



Title	薄氷域の大気境界層の観測（第2報）：氷海観測塔による1989年冬の観測
Author(s)	青田, 昌秋; AOTA, Masaaki; 白澤, 邦男 他
Citation	低温科学. 物理篇, 48, 79-89
Issue Date	1990-03-12
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18585
Type	departmental bulletin paper
File Information	48_p79-89.pdf



薄氷域の大気境界層の観測 (第2報)*,**

—氷海観測塔による1989年冬の観測—

青田昌秋・白澤邦男・高塚 徹

(低温科学研究所)

(平成元年10月受理)

I. はじめに

氷海の生成、成長、融解は、大気—海洋間の熱、物質、運動量の輸送機構にどのような影響をおよぼすのであろうか。とくに、氷縁海域は、地球の冷源—熱源の境界域にあたりここでの物理的素過程の解明は、気候変動予測のための基礎的研究として重要である。しかしながら、氷縁海の海水は薄く流動的で、その上での観測は困難かつ危険をともしない観測資料は著しく不足している。

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に、“氷海域気象・海象観測システム”(氷海観測塔と略称)を設置した¹⁾。当研究の目的は、この塔周辺海域を氷縁海のモデル海域と位置づけて、結氷あるいは流氷期とその前後の気象、海象現象の連続観測から、海洋—海水—大気間の熱、運動量の輸送機構を解明することにある。

1988年冬は沖合の流氷の流入は皆無で、高々厚さ10 cm内外の沿岸結氷が生じただけであった²⁾。1989年も当沿岸の流氷(海水)の勢力は、例年に較べ著しく劣勢で、3月下旬から4月始めにかけての数日間、沖合流氷塊の港内への流入が起こったのみであった³⁾。

氷縁海は平坦な新生氷で覆われる場合もあり、密接度の異なる凹凸の厳しい氷塊群に覆われる場合もあり、その氷状は様々である。したがって、色々な氷状での観測資料の蓄積が必要となる。前年(1988年)²⁾に引き続き、塔上に設置した超音波風速計によって、流氷到来時とその前後の開水期の風の連続観測を行った。ここでは、第2報として、主に、流氷群が浮遊する海域の風の構造、抵抗係数、熱輸送量の変化について報告する。

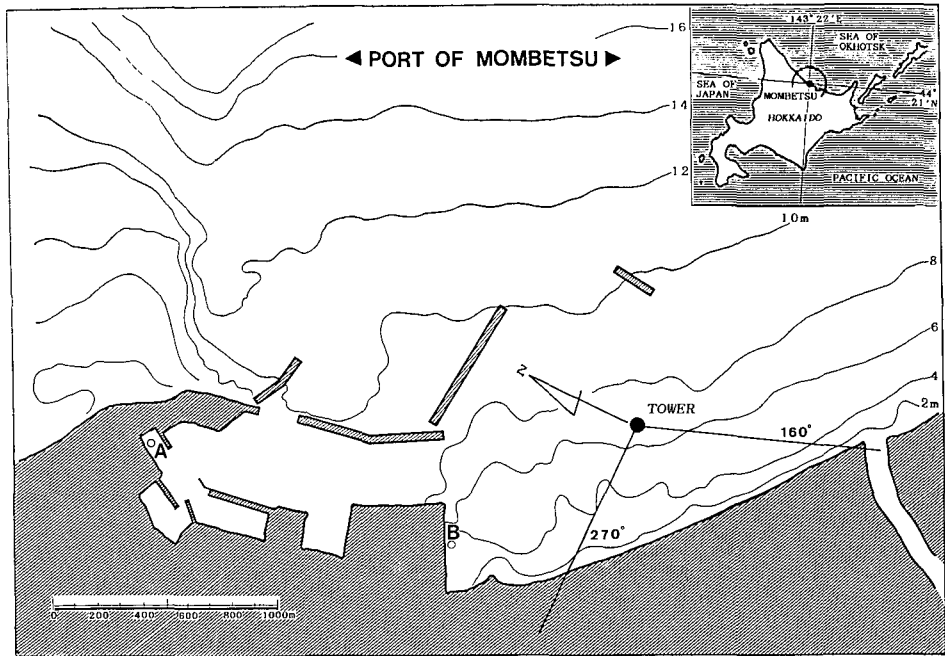
II. 観測位置と測定方法

1. 観測位置および測定期間

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約650 m沖合、水深6.5 m点に設置されている(第1図)。この塔上、海面から15.9 mの高さに、3成分超音波風速計(海上電機

* 北海道大学低温科学研究所業績 第3306号

** 北海道大学低温科学研究所流氷研究施設研究報告 第129号



第1図 観測位置。黒丸 (Tower) は水海観測塔, Aは紋別測候所・水温観測点, Bは北大流氷研究施設・水温・塩分・クロロフィル測定点, 右上には北大流氷レーダ・紋別局と観測範囲を示す

株式会社製 DA-310 温度センサー付き) を設置し風速3成分と温度の測定を行った。

測定は、港湾内塔周辺海域に流氷が存在した1989年3月27日～3月31日とその前後の開水面時の同年2月13～17日、4月1～3日に行った。

2. 測定方法

超音波風速計で測られた風速の3成分(南北, 東西, 鉛直方向)および気温の4信号($\pm 1v$)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陸上の観測室へ伝送される。これらの信号は、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、コンピュータに収録される。観測終了後デジタル化された各信号を各物理量に再変換し、それぞれの時系列データを作った。得られた風速の南北, 東西, 鉛直成分および気温の各10分間の時系列データからそれぞれの平均値を求め、主風向方向に座標軸を回転し、風速の主風向成分, 横方向成分, 鉛直方向成分, 気温およびそれぞれの変動成分(u, v, w, t)を求めた。

3. 渦相関法による運動量および熱輸送量の算出

接境界層における運動量および熱の輸送量は、渦相関法によって風速の変動3成分(u, v, w)および気温の変動成分(t)から、それらの共分散として求められる。風の剪断応力(レイノルズ応力)は、 u, w の共分散から、第1報²⁾と同じ記号を用いて、

$$\tau = -\rho \overline{uw} \quad (1)$$

である。ここで ρ は大気密度で、 $\overline{\quad}$ は時間平均を表わす。 $\rho \overline{uw}$ は、運動量の水平成分の鉛

直方向の乱流輸送量に他ならない。高度 10 m を基準にした抵抗係数は、

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

ここで、 U_{10} は高度 10 m の平均風速である。

熱輸送量 (熱フラックス) は、

$$H = \rho C_p \overline{tw} \quad (3)$$

ここで、 C_p は大気 の定圧比熱である。

熱輸送量 (H) が、海面あるいは海水面の温度 (T_s) と気温 (T_a) の差、平均風速に比例すると考えると、乱流による熱輸送係数は、

$$C_t = \frac{\overline{tw}}{(T_s - T_a) U_{10}} \quad (4)$$

で表わされる。 C_t は無次元量でスタントン数 (Stanton number) とも呼ばれる。

抵抗係数 (C_{10})、熱輸送係数 (C_t) は大気 の安定度にも依存する。ここでは、安定度の指標として、 z/L を用いる。 L はモーニン・オブコフの長さで、

$$L = -T_a u_* / g k \overline{tw} \quad (5)$$

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

III. 観測結果および考察

第 1 報 (1988 年)²⁾ では、港内結氷前の開水面、薄く平坦な新生氷、およびその融解後の開水面について報告した。本報告では、前年 (1988 年) の氷状とは異なり、沖合流氷流入前の開水面、密な氷塊群が存在した海面、やや疎な氷塊群が存在した海面および流氷流出後の開水面上の接地層の抵抗係数、安定度、乱流による顕熱輸送量等について報告する。

ここでは、前報と同じく、安定度がほぼ中立状態を保っている場合について報告する。

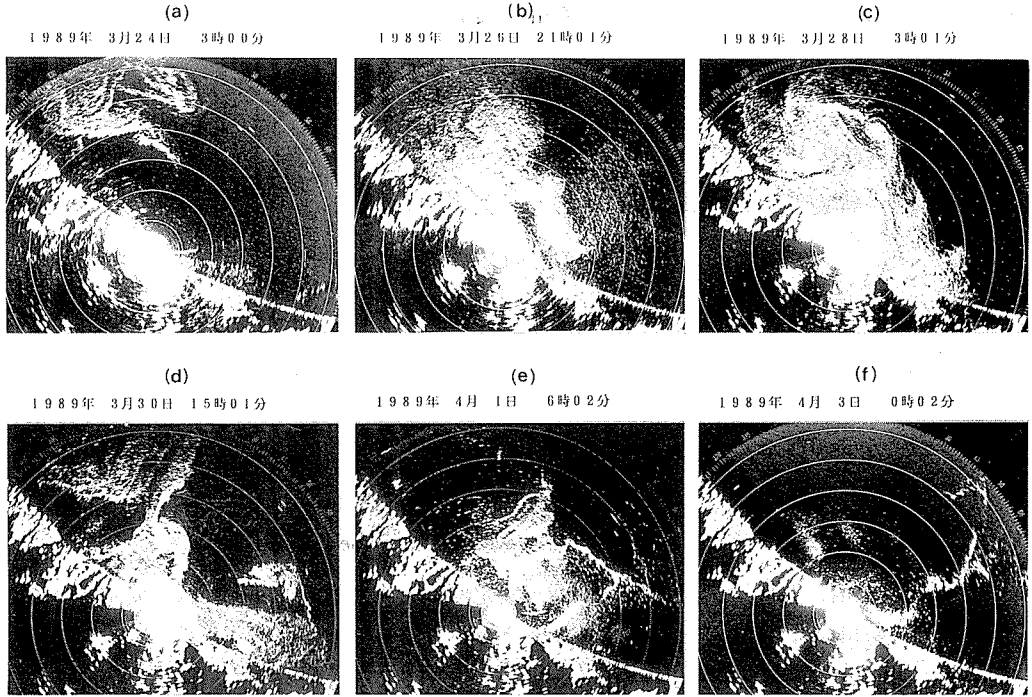
安定度の基準としては、前報²⁾ と同じく $-0.1 \leq z/L \leq 0.05$ を中立、 $0.05 < z/L \leq 1.0$ をほぼ安定、 $-1.0 \leq z/L < -0.1$ をやや不安定とし、極端な安定および不安定、すなわち $|z/L| > 1$ の場合は今回の考察から除外した。

また第 1 図の観測海域図中に示すように、塔を中心として $160 \sim 270$ 度の方向の風は海岸地形の影響を受けると考えられるため除外してある。また風速が 1 m/s 以下の弱い風の場合も風向が不安定であるため除外した。

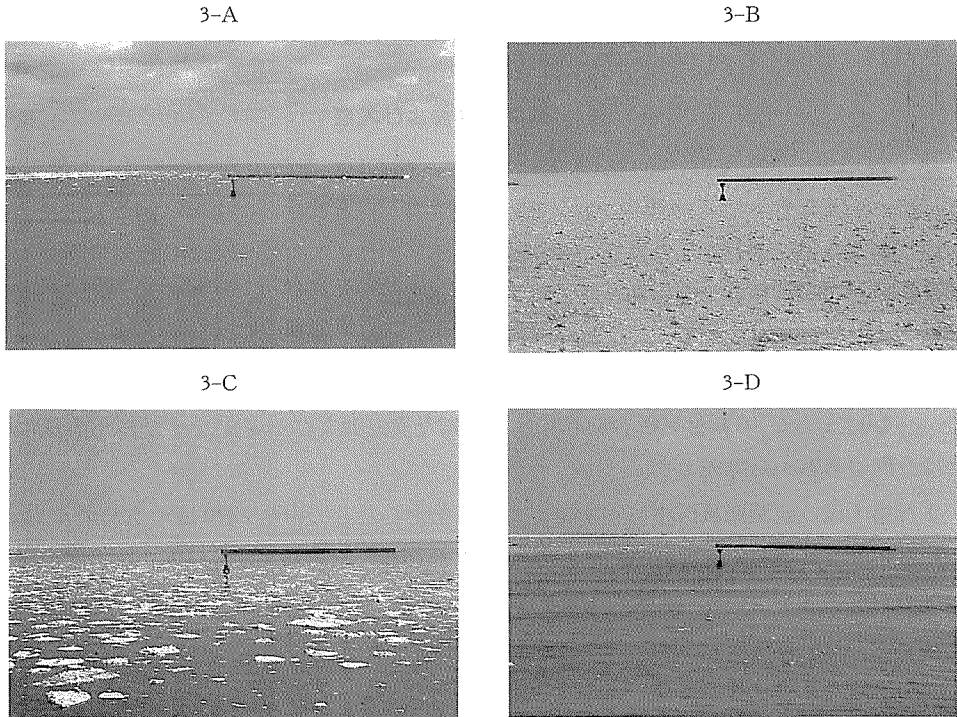
$|z/L| > 1$ の場合については、今後データの蓄積を重ねた上で考察する。

1. 紋別港湾内外の氷状の推移

第 2 図に観測期間中およびその前後の、紋別沖の流氷分布 (北大流氷観測レーダによる)³⁾ の推移を、第 3 図には観測塔周辺の氷状を写真によって示す。



第2図 北大流氷レーダによる紋別沖の流氷分布の変化。同心円は5海里(9.26 km) 毎である



第3図 氷海観測塔周辺の氷状。A: 3月27日10時, B: 3月28日13時, C: 3月31日12時, D: 4月2日10時

3月24～25日：紋別港の北西～北方向の流氷が海岸沿いに南東流し、その先端部は紋別港北方15 裡に達した(第2-a 図)。紋別港内は流氷、港内結氷も認められず開水面であった。

3月26～27日：26日15時以降沖合流氷は急速に接近し、紋別沿岸に接岸し(第2-b 図) 極く少量の小板氷(径2メートル以下の板状氷)、砕け氷(径2メートル以下)が港内にも流入したが、観測塔周辺は開水面であった(第3-A 図)。

3月28～29日：紋別港沖の流氷は風によって吹き寄せられ、岸寄りの密接度が増大した(第2-c 図)。海上保安庁巡視船“ゆうばり”による目視観測によると、紋別港沖の水状は小板氷、砕け氷で密接度は4～6であった。観測塔周辺は小板氷、砕け氷が密接し、密接度は10であった(第3-B 図)。

3月30～4月1日：紋別港外の流氷は多少沖側へ移動、離岸し始めた(第2-d 図)。これに対応して、観測塔周辺の流氷群の密接度も4以下に低下した(第3-C 図)。

4月1～3日：4月2日はじめから流氷は急速に沖合へ移動した(第2-e, f 図)。観測塔周辺数100 m はほとんど開水面となった(第3-D 図)。

2. 気象要素の時間的推移

第4-(a～g 図)に、観測期間中の、気温(T_a)、海水温(T_s)、海水温と気温の差($T_s - T_a$)、海面状態、氷状の推移、平均風速(U_{10})、大気の安定度(z/L)、抵抗係数(C_{10})、乱流による顕熱輸送量(H)および熱輸送係数(C_t)の時間変化を示した。なお、第4-a 図(T_a , T_s , $T_s - T_a$ の時間変化)を除き、図中では、第4-b 図(氷状の時間変化)で示した記号を用いて表面状態を区別した。

気温(T_a)は超音波風速計(高度15.9 m)によるもので、10分間の平均値である。水温(T_s)は紋別測候所によるもので、測点、測深は紋別港奥部の水面下2メートル点である(第1図A点)。

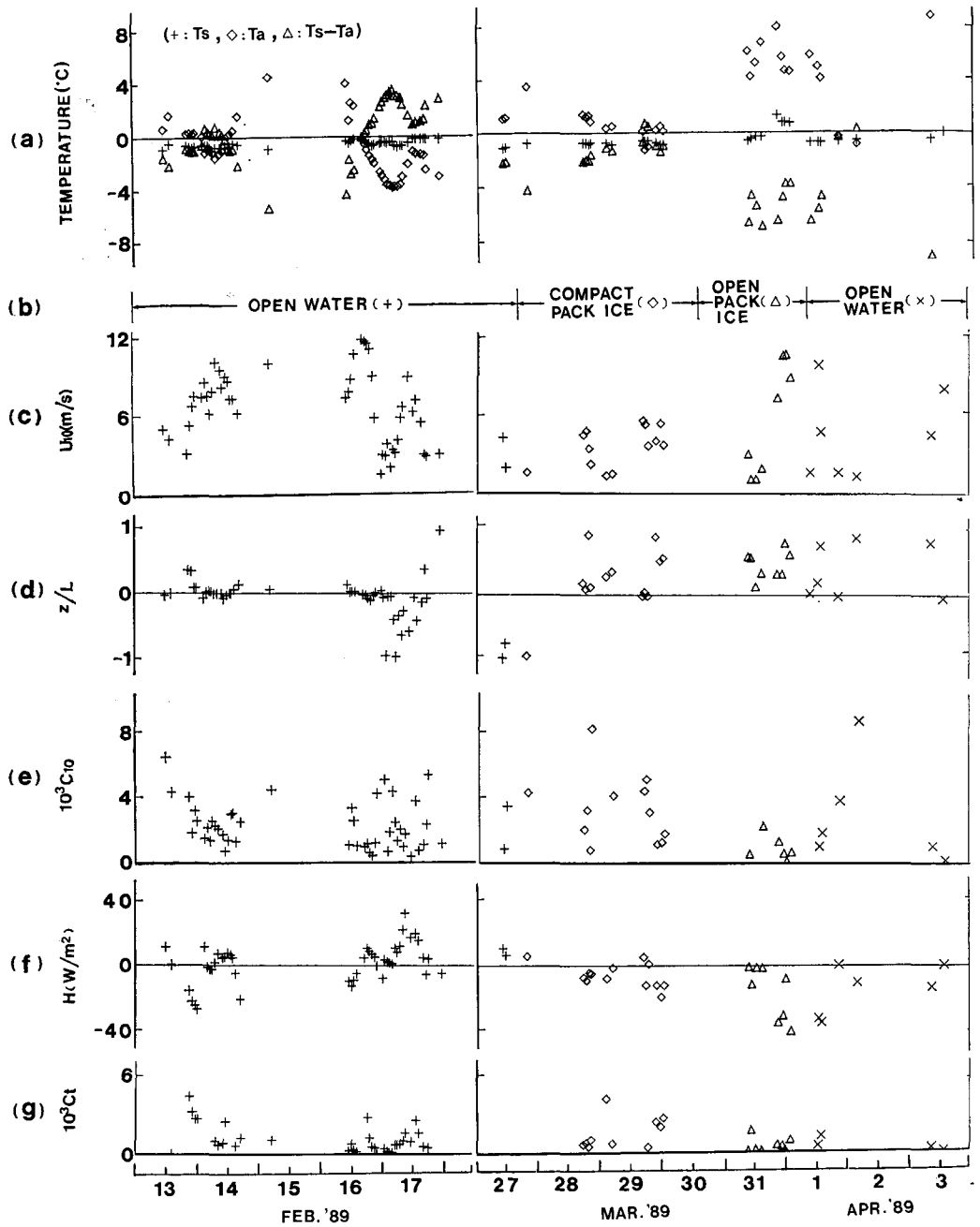
流氷が流入する前の2月16日正午までの気温は $-0.2 \sim 5^\circ\text{C}$ で、海水温より高いか、ほぼ同等であった。この間の風速は3～12 m/sである。先に述べたように、陸風は除外してあるため、図中の風向はほぼ海側からの風を示している。この間の安定度(第4-d 図)は、 $-0.1 \leq z/L \leq 0.05$ でほぼ中立である。

2月16日午後から17日正午にかけて気温は急速に低下、逆転して海水温より低温となっている。安定度は前半の中立からやや不安定に向かっている。

2月17日正午以降、気温は上昇して再び海水温以上へ移行、これに対応して、安定度も中立、やや安定へ変わっている。

3月27日午前から流氷の流入が始まっている。図には示していないが、流氷接近前2月24日、北大流氷研究施設による紋別港岸壁(第1図B点)の水温、塩分量は、それぞれ表面で 0.5°C 、32.4‰、水面下3 m 層で 0.0°C 、32.4‰であった。3月27日の流氷流入後水温は多少低下し、第4-a 図に示すように $-1.2 \sim -0.8^\circ\text{C}$ となっているが、結氷温度には至っていない。流氷流入後から3月30日の密接度の大きい流氷が存在した期間中の気温は、水温と同程度かやや高い程度で、安定度は中立ないし弱い安定を保ち続けている。

流氷の密接度が減少し始めた3月31日以降気温は急上昇し、海水温より $4 \sim 8^\circ\text{C}$ 高温とな



第4図 気象要素の時間変化。氷状は(b)に示す。最上段(a)図以外のグラフ中の各記号は、それぞれ(b)欄の各氷状の記号に対応する

っている。この間も大気の安定度は中立ないしは弱い安定を維持している。

3. 氷縁海の運動量および熱の輸送量

先にも述べたように、1989年冬の紋別港内の水温は結氷温度以上で港内結氷は無かった。港内には沖合の流氷(砕け氷)のみが流入した。一方、1988年冬には港内に薄く平坦な新生氷

が生じただけであった。ここでは、前年(1988年)の資料も含めて、氷状の違いと抵抗係数、乱流による熱輸送係数について報告する。

1) 抵抗係数

第4-(e)図に、流水域およびその前後の開水面の風に対する抵抗係数の推移を示した。抵抗係数は風速や安定度に依存する。海水の有無、氷状による抵抗係数の相違をみるため、第5, 6図にはそれぞれ抵抗係数(C_{10})と平均風速(U_{10})および安定度(z/L)との関係を示す。

海水の有無および氷状は第4一(b)図に示した記号で区別されている。

a) 抵抗係数と平均風速の関係

抵抗係数は風速に依存し、風速の低下に従って増大することが知られている。データ数が充分でないため、あまり明白ではないが、第5図でもこの傾向は認められる。

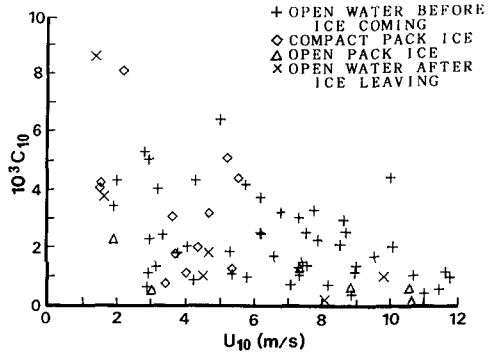
流水の有無、氷状変化の影響をみるには、ほぼ等しい風速の範囲内で、各氷状に対する抵抗係数を比較する必要がある。第5図から明らか

のように、流水の有無、氷状による抵抗係数の系統的差は認められず、風速3 m/s以下で $0.2 \times 10^{-3} \leq C_{10} \leq 9 \times 10^{-3}$ 、風速が3 m/s~6 m/sの範囲で、 $0.2 \times 10^{-3} < C_{10} < 7 \times 10^{-3}$ の範囲にばらついている。風速6 m/s以上では、ほとんどが開水面となっており、氷状による比較は困難であるが、 $0.1 \times 10^{-3} < C_{10} < 5 \times 10^{-3}$ である。前報²⁾で報告した新生氷(グリース・アイス)、暗いニラス、明るいニラスの場合も、氷状による抵抗係数の差は認められず、風速3 m/s以下で $2 \times 10^{-3} < C_{10} < 8 \times 10^{-3}$ 、風速3 m/s以上で $0.3 \times 10^{-3} < C_{10} < 5 \times 10^{-3}$ であった。

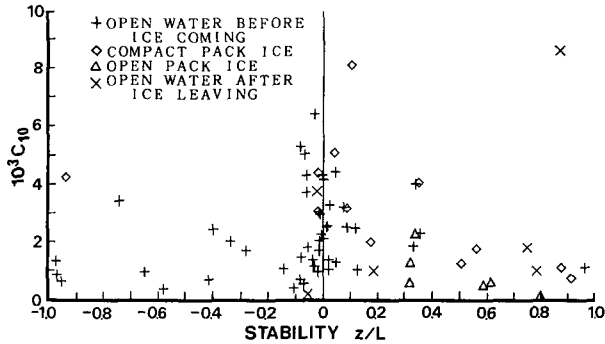
オホーツク海の海水の抵抗係数について白澤⁴⁾は、積雪のある平坦な氷野で $C_{10} = 1.2 \times 10^{-3}$ 、凹凸のある氷原で $C_{10} = 3 \times 10^{-3}$ を得ている。青田他⁵⁾は密接した氷野での長期間の観測から $0.1 \times 10^{-3} \sim 6.7 \times 10^{-3}$ という幅広い値を、また内藤他⁶⁾はグリース・アイスで $C_{10} < 1.8 \times 10^{-3}$ 、密接氷で $1.5 \times 10^{-3} \sim 7.5 \times 10^{-3}$ という値を報告している。

1988, 1989年の2冬の著者らの得た、平坦な新生氷、密接度を異にする砕氷での抵抗係数は、上に報告された値とほぼ同程度であるといえる。

b) 抵抗係数と安定度の関係



第5図 抵抗係数(C_{10})と平均風速(U_{10})の関係。グラフ中の各記号は、それぞれ第4図-(b)欄の各氷状の記号に対応する



第6図 抵抗係数(C_{10})と安定度(z/L)の関係。グラフ中の各記号はそれぞれ第4図-(b)欄の各氷状の記号に対応する

第6図に、安定度と抵抗係数の関係を示す。図から明らかなように、流水流入前の開水面である期間の大気安定度は中立から弱い不安定で、流水流入時は中立から弱い安定である。大気安定度と抵抗係数の関係は、これだけのデータでは断定できないが、安定度が中立の場合にばらつきが大となり、その上限が増大する傾向がうかがわれる。

2) 氷縁海の乱流による熱輸送

抵抗係数に較べて、氷海における乱流による顕熱輸送量の測定例は少ない。氷縁海であるオホーツク海での実測はこれまでなされていない。ここでは1988年、1989年兩年のデータを用いて、氷縁海の乱流による顕熱の輸送量の測定結果を報告する。

乱流による顕熱の輸送量 (H) は(3)式によって求められる。第4-(f)図に熱輸送量の推移を示した。

観測期間中、水温は、ほとんどが、結氷温度(約 -1.7°C) よりやや高い程度でその変動幅は、気温変動に較べて著しく小さい。従って、流水流入前の開水面時の熱輸送は、気温の変動に対応(逆位相)している。この間の熱輸送量は ($-30\sim 35$) W/m^2 である。流水流入期間中、気温はほとんどが 0°C 以上で熱の流れは下向き(負)で、($-40\sim 0$) W/m^2 である。

次に、第4-(a), (c), (f)図に示した、海水温と気温の差 ($T_s - T_a$)、平均風速 (U_{10})、熱輸送量 (H) から、(4)式を用いて、熱輸送係数 (C_t) を求めた。 C_t の時間推移を第4-(g)図に示す。

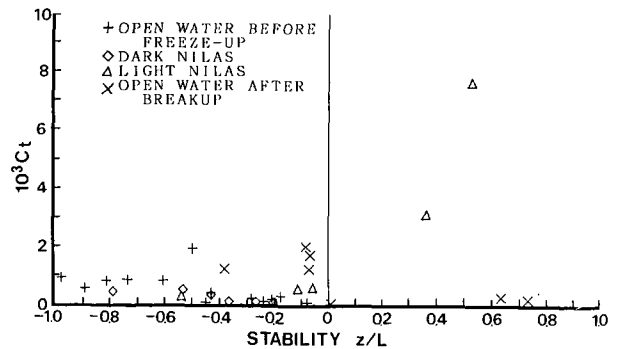
(4)式の熱輸送係数の算出に当たっては、 T_s として開水時には海水表面を、海水が存在するときには氷水面の温度を用いるべきであるが、ここでは表面温度の測定が得られていないので、海水温度をもって代用した。冬期は海水の鉛直混合が盛んであること、流入した流水の表面は氷塊の動揺、暖気によって常に海水で濡れている事実から、 T_s として海水温を用いたことによる C_t の誤差は充分小さいといえる。

熱輸送係数は、開水面、流水域で顕著な差は認められず ($0.1\sim 4.0$) $\times 10^{-3}$ の間に分布しており、開水面、砕氷域の C_t の平均はともに約 1×10^{-3} である。

抵抗係数 (C_{10})と同様に熱輸送係数 (C_t)も安定度に依存すると考えられる。ここでは氷状の異なる1988、1989年の観測で得られた結果を熱輸送係数 (C_t)と安定度 (z/L)の関係図で示す(第7、8図)。

第7、8図によって開水面、発達段階の異なるニラス、密接度の異なる砕氷域の C_t の相違、安定度依存性を比較する。

1988年冬の海面状態は、図中に示すように暗いニラス(厚さ5cm以下)、明るいニラス(厚さ10cm以下)あるいは開水面であり、大気安定度はほとんどの場合中立から弱



第7図 新生氷域の乱流熱輸送係数 (C_t)と安定度 (z/L)の関係(1988年)。(+)は結氷前の開水面、(◇)は暗いニラス、(△)は明るいニラス、(×)は海水流出後の開水面

い不安定である。

ニラスでの C_t の平均値は約 0.3×10^{-3} 、開水面での C_t の平均値は約 1.0×10^{-3} である。またニラスの C_t のばらつきの幅は開水面のそれより小さい。

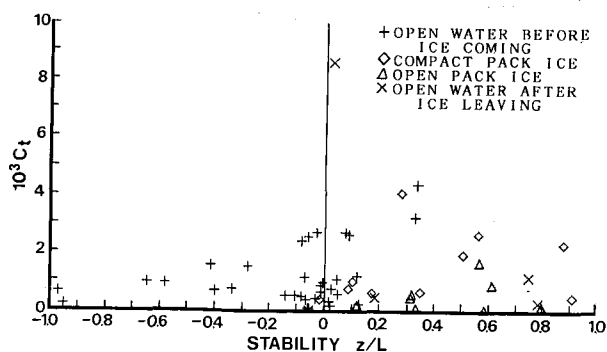
一方、1989年の砕氷域の安定度は中立ないしは弱い安定であり、 C_t の平均値は約 1×10^{-3} である。

安定度の相違を無視して、ニラス、砕氷域の C_t を比較すると、砕氷域の C_t はニラスのそれより大と

いえる。また分散の度合いを比較すると、ニラスの方がはるかに均一な分布をしているといえる。

C_t の安定度依存性は、この限られたデータでは断言できないが、中立状態に近づくに従って C_t の増加の傾向がうかがえる。

C_t についての測定は少なく、著者らの知る限り、オホーツク海の氷水域での測定はなされていない。Thorpe 他⁷⁾ は AIDJEX および Robeson Channel での観測で、それぞれ $C_t = 1.2 \times 10^{-3}$ 、 1.0×10^{-3} (安定時) を得ている。また、Andreas⁸⁾ は氷上の C_t と風速および表面形状の関係をまとめたが、 C_t は大体 1.0×10^{-3} と 1.5×10^{-3} の間であると報告している。これら高緯度の氷域での C_t と比較すると、著者らの得たニラスの C_t はそれらより小で、砕氷域の値は、Thorpe 他⁷⁾ および Andreas⁸⁾ の得た値とほぼ等しいといえる。



第8図 砕氷域の乱流熱輸送係数 (C_t) と安定度 (z/L) の関係 (1989年)。グラフ中の各記号は、それぞれ第4図-(b)欄の各氷状の記号に対応する

おわりに

前報 (1988年) に引き続き、氷海観測塔に設置した超音波風速計によって、氷海域の運動量および熱の輸送量を測定した。

1988年の塔周辺の氷状はニラスであったが、今回は外海から流入した砕氷群であった。

今回もほぼ中立状態に近い場合を選び、抵抗係数、熱輸送係数と氷状の関係について考察した。

得られた熱輸送係数の値は、ニラスで 0.3×10^{-3} 、砕氷域で 1.0×10^{-3} である。

抵抗係数、熱輸送係数の安定度依存性に関しては、データが不十分で明白な関係は認められなかった。今後もデータの蓄積を行って安定度が、中立状態以外の場合も含めて、氷状と抵抗係数、熱輸送係数の関係を究明していきたい。

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皆様、解析に関して御指導、御協力いただいた低温科学研究所・融雪部門 児玉裕二博士、水温の記録を提供下さった紋別測候所、流氷情報を提供下さった海上保安庁巡視船“ゆうばり”、塔への輸送に

御協力いただいた株式会社西村組紋別支店、株式会社オホーツク設計の皆様にあわせてお礼申し上げます。

なお、この研究費用の一部は、文部省科学研究費・総合研究(A)“氷縁海における大気・海洋間の熱輸送機構と氷野の運動についての研究”(研究代表者 青田昌秋)、文部省科学研究費(国際学術研究)“北極海・氷縁域の海氷生成が海況および海洋生物に与える影響についての比較研究”(研究代表者 青田昌秋)によった。

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) 青田昌秋・白澤邦男・高塚 徹 1988 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— 低温科学, 物理篇, **47**, 177-185.
- 3) 青田昌秋・石川正雄・高塚 徹・池田光雄・白澤邦男 1989 レーダー観測による北海道オホーツク海岸沖の流水分布. 低温科学, 物理篇, **48**, 資料集(印刷予定).
- 4) 白澤邦男 1981 氷野に及ぼす風の応力の研究. 低温科学, 物理篇, **40**, 101-118.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) Thorpe, M. R., Banke, E. G. and Smith, S. D. 1973 Eddy correlation measurements of evaporation and sensible heat flux over Arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, **78(18)**, 3573-3584.
- 8) Andreas, E. L. 1987 A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice. *Boundary-Layer Meteorology*, **38**, 159-184.

Summary

In this paper we report the results of the observation of an atmospheric boundary layer in a marginal ice zone, following our previous paper²⁾. Measurements were made around the Air-Sea-Ice Observation Tower of Hokkaido University in the Okhotsk sea coast of Hokkaido from February 13 to April 3, 1989 (Figure 1). The tower stands in water 6.5 m deep and about 600 m off the shore near Mombetsu harbour, Hokkaido.

Measurements were made using a three-dimensional ultrasonic anemometer-thermometer (Kaijo Denki Co., Ltd. Model DA-310) installed on a frame at the top of the tower 15.9 m above the sea surface.

The variations in the drift ice distribution off Mombetsu harbour obtained with the sea-ice-radar are shown in Figure 2. The brash ice flew in unfrozen Mombetsu harbour on March 27, 1989. The sea surface condition changed from one condition to another: open water, compact ice, open pack ice and again open water during the period of the observation (Figure 3).

The time series of the air temperature (T_a), water temperature (T_s), mean wind speed (U_{10}), stability (z/L), drag coefficient (C_{10}), sensible heat flux (H) and heat transfer coefficient (C_t) and the variation in the sea surface condition are shown in Figure 4.

On the basis of the results in 1988 and 1989, we discuss the variations in drag coefficient

and in heat transfer coefficient as a function of mean wind speed, stability and the sea surface condition for the near neutral condition ($|z/L| \leq 1$) (Figures 5-8).

Over open water and brash ice no significant difference was observed in drag coefficients either as a function of wind speed (Figure 5) or of stability (Figure 6); nor was there a significant difference in heat transfer coefficient as a function of stability (Figure 8).

The observed values of the drag coefficient C_{10} were $1.0 \times 10^{-3} < C_{10} < 9.0 \times 10^{-3}$ (Figures 5 and 6). The observed values of the heat transfer coefficient C_t were $0.1 \times 10^{-3} < C_t < 4 \times 10^{-3}$ (Figure 8).

The heat transfer coefficient over Nilas (obtained from the 1988 experiment) were almost constant with the stability (Figure 7), and its average value was 0.3×10^{-3} , one third less than those of brash ice and open water (Figure 8).