

W+W Special Paper G-19-2

GRÖNLÄNDISCHE EISBOHRKERNE UND IHRE INTERPRETATION: ABSOLUTE DATIERUNG DURCH ZÄHLUNG VON JAHRESSCHICHTEN?

Michael Kotulla

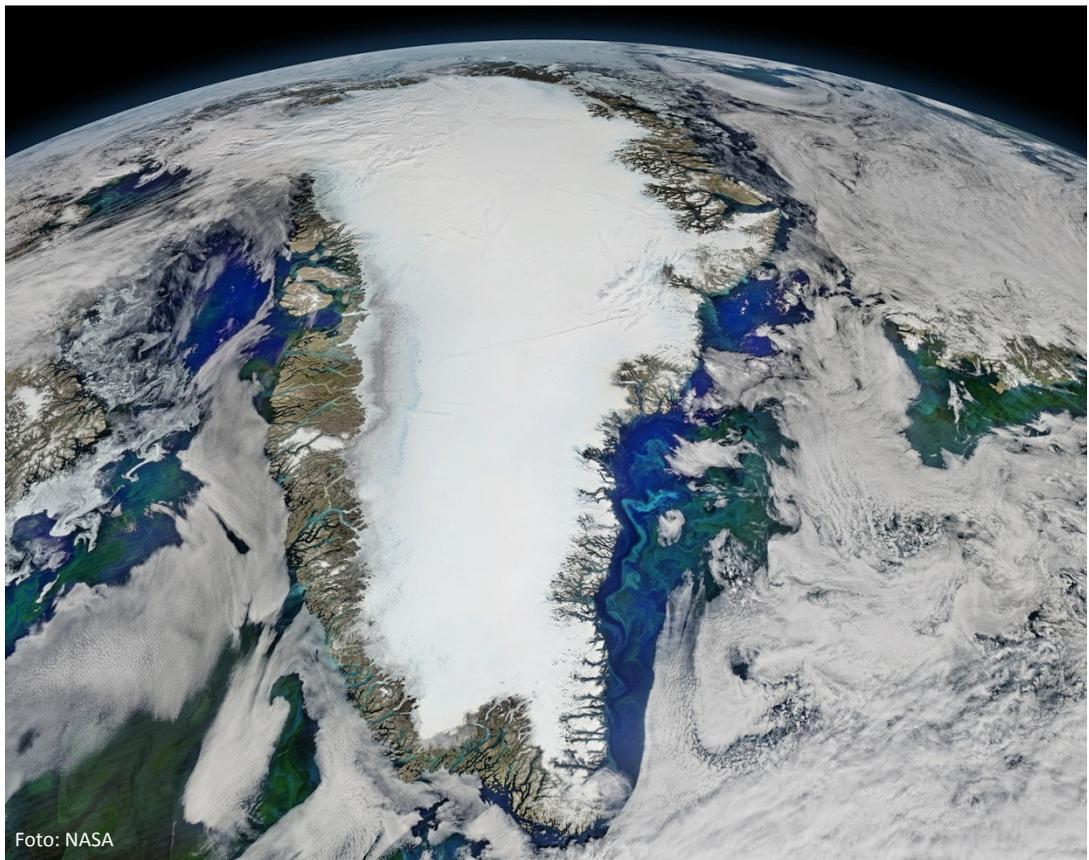
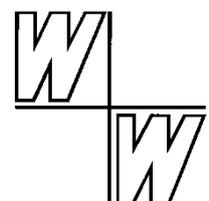


Foto: NASA

2., erweiterte und überarbeitete Auflage
Mai 2019





Eisbohrkern. Foto: Sepp Kipfstuhl; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

„(...) recent climate stability may be the exception rather than the rule.“

DANSGAARD et al. (1993)

W+W Special Paper G-19-2

Herausgegeben von der Studiengemeinschaft Wort und Wissen e. V.
https://www.wort-und-wissen.de/artikel/sp/g-19-2_eisbohrkern.pdf

Inhalt

1	Fragestellung.....	1
2	Der grönländische Eisschild	2
3	Stratigraphie und Alterskalkulation	4
3.1	Tiefbohrung Camp Century (1963–66) – wegweisende Erstinterpretation.....	4
3.2	Eisflussmodell und Eiskerndatierung.....	7
3.3	Sauerstoffisotopendaten und klimatostratigraphische Interpretation.....	10
4	Tiefbohrungen 1979–2018	11
4.1	Dye 3	11
4.2	Greenland Ice Sheet Project 2, GISP2	12
4.3	Greenland Ice Core Project, GRIP	12
4.4	North Greenland Ice Core Project, NGRIP	13
4.5	North Greenland Eemian Ice Drilling, NEEM	15
4.6	East Greenland Ice Drilling Project, EGRIP.....	16
4.7	Tiefbohrungen und Radiostratigraphie	17
5	Ereignislagen und Jahresschichten	18
5.1	Visuelle Stratigraphie.....	19
5.2	Sauerstoffisotopenkonzentrationen und Feinoszillationen	20
6	Physikochemische Signale – Eichung und Interpretation.....	22
6.1	Messung der elektrischen Leitfähigkeit, ECM	23
6.2	Messung von Spurenstoffkonzentrationen mit CFA-Systemen.....	25
6.3	Messung von Staubkonzentrationen, LLS.....	29
6.4	Optoelektronische Visual-Stratigraphie, VS	30
7	Grönland-Eiskernchronologie	32
7.1	Konstruktion der Grönland-Eiskernchronologie-2005	32
7.2	Vedde-Asche und Saksunarvatn-Asche	36
7.3	Pleistozän/Holozän-Grenze	38
7.4	Verifizierung der Grönland-Eiskernchronologie-2005.....	40
8	Zusammenfassung	53
9	Schlussfolgerung	54
	Glossar	55
	Abbildungsverzeichnis.....	56

Tabellenverzeichnis	57
Datenverzeichnis	58
Dank	58
Literatur	59

„Rhythmically laminated sequences provide a fascinating stimulation for the human psyche.“

GLENN & KELTS (1991)

1 Fragestellung

Die Tiefbohrungen in das grönländische Inlandeis dienen hauptsächlich einem Zweck: der Rekonstruktion des Klimas¹ der Vergangenheit. Ohne eine zeitliche Verankerung aber sind die gewonnenen Klimadaten, so glaubt man, nutzlos. Der Aufstellung von Eiskernchronologien und deren absolut-zeitlichen (jahrgenauen²) Eichung kommt deshalb eine essentielle Bedeutung zu. Die dabei angewendeten Datierungsmethoden sind überwiegend Eigenentwicklungen der Eiskern-Bearbeiter. HAMMER et al. (1986) definieren Eiskerndatierung methodisch ausschließlich bezogen auf eine Jahresschichtenzählung: „Eiskerndatierung ist eine unabhängige Methode absoluter Datierung auf der Basis der Zählung von individuellen Jahresschichten in großen Eisschilden.“³ Werden die Altersangaben zu den gewonnenen Eiskernen betrachtet – 100.000 Jahre und mehr^{4,5} –, stellt sich die Frage, wie diese Alter konkret ermittelt worden sind, was sie bedeuten und ob es sich in der Tat und ohne Einschränkung um eine unabhängige wie auch absolute Datierungsmethode handelt.

¹ Die klimatische Interpretation der Daten ist nicht Gegenstand dieses Beitrages; der Verfasser geht auf diesbezügliche Aussagen der Eiskern-Bearbeiter nicht weiter ein.

² Zu den Altersangaben und damit zusammenhängender Begriffe siehe Glossar unter „Jahr“.

³ „Ice-core dating is an independent method of absolute dating based on counting of individual annual layers in large ice sheets“ (HAMMER et al. 1986, 284).

⁴ *Science*-Titel (17. 10. 1969): „One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet.“ (DANSGAARD et al. 1969).

⁵ *Nature*-Titel (15. 7. 1993): „Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record.“ (DANSGAARD et al. 1993).



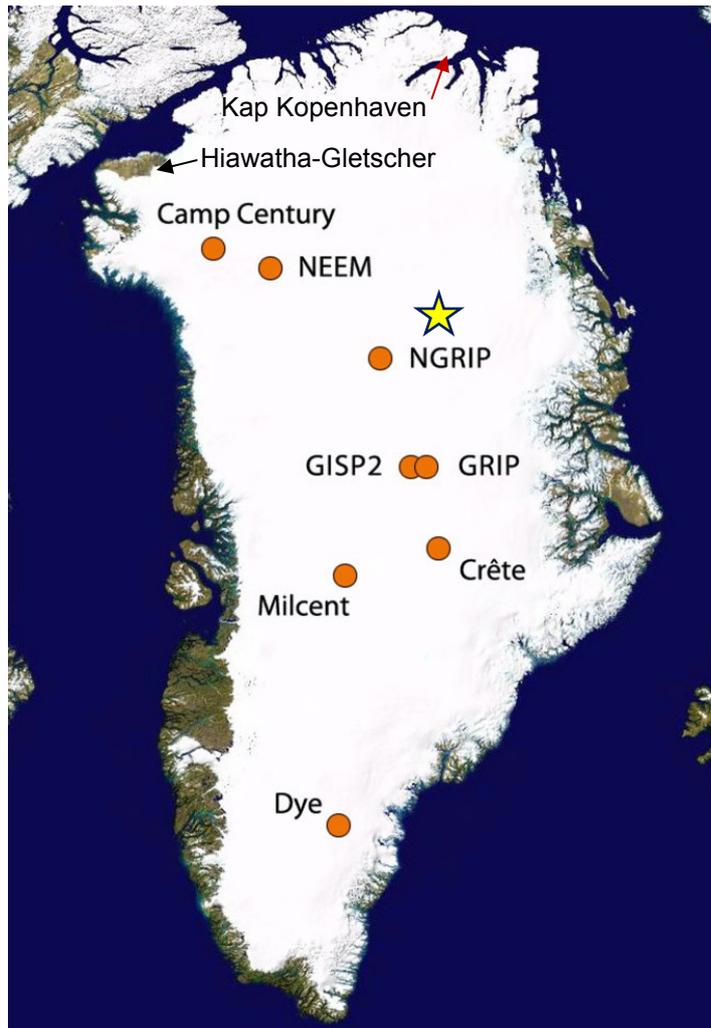
Abb. 1 Das NEEM-Camp.
Foto: Helle Kjaer, 2010; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

2 Der grönländische Eisschild

Das grönländische Inlandeis bedeckt eine Fläche von 1,8 Millionen km² und umfasst ein Volumen von 2,9 Millionen km³; sowohl Flächen- als auch Massenbilanz sind gegenwärtig negativ (KARGEL et al. 2012). Der Eisschild baut sich auf aus atmosphärischen Niederschlägen von Schnee sowie, in geringem Umfang, Staub und Tephra. Die akkumulierten Schneeniederschläge sind ihrem Wesen nach ein Sediment. Unter dem Druck der Auflast (Luftentweichung, Dichtezunahme, Rekristallisation) erfolgt schrittweise eine Umwandlung in Firn und sodann in Eis; der Diagenese folgt eine Metamorphose.

Geologisch lässt sich die bis zu über 3000 m mächtige Eisdecke nur durch Tiefbohrungen (Tab. 1, Abb. 2) erschließen. Die erbohrte Eissäule (vgl. Abb. 4 bis Abb. 10) gibt zunächst Aufschluss über die physische und lithologische Beschaffenheit; beispielhaft für den GISP2-Eiskern von oben nach unten (Gow et al. 1997, Tab. 6): Firn (bis etwa 75 m), Eis (75–650 m), sprödes Eis (650–1400 m), plastisches Eis (1400–3040 m), bodennahes „verschlammtes“ Eis (3040–3054 m). Dichtemaximum ($\geq 0,92 \text{ Mg/m}^3$) und Kristallgrößenmaximum ($\geq 4 \text{ mm}$) werden in einer Tiefe zwischen etwa 1000 und 2000 m erreicht (abgesehen von der basalen Einheit). Die teilweise lagige Ausbildung („Schichtung“) wird im oberen Bereich des Eiskerns (< 1300 m) vorwiegend von einem Wechsel aus blasenreichem und blasenfreiem Eis hervorgerufen, im unteren Bereich durch einen Wechsel aus staubreichem und staubarmem Eis.

Abb. 2 Satellitenaufnahme von Grönland. Eingefügt sind die Orte ausgewählter Bohrungen in den Eisschild. Gelber Stern: aktuelle Bohrung EGRIP. Foto: NASA.



	Camp Century	DYE-3	GISP2	GRIP	NGRIP	NEEM
Bohrkampagne, Kalenderjahre	1963-66	1979-81	1989-93	1990-92	1996-2003	2008-12
Höhe über NN	1890 m	2490 m	3230 m	3238 m	2917 m	2450 m
Mittlere Oberflächentemperatur	-24° C	-20° C	-32° C	-32° C	-31,5° C	-29° C
Oberflächenakkumulation p.a. (1)	0,38 m	0,56 m	0,23 m	0,23 m	0,19 m	0,22 m
Tiefe der Bohrung	1390 m	2035 m	3027 m	3028,8 m	3085 m	2540 m
Bodennähe/Untergrunderbohrung	ja/nein	ja/nein	ja/ja	ja/nein	ja/nein	ja/nein
Stratigraphische Interpretation (2)	Eem	Eem	Eem	Holstein	Eem	Eem
Alter des basalen Eises, [radiometrische] Jahre	~ 120.000	~ 90.000	> 110.000	~ 250.000	~ 123.000	> 128.500

Tab. 1 Fakten und Zahlen zu sechs Tiefbohrungen in die grönländische Eisdecke.

(1) Eis-Äquivalent, (2) Gegenwart bis Eem- bzw. Holstein-Warmzeit. Abkürzungen und Quellen: Camp Century (DANSGAARD et al. 1969); Dye 3 (DANSGAARD et al. 1982); GISP2, Greenland Ice Sheet Project 2 (MEESE et al. 1997); GRIP, Greenland Ice Core Project (GRIP Members 1993); NGRIP, North Greenland Ice Core Project (North Greenland Ice Core Project Members 2004); NEEM, The North Greenland Eemian Ice Drilling (NEEM Community Members 2013).

3 Stratigraphie und Alterskalkulation

3.1 Tiefbohrung Camp Century (1963–66) – wegweisende Erstinterpretation

Die erste Vollbohrung durch die grönländische Eisdecke wurde in den Jahren 1963–66 im NW, 225 km E Thule, am US-amerikanischen Militärstützpunkt Camp Century (Tab. 1, Abb. 2) niedergebracht (HANSEN & LANGWAY 1966). Am 1390 m langen Eiskerns wurden zahlreiche chemische und physikalische Reihenmessungen vorgenommen.

Chronostratigraphie		Klimato-, Chemo- und Ereignisstratigraphie				
Serie/ Epoche	Stufe/ Alter	Terrestrisch	Terrestrisch	Eiskern (Grönland)	Marin	
		Glazial- Gliederung NW-Europa	Kalt-/Warm- schwankungen "Klimato- stratigraphie" NW-Europa	Ereignis- Stratigraphie	Isotopen- stufen (MIS)	
Holozän	Meghalayum	Postglazial (Warmzeit)	Subatlantikum Subboreal Atlantikum Boreal Präboreal		MIS 1 [w]	
	Northgrippium					
	Grönlandium					
Pleistozän	Ober-	Weichsel- Kaltzeit	Jüngere Dryas [k] Alleröd [w] LST Ältere Dryas [k] Bölling [w] (weitere)	G. Stadial 1 (GS-1) G. Interstadial 1 (GI-1) (weitere bis GS/GI-25)	MIS 2 - MIS 5d	
			Eem- Warmzeit	Gliederung nicht ausgewiesen		MIS 5e [w]
			Saale- Kaltzeit			
	Mittel-	Holstein- Warmzeit	(weitere)			MIS 6 - MIS 7d
		(...)				MIS 7e [w]
(...)					(weitere)	

Tab. 2 Gliederung der jüngeren Abschnitte des Quartär und Eis/Land/Meer-Korrelation. Stufen-Gliederung des Holozän nach WALKER et al. (2018). LST, Laacher-See-Tephra; [w], relativ wärmer; [k], relativ kälter; G = Grönland.

Die stratigraphische Verlinkung erfolgte durch Vergleich und Korrelation der Intervalle extremer Sauerstoffisotopen-Oszillationen (gedeutet als extreme Klimaschwankungen) der Eissäule mit denen des terrestrischen und marinen Milieus (DANSGAARD et al. 1970). Dabei waren zwei Ankerpunkte maßgeblich: Das Ende der Jüngeren Dryas (entspricht dem Ende

der Weichsel-Kaltzeit und der Pleistozän/Holozän-Grenze, s. u.) mit einem markanten Anstieg der Sauerstoffisotopenwerte ($\delta^{18}\text{O}$) und der Übergang Eem-Warmzeit/Weichsel-Kaltzeit mit einem markanten Abfall der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Tab. 2, Abb. 3).

Für die Interpretation des Eisalters übernahmen DANSGAARD et al. (1970) für diese zwei Ankerpunkte die bereits bestehenden Alterswerte, nämlich etwa 10.000 [^{14}C -] Jahre v. h. (nach TAUBER 1970) in 1120 m Tiefe und 80.000–85.000 [radiometrische] Jahre v. h. (gemäß Emiliani-Kurve, EMILIANI 1966, sowie BROECKER et al. 1968) in 1358 m Tiefe (extremes Warmhoch am Ende der Eem-Warmzeit). Über ein adaptiertes physikalisches Eisflussmodell (Abschnitt 3.2) kalkultierten sie sodann annäherungsweise jahrgenau die Alter über die gesamte Eissäule hinweg. Die „Eintausend Jahrhunderte der Klimaaufzeichnung von Camp Century“ (DANSGAARD et al. 1969) sind demnach nicht durch Zählung ausgebildeter und identifizierter Jahresschichten begründet, sondern durch eine Alterskalkulation auf Basis einer Vorgabe durch ^{14}C - und weitere radiometrische Alter.

Über das Eisflussmodell wird eine durchgängige Alters-zu-Tiefen-Beziehung hergestellt; d. h. jedem Meter und Zentimeter der Eissäule wird ein rechnerisches Alter zugewiesen. Den Modellen (mehrere Varianten) liegt die (nicht nachgewiesene) Basisannahme einer gleichbleibenden jährlichen durchschnittlichen Akkumulationsrate zu Grunde (entspricht der aktuellen Oberflächenakkumulation, vgl. Tab. 1); spätere Verfeinerungen der Modelle variieren abschnittsweise die Akkumulationsrate in begrenztem Umfang. Die Modelle gehen des Weiteren von einer plastischen Deformierung und einer zunehmenden Ausdünnung mit der Tiefe aus.

Diese methodische Vorgehensweise war wegweisend für alle nachfolgenden Tiefbohrungen. Die zwei Altersverankerungen für den GRIP-Eiskern (DANSGAARD et al. 1993)⁶ waren erneut das Ende der Jüngeren Dryas mit nunmehr 11.500 [kalibrierten ^{14}C -] Jahren v. h. (1624 m Tiefe) sowie die marine Isotopenstufe (MIS) 5d mit nunmehr 110.000 [radiometrischen] Jahren v. h. (nach dem Ende der Eem-Warmzeit, MIS 5e, 2788 m Tiefe) (Abb. 3)⁷. So bezieht sich das „Zeugnis einer generellen Instabilität des Klimas der Vorzeit von einem 250.000 Jahre-Eiskernbericht“ (Titel von DANSGAARD et al. 1993) gleichermaßen auf eine Alterskalkulation auf Basis einer Vorgabe durch ^{14}C - und weitere radiometrische Alter.

Die klimatostratigraphische Deutung (Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ -Profile) ist erst drei Jahrzehnte später durch die Identifizierung von Tephralagen (NGRIP- und GRIP2-Eiskern) über eine nord- und mitteleuropäische Land/Meer/Eis-Korrelation in Teilen bestätigt worden. Es sind dies die Vedde- (ehemals Z1) und Saksunarvatn-Asche im Grenzbereich Pleistozän/Holozän (Abschnitt 7.2) sowie die Z2-Asche in der Weichsel-Kaltzeit.

⁶ „The *h* and *fb* values are chosen so as to assign well-established ages to two characteristic features in the δ record: 11.5 kyr for the end of the Younger Dryas event and 110 kyr for the marine isotope stage (MIS) 5d, which appear at depths of 1,624 m and 2,788 m, respectively, in the δ record“ (DANSGAARD et al. 1993, 219).

⁷ Desgleichen für NGRIP: „The modeled NorthGRIP ‘ss09sea’ time scale is based on an empirical $\delta^{18}\text{O}$ – accumulation relationship, an ice flow model, and two fixed points at 11.55 and 110 ka, respectively (Johnsen et al., 2001)“ (SVENSSON et al. 2008, 51).

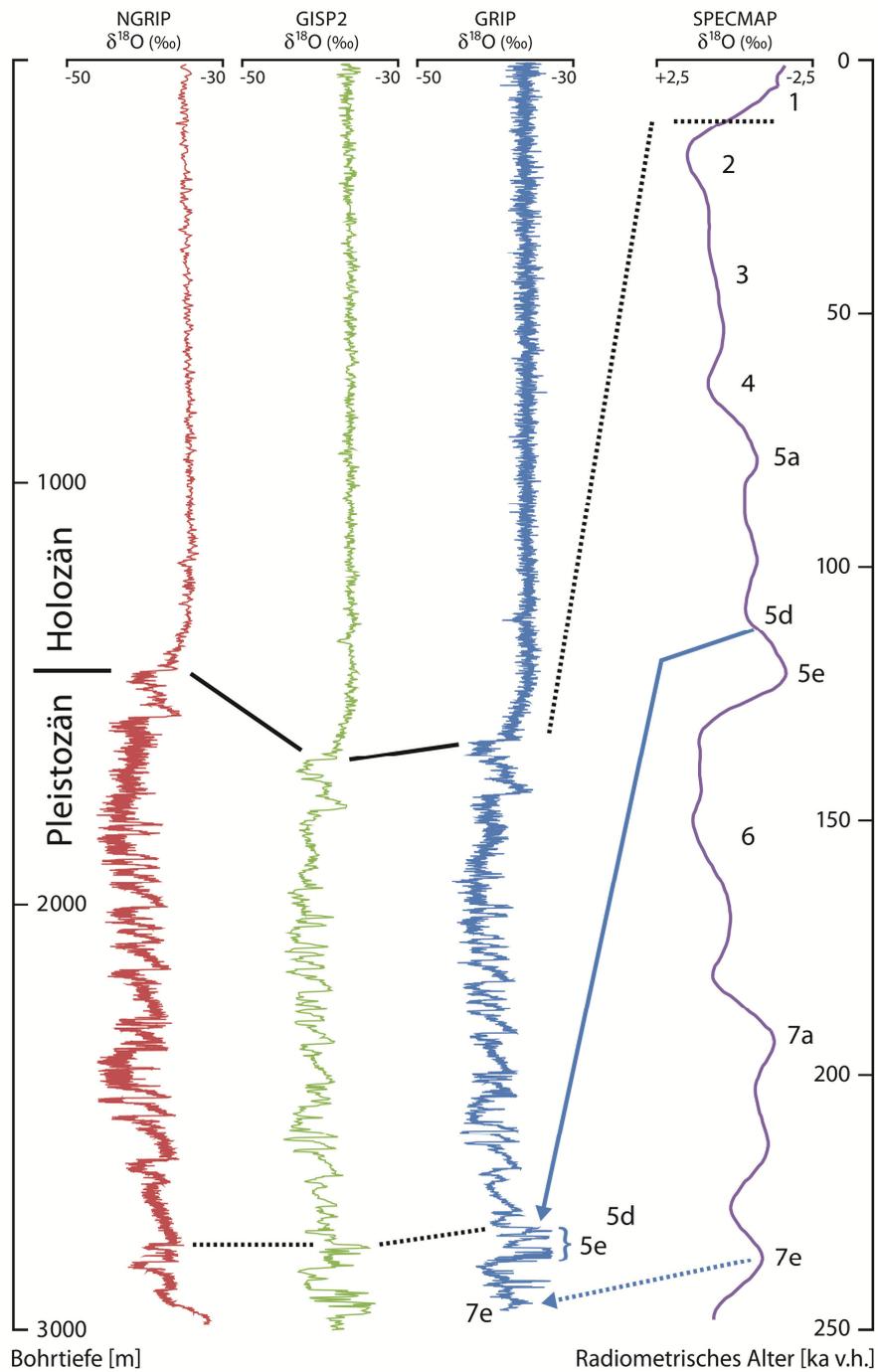


Abb. 3 Sauerstoffisotopenprofil und Korrelation mit der SPECMAP-Kurve.

Sauerstoffisotopenwerte ($\delta^{18}\text{O}$) des NGRIP-, GISP2- und GRIP-Eiskerns, abgetragen mit der Tiefe, und Ausweis der Pleistozän/Holozän-Grenze, formal definiert am NGRIP-Eiskern. Das Holozän zeichnet sich durch eine stabile, im Wesentlichen enge $\delta^{18}\text{O}$ -Bandbreite aus; das liegende Pleistozän dagegen zeigt einen instabilen Verlauf stark schwankender $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillationen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur ist in allen drei Eiskernen im Wesentlichen identisch, sodass bei der Korrelation markanter Abschnitte/Ausschläge von zeitgleichen Bildungen ausgegangen werden kann (z.B. graue durchgezogene und gepunktete Linie). Nach DANSGAARD et al. (1993) erfolgte die Verankerung des GRIP-Eiskerns mit der marinen SPECMAP-Kurve durch Übertragung des radiometrisch geeichteten Alterswertes von 110.000 [radiometrischen] Jahren an der Wende der marinen Isotopenstufen (MIS) 5e (Eem-Warmzeit) zu MIS 5d, Beginn der Weichsel-Kaltzeit (blauer durchgezogener Pfeil); auch erfolgte eine jedoch „unsichere“ Übertragung von 7e, Holstein-Warmzeit (blauer gepunkteter Pfeil). Die mit der Verankerung verbundene Übertragung radiometrischer Altersdaten auf die Eissäule erfordert unter der von den Eiskern-Bearbeitern vorgenommenen Annahme einer (nicht nachgewiesenen) gleichbleibenden Akkumulationsrate die Annahme einer zunehmenden bis extremen Ausdünnung des Eises zur Basis hin (dies wird in den Eisflussmodellen abgebildet); ka: Tausend [radiometrische] Jahre. Datenbasis s. Datenverzeichnis.

Die Stratigraphie des grönländischen Eisschildes beruht demnach in der Hauptsache auf geochemische Indikatoren (Chemostratigraphie) sowie vulkanische Aschenlagen (Tephrostratigraphie).

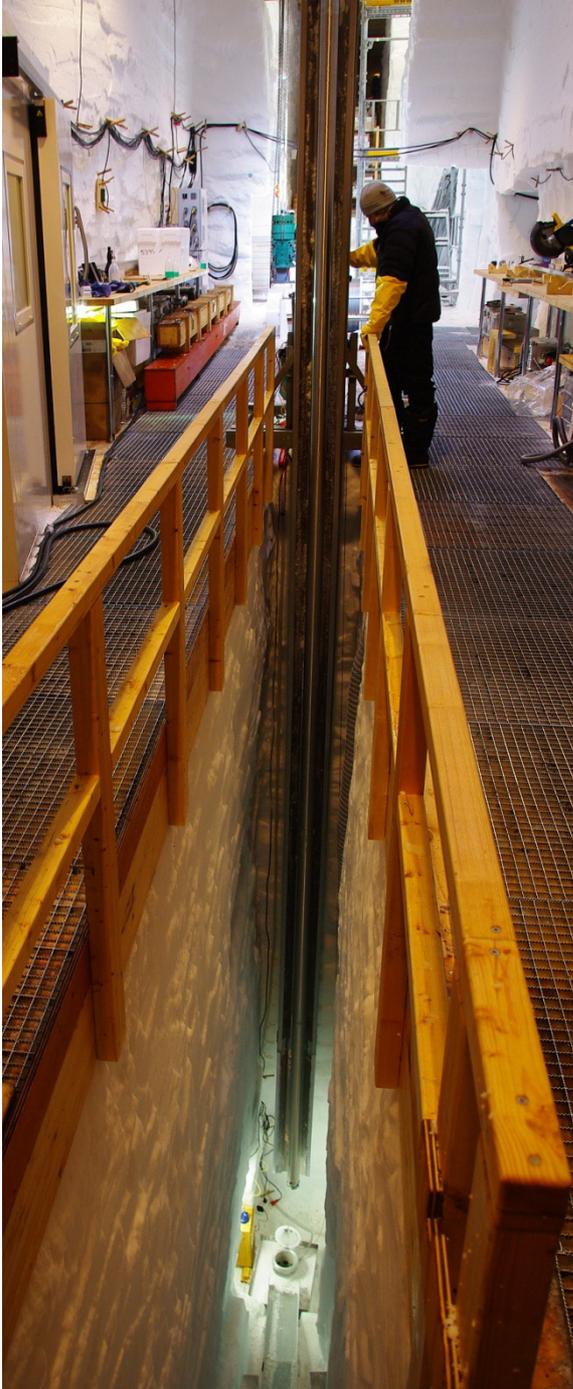


Abb. 4 Bohrkopf mit Eiskern.
Foto: Marie Kjaergaard, 2010; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

Abb. 5 Bohrraum mit Gestänge und Bohröffnung.
NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

3.2 Eisflussmodell und Eiskerndatierung

Die Datierung des Camp-Century-Eiskerns erfolgte näherungsweise über ein physikalisches Eisflussmodell, da (zu diesem Zeitpunkt) keine aktuell bekannte andere Datierungsmethode

für den gesamten Eiskern hätte in Anwendung gebracht werden können.⁸ Für den obersten Bereich der Eissäule gilt die vereinfachte Gleichung (1), für tiefere Bereiche sind die Beziehungen (2a) und (2b) maßgeblich (DANSGAARD et al. 1969, 1970; DANSGAARD & JOHNSON 1969; JOHNSON et al. 1972). Aus den Gleichungen (2a) und (2b) können weitere Verfeinerungen abgeleitet werden, prinzipiell für jeden beliebigen Abschnitt der Eissäule. Die jeweils kalkulierten Zeitskalen werden als erste Annäherungen zu einer absoluten Chronologie verstanden.

$$(1) \quad t = \tau \frac{H}{\lambda_H} \ln \frac{H}{y}, \quad \tau = 1 \text{ Jahr}$$

$$(2a) \quad t = \tau \frac{2H-h}{2\lambda_H} \ln \frac{2H-h}{2\lambda_H}, \quad h \leq y \leq H$$

$$(2b) \quad t = \tau \frac{2H-h}{2\lambda_H} \left[\left(\frac{2H}{h} - 1 \right) + 2 \left(\frac{h}{y} - 1 \right) \right], \quad 0 < y < h$$

Tab. 3 Eisflussmodell zur Determinierung der Eiskern-Zeitskala.

Konstanten: H = Gesamtmächtigkeit, λ_H = Nettoakkumulationsrate; Variablen: h = gewählter/kalkulierter Punkt, der zu einem Wechsel von Gleichung (2a) zu (2b) veranlasst (angenommene Änderung der Horizontalgeschwindigkeit V_x , Scherfläche), y = Distanz vom Boden.

	CC (1)	CC (2)	GRIP (1)	GRIP (2)
τ	1	1	1	1
H [m]; Anpassung um -23 m	1367 (1390)	1367 (1390)	2981 (3003,8)	2981 (3003,8)
λ_H [m]	0,35	0,35	0,23	0,23
y [m]	247	31	1379,8	215,8
Tiefe [m], Pleistozän/Holozän-Grenze	1120		1601 (1624)	
Tiefe [m], Übergang MIS 5e/5d		1336		2765 (2788)
h [m]	400	400	1200	1200
Ergebnis (Gleichung 2a), Eiskernjahre			11553	
Ergebnis (Gleichung 2b), Eiskernjahre	10012	85529		108695

Tab. 4 Ankerpunkte und ihre kalkulierten Alter.

Berechnungen zu Angaben in Abschnitt 3.1. Über die Wahl von h und Anpassungen von λ_H (vgl. Tab. 1 und Tab. 3) können die Alterswerte angepasst werden. Für die jeweiligen Ankerpunkte (Tiefe [m]) sind die rechnerischen Werte unter Ergebnis ausgewiesen. CC, Camp Century, 1120 bzw. 1336 m Tiefe (DANSGAARD et al. 1970, HAMMER et al. 1978); GRIP, 1624 bzw. 2788 m Tiefe (DANSGAARD et al. 1993).

⁸ „Unfortunately, none of the ice-dating techniques available at present can be applied to the ice core. (...) In principle, it is possible to use the seasonal δ -variations measured on small (10cm^3) samples of the core and count the summer maxima and winter minima downwards from the surface to obtain, as in tree rings, an absolute chronology, this procedure would not only require an enormous number of measurements, it would also not bring us very far back in time, because molecular diffusion in the solid ice gradually obliterates the oscillations that remain after firnification (Johnsen & Dansgaard 1970). Consequently (...) the most obvious possibility is to calculate the age-depth relationships of the ice core by developing a physical model, which will incorporate (1) the generally accepted glacier-flow theory (...), and (2) reasonable assumptions concerning the parameters that influence it (...)” (DANSGAARD et al. 1970, 338).

Die Akkumulationsrate λ_H (die jährliche durchschnittliche Akkumulationsrate) wird als konstant angenommen; dies ist den Eiskern-Bearbeitern wohl bewusst (DANSGAARD et al. 1969, 341): „Tatsächlich ist λ_H eine Funktion von t und es ist unmöglich, eine Beziehung zwischen diesen beiden Parametern zu finden, (...)“. Anders ausgedrückt: Ohne die Annahme einer gleichbleibenden Akkumulationsrate ist das Eisflussmodell hinfällig. Unter weiter: Die Basisannahme einer gleichbleibenden Akkumulationsrate ist bisher nicht nachgewiesen worden und äußerst unwahrscheinlich.

Das für den grönländischen Eisschild angepasste physikalische Eisflussmodell geht des Weiteren bei zunehmender Überlagerung (Schneeakkumulation) von einer plastischen Deformierung und zunehmenden Ausdünnung mit der Tiefe aus.⁹

Die vermeintliche Gültigkeit ihres Eisflussmodells überprüften DANSGAARD & JOHNSON (1969) durch zwei unabhängige Wege („experimental evidence“). Erstens, der Kalkulation des Temperaturprofils entlang des Bohrloches und Abgleich mit den empirisch ermittelten Temperaturwerten. Hier zeigte sich eine hohe Übereinstimmung (Abweichung von lediglich 0,3° C). Allerdings ist diese Anwendung nicht Bestandteil der Gleichungen (1) bis (2b) und für das Alter-zu-Tiefen-Modell irrelevant. Zweitens, der klimatologische Vergleich, die Übereinstimmung klimatischer Wechsel der nördlichen Hemisphäre während der letzten 100.000 [radiometrischen] Jahre.¹⁰ Der klimatologische Vergleich aber führt in einen Zirkelschluss. Denn erst mit der Übernahme zweier Ankerpunkte bereits bestehender Alterswerte, nämlich etwa 10.000 [¹⁴C-] Jahre v. h. und 80.000–85.000 [radiometrische] Jahre v. h. (vgl. Abschnitt 3.1), erfolgte die Datierung des Eiskerns mit dem Eisflussmodell. Die so erstellte Zeitskala kann keinesfalls als eine Bestätigung (Verifizierung) für das Eisflussmodell selbst gewertet werden.

Interessant ist in diesem Zusammenhang die damalige Irritation um „Datierung“ und „Kalkulation“ beim 12. Nobel-(Radiokarbon-)Symposium 1969. Nachdem DANSGAARD seine Eiskerninterpretation mit dem Titel *Ice Cores and Paleoclimatology* vorgestellt hatte, wurde er in der anschließenden Diskussion explizit auf die Art und Weise der Datierung angesprochen: „Wurden sie [die Alterswerte zum Eiskern, M.K.] wirklich datiert? – Nein. Sie sind alle kalkuliert.“¹¹ So stellte sich heraus, dass diese Kalkulationsmethode der Eiskern-„datierung“ für eine Kalibration der ¹⁴C-Zeitskala unbrauchbar war. Denn zur Kalibration der ¹⁴C-Zeitskala war eine absolute (jahrgenaue) sowie unabhängige und verifizierte Zeitskala notwendig (vgl. KOTULLA 2019). So sollten Eiskerne bis auf Weiteres keine Rolle in dem ¹⁴C-„Dating-Game“ spielen.

⁹ Um eine laterale (Fließ-)Komponente weitgehend zu vermeiden, wurden spätere Tiefbohrungen vorwiegend auf oder in der Nähe der Eisscheide niedergebracht.

¹⁰ „The agreement with other quite independent climatological estimates, covering nearly 100000 years, leads us to the conclusion that the time scale and therefore our flow model is basically correct down to 30 or 35 m above the bottom“ (DANSGAARD & JOHNSON 1969, 222).

¹¹ „Willis: May we have the slide showing the Glacial and Post-glacial of the past 15,000 years? To what extent were the dating points on the lower curve measured? Where they actually dated? - Dansgaard: No. They are calculated“ (DANSGAARD et al. 1970, 350f).

3.3 Sauerstoffisotopendaten und klimatostratigraphische Interpretation

Das Sauerstoffisotopenprofil des Camp-Century-Eiskerns basierte auf 7000 Einzelproben. Entlang des Eiskerns aufgetragen zeigten die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ein markantes Profil, das in Tab. 5 anhand von vier Abschnitten charakterisiert ist. Besonders auffällig ist die abrupte Beendigung des Glazials (Weichsel-Kaltzeit) mit der Jüngeren Dryas-Periode (DANSGAARD et al. 1989).

Die klimatostratigraphische Interpretation des Eiskerns beruhte alleine auf eine Beziehung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zum modellierten/kalkulierten Alter. Eine Korrelation auf Basis von vulkanischen Aschenlagen war zu diesem Zeitpunkt nicht gegeben (vgl. Abschnitt 7.2). Hierbei hatten sich DANSGAARD et al. (1969, 1970) insbesondere von ANDERSEN et al. (1960), VAN DER HAMMEN et al. (1967), EMILIANI (1966), RONA & EMILIANI (1969) sowie BROECKER & KU (1969) leiten lassen. Der Eiskern umspannte demnach eine Periode bis in die letzte Warmzeit (Eem), d. h. (zum damaligen Zeitpunkt) eine Zeitspanne von über 100.000 [radiometrischen] Jahren (DANSGAARD et al. 1970).

Ab-schnitt	Bohr-tiefe (m)	Kalkulierte Alter [Eiskern-jahre v. h.]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Interpretation	Vergleich/Referenz	Altersbestimmung [radiometrische Jahre]
(I)			stabil, -30 bis -28	Postglazial		
(II)		12200 - 9950	Min. -42; extremer Anstieg um 11 ‰-Punkte	Glazialer/postglazialer Übergang: Bolling bis Jüngere Dryas-Periode	Iversen (1954), Tauber (1970)	12400 - 10200
	1190	12600				
		32000 - 12000	extrem niedrig, stark variierend	(19-23 ka) Lascaux Interstadial ?		
		? 42000 - 32000	klimatische Oszillationen; 7 Warmausschläge	(39-34 ka) Denekamp Interstadial oder Hengelo Interstadial	v. d. Hammen et al. (1967)	32000 - 28000 39000 - 35000
		? 58000 - 42000		(56-46 ka) Upton Warren Interstadial	v. d. Hammen et al. (1967)	52000 - 45000
(III)		80000 - ? 58000	-36 bis -29	Weichsel Frühglazial; (74-68 ka) Brorup Interstadial, (78-75 ka) Amersfoort Interstadial	Andersen et al. (1960)	60000
(IV)	1359	85000 - 80000	hoch (< -29)	Ende des Eem Interglazials; Übereinstimmung mit Barbados I Meeresspiegel-Maximum	Broecker et al. (1968), Ku (1968)	82000 ± 3000
		> 120000 - 85000	zwei Maxima	(104 ka) Barbados II Meeresspiegel-Maximum (126 ka) Barbados II Meeresspiegel-Maximum	Veeh (1966), Brocker et al. (1968)	103000 122000 ± 3000

Tab. 5 Klimatostratigraphische Interpretation des Camp-Century-Eiskerns. Daten und Informationen aus DANSGAARD et al. (1970); ka, Tausend [radiometrische] Jahre.

4 Tiefbohrungen 1979–2018

Nach Camp Century sind fünf weitere Tiefbohrungen (> 2000 m) niedergebracht worden (Tab. 1); eine aktuelle Tiefbohrung ist inzwischen weit fortgeschritten. Mit zunehmendem Interesse an Paläo-Klimadaten, Stichwort „Klimawandel“, und damit einhergehender finanzieller Unterstützung sowie jeweiliger technischer Ausstattung sind die generierten Datenmengen signifikant angestiegen. Die gewonnenen Daten und Ergebnisse sind im jeweiligen Kontext der technischen Entwicklung, der Wissenszunahme und der stratigraphischen Neuorientierung des Quartär zu betrachten.



Abb. 6 NEEM-Bohrstation mit Bohrteam.

Foto: Wang Shimeng, 2010; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

4.1 Dye 3

Dye 3 war ein Standort einer Reihe US-amerikanischer Radarstationen in Südgrönland, etwa 41 km E der Eisscheide. Die Dye-3-Tiefbohrung (2035 m) von 1979–81 war der Abschluss eines etwa 10 Jahre andauernden Projektes (GISP, Greenland Ice Sheet Project) mit etwa 20 ansonsten flachen und mitteltiefen Bohrungen, u. a. Crête (404 m) und Milcent (398 m).

Nach DANSGAARD et al. (1982) erschließt die Dye-3-Tiefbohrung in einer kontinuierlichen Abfolge den Zeitraum von der Gegenwart bis zum Ende der Eem-Warmzeit (etwa 90.000 [radiometrische] Jahre). Grundlage dieser Verankerung ist der Vergleich des Sauerstoffisotopenprofils mit dem des Camp-Century-Eiskerns und den EMILIANI-Stufen der Tiefsee, insbesondere für das Wisconsin (Weichsel-Kaltzeit). Eine Überarbeitung der Modelldatierung des Camp-Century-Eiskerns lasse zudem eine drastische („dramatic“) Beendigung des Sangamon (Eem-Warmzeit) vermuten.

Die Lokation Dye 3 war logistisch und finanziell ein Kompromiss. Unmittelbar nach Dye 3 äußerten DANSGAARD und Kollegen ihre Erwartung, dass eine Bohrung im zentralen Bereich des grönländischen Eisschildes „einige Hunderttausend oder möglicherweise Millionen Jahre in die Vergangenheit“ zurückreichen könne.¹²

Aufgrund der Analyse von Biomolekülen des basalen („schmutzigen“) Eises schließen WILLERSLEV et al. (2007) auf ein Koniferen-bewaldetes Südgrönland vor dem Eis (vgl. Abschnitt 4.4).

4.2 Greenland Ice Sheet Project 2, GISP2

Gleich zwei Bohrungen wurden im Bereich der zentralen Scheitelhöhe des grönländischen Eisschildes in über 3000 m NN niedergebracht: GISP2, auf der Eisscheide (1989–93), und GRIP, 28 km E GISP2. GISP2 ist die einzige Tiefbohrung, die in das anstehende Grundgebirgs-
gestein eindringt (Tab. 6). Das aufliegende Lockergestein (Geschiebegeröll?) hat nur eine Mächtigkeit von 0,5 m.

Bohrkern Tiefe [m]	jeweilige Mächtigkeit [m]	Lithologie	Weitere Beobachtungen
0 - etwa 75-77	75	Firn	
75 - 650	575	Eis	
650 - 1400	750	sprödes Eis	
1400 - 3040,34	1640,34	duktils Eis	Verschwinden von Gasblasen; ab 2200 m: Kleinfalten ab 2400 m: überkippte Falten ab 2810 m: gestörte Lagerung im m-Bereich ab 2990 m: Kristallbildung \geq 50-60 mm
3040,34 - 3053,44	13,1	"verschlammtes" Eis	silty ice; braun, mit Schlammklumpen und Gesteinsbruchstücken, siltig-sandig
3053,44 - 3053,92	0,48	Geschiebegeröll (?)	boulder till (?); mit schiefrigen Gesteinen (Top 20 cm), unterlagert von frischem Biotitgranit (Top 35 cm); "dioritisch" aussehendes Gestein (35-39 cm), unterlagert von etwa 10 cm unkonsolidierten (nunmehr gefrorenen) Materials, möglicherweise Boden (? Lockergestein), bestehend aus siltigen und körnigen Klasten (1-2 cm) granitischen und mafischen Gesteins
3053,92 - 3054,99 (Abbruch der Bohrung)	1,07	grauer Biotitgranit	anstehendes Grundgebirgs-gestein

Tab. 6 Profil und physische Beschaffenheit des GISP2-Eiskerns. Daten aus Gow et al. (1997). GISP2 ist bislang die einzige Tiefbohrung in das anstehende Grundgebirgs-gestein.

4.3 Greenland Ice Core Project, GRIP

An der GRIP-Lokalität (3238 m über NN), E der zentralen Scheitelhöhe, wurde von 1990–92 ein 3029 m langer Bohrkern gewonnen, der bis nahe an den Untergrund reichte.

¹² „A central Greenland ice core is expected to reach several hundred thousand or perhaps million years back in time“ (DANSGAARD et al. 1982, 1276).

Als wichtigstes Ergebnis ihrer Eiskernanalysen präsentierten die GRIP-Mitglieder (GRIP Members 1993, 203) eine klimatische Instabilität während der letzten Interglazialperiode (Eem-Warmzeit). Demnach sei das Klima in Grönland während dieser Warm-Periode durch eine Serie strenger Kalt-Abschnitte charakterisiert, die extrem schnell einsetzten („began extremely rapidly“) und Jahrzehnte bis Jahrhunderte andauerten („lasted from decades to centuries“). Dies werfe – die Eem-Warmzeit schein etwas wärmer gewesen zu sein als unser heutiges Klima – Fragen über die Effekte zukünftiger globaler Erwärmung auf.

Zur Erstellung einer vorläufigen GRIP-Eiskernchronologie bis 14.500 [Eiskern-] Jahre v. h. schlugen die GRIP-Mitglieder vor, diese auf Stratigraphie zu basieren. Eine Ausweitung der Chronologie bis in das Eem erfolgte dagegen durch Modellierung des Eisflusses; sie werde durch Korrelation des Sauerstoffisotopen-Profiles u. a. mit der marinen SPECMAP-Standardisotopenkurve bestätigt („confirmed by demonstrating a close correlation“; Diskussion vgl. Abschnitte 3.1 und 3.2). DANSGAARD et al. (1993) zufolge reicht der Eiskern bis in den Saale/Holstein-Glazialzyklus hinein, insgesamt also etwa 250.000 radiometrische Jahre umfassend.

Ein Grund für die Doppelbohrung müssen auch Zweifel an den bisherigen Ergebnissen gewesen sein. Nach JOHNSEN et al. (1992, 311) sollte eine Antwort auf die brennende Frage gefunden werden, ob die Versätze, die das $\delta^{18}\text{O}$ -Profil im Weichsel-Glazial charakterisiert, wirklich authentische Veränderungen des Klimas repräsentieren oder nur Gegenstand einer gestörten Schichtung darstellen. Sie resümierten (vgl. Abb. 3): „Die Ergebnisse reproduzierten die bisherigen Resultate zu solch einem Grad, dass die Existenz interstadialer Episoden nicht länger angezweifelt werden kann.“¹³

4.4 North Greenland Ice Core Project, NGRIP

Die Bohrstelle befindet sich in Nordgrönland, knapp 200 km NNW GISP2/GRIP auf der Eisscheide in 2917 m über NN. Dort wurde von 1996–2003 der bisher längste Eiskern mit einer Gesamtlänge von 3085 m erbohrt.

Die Lokalität wurde mittels Echolotsondierung sorgfältig ausgewählt (flache Bodentopographie), um ein ungestörtes Profil des Eem-Interglazials in dem tieferen bodennahen Eis zu gewinnen. Denn in diesem Bereich (die untersten 10 %) waren die GRIP- und GISP2-Eiskerne durch Eisfaltung so stark gestört, dass die gewonnenen Daten nicht mit genügender Sicherheit interpretiert werden konnten. So lag zum Beginn der NGRIP-Bohrung ein zuverlässiges Klimaarchiv nur bis zum Beginn der Weichsel-Kaltzeit vor (North Greenland Ice Core Project Members 2004, 147). Allerdings wurde (unerwartet) in Bodennähe mächtigeres geschmolzenes und wiedergefrorenes Eis aufgefunden, sodass einer Auswertung zufolge nur das Ende des Eem-Interglazials angetroffen wurde. Damit waren die Ziele nicht erreicht worden. Das

¹³ „(...) whether the shifts in oxygen isotope ratio were genuine representations of changes in climate, rather than artefacts due to disturbed stratification. (...) The results reproduce the previous findings to such a degree that the existence of the interstadial episodes can no longer be in doubt“ (JOHNSEN et al. 1992, 311).

Ergebnis war (lediglich) eine „hochauflösende, bis in die letzte Interglazialperiode hineinreichende Aufzeichnung des Nordhemisphärenklimas“.¹⁴

Anhand des NGRIP-Isotopenprofils ($\delta^{18}\text{O}$) wurden das Holozän, das gesamte letzte Glazial und Teile der Eem-Periode ausgewiesen. Es konnten alle 24 abrupten, warm-klimatischen DO-Ereignisse (auch als Grönland-Interstadiale, GIS, bezeichnet) sowie die folgenden Grönland-Stadiale (GS) klar identifiziert werden. Der NGRIP-Eiskern wurde bis 105.000 radiometrische Jahre v. h. mit der GRIP-Chronologie datiert („cross-dated“), anhand der hochauflösenden Isotopenprofile und vulkanischer Referenzhorizonte. Darüber hinaus wurde das NGRIP- $\delta^{18}\text{O}$ -Profil mit dem Vostock- $\delta^{18}\text{O}$ -Profil (Antarktis) abgeglichen, was zu einem Alter des Basalteils von 124.000 [radiometrischen] Jahren führte.

Im Basalbereich wurden 2003, bisher einzigartig, zwei makroskopische Pflanzenreste gefunden (Abb. 7 und Abb. 8): Ein Holzfragment einer Weide (*Salix*) und ein Fragment einer Knospenschuppe (? *Salix*), des Weiteren sehr kleine Reste von Fichte (*Picea*) oder Lärche (*Larix*) (DAHL-JENSEN et al. 2005).¹⁵ Diese Pflanzenüberreste würden möglicherweise eine alte Vegetation von der Zeit der Bildung des Eisschildes repräsentieren (DAHL-JENSEN 2006). Zuvor hieß es in einer diesbezüglichen Pressemitteilung des Niels Bohr Instituts (Universität Copenhagen), dass das Vorkommen von Pflanzenmaterial unter dem Eis ein Hinweis darauf sei, dass sich der grönländische Eisschild relativ schnell formte.¹⁶



Abb. 7 NGRIP-Eiskern der basalen Zone mit Pflanzenrest.

Abb. 8 Pflanzenrest (Nahaufnahme).

Fotos: Department of Geophysics, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen;
www.glaciology.gfy.ku.dk/ngrip/.

¹⁴ *Nature*-Titel am 9. September 2004: „High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period.“

¹⁵ Die stratigraphische Einordnung der Pflanzenreste ist unklar: DAHL-JENSEN et al. (2005) zufolge sind Weiden-, Fichten- und Lärchenüberreste in der Kap-Kobenhavn-Formation verbreitet (marine Sedimente; Lokalität in Nordgrönland, Abb. 2). Diese Formation wird dem Grenzbereich Pliozän/Pleistozän zugeordnet (FUNDER et al. 1985). Zum Zeitpunkt der Entstehung der Ablagerungen hätte der grönländische Eisschild noch nicht existiert. DAHL-JENSEN et al. (2005) nennen für die Formation ein Alter von rund 2,5 Millionen [radiometrischen] Jahre (vgl. radiometrisches Altersmodell für die internationale chronostratigraphische Tabelle).

¹⁶ Mitteilung vom 7. August 2004, Prof. Dorthe DAHL-JENSEN: „The presence of plant material under the ice indicates, that the Greenland ice sheet formed relatively fast, as a slowly growing glacier would have flushed or pushed these light particles away.“

4.5 North Greenland Eemian Ice Drilling, NEEM

Die Lokalität in Nordwestgrönland (2450 m über NN, Abb. 1) wurde erneut unter Zuhilfenahme von Bodenradarmessungen ausgewählt. Diese jüngste (abgeschlossene) Tiefbohrung wurde in den Jahren 2008–2012 niedergebracht und förderte einen Eiskern mit einer Gesamtlänge von 2540 m (Abb. 1, Abb. 4 bis Abb. 6, Abb. 9 und Abb. 10, Abb. 16 und Abb. 17).



Abb. 9 NEEM-Eiskern der Bodenzone mit Einschlüssen von Granit.
Foto: Kenji Kawamura; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.



Abb. 10 Eiskern der Bodenzone mit kleinen Gesteinsbruchstücken, Tiefe 2519,65 m.
NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

Der Name des Projektes war gleichzeitig Programm: Eine Gewinnung von aussagefähigen Klimadaten über das Eem-Interglazial. Denn alle bisherigen Tiefbohrungen lieferten für diesen Abschnitt unzureichendes Datenmaterial. DAHL-JENSEN (2007) zufolge war das Eem-Interglazial in den Eiskernen des zentralen Eisschildes hochgradig entstellt, im NGRIP-Eiskern unvollständig und in den Camp-Century- und Dye-3-Eiskernen zu komprimiert.

Die wesentlichen Ergebnisse des Bohrprojektes sind zuerst von DAHL-JENSEN und Co-Autoren (NEEM Community Members 2013) präsentiert worden. Demnach soll es in der Eem-Warmzeit zu einer partiellen Schmelze des grönländischen Eisschildes mit einem Höhenverlust um 400 ± 250 m gekommen sein.

4.6 East Greenland Ice Drilling Project, EGRIP

Das Projekt „EastGRIP“ (Ostgrönland-Eisbohrprojekt) mit einer Laufzeit von 2015 bis 2020 hat das Primärziel, die Dynamik des Eisflusses im Nordostgrönland-Eisstrom und an der Basis auf dem Felsuntergrund zu studieren (Abb. 11).¹⁷ Es wird angenommen, dass der Eisstrom, der bereits nahe der Eisscheide einsetzt, durch starke Eisschmelze an der Basis ausgelöst wird. Die aktuelle Bohrlokalisierung liegt etwa 200 km östlich der Eisscheide und der früheren Bohrstelle NGRIP (Abschnitt 4.4). An der EGRIP-Bohrstelle beträgt die aktuelle Oberflächen-geschwindigkeit des Eisstroms 51 m/Jahr.

Mit Abschluss der Feldsaison 2018 sind bis zu einer Bohrtiefe von 1767,6 m durchgängig Eisbohrkerne gewonnen worden; damit sind etwa 70 % der erwarteten Eisdicke von 2550 m bereits durchbohrt (DAHL-JENSEN et al. 2018).

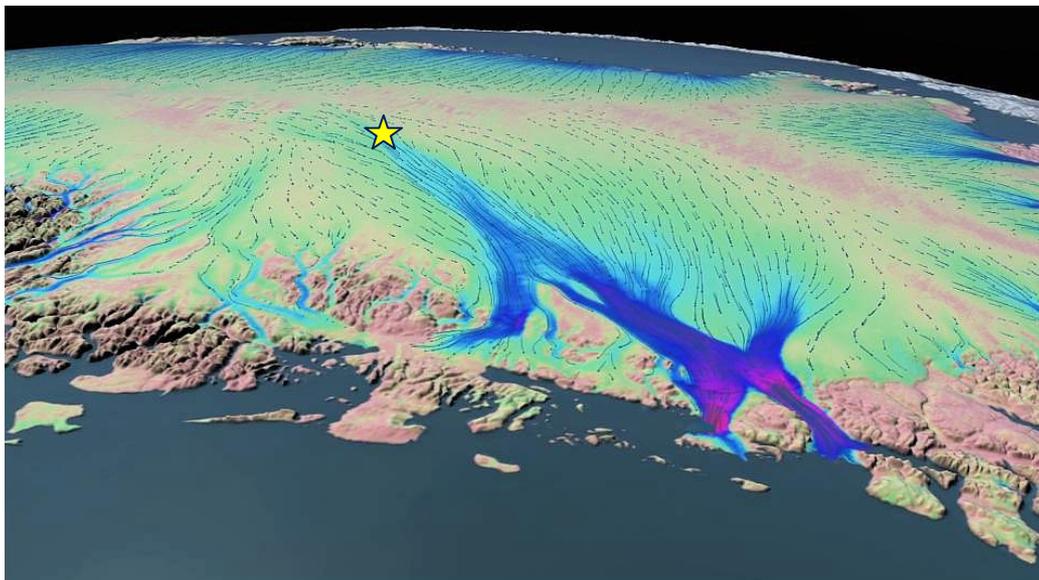


Abb. 11 Nordostgrönland-Eisstrom.

Screenshot des Videos *Ice cores – Revealing secrets of past climate* (<https://www.eastgrip.org/Science.html>). Der gelbe Stern (vom Verfasser ergänzt) markiert die ungefähre Position der Bohrlokalisierung EGRIP am Beginn des mächtigen Nordostgrönland-Eisstroms (in Animation blau). Schräge Aufsicht auf Grönland etwa von ENE.

¹⁷ Siehe auch Website des Projektes: <https://www.eastgrip.org/>.

4.7 Tiefbohrungen und Radiostratigraphie

MACGREGOR et al. (2015) haben kürzlich erstmals eine umfassende und datierte Radiostratigraphie des gewaltigen, bis zu über 3000 m dicken Eiskörpers präsentiert. Die Radardaten aus den Jahren 1993–2013 umfassen über 500 Profile mit einer Gesamtlänge von fast 500.000 km. Primär dienten die Radarmessungen der Bestimmung der Eisdicke; die Beobachtung und Aufzeichnung der internen Reflexionen war ein eher sekundäres Ziel. Sie aber bilden die Grundlage der Radiostratigraphie. Mit diesem bildgebenden Verfahren können Strukturen des Eiskörpers dargestellt werden.

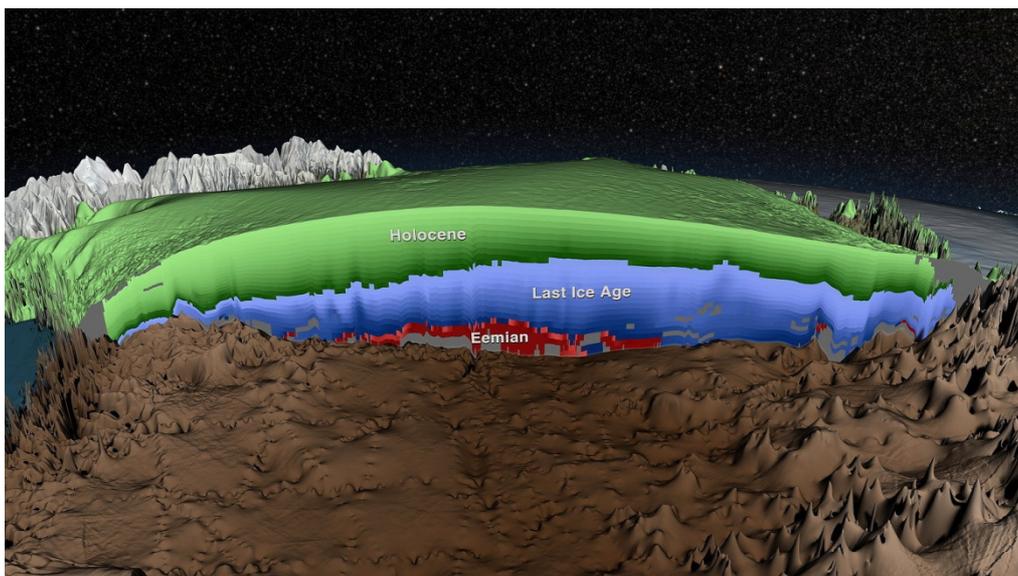


Abb. 12 Querschnitt durch den grönländischen Eisschild.

Mit Ausweis der Bildungsperioden: Grün, Holozän; blau, Weichsel-Kaltzeit; rot, Eem-Warmzeit; grau, Alter (Periode) nicht bekannt. Screenshot des Videos *Greenland Ice Sheet Stratigraphy* (Stratigraphie des grönländischen Eisschildes). Nach MACGREGOR et al. (2015); Visualisierung C. STARR (Credit: NASA's Scientific Visualization Studio; <http://svs.gsfc.nasa.gov/4249>; 23. Januar 2015).

Die zeitliche Eichung der Radiostratigraphie erfolgte über eine Verankerung mit den datierten Eiskernen, die durch Tiefbohrungen gewonnen wurden; ihre Lokalitäten waren durch zahlreiche Radarmessungen erfasst worden (Abb. 13). 77 % der Reflexionen konnten – sekundär auch unter Zuhilfenahme eines Eisflussmodells –, datiert und so die Altersstruktur des gesamten Eisschildes dargestellt werden (Abb. 12). Das radiostratigraphische Modell erlaubt eine grobe Abschätzung der geographischen Verbreitung des teilweise stark gestörten, der Eem-Warmzeit zugewiesenen Eises auf dem Untergrund sowie eine überschlägige Berechnung der Eisvolumina, die den einzelnen „Kalt-/Warmzeiten“ zugeordnet werden, sog. „Altersvolumina“.

Mit Radardaten hatten zuvor BAMBER et al. (2013) die Identifizierung einer Schlucht unter der grönländischen Eisdecke vermelden können. Der „Mega-Canyon“ soll etwa 750 km lang und bis 800 m tief sein und damit größer als der Grand Canyon; durch ihn soll Schmelzwasser des Untergrunds und möglicherweise der Oberfläche in den Arktischen Ozean fließen.

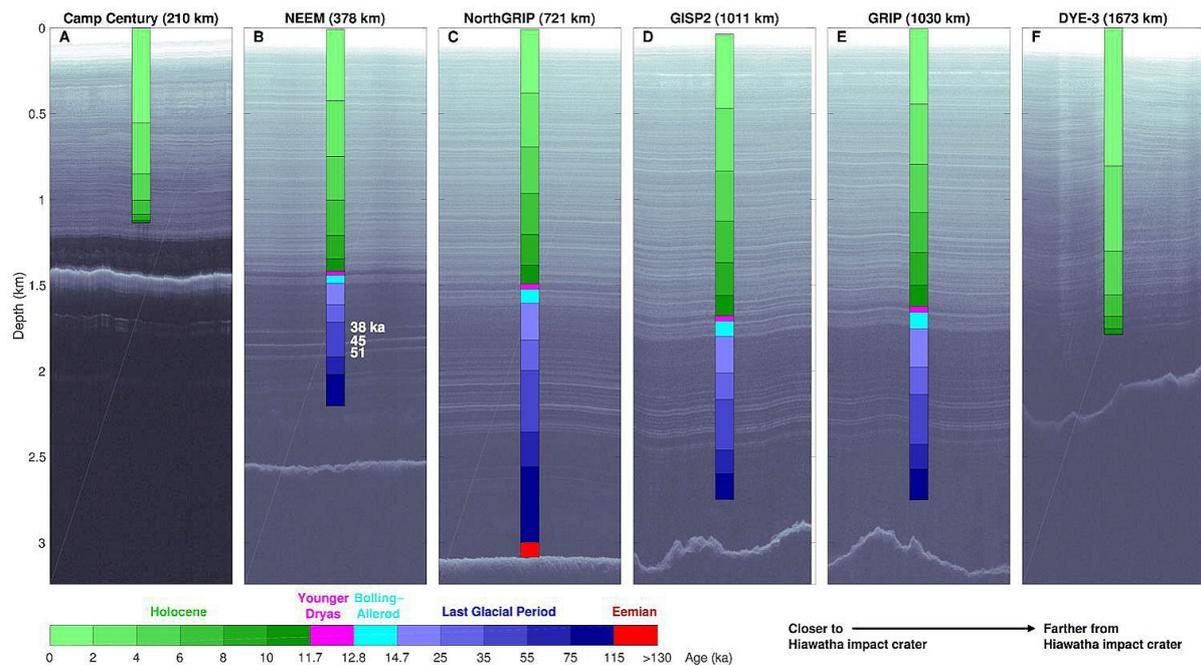


Abb. 13 Radar-Reflexionen, Tiefbohrlokalitäten des grönländischen Eisschildes.

Radar-Reflexionen und Eiskern-Stratigraphie (vgl. Tab. 1): Grün, Holozän; blau, Weichsel-Kaltzeit; rot, Eem-Warmzeit. Alter („Age“) in Tausend [radiometrischen] Jahren. Im Vergleich zu den Erstpublikationen sind hier die basalen Abschnitte der Eiskerne (mit Ausnahme von NGRIP) nicht ausgewiesen (vgl. Tab. 1); dies ist möglicherweise der problematischen stratigraphischen Zuordnung geschuldet. Die dominante Reflexion (unterhalb der Eiskerne) repräsentiert das anstehende Gestein an der Basis der Eisdecke. Im Mittelteil ist eine schmale, dunkle Zone gut zu verfolgen, die der Jüngerer Dryas („Younger Dryas“) zugeordnet wird (Tab. 2). Die Entfernungsangaben beziehen sich auf die Lokalität Hiawatha-Gletscher im NW Grönlands (Abb. 2). Dort haben KJÆR et al. (2018) mit Tiefenradarmessungen eine Hohlform unter dem Gletschereis entdeckt, die sie als Impaktkrater interpretieren. Abbildung aus KJÆR et al. (2018), ihre Fig. S5 (CC BY-NC 4.0).

5 Ereignislagen und Jahresschichten

In einem Teil der Eiskern-Publikationen ist seit Anfang der 1990er-Jahre ein überproportional häufiges Auftreten von Jahr-Worten wie jährlich (annual), Jahresschicht (annual layer) und Jahresschichtenzählung (annual layer counting) auffällig. So formulieren beispielsweise WALKER et al. (2009, 7): „Eisschilde bilden sich durch die jährlich inkrementelle Akkumulation von Schnee.“ Das Wort „jährlich“ ist hier irritierend. Denn Schnee fällt nicht einmal im Jahr bzw. wird nicht in Jahrespaketen dem Eisschild „zugefügt“. Wohl werden meteorologisch Niederschläge in monatlichen oder jährlichen Mengen angegeben; hier handelt es sich aber im geologischen Sinne um ein Sediment, welches, sofern keine „Erosion“ (Verdunstung, Abschmelzung, Ausblasung) erfolgt, sich an der Oberfläche des Eisschildes durch Schneefallereignisse oder Schneeverwehungsereignisse ansammelt. So gilt es, zwischen einem Ereignis (und der dazugehörigen Ereignislage) und der Abgrenzung und Identifizierung von Lagen eines Jahres zu unterscheiden.

5.1 Visuelle Stratigraphie

Mit dem bloßen Auge können in Eisprofilen zahlreiche lagige Gefüge beobachtet werden. Sie sind Ausdruck von Veränderungen der Dichte oder der Korngröße oder von Einschlüssen wie Gasblasen oder Staubpartikel. Anhand von Beobachtungen an der Oberfläche des Eises und in Schneegruben (Abb. 14 und Abb. 15) werden diese Veränderungen den jeweiligen atmosphärischen Bedingungen zugeschrieben, z. B. der Bildung von Oberflächen- und Tiefenreif, partieller Schmelze, Schneeverwehungen, Sturmablagerungen. So beschrieb bereits BENSON (1962) für die vier untersuchten Jahre 1952–1955, dass die Sommerlagen geringfügig weicher waren als die Winterlagen.¹⁸ Die erkennbaren Lagen an der Lokalität „Site A“ (die obersten 2 m) wurden nach ALLEY & KOCI (1988) von Sturmlagen dominiert (15–16 pro Jahr). Diese dichten, feinkörnigen Lagen wechselten mit Lagen grobkörnigeren Materials (Oberflächenreifwachstum), mit Lagen aus Ruhe-Schneefall oder mit Bildungen der Oberflächendiagenese (Verfestigung). Eine stärkere grobkörnige Lage interpretierten sie als Herbstfirn (etwa 5 cm im Vergleich zu der Gesamtmächtigkeit von etwa 1 m für das ausgewiesene Jahr 1983). Mit diesen oberflächennahen Beobachtungen war das Ausweisen einer „Jahresschicht“ verknüpft, einer Akkumulation (Summe) zahlreicher Lagen und dem „Jahressignal Herbstfirn“. Des Weiteren nahmen sie an, dass diese Merkmale bei der Umwandlung in Firneis und Eis (Rekristallisation) sowie einer Ausdünnung erhalten bleiben.



Abb. 14 Firn im Durchlicht.

Zwischen zwei Schneegruben (double pit) wird eine schmale Wand stehen gelassen. Im Durchlicht (Sonne) werden die Schichten (Ereignislagen) in der abgedunkelten Schneegrube sichtbar; NGRIP. Foto: Department of Geophysics, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen; www.glaciology.gfy.ku.dk/ngrip/.

¹⁸ BENSON (1962, 13) definierte wahrscheinlich als Erster die stratigraphische Vorgehensweise im Firn des Inlandeises: „Stratigraphic work in firn consists of identifying variations in a layered sequence and extending recognizable features laterally by correlation with other measured sections“.

ALLEY et al. (1997, 26378) behaupteten, für den GISP2-Eiskern eine visuelle Identifizierung („visuelle Stratigraphie“) von der Gegenwart (Oberfläche) bis 50.000 [Eiskern-] Jahre zurück anwenden zu können.¹⁹ Bis in eine Tiefe von etwa 1300–1400 m schieden sie „Jahresschichten“ anhand der Größenveränderungen von Gasblasen und Eiskörnern aus, darunter hauptsächlich anhand von wolkigen – möglicherweise mit dem Staubgehalt gekoppelt – Bändern. Diesen Einzellagen bzw. Lagenpaaren wurden *einfach* „Jahre“ zugewiesen. Die Methode ist allerdings selbst unter den Eiskern-Bearbeitern sehr umstritten; HAMMER et al. (1978, 5) beispielsweise messen dieser Art der Datierung nur für die jüngsten 200 Jahre eine Gültigkeit bei.

In diesem Zusammenhang ist erwähnenswert, dass eine Eisbohrkampagne lange und intensiv vorbereitet wird. Dazu gehören auch die Vorausberechnungen der Alters-zu-Tiefen-Beziehung anhand des Eisflussmodells und daraus folgend die Mächtigkeiten (Dicken) der „Jahresschichten“.²⁰ Anhand dieser Modellrechnungen „weiß“ der Stratigraph, wie viele „Jahresschichten“ er in einem Bohrkernabschnitt aus einer bestimmten Tiefe zu erwarten hat. Mit zunehmender Tiefe (spätestens nach ca. 200 m, s. o.) ist eine Identifizierung bzw. eine Abgrenzung (Interpretation) eines Jahres ohne Zusatzinformation nicht mehr möglich. Diese Zusatzinformation liefert – abgesehen von den limitierten Feinoszillationen (s. u.) – das Modell. Scheinbar lassen sich aber visuell nicht genügend Lagen (Signale) finden, die in das Modell passen. ALLEY et al. (1997, 26371) drücken ihre Unsicherheit dabei so aus: „Die Indikationen für jährliche Schichtung sind häufig ziemlich schwach.“ Gemeint ist damit, dass es schwierig ist, überhaupt ein lagiges Gefüge zu erkennen und dementsprechend eine Zeitskala auf der Basis von „Jahresschichten“ zu konstruieren. Doch wichtiger ist die Feststellung, dass für die Ansprache dieser Lagen als Jahresschichten kein Nachweis erbracht worden ist.

5.2 Sauerstoffisotopenkonzentrationen und Feinoszillationen

Die massenspektrometrische Messung von ¹⁸O- und ¹⁶O-Konzentrationen an geschmolzenen Eisproben und die Ermittlung des $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisses dient in erster Linie der Rekonstruktion der Temperatur des Schnees zum Zeitpunkt des Niederschlages auf die Oberfläche der Eisdecke (JOHNSON et al. 1972). Es wird eine strenge $\delta^{18}\text{O}$ /Temperatur-Beziehung angenommen. Sie fußt auf aktuellen Beobachtungen der Isotopenfraktionierung des atmosphärischen Wasserkreislaufs (Meer → Eisschild), insbesondere einer Verschiebung der Häufigkeit der Isotopen mit der Entfernung zum Meer und der Höhe über dem Meeresspiegel, sodass lokalspezifische Charakteristika ausgebildet sind. Monatliche Messungen der letzten Jahrzehnte an

¹⁹ „Visible stratigraphy has proven to be a useful dating tool for the GISP2 deep ice core, to roughly 50 kyr B.P., and agrees with independent age assessments within their level of accuracy prior to historical records. The signal of depth-hoar complexes was used in the Holocene. (...). In the early Holocene/Preboreal, the visible signal was calibrated from depth-hoar layers to visible cloudy bands most probably linked to dust content. Cloudy bands were then counted in the Wisconsin“ (ALLEY et al. 1997, 26378).

²⁰ Für eine Tiefe von 1622 m: „Von der vorläufigen NGRIP-Modellzeitskala wird eine mittlere Jahresschichtendicke von etwa 2 cm erwartet.“ (RASMUSSEN et al. 2005); vgl. auch <https://climatechange.umaine.edu/gisp2/poster/2f.html> (Zugriff 2019).

grönländischen Wetterstationen belegen eine jährliche $\delta^{18}\text{O}$ -Periodizität (Feinoszillation) mit einem Maximum im Sommer und einem Minimum im Winter. Direkte Vergleiche von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zur Temperatur weiter in die Vergangenheit sind aber nicht möglich (WHITE et al. 1997). Auch wurde festgestellt, dass keine Beziehung zwischen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und Akkumulationsraten besteht (BUCHARD et al. 2012).



Abb. 15 Probennahme in einer Schneegrube an der Oberfläche des Eisschildes.
Foto: Catherine Ritz; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

Kontinuierliche $\delta^{18}\text{O}$ -Profile (mit ≥ 8 Proben pro modellkalkuliertem „Jahr“) sind nur für die obersten hunderte Meter publiziert (z. B. Milcent-Eiskern, 398 m Tiefe, [Eiskern-] Jahre „AD 1177-1973“, HAMMER et al. 1978; Lokalität Abb. 2). Für diesen Bereich scheint dem Werte- und Kurvenverlauf folgend eine jährliche Periodizität vorzuliegen; die Alter sind aber nicht durch unabhängige, zeitlich bekannte Ereignisse bestätigt (s. u.). Für anschließende, tiefere Bereiche, insbesondere bis zur Pleistozän/Holozän-Grenze, sind keine kontinuierlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Profile in entsprechender Auflösung veröffentlicht. Es überlagern sich zahlreiche Einflüsse, die eine Datengewinnung und Interpretation erschweren oder unmöglich machen: Aufbereitungstechnisch problematische Zone des spröden Eises; Diffusion, dadurch Nachlassen bis Ersterben der $\delta^{18}\text{O}$ -Feinoszillation (bzw. Missinterpretation der $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillation, ggf. entsprechen die gröberen Periodizitäten echten Jahren); nicht nachgewiesene Annahme einer gleichbleibenden jährlichen durchschnittlichen Akkumulationsrate (Eisflussmodelle); keine Kenntnisse über unterjährige Oszillationen; keine Kenntnisse über die Isotopenfraktio-

nierung in der Vergangenheit; Mindestakkumulationsrate von 0,25 m/Jahr. Für diese Tiefenbereiche ist von den Eiskern-Bearbeitern kein Nachweis dafür erbracht worden, dass die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bzw. -Oszillationen kontinuierlich eine jahreszeitliche Periodizität nachzeichnen und damit Jahresschichten abgezählt werden könnten.

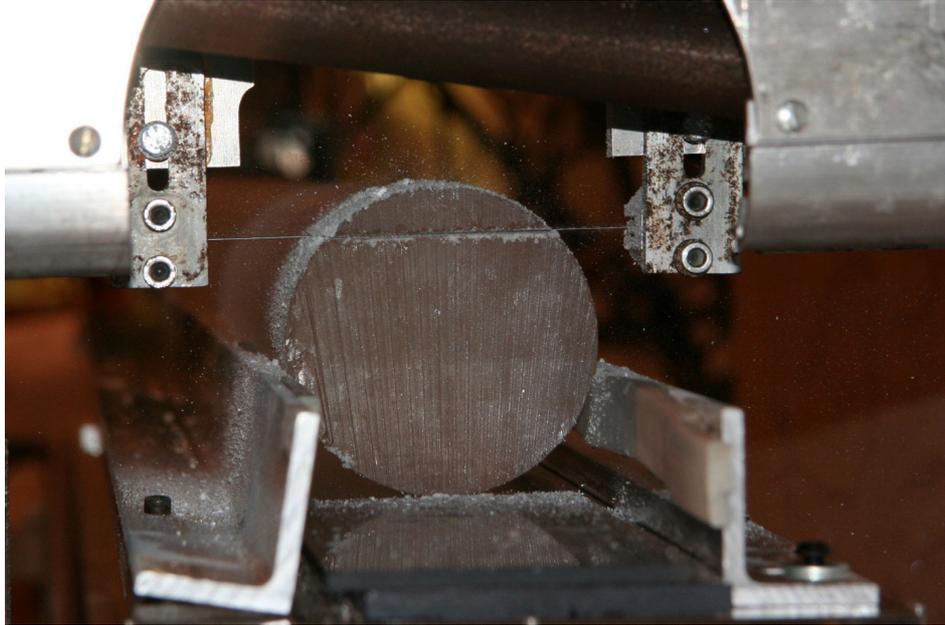


Abb. 16 Eiskern-Anschnitt zur Beprobung.

Foto: Marie Kjaergaard, 2010; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

6 Physikochemische Signale – Eichung und Interpretation

Sowohl der Aufwand als auch die Anzahl physikalischer und chemischer Reihenuntersuchungen am Eiskernmaterial hat mit jeder neuen Tiefbohrung zugenommen. Ein Hauptzweck ist die Identifizierung und Ausgliederung von mutmaßlichen Jahresschichten. Die kombinierte diesbezügliche Anwendung mehrerer Verfahren (und ihre Interpretation) wird als Multiparameter-Jahresschichtenzählung (multiparameter annual layer counting) bezeichnet.

Die am häufigsten eingesetzten Messungen bzw. Verfahren sind:

- Messung der Sauerstoffisotopenkonzentrationen ($\delta^{18}\text{O}$, s. o.) und Deuteriumkonzentrationen (δD);
- Messung der elektrischen Leitfähigkeit (Electrical Conductivity Measurement, ECM) direkt am Eiskern und Bestimmung des Säuregehaltes (Azidität);
- Messungen von Spurenstoffen, u. a. NH_4^+ , Ca^{2+} , NO_3^- , Na^+ , und SO_4^{2-} sowie der elektrolitischen Leitfähigkeit des Schmelzwassers, mit CFA-Systemen (Continuous Flow Analysis);
- Messung der Lichtintensität zur Identifizierung von Fremdbestandteilen, insbesondere Staub: LASER-gestützte optoelektronische Visual-Stratigraphie (Visual Stratigraphy, VS);
- Messung von Staubkonzentrationen (Laser Light Scattering, LLS).



Abb. 17 Untertage-Werkbank (science trench).

Arbeitsteilung zur NEEM-Eiskernbearbeitung. Foto: Sepp Kipfstuhl; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

Für die Interpretation der erhobenen Daten bedarf es weiterer Informationen; die Daten können nicht für sich selbst sprechen. Das Aziditätsprofil kann sich nicht selbst erklären; es muss zuvor jahrgenau geeicht werden (HAMMER et al. 1980). Für CFA bedarf es der Vorinformation der zu erwartenden Dicken der Jahreslage im entsprechenden Profilabschnitt (RASMUSSEN et al. 2005). Das VS-Profil des NGRIP-Kerns ist an einer bereits bestehenden Chronologie geeicht worden. Wäre dies nicht der Fall gewesen, hätten die Autoren nach eigener Einschätzung von einer (neuen) absoluten Datierungsmethode berichten können (SVENSSON et al. 2005): „Weil unsere Methode geeicht ist, beanspruchen wir nicht, dass unsere Resultate eine absolute Datierung des NGRIP-Eiskerns liefern.“ Für die LLS-Methode liegt ein besonders aussagekräftiges Beispiel einer zielgerichteten Anpassung von 25.000 „Jahresschichten“ bzw. „Jahren“ vor (MEESE et al. 1994, 1997; Abschnitt 6.3).

6.1 Messung der elektrischen Leitfähigkeit, ECM

Beschreibung und Relevanz

Die Messung der elektrischen Leitfähigkeit (Electrical Conductivity Measurement, ECM) dient primär der mittelbaren Bestimmung des Säuregehalts (Azidität). Sie erfolgt entweder (in einer Auflösung bis zu 1 mm) über zwei Elektroden direkt am Eiskern (Abb. 18) oder über pH-Messungen an geschmolzenen Proben. Über den erstgenannten Weg können ECM-Profile mit extrem hoher Auflösung entlang des gesamten Eiskernes erstellt werden. Hohe Aus-

schläge (Aziditätsspitzen) werden als Säureniederschläge von Vulkaneruptionen gedeutet (Abb. 19). Seit der Einführung von HAMMER (1980) wird ECM grundsätzlich an allen Eiskernen vorgenommen.



Abb. 18 Messung der elektrischen Leitfähigkeit (ECM) direkt am Eiskern.
Foto: Sepp Kipfstuhl, 2010; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

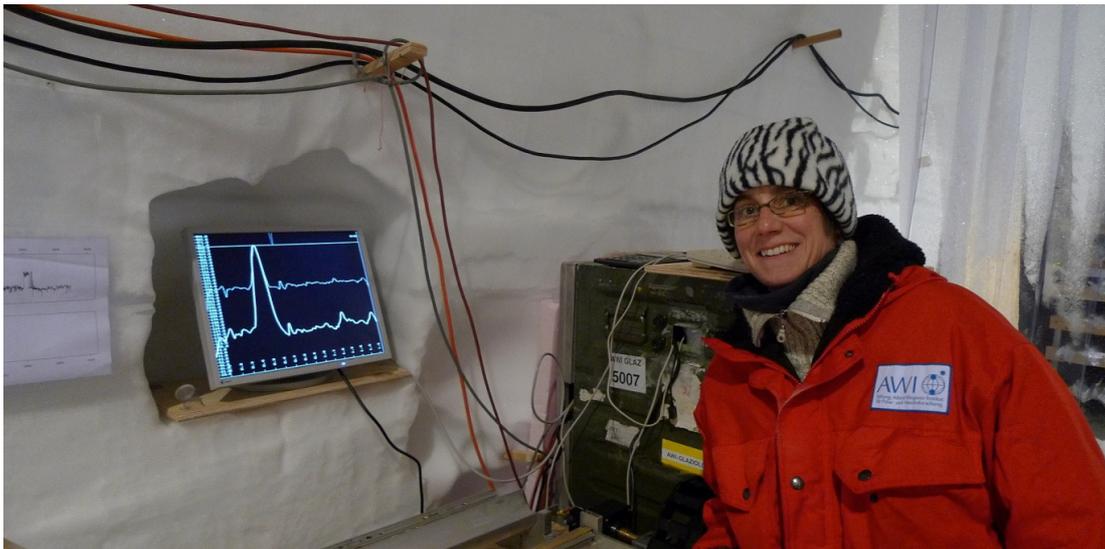


Abb. 19 Messung der elektrischen Leitfähigkeit (ECM) und grafische Datenpräsentation.
Der ECM-Ausschlag auf dem Bildschirm wird als vulkanisches Signal (volcanic spike) gedeutet, einem Säure-Niederschlag (acid-fall) einer explosiven Vulkaneruption. Foto: Sepp Kipfstuhl, 2010; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

Interpretation und Diskussion

Das Aziditätsprofil muss zuvor jahrgenau geeicht werden.²¹ An den Aufzeichnungen zum Crête-Eiskern (Lokalität s. Abb. 2) kann dies an zwei ausgewiesenen Segmenten nachvollzogen werden (HAMMER et al. 1980, seine Fig. 2a und 2b). Für die Kalenderjahre 1814–1819

²¹ „Acidity profiles along well dated Greenland ice core reveal (...)“ (HAMMER et al. 1980).

(sechs Jahre) sind unregelmäßig *neun* Aziditätsmaxima ausgebildet (1816-Spitze wird dem Tambora-Ausbruch 1815 zugewiesen). Das entsprechende Aziditätsprofil zu dem $\delta^{18}\text{O}$ -Profil für die Kalenderjahre 1600–1608 zeigt für die Jahre 1600 und 1603–1606 keine deutliche, eher schon eine gegenläufige Periodizität und für 1601/02 extreme Ausschläge, die als vulkanische Säureniederschläge gedeutet werden. Die Eichung erfolgte jeweils am $\delta^{18}\text{O}$ -Profil (zur Verifizierung siehe Abschnitt 7.4).

6.2 Messung von Spurenstoffkonzentrationen mit CFA-Systemen

Beschreibung und Relevanz

Die physikochemische Eiskernanalyse mit CFA-Systemen (Abb. 20 bis Abb. 22) erlaubt eine kontinuierliche Verarbeitung und sofortige Messung von (geschmolzenen) Eiskerneinheitsproben mit der Fluoreszenz- und Absorptionsspektroskopie. Neben anderen Parametern werden Konzentrationen (häufig im ppb-Bereich²²) von NH_4^+ , Ca^{2+} , NO_3^- , Na^+ , SO_4^{2-} und Staub sowie die elektrolytische Leitfähigkeit des Schmelzwassers gemessen (BIGLER 2004, RASMUSSEN et al. 2005). Für die Identifikation der „Jahreslagen“ des NGRIP-Eiskerns wurden auch CFA-Daten genutzt (RASMUSSEN et al. 2006).²³

Interpretation und Diskussion

Für die Interpretation der Signale (Ausschläge) bedarf es der Vorinformation der zu erwartenden Dicken der „Jahresschicht“ im entsprechenden Profilabschnitt (vgl. Fußnote 20).

Hinsichtlich einer Gültigkeit der Interpretation chemischer Signale als Ausdruck saisonaler Schwankungen wird insbesondere auf die Arbeit von ANKLIN et al. (1998) verwiesen²⁴. Doch weder konnten die Datierungsergebnisse von ANKLIN et al. (1998) bestätigt noch können Auftreten und Häufigkeit einzelner physikochemischer Parameter, die einzeln betrachtet keine kontinuierlichen Periodizitäten aufwiesen, einfach auf die Vergangenheit übertragen werden.

Zu ANKLIN et al. (1998)

ANKLIN et al. (1998) präsentieren die Ergebnisse von Oberflächenuntersuchungen und zwei 150 m tiefen, 1995 niedergebrachten Bohrungen an der Lokalität NASA-U (Mittelgrönland, Abkürzung U) und Humboldt (Nordgrönland, Abkürzung H). Zweck der Untersuchung war, die Bestimmung und Verteilung von jährlichen Schneeakkumulationsraten und damit Daten für das von der NASA 1991 aufgesetzte Programm zur Laserhöhenmessung des Grönländi-

²² ppb, parts per billion; Teile pro Milliarde oder 10^{-9} .

²³ „For NGRIP, Continuous Flow Analysis (CFA) data of soluble ions were used for identification of annual layers“ (RASMUSSEN et al. 2006, 2).

²⁴ Z. B. bei RASMUSSEN et al. (2006, 1): „Greenland ice cores can be dated by annual layer counting when the accumulation rate is sufficient to resolve annual layers, and the timescales of different ice cores can be matched and validated using volcanic layers and other independently dated stratigraphic markers [Clausen et al., 1997; Anklin et al., 1998].“

schen Eisschildes zu generieren (im Rahmen des Sub-Programms PARCA, Program for Arctic Regional Climate Assessment).

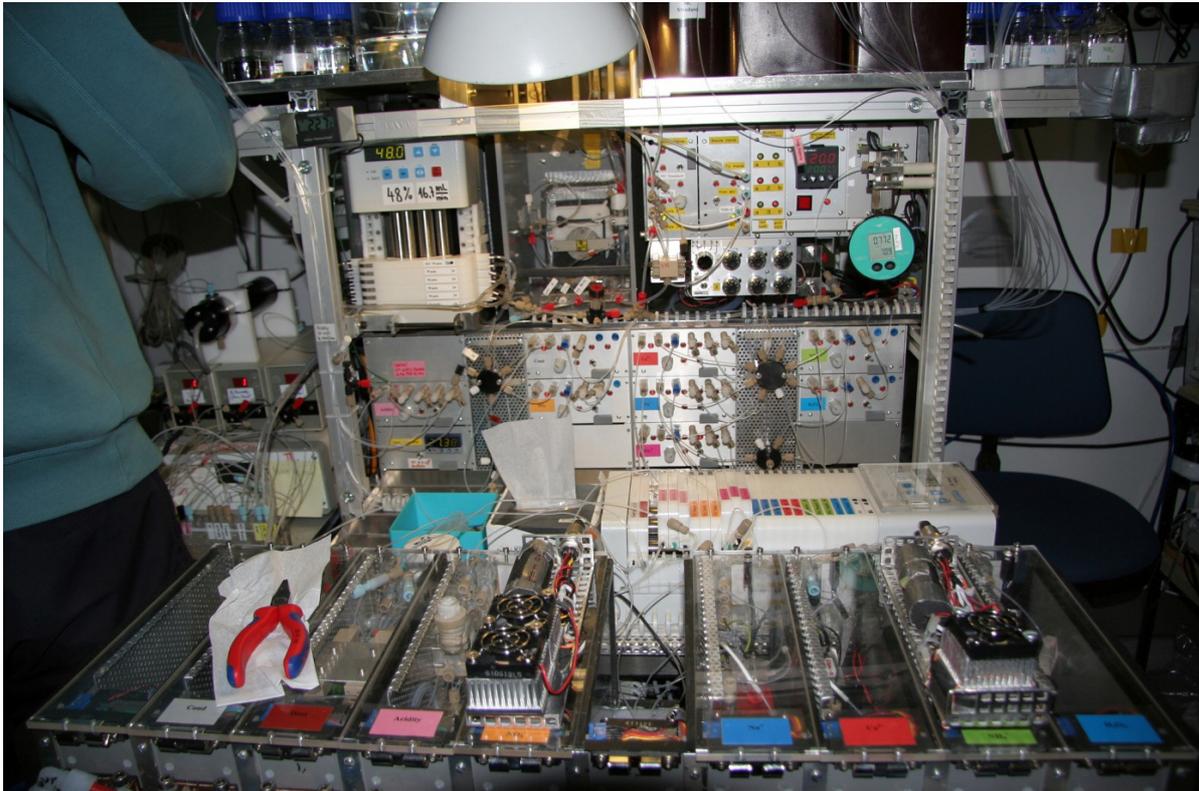


Abb. 20 Eiskernschmelzwasser-Reihenmessungen von Spurenstoffen. Ermittelt werden Konzentrationen u. a. von NH_4^+ , Ca^{2+} , NO_3^- , Na^+ , SO_4^{2-} und Staub sowie die elektrolytische Leitfähigkeit mit CFA-Systemen (Continuous Flow Analysis). Foto: Marie Kjaergaard, 2010; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

Die 150-Meter-Kerne wurden auf sechs verschiedene physikalische und chemische (Spuren)stoffe untersucht; Auflösung (Beprobungsabstand) in Klammern: Staub (U: 40 mm; H: 30 mm), $\delta^{18}\text{O}$ (U: 40 mm), H_2O_2 , NH_4^+ , Ca^{2+} und NO_3^- . Hinsichtlich einer Saisonalität verwiesen ANKLIN et al. (1998) auf andere Untersuchungen:

- Staubpartikel und Ca^{2+} : Eintrag vorwiegend von Lockerböden im Frühjahr (WITHLOW et al. 1992)^{25,26}
- $\delta^{18}\text{O}$: Kondensationstemperatur des Niederschlags, angezeigt durch das Sauerstoffisotopenverhältnis mit einem Sommer-Maximum im Juni und Juli (DANSGAARD et al. 1973)
- H_2O_2 : In der Atmosphäre unter UV-B-Strahlung des Wasserdampfes gebildet, mit einem Maximum im Spätsommer, Juli und August (LOGAN et al. 1981, SIGG 1990)

²⁵ „Aerosol composition and concentration in the air over Greenland is impacted by the close proximity of North America and Eurasia Events such as dust storms, forest fires and air polluted by human activities may be reflected in snow chemistry by high concentrations of nss Ca, of NH_4 , K and/or NO_3 (Spencer, pers comm), (...)“ (WITHLOW et al. 1992, 2049). – nss, non-sea-salt.

²⁶ „It is proposed that during the spring period of enhanced vertical mixing when the polar vortex breaks up, the winter arctic aerosol (corresponding to the time of its maximum dust concentration) would be the dominant aerosol over Summit (Heldam, 1984, 1985, Hogan et al, 1984)“ (WITHLOW et al. 1992, 2051).

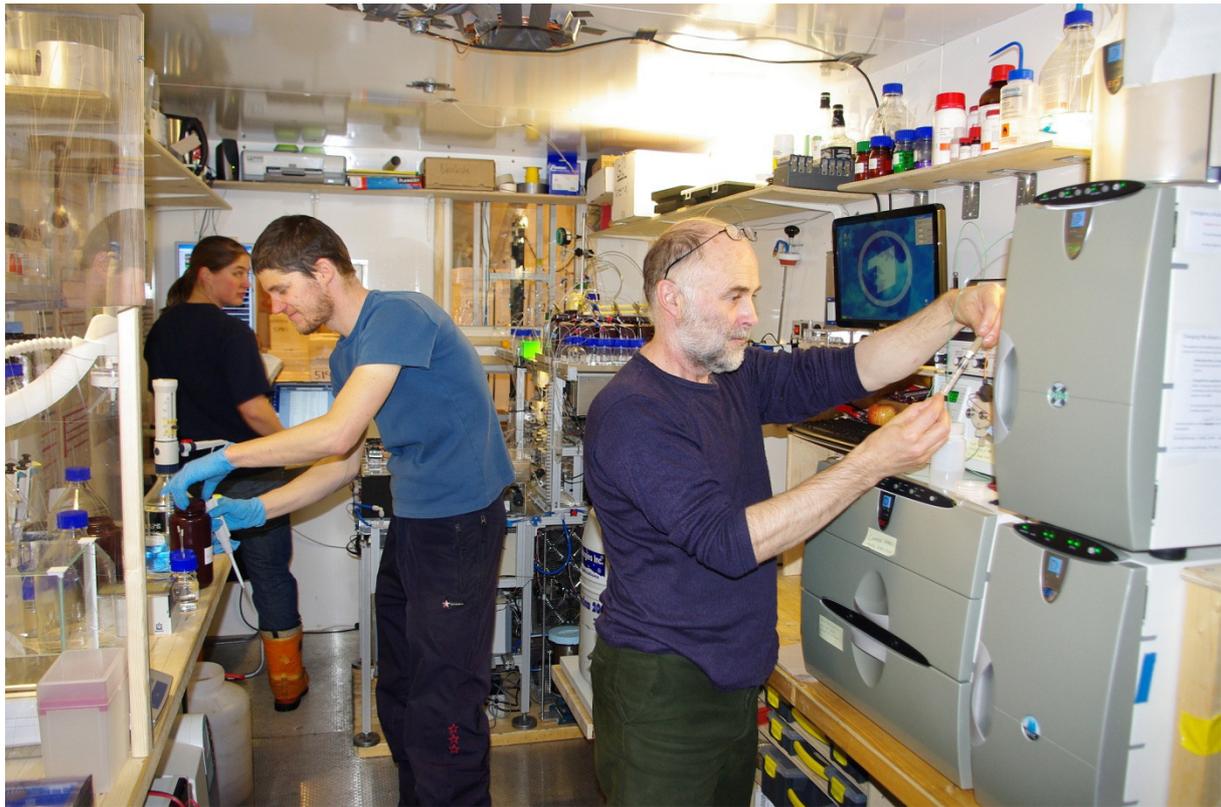


Abb. 21 CFA-Labor.

Foto: NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

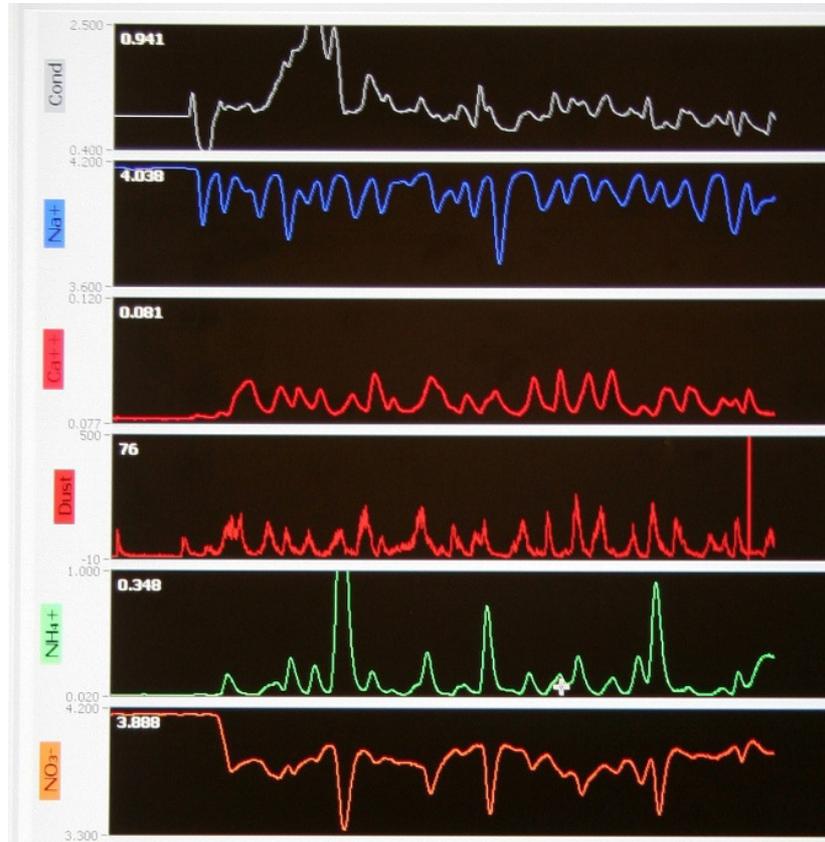


Abb. 22 Datenpräsentation ausgewählter CFA-Messungen.

Foto: Marie Kjaergaard, 2010; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

- NH_4^+ : Hintergrund-Konzentrationen mit in der Regel 2-3 Spitzen pro Jahr, überprägt/verstärkt durch biologische Aktivität und Biomassenverbrennung (DIBB et al. 1996), ereignisbasiert mit einer Spitze im Spätfrühjahr (FUHRER et al. 1996)
- NO_3^- : Aus der Land- und Meeresbiosphäre, überprägt durch anthropogene Einflüsse.

Zur Datierung der 150-Meter-Kerne (U: 350 [Eiskern-] Jahre, H: 852 ± 5 [Eiskern-] Jahre) ist festzuhalten, dass die Herleitung und Interpretation der Alter nicht schlüssig ist und eine Verifizierung des Alter nicht vorgenommen worden war. Sie berichten:

- Die visuelle Stratigraphie lieferte keine brauchbaren „Jahresindikatoren“ und konnte somit nicht zur Datierung herangezogen werden.²⁷ [Anmerkung: Eine Anwendung bis in eine Tiefe von 150 m wäre noch zu erwarten gewesen (siehe Abschnitt 5.1).]
- Die Einzelauswertung der Parameter zur Definition (Ermittlung) der „Jahresschichten“ ergab unterschiedliche Werte (bis zu 50 %) für die Abschätzung der Akkumulationsrate für jedes einzelne „Jahr“. Durch Bildung von Mehr„jahres“-Durchschnitten wurde die Bandbreite sukzessive bis 0 % (25-„Jahres“-durchschnitt) reduziert. [Anmerkung: Diese Vorgehensweise hat mit der Identifizierung einzelner „Jahresschichten“ und der Abzählung dieser konkreten „Jahresschichten“ als absolute Datierungsmethode nichts gemein.]
- Die ermittelte durchschnittliche Akkumulationsrate (Rückrechnung aufgrund der Datierungsergebnisse) war jeweils signifikant geringer im Vergleich zu den Raten von OHMURA & REEH (1991; interpoliert, jeweils Zweitwert): U: 0,34 zu 0,50 m; H: 0,14 zu 0,20 m (jeweils Wasseräquivalent).
- Die „Jahresschichtenzählung“ wurde über ein H_2O_2 -Minimum verifiziert (U: Tiefe 101 m), da es mit einem prominenten Sulfatausschlag korrespondiert; dieser soll die Laki-Eruption (1783-84) repräsentieren.²⁸ [Anmerkung: Die Zuweisung von Säureniederschlägen zu bestimmten Vulkanausbrüchen ist Praxis, es handelt sich aber nicht um eindeutige, individuelle Merkmale (vgl. Abschnitt 7.4).]
- Obwohl eine Datierung der Eiskerne nur durch Anwendung mehrerer Parameter möglich war - jeder Parameter einzeln betrachtet zeigte nur ein schwaches Signal²⁹ – wurde in der Regel die Ca^{2+} -„Frühjahrs“-spitze zur finalen Bestimmung des jährlichen Zählers benutzt. So werden auch die korrigierten Akkumulationsraten anhand des Ca^{2+} -Profils abgetragen (ihre Figure 5). Schlussendlich verließen sich die Autoren auf das Ca^{2+} -Profil. [Anmerkung: Ob es sich hierbei um annuelle Zyklen handelt, bleibt aufgrund der nicht verifizierten Datierung offen.]

²⁷ „(...) but unfortunately this did not provide as accurate an annual indicator as did the other parameters“ (ANKLIN et al. 1998, 28776).

²⁸ Beschriftung zu Figure 3 von ANKLIN et al. (1998, 28777): „10 m section of NASA-U core showing depression in H_2O_2 , marking the 1783-84 Laki event, which is confirmed by the SO_4^{2-} concentration peak.“

²⁹ „The accurate, high-resolution dating of the two cores reported here was only possible by using multiple parameters, since a particular species might show a weak signal in any given year“ (ANKLIN et al. 1998, 28777).

6.3 Messung von Staubkonzentrationen, LLS

Beschreibung und Relevanz

Das sogenannte Laser Light Scattering-Verfahren (LLS) zur Ermittlung der Staubkonzentration wird entweder am Eiskernschmelzwasser (RAM & ILLING 1994) oder direkt am (nur gasblasenfreien) Eiskern (RAM et al. 1995) vollzogen. Im zweiten Fall wird die Intensität der Lichtstreuung ermittelt, die ein in einem 90°-Winkel in den Eiskern einfallendes Laserlicht erzeugt. RAM & KÖNIG (1997) erstellten für den GISP2-Eiskern das Staubpartikel-Profil für den Tiefenabschnitt > 1678 m (Prä-Holozän).

Interpretation und Diskussion

Methodisch interpretierten RAM & KÖNIG (1997) jeden gemessenen Ausschlag als ein jährliches Staubpartikel-Maximum und damit als ein Kalenderjahr: „Bei der Datierung mit LLS zählten wir jeden Hochpunkt, den wir im Staub-Profil beobachteten, als korrespondierend zu einem jährlichen Staub-Maximum.“³⁰ Der Nachweis, dass es sich um einen saisonalen, jahreszeitlichen Rhythmus handele, war nach ihren Aussagen durch HAMILTON & LANGWAY (1967) erbracht worden.³¹

HAMILTON & LANGWAY (1967) hatten an dem Eiskern der Lokalität „Site 2“ (grönländischer Zentralbereich) im Profildbereich bei knapp 300 m Tiefe über einen kontinuierlichen Abschnitt von 1,29 m (lediglich) 4 Zyklen untersucht. Für diesen Bereich, den sie auf 700 [Eiskern-] Jahre datierten, reklamierten sie einen synchronen Verlauf zwischen Staubpartikel-Maxima und Sauerstoffisotopen-Minima; das Staubpartikel-Konzentrationsmaximum würde jeweils im Spätwinter (Februar/März) auftreten. Diese Synchronisation ist aber mehr als fraglich: Ihre 4-„Jahres“-grafik zeigt (ihre Figure 1, von oben nach unten, „Winter zu Winter“), dass die Staubpartikel-Konzentrationsausschläge in $\delta^{18}\text{O}$ -Zyklus 1 (ca. 35 ppb³²) und $\delta^{18}\text{O}$ -Zyklus 4 (ca. 50 ppb) kleiner bzw. etwa gleich groß sind im Vergleich mit zwei unterjährigen Spitzen im Zyklus 3 (ca. 50 und 40 ppb); der Maximalausschlag in $\delta^{18}\text{O}$ -Zyklus 2 beträgt 90 ppb (jeweils Volumenkonzentration). Daneben liegen weitere, kleinere unterjährige Spitzen vor. Eine Übertragung dieser unsicheren Synchronisation eines 4-„Jahres“-Intervalls bei Skalenpunkt 700 [Eiskern-] Jahre auf das gesamte Weichsel-Glazial (Prä-Holozän) mit darüber hinaus signifikant anderen Verhältnissen ist sehr fragwürdig. Dies zeigt auch im Folgenden die zielgerichtete Interpretation der „jährlichen“ Staubmaxima im GISP2-Eiskern.

³⁰ „In dating using LLS, we counted every peak we observed in our dust profile as corresponding to an annual dust maximum“ (RAM & KÖNIG 1997).

³¹ „Hamilton & Langway [1967] demonstrated that the dust concentration in the core varied seasonally. This observation led to the realization that the measurement of annual dust cycles along an ice core can help in identifying annual layers of snow deposition which, in turn, can help date the ice with great accuracy“ (RAM & KÖNIG 1997, 26641).

³² Siehe Fußnote 22.

Zielgerichtete Interpretation

Auf Basis ihrer „Jahresschichtenzählung“ datierten MEESE et al. (1994)³³ den GISP2-Eiskern bis in eine Tiefe von 2800 m auf 85.000 [Eiskern-] Jahre. SOWERS et al. (1993) allerdings erhielten für das Alter des Eises in 2800 m Tiefe „110.000 Jahre“ durch Einphasung (Einpassung) der $\delta^{18}\text{O}$ -GISP2-Daten in die marine SPECMAP-Zeitskala (radiometrisch geeicht). Die offensichtliche Diskrepanz führte durch MEESE und GOW zu einer Nachprüfung des Abschnitts zwischen 2300 und 2800 m und einer Nachmessung mit einer höheren LLS-Auflösung (1 mm anstelle 8 mm); sie wiesen sodann (passend) zusätzliche 25.000 „Jahre“ aus (MEESE et al. 1997).³⁴

RAM & KÖNIG (1997, 26647) konnten sogar noch nachlegen: Für die tiefsten rund 200 GISP2-Eiskernmeter interpretieren sie die Staubpartikel-Signale je nach Auflösung der Apparatur (1 mm vs. 0,5 mm) als 66.000 „Jahresschichten“ oder über 120.000 „Jahresschichten“.

Fazit

Es zeigt sich zweierlei: Die gewünschte Anzahl von Signalen (Ausschlägen) kann über die Auflösung (bzw. Kontrasteinstellung bzw. -verstärkung) der Apparatur eingestellt werden. Erst durch eine zeitliche Rahmenvorgabe, eine zeitliche (hier: radiometrisch begründete) Eichung, wird die Apparatur passgenau eingestellt; sodann werden die Signale mit „Jahresschichten/Jahren“ assoziiert bzw. als solche interpretiert.

6.4 Optoelektronische Visual-Stratigraphie, VS

Beschreibung und Relevanz

Mit NGRIP wurde die optoelektronische Visual-Stratigraphie eingeführt (SVENSSON et al. 2005), ein Abscannen (line scan) des facettierten Eiskerns mit einem Lichteinfallswinkel von 45° (Abb. 23). Dabei werden einerseits digitale Fotografien erstellt (Abb. 27) und andererseits Lichtintensitäten entlang des Eiskernes gemessen, die zu einem VS- oder Line-Scan-Profil zusammengesetzt werden (Abb. 24). Mit der VS-Methode wurde der NGRIP-Eiskern des Tiefenbereichs 1130 m bis 3085 m (Basis) aufgenommen. Im Profilabschnitt, der dem Weichsel-Glazial zugeordnet wird, treten Zehntausende erkennbare helle, horizontale Lagen auf.

³³ Werte (ungerundet) gemäß Bericht: „83736 yr BP - 2800 m (...) 85055 yr BP - 2810 m“ (MEESE et al. 1994, 66).

³⁴ „(...) below 2500 m the number of LLS layers was consistently higher than the number identified by visible stratigraphy, based on the peaking characteristics of the LLS record.“ Und: „This average was then compared to the Sowers-Bender correlated timescale and showed a maximum difference of 1.1% with an age of approximately 111,000 years B.P.“ (MEESE et al. 1997, 26419).

Interpretation und Diskussion

Das VS-Profil wird dahingehend interpretiert, dass es für die untersuchten NGRIP-Segmente (insbesondere das Glazial) die Sedimentationsgeschichte repräsentiert, d. h. dass jede wolke- oder klare Lage im Eis ein Sedimentationsereignis (entweder Schneeniederschlag oder windverwehte Schneeakkumulation) abbildet. Die wolkeigen Bänder werden durch Fremdbestandteile (Staub, Ca^{2+}) verursacht. Die Lichtintensität einer Lage steht zu den Fremdbestandteilen derselben Lage im Verhältnis.

Auch SVENSSON et al. (2005) mussten sich schließlich der Grundfrage stellen: „Eine wichtige Frage in diesem Kontext ist, wie gut das glaziale VS-Profil wirklich ein jährliches Signal liefert (...).“³⁵ Sie führten weiter aus, dass die große Variabilität in der Intensität der erkennbaren Lagen eine Identifizierung und Zählung von „Jahreslagen“ alleine auf Basis des VS-Profiles erwiesenermaßen schwierig mache. Denn abhängig von der Kontrasteinstellung bzw. -verstärkung der Bilder und der gewählten Selektionskriterien zur Identifizierung von Lagen („Jahreslagen“) könne für einen gewählten Eiskernabschnitt eine weite Bandbreite von Lagen ausgeschieden werden, d. h., wenn der Kontrast eines Bildes erhöht werde, ist zu beobachten, dass tendenziell mehr und mehr Lagen erscheinen. Um jedoch Ergebnisse präsentieren zu können, hatten die Autoren ihre Methode an der ss09sea-Zeitskala (JOHNSON et al. 2001, auch GRIP2001 genannt) geeicht und folgerichtig klargestellt, dass ihre Methode keine absolute Datierung des NGRIP-Eiskerns darstelle.

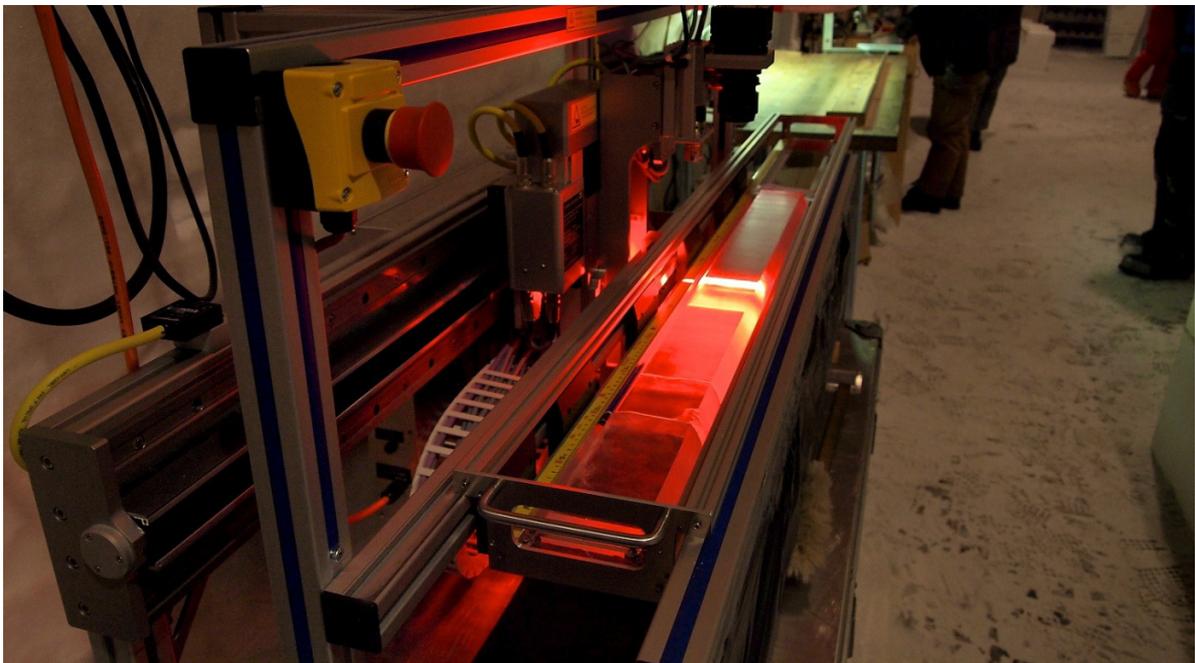


Abb. 23 Optischer Scanner.

Eine Kamera scannt den facettierten Eiskern. Die Apparatur ist so eingerichtet, dass nur gestreutes Licht von der Kamera registriert wird. Foto: Kenji Kawamura; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

³⁵ „An important question in this context is how well the glacial VS profile actually provides an annual signal (...)“ (SVENSSON et al. 2005, 8).

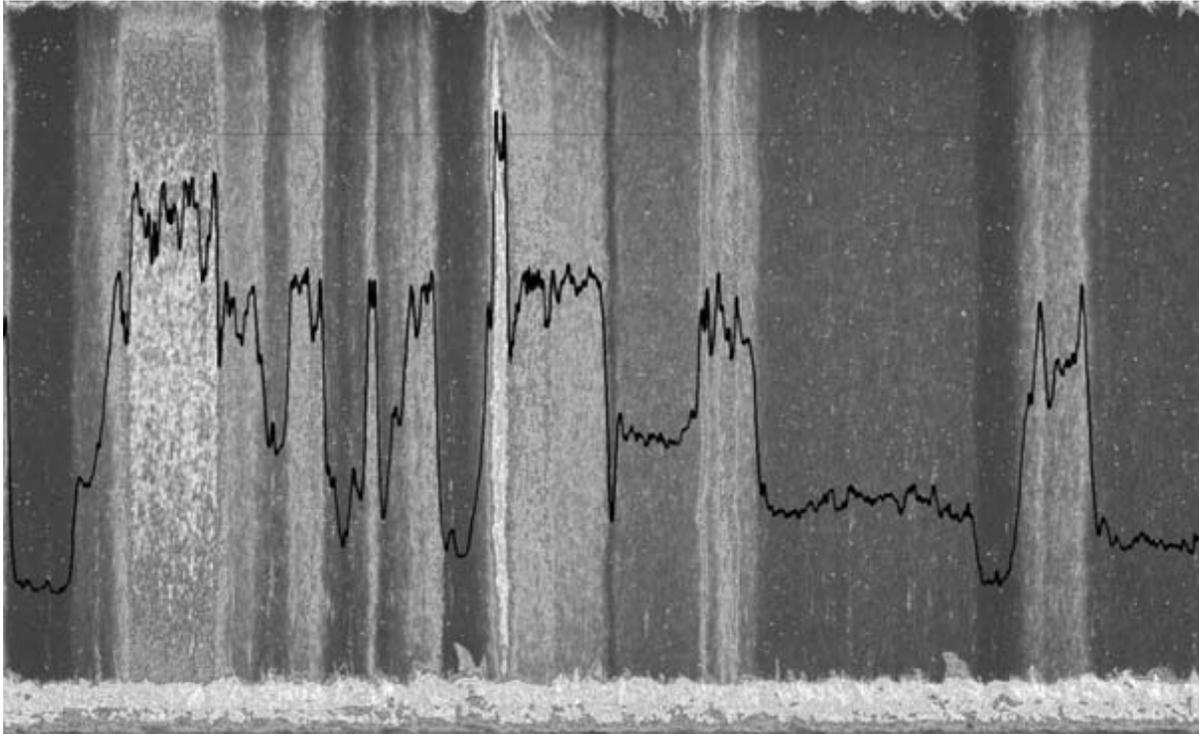


Abb. 24 Messung der Lichtintensität mit dem Line-Scanner.

Die VS-Kurve ist auf den entsprechenden Messbereich gelegt; je lichtintensiver (Graustufen) desto höher der Ausschlag. NGRIP, ca. 1800 m Tiefe, Skalenpunkt um 20.000 [Eiskern-] Jahre. Foto: Søren Wedel Nielsen, Department of Geophysics, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen; www.glaciology.gfy.ku.dk/ngrip/.

7 Grönland-Eiskernchronologie

7.1 Konstruktion der Grönland-Eiskernchronologie-2005

Die Grönland-Eiskernchronologie-2005, GICC05 (Greenland Ice Core Chronology 2005), ist den Bearbeitern zufolge durch die Identifikation und Zählung von Jahresschichten konstruiert worden. Sie umfasst den Skalenbereich 60.000 bis 0 [Eiskern-] Jahre b2k³⁶ (vor 2000 n. Chr.). Die Eiskern-Bearbeiter haben die Konstruktion untereinander wie folgt aufgeteilt (bezogen auf die Leitautoren):

- ca. 11.700 bis 0 [Eiskern-] Jahre b2k: VINTHER et al. (2006)³⁷;
- ca. 14.800 bis ca. 7900 [Eiskern-] Jahre b2k: RASMUSSEN et al. (2006)³⁸;
- 42.000 bis 15.000 [Eiskern-] Jahre b2k: ANDERSEN et al. (2006b)³⁹;

³⁶ b2k, before 2 kilo; vor 2000 n. Chr.

³⁷ „A new synchronized counted timescale has been constructed as a contribution to the Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05). The new timescale is based on annual layer counting in the DYE-3, GRIP and NGRIP ice core records“ (VINTHER et al. 2006, X-9).

³⁸ „The GICC05 timescale across the last termination (7,903 – 14,776 b2k) has been constructed by identifying and counting annual layers using multi-parameter data sets from the GRIP and NGRIP ice cores“ (RASMUSSEN et al. 2006, 13).

³⁹ „The Greenland Ice Core Chronology 2005, GICC05, is extended back to 42 ka b2k (before 2000 AD), i.e. to the end of Greenland Stadial 11. The chronology is based on independent multi-parameter counting of an-

- 60.000 bis 40.000 [Eiskern-] Jahre b2k: SVENSSON et al. (2008)⁴⁰.

VINTHER et al. (2006) beschreiben, wie sie mit den DYE-3-, GRIP- und NGRIP-Eiskernen eine „synchronisierte stratigraphische Zeitskala“ für das Holozän erstellten: Nämlich auf Basis der Interpretation von $\delta^{18}\text{O}$ -, δD - und CFA-Signalen, die über ECM-Profile abgeglichen („gematched“) wurden. Für das oberste Pleistozän gründet die „Jahresschichtenzählung“ auf der Interpretation der CFA-, ECM- und VS-Signale des NGRIP-Eiskerns (RASMUSSEN et al. 2006, ANDERSEN et al. 2006b, SVENSSON et al. 2008).

Die Darstellung der Konstruktion des holozänen Teils der Chronologie durch VINTHER et al. (2006) gewährt einen tieferen Einblick in die Eiskerndatenlage, ihre Zuverlässigkeit und ihre Interpretation.

- Auf die Einbeziehung des GISP2-Eiskerns wurde verzichtet. Damit wurde der „visuellen Stratigraphie“ von ALLEY et al. (1997), wohl mangels Reproduzierbarkeit, scheinbar keine ausreichende Zuverlässigkeit zuerkannt.
- Die Ausprägung der $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillationen in den GRIP- und NGRIP-Eiskernen war bereits in den oberen Teilen so schwach (Diffusion), dass auch mit der Dekonvolutionstechnik⁴¹ schnell das Limit erreicht wurde: NGRIP bis Skalenpunkt 1813 [Eiskern-] Jahre b2k, GRIP bis Skalenpunkt 3845 [Eiskern-] Jahre b2k.
- In dem Skalenabschnitt 7902 bis 3846 [Eiskern-] Jahre b2k wurde der „Jahresschichtenzählung“ des GRIP- und NGRIP-Eiskerns keine Bedeutung beigemessen; sie fielen so gut wie nicht ins Gewicht („almost no weight is given“). Dies, obwohl ein ECM-Profil mit ausreichender Auflösung vorlag.

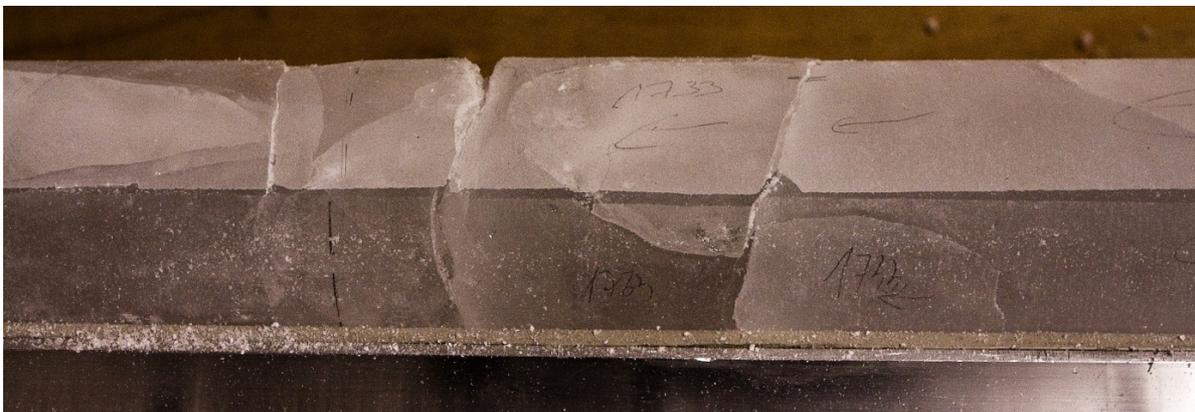


Abb. 25 NEEM-Eiskern der spröden („brittle ice“) Zone.
Foto: Tim Burton; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

nual layers using comprehensive high-resolution measurements available from the North Greenland Ice Core Project, NGRIP“ (ANDERSEN et al. 2006, 3246).

⁴⁰ „The annual layer counting of the 41.8–60.0 ka section of GICC05 is based on the same NorthGRIP data set that was applied to establish the 10.3–41.8 ka interval of the time scale and which is thoroughly described elsewhere (Rasmussen et al., 2006; Andersen et al., 2006)“ (SVENSSON et al. 2008, 49).

⁴¹ „As diffusion in the snow and firn layers (the upper 60-70 m of the ice sheet) dampens the annual cycle in $\delta^{18}\text{O}$ significantly for areas of low accumulation, it has been necessary to use deconvolution techniques [Johnsen 1977; Johnsen et al. 2000] to re-establish the annual oscillations in the GRIP and NGRIP records“ (VINTHER et al. 2006, X-3).

Zur eigentlich tragenden Säule der Chronologie bis Skalenpunkt 7903 [Eiskern-] Jahre b2k wird der (alte) Dye-3-Kern von 1981 mit aussagegemäß deutlich ausgeprägten $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillationen.⁴²

- Jedoch lag gerade für diesen Kern – so wurde nunmehr mitgeteilt – kein durchgängiges verlässliches $\delta^{18}\text{O}$ -Profil vor (s. u.). VINTHER et al. (2006) entnahmen für ihre Arbeit für die Skalenabschnitte 8313 bis 7899 und 6905 bis 5816 [Eiskern-] Jahre b2k zusätzlich 12.000 Eisproben und bestimmten – aufgrund des Vorteils kleinerer Probenmengen – die Deuteriumkonzentrationen (δD).
- Der Skalenabschnitt 8313 bis 7903 [Eiskern-] Jahre b2k basierte auf CFA-Daten des GRIP-Eiskerns, die auf den Dye 3-Kern übertragen wurden. Für den finalen Abschnitt von 11.703 bis 8314 [Eiskern-] Jahre b2k war die GRIP-Datierung maßgeblich, die so dann auf das ECM-Profil des Dye-3-Kerns transferiert wurde.
- Ein durchgängiges „Jahres“-Profil ist weder für den Dye-3-Kern noch für die neue Master-Chronologie veröffentlicht.

Die Verlässlichkeit des Dye-3-Kerns ist allerdings mehr als fraglich. Die physische Beschaffenheit wurde seinerzeit von mehreren Eiskern-Bearbeitern als problematisch dargestellt. Unter anderem wurden als Gründe genannt: Eine extrem brüchige (und beschädigte) Zone (sog. brittle zone, beispielhaft gezeigt am NEEM-Eiskern, Abb. 25) in dem Tiefenbereich 800 m bis 1400 m (DANSGAARD et al. 1982⁴³, ANDERSEN et al. 2006a⁴⁴), störende Eisschmelz- und Wiedergefrierereignisse (Perkolationsstrukturen) während des gesamten Holozän (HERRON et al. 1981⁴⁵) und folglich unregelmäßige $\delta^{18}\text{O}$ -Zyklen (LANGWAY et al. 1988⁴⁶). Insgesamt kann nicht von einer Kontinuität und Klarheit der Abfolge ausgegangen werden und das Ausmaß der Störungen ist nicht wirklich bekannt.

⁴² „The drill site of the DYE-3 ice core in South Greenland receives more than twice as much accumulation as Central Greenland, and the annual layers are thus very well resolved in the upper part of the DYE-3 ice core. In the most recent 7.9 ky, annual layers have therefore been identified using stable isotope ratio data from the DYE-3 ice core, supported by data from the GRIP and NGRIP ice cores in the youngest part. High accumulation rates result in relatively rapid ice flow, and due to flow-induced layer thinning and diffusion of the isotopes, DYE-3 data can not be used for annual layer counting much more than 8 ky back in time“ (RASMUSSEN 2006, 5).

⁴³ „In the depth interval 800 to 1400 m the ice was extremely brittle, and even careful handling unavoidably damaged this part of the core (...) The depth interval 800 to 1400 m would be a period approximately from about two thousand years ago to about five or six thousand years ago“ (DANSGAARD et al. 1982, 1274).

⁴⁴ „The length of each stratigraphy is limited by the initial accumulation rate at the site determining the isotopic diffusion, together with the sampling resolution and the location of the brittle zone in the cores“ (ANDERSEN et al. 2006a, 2). – „each“ bezieht sich auf die Eiskerne NGRIP, GRIP und DYE-3.

⁴⁵ „An exceptionally warm spell can produce features which extend downwards by percolation, along isolated channels, into the snow of several previous years. This can happen in regions which generally have little or no melting at the snow surface as exemplified during mid July 1954 in north-west Greenland. Such an event could lead to the conclusion that two or three successive years had abnormally warm summers, whereas all the icing formed during a single period which lasted for several days. The location where melt features will have the greatest climactic significance is high in the percolation facies where summer melting is common but deep percolation is minimal. Dye 3 in southern Greenland (65°11'N; 43°50'W) is such a location“ (HERRON et al. 1981, 389).

⁴⁶ „The annual $\delta^{18}\text{O}$ cycles [des Dye 3-Eiskerns, MK] are not as regular as those from Milcent because penetration and refreezing of melt water offsets the advantages of the high annual rate of accumulation (53 cm of ice equivalent per year) and the low mean annual surface temperature (-20°C)“ (LANGWAY et al. 1988, 103).

Absolute Dye-3-Zeitskala variabel

Erst durch RASMUSSEN et al. (2006) wurde – nach 20 Jahren – dargelegt, dass die von HAMMER et al. (1986) vormals erstellte *absolute* Zeitskala bis zur Pleistozän/Holozän-Grenze (8770 BC \pm 150, also etwa 10.720 [Eiskern-] Jahre BP)⁴⁷ in Teilbereichen durch Interpolation und nicht durch „Jahresschichtenzählung“ konstruiert worden war.⁴⁸

Mit ihrer Zielzahl der Anzahl von „Jahresschichten“ bis zur Pleistozän/Holozän-Grenze⁴⁹ orientierten sich HAMMER et al. (1986) an die von STRÖMBERG (1985) veröffentlichte Zahl von 8750 BC +50/-150 der revidierten schwedischen Warvenchronologie (entspricht 10.700 Warvenjahre BP). Dabei mussten HAMMER et al. (1986) auch einräumen, dass die Camp-Century-Zeitskala um +670 [Eiskern-] Jahre zu korrigieren war.⁵⁰ Denn diesem Grenz-Ereignis war damals der verbreitete Wert von etwa 10.000 ¹⁴C-Jahren (unkalibriert; implizit 10.000 Kalenderjahre) zugeordnet worden. Verständlich werden diese „Zeit“sprünge, wenn die Motivationslage der Autoren betrachtet wird: Denn ihr Ziel war es, eine unabhängige Kalibration der ¹⁴C-Zeitskala durch eine absolute, jahrgenaue Eiskerndatierung bis zur Pleistozän/Holozän-Grenze bereitzustellen.⁵¹

Wie für das gleiche Grenz-Ereignis die „Zeit“skala weiter ausgedehnt wird, also noch mehr „Jahresschichten“ hinzukommen, zeigt der Vergleich mit der Radiokarbon-Kalibrationskurve Intcal04 (REIMER et al. 2004). Denn das dendrokaliibrierte Alter der Pleistozän/Holozän-Grenze von etwa 11.500 ¹⁴C-Jahren (cal) BP war Vorlage für die Grönland-Eiskernchronologie-2005: hier rund 11.700 „Kalenderjahre“ (s. Abschnitt 7.3). So erfuhr die ehemals *absolute*, durch Jahresschichtenzählung erstellte holozäne Chronologie des Dye-3-Kerns mit 10.720 „Jahren“ (vgl. oben) eine Erweiterung um etwa 1000 „Jahresschichten“, um an die Marke von 11.700 [Eiskern-] Jahren b2k anzuschließen.⁵²

Fazit

Die zugrunde liegende Methode zur Konstruktion der Grönland-Eiskernchronologie-2005 unterscheidet sich nicht von der Methode, mit welcher Eiskernchronologien zuvor erstellt worden waren. Den Konstrukteuren ist die Anzahl auszuweisender Einzel-„Jahre“ bekannt; sie ist durch die radiometrische Eichung der (zwei) Ereignispunkte im Wesentlichen vorbestimmt (Kap. 3). Über die kalkulierten Tiefen-Alters-Beziehungen (Eisflussmodell) sowie ent-

⁴⁷ „Seasonal variations in ¹⁸O content, in acidity, and in dust content have been used to count annual layers in the Dye 3 deep ice core back to the Late Glacial. In this way the Pleistocene/Holocene boundary has been absolutely dated to 8770 BC with an estimated error limit of \pm 150 years“ (HAMMER et al. 1986, 284).

⁴⁸ „However, at the time when the DYE-3 timescale of Hammer et al. [1986] was constructed, highly resolved stable isotope ratios had only been measured continuously down to 5.9 kyr b2k, and the timescale was therefore to some degree based on interpolation and on ECM measurements below this [Hammer, 1989]“ (RASMUSSEN et al. 2006).

⁴⁹ Bzw. Grenze Jüngere Dryas zu Präboreal.

⁵⁰ „We therefore conclude that the age of the YD/PB transition should be the same in the two cores, and that an accumulated error of some 670 years must have been introduced in the previous dating of this transition in the Camp Century core“ (HAMMER et al. 1986, 288).

⁵¹ „A comparison between ice core and ¹⁴C dating of this event, therefore, provides an independent calibration of the ¹⁴C time scale“ (HAMMER et al. 1986, 284).

⁵² Die Anpassung um 1000 „Jahre“ gilt auch für die Camp-Century-Zeitskala.

sprechende Auflösungen hauptsächlich physikochemischer Signale werden die notwendigen Skalen- bzw. „Jahres“einheiten durch die Eiskern-Bearbeiter fixiert und schließlich die zugehörige Zeitskala (Eiskernchronologie) konstruiert. Ohne den Nachweis in der Hauptsache erbracht zu haben, werden die Signale mit „Jahren“ und „Jahresschichten“ assoziiert bzw. als solche interpretiert. So werden beispielsweise für das Ereignis des Endes der Jüngeren Dryas (Pleistozän/Holozän-Grenze, Kap. 7.3) bei einer Vorgabe von 10.700 [radiometrischen] Jahren *absolut* 10.700 Einzel-„Jahre“ gezählt, bei einer Vorgabe von 11.700 [radiometrischen] Jahren am gleichen Eiskern *absolut* 11.700 Einzel-„Jahre“ gezählt. Das zeigt, wie variabel die Signale interpretiert werden.

Die Eiskerndatierung bzw. eiskernchronologische Methode auf Basis der Zählung von Jahresschichten ist weder eine absolute noch eine unabhängige Datierungsmethode. Sie folgt mittel- oder unmittelbar den radiometrischen Altersvorgaben und ist extrem variabel und anpassungsfähig.

7.2 Vedde-Asche und Saksunarvatn-Asche

In den Eiskernen GISP2, GRIP und NGRIP sind mit Hilfe verbesserter Technik Aschenlagen aufgefunden worden, die es erstmals erlaubten die Eiskernstratigraphie tephrostratigraphisch mit der herkömmlichen Quartärstratigraphie abzugleichen. So bestätigte sich nach fast 30 Jahren, dass die von DANSGAARD et al. (1969) für den Camp-Century-Eiskern (1966) erstellte Isotopen-Stratigraphie im Grenzbereich Pleistozän/Holozän korreliert (GRÖNVOLD et al. 1995).⁵³

Pos.	vulkanische Aschenlagen	Herkunft	Eiskern	Tiefe [m]	NGRIP-Alter SS09-Zeitskala [Eiskernjahre]	GRIP-Alter [Eiskernjahre]	NGRIP-Alter GICC05-Zeitskala [Eiskernjahre, b2k]
1	Saksunarvatn-Asche	Grimsvötn (Island) ?	NGRIP	1409,83	10265-10267 BP	10180 ± 60 BP	10437 ± 89
2	Grenze Jüngere Dryas/Präboreal		NGRIP	1492,45			11703 ± 99
3	Vedde-Asche (Z1)	Katla (Island) ?	NGRIP	1506,14	11985-11988 BP	11980 ± 80 BP	12171 ± 114

Tab. 7 Position und Eiskern-Alter von Saksunarvatn- und Vedde-Asche.

Nach Daten von MORTENSEN et al. (2005): SS09-Alter mit Verweis auf JOHNSEN et al. (1995), GRIP-Alter mit Verweis auf GRÖNVOLD et al. (1995). Pos. 2, Tiefenangaben und GICC05-Alter nach RASMUSSEN et al. (2006).

MORTENSEN et al. (2005) präsentieren 12 durch Partikel-Screening lokalisierte Aschenlagen im NGRIP-Eiskern in einer Tiefe zwischen 1400 m und 1640 m (~10.000 bis 16.000 Eiskernjahre⁵⁴ BP). Zwei dieser Lagen, mit dem bloßen Auge erkennbar, konnten anhand geochemi-

⁵³ „The positive identification of ash layers Z-1 and Z-2 in the GRIP ice core connects the ice core unambiguously to the North Atlantic oceanic sediment record and confirms the prediction made by comparing the $\delta^{18}\text{O}$ ice record and sea surface temperatures derived from *N. pachyderma* (s.) abundances in North Atlantic sediments (...) and their linear correlation“ (GRÖNVOLD et al. 1995, 154).

⁵⁴ MORTENSEN et al. (2005, 209) benutzen in diesem Zusammenhang den Terminus „calendar ice core years“.

scher Vergleichsuntersuchungen (FeO/TiO₂-Binärndiagramm) identifiziert werden: Die mm-dicke basaltische Saksunarvatn-Asche in 1409,89 m Tiefe sowie die bimodale⁵⁵ Vedde-Asche (Z1) in 1506,18 m Tiefe (Tab. 7).⁵⁶

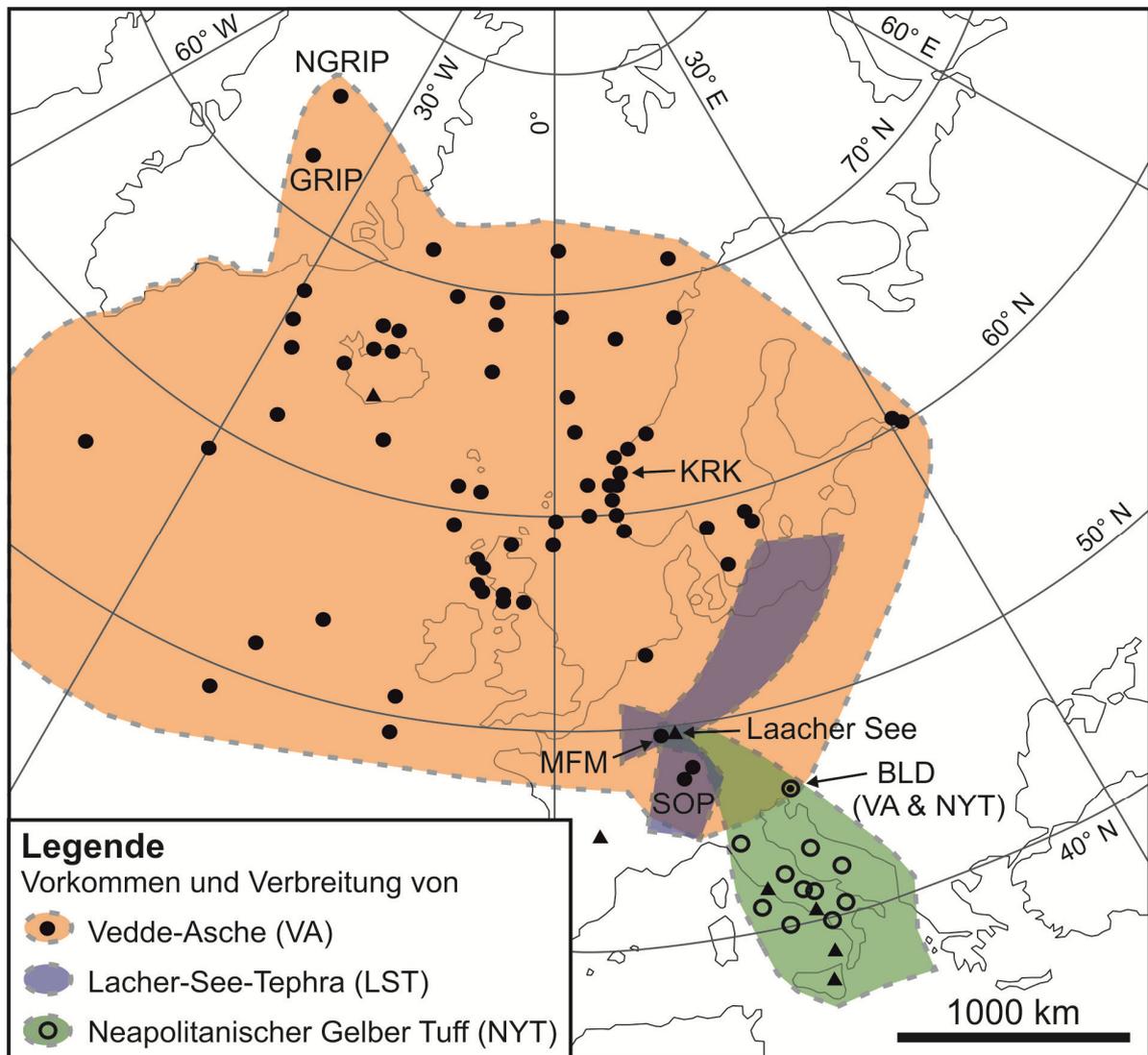


Abb. 26 Vorkommen und Verbreitung der vulkanischen Vedde-Asche.

Die Vedde-Asche unmittelbar unterhalb der Pleistozän/Holozän-Grenze ist im grönländischen Eis sowie in marinen und terrestrischen Sedimenten nachgewiesen. Korrelationen mit der Lacher See Tephra und dem Neapolitanischen Gelben Tuff erlauben eine pan-europäische Tephrostratigraphie für das Spätglazial und frühe Holozän von Grönland über den Nordatlantik, Mitteleuropa und die Alpen bis nach Italien. Legende: Schwarze Dreiecke: vulkanische Ausbruchszentren; Kreise: Fundpunkte; BLD: Bled-See, Slovenien (LANE et al. 2011a); MFR: Meerfelder Maar (LANE et al. 2015); SOP: Soppensee, Schweiz (LANE et al. 2011b); ROT: Rotmeer, Deutschland (BLOCKLEY et al. 2007); KRK: Kråkenes, Norwegen (BIRKS et al. 1996); Abbildung nach DAVIES et al. (2012) sowie LANE et al. (2015), weitere Referenzen siehe dort. Grafik: R. SCHÄFFER.

Die Verbreitung beider Aschen (Abb. 26) erstreckt sich über ein Areal, das vom grönländischen Eisschild, über den Nordatlantik, Island, Skandinavien, Großbritannien und Deutsch-

⁵⁵ Sowohl basaltischer als auch rhyolithischer Chemismus.

⁵⁶ „Correlation with ice, marine and terrestrial records from volcanic source regions in the northern hemisphere positively identifies the Saksunarvatn Ash and the Vedde Ash (Ash Zone 1)” (MORTENSEN et al. 2005, 209).

land bis zur Schweiz (nur Vedde-Asche) reicht (u. a. BIRKS et al. 1996, BLOCKLEY et al. 2007, DAVIES et al. 2012).⁵⁷ Als Herkunftsgebiet der Aschen gilt Island (Grimsvötn?, Katla?). Die Aschenlagen sind eindeutige (und damit verlässliche) zeitgleiche Erscheinungen (Isochronen) zur Korrelation mariner, terrestrischer und Eiskern-Folgen in Zentral- und Nordeuropa.

7.3 Pleistozän/Holozän-Grenze

Die formale Definition der Basis des Holozän – und damit auch der Pleistozän/Holozän-Grenze – erfolgte 2008 am NGRIP-Eiskern bei der Tiefen-Position 1492,45 m (WALKER et al. 2009).⁵⁸ Der Grenzpunkt (Abb. 27) markiert das klarste Signal einer klimatischen Erwärmung, die durch einen abrupten $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg und einem abrupten Abfall des Deuterium-Exzess-Wertes⁵⁹ gekennzeichnet ist.⁶⁰ Darüber hinaus liegen zwei weitere signifikante Merkmale beim Übergang vom Glazial zum Postglazial vor: Ein Sauerwerden des Eises sowie eine Beendigung staubreichen Eintrags (sehr hellen Lagen, jeweils in den rechten Bildteilen der Abb. 27).

Zuvor war die stratigraphische Position durch die Identifizierung der im Grenzbereich aufgefundenen Saksunarvatn- und Vedde-Asche abgesichert worden (Abschnitt 7.2). Ein Hauptgrund, warum der Holozän-Entscheid zu Gunsten des grönländischen Eises ausfiel, ist die hohe Auflösung. Die holozänen Ablagerungen im Zentralbereich des grönländischen Eisschildes mit einer Eisdicke von etwa 1500 m sind um Größenordnungen mächtiger als die des Nordatlantiks (Dezimeter-Bereich) oder von Festlandsseen (Meter-Bereich).

WALKER et al. (2009) weisen der Pleistozän/Holozän-Grenze ein Alter von „11.700 Kalenderjahren b2k“ zu. Sie übernehmen damit das GICC05-Altersmodell, insbesondere das von RASMUSSEN et al. (2006) ermittelte Alter des Grenzpunktes von 11.703 ± 99 [Eiskern-] Jahren b2k⁶¹, das sie – wohl zur besseren Handhabung – runden und fixieren. Da es sich – auch WAL-

⁵⁷ Kürzlich ist die Vedde-Asche im Nordural in Seesedimenten des Bolshoye Shchuchye (etwa 67°N, 66°E) entdeckt und identifiziert worden, 4000 km vom vermuteten Ausbruchspunkt (Katla, Island) (HAFLIDASON et al. 2019). Dieser Fund ist in Abb. 26 noch nicht vermerkt.

⁵⁸ Die Einführung neuer Einheiten und Bezeichnungen in der Stratigraphie geschieht durch einen formalen Prozess, dem Mehrheitsbeschlüsse zugrunde liegen. Dabei unterbreitet die Internationale Stratigraphische Kommission (ICC) einen Vorschlag, der vom Exekutivkomitee der Internationalen Union der Geologischen Wissenschaften (IUGS) ratifiziert werden muss. Jeweils die Basis einer (globalen) chronostratigraphischen Einheit ist (bzw. wird) durch einen globalen Grenz- oder Referenzpunkt definiert (auf Stufenebene); durch formale Festlegung eines Grenzstratotypus-Punktes in einem Grenzstratotypus-Profil (Global Boundary Stratotype Section and Point, GSSP). Eine Anforderung an solch einen Punkt ist sein hohes Korrelationspotential, möglichst weltweit. Siehe *Internationaler stratigraphischer Leitfaden* (SALVADOR 1994).

⁵⁹ Die Beziehung zwischen δD und $\delta^{18}\text{O}$ ist wie folgt: $\delta\text{D} = 8,0 \delta^{18}\text{O} + d$; d ist der Deuterium-Exzess mit ungefähr 10 ‰, aber „saisonal schwankend“ (WALKER et al. 2009, 10).

⁶⁰ „(...) at the horizon which shows the clearest signal of climatic warming, an event that marks the end of the last cold episode (Younger Dryas Stadial/Greenland Stadial 1) of the Pleistocene (...)“ (WALKER et al. 2009, 10).

⁶¹ Die Unsicherheit, hier „ ± 99 [Eiskern-] Jahre“ bezieht sich auf mögliche Zählfehler bei der „Jahresschichten-zählung“.

KER et al. (2009) zufolge – um eine „Jahresschichtenzählung“ handelt, werden Eiskernjahre mit Kalenderjahren gleichgesetzt.⁶²

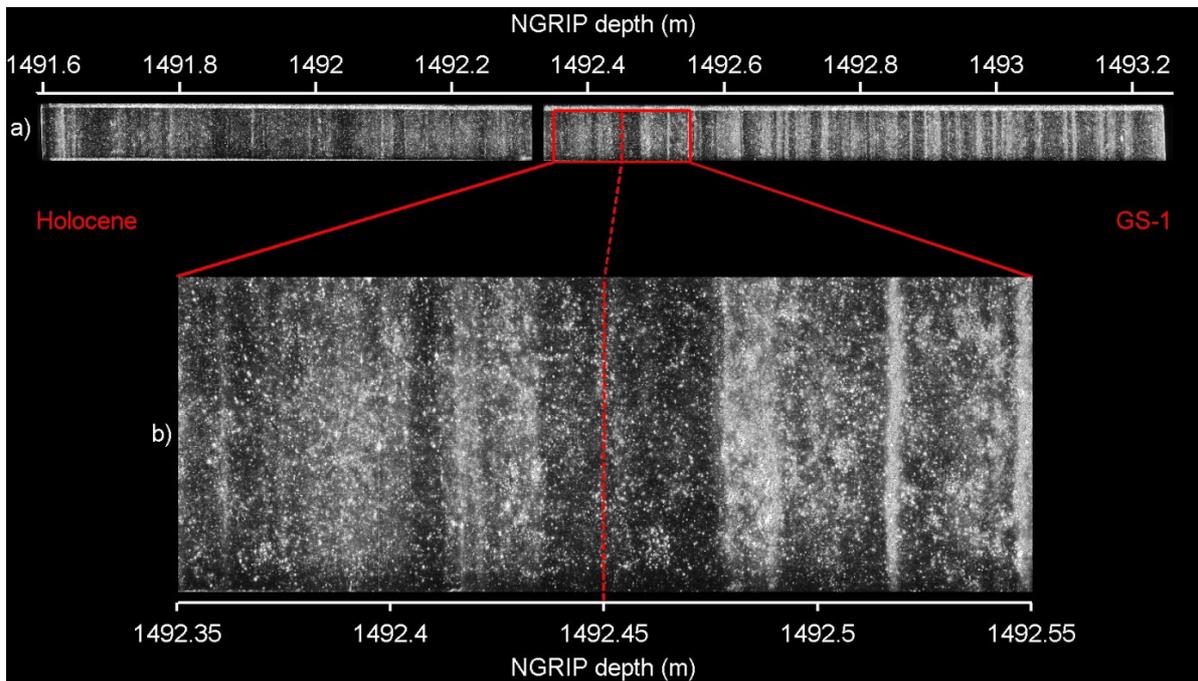


Abb. 27 Pleistozän/Holozän-Grenze im NGRIP-Eiskern.

Fotografie des polierten NGRIP-Eiskerns zwischen 1491,6 und 1493,25 m Tiefe. Die gestrichelte Linie markiert die formale Basis des Holozän (bzw. Pleistozän/Holozän-Grenze) bei Tiefe 1492,45 m. Durch Anwendung des Visual-Scanning-Verfahrens zeigt sich klares Eis dunkel, wolkiges Eis hell (durch Einschlüsse, z. B. Staubpartikel). GS-1 = Grönland-Stadial-1, oberster Abschnitt des Pleistozäns (Eiskern), letztes „Kaltereignis“ der Weichsel-Kaltzeit, entspricht etwa der Jüngeren Dryas. Foto/Grafik: Centre for Ice and Climate, University of Copenhagen; freundliche Überlassung.

Neue holozäne Stufen: Grönlandium, Northgrippium

Die Holozän-Serie ist 2018 formal dreigliedert worden (WALKER et al. 2018). Die neuen Stufen lauten: Grönlandium, Northgrippium und Meghalayum. Die zwei erstgenannten Stufen stehen in Beziehung zu den grönländischen Eisbohraktivitäten und der Grönland-Eiskernchronologie-2005.

Die Basis der Grönlandium-Stufe ist identisch mit der Basis des Holozän. Der Name der Stufe leitet sich von der Region der Bohrlokaliät(en), dem zentralen grönländischen Eisschild, ab. Die Basis der Northgrippium-Stufe ist ebenfalls im NGRIP-Eiskern definiert, bei der Tiefen-Position 1228,67 m. An diesem Punkt ist eine markante Veränderung der Sauerstoff- und Wasserstoffisotopenverhältnisse, $\delta^{18}\text{O}$ bzw. δD , zu niedrigeren Werten überliefert. Dieser „Einbruch“ wird als abrupte Abkühlung interpretiert. Auf Grundlage der eiskernchronologischen „Jahresschichtenzählung“ wird dieser Tiefe ein Alter von 8236 ± 47 [Eiskern-] Jah-

⁶² „A timescale based on multi-parameter annual layer counting provides an age of 11 700 calendar yr b2k (before AD 2000) for the base of the Holocene, with a maximum counting error of 99 yr“ (WALKER et al. 2009, 3).

ren b2k zugewiesen. Der negative Ausschlag wird auch als „8,2-ka-Ereignis“ (ka, 1000 Jahre) bezeichnet. Der Name der Stufe leitet sich von N(orth)GRIP ab.

7.4 Verifizierung der Grönland-Eiskernchronologie-2005

Nach RASMUSSEN et al. (2006) können die Zeitskalen grönländischer Eiskerne mit „vulkanischen Lagen“ validiert werden (mit Bezug auf CLAUSEN et al. 1997).⁶³ CLAUSEN et al. (1997) hatten für die Dye-3- und GRIP-Eiskerne anhand der $\delta^{18}\text{O}$ - und ECM-Profile für die vergangenen 4000 [Eiskern-] Jahre „jahrgenaue“ Chronologien erstellt. Dabei wurden die ECM-Ausschläge (Aziditätsspitzen, vulkanische Säureniederschläge) benutzt, um an diesen historisch bekannte Vulkaneruptionen zu dokumentieren.⁶⁴ Den prominenten Ausschlägen (Signalen) wurden 27 Eruptionereignisse entweder zugewiesen („assigned“) oder bereits genannte Vorschläge einer Korrelation durch andere Autoren übernommen („has been suggested that they correspond to“). Das jüngste Ereignis, Skalenpunkt AD 1912 („Event 1“), die Katmai-Eruption in Alsaska, galt scheinbar als wirklich nachgewiesen („the eruption is found“). Ereignis 26, Skalenpunkt 1636 BC (GRIP-Eiskern), wurde der minoischen Thera-Eruption zugeordnet.⁶⁵ Den Skalenpunkten AD 1362 sowie AD 79 wurden keine Eruptionereignisse zugewiesen (ihre Table 5, dort nicht aufgeführt); es werden aber zu den Skalenpunkten AD 1360 (Dye-3-Eiskern) sowie AD 79 (GRIP-Eiskern) ECM-Aziditätsausschläge aufgeführt (ihre Tabelle 3).

Es ist allerdings festzustellen, dass für kein einziges der 27 Eruptionereignisse ein Nachweis darüber erbracht wurde, dass es sich tatsächlich um Säureniederschläge der zugewiesenen Vulkaneruptionen handelt. Die Aziditätsspitzen alleine sind keine eindeutigen Fingerabdrücke einer Vulkaneruption. Die Zuordnung erfolgte auf Basis eines „best guess“.⁶⁶ Das bedeutet, dass die mit „Jahresschichten“ konstruierte „absolute“ Grönland-Eiskern-Chronologie-2005 nicht mit Zuweisungen historisch bekannter vulkanischer Eruptionen verifiziert werden kann.

VINTHER et al. (2006) verwenden zur Abschätzung möglicher Zählfehler bei der Zählung der „Jahresschichten“ bis zum Skalenpunkt 3845 [Eiskern-] Jahre b2k „historisch datierte vulka-

⁶³ „Greenland ice cores can be dated by annual layer counting when the accumulation rate is sufficient to resolve annual layers, and the timescales of different ice cores can be matched and validated using volcanic layers and other independently dated stratigraphic markers [Clausen et al., 1997; Anklin et al., 1998]“ (RASMUSSEN et al. 2006, 1).

⁶⁴ „Because it is possible to date the individual strata of the ice core by using, e.g., the detailed $\delta^{18}\text{O}$ and ECM profiles to almost the calendar year for the past 4000 years in the Dye 3 and Greenland Ice Core Project (GRIP) Greenland ice cores, the age of the pronounced ECM peaks can be used to document historical known volcanic eruptions“ CLAUSEN et al. (1997, 26707).

⁶⁵ Gemäß ihrer Table 5 nur im Dye-3-Kern durch H_2SO_4 -Konzentration chemisch identifiziert.

⁶⁶ Die Zuweisung ist eine bestehende Praxis; in diesem Zusammenhang schrieben ZIELINSKI et al. (1995, 135) von einer „so ziemlich als erwiesen angenommen Idee“: „The presence of several glass shards in the GISP2 ice core that appear to match the composition of those from the Eldgjá eruption verifies that Eldgjá is at least one source of the large acidity and SO_4^{2-} signal in the mid-AD 930s in Greenland ice cores. Although this idea was pretty much taken for granted, there was the potential that this signal was due in part to another volcano given the scarcity of volcanic records from the tenth century in general.“

nische Referenzhorizonte⁶⁷ (u. a. auch mit Bezug auf CLAUSEN et al. 1997). Als absolut-zeitliche Ankerpunkte der Grönland-Eiskernchronologie-2005 wählen die Autoren die Öraefajökull-Eruption (1362 n. Chr.), die Vesuv-Eruption (79 n. Chr.) sowie die Thera-Eruption (? 1500–1650 v. Chr.) (Tab. 8).

Pos.	Referenz-horizont	Ausbruchs-datum	DYE-3 Tiefe [m]	GRIP Tiefe [m]	NGRIP Tiefe [m]	NGRIP-Alter GICC05-Zeitskala [Eiskernjahre, b2k]	Zähl-fehler [Eiskern-jahre ±]
1	Öraefajökull (Island)	1362 n. Chr.	326,70	165,10	142,75	638 (AD 1362)	0
2	Vesuv (Italien)	79 n. Chr.	779,99	429,08	367,80	1921 (AD 79)	0
3	Thera (Griechenland)	ca. 1500 -1650 v. Chr.	1227,48	736,47	640,99	3641 (1642 BC)	5

Tab. 8 Vulkanische Referenzhorizonte.

Vulkanische Referenzhorizonte als absolut-zeitliche Ankerpunkte der Grönland-Eiskernchronologie-2015. Die Zuordnung vulkanischer Eruptionen zu den Aziditätsspitzen erfolgte auf Basis eines „best guess“. Nach VINTHER et al. (2006), insbesondere auch ihre Table 4. – Versuche, die Tephrapartikel in den Eiskernen zu identifizieren, erfolgten hauptsächlich nach 2006 (s. Textteil und Tab. 15).

Um die offenbar bekannten Unsicherheiten zu entkräften (s. o. CLAUSEN et al. 1997), berichten VINTHER et al. (2006) im Weiteren auch von Funden vulkanischer Aschen: „Beide Eruptionen, die des Vesuv 79 n. Chr. und die des Öraefajökull 1362 n. Chr., sind unlängst anhand von Tephra des GRIP-Eiskerns identifiziert worden (C. Barbante, persönliche Mitteilung, 2005; V. A. Hall und J. R. Pilcher, persönliche Mitteilung, 2006).“⁶⁸

Die Ergebnisse und der aktuelle Stand zu den „vulkanischen Referenzhorizonten“ und den Tephrafunden werden nachfolgend präsentiert und diskutiert.

Verifizierung der Grönland-Eiskernchronologie-2005 mit vulkanischen Lagen nach VINTHER et al. (2006)

Öraefajökull-Eruption (Island): 1362 n. Chr.

PALAIIS et al. (1991) berichten von einer Konzentration von Tephrapartikeln im GISP2-Eiskern bei Profil-Tiefe 174,1 m (ohne ECM-Ausschlag), die sie aufgrund der geochemischen Analyse dem Öraefajökull-Ausbruch 1362 n. Chr. zuschreiben („is believed to have originated from“).⁶⁹ Der Titel ihres Artikels ist faktisch formuliert: „Vulkanische Asche von der

⁶⁷ „Direct estimation of the counting bias is possible for the past ~1900 years where historically dated volcanic reference horizons are observed in the ice core records. The period between the A.D. 79 Vesuvius eruption and the A.D. 1362 Öraefajökull eruption has been chosen to evaluate possible biases in the dating technique“ (VINTHER et al. 2006).

⁶⁸ „Both the A.D. 79 Vesuvius eruption and the A.D. 1362 Öraefajökull eruption have recently been identified in tephra from the GRIP ice core (C. Barbante, personal communication, 2005; V. A. Hall and J. R. Pilcher, personal communication, 2006).“

⁶⁹ Zum Alter der Lage: „The estimated age of this layer is 1362 A.D. according to the current dating scheme derived from interpretation of detailed oxygen-isotope measurements on the GISP2 core (P. Grootes, unpublished data, 1991)“ (PALAIIS et al. 1991, 1242).

Öraefajökull-Eruption 1362 n. Chr. (Island) im grönländischen Eisschild.“ Die von ihnen publizierten Ergebnisse weichen allerdings signifikant vom Geochemismus sicherer Öraefajökull-Vorkommen ab.⁷⁰ SELBEKK & TRØNNES (2007) führen diese Diskrepanz auf analytische Fehler zurück.⁷¹ Eine andere Erklärung hierfür könnte ganz einfach die sein, dass es sich bei den Partikeln nicht um Material des historisch dokumentierten Öraefajökull-Ausbruchs von 1362 handelt.⁷²

COULTER et al. (2012)⁷³ vermelden – nach Analyse von drei Eiskernen im jeweiligen Eiskern-Skalenbereich um AD 1362 – ein positives Ergebnis (Tab. 9). Demnach stamme die rhyolithische Tephra der Probe QUB-1052 (GRIP-Eiskern) von der Öraefajökull-Eruption⁷⁴ (vgl. ihre Figure 1: vier Binärplots durchweg mit geochemischer Übereinstimmung). Dagegen zeige die Probe QUB-1303/1304 (Dye-3-Kern) keine geochemische Übereinstimmung mit der Öraefajökull-Tephra. Und ein Vergleich der QUB-Proben (Tab. 9, Pos. 1 und 2) mit der GISP2-Probe (Tab. 9, Pos. 4) sei nicht signifikant („poorly“).

Pos.	Tephra-probe	Eiskern	Position Tiefe [m]	GICC05-Alter Eiskernskala	Anzahl Tephra-partikel	Anzahl Analysen	Geochemischer Vergleich	Sonstiges
1	QUB-1052	GRIP	165,20 -165,40	AD 1362-1363	> 200	31	positiv	kein ECM/ SO ₄ ²⁻ -Peak
2	QUB-1303/ 1304	Dye-3	325,80 -326,15	AD 1364	> 11	9	negativ	schwacher ECM- Peak (326,7 m)
3		NGRIP	141,90 -143,55	AD 1358-1367		keine Tephra		
4		GISP2	174,1	GISP2-Alter: AD 1362			"schlecht": zu Pos. 1/2	SO ₄ ²⁻ -Peak

Tab. 9 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenpunkt um AD 1362.

Nachweisziel ist die Öraefajökull-Eruption von 1362. Aufstellung nach Daten aus COULTER et al. (2012). Der geochemische Vergleich des vulkanischen Materials bezieht sich bei Pos. 1 und 2 auf Öraefajökull-Analysen von Island (LARSEN et al. 1999) und Irland (PILCHER et al. 1995) und bei Pos. 4 auf die „GISP2-AD1362“-Tephraanalyse (PALAIS et al. 1991). Ergebnis des geochemischen Vergleichs gemäß Bewertung der Bearbeiter, siehe Textteil.

Vesuv-Eruption (Italien): 79 n. Chr.

COULTER et al. (2012) haben Tephra der Vesuv-Eruption in den Eiskernen Dye-3, GRIP und NGRIP nicht nachweisen können.⁷⁵ In den jeweiligen Eiskern-Skalenbereichen um AD 70–100

⁷⁰ Vgl. PALAIS et al. (1991, Tab. 1) mit SELBEKK & TRØNNES (2007, Tab. 5): SiO₂ in durchschnittlichen Gew.-%: Eiskern (76,9) vs. isländisches Vorkommen (Tephra 71,3 bzw. Glas 72,8).

⁷¹ „The analyses of assumed Öraefajökull 1362 tephra in ice cores from the central Greenland ice cap (Palais et al. 1991), however, differ markedly from the compositions presented in Table 5. The unusually high silica content of 76.9 wt.% and the large analytical uncertainty quoted for these analyses indicate that this discrepancy may be due to analytical errors“ (SELBEKK & TRØNNES 2007, 51).

⁷² VINThER et al. (2006) erwähnen die Arbeit von PALAIS et al. (1991) nicht.

⁷³ Co-Autoren sind V. A. HALL und J. R. PILCHER; siehe Fußnote 68.

⁷⁴ „The major element data indicate that this rhyolitic tephra derives from the Oraefajokull eruption (Figure 1 and Table S1; similarity co-efficient = 0.97)“ (COULTER et al. 2012, 4).

⁷⁵ „The ECM and SO₄⁻ peaks attributed to Laki AD 1783–4, Hekla AD 1104, Eldgjá ~AD 930s, Settlement eruption ~AD 870s, an unidentified but presumed low-latitude event at AD 1259, and Vesuvius AD 79 were not associated with tephtras detectable in the ice and their correlations with specific eruptions cannot therefore be confirmed by our tephra analysis“ (COULTER et al. 2012, 3).

haben sie lediglich 1 Tephrapartikel im NGRIP-Eiskern aufgefunden; dieses hat aber einen nicht zutreffenden basaltischen Geochemismus (Tab. 10, Pos. 1).

BARBANTE et al. (2013) dagegen haben im GRIP-Eiskern im untersuchten Skalenbereich von AD 77–82 (Profil-Tiefe 428,4–429,6 m) 6 Tephrapartikel gewinnen können, alle aus einer Probe der Tiefe 429,3 m.⁷⁶ Aufgrund der geochemischen Zusammensetzung folgern sie („strongly suggest“), dass die Partikel von der Vesuv-Eruption 79 n. Chr. stammen⁷⁷ (Tab. 10, Pos. 2). Obwohl die (nur) sechs Partikel wie auch die Ausbruchprodukte des Vesuvs geochemisch der phonolithischen Klasse angehören, zeigen die Partikel eine relativ hohe Heterogenität⁷⁸ und weichen in ihrer Zusammensetzung in Teilbereichen (Verhältnisse FeO und TiO₂ zu CaO)⁷⁹ deutlich von den präsentierten Vergleichswerten ab (S. 1227). BARBANTE et al. (2013) sehen aber im Zeitraum zwischen 50 und 100 n. Chr. keine wirkliche Alternative zum Vesuv-Ereignis. Da für sie der zeitliche Rahmen durch die bestehende Eiskernchronologie festlag, haben sie darüber hinaus (in einem größeren zeitlichen Rahmen) keine weiteren „alternativen“ Tephralagen (bzw. Eruptionseignisse) untersucht.

Pos.	Tephra-probe	Eiskern	Position Tiefe [m]	GICC05-Alter Eiskernskala	Anzahl Tephra-partikel	Anzahl Analysen	Geochemischer Vergleich	Sonstiges
1	QUB-1328	NGRIP	366,70 -366,85	AD 85-87	1	1	negativ	kein ECM-Peak
2		GRIP	429,3	AD 79	6	6	positiv	ECM-Peak (429,1 m)

Tab. 10 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenbereich um AD 70–100.

Nachweisziel ist die Vesuv-Eruption von 79. Aufstellung nach Daten aus COULTER et al. (2012) (Pos. 1) und BARBANTE et al. (2013) (Pos. 2). Der geochemische Vergleich des vulkanischen Materials bezieht sich bei Pos. 2 auf Analysen vulkanischen Glases vom Vesuv (BALCONE-BOISSORD et al. 2009). Ergebnis des geochemischen Vergleichs gemäß Bewertung der Bearbeiter, siehe Textteil.

Auffällig ist auch die zeitliche Abfolge der einzelnen Signale (BARBANTE et al. 2013, Fig. 2; Abb. 28): So folgt einem ersten prominenten Partikel-Ausschlag (*mit* Tephrapartikel, Tiefe 429,3 m) im „Sommer 79“⁸⁰ ein noch prominenterer Partikel-Ausschlag im „Frühjahr 80“ (*ohne* Tephrapartikel) und erst etwa ein [Eiskern-] Jahr später, im „Herbst 80 n. Chr.“, ein einzeln stehender Aziditätsausschlag (vulkanischer Säureniederschlag). Eine mögliche Au-

⁷⁶ Bemerkenswert ist, dass diese Arbeit bereits von HAMMER et al. (2003) angekündigt wurde, es aber 10 Jahre dauerte, bis sie schließlich fertiggestellt und publiziert worden ist: „Microtephra particles found in the GRIP ice layer dated to 79 AD (and 80 AD in the Dye 3 core) have been proven to originate from the historical Vesuvius eruption of 79 AD (BARBANTE, C., MARIANELLI, P., HAMMER, C. U., CLAUSEN, H. B. & SIGGAARD ANDERSEN, M. L., in prep.).“

⁷⁷ „We identified six volcanic glass fragments at 429.3 m depth in the GRIP ice core where the elemental compositional analysis strongly suggests that they originated from the 79 AD Vesuvius eruption“ BARBANTE et al. 2013, 1230).

⁷⁸ „However, when comparing the tephra fragments with whole-rock and individual pumice samples from the Pompeii 79 AD Vesuvius eruption, the GRIP particles appear relatively heterogenous (Fig. 5; Santacroce et al., 2008; Balcone-Boissard et al., 2009)“ (BARBANTE et al. 2013, 1227).

⁷⁹ „The GRIP tephra differ from the Vesuvius values in FeO and TiO₂ versus CaO biplots (Fig. 5), (...)“ (BARBANTE et al. 2013, 1227).

⁸⁰ Das Ausbruchdatum ist bislang nicht genau bekannt, wahrscheinlich zwischen August und Oktober 79 n. Chr.; ROLANDI et al. (2007) z. B. präsentieren Ergebnisse, die auf Herbst 79 hinweisen.

gust/Oktober-Diskrepanz – mit Bezug auf das unsichere Ausbruchdatum – wird mit einem Absetzen der Tephra in den frischen Schnee und anschließender Schnee-Kompaktion erklärt; dieser zeitliche Versatz sei über einen Abschnitt von 5 cm „physikalisch möglich“.⁸¹ Dass der Säureniederschlag erst ein [Eiskern-] Jahr nach dem Tephrianiederschlag erfolgte (Versatz von 20 cm), sei mit anderen diesbezüglichen Arbeiten vereinbar (mit Verweis auf VINTHER et al. 2006). Als weitere Möglichkeit könne auch ein weiteres Eruptionsereignis eines anderen Vulkans in Betracht gezogen werden, welcher eben nur einen Säureniederschlag hinterlassen habe.

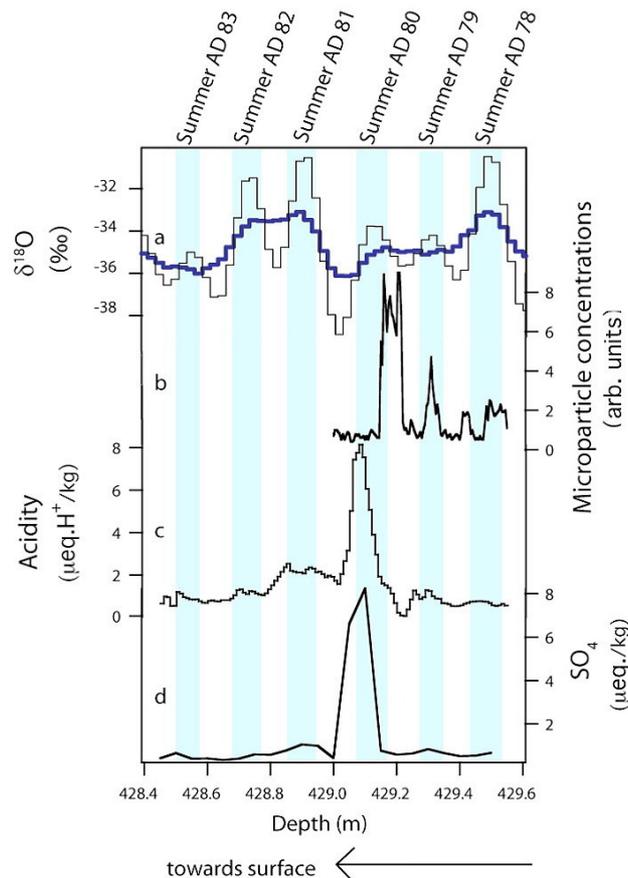


Abb. 28 GRIP-Eiskern, Profil-Tiefe 428,4–429,6 m.

Beschreibung nach BRABANTE (2013, Beschriftung zu ihrer Fig. 2): Hohe Auflösung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sowie der Konzentrationen von Mikropartikel, Azidität und SO_4^{2-} . Die blauen Streifen markieren $\delta^{18}\text{O}$ -Peaks, die der Sommer-Akkumulation zugeschrieben werden. Die Alter beziehen sich auf die GICC05 (Zählung von Jahres-schichten), aber mit einem Versatz von einem [Eiskern-] Jahr, um mit dem Zeitpunkt des Ausbruchs des Vesuv (August 79 AD) übereinzustimmen. Weitere Erläuterungen: $\delta^{18}\text{O}$, blaue Kurve Originaldaten, schwarze Kurve Interpretation durch Dekonvolution; Mikropartikel (microparticle), Einheit willkürlich (mit Bezug auf Apparatur: 1 mV = $50 \pm 15 \mu\text{g}/\text{kg}$ Staub, 8 mV = $400 \pm 130 \mu\text{g}/\text{kg}$ Staub (Asche)); Azidität (acidity), Einheit Mikroequivalent ($\mu\text{eq.}$) H^+/kg ; SO_4^{2-} , Einheit Mikroequivalent ($\mu\text{eq.}$)/kg; Pfeil Richtung Oberfläche (towards surface). Abbildung aus BRABANTE (2013), ihre Fig. 2 (CC BY 3.0).

⁸¹ „If the eruption occurred during September or October 79 AD, the settling of tephra into the fresh snow after the eruption and the compaction of this snow during the subsequent ≈ 2000 yr of accumulation (429 m) suggests that the location of the tephra particles within the $\delta^{18}\text{O}$ (warm season) peak is physically possible (Fig. 2). The stratigraphic difference between the $\delta^{18}\text{O}$ peak (warm season) and the $\delta^{18}\text{O}$ valley (cold season) is only 5 cm” (BRABANTE et al. 2013, 1229).

Des Weiteren zeigt Abb. 28 die Original $\delta^{18}\text{O}$ -Daten (blaue Kurve) und eine Interpretation durch Dekonvolution (schwarze Kurve) (vgl. Abschnitt 7.1). In dem ausgewiesenen Profilbereich werden eine $\delta^{18}\text{O}$ -„Plateaumitte“ zwischen einem $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum („Sommer 78“) und einem $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum („Winter 80/81“) als zwei [Eiskern-] Jahre („Sommer 79“ und „Sommer 80“) und ein $\delta^{18}\text{O}$ -„Plateauhoch“ ebenfalls als zwei Jahre („Sommer 81“ bis „Sommer 82“) interpretiert. Unter Maßgabe eines anderen Altersmodells könnten für diesen Bereich auch 2 Maxima und zwei Minima, also nur zwei [Eiskern-] Jahre ausgewiesen werden.

Zwischenfazit. In der Grönland-Eiskernchronologie-2005 ist die Aziditätsspitze bei Tiefenposition 429,1 m (GRIP-Eiskern) von VINTHER et al. (2006) der Vesuv-Eruption zugeschrieben worden. Mit der von BARBANTE et al. (2013)⁸² präsentierten „Vesuv-Tephra“ bei Tiefenposition 429,3 m (GRIP-Eiskern) ist aufgrund der bestehenden Unsicherheit (geochemischen Unterschiede) kein Nachweis des Vesuv-Ereignisses gelungen. Eine Verifizierung der Chronologie mit dem Vesuv-Ereignis ist demnach nicht gegeben.^{83,84}

Thera-Eruption (Griechenland): etwa ? 1500–1650 v. Chr.

HAMMER (1980) und HAMMER et al. (1980) interpretieren ein starkes Aziditäts-Signal des Camp-Century-Eiskerns erstmals als Säureniederschlag der Thera-Eruption.⁸⁵ Es sei eines der 15 stärksten Signale des holozänen Abschnitts und das stärkste im Eiskern-Skalenbereich 2900–1100 BC. Das Eiskern-datierte Alter des Ereignisses beträgt 1390 ± 50 BC.⁸⁶ HAMMER et al. (1987) allerdings schlagen vor, den prominenten Aziditäts-Ausschlag am Dye-3-Eiskern bei Skalenpunkt 1645 BC⁸⁷ (Profil-Tiefe 1227,5 m) der Thera-Eruption zuzuweisen. Sie hätten am Dye-3-Eiskern bei ~ 1390 BC kein Aziditäts-Signal entdeckt und der Camp-Century-Eiskern sei im Skalenbereich 2000–1600 BC unvollständig. Daneben weisen sie u. a. ein kalibriertes ^{14}C - (Durchschnitts-)Alter von 14 Proben kurzlebigen Pflanzenmaterials aus, das – übertragen – den Skalenbereichen zwischen 1630–1530 BC (1σ) und 1675–1525 BC (2σ) entspräche.

HAMMER et al. (2003) präsentieren schließlich vom GRIP-Eiskern von Profil-Tiefe 736,60 m Tephrapartikel, deren Geochemismus mit Thera-Proben übereinstimmen soll (Tab. 11, Pos.

⁸² „The 79 AD Vesuvius eruption may be the oldest volcanic eruption with detailed historic records that can be dated to an exact year (Zielinski and Germani, 1998), and this independent tephra horizon helps extend the match between the historic and paleo records“ (BARBANTE et al. 2013, 1230).

⁸³ In Verbindung mit datierten Frostringen (Baumringchronologien), die mit Aziditäts-Peaks korreliert werden, legen BAILLIE & MCANENEY (2015) für das erste Jahrtausend dar, dass die meisten Eiskernchronologien vor AD 700 im Umfang von etwa 7 [Eiskern-] Jahre korrigiert werden müssten (die Eis-Alter zu alt). Damit sei auch die Zuschreibung der Tephrapartikel des GRIP-Eiskerns zum Vesuv – nach BARBANTE et al. (2013) – fehlerhaft (S. 112): „Of necessity, if this proposed error is correct, the recent location and analysis of tephra in the GRIP core, and its attribution to Vesuvius, would have to be seen as flawed; something implicit in the less than absolute attribution of the alleged Vesuvius tephra (Barbante et al., 2013).“

⁸⁴ SIGL et al. (2015) schreiben von einem „Glauben“, dass die Tephrapartikel des GRIP-Eiskerns vom Vesuv herrühren: „(...) tephra believed to originate from the 79 CE Vesuvian eruption [Fußnote 64, = Referenz BARBANTE et al. (2013); MK] (...)“

⁸⁵ „This is the only signal exceeding $2.6 \mu\text{equiv H}^+ \text{ kg}^{-1}$ between 1100 and 2700 BC, and we therefore interpret it as being due to the large eruption of Thera (Santorini) in the Aegean Sea, (...)“ (HAMMER et al. 1980, 233).

⁸⁶ Die stratigraphische Position des Signals (Profil-Tiefe) wird nicht genannt.

⁸⁷ Mit einer Unsicherheit von ± 20 [Eiskern-] Jahren.

4); das Eiskern-datierte Alter der Tiefenposition beträgt 1645 ± 4 BC.⁸⁸ PEARCE et al. (2004) dagegen zeigen auf, dass der Geochemismus der Probe A1340-7 signifikant von Thera-Proben abweicht, aber mit dem von Aniakchak-Proben (Alaska) sehr ähnlich ist (Tab. 11, Pos. 4 und 5).⁸⁹ Auch COULTER et al. (2012) können im NGRIP-Eiskern an vermeintlich gleicher stratigraphischer Position (vgl. Tab. 8) im Tiefenabschnitt 639–642 m Tephra der Thera-Eruption nicht nachweisen. Die in diesem Abschnitt aufgefundenen Tephrapartikel lassen sich aber in zwei Fällen geochemisch ebenfalls der Aniakchak-Eruption zuordnen⁹⁰ (Tab. 11, Pos. 2 und 3) und in einem Fall nicht zuordnen (Tab. 11, Pos. 1). PLUNKETT et al. (2017) bestätigen die Übereinstimmung der Spurenelement-Zusammensetzung der Probe QUB-1198 mit Aniakchak-Proben.

Die Aussagen von VINTHER et al. (2006) zum „Thera-Referenzhorizont“ und zur Arbeit von PEARCE et al. (2004)⁹¹ haben eine Diskussion ausgelöst (DENTON & PEARCE 2008, VINTHER et al. 2008). Insbesondere kritisieren DENTON & PEARCE (2008) die faktischen Aussagen von VINTHER et al. (2006) zur Identifikation der Thera-Eruption in grönländischen Eiskernen.⁹²

⁸⁸ „The compositions obtained clearly concur with the suspicion, that the tephra originates from the Thera eruption. The accuracy of the ice core dating is verified suggesting an improved dating accuracy of +/- 4 yrs“ (HAMMER et al. 2003, 87). Der Titel des Artikel ist mit einem Fragezeichen versehen; offensichtlich wollten die Autoren es den Lesern überlassen, das Eiskern-datierte Datum selbst zu bewerten: „Thera eruption date 1645 BC confirmed by new ice core data?“

⁸⁹ „Careful consideration of the major and trace element analyses of glass shards from the GRIP ice core shows that they are compositionally distinct from the Minoan tephra from Santorini. Comparison with new analyses clearly demonstrates that the ice core glass from A1340-7 was derived from Aniakchak“ (PEARCE et al. 2004, 8).

⁹⁰ „QUB-1198 and QUB-1201 are similar to each other in their major element composition (similarity coefficient = 0.97) and seem to represent two closely timed eruptions of the same volcanic system. The geochemistries of the two tephtras compare well with that of Aniakchak (similarity coefficients = 0.96 for both tephtras) and appear to be distinct from any published analyses of tephra from Thera or other N. American eruptions of this period“ (COULTER et al. 2012, 6).

⁹¹ „It should be noted that it has been suggested that an Alaskan volcano, not Thera, was the source of the signals detected in the ice cores [Pearce et al., 2004]. This is, however, extremely unlikely as analysis of the GRIP ice core has established that the tephra from the eruption arrived in Greenland several months before the arrival of the sulphate aerosols [Hammer et al., 2003]. For an Alaskan eruption it would be expected that tephra and sulphate aerosols arrive simultaneously as they are transported to Greenland by the prevailing tropospheric flow (the polar jet)“ (VINTHER et al. 2006, X-7).

⁹² „[12] Vinther et al. [2008] state correctly that the main purpose of their 2006 paper was to present an ice core chronology, and also state that it was ‘not for the assignment of the 1642 ± 5 B.C. eruption.’ Nonetheless, in 2006 they used sulphate spikes in the core (“volcanic horizons”) as key tie points for intercorrelation, and made numerous references in their 2006 paper to the Minoan eruption. Specifically, they are as follows:

[13] 1. Section 4.1, Uncertainties in Dating, states [Vinther et al., 2006, p. 6] ‘According to Clausen et al. [1997] the period delimited by the A.D. 79 Vesuvius eruption and the Minoan eruption of Thera has been independently dated in the DYE-3 and GRIP ice cores.’

[14] 2. Section 5, Results, states [Vinther et al., 2006, p. 9] ‘The Minoan Thera eruption [Hammer et al., 1987] is also found in all three ice cores. The GICC05 date for this eruption is 3641 ± 5 b2k (1642 ± 5 B.C.).’

[15] 3. Section 6, Discussion, states [Vinther et al., 2006, p. 10] ‘In the section between the reference horizons of Thera and Vesuvius,...’ and “The GISP2 sections below the Thera eruption...’

[16] 4. Only in the body of Tables 4, 5 and 6 do they refer to this as ‘Thera (?),’ but the caption to Table 4 states [Vinther et al., 2006, p. 8] ‘GRIP tephra shows that the Thera eruption commenced in ... 1642 B.C. The ECM signals peak in the annual layer ... 1641 B.C.’

[17] 5. The Conclusions explicitly state [Vinther et al., 2006, p. 10] ‘The Minoan Thera eruption is dated to 3641 b2k (1642 B.C.) with a maximum counting error of 5 years.’

Zwischenfazit. Die Thera-Eruption ist in grönländischen Eiskernen bislang nicht nachgewiesen worden; zudem ist das historische Datum der Thera-Eruption nicht genau bekannt.

Pos.	Tephra-probe	Eiskern	Position Tiefe [m]	GICC05-Alter Eiskernskala (BC-AD-Format)	Anzahl Tephra-partikel	Anzahl Analysen	Geochemischer Vergleich	Sonstiges
1	QUB-1188	NGRIP	639,10 -639,30	1629-1628 BC	6	4	negativ	kein ECM-Peak
2	QUB-1198	NGRIP	640,95 -641,15	1641-1639 BC	> 15	11	negativ	ECM- und SO ₄ ²⁻ -Peak
3	QUB-1201	NGRIP	641,50 -641,70	1644-1643 BC	4	3	negativ	kein ECM/ SO ₄ ²⁻ -Peak
4	A1340-7	GRIP	736,600 -736,625	GRIP-Alter: 1645 ± 4 BC	174	ges./9	positiv	SO ₄ ²⁻ -Peak
5	A1340-7	GRIP	736,600 -736,625	GRIP-Alter: 1645 ± 4 BC	174	ges./9	negativ	SO ₄ ²⁻ -Peak

Tab. 11 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenbereich um 1680–1600 BC.

Nachweisziel ist die Thera-Eruption. Aufstellung nach Daten aus COULTER et al. (2012) (Pos. 1-3), HAMMER et al. (2003) (Pos. 4) und PEARCE et al. (2004) (Pos. 5). Der geochemische Vergleich des vulkanischen Materials bezieht sich bei Pos. 1-3 auf Thera-Analysen von DRUITT et al. (1989), VITALIANO et al. (1990), PEARCE et al. (2004) und HAMMER et al. (2003), bei Pos. 4 auf eigene Analysen von HAMMER et al. (2003) und bei Pos. 5 auf eigene Analysen (Aniakchak) von COULTER et al. (2012) sowie HAMMER et al. (2003), PEARCE et al. (2002) und EASTWOOD et al. (1998, 1999). Ergebnis des geochemischen Vergleichs gemäß Bewertung der Bearbeiter, siehe Textteil.

Verifikation für Skalenabschnitt 11.703 bis 3845 [Eiskern-] Jahre b2k

Für den Skalenabschnitt > 3845 [Eiskern-] Jahre b2k geben VINTHER et al. (2006) keine Verifikationsmöglichkeiten an. Das zugewiesene (nicht nachgewiesene, s. o.) Thera-Ereignis (GICC05-Alter: 3641 [Eiskern-] Jahre b2k bzw. 1642 BC; Tab. 8) gilt als Überbrückung zu den älteren Skalenbereichen. Im Weiteren implizieren die Autoren, dass ihre Chronologie für den gesamten holozänen Abschnitt von 11.703 bis 0 [Eiskern-] Jahre b2k valide ist. Nur für den Skalenbereich > 2000 [Eiskern-] Jahre b2k werden Feinadjustierungen und Fehlerabschätzungen vorgenommen; so wird für Skalenpunkt 11.703 [Eiskern-] Jahre b2k ein Zählfehler von ± 99 [Eiskern-] Jahren ausgewiesen. Der Skalenabschnitt 1900 bis 0 [Eiskern-] Jahre b2k gilt durch identifizierte Niederschläge historisch bekannter Vulkaneruptionen als bestätigt. Ebenso überzeugt formulieren auch RASMUSSEN et al. (2006): „Die letzten 1900 Jahre sind ohne kumulierte Unsicherheit datiert worden, insofern als der Referenzhorizont des Vesuv (79 n. Chr.) durch historische Aufzeichnungen exakt datiert ist.“⁹³ Hier liegt allerdings eine gravierende Fehleinschätzung vor (s. o.).

[18] We would contend that anyone interested in the Greenland ice core chronology will look to this key paper and, if they are not familiar with the arguments surrounding the dating of the Minoan eruption, will be misled into thinking that material from the Minoan eruption has been clearly and unequivocally identified in all 3 cores. The ice cores provide an unmatched record, with incredible potential to provide accurate dates; it is imperative therefore that the correct assignments are made to volcanic signals, and not assignments made on historical speculation as to the source of a particular acidity spike.“

⁹³ „The most recent 1.9 kyr have been dated with no cumulated uncertainty as the reference horizon of Vesuvius (A.D. 79) is dated accurately from historical records“ RASMUSSEN et al. (2006, 4).

Verifizierung der Grönland-Eiskernchronologie-2005 mit Tephra historisch bekannter Vulkanausbrüche: neuere Arbeiten nach 2006

Novarupta-Katmai-Eruption (Alaska): 1912

COULTER et al. (2012) weisen in grönländischen Eiskernen erstmals (Novarupta-)Katmai-Tephra nach.⁹⁴ Die Datierung der Position der Katmai-Tephra im NGRIP-Eiskern (gemäß GICC05) stimmt mit dem Ausbruchdatum überein (Tab. 12). Die explosive Eruption des Novarupta im Juni 1912 war die größte vulkanische Eruption des 20. Jahrhunderts (HILDRETH & FIERSTEIN 2012⁹⁵): In weniger als 60 Stunden sind in drei explosiven Episoden etwa 17 km³ Fallablagerungen und 11 km³ Ignimbrite (Stromablagerungen) produziert worden; sie repräsentieren zusammen 13–14 km³ eruptierte Magma.

Pos.	Tephra-probe	Eiskern	Position Tiefe [m]	GICC05-Alter Eiskernskala	Anzahl Tephra-partikel	Anzahl Analysen	Geochemischer Vergleich	Sonstiges
1	QUB-1004	NGRIP	28,25 -28,45	AD 1912-1913	26	13	positiv	ECM- und SO ₄ ²⁻ -Peak

Tab. 12 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenpunkt um AD 1912.

Nachweisziel ist die Novarupta-Katmai-Eruption von 1912. Aufstellung nach Daten aus COULTER et al. (2012). Der geochemische Vergleich des vulkanischen Materials bezieht sich auf Katmai-Analysen (Matrixglas) von PALAIS & SIGURDSSON (1989), FEDERMAN & SCHEIDEGGER (1984) und FIERSTEIN & HILDRETH (1992). Ergebnis des geochemischen Vergleichs gemäß Bewertung der Bearbeiter, siehe Textteil.

Samalas-Eruption (Indonesien): ? 1257 n. Chr.

LAVIGNE et al. (2013) vermelden, dass die Tephrapartikel, die mit dem stärksten Aziditäts-Signal der vergangenen 2000 Jahre korrespondieren⁹⁶, von der Eruption des Samalas (Lombok, Indonesien) stammen. Dies zeige ein geochemischer Vergleich der Tephra-Proben.⁹⁷ Sie schätzen das Tephra-Volumen auf etwa 40 km³ (Kompaktgesteins-Äquivalent) und die Magnitude der Eruption auf 7 (VEI, Vulkanexplosivitätsindex). Das Eruptionsdatum wird auf Mai bis Oktober 1257 eingegrenzt.

Das starke Signal tritt im Bereich von Nord- und Südpol auf: In Grönland ist es überliefert u. a. in den Eiskernen Camp Century, Milcent, Crête und Dye-3 (LANGWAY et al. 1988), GISP2 (PALAIS et al. 1990, 1992) und NGRIP (COULTER et al. 2012), in der Antarktis u. a. in den Eiskernen Byrd (LANGWAY et al. 1988) und PS1 (PALAIS et al. 1990, 1992). Es ist Eiskern-datiert zu AD

⁹⁴ „Geochemical analyses are predominantly consistent with the initial, high silica phase of the Katmai eruption (similarity co-efficient = 0.97), (...)“ (COULTER et al. 2012, 3).

⁹⁵ HILDRETH & FIERSTEIN (2012) fassen den Stand der Erforschung 100 Jahre nach dem Ausbruch in einem USGS-Band zusammen: USGS Professional Paper 1791: *The Novarupta-Katmai Eruption 1912 – Largest Eruption of the Twentieth Century: Centennial Perspectives*.

⁹⁶ Siehe SIGL et al. (2014), ihre Figure 1, bezogen auf das Sulfat-Signal. Die 2000 Jahre beziehen sich auf die antarktische Eiskern-Zeitskala.

⁹⁷ „In addition, glass geochemistry of the associated pumice deposits matches that of shards found in both Arctic and Antarctic ice cores, providing compelling evidence to link the prominent A.D. 1258/1259 ice core sulfate spike to Samalas“ (LAVIGNE et al. 2013, 16742).

1259 (Grönland) bzw. AD 1258–64 (PALAIS et al. 1990) und AD 1259 (PALAIS et al. 1992) (Antarktis). PALAIS et al. (1992) hatten zuvor die Tephrapartikel einem Ausbruch des El Chichon (Mexiko) zugeschrieben („likely source“).⁹⁸

Zu einer zeitlich-historischen Einordnung der Eruption verweisen LAVIGNE et al. (2013) auf das indonesische Gedicht-Werk *Babad Lombok*. Es beschreibt u. a. den Zusammenbruch des Mount Salamas, große Schuttströme und Erdbeben, die über einen Zeitraum von sieben Tagen andauerten. Die Schuttströme hätten (den Sitz des Königreichs) von Pamatan zerstört. Dies sei – so LAVIGNE et al. (2013) – vor der Selaparang-Periode gewesen, vor Ende des 13. Jahrhunderts (hierzu wird allerdings keine Quelle angegeben). Als mögliche globale Auswirkung der Eruption nennen LAVIGNE et al. (2013) einen unverhältnismäßig warmen Winter 1257/1258 in Westeuropa und ein Massengrab in London mit Tausenden Skeletten, das auf 1258 datiert wurde.

Pos.	Tephra-probe	Eiskern	Position Tiefe [m]	Alter Eiskernskala (AD-Format)	Anzahl Tephra-partikel	Anzahl Analysen	Geochemischer Vergleich	Sonstiges
1	"AD1259"	GISP2	199,30 -200,10	GISP2-Alter: AD 1259	einige	8	positiv	SO ₄ ²⁻ -Peak
2	PS1259	PS1 (Südpol)	87,50 -88,04	PS1-Alter*: AD 1258-1264	8	24	positiv	SO ₄ ²⁻ -Peak

Tab. 13 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenbereich um AD 1259.

Nachweisziel ist die Samalas-Eruption. Aufstellung nach Daten aus PALAIS et al. (1990, 1992) und LAVIGNE et al. (2013). Der geochemische Vergleich des vulkanischen Materials bezieht sich auf Samalas-Analysen (Matrix-Glas pyroklastischer Fallablagerungen) von LAVIGNE et al. (2013). Ergebnis des geochemischen Vergleichs gemäß Bewertung der Bearbeiter (siehe Textteil). PS1, 130 m langer Firnkern der Amundsen-Scott-Südpolstation (KIRCHNER & DELMAS 1988, 80); *, möglicher Fehler ± 5 [Eiskern-] Jahre in oberen und ± 10 [Eiskern-] Jahre in tieferen Lagen (PALAIS et al. 1990, 216).

Des Weiteren werden ¹⁴C-Bestimmungen von Baumstämmen und Ästen angeführt⁹⁹, die in Massestromablagerungen der Eruption (oder an deren Basis) aufgefunden wurden. Die Alter der 22 Proben streuen insgesamt etwa zwischen 1000 und 670 kalibrierten ¹⁴C-Jahren BP¹⁰⁰ (nach Radiokarbon-Kalibrationskurve IntCal 09, REIMER et al. 2009), reichen also – übertragen in eine AD-Modellskala – von etwa AD 950 bis AD 1280 (ihre Fig. 4). Die Radiokarbon-daten seien alle konsistent mit einer Eruption in der Mitte des 13. Jahrhunderts und das Altersmodell zeige ein Fehlen von Proben, die jünger als AD 1257 seien (S. 16745).

GUILLET et al. (2017) zählen weitere Phänomene auf, die sie als Klima-Response der Samalas-Eruption deuten. Sie sind hauptsächlich historischen Aufzeichnungen (Westeuropa)

⁹⁸ „The composition of glass shards from the 550-700 yrs. B. P. eruption of El Chichon is quite similar to shards found in the two 1259 A. D. ice core layers (Table 1). Slight differences do occur, however, in TiO₂, Fe₂O₃, and MgO contents. These may be the result of minor differences in the abundance of microlites in the eruptive products at different stages of the eruption. The similarity in composition of glass shards suggests that, at this point, the El Chichon eruption seems to be a likely source of the ash found in the ice layers“ (PALAIS et al. (1992, 801).

⁹⁹ Um das Eruptionsdatum des *Babad Lombok* zu bestätigen: „To confirm the eruption date suggested by the *Babad Lombok*, (...)“ (LAVIGNE et al. 2013, 16744).

¹⁰⁰ Die ¹⁴C-Daten, insbesondere eine Aufstellung der ¹⁴C-Konzentrationen und der konventionellen ¹⁴C-Alter BP, sind der Arbeit nicht beigelegt.

sowie Baumring-Überlieferungen¹⁰¹ entnommen. Sie berichten u. a. von einer starken, aber bezogen auf die nördliche Hemisphäre, heterogenen Abkühlung in den Sommern 1258 und 1259. Insgesamt folgern sie, dass die Samalas-Eruption bestehende Krisen verstärkt, aber die Hungersnöte dieser Zeit nicht ausgelöst habe.

Zwischenfazit. Das historische Datum der Samalas-Eruption auf Grundlage indonesischer Schriften ist bislang nicht (jahr)genau bekannt; die vorgenommene Eingrenzung Mitte bzw. zweite Hälfte des 13. Jahrhunderts gilt es (weiter) zu belegen und, wenn möglich, jahrgenau zu fixieren. Die Klima-Phänomene der Jahre 1258 und 1259, insbesondere in Westeuropa, werden einer vulkanischen Eruption globaler Auswirkung zugeschrieben; ein eindeutiger kausaler Zusammenhang besteht allerdings nicht. Dennoch scheint ein Zusammenhang – insbesondere im Vergleich mit jüngeren vulkanischen Eruptionen globaler Auswirkung – wahrscheinlich. Die dendrokalierten Radiokarbon-Alter des Skalenbereiches 600–1000 kalibrierte ¹⁴C-Jahre BP sind relativ abgesichert, sodass ein Ausbruchdatum um Mitte des 13. Jahrhunderts wahrscheinlich ist. Das Eiskern-kalibrierte Datum der Aschenniederschläge der Samalas-Eruption – AD 1259 (gemäß GICC05)¹⁰² – ist mit einer Unsicherheit von wenigen Jahren wahrscheinlich auch das kalendarische Datum.

Changbaishan¹⁰³-Eruption (China/Nordkorea): ? ca. 940–950 n. Chr.

SUN et al. (2014) zeigen, dass die Tephrapartikel der Eiskern-Proben QUB-1437 und QUB-1819 geochemisch mit Proben einer mittelalterlichen Changbaishan-Eruption übereinstimmen (Tab. 14). Nach HORN & SCHMINCKE (2000) hat die Changbaishan-Eruption ein Tephravolumen von ca. 96 km³ produziert; demzufolge zählt dieses Ereignis zu den größten explosiven Eruptionen der vergangenen 2000 Jahre. Gemäß der Eiskernzeitskala GICC05 trafen die Aschenpartikel der Eruption „AD 941–942“ auf die grönländische Eismasse. Zuvor (vor 2006) waren für das Ausbruchdatum von ¹⁴C-Bestimmungen abgeleitete Alter publiziert worden, u. a. AD 1039 ± 18 (DUNLAP 1966) und AD 969 ± 20 (HORN & SCHMINCKE 2000).

XU et al. (2013) präsentieren historische Quellen¹⁰⁴, wonach 946 (ein) „Himmelsdonner“ (möglicherweise die Detonation der explosiven Eruption) in Kaesong zu hören war(en) (ca.

¹⁰¹ SALZER & HUGHES (2007, 63) z. B. können in Baumringchronologien von Lokalitäten der westlichen USA keine starken Ringweiten-Minimumsignale bei Skalenpunkt AD 1259 feststellen: „There are no strong ring-width minima signals coincident with the large volcanic ice-core signals of AD 1259 and 1027 associated with an unknown eruption and the eruption of Baitoushan in China, respectively. (...) While volcanically forced cooling in the AD 1200s has been tentatively associated with Anasazi cultural collapse and population movements on the Colorado Plateau (Salzer, 2000), tree-ring growth associated with the large ice-core signal of 1259 was not small enough for this eruption to be identified using our method. However, ring-width minima in three other 13th-century AD years were identified (1201/04, 1230, 1288).“ Sie berichten aber von Frostringen in 1259; Frostringe aber treten häufiger auf (ihre Table 2): 1200, 1225, 1257, 1259, 1275, 1277, 1280, 1287. Vgl. mit Table S4 in GUILLET et al. (2017).

¹⁰² LAVIGNE et al. (2013) geben für den Ausbruch in ihrer Table S1 ein „kalibriertes Datum AD 1257“ an: „Cal A. D. 1257“.

¹⁰³ Weitere Namen: Baitoushan, Tianchi oder Paektu. Es wird hier die Englisch-sprachige Version verwendet.

¹⁰⁴ Diese Quellen werden erneut von OPPENHEIMER et al. (2017) angeführt.

450 km S des Ausbruchspunkts, im alten Korea) und am 3. November 946 ein „weißer Aschenregen“ in Nara (Japan) niederging (ca. 1100 km SE des Ausbruchspunkts).¹⁰⁵

SUN et al. (2014) zufolge ereignete sich die Changbaishan-Eruption höchstwahrscheinlich in den 940er-Jahren.¹⁰⁶ Das genaue Jahr bleibe aber unklar, weil die Eiskernchronologien in diesem Zeitintervall nicht absolut datiert seien.¹⁰⁷

Schließlich berichten OPPENHEIMER et al. (2017), wie sie von einem vom Ausbruch verschütteter Stamm einer Lärche genau das Eruptionsjahr AD 946 abgeleitet haben. Über Jahringgenaue Radiokarbon-Bestimmungen des Lärchen-Materials ermittelten sie das „AD-775-Ereignis“ (Jahring 172), eine prominente Erhöhung der ¹⁴C-Konzentration von einem Jahring zum nächsten (hier um 1,2 %), und zählten dann die Jahrringe bis zur Waldkante ab. Demzufolge entspricht Jahring 1 AD 946.¹⁰⁸

Pos.	Tephra-probe	Eiskern	Position Tiefe [m]	GICC05-Alter Eiskernskala	Anzahl Tephra-partikel	Anzahl Analysen	Geochemischer Vergleich	Sonstiges
1	QUB-1437	NGRIP	218,35 -218,55	AD 941-942	32	16	negativ (Eldgjá)	SO ₄ ²⁻ -Peak
2	QUB-1437	NGRIP	218,35 -218,55	AD 941-942	32	16	positiv	SO ₄ ²⁻ -Peak
3	QUB-1819	NEEM-2011-S1	247,13 -247,29	NEEM-S1-Alter: AD 941	30	10	positiv	SO ₄ ²⁻ -Peak

Tab. 14 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenbereich um AD 930–950.

Nachweisziele sind die Eldgjá-Eruption (Island) (Pos. 1) und die Changbaishan-Eruption (Pos. 2–3). Aufstellung nach Daten aus COULTER et al. (2012) (Pos. 1) und SUN et al. (2014) (Pos. 1–3). Der geochemische Vergleich des vulkanischen Materials bezieht sich bei Pos. 2–3 auf Changbaishan-Proben (proximal und distal) von MACHAIDA et al. (1990), ZOU et al. (2010), HUGHES et al. (2013) sowie SUN et al. (2014) selbst. Ergebnis des geochemischen Vergleichs gemäß Bewertung der Bearbeiter, siehe Textteil.

Zwischenfazit. Die Bestimmung des Ausbruchsdatums über das sog. „AD-775-Ereignis“ und einer Abzählung von Baumjahrringen gilt es zu reproduzieren bzw. zu bestätigen. Sind die historischen Daten korrekt und die Beobachtungen eindeutig der Changbaishan-Eruption

¹⁰⁵ Aschen der Changbaishan-Eruption sind 100 km N Nara in Sedimenten des Suigetsu-Sees in einer Tiefe von 226 cm aufgefunden und geochemisch identifiziert worden (MCLEAN et al. 2016).

¹⁰⁶ „The eruption most probably occurred in the A.D. 940s, 7 years after the Eldgjá eruption on Iceland“ (SUN et al. 2014, 996).

¹⁰⁷ „The exact timing of the eruption remains ambiguous because the ice core chronologies are not absolutely dated at this time (...)“ (SUN et al. 2014, 700). Und einige Absätze zuvor: „Uncertainty regarding the precision of the ice core chronologies prohibits a definitive linkage or distinction of the event from historically recorded and tree ring dated events“ (S. 699).

¹⁰⁸ „We date the Millennium Eruption of Changbaishan volcano (also known as Mount Paektu and Tianchi volcano) to late 946 CE using the 775 CE cosmogenic event as an exact time marker in a tree killed by the eruption, combined with inspection of high-resolution glaciochemical data for the NEEM ice core (Greenland). Observations recorded in two historical sources could be interpreted as signs of the eruption (sounds of the explosions and ashfall). Testimony of ash fallout in Nara, Japan, on 3 November 946, might pinpoint the Millennium Eruption's main phase within a day. But we should be cautious in regarding these reports as certain manifestations of the eruption – they are too ambiguous for that“ (OPPENHEIMER et al. 2017).

zuordenbar, dann wäre in diesem Skalenbereich eine Abweichung der Grönland-Eiskernchronologie-2005¹⁰⁹ vom kalendarischen Datum von wenigen Jahren zu verzeichnen.

Fazit

Eine Validierung der Grönland-Eiskernchronologie-2005 (oder einzelner Teile davon) ist gegeben, wenn eine unabhängige Altersbestätigung erbracht werden kann. Bislang ist Tephra von folgenden (historisch) bekannten Vulkanausbrüchen identifiziert worden (Tab. 15): Novarupta-Katmai (1912), Öraefajökull (1362 n. Chr.), Samalas (? 1257 n. Chr.) und Changbaishan (? 946 n. Chr.). Demnach ist die Grönland-Eiskernchronologie-2005 zurück bis 1362 n. Chr. valide; für den Abschnitt zwischen ca. 940 n. Chr. und ca. 1260 n. Chr. bestehen möglicherweise Differenzen von einigen Jahren. Für den Abschnitt vor ca. 940 n. Chr. ist bislang kein historisch bekannter Vulkanausbruch nachgewiesen; dies betrifft insbesondere die Eruptionen von Vesuv (79 n. Chr.) und Thera (? 1500–1650 v. Chr.)

Pos.	Nachweisziel/ Nachweis (ab Pos. 4)	Ausbruchs- datum	Tephra- probe	Eiskern	Referenz	NGRIP-Alter GICC05-Zeitskala [AD-Format]	Bewertung, diese Arbeit
							Ergebnis (geochemischer Vergleich)
1	Öraefajökull (Island)	1362 n. Chr.	QUB-1052	GRIP	1	AD 1362-1363	positiv
2a	Vesuv (Italien)	79 n. Chr.		GRIP	2	AD 79	negativ
2b	Vesuv (Italien)	79 n. Chr.	QUB-1328	NGRIP	1	AD 85-87	negativ
3a	Thera (Griechenland)	ca. 1500 -1650 v. Chr.	A1340-7	GRIP	3, 4	1644-1628 BC	negativ
3b	Thera (Griechenland)	ca. 1500 -1650 v. Chr.	QUB-1188, -1198, -1201	NGRIP	1	GRIP-Alter: 1645 ± 4 BC	negativ
4	Novarupta- Katmai (Alaska)	1912 n. Chr.	QUB-1004	NGRIP	1	AD 1912-1913	positiv
5a	Samalas (Indonesien)	? 1257 n. Chr.	"AD1259"	GISP2	5	GISP2-Alter: AD 1259	positiv
5b	Samalas (Indonesien)	? 1257 n. Chr.	PS1259	PS1 (Südpol)	5	PS1-Alter: AD 1258-1264	positiv
6	Changbaishan (China/N.-Korea)	? 946 n. Chr.	QUB-1437; QUB-1819	NGRIP; NEEM-S1	6	AD 941-942	positiv

Tab. 15 Tephra-Nachweise historischer Vulkanausbrüche in grönländischen Eiskernen.

Zusammenfassende Aufstellung: Die Grönland-Eiskernchronologie kann bislang nur bis in das 10. nachchristliche Jahrhundert verifiziert und bestätigt werden. Pos. 1-3: Nachweisziele, vgl. VINTHER et al. (2006); Pos. 4-6, zusätzliche Nachweise. Referenzen: 1, COULTER et al. (2012); 2, BARBANTE et al. (2013); 3, HAMMER et al. (2003); 4, PEARCE et al. (2004); 5, LAVIGNE et al. (2013), PALAIS et al. (1990, 1992); 6, SUN et al. (2014).

Demzufolge ist die von VINTHER et al. (2006) und RASMUSSEN et al. (2006) vorgenommene Verifizierung mit „vulkanischen Referenzhorizonten“ nicht zulässig gewesen und eine Vali-

¹⁰⁹ SIGL et al. (2015) weisen für den NEEM-2011-S1-Eiskern (0 bis 410,85 m Tiefe) eine von GICC05 leicht abweichende Chronologie für den Skalenbereich zwischen AD 86 bis AD 1250 aus. Zum Beispiel wird das Aziditäts-Signal bei Skalenpunkt AD 79 (GICC05) in der neuen NS1-2011-Chronologie zeitlich bei Skalenpunkt 88/87 AD eingeordnet; demnach wäre das Sulfat-Ereignis in GICC05 um 8-9 [Eiskern-] Jahre zu alt.

dierung der Grönland-Eiskernchronologie-2005 für vor dem zweiten nachchristlichen Jahrtausend nicht gegeben.

Die (punktuelle) Validität der Grönland-Eiskernchronologie-2005 für das zweite nachchristliche Jahrtausend ist wohl darin begründet, dass die Sauerstoffisotopen-Feinoszillationen (mit einer echten jahreszeitlichen Prägung) je nach Lokalität bis einige Hundert Meter Tiefe erhalten blieben.

8 Zusammenfassung

Eiskerne des grönländischen Inlandeises erlauben über geochemische Indikatoren (Chemo-, Isotopenstratigraphie) und vulkanische Aschenlagen (Tephrostratigraphie) eine Einbindung in die Quartärstratigraphie (oberstes Pleistozän, Holozän).

Die Datierung von Eiskernen erfolgt hierarchisch:

1. Klimatostratigraphische Korrelation und Verankerung in die Quartärstratigraphie.
2. Übernahme von zwei radiometrisch geeichten Altersfixpunkten der quartärgeologischen Zeitskala und Übertragung auf konkrete Ereignispunkte der Eissäule, Konstruktion (Approximation) einer meter- bzw. „jahrgenaue“ Tiefen-Alters-Beziehung durch Kalkulation unter Anwendung eines physikalischen Eisflussmodells.
3. „Jahresschichtenzählung“: Die Anzahl auszuweisender Einzel-„Jahre“ ist durch die radiometrische Eichung im Wesentlichen vorbestimmt. Durch Fixierung der notwendigen Skalen- bzw. „Jahres“einheiten über entsprechende Auflösungen stratigraphischer und/oder physikochemischer Signale wird eine „jahrgenaue“ Zeitskala konstruiert (Eiskernchronologie). Ohne den Nachweis in der Hauptsache erbracht zu haben, werden die Signale mit „Jahren“ und „Jahresschichten“ assoziiert bzw. als solche interpretiert.

Bei den Altersangaben zu den ältesten Abschnitten der gewonnenen Eiskerne, ca. 90.000 bis 250.000 Jahre, handelt es sich nicht um Kalenderjahre sondern um radiometrische bzw. radiometrisch geeichte „Jahre“. Dasselbe gilt für das Datum der Pleistozän/Holozän-Grenze; die 11.700 [Eiskern-] Jahre sind ^{14}C -begründet. Es ist nicht bekannt, in welcher Beziehung ^{14}C -Alter und andere radiometrische Alter dieser Größenordnung zum realen Alter stehen (zur Dendrokalibration der ^{14}C -Alter s. KOTULLA 2019).

Davon differenziert zu betrachten sind die Sauerstoffisotopen-Feinoszillationen, die sich vom Top des Eisschildes je nach Lokalität bis einige Hundert Meter Tiefe erhalten haben. Hier ist eine echte jahreszeitliche Prägung wahrscheinlich. Eine unabhängige Verifizierung – z. B. durch die Identifizierung von vulkanischen Aschenlagen historisch bekannten Alters – hat bislang eine punktuelle Bestätigung der Validität der Grönland-Eiskernchronologie-2005 zurück bis in das 10. nachchristliche Jahrhundert ergeben. Für den restlichen Teil dieses oberen Abschnitts steht eine Verifizierung jedoch noch aus.

Die Eiskerndatierung in ihrer Gesamtheit ist folglich weder ein unabhängiges noch ein absolutes Datierungsverfahren. Eine absolute Datierung durch Zählung von nachweislich echten Jahresschichten ist nicht gegeben.

9 Schlussfolgerung

Die von den Eiskern-Bearbeitern ausgewiesenen Alter zu den gewonnenen Eiskernen des grönländischen Eisschildes – bis zu 130.000 Jahre und mehr – sind im Wesentlichen radiometrisch begründet. Da nicht bekannt ist, in welcher Beziehung ^{14}C -Alter und weitere radiometrische Alter dieser Größenordnungen zum realen Alter stehen (KOTULLA 2014), können radiometrische Alter nicht mit realem Alter gleichgesetzt werden. Die Altersangaben zu den Eiskernen ohne Ausweis der (mittel- oder unmittelbar) zugrundeliegenden Datierungsmethode, also ohne entsprechende Kennzeichnung, sind irreführend.

Glossar

AD: Anno Domini; kalendarische Jahresangabe, nach Christus.

Akkumulation, akkumuliert: (An)sammlung, (an)gesammelt.

BC: Before Christ; kalendarische Jahresangabe, vor Christus.

BP: Before present, vor 1950 (Bezugsjahr).

Dekonvolution(stechnik): Hier Verstärkung von Signalen mittels mathematischer Methoden.

$\delta^{18}\text{O}$: → Sauerstoffisotopenverhältnis.

DO-Ereignisse: Dansgaard-Oeschger-Ereignisse. Abrupte $\delta^{18}\text{O}$ -Anstiege, interpretiert als warm-klimatische Ereignisse (auch als Grönland-Interstadiale bezeichnet, → Interstadial); benannt nach Willi Dansgaard und Hans Oeschger.

EGRIP: East Greenland Ice Drilling Project (Ostgrönland-Eisbohrprojekt).

Eis(bohr)kern: Erbohrter Eiszylinder mit einem Durchmesser von (meistens) etwa 10 cm.

Eiskernchronologie: Abfolge definierter Ereignisse im Eiskern, hier im engeren Sinne: „jahr“-genaue Chronologie durch Datierung der Ereignisse.

Eiszeit: Definierter relativ kälterer Zeitabschnitt (Kaltzeit, Glazial) während eines → Eiszeitalters. Die Betrachtung ist abhängig vom geographischen Ort (vgl. Sahara und Südpol). U. a. durch die Ausbreitung von Gletschern und Inlandeis charakterisiert.

Eiszeitalter: Zeitabschnitt, in welcher mindestens einer der Pole vergletschert ist. Der Zeitabschnitt soll durch einen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten gekennzeichnet sein.

GISP2: Greenland Ice Sheet Project 2 (Grönland-Eisschildprojekt 2).

GRIP: Greenland Ice Core Project (Grönland-Eiskernprojekt).

IntCal: International calibration. Die Abkürzung, zusätzlich mit einer zweistelligen Jahreszahl versehen, bezieht sich auf die herausgegebene atmosphärische → Kalibrationskurve.

Interstadial: Definierte wärmere Phase zwischen zwei definierten → Stadien.

„Jahr“, „Jahresschicht“, „Jahresschichtenzählung“, „jahrgenau“: In Anführungszeichen, um deutlich zu machen, dass es sich nicht um echte Kalenderjahre handelt; häufig in [] ergänzend, welche Methode die „Jahre“ bedingen, z. B. [Eiskern-] Jahre für die Eiskernchronologie.

Kalibrationskurve, ^{14}C -Kalibrationskurve: Hier die von der Kalibrations-Arbeitsgruppe (IntCal Working Group, IWG) jeweils herausgegebene atmosphärische ^{14}C -Kalibrationskurve. Sie gilt als international anerkannt. Für den Skalenbereich 13.900 bis 0 kalibrierte Jahre BP dendrokaliert, nach Aussagen der Dendrochronologen auf ein kalendarisches, jahrgenaues Maß.

Lithologisch: Die Lithologie (Gesteinskunde) betreffend; umfasst auch weitere Merkmale, z. B. Gefüge, Schichtung.

Marin: Das Meer betreffend; bezieht sich auf im (oder durch das) Meer (verursachte) ablaufende Prozesse und Bildungen.

Marine Isotopenstufen (MIS): Auch Sauerstoffisotopenstufen (OIS); Gliederung der abstrahierten Sauerstoffisotopen-Chronologie in Stufen (Oszillationen interpretiert als relativ wärmere bzw. relativ kältere Perioden) von der Gegenwart bis über die Grenze des Pleistozän/Pliozän hinaus (Grenze: Stufe 103), aktueller Standard LR04 (LISIECKI & RAYMO 2005).

NEEM: North Greenland Eemian Ice Drilling (Nordgrönland-Eem-Eisbohrung).

NGRIP: North Greenland Ice Core Project (Nordgrönland-Eiskernprojekt).

Sauerstoffisotopenverhältnis: Verhältnis von schweren zu leichten Isotopen in Relation zu einem internationalen Standard, $\delta^{18}\text{O} = (((18\text{O}/16\text{O})_{\text{Probe}} / (18\text{O}/16\text{O})_{\text{Standard}}) - 1) \times 1000 \text{ ‰}$; in Eiskernen werden höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als im Verhältnis wärmer, niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als im Verhältnis kälter interpretiert.

SPECMAP: Spectral Mapping (Projekt), in den 1980er-Jahren entwickelte Standardchronologie/-zeitskala für den Sauerstoffisotopenbericht mariner Sedimente. Die Kompositkurve ist radiometrisch geeicht, geglättet, gefiltert und auf astronomische Zyklen getuned (eingephasst). Weiterentwicklung vgl. MIS.

Stadial: Definierte kältere Phase während eines definierten → Glazials oder → Interglazials.

Stratigraphie: Stratigraphie gilt der Beschreibung aller Gesteinskörper, die die Erdkruste aufbauen (auch der nicht geschichteten).

Terrestrisch: Das Land betreffend; bezieht sich auf Prozesse, Kräfte und Bildungen, die auf dem Festland auftreten.

Warmzeit: Definierte relativ wärmere Periode zwischen zwei definierten Kaltzeiten (Interglazial) während eines → Eiszeitalters. Betrachtung ist abhängig vom geographischen Ort. U. a. durch den Rückzug von Gletschern und Inlandeis (Enteisung) charakterisiert.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1	Das NEEM-Camp.	2
Abb. 2	Satellitenaufnahme von Grönland.	3
Abb. 3	Sauerstoffisotopenprofil und Korrelation mit der SPECMAP-Kurve.	6
Abb. 4	Bohrkopf mit Eiskern.	7
Abb. 5	Bohrraum mit Gestänge und Bohröffnung.	7
Abb. 6	NEEM-Bohrstation mit Bohrteam.	11
Abb. 7	NGRIP-Eiskern der basalen Zone mit Pflanzenrest.	14
Abb. 8	Pflanzenrest (Nahaufnahme).	14
Abb. 9	NEEM-Eiskern der Bodenzone mit Einschlüssen von Granit.	15
Abb. 10	Eiskern der Bodenzone mit kleinen Gesteinsbruchstücken, Tiefe 2519,65 m.	15
Abb. 11	Nordostgrönland-Eisstrom.	16
Abb. 12	Querschnitt durch den grönländischen Eisschild.	17
Abb. 13	Radar-Reflexionen, Tiefbohrlokalitäten des grönländischen Eisschildes.	18
Abb. 14	Firn im Durchlicht.	19
Abb. 15	Probennahme in einer Schneegrube an der Oberfläche des Eisschildes.	21
Abb. 16	Eiskern-Anschnitt zur Beprobung.	22

Abb. 17 Untertage-Werkbank (science trench).	23
Abb. 18 Messung der elektrischen Leitfähigkeit (ECM) direkt am Eiskern.	24
Abb. 19 Messung der elektrischen Leitfähigkeit (ECM) und grafische Datenpräsentation....	24
Abb. 20 Eiskernschmelzwasser-Reihenmessungen von Spurenstoffen.....	26
Abb. 21 CFA-Labor.	27
Abb. 22 Datenpräsentation ausgewählter CFA-Messungen.	27
Abb. 23 Optischer Scanner.	31
Abb. 24 Messung der Lichtintensität mit dem Line-Scanner.	32
Abb. 25 NEEM-Eiskern der spröden („brittle ice“) Zone.	33
Abb. 26 Vorkommen und Verbreitung der vulkanischen Vedde-Asche.	37
Abb. 27 Pleistozän/Holozän-Grenze im NGRIP-Eiskern.	39
Abb. 28 GRIP-Eiskern, Profil-Tiefe 428,4–429,6 m.....	44
Abb. 29 Eiskristalle im polarisierten Licht.	65

Tabellenverzeichnis

Tab. 1 Fakten und Zahlen zu sechs Tiefbohrungen in die grönländische Eisdecke.....	3
Tab. 2 Gliederung der jüngeren Abschnitte des Quartär und Eis/Land/Meer-Korrelation. ...	4
Tab. 3 Eisflussmodell zur Determinierung der Eiskern-Zeitskala.	8
Tab. 4 Ankerpunkte und ihre kalkulierten Alter.....	8
Tab. 5 Klimatostratigraphische Interpretation des Camp-Century-Eiskerns.	10
Tab. 6 Profil und physische Beschaffenheit des GISP2-Eiskerns.	12
Tab. 7 Position und Eiskern-Alter von Saksunarvatn- und Vedde-Asche.....	36
Tab. 8 Vulkanische Referenzhorizonte.	41
Tab. 9 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenpunkt um AD 1362.....	42
Tab. 10 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenbereich um AD 70–100.....	43
Tab. 11 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenbereich um 1680–1600 BC.	47
Tab. 12 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenpunkt um AD 1912.....	48
Tab. 13 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenbereich um AD 1259.....	49
Tab. 14 Analyse der Tephrapartikel, Eiskern-Skalenbereich um AD 930–950.....	51
Tab. 15 Tephra-Nachweise historischer Vulkanausbrüche in grönländischen Eiskernen.	52

Datenverzeichnis

Zu Abb. 3, von links nach rechts:

Datei (Autor)	Quelle, Anmerkung
<u>NGRIP</u> 2010-11- 19_GICC05modelext_ for_NGRIP.xls (VINTHER et al. 2006, RASMUSSEN et al. 2006, ANDERSEN et al. 2006, SVENSSON et al. 2008)	http://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/data/
<u>GISP2, GRIP</u> GISPD180.DAT, GRIPD180.DAT	The Greenland Summit Ice Core CD-ROM: http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore/greenland/summit/ neuer Link: https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.870454
<u>SPECMAP</u> specmap.017 (IMBRIE & MCINTYRE 2006)	http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.441706?format=html

Dank

Dr. Harald Binder, Dr. Martin Ernst und Dr. Reinhard Junker danke ich für die Durchsicht von Teilen des Manuskripts und wertvolle Hinweise, dem *Cold Regions Research and Engineering Laboratory* (CRREL) der *U.S. Army Corps of Engineers* für die Zurverfügungstellung des Reports 94-1, dem *Centre of Ice and Climate* (Universität Kopenhagen) für die Abdruckerlaubnis des Fotos zur Pleistozän/Holozän-Grenze (Abb. 27) sowie Dr. Rafael Schäffer für die Erstellung der Abb. 26.

Des Weiteren danke ich den Projektverantwortlichen sowie den Projektmitgliedern von NGRIP (Department of Geophysics, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen) und NEEM (NEEM ice core drilling project) sowie der Universität von Kopenhagen für das der Öffentlichkeit zugänglich gemachte und zur Verwendung freigestellte Fotomaterial; Links:

NGRIP: www.glaciology.gfy.ku.dk/ngrip/ (nicht mehr aktiv),
http://www.gfy.ku.dk/~www-glac/ngrip/index_eng.htm (nicht mehr aktiv),
http://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/research/drill_analysing/history_drilling/search_ee_mian/, siehe unter „Read more about NGRIP and the NGRIP home page“ (Zugriff zur Zeit verweigert);
NEEM: <http://www.neem.ku.dk/>,
aktuell unter: <https://neem.dk/gallery/>.

Literatur

- ALLEY RB & KOCI BR (1988) Ice-core Analysis at Site A, Greenland: Preliminary Results. *Annals of Glaciology* 10, 1988.
- ALLEY RB, SHUMAN CA, MEESE DA, GOW AJ, TAYLOR KC, CUFFEY KM, FITZPATRICK JJ, GROOTES PM, ZIELINSKI GA, RAM M, SPINELLI G & ELDER B (1997) Visual-stratigraphic dating of the GISP2 ice core: Basis, reproducibility, and application. *J. Geophys. Res.* 102 (C12), 26367-26381.
- ANDERSEN ST (1960) Vegetation and its environment in Denmark in the early Weichselian Glacial. *Survey of Denmark, Ser. II, No. 75*, 1-175.
- ANDERSEN KK, DITLEVSEN PD, RASMUSSEN SO, CLAUSEN HB, VINTHER BM, JOHNSON SJ & STEFFENSEN JP (2006a) Retrieving a common accumulation record from Greenland ice cores for the past 1800 years. *J. Geophys. Res.* 111, D15106, doi:10.1029/2005JD006765.
- ANDERSEN KK, SVENSSON A, JOHNSEN SF, RASMUSSEN SO, BIGLER M, RÖTHLISBERGER R, RUTH U, SIGGAARD-ANDERSEN M-L, STEFFENSEN JP, DAHL-JENSEN D, VINTHER BM & CLAUSEN HB (2006b) The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews* 25, 3246-3257.
- ANKLIN M, BALES RC, MOSLEY-THOMPSON E & STEFFEN K (1998) Annual accumulation at two sites in Northwest Greenland during recent centuries. *J. Geophys. Res.* 103 (D22), 28775-28783.
- BAILLIE MGL & MCANENEY J (2015) Tree ring effects and ice core acidities clarify the volcanic record of the first millennium. *Clim. Past* 11, 104-114.
- BALCONE-BOISSARD H, BAKER DR, VILLEMANT B & BOUDON G (2009) F and Cl diffusion in phonolitic melts: Influence of the Na/K ratio. *Chem. Geol.* 263, 89-98.
- BAMBER JL, SIEGERT MJ, GRIGGS JA, MARSHALL SJ & SPADA G (2013) Paleofluvial Mega-Canyon beneath the Central Greenland Ice Sheet. *Science* 341, 997-999.
- BARBANTE C, KEHRWALD NM, MARIANELL P, VINTHER BM, STEFFENSEN JP, COZZI G, HAMMER CU, CLAUSEN HB & SIGGAARD-ANDERSEN M-L (2013) Greenland ice core evidence of the 79 AD Vesuvius eruption. *Clim. Past* 9, 1221-1232.
- BENSON CS (1962) *Stratigraphic Studies in the Snow and Firn of the Greenland Ice Sheet*. Reprint 1996.
- BIGLER M (2004) *Hochauflösende Spurenstoffmessungen an polaren Eisbohrkernen: Glaziochemische und klimatische Prozessstudien*. Bern, Diss.
- BIRKS HH, GULLIKSEN S, HAFLIDASON H, MANGERUD J & POSSNERT G (1996) New radiocarbon dates for the Vedde Ash and the Saksunarvatn Ash from western Norway. *Quaternary Research* 45, 119-127.
- BLOCKLEY SPE, LANE CS, LOTTER AF & POLLARD AM (2007) Evidence for the presence of the Vedde Ash in Central Europe. *Quaternary Science Reviews* 26, 3030-3036.
- BROECKER WS, THURBER DL, GODDARD J, KU TL, MATTHEWS RK & MESOLETTA KJ (1968) Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science* 159, 297-299.
- BROECKER WS & KU TL (1969) Caribbean cores P6304-8 and P6304-9: New analysis of absolute chronology. *Science* 166, 404-406.
- BUCHARD SL, CLAUSEN HB, VINTHER BM & DAHL-JENSEN D (2012) Investigating the past and recent $\delta^{18}\text{O}$ -accumulation relationship seen in Greenland ice cores. *Clim. Past* 8, 2053-2059.
- CLAUSEN HB, HAMMER CU, HVIDBERG CS, DAHL-JENSEN D, STEFFENSEN JP, KIPFSTUHL J & LEGRAND M (1997) A comparison of the volcanic records over the past 4000 years from the Greenland Ice Core Project and Dye 3 Greenland ice cores. *J. Geophys. Res.* 102 (C12), 26707-26723.
- COULTER SE, PILCHER JR, PLUNKETT G, BAILLIE M, HALL VA, STEFFENSEN JP, VINTHER BM, CLAUSEN HB & JOHNSEN SJ (2012) Holocene tephra highlight complexity of volcanic signals in Greenland ice cores. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 117, D21303, doi:10.1029/2012JD017698.
- DAHL-JENSEN D (2006) NGRIP ice core reveals detailed climatic history 123 kyrs back in time. *Pages News* 14 (April), 15-16.
- DAHL-JENSEN D (2007) The last interglacial and beyond: A northwest Greenland deep ice core drilling project. <https://neem.dk/neeminfo.pdf>.
- DAHL-JENSEN D, BENNIKE O & WILLERSLEV E (2005) Greenland ice cores tell tales on the Eemian period and beyond. American Geophysical Union, Fall Meeting 2005, abstract id. PP43C-03.
- DAHL-JENSEN D, KIRK M, LARSEN LB, POPP T & STEFFENSEN JP (2018) Field season 2018. East Greenland Ice core Project (EGRIP) 2015-2020: Second year of EGRIP deep drilling. Copenhagen.
- DANSGAARD W & JOHNSON SJ (1969) A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland. *J. Glaciol.* 8, 215-223.
- DANSGAARD W, JOHNSON SJ, MOLLER J & LANGWAY CC JR (1969) One thousand centuries of climate record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science* 166, 377-381.

- DANSGAARD W, JOHNSON SJ, CLAUSEN HB & LANGWAY CC JR (1970) Ice cores and paleoclimatology In: OLSSON IU (ed.) Radiocarbon Variations and Absolute Chronology. Proceedings of the Twelfth Nobel Symposium held at the Institute of Physics at Uppsala University. New York, 337-351.
- DANSGAARD W, JOHNSON SJ, CLAUSEN HB & GUNDESTRUP N (1973) Stable isotope glaciology. *Medd. Groenl.* 197, 1-53.
- DANSGAARD W, CLAUSEN HB, GUNDESTRUP N, HAMMER CU, JOHNSON SJ, KRISTINSDOTTIR PM & REEH N (1982) A New Greenland Deep Ice Core. *Science* 218, 1273-1277.
- DANSGAARD W, WHITE JWC & JOHNSON SJ (1989) The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature* 339, 532-534.
- DANSGAARD W, JOHNSON SJ, CLAUSEN HB, DAHL-JENSEN D, GUNDESTRUP NS, HAMMER CU, HVIDBERG CS, STEFFENSEN JP, SVEINBJÖRNDOTTIR AE, JOUZEL J & BOND G (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
- DAVIES SM, ABBOTT PM, PEARCE NJG, WASTEGARD S & BLOCKLEY SPE (2012) Integrating the INTIMATE records using tephrochronology: rising to the challenge. *Quaternary Science Reviews* 36, 11-27.
- DENTON JS & PEARCE NJG (2008) Comment on "A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene" by B. M. VINSTER et al.: No Minoan tephra in the 1642 B.C. layer of the GRIP ice core. *J. Geophys. Res.* 113, D04303, doi:10.1029/2007JD008970.
- DIBB JE, TALBOT RW, WHITLOW SI, SHIPHAM MC, WINTERLE J, MCCONNELL J & BALES R (1996) Biomass burning signatures in the atmosphere and snow at Summit, Greenland: An event on 5 August 1994. *Atmos. Environ.* 30, 553-561.
- DRUITT TH, MELLORS RA, PYLE DM & SPARKS RSJ (1989) Explosive volcanism on Santorini, Greece. *Geol. Mag.* 126, 95-126, doi:10.1017/S001675680006270.
- DUNLAP CE (1996) Physical, chemical, and temporal relations among products of the 11th century eruption of Baitoushan, China/North Korea. Santa Cruz, Diss.
- EASTWOOD WJ, PEARCE NJG, WESTGATE JA & PERKINS WT (1998) Recognition of Santorini (Minoan) tephra in lake sediments from Gölhisar Gölü, southwest Turkey by laser ablation ICP-MS. *J. Archaeol. Sci.* 25, 677-688.
- EASTWOOD WJ, PEARCE NJG, WESTGATE JA, PERKINS WT, LAMB HF & ROBERTS N (1999) Geochemistry of Santorini tephra in lake sediments from Southwest Turkey. *Glob. Plan. Change* 21, 17-29.
- EMILIANI C (1966) Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 435,000 years. *J. Geol.* 74, 109-126.
- FEDERMAN AN & SCHEIDEGGER KF (1984) Compositional heterogeneity of distal tephra deposits from the 1912 eruption of Novarupta, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 21, 233-254.
- FIERSTEIN J & HILDRETH W (1992) The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska. *Bull. Volcanol.* 54, 646-684.
- FUHRER K, NEFTEL A, ANKLIN M, STAFFELBACH T & LEGRAND M (1996) High-resolution ammonium ice core record covering a complete glacial-interglacial cycle. *J. Geophys. Res.* 101(D2), 4147-4164.
- FUNDER S, ABRAHAMSEN N, BENNIKE O & FEYLING-HANSEN RW (1985) Forested Arctic: Evidence from North Greenland. *Geology* 13, 542-546.
- GLENN & KELTS 1991 Sedimentary Rhythms in Lake Deposits. In: EINSELE G, RICKEN W & SEILACHER A (Eds.) Cycles and Events in Stratigraphy. Berlin Heidelberg New York, 188-221.
- GOW AJ, MEESE DA, ALLEY RB, FITZPATRICK JJ, ANANDAKRISHNAN S, WOODS GA & ELDER BC (1997) Physical and structural properties of the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core: A Review. *J. Geophys. Res.* 102, 26559-26575.
- GRIP Members (1993) Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* 364, 203-207.
- GRÖNVOLD K, ÓSKARSSON N, JOHNSON SJ, CLAUSEN HB, HAMMER CU, BOND G & BARD E (1995) Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 135, 149-155.
- GUILLET S, CORONA C, STOFFEL M, KHODRI M, LAVIGNE F, ORTEGA P, ECKERT N, SIELENOU PD, DAUX V, CHURAKOVA (SIDOROVA) OV, DAVI N, EDOUARD J-L, ZHANG Y, LUCKMAN BH, MYGLAN VS, GUIOT J, BENISTON M, MASSON-DELMOTTE V & OPPENHEIMER C (2017) Climate response to the Samalas volcanic eruption in 1257 revealed by proxy records. *Nature Geoscience*, DOI:10.1038/NGEO2875.
- HAFLIDASON H, REGNÉLL C, PYNE-O'DONNELL S & SVENDSEN JI (2019) Extending the known distribution of the Vedde Ash into Siberia: occurrence in lake sediments from the Timan Ridge and the Ural Mountains, northern Russia. *Boreas* 48, 444-451.
- HAMILTON WL & LANGWAY CC JR (1967) A correlation of microparticle concentrations with oxygen isotope ratios in 700 year old Greenland ice. *Earth Planet. Sci. Lett.* 3, 363-366.
- HAMMEN T VAN DER, MAARLEVELD GC, VOGEL JC & ZAGVIJN WH (1967) Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon of the last glacial in the Netherlands. *Geol. En Mijnbouw* 46, 79-95.

- HAMMER CU (1980) Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio-echoes. *J. Glaciol.* 25, 359-372.
- HAMMER CU, CLAUSEN HB & DANSGAARD W (1980) Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature* 228, 230-235.
- HAMMER CU, CLAUSEN HB, DANSGAARD W, GUNDESTRUP N, JOHNSEN SJ & REEH N (1978) Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris, and continental dust. *J. Glaciol.* 20, 3-26.
- HAMMER CU, CLAUSEN HB, FRIEDRICH WL & TAUBER H (1987) The Minoan eruption of Santorini in Greece dated to 1645 BC? *Nature* 328, 517-519.
- HAMMER CU, CLAUSEN HB & TAUBER H (1986) Ice-core dating of the Pleistocene/Holocene boundary applied to a calibration of the ^{14}C timescale. *Radiocarbon* 28, 284-291.
- HAMMER CU, KURAT G, HOPPE P, GRUM W & CLAUSEN HB (2003) Thera eruption date 1645 BC confirmed by new ice core data? In: BIETAK M (ed.) *The Synchronization of Civilizations in the Eastern Mediterranean in the Second Millennium B. C. Proceedings of the SCIEEM 2000 – EuroConference Haindorf, May 2001.* Wien, 87-94.
- HANSEN L & LANGWAY CC JR (1966) Deep core drilling in ice and core analysis at Camp Century, Greenland, 1961-1966. *Antarctic J. of the United States* 1, 207-208.
- HELDAM NZ (1984) The components of the arctic aerosol. *Atmospheric Environment* 18, 329-343.
- HELDAM NZ (1985) Crustal enrichments in the arctic aerosol. *Atmospheric Environment* 19, 2083-2097.
- HERRON MM, HERRON SL & LANGWAY CC JR (1981) Climatic signal of ice melt features in southern Greenland. *Nature* 293, 389-391.
- HILDRETH W & FIERSTEIN J (2012) The Novarupta-Katmai eruption of 1912 – largest eruption of the twentieth century; centennial perspectives. *U. S. Geological Survey Professional Paper* 1791.
- HOGAN AW, BARNARD SC, KEBSCHULL K, TOWNSEND R & SAMSOM JA (1984) Aerosol variations in the western hemisphere arctic. *J. Aerosol Sci.* 15, 13-33.
- HORN S & SCHMINCKE H-U (2000) Volatile emission during the eruption of Baitoushan Volcano (China/North Korea) ca. 969 AD. *Bull. Volcanol.* 61, 537-555.
- HUGHES PDM, MALLON G, BROWN A, ESSEX HJ, STANFORD JD & HOTES S (2013) The impact of high tephra loading on late-Holocene carbon accumulation and vegetation succession in peatland communities. *Quat. Sci. Rev.* 67, 160-175.
- IMBRIE JD & MCINTYRE A (2006) SPECMAP time scale developed by IMBRIE et al., 1984 based on normalized planktonic records (normalized O-18 vs time, specmap.017). doi:10.1594/PANGAEA.441706.
- JOHNSEN SJ, DANSGAARD W, CLAUSEN HB, LANGWAY CC JR (1972) Oxygen Isotope Profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets. *Nature* 235, 429-434.
- JOHNSEN SJ, CLAUSEN HB, DANSGAARD W, FUHRER K, GUNDESTRUP N, HAMMER CU, IVERSEN P, JOUZEL J, STAUFFER B & STEFFENSEN JP (1992) Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311-313.
- JOHNSEN SJ, DAHL-JENSEN D, GUNDESTRUP N, STEFFENSEN JP, CLAUSEN HB, MILLER H, MASSON-DELMOTTE V, SVEINBJÖRNSDÓTTIR AE & WHITE J (2001) Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *J. Quat. Sci.* 16, 299-307.
- KARGEL JS, AHLSTRØM AP, ALLEY RB, BAMBER JL, BENHAM TJ, BOX JE, CHEN C, CHRISTOFFERSEN P, CITTERIO M, COGLEY JG, JISKOOT H, LEONARD GJ, MORIN P, SCAMBOS T, SHELDON T & WILLIS I (2012) Greenland's shrinking ice cover: "fast times" but not that fast. *The Cryosphere* 6, 533-537.
- KIRCHNER S & DELMAS RJ (1988) A 1000 year glaciochemical study of the South Pole. *Annals of Glaciology* 10, 80-84.
- KJÆR KH, LARSEN NK, BINDER T, BJØRK AA, EISEN O, FAHNESTOCK MA, FUNDER S, GARDE AA, HAACK H, HELM V, HOUMARK-NIELSEN M, KJELSDEN KK, KHAN SA, MACHGUTH H, McDONALD I, MORLIGHEM M, MOUGINOT J, PADEN JD, WAIGHT TE, WEIKUSAT C, WILLERSLEV E & MACGREGOR JA (2018) A large impact crater beneath Hiawatha Glacier in north-west Greenland. *Sci. Adv.* 4, eaar8173.
- KOTULLA M (2014) Gültigkeit und Grenzen geologischer Zeitbestimmung. Online-Loseblattsammlung, Stand: 1. Ergänzungslieferung 03/2014, <http://www.wort-und-wissen.de/loseblattsammlung.html>.
- KOTULLA M (2019) Verkohlte Baumstämme in Tephra-Ablagerungen des Laacher-See-Vulkans: neue Radiokarbon-Bestimmungen und ihre Altersinterpretation. W+W Special Paper G-19-1, Baiersbronn; https://www.wort-und-wissen.de/artikel/sp/g-19-1_radiokarbon.pdf.
- KU TL (1968) Protactinium 231 method of dating coral from Barbados Island. *J. Geophys. Res.* 73, 2271-2276.
- LANE CS, ANDRIC M, CULLEN VL & BLOCKLEY SPE (2011a) The occurrence of distal Icelandic and Italian tephra in the Lateglacial of Lake Bled, Slovenia. *Quaternary Science Reviews* 30, 1013-1018.
- LANE CS, BLOCKLEY SPE, RAMSEY CB & LOTTER AF (2011b) Tephrochronology and absolute centennial scale synchronization of European and Greenland records of the last glacial to interglacial transition: A case study of Soppensee and NGRIP. *Quaternary International* 246, 145-156.

- LANE CS, BRAUER A, MARTIN-PUERTAS C, BLOCKLEY SPE, SMITH VC & TOMLINSON EL (2015) The Late Quaternary tephrostratigraphy of annual laminated sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews* *122*, 192-206.
- LANGWAY CC JR, CLAUSEN HB & HAMMER CU (1988) An inter-hemispheric volcanic time-marker in ice cores from Greenland and Antarctica. *Annals of Glaciology* *10*, 102-108.
- LARSEN G, DUGMORE AJ & NEWTON AJ (1999) Geochemistry of historic silicic tephras in Iceland. *Holocene* *9*, 463-471.
- LAVIGNE F, DEGEAI J-P, KOMOROWSKI J-C, GUILLET S, ROBERT V, LAHITTE P, OPPENHEIMER C, STOFFEL M, VIDAL CM, SURONO, PRATOMO I, WASSMER P, HAJDAS I, HADMOKO DS & DE BELIZALA E (2013) Source of the great A.D. 1257 mystery eruption unveiled, Samalas volcano, Rinjani Volcanic Complex, Indonesia. *PNAS* *110*, 16742-16747.
- LISIECKI LE & RAYMO ME (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $d^{18}O$ records. *Paleoceanography* *20*, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- LOGAN JA, PRATHER MJ, WOFSY SC & MCELROY MB (1981) Tropospheric chemistry: A global perspective. *J. Geophys. Res.* *86*, 7210-7254.
- MACHIDA H, MORIWAKI H & ZHAO D (1990) The recent major eruption of Changbai volcano and its environmental effects. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.* *25*, 1-20.
- MACGREGOR JA, FAHNESTOCK MA, CATANIA GA, PADEN JD, PRASAD GOGINENI S, YOUNG SK, RYBARKI SC, MABREY AN, WAGMAN BM & MORLIGHAM M (2015) Radiostratigraphy and age structure of the Greenland Ice Sheet. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* *120*, 212-241.
- MCLEAN D, ALBERT PG, NAKAGAWA T, STAFF RA, SUZUKI T & SMITH VC (2016) Identification of the Changbaishan 'Millennium' (B-Tm) eruption deposit in the Lake Suigetsu (SG06) sedimentary archive, Japan: synchronisation of hemispheric-wide palaeoclimate archives. *Quat. Sci. Rev.* *150*, 301-307.
- MEESE DA, ALLEY RB, FIACCO RJ, GERMANI MS, GOW AJ, GROOTES PM, ILLING M, MAYEWSKI PA, MORRISON MC, RAM M, TAYLOR KC, YANG Q & ZIELINSKI GA (1994) Preliminary depth-age scale of the GISP2 ice core. *Special CRREL Report 94-1*, US.
- MEESE DA, GOW AJ, ALLEY RB, ZIELINSKI GA, GROOTES PM, RAM M, TAYLOR KC, MAYEWSKI PA & BOLZAN JF (1997) The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results. *J. Geophys. Res.* *102* (C12), 26411-26423.
- MORTENSEN AK, BIGLER M, GRÖNVOLD K, STEFFENSEN JP & JOHNSEN SJ (2005) Volcanic ash layers from the Last Glacial Termination in the NGRIP ice core. *J. Quaternary Sci.* *20*, 209-219.
- NEEM Community Members (2013) Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core, doi:10.1038/nature11789.
- North Greenland Ice Core Project Members (2004) High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* *431*, 147-151.
- OHMURA A & REEH N (1991) New precipitation and accumulation maps for Greenland. *J. Glaciol.* *37*, 140-148.
- OPPENHEIMER C, WACKER L, XU J, GALVÁN JD, STOFFEL M, GUILLET S, CORONA C, SIGL M, DI COSMO N, HAJDAS I, PAN B, BREUKER R, SCHNEIDER L, ESPER J, FEI J, HAMMOND JOS, & BÜNTGEN U (2017) Multi-proxy dating the 'Millennium Eruption' of Changbaishan to late 946 CE. *Quaternary Science Reviews* *158*, 164-171.
- PALAIS JM, GERMANI MS & ZIELINSKI GA (1992) Inter-hemispheric transport of volcanic ash from a 1259 A.D. volcanic eruption to the Greenland and Antarctic ice sheets. *Geophysical Research Letters* *19*, 801-804.
- PALAIS JM, KIRCHNER S & DELMAS RA (1990) Identification of some global volcanic horizons by major element analysis of fine ash in Antarctic ice. *Annals of Glaciology* *14*, 216-220.
- PALAIS J & SIGURDSSON H (1989) Petrologic evidence of volatile emissions from major historic and pre-historic volcanic eruptions. In: BERGER A, DICKINSON RE & KIDSON RE (eds) *Understanding Climate Change*. *Geophys. Monogr. Ser.* *52*, 31-53.
- PALAIS JM, TAYLOR K, MAYEWSKI PA & GROOTES P (1991) Volcanic Ash from the 1362 A.D. Oræfajokull Eruption (Iceland) in the Greenland Ice Sheet. *Geophysical Research Letters* *18*, 1241-1244.
- PEARCE NJG, EASTWOOD WJ, WESTGATE JA & PERKINS WT (2002) The composition of juvenile volcanic glass from the c. 3,600 B.P. Minoan eruption of Santorini (Thera). *J. Geol. Soc.* *159*, 545-556.
- PEARCE NJG, WESTGATE JA, PREECE SJ, EASTWOOD WJ & PERKINS WT (2004) Identification of Aniakchak (Alaska) tephra in Greenland ice core challenges the 1645 BC date for Minoan eruption of Santorini. *Geochem. Geophys. Geosyst.* *5*, Q03005, doi:10.1029/2003GC000672.
- PILCHER JR, HALL VA & MCCORMAC FG (1995) Dates of Holocene Icelandic volcanic eruptions from tephra layers in Irish peals. *Holocene* *5*, 103-110; doi:10.1177/095968369500500111.
- PLUNKETT G, PEARCE NJG, MCCONNELL JR, PILCHER JR, SIGL M & ZHAO H (2017) Trace element analysis of Late Holocene tephras from Greenland ice cores. *Quaternary Newsletter* *143*, 10-21.
- RAM M & ILLING M (1994) Polar ice stratigraphy from laser-light scattering: Scattering from meltwater. *J. Glaciol.* *40*, 504-508.

- RAM M, ILLING M, WEBER P, KOENIG G & KAPLAN M (1995) Polar ice stratigraphy from laser-light scattering: Scattering from ice. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 3525-3527.
- RAM M & KOENIG G (1997) Continuous dust concentration profile of pre-Holocene ice from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core: Dust stadials, interstadials, and the Eemian. *Journal of Geophysical Research* **102** (C12), 26641-26648.
- RASMUSSEN SO, ANDERSEN KK, JOHNSEN SJ, BIGLER M & McCORMACK T (2005) Deconvolution-based resolution enhancement of chemical ice core records obtained by Continuous Flow Analysis. *J. Geophys. Res.* **110**, D17304, doi:10.1029/2004JD005717.
- RASMUSSEN SO, ANDERSEN KK, SVENSSON AM, STEFFENSEN JP, VINThER BM, CLAUSEN HB, SIGGAARD-ANDERSEN M-L, JOHNSEN SJ, LARSEN LB, DAHL-JENSEN D, BIGLER M, RÖTHLISBERGER R, FISCHER H, GOTO-AZUMA K, HANSSON M-E & RUTH U (2006) A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res.* **111**, D06102, doi:10.1029/2005JD006079.
- REIMER PR, BAILLIE MGL, BARD E, BAYLISS A, BECK JW, BERTRAND CJH, BLACKWELL PG, BUCK CE, BURR GS, CUTLER KB, PAUL E, DAMON PE, EDWARDS RL, FAIRBANKS RG, FRIEDRICH M, GUILDERSON HP, HOGG AG, HUGHEN KA, KROMER B, McCORMAC G, MANNING S, RAMSEY CB, REIMER RW, REMMELE S, SOUTHON JR, STUIVER M, TALAMO S, TAYLOR FW, VAN DER PLICHT J & WEYHENMEYER CE (2004) INTCAL04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* **46**, 1029-1058.
- REIMER PR, BAILLIE MGL, BARD E, BAYLISS A, BECK JW, BLACKWELL PG, BRONK RAMSEY C, BUCK CE, BURR GS, EDWARDS RL, FRIEDRICH M, GROOTES PM, GUILDERSON TP, HAYDAS I, HEATON TJ, HOGG AG, HUGHEN KA, KAISER KF, KROMER B, McCORMAC FG, MANNING SW, REIMER RW, RICHARDS DA, SOUTHON JR, TALAMO S, TURNEY CSM, VAN DER PLICHT J & WEYHENMEYER CE (2009) INTCAL09 and MARINE09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* **51**, 1111-1150.
- ROLANDI G, PAONE A, DI LASCIO M & STEFANI G (2007) The 79 AD eruption of Somma: The relationship between the date of the eruption and the southeast tephra dispersion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **169**, 87-98.
- RONA E & EMILIANI C (1969) Absolute dating of Caribbean cores P6404-8 and P6304-9. *Science* **163**, 66-68.
- SALVADOR A (1994) (Ed.) *International Stratigraphic Guide*. 2nd ed.
- SALZER MW & HUGHES MK (2007) Bristlecone pine tree rings and volcanic eruptions over the last 5000 yr. *Quaternary Research* **67**, 57-68.
- SANTACROCE R, CIONI R, MARIANELLI P, SBRANA A, SULPIZIO R, ZANCHETTA G, DONAHUE DJ & JORON JL (2008) Age and whole rock-glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy. *J. Volcan. Geotherm. Res.* **177**, 1-18.
- SELBEKK RS & Trønnes RG (2007) The 1362 AD Öræfajökull eruption, Iceland: Petrology and geochemistry of large-volume homogeneous rhyolite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **160**, 42-58.
- SIGG A (1990) Wasserstoffperoxid-Messungen an Eisbohrkernen aus Grönland und der Antarktis und ihre atmosphärenchemische Bedeutung. Univ. Bern, Diss.
- SIGL M, McCONNELL JR, TOOHEY M, CURRAN M, DAS SB, EDWARDS R, ISAKSSON E, KAWAMURA K, KIPFSTUHL S, KRÜGER K, LAYMAN L, MASELLI OJ, MOTIZUKI Y, MOTOYAMA H, PASTERIS DR & SEVERI M (2014) Insights from Antarctica on volcanic forcing during the Common Era. *Nature Clim. Change* **4**, 693-697.
- SIGL M, WINSTRUP M, McCONNELL JR, WELTEN KC, PLUNKETT G, LUDLOW F, BÜNTGEN U, CAFFEE M, CHELLMAN N, DAHL-JENSEN D, FISCHER H, KIPFSTUHL S, KOSTICK C, MASELLI OJ, MEKHALDI F, MULVANEY R, MUSCHELER R, PASTERIS DR, PILCHER JR, SALZER M, SCHÜPBACH S, STEFFENSEN JP, VINThER BM & WOODRUFF TE (2015) Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. *Nature* **523**, 543-549.
- SOWERS T, BENDER M, LABEYRIE L, MARTINSON D, JOUZEL J, RAYNAUD D, PICHON JJ & KOROTKEVICH YS (1993) A 135,000-year Vostok-SPECMAP common temporal framework. *Paleoceanography* **8**, 737-766.
- STROMBERG B (1985) Revision of the lateglacial Swedish varve chronology. *Boreas* **14**, 101-105.
- SUN C, PLUNKETT G, LIU J, ZHAO H, SIGL M, McCONNELL JR, PILCHER JR, VINThER B, STEFFENSEN JP & HALL V (2014) Ash from Changbaishan Millennium eruption recorded in Greenland ice: implications for determining the eruptions timing and impact. *Geophys. Res. Lett.* **41**, 694-701.
- SVENSSON A, ANDERSEN KK, BIGLER M, CLAUSEN HB, DAHL-JENSEN D, DAVIES SM, JOHNSEN SJ, MUSCHELER R, PARRENIN F, RASMUSSEN SO, RÖTHLISBERGER R, SEIERSTAD I, STEFFENSEN JP & VINThER BM (2008) A 60000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Clim. Past* **4**, 47-57.
- SVENSSON A, NIELSEN SW, KIPFSTUHL S, JOHNSEN SJ, STEFFENSEN JP, BIGLER M, RUTH U & RÖTHLISBERGER R (2005) Visual stratigraphy of the North Greenland Ice Core Project (NorthGRIP) ice core during the last glacial period. *J. Geophys. Res.* **110**, D02108, doi:10.1029/2004JD005134.
- TAUBER H (1970) The Scandinavian varve chronology and C-14 dating. In: OLSSON IU (ed.) *Radiocarbon Variations and Absolute Chronology*. Proceedings of the Twelfth Nobel Symposium held at the Institute of Physics at Uppsala University. New York, 173-196.

- VINTHER BM, CLAUSEN HB, JOHNSEN SJ, RASMUSSEN SO, ANDERSEN KK, BUCHARDT SL, DAHL-JENSEN D, SEIERSTAD IK, SIGGAARD-ANDERSEN M-L, STEFFENSEN JP, SVENSSON A, OLSEN J & HEINEMEIER J (2006) A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2005JD006921.
- VINTHER BM, CLAUSEN HB, JOHNSEN SJ, RASMUSSEN SO, STEFFENSEN JP, ANDERSEN KK, BUCHARDT SL, DAHL-JENSEN D, SEIERSTAD IK, SVENSSON A, SIGGAARD-ANDERSEN M-L, OLSEN J & HEINEMEIER J (2008) Reply to comment by J. S. DENTON and N. J. G. PEARCE on "A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene". *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JD009083.
- VITALIANO CJSR, TAYLOR MD, NORMAN MT, McCULLOCH MT & NICHOLLS IA (1990) Ash layers of the Thera volcanic series: Stratigraphy, petrology and geochemistry. In: HARDY DA, KELLER J, GALANOPOULOS VP, FLEMING NC & DRUITT TH (eds.) Thera and the Aegean World III, Proceedings of the Third International Congress, Santorini, Greece, Vol. 2, Earth Sciences, 53-78.
- WALKER M, HEAD MJ, BERKELHAMMER M, BJÖRCK S, CHENG H, CWYNAR L, FISHER D, GKINIS V, LONG A, LOWE J, NEWNHAM R, RASMUSSEN SO & WEISS H (2018) Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes* 41, DOI: 10.18814/epiugs/2018/018016.
- WALKER M, JOHNSEN S, RASMUSSEN SO, STEFFENSEN JP, POPP T, GIBBARD P, HOEK W, LOWE J, ANDREWS J, BJÖRCK S, CWYNAR L, HUGHEN K, KERSHAW P, KROMER B, LITT T, LOWE DJ, NAKAGAWA T, NEWNHAM R & SCHWANDER J (2008) The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core. *Episodes* 31, 264-267.
- WALKER M, JOHNSEN S, RASMUSSEN SO, STEFFENSEN JP, POPP T, GIBBARD P, HOEK W, LOWE J, ANDREWS J, BJÖRCK S, CWYNAR LC, HUGHEN K, KERSHAW P, KROMER B, LITT T, LOWE DJ, NAKAGAWA T, NEWNHAM R & SCHWANDER J (2009) Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24, 3-17.
- WHITE JWC, BARLOW LK, FISHER D, GROOTES P, JOUZEL J, JOHNSEN SJ, STUIVER M & CLAUSEN H (1997) The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland: Results of comparisons with modern climate observations. *J. Geophys. Res.* 102 (C12), 26425-26439.
- WHITLOW S, MAYEWSKI PA & DIBB JE (1992) A comparison of major chemical species seasonal concentrations and accumulation at the South Pole and Summit, Greenland. *Atmos. Environ.* 26A, 2045-2054.
- WILLERSLEV E, CAPPELLINI E, BOOMSMA W, NIELSEN R, HEBSGAARD MB, BRAND TB, HOFREITER M, BUNCE M, POINAR HN, DAHL-JENSEN D, JOHNSON S, STEFFENSEN JP, BENNIKE O, SCHWENNINGER J-L, NATHAN R, ARMITAGE A, DE HOOG C-J, ALFIMOV V, CHRISTL M, BEER J, MUSCHELER R, BARKER J, SHARP M, PENKMAN KEH, HAILE J, TABERLET P, GILBERT MTP, CASOLI A, CAMPANI E & COLLINS MJ (2007) Ancient Biomolecules from Deep Ice Cores Reveal a Forested Southern Greenland. *Science* 317, 111-114.
- WHITLOW S, MAYEWSKI PA & DIBB JE (1992) A comparison of major chemical species seasonal concentrations and accumulation at the South Pole and Summit, Greenland. *Atmos. Environ.* 26A, 2045-2054.
- XU J, PAN B, LIU T, HAJDAS I, ZHAO B, YU H, LIU R, & ZHAO P (2013) Climatic impact of the millennium eruption of Changbaishan volcano in China: New insights from high-precision radiocarbon wiggle-match dating. *Geophys. Res. Lett.* 40, 54-59.
- ZIELINSKI GA & GERMANI MS (1998) New Ice-Core Evidence Challenges the 1620s BC age for the Santorini (Minoan) Eruption. *J. Archaeolog. Sci.* 25, 279-289.
- ZOU H, FAN Q & ZHANG H (2010) Rapid development of the great Millennium eruption of Changbaishan (Tianchi) Volcano, China/North Korea: Evidence from U-Th zircon dating. *Lithos* 119, 289-296.



Abb. 29 Eiskristalle im polarisierten Licht.

Foto: Sepp KIPFSTUHL, 2010; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>.

Impressum

Studiengemeinschaft Wort und Wissen e. V.

Geschäftsstelle

Rosenbergweg 29, 72270 Baiersbronn

Tel.: 07442-81006

E-Mail: sg@wort-und-wissen.de

Internet: www.wort-und-wissen.de