

橇搭載型電磁誘導式氷厚計を用いたサロマ湖水厚の測定に関する研究

The measurement of lake ice thickness using an electromagnetic induction device onboard a sled in Saroma-ko Lagoon

北桃生 (北見工業大学大学院), 舘山一孝 (北見工業大学),
星野聖太 (北見工業大学大学院), 中村和樹 (日本大学), 牛尾収輝 (国立極地研究所)
Momoi Kita, Kazutaka Tateyama, Seita Hoshino, Kazuki Nakamura, Shuki Ushio

1. はじめに

アイスアルベドフィードバック効果により海氷はわずかな気温変化にも敏感に応答するため、海氷調査は地球環境の動向を知るための有効な手段といえる。現在、衛星リモートセンシングを利用した海氷面積測定手法は確立されつつあるが、海氷厚測定に関しては研究段階である。しかしながら、地球環境の変化を知るためには海氷総量を把握することが重要であり、そのためには海氷厚測定の精度を向上させることが必要不可欠である。ドリルを用いた掘削による直接計測で広範囲の海氷厚分布測定は多くの時間と労力が必要であるが、電磁誘導式氷厚計(Electro Magnetic induction device, 以下 EM)を用いることにより容易に海氷厚測定を行うことが出来る²⁾。EMには船舶搭載型や航空機搭載型などの種類があり、本研究では低コストで詳細に氷厚観測を行うために橇搭載型 EM を用いた。サロマ湖において、橇搭載型 EM による氷厚測定の精度検証実験を行い、精度の良い海氷厚観測手法を確立することが本研究の目的である。

2. 観測地域と方法

本研究の観測地域であるサロマ湖は北海道東部に位置する日本最大の汽水湖であり、その表面積は 150.35 km², 周囲 90.24 km, 最深 18 m である。サロマ湖はオホーツク海と二箇所の湖口で繋がっており、多くの生物が生息するため水産資源が豊富である。冬期でも氷上で漁などの人間活動が行われることから氷厚に関するデータが存在している。また、冬期に結氷した際の湖水厚は通常 1 m 以下であり、比較的薄い氷のデータ取得と精度検証が可能である。サロマ湖は汽水湖に分類されるが、佐呂間別川の流入点付近を除いた大部分は、湖水の塩分はオホーツク海の海水塩分とほとんど変わらない。

本研究では EM による観測において、Geonics EM31SH を使用した。EM の送信コイルから周波数 $f=9.8$ Hz で一次磁場を変化させ、湖水と湖水の境界面に誘導電流を発生させる。その誘導電流によって二次磁場が誘起され、二次磁場の強さを受信コイルが感知して、みかけの電気伝導度 σ_a [mS/m] として記録される。この σ_a より、受信コイルから湖水と湖水の境界面までの距離 (Z_E) が求められるため、 Z_E から橇の高さを引くことによって、全氷厚 (積雪深と湖水厚の総和) を求めることができる。EM を搭載した橇 (図 1) をスノーモービルによって 20 km/h の速度で牽引して観測を行い、1 秒ごとにデータを記録した。

サロマ湖では 2013 年から 2016 年の冬期に橇搭載型 EM による観測を行った。2013 年の観測では先にドリル観測をし、次にそのそばを EM で観測するという観測方法だったためにそれぞれの測定位置や日時にずれが生じていた。そのため、2014 年以降は EM を停止させ、そのすぐ横でドリル測定を行うという観測方法に統一し、位置と時間のずれを改善し

た. よって本研究では測定方法が改善された 2014 年, 2015 年, 2016 年の観測データのみを対象とする.

湖上では 1 km ごと (氷況により一部例外あり) に測点を設け, 氷厚や積雪深などの実測を行い, これらの測点に沿って EM 観測を行った. 各測点で取得された実測値と同じ地点における EM 観測結果を比較することにより精度検証を行った.



図 1 橇搭載型 EM の外観

3. 解析結果

3. 1 EM のキャリブレーションと氷厚換算式

Z_E の実測と同じ地点での σ_a のデータ, はしごキャリブレーションによって得た Z_E と σ_a のデータを用いて回帰分析を行った. はしごキャリブレーションとは, カーボン製のはしごを用い EM を持ち上げて任意の Z_E を得たときの σ_a を記録する校正方法である.

この回帰分析結果から以下の各年の Z_E と σ_a の関係式を得た.

$$\sigma_{a2014} = 79.20 + 1973 \exp(-0.9740 Z_E) \quad (1)$$

$$\sigma_{a2015} = 92.59 + 1731 \exp(-0.8876 Z_E) \quad (2)$$

$$\sigma_{a2016} = 110.0 + 2086 \exp(-1.160 Z_E) \quad (3)$$

上記関係式を変換することによって以下の各年の氷厚換算式を得た.

$$Z_{E2014} = 7.790 - \ln(\sigma_a - 79.20) / 0.9740 \quad (1)'$$

$$Z_{E2015} = 8.400 - \ln(\sigma_a - 92.59) / 0.8876 \quad (2)'$$

$$Z_{E2016} = 6.582 - \ln(\sigma_a - 110.0) / 1.160 \quad (3)'$$

図 2 の赤色と緑色のマーカーは共にドリルによる実測値を表示しており, 赤色は正のフリーボード, 緑色は負のフリーボードのデータである. ここでのフリーボードはアイスフリーボードのことであり, 氷の表面から水面までの距離のことで, 正の値のときは湖水面が氷の表面の位置よりも低いことを示し, 負の値のときは湖水面が氷の表面の位置よりも高いことを示しており, 湖水上の積雪への湖水の浸み上がりの指標となる値である. 浸み上がりは湖氷が積雪を加えた自重で湖水中へ沈み込むことや潮汐などによって起きる.

3. 2 EM 推定誤差

前節で求めた氷厚換算式を用いた, 2014 年から 2016 年のサロマ湖の氷厚分布測定の結果をそれぞれ図 3, 4, 5 に示す.

これらの図において, カラーバーは全氷厚の厚さを示している. 丸印は実測点を示しており, ドリルによる全氷厚の測点とその値を, また, 実線は EM 観測の測線と全氷厚の値を示している.

ドリルと EM 観測の誤差について, 三年冬期全体の 68 % が誤差 0.1 m 以下であり, それらの平均誤差は全氷厚の平均値の 4.6 % であった.

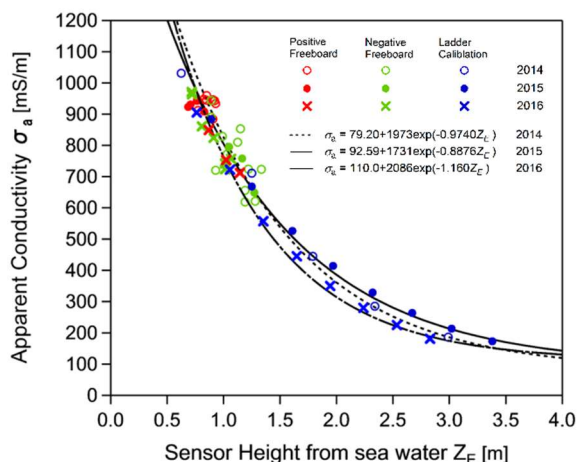


図 2 はしごによるキャリブレーションと実測値を用いた各年度の回帰分析結果

サロマ湖は北西方向から南東方向にむかうにつれて氷厚が厚くなる傾向があることが示されている。これは、冬期にサロマ湖周辺では北西風が卓越しており凍結し始めた氷が風下である東岸側へ押し付けられることと、サロマ湖の南東部に佐呂間別川から淡水が流入して塩分が薄くなっており、この場所周辺から結氷が始まるためである。

3. 3 EM 推定誤差の要因と補正

EM 測定とドリル測定に誤差が生じる主要因として、(1)ドリルと EM の機器的な観測範囲の違い、(2)積雪への湖水の浸み上がり、(3)水深の浅い箇所では湖底が EM 磁場へ影響を与えること、(4)湖水塩分の違いの 4 点が考えられる。これらのうち、(1)について、ドリルはある一点を局所的に測定しているのに対し EM の測定範囲は探査深度の約 1.3 倍と広い領域を測定しており、比較するときには誤差が発生するのはやむを得ずこれを補正することは困難である。そのため、他の 3 点の要因による誤差の補正を試みた。補正に必要なデータは、水深と湖水の電気伝導度であり、2016 年、10 か所の測点でデータ取得を実施した。これらには 1 つのデータ内に複数の要因が存在している。過去の研究より水深 6 m 以深では(2)による EM 観測への影響はなく³⁾、また海水の電気伝導度は 2,300-2,500 mS/m であるため、湖水の電気伝導度がこの範囲であれば EM 観測は十分な精度で行うことが出来ると考えた⁴⁾。水深 6m 以浅もしくは湖水の電気伝導度が 2,300mS/m 未満の地域での観測は EM 測定への影響が考えられると仮定し、これらの条件にあてはまるデータを除外した 6 点のデータを用いて浸み上がりによる誤差を考えた。

図 6 は浸み上がりと誤差の関係を示す。これより、ネガティブフリーボード、つまり湖水の浸み上がりがあるときは EM のモデル値がドリルによる実測値より過大評価になっていることがわかる。この関係から回帰直線を求めて 10 点のデータの補正を行った補正結果を表 1 に示す。補正を行うことにより、誤差が小さくなったデータは全体の 60%であった。また、それぞれの誤差の残差平方和は補正後の方が 0 に近い値であることから、浸み上がりによる補正を行うことによって、ドリル観測と EM 観測の誤差は小さくなることが明らかになった。なお、補正前の平均誤差は全氷厚

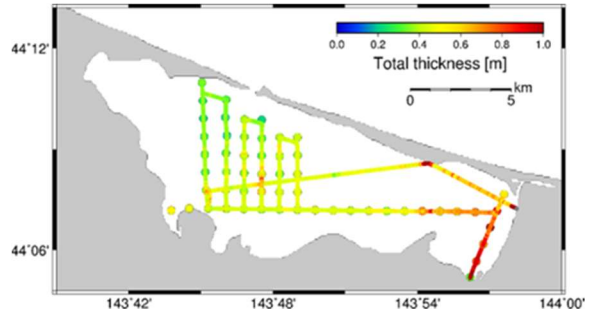


図 3 氷厚分布(2014年)

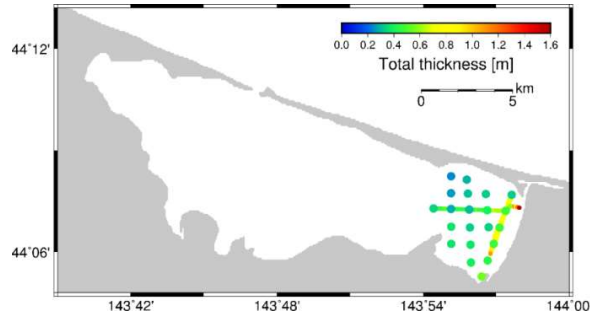


図 4 氷厚分布(2015年)

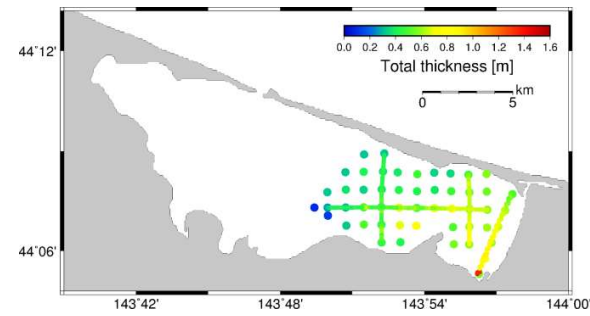


図 5 氷厚分布(2016年)

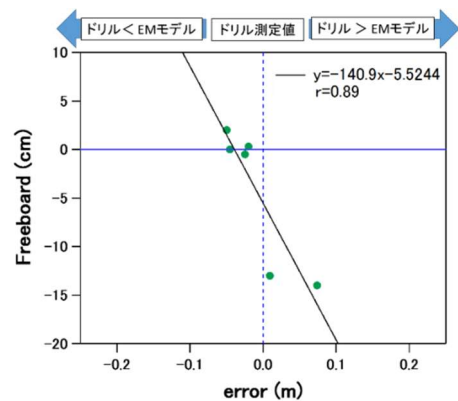


図 6 フリーボードと誤差の関係

の 7.9%であったが、補正後は 4.4%であった。

次に、フリーボード補正後の EM 全氷厚を用いて、(3)の影響について検討した。しかし、極端な水深の浅さや湖水の電気伝導度の低さと、EM 全氷厚の誤差についての関係性はみられなかった。

表 1 フリーボード補正結果

Site Name	Freeboard (cm)	ドリル全氷厚 (m)	EM全氷厚 (m)	ドリルvsEM誤差 (m)	FB補正EM全氷厚 (m)	FB補正誤差 (m)
EW1	0.5	0.6525	0.6677	-0.01522	0.6250	0.02754
EW2	0.5	0.6537	0.6938	-0.04001	0.6510	0.002749
EW3	-14.0	0.7843	0.7104	0.07388	0.7701	0.01373
EW4	0.0	0.7068	0.6482	0.05859	0.6090	0.09780
EW5	0.5	0.4476	0.5198	-0.07218	0.4770	-0.02942
EW6	0.3	0.5524	0.5723	-0.01988	0.5309	0.02146
EW7	-0.5	0.5090	0.5337	-0.02474	0.4981	0.01092
EW8	-13.0	0.6635	0.6532	0.009266	0.7063	-0.04379
EW9	0.0	0.3570	0.4022	-0.04521	0.3630	-0.006000
EW10	2.0	0.3603	0.4100	-0.04972	0.3566	0.003687
残差平方和				0.02154		0.01393

4. 考察とまとめ

サロマ湖において橈搭載型 EM の観測を実施し、ドリル観測の値と比較した結果、全氷厚の 5%以下の誤差で観測することができた。

さらなる EM 観測の精度向上を実現するために、特に誤差が大きかったデータについてその原因と補正を行うことが精度向上のために重要であると考えられる。

本研究では、極端な水深の浅さや湖水の電気伝導度の低さと EM 全氷厚の誤差についての関係性がみられなかった。このことについては、(1)サロマ湖の氷厚が薄く、ドリル測定と EM の観測誤差も数 cm と小さいために観測誤差が観測に大きな影響を及ぼしている可能性、(2)今回用いた湖水の電気伝導度のデータのうち、最小であった 1,745 mS/m と各点の湖水の電気伝導度との差が EM 観測を十分な精度で行うために十分大きかった可能性、(3)サロマ湖において水深や湖水の電気伝導度のデータを EM 観測とともに取得したのは 2016 年度がはじめてであったためにデータ数が 10 点と少ないこと、の 3つの原因が考えられる。

今後、観測を継続して、より広範囲で水深や湖水の電気伝導度、フリーボードのデータ取得を EM 観測と共に行い、誤差の大きなデータの補正に関する研究を実施することにより橈搭載型 EM を用いた氷厚観測の精度向上を可能にしたい。さらに、南極などの他地域での観測精度の向上に応用することを目標に研究を進展させていきたい。

【参考文献】

- 1) 気象庁ホームページ:気候変動と海氷,
http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/seaice/knowledge/eikyou_kikou.html
- 2) Christian Haas et al., 1998:Comparison of sea-ice thickness measurements under summer and winter conditions in the Arctic using a small electromagnetic induction device, *GEOPHYSICS*, **62(3)**, 749-757.
- 3) 舘山ら, 2005: 電磁誘導式氷厚計を用いたサロマ湖広域氷厚観測, 北海道の雪氷, **24**, 7-10 .
- 4) Kovacs et al., 1987: Airborne electromagnetic sounding sea-ice thickness and subice bathymetry, *Cold Regions Sci. Technol*, **14**, 289-311.