



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	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
Author(s)	白澤, 邦男; SHIRASAWA, Kunio; Ingram, R. Grant 他
Citation	低温科学. 物理篇, 47, 213-221
Issue Date	1989-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18576
Type	departmental bulletin paper
File Information	47_p213-221.pdf



カナダ・ハドソン湾南東部海水下 海洋境界層の観測的研究^{***}

白澤 邦 男
(低温科学研究所)

R. Grant Ingram
(マギル大学気象学科)

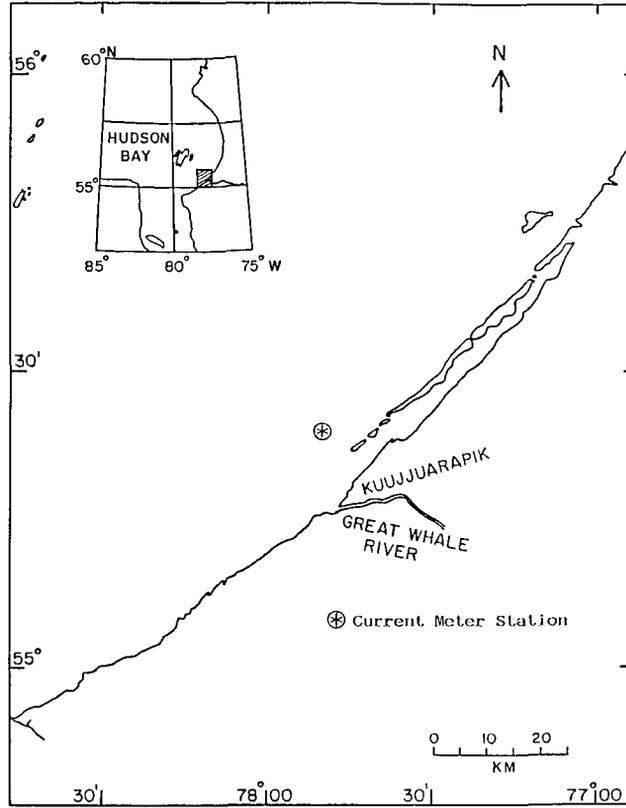
青田 昌 秋
(低温科学研究所)
(昭和63年11月受理)

I. はじめに

ハドソン湾(カナダ)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。湾の南東部の Great Whale River (第1図参照)から湾への流出水は、冬期間氷下で、夏の氷の存在しないときより水平の拡がりや大ききく、しかも厚く、これは氷の存在が風や波による表層水の混合を弱め、また潮汐も弱められることによると思われる¹⁻³⁾。また、Shirasawa and Ingram⁴⁾の観測から、海水下境界層の混合過程は潮汐変動、氷状分布、流速変動や安定度等に依存していることが示された。また、河川からの軽い流出水と重い海水との間で鋭い密度躍層が形成され、大きな流速変動やシアが観測され、染料をトレーサーとして用いた流れの可視化から境界層の流れの様子が観測された。一方、海洋生物学的立場から、海水下部での植物性プランクトンや ice algae の挙動と水塊構造との関係が調べられ^{5,6)}、融氷期の ice algae の繁殖と海水-海水境界面の力学的構造との関係が重要であることが示唆されている。このような背景から、ハドソン湾南東部での海洋物理-生物-水産学の学際的研究計画「Recruitment of Anadromous Fish in Arctic Waters: Regulation by Underice Hydrodynamics and Microalgal Production」が、カナダ海洋漁業省の Maurice Lamontagne Institute, McGill 大学, Laval 大学の協同で進められており、北大流水研究施設もこの研究計画に参加した。北大側は、1988年4月下旬から5月上旬にかけて、Great Whale River の河口の Kuujuarapik という村にある Laval 大学所有の北方研究センターに滞在し、氷上基地で海水下の流速や水塊構造の観測等境界層の流体力学的研究、および河川水が海水生成におよぼす影響の研究等を担当した。本研究は、前者の流速測定について報告する。

* 北海道大学低温科学研究所業績 第3191号

** 北海道大学低温科学研究所 流水研究施設研究報告第127号



第1図 流速測定点の位置

II. 運動量の測定方法

海水の底面が平坦で均質であり、海洋境界層が中立状態で定常流であるならば、海水が海床底面におよぼすせん断応力、すなわちレイノルズ応力 τ は、

$$\tau = -\rho \overline{u_1 u_3} = \rho u_*^2 = \rho C_Z U_Z^2 \quad (1)$$

と表わすことができる。ここで、 ρ は海水の密度、 $\overline{u_1 u_3}$ は平均流の流向の変動成分(u_1)と鉛直方向の変動成分(u_3)との積の時間平均、 u_* は摩擦速度、 C_Z は深さ Z での抵抗係数、 U_Z は深さ Z での平均流速である。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を用いれば、式(1)から主流向と鉛直方向の変動成分の積の時間平均からレイノルズ応力が(渦相関法)、さらに抵抗係数が求められる。

また、境界層中の乱れの強さは、

$$\sigma_1/U = \sqrt{\overline{u_1^2}}/U \quad (2)$$

$$\sigma_2/U = \sqrt{\overline{u_2^2}}/U \quad (3)$$

$$\sigma_3/U = \sqrt{\overline{u_3^2}}/U \quad (4)$$

で定義される。式(2), (3), (4)はそれぞれ主流向, 横方向, 鉛直方向の乱れの強さを表している。

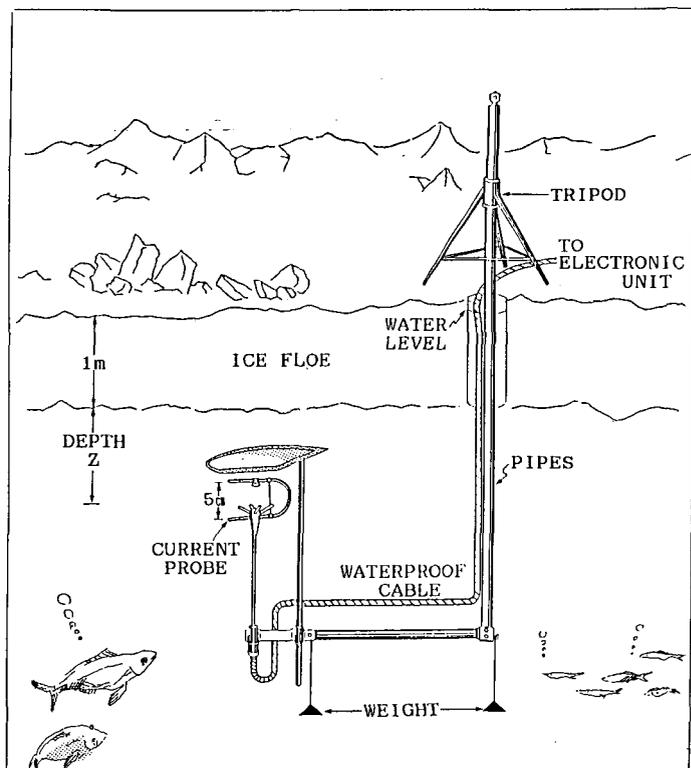
本研究は、3成分超音波流速計を用いて、海氷下境界層の流速の3成分を測定し、渦相関法によりレイノルズ応力（あるいは抵抗係数）を求め、また乱れの強さを議論することを目的としている。また、塩分、水温の鉛直分布から水塊の成層状態の議論をする。

III. 観 測

1988年4月下旬から5月上旬まで、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。プロジェクト全体の観測では、河口から北へ向かい 25 km までに5つの氷上観測基地を設け、各々の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によって行なった。本研究の境界層の観測は、第1図の(⊗)で示される、河口から 15 km 沖の氷上観測基地で5月4日から5日にかけて行なわれた。観測点は氷厚 1 m の平坦な定着氷上であり、ここから少なくとも数 100 m 以内には氷丘は存在していなかった。

観測は、境界層の成層状態を調べるための CTD (電気伝導度・水温・深度) プロファイラーによる測定と、3次元超音波流速計による流速3成分の測定とから構成された。

CTD プロファイラー (Sea-Bird 社製 MODEL SBE19 SEACAT PROFILER) の精度は、温度に対して 0.01°C 、伝導度に対して 0.001 S/m 、深度に対してフルスケール 600 m の 0.5% 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 、深度に対してフルスケー

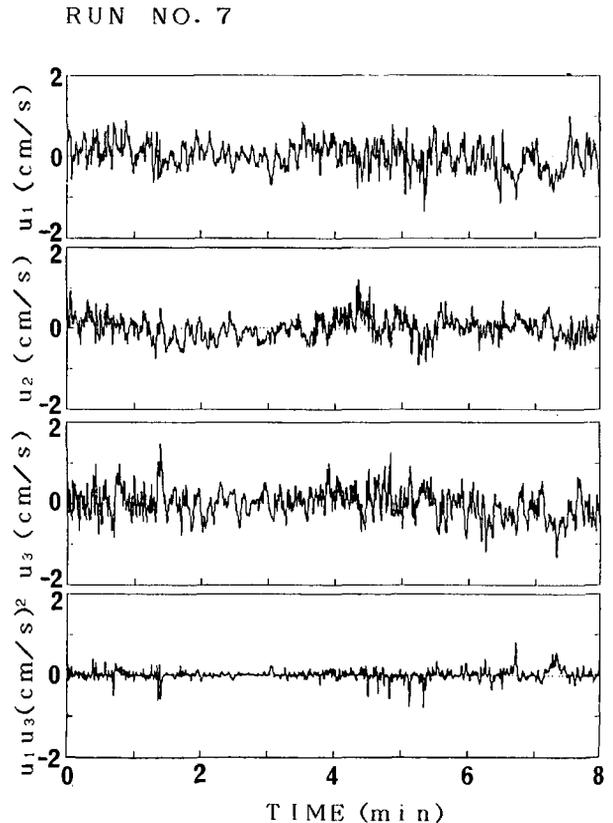


第2図 海氷下流速測定装置の概念図

ルの0.05%であり、データのサンプリングは2 Hzである。5月4日から5日の観測期間中に数回、テントの中に開けられた氷の穴からCTDプロファイラーを海中に投入し、全層のCTの鉛直分布を測定した。

3次元超音波流速計(ユニオン・エンジニアリング製MINILAB Model SD-10)の計測方法は、時間差(Travel Time Difference)法と呼ばれ、2点のそれぞれの超音波発信クリスタル素子(受信を兼ねる)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で、分解能は1 mm/s、測定精度は流速が50 cm/s以下の時 ± 5 mm/sである。プローブの大きさは約 $4 \times 5 \times 9$ cmである。流速計は、第2図に示すようにテントの外に開けられた小さな穴から氷下に固定した。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本体でモニターすると同時に、アナログ・データ・レコーダに記録された。流速計は、氷の穴の影響を避けるためにL字形に組合わせたパイプに、また氷の底面に接近出来るように逆向きに、取付けられた。第2図に示されるように、プローブは氷の穴から1 m離れ、しかも流れの方向を向くように(図上で左から右へ流れる)設置された。プローブは氷の底面から $Z=35$ cmから107.5 cmの間数カ所で固定され、それぞれの深さで約4分から45分間の流速の3成分を連続記録した。

流速記録の解析は流水研究施設で行なわれた。カセット・データ・レコーダに収録されたアナログ信号電圧を10 Hzのロー・パス・フィルターに通し、50 msのサンプリング・インターバルでA/D変換し、パーソナル・コンピュータ(P/C)に収録した。P/Cでの計算では、先ず X, Y, Z の3成分の時系列データからそれぞれの成分の平均値を計算し、主流向に座標軸を回転し、主流向の変動成分(u_1)、横方向の変動成分(u_2)、鉛直方向の変動成分(u_3)を求め、分散、共分散の計算を行った。変動成分(u_1, u_2, u_3)と共分散($u_1 u_3$)の時系列の1例を第3図に示す。図中下段の $u_1 u_3$ は瞬時の u_1 と u_3 の積であり、この時間平均から式(1)のレイノルズ応力や抵抗係数が求められる。

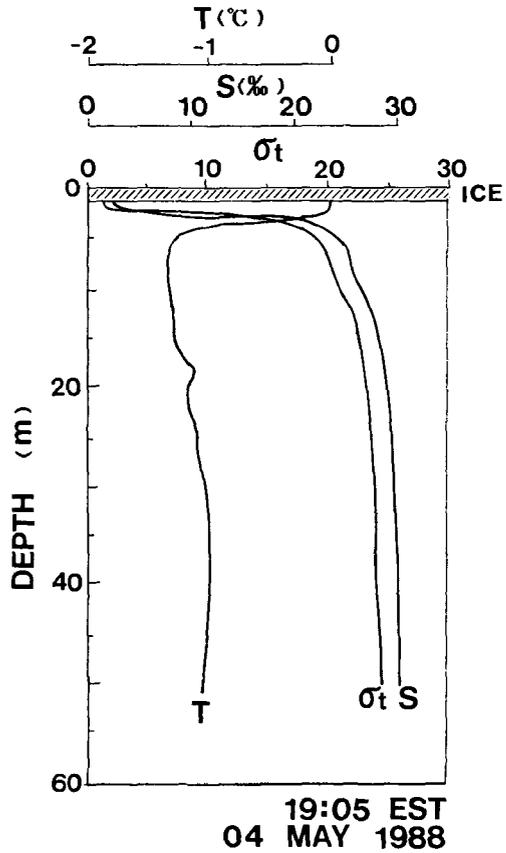


第3図 主流向変動成分(u_1)、横方向の変動成分(u_2)、鉛直方向の変動成分(u_3)と共分散($u_1 u_3$)の瞬時値の時系列

IV. 結果および考察

水塊の成層状態を調べるために、CTD プロファイラーにより水温、塩分濃度の鉛直分布の観測を測定期間中に数回行った。数回の測定結果から上層部の成層状態はほぼ同じであった。1例を第4図に示す。図から海水下約1~1.5mはほぼ均質で真水に近い(約2‰)層であった。その下の重い海水との間には、水温、塩分、および密度の鋭い躍層が存在していた。上層の軽い水は河川からの流出水と思われる。海水下1~1.5mの層が均質であった事から、境界層が中立状態であるという式(1)適用の条件は満たされている。

第1表に、式(1)から求められた抵抗係数、乱れの強さなどを示す。全測定は21回であったが、ノイズを含むものや45分間の測定などを除外した13回の測定結果のみを表に示した。表の結果は測定時間が4.3分から8分間である。測定は深さ35から107.5cmまでで、平均流速は2.1から6.0cm/sであった。観測基地は定着氷上であり、動きはなか

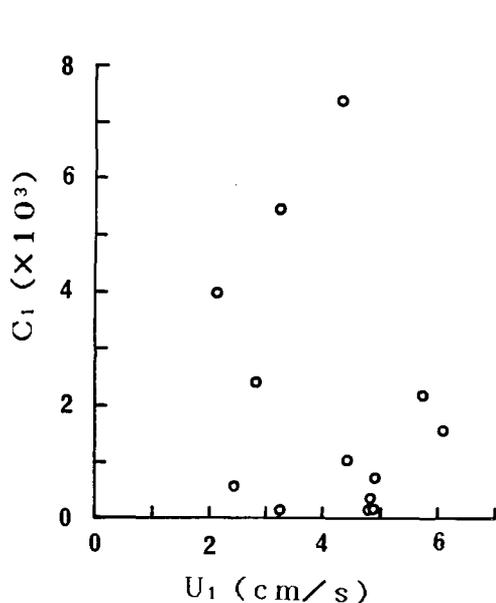


第4図 水温(T), 塩分(S), σ_t の鉛直分布

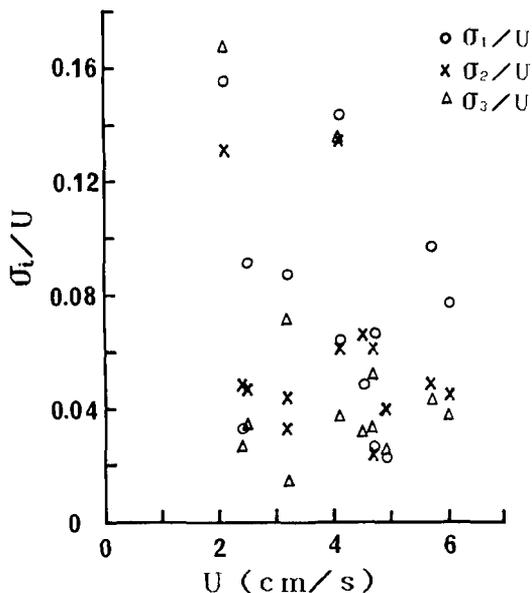
第1表 超音波流速計の測定結果(1988年5月4日, ハドソン湾)

Run No.	測定開始時間 (EST)*	測定時間 (min)	深さ z (cm)	流向 (deg T)	流速 U_z (cm/s)	乱流強度			抵抗係数 (1-m depth) $10^3 C_1$
						$\frac{\sigma_1}{U}$	$\frac{\sigma_2}{U}$	$\frac{\sigma_3}{U}$	
2	13:36	4.4	47.5	117	2.5	0.091	0.047	0.035	2.40
3	13:44	6.0	60.0	106	2.4	0.033	0.048	0.025	0.57
4	13:53	4.4	80.0	85	3.2	0.033	0.044	0.014	0.14
5	14:02	5.5	100.0	77	3.2	0.087	0.033	0.071	5.43
7	15:38	8.0	107.5	102	2.1	0.155	0.131	0.168	3.98
10	19:48	4.7	107.5	315	4.9	0.022	0.039	0.026	0.17
11	19:55	4.3	80.0	312	4.7	0.026	0.022	0.033	0.34
12	20:10	5.4	50.0	305	4.1	0.064	0.061	0.037	1.03
13	20:21	5.2	35.0	300	4.5	0.048	0.066	0.031	0.70
14	20:28	5.7	50.0	304	4.7	0.066	0.061	0.052	0.13
15	20:38	5.9	75.0	298	4.1	0.143	0.134	0.136	7.42
16	20:47	6.3	85.0	311	6.0	0.077	0.044	0.037	1.58
17	20:55	6.0	95.0	307	5.7	0.096	0.048	0.042	2.18

* EST: Eastern Standard Time (東部標準時)



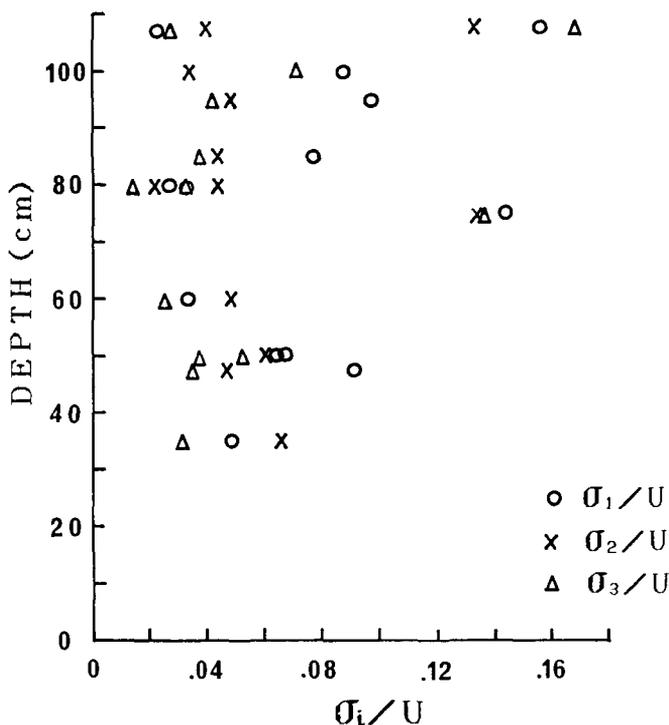
第5図 抵抗係数と流速の関係



第6図 乱れの強さと流速の関係

った。抵抗係数および乱れの強さと平均流速との関係をそれぞれ第5, 6図に示す。平均流速が2~6 cm/sの範囲しかないので、抵抗係数の流速依存性を議論することは難しいが、 $10^3 C_1 = 4$ より大きい例を除いて依存性は見られない。第6図の乱れの強さも顕著な流速依存性は見られなかった。

今回の観測では海氷底面の状況を直接観察することができなかったが、海氷の表面が平坦で均一であったということを考慮すれば、海氷の底面もなだらかであったと思われる。本研究より求めた抵抗係数を他の測定結果 (Shirasawa⁷) にまとめてある。) と比べてみよう。今回の測定と同じ定着氷での測定では、(Shirasawa⁷) の第3表から2例しかなく、渦相関法から得られた Barrow Strait の抵抗係数 ($10^3 C_1 =$) は 1.32 であり、プロフィール法から得られた

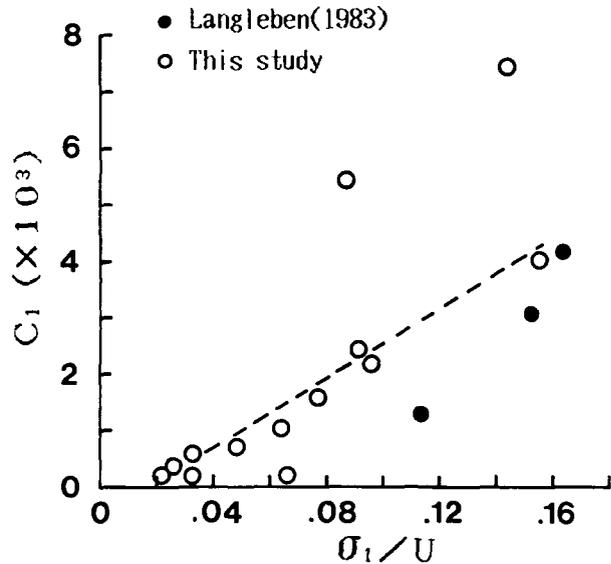


第7図 乱れの強さと水深の関係

Lancaster Sound の値は 7.3 であった。本研究の結果は、平均的にみると他の 2 例より小さい値であった。定着氷および漂流中の海水の全体から (Shirasawa⁷⁾ の第 3 表) 渦相関法とプロファイル法とから得られた値を比べてみると、渦相関法からの値の方が小さい傾向にある。プロファイル法を用いる場合には $Z=0$ の基準面の定義に注意を要するという指摘もあり⁸⁾、本研究のように薄い海氷下境界層中の流速分布や抵抗係数の測定には、より小型で精密な流速測定装置が要求される。

Shirasawa and Ingram⁴⁾ は、今回とほぼ同じ観測点で同じ時期 (1986 年 5 月 6 日) に、定着氷下境界層中に数 cm/s と弱い低塩分水の流れを見出した。また、染料をトレーサーとして海水下の流れを可視化し、氷底面近く (底から 10 cm) の流れの乱れが、それ以深より大きい様子を示した。この時の $Re \sim 560$ で層流状態であった。今回の観測では流れの可視化は行っていないが、境界層中の乱れの強さを計算しているのので、第 7 図に乱れの強さと水深の関係を示す。海氷底面から 35 から 107.5 cm の範囲で、深い方に乱れの大きい値を示す例があるものの特に顕著な深さ依存性は見られなかった。今後は、時間的空間的の同時測定、また可視化との組合せ等による測定が必要になろう。

Langleben⁹⁾ は主流向の乱れの強さ (σ_1/U) の増加と共に抵抗係数が増加する傾向にあることを示唆し、もしこの関係があれば、3次元流速測定を簡素化し、1次元の流速測定から抵抗係数を見積れることを提案した。本研究から求めた σ_1/U と C_1 (第 1 表) を用い、この両者の関係を見たのが第 8 図である。Langleben⁹⁾ の値は図中に (●) で示した。2~3 の例外はあるものの、全体としては破線で示される直線関係にあり、よい相関を示していると思われる。経験式を作るためには、乱れの強さの大きい範囲や底面の凹凸や粗度の異なる場合等の値が必要になろう。



第 8 図 抵抗係数と主流向の乱れの強さの関係

V. おわりに

河川から流出する軽い淡水層とその下の重い海水層とから形成される安定な成層状態の海域で、定着氷下の 1 から 1.5 m の淡水層 (境界層に相当) の流速の測定を行い、抵抗係数の乱れの強さを求めた。2~6 cm/s の流速の範囲内で抵抗係数および乱れの強さの顕著な流速依存性はみられなかった。境界層中で深さを変え、乱れの強さを測定したが顕著な変化はみられなかった。乱流構造を知るためには、空間的により密な流速場、密度場の測定を、流れの可視化等

の方法と組合わせて行う必要がある。抵抗係数と水平流の乱れの強さとの相関があることが見いだされたので、乱れの強さで抵抗係数をパラメータ化できると思われる。

謝 辞

本研究は、McGill 大学—Laval 大学—Maurice Lamontagne Institute (カナダ海洋漁業省) 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 P. Peltola, M. Cloutier には現場観測ならびにデータ解析において御協力、御尽力いただきました。また、流水研究施設の皆様に、とくに高塚徹氏にはデータ解析に、御尽力いただいた。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下さった小野延雄教授には心より感謝いたします。この調査に要した経費は Natural Sciences and Engineering Research Council Canada, FCAR (カナダ), Donner Canadian Foundation (カナダ), 流水研究施設外国地域観測旅費 (文部省) によった。

文 献

- 1) Ingram, R. G. 1981 Characteristics of the Great Whale River plume. *J. Geophys. Res.*, **86** (C3), 2017-2023.
- 2) Ingram, R. G., Lepage, S. and Shirasawa, K. 1987 Under-ice plume dynamics. Proc. Third Intl. Symp. on Stratified Flows, Pasadena, California, Feb. 3-5, 1987.
- 3) Ingram, R. G. and Larouche, P. 1987 Variability of an under-ice river plume in Hudson Bay. *J. Geophys. Res.*, **92**(C9), 9541-9547.
- 4) Shirasawa, K. and Ingram, R. G. 1988 Oceanic boundary layer measurements under landfast ice. Proc. Third Intl. Symp. Refined Flow Modelling and Turbulence Measurements, 789-796.
- 5) Legendre, L., Ingram, R. G. and Poulin, M. 1981 Physical control of phytoplankton production under sea ice (Manitounuk Sound, Hudson Bay). *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, **38**, 1385-1392.
- 6) Legendre, L., Ingram, R. G. and Simard, Y. 1982 Aperiodic changes of water column stability and phytoplankton in an Arctic coastal embayment, Manitounuk Sound, Hudson Bay, *Naturaliste Can.*, **109**, 775-786.
- 7) Shirasawa, K. 1986 Water stress and ocean current measurements under first-year sea ice in the Canadian Arctic. *J. Geophys. Res.*, **91**(C12), 14305-14316.
- 8) Langleben, M. P. 1983 Water stress on pack ice in the vicinity of the North Pole. in Proc. 7th Intl. Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, vol. **1**, 128-137, Valtion teknillinen tutkimuskeskus (VTT), Helsinki, Finland.

Summary

Measurements were made of three-dimensional current regime in the frictional boundary layer under landfast ice in southeast Hudson Bay during the ice-melt season in 1988. The experimental site was located about 15 km offshore of the mouth of the Great Whale River (Figure 1).

For this purpose a three-dimensional ultrasonic current meter (Union Engineering Ltd., Minilab Model SD-10) was installed on a frame fixed to the ice (Figure 2). The instrument

could traverse vertically from the ice-water interface down to the boundary layer depth of 1 m beneath the 1-m thick flat ice. During this experiment, measurements were taken at fixed depths between 35 and 107.5 cm from the bottom surface of the ice. Time series of current observations were collected for about 5 to 45 min at the desired depth.

Shown in Figure 3 are the time series records, (u_1 , u_2 , u_3), representing the two horizontal axes, and vertical fluctuations, respectively, which have been digitized at the rate of 20 Hz after analog output signals were low-passed through a 10 Hz filter, as well as those of the cross products of u_1 and u_3 .

The water column at the experimental site consisted of both a 1~1.5 m thick homogeneous fresh water plume layer (about 2‰ in salinity) from the Great Whale River and an underlying denser sea water layer below a sharp pycnocline (Figure 4).

Summarized in Table 1 are the mean current speed, drag coefficient (at a depth of 1 m) and turbulence level. The drag coefficient and turbulence level are shown as a function of the current speed in Figures 5 and 6, respectively. It is seen that the drag coefficients ($10^3 C_1$) are scattered from 0.13 to 7.42 in a range of current speeds between 2.1 and 6.0 cm/s.

The turbulence level is shown as a function of depth in Figure 7. It can be seen that the turbulence level is almost constant with depth, except for two higher values. Furthermore, Figure 8 shows that a good correlation exists between the drag coefficient and the downflow turbulence level. This relationship suggests that measurements of only the downflow turbulence level are required to estimate the drag coefficient, rather than being calculated theoretically from measurements of three-dimensional current regime and the eddy correlation method.