HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	ハドソン湾南東部海氷下海洋境界層の観測的研究　IV ： 乱流統計量の特性
Author(s)	白澤, 邦男; 高塚, 徹; Ingram, R. Grant
Citation	低温科学. 物理篇, 51, 139-150
Issue Date	1993-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18619
Type	departmental bulletin paper
File Information	51_p139-150.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Kunio SHIRASAWA, Tohru TAKATSUKA and R. Grant INGRAM 1992 Measurements in the boundary layer under landfast ice in southeast Hudson Bay IV. - Characteristics of the turbulent structure -. *Low Temperature Science, Ser. A, 51.*

ハドソン湾南東部海氷下海洋境界層の観測的研究 IV***

— 乱流統計量の特性 —

白澤　邦男・高塚　徹

(低温科学研究所)

R.Grant INGRAM

(マギル大学大気海洋科学科)

(1992 年 11 月受理)

Abstract : A three-dimensional ultrasonic current meter and a temperature-conductivity sensor were used to measure the turbulent structure in the under-ice boundary layer in southeast Hudson Bay. Time series for 15-min. duration obtained at the depth of 53 cm under the ice were used to calculate variances and covariances of currents, temperature and conductivity. The turbulent kinematic energy was well correlated with its horizontal one, but less correlated with the friction velocity. It was suggested that the current regime in the boundary layer might be affected by pressure ridge keels or surface protrusions upstream of the experimental site. The non-dimensionalized variances of the vertical component of the current velocity increased with an increase in instability, while those of both temperature and conductivity decreased with an increase in instability.

要旨：定着氷下 53 cm の深さに 3 成分超音波流速計と水温・塩分計が設置された。2 Hz のサンプリング間隔でA／D変換された 15 分間の時系列データからそれぞれ流速 3 成分，水温，塩分の平均値，変動量の分散，共分散が計算された。乱流の運動エネルギーは水平方向の流速変動の分散とよい相関を示したが，摩擦速度との関係ではばらつきが大きかった。境界層は氷丘脈や表面の起伏や凹凸により，また境界層の下の層の成層状態により大きく影響を受けており，その厚さも制限を受けている。観測期間中安定度は不安定であった。大気境界層に適用されている相似則はこの不安定の範囲で海氷下境界層でも成立すると思われるが，その適用の範囲は限られると思われる。

Key Words : heat flux, momentum flux, salt flux, turbulence, under-ice boundary layer

キーワード：運動量フラックス，塩フラックス，海氷，熱フラックス，乱流境界層

* 北海道大学低温科学研究所業績　第 3633 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 137 号

I. 緒　　言

ハドソン湾は毎年12月末から6月初め頃まで湾の90%以上が海氷に覆われる季節海氷域である。氷の融解が始まる4月下旬頃から海洋環境の変化に伴いアイス・アルジーやプランクトンなどの生物相の活動が著しくなる。ハドソン湾南東部のGreat Whale River（第1図参照）の沖合では，カナダ漁業海洋省のMaurice Lamontagne Institute, McGill大学，Laval大学と当流氷研究施設が協同で「海氷融解による海洋環境の変動が海洋生物相に及ぼす影響の研究」が行なわれた[1~6]。当施設は海洋物理環境の研究を担当し，前報では，3成分超音波流速計を用いて海氷下約1.5 mの海洋境界層の乱流強度や抵抗係数の測定結果を[2]，また，乱流強度の測定に加え，運動量フラックスの連続測定を[3,6]，更に，水温・塩分計と流速計を組み合わせた運動量，熱および塩フラックスの測定を報告した[4]。本研究では，3成分超音波流速計と水温・塩分計を組み合わせて測定した，沿岸定着氷下海洋境界層の乱流統計量の特性について報告する。

II. 境界層を記述する乱流統計量

乱流の状態は非常に複雑であり，速度や温度などの物理量は時間的にも空間的にも不規則に変動しており，一般的にはそれらの物理量の統計的な平均値を用いて，乱流場を記述する。

海氷下の海洋乱流境界層中の海水の流れによる運動量フラックス，つまりレイノルズ応力は次の応力テンソルで表わせる。

$$\begin{bmatrix} <u\,u> & <u\,v> & <u\,w> \\ <u\,v> & <v\,v> & <v\,w> \\ <u\,w> & <v\,w> & <w\,w> \end{bmatrix} \tag{1}$$

ここで，変動成分$u = U - <U>$であり，Uはx軸に沿う流れの瞬間値，$<U>$はアンサンブル平均値である。同様に，vはy軸の，wはz軸（上向正）の変動成分である。

本研究において，レイノルズ応力をその水平成分で記述すると，そのスカラー量は摩擦速度

$$u^* = (<u\ \ w>^2 + <v\,w>^2)^{1/4} \tag{2}$$

となる。速度の変動値の分散を用いて流れの特長を記述すると，

$$Q = (<u\,u> + <v\,v> + <w\,w>)^{1/2} \tag{3}$$

$$Q_h = (<u\,u> + <v\,v>)^{1/2} \tag{4}$$

となる。Q^2の半分は単位質量当りの流れの乱れの運動エネルギーになる。また，Q_hはQの水平成分である。

運動量フラックスと同様に，熱フラックスおよび塩フラックスはそれぞれ以下のように表すことができる。

$$H=\rho\, C_p < t\, w > \qquad (5)$$

$$S=\rho < s\, w > \qquad (6)$$

ここで，ρ は海水の密度，C_p は海水の定圧比熱，t は水温の変動成分，s は塩の変動成分である。

III. 観測および解析

観測は，第1図の（⊛）で示される，ハドソン湾南東部の Great Whale River 河口から約 24 km 沖の氷上観測基地で，1990 年 4 月 21 日から 29 日まで行われた。観測の概要や，観測期間中の海況については白澤ら（1990）[4]に述べられている。観測点付近は氷厚 1.4 mの平坦な定着氷であった。

第2図に示されるように，定着氷に小さな穴が2ヶ所開けられ，流速計と水温・塩分計がそれぞれの穴を通して海中に投入された。流速計はユニオン・エンジニアリング社製3成分超音

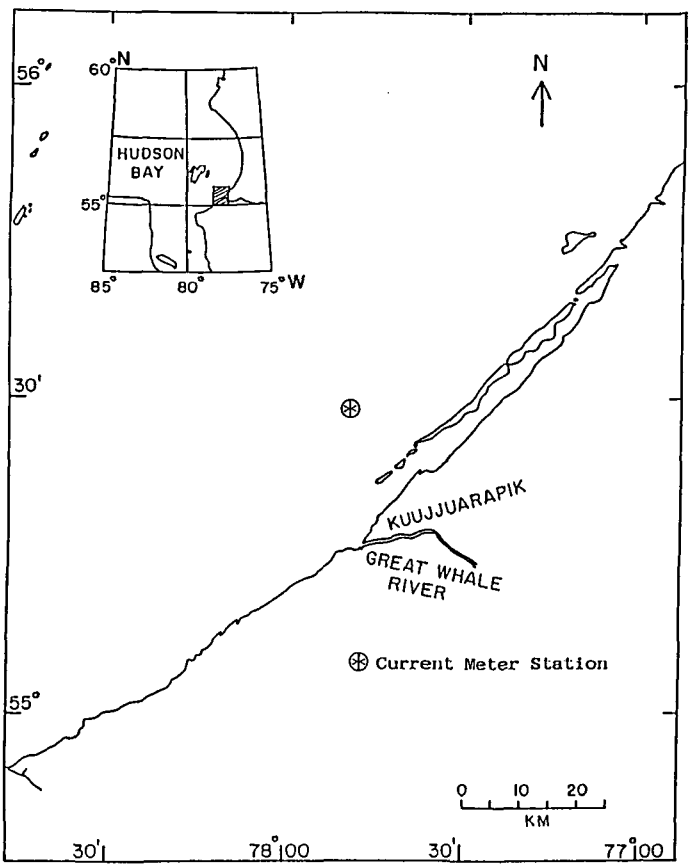

Fig. 1. Study area

波流速計（Minilab Model SD-10）で，サンプリング周波数は 50 Hz，分解能は 1 mm/s，測定精度は ± 5 mm/s である。水温・塩分計は同じくユニオン・エンジニアリング社製 Model RD-CT で，水温センサーの精度は ±0.005 ℃，応答速度は 0.3 sec であり，電気伝導度の精度は ±0.01 mmho/cm，応答速度は 0.2 sec である。第 2 図に示されるように，海水中に設置された流速計のプローブと水温・塩分計のセンサーとの距離は 45 cm で，両方共に海氷底面から 53 cm の深さに固定した。流速 3 成分，水温，電気伝導度の出力電圧は，水中ケーブルを通して氷上テントの中に設置された計測器本体に，更に，アナログ・データ・レコーダー（TEAC R-81）に収録された。

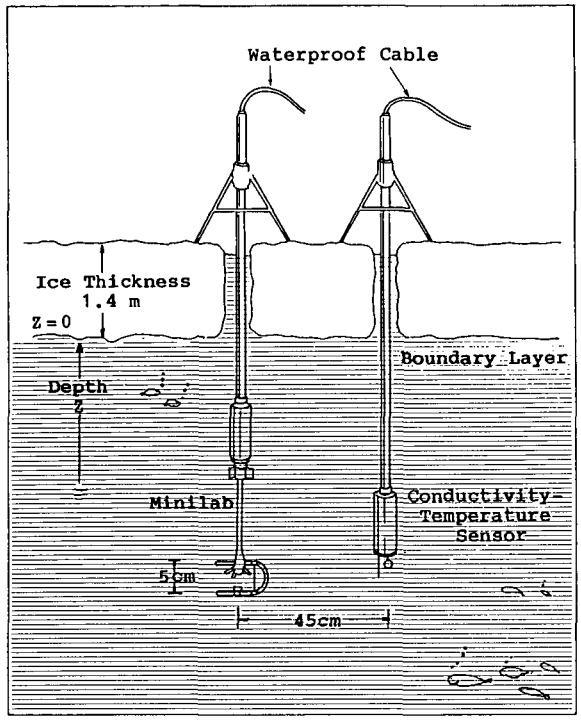

Fig. 2. Current meter installation

後に，アナログ出力は 2 Hz のサンプリング間隔でA／D変換され，ディジタル信号の時系列データを用いて，それぞれ流速 3 成分，水温，伝導度の平均値，変動値，分散，標準偏差，共分散等の統計量を計算した。

IV. 結果および考察

1．乱流統計量と測定時間の関係

海氷下の乱流場では，速度，温度，塩分などの物理量は時間的にも空間的にも不規則に変動しており，一般的にはそれらの物理量の統計的な平均値で乱流場を記述する。実際の測定では，空間内のある定点に測器を固定して測定を行なうが，どの程度の時間継続を行なうか，つまり測定時間を決める必要がある。流速変動が定常的と思われる 90 分の時系列データを用いて測定時間の設定に関する考察を行う。90 分の時系列を 1 分毎に分割し，それぞれ測定時間 1 分間の平均値，変動量の分散，共分散などを計算する。90 組の統計量を用いて，それぞれの統計量の 90 分間平均値を求める。同様にして，90 分間の時系列を測定時間 5 分，10 分，15 分，30 分，45 分，90 分で分割し，それぞれの測定時間に対する平均値，変動量の分散，共分散の計算をする。更に，それぞれ異なる測定時間に対する 90 分間平均値を求める。90 分間平均値で規準化された分散，共分散値の偏差の測定時間依存性を第 3 図に示す。第 3 図 a)には，流速の変動量の分散と共分散が，第 3 図 b)には温度，塩分の変動量の分散と共分散（熱および塩フラックス）

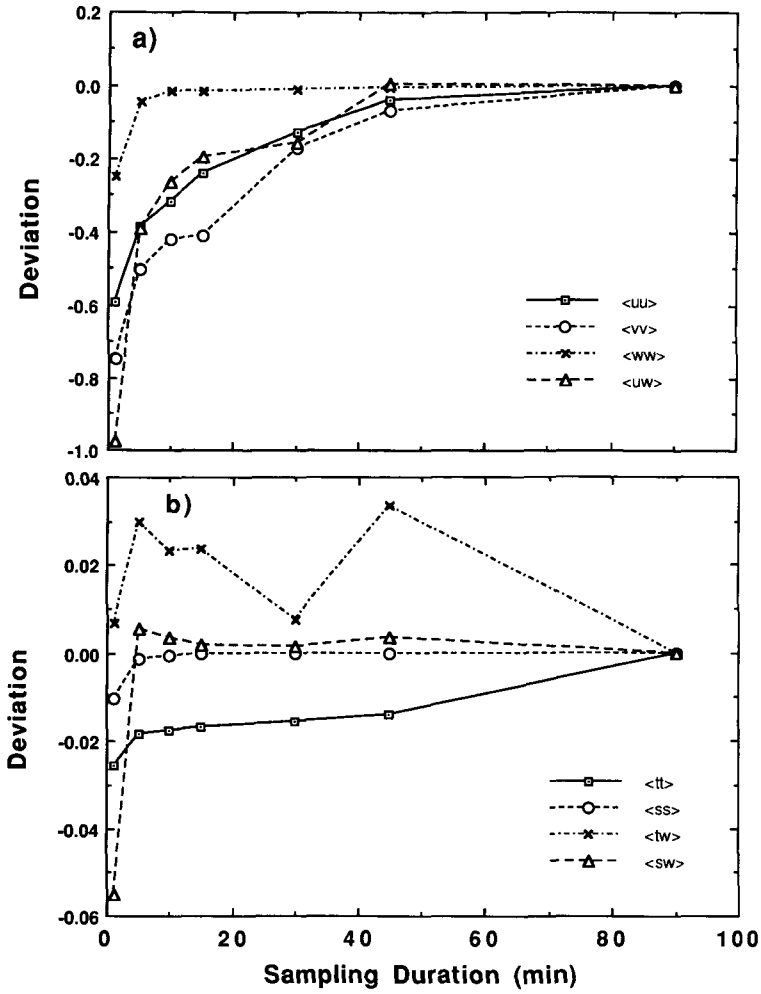

Fig. 3. Deviations from variances and covariances calculated from the time series for the 90-min sampling duration vs. sampling duration

が示されている。流速鉛直成分の分散では 10 分間以上の測定時間で偏差はほぼ 0 になる。共分散では 15 分以上の測定時間で偏差は −0.2 から 0 に減少する。この測定例からのみ最適の測定時間を決めることは出来ないが，一応の目安として 15 分間位が適当であると思われる。実際の流速場では 90 分間の測定時間に流速変動がほぼ一定である定常状態を見出ことは難しく，偏差の散らばりの程度も大きいと思われる。

15 分間の測定時間を最適時間として，15 分間の測定時間の時の平均値を用いて規準化した分散と共分散の偏差と測定時間との関係を第 4 図に示す。第 4 図 a)には流速の分散，共分散と摩擦速度（u^*）が，第 4 図 b)には温度と塩分の分散と共分散が示されている。流速の共分散（$<u\,w>$）では，測定時間が 5 分から 90 分の間で 15 分間の値に対する偏差，つまり誤差が 25% 以内であり，摩擦速度 u^* では 18%以内であった。熱フラックス（$<t\,w>$）では 2.3%以内，

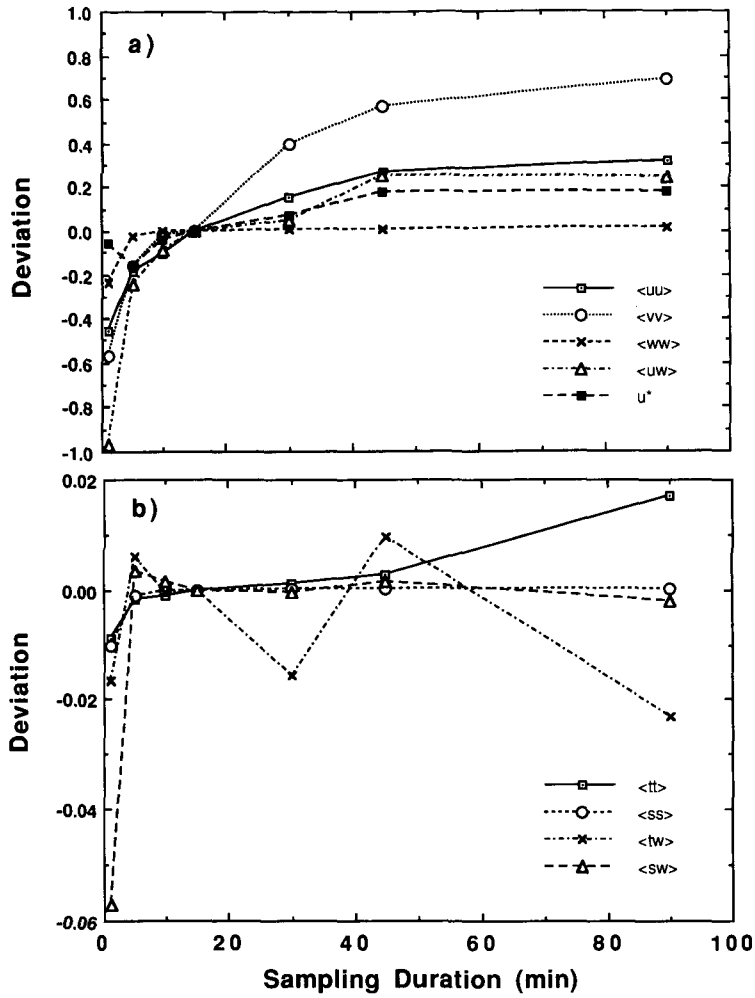

Fig. 4. Deviations from variances and covariances calculated from the time series for the 15-min sampling duration vs. sampling duration

塩フラックス（$<sw>$）では5.7%以内であった。従って，測定時間15分間は適当と思われ，今後のフラックスの計算は15分間の時系列データを用いて行なう。大気境界層における測定時間に関する研究は数多くあるが，海氷下海洋境界層での研究はあまりない。北極海の漂流基地での観測では，15分間の測定時間が適当であると報告されている[7]。

2．流速変動の統計量

ここでは15分間測定時間の時系列データから計算された分散，共分散の値を用いて議論する。

流速の変動成分の分散は(3)式より乱れの運動エネルギーを示している。また(4)式はその水平成分を示している。第5図に乱れの運動エネルギーQとその水平成分Q_hの関係を示す。両者

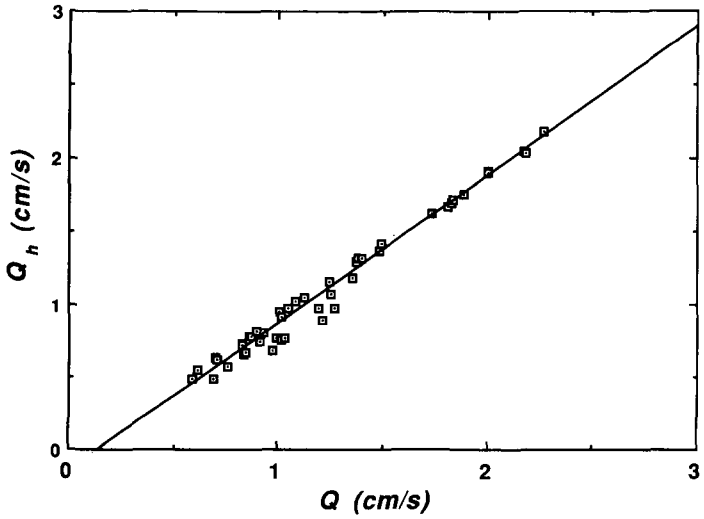

Fig. 5. Square root of horizontal variance vs. square root of total variance

は非常によい相関を示している。これは乱流の運動エネルギーを水平方向の分散を用いて表すことができることを示している。この時，最小二乗法により求めた回帰直線は，

$$Q_h = -0.150 + 1.015\,Q \qquad (7)$$

であり，相関係数は 0.99 である。

次に乱流の運動エネルギーQと摩擦速度 u^* との関係を第 6 図に示す。(2)式より示されるように，摩擦速度は流速変動の共分散で表される。Qとu^*との関係は，QとQ_hの関係(第 5 図)ほどよくない。運動エネルギー（流速変動の分散）の大きさは，それを生む生成項と粘性による消散項および他の層から運ばれてくる輸送項のバランスで決まる。大気境界層でのエネルギーの生成が消散とバランスしているという多くの研究から，ばらつきは大きいがQ/u^* の平均値が 2.55 という報告がある[8]。第 6 図に$Q/u^*=2.55$ を破線で示したが，ばらつきが大きい。この原因として海氷下境界層の場合には，氷丘脈などの影響により，海氷直下数mの境界層は乱流が十分に発達していないことが考えられる[7]。摩擦速度を平均流で規準化した量とRoughness Reynolds 数との関係を第 7 図に示す。Roughness Reynolds 数は $Re^*=u^*k_s/\nu=30\,u^*z_o/\nu$ で定義され，ここで k_s は底面の凹凸の平均的高さ，ν は海水の動粘性係数，z_o は粗度定数である。実験から，$Re^*<5$ は滑面上の流れ，$Re^*>70$ は粗面上の流れに分類される。第 7 図では，滑面から粗面の範囲に分布していた。また，u^*/U_1 の値は，Re^* が小さい滑面上の流れの時は，Re^* の増加に共に緩い増加を示しているが，粗面上の時は増加率が大きい。本研究の場合，流速計は海氷底面から 53 cm に設置されており，流速場は流体力学的には常に十分に発達した乱流場というよりは，層流あるいは層流に近い流れと乱流状態が間欠的に起こっているといえよう。これは前報[1~6]にも見られたことである。

次に，海氷底面の粗度あるいは凹凸の度合について考察する。先に，海氷下境界層の場合に

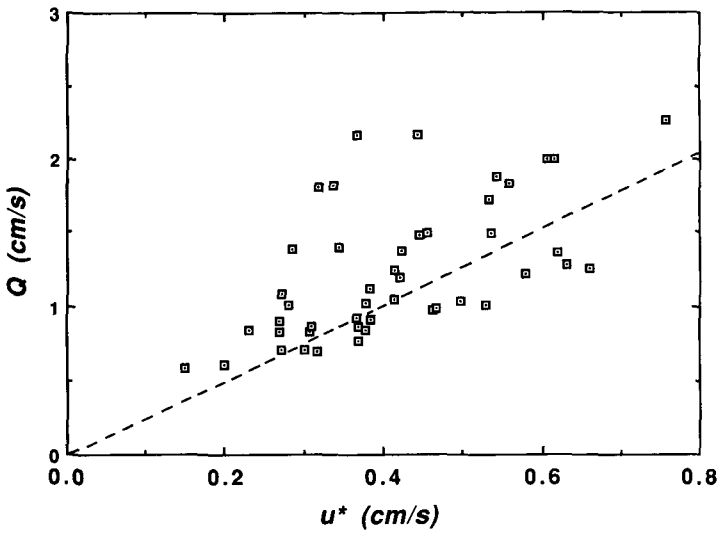

Fig. 6. Square root of total variance vs. friction velocity

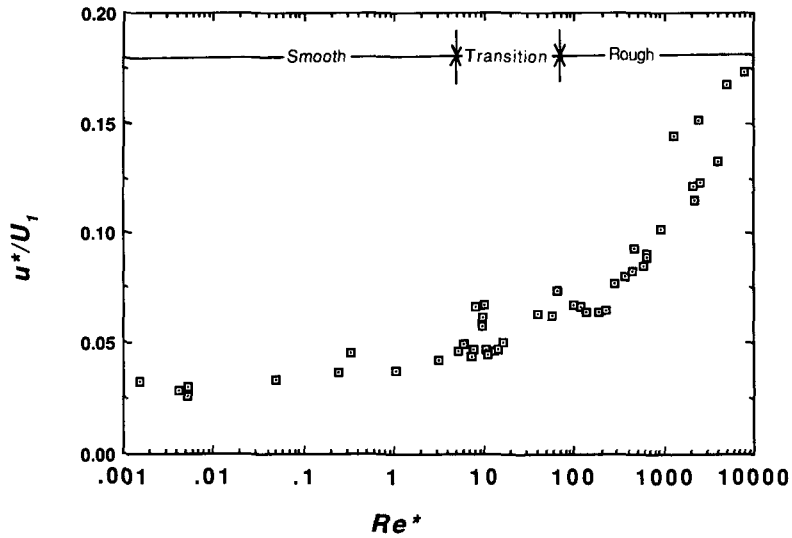

Fig. 7. u^*/U_1 vs. roughness Reynolds number

氷丘脈などの海氷底面の起伏や凹凸が流速場に与える影響が重要であると指摘した。実際の海氷下の凹凸の度合を測定することは非常に困難である。一般には，海氷上（大気側）に氷丘脈が見られるところは海氷下(海洋側)にも"keel"と呼ばれる氷丘が突出していることが観測されている。本研究は，そのような氷丘脈から少なくとも数 km は離れた平坦な定着氷で行われたが，実際の凹凸の測定は行われなかった。凹凸の度合は粗度定数により示されるが，摩擦速度と平均流速で無次元化した抵抗係数が一般に用いられる。抵抗係数は，

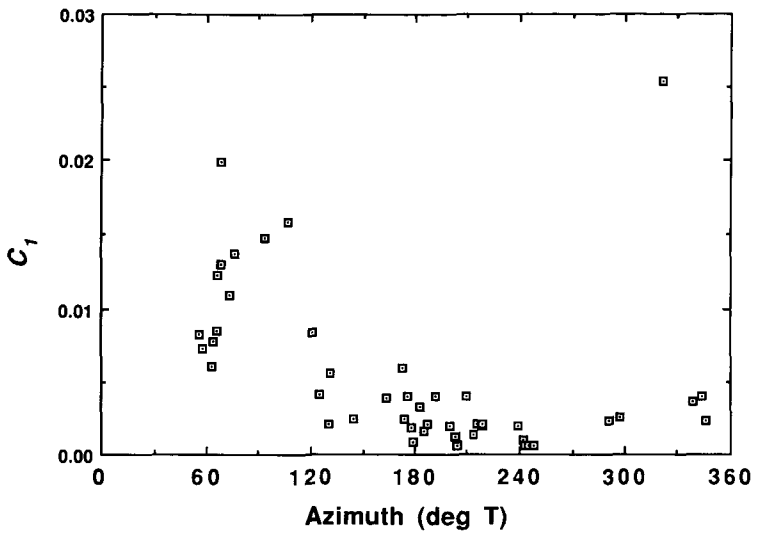

Fig. 8. Drag coefficient vs. azimuth

$$C_1=(u*/U_1)^2 \tag{8}$$

で定義され，海氷下1 mの深さの流速を規準に用いる。

第8図に流向別に抵抗係数を示す。流向は北東から南，南西流の出現頻度が高い。第2図から見られるように，北東-南西流は岸に沿う流れであり，南流は沖から岸への流れである。北東流（真北から約60°）の時に抵抗係数の値が他より大きくばらつきも大きい。これは，上流方向に大きな起伏あるいは凹凸が存在した可能性を示していると思われる。

3．乱流強度と安定度との関係

乱流構造の特長を表す統計量として，物理量の変動値の分散や共分散が重要であることは先に述べたが，ここでは流速変動の鉛直成分の大きさ$<ww>^{1/2}$，熱フラックス$<tw>$，塩フラックス$<sw>$に重点をおいて考える。

安定度はz/Lで定義され，Lはモニン・オブコフの長さで，

$$L=-\frac{u^{*3}T}{kg<tw>} \tag{9}$$

であり，Tは水温の絶対温度，$k\sim0.4$はカルマン定数，gは重力加速度である。

乱れの強さは流速変動の鉛直成分の分散で表せるが，ここでは摩擦速度で規準化した

$$\frac{<ww>^{1/2}}{u*} \tag{10}$$

で表す。乱れは海氷底面の粗度が大きい底面上では大きくなり，摩擦速度も表面粗度が大きい底面上では大きくなり，$<ww>^{1/2}/u*$は表面粗度によらなくなると思われる。

熱フラックスと塩フラックスを摩擦速度$u*$の代わりにそれぞれ温度スケール$T*$と塩スケー

ルS^*で規準化すると，

$$T^*=-\frac{1}{u^*}\left(\frac{H}{\rho C_p}\right)=-\frac{<t\ w>}{u^*} \tag{11}$$

$$\frac{<t\ t>^{1/2}}{T^*}=-\frac{<t\ t>^{1/2}}{<t\ w>}\cdot u^* \tag{12}$$

$$S^*=-\frac{1}{u^*}\left(\frac{S}{\rho}\right)=-\frac{<s\ w>}{u^*} \tag{13}$$

$$\frac{<s\ s>^{1/2}}{S^*}=-\frac{<s\ s>^{1/2}}{<s\ w>}\cdot u^* \tag{14}$$

となる。

接地層におけるモニン・オブコフの相似則によれば，乱流量はz/Lの関数で表現できるというので，z/Lの座標上に観測値をプロットする。第9図a)は(10)式の$<w\ w>^{1/2}/u^*$と，−b)には(12)式の$<t\ t>^{1/2}/T^*$と，−c）には(14)式の$<s\ s>^{1/2}/S^*$と，z/Lとの関係が示されている。z/Lは安定度を表す量であるが，第9図はz/Lが負，つまり不安定の時である。本研究では，観測期間中すべて不安定であったが，これは，まだ海氷の融解が始まっておらず，海氷底面の方が海水より冷たく，熱フラックスは上向き($<t\ w>>0$，$T^*<0$，$L<0$)であったことによると思われる。

第9図a）で，乱れの強さは不安定度が増すほど大きくなることがわかる。中立$z/L\rightarrow 0$の時に，大気境界層での観測では$<w\ w>^{1/2}/u^*=1.3$が見出されているが，本研究では若干小さい傾向であった。

第9図b)，c)はそれぞれ温度と塩分変動の強さと安定度との関係である。両方共に，不安定度が増加すると$<t\ t>^{1/2}/T^*$も$<s\ s>^{1/2}/S^*$も減少することがわかる。これは不安定時における$<w\ w>^{1/2}/u^*$の関係と逆である。運動エネルギー(流速変動の分散)や温度変動の分散の大きさは，それらを生む生成項と減衰の消散項および他の層から運ばれてくる輸送項のバランスで決まる。運動エネルギーの生成項には浮力によって生ずる仕事と流速勾配によって生ずる仕事があるが，温度変動においては温度勾配による項と輸送項によるもので支配されており，不安定度の増加により温度変動の分散が小さくなると思われる。

乱れの強さは境界層の安定度Lだけの関数ではなく，摩擦層の深さによって乱れの強さが制限されている。また，氷丘脈の“keel”の存在により境界層の深さが変わるし，乱流構造にも影響を与えている。今後はこのような点にも注意した観測が必要である。

V. おわりに

沿岸定着氷下海洋境界層の乱流輸送過程を明らかにする目的で，海氷下53 cmに3成分超音波流速計と水温・塩分計を設置し，流速3成分，水温，塩分の時系列観測を行った。乱流構造を記述するために，物理量の変動値の分散，共分散などの統計量を計算したが，最適測定時間として15分間が選ばれた。15分間測定時間で計算された分散から，乱流の運動エネルギーは，

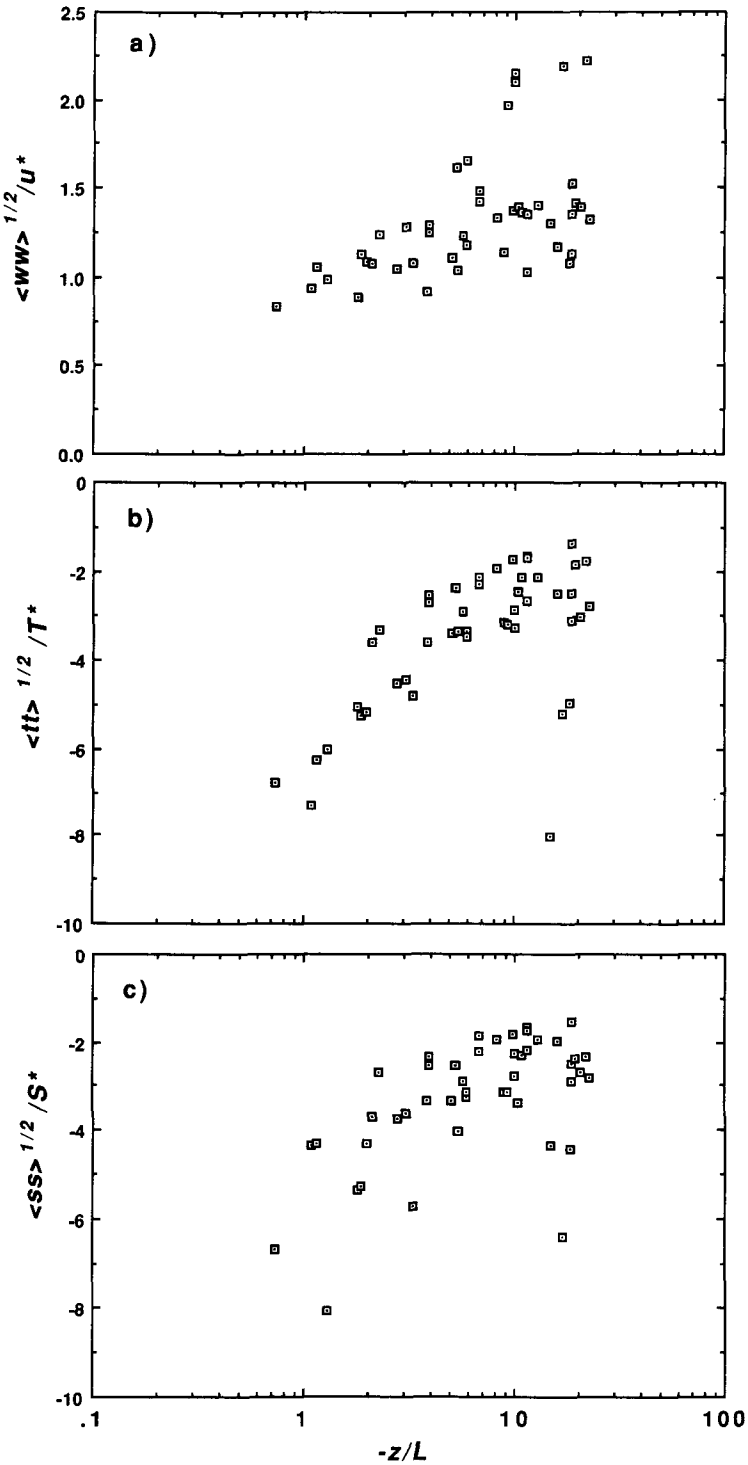

Fig. 9. a) $<w\,w>^{1/2}/u^*$ vs. z/L, b) $<t\;t>^{1/2}/T^*$ vs. z/L, c) $<s\;s>^{1/2}/S^*$ vs. z/L

その水平成分とよい相関があった。運動エネルギーで運動量フラックスを予測することは出来ると思われるが，海氷下境界層のように氷丘脈の"keel"や海氷底面の起伏や凹凸のある場所では，境界層の厚さに制限を受けたり，乱流場が歪められたりして相似則の適用に限界があると思われる。今後は観測場所の選定，観測機器の設置方法等を改良し，また海況，成層状態の異なる場所，時期の観測を行なう必要がある。

本研究は，McGill 大学－Laval 大学－Maurice Lamontagne Institute(カナダ漁業海洋省)－北海道大学による共同研究計画の一端を担うものであり，現場観測に当たっては各機関の多大な御協力，御援助，また諸々の便宜を与えていただき，心より感謝いたします。特に，McGill 大学の Paul Peltola, Claude Belanger, Guy Millette, Quebec 大学の Eric Hudier, 流氷研究施設の青田昌秋教授，石川正雄氏には現場観測において御協力，御尽力いただきました。また，流氷研究施設の皆様にはデータ解析・整理に御協力いただきました。併せて深く感謝の意を表します。本研究を遂行するに当たり，必要不可欠であった超音波流速計をお貸し下さった小野延雄教授に感謝いたします。

この調査に要した経費は Natural Science and Engineering Research Council Canada, FCAR(カナダ)，Donner Canadian Foundation(カナダ)，流氷研究施設外国地域観測旅費(文部省)，文部省科学研究費（国際学術）"北極海・氷縁海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"，文部省科学研究費（一般研究（C））"流氷下の海洋乱流境界層の観測及び研究"によった。

文　献

1） Shirasawa, K. and Ingram, R.G. 1988 Oceanic boundary layer measurements under landfast ice. *In* Proc. Third Int. Symp. Refined Flow Modeling and Turbulence Measurements, 789-796.

2） 白澤邦男・R.G.Ingram・青田昌秋 1988 カナダ・ハドソン湾南東部海氷下海洋境界層の観測的研究．低温科学，物理篇，**47**, 213-221.

3） 白澤邦男・R.G.Ingram 1989 ハドソン湾南東部海氷下海洋境界層の観測的研究 II．－運動量フラックスおよび乱流強度の観測－．低温科学，物理篇，**48**, 91-101.

4） 白澤邦男・R.G.Ingram・高塚徹 1990 ハドソン湾南東部海氷下海洋境界層の観測的研究 III．－乱流強度，運動量，熱および塩フラックスの観測－．低温科学，物理篇，**49**, 37-51.

5） Shirasawa, K. and Ingram, R. G. 1991 Characteristics of the turbulent oceanic boundary layer under sea ice. Part 1 : A review of the ice-ocean boundary layer. *J. Mar. Syst.*, **2**, 153-160.

6） Shirasawa, K. and Ingram, R. G. 1991 Characteristics of the turbulent oceanic boundary layer under sea ice. Part 2 : Measurements in southeast Hudson Bay. *J. Mar. Syst.*, **2**, 161-169.

7） McPhee, M. G. 1989 Inferring ice/ocean surface roughness from horizontal current measurements. *J. Offshore Mechanics and Arctic Engineering*, **111**, 155-159.

8） Mellor, G. L. and Yamada, T. 1982 Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems.Review of Geophysics and Space Physics, **20**, 851-875.