

TUMSAT-OACIS Repository - Tokyo

University of Marine Science and Technology

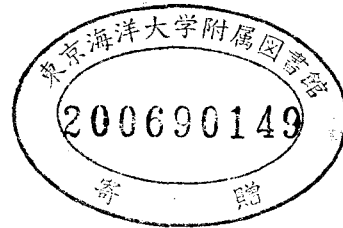
(東京海洋大学)

複数の人工衛星で得られる海面情報解析に関する研究

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-03-31 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 謝, 旭暉 メールアドレス: 所属:
URL	https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/746

複数の人工衛星で得られる海面情報解析に関する研究

平成17年度
(2005)



東京水産大学大学院
水産学研究科
海洋環境学専攻

謝 旭暉

目次

複数の人工衛星で得られる海面情報解析に関する研究

1. 緒言	1
第一部 南大洋における海氷の経年変動に関する研究	
2. 研究の目的と背景	4
2.1 南大洋の海氷	4
2.2 南大洋の海氷に関する研究	5
2.3 研究の目的	7
3. データと解析方法	10
3.1 データと解析方法	10
3.2 データの特徴	11
4. 南大洋海氷の経年変動	17
4.1 海氷面積の経年変動	17
4.2 南大洋海氷密接度 (SIC) アノマリーの Empirical Orthogonal Function (EOF) 解析	18
4.3 南大洋インド洋区における海氷密接度にみられる西方伝播シグナル	21
5. 結果および考察 (1)	33
5.1 Extend EOF (EEOF) 解析のアルゴリズム	33
5.2 SIC と SST アノマリーの EEOF 解析の結果	34
5.3 まとめ	36

**第二部 黒潮水域を中心とした新しい海況日報
作成手法に関する研究**

6. 研究の目的と背景	40
6.1 黒潮水域の概況と研究の背景	40
6.2 研究の目的	44
7. 資料とその特徴	47
7.1 実測水温データ	47
7.2 気象庁解析水温データ	48
7.3 アメリカ海軍解析水温データ	48
7.4 NOAA/AVHRR (赤外線衛星水温) データ	49
7.4.1 AVHRR 水温のアルゴリズム	49
7.5 AQUA/AMSR-E (マイクロ波衛星水温) データ	50
7.6 各データセットの特徴	51
7.7 各データセットの特徴のまとめ	53
8. 作成手法	68
8.1 手順	68
8.2 現場観測データの品質管理 (第一段階)	69
8.3 AMSR-E 水温の補正 (第二段階)	70
8.4 高精度水温データの作成 (第三段階)	72
9. 結果および考察 (2)	87
9.1 結果および考察	87
9.2 まとめ	89
10. 総括	98

謝辭	101
文献	102
Appendix	109
略語	116

第1章 緒言

人工衛星画像で得られる海面情報はさまざまな分野で利用されており、地球規模の環境変化の調査や監視に役立っている。人工衛星にはそれぞれの目的に応じたセンサーが搭載されており、それにより取得されたデータが解析され利用されている。しかしながら、異なるセンサーで得られた人工衛星データを融合して解析した例はそれほど多くない。しかも、各センサーで得られたデータを利用する場合よりも、融合したデータの解析によってより多くの情報を得られる可能性がある。そこで本研究では二つのテーマについて、それぞれ複数の人工衛星あるいはセンサーで得られた、異なる性質の人工衛星画像を用いて海面情報を解析し、利用する方法について検討した。

最初のテーマは南大洋の海水分布に関する研究である。修士論文（謝、2002）では、National Snow and Ice Data Center (NSIDC) が提供している 1979-99 年の 21 年間に得られた南大洋における海水密接度 (SIC) 資料を解析し、海水の季節変化、経年変化について調べた。とくに南緯 63 度 42 分についてのホフメラー図解析で得られたインド洋区に見られる西方伝播シグナルが、新しい発見であった。しかしながら、マイクロ波センサーで得られた海水密接度資料のみでは不十分であり、海水の分布に大きな影響を与える海水温の情報と比較検討することが必要であると考えられた。そこで、本論文の第一部では、National Centers for Environmental Prediction (NECP) が提供している Sea Surface Temperature (SST) の資料を加え、SIC 資料とともに Extended Empirical Orthogonal Function (EEOF) 解析を試みた。2 章では南大洋海水に関する研究

の紹介と本研究の背景と研究の目的について述べ、3章ではデータとデータ処理の方法、4章では海水の経年変動について解析結果を述べる。とくに5章で新たに EEOF 解析の結果に基づき、インド洋区が他の海区と異なる海洋変動特性をもつことを、SIC と SST という二種類の人工衛星データの解析にもとづき議論する。

第2部では東海海域を中心とした高精度海況日報の作成方法について、二種類の人工衛星データを段階的に用いることで新しい有用な海況日報を作成する手法とその結果について論じる。

黒潮水域において漁業者は好漁場を選定するために表面水温を利用している。漁業者に満足できる空間解像度の高い水温図を提供するには AVHRR データを利用して海況日報を作成することが妥当である。しかしこの場合、前もって AVHRR 測定水温の精度を向上させる必要がある。そこで分解能は低いが、特に外洋域において豊富なデータを有する AMSR-E 水温、および特に沿岸域において多くのデータがある実測水温を使って、AVHRR 水温の精度を向上させることにした。実測水温は前もって気象庁解析水温を使って品質管理し、異常値を取り除いた。また AMSR-E 水温も実測水温と気象庁解析水温と比較し品質管理を行った。これらを用いて、東海海域における 3.5km グリッドの高精度水温分布図を作成した。

第6章では、黒潮水域の概況、および本研究の背景と意義、目的、内容等について述べる。第7章では、使用した実測水温、気象庁解析水温、人工衛星による AVHRR 水温（赤外線水温）、AMSR-E 水温（マイクロ波水温）データの特徴について述べる。第8章では、実測水温データをもとに、気象庁解析水温、AMSR-E 水温データ、AVHRR 水温データ、それぞれが持っている特徴を最大限に活かし、3段階のプロセスで黒潮水域の高精度海況日報を作成する手法について述べる。

第9章では、本研究の手法の精度と改善すべき点について述べ、第10章では本論文のまとめを行う。

第一部 南大洋における海氷の経年変動に関する研究

第2章 研究の目的と背景

2.1 南大洋の海氷

南大洋は南極大陸を取り囲む世界の3大洋である太平洋、大西洋、インド洋に連なる大洋であり (Fig. 2-1)、通常、南極大陸から南緯 40° または亜熱帯前線までをいう。南大洋では南極大陸を取り囲むように周年海氷域が存在し、冬季には南極大陸の面積を上回るまでに拡大する。海氷面積は南半球の夏の2月には約 $3.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ であるが、冬の9月には世界の海洋面積の約4%に相当する $18 \times 10^6 \text{ km}^2$ まで拡大する。南大洋における海氷の変動が、他の大洋と異なる海況を特徴づけているのみならず世界の気候にも影響を与えている。

海氷域では、大気と海洋の間の熱交換や物質交換が海氷を介して行われる。海が結氷してその上に雪が積もると、アルベードが10%以下から80~90%近くに増加するので、アルベードの季節変化が地球上では最も大きい場所となる。また、海氷が海を覆うと、海から大気への放熱量は、海氷が厚さを増すにつれて減少する。海面からの放熱量は、結氷前には $100 \sim 200 \text{ ワット/m}^2$ であるが、薄氷が張ると十数ワット/ m^2 まで減少し、氷厚が1 m以上になると数ワット/ m^2 まで減少する。しかし、厳冬期に見られるリードやポリニヤからは $1000 \sim 2000 \text{ ワット/m}^2$ もの熱量が大気へ放出される。

また、海氷域の拡大期には、海氷は高緯度から低緯度へ張り出す。海氷が生

成されるとき、ブラインが排出されるため、周囲の海水の塩分は増加する。そのため、重い海水が生成され、南極底層水の源となっている。一方、海水が融解すると低温低塩分の表層水が生成される。このように海水の生成、融解は南極域の海水の特徴と深くかかわっている。

大陸という障壁がない南大洋では、東向きの強い南極周極流 (ACC) が存在する。太平洋、大西洋、インド洋などの海盆に分布する深層水塊は、南極周極流を通して循環し、地球規模の気候に影響を与えていることから、南大洋は地球規模の気候変動に重要な役割を果たすと考えられる。海水は、この南大洋における大気-海洋の間の熱交換や物質交換に大きな影響を及ぼしており、世界の海洋の深層水循環や地球規模の気候の変動に重要な役割を果たしている。

2.2 南大洋の海水に関する研究

White と Peterson (1996) は 1985 年から 1994 年の海水端の位置 (SIE: Sea Ice Extent) と緯度 56° S での海面気圧 (SLP : Sea Level Pressure)、海面水温 (SST: Sea Surface Temperature)、子午線方向の風応力 (MWS: Meridional Wind Stress) のアノマリーデータを解析した (Fig. 2-2)。Fig. 2-2 の陰影は負のアノマリー域、白抜きは正のアノマリー域である。SLP、MWS、SST と SIE のアノマリーが時間経過とともに 30° E から東に向かって伝播していることがわかる。同一期間 (1985 年から 1992 年) 内における各アノマリーは同様に変化していることから、南大洋では東から西へ伝播する 3~4 年周期の変動が存在することを明らかにし、この現象を南極周極波 (ACW: Antarctic Circumpolar Wave) と名付けた。波動のシグナルは 4~5 年毎に起こり、約 8cm/sec の平均速度で東向きに南極大陸の周りを伝播することを明らかにした。また、Jacobs と

Mitchell (1996) も、海面高度 (SSH: Sea Surface Height)、SST および大気圧アノマリーのコヒーレントな変動について検討し、ACW は約 4 年周期、経度方向に 180 度の波長をもつ波動であることを明らかにした。また、ACW の発生機構が極域の海洋-大気相互作用に基づいていることを示した。

南半球の太平洋海域では El Niño/南方振動 (ENSO) 現象と ACW の変動との相互作用について、多くの研究が行なわれている (Chiu 1983, Carleton 1989, Simmonds & Jacka 1995, White & Peterson 1996, Yuan *et al.* 1996, Smith *et al.* 1996, Ledley & Huang 1997, Carleton *et al.* 1998, Yuan & Martinson 2000, 2001, Harangozo 2000, Kwok & Comiso 2002, Martinson & Iannuzzi 2003, Yuan 2004)。最近、Yuan と Martinson (2000) は、南太平洋と南大西洋では、SIC と SST アノマリーとの間に逆位相の関係があり、ENSO が引き金になって起こった後、3~4 年持続することを明らかにした。この関係は南極ダイポール (ADP: Antarctic Dipole) と名付けられている。

Petterson と White (2001) は、海氷域内部の海氷密接度 (SIC) の経年変動を解析し、海面水温に関係する熱循環が南極大陸の周りで冬季に形成される海氷量を決める主要因であることを指摘した。彼らは、夏季になると海氷は南極大陸付近まで後退するので、海氷内部の ACW 特性は海氷に接する海水温に記憶され、次の冬まで持ち越されると結論づけている。

2.3 研究の目的

現在 ACW は南大洋で最も注目されている現象の 1 つであるが、Venegas (2003) は、SST の変動を調べ、45° E と 90° E 間の西インド洋に西向きに伝播する別の

シグナルの SST 変動があることを指摘している。しかし、とくに南大洋の陸地に隣接する海域は冬季に海氷で覆われ SST データが得られないために西向きに伝播するシグナルを明確に捉えることが困難である。したがって、SIC のデータから南大洋の高緯度で西向きの伝播するシグナルを捉えることが可能と考えられる。

そこで、本研究では南大洋、とくにインド洋における SIC アノマリーの経年変動特性、および南大洋の SIC アノマリーとグローバルな SST アノマリーとの空間的な関係から西向きに伝播する波動現象について検討する。まず 3 章ではデータの特徴について述べる。4 章では SIC アノマリーについて 経験的直交関数 (EOF: Empirical Orthogonal Function) 解析を行い、SIC アノマリー変動は SIE、SLP アノマリーなどの変動とほとんど同様であるが、インド洋区では ACW のシグナルが不明瞭であることを示す。次に、 63.71° S に沿って SIC アノマリーのホフメラー図から西向き伝播するシグナルについて述べる。第 5 章で EEOF 解析を用いた考察と結果について述べる。

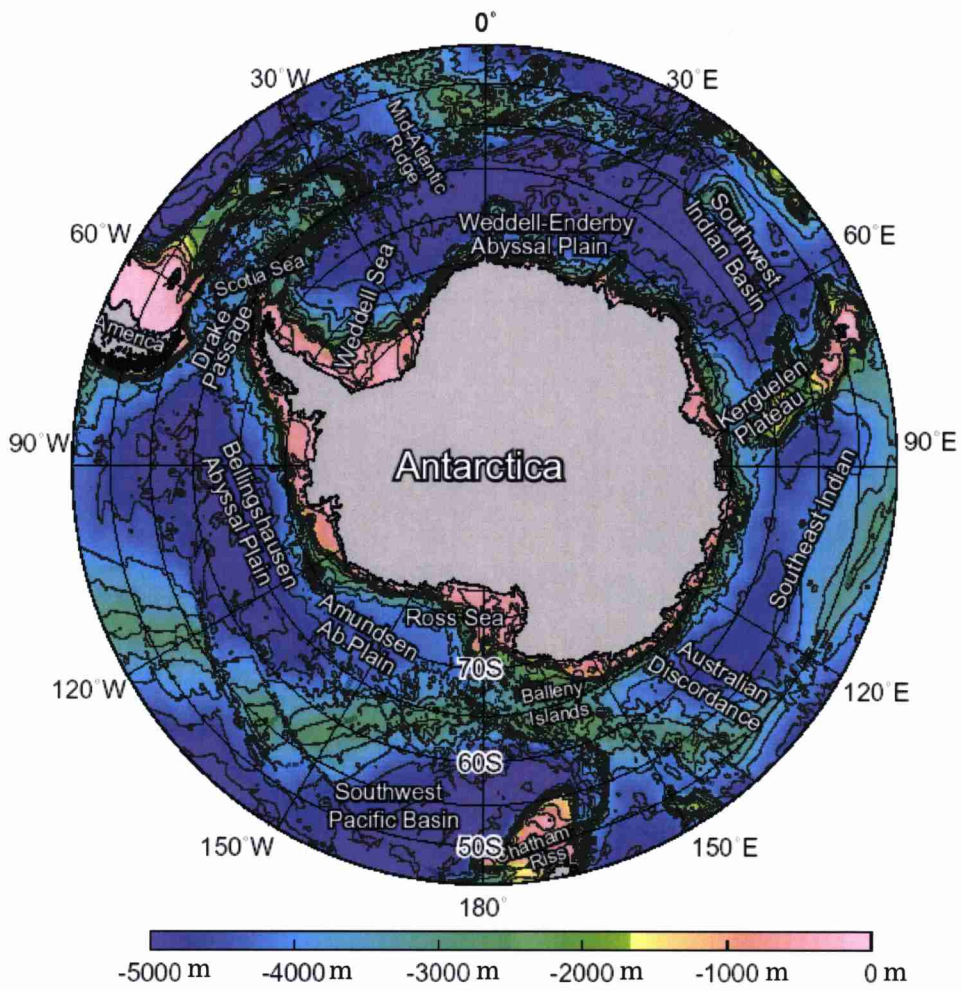


Fig. 2-1 南大洋海底地形图.

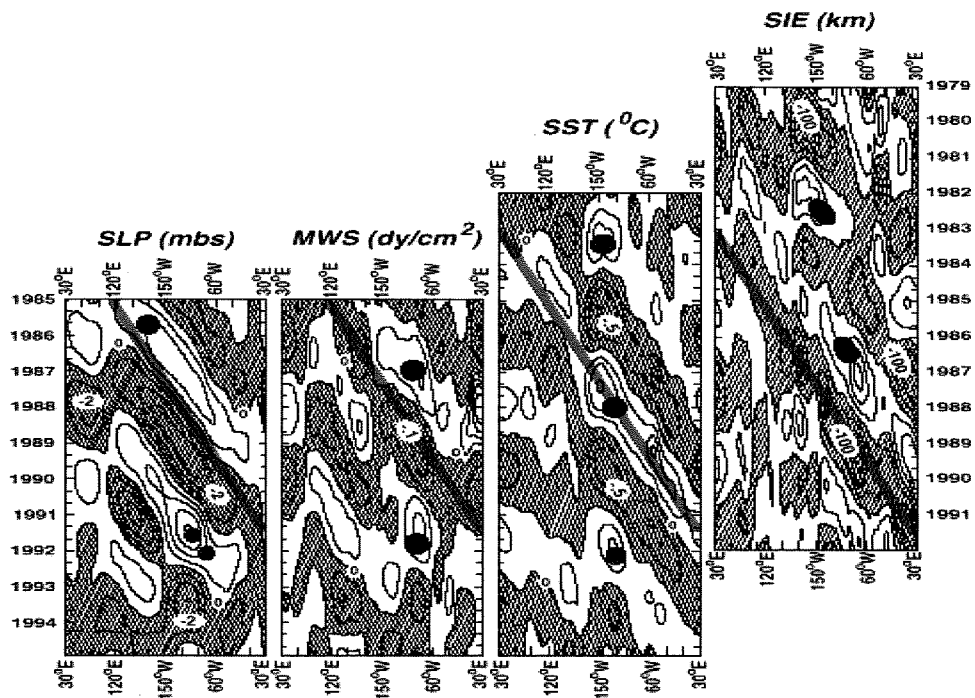


Fig. 2-2 1985年から1994年の緯度56° SでのSLP、MWS、SSTとSIEのホフメラー図。陰影は負のアノマリー域、白抜きは正のアノマリー域である。

White and Peterson (1996) より

第3章 データと解析方法

3.1 データと解析方法

本研究で使用したデータセットは、(1) NSIDC (National Snow and Ice Data Center) が提供している月平均海氷密接度データ (SIC)、(2) NCEP (National Centers for Environmental Prediction) が提供している月平均海面水温データ (SST) である。

前者のデータセットは、DMSP (Defense Meteorological Satellite Program's) 衛星に搭載された SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) と SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) センサーにより、1979年から1999まで21年間わたって観測され、Bootstrap アルゴリズム (Comiso, 1995) により作成されたものである。SIC は、グリッドの輝度温度で得られた単位面積当たりの海水の分布比率を0~100%で表示した、空間解像度 25km×25km のデータセットである。

後者のデータセットは、1982年から1999年まで18年の期間に得られた実測水温データと衛星水温データを最適内挿法を用いて Reynolds ら (Reynolds, 1988; Reynolds and Marsico, 1993; Reynolds and Smith, 1994) のアルゴリズムにより作成されたもので、空間解像度は $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ である。

まず、季節変化を除去するために前者のデータについて21年間の月平均値か

らの偏差を、後者のデータについては 18 年間の月平均からの偏差を求めた。次に長周期変動を取り出すために 3-7 年のバンドパスフィルターを施した。

3.2 データの特徴

21 年間平均した各月の海氷分布図を Fig. 3-1 に示す。海氷分布は 2 月に最も小さく、Weddell 海、Bellingshausen 海の高緯度海域、陸地近くの海域に多年氷が存在するものの他の海域にはほとんどみられない。9 月、10 月頃海氷分布はピークになっている。大西洋海域では海氷が南緯 50° まで張り出すのに対し、Bellingshausen 海では南緯 60° までしか海氷がみられない。

次に、21 年間平均値からの偏差の root-mean-square (RMS) を Fig. 3-2 に示す。3 月から 7 月までは海氷の成長期であり、10 月から 1 月までは海氷の衰退期になる。冬季には、海氷の縁では、月ごと総海氷面積の 20%以上の海氷が増加することもあり、南北距離は数 100 キロメートルの著しい変化を示した。夏季には、SIC は海氷域内部で最も大きい減少を示す、特に、Bellingshausen / Amundsen 海では顕著である。

21 年間にわたる SIC アノマリーの RMS を各グリッドで求め、その分布を Fig. 3-3 に示す。SIC アノマリーの RMS の最大値は Bellingshausen 海にみられ、SIC アノマリーの変動は 20~25%に達する海域がある。また、南極半島の西に位置する Scotia 海とオーストラリアの北部海域においても、SIC アノマリーは 15-20%と大きく変動している。この中、Scotia 海に見られる大きな変動は Bellingshausen 海を経て Amundsen 海まで連なっている。このようなパターンは、SST アノマリーにも同様にみられる (Fig. 3-4)。南大洋では、SST の RMS

が 0.5-0.7℃となる海域が Bellingshausen 海に分布し、太平洋から Scotia 海へと広がっている。

SST アノマリーの RMS が約 1.0℃以上の海域は東部赤道太平洋海域でみられ、El Niño との関連性が考えられる。しかしながら、Bellingshausen 海と Scotia 海における SST アノマリーが 0.5℃と比較的小さいようであるが、これら特異な熱帯海域における SST アノマリーは、ACW の SLP アノマリーに影響する可能性が高い。

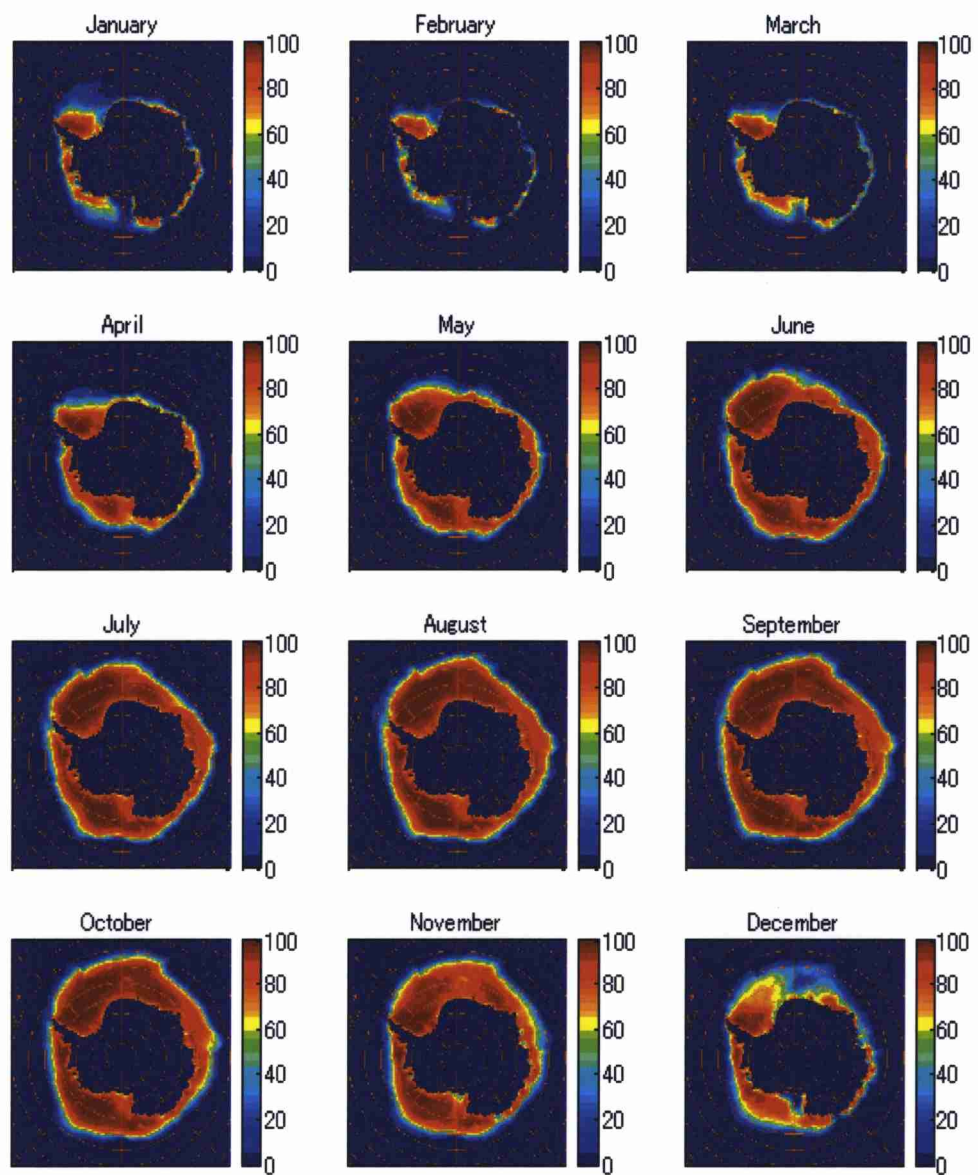
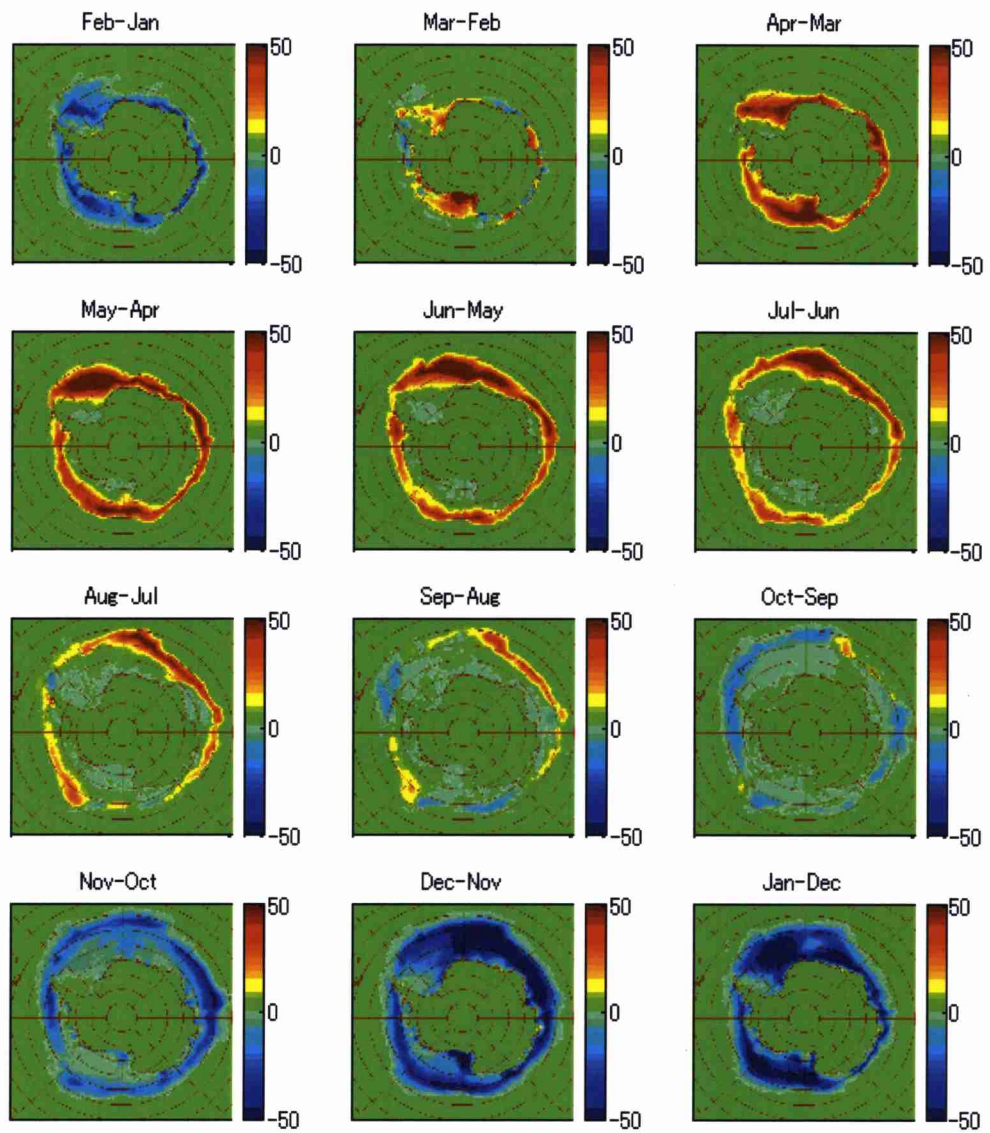


Fig. 3-1 1979 から 1999 までの 21 年間平均した各月の SIC 分布図。



(%)

Fig. 3-2 1979 から 1999 までの 21 年間 SIC アノマリーの RMS 図。

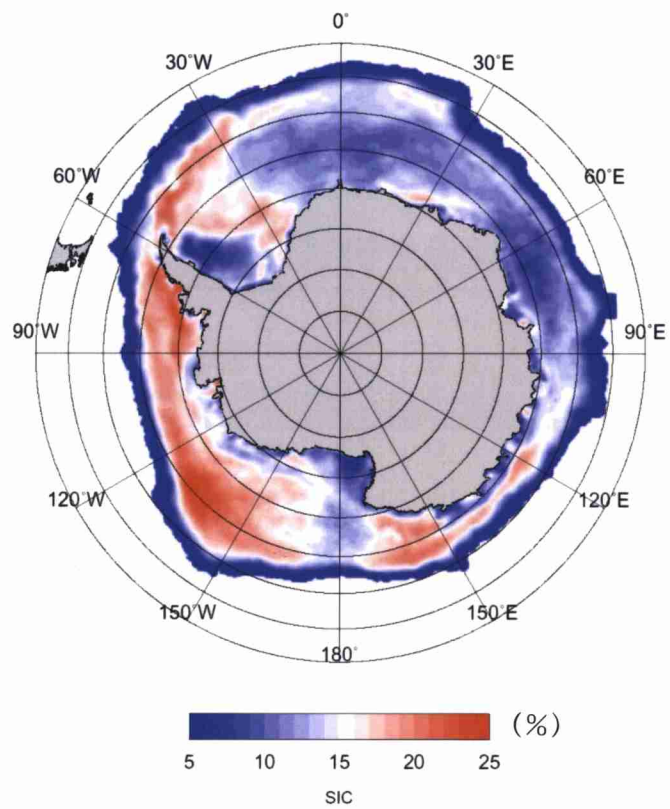


Fig. 3-3 1979 から 2000 までの 22 年の SIC アノマリーの RMS の平均図。

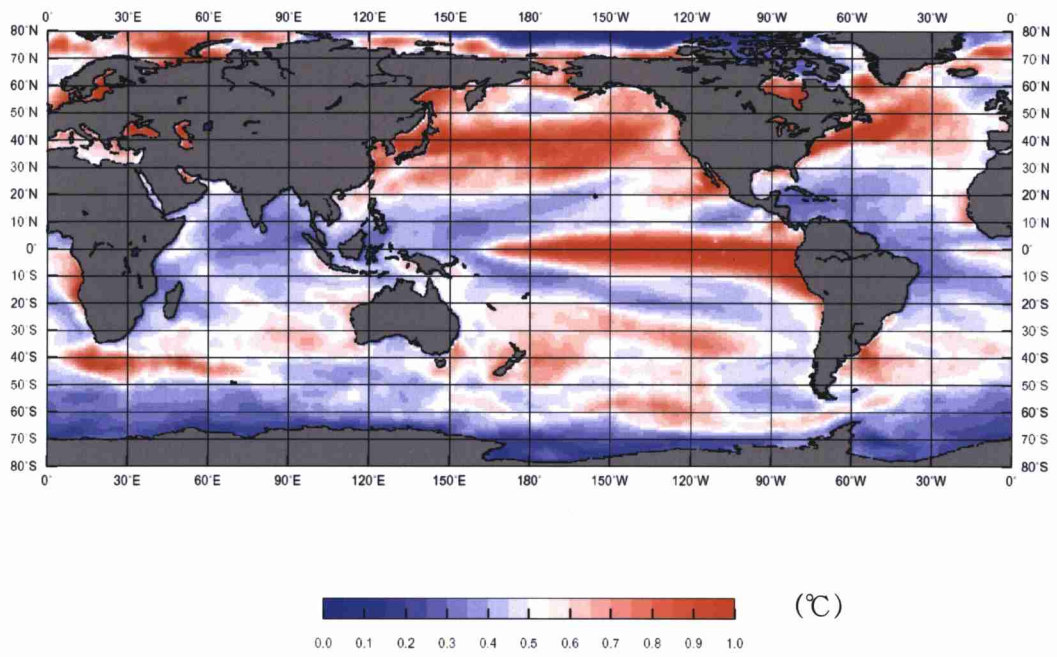


Fig. 3-4 1982 から 2001 まで 20 年間の SST アノマリーの RMS の平均図。

第4章 南大洋海氷の経年変動

4.1 海氷面積の経年変動

南大洋海氷分布の変動は全球気候変動と密接な関係があると考えられており、その実態に関心が寄せられている。そこで、まず南大洋海氷面積の経年変動について調べる。ここで南大洋海氷面積を、各グリッドの面積とそのグリッド内の海氷密接度 (SIC) の積の総和と定義する。このようにして求めた 1979 年 1 月から 1999 年 12 月までの南大洋海氷面積の経年変動を Fig. 4-1-1 に示す。図からみると、海氷面積は 2 月頃に最小、9 月頃に最大となる顕著な季節変化を示しているが、詳細に見ると、年による相違も見られる。本研究で取り扱った 21 年の中で南大洋海氷面積の最小値は 1993 年 2 月の $1.72 \times 10^6 \text{ km}^2$ 、最大値は 1998 年 9 月の $16.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ である。

21 年間における月別平均海氷面積をみると、南半球の夏季である 1～3 月に極小、冬季の 8～10 月に極大となる季節変化を示しており、2 月には $2.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ 、9 月には $15.9 \times 10^6 \text{ km}^2$ になっている (Table 1)。

次に、21 年間の海氷面積の月平均値に基づく海氷面積のアノマリーの変化とその 1 年移動平均値および長期トレンドとともに Fig. 4-1-2 に示す。図からみると、1979～1987 年に海氷面積のアノマリーは大きく、1988～1995 年に小さく、その後やや大きくなっている。1 年移動平均値の変化を見ると、海氷面積のアノマリーは数年周期で変化しているが、1994 年以降プラスすなわち海氷面積が

拡大しており。長期トレンドからも、1988～1989年を境にマイナスからプラスへと変化していることになった。

長期トレンドから求めた21年間の海水面積は $2.71 \times 10^5 \text{ km}^2$ 増加となっている。これは海水面積最大となる9月の1.7%に相当する。この21年間の長期トレンドから判断すると、南大洋の海水面積は気候の温暖化による減少傾向がみられない。地球温暖化による海水の融解が懸念されているが、この資料でみる限り、海水面積の減少はみられない。

4.2 南大洋海水密接度 (SIC) アノマリーの Empirical Orthogonal Function (EOF) 解析

EOF解析は、多変量解析の分野では主成分分析 (Principal Component analysis) と呼ばれ、多数のデータから、モードと呼ばれる少数個の時間・空間関数を抽出し、次元を減らすことにより基のデータが持っている特性を理解しやすくするための解析手法である。

ここでは1979年から1999年までの21年間のSICデータについて、EOF解析を行なった。21年間で海水密接度が15%以上となる場合が認められたグリッドを海水域と定義する (Fig. 4-2-1)。次に、海水域に含まれる各グリッドにおける21年間のSICの時系列を作成し、最終的には、時間数 (P) 252ヶ月、空間グリッド数 (N) 4678の $N \times P$ 行列に再配列する。

次に、各グリッドのSIC月平均値を用いて、SICアノマリー (Ψ) を求め、 Ψ は ($N \times P$) の行列とすると、次式のように表わされる。

$\psi(r_n, t_p)$, $n = 1, 2, \dots, N$; $p = 1, 2, \dots, P$ である。

$N (=4678)$, $P (=252)$ はそれぞれ空間と時間方向のデータ数である。

EOF 解析では, 共分散行列 (covariance matrix) の固有ベクトル (eigenvectors) として空間パターンを求める。この場合空間パターンは互いに直交し, 第一モードは直交する線形結合の中で最も大きな分散を説明するという特徴を持つ。

ここでは各グリッドを変量、時間をサンプルと考え、 $(N \times M)$ の正方形の共分散行列を次の式で解く必要がある。

$$R = \begin{bmatrix} R_{11} & R_{12} & \dots & R_{1N} \\ R_{21} & R_{22} & \dots & R_{2N} \\ & & \dots & \\ R_{N1} & R_{N2} & \dots & R_{NN} \end{bmatrix},$$

$$R_{nm} = \frac{1}{P} \sum_p \psi(r_n, t_p) \psi(r_m, t_p), \quad (4.1.1)$$

ここでは, n と m ($1, 2, \dots, M$) は空間グリッドである。この対称行列には, N 個の固有値 (eigenvalues) λ_α と固有ベクトル $\Phi_\alpha(r_j)$ があって, 次の式で表される。

$$\sum_{j=1}^N R_{ij} \Phi_\alpha(r_j) = \lambda_\alpha \Phi_\alpha(r_i), \quad i=1, 2, \dots, N \quad (4.1.2)$$

固有ベクトル $\Phi_1, \Phi_2, \dots, \Phi_N$ は Empirical Orthogonal Functions と呼ばれる。

各 Φ_α は 4678 個の SIC アノマリーの空間分布パターンであり、固有値 (λ_α ($\alpha = 1, 2, \dots, M$) がそれらの空間方向分散の総和で、すべて正数である、 $\sum \lambda_\alpha$ を総分散 (total variance) と呼び、考えている領域全体での変動のエネルギーを表す量である。

したがって、 λ_α は α 番目のモードが持つ分散、総分散 $\sum \lambda_\alpha$ はその和である。総分散に対する特定モードの分散の比を寄与率と呼び、固有値が $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots$ のように順次求められる。

任意の空間パターンの中で EOF の第一モードは、直交する線形結合モードの中で、最大のエネルギーを説明するモードである。EOF の第二モードは、第一モードに伴う変動を取り除いた後に、やはり最大のエネルギーを説明するモードである。EOF 解析はこのような特徴を捉えるための強力なツールである。

次に、SIC アノマリーの EOF 第 1 モードの固有ベクトルを Fig. 4-2a に示す。第 1 モードの寄与率は 7.6% である。固有ベクトルの空間分布からこの第一モードの特徴をみると、振幅の大きい領域、すなわち最大波が Bellingshausen 海と Drake 海峡から Scotia 海にかけての海域にみられる。前者では SIC アノマリーがマイナス、後者ではプラスとなっている。その他に 2 つパターンを図から読み取ることが出来る。2 番目に大きい波は 90° E から 180° E の領域に、3 番目の波は 90° E と 180° E の領域に見られる。

Fig. 4-2b に示した第 1 モードのスコアの時系列には数年周期の変動がみられる。そこで、周期成分を検討するために、パワースペクトル (FFT) を求めた (Fig. 4-2c)。図から明らかなように、3.5 年にスペクトルの鋭いピークがみら

れる。このことは、南大洋における SIC アノマリーが 3.5 年周期で変化することを示している。

この研究で明らかにされた南大洋 SIC アノマリーにみられた波数 3 の波は、Comiso (2000) が指摘した南大洋では海氷アノマリーにモード 3 波、Connolley (1997) が明らかにした SLP アノマリーに見られる 3 波、また、Hans et al. (1999) が SLP と風の応力 (curl of wind stress) アノマリーから明らかにした 3 波などと同様な波であると考えている。

太平洋区と大西洋区の気候シグナルは、よく知られているようにエルニーニョ-南方振動 (ENSO) 現象とテレコネクションの関係にある (Yuan and Martinson, 2000)。しかし、2 番目の波は、どのような特性をもっているか、この波が最大の波と同様な伝播特性を持っているかなどに注目し、2 番目の波が存在するインド洋区に焦点を絞り検討した。

4.3 南大洋インド洋区における海氷密接度にみられる西方伝播シグナル

まず、最初に、緯度 63.71° S に沿って SIC アノマリーのホフメラー図を作成した。データ解像度は経度方向では 1° で、緯度方向では 0.225° である。時間スケールは 1979 年 1 月から 1999 年 12 月である。経年変動をみるために、3 年～7 年のバンドパスフィルターを掛けた。その結果を Fig. 4-3-1 に示す。次に、ACW 型シグナルが SIC アノマリーに存在するかどうかについて検証した。実際に、SIC アノマリーのホフメラー図からみると、太平洋区と大西洋区では東へ伝播するシグナルが明確に現れた。対照的に、西への伝播は 60° E と 140° E

の間のインド洋区でかなり明らかであった。この西への伝播はよく知られた ACW 型と対照的になっている。

太平洋区と大西洋区の SIC アノマリーは 3~5 年周期で東へ伝播する。伝播速度は平均で約 6~8cm/s で、南極大陸を一周するには 7~9 年かかることになる。一方、インド洋区において、SIC アノマリーは、およそ 5 年の周期で西へ伝播する、平均速度は約 3.3cm/s で、太平洋区と大西洋区で見られた東への伝播速度より小さい。

以上のように、太平洋区と大西洋区で見られる東へ伝播するシグナルは White and Peterson (1996) によって発見された ACW の特徴と同様である。しかし、インド洋区では、そのような波動は見られず、より遅い速度で逆方向に西へ伝播するシグナルが見られた。そのような違いを生む理由は明確でないが、その一つはインド洋の地形の特徴によると考えられる。図 1 で示されるように、インド洋区では Kerguelen Plateau と Balleny 諸島のために、南極周極波 (ACW) の影響が高緯度に及ばないと考えられる。また、南大洋のインド洋区の高緯度では風に起因する高気圧性の循環が形成される、それが西方伝播シグナルを生むものと推測される。

次に、SIC アノマリー解析と共に SST アノマリーの解析を行った。データ解像度は $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ である。時間スケールは 1982 年 1 月から 1999 年 12 月である。データの処理は SIC と同様である。各緯度の変動を見るため、 40° から 60° まで 5° 間隔で作成した。結果を Fig. 4-3-2 に示す。この結果から見ると、ACW 型の変動が各緯度の SST アノマリーに確認された、その特性を調べると、東への伝播速度は平均で約 6~8cm/s で、ACW 型と同様であった。 40° S と 50° S の

SST アノマリーのホフメラー図からみると、Ross 海と Weddell 海においては、西への伝播がみられ、その原因は Ross 海と Weddell 海での低気圧性の環流の存在によると考えられる。全体からみると、ACW 型がこの緯度帯に支配的な変動である。一方、 55° S 緯度帯において、インド洋区で SST アノマリーの伝播に乱れがみられ、西への伝播が 80 年代にみられた。90 年代では西への伝播が見られないが、東への伝播も明確ではない。

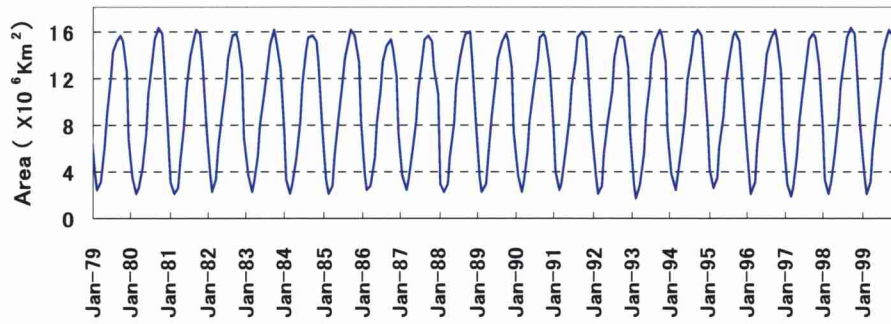


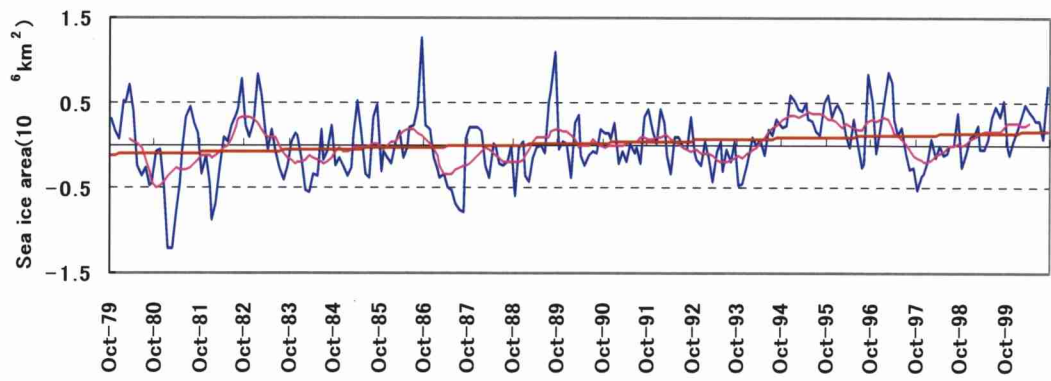
Fig. 4-1-1 1979 年から 1999 年までの南大洋海氷面積の経年変動図。

21 年の中で南大洋海氷面積の最小値は 1993 年 2 月の $1.72 \times 10^6 \text{ km}^2$ 、
 最大値は 1998 年 9 月の $16.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ である。

Table 1. 南大洋海氷面積の21年間の月平均

	January	February	March	April	May	June
Sea ice area ($\times 10^6$ km ²)	3.51	2.18	2.98	5.49	8.48	11.3

	July	August	September	October	November	December
Sea ice area ($\times 10^6$ km ²)	13.8	15.3	15.9	15.4	13.0	7.72



Regression function: $X(t)=1.08 \times 10^3 t - 1.09 \times 10^5 (\text{Km}^2)$

Fig. 4-1-2 21年間の海氷面積の月平均値に基づく海氷面積のアノマリーの変化とその1年移動平均値および長期トレンド。

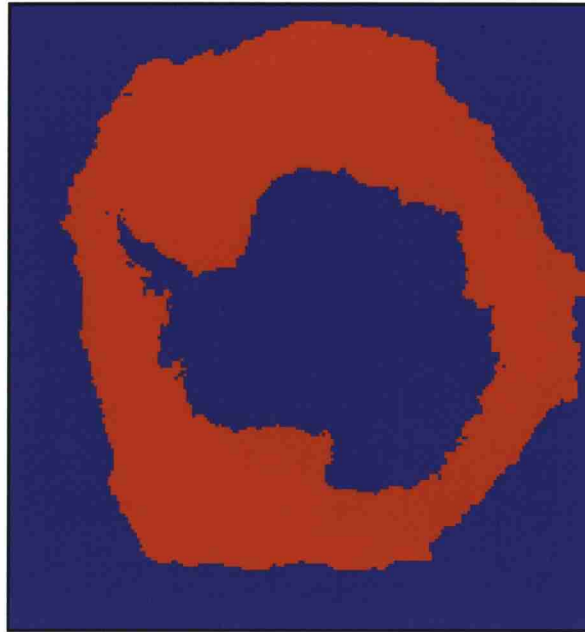


Fig. 4-2-1 海氷域のマスク。

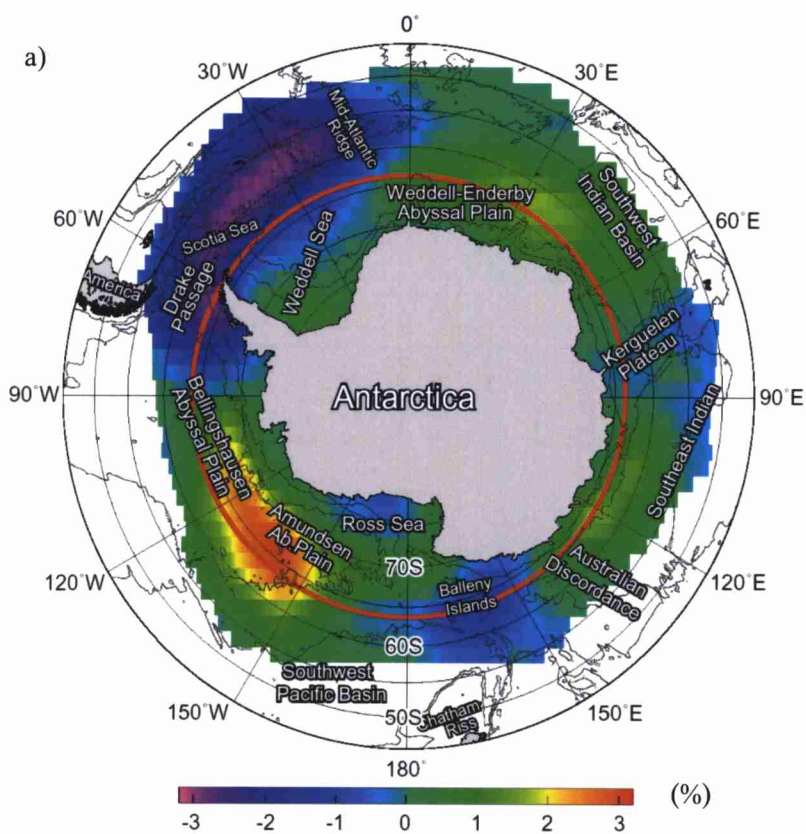


Fig. 4-2a SIC アノマリーの EOF 第1モードの固有ベクトル。第1モードの寄与率は7.6%である。赤い線は4.3節で示したホフメラー図解析で対象とした63.71° S の位置である。

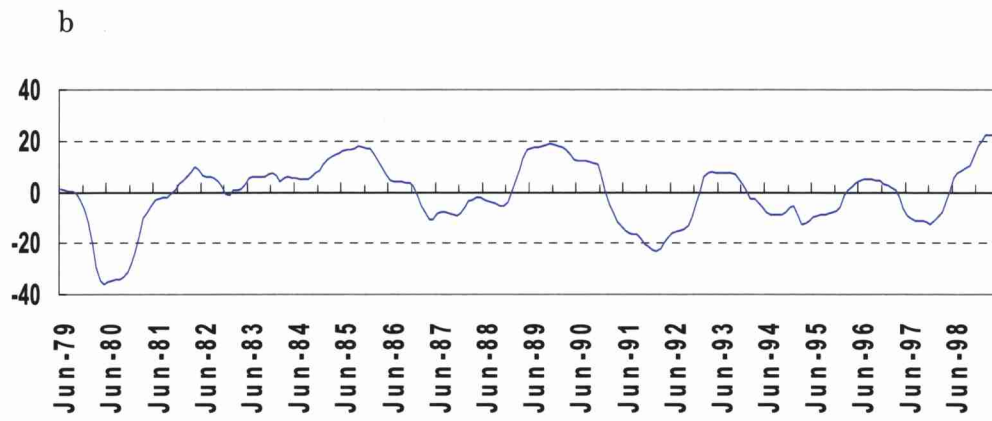


Fig. 4-2b SIC アノマリー第1モードのスコアの時系列。

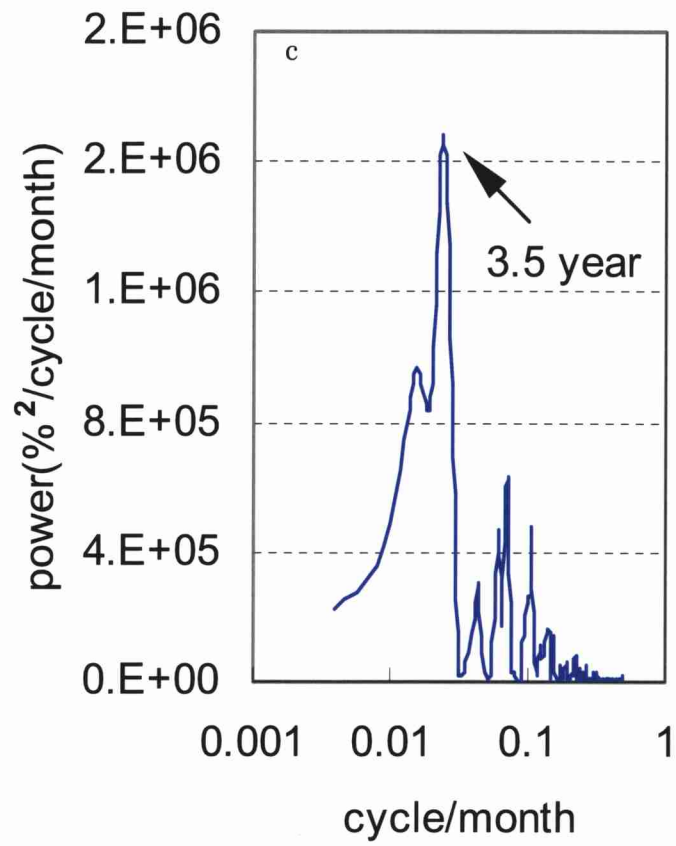


Fig. 4-2c SIC アノマリー第1モードのスコアのパワースペクトル (FFT)。3.5年にスペクトルの鋭いピークがみられる。

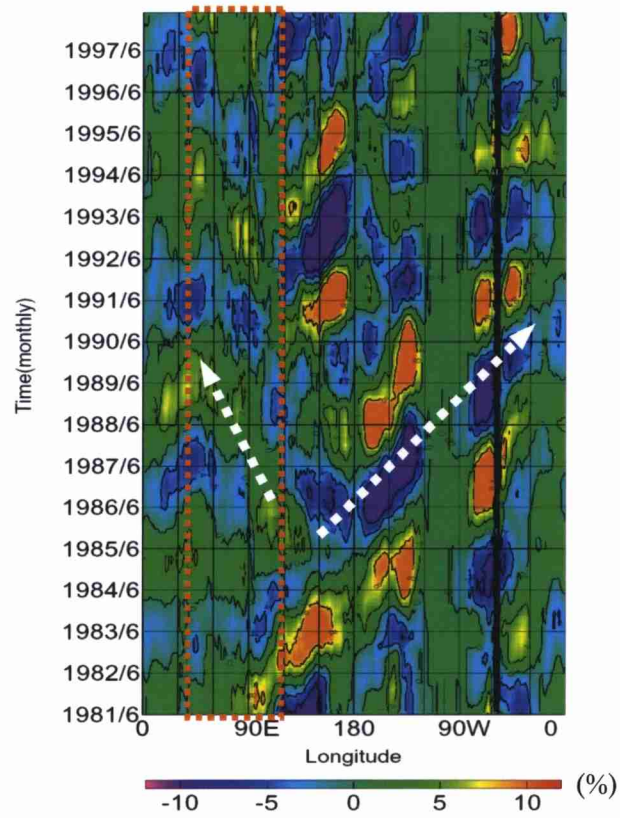


Fig. 4-3-1. 1981年6月から1998年の6月まで緯度63.71° Sに沿ってSICアノマリーのホフメラー図。

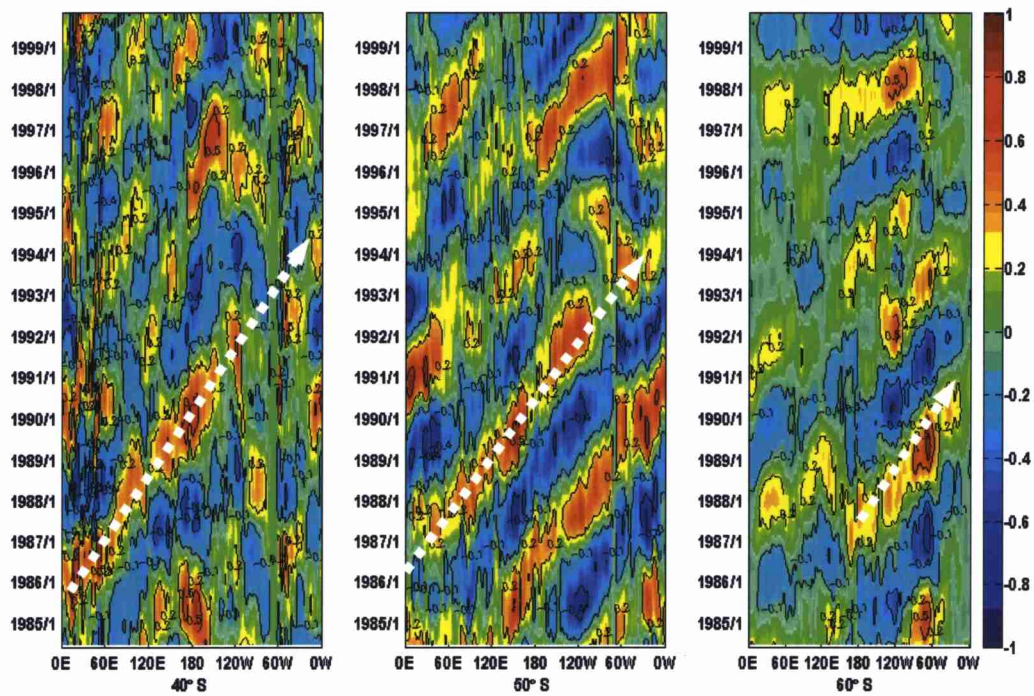


Fig. 4-3-2 1984年6月から1999年の6月まで緯度40° S、50° S、60° Sでの SST アノマリーのホフメラー図。

第5章 結果および考察（1）

5.1 Extend EOF (EEOF) 解析のアルゴリズム

4章で用いた EOF 解析はそのデータからいくつかの主要な特徴を客観的に抽出する方法であるが、位相の伝播については言及することが出来ない。そこで、EEOF 解析によりラグ相関を求めることにより、変動の伝播特性について議論することができる。ここでは、その解析手法を SIC および SST という異なる種類のデータに適用し、インド洋区の伝播特性について議論する。

もとのデータ Ψ を $(N \times P)$ の行列で表す。ここで N 、 P はそれぞれ、空間と時間方向のデータ数である。ただし、 Ψ の各々の空間点における時間方向の平均はゼロであるとする（平均ゼロの偏差データを扱うと仮定）。EEOF 解析では、観測されたデータから、ラグを考慮した共分散行列を作成する。

$$R_{nm}(r) = \frac{1}{P-r} \sum_{k=1}^{P-r} \Psi(r_n, t_k) \Psi(r_m, t_{k+r})$$

ここに $n, m = 1, 2, \dots, N$ 、 $r (= 0, 1, \dots, L)$ はラグで、 L は最大ラグを表わす。

この分散行列を 4.2 で述べた EOF 解析と同様に固有値問題として解く。

5.2 SIC と SST アノマリーの EEOF 解析の結果

4章で述べたように、EOF 分析の結果から、SIC アノマリーは太平洋区と大西

洋区で ACW と密接な関係があることを示した。しかしながら、 63.71° S に沿った時間経度ダイヤグラムではインド洋区では、西向きに伝播するシグナルが見られた。EEOF はラグを考慮した分散共分散行列の固有値の問題であり、伝播現象について検討することができる。ここでは EEOF 解析により、SIC アノマリーの伝播特性と、SST アノマリーの変動と SIC アノマリーの変動との関係について検討した。

時間ラグは 48 ヶ月を取って、SST アノマリーと SIC アノマリーの EEOF 解析を行った。Fig. 5-1 に SIC と SST アノマリー第一モードのスコアの時系列に 3 ~ 7 年間のバンドパスフィルタを施した変化を示す。両者の変化は位相のずれはあるものの良く似ている。SIC は SST の変化が起こった数ヵ月後に変化する。SST と SIC のラグ相関を求めると、ラグ 12 月のときに相関係数 0.80 の最大値を示す。

次に SST と SIC アノマリーの空間パターンを示す固有ベクトルを Fig. 5-2 に示す。Fig. 5-2 の左図の破線で示したように、SST アノマリーは約 3.5 年周期西から東へ向かってゆっくり伝播している。破線④のケースをみると、太平洋区にみられる顕著な正のアノマリー域は、ラグ 0 ヶ月から 6 ヶ月の間では、 55° S を中心に帯状に東西方向に広がっている。このアノマリー域は 12 ヶ月から 18 ヶ月になると、東へゆっくりと進み、 70° W 付近に位置する Drake 海峡に達し、一部が Drake 海峡から大西洋区に流出している。18 ヶ月以降、正のアノマリー域はさらに東へ移動し、36 ヶ月になると大西洋区に達している。

このような、正の SST アノマリー域の移動に伴い、5-2 の右図の破線⑦で示すように、SIC アノマリーの顕著な負域が太平洋区に現われ、東から西へ移動

している。負域はラグ 6 ヶ月になるとドレーク海峡に達し、ラグ 12 ヶ月以降になると、大西洋区へ移動する。ラグ 24 ヶ月から 36 ヶ月の間になると、 40° W 付近の Weddell 海に正の SIC アノマリーが現われ、正の SST アノマリーの侵入を妨げるように分布している。そこで、SST アノマリー沖合を移動し、 40° S を超える低緯度まで達している。ラグ 36 ヶ月から 42 ヶ月になると、SST アノマリーは小さくなっているものの東へ移動し、さらに大西洋区からインド洋区へと移動している。

以上のように、SST アノマリーは、42 カ月間を通して 150° E 付近から 60° E 付近まで南大洋の半分以上を横断しながら、ゆっくり東へ移動する。南大洋でみられた約 3.5 年周期の変動は、Fig. 5-2 左図の SST アノマリーの破線①～③ および Fig. 5-2 右図の SIC アノマリーの破線⑤～⑦に示すように、アノマリーが東へ伝播していることがわかる。破線②と④に示された正の SST アノマリーは、破線⑤と⑦に示された負の SIC アノマリーに対応し、両者とも東に向かって伝播している。さらに、破線③に示した負の SST アノマリーは破線⑥に示した正の SIC アノマリーの伝播に対応している。

したがって、南大洋の太平洋区と大西洋区においても、SST と SIC アノマリーは共に東へ伝播し、しかも SIC と SST アノマリーの間に明確な負の相関がある。しかしながら、インド洋区における SST アノマリーは破線①と②に示すように、東へ伝播するのに対し、SIC アノマリーはこの海区では東への伝播がみられない。さらに、SIC と SST アノマリーの間には、負の相関が見られず、むしろ正の相関が見られた。インド洋区ではラグ 0 ヶ月から 18 ヶ月の期間、SST アノマリーと SIC アノマリーともに正のアノマリーが支配的であり、ラグ 30

ヶ月から 42 ヶ月になると、SST と SIC とともに負のアノマリーが支配的である。したがって、EEOF 分析の結果から、この海洋区の SST と SIC アノマリーの関係をみると、正の相関にあることが判った。

5.3 まとめ

本研究で明らかにされた南大洋の海氷の経年変動を要約すると次のようになる。

南大洋の SIC アノマリーの経年変動は 3 年～5 年の周期で、波数 3 の空間パターンをもっている。この空間パターンの変動の中で、最も大きな波は太平洋区と大西洋区に、2 番目に大きい波はインド洋区に見られた。3 番目の波は 90° E から 180° E までの海区にみられるが、変動の幅は小さい。

本研究では、とくにインド洋区における SIC アノマリーの西向きの伝播シグナルに注目した。この海域では SIC アノマリーに約 5 年の周期の変動が見られ、平均速度約 3.3cm/s で西へ伝播する。その変動特性は太平洋区と大西洋区の東への伝播する ACW より周期がやや長く、速度が遅いことがわかった。

南大洋の SIC と SST アノマリーの EEOF 解析を行った結果、SST アノマリーは南大洋全域において ACW と同様に東へ伝播するが、太平洋と大西洋では SIC アノマリーは、SST アノマリーと同様に東へ伝播するものの、インド洋区ではそれが見られない。また太平洋区の大部分と大西洋区において SIC と SST アノマリーは顕著な負の相関関係を示したが、インド洋区では、SIC と SST アノマリーの間には負の相関がではなく、むしろ、正相関があることがわかった。また、SST アノマリーの変動は、南大洋全域で東へ伝播する。

インド洋区において見られた SIC アノマリーの西向き伝播は、SST の変動とほとんど関係がなく、この相違を引き起こす原因は明らかでないが、地形の影響や大陸沿いの海流の影響があるものと考えられる。Kerguelen 海堆と Balleny 諸島は ACC の影響が高緯度まで及ぶことを妨げる可能性があり、大陸沿岸を流れる西向きの海流(スロープカレント)と無関係ではないとみている。Weddell 海でも Ross 海でも高緯度に低気圧性の時計回りの循環がみられるが、両海域の SIC アノマリーにそのような循環を示すような変動は見出されなかった。今後の課題として、インド洋区と他の海区との SIC アノマリーの特徴を比較するためには、陸棚斜面と沿岸域との物理過程について調査研究を進める必要がある。

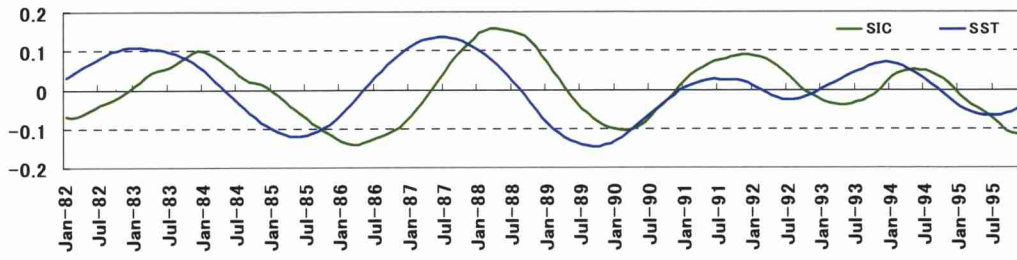


Fig. 5-1 SIC と SST アノマリー第一モードのスコアの時系列に 3~7 年間のバンドパスフィルタをかけた結果。両者の相関係数は 0.80 である。

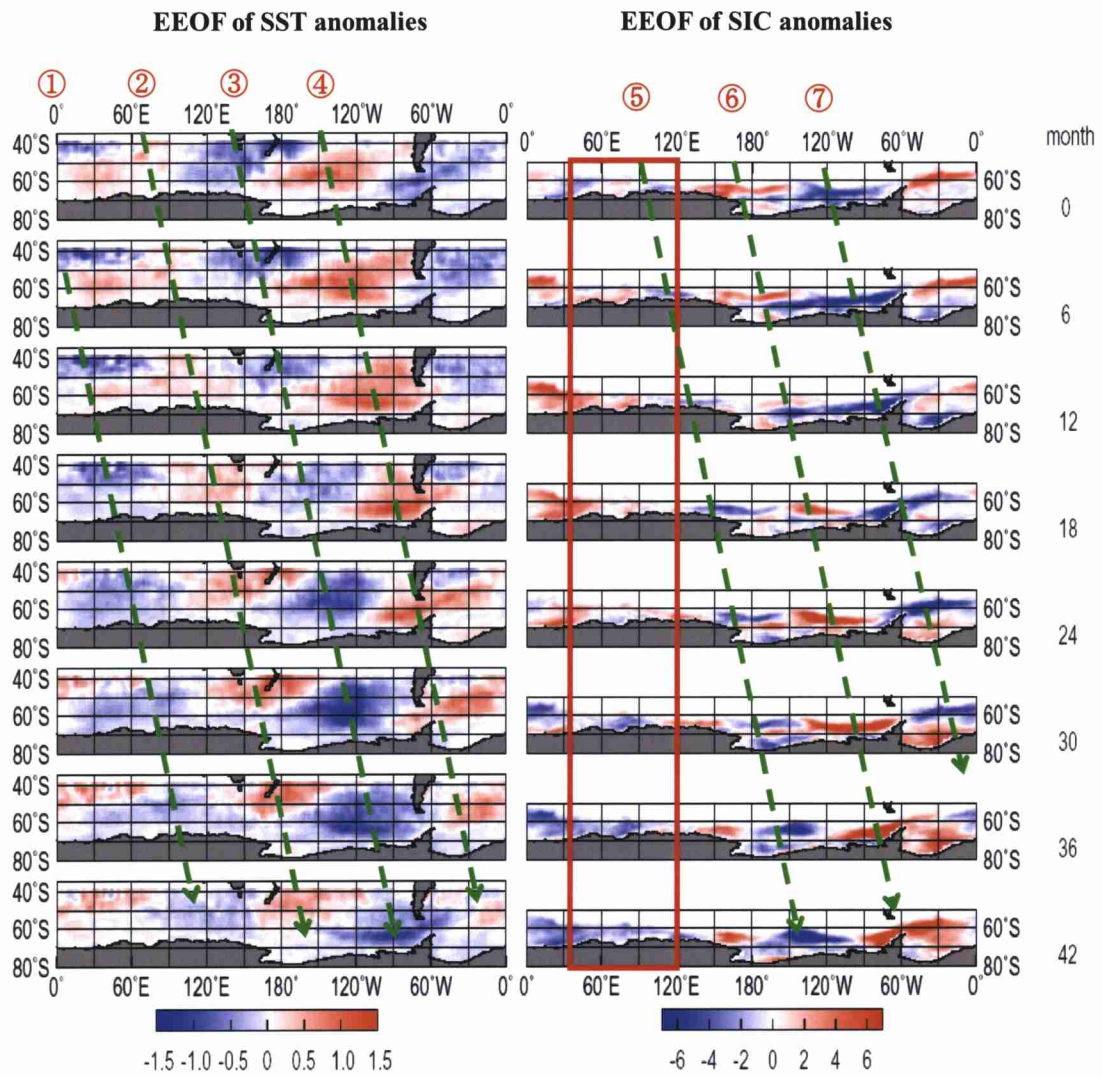


Fig. 5-2 左のパネルは SST アノマリーの EEOF 解析結果、右のパネルは SIC アノマリーの EEOF 解析結果。時間ラグは 48 ヶ月。

第二部 黒潮水域を中心とした新しい海況日報

作成手法に関する研究

第6章 研究の目的と背景

6.1 黒潮水域の概況と研究の背景

熊野灘から房総海域 (Fig. 6-1) の海況は、沖合を流れる強大な勢力を持った黒潮の流路変動に強く支配される。黒潮水域における黒潮流路は、それ以西に比べて時間・空間変化が大きく、黒潮の影響を正確に捉えるためには流路変動を表わす時系列データが必要になる。Kawabe (1985) は各地の潮位データを使い、流路変動の特徴を捉えた。とくに大蛇行期には紀伊半島先端の串本とその東側の浦神の潮位差は小さく安定しており、それ以外の期間には潮位差は大きいという特徴を利用し、大蛇行期と非大蛇行期に大別した。さらに、伊豆諸島海域では黒潮は水深が大きい三宅島付近と八丈島南方を通過することから、三宅島付近を通過するときには三宅島と八丈島の潮位は高くなり、八丈島南方を通るときには低くなる。このような潮位変化の特徴を利用し、黒潮の流路が比較的安定する3つの代表的流路すなわち典型的な大蛇行流路 (tLM)、直進型流路を非大蛇行接岸型流路 (nNLM) と離岸型流路 (oNLM) に分類する方法を提案した (Fig. 6-1)。

黒潮水域ではイワシ類、ブリ類、カツオ、サバ類など、回遊性魚類を対象とした漁業が行われており、効率のよい操業を行うためには、的確に漁場を選定することが必要である。

この水域の海況および漁況は黒潮流路の変動に大きく左右されるので、漁業者は黒潮にみられるさまざまな時空間スケールの変動と沿岸域の海況の短期変動に強い関心を持っている。

この水域の海況および漁況は黒潮流路の変動に大きく左右されるので、漁業者は黒潮にみられるさまざまな時空間スケールの変動と沿岸域の海況の短期変動に強い関心を持っている。神奈川県では、漁業者が必要としている漁海況情報は何か、どのような漁海況情報を提供すべきかについて 1981～1982 年に行政、水産試験場による調査結果を報告した（神奈川県、1983）。それによると、漁業者がもっとも必要としているのは、水温分布、黒潮流路、流れの情報を含んだ「相模湾および伊豆諸島を含む周辺海域の海況日報」であり、リアルタイムで作成・提供する必要があるとしている。

このような状況をふまえ、東京、千葉、神奈川、静岡の一都三県水産試験研究機関では、1985 年 1 月から漁業者、特に漁船漁業者の要望が高い伊豆諸島海域～沿岸域を対象に「一都三県漁海況速報（日報）」を作成・提供してきた（岩田ほか、1988；岩田、1991）。この日報は当時最善の手法で作成されたものであったが、漁業者のニーズに十分答えたとはいえない。漁業者を対象として 1995 年に行ったアンケート調査でも情報の追加・充実の要望が多く、特に遠州灘以西への海域拡大が要望されている（岩田、2000）。

現在、和歌山県～千葉県の地方水産研究機関では衛星画像を利用し、リアルタイムの詳細な水温分布図を漁業者に提供している。特に和歌山、三重、神奈川では、1 日単位で得られた衛星画像を合成して水温分布図を、また、（社）漁業情報サービスセンター（JAFIC）でも毎日得られた画像水温データから最大値を選び、水温分

布図を作成しているが、各機関ともに、実測水温による補正をせずに作成しており、そのため表面水温分布のパターンを捉えることは可能であるが、現場で利用できる海況情報としては十分であるとはいえない。また、雲域下は欠測となるので、対象海域全域の水温分布図が作成できないという問題が残されている。

衛星観測水温は、時空間スケールが細かく優れた情報ではあるが、船舶観測水温、ブイ観測水温などの実測水温との間にバイアスがある。その主な理由は、実測水温が数mの bulk 水温を観測しているに対し、AVHRR 水温 (赤外線水温) は海面～数十 μm の skin 水温を、AMSR-E 水温 (マイクロ波水温) が海面～数 mm の sub-skin 水温を観測しているからである。Yokoyama et al. (1995) と Gentemann et al. (2003) らは、表層 (surface) 水温が亜表層 (subsurface) 水温と比べ、その差が 3°C 以上になることも珍しくないとしている。したがって、どの深さの水温を測定するかによって測定値が異なるのが一般的である。また、AVHRR の誤差は昼間で 0.5°C 、夜間で 0.3°C であることが指摘されている (McClain et al.、 1985; May et al.、 1998; Reynold and Smith.、 1994; Reynolds et al.、 2002)。このように測定深度や測定時刻によって、測定水温に差が生じる。そこで、漁業者がもっとも関心を持つ水温情報を作成するためには、漁業者の信頼が高い現場水温 (bulk 水温) で衛星観測水温のバイアスを修正する必要がある。

Zhang et al. (2004) は、AVHRR 水温のバイアスが 21 年間の平均をとっても 0.5°C を超えている局所域があることを述べている。また、その局所域の一つである北太平洋北西海域では、雲量が季節のバイアスの原因であることを指摘している。さらに、Zhang et al. (2005) は AVHRR 水温のバイアスを修正するのに必要な現場データの密度について述べている。それによると、 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ グリッドで 0.1°C 水温の

精度を向上させるためには $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ グリッドに最低でも2個の観測ブイが必要となる。したがって、このような観点からも実測水温を使って衛星水温を補正することが重要になる。また、Reynolds et al. (2005) らは赤外水温のみで水温解析を行うよりも、マイクロ波水温と赤外水温を結合した解析水温の方が精度が向上することを示している。

一方、数年前から気象庁、アメリカ海軍 (Rhodes *et al.*, 2002)、東北大学 (Guan and Kawamura, 2004) は日単位の水温分布図を公開している。この中で、東北大学 (Guan and Kawamura, 2004) では衛星赤外観測データ (AVHRR、MODIS) と AMSR-E から得られる海面水温を客観的な手法で同化し、空間解像度 0.05° グリッド毎の水温を日単位で算出している。その方法は、衛星観測から得られる海面水温を用いて、ウィンドウ内にある観測値を自己相関関数で重み付けして平均値を求め、相関時間5日、緯経度方向相関距離 200km とした最適内挿法により、各グリッドの海面水温を計算している。気象庁の日報は空間解像度が 0.25° であり、短期的に変動する水温前線、小規模な渦、水塊分布などの時間空間スケールの小さな海洋現象は十分に表現できない。Reynolds and Smith. (1994) や Reynolds *et al.* (2002) らも現場水温と AVHRR 水温から最適内挿法を用いて $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ グリッドの全世界解析水温 (ftp://ftpprd.ncep.noaa.gov/pub/cmb/sst/oimonth_v2/) を公開しているが、彼らも空間解像度が粗いために、黒潮海域など、変動の激しい前線域では正確さにかけてと述べている。これに対して、東北大学水温 (空間解像度 0.05°)、アメリカ海軍の NLOM 水温 (空間解像度 0.0625°) は気象庁水温に比べて空間解像度が高く、詳細な海洋現象が表現されている。しかし、アメリカ海軍の日報は1日前の情報であり、漁業者が必要としている作成日の情報ではない。また、東北大学が提供する水温は衛星データへの依存度が高いため、現場水温とに幾分かの差があ

る。このような現状から、現場水温を重視する漁業者のニーズに叶う水温分布図の作成が望まれる。

6.2 研究の目的

本研究は、漁船水温、フェリーによる航走水温、ブイ観測水温などの現場水温を最大限に活用し、高解像度の AVHRR SST のバイアス補正を行い、局所域の水温精度を上げた情報の作成方法について検討する。黒潮水域の海面水温情報を日単位で捉え、漁海況情報として漁場選定の資料とするために、より精度が高く、高解像度の海面水温分布図の作成手法を開発することを目的とする。

まず、気象庁の解析水温で品質チェックした実測水温を用いて、AMSR-E 水温を補正し、次にこの補正した AMSR-E 水温を準実測水温として、AVHRR 水温を補正する新しい海況日報の作成手法について述べる。なお、対象海域は、一都三県の漁業者が要望している対象海域の拡大を考慮し、東経 131° ~ 142° の本州南岸域とする。この海域は数 km 程度の空間スケールをもつ数日周期の変動が卓越するとされている（松山ほか、1992；岩田ほか、1986；Kitade et al.、1998）。漁海況情報では漁場形成に深く関わっている数 km 程度の空間スケールの現象を表現する必要があるため、空間解像度 3.5×3.5 km で水温図を作成することにした。

第二部の構成としては、以下のとおりである。

第六章では、黒潮水域の概況、および本研究の背景と意義、目的、内容等を述べる。

第七章では、使用した実測水温、気象庁解析水温、人工衛星による AVHRR 水温（赤外線水温）、AMSR-E 水温（マイクロ波水温）データの特徴について以下に述べる。

第八章では、実測水温データをもとに、気象庁解析水温、AMSR-E 水温データ、AVHRR 水温データ、それぞれが持っている特徴を最大限に活かし、3 段階のプロセスで黒潮水域の高精度海況日報を作成する手法について述べる。

第九章では、本研究の手法の精度と改善すべき点について述べる。

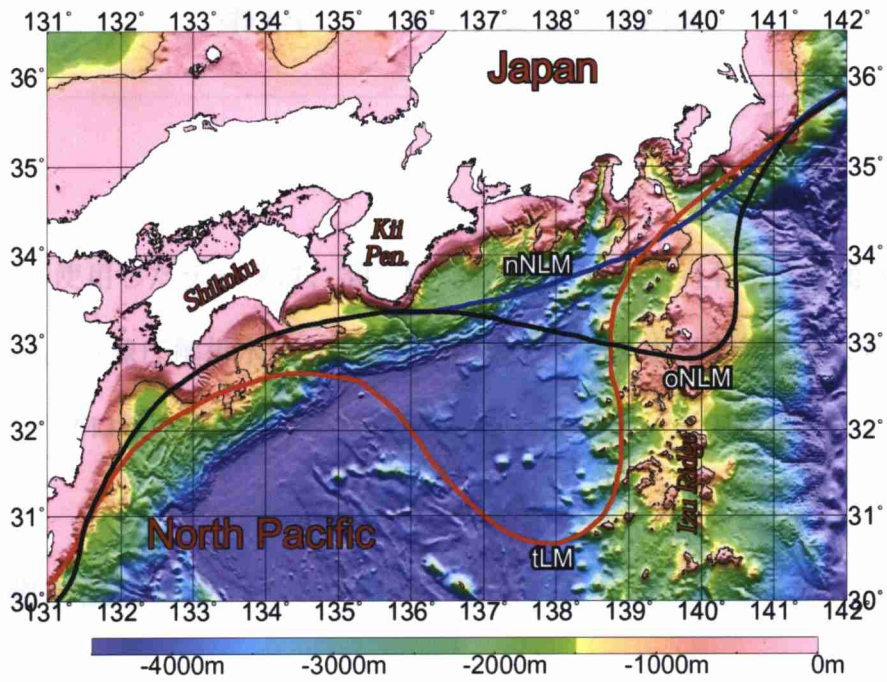


Fig. 6-1 黒潮を3つの代表的流路すなわち典型的な大蛇行流路 (tLM)、直進型流路を非大蛇行接岸型流路 (nNLM) と離岸型流路 (oNLM) に分類した (Kawabe 1985)。

第7章 資料とその特徴

本研究で使用したデータは、 $30^{\circ}\text{N}\sim 36^{\circ}\text{N}$ 、 $131^{\circ}\text{E}\sim 142^{\circ}\text{E}$ の範囲で得られた実測水温、気象庁解析水温、人工衛星による AVHRR 水温（赤外線水温）、AMSR-E 水温（マイクロ波水温）データである。これらのデータの特徴について、以下に述べる。

7.1 実測水温データ

日単位のデータとして、房総～熊野灘の定地水温、東京～八丈島フェリー水温、ブイ観測水温（相模湾：城ヶ島沖、平塚沖、稲取沖。駿河湾～遠州灘：波勝沖、御前崎沖、大井川沖。熊野灘：大王崎沖）、1都6県（東京都、千葉県、神奈川県、静岡県、愛知県、三重県、和歌山県）水産試験研究機関が漁船から収集している漁場水温、（社）漁業情報サービスセンターが収集している漁場水温やフェリー水温などがあげられる。

定地水温は概ね1m以浅の深さで、観測ブイの水温は1～5mの深さで測定されている。また、フェリーの水温は4～5mの深さで得られている。漁場水温は漁船の大きさによって測定深度が多少異なるものの、概ね1～2mの深さで測定されている。冬季には混合層が深くなるので、ブイ観測、フェリー観測、漁船観測などで得られた水温と表面水温との差は小さい。しかし、成層構造がもっとも発達する7月下旬～9月上旬には、表面と3～5m深との水温差は大きくなる。また、データは漁場や、フェリー航路上に集中する傾向にあり、データの

欠測域がかなり広くみられる。一例として2005年4月一ヵ月の実測水温が取得された地点を Fig. 7-1-1 に示す。

次に、アメリカ海軍の NLOM 水温を用いて、実測水温の特徴を見てみる。実測水温と NLOM 水温の差を取り、その時系列図を Fig. 7-1-2 に示す。図のように、バラツキが大きく、実用に際し実測水温の品質管理が必要である。

7.2 気象庁解析水温データ

気象庁では、0.25° グリッドでの解析水温を毎日公表している (<http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/db/kaikyo/ocean/daily/dailysst.html>)。このデータセットは AVHRR 水温、AMSR-E 水温、ブイ水温などを用いたもので、信頼性が高いとされている。本研究では実測水温データの品質管理に用いる。

一例として2005年4月29日の気象庁水温図を Fig. 7-2 に示すが、空間スケールが27kmであるため、前線・中小規模の暖冷水塊などの位置情報を必要とする漁海況情報としては空間分解能が粗過ぎる。

7.3 アメリカ海軍解析水温データ

Naval Oceanographic Office (NAVOCEANO) は2001年9月27日以来、グローバルな海洋 nowcast/forecast システムをリアルタイムで提供している。アメリカ海軍研究試験所 (NRL) は NRL Layered Ocean Model (NLOM) を使用し、0.0625° グリッドでの解析海面高度 (SSH) のデータから海面温度 (SST) データ (NRL ウェブサイト http://www.ocean.nrlssc.navy.mil/global_nlom) を毎日公表している。このデータセットは数値モデル、海面高度資料などを用いた作成した日報である。一例として公表されたデータから作成された2005年4月29日の NLOM 水温

図を Fig. 7-3 に示す。しかしながら、公表されている SST データは 1 日前のものであるが、本研究では、これらデータも AVHRR 水温データの品質管理に活用する。

7.4 NOAA/AVHRR (赤外線衛星水温) データ

NOAA/AVHRR 水温データは McClain *et al.* (1985) のアルゴリズムによって作成された MCSST を使用する。データセットの空間解像度は約 1.1km であり、小規模な渦の変化、前線波動などを捉えることが可能で、漁場選定には有用な情報である。一例として 2005 年 4 月 28 日から 30 日の NOAA の一日合成図を Fig. 7-4 に示すが、しかし、雲域下ではデータが得られないという欠点をもっている。特に雲の多い梅雨期には欠測点が多く、満足できるような水温分布図を得ることは難しい。

7.4.1 AVHRR 水温のアルゴリズム

NOAA の AVHRR センサーによる海面水温の推定は、比較的容易に画像を受信できることと、画像データの利用が自由であるため、多くの研究機関において実施されている (Barton, I. J., 1995)。NOAA の AVHRR 画像は 1 画素が 10 ビットで構成されているため、二乗平均平方根誤差 (RMSE:Root Mean Square Error) 0.5℃の精度で海面水温を推定することが可能である。しかし、極軌道衛星の周回は 1 日に 2 回であるため、2 衛星のデータを受信しても約 6 時間毎のデータしか得られない。静止気象衛星からは 1 時間毎のデータが受信可能であり、GOES-8 の画像は 10 ビットで構成されているので、晴天域では高い精度の SST 推定を毎時行うことが可能である (Legeckis, R. 1997)。水温推定アルゴリズムは McClain *et al.* (1985)、May *et al.* (1998) などによる MCSST 法及び

NLSST (Walton et al., 1988, Walton et al., 1998) 法がある。Split Window 法において衛星天頂角の項の取り扱いが重要であり、NLSST 推定法は衛星画像データを利用した広域海洋における海面水温推定に有効である。

海面水温は、(1) 式の衛星天頂角を考慮しない MCSST1、(3) 式の NLSST1 と衛星天頂角を考慮した(2) 式の MCSST2、(4) 式の NLSST2 を比較して推定した。NLSST1、NLSST2 はスプリットウィンドウの項の係数に SST の気候値を含めている。

$$\text{MCSST1} = aT_1 + b(T_1 - T_2) + d \quad (1)$$

$$\text{MCSST2} = aT_1 + b(T_1 - T_2) + c(T_1 - T_2)(\sec \theta - 1) + d \quad (2)$$

$$\text{NLSST1} = aT_1 + bT_f(T_1 - T_2) + d \quad (3)$$

$$\text{NLSST2} = aT_1 + bT_f(T_1 - T_2) + c(T_1 - T_2)(\sec \theta - 1) + d \quad (4)$$

ここで、 $T_f = -\alpha \phi^2 - \beta \phi + \gamma$

T_1 : 赤外 1 センサの輝度温度 (°C)

T_2 : 赤外 2 センサの輝度温度 (°C)

ϕ : 緯度

θ : 衛星天頂角

7.5 AQUA/AMSR-E (マイクロ波衛星水温) データ

AQUA/AMSR-E 水温データは、風速 17m/s 以上、強雨域などの気象条件が悪いときを除くと、雲の影響を受けずに観測することが出来る。しかしながら、空間解像度は 40~50 km と粗く、漁場形成に関係する小規模な渦や前線波動な

どを捉えることは難しい。また、沿岸域では陸域のマイクロ波放射が大きいのでデータが得られない。本研究では柴田(柴田、1996)のアルゴリズム(Appendix_1)によって作成された Level2SST の AMSR-E 水温を使用する。一例として 2005 年 4 月 24 日の AMSR-E 合成水温図を Fig. 7-5-1 に示す。

7.6 各データセットの特徴

実測水温の測点密度は、2005 年 4 月 22 日一日の実測水温の測定点分布に示すように (Fig. 7-6-1)、漁船の集中する漁場付近やフェリーの航路線上で高くなっているが、その他の海域では低密度、あるいは空白域がみられる。水温データの空白域を埋めるために、空間解像度が粗いが雲域下でも気象条件が悪いときを除き、毎日安定して得られる AMSR-E 水温データを活用する。東海海域は実測水温が多い海域であるが、AMSR-E 水温データ数の方が圧倒的に多い。一例として、2005 年 4 月に南西～東海海域を 1/16 度に区切り、AMSR-E 水温データと実測水温データの日別取得率を Fig. 7-6-2 に示す。実測水温データの取得率は、平均 5.0% であるが、AMSR-E 水温データは平均 35.6% 以上の日が多く、実測水温に比べて約 7 倍の取得率である。AMSR-E データを 4 日間合成すると、データ取得率は平均 84.2% に達する (Fig. 7-6-3)。沿岸域では陸域のマイクロ波放射が大きいのでデータが得られないことを考えると、概ね全域でデータを取得することが可能である。

そこで、第 2 段階では (Fig. 8-1)、4 日間の AMSR-E 水温データと実測データを使い、時間の重み付けと空間補正を行い、実測データの空白域を埋めたグリッドデータを作成する。作成されたグリッドデータは、準実測データとして AVHRR 水温データの補正に使用される。

各データセットで観測した水深は異なっている (Fig. 7-6-4)。前述のように AVHRR 水温 (赤外水温) は海面～数十 μm の表皮 (skin) 水温を、AMSR-E 水温 (マイクロ波水温) が海面～数 mm の亜表皮 (sub-skin) 水温を観測しているに対し、実測水温が数 m の表層 (bulk) 水温を観測しているからである。漁海況情報としての水温は表層 (bulk) 水温であり。したがって、実用的な表面水温情報を作成するためには、衛星水温の表皮 (skin) 水温から次表層 (bulk) 水温に変換する必要がある。

まず、マイクロ波水温と赤外線水温を比較してみる。一例として、2005 年 4 月 29 日のマイクロ波水温 (AMSR-E SST) と赤外線水温 (AVHRR SST) の偏差図を Fig. 7-6-5 に示す。図から明らかのように、沿岸域と黒潮流路の前線域では差が大きく、その差が 3°C を以上の海域も存在している。

現在、NOAA12 号、15 号、17 号、18 号の 4 衛星が運用されており、平均して 2 時間ないし 4 時間に 1 回の頻度で画像データが受信されている。各 NOAA 衛星の間にバイアスが存在している。Fig. 7-6-6a に 2005 年 11 月 30 日の NOAA-12、Fig. 7-6-6b に同日の NOAA-17 の一日合成図を示す、NOAA-12 と NOAA-17 の差は 0.5°C 以下であるが、緯度 $137^{\circ} \sim 139^{\circ}$ 、経度 33.2° と 33.6° の流れが激しい海域では 1° 以上になっている (Fig. 7-6-6c)。

Fig. 7-6-7 は衛星 NOAA-15 が 2005 年 11 月 30 日の 21 時撮影した画像と各 NOAA 水温パスの間の偏差。N は各 NOAA 衛星、T は画像を撮影した時間。図から示したように 0.4°C から -0.6°C の間に偏差が存在する。

2005年1月から8月までの8カ月間の実測水温とAVHRR水温およびAMSR-E水温の偏差の時系列変化をFig. 7-6-8に示す。その偏差は-1℃と1の範囲で変動していることがわかった。

7.7 各データセットの特徴のまとめ

7.6節で述べた各データセットの特徴は、以下のように要約される。

NOAA衛星、AMSR-E衛星で観測される海面水温は、時間空間スケールが細かく、優れたデータではあるが、船舶水温やブイ観測水温などの実測データと測定水深が異なるために、実測水温との間に差がみられる。この差は、漁業者が漁場探索、漁場選定などに利用する場合、無視できない大きさになることもある。

NOAAに搭載した赤外線センサーは空間高分解能が細かいデータが得られるが、雲域下では観測ができない。一方、AMSR-Eに搭載されたマイクロ波センサーは雲域下でも観測できるが、空間的に低分解能である。また、実測水温、NOAA水温、AMSR-E水温などのデータセットを比較すると、各データセットとの間に差がみられる。

このような特性をもったデータを活用し、た実用的な水温情報を作成するためには、実測水温データをベースにした衛星データの品質管理を行なう必要がある。

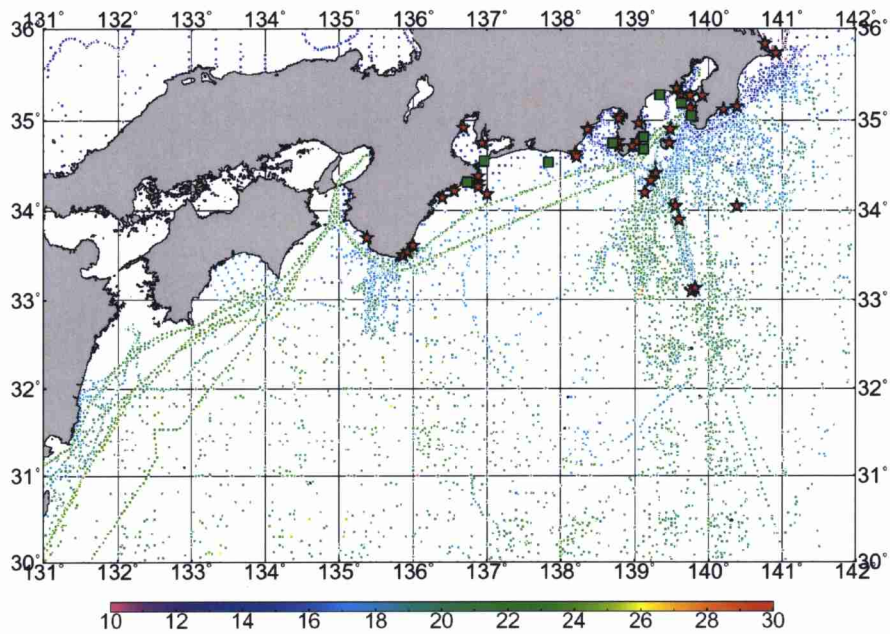


Fig. 7-1-1 2005年4月1ヶ月の観測データの空間分布図。実測水温データは漁場付近に集中する。また、フェリーデータは航跡線上のデータで、広がりが無い。赤い点は定地水温の位置。全部の観測データ数は52044個。

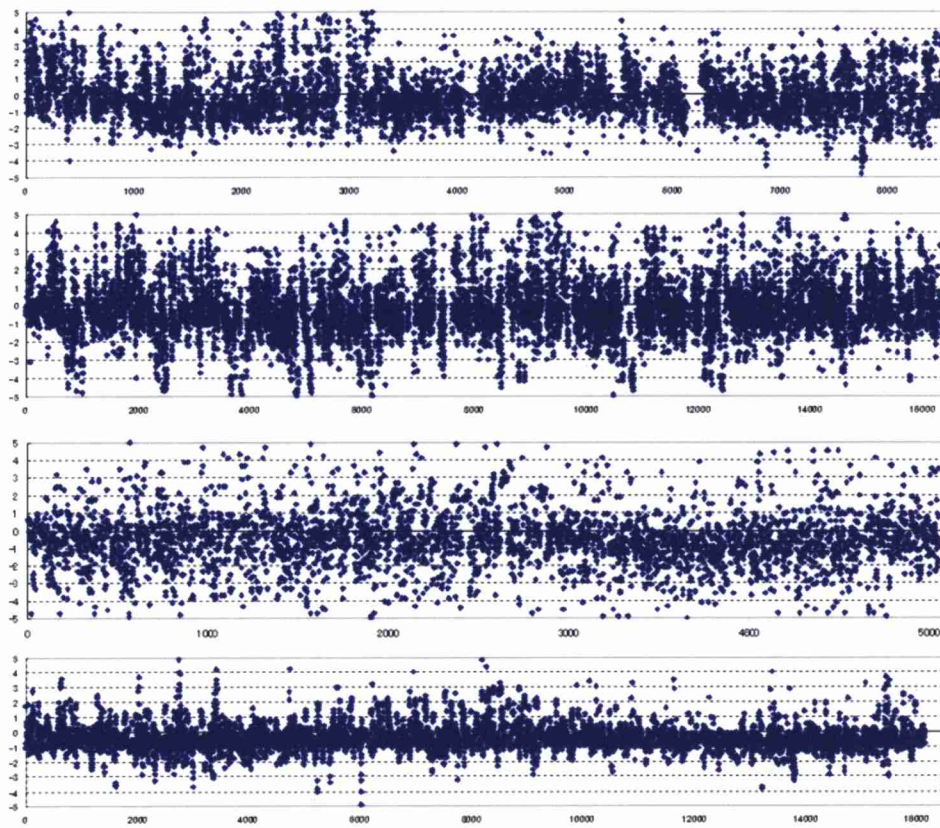


Fig. 7-1-2 2004年9月1ヶ月の観測データ実測水温とNL0M水温の差の時系列図。上から (NL0M-JAFIC 漁船他)、(NL0M-フェリー)、(NL0M-気象庁船舶)、(NL0M-気象庁 Buoy) と順に並ぶ。

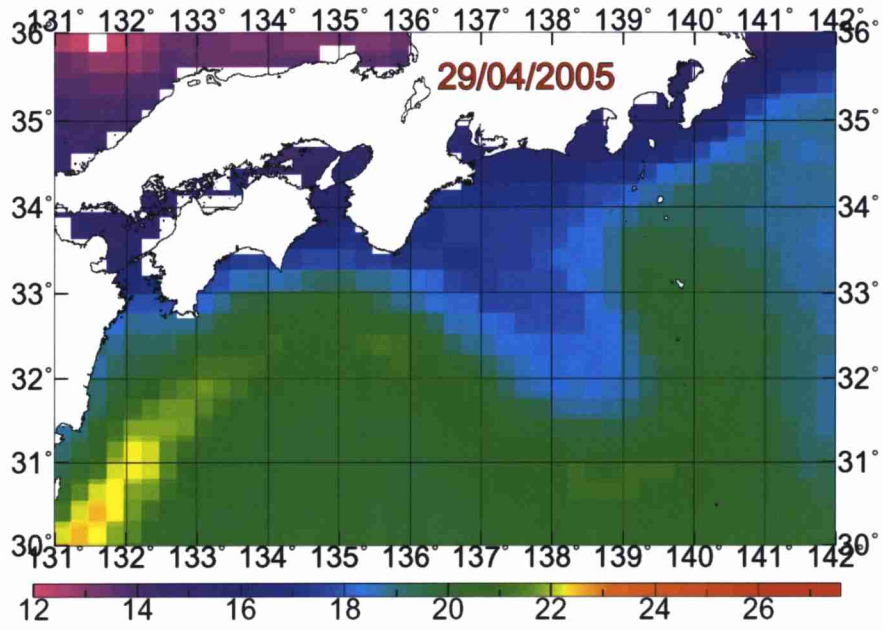


Fig. 7-2 2005年4月29日の気象庁水温図である。解像度は 0.25° である。

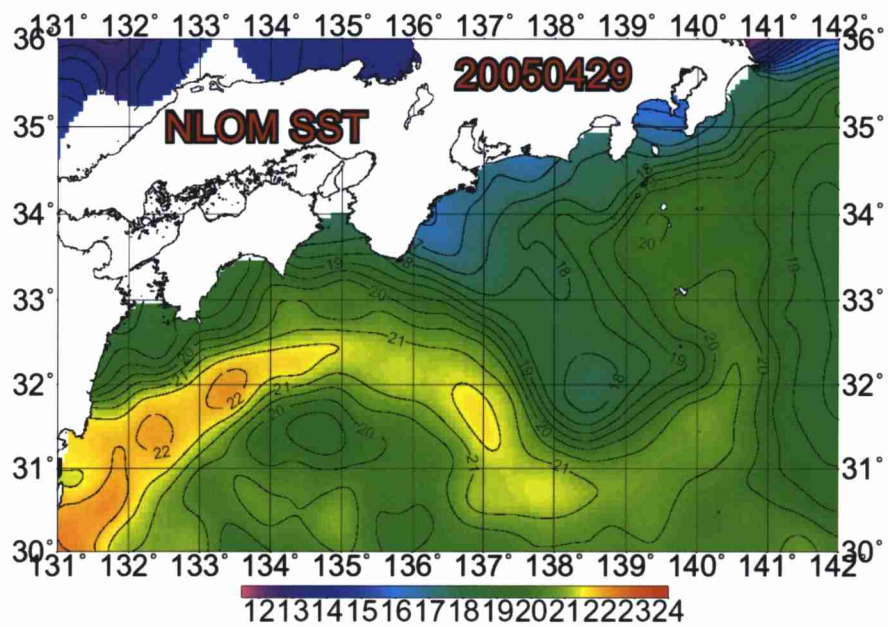


Fig. 7-3 2005年4月29日のアメリカ海軍水温図。解像度は0.0625°である。

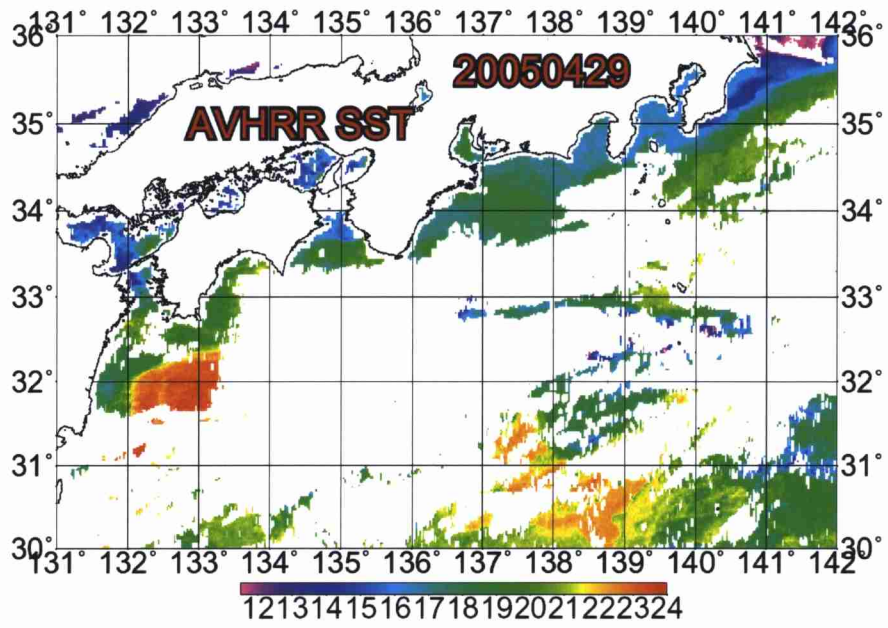


Fig. 7-4 2005年4月29のNOAA水温画像。解像度は1.1kmである。

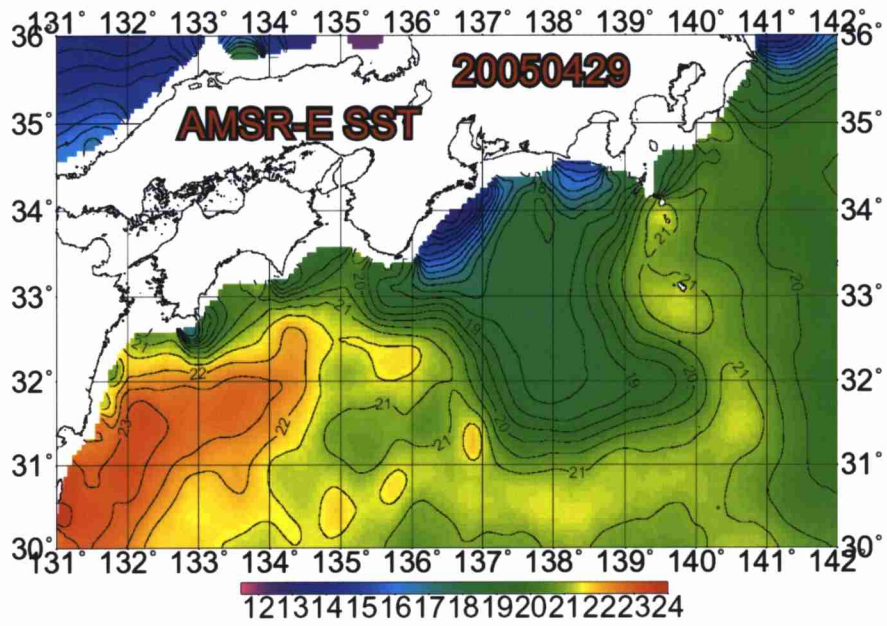


Fig. 7-5-1 2005年4月29日の3日のAMSR-E合成水温図である。解像度は 0.0625° である。

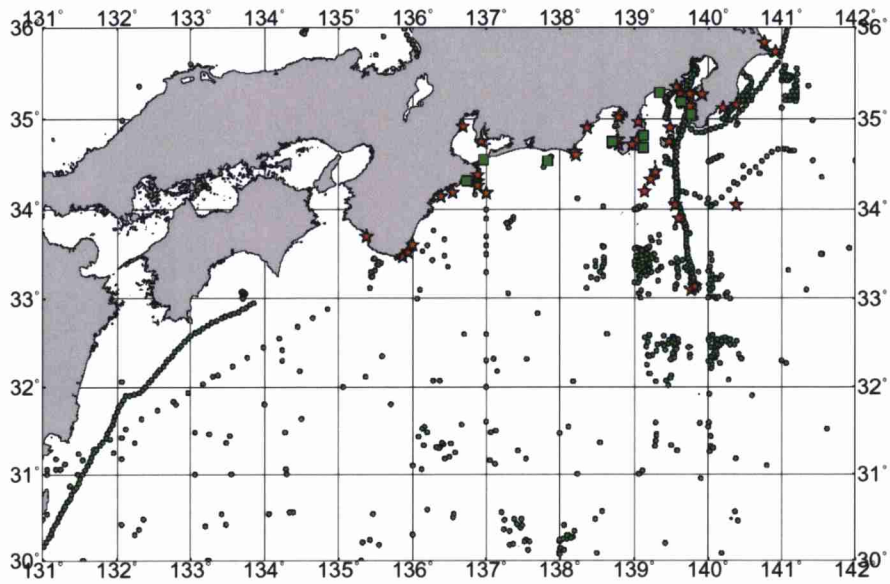


Fig. 7-6-1 2005年4月22日一日の観測データ(447個)。☆、□、○はそれぞれ、定地水温、観測ブイと船舶水温である。

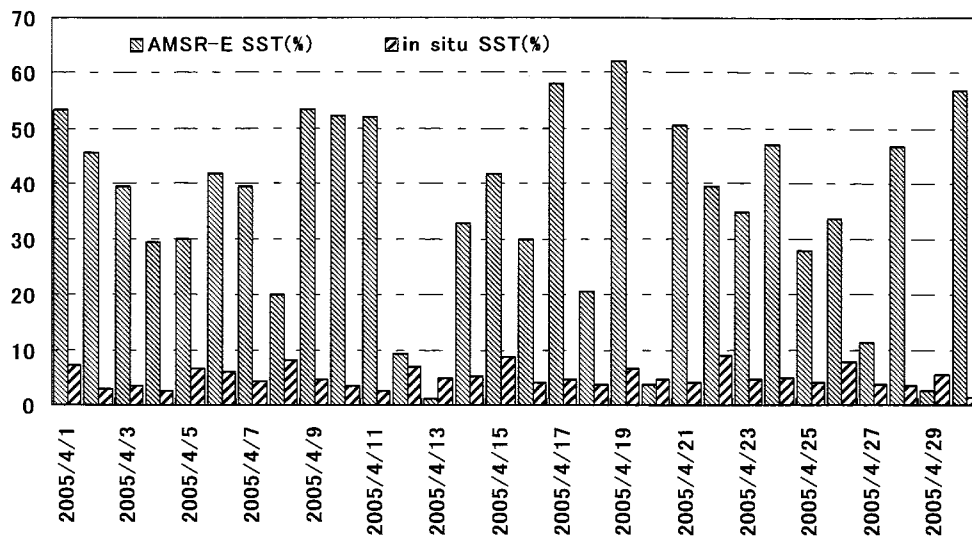


Fig. 7-6-2 2005年4月における、AMSR-E 水温データと実測水温データの日別取得率。実測水温の取得率平均は5.01%であるが、AMSR-E では平均では35.6%である。(東海海域)

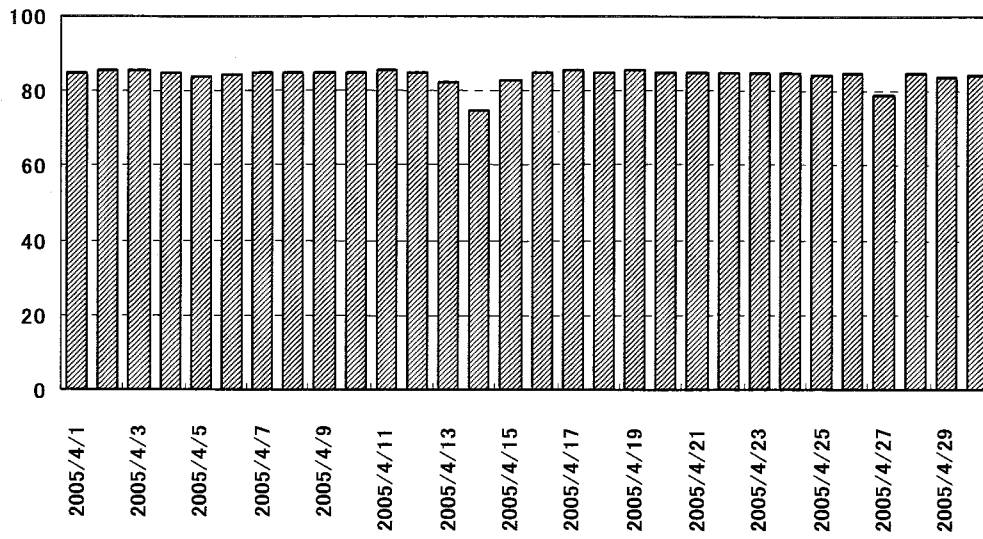


Fig. 7-6-3 2005年4月1ヶ月4日合成した AMSR-E 水温の取得率図の
平均 84.21%

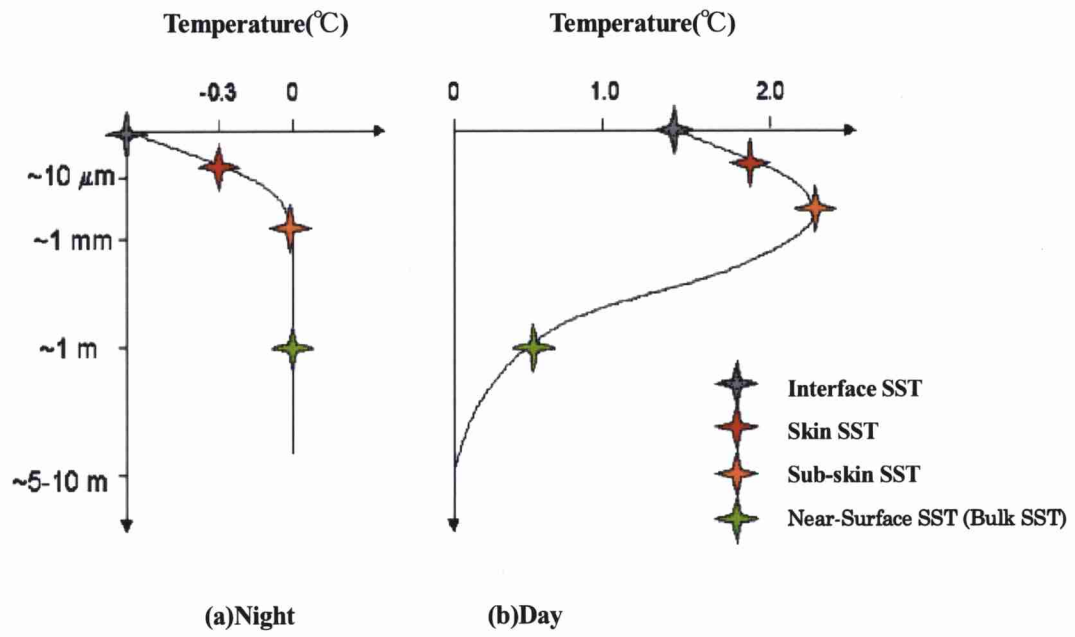


Fig. 7-6-4 各データセットの観測水深。

Wick (2003) Infrared and Microwave Remote Sensing of Sea Surface Temperature
(NOAA Environmental Technology Laboratory)

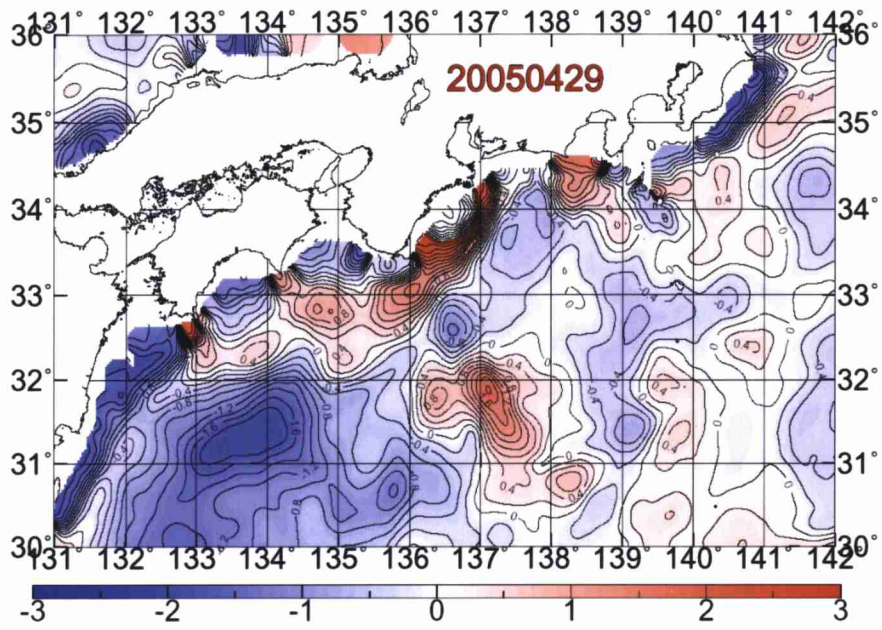


Fig. 7-6-5 マイクロ波水温と赤外線水温の偏差図。(ASST-NSST)

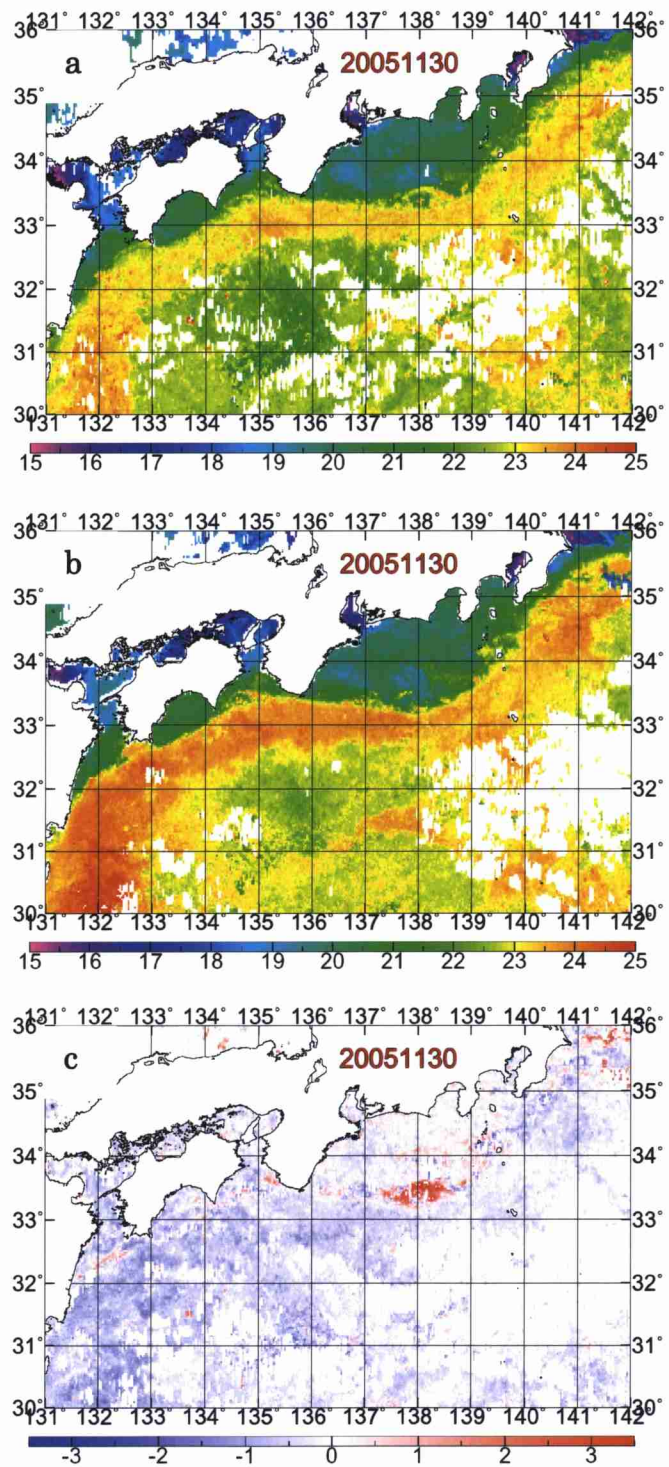


Fig. 7-6-6 衛星 NOAA12 と NOAA17 水温の偏差図。(ASST12-ASST17)

各NOAA水温パスの間の偏差
(2005年11月30日)

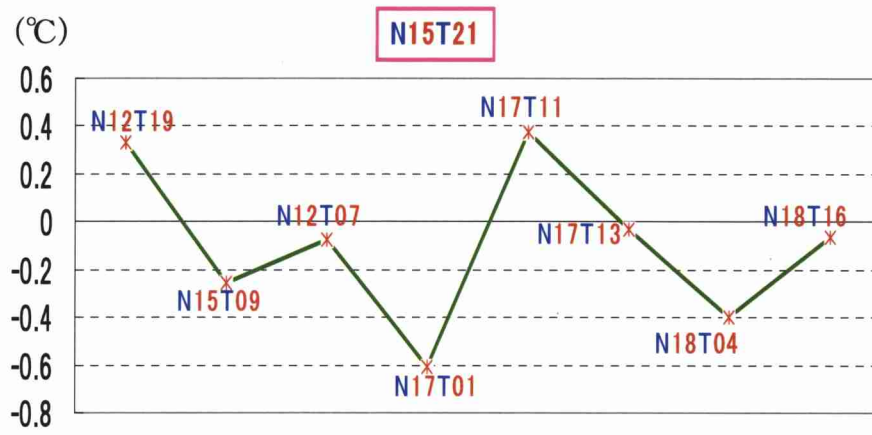


Fig. 7-6-7 衛星 NOAA15 が 2005 年 11 月 30 日の 21 時取った画像と各 NOAA 水温パスの間のバイアス。N は各 NOAA 衛星、T は画像を撮影した時間。

[衛星観測水温 (AVHRR SST, AMSR-E SST) -実測水温]
のバイアスの時系列 (2005/1~2005/8)

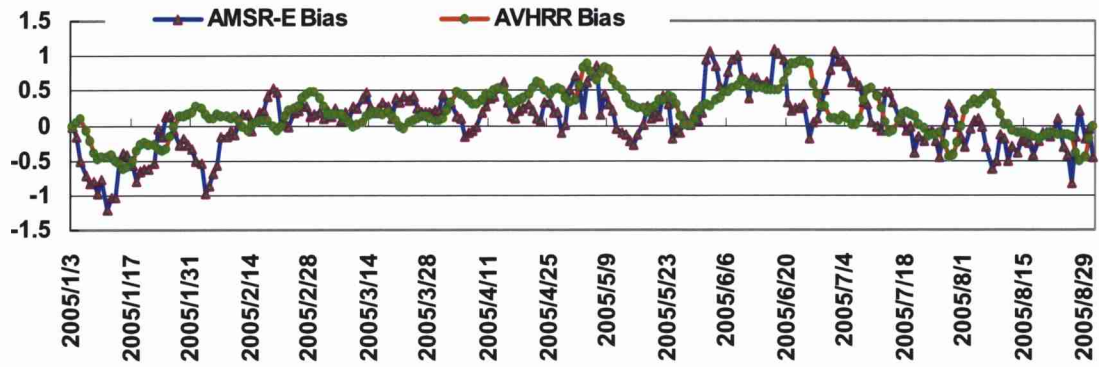


Fig. 7-6-8 2005年1月から8月までの衛星水温 (AVHRR 水温、AMSR-E 水温) と実測水温のバイアスの時系列。

第8章 水温分布作成アルゴリズム

8.1 手順

前章で示したように、気象庁解析水温、AMSR-E 水温データ、AVHRR 水温データがそれぞれ特徴を持っている。その特徴を最大限に活かし、黒潮水域の精度の高い海面水温図を作成する方法について検討した。作成の流れ図は Fig. 8-1 に示すように、3 段階のプロセスから構成される。

実測水温は測定機器が統一されていないことや測定深度が異なることなどにより、品質に差がある。そこで、第一段階として、信頼性の高い気象庁の解析水温を用いて、実測データの品質管理を行う。

実測水温は Fig. 7-1-1 に示したように、空間的にはバラツキが大きい。実測水温データの空白域を埋めるために、毎日安定して得られる AMSR-E 水温データを活用する。実測水温が多い黒潮水域であるが、それでも AMSR-E 水温データ数の方が圧倒的に多い。当日を含む過去 3 日間の AMSR-E 水温データを使って重みをつけて合成すると、沿岸域を除いて、ほぼ全域で日々の水温データが得られる Fig. 7-6-3。そこで、第二段階では、AMSR-E 水温データから当日の合成水温図を作成したのち、品質管理した実測水温データを使い、AMSR-E 水温のバイアス補正を行う。次に、気象庁の解析水温を用いて、AMSR-E 水温の品質管理を行う。

第三段階では、第二段階で得られた補正済み AMSR-E 水温データと品質管理した実測水温を用いて、AVHRR 水温データを補正し、3. 5km グリッド毎の黒潮水域水温分布図を作成する。

8.2 現場観測データの品質管理（第一段階）

実測水温データは観測機器、測定深度、観測時間が統一されておらず機器による誤差、測定深度による差、日変化による差などが含まれ、データの品質管理が必要になる。そこで、Boyer と Levitus (1994) にならい複数のデータセットを利用することに起因する重複データを取り除いたのち、気象庁の解析水温を参照データとして、高品質実測水温データを抽出する。

まず、実測水温 (ISST) と気象庁解析水温 (JSST) の差 ($\Delta JSST$) を求める。一例として、2005 年 4 月 27 日～29 日の時系列を (Fig. 8-2a) に、頻度分布を Fig. 8-2b に示す。 $\Delta JSST$ の平均 ($\overline{\Delta JSST}$) は 0.53°C で、ISST が JSST より高い、また、標準偏差 (σ) は 1.32°C となっている。次に、 2σ 以上の実測水温を取り除き、各 $\Delta JSST$ から $\overline{\Delta JSST}$ を差し引き、新しい $\Delta JSST$ とする。この操作を $\sigma \leq 1.0^{\circ}\text{C}$ になるまで繰り返す、第二段階に用いる ISST データセットを作成する。

このようにして、残された実測水温の空間分布を (Fig. 8-2c) に示す。元のデータ数が 2573 に対し、最終的なデータ数は 2273 となり、全体の 87% であった ($\sigma=0.95^{\circ}\text{C}$)。この方法で品質管理された ISST を用いて $0.001^{\circ} \times 0.001^{\circ}$ グリッドの空間解像度のデータを作成する。なお同一グリッド内の ISST は平均値を求める。このような操作により、最終的に ISST のデータのあるグリッド数は 993 個になった。そして、これらのデータを品質管理された実測水温データとする。

なお、Fig. 8-1 に示すように第一段階の作業の中で第三段階に用いる、 $\sigma \leq 0.5^\circ\text{C}$ の ISST データセットも作成する。

8.3 AMSR-E 水温の補正（第二段階）

ここでは、AMSR-E 水温の $1/16^\circ$ グリッドの 3 日間合成図を、以下の手続きで作成する。この場合、日報作成当日とその前 2 日間の計 3 日分の AMSR-E 水温データを使用する。まず、各グリッドで得られる当日 (n) の AMSR-E 水温を ASST とし、3 日間のデータから、当日の重みを付けた水温 ($\tilde{\text{ASST}}$) を

$$\tilde{\text{ASST}}(n) = (2\text{ASST}(n) + \text{ASST}(n-1) + \text{ASST}(n-2)) / 4 \quad (1)$$

として求めた。次に対象グリッドと隣接する 3×3 個のグリッド (約 $21\text{km} \times 21\text{km}$) の水温を用いて空間的な平滑化を行った。また、データが存在しないグリッドはその周囲の 3×3 個のグリッドにおける水温データの平均値を用いて内挿した。

この方法を用いて、計算した特定日のデータと同じ日の生のデータを比較してみる。ここでは、日本海の体表的な点-グリッド (133.5°E , 37.5°N) をとって、2004 年 10 月 1 日から 12 月 10 日までの毎日の AMSR-E の生データと合成後の水温データの時系列を作った (Fig. 8-3-1)、合成前の ASST は水温の日変動がやや大きいということがわかった、合成後のデータはスムーズになっている。また、合成後の ASST 水温と JSST の時系列は Fig. 8-3-2 を示す。両者の差は小さいことがわかった。

この方法を用いた一例として、Fig. 8-3-3a に 2005 年 4 月 29 日の AMSR-E 水温の合成結果 $\tilde{\text{ASST}}$ を示す。この図は前述したように、4 月 27~29 日の 3 日間の

AMSR-E 水温を用いて作成したものである。沿岸域は空白となっているが、これは AMSR-E 水温の測定不能海域を表わしている。また、データの空間解像度が粗く、詳細な水温分布が表わされていない。

品質チェックされた ISST と $\tilde{A}SST$ の差 ($ISST - \tilde{A}SST$) を $\Delta ASST$ とし、その空間分布を Fig. 8-3-3b に示す。また、 $\Delta ASST$ の頻度分布を Fig. 8-3-3c に示す。全データ数は 617 であり、データ密度は南西海域では低く、関東近海、伊豆諸島から紀伊半島沖合にかけて高くなっている (Fig. 8-3-3b)。 $\Delta ASST$ の平均値 ($\overline{\Delta ASST}$) は $-0.27^{\circ}C$ ($ISST < ASST$)、 $\sigma = 0.92^{\circ}C$ である (Fig. 8-3-3c)。ここで $\Delta ASST \geq 2\sigma$ 以上のデータを除去する。さらに、 $\Delta ASST$ の平均値が 0 になるように $\tilde{A}SST$ に平均値を加算した。相模湾における表面水温の日周変化は $0.3^{\circ}C$ 程度 (近藤ほか, 1972; 岩田, 1994) といわれているが、ここでは $0.5^{\circ}C$ を一つの目安として $\Delta ASST$ の標準偏差 (σ) が $0.5^{\circ}C$ 以下になるまで、この計算を繰り返す。この過程で多数のデータが除去され、最終的に残ったデータ 494 の空間分布図を Fig. 8-3-3e に示す。データは漁場域である伊豆諸島海域に集中している。このようにして得られた $\Delta ASST$ の頻度分布を Fig. 8-3-3d に示す、このときの平均値は $-0.02^{\circ}C$ 、 $\sigma = 0.47^{\circ}C$ である。

このようにして求めた $\sigma \leq 0.5^{\circ}C$ の $\Delta ASST$ を使い、 $1/16^{\circ}$ グリッドの $\Delta ASST$ の空間データを作成する。グリッドの中にデータが 2 個以上存在する場合は、平均値を求める。グリッド内にデータがない場合には、2次元スプライン補間法によって内挿し、 $1/16^{\circ}$ 全グリッドにおける $\Delta ASST$ を求め、ASST の補正データとした。その結果を Fig. 8-3-3f に示す。最終補正した ASST を Fig. 8-3-3g に示す。

これらの補正データを用い ASST を補正し、さらに、気象庁解析水温 (JSST) を用いて補正済み AMSR-E 水温 (\tilde{ASST}) の品質管理を行う。このときに JSST と \tilde{ASST} の差の標準偏差 (σ) が $\sigma \leq 0.5^{\circ}\text{C}$ になるまで \tilde{ASST} をさらに補正する。最終的に得られた \tilde{ASST} の分布を Fig. 8-3-3h に示す。白色域はデータの空白域であり、九州東岸から遠州灘に至る沿岸域と沖合域の 3 ヲ所に空白域が分布している。

8.4 高精度水温データの作成 (第三段階)

第二段階で作成した $1/16^{\circ}$ グリッドの AMSR-E 水温図は、海況の概況を捉えることができるものの、漁場という狭い領域でなければ、漁海況情報としては、より空間解像度の高い水温分布図が求められる。そこで、空間解像度が高い (約 1.1km) AVHRR 水温データを使い、 $1/40^{\circ}$ グリッドの AVHRR 水温合成図を作成する。この場合、AVHRR 水温データの品質を高める必要があるため、後述するように、第二段階で求めた \tilde{ASST} と JSST を参照する。

過去数年間にわたって蓄積された AVHRR 画像データを検索した結果、黒潮水域全域が 5 日間にわたって画像データが得られないということはなかった。そこで、日報当日とその前 4 日間の計 5 日分のデータを使って合成し、日々の水温分布図の基礎とする。

薄雲や霧等の影響で AVHRR 水温が異常に低く表示されることがあるので、AVHRR 水温を合成する前に、その異常値を取り除くことが必要である。この場合は前日の \tilde{ASST} と JSST を参照し、次の式で異常値を除去する。ここでは、RSST は 2000 年から 2004 年までの日の NLOM 水温を用いて、NLOM 水温の前日差の rms 月平均 (Fig. 8-4)、AVHRR 水温を NSST (n) とするとき、

$$DSST = NSST - \tilde{ASST} (JSST)$$

DSST \leq 2*RSST+1.0 または DSST \geq -2*RSST-1.0 の場合は異常値とする。

一例として、2004年11月25日の合成 AVHRR 水温と異常値を除去した AVHRR 水温を Fig. 8-4-1 に示す。四角の中に注目してみると、Fig. 8-4-1a に 35° N 以南の 15°C 以下の低水温域が存在しているが、雲処理後は Fig. 8-4-1b には 23°C 帯の水温域だけが存在し、低水温域が除去されている。

次に、 \tilde{ASST} と JSST を参照して異常値を除去した AVHRR 水温データをもとに、当日を含む過去 5 日間のデータを使って 1/40° グリッドの水温合成図を作成する。この合成に際し、時間の重み付けを施す。時間の重み付けと 3.5km の空間平均を施し、データが存在しないグリッドでは内挿する。時間の重み付けは、以下のとおりである。当日 (n) の水温 $\tilde{NSST}(n)$ は、AVHRR 水温を NSST (n) とするとき、

$$\tilde{NSST}(n) = (4NSST(n) + 2(NSST(n-1) + NSST(n-2)) + (NSST(n-3) + NSST(n-4))) / 10 \quad (2)$$

で求めた。

第一段階で品質管理した $\sigma \leq 0.5^\circ\text{C}$ の ISST と第二段階で品質管理した \tilde{ASST} を準実測水温データ (\tilde{ISST}) とし (Fig. 8-4-2b)、第二段階と同様な方法で AVHRR 水温を補正する。

一例として、2005年4月29日の場合を示す。まず4月25日から29日までの5日間に得られた AVHRR の水温合成画像 (\tilde{NSST}) を Fig. 8-4-2a に示す。4月29日の \tilde{ISST} と \tilde{NSST} の差を $\Delta NSST$ ($=\tilde{ISST} - \tilde{NSST}$) とし、 $\Delta NSST$ の中で 2σ 以上のデー

データを除去し、バイアスを補正して新しい Δ NSST とする。次に、この新しいデータの頻度分布を調べ、再び 2σ 以上のデータを除去してバイアスを補正する。この操作を $\sigma \leq 0.5^\circ\text{C}$ になるまで繰り返す。この例では最終的に $\sigma=0.47^\circ\text{C}$ 、バイアスは -0.069°C で、データ数は15225となった(Fig. 8-4-2d)。このようにして、最終的に得られた Δ NSSTの空間分布をFig. 8-4-2cに示す。この図にみられる Δ NSSTの空白域は2次元スプライン補間法によって補間し、 $1/40^\circ$ の全グリッドにおける補正データ(Fig. 8-4-2e)を作成する。以上の手順によって得られた補正データを用い、AVHRR水温図を作成した。その結果を、Fig. 8-4-2fに示す。

補正前の水温分布図(Fig. 8-4-2c)と比較すると、全体のパターンはよく似ているが、詳細にみると水温分布に相違がみられる。例えば、補正前では 34°N 、 137°E から 31.5°N 、 139°E 付近に分布している黒潮大蛇行によって囲まれた $18\sim 18.5^\circ\text{C}$ 台の低水温域は、補正後では $18.5\sim 19^\circ\text{C}$ 台とやや高くなっている。また、 $33^\circ 30'\text{N}\sim 31^\circ 40'\text{N}$ 、 $139^\circ\text{E}\sim 140^\circ\text{E}$ の海域での水温分布は、補正後の方が約 0.5°C 低くなっている。補正前と後におけるこの程度の水温分布の差は、余り問題にならないと考えられるかもしれない。しかし、 0.5°C の相違は数kmの空間スケールに相当する場合があり、漁場という狭い海域で操業する漁業者にとって、この程度の差でも無視できない大きさであると考えられる。

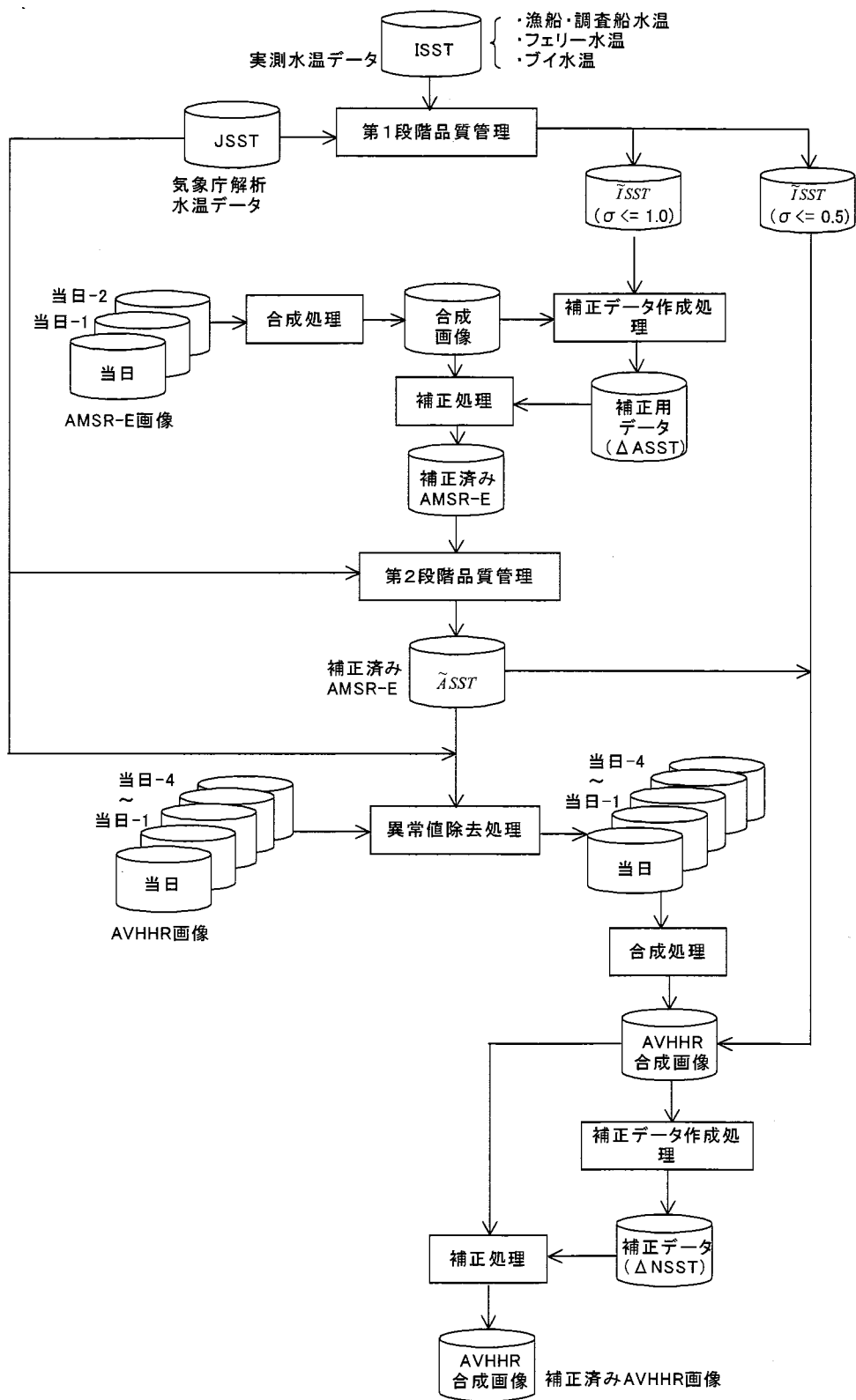


Fig. 8-1 高精度海況日報の作成手法の流れ図。

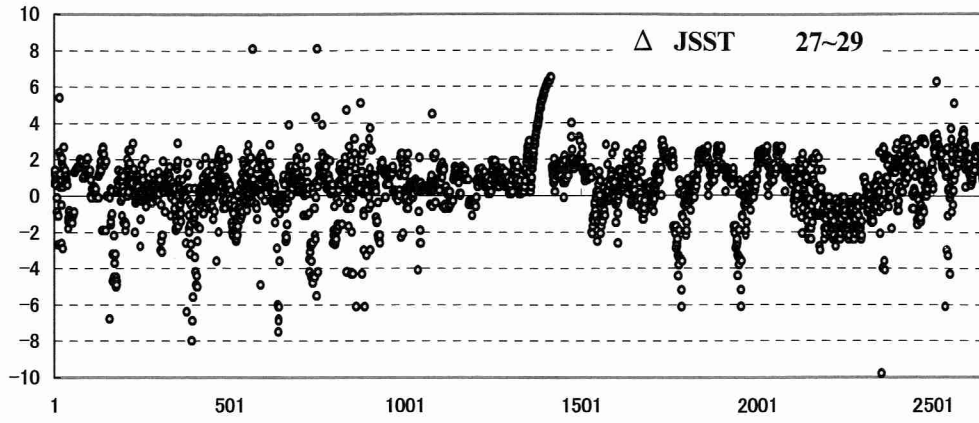


Fig. 8-2a ISST-JSST (°C)

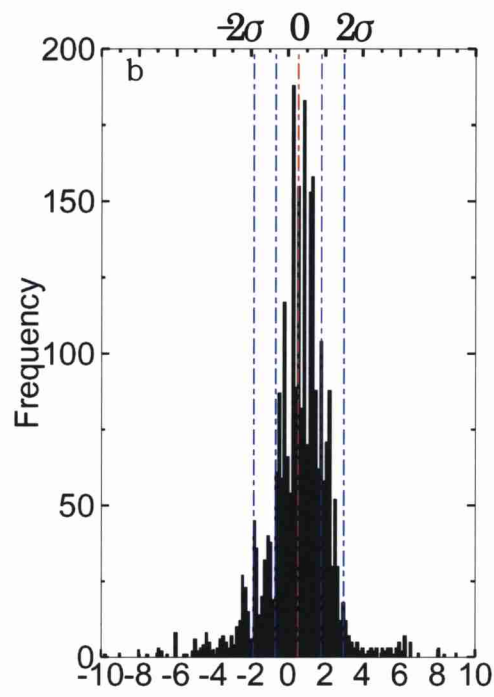


Fig. 8-2b ISST-JSST (°C)

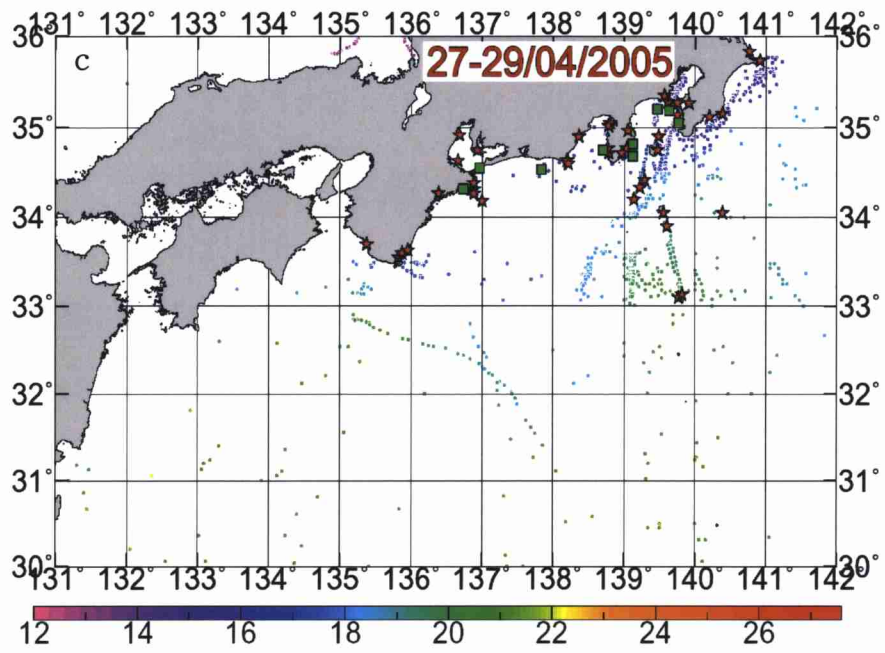


Fig. 8-2c ISST (°C)

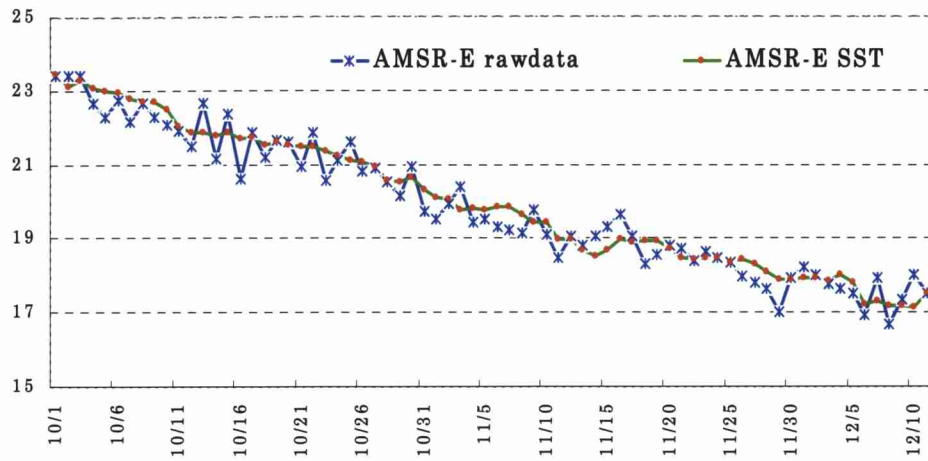


Fig. 8-3-1 133.5° E、37.5° Nで観測したAMSR-Eの生データと処理後のSSTの時系列。

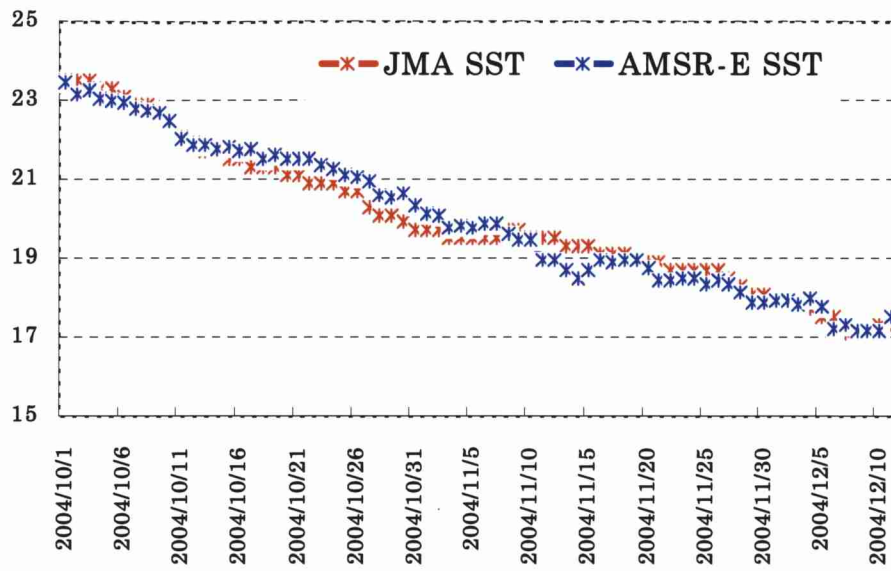


Fig. 8-3-2 Fig. 8-3-1で示された処理後のAMSR-E SSTとJSSTの時系列。

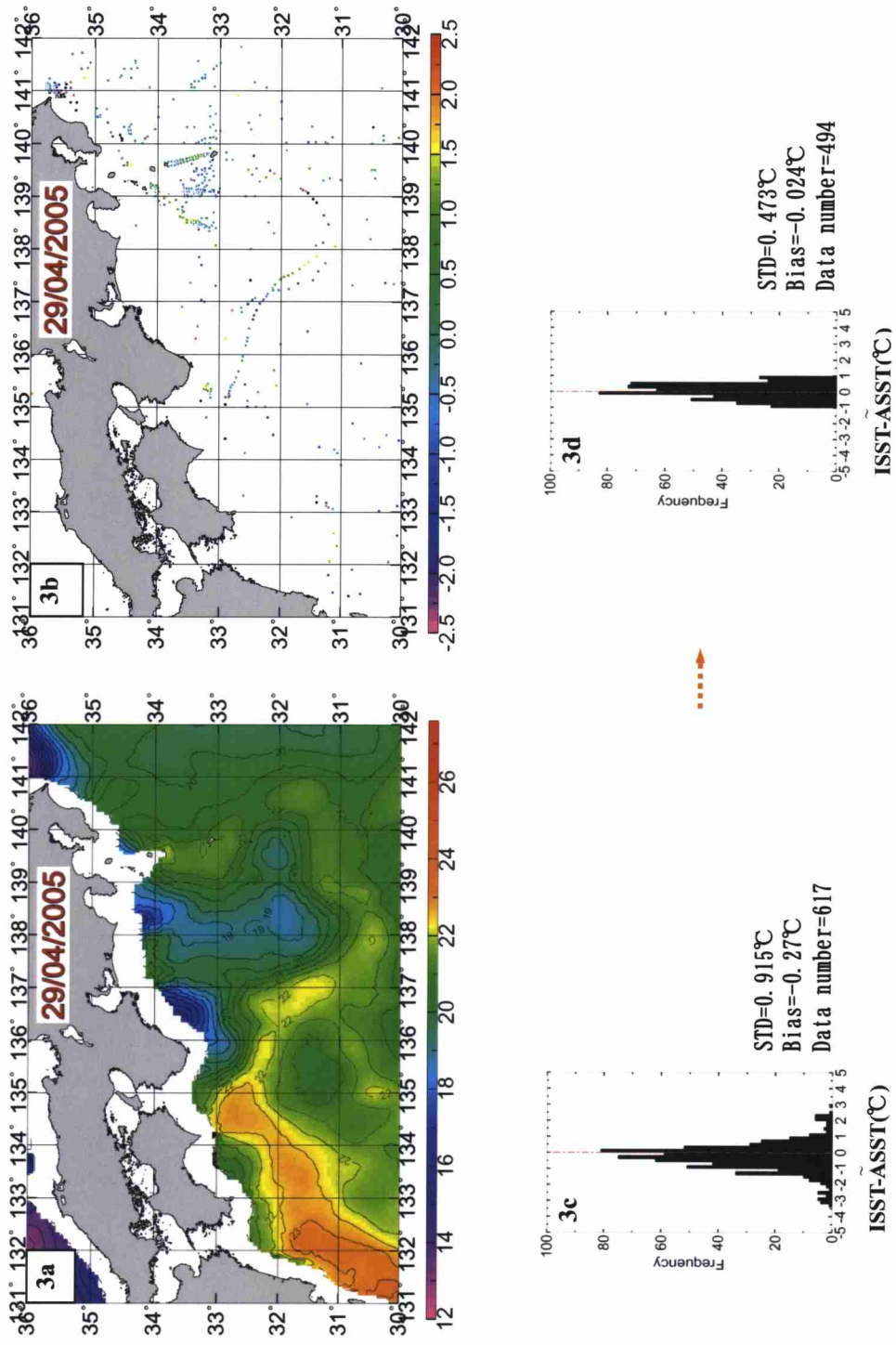


Fig. 8-3-3 2005年4月29日のAMSR-E水温の補正例。

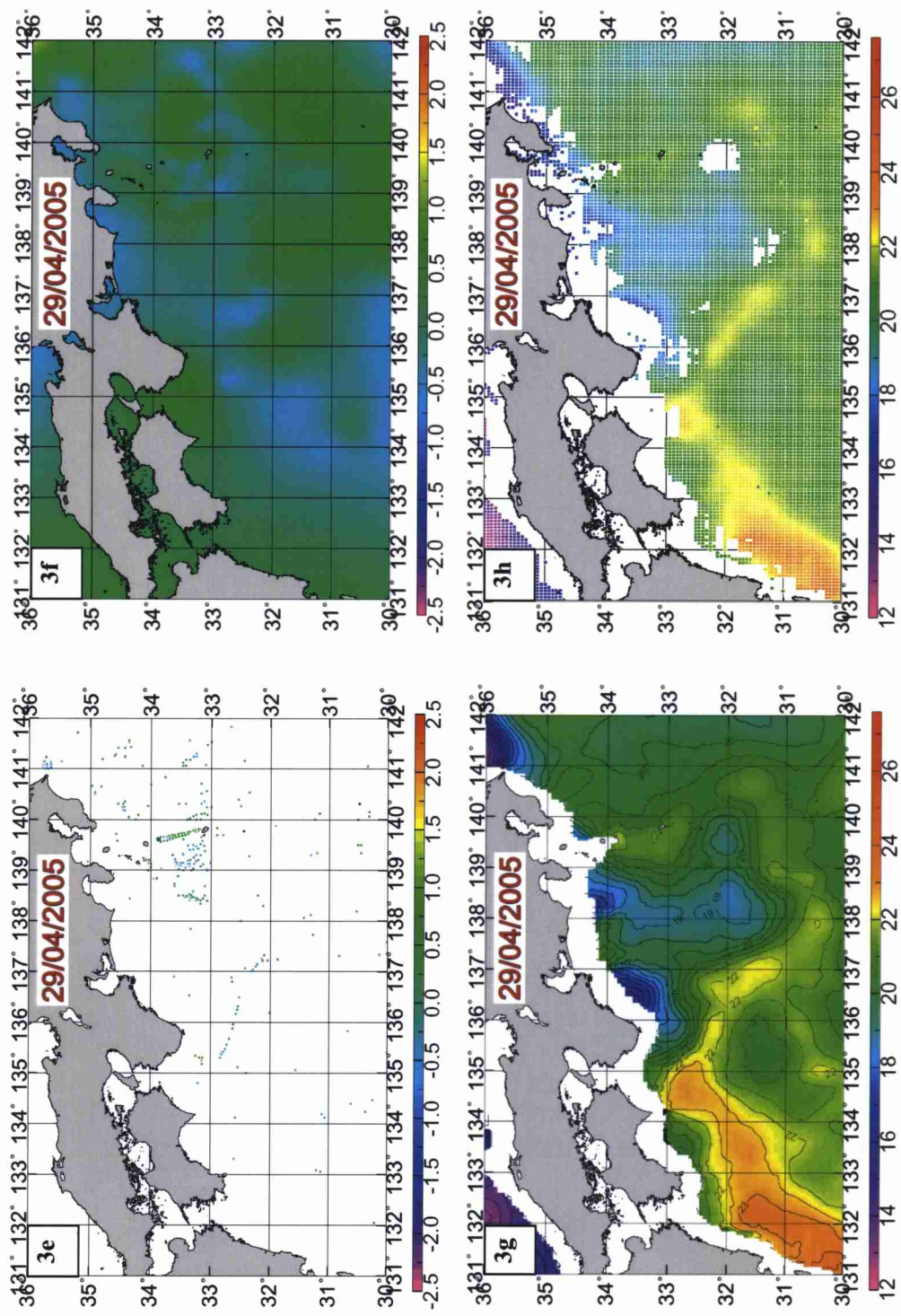


Fig. 8-3-3 2005年4月29日のAMSR-E水温の補正例。

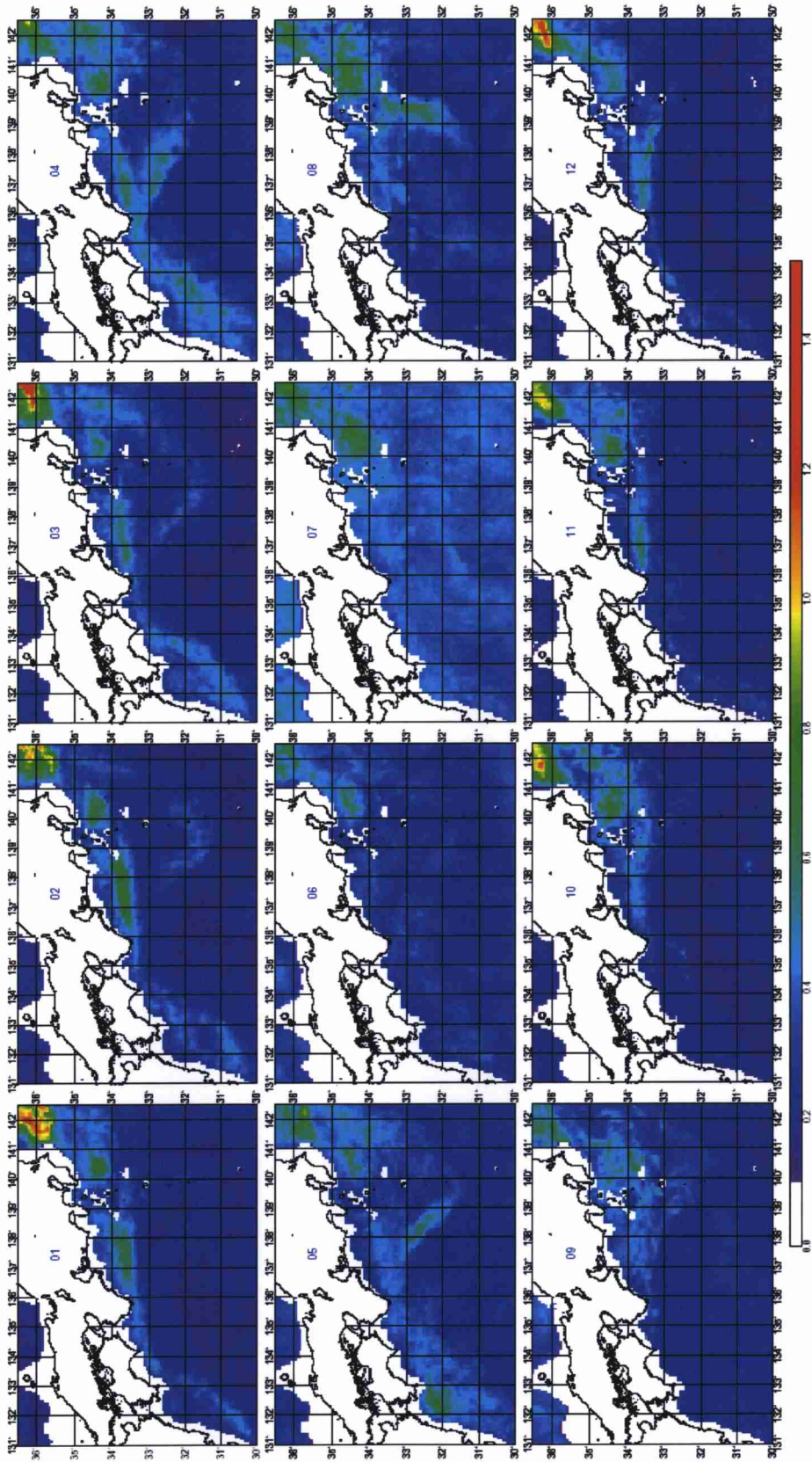


Fig.8-4 2000年から2004年までのNLOM水温の前日差のrms月平均値。

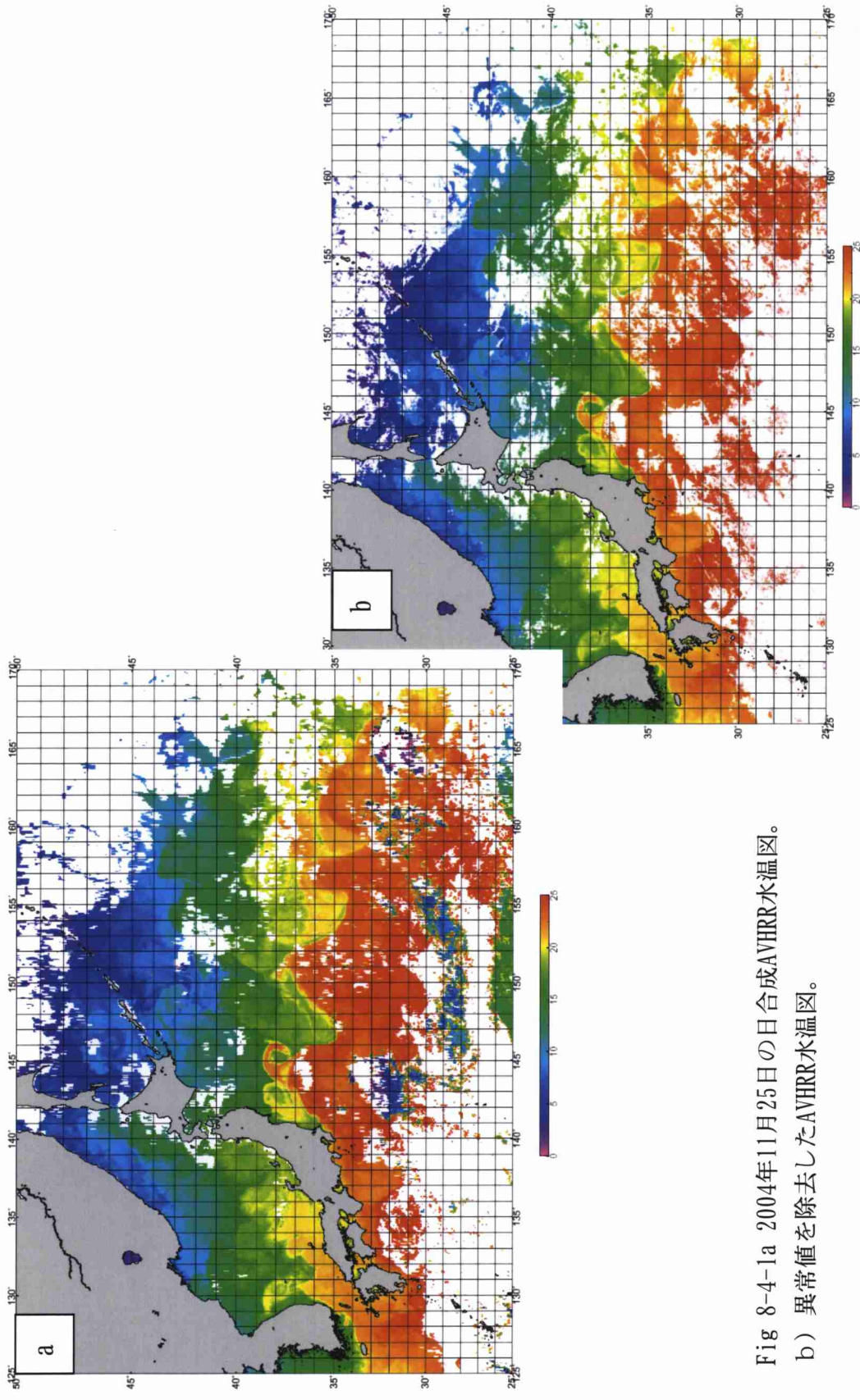


Fig 8-4-1a 2004年11月25日の日合成AVHRR水温図。

b) 異常値を除去したAVHRR水温図。

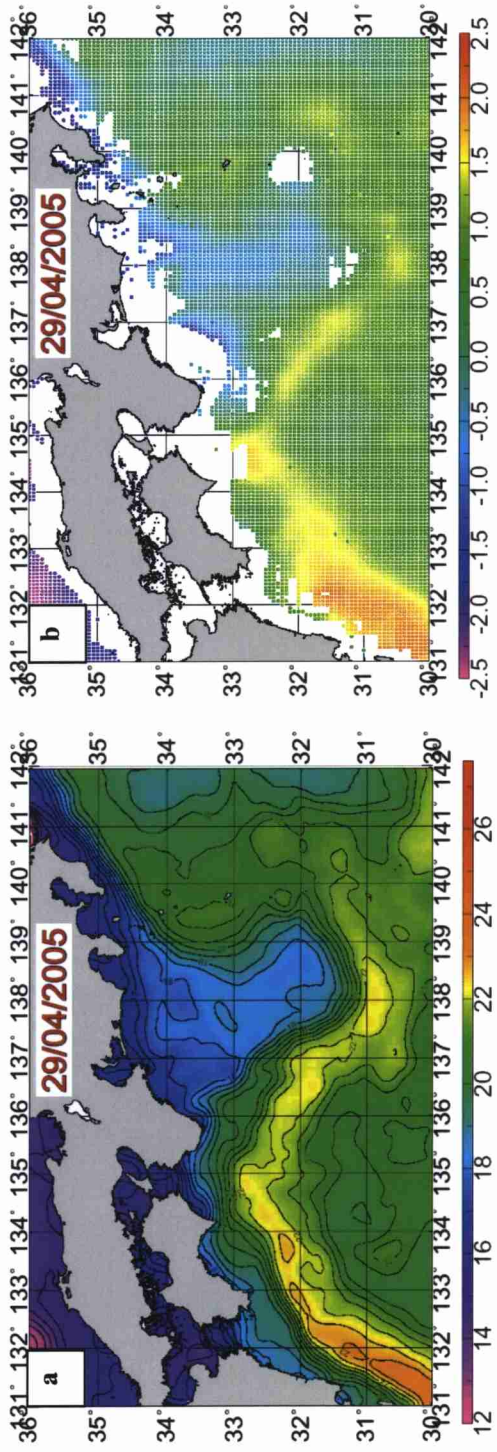


Fig. 8-4-2 2005年4月29日のNOAA水温の合成例。

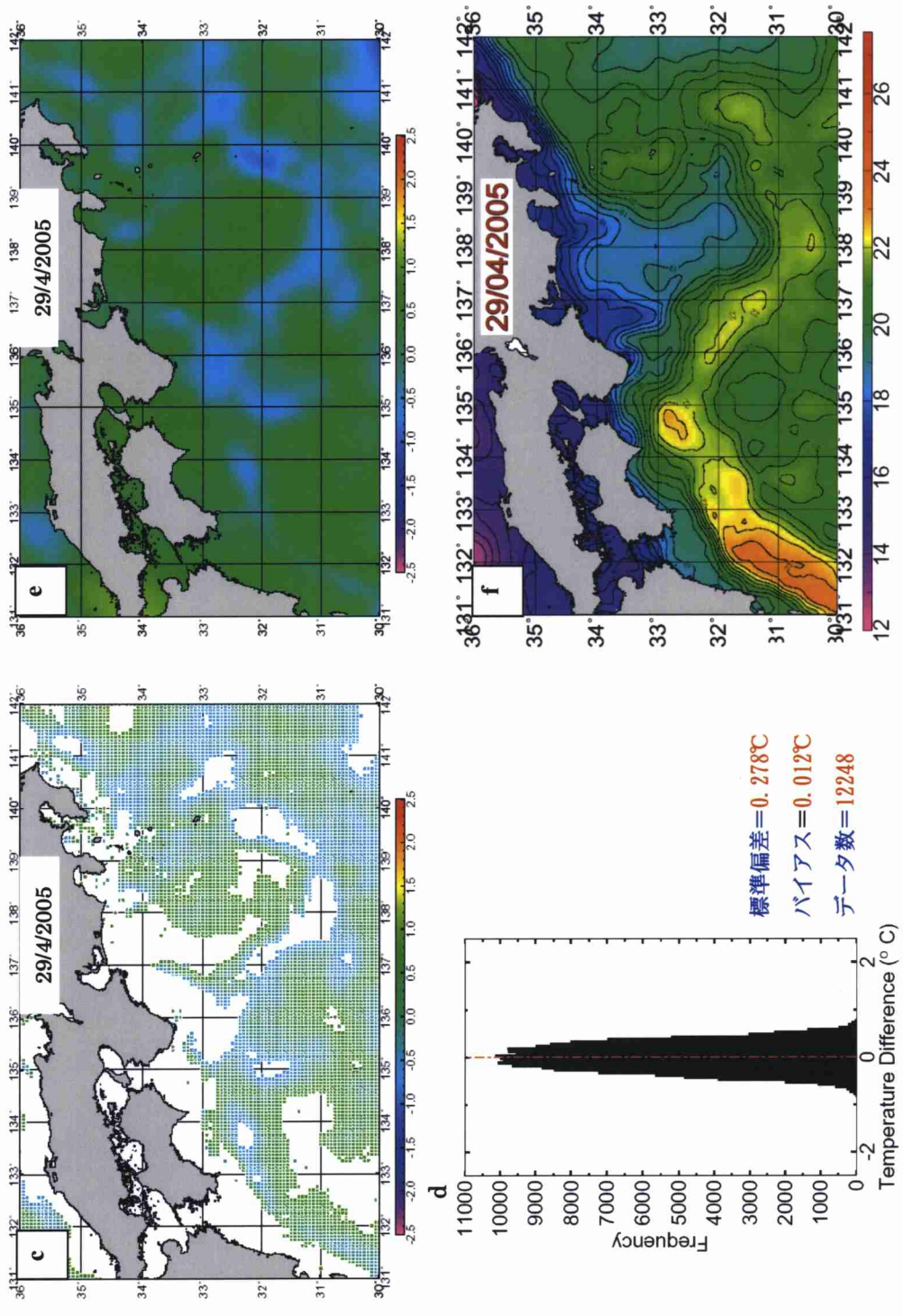


Fig. 8-4-2 2005年4月29日のNOAA水温の合成例。

第9章 結果および考察（2）

9.1 結果および考察

2005年4月29日を例に、本研究の手法の精度について述べる。Fig. 9-1a、9-1bにそれぞれ実測水温と補正前と補正後の AVHRR 水温の関係を示す。補正前の AVHRR 水温と実測水温のバイアスは -0.423°C 、RMSE は 0.847°C であるが、補正後にはバイアスが 0.081°C に、RMSE は 0.370°C となり、バイアス、RMSE とも補正後に小さくなっていることがわかる。

これまで特定の日を例に、水温精度について述べたが、実際1年間を通して水温図を作成した結果について述べる。Fig. 9-2 は2004年10月1日から2005年9月30日までの1年分の AVHRR 補正水温と品質管理された実測水温の差の RMSE の時系列である。RMSE はスパイク状に小刻みに変化し、 0.4°C を越える時があるものの、概ね $0.2\sim 0.4^{\circ}\text{C}$ の範囲にある。一年間の RMSE の平均は 0.276°C である。このことは、季節に関わりなく実測水温に基づいた AVHRR 水温補正法が有効であることを示している。

次に、AMSR-E 水温データが得られない沿岸域の水温精度について述べる。相模湾東部の城ヶ島沖観測ブイで得られた2005年1月から11月までの実測水温を用いて、季節ごとに補正水温との比較検討を行った。観測点の位置は $35^{\circ}05.6' \text{N}$ 、 $139^{\circ}32.6' \text{E}$ であり、観測深度は3m、間隔は20分である。この城ヶ島沖のブイ観測水温は AVHRR 水温の補正には使われていない。まず、日平均水温を作成し、NSST と比較した時系列を Fig. 9-3 に示す。図からみると、冬季の

1月から2月まではNSSTはブイの観測水温よりやや低めであるが、3月から7月中旬にはブイの観測水温とNSSTほぼ一致している。成層構造がもっとも発達する7月下旬～9月上旬には、両者の差は大きくなるものの、変化はよく似ている。そこで、月ごとのブイ観測水温とNSSTの分散図をFig. 9-4aに、また(ISST-NSST)の差のヒストグラムをFig. 9-4bに示す。バイアスは 0.074°C 、RMSEは 0.642°C である。城ヶ島沖は水温の日変動が激しい海域としてよく知られてが、この手法で精度の高い水温が得られることがわかった。

本研究では、いままで述べてきたように、実測水温で補正したAMSR-E水温を準実測水温として、AVHRR水温を補正したが、より簡単な方法は、AMSR-E水温を使わずに直接AVHRR水温を実測水温で補正することである。そこで、AVHRR水温を準実測データで補正した水温分布図と実測データのみによって補正した水温分布図を比較する。Fig. 9-5dは実測水温のみで補正した4月29日の水温分布図である。また、4月28日、29日、30日に得られたAVHRR水温の未補正の原画像をそれぞれFig. 9-5g1、g2、g3に示す。4月29日のAVHRRの画像は、雲域が広範囲に分布している(Fig. 9-5g2)。したがって、5日間合成したFig. 9-5aの画像は、Fig. 9-5g1に示した4月28日以前の水温パターンに強く依存していることになる。ここで、Fig. 9-5bに示した赤丸の海域に注目し、実測水温のみによるAVHRR水温補正と本研究で用いた準実測水温によるAVHRR水温の補正結果(Fig. 9-5b)について比較検討する。Fig. 9-5bとFig. 9-5dを比較すると、前者では遠州灘沖冷水の南端部が赤丸で示した海域まで深く浸入し、その結果後者に比べて前者の方が 0.5°C 程度低い。29日のAMSR-E合成画像(Fig. 9-5c)と30日のAVHRR画像(Fig. 9-5g3)をみると、29日にこの海域の水温が低下したことは明らかである。このように、雲の存在によってAVHRR画像が得られない場合、

AMSR-E 水温を考慮した準実測水温データを利用して AVHRR 水温を補正する手法は、実測水温のみで補正する手法よりも優れていることがわかる。

以上、2005 年 4 月 22 日から 30 日の NOAA 衛星画像 (Fig. 9-6) と新しい日報水温図 (Fig. 9-7) を例として、本研究に用いた手法により、雲があっても、漁海況情報としてより精度の高い海面水温情報を提供することを示した。

9.2 まとめ

黒潮水域の海面水温情報を日報として提供し、漁業者の漁場選定の資料とするために、実測水温データを有効に活用して人工衛星から得られた水温を補正し、精度が高い、高解像度の新しい海面水温図の作成手法について検討した。

NOAA/AVHRR 水温は高解像度で漁場選定には有用な情報であるが、雲域下ではデータが得られないという欠点がある。また、AVHRR 水温は表面 (~数十 μm) の skin SST であるため、漁業者に関心がある実測水温 (bulk SST ~数 m) との間にバイアスがあり、操業現場で使えるようにするためには実測水温で AVHRR 水温を補正し、精度を向上させる必要がある。Zhang et al. (2004) は 1982~2002 年までの AVHRR 水温を調べた結果、AVHRR 水温のバイアスは 21 年間平均で 0.5°C を超えている海域があり、実測水温で AVHRR 水温のバイアスを補正する必要があるとしている。本研究の対象海域は、実測水温データは多いものの、漁場や航路上に観測点が集中し、AVHRR データを十分補正できるように観測点が配置されていない。

そこで、実測水温が不足する海域における水温を得るため、雲の影響の少ない AQUA/AMSR-E 水温を活用し、NOAA/AVHRR 水温の精度を向上させた。この海況日報の作成手法については、以下のようにまとめられる。

第一段階として実測水温を気象庁の解析水温と比較して、高品質データのみを抽出する。次に第二段階では、これをもとに AMSR-E 水温の補正を行い、 $1/16^{\circ}$ グリッドのデータセットを作成し、これと高品質実測水温を準実測水温とする。第三段階では、この準実測水温をもとに AVHRR 水温を補正する。この結果、AMSR-E 水温は AVHRR 水温の雲域下の欠測値を補い、しかも、実測水温、AMSR-E 水温の使用で AVHRR 水温の精度が改良できることがわかった。

以上のように本研究に用いた手法により、漁業者にとってより有益な漁海況日報を作成することができるが、改善すべき点が残されている。本手法は実測水温の精度と密度に依存するため、より高密度で精度の高い実測水温が必要になる。とくに沿岸域では、AMSR-E 画像が取得できないこともあり、沿岸域での観測施設の整備が望まれる。また、本研究では黒潮水域を研究対象としたが、本手法を用いるのに十分な実測水温データを収集することができれば、日本周辺海域のどこにでも適用することが可能である。

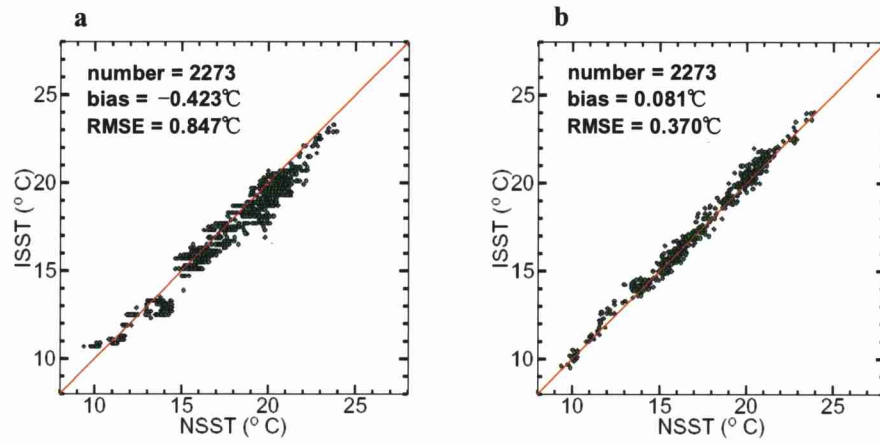


Fig. 9-1 a, b にそれぞれ実測水温と補正前と補正後の AVHRR 水温の関係を
 を示す。

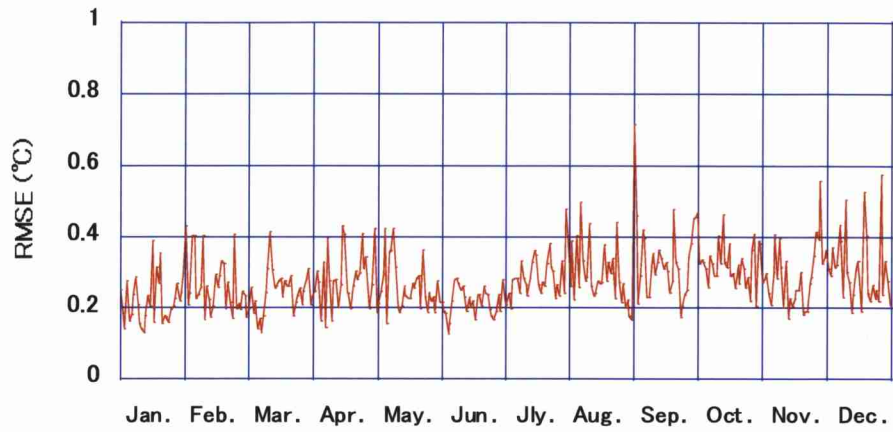


Fig. 9-2 2004年10月1日から2005年9月30日までの1年分のAVHRR補正水温と品質管理された実測水温の差のRMSEの時系列。

城ヶ島沖（ブイ観測3m） 35° 05.6′ N 139° 32.6′ E

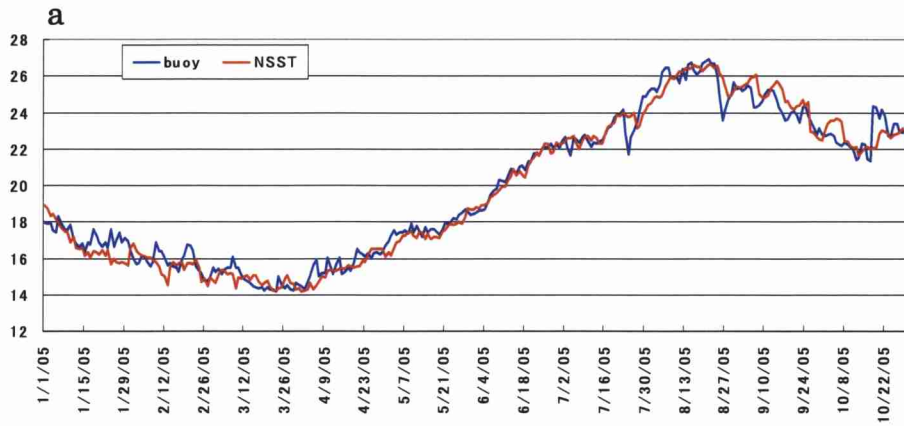
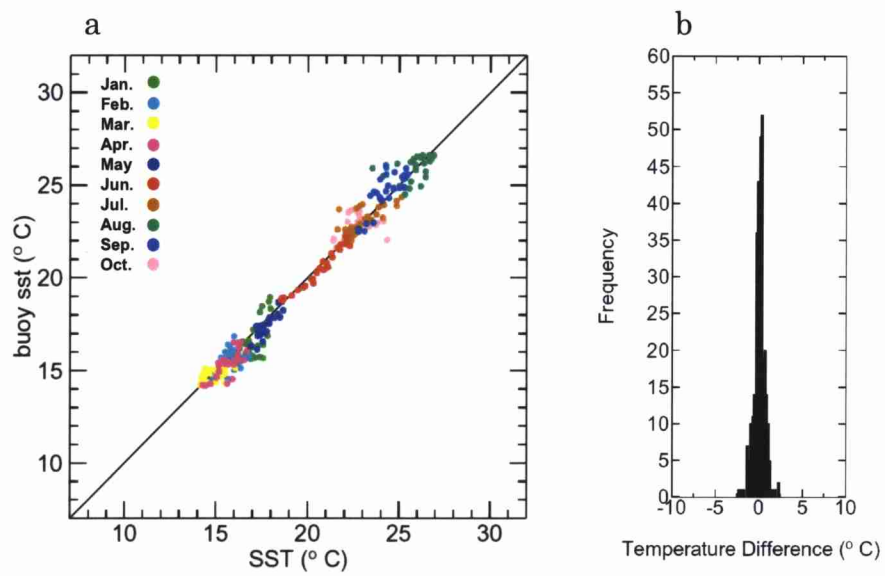


Fig. 9-3 2005年1月1日から2005年10月31日までのAVHRR

補正水温と城ヶ島沖で観測されたブイ定地観測水温の時系列。

城ヶ島沖 (ブイ観測3m) 35° 05.6' N 139° 32.6' E



number = 304 bias = 0.074°C RMSE = 0.642°C

Fig. 9-4 月ごとのブイ観測水温とNSSTの分散図。

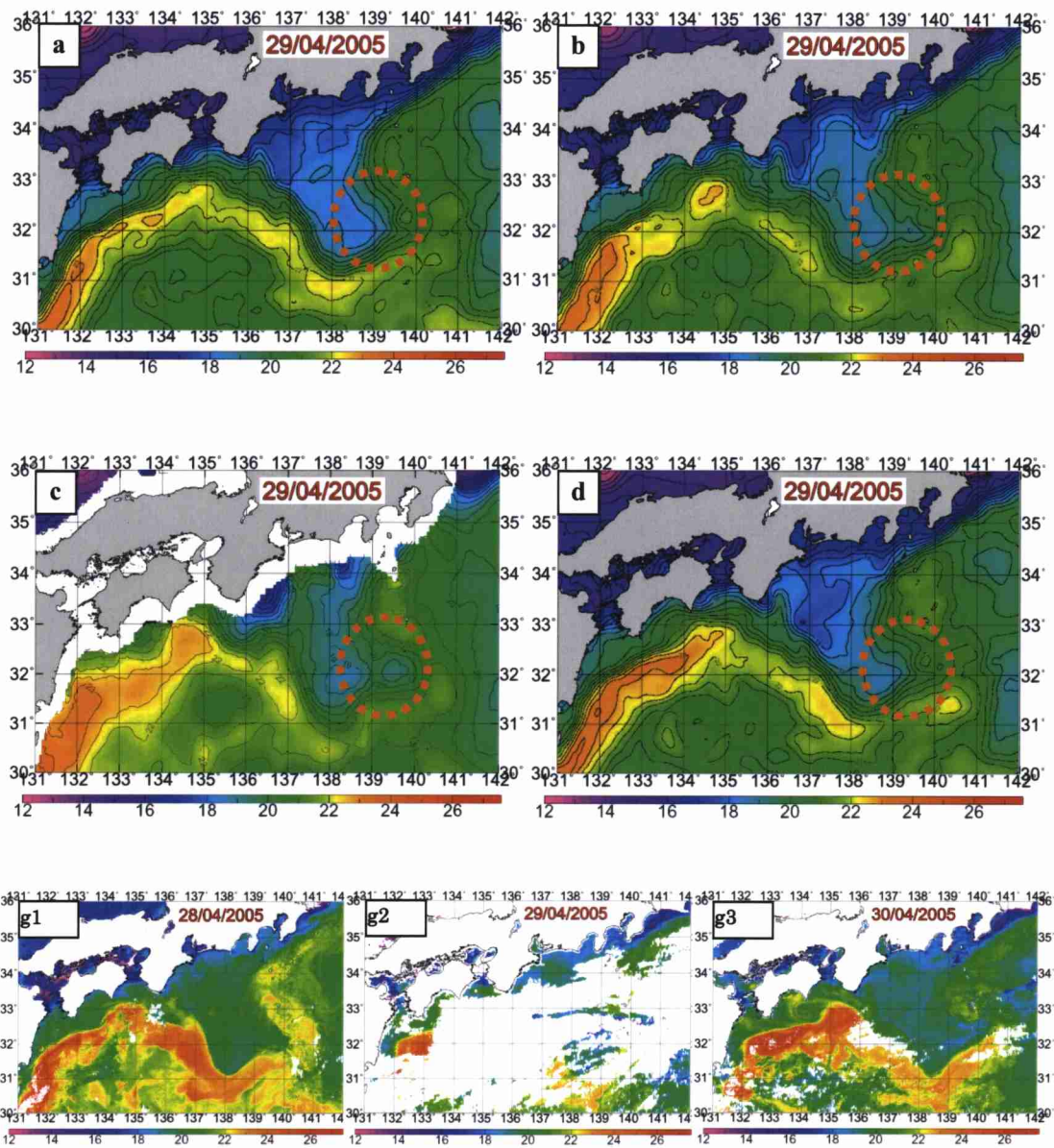


Fig. 9-5 実測水温で補正した AVHRR 水温と準実測データで補正した AVHRR 水温の比較。

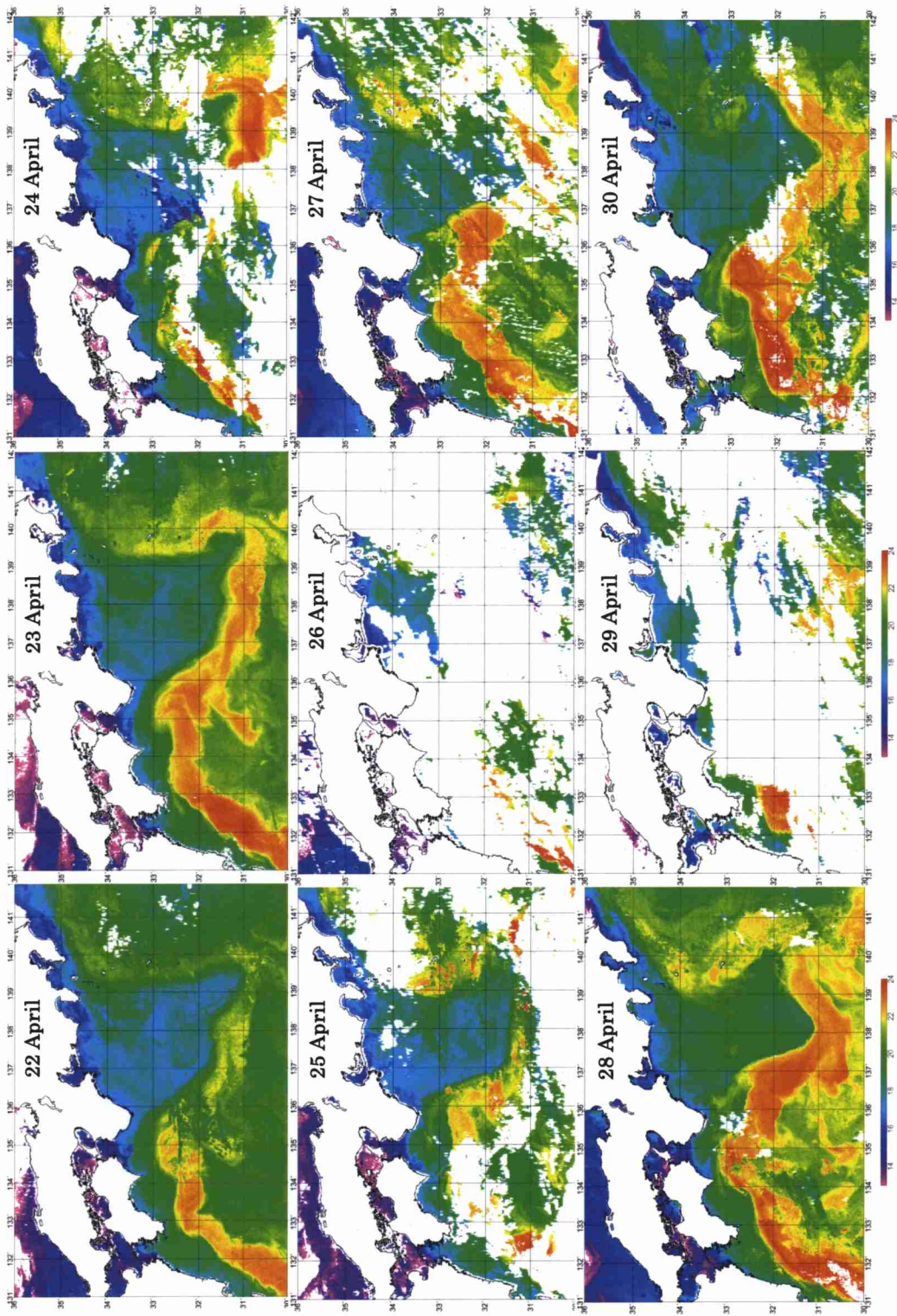


Fig. 9-6 2005年4月22日から30日のNOAA画像。

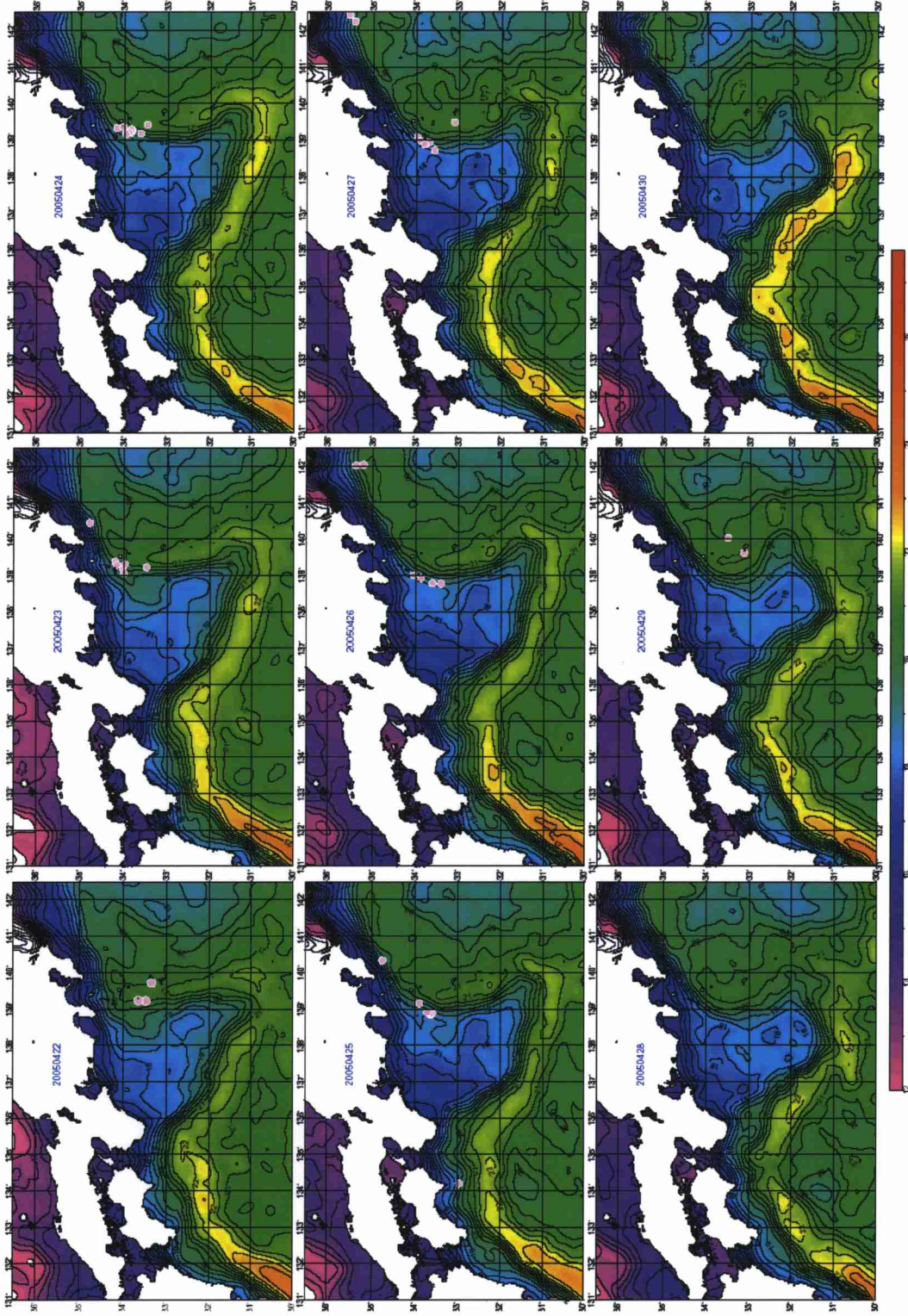


Fig. 9-7 2005年4月22日から30日の日報水温。

第10章 総括

本研究では、まず、NSIDC が提供している 1979-99 年の 21 年間に得られた南大洋における SIC 資料を用いて、南大洋インド洋セクターにおける海水密接度に見られる西方伝播シグナルについて研究を行った。まず、 $25 \times 25 \text{ km}$ の解像度を持つそれぞれのグリッドで得られている毎月の海水密接度資料より、21 年間の月平均値からの偏差を求めた。このデータより、南緯 63.71° S についてホフメラー図を作成したところ、太平洋区、大西洋区では南極周極波 (ACW) の性質を持つ東方伝播のシグナルが見られたのに対し、インド洋区では ACW と異なり西方伝播のシグナルが明瞭に認められた。

そこで、NECP が提供している SST の資料を加え、SIC 資料とともに EEOF 解析を行った。その結果、SST の偏差は 3 海洋区とも東方伝播シグナルが顕著にみられ、太平洋区と大西洋区では SST の正の偏差に SIC の負の偏差がよく対応していた。しかしながら、インド洋区ではそのような対応はみられなかった。以上より、インド洋区が他の二つの海洋区と異なった海洋変動特性をもつことが、二種類の人工衛星データの解析から裏づけられた。

次に、AMSR-E で得られたマイクロ波水温、AVHRR で得られた赤外水温を用い、黒潮水域を中心とした高精度海況日報の作成手法について研究を行った。黒潮水域ではイワシ、ブリ、カツオ、サバ類など、回遊性魚類を対象とした漁業が行われており、漁業者が効率のよい操業を行うためには、的確に漁場を選定することが必要である。本研究では、黒潮水域の空間解像度 $3.5 \times 3.5 \text{ km}$ の高精度

海況日報を作成する手法について検討し、リアルタイムの水温図を漁業者に提供することを目的とした。

解析に使用したデータは漁船・調査船水温、東京～八丈島フェリー水温、房総～熊野灘の定地水温、ブイ観測水温（相模湾：城ヶ島沖、平塚沖、稲取沖。駿河湾～遠州灘：波勝沖、御前崎沖、大井川沖、熊野灘：大王崎沖）、気象庁解析水温、AMSR-E で得られたマイクロ波水温、AVHRR で得られた赤外水温などである。

黒潮水域の高精度海況日報作成手法は 3 段階のプロセスから構成される。第一段階として、信頼性の高い気象庁の解析水温を用いて実測データの品質管理を行う。しかし実測水温の測点密度が低いので、毎日安定して得られる AMSR-E 水温データを活用する。そこで、第二段階では、AMSR-E 水温データから当日の合成水温図を作成したのち、品質管理した実測水温データを使って AMSR-E 水温のバイアス補正を行う。次に、気象庁の解析水温を用いて AMSR-E 水温の品質管理を行う。第三段階では、第二段階で得られた補正済み AMSR-E 水温データと品質管理した実測水温を用いて AVHRR 水温データを補正し、3.5km グリッド毎の黒潮水域水温分布図を作成する。

本研究で用いた方法により、空間解像度は粗いが十分なデータ数のある AMSR-E 水温と、雲域の影響は大きい空間解像度の高い AVHRR 水温を有効に利用し、漁業者にとって有益な海況日報を作成することに成功した。また、本手法で得られた水温を城ヶ島沖のブイで観測された水温と 10 ヶ月間比較したところ、バイアスは 0.074°C 、RMSE は 0.642°C 以内で一致しており、本手法の有効性が示された。

以上のように本研究に用いた手法により、漁業者にとってより有益な漁海況日報を作成することができる。本手法は実測水温の精度と密度に依存するため、より高密度で精度の高い実測水温データを取得することが望まれる。とくに沿岸域では AMSR-E 画像が取得できないこともあり、沿岸域での観測施設の整備が望まれる。また、本研究では黒潮水域を研究対象としたが、本手法を用いるのに十分な実測水温データを入手する手段が確立すれば、日本周辺海域のどこにでも適用することが可能である。

以上、二つの研究例で示したように、複数の人工衛星で得られた性質の異なるデータを融合して利用することにより、新しい海面情報を得ることができるとともに、精度の高い有用な海面情報として提供できることがわかった。

謝辞

本研究をとりまとめるにあたり、修士学生時代からの私に、研究の楽しさと難しさを教えて頂いた、終始暖かいご指導とご助言を賜りました東京海洋大学教授長島秀樹博士に謹んで深謝の意を表します。

本研究を進めるにあたり終始暖かいご指導を頂いた杉原滋彦博士、岩田静夫博士、東京海洋大学教授松山優治博士、同助教授根本雅生博士、JAXAの柴田彰博士に心から感謝の意を表します。

論文作成にあたり、東京海洋大学教授吉田次郎博士、同教授上村豊博士、同教授森永勤博士に種々の助言をいただいたこと謹んで深謝の意を表します。

AMSR-E 水温を提供して頂いた JAXA に感謝いたします。また、本研究を進めるにあたり、多大なご助言とご協力をいただいた、JAFIC 中園博雄氏、矢野泰隆氏に感謝いたします。

また、大学院博士課程在学中、研究・解析手法についてのご議論、ご意見を頂いた博士後期課程 納谷美也子氏、趙景峰氏、村井寧氏、安保綾子氏、鳴海吉洋氏に感謝いたします。また、ご協力頂いた当研究室の諸学兄に心からお礼申し上げます。

最後に、これまで私をあたたく応援してくれた夫の両親、私を明るく励まし続けてくれた夫 正人、そして中国にいる両親と兄弟らに心から感謝します。

引用文献

第一部. 南大洋における海氷の経年変動に関する研究

Carleton, A. M. (1989): Antarctic sea-ice relationships with indices of the atmospheric circulation of the Southern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, 3, 207-220.

Carleton, A. M., G. John and R. Welsch (1998): Interannual variations and regionality of Antarctic sea-ice-temperature associations. *Ann. Glac.*, 27, 403-408.

Chiu, L. S. (1983): Antarctic sea ice variations 1973-1980. In *Variations in the global water budget*, Streetperrott, A., M. Beran and R. Ratcliffe, eds., Dordrecht: Reidel, 301-311.

Comiso, J. C. (1995): SSM/I ice concentrations using the Bootstrap Algorithm, NASA RP 1380, 50p.

Comiso, J. C. (2000): Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *J. Clim.*, 13 (10), 1674-1696.

Connolley, W. M. (1997): Variability in annual mean circulation in southern high latitudes. *Clim. Dyn.*, 13, 745-756.

Hans, B., S. Andreas and J. K. Gerbrand (1999): Interannual variability in the Southern Ocean from an ocean model forced by European Center for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis fluxes. *J. Geophys. Res.*, 104 (13), 317-331.

- Harangozo, S. A. (2000) : A search for ENSO teleconnection teleconnections in the west Antarctic Peninsula climate in austral winter. *Int. J. Clim.*, 20, 663-678.
- Jacobs, G. A. and J. L. Mitchell (1996) : Ocean circulation variations associated with the Antarctic circumpolar wave. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2947-2950.
- Kwok, R. and J. C. Comiso (2002) : Southern Ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation. *J. Clim.*, 15, 487-501.
- Ledley, T. S. and Z. Huang (1997) : A possible ENSO signal in the Ross Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 3253-3256.
- Martinson, D. G. and R. A. Iannuzzi (2003) : Spatial/temporal patterns in Weddell gyre characteristics and their relationship to global climate. *J. Geophys. Res.*, 108, doi: 1029/2000JC000538.
- Petterson, G. and W. B. White (2001) : Reestablishing the circumpolar wave in sea ice around Antarctica from one winter to the next. *J. Geophys. Res.*, 106, 4391-4396.
- Pottier, C., J. P. Cliron, J. Sudre, I. Dadou, S. Belamari and V. Garcon (2004) : Dominant propagating signals in sea level anomalies in the Southern Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11305, doi:10.1029/2004GL019565.
- Reynolds, R. W., (1988) : A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, 1, 75-86.

- Reynolds, R. W. and D. C. Marsico, (1993): An improved real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, 6, 114-119.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, (1994): Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, 7, 929-948.
- Qiu, B. and F. F. Jin (1997): Antarctic circumpolar waves, An indication of ocean-atmosphere coupling in the extratorpics. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2585--2588.
- Simmonds, I. And T. H. Jacka (1995): Relationships between the interannual variability of Antarctic sea ice and the Southern Oscillation. *J. Clim.*, 8, 637-647.
- Smith, R. C., S. E. StammerJohn and K. S. Baker (1996): Surface air temperature variations in the western Antarctic Peninsula region. *Antarctic Research Series*, 70, 105-121.
- Venegas, S. A. (2003): The Antarctic Circumpolar Wave: A combination of two signals? *J. Clim.*, 16 (15), 2509-2525.
- White, W. B. (2004): Comments on "Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode". *J. Clim.*, 17, 2249-2254.
- White, W. B. and R. Peterson (1996): An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature, and sea ice extent. *Nature*, 380, 699-702.
- White, W. B. and S. C. Chen (2002): Thermodynamic mechanisms responsible

- for the troposphere response to SST anomalies in the Antarctic circumpolar wave. *J. Clim.*, 15, 2577-2596.
- Yuan, X. (2004): ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Science*, 16 (4), 415-425.
- Yuan, X., M. A. Cane and D. G. Martinson (1996): Climate variation - cycling around the South Pole. *Nature*, 380, 673-674.
- Yuan, X. and D. G. Martinson (2000): Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. *J. Clim.*, 13, 1697-1717.
- Yuan, X. and D. G. Martinson (2001): The Antarctic dipole and its predictability. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3609-3612.
- XIE, X. H. (2002) Inter-annual variability of sea ice in the Southern Ocean. 第二部. 黒潮水域を中心とした新しい海況日報作成手法に関する研究
- Barton, I. J., (1995): Satellite-derived sea surface temperatures: current status, *J. Geophys. Res.*, 100 (C5), 8777-8790.
- Boyer, T. P. and S. Levitus (1994) Quality control and processing of historical oceanographic temperature, salinity, and oxygen data. NOAA Technical Report NESDIS, 81, 64 pps.
- Gentemann C. L., C. J. Donlon, A. Stuart-Menteth and F. J. Wentz (2003) Diurnal signals in satellite sea surface temperature measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1140.
- Guan L. and H. Kawamura (2004) Merging Satellite Infrared and Microwave SSTs: Methodology and Evaluation of the New SST. *J. Oceanogr.*, 60,

905-912.

岩田静夫 (1986) 相模湾の海況の短期変動に関する研究. 神奈川県水産試験場
論文集. 3, 1-66.

岩田静夫 (1991) 沿岸・沖合域における漁海況情報. 海と空, 66, 333-346.

岩田静夫 (1994) 定地水温を使った海況図解析. 神奈川県水産試験場報
告, 15, 55-59.

岩田静夫, 河尻正博, 斉藤盛致, 江川紳一郎, 清水利厚 (1988) 一都三県漁海況速
報の発行について. 水産海洋研究, 52, 271-276.

岩田静夫 (2000) 地域漁業が必要とする漁海況情報. 第 54 回西日本海洋調査技
術連絡会議議事録, 153-157.

神奈川県 (1983) 漁海況情報収集伝達のシステム化に関する研究. 昭和 56・57
年度組織的調査研究活動推進報告書, 22-29 pps.

Kawabe, M. (1985): Sea level variations at the Izu Islands and typical
stable paths of the Kuroshio. J. Oceanogr. Soc. Japan, 41, 307-327.

近藤純正, 内藤玄一, 藤縄幸雄 (1972) 海水温度の平日周期変化. 海と
空, 48, 53-59.

Kitade, Y., M. Matsuyama, S. Iwata and I. Watabe (1998) SDP and LP
fluctuation observed along the coast of sagami bay. J. Oceanogr., 54,
297-312.

Legeckis, R. and T. Zhu (1997) Sea Surface Temperatures from the GOES-8

Geostationary Satellite, Bull. American Met. Society, 78 9, 1971-1983.

松山優治, 岩田静夫, 前田明夫, 鈴木 享 (1992) 相模湾の急潮. 沿岸海洋研究
ノート, 30, 4-15.

May, D. A., M. M. Parmeter, D. S. Olszewski and B. D. McKenzie (1998)
Operational processing of satellite sea surface temperature retrievals
at the Naval Oceanographic Office. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79,
397-407.

McClain, E. P., W. G. Pichel and C. C. Walton (1985) Comparative performance
of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. J. Geophys. Res.,
90, 11587-11601.

Reynolds, R. W. and T. M. Smith (1994) Improved global sea surface
temperature analyses using optimum interpolation. J. Climate, 7,
929-948.

Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes and W. Wang (2002)
An improved in situ and satellite SST analysis for climate. J. Climate,
15, 1609-1625.

Reynolds, R. W., H. Zhang, T. M. Smith, C. L. Gentemann and F. J. Wentz
(2005) Impacts of in situ and additional satellite data on the accuracy
of a sea-surface temperature analysis for climate. Int. J. Climatol.,
25, 857-864.

Rhodes, R. C., H. E. Hurlburt, A. J. Wallcraft, C. N. Barron, P. J. Martin,

- E. J. Metzger, J. F. Shriver, D. S. Ko, O. M. Smedstad, S. L. Cross and A. B. Kara (2002) Navy real-time global modeling systems. *Oceanography*, 15, 29-43.
- 柴田 彰 (1996) 海面のマイクロ波放射計リモートセンシング. 気象研究ノート, 187, 53-63.
- Walton, C. C., (1988), Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 27, 115± 124.
- Walton, C. C., Pichel, W. G., Sapper, J. F., and May, D. A., (1998), The development and operational application of non-linear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with the NOAA polar-orbiting environmental satellites. *Journal of Geophysical Research*, 103, 27 999± 28 012.
- Yokoyama, R., S. Tanba and T. Souma (1995) Sea surface effects on the sea surface temperature estimation by remote sensing. *Int. J. Remote Sens.*, 16, 227- 238.
- Zhang, H., R. W. Reynolds and T. M. Smith (2004) Bias characteristics in the AVHRR sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L01307.
- Zhang, H., R. W. Reynolds and T. M. Smith (2005) Adequacy of the In Situ Observing System in the Satellite Era for Climate SST. Revision, submitted to *J. Atmos. Oceanic Tech.*

AMSR/AMSR-E Sea Surface Temperature Algorithm

Akira SHIBATA

Meteorological Research Institute

1. Abstract

Sea Surface Temperature (SST) is retrieved mainly from AMSR/AMSR-E 6GHz and 10 GHz vertical polarization (V) data, by using 37 GHz V and H (horizontal), 23 V, 6H, and 10H data as supplements. The current SST algorithm includes following nine procedures.

- (a) Incident angle correction
- (b) Atmospheric (water vapor, cloud liquid water) correction
- (c) Surface wind correction
- (d) Land contamination correction
- (e) Removal of sunglitter area
- (f) Salinity correction
- (g) Removal of sea ice area
- (h) Conversion to SST
- (i) Spatial running mean

A target of retrieved SST accuracy is within 0.5 - 0.7°C when compared with buoy SST.

2. Detailed data processing procedures

(a) Incident angle correction

Correction of the brightness temperature, dA , due to incident angle variation is given by the following equations;

$$dA = -2.9 \cdot (A - 55.0) \cdot 6 \text{ GHz V}$$

$$dA = -2.7 \cdot (A - 55.0) \cdot 10 \text{ GHz V},$$

where A is the incident angle. The horizontal polarization data are also corrected by similar equations.

(b) Atmospheric correction

Correction for atmospheric opaque is obtained from a pair of two temperatures of 23 GHz V and 37 GHz V.

Fig. 1 shows an example of getting the correction value for TMI 10 GHz which reads 37V and 21V to give the correction value for 10V. Because brightness temperatures of 23V and 37V are changed with SST, the table is made with 5°C interval of SST from 0 to 35 °C. It is necessary to omit data contaminated by rain, since SST accuracy becomes worse in rainy areas. Its judge is made by counting the number of pixels within 6 GHz or 10 GHz spatial resolutions, in which the correction value shown in Fig. 1 is out of specified range. If the number of pixels with out of range is larger than a threshold, SST is missing.

(c) Surface wind correction

Correction for sea surface wind is made independently from two frequencies ;6V and 6H, and 10V and 10H, which are already corrected for atmospheric opaque. Fig. 2

shows a thematic map to make the wind correction. Brightness temperature of V polarization is almost constant under a condition of sea surface wind speed less than 7 - 8 m/s. But, the one of H polarization increases uniformly. Above 7 - 8 m/s, both brightness temperature of V and H polarization increase with wind speed, whose ratio is about 1 /1.7. This ratio may depend on a relative angle between the wind direction and antenna direction, and also on a difference between SST and air temperature.

Fig. 1 Effect of atmospheric opaque for 10 GHz V

Fig. 2 Effects of surface wind for 10 GHz V and H

(d) Land contamination correction

Contamination by land emission increases drastically when the pixel approaches a shoreline, or the pixel includes an island. Here, land contamination is corrected for pixels that the increment is less than 2 K. For pixels of contamination larger than 2 K, SST is missing.

(e) Removal of sunglitter area

Sunglitter is checked by using a relative angle between the antenna beam direction and sun direction, which is given by LIB. SST is missing for pixels of the relative angle larger than 30°.

(f) Salinity correction

Salinity effect can not be neglected when SST is high as 30 °C, and the correction value is an order of 0.1 or 0.3 K. Its effect is calculated in advance by using the climate salinity, and a data set of correcting salinity effect is prepared with spatial resolution of

1 degree. This data set is not modified even after the launch.

(g) Removal of sea ice area

Sea ice will be detected by checking the value obtained from the atmospheric correction. If its value exceeds 5.5 K in the latitude larger than 65°, it is judged that the pixel is contaminated by sea ice. SST is missing when the number of pixels with sea ice contamination exceeds a specified value.

(h) Conversion to SST

The relationship between 6V (or 10V) and SST is calculated by using the complex relative dielectric constant given by Klein and Swift (1977). Fig. 3 shows its the relationship.

Fig. 3 Relation between SST and 6 V (or 10V)

(i) Spatial running mean

The temperature resolution at 6 GHz is about 0.3 K for one pixel, which is corresponding to about 0.6°C of SST. It is necessary to reduce its noise. A current method is a spatial running mean with 5 pixels by 5 pixels (50 km by 50 km area). The simulation indicates the reduced noise becomes less than 0.1 K after applying 5 by 5 running mean.

3. References

Shibata A., K. Imaoka, M. Kachi, and H. Murakami (1999) :SST Observation by TRMM Microwave Imager aboard Tropical Rainfall Measuring Mission, Umi no Kenkyu, vol.8, no.2, pp. 135 to 139 (in Japanese)

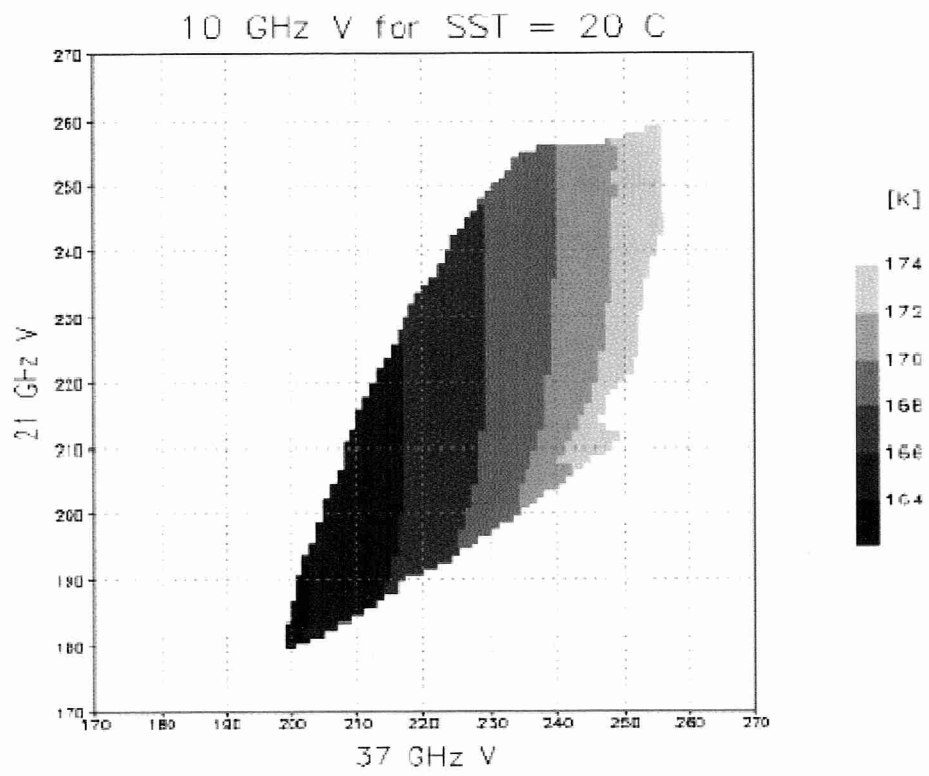


Fig. 1 Effect of atmospheric opaque for 10 GHz V

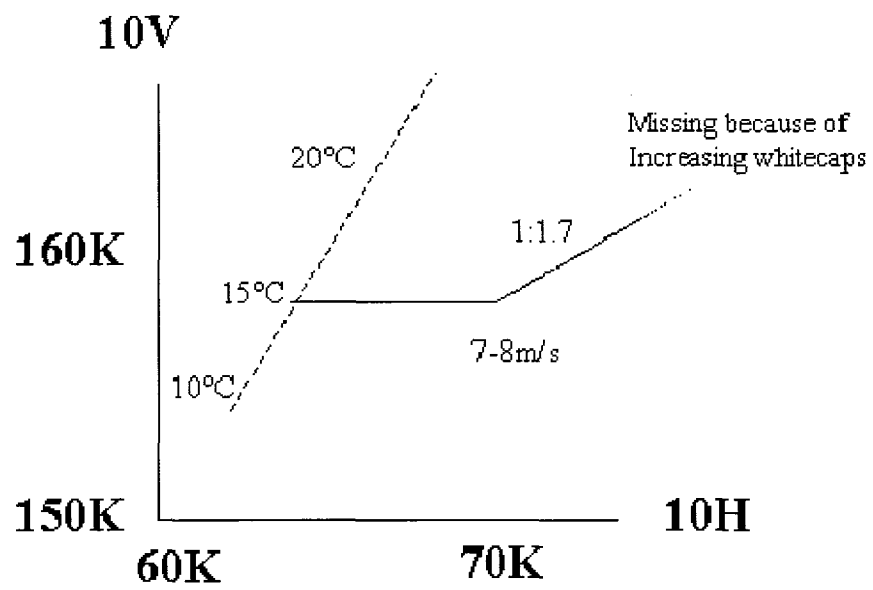


Fig. 2 Effects of surface wind for 10 GHz V and H

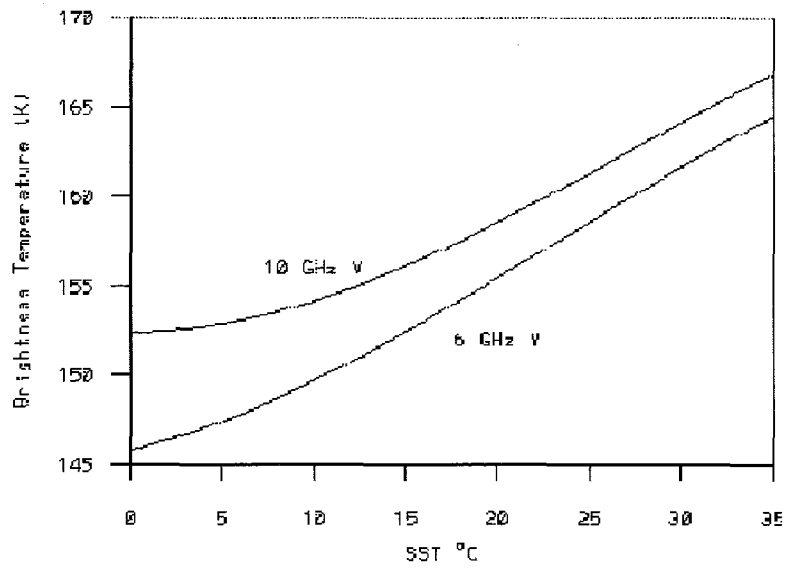


Fig. 3 Relation between SST and 6 V (or 10V)

ACC : Antarctic Circumpolar Current 南極周極流
ACW : Antarctic Circumpolar Wave 南極周極波
ADP : Antarctic Dipole 南極ダイポール
AMSR-E : Advanced Microwave Scanning Radiometer - EOS
AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometer
EOF : Empirical Orthogonal Function 経験的直交関数
EEOF : Extend Empirical Orthogonal Function 拡張経験的直交関数
ENSO : El Niño - Southern Oscillation El Niño/南方振動
LM : Large-meander 大蛇行流路
oNLM : offshore non-large-meander 非大蛇行離岸流路
MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MWS : Meridional Wind Stress 子午線方向の風応力
NCEP : National Centers for Environmental Prediction
nNLM : nearshore non-large-meander 非大蛇行接岸流路
NRL : Naval Research Laboratory アメリカ海軍研究試験所
NSIDC : National Snow and Ice Data Center
NLOM : NRL Layered Ocean Model
RMSE : Root Mean Square Error 二乗平均平方根誤差
SIC : Sea Ice Concentration 海氷密接度
SIE : Sea Ice Extent 海氷端の位置
SLP : Sea Level Pressure 海面気圧
SMMR : Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSH : Sea Surface Height 海面高度

SSM/I : Special Sensor Microwave/Imager

SST : Sea Surface Temperature 海面水温

tLM : typical Large Meander 典型的な大蛇行流路