論文

合成開口レーダによるサロマ湖の氷厚分布推定への適用研究

中村和樹¹⁾, 西尾文彦¹⁾, 若林裕之²⁾

要 旨

1993年から海水観測において衛星のSARデータの有効性を高めるために「衛星によるオホーツク海水プログラム」が実施されている。オホーツク海の海水氷厚を、衛星のSARデータにより測定する可能性について、サロマ湖の安定して存在する氷を対象に実験を行った。サロマ湖の氷コアの解析結果は、塩分濃度および層構造がオホーツク海の海水と類似していることから、典型的な薄い一年氷と同様な構造を持つと考えられる。各観測年において氷厚とSARの後方散乱係数の関係を導出した結果、氷厚の増加に伴って後方散乱係数が減少する傾向があることが判明した。

塩分濃度の高い海水（一年氷）からの後方散乱は表面散乱となり、表面散乱は表面ラフネスと誘電率の大きさに関係する。表面ラフネスが一樣であれば、後方散乱は、誘電率が大きくなると大きくなる。気温が海水の結氷温度よりも低い場合は、氷厚が増加すると氷の表面温度が低下する。氷の温度が低下するとブライン体積が減少し、氷の誘電率は小さくなるために、氷厚の増加とともに後方散乱係数が減少する。積雪および表面ラフネスが一樣である条件において、SARの後方散乱係数から海水氷厚分布を推定できる可能性がある。

キーワード：一年氷、氷厚、サロマ湖、オホーツク海、合成開口レーダ

Key words: first-year ice, ice thickness, Lake Saroma, the Sea of Okhotsk, SAR

1. はじめに

温室効果ガスの増加に伴い、地球温暖化が懸念されている。地球の全球平均気温が上昇する様相を示しており、世界各地における降水量が変化して植物の分布や生育に影響を与えることが予想される。また、極域における氷河・氷床が融解することにより、海拔高度の低い陸地が水没することにつながる。地球温暖化による気候変化を雪氷圏から見ると、氷河・氷床の消失および海水の熱膨張による海水面の上昇が考えられる。さらに、地球の全球平均気温が上昇して太陽光を反射する雪氷面積が減少し、つまりアルベド効果が減少することにより、吸収日射量が増加して気温が上昇するフィードバック効果を引き起こすと考えられる。

オホーツク海は北半球において海水が発生する南端に位置する海域として知られ、オホーツク海における海水発生は、地球温暖化現象の影響を顕著に受けることが、気象研究所のモデル(Noda *et al.*, 1996)によって示されている。オホーツク海の海水を観測することは、地球温暖化現象による影響の指標となるので、オホーツク海の海水の変化を継続的に観測することは大変重要であると考えられる。なかでも海水氷厚は、年々生成される海水の生成量および海水の質量収支と大気との熱収支を知る上で重要である。

合成開口レーダ (SAR: Synthetic Aperture Radar) を搭載した衛星として、1991年7月にヨーロッパ宇宙機関 (ESA) がERS-1を、1992年2月に宇宙開発事業団 (NASDA) と通商産業省 (MITI) が共同でJERS-1を、さらに1995年11月にはカナダ航空宇宙局 (CSA) を主体としてRADARSATが打ち上げられた。ERS-1および

1) 千葉大学 環境リモートセンシング研究センター

〒263-8522 千葉県千葉市稲毛区弥生町1-33

2) 宇宙開発事業団 地球観測データ解析研究センター

〒106-0032 東京都港区六本木1-9-9 六本木ファーストビル13F

RADARSAT に搭載された C バンド SAR, JERS-1 に搭載された L バンド SAR, さらに今後 ENVISAT, ALOS からの SAR データは, オホーツク海の海水の振る舞いを把握するために役立つと期待されている. この論文では, 人工衛星に搭載された SAR データを使用した海水厚の測定について, サロマ湖の水を対象にして検証した結果を示す.

2. 海水観測実験サイト

1993 年から 1998 年に至る 6 年間に於いて, 海水観測における SAR の有効性を調査するために「衛星によるオホーツク海水プログラム」が実施されており (Wakabayashi *et al.*, 1994), 地上における海水観測をサロマ湖の結氷した氷の上で行った. オホーツク海の北海道沿岸に到達する海水は, 時々刻々と動いて安定して存在しないため, トルースデータを取得するのは困難である. また, 海水の移動が速いため衛星データから観測対象である海水, 例えば, 観測対象とした氷板を同定することは難しい. サロマ湖は 2 つの湖口でオホーツク海と接続している塩水湖であり, 湖水は海水と考えると良い. また, サロマ湖の湖水は, 厚いところで約 80 cm 程度の厚さがあるため, 湖水上でトルースデータを取得することが可能である. 以上の理由から, 海水の観測・実験場所としてサロマ湖を選定した. 図 1 に北海道サロマ湖の位置を示す.

サロマ湖において, 塩分濃度, 積雪深, 氷厚などのトルースデータを観測する地点 (サイト) は,

衛星の軌道とほぼ同じ南北方向の測線 (南北コース) と, 衛星の軌道と直行する東西方向の測線 (東西コース) に分けられる. 南北コースは, 衛星のアジマス方向 (飛来方向) を考慮した測線であるが, アジマス方向は完全な南北方向とはならない. 本論文ではアジマス方向に設定した測線を南北コースと呼ぶことにする. 南北コースのサイトは, 「栄浦漁港」の近くを最南部の基点とし, 北方へ間隔が 500 m となるように設定した. 東西コースは, 最初に栄浦にある「北海道立常呂少年自然の家」に近い南北コースのサイトを, 東西方向の最東部の基点とし, 基点から西方へ間隔が 1 km となるように設定した.

1997 年からは, サロマ湖がほぼ全域にわたって結氷したので, 広域氷厚観測を実施した. 広域氷厚観測のサイトは, 東西コースのサイトを基点として, 南北方向へ間隔が 1 km となるように結氷した範囲で, 氷厚, 塩分濃度などのトルースデータの取得できる限界までサイトを設定した. とくに 1998 年は完全に結氷したため, サロマ湖のほぼ全域でサイトを設定してトルースデータを取得することができた.

各観測年における, サイトの数と場所は, 表 1 および図 2 に示した. 図 2 において黒色の旗は南北コースのサイトを示し, 灰色の旗は東西コースのサイトを示し, 白色の旗は広域氷厚観測のサイトを示す. 1993 年から 1998 年までの 6 年間に設定したサイトの数は, 合計すると 230 点になった.

図 1 北海道サロマ湖の位置.

① 栄浦漁港 ② 少年自然の家

Fig. 1 Location of Lake Saroma in Hokkaido.

① Sakaeura fishing port ② Nature house for boys and girls at Tokoro

図 2 トルスデータ取得サイト。

(a) 1993 年 (b) 1994 年 (c) 1995 年 (d) 1996 年 (e) 1997 年 (f) 1998 年

Fig. 2 Observation sites for ice thickness, salinity and ice temperature measured on Lake Saroma.

(a) 1993 (b) 1994 (c) 1995 (d) 1996 (e) 1997 (f) 1998

表 1 各観測年におけるサイトの数。

Table 1 Number of sites for ice thickness, salinity and ice temperature measured on Lake Saroma.

Observation year	S - N sites	E - W sites	Other sites
1993	7		
1994	3	6	
1995		6	
1996	9	2	
1997	8	4	55
1998	10	17	103
Total	37	35	158

3. 取得データ

3.1 トルスデータ

SAR により受信されるマイクロ波後方散乱と海水との相互作用は、海水の表面ラフネスおよび誘電率に関係する。そのため、SAR がサロマ湖を観測する日と同期してトルスデータを取得した。具体的には、サロマ湖の水の塩分濃度および氷の表面ラフネスである。基本的な測定項目として各

表 2 トルスデータ取得項目。

Table 2 Ice parameters measured on Lake Saroma.

Snow	Depth, Salinity, Surface Roughness, Temperature
Ice	Thickness, Salinity, Surface Roughness, Core analysis
Water	Salinity, Temperature
Other	Location (GPS), Air temperature

サイトにおいては、GPS による位置、湖水の上の積雪深、氷厚のデータを取得した。トルスデータとして取得している項目を表 2 にまとめた。

積雪深は各観測年において、各サイト 10 cm 前後であった。一方、氷厚は 6 年間の観測で 14 cm から 79 cm と年々の変動が大きかった。各観測年の積雪深と氷厚の測定結果を表 3 にまとめた。また、サロマ湖のほぼ全域を観測できた 1998 年におけるサロマ湖の積雪および氷厚の分布を図 3 に

示す.

表面ラフネスの測定は雪および氷の表面について, 衛星のレンジ方向(マイクロ波の照射方向, 衛星の飛来方向に垂直)に平行となるように行った. 1993年と1994年は画用紙法によって雪および氷の表面ラフネスを測定した. 1995年から1998年は雪の表面ラフネスを画用紙法で測定し, 氷の表面ラフネスはラフネス串(Wakabayashi and Nishio, 1996)を用いて測定した.

画用紙法による測定は, レンジ方向に平行とな

表3 各観測年の積雪深と氷厚.

Table 3 Snow depth on the ice, and ice thickness.

Observation year	Snow depth (cm)	Ice thickness (cm)
1993	8.4	46.9
1994	11.9	31.0
1995	11.5	47.7
1996	10.6	36.0
1997	12.9	36.3
1998	10.9	35.7
Average	11.0	38.9

図3 1998年の積雪・氷厚分布図.

(a) 積雪分布図

(b) 氷厚分布図

Fig. 3 Distribution maps of snow on the ice and ice thickness measured on Lake Saroma.

(a) Distribution map of snow depth on the ice

(b) Distribution map of ice thickness

るように、雪および氷の表面に対して垂直に画用紙を差し込み、カラスプレーを表面の凹凸と画用紙の箇所へ噴射することによって、表面ラフネスを画用紙に写し取る。後述するラフネス串による測定と合わせるため、42 cmの測定区間の4 mm 間隔に106 点の読み取り点を設定し、表面高さのプロファイルを測定した。ラフネス串は4 mm 間隔で106 本の串が取り付けられた板状の測器であり、鉛直方向に自由に移動可能な串の背面の板には、方眼紙が貼り付けられている。ラフネス串による測定は、106 本の串が全て収まるようにラフネス串を写真撮影し、写真に記録された串の高さを読み取ることで表面高さのプロファイルを測定した。

表面高さのプロファイルから、ラフネスパラメータを算出する。ラフネスパラメータは、高さ方向の粗度を表わす表面高さの標準偏差（RMS 高さ）と、レンジ方向の粗度の相関関数からその分布密度を表わす相関長の2つのパラメータで表わされる（Ulaby *et al.*, 1982）。RMS 高さは式（1）により求められる。

$$h = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x(i) - \bar{x})^2} \quad (1)$$

ここに、

- h : RMS 高さ
- N : サンプル数 ($N = 106$)
- $x(i)$: 地点 i における表面高さ
- $\bar{x}$: 表面高さの平均

相関長は式（2）で求められる表面粗度の自己相関関数が $1/e$ となるときのレンジ方向の長さとして定義され、

$$\rho(j) = \frac{\frac{1}{N-j} \sum_{i=1}^N (x(i) - \bar{x})(x(i+j) - \bar{x})}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x(i) - \bar{x})^2} \quad (2)$$

つまり、

$$\rho(l) = \frac{1}{e} \quad (3)$$

となる長さ l で求められる。

ここに、

- ρ : 表面粗度の自己相関関数
- $x(i+j)$: 地点 i から j 離れた表面高さ

雪の表面ラフネスの測定結果によると、雪の表面の多くは滑らかであり、雪の状態は乾燥していた。各観測年において、それぞれのサイトの表面ラフネスの差はほとんど見られず（RMS 高さ 4.0 mm から 5.8 mm）、表面ラフネスは非常に小さなものであった。また、氷の表面ラフネスも、各観測年のばらつきが小さかった。雪および氷の表面ラフネスの測定結果を、各観測年の平均値として表4にまとめた。また、ラフネス串による測定結果から作成した、表面高さのプロファイルおよび自己相関関数の一例を図4に示す。

表4 各観測年のラフネス。

Table 4 Roughness parameter.

Observation year	Snow RMS-h (mm)	Snow Cor.length (mm)	Ice RMS-h (mm)	Ice Cor.length (mm)
1993			12.3	83.8
1994			1.8	47.1
1995	4.0	36.0	3.6	34.5
1996	5.7	47.8	4.7	25.2
1997	5.8	50.0	5.2	21.8
1998			4.3	26.4
Average	5.2	44.6	5.3	39.8

図4 ラフネスプロファイルと自己相関関数の一例。
(a) 表面高さのプロファイル
(b) 自己相関関数

Fig. 4 Typical roughness profile and autocorrelation function on Lake Saroma.
(a) Profile of surface height
(b) Normalized autocorrelation function

サロマ湖はオホーツク海と接続しているため、湖水は海水が静かに凍った海氷と考えられる。サロマ湖の水がオホーツク海で発生する海氷と同じ構造を持つかどうか、湖水の層構造の観察および塩分濃度を測定することにより確かめた。各サイトにおいて氷のコアを採取し、採取したコアから薄片を作成し、偏光板を通して写真撮影して層構造を観察した。また、コアを2 cm 毎に切断した試料を自然融解させた後に、氷の塩分濃度を測定した。各観測年における氷の塩分濃度の測定結果を、マイクロ波の浸透深さを考慮した表面付近 (Ulaby *et al.*, 1982) の値として、具体的には氷の表面0 cm から8 cm の深さまでの平均値を表5にまとめる。また、測定結果から得られたサロマ湖の代表的な氷中の塩分濃度分布を図5に示す。この図から、塩分濃度は氷の表面および底面は高く、表面から底面の間は低下するいわゆるC文字型の分布が見られる。また、層構造を観察すると、オホーツク海で見られる薄い一年氷と類似しており、サロマ湖の水はオホーツク海で発生する海氷と同様な構造を持つことが確かめられた。

表5 各観測年の氷表面の塩分濃度。
Table 5 Salinity of ice.

Observation year	Salinity (ppt)
1993	5.0
1994	14.8
1995	8.9
1996	6.1
1997	6.0
1998	8.7
Average	8.3

図5 サロマ湖水の塩分濃度プロファイル。
Fig. 5 Typical salinity profile of the ice on Lake Saroma.

3.2 SAR データ

SAR で使用しているマイクロ波は大気透過率が高く、雲の影響がほとんどないことから、天候の影響を受けることなく継続的な観測が可能であるセンサとして大きな特徴を持つ。1993年から1998年までの6年間に、サロマ湖の観測・実験の期間に同期したSARの諸元を表6に、またSARデータの取得日を表7にまとめた。ERS-1およびJERS-1の入射角は、画像の中心でそれぞれ23°、39°と固定されている。一方、RADARSATは入射角を可変させることが可能であり、観測・実験期間中に取得されたデータの入射角の範囲は30°から47°であった。具体的な入射角については表7のデータ取得日に括弧内の数字で示した。

ERS-1およびRADARSATはCバンドSAR(波長5.7 cm)を搭載し、ERS-1が垂直偏波の入射波に対して垂直偏波の後方散乱成分を、RADARSATは水平偏波の入射波に対して水平偏波の後方散乱成分を観測している。JERS-1はLバンドSAR(波長23.5 cm)を搭載し、水平偏波の入射波に対して水平偏波の後方散乱成分を観測している。1993年から1996年までの観測・実験期間中に取得されたERS-1およびJERS-1のSARデータは、入射角の固定された運用によるものであったが、RADARSATはビームの方向および幅を変えることが可能であり、7種類の観測モードを選択することができる。1997年および1998年の観測・実験期間中に取得されたRADARSATデータは標準モード(SGF)であった。1997年の

表6 SARの諸元。

Table 6 Specifications of SAR (ERS-1, JERS-1, RADARSAT).

Satellite	ERS-1	JERS-1	RADARSAT
Launch	1991.7	1992.2	1995.11
Wave length	5.7 cm	23.5 cm	5.7 cm
Frequency	5.3 GHz	1.275 GHz	5.3 GHz
Polarization	VV	HH	HH
Resolution	30 m	18 m	6.9~147 m
Swath width	100 km	75 km	50~500 km
Incidence angle	23°	39°	10~59°

表7 SARデータ取得日(RADARSATの()は入射角を示す)。

Table 7 Acquisition dates of SAR data.

ERS-1	1993.2.18, 1995.3.4, 1996.2.15
JERS-1	1993.2.19, 1994.2.6, 1995.3.10, 1996.2.25
RADARSAT	1997.2.22(47), 1997.2.26(47)
	1998.2.21(30), 1998.2.24(44), 1998.2.25(32)

RADARSAT データは 2 月 22 日および 2 月 26 日ともに、画像中心の入射角が 47° であり、観測日の違いによって異なる入射角によるデータを取得することはできなかったが、1998 年のデータからは、観測日によって異なる入射角によるデータを取得することができた。具体的には、2 月 21 日、24 日、25 日において、画像中心の入射角が 30° 、 44° 、 32° であった。

本論文で使用した SAR データをトルースデータと比較・検証するため、次の処理を行った。SAR データを扱う上で、原理的に不可避な問題として、スペckルノイズの存在がある。スペckルノイズは正確な情報抽出の妨げとなるため、平滑化処理を行いノイズを低減する必要がある。スペckルノイズの低減には、輪郭を保持したまま平滑化が可能なメディアンフィルタを採用し、平滑化処理は 7×7 画素で行った。SAR のセンサ出力値は後方散乱係数に対応しており、ERS-1 および JERS-1 データは宇宙開発事業団から提示されている校正式 (Shimada, 1993) にしたがって、RADARSAT データはカナダ航空宇宙局から提示されている校正式 (RADARSAT International, 1997) にしたがって後方散乱係数 (dB) へ変換した。さらに、SAR データをトルースデータ取得サイトと重ね合わせるため、SAR 画像上に地上基準点を少なくとも 4 点以上設定し、1 次のアフィン変換により幾何補正を行った。以上の処理を行い、後方散乱係数の強さに応じてシュードカラー化した、1996 年における ERS-1、JERS-1 および 1998 年における RADARSAT によるサロマ湖の画像を図 6 に示す。

4. 氷厚と後方散乱係数の関係

変形していない一年氷は、氷厚の増加に伴って後方散乱係数が減少する関係が、観測結果から明らかになり、10 GHz および 13.3 GHz において海氷厚と後方散乱係数のモデルを求め、観測結果との比較を行い良好な結果が得られている (Soullis *et al.*, 1989)。この関係を、サロマ湖の氷についても調べるため、SAR 画像上でトルースデータ取得サイトと同じ場所において後方散乱係数を抽出し、氷厚との関係を導出した。図 7 にサロマ湖のトルースデータ取得サイトにおける、氷厚と後方

散乱係数の関係を示す。この関係は、1993 年から 1998 年までに取得された氷厚の測定結果と、ERS-1 が 1993 年、1995 年、1996 年、JERS-1 が 1993 年から 1996 年、RADARSAT は 1997 年および 1998 年の各入射角について導出したものである。この図から、ERS-1、JERS-1、RADARSAT の 3 種類の SAR データから、観測年によらず氷厚と後方散乱係数の関係は、それぞれの SAR データごとに同一の回帰直線にのり、氷厚の増加に伴って後方散乱係数が減少する傾向があることが見られた。また、1998 年のデータからは、入射角が 30° 、 32° 、 44° と大きくなるとともに、後方散乱係数が小さくなる入射角特性が見られた。

入射角特性とは、入射角と後方散乱との関係であり、一般的な傾向は次の通りである。粗い表面の場合、等方的な拡散散乱成分が一様で強いが、滑らかな表面になると、強い鏡面反射が後方散乱の入射角に対する変化を支配する。したがって、入射角が小さい時は、観測対象物へ入射して反射したマイクロ波の多くがアンテナへ戻ってくるため、SAR で受信される後方散乱は強い。一方、入射角が大きな時は、鏡面反射がアンテナとは反対方向の前方に反射するため、観測対象物に入射して反射したマイクロ波がほとんど戻ってこないため、SAR で受信される後方散乱は弱い。1998 年のデータによるサロマ湖における後方散乱係数が入射角に依存する入射角特性が確認されたのは、サロマ湖の氷の表面ラフネスの特徴と一致すると考えることができる。

5. 氷からの後方散乱

5.1 サロマ湖の氷の散乱モデル

サロマ湖の水が、氷の上の雪と氷の 2 層で形成されていると仮定すると、氷からの後方散乱は、エネルギー収支を考慮したモデル (Kim, 1984) により、式 (4) のように表現される。

$$\begin{aligned} \sigma^0(\theta) = & \sigma_{ss}^0(\theta) + \gamma_s^2(\theta) \left[\sigma_{ss}^0(\theta') \right. \\ & + \frac{1}{L_s^2(\theta')} \left\{ \sigma_{is}^0(\theta') + \gamma_i^2(\theta') (\sigma_{ss}^0(\theta'')) \right. \\ & \left. \left. + \frac{1}{L_i^2(\theta'')} \cdot \sigma_{ms}^0(\theta'') \right\} \right] \end{aligned} \quad (4)$$

図6 SARデータによるサロマ湖のシュードカラー画像.

(a) ERS-1/AMI (1996年2月15日)

(b) JERS-1/JSAR (1996年2月25日)

(c) RADARSAT/S2 (1998年2月21日)

(d) RADARSAT/S6 (1998年2月24日)

(e) RADARSAT/S3 (1998年2月25日)

Fig. 6 Pseudo color images of Lake Saroma derived each of SAR data.

(a) ERS-1/AMI (February 15, 1996)

(b) JERS-1/JSAR (February 25, 1996)

(c) RADARSAT/S2 (February 21, 1998)

(d) RADARSAT/S6 (February 24, 1998)

(e) RADARSAT/S3 (February 25, 1998)

図7 氷厚と後方散乱係数の関係。
(a)1993年～1997年(ERS-1, JERS-1, RADARSAT)
(b)1998年(RADARSAT)

Fig. 7 Relationship between ice thickness and backscattering coefficient.
(a) 1993-1997 (ERS-1, JERS-1, RADARSAT)
(b) 1998 (RADARSAT)

ここに,

$\sigma_{ss}^0, \sigma_{is}^0, \sigma_{us}^0$: 雪の表面, 氷の表面, 氷底面と水面の境界による後方散乱係数

$\sigma_{sv}^0, \sigma_{rv}^0$: 雪, 氷の体積散乱による後方散乱係数

γ_s, γ_i : 空気と雪, 雪と氷の境界面におけるマイクロ波の電力透過係数

L_s, L_i : 雪, 氷によるマイクロ波の一方方向の電力損失

$\theta, \theta', \theta''$: 空気, 雪, 氷中の入射角

一年氷の場合, 一般に4 ppt から12 ppt と塩分濃度が高く (Ulaby *et al.*, 1986), マイクロ波の損失が大きいため浸透深さが小さくなるため, 氷の体積散乱および氷の表面からの後方散乱の影響は無視できるほど小さいと考えられる。このこ

とから, 式(4)から無視できる項を除くと次式のように表現される。

$$\sigma^0(\theta) = \sigma_{ss}^0(\theta) + \gamma_s^2(\theta) \cdot \left[\sigma_{sv}^0(\theta') + \frac{1}{L_s^2(\theta')} \cdot \sigma_{is}^0(\theta') \right] \quad (5)$$

さらに, 雪の表面散乱および体積散乱についても, 雪の表面ラフネスが滑らかであったことから, 積雪深が10 cm 前後であったことから, CバンドおよびLバンドでは, 雪による後方散乱への寄与は非常に小さいと考えられる。したがって, サロマ湖のように, 氷の表面層の塩分濃度が高い氷からの後方散乱は, 氷の表面散乱が支配的なものとして取り扱うことができる。

氷の表面からの後方散乱は氷とSARのマイクロ波の相互作用の結果であり, その散乱機構を考えるために, 氷の表面からの後方散乱についてモデル化を行った。氷の表面からの後方散乱は表面ラフネスの測定結果から, 式(6)に示すSmall Perturbation Model (Ulaby *et al.*, 1982)を適用した。

$$\sigma_{is}^0 = \sigma_{ir}^0 = 8k^4 h^2 \cos^4 \theta |\alpha_r|^2 W(2k \sin \theta) \quad (6)$$

ここに,

$\sigma_{is}^0, \sigma_{ir}^0$: 氷の表面, 入射偏波*i*および反射偏波*r*による後方散乱係数

k : 波数

h : 地表面高さのRMS値

α_r : 入射偏波*i*および反射偏波*r*による係数

$W(2k \sin \theta)$: 表面ラフネスのレンジ方向スペクトル

θ : 入射角

さらに, 入射偏波*i*および反射偏波*r*による係数 (α_r : polarization amplitude) は, 垂直偏波の入射波に対して垂直偏波の後方散乱成分を観測するERS-1が式(7)で, 水平偏波の入射波に対して水平偏波の後方散乱成分を観測するRADARSATおよびJERS-1が式(8)により与えられる (Ulaby *et al.*, 1982)。

$$\alpha_{rv} = (\varepsilon - 1) \cdot \frac{\sin^2 \theta - \varepsilon (1 + \sin^2 \theta)}{(\varepsilon \cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta})^2} \quad (7)$$

$$\alpha_{hh} = \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}} \quad (8)$$

ここで, ε は媒質 1 (大気) および媒質 2 (氷) の複素誘電率の比 $\varepsilon_1/\varepsilon_2$ を示す.

式 (7) および (8) に示されるように, 入射偏波および反射偏波による係数は, 複素誘電率の比と入射角の関数である. 通常の誘電体では入射角が 0 の場合を除くと, 同一の入射角および誘電率において, 入射偏波および反射偏波がともに垂直な場合の係数は, 平行な場合の係数よりも大きくなることが分かる. つまり, 垂直偏波の入射波に対する垂直偏波の後方散乱成分は, 平行偏波の入射波に対する平行偏波の後方散乱成分よりも大きい.

第 4 章で述べた氷厚と後方散乱係数の関係において, 観測・実験に同期した SAR データの中で ERS-1 が最も強い負の相関を持つ結果となった. 観測・実験に同期した SAR の中で ERS-1 が最も入射角が小さく, 前述した入射角特性により JERS-1 および RADARSAT に比べて大きな後方散乱係数を受信することが可能である. また上述した通り, ERS-1 は入射偏波および反射偏波がともに垂直であり, JERS-1 および RADARSAT がともに平行であるのに対して, その係数は大きく後方散乱係数も大きくなる. したがって, ERS-1 は氷厚に対する後方散乱係数の変化する範囲が大きく, 氷厚と後方散乱係数の関係の回帰直線の傾きも大きくなったと考えられる.

一方, JERS-1 は観測実験に同期した SAR データの中で, 氷厚に対する後方散乱係数の変化が小さく, 相関の弱いものであった. JERS-1 の入射角は 39° と大きく, また ERS-1 および RADARSAT の波長が 5.7 cm であるのに対して, JERS-1 の波長は 23.5 cm と長いため, マイクロ波の浸透深さが大きくなる. したがって, JERS-1 で, ERS-1 および RADARSAT と同じ対象物を観測した場合, 表面散乱成分が小さくなり, 氷中のブラインや気泡による体積散乱成分が大きくなったため, 受信される後方散乱が弱くなったと考えられる.

5.2 氷厚増加に伴う温度変化による後方散乱

気温が氷の下の水温よりも低い条件下では, 氷の上の雪が断熱の働きをするため, 氷の温度分布は氷の表面から底面へ単調に増加する. このことから, 式 (9) にしたがって, 氷厚と氷の表面温度の関係を算出した (Nakawo and Shinha, 1981).

$$T_i = \frac{\left(\frac{k_s}{h_s} \cdot T_a\right) + \left(\frac{k_i}{h_i} \cdot T_w\right)}{\frac{k_s}{h_s} + \frac{k_i}{h_i}} \quad (9)$$

ここに,

T_i, T_a, T_w : 氷の表面温度, 気温, 水温 ($^\circ\text{C}$)

k_s, k_i : 雪, 氷の熱伝導率
($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$)

h_s, h_i : 積雪深, 氷厚 (cm)

また, 式 (9) のモデルによると, k_s は $0.0006 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$, k_i は $0.005 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$ で与えられる.

気温が -5°C であると想定した場合, 氷厚が 30 cm から 70 cm に変化させると, 氷の表面温度が -2.6°C から -3.3°C に変化し, 氷厚の増加に伴って氷の表面温度は低下することが分かった.

海水は海水が凍結したものであり, 純氷とブラインから構成される. ブラインは海水が濃縮されて海水中に取り残されたもので, 管状をしたブライン細胞内に高い濃度の塩水が閉じ込められている. 海水の温度が低下するとブラインから純氷が析出して, ブライン体積が減少するため塩分濃度が増加する. 逆に, 温度が上昇するとブライン周辺の純氷が融け込んで, 塩分濃度を低下させる. つまり, 海水では温度の変化に伴って, 海水中のブライン量が変化して塩分濃度が変化する. 純氷の析出による体積の増加に伴って, ブライン細胞内の圧力が高まり, ブラインの一部はブライン細胞内を通して海水中に押し出される.

海水の氷厚が増加すると, その断熱効果から海水内の各層の温度は低下する. その結果, 純氷が析出するために押し出しによるブラインの排出が起こり, 海水全体の塩分濃度を低下させる. 以上のことから, 氷厚の増加に伴って海水の層全体の塩分濃度が低下するため, 海水の誘電率が減少し,

後方散乱係数が減少することになる。

6. ま と め

1993年から海水観測におけるSARデータの有効性を調査するために「衛星によるオホーツク海水プログラム」が実施されており、1998年までの6年間に設定した氷厚や塩分濃度の測定サイトの数は230地点となった。トルースデータはSARにより受信されるマイクロ波後方散乱と海水との相互作用を考慮して、氷の表面ラフネスおよび誘電率に着目して取得し、ERS-1, JERS-1, RADARSATの3種類のSARデータとの比較・検証を行った結果、以下のことが明らかとなった。

- (1) サロマ湖の湖水コアの解析の結果、塩分濃度および層構造の類似点から、一年氷の海水が示す構造をしていた。
- (2) 各観測年を通して氷厚とSARの後方散乱係数の関係を導出した結果、氷厚の増加に伴って後方散乱係数が減少する傾向が見られ、ERS-1が氷厚と後方散乱係数の関係において最も強い負の相関であった。
- (3) 一年氷のような塩分濃度の高い氷からの後方散乱は表面散乱が支配的であり、氷厚の増加に伴う海水の物理的性質の変化から、誘電率が減少して後方散乱係数が減少するため、その効果を表面散乱モデルにSmall Perturbation Modelを適用し、入射偏波および反射偏波による係数および氷の表面温度の計算式から定性的に説明した。
- (4) 表面散乱は表面ラフネスと誘電率の大きさに関係し、表面ラフネスが一樣であれば後方散乱は誘電率の大きさに依存する。サロマ湖のように積雪が少なく、表面ラフネスが一樣である場合には、SARの後方散乱係数から氷厚を推定することが可能である。
- (5) 1998年のサロマ湖における氷厚と後方散乱係数の関係から、氷厚に対する後方散乱係数が入射角の大きさに依存する入射角特性が確認された。RADARSATのように入射角特性を得ることができれば、この特性を利用して多入射角観測により表面ラフネスを測定できる可能性があり、表面ラフネスの変化に対応で

きるSARによる氷厚分布の推定の可能性が考えられる。

謝 辞

サロマ湖養殖漁業協同組合の藤芳義裕氏、漁師の中川治氏、郵政省通信総合研究所データ応用技術研究室室長の浦塚清峰氏の多大なる支援に対して、ここに感謝の意を表します。また、北海道教育大学釧路校応用理学研究室内の学生、東海大学海洋学部学生、財団法人リモートセンシング技術センターの職員、郵政省通信総合研究所データ応用技術研究室内の연구원の方々にはトルースデータ取得に協力して頂き、大変お世話になりました。

この研究で使用したERS-1およびJERS-1データは通商産業省および宇宙開発事業団から、RADARSATデータはCSAのADROプロジェクトから提供を受けた。

最後に、この研究は宇宙開発事業団との共同研究「AMSRによるオホーツク海の海水密度アルゴリズムの開発」の一部により行われた。

文 献

- Kim, Y. S., 1984: Theoretical and experimental study of radar backscatter from sea ice. Ph. D. Dissertation, the University of Kansas, Lawrence, KS.
- Nakawo, M. and Shinha, N. K., 1981: Growth rate and salinity profile of First-Year sea ice in high arctic. *J. of Glaciol.*, **27**, 315-329.
- Noda, A., Nakagawa, S., Motoi, T., Yukimoto, S. and Tokioka, T., 1996: Global warming induced by CO₂ and the Okhotsk Sea. *J. of the Remote Sensing Soc. of Japan*, **16**, 2, Special Issue, 3-13.
- RADARSAT International, 1997: RADARSAT Data Products Specifications, RSI-GS-026.
- Shimada M., 1993: User's guide to NASDA's SAR products, NASDA Tech. Note, HE-93014, 24.
- Soulis, E. D., Lennox W. C. and Sykes J. F., 1989: Estimation of the thickness of undeformed first year ice using radar backscatter. *Proc. of IGARSS '89*, 2366-2369.
- Ulaby, F. T., Moore R. K. and Fung A. K., 1982: *Microwave remote sensing: Active and passive, Volume II: Radar remote sensing and surface scattering and Emission Theory*. Artech House, Norwood, MA.
- Ulaby, F. T., Moore R. K. and Fung A. K., 1986: *Microwave remote sensing: Active and passive, Volume III: From Theory to Application*. Artech House, Norwood, MA.
- Wakabayashi, H., Nishio, F., Aota M. and Takahashi, S., 1994: A Sea Ice Study Using SAR Data in the Sea of

Okhotsk: J. of Geography. **103**, 6, 674-683.
Wakabayashi, H. and Nishio, F., 1996: A study of ice on

Lake Saroma using SAR data: J. of the Remote Sensing
Soc. of Japan. **16**, 2, Spec. Issue, 59-66.

Study on ice thickness estimation on Lake Saroma to develop a method to be applied sea ice in the Sea of Okhotsk using SAR data

Kazuki NAKAMURA¹⁾, Fumihiko NISHIO¹⁾ and Hiroyuki WAKABAYASHI²⁾

*1) Chiba University, Center for Environmental Remote Sensing
1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba Japan 263-8522*

*2) National Space Development Agency of Japan, Earth Observation Research Center
1-9-9 Roppongi, Minato-ku, Tokyo Japan 106-0032*

Abstract: In order to evaluate the possibility of measurement of sea ice thickness in the Sea of Okhotsk, a "Sea ice observation and experiment in the Sea of Okhotsk" campaign has been carried out on Lake Saroma, Hokkaido since 1993. Lake Saroma consists of sea water of almost the same salinity as connected to the Sea of Okhotsk, and is covered with sea ice in the winter. The salinity, surface roughness and layer structure of ice are similar to those of thin first-year sea ice produced in the Sea of Okhotsk. The relationship between ice thickness and backscattering coefficients obtained by SAR data shows a negative correlation.

In general, the backscattering from a saline ice such as first-year ice is dominated by surface scattering. If the roughness of the ice surface is uniform, backscatter eventually depends on the dielectric constant of the ice. When the air temperature is lower than the sea ice freezing point of -1.8 degrees centigrade, ice surface temperature is decreasing as the ice thickness is thickening, and then the surface temperature is lowering, it is caused by brine volume decrease within the ice. It is, therefore, considered that the backscattering coefficient is decreased as the dielectric constant decreases because the average dielectric constant as the brine volume decreases. It is possible to retrieve the ice thickness using SAR whenever the snow cover and surface roughness of the ice are uniform.

(1999 年 12 月 17 日受付, 2000 年 8 月 9 日改稿受付, 2000 年 10 月 5 日再改稿受付, 2000 年 10 月 11 日受理, 討論期限 2001 年 5 月 15 日)