

Untersuchungen mit Ultraschall an Eisbohrkernen aus Zentralgrönland

Von Heinz Kohnen* und Chester C. Langway, Jr.**

Zusammenfassung: 1973 und 1974 wurden auf dem EGIG-Profil bei Crête und Milcent zwei rund 400 m tiefe Kernbohrungen abgeteuft. Die Kerne wurden im Herbst 1974 in den Kälteabors von CRREL mit Ultraschall untersucht. In Schritten von etwa 10 m wurden Proben genommen und parallel sowie senkrecht zur Bohrkernachse durchschallt, um über die Verteilung der P-Wellengeschwindigkeiten mit der Tiefe Information über die Stratigraphie und Textur des Eises zu gewinnen.

Neben der mittleren stetigen Zunahme mit der Tiefe zeigen die Geschwindigkeiten ein oszillatorisches Verhalten, das dem allgemeinen Geschwindigkeitsanstieg überlagert ist. Diese Oszillationen können mit geringfügigen Schwankungen der Dichte korreliert werden. Damit wird eine dichtebedingte Stratigraphie des Eises sichtbar, die mit der Ultraschallmethode leicht und gut nachgewiesen werden kann.

Am Crête-Kern ergaben sich keine Geschwindigkeitsunterschiede senkrecht und parallel zur Bohrkernachse, was auf Isotropie des Eises an diesem Ort schließen läßt. In Milcent sind die Vertikalgeschwindigkeiten systematisch größer als die Horizontalgeschwindigkeiten, woraus eine leichte bevorzugte Orientierung der Kristallachsen in vertikaler Richtung abgeleitet wird. Es kann gezeigt werden, daß die Isotropie bei Crête und die Anisotropie bei Milcent wie auch die seismisch nachgewiesene Anisotropie bei Camp VI mit dem Verhalten des Spannungs- und Deformationsfeldes längs den Flußlinien von der Eisscheide zum Eisrand korrelierbar sind.

Summary: As part of the GISP field activities in 1973 and 1974, ice core drilling was performed approximately on a flow line from the ice divide in central Greenland to the Jakobshavn drainage area on the coast. Besides the average increase the velocities show considerable oscillations which can be correlated to minor density fluctuations. The densities, thus, exhibit a stratigraphy which can be identified distinctively by ultrasonic means.

The ice structure at Station Crête on the ice divide was found to be isotropic whereas at Milcent, about half way to the margin, a distinct anisotropy is detected. Other seismic sounding results show evidence of a strong increase of anisotropy with distance along the flow line right into the Jakobshavn drainage area. These results support the concept that distinct fabric patterns develop with increasingly vertical orientations of the polycrystalline ice from the ice divide towards the outlet following the trend of increasing shear stresses, flow velocities and deformation along a flow line.

EINFÜHRUNG

Seismische Untersuchungen auf dem antarktischen Inlandeis haben gezeigt, daß akustisch anisotropes Verhalten des Eises keinesfalls eine Seltenheit, sondern, mehr oder minder stark ausgeprägt, der Regelfall ist (BENTLEY 1971; KOHNEN & BENTLEY 1973). Die Anisotropie ist eine Folge bevorzugter Ausrichtung der kristallographischen c-Achsen. Die Richtungsabhängigkeit der Schallgeschwindigkeiten im Eiseinkristall ist seit langem und hinreichend bekannt. Das Eiskristall ist von hexagonaler Symmetrie, und die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist in nicht ganz einfacher Weise vom Winkel gegen die c-Achse abhängig (siehe z. B. BROCKAMP & QUERFURTH 1964).

In schnell bewegten Gletschern ist bevorzugte Orientierung der Kristalle keineswegs überraschend, da das Eiskristall auf mechanische Beanspruchung anisotrop reagiert. So ist zum Beispiel die Ebene größter Gleitfähigkeit die zur c-Achse senkrechte Basalfläche. Die Entdeckung bevorzugter Ausrichtung anhand der Bohrungen und seismischen Untersuchungen in weiten Teilen der Antarktis und auch in Grönland war überraschend. Da als Ursache im wesentlichen nur Deformationsprozesse in Betracht kommen (BUDD 1972), sind die in den Inlandeisen auftretenden geringen Verformungen offensichtlich ausreichend, um bevorzugte Orientierung der Kristalle zu bewirken.

* Dr. Heinz Kohnen, Institut für Geophysik der Universität, 4400 Münster (Westf.), Gievenbecker Weg 61.

** Dr. Chester C. Langway, Jr., Dept. of Geological Sciences, Ice Core Laboratory, State University of New York at Buffalo, Amherst, N. Y. 14226.

Im Sommer 1973 und 1974 wurden vom U.S.A. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, N.H., auf dem zentralgrönländischen Inlandeis bei Crête und Milcent (Tabelle 1) zwei 400 m tiefe Bohrungen heruntergebracht und Kerne über die

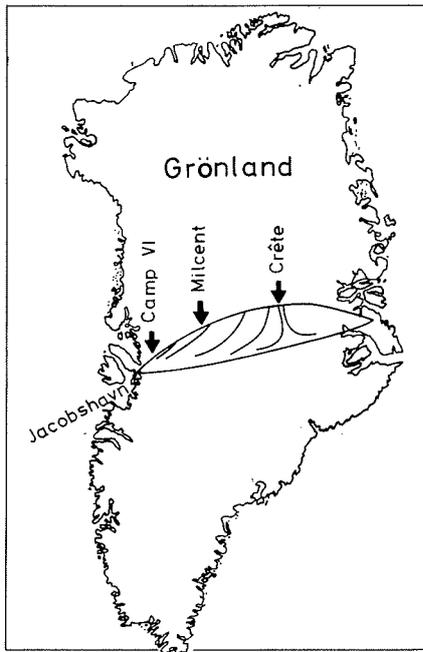


Abb. 1: Karte von Grönland mit einem idealisierten Querschnitt durch das untersuchte Profil und schematisierten Flußlinien.

Fig. 1: Map of Greenland with an idealized cross section through the drill sites and schematized flow lines.

gesamte Tiefe gewonnen. Während Crête auf der Eisscheide liegt, was geringe Deformationsraten erwarten läßt, liegt Milcent zwischen der Eisscheide und der Westküste in Ausflußrichtung des Eises (Abb. 1). Höhere Deformationsraten und merkbare Scherspannungen könnten bei Milcent die Textur des Eises meßbar verändern. Da ferner an beiden Orten während der Internationalen Grönland-Expedition 1967 (EGIG II) seismische Messungen sowie Deformationsstudien durchgeführt worden waren, erschienen beide Bohrungen ideal für Untersuchungen mit Ultraschall, um die Anisotropie resp. Isotropie des Eises akustisch zu bestimmen.

Zustätzliche Studien über die Veränderung physikalischer Eigenschaften der Bohrkerns ergaben sich zwanzlällig, da der Bohrmechanismus ab einer gewissen Tiefe die Kerne sichtbar verändert hatte.

Ort	Geogr. Länge	Geogr. Breite	Höhe	Temperatur
Camp VI	48° 06' W	69° 44' N	1652 m	— 15° C
Milcent	44° 35' W	70° 18' N	2449 m	— 22,3° C
Crête	37° 19' W	71° 07' N	3175 m	— 30° C

Tab. 1: Geographische Koordinaten (nach MÄLZER, 1964) und mittlere Jahrestemperaturen (nach DE QUERVAIN 1969) der drei Stationen auf dem grönländischen Eisschild.

Tab. 1: Geographical coordinates (from MÄLZER, 1964) and mean annual temperature (from DE QUERVAIN, 1969) of the three stations on the central Greenland ice sheet.

DIE UNTERSUCHUNGSMETHODE

Für die Durchführung der Messungen kam ein Ultraschallgerät der Firma Krautkrämer (USIP 11) mit Bariumtitanatgebern und -empfängern (2 MHz) zur Anwendung. Die

Meßfrequenz von 2 MHz wurde gewählt, da diese Frequenz eine genügend gute Zeitauf-
 lösung bei Wahrung eines kleinen Verhältnisses von Wellenlänge λ zu Probendimension
 (d: Probenlänge) ($\lambda \leq 4$ mm; $\lambda/d \leq 1/5$) gewährt. Die Messungen wurden in einem Kälte-
 labor des US Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, N. H. (USA)
 bei -8° C durchgeführt. Aus den Kernfolgen wurden in 10 m Abständen mit einer
 Bandsäge ca. 5–8 cm lange, planparallele Stücke für vertikale und horizontale Durch-
 schallung geschnitten. Die Durchschallungsmethode wurde angewandt, da Mehrfach-
 reflexionen nicht scharf genug aufzulösen waren. Nach der Anfangsdurchschallung wurden
 jeweils sukzessive 1 bis 2 cm dicke Scheiben abgeschnitten und die verbleibenden Rest-
 proben durchschallt, so daß für jede Probe und Durchschallungsrichtung eine Laufzeit-
 kurve mit etwa je fünf Einzelmessungen aufgenommen werden konnte. Diese etwas auf-
 wendige Methode hat den großen Vorteil, daß der Nullpunkt des Gerätes nicht exakt
 bekannt sein muß. Ferner wird der Fehler der Geschwindigkeitsbestimmung erheblich
 reduziert. So liegt der relative Fehler dieser Bestimmungen, hinreichende Signalstärke
 vorausgesetzt, durchweg bei $\pm 0,5\%$, während er sich bei Einzelmessungen erfahrungs-
 gemäß im Prozentbereich bewegt. Die Probenlänge wurde mit einer Schieblehre ge-
 messen. Die Genauigkeit liegt bei $\pm 0,1$ mm. Abb. 2 zeigt ein Beispiel einer Laufzeit-
 kurve für vertikale und horizontale Durchschallung einer Probe des Milcentkerns.

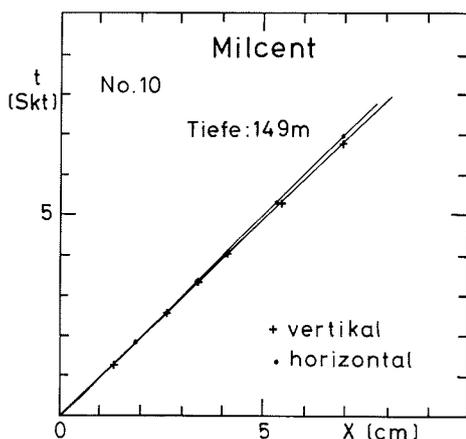


Abb. 2: Laufzeitkurve von einer Probe des Milcent Kerns. (Länge in cm, Laufzeit in willkürlichen Skaleneinheiten.)

Fig. 2: Travel time curve from a Milcent sample. (Length in cm, travel time in arbitrary scale units.)

DIE GESCHWINDIGKEITEN

In Abb. 3 sind die Ergebnisse der Untersuchungen am Crête-Kern gegen die Bohrteufe aufgetragen. Kreuze entsprechen Durchschallung parallel und Kreise senkrecht zur Bohrlochachse. Da die Abweichungen der Bohrlochachsen beider Bohrungen von der Vertikalen vernachlässigbar gering sind, wird entsprechend auf Vertikal- (V_{PV}) und Horizontalgeschwindigkeit (V_{PH}) bezogen. Der Index "P" bedeutet Primär- oder Longitudinalwelle; das Verhalten der S-Wellen wurde nicht untersucht. Um die Geschwindigkeiten mit den seismischen Resultaten vergleichen zu können, sind die Geschwindigkeiten für die in situ-Temperaturen (Crête: -30° C; Milcent: -22° C) mit $dV_p/dT = -2,3\text{m/sec } ^\circ\text{C}$ (KOHNEN 1974) korrigiert. Bei den Horizontaldurchschallungen kann leider nicht auf ein konstantes Azimuth bezogen werden, da die einzelnen, ca 2 m langen Kerne mit willkürlicher Orientierung gezogen wurden, und die Rekonstruktion einer Horizontalorientierung unmöglich ist. Trotzdem wurde V_{PH} stichprobenhaft in zwei zueinander senkrechten Richtungen bestimmt. Sowohl bei Crête als auch bei Milcent ergaben sich

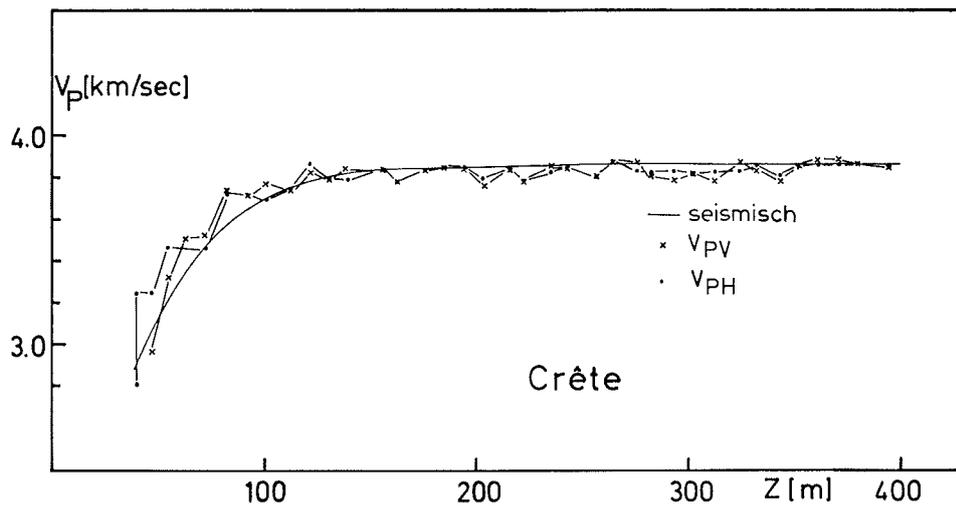


Abb. 3: Ultraschall- und seismische Geschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Tiefe in Crête. (V_{PH} = Geschwindigkeit parallel zur Eisoberfläche, V_{PV} = Geschwindigkeit senkrecht zur Oberfläche.)
 Fig. 3: Ultrasonic and seismic velocities versus depth at Crête. (V_{PH} = velocity parallel to the surface, V_{PV} = velocity perpendicular to the surface.)

keine signifikanten Unterschiede. Bei Crête manifestiert sich das auch in der Tatsache, daß V_{PV} und V_{PH} innerhalb der Fehlergrenzen über die gesamte Teufe übereinstimmen. Da die V_{PH} -Richtung willkürlich ist, kann geschlossen werden, daß das Eis bei Crête in den oberen 400 m akustisch isotrop ist. Die Übereinstimmung mit den seismischen Ergebnissen ist bis zu etwa 190 m Tiefe überzeugend. Der systematische Unterschied in dem darunter folgenden Tiefenabschnitt (siehe auch bei Milcent) wird unten detailliert behandelt. Die Abweichungen für Tiefen < 60 m müssen als Streuung betrachtet werden

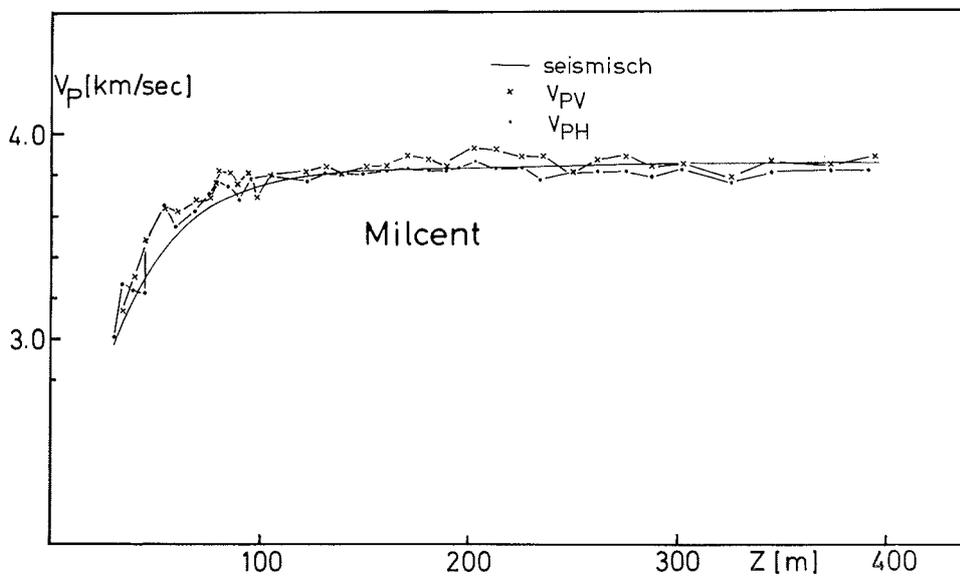


Abb. 4: Ultraschall- und seismische Geschwindigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe in Milcent. (V_{PH} und V_{PV} wie in Abb. 3.)
 Fig. 4: Ultrasonic and seismic velocities versus depth at Milcent. (V_{PH} and V_{PV} as in Fig. 3.)

denn die Absorption infolge Streuung war in dem grobkörnigen, porösen Oberflächenmaterial teilweise so beträchtlich, daß sie eine Einsatzfestlegung sehr erschwerte und für Tiefen < 30 m bis 40 m sogar unmöglich machte. Der Fehler der Geschwindigkeit beträgt hier ca. 1—3%.

In Abb. 4 sind die Horizontal- und Vertikalgeschwindigkeiten von Milcent gegen die Tiefe aufgetragen. Die starken Schwankungen in $V(z)$ in den oberen 60 bis 80 Metern sind wie bei Crête als Fehler zu deuten. Jedoch zeigt sich, daß unterhalb 100 m Tiefe V_{PV} systematisch größer ist als V_{PH} , was nicht auf Fehler zurückgeführt werden kann. Diese Unterschiede sind ein Hinweis auf schwach ausgeprägte Anisotropie. Auf den Geschwindigkeitsversatz in ca. 220 m Tiefe, der wie bei Crête durch den Bohrprozeß verursacht ist, wird weiter unten eingegangen. Die refraktionsseismischen Geschwindigkeiten sind Horizontalgeschwindigkeiten und mit V_{PH} zu vergleichen. Die Firn-Eis-Übergangstiefe, die aus der Seismik in Milcent zu 79 m bestimmt worden war (KOHNNEN 1971), ist im Vergleich zur Ermittlung aus der Dichte (68 m; Abb. 4) um 11 m zu groß. Die Dichte in der Übergangstiefe beträgt etwa $0,83 \text{ g/cm}^3$. Da die Dichte ein sicheres Kriterium zur Bestimmung der Übergangstiefe darstellt, sind die seismischen Geschwindigkeiten oberhalb 100 m Tiefe um den Betrag von -11 m korrigiert worden. Der Fehler der seismischen Geschwindigkeiten ist in diesem Tiefenbereich normalerweise bis zu einer Größenordnung höher. Mit dieser geringfügigen Korrektur stimmen die seismischen Geschwindigkeiten bis zu 220 m Tiefe nahezu perfekt mit V_{PH} überein.

UNELASTISCHE VERÄNDERUNGEN

Der Versatz zu geringen Geschwindigkeiten in Crête (190 m) und Milcent (220 m) fällt zusammen mit dem Auftreten feiner, Hundertstel mm breiter Risse, die in nahezu



Abb. 5: Vertikaler Dünnschliff vom Milcent Kern aus 250 m Tiefe. Die leicht gekrümmten Linien sind Risse im Eis. Die Skala ist oben links angegeben.

Fig. 5: Vertical thin section of the Milcent core from below 250 m showing horizontal wafering induced in the ice core during thermal drilling process. Millimeter scale is given in the upper left-hand corner.

parallelen Scharen etwa senkrecht zur Bohrlochachse angeordnet sind (Abb. 5). Diese Risse, die über die gesamte restliche Kernlänge zu beobachten sind, entstehen durch den Bohrprozeß. An beiden Stationen wurde ein Thermobohrer eingesetzt, der sich in das Eis einschmilzt. Das Zusammenwirken des Wärmeschocks, der Temperatur und des Druckes sind die wahrscheinliche Ursache.

Der mittlere Geschwindigkeitsversatz ist etwa 40 m/sec, begleitet von einer Dichteabnahme von ca. 0,006 g/cm³ (Abb. 6). Bei einer Durchschnittshäufigkeit der Risse von 5/cm und einer Durchschnittsbreite von etwa 0,01 mm ergibt sich ein Massendefizit pro Volumen von 0,5%, das in guter Übereinstimmung mit der beobachteten Dichtenabnahme von etwa 0,65% steht. Der Dichtedifferenz allein entspricht eine Geschwindigkeitsabnahme von etwa 25 m/sec (ROBIN 1958; KOHNEN 1972), die geringer ist als die beobachtete Differenz. Die Risse bewirken nicht nur eine Volumenänderung, sondern beeinflussen auch die elasto-mechanischen Eigenschaften des Eises durch teilweises Aufbrechen des kristallinen Gefüges. Solche unelastischen Effekte sind in der Gesteinsphysik (microfracturing) ein bekanntes Phänomen.

Inwieweit die Risse die Geschwindigkeitsdifferenzen ($V_{PV} - V_{PH}$) beeinflussen, kann nicht beurteilt werden. Möglicherweise ist die geringfügige Abnahme der Differenzen unterhalb von 220 m (Abb. 7) hierdurch zu deuten. Da der absolute unelastische Effekt (15 m/sec) schon sehr klein ist, darf angenommen werden, daß sein Einfluß auf die Anisotropie vernachlässigbar ist, und die Geschwindigkeitsdifferenzen im wesentlichen durch die Kristallausrichtung verursacht sind. Ferner werden bei den Anisotropiebe-

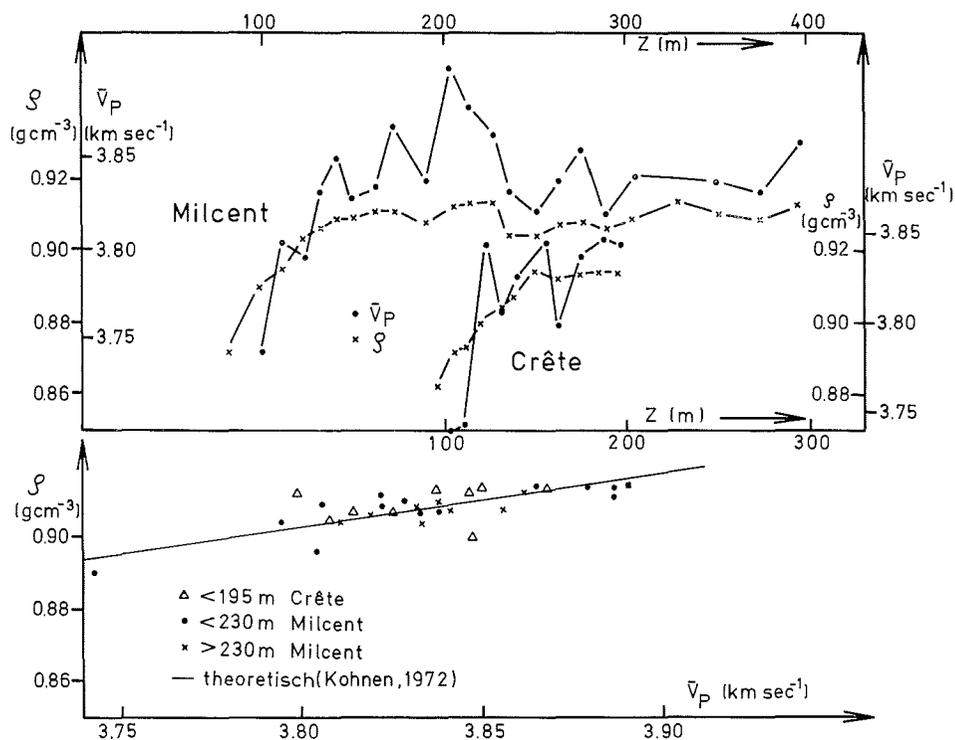


Abb. 6: Gemittelte Ultraschallgeschwindigkeiten und Dichten in Abhängigkeit von der Tiefe (oben); gemittelte Ultraschallgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Dichte (unten). (Erklärung im Text.)

Fig. 6: Averaged ultrasonic velocities and densities versus depth (above); averaged ultrasonic velocities versus densities (below). (See text for explanation.)

trachtungen nur Mittelwerte diskutiert, die aus den Bereichen mit und ohne Risse resultieren, was einen möglichen Einfluß noch weiter reduziert.

DIE DICHTE- UND GESCHWINDIGKEITSSCHWANKUNGEN

Die unregelmäßigen Geschwindigkeitsschwankungen erreichen an beiden Stationen Werte (Abb. 6, oben), die unterhalb von 100 m Tiefe nicht durch experimentelle Fehler erklärt werden können. In Abbildung 6 (oben) sind die Geschwindigkeiten und Dichten für $Z > 100$ m gegen die Tiefe aufgetragen. Eine Korrelation zwischen Dichte- und Geschwindigkeitsfluktuationen ist offensichtlich. Leider liegen vom Crête-Kern bisher keine Dichtemessungen von Tiefen größer als 115 m vor.

Im unteren Teil von Abbildung 6 sind die Geschwindigkeiten gegen die Dichten aufgetragen, wobei die Mittelwerte aus V_{PH} und V_{PV} benutzt sind. Der gesamte Bereich ist überwiegend durch die Amplituden der Geschwindigkeits- und Dichteoszillationen vorgegeben, da unterhalb von 150 m Tiefe die generelle Geschwindigkeits- und Dichtezunahme vergleichsweise klein ist. Die Werte stehen in guter Übereinstimmung mit der theoretischen Beziehung zwischen Dichte und P-Wellengeschwindigkeit, woraus zu fol-

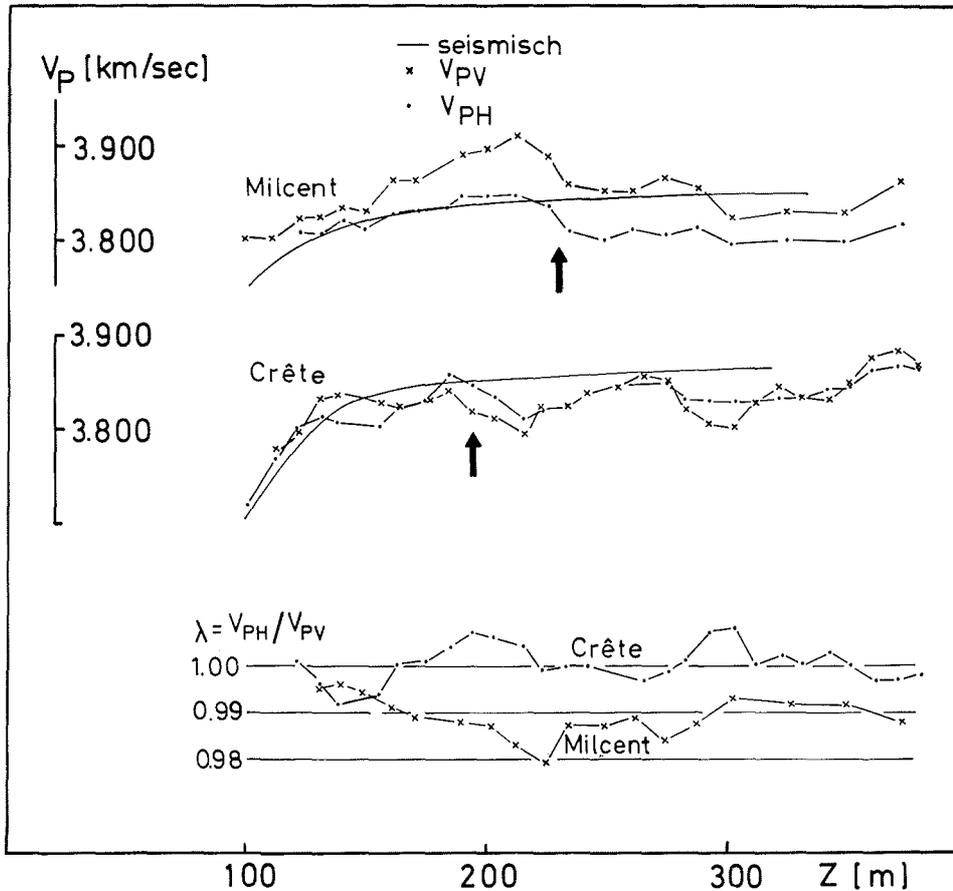


Abb. 7: Geglätteter Verlauf der Geschwindigkeiten und Anisotropiefaktoren gegen die Tiefe bei Milcent und Crête.

Fig. 7: Smoothed velocities and anisotropy coefficients versus depth at Milcent and Crête.

gern ist, daß die teilweise beträchtlichen Geschwindigkeitsfluktuationen sowohl oberhalb als auch unterhalb des Einsetzens der Risse hauptsächlich durch Dichteschwankungen verursacht sind.

Es gibt im Eis offensichtlich eine Mikrostratigraphie, die sich besonders stark in den Geschwindigkeiten manifestiert und ihre Ursachen in kleinen Dichteschwankungen hat. Inwieweit die Stratigraphie dieser Parameter zur Deutung der internen Radarreflexionen herangezogen werden kann, bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten.

DIE ANISOTROPIE

In Abbildung 7 sind die horizontalen und vertikalen Geschwindigkeiten und die Anisotropiefaktoren $\lambda = V_{PH}/V_{PV}$ für $z > 100$ m gegen die Tiefe aufgetragen. Die Werte sind mit einem übergreifenden, ungewichteten Mittel aus drei Werten geglättet, um die Geschwindigkeitsdifferenzen stärker zu betonen.

Bei Crête treten keine systematischen Geschwindigkeitsdifferenzen ($\Delta V = V_{PV} - V_{PH}$) auf. Die mittlere Geschwindigkeitsdifferenz beträgt 2,4 m/sec und ist vernachlässigbar. Der Anisotropiefaktor ist im Mittel $\lambda \approx 1$, und das Eis bei Crête kann folglich in den oberen 400 m als isotrop betrachtet werden.

In Milcent ist V_{PV} durchweg größer als V_{PH} . Die mittlere Differenz beträgt 34 m/sec und ist signifikant größer als der mittlere Fehler. Der Anisotropiefaktor ist folglich über die gesamte Tiefe kleiner als 1 und ergibt im Mittel $\lambda = 0,991$. Die Ursache ist höchstwahrscheinlich eine schwache bevorzugte Orientierung der c-Achsen der Eiskristalle in vertikaler Richtung. Eine andere Vorzugsrichtung ist unwahrscheinlich, da λ und ΔV über die Gesamtlänge ziemlich konstant sind. Eine nichtvertikale Vorzugsrichtung würde zu starken Fluktuationen dieser Größen, oder gar Vorzeichenänderungen führen, da das Azimuth von V_{PH} in jeder Probe willkürlich und folglich über die Tiefe variierend ist. Die bevorzugte Orientierung der optischen Achsen ist eine Folge der Deformation bzw. des Fließens des Eises und somit des Spannungsfeldes im Inlandeis (BUDD 1972). Die horizontalen Verformungsgeschwindigkeiten und die longitudinalen Spannungen sind klein in Milcent (Tabelle 2). Aus dem generalisierten Fließgesetz $\dot{\epsilon}_{ij} = A \tau^{n-1} \sigma_{ij}$ ergibt sich für den longitudinalen Spannungsdeviator in Fließrichtung $\sigma_{xx} \approx 0,01$ Bar. Für die Scherspannung folgt nach $\tau_{xy} = qg(h-z) \sin \alpha$, wenn der Einfachheit halber ein zweidimensionales Modell angenommen wird, mit $\tan \alpha \sim 0,0045$ (nach MÄLZER 1964): $\tau_{xy} \approx 0,04$ Bar in 100 m und $\tau_{xy} \approx 0,16$ Bar in 400 m (α : Oberflächenneigung; $h-z$: Tiefe im Eis; q : Eisdichte; g : Erdbeschleunigung). Da in einem solchen Modell $\dot{\epsilon}_{xx} =$

Ort	Verformungsgeschwindigkeiten $\dot{\epsilon}_{xx}$ (EW) $\dot{\epsilon}_{yy}$ (NS) (Jahr ⁻¹)	Neigung der Oberfläche $\tan \alpha$	Horizontal-komponente der Eisgeschwindigkeit (m/Jahr)	Anisotropie Faktor λ Richtung
Camp VI	$6 \cdot 10^{-4}$ $17 \cdot 10^{-4}$ 1 1	0.0063 ₃	100 ₁	0.987 geneigt in NS-Richtung
Milcent	$4 \cdot 10^{-4}$ $0.8 \cdot 10^{-4}$ 1 1	0.0045 ₃	48 ₁	0.991 vertikal
Crête	10^{-4} 10^{-5} 2 2	≈ 0 ₃	4 ₁	1 (isotrop)

Tab. 2: Verformungsgeschwindigkeiten, Neigung der Oberfläche, Horizontalkomponenten der Oberflächen-geschwindigkeiten, Anisotropiefaktor und -richtung entlang einer Flußlinie auf dem grönländischen Inlandeis. (1. HAEFELI & BRANDENBURGER, 1968; 2. KARSTEN & STÖBER 1974 [korrigiert von J. WHILLANS, pers. Mitteilung]; 3. nach MÄLZER, 1964; 4. HOFMANN, 1974).

Tab. 2: Summarized deformation and flow parameters and anisotropy situation along a flow line of the central Greenland ice sheet. (1: HAEFELI & BRANDENBURGER, 1968; 2. KARSTEN & STÖBER, 1974 [recalculated by J. WILLANS, pers. communication]; 3: after MÄLZER, 1964; 4: HOFMANN, 1974).

const., folgt, daß im betrachteten Tiefenbereich die Scherspannungen gegenüber den Longitudinalspannungen stark vorherrschend werden ($\tau_{xy} > \sigma_{xx} > \sigma_{yy}$). Vorherrschende Scherspannungen tendieren, die Basisflächen der Eiskristalle parallel zur Scherebene anzuordnen (BUDD 1972; SUMSKIJ 1974). Die vertikale Vorzugsrichtung der c-Achsen vermag darin ihre Erklärung finden.

Bei Crête ist die Oberflächenneigung vernachlässigbar klein (Tabelle 2) und folglich $\tau_{xy} \approx 0$ Bar. Die horizontalen Verformungsgeschwindigkeiten und die longitudinalen Spannungsdeviatoren sind noch kleiner als in Milcent und kaum ausreichend, eine bevorzugte c-Achsenausrichtung zu erzeugen.

Da keine optische Untersuchung der Achsenausrichtung durchgeführt wurde, können die Ultraschallergebnisse nur mit den Untersuchungen am Eisbohrkern und im Bohrloch von Byrd Station, Antarktis (GOW 1971; BENTLEY 1972; KOHNEN & GOW in Vorb.) verglichen werden. Schon unterhalb von 200 m tritt hier bevorzugte vertikale Orientierung auf, die mit der Tiefe immer ausgeprägter wird und in nahezu perfekter vertikaler Ausrichtung aller c-Achsen zwischen 1.200 m und 1.800 m Tiefe kulminiert (GOW 1977). Der Anisotropiefaktor von 0,991 aus dem Tiefenbereich von 200 m bis 400 m Tiefe in Milcent wird in Byrd Station, geschätzt aus BENTLEYS (1972) Untersuchungen, erst in 800 m Tiefe gefunden, was möglicherweise etwas zu tief ist. BENTLEYS Horizontalgeschwindigkeiten beruhen auf Berechnungen anhand des Kristallgefüges und mögen geringfügig zu groß sein.

Die mittlere Geschwindigkeitsdifferenz von 34 m/sec entspricht in Byrd Station nach den Ultraschalluntersuchungen am Bohrkern (KOHNNEN & GOW, in Vorb.) einer Tiefe von 400 m bis 600 m. Aus denselben Untersuchungen, die eine empirische Relation zwischen Geschwindigkeitsdifferenz und Grad der bevorzugten Orientierung erstellen, kann auch das Ausmaß der c-Achsenorientierung in Milcent abgeschätzt werden. Als Mittelwert ergibt sich hiernach eine Konzentration von 90% aller c-Achsen in einem Raumwinkel von 100° bis 110° . Die Symmetrieachse dieses Konus fällt mit der Vertikalen zusammen.

Die Frage stellt sich nun, warum eine solche, zwar noch als gemäßigte Konzentration zu betrachtende Orientierung in Byrd Station erst zwischen 400 m und 800 m Tiefe, im Mittel also einige hundert Meter tiefer als in Milcent auftritt. Die horizontalen Verformungsgeschwindigkeiten bei Byrd Station ($\dot{\epsilon}_{xx} \sim \dot{\epsilon}_{yy} \sim 3 \cdot 10^{-4} \text{ a}^{-1}$; WHILLANS 1973) sind vergleichbar mit denen von Milcent (Tabelle 1), und die resultierenden Longitudinalspannungen sind folglich sehr klein ($\approx 0,01$ Bar). Die mittlere Oberflächenneigung ist mit $\text{tg} \alpha = 0,002$ (WHILLANS 1973) gerade halb so groß wie in Milcent, und horizontale Scherspannungen von 0,1 bis 0,16 Bar treten kaum oberhalb einer Tiefe von 600 bis 800 m auf. Sicher sind diese Betrachtungen sehr vereinfachend, sie vermitteln jedoch eine gute Vorstellung, wieso eine vergleichbare Textur sich in so unterschiedlicher Tiefe entwickeln kann.

Die geophysikalischen Untersuchungen der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition (EGIG) 1959, 1967 und 1968 geben Hinweise, wie sich die Anisotropie in Ausflußrichtung zur Küste hin entwickelt. Refraktionsseismische Messungen auf einem Kreuzprofil bei Camp VI (Tabelle 1) ergeben P-Wellengeschwindigkeiten im Eis von 3,82 km/sec in Nord-Süd-Richtung und 3,77 km/sec in Ost-West-Richtung (x-Richtung). Der Anisotropiefaktor ist mit $\lambda = 0,987$ sichtlich größer als in Milcent. Die bevorzugte Orientierung muß hier eine beträchtliche Horizontalkomponente in Nordrichtung haben, für die es in Milcent sowohl aus den Ultraschallmessungen als auch aus den seismischen Untersuchungen keine Anzeichen gibt. Camp VI liegt im Einzugsgebiet des gewaltigen Jakobshavner Eisstromes, wo die horizontalen Eisflußgeschwindigkeiten extrem hohe Werte erreichen (Tabelle 2). Scherspannungen von 0,06 Bar und

0,23 Bar treten in 100 m bis 400 m Tiefe auf, aber auch die Longitudinalspannungen zeigen hier auf Grund der höheren Verformungsgeschwindigkeiten vergleichbare Werte ($\approx 0,1$ Bar), die etwa eine Größenordnung höher sind als in Milcent. Nach BUDD (1972) ist in einem solchen Spannungsfeld eine c-Achsenkonzentration zu erwarten, deren Haupttrichtung gegen die Vertikale geneigt ist und in einer Ebene durch die größte Longitudinalspannung liegt. Letztere ist bei Camp VI möglicherweise infolge eines Staus an einer Untergrundbarriere Nord-Süd gerichtet, und stützt die aus der Refraktionsseismik abgeleitete Vermutung.

SCHLUSSFOLGERUNG

Die Ultraschallmessungen an Eisbohrkernen aus Zentralgrönland erweisen sich als ein wirksames Instrument, die innere Struktur und die Anisotropie des Inlandeises zu erforschen. Die innere Struktur, verursacht durch geringfügige Dichteschwankungen, wird durch relevante Geschwindigkeitsschwankungen wesentlich sichtbar gemacht. Ferner können aus den Ergebnissen der Ultraschallmessungen Abschätzungen über Richtung und Ausmaß bevorzugter Kristallorientierung im Eis, die sich in der Anisotropie manifestieren, gemacht werden. Unterstützt durch seismische Messungen, zeigt sich, wie sich die bevorzugte Orientierung im Zusammenwirken mit dem Spannungsfeld von der Eisscheide zur Küste hin entwickelt.

DANK

Die Arbeiten wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (KO 452/3) finanziert und vom U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory in zuvorkommender Weise unterstützt. Die Autoren sind den Herren J. Craigin und E. Page für ihre Hilfe bei den Laborarbeiten zu Dank verpflichtet.

Literatur

- Bennett, H. F. (1972): Measurement of Ultrasonic Wave Velocity in Ice Cores from Greenland and Antarctica. CRREL Research Report 237.
- Bentley, C. R. (1972): Seismic-Wave Velocities in Antarctic Ice. *J. Geophys. Res.* 77 (23): 4406—4420.
- Budd, W. F. (1972): The development of crystal orientation fabrics in moving ice. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 8 (1—2): 65—105.
- Gow, A. J. (1971): Analysis of Antarctic ice cores. *Antarctic Journal of the U.S.* 6 (5): 205—206.
- Haefeli, R. & F. Brandenberger (1968): Rheologisch-glaziologische Untersuchungen im Firngebiet des grönländischen Inlandeises. *Medd. Grønland* 177 (1).
- Hofmann, W. (1974): Die Internationale Glaziologische Grönlandexpedition (EGIG). 2. Die geodätische Lagemessung. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 10 (1—2): 217—224.
- Karsten, & M. Stober (1975): Deformationsmessungen auf dem grönländischen Inlandeis während der Intern. Glaziologischen Grönlandexpedition 1974. *Polarforschung* 45 (1): 45—50.
- Kohnen, H. (1969): Über den Aufbau des grönländischen Inlandeises nach refraktionsseismischen Messungen. Diss. Westfälische Wilhelms-Universität Münster (unveröff.).
- Kohnen, H. (1971): The Relation Between Seismic Firn Structure, Temperature and Accumulation. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 7 (1—2): 141—151.
- Kohnen, H. (1972): On the Relation between Seismic Velocities and Densities in Firn and Ice. *Z. f. Geophysik* 38: 925—935.
- Kohnen, H. & C. R. Bentley (1973): Seismic refraction and reflection measurements at „Byrd“ Station, Antarctica. *J. Glaciol.* 12 (64): 101—111.
- Kohnen, H. (1974): The Temperature Dependence Of Seismic Waves In Ice. *J. Glaciol.* 13 (67): 144—147.
- Mälzer, H. (1964): Das Nivellement über das grönländische Inlandeis. *Medd. Grønland* 177 (7).
- Quervain, M. de (1969): Schneekundliche Arbeiten der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition. *Medd. Grønland* 177 (4).
- Robin, G. de Qu. (1958): Glaciology III. Seismic shooting and related investigations. *Norw.-Brit.-Swed. Antarctic Expedition, 1949—52. Scientific Results* 5.
- Šumskij, P. A. (1974): Über das Fließgesetz in polykristallinem Eis. *Polarforschung* 44 (2): 105—116.
- Whillans, I. M. (1975): State of Equilibrium of the West Antarctic Inland Ice Sheet. *Science* 182: 476—479.