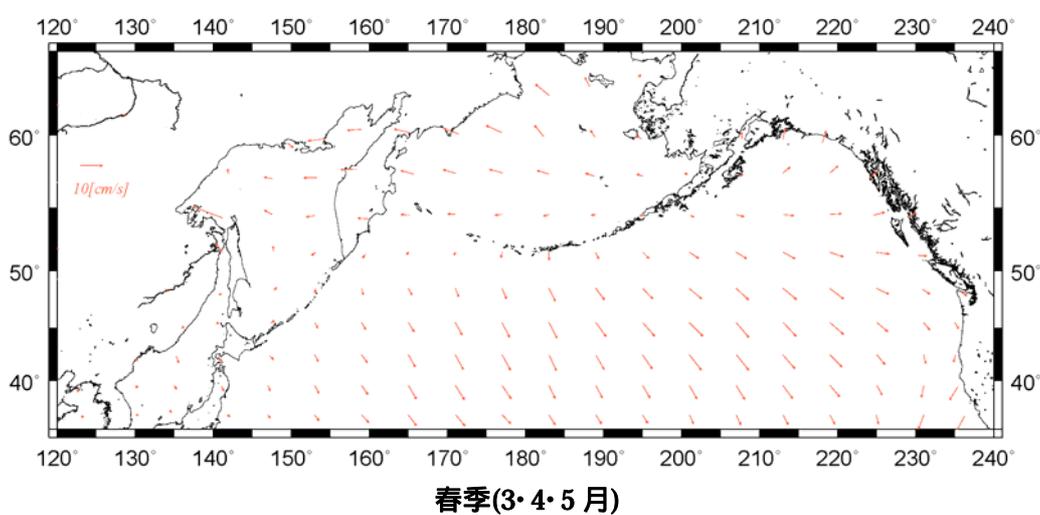


図 10. 季節毎の3ヶ月平均および年平均の、得られたドラッグ係数と用いて誤差ベクトルをパラメータとしてブイの漂流速度から吹送流を除去して求めた地衡流速とアルゴフロートおよび気候値による地衡流速の二乗誤差の総和を計算した結果.

4-4 . 吹送流速度分布

摩擦深度については *Michida*(1999)の結果(40m)を、ドラッグ係数については典型的な値 (10^{-3}) を用いて評価した吹送流の速度分布を図 11 に、摩擦深度の検証の結果 (44m) ドラッグ係数の評価結果(表 1 参照)を用いて再評価した吹送流の速度分布を図 12 に示す。

再評価した吹送流速度分布は再評価前と比べ、全体的に速度が小さくなっていることがわかる。また、流れの向きは再評価前後で変化せず、いずれも一年を通して全領域で南向きとなっていることがわかる。



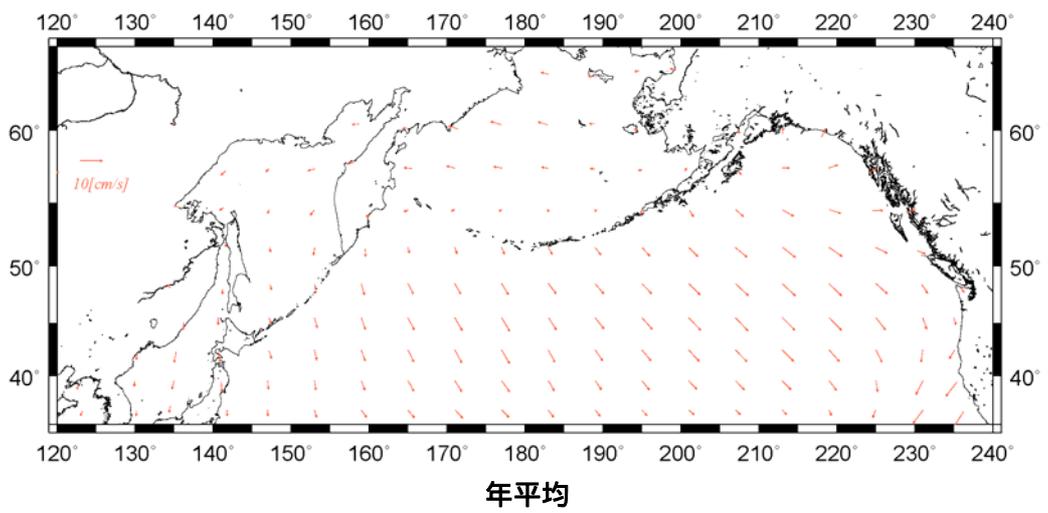
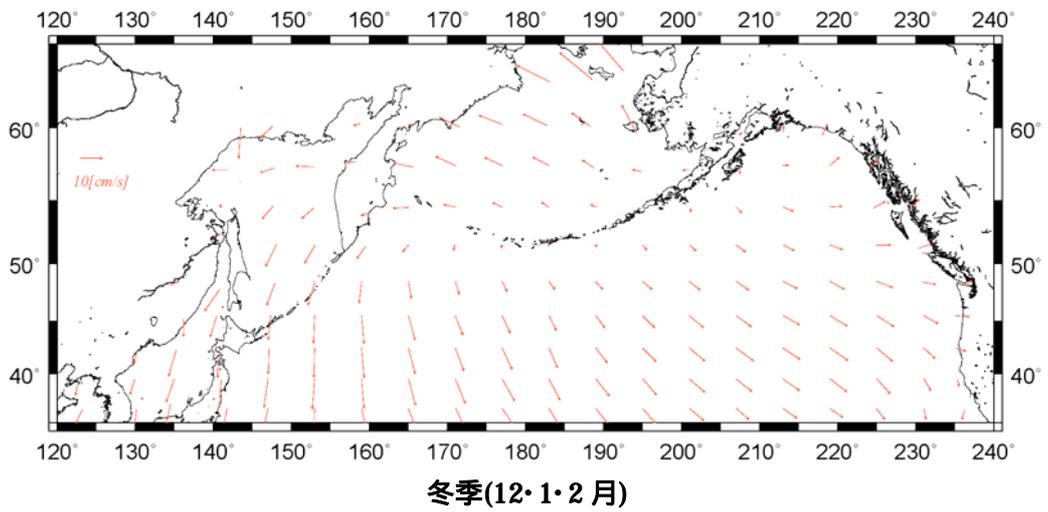
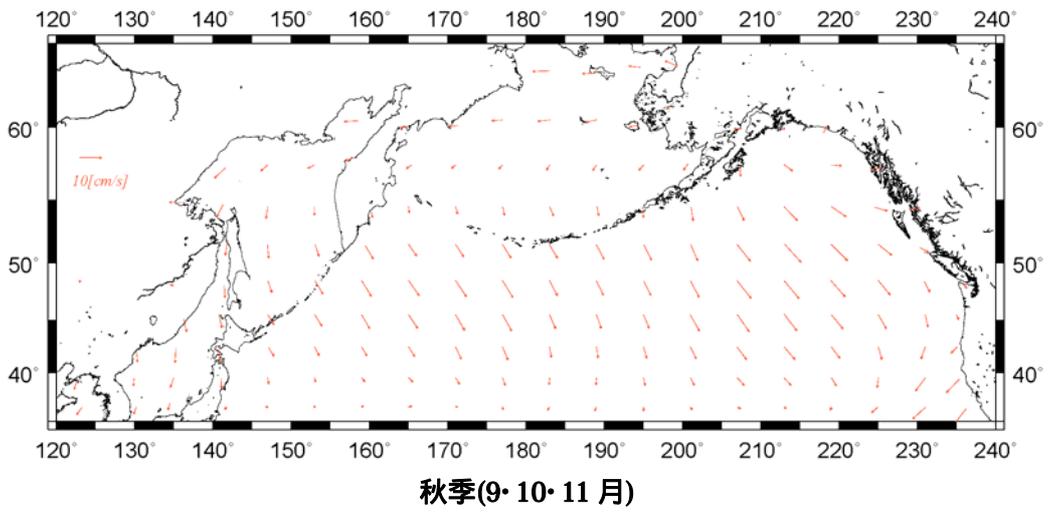
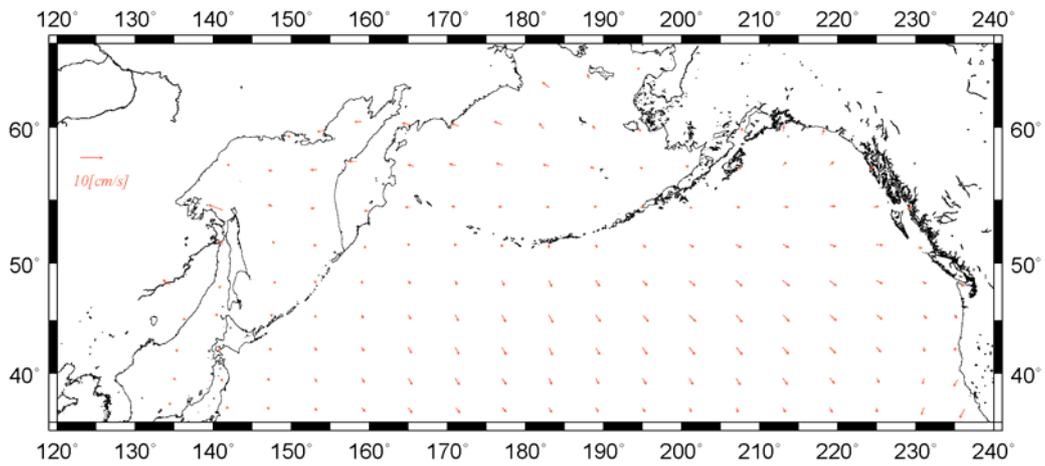
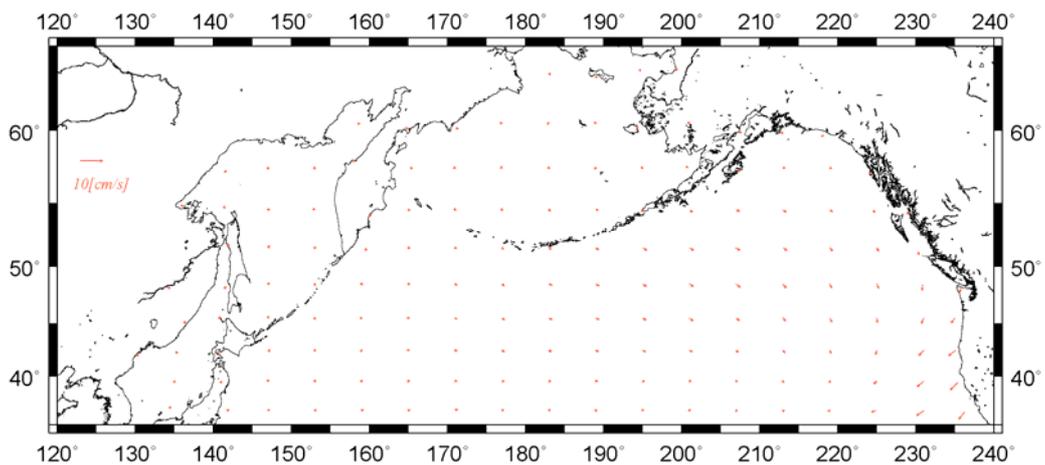


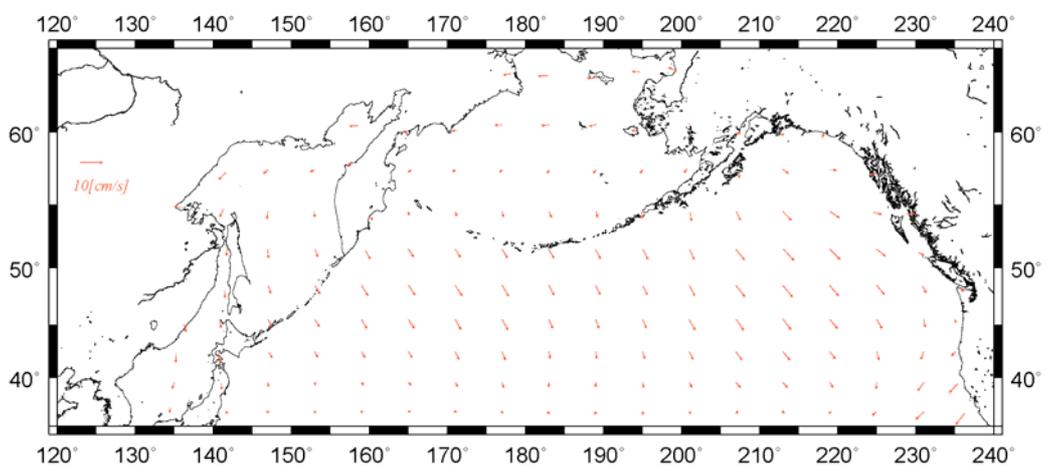
図 11 緯度 3° 経度 6° 格子の吹送流速分布 (摩擦深度 44m, 摩擦係数 10^{-3})



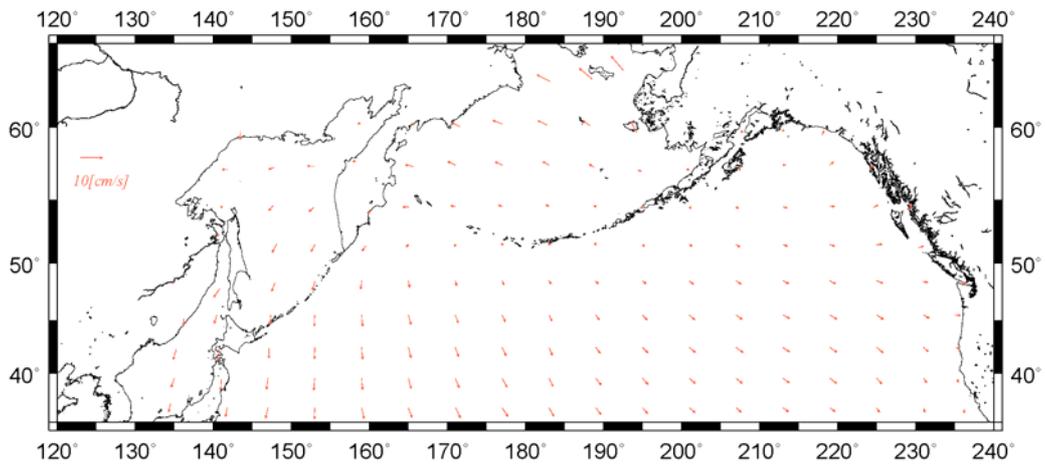
春季(3・4・5月) 摩擦深度 44m ドラッグ係数 2.25×10^{-4}



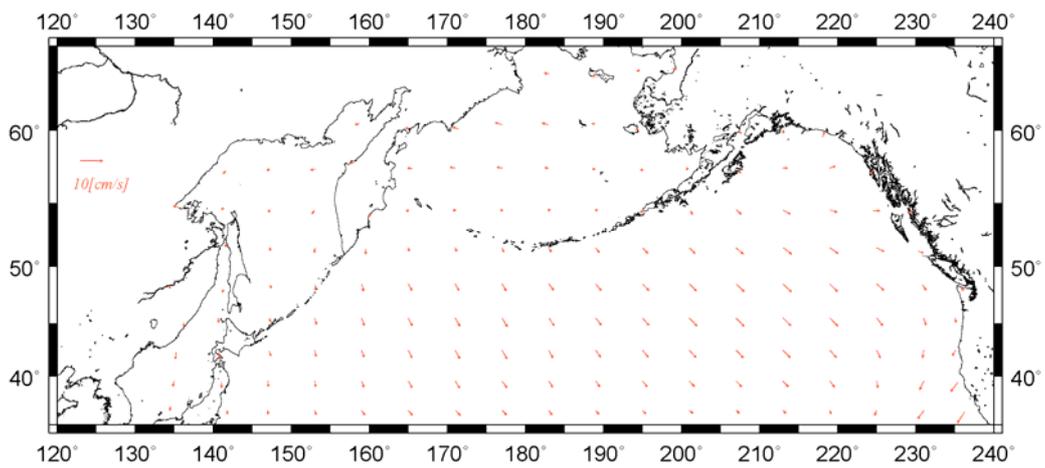
夏季(6・7・8月) 摩擦深度 44m ドラッグ係数 1.00×10^{-4}



秋季(9・10・11月) 摩擦深度 44m ドラッグ係数 4.00×10^{-4}



冬季(12・1・2月) 摩擦深度 44m ドラッグ係数 1.56×10^{-4}

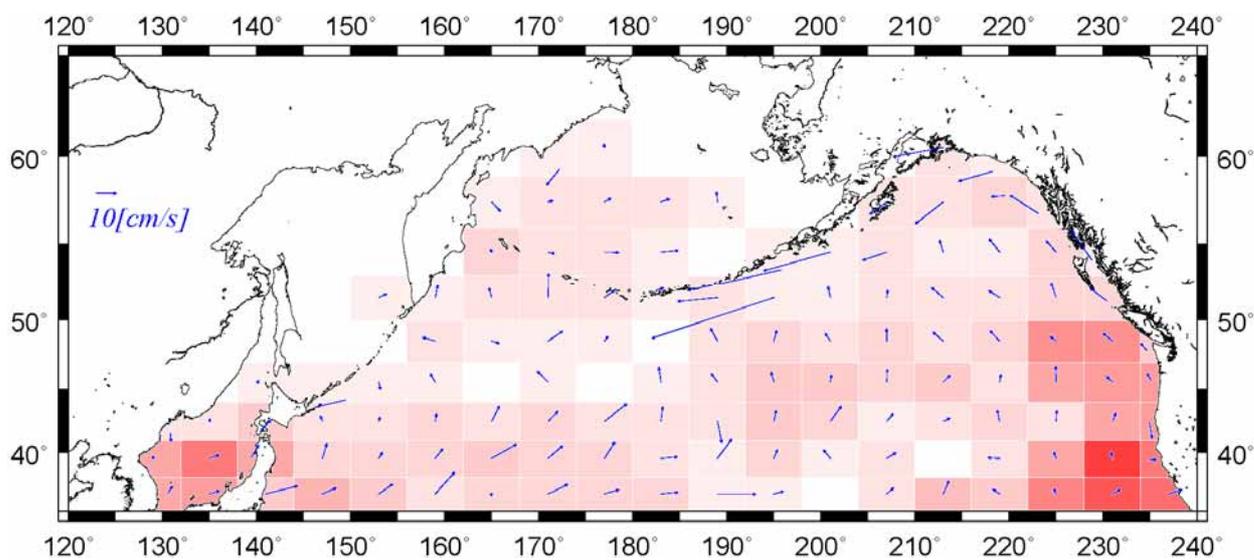


年平均 摩擦深度 44m ドラッグ係数 1.56×10^{-4}

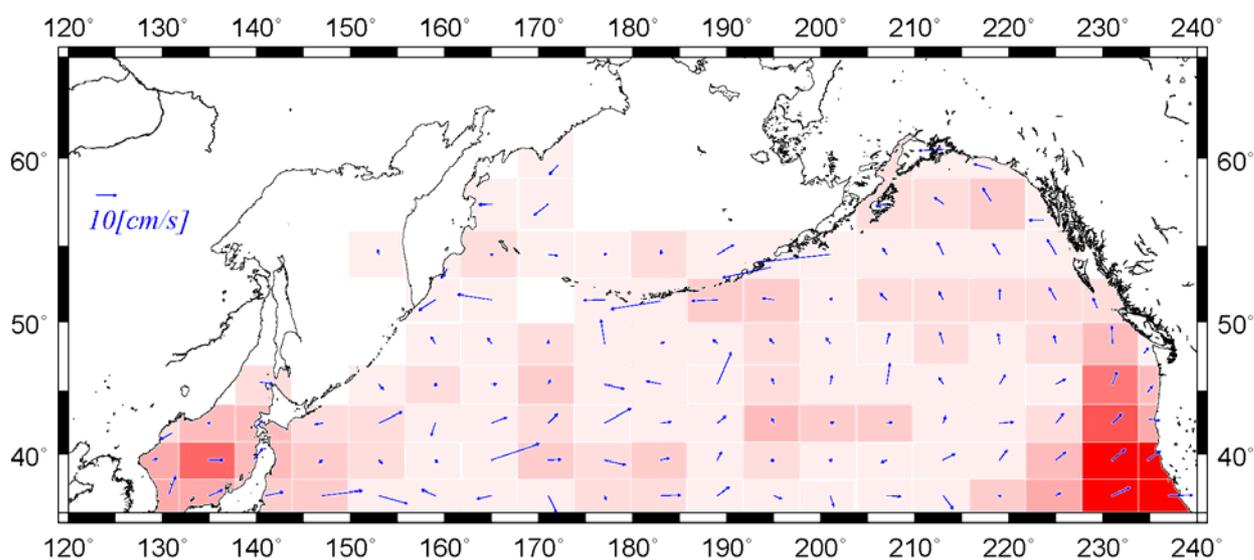
図 12. 緯度 3° 経度 6° 格子の再評価した吹送流速度分布

4-5 . 地衡流速度分布

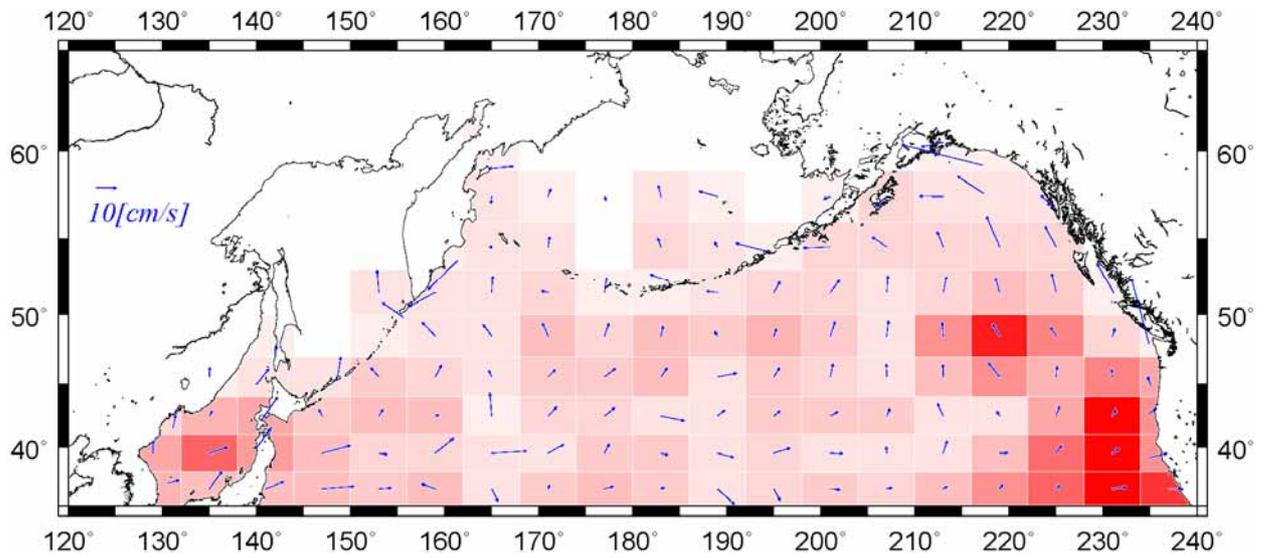
評価した吹送流成分をブイの平均漂流速度分布から除去することで、季節ごとの地衡流速度分布を得、季節毎の北太平洋亜寒帯表層循環像を得た。図 13 に吹送流再評価前の地衡流速度分布、図 14 に再評価後の地衡流速度分布をそれぞれ示す。また、参考として付録に摩擦深度を緯度ごとに変化させると共にドラッグ係数を海上風速の向き・強さによって海域を分けて計算した吹送流成分を除去することで得られた地衡流速度分布を示す。この結果は、再評価後の地衡流速度分布と違いがほとんど見られなかった。



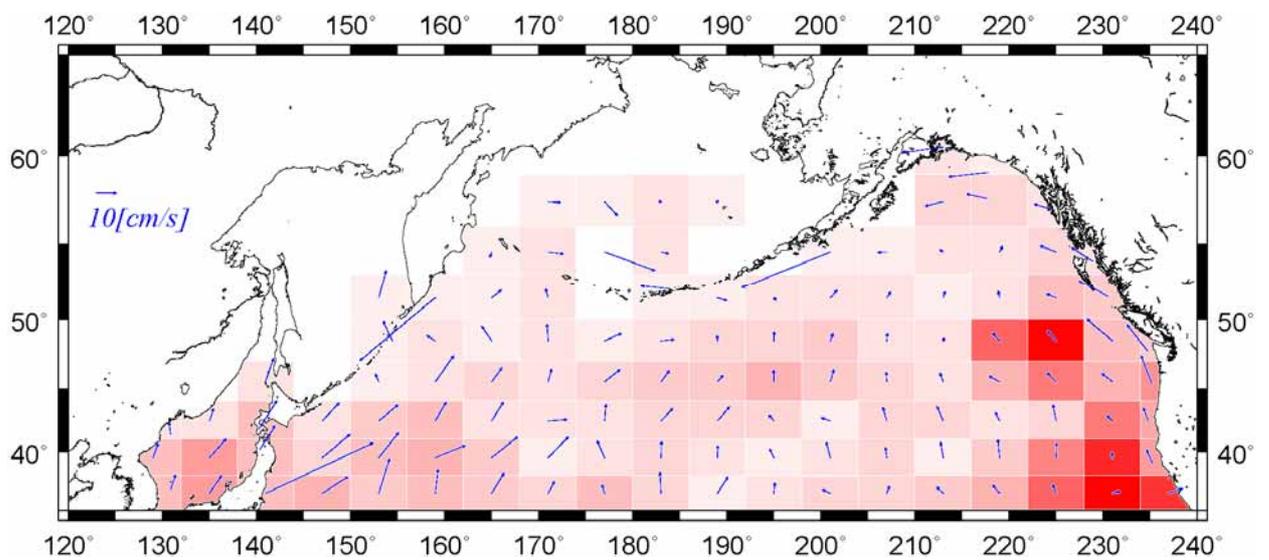
春季(3・4・5月)



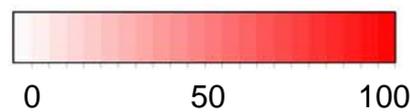
夏季(6・7・8月)



秋季(9・10・11月)

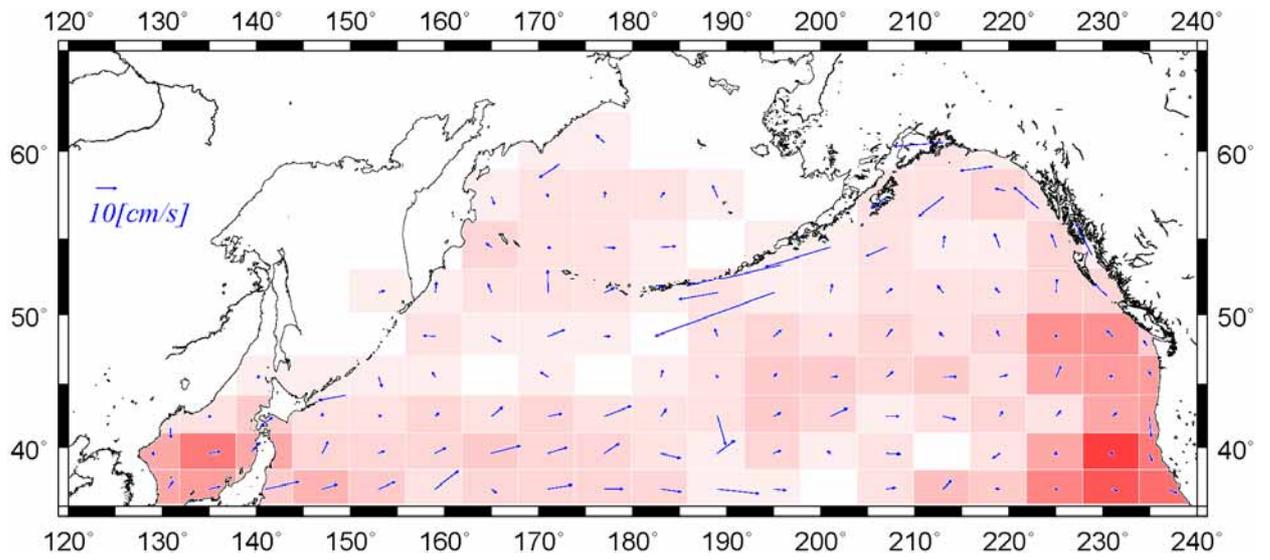


冬季(12・1・2月)

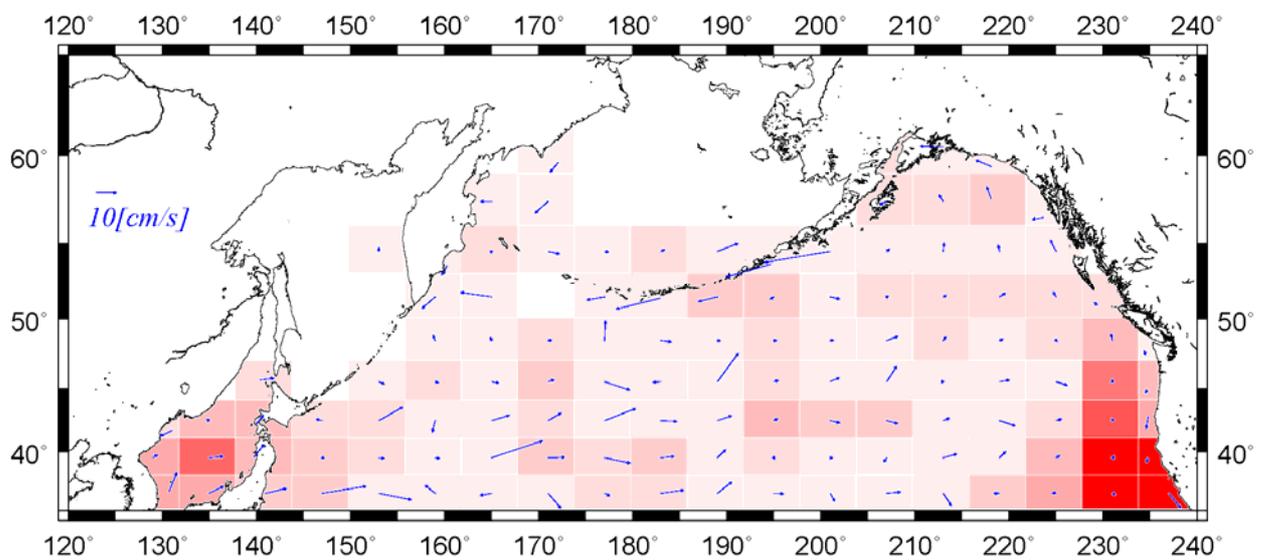


メッシュに含まれるブイ ID 数

図 13. ブイの漂流速度から吹送流成分を除去して得られた、緯度 3° 経度 6° 格子の地衡流速度分布



春季(3·4·5月)



夏季(6·7·8月)

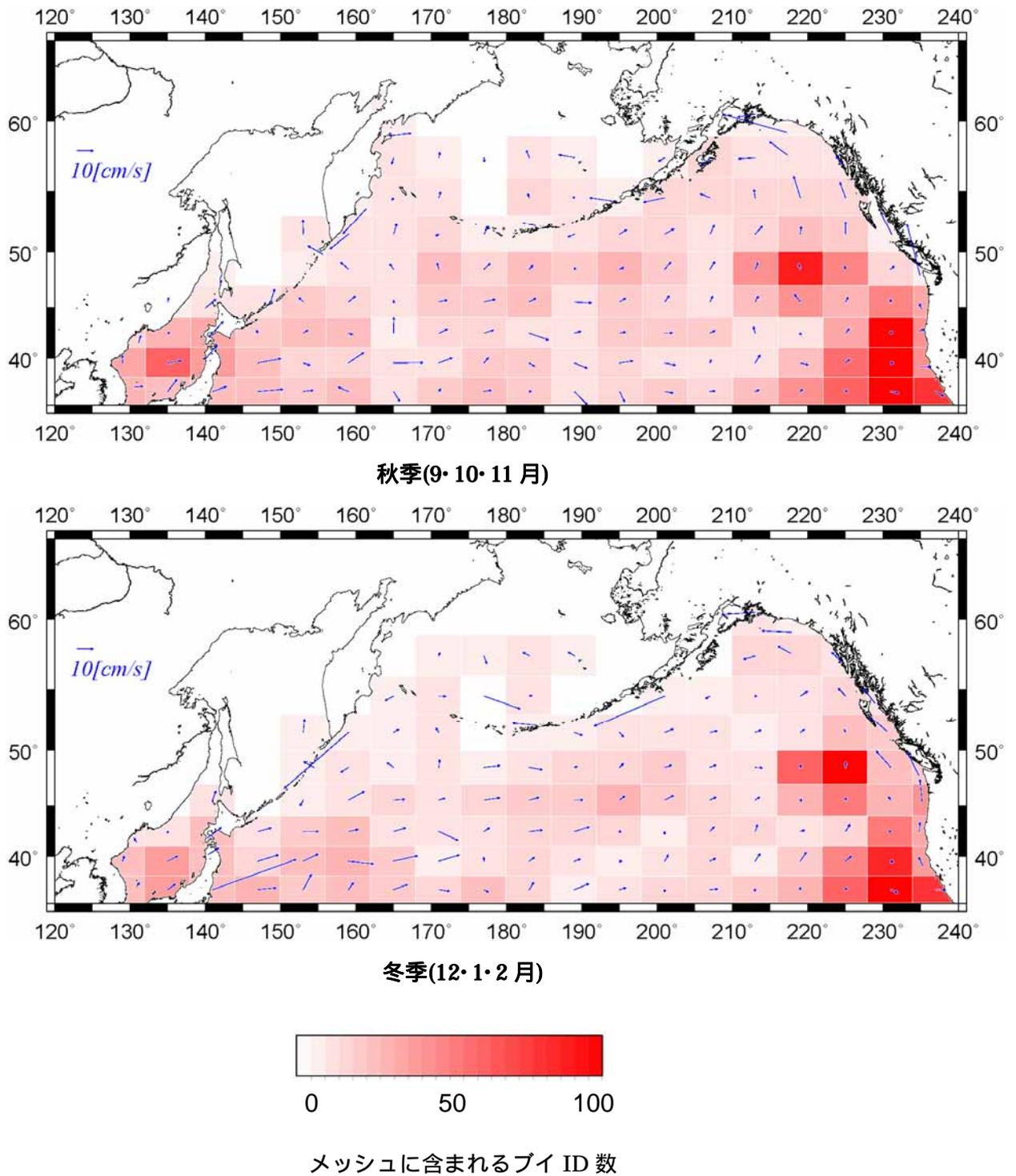


図 14. ブイの漂流速度から、再評価した吹送流成分を除去して得られた
緯度 3° 経度 6° 格子の地衡流速度分布

5. 考察

5-1. 吹送流再評価前後の地衡流速度分布の比較

吹送流成分の再評価の前後で、得られた北太平洋亜寒帯における季節毎の地衡流速度分布(図13,14)はいずれも全体的には *Ohtani*(1991)がまとめた模式図(図1)と似たものとなった。吹送流成分再評価後の循環像には秋季を除いてアリューシャン列島南岸に沿って西向きの流れが見られると共にアラスカ湾北部において反時計周りの循環が見られる。このことから、亜寒帯循環を構成するアラスカストリーム、アラスカ循環がそれぞれ表現されていることがわかる。これに対し、再評価前の循環像ではアラスカストリームは確認できるものの、アラスカ湾において反時計周りの循環は確認できない。

また、冬季は夏季に比べ、アラスカ湾北部の西向きの流速が大きくなるといった季節変動が吹送流成分の再評価前後に共通して見られた。しかし、再評価前の地衡流速度分布は、再評価後に比べて流れが全体的に北向きよりになっている。これは除去された吹送流成分の向きが再評価前後でその方向が変化せず南向きが支配的であり、その大きさは再評価前が再評価後に比べて大きいことによるものである。

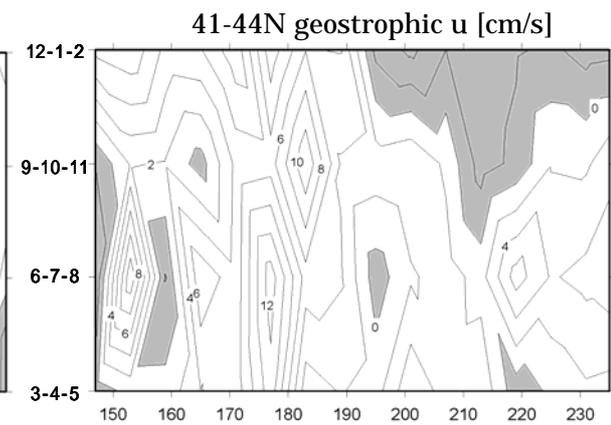
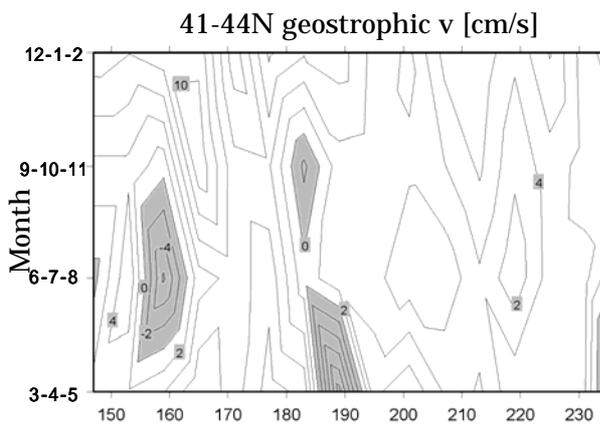
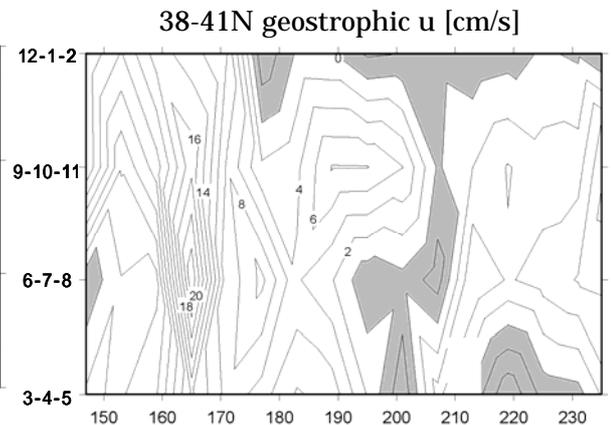
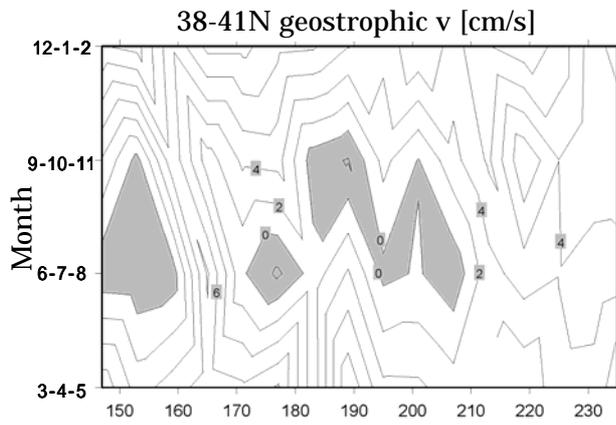
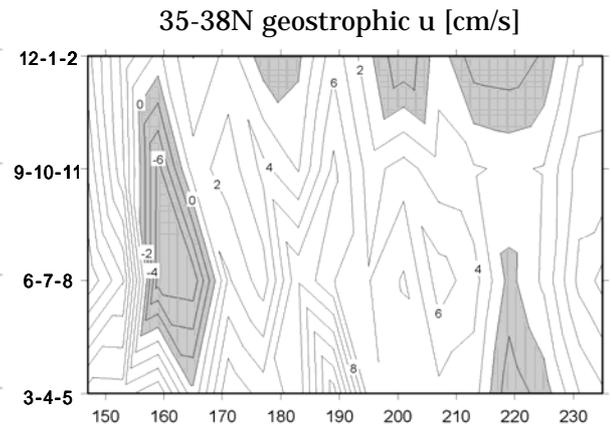
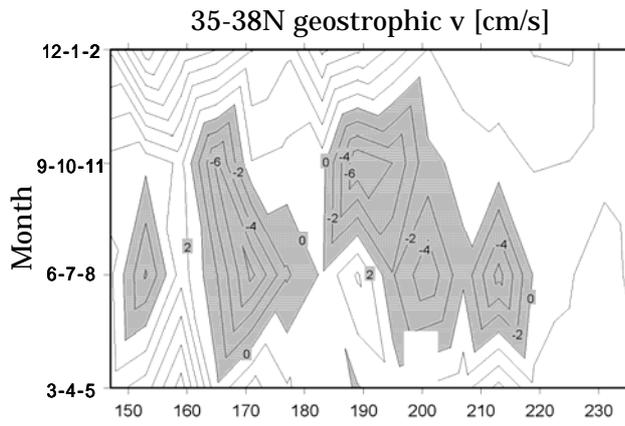
図15に吹送流再評価前の地衡流速における3°毎の各緯度帯における経度・月ダイアグラムを、同じく図16に再評価後の地衡流速における3°毎の各緯度帯における経度・月ダイアグラムを、図17にはブイの平均漂流速度における3°毎の各緯度帯における経度・月ダイアグラムをそれぞれ示す。図15、16、17では地衡流の南北成分において、北向き(南向き)の成分を正(負)とし、地衡流の東西成分においては東向き(西向き)の成分を正(負)としている。陰影部はそれぞれ、南向き、西向きの成分を表している。

図16より吹送流再評価後の地衡流速は北米沿岸域で、北緯38-47°の緯度帯における南北成分は明らかな季節変動を持つことがわかる。北緯35-38°の緯度帯においては一年を通して南向きの成分が支配的であり、北緯44°以北の緯度帯においては一年を通して北向きの成分が支配的であることがわかる。南北成分の移行領域となる北緯38-41°、北緯41-44°の緯度帯では、地衡流速は春季から夏季にかけて南向きの成分を持つが、秋季と冬季は北向きの成分を持つ。このことは北太平洋の北米沿岸域において、春季と夏季では北緯44°より北で北向きの流れが、南で南向きの流れが存在し、秋季と冬季では北緯38°より北で北向きの流れが、南で南向きの流れが存在することを意味する。言い換えれば、南北流の分岐点が、春から夏は北緯44°、秋から冬は北緯38°と、南北に移動すると言える。

同様の傾向の季節変動はブイの平均漂流速度分布にも表れており、北米沿岸域において夏季には北緯47°より北で北向きの流れが、南で南向きの流れが存在するが、秋季と冬季には北緯38°より北で北向きの流れが、南で南向きの流れがあることが図17から確認できる。一方、図15から再評価前の地衡流速にはこの季節変動が見られず、北米沿岸域においては北緯50°以南までは一年を通して北向きの流れが存在し、北緯50°以北では一年を

通して強い南向きの流れを示している。この北緯 50° 以北の強い南向きの流れは再評価後の地衡流速には見られず、逆に北米沿岸域では一年を通して北向きの流れを示している。

亜寒帯域西部においては、再評価前後の地衡流速分布、およびブイの平均漂流速度分布ともに北米沿岸域における南北成分ほどの大きな違い見られなかった。



Longitude

Longitude

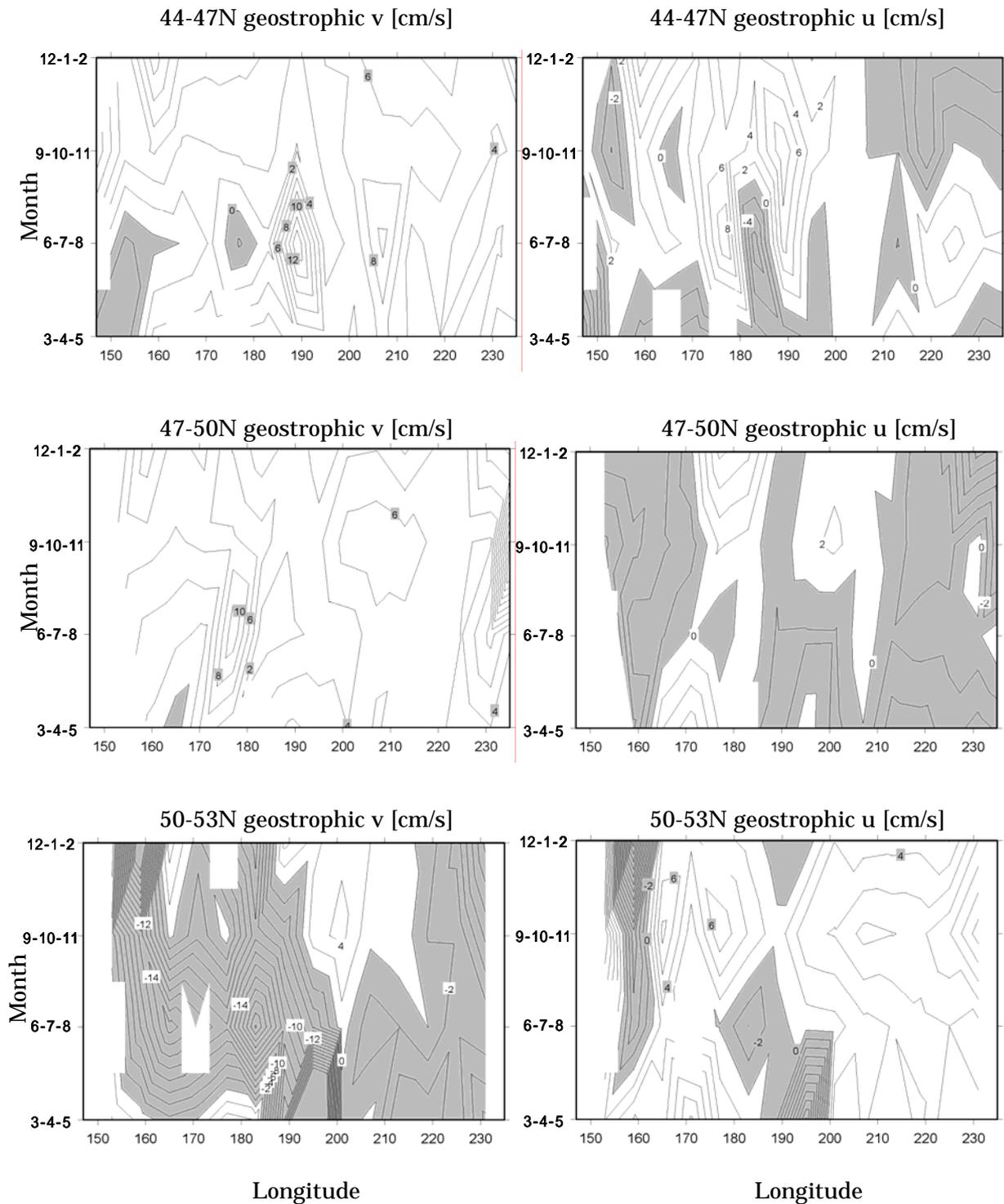
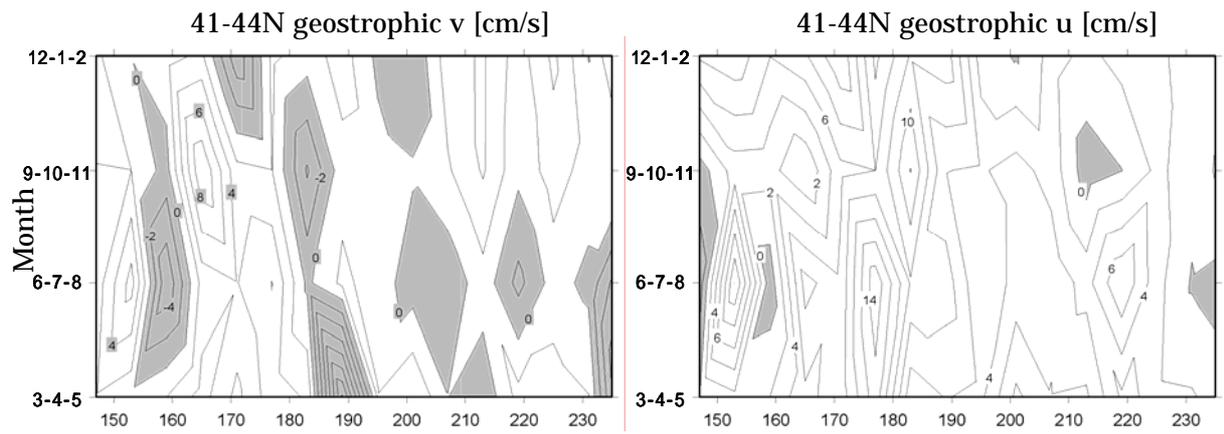
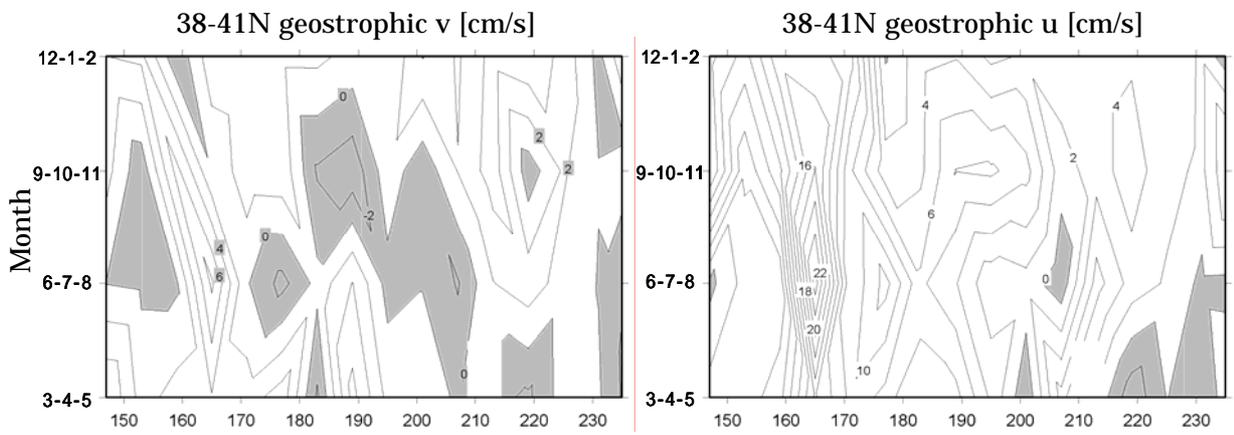
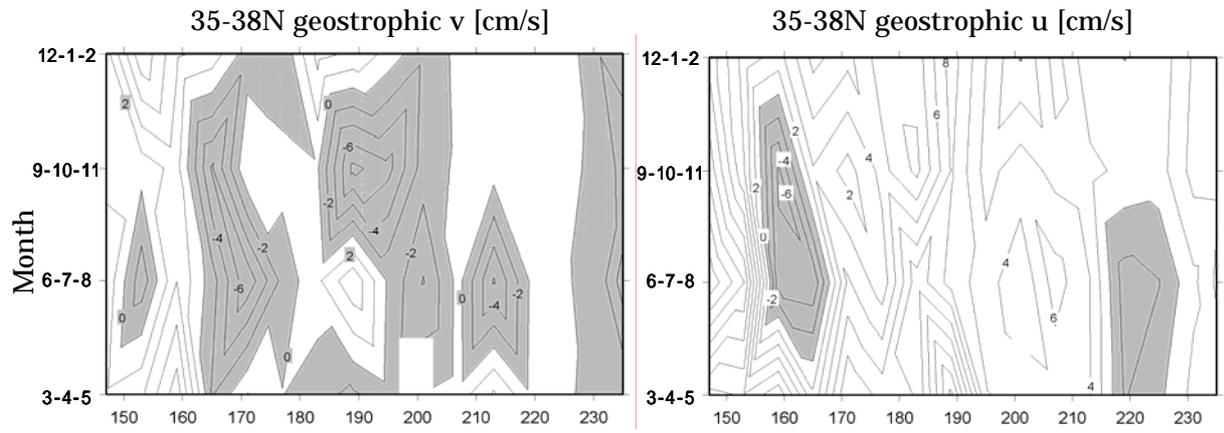


図 15 プイ漂流速度から、再評価前の吹送流成分を除去して得られた
地衡流の経度・月(3ヶ月間隔)ダイアグラム.

(左) 南北成分, (右) 東西成分 陰影部は負(南向き,西向き)を示す.コンターは 2cm/s 毎



Longitude

Longitude

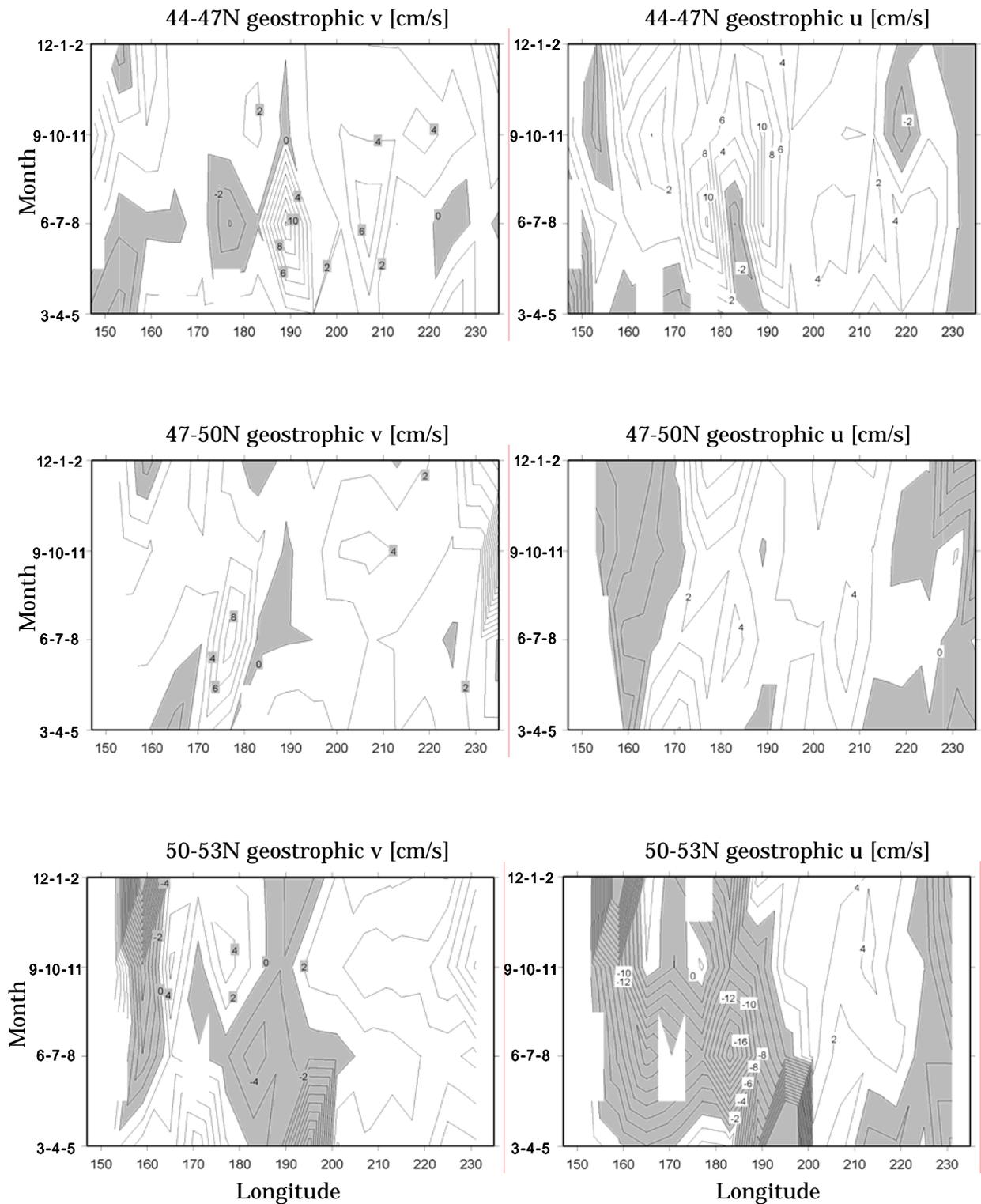
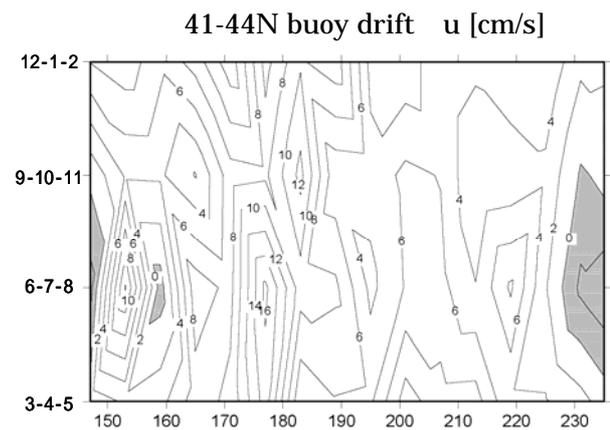
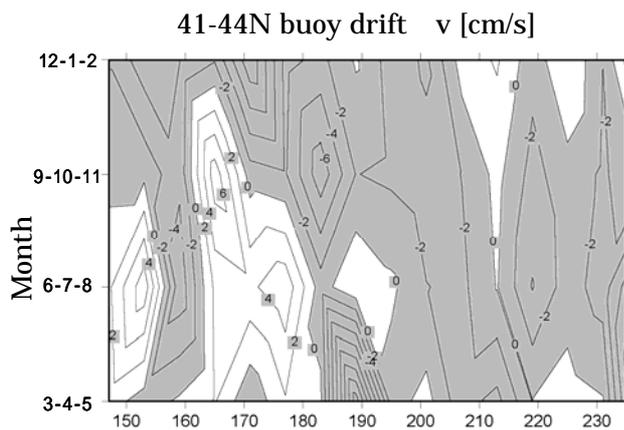
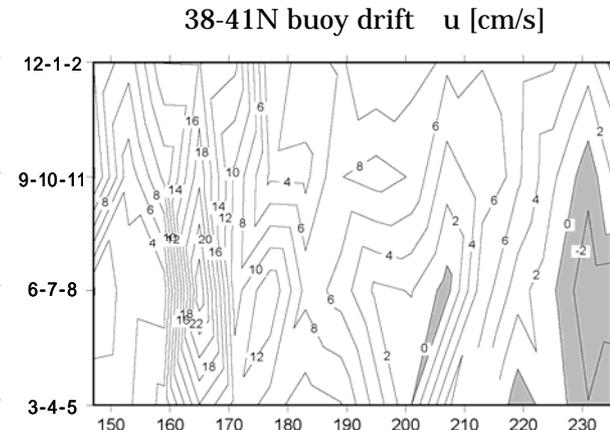
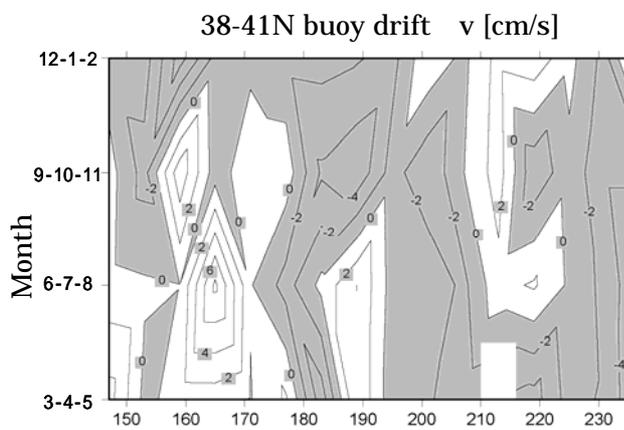
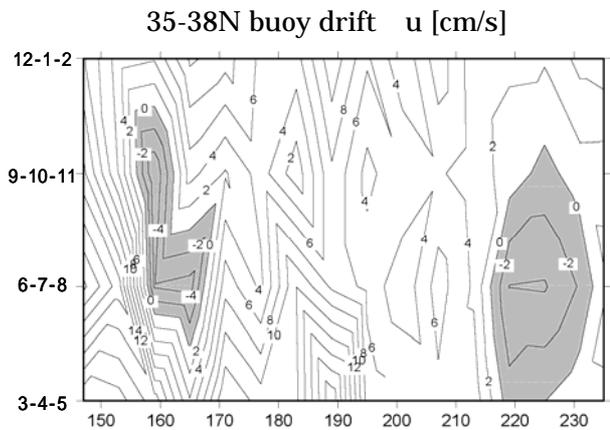
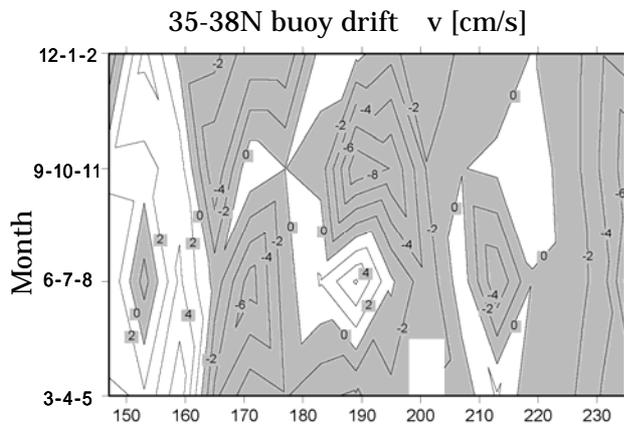


図 16 ブイ漂流速度から、再評価した吹送流成分を除去した得られた地衡流の経度・月(3ヶ月間隔)ダイアグラム.

(左) 南北成分, (右) 東西成分 陰影部は負(南向き,西向き)を示す.コンターは 2cm/s



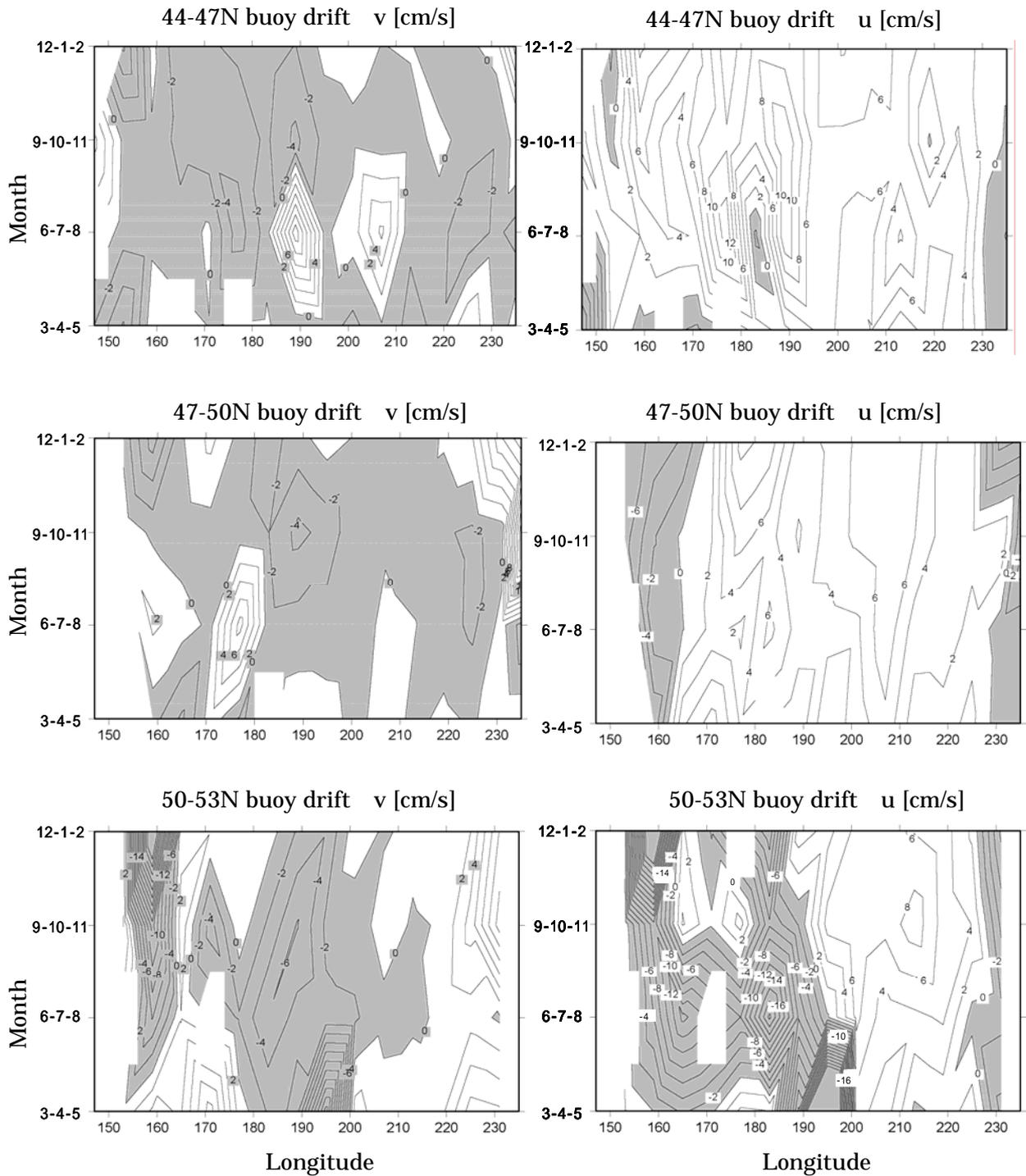


図 17 漂流ブイ平均漂流速度の経度・月(3ヶ月間隔)ダイアグラム.

(左)南北成分, (右)東西成分 陰影部は負(南向き,西向き)を示す.コンターは 2cm/s

5-2. 既往研究結果との比較

吹送流成分の再評価の前後で得られた表層循環像の季節変動の違いを、既往研究の結果と比較することで吹送流の再評価が妥当であったかを検証すると共に、本研究で得られた実測流速に基づく亜寒帯表層循環の季節変動において、既往研究で示された間接的に推定された流速場に基づく季節変動がどの程度表れるのかを調べた。

5-2-1. アラスカ湾岸における季節変動

図 18 に *Strub & James(2002)*によって作成された、7年間以上の衛星海面高度計データ基に 2 ヶ月間隔の季節平均海面高度から観測期間全体の平均海面高度を除去し、平均的な力学的海面高の気候値を加えて作成された季節ごとの海面高度分布を示す。これより、冬季にはアラスカ循環が強化され、アラスカ湾に沿った反時計周りの流れが強まっていることがわかる。同様の季節変動が吹送流成分の再評価後の地衡流速度分布で確認できる。これに対し、再評価前の地衡流速度分布ではアラスカ湾において反時計周りの流れを確認することができない。

吹送流成分再評価後の地衡流速度分布において、冬季にアラスカ湾岸で実際にどの程度、流れが強まっているのかを知るために、アラスカ湾北岸、東岸の海域での平均流速をそれぞれ計算した。計算結果を表 2、表 3 に示す。これより、アラスカ湾北岸、東岸ともに西向きの流速が冬季は夏季の約 2 倍になることがわかった。表 2 には、参考に海面高度分布から計算したアラスカ湾北岸、東岸の平均流速分布も示しているが、北岸、東岸いずれにおいても西向きの流速が冬季は夏季よりも大きくなるといった傾向は再評価後の地衡流速度分布と一致している。

5-2-1. 北米沿岸域における季節変動

また、図 18 の海面高度分布において、夏季には北緯 30°より北の北米沿岸で海面高度が低くなっており、南向きの流れが確認されるが、冬季にはカリフォルニア沿岸から北で逆に海面高度が高くなり、北向きの流れが確認される。図 2 に示されたマイクロ波散乱計による平均海上風データから得られた海上風速度分布からは、冬季は北米沿岸を右にみて強い風が吹いていることがわかる。この風によって引き起こされたエクマン輸送によって沿岸部に海水が吹き寄せられることで、北米沿岸において海面高度が高くなるものであると考えられる。北米沿岸において冬季に北向きの流れになり、夏季には南向きの流れとなるという季節変動は、吹送流再評価前の地衡流速度分布の季節変動には見られないが、プイの平均漂流速度分布および吹送流再評価後の地衡流速度分布では同様の季節変動が確認できた。

ただし、海面高度分布では冬季において、北米沿岸に沿った北向きの流れは北緯 32°周辺から北で確認できるのに対し、プイの平均流速及び再評価後の地衡流速度では北緯 38°

より南では南向きの流れとなっている。ブイによる地衡流速度と、ブイの平均漂流速度の双方で冬季に北緯 38°以南の南向きの流れが確認されたこと、北米沿岸域は高い密度でブイによる計測がなされた海域であり、ブイの平均漂流速度は海面流速の直接計測の結果であることから、冬季の北米沿岸において北緯 38°以南に南向きの流れがある可能性が高いと考えられる。この違いの原因として、漂流ブイによって得られた流速度分布が持つ空間分解能が緯度 3°経度 6°と海面高度分布に比べて粗いことが考えられる。海面高度分布からは、冬季に北緯 38°以南では沿岸部の北向きの流れのすぐ西側に強い南向きの流れがあることが確認できる。漂流ブイの結果において冬季に北緯 38°以南の沿岸部の見られる南向きの流れは、この海面高度分布における北向きの流れの、西側に存在する強い南向きの流れを含んだ結果である可能性がある。そこで、この海域については高密度な漂流ブイの分布があることから、この海域について緯度経度各 1°のメッシュを用いた、より細かい地衡流速度分布を求めた。図 19 にその結果を示す。この結果からは、海面高度分布に見られた冬季における北緯 38°以南の沿岸部での北向きの流れが確認できる。冬季には沿岸全域で北向きの流れが存在するが、北緯 38°以南で北向きの流れのすぐ西側に南向きの流れが確認できる。緯度 3°経度 6°のメッシュ平均を用いた場合、この南向きの流れが原因で海面高度分布による流速場とブイによる流速場に違いが生じたものと考えられる。ただし、吹送流の評価に用いたドラッグ係数の値は緯度 3°経度 6°のメッシュ平均を用いて求めたものなので、緯度経度 1°のメッシュを用いたこの地衡流速度分布は、緯度 3°経度 6°のメッシュ間隔の地衡流速度分布に比べて妥当性が低いことに注意すべきである。

これらのことから、北米沿岸域における表層循環の季節変動は、海面高度分布と吹送流再評価後の地衡流速度分布との間でよい一致を見せたと言える。

吹送流再評価後の地衡流速度分布においては、北緯 38°から北緯 47°の緯度帯における北米沿岸域で北向きの流れと南向きの流れの分岐点が南北移動するといった季節変動が確認されたが、この南北流の平均流速の南北方向成分の値を表 4 に示す。これより夏季は冬季に比べて南向きの流速が大きくなり、逆に冬季は北向きの流速が大きくなっていることがわかる。

この季節変動は、冬季のアラスカ循環の強化によるものであると考えることができるが、単に海上風速度分布と海面高度分布から示唆されたように北米のごく沿岸域における風の吹き寄せによるエクマン輸送の結果である可能性もある。しかし、図 14 および図 16 より、反時計回りの循環であるアラスカ循環の南の境界を表現していると考えられる北緯 50°-53°、経度 200°-220°の海域の東向きの流れが夏季に比べ冬季は強まっていることがわかる。これは北米沿岸域だけではなく、その沖合においても、冬季のアラスカ循環の強化を示唆する季節変動があることを示している。このことから、北米沿岸域における季節変動は、風の吹き寄せによるエクマン輸送とアラスカ循環の強化、双方を含んだものであると考えることができる。

以上のことから漂流ブイデータより得られた吹送流成分再評価後の、北太平洋亜寒帯表層循環の季節変動は、*Strub & James(2002)*による海面高度分布から得られた季節変動とよい一致が見られ、吹送流成分の再評価は妥当なものであったといえる。

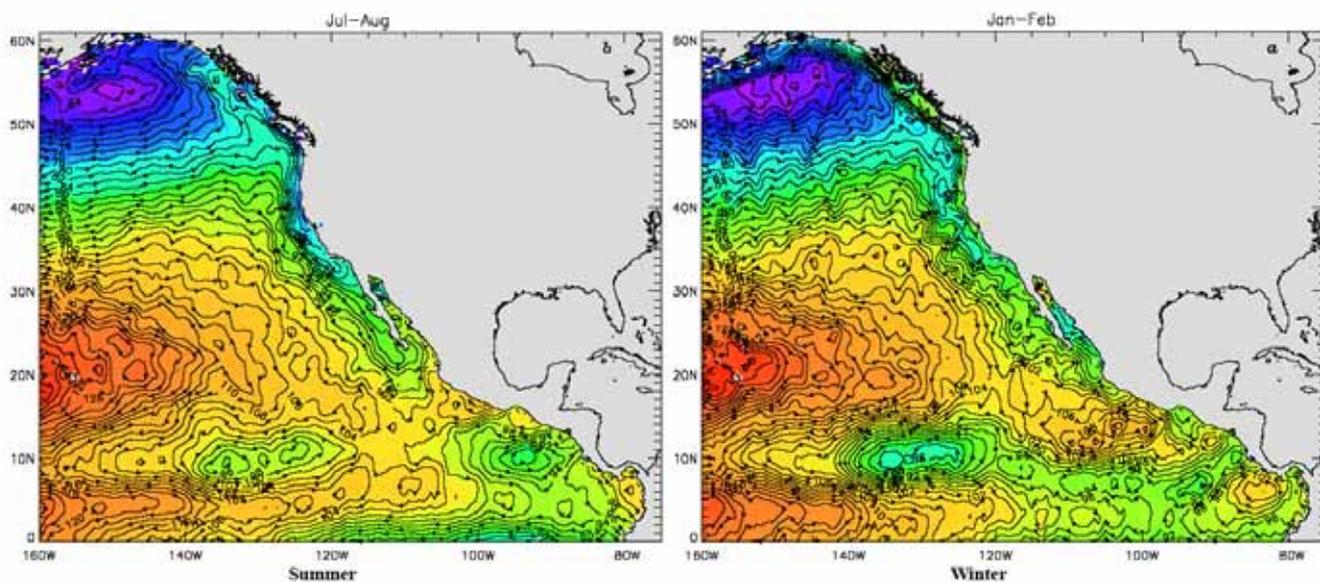


図 18 . *Strub & James(2002)*による夏季と冬季の海面高度分布

7年間以上の衛星海面高度計データ基に2ヶ月間隔の季節平均海面高度から観測期間全体の平均海面高度が除去され、平均的な力学的海面高の気候値を加えられている。コンター間隔は2 cm。左；夏季(7・8月),右；冬季(1・2月)

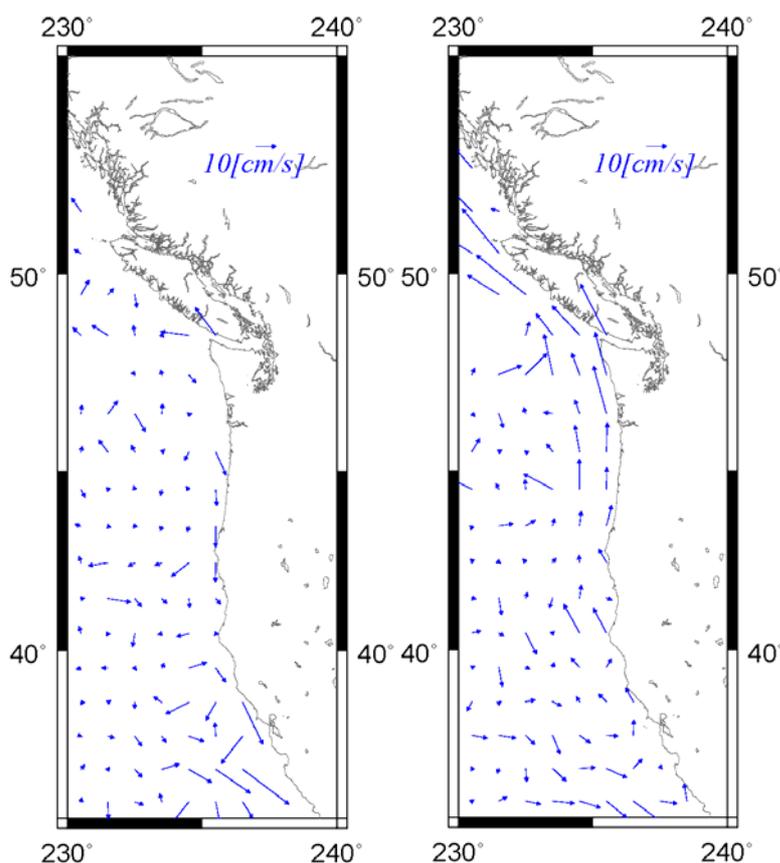


図 19. ブイ漂流速度から、再評価した吹送流成分を除去して得られた緯度経度1°格子の地衡流速度分布
左；夏季(6・7・8月),
右；冬季(12・1・2月)

表 2. アラスカ湾北岸における平均流速

	漂流ブイによる地衡流速		海面高度分布による地衡流速	
	東西方向成分 [cm/s]	南北方向成分 [cm/s]	東西方向成分 [cm/s]	南北方向成分 [cm/s]
夏季(6・7・8月)	-9.93	1.39	-1.42	-0.91
冬季(12・1・2月)	-19.73	-1.15	-9.94	-1.13

漂流ブイによる地衡流速は吹送流成分再評価後のものを示している
東西方向成分では東向きが正、南北方向成分では北向きを正とする。

表 3. アラスカ湾東岸における平均流速

	漂流ブイによる地衡流		海面高度分布による地衡流速	
	東西方向成分 [cm/s]	南北方向成分 [cm/s]	東西方向成分 [cm/s]	南北方向成分 [cm/s]
夏季(6・7・8月)	-3.49	3.89	-1.01	1.05
冬季(12・1・2月)	-7.49	4.72	-2.02	1.67

漂流ブイによる地衡流速は吹送流成分再評価後のものを示している
東西方向成分では東向きが正、南北方向成分では北向きを正とする。

表 4. 北緯 38° から北緯 47° の緯度帯における
北米沿岸域における平均流速の南北方向成分

	北向きの流れの南北方向成分 [cm/s]	南向きの流れの南北方向成分 [cm/s]
夏季(6・7・8月)	0.13	9.41
冬季(12・1・2月)	-3.00	-1.04

北向きの流れは、夏季は北緯 44° 以北、冬季は北緯 38° 以北の平均流速、
南向きの流れは、夏季は北緯 44° 以南、冬季は北緯 38° 以南の平均流速を示している。
ただし、北向きを正とする。

5-2-2. 順圧輸送における季節変動との比較

Kuragano&Kamachi(2004)による海面高度計データと船舶観測データを用いて行われた同化実験の結果得られた、北太平洋亜寒帯域の順圧輸送の季節変動(図3)からは、冬季において太平洋東部で亜寒帯循環の南境界が南下することがわかる。また、亜寒帯西部において冬季に強い循環の中心が現れ、天皇海山列東にも反時計周りのサブ循環が現れることがわかる。ただし、これらの季節変動は、あくまでも深層から表層で積分した順圧流量におけるものであって、表層海流場における季節変動を示したものではない。

吹送流成分再評価後の地衡流速分布からは冬季における亜寒帯循環の南境界の拡大を

はっきりと確認することはできなかった。しかし、亜寒帯循環は反時計周りの循環であることから、循環の東境界では北向きの流れを持つと考えられ、循環の南境界の南下に伴い亜寒帯東部において南境界の北側では北向きの流れが現れると考えられる。そのため北米沿岸で冬季に北向きの流れが強まるという季節変動は、循環の拡大を示唆するものであると考えられる。また、亜寒帯西部において、冬季に反時計周りの循環が確認できた。

これらのことから、*Kuragano&Kamachi(2004)*の示した、亜寒帯西部において冬季に強い反時計まわりの循環が表れるといった季節変動は、順圧輸送だけではなく、漂流プイによる実測流速より得られた表層流速場においても表れるものであると考えることができる。ただし、順圧輸送において冬季に天皇海山列東に出現した反時計まわりのサブ循環は、吹送流再評価前後のどちらの表層循環像でも見られなかった。その原因として、この海域は漂流プイのデータ密度が低いこと、または、天皇海山列東に出現した反時計まわりのサブ循環は、亜寒帯西部の循環と異なり、表層流速場に表れない性質のものであることが考えられる。

まとめ

表層漂流プイデータからプイ平均漂流速度を求め、海上風データより評価した吹送流成分を除去し、季節ごとの地衡流速分布を得ることで北太平洋亜寒帯表層循環の季節変動を描写した。吹送流成分の評価に用いるドラッグ係数の値をアルゴフロートデータおよび気候値から得られた地衡流速分布との摺り合わせを行うことで評価し、得られた季節毎のドラッグ係数の値を用いて吹送流成分を再評価した。吹送流の再評価によって得られた地衡流速分布が示した季節変動は、典型値を用いて評価した吹送流成分を用いて得られた地衡流速分布による季節変動とは異なる季節変動を示した。吹送流の再評価によって得られた季節変動は、*Strub & James(2002)*が示した北東太平洋の季節変動と類似した傾向を示したことから、吹送流の再評価によってより妥当な季節変動像を得られたと考えられる。

吹送流の再評価によって得られた地衡流速分布からは、アラスカ湾岸において冬季は反時計周りの流れが強まり、西向きの流速が夏季の約2倍になることがわかった。また、北米沿岸域において、南北流の分岐点の移動といった季節変動が見られ、夏季は南向きの流れが、冬季は北向きの流れが強くなることがわかった。

亜寒帯西部においては、冬季に反時計周りの循環が確認できた。このことから、*Kuragano&Kamachi(2004)*によって示された順圧輸送において見られた冬季の亜寒帯西部の強い循環の中心は、表層海流場にも反映されるものであることがわかった。

以上のことより、結論として、表層漂流プイデータを用いて北太平洋亜寒帯表層循環の季節変動を実測流速に基づいて描写することができたと言える。

参考文献

本多忠夫・光易恒(1980):水面に及ぼす風の作用に関する実験的研究,海岸工学講演会論文集,27,90 - 93 .

細田滋毅(2005):北太平洋の水温・塩分変動, 月刊海洋 vol.37,No.10,731pp

Kuragano&Kamachi.(2004):Balance of Volume Transports between Horizontal Circulation and Meridional Overturn in the North Pacific Subarctic Region, Journal of Oceanography.,60,385pp

光易恒(1983):海面に及ぼす風の応力. 水工学シリーズ 83-B-1, 土木学会水理委員会,17pp

Levitus & Gelfeld(1992):NODC inventory of physical oceanographic profiles. In Key to Oceanography Records Documentation, No. 18, NODC. Washington, DC: U.S. Government Printing Office.

Michida,Y.(1999):Structure of the Kuroshio and the surface Ekman layer by current data analysis of shipborne ADCP, Thesis of Dr.(Sci.) U.of Tokyo,119pp.

Michida, Y. and H. Yoritaka (2003), Seasonal change of the surface circulation in the Alaskan gyre observed with surface drifters, Proc. OSCORA-18, 90-95.

Ohtani, K. (1991), To confirm again the characteristics of the Oyashio, Bull. Hokkaido Natl. Fish.Res. Inst., 55, 1-24 (in Japanese with English abstract).

Strub.P.T. and C.James.(2002):Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific Gyres., Progress in Oceanography,vol53,163pp.

WOCE Data Products Committee (2002), WOCE Global Data Version 3.0, WOCE International Project Office WOCE Report No. 180/02, Southampton, U.K.

謝辞

本研究を行うに当って、できの悪い学生にも拘らず大変親身になってご指導をして頂きました東京大学海洋研究所 道田 豊 助教授に心から感謝を申し上げます。最後の最後まで大変ご迷惑をお掛けし続けましたが、道田助教授からは研究生活を通じて、海という摩訶不思議なものの持つ魅力や、論理的に考えることの大切さとおもしろさを教わりました。深く感謝しております。

東京大学海洋研究所・海洋大循環分野のセミナーでお世話になった、川辺教授、藤尾助教授、柳本助手、田中助手、岡講師、には貴重な意見を沢山頂きました。小牧さん、加藤さん、石神さん、既に卒業された瀧本さん、青柳さんら院生各位の皆様には研究は勿論、それ以外でも大変お世話になり、有意義な研究生活を送ることができました。また、様々な手続きでお世話になった秘書の木下さん、OI 地衡流速度データを提供して下さった JAMSTEC の細田滋毅博士に感謝を致します。

付録

摩擦深度を緯度ごと、ドラッグ係数を海域ごとに評価して得られた地衡流速度分布

吹送流成分の評価に用いる摩擦深度は以下の式で表すことができる。この式より、摩擦深度は緯度のパラメータを持つことがわかる。そのため、抵抗体の有無より検証した摩擦深度の値は、検証に用いたデータが多かった海域の摩擦深度を示したものであり、緯度が増えるにつれて真の値とのズレが生じると考えられる。

摩擦深度の検証結果と近い値をとった Michida(1999)が ADCP データから摩擦深度を見積もった海域の多くは北緯 35° から北緯 40° にかけての海域であった。ことから検証から得られた結果(44m)は北緯 35° から北緯 40° の緯度帯における摩擦深度であると考え、この摩擦深度を基準として正確な値が不明な鉛直渦動粘性係数を算出した。得られた鉛直渦動粘性係数を用いて、対象海域を 5° 間隔に区切った各緯度帯における摩擦深度を計算した。

$$\text{摩擦深度} : \delta = \sqrt{\frac{2A}{f}} \quad (\text{a})$$

$$f = 2\Omega \sin \phi \quad (\text{b})$$

A :鉛直渦動粘性係数, ρ :海水密度, f :コリオリ因数, Ω :地球自転の角速度, ϕ :緯度

表 A. 各緯度帯における摩擦深度の値

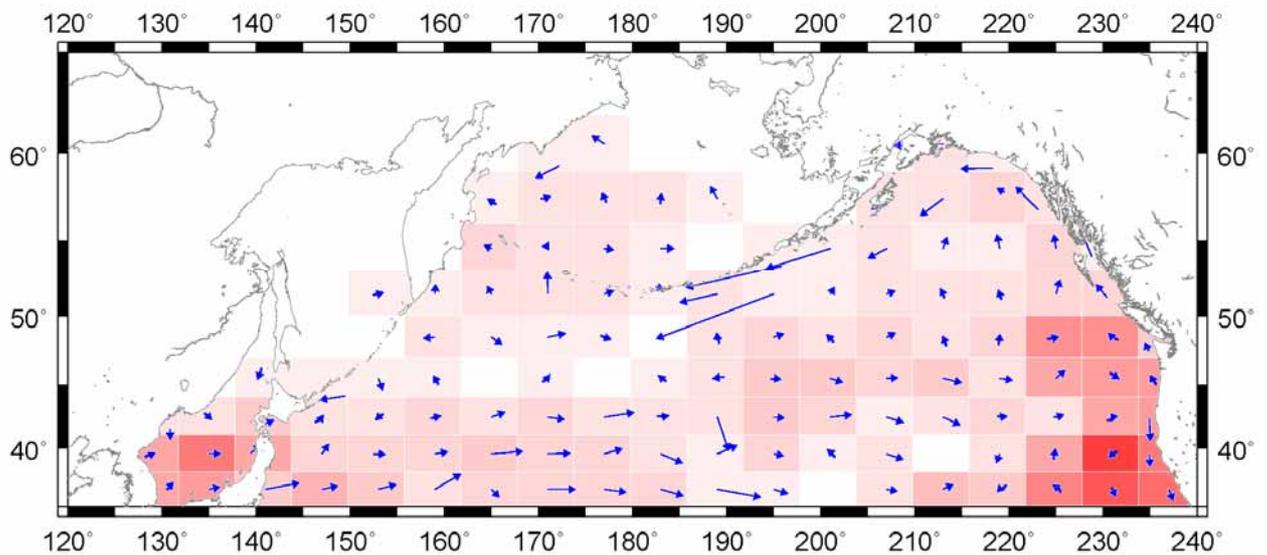
緯度帯	摩擦深度 [m]
35° N-40° N	44
40° N-45° N	35.1
45° N-50° N	34.1
50° N-55° N	33.3
55° N-60° N	32.6
60° N-65° N	31.4

また、ドラッグ係数は、海上風に大きく影響を受ける。そのため、季節ごとの海上風速度分布（図 2）から、対象海域を似た海上風速場を持つ海域に分け、季節だけではなく、海域ごとにドラッグ係数の値を評価した。また、評価に用いた摩擦深度は上で得られた各緯度帯におけるものを用いた。

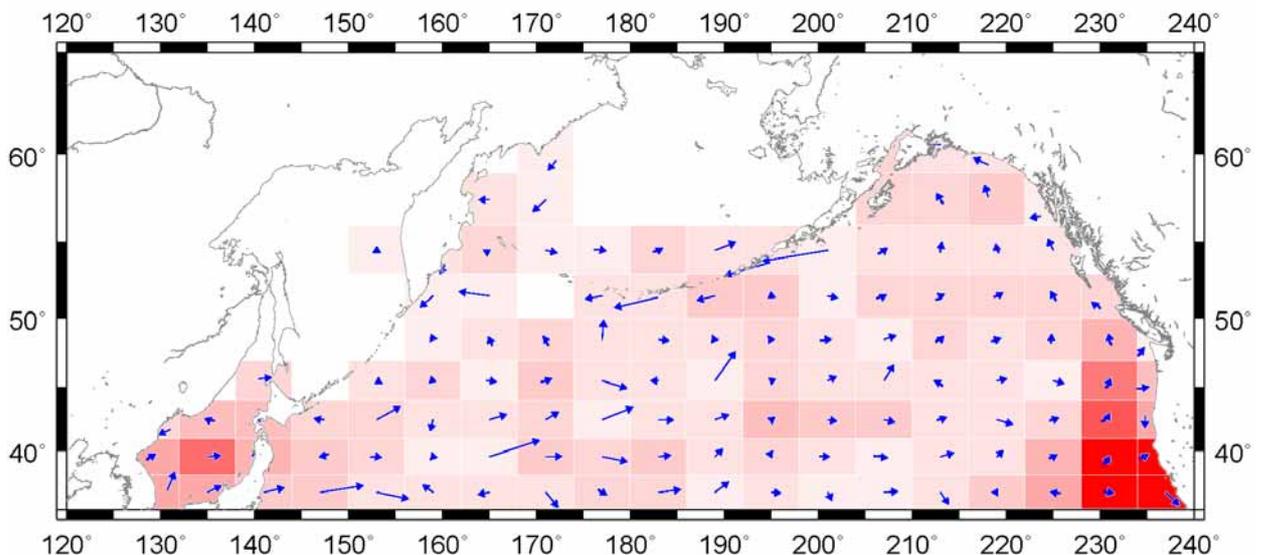
これらの結果、得られた吹送流成分をブイ漂流速度から除去して得られた地衡流速度分布を図 A に示す。得られた結果は吹送流成分再評価後の地衡流速度分布とよく一致してい

ることがわかる。

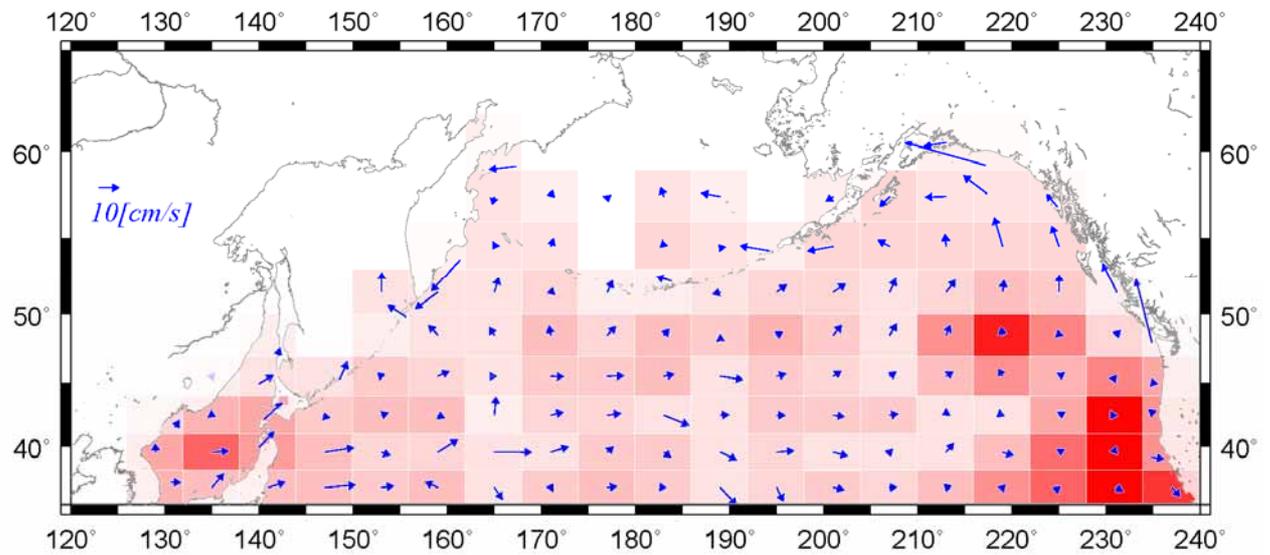
ただし、各緯度帯における摩擦深度に関しては基準となる検証結果の値(44m)が必ずしも北緯 35° から北緯 40° の摩擦深度の値を代表しているとは限らない。また、海上風によって海域を分けて評価したドラッグ係数に関しては、海上風によって海域を分ける基準は何らかの評価基準に則ったものではなく、あくまでも主観によるものである。これらのことから、摩擦深度を緯度別に分けると共に、ドラッグ係数を海域別に分けることで評価された吹送流による地衡流速度分布は、その信頼性に疑問があると言える。よって、本文中での議論ではこの地衡流速度分布は用いなかった。



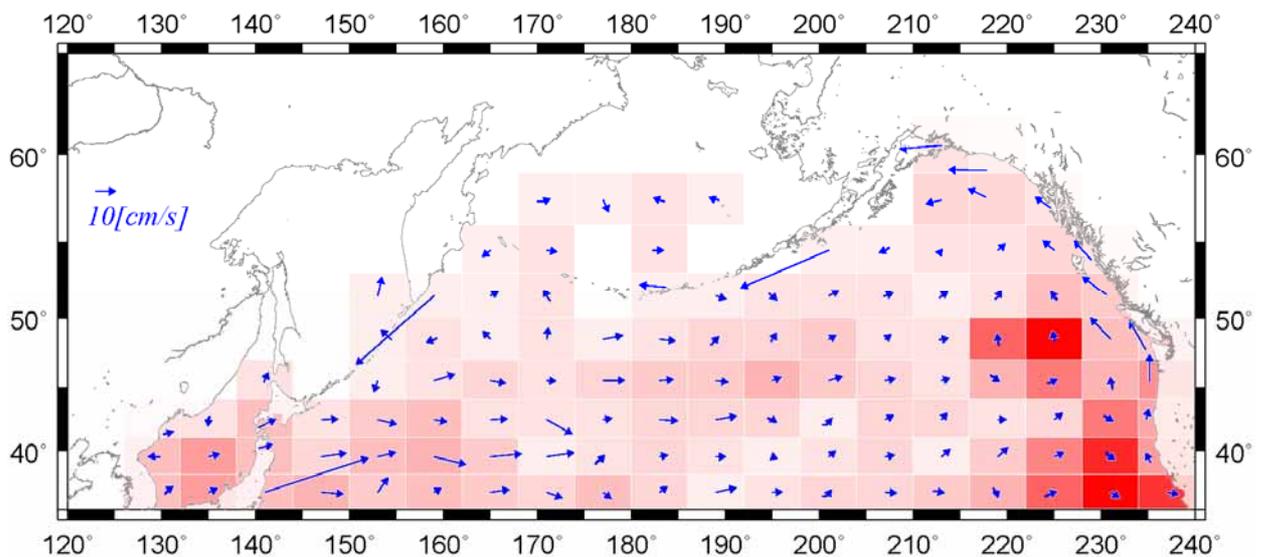
春季(3・4・5月)



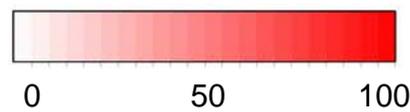
夏季(6・7・8月)



秋季(9・10・11月)



冬季(12・1・2月)



メッシュに含まれるパイ ID 数

図 A. パイの漂流速度から、摩擦深度を緯度ごと、ドラッグ係数を海域ごとに評価した吹送流成分を除去して得られた緯度 3° 経度 6° 格子の地衡流速度分布