



Title	北海道オホーツク海沿岸沖の氷高分布
Author(s)	青田, 昌秋; 田畑, 忠司
Citation	低温科学. 物理篇, 39, 141-151
Issue Date	1981-03-18
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18423
Type	bulletin (article)
File Information	39_p141-151.pdf



[Instructions for use](#)

北海道オホーツク海沿岸沖の氷高分布^{*,**}

青田昌秋・田畑忠司

(低温科学研究所)

(昭和55年10月受理)

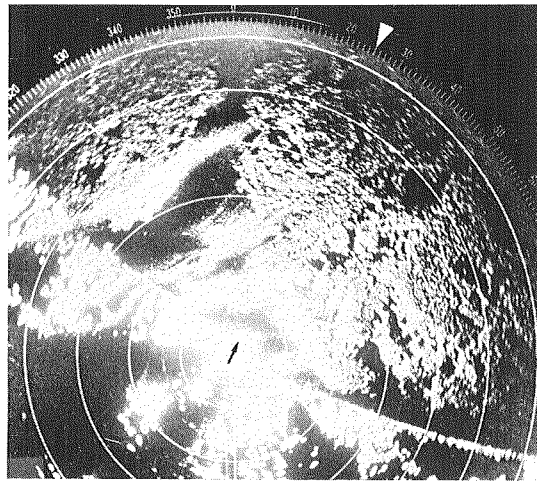
I. ま え が き

北大低温科学研究所・附属流水研究施設ではレーダーを用いて流氷の分布・移動などの観察を行なっている^{1~3)}。風が流氷におよぼす応力の測定はこれまでに鈴木⁴⁾、白沢・田畑⁵⁾によって行なわれてきた。白沢・鈴木⁶⁾によると平坦氷と起伏氷とでは風の抵抗係数は2倍以上も異なっている。氷野の動きを考察するには局所的でなく、広域の氷野の起伏の状態を把握することが必要である。これまでこの沿岸の氷状については目視による定性的な観測がなされているにすぎない。1980年2月中旬、航空機からのレーザープロファイラーおよび立体写真によって氷野の凹凸の測定を行なった。またこれらの測定と同時に流氷観測レーダーの受信電力の測定を行なった。ここではそれらの結果に基づいて、この沿岸の氷高の分布について、さらに氷高の分布と流氷観測レーダーの受信電力の関係について報告する。

II. 測定方法

1. レーザープロファイラーによる氷高測定

1980年2月11日、流氷観測レーダー大山局から25°方向、距岸約55kmまでの氷高を航空機からレーザープロファイラーによって連続的に測定した。第1図に2月11日12時のレーダー映像と測線を示す。用いたレーザープロファイラーはGeodolite-3型、波長6328Åである。レーザープロファイラーによる測定では、航空機の上下動による、見掛け上



第1図 1980年2月11日12時、紋別大山局レーダー映像。矢印はレーザープロファイラーによる氷高測定の測線方向を示す。図中の同心円は5マイル毎に画かれている

の値の変化を補正しなければならない。さらに、航空機が傾くと、光軸の方向が変動し、誤差が生じてくる。測定時、気象条件が悪く機体の動揺もあり、その上、計器の作動不良等のため

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2291号

** 北海道大学低温科学研究所 流水研究施設研究報告 第90号

充分満足のいく測定はできなかつた。また当時観測海面は厚さ数 cm の新成氷およびそれからできたかた氷が大部分で、ところどころに高さ数拾 cm 程度の海水がみられるにすぎなかつた。新成氷では氷高そのものが測定誤差の範囲内であつた。幸にも測定域にはいたるところに基準面となる開水面があつたため、一部の厚い海水の部分の氷高の分布を知ることができた。

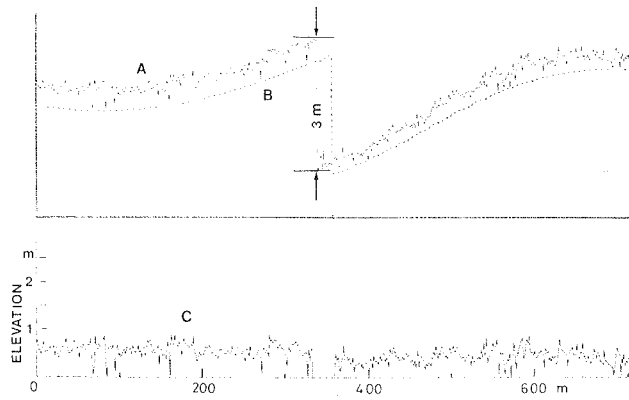
航空機の高度は 600 m、速度は約 70 m/sec である。第 2 図の曲線 A はプロファイラーの原信号を約 140 cm 間隔で読み取って連ねたものである。図に見られるように、この記録には航空機自体の上下動も含まれている。図中曲線 B は同時に撮影した航空写真を参照して描いた基準面（水面）である⁷⁾。曲線 C は曲線 A の値から曲線 B の値を差引いたもので、氷高の変化を表わしている。

2. 空中写真による氷高測定

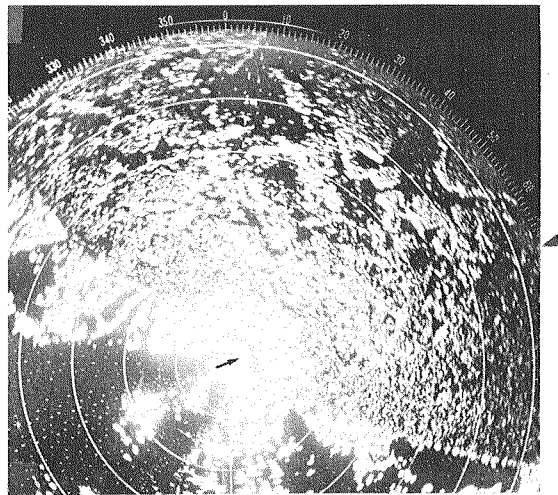
1980 年 2 月 22 日、大山レーダー局から方位 $69^{\circ}43'$ 、12~19 km (測線 I)、同方位 $69^{\circ}0'$ 、30~33.5 km (測線 II) で空中立体写真による氷高測定を行なつた。

レーザプロファイラーによる測定時の 2 月 11 日に較べて全

面的に氷が厚くなり、密接度も増していた。撮影高度は 600 m である。第 3 図レーダー映像中に測定域を示した。



第 2 図 レーザプロファイラーによる氷高の算出方法。曲線 A はプロファイラーの原信号、B は水面、C は氷高を表わす

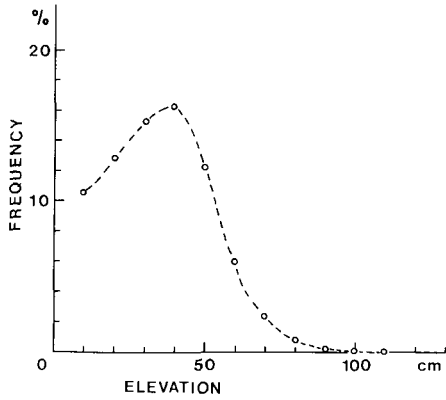


第 3 図 1980 年 2 月 22 日、紋別大山局レーダーの映像。矢印は空中写真による氷高測定の測線方向を示す。図中の同心円は 5 マイル毎に画かれている

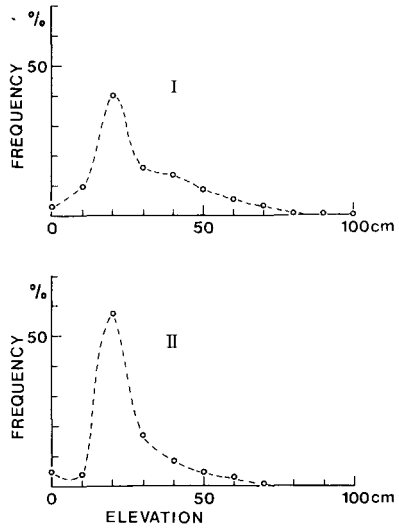
III. 測定結果

1. レーザプロファイラーによる氷高の測定結果

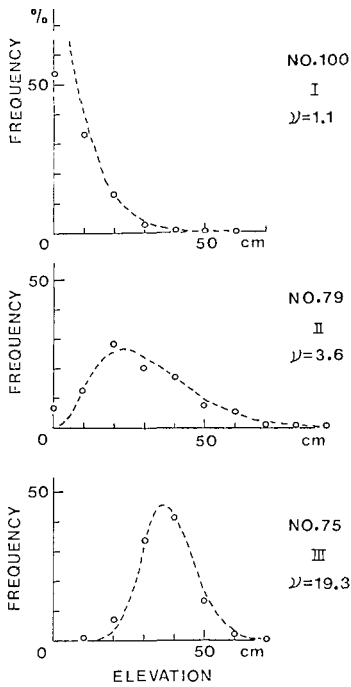
1980 年 2 月 11 日 12 時 40 分~12 時 52 分、流氷観測レーダー大山局から方位 25° 方向、距離 30 km から 49 km までの 19 km (測点数 11,348 点) の氷高の頻度分布を第 4 図に示す。測定



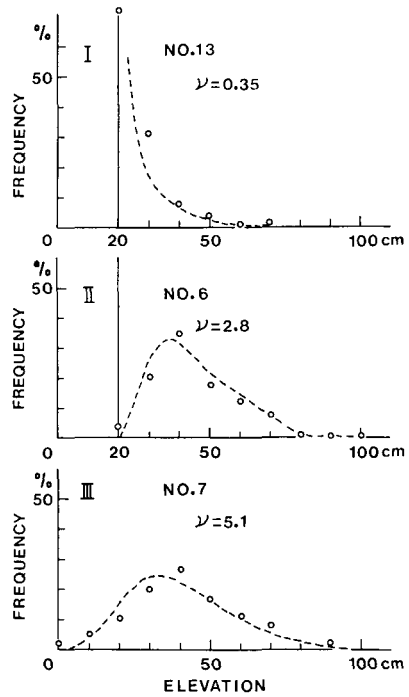
第4図 1980年2月11日, 大山局から方位25°, 30~49 kmの氷高の頻度分布図



第6図 1980年2月22日, 大山局から方位69°43', 距離12~19 km(測線 I) および方位69°0', 30~33.5 km(測線 II) の氷高の頻度分布図



第5図 レーザープロファイラーで求めた氷高の頻度分布図の3つの型。氷高の度数分布は氷状によって3つの型に大別される。图中的点線はガンマン分布による近似曲線である



第7図 立体写真から求めた氷高の頻度分布図の3つの型。氷高の度数分布は氷状によって3つの型に大別される。图中的点線はガンマン分布による近似曲線である

間隔は約 140 cm である。用いた計器の本来の測定高度の精度は 6 cm であるが、記録計の雑音、航空機の動揺などによる誤差を考え、読み取り精度を 10 cm とし、氷高の頻度分布を求めた。

第 4 図にみるように全体的に氷厚は極めて薄く、また、観測線全体の 19 km 中の約 30% は開水面であった。氷高の平均は 36 cm、最大は 209 cm であった。

全体的な氷高の頻度分布は第 4 図に示したが、場所によって氷状が異なっていた。それで 30~49 km を 55 の区域に分け、各 340 m 毎の氷高の分布を求めた。

得られた 55 の各観測域の氷高頻度分布は第 5 図の I, II, III に示すように大きく 3 つの分布型に分けられた。

すなわち、第 5 図 I に見るようにひとつは指数分布に似た型で氷高の増大に従って頻度が急速に減少する分布型を示すもの (I 型と呼ぶ)、もうひとつは II に示すように氷高の低い方 (左に偏った位置) に最頻値をもち氷高の増大とともに減少する型 (II 型)、他は正規分布に近い型 (III 型) に大別される。3 つの型の頻度分布を示す海域はお互いに不規則に分布しているのではなく数組ずつまとまって存在していた。

2. 立体写真による氷高の測定結果

1980 年 2 月 22 日、大山局から方位 69°43', 距離 12~19 km (測線 I) および方位 69°0', 30~33.5 km (測線 II) の立体写真撮影を行なった。立体写真の解析によって距離 1 m の間隔で氷高を求めた。氷高の読み取り精度は 10 cm である。両測定域とも、2 月 11 日に較べて氷が厚く、氷野の密接度は増し、開水面は局部的にしか存在しなかった。第 6 図 I, II にそれぞれ測点 I および測点 II の各全域の氷高の度数分布を示した。

さらに前項 1 と同じように測線 I を 23 組、測線 II を 10 組に区分し各約 300 m 毎の氷高の頻度分布を求めた。なお、流氷のほとんど無い区間は解析の対象から除外した。結果はレーザープロファイラーの場合と同じく氷高の頻度分布は大きく 3 つの型に分類された。例として、異なる 3 つの氷状を示す場所を選び、各々の頻度分布を示す (第 7 図)。

IV. 考 察

1. 氷高の分布則

前節で氷高の頻度分布は海域によって、3 つの型に大別されることを述べた。このような頻度分布を統一的に表わす分布関数としてガンマ分布が考えられる。ガンマ分布とは密度関数が

$$f(x; \nu, \beta) = \begin{cases} \frac{\beta^\nu}{\Gamma(\nu)} \times e^{-\beta(x-x_0)} \times (x-x_0)^{\nu-1} & (x \geq x_0) \\ 0 & (x < x_0) \end{cases} \quad (1)$$

で表わされる分布則である。

ここで、母数 ν , β は積率推定により

$$\begin{cases} \frac{\nu}{\beta} = \bar{x} - x_0 \\ \frac{\nu}{\beta} = s^2 \end{cases} \quad (2)$$

を解くことによって求められる。 \bar{x} は氷高の標本平均、 s^2 は標本分散である。 x_0 は位置母数である。

第5図、第7図中の点線はガンマ分布によるあてはめを行なったものである。もちろん異なる氷域の境界などでは、二つの凸部を示すような場合もあるが、ほとんどの区域の度数分布はガンマ分布で近似できる。位置母数 x_0 は海水面が散在するような場合は当然0である。空中写真の解読から、新成氷などの平坦な氷野では x_0 は積雪などを含めて10~20 cmに達していることがわかった(第7図)。なお、よく知られているように第(1)式で $\nu=1$ の場合は指数分布であり、 ν が大きくなるに従って正規分布型に近づいていく。

氷高の頻度分布は平らな新成氷からいかだ氷、起伏氷へと変形、破壊が進むに従ってI型からIII型すなわち指数分布型から正規分布型へと移っていく。つまり、 ν の大小は氷野の発達段階に対応していると考えられる。

2. レーダーの受信電力と氷状の関係

いま、レーダーの送信電力を P_t 、アンテナ利得を G 、波長を λ 、アンテナの設置高を h_1 、目標物体の反射断面積および水平面からの高さをそれぞれ σ 、 x 、アンテナと目標物体間の距離を R とすると空中線ビームの拡がり比較して、目標物体が広範囲に分布している場合、レーダーの受信電力 P_r は

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^3} \left(2 \sin \frac{2\pi h_1 \cdot x}{\lambda R} \right)^4 \quad (3)$$

で表わされる。ここで $\left(2 \sin \frac{2\pi h_1 \cdot x}{\lambda R} \right)^4$ は干渉項である。

実際の氷野の形状は極めて複雑であるが、ここではこのレーダー方程式に観測によって得られた氷高の分布型を適用して、氷状とレーダーの受信電力の関係を考察する^{8,9)}。

いま、氷野を高さ x に $\sigma(A)$ なる反射断面積 A をもつ集合体と考える。高さ x で、面積 A なる氷の面の密度関数を $n(A, x)$ とすると、流氷全体の反射断面積 σ は

$$\sigma = \int_A \int_0^\infty \sigma(A) \cdot n(A, x) \cdot \left(2 \sin \frac{2\pi h_1 \cdot x}{\lambda R} \right)^4 dx dA \quad (4)$$

となる。

いま、面積 A の分布と高さ x の分布が互いに独立であり、(5)式のように分離されるとする。

$$n(A, x) = n_1(A) \times n_2(x) \quad (5)$$

また面積部分 A の密度関数が

$$n_1(A) = N_0 A^{-m} \quad (6)$$

の形で表わされるとする。この面積部分のうち、ある大きさ A_0 以上の面積部分のみが有効にレーダー電波の反射に寄与していると考えられる。

面積 A を方形の平板と仮定するとこの平板の反射断面積は

$$\sigma(A) = K \cdot \frac{A^2}{\lambda^2} \quad (7)$$

である。ここで K は流水の物理的性質によって変る統計的係数で反射寄与係数とよばれる。したがって反射断面積 $\bar{\sigma}$ は

$$\bar{\sigma} = \int_{A_0}^{\infty} \sigma(A) \cdot n_1(A) dA = \frac{K}{\lambda^2} \cdot N_0 \cdot \frac{1}{m-3} \cdot A_0^{3-m} \quad (8)$$

で表わせる。

さきに流水の氷高の頻度分布はガンマ分布で表示できることを述べた。

第(5)式中の流水の高さの密度関数 $n_2(x)$ に第(1)式を適用し、流水野の有効反射断面積第(4)式を計算すると σ は

$$\begin{aligned} \sigma &= \int_{A_0}^{\infty} K \cdot \frac{A^2}{\lambda^2} \cdot N_0 \cdot A^{-m} dA \cdot \int_{x_0}^{\infty} f(x; \nu, \beta) \cdot \left\{ 2 \sin \frac{2\pi h_1}{\lambda R} \cdot (x - x_0) \right\}^4 dx \\ &= \sigma \cdot \int_{x_0}^{\infty} \frac{\beta^\nu}{\Gamma(\nu)} \cdot e^{-\beta(x-x_0)} \cdot (x-x_0)^{\nu-1} \cdot \left\{ 2 \sin \frac{2\pi h_1}{\lambda R} \cdot (x-x_0) \right\}^4 dx \\ &= \bar{\sigma} \cdot \int_0^{\infty} \frac{\beta^\nu}{\Gamma(\nu)} \cdot e^{-\beta\lambda} \cdot \lambda^{\nu-1} \cdot \left\{ 2 \sin \frac{2\pi h_1}{\lambda R} \lambda \right\}^4 d\lambda \end{aligned} \quad (9)$$

となる。ここで Γ はガンマ関数であり、 $\lambda = x - x_0$ である。

よって、距離 R からの受信電力 P_r は

$$\begin{aligned} P_r &= C \times \frac{1}{R^3} \times \frac{\beta^\nu}{\Gamma(\nu)} \times \left[3 \times \frac{1}{\beta^\nu} - 4 \times \cos \left\{ \nu \times \tan^{-1} \left(\frac{2 \times \frac{2\pi h_1}{\lambda}}{\beta R} \right) \right\} / \left\{ \beta^2 + 4 \times \left(\frac{2\pi h_1}{\lambda R} \right)^2 \right\}^{\frac{\nu}{2}} \right. \\ &\quad \left. + \cos \left\{ \nu \times \tan^{-1} \left(\frac{4 \times \frac{2\pi h_1}{\lambda}}{\beta R} \right) \right\} / \left\{ \beta^2 + 16 \times \left(\frac{2\pi h_1}{\lambda R} \right)^2 \right\}^{\frac{\nu}{2}} \right] \equiv C \times g(R, \nu, \beta) \end{aligned} \quad (10)$$

となる。ただし、 $C = 2 \times \frac{P_t \times G^2 \times \lambda^2}{(4\pi)^3} \cdot \bar{\sigma}$ である。第(10)式で表わされる受信電力をデシベル単位 (dB) で表わすと P_r は

$$P_r = 10 \log_{10} C + 10 \log_{10} g(R, \nu, \beta) \quad (11)$$

である。

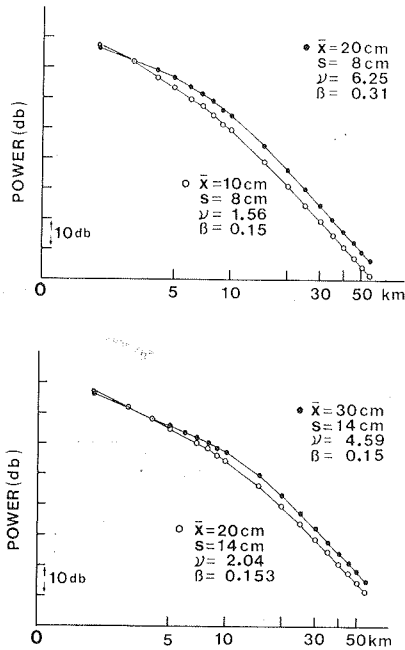
第(10)式から明らかなように受信電力 P_r は距離 R および氷高の分布によって定まる ν, β の関数である。第(10), (11)式による均一な氷野 (ν, β すなわち平均氷高 \bar{x} および標準偏差 s 一定) からの受信電力の例を第8図に示す。第8図および第(9)式から受信電力 P_r は平均氷高 \bar{x} 、標準偏差 s によって変わり、同一氷状の氷野に対しては干渉による屈折点

$$r_c \equiv \frac{4\pi h_1 (x - x_0)}{\lambda}$$

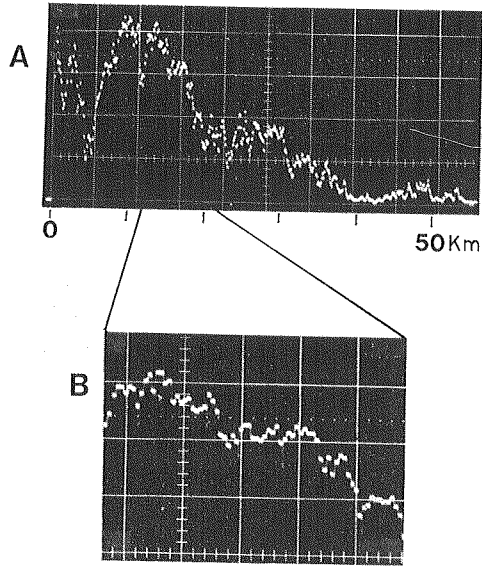
を境にして R^{-3} に比例して減衰する領域から R^{-2} に比例する領域へ移ることがわかる。

立体写真による氷高測定と同時に流水で反射されたレーダーの受信電力の測定を行なった。第9-A, B図に測線 I 方向の A-スコープを示す。

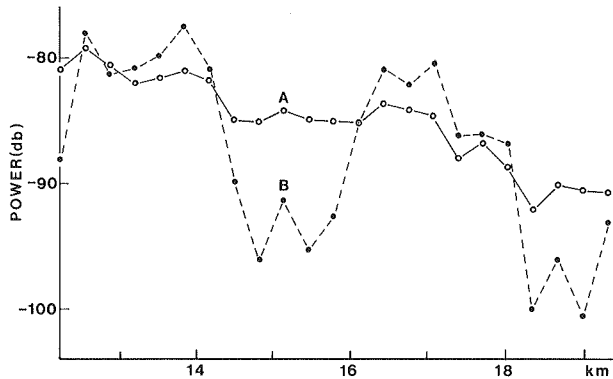
第9-B図から氷高測定 of 各区域に対応する 300 m 毎の受信電力の平均値を求めたのが第10図の曲線 A である。一方、氷高の測定結果から、第(11)式の氷状に関係する第2項 $10 \times \log_{10} g(R, \nu, \beta)$ の値を算出し第10図の曲線 B で示した。



第8図 均一氷野からのレーダー反射電波の距離減衰 (理論値)



第9図 1980年2月22日12時、大山レーダー局から方位69°43'の受信電力
B図は空中写真の撮影域(測線I)の拡大図である



第10図 レーダーの受信電力(A)と氷高分布から算出した受信電力の理論値(B)の比較(測線I)。理論値(B)は相対値である

両者を比較すると測点によっては多少の相違はあるが、全体的には良い対応を示している。反射電力の測定値Aに較べて、計算値の曲線Bの変化が極めてはげしい。これは前者が約200 m × 300 mの氷野からの平均された反射電力であり、後者は一直線上(300 m)の氷高測定から算出されたためであろう。

氷高の分布から反射電力を求める第(9)式において干渉の項 $(2 \sin \frac{2\pi h_1}{\lambda R} \chi)^4$ は遠距離では $2^4 \times (\frac{2\pi h_1}{\lambda R} \chi)^4$ で近似される。

よって第(9)式は

$$P_r \propto \frac{1}{R^7} \int_0^\infty \frac{\beta^\nu}{\Gamma(\nu)} \times e^{-\beta z} \times z^{(\nu+3)} dz$$

$$= \frac{1}{R^7} \times \frac{(\nu+1)(\nu+2)(\nu+3)}{\nu^3} \times (\bar{x} - x_0)^4 \tag{12}$$

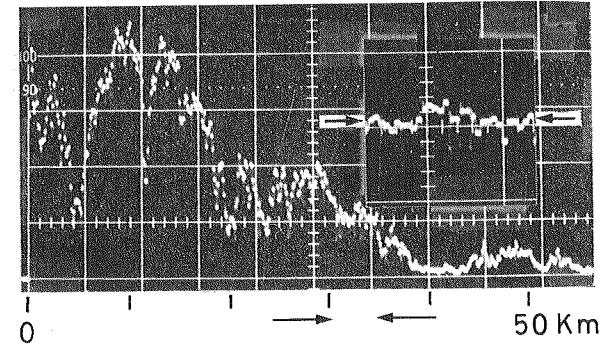
となる。

第11図は空中写真の測線IIの方向のAスコープである。これから求めた受信電力と第(12)式による計算値を第12図に示す。この場合はレーダー電波の反射域、すなわちいわゆるパルス・パケットは、さきに示した測線Iのその3倍以上である。にもかかわらず受信電力と氷高の測定結果による計算値の間には、わずかながら対応が認められる。

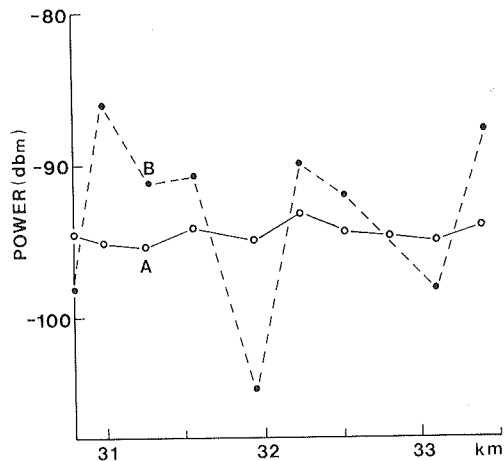
すでに述べたように氷高の頻度分布は第5, 7図のI, II, IIIの型に分類できる。

いま第(12)式の簡略化のために $\nu \ll 2$ 、すなわち第5, 7図に示したI型の分布をなす場合をすべて指数分布 ($\nu=1$) で近似したとする。これは $(\bar{x} - x_0)$ が小さい部分すなわち基準面 x_0 に近い範囲の度数の誤差を無視することに相当する。

入射角の小さいレーダー電波に対しては、流水の凹凸のためレーダー電波の影となる面積部分は大きい。従って基準面 x_0 に近い、氷高の小さい部分からの反射電力は無視できるであろう。すなわち ν が小さい場合の反射電力 P_r は



第11図 1980年2月22日、大山レーダー局から方位69°0'の受信電力。矢印の範囲が空中写真の測定域(測線II)であり、拡大図とともに示す



第12図 レーダーの受信電力(A)と氷高分布から算出した受信電力の理論値(B)の比較(測線II)理論値(B)は第(12)式による近似値であり相対的变化を示した

$$P_r \propto \frac{24}{R^7} (x - x_0)^4$$

で近似できる。

一方、 $\nu \rightarrow \infty$ で第(12)式は $P_r \propto \frac{1}{R^7} (\bar{x} - x_0)^4$ となる。

すなわち第(12)式は

$$\nu < 2 \quad P_r \propto \frac{24}{R^7} (\bar{x} - x_0)^4 \tag{13}$$

$$\nu > 2 \quad P_r \propto \frac{1}{R^7} (\bar{x} - x_0)^4 \quad (14)$$

と近似される。

すなわち受信電力は $\frac{1}{R^7} (\bar{x} - x_0)^4$ すなわち基準面から測った平均氷厚の4乗と距離の-7乗に比例し、比例係数は氷高の分布型によって異なることがわかる。

3. 受信電力からの平均氷高推定について

前項から、レーダー受信電力から平均氷高を推定することが可能であるが、そのためには次の2点を決定しなければならない。すなわち P_r と $(\bar{x} - x_0)^4$ の関係式、第(13)式または第(14)式を選択と x_0 の決定である。

この沿岸の流氷は一般に流動的であり、容易に破壊、変形する。レーダー映像 (P. P. I) による流氷の分布の時間変化がはげしいとき、氷湖の散在する場合、あるいはすでに報告¹⁰⁾したようにレーダー映像上では一見全面氷野に見えても、一定水域からのレーダー信号に短周期 (0.5~Hz) の振動が認められるような場合には、氷野の表面は複雑でかつ開水面の存在が考えられる。したがってこのような場合には ν は大きく、かつ $x_0 = 0$ で $P_r \propto \frac{1}{R^7} \bar{x}^4$ が適用できる。

一方、A スコープによる詳細な観察によっても、開水面の存在、氷野の動揺等が認められぬ場合には第(13)または(14)式の決定は、いまのところ簡単ではない。

第(13)または(14)式を選択、 x_0 の推定については、流氷の動きの時間的变化、A スコープによるレーダー信号の時間的・場所的比較、積算寒度による新成氷の氷厚推定、積雪量など総合的な判断からなされなければならないであろう。

V. あとがき

1980年2月レーザープロファイラーおよび空中写真によって、はじめて北海道沿岸の氷高の測定を行なった。測定時の流氷は生成後わずか数日の薄い (厚さ 10 cm 以下とおもわれる) 氷とその氷からできた“いかだ氷”が大部分でレーザープロファイラーによる氷高測定が困難であったが、一部の海域には第4図に示すような氷高の頻度分布をもった海氷がみとめられた。この海域の流氷は、通常北海道沖でみられる厚さのものであった。氷高測定と同時に流氷観測レーダーの受信電力の測定を行ない以下のような知見を得た。

1. オホーツク海・北海道沿岸の流氷の氷高 (水面からの高さ) の頻度分布はその破壊、変形の度合によって指数分布型から正規分布へ移っていく。この氷高分布はガンマ分布則で統一的に近似できる。

2. 氷野をいろいろの高さに方形の反射体を有する物体の集合体と仮定し、氷高の分布はガンマ分布に従うことが明らかになったので、これをレーダー方程式第(3)式に適用して受信電力を求めた。実測された受信電力との比較の結果、両者には良い対応が認められた。

すなわち、レーダーの受信電力は氷野の起伏の度合 $(\bar{x} - x_0)$ の4乗に比例し、比例係数は氷高の分布型によって支配されていることが明らかとなった。

今後はレーダーによる流氷の全体的な動き、A スコープ、J スコープによる受信電力の場所的、時間的变化の詳細な観察、積算寒度による新成氷の氷厚推定、積雪量など総合的な判断を

加えながら氷状とレーダー受信電力の関係を明らかにして行きたい。

おわりに、レーザープロファイラーおよび空中写真による氷高測定に御協力いただいた米国 CRREL の Weeks 博士、同 Frank 氏に感謝いたします。尚測定に際しての航空機は日本船舶振興財団から供与されたものであり、あわせて深甚な謝意を呈します。

また、考察に当っては有益な御意見をいただいた流水研究施設の河村俊行助手をはじめ大井正行・石川正雄・福士博樹の各技官の皆様へ感謝の意を表します。

なお、レーザープロファイラーの計算処理は福士博樹技官の作製によるプログラム (LASER 1.) によって行なったものである。重ねてお礼申し上げます。

文 献

- 1) 河村俊行 1977 流水野の発散と回転について II. 低温科学, 物理篇, **35**, 259-226.
- 2) 小野延雄 1978 流水の慣性周期運動. 低温科学, 物理篇, **37**, 107-113.
- 3) 滝沢隆俊 1979 流水野における氷塊相互作用の研究 I. 低温科学, 物理篇, **38**, 143-152.
- 4) 鈴木義男 1964 氷板のうける風の力の測定. 低温科学, 物理篇, **22**, 155-170.
- 5) 白沢邦男・田畑忠司 1977 海水に及ぼす風の応力測定について I. 低温科学, 物理篇, **35**, 241-248.
- 6) 白沢邦男・鈴木義男 1979 氷野に及ぼす風の応力の研究. 自然災害特別研究成果 No. A-54-1. 自然災害科学総合研究班, 沿岸海域における流水の運動予測の研究, 81-91.
- 7) Hibler, W. D. III 1972 Removal of Aircraft Altitude Variation from Laser Profiles of Arctic Ice Pack. *J. Geophys. Res.*, **77**, 7190-7195.
- 8) Katin, M. 1957 On the Mechanisms of Radar Sea Clutter. *Proc. IRE*, **45**, 44-54.
- 9) 板谷 繁・松代寿治・田畑忠司 1969 流水のレーダクロスセクションの測定結果について. 宇宙・航行エレクトロニクス研究会資料, 資料番号 SANE 69-1 (1969-04), 1-14.
- 10) 青田昌秋・石田 完 1978 流水観測レーダーにおける受信電力の振動特性と氷状の関係. 低温科学, 物理篇, **37**, 93-105.

Summary

Measurements of height of sea-ice were carried out using an airborne laser-profilometer (GEODOLITE 3A) and stereoscopic photographs off the Okhotsk Sea coast of Hokkaido Island in Feb. 1980.

Figures 1 and 3 are the radar images of pack ice obtained by Mombetsu Radar Station, one of the Sea Ice Radar Networks, on Feb. 11 and 22 respectively. The radius of the picture is 30 nautical miles.

Because of a bad ice condition, useful data of the laserprofilometer was obtained on Feb. 11 only along the line between 30 km off and 49 km off from the Mombetsu Radar Station, its direction being 25 degree from the north. Measurements were made every 140 cm along the line. The height distribution of total data is seen in Fig. 4.

Stereophotographs were taken on Feb. 22, along a line between 12.1 km and 19.4 km, 70 degrees from the north (line I) and a line between 30.6 km and 33.5 km, 69 degrees from north (line II). The height of ice was measured every 1 m in distance with the accuracy of 10 cm. Height distributions along lines I and II are seen in Fig. 6 and the intensities of radar backscatter (A-scope) are shown in Figs. 9 (line I) and 11 (line II).

The longitudinal range of the radar is about 150 m. To obtain a relation between ridge height and radar backscatter from ice, the probability density function of the ridge height

was calculated for each line segment (300~340 m long). The relation between the ice condition (mean and standard deviation of ridge height) and the intensity of radar backscatter were considered.

It was found that the gamma distribution function gives a good agreement with observed ridge height distributions in this region (Fig. 5 and 7).

On the assumptions that the intensity of radar backscatter from a sea-ice field is derived from a solution of the well known radar equation (eq. (3)), that each ridge has a square facet size and height distributions are independent of each other (eq. (5)), the intensity of radar backscatter were calculated as a function of the parameters ν , β , λ_0 of the gamma distribution function (eq. (10)), where,

- P_r : backscatter power received;
- P_t : transmitted power; G : antenna gain;
- R : range to a target; ν : wave length (5 cm);
- h_1 : altitude of an antenna (330 m).

The calculated values are shown as curve B and observed values seen as curve A in Figs. 10 and 12.

If $R > \frac{4\pi h_1(\bar{x} - x_0)}{\lambda}$, P_r can be approximated by eq. (12).

From eq. (12) we may conclude that the power of radar backscatter from a sea-ice field is approximately proportional to

$$C \times \frac{(\bar{x} - x_0)^4}{R^4}, \quad \text{where } C = \frac{(\nu+1)(\nu+2)(\nu+3)}{\nu^3}$$

and \bar{x} is an average height of sea-ice.

Coefficient C depends on the probability density function of ridge height.