

# Untersuchungen zur Wechselwirkung zwischen Windprofil und Meereisdecke in der kanadischen Arktis bei Pond Inlet, N. W. T.

Von J. Werner \*

**Zusammenfassung:** Die räumlichen Unterschiede der im Bereich der Meerenge zwischen Nord-Baffin Island und Bylot Island registrierten Windverhältnisse werden beschrieben und gedeutet. An Hand einiger Messungen des vertikalen Windprofils werden aerodynamische Rauigkeitshöhe  $z_0$ , Schubspannung  $\tau$  sowie Luftwiderstandskoeffizient  $C_D$  für die Eisoberfläche in der Mitte des Meeresarmes bestimmt. Obwohl nur unvollkommenes Zahlenmaterial vorliegt, läßt sich erkennen, daß — zumindest für die nicht durch Ridge-Bildung gestörten schneebedeckten Eisflächen der Meerenge — nur eine vergleichsweise geringe aerodynamische Oberflächenrauigkeit vorliegt.

**Summary:** The differences within the wind regime in the Eclipse Sound region between Pond Inlet (Northern Baffin Island) and Bylot Island are described and discussed. From measurements of the vertical wind profile the aerodynamical roughness height  $z_0$ , the wind stress  $\tau$  and the drag coefficient  $C_D$  are determined for the sea ice cover at a site in the middle of the sound. Although there are not enough data, it can, at least, be seen that the roughness parameters are relatively small for the undisturbed and snow covered ice surface.

## *Zur Aufgabenstellung*

Die im Frühsommer 1972 auf dem Meereis des Eclipse Sound bei Pond Inlet durchgeführten Grundlagenuntersuchungen zur Erschließung der kanadischen Arktis für Großraumschiffe (Canadian Arctic Channel Project) [1] erstreckten sich u. a. auch auf Elementarbeobachtungen am eisnahen Windfeld. Es sollten erste Anhaltspunkte zur Beantwortung der Frage ermittelt werden, welche windbedingten Verschiebungen der Meereisdecke bzw. Driftbewegungen von Eisschollen im Bereich der Meerenge zwischen Nord-Baffin Island und Bylot Island auftreten. So waren Zahlenwerte von Parametern zu ermitteln, die eine Beurteilung des Windschubs im Vergleich mit meßtechnisch bereits genauer erfaßten Meereisgebieten der kanadischen Arktis gestatten.

## *Messungen*

Wegen der kurzen Vorbereitungszeit und einiger Schwierigkeiten bei der Gerätebereitstellung konnten — neben 4 Klima-Meßstationen auf dem Untersuchungsprofil sowie einem elektrisch registrierenden Windmesser für Richtung und Geschwindigkeit in 10 m Höhe am Flugfeld — etwa in der Mitte des Meeresarmes nahe dem Profilverpunkt P 12 nur eine improvisierte Vertikalgradienten-Meßanlage und ein mechanischer Windschreiber nach Woelfle in 2 m Höhe betrieben werden. Aus den insgesamt 35 bei annähernd adiabatischer Luftschichtung gewonnenen Stundenmitteln der Windgeschwindigkeit (Kontakt-Anemometer in 60 und 660 cm Höhe über dem Eis) lassen sich zumindest grobe Anhaltspunkte für eine vergleichende Beurteilung der aerodynamischen Oberflächenrauigkeit ableiten. — Über die im Rahmen des Programms durchgeführten sonstigen meteorologischen Messungen und Registrierungen wurde bereits berichtet [2].

## *Windfeld und Relief*

Wie die Darstellung der in Profilmitteln und am Flugfeld angetroffenen mittleren prozentualen Windrichtungsverteilung (Abb. 1) zeigt, dominieren SW-, W- und S-Winde, die jedoch wegen ihrer meist geringen Geschwindigkeiten für eine Verschiebung der Eisdecke nur untergeordnete Bedeutung besitzen. Insbesondere während der wolkenlosen nächtlichen Ausstrahlungsperioden fließt die sich auf den Schneeflächen bildende Kaltluft

\* Dr. Julius Werner, Institut für Geographie und Länderkunde der Universität, 44 Münster (Westf.), Robert-Koch-Str. 26.

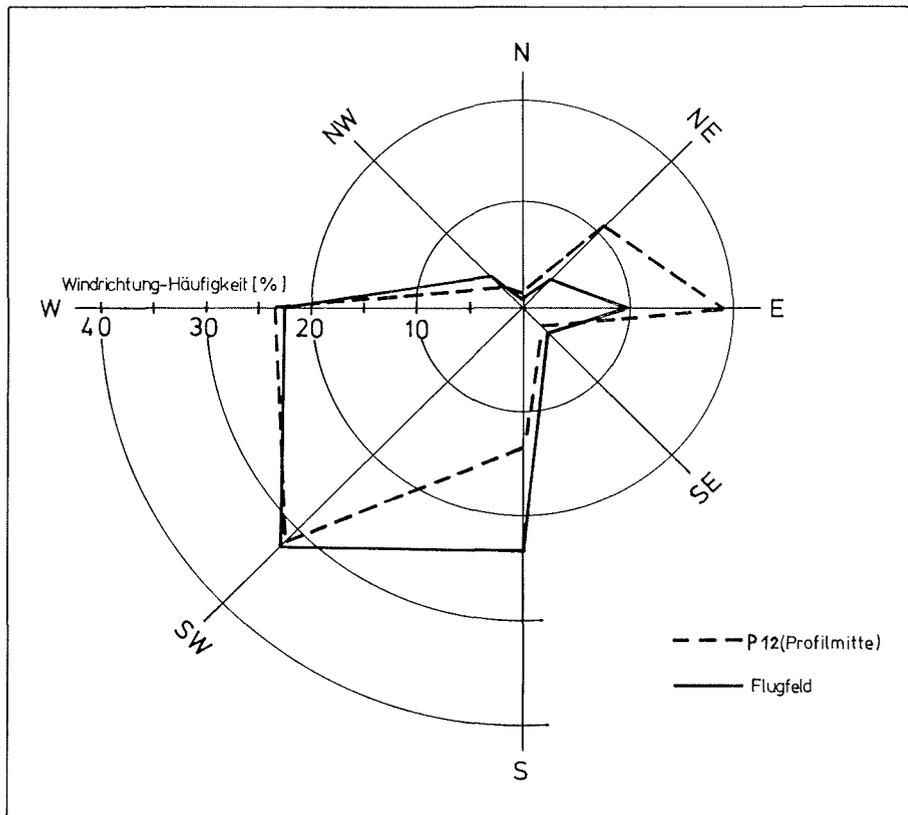


Abb. 1: Mittlere prozentuale Windrichtungsverteilung für die Beobachtungsperiode 1972.  
 Fig. 1: Average percentual distribution of wind directions for the observation period 1972.

mit Geschwindigkeiten  $< 5 \text{ m s}^{-1}$  dem topographischen Gefälle folgend nach NE ab, ohne auf die Oberfläche des Meereises nennenswerte Wirkungen auszuüben. Auch das Histogramm der bei P 12 und am Flugfeld registrierten (auf 2 m Höhe reduzierten) Windgeschwindigkeiten läßt erkennen — siehe Abb. 2 —, daß stärkere Winde, die bei einer Bewegung der Eisdecke oder von Teilen derselben die Hauptarbeit leisten, in der Untersuchungsperiode nur relativ selten auftraten. So wurden insgesamt nur zweimal, nämlich am 1. 6. und 17. 6. 1972, Stundenmittel der Windgeschwindigkeit  $> 10 \text{ m s}^{-1}$  beobachtet. In beiden Fällen handelte es sich um zyklonal bestimmte Wetterlagen, bei denen — offenbar begünstigt durch die Reliefform der Meerenge — eine schwache südwestliche Luftbewegung in eine lebhafte ENE-Strömung überging. Einzelheiten zur Synoptik wurden bereits an anderer Stelle [2] diskutiert. — Aber auch während der dominierenden „ruhigen“ Witterungsperioden antizyklonaler Prägung lagen Häufigkeit und Stärke der bei P 12 registrierten E- und NE-Winde deutlich über den am Flugfeld erfaßten Werten. Besonders große räumliche Windgeschwindigkeits-Unterschiede wurden zwischen der Profilmitte und den geschützten Randzonen der Meerenge beobachtet, allerdings hier nur mit Schalenstern-Handanemometern. Abb. 3 mag derartige Differenzen im eisnahen Windfeld verdeutlichen; offenbar wird die „Düsenwirkung“ des Eclipse Sound hier sichtbar.

Von der Arbeitsgruppe Geodäsie wurde die Horizontalverschiebung der auf dem Meereis

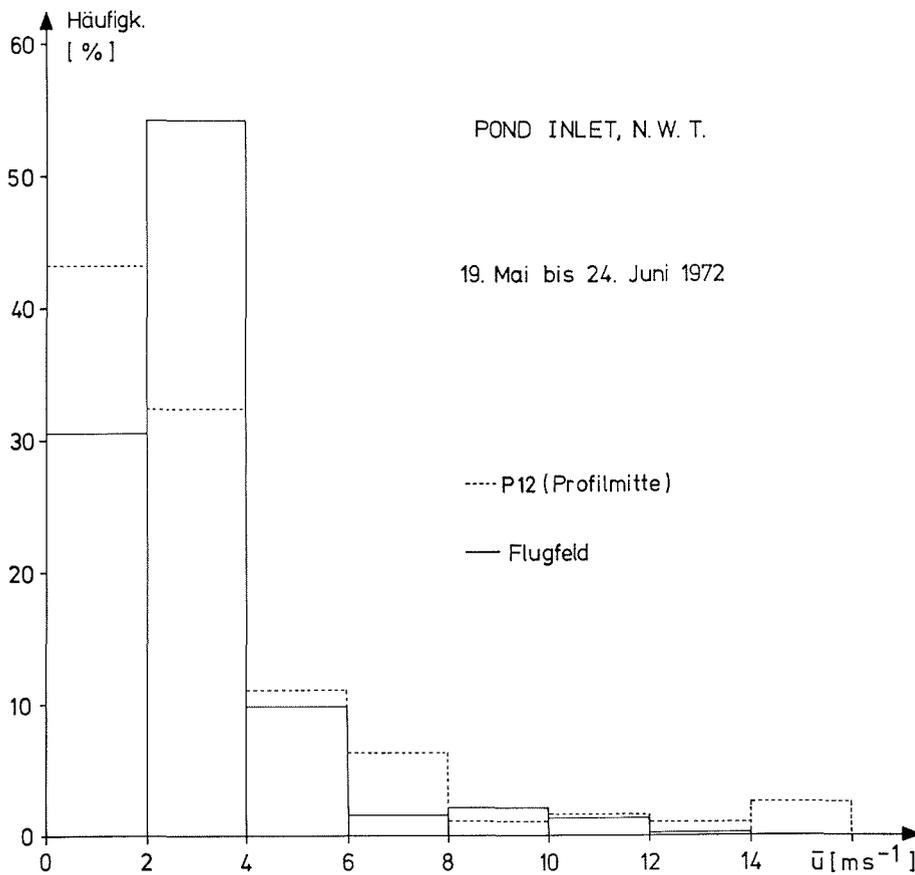


Abb. 2: Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeiten (2 m Höhe) während der Untersuchungen 1972.  
 Fig. 2: Frequency distribution of the wind velocities (2 m level) during the research period 1972.

gelegenen Polygonpunkte P 2 bis P 23 während dreier Zwölftageabschnitte durch Wiederholungsmessungen bestimmt. Dabei ergab sich in allen Fällen eine vorwiegend nach NE gerichtete Bewegung der Eisdecke mit einem auffälligen Verschiebungsminimum in Profilmitte (W. Zick und P. Thiele [3]). Inwieweit hier die den Gezeiten überlagerte weitgehend gleichförmige nach E gerichtete Meeresströmung von  $5 \dots 7 \text{ cm s}^{-1}$  [4] eine Rolle spielt, konnte noch nicht endgültig geklärt werden. Es ist dabei nicht auszuschließen, daß das Verschiebungsminimum von der ca. 2 km östlich des Profils gelegenen Untiefe herrührt, worauf auch W. Zick und P. Thiele [3] hinweisen.

Daneben wäre zu prüfen, ob die in Profilmitte stärker ausgeprägten E- und NE-Winde den Abfluß des Eises hier mehr hemmen als in den Randzonen. In Ermangelung simultaner Windprofilregistrierungen an mehreren Punkten lassen sich die räumlich verschiedenen Auswirkungen des Windschubs z. Zt. noch nicht genau genug überblicken.

#### Parameter

Stellt man die bei nahezu neutraler Lufttemperaturschichtung aus den Windprofilbeobachtungen gewonnenen Gruppenmittel der Rauigkeitshöhen  $z_0$  den von B. Holmgren [5] zusammengetragenen Zahlenwerten gegenüber (siehe Abb. 4), dann liegen die Rauigkeitshöhen bei P 12 — zumindest bei Windgeschwindigkeiten  $< 10 \text{ m s}^{-1}$  — sehr niedrig.

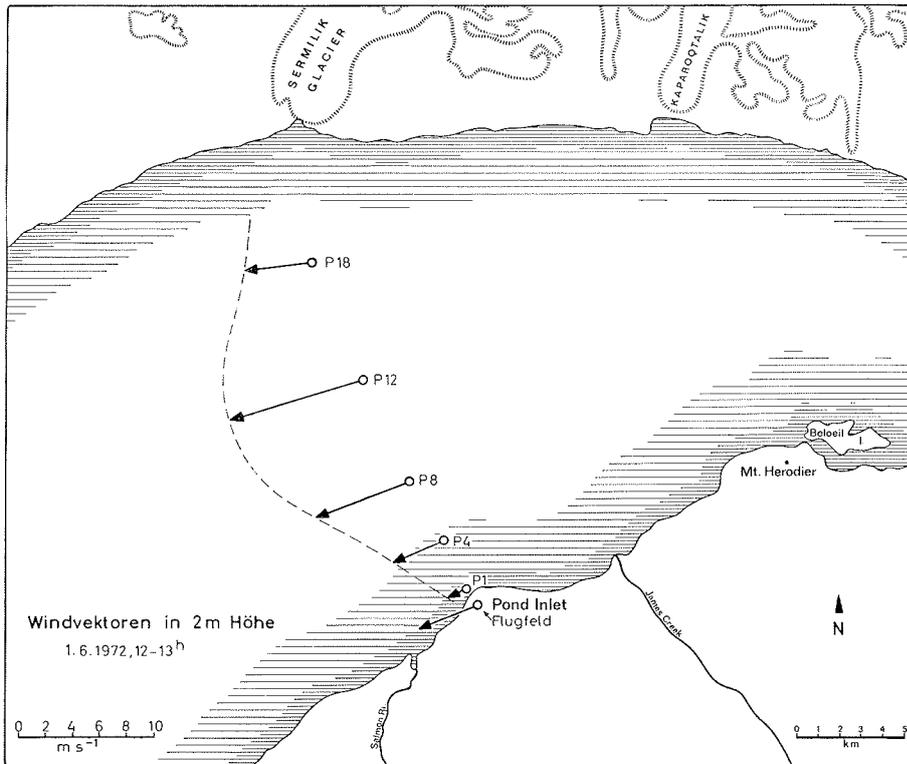


Abb. 3: Simultanbeobachtung des eisnahen Windfeldes auf dem Meßprofil während einer lebhaften NE-Strömung.

Fig. 3: Simultaneous observation of the wind directions and speeds close to the surface at different locations on the profile with strong wind from NE.

Tatsächlich erschien an der Meßstelle die pulverschneebedeckte Eisoberfläche vergleichsweise „glatt“. Auch das nur selten zu beobachtende Schneefegen hat kaum Unebenheiten herausmodelliert; lediglich Fußspuren wurden leicht verwischt. — In den dominierenden Ridge-Zonen des Profils und der angrenzenden Meereisgebiete dürfte  $z_0$  jedoch größere Werte aufweisen.

Zur Beurteilung der Rauigkeit natürlicher Oberflächen hat R. Roth [6] in Anknüpfung an H. Schlichting [7] das folgende Kriterium abgeleitet:

$$\frac{u_* \cdot z_0}{\nu} = 0,1 \quad \text{glatte Oberfläche}$$

$$0,1 < \frac{u_* \cdot z_0}{\nu} \leq 2,5 \quad \text{Übergang zwischen glatter und rauher Oberfläche}$$

$$\frac{u_* \cdot z_0}{\nu} > 2,5 \quad \text{rauhe Oberfläche}$$

Setzt man die kinematische Zähigkeit von Luft mit  $\nu \sim 0,15 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  und die Schubspannungsgeschwindigkeit

$$u_* \sim \frac{k \cdot (u_2 - u_1)}{\ln \left( \frac{z_2}{z_1} \right)}$$

mit der v.-Kármán-Konstanten  $k \sim 0,4$  und den Stundenmitteln der Windgeschwindigkeiten  $u_{1,2}$  in den Meßhöhen  $z_{1,2}$  ein, dann ergeben sich für die Profilmitte in der Zeit vom 18. 5. bis zum 23. 6. 1972 folgende Beträge:

Mittelwerte:

$$u_* = 14,67 \text{ cm s}^{-1}; z_o \sim 0,5 \cdot 10^{-2} \text{ cm}$$

$$\frac{u_* \cdot z_o}{\nu} = 0,49$$

Maximalwerte:

$$u_* = 46,67 \text{ cm s}^{-1}; z_o \sim 2,5 \cdot 10^{-2} \text{ cm}$$

$$\frac{u_* \cdot z_o}{\nu} = 7,78$$

Minimalwerte:

$$u_* = 4,61 \text{ cm s}^{-1}; z_o \sim 0,1 \cdot 10^{-2} \text{ cm}$$

$$\frac{u_* \cdot z_o}{\nu} = 0,03$$

Es zeigt sich, daß die Meereisoberfläche bei Pond Inlet stark nach aerodynamisch „glatt“ tendierte und daß nur in seltenen Fällen eine völlig „rauhe“ Oberfläche vorlag.

Da für  $u_*$  kaum Zahlenwerte von anderen Meereisgebieten der kanadischen Arktis mitgeteilt sind, muß auf die Schubspannung  $\tau$  zurückgegriffen werden. Anknüpfend an

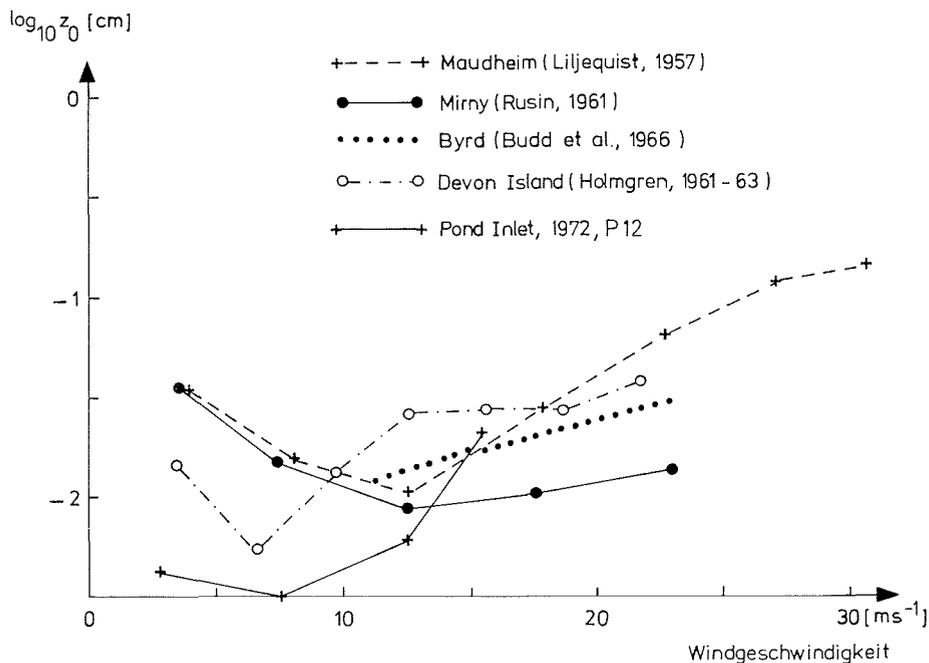


Abb. 4: Vergleichswerte für die aerodynamische Rauigkeitshöhe  $z_o$  über polaren Schnee- und Eisflächen.  
Fig. 4: Roughness heights  $z_o$  of polar snow and ice covers.

Rauhigkeitsuntersuchungen von N. Untersteiner und F. I. Badgley [8] ermittelten E. G. Banke und S. D. Smith nach umfangreichen apparativen Vorstudien [9, 10] auf dem Eis der Beaufort-See [11] die in Abb. 5 eingetragenen (auf 2 m reduzierten) Schubspannungswerte in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. — Aufgrund der für das Meereis bei Pond Inlet vorliegenden Windprofile wurden (mit bekannter Luftdichte  $\rho$ ) aus der Grundgleichung  $\tau = \rho \cdot u_*^2$  die zugehörigen Schubspannungsbeträge berechnet und den Werten von Banke und Smith in Abb. 5 gegenübergestellt. Auch hier tritt die geringere Oberflächenrauigkeit bei P 12 während des Frühsommers 1971 deutlich hervor.

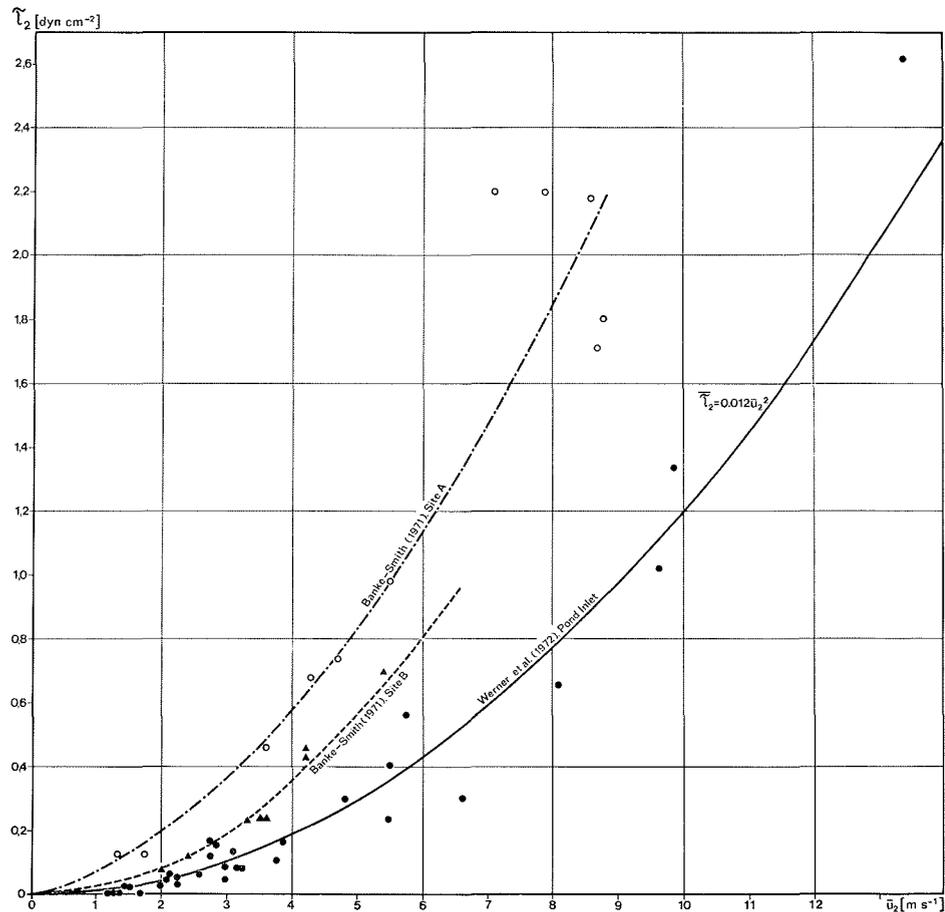


Abb. 5: Zur Abhängigkeit der oberflächennahen Schubspannung  $\tau$  von der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe.  
Fig. 5: The relation between the wind stress  $\tau$  near the surface and the wind velocity in a height of 2 m.

Bei den neueren Untersuchungen von W. J. Seifert und M. P. Langleben auf driftenden Eisfeldern im St.-Lawrence-Golf [12] und in der Beaufort-See (AIDJEX-Programm 1971

[13,14]) wird der Luftwiderstandskoeffizient in 10 m Beobachtungshöhe  $C_{10} = \frac{\tau}{\rho \cdot u_{10}^2}$

(dimensionslos) zur vergleichenden Beurteilung der aerodynamischen Oberflächenrauigkeit herangezogen. Die mitgeteilten Werte liegen zwischen  $1,3$  und  $3,0 \cdot 10^{-3}$ ; für P 12 auf dem Eclipse Sound wurde ein Mittelwert von  $1,1 \cdot 10^{-3}$  gefunden.

Um den Windschub in seinem zeitlichen Verlauf möglichst während der gesamten Untersuchungsperiode größenordnungsmäßig zu erfassen, wurde — in Ermangelung kontinuierlicher Vertikalprofilregistrierungen — aufgrund der aus Abb. 5 ersichtlichen Zusammenhänge für jede Stunde über die Aufzeichnungen des mechanischen Windschreibers bei P 12 richtungsbezogen der Mittelwert von  $\tau$  bestimmt. Da bei der Erfassung windbedingter Eisversetzungen neben der Wirkungsrichtung auch die Einwirkungsdauer der Schubspannung mit berücksichtigt werden muß, läßt sich das Produkt Schubspannung  $\cdot$  Zeit [ $\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ ] für eine Quantifizierung des Windschubs heranziehen. Abb. 6 stellt den Versuch dar, die entsprechenden aus den Stundenmitteln gebildeten Tageswerte mit den zugehörigen Windrichtungen in Form von Isoplethen aufzutragen. Zum Vergleich wurden auch die Windregistrierungen am Flugfeld (bei Übernahme der vertikalen Windprofile von der Profilmitte) zu einer Isoplethendarstellung verarbeitet. Bei der Abb. 6 handelt es sich um eine mit Hilfe des Trommelploeters im Rechenzentrum der Universität Münster erstellte Tuschezeichnung; die eingetragenen Zahlenwerte sind mit  $10^4$  zu multiplizieren. Wie Abb. 6 erkennen läßt, treten an beiden Meßstellen die zyklonalen Ereignisse um den 1. und 17. 6. 1972 deutlich hervor. Genäß bei den lebhaften Ostwinden des 1. 6. das Flugfeld von Pond Inlet noch die Schutzwirkung des östlich vorgelagerten Gebirgsriegels von Nord-Baffin Island, so entfiel diese Abschirmung des 50 m über dem Eclipse Sound gelegenen Flugplatzes bei der kräftigen NE-Strömung am 17. 6. fast völlig. Noch größere

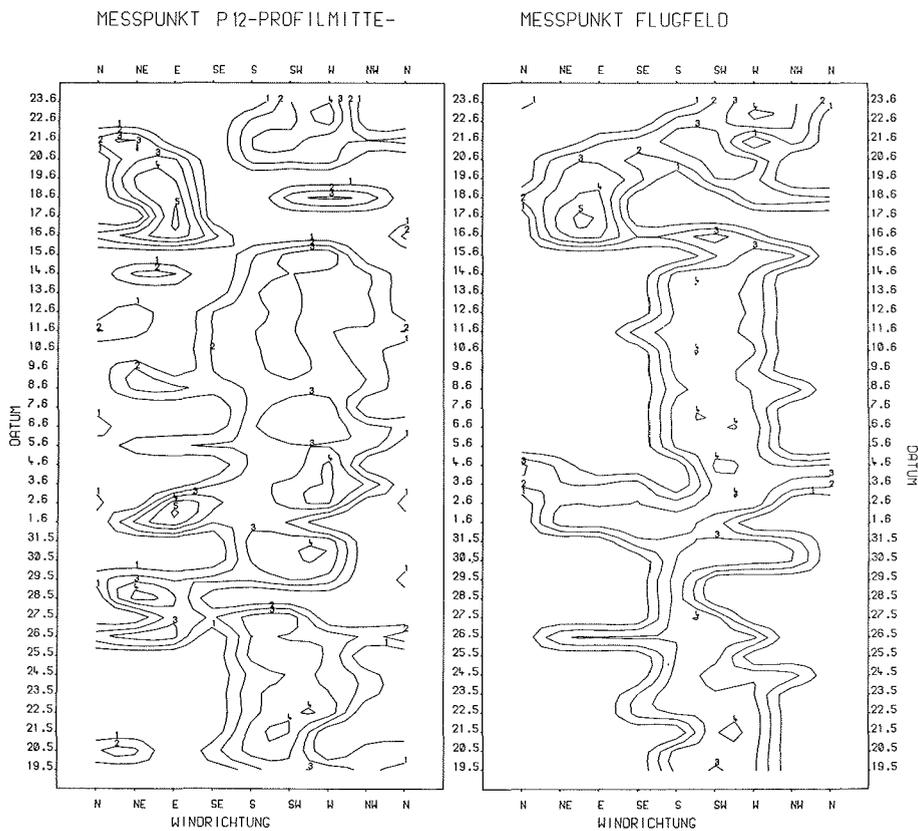


Abb. 6: Tageswerte der Produkte aus Schubspannung und Wirkungsdauer in (geglätteter) Isoplethendarstellung. Zahlenwerte in  $10^4 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ .

Fig. 6: Smoothed isopleths of the products wind stress  $\times$  duration of wind action in a time — wind direction plot. Values in  $10^4 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ .

räumliche Unterschiede im Windschub sind zwischen P 12 und den geschützten Randzonen der Meerenge anzutreffen, worauf ja Abb. 3 bereits hindeutete. — Auch das katabatische Windsystem der Ausstrahlungsnächte während der dominierenden antizyklonalen Witterungsperioden verursacht wegen seiner langen täglichen Andauer in den Isoplethendiagrammen relativ hohe Zahlenwerte.

#### *Folgerungen*

Trotz unzureichender instrumenteller und logistischer Ausstattung konnte gezeigt werden, daß — zumindest im Frühsommer 1972 — die Wechselwirkungen zwischen Windfeld und Meereisdecke im Eclipse Sound bei Pond Inlet als vergleichsweise gering bewertet werden dürfen. Wegen der durch die besondere topographische Lage und Form der Meerenge bedingten starken Bildungs- und Erhaltungsneigung des Meereises bedarf es für dessen Ausräumung zumindest einiger spezieller synoptischer Situationen, die jedoch keineswegs von Jahr zu Jahr mit gleicher Häufigkeit und Intensität auftreten. Deshalb kann, wie z. B. 1972, die Eisdecke weitgehend geschlossen erhalten bleiben, während sie in anderen Jahren bereits im Sommer großenteils abgebaut ist.

Möglicherweise erlauben die fortlaufenden Registrierungen der am Flugfeld von der Arbeitsgruppe Meteorologie errichteten Station weitere Einblicke in die Abhängigkeit der Meereisverhältnisse vom jeweiligen jährlichen Witterungsverlauf, zumal, da Korrelationen zwischen den eisnahen Windverhältnissen in der Mitte des Meeresarmes und den Registrierungen am 10-m-Mast nunmehr vorliegen.

Weitere Untersuchungen zum Windschub müßten sich jedoch auf eine wesentlich vervollkommnete Instrumentierung stützen, wobei Direktmessungen der windbedingten Schubspannung etwa nach der von I. D. Karelin und L. A. Timokhov auf dem Ladoga-See angewandten Methode [15] mit einbezogen werden sollten.

#### *Schlußbemerkung*

Der Verfasser möchte die tatkräftige Hilfe insbesondere der assistierenden Kollegen B. T. Schreiner, B. A., von der Brock University St. Catharines und Dr. E. Treude von der Universität Münster bei der Gewinnung der Meßwerte unter nicht immer günstigen Arbeitsbedingungen dankend erwähnen. Auch erfuhren wir durch die Einwohner von Pond Inlet (z. B. Kyak, Ootoova) manche unentbehrliche Unterstützung, vor allem bei der Bewältigung unserer Transportprobleme.

Die Untersuchungen — angeregt und unterstützt von der Bremer Werft „AG Weser“ — wurden dankenswerterweise vom Bundesministerium für Bildung und Wissenschaft, Bonn, finanziell getragen.

#### L i t e r a t u r

- [1] K o h n e n , H. und F. T h y s s e n (1972): Canadian Arctic Channel Project 1972, Pond Inlet, N.W.T., Polarforschung 42. Jg., Nr. 2.
- [2] W e r n e r , J., B. T. S c h r e i n e r und E. T r e u d e (1972): Meteorologisch-geländeklimatische Untersuchungen bei Pond Inlet, N.W.T. (Baffin Island). Polarforschung 42. Jg., Nr. 2.
- [3] Z i c k , W. und P. T h i e l e (1972): Geodätische Arbeiten im Rahmen des Canadian Arctic Channel Project 1972. Polarforschung 42 Jg., Nr. 2.
- [4] G r o t h u e s - S p o r k , H. (1972): EOS Routing Study 1972. Vorläufiger Bericht über die durchgeführten Arbeiten und Messungen. Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffsbau, Berlin (masch.).
- [5] H o l m g r e n , B. (1971): Climate and Energy Exchange on a Sub-Polar Ice Cap in Summer. Arctic Institute of North America Devon Island Expedition 1961—1963, Part C. Meteorologiska Institutionen Uppsala Universitet, Meddelande Nr. 190, Uppsala.
- [6] R o t h , R. (1972): Modelle für das Windprofil über einer rauhen und einer glatten Oberfläche. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. 4, 277—304.
- [7] S c h l i c h t i n g , H. (1965): Grenzschichttheorie. Verl. Braun, Karlsruhe, 4. Aufl.
- [8] U n t e r s t e i n e r , N. and F. I. B a d g l e y (1965): The Roughness Parameters of Sea Ice. Journ. of Geoph. Res. Vol. 70, No. 18.

- [9] Smith, S. D., E. G. Banke and O. M. Johannessen (1970): Wind Stress and Turbulence over Ice in the Gulf of St. Lawrence. Journ. of Geoph. Res. Vol. 75, No. 15.
- [10] Smith, S. D. (1970): Thrust Anemometer Measurements of Wind Turbulence, Reynolds Stress, and Drag Coefficient over the Sea. Journ. of Geoph. Res. Vol. 75, No. 33.
- [11] Banke, E. G. and S. D. Smith (1971): Wind Stress over Ice and over Water in the Beaufort Sea. Journ. of Geoph. Res. Vol. 76, No. 30.
- [12] Seifert, W. J. and M. P. Langleben (1972): Air Drag Coefficient and Roughness Length of a Cover of Sea Ice. Journ. of Geoph. Res. Vol. 77, No. 15.
- [13] Banke, E. G. and S. D. Smith (1972): Turbulence Measurements over Ice at Camp 200, 1971. AIDJEX Bulletin No. 12 (Feb.).
- [14] Langleben, M. P. (1972): A Study of the Roughness Parameters of Sea Ice from Wind Profiles. Journ. of Geoph. Res. Vol. 77, No. 30.
- [15] Karelina, I. D. and L. A. Timokhov (1972): Experimental Determination of the Wind Drag on an Ice Sheet. AIDJEX Bulletin No. 17 (Dec.).