衛星搭載マイクロ波放射計を用いた薄氷域の海水氷密接度推定に 氷厚が及ぼす影響に関する研究

A study of the influence of thin ice thickness in the calculation of sea ice concentration from satellite passive microwave data

中山 雅茂*・長 幸平*・下田 陽久*・坂田 俊文*
谷川 朋範**・西尾 文彦***

*Masashige Nakayama, Kohei Cho, Haruhisa Shimoda, Toshibumi Sakata,
Tomonori Tanikawa and Fumihiko Nishio*

Abstract: Ice concentration derived from satellite passive microwave sensor data is a key parameter for monitoring the global sea ice cover areas. Since the sea surface heat flux is quite sensitive to the existence of thin ice, accurate calculation of ice concentration within thin ice area is very important for heat exchange between ocean and atmosphere. In this study, two sea ice concentration algorithms, namely NASA Team algorithm and Bootstrap algorithm, were compared for the thin sea ice area of the Okhotsk Sea to evaluate the effect of sea ice thickness to the calculation of ice concentration from SSM/I data. Firstly, 100% sea ice concentration areas were extracted by using simultaneously collected NOAA/AVHRR/2 data. Then the ice concentrations of those areas were calculated with using SSM/I. The result shows that the NASA Team algorithm was likely to underestimate the ice concentration within the 100% thin ice area. The ice thickness of those areas was estimated with using AVHRR/2 data, and they were compared with the measured brightness temperatures of each SSM/I channels. It has become clear that the wavebands of 19GHz and 37GHz at horizontal polarization were sensitive to the thickness of thin ice. This explains why ice concentrations of thin ice area were underestimated with the NASA Team algorithm.

1. はじめに

走査型の衛星搭載マイクロ波放射計による全球観測は、米国航空宇宙局(NASA)が1972年12月に Nimbus

-5 に搭載し打ち上げた観測周波数19.3GHz 帯の ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer)によって始められた。ESMR による観測は1976 年まで行われた¹⁾。その後、1978年に Nimbus-7 に搭載された多チャンネルのマイクロ波放射計 SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) によって観測が再開し、現在は DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) に搭載された SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) によって観測が続けられている²⁾。

衛星搭載マイクロ波放射計は太陽光を必要とせず、また波長帯によって雲による影響が少なく、さらに海水の分布する極域全体を一日で観測することができ、既に22年間の連続したデータセットがある。可視・近赤外センサや SAR による海水分類などの研究は行われているが、可視・近赤外センサによる観測は天候の影響を受けやすく、SAR は過去に遡った海水分布の時系列解析を行うのに十分なデータセットが存在しない。

* 東海大学情報技術センター

Tokai University Research and Information Center
〒151-0063 東京都渋谷区富ヶ谷2-28-4
2-28-4, Tomigaya, Shibuya, Tokyo, 151-0063

** 筑波大学大学院生命環境科学研究科

Graduate School of Life Environmental Sciences,
Tsukuba University
〒305-8571 茨城県つくば市天王台1-1-1
1-1-1, Tennoudai, Tsukuba, Ibaraki, 305-8571

*** 千葉大学環境リモートセンシング研究センター

Center for Environmental Remote Sensing, Chiba
University
〒263-8522 千葉県千葉市稲毛区弥生町1-33
1-33, Yayoi, Inage, Chiba, 263-8522

「写真測量とリモートセンシング」VOL. 40, NO. 5, 2001

このようなことから、広域な海水分布の変動把握には衛星搭載マイクロ波放射計が有効である。しかし、その観測データから海水密接度を推定する既存の手法では、一年氷の中でも成長段階の若い薄氷域で推定値のばらつきが大きくなることが指摘されている^{3),4)}。このことは、薄氷域における海水の厚さの違いが、海水密接度の推定に影響を与えている可能性を示唆している。また、Maykut⁵⁾は、海水表面から大気への熱輸送量が氷厚40cm以下の海水は氷厚1m以上の海水に比べ、10～100倍大きいことをモデルで示しており、薄氷域の観測は海洋と大気間の熱収支を考える上でも重要である。

一方、オホーツク海は低緯度にある季節海水域として知られ、薄氷域が形成されやすい。また、1978年から1996年までの衛星搭載マイクロ波放射計データを用いた解析結果から、オホーツク海の海水の減少傾向が報告されているが^{6),7)}、近年は増加傾向を示し⁸⁾その変動が注目されている。以上のような背景から本研究ではオホーツク海の薄氷域を対象に、既存の代表的な衛星搭載マイクロ波放射計を用いた海水密接度推定手法である、NASA Team algorithm と Bootstrap algorithm が氷の厚さの違いによってどのような影響を受けるのかを、NOAA/AVHRR/2 データを用いて詳細に検討した。なお、本研究では氷厚が30cm未満の氷を薄氷と呼ぶことにする。

2. 既存の海水密接度推定アルゴリズム

これまでに衛星搭載マイクロ波放射計を用いた海水密接度推定アルゴリズムは各種提案されているが^{9～17)}、中でも定評があるのが米国の NSIDC (National Snow and Ice Data Center) の海水データセット^{18),19)}に採用されている、Cavalieri らが開発した NASA Team algorithm^{10),12),13)}と Comiso らが開発した Bootstrap algorithm^{11),16)}である。

2.1 NASA Team Algorithm

NASA Team algorithm^{10),12),13)}は、開放水面、一年氷、多年氷の各周波数、偏波における放射率の違いを利用する。開放水面に比べ一年氷、多年氷の放射率の差が、19GHz 帯の水平偏波と垂直偏波で小さい。一方、37GHz 帯と19GHz 帯の垂直偏波における放射率の差が、一年氷の場合には0に近く、それに比べ多年氷の

場合には負の値になる¹⁰⁾。この二つの特徴を次に示す PR (Polarization Ratio), GR (Gradient Ratio) と定義した。

$$PR = \frac{TB(19V) - TB(19H)}{TB(19V) + TB(19H)} \dots\dots\dots(1)$$

$$GR = \frac{TB(37V) - TB(19V)}{TB(37V) + TB(19V)} \dots\dots\dots(2)$$

$TB(19V)$: 19GHz 帯垂直偏波の観測輝度温度、

$TB(19H)$: 19GHz 帯水平偏波の観測輝度温度、

$TB(37V)$: 37GHz 帯垂直偏波の観測輝度温度、

ここで、一年氷の海水密接度を C_F 、多年氷の海水密接度を C_M とすると、センサで観測される輝度温度 TB は次式で表せられる。

$$TB = TB_W \cdot (1 - C_F - C_M) + TB_F \cdot C_F + TB_M \cdot C_M \dots\dots(3)$$

TB_W : 海水面の観測輝度温度、

TB_F : 一年氷の観測輝度温度、

TB_M : 多年氷の観測輝度温度、

19GHz 帯水平・垂直偏波と37GHz 帯の垂直偏波のそれぞれについて、式(3)を立て式(1)、式(2)に代入することで、海水密接度 C を次のように導くことができる。

$$C_F = \frac{a_0 + a_1 \cdot PR + a_2 \cdot GR + a_3 \cdot PR \cdot GR}{c_0 + c_1 \cdot PR + c_2 \cdot GR + c_3 \cdot PR \cdot GR} \dots\dots\dots(4)$$

$$C_M = \frac{b_0 + b_1 \cdot PR + b_2 \cdot GR + b_3 \cdot PR \cdot GR}{c_0 + c_1 \cdot PR + c_2 \cdot GR + c_3 \cdot PR \cdot GR} \dots\dots\dots(5)$$

a_n, b_n, c_n : 定数

$$C = C_F + C_M \dots\dots\dots(6)$$

図1 a に NASA Team Algorithm の概念図を示す。灰色で示した特徴空間を利用して海水密接度の推定を行う。しかし一年氷の中でも成長段階の若い海水は、 GR の値がほぼ一定で PR の値が成長段階によって変化することが一年氷の多いベーリング海の観測結果から明らかになり、薄氷検出のために図1 a に黒色で示した特徴空間が提案されている¹⁵⁾。本研究では前者を NASA Team Standard Algorithm、後者を NASA Team Thin Ice Algorithm と呼び、それぞれ NASA-St., NASA-Thin と表記する。図1 b に北半球の観測値を灰色、オホーツク海のみを観測値を黒色で示した。

NASA-St. と NASA-Thin は、PR vs. GR の特徴空間上(図1 a)で、多年氷の存在する場合と存在しない場合で使い分ける。そのため、季節海水域以外で NASA-Thin を使うと、多年氷の海水密接度を推定できない。逆に、季節海水域以外では NASA-St. を使う

a) アルゴリズムの概念図

b) 1998年2月17日のSSM/I データより求めた北半球（グレー色）とオホーツク海（黒色）のPR vs. GR の分布

図1 NASA Team algorithm の説明

a) アルゴリズムの概念図

b) 1998年2月17日のSSM/I データより求めた北半球（グレー色）とオホーツク海（黒色）の輝度温度の分布

図2 Bootstrap algorithm の説明

ことになり、そこに薄氷が存在した場合は海水氷接度を過小評価することになる。

多年氷の存在しないオホーツク海で、NASA-Thinによって一年氷と新生氷の混合率を求め、熱フラックスを推定した研究²⁰⁾や、PR の値に閾値処理を行うことで薄氷の分類を行い、熱フラックスの推定を行ったノースウォーターでの研究²¹⁾などがある。しかしながら

いずれも、海水氷接度推定値や PR の値に及ぼす薄氷の氷厚依存性に関する十分な評価は行っていない。

2.2 Bootstrap Algorithm

Bootstrap Algorithm(以後、Boot と表記)^{11),16)}は一年氷の存在する海水域で19GHz 帯の垂直偏波と37 GHz 帯の垂直偏波を用いて海水氷接度を推定する。

Boot の概念図を図 2 a に示す。図 2 a の O は開放水面、A は一年氷、D は多年氷にそれぞれ対応する。この手法は多年氷と一年氷の混在する海水氷密接度100%の輝度温度は AD を結ぶ直線上に分布することを利用している。任意の観測点の輝度温度を B とすると、O と B を結ぶ直線と直線 AD の交点 I を求め、線分 OI に対する線分 OB の内分比から海水氷密接度を求めるというものである。一年氷だけで構成される海水氷域では海水氷密接度100%の場合が A に対応し、開放水面の割合が増えるとともに O 側へ移動することになる。図 2 b に北半球の観測値を灰色、オホーツク海のみの観測値を黒色で示した。

3 . 解析データとテストサイト

本研究では DMSP 衛星に搭載されたマイクロ波放射計 SSM/I のデータを用いて、薄氷域における前記 2 つの海水氷密接度推定アルゴリズムの比較・評価を行った。評価にあたっては、NOAA 衛星に搭載された可視赤外センサ AVHRR/ 2 のデータを用いて海水厚を推定した。両センサの諸元と SSM/I による各海水氷密接度推定アルゴリズムで海水氷密接度を計算する際に使用したパラメータを表 1 に示す。使用したデータは 1998 年 2 月 17 日に観測されたものである。なお、SSM/I データは NSIDC により配布されている 25km×25 km グリッドのポーラステレオ座標に投影されたデータを使用した²²⁾。AVHRR/ 2 は SSM/I に比べ分

表 1 NOAA/AVHRR/ 2, DMSP/SSM/I と SSM/I による各海水氷密接度推定アルゴリズムのパラメータの諸元

a) NOAA/AVHRR/ 2 の諸元		
Channel	観測波長帯(μm)	空間分解能(km)
1	0.58－0.68	1.1
2	0.725－1.10	
3	3.55－3.93	
4	10.30－11.30	
5	11.50－12.50	
b) DMSP/SSM/I の諸元		
観測中心周波数(GHz)	観測偏波	空間分解能(km)
19.35	水平/垂直	70×45
22.23	垂直	60×40
37.0	水平/垂直	38×30
85.5	水平/垂直	16×14
c) 各海水氷密接度推定アルゴリズムのパラメータ		
Coefficients of NASA Team Standard algorithm ¹³⁾		
a ₀ =3286.56	b ₀ =－790.321	c ₀ =2032.20
a ₁ =－20764.9	b ₁ =13825.8	c ₁ =9241.50
a ₂ =23893.1	b ₂ =－33104.7	c ₂ =－5655.62
a ₃ =47944.5	b ₃ =－47720.8	c ₃ =－12864.9
Coefficients of NASA Team Thin Ice algorithm ⁴⁰⁾		
a ₀ =1255	b ₀ =687	c ₀ =－721
a ₁ =－10996	b ₁ =600	c ₁ =12936
a ₂ =18679	b ₂ =3417	c ₂ =－31260
a ₃ =30929	b ₃ =3504	c ₃ =－44918
Bootstrap algorithm ¹⁶⁾		
1 . 100% ice (line AD) Slope of line AD=0.553 Offset of line AD=117.0		2 . Open water tie-point (point O) 19GHz V-pol=179K 37GHz V-pol=202K

図3 解析対象領域と使用した AVHRR/2 画像と SSM/I 画像

- a) 1998年2月17日のオホーツク海をとらえた NOAA/AVHRR/2 画像。
b) 1998年2月17日のオホーツク海をとらえた SSM/I 19 GHz 帯水平偏波画像。黒から白になるほど輝度温度が高くなる。海岸線は白色にした。

解能が1桁以上高く、快晴時のデータを用いれば SSM/I での海水の密接度、厚さを推定する際の良い検証データとなる(詳しくは後述)。また、テストサイトとしては、季節海水域で薄氷域が形成されやすいオホーツク海とした。解析対象域の AVHRR/2 画像および SSM/I 画像を図3に示す。

4. 解析方法

4.1 解析のフロー

本研究の解析のフローを図4に示す。SSM/I データを用いた海水密接度推定における薄氷の氷厚の影響を実際の海水密接度変化と切り離して評価するためには、海水密接度が100%の均一な海水域を対象とする必要がある。そこで、まず、対象域の AVHRR/2 と SSM/I のデータを幾何学的に重ね合わせ、AVHRR/2 画像上から海水密接度100%の海水域を抽出した。次に AVHRR/2 画像上で海水密接度が100%となった海水域が、SSM/I から NASA-St., NASA-Thin および Boot で求めた海水密接度ではどうなるかを評価した。さらに、それらの領域の SSM/I の各観測周波数帯・偏波の輝度温度特性を調べた。また、それらの海水域の氷厚を AVHRR/2 データから推定し、氷厚が

図4 解析のフロー

海水密接度にどのような影響を与えるかを評価した。

以下に、AVHRR/2 データを用いた海水密接度100%領域の抽出方法、および AVHRR/2 データによる海水厚推定手法について説明する。

4.2 密接度100%領域の抽出

オホーツク海を観測した AVHRR/2 データを用いて、海水密接度100%と推定される海水域の抽出を行った。先に示した図3 aが解析に使用した1998年2月17日の AVHRR/2 画像である。処理フローを図5に示す。

まず、NOAA POLAR ORBITER DATA USERS GUIDE²³⁾に示された手順に基づき放射輝度補正を行い Channel 1, 2 は反射率, Channel 3, 4, 5 は温度に変換した。Channel 1, 2 については太陽天頂角 θ の違いによる、地表面への入射光量が変化する影響を取り除くために $\cos\theta$ による補正を行った。さらに海水の表面温度 (IST: ice surface temperature) を split window 法によって Massom and Comiso²⁴⁾が求めた回帰式より求めた。そして、SSM/I データと同じポーラステレオ座標系に1.25km×1.25kmの解像度で投影変換を行った。

AVHRR/2 データによる雪氷面上の雲域抽出は、可視、近赤外の Channel 1, Channel 2 のデータだけで行うのは雲と海水のアルベドが高いことから難しい。そこで、Yamanouchi and Kawaguchi²⁵⁾が行った Chan-

図5 NOAA/AVHRR/2データの処理フロー

図6 NOAA/AVHRR/2データによって海水密接度100%領域として推定された海水域

nel 3とChannel 4の差を利用することによって、雲域の抽出を行った。雲域抽出によって、雲域マスク処理を行い、さらに陸域マスク処理を行うことで晴天域の海水域データを作成した。またAVHRR/2センサはスキャン角±55.4度と広いことから、オフナディアになるほど方向性反射の影響を強く受け²⁶⁾、また、光路長が長くなりエアロゾルなどの大気の影響が大きくなるので²⁷⁾、スキャン角±40°以下のデータのみを解析に使用した。

SSM/Iデータ25km×25kmと比較するため、ポーラステレオ座標に投影されたAVHRR/2 1.25km×1.25kmデータを1グリッド25km×25kmとして、Channel 1、Channel 2とISTの各グリッド内20×20画素の最小値(MIN)、標準偏差(STDEV)、平均値(AVE)を計算した。最後に次の条件式を全て満たした場合に、均一な海水で完全に覆われた海水密接度100%推定域として抽出を行った。

Channel 1 (MIN) > 10

Channel 1 (STDEV) < 5

Channel 2 (STDEV) < 4

IST (STDEV) < 0.4

海水密接度100%領域として推定された海水域を図6に示す。

4.3 AVHRR データによる海水厚の推定

(1) 既存の手法

広範囲の海水厚の観測は、潜水艦や海底に係留された音響ソナー^{28),29)}による水面下からの海水の喫水部の測定や、航空機や船舶に搭載したレーザー高度計による海水の水面より上部の高さの測定、ビデオカメラやデジタルカメラを用いて砕氷船が進む際に海水の破断面を撮影する方法などが行われている^{30),31)}。近年では船舶からレーザー高度計と電磁誘導を組み合わせたEM (Electromagnetic) 法³²⁾を用いた観測が行われている。しかし、いずれの方法もSSM/Iの分解能をカバーする領域で観測することは難しく、さらに、本研究で対象としている薄氷の測定を行うことができていない。

(2) AVHRR データによる推定手法

AVHRR/2の観測波長帯における海水の反射率に関する実験は多くなされており、Massom and Comiso²⁴⁾はAVHRR/2データを用いて海水分類を行っている。その論文²⁴⁾でAVHRR/2 Channel 1、Channel 2の波長帯における海水の反射率を、海水の種類や厚さ、状態、観測条件ごとにいくつかの文献^{33),34),35)}を元にまとめられている。海水上に積雪が無い場合のAVHRR/2 Channel 1、Channel 2の波長帯における海水厚と反射率の値について表2にまとめた。表2よ

表2 積雪のない海氷についての氷厚と NOAA/AVHRR Channel 1, 2 の波長帯における反射率の関係

Ice thickness(cm)	average(cm)	Channel 1	Channel 2	Reference ^{33),34),35)}
0 (open water, overcast)	0	0.07	0.07	Allison et al., [1993]
1	1	0.13	0.12	Grenfell [1983]
2.0-2.5 (overcast)	2.25	0.12	0.09	Allison et al., [1993]
3.7-4.0 (variable skies)	3.85	0.18	0.17	Allison et al., [1993]
5	5	0.19	0.17	Perovich and Grenfell [1982]
6.0-9.0 (clear skies)	7.5	0.31	0.23	Allison et al, [1993]
10	10	0.35	0.24	Grenfell [1983]
15	15	0.38	0.24	Perovich and Grenfell [1982]
20	20	0.43	0.24	Perovich and Grenfell [1982]
25	25	0.55	0.25	Grenfell [1983]
50	50	0.62	0.25	Grenfell [1983]
100	100	0.64	0.25	Grenfell [1983]
300	300	0.64	0.25	Grenfell [1983]

図7 積雪のない氷厚30cmまでの海氷厚と AVHRR/2 Channel1の反射率の関係

り近赤外域の波長帯である Channel 2 では、氷厚が10 cm 以上になると反射率の変化がほとんどなくなることがわかる。一方、可視域の波長帯である Channel 1 では氷厚25cm まで氷厚の増加とともに反射率が高くなっている。そして、氷厚50cm 以上で反射率の変化が少なくなることが分かる。図7に表2の氷厚25cm までの氷厚と Channel 1 の反射率の関係を示した。海氷厚と反射率の相関係数は0.972で、その回帰式は次のとおりである。

$$h=52.7r-5.3 \text{ (cm)} \cdots \cdots \cdots (7)$$

ここで h は海氷厚 (単位は cm), r は AVHRR/2 Channel 1 の波長帯の反射率に対応する。

図8 サロマ湖上プールでの薄氷スペクトル観測風景

WMO の海氷分類の定義では氷厚10cm 未満の海氷をニラス (nilas), 氷厚10~30cm 未満の海氷を板状軟氷 (young ice), 氷厚30cm 以上を一年氷 (first-year ice) と定義している³⁶⁾。式(7)は氷厚25cm 以下のデータをもとに求められた式であるが、本研究では氷厚30cm までの推定に使用した。

(3) 海氷上の積雪と反射率の関係

ここで問題となるのが、海氷面の積雪分布の影響である。薄氷の反射率は海氷上の積雪の有無によって大きく変わる。海氷は薄いにもかかわらず積雪により、反射率が上昇することが考えられる。そこで筆者らは、2001年2月にサロマ湖上で薄氷のスペクトル観測を行った。北海道東部に位置するサロマ湖は、2つの湖口によってオホーツク海とつながっており、湖に流入する河川口付近を除いて湖水の塩分濃度は外洋の値に近く、湖水の塩分構造は外洋の海水に似ている。サロマ湖の湖氷上に2m×2mのプールを2つ作成し、新しく結氷した薄氷のスペクトルを積雪がある状態と、積雪を取り除いた状態で測定した。測定風景を図8に示す。測定には米国 ASD 社製 FieldSpecFR を使用

図9 スペクトル観測を行った各地点の積雪断面、海水表面、海水断面の写真
各観測地点の積雪深,氷厚,氷厚のうちの雪氷層はそれぞれ, No.1)2.5, 5.0, 0.3, No.2)2.0, 5.0, 0,
No.3)5.0, 5.0, 0, No.4)7.0, 5.0, 0, No.5)1.5, 12.3, 1.0 (単位はcm) であった。

し、観測波長帯(λ)が $0.35\sim 2.5\mu\text{m}$ 、波長分解能が $\lambda=0.35\sim 1.0\mu\text{m}$ で3nm、 $\lambda=1.0\sim 2.5\mu\text{m}$ で10nmである。視野角22度、湖水面からファイバーの先端までの距離が約90cmになるように設置した。そして湖水面に対し水平に設置した標準白色板と対象物の放射束を交互に20回測定し、それぞれの比を計算することで10組のスペクトル反射率データを得た。この10組のスペクトル反射率データの平均値を対象物の結果とした。

各観測地点の積雪断面、積雪を取り除いた際の海水表面、海水の垂直断面の写真を図9に、スペクトル観測の結果を図10に示す。図9の観測地点番号と図10の凡例の番号は対応している。図10から積雪深が約1.5cm以上存在すると、可視域の波長帯の反射率は0.8以上とすることが確認できる。先に求めた式(7)で氷厚30cmの時の反射率は約0.67となる。したがって海水上に海水を完全に覆うような積雪が存在した場合、反射率は

図10 薄氷のスペクトル反射率

a) オホーツク海全域の密接度推定値

b) NOAA/AVHRR/2 によって海水氷密接度100%として抽出された海水氷域の推定値

図11 各海水氷密接度推定アルゴリズムより求められた海水氷密接度推定値の比較

0.8以上となるので氷厚推定対象範囲外となり、積雪の無い薄氷域と区別することができる。また、薄氷上に積雪深1cmに満たない降雪があった場合は、薄氷表面上の積雪が塩分濃度の高いブライン（塩水）を含み、熱伝導率が高くなる^{37),38)}。そのため、薄氷表面の雪は融けやすく、可視域の反射率は海水表面の値に近づくと考えるのが妥当である。

5. 結果と考察

5.1 密接度100%海水氷域におけるアルゴリズムの比較

AVHRR/2 データを用いて抽出した海水氷密接度100%領域が、SSM/I データを対象とした各海水氷密接度推定アルゴリズムではどの程度の海水氷密接度に算定

されたかを図11に示す。図11aはオホーツク海全域のデータを示したものであり、図11bはそのうち AVHRR/2 データで海水氷密接度100%領域として抽出されたデータを示した。図11aのオホーツク海全域で見ると、Boot と NASA-Thin は0.976の高い相関を示した。一方、Boot と NASA-St. では Boot で海水氷密接度90%以上の推定結果に対し、NASA-St. では大きなばらつきが見られ、最も低いもので約50%となった。また、図11bから AVHRR/2 で海水氷密接度100%として抽出された領域のみを対象とした場合に、NASA-St. では海水氷密接度50%から100%まで分布が連続的に広がっていることがわかる。このことから、何らかの理由により NASA-St. では海水氷密接度100%の領域の海水氷密接度が低く見積もられていることがわかった。

5.2 密接度推定値と輝度温度の比較

AVHRR/2 データによって海水氷密接度100%として抽出された領域における、各アルゴリズムの海水氷密接度推定結果と SSM/I の19GHz、37GHz 帯、水平・垂直偏波の輝度温度との関係を示したのが図12である。

この図から、垂直偏波の19GHz 帯(図12c)、37GHz 帯(図12d)で観測された輝度温度の変動幅が、約10K 以下になっていることがわかる。この結果は中山ら³⁹⁾が報告した積雪の無い一年氷の特性と合致している。一方、水平偏波では輝度温度が低くなると、NASA-St. で推定された海水氷密接度も低くなっていることがわかる(図12a, b)。両者の関係は特に19GHz 帯で顕著に表れている。このことから、NASA-St. が他のアルゴリズムに比べ海水氷密接度を低く推定する原因は、19GHz 帯の水平偏波の輝度温度変化により PR の値が高くなっているためと考えられる。一方、Boot および NASA-Thin における海水氷密接度推定は垂直偏波のみに依存することから、このような水平偏波の影響は表れていない。

5.3 輝度温度と氷厚の比較

SSM/I の19GHz、37GHz 帯、水平・垂直偏波によって観測された輝度温度の変化と、薄氷の氷厚との関係を図13に示した。薄氷の氷厚は式(7)をもとに 0~30cm について求めたものである。これから、垂直偏波では

図12 SSM/I 19GHz、37GHz 帯の水平・垂直偏波で観測された輝度温度と各アルゴリズムによって推定された海水氷密接度の関係

図13 SSM/I 19GHz, 37GHz 帯の水平・垂直偏波で観測された輝度温度と NOAA/AVHRR/2 より推定された氷厚の関係

氷厚の変化に依存せずに輝度温度がほぼ一定であるのに対し(図13c, d), 水平偏波では氷厚と輝度温度の変化が正の相関になっている(図13a, b)。このことから, 19GHz 帯水平偏波で観測される薄氷密度100%の海水域における輝度温度の低下は, 氷厚が薄くなることによるものであり, これが NASA-St. における密度度の低下をもたらしていることがわかった。

6. まとめ

オホーツク海の薄氷域を対象に, 既存の衛星搭載マイクロ波放射計データを用いた海水密度度推定アルゴリズムにおける, 薄氷密度度推定に氷厚が与える影響について調べた。NOAA/AVHRR/2 データを用いて SSM/I データの画素内が均一な海水で海水密度度が100%の領域の抽出を行い, 抽出された領域について各アルゴリズムの比較を行った。その結果, NASA-St.

は Boot, NASA-Thin に比べ, 最大で約50%低く海水密度度を推定することが分かった。次に, 各アルゴリズムより計算された海水密度度と SSM/I で観測された輝度温度の比較を行うことで, 垂直偏波は海水密度度推定結果に対する影響は少なく, 水平偏波は NASA-St. の場合においてその輝度温度の低下が海水密度度推定値を低くする要因であることがわかった。さらに, 各周波数・偏波の輝度温度と AVHRR/2 データより推定された積雪の無い薄氷の氷厚の関係を調べた結果, 水平偏波が氷厚の増加にともなって輝度温度が高くなることが明らかになった。その結果, NASA-St. では, 薄氷の氷厚に依存した海水密度度の過小評価が生じることが分かった。

通常, マイクロ波放射計データを用いた海水密度度推定アルゴリズムの評価は, 海水が海洋上に存在しそれが観測視野内を全て覆っていれば, 氷の厚さによらず海水密度度100%という考えのもとで行っている。し

かし、熱収支の側面から大気・海氷・海洋間の熱収支を考えた場合、薄氷の厚さと大気への熱輸送量には負の関係がある。このことから熱収支を推定することを目的とする場合には、薄氷の密接度の算定にその氷厚の違いを加味した方がよいとも考えられる。今後は、本論文で得られた結果から、全球の薄氷域における氷厚推定手法及び薄氷域の氷厚を加味した海水密接度推定手法の検討を行う予定である。

謝辞

サロマ湖上での観測ではサロマ湖養殖漁業協同組合、宇宙開発事業団、リモートセンシング技術センターの方々をはじめ、実験に参加された多くの方々にご協力頂いた。スペクトル観測の際には気象研究所の青木輝夫氏に多大なるご協力を頂いた。また、オホーツク海全域を含む NOAA/AVHRR/2 画像は北見工業大学物理研究室より提供頂いた。ここに記して厚くお礼申し上げる。なお、サロマ湖上でのスペクトル観測は宇宙開発事業団との共同研究「AMSS による ADEOS II/GLI 雪氷検証校正観測」の一部として行われたものである。

(受付日2001.7.5, 受理日2001.9.11)

参考文献

- 1) Zwally, H.J., Comiso, J.C., Parkinson, C.L., Campbell, W.J., Carsey, F.D. and Gloersen, P.: Antarctic Sea Ice, 1973-1976 Satellite Passive Microwave Observations, NASA SP-459, Washington, NASA Scientific and Technical Information Branch, 206pp, 1983.
- 2) Gloersen, P., Parkinson, C.L., Cavalieri, D.J., Comiso, J.C. and Zwally, H.J.: Spatial distribution of trends and seasonality in the hemispheric sea covers: 1978-1996, *J. Geophys. Res.*, 104, 20827-20835, 1999.
- 3) Comiso, J.C., Cavalieri, D.J., Parkinson, C.L., and Gloersen, P.: Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques, *Remote Sens. Environ.*, 60, 357-384, 1997.
- 4) 奈良部隆行, 長 幸平, 下田陽久, 坂田俊文: NOAA/AVHRR データとの比較による SSM/I 海水密接度推定アルゴリズムの検証(その2), 日本リモートセンシング学会第28回学術講演会論文集, 157-158, 2000.
- 5) Maykut, G.A.: Energy exchange over young sea ice in the central arctic, *J. Geophys. Res.*, 83, 3646-3658, 1978.
- 6) 長 幸平, 青木 久, 下田陽久, 坂田俊文, 立花義裕: 衛星搭載マイクロ波放射計によるオホーツク海の水氷分布変動解析, 日本リモートセンシング学会第21回学術講演会論文集, 1996.
- 7) Parkinson, C.L., Cavalieri, D.J., Gloersen, P., Zwally, H.J., and Comiso, J.C.: Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978-1996, *J. Geophys. Res.*, 104, 20837-20856, 1999.
- 8) 気象庁: オホーツク海及び周辺海域の海水状況, 気象庁海氷観測資料, 18, 29-39, 2000.
- 9) Svendsen, E., Kloster, K., Farrelly, B., Johannessen, O.M., Johannessen, J.A., Campbell, W.J., Gloersen, P., Cavalieri, D.J., and Matzler, C.: Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer for sea ice research, *J. Geophys. Res.*, 88, 2781-2792, 1983.
- 10) Cavalieri, D.J., and Gloersen, P.: Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR, *J. Geophys. Res.*, 89, 5355-5369, 1984.
- 11) Comiso, J.C.: Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. *J. Geophys. Res.*, 91, 975-994, 1986.
- 12) Gloersen, P., and Cavalieri, D.J.: Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances, *J. Geophys. Res.*, 91, 3913-3919, 1986.
- 13) Cavalieri, D.J.: NASA Sea Ice Validation Program for the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager: Final Report. NASA Technical Memorandum 104559, 126pp, 1992.
- 14) Wensnahan, M., Maykut, G.A., Grenfell, T.C., and Winebrenner, D.P.: Passive microwave remote sensing of thin sea ice using principal component analysis. *J. Geophys. Res.*, 98, 12453-12468, 1993.
- 15) Cavalieri, D.J.: A microwave technique for mapping thin sea ice, *J. Geophys. Res.*, 99, 12561-12572, 1994.
- 16) Comiso, J.C.: SSM/I Sea Ice Concentrations Using the Bootstrap Algorithm, NASA Reference Publication 1380, Maryland, NASA Center for Aerospace Information, 57pp, 1995.

- 17) Smith, D.: Extraction of winter total sea-ice concentration in the Greenland and Barents seas from SSM/I, *Int. J. Remote Sensing*, 17, 2625-2646, 1996.
- 18) National Snow and Ice Data Center, Sea Ice Products, <http://nsidc.org/seaice/>
- 19) National Snow and Ice Data Center, DMSP SSM/I Daily and Monthly Polar Gridded Sea Ice Concentrations, <http://nsidc.org/NSIDC/CATALOG/ENTRIES/hsi-0002.html>
- 20) Martin, S., Drucker, R., and Yamashita, K.: The production of ice and dense shelf water in the Okhotsk Sea polynyas, *J. Geophys. Res.*, 103, 27771-27782, 1998.
- 21) Steffen, K.: Energy flux density estimation over sea ice based on satellite passive microwave measurements, *Ann. Glaciol.*, 15, 178-183, 1991.
- 22) National Snow and Ice Data Center, DMSP SSM/I Brightness Temperature and Sea Ice Concentration Grids for the Polar Regions User's Guide. Second revised edition, Colorado, NSIDC Distributed Active Archive Center, 110pp, 1996.
- 23) Kidwell, K.B.: NOAA POLAR ORBITER DATA USERS GUIDE (Nov. 1998 revision), NOAA Natl. Envi. Satellite, Data, and Inf. Serv., Maryland, 1998.
- 24) Massom, R., and Comiso, J.C.: The classification of Arctic Sea ice types and the determination of surface temperature using advanced very high resolution radiometer data, *J. Geophys. Res.*, 99, 5201-5218, 1994.
- 25) Yamanouchi, T., and Kawaguchi, S.: Cloud distribution in the Antarctic from AVHRR data and radiation measurements at the surface, *Int. J. Remote Sens.*, 13, 111-127, 1992.
- 26) Wan, Z., and Dozier, J.: Land-surface temperature measurement from space: Physical principles and inverse modeling, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 27, 268-277, 1989.
- 27) Paltridge, G.W., and Mitchell, R.M.: Atmospheric and viewing angle correction of vegetation indices and grassland fuel moisture content derived from NOAA/AVHRR, *Remote Sens. Environ.*, 31, 121-135, 1990.
- 28) Wadhams, P., Davis, N.R., Comiso, J.C., Kutz, R., Crawford, J., Jackson, G., Krabill, W., Sear, C. B., Swift, R., and Tucker III, W.B.: Concurrent remote sensing of Arctic sea ice from submarine and aircraft, *Int. J. Remote Sens.*, 12, 1829-1840, 1991.
- 29) Hudson, R.: Annual measurement of sea-ice thickness using an upward-looking sonar, *Nature*, 344(6262), 135-137, 1990.
- 30) 西尾文彦, 土田幸子: オホーツク海の海水厚の測定と変動, 釧路論集: 北海道教育大学釧路分校研究報告, 30, 63-86, 1998.
- 31) 谷口悠司, 中山雅茂, 長 幸平, 下田陽久, 坂田俊文: 3次元画像計測による海水厚測定に関する研究, 第23回極域気水圏シンポジウムプログラム・講演要旨, 60-61, 2000.
- 32) Haas, C., Gerland, S., Ericksen, H. and Miller, H.: Comparison of sea-ice thickness measurements under summer and winter conditions in the Arctic using a small electromagnetic induction device, *Geophysics*, 62, 749-757, 1997.
- 33) Allison, I.: East antarctic sea ice: albedo, thickness distribution, and snow cover, *J. Geophys. Res.*, 98, 12417-12429, 1993.
- 34) Perovich, D.K., and Grenfell, T.C.: A theoretical model of radiative transfer in young sea ice, *J. Glaciol.*, 28, 341-356, 1982.
- 35) Grenfell, T.C.: A theoretical model of the optical properties of sea ice in the visible and near infrared, *J. Geophys. Res.*, 88, 9723-9735, 1983.
- 36) World Meteorological Organization, WMO sea-ice nomenclature, No. 259, 15, 1975.
- 37) Crocker, G.B.: A physical model for predicting the thermal conductivity of brine-wetted snow, *Cold Regions Science and Technology*, 10, 69-74, 1984.
- 38) Onstott, R.G.: SAR and Scatterometer Signatures of Sea Ice, *Microwave Remote Sensing*, American Geophysical Union, Washington, Chapter 5, 87, 1992.
- 39) 中山雅茂, 長 幸平, 下田陽久, 坂田俊文, 谷川朋範, 西尾文彦: オホーツク海一年氷の観測に有効なマイクロ波放射計の周波数帯・偏波の検討, 雪氷, 62, 523-535, 2000.
- 40) Enomoto, H.: Observation of thin ice area in the Okhotsk Sea and impacts for climatological study, *日本リモートセンシング学会誌*, 16, 100-111, 1996.