



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	氷野に及ぼす風の応力の研究
Author(s)	白澤, 邦男; SHIRASAWA, Kunio
Citation	低温科学. 物理篇, 40, 101-118
Issue Date	1982-03-10
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18441">https://hdl.handle.net/2115/18441</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	40_p101-118.pdf



## 氷野に及ぼす風の応力の研究<sup>\*,\*\*,\*\*\*</sup>

白澤 邦 男

(低温科学研究所研究生)

(昭和56年10月受理)

### 目 次

	頁
I. 緒 言 .....	101
II. 風の応力の測定 .....	102
II-1. 測定の3方法 .....	102
II-2. 表面が平坦な氷野 .....	103
1) 測 定 .....	103
2) Drag-meter 法と渦相関法の結果の比較 .....	103
3) 風速の鉛直分布法の吟味 .....	104
II-3. 表面に人工的に凹凸をつけた氷野 .....	105
1) 測 定 .....	105
2) 風速の鉛直分布法の吟味 .....	106
II-4. カルマン定数と凹凸した氷野の風速分布 .....	109
III. 氷野の抵抗係数 .....	109
III-1. 抵抗係数の定義 .....	109
III-2. 抵抗係数と平均風速の関係 .....	110
III-3. 抵抗係数と表面形状 .....	110
1) 表面が非常に平坦な氷野の抵抗係数 .....	110
2) 表面が非常にでこぼこした氷野の抵抗係数 .....	111
3) 表面形状の表わし方 .....	113
III-4. オホーツク海と北極海の氷野の抵抗係数の比較 .....	114
IV. 結 語 .....	115
謝 辞 .....	116
文 献 .....	116
Summary .....	117

### I. 緒 言

北海道のオホーツク海沿岸では、冬になると海水が凍結し、多量の海水が見られる。海面に浮遊する海水は、主に風と海流による力を受けて移動、漂流する。このように海面上を移動、漂流する海水を流氷と呼ぶが、この流氷の漂流を考える場合に、流氷に及ぼす風の力を知るこ

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第2393号

\*\* 北海道大学低温科学研究所 流水研究施設研究報告 第98号

\*\*\* 北海道大学提出博士論文

とは必要不可欠である。

流水に及ぼす風の力については、北極海の多年氷では、Untersteiner and Badgley<sup>1)</sup>を始めいくつかの研究<sup>2-7)</sup>がある。しかし、オホーツク海の流水は総て一年氷で、その厚さ、表面の形状は、北極海の多年氷とは著しく異なっている。そのために、上記の北極海での研究結果を、オホーツク海の流水の漂流や運動の問題に適用することはできない。

一年氷に及ぼす風の応力については、セント・ローレンス湾において、Smith *et al.*<sup>8)</sup>やSmith<sup>9)</sup>が、超音波風速計を使用した渦相関法による測定を、また Seifert and Langleben<sup>10)</sup>は、風速の鉛直分布から風の応力の測定を行った。オホーツク海では、鈴木<sup>11,12)</sup>が、紋別港内に張りつめた平坦な氷野に円形のプールを作り、その中に浮かんだ氷の円板に働く風の力を直接測定した。また、Карелин и Тимохов<sup>13)</sup>は、ラドガ湖に張りつめた氷板で、先の鈴木<sup>11,12)</sup>と同様の方法を用いて、氷板に働く風の力を測定した。しかし、このように測定方法はまちまちであり、しかも、種々の氷の表面状態と風の応力との関係が系統的に整理されなかった。筆者は、北海道オホーツク海沿岸の色々な表面状態の氷野で、種々の測定方法を用いて風の応力の測定を行ってきた<sup>14,15)</sup>。本研究では、先ず、II章で各種測定方法の比較検討を行ったうえ、III章で種々の表面状態の氷野での風の応力と風速の関係を論じ、また氷野の表面形状を定量的に表わし、風の応力との関係について議論した。

## II. 風の応力の測定

### II-1. 測定の3方法

氷野に働く風の応力の3つの測定方法について、白澤ら<sup>14,15)</sup>で詳細に述べたが、以下に簡単に示す。

i) Drag-meter 法は、平坦な氷野に円形のプールを作り、その中に浮かぶ氷の円板に働く風の力  $\mathbf{F}$  を測定する方法で、円板の半径を  $R$  とすれば、氷の円板の受ける空間的・時間的平均応力  $\tau$  は、

$$\tau = |\bar{\mathbf{F}}|/\pi R^2 \quad (1)$$

である。

ii) 渦相関法は、超音波風速計を用いて、風速の水平方向の変動成分  $u'$  と鉛直方向の変動成分  $w'$  とを測定して、両者の相関の時間平均からレイノルズ応力  $\tau$  を求める方法である。レイノルズ応力  $\tau$  は次の式 (2) で定義される。

$$\tau = -\rho \overline{u'w'} \quad (2)$$

ここで、 $\bar{\quad}$  は時間平均であり、 $\rho$  は空気の密度である。

iii) 風速の鉛直分布から応力を求める方法は、接地境界層内で大気の成層が中立状態の時には、風速の鉛直分布が対数法則

$$\bar{U}_z = \frac{1}{k} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \ln \frac{z}{z_0} \quad (3)$$

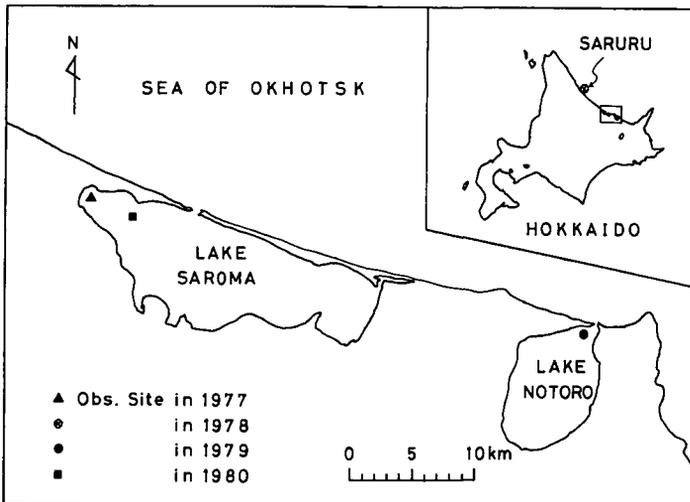
で表わされることを用いるものである。ここで、 $\bar{U}_z$  は氷の表面からの高さ  $z$  での平均風速、 $k$

はカルマン定数で一般に  $k=0.4$  が用いられている。 $\tau$  はレイノルズ応力,  $\rho$  は空気の密度,  $z_0$  は粗度定数である。平均風速の鉛直分布が (3) 式を満足する時, その勾配からレイノルズ応力  $\tau$  を推定できる。

## II-2. 表面が平坦な氷野

### 1) 測定

3つの方法を同時に用いた測定を, 第1図に示した北海道オホーツク海沿岸のサロマ湖の平坦氷上の, 湖岸から約300m沖へ向かった場所で, 1977年3月12日から14日まで行った<sup>15)</sup>。半径が3.13mの氷の円板の受けた力  $F$  を, 氷野上に固定した3個のロード・セルによって測定した。その円板から約10m離れた氷面上1.55mに3成分型超音波風速計を設置し, 全部で10回の測定を行い, 1回の測定時間は約5分から30分間であった。



第1図 測定場所

渦相関法の解析の際に, 超音波風速計の軸の傾きを考慮した。Smith *et al.*<sup>8)</sup> や文字・水間<sup>16)</sup> 等によれば, 超音波風速計が  $\theta_v$  傾いている時に, レイノルズ応力は次の (4) 式によって補正できる。

$$\overline{u'w'} = \overline{u'_m w'_m} (1 - 2 \sin^2 \theta_v) + (\overline{w_m^2} - \overline{u_m^2}) \sin \theta_v \cdot \cos \theta_v \quad (4)$$

ここで,  $\overline{u'w'}$  は正しい値,  $u'_m$ ,  $w'_m$  は測定された水平及び鉛直方向の風速変動成分である。10例の測定のうち, 補正項が40%をこえた2例は, 風が定常状態でなかったため除外した。

風速の鉛直分布を測定するために, 超音波風速計の設置点近くに, 4個の理工研式小型ロビンソン風速計を41, 121, 231, 451 cmの高さに取付けた。

### 2) Drag-meter 法と渦相関法の結果の比較

第2図に, drag-meter 法から得た風の応力  $\tau_{D.M.}$  と渦相関法から得た  $\tau_{E.C.}$  を示した。図に1回の測定時間が約5分から30分間の平均値を (○) 印で示した。全体に  $\tau_{D.M.}$  と  $\tau_{E.C.}$  は直線関係にあるが,  $\tau$  が大きくなると  $\tau_{D.M.}$  は  $\tau_{E.C.}$  より大きめの値を示す。これは, drag-meter

法では、氷の円板の縁や雪面上の凹凸の影響を受けているためであろう(白澤・鈴木<sup>15)</sup>の写真6.1参照)。今われわれは、数kmにもわたって連続した氷野に及ぼす風の応力を問題にしているので、縁の影響が現われる drag-meter 法により得た風の応力  $\tau_{D.M.}$  の値は用いずに、渦相関法から得たレイノルズ応力  $\tau_{E.C.}$  を氷野に及ぼす風の応力として、今後の議論に用いることにする。<sup>24)</sup>

3) 風速の鉛直分布法の吟味

対数法則(3)式は大気の中立の時に成り立つと言われるので、モーニン・オブコフの長さ  $L = -Tu^{*3}/gk\overline{t'w'^{17)}$  を用いて、場の安定度の考察を行った。ここで、 $T$  は平均気温を絶対温度で表わしたものの、 $g$  は重力

加速度、 $k$  はカルマン定数であり、 $u^*$  は摩擦速度で、 $u^* = \sqrt{\tau/\rho}$  である。大気の成層が安定の時、 $L > 0$  であり、不安定の時、 $L < 0$  であり、中立の時、 $|L|$  は無限大つまり  $1/|L|$  は 0 となる。

白澤ら<sup>15)</sup> や Monin and Yaglom<sup>17)</sup> 等から、 $z/L$  が 0.1 以下で、大気の成層はほぼ中立状態と見なせるので、超音波風速計の設置高でモーニン・オブコフの長さ  $L$  を無次元化した  $z/L$  を用いて、 $z/L < 0.1$  の時を大気の成層が中立に近い場合と考えることにする。この条件を満足する風速の鉛直分布は 18 例あった。各々の測定時間は 5 分間であり、高さ 4.5 m の平均風速は約 3.8 m/s から 9.3 m/s の範囲であった。この 18 例の風速の鉛直分布は対数分布によく乗っており、すなわち、 $z/L < 0.1$  が対数法則(3)式の成立の十分条件であることが判る。

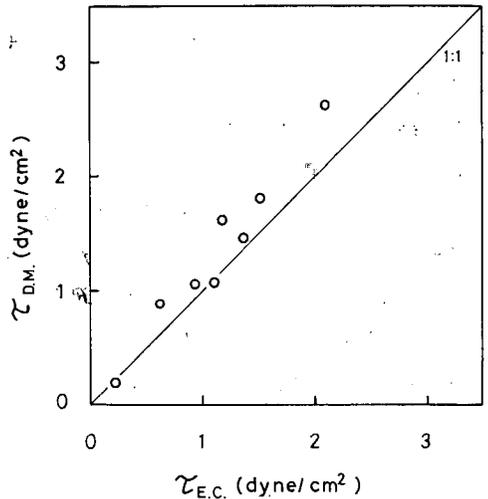
(3)式で一般に用いられているカルマン定数  $k=0.4$  は、管および平面溝中の流れや平板上の境界層の実験から求められた値であり、野外の接地境界層での実験では、現在までのところ、 $k=0.4$  が完全に証明された訳ではない<sup>17)</sup>。そこで、このカルマン定数の値を決定する必要がある。

この 18 例の風速分布からカルマン定数  $k$  の値を次のように決定した。摩擦速度  $u^*$  を用いて(3)式を次のように書き変える。

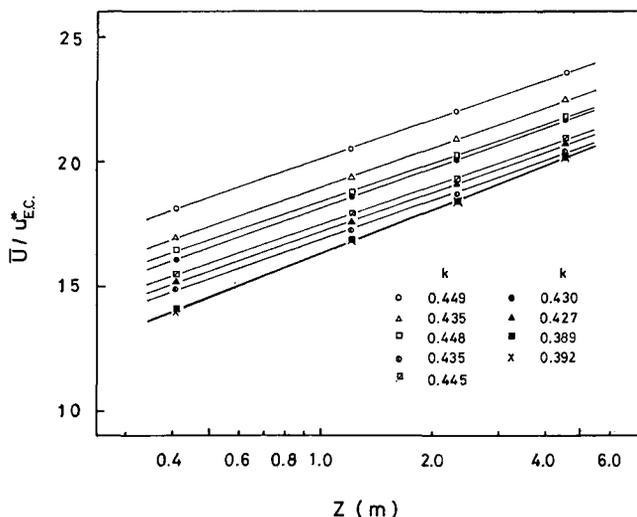
$$\frac{\bar{U}_z}{u^*} = \frac{1}{k} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \tag{5}$$

渦相関法から得たレイノルズ応力  $\tau_{E.C.}$  から  $u_{E.C.}^*$  を計算し、この  $u_{E.C.}^*$  の値を(5)式に用いて計算した  $\bar{U}_z/u_{E.C.}^*$  と高さ  $z$  の関係を、第3図および第4図に示す。そこで、最小自乗法を用いて各々の直線の勾配  $k$  を求めた。第3図および第4図から、 $k$  の値は 0.389 から 0.449 までの範囲にあり、18 個の平均値は 0.42、標準偏差は 0.02 であった。

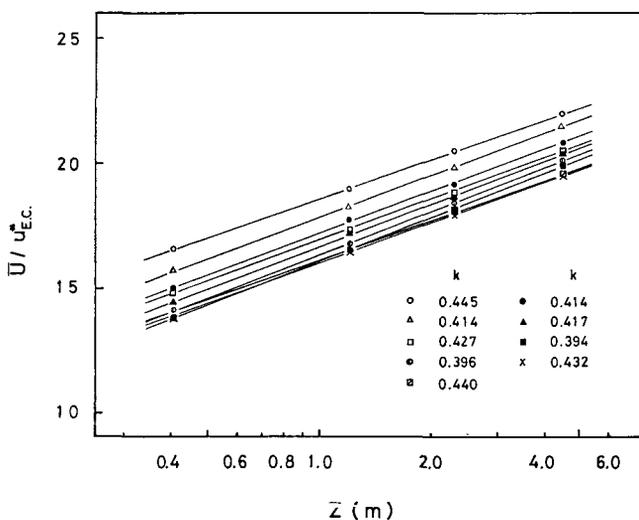
このように、表面が平坦で均質な氷野で、超音波風速計から求めた  $u_{E.C.}^*$  と風速分布とから  $k$  の値を決定すると、 $k$  は  $0.42 \pm 0.02$  となり、一般に用いられている値 0.4 よりやや大きい値を示す。



第2図 Drag-meter 法から求めた風の応力  $\tau_{D.M.}$  と渦相関法から求めたレイノルズ応力  $\tau_{E.C.}$  との関係



第3図 渦相関法から求めた摩擦速度で無次元化した風速と高さの関係



第4図 渦相関法から求めた摩擦速度で無次元化した風速と高さの関係

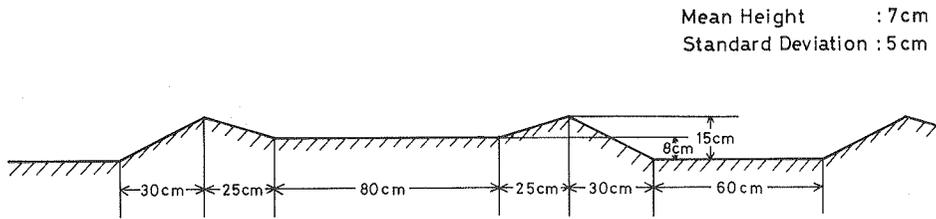
### II-3. 表面に人工的に凹凸をつけた氷野

#### 1) 測定

表面がでこぼこした氷野で、風速分布が対数分布に乗っているかどうかを調べるための、またカルマン定数  $k$  の値を決定するための測定を、第1図に示したサロマ湖の湖岸の防波堤から約1.2 km 沖へ向かった場所で、1980年2月16日から20日まで行った。平坦な氷野の表面に積った雪をスノー・モービルで引っ張った櫓で除雪し、畝のようなでこぼこを作った。第5図に、雪の畝の様子を示す。約100 mの距離に40本の畝を作り、1本の畝の長さは約100 mであった。畝間の溝の幅は約60 cmで、溝の深さは約15 cmであった。この表面を模式的に、第6図に示す。この凹凸の平均値は7 cmで、標準偏差は5 cmである。第5図に見られるように、



第5図 表面に人工的に凹凸をつけた氷野 (1980年2月, サロマ湖)



第6図 表面に人工的に凹凸をつけた氷野の模式図 (1980年2月, サロマ湖)

畝の縁は、雪が盛り上り、角張っている。この畝の端に、超音波風速計 (海上電機, PAT-311) を設置し、また、三杯風速計 (牧野応用測器, AC-750 P) 6個を高さ 0.47, 0.99, 1.99, 4.99, 6.99 および 10.39 m に取付けて風速の鉛直分布の測定をした。測定期間中の超音波風速計の設置高は 0.9 から 3.4 m までであった。測定は、主風向が北西で畝を横切り、風速計が風下になるような場合に行った。

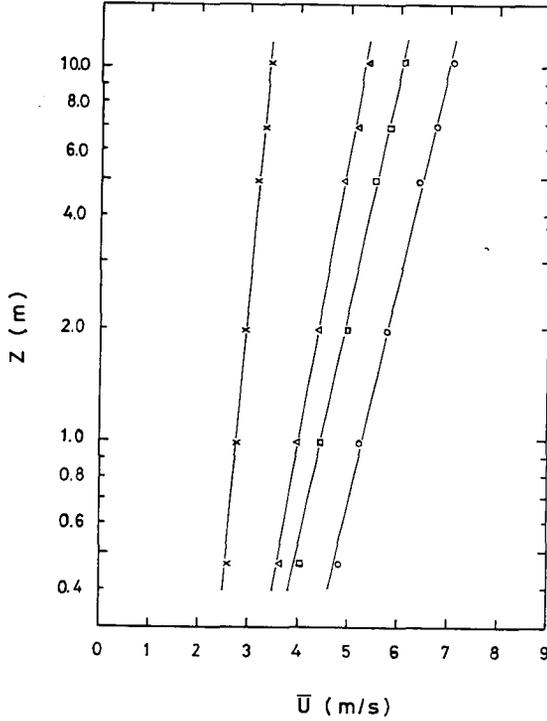
## 2) 風速の鉛直分布法の吟味

大気の成層が中立に近く、風速の分布が対数分布に乗っている例を第7図に示す。各々の測定時間は5~10分間である。各々の風速分布は0.47 m から 10.39 m まで比較的よく直線に乗っている。この時、 $\varepsilon/|L| \leq 0.03$  であった。

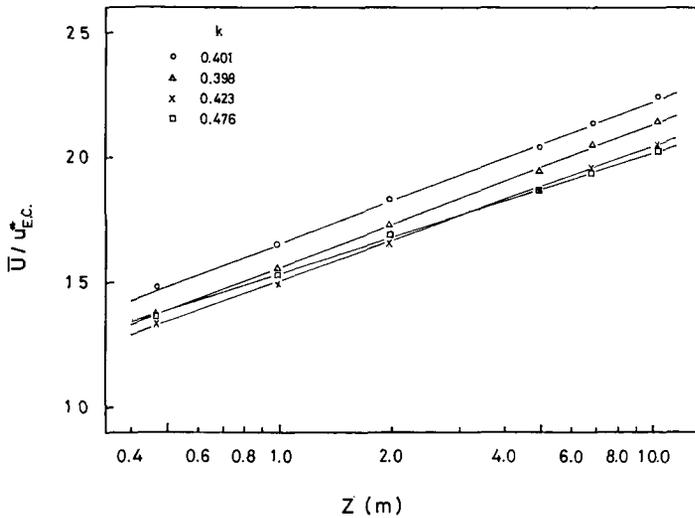
カルマン定数  $k$  を決めるために、前節の平らな氷野の場合と同様に、渦相関法から得た  $u_{e.c.}$  を用いて第7図を書き直し、第8図を得る。両図中の記号はそれぞれ対応する。第8図から、 $k$  の値は 0.398 から 0.476 であった。

次に、風速分布が、ほぼ対数分布に乗っていると思われるが、氷の表面に近いところで若干直線からはずれる例を、第9図に示す。図中の各々の実線は、氷の表面に近い 0.47 m の値を除外し、高さ 10.39 m から 0.99 m までの値を用いて最小自乗法により求めた回帰直線であり、点線は実線を外挿して引かれている。表面に近い点が上から引かれた直線からはずれるのは、第5図に見られるように凹凸が規則的なために、多少の風向の変動等によって、局所的な影響が現われているからであろう。

前節と同様に、渦相関法からの  $u_{e.c.}$  を用いて第9図の風速分布を書き直し、第10図を得る。ここで、各々の直線は、高さ10.39 mから0.99 mまでの値を用いて最小自乗法により求めた回帰直線であり、外挿して0.47 mまで点線を引いた。図中の記号はそれぞれ第9図のそれと



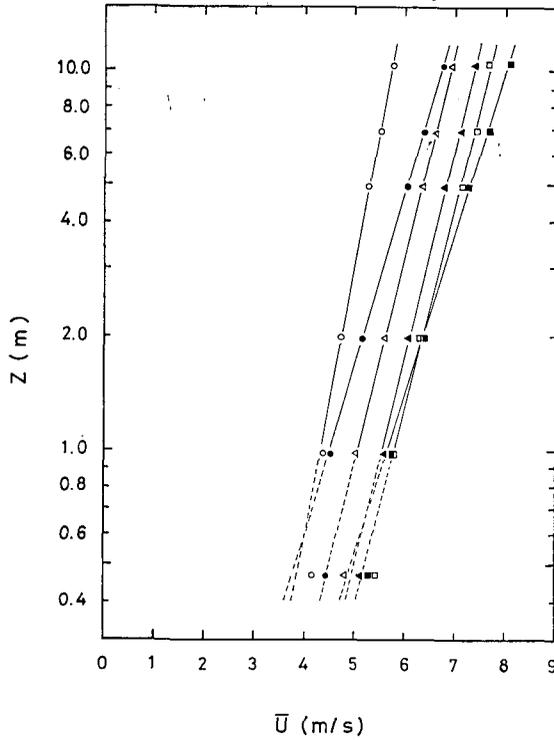
第7図 表面に人工的に凹凸をつけた氷野での風速分布 (1980年2月, サロマ湖)



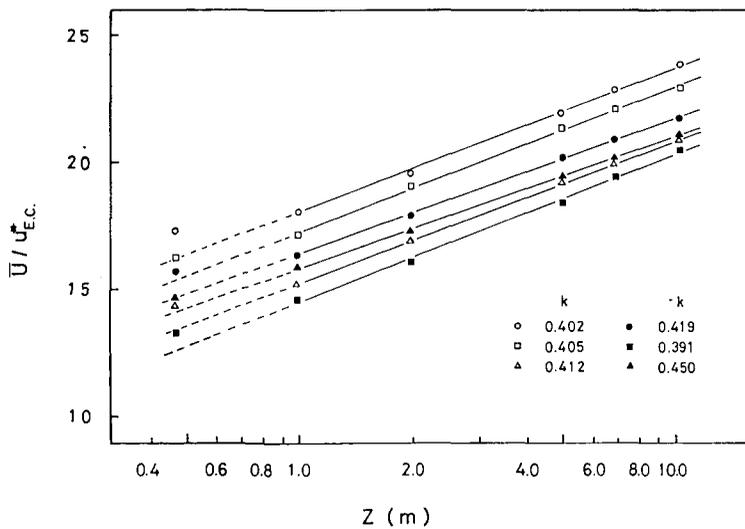
第8図 表面に人工的に凹凸をつけた氷野での、渦相関法から求めた摩擦速度で無次元化した風速と高さの関係 (1980年2月, サロマ湖)

対応している。この時、カルマン定数  $k$  の値は 0.391 から 0.450 であった。

以上述べてきたように、表面が敵のようにでこぼした氷野でも風速分布は比較的良好に対数分布に乗っている。また、風速分布は、表面に近いところで対数分布からはずれる場合でも、



第9図 表面に人工的に凹凸をつけた氷野での風速分布 (1980年2月, サロマ湖)

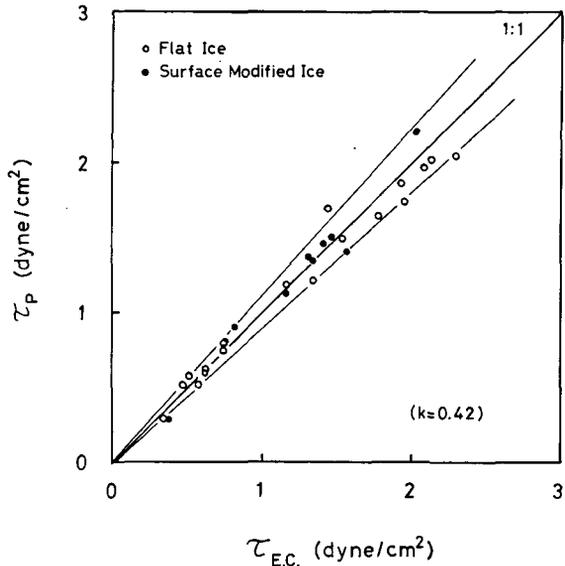


第10図 表面に人工的に凹凸をつけた氷野での、渦相関法から求めた摩擦速度で無次元化した風速と高さの関係 (1980年2月, サロマ湖)

凹凸の高さ約 15 cm の 6 倍以上の高さでは対数分布に乗っており、それらの直線の勾配からレイノルズ応力を見積ることができるということが判った。第 8 図と第 10 図から求めたカルマン定数  $k$  の値の平均値は 0.42 で、標準偏差は 0.03 であった。

**II-4. カルマン定数と凹凸した氷野の風速分布**

表面が平らで均質な氷野でも表面に規則的な雪の畝を作った氷野でもカルマン定数  $k$  の平均値は同じく 0.42 であった。そこで次に、風速分布の勾配から  $k$  の平均値 0.42 を用いてレイノルズ応力  $\tau_P$  を計算する。第 11 図に、表面が平らな氷野での、渦相関法から求めたレイノルズ応力  $\tau_{E.C.}$  を横軸に、 $k$  を 0.42 として風速分布から求めたレイノルズ応力  $\tau_P$  を縦軸に示す。この図で、1:1 の直線をはさむ 2 本の直線は 10% の誤差を示しているが、その誤差の範囲内で  $\tau_{E.C.}$  と  $\tau_P$  はよく一致しているのがわかる。次に、表面に規則的な凹凸をつけた氷野の場合を同様に第 11 図に示すが、この場合も 10% の誤差の範囲内で  $\tau_{E.C.}$  と  $\tau_P$  はよく一致しているのがわかる。また、表面がでこぼこした氷野では、表面に近接した高さの風速が上層からの対数分布からはずれる場合があるものの、凹凸の高さ 15 cm の 6 倍以上の高さでは対数分布が成立しており、その直線の勾配からレイノルズ応力を見積ることができる。



第 11 図 渦相関法から求めたレイノルズ応力  $\tau_{E.C.}$  と風速の鉛直分布から求めたレイノルズ応力  $\tau_P$  との関係

このような結果から、実際の沖の表面の凹凸の度合がもっと大きい氷野上での測定にも、風速の鉛直分布からレイノルズ応力を求める方法を適用できると考えられる。

**III. 氷野の抵抗係数**

**III-1. 抵抗係数の定義**

前章では、氷野に及ぼす風の応力の測定方法を論じ、実際に氷野の表面が平らな場所で、また、でこぼこした場所で風の応力の測定を行ってきた。

ところで、われわれは、沖にある実際の流水の漂流問題を取扱うために現場の氷野に及ぼす風の応力を知る必要があるが、実用的には、10 m の高さの平均風速を用いて氷野に及ぼす風の応力を推定することができるのが望ましい。そこで、風の応力  $\tau$  と 10 m の高さの平均風速  $\bar{U}_{10}^2$  との関係、

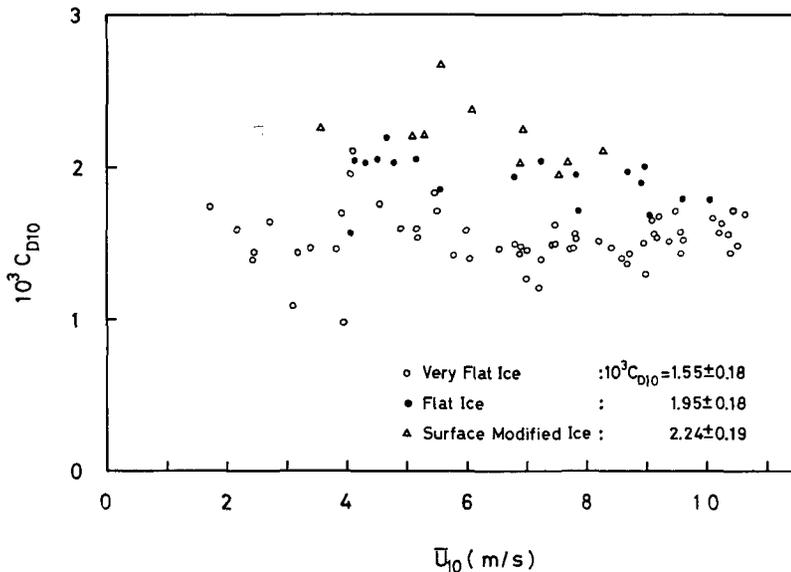
$$\tau = \rho C_{D10} \bar{U}_{10}^2 \tag{6}$$

を用いる。ここで、 $\rho$  は空気の密度である。 $C_{D10}$  は高さ 10 m の風速に対する氷野の抵抗係数

と呼ばれ、平均風速や氷野の形状等に依存していることが考えられる。そこで、抵抗係数  $C_{D10}$  と風速との関係、及び  $C_{D10}$  と氷野の表面形状との関係について議論する。

### III-2. 抵抗係数と平均風速の関係

先ず、表面が平らな氷野で、渦相関法から求めたレイノルズ応力  $\tau_{E.C.}$  と超音波風速計の高さ 1.55 m での平均風速  $\bar{U}_{1.55}$  とを用いて (3) 式の数法則と (6) 式より計算した、 $C_{D10}$  と  $\bar{U}_{10}$  との関係を第 12 図に示す。図から、抵抗係数  $C_{D10}$  は、風速に依存せずほぼ一定の値であり、その平均値は  $1.95 \times 10^{-3}$  で、標準偏差は  $0.18 \times 10^{-3}$  であった。



第 12 図 抵抗係数と平均風速の関係

次に、表面に人工的に凹凸をつけた氷野で、超音波風速計から求めたレイノルズ応力と平均風速とを用いて (3) 式及び (6) 式から計算した、 $C_{D10}$  と  $\bar{U}_{10}$  との関係を第 12 図に示した。図から、 $C_{D10}$  は、多少のばらつきはあるものの風速には依存せず、その平均値は  $2.24 \times 10^{-3}$ 、標準偏差は  $0.19 \times 10^{-3}$  であった。

以上から、表面の凹凸の度合が増すと  $C_{D10}$  が大きくなる傾向にあることが予想されるので、次に、 $C_{D10}$  と表面形状との関係を調べる。

### III-3. 抵抗係数と表面形状

前節では、サロマ湖の表面が平らな氷野及び表面に人工的に凹凸をつけた氷野での抵抗係数を求め、表面形状に依存することを示した。抵抗係数と表面形状との関係を更に調べるため、ここでは、先の 2 例に加えて、表面の凹凸の度合がより大きい沖の氷野で、また、サロマ湖の水の表面は平坦で均質であるが足跡や数 cm 程度のでこぼこはあったので、表面がより平らな氷野でも、風速の鉛直分布の測定から抵抗係数を求めた。

#### 1) 表面が非常に平坦な氷野の抵抗係数

##### a) 測 定

第 1 図に示す北海道オホーツク海沿岸の能取湖の水上で、風速の鉛直分布の測定を行った。

冬期間に湖面が結氷し、その表面状態はオホーツク海沿岸の平坦な定着氷とほぼ同じである。測定は1979年2月26日から3月1日まで能取湖の湖口から約2 kmの地点で行った。氷の上に立てた7 mの支柱に、3杯型風速計(牧野応用測器, AC-750 P), および白金抵抗温度計(千野製作所) 各々5個を氷の表面から25, 60, 150, 300, 680 cmの高さに、またその先端には風向計を設置し、それぞれの連続記録を得た。測定期間中、風向は風の比較的弱い時は南から東、強い時は北寄りであったが、数kmにわたり全方向障害物はなく吹送距離は十分であった。また、氷の表面は非常に均質で平らであった。

大気の成層が中立に近く、対数分布によく乗る風速の鉛直分布を61例得た。各々の測定時間は10分間である。場の安定度の考察は、前章ではモーニン・オブコフの長さ $L$ を用いて行ったが、ここでは、次の(7)式で定義されるリチャードソン数<sup>17)</sup>を用いて行った。

$$R_i = \frac{g}{T} \cdot \frac{d\bar{\theta}/dz}{(d\bar{U}/dz)^2} \quad (7)$$

ここで、 $g$ は重力加速度で、 $T$ は平均気温を絶対温度で表示したもの、 $\bar{\theta}$ は平均気温、 $\bar{U}$ は平均風速である。大気の成層が安定の時、 $R_i > 0$ で、不安定の時、 $R_i < 0$ 、中立の時、 $R_i = 0$ である。61例の風速分布の時、 $|R_i| \leq 0.01$ であった。前章で求めたカルマン定数 $k=0.42$ を用いて各々の風速分布の勾配から抵抗係数を求めた。

#### b) 抵抗係数と風速

高さ10 mの平均風速 $\bar{U}_{10}$ と抵抗係数 $C_{D10}$ の関係を第12図に示した。 $\bar{U}_{10}$ が約1.5~11 m/sまでの範囲の $C_{D10}$ を得たが、比較的弱い風速の時は強い時と比べてばらつきが大きいものの、風速依存性は見られず、61例の $C_{D10}$ の平均値は $1.55 \times 10^{-3}$ で、標準偏差は $0.18 \times 10^{-3}$ であった。

### 2) 表面が非常にでこぼこした氷野の抵抗係数

#### a) 測定場所

実際の沖の流氷野では、氷盤が他の氷盤の上に重なり起伏したり、氷塊が互いに不規則に積み重なり氷丘を形成した、いわゆる起伏氷も多い。そこでこのような起伏氷に対する抵抗係数を求めるために、第1図に示す北海道オホーツク海沿岸の沙留町の沖の表面の凹凸が大きい定着氷上で、風速の鉛直分布の測定を1978年2月19日から23日まで行った<sup>15)</sup>。岸から約700 m沖へ離れた場所に10 mの支柱を設置し、風速計および温度計を取付けた。

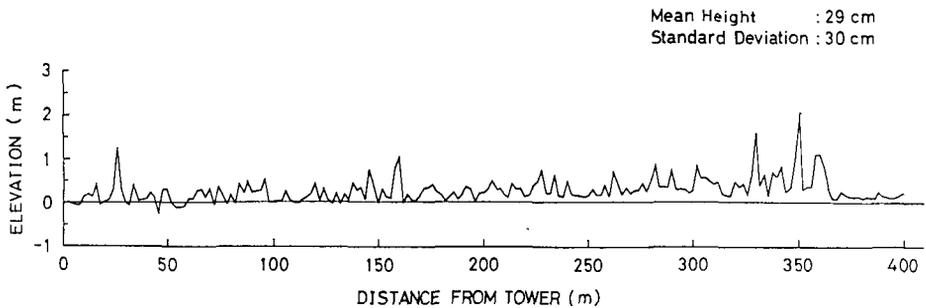
氷野の表面は氷塊が積み重なっているため、凹凸の度合を知るための測量調査を行った。風速計用支柱の設置点を始点にし、主風向の風上である北に向かい2 m間隔で400 mまでの表面高度を測定した。第13図に、支柱の設置点を基準面にした表面高度を縦軸に、支柱から風上に向かっての距離を横軸に示した。測線に沿って数10 cmの高さの凹凸が多く見られるが、1 m以上の氷丘もある。400 mまでの200個の値から計算した平均高度は29 cmで、標準偏差は30 cmであった。目で見た感じや空中からの写真によれば凹凸の状態は全方向同じであったので、後の解析の際に、測線から多少変動した風向の風速分布も測線の風向のものと同等に扱った。

#### b) 風速の鉛直分布

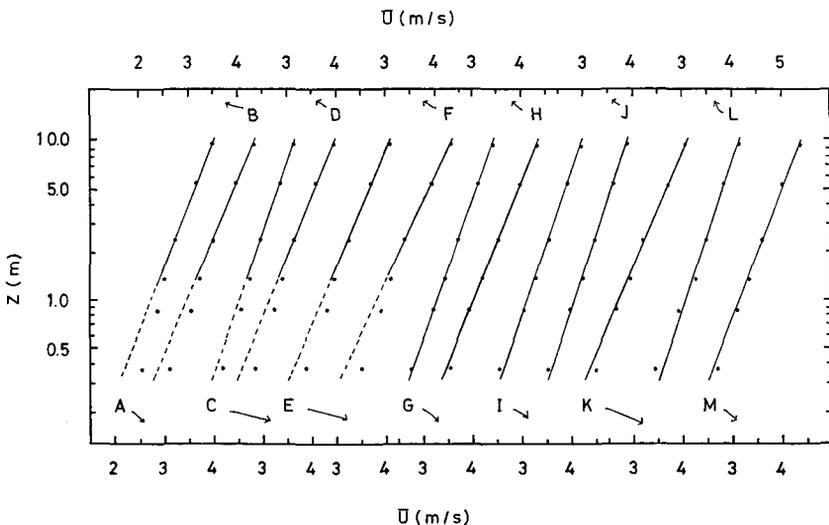
表面がでこぼこした氷野上で風速の鉛直分布を測定する場合に、基準にとる高さを決める

ことは重要である。Monin and Yaglom<sup>17)</sup>によれば、平均の高さ  $h_0$  の突起をもつ粗壁上の風速分布には、高さ  $z$  の基準面は壁の突起の谷と頂点との間で任意に選ぶことができその選び方によって結果が目立った変化はないが、自然界の種々のタイプの表面での測定結果から、基準面の高さは  $h_0$  と同じオーダーをとり、 $h_0$  と  $h_0/2$  の間に選ぶのがよいとしている。第13図の氷野では、突起の平均の高さ  $h_0$  は明確でないが、表面高度の標準偏差 30 cm を  $h_0$  と考え基準面とする。このようにして決めた基準面からの風速計の高さは、0.36, 0.86, 1.36, 2.36, 5.36, 9.36 m であり、1回の測定時間は5分から10分間であった。同時に、白金抵抗温度計を高さ、0.05, 0.86, 2.36, 5.36 および 9.36 m に設置し気温分布の測定も行った。大気の成層状態が中立に近く、対数分布に乗る風速の鉛直分布を48例得た。そのうちのいくつかを第14図に示す。この時、(7)式を用いて計算したリチャードソン数は、 $|R_i| < 0.02$  であった。

II-3. の議論で、表面に近いところで風速分布は対数分布からはずれる場合があるが、対数分布の適用の下限を表面でのこぼこの高さの5~6倍にとれば、上層の風速分布の勾配からレイノルズ応力を見積れることが判った。この結果を48例の風速分布に適用すると、下限は1.5~



第13図 風速計用支柱の設置点から風上に向かった距離と表面高度の関係 (1978年2月, 北海道オホーツク海沿岸沙留町沖の定着氷)



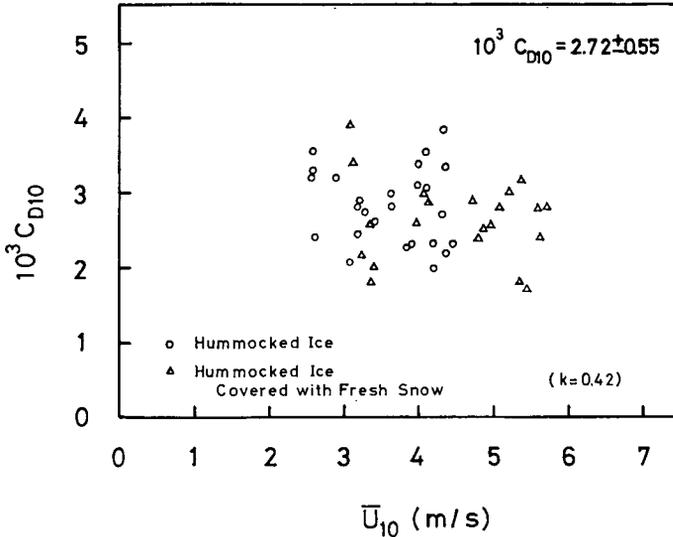
第14図 風速の鉛直分布 (1978年2月, 沙留町沖の定着氷)

1.8 m 位と考えられる。しかし、第 14 図に見られるように、約 0.4 m まで対数分布に乗っている風速分布も見られ、さらに他のものも少なくとも 1 m から 1.5 m 位までは対数分布に乗っているので、9.36 m から 1.36 m までの値を用いることにする。最小自乗法により直線の勾配を決定し、図中の直線で示したが、直線からはずれるところは破線で外挿した。

### c) 抵抗係数と風速

48 例の風速分布から求めた抵抗係数  $C_{D10}$  と 10 m の高さの平均風速  $\bar{U}_{10}$  との関係を第 15 図に示す。測定期間中に降雪があり、氷の表面はうっすらと新雪におおわれたので、降る前と降った後の抵抗係数を記号で区別した。降雪後の抵抗係数  $C_{D10}$  は降雪前のそれより若干小さい。  $\bar{U}_{10}$  が約 2.5~6 m/s の範囲で  $C_{D10}$  の風速依存性は見られず、全体の  $C_{D10}$  の平均値は  $2.72 \times 10^{-3}$  で、標準偏差は  $0.55 \times 10^{-3}$  であった。

第 15 図の  $C_{D10}$  は今までの場合よりばらつきが大きい、これは、際立った氷丘等による複雑な風の乱れが影響を及ぼしたためであろう。



第 15 図 抵抗係数と平均風速の関係 (1978 年 2 月, 沙留町沖の定着氷)

### 3) 表面形状の表わし方

表面の形状が色々異なる氷野の抵抗係数を求めたので、それらの値を第 1 表に示す。表面のでこぼこの度合が増加すると、 $C_{D10}$  が増加する傾向にあるのがわかる。ここでは、この表面の凹凸の度合を記述するパラメータについて考え、抵抗係数との関係を調べる。

第 13 図に、沙留町沖のでこぼした氷野の表面高度の分布を示したが、その平均値および標準偏差は、それぞれ、29 cm, 30 cm であった。また、第 6 図の表面に人工的に凹凸をつけた氷野では、平均値は 7 cm, 標準偏差は 5 cm である。

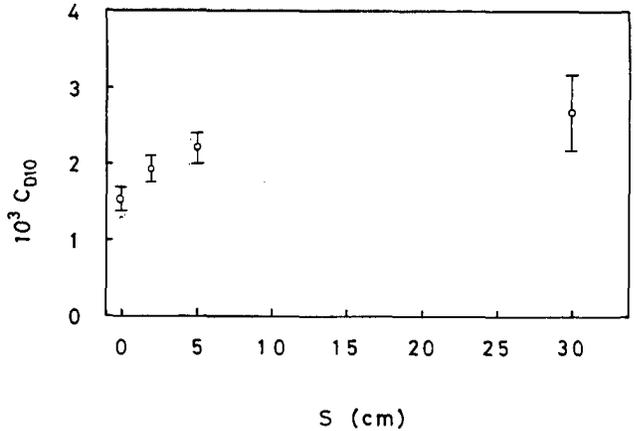
表面高度の平均値はでこぼこの度合を表現する量ではない。ここで、凹凸の度合を記述するパラメータとして標準偏差を用いてみる。各々の氷野の表面高度の標準偏差  $s$  の値を第 1 表に示した。また、第 16 図に、抵抗係数  $C_{D10}$  と標準偏差  $s$  との関係を示す。図中の (○) 印から

第1表 氷野の抵抗係数と表面形状

Location	Year	Ice Surface	Surface Parameter		Drag Coefficient $10^3 C_{D10}$		No. of Runs
			S (cm)	$\zeta$ (cm)	Mean	Standard Deviation	
Lake Saroma	1977	Flat Ice	2*	1*	1.95	0.18	18
Saruru	1978	Hummocked Ice	30	22.1	2.72	0.55	48
Lake Notoro	1979	Very Flat Ice	0	0	1.55	0.18	61
Lake Saroma	1980	Surface Modified Ice	5	4.3	2.24	0.19	10

\* Estimated by eye.

の腕の長さで抵抗係数の標準偏差を示した。 $C_{D10}$ は、 $s=0$  cm から  $s$  の増加とともに初めは急激に増加し始めるが、増加の割合は徐々に減少し、一定の値に漸近する傾向にある。このようにして得た抵抗係数  $C_{D10}$  と標準偏差  $s$  との関係から、表面高度の標準偏差を測定することにより、その氷野の抵抗係数を見積れることがわかった。



第16図 抵抗係数と表面高度の標準偏差の関係

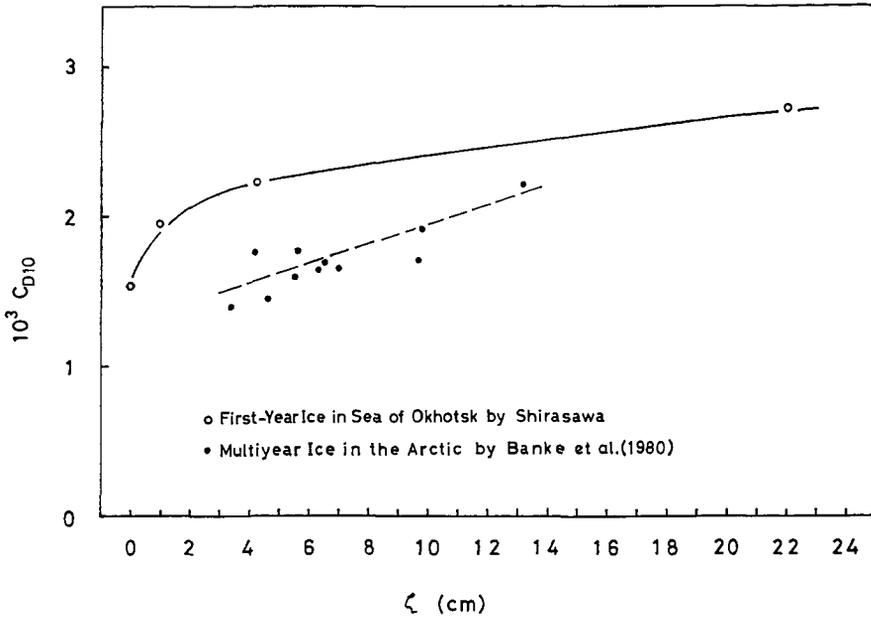
III-4. オホーツク海と北極海の氷野の抵抗係数の比較

種々の表面の氷野で抵抗係数を求め、どの表面でも抵抗係数は風速依存性がなくそれぞれ一定の値をとることがわかった。抵抗係数は表面形状に依存するが、表面の凹凸の度合を表わすパラメータとして表面高度の標準偏差を用いて抵抗係数との関係を記述し、つまり、表面高度の標準偏差を知ることによりその氷野の抵抗係数を見積ることができるとい結論を得た。

ところで、オホーツク海の氷野では、標準偏差  $s$  が 30 cm の表面が非常にでこぼこした沖の氷野の場合が、凹凸の度合としては最大級と思われる。それ故、オホーツク海の流氷の漂流のシミュレーションを行う場合の平均的な抵抗係数  $10^3 C_{D10}$  としては、実用的には、比較的平坦な氷野で 1.8、でこぼこした氷野で 2.5 を用いればよいことが判った。

Banke *et al.*<sup>4,6,7)</sup> は、北極海の種々の多年氷で、風の応力にほとんど寄与しないと思われる、大きなうねりのような低周波の部分とでこぼこの波長の短い高周波の部分とを標準偏差から除いた量で、表面形状を記述し、そのと抵抗係数との関係を調べたので、筆者もオホーツク海の氷野で  $\zeta$  を求め、 $s$  を用いてオホーツク海と北極海の抵抗係数を比べた。

第1表に筆者が各々の氷野で求めた  $\zeta$  の値を示した。また、第17図に抵抗係数と  $\zeta$  の関係を示す。図の(O)印は筆者のオホーツク海での値であり、(●)は Banke *et al.*<sup>7)</sup> の北極海の値である。図から、オホーツク海の氷野では  $\zeta$  の値は 0 から 22 cm までの範囲であるが、北極海では 3 から 13 cm であり、オホーツク海の氷野の方が  $\zeta$  の大きい値を示しているのが判かる。つまり、オホーツク海の一年氷は北極海の多年氷より風の応力に寄与すると思われるのでこぼこ



第17図 抵抗係数とzとの関係

が卓越していることを示している。また、抵抗係数の値を比べると、実線のオホーツク海の一年氷の値は破線の北極海の多年氷のより大きい。これは、zの値は同じでも、オホーツク海の一年氷の表面は急峻な峰のようなでこぼこにおおわれ、一方北極海の多年氷の表面は風食作用により峰が丸みを帯びているために、オホーツク海の  $C_{D10}$  の方が大きい値を示すと考えられる。

#### IV. 結 語

本研究の結果を要約すると以下ようになる。

1. Drag-meter 法、渦相関法と風速の鉛直分布法との同時測定を行い、表面に凹凸のある氷野上の風速分布が表面付近で対数分布からはずれる場合があるものの、上層の風速分布の勾配からレイノルズ応力を見積れることを明らかにした。

2. 表面が平坦な氷野でもでこぼこした氷野でもカルマン定数  $k$  は共に 0.42 であった。 $k$  に 0.42 を用いれば、風速の鉛直分布の測定からレイノルズ応力を 10% の誤差の範囲内で見積ることができる。

3. 種々の表面の氷野での抵抗係数を求め、どの表面でも抵抗係数  $10^3 C_{D10}$  は、風速依存性がなくそれぞれ一定の値をとり、 $10^3 C_{D10}$  は、表面が非常に平らな氷野で  $1.55 \pm 0.18$ 、平坦な氷野で  $1.95 \pm 0.18$ 、人工的に凹凸をつけた氷野で  $2.24 \pm 0.19$ 、非常にでこぼこした氷野で  $2.72 \pm 0.55$  であった。

4. 表面の凹凸の度合を表わすパラメータとして表面高度の標準偏差を知れば、氷野の抵抗係数を推定できる。

5. 実用的には、オホーツク海の一年氷の平均的な抵抗係数  $10^3 C_{D10}$  として、比較的平坦な氷野で 1.8、でこぼこした氷野で 2.5 を用いればよい。

6. 北極海の多年氷の抵抗係数とオホーツク海の一年氷で求めた抵抗係数とを比べると、表面が急峻な峰におおわれているオホーツク海の一年氷の方が、風食作用を受けた北極海の多年氷のより大きい値であった。

## 謝 辞

本研究を遂行するにあたり、北海道大学低温科学研究所の田畑忠司教授、鈴木義男教授、石田完教授、小野延雄助教授に、多大な御指導と御助言をいただきましたことを、深く感謝申し上げます。また、野外観測に際して御協力下さった流水研究施設の青田昌秋助教授、河村俊行助手、大井正行技官、石川正雄技官、福士博樹技官、並びに海洋学部門の若土正暁助手、滝沢隆俊助手、大学院生納口恭明氏、斎藤隆氏に、資料整理を手伝って下さった堀江佳澄嬢、高階保子嬢、また計算に際し有益な御助言や御協力を下さった北大工学部汎用シミュレータ室の丸山澄夫技官に、厚く感謝申し上げます。

計算は、北大汎用シミュレータ室、同大型計算機センター (FACOM 230-75 及び HITAC M-200 H)、流水研究施設 (PDP11/34) で行った。

本研究は、文部省科学研究費自然災害特別研究「沿岸海域における流水の運動予測の研究」(研究代表者田畑忠司) によった。また、研究の一部は、著者が昭和 53 年度日本学術振興会奨励研究員期間中に行ったことを記して、謝意を表します。

## 文 献

- 1) Untersteiner, N. and Badgley, F. I. 1965 The roughness parameters of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **70**, 4573-4577.
- 2) Banke, E. G. and Smith, S. D. 1971 Wind stress over ice and over water in the Beaufort Sea. *J. Geophys. Res.*, **76**, 7368-7374.
- 3) Langleben, M. P. 1972 A study of the roughness parameters of sea ice from wind profiles. *J. Geophys. Res.*, **77**, 5935-5944.
- 4) Banke, E. G. and Smith, S. D. 1973 Wind stress on arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, **78**, 7871-7883.
- 5) Langleben, M. P. and Pounder, E. R. 1975 On the air drag of an arctic ice floe. *Geophys. Res. Letters*, **2**, 15-18.
- 6) Banke, E. G., Smith, S. D. and Anderson, R. J. 1976 Recent measurements of wind stress on arctic sea ice. *J. Fish. Res. Board Can.*, **33**, 2307-2317.
- 7) Banke, E. G., Smith, S. D. and Anderson, R. J. 1980 Drag coefficients at AIDJEX from sonic anemometer measurements. *In Sea Ice Processes and Models*, University of Washington Press, Seattle, 430-442.
- 8) Smith, S. D., Banke, E. G. and Johannessen, O. M. 1970 Wind stress and turbulence over ice in the Gulf of St. Lawrence. *J. Geophys. Res.*, **75**, 2803-2812.
- 9) Smith, S. D. 1972 Wind stress and turbulence over a flat ice floe. *J. Geophys. Res.*, **77**, 3886-3901.
- 10) Seifert, W. J. and Langleben, M. P. 1972 Air drag coefficient and roughness length of a cover of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **77**, 2708-2713.
- 11) 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.
- 12) Suzuki, Y. 1966 Wind-and water-drag of an ice floe. *In Physics of Snow and Ice, Part I* (H. Oura, ed.), Inst. Low Temp. Sci., Sapporo, 661-666.

- 13) Карелин, И. Д. и Тимохов, Л. А. 1971 Экспериментальное определение силы ветра, действующей на ледяной покров. *Тр. Аркт. и антаркт. ин-та* Т. 303, 155-165.
- 14) 白澤邦男・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.
- 15) 白澤邦男・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「沿岸海域における流氷の運動予測の研究」No. A-54-1, 81-91.
- 16) 文字信貴・水間満郎 1976 風・温度・湿度及び乱流輸送量の測定. 気象研究ノート, 第 130 号, 19-52.
- 17) Monin, A. S. and Yaglom, A. M. 1971 *Statistical fluid mechanics*. Vol. 1, MIT Press, 769 pp.

### Summary

Three different methods of wind stress measurements on sea ice and drag coefficients for various types of surface features are discussed in the following.

The wind stress, one of the principal driving forces in the movement of pack ice, was measured over the snow-covered frozen surface of Lake Saroma on the Okhotsk Sea coast of Hokkaido in March, 1977, simultaneously using the following three methods (Fig. 1): 1) drag-meter method: the wind force on an ice disk, 3.13 m in radius, floating in a circular pool in the ice field, was measured by tensions of three steel wires which linked the central point of the ice disk to three load cells fixed at three points outside the pool. 2) eddy correlation method: the Reynolds stress, i. e. the time average of the products of the horizontal and vertical fluctuations from the mean wind velocities, was measured by an ultrasonic three-component anemometer, KAIJO-DENKI PAT-311, set at a height of 1.55 m above the snow surface near the pool. 3) velocity profile method: the Reynolds stress was calculated from the wind profiles measured by cup anemometers at heights of 0.41, 1.21, 2.31 and 4.51 m above the ice surface, which were in nearly neutral stratification.

There is an agreement between the values of Reynolds stress by the second method and those of wind stress which were obtained by timely and spacially averaging the wind force measured on the ice disk for about 30 minutes by the first method (Fig. 2).

Next, the von Kármán constant was determined by using the wind profiles from the third method and the values of Reynolds stress obtained by the second method, for the duration of about 5 minutes. The mean value of von Kármán constant of 0.42 and the standard deviation of 0.02 were obtained from 18 runs.

The von Kármán constant was also determined by measurements over the artificially modified snow-covered frozen surface of Lake Saroma in February, 1980 (Fig. 1). The modified snow surface had the roughness of 0.15 m in depth, 1.9 m in width and 100 m in length in an area of 100 m × 100 m (Figs. 5 and 6). The wind profiles were measured by cup anemometers at heights of 0.47, 0.99, 1.99, 4.99, 6.99 and 10.39 m above the ice surface for the duration of 5 to 10 minutes, in nearly neutral stratification. The Reynolds stress was measured by an ultrasonic anemometer, set at heights of 0.9 to 3.4 m above the surface. The von Kármán constant determined by using the wind profiles and the Reynolds stress was 0.42 with the standard deviation of 0.03, calculated from 10 runs.

The von Kármán constant was 0.42 for both the cases of the flat and rough surfaces. Then, the values of Reynolds stress calculated from the wind profiles using this von Kármán constant of 0.42 agree fairly well with those obtained by the eddy correlation method within the range of 10% error (Fig. 11).

On the premise that the wind stress is represented in terms of drag coefficient and wind

speed, the drag coefficients on various surfaces of sea ice were discussed. It is disclosed that drag coefficients are independent of wind speed. The mean values of drag coefficient at the height of 10 m,  $10^3 C_{D10}$ , were 1.95 with the standard deviation of 0.18 for the flat ice surface of Lake Saroma in 1977 and  $2.24 \pm 0.19$  for the modified ice surface of Lake Saroma in 1980 (Fig. 12 and Table 1).

Two additional values were calculated using the von Kármán constant of 0.42 and from the wind profiles measured on a hummocked ice surface at Saruru in 1978 and on a very flat ice surface of Lake Notoro in 1979 (Fig. 1). The obtained values are  $10^3 C_{D10} = 1.55 \pm 0.18$  from 61 runs for the very flat ice surface and  $10^3 C_{D10} = 2.72 \pm 0.55$  from 48 runs for the hummocked ice surface (Figs. 12 and 15, and Table 1).

As it is known that drag coefficients are dependent on surface topography, the surface elevation survey was also conducted during each experiment of 1978 at Saruru and 1980 at Saroma. The mean elevation for the hummocked ice floe was 29 cm with the standard deviation of 30 cm (Fig. 13) and for the modified ice surface it was 7 cm with the standard deviation of 5 cm (Fig. 6).

Parameterization by a drag coefficient dependent on the standard deviation of the surface elevation as a surface parameter was suggested on the first-year ice in a terrain with a surface ranging from flat to hummocked in the Sea of Okhotsk (Table 1 and Fig. 16). The drag coefficients for the model of ice dynamics in the Sea of Okhotsk can be determined as  $10^3 C_{D10} = 1.8$  for a relatively flat ice surface and 2.5 for a hummocked ice surface.

The surface parameter  $\zeta$ , introduced by Banke *et al.*<sup>4,6,7)</sup> for the surface of arctic sea ice, was taken for comparing the surface roughness on the first-year ice in the Sea of Okhotsk and that on the multiyear ice in the Arctic (Fig. 17). It appears that the sharp-edged hummocked ice surface in the Sea of Okhotsk has higher drag coefficients than those of the surface on the multiyear ice in the Arctic.