

東海大学大学院令和 3 年度博士論文

南大洋における海上風変動と  
それがドレーク海峡近傍のオキアミ漁場に  
与える力学的作用について

指導 植原量行 教授

東海大学大学院地球環境科学研究科  
地球環境科学専攻

八木雅文

## 目次

第1章 序論	1
1.1. 南半球中高緯度海域の特徴	2
1.2. 南大洋域における生態系と大気変動との関係の先行研究	3
1.3. 南大洋域における大気変動に関する先行研究	6
1.4. 海上風格子データセットの歴史	7
1.5. 海洋上層の海上風変動に対する応答の先行研究	8
1.6. 本研究の目的と構成	8
第2章 南大洋上における海上風/海面応力データセットの精度検証	16
2.1. 海上風観測の歴史とデータセットの紹介	16
2.2. 使用データ	17
2.3. ブイデータを用いた精度検証	23
2.4. 複数の海上風応力格子データセットの相互比較	25
2.5. まとめと議論	27
第3章 南大洋上における海上風変動と DPOI	39
3.1. DPOI とは	39
3.2. 使用データ	40
3.3. 南大洋上における海上風場の平均的特性	42
3.4. 南大洋上における海上風の空間特性	44
3.5. DPOI と南大洋上における大気場の時空間変動との関係	46
3.6. まとめと議論	46
第4章 ドレーク海峡付近の海洋上層変動と海上風への応答	63
4.1. ドレーク海峡付近における海洋上層変動と海上風との関係	63
4.2. 使用データ	64
4.3. 海洋上層構造の年々変化	65
4.4. 海上風変動と季節性密度躍層の深度変化との関係	67
4.5. 議論	69

第5章 結論	93
参考文献	96
付録 A. 略語一覧	103
付録 B. 図表の説明文一覧	105
謝辞	112
研究業績	113

## 第 1 章：序論

南半球中高緯度域通称，南大洋は大陸に妨げられずに海洋で覆われており，その環境下での船舶・現場観測が困難な環境条件などに起因し，他の海域と比べてその実態把握があまり進んでいないが，近年の衛星観測あるいは数値モデル研究の発達によって，同海域は大気－海洋－生態系変動など多様な視点からの研究が活発になってきた．また，この海域に存在する南極海は南極大陸を取り囲んで表層から海底まで，時計回りの大規模な南極周極流によって，全海洋で唯一大西洋，インド洋，そして太平洋の海水を均質にしてその海水を各海洋に輸送することから海洋大循環と密接に関係し非常に重要な海域である．

南極大陸で最も北に位置するドレーク海峡は，偏西風が卓越する海域，そして南極海における生態系の要であるナンキョクオキアミ有数の生息域であることから，オキアミに関連する海洋資源の変動を把握する上で注目すべき海域である．南極半島先端と南米大陸南端の間に位置するドレーク海峡付近におけるナンキョクオキアミおよび海洋上層の年々変動が同海域付近における海上風変動の指標とされるドレーク海峡振動指数に密接な関係があることが Naganobu et al. (1999)によって世界で初めて明らかにされた．このことからドレーク海峡振動指数で特徴付けられる海上風変動が南大洋における如何なる空気規模および特性を有するのかが非常に興味深い．南大洋域上における大気変動に関して，従来の研究では南極付近の回りに環状構造を形成する南極振動が上層大気場で優勢であることが指摘されていたが，海上風場に如何なる特性が卓越するのかは，同海域における大気－海洋相互作用過程を解明する上での不可避な課題と考えられる．

こうした南大洋域における海上風変動の解析には，洋上における実測資料が決定的に不足していることから，数値気象モデルによる再解析データや人工衛星観測によるデータが主となる．前者は，欠測域・期間がない利点があるが，観測資料の乏しい海域では現実の現象を反映する保証がない．一方，後者は，短期間に全海洋上の観測が可能であり，現実の現象を反映している利点があるが，衛星観測が実用化した 20 年余りの期間に限定される他，海上風データを提供するマイクロ波散乱計による観測値の海氷域における精度が保証されず，南大洋高緯度域におけるデータに対する信頼性の検証が必要となる．

ドレーク海峡付近においては、卓越する偏西風の変化が海面付近の水温変動を誘起し、同海域の水塊特性に影響を与えられと考えられる。これは海面だけでなく、深度 100 m 程度までの亜表層水温の変動にも影響を及ぼし、その亜表層水温の変化は、鉛直方向に輸送され海面付近の表層水温変動を左右させる可能性がある。したがって、ドレーク海峡付近の偏西風変動が同海域の海洋上層の水温変化に影響をあたえることが考えられ、それに伴う海洋上層の水温変化を通じてナンキョクオキアミの増減をもたらすことが期待される。上述した問題点を解明することで、ドレーク海峡付近における大気-海洋-ナンキョクオキアミ変動の機構の理解が飛躍的に進むことが期待される。

### 1.1. 南半球中高緯度海域の特徴

南半球中高緯度域は偏西風の影響が海面まで届きやすいことから全海洋で最も海上風が強い海域である。この海域に存在する南極海は、明確な定義が存在しておらず、南大洋と呼ぶこともある。南大洋の呼称について、南極の調査研究の現場では、40°S 付近に位置する亜熱帯海域と亜南極海域との境をなす亜熱帯前線に一致する説がある(永延, 2003)。本研究では、対象海域として 20°S 以南を南大洋として扱う。

南大洋の海洋構造は、外洋の暖水系と大陸付近の冷水系から形成される水塊分布とその変動で成り立っている(Orsi et al. 1995)。40°S 付近に沿って周極的に分布する亜熱帯前線と南極大陸の間には、複数の前線が定義されており、それらの前線群は北から順に、亜熱帯前線、亜南極前線、南極前線、南極周極流南前線、および南極周極流南限境界である。これらの前線は南極大陸を取り囲む周極的に分布し、これらの前線を境に南大洋の海洋環境は南北に大きく変化する。亜熱帯前線の南には偏西風帯があり、海流は西から東へ流れる。この流れは南極大陸を周極的かつ南大洋を時計回りに流れる南極周極流と呼ばれ、太平洋、大西洋、インド洋の水塊が混合した同一の性質を保つ役割をもち、その中心付近は南極前線と一致する。南極大陸の近くには、偏西風帯とは反対の風向で東から西へ吹く偏東風帯が卓越し、西向きの南極沿岸流が存在する(最南端は 61°S 付近)。東向きの南極周極流のと、西向きの南極沿岸流の間の境界では深層暖水が湧昇し(61°S 付近)(Tomzack and Godfrey 1994)、南極発散域と呼ばれる。この湧昇水は栄養塩類に富み、上層の冷水よりも相対的に暖かい。

南大洋は、その鉛直構造から南極表層水、深層暖水、および南極底層水の 3 つの水塊に区別される：

- ・ 南極表層水は、表層から約 200 m 以浅に形成されている。この水塊は、冬季の厳しい海面冷却により形成され、結氷点付近まで水温が低下した低冷水であり、水温極小で特徴付けられる。夏季には日射により海面が加熱され、0°C 以上に昇温した海水が低冷水の上層に形成され、南極表層水中は中冷状態となる。これらを区別して、前者を冬季形成水、後者を夏季形成水と呼ぶ。
- ・ 深層暖水は、低緯度海域の深層水(2,000–3,000 m)を起源として、南極表層水以深の中層に存在し、水温の極大層および塩分の極大層をもつことで特徴付けられる。このことから、この水塊の湧昇は上層への栄養塩の供給に加えて、海氷で覆われた海面にポリニア(海氷のない水域)を形成し、日射の海面への照射による 1 次生産への影響など、生物活動にとって重要な要素である。
- ・ 南極底層水は、南極海において最も下層に存在し、低温および高塩分で特徴付けられる。南極大陸沿岸の南極表層水は、結氷する過程で塩分を排出し密度が大きくなり、大陸棚上に分布する。この高密度の表層水を陸棚冷水と呼ぶ。この陸棚冷水が陸棚斜面に沿って沈降する際、高塩分の深層暖水と混合し、密度を増しつつ底層に達する過程で南極底層水が形成される。さらに、南極底層水は海洋深層大循環と密接な関係にあり、地球海洋全体に対して極めて重要な海水である。

これら 3 つの水塊の相互作用による表層海況変動の影響は南極海における生物生産活動にとって非常に重要である。

## 1.2. 南大洋域における生態系と大気変動との関係の先行研究

南極大陸で最も北に位置するドレーク海峡は、偏西風の卓越域に相当するため、海上風による吹送流やエクマン輸送などの影響を受けやすい海域である。同海域はナンキョクオキアミ (*Euphausia sperba*) 有数の生息域であることが知られており、好漁場も集中していることから、ナンキョクオキアミに関連する南極海洋生態系および海洋資源の変動を把握する上でも注目されている海域である。

ナンキョクオキアミは、オキアミ類の中でも最大に成長し、体長 60 mm 以上

に達し、その寿命は 5-7 年とされる(Siegel, 1989). その分布域は初夏(12 月)から盛夏(2 月)には大陸棚斜面に分布し、表層 200 m 以浅に群を形成する. また、夏季は珪藻などの植物プランクトン、冬季には動物プランクトンや海氷中のアイスアルジーなどを摂餌する(Everson, 2000a). さらにナンキョクオキアミは魚類・イカ類・鯨類などの高次捕食者の餌としても、南極生態系の食物連鎖を支える重要な生物である(図 1.1) (Everson, 2000b).

図 1.2 は南極海の海面から深度 200 m まで平均した水温(以下、環境水温指数と略す)とナンキョクオキアミ漁業地点の地理的分布図である(永延, 2009). オキアミ操業地点は、インド洋区から太平洋区の 60°E-170°E にかけて、環境水温指数が低温(0.5 °C から -1.0 °C)である狭い南北範囲内を東西方向に帯状に分布している. 一方、ドレーク海峡から大西洋区の南極半島海域およびスコシア海では、高温(0.5 °C から -0.5 °C)である狭い南北範囲内を東西方向に帯状に集中的に分布している. 過去の漁場はインド洋区の東南極大陸沖であったが、現在の漁場は南米大陸の寄港地に近い大西洋区の南極半島海域からスコシア海域である(永延, 2009). また、漁場形成場では、環境水温指数の南北変化が急傾度を示す.

ナンキョクオキアミ操業が始まったのは 1972 年からで、旧ソ連は 7,400 トンを漁獲した(図 1.3) (遠洋水産研究所, 2006). 図 1.3 を見ると、1976/77 年の漁獲は 10 万トン近くに増え、1978/79 年には 30 万トンを超え、1981/82 年に最大漁獲量 50 万トン強に達した。しかし、その後数年間はオキアミの商品化が停滞し、漁獲対象が魚類へ移行したため、漁獲量は大幅に低下した。1986/87 年から再び増加し、1990/91 年までは 35-40 万トンで推移した。1992/93 年には前年の 20 万トン強から 8 万トンへ激減したが、これは旧ソ連からロシアへの政治体制の変化により、採算が取れないという経済的理由で操業を中止したためである。1992/93 年以降から現在までの漁獲量はほぼ年間 10 万トン前後で推移している。

Naganobu et al.(1999)は、1982 年から 1998 年の 17 年間における夏季(1 月)のドレーク海峡周辺のオキアミ加入比率と、南米大陸南端の Rio Gallegos 基地と南極半島の Esperanza 測候所の海面気圧差によって定義した偏西風の強さの指標となるドレーク海峡振動指数(Drake Passage Oscillation Index, 以下 DPOI と略す)との間に正の相関関係があることを初めて見つけた(図 1.4). 例えば、夏季(12 月-2 月までの 3 ヶ月間の平均)の DPOI の高い(低い)時期には強い(弱い)偏西風となり、夏季(1 月)のナンキョクオキアミが増加(減少)する。言い換

えれば、偏西風の強弱がオキアミの増減につながる。同様に、DPOIの変動と海水変動に係りがあることを見つけた。彼らはDPOI(偏西風)の変動が以下の仮説によって特徴付けられることを提唱した：

- ・ 第一に、南極表層水(冬季形成水および夏季表層水と共に成層した水塊)は、強い偏西風によって引き起こされる北向きのエクマン輸送によって北向きに拡大し広範囲の海域を覆う。冬季形成水は冬季における海水形成と密接に関連する一様な混合層によって特徴付けられるとともに、冬季形成水と夏季表層水から成る南極表層水で覆われる海域はマクロスケールでオキアミの地理的分布にほぼ相当する(Mackintosh, 1960, 1972, 1973; Marr, 1962; Amos, 1984; Naganobu and Hirano, 1982; Brinton, 1985; Miller and Hampton, 1989).
- ・ 第二に、海水で覆われる範囲は冬季形成水分布の変化量と密接に関連し、広範囲に及ぶ冬季形成水が北方に向かって成長すると、海水もDPOIの強い時期に継続して北方へ拡張する。即ち、広範囲に及ぶ冬季形成水は強いエクマン輸送が冬季に北方へ海水を駆動するため低密度の海水によって特徴付けられる(Enomoto and Ohmura, 1992).
- ・ 第三に、DPOIの強い時期は強い北向きのエクマン輸送に伴うサウスシェトランド諸島海域およびエレファント諸島海域における深層暖水の沿岸湧昇をもたらすが(Naganobu et al., 1993; Stein and Heywood, 1994; Kim et al., 1998)、深層暖水がもつ高い水温は主要な生産の原因となることが考えられる。実際、湧昇域における主要なポリニアおよび沿岸ポリニアは、春季前半に植物プランクトンが増殖する海域で起きるとされ(Zwally et al., 1983; Gloersen et al., 1992; Gordon and Comiso, 1988)、こうした現象はオキアミの増加をもたらす可能性がある。

以上のことからNaganobu et al.,(1999)は、南極半島沿岸に沿って偏西風が卓越すると、エクマン輸送によって南極表層水が北方へ向かって輸送され、深層から暖かい栄養塩に富んだ深層暖水が湧昇するため、偏西風の強化(弱)がオキアミの増加(減少)に影響を与えることを示唆した。IPCC(2001; 2007; 2013)はこの結果を引用し、DPOIの長期変動に着目している。



近年、南大洋での環境異変は大気および海洋において地球規模で直接的に影響しているとみられる。特に、南極半島周辺では、過去 50 年間で顕著な環境変動が起こり(IPCC, 2001), それらとエルニーニョ・南方振動(El Niño-Southern Oscillation)などの地球規模の変動との関連を示す報告(Reiss et al. 2009)も成されている。同海域における大気・海洋変動と、それに応答すると考えられる生態系変動に関する研究の重要性は急速に高まりつつある。次節では、南大洋域上の海上風に関係する大気変動の先行研究を紹介する。

### 1.3. 南大洋域における大気変動に関する先行研究

南大洋の上空では、西から東へ向かう周極的な偏西風が支配的である。偏西風は低緯度側の暖かい空気と高緯度側の冷たい空気の境目を吹く。こうした大気循環は、数日から数年あるいは数年以上といった様々な時間スケールで変動する。南半球の海上大気場において最も重要な経年変化は、40°S 付近の中緯度および 65°S 付近の高緯度における東西方向の平均海面気圧差の増減である(Gong and Wang 1999)。

このような変動は様々な空間パターンをもつが、南大洋において頻繁に起こりやすいパターンが存在する(Cerrone and Fusco 2018)。南大洋の代表的な大気場は南極域と中緯度帯における東西方向の平均海面気圧差の増減で特徴付けられる。このような圧力場の変化は、南半球環状モード(Southern Annular Mode, 以下 SAM と略す)とも呼ばれ、Thompson and Wallace(2000)によって定義された。SAM は 20°S 以南の月平均海面気圧(Sea Level Pressure, 以下 SLP と略す)に対する経験的直交関数によってその空間パターンと変動の時系列が定義される。図 1.5 に SAM が正位相のときの空間パターンを示す。SAM は図 1.5 に見られるように南極域が低気圧偏差、中緯度帯が高気圧偏差で定義される。図 1.6 には SAM 指数の時系列を示す。時系列を見て分かるように SAM は年々変動の分散が大きく、変動の時間スケールも数ヶ月から数年まで様々である。特に、約 10 年の周期が卓越する時期があり、海水温変動や海氷との関係が指摘されている(Slonosky et al. 1997)。また、気圧高度偏差だけでなく南大洋の海上風場や海面高度も SAM などの空間パターンを呈することが知られている(Iijima, 2008)。

近年における大気場変動で注目される対象として、偏西風域の南下があげら

れる。この偏西風域の南下は、南半球におけるハドレー循環や偏西風ジェット域が南下することに伴う現象と考えられている。偏西風の南下が SAM の正位相といわれ(Thompson and Solomon, 2002), この現象が南大洋における水温上昇などを引き起こすと考えられている (Marshall et al. 2005)。しかし、SAM の詳細なメカニズムは分かっておらず、現在でも活発な議論がなされている。

#### 1.4. 海上風格子データセットの歴史

海上風データは、海面付近における海上風の運動を表すだけでなく大気-海洋相互作用過程に関係する重要な物理量の一つである。特に、風成海洋大循環理論による表層海流の算出や詳細な大気-海洋相互作用の現象解析には、広範囲かつ信頼性の高い海上風ベクトル場が必要となる。現在全球海上風ベクトル格子データセットは異なる手法に基づき導出され、複数存在している。

以前は、係留ブイ、商船そして貨物船等の篤志船による観測データに頼るほかなかったが、ブイデータは係留されている点のみ、篤志船の観測データは航路のみの観測データであるため空間的に不均一なデータであった。また、ブイデータは故障等によるデータの欠測や、船舶データも航海時のみのデータに限られているために、時間的な連続性も少ない。しかし、1970年代に開発されたマイクロ波散乱計が1990年代に人工衛星に搭載され実用化されたことにより、全天候型の観測と短時間に全海洋上の海上風速・風向を測定することが可能となった。これによって、観測データの時間および空間の軌道依存性は、客観解析等による格子化により対処がなされ、一日程度の時間解像度を持つ衛星格子データセットが整備された。

再解析データは、大気的气象予報モデルに観測同化モデルと呼ばれる手法を適用し、観測データの無い領域にも一定の妥当性を持たせ、欠測の無い観測同化モデルデータセットが作成されている。これらのデータセットは海面のみならず、大気内部におけるデータも提供しており、欠測が無く、格子点全てにデータが存在するという点、また他に使用できるデータが無い等の理由で観測に準じるデータとして気象学で広く用いられている。しかし、観測同化モデルでは、あるデータを初期値として数値予報モデルを走らせ、観測データが存在する領域のデータに近くなるようにパラメータ調整をし、全球を対象とした数値モデルに整合性をもたせたデータセットが構築されている。したがって、観測データが

存在しない海域にもデータが補充される利点がある一方、数値モデルによる手法に依存する誤差要因が避けられない。このことから現実の観測値や現象と対応していない可能性があり (Sasaki and Nonaka 2006; Aoki and Kutsuwada 2008; Kameda and Kutsuwada 2017; Kutsuwada et al. 2018), 観測値との比較による精度検証や他のデータセットとの比較による検証が、解析する際の事前に必要な情報になると考えられる。

### 1.5. 海洋上層の海上風変動に対する応答の先行研究

第 1.3 節で述べたように、偏西風域が南下することによって、南大洋における水温上昇などを引き起こすことが指摘されている (Aoki et al., 2015)。中でも 1990 年代における水温上昇は 50 年程度で大気から海洋内部に熱を与えているといわれており、特に南極半島で著しい水温上昇が見られたことが Marshall et al.(2005)によって報告されている。さらに、南極大陸で最も北に位置するドレーク海峡付近でも 1960 年代半ば以降、南極半島の東側沿岸で南半球の夏季における海面付近の水温が 2°C 以上上昇する現象が起きている (Marshall et al. 2005)。こうした水温上昇は南大洋の水塊特性にも影響を与えることが推察される。

南半球の夏季において南極大陸沿岸に沿って偏西風が吹くと、ドレーク海峡付近の海域における南極表層水はエクマン輸送の影響で表層水が北に輸送され、それを補償するように比較的暖かく栄養塩に富んだ深層水が湧昇することが示唆されている (Naganobu et al. 1999)。その後、Naganobu et al. (2008)は春季の DPOI と南極半島北側の海域において南極表層水と深層暖水の水塊による海況変動の指標として導入した海面から深度 200 m までの水温の平均値(環境水温指数 MeanTemperature-200, 以下 MTEM-200 と略す)との間の関係に注目し、両者の間に有意な相関があることを見つけた。このことから、DPOI が高い(低い)時期には強い(弱い)偏西風に応答して MTEM-200 が上昇(低下)することが示唆される。即ち、ドレーク海峡付近では海上風-表層水温との間に有意な関係があることが示唆される。

### 1.6. 本論文の目的と構成

本論文では、Naganobu et al.(1999)で明らかにされたドレーク海峡付近における海上風(すなわち、DPOI)と同海域のナンキョクオキアミ資源加入量との間

で密接な関係があることをベースに、先ず南大洋上の海上風変動の解析に用いるデータを特定するために、複数の海上風/海上風応力格子データセットの相互比較を行う。次に、相互比較した結果に基づく最適な海上風格子データセットを用いて、DPOI で特徴付けられる海上風経年変動が南大洋における如何なる空間規模および特性を有するのかに注目する。最後に、DPOI で特徴付けられる大気現象による影響を受けたナンキョクオキアミ生息海域の海況変動の力学機構を明らかにすることを目的とする。

最初に、南大洋域における海上風変動の解析では、洋上における実測資料が決定的に不足していることから、数値気象予報モデルによる再解析データと人工衛星観測によるデータが主となるが、南半球中高緯度域に着目して海上風/海上風応力データの精度評価をした研究がほとんど存在しない。そこで第2章では、複数の海上風速/海上風応力の格子化プロダクトを対象とした相互比較および精度検証を行う。次に、第3章では、第2章で検証した海上風/海上風応力データセットを用いて、ドレーク海峡付近の海上風経年変動が南大洋において如何なる空間規模および特性を有するのかを明らかにする。さらに、第4章では、第3章で明らかにされた DPOI によって特徴付けられる海上風変動がナンキョクオキアミの生息する海洋においてどのような影響をもたらしているのかを明らかにする。最後に、第5章でこれらの結果を総括した結論を述べる。本研究は、Naganobu et al.(1999)による研究成果の実態解明に貢献するものであるとともに、ドレーク海峡付近の大気-海洋-ナンキョクオキアミ変動の機構の理解が飛躍的に進むことが期待される。

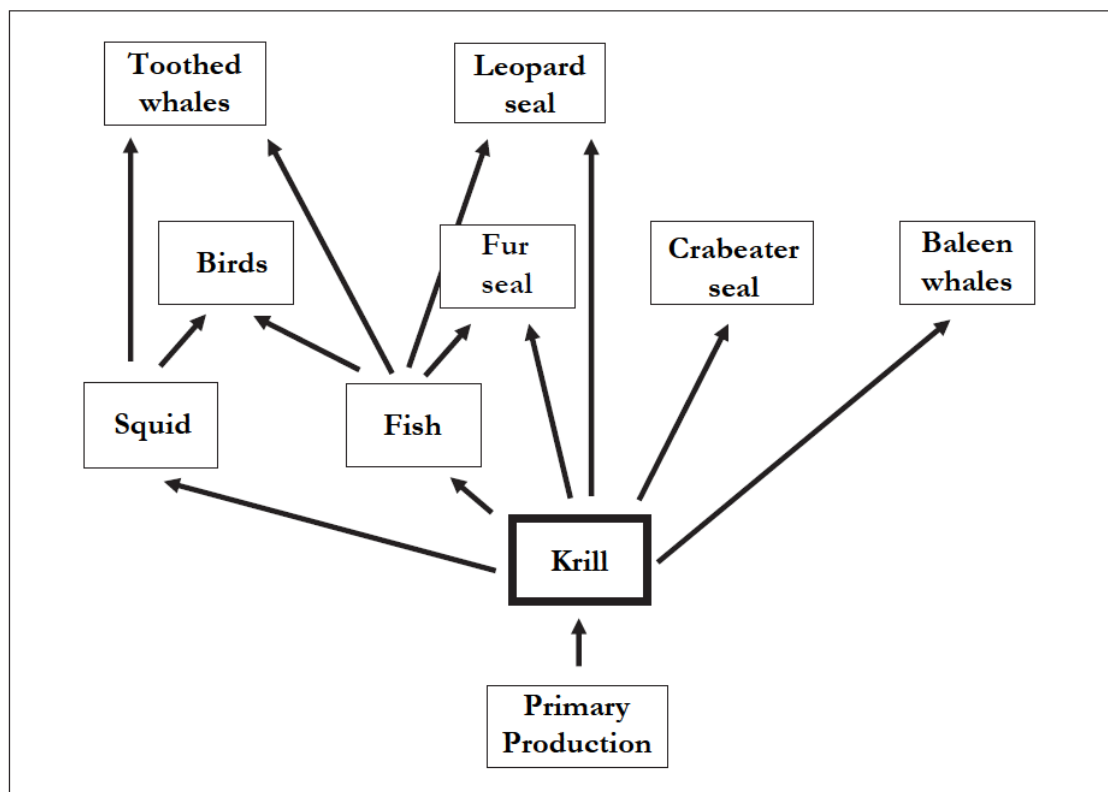


図 1.1. 南極海の食物連鎖の概念図(Everson, 2000a より引用).

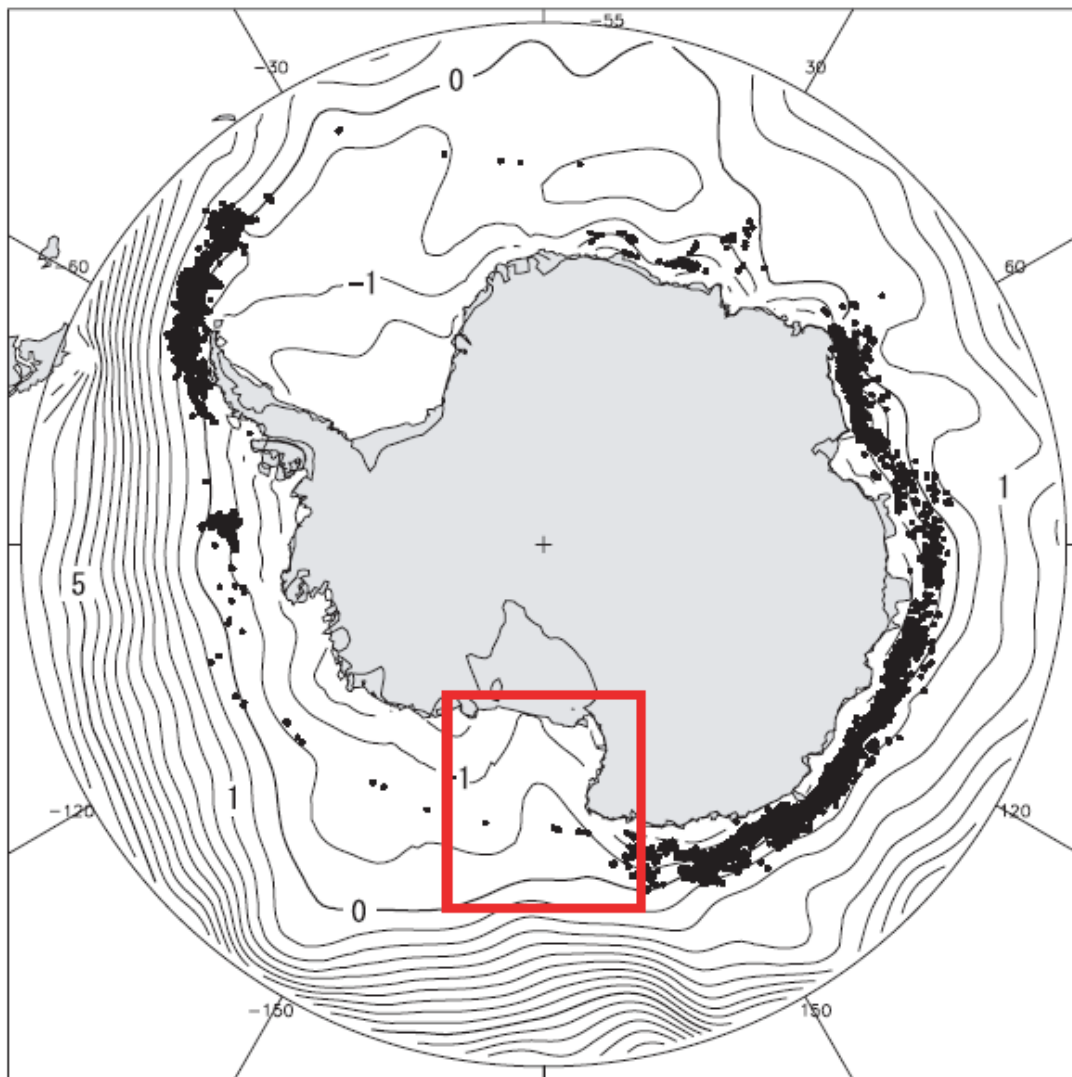


図 1.2. 南半球夏季（1 月－3 月）における過去日本漁船によるオキアミ漁獲位置(1973 年－2005 年, 黒点)と環境水温指数( $^{\circ}\text{C}$ )(World Ocean Atlas Data 2005)の分布図(永延, 2009 より引用). 等温線は  $0.5^{\circ}\text{C}$  間隔である. 枠で示す海域は開洋丸/JARPA 共同調査海域である.

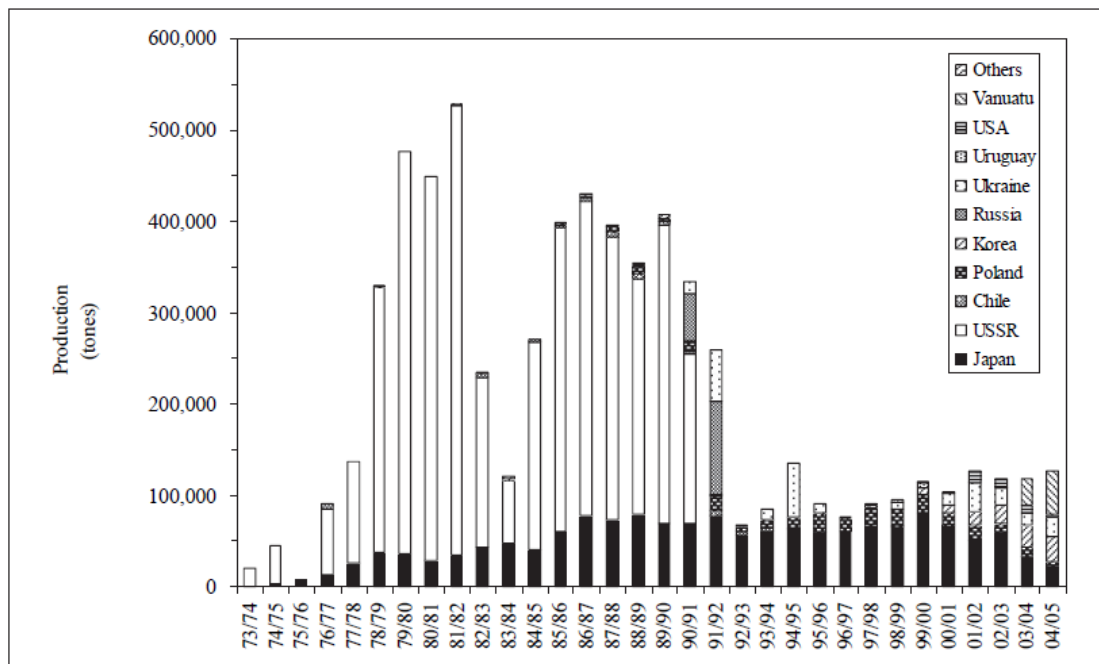


図 1.3. 南大洋において各国によって作成されたナンキョクオキアミの年間漁獲変化(遠洋水産研究所, 2006 より引用).

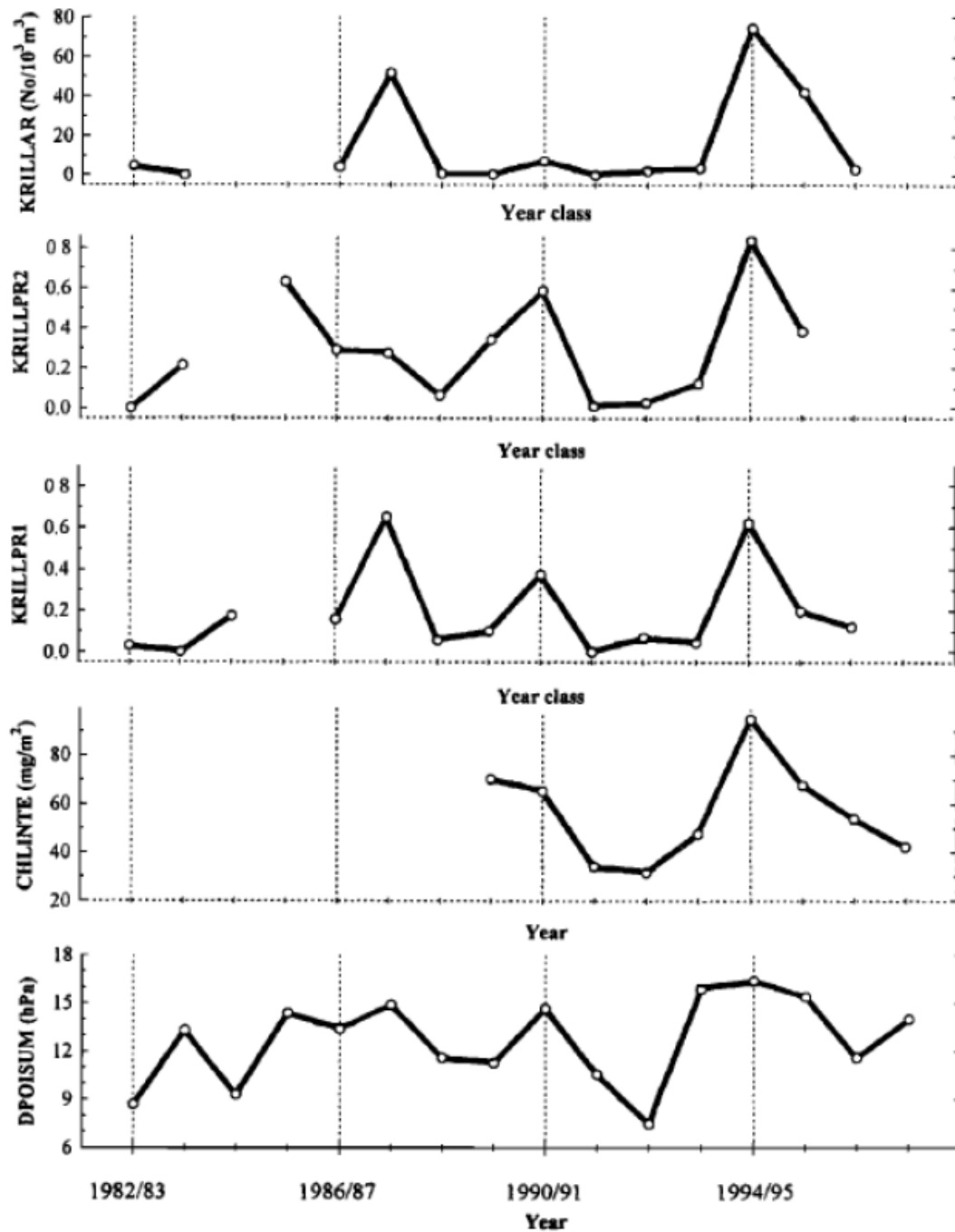


図 1.4. 夏季(12月-2月の3ヶ月平均)の DPOI, 夏季(1月)の単位体積当たりの全てのナンキョクオキアミ個体数, ナンキョクオキアミ 2 齢魚, ナンキョクオキアミ 1 齢魚, そしてクロロフィル a 濃度の時系列(Naganobu et al. 1999 より引用).



## SLP-based Antarctic Oscillation (mb)

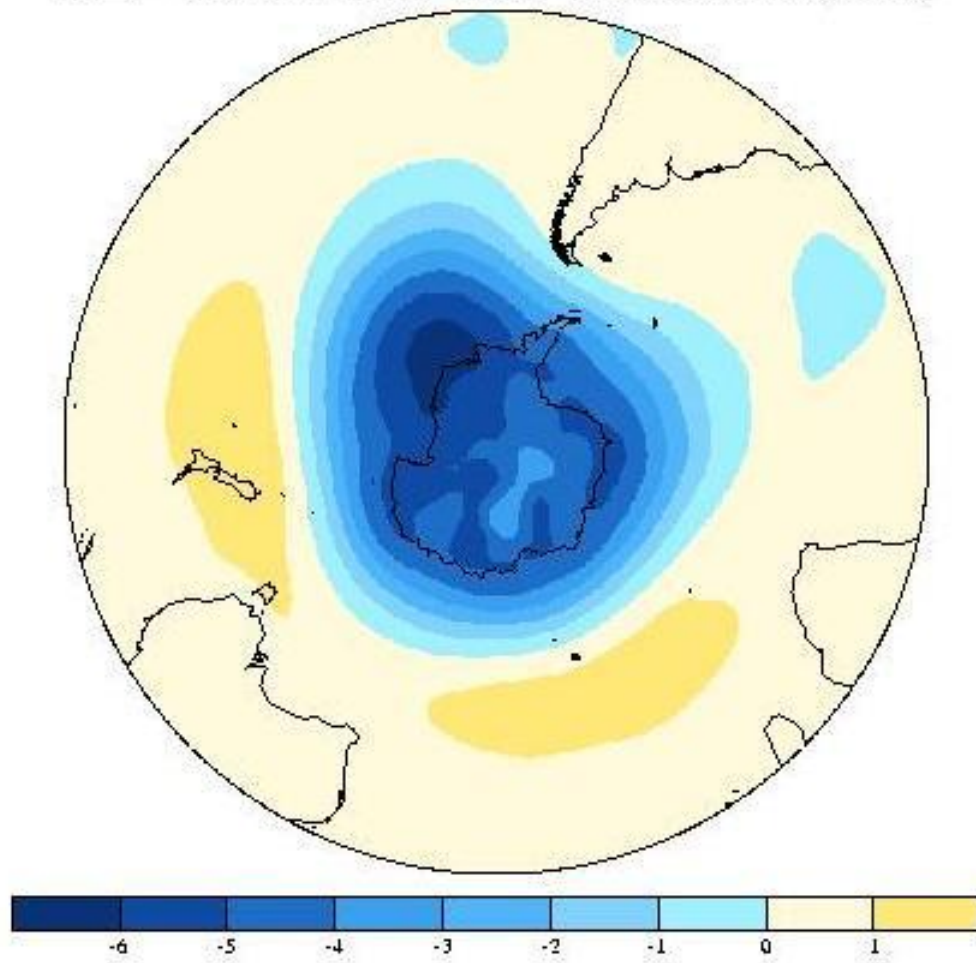


図 1.5. NCEP/NCAR の海面気圧偏差を用いた南半球環状モードの空間パターン。暖色は高気圧偏差, 寒色は低気圧偏差を示す(Thompson and Wallace (2000) より引用).

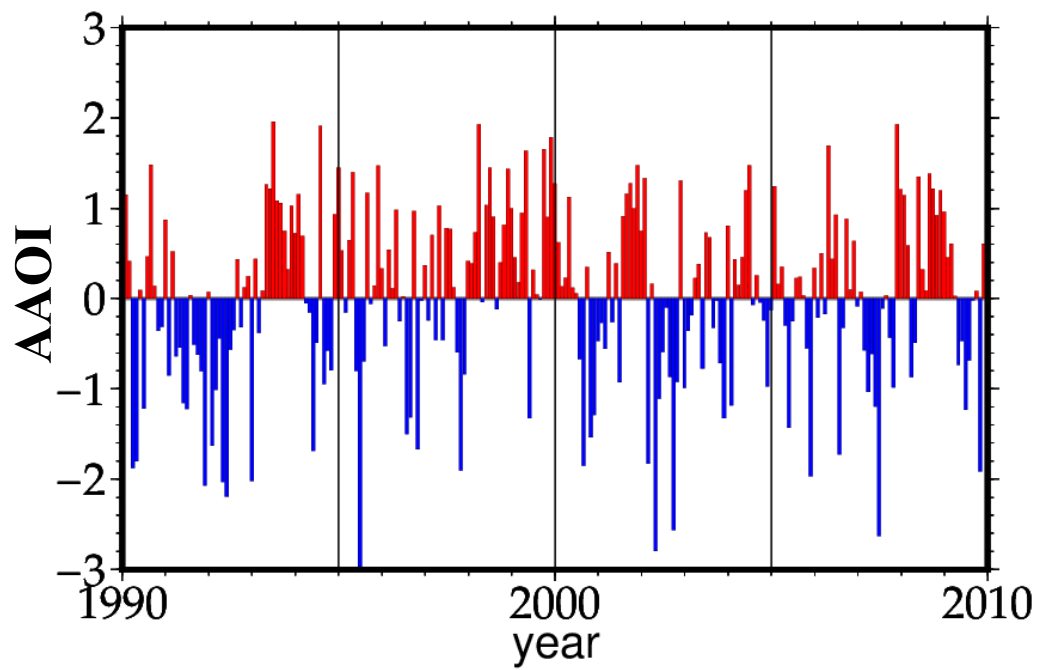


図 1.6. 標準化された月平均の南極振動指数の時系列. 期間は 1990 年 1 月 - 2010 年 12 月. 赤は正偏差を示し, 青は負偏差を示す.

## 第2章：南大洋上における海上風/海面応力データセットの精度検証

### 2.1. 海上風観測の歴史とデータセットの紹介

—船舶観測・衛星観測・数値モデルおよび再解析—

海上風は大気から海洋に運動を与える物理量の一つであり、海上風による海上風応力は海水を駆動させ、表層海流を発生させる (Bourssa et al. 2010; Kameda and Kutsuwada 2017). また、海上風は大気および海洋間の熱・運動量の輸送を担う. このように、海上風は海洋における現象や大気-海洋相互作用の解明および解析にとって重要な物理量であることから (Risien and Chelton, 2008; O'Neill et al. 2015; Kutsuwada et al. 2018), 信頼性が高く、時間的および空間的な解像度の高い海上風のデータが必要となる.

海上風の観測は 1980 年代まで船舶による観測が主流であり、1970 年代以降は係留ブイにより観測されたデータも使用可能になった. しかし、現場観測値の空間解像度が非常に低いため、現場観測データのみによる全球プロダクトの構築は困難であった. 1980 年代以降、人工衛星観測の技術開発が急速に進み、1990 年代以降、衛星観測データの使用が可能となった. 特に、衛星に基づくマイクロ波散乱計を用いて観測した海上風データは海上風速と風向に対して広範囲に一様なデータを提供することが可能となった (Kutsuwada 1998).

再解析データでは、大気の気象予報モデルに観測同化モデルと呼ばれる手法を適用し、観測データの無い領域にも一定の妥当性を持たせ、欠測の無い観測同化モデルデータセットが作成される. これらのデータセットには欠測域がほとんど存在しないが、第 1.4 節で述べたように、あるデータを初期値として数値予報モデルを走らせ、観測データが存在する領域のデータに近くなるようにパラメータ調整し、全球を対象とした数値モデルに整合性をもたせたデータセットが構築される. このことからこれらの海上風ベクトルデータはモデリングの相違が原因で、データセット間で異なる信頼性をもつと考えられる (Kameda and Kutsuwada 2017). Kameda and Kutsuwada (2017) は複数の代表的な衛星格子化データセットと再解析データセットを用いて、ブイデータを真値とした各データセットの精度検証と各データセット間の相違を調べた. その結果、ブイの精度検証において衛星格子データセットは全てのブイ観測点における平均値で最良のデータセットであること、データセット間で異なる理由として測定方法の

違いや構築手法の相違を指摘した。

Risien and Chelton (2008)は、人工衛星 QuikScatterometer(以下、QSCAT と略す)と National Centre for Environmental Prediction/National Centre for Atmospheric Research (以下、NCEP/NCAR と略す)再解析による海上風ベクトルデータセットから算出された全球海上風応力の回転成分において顕著な差が存在することを示した。さらに、Kutsuwada et al. (2018)は北太平洋の中緯度域と熱帯太平洋において異なるデータセットから導出した海上風応力回転場成分に有意な差が存在することを示した。

第 2 章では全海洋を対象とする海上風/海上風応力ベクトル格子データセットの精度検証を対象とする。これに対して、複数の代表的な人工衛星データセットおよび再解析データセットによって提供される海上風ベクトル格子データを使用するが、これらの中で気候変動の解析などに最も使用されているデータセットを選択した。本研究では、全球海上風応力ベクトルデータセット間での空間解像度を重視し、各データセット自体がもつ空間特性に注目するため、再格子化せずに解析する。同様に海洋表層の流れを駆動する上で重要なパラメータである海上風応力の回転場成分に対する相互比較を通して、データセット間での相違に対する要因を調査する。

各データセットの信頼性を検証するために、系留ブイでの現場観測を真値とみなして、各格子データによる時系列と比較する。こうした検証は系留ブイが存在する熱帯太平洋および大西洋や大陸周辺海域に限定される(図 2.1)ことから、ブイ観測点の無い海域における信頼度の評価として、異なるデータセット間での相互比較も行う。多くの先行研究で示されたように、様々な海域における海上風および海上風応力データセットの信頼性を検証することはデータセット利用者への情報提供として必要不可欠と言える。

## 2.2. 使用データ

本研究で対象とした物理変数、時間および空間解像度を表 2.1 に示した。解析期間を全ての海上風応力データセットが利用可能な 2008 年の 1 年間に限定し、単一のマイクロ波散乱計および複数の人工衛星観測データから導出された衛星データセットのほか、複合データセット、および 4 つの再解析データセットを対象とする。全ての海上風データは海上 10 m での風速値とされ、その日平均値

を用いた。本研究では、各海上風応力データセットでの空間特性を重視するために、各データセット自体の空間解像度を使用した。

## 2.2.1. 人工衛星格子化データセット

### 2.2.1.1. QuikSCAT/japanese ocean flux data sets with use of remote sensing observation version 2(QSCAT/J-OFURO2)

全球格子海上風ベクトルデータセット **Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations** (以下, **J-OFURO** と略す)は気候変化と大気-海洋相互作用の正確な理解を得るために、全海洋上での海面フラックスを推定するために人工衛星観測データを用いて導出された。全海洋上の海上風/海上風応力ベクトルの格子化データセットは、衛星散乱計(QSCAT/Seawinds)によって得られる衛星軌道に沿ったデータ(Level 2 と呼ばれる)から荷重平均法(Kutsuwada 1998; Kubota et al. 2002)を用いて格子化され、**QSCAT/J-OFURO2** と呼ぶ。データセットは1999年8月1日-2009年10月31日であり、日平均および月平均の時間解像度で空間解像度は $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 格子である。海上風応力に変換する際に使用する抵抗係数は Large and Pond(1981)に基づき、中立安定を仮定した風速のみに依存する。本研究では日データを使用する。

### 2.2.1.2. Japanese ocean flux data sets with use of remote sensing observation version 3(J-OFURO3)

全球格子海上風ベクトルデータセット **Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations version 3** (以下, **J-OFURO3** と略す)は、複数の人工衛星観測(マイクロ波放射計とマイクロ波散乱計)に基づいて大気-海洋間の海面フラックスとフラックスに関連する物理パラメータから成る(Tomita et al. 2019)。これらのプロダクトは、1988年1月1日-2013年12月31日の期間で時間解像度は日平均値と月平均値、空間解像度は $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 格子で全海洋上を対象とする。海上風応力は大気安定度を考慮して **Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment Version 3.0**(以下, **COARE3.0** と略す)(Fairall et al. 2003)のバルクフラックスアルゴリズムを用いて算出される。本研究では日データを使用する。

### 2.2.1.3. Institut français de recherche pour la recherche et l'exploitation de la mer (IFREMER)

Institut français de recherche pour la recherche et l'exploitation de la mer (IFREMER)は全海洋上での海上風/海上風応力ベクトルを、複数の人工衛星に搭載されているセンサー(マイクロ波散乱計とマイクロ波放射計)による観測データから格子プロダクトを構築した(Bentamy et al. 2016). 本データはヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)による operational analysis(解析値)を背景データとしてクリジング法による格子化手法によって構築された. このプロダクトは1992年1月1日–2016年12月31日の期間で、6時間毎の時間解像度とともに空間解像度  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  格子のデータが全海洋上で利用可能である. 海上風応力は10 m 高度の風速および風向データより Smith (1988)による抵抗係数を用いて推定された. 本研究では、6時間毎のデータから日平均にされたデータを使用する.

## 2.2.2. 複合データセット

### 2.2.2.1. Cross calibrated multi-platform ocean surface wind vector L3.0 version 2 first look analysis(CCMPV2.0)

Cross calibrated multi-platform ocean surface wind vector L3.0 version 2 first look analysis version 2 (以下, CCMPV2.0 と略す)は、米国航空宇宙局(NASA), ジェット推進研究所(JPL)が提供するプロダクトである. CCMPV2.0 は、ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)の operational analysis(解析値)を背景データとして使用し、観測値として、SSM/I, TMI, AMSR-E といったマイクロ波放射計センサー, QSCAT, そして National Center for Atmospheric Research(NCAR)で使われる全ての船舶および係留ブイ観測の海上風データを使用し、変分法による格子化手法によって作成されている(Atlas et al. 2011, Wentz et al. 2015). このプロダクトの背景データ, すなわち, ECMWF operational は、安定度に依存した海上および陸上高度 10 m の風速であるが, CCMPV2.0 では、中立状態に対する海上および陸上高度 10 m での風速値が提供されている(Kent et al. 2013).

運動量フラックスを算出するために、海面での海上風応力は下層大気での中立安定を仮定し、COARE3.0 のバルクフラックスアルゴリズムを用いて算出さ

れた。プロダクトは 1987 年 1 月 1 日–2017 年で停止されていて、6 時間毎の時間解像度とともに空間解像度  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  格子の全海洋上で利用可能である。本研究での海上風応力は 6 時間毎の海上風データから算出して、その後日平均値にした海上風応力データを使用する。

### 2.2.3. 再解析データセット

#### 2.2.3.1. National centre for environmental prediction/national centre for atmospheric research (NCEP/NCAR)

NCEP/NCAR による再解析データは、船舶、ラジオゾンデ、航空観測、人工衛星などの観測データを、数値気象予報モデルにデータ同化することで作成される(Kalnay et al. 1996)。データセットは 1948 年 1 月 1 日から現在も随時更新されており、6 時間毎、日平均、そして月平均の時間解像度で空間解像度  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  格子データが全海洋上で利用可能である。ここでは、海面乱流運動量フラックスに対して NCEP/NCAR の website から入手した海上風応力データの日平均データを使用する。NCEP/NCAR の海上風応力は、定義上海上風応力と符号が逆なので、海上風が海面に与える応力ということで、J-OFURO3 の海上風応力の符号に合わせて使用した。

#### 2.2.3.2. National centre for environmental prediction/climate forecast system reanalysis (NCEP/CFSR)

The NCEP/Climate Forecast System Reanalysis(以下、NCEP/CFSR と略す)データセットは米国海洋大気庁(NOAA)NCEP によって作成された再解析データである(Saha et al. 2010)。本研究で使用したデータは NOAA の National Climatic Data Centre (NCDC)によって継続されている NOAA の National Operational Model Archive and Distribution System(以下 NOMANDS と略す)から提供される。大気海洋結合モデルは Geophysical Fluid Dynamics laboratory Modular Ocean Model と鉛直 64 層もつ T382 の空間解像度(38 km)でのスペクトル大気モデルから成る。したがって、NCEP/CFSR では格子化された統計内挿(Gridded Statistical Interpolation, 以下 GSI と略す)データ同化システムが使用される。データセットは 1979 年から現在も随時更新されていて、6 時間毎、日平均、そして月平均の時間解像度とともに空間解像度  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  格

子の全海洋上で利用可能である。本研究では海面乱流運動量フラックスとして NCEP/CFSR の website から入手した海上風応力データの日平均データを使用する。

#### 2.2.3.3. Japanese 55-year reanalysis (JRA55)

JRA55 データセットは日本の気象庁によって提供されている全球規模での長期再解析データである(Kobayashi et al. 2015)。JRA55 は日本の気象庁における 2 回目の長期再解析プロジェクトによって実施されており、JRA25 の対象期間が 25 年間(1979 年–2004 年)であったのに対し、JRA55 では 55 年間(1957 年–2012 年)と対象期間が延長されている。さらに、JRA55 は JRA25 以降の発展したデータ同化システムが用いられている。データセットは 1957 年 1 月 1 日から現在も随時更新されていて、3 時間毎、日平均、そして月平均の時間解像度とともに空間解像度  $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$  格子のデータが全海洋上で利用可能である。本研究では海面乱流運動量フラックスとして JRA55 の website から入手した海上風応力データの日平均データを使用する。

#### 2.2.3.4. ERA-interim

ERA-Interim データセットはヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)が提供する再解析データである(Dee et al. 2011)。ERA-Interim データセットを作成するために使用されたデータ同化システムは 12 時間値の解析 window をもつ 4 次元変分法によって構築され、作成に用いられたデータ同化システムは 2006 年にリリースされた IFS(Cy31r2)に基づいている。データセットは 1979 年 1 月 1 日–2019 年 8 月 31 日の期間で、12 時間毎、日平均、そして月平均の時間解像度とともに空間解像度  $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$  格子の全海洋上で利用可能である。本研究では海面乱流運動量フラックスとして ERA-Interim の website から入手した海上風応力データの日平均データを使用する。

#### 2.2.4. 海上気象観測係留ブイ

上述した海上風応力プロダクトの精度検証を行うためには真値となるデータが必要である。海上風は、海面から高さ 10 m の位置で 10 分間平均の値と定義される。ブイにおける観測位置は 10 m よりも低いため、ブイの観測値は 10 m



に補正する必要がある。したがって高度補正を施した気象観測ブイによる観測値を真値としてデータセットの精度検証を行う。検証に用いた係留ブイの一覧を表 2.2 および表 2.3 に、測点を図 2.1 に示す。

各係留ブイは 3 時間値の JMA ブイデータを除いて 1 時間値である。係留ブイでの風速は海面上の異なる高度で観測されている。このため係留ブイの海上風速を用いて海上風応力(運動量フラックス)は観測高度の修正に加えて風速への依存性および大気安定度を含めて、COARE3.0 アルゴリズムのバルク式によって算出した。このことから各係留ブイでの海上風応力が安定度を考慮した値を提供する。本研究で、各係留ブイの海上風応力東西成分と南北成分は風速および風向、気温、海面水温、そして相対湿度の 1 時間値から算出して、その後日平均値に統一した。

#### 2.2.5. 本研究で使用した統計量

検証研究で使用した統計量は平均差、平均差を取り除いた root mean square error(以下、RMSE と略す)、相互相関係数である。統計値は 2008 年 1 月 1 日 - 2008 年 12 月 31 日までの 1 年間における日平均の時系列に対して算出した。

##### ・ 平均差

平均差は個々のデータの差の平均という解釈と平均場の差という解釈の双方が可能である。数式上等価なので、必要に応じて解釈を行う。本研究で、平均差は真値からの系統的なずれという意味で、バイアス差に相当する統計量として使用する。平均差は式(2-1)によって得られる：

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)}{N} = \frac{1}{N} \left\{ \left( \sum_{i=1}^n x_i \right) - \left( \sum_{i=1}^n y_i \right) \right\} \quad (2-1)$$

ここで $x_i$ は各格子における海上風応力データの東西成分および南北成分、 $y_i$ はブイデータで観測された海上風データから算出された海上風応力の東西成分および南北成分である。N は統計計算に用いられた日平均データ数である。

- RMSE

RMSE は精度を評価するための指標の一つであり、今回の精度検証における RMSE は、各データセットが真値(ブイデータ)からどの程度離れているかを示す。標準偏差が平均からのばらつきを見るのに対して、真値からのばらつきを意味する。また、真値からどの程度離れているかを表すため、0 に近いほど精度が高いといえる。RMSE は式 (2-2) によって得られる：

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \{x_i - y_i - (\bar{x} - \bar{y})\}^2}{N}} \quad (2-2)$$

ここで  $\bar{\quad}$  は対象期間における平均値である。

- 相関係数

相関係数は異なる二つのデータ  $x_i$  と  $y_i$  によって以下の式(2-3)より得られる。相関係数は二つのデータ間の変動がどの程度類似しているかを表す。その数値は  $\pm 1$  の間で示され、+1 に近いほど正の相関を表し、-1 に近いほど逆相関を表す。また 0 に近いほど無相関を表す。今回の精度検証において、ブイデータと各データセットの変動がどれほど類似しているかを示す。相関係数は式(2-3)によって得られる：

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (2-3)$$

### 2.3. ブイデータを用いた精度検証

本研究の精度検証は、ブイデータを真値として、各データセットの海上風応力の東西成分(以降東西風応力と呼ぶ)と海上風応力の南北成分(以降南北風応力と呼ぶ)を対象として精度検証を行った。本解析で使用するブイデータはプログラムによって高度補正のなされた Quality Control System Version 2(以下 QCS2 と略す)システムより得られる海上 10 m における海上風速データを使用して、

COARE3.0 アルゴリズムによるバルク式によって算出した。精度検証に用いた QCS2 では、各ブイ測点の周囲 4 つの格子点における海上風応力がブイ測点からの距離とともに減少する荷重によって平均される。また、各データセットを同一の空間解像度への再格子化はしていない。よって、本研究は空間解像度の違いを含めたデータセットの精度検証として位置づけられる。検証はブイ観測に対する統計量(平均差, RMSE, そして相関係数)によって比較した。図 2.1 で示される係留ブイの各測点における観測値に対して QCS2 を用いて算出した統計値を表 2.4 に示した。

本研究の精度検証では、全球、多くの係留ブイ(すなわち、TAO/TRITON ブイ)が存在する低緯度域(15°S–15°N まで)に注目する。

#### ・ 平均差

全球の東西・南北風応力において、最も小さな平均差の値は CCMPV2.0 がそれぞれ 0.0006 N/m<sup>2</sup> および 0.0004 N/m<sup>2</sup> の値を示した。一方、最大の平均差は、JRA55 がそれぞれ 0.0130 N/m<sup>2</sup> および -0.0037 N/m<sup>2</sup> の値を示した。同様に、低緯度域では、CCMPV2.0 がそれぞれ 0.0006 N/m<sup>2</sup> および 0.0006 N/m<sup>2</sup> と最小の値を示し、大きな値は東西風応力で NCEP/NCAR, 南北風応力で NCEP/CFSR が 0.0121 N/m<sup>2</sup> および 0.0045 N/m<sup>2</sup> の値を示した。

#### ・ RMSE

全球の東西・南北風応力において、NCEP/CFSR が 0.0160 N/m<sup>2</sup> および 0.0170 N/m<sup>2</sup> の最小値, JRA55 が 0.0862 N/m<sup>2</sup> および 0.1110 N/m<sup>2</sup> の最大値を示した。同様に、低緯度域では CCMPV2.0 が 0.0063 N/m<sup>2</sup> および 0.0078 N/m<sup>2</sup> の最小値, 東西風応力では NCEP/NCAR, 南北風応力では JRA55 が 0.0223 N/m<sup>2</sup> および 0.0665 N/m<sup>2</sup> の最大値を示した。

#### ・ 相関係数

全球の東西・南北風応力において、CCMPV2.0 が 0.946 および 0.936 の最も高い相関, JRA55 が 0.785 および 0.743 の最も低い相関を示した。同様に、低緯度域では、CCMPV2.0 が 0.978 および 0.978 の最高相関, NCEP/NCAR が 0.881 および 0.839 の最低相関を示した。

CCMPV2.0 データは、全球に対する結果と同様に中緯度域および高緯度域でも平均差および RMSE が最小、相関が最高の統計量をもつ。一方 J-OFURO3 においては、高緯度域において  $0.0032 \text{ N/m}^2$  および  $-0.0004 \text{ N/m}^2$  の最小値を示した。このことから、係留ブイデータと各データセットとの相互比較結果では、CCMPV2.0 データが最良の統計結果を示す。

#### 2.4. 複数の海上風応力格子データセットの相互比較

前節の比較結果から、他の海上風応力格子データセットとの相互比較の基準プロダクトとして CCMPV2.0 を使用した。

##### 2.4.1. 年平均海上風応力場

図 2.2 は、全海洋における CCMPV2.0 に基づく年平均海上風応力場(2008 年 1 月 1 日 - 2008 年 12 月 31 日)((a)および(b))と標準偏差場((c)および(d))を示す。東西風応力は、北太平洋、北大西洋、および南極周極流域において大きな平均値および標準偏差を示す(図 2.2(a)および図 2.2(c))。南北風応力の平均値(図 2.2(b))は、赤道太平洋および赤道大西洋を除くほとんどの海域で  $0.05 \text{ N/m}^2$  より小さい。また、南北風応力の標準偏差は赤道太平洋および赤道大西洋、西部熱帯太平洋から赤道インド洋の海域において小さな標準偏差をもつ(図 2.2(d))。

次に、異なるデータセットによる海上風応力場の相互比較を行う。図 2.3 は、2008 年における東西・南北風応力の年平均場の  $60^\circ\text{S}$  から  $60^\circ\text{N}$  での東西平均値の南北プロファイルを示す(図 2.3(a)および図 2.3(b))。これらの図で示されるように、異なるデータセット間での相違が平均海上風応力の最大値/最小値の緯度帯で見られた。南半球の偏西風帯に相当する  $55^\circ\text{S}$  帯において、東西・南北風応力の平均は  $0.06 \text{ N/m}^2$  および  $0.04 \text{ N/m}^2$  であり、標準偏差は  $0.12 \text{ N/m}^2$  および  $0.05 \text{ N/m}^2$  である(図 2.3(c)および図 2.3(d))。  $55^\circ\text{S}$  帯で CCMPV2.0 の東西風応力は最小である一方、CCMPV2.0 の海上風速は他のデータセット間で中間の大きさである。南北風応力の南北プロファイルでは、NCEP/NCAR データが最小であり、 $10^\circ\text{S}$  と  $15^\circ\text{N}$  の間の亜熱帯域および熱帯域に相当する緯度帯で他のデータと異なる。本論文では南半球中高緯度域における海上風変動を対象とするため、これ以降の相互比較は南半球に限定する。北半球および係留ブイが豊富に存在する熱帯域を含めた海上風応力の相互比較結果は Yagi and Kutsuwada

(2020)に示される。

図 2.4 は 50°S 帯の太平洋(140°E–140°W までの東西平均)における東西風応力の年平均値の東西プロファイルを示す。ERA-Interim が総じて大きい値を示す一方、CCMPV2.0 および J-OFURO2 は相対的に小さく、J-OFURO3 および IFREMER データは中間値を示す。注目すべきは IFREMER データセットには他のデータセットでは見られない短い波長の振動特性がみられる。

これらの東西プロファイルに対する空間特性に注目するため、東西風応力の年平均場に対して波数スペクトル解析を適用した。図 2.5 は 50°S 帯の東西風応力のパワースペクトル密度対空間波長プロットを示す。同一の空間解像度をもつ J-OFURO3, CCMPV2.0 および IFREMER の相互比較をすると、J-OFURO3 データの東西スペクトルはおよそ 400 km より短い波長帯で高いエネルギーレベルを示す一方、CCMPV2.0 は 100 km 以下の波長帯でのエネルギーレベルが低い。また IFREMER データの東西スペクトルは 50 km の波長に顕著なピークがみられる。これらの結果に基づき、データセット間での海上風応力は表層海流を駆動させる海上風応力の回転場における差を引き起こすことが予想される。

#### 2.4.2. 各データセットにおける海上風応力回転場の相互比較

図 2.6 は 8 種類の異なる海上風応力データセットによって作成された年平均から導出した海上風応力の回転場の南北プロファイルを示す。海上風応力の回転場の最大値は 45°S で顕著である。この差は図 2.3(a)および図 2.3(b)で示されるように、東西風応力および南北風応力の差と一致する。注目すべきは、IFREMER データの海上風応力回転場が全ての緯度帯で明確な振動特性をもつことである。一方、同一の空間解像度(0.25°)をもつ J-OFURO3 および CCMPV2.0 データの海上風応力回転場は互いに類似し、全海洋で互いにほぼ同じ大きさをもつ。

海上風応力回転場の南北プロファイルに基づき南極周極流に相当する 45°S 帯における東西プロファイルに注目した。図 2.7 および図 2.8 は異なるデータセットによる太平洋(140°E から 140°W までの海域)の 45°S 帯での海上風応力回転場の東西プロファイルおよびパワースペクトル密度対空間波長プロットを示す。年間を通して偏西風が卓越する南半球中緯度域に相当する 45°S 帯の東西プロファイルは、J-OFURO3 および CCMPV2.0 が他のデータセットよりも高振幅の

東西振動特性を呈する。一方、IFREMER は数度程度の空間スケールをもつ顕著な東西振動を示す。以上から、J-OFURO3, CCMPV2.0, および IFREMER データは互いに同じ空間解像度でありながら、データセット間で異なる空間特性をもつことが言える。

これらの東西プロファイルに対する空間特性に注目するため、波数スペクトル解析を適用した(図 2.8)。J-OFURO3, CCMPV2.0, および IFREMER を相互比較すると、J-OFURO3 データの東西スペクトルは全波長帯で最高のエネルギーレベルを示し、60–80 km の波長帯に顕著なピークをもつ。一方、IFREMER データの海上風応力回転場は 50km の波長帯で東西海上風応力よりも顕著なピークがみられる。また、CCMPV2.0 データの東西スペクトルは 100 km 以下の波長帯でエネルギーレベルが最も低い。

上述の結果に基づき、複数の人工衛星によって構築された J-OFURO3 データセットによる海上風応力の回転場は、CCMPV2.0 および IFREMER データよりも高いエネルギーレベルもつことが明らかとなった。特に短波長帯で他のデータセットで見られないピークが検出された。このように、同じ空間解像度をもつデータセットであっても、データセット間で異なる空間的特徴が見られることは格子化手法の相違によって反映していると考えられる。

## 2.5. まとめと議論

本研究では、2008年の1年間に対して衛星データセット(QSCAT/J-OFURO2, J-OFURO3, IFREMER), 複合データセット(CCMPV2.0), そして再解析データセット(NCEP/NCAR, NCEP/CFSR, JRA55, ERA-Interim)を対象に、海上風応力データセット間の相互比較を通して海上風/海上風応力ベクトル日データの信頼性を調べた。

初めに、係留ブイによる現場観測との比較として QCS 2 から算出した東西・南北風応力に対する統計量(平均差, RMSE, そして相関係数)を用いて各データセットによる海上風応力ベクトルの信頼性を検証した。その結果、CCMPV2.0 データセットの東西・南北海上風応力が全海域で最も信頼性が高いことを示した。

次に、基準データセットとして CCMPV2.0 を用い、海上風応力の年平均場および標準偏差場を異なるデータセット間で相互比較した。CCMPV2.0 データセ

ットの東西風応力は南極周極流域で大きな平均値および標準偏差を示すが、その空間特性は他の海上風応力データセットと類似していた。太平洋で東西方向に平均した海上風応力場の南北プロファイルでは、NCEP/NCAR 再解析データと他のデータセットの間での南北風応力場に相違が検出された(図 2.3(d))。5°N および 20°S 帯で NCEP/NCAR と他のデータセット間での海上風応力の相違は、亜熱帯域および熱帯域に相当する。

最後に、J-OFURO3, CCMPV2.0 および IFREMER データに注目して空間特性を調査した。海上風応力回転場の空間スペクトルにおいて、J-OFURO3 データは 45°S 帯でエネルギーレベルが最も高く、およそ 300–600 km および 60–80 km の波長帯に卓越する空間特性が明確に検出された。一方、IFREMER データの東西スペクトルは、他のデータセットにみられない 50 km(0.75 度格子程度)の波長帯に顕著なピークがみられ、CCMPV2.0 データの東西スペクトルは 100 km 以下の波長帯でエネルギーレベルが最も低い。これらの特徴から、IFREMER および CCMPV2.0 データの海上風および海上風応力には、格子化手法における初期値として使用された ERA-Interim 再解析データセットの空間解像度に起因する誤差が存在すると考えられる。また、Patoux and Levy (2013)によって指摘されるように、IFREMER データセットで検出された短波長の振動特性は格子化手法に伴うエリアジングなどの人為的影響に起因することが示唆される。

上述の結果に基づき、同じ空間解像度をもつデータセットでありながら、格子化手法の相違によって異なる空間特性がもたらされると言え、データセット間での相互比較に基づき、目的に適した海上風/海上風応力データセットを(慎重に)選定することが重要である。

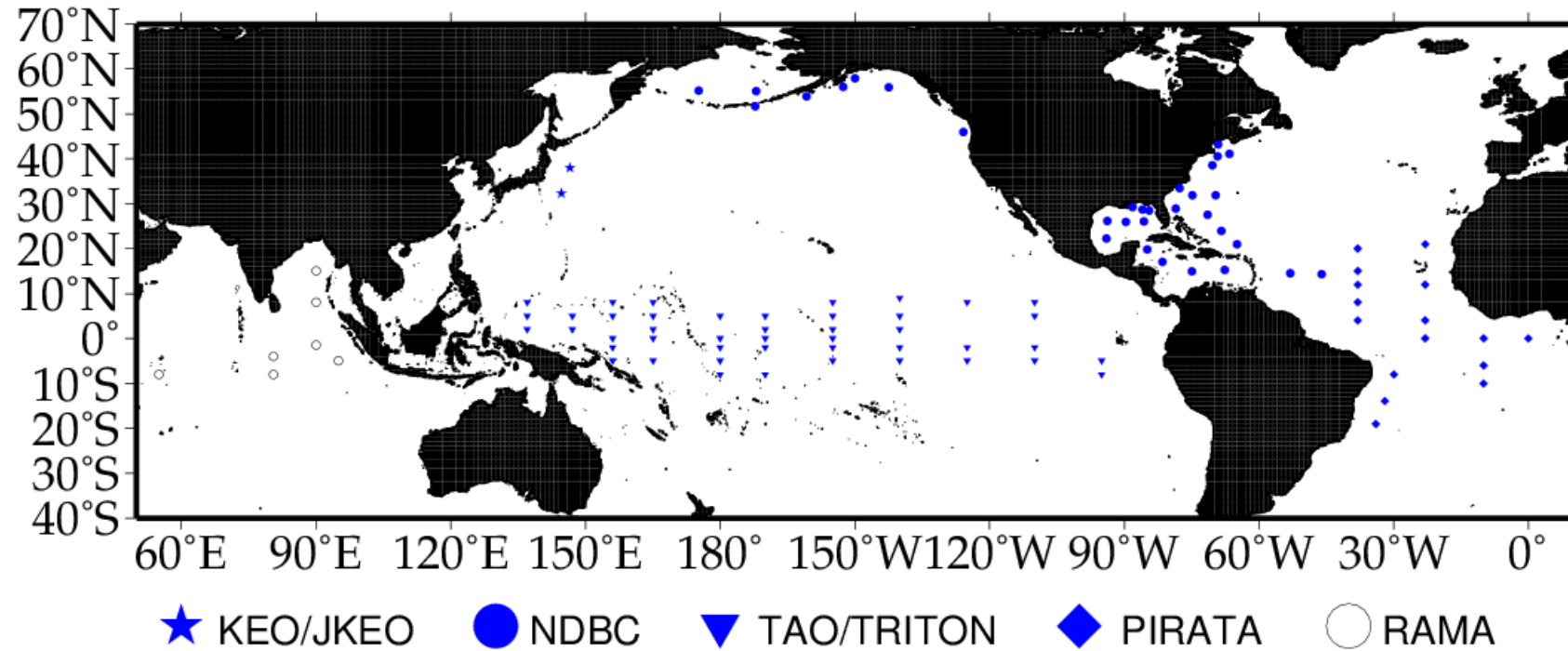


図 2.1. 比較に用いた係留ブイの位置(★KEO/JKEO, ●DBC, ▼TAO/TRRON, ◇PIRATA, ○RAMA)



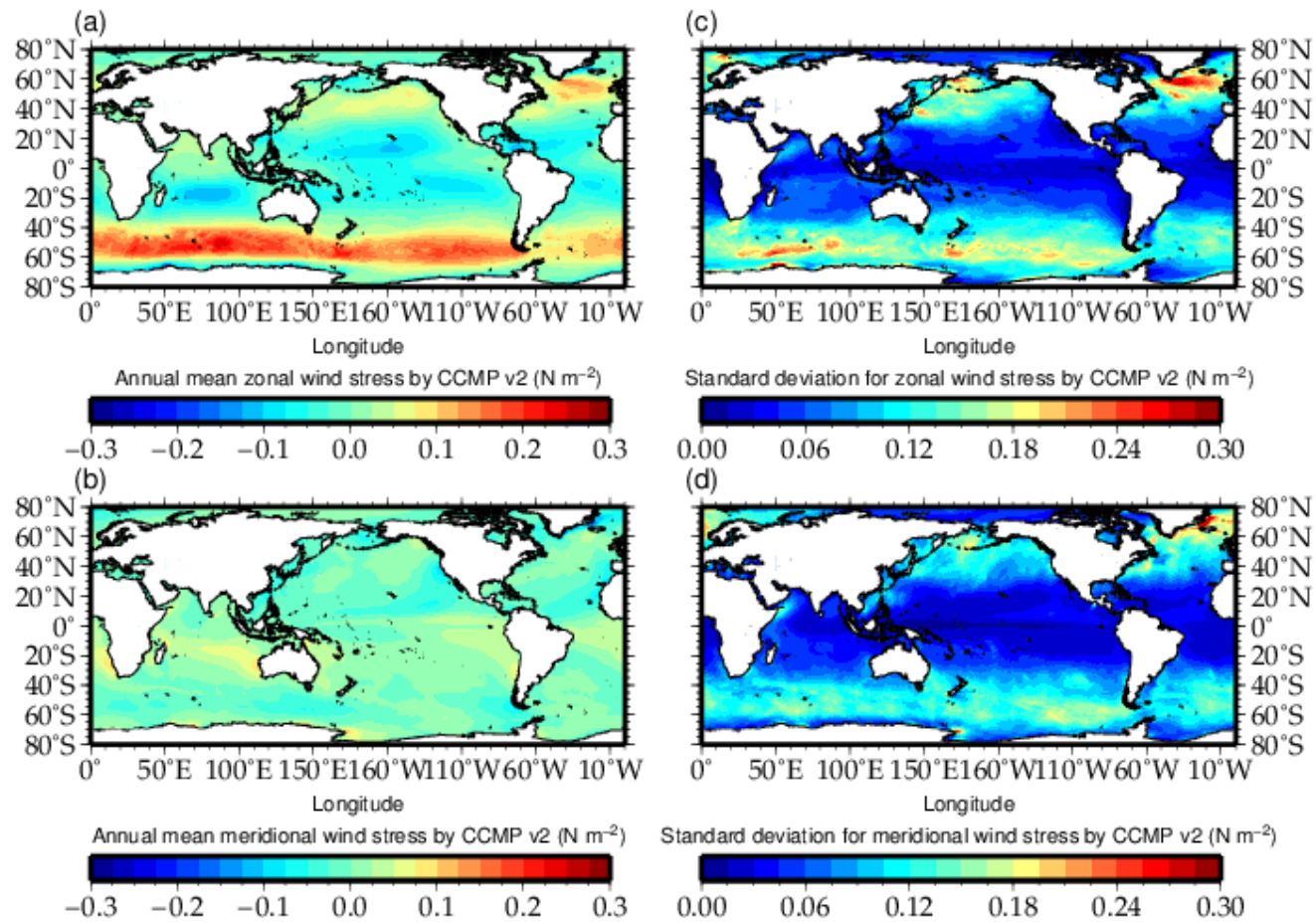


図 2.2. 2008 年の年平均(2008 年 1 月 1 日 - 2008 年 12 月 31 日)した全海洋上での(a)東西海上風応力および(b)南北海上風応力の平均場, そして(c)東西海上風応力および(d)南北海上風応力の標準偏差場.

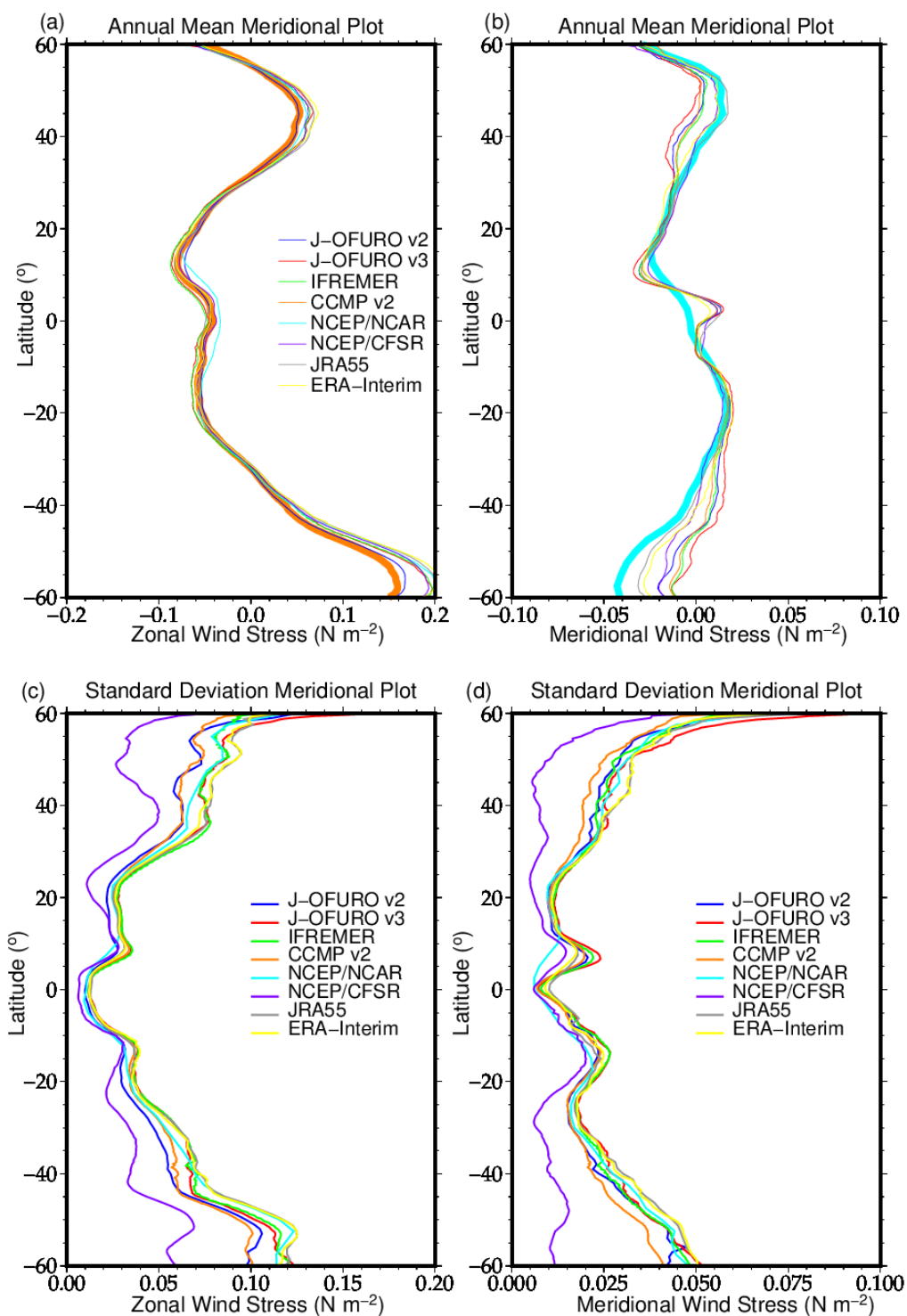


図 2.3. 異なるデータセット間での(a)平均東西海上風応力および(b)南北海上風応力の年平均南北プロファイル, そして(c)二乗平均平方根の東西海上風応力および(d)二乗平均平方根の南北海上風応力の南北プロファイル(青: J-OFURO2, 赤: J-OFURO3, 緑: IFREMER, 橙: CCMPV2.0, 水色: NCEP/NCAR, 紫: NCEP/CFSR, 灰色: JRA55, そして黄色: ERA-Interim).

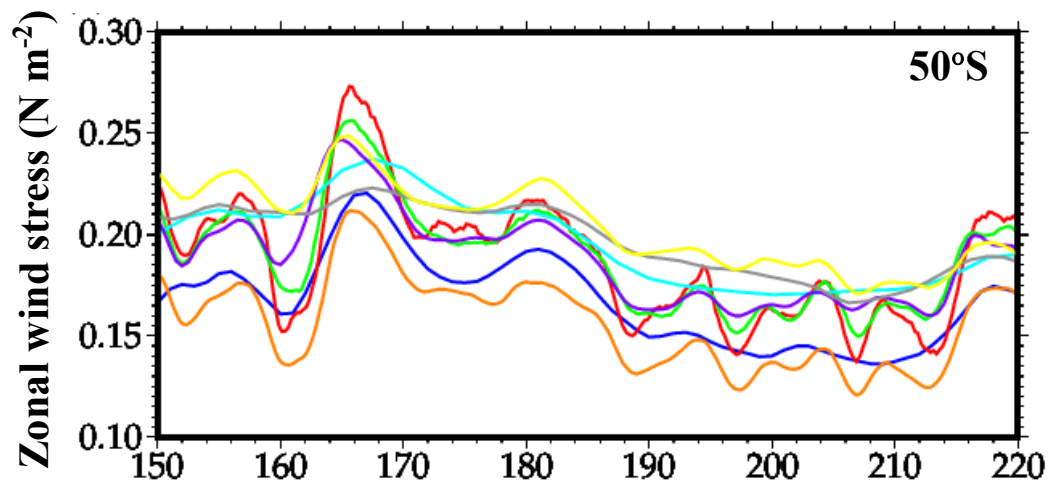


図 2.4. 50°S 帯における年平均(2008 年)東西海上風応力の東西プロファイル(青: J-OFURO2, 赤: J-OFURO3, 緑: IFREMER, 橙: CCMPV2.0, 水色: NCEP/NCAR, 紫: NCEP/CFSR, 灰色: JRA55, そして黄色: ERA-Interim).

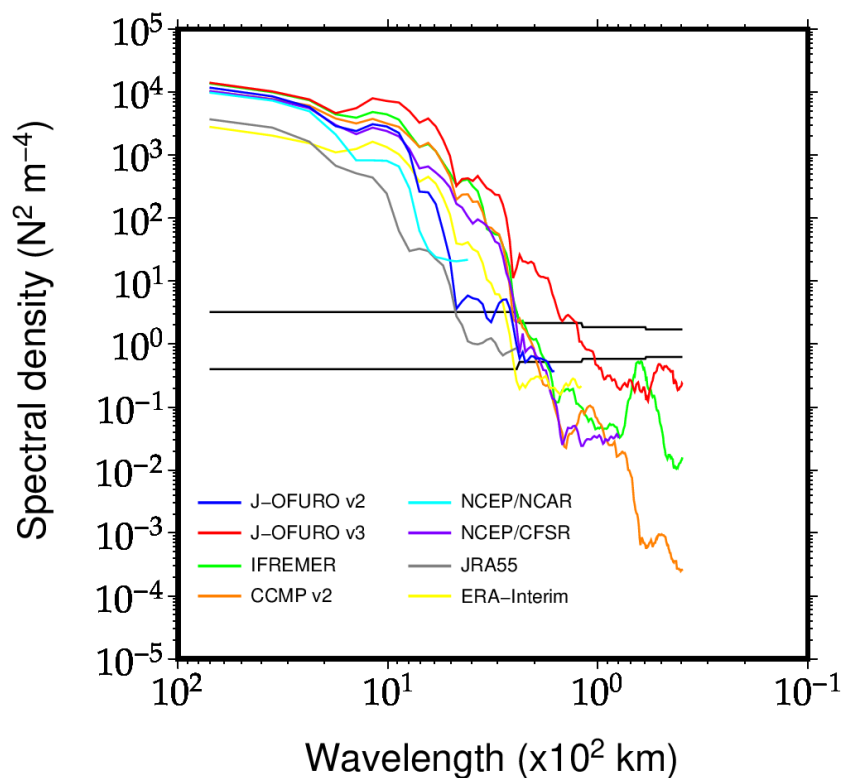


図 2.5. 50°S 帯における年平均(2008 年)東西海上風応力の東西スペクトル(青: J-OFURO2, 赤: J-OFURO3, 緑: IFREMER, 橙: CCMPV2.0, 水色: NCEP/NCAR, 紫: NCEP/CFSR, 灰色: JRA55, そして黄色: ERA-Interim). 黒線は 95%の信頼限界を示す.

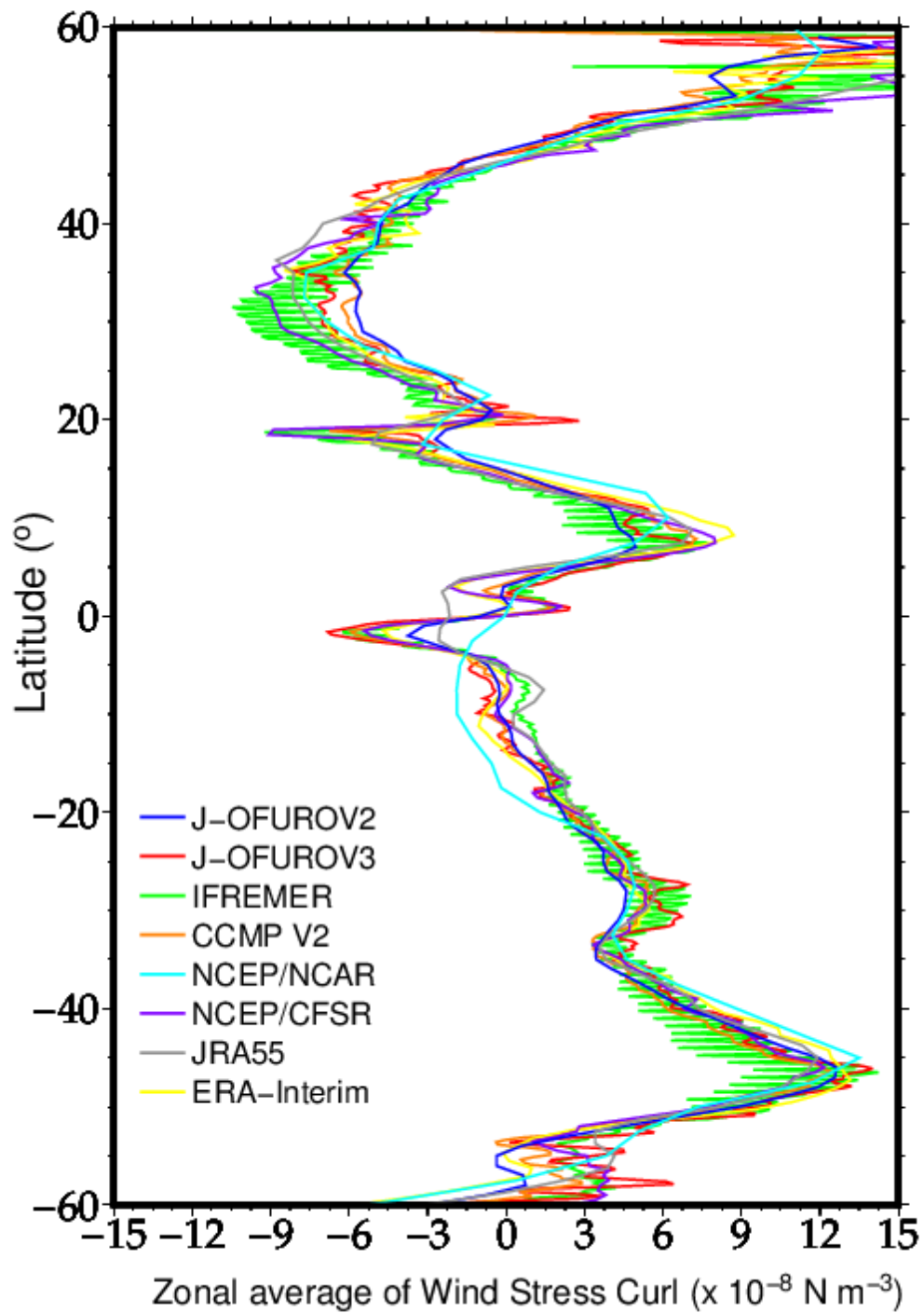


図 2.6. 異なるデータセット間での年平均海上風応力回転場の南北プロファイル (青 : J-OFURO2, 赤 : J-OFURO3, 緑 : IFREMER, 橙 : CCMPV2.0, 水色 : NCEP/NCAR, 紫 : NCEP/CFSR, 灰色 : JRA55, そして黄色 : ERA-Interim).

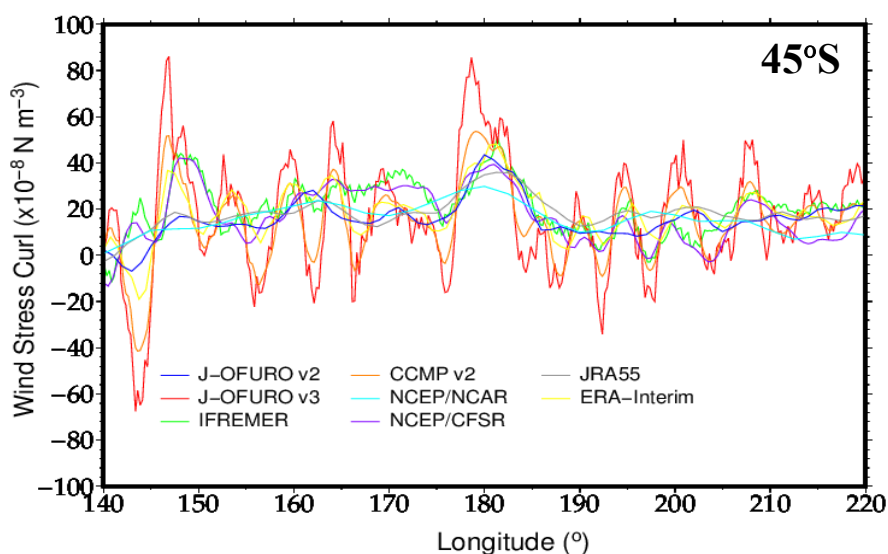


図 2.7. 45°S 帯における年平均(2008 年)海上風応力回転場の東西プロファイル (青 : J-OFURO2, 赤 : J-OFURO3, 緑 : IFREMER, 橙 : CCMPV2.0, 水色 : NCEP/NCAR, 紫 : NCEP/CFSR, 灰色 : JRA55, そして黄色 : ERA-Interim).

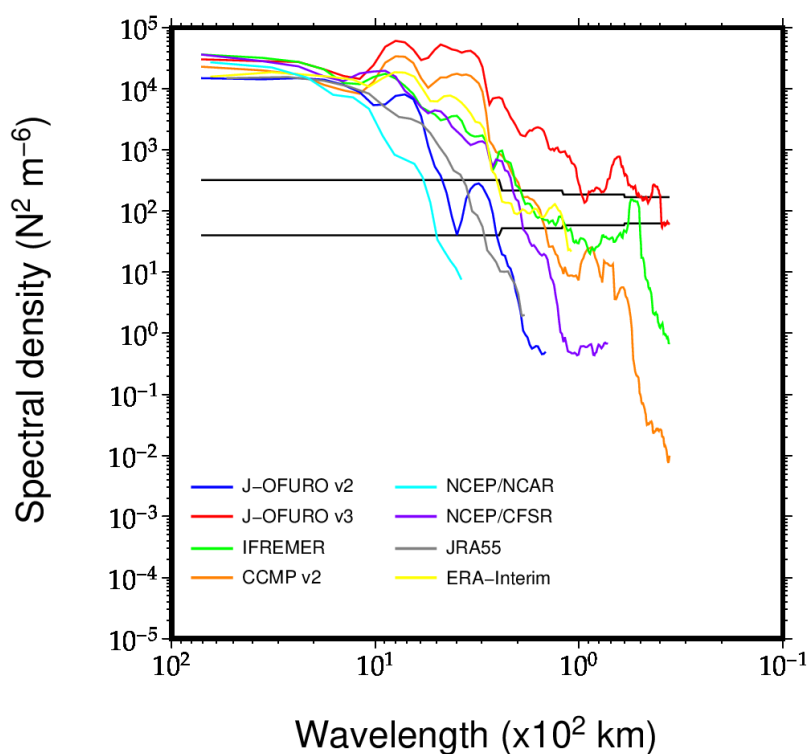


図 2.8. 45°S 帯における年平均(2008 年)海上風応力回転場の東西スペクトル (青 : J-OFURO2, 赤 : J-OFURO3, 緑 : IFREMER, 橙 : CCMPV2.0, 水色 : NCEP/NCAR, 紫 : NCEP/CFSR, 灰色 : JRA55, そして黄色 : ERA-Interim). 黒線は 95%の信頼限界を示す.

表 2.1. 全球格子海上風応力データセットの一覧表.

Type	Product name	Original spatial resolution (°)	Calculation of wind stress	Method for gridded products	Url of data download
Satellite measurement	QSCAT/J-OFURO2	1.00 × 1.00	Large and Pond (1981)	Weighting average method	<a href="http://dtsv.scc.u-tokai.ac.jp/j-ofuro/index.html">http://dtsv.scc.u-tokai.ac.jp/j-ofuro/index.html</a>
	J-OFURO3	0.25 × 0.25	COARE3.0	Optimum interpolation method	<a href="ftp://j-ofuro.scc.u-tokai.ac.jp/J-OFURO3/">ftp://j-ofuro.scc.u-tokai.ac.jp/J-OFURO3/</a>
	IFREMER	0.25 × 0.25	Smith (1988)	Kriging technique method	<a href="ftp://ig1fdaf:H6RI7tOe@efp.ifremer.fr/IFREMER_LOPS_blended_wind/longterm_analysis/">ftp://ig1fdaf:H6RI7tOe@efp.ifremer.fr/IFREMER_LOPS_blended_wind/longterm_analysis/</a>
Blended	CCMP V2.0	0.25 × 0.25	COARE3.0	Variational analysis method	<a href="http://data.remss.com/ccmp/v02.0/">http://data.remss.com/ccmp/v02.0/</a>
Numerical reanalysis	NCEP/NCAR	2.50 × 2.50			<a href="https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html">https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html</a>
	NCEP/CFSR	0.50 × 0.50			<a href="https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr">https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr</a>
	JRA55	1.25 × 1.25			<a href="ftp://ds.data.jma.go.jp/JRA-55/">ftp://ds.data.jma.go.jp/JRA-55/</a>
	ERA-Interim	0.75 × 0.75			<a href="https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim">https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim</a>

表 2.2. 使用ブイの一覧.

Data provider	Buoy or data name	Number of buoys
JAMSTEC	JKEO	1
JMA	JMA Data Report of Oceanographic Observations Special Issue (moored ocean data buoy)	6
NDBC	Historical NDBC Data	45
NOAA PMEL	TAO	55
NOAA PMEL	RAMA	24
NOAA PMEL	PIRATA	21
JAMSTEC/NOAA PMEL	TRITON	12
NOAA PMEL	ARC, KEO, Papa	3
WHOI	Stratus, SOFS	2

表 2.3. 使用したブイの分布とデータ数.

Buoy name	Longitude	Latitude	Number of Data
PIRATA_0N10W	10.0W	0.0N	362
PIRATA_6S10W	10.0W	6.0S	364
PIRATA_10S10W	10.0W	10.0S	277
PIRATA_12N38W	38.0W	10.0S	363
PIRATA_19S34W	34.0W	12.0N	268
PIRATA_4N23W	23.0W	19.0S	364
TRITON_0N147E	147.0E	0.0N	355
TRITON_0N156E	156.0E	0.0N	362
TRITON_5N147E	147.0E	5.0N	357
TRITON_8N137E	137.0E	8.0N	360
TRITON_8N156E	156.0E	8.0N	365
NDBC41041	46.1W	14.3N	334
NDBC41048	69.6W	31.9N	364
NDBC44011	66.6W	41.1N	332
NDBC46085	142.5W	55.9N	320
NDBC46070	175.2W	55.1N	188
NDBC46072	172.2W	51.6N	145
OCS_KEO	144.6E	32.3N	283
WHOI	85.6W	19.7S	366
RAMA_8S80.5E	80.5E	8.0S	131
RAMA_8N90E	90.0E	8.0N	365
TAO_2N170W	170.0W	2.0N	305
TAO_2S125W	125.0W	2.0S	258
TAO_5S95W	95.0W	5.0S	267
TAO_5N110W	110.0W	5.0N	326
TAO_5S125W	125.0W	5.0S	256
TAO_5S140W	140.0W	5.0S	363
TAO_5S155W	155.0W	5.0S	362
TAO_8N155W	155.0W	8.0N	306
TAO_8N165E	165.0E	8.0N	362
TAO_8S165E	165.0E	8.0S	339
TAO_8S170W	170.0W	8.0S	363
TAO_8N180W	180.0W	8.0N	364
TAO_8S180W	180.0W	8.0S	362
TAO_9N140W	140.0W	9.0N	338



表 2.4. 全球，低緯度，中緯度，そして高緯度に存在するブイデータと比較した各海上風応力データセットの統計量.

(a) Zonal Wind Stress (from 1 January 2008 to 31 December 2008)

Product name	All			Low-latitudes			Middle-latitudes			High-latitudes		
	All Region (24897)			15°S-15°N (17625)			45°S-15°S,15°N-45°N (6158)			~45°S,45°N~ (1114)		
	Bias	RMSE	<i>r</i>	Bias	RMSE	<i>r</i>	Bias	RMSE	<i>r</i>	Bias	RMSE	<i>r</i>
J-OFURO2	0.0060	0.0278	0.914	0.0058	0.0170	0.939	0.0068	0.0387	0.900	0.0184	0.0667	0.896
J-OFURO3	0.0009	0.0288	0.919	-0.0008	0.0173	0.931	0.0032	0.0395	0.906	0.0163	0.0692	0.914
IFREMER	-0.0025	0.0259	0.935	-0.0022	0.0156	0.944	0.0036	0.0299	0.939	0.0070	0.0731	0.901
CCMP v2.0	0.0006	0.0219	0.946	0.0006	0.0063	0.978	0.0063	0.0279	0.944	0.0062	0.0616	0.916
NCEP/NCAR1	0.0107	0.0295	0.901	0.0121	0.0223	0.881	0.0065	0.0370	0.907	0.0109	0.0625	0.914
NCEP/CFSR	0.0073	0.0160	0.932	0.0073	0.0117	0.949	0.0060	0.0326	0.931	0.0128	0.0843	0.804
JRA55	0.0130	0.0862	0.785	0.0056	0.0138	0.885	0.0056	0.0567	0.818	0.0218	0.1654	0.657
ERA-Interim	0.0035	0.0416	0.824	0.0038	0.0201	0.900	0.0053	0.0567	0.818	0.0176	0.1199	0.732

(b) Meridional Wind Stress (from 1 January 2008 to 31 December 2008)

Product name	All			Low-latitudes			Middle-latitudes			High-latitudes		
	All Region (24897)			15°S-15°N (17625)			45°S-15°S,15°N-45°N (6158)			~45°S,45°N~ (1114)		
	Bias	RMSE	<i>r</i>	Bias	RMSE	<i>r</i>	Bias	RMSE	<i>r</i>	Bias	RMSE	<i>r</i>
J-OFURO2	0.0015	0.0241	0.906	0.0028	0.0123	0.941	-0.0025	0.0376	0.887	0.0024	0.0525	0.915
J-OFURO3	0.0013	0.0237	0.919	0.0029	0.0132	0.935	-0.0030	0.0315	0.918	-0.0004	0.0642	0.919
IFREMER	0.0013	0.0214	0.936	0.0023	0.0112	0.951	-0.0016	0.0309	0.933	0.0054	0.0553	0.915
CCMP v2.0	0.0004	0.0200	0.938	0.0003	0.0078	0.978	-0.0005	0.0290	0.935	0.0018	0.0525	0.925
NCEP/NCAR1	-0.0005	0.0276	0.879	-0.0003	0.0199	0.839	-0.0027	0.0365	0.898	0.0078	0.0579	0.912
NCEP/CFSR	0.0036	0.0170	0.860	0.0045	0.0095	0.950	-0.0009	0.0301	0.870	0.0153	0.0531	0.613
JRA55	-0.0037	0.1110	0.743	0.0020	0.0665	0.851	0.0054	0.0453	0.704	0.0059	0.1563	0.739
ERA-Interim	0.0013	0.0415	0.779	0.0018	0.0174	0.875	-0.0007	0.0651	0.755	0.0045	0.1013	0.778

## 第3章：南大洋上における海上風変動と DPOI

### 3.1. DPOI とは

南半球中高緯度は北半球と比べて陸地が少なく、特に高緯度域はほぼ大陸に妨げられずに、海洋で覆われている。その上、海上風が弱まることなく周極的に吹き続けていることから、全海洋で最も海上風が強い海域として知られている。さらに、冬季の南半球高緯度となると、その環境下での船舶等による現場観測が厳しい条件となるため、海洋観測に基づいて他海域と比べて実態の把握は進んでいない。しかし、1990年代から衛星の観測が開始され、近年では大気、海洋観測に大きく貢献しその研究も活発的になってきた。

南半球の海上大気場は、40°S 付近の中緯度と 65°S 付近の高緯度における東西方向の平均海面気圧偏差の増大によって特徴付けられる。こうした圧力場の分布は南半球環状モード(Southern Annular Mode, 以下 SAM と略す)と南極振動(Antarctic Oscillation Index, 以下 AAO と略す)といった中緯度と高緯度間で気圧変動が逆相関をもつシーソー現象によって特徴付けられる(Gong and Wang, 1999; Thompson and Wallace, 2000; Marshall, 2003)。SAM(AAO)は海面から上層大気までの環状的な構造をもち、数年よりも長い時間スケールにおいて大きな振幅をもつ。また南極大陸周辺の海水氷変動に大きな影響を与える大気の変動場として太平洋南アメリカパターン(Pacific South American, 以下 PSA と略す)が知られている(Mo and Ghil, 1987)。この変動は東西波数 3-5 を有し、東方に伝搬するパターンによって特徴づけられ、太平洋セクタ上で卓越する。

Thompson and Wallace, (2000)と Mo and Ghil, (1987)によって、南極大陸周囲を取り巻く偏西風の変化は SAM, PSA など南半球における気候変動パターンの強弱によって特徴付けられる。特に、南極大陸で最も北に位置するドレーク海峡は、偏西風の卓越域に相当する。Naganobu et al. (1999)は、ドレーク海峡付近の海域における現場観測による南極オキアミ(*Euphausia sperba*)加入比率と複数の環境要素(海上風, クロロフィル, オゾン破壊量)の変動との関係に注目し、ドレーク海峡間の海面気圧差による偏西風変動指数(Drake Passage Oscillation Index, 以下 DPOI と略す)を考案して、夏季(12月-2月の3ヶ月平均)DPOI と夏季(1月)オキアミ加入比率変動の間に有意な正の相関関係があることを見つけ

た。彼らは、ドレーク海峡付近における偏西風の強化がエクマン輸送による表層海水の北(赤道)向き運動をもたらし、栄養塩類の豊富な深層暖水が湧昇し、ナンキョクオキアミが増加するというメカニズムを通して、海上風変動がナンキョクオキアミ加入比率に影響を与えることを示唆した。次に、Naganobu et al. (2008)は南極半島北側のエレファント諸島とサウスシェトランド諸島における海面から水深 200m までの平均水温値(MTEM-200)と春季の海上風との関係に注目し、DPOI と平均海面水温値との間に有意な正の相関関係があることを指摘するとともに、春季の偏西風の強さが夏季の表層海況に影響を及ぼす可能性があることを示唆した。このように、南極半島海域における偏西風の変動(DPOI)が海洋上層変動と高い相関があることから、DPOI が同海域上における海況変動の要因になる可能性がある。

第 3 章では、DPOI が南大洋の如何なる海域における海上風変動を反映しているのかに注目する。本研究で、海上風データは第 2 章で相互比較した結果より、衛星から観測した海上風データセットを利用する。海上風に対して経験的直交関数(Empirical Orthogonal Function, 以下 EOF と略す)解析を適用し、南大洋上における代表的な変動の時空間特性を調べる。それらの結果から DPOI と従来の研究で指摘されていた変動パターン(SAM)との関係を明らかにするとともに、南大洋上における海上風場の経年スケール変動の特性に注目する。

## 3.2. 使用データ

### 3.2.1. ドレーク海峡振動指数(DPOI)

DPOI は Drake Passage Oscillation Index の略で南極半島と南米南端の間でドレーク海峡を横切る偏西風変動を表す指標である(Naganobu et al. 1999)。その導出には、気象庁の世界データベースにある南米大陸先端のアルゼンチンの Rio Gallegos 側候所(51.61°S, 69.28°W, <http://www.dwd.dw/DE/Home/homenode.html>)と南極半島先端の Esperanza 基地(63.39°S, 56.98°W, <http://lgacy.bas.uk/met/READER/surface/stationptwmo.html>)における月平均海面気圧(Sea Level Pressure ; 以下, SLP と略す)データを利用する。期間は 1952 年—現在も随時更新されている。本研究では解析期間を 1952 年 5 月—2017 年 12 月の 66 年間とする。算出方法は以下の通りである。

$$\text{DPOI} = \text{SLP}(\text{Rio Gallegos}) - \text{SLP}(\text{Esperanza})$$

### 3.2.2. 南極振動指数(AAOI)

AAOI は Antarctic Oscillation Index の略で南大洋上における主な大気場として南極大陸と南半球中緯度の海面気圧間での大規模な大気循環変動 SAM の指標である(Thompson and Wallace, 2000a). AAOI が正(負)の場合, 40°S(中緯度)付近の気圧偏差が正(負)となり, 南極大陸の極点を中心とした領域上の気圧偏差が負(正)となるシーソー現象を示すことから, SAM は南大洋の偏西風変動パターンとして特徴付けられる. AAOI の時系列には National Weather Service 気象予報センターのデータベースからダウンロードした値を使用する([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/aao.s.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aao.s.html)). 期間は 1979 年 1 月–現在も随時更新されている. 本研究では解析期間を 1991 年 1 月–2017 年 12 月の 27 年間とする.

### 3.2.3. J-OFURO3

J-OFURO3(Third-generation Japanese Ocean Flux Data Set with Use of Remote Sensing Observations ; 以下 J-OFURO3 と略す)は衛星に搭載された複数のマイクロ波放射計とマイクロ波散乱計による観測データを用いて構築された長期間の海上風格子プロダクトである. マイクロ波放射計データは, Remote Sensing System(以下, RSS と略す)から提供された空間解像度 0.25 度格子の日平均データである. マイクロ波散乱計データは, センサーごとに提供元が異なり, ERS-1, 2 は French Research Institute for Exploitation of the Sea(IFREMER) の the Centre ERS d'Archvage et de Traitement(CRESAT)から, それ以外は the National Aeronautics and Space Sdministration (NASA)の the Physical Oceanography Distributed Active Archive Centre(PO.DAAC)から提供されている瞬間値に最適内挿法を使って格子化している(Tomita et al., 2019). 本研究では, 空間解像度が 0.25 度格子, 時間解像度が月平均の海上風東西・南北成分を利用する. さらに, 月平均の海上風場の各格子において 12 個以上の欠測月がある格子は全期間欠測として, 月平均の海上風データを再作成した. 本研究では解析期間を 1991 年 1 月–2017 年 12 月の 27 年間とする.

### 3.2.4. NCEP/NCAR

米国 National Center for Environment Prediction/National Center for

Atmospheric Research(以下, NCEP/NCAR-1 と略す)による再解析データである。NCEP/NCAR-1 は, 地球規模で過去 40 年間分の大気場における解析データを提供するプロジェクトであり, 衛星・船舶・ゾンデ・航空観測, 人工衛星等の観測データを数値モデルに同化させて作られる再解析データである(Kalnay et al., 1996)。本研究では, 空間解像度が 2.5 度格子, 時間解像度が月平均の海上風東西・南北成分そして海面気圧を利用する。以下のサイトからデータが利用できる(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html>)。本研究では解析期間を 1952 年 5 月–2017 年 12 月の 66 年間とする。

### 3.3. 南大洋上における海上風場の平均的特性

#### 3.3.1. DPOI の検証—J-OFURO3 衛星データと NCEP/NCAR-1 再解析データとの比較—

DPOI の平均的な季節変化を見るために, まず 1952 年–2017 年の月毎の気候値を導出した(図 3.2)。DPOI の月平均気候値において, 6 月–10 月の南半球の冬季から春季にかけて DPOI は増加し, 10 月に最大となる。その後, 12 月–1 月に減少し, 2 月–4 月にかけて DPOI の値が大きくなる傾向を示す。このことからドレーク海峡付近では, 主に 10 月にドレーク海峡上で西風が卓越する。そこで, 本研究では 10 月の年々変動に加えて, Naganobu et al.(1999)によってナンキョクオキアミと有意な関係をもつことが指摘された夏季の年々変動にも注目する。その際, 9 月–11 月の 3 ヶ月間を春季, 12 月–2 月の 3 ヶ月間を夏季とし, 9 月–11 月および 12 月–2 月の 3 ヶ月平均値を用いる。解析には, J-OFURO3 衛星観測データと NCEP/NCAR-1 再解析データを用いるが, 南半球での海上気象観測は, 過去に遡るほどデータ数が減少し, 長期間の時系列解析が可能な数値モデル/再解析データの信頼性が保証されるとは言い難い(Marshall 2003)。そこで, DPOI から地衡風を仮定して算出されるドレーク海峡に直交する地衡風成分と J-OFURO3 衛星データおよび NCEP/NCAR-1 再解析データから得られるドレーク海峡上の海上風との検証を行った。その際の対象海域は  $70.0^{\circ}\text{W}-55.0^{\circ}\text{W}$ ,  $55.0^{\circ}\text{S}-62.5^{\circ}\text{S}$  として空間平均場で比較した。また, ドレーク海峡付近における NCEP/NCAR-1 再解析データの海面気圧と DPOI との変動についての検証も行った。

表 3.1 は DPOI と各要素との相関係数を示す。DPOI から算出した地衡風と

NCEP/NCAR-1 再解析データから領域平均した海上風時系列の比較では、1952年－2017年の全期間における春季の DPOI から算出した地衡風と NCEP/NCAR-1 の海上風東西成分との相関係数は 0.72 であるが、時系列を見る限り、両者の対応には期間に依存する傾向が見られる(図 3.3a). そこで、衛星観測が開始された 1980 年前後の期間別に相関係数を比較した。1980 年以前と 1981 年以降の期間別に相関係数を求めたところ、春季の DPOI と NCEP/NCAR-1 の海上風東西成分との相関係数は、それぞれ、0.30 と 0.89 であり、顕著な違いが見られた。時系列を見ると、1950 年－1970 年の期間で DPOI から算出した地衡風と NCEP/NCAR-1 の海上風変動が類似していない(図 3.3a)。さらに、DPOI と NCEP/NCAR-1 の海面気圧データとの比較を見ると、海上風と同様に 1980 年以前と 1981 年以降で春季の DPOI と NCEP/NCAR-1 の海面気圧の相関係数は、それぞれ、0.18 と 0.83 である(図 3.3b)。夏季の DPOI 解析も春季と同様の結果が得られた(表 3.1)。このことから、1980 年以前における衛星観測等がほとんど同化されていない南半球の再解析データは DPOI との変動が対応しないなど、現実の場を反映しておらず、NCEP/NCAR-1 の信頼性が低いと考えられる。

1991 年以降では春季の DPOI と J-OFURO3 の海上風東西成分と南北成分はそれぞれ 0.84 と  $-0.57$ (図 3.4a,b), DPOI と NCEP/NCAR-1 の海上風東西成分と南北成分はそれぞれ 0.89 と  $-0.42$ (図 3.4c,d)と有意な相関があることが確認された。夏季の DPOI 解析も春季と同様の結果が得られた(表 3.1)。近年に近づくほど、相関が高く、衛星観測データと再解析データは DPOI との変動が対応して、現実の場を反映していることから、信頼性が高いと考えられる。以上より、1981 年以降においてドレーク海峡付近の海上風がほぼ地衡風を満たすと仮定できる場合、DPOI が大きい(小さい)時、同海域で偏西風が強く(弱く)吹くと考えられる。よって、以降の解析では 1991 年以降の期間を本研究の解析対象として、J-OFURO3 海上風データセットを利用する。再解析海上風データセットの結果は八木他(2019)で示される。

### 3.3.2. 南大洋上における海上風変動場

次に、春季および夏季の DPOI と南大洋上における海上風場との関係を明確にするために、大気変動が南大洋上で如何なる空間スケールを有するかを調査

する。その際、J-OFURO3 衛星観測データを用いて海上風(東西風と南北風)における変動を調査する。

図 3.5 は 1991 年–2017 年の南大洋上における春季および夏季の海上風場を示す。平均東西風(図 3.5a, c)は、南大洋の大部分の海域で正の値、すなわち偏西風が卓越する。特に大きな南北海面気圧勾配が見られる  $30^{\circ}\text{E}–130^{\circ}\text{E}$  のインド洋セクタで約  $10\text{ m/s}$  の最大値をもち、 $40^{\circ}\text{S}–65^{\circ}\text{S}$  間では強い偏西風が卓越するが、南北風の平均場(図 3.5b, d)における同様の海域ではほぼ  $0\text{ m/s}$  を示す。 $60^{\circ}\text{S}$  以南に注目すると、J-OFURO3 衛星観測データは海氷で覆われることに起因する欠測域が多くなる。

次に、南大洋上における海上風の経年変動を調査するために、各格子における時系列から標準偏差を算出した。東西風に対する標準偏差の分布(図 3.6a, c)は、春季において太平洋セクタの  $30^{\circ}\text{S}–65^{\circ}\text{S}$  で  $2.0\text{ m/s}$  の最大値をもち、偏西風帯で大きい。一方夏季には春季よりも高緯度側で振幅が高くなり、特にドレーク海峡を中心に  $2.0\text{ m/s}$  を越える最大値が見られる。南北風に対する標準偏差(図 3.6b, d)はドレーク海峡の西側を除く大半の海域で  $0.5\text{ m/s}$  より小さく、夏季よりも春季の方が高い振幅をもつ。上記の結果は、東西成分の変動が南北変動のそれに比べて、南大洋の大部分の海域で高振幅を有することを意味する。

### 3.4. 南大洋上における海上風の空間特性

DPOI によって特徴付けられる海上風の空間特性を調査するために、J-OFURO3 衛星観測データを用いて南大洋上の各格子点における海上風(東西成分と南北成分)時系列と DPOI との相関係数を算出した。図 3.7 は 1991 年から 2017 年までの春季および夏季における海上風(東西成分と南北成分)と DPOI との相関分布を示す。海上風東西成分との相関(図 3.7a, c)はドレーク海峡付近で大きな正の値をもち  $40^{\circ}\text{S}–50^{\circ}\text{S}$  で高相関の海域、その低緯度で負相関の海域が見られる。これら正の高相関域(図 3.7a, c)は、標準偏差場(図 3.6a, c)の高振幅域と対応している。一方、海上風南北成分との相関分布(図 3.7b, d)はドレーク海峡西部から東部ウェッデル海沖で最も大きな負の相関域が見られる。したがって、DPOI が正になるとき、ドレーク海峡付近では西風が卓越すると同時に、その東方のウェッデル海沖では南風が卓越するパターンを示す。

次に、DPOI によって関係づけられる南大洋上で特徴的な変動の時空間特性を

調査するために、海上風(東西成分と南北成分)の時系列に対する経験的直交関数(EOF)を算出した。経験的直交関数(EOF)解析は、主成分分析とも呼ばれ、複数の次元をもつ多変量の変動を抽出するのに有効な手法である(EOFの詳細な解析方法は Emery(2014)で示される)。本研究では、南大洋域(20°S–80°S)を対象に海上風と海面気圧に対する特徴的な変動を抽出する。その際、North et al. (1982)および Overland and Preisendorfer (1982)によって提示されたモンテカルロ法を適用する。この手法はランダムなデータを多数生成し、それぞれについて EOF を計算し、寄与率を求める。最終的に、寄与率の上位 5%を計算し、この値を越えれば、偶然として説明される確率は 5%しかないため、95%の信頼度で偶然ではない関係があると期待できる手法である。この手法に基づき、統計的に有意な値を有する第 1 および第 2 モードに注目する。気候変動の研究では主に、時空間配列されたデータの中で最も卓越する変動を空間パターンおよびそのパターンに対応する時系列を抽出する為に使われる。経験的直交関数は、ある空間に分布する変数の相関係数の集まりを数学的な行列と見なし、その行列の固有値・固有ベクトルから求められる。固有値の最も大きい固有ベクトルを EOF1 とし、全変動の中で最も卓越する変動の空間パターンもしくはそのパターンに対応する時系列となる。

図 3.8 は春季と夏季における海上風(東西成分と南北成分)の第 1 モードに対する空間パターンを示す。第 1 モードの寄与率は、海上風東西成分に対してそれぞれ 24.2%(春季)および 29.0%(夏季)、海上風南北成分に対して 23.2%(春季)および 14.8%(夏季)である。東西成分の第 1 モードは 50°S–60°S 帯の低緯度側と高緯度側で負の値、特に太平洋セクタの 50°S–60°S 帯で最も大きな正の値をもつ環状構造を示す(図 3.8a, c)。南北成分の第 1 モードは太平洋セクタを中心にドレーク海峡西側で正(負)の値、160°W–120°W で負(正)の値を示す(図 3.8b, d)。さらに、海上風に対する空間パターンの高振幅域は DPOI および海上風(東西成分と南北成分)の高相関域に相当する(図 3.7a-d)。

次に、海上風(東西成分と南北成分)の第 2 モードに対する空間パターンを示す(図 3.9)。第 2 モードの寄与率は、海上風東西成分に対してそれぞれ 17.1%(春季)および 14.2%(夏季)、海上風南北成分に対して 21.1%(春季)および 11.2%(夏季)である。海上風東西成分の第 2 モードには、太平洋セクタで 40°S を中心に正の値、40°S 付近を境に赤道側および南極大陸側で負の双極(ダイポール)構造が見



られる(図 3.9a, c). この高振幅域は  $40^{\circ}\text{S}$ – $50^{\circ}\text{S}$  帯で太平洋セクタの高緯度側と中緯度側で顕著に見られ, 第 1 モードよりも低緯度側の海域に存在する. 南北成分の第 2 モードの高振幅域は特にドレーク海峡西側の太平洋セクタで見られる(図 3.9b, d).

### 3.5. DPOI と南大洋上における大気場の時空間変動との関係

本節では, DPOI と南大洋上における海上風場との関係を明らかにするために, 海上風(東西成分と南北成分)の第 1, 第 2 モードのスコアと DPOI および他の気候変動指数(AAOI)との時間変動特性に注目する.

図 3.10 は南半球の春季と夏季の海上風(東西成分と南北成分)の第 1 モードのスコアと気候変動指数(DPOI と AAOI)の時系列を示す. 海上風東西成分と南北成分の第 1 モードと DPOI との関係を見ると, 春季と夏季の東西成分に対して 0.65(図 3.10a)および 0.75(図 3.10c), 南北成分に対して 0.44(図 3.10b)および 0.43(図 3.10d)の相関を示し, 東西成分の第 1 モードのスコアと DPOI との相関係数は高い(全ての相関係数は 95%の信頼区間で有意な値を示す). また, 東西成分の第 1 モードの高振幅域(図 3.8a, c)が DPOI との高相関域に対応している(図 3.7a, c). さらに, 海上風の第 1 モードと AAOI は, 東西成分に対して 0.89(図 3.10a)および 0.84(図 3.10c)の相関を示し, 海上風東西成分の第 1 モードのスコアは全ての気候変動指数と有意な相関を示した.

次に, 海上風(東西成分と南北成分)の第 2 モードのスコアと全ての気候変動指数との相関係数を求めると(図 3.11), 東西成分に対して DPOI との関係は 0.28(図 3.11a)および 0.01(図 3.11c), AAOI との関係は 0.32(図 3.11a)および 0.06(図 3.11c), 南北成分に対して DPOI との関係は 0.21(図 3.11b)および 0.09(図 3.11d), AAOI との関係は 0.04(図 3.11b)および 0.01(図 3.11d)を示し, 両季節の東西/南北成分の第 2 モードのスコアとは有意な相関が見られない. 以上より, 春季と夏季の DPOI に関連付けられる南大洋上における大気場の時空間変動特性は, 従来の研究で指摘されていた南半球環状モードを反映する空間特性を有することが示唆される.

### 3.6. まとめと議論

本研究では, Naganobu et al.(1999)によって指摘されたドレーク海峡付近に

におけるナンキョクオキアミ加入比率の年々変動と同海域付近における偏西風変動の指標である DPOI が密接な関係があることに基づいて、DPOI および AAOI の関係と共に南大洋の如何なる海域における海上風変動を反映しているのかに注目した。

初めに、DPOI の月平均気候値の解析では、10 月にドレーク海峡上で西風が極大になることから、9 月–11 月の春季、そして Naganobu et al.(1999)でナンキョクオキアミ加入比率と有意な相関がある 12 月–2 月の夏季に注目し、その年々変動を調べた。DPOI から求めた地衡風と衛星観測データ(J-OFURO3)および再解析データ(NCEP/NCAR-1)から求めたドレーク海峡上の海上風の比較を行った。その結果、DPOI から求めた地衡風と再解析データによる海上風は、衛星観測が開始された 1980 年以前と 1981 年以降での相関に顕著な違いが見られることから、両者の対応は期間に依存することが確認された。これより、1980 年以前には同化される観測値がほとんどないと言える再解析データは信頼性が低いと考えられる。また近年になるほど再解析データよりも衛星観測データの方が高精度であることが示されたことから、南大洋上における長期変動の解析に対して、衛星観測が開始された 1981 年以降での解析結果の信頼性は高いと考えられる。

次に、DPOI が南大洋の如何なる海域における海上風変動を反映するのかを明らかにするために、J-OFURO3 衛星観測データから海上風(東西成分と南北成分)の平均場と標準偏差場および DPOI との相関場を求め、それらの空間特性に注目した。その結果、DPOI と海上風東西成分の高相関域が、60°S 付近を中心に南極大陸周囲に広がる環状構造を呈することが見つけられた。これらと海上風東西成分の標準偏差場における高振幅域が対応することから、DPOI の変動は南大洋上における海上大気場に関係することが示唆された。

さらに、南大洋上における特徴的な変動パターンを抽出するために、海上風(東西成分と南北成分)の時系列に EOF 解析を適用した結果、東西成分の第 1 モードは 50°S を境にその高緯度側と低緯度側で反対符号をもつシーソーパターンで特徴付けられる環状構造を呈すること、東西風の第 1 モードの空間特性が 700hPa 面のジオポテンシャル高度場における環状構造を有する南半球環状モードと良く対応することから、上層大気場から海面までの順圧構造を有することが示唆された。

従来の研究で指摘されていた南大洋上における特徴的な変動パターン(SAM)との関係を明らかにするために、海上風(東西成分と南北成分)の第1および第2モードのスコアとDPOIおよびAAOIとの時間変動特性に注目した。その結果、海上風東西成分の第1モードのスコアはDPOIとAAOIとの相関がDPOIに対して0.65(春季)および0.75(夏季)、AAOIに対して0.89(春季)および0.84(夏季)を示し、いずれも有意な相関が見られる。また、DPOIとAAOIとの相関は0.75(春季)と0.80(夏季)であることから、DPOIによって特徴付けられる海上風との空間パターンは、先行研究で指摘されていた南半球環状モード(SAM)に対応し、南大洋上で最も卓越する変動パターンに関係づけられることが確認された。以上から、春季および夏季のDPOIで指標化される経年変動は、海上風東西成分の第1モードで示される空間特性を有すると考えられ、従来の研究で指摘されていた南半球環状モードを反映する空間特性をもつことが示唆された。本研究では海上風に特化した解析を行ったが、他の環境因子(水温、塩分、密度などの物理環境)と南大洋上における海上大気場の特徴付けられる変動パターンとの関連性を見ていくことによって、南半球における大気-海洋相互作用機構を含めた全容の解明が期待される。

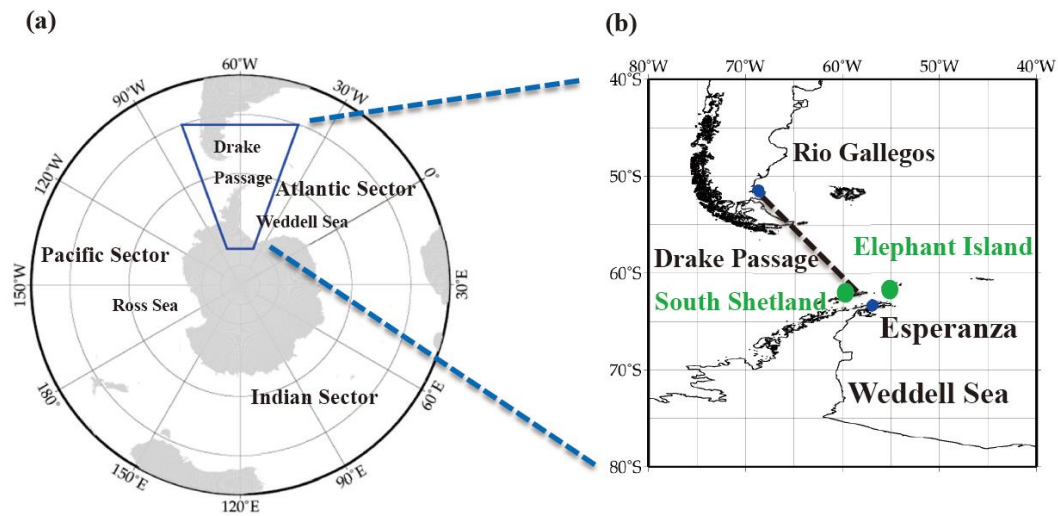


図 3.1. 本研究で対象となる(a)南大洋と(b)ドレーク海峡図. 海面気圧データは2地点を利用した: Rio Gallegos 測候所と Esperanza 基地はそれぞれ(b)で示す.

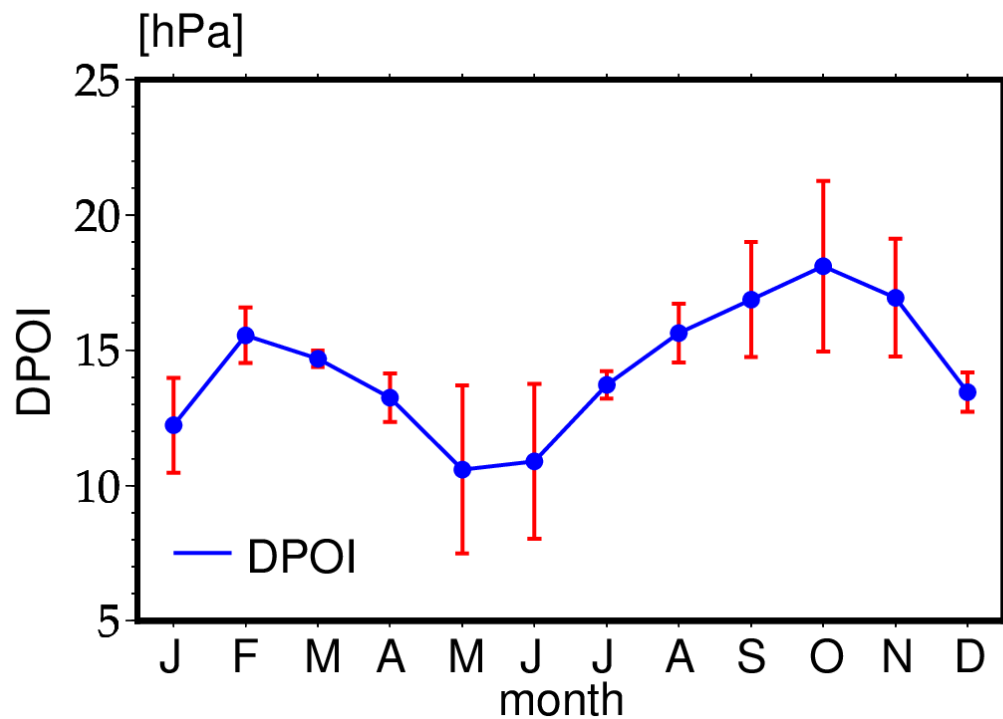


図 3.2. DPOI の月毎の気候値(青線)と標準偏差(赤い鉛直線)の年々サイクル.

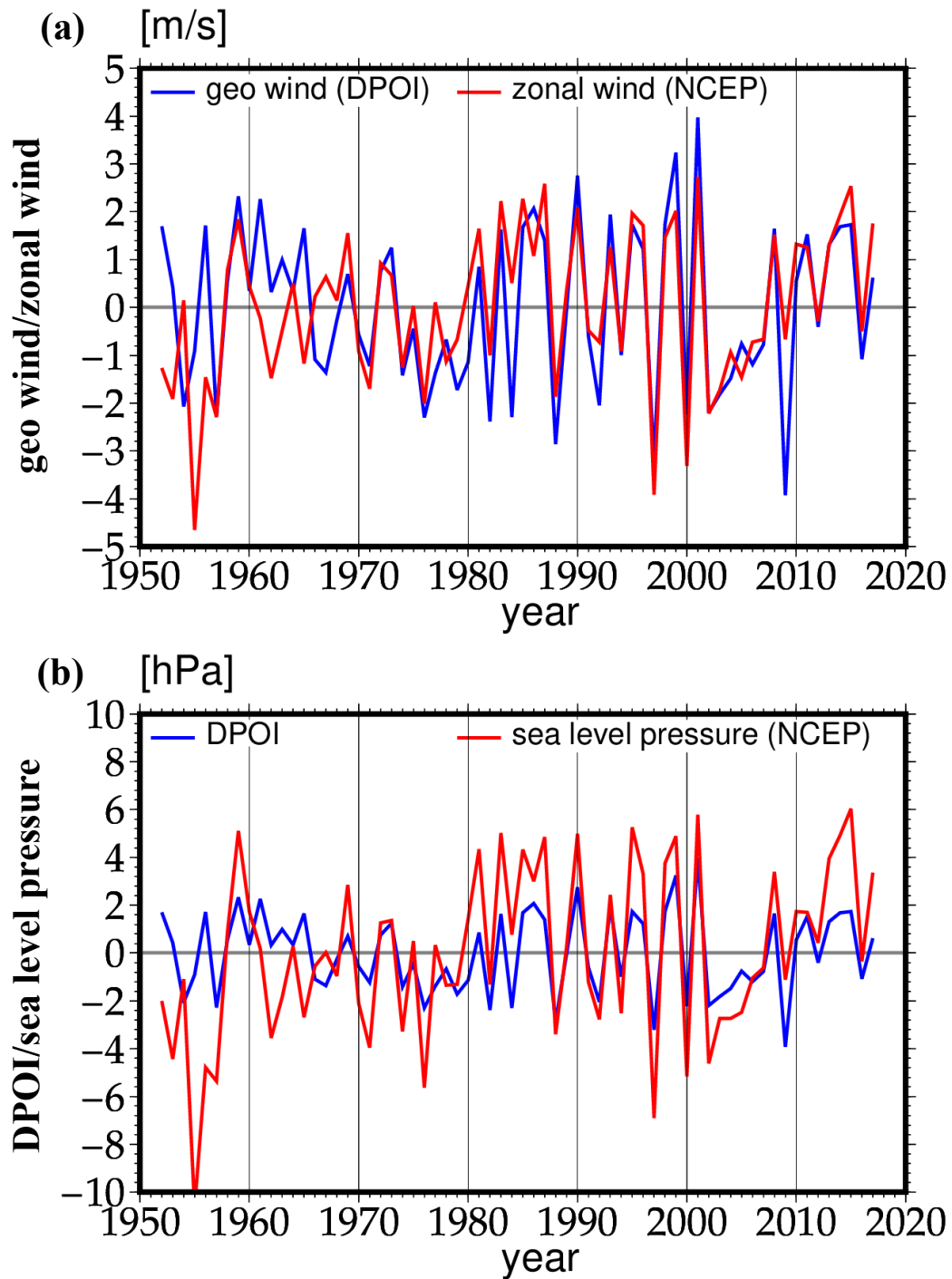


図 3.3. (a)1952 年－2017 年の南半球の春季(9 月－11 月の 3 ヶ月平均)において NCEP/NCAR-1 再解析プロダクトによるドレーク海峡を横切る海上風東西成分(赤線)と DPOI(青線)の時系列. (b)(a)と同じで, 海面気圧の時系列(青線: DPOI, 赤線: NCEP/NCAR-1 の海面気圧).

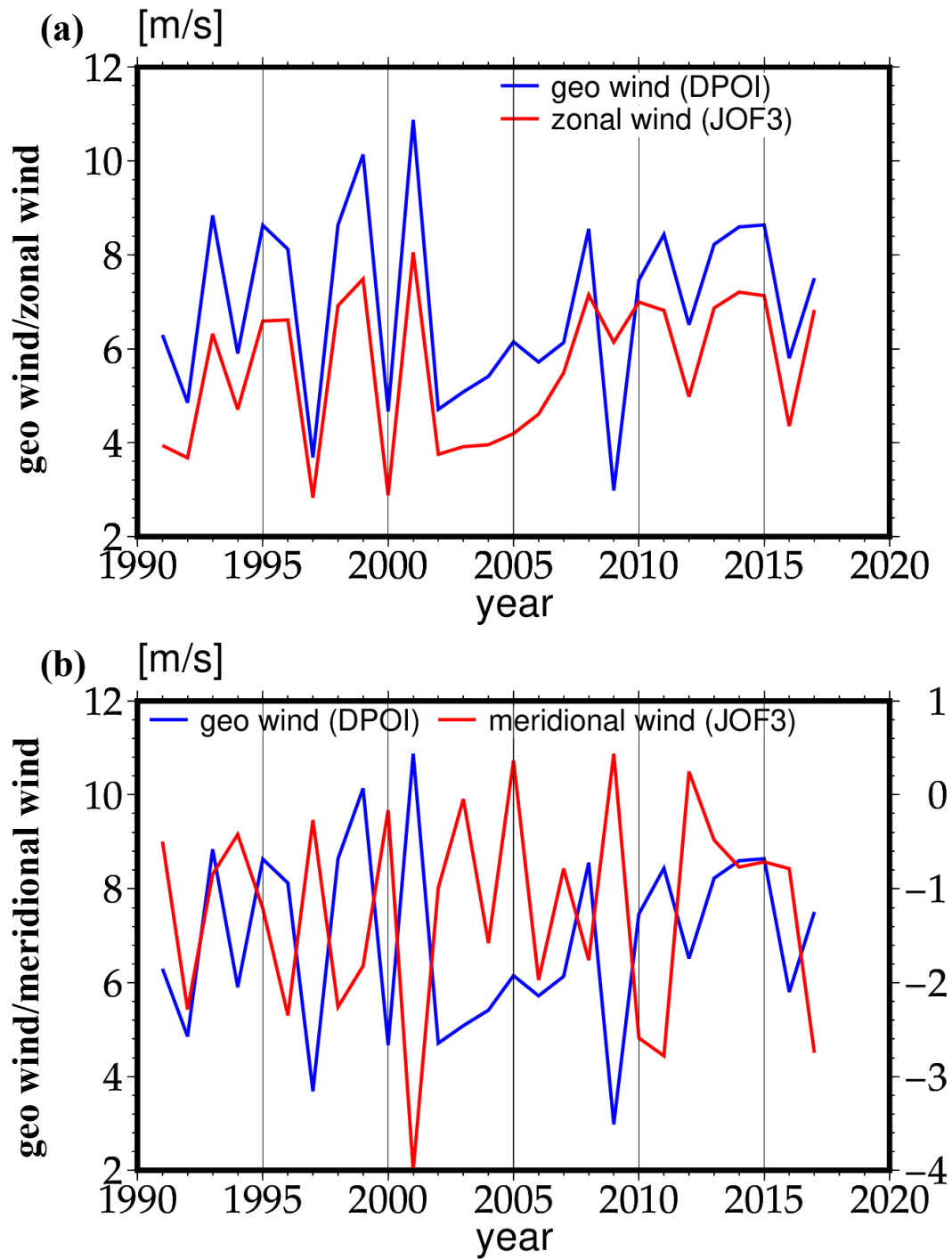


図 3.4. 南半球の春季(9月–11月の3ヶ月平均)の DPOI から算出した地衡風(青線), 海上風東西成分(a, c)と南北成分(b, d) (赤線)の年時系列(a, b : J-OFURO3, c, d : NCEP/NCAR-1).

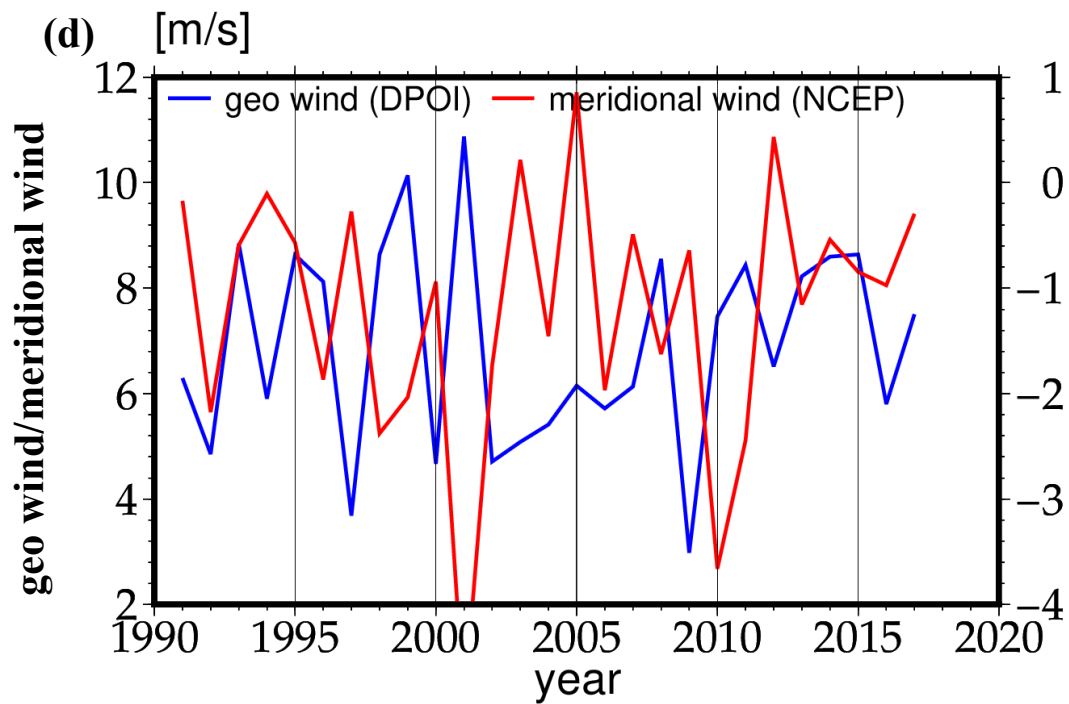
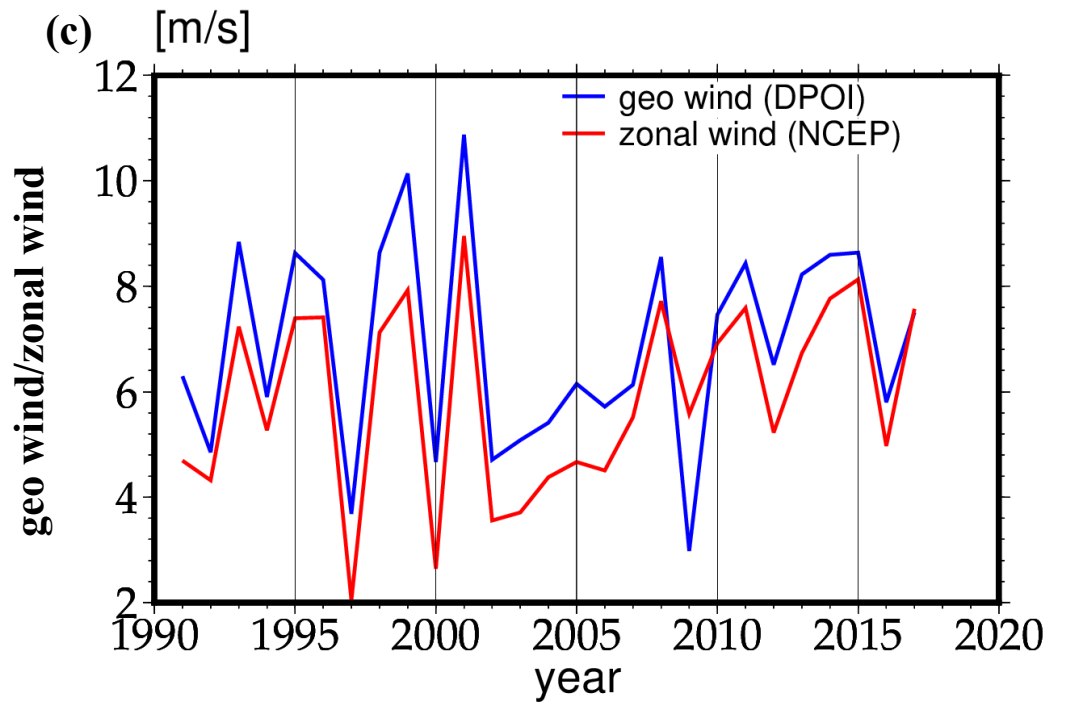


図 3.4. 続き

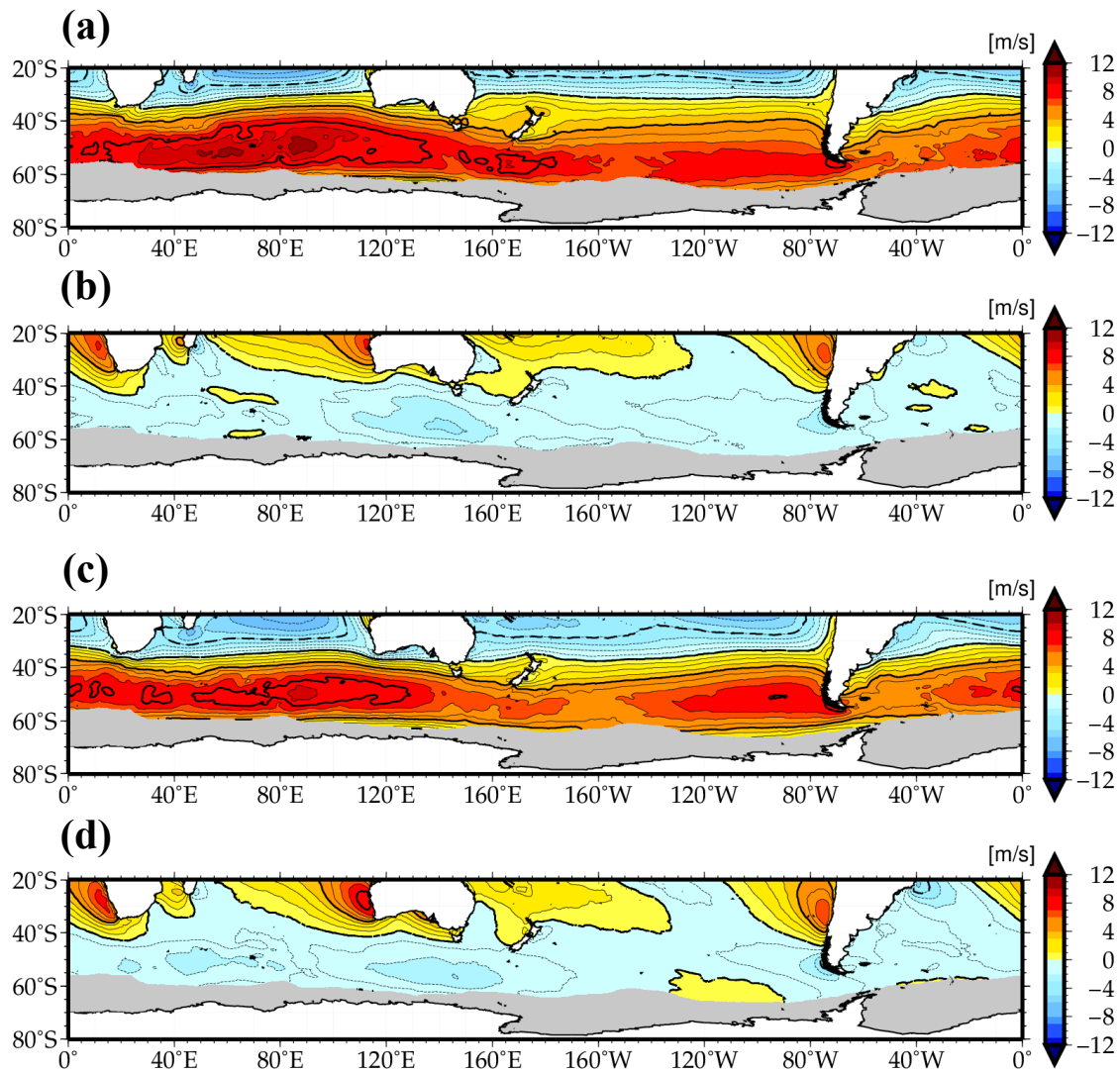


図 3.5. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の期間中に南大洋上で海上風((a)東西風と(b)南北風)および夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の期間中に南大洋上で海上風((c)東西風と(d)南北風) (等値間隔はそれぞれ, (a)-(d)に対して 1.0m/s である)の平均場(a-d : J-OFURO3).



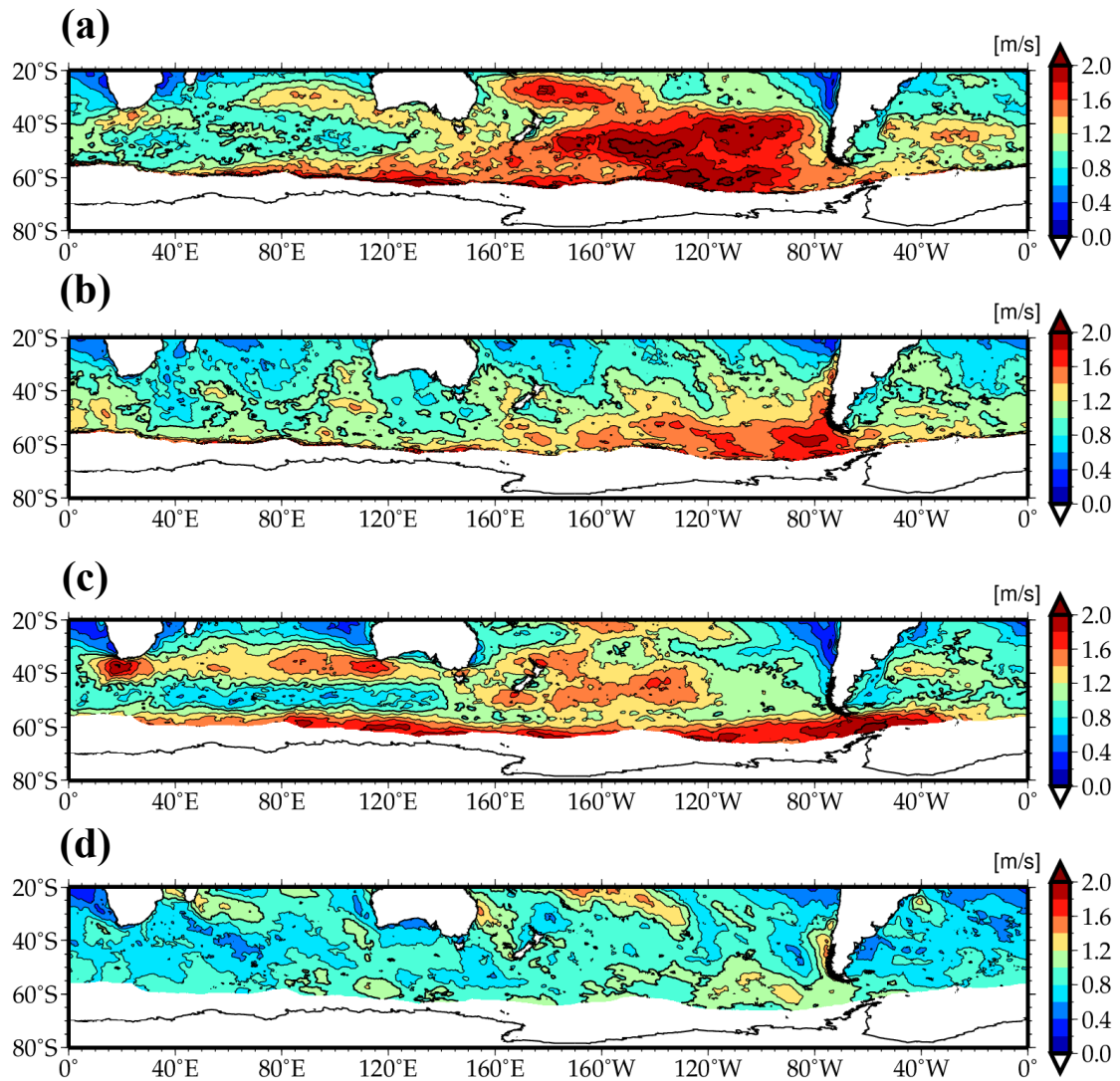


図 3.6. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の期間中に南大洋上で海上風((a)東西風と(b)南北風) および夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の期間中に南大洋上で海上風((c)東西風と(d)南北風) (等値間隔はそれぞれ, (a)-(d)に対して 0.2m/s である)の標準偏差分布図(a-d : J-OFURO3).

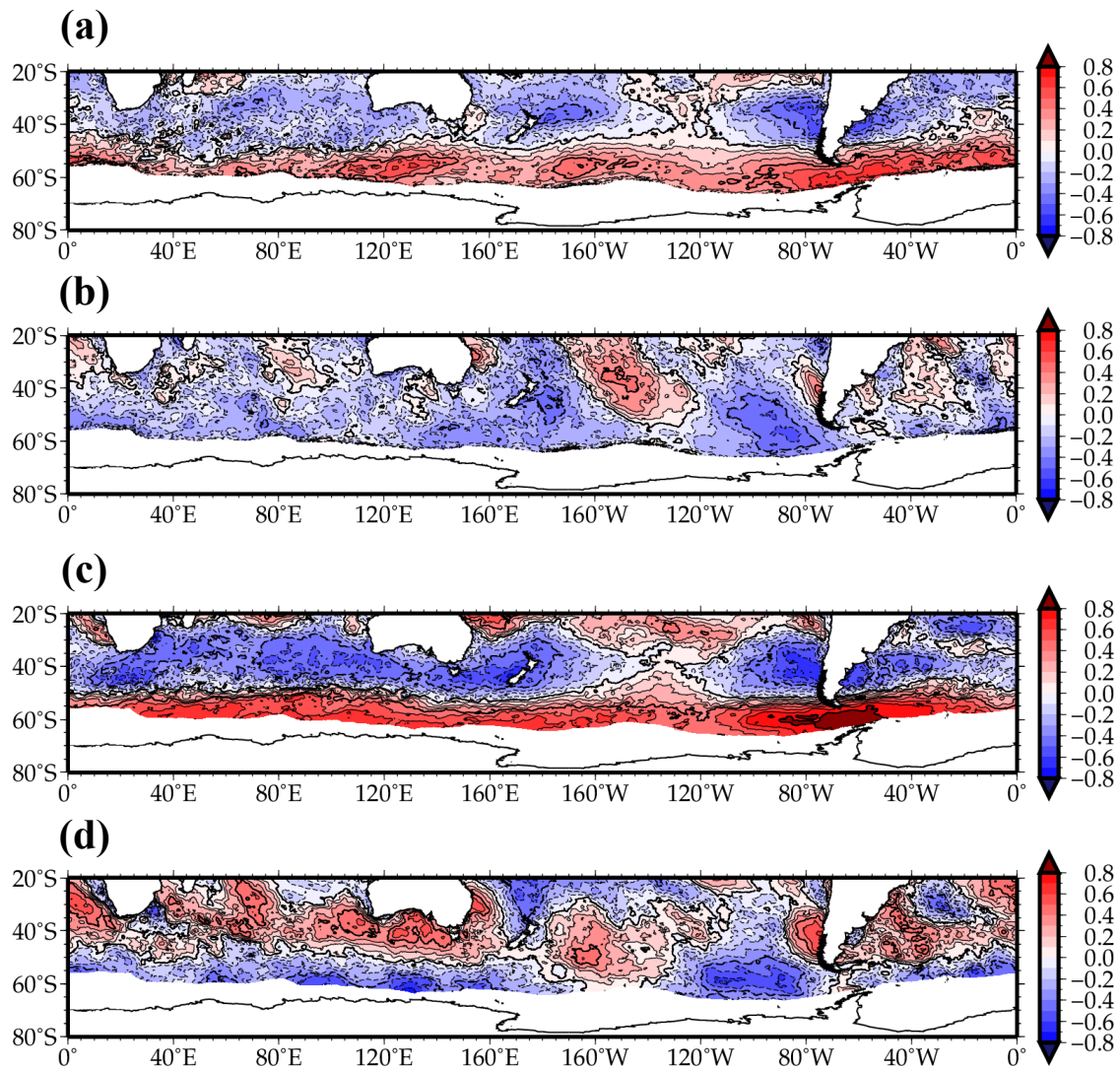


図 3.7. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の DPOI と海上風((a)東西風と(b)南北風)および夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の DPOI と海上風((c)東西風と(d)南北風)の相関分布図(a-d : J-OFURO3). 海上風とともに DPOI の相関係数は黒い等値線によって示されている. 等値間隔は 0.1 毎である. 正(負)の値は実線(点線)によって示されている.

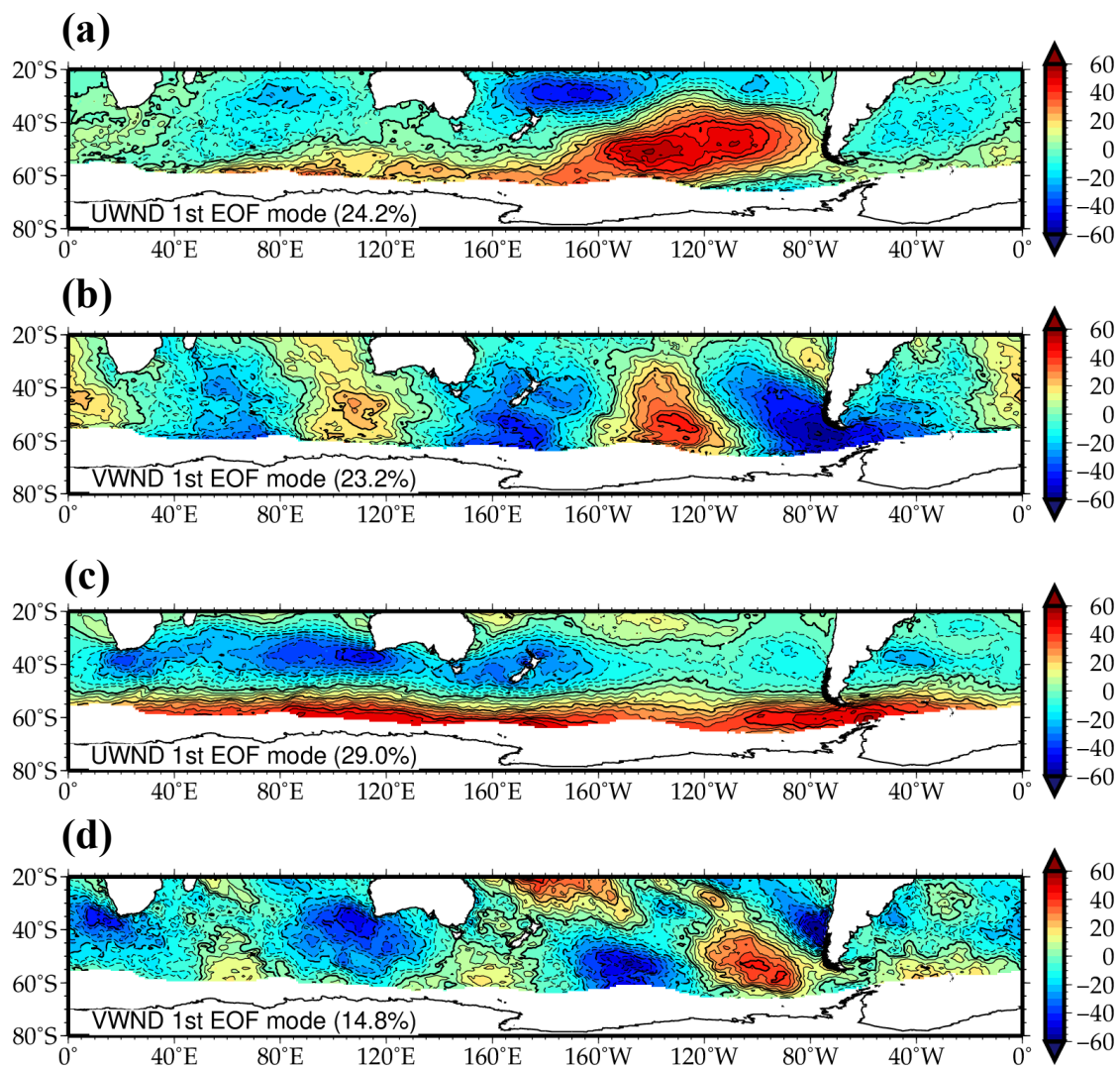


図 3.8. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の(a)海上風東西成分および(b)南北風成分および夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の(c)海上風東西成分および(d)南北風成分に対する EOF 第 1 モードの空間振幅(a-d : J-OFURO3). 等値間隔は 10 毎である. 正(負)の値は実線(点線)によって示されている.

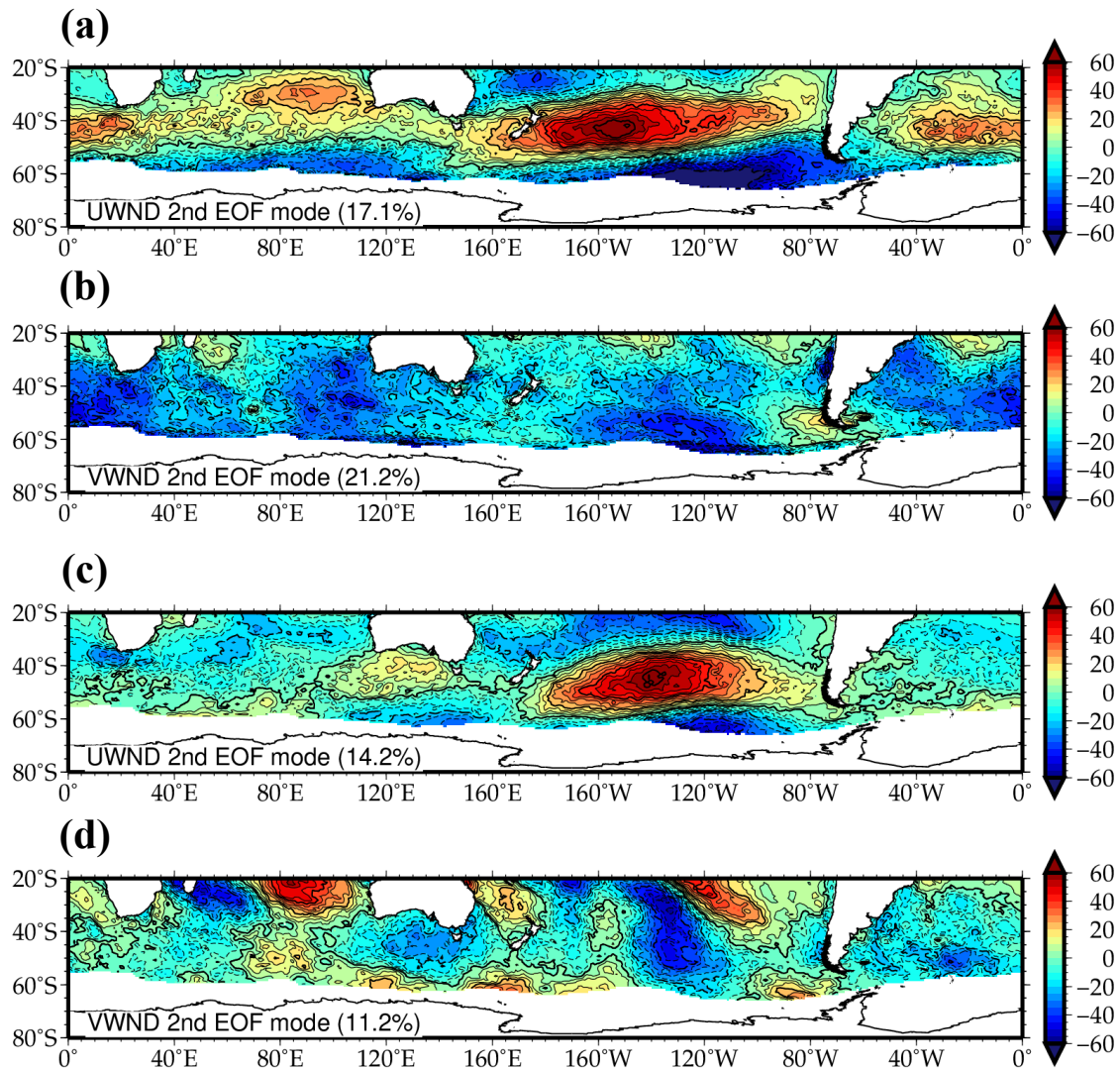


図 3.9. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の(a)海上風東西成分および(b)南北風成分および夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の(c)海上風東西成分および(d)南北風成分に対する EOF 第 2 モードの空間振幅(a-d : J-OFURO3). 等値間隔は 10 毎である. 正(負)の値は実線(点線)によって示されている.

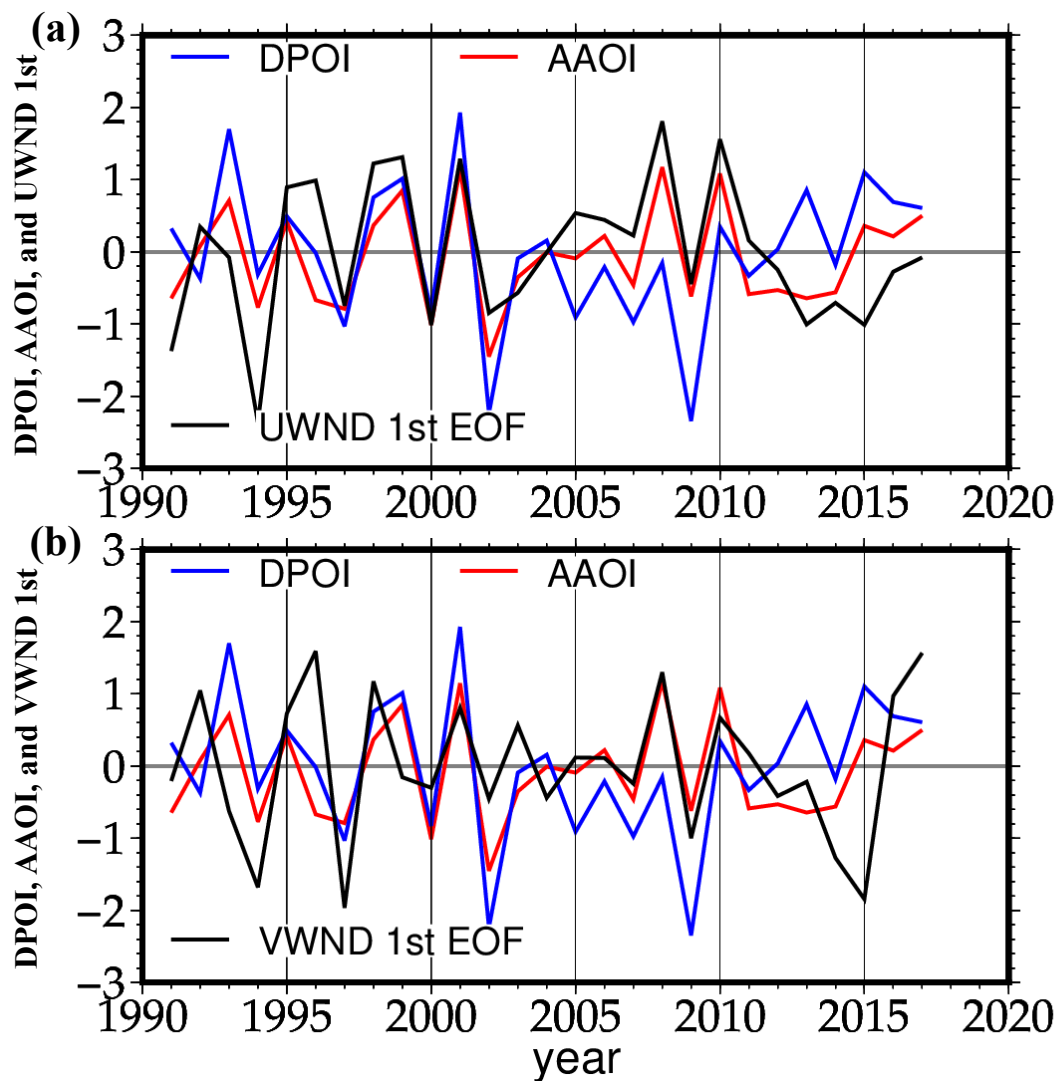


図 3.10. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の(a)海上風東西成分の EOF 第 1 モードと(b)海上風南北成分の EOF 第 1 モードおよび南半球の夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の(c)海上風東西成分の EOF 第 1 モードと(d)海上風南北成分の EOF 第 1 モードのスコアの時系列(黒線 : J-OFURO3). DPOI(青線)と AAOI(赤線)の時系列を重ねた. 全ての時系列は標準偏差によって正規化されている.

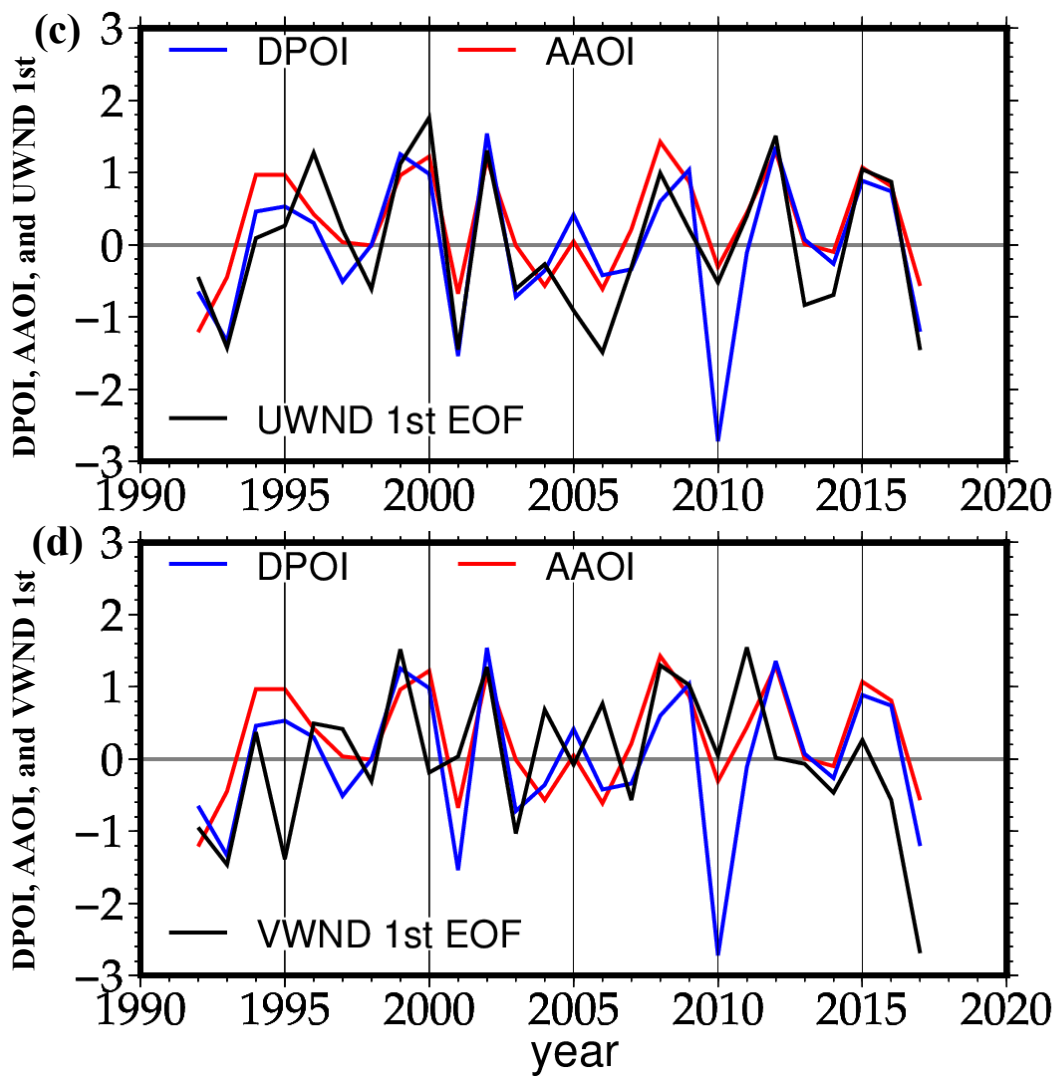


図 3.10. 続き.

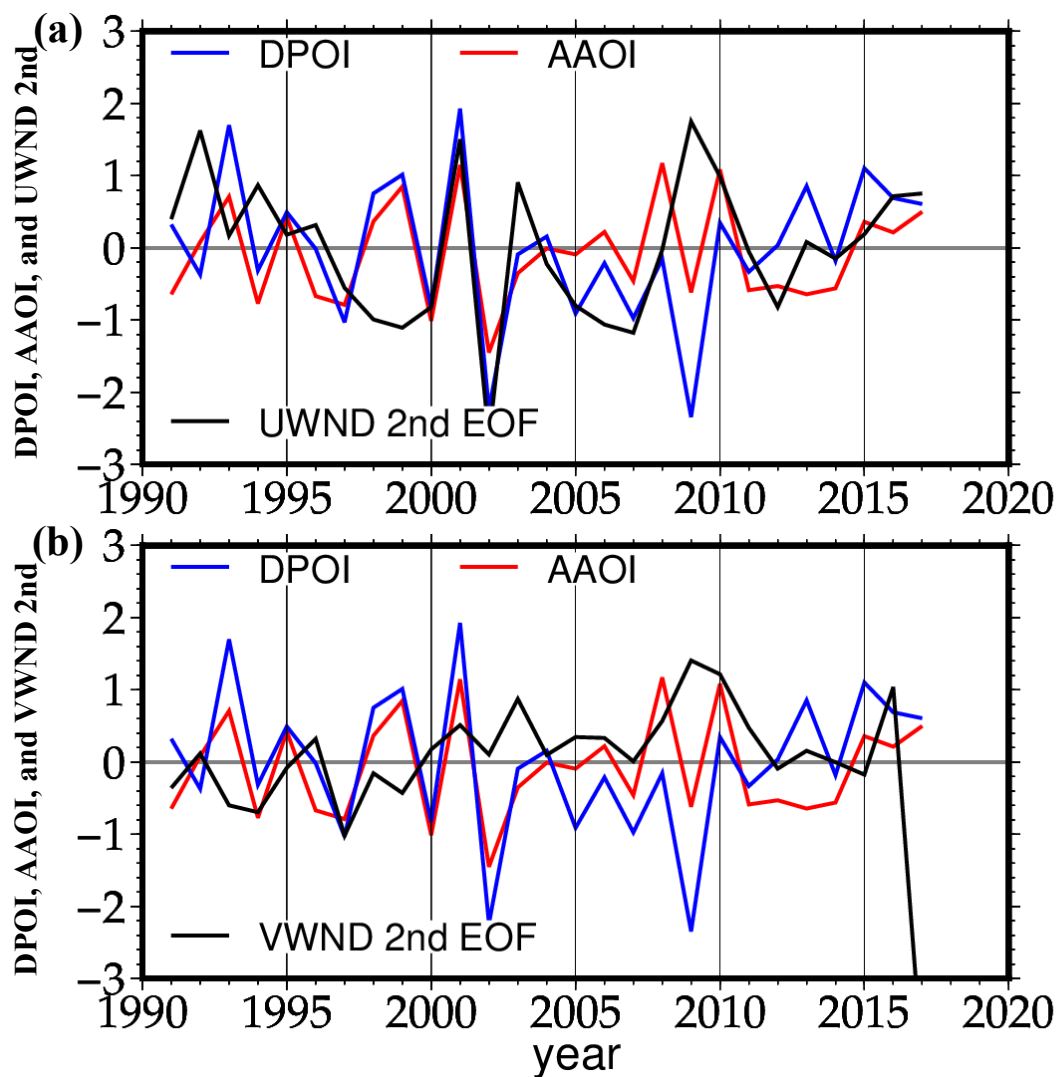


図 3.11. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の(a)海上風東西成分の EOF 第 2 モードと(b)海上風南北成分の EOF 第 2 モードおよび南半球の夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の(c)海上風東西成分の EOF 第 2 モードと(d)海上風南北成分の EOF 第 2 モードのスコアの時系列(黒線 : J-OFURO3). DPOI(青線)と AAOI(赤線)の時系列を重ねた. 全ての時系列は標準偏差によって正規化されている.

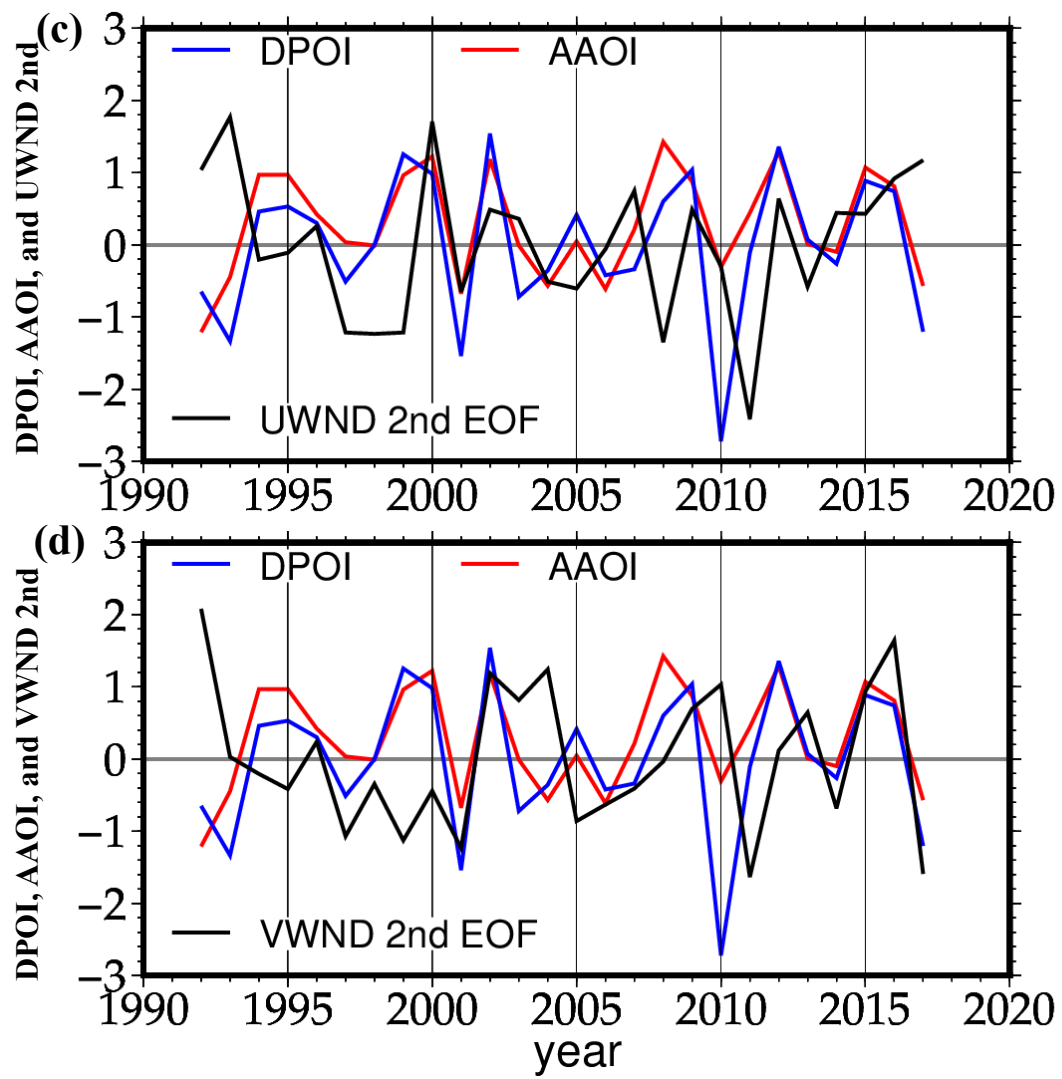


図 3.11. 続き.



表 3.1. DPOI と各要素(海上風東西, 南北成分と海面気圧)との相関係数.

<b>DPOI(spring)</b>	<b>1952-2017</b>	<b>1952-1980</b>	<b>1981-2017</b>
<b>NCEP/NCAR-1(zonal)</b>	<b>0.72</b>	<b>0.30</b>	<b>0.89</b>
<b>NCEP/NCAR-1(sea level pressure)</b>	<b>0.61</b>	<b>0.18</b>	<b>0.88</b>

<b>DPOI(summer)</b>	<b>1953-2017</b>	<b>1953-1980</b>	<b>1981-2017</b>
<b>NCEP/NCAR-1(zonal)</b>	<b>0.69</b>	<b>0.31</b>	<b>0.91</b>
<b>NCEP/NCAR-1(sea level pressure)</b>	<b>0.59</b>	<b>0.16</b>	<b>0.89</b>

<b>DPOI(spring)</b>	<b>1991-2017</b>
<b>J-OFURO3(zonal)</b>	<b>0.84</b>
<b>J-OFURO3(meridional)</b>	<b>-0.57</b>
<b>NCEP/NCAR-1(zonal)</b>	<b>0.89</b>
<b>NCEP/NCAR-1(meridional)</b>	<b>-0.42</b>

<b>DPOI(summer)</b>	<b>1991-2017</b>
<b>J-OFURO3(zonal)</b>	<b>0.92</b>
<b>J-OFURO3(meridional)</b>	<b>-0.63</b>
<b>NCEP/NCAR-1(zonal)</b>	<b>0.88</b>
<b>NCEP/NCAR-1(meridional)</b>	<b>-0.39</b>

## 第 4 章：ドレーク海峡付近の海洋上層変動と海上風への応答

### 4.1. ドレーク海峡付近における海洋上層変動と海上風との関係

第 2 章および第 3 章で述べたように、南大洋における海上風は南極大陸周囲で周極的に吹き、全海洋上で最も高風速が卓越する海域である。偏西風が通過するドレーク海峡の南方に位置するサウスシェトランド諸島およびエレファント諸島付近では、南極周極流が東向きに流れ、南極前線の境界と重要なオキアミ漁獲域である。気候学的観測海洋データセットである WOA18(World Ocean Atlas 2018)を用いて、サウスシェトランド諸島付近(60.00°W–50.00°W, 62.00°S–59.00°S)を平均した水温の鉛直プロファイルに注目すると、深度 0–80 m において南極表層水の水温の季節変化が顕著である。冬季および春季は深度 100 m まで混合層が発達しそれよりも下層で冬季形成水が存在する一方、夏季に表層付近の水温が 1.5°C と最大、深度 0–40 m まで夏季形成水が唯一形成され、深度 40–80 m に季節性水温躍層が存在する特徴的な海洋構造をもつ海域である(図 4.1)。

Amos (2001)は U.S. Antarctic Marine Living Resources Living Resources(以下、AMLR と略す)計画の一部として南半球の夏季に実施した CTD 観測データを用いて、サウスシェトランド諸島付近の海洋構造を調査した。その結果、表層(深度 10 m)水温の年々変化が大きく、その影響は深度 100 m の亜表層まで及ぶことを明らかにした。さらに、Amos (2001)は Naganobu et al. (1999)が考案したドレーク海峡を横切る南米大陸と南極半島の間での偏西風の強弱を表す指数(DPOI)を用いて同海域の海洋構造との関係を調査した。その結果、ドレーク海峡付近の海上風がサウスシェトランド諸島付近の海洋上層構造に影響を与えることを示唆した。

次に、Naganobu et al. (2008)は Amos(2001)の CTD 観測データを用いて南極表層水(夏季形成水+冬季形成水)と深層暖水の 3 つの水塊による海況変動の指標としてサウスシェトランド諸島付近の海面から深度 200 m までの水温の平均値(MTEM-200)を導入した。MTEM-200 は以下の理由で使用した：

- ・ 水温は生物への影響を与える環境因子の基本である。
- ・ 南極海における採集生物の主な分布深度は、海面から深度 200 m までに絞り

込まれていることから、海洋環境構造と生物分布との関係をつなぐことが期待される。

Naganobu et al. (2008)は海面から深度 200 m までの平均水温 MTEM-200 と DPOI を比較した結果、春季(CTD 観測前年の 10 月–12 月までの 3 ヶ月平均値)に有意な相関があることを示した。この結果から、春季の平均的な偏西風は、夏季のサウスシェトランド諸島付近の表層海況に影響を及ぼし、その変動を左右することが示唆された。しかしながら、同海域付近において海上風による海洋応答は明らかにされておらず、未解決のままである。

本研究では、ドレーク海峡付近で得られた現場観測データを用いて海洋上層構造の年々変化に注目する。特に、南半球の夏季において同海域の水温躍層の変動と人工衛星から得られた海上風を用いて海上風応力から算出したエクマンポンピングに対する海洋の力学的な応答を明らかにすることを目的とする。これらを明らかにすることによって本研究の起点となった Naganobu et al.(1999)のドレーク海峡付近におけるナンキョクオキアミの変動要因を、物理的な視点からの解明に貢献するものであり、南大洋の大気–海洋変動の理解に役立つことが期待される。

## 4.2. 使用データ

### 4.2.1. Conductivity Temperature Depth(CTD)データ

本研究ではサウスシェトランド諸島付近を対象とすることから、米国が実施している AMLR の一環で行われた CTD 観測で得られた現場水温、塩分、密度を使用した(データ提供 : Dr. Christian S. Reiss, Antarctic Ecosystem Research Division, National Oceanic and Atmospheric Administration Fisheries, Southwest Fisheries Science Center)。本データの観測期間は 1990 年から 2010 年における、1 月から 2 月 (leg1) と 2 月から 3 月 (leg2) の夏季の 2 回である。1990 年代前半はエレファント諸島周辺が主体であったが、1997 年以降はサウスシェトランド諸島周辺も含めた海域へと調査は拡大した(図 4.2)。また、いくつかの観測点は 1 回のみ年があり、1997 年と 2006 年–2008 年の 4 回では leg1 のみ、2000 年は leg2 のみである。これは、海況や天候、社会情勢によるもので、その 5 ヶ年以外の年でも観測点の位置や個数が異なっている。各観測点は、海

面(0 m)から深度 750 m あるいはそれよりも海底が浅いところでは海底上 5 m の深度まで 1 m 毎の観測が行われた。

本研究では、以下のように CTD データを処理した：

- ・ 異常値などが含まれている 0–9 m のデータを除外して 10 m 以深のデータにした。
- ・ Error 値(-999.0)などを示す深度のデータを除外した。さらに、error 値が数 100 m に渡って続くか頻出している場合はその測点から除外した。

上記の処理をした後、本研究では leg1(2000 年のみ leg2)のデータを主な解析に使用した。また、位置・個数に問題が少なかった測点を選び、鉛直断面図の作成に使用した。本研究で用いた海上風データセットは J-OFURO3 で、空間解像度は 0.25 度格子、期間は 1991 年–2010 年までの 20 年間である。

#### 4.3. 海洋上層構造の年々変化

初めに、1991 年–2010 年までの南半球の春季(10 月–12 月までの 3 ヶ月平均値)におけるドレーク海峡付近の海上風東西成分の平均場に注目した(等値線は 0.5 m 毎)。暖色は西風を示す。図 4.3 から見られるように、ドレーク海峡付近は東西風が卓越しており、等値線がドレーク海峡を東西に通過している。さらに、青い領域で囲まれている CTD 観測域は東西風が卓越している。このことから、CTD 観測域から南北に連続的に測点が存在する 4 測線(西から 57.50°W, 60.00°S–61.75°S ; 56.50°W, 60.00°S–61.75°S ; 55.00°W, 60.00°S–61.75°S ; 54.00°W, 60.00°S–61.75°S)を平均した海洋構造に注目する。

図 4.4 は 4 測線を平均した 1991 年–2010 年までの水温、塩分、密度の鉛直断面図(平均)である。水温の断面図を見ると(図 4.4a)、深度 50 m 以浅に夏季形成水が広がっており、61.00°S 以北では下層の冬季形成水との間に顕著な季節性水温躍層が存在し、この水温躍層は深度 50–80 m 付近までみられる。冬季形成水をみると、深度 100 m 付近を中心に広がっており、深度 150 m 以深には深層暖水が存在している。しかし、61.00°S 以南では深度 50 m 以浅に 1.5 °C 程度の水温、深度 50 m 以深に冬季形成水が広がっているが、水温躍層は見られず、61.00°S 以北で見られた特徴的な水塊構造とは異なる。塩分の鉛直断面図を見る

と(図 4.4b), 61.00°S 以北では深度 0–50 m 付近に低塩分が広がっており, 深くなるにつれて塩分が高くなるとともに, 等塩分線が密になっている. 一方 61.00°S 以南を境に 61.00°S 以北で見られた塩分構造とは異なる. 密度の鉛直断面図を見ると(図 4.4c), 水温の鉛直断面図より 61.00°S 以北の水温躍層が存在する深度 50–80 m 付近で顕著な密度躍層が存在するが, 61.00°S 以南では密度躍層が存在しない.

標準偏差の鉛直断面図に注目すると, 水温は夏季形成水および冬季形成水の境となる季節性水温躍層に相当する深度 60 m 付近に 1.1 °C の最大値を示し, 密度は深度 60 m 付近に 0.12 kg/m<sup>3</sup> の最大値を示す. 61.00°S 以北における水温および密度躍層に相当する深度 50–80 m 付近で偏差が大きい(図 4.5a, 図 4.5c). このことから上層の夏季形成水および下層の冬季形成水の境で水温および密度の年々変化が大きいことを意味する. 塩分の鉛直断面図を見ると, 61.00°S 付近に上層から深度 100 m 付近までで偏差が大きい(図 4.5b). 水温, 塩分, そして密度において 61.00°S 付近を境に異なる水塊が存在する. 61.00°S 以南は沿岸に近いことから, 南極大陸沿岸での特徴的な風(すなわち, カタバ風)が大陸から海洋沖合に向かって強く吹き, 沿岸の海水などが沖へと流される海洋現象の影響を受けた水であると考えられる. さらに, 海上風データも欠測になっていることから, 海上風と海洋構造との関係についての追加解析が困難である. 以上より, 本研究では 61.00°S 以北の海洋構造に注目する.

次に, 気象変動の海洋への影響を調べるため, DPOI を用いていくつかの解析を行った. まず, DPOI の月平均値は季節変動が顕著であることから, CTD 観測時期の前年の DPOI と CTD 観測の鉛直プロファイルと比較した. 第 3 章で述べたように, DPOI の変動が春季(10 月に最大)に卓越するため, 前年の DPOI を使用する. 図 4.6 は DPOI の春季の平均値(10 月–12 月)を算出した 1991 年から 2010 年までの時系列である. DPOI が高い(低い)年のコンポジットの水温, 塩分, そして密度の鉛直プロファイルと比較する. その際, この期間で DPOI が高い(低い)年の 5 年分をコンポジットした海洋構造に注目する. 図 4.7 は DPOI が高い(低い)年のコンポジット(高い年: 1991 年, 1999 年, 2000 年, 2002 年, 2009 年; 低い年: 1993 年, 1998 年, 2001 年, 2003 年, 2010 年)の水温, 塩分, 密度の鉛直プロファイルである. 水温の鉛直プロファイルを見ると(図 4.7a), DPOI が高い(低い)年では, 表層水温に約 0.2 °C の差が見られる. 即ち, 季節性

水温躍層の深さが異なることによって、DPOI が高くなる年には水温極小の深度が 90 m 前後になる一方、低くなる年には 70 m 前後になる。塩分の鉛直プロファイルは表層においておよそ 0.1 psu の差が見られ(図 4.7b)、深くなるにつれて差が小さくなる。密度の鉛直プロファイルを見ると(図 4.7c)、水温の鉛直プロファイルと同様に、DPOI が高い年と低い年では季節性密度躍層の深さが異なる。このことから、DPOI によって特徴付けられる海上風変動が CTD 観測域における季節性密度躍層に相当する深度に関係することが推測される。

#### 4.4. 海上風と季節性密度躍層の深度変化との関係

第 4.3 節の結果より、ドレーク海峡付近における海上風変動が CTD 観測域の季節性密度躍層の深度に影響を与えることが示唆された。図 4.8 はドレーク海峡付近および CTD 観測域における DPOI が高い(低い)年のコンポジットの海上風東西成分である。DPOI が高い年はドレーク海峡付近で西風が強まり北西方向に吹く一方、低い年は西風が弱まり南西方向に吹く。図 4.9 は南半球の春季におけるドレーク海峡付近の海上風応力回転のコンポジット場である。暖色は高気圧性の回転場(反時計回り)、寒色は低気圧性の回転場(時計回り)を示す。海峡付近の回転場は、55°S の南アメリカ大陸先端付近で高気圧性の回転場、60°S を中心にドレーク海峡で低気圧性の回転場、南極半島先端付近で高気圧性の回転場という構造をもつ(図 4.9a, b)。CTD 観測域に注目すると、DPOI が平均的に高い年は局所的に高気圧性(低気圧性)の回転場が支配する一方 DPOI が平均的に低い年のコンポジットは 55.50°W, 60°S–61°S において低気圧性の回転場が支配すると同時に、その周辺域では低気圧性の回転場が広がり東西方向に空間特性が異なる。このことから CTD 観測域では、局所的な海上風回転場の特性がもたらされる。そこで本研究では Ekman(1905)によって提唱されたエクマン層理論に基づく考察を試みる。即ち、海上風応力によって駆動され、コリオリ力と粘性力が釣り合った状態となるこの理論では、エクマン層内の体積輸送量の空間的な相違によって、エクマン層内での収束や発散がもたらされる。その結果、鉛直流速が発生し、エクマン層よりも下層の内部領域にエクマン層から海水が押し込まれたり(エクマンパンピング)、吸い上げられたり(エクマンサクション)する。前節で、DPOI によって特徴付けられる海上風変動が CTD 観測域における季節性密度躍層に相当する深度に関係すること、CTD 観測域において局所的な

風のシア存在することから、本節ではエクマン層理論の視点でこれらの変動要因の解釈を試みる。ドレーク海峡付近における海上風に対する海洋上層への応答を明らかにするために、海上風応力回転場から算出したエクマンポンピングに注目する(エクマンポンピングの詳細は Gill(1982)で示される)。

図 4.10 は、南半球の春季におけるドレーク海峡付近のエクマンポンピング速度のコンポジット場である。暖色は上向きの鉛直流速、寒色は下向きの鉛直流速を示す。回転場の図と比較すると(図 4.9a, b), 正(負)の回転場に相当する海域は下(上)向きの鉛直流速の海域である(図 4.10a, b)。すなわち、DPOI が高い(低い)年のコンポジットの時、エクマン層より下層の内部領域にエクマン層から海水が押し込まれる(吸い上げられる)ことが推測される。

さらに、DPOI とエクマンポンピング速度との関係に注目するために、南大洋上の各格子点におけるエクマンポンピング速度の時系列と DPOI との相関を算出した。図 4.11 は 1991 年–2010 年の南半球春季におけるエクマンポンピング速度と DPOI との相関分布を示す。相関はドレーク海峡付近の西側で比較的大きな正の海域、東側で大きな負の海域を示している。CTD 観測域に注目すると、CTD 測点は正の海域、その周辺は負の海域である。正の海域で領域平均したエクマンポンピング速度(Area A, Area B)と DPOI との相関は、それぞれ 0.23 および 0.18 で有意な相関が見られない(図 4.12)。

海上風応力から算出したエクマンポンピング速度の変化と季節性密度躍層に相当する深度変化を比較した。比較する際、両者は 1991 年–2010 年までの平均値から各年の偏差を算出し、その偏差の年々変化を調査した。また、海上風に対する海洋上層応答を調べるため、前年のエクマンポンピング速度の偏差と季節性密度躍層の深度偏差を比較した(例えば、1992 年を見る場合、1991 年 10 月–1992 年 1 月までのエクマンポンピング速度の時間積算値からの偏差と 1992 年から 1991 年までの季節性密度躍層の深度偏差)。図 4.13 は 4 測線を平均したエクマンポンピング速度の時間積算値からの偏差と季節性密度躍層の深度偏差の時系列を示す。エクマンポンピング速度の時間積算は、上から順に 10 月–1 月、11 月–1 月、12 月–1 月の平均値である。青線は季節性密度躍層の深度偏差を示す。エクマンポンピング速度と季節性密度躍層深度との関係を見ると、1992 年–1996 年、1998 年–2002 年、2009 年–2010 年は 3 つのエクマンポンピング速度偏差と密度躍層の深度偏差が対応している。例えば、1999 年の値を

見ると、1998年のエクマンパンピングが強まると、季節性密度躍層が約10 m 深くなる。一方1994年の値は、1993年のエクマンパンピング速度が弱まると、季節性密度躍層が約10 m 浅くなる。つまり、平年と比べてエクマンパンピング速度が強まる(弱まる)と密度躍層の深度が深くなる(浅くなる)。エクマンパンピング速度と季節性密度躍層深度との相関関係は、10月-1月で0.36、11月-1月で0.28、12月-1月で0.81を示し、12月-1月のエクマンパンピング速度が季節性密度躍層の深度偏差と有意な相関を示した(相関係数は11月-1月の相関関係を除いて95%の信頼区間で有意)。このことから、CTD観測域においてエクマンパンピング速度の変動は1ヶ月程度の位相差によって季節性密度躍層に影響することが示唆される。

#### 4.5. 議論

本研究では、ドレーク海峡付近で得られたCTD観測データを用いて海洋上層構造の年々変化に注目し、海上風に対する海洋の力学的な応答を明らかにすることを目指した。初めに、サウスシェトランド諸島付近における海洋上層構造は、750 m 以浅の水温の鉛直断面図から、南極表層水(夏季形成水+冬季形成水)と深層暖水の重層構造の存在が確認できた。61.00°S を境にその以北と以南で異なる水塊特性が示された。この理由として、第1.1節で述べたように61.00°S 以北は南極周極流南端、61.00°S 以南は南極沿岸流域に相当するため、61.00°S を境に海洋構造が異なることが考えられる。61.00°S 以北の海水の鉛直プロファイルは密度に対して水温が支配的であることが示された。また、季節性水温躍層すなわち季節性密度躍層に相当する深度(60 m 付近)で最も変化が大きいことが確認された。このことは上層の夏季形成水および下層の冬季形成水の境で水温および密度の年々変化が大きいことを意味する。

気象変動の海洋への影響を調べるため、DPOIと比較した結果、春季(CTD観測前年の10月-12月)のDPOIと有意な関係が示された。すなわち、DPOIが高い年と低い年に対するコンポジットは季節性密度躍層の深さが鉛直方向に異なる。この結果からDPOIによって特徴付けられる海上風変動がCTD観測域における季節性密度躍層に相当する深度に関係することが示唆される。

海上風に対する海洋上層応答を明らかにするために、人工衛星から得られた海上風を用いて海上風応力から算出した回転場およびエクマンパンピングと比



較した。CTD 観測域は、 $55.50^{\circ}\text{W}$  を境に東側で正の回転場(反時計回り)および下向きの鉛直流速、西側で負の回転場(時計回り)および上向きの鉛直流速が局所的に起こりやすいことが確認された。このことから、同海域はエクマン層より下層の内部領域にエクマン層から海水が押し込まれる(吸い上げられる)こととして解釈される。さらに、DPOI とエクマンパンピング速度との関係に注目すると、エクマンパンピングは、CTD 観測域で局所的に DPOI と正の相関をもつものの有意な相関が見られない。海上風東西成分に対する EOF 第 2 モードの空間分布を見ると(図 3.9)、サウスシエラランド諸島を含むドレーク海峡付近で高振幅であることから、高次モードの変動が同海域に影響を与えることが示唆される。言い換えれば、DPOI に関係する海上風変動とは異なる局所的な変動が CTD 観測域に影響することが示唆される。

エクマンパンピングの変化と季節性密度躍層の深度変化とを比較した結果、10月-1月で 0.36, 11月-1月で 0.28, 12月-1月で 0.81 の相関を示し、12月-1月のエクマンパンピング速度偏差が季節性密度躍層の深度偏差と有意な相関を示した。12月-1月のエクマンパンピングとの相関が最も高い理由として、季節性密度躍層の形成される時期に関係することが推測される。そこで、WOA18 データを用いて CTD 観測域と同じ範囲( $57.50^{\circ}\text{W}-53.00^{\circ}\text{W}$ ,  $61.00^{\circ}\text{S}-60.00^{\circ}\text{S}$ )で平均した水温の鉛直プロファイルに注目すると(図 4.14)、10月-11月の水温(密度)は深度 0-100 m で混合層が発達し、季節性密度躍層は形成されていない。一方 12月から深度 30-70 m 付近で季節性密度躍層が形成し始めて 1月に発達する。したがって、春季の終わりから夏季の初めにかけてエクマンパンピング速度が強まる(弱まる)と密度躍層の深度が深くなる(浅くなる)ことが示唆されることから、以下の過程が考えられる：

CTD 観測域における海上風が平均的に強い(弱い)年には、海上風応力の渦度が正(負)偏差になり、エクマンパンピングによる下(上)向き鉛直偏差が生じ、エクマン層下層の内部領域にエクマン層から海水が押し込まれる(吸い上げられる)(図 4.15)。その際、1ヶ月程度の時間差(すなわち、密度躍層の形成時期)で下(上)向き流速偏差に伴う亜表層海水の鉛直変動によって、季節性密度躍層が深く(浅く)なる。

以上より、ドレーク海峡付近の海上風変動は CTD 観測域の季節性密度躍層変動の一要因であると考えられる。このことからドレーク海峡域における海洋変動の力学機構を解明する上で、海上風による駆動が大変重要といえるが、本研究の結果は Naganobu et al. (1999)の推論とは異なることに言及する必要がある。図 4.16 は両者の推論を示しており、Naganobu et al. (1999)は、海上風の強い時期には北向きのエクマン輸送によって表層水が北方へ輸送され、深層から暖かい栄養塩に富んだ深層暖水が湧昇するため、オキアミが増加すると推論した。一方、本研究は海上風の強い時期にエクマンポンピングによる下向き鉛直流速がエクマン層から下層の内部領域に海水を押し込むことにより、夏季形成水が沈降するため、オキアミは減少すると推論される(図 1.4, 図 4.13)。Naganobu et al. (1999)の DPOI とオキアミの関係が維持されると仮定するならば、回転場によるエクマンサクシオンに伴う表層収束過程が表層粒子の凝集、すなわちオキアミの凝集の可能性があることが示唆される。こうした互いに相容れない推論の解明には、栄養塩およびクロロフィル a などの生物化学的要素を含めた解析を通して成される必要があると考えられる今後の課題と言える。

一方、本研究で得られた結果に対して以下の様な課題も残された。本研究で用いた CTD 観測データは年 1 回の観測(南半球の夏季のみ)に限定される。季節性躍層の形成・発達過程を明らかにするためには、少なくとも南半球春季から夏季の終わりまでの連続的な観測データが必要であるが、南大洋の厳しい環境を考えると現場観測が困難である。数値モデル等を用いて、南極表層水(夏季形成水+冬季形成水)の季節性躍層の形成・発達過程を調べることも必要である。それに伴う、夏季形成水、冬季形成水、深層暖水など個々の水塊特性を明らかにする必要がある。また、本研究では海上風変動と季節性躍層の深度変化に注目したが、海面を通しての熱的变化および移流・摩擦など他の要因を含めた検討も必要である。

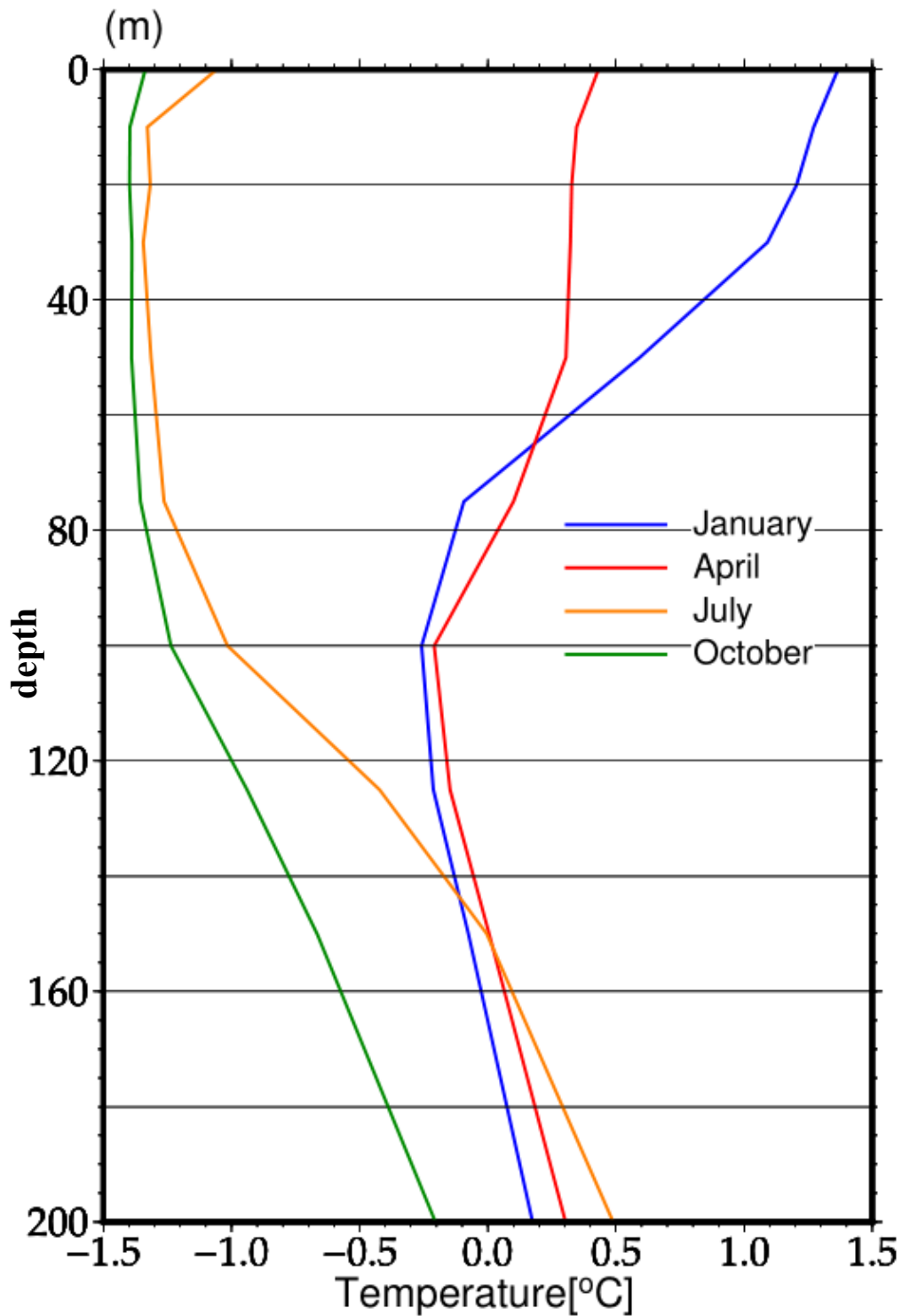


図 4.1. サウスシェトランド諸島付近(60.00°W–50.00°W, 62.00°S–59.00°S)を領域平均した季節毎の水溫プロファイル(青線：1月, 赤線：4月, 橙線：7月, 緑線：10月). 水溫データは WOA18 の気候値を使用.

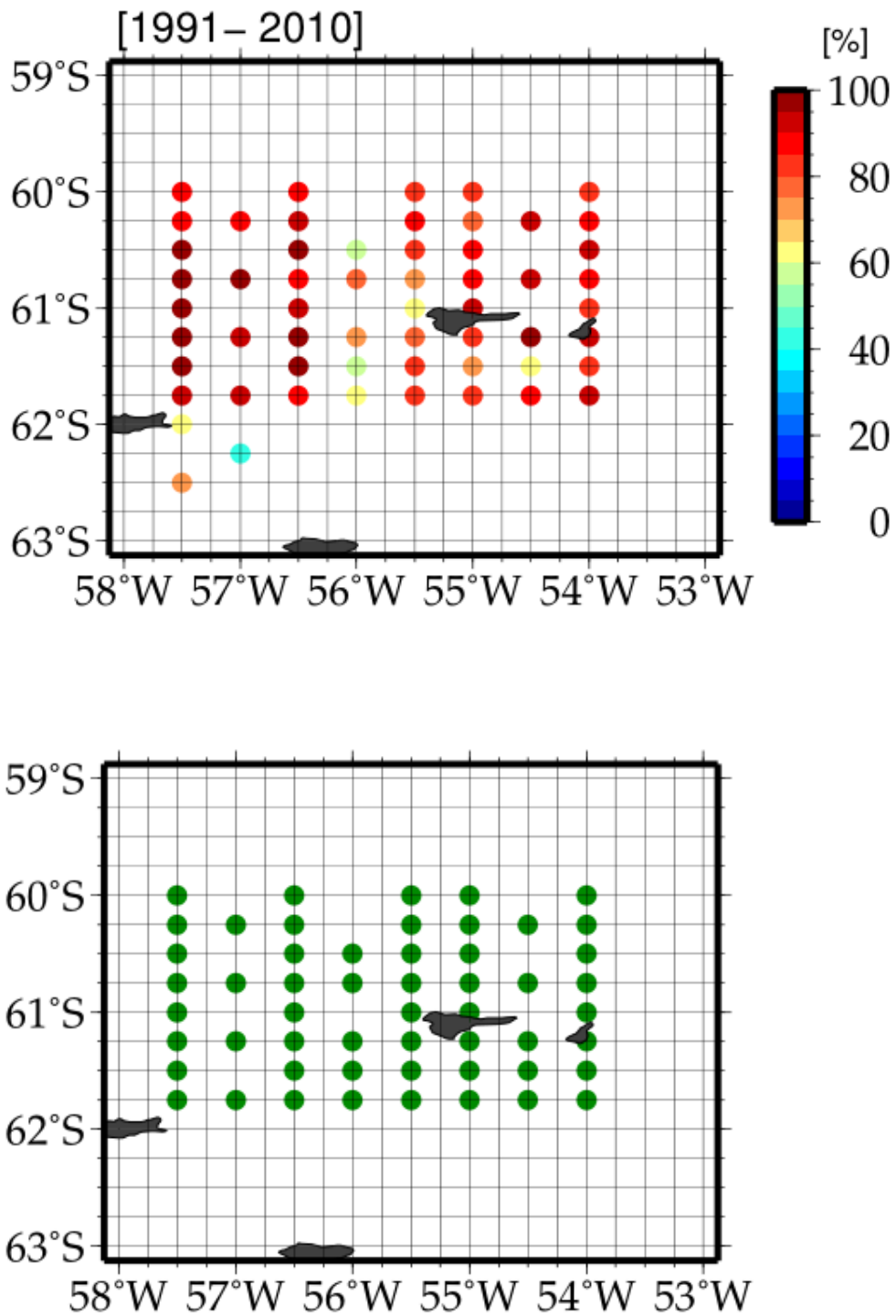


図 4.2. Antarctic Marine Living Resources Living Resources (AMLR)観測点の頻度分布および測点図，●印が CTD 観測点.

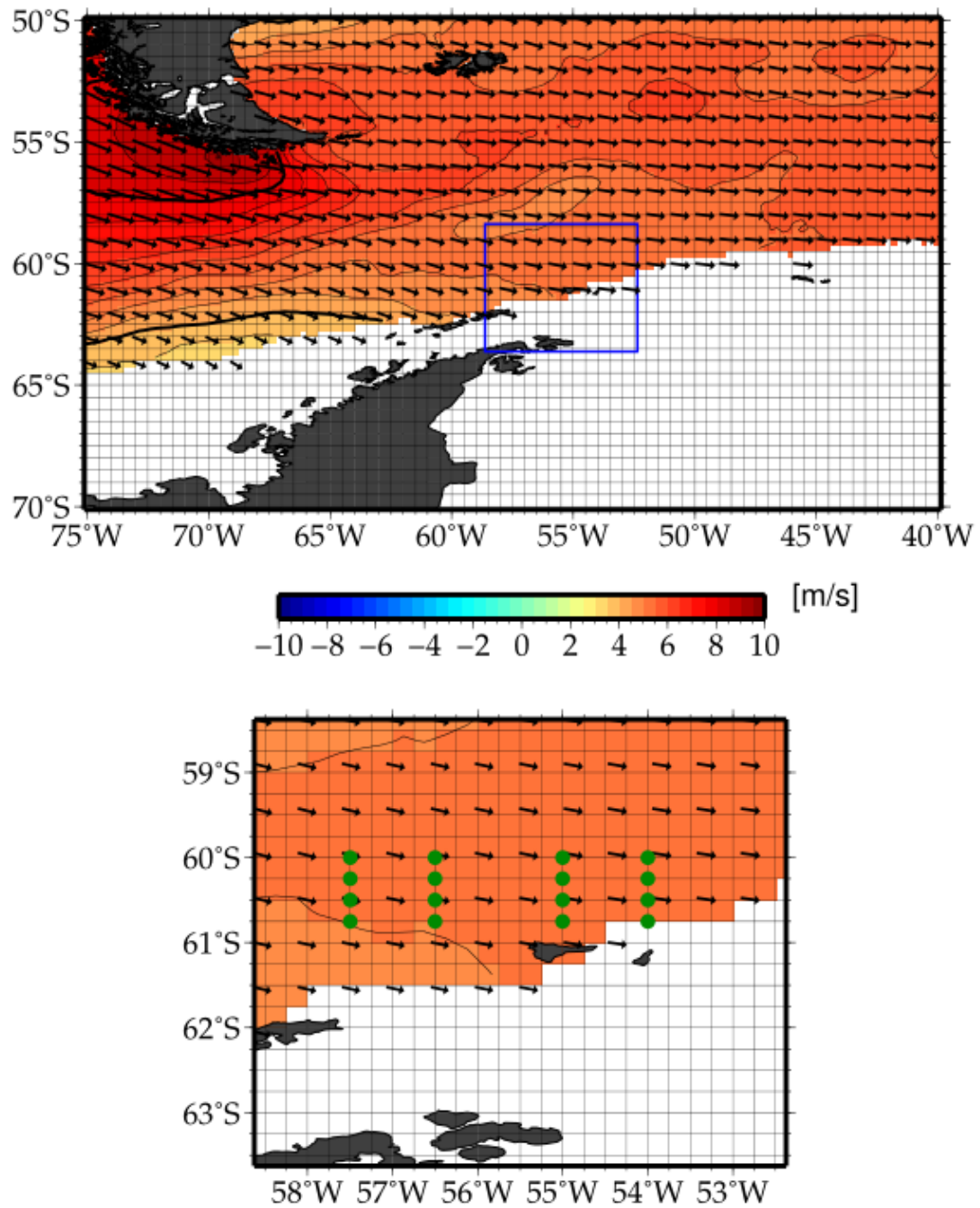


図 4.3. 1991 年–2010 年の南半球の春季(10 月–12 月の 3 ヶ月平均)におけるドレーク海峡付近および CTD 観測域(青い領域)における海上風東西成分の平均場.

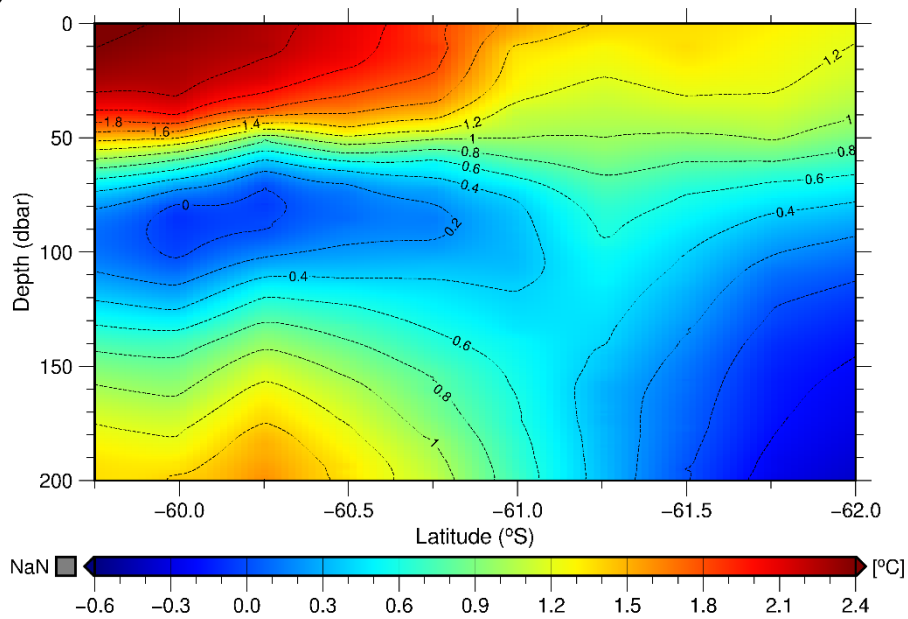
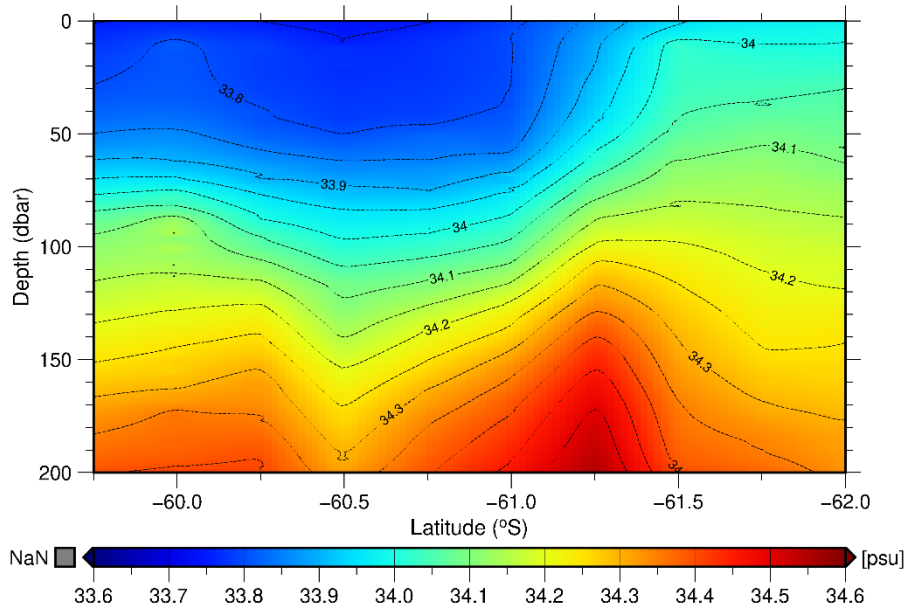
**(a)** Temperature cross-section at latitude averaged 1991–2010**(b)** Salinity cross-section at latitude averaged 1991–2010

図 4.4.4 測線(西から  $57.50^{\circ}\text{W}$ ,  $60.00^{\circ}\text{S}$ – $61.75^{\circ}\text{S}$ ;  $56.50^{\circ}\text{W}$ ,  $60.00^{\circ}\text{S}$ – $61.75^{\circ}\text{S}$ ;  $55.00^{\circ}\text{W}$ ,  $60.00^{\circ}\text{S}$ – $61.75^{\circ}\text{S}$ ;  $54.00^{\circ}\text{W}$ ,  $60.00^{\circ}\text{S}$ – $61.75^{\circ}\text{S}$ )を平均した水温, 塩分, そして密度の鉛直断面図(平均).

(c) Density cross-section at latitude averaged 1991–2010

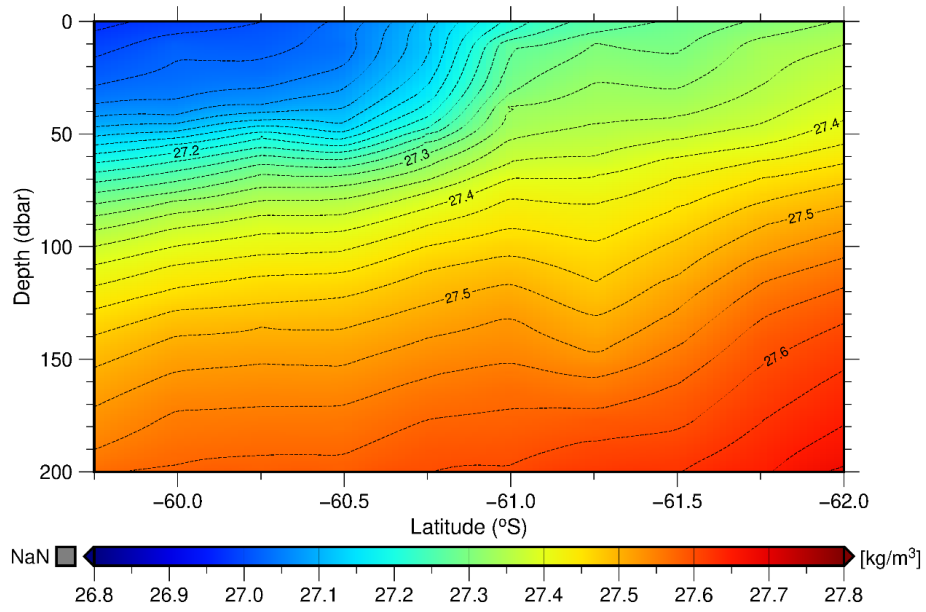


図 4.4. 続き.

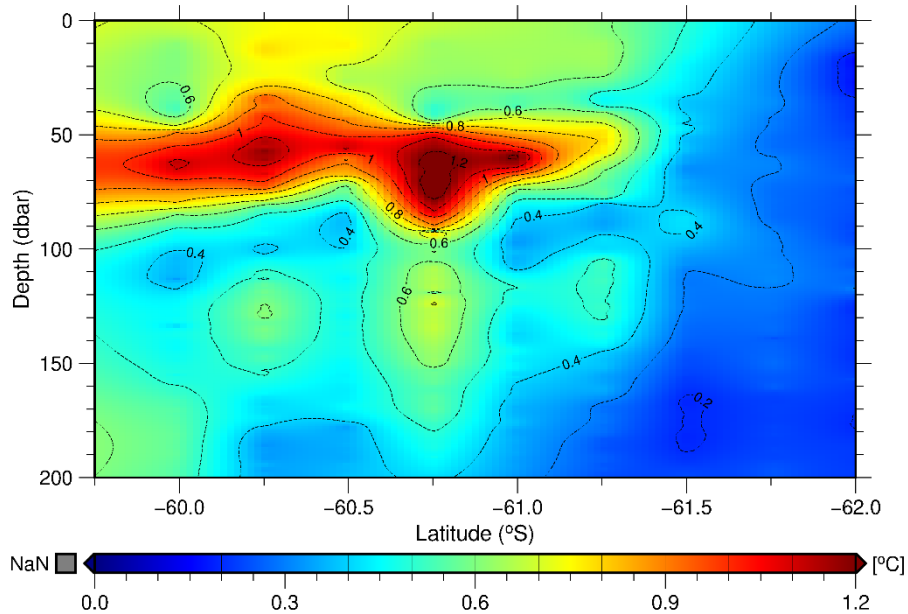
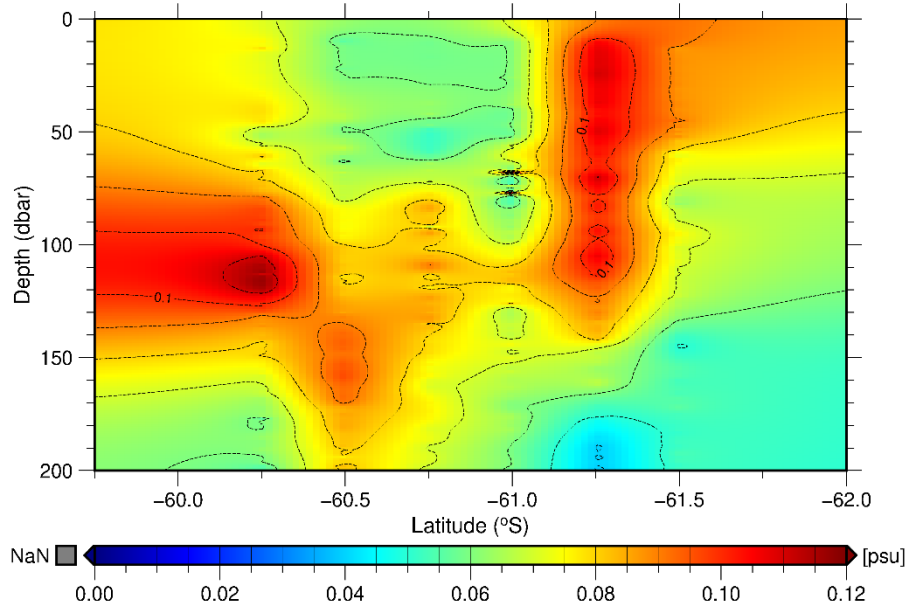
**(a)** Temperature cross-section at latitude averaged 1991–2010**(b)** Salinity cross-section at latitude averaged 1991–2010

図 4.5.4 測線(西から  $57.50^{\circ}\text{W}$ ,  $60.00^{\circ}\text{S}$ – $61.75^{\circ}\text{S}$ ;  $56.50^{\circ}\text{W}$ ,  $60.00^{\circ}\text{S}$ – $61.75^{\circ}\text{S}$ ;  $55.00^{\circ}\text{W}$ ,  $60.00^{\circ}\text{S}$ – $61.75^{\circ}\text{S}$ ;  $54.00^{\circ}\text{W}$ ,  $60.00^{\circ}\text{S}$ – $61.75^{\circ}\text{S}$ )を平均した水温, 塩分, そして密度の鉛直断面図(標準偏差).



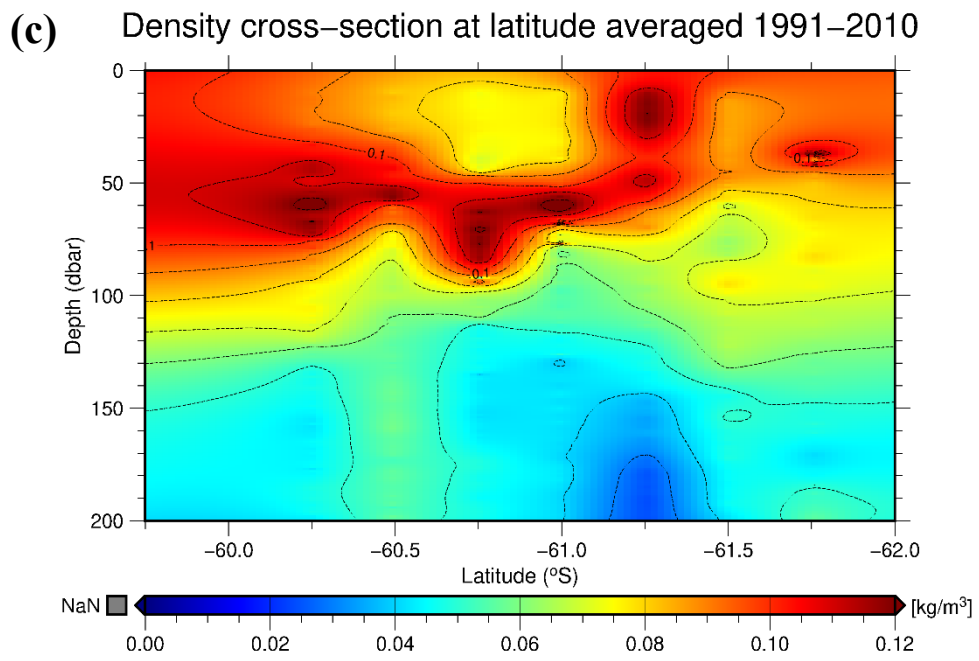


図 4.5.続き.

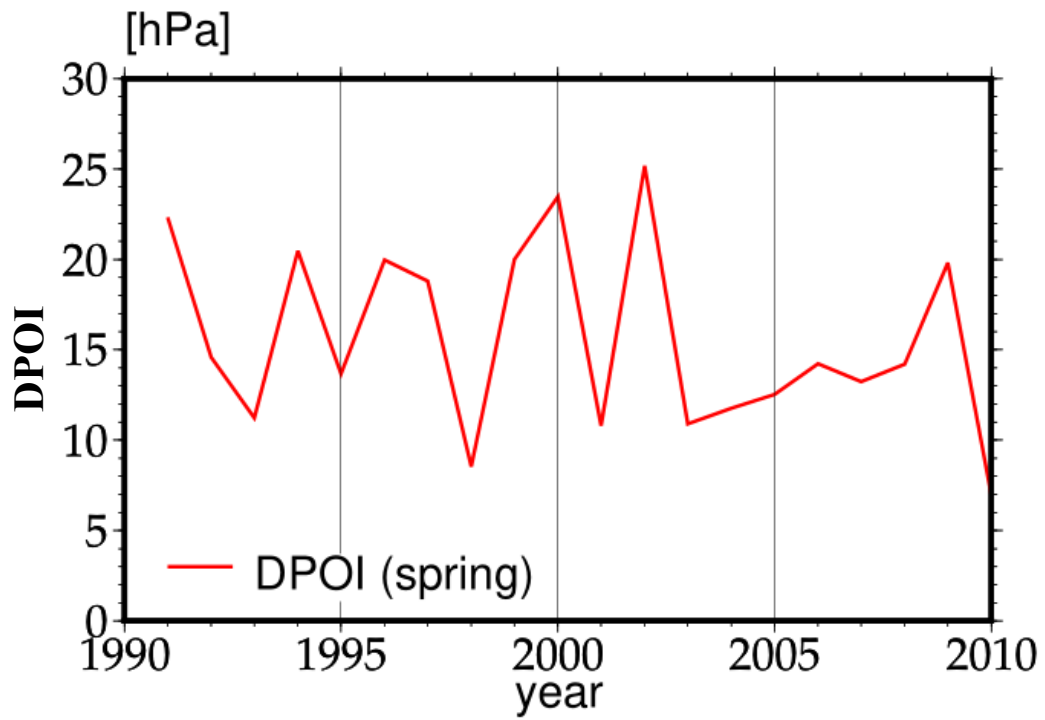


図 4.6. DPOI の春季の時系列(1990 年の時系列は前年の 1989 年の DPOI の値を示す).

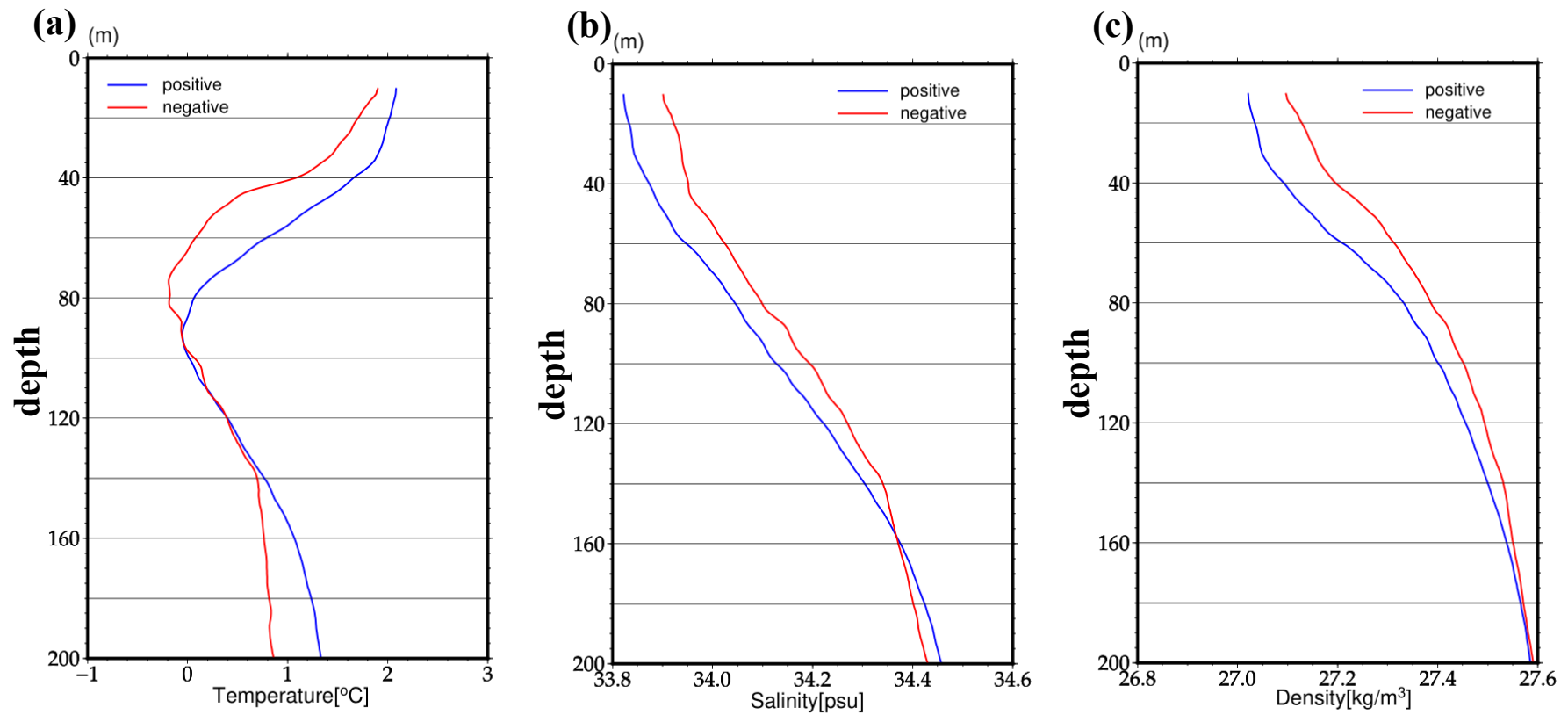


図 4.7. 4 測線で平均した DPOI が高い年(1991 年, 1999 年, 2000 年, 2002 年, 2009 年)のコンポジット(青線)および DPOI が低い年(1993 年, 1998 年, 2001 年, 2003 年, 2010 年)のコンポジット(赤線)の(a)水温, (b)塩分, そして(c)密度の鉛直プロファイル.

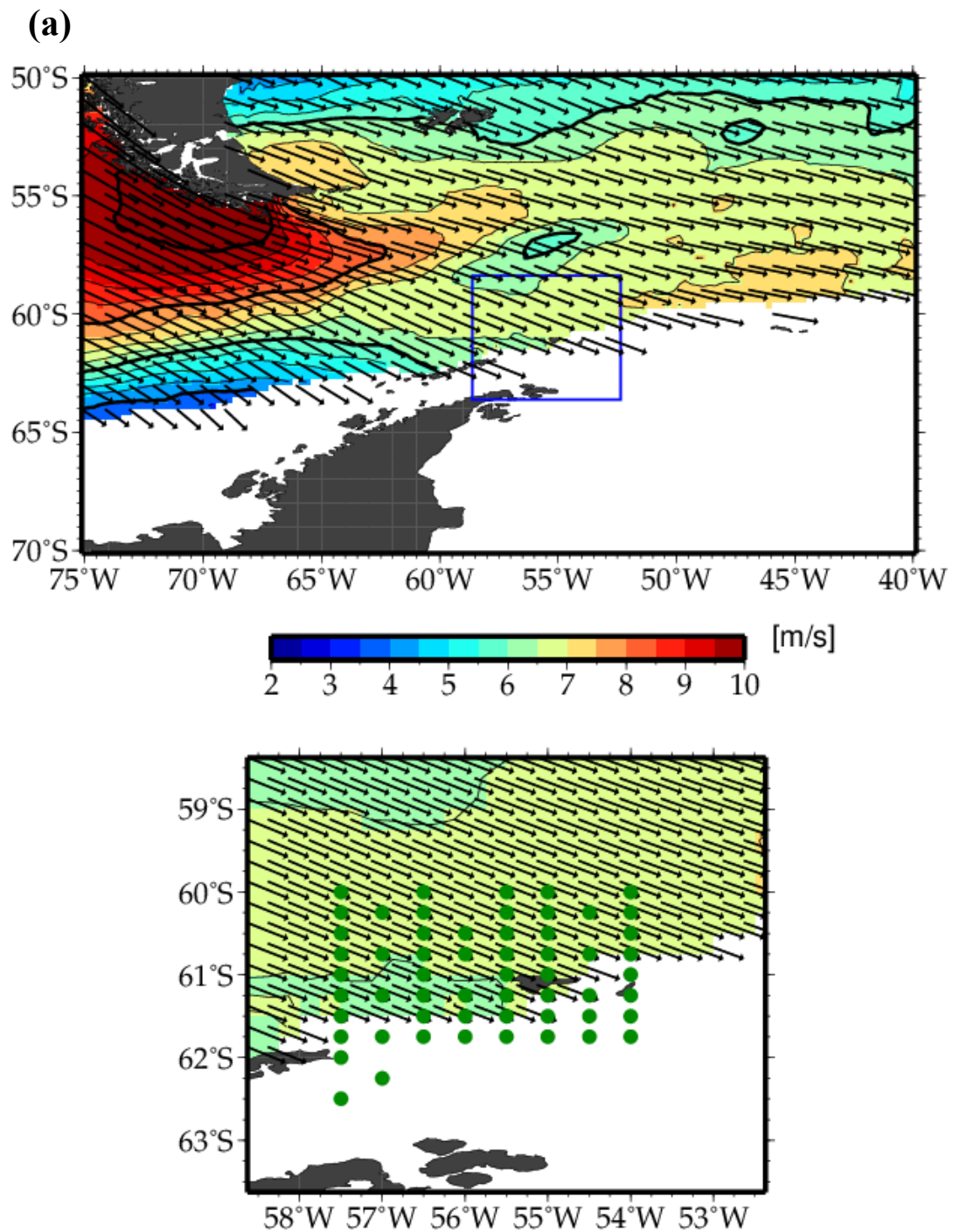


図 4.8. 南半球の春季(10月-12月までの3ヶ月平均)におけるドレーク海峡付近およびCTD観測域(青い領域)の海上風東西成分のコンポジット場。(a)DPOIが高い年のコンポジット, (b)DPOIが低い年のコンポジット. 海上風東西成分は黒い等値線によって示されている. 等値間隔は0.5 m/sである.

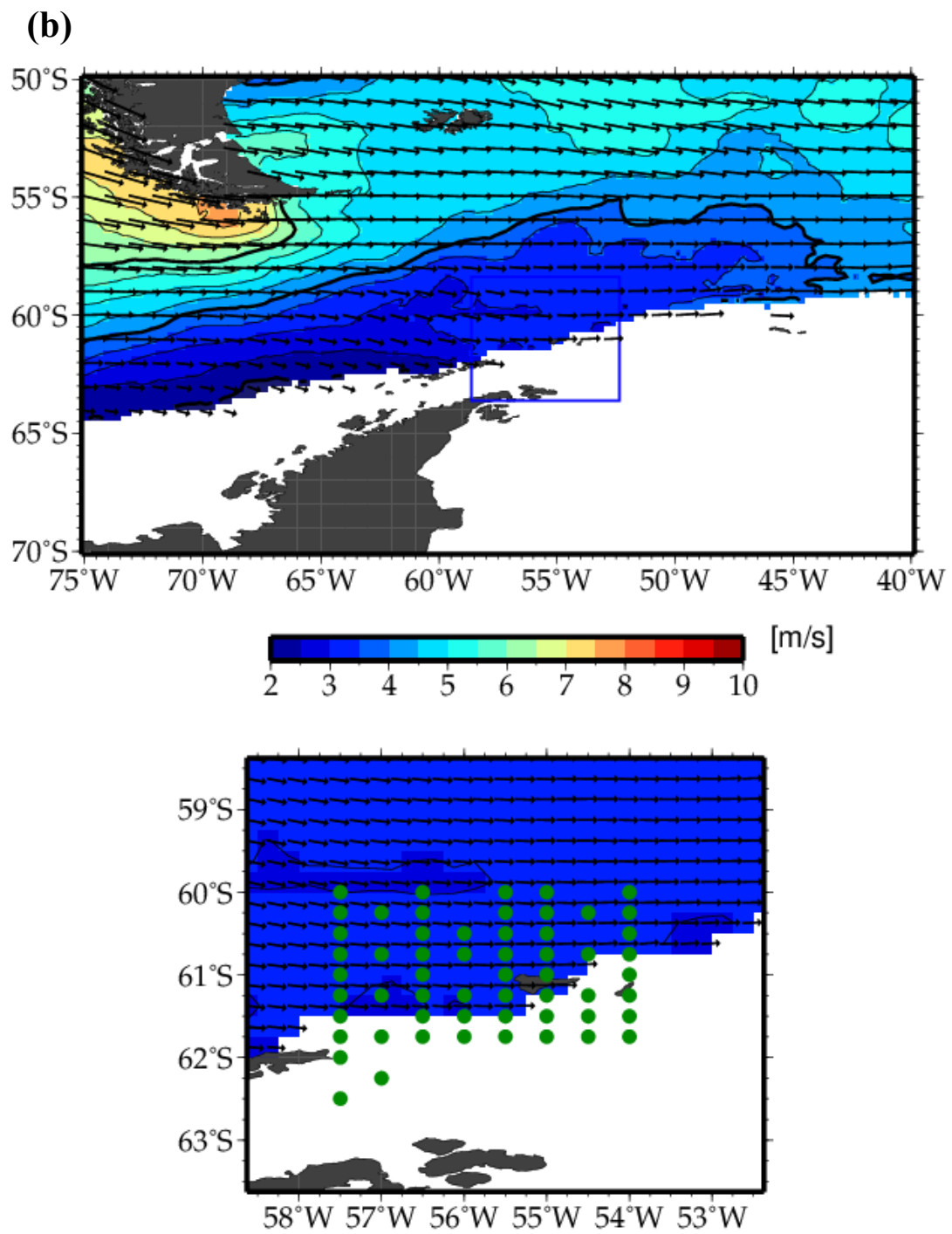


図 4.8. 続き.

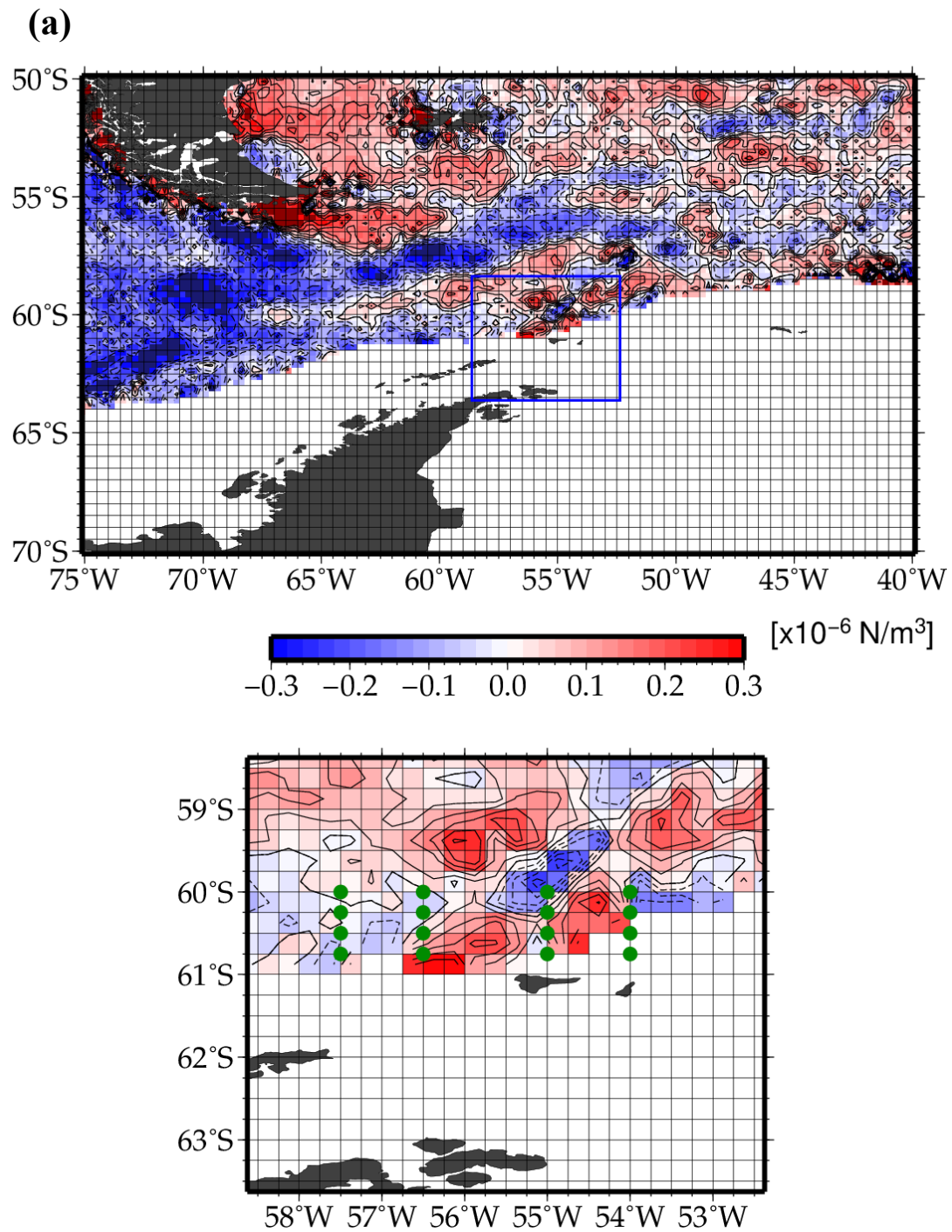


図 4.9. 南半球の春季(10月–12月までの3ヶ月平均)におけるドレーク海峡付近およびCTD観測域(青い領域)の海上風応力回転場のコンポジット場. (a)DPOIが高い年のコンポジット, (b)DPOIが低い年のコンポジット. 海上風応力回転場は黒い等値線によって示されている. 等値間隔は  $0.05 \text{ N/m}^3$  である. 暖色は高気圧性の回転場(反時計回り), 寒色は低気圧性の回転場(時計回り)を示す.

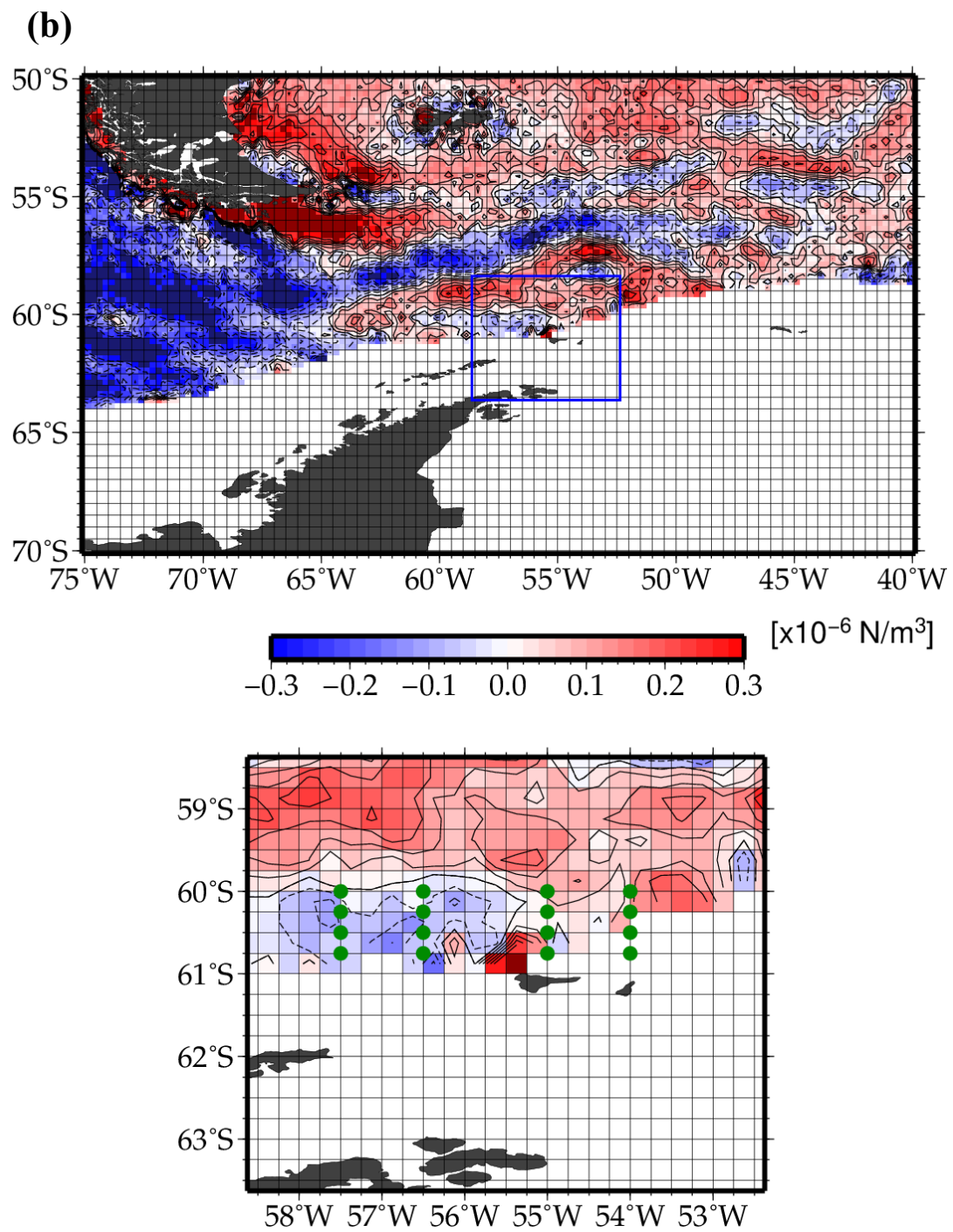


図 4.9. 続き.

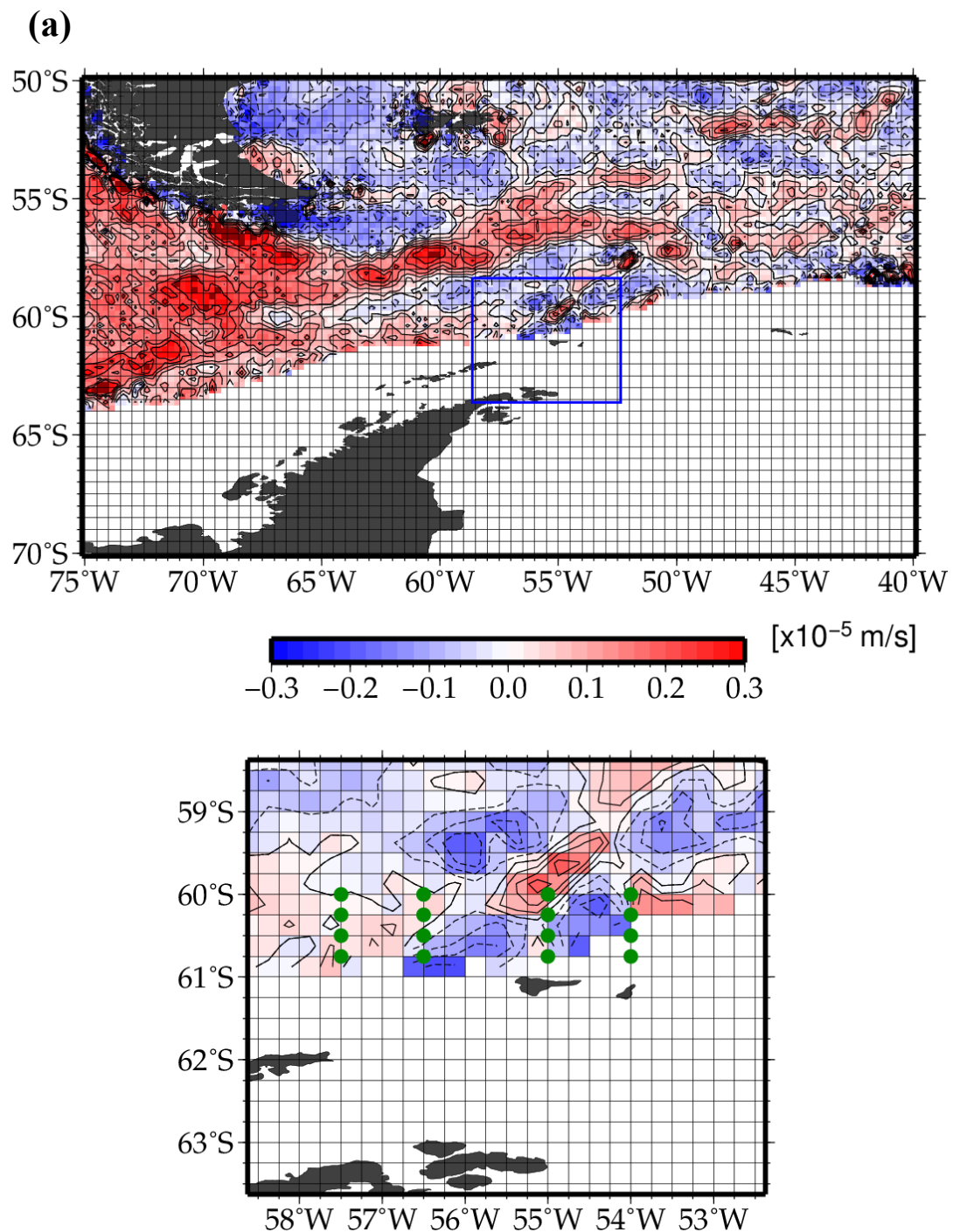


図 4.10. 南半球の春季(10月-12月までの3ヶ月平均)におけるドレーク海峡付近およびCTD観測域(青い領域)のエクマンパンピング速度のコンポジット場。(a)DPOIが高い年のコンポジット, (b)DPOIが低い年のコンポジット. エクマンパンピングは黒い等値線によって示されている. 等値間隔は0.05 m/sである. 暖色は上向きの鉛直流速, 寒色は下向きの鉛直流速を示す.



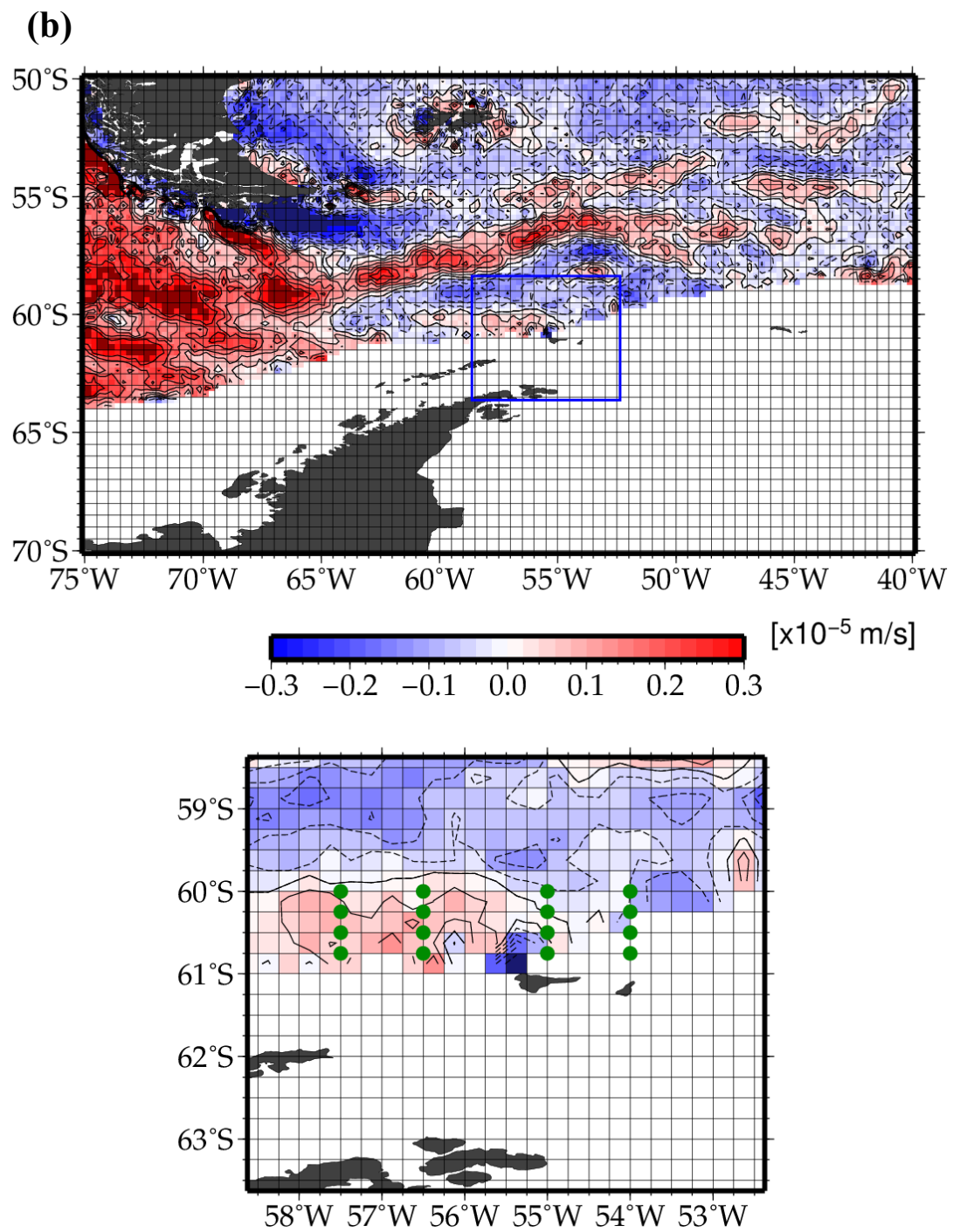


図 4.10. 続き.

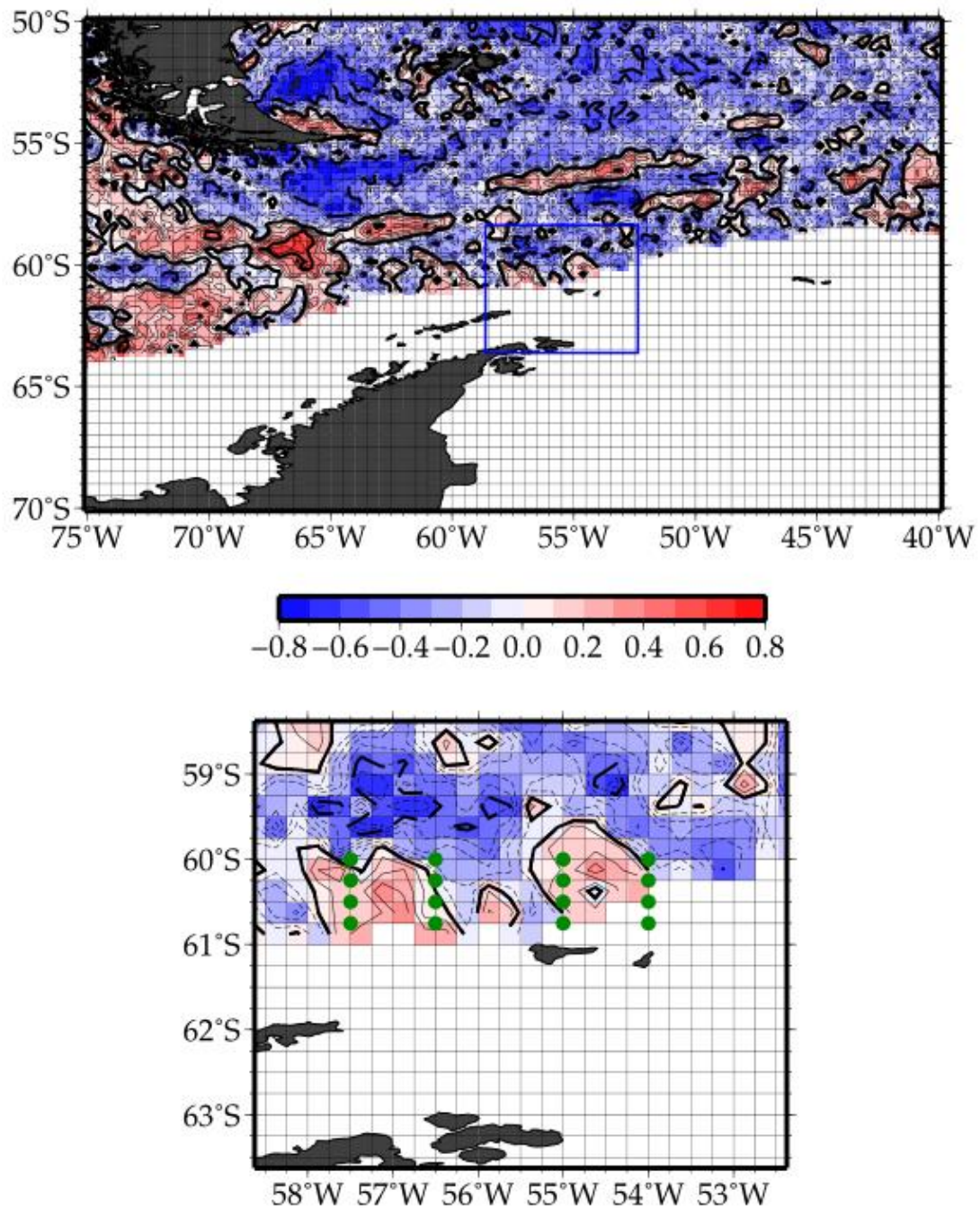


図 4.11. 1991 年–2010 年の南半球の春季(10 月–12 月の 3 ヶ月平均)におけるドレーク海峡付近および CTD 観測域(青い領域)の DPOI とエクマンパンピング速度の相関分布図. エクマンパンピング速度とともに DPOI の相関係数は黒い等値線によって示されている. 等値間隔は 0.1 毎である. 暖色は正の相関域, 寒色は負の相関域を示す.

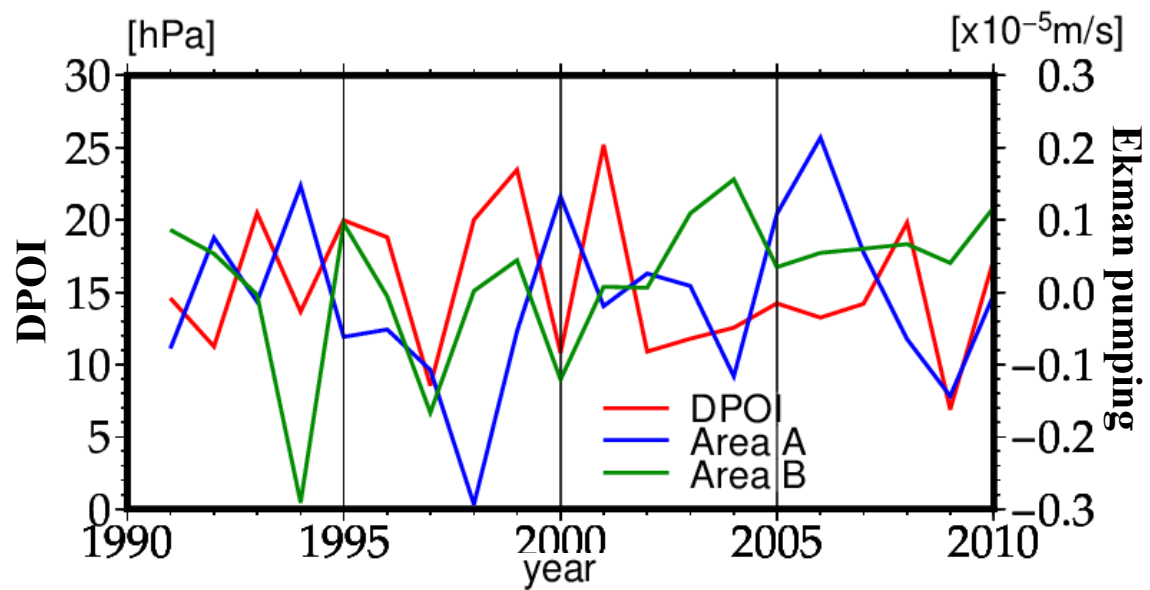


図 4.12. DPOI とエクマンポンピング速度の時系列. Area A は  $57.50^{\circ}\text{W}$ – $56.50^{\circ}\text{W}$ ,  $60.00^{\circ}\text{S}$ – $61.00^{\circ}\text{S}$  を領域平均したエクマンポンピング速度, Area B は  $54.00^{\circ}\text{W}$ – $55.00^{\circ}\text{W}$ ,  $60.00^{\circ}\text{S}$ – $61.00^{\circ}\text{S}$  を領域平均したエクマンポンピング速度.

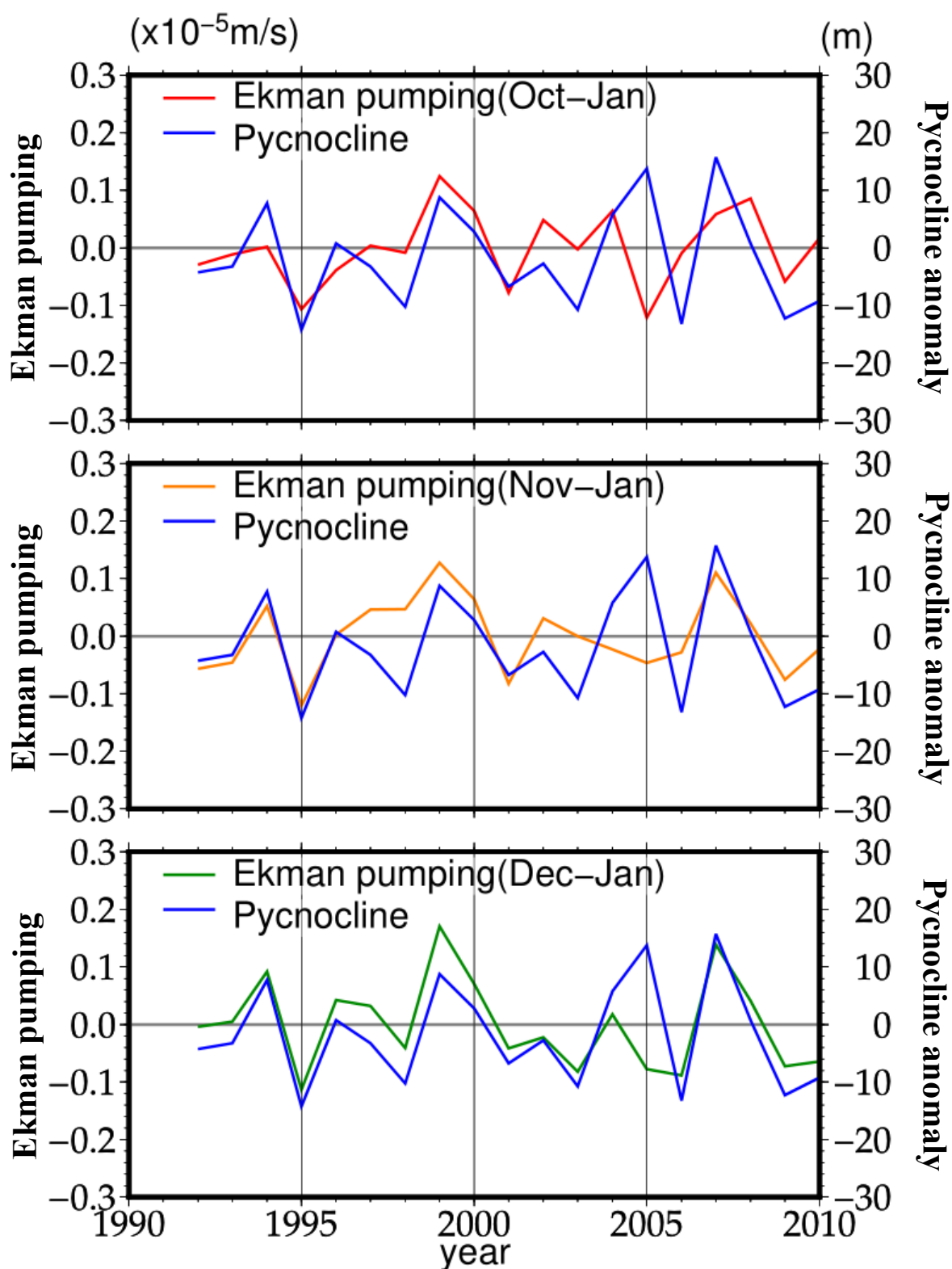


図 4.13. 4 測線を平均したエクマンポンピングの時間積算値からの偏差(赤線 : 10月-1月平均, 橙線 : 11月-1月平均, 緑線 : 12月-1月平均)と季節性密度躍層の深度偏差(青線)の時系列.

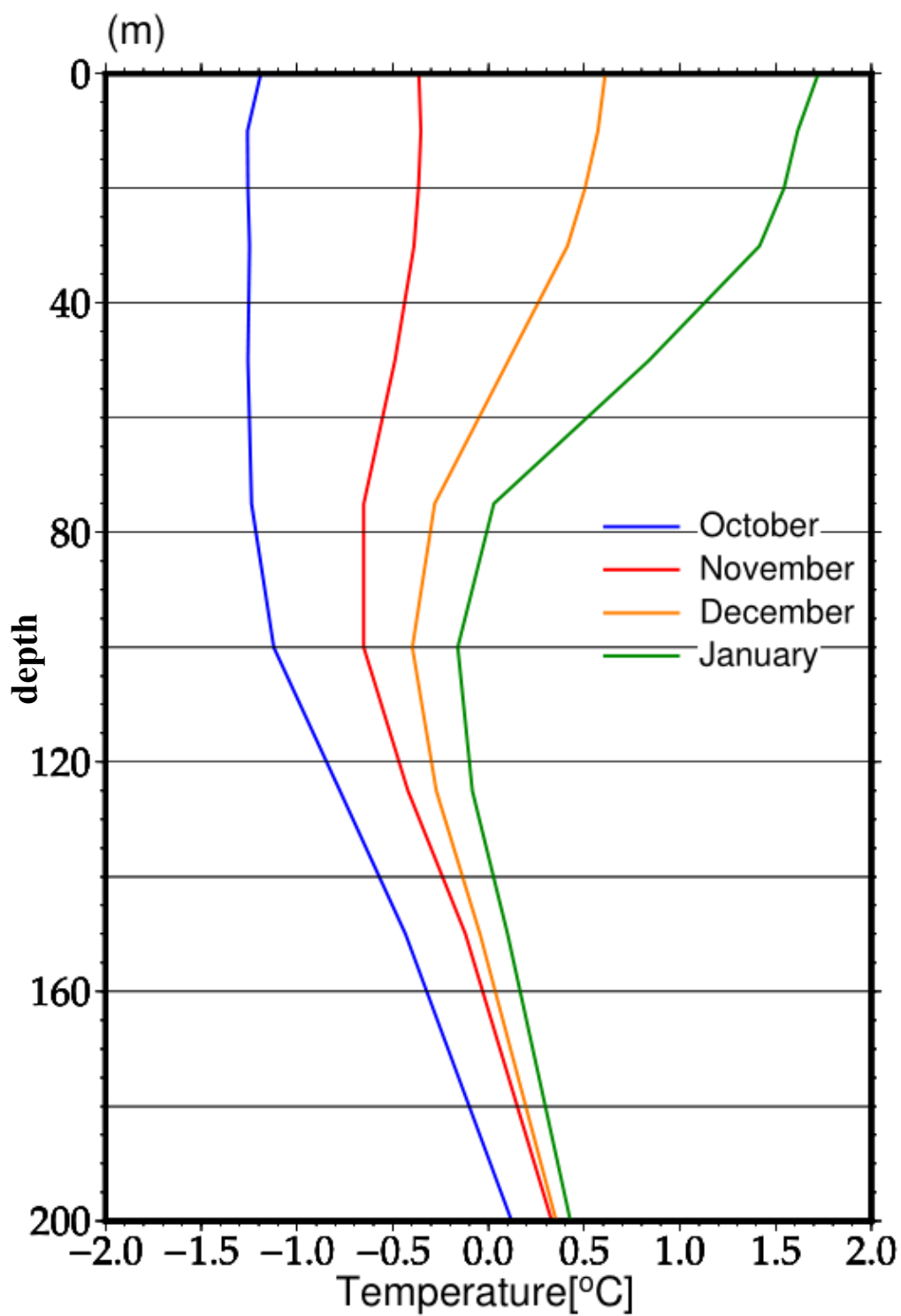


図 4.14. CTD 観測域(57.50°W–53.00°W, 61.00°S–60.00°S)を領域平均した水温プロファイル(青線：10月，赤線：11月，橙線：12月，緑線：1月)．水温データは WOA18 の気候値を使用．

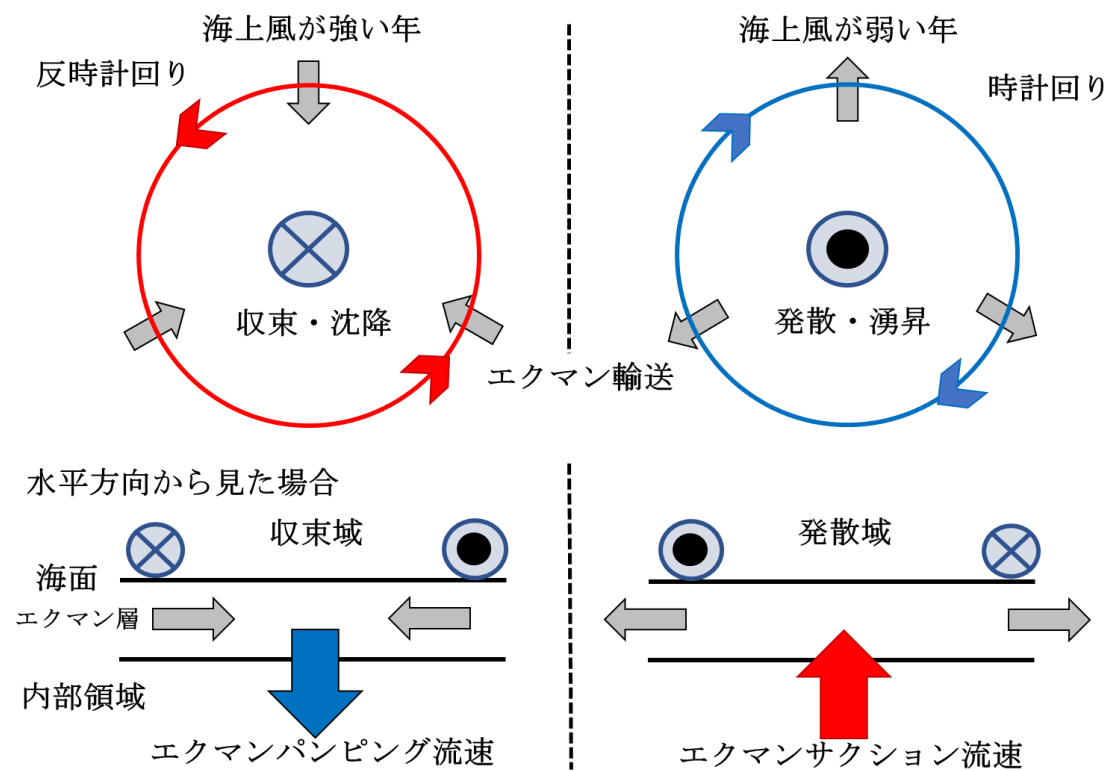


図 4.15. CTD 観測域のエクマン輸送量(水平方向の矢印)の収束発散により発生する鉛直流速(鉛直方向の矢印)の模式図. 左側は発散によりエクマンサクシオン流速が, 右側は収束によりエクマンポンピング速度が発生する.

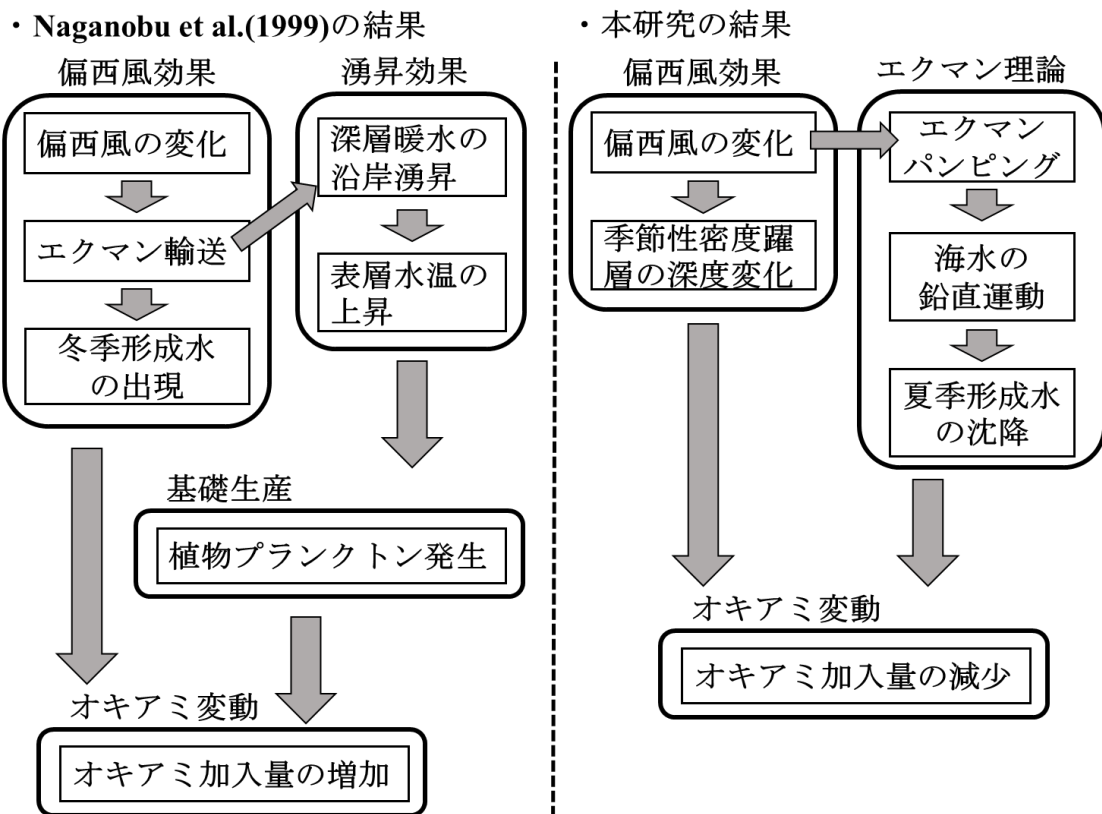


図 4.16. 南極半島海域における海上風変動とオキアミ加入量の関係の模式図. 左側は Naganobu et al.(1999)の結果の推論. 右側は本研究の結果の推論.

## 第 5 章：結論

本研究では、Naganobu et al.(1999)がドレーク海峡付近における海上風変動と同海域のナンキョクオキアミ資源量との間で密接な関係があることをベースに、DPOI で特徴付けられる海上風経年変動が南大洋における如何なる空間規模および特性を有するのかに注目した。さらに、DPOI で特徴付けられる海上風経年変動に対して、ナンキョクオキアミの生息する海洋環境がどのような応答をするのかを明らかにすることを目的とした。

第 2 章では、以降の解析に用いる南大洋上の海上風データを特定するために、複数の海上風/海上風応力格子データセット間の相互比較を通して、海上風/海上風応力ベクトルデータの信頼性および精度を検証した。その結果、J-OFURO3 が他のデータより広い波長帯で最高のエネルギーレベルを示すなどの、空間特性が最も顕著に見られた。人工衛星に基づく海上風は海氷付近における問題がある一方、再解析データには欠測域が存在しないもののモデル依存に起因する問題があることから、本研究での解析では衛星観測データを使用することにした。

第 3 章では、最適な海上風データセット J-OFURO3 を用いて、ドレーク海峡付近の海上風経年変動が南大洋域において如何なる空間規模および特性を有するのかを調べた。まず、DPOI の月平均データの南半球の春季および夏季における年々変動を調べた結果、DPOI と海上風東西成分の高相関域が 60°S 付近を中心とする南極大陸周囲に広がる環状構造を呈すること、それと海上風東西成分の高振幅域が対応することから、DPOI の変動は南大洋上における海上大気場を反映していると考えられた。

次に、南大洋上における海上風の特徴的な変動パターンを抽出した結果、東西成分の第 1 モードは 50°S を境にその高緯度側と低緯度側で反対の符号をもつシーソーパターンで特徴付けられる環状構造を呈し、その空間特性が先行研究で指摘された 700hPa 高度場における南半球環状モード(SAM)に良く対応することから、海面から上層までの大気の順圧構造を有することが示唆された。また、海上風東西成分の第 1 モードのスコアが DPOI や AAOI と高相関を示すことから、春季および夏季の DPOI で指標化される経年変動は、海上風東西成分の第 1 モードで示される空間特性を有し、SAM を反映する空間特性をもつ結果が得られた。



第4章では、DPOIによって特徴付けられる海上風変動に対する海洋変動への影響を明らかにするために、ドレーク海峡付近における夏季のCTD観測データを用いて海洋上層構造の年々変化に注目した。歴史的データ(WOA18)による予備的解析では、CTD観測域において冬季に0–100 m付近まで混合層が発達し冬季形成水が形成される一方、夏季にはその表層に夏季形成水が形成され、その境に季節性躍層が卓越する海洋構造が見られたことから、CTDデータは夏季形成水の発達する時期の経年変化を捉えていると推測された。CTDデータによる解析から、サウスシェトランド諸島付近における夏季の海洋上層構造は、南極表層水(夏季形成水+冬季形成水)と深層暖水による重層構造で構成され、61°Sを境にその以北と以南で異なる水塊特性をもつこと、61°S以北における夏季の海洋鉛直構造は密度変動に対して水温変動の寄与が大きく、季節性水温躍層すなわち季節性密度躍層に相当する深度(60 m付近)で最も変化が大きいことが明らかになった。

こうした夏季における海洋構造の気象変動への影響を調べるため、DPOIと比較した結果、春季(CTD観測前年の10月–12月)のDPOIと有意な関係があり、DPOIの高い年と低い年に対する各コンポジットでは季節性密度躍層の深さが有意に異なることが分かった。これより、DPOIによって特徴付けられる海上風変動はCTD観測域における季節性密度躍層の深度に影響することが示唆された。即ち、密度躍層の深度変化は海面を通しての熱的要因でなく、海上風に対する表層海洋への応答という力学的要因であることが推測されることから、海上風応力の回転場によるエクマンポンピングを導入して力学的解釈を試みた。

衛星観測による海上風応力から算出した回転場ならびにエクマンポンピングを求め密度躍層深度と比較した結果、CTD観測域では、55.50°Wを境に東側では正の回転場(反時計回り)による下向き流速、西側では負の回転場(時計回り)による上向き流速が起きる傾向であることがわかった。また、CTD観測域におけるエクマンポンピングとDPOIの間には、局所的に正の相関が確認された。さらに、季節性密度躍層の深度変化は、12月–1月におけるエクマンポンピングと有意な相関を示したが、WOA18を用いた解析では、同海域における季節性密度躍層が12月に形成を開始し1月に発達することから、ドレーク海峡付近の海上風変動がCTD観測域における季節性密度躍層の深度変動をもたらすと考えられた。

以上から、ドレーク海峡付近の海上風経年変化は南半球環状モードに関連する空間特性を呈すること、その変動はナンキョクオキアミの生息する海洋において季節性密度躍層の深度変動をもたらすことが明らかとなった。本研究で得られた結果に対して以下の様な課題も残された：

- ・ 南大洋上における海上風データセット間の信頼性および精度を検証したが、海氷域など沿岸付近の海上風データの信頼性が必ずしも最適とは言い難いので、海氷付近において格子化する際の空間スケールの調整およびデータの補充性などを含めた追加解析が必要である。
- ・ DPOI に関連する海上風変動は、従来の研究で指摘されていた SAM に関する変動場であることが明らかになったが、他の環境因子(水温、塩分、密度などの物理環境)と南大洋上における海上大気場の特徴付けられる変動パターンとの関連性を調べることによって、南半球における大気-海洋相互作用機構を含めた全容の解明が期待される。
- ・ 海上風に対する海洋の力学的な応答としてエクマンポンピング速度と季節性密度躍層の深度変化との関係に注目したが、移流や摩擦など他の効果を含めた力学的な解釈を検討する必要がある。
- ・ サウスシェトランド諸島付近に起因する南極表層水(夏季形成水+冬季形成水)の季節性躍層の形成・発達過程を調べることで、ドレーク海峡の気候に果たすサウスシェトランド諸島付近の役割が一層明らかになることが期待される。

本論文で、ドレーク海峡付近におけるナンキョクオキアミの増減要因は、未解決のままであるが、同海域の海上風変動とナンキョクオキアミ資源量との関係の解明に進展する成果である。ナンキョクオキアミは南極海洋生態系を支える食物連鎖上の鍵種で、オキアミを餌とする生物(例えば、魚類、イカ類、クジラ類)にとって非常に重要な食糧である。本研究で提示されたこの物理的メカニズムの進展によってオキアミの増減を明確にすることで、将来の人口増加による食糧危機における資源として社会的に期待される。

## 参考文献

- Aoki, K. and Kutsuwada (2008), Verification of the wind-driven transport in the North Pacific subtropical gyre using gridded wind-stress products, *J. Oceanogr.*, 64, 49-60.
- Aoki, S., G. Mizuta, H. Sasaki, Y. Sasai, S. R. Rintoul and N. L. Bindoff (2015), Atlantic-Pacific asymmetry of subsurface temperature change and frontal response of the Antarctic Circumpolar Current for the recent three decades, *J. Oceanogr.*, 71, 623-636.
- Amos, A. F (1984), Distribution of krill (*Euphausia superba*) and hydrography of the Southern Ocean: Large-scale processes, *J. Crustacean Biol.*, 4, 306-329.
- Amos, A. F (2001), A decade of oceanographic variability in summertime near Elephant Island, Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, 106, 22401-22423.
- Atlas, R. N., Hoffman, J., Ardizzone, S. M., Leidner, J. C., Jusem, D. K., Smith, and D. Gombos (2011), A Cross-calibrated, Multi-platform Ocean Surface Wind Velocity Product for Meteorological and Oceanographic Applications, *Bulletin of the Meteorological Society*, 92, 157-174.
- Bentamy, A. S. A., Grodsky, A., Elyouncha, B., Chapron, and F. Desbiolles (2016), Homogenization of scatterometer wind retrievals, *International Journal of Climatology*.
- Brinton, E (1985), The oceanographic structure of the eastern Scotia Sea, III, Distributions of the euphausiid species and their developmental stages in 1981 in relation to hydrography, *Deep Sea Res., Part A*, 32, 1153-1180.
- Cerrone, D., Fusco, G., (2018), Low-Frequency Climate Modes and Antarctic Sea Ice Variations, 1982-2013. *J. Climate*, 31, 147-175.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. J., Park, B. K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J. N., and Vitart, F (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data

- assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553-597.
- Ekman, V. W. (1905), On the influence of the Earth's rotation on ocean currents, *Arch. Math. Astro. Phys.*, 2, 1-53.
- Emery, W. J and Thompson R.E (2014), *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Pergamon, 634pp.
- Enomoto, H., and A. Ohmura (1992), Open water and the circumpolar trough in the Antarctic, *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 5, 104-112.
- 遠洋水産研究所, (2006), 南極海オキアミ漁業図(23) 平成 16 年度(2004/05).
- Everson, I., (2000a), Introducing Krill (Chapter 1). In: Everson, I. (Ed), *Krill Biology, Ecology and Fisheries*, Black well Science, Oxford, UK. pp. 1-8.
- Everson, I., (2000b), The Southern Ocean (Chapter 7). In: Everson, I. (Ed), *Krill Biology, Ecology and Fisheries*, Black well Science, Oxford, UK. pp. 194-201.
- Fairall. C. W, E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, and J. B. Edson (2003), Bulk parameterization of air-sea fluxes, updates and verification for the COARE algorithms, *Journal of Climate*, 16, 571-591.
- Gille, E. A. (1982), *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, 662 pp.
- Gloersen, P., W. J. Campbell, D. J. Cavalieri, J. C. Comiso, C. L. Parkinson, and H. J. Zwally (1992), Arctic and Antarctic sea ice, 1978-1987: Satellite passive-microwave observations and analysis, *NASA Spec. Publ, SP-511*, 290 pp.
- Gong, D., and S. Wang (1999), Definition of the Antarctic Oscillation index, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 459-462, <http://doi.org/10.1029/1999GL900003>.
- Gordon, A. L., and J. C. Comiso (1988), Polynyas in the Southern Ocean, *Sci. Am.*, 258, 70-77.
- Iijima, Y., S. Aoki, and K. Kutsuwada (2009), The southern Annular Mode and Opposite-Phased Basin Mode of Southern Ocean Circulation, *J. Oceanogr.*, 65, 53-60.
- IPCC., (2001) *Climate Change 2001, Impact, Adaptation, and Vulnerability.*, contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [McCarthy, J. J., O. F. Canzizni, N. A. Leary, D. J. Dokken and K. S. White(eds.)] Cambridge University Press, Cambridge, 1032pp.
- IPCC., (2007) *Climate Change 2007, The Physical Science Basis. Contribution of*

- Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Qin, D. Manning, M. Chen, Z. Marquis, M. Averyt, K. B. Tignor, M. and Miller, H.], Cambridge University Press, 996pp.
- IPCC., (2013) Climate Change 2013, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F, Qin, D. Plattner, G.-K. Tignor, M. Allen, S. K. Boschung, J. Nauels, A. Xia, Y. Bex, V. and Midgley, P. M.], Cambridge University Press, 1535pp.
- Kalnay, E, Kanamitsu, M, Kistler, R, Collins, W, Deaven, D, Gandin, L. Iredell, M. Saha, S. White, G. Woollen, J. Zhu, Y. Chelliah, M. Ebisuzaki, W. Higgins, W. Janowiak, J. Mo, K.C. Ropelewski, C. Wang, J. Leetmaa, A. Reynolds, R. Jenne, and Joseph, D (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471.
- Kameda, S. and K. Kutsuwada (2017), Validation of gridded data set of global surface wind/wind-stress vector field, *J. Oceanogr*, 73, 585-601.
- Kim, S., et al. (1998), Temporal change in marine environments in the Antarctic Peninsula area during the 1994/95 austral summer, *Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue Jpn.*, 52, 186-208.
- Kobayashi, S., Y. Oota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Oonogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka., and K. Takahashi (2015), The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 93, 5-48.
- Kubota, M, N. Iawasaka, S. Kizu, M. Konda, and K. Kutsuwada (2002), Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations (J-OFURO), *Journal of Oceanogr*, 58, 213-225.
- Kutsuwada. K (1998), Impact of Wind/Wind-stress Field in the North Pacific Constructed by ADEOS/NSCAT Data, *Journal of Oceanogr*, 55, 443-456.
- Kutsuwada. K, A. Kakiuchi, Y. Sasai, H. Sasaki, K. Uehara, and R. Tajima (2018), Wind-driven North Pacific Tropical Gyre using high-resolution simulation outputs, *J. Oceanogr*.
- Large. W. G, and S. Pond (1981), Open Ocean Momentum Flux Measurements in

- Moderate to Strong Winds, *Journal of Physical Oceanography*, 11, 324-336.
- Mackintosh N. A (1960), The pattern of distribution of the Antarctic fauna, *Proc. R. Soc. London, Ser. B B152*, 624-630.
- Mackintosh N. A (1972), Life cycle of Antarctic krill in relation to ice and water conditions, *Discovery Rep.*, 36, 1-94.
- Mackintosh N. A (1973), Distribution of post-larval krill in the Antarctic, *Discovery Rep.*, 36, 95-156.
- Marr, J. W. S (1962), The natural history and geography of the Antarctic krill (*Euphausia superba Dana*), *Discovery Rep.*, 32, 33-464.
- Marshall, G. J (2003), Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses, *Journal of Climate*, 16, 4134-4143.
- Marshall, G. J., A. Orr., NP. M. Van and J. C. King (2005), The Impact of Changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula Summer Temperatures, *J. Climate*, 19, 5388-5404.
- Miller, D. G. M., and I. Hampton (1989), Biology and ecology of the Antarctic krill (*Euphausia superba Dana*): A review, *BIOMASS Sci. Ser.*, vol. 9, 166 pp., sci. Comm. On Antarct. Res., Cambridge, England.
- Mo, K. C, and M. Ghil (1987), Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 44, 877-901
- Naganobu, M, and T. Hirano (1982), Geographical distribution of the Antarctic krill, *Eupasia superba DANA*, and its environmental structure (extended abstract), *Mem. Natl. Inst. Poar Res. Spec. Issue Jpn.*, 23, 1-4.
- Naganobu, M, T. Katayama, T. Ichii, H. Ishii, and K. Nasu (1993), Characteristics of oceanic structure in the waters around the south Shetland Islands of the Antarctic Ocean between December 1990 and February 1991: Outstanding coastal upwelling?, *Proc. NIPR Symp. Polar Biol.*, 6, 166-170.
- Naganobu, M, K. Kutsuwada, Y. Sasai, S. Taguchi and V. Siegel (1999), Relationships between Antarctic krill (*Euphausia superba*) variability and westerly fluctuations and ozone depletion in the Antarctic Peninsula area, *J. Geophys. Res.*, 104(109), 20651-20665.
- Naganobu, M, T. Kitamura and K. Hasunuma. (2008) Relationships between distribution

- of Antarctic krill (*Euphausia superba*) and environmental index MTEM-200 in the Antarctic Ocean Throughout the year. CCAMLR-WG-EMM-08/32, 37pp.
- 永延幹男, (2009), 南極ロス海生態系の開洋丸/JARPA 共同フィールド調査の最前線報告と展望－「環境－餌生物－捕食者」の生態的連関アプローチを求めて－, 鯨研通信. 441, 9-23.
- North, G. R., et al., (1982), Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions, *Mon. Wea. Rev.* 110, 699-706.
- O'Neill, L. W, T. Haack, and T. Durland (2015), Estimation of time-averaged surface divergence and vorticity from satellite ocean vector winds, *Journal of Climate*, 28, 7596-7620.
- Orsi, A. H. T. Whitworth III. And W. D. Nowlin Jr. (1995), On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Currents. *Deep-Sea Res, I*, 42, 641-673.
- Overland, J. E., Preisendorfer, R. W. (1982), A Significance Test for Principal Components Applies to a Cyclone Climatology, *Mon. Wea. Rev.* 110, 1-4.
- Reiss, C. S., C. D. Hewes, and O. Holm-Hansen (2009), Influence of atmospheric teleconnections and Upper Circumpolar Deep Water on phyto-plankton biomass around Elephant Island, Antarctica, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 377, 51-62.
- Risien, M. C, and D. B. Chelton (2008), A global climatology of surface wind and wind-stress fields from eight years of QuikSCAT scatterometer data, *Journal of Physical Oceanography*, 38, 2379-2413.
- Saha, S, S. Moorthi, h.-L. Pan, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga, P. Tripp, R. Kistler, J. Woollen, D. Behringer, H. Liu, S. Stokes, R. Grumbine, G. Gayno, J. Wang, Y.-T. Hou, H.-Y. Chuang, H.-M. H. Juang, J. Sela, M. Iredell, R. Treadon, D. Kleist, P. van Delst, D. Keyser, J. Derber, M. Ek, J. Meng, H. Wei, R. Yang, S. Lord, H. van den Dool, A. Kumar, W. Wang, C. Long, M. Chelliah, Y. Xue, B. Huang, J.-K. Schemm, W. Ebisuzaki, R. Lin, P. Xie, M. Chen, S. Zhou, W. Higgins, C.-Z. Zou, Q. liu, Y. Chen, Y. Han, L. Cucurull, R. W. Reynolds, G. Rutledge, and M. Goldberg (2010), The NCEP climate forecast system reanalysis, *Bull. Emer. Meteor. Soc.*, 91, 1015-1057.
- Siegel, V., (1989), Winter and spring distribution and status of the krill stock in the Antarctic Peninsula waters. *Archiv fur Fischereiwiss* 39, 45-72.
- Slonosky, V. C., L. M. Mysak, and J. Derome (1997), Linking Arctic sea-ice and

- atmospheric circulation anomalies on interannual and decadal timescales, *Atmos. Ocean*, 35, p.333.
- Stein, M., and R. B. Heywood (1994), Antarctic environment-Physical oceanography: The Antarctic Peninsula and Southwest Atlantic region of the Southern Ocean, in *Southern Ocean Ecology: the BIOMASS Perspective*, edited by S. Z. El-Sayed, pp. 11-24, Cambridge Univ. Press, New York.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (2000), Annular modes in the extratropical circulation. Part I Month to month variability. *J. Climate*, 13, 1000-1016.
- Thompson, d. W. J., and S. Solomon (2002), Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science*, 296, 859-899.
- Tomita, H. T. Hihara, S. Kako, M. Kubota, and K. Kutsuwada (2019), An introduction to J-OFURO3, a third-generation Japanese ocean flux data set using remote-sensing observations, *Journal of Oceanogr*, 75, 171-194.
- Tomzack. M, and J. S. Godfrey (1994), *Regional Oceanography -An Introuduction-*, Pergamon, 422pp.
- Sasaki, H. and M. Nonaka (2006), Far-reaching Hawaiian Lee Countercurrent driven by wind-stress curl induced by warm SST band along the current, *Geophysical Research letters*, 33.
- Smith S. D (1988), Coefficients for sea surface wind-stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature, *Journal of Geophysical Research Oceans* 93, 15467-15472.
- Wentz, F. J, J. Scott, R. Hoffman, M. Leidner, R. Atlas, and J. Ardizzone (2015), Remote Sensing Systems Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP) 6-Hourly Ocean Vector Wind Analysis Product on 0.25 Deg Grid, Version 2.0, *Remote Sens. Syst., Santa Rosa, Calif.*
- 八木雅文, 轡田邦夫, 永延幹男 (2019), 南大洋上における海上風経年変動と DPOI, 東海大学紀要海洋学部, 第 17 卷, 11-19 頁.
- Yagi, M. and K. Kutsuwada (2020), Validation of different global data sets for sea surface wind-stress, *International Journal of Remote Sensing*, 41, 6022-6049.
- Zwally, H. J., J. C. Comiso, C. L. Parkinson, W. J. Campbell, F. D. Carsey, and P. Gloersen (1983), Antarctic sea ice, 1973-1976: Satellite passive-microwave observations,



*NASA Spec. Publ., SP-459, 206 pp.*

永延幹男 (2003), 南極海 極限の海から, 集英社新書, 東京, 205pp.

花輪公雄 (2017), 現代地球科学入門シリーズ 4 海洋の物理学, 共立出版株式会社, 210pp.

## 付録 A. 略語一覧

AAO :	Antarctic Oscillation
AMLR :	Antarctic Marine Living Resources Living Resources
CCMP :	Cross-Calibrated Multi-Platform
COARE3.0 :	Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment Version 3.0
CRESAT :	the Centre ERS d'Archvage et de Traitement
CTD :	Conductivity Temperature Depth
DPOI :	Drake Passage Oscillation Index
ECMWF :	the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EOF :	Empirical Orthogonal Function
GSI :	Gridded Statistical Interpolation
IFREMER :	the Institut Francais Recherche pour la Recherche et l'Exploitation de la Mer
J-OFURO :	Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations
JRA55 :	the Japanese 55-year Reanalysis
MTEM-200 :	MeanTEMperature-200
NASA :	National Aeronautics Space Administration
NCEP/CFSR :	the National Centre for Environmental Prediction/Climate Forecast System Reanalysis
NCEP/NCAR :	the National Centre for Environmental Prediction/National Centre for Atmospheric Research
NOMANDS :	National Operational Model Archive and Distribution System
PO.DAAC :	the Physical Oceanography Distributed Active Archive Centre
PSA :	Pacific South American
QCS2 :	Quality Control System Version 2
QSCAT :	QuikScatterometer
SAM :	Southern Annular Mode

SLP : Sea Level Pressure  
WOA18 : World Ocean Atlas 2018

付録 B. 図表の説明文一覧

<図の説明分>

図 1.1. 南極海の世界食物連鎖の概念図(Everson, 2000a より引用).

図 1.2. 南半球夏季 (1 月 - 3 月) における過去日本漁船によるオキアミ漁獲位置(1973 年 - 2005 年, 黒点)と環境水温指数( $^{\circ}\text{C}$ )(World Ocean Atlas Data 2005)の分布図(永延, 2009 より引用). 等温線は  $0.5^{\circ}\text{C}$  間隔である. □枠で示す海域は開洋丸/JARPA 共同調査海域である.

図 1.3. 南大洋において各国によって作成されたナンキョクオキアミの年間漁獲変化(遠洋水産研究所, 2006 より引用).

図 1.4. 夏季(12 月 - 2 月の 3 ヶ月平均)の DPOI, 夏季(1 月)の単位体積当たりの全てのナンキョクオキアミ個体数, ナンキョクオキアミ 2 齢魚, ナンキョクオキアミ 1 齢魚, そしてクロロフィル a 濃度の時系列(Naganobu et al. 1999 より引用).

図 1.5. NCEP/NCAR の海面気圧偏差を用いた南半球環状モードの空間パターン. 暖色は高気圧偏差, 寒色は低気圧偏差を示す. Thompson and Wallace (2000) より引用.

図 1.6. 標準化された月平均の南極振動指数の時系列. 期間は 1990 年 1 月 - 2010 年 12 月. 赤は正偏差を示し, 青は負偏差を示す.

図 2.1. 比較に用いた係留ブイの位置(★KEO/JKEO, ●DBC, ▼TAO/TRRON, ◇PIRATA, ○RAMA).

図 2.2. 2008 年の年平均(2008 年 1 月 1 日 - 2008 年 12 月 31 日)した全海洋上で (a)東西海上風応力および(b)南北海上風応力の平均場, そして(c)東西海上風応力および(d)南北海上風応力の標準偏差場.

図 2.3. 異なるデータセット間での(a)平均東西海上風応力および(b)南北海上風応力の年平均南北プロファイル, そして(c)二乗平均平方根の東西海上風応力および(d)二乗平均平方根の南北海上風応力の南北プロファイル(青: J-OFURO2, 赤: J-OFURO3, 緑: IFREMER, 橙: CCMPV2.0, 水色: NCEP/NCAR, 紫: NCEP/CFSR, 灰色: JRA55, そして黄色: ERA-Interim).

図 2.4. 50°S 帯における年平均(2008 年)東西海上風応力の東西プロファイル(青: J-OFURO2, 赤: J-OFURO3, 緑: IFREMER, 橙: CCMPV2.0, 水色: NCEP/NCAR, 紫: NCEP/CFSR, 灰色: JRA55, そして黄色: ERA-Interim).

図 2.5. 50°S 帯における年平均(2008 年)東西海上風応力の東西スペクトル(青: J-OFURO2, 赤: J-OFURO3, 緑: IFREMER, 橙: CCMPV2.0, 水色: NCEP/NCAR, 紫: NCEP/CFSR, 灰色: JRA55, そして黄色: ERA-Interim). 黒線は 95%の信頼限界を示す.

図 2.6. 異なるデータセット間での年平均海上風応力回転場の南北プロファイル(青: J-OFURO2, 赤: J-OFURO3, 緑: IFREMER, 橙: CCMPV2.0, 水色: NCEP/NCAR, 紫: NCEP/CFSR, 灰色: JRA55, そして黄色: ERA-Interim).

図 2.7. 45°S 帯における年平均(2008 年)海上風応力回転場の東西プロファイル(青: J-OFURO2, 赤: J-OFURO3, 緑: IFREMER, 橙: CCMPV2.0, 水色: NCEP/NCAR, 紫: NCEP/CFSR, 灰色: JRA55, そして黄色: ERA-Interim).

図 2.8. 45°S 帯における年平均(2008 年)海上風応力回転場の東西スペクトル(青: J-OFURO2, 赤: J-OFURO3, 緑: IFREMER, 橙: CCMPV2.0, 水色: NCEP/NCAR, 紫: NCEP/CFSR, 灰色: JRA55, そして黄色: ERA-Interim). 黒線は 95%の信頼限界を示す.

図 3.1. 本研究で対象となる(a)南大洋と(b)ドレーク海峡図. 海面気圧データは 2 地点を利用した: Rio Gallegos 測候所と Esperanza 基地はそれぞれ(b)で示す.

図 3.2. DPOI の月毎の気候値(青線)と標準偏差(赤い鉛直線)の年々サイクル.

図 3.3. (a)1952 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)において NCEP/NCAR-1 再解析プロダクトによるドレーク海峡を横切る海上風東西成分(赤線)と DPOI(青線)の時系列. (b)(a)と同じで, 海面気圧の時系列(青線 : DPOI, 赤線 : NCEP/NCAR-1 の海面気圧).

図 3.4. 南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の DPOI から算出した地衡風(青線), 海上風東西成分(a, c)と南北成分(b, d) (赤線)の年時系列(a, b : J-OFURO3, c, d : NCEP/NCAR-1).

図 3.5. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の期間中に南大洋上で海上風((a)東西風と(b)南北風)および夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の期間中に南大洋上で海上風((c)東西風と(d)南北風) (等値間隔はそれぞれ, (a)-(d)に対して 1.0m/s である)の平均場(a-d : J-OFURO3).

図 3.6. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の期間中に南大洋上で海上風((a)東西風と南北風(b)) および夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の期間中に南大洋上で海上風((c)東西風と(d)南北風) (等値間隔はそれぞれ, (a)-(d)に対して 0.2m/s である)の標準偏差分布図(a-d : J-OFURO3).

図 3.7. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の DPOI と海上風((a)東西風と(b)南北風)および夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の DPOI と海上風((c)東西風と(d)南北風)の相関分布図(a-d : J-OFURO3). 海上風とともに DPOI の相関係数は黒い等値線によって示されている. 等値間隔は 0.1 毎である. 正(負)の値は実線(点線)によって示されている.

図 3.8. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の(a)海上風東西成分および(b)南北風成分および夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の(c)海上風東西成分および(d)南北風成分に対する EOF 第 1 モードの空間振幅(a-d:J-OFURO3). 等値間隔は 10 毎である. 正(負)の値は実線(点線)によって示されている.

図 3.9. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の(a)海上風東西成分および(b)南北風成分および夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の(c)海上風東西成分および(d)南北風成分に対する EOF 第 2 モードの空間振幅(a-d:J-OFURO3). 等値間隔は 10 毎である. 正(負)の値は実線(点線)によって示されている.

図 3.10. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の(a)海上風東西成分の EOF 第 1 モードと(b)海上風南北成分の EOF 第 1 モードおよび南半球の夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の(c)海上風東西成分の EOF 第 1 モードと(d)海上風南北成分の EOF 第 1 モードのスコアの時系列(黒線:J-OFURO3). DPOI(青線)と AAOI(赤線)の時系列を重ねた. 全ての時系列は標準偏差によって正規化されている.

図 3.11. 1991 年–2017 年の南半球の春季(9 月–11 月の 3 ヶ月平均)の(a)海上風東西成分の EOF 第 2 モードと(b)海上風南北成分の EOF 第 2 モードおよび南半球の夏季(12 月–2 月の 3 ヶ月平均)の(c)海上風東西成分の EOF 第 2 モードと(d)海上風南北成分の EOF 第 2 モードのスコアの時系列(黒線:J-OFURO3). DPOI(青線)と AAOI(赤線)の時系列を重ねた. 全ての時系列は標準偏差によって正規化されている.

図 4.1. サウスシェトランド諸島付近(60.00°W–50.00°W, 62.00°S–59.00°S)で領域平均した季節毎の水温プロファイル(青線:1 月, 赤線:4 月, 橙線:7 月, 緑線:10 月). 水温データは WOA18 の気候値を使用.

図 4.2. Antarctic Marine Living Resources Living Resources (AMLR)観測点の頻度分布および測点図, ●印が CTD 観測点.

図 4.3. 1991 年–2010 年の南半球の春季(10 月–12 月の 3 ヶ月平均)におけるドレーク海峡付近および CTD 観測域(青い領域)における海上風東西成分の平均場.

図 4.4. 4 測線(西から 57.50°W, 60.00°S–61.75°S ; 56.50°W, 60.00°S–61.75°S ; 55.00°W, 60.00°S–61.75°S ; 54.00°W, 60.00°S–61.75°S)で平均した水温, 塩分, そして密度の鉛直断面図(平均).

図 4.5. 4 測線(西から 57.50°W, 60.00°S–61.75°S ; 56.50°W, 60.00°S–61.75°S ; 55.00°W, 60.00°S–61.75°S ; 54.00°W, 60.00°S–61.75°S)で平均した水温, 塩分, そして密度の鉛直断面図(標準偏差).

図 4.6. DPOI の春季の時系列(1990 年の時系列は前年の 1989 年の DPOI の値を示す).

図 4.7. 4 測線で平均した DPOI が高い年(1991 年, 1999 年, 2000 年, 2002 年, 2009 年)のコンポジット(青線)および DPOI が低い年(1993 年, 1998 年, 2001 年, 2003 年, 2010 年)のコンポジット(赤線)の(a)水温, (b)塩分, そして(c)密度の鉛直プロファイル.

図 4.8. 南半球の春季(10 月–12 月までの 3 ヶ月平均)におけるドレーク海峡付近および CTD 観測域(青い領域)の海上風東西成分のコンポジット場. (a)DPOI が高い年のコンポジット, (b)DPOI が低い年のコンポジット. 海上風東西成分は黒い等値線によって示されている. 等値間隔は 0.5 m/s である.

図 4.9. 南半球の春季(10 月–12 月までの 3 ヶ月平均)におけるドレーク海峡付近および CTD 観測域(青い領域)の海上風応力回転場のコンポジット場. (a)DPOI が高い年のコンポジット, (b)DPOI が低い年のコンポジット. 海上風応力回転場は黒い等値線によって示されている. 等値間隔は 0.05 N/m<sup>3</sup> である. 暖色は高気圧性の回転場(反時計回り), 寒色は低気圧性の回転場(時計回り)を示す.



図 4.10. 南半球の春季(10月–12月までの3ヶ月平均)におけるドレーク海峡付近およびCTD観測域(青い領域)のエクマンパンピング速度のコンポジット場。(a)DPOIが高い年のコンポジット, (b)DPOIが低い年のコンポジット. エクマンパンピングは黒い等値線によって示されている. 等値間隔は0.05 m/sである. 暖色は上向きの鉛直流速, 寒色は下向きの鉛直流速を示す.

図 4.11. 1991年–2010年の南半球の春季(10月–12月の3ヶ月平均)におけるドレーク海峡付近およびCTD観測域(青い領域)のDPOIとエクマンパンピング速度の相関分布図. エクマンパンピング速度とともにDPOIの相関係数は黒い等値線によって示されている. 等値間隔は0.1毎である. 暖色は正の相関域, 寒色は負の相関域を示す.

図 4.12. DPOIとエクマンパンピング速度の時系列. Area Aは57.50°W–56.50°W, 60.00°S–61.00°Sを領域平均したエクマンパンピング速度, Area Bは54.00°W–55.00°W, 60.00°S–61.00°Sを領域平均したエクマンパンピング速度.

図 4.13. 4測線を平均したエクマンパンピングの時間積算値からの偏差(赤線: 10月–1月平均, 橙線: 11月–1月平均, 緑線: 12月–1月平均)と季節性密度躍層の深度偏差(青線)の時系列.

図 4.14. CTD観測域(57.50°W–53.00°W, 61.00°S–60.00°S)を領域平均した水温プロファイル(青線: 10月, 赤線: 11月, 橙線: 12月, 緑線: 1月). 水温データはWOA18の気候値を使用.

図 4.15. CTD観測域のエクマン輸送量(水平方向の矢印)の収束発散により発生する鉛直流速(鉛直方向の矢印)の模式図. 左側は発散によりエクマンサクション流速が, 右側は収束によりエクマンパンピング速度が発生する.

図 4.16. 南極半島海域における海上風変動とオキアミ加入量の関係の模式図. 左側はNaganobu et al.(1999)の結果の推論. 右側は本研究の結果の推論.

<表の説明>

表 2.1. 全球格子海上風応力データセットの一覧表.

表 2.2. 使用ブイの一覧.

表 2.3. 使用したブイの分布とデータ数.

表 2.4. 全球, 低緯度, 中緯度, そして高緯度に存在するブイデータと比較した各海上風応力データセットの統計量.

表 3.1. DPOI と各要素(海上風東西, 南北成分と海面気圧)との相関係数.

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、学部生の頃から終始ご指導・助言・日本海洋学会、日本地球惑星科学連合大会(JpGU)、日本気象学会中部支部研究集会、極域科学シンポジウム、また AOGS, PORSEC 等の国際学会および国際シンポジウムに複数回参加する機会をいただいた東海大学海洋研究所の轡田邦夫教授に深く心より感謝いたします。また、博士論文、並びに投稿論文も含めて全ての議論を重ね懇切丁寧にご指導いただき感謝いたします。また共同研究者である永延幹男氏には、博士論文、投稿論文に関して数多くのデータや知見・話題の提供のみならず、極域科学シンポジウムおよび日本海洋学会における意見交換、研究の意義、社交の場を提供してくださり深く心から感謝いたします。白鳳丸航海の経験は、洋学を学んでいるものにとっては重要な経験で、今後の人生において大きな宝になると思います。本当にありがとうございました。

昨年度から私の指導教員を引き受けていただき、ゼミなどの行事を合同で行うだけではなく、発表時および投稿論文の改訂版等にご指摘やアドバイスを頂いた植原量行教授、高橋大介准教授、大学院の講義や、J-OFURO 会議、Gill ゼミなどでお世話になった、久保田雅久教授に感謝を捧げます。また、幅広い分野の知見をもたらして頂いた東海大学の先生方に感謝を申し上げます。

これまでの大学院生活を振り返ると、論文執筆から受理されるまで一連の作業、学会や研究集会への参加、他の研究機関の観測航海や国内および国際学会発表など、本当に多くの貴重な経験をさせていただきました。他大学・機関の先生方、研究者、技術者および先輩・同期・後輩の方々に感謝いたします。最後に、現在に至るまで、私の生活を支えてくれた両親に感謝します。

## 研究業績

## &lt;国内発表&gt;

八木雅文, 轡田邦夫, 永延幹男, 南大洋上における海上風経年変動と DPOI, 海洋若手研究集会, 2016年9月, 札幌

八木雅文, 轡田邦夫, 永延幹男, 南大洋上における海上風応力と海面水温の変動, 2017年度日本気象学会中部支部研究会, 2017年11月, 岐阜

八木雅文, 轡田邦夫, 永延幹男, 衛星観測データを用いた南半球中高緯度域における海上風応力と海面水温の共通変動, 2018年度日本海洋学会秋季大会, 2018年9月, 東京

八木雅文, 轡田邦夫, 南半球中高緯度域における異なるデータセット間での海上風応力の相互作用, 2018年度大気海洋相互作用に関する研究集会, 2018年12月, 京都

八木雅文, 轡田邦夫, 全球海上風応力データセットの相互比較, 2019年度日本海洋学会秋季大会, 2019年9月, 富山

八木雅文, 轡田邦夫, 全球海上風応力格子データセットの相互比較, 2019年度日本気象学会中部支部研究会, 2019年12月, 富山

八木雅文, 轡田邦夫, 高解像度全球洋上海上風応力データの比較検証, 2020年度日本気象学会中部支部研究会, 2020年12月, 名古屋

八木雅文, 轡田邦夫, 永延幹男, ドレーク海峡付近における上層海洋への海上風応答, 海洋若手研究集会, 2021年9月, 静岡

## &lt; 国際発表 &gt;

Masafumi, Y., K. Kutsuwada, and M. Naganobu, Interannual Variation of Surface Wind Field over the Southern Ocean and DPOI, Japan Geoscience Union 2016, May 2016, Makuhari, Japan.

Masafumi, Y., K. Kutsuwada, and M. Naganobu, Interannual Variation of Surface Wind Field over the Southern Ocean and DPOI, 13th Annual Meeting Asia Oceanic Geoscience Society, Aug 2016, Beijing, China.

Masafumi, Y., K. Kutsuwada, and M. Naganobu, Seasonal dependency of air-sea interaction near the Drake Passage, The Seventh Symposium on Polar Science, December 2016, Tachikawa, Japan.

Masafumi, Y., K. Kutsuwada, and M. Naganobu, Temporal and spatial variability of atmosphere and ocean in the Southern Ocean, Japan Geoscience Union-American Geoscience Union Joint Meeting 2017, May 2017, Makuhari, Japan.

Masafumi, Y., K. Kutsuwada, and M. Naganobu, Covariability between surface wind stress and sea surface temperature in the mid-high latitudes of Southern Hemisphere, Japan Geoscience Union 2018, May 2018, Makuhari, Japan.

Masafumi, Y., K. Kutsuwada, and M. Naganobu, Intercomparisons of Surface Win-stress among Different Data Sets in the Mid-and High-latitudes of Southern Hemisphere, PORSEC2018 14th Pan Odean Remote Sensing Conference, November 2018, 3F ICC Jeju, Jeju Island, Korea.

<査読付き論文>

八木雅文, 轡田邦夫, 永延幹男, 2019: 南大洋上における海上風経年変動と DPOI, 東海大学紀要海洋学部, 17, 11-19.

Masafumi, Y., and K. Kutsuwada, 2020: Validation of different global data sets for sea surface wind-stress, *International Journal of Remote Sensing*, 41:15, 6022-6049. doi: 10.1080/01431161.2020.1714784.