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　III ： 乱流強度，運動量，熱および塩フラックスの観測
Author(s)	白澤, 邦男; Ingram, R. Grant; 高塚, 徹
Citation	低温科學. 物理篇, 49, 37-51
Issue Date	1991-03-01
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18593
Type	departmental bulletin paper
File Information	49_p37-51.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Kunio SHIRASAWA, R. Grant INGRAM and Tohru TAKATSUKA 1990 Measurements in the Boundary Layer under Landfast Ice in Southeast Hudson Bay III. —Observations of Turbulence Intensity, Momentum, Heat and Salt Fluxes— *Low Temperature Science, Ser.* ***A, 49.*** (With English Summary p. 50)

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—*,**

白澤邦男
(低温科学研究所)
R. Grant Ingram
(マギル大学気象学科)
高塚徹
(低温科学研究所)

(平成2年11月受理)

I. はじめに

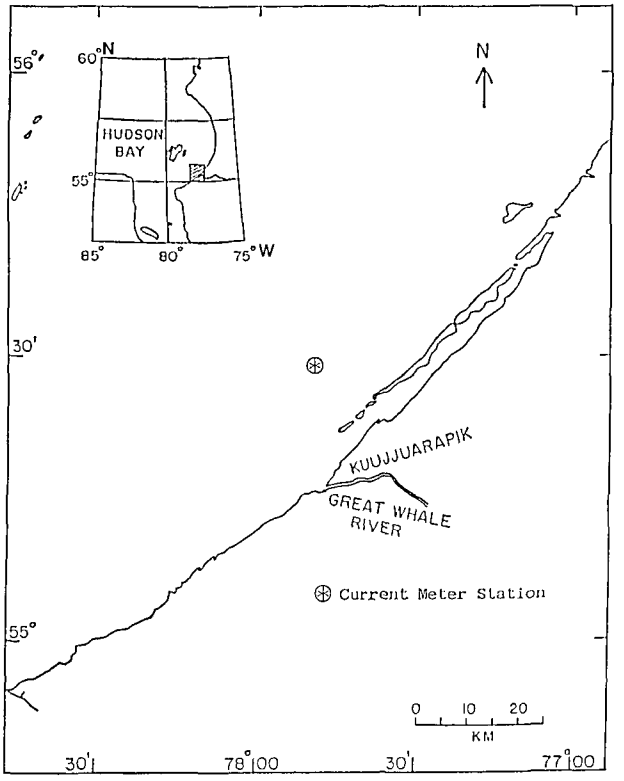
カナダ・ハドソン湾は毎年12月末から6月初め頃まで，湾の90%以上は氷に覆われる季節海氷域である。氷の融解が始まる4月下旬頃から海洋環境の変化に伴いプランクトン等の生物相の活動が著しくなる。ハドソン湾南東部の Great Whale River (第1図参照) の沖合では，海洋環境の変化が生物相におよぼす影響の研究を，カナダ海洋漁業省の Maurice Lamontagne Institute, McGill 大学, Laval 大学と当北大流氷研究施設が協同で進めており，著者らは1988年4月～5月と1989年4月～5月に参加した[1~3]。第1報 (1988年)[2] では，3成分超音波流速計を用いて測定した海氷下約1.5 m の境界層の乱流強度や抵抗係数について報告した。また，第2報 (1989年)[3] では，超音波流速計を用いての乱流強度の測定に加え，約半日程の運動量フラックスの連続測定について報告した。著者らは1990年4月～5月にも前年と同様に，超音波流速計を用いて海氷下乱流境界層の乱流構造や運動量フラックスの測定を，更に今回は新たに水温・塩分計を加え，熱および塩フラックスの測定を試みた。本研究ではその結果の一部を報告する。

II. 乱流輸送量の測定方法

海氷下海洋境界層が均質で中立状態で定常流であるならば，この層中の運動量フラックスあるいはレイノルズ応力 (τ)，熱フラックス (F_H) および塩フラックス (F_S) は一定であり，それぞれ以下のように表すことができる。

$$\tau = -\rho\,\overline{uw} = \rho u_*^2 = \rho C_z \bar{U}_z^2 \qquad (1)$$

* 北海道大学低温科学研究所業績 第3407号
** 北海道大学低温科学研究所流氷研究施設研究報告 第133号



第1図 流速観測基地の位置

$$F_H = \rho C_p \overline{tw} \tag{2}$$

$$F_S = \rho \overline{sw} \tag{3}$$

ここで，ρは海水の密度，$\overline{uw}$は海氷底面における運動量フラックスで平均流の流向の変動成分 (u) と鉛直方向の変動成分 (w) との積の時間平均，u_*は摩擦速度，C_zはバルク法での深さzでの抵抗係数，$\bar{U}_z$は深さzでの平均流速，C_pは海水の定圧比熱，$\overline{tw}$は熱フラックスで水温の変動成分 (t) と鉛直方向の流速の変動成分 (w) との積の時間平均，$\overline{sw}$は塩フラックスで塩分の変動成分 (s) と流速の変動成分 (w) との積の時間平均である。超音波流速計のように流速の変動成分を測定することができる計測器と温度や塩分の変動成分を測定することができる計測器を用いれば，式(1), (2), (3)から運動量，熱および塩フラックスを直接求める（渦相関法）ことができる。

また，境界層中の乱流強度は，

$$\sigma_1/\bar{U} = \sqrt{\overline{u^2}}/\bar{U} \tag{4}$$

$$\sigma_2/\bar{U} = \sqrt{\overline{v^2}}/\bar{U} \tag{5}$$

$$\sigma_3/\bar{U} = \sqrt{\overline{w^2}}/\bar{U} \tag{6}$$

で定義される。式(4), (5), (6)はそれぞれ主流向，横方向，鉛直方向の乱流強度を表している。u, v, wはそれぞれ主流向，横方向，鉛直方向の流速の変動成分である。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，流速3成分，水温，塩分を測定し，運動量，熱および塩フラックスと乱流強度を求めた。

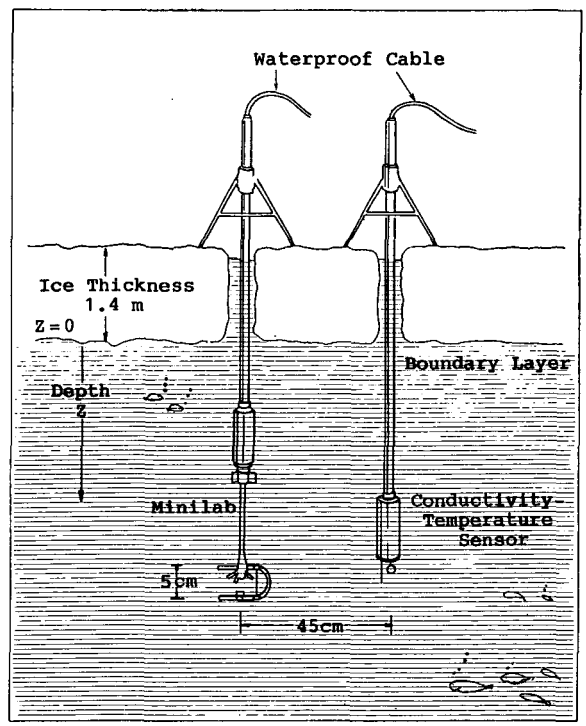
III. 観測および解析

1990年4月下旬に，ハドソン湾南東部の Great Whale River 河口の Kuujjuarapik (第1図参照) にある Laval 大学所有の北方研究センターに滞在した。観測は，第1図の (※) で示される河口から約24 km 沖の氷上観測基地で4月21日から29日まで行われた。基地にはテントを張り発電器も備えた。センターから氷上基地までの輸送はスノーモービルとヘリコプターで行った。観測点付近は氷厚1.4 m の平坦な定着氷であった。

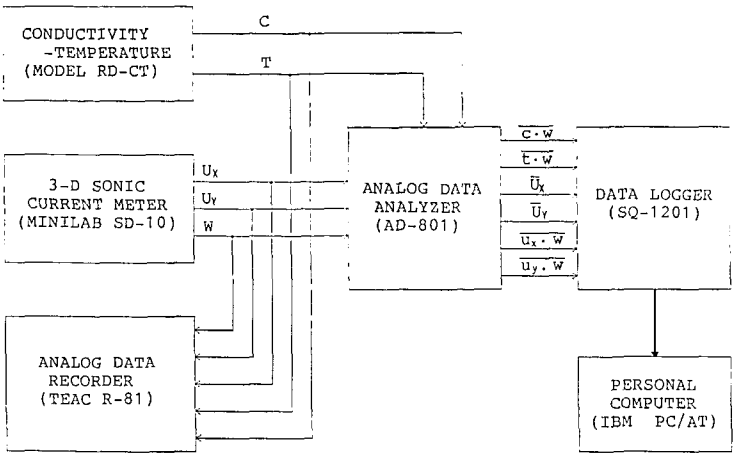
観測は，上層の海洋環境の変化を調べるためのアンデラー流速計による長期連続観測，全層の成層状態を調べるための CTD (電気伝導度・温度・水深) プロファイラーによる測定，3成分超音波流速計と水温・塩分計による流速3成分，運動量，熱および塩フラックスの連続測定とから構成された。

観測期間中に数回，テントの中に開けられた氷の穴から CTD プロファイラー (Sea-Bird 社製 Model SBE-19) を海中に投入し，全層の温度，塩分の鉛直分布を測定した。CTD の精度は，温度に対して 0.01°C，伝導度に対して 0.001 S/m，深度に対して3 m で，分解能は，温度に対して 0.001°C，伝導度に対して 0.0001 S/m，深度は 0.3 m であり，データのサンプリングは2 Hz である。

3成分超音波流速計 (ユニオン・エンジニアリング製 Minilab Model SD-10)(第2図参照)は，時間差法と呼ばれる計測方法で，2点のそれぞれの超音波発信クリスタル素子 (受信も兼ねる) から発信された超音波が伝わる時間差を測定することにより，その時間差に比例する流速を求めるものである。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。プローブの大きさは約 4×5×9 cm である。流速計は第2図に示されるように，テントの外に開けられた小さな穴を通して海中に投入された。流速計の出力電圧は，水中ケーブルを通してテントの中に設置された計測器



第2図 流速，水温，塩分測定装置の概念図



第3図 データ収録システム

本体に，更にデータ・ロガーやアナログ・データ・レコーダーに記録された（第3図参照）。プローブを，氷の底面を基準（$z=0$ m）にして，$z=0.05$ m から 3.6 m の間数カ所で固定し，それぞれの深さで約5分間の流速3成分を記録した。この流速記録を用いて，式(4)，(5)，(6)より乱流強度を求めた。

上記の流速プロファイル測定の他に，境界層中の運動量，熱および塩フラックスの連続測定を行った。第2図に示されるように，流速計（Minilab）を境界層中のある深さに固定し，そのプローブから 45 cm 離れた所に水温・塩分計のセンサーを固定した。水温・塩分計はユニオン・エンジニアリング製 Model RD-CT で，水温センサーの精度は ±0.005°C，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。観測現場での流速，水温，塩分記録の収録方法を第3図に示す。流速計（Minilab）の流速3成分（U_X, U_Y, W）と水温・塩分計の水温（T）と電気伝導度（C）の出力電圧は，アナログ・データ・レコーダ（TEAC R-81）に収録されると同時に，アナログ・データ・アナライザー（海上電機製 AD-801）に入力された。AD-801 はミーン・メータとフラックス・メータとから構成されている。ミーン・メータは入力電圧（流速2成分の U_X と U_Y）の直流成分の10分間の移動平均値（$\bar{U}_X$, $\bar{U}_Y$）をアナログ出力する。フラックス・メータは2つの入力電圧の交流成分の積の10分間移動平均値をアナログ出力する装置である。例えば，2つの入力電圧として，X 方向の流速（U_X）と鉛直方向の流速（W）をとれば，それらの変動成分（u_x, w）の積（$u_x \cdot w$）の10分間移動平均値（$\overline{u_x \cdot w}$）は運動量フラックスの X 成分の10分間移動平均値となる。同様に，（U_Y, W）の変動成分（u_y, w）の積（$u_y \cdot w$）の10分間移動平均値（$\overline{u_y \cdot w}$）から運動量フラックスの Y 成分が，（T, W）の変動成分（t, w）の積（$t \cdot w$）の10分間移動平均値（$\overline{t \cdot w}$）から熱フラックスが，（C, W）の変動成分（c, w）の積（$c \cdot w$）の10分間移動平均値（$\overline{c \cdot w}$）から塩フラックスが求められる。以上のアナログ出力はデータ・ロガー（Grant 社製 SQ-1201）にディジタルの時系列として収録された。データ・ロガーに収録された記録は後にパーソナル・コンピューターで処理された。

ロガーに収録された記録を用いて，平均流速 ($\bar{U}$) や運動量フラックス ($\overline{u \cdot w}$) が次の式から計算された。

$$\bar{U} = \sqrt{\bar{U}_X^2 + \bar{U}_Y^2} \tag{7}$$

$$|\overline{u \cdot w}| = \sqrt{(\overline{u_x \cdot w})^2 + (\overline{u_y \cdot w})^2} \tag{8}$$

ここで，$\overline{u_x \cdot w}$ は運動量フラックスの X 成分，$\overline{u_y \cdot w}$ は同じく Y 成分である。X, Y 軸の正の方向は真北からそれぞれ 114°, 24° 時計廻りに回転させた方向である。

また，(4), (5), (6) 式の乱流強度は，先ず U_X, U_Y, W の 3 成分の時系列データ (約 5 分間) からそれぞれの成分の平均値を計算し，主流向を求め，主流向に座標軸を回転し，主流向，横方向，鉛直方向の標準偏差を求め，計算された。

IV. 結果および考察

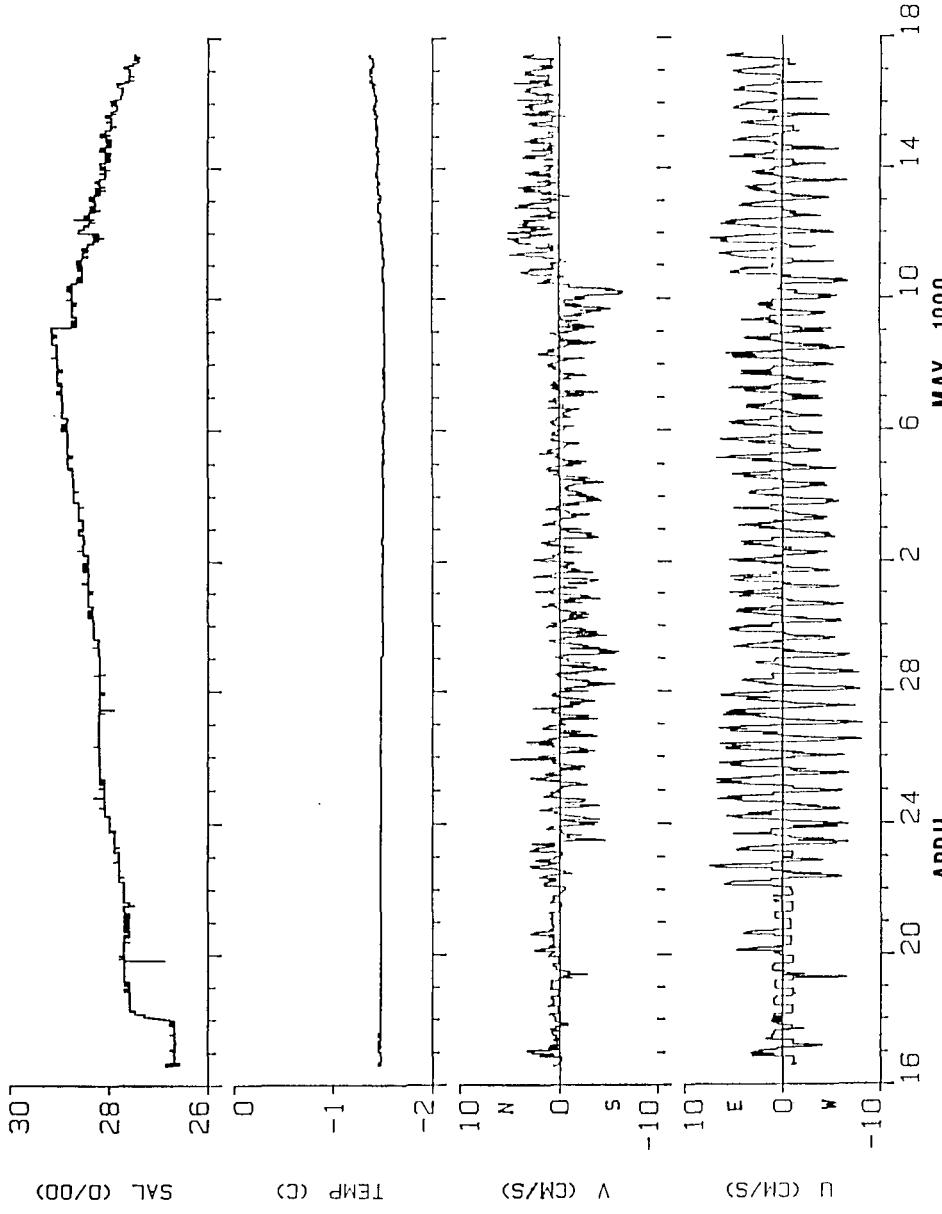
1. 海氷下の海況

観測期間中の海洋構造を調べるために，海氷下 2.5 m にアンデラー流速計を係留し，また，CTD プロファイラーにより全層の水温，塩分濃度の鉛直分布の観測を行った。第 4 図に，アンデラー流速計から得られた流速，水温，塩分の時系列を示す。流速は，全期間を通じ半日周潮成分が卓越している。東西成分は，南北成分より強いが 10 cm/s 以下である。南北成分では 4 月 23 日から 5 月 10 日までは南流成分が卓越している。この期間中塩分が徐々に増加しているのが見られるが，これは沖の高塩分水の影響と思われる。水温はこの期間中一定で結氷温度であった。5 月 10 日から北流成分が卓越したが，これは氷の融解が進み，河からの流出水が増加したためと思われる。これに呼応して塩分の減少，水温の増加が始まった。本研究で議論する流速のプロファイルは 4 月 22 日から 23 日にかけて，またフラックスの連続観測は 4 月 28 日から 29 日であり，まだ融解の影響は受けていない時期であった。

観測基地の全層の水塊構造を調べるために，CTD プロファイラーによる水温，塩分の鉛直分布を測定した。第 5 図に，4 月 23 日と 4 月 28 日の観測結果を示す。4 月 23 日には，海氷下約 6 m の層は水温一定であるが，約 3 m 付近に塩分の極小が見られる。これは，第 4 図から予想されるように，沖の高塩分水の移流により影響を受けたものと思われる。4 月 28 日では，上層約 8 m は水温，塩分ともにほぼ一定で均質である。前年 1989 年の同じ時期[3] と同様であった。

2. 乱 流 強 度

第 1 表に，超音波流速計の測定から求めた流速や乱流強度を示す。表の結果は 1 回の測定時間が約 5 分間である。海氷底面から深さ 0.05 m から 3.6 m の範囲で，平均流速は 1.2 から 7.1 cm/s であった。観測基地は定着氷上であり，動きはなかった。Run No. 2- のシリーズでは，約 2 時間の間に深さ 0.05 m から 2.6 m の範囲で流向は 310° から 39° の間であった。Run No. 4- のシリーズでは，約 2 時間の間に深さ 0.1 から 3.6 m までで流向は 78° から 201° の間であった。

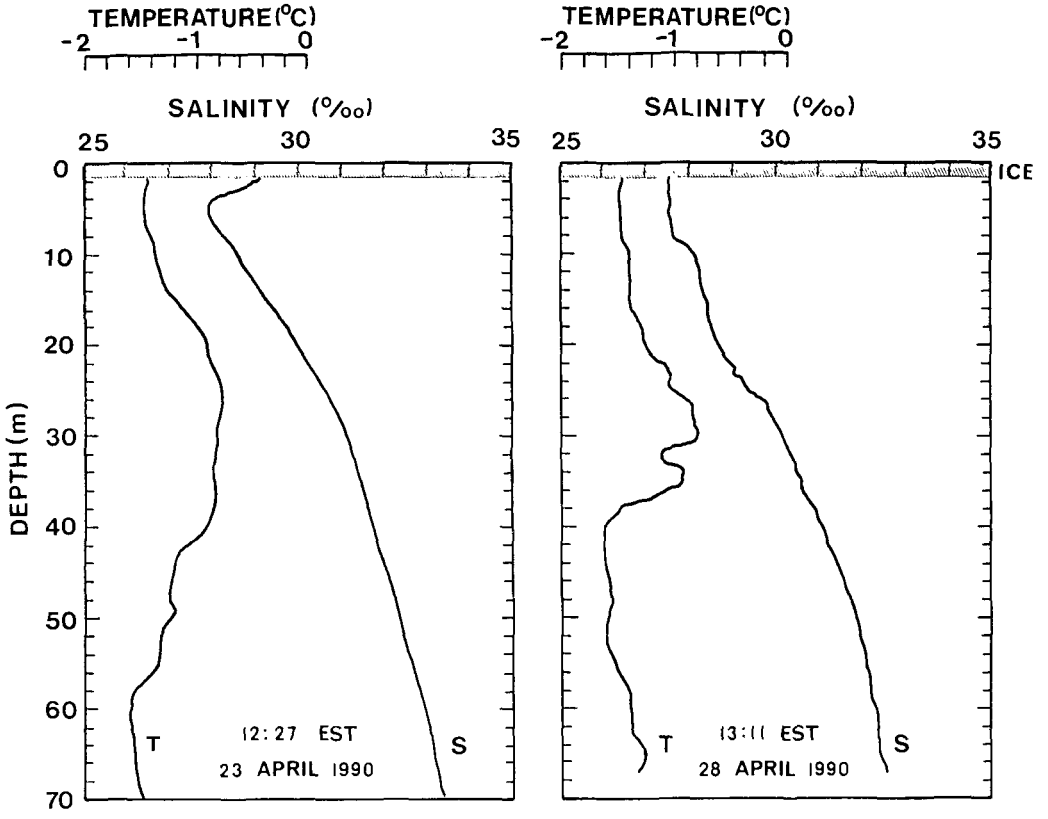


第4図　海氷下2.5 mに係留したアンデラー流速計から得られた流速，水温，塩分の時系列

Table 1. Current values and turbulence intensities on April 22 and 23, 1990 in Hudson Bay, Canada

Run No.	Date	Start time (EST)*	Depth z (m)	Current		Turbulence Intensity			
				Azimuth (deg T)	Speed $\overline{U}_z$ (cm/s)	$\frac{\sigma_1}{\overline{U}}$	$\frac{\sigma_2}{\overline{U}}$	$\frac{\sigma_3}{\overline{U}}$	$\frac{\sigma_3}{\sigma_1}$
2- 3	April 22	14:39	0.10	317	4.8	0.085	0.111	0.038	0.45
2- 4	April 22	14:46	0.30	310	7.1	0.047	0.083	0.026	0.55
2- 5	April 22	14:52	0.60	327	6.8	0.007	0.092	0.021	3.00
2-13	April 22	15:47	2.60	39	6.5	0.034	0.013	0.020	0.59
2-14	April 22	15:53	2.10	35	5.6	0.064	0.035	0.031	0.48
2-15	April 22	15:59	1.60	21	6.7	0.048	0.052	0.015	0.31
2-16	April 22	16:05	1.10	23	6.7	0.062	0.069	0.021	0.34
2-17	April 22	16:14	0.60	321	7.0	0.032	0.116	0.043	1.34
2-18	April 22	16:20	0.30	7	7.1	0.065	0.102	0.042	0.65
2-19	April 22	16:26	0.10	3	5.2	0.086	0.158	0.046	0.53
2-20	April 22	16:33	0.05	5	5.6	0.144	0.251	0.045	0.31
4- 3	April 23	13:44	0.10	201	4.0	0.112	0.111	0.041	0.37
4- 4	April 23	13:50	0.20	194	4.0	0.122	0.119		
4- 5	April 23	14:04	0.30	174	2.7	0.064	0.161	0.048	0.75
4- 6	April 23	14:10	0.40	172	2.7	0.063	0.162	0.039	0.62
4- 7	April 23	14:17	0.50	173	2.4	0.093	0.155	0.034	0.37
4- 8	April 23	14:23	0.60	188	2.7	0.077	0.095		
4- 9	April 23	14:30	1.10	183	3.2	0.099	0.119		
4-10	April 23	14:37	1.60	166	4.0	0.035	0.136	0.029	0.83
4-11	April 23	14:45	2.10	167	4.5	0.048	0.125		
4-12	April 23	14:53	2.60	169	4.5	0.041	0.154	0.027	0.66
4-13	April 23	15:03	3.10	178	3.9	0.105	0.184		
4-14	April 23	15:09	3.60	171	4.4	0.052	0.120		
4-15	April 23	15:16	3.10	137	3.7	0.005	0.164		
4-16	April 23	15:22	2.60	97	3.6	0.090	0.078	0.030	0.33
4-17	April 23	15:29	2.10	94	3.5	0.061	0.059	0.019	0.31
4-18	April 23	15:35	1.60	78	3.0	0.124	0.061	0.045	0.36
4-19	April 23	15:41	1.10	81	2.9	0.080	0.034		
4-20	April 23	15:48	0.60	83	2.6	0.122	0.039	0.052	0.43
4-21	April 23	15:54	0.20	83	1.2	0.318	0.092		

* EST: Eastern Standard Time.

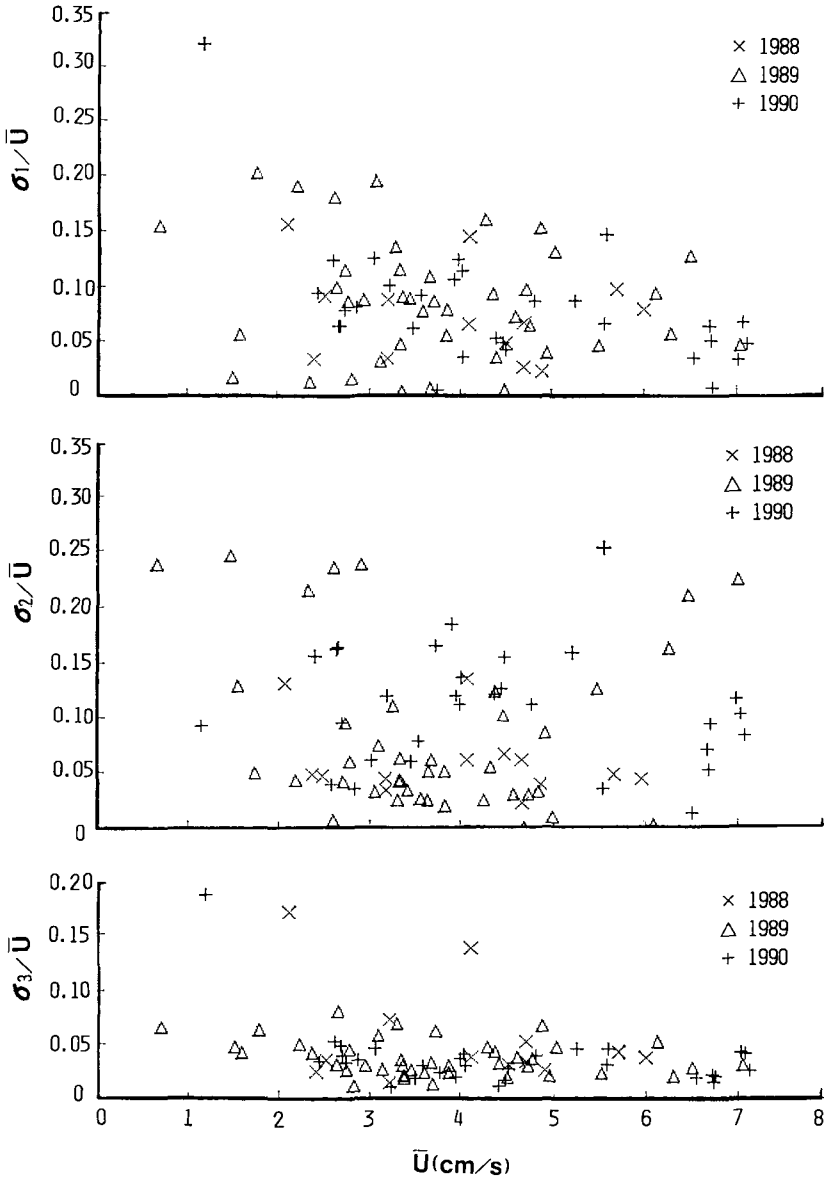


第5図 水温 (T), 塩分 (S) の鉛直分布

乱流強度と平均流速の関係を第6図に示す。図には第1表の値を (+) で，1988年の測定で求めた値を (×) で，1989年の値を (△) で示した。今回の観測から得られた値 (+) は $\sigma_1/\bar{U}$, $\sigma_2/\bar{U}$, $\sigma_3/\bar{U}$ ともに前年の値と同程度であり，いずれも顕著な流速依存性は見られない。また，$\sigma_3/\bar{U}$ は $\sigma_1/\bar{U}$ や $\sigma_2/\bar{U}$ と比べばらつきが小さく，しかも値が小さい。$\sigma_3/\bar{U}$ と $\sigma_1/\bar{U}$ との比 (σ_3/σ_1) は，若干大きい値はあるものの，0.3から0.7程度であった (第1表参照)。Gordon[4] は南極のマクマード・サウンドの定着氷下の境界層の観測から，平均流速が20 cm/s以下の弱い時に，σ_3/σ_1 が0.1から0.3の範囲であると報告しており，本研究の結果はそれより大きい値であった。

次に乱流強度と深さの関係を第7図に示す。第6図同様に，第1表の値を (+) で，1988年の値を (×) で，1989年の値を (△) で表わす。1988年から1990年までの全データを見ると，$\sigma_1/\bar{U}$ は海氷底面近傍で0.2と高い値を示し，深さ約1 m位までは深さと共に急激に減少する傾向が見られる。$\sigma_3/\bar{U}$ は深さの増加に伴いゆるやかに減少する傾向が見られ，またばらつきも小さい。このように，乱流強度が固体壁面から遠ざかるに従い，減少する傾向は海底摩擦境界層でも見られる[5]。

Shirasawa and Ingram[1] はハドソン湾の定着氷で，染料をトレーサーとして用いた流れの可視化から海氷下境界層の流れの様子を観測し，海氷底面近傍ではそれより深いところより乱れが大きいことを示した。これは前述の乱流強度の深さ依存性と符号していると思われる。



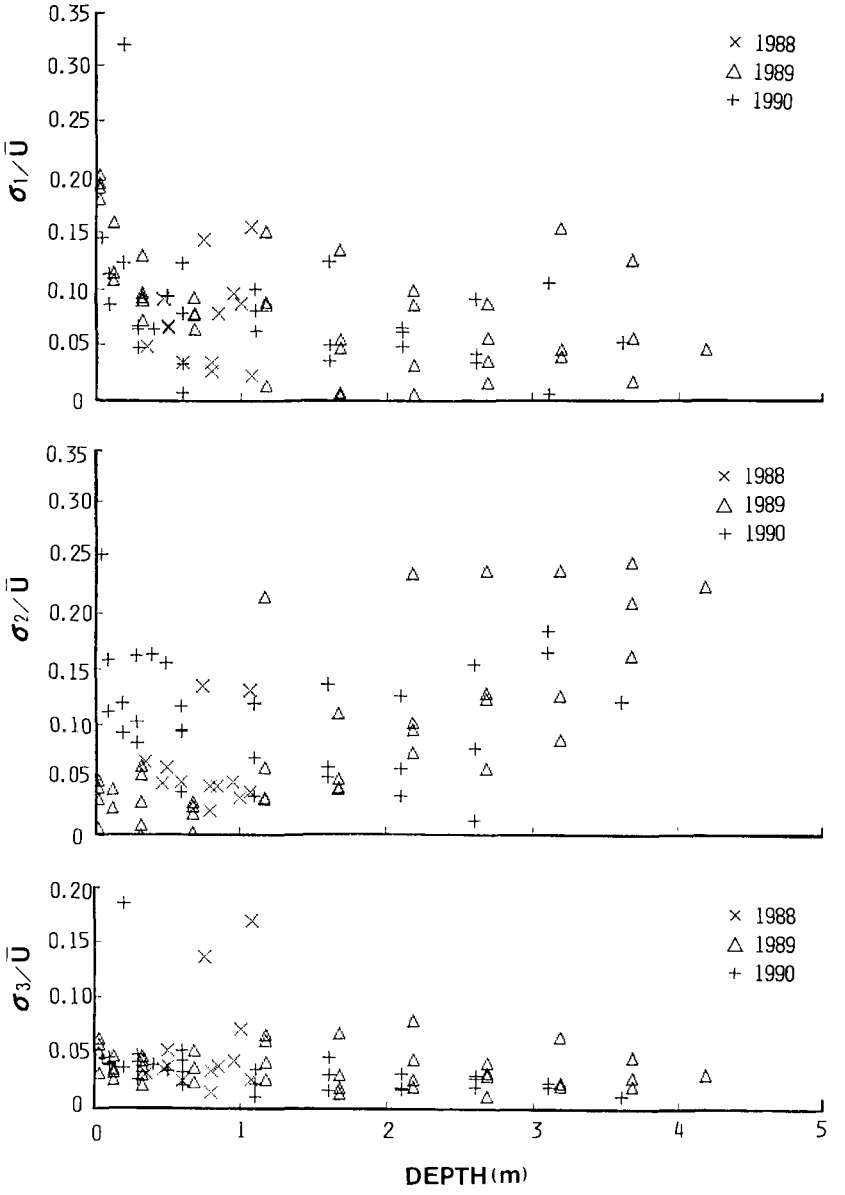
第6図　乱流強度と流速の関係

この時，Roughness Reynolds 数は 17 であり，滑面から粗面への遷移領域であった。Roughness Reynolds 数 (Re_*) の定義は以下のようになる。

$$Re_* = u_* k_s/\nu = 30\, u_* z_0/\nu \qquad (9)$$

ここで，u_* は摩擦速度，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_0 は粗度定数である。実験から，$Re_*<5$ は滑面上の流れ，$Re_*>70$ は粗面上の流れと分類される。

本研究では，典型的な値として，$\nu=1.8\times10^{-6}\ \mathrm{m^2\,s^{-1}}$，$u_*=0.3$ cm/s，$z_0=0.1$ cm (第 8 図を

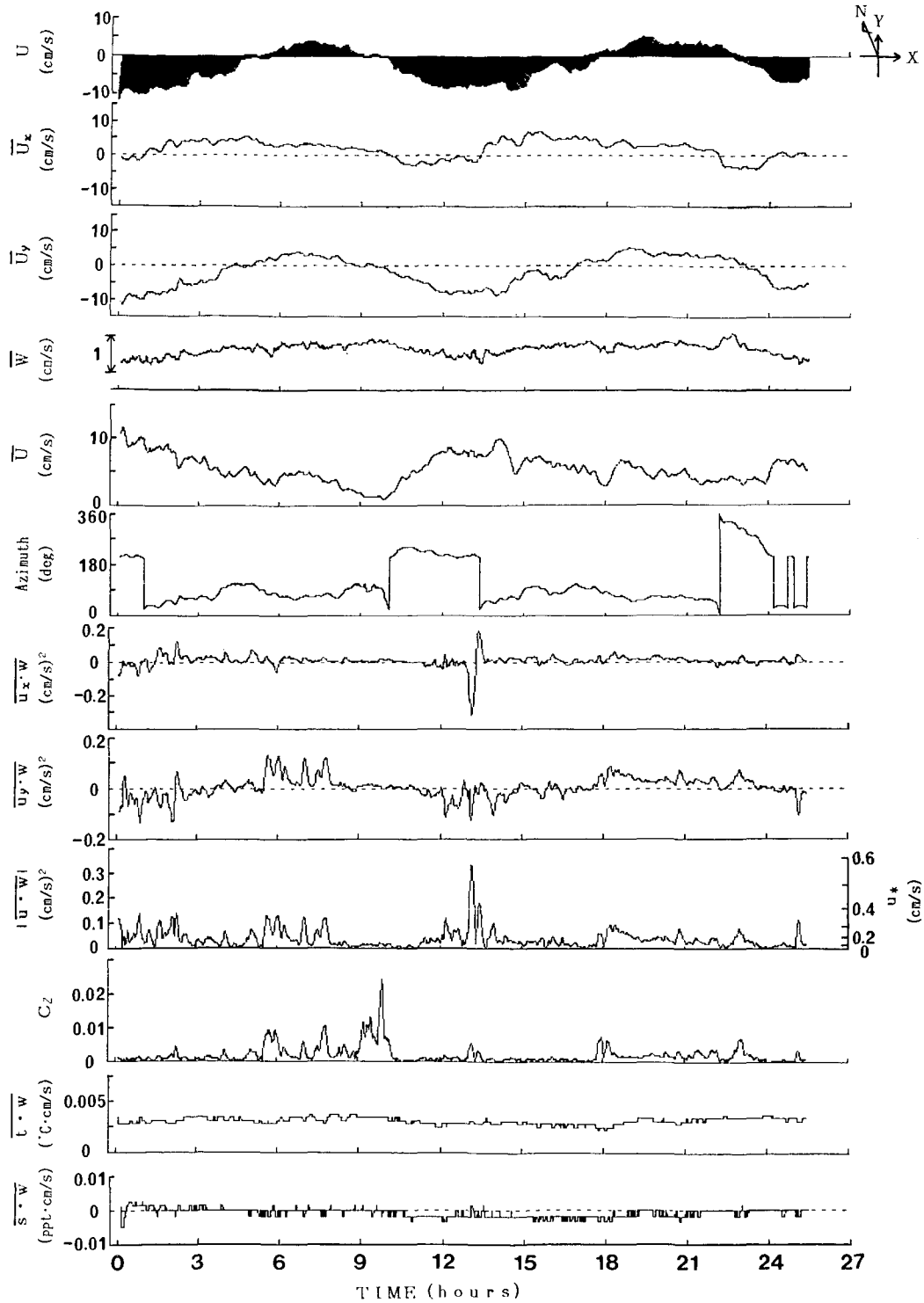


第7図 乱流強度と水深の関係

参照) を用いると $Re_*=50$ となり，遷移領域であった。

3. 境界層の厚さ

海氷底面直下には流速場にとって海水の粘性が支配的である粘性底層が存在する。その層の厚さは $\delta_v=5\nu/u_*$ 程度である。粘性底層の下には，遷移領域を経て乱流境界層があり，そこでは流速の対数分布則が成立すると考えられている。この層は運動量，熱や塩フラックスが一定である。つまり constant flux layer，あるいは log layer と呼ばれる。この層の厚さは浮力



第8図　10分間移動平均の流速 ($\overline{U}_X$, $\overline{U}_Y$, $\overline{W}$, $\overline{U}$), 流向, 運動量フラックス ($\overline{u_x \cdot w}$, $\overline{u_y \cdot w}$, $|\overline{u \cdot w}|$) 抵抗係数, 熱フラックス ($\overline{t \cdot w}$), 塩フラックス ($\overline{s \cdot w}$) の時系列 (海氷底面下 0.535 m, 1990年4月28日 13:42 EST 測定開始)

効果に依存するが，中立状態の時，$\delta_l=0.045\,u_*/f$ (f は Coriolis parameter で，55°N の時 $f=1.2\times10^{-4}\,s^{-1}$) で表わせる[6]。この log layer の下には，その約 10 倍の厚さがあるエクマン層があり，$\delta_E=0.5\,u_*/f$ で表わせる[6]。

本研究の典型的な値として $u_*=0.3$ cm/s を用いると，粘性底層の厚さは $\delta_\nu=0.3$ cm，log layer は $\delta_l=1.1$ m，エクマン層は $\delta_E=12.5$ m となる。計算された粘性底層の厚さは 0.3 cm であり，海氷底面の凹凸の中に埋もれてしまう厚さである。本研究では $z_0=0.01$ から 0.1 cm のオーダーであり，凹凸の平均的な高さは $k_s=30\,z_0=0.3$ から 3 cm となる。本研究では乱流強度の測定を海氷底面から 5 cm のところから始めたが，log layer の中であったと思われる。log layer の厚さは約 1 m であり，前述の σ_1/U の深さ依存性の傾向と対応するように思われる。

4. 運動量，熱および塩フラックス

流速，運動量，熱，塩フラックスなどの時系列の一例を第 8 図に示す。図の上からそれぞれ流速ベクトル，流速の X, Y, W (鉛直) 成分，式(7)により合成した平均流速，流向，運動量フラックスの X, Y 成分，式(8)により合成した運動量フラックス，式(1)から計算した抵抗係数，熱および塩フラックスである。流速ベクトル以外は 10 分間移動平均値である。図の右肩に $X-Y$ 座標系と真北との関係を示したが，Y 軸の正の方向が真北より時計廻りに 24° 回転したようになっている。図中の Azimuth (方位角) は真北を 0 にとってある。流速計および水温・塩分計のセンサーの中心は，海氷底面から 0.535 m の深さであり，乱流境界層の中心あたりであったと思われる。流速の時系列に半日周潮成分が卓越しているのが見られる。丸一昼夜の期間で最大流速は約 10 cm/s であった。運動量フラックス $|\overline{u\cdot w}|$ の変動の様子は平均流のそれに対応しているようである。つまり，流速は潮流成分に短周期の成分が重ね合っており，運動量フラックスの変動は短周期の平均流の変動に伴うと思われる。運動量フラックス $|\overline{u\cdot w}|$ の約 13 時あたりに 0.3 $(cm/s)^2$ を越えるピークが見られるが，全体として高々 0.1 $(cm/s)^2$ である。抵抗係数 C_z は平均流速 $\bar{U}$ の 2 乗と運動量 $|\overline{u\cdot w}|$ から計算されたが，9 時から 10 時あたりの流速も運動量も小さい時に大きい値が現れた。平均的には高々 $C_z=0.005$ 程度である。

熱フラックス $\overline{t\cdot w}$ の変動は小さい。観測期間中の水温の変動幅は 0.04°C と小さく，巨視的にはほぼ一定と見なせる。今回の場合，第 2 図に示したような流速計と水温・塩分計の設置方法であることや水温センサーの精度などを考慮すると，フラックスの値の精度に問題があると思われるが，式(2)を用いて熱フラックスの計算をしてみる。本研究の典型的な値として，$\rho=1024\,kg\cdot m^{-3}$, $C_p=4000\,J\cdot kg^{-1}\cdot K^{-1}$, $\overline{t\cdot w}=2.5\times10^{-5}K\cdot m\cdot s^{-1}$ を用いると，式(2)より $F_H=\rho C_p\overline{tw}=102\,W\cdot m^{-2}$ を得る。海洋熱フラックスの直接測定は困難であり，観測は極めて少ない。Mitchell and Bye[7] は南極のマクマード・サウンドで融解期の定着氷下境界層の乱流輸送量の測定を行ったが，熱フラックスとして 100 のオーダーの値を得た。Perovich ら[8] は北極海の氷縁域で水温上昇に伴い 7 から 128 $W\cdot m^{-2}$ に増加したのを観測した。融解期の氷縁域近くでは，極端な例として 200 $W\cdot m^{-2}$ [9] や 1600 $W\cdot m^{-2}$ [10] といった値もある。本研究の測定期間中にはまだ融解は始まっていなかったと思われるが，本研究の値は他の研究から求められた値の範囲である。

塩フラックス $\overline{s \cdot w}$ の測定では，前述の熱フラックスの場合と同様の問題があると思われる。塩分の変動は水温と同様に極めて小さく，フラックスとしての変動は流速成分 w に依存していると思われる。塩フラックスの場合も直接測定は困難であり観測は極めて少ない。Mitchell and Bye[7] は $\overline{s \cdot w} = -3$ から -3180 mg・m・s を示した。

前章で境界層の流れが遷移領域に分類されると述べたが，次に第8図の時系列から境界層の流速場を検討してみる。抵抗係数 C_z はいくつかのピークを除き平均的には高々 0.005 であり，これに対応する粗度定数は $z_0=0.2$ cm である。実験に基づいた分類では完全な粗面上の流れは $Re_*>70$ である。海氷下境界層にもこの基準を適用すると，$u_*>0.2$ cm/s ($z_0=0.2$ cm の時) の時，境界層は粗面上の流れとなり，乱流場となると思われる。第8図の u_* の時系列を見ると，$u_*>0.2$ cm/s の条件を満たすのは若干のピークのところであり，そこで流速場は遷移領域から粗面流へと移行する。つまり，全体として流速場は遷移領域にあるが，間欠的に粗面流へ移行すると思われる。

V. おわりに

沿岸定着氷下境界層の乱流輸送過程を明らかにする目的で，海氷下 3.6 m までの流速3成分のプロファイル，また流速，水温，塩分の時系列観測を行った。流速が約 7 cm/s の範囲で，乱流強度の顕著な流速依存性は見られなかった。乱流強度の深さ依存性は見られ，$\sigma_1/\bar{U}$ は海氷底面から約 1 m までは深さの増加に伴い急激に減少した。境界層中に設置した流速計と水温・塩分計の組合せにより，運動量，熱および塩フラックスの時系列を求めた。運動量フラックスは流れの変動成分に大きく左右され，そのピークは間欠的に出現した。その間欠性と流速場が遷移領域から発達した乱流場へと移行する過程と関連があると思われるが，今後は変動の周期性や流速場の可視化等により流速場の移行過程を解明してゆく必要がある。今回は，熱および塩フラックスの予備観測を行ったが，今後は流速計と水温・塩分計の設置方法等を改良し，質の高いデータを入手する必要がある。

本研究は，McGill 大学—Laval 大学—Maurice Lamontagne Institute (カナダ海洋漁業省)—北海道大学による協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。とくに 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快くお貸しくださった小野延雄教授 (現国立極地研究所) には心より感謝いたします。

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", 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 Intl. 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) Gordon, S. H. 1981 Boundary layer flow under an Antarctic ice sheet. Flinders Inst. for Atmos. and Mar. Sci. Res. Rep. **37**, 144 pp.
5) Gordon, C. M. and Dohne, C. F. 1973 Some observations of turbulent flow in a tidal estuary. *J. Geophys. Res.* **78**(12), 1971–1978.
6) Josberger, E. G. 1983 Sea ice melting in the marginal ice zone. *J. Geophys. Res.* **88**(C 5), 2841–2844.
7) Mitchell, W. M. and Bye, J. A. T. 1985 Observations in the boundary layer under the sea ice in McMurdo Sound. *In* Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, Antarctic Res. *Ser.*, **43**, 167–176.
8) Perovich, D. K., Tucker, III, W. B. and Krishfield, R. A. 1989 Oceanic heat flux in the Fram strait measured by a drifting buoy. *Geophys. Res. Letters*, **16**(9), 995–998.
9) McPhee, M. G., G. A. Maykut and Morison, J. A. 1987 Dynamics and thermodynamics of the ice/upper ocean system in the marginal ice zone of the Greenland Sea. *J. Geophys. Res.* **92**, 7017–7031.
10) Josberger, E. G. 1987 Bottom ablation and heat transfer coefficients from the 1983 marginal ice zone experiments. *J. Geophys. Res.* **92**, 7012–7016.

Summary

Measurements were made of the three-dimensional current, temperature and salt regime in the frictional boundary layer under landfast ice in southeast Hudson Bay during late April, 1990. Turbulence intensities in the boundary layer were discussed as functions of current speed and of depth. Time series of momentum, heat and salt fluxes were obtained during the diurnal tidal period. The experimental site was located about 24 km offshore of the mouth of the Great Whale River (Fig. 1).

For measuring turbulence intensities, a three-dimensional ultrasonic current meter (Union Engineering Ltd., Minilab Model SD–10) was installed on a frame fixed to the ice (Fig. 2). The current meter traversed vertically from the ice-water interface down to a depth of about 4 m beneath the 1.4 m thick flat ice. During this experiment, measurements were taken at fixed depths between 0.05 and 3.6 m from the bottom surface of the ice. Five minute time series of the current regime were collected at each of the desired depths. Those records were then used to calculate turbulence intensities ($\sigma_1/\bar{U}$, $\sigma_2/\bar{U}$, $\sigma_3/\bar{U}$).

To measure momentum, heat and salt fluxes the ultrasonic current meter and a conductivity-temperature meter (Union Engineering Ltd., Model RD–CT) were installed on the frames fixed to the ice (Fig. 2). Time series of 10-min moving averaged

currents, momentum, heat and salt fluxes were recorded on a data logger after analysis (Fig. 3).

Time series of salinity, temperature and currents were obtained using an Aanderaa current meter at a depth of 2.5 m from the bottom surface of the ice (Fig. 4). Semi-diurnal tides dominated the variability during the period of the experiment. Ice melt started around May 10, with a corresponding increase in freshwater runoff from the Great Whale River. This led to a decrease of salinity, an increase of temperature and a strong northward component of the current.

Shown in Fig. 5 are typical CTD profiles obtained by a Sea-Bird Model SBE-19 on April 23 and 28. Current profiles were made on April 22 and 23, while flux measurements were made from April 28 to 29. Both temperature profiles in Fig. 5 show that the temperature of the upper 6 m layer of the water column was constant and at the freezing point.

Summarized in Table 1 are the mean current speeds, directions and turbulence intensities. The duration for each run was about 5 min.

The turbulence intensity is shown as a function of current speed in Fig. 6. Comparison with data collected in 1988[2] and 1989[3] at a nearby site is also shown in Fig. 6. The values obtained from this study are similar to those obtained in 1988 and 1989. The values of the vertical turbulence intensity, $\sigma_3/\bar{U}$, are less scattered than those of the horizontal ones, $\sigma_1/\bar{U}$ and $\sigma_2/\bar{U}$.

The turbulence intensity is shown as a function of depth in Fig. 7. As in Fig. 6, comparisons with data collected in 1988[2] and 1989[3] are also shown. Values obtained in 1990 were consistent with those observed in 1988 and 1989. The turbulence intensity, $\sigma_1/\bar{U}$, decreased with depth down to about 1 m. Thereafter, it increased gradually with depth. This suggests that the thickness of the skin frictional boundary layer was about 1 m. The turbulence intensity, $\sigma_3/\bar{U}$, decreased gradually with the depth.

Time series of 10-min moving averaged currents, momentum, heat and salt fluxes were recorded at a fixed depth of 0.535 m (Fig. 8). They indicate that variations in current at higher frequencies than tides correspond to those in momentum flux. Using the roughness Reynolds number, $Re_*=30\,z_0u_*/\nu$, hydrodynamically rough flow is found for $Re_*>70$. A typical value of the roughness parameter for this study is $z_0=0.2$ cm, which corresponds to $C_z=0.005$. The flow regime in the boundary layer will become hydrodynamically rough flow at $u_*>0.2$ cm/s and $z_0=0.2$ cm. Thus, the flow regime in the boundary layer may change from smooth to rough flow when $u_*>0.2$ cm/s. Values exceeding 0.2 cm/s appear intermittently in the boundary layer.

It is indicated that variations in heat and salt fluxes are small, because temperature and salinity were almost constant with time, thus the fluctuations of temperature and salinity, which are components of heat and salt fluxes, respectively, were small (Fig. 8). The value of 102 Wm^{-2} for heat flux, $F_H=\rho C_p\overline{tw}$ [eq. (2)], was calculated by using a typical value of $\overline{tw}=2.5\times10^{-5}$ Kms^{-1} in Fig. 8.