HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	レーダによる氷野の凹凸度の定量化
Author(s)	青田, 昌秋; 福士, 博樹; 関根, 松夫; 内藤, 玄一; 白井, 礼一
Citation	低温科學. 物理篇, 45, 45-58
Issue Date	1987-03-10
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18536
Type	bulletin (article)
File Information	45_p45-58.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Masaaki AOTA, Hiroki FUKUSHI, Matsuo SEKINE, Gen'ichi NAITO and Reiichi SHIRAI 1986 Observation of the Surface Roughness of Sea Ice Using an X-Band Radar. *Low Temperature Science, Ser. A*, **45**. (With English Summary p. 57)

レーダによる氷野の凹凸度の定量化*,**

青田昌秋・福士博樹
(低温科学研究所)
関根松夫
(東京工業大学)
内藤玄一
(国立防災科学技術センター)
白井礼一
(東海大学)

(昭和61年10月受理)

I. はじめに

流氷は風や海流の力を受けて変形しながら漂流する。結氷当初は平坦な氷板も風やうねりの作用で破壊され，お互いが衝突し合い，また氷板同志が重なり合ったりしながら次第に起伏の激しい氷野へと発達していく。発達した広大な氷野も風，海流の作用で分断され開水面が生じ，そこには新たに平坦な新生氷が生成される。すなわち，一続きの氷野でも平坦な氷域と起伏の激しい部分とが隣接して存在することになる。

オホーツク海の流氷は流動性に富み，風，海流がほぼ一様と考えられる場合でも回転，発散を伴った複雑な動きを示す[1,2]。流氷の動きを複雑にする大きな原因として，氷野に作用する風の応力の場所による違い，すなわち氷野の凹凸度の不均一が考えられる。従って流氷の漂流の研究には，氷野の凹凸度に関する情報が不可欠である。氷野に及ぼす風の応力の測定に関してはこれまでにもいくつかの報告がなされている[3,4]。しかしながら氷野の凹凸度に関しては定性的な分類がなされているにすぎない。

ここでは氷野に作用する風の応力の分布を推定するために，レーダによる氷野の凹凸度の定量化を試みる。さらに風速観測から算定される風に対する氷野の粗度定数，抵抗係数と凹凸度との関係について述べる。

II. 研究目的

北大流氷観測レーダによる観測からも流氷は回転，発散を伴った複雑な動きを示すことが明らかとなった[1,2]。流氷の動きの複雑さ，氷野の変形の主な原因として，氷野の凹凸度の差に

* 北海道大学低温科学研究所業績　第2906号
** 北海道大学低温科学研究所　流氷研究施設研究報告　第117号

よる風の応力の場所的相違が考えられる。しかしながら広大な氷野の凹凸の状態を実測によって知ることは困難である。オホーツク海の氷高分布については青田らのレーザ・プロファイラによる報告[5]があるのみである。

氷野の漂流，結氷域の海中構造物に作用する流氷の力の予測の研究には広大な氷野の面的な凹凸度を知る必要がある。さて，何をもって氷野の起伏，凹凸の状態を定量化し得るであろうか。

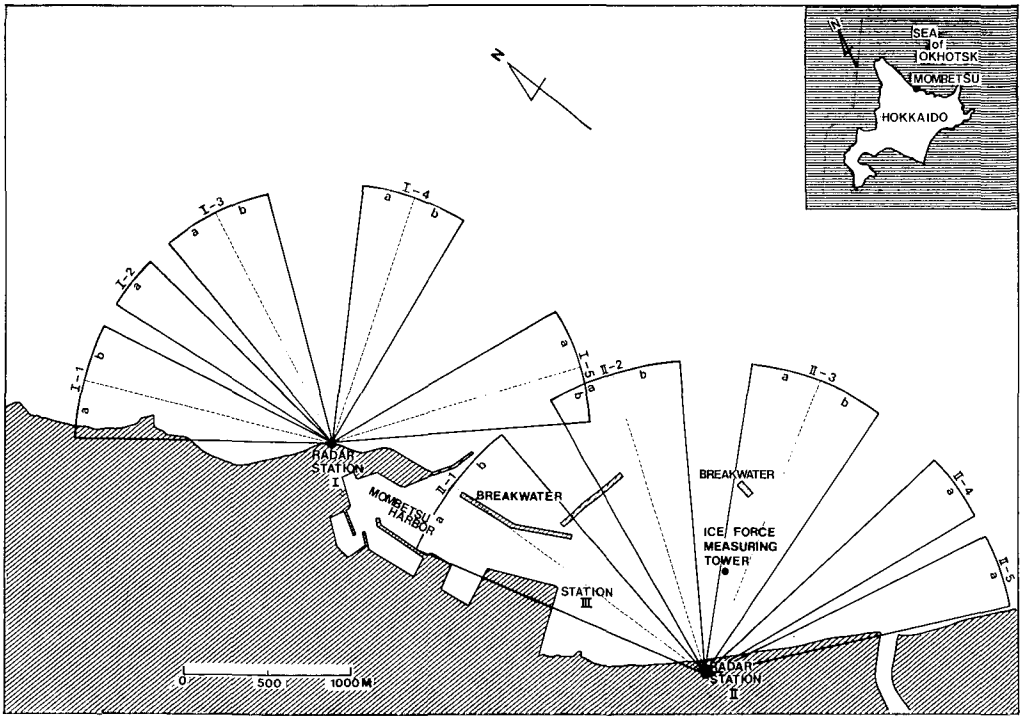
氷野の凹凸度を求める必要性，重要性は漂流の問題，海中構造物設計のための流氷の力の予測にある。これまでの研究[2~4]によって，氷野の起伏の大小によって，風に対する抵抗係数(drag coefficient) 等が変化することが知られている。

これらのことから，氷野の凹凸度は局部的，線的でなく広い面積の平均的な代表値であり，かつ，氷野に作用する風の応力に応対するような物理量であることが望ましい。

この研究の目的はレーダ信号の解析によって，氷野の風に対する抵抗係数を推定するため，氷野の凹凸度の定量化を試み，風に対する粗度定数，抵抗係数との関係を調べることである。

III. 観測状況および測器

レーダによる氷野の形状観測は1986年2月24~25日，オホーツク海に面する紋別港周辺の2点にアンテナを設置して行った。第1図に観測域，アンテナ設置点および風速測定点を



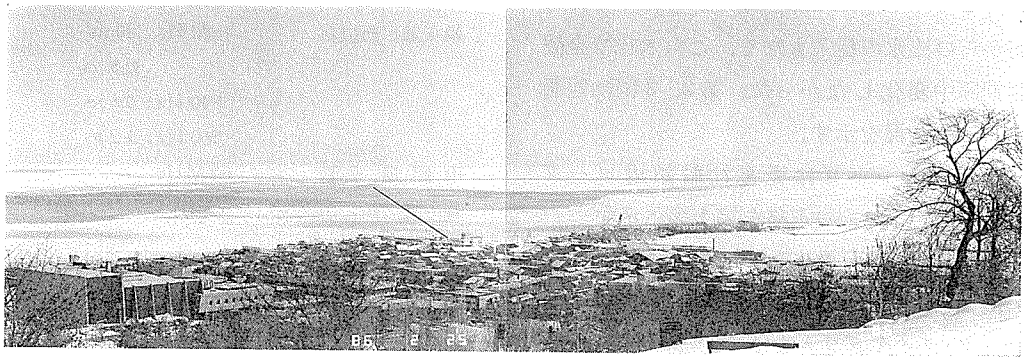
第1図 観測海域。STATION I, II がレーダ・アンテナ設置点，STATION I, III が超音波風速計の設置点である

示す。

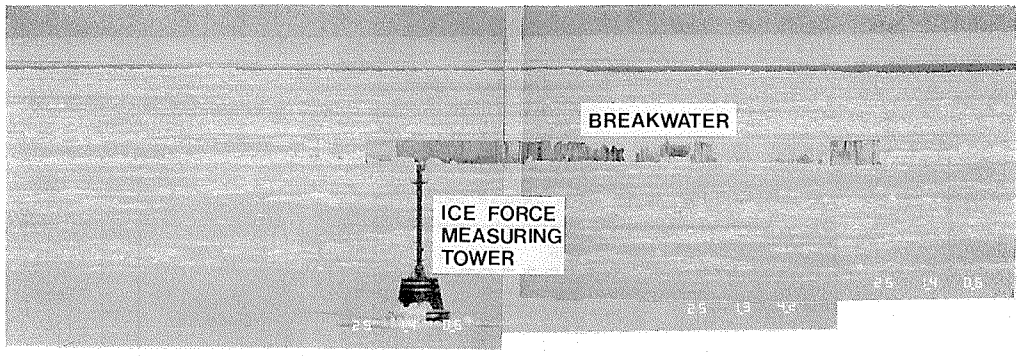
レーダ・アンテナ設置点Ⅰは，海岸に押し寄せた定着氷に続く氷脚 (ice foot) 上で，ワゴン車の屋根の上に固定したアンテナの標高は7mである。アンテナ設置点IIは，海岸段丘上でアンテナ標高は23mである。

一方，第1図に示す観測点Ⅰ（レーダ・アンテナ設置点Ⅰと同一位置）および紋別港第二埠頭先端の観測点IIIでは超音波風速計による風速の観測を行った。

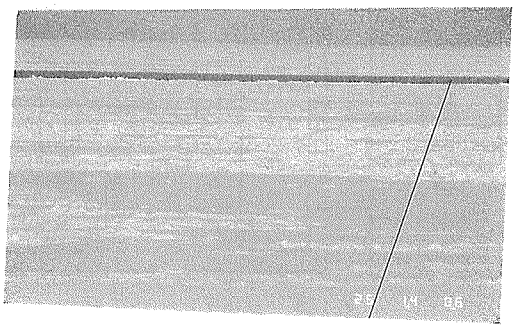
風速測点Ⅰの風速計の標高は7.5m，測定期間は2月17日から3月16日の約1ヵ月である。風速計は岸に乗り上げた流氷（座氷）に続く厚さ約1mの厚さの氷脚に鉄骨で組んだヤグラを置き，その上に超音波風速計を固定した。観測期間中，氷脚に続く沖合300～500mまで



第2図　測点Ⅰ周辺の流氷の分布。図中の直線は第5図Bスコープ中の矢印の方向を示す。アンテナは矢印の岸側で建物の影となっている



第3図　測点II周辺の氷状。下図中の直線は第6図Bスコープ中の矢印の方向を示す。上図の流氷力測定塔，防波堤は第6図Bスコープ中に点線で示してある



の座氷域はほとんど変化しなかった。その沖側の氷野にはところどころに周辺より2～3m高い氷丘が散在し，時には海岸線に平行な方向に走る水路が生じ，氷野全体が海岸線に平行な方向および直交する方向に移動した。しかし移動の範囲は高々100 mであった。一方，紋別港第二埠頭先端の測点の超音波風速計の標高は約7 mである。港内の氷板は薄い雪におおわれ平坦で，所々に北キツネの足跡があるのみで他には凹凸はなかった。また外海からの流氷の侵入もなく，この氷状は全観測期間中変化しなかった。第2，3図に観測点周辺の状況を示す。

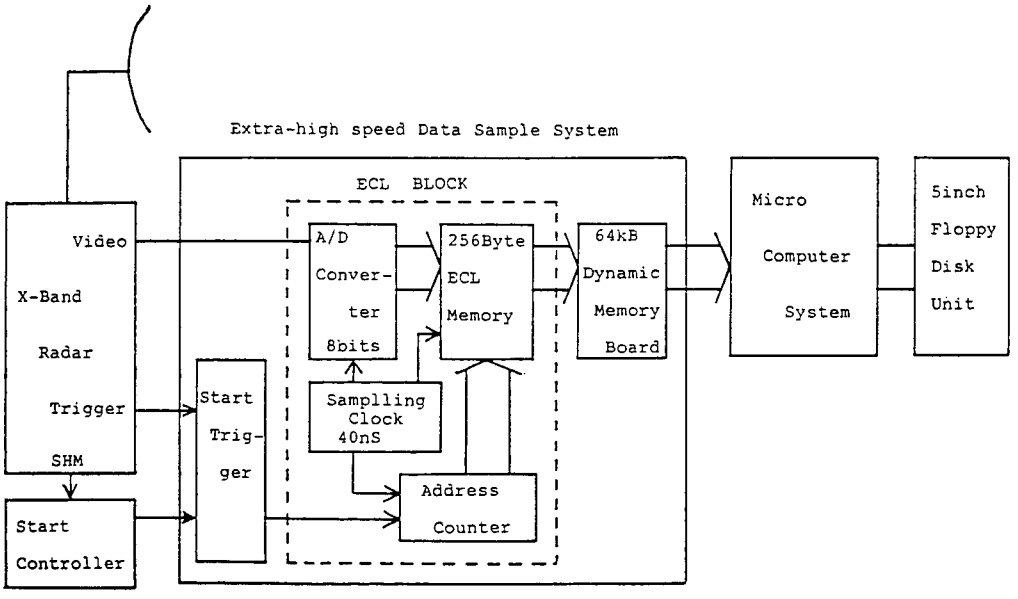
用いたレーダは光電社船舶用レーダ(MD-311)で，その定格を第1表に示す。

第1表 使用データの主要性能

空中線回転数	28 rpm
空中線ビーム幅	水平方向 1.2°
	垂直方向 25°
送信周波数	9410±30 MHz
空中線出力	25 kW
電波型式	P0N
送信パルス幅	80 ns
	0.3 μs
	0.6 μs
	1.2 μs
繰り返し周波数	1680 Hz；80 ns
	0.3 μs
	840 Hz；0.6 μs
	560 Hz；1.2 μs
中間周波数	60 MHz
雑音指数	6.5 dB

レーダ・データの収集は著者の一人である関根らが開発した超高速データ・サンプル・システム[6]を用いた。第4図にこのシステムのブロック・ダイヤグラムを示す。

このデータ・サンプル・システムによって，一回のレーダ観測から，角度幅25度，動径方向1500 mの扇形の氷域からのレーダ信号が得られる。距離分解能は約6 mで，回転角0.1度毎の256×256点からの反射電力は超高速ICにサンプルされ，後に8 bits CPUのコンピュータ



第4図 超高速レーダ・データ・サンプル・システムのブロック・ダイヤグラム

で計算処理される。

一方，風速測定に用いた超音波風速計は，測点Iでは海上電機製 (DA-300)，観測点IIIでは同社製 (DAT-310) を用いた。

IV. 解析の方法

1. 氷野の凹凸度の定量化

よく知られているように目標物体がレーダ電波のパルス・パケットより広い場合，受信電力 P_r は

$$P_r = \frac{P_t \cdot G^2 \cdot \lambda^2}{(4\pi)^3 R^3} \cdot \sigma \cdot \left(2 \sin \frac{2\pi}{\lambda \cdot R} \cdot h_1 h_2\right)^4 \qquad (1)$$

で表わされる。ここで P_t, G, λ, h_1, h_2, σ, R はそれぞれレーダ送信電力，アンテナ利得，レーダ波長，アンテナ設置高，物標標高，散乱断面積およびアンテナ～物標間の距離である。(1)式の右辺 $\left(2 \cdot \sin \frac{2\pi}{\lambda R} h_1 \cdot h_2\right)^4$ は干渉項である。(1)式から受信電力 P_r は

$$2 \sin \frac{2\pi}{\lambda R_c} h_1 h_2 = 1 \qquad (2)$$

となる距離 R_c を境にして，R^{-3} に比例して減衰する領域から R^{-7} に比例して減衰する領域へ移る。R_c は屈折点と呼ばれている。第5, 6図の例に見るように，受信電力 P_r は距離によって激しく増減を繰り返している。(1)式から受信電力 P_r は氷の表面の形状に関係する氷高 h_2 と散乱断面積 σ の関数であると同時に距離 R の関数でもある。受信電力 P_r は屈折点を境に距離減衰率が変わる。ここで屈折点 R_c は，実測の困難な氷高 h_2 の関数であることから，R_c を確定することはできない。すなわち受信電力 P_r の距離補正は事実上不可能である。

受信電力 P_r から氷状に関する h_2, σ の変動成分を強調して抽出するために，試みに，観測距離をいくつかに等分し，各区間毎の受信電力 P_r の分散値 S^2 を算出する。各区間内では距離 R がほぼ一定とみなすと，この区間内の受信電力 P_r の分散値 S^2 は，氷高 h_2 と散乱断面積 σ の変化の度合，すなわち氷の表面状態の場所的相違と考えられよう。ここでは，この分散値 S^2 をもって氷野の凹凸度と定義する。

2. 氷野の抵抗係数の算出

超音波風速計による測定は観測点Iでは，サンプリング・インタバルは 40 m sec で，2月17日から3月16日までの一カ月間，毎日4～5回観測した。1回の観測時間は30～80分である。

観測点IIIでの測定は，2月15日～20日までの5日間で，観測点Iでの測定と独立に筆者の一人内藤ら[7]によって実施された。サンプリング・インタバルは 50 m sec である。

両測定とも採集されたデータは磁気テープに集録され，後に A/D 変換して統計的処理を行った。ここでは統計処理時間をともに30分とした。

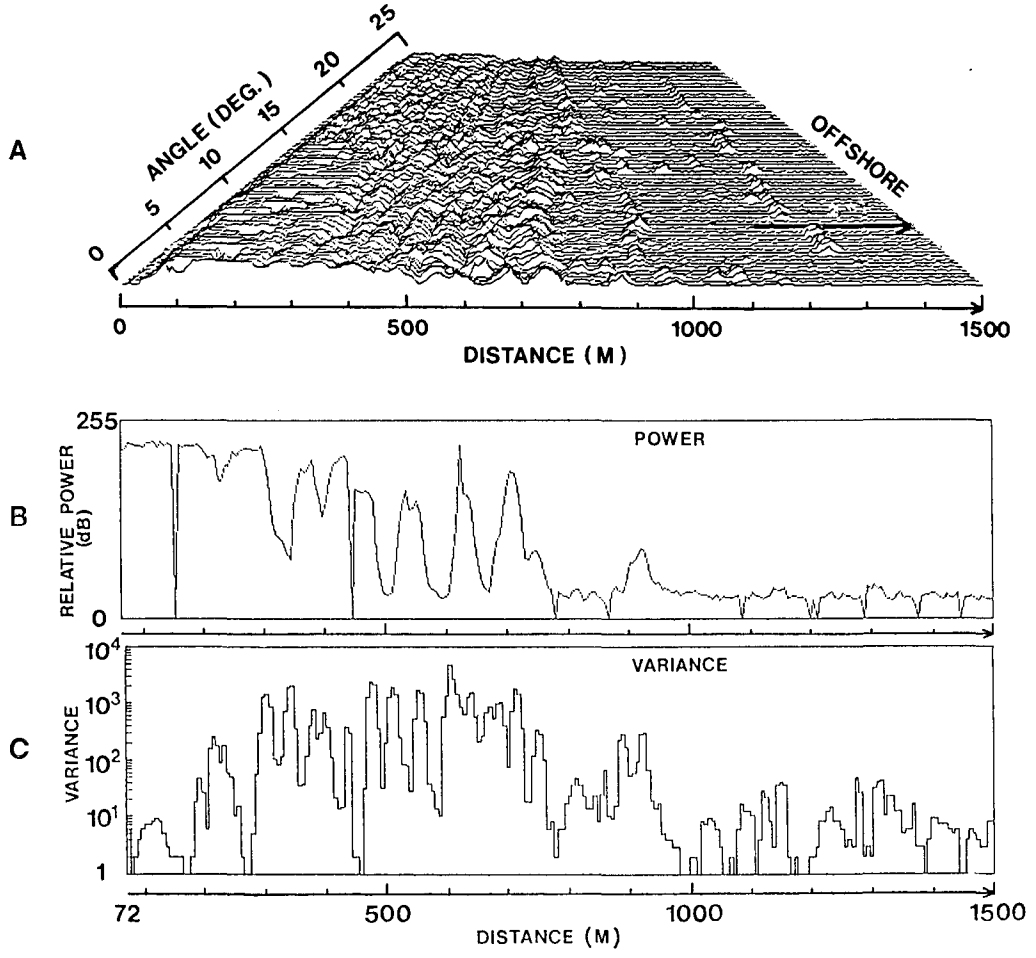
V. 観測結果と考察

1. 氷野の凹凸度

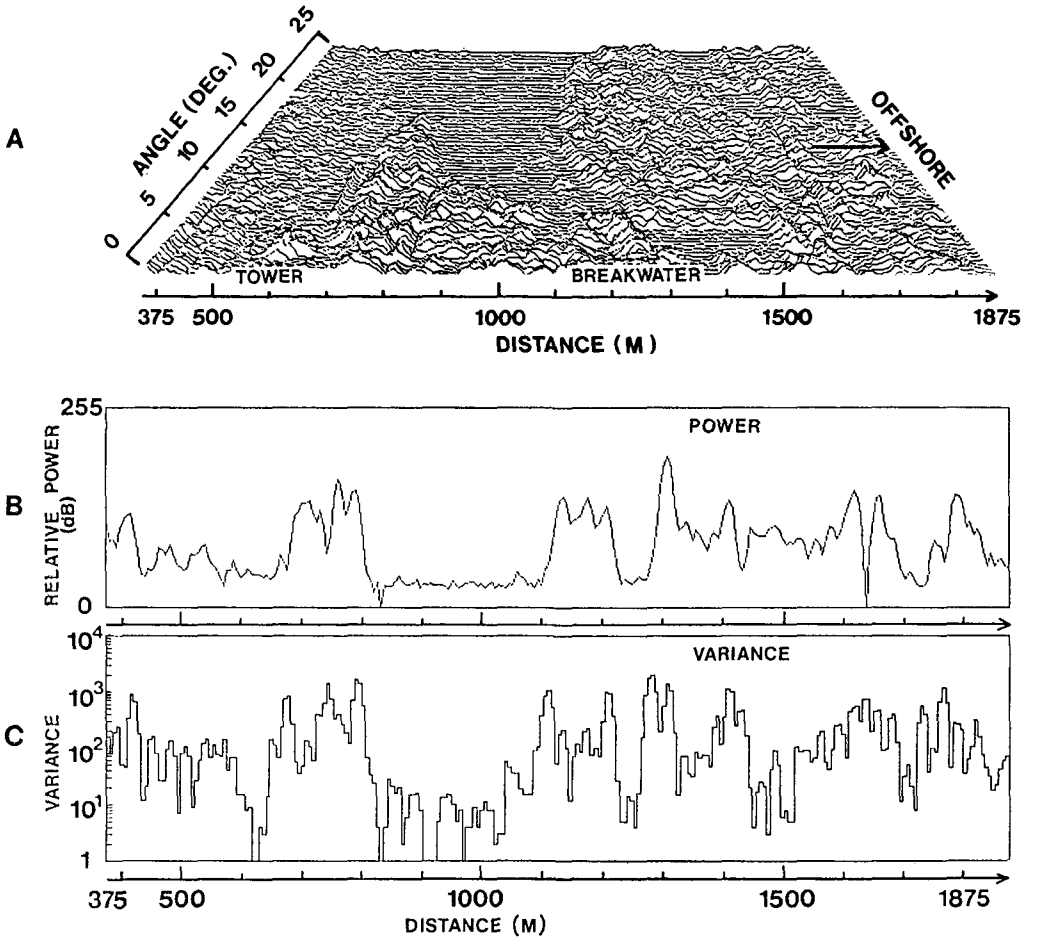
第1図に示すように，測点I, IIで合計10方向のレーダ観測を行った。ここでは例として測点Iの I-3，測点IIの II-3の2つの扇形で囲まれた氷域の解析結果を示す。

第5，6図の各A図（上段）は第1図中の I-3，II-3で示す各扇形の氷域の受信電力分布を立体B-スコープで示したものである。また各B図（中段），およびC図（下段）は各立体B-スコープ中に矢印で示す方向（1 sweep）の受信電力およびそれから算出した分散値 S^2 の直線分布である。この方向の氷状の一部は第2，3図の写真上に直線で示してある。

ここで分散値 S^2 の分布は，区分距離を24 mとして，その間の受信電力26点の分散値をその区間の代表値とし，距離分解能の6 mずつ移動させながら連続的に求めたものである。なお受信電力は対数増幅器の出力（dB）をA/D変換した相対値である。また分散値 S^2 はこの出



第5図 A：測点Iの I-3（第1図参照）方向の立体Bスコープ（上段），B：Bスコープ中に矢印で示す方向の受信電力分布（中段），C：同じく矢印方向の凹凸度の分布（下段）



第6図 A：測点 II の II-3 (第1図参照) 方向の立体 B スコープ (上段), B：B スコープ中に矢印で示す方向の受信電力分布 (中段), C：同じく矢印方向の凹凸度の分布 (下段)

力の相対値 (0～255) から算出したものである。

まず最初に観測域 I-3 の結果を見よう。第5図の B スコープで，岸寄りは氷脚および沿岸定着氷であるが，方向によってはレーダ・アンテナからの距離が近過ぎるため受信電力が飽和していると考えられる部分もある。300～800 m の間は，ところどころに氷丘がある氷域で，その沖側は2～3日前に水路が再結氷した平坦な新生氷域である。

B スコープ上に示した矢印の方向の受信電力の分布は，近距離では大きな値を示しているが，その振幅は小である。距離 500～800 m にはいくつかの山が認められる。これは散在する氷丘に対応している。さらに1 km 以遠はいくつかの小さな凹凸を示すのみで全体的に受信電力は小さくかつ，変動幅も小である。この部分は新生氷域で内部に細い帯状の凸部が存在していることは写真 (第2図) でも認められる。

これに対し第5図の C (下段) の分散値 S^2 の変化は，近距離で受信電力は大であるが，平坦なため S^2 は著しく低下している。さらにいくつかの氷丘の存在する 500～800 の間の S^2 は著

しく大きな値を示している。また新生氷域でも帯状の起伏によって S^2 の値はかなり大きな値となっていることが注目される。

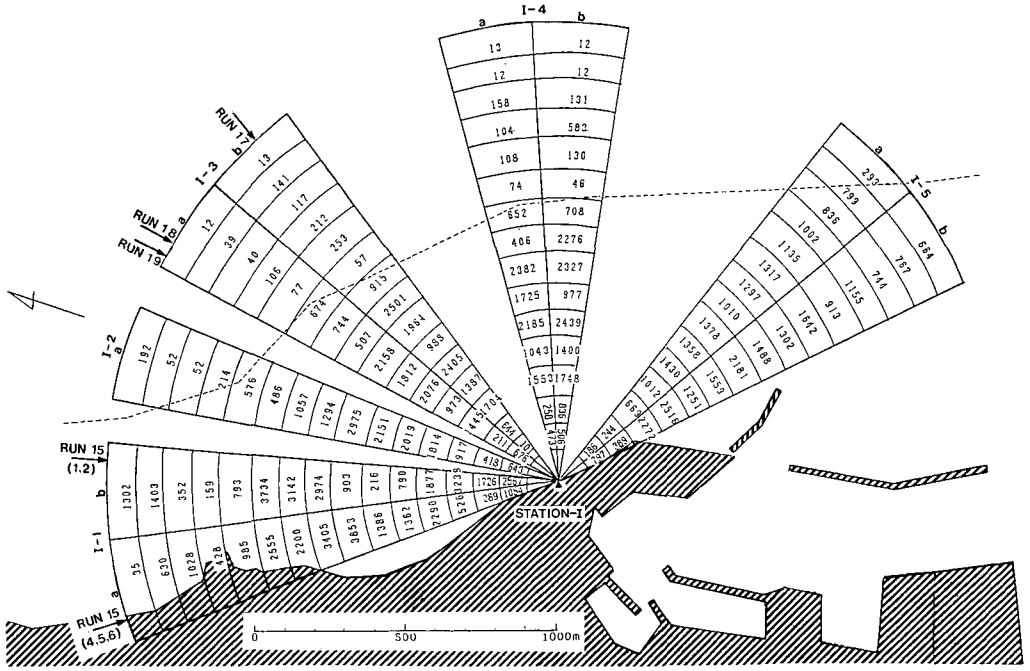
同様に，第1図に示す測点IIのレーダ観測域II-3の結果を見よう。第6図B-スコープでは第3図の写真で示す流氷力測定塔，防波堤が認められる。Bスコープ中に矢印で示す方向の受信電力，分散値 S^2 の分布をみると，800～1200 m の間の受信電力は低く均一であるが，1200～1400 m で急上昇し，それ以遠の約 200 m 間は低下し1600 m 付近まで平坦となっている。1600 m 以遠で再び上昇，降下を繰り返している。凹凸度 S^2 の分布は，800～1200 m 域で10～50であるが，1200～1400 m および1600 m 以遠では100～1000となっている。これを第3図の写真（下段）に示す氷状と比較してみると，視覚的ではあるが，レーダによる凹凸度（分散値）は氷野の起伏の状態をよく表わしていると考えられる。

2. 氷野の平面的凹凸度

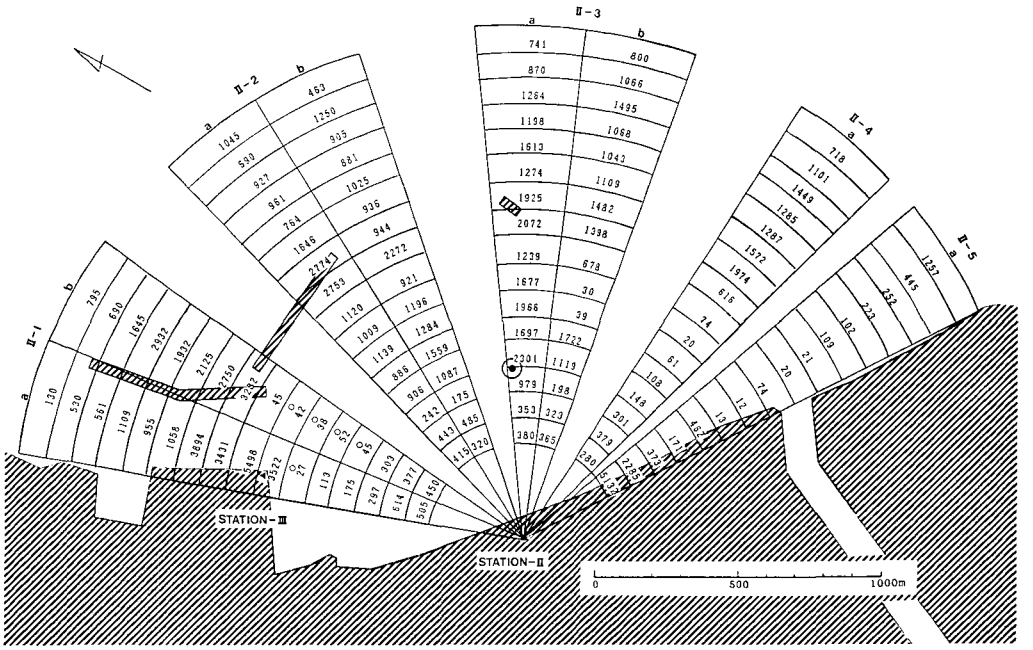
1. では1 Sweep（1方向）の受信電力分布から一次元（直線）的な凹凸度を求めた。

次に受信電力の平面分布から面的な凹凸度を求めた。先にも述べたように，一回のレーダ観測から角度幅25度，動径方向1500 m の受信電力分布が得られる。この扇形の氷域の角度幅を2分し12.5度とし，動径方向の距離を16等分して各区域からの受信電力の分散値を求めた。ここでは4 Sweep 毎の値を用いたので，各区域のデータ数は496個ずつである。このようにして求めた測点I, IIの氷域の分散値の平面分布を第7, 8図に示す。

観測域Iをみると，(I-1-b) のアンテナから1300 m 点，(I-2-a) の1100 m 点，(I-3-a, b) の



第7図 測点Iの流氷野の画的凹凸度分布，点線の沖側は凹凸度が500以下の氷域で新生氷域に対応する（第2図望遠写真参照），円弧の外側に示す矢印は第2, 4表の風向を示している



第8図　測点 II の流氷野の画的凹凸度分布，岸壁，防波堤などの構造物を含む区域の凹凸度は異常に大きい値となっている。凹凸度に丸印を付したところは港内の平坦水域に対応している

1000 m 点，(I-4-a, b) の 900 m 点，(I-5-a) の 1400 m 点を結ぶ線の沖側には凹凸度が 500 以下の領域がある。この氷域は帯状の弱い起伏部を含む新生氷域に対応している（第 2 図写真参照）。レーダ設置点から 100～300 m 以内の同心円内の凹凸度はレーダ・ビームの方向によっては受信電力が飽和したためか比較的小さい。しかしアンテナ北東方向の岸側 (I-1-a) の凹凸度は 2000～4000 と大きく，起伏の激しい座氷域に対応している。また両者の間には局部的に凹凸度 500 以下のところや 2000～3000 の凹凸度の大きい部分も存在している。これは氷丘群が散在する氷野の特徴をよく表わしていると言える。

観測域 II の観測範囲には港内の構造物，防波堤のなどが存在するため，受信電力の急増するところがある。そのような物標を含む区域の凹凸度は著しく大きくなっている。しかし，第二埠頭周辺 (II-1-a, b のアンテナから 700～1000 m の間，図中の凹凸度に丸印を付けてある) の氷板はまったく平坦で凹凸度は 50 以下である。それに対して平坦な港内の沿岸結氷域に一部外海から入り込んだ起伏のある氷域の凹凸度は 500～1500 と大きな値を示している。なお II-5-a の値は海岸段丘の影となった部分を含んでいる。

以上観測域 I, II の結果から，レーダによる凹凸度は氷野の起伏の状態を比較的よく表現していると考えられる。しかしながら，レーダ受信電力はレーダ・アンテナの高さによっても変化する。また凹凸度の算出に際して，区分距離あるいは面積をどの程度にするかでも凹凸度は異なってくる。

今後の課題は，レーダ・アンテナの高度，レーダ波長，区分面積などに注意して，氷野の

凹凸度を規格化していくことである。

3. 氷野の凹凸度と粗度定数，抵抗係数との関係

観測点IIは海岸段丘の上にあり，氷野を吹く風の特性をみるには不適である。従って測点

第2表 風速測定結果—測点I

STATION I

DATE	TIME	DEG.	$\bar{U}$(cm/s)	$\sigma_u/\bar{U}$	$\sigma_v/\bar{U}$	$\sigma_w/\bar{U}$	u_*	z_0	$C_D\times10^3$
FEB. 24'86									
RUN-15-1	15:55—16:25	347	333.4	0.17	0.12	0.06	18.9	0.76	3.2
2	16:05—16:35	340	351.7	0.15	0.15	0.07	23.1	1.96	4.3
3	16:15—16:45	333	361.0	0.18	0.17	0.08	26.4	3.54	5.3
4	17:25—17:55	326	359.2	0.21	0.16	0.10	27.8	4.88	6.0
5	18:35—19:05	323	352.2	0.24	0.16	0.11	26.2	3.90	5.5
6	19:45—20:15	322	326.9	0.24	0.16	0.11	26.8	6.39	6.7
FEB. 26'86									
RUN-17-1	10:05—10:35	34	656.8	0.16	0.10	0.07	38.1	0.93	3.4
2	10:15—10:45	33	950.5	0.16	0.10	0.07	37.9	0.93	3.4
3	10:25—10:55	29	651.8	0.16	0.10	0.06	37.2	0.84	3.3
4	10:35—11:05	28	658.5	0.15	0.10	0.06	35.9	0.61	3.0
5	10:45—11:15	28	656.5	0.15	0.10	0.06	36.5	0.68	3.1
6	10:55—11:25	27	623.1	0.16	0.11	0.07	35.3	0.76	3.2
FEB. 26'86									
RUN-18-1	11:50—12:20	12	612.0	0.14	0.11	0.06	32.7	0.54	2.9
2	12:00—12:30	11	612.3	0.14	0.10	0.06	33.2	0.54	2.9
3	12:10—12:40	11	620.3	0.13	0.10	0.06	32.7	0.47	2.8
4	12:20—12:50	11	635.1	0.13	0.10	0.06	33.3	0.41	2.7
5	12:30—13:00	12	658.1	0.14	0.10	0.06	34.3	0.41	2.7
6	12:40—13:10	13	678.3	0.14	0.10	0.06	36.1	0.47	2.8
FEB. 26'86									
RUN-19-1	14:15—14:45	9	692.3	0.14	0.10	0.06	36.3	0.47	2.8
2	14:25—14:55	10	682.4	0.15	0.10	0.06	37.1	0.54	2.9
3	14:35—15:05	11	693.9	0.15	0.10	0.06	36.9	0.47	2.8
4	14:45—15:15	12	689.0	0.16	0.10	0.06	36.5	0.47	2.8
5	14:55—15:25	12	697.1	0.15	0.10	0.06	36.9	0.47	2.8
6	15:05—15:35	12	694.6	0.14	0.10	0.06	36.7	0.47	2.8

第3表 風速測定結果—測点 III

STATION III

RUN (DATE)	$\bar{U}$ (cm/s)	T_a (°C)	T_s (°C)	$\sigma_u/\bar{U}$	$\sigma_v/\bar{U}$	$\sigma_w/\bar{U}$	u_* (cm/s)	$C_D\times10^3$
21—5	330	−11.0	−8.1	0.101	0.096	0.049	11.5	1.22
21—6	316	−11.0	−8.1	0.064	0.057	0.036	3.2	0.10
22—1	368	−12.6	−11.5	0.100	0.086	0.046	6.1	0.27
24—1	265	−9.8	−7.0	0.067	0.107	0.039	6.7	0.64

II での風速測定は行わなかった。ここでは，観測点 I, III での風速測定の結果による氷野の抵抗係数，粗度定数等と凹凸度との関係をみる。

第 2, 3 表にそれぞれ測点 I, III における風速の測定結果を示す。氷野の凹凸度とそれによる風の特性を比較するためには，風向が充分安定した期間の測定が必要である。なぜならば風に対する抵抗係数，粗度定数は風向に変動がある場合には大きなばらつきを示す上に，一定の風上側の氷状との対応を見ることができないからである。

レーダによる氷野に凹凸度の測定は 2 月 24, 25 日であるが，翌 26 日まで測点 I 周辺の氷状はほとんど変化しなかったので，風速に関しては 2 月 24～26 日の間の風向の安定した期間の測定結果を採用した。

また測点 III の第二埠頭周辺の港内の氷状は長期間にわたって変化しなかったので，凹凸度測定日と多少時間的ずれがあるが内藤らによる 2 月 21～24 日の測定結果を用いて，凹凸度との比較を行うことにする。

ここでは氷野面の粗さを表わす粗度定数 Z_0(cm)，抵抗係数 C_D と凹凸度との関係をみる。

粗度定数 Z_0 は大気の成層が中立状態のときには

$$Z_0 = Z\exp\left(-\frac{K}{\sqrt{C_D}}\right) \qquad (3)$$

と表わされる。ここで Z は超音波風速計の高度，K はカルマン定数 (=0.4)，C_D は第 2, 3 表に示す抵抗係数である。

粗度定数 Z_0，抵抗係数 C_D は本来表面の粗さあるいは起伏の状態が充分広い範囲にわたって同一という条件下に定義されるものである。しかしながら，第 7, 8 図に示すように，今回の観測対象である氷野はこの条件を充分に満たしているとはいえない。当然ながら，風上側の凹凸による気流の乱れへの影響は，近い程大きい。しかしその影響の度合を定量的に表わすことは困難である。ここでは測点 I に関しては，粗度定数，抵抗係数に大きく影響すると考えられる，測点から風上側 281 m までの 3 区域毎 (距離約 94 m，角度幅 12.5 度毎) の面的凹凸度と抵抗係数および (3) 式から算出した粗度定数 Z_0 を第 4 表に示す。第 4 表の RUN-15 では，測定時間の前半 (15-1, 2) と後半 (15-3, 4, 5) で風向が異なるため別々に平均的値を求めた。RUN-17, 18, 19, は風向の変動幅が 7 度以内であるため各 RUN の平均値を示す。平均風向は

第4表 氷野の凸凹度と粗度定数および抵抗係数

STATION I

RUN	REGION	ROUGNESS 1 (0～94m)	2 (94～188m)	3 (188～281m)	$\bar{\theta}$ (deg.)	$\bar{U}$ (cm/s)	$C_D \times 10^3$	Z_0 (cm)
15-(1, 2)	I-1-b	10500	2567	1725	343.5	342.6	3.8	1.36
15-(4～6)	I-1-a	10527	1524	289	323.6	346.1	6.1	5.06
17-(1～6)	I-3-b	10628	101	644	29.8	649.5	3.2	0.79
18-(1～6)	I-3-b	10628	101	644	11.7	636.0	2.8	0.47
19-(1～6)	I-3-a	10482	1269	211	11.0	691.6	2.8	0.48

STATION III

RUN	REGION	ROUGHNESS	$\bar{U}$ (cm/s)	$C_D \times 10^3$	Z_0 (cm)
21—5	MOMBETSU HARBOUR	30～50	330	1.22	9.0×10^{-3}
21—6			316	0.10	8.0×10^{-15}
22—1			368	0.27	3.4×10^{-8}
22—1			256	0.64	2.0×10^{-4}

第7図中に矢印で示した。なお測点IIIでは，測点の周囲約300 mは均一な平坦氷であることから第8図の丸印を付した平坦氷の凹凸度30～100を代表的値と考える。

第4表から，測点Iの最も近い区域（0～94 m）の凹凸度は各方向とも10000以上であり，座氷域の凹凸度の激しさを示しており，方向による差は認められない。第2番目の区域（94～188 m）以遠の凹凸度には相違が表れており，RUN-15の風向である（I-1-b），（I-1-a）のブロックの方向の凹凸度の方がRUN-17, 18, 19, の（I-3-b），（I-3-a）のそれより大である。これに対応する粗度定数，抵抗係数を比較すると，RUN-15の方は$Z_0 \simeq 1.4 \sim 5.1$ cm, $C_D \simeq 3.8 \sim 6.1 \times 10^{-3}$であり，RUN-17, 18, 19の方のは$Z_0 \simeq 0.47 \sim 0.79$ cm, $C_D \simeq 2.8 \sim 3.2 \times 10^{-3}$である。風の乱れに最も影響の大きい最近点のブロックの凹凸度に差異が認められないが第2ブロック以遠の凹凸度の影響が粗度定数に多少表れていると考えられる。

次に凹凸度に顕著な相違がある測点Iの流氷域と測点IIIの平坦な港内結氷域の結果を比較しよう。先にも述べたように，測点IIIの観測域の氷状は防波堤までの約300 mまでまたっく平坦で凹凸度は30～100で著しく小である。なお測点IとIIIの氷域の凹凸度はそれぞれアンテナ高度の異なる点からの観測であるが，第7, 8図の凹凸度分布図の（I-5-b），（II-2-a）の重複する領域の値がほぼ等しいことから，アンテナ高度の相違を無視して考える。

測点Iの流氷野の凹凸度は最近区域（0～94）で10000，第3の区域（189～281 m）でも200～1700であるのに対し，測点IIIの港内の凹凸度は約300 mまでが30～100である。これに対応して粗度定数Z_0，抵抗係数C_Dは測点Iの流氷野で$Z_0 \simeq 0.5 \sim 5.1$ cm, $C_D \simeq 2.8 \sim 6.1 \times 10^{-3}$，一方の測点IIIの港内結氷域で$Z_0 \simeq 8.0 \times 10^{-15} \sim 9.0 \times 10^{-3}$ cm, $C_D \simeq 0.1 \sim 1.2 \times 10^{-3}$で両者の間に著しい差が認められる。

以上の比較から，レーダ信号による氷野の凹凸度の大小に対応して空気力学的粗度が変化している。これはレーダ信号による氷野に凹凸度の定量化の可能性を示しているといえる。

VI. おわりに

流氷野および港内結氷域の起伏の状態，凹凸度をレーダ受信電力の空間的分散値によって定量的に表わすことを試み，同時に超音波風速計から求めた粗度定数，抵抗係数などとの対応を調べた。その結果，レーダによる凹凸度の定量化は氷野の空気力学的粗度を測る有効な手段となり得ることが明らかとなった。

なお凹凸度の定量化のためにはアンテナ高度や分散値算出のための区分面積の大きさの決定などの問題が残されている。凹凸度を一般的に採用するためには，それらの点に留意して規格化する必要があろう。今回の観測では，風速計を一定位置としたため，色々な氷状の氷野のデータを得ることができなかったため，凹凸度と粗度定数などとの定量的関係を調べるには至らなかった。次の観測によってさらに両者の関係を明らかにしていきたい。

おわりに，この研究に際して御指導，御協力いただいた東京工業大学大学院生・小川浩氏，東京商船大学・林尚助教授，佛教大学・大和博之氏に感謝の意を表します。またデータ整理等に御協力いただいた流氷研究施設の職員の皆様に併せてお礼申し上げます。

文　献

1) 河村俊行・青田昌秋・田畑忠司 1975 流氷野の発散と回転について. 低温科学, 物理篇, **33**, 179-190.
2) 河村俊行 1977 流氷野の発散と回転について III. 低温科学, 物理篇, **35**, 259-266.
3) 白沢邦男・田畑忠司 1977 海氷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.
4) 白沢邦男・鈴木義男 1979 沿岸海域における流氷運動予測の研究—氷野に及ぼす風の応力の研究, 文部省自然災害科学特別研究研究成果, No. A-54-1, 81-91.
5) 青田昌秋・田畑忠司 1980 北海道オホーツク海沿岸沖の氷高分布. 低温科学, 物理篇, **39**, 141-151.
6) 小川 浩・関根松夫・武者武光・青田昌秋・大井正行・福士博樹 1986 Xバンドレーダによる流氷の観測. 電子通信学会, SANE-9, 1-8.
7) 内藤玄一・宗山 敬・佐々木保徳・青田昌秋 1986 海氷上の大気乱流の観測 (2). 日本気象学会春季大会講演予稿集.

Summary

In order to detect the "wind stress over sea-ice" remotely, the preliminary attempt to determine quantitatively the surface roughness of sea-ice using the radar and the observation of the turbulent wind flow over sea-ice were carried out off the Okhotsk Sea Coast of Hokkaido in the winter of 1986.

The radar sites (Stations I and II) and the positions of anemometers (Stations I and III) are shown in Figure 1. Radar echoes from the sea-ice were measured using an X-band marine radar. The block diagram of the sampling system is shown in Figure 4. The turbulent wind flow was observed with the sonic-anemometer and the results of analysis are shown in Tables 2-4.

Plots of amplitude against range sweep number for different range 'bins" (three-dimensional B-scope pictures) of regions I-3 and II-3 are shown, as examples, in Figures 5-A and 6-A

respectively.

Figures 5-B and 6-B show the distributions of the relative power of radar echoes (in dB) from the two directions of the arrows shown in B scope pictures (Figures 5-A and 6-A) respectively.

As is evident from equations 1 and 2, the amplitude of a radar echo is a function of a distance (R) between the antenna and the target, the height (h) of the target, the scattering cross section (σ) of the target and also the altitude of the antenna.

Therefore, to eliminate the effect of the distance (R) on the amplitude, the variance (Pr^2) of the amplitude within a certain range of an area (within the range or the area, the distance Ri is assumed to be equal) were calculated for each section.

It is considered that the difference of variance (P_r^2) indicates the variation of the target height (h_2) and the scattering cross section (σ) of sea ice.

The distributions of the variance (P_r^2) in the direction of the arrows (shown in Figures 5-A and 6-A) agree with the actual ice-surface conditions qualitatively (refer to the photos in Figures 2-A and B).

Secondly, the distributions of the two-dimentional variance (P_r^2) were obtained (Figures 7 and 8), and these results were compared with the wind drag coefficient C_D or the roughness parameter Z_0 summarized in Table 4.

Estimated as a result was the mutual relationship between the surface roughness of sea-ice defined by the radar and the wind-drag coefficients or roughness parameters of sea ice.