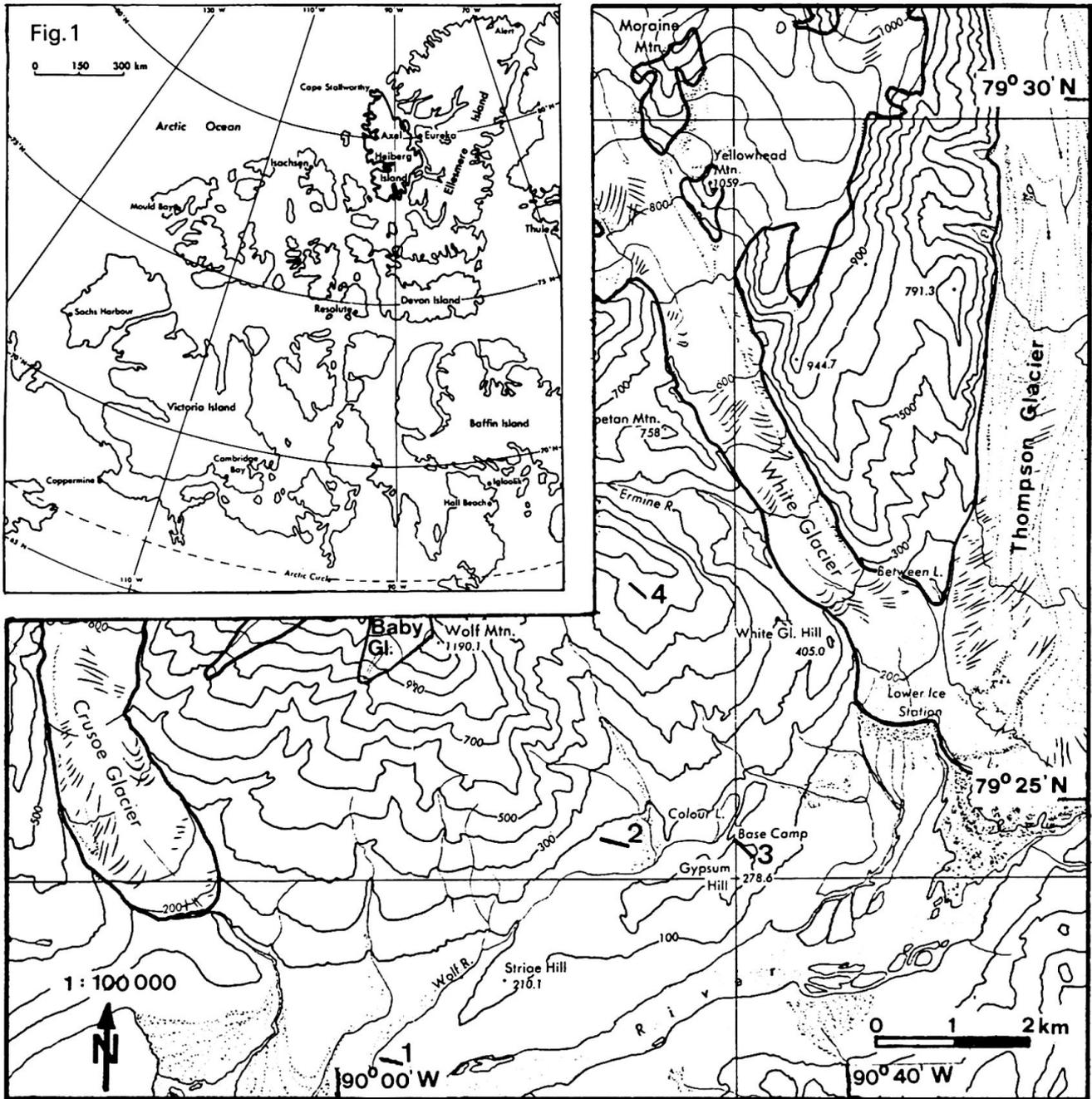


Lokale Schneeverteilung auf Axel Heiberg Island, N.W.T.

Empirische Methode zur Extrapolation von Schneekursdaten auf dem White Glacier



- | | | | |
|--|----------------------|---|----------------------|
| | Moräne, Schuttfächer | | Eisgrenze |
| | Eisstrukturen | 1 | Fiord Schneekurs |
| | Gletscherspalten | 2 | Gate Ridge " |
| | | 3 | Base Camp Schneekurs |
| | | 4 | Ermine Ridge " |

Einleitung

Axel Heiberg Island ist eine Insel im kanadisch-arktischen Archipel mit sehr starkem Relief und 32prozentiger Vergletscherung (OMMANNY, 1969). Im Expeditionsgebiet (Fig. 1) wurden seit 1959 naturwissenschaftliche Studien durchgeführt (MÜLLER et. al, 1961; 1963). Im folgenden wird eine Arbeitsmethode beschrieben, welche erlaubt, bei bekannter Schneevertelung auf Tundra - innerhalb gewisser Genauigkeitsgrenzen - die Schneemächtigkeit auf dem White Glacier in verschiedenen Höhenlagen zu ermitteln. Hierzu wurden während mehrerer Jahre im Wolf River Basin Messungen an Schneekursen durchgeführt, welche nun gesamthaft ausgewertet wurden. Der Zweck eines Schneekurses besteht in der Ermittlung des mittleren Wasserwertes aus Schneetiefe und -dichte für ein bestimmtes Gebiet. Wie repräsentativ dieser Wert ist, hängt von der geeigneten Standortwahl des Schneekurses ab (CHOW, 1964; YOUNG, 1969).

Schneekurs: Methode und Genauigkeit

In der kanadischen Arktis verwendet man für einen Schneekurs üblicherweise zehn, auf einer Geraden angeordnete Stangen mit jeweils 30 m Abstand. Im Untersuchungsgebiet wurde bei jeder Stange die Dichte in einem Schneeschacht mit einem gradierten Aluminiumrohr von 50 cm Länge und einer Grundfläche von 57 cm² ermittelt. Die Schneetiefe wird normalerweise der Schachttiefe gleichgesetzt. Da sie wegen der Topographie stark variiert (YOUNG, 1969), wurden im Expeditionsgebiet bei jeder Stange 10 Schneetiefenmessungen auf einem Kreis von 5 m Radius durchgeführt und die total einhundert Ergebnisse gemittelt. Dieses Vorgehen ist besonders bei der geringen Schneemächtigkeit und der starken Windverfrachtung der Hocharktis angebracht.

Im Frühjahr 1976 wurde am Base Camp Schneekurs durch eine spezielle Studie versucht, die Genauigkeitsverhältnisse zu untersuchen. Hiefür wurden zusätzliche 100 Schneetiefenmessungen durchgeführt, da bei gegebener Ausrüstung die Genauigkeit von der Anzahl der Messungen und von der Schneetiefe abhängt.

Konrad Steffen und Prof. Dr. Fritz Müller, Geographisches Institut, ETHZ, Sonneggstraße 5, 8006 Zürich.

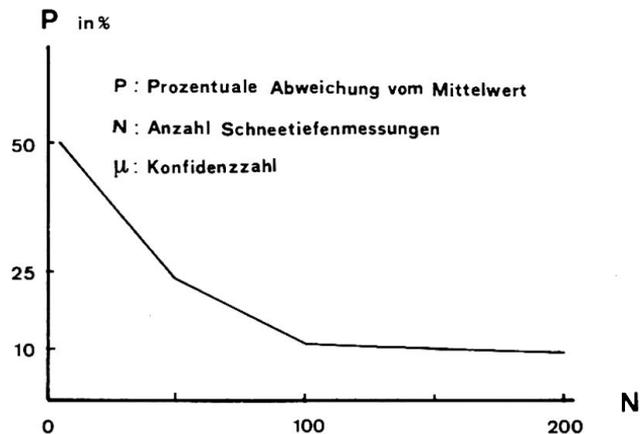


Fig. 2: Prozentuale Abweichung der Schneehöhen vom Mittelwert bei gegebener Anzahl Messungen. ($\mu = 95\%$)

Die insgesamt 200 Schneetiefenmessungen welche als normalverteilt angenommen wurden, ergaben einen Mittelwert von 41 cm bei einer Standardabweichung von 32 cm. Für eine Konfidenzzahl von 95% beträgt die prozentuale Abweichung vom Mittelwert bei 10 Schneetiefenmessungen 50% (Fig. 2). Erhöht man die Anzahl der Messungen auf 100, so sinkt die Abweichung auf 13% ab. Die weiteren 100 Messungen ergaben, verglichen mit dem hierfür notwendigen Arbeitsaufwand, eine nur geringe Genauigkeitsverbesserung.

Am Base Camp Schneekurs ergab die durch 10 Messungen ermittelte Dichte 0.28 gcm⁻³ bei einer Standardabweichung von 0.05 gcm⁻³, was bei einer Konfidenzzahl von 95% einer 11prozentigen Abweichung vom Mittelwert entspricht. Vergleicht man bei 95prozentiger Konfidenz die Abweichungen vom Mittelwert der 100 Schneetiefenmessungen mit jenen der 10 Dichtemessungen so liegen sie bei ähnlichen Werten von 10%.

Der Gesamtfehler der Wasserwertbestimmung aus Schneetiefe und -dichte ist schwierig abzuschätzen, hängt er doch von der Ausrüstung sowie von der stratigraphischen Variabilität ab. Anhand einer Fehlerrechnung lässt sich die theoretische Abweichung errechnen, welche eine Funktion von Schneedichte und -höhe ist, ohne jedoch den mathematisch nicht erfassbaren Fehler der stratigraphischen Variabilität, wie z. B. dünne Eislinsen oder die Becherkristallschicht in Bodennähe zu berücksichtigen. Bei einem Instrumentenfehler von 5 Gramm für die Maße und 0.5 cm

für die Schneesiefe beträgt der berechnete Fehler, bei einer Dichte von 0.2 gcm^{-3} und einer Schneehöhe von 40 cm, nur 4%. Bei abnehmender Schneehöhe nimmt er rasch zu.

Schneeverteilung auf der Tundra

Das Untersuchungsgebiet der Schneeverteilung auf der Tundra hat eine Fläche von 21 km^2 und einen Höhenunterschied von 800 m. Im Norden wird es vom Black Crown Peak (1320 m) und von der Ermine Ridge (825 m), im Nordwesten vom Wolf Mountain (1100 m) und im Süden vom Gypsum Hill (278 m) und vom Striae Hill (210 m) begrenzt. Der nördliche Teil ist sehr stark zerklüftet, im südwestlichen sind leicht-abfallende Berghänge und Geröllhalden vorherrschend.

Die Schneeverteilung im Wolf River Basin wurde anhand von vier Schneekursen (Fig. 1) ermittelt, welche sich auf 30 m, 150 m, 200 m und 750 m ü. M. befinden, wobei schon die Untersuchungen von G. YOUNG (1969) zeigen, daß diese einen repräsentativen Wert für das Untersuchungsgebiet liefern.

Im folgenden werden die Schneekursdaten der Jahre 1966, 1968, 1969, 1970, 1972, 1975 und 1976 verwendet, wobei für die Vergleiche der Schneeverteilungen die Daten vom 1. Mai gewählt wurden, welche meist auch mit der ersten Schneekursbegehung zusammenfielen. In Tabelle 1 sind die Mittel-, Maximal- und Minimalwerte der Schneedecke der vier verschiedenen Schneekurse für die erwähnte Zeitspanne zusammengefaßt.

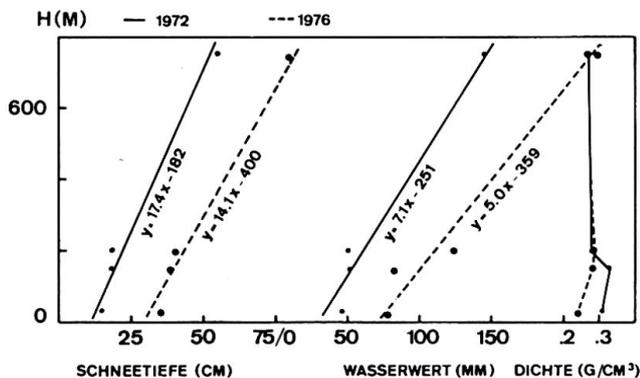


Fig. 3: Schneekursdaten vom Wolf River Basin, 1972 und 1976.

Tabelle 1

Mittlere, maximale und minimale Schneehöhe des Wolf River Basin in den Jahren 1966, 1968, 1969, 1970, 1972, 1976.

Schneekurse	Mittl. Schneehöhe cm	Max. Schneehöhe cm	Min. Schneehöhe cm
Fiord (30 m ü. M.)	20	35 (1976)	14 (1969)
Gate Ridge (150 m ü. M.)	21	37 (1976)	15 (1969)
Base Camp (200 m ü. M.)	27	40 (1976)	18 (1972)
Ermine Ridge (750 m ü. M.)	54	82 (1976)	28 (1970)

Trägt man Schneehöhe, Wasserwert und Dichte gegen die Höhe auf, so zeigt sich, daß die Schneeverteilung auf der Tundra des Wolf River Basin höhenabhängig ist (Fig. 3, Tab. 1 und 2). Die sehr hohen Korrelationen zwischen Wasserwert und Schneehöhe einerseits und Höhe über Meer andererseits darf nicht überbewertet werden, da nur vier Schneekurse gemessen wurden, und außerdem aus der Höhenregion zwischen 200 m und 750 m ü. M. keine Messungen vorliegen.

Tabelle 2

Korrelationskoeffizienten und Signifikanzen der Regressionsgeraden.

Jahr	Wasserwert vs Höhe ü. M.	Schneehöhe vs Höhe ü. M.	Dichte vs Höhe ü. M.
1966	0.98 (5%)	0.99 (5%)	0.31
1968	0.71 (20%)	0.99 (5%)	0.58
1969	0.98 (10%)	0.80 (20%)	0.54
1970	0.92 (20%)	0.94 (20%)	0.29
1972	0.98 (5%)	0.99 (5%)	0.71
1976	0.98 (5%)	0.99 (5%)	0.21

Die Dichte zeigt keine signifikante Korrelation mit der Höhe. Dies läßt sich teilweise durch den geringen, ja sogar negativen Temperaturgradienten erklären (MÜLLER, 1976), welcher durch die vorherrschenden Inversionslagen der Winter- und Frühlingsmonate bedingt ist. Nach den bisherigen Beobachtungen fällt während dieser Inversionen meist kein Niederschlag, was durch die Höhenabhängigkeit der Schneeverteilung bekräftigt wird.

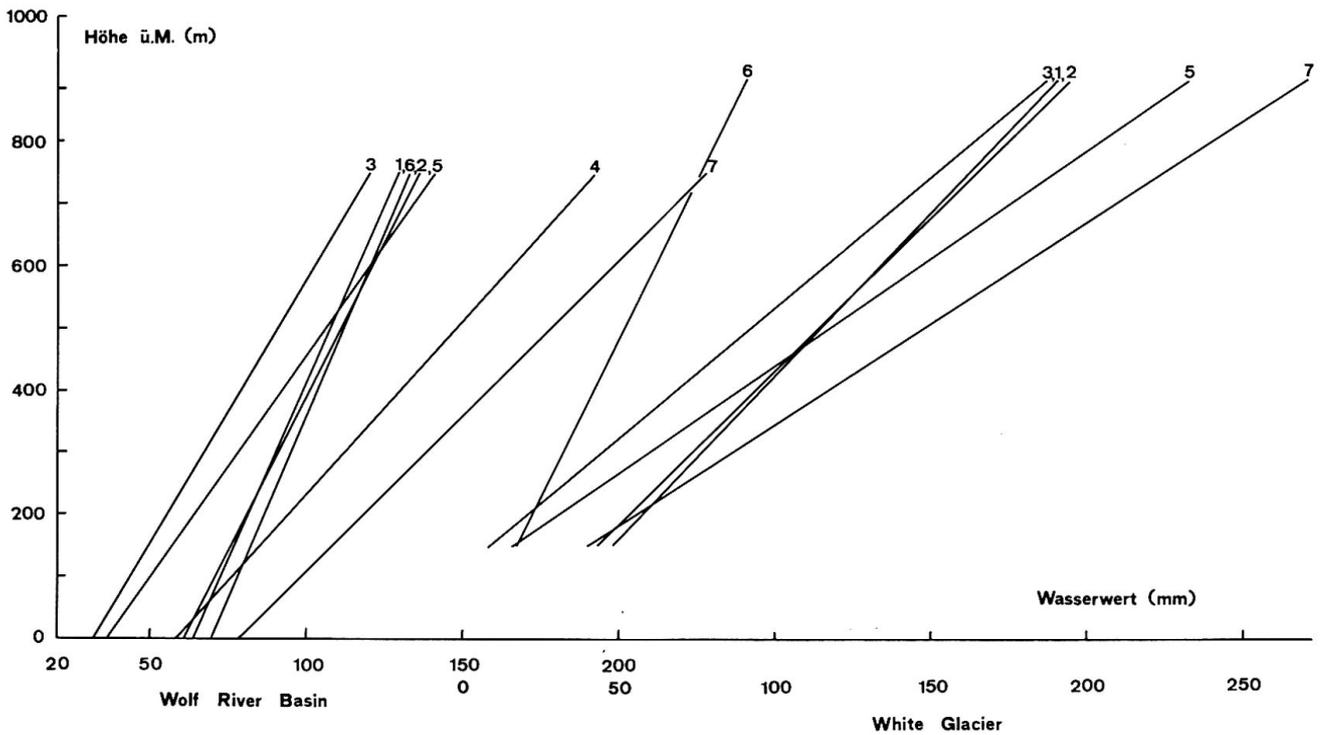


Fig. 4: Wasserwertgradienten des Wolf River Valley und des White Glacier für die Jahre 1: 1966, 2: 1968, 3: 1969, 4: 1970, 5: 1972, 6: 1975, 7: 1976.

Aus der Steigung der Regressionsgeraden läßt sich ein Wasserwert-Gradient ermitteln (Fig. 4, Tab. 3). Er variiert in den verschiedenen Jahren zwischen 4 mm und 20 mm pro 100 m. Es scheint, daß dieser Gra-

dient des Wolf River Basin vom regionalen Wasserwert, der als arithmetisches Mittel aus den 4 Schneekursen errechnet wird, abhängt. Dieser Zusammenhang wurde als linear angenommen, worauf nachgehend eingegangen wird. Um eine größere Datenmenge zu erhalten wurden die Schneekursdaten aller sieben Jahre berücksichtigt. Der Quotient, gebildet aus den regionalen Wasserwerten und den Wasserwert-Gradienten, ergab 0.58 bei einer Standardabweichung von 0.08. In Figur 5 wird dieser Zusammenhang mittels einer Regressionsrechnung dargestellt, wobei der Korrelationskoeffizient bei 5prozentiger Signifikanz im Intervall $0.82 \leq r < 0.98$ liegt.

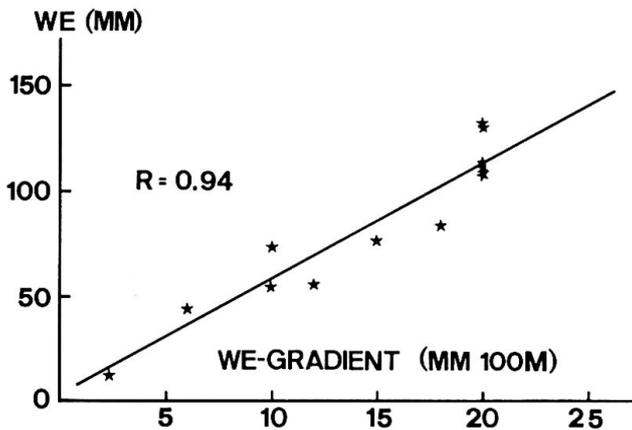


Fig. 5: Wasserwertgradient (WE-Gradient) in Funktion des regionalen Wasserwertes im Wolf River Basin.

Die Schneeverteilung auf dem White Glacier

Auf dem White Glacier (Fig. 1), einem supolaren Talgletscher von 16 km Länge und einer Gesamtfläche von 40 km², wird jährlich seit 1959 ungefähr am 1. Mai die Schneeverteilung für Massenhaushaltsstudien in

einem 8 km langen Längsprofil und in vier Querprofilen gemessen. Im untersuchten Gebiet, das sich über einen Höhenbereich von 60 m bis 900 m ü. M. erstreckt, beträgt die Stangendichte 5 Stangen pro km². Die vier Querprofile auf 360 m, 380 m, 620 m und 850 m ü. M. entsprechen den Schneekursen auf der Tundra für die verschiedenen Höhenstufen.

Der Wasserwert auf dem White Glacier ist wiederum höhenabhängig (Fig. 4) wie schon die Studie von YOUNG (1972) zeigte.

Aus der Steigung der Regressionsgeraden können wir abermals einen Wasserwert-Gradienten ermitteln, welcher für den White Glacier in den untersuchten Jahren zwischen 5 mm und 30 mm pro 100 m variiert (Tab. 3).

Tabelle 3

Die Wasserwertgradienten des Wolf River Basin und des White Glacier auf Axel Heiberg Island, N.W.T.

Jahr	WE-Gradient Tundra mm WE/100 m	WE-Gradient Gletscher mm WE/100 m
1966	9.5	18.9
1968	10.0	20.4
1969	12.0	23.8
1972	14.0	28.8
1975	4.4	4.8
1976	19.9	33.3

Beim Vergleich der Gradienten der Tundra und des Gletschers stellt man fest, daß derjenige des Gletschers ungefähr doppelt so groß ist wie jener der Tundra. Nur das Jahr 1975 macht eine Ausnahme. Dies ist um so erstaunlicher als die beiden Untersuchungsgebiete nur 5 bis 10 km von einander entfernt sind.

Vergleich von Schneehöhen auf Tundra und Gletscher

Sowohl auf der Tundra als auch auf dem Gletscher spielt der Wind eine wesentliche Rolle bei der Schnee-Verteilung. Während in der Tundra starke Reliefunterschiede auftreten, ist die Gletscheroberfläche relativ flach. Ein starker Sturm bläst den Schnee auf den konvexen Formen weg, häuft aber andererseits an den konkaven Stellen metertiefen Driftschnee an. Auf dem Gletscher hingegen bieten sich wenige Mulden

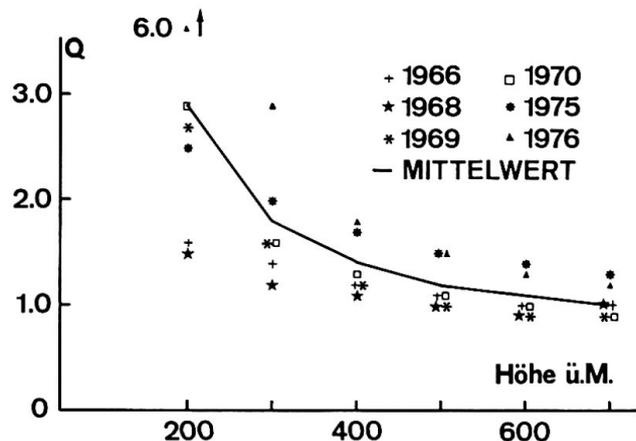


Fig. 6: Schneehöhe im Wolf River Basin verglichen mit derjenigen auf dem White Glacier für verschiedene Höhenlagen. Q = Schneehöhe im Wolf River Basin / Schneehöhe auf dem White Glacier.

für Driftschneeablagerungen an. Dies gilt vor allem für die untersten 300 Höhenmeter des White Glacier. Auf der Zunge, wo der Gletscher das windgeschützte V-Tal verläßt und in die Ebene des Expedition River austritt, ist er besonders stark abgeblasen. Dieser Einfluß des Windes kommt so wie er für den Schneedeckenvergleich von Tundra und Gletscher für die verschiedenen Höhenlagen in Figur 6 dargestellt ist, besonders schön zum Ausdruck. Der Quotient, gebildet aus der Tundra- und der Gletscherschneehöhe wurde gegen die Höhe über Meer aufgetragen. Die Daten zeigen, daß im Mittel die Schneedecke der Tundra auf 200 m ü. M. dreimal mächtiger ist als auf dem Gletscher, wobei mit zunehmender Höhe dieses Verhältnis abnimmt.

Aus den Daten des Wolf River Basin und des White Glacier ergibt sich eine empirische Beziehung, die gestattet, Schneehöhenwerte für verschiedene Höhenlagen des Gletschers aus denjenigen der Tundra zu berechnen. Diese Formel macht es möglich, ohne Gletscherbegehung Massenhaushaltsdaten zu erhalten, wobei deren Genauigkeit gewisse Restriktionen auferlegt sind.

Die geringen Variationen der Dichte mit der Höhe (Fig. 3) berechtigt zur Annahme, daß die Schneedichte im Wolf River Basin und auf dem White Glacier bis zur Schmelze gleich groß ist. Die Dichtemessungen der sechs Untersuchungsjahre bekräftigen diese Annahme.

Von den Messungen an der Schneedecke des Wolf River Basin werden die folgenden Daten benötigt:

Mittlere Schneehöhe des Base Camp	a (cm)
Mittlere Schneedichte des Base Camp	d (gcm ⁻³)
Wasserwert-Gradient der Tundra	b (mm WE/100 m)
Höhe ü. M. auf dem Gletscher für die die Schneetiefe berechnet werden soll	h (m ü. M.)
Gesuchte Schneetiefe auf dem Gletscher auf Höhe h	x (cm)

Der Wasserwert-Gradient b auf der Tundra wird aus den Schneekursen berechnet, wobei die Daten a und d des Base Camp-Kurses den ersten Wasserwert ergeben. Die restlichen Werte zur Bestimmung von b müssen den weiteren Schneekursen entnommen werden.

Die empirische Formel zur Schneetiefenberechnung auf dem White Glacier ergibt sich als:

$$x = r a + k b (h - z) q / d$$

wobei q = 0.001 m⁻¹ gcm⁻³ (Umrechnungsfaktor)
z = 360 m (Koordinatentransformation)

$$r = \begin{cases} 1 & : a \leq 20 \text{ cm} \\ 1.2 - 0.013a & : a > 20 \text{ cm} \end{cases}$$

$$k = \begin{cases} 2 & : h \leq 800 \text{ m} \\ 2.7 - 8.3 \cdot 10^{-4} & : h > 800 \text{ m} \end{cases}$$

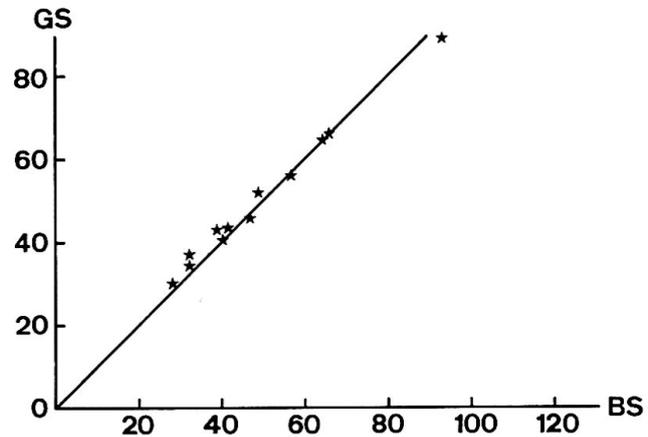


Fig. 7: Vergleich von berechneter (BS) und gemessener (GS) Schneehöhe auf dem White Glacier.

und k eine lineare Funktion des Wasserwert-Gradienten des Wolf River Basin ist. Im Wert k wird berücksichtigt, daß der Wasserwert-Gradient des White Glacier bis zu einer Höhe von 800 m doppelt so groß ist wie jener des Wolf River Basin. Diese Einsicht ergab sich aus dem Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Schneetiefen auf dem White Glacier. Ein direkter Vergleich von gemessenen Schneetiefen auf dem White Glacier und im Wolf River Basin war oberhalb 800 m wegen des Fehlens von Schneekursen nicht möglich. Der Wert r ist eine lineare Korrektur die durch die Schneetiefe am Base Camp bestimmt wird. Tabelle 4 und Figur 7 geben die Berechnungsergebnisse wieder.

Tabelle 4 Kontrolle von berechneten Schneetiefen des White Glacier durch gemessene Werte für verschiedene Jahre (anfangs Mai Situationen) und zwei Höhenstufen.

Jahr	a (cm)	r	b (mm/100 m)	d (gcm ⁻³)	h = 600 m ü. M.			h = 850 m ü. M.		
					x (cm)	gemessene Schneetiefe (cm)	Fehler (%)	x (cm)	gemessene Schneetiefe (cm)	Fehler (%)
1966	24	0.89	9.5	0.35	33	34	2	46	47	3
1968	24	0.89	10.0	0.35	33	37	10	52	48	6
1969	26	0.86	12.0	0.27	41	41	0	65	65	0
1972	19	1.00	14.0	0.28	41	43	5	66	66	0
1975	27	0.85	4.4	0.28	29	30	3	43	39	9
1976	40	0.68	20.0	0.28	57	56	2	90	95	5
Mittlerer Fehler (%)					3.7			3.8		

Die über 6 Jahre gemittelte Abweichung der berechneten Schneetiefen beträgt 3,7% (Standardabweichung 3,5%). Der höchstens 10prozentige Fehler attestiert der verwendeten Formel eine gute Zuverlässigkeit.

Vergleich von Schneekurs und Pluviometerdaten

Um die starke Beeinflussung der Schneeverteilung durch den Wind und die daraus entstehenden Schwierigkeiten bei der Verwendung von Schneekursdaten für eine größere Region besser zu erfassen, wurden Pluviometerdaten und Schneekurswerte von vier kanadischen Wetterstationen untersucht.

Für die Stationen Alert, Resolute Bay, Sachs Harbor und Eureka (Fig. 1) wurden die jeweilige Schneehöhe vom 1. Mai mit den aufsummierten Winterniederschlägen vom Herbst bis zum 1. Mai verglichen. Es wurden beachtliche Unterschiede festgestellt. Während dieser Zeit lag die Lufttemperatur stets unter dem

Gefrierpunkt, wodurch die Schneedecke nicht durch Schmelzen reduziert werden konnte. Auch ist die Verdunstung bei tiefen Temperaturen vernachlässigbar. Einzig durch den Wind, der in diesen Regionen Geschwindigkeiten bis zu 100 km pro Stunde erreicht, können die beobachteten Unterschiede erklärt werden.

Alert (Fig. 8a) wies in all den untersuchten Jahren eine um 30–50% größere Schneetiefe auf als die akkumulierten Winterniederschläge des Pluviometersangaben. Da der Pluviometer in der Arktis einen bis um 30% zu kleinen Wert registriert (BRUCE, 1969), ist die Abweichung geringer. In Eureka scheint der Schneekurs noch stärker durch den Wind beeinflusst zu sein, lag doch in den untersuchten sechs Jahren 60–100% mehr Schnee auf dem Schneekurs als mit dem Pluviometer gemessen wurde. Einzig im Jahre 1975 lag hingegen am 1. Mai kein Schnee mehr auf der Tundra obwohl ein Winterniederschlag von 35 mm Wasserwert registriert wurde. In Resolute Bay (Fig. 8b)

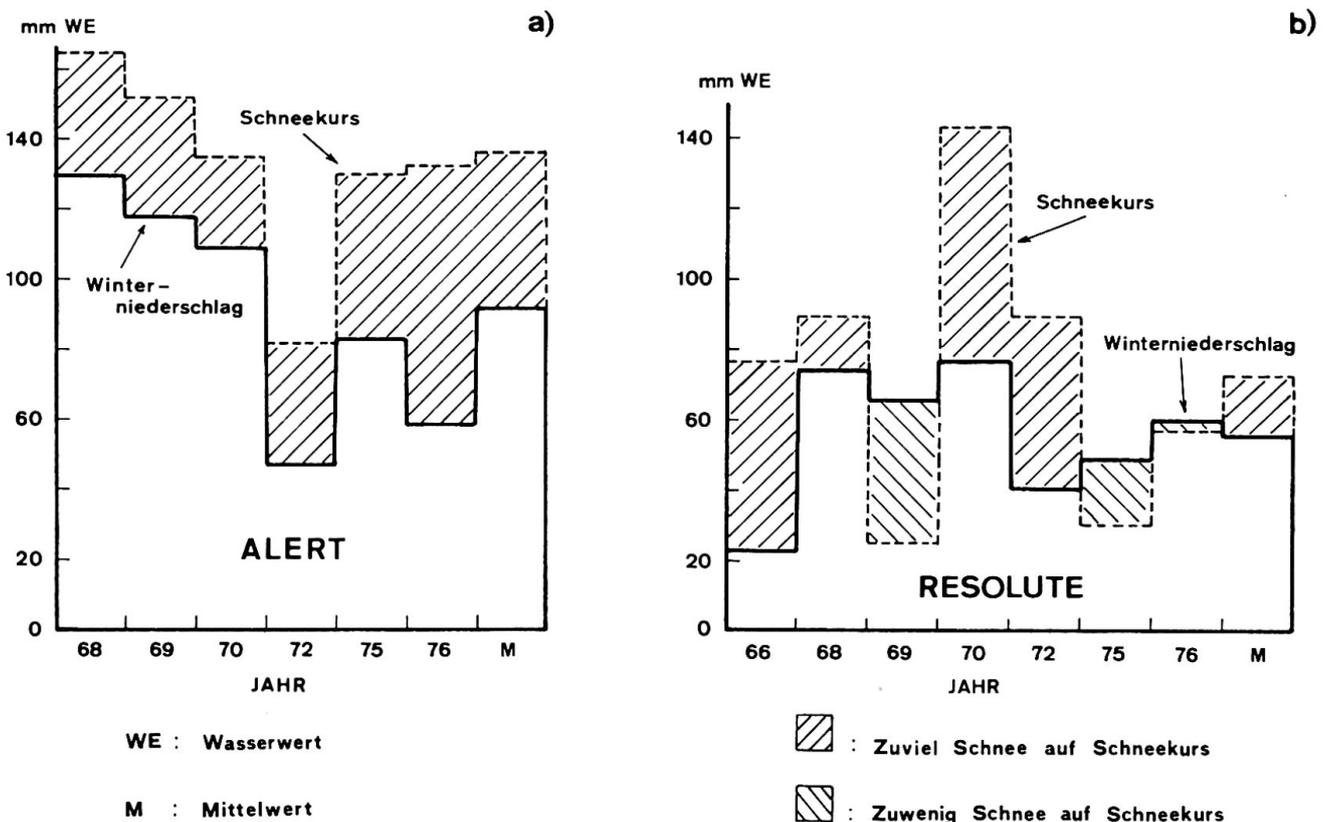


Fig. 8: Vergleich der Schneedecke von Schneekursen und aufsummierten Winterniederschlägen für a) Alert, b) Resolute Bay.

ist der Windeinfluß noch komplizierter. Im Jahre 1970 wies der Schneekurs 160% zuviel Schnee auf im Vergleich zum Pluviometerwert, hingegen registrierte er im Jahre 1969 60% zuwenig. Nach LONGLEY (1960) war hier die synoptisch gemessene Schneemenge im Winter 1957/58 um 100% größer als jene des Schneekurses. In Sachs Harbor bewirkten die starken Winterstürme für alle beobachteten Jahre eine Reduktion um 50 bis 70% der Frühjahrswerte der Schneekurse.

Vergleich der arktischen Schneedecke mit Axel Heiberg Daten

Für den Vergleich der Axel Heiberg Island Schneedecke mit den übrigen Meßorten im District of Franklin (Fig. 1), wurden die Daten von 9 Wetterstationen (Environment Canada, B) herangezogen. Die Stationen befinden sich, mit Ausnahme von Axel Heiberg Base Camp, alle in unmittelbarer Nähe der Küste. Das Blockdiagramm der Figur 9 stellt das siebenjährige Mittel der Schneedecke für jeweils 1. Mai dar. Die Auswahl der Jahre ist durch die für Axel Heiberg Island zur Verfügung stehenden Daten bedingt. Ein quantitativer Vergleich der Winterniederschläge kann wegen des Windeinflusses nicht gemacht werden. Qualitativ läßt sich jedoch erkennen, daß die Schneedecke auf Axel Heiberg Island etwa dem Mittelwert der Vergleichsstationen entspricht.

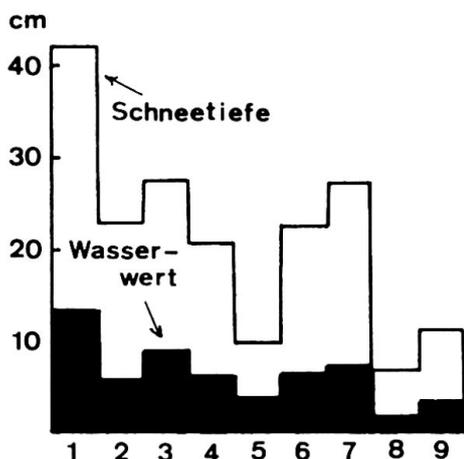


Fig. 9: Vergleich von Schneetiefen und Wasserwert für 9 arktische Stationen gemittelt über die Jahre 1966, 1968, 1969, 1970, 1972, 1975 und 1976. 1 Alert, 2 Eureka, 3 Axel Heiberg Base Camp, 4 Axel Heiberg Fiord, 5 Isachsen, 6 Mould Bay, 7 Resolute Bay, 8 Sachs Harbour, 9 Cambridge Bay.

Verdankung

Die bei der Feldarbeit geleistete Mithilfe von Jürg Alean und Jakob Weiß sowie die wertvollen Ratschläge bei der Auswertung von Atsumu Ohmura und Roger Braithwaite seien bestens verdankt. Diese Studie wurde durch den National Research Council of Canada durch die McGill University (Grant No. A 2662 an Dr. F. Müller) und das Geographische Institut der ETHZ finanziert. Das Polar Continent Shelf Project der kanadischen Regierung sowie die McGill University in Montreal gewährten logistische Unterstützung.

Literatur

- BRUCE, F. 1969. Precipitation in Western Quebec and Labrador. *Arcic*, Vol. 22, p. 140-50.
- CHOW, V. 1964. *Handbook of applied Hydrology*. McGraw-Hill Book Company, p. 10-14.
- ENVIRONMENT CANADA. A Monthly record, Meteorological observation in Canada. Downsview, Ontario.
- ENVIRONMENT CANADA. B. Snow cover, Canada. Downsview, Ontario.
- LONGLEY, R. W. 1960. Snow depth and snow density at Resolute Bay N.W.T. *Journal of Glaciology*, Vol. 3, No. 28, p. 733-38.
- MÜLLER, F., et. al. 1961. Preliminary Report 1959-1960. Axel Heiberg Island research reports, McGill Univ., Montreal.
- MÜLLER, F., et. al. 1963. Preliminary Report 1961-1962. Axel Heiberg Island research reports, McGill Univ., Montreal.
- MÜLLER, F. 1976. On the thermal regime of a high arctic valley glacier. *Journal of Glaciology*, Vol. 16, No. 74, p. 119.
- OMMANNEY, C. S. L. 1969. A study in glacier inventory. Axel Heiberg research reports, McGill Univ., Montreal.
- YOUNG, G. 1969. A study of areal variation in the snow at the end of winter in a small catchment basin on Axel Heiberg Island, N.W.T. M.Sc. thesis, McGill Univ., Montreal.
- YOUNG, G. 1972. Glacier mass balance, a computerised approach. Ph.D. thesis, McGill Univ., Montreal.