



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海氷に及ぼす風の応力測定について Ⅰ
Author(s)	白沢, 邦男; SHIRASAWA, Kunio; 田畑, 忠司 他
Citation	低温科学. 物理篇, 35, 241-248
Issue Date	1978-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18339
Type	departmental bulletin paper
File Information	35_p241-248.pdf



海氷に及ぼす風の応力測定について I^{*,**}

白 沢 邦 男

(北海道大学大学院理学研究科)

田 畑 忠 司

(低温科学研究所)

(昭和52年10月受理)

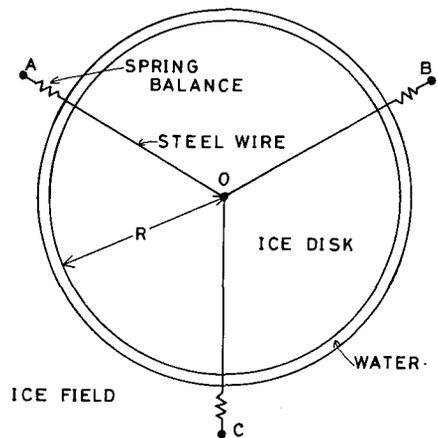
I. ま え が き

流水野に及ぼす風の応力の研究は流水漂流問題において重要である。風の応力の測定には、一般に次の3つの方法が用いられる。1) 氷野に働く力を直接測定する直接測定法、2) 超音波風速計等を使ってレイノルズ応力を測定する渦相関法と3) 平均風速の垂直分布測定から摩擦速度を求める分布法である。北氷洋やセント・ローレンス湾においては、2)の渦相関法や3)の分布法を用いた測定が行なわれているが¹⁻⁹⁾、オホーツク海では、鈴木^{10,11)}の紋別港内に張りつめた平坦な一冬氷を利用しての直接測定があるのみである。しかし、これらの3つの方法を氷に適用した同時測定は行なわれていない。1976年冬に、北海道オホーツク海沿岸のサロマ湖の氷上でこれらの3つの方法を用いての風の応力の比較測定を行ない、あわせてカルマン定数 k の値の評価を行なった。

II. 測定方法及び解析

1. 直接測定法

氷板に働く風の応力の直接測定方法を第1図に示す。平坦氷上に4点、A, B, C, Oを正3角形の頂点及び外心点となるように決める。外心点には、その点を中心に自由回転できるような回転軸を埋込み凍着させる。OA, OB, OC間にはばねばかりを介してスチールワイヤをほぼ同一の張力をかけてはる。Oを中心とする狭い環状部分の氷を除去し、円形プール内に浮かぶ氷の円板を作る。円板は風及び水の力とワイヤによる力をうけて運動するが、ばねばかりのよみから風の氷板におよぼす力を知ることができる。測定方法は、鈴木¹⁰⁾に詳細に述べられている。



第1図 風の応力測定装置

R: 氷板の半径

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1843号

** 北海道大学低温科学研究所 流水研究施設研究報告 第56号

第1図で、氷板に働く風のせん断応力の合力は、氷板の重心Oを通る力 \mathbf{F} で表わされる。この他氷板には、3本のワイヤの張力、水の抵抗、氷板の慣性力が作用する。風の巨視的構造のほとんど変わらないある時間についての平均をとると、水の抵抗と慣性力とは消え、またO点の移動は小さいことを考えると、

$$\bar{\mathbf{F}} = -(\bar{F}_A \cdot \mathbf{n}_A + \bar{F}_B \cdot \mathbf{n}_B + \bar{F}_C \cdot \mathbf{n}_C) \quad (1)$$

を得る。ここに、 $\bar{\quad}$ は時間平均、 F_A, F_B, F_C はワイヤの張力、 $\mathbf{n}_A, \mathbf{n}_B, \mathbf{n}_C$ は設置時のOA, OB, OCの方向である。氷の円板のうける平均せん断応力 τ は、円板の半径を R とすれば、

$$\tau = |\bar{\mathbf{F}}|/\pi R^2 \quad (2)$$

である。

実際の測定では、 F_A, F_B, F_C の値が一定間隔で読取られ、これから時間平均が作られた。

2. 渦 相 関 法

超音波風速計等の応答の早い測器を用いて、風速の水平方向の変動成分 u' と同じく垂直方向の変動成分 w' を測定して、次の(3)式よりレイノルズ応力を求める方法である。

$$\tau = -\rho \overline{u'w'} \quad (3)$$

ここで、 $\bar{\quad}$ は時間平均であり、 ρ は空気の密度である。

超音波風速計の出力を、データ・レコーダ (TEAC R-70) によって磁気テープに記録し、その再生信号を11.2 Hzの低域フィルターに通してのち、データ・レコーダ (TEAC R-400) に集録し、次に、北大汎用シュミレータ共同利用施設においてデータ採集時間0.05秒でA/D変換され、さらにデジタル計算機 (CLOAP-2000) を用いて分散・共分散が計算され、(3)式が求められた。

3. 分 布 法

乱流境界層内で、大気の成層が中立状態の時は、一般に平均風速の垂直分布は対数法則

$$\bar{U}_z = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (4)$$

であらわされる。ここで、 \bar{U}_z : 氷の表面からの高さ z での平均風速、 u_* : 摩擦速度、 k : カルマン定数 (=0.40)、 z_0 : 粗度定数である。レイノルズ応力 τ と u_* との間には、

$$\tau = -\rho u_*^2 \quad (5)$$

の関係がある。

三杯型風速計により得られる種々の高さでの平均風速のデータから z_0 及び u_* が求められ、(5)式により τ が求まる。

τ はある高さでの平均風速の関数としてあらわすのが便利であり、

$$\tau = \rho C_z \bar{U}_z^2 \quad (6)$$

の関係があり、ここに C_z はある高さ z での抵抗係数である。また、(2)、(3)及び(5)式を用いて(6)式を書きなおすこともできる。

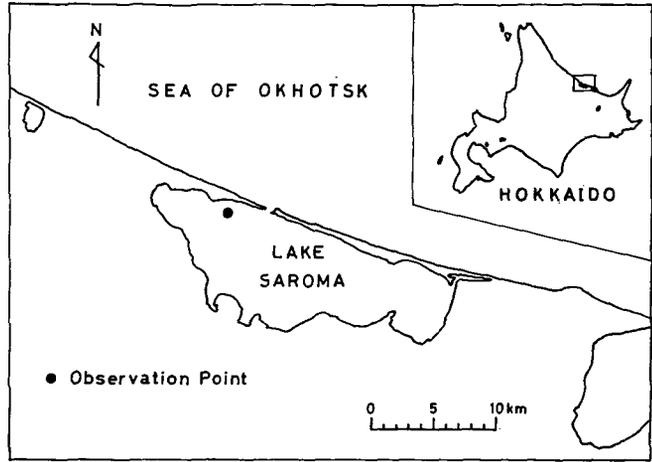
$$C_z = \frac{\tau}{\rho} \cdot \frac{1}{\bar{U}_z^2} = \frac{1}{\rho \bar{U}_z^2} \cdot \frac{|\bar{F}|}{\pi R^2} = \frac{|\overline{u'w'}|}{\bar{U}_z^2} = \frac{u_*^2}{\bar{U}_z^2} \quad (7)$$

であり、第3項は1.直接法から、第4項は2.渦相関法から、第5項は3.分布法からそれぞれ求められる。

III. 結果及び考察

1. 測定場所

測定は、第2図に示した北海道オホーツク海沿岸のサロマ湖の氷上で、1976年2月16日から22日まで行なわれた。サロマ湖はオホーツク海と隣接しており、冬期に湖面は結氷し、その表面状態はオホーツク海の沿岸の平坦—冬水とはほぼ同じである。第2図のように、湖岸の防波堤から約650m沖へ向かった所に応力測定装置、超音波風速計及び小型ロビンソン風速計用の支柱が設置された。測定期間中、風向は主に南又は東南であり、湖の中央部から吹いてくる風であった。この付近の湖の水深は6~7mであり、測定時に水の流れはなかった。



第2図 測定場所

2. 直接測定法

第1図に示した応力測定用の円板の半径 R は 400 cm, $AB=779.0$ cm, $BC=772.5$ cm, $CA=781.5$ cm, 無風時 O 点が静止している時, $OA=448.5$ cm, $OB=450$ cm, $OC=449.5$ cm であり, OC が南向である。測定は2月22日に2回行なわれ、1回目は15時9分から16分間、2回目は16時33分から15分間であった。張力の測定はばねばかりの読みによって行なわれ、読取り周期は1回目は10秒、

第1表 風の応力直接測定の結果

番号	月 日	時 間	測定時間 (min)	\bar{F}_A (kg-wt)	\bar{F}_B (kg-wt)	\bar{F}_C (kg-wt)	\bar{F} (kg-wt)
1	2月22日	15:09~25	16	1.43	1.06	1.05	0.39
2	2月22日	16:33~48	15	1.32	1.11	1.05	0.27

番号	力の方向	τ (dyne/cm ²)	u_* (cm/s)	$10^3 C_1$	$10^3 C_{10}$	U_1 (cm/s)	風 向
1	175°	0.76	24.18	1.86	1.17	560	SE~S
2	162°	0.52	20.05	1.55	0.99	510	SE~S

空気の密度 $\rho = 1.3 \times 10^{-3}$ g/cm³

2回目は5秒であった。第1表には応力の測定結果、高さ1mでの平均風速、風向などが示されている。また(7)式から計算された C_1 の値も示されている。風向と応力の方向とはかなり良く一致している。

3. 渦 相 関 法

3成分型超音波風速計(海上電機 PAT-311)は、氷の円板から約10m離れたところに、雪面上77cmの高さに設置された。測定は直接法で行なわれたのと同じ期間に同時に行なわれた。解析結果及び(7)式によって計算された C_1 の値が第2表に示されている。

第2表 渦 相 関 法 の 結 果

番 号	月 日	時 間	U_1 (cm/s)	τ (dyne/cm ²)	u_* (cm/s)	$10^3 C_1$	$10^3 C_{10}$
1	2月22日	15:09~25	560	0.55	20.58	1.35	0.92
2	2月22日	16:33~48	510	0.54	20.47	1.61	1.06

$$\rho = 1.3 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$$

第1表及び第2表より直接法と渦相関法により得られた τ の値の比較をしてみると、2回目の測定ではかなり良い一致を示していることがわかる。また1回目の測定では直接法による τ の値の方が渦相関法によるものより大きいことを示している。今回の比較測定は2回しか行なわれておらず、今後より多くのデータを用いて比較検討する必要がある。

4. 分 布 法

超音波風速計から約5mの地点で、理工研式小型ロビンソン風速計が5個、それぞれ25, 51.5, 81.5, 121.5, 217cmの高さに設置された。測定は2月16日から22日まで行なわれ、1回の測定時間は5分から18分間であった。風速分布が対数法則に従う時の風速、(4)式から計算された u_* や z_0 、また(7)式から計算された C_1 などが第3表に示されている。

(4)式ではカルマン定数 $k=0.4$ が使われているが、この値はNikuradse(1932)が管の中の流れの実験に基き決めたものであり、この値が異なる場合にも当てはまるとは限らない。例えば鈴木^{10,11)}の海水板上の測定から求められた k の値は0.43から0.70であった。Карелин и Тимохов¹²⁾は鈴木^{10,11)}と同様の方法で氷板に及ぼす力の測定をしたが、 k の値は0.22から0.60であった。小林¹³⁾の応力計を用いての直接法による雪面の応力測定の実験では0.57である。また菊地・石田¹⁴⁾の渦相関法と分布法の比較測定による雪面上でのレイノルズ応力の測定では、 $k=0.4$ を支持する結果を得ている。Sheppard¹⁵⁾の地表面での測定では、 k は大気の状態により異なり0.22から0.61の範囲で変化する。Pasquill¹⁶⁾は草地の測定で0.37を得ている。Businger *et al.* は草地で渦相関法、直接法及び分布法による比較測定で0.35を得ている。また、Ling¹⁸⁾は地表で直接法と分布法との比較から0.33を得ている。以上のように、 k の値は0.2から0.7の間にあり、(4)式を実用的にするためには、(4)式で $k=0.4$ として算出される u_* あるいは τ を直接法や渦相関法から得られる τ に近づけて、 k の値を評価しなければならない。

第3表の測定番号VとVIの時には、直接法、渦相関法、分布法の3つの方法による同時測定が行なわれ、 k の評価もなされた。直接法による u_* を用いて k の値を求めてみると、0.38

第3表 分布法の結果

番号	月 日	時 間	測定時間 (min)	U_1 (cm/s)	τ (dyne/cm ²)	u_* (cm/s)	z_0 (cm)
I	2月16日	11:19~30	11	175	0.09	8.4	0.03
II	2月18日	10:20~25	5	265	0.23	13.3	0.03
III	2月18日	11:14~19	5	355	0.36	16.6	0.02
IV	2月19日	15:	5	145	0.09	8.4	0.10
V	2月22日	15:08~26	18	560	0.85	25.6	0.02
VI	2月22日	16:32~49	17	510	0.65	22.4	0.01

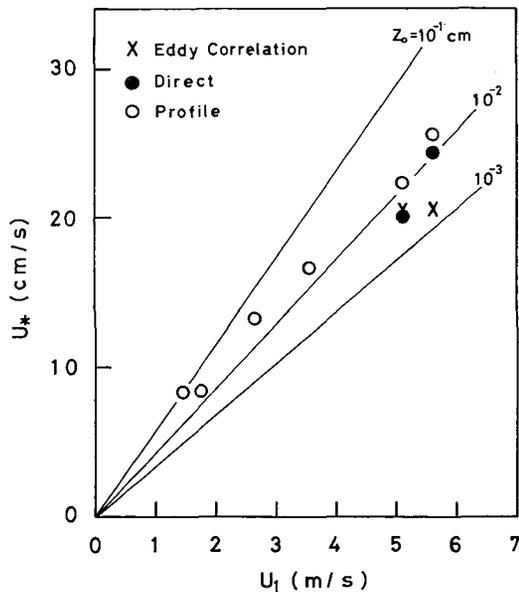
番号	$R_k = u_* z_0 / \nu$	空気力学的性質	$10^3 C_1$	$10^3 C_{10}$	k	
					直接法	渦相関法
I	1.9	転 移 領 域	2.30	1.42		
II	3.1	粗 面	2.52	1.51		
III	2.6	粗 面	2.19	1.34		
IV	6.5	粗 面	3.36	1.86		
V	3.9	粗 面	2.09	1.30	0.38	0.32
VI	1.7	転 移 領 域	1.93	1.24	0.36	0.37

$k=0.4, \rho=1.3 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3, \nu=0.13 \text{ cm}^2/\text{s}$

と0.36であり、渦相関法によるものでは0.32と0.37であり、いずれも従来の0.4より小さい値が示されたが、多くのデータとの比較が必要である。

第3表に示されるように、海氷の表面の z_0 は0.01 cm から0.1 cm の範囲にあるが、0.1 cm の1例を除き他は0.01 cm から0.03 cm である。鈴木¹¹⁾の測定では、港内に張りつめた雪におおわれた海氷の z_0 は0.002 cm から0.025 cm であり、Untersteiner and Badgley¹⁾の北極の海氷の表面での z_0 は0.0003 cm から0.154 cm であり、今回の測定により得られた値はこれらの範囲内にある。

(4)式から明らかなように、 z_0 が変わらない時、ある高さ z での平均風速 U_z と摩擦速度 u_* は直線関係にある。第3図には、高さ1 m での平均風速 U_1 と u_* が示されており、この関係を示している。また第3



第3図 表面からの高さ1 mの風速 U_1 と摩擦速度 u_* の関係

図には、渦相関法と直接法により得られた u_* の値も示されており、 U_1 が5.1 m の時、両者は良い一致を示している。

z_0 は表面の空気力学的な粗さを示す長さの次元を持つ定数であるが、表面のでこぼこの度合を直接あらわしている量ではない。そこで、海氷板の表面が空気力学的に滑面であるか粗面であるかを検討してみた。Nikuradse (1933) は実験結果に基づき、表面の空気力学的粗さを次の3つに分類した (Schlichting¹⁹ 参照)。 $R_k < 0.17$: 空気力学的滑面, $0.17 < R_k < 2.3$: 転移領域, $2.3 < R_k$: 空気力学的粗面である。ここで、 $R_k = u_* z_0 / \nu$: 粗度レイノルズ数 (roughness Reynolds number), ν : 空気の動粘性係数である。第3表には、 R_k の値が示されており、われわれの海氷の表面は空気力学的には、滑面から粗面への転移領域及び粗面であることがわかる。Wu²⁰ は、Untersteiner and Badgley¹⁾ の北極海の海氷の表面で測定された u_* 及び z_0 のデータを用いて R_k を計算し、転移領域及び粗面であることを示している。

第1, 2, 3表より3方法による同時測定が行なわれた時の高さ1 mでの抵抗係数 C_1 の値を比べてみると、分布法から得られた値の方が他の2方法からのより高いことを示している。このことは、先の k の値の評価のところでも述べたように (4) 式は $k=0.4$ に基づいており、さらに (7) 式は (4) 式から得られる u_* を用いるために起こる。

北極海やセント・ローレンス湾での測定では、10 m の高さの風速を基準にした C_{10} が使用されているので、今回得られた U_1 の外挿から U_{10} を求め、その値を用いて C_{10} を計算し、第1, 2, 3表に示した。セント・ローレンス湾では、海氷の表面が平らな時 $C_{10} = 1.3 \times 10^{-3}$ であり、蓮葉氷が形成された時では 2.9 から 4.5×10^{-3} までの高い値が得られた。北極海では 1.0 から 2.6×10^{-3} の値が測定されているが、Banke *et al.*⁶⁾ は北極における測定では 1.3 から 2.1×10^{-3} の値が適当であるとしている。今回は北極海等の C_{10} に比らべ若干低めの値が示されたが、今回の測定場所が平坦で雪におおわれた海氷板であることを考慮すれば妥当であろう。また分布法からは大きめの値が示されたが、多くのデータを用いての直接法や渦相関法との比較測定が必要である。

IV. 結 語

流水の漂流の研究において重要な作用因子である流水野に及ぼす風の応力測定方法の比較検討を行なった。海氷板に働く応力の直接測定、渦相関法及び風の垂直分布から求める分布法との比較検討がなされた。応力の直接測定法と渦相関法とから求められたレイノルズ応力 τ は良い一致を示した。粗度定数 z_0 は 0.01 cm から 0.1 cm の範囲にあり、その時の氷の表面は空気力学的には、滑面から粗面への転移領域及び粗面であった。抵抗係数 C が計算され妥当な値が得られた。またカルマン定数 k の評価では、従来使用されてきた $k=0.4$ より小さい値が得られた。今後より多くのデータを用いて比較検討することが必要である。

連続記録を得るためにロードセルが使用された直接法、渦相関法及び分布法による同様の同時測定が、1977年3月にサロマ湖で行なわれ、目下解析中である。

おわりにのぞみ、凍上学部門の鈴木義男助教授に有益な御助言をいただきましたことを深く感謝いたします。また、超音波風速計並びにデータ・レコーダをお貸し下さった気象学部門の石田完教授や、観測に際しての海洋学部門並びに流氷研究施設の皆様の御協力に厚く感謝申

上げます。この計算は北海道大学汎用シュミレータ共同利用施設及び同大型計算機センター (FACOM 230-75) で行なわれたことを附記する。

文 献

- 1) Untersteiner, N. and Badgley, F. I. 1965 The roughness parameters of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **70**, 4573-4577.
- 2) Banke, E. and Smith, S. D. 1971 Wind stress over ice and over water in the Beaufort Sea. *J. Geophys. Res.*, **76**, 7368-7374.
- 3) Langleben, M. P. 1972 A study of the roughness parameters of sea ice from wind profiles. *J. Geophys. Res.*, **77**, 5935-5944.
- 4) Banke, E. G. and Smith, S. D. 1973 Wind stress on arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, **78**, 7871-7883.
- 5) Langleben, M. P. and Pounder, E. R. 1975 On the air drag of an arctic ice floe. *Geophys. Res. Letters*, **2**, 15-18.
- 6) Banke, E. G., Smith, S. D. and Anderson, R. J. 1976 Recent measurements of wind stress on arctic sea ice. *J. Fish. Res. Board Can.*, **33**, 2307-2317.
- 7) Smith, S. D., Banke, E. G. and Johannessen, O. M. 1970 Wind stress and turbulence over ice in the Gulf of St. Lawrence. *J. Geophys. Res.*, **75**, 2803-2812.
- 8) Seifert, W. J. and Langleben, M. P. 1972 Air drag coefficient and roughness length of a cover of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **77**, 2708-2713.
- 9) Smith, S. D. 1972 Wind stress and turbulence over a flat ice floe. *J. Geophys. Res.*, **77**, 3886-3901.
- 10) 鈴木義男 1964 氷板のうける風の力の測定. 低温科学, 物理篇, **22**, 155-170.
- 11) Suzuki, Y. 1966 Wind-and water-drag of an ice floe. In *Physics of Snow and Ice, Part I* (H. Oura, ed.), *Inst. Low Temp. Sci.*, Sapporo, 661-666.
- 12) Карелин, И. Д. и Тимохов, Л. А. 1971 Экспериментальное определение силы ветра, действующей на ледяной покров. *Тр. Аркт. и антаркт. ин-та*, Т. **303**, 155-165.
- 13) 小林俊一 1969 雪面に働く力の測定. 低温科学, 物理篇, **27**, 87-97.
- 14) 菊地時夫・石田 完 1976 雪面上でのレイノルズ応力の測定. 低温科学, 物理篇, **34**, 93-97.
- 15) Sheppard, P. A. 1947 The aerodynamic drag of the earth's surface and the value of von Karman's constant in the lower atmosphere. *Proc. Roy. Soc. A*, **188**, 208-222.
- 16) Pasquill, F. 1950 The aerodynamic drag of grassland. *Proc. Roy. Soc. A*, **202**, 143-153.
- 17) Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y. and Bradley, E. F. 1971 Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- 18) Ling, C. H. 1974 Comparison of shear stress calculations between two profile methods using some drag-plate measurements. *AIDJEX Bulletin*, **27**, 84-89.
- 19) Schlichting, H. 1968 *Boundary-Layer Theory*. Sixth Edition, McGraw-Hill, 747 pp.
- 20) Wu, J. 1972 A note on surface roughness and resistance coefficient of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **77**, 3272-3277.

Summary

The Reynolds wind stress over snow-covered frozen Lake Saroma on the Okhotsk coast of Hokkaido (Fig. 2) was measured in February 1976 simultaneously by the following three methods: 1) the direct force measurement, 2) the eddy correlation method, 3) the velocity profile method.

The arrangement for the first method is schematically shown in Fig. 1. Three steel wires

link the axle O of an ice disk floating in a circular pool to three tensiometers fixed at three points A, B and C outside the pool. It can be shown that the time averaged wind force $\bar{\mathbf{F}}$ on the disk is approximately given by Eq. (1), where \bar{F}_A , \bar{F}_B and \bar{F}_C are time averaged tensions of the respective wires and \mathbf{n}_A , \mathbf{n}_B and \mathbf{n}_C are unit vectors of directions OA, OB and OC at an arbitrary moment. The Reynolds stress is calculated from $\bar{\mathbf{F}}$ by Eq. (2), where R is the radius of the disk. In the actual case, R was 400 cm. Spring balances were used as tensiometers, which were read every 10 seconds for 16 minutes (Run # 1) and every 5 seconds for 15 minutes (Run # 2). The results are shown in Table 1. Good agreements between the observed wind directions and the calculated force directions in Table 1 may give some justification of the method.

For the second method, an ultrasonic three-component anemometer, KAIJO-DENKI PAT-311, was set at a height of 77 cm above the ice surface near the pool. Its outputs were continuously recorded on magnetic tapes and later digitized at a rate of 20 samples per second to be fed to an electronic computer to calculate the time average of the product of the horizontal and vertical fluctuations from the mean wind velocities, $\overline{u'w'}$, from which the Reynolds stress is given by Eq. (3). The results are shown in Table 2.

As for the third method, wind profiles were measured with cup anemometers at heights of 25, 51.5, 81.5, 121.5 and 217 cm above the ice surface. When the mean velocities at each height satisfy the logarithmic law, Eq. (4), the Reynolds stress can be calculated from Eq. (5), where the Karman constant k is taken as 0.4. Besides the two simultaneous measurements, several measurements were made by this method for the duration length of 5 to 18 minutes. All wind data satisfying Eq. (4) are analysed and shown in Table 3.

It is seen from the tables that the values of the Reynolds stress by the first method agree fairly well with those by the second method, while the third method gave a little higher values. To make the values by the third method agree with those by the first or the second method, one should choose k as 0.32 to 0.38 instead of 0.4.

Similar measurements were also made in March 1977, whose data is now under analysis.