



Title	薄氷域の大気境界層の観測：氷海観測塔による 1988 年冬の観測
Author(s)	青田, 昌秋; 白澤, 邦男; 高塚, 徹
Citation	低温科学. 物理篇, 47, 177-185
Issue Date	1989-03-10
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/18573">http://hdl.handle.net/2115/18573</a>
Type	bulletin (article)
File Information	47_p177-185.pdf



[Instructions for use](#)

## 薄氷域の大気境界層の観測<sup>\*,\*\*</sup>

—氷海観測塔による1988年冬の観測—

青田昌秋・白澤邦男・高塚 徹

(低温科学研究所)

(昭和63年11月受理)

### I. はじめに

地球表面における太陽エネルギーの配分の不均一性が、地球的な規模の大気運動を生じる。海水は、その大きな反射能(アルベド)のため太陽エネルギーの地球表面での吸収を妨げ、また、その断熱効果によって海洋から大気への熱の流れを制御するため、エネルギー配分の不均一性を強めることになる。すなわち、海水の生成は、地球の冷源域形成の要因となり、地球の熱的バランスを支配する。

海水の成長過程における、大気—海洋間の熱、物質、運動量輸送機構の研究は、気候変動予測のための基礎的研究として重要である。とくに、氷縁海域は、地球の冷源—熱源の境界条件を決めるため、そこでの物理的素過程の研究は重要である。しかしながら、氷縁域の海水は薄く流動的で、その上での連続的観測は困難かつ危険であり、観測資料は充分でない。

オホーツク海は、わが国はもちろん、世界的にみても氷縁域の研究を進めるためには理想的な場所である。北大流氷研究施設は、1986年秋、オホーツク海に面する紋別港湾に、“氷海域気象・海象観測塔”(氷海観測塔と略称)を設置した。この塔の目的は、この塔周辺海域を氷縁海のモデル海域と位置付け、結氷生成にともなう、大気—海洋間の熱、物質、運動量の輸送機構の変化を観測し、研究を行なうことにある。

1988年冬、オホーツク海、北海道沿岸の海水の発達は劣勢で、氷海観測塔周辺にも高々10数cmの平坦な新生氷が張ったに過ぎなかった。筆者らは、海水生成域の、運動量、熱輸送機構研究のために、塔上に超音波風速計を設置し、結氷期とその前後の開水面上における風の連続観測を実施した。ここでは、第1報として、薄氷生成前後の、風の構造、とくに抵抗係数の変化、大気乱流の統計的性質について報告する。

### II. 運動量および熱輸送量の測定方法

運動量および熱輸送量の測定方法はいくつかあるが、本研究では乱流輸送量を直接測定する渦相関法を用いた。接地境界層では風のせん断応力(あるいは、レイノルズ応力)は、

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第3188号

\*\* 北海道大学低温科学研究所附属流氷研究施設研究報告 第124号

$$\tau = -\rho \overline{uw} \tag{1}$$

である。ここで、 $\rho$ は大気の密度、 $u$ は平均風の主風向の変動成分、 $w$ は鉛直方向の変動成分であり、 $\overline{\quad}$ は時間平均を意味する。高度 10 m を基準にした抵抗係数は、

$$C_{10} = \frac{\tau}{\rho U_{10}^2} = \frac{-\overline{uw}}{U_{10}^2} \tag{2}$$

ここで、 $U_{10}$ は高度 10 m の平均風速である。

熱フラックスは、

$$H = \rho C_p \overline{tw} \tag{3}$$

ここで、 $C_p$ は大気の定圧比熱、 $t$ は気温の変動成分である。

抵抗係数は表面の凹凸の度合や大気の安定度に依存する。安定度は  $z/L$  で表わされ、ここで  $L$  はモーニン・オブコフの長さで、

$$L = -T_a u_* / g \cdot K \overline{tw} \tag{4}$$

であり、 $T_a$ は気温の絶対温度、 $u_* = (-\overline{uw})^{1/2}$  は摩擦速度、 $K \approx 0.4$  はカルマン定数、 $g = 9.8 \text{ m/s}^2$  は重力加速度である。

超音波風速計のように応答速度の早い計測器を用い、風速の変動 3 成分 ( $u, v, w$ ) と気温変動 ( $t$ ) を求め、 $u$  と  $w$  の共分散から運動量フラックスが、 $t$  と  $w$  の共分散から熱フラックスが求められる。

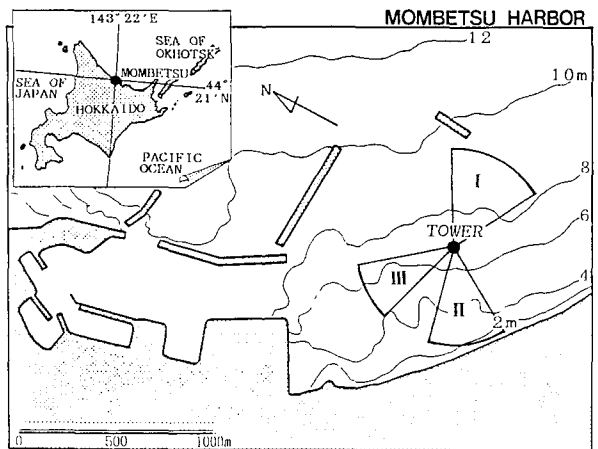
### III. 氷海観測塔による観測

#### 1. 観測海域および観測方法

氷海観測塔はオホーツク海に面する紋別港湾の海岸から 600 m 沖合、水深 6.5 m 点に設置されている<sup>1)</sup>。1988 年 2 月から 4 月にかけて、この塔上、海面から 15.9 m の高さに設置した 3 成分超音波風速計 (海上電気株式会社製 DA-310 温度センサー付き) によって、結氷前の開水面、薄氷、融解後の開水面の風の測定を行なった。第 1 図に観測海域、第 2 図に、超音波風速計を設置している氷海観測塔とその周辺の氷状 (1988 年 2 月 18 日) を示す。

#### 2. データの収録および解析

超音波風速計の出力、風速の東西、南北、鉛直方向の 3 成分および



第 1 図 氷海観測塔の位置。海域 I, II, III は第 6 図の風向域 I, II, III に対応

温度の計4つの信号( $\pm 1$  V)は、信号変換ユニットによって、4~20 mAの電流信号に変換され、海底ケーブルによって、約600 m離れた陸上の観測室に伝送される。この信号は、10 Hzのロー・パス・フィルターを通り、50 msのサンプリング・インターバルでA/D変換され、コンピューター(PC-9801)に収録される<sup>1)</sup>。



第2図 氷海観測塔とその周辺の氷状(1988年2月18日)

超音波風速計データのコンピューターへの収録は、陸上の観測室からリモート・コントロールで行なうことができる。今回の観測期間中はほぼ連続的にデータを収録することができた。本研究では、この連続記録のなかから、結氷前の開水面、薄氷、融解後の開水面のそれぞれの代表的なものを選び出し、新たに10分間の時系列を作った。以後の計算では、この10分間の時系列データを使用した。

コンピューターでの計算では、まず、風速の南北、東西、鉛直と気温の4成分の10分間の時系列データからそれぞれの成分の平均値を計算し、主風向に座標軸を回転し、主風向、横方向、鉛直方向、および気温のそれぞれの変動成分( $u, v, w, t$ )を求め、分散、共分散の計算を行なった。さらに、式(2)、(4)を用い抵抗係数、安定度( $z/L$ )、また乱流の強度等を計算した。

#### IV. 結果および考察

本研究では、結氷前の開水面、薄氷、融解後の開水面と、表面状態の変遷に注目して、抵抗係数がどのように変化するかを調べた。ここでは、安定度のスケールが中立状態に近い時のデータのみを使用し、極端に不安定および安定な場合は除外した。安定度の基準としては竹内・近藤<sup>2)</sup>を参考にして、 $|z/L| \leq 1$ とした。

##### 1. 表面状態の変遷と抵抗係数の関係

風速、風向、抵抗係数、気温、安定度、氷状の時間推移を第3図に示した。第3-a)図は2月5日から2月9日までの結氷前の開水面の場合である。図中上段の安定度は、中立に近いもの( $-0.1 < z/L < 0.05$ )を(・)で、安定を(↑)、不安定を(↓)で示した。風速は高々6 m/sであった。風速が2~3 m/s以下の時に抵抗係数は大きい値を示した。図中の気温は超音波風速計(高度15.9 mに設置)のデータであるが、日中も夜間も、海水の結氷温度の約 $-1.8^{\circ}\text{C}$ よりも低かった。観測期間中、開水面の水温測定は行なわれなかったがほぼ結氷温度と思われる。つまり、大気側が、海面より冷たく不安定の傾向にある。

第3-b)図は、結氷開始後、Slushができ、Dark Nilas, Light Nilasと、塔周辺の氷状が変化した時のデータである。前述のように、1988年の冬は流氷の勢力が弱く、この間、顕著な氷厚の増大、表面状態の変化は認められなかった。2月18日までは5 m/s以下の弱い風であった。2月23日~24日は5 m/s以上のやや強い風で、気温は $-4^{\circ}\text{C}$ 以上で、この時はほぼ中立

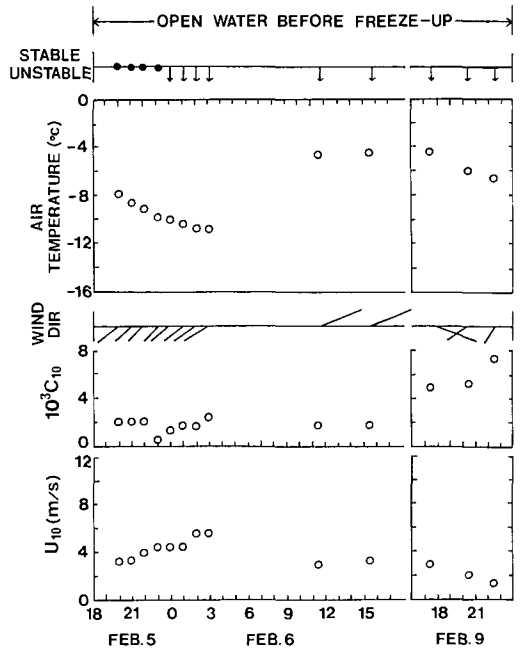
から安定の状態であった。

第3-c図は、融解後の開水面の時である。3月16日は、風は8 m/s以上でやや強く、気温は $-3^{\circ}\text{C}$ 前後であり、この時はほぼ中立状態であった。4月11日、19日は昇温期であり、気温の方が海面温度より高い時期である。

今回のデータからは、全期間を通して中立状態 ( $-0.1 < z/L < 0.05$ ) の出現は少なかった。結氷前の開水面と結氷後の薄氷とで、安定、不安定状態の出現の仕方に違いが見られるが、統計的に論ずるにはデータ数を増す必要があり、今後の課題である。

### 2. 抵抗係数と平均風速の関係

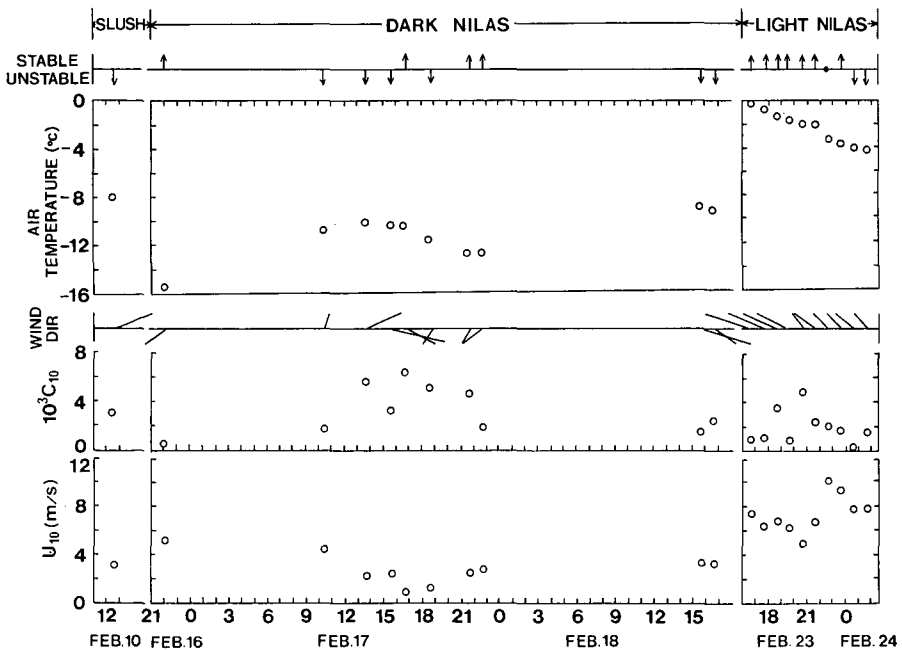
第4図に抵抗係数と風速の関係を示した。風速が3 m/s以下では、風速が弱くなると抵抗係数が増大する傾向にある。また、3 m/s以上では、抵抗係数の顕著な風速依存性は見られない。薄氷生成による抵抗係数の顕著な変化も見られない。ここで得ら

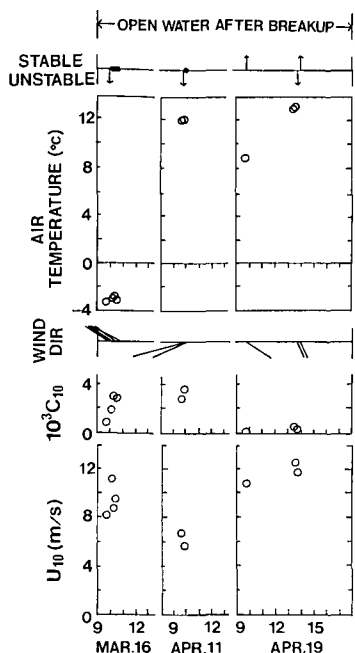


第3-a, b, c 図

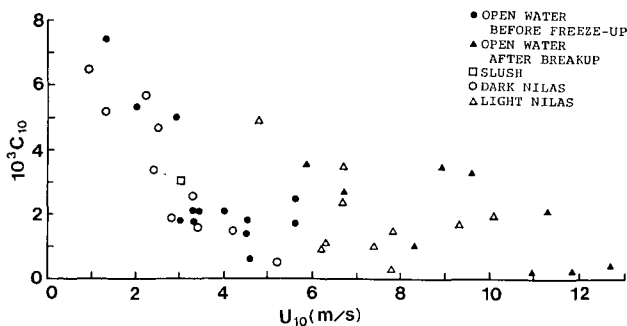
平均風速 ( $U_{10}$ ), 抵抗係数 ( $10^3 C_{10}$ ), 風向, 気温, 安定度の時間変化。(・)は中立状態 ( $-0.1 < z/L < 0.05$ )

a) 上図, b) 下図, c) 次頁上図





第4図 抵抗係数 ( $10^3 C_{10}$ ) と平均風速 ( $U_{10}$ ) の関係



第5図 抵抗係数 ( $10^3 C_{10}$ ) と安定度 ( $z/L$ ) の関係

れた開水面の抵抗係数を他の結果と比較すると、Smith<sup>3)</sup>よりは大きく、MIZEX Group<sup>4)</sup>の氷縁域の開水面の値  $10^3 C_{10} \approx 1.3 \sim 2.5$  と同程度の値である。

Overland<sup>5)</sup> は、様々な氷状から求められた抵抗係数をまとめ、1年氷の抵抗係数として  $10^3 C_{10} = 1.2 \sim 3.7$  を与えている。また、オホーツク海の1年氷での最近の研究では、青田他<sup>6)</sup> は様々な氷状の密接した氷野で  $10^3 C_{10} \approx 0.1 \sim 6.7$  (風速  $U < 7$  m/s) と幅広い値を、また内藤他<sup>7)</sup> は密接した氷野では  $10^3 C_{10} \approx 1.5 \sim 7.5$  (高度 8.5 m の風速  $U < 10$  m/s), Grease ice に対して 1.8 以下 ( $U < 13$  m/s) の値を、報告している。今回の筆者らの値は、上に報告された値と同程度であった。

### 3. 抵抗係数と安定度の関係

第5図に抵抗係数と安定度 ( $z/L$ ) の関係を示す。全体的に、不安定 ( $z/L < 0$ ) の出現が多い。開水面ではほとんどの場合中立か不安定であった。前述のように、結氷前では  $T_s - T_a > 0$  ( $T_s$  は海水の結氷温度約  $-1.8^\circ\text{C}$  で、 $T_a$  は

気温) の不安定の傾向にあったと考えられる。Smith<sup>3)</sup> は開水面の場合に、抵抗係数の安定度依存性を調べた。今回の筆者らの値は、開水面も薄氷もともに Smith<sup>3)</sup> の示した傾向とほぼ合うものであった。

### 4. 抵抗係数と風向の関係

第6図に抵抗係数と風向の関係を示す。図中の風向域 (I), (II), (III) はそれぞれ第1図の海域 (I), (II), (III) と対応する。図中で、(I) は沖からの風であり、(II), (III) はともに陸からの風である。海域 (II) では、吹送距離は約 600 m, (III) では約 1 km である。今回の観測からは、吹送距離の違いにより抵抗係数が変化するかどうか明らかなでないが、今後はデータ数を増やし、同じ表面状態で比較し、その

特性を検討する必要がある。

5. 乱流の強さと風速および

安定度との関係

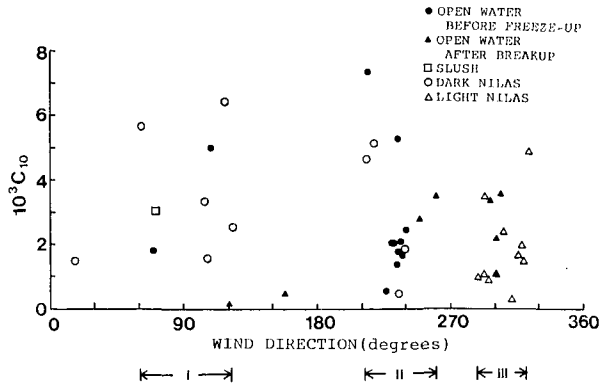
大気の流れ状態を記述する量として変動量の標準偏差がある。風速の3成分 ( $u, v, w$ ) の標準偏差を  $\sigma_u, \sigma_v, \sigma_w$  とする。ここで定義により,  $\sigma_u = (\overline{u^2})^{1/2}, \sigma_v = (\overline{v^2})^{1/2}, \sigma_w = (\overline{w^2})^{1/2}$  である。標準偏差を平均風速で無次元化した乱流の強度と平均風速との関係を第7図に示す。風の水平方向の乱れ ( $\sigma_u/U, \sigma_v/U$ ) は鉛直方向の乱れ ( $\sigma_w/U$ ) に比べ、ばらつきが大きい。

乱れの強さは表面形状や凹凸の程度により異なると思われる。今回得られたデータのばらつきの範囲内では、開水面と Nilas での顕著な差異は認められなかった。風速 3~4 m/s 以下では3成分ともに増加の傾向が見られる。これは、抵抗係数と同じ傾向にある。風速 3~4 m/s 以上では、水平成分 ( $\sigma_u/U, \sigma_v/U$ ) は若干風速とともに増加の傾向が見られる。今回得られた値は、Smith<sup>3)</sup> の開水面の場合よりは大きく、青田他<sup>6)</sup> や内藤他<sup>7)</sup> と同程度である。

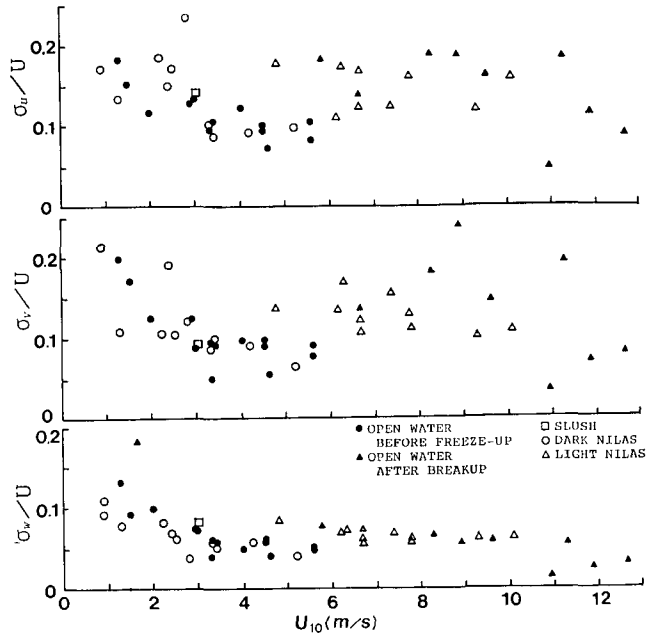
第8図に、乱流の強さと安

定度の関係を示す。水平方向の乱流の強さは、風速に対するのと同様に安定度に対してもばらつきが大きい。Smith<sup>3)</sup> の開水面の場合では、水平方向の乱流の強さは、風速に対して同様に安定度に対しても依存性があり、不安定状態の時に乱れが大きい。一方、鉛直方向の乱流の強さは安定度に対して顕著な依存性は見られない。今回の結果からも鉛直方向の乱流の強さの顕著な安定度依存性は見られないが、極端に安定、および不安定の時には安定度のスケールとして  $z/L$  をそのまま使えない<sup>2)</sup> ということもあり、 $z/L$  の使用限界を考慮する必要がある。

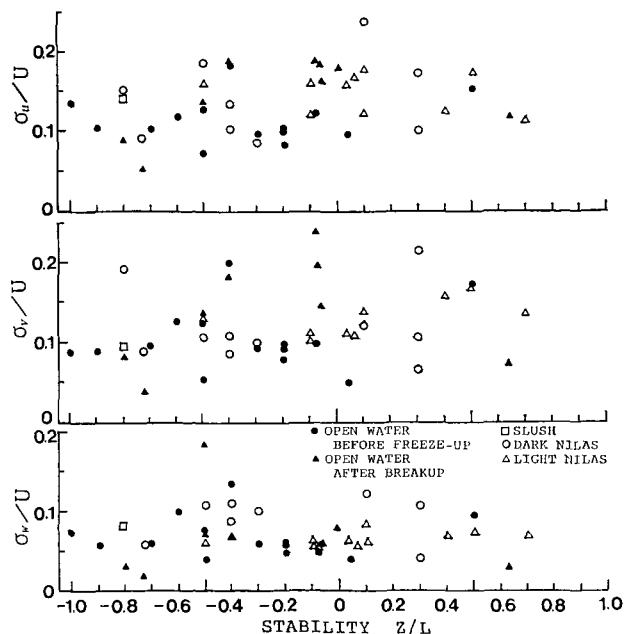
モーニン・オブコフの相似則 (例えば、竹内・近藤<sup>2)</sup>) が適用できれば、次の式が成立する。



第6図 抵抗係数 ( $10^3 C_{10}$ ) と風向の関係、風向域 I, II, III は第1図の海域 I, II, III に対応



第7図 乱流の強度 ( $\sigma_u/U, \sigma_v/U, \sigma_w/U$ ) と平均風速 ( $U_{10}$ ) の関係



第8図 乱流の強度 ( $\sigma_u/U$ ,  $\sigma_v/U$ ,  $\sigma_w/U$ ) と安定度 ( $z/L$ ) の関係

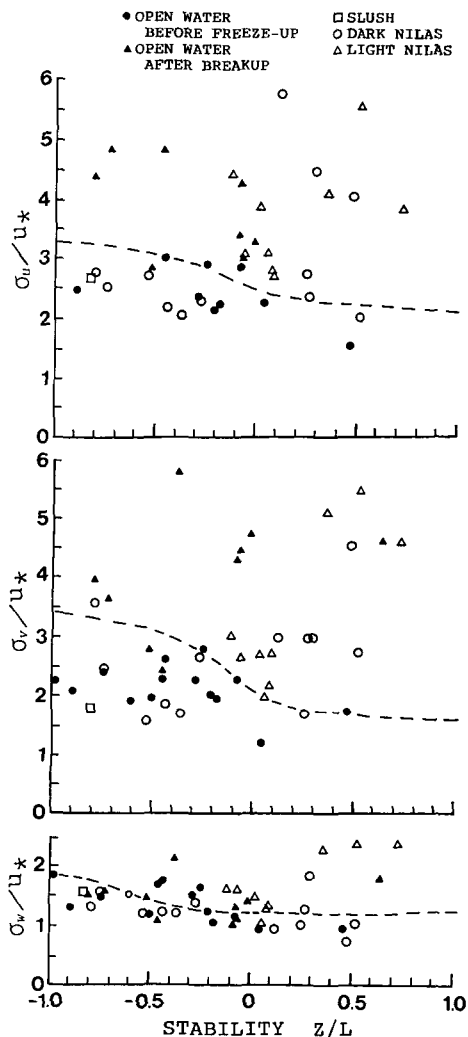
$$\frac{\sigma_u}{u_*} = f_1\left(\frac{z}{L}\right), \quad \frac{\sigma_v}{u_*} = f_2\left(\frac{z}{L}\right), \quad \frac{\sigma_w}{u_*} = f_3\left(\frac{z}{L}\right) \quad (5)$$

ここで  $f_i(z/L)$  ( $i=1, 2, 3$ ) は、 $z/L$  の普遍関数である。第9図に、 $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$ ,  $\sigma_w/u_*$  と  $z/L$  との関係を示す。図中には、竹内・近藤<sup>2)</sup>より引用した普遍関数が破線で示されている。

竹内・近藤<sup>2)</sup>の普遍関数は、カンザスの平担で一様な場所での観測資料に基づいたものであるが、 $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$  はまとまりが悪く、とくに不安定 ( $z/L < 0$ ) のときに、ばらつきが大きい。一方、鉛直方向、 $\sigma_w/u_*$  については接地層の相似則が適用されるが、水平方向については、とくに不安定成層の場合、相似則の適用が難しいと指摘されている<sup>2)</sup>。極端に安定な場合には、浮力の効果が大きく安定度の長さのスケールは  $z$  に無関係になる。また、極端に不安定な場合には  $u_*$  が0に近くなり、重要な量とは言えず局所的自然対流の状態となる。このように極端に安定及び不安定の場合には普遍関数の取扱が異なるが、今回の観測結果は適用の範囲内と思われる。

### V. まとめ

1988年冬、北海道オホーツク海沿岸の水海観測塔に設置した3次元超音波風速計を用い



第9図  $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$ ,  $\sigma_w/u_*$  と安定度 ( $z/L$ ) の関係



て、結氷直後の風の構造を調べた。抵抗係数は薄氷生成の前後で顕著な差異がみられなかった。結氷前では、結氷温度の海水とそれより温度の低い大気との間で不安定状態が見られた。今後は、海氷生成過程にともなう安定度の変化をより連続的に、熱フラックスや表面温度の測定とともに行なう予定である。また、抵抗係数は、風速が3 m/s以下で風速の減少に従って抵抗係数が増加の傾向にあるが、それ以上の風速ではほぼ安定している。

乱流の強さを用いて乱流特性を調べたが、風速に対して抵抗係数と同じ様な傾向が見られた。乱流の強さは鉛直方向の方が水平方向よりばらつきが小さく安定していた。

今回の観測結果はほぼ中立状態に近い時 ( $|z/L| \leq 1$ ) の物理機構が成り立つ場合についてのみ注目したが結氷前後や融解後の開水面では極端に不安定および安定な場合もあり、今後はそれらも含めた物理機構を研究する必要がある。

おわりに、現場観測およびデータ整理に御協力いただいた流氷研究施設の職員の皆様、また、観測塔への輸送で御協力いただいた株式会社西村組とオホーツク設計の皆様にあわせて感謝の意を表します。

## 文 献

- 1) 青田昌秋・白澤邦男・大井正行・石川正雄・福士博樹 1987 北大氷海域気象・海象観測システムとそれによる研究計画について. 低温科学, 物理篇, **46**, 179-183.
- 2) 竹内清秀・近藤純正 1981 大気科学講座1 地表に近い大気. 東京大学出版会 岸保勘三郎・浅井富雄編, 226 pp.
- 3) Smith, S. D. 1980 Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *J. Phys. Oceanogr.* **10**, 709-726.
- 4) MIZEX Group 1986 MIZEX East 83/84: The summer marginal ice zone program in the Fram Strait/Greenland Sea. EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, **67**(23), 513-517.
- 5) Overland, J. E. 1985 Atmospheric boundary layer structure and drag coefficients over sea ice. *J. Geophys. Res.*, **90**(C 5), 9029-9049.
- 6) 青田昌秋・福士博樹・関根松夫・内藤玄一・白井礼一 1986 レーダによる氷野の凹凸度の定量化. 低温科学, 物理篇, **45**, 45-58.
- 7) 内藤玄一・八木鶴平・佐々木保徳・浅沼市男 1988 海氷上の大気乱流の観測 (5). 日本気象学会 1988年秋季大会講演予稿集, **54**, 57.

## Summary

Measurements were made of an atmospheric boundary layer around the Air-Sea-Ice Observation Tower of Hokkaido University from February through April, 1988 (Figures 1 and 2). The tower stands in water 6.5 m deep and about 600 m off the shore near the Mombetsu harbour, Hokkaido. A three-dimensional ultrasonic anemometer-thermometer (Kaijo Denki Co., Ltd., Model DA-310) was installed on the frame at the top of the tower 15.9 m high above the sea surface. The sea surface around the tower during the period of the experiments changed from one condition to another: open water, slush, dark nilas, and light nilas (Figure 2).

The drag coefficient, stability and turbulence level over open water immediately before ice formation and those over thin ice and over open water after ice breaking up are shown

in Figure 3. No significant those difference was observed in drag coefficient for a stability range,  $-1 \leq z/L \leq 1$ , between measurements over open water and thin ice (Figure 5). The unstable condition,  $-1 \leq z/L < 0$ , was predominant during the period of open water immediately before freezing up, when the air temperature was lower than the sea surface temperature, which is assumed to have almost reached the freezing point of sea water (nearly  $-1.8^\circ\text{C}$ ) (Figure 3-a). The drag coefficient increased with a decrease in wind speed when it was less than 3 m/s, and remained almost constant in a range of 3~13 m/s (Figure 4).

The downwind and crosswind fluctuations in turbulence level were larger than the vertical ones (Figures 7 and 8). The turbulence level increased with a decrease in wind speed when it was less than 3 m/s (Figure 7). The vertical turbulence level remained almost constant in a range of 3 to 13 m/s (Figure 7).

We discussed variations in drag coefficient and in turbulence level varying with the surface terrains open water, slush and nilas, by using the results on the basis of the criterion of stability,  $-1 \leq z/L \leq 1$ . It was observed, however, that the very unstable conditions ( $z/L \ll -1$ ) and very stable conditions ( $z/L \gg 1$ ) frequently appeared when water was freezing up, and when ice was breaking up. Studies in such extreme conditions are called for in order to understand a mechanism of momentum and heat flux processes of freezing up and of breaking up.