

Diss. ETH No. 16224

Rekonstruktion der solaren Aktivität im Holozän mittels Beryllium-10 im GRIP Eisbohrkern

ABHANDLUNG
zur Erlangung des Titels

DOKTORIN DER NATURWISSENSCHAFTEN

der

EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE ZÜRICH

vorgelegt von

MAURA V. VONMOOS

Dipl. Natw. ETH

geboren am

30. Juli 1971

von

Ramosch (GR)

Angenommen auf Antrag von

Prof. Dr. Jürg Beer, Referent
Prof. Dr. Bernhard Wehrli, Korreferent
Prof. Dr. Werner Schmutz, Korreferent
Dr. Jakob Schwander, Korreferent

Zürich 2005

Inhaltsverzeichnis

Abstract	ix
Zusammenfassung	xi
1 Einleitung	1
2 Die Sonne und ihre Aktivität - Grundlagen	5
2.1 Energieproduktion und -transport im Innern der Sonne	5
2.2 Das Magnetfeld der Sonne und der magnetische Aktivitätszyklus	8
2.3 Phänomene des solaren Magnetfelds	10
2.3.1 Proxies der Sonnenaktivität	11
2.4 Die Variabilität der Sonnenaktivität	14
2.4.1 Grosse solare Minima	15
2.5 Der solare Modulationsparameter Φ	15
3 Kosmogene Radionuklide - Grundlagen	21
3.1 Die kosmische Strahlung	21
3.1.1 Die kosmische Primärstrahlung	21
3.1.2 Die kosmische Sekundärstrahlung	24
3.2 Produktion der kosmogenen Radionuklide ^{10}Be , ^{36}Cl und ^{14}C	25
3.2.1 Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999) . .	26
3.3 Das geochemische Verhalten der kosmogenen Radionuklide ^{10}Be , ^{36}Cl und ^{14}C	28
3.3.1 Das geochemische Verhalten von ^{10}Be und ^{36}Cl	29
3.3.2 Das geochemische Verhalten von ^{14}C	32
3.4 Einfluss atmosphärischer Prozesse auf ^{10}Be des GRIP Eisbohrkerns von Grönland im Holozän	33
3.4.1 Der Vergleich von ^{10}Be des GRIP Eisbohrkerns mit ^{14}C	33
3.4.2 Weitere Rückschlüsse auf atmosphärische Prozesse und deren Einfluss auf ^{10}Be des GRIP Eisbohrkerns	35
3.5 Zusammenfassung der Einflüsse auf die Konzentration von ^{10}Be im Eis und der Interpretation von ^{10}Be aus dem GRIP Eisbohrkern	36
4 Das Archiv Eis und die Datenerhebung der kosmogenen Radionuklide ^{10}Be und ^{36}Cl	39
4.1 Das Archiv Eis	39
4.1.1 Die Akkumulationsrate	41
4.1.2 Die Datierung	43
4.2 Der GRIP Eisbohrkern	45

4.3	^{10}Be und ^{36}Cl des GRIP Eisbohrkerns	45
4.4	Probenaufbereitung und Messung von ^{10}Be und ^{36}Cl des GRIP Eisbohrkerns	46
4.4.1	^{10}Be -Messresultate	47
4.4.2	Berechnung der Flüsse aus den Radionuklidkonzentrationen	50
4.5	Neue Probenaufbereitungsmethode für ^{10}Be und ^{10}Be -Carrierreduktionstests	50
4.5.1	Beryllium/Silber-Fällungsmethode: Ersetzen von Kupfer als Berylliumträger durch Silber	51
4.5.2	^{10}Be -Carrierreduktionstestmessungen	53
5	Rekonstruktion der Sonnenaktivität im Holozän in Form des solaren Modulationsparameters Φ	57
5.1	Einführung	57
5.2	Der solare Modulationsparameter Φ (siehe ausführlicher Kapitel 2.5)	60
5.3	Die verwendeten ^{10}Be -Daten	61
5.4	Rekonstruktion der Sonnenaktivität	63
5.4.1	Methode	63
5.4.2	Fehlerbestimmung	68
5.5	Ergebnis: Der solare Modulationsparameter Φ der letzten rund 9300 Jahre	69
5.6	Unsicherheiten	76
5.6.1	Langzeittrend	76
5.6.2	Normierung	78
5.6.3	Produktionsratenberechnungen in Abhängigkeit von Φ und Geomagnetfeld	79
5.7	Abschätzung des Langzeittrends im Φ -Datensatz	79
5.8	Verbesserung dieser Φ -Rekonstruktion gegenüber der Bestimmung von Φ mittels Hochpassfilterung und einem konstanten Geomagnetfeldwert	85
5.9	Schlussfolgerungen und Ausblick	87
6	Ausblick: Das Potential der Φ-Rekonstruktion für die Rekonstruktion der totalen solaren Irradianz	89
6.1	Bisherige Rekonstruktionen der totalen solaren Irradianz (TSI)	91
6.2	Ausblick auf die TSI-Rekonstruktion basierend auf der Φ -Rekonstruktion	94
7	Einfluss der Sonne auf das Klima	97
7.1	(Verstärkungs-)Mechanismen des solaren 'forcings'	97
7.1.1	Die spektrale Variabilität der solaren Irradianz, UV-Strahlung und Ozon	98
7.1.2	Kosmische Strahlung, Wolken und Klima	99
7.1.3	Weitere Reaktionsmechanismen des Klimas	100
7.2	Untersuchung von Paläoklimaindikatoren auf eine solare Beeinflussung des Klimas mittels dem solaren Aktivitätsparameter Φ	100
7.2.1	Paläoklimaproxies	101
7.3	Indizien auf eine solare Beeinflussung des Klimas	103
7.3.1	Nord-Atlantik, 44°N–55°N	103
7.3.2	Nord-Grönland, 75°N	104
7.3.3	Patagonien, Argentinien, 49°S	106

7.3.4	Küste Süd-Chile 41°S	109
7.3.5	Süd-Oman, 17°N	110
7.4	Zusammenfassung und Ausblick	113
	Literaturverzeichnis	115
	Dank	129
	Lebenslauf	131

Abbildungsverzeichnis

1.1	IPCC 2001: Radiatives ‘forcing’	3
2.1	Aufbau der Sonne	6
2.2	Vergleich von Sonnenflecken, Irradianz und Φ über rund 25 bzw. 50 Jahre	12
2.3	Sonnenflecken seit Beginn des 17. Jahrhunderts	13
2.4	Differentielle Energiespektren des Protonenflusses	18
3.1	Schematische Darstellung des ^{10}Be - und ^{36}Cl -Systems	22
3.2	Mittlere globale ^{10}Be -Produktionsrate als Funktion der helio- und geomagnetischen Modulation (Masarik und Beer, 1999)	28
3.3	$\delta^{18}\text{O}$, ^{10}Be -Konzentration und ^{10}Be -Fluss des GRIP Eisbohrkerns bis 60'000 Jahre vor heute	31
3.4	Der Vergleich zwischen ^{10}Be -Fluss und ^{14}C -Produktionsrate von Stuiver und Braziunas (1988) im Holozän	35
4.1	Tiefe-Altersbeziehung im GRIP Eisbohrkern	40
4.2	^{10}Be -Messresultate des GRIP Eisbohrkerns	48
4.3	^{10}Be -Testmessungen (neue Aufbereitungsmethode der Eisproben)	52
4.4	^{10}Be -Carrierreduktionstestmessungen	54
5.1	^{10}Be -Produktionsrate als Funktion der helio- und geomagnetischen Modulation (Masarik und Beer, 1999)	66
5.2	Φ -Rekonstruktion basierend auf ^{10}Be über die letzten rund 9300 Jahre	71
5.3	Frequenzspektrum (Lomb Scargle Leistungsspektrum) von Φ	73
5.4	Histogramm von Φ der letzten rund 9300 Jahre	75
5.5	Geomagnetfeld von Yang et al. (2000) im Vergleich mit der ^{10}Be -basierten Geomagnetfeldrekonstruktion im Holozän	77
5.6	Φ -Rekonstruktion basierend auf der ^{14}C -Produktionsrate von Stuiver und Braziunas (1988) über die letzten 11'400 Jahre	80
5.7	Vergleich der Φ -Rekonstruktionen basierend auf ^{10}Be und ^{14}C	83
5.8	Alternative Φ -Rekonstruktion mittels Hochpassfilterung	86
7.1	IRD-Ablagerungen - Nord-Atlantik	104
7.2	$\delta^{18}\text{O}$ -Messungen - Nord-Grönland	106
7.3	Seespiegelschwankungen - Lago Cardiel	108
7.4	Niederschlagsintensität - Chile	110
7.5	Monsumintensität - Oman I	111
7.6	Monsumintensität - Oman II	113

Umschlagsphoto: SOHO (ESA & NASA)

SOHO-EIT image from 14 September 1997 showing a huge eruptive prominence in the resonance line of singly ionized helium (HE II) at 304 Angstroms in the extreme ultraviolet. The material in the eruptive prominence is at temperatures of 60'000–80'000 K, much cooler than the surrounding corona, which is typically at temperatures above 1 million K.

Tabellenverzeichnis

2.1	Die Sonne in Zahlen	7
3.1	Zusammenstellung kosmogener Radionuklide	26

Abstract

The longest continuous observational record of solar magnetic activity is the sunspot record starting at the beginning of the 17th century. Cosmogenic radionuclides, stored on Earth in ice (^{10}Be and ^{36}Cl) or in tree rings (^{14}C) are indirect proxies of solar variability. They provide the unique potential for reconstructing past solar activity changes beyond the direct instrumental period and investigating the temporal variability on longer time scales.

Cosmogenic radionuclides are produced by the interaction of galactic cosmic rays with the Earth's atmosphere. The interpretation of the measured ^{10}Be - and ^{36}Cl -signal in the ice is not straightforward, since their production and deposition are influenced by different components: the heliomagnetic and geomagnetic field modulate the intensity of galactic cosmic rays entering the Earth's atmosphere and thus the ^{10}Be - and ^{36}Cl -production rate. Further, the atmospheric circulation and the local precipitation rate determine the distribution of the produced ^{10}Be and ^{36}Cl in the atmosphere and its removal from the atmosphere into the ice archive, respectively.

As part of the European Greenland Icecore Project (GRIP) an ice core of 3029 m length was drilled in central Greenland in the years 1990 to 1992. Its ^{10}Be - and ^{36}Cl concentration have been analyzed in Zurich and in Paris. Within the framework of this dissertation, Holocene ice samples were measured in a much higher resolution providing a detailed ^{10}Be -record for the Holocene.

Based on the ^{10}Be -data of the GRIP ice core the past solar activity in terms of the heliospheric modulation parameter of the galactic cosmic rays was reconstructed for 9000 years. The method relies on the well-established knowledge of the ^{10}Be -production rate dependency on the geomagnetic field intensity and the solar modulation. Taking into account the varying past geomagnetic field intensities, the geomagnetic modulation of the production rate is quantitatively eliminated - and the past solar activity quantitatively reconstructed.

Both, the advantages of this method regarding the determination of the relative amplitudes of the short-term variations (decadal to centennial) - that is, the periods of a high or low solar variability, or of periods of generally high or low solar activity levels - as well as the difficulties regarding the determination of the absolute values and of long-term changes (millennial) are discussed. Solar activity reconstructions on long timescales based only on one cosmogenic radionuclide are hampered due to possible unresolved system effects in the cosmogenic radionuclide records. By alternatively reconstructing the solar modulation parameter using ^{14}C , these system uncertainties in the solar modulation reconstructions could be assessed.

The result reveals a short-term high variability of solar activity throughout the enti-

re Holocene, which is much larger than reconstructed by means of neutron monitor measurements for the last 50 years. Furthermore, the current activity of the Sun is high, but not that unusual regarding the entire Holocene. This is contrary to other recently published statements which claim that there has been an exceptionally active Sun since the 1940's compared to the last 1150 years (Usoskin et al., 2003) and 8000 years (Solanki et al., 2004).

This extended solar activity record provides an improved basis for detailed investigations on solar and cosmic ray physics on longer time scales than what has been possible so far on the basis of the decadal to centennial long magnetic activity proxies and of the 50 years long neutron monitor data. Furthermore, this record contributes to investigations on solar forcing of the Earth's climate whose importance is suggested by increasing paleoclimatic evidences. The energy flux received at the top of the atmosphere can be measured by satellite-based radiometers only since 1978 and needs to be reconstructed further back in time. So far cosmogenic radionuclides are the only source of information on the long-term behaviour of the solar magnetic activity. By means of this reconstructed solar activity record, paleoclimatic studies regarding solar induced past climate changes can be extended for almost the entire Holocene including changes on longer timescales. But most notably, this reconstructed record holds a large potential for reconstructing long-term solar energy flux variability. A long and quantitative record of past solar energy flux is of special interest for climate modelers to calculate solar forcing of the Earth's climate and to explore the underlying physical mechanism - and to assess how much of the current rapid temperature increase since the end of the 20th century represents natural variability of the climate or is caused by men.

Zusammenfassung

Die längste kontinuierliche Messreihe magnetischer Aktivitätsschwankungen der Sonne ist die bis Anfang des 17. Jahrhunderts zurückreichende Sonnenfleckenaufzeichnung. Kosmogene Radionuklide, gespeichert auf der Erde im Eis (^{10}Be und ^{36}Cl) oder in Baumringen (^{14}C), sind indirekte Indikatoren der Sonnenaktivität und verfügen über ein einzigartiges Potential, die Variabilität der Sonnenaktivität über die Zeitperiode direkter Messungen hinaus zu rekonstruieren. Dadurch werden Informationen über die Variabilität der Sonnenaktivität über längere Zeiträume gewonnen und kann das Ausmass der möglichen Aktivitätsschwankungen besser erfasst werden.

Kosmogene Radionuklide werden in der Erdatmosphäre durch die galaktische kosmische Strahlung produziert. Die im Eis gemessene ^{10}Be - und ^{36}Cl -Konzentration ist jedoch nicht ein einfach zu interpretierendes Signal, da diverse Faktoren sowohl deren Produktion als auch deren Einlagerung ins Eis bestimmen: Die Magnetfelder der Sonne und der Erde modulieren die Intensität der einfallenden galaktischen kosmischen Strahlung und damit die Produktionsrate von ^{10}Be und ^{36}Cl , die atmosphärische Zirkulation ist für den Transport und somit die Verteilung des produzierten ^{10}Be und ^{36}Cl in der Atmosphäre und die lokale Niederschlagsrate für deren Auswaschung ins Eisarchiv verantwortlich.

In den Jahren 1990–1992 wurde im Rahmen eines europäischen Gemeinschaftsprojekts (GRIP) in Zentralgrönland ein 3029 m langer Eisbohrkern gebohrt, dessen ^{10}Be - und ^{36}Cl -Analyse in Zürich und in Paris durchgeführt werden. Im Rahmen dieser Arbeit konnte durch die Messung der Holozän-Eisproben in hoher Auflösung ein detaillierter Holozän- ^{10}Be -Datensatz erstellt werden.

Mittels ^{10}Be des GRIP Eisbohrkerns wurde in dieser Arbeit die Sonnenaktivität, in Form des solaren Modulationsparameters der galaktischen kosmischen Strahlung, über 9000 Jahre rekonstruiert. Fundierte physikalische Kenntnisse über die Abhängigkeit der ^{10}Be -Produktionsrate von Geomagnetfeldintensität und Sonnenaktivität ermöglichten, unter Heranziehung eines Paläomagnetfelddatensatzes, den Einfluss des variablen Geomagnetfelds auf die Produktionsrate von ^{10}Be quantitativ zu eliminieren - und die vergangene solare Aktivität bestmöglich quantitativ zu bestimmen.

Es werden die Vorzüge dieser Methode für die Bestimmung der relativen Amplituden der Variabilität über kurze Zeiträume (Jahrzehnte bis Jahrhunderte) - der Zeiten grosser oder geringer Variabilität, der Zeiten generell relativ hoher oder tiefer solarer Aktivität - aber auch die Schwierigkeiten der Rekonstruktion der absoluten Werte und der Änderungen der Sonnenaktivität über Jahrtausende aufgezeigt. Die Rekonstruktion solarer Aktivität über längere Zeiträume mittels nur einem kosmogenen Radionuklid ist wegen Unklarheiten betreffend langfristiger Systemeffekte in den kosmogenen

Radionukliddatensätzen erschwert. Indem alternativ zu der Rekonstruktion basierend auf ^{10}Be der solare Modulationsparameter mittels ^{14}C rekonstruiert wurde, konnte die Auswirkung dieser Systemunsicherheit auf die Rekonstruktion der vergangenen solaren Aktivität abgeschätzt werden.

Das Resultat deckt eine über kurze Zeiträume grosse Variabilität der solaren Modulation im Holozän auf. Diese ist deutlich grösser, als jene, die über die letzten rund 50 Jahre mittels Neutronenmonitoren direkt rekonstruiert wurde. Im weiteren bestätigt diese Rekonstruktion eine momentan sehr hohe Aktivität der Sonne. Doch in anbetracht des gesamten Holozäns ist sie - wenn auch selten - so doch nicht ganz ungewöhnlich. Dies ist konträr zu verschiedenen kürzlich publizierten Aussagen, welche das Niveau der Sonnenaktivität seit den 40'er Jahren als ausserordentlich im Vergleich zu den letzten 1150 (Usoskin et al., 2003) und gar 8000 Jahren (Solanki et al., 2004) beurteilen.

Diese mehrere Jahrtausende umfassende Rekonstruktion solarer Aktivität bietet der Sonnen- und kosmischen Strahlungsphysik eine verbesserte Grundlage für detaillierte Untersuchungen von langfristigeren Prozessen, als bisher mittels den einige Jahrzehnte bis Jahrhunderte umfassenden magnetischen Aktivitätsmessungen und den 50-jährigen Neutronenmonitoraufzeichnungen studiert werden konnten. Im weiteren trägt diese Rekonstruktion dazu bei, den Einfluss der variablen Sonne auf das Klimasystem der Erde zu ermitteln, der von immer mehr paläoklimatischen Studien als bedeutend für vergangene Klimaschwankungen eingestuft wird. Die auf die Atmosphärenobergrenze auftreffende Energieflussdichte der Sonne wird erst seit 1978 mittels satellitenbasierten Radiometern gemessen und muss für die Zeit davor rekonstruiert werden. Die einzigen Anhaltspunkte dafür sind die Aufzeichnungen magnetischer Aktivität, wobei kosmogene Radionuklide bislang die einzigen Informationen über das Verhalten der Sonnenaktivität über längere Zeiträume liefern. Mit der in dieser Arbeit durchgeführten erweiterten Rekonstruktion der Sonnenaktivität können Paläoklimadatenätze über beinahe das ganze Holozän sowie über lange Zeiträume auf solar verursachte Klimaänderungen hin untersucht werden. Vor allem jedoch liefert dieser Aktivitätsparameter eine vielversprechende Basis für eine ebenso lange Rekonstruktion des vergangenen Energieflusses, was einen verbesserten Einblick in das Ausmass möglicher Energieflussänderungen gewährt. Nur ein quantitativer Einbau des Energieflusses in Klimamodelle erlaubt den Klimamodellierern, den Effekt der Sonne auf das Klima zu berechnen sowie ihre Wirkungsweise zu ergründen - und abzuschätzen, inwieweit die rasante Erwärmung seit Ende des 20. Jahrhunderts von der natürlichen Klimavariabilität abweicht und vom Menschen verschuldet ist.

Kapitel 1

Einleitung

Die Paläoklimaforschung zeigt, dass das vergangene Klima auf der Erde stets mehr oder weniger starke Schwankungen aufgewiesen hat. Während über längere Zeiträume vornehmlich die veränderlichen Erdbahnparameter (Ekzentrizität, Ekliptikschiefe, Präzession) das natürliche Klimageschehen beeinflussen (Milankovich-Zyklen), werden für das Holozän - die derzeitige, seit rund 11'500 Jahre andauernde Warmzeit - der Vulkanismus, die Sonne und interne Systemschwankungen zu den einflussreichsten natürlichen klimabestimmenden Faktoren gezählt. Ein neuer zusätzlicher Faktor prägt seit der industriellen Revolution das Klima: der Faktor Mensch. Mit dem rasanten Anstieg der anthropogenen Verbrennung fossiler Brennstoffe sowie der Abholzung ganzer Wälder nimmt dieser Faktor immer mehr an Bedeutung zu.

Das Mass des anthropogenen Einflusses auf das Klimasystem ist auf wissenschaftlicher Ebene noch umstritten. Forschungsergebnisse zeigen unterschiedliche Zukunftsszenarien der Auswirkung des anthropogenen Eingriffs in das natürliche Klimageschehen auf, was auf politischer Ebene heftige Debatten über die Notwendigkeit von Klimaschutzmassnahmen auslöst. Doch mit den Wetterkapriolen der letzten Jahre hat die skeptische Haltung gegenüber einem anthropogenen Mitwirken im Klimageschehen abgenommen. Heute werden von einer breiten Wissenschaftsbasis die anthropogen freigesetzten Treibhausgase als Hauptverursacher für die jetzige Klimaänderung verantwortlich gemacht, welche im Vergleich zu Änderungen in der Vergangenheit sehr schnell verläuft. Daran ändern auch neue Studien (Esper et al. (2002), von Storch et al. (2004), Moberg et al. (2005)) nichts, welche darauf hindeuten, dass natürliche Klimaschwankungen über Zeiträume von Jahrhunderten in den letzten 2000 Jahren bedeutend grösser waren, als bisher angenommen wurde (Mann et al. (1998), Mann und Jones (2003)).

In Anbetracht der aktuellen Klimadebatte ist ein umfassendes Verständnis des Klimasystems von dringender Notwendigkeit. Denn nur wenn die natürliche Klimavariabilität sowie deren Ursachen bekannt sind, kann durch eine Aufspaltung der jetzigen Klimaänderung in eine natürliche und in eine anthropogene Komponente der Eingriff des Menschen in das Klima korrekt erfasst und beurteilt werden.

Die Sonne ist die bedeutendste Energiequelle für die Erde und dadurch die treibende Kraft unseres Klimasystems. Wenn auch die Variabilität der magnetischen Aktivität der Sonne aus diversen Aufzeichnungen schon seit längerer Zeit bekannt war, so wurde der auf die Atmosphärenobergrenze auftreffende Energiefluss der Sonne als konstant angenommen - und eine variable Sonne als Auslöser von Klimaschwankungen ausser Betracht gelassen. Der in der Klimatologie für diese Energieflussdichte verwendete Begriff

‘Solarkonstante’ unterstreicht diese Auffassung. Verlässliche Messungen dieses Energieinputs konnten infolge atmosphärischer Streuung und Absorption lange Zeit nicht durchgeführt werden. Doch schon Eddy (1976) vermutete aus dem zeitlichen Zusammenfall äusserst kalter Phasen innerhalb der sogenannten Kleinen Eiszeit (1400–1850 A.D.) mit Perioden, in welchen beinahe keine Sonnenflecken in historischen Aufzeichnungen vermerkt wurden (Maunder Minimum (1645–1715 A.D.) und Spörer Minimum (1415–1535 A.D.)), die variable Aktivität der Sonne als eine treibende Kraft für Klimaänderungen. Seit dann 1978 mit auf Satelliten stationierten Radiometern Schwankungen dieses Energieflusses auf die Obergrenze der Erdatmosphäre gemessen werden konnten, war das Interesse an der Sonne als ein variabler natürlicher Klimafaktor geweckt.

Die gemessenen Schwankungen sind mit $\sim 0.1\%$ zwar sehr klein für bedeutende Auswirkungen auf den Energiehaushalt der Erde und damit auf das Klimasystem, doch kann aus dieser kurzen Messperiode, die überdies in eine Phase sehr stabilen Klimas fällt, nicht auf das Ausmass möglicher Schwankungen über sehr lange Zeiträume geschlossen werden. Längere Beobachtungen diverser anderer Manifestationen der solaren Aktivität zeigen deutlich grössere Änderungen über längere Zeit und lassen denn auch grössere Schwankungen im Energiefluss über längere Zeiträume vermuten - Schwankungen von entsprechend grösserer Relevanz für unser Klimasystem. Diese könnten die Auswirkungen des anthropogenen Eingriffs auf den Energiehaushalt der Erde abschwächen, gar aufheben - oder aber verstärken.

Zunehmend sensibilisiert auf die Sonne als möglicher Antrieb vergangener Klimaänderungen binden paläoklimatische Studien vermehrt direkte und indirekte Indikatoren der Sonnenaktivität in ihre Untersuchungen mit ein und liefern immer mehr Hinweise auf eine Beeinflussung des Klimas durch die variable Aktivität der Sonne. Überdies werden vermehrt Anstrengungen unternommen, mittels Atmosphärenmodellen die Reaktion des Klimasystems auf Änderungen im solaren Energiefluss und die damit involvierten physikalischen Prozesse zu verstehen.

Das IPCC¹ trägt Erkenntnisse über die Ursachen von Klimaschwankungen und deren soziologischen und ökonomischen Auswirkungen zusammen. Die im neusten IPCC Bericht (2001) veröffentlichte Zusammenstellung der Einflüsse von diversen Klimafaktoren auf die Strahlungsbilanz der Erde zeigt, dass das solare radiative ‘forcing’ (zu dt.: Strahlungsantrieb) der am schlechtesten verstandene Klimafaktor unseres Klimasystems ist (siehe Abbildung 1.1). Es ist daher von grosser Dringlichkeit, sowohl die Schwankungsbreite der Sonnenaktivität und das daraus resultierende solare radiative ‘forcing’ als auch die Klimasensitivität, die Reaktion des Klimasystems, zu erforschen. Die längste vollständige Messreihe eines direkten Parameters der magnetischen Aktivität der Sonne, die Aufzeichnung der Sonnenflecken, reicht bis ins Jahr 1610 zurück, in welchem Galilei das Teleskop entwickelt hatte. Hauptsächlich auf diesem Parameter und auf Beobachtungen anderer Sterne beruhend, sind verschiedenste Rekonstruktionen des auf die Atmosphärenobergrenze auftreffenden Energieflusses über die rund 25-jährige instrumentelle Messperiode hinaus durchgeführt worden. Auf vier von ihnen (Hoyt und Schatten (1993), Lean et al. (1995), Solanki und Fligge (1998), Lockwood und Stamper (1999)) bezieht sich im IPCC Bericht 2001 die Abschätzung des solaren radiativen ‘forcings’ infolge Änderungen des Energieflusses zwischen 1750 und 2000

¹IPCC = Intergovernmental Panel on Climate Change

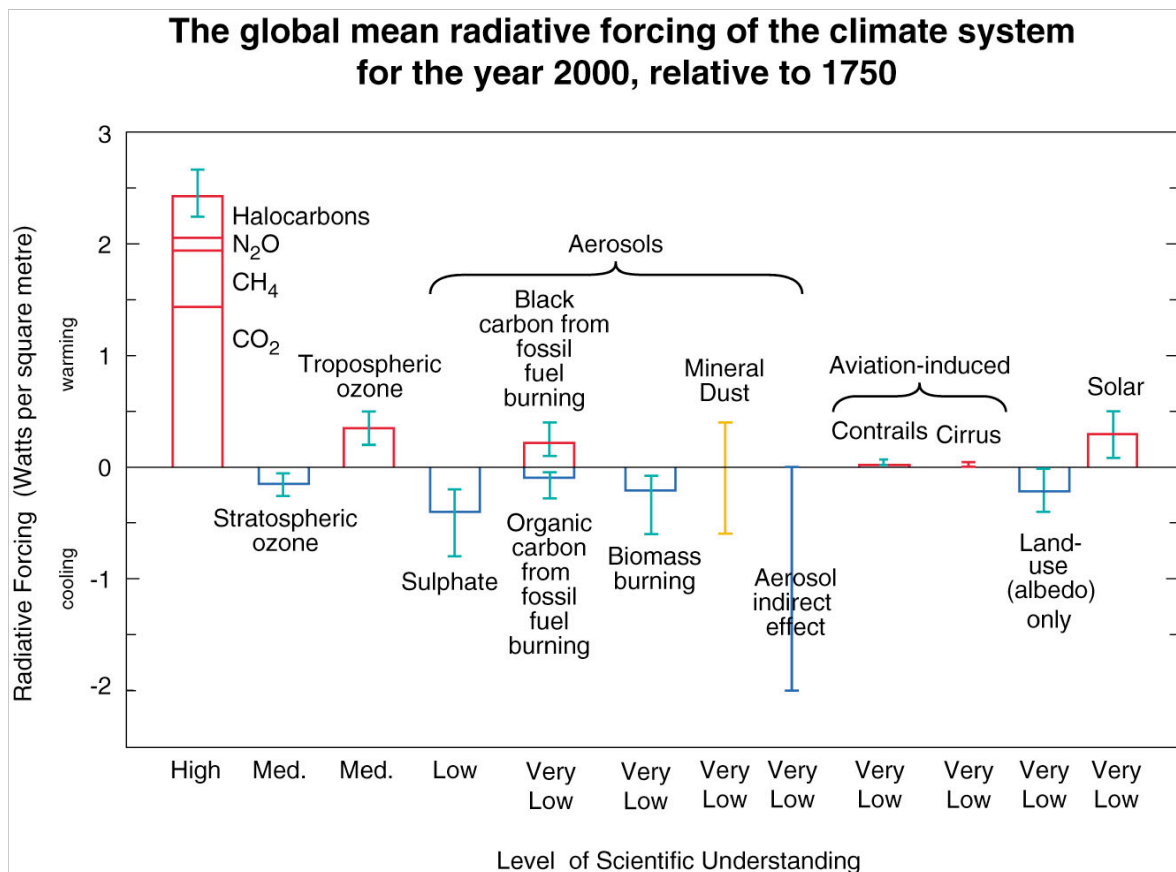


Abbildung 1.1: Global und jährlich gemittelt radiatives ‘forcing’ verschiedener Klimafaktoren für die Zeitperiode 1750 (vor-industriell) bis 2000. Die Balken repräsentieren eine beste Abschätzung des radiativen ‘forcings’, wo dies möglich ist. Die vertikalen Linien zeigen den geschätzten Unsicherheitsbereich an. Wie gut die diversen Faktoren wissenschaftlich verstanden sind, gibt die untere Indexreihe an (High, Med., Low, Very Low: hoch, mittel, tief und sehr tiefes Level des Verständnis). Aus: IPCC 2001

(siehe Abbildung 1.1). Die Rekonstruktionen des solaren Energieflusses fallen jedoch sehr unterschiedlich aus, und die Rückschlüsse, welche aus der Beobachtung vermeintlich sonnenähnlicher Sterne gezogen wurden, stellten sich unterdessen als falsch heraus.

In der vorliegenden Arbeit wird die vergangene magnetische Aktivität der Sonne über mehrere tausend Jahre, basierend auf einem indirekten Parameter der solaren Aktivität, rekonstruiert. Dies bietet eine verbesserte Ausgangslage für eine bedeutend weiterreichende Abschätzung des Energieflusses, als bisher anhand der Sonnenfleckenzeichnung alleine getätigt werden konnte. Dadurch liefert sie einen wichtigen Beitrag für eine detaillierte Erforschung - des Ausmasses wie der Wirkungsweise - des solaren radiativen ‘forcings’ unseres Klimasystems. Darüberhinaus ist diese ausgedehnte Rekonstruktion auch seitens der Sonnenphysik für die Weiterentwicklung der Dynamtheorie über die Erzeugung und die zeitlichen und räumlichen Schwankungen des solaren Magnetfelds von grossem Interesse. Die Rekonstruktion der Sonnenaktivität erfolgt in Form des solaren Modulationsparameters der galaktischen kosmischen Strahlung. Daher ermöglicht sie ferner der kosmischen Strahlungsphysik, die galaktische

kosmische Strahlung im allgemeinen und die Modulationsprozesse durch das Magnetfeld der Sonne im speziellen über längere Zeiträume zu untersuchen, als dies mittels den instrumentellen Neutronenmonitoraufzeichnungen über die letzten rund 50 Jahre möglich ist.

Die Rekonstruktion der Sonnenaktivität über das Zeitalter direkter Aktivitätsmessungen hinaus basiert auf dem kosmogenen Radionuklid ^{10}Be , dessen Produktion von der Sonnenaktivität beeinflusst wird. Dieser indirekte Indikator der Sonnenaktivität ist in Gletschern und Eisschilden auf der Erde, je nach Eismächtigkeit, bis zu hunderttausenden von Jahren gespeichert.

Eis ist für die Klimaforschung ein sehr wertvolles Archiv. Der 1990–1992 durch den kilometerdicken grönländischen Eisschild gebohrte GRIP Eisbohrkern ist 3029 m lang und kann bis 100'000 Jahre, bis zum Übergang der letzten Warm- in die letzte Kaltzeit, verlässlich datiert werden. An ihm wurden zahlreiche für die Klimaforschung wichtige Parameter gemessen, die Informationen über das vergangene Klima - sowohl über dessen Zustand als auch über die klimabeeinflussenden Faktoren, wie z.B. die Sonne - liefern. An der EAWAG wurden in Zusammenarbeit mit der ETH Höggerberg/PSI und dem Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse in Orsay die kosmogenen Radionuklide ^{10}Be und ^{36}Cl dieses Eisbohrkerns analysiert. Während die älteren Messungen der direkten Parameter der solaren Aktivität infolge der früher ungenaueren Instrumente und weniger guten Messbedingungen von schlechterer Qualität sind, sind die kosmogenen Radionuklide im ganzen Eisbohrkern und damit über den ganzen Zeitraum mit unveränderter Qualität messbar. Doch die im Eis gemessene Radionuklidkonzentration ist von verschiedenen variablen Faktoren beeinflusst, weshalb die aus der Analyse der kosmogenen Radionuklide gewonnenen Messsignale sehr komplex und nicht einfach zu entschlüsseln sind. Andererseits ist es aber diesem Umstand zu verdanken, dass kosmogene Radionuklide natürliche Tracer sind, mit welchen sich verschiedenste Umweltprozesse, gegenwärtige wie vergangene, untersuchen lassen, wie z. B. die Sonnenaktivität.

Das 2. Kapitel dieser Arbeit gibt einen kurzen Überblick über die variable magnetische Aktivität der Sonne und ihre zahlreichen Manifestationen. Im 3. Kapitel wird auf die kosmogenen Radionuklide eingegangen, auf ihre Produktion wie auch ihre Ablagerung und Archivierung auf der Erde. Kapitel 4 stellt das Archiv Eis sowie die Datenerhebung der kosmogenen Radionuklide, insbesondere von ^{10}Be des GRIP Eisbohrkerns, vor. In Kapitel 5 wird aus ^{10}Be des GRIP Eisbohrkerns die Sonnenaktivität über 9000 Jahre rekonstruiert. Kapitel 6 und 7 widmen sich diesem rekonstruierten Datensatz der Sonnenaktivität im Hinblick auf die Untersuchung des solaren Einflusses auf das Klimageschehen auf der Erde. Kapitel 6 gibt eine Zusammenstellung verschiedener Rekonstruktionen des vergangenen Energieflusses der Sonne und einen Ausblick auf das Potential dieses neuen Datensatzes für eine quantitative Abschätzung des vergangenen solaren Energieflusses. Kapitel 7 führt klimawirksame Prozesse auf, welche die Sonne auf der Erde auslöst und zeigt Paläoklimadatensätze, in welchen sich durch Vergleich mit dem rekonstruierten Datensatz der Sonnenaktivität Hinweise auf ein solares 'forcing' des Klimas über längere Zeiträume finden lassen.

Kapitel 2

Die Sonne und ihre Aktivität - Grundlagen

Die Sonne ist der grösste Körper unseres Sonnensystems und weist eine variable magnetische Aktivität auf, dementsprechend variabel ist ihr Einfluss auf die Erde. Die beobachtbaren magnetischen Phänomene auf der Sonnenoberfläche lassen eine gewaltige Dynamik in ihrem Innern erahnen. Im Hinblick auf das Hauptthema dieser Arbeit, die Rekonstruktion der vergangenen Aktivität der Sonne, wird in diesem Kapitel ein kurzer Überblick über die Sonne gegeben. Ohne zu tief auf die Sonnenphysik einzugehen, werden einige Prozesse vorgestellt, die sich auf und in der Sonne abspielen und für Änderungen im Einfluss der Sonne auf die Erde - sowohl klimatisch als auch magnetisch - verantwortlich sind. Weiter werden solare Proxies (Proxy = eine stellvertretende Grösse zu einer direkten Messung auf oder in der Sonne) vorgestellt, aus denen Informationen über die Aktivität der Sonne gewonnen werden. Dazu zählen die kosmogenen Radionuklide, die bislang die einzigen Informationen über die solare magnetische Aktivität der Sonne über mehrere Jahrtausende zurück liefern. Zum Schluss wird ein Parameter der Sonnenaktivität ausführlich diskutiert, der solare Modulationsparameter Φ . Dieser wird in dieser Arbeit mittels kosmogenen Radionukliden über mehrere tausend Jahre rekonstruiert.

2.1 Energieproduktion und -transport im Innern der Sonne

Abbildung 2.1 zeigt schematisch den Aufbau der Sonne und in Tabelle 2.1 sind einige physikalische Eigenschaften der Sonne zusammengestellt.

Die Sonne ist die mit Abstand grösste Quelle des Energiehaushalts der Erde und somit der Hauptantrieb unseres Klimasystems. In ihrem Kern (\sim innerer Radiusdrittel) wird infolge enormer Temperatur und Dichte Energie durch Kernfusion von Wasserstoff zu Helium erzeugt. Gemäss Einstein entspricht die Energie E dem Massenverlust m welcher mit der Transformation von vier Protonen (H) in je zwei Protonen und Neutronen (He) einhergeht ($E = mc^2$, wobei c = Lichtgeschwindigkeit). Jede Sekunde wird eine Masse von etwa 5 Millionen Tonnen in Energie umgewandelt, ein für die Sonne, verglichen mit ihrer Gesamtmasse, unbedeutender Massenverlust. Die erzeugte Leistung ($3.86 \cdot 10^{26}$ Watt) wird innerhalb der Strahlungszone (mittlerer Radiusdrittel) durch Strahlung und innerhalb der Konvektionszone (äusserer Radiusdrittel) durch

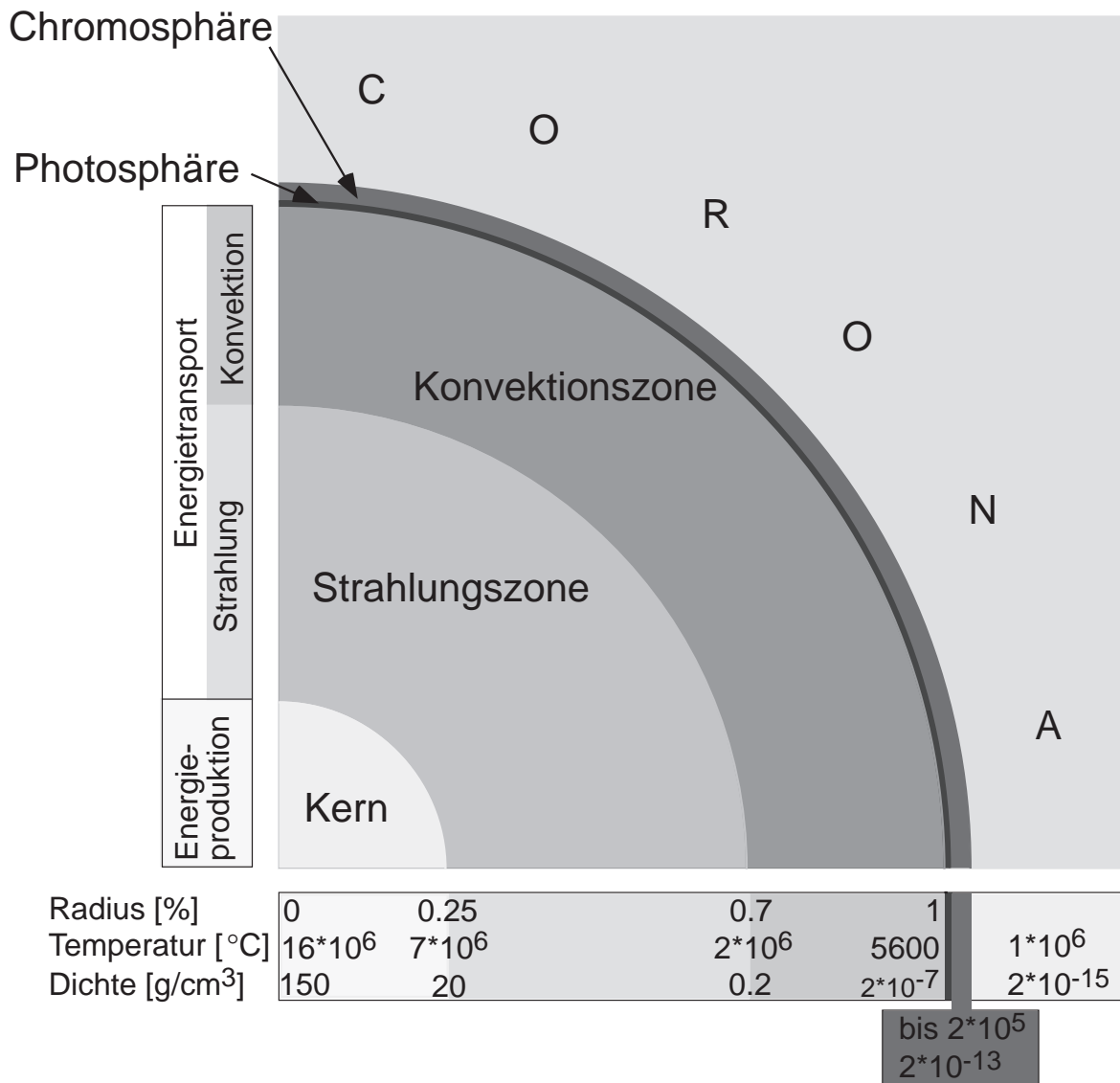


Abbildung 2.1: Darstellung des schalenartigen Aufbaus des Sonneninneren mit Temperatur- und Dichteangaben sowie Lokalisierung der Energieproduktion und der -transportart. Der Radius der Sonne beträgt rund $7 \cdot 10^5$ km. Die Sonnenatmosphäre setzt sich aus Photosphäre, Chromosphäre und Corona zusammen, wobei sich die Corona über die ganze Heliosphäre erstreckt (siehe Text). Die Photosphäre ist der dichteste Teil der Atmosphäre und darum als Sonnenoberfläche sichtbar. Man beachte, dass die Photo- sowie die Chromosphäre (100 km und 2500 km dick) nicht massstabsgetreu wiedergegeben sind.

Konvektion nach aussen transportiert. Von diesen Konvektionszellen zeugt die granulare Struktur der Oberfläche der Sonne.

Die relativ dünne, ca. 5800 K heisse Sonnenoberfläche, genannt Photosphäre, emittiert die Energie als Temperaturstrahlung von der Sonne weg in das All. Die meiste Energie wird im sichtbaren Wellenbereich abgestrahlt. Was an der Atmosphärenobergrenze der Erde, in der Distanz von $149.5 \cdot 10^6$ km von der Sonne (= 1 AE = 1 astronomische Einheit), an Energie auftritt, entspricht noch etwa einem Milliardstel dessen, was im Kern der Sonne produziert wurde. Die mittlere Energieflussdichte an der Atmosphärenobergrenze beträgt 1366 Wm^{-2} und wird allgemein als ‘Solarkonstante’ bezeichnet. Bezogen auf die Erdoberfläche entsprechen dies 342 Wm^{-2} . Davon wird allerdings

Tabelle 2.1: Die Sonne in Zahlen

Durchmesser	$1.39 \cdot 10^6$ km	~ 109 mal Erddurchmesser ($12.7 \cdot 10^3$ km)
Masse	$2 \cdot 10^{30}$ kg	$\sim 3 \cdot 10^5$ mal Erdmasse ($6 \cdot 10^{24}$ kg)
Temperatur Oberfläche	5800 K	
Kern	$16 \cdot 10^6$ K	
Durchschnittliche	91.2 % H	
Zusammensetzung	8.7 % He	
(rel. Anzahl Atome)	0.1 % schwerere Elemente	
Dichte Oberfläche	$2 \cdot 10^{-7}$ g/cm ³	$\sim 1.6 \cdot 10^{-4}$ mal Atmosphärendichte
Kern	150 g/cm ³	~ 8 mal Dichte von Gold

rund ein Drittel von den Wolken, der Atmosphäre und der Erdoberfläche wieder in den Weltraum zurückreflektiert (Albedo). Unser Klimasystem wird schlussendlich mit $4 \cdot 10^{17}$ W gespiesen¹.

Seit Beginn des Sonnensystems (ca. 4.5 Milliarden Jahre) hat die im Kern produzierte Leistung kontinuierlich zugenommen (Gough, 1977). Die Energieabstrahlung ist heute ca. 30 % höher als zu Beginn. Dass trotz der tieferen Energiezufuhr zur Erde früher nicht alles Wasser auf der Erde gefroren war, sich sogar Leben auf unserem Planeten entwickeln konnte, ist das sogenannte ‘Faint Sun Paradox’ - und wird mit einem erhöhten Treibhauseffekt auf der Erde erklärt. Demnach enthielt die frühere Erdatmosphäre eine bedeutend grössere Menge an Treibhausgasen als die heutige, wodurch die einfallende Energie im System Erde-Atmosphäre gehalten werden konnte (Treibhauseffekt). Der zunehmenden Energieabstrahlung der Sonne hat sich die Atmosphäre (im Zusammenspiel mit der Litho- und Hydrosphäre) mit einer kontinuierlichen Reduktion der Konzentration der Treibhausgase angepasst, so dass die Temperatur über die Milliarden von Jahren nie sehr variierte und stets der heutigen ähnlich war.

Es wird angenommen, dass die Sonne heute etwa die Hälfte ihres Wasserstoffs im Kern verbrannt hat. In weiteren ca. 5 Milliarden Jahren wird der Wasserstoff vollständig verbrannt sein und sich die ursprüngliche Energieabstrahlung verdoppelt haben. Da dieser stetige Anstieg über einen Zeitraum von mehr als 9 Milliarden Jahre erfolgt, ist er für die Paläoklimaforschung auf Zeitskalen von Jahrzehnten bis hunderten von Jahren nicht relevant.

Doch neben dieser langfristigen Zunahme schwankt die Energieabstrahlung auch über kürzere Zeiträume. Änderungen in der Energieproduktion und im radiativen Energietransport (Strahlung) sind auf diesen Zeitskalen zwar vernachlässigbar klein. Doch das auf unterschiedlichen Zeitskalen variable magnetische Feld der Sonne wirkt sich stark auf den konvektiven Energietransport an die Sonnenoberfläche aus. Dadurch haben diese magnetischen Aktivitätsschwankungen, dem oben erwähnten langfristigen zunehmenden Trend der Energieproduktion überlagert, kürzere Fluktuationen in der

¹Zum Vergleich: Die Energiezufuhr aus dem Geothermischen Wärmefluss (v.a. aus dem Zerfall radioaktiver Isotope in der Erdkruste) ist mit ca. $3 \cdot 10^{13}$ W vier, jene aus der Rotationsenergie des Sonnensystems (Gezeiten, Corioliseffekt) mit rund $2.8 \cdot 10^{12}$ W gar fünf Grössenordnungen kleiner als jene durch die Sonne! Die globale Energieerzeugung durch den Menschen liegt etwa in der Grössenordnung der Rotationsenergie.

Energieabstrahlung der Sonne zur Folge - und damit auch im Energiehaushalt der Erde. Auf diese Schwankungen der Sonnenaktivität wird im folgenden näher eingegangen.

2.2 Das Magnetfeld der Sonne und der magnetische Aktivitätszyklus

Es wird vermutet, dass das Magnetfeld der Sonne in ihrem Innern, an der Grenze der Konvektionszone zu der darunterliegenden Strahlungszone, genannt Tachokline, generiert wird. Infolge der hohen Temperaturen liegen die Elemente der Sonne in ionisierter Form vor (als Plasma). Die Bewegung des heißen ionisierten und deshalb elektrisch leitfähigen Gases erzeugt elektrische Ströme, wodurch das Magnetfeld induziert wird. Dieses dynamoartig erzeugte Magnetfeld ist ursprünglich ein Dipolfeld, mit N-S verlaufenden Magnetfeldlinien und einer Flussdichte von etwa 1–50 Gauss (Erdmagnetfeld etwa 0.5 Gauss).

Doch dieses Magnetfeld ist nicht stabil. Innerhalb der Konvektionszone laufen zyklische magnetisch-dynamische Prozesse ab, welche dazu führen, dass das Magnetfeld sowohl in seiner Intensität schwankt als auch seine Feldgeometrie verändert und sich umpolt. Ein magnetischer Aktivitätszyklus erstreckt sich über 22 Jahre, phänomenologisch äussert er sich in einem 11-Jahreszyklus. Die Feldlinien, die im sich bewegenden Plasma eingefroren sind, werden infolge schnellerer Rotationsgeschwindigkeit am Äquator (siderische Rotationsdauer 25 Tage) als an den Polen (Rotationsdauer rund 35 Tage) deformiert. Dadurch werden sie gestreckt, was die magnetische Feldstärke erhöht, und verlaufen schlussendlich parallel zum Äquator, einer toroidalen (ringförmigen) Feldgeometrie gleich. Die stark gewundenen Feldlinien durchdringen z.T. die Photosphäre, treten aber 'loopingartig' wieder in die Sonne ein. An diesen Aus- und Eintrittsstellen ist das Magnetfeld sehr stark (einige 10^3 Gauss Feldstärke) und die Stellen sind von der Erde aus als Sonnenflecken auszumachen (siehe Kapitel 2.3). Wegen der loopingartigen Form des Feldlinienausbruchs treten die Flecken immer paarweise, mit entgegengesetzter Feldrichtung auf. Während das Feld im Aktivitätsminimum über die ganze Sonne in einem losen magnetischen Netzwerk unterschiedlicher Polarität und Stärke verteilt ist (mit einer übergeordneten Dipolstruktur), konzentriert sich nun das Magnetfeld in zwei E-W verlaufenden Zonen beidseits des Äquators in bipolaren Sonnenflecken.

Die äquatorparallel angeordneten Fleckenpaare weisen alle das gleiche Polaritätsmuster auf: Die in Rotationsrichtung vorangehenden Flecken haben die Polarität des Poles ihrer Hemisphäre, die hintennachkommenden die entgegengesetzte. Dadurch ergibt sich beidseits des Äquators ein entgegengesetztes Polaritätsmuster der zwei aktiven Zonen. Infolge der Corioliskraft (durch die Rotation der Sonne erzeugt) entstehen die in Rotationsrichtung vorausgehenden Flecken stets äquaturnaher als die hinteren. Die Flecken treten anfangs auf beiden Hemisphären in mittleren Breiten (30° – 40°) auf. Später entstehen sie infolge der immer stärkeren Windung und Streckung der Feldlinien immer mehr in Äquaturnähe. Im Aktivitätsmaximum treten die Sonnenflecken auf etwa 15° geographischer Breite auf.

Die Entstehungsorte neuer Flecken zeitlich aufgetragen ergibt ein Schmetterlingsmuster. Das sogenannte 'Butterfly Diagram' wurde erstmals 1904 von E.W. Maunder aufgezeichnet. Da die Sonnenflecken an starke Magnetfelder gekoppelt sind, veranschaulicht die Verschiebung ihres Entstehungsortes generell die Verschiebung der magnetisch aktiven Zone von den mittleren Breiten Richtung Äquator im Verlaufe eines 11-jährigen

Aktivitätszyklusses. Eine Zone bleibt Monate bis Jahre aktiv. Die individuellen Sonnenflecken haben eine Lebensdauer von Tagen bis Monaten. Während dieser Zeit driften sie polwärts und die in ihnen konzentrierten Magnetfelder zerstreuen sich kontinuierlich über die ganze Sonnenoberfläche.

Sobald die aktiven Zonen beider Hemisphären den Äquator erreichen, treffen jeweils die vorderen, äquatornäheren, unterschiedlich polarisierten Flecken beider Hemisphären aufeinander, wodurch sich ihre Magnetfelder neutralisieren. Neue Flecken werden keine mehr gebildet, da die Windung der Feldlinien nun so eng ist, dass diese sich kurzschließen und dadurch die ganze toroidale Feldstruktur zusammenbricht. Beide Hemisphären weisen nun einen Überschuss an Polarität entsprechend den nachfolgenden Flecken, also umgekehrt der Polarität ihres Pols, auf. Durch die polwärtige Diffusion der Magnetfelder der Sonnenflecken baut sich schlussendlich nach dem Zusammenbruch des toroidalen Magnetfelds wieder ein N-S-Dipolfeld - nun umgekehrter Polarität - auf, mit einer wiederum komplexen kleinräumigen Polarisationsstruktur. Ausgehend von diesem Dipolfeld beginnt ein neuer 11-jähriger Aktivitätszyklus, jedoch mit einer zum vorherigen Zyklus umgekehrten Polarisierung der Sonnenfleckenpaare. Ein vollständiger magnetischer Zyklus mit identischer Polarität dauert somit 22 Jahre. Dieser Zyklus wird *Hale-Zyklus* genannt.

Neben diesem sogenannten *geschlossenen* Magnetfeld (geschlossene Feldlinien), liegt ein Teil des solaren Magnetfelds als *offenes* Magnetfeld, genannt *interplanetares* Magnetfeld, vor. Dieses ist an den Sonnenwind geknüpft. Der Sonnenwind ist ein von der Sonne ausgehender Strom geladener Partikel von sehr geringer Dichte, aber sehr hoher Geschwindigkeit (durchschnittlich 400 km/s). Er besteht v.a. aus p^+ , e^- , einigen Heliumkernen und Ionen schwererer Elemente entsprechend ihrem Vorkommen in der Sonne. Diese Partikel werden durch die sehr hohen Temperaturen der äussersten Sonnenatmosphäre (Corona) so stark beschleunigt, dass sie aus dem Gravitationsfeld der Sonne ausbrechen können. Die Aufheizung der Corona auf $1-2 \cdot 10^6$ K (im Vergleich zur Photosphärentemperatur von 5800 K) ist die Folge elektrischer Ströme, die durch Kurzschlüsse und Wiedervereinigungen magnetischer Feldlinien über den Sonnenflecken induziert werden. Der durch den Sonnenwind von der Sonne wegtransportierte offene solare magnetische Fluss füllt die Heliosphäre (Helios = griech. Gott der Sonne). Ihre Grenze ist die Heliopause in einer Entfernung von rund 120 AE (1 AE = 1 astronomische Einheit $\approx 150 \cdot 10^6$ km).

Das Magnetfeld der Erde lenkt den Sonnenwind zwar grösstenteils um die Erde herum ab, wird durch ihn jedoch deformiert. Durch das Aufeinandertreffen der beiden Magnetfelder kommt es zu 'Neuverbindungen' der magnetischen Feldlinien, und Energie und geladene Partikel dringen in die Geomagnetsphäre ein. Die eindringenden Partikel des Sonnenwinds führen zu Störungen im Geomagnetfeld, welche über den sogenannten Aa-Index parametrisiert werden (Mayaud (1973), Lockwood (2004)). Diese Interaktion zwischen interplanetarem Magnetfeld und Geomagnetfeld kann auf der Erde zu geomagnetischen Stürmen führen. Dies ist besonders dann der Fall, wenn das interplanetare Magnetfeld infolge explosionsartiger Energieausbrüche auf der Sonne besonders stark ist (siehe Kapitel 2.3). Die Folge geomagnetischer Stürme sind polnahe Ionisierungen der oberen Erdatmosphäre (Auroras), Beschädigungen an Satelliten, Störungen der Navigationssysteme und der Radiokommunikation oder gar Elektrizitätsausfälle auf der Erde.

Das Magnetfeld der Sonne, dessen dynamoartige Generierung als auch dessen Aktivitätsschwankungen, ist nicht restlos verstanden. Es sind weder die hinter dem Hale-Zyklus steckenden Mechanismen noch die Beziehung zwischen geschlossenem und offenem Magnetfeld bekannt. So kann auch die 22-jährige Periodizität dieses Zyklus nicht erklärt werden. Dass diese zeitlich nicht konstant ist, geht aus Sonnenfleckenaufzeichnungen (siehe Abschnitt 2.3.1) hervor. Die Länge des 11-jährigen Aktivitätszyklusses variierte in den letzten ca. 400 Jahren zwischen 7 und 13 Jahren.

2.3 Phänomene des solaren Magnetfelds

Infolge magnetischer Aktivität ändert die Sonne ihr Erscheinungsbild auf Zeitskalen von Stunden bis Jahrhunderten. Der Wirkungsbereich dieser dynamischen magnetischen Prozesse definiert die Heliosphäre und erfasst somit auch die Erde. Explosionsartige Energie- und Partikelaustritte auf der Sonnenoberfläche können infolge des enormen involvierten Magnetfelds gewaltige Ausmasse annehmen und über den Sonnenwind auf der Erde geomagnetische Stürme auslösen. Mit der magnetischen Aktivität verknüpft ist die Energieabstrahlung von der Sonne und damit der auf die Obergrenze der Erdatmosphäre auftreffende Energiefluss.

Die Sonnenphysik stützt sich auf die zahlreichen von der Erde oder mittels Raumsonden beobacht- und messbaren magnetischen Erscheinungen, um Rückschlüsse auf die magnetischen Prozesse auf und in der Sonne zu ziehen. Im folgenden werden einige kurz aufgezählt (in ihrer englischen Bezeichnung).

Auf der Photosphäre äussern sich die aktiven Zonen mit konzentrierten Magnetfeldern in den erwähnten *Sonnenflecken*. Sie treten dort auf, wo das Magnetfeld sehr stark ist und die Magnetfeldlinien die Photosphäre durchdringen. An diesen Stellen ist der konvektive Wärmetransport an die Oberfläche reduziert und die Sonnenoberfläche ist dort folglich etwas kühler (ca. 4000 K im Vergleich zu 5800 K). Wegen der Abhängigkeit der von der Sonne emittierten Strahlung von der Oberflächentemperatur ist diese bei den Sonnenflecken verringert, und die Flecken heben sich dunkel von ihrer Umgebung ab. Der Durchmesser eines Sonnenflecks beträgt zwischen ca. 1500 km und 50'000 km. Über die ganze Sonnenoberfläche verteilt ist ein Netzwerk kleinerer heller magnetischer Elemente. In den aktiven Regionen konzentrieren sich diese hellen Stellen um die Sonnenflecken herum in *faculae* (zu dt.: Fackeln). Da diese Stellen heisser als ihre Umgebung sind, wird von ihnen entsprechend mehr Energie in den Raum emittiert. Eine aktive Sonne zeichnet sich durch eine Anhäufung beider dieser magnetischen Muster aus und, dank der Dominanz der *faculae*, durch eine erhöhte Strahlungsemission (siehe Abbildung 2.2 a) und b)). Denn *faculae* sind wohl kleiner als die Sonnenflecken, jedoch zahlreicher vorhanden. Daher überkompensieren sie in ihrer Gesamtheit die verminderte Energieabstrahlung durch die Sonnenflecken. Beobachtungen von anderen jüngeren Sternen als die Sonne hingegen deckten ein antiparalleles Verhalten der Strahlungsemission zu der Anzahl Flecken auf. Dies lässt auf einen Wechsel in der Dominanz von Flecken zu *faculae* mit zunehmendem Alter eines Sterns schliessen (Radick et al. (1990), Lockwood (1994)). Die Sonne könnte sich ähnlich entwickelt haben, obwohl die ursprünglich angenommene Ähnlichkeit jener beobachteten Sterne zur Sonne heute in Frage gestellt ist (siehe Kapitel 6). Die Schwankungen in der Strahlungsemission sind an der Erdatmosphärenobergrenze als Schwankungen in der Irradianz und ihrer spektralen Zusammensetzung klar erfassbar (Fröhlich und Lean, 1998).

Die Konzentration magnetischer Felder manifestiert sich auch in explosiven Ausbrüchen der in den Magnetfeldern gespeicherten Energie (ausgelöst durch Kurzschlüsse der Feldlinien), so in Form von *solar flares*, *coronal mass ejection* und *plages*. *Solar flares*, Minuten bis Stunden dauernde Explosionen, schleudern riesige Mengen an Energie in Form elektromagnetischer Strahlung und geladener Partikel aus der Corona ins All. *Coronal mass ejection* (zu dt.: koronaler Massenauswurf) ist ein Ausbruch von Plasma und Magnetfeld von der Corona über mehrere Stunden. *Solar flares* und *coronal mass ejections* wirken sich auf den Sonnenwind aus und bilden mit ihm das interplanetare Magnetfeld. Auf der Erde können sie intensive magnetische Stürme hervorrufen. *Coronal mass ejections* erreichen in 1–3 Tagen die Erde, die energiereiche Strahlung der *solar flares* breitet sich mit Lichtgeschwindigkeit aus und erreicht in ca. 8 Minuten die Erde. *Plages* sind helle Regionen über den *faculae*, die infolge magnetischer Aufheizung der Chromosphäre entstehen.

Die magnetischen Felder sind weiter verantwortlich für die Entwicklung von *helmet streamers* und *coronal holes*. *Helmet streamers*, helle magnetische Strukturen der Corona, bilden sich durch Anhäufung von Plasma infolge starken geschlossenen Magnetfeldern. *Coronal holes* sind dunkle Regionen mit offener Magnetfeldstruktur, aus denen der Sonnenwind mit grosser Geschwindigkeit ausbricht.

2.3.1 Proxies der Sonnenaktivität

Um Rückschlüsse auf das Verhalten der Sonne in der Vergangenheit ziehen zu können, muss man sich auf entsprechend lange Beobachtungs- und Messreihen solarer Phänomene stützen. Doch viele der oben aufgezählten Manifestationen sind erst in jüngerer Zeit mit Instrumenten an Bord von Raumsonden messbar. Für Informationen über die Sonnenaktivität weiter zurück in die Vergangenheit stützt man sich daher auf andere, mehrere Dekaden zurückreichende Aufzeichnungen solarer Parameter. Mit zunehmendem Alter sind die Messungen dieser sogenannten direkten solaren Proxies allerdings ungenauer und lückenhafter.

Der mit Abstand längste Datensatz solarer Aktivität ist die bis ins Jahr 1610, als das Teleskop erfunden wurde (Galilei), zurückreichende *Sonnenflecken*aufzeichnung (siehe Abbildung 2.3). Die kontinuierliche Messung der Sonnenflecken begann 1843, als Schwabe den 11-Jahreszyklus entdeckte. Rudolf Wolf führte 1848 an der Sempstersternwarte der ETH Zürich eine Bestimmungsmethode ein, anhand welcher er die Sonnenfleckenanzahl aus früheren historischen Aufzeichnungen bis 1700 zurück rekonstruierte und welche heute noch für die Zählung verwendet wird. Eine revidierte Rekonstruktion der Anzahl Sonnenflecken bis 1610 zurück erarbeiteten Hoyt und Schatten (1998). Andere Aufzeichnungen halten Veränderungen im *Sonnenradius* (ab 1715, Gilliland (1981), Ribes et al. (1991)), den *Aa-Index* (ab 1863, Mayaud (1973), Lockwood (2004)) oder *Aurora*beobachtungen fest. Da letztere von Auge sichtbar sind, gibt es von ihnen mehrere Jahrhunderte alte historische Dokumente. Kontinuierliche Aufzeichnungen existieren jedoch erst ab Ende des 18. Jahrhunderts (Legrand und Simon, 1987). Der Aa-Index und die Auroras sind mit dem interplanetaren Magnetfeld der Sonne verknüpft. Davon abhängig sind ebenfalls die auf die Erdoberfläche auftreffenden *Neutronen* der kosmischen Sekundärstrahlung (siehe Kapitel 3.1), die seit den Dreissigerjahren mit Ionisierungskammern (seit 1933 Ballonmessungen, Neher (1967); seit 1936 Bodenmessungen, Forbush (1958), siehe Kapitel 5.4) und seit 1951 kontinuierlich mittels Neutronenmonitoren verschiedenorts auf der Erde gemessen werden. Für das Klima auf der Erde von

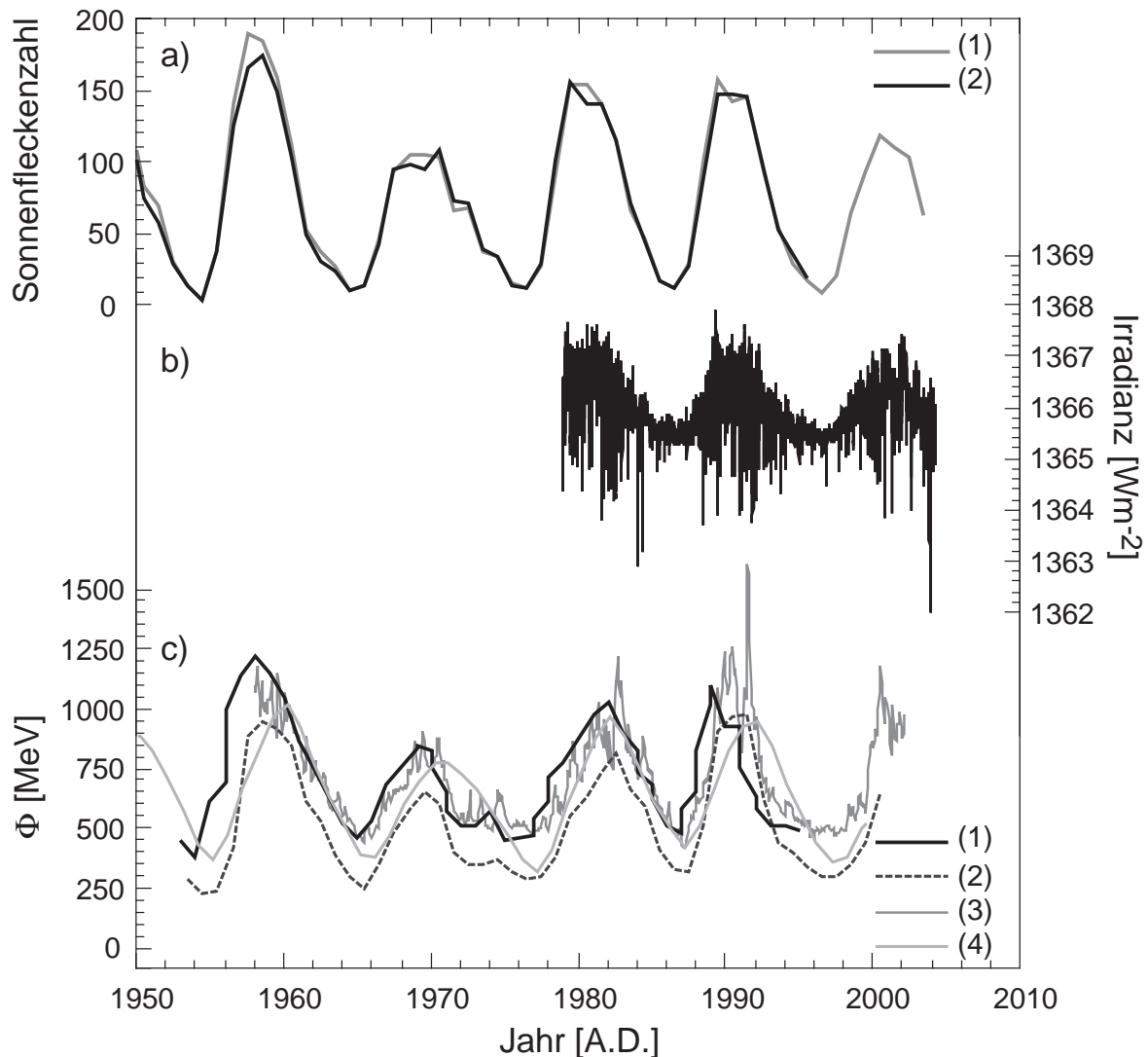


Abbildung 2.2: Vergleich der Sonnenflecken, der Irradianzwerte und des solaren Modulationsparameters Φ über die letzten rund 25 bzw. 50 Jahre. (a) Sonnenflecken: (1) Van der Linden und the SIDC team (2005), (2) Hoyt und Schatten (1998) (siehe auch Abbildung 2.3); (b) Totale solare Irradianz (Version d30.60_0405) von PMOD/WRC, Davos, Schweiz*; (c) Φ (siehe Text): (1) Masarik und Beer (1999), (2) Usoskin et al. (2002), (3) Φ -Daten von The Federal Aviation Administration (FAA)**, (4) nach Bonino et al. (2001).

Alle drei Parameter sind Ausdruck der solaren Aktivität und zeigen einen deutlichen 11-Jahreszyklus.

*<http://www.pmodwrc.ch/pmod.php?topic=tsi/composite/SolarConstant>

**http://www.cami.jcabi.gov/AAM-600/Radiation/radio_CARI6.htm

besonderem Interesse ist schlussendlich der auf die Atmosphärenobergrenze auftreffende Energiefluss, die *totale solare Irradianz* (siehe Abbildung 2.2b)) sowie deren spektrale Zusammensetzung. Schwankungen in der Irradianz werden hauptsächlich durch magnetisch bedingte Oberflächeneffekte (Sonnenflecken, *faculae*) verursacht (Fröhlich und Lean, 1998). Die Irradianz wird mit auf Satelliten stationierten Radiometern seit 1978 gemessen (Willson (1997), Fröhlich und Lean (1998), Fröhlich (2000), Dewitte et al. (2005), Fröhlich (2006)) (siehe Kapitel 6).

Auf der Erde finden sich, gespeichert in natürlichen Archiven (z.B. Eis, Sedimente, Baumringe), indirekte Proxies der Sonnenaktivität, die *kosmogenen Radionuklide*. Kos-

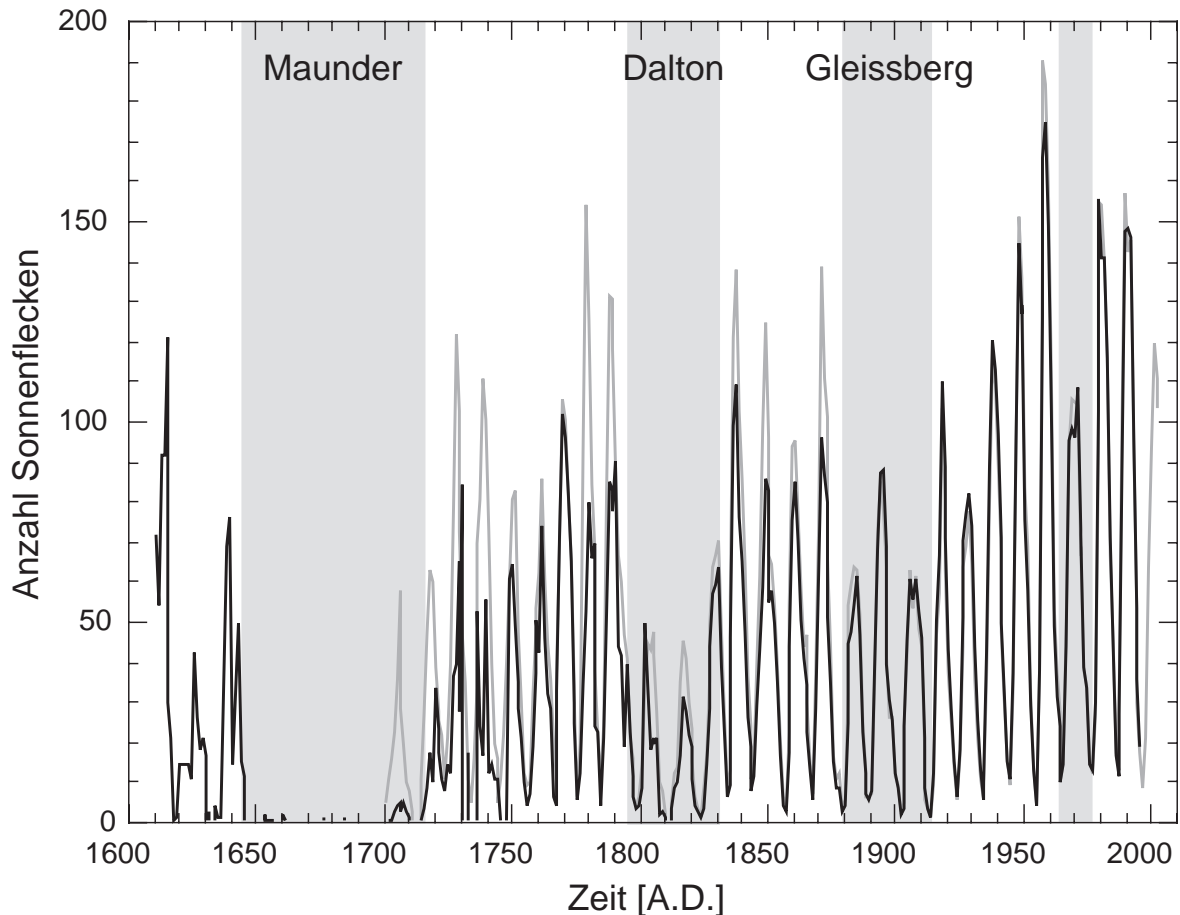


Abbildung 2.3: Sonnenflecken seit Beginn des 17. Jahrhunderts. Aufgetragen sind die Anzahl jährlicher Sonnenflecken nach Wolf (Van der Linden und the SIDC team, 2005) (grau) und die Anzahl der Sonnenfleckengruppen aus einer überarbeiteten, deutlich mehrere Beobachtungen umfassenden und weiter zurückreichenden Rekonstruktion von Hoyt und Schatten (1998) (schwarz). Die von Wolf definierte Sonnenfleckenanzahl setzt sich folgendermassen zusammen: $R = k(10g + s)$, wobei R = Sonnenfleckenanzahl; g = Anzahl beobachteter Gruppen von Sonnenflecken; s = Anzahl Sonnenflecken; k = Faktor, welcher die veränderlichen Beobachtungsbedingungen und diversen Teleskope berücksichtigt. Die kontinuierliche Messung begann 1843, die früheren Daten beruhen auf Rekonstruktionen aus historischen Dokumenten. Der Sonnenfleckengruppen-Index nach Hoyt und Schatten (1998) wird wie folgt definiert: $R_G = \frac{12.08}{N} \sum k'_i G_i$, wobei G_i = Anzahl Sonnenfleckengruppen beobachtet vom i .ten Beobachter; k'_i = Korrekturfaktor für i .ten Beobachter; N = Anzahl Beobachter; 12.08 = Normalisierungsfaktor (siehe Hoyt und Schatten (1998)).

Deutlich sichtbar sind der 11-Jahreszyklus sowie Zeiten, während welchen die Anzahl Sonnenflecken längerfristig sehr tief war (grosse solare Minima, siehe Text). Aus der Aufzeichnung geht hervor, dass seit Anfang des 18. Jahrhunderts die Sonnenaktivität kontinuierlich zugenommen hat, mit Ausnahme zweier sogenannten grossen solaren Minima um 1815 und 1900 und einem schwachen Minimum um 1970.

mogene Radionuklide wie ^{10}Be , ^{36}Cl oder ^{14}C entstehen durch Wechselwirkung der galaktischen kosmischen Strahlung mit den Atomen der Erdatmosphäre (siehe ausführlich Kapitel 3). Die galaktische kosmische Strahlung stammt von ausserhalb des Sonnensystems und wird in Abhängigkeit der Intensität des Sonnenwinds mehr oder weniger stark von der Erde abgelenkt (siehe Kapitel 2.5). Die Produktionsrate der Radionuklide in

der Atmosphäre fällt somit umso höher aus, je weniger aktiv die Sonne bzw. schwächer der Sonnenwind ist. Andererseits dringt bei intensivem Sonnenwind mehr kosmische Strahlung aus der Sonne selber, solare kosmische Strahlung, in die Erdatmosphäre ein, was die Radionuklidproduktionsrate - jedoch nur kurzfristig - schwach erhöht. In die grossen Eisschilde von Grönland und der Antarktis abgelagerte Radionuklide (^{10}Be , ^{36}Cl) speichern über ihre Konzentration die vergangene solare Variabilität über einen Zeitraum von mehreren hunderttausend Jahren. Im Gegensatz zu den direkten solaren Proxies, deren frühere Messungen von schlechterer Qualität sind, weisen die Datensätze der kosmogenen Radionuklide eine konstante Messqualität auf. Die gemessene Radionuklidkonzentration ist jedoch ein komplexes Signal, da sie zusätzlich vom Magnetfeld der Erde und dem auf der Erde vorherrschenden Klima beeinflusst wird. Die Schwierigkeit bei der Interpretation dieses indirekten solaren Proxies besteht deshalb darin, das Signal der Sonnenaktivität von den anderen Signalen richtig zu trennen. Auf Radionuklide stützt sich die in dieser Arbeit durchgeführte Rekonstruktion der Sonnenaktivität (siehe Kapitel 5).

All diese zahlreichen Manifestationen der Sonnenaktivität zeigen einen deutlichen 11-Jahreszyklus (siehe auch Abbildung 2.2). Sie dokumentieren jedoch alle verschiedene, spezifische Aspekte der auf und in der Sonne ablaufenden physikalischen Prozesse. Dadurch stehen sie in unterschiedlicher Weise und nicht-linear mit den magnetisch-hydrodynamischen Prozessen in der Sonne in Verbindung. Diese, wie auch die Beziehungen der Manifestationen untereinander, sind Gegenstand aktueller Forschung. Der folgende Vergleich zweier verschiedener Manifestationen und oft verwendeter Proxies der Sonnenaktivität zeigt deutlich die parameterspezifische Repräsentation der magnetischen Aktivität. ^{10}Be des Dye 3 Eisbohrkerns aus Süd-Grönland (Beer et al., 1990) ist von der solaren Modulation der galaktischen kosmischen Strahlung abhängig und damit Ausdruck des variablen offenen Magnetfelds (siehe Kapitel 2.5 und 3). Die Sonnenflecken (Hoyt und Schatten, 1998) widerspiegeln ein starkes geschlossenes Magnetfeld auf der Photosphäre. Beide Manifestationen zeigen eine deutliche inverse Korrelation zueinander: Je aktiver die Sonne ist, desto mehr Sonnenflecken entstehen und weniger kosmogene Radionuklide werden in der Erdatmosphäre produziert. Sie reagieren jedoch unterschiedlich sensibel und beide nicht-linear auf Änderungen der Sonnenaktivität. So zeigen die Radionuklide im Maunder Minimum (siehe unten), ein längerer Zeitraum geringer Aktivität und beinahe ohne Sonnenflecken, durchgehend einen 11-Jahreszyklus (Beer et al., 1998). Während der Sonnenwind und damit die Radionuklidproduktion somit auch noch auf Aktivitätsänderungen auf tiefem Niveau reagieren, tun es die Sonnenflecken nicht mehr. Diese Sensitivität von ^{10}Be auf Aktivitätsänderungen zu Zeiten tiefer Sonnenaktivität zeigt sich auch in den Minima des 11-jährigen Aktivitätszyklusses. Während die Anzahl Sonnenflecken immer beinahe null ist (siehe Abbildung 2.3), reagiert ^{10}Be bzw. der Sonnenwind differenzierter und dementsprechend zeigt ^{10}Be unterschiedliche Werte je nach Stärke des Aktivitätsminimums (Beer et al., 1990).

2.4 Die Variabilität der Sonnenaktivität

Das Charakteristikum der Aktivität der Sonne ist ihre zyklische Variabilität. Am bedeutendsten ist der in Kapitel 2.2 beschriebene magnetische Hale-Zyklus (22 Jahre), welcher in der Polarität der Sonnenflecken zum Ausdruck kommt. Der nach seinem

Entdecker benannte *Schwabe-Zyklus* (Dauer 11 Jahre) wurde erstmals in den Sonnenfleckenaufzeichnungen entdeckt (Schwabe, 1844) (siehe Abbildung 2.3). Die Anzahl der Sonnenflecken ist unabhängig von der Polarität des Magnetfelds und unterliegt daher einem halben Hale-Zyklus. Der Schwabe-Zyklus zeigt sich auch in den anderen direkten solaren Proxies (siehe auch Abbildung 2.2) sowie in Radionuklidensätzen, wenn diese eine genügend hohe Zeitauflösung aufweisen (Beer et al. (1990), Beer et al. (1994a), Beer et al. (1998)). Weitere Zyklen der solaren Variabilität sind der *Gleissberg-Zyklus* (88 Jahre) (Gleissberg, 1965), der *de Vries-Zyklus* (205 Jahre) und der *Hallstadt-Zyklus* (2260 Jahre) (Damon und Jirikowic, 1992). Ihr Nachweis beruht auf Sonnenflecken- und Aurorabeobachtungen sowie auf Untersuchungen in Baumringen und im Eis gespeicherter Radionuklide (^{14}C und ^{10}Be , ^{36}Cl) (Stuiver und Braziunas (1993) und Beer et al. (1994b), Wagner (1998), Beer (2000a), Wagner et al. (2001a)). Der physikalische Hintergrund der solaren Zyklen ist noch schlecht verstanden.

2.4.1 Grosse solare Minima

Neben diesem zyklischen Verhalten wies die Sonne zuweilen über mehrere Jahrzehnte hindurch eine reduzierte Aktivität auf, sogenannte grosse solare Minima (Eddy, 1976) (siehe Abbildung 2.3). Die jüngsten solcher grossen solaren Minima sind das bekannte *Maunder Minimum* (1645–1715 A.D.) sowie das *Dalton* (1795–1830 A.D.), das *Spörer* (1415–1535 A.D.), das *Wolf* (1280–1350 A.D.) und das *Oort Minimum* (1010–1050 A.D.). Die Ursachen dieses längeren Verharrens auf tiefem Aktivitätsniveau, wie auch jene von kleineren Irregularitäten, wie sie in Länge und Amplitude des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklusses zum Ausdruck kommen, sind noch nicht verstanden. Die mit den historischen grossen solaren Minima einhergehende Beobachtung von nur wenigen Sonnenflecken deutet darauf hin, dass der solare Dynamo sporadisch schwächer wurde. Ein totales Aussetzen des solaren Dynamos ist mit der Beobachtung des 11-Jahreszyklusses im ^{10}Be -Datensatz des Dye 3 Eisbohrkerns aus Grönland während des Maunder Minimums (Beer et al., 1998) und mit Aurorabeobachtungen auch während anderer Minima (Schröder, 2005) nicht verträglich.

2.5 Der solare Modulationsparameter Φ

Die im Sonnenwind eingefrorenen Magnetfelder modulieren die Ausbreitung der galaktischen kosmischen Primärstrahlung (siehe Kapitel 3.1) in der Heliosphäre. Die geladenen Partikel werden u.a. an den magnetischen Feldlinien gestreut, was ein diffusiver Fluss in die Heliosphäre hinein erzeugt, unterliegen aber gleichzeitig einer nach aussen gerichteten Konvektion infolge des von der Sonne wegströmenden Sonnenwinds.

Die Teilchenbewegung der galaktischen kosmischen Primärstrahlung in der Heliosphäre wird durch die Fokker-Plank Transportgleichung (Parker, 1965) beschrieben, welche die folgenden Prozesse berücksichtigt (Caballero-Lopez und Moraal, 2004): Streuung der Partikel an den magnetischen Feldlinien; Diffusion rechtwinklig zu den Feldlinien; Krümmungs-, Schock-Drift- und Effekte der neutralen Plasmazone; Konvektion im Sonnenwind; adiabatischer Energiegewinn und -verlust im expandierenden Sonnenwind. Eine vollständige Lösung dieser komplexen Gleichung ist nur numerisch möglich und erfordert detaillierte Kenntnisse über die Intensität der galaktischen kosmischen

Strahlung in Abhängigkeit der drei räumlichen Koordinaten, der Zeit und der Energie (Caballero-Lopez und Moraal, 2004). Daher werden verschiedene Vereinfachungen angenommen (Caballero-Lopez und Moraal (2004), McCracken (2004)): die Heliosphäre ist sphärisch symmetrisch und in einem Quasi-Gleichgewichtszustand; die Nettoströmung der kosmischen Strahlung ist im Vergleich zu der Diffusion vernachlässigbar klein; die Diffusionskoeffizienten sind separate Funktionen der Distanz von der Sonne und des Impuls pro Ladung-Verhältnisses ('rigidity') der kosmischen Strahlung. Auf diesen vereinfachenden Annahmen beruhend, entwickelten Gleeson und Axford (1968) die sogenannte 'force-field approximation', mit welcher die differentiellen solar modulierten Energiespektren der galaktischen kosmischen Strahlung analytisch berechnet werden können (siehe Abbildung 2.4):

$$J(E_p) = J_{LIS}(E_p + \Phi) \frac{E_p(E_p + 2m_p c^2)}{(E_p + \Phi)(E_p + 2m_p c^2 + \Phi)}, \quad (2.1)$$

wobei J = Fluss der galaktischen kosmischen Strahlung; J_{LIS} = Fluss der galaktischen kosmischen Strahlung im lokalen interstellaren Raum (ausserhalb der Heliosphäre); E_p = kinetische Energie der Protonen [MeV]; Φ = solarer Modulationsparameter [MeV]; c = Lichtgeschwindigkeit; $m_p c^2$ = Ruheenergie der Protonen = 938 MeV.

Diese Formel setzt die kosmische Strahlungsintensität mit der Energie E_p in der Distanz 1 AE von der Sonne, $J(E_p)$, zu der kosmischen Strahlungsintensität mit der Energie $E_p + \Phi$ im lokalen interstellaren Raum (ausserhalb des Wirkungsbereichs der heliomagnetischen Modulation), $J_{LIS}(E_p + \Phi)$, in Beziehung. Der Modulationsparameter Φ [MeV] quantifiziert den Energieverlust der kosmischen Strahlung durch die adiabatische Abbremsung im expandierenden Sonnenwind. Φ parametrisiert damit die Form des Spektrums der galaktischen kosmischen Strahlung. Mit zunehmender Energie E_p der kosmischen Strahlung werden die Spektren immer unabhängiger von Φ (siehe Abbildung 2.4).

Der Modulationsparameter Φ kann durch das Modulationspotential $\phi(r, t)$ [MV], den Energieverlust pro Einheitsladung, ausgedrückt werden:

$$\Phi = Ze\phi(r, t), \quad (2.2)$$

wobei Ze = Partikelladung.

$\phi(r, t)$ ist folgendermassen von der Geschwindigkeit des Sonnenwinds $V(r, t)$ und dem Diffusionskoeffizienten $k(r, t)$ der galaktischen kosmischen Strahlung abhängig:

$$\phi(r, t) = \int_r^{r_b} \frac{V(r, t)}{3k(r, t)} dr, \quad (2.3)$$

wobei r = Distanz zur Sonne und r_b = äussere Grenze der Heliosphäre.

Caballero-Lopez und Moraal (2004) haben verschiedene Approximationen der Fokker-Plank Transportgleichung mit der vollständigen numerischen Lösung verglichen und kommen zum Schluss, dass die 'force-field approximation' in einer Distanz von 1 AE und für Teilchenenergien $E_p > 500$ MeV der Lösung der Fokker-Plank Transportgleichung adäquat ist. Die Lösung der 'force-field approximation' zeigt auch eine gute Übereinstimmung mit empirisch bestimmten Spektren (Webber und Lockwood, 2001).

Das lokale interstellare Spektrum (LIS) ist das solar unmodulierte Energiespektrum der galaktischen kosmischen Strahlung ($\Phi = 0$ MeV). Dieses Spektrum ist nicht bekannt, da noch nie eine Raumsonde ausserhalb der Heliosphäre war und kann daher nur abgeschätzt werden. Aus Formel 2.1 ist ersichtlich, dass die Spektren der galaktischen kosmischen Strahlung vom lokalen interstellaren Fluss der galaktischen kosmischen Strahlung, J_{LIS} , und dessen Modulation durch Φ abhängen. Die Spektren in Abbildung 2.4 basieren auf dem lokalen interstellaren Spektrum von Cini Castagnoli und Lal (1980):

$$J_{LIS}(E_p + \Phi) = C_p(E_p + x + \Phi)^{-2.65}, \quad (2.4)$$

wobei $x = 780 \exp(-2.5 \cdot 10^{-4} E_p)$; $C_p = 1.244 \cdot 10^6 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ MeV}^{-1}$, Normalisierungsfaktor.

In dieser Arbeit wird für die Rekonstruktion von Φ aus kosmogenen Radionukliden (siehe Kapitel 5) das lokale interstellare Spektrum von Cini Castagnoli und Lal (1980) verwendet. Eine neuere Approximation des lokalen interstellaren Spektrums, beruhend auf verbesserten Kenntnissen über die solare Modulation dank neuen Daten von Raumsonden, die sich der Heliopause nähern (Voyager und Pioneer, in einer Entfernung von ca. 80 AE von der Sonne) (Webber und Lockwood, 2001), zeigen nur geringe Unterschiede (siehe Abbildung 2.4). Die aus den Formeln 2.1 und 2.4 berechneten Spektren zeigen für die Φ -Werte zwischen 300 MeV und 900 MeV eine gute Übereinstimmung mit experimentellen Protonenendaten aus Satelliten- und Ballonmessungen (Cini Castagnoli und Lal, 1980). Sie werden ebenfalls von den neu gemessenen Protonenspektren von Webber und Lockwood (2001) bestätigt.

Aus Abbildung 2.4 geht die abschirmende Wirkung des offenen solaren Magnetfelds auf das Eindringen kosmischer Strahlung in die Erdatmosphäre hervor. In Zeiten hoher Sonnenaktivität ist die Intensität des Sonnenwinds erhöht und damit auch der heliomagnetische Abschirmungseffekt, bzw. der durch die Modulation bedingte Energieverlust der primären Protonen, und damit der Φ -Wert. Die Folge davon ist ein reduzierter Protonenfluss auf die Atmosphärenobergrenze. Die Intensität des primären Protonenflusses ist speziell empfindlich auf Änderungen der heliomagnetischen Modulation auf tiefem Aktivitätsniveau. Hauptsächlich von der heliomagnetischen Modulation betroffen sind die primären Protonen mit einer Energie kleiner als einige GeV. Die primären Protonen mit einer Energie von 1–2 GeV sind es auch, welche den grössten Anteil an der Produktion des kosmogenen Radionuklids ^{10}Be ausmachen (McCracken (2001), Webber und Higbie (2003), McCracken (2004)). Dies macht ^{10}Be zu einem sensitiven Proxy vergangener solarer Modulation der kosmischen Strahlung bzw. vergangener solarer magnetischen Aktivität, insbesondere zu Zeiten tiefer Sonnenaktivität. Die in dieser Arbeit durchgeführte Rekonstruktion der solaren Aktivität wird denn auch über die Rekonstruktion von Φ anhand ^{10}Be durchgeführt (siehe Kapitel 5).

Φ gibt, wie die diversen Manifestationen der Sonnenaktivität, nur einen spezifischen Aspekt der magnetischen Aktivität wider. Die Beziehung zwischen Φ , d.h. der Modulation der kosmischen Strahlung durch das offene solare Magnetfeld, und den magnetischen Prozessen in und auf der Oberfläche der Sonne, die mit dem geschlossenen Magnetfeld verknüpft sind, ist nicht ganz verstanden. Was bekannt ist, ist die Beziehung zwischen Φ und der Produktionsrate der kosmogenen Radionuklide (Masarik

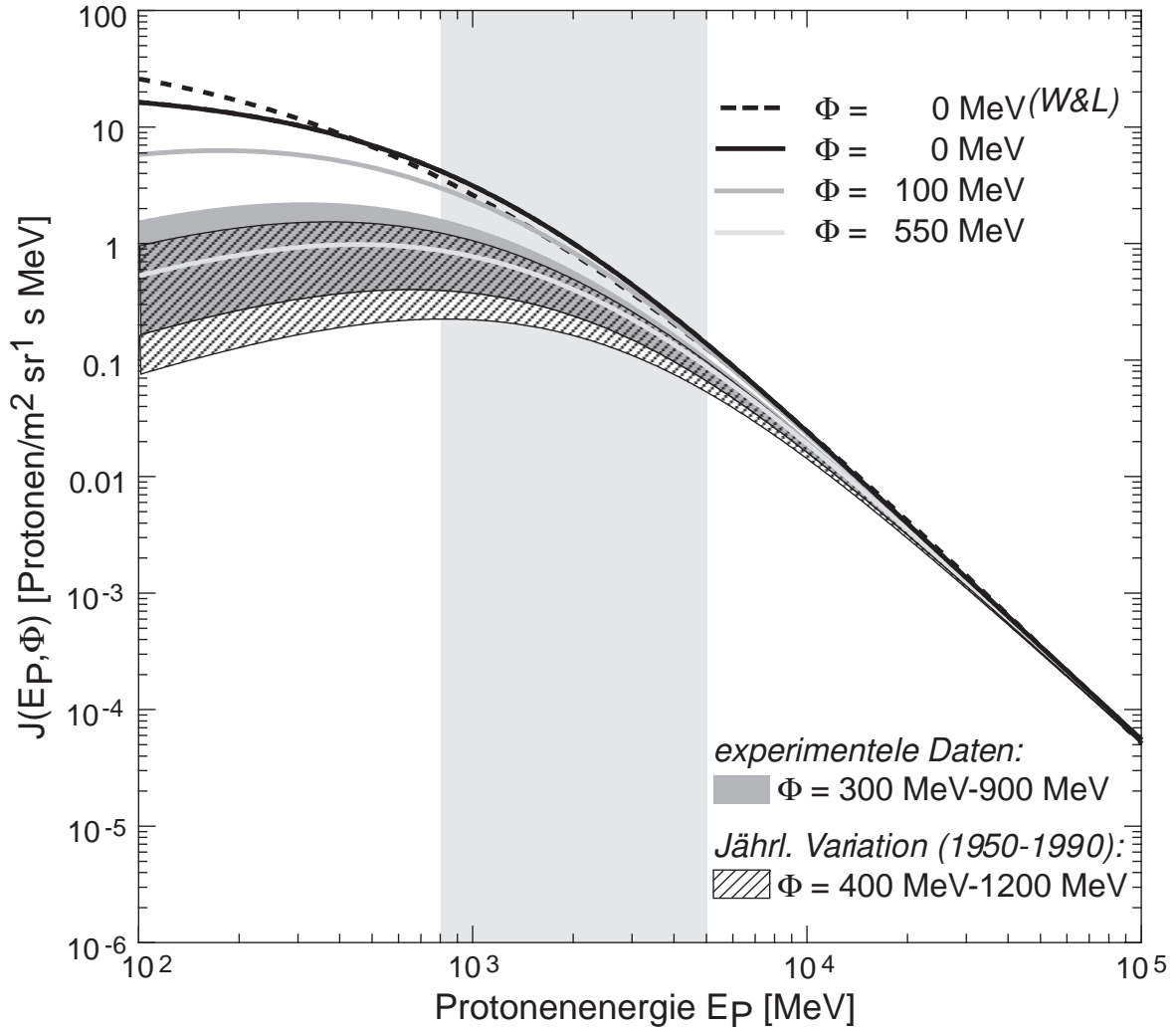


Abbildung 2.4: Differentielle Energiespektren des Protonenflusses der galaktischen kosmischen Primärstrahlung an der Atmosphärenobergrenze (ohne Erdmagnetfeld) für diverse solare Modulationsparameter Φ als Funktion der kinetischen Energie der Protonen. Die Spektren basieren auf der ‘force-field approximation’ (Gleeson und Axford, 1968) der Transportgleichung der galaktischen kosmischen Primärstrahlung und dem lokalen interstellaren Spektrum nach Cini Castagnoli und Lal (1980), Formeln 2.1 und 2.4. Dieses lokale interstellare Spektrum stimmt gut mit einer neuen Näherung des lokalen interstellaren Spektrums von Webber und Lockwood (2001) (gestrichelte Linie) überein, insbesondere im Energiebereich jener Protonen, die hauptsächlich zu der Produktion des kosmogenen Radionuklids ^{10}Be beitragen (Webber und Higbie, 2003) (markiert durch den hellen Balken).

Der Energiebereich des Maximums des solar modulierten Protonenflusses ($\Phi > 0$) steigt mit zunehmender solarer Modulation von einigen zehntel GeV bis auf rund 1 GeV an. Mit zunehmender Energie der Protonen nimmt die Auswirkung der solaren Modulation ab, sie ist unter einigen GeV am grössten und ab 10 GeV praktisch wirkungslos. Der Φ -Bereich, für welchen experimentelle Daten basierend auf Satelliten- und Ballonmessungen existieren (Cini Castagnoli und Lal, 1980), ist dunkelgrau hinterlegt, die Variationsbreite von Φ über den 11-Jahreszyklus der Sonnenaktivität der Jahre 1950–1990 ist schraffiert gezeichnet (Masarik und Beer, 1999). Die Spektren passen auch mit neueren, von den Raumsonden Voyager und Pioneer gemessenen Protonenspektren gut überein (Webber und Lockwood, 2001).

und Beer (1999), siehe Abschnitt 3.2.1). Der in Abschnitt 2.3.1 beschriebene Vergleich zwischen den Sonnenflecken und ^{10}Be zeigt die gegenüber der Sonnenflecken deutlich erhöhte Sensitivität von ^{10}Be und damit auch von Φ auf Änderungen der solaren Aktivität auf tiefem Aktivitätsniveau. Dies deutet darauf hin, dass es einen Grenzwert der magnetischen Aktivität gibt, unter welchem keine Sonnenflecken mehr beobachtet werden können und dass damit die Absenz von Sonnenflecken keine so tiefe Sonnenaktivität repräsentiert wie ein Φ -Wert von 0 MeV, d.h. keine Modulation der kosmischen Strahlung.

Φ kann über Neutronenmonitordaten berechnet werden. Neutronenmonitore registrieren seit den Fünfzigerjahren kontinuierlich die auf die Erdoberfläche auftreffenden Neutronen der kosmischen Sekundärstrahlung (siehe Kapitel 3.1) mit hoher Präzision und zeitlicher Auflösung. Entsprechend ihrer Abhängigkeit von der Modulation durch das solare Magnetfeld zeigt die Intensität der registrierten Neutronen einen deutlichen, mit den diversen Manifestationen der Sonnenaktivität konsistenten 11-Jahreszyklus. Für die Bestimmung von Φ aus der Zählrate der Neutronenmonitore braucht es Kenntnisse über die atmosphärische Tiefe, die geomagnetische Breite der Monitorlokalität (infolge zusätzlicher geomagnetischer Modulation der kosmischen Strahlung, siehe Kapitel 3.1) und über die Sensitivität der Neutronenmonitore, d.h. welcher Energiebereich der kosmischen Strahlung registriert wird. Aus den aufgezeichneten Neutronendaten kann Φ mittels den differentiellen Energiespektren des Protonenflusses für diverse Φ berechnet werden. Abbildung 2.2c) zeigt drei verschiedene Φ -Rekonstruktionen basierend auf Neutronenmonitoraufzeichnungen (1–3: Masarik und Beer (1999), Usoskin et al. (2002), Φ -Daten von The Federal Aviation Administration (FAA)²). Die verschiedenen Berechnungen zeigen einen konsistenten Schwabezyklus, unterscheiden sich jedoch in ihren absoluten Werten, da sie auf unterschiedlichen Rekonstruktionsmodellen basieren (siehe jeweilige Referenzen für Details). Masarik und Beer (1999) z.B. bestimmten die Beziehung zwischen der Zählrate des Deep River Neutronenmonitors und dem Neutronenfluss mittels Monte Carlo Simulationen der Sekundärstrahlung aus dem experimentellen Protonenspektrum von Neher (1967). Mit dieser Beziehung bestimmten sie dann aus jeder Zählrate des Neutronenmonitors den Neutronenfluss, und aus den Simulationen der Sekundärstrahlung aus den differentiellen Energiespektren des Protonenflusses für diverse Φ von Cini Castagnoli und Lal (1980) (siehe Abschnitt 3.2.1) schlossen sie für jeden Neutronenfluss auf das entsprechende Φ . Die Rekonstruktion von Usoskin et al. (2002) hingegen beruht nicht auf der ‘force-field approximation’ (Gleeson und Axford, 1968), auf die sich Cini Castagnoli und Lal (1980) für die Berechnung ihrer Energiespektren stützten, sondern auf einem stochastischen Simulationsmodell der Heliosphäre (siehe Referenzen in Usoskin et al. (2002)) zur Lösung der Fokker-Plank Transportgleichung (Parker, 1965).

Über einen 11-Jahreszyklus während der Neutronenmonitorära variierte Φ im Jahresmittel zwischen rund 450 MeV und 1200 MeV (Masarik und Beer, 1999), 251 MeV und 980 MeV (Usoskin et al., 2002) und rund 480 MeV und 1110 MeV (FAA) mit einem Mittelwert über drei aufeinanderfolgende 11-Jahreszyklen (von Peak zu Peak zwischen 1958 und 1990) von ~ 710 , ~ 540 und ~ 720 MeV. Basierend auf einem 300 Jahre langen Protonenspektrum von Bonino et al. (2001) kann ein Φ berechnet werden (nach dortiger Formel 1), welches über die oben genannten 11-Jahreszyklen zwischen rund 430 und 1130 MeV variierte, mit einem Mittelwert von ~ 750 MeV (4 in Abbildung 2.2c)).

²http://www.cami.jccbi.gov/AAM-600/Radiation/radio_CARI6.htm

Aus kosmogenen Radionuklidmessungen in Mondgesteinen leiteten Masarik und Reedy (1994) einen Φ -Mittelwert von 550 MeV über Millionen von Jahren ab. Zu Zeiten reduzierter Sonnenaktivität (grosse solare Minima) werden für Φ deutlich tiefere Werte vermutet als jene der letzten 50 Jahre. Nach verschiedenen Autoren (Cini Castagnoli und Lal (1980), McCracken et al. (2004), Muscheler et al. (2005b), siehe ausführlicher Kapitel 5.2) beträgt Φ in den grossen solaren Minima zwischen rund 80 MeV und 250 MeV. Gegen eine totale Reduktion ($\Phi = 0$ MeV) wie auch gegen einen konstanten Wert der solaren Modulation während eines grossen solaren Minimums spricht die Feststellung der zyklischen Schwankungen der solaren Aktivität während des Maunder Minimums, welche im ^{10}Be -Datensatz des Dye 3 Eisbohrkerns aus Grönland (Beer et al., 1998) sowie in den Beobachtungen von Auroras (Schröder, 2005) ausgemacht werden können. Es ist aber durchaus möglich, dass während bestimmten Jahren in den grossen solaren Minima, entsprechend der Natur des 11-Jahreszyklusses, Φ weit gegen oder sogar auf 0 MeV gesunken ist. In dieser Arbeit wird Φ über die letzten rund 9300 Jahre anhand ^{10}Be rekonstruiert (siehe Kapitel 5).

Kapitel 3

Kosmogene Radionuklide - Grundlagen

Kosmogene Radionuklide werden durch kosmische Strahlung in der Erdatmosphäre produziert. Diese Produktion ist weder zeitlich noch räumlich konstant. Die Magnetfelder der Erde und der Sonne, beide in ihrer Intensität variabel, schirmen die kosmische Strahlung vor der Atmosphäre ab. Einmal produziert, unterliegen die kosmogenen Radionuklide dem radioaktiven Zerfall und sind dem Klima auf der Erde ausgesetzt. Mit der atmosphärischen Zirkulation werden sie in der Atmosphäre verteilt und durch den Niederschlag schliesslich ausgewaschen (^{10}Be , ^{36}Cl) oder aber sie treten in den Kohlenstoffkreislauf ein (^{14}C).

Kosmogene Radionuklide dienen der Untersuchung verschiedenster Umweltprozesse. So können mit ^{10}Be und ^{36}Cl die Akkumulationsrate von z.B. Zentralgrönland (Wagner et al., 2001b), das magnetische Dipolfeld der Erde (Wagner et al., 2000) oder die magnetische Aktivität der Sonne (Beer et al. (1990), Beer (2000a), Beer et al. (2000), Wagner et al. (2001a)) rekonstruiert und Eisbohrkerne datiert (Wagner (1998), Delmas et al. (2004)) werden. Mit Einbezug von ^{14}C können Informationen über Veränderungen im Kohlenstoffkreislauf, wie z.B. eine Änderung in der Tiefenwasserzirkulation, gewonnen werden (Muscheler et al., 2000). In der vorliegenden Arbeit geht es hauptsächlich darum, mittels Radionukliden die vergangene Aktivität der Sonne zu rekonstruieren (siehe Kapitel 5).

Voraussetzung für die Ausschöpfung dieses riesigen Potentials der kosmogenen Radionuklide sind sehr genaue Kenntnisse über die verschiedenen Radionuklidsysteme. Im folgenden werden die Prozesse, welche sich auf die Konzentration der Radionuklide auf der Erde auswirken, besprochen. Als Übersicht dient die graphische Darstellung in Abbildung 3.1. Diese Arbeit stützt sich hauptsächlich auf das Radionuklid ^{10}Be . Dieses und ^{36}Cl , welches ebenfalls gemessen wurde, werden ausführlich diskutiert, während ^{14}C jeweils nur am Rande erwähnt wird.

3.1 Die kosmische Strahlung

3.1.1 Die kosmische Primärstrahlung

Die *kosmische Primärstrahlung* setzt sich aus zwei Komponenten zusammen: die galaktische kosmische Teilchenstrahlung und die solare kosmische Teilchenstrahlung. Über

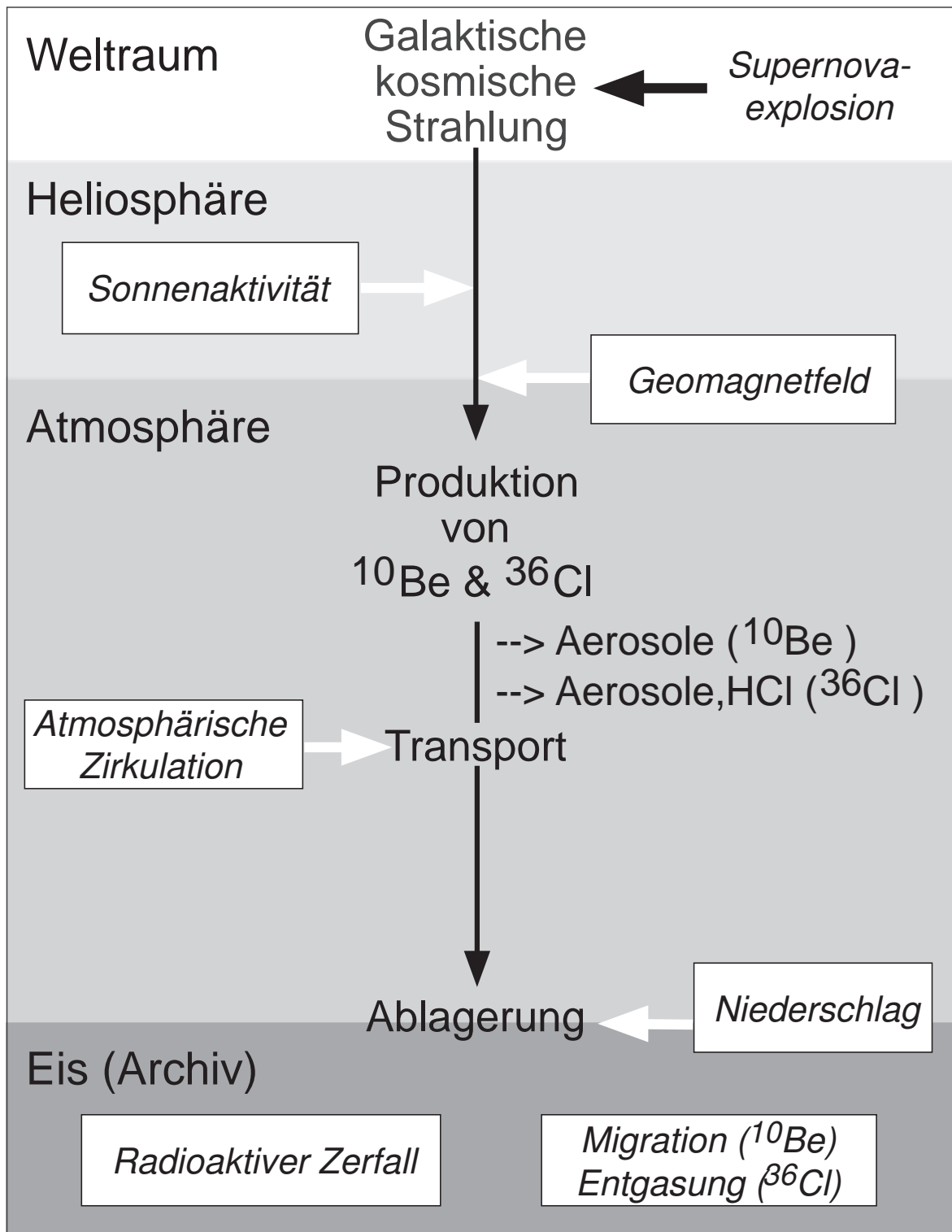


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung des ^{10}Be - und ^{36}Cl -Systems in der Helio-, der Atmo- und der Kryo(= Eis)sphäre. Kursiv angegeben, jeweils am Ort ihres Wirkens, sind die Einflussfaktoren auf die Produktion, den Transport, die Ablagerung und die Konservierung der Radionuklide.

die Zusammensetzung der *galaktischen kosmischen Primärstrahlung* finden sich unterschiedliche Angaben. Allkofer (1975) z.B. tabelliert (in Teilchenprozenten): 86 % Protonen, 12.7 % α -Teilchen und 1.3 % schwerere Elemente. Als Quelle der hochenergetischen galaktischen kosmischen Primärstrahlung (Energien bis 10^{15} MeV) werden Supernovaexplosionen vermutet. Die meisten Protonen der auf die Erdatmosphärenobergrenze auftreffenden Primärstrahlung haben eine Energie von wenigen GeV (siehe Abbildung 2.4 in Kapitel 2). Dies entspricht auch dem Energiebereich der Protonen, welche am meisten ^{10}Be und ^{36}Cl produzieren, da der Anteil Protonen im höheren Energiebereich deutlich kleiner ist. Der Beitrag der α -Teilchen und der schwereren Elemente zur Produktion wird in Abhängigkeit ihrer Energie mit 0–50 % beziffert (Usoskin et al. (2003), Webber und Higbie (2003), McCracken (2004)) Die *solare kosmische Primärstrahlung* (98 % Protonen, < 2 % α -Teilchen und < 1 % Ionen anderer Elemente) stammt von der Sonne und weist eine viel geringere Energie auf (bis 100 MeV). Durch sie werden deshalb nur in Polnähe und in sehr grosser Atmosphärenhöhe kosmogene Radionuklide produziert, da dort die Abschirmung durch das Geomagnetfeld (siehe unten), bzw. der Energieverlust infolge Abbremsung in der Atmosphäre, gering sind. Ihr Beitrag zu der Gesamtproduktion ist daher meist vernachlässigbar. Vorübergehend führen jedoch starke Sonneneruptionen zu einer drastischen Erhöhung der solaren kosmischen Strahlung und folglich kurzfristig zu einer Zunahme in der Radionuklidproduktion. Grosse Sonneneruptionen treten allerdings selten auf und spielen sich nur auf Zeitskalen von Stunden und Tagen ab. Dies ist zu kurz, um in Radionuklidmessungen im Eis detektiert werden zu können, wenn deren zeitliche Auflösung, wie dies meistens der Fall ist, länger als 1 Jahr ist. Im Dye 3 Eisbohrkern aus Grönland, welcher eine jährliche Auflösung aufweist, gibt es einzelne Jahre mit erhöhtem Radionuklidgehalt, die möglicherweise auf eine Zunahme der solaren kosmischen Strahlung infolge Sonneneruptionen - oder aber auf eine erst kürzlich entdeckte Supernovaexplosion zurückzuführen sind (McCracken et al., 2004).

Variabilität der galaktischen kosmischen Primärstrahlung

Aus Radionuklidmessungen in Meteoriten schlossen Vogt et al. (1990) auf einen innerhalb $\pm 10\%$ konstanten Mittelwert der galaktischen kosmischen Primärstrahlung auf Zeitskalen von Jahrtausenden. Dies schliesst allerdings kurzfristige grössere Schwankungen nicht aus. Diese werden jedoch gedämpft, da die Transportzeiten der galaktischen kosmischen Primärstrahlung infolge der riesigen Distanzen und Zeiträume Millionen von Jahren betragen und die galaktische kosmische Primärstrahlung dadurch isotrop im Raum gemischt ist. Für die Interpretationen der kosmogenen Radionuklide aus dem GRIP Eisbohrkern (siehe Kapitel 4.2), welcher ein paar 100'000 Jahre abdeckt, kann die galaktische kosmische Strahlung daher als konstant angenommen werden.

Auf dem Weg von ausserhalb unseres Sonnensystems in die Erdatmosphäre wird die galaktische kosmische Primärstrahlung jedoch von zwei variablen Magnetfeldern abgeschirmt, wodurch schlussendlich die in die Erdatmosphäre eindringende Strahlung von deren Intensitäten abhängt:

- In der Heliosphäre (rund 120 AE, 1 AE = 1 astronomische Einheit $\approx 150 \cdot 10^6$ km) wird die kosmische Strahlung durch im Sonnenwind eingefrorene magnetische Felder moduliert. Diese *heliomagnetische Modulation* der Strahlung ist von der Stärke der Sonnenaktivität abhängig und beeinflusst vor allem den niedrigenergetischen Anteil der kosmischen Strahlung (< 1 GeV, siehe Energiespektrum der

kosmischen Strahlung in Abbildung 2.4 in Kapitel 2). Die Modulation des Energiespektrums der auf die Erdatmosphärenobergrenze auftreffenden kosmischen Strahlung durch das offene solare Magnetfeld wird durch den solaren Modulationsparameter Φ quantifiziert (Gleeson und Axford (1968), Cini Castagnoli und Lal (1980), Masarik und Beer (1999)). Φ und die magnetische Aktivität der Sonne sind in Kapitel 2 beschrieben.

- Das Magnetfeld der Erde wirkt als Schutzschild um die Erdkugel und schirmt die Teilchen der kosmischen Strahlung abhängig von deren Ladung, Energie und Einfallswinkel durch die Lorentz-Kraft ab. Das Geomagnetfeld ist zu 90 % ein Dipolfeld. Seine Intensität nimmt mit zunehmender Distanz von der Erde langsamer ab ($\propto 1/r^3$) als jene der höheren, lokalen, Komponenten des Erdmagnetfelds ($\propto 1/r^4$, usw.), weshalb die kosmische Strahlungsintensität und damit die Radionuklidproduktion in der Atmosphäre sensitiv auf dieses globale Dipolfeld ist. Um den geomagnetischen Schutzschild durchringen zu können, müssen die kosmischen galaktischen Teilchen ein bestimmtes Impuls pro Ladung-Verhältnis, genannt magnetische Steifigkeit (engl: rigidity)¹ aufweisen. Dieser Grenzwert der magnetischen Steifigkeit (engl: cut-off rigidity) ist vom Einfallswinkel der Teilchen abhängig und nimmt, bedingt durch die Geometrie des Dipolfelds, vom Äquator (parallel zur Erdoberfläche verlaufende Magnetfeldlinien) gegen den Pol (senkrecht verlaufende Magnetfeldlinien) hin ab. Je stärker die Intensität des magnetischen Dipolfelds ist, desto grösser ist diese breitenabhängige ‘cut-off rigidity’ und demzufolge die erforderliche ‘rigidity’ der Teilchen, um in die Erdatmosphäre eindringen zu können. Die niedrigerenergetischen Teilchen der kosmischen Strahlung sind daher von dieser *geomagnetischen Modulation* stärker betroffen als die höherenergetischen.

Änderungen in der Intensität des Dipolfelds der Erde wirken sich aufgrund des Feldlinienverlaufs vor allem in niederen Breiten auf den Protonenfluss in die Atmosphäre aus und spielen in Polnähe praktisch keine Rolle. Dies im Gegensatz zu der solaren Modulation. Diese zeigt an den Polen die stärksten Auswirkungen, weil dort die Abschirmung durch das geomagnetische Dipolfeld sehr gering ist. Denn sowohl die solare als auch die geomagnetische Modulation setzen auf der Niedrigenergie-Seite des Energiespektrums der kosmischen Strahlung an, weshalb durch das Geomagnetfeld das solar modulierte Protonenspektrum vor der Erdatmosphäre abgeschirmt wird.

3.1.2 Die kosmische Sekundärstrahlung

Die in die Atmosphäre eindringende hochenergetische galaktische kosmische Primärstrahlung erzeugt durch Kernreaktionen (Spallationsreaktionen) mit Teilchen der Atmosphäre die *kosmische Sekundärstrahlung*. Dies geschieht kaskadenartig, indem erzeugte Sekundärteilchen selber wiederum mit Teilchen der Atmosphäre Reaktionen eingehen und damit weitere Sekundärteilchen produzieren. Die Sekundärstrahlung setzt sich aus Protonen, Neutronen, α -Teilchen, Elektronen, Positronen, Pionen, Myonen u.a. zusammen.

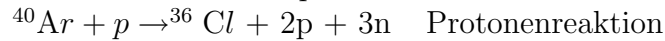
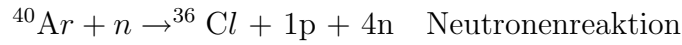
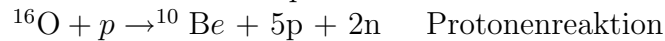
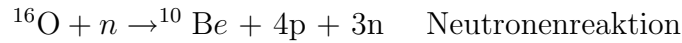
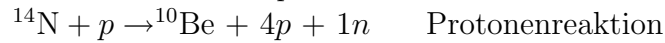
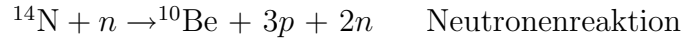
¹ $R = pc/Ze$ [GV], wobei R = ‘rigidity’ eines Teilchens; p = Teilchenimpuls; Ze = Teilchenladung; c = Lichtgeschwindigkeit.

Variabilität der galaktischen kosmischen Sekundärstrahlung

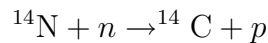
Die kosmische Sekundärstrahlung ist von der Intensität der in die Atmosphäre eindringenden kosmischen Primärstrahlung wie auch von der atmosphärischen Zusammensetzung abhängig. Diese hat sich in den letzten Jahrmilliarden kaum geändert (Graedel, 1993) und wird deshalb als konstant angenommen (in Gewichtsprozenten: 75.5 % Stickstoff, 23.2 % Sauerstoff, 1.3 % Argon).

3.2 Produktion der kosmogenen Radionuklide ^{10}Be , ^{36}Cl und ^{14}C

^{10}Be und ^{36}Cl entstehen in der Atmosphäre durch Spallationsreaktionen von Sauerstoff, Stickstoff und Argon mit hochenergetischen Neutronen und Protonen der kosmischen Sekundärstrahlung (Lal und Peters (1967), Masarik und Beer (1999)). Dabei überwiegen die Neutronenreaktionen:



^{14}C wird aus Stickstoff durch Einfang thermischer Neutronen produziert:



Die Produktionsrate $P_j(D)$ berechnet sich folgendermassen:

$$P_j(D) = \sum_i N_i \sum_k \int_0^\infty \sigma_{ijk}(E_k) \cdot J_k(E_k, D) dE_k, \quad (3.1)$$

wobei N_i = Anzahl Atome des Ausgangselements i pro Probenmasse; $\sigma_{ijk}(E_k)$ = Wirkungsquerschnitt für die Produktion des Radionuklids j aus dem Ausgangselement i mittels Teilchen k der kosmischen Sekundärstrahlung mit der Energie E_k ; $J_k(E_k, D)$ = totaler Partikelfluss des Teilchens k der kosmischen Sekundärstrahlung mit der Energie E_k am Ort D innerhalb der Atmosphäre.

In Tabelle 3.1 sind Ausgangselement, mittlere globale Produktionsrate (Masarik und Beer, 1999) und Halbwertszeit der Radionuklide ^{10}Be , ^{36}Cl und ^{14}C zusammengestellt. Die grösste Unsicherheit in der Produktionsratenbestimmung stammt von schlecht bekannten Wirkungsquerschnitten (siehe nächster Abschnitt). Im globalen Mittel wird

Tabelle 3.1: Zusammenstellung der Radionuklide ^{10}Be , ^{36}Cl und ^{14}C , nach Masarik und Beer (1999)

Radionuklid	Ausgangselement	Produktionsrate* [Atome $\text{cm}^{-2}\text{s}^{-1}$]	Halbwertszeit [Jahre]
^{10}Be	N,O	0.0184	$1.5 \cdot 10^6$
^{36}Cl	Ar	0.00088	$3.01 \cdot 10^5$
^{14}C	N,O	2.02	5730

*Die Produktionsrate entspricht der mittleren globalen Produktionsrate für das langfristige Mittel der Sonnenaktivität ($\Phi = 550 \text{ MeV}$) und die jetzige Geomagnetfeldintensität ($8 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$).

rund die Hälfte der Radionuklide in der Stratosphäre produziert (Masarik und Beer, 1999). Da der Anteil Argon in der Atmosphäre viel geringer als jener von Stickstoff und Sauerstoff ist, fällt die Produktionsrate von ^{36}Cl entsprechend kleiner aus. Das $^{10}\text{Be}/^{36}\text{Cl}$ -Produktionsverhältnis beträgt rund 23.

Die Produktionsrate der kosmogen Radionuklide hängt bei Annahme einer konstanten atmosphärischen Zusammensetzung nur von der Intensität der Sekundärstrahlung ab. Diese wiederum ist davon abhängig, wieviel kosmische Primärstrahlung in die Erdatmosphäre eindringt, was durch die Intensität der Magnetfelder der Sonne und der Erde bestimmt wird. Die Sonnenaktivität und das geomagnetische Dipolfeld üben damit den bedeutensten Einfluss auf die Produktionsraten der kosmogenen Radionuklide aus.

3.2.1 Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999)

Die Produktionsraten der kosmogenen Radionuklide in Abhängigkeit eines variablen Geomagnetfelds und einer variablen Sonnenaktivität sind für jeden Punkt der Atmosphäre bekannt. Die Radionuklidproduktion ist verschiedenseitig modelliert worden. Im folgenden wird nur auf die Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999) eingegangen, welche auf Erkenntnissen vorgängiger Produktionsratenberechnungen beruhen (siehe Referenzen in Masarik und Beer (1999)). Masarik und Beer (1999) simulierten die Teilchenflüsse der kosmischen Strahlung und die Produktionsraten durch ein rein physikalisches Modell. Ihre Berechnungen werden von neuen und unabhängigen Produktionsratenberechnungen von Webber und Higbie (2003), welche auf neuen Protonenspektren von Webber und Lockwood (2001) basieren, bestätigt.

Mittels Monte Carlo Simulationen modellierten Masarik und Beer (1999) die breiten- und höhenabhängige Umwandlung einfallender kosmischer Primärstrahlung in die Sekundärstrahlung durch Spallationsreaktionen als auch deren Transport und weiteren Kollisionen mit Atmosphärenteilchen und somit die ganze Entwicklung einer Teilchenkaskade der Sekundärstrahlung.

Der Einfluss der variablen Sonnenaktivität auf die kosmische Primärstrahlung wurde anhand der von Cini Castagnoli und Lal (1980) berechneten Abhängigkeit des Protonenflusses vom solaren Modulationsparameter Φ (siehe Formel 2.1 und Abbildung 2.4 in Kapitel 2) berücksichtigt. Diese Abhängigkeit wird von neu berechneten Protonenspektren von Webber und Lockwood (2001) (siehe Kapitel 2.5) bestätigt, mit

Ausnahme im niederenergetischen Teil, welcher für die Radionuklidproduktion jedoch nicht relevant ist.

Die abschirmende Wirkung des geomagnetischen Dipolfelds auf die kosmische Primärstrahlung wurde in einer breiten- und feldstärkenabhängigen ‘cut-off rigidity’ erfasst (Shea und Smart, 1983), wonach nur Teilchen mit einem grösseren Impuls pro Ladungsverhältnis als diese ‘cut-off rigidity’ in die Erdatmosphäre eindringen können (siehe Kapitel 3.1). Die Simulationsrechnungen wurden für 9 verschiedene Geomagnetfeldintensitäten (zwischen 0 und 2 mal der heutigen Feldstärke, bei gleichbleibender Feldgeometrie) und für 21 verschiedene Sonnenaktivitätsniveaus (solarer Modulationsparameter Φ zwischen 0 (ruhige Sonne) und 1000 MeV (aktive Sonne)) durchgeführt. Die Atmosphäre wurde in 34 Schichten identischer atmosphärischer Dicke ($\approx 30 \text{ g cm}^{-2}$) und 9 Zonen $\approx 10^\circ$ geographische Breite aufgeteilt.

Aus den berechneten Protonen- und Neutronenflüssen der kosmischen Sekundärstrahlung wurden die Produktionsraten von ^{10}Be , ^{36}Cl , ^3H , ^7Be und ^{14}C gemäss Formel 3.1 berechnet. Mit Ausnahme von ^{14}C , produziert durch Neutroneneinfang, wurden die Produktionen als Spallationsreaktionen erfasst. Die grösste Unsicherheit ist die mangelnde Kenntnis der Wirkungsquerschnitte. Der Wirkungsquerschnitt für die Produktion eines bestimmten Radionuklids ist vom Teilchen der kosmischen Sekundärstrahlung sowie von dessen Energie und dem involvierten Atmosphärenteilchen abhängig, siehe Formel 3.1. Die Wirkungsquerschnitte müssen experimentell bestimmt werden, und es existieren vor allem für Neutronen-Wirkungsquerschnitte nur wenige gute Messungen. Die Neutronenreaktionen, welche den grösseren Anteil an der Gesamtproduktion der Radionuklide ausmachen, sind daher mit einer grösseren Unsicherheit behaftet als die Protonenreaktionen. Während somit die relativen Produktionsraten, d.h. die Abhängigkeiten der Produktionsraten von Geomagnetfeld, Sonnenaktivität, geographischer Breite und Höhe, gut bestimmbar sind (statistischer Fehler $\approx 5\%$, systematischer Fehler $\approx 10\%$), sind die absoluten Zahlen der Produktionsratenberechnungen mit einer höheren Unsicherheit behaftet ($\approx 10\%$ im Falle von ^{14}C , $\approx 30\text{--}50\%$ für die übrigen Radionuklide).

In Abbildung 3.2 ist die von Masarik und Beer (1999) berechnete mittlere globale Produktionsrate von ^{10}Be in Abhängigkeit von Geomagnetfeldintensität und solarer Aktivität, ausgedrückt durch Φ , dargestellt. Die Abhängigkeit für die ^{36}Cl -Produktionsrate fällt entsprechend aus, absolut sind die ^{36}Cl -Produktionsraten etwa um einen Faktor 23 kleiner, siehe auch Tabelle 3.1. Die ^{14}C -Produktionsrate jedoch zeigt eine etwas andere Abhängigkeit von der solaren und geomagnetischen Modulation als die ^{10}Be - und die ^{36}Cl -Produktionsrate. Dies resultiert daraus, dass hochenergetische Neutronen und Protonen anders als thermische Neutronen auf Änderungen des Erdmagnetfelds oder der Sonnenaktivität reagieren. So reagiert die mittlere globale Produktionsrate von ^{14}C 1.5 mal stärker auf eine Änderung der geomagnetischen Modulation (bei einem solaren Modulationsparameter von $\Phi = 550 \text{ MeV}$) und 1.3 mal stärker auf eine Änderung der solaren Modulation (bei heutigem Geomagnetfeld) als die mittlere globale Produktionsrate von ^{10}Be oder ^{36}Cl .

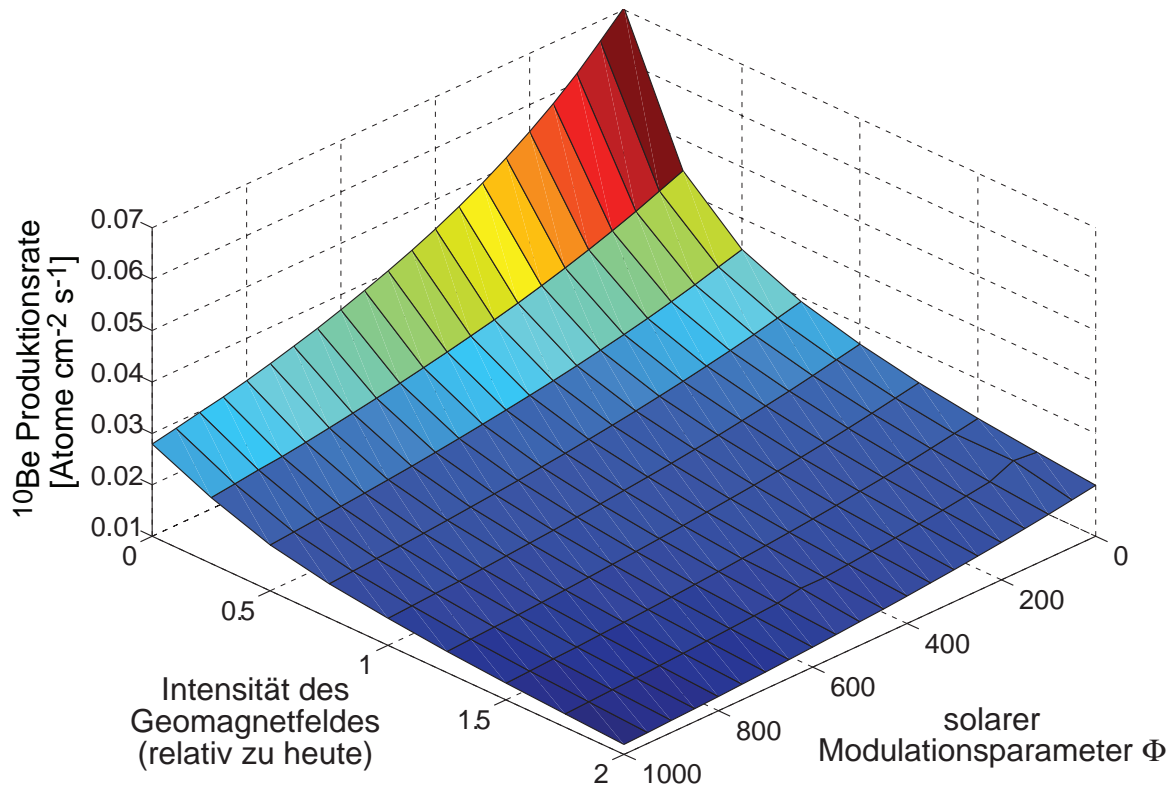


Abbildung 3.2: Mittlere globale ^{10}Be -Produktionsrate als Funktion der helio- und geomagnetischen Modulation (Masarik und Beer, 1999). Die mittlere globale ^{10}Be -Produktionsrate variiert in Abhängigkeit der helio- und geomagnetischen Modulation bis zu einem Faktor von rund 6. Die Abhängigkeit der Produktionsrate von beiden Modulationen ist nicht linear. Deutlich ersichtlich ist die nicht-lineare Abhängigkeit der heliomagnetischen Modulation der Produktionsrate von der Intensität des geomagnetischen Dipolfeldes. Der Einfluss der Aktivität der Sonne auf die Produktionsrate ist bei tiefer Intensität des Geomagnetfeldes grösser als bei hoher Intensität. Denn bei tiefer Geomagnetfeldintensität können Teilchen der Primärstrahlung mit geringer Energie in die Atmosphäre eindringen und die heliomagnetische Modulation ist für Teilchen im tiefen Energiebereich besonders stark (siehe Abbildung 2.4 in Kapitel 2).

3.3 Das geochemische Verhalten der kosmogenen Radionuklide ^{10}Be , ^{36}Cl und ^{14}C

Die verschiedenen Radionuklide unterscheiden sich hinsichtlich ihres Produktionsprozesses nicht wesentlich untereinander. Doch nach der Produktion treten sie in verschiedene Systeme ein, wodurch sie den klimatischen Bedingungen auf der Erde unterschiedlich ausgesetzt sind. Die Radionuklide weisen deshalb eine identische Produktions-, jedoch eine unterschiedliche Systemkomponente auf. Dies wird im folgenden erläutert.

3.3.1 Das geochemische Verhalten von ^{10}Be und ^{36}Cl

Transport

^{10}Be und ^{36}Cl adsorbieren nach ihrer Bildung an Aerosole und werden so durch die globale atmosphärische Zirkulation vom Produktions- zum Ablagerungsort (z.B. Eisschild) transportiert. ^{36}Cl liegt zudem mit zunehmender Höhe bzw. geringerem Aerosolgehalt in der Atmosphäre vermehrt gasförmig als HCl vor. Die Residenzzeit von ^{10}Be und ^{36}Cl in der Atmosphäre beträgt ca. 1–2 Jahre (in der Stratosphäre) und einige Wochen (in der Troposphäre) (Raisbeck et al., 1981). Dank der kurzen Residenzzeit werden Produktionsänderungen relativ direkt und somit auch nur Produktionsschwankungen über kurze Zeiträume in der Konzentration von ^{10}Be und ^{36}Cl auf der Erde gespeichert. Im Detail ist das atmosphärische Verhalten von ^{10}Be und ^{36}Cl noch nicht verstanden. Da von der atmosphärischen Zirkulation abhängig, wird der Transportprozess durch das vorherrschende Klima beeinflusst. Neben Produktionsänderungen wirken sich daher auch Änderungen im Transport, hervorgerufen durch Änderungen im atmosphärischen Zirkulationsmuster, auf die gemessenen ^{10}Be - und ^{36}Cl -Konzentrationen im Eis aus. 1–2 Jahre Residenzzeit erlaubt jedoch eine ziemlich vollständige Durchmischung von ^{10}Be und ^{36}Cl in der Stratosphäre, in welcher etwas mehr als die Hälfte aller Radionuklide produziert werden (Masarik und Beer, 1999). In der Stratosphäre produziertes ^{10}Be und ^{36}Cl ist daher unempfindlich gegenüber Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation, so dass ihre Konzentration im Eis die globale mittlere Produktionsrate reflektiert. Infolge der kürzeren Residenzzeit der in der Troposphäre produzierten Radionuklide kann jedoch eine unvollständige Mischung und somit eine verbleibende lokale Komponente im abgelagerten ^{10}Be - und ^{36}Cl , stammend aus der breitenabhängigen Produktion (infolge breitenabhängiger geomagnetischen Modulation), nicht ausgeschlossen werden. Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation wirken sich dann auf den Troposphärenanteil der ^{10}Be - und ^{36}Cl -Konzentration im Eis aus, und zwar umso stärker, je schlechter ^{10}Be in der Atmosphäre gemischt ist.

Da ^{10}Be nur an Aerosole adsorbiert, ^{36}Cl hingegen auch gasförmig vorliegt, zeigen ^{10}Be und ^{36}Cl ein unterschiedliches Transport- und Depositionsverhalten. Eine grossräumige Änderung in der atmosphärischen Zirkulation, welche nur den Weg von ganzen Luftpaketen ändert, wird identische Auswirkungen für ^{10}Be und ^{36}Cl haben. Solche Zirkulationsänderungen jedoch, die den Transport von Aerosolen und gasförmigen Substanzen unterschiedlich beeinflussen, haben unterschiedliche Reaktionen der beiden Radionuklide zur Folge. Untersuchungen des (zerfallskorrigierten) Verhältnisses $^{10}\text{Be}/^{36}\text{Cl}$ können deshalb, da sich diese Radionuklide nur im Transport- nicht aber im Produktionsverhalten unterscheiden, Hinweise auf globale Zirkulationsänderungen liefern. Dafür muss jedoch sichergestellt werden können, dass keine Ausgasung von im Eis abgelagertem ^{36}Cl stattfindet (siehe Kapitel 4.3).

Ablagerung

Über Grönland wird das an Aerosole adsorbierte ^{10}Be und ^{36}Cl hauptsächlich mit dem Schnee aus der Atmosphäre ausgewaschen (Nassdeposition). In niederschlagsarmen Regionen in der Antarktis oder in Wüsten überwiegt hingegen die Trockendeposition. Bei der Nassdeposition spielt der Niederschlag eine zentrale Rolle. Das Aerosol wird entweder von den Wassertropfen eingefangen oder es induziert selbst als Keim die Tropfenbil-

dung. Infolge dieser Nassdeposition hängt die ausgewaschene Menge an Radionukliden stark von der lokalen Niederschlagsrate ab. Damit ist die Radionuklidkonzentration im Eis von der Produktionsrate, dem Mischungsgrad in der Atmosphäre, dem atmosphärischen Transportprozess (siehe oben), als auch von der lokalen Niederschlagsrate abhängig.

Wenn sich bei gleichbleibenden Transportverhältnissen und somit gleichen Radionuklidflüssen die lokale Niederschlagsrate ändert, oder wenn sich die Niederschlagsrate infolge einer globalen Klimaänderung global ändert, wird die produzierte Radionuklidmenge mit mehr/weniger Niederschlag aus der Atmosphäre ausgewaschen. Dies verringert/erhöht auch bei gleichbleibender Produktionsrate die Radionuklidkonzentration im Eis. Dies kann durch die Berechnung des Flusses aus der gemessenen Konzentration korrigiert werden ($\text{Fluss} = \text{Konzentration} \cdot \text{Akkumulation} \cdot \text{Dichte}$; siehe Abschnitt 4.4.2 sowie Abschnitt 4.1.1 bezüglich Akkumulationsratenrekonstruktion). Dadurch werden klima- bzw. niederschlagsbedingte Änderungen in der Radionuklidkonzentration berücksichtigt und die Flussänderungen spiegeln nur die Produktionsänderungen wider.

Dass eine Beeinflussung der analysierten Radionuklide durch das Klima ausgeschlossen werden kann, ist für die Rekonstruktion ihrer Produktionsverhältnisse eine notwendige Voraussetzung. Daher werden für die Analyse der Radionuklide aus dem GRIP Eisbohrkern (siehe Kapitel 4.2) deren Flüsse berechnet, um so Änderungen in der Niederschlagsrate und damit einhergehende Verdünnungen oder Aufkonzentrierungen der Radionuklide im Eis zu berücksichtigen und nur durch Niederschlagsänderungen verursachte Konzentrationsänderungen ausschliessen zu können.

Entscheidend ist dies für die Interpretation der grossen Schwankungen der Radionuklidkonzentrationen im GRIP Eisbohrkern der letzten Eiszeit, welche weniger auf Produktionsratenänderungen, als auf die stark variierende Niederschlagsrate zurückzuführen sind (Wagner et al., 2000), siehe Abbildung 3.3. Die Akkumulationsrate in der Eiszeit war im Mittel um den Faktor zwei kleiner als in der seit rund 11'500 Jahre andauernden Warmzeit (Holozän) und somit die Konzentrationen allgemein höher. Zusätzlich aber war das Klima in der Eiszeit weit instabiler. Charakteristisch sind die drastischen Sprünge im gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ (Johnsen et al., 1997), einem Indikator für die Temperatur (siehe Abschnitt 4.1.2). Diese sogenannten Dansgaard-Oeschger-Ereignisse (DO) markieren sehr schnelle, innerhalb weniger als 100 Jahren ablaufende Wechsel von kaltem zu relativ warmem Klima, welche mit Temperatursprüngen von bis zu 20°C einhergehen (gemäss Abschätzung von Johnsen et al. (1995) mittels $\delta^{18}\text{O}$). In Abhängigkeit dieser Temperaturänderungen schwankte die Akkumulationsrate ebenfalls sehr stark mit der Folge, dass auch die Konzentration der Radionuklide entsprechend starke Schwankungen zeigt. Die Korrelation der Radionuklidkonzentration mit $\delta^{18}\text{O}$ hingegen verschwindet mit der Berechnung des Radionuklidflusses, welcher, bei Annahme konstanter Transportprozesse, kein Klima- sondern nur noch das Produktionssignal reflektiert. Auf die Hinweise, die auf konstante Transportprozesse sowohl während des Holozäns als auch der letzten Eiszeit hindeuten, wird in Kapitel 3.4 eingegangen.

Während des Holozäns hat sich die Akkumulationsrate verglichen zu der letzten Eiszeit nicht stark geändert, weshalb der Unterschied zwischen den Radionuklidflüssen und -konzentrationen jener Zeit bedeutend kleiner ausfällt als während der letzten Eiszeit. Die einzige Ausnahme ist um 8200 Jahre vor heute (Muscheler et al., 2004a), bedingt durch den einzigen grösseren Abfall von $\delta^{18}\text{O}$ (Alley et al., 1997) und damit von der

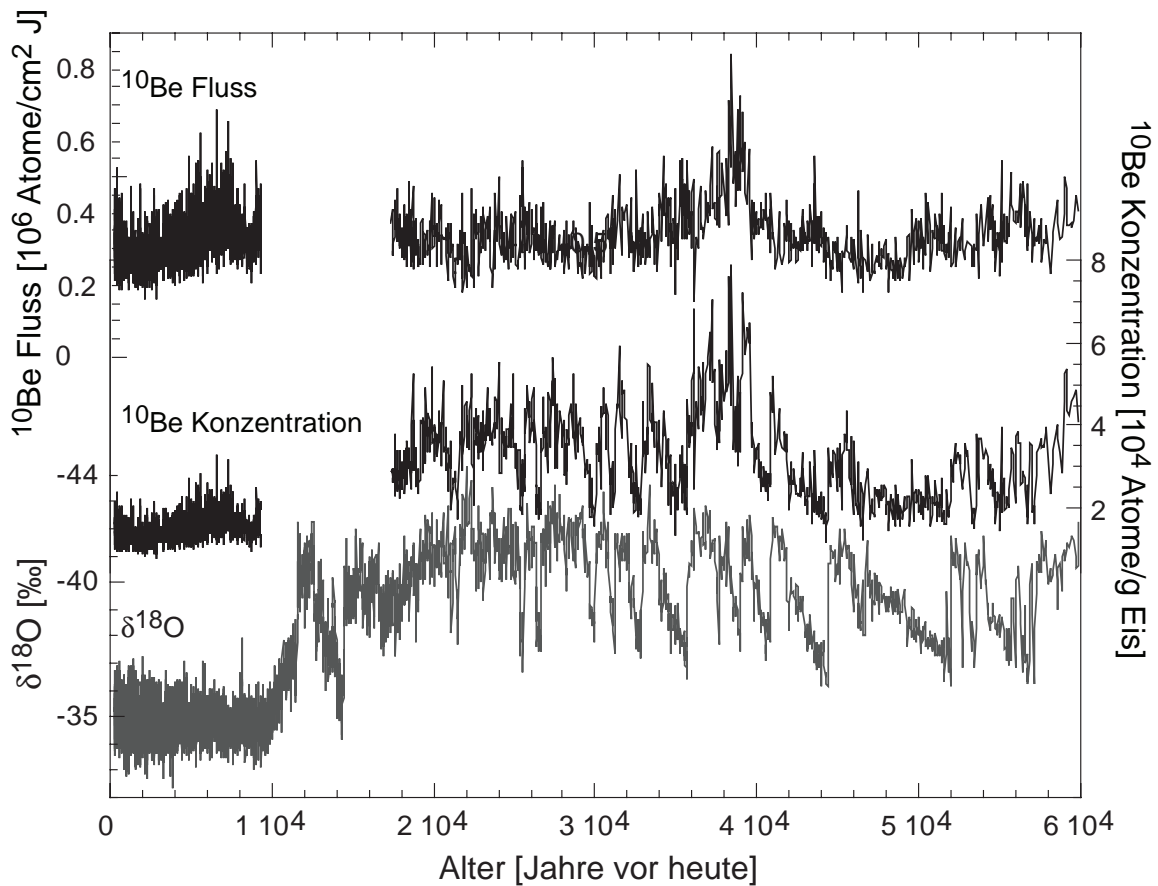


Abbildung 3.3: Vergleich von $\delta^{18}\text{O}$, ^{10}Be -Konzentration und ^{10}Be -Fluss des GRIP Eisbohrkerns während des Holozäns und der letzten Eiszeit als Funktion des Alters (Johnsen et al., 1997). Dargestellt sind von oben nach unten: ^{10}Be -Fluss, ^{10}Be -Konzentration, $\delta^{18}\text{O}$ (Johnsen et al., 1997). Auffallend sind die grossen Schwankungen im $\delta^{18}\text{O}$ während der Eiszeit. Diese entsprechen enormen Temperatursprüngen von kurzer Dauer (Dansgaard-Oeschger-Ereignisse). Die ^{10}Be -Konzentration verläuft parallel zu $\delta^{18}\text{O}$, was aus dem Auswaschungsprozess aus der Atmosphäre resultiert. Denn die ^{10}Be -Konzentration ist von der Niederschlagsrate abhängig, welcher seinerseits, wie auch $\delta^{18}\text{O}$, von der Temperatur abhängig ist. Dieses starke Niederschlags- bzw. Klimasignal in der Konzentration verschwindet mit der Berechnung des Flusses. Die nicht mehr vorhandene Korrelation des ^{10}Be -Flusses mit $\delta^{18}\text{O}$ bestätigt die für die Flussberechnung verwendete Akkumulationsratenrekonstruktion von Johnsen et al. (1995). Bei nicht vollständiger Erfassung der Niederschlagsänderungen bestünde noch immer eine 'Restkorrelation' des Flusses mit $\delta^{18}\text{O}$. Die Lücke in den ^{10}Be -Datensätzen stammt daher, dass für die Radionuklidmessung bis jetzt kein Eis aus diesem Bereich zur Verfügung stand.

auf ihr basierenden Akkumulationsratenrekonstruktion im Holozän. Im Holozän kann daher generell auch die Konzentration der Produktionsrate proportional gesetzt werden.

Je nach Auswaschungsort werden ^{10}Be und ^{36}Cl in geeignete Archive eingelagert (z.B. Eis, Sedimente), in denen sie für eine Dauer in Abhängigkeit des Archivalters gespeichert bleiben. Der grönländische Eisschild ist ein Archiv, welches das mit dem Schnee abgelagerte ^{10}Be und ^{36}Cl über mehrere 100'000 Jahre speichert (siehe Kapitel 4.1). Auf Prozesse, die sich nach der Ablagerung von ^{10}Be und ^{36}Cl im Eis abspielen, wie

Diffusions- und Adsorptionsprozesse an Staub im Falle von ^{10}Be sowie Diffusionsprozesse zurück in die Atmosphäre im Falle von ^{36}Cl , wird in Kapitel 4.3 eingegangen.

Radioaktiver Zerfall

Die kosmogenen Radionuklide unterliegen dem radioaktiven Zerfall (^{10}Be : β^- -Zerfall zu ^{10}B ; ^{36}Cl : β^- -Zerfall zu ^{36}Ar und Zerfall durch Elektroneneinfang zu ^{36}S). Die dadurch bedingte Abnahme der im Eis gemessenen Konzentration der Radionuklide lässt sich dank bekannten Halbwertszeiten über das Zerfallsgesetz korrigieren, vorausgesetzt, das Alter der Eisprobe ist bekannt. Die Halbwertszeit von ^{10}Be beträgt $1.51 \pm 0.06 \cdot 10^6$ Jahre (Hofmann et al., 1987), jene von ^{36}Cl $3.01 \pm 0.04 \cdot 10^5$ Jahre (Lukasczyk, 1994).

3.3.2 Das geochemische Verhalten von ^{14}C

^{14}C verhält sich nach seiner Produktion ganz anders als ^{10}Be und ^{36}Cl . Es wird zu $^{14}\text{CO}_2$ oxidiert, tritt in den Kohlenstoffkreislauf ein und unterliegt sodann den unterschiedlichsten Austauschprozessen zwischen den Reservoiren Atmosphäre, Biosphäre und Ozean. Das ^{14}C in der Atmosphäre ist infolge der langen Residenzzeit (7–8 Jahre, Siegenthaler et al. (1980)) global sehr gut durchmischt. Dies macht ^{14}C , im Gegensatz zu ^{10}Be und ^{36}Cl , unempfindlich gegenüber Änderungen im atmosphärischen Zirkulationsmuster bzw. im atmosphärischen Transport. Infolge des Kohlenstoffkreislaufs wird jedoch die Archivierung gegenüber der Produktion zeitlich verzögert. Zusätzlich wird das Produktionssignal infolge der sehr grossen Reservoirs gedämpft, um so stärker, je kurzzeitiger die Produktionsänderungen sind. So sind Produktionsschwankungen über den 11-jährigen Sonnenaktivitätszyklus (siehe Kapitel 2) nur schwach (Dämpfungsfaktor 100) und um 2.5 Jahre zeitlich verzögert im ^{14}C ersichtlich. Der Dämpfungsfaktor und die Phasenverschiebung einer 100-jährigen Produktionsschwankung betragen noch 30 und 11 Jahre (Siegenthaler et al., 1980).

Schwankungen in der ^{14}C -Konzentration spiegeln Produktions- als auch Kohlenstoffkreislaufänderungen wider. Für Untersuchungen der ^{14}C -Produktionsrate mittels gemessenem ^{14}C sowie für Vergleiche von ^{14}C mit ^{10}Be oder ^{36}Cl müssen auch bei konstantem Kohlenstoffkreislauf die dämpfenden und verzögernden Effekte der Kohlenstoffreservoirs auf ^{14}C berücksichtigt werden. Dazu werden Kohlenstoffkreislaufmodelle verwendet (siehe unten).

Das wohl geeignetste Archiv für ^{14}C -Untersuchungen im Holozän sind Baumringe (Stuiver et al., 1998). Die ^{14}C -Konzentration in der Atmosphäre wird durch $\Delta^{14}\text{C}$ ausgedrückt² und ist definiert als relative Differenz der ^{14}C Aktivität zu der absoluten internationalen Standardaktivität (AISA) (Stuiver und Polach, 1977) in ‰ nach Korrektur der Fraktionierungseffekte und des Zerfalls. Die Halbwertszeit von ^{14}C beträgt 5730 Jahre.

2

$$\Delta^{14}\text{C} = \frac{A_{\text{Probe}} - A_{\text{Standard}}}{A_{\text{Standard}}} \cdot 1000 \text{ [‰]}, \quad \text{wobei } A = \text{Aktivität [Zerfälle/Zeit]}.$$

3.4 Einfluss atmosphärischer Prozesse auf ^{10}Be des GRIP Eisbohrkerns von Grönland im Holozän

Wie in den vorangegangenen Kapiteln erläutert, ist die ^{10}Be -Konzentration im Eis sowohl von der Produktionsrate als auch von Systemprozessen, d.h. vom atmosphärischen Transport, der Mischung sowie von der lokalen Niederschlagsrate abhängig. Bei konstanten Systemprozessen ist der ^{10}Be -Fluss proportional zu der ^{10}Be -Produktionsrate. Ändern sich jedoch die Systemeffekte, wird diese Beziehung gestört.

Im Gegensatz zum Produktionsprozess sind die Systemeffekte, insbesondere der atmosphärische Transport des an Aerosolen adsorbierten ^{10}Be vom Produktions- bis zum Ablagerungsort, nicht verstanden. Aufschlüsse darüber erhofft man sich durch den Einbau einer Aerosolkomponente in globale atmosphärische Zirkulationsmodelle. Bis dahin können erste Abschätzungen über die Systemeffekte bzw. deren Stabilität aus dem Vergleich von ^{10}Be mit ^{14}C gewonnen werden, da ^{14}C ein völlig anderes Systemverhalten als ^{10}Be aufweist. Zudem gibt es verschiedene Hinweise auf die atmosphärischen Prozesse und deren Einfluss auf die ^{10}Be -Konzentration im GRIP Eisbohrkern aus Grönland. Was sich daraus für die Interpretation des ^{10}Be -Signals aus dem GRIP Eisbohrkern ableiten lässt, insbesondere inwiefern das Signal von ^{10}Be aus GRIP die globale ^{10}Be -Produktionsrate reflektiert, wird im folgenden diskutiert.

3.4.1 Der Vergleich von ^{10}Be des GRIP Eisbohrkerns mit ^{14}C

Dank fast identischem Produktionsprozess (mit Ausnahme einer etwas unterschiedlichen Sensibilität auf Änderungen des Magnetfelds und der Sonnenaktivität, siehe Abschnitt 3.2.1), jedoch sehr unterschiedlichem geochemischem Verhalten von ^{14}C und ^{10}Be (bzw. ^{36}Cl) können durch deren Vergleich die zwei Komponenten des Radionuklidsignals, die Produktions- und die Systemkomponente, voneinander getrennt werden. Das Gemeinsame in den Signalen ist der Produktion zuzuschreiben, Unterschiede sind die Folge von Änderungen in den Systemeffekten, wie klimatisch bedingte Veränderungen in der Mischung, im Transport oder in der Ablagerung (seitens ^{10}Be oder ^{36}Cl) oder geänderte Austauschprozesse zwischen den diversen Kohlenstoffreservoirs, z.B. eine veränderte Tiefenwasserbildung im Ozean (seitens ^{14}C).

Um ^{10}Be und ^{14}C miteinander vergleichen zu können, muss mittels einem Kohlenstoffkreislaufmodell die Dämpfung und die zeitliche Verzögerung von $\Delta^{14}\text{C}$ gegenüber der ^{14}C -Produktionsrate berücksichtigt werden (Beer et al. (1984), Beer et al. (1988), Siegenthaler und Beer (1988), Bard et al. (1997), Muscheler (2000), Muscheler et al. (2000), Muscheler et al. (2004b)). Der Vergleich der beiden Radionuklide kann auf zwei Arten erfolgen. Aus ^{10}Be kann $\Delta^{14}\text{C}$ berechnet und dieses mit dem gemessenen $\Delta^{14}\text{C}$ verglichen werden. Die Berechnung von $\Delta^{14}\text{C}$ erfolgt unter einer ersten Annahme, dass der ^{10}Be -Fluss des GRIP Eisbohrkerns infolge der direkten Ablagerung (mittlere Residenzzeit in der Atmosphäre etwa 1 Jahr) die globale ^{10}Be -Produktionsrate widerspiegelt. Weiter wird davon ausgegangen, dass die Schwankungen im ^{10}Be -Fluss über längere Zeiträume als 3000 Jahre vom schwankenden magnetischen Dipolfeld der Erde verursacht werden und sich Schwankungen der Sonnenaktivität auf diesen Zeitskalen ausmitteln (Beer (2000a), Wagner et al. (2000)). Allerdings können Änderungen der Sonnenaktivität über längere Zeiträume nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Ebenso ist die Annahme, dass sich das geomagnetische Dipolfeld nur über längere Zeiträume

ändert, nicht unumstritten (Snowball und Sandgren (2002), St-Onge et al. (2003)). Doch beziehen sich jene Studien auf Remanenzmessungen von Sedimenten, die erstens zusätzlich zum Dipolfeld die höheren Komponenten und dadurch das lokale Magnetfeld zeigen und zweitens sehr anfällig auf Änderungen in der Sedimentationsrate sind. Aus dem tiefpassgefilterten ^{10}Be -Fluss ('cut-off' Frequenz $1/3000 \text{ Jahre}^{-1}$, d.h. Unterdrückung der Frequenzen höher als $1/3000 \text{ Jahre}^{-1}$) wird mittels den Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999) die langfristige ^{14}C -Produktionsrate bestimmt, indem aus dem tiefpassgefilterten ^{10}Be -Fluss das vergangene geomagnetische Dipolfeld und daraus die ^{14}C -Produktionsrate berechnet wird. Die Schwankungen des ^{10}Be -Flusses über kürzere Zeiträume werden unter der Berücksichtigung einer etwas stärkeren Reaktion der ^{14}C -Produktionsrate auf Änderungen der Sonnenaktivität (siehe Abschnitt 3.2.1) zu der berechneten langfristigen ^{14}C -Produktionsrate hinzuaddiert. Mit einem Kohlenstoffkreislaufmodell wird aus dieser ^{14}C -Produktionsrate $\Delta^{14}\text{C}$ berechnet. Dabei wird in einem ersten Ansatz infolge relativ stabilen Klimas im Holozän ein unveränderter Kohlenstoffkreislauf angenommen und daher ein Kohlenstoffkreislaufmodell mit konstanten heutigen Parametern (Siegenthaler, 1983) verwendet.

Eine andere Möglichkeit, die zwei Radionuklide miteinander zu vergleichen, ist die Berechnung der ^{14}C -Produktionsrate aus dem gemessenen $\Delta^{14}\text{C}$ mittels einem Kohlenstoffkreislaufmodell. Diese kann dann dem ^{10}Be -Fluss gegenübergestellt werden, wenn angenommen werden kann, dass letzterer proportional der ^{10}Be -Produktionsrate ist.

Abbildung 3.4 zeigt den Vergleich der aus $\Delta^{14}\text{C}$ berechneten ^{14}C -Produktionsrate von Stuiver und Braziunas (1988) (siehe dortige Referenzen für die Berechnung) mit dem ^{10}Be -Fluss aus dem GRIP Eisbohrkern im Holozän.

Die grosse Gemeinsamkeit zwischen dem ^{10}Be -Fluss des GRIP Eisbohrkerns und der berechneten ^{14}C -Produktionsrate lässt den Schluss zu, dass die Änderungen in ^{14}C sowie im ^{10}Be im Holozän hauptsächlich produktionsbedingt sind. Dabei werden die längerfristigen Änderungen dem veränderlichen magnetischen Dipolfeld der Erde und die kurzzeitigeren der schwankenden Sonnenaktivität angelastet. Dass die Schwankungen über kürzere Zeiträume solar bedingt sind, wird aus ihrer Ähnlichkeit in Amplitude und Dauer mit den Schwankungen der letzten 400 Jahre geschlossen, die mit bekannten Zeiten tiefer solarer Aktivität zusammenfallen (siehe Sonnenfleckenaufzeichnungen, Abbildung 2.3 in Kapitel 2). Dieser Vergleich zwischen ^{14}C und ^{10}Be zeigt jedoch, den gut übereinstimmenden kurzzeitigen Schwankungen überlagert, einen etwas unterschiedlichen Langzeittrend. Dieser kann bis jetzt nicht erklärt werden, und als Ursache müssen langfristige Änderungen in den Systemeffekten auf beide Radionuklide in Betracht gezogen werden. Eingehende Untersuchungen atmosphärischer Prozesse wie Transport, Mischung und Ablagerung sowie des Kohlenstoffkreislaufs sind nötig, um dessen Ursache zu klären. ^{10}Be -Daten aus verschiedenorts lokalisierten Eisbohrkernen, so z.B. neue Daten aus der Antarktis (Dronning Maud Land), werden vergleichende Studien ermöglichen und damit allfällige Einflüsse lokaler atmosphärischer Prozesse auf die ^{10}Be -Konzentration aufdecken. Weitere Klärung des Transport- und Mischungsverhaltens versprechen atmosphärische Zirkulationsmodelle, die das Aerosolverhalten einbeziehen (Heikkilä, momentane Dissertation).

Zumindest über kurze Zeiträume kann aus der guten Übereinstimmung auf kurzer Zeitskala gefolgert werden, dass im Holozän weder grosse Änderungen im Kohlenstoffkreislauf noch grosse Transport- und Ablagerungsänderungen von ^{10}Be bis zur Bohrstelle bei Summit infolge veränderter atmosphärischer Zirkulationsbedingungen stattgefunden

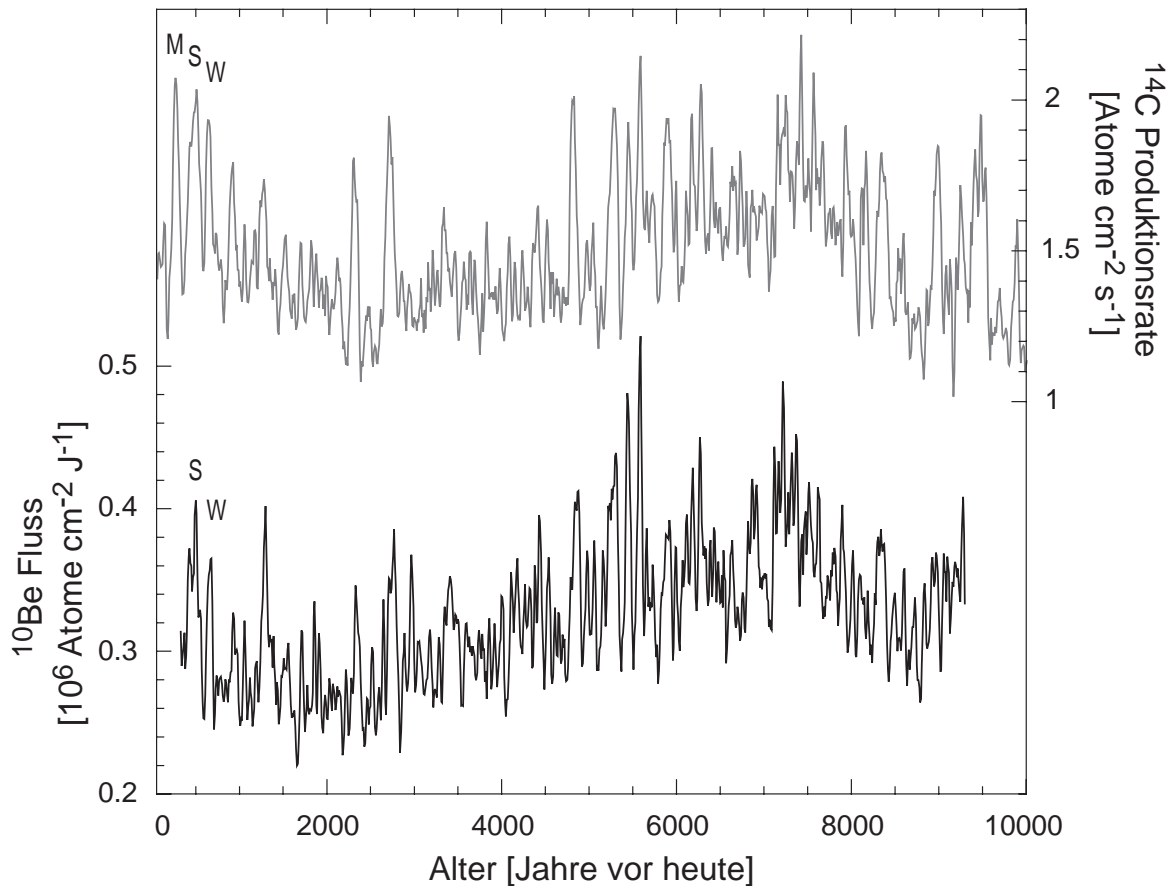


Abbildung 3.4: Der Vergleich zwischen GRIP ^{10}Be -Fluss und ^{14}C -Produktionsrate von Stuiver und Braziunas (1988) im Holozän. Die schwarze Kurve zeigt den ^{10}Be -Fluss, die graue Kurve die ^{14}C -Produktionsrate, welche basierend auf dem gemessenen $\Delta^{14}\text{C}$ und einem Kohlenstoffkreislaufmodell berechnet wurde (siehe Referenzen in Stuiver und Braziunas (1988)). Die beiden Kurven zeigen die laufenden Mittelwerte über 20 Jahre. M: Maunder Minimum, W: Wolf Minimum, S: Spörer Minimum.

den haben. Zudem kann auf eine gute Durchmischung von ^{10}Be geschlossen werden. Die Amplituden der von der Sonne verursachten, kurzzeitigeren Schwankungen in ^{10}Be und ^{14}C stimmten ohne gute Mischung von ^{10}Be nicht so gut überein (siehe Abbildung 3.4). Denn an den Polen ist die solare Modulation der Produktionsrate infolge der schwachen geomagnetischen Modulation maximal. Je geringer deshalb die Durchmischung der Radionuklide in der Atmosphäre, d.h. je grösser der polar produzierte Anteil im abgelagerten ^{10}Be ist, desto stärker sind in diesem die solar bedingten Produktionschwankungen ersichtlich.

3.4.2 Weitere Rückschlüsse auf atmosphärische Prozesse und deren Einfluss auf ^{10}Be des GRIP Eisbohrkerns

Stabile atmosphärische Zirkulationsbedingungen werden auch durch die relativ konstante Akkumulationsrate im Holozän (Johnsen et al., 1995) und die über das Holozän und die letzte Eiszeit unveränderte Niederschlagsquelle für Zentralgrönland in den mittleren Breiten bekräftigt. Letzteres beruht auf dem Ergebnis von Deuterium-Exzessmessungen (siehe Kapitel 4.2) in Grönland (Johnsen et al., 1989) und dem Nachweis

von Staubpartikeln aus Europa und Nordamerika im nur 30 km vom GRIP Eisbohrkern entfernten GISP2-Eisbohrkern (Mayewski et al., 1997). Darüberhinaus kann daraus geschlossen werden, dass der Niederschlag über Grönland aus diesen von den mittleren Breitengraden stammenden Luftmassen einen Mittelwert der ^{10}Be -Produktionsrate aus mehreren geographischen Breitengraden auswäscht.

Konstante Transportverhältnisse und eine gut durchmischte Atmosphäre bezüglich ^{10}Be bezeugen ebenfalls die Geomagnetfeldrekonstruktionen von Wagner et al. (2000) und Muscheler et al. (2005a) während der klimatisch weit instabileren Eiszeit und während des Holozäns, die sehr gut mit magnetischen Remanenzmessungen aus Sedimentkernen und archäomagnetischen Messungen übereinstimmen. Die Rekonstruktionen basieren auf den langfristigen Änderungen (über 3000 Jahre) im Fluss der Radionuklide des GRIP Eisbohrkerns. Ohne gute Mischung reflektierte ^{10}Be aus GRIP infolge geringer geomagnetischer Modulation der Produktionsrate im Polargebiet (senkrechter Feldlinienverlauf) nicht die Intensitätsschwankungen des globalen Dipolfelds. Dass die klimatisch beeinflussten Schwankungen in der ^{10}Be -Konzentration mit der Berechnung des ^{10}Be -Flusses berücksichtigt sind, zeigt Abbildung 3.3 in der Nichtexistenz einer Korrelation zwischen ^{10}Be -Fluss und $\delta^{18}\text{O}$.

3.5 Zusammenfassung der Einflüsse auf die Konzentration von ^{10}Be im Eis und der Interpretation von ^{10}Be aus dem GRIP Eisbohrkern

Die im Archiv Eis gemessene Konzentration der Radionuklide ^{10}Be und ^{36}Cl hängt von diversen zeitlich variablen Einflussgrößen ab, siehe Abbildung 3.1. Je stärker das magnetische Dipolfeld der Erde sowie je aktiver die Sonne, desto weniger galaktische kosmische Strahlung dringt in die Erdatmosphäre ein und produziert kosmogene Radionuklide. Von der atmosphärischen Zirkulation ist der Transport der Radionuklide, von der Niederschlagsrate die Auswaschung aus der Atmosphäre aber auch die nachfolgende Verdünnung oder Aufkonzentration im Archiv abhängig. Entsprechend der elementeigenen Halbwertszeit zerfallen die Radionuklide, so dass ihre Konzentration im Eis mit der Zeit abnimmt. Die gemessene Konzentration der Radionuklide trägt somit schlussendlich drei nicht konstante Signale in sich:

- ein Produktions-
- ein Klima- bzw. ein System-
- und ein Zeitsignal.

Dessen muss man sich bei der Interpretation von auf der Erde gemessenen Radionuklidkonzentrationen bewusst sein.

Durch Vergleich von ^{10}Be und ^{36}Cl mit ^{14}C , welches ein identisches Produktions-, jedoch ein völlig anderes geochemisches Verhalten aufzeigt, können Produktions- und Systemsignal voneinander getrennt werden. Dies gibt einen Aufschluss über vergangene Produktions- und Klima- bzw. atmosphärische Zirkulations- sowie Kohlenstoffkreislaufänderungen.

Solange die atmosphärischen Prozesse, welche auf ^{10}Be nach seiner Produktion einwirken, nicht verstanden sind, sind es die in Kapitel 3.4 genannten Indizien auf welche sich die Interpretation von ^{10}Be aus dem GRIP Eisbohrkern stützt. Diese rechtfertigen eine erste Annahme, dass der ^{10}Be -Fluss nach Summit proportional zu der mittleren globalen ^{10}Be -Produktionsrate ist. Infolge der relativ stabilen Akkumulationsrate im Holozän stimmt mit einer Ausnahme um 8200 Jahre vor heute (Muscheler et al., 2004a) der ^{10}Be -Fluss gut mit der ^{10}Be -Konzentration überein, so dass im Holozän diese Proportionalität auch zwischen ^{10}Be -Konzentration und ^{10}Be -Produktionsrate gilt.

Konstante atmosphärische Transport- und Ablagerungsprozesse und eine gute Mischung von ^{10}Be in der Atmosphäre sind jedoch umstritten. Zum einen werden lokale klimatische Effekte auf die ^{10}Be -Ablagerung vermutet (Lal, 1987). Andererseits wird eine gute Mischung angezweifelt und ein überdurchschnittlicher Anteil an in hohen Breiten produziertem ^{10}Be in den polaren Eisschilden erwartet und damit infolge der breitenabhängigen Produktion die Reflexion eines mittleren globalen Produktionssignal durch ^{10}Be aus dem GRIP Eisbohrkern in Frage gestellt (Steig et al. (1996), Bard et al. (1997), McCracken (2004)). Erforderlich sind ausführliche Untersuchungen der Systemeffekte, denn nur detaillierte Kenntnisse der auf ^{10}Be nach seiner Produktion einwirkenden Prozesse werden über diese Unstimmigkeiten Klarheit schaffen. Solange stützt sich die ^{10}Be -Analyse des GRIP Eisbohrkerns auf obige Begründungen für die Proportionalitätssetzung zwischen gemessenem ^{10}Be -Fluss und ^{10}Be -Produktionsrate.

Eine auf gut fundierten Annahmen und Indizien beruhende Proportionalitätssetzung zwischen gemessenem ^{10}Be -Fluss des GRIP Eisbohrkerns und ^{10}Be -Produktionsrate ist eine zwingende Voraussetzung für die Nutzung von ^{10}Be als Proxy für die vergangene Sonnenaktivität (siehe Kapitel 5). Der Proxy für einen Klimafaktor darf selber nicht vom Klima beeinflusst sein. Dies würde fälschlicherweise eine Interpretation eines Klimasignals (also einer *Reaktion* auf einen Klimafaktor) als Klimafaktor bedingen. Wird deshalb anhand kosmogener Radionuklide die Sonnenaktivität rekonstruiert, muss zuvor sichergestellt werden, dass klimatische Einflüsse auf die Radionuklide mittels gut fundierten Annahmen ausgeschlossen und die Radionuklide als reines Produktionssignal interpretiert werden können. Auf diesem setzt dann die Rekonstruktion der Sonnenaktivität, unter Berücksichtigung des zusätzlichen Geomagnetfeldeinflusses auf die Produktion, an.

Im Zusammenhang mit der Rekonstruktion der Sonnenaktivität wird in dieser Arbeit näher auf den Grad der Mischung von ^{10}Be in der Atmosphäre bzw. im GRIP ^{10}Be -Fluss eingegangen. Dabei wird etwas von der Annahme, dass der ^{10}Be -Fluss die mittlere globale Produktionsrate widerspiegelt, abgerückt. Doch auch diese Untersuchungen bezeugen, dass ^{10}Be , wenn nicht vollständig, so doch sehr gut in der Atmosphäre gemischt ist. Die Unterschiede im Langzeittrend der Radionuklide ^{10}Be und ^{14}C schliessen leichte langfristige ^{10}Be - und/oder ^{14}C -Systemänderungen jedoch nicht aus (in der Grössenordnung von 10%). Änderungen im Transportverhalten und im Ablagerungsprozess verändern die Beziehung zwischen ^{10}Be -Fluss und ^{10}Be -Produktionsrate, umso stärker, je schlechter ^{10}Be in der Atmosphäre gemischt ist. Bis zu der Klärung des Langzeittrends ist deshalb die Proportionalität zwischen ^{10}Be -Fluss und ^{10}Be -Produktionsrate auf diesen Zeitskalen nicht gegeben und ^{10}Be -Analysen auf längeren Zeitskalen müssen mit Vorsicht interpretiert werden. Entsprechend gilt dies für Aussagen basierend auf dem Langzeittrend von ^{14}C . Aus einer Rekonstruktion der Sonnenflecken aus ^{14}C über die letzten 11'400 Jahren schliessen Solanki et al. (2004) etwa, dass

die Sonne seit 1940 eine so hohe Aktivität aufweist wie nie zuvor, geschweige denn über eine vergleichbar lange Dauer, in den letzten 8000 Jahren. Dies könnte sich mit verbesserten Radionuklidaten, d.h. neuen Erkenntnissen über die Systemprozesse, nicht mehr bestätigen lassen (siehe dazu Kapitel 5).

Kapitel 4

Das Archiv Eis und die Datenerhebung der kosmogenen Radionuklide ^{10}Be und ^{36}Cl

Die ^{10}Be -Daten, auf welche sich diese Arbeit stützt, werden aus dem grönländischen Eisschild gewonnen. In diesem Kapitel wird zunächst das Archiv Eis vorgestellt, welches für die Klimaforschung allgemein von grosser Bedeutung ist. Es werden dabei insbesondere die Rekonstruktion der jährlichen Schneeakkumulationsrate, welche das Archiv aufbaut, und die Datierung des Eises besprochen. Dann wird der GRIP Eisbohrkern beschrieben und werden kurz einige der zahlreichen an diesem Kern gemessenen Parameter aufgezählt.

Anschliessend wird auf die Datenerhebung der Radionuklide ^{10}Be und ^{36}Cl dieses Eisbohrkerns eingegangen. Die Aufbereitung und Messung von Radionukliden im Eis ist sehr zeitaufwändig. Nach rund 10 Jahren sind sie nun an diesem Eisbohrkern beinahe abgeschlossen. Im Laufe der vorliegenden Arbeit wurden ^{10}Be und ^{36}Cl der letzten Eisproben des Holozäns aufbereitet und gemessen, so dass diese sich auf einen beinahe vollständigen ^{10}Be -Datensatz des Holozäns stützen kann. Dies im Gegensatz zu den Dissertationen von Baumgartner (1995), Wagner (1998) und Muscheler (2000), welche v.a. die älteren ^{10}Be - und ^{36}Cl -Daten dieses Eisbohrkerns analysierten. Die ^{36}Cl -Messresultate werden in dieser Arbeit nicht verwendet. Es werden daher nur die Messresultate des ^{10}Be -Datensatzes, der Vollständigkeit halber des ganzen Eisbohrkerns, besprochen.

Im Verlaufe der langjährigen Messperiode konnte die Probenaufbereitung als auch ihre Messung optimiert werden. Eine neue Methode der ^{10}Be -Aufbereitung ist während der Zeit dieser Doktorarbeit getestet worden. Diese erlaubt es, die Analyse der Eisproben einfacher und effizienter durchzuführen und erzielt bessere Messresultate. Sie wird im letzten Teil dieses Kapitels vorgestellt. Infolge der Vorzüge, welche diese Umstellung mit sich bringt, sind im Rahmen dieser Doktorarbeit Experimente mit dem langfristigen Ziel, die erforderliche Menge Eis für eine messbare Probe zu verkleinern, durchgeführt worden. Deren Resultate werden im Anschluss diskutiert.

4.1 Das Archiv Eis

Gletscher und Eisschilde zeichnen sich als Klimaarchiv in der Paläoklimaforschung dadurch aus, dass in ihnen einerseits für Klimaänderungen verantwortliche Parameter

archiviert sind (Treibhausgase, Vulkanasche, Aerosole, Staubgehalt der Atmosphäre sowie Sonneneinstrahlungsverhältnisse), sie aber andererseits, da selber vom Klima abhängig, auch die Reaktionen des Klimas speichern (Temperatur, Niederschlagsrate, Windverhältnisse). Die Informationen sind im Eis selbst, in den vom Eis eingeschlossenen Luftblasen und in der Eisausdehnung enthalten.

Hinzu kommt, dass in einem so mächtigen Eisschild wie dem grönländischen oder im antarktischen Eispanzer sehr viel Zeit gespeichert ist. Die aus der jährlichen Schneekakkumulation gebildeten Jahreseisschichten werden im Laufe der Zeit infolge des Eisfließens und durch den Druck neuer Jahreseisschichten ausgedünnt. Daher können aus diesem Archiv in relativ geringer vertikaler Ausdehnung Informationen über einen sehr langen Zeitraum, mehrere hunderttausend Jahre, gewonnen werden. Dies allerdings mit dem Nachteil, dass immer mehr Zeit in immer dünneren Schichten enthalten ist (siehe Abbildung 4.1) und damit die zeitliche Auflösung für Eisanalysen mit zunehmender Tiefe gegen das Felsbett hin bzw. mit zunehmendem Alter des Eises immer schlechter wird.

Wie viel Zeit im Archiv Eis steckt, ist von der vergangenen Niederschlags- bzw. der Schneekakkumulationsrate abhängig. Eine Rekonstruktion der vergangenen Akkumulationsrate ist denn auch erforderlich, um das Archiv Eis in grösserer Tiefe zu datieren,

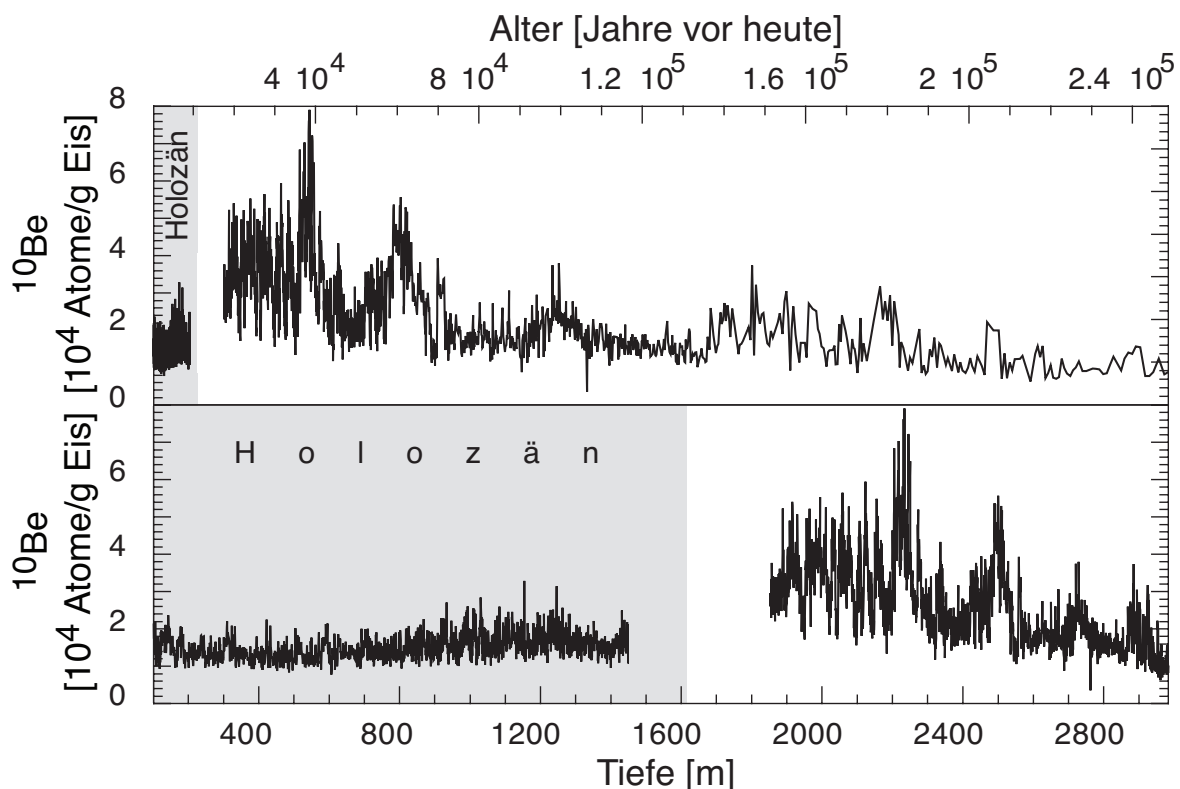


Abbildung 4.1: Tiefe-Altersbeziehung des GRIP Eisbohrkerns (Johnsen et al., 1997): ^{10}Be -Konzentration des GRIP Eisbohrkerns als Funktion des Alters (oben) und der Tiefe (unten). Das Holozän, die letzten 11'500 Jahre (hellgrau unterlegt) deckt beinahe die ganze obere Hälfte des Eisbohrkerns ab. In der zweiten, unteren Hälfte des Eisbohrkerns stecken hingegen mehr als 200'000 Jahre. Dies illustriert die Tiefe-Altersbeziehung der Eisschilde, welche durch die zunehmende Ausdünnung der Eisschichten mit zunehmender Tiefe stark nicht-linear ist. Aus dem Übergangsbereich Holozän/Eiszeit war bisher kein Eis für Radionuklidmessungen erhältlich.

wo die einzelnen Jahreseisschichten nicht mehr erkennbar sind und daher nicht abgezählt werden können (siehe Abschnitt 4.1.2). Im nächsten Abschnitt wird auf das breite Interesse an einer möglichst exakten Rekonstruktion der Akkumulationsrate der polaren Gebiete eingegangen. Im Anschluss daran werden die Rekonstruktion der Akkumulationsrate und die Datierung des Eisarchivs, u.a. unter Verwendung dieser Akkumulationsrate, erläutert.

4.1.1 Die Akkumulationsrate

Die Niederschlagsrate ist eine sehr wichtige Grösse im Klimasystem, insbesondere im Hinblick auf die Auswirkungen einer globalen Klimaveränderung. Änderungen im Niederschlagshaushalt bewirken einschneidende Veränderungen in einer Region und für deren Einwohner. Trinkwasserversorgung, Landwirtschaft und Energiegewinnung durch Wasserkraft, allesamt die Lebensgrundlage des Menschen beeinflussend, sind vom Wasserhaushalt abhängig und äusserst sensibel auf Änderungen desselben. Im Vergleich dazu stellt die Anpassung an sich verändernde Temperaturen eine weniger grosse Herausforderung für den Menschen dar, und das Mass an Hitze und Kälte, welches ertragen werden kann, wird überdies von der Verfügbarkeit an Wasser entscheidend mitbeeinflusst. Dürre und Ueberschwemmungen, die beiden Extremereignisse eines sehr dynamischen Wasserkreislaufs, ziehen beide verherende Folgen für die Vegetation und die Besiedlung der betroffenen Gebiete mit sich. Riesige Völkerwanderungen wurden von solchen Katastrophen ausgelöst und sind auch in Zukunft zu erwarten, wenn ehemals fruchtbares Land unbewohnbar wird, es an Trinkwasser mangelt. Die Entwicklung und Ausbreitung reicher Kulturvölker wie jenes der Maya geht einher mit der Verfügbarkeit an Wasser, und der Untergang dieser indianischen Hochkultur kann vermutlich einer Zunahme extremer Dürreperioden angelastet werden (Hodell et al. (2001), Haug et al. (2003)). Entsprechend katastrophale Folgen für Bewohner tiefliegender Küstenstriche (z.B. in Tuvalu (Inselstaat im Pazifik) oder in Bangladesch) hätte ein zukünftiger Anstieg des Meeresspiegels als Folge der abschmelzenden Gebirgsgletscher und der thermischen Expansion des Wassers infolge globaler Erwärmung.

In Anbetracht dessen ist die Reaktion des polaren Wasserhaushalts auf einen globalen Temperaturanstieg von grossem Interesse. Denn diese wirkt sich über Meeresspiegelschwankungen und die grossräumige atmosphärische Zirkulation, welche von der Mächtigkeit der polaren Eiskappe beeinflusst wird, auf alle geographischen Breiten aus. Ein Massenzuwachs der polaren Eisschilde infolge gestiegenem Feuchtigkeitsangebot bei erhöhter Temperatur könnte denn den befürchteten Meeresspiegelanstieg auch abschwächen oder gar ausgleichen. Infolge der sehr tiefen Temperaturen im Landesinnern von Grönland und der Antarktis liegen die dort zu erwartenden Temperaturänderungen weit unterhalb des Gefrierpunkts von Wasser. Allerdings sind die Randzonen Grönlands und möglicherweise auch der West-Antarktis durch einen Temperaturanstieg gefährdet. Eine Erwärmung dieser Randzonen, eventuell zusammen mit einem ansteigenden Meeresspiegel, könnte zu einer Destabilisierung und so zum Verschwinden des gesamten grönländischen Eisschildes und der West-Antarktis führen.

Aus diesen Gründen ist die Kenntnis der Abhängigkeit der Niederschlagsrate an den Polen von den klimatischen Bedingungen sehr wichtig. Deren grosse Eisschilde sind zudem der einzige Ort auf der Erde, wo Informationen über vergangene Niederschlagsra-

ten langfristig gespeichert sind. Die Rekonstruktion der polaren Paläoniederschlagsrate über verschiedenste vergangene Klimaphasen hinweg gewährt einen aufschlussreichen Einblick in den Zusammenhang zwischen Temperatur- bzw. Klimaänderung und Niederschlagsänderung an den Polen. Durch den Einbezug der Reaktion der polaren Eisschilde auf eine Klimaerwärmung kann das globale Ausmass eines sich verändernden Wasserkreislaufs infolge zunehmender Temperaturen besser eingeschätzt werden.

Weiter bildet die vergangene Akkumulationsrate eine wichtige Datierungsgrundlage des Eisarchivs (siehe Abschnitt 4.1.2). Zudem dient die Kenntnis der Akkumulationsrate der Entwicklung und der Überprüfung von Modellen, die das Eisfliessen mathematisch beschreiben. Bei bekannter Akkumulationsrate können diese Eisflussmodelle, welche die Ausdünnung der Eisschichten mit zunehmender Tiefe simulieren, dort kalibriert werden, wo die Dicke der einzelnen Jahreslagen noch messbar sind. Dadurch verbesserte Eisflussmodelle wiederum erhöhen die Datierungsgenauigkeit in grösserer Tiefe, wo die Datierung alleine über Zeitmarker und die rekonstruierte Akkumulationsrate zusammen mit einem Eisflussmodell möglich ist. Die Akkumulationsrate wird weiter auch für die Interpretation der Radionuklidkonzentrationen benötigt, um deren Fluss aus der gemessenen Konzentration zu bestimmen (siehe Abschnitte 3.3.1 und 4.4.2).

Rekonstruktion der Akkumulationsrate nach Johnsen et al. (1995)

Es gibt verschiedene Möglichkeiten, die Akkumulationsrate der Vergangenheit zu rekonstruieren. Johnsen et al. (1995) haben die Akkumulationsrate im GRIP Eisbohrkern mittels Zählen von Jahresschichten, einem Eisflussmodell und dem Isotopenverhältnis $\delta^{18}\text{O}$, einem Temperaturindikator (siehe Abschnitt 4.1.2), rekonstruiert. Sie ist die im Internet¹ veröffentlichte Akkumulationsrate für den GRIP Eisbohrkern und wird in dieser Arbeit zur Berechnung der Radionuklidflüsse verwendet.

Die Rekonstruktion basiert auf Messungen von erkennbaren Jahreseisschichtdicken bis 14'500 Jahre vor heute. Je älter diese sind, umso dünner werden sie durch das Gewicht darüberliegender jüngerer Eisschichten und durch das Eisfliessen, wodurch sie immer schwieriger zu unterscheiden sind. Diese Ausdünnung der Jahreslagen mit zunehmender Tiefe im Eisbohrkern wird mittels einem Eisflussmodell (Dansgaard und Johnsen (1969), Johnsen und Dansgaard (1992)) berücksichtigt. Zusätzlich wird $\delta^{18}\text{O}$ jeder Jahresschicht gemessen. Diese beiden Grössen, die um die Ausdünnung korrigierte, ursprüngliche Dicke einer Jahresschicht und das Temperatursignal $\delta^{18}\text{O}$, werden miteinander in eine empirische Beziehung gesetzt:

$$Akk = 23 \cdot e^{-10.09 - 0.653 \cdot \delta^{18}\text{O} - 0.01042 \cdot (\delta^{18}\text{O})^2} \text{ cm/Jahr.} \quad (4.1)$$

Diese Beziehung wird auf die gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Daten des restlichen Kerns, dessen Jahresschichten nicht mehr unterschieden werden können, extrapoliert.

Diese rein empirische Akkumulationsratenrekonstruktion wird für die letzten 60'000 Jahre dadurch bestätigt, dass die Korrelation von $\delta^{18}\text{O}$ (Klimasignal) mit ^{10}Be und ^{36}Cl verschwindet, wenn aus deren Konzentrationen die Flüsse mittels dieser Akkumulationsrate berechnet werden (siehe ausführlicher dazu Abschnitte 3.3.1 mit Abbil-

¹The Greenland Summit Ice Cores CD-ROM. 1997. Erhältlich vom 'National Snow and Ice Data Center', Universität Colorado, Boulder, und des 'World Data Center-A for Paleoclimatology, National Geophysical Data Center', Boulder, Colorado

dung 3.3 und Abschnitt 4.4.2). Wären die Klimaereignisse, die bei hoher Akkumulationsrate infolge Verdünnung zu tiefen Radionuklidkonzentrationen führen und umgekehrt, in der Flussgrösse noch immer sichtbar, müsste die Richtigkeit der verwendeten Akkumulationsrate in Frage gestellt werden. In diesem Zusammenhang sind die guten Paläomagnetfeldrekonstruktionen, auf dem Fluss der Radionuklide und daher auf dieser Akkumulationsrate beruhend (Wagner (1998), Wagner et al. (2000), Muscheler et al. (2005a)), eine weitere Bestätigung. Ebenfalls fällt eine unabhängige Akkumulationsratenrekonstruktion mittels Radionukliden (Wagner (1998), Wagner et al. (2001b)) sehr ähnlich aus. Schlussendlich spricht für die Genauigkeit dieser Akkumulationsrate, dass im Datensatz der Radionuklide, datiert basierend auf dieser Akkumulationsrate, Frequenzen bekannter solarer Zyklen (205- und 2290-Jahreszyklus, Wagner (1998), Wagner et al. (2001a)) gefunden werden (siehe Kapitel 2). Eine falsche Akkumulationsrate würde eine falsche Datierung und somit andere Zyklenlängen nachsichziehen. Trotzdem hat diese Akkumulationsratenberechnung ihre Schwächen. Die Datenbasis für die Beziehung von Akkumulationsrate und Temperatur bzw. $\delta^{18}\text{O}$ umfasst nur die letzten 14'500 Jahre. Diese empirisch bestimmte Beziehung wird aber in der ungesicherten Annahme, dass diese konstant bleibt, auf den ganzen Kern (einige 100'000 Jahre) übertragen - ungeachtet der Kalt- und Warmzeiten. Weiter wird vorausgesetzt, dass die Niederschlagsrate alleine von der Temperatur bzw. $\delta^{18}\text{O}$ abhängt. Nicht berücksichtigt wird, dass sich die Niederschlagsrate auch infolge Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation verändern kann. Für den Zeitabschnitt älter als 60'000 Jahre vor heute gibt es denn auch Hinweise, dass die Akkumulationsrate von Johnsen et al. (1995) nicht mehr korrekt ist (Wagner, 1998).

4.1.2 Die Datierung

Eine genaue Datierung von Klimaarchiven ist für die Analyse von Klimaparametern Bedingung, denn sie ist massgebend für die Aussagekraft ihrer Resultate. Nur eine exakte Datierung erlaubt, vergangene Klimaänderungen zeitlich richtig zu erfassen und durch Vergleich verschiedenorts lokalisierter Archive die Phasenbeziehung der Klimaschwankungen untereinander zu klären sowie zwischen globalen und regionalen Klimaereignissen zu unterscheiden. Ebenso unerlässlich ist sie für Frequenzanalysen von Klimadatensätzen. Vorhandene Frequenzen in einem Datensatz können nur bei genauer Zeitskala richtig bestimmt und auf ihre Ursachen hin erforscht werden.

Die Datierungsmethoden von Eisbohrkernen sind vielfältig. Deutlich unterscheidbare Jahresschichten können abgezählt, Referenzhorizonte bekannten Ereignissen wie Vulkanausbrüchen (Asche, Schwefelsäure) oder oberirdischen Bombentests (^3H , ^{36}Cl) zugeordnet und stratigraphische Merkmale mit solchen aus anderen Klimaarchiven korreliert werden.

Die Unterscheidung von Jahresschichten ermöglichen saisonale Schwankungen bestimmter Parameter. Das Isotopenverhältnis $\delta^{18}\text{O}$ (siehe Fussnote²), z.B., ist wegen des tem-

²Die Schreibweise $\delta^{18}\text{O}$ wird verwendet, um die relative Abweichung des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses zu einem definierten Standardverhältnis ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis im Ozean, SMOW (Standard Mean Ocean Water)) darzustellen:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{Probe}} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{Standard}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{Standard}}} \cdot 1000 \text{ [‰]}$$

peraturabhängigen Fraktionierungseffekts bei der Kondensation des Wasserdampfs infolge tieferem Dampfdruck von H_2^{18}O als H_2^{16}O stärker negativ im Winter. Ebenfalls zeigen Mikropartikel wie Staub, deren Konzentration im Frühling infolge grösserer Windgeschwindigkeiten erhöht ist, oder stratigraphische Merkmale im Eis (Schmelzformen (blasenarme bis -freie Eislinsen) im Sommer, Tiefenreif im Herbst) jahreszeitliche Schwankungen. Das Zählen der Jahresschichten ist, wo die Jahreslagen deutlich erkennbar sind, eine zwar aufwändige, aber dafür sehr genaue Datierungsmethode. Dass alle Jahreslagen klar erkennbar sind, trifft in Realität jedoch nie zu. Insbesondere bei kleinen Akkumulationsraten wie z.B. während Kaltphasen in Eiszeiten sind sie sehr dünn. Überdies kann die Abfolge bei starker Winderosion gestört sein, dafür gefährdet sind v.a. der antarktische Eisschild und Hochgebirgsgletscher. Infolge allgemeiner Ausdünnung der Jahresschichten mit zunehmender Tiefe und Diffusionsprozesse im Falle von $\delta^{18}\text{O}$ eignet sich diese Datierungsmethode generell nur für relativ junges Eis.

In grossen Tiefen, wo die einzelnen Jahresschichten nicht mehr aufgelöst werden können, ist die Datierung des Eises auf theoretische Eisflussmodelle angewiesen. Johnsen et al. (1997) datierten den GRIP Eisbohrkern aus der rekonstruierten Akkumulationsrate (Johnsen et al., 1995), wobei sie die Ausdünnung der Eisschichten infolge Überlast und Eisfliessen mittels einem Eisflussmodell (Dansgaard und Johnsen (1969), Johnsen und Dansgaard (1992)) korrigierten. Diese Zeitskala ist im Internet veröffentlicht (ss09)³ und wird in dieser Arbeit verwendet.

Eine weitere Datierungsmöglichkeit bieten die Radionuklide ^{10}Be und ^{36}Cl über ihr Verhältnis, da sie unterschiedliche Zerfallsraten aufweisen (^{10}Be : $1.51 \cdot 10^6$ Jahre, ^{36}Cl : 301'000 Jahre) (Wagner, 1998). Wenn eine Ausgasung von ^{36}Cl aus dem Eis ausgeschlossen werden kann (siehe Kapitel 4.3), ist das $^{36}\text{Cl}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnis nur vom atmosphärischen Transport und dem Alter abhängig. Damit das $^{36}\text{Cl}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnis alleine eine Funktion des Alters ist, müssen gleiche Transportprozesse für beide Radionuklide vorausgesetzt werden können. Diese Datierungsmethode ist besonders für sehr altes Eis geeignet, da einerseits das Verhältnis $^{36}\text{Cl}/^{10}\text{Be}$ mit einer scheinbaren Halbwertszeit von $3.75 \cdot 10^5$ Jahren abnimmt und sie andererseits unabhängig ist von Eisflussmodell und Akkumulationsratenrekonstruktion und damit von deren Unsicherheiten. Wagner (1998) zeigte jedoch auf, dass diese Datierungsmethode für den GRIP Eisbohrkern nur beschränkt anwendbar ist, was auf das Ausgasen von ^{36}Cl zurückzuführen ist. Ein starkes Ausgasen von ^{36}Cl führt ebenfalls in der Antarktis dazu, dass diese Datierungsmethode nicht, oder nur selektiv angewendet werden kann (Delmas et al., 2004). Auf das Ausgasen von ^{36}Cl wird in Kapitel 4.3 eingegangen.

Überdies ist in den Radionukliddaten rund 40'000 Jahre vor heute ein markanter Peak auszumachen. Dieser ist die Folge erhöhter Intensität galaktischer kosmischer Strahlung in der Erdatmosphäre aufgrund eines während rund 3000 Jahren sehr schwachen geomagnetischen Dipolfelds (rund 10 % des heutigen Wertes), des sogenannten Laschamp-Ereignisses (Wagner et al., 2000). Dieser Produktionspeak infolge reduziertem geomagnetischen Schutzschild wird folglich in allen entsprechend weit zurückreichenden Radionukliddatensätzen gefunden und ist, auch wenn das exakte Alter des Laschamp-Ereignisses noch nicht ganz genau bekannt ist, ein wichtiger alter (relativer) Zeitmarker.

³The Greenland Summit Ice Cores CD-ROM. 1997. Erhältlich vom 'National Snow and Ice Data Center', Universität Colorado, Boulder, und des 'World Data Center-A for Paleoclimatology, National Geophysical Data Center', Boulder, Colorado

4.2 Der GRIP Eisbohrkern

Auf dem grönländischen Eisschild wurde an seiner höchsten Stelle, auf Summit (3238 m ü. M., 72.58° N, 37.64° W), in den Jahren 1990–1992 im Rahmen des GRIP-Projekts (Greenland Icecore Project) ein 3029 m langer Kern gebohrt. An ihm wurden und werden noch immer mehrere Parameter gemessen, welche Aufschlüsse über das vergangene Klima liefern. Der Eisbohrkern wurde von Johnsen et al. (1997) auf rund 250'000 Jahre datiert. Doch der Vergleich mit dem GISP2 Eisbohrkern (ein amerikanisches Bohrprojekt, ebenfalls auf Summit) deckte auf, dass der unterste Teil mindestens in einem dieser beiden Bohrkerne durch Eisfaltung nahe des Felsbetts gestört sein muss. Daher können beide Eisbohrkerne nur bis rund 100'000 Jahre zurück verlässlich datiert werden, und Klimainformationen aus dem unteren Teil der Kerne sind entsprechend unsicherer. Den Grönländischen Eisbohrkernen GRIP und GISP2 widmet sich eine Spezialausgabe des *Journal of Geophysical Research* (1997).

Aus dem GRIP Eisbohrkern stammen die im Verlaufe der vorliegenden Arbeit gemessenen kosmogenen Radionuklide ^{10}Be und ^{36}Cl . Weitere Parameter, welche am GRIP Eisbohrkern gemessen wurden, sind u.a. die stabilen Isotopenverhältnisse $\delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard et al. (1993), Johnsen et al. (1995), Johnsen et al. (1997)) und δD (Hoffmann et al., 2001) bzw. d_{ex} der H_2O -Moleküle⁴. Sie liefern Informationen über Temperaturen, Niederschläge, Eisvolumina, atmosphärische Zirkulationsmuster und Quellgebiete des Niederschlags. Elektrische Leitfähigkeitsmessungen (Taylor et al. (1993a), Taylor et al. (1993b), Wolff et al. (1997)) liefern Informationen über den Staubgehalt und die chemischen Substanzen im Eis. Die Staubkonzentrationen und -größen (Davidson et al. (1985), Greenland Ice-core (GRIP) Members (1993), Maggi (1997), Steffensen (1997)) widerspiegeln die Verbreitung von vegetationslosen Trockengebieten und die Intensität der atmosphärischen Zirkulation. Meersalze wie Na und Cl (Mayewski et al., 1994) zeigen die Distanz zum offenen Meer an. Messungen der im Eis eingeschlossenen Luft geben Auskunft über die Veränderung in der Zusammensetzung der Atmosphäre. Die Analyse von Treibhausgaskonzentrationen wie CO_2 (Stauffer et al., 1998) und CH_4 (Chappellaz et al. (1993), Blunier et al. (1995)) dienen der Untersuchung des anthropogenen Einflusses auf das Klimasystem. Aus Vulkanaschen und Sulphatkonzentrationen können Vulkanausbrüche (Clausen et al. (1997), Zielinski et al. (1997)) und deren Intensität ermittelt werden.

4.3 ^{10}Be und ^{36}Cl des GRIP Eisbohrkerns

Voraussetzung für die Verwendung kosmogener Radionuklide als natürliche Tracer zur Untersuchung geophysikalischer Prozesse unseres Umweltsystems ist die richtige Interpretation ihrer Messresultate. Quelle als auch Senke von ^{10}Be und ^{36}Cl müssen genau bekannt sein.

Hauptquelle und -senke von ^{10}Be und ^{36}Cl sind die bekannte kosmogene Produktion durch das Auftreffen kosmischer Strahlung auf die Atome der Atmosphäre (siehe Kapitel 3.2) und der ebenfalls bekannte radioaktive Zerfall. Es gibt jedoch zusätzliche Quellen und Senken, was zu komplexeren Verhältnissen führen kann. Im Eis wird durch das Auftreffen kosmischer Strahlung auf Sauerstoff des H_2O -Moleküls zusätzliches ^{10}Be

⁴Die Notation für δD (relative Abweichung des D/H-Verhältnisses) lautet entsprechend derjenigen von $\delta^{18}\text{O}$ (siehe Fussnote²), und es gilt die folgende Beziehung: $\delta\text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$
Deuterium excess $d_{\text{ex}} = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$

produziert. Im Vergleich zu der atmosphärischen Produktion ist diese 'in situ' Produktion jedoch unbedeutend und daher vernachlässigbar (Lal et al., 1987). Was jedoch berücksichtigt werden muss, ist eine terrestrische ^{10}Be -Quelle. Dieses 'terrestrische' ^{10}Be wird durch Staub auf den Eisschild eingetragen. Es stammt aus dem Einzugsgebiet der Luftmassen um Grönland, wo es sich an Bodenpartikel angeheftet hat und so nachträglich durch Stürme auf den Eisschild verfrachtet wurde. Dieses wiederaufgewirbelte, 'terrestrische' ^{10}Be muss von dem direkt nach seiner Produktion auf den Eisschild abgelagerten ^{10}Be unterschieden werden, will man die Produktionsrate von ^{10}Be aus der im Eis gemessenen ^{10}Be -Konzentration ermitteln (siehe Abschnitt 4.4.1). Da sich das wasserlösliche Chlor nicht an Staub bindet, muss nicht mit wiederaufgewirbeltem, 'terrestrischen' ^{36}Cl im Eis gerechnet werden. Die oberirdisch durchgeführten Atombombentests Ende der 50'er und Anfang der 60'er Jahre jedoch sind eine zusätzliche anthropogene ^{36}Cl -Quelle, welche zu um Grössenordnungen erhöhten ^{36}Cl -Konzentrationen im Eis geführt haben. Während der Eisbohrung kann durch Kontakt mit diesem Eis auch älteres Eis kontaminiert werden und dadurch einen anthropogen erhöhten ^{36}Cl -Gehalt aufweisen. Darauf deuten im ^{36}Cl -Datensatz des GRIP Eisbohrkerns einige hohe Ausreisser in älterem Eis hin (ebenso in den Eisbohrkernen Dye 3 und Milcent (Lukaszcyk, 1994)). Als zusätzliche ^{36}Cl -Senke muss eine Entgasung von HCl in Betracht gezogen werden. Denn Chlor wird im Eis teilweise als HCl gelöst, weshalb frisch abgelagertes ^{36}Cl über den Firn wieder in die Atmosphäre entweichen kann. Diese Diffusion ist umso geringer, je höher die Akkumulationsrate und geringer die Staubkonzentration ist. Staub neutralisiert den Säuregehalt im Eis, wodurch weniger HCl gebildet wird (Wagnon et al. (1999), Röthlisberger et al. (2003), Delmas et al. (2004)). Die Diffusion stellt daher vor allem ein Problem für die Analyse von ^{36}Cl aus antarktischen Eisbohrkernen dar, da dort die Akkumulationsraten und der Staubgehalt deutlich kleiner als in Grönland sind. Sie ist aber auch im GRIP Eisbohrkern nicht zu vernachlässigen.

4.4 Probenaufbereitung und Messung von ^{10}Be und ^{36}Cl des GRIP Eisbohrkerns

Die Konzentration der Radionuklide ^{10}Be und ^{36}Cl im grönländischen Eisschild ist verschwindend klein. In einem Kilogramm Eis hat es einige 10^7 ^{10}Be - und einige 10^6 ^{36}Cl -Atome. Diese zu erfassen erfordert sehr empfindliche und präzise Messinstrumente, fallen doch auf 1 ^{10}Be -Atom 10^{18} H_2O -Moleküle. Um nur einige Millionen Atome für eine Probe quantitativ aufbereiten zu können, muss zu Beginn der Probenaufbereitung eine bekannte Menge des stabilen Isotops (^9Be und ^{35}Cl) als Carrier beigegeben werden. Durch diese Fixierung des Verhältnisses der radioaktiven zu deren stabilen Isotopen, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ und $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$, können die Konzentrationen unabhängig von den absoluten Mengen bestimmt werden. Den Nachweis der sehr kleinen Isotopenverhältnisse, 10^{-13} und 10^{-14} , ermöglichen Beschleunigermassenspektrometer (BMS), zu englisch 'Accelerator Mass Spectrometer' (AMS) (Kutschera, 1993). Ihre extreme Empfindlichkeit erreichen BMS dadurch, dass sie im Gegensatz zu herkömmlichen Massenspektrometern die Teilchen auf sehr hohe Energien beschleunigen. Dadurch wird der Molekül- und Isobarenuntergrund⁵ sehr stark unterdrückt, was den Nachweis von solch kleinen Verhältnissen erst ermöglicht. Aus dem gemessenen Verhältnis kann, durch Multipli-

⁵Es sind dies die Isobaren ^{10}B und ^{36}S für ^{10}Be und ^{36}Cl .

kation mit der bekannten Anzahl stabiler Carrieratome und anschliessender Division durch das Probengewicht, die Konzentration der Radionuklide pro Gewichtseinheit bestimmt werden.

Die Probenaufbereitung der Radionuklide des GRIP Eisbohrkerns wird an der EAWAG durchgeführt. Darunter fällt die Extrahierung der wenigen Millionen Atome aus einigen 100 g Eis: Schmelzen und Filtern der Eisprobe mit anschliessender Carrierzugabe; Trennung vom Wasser und Gewinnung von BeO und AgCl über Ionentauschersäulen und mittels Chemie (für möglichst vollständige Eliminierung der Isobaren ^{10}B und ^{36}S); Pressen dieser Proben in Kupfertargets für die anschliessende Analyse in der BMS-Anlage. Über Jahre hinweg wurde die Probenaufbereitungsmethode durch ständige Weiterentwicklung optimiert. In den Dissertationen von Lukasczyk (1994), Baumgartner (1995) und Wagner (1998) ist die an der EAWAG bis 2002 durchgeführte Probenaufbereitung ausführlich beschrieben. In Kapitel 4.5 der vorliegenden Arbeit werden die Neuerungen und Vorteile der seit 2002 verwendeten Aufbereitungsmethode für ^{10}Be vorgestellt.

Auf die Messung in der BMS-Anlage wird hier nicht weiter eingegangen. Die BMS-Anlage der ETH Zürich und PSI befindet sich in der ETH Höggerberg in Zürich. Einen Überblick über das Messprinzip der BMS-Anlage findet sich in Suter (1990), Beer (1997) und Synal et al. (1997) sowie in den Dissertationen von Baumgartner (1995) und Wagner (1998).

Der GRIP ^{36}Cl -Datensatz weist infolge der rund 10 mal geringeren Konzentration von ^{36}Cl als von ^{10}Be im Eis eine kleinere zeitliche Auflösung als der ^{10}Be -Datensatz auf. Im Verlaufe dieser Arbeit wurde sowohl ^{10}Be als auch ^{36}Cl des GRIP Eisbohrkerns gemessen. Doch es wird nur der ^{10}Be -Datensatz verwendet, welcher insbesondere im Holozän teils die vierfache Auflösung des ^{36}Cl -Datensatzes hat. Daher werden im folgenden nur die ^{10}Be -Messresultate vorgestellt.

4.4.1 ^{10}Be -Messresultate

^{10}Be aus dem GRIP Eisbohrkern wird an der EAWAG aufbereitet. Gemessen werden die Proben jedoch zur Hälfte in Zürich (ETH Höggerberg/PSI) und in Paris (Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectorométrie de Masse in Orsay). Die Auflösung des ^{10}Be -Datensatzes wurde im Laufe der Jahre von 55 cm auf 27.5 cm verdoppelt. Während des Holozäns beträgt die zeitliche Auflösung 2–7 Jahre im Falle der 55 cm-Eisproben und 1.7–2.5 Jahre im Falle der Eisproben mit der verbesserten Tiefenauflösung (Eisproben aus dem Zeitraum rund 4150–7800 Jahre vor heute).

Abbildung 4.2 zeigt die ^{10}Be -Messresultate des ganzen GRIP Eisbohrkerns. Der ^{10}Be -Datensatz fängt 305 Jahre vor heute an und reicht rund 250'000 Jahre zurück (Johnsen et al., 1997). Der oberste Teil fehlt, wie bei jeder Tiefbohrung, aus bohrtechnischen Gründen. Im Zeitraum zwischen ca. 9300 und 17'400 Jahre vor heute (Übergang Warm- zu Kaltzeit, in 1450–1850 m Tiefe) war bis jetzt kein Eis für Radionuklidmessungen vorgesehen. Die restlichen Lücken werden durch die laufenden Messungen kontinuierlich aufgefüllt⁶. Zur Zeit zählt der totale GRIP Eisbohrkern 3731 ^{10}Be -Daten: 2533 wurden

⁶Die zur Messung in Zürich vorgesehenen ^{10}Be -Proben sind seit 2003 alle gemessen. Im Moment sind 1428 Messresultate von Paris noch ausstehend. Einzellücken (83) hat es, wo auch ausserhalb des

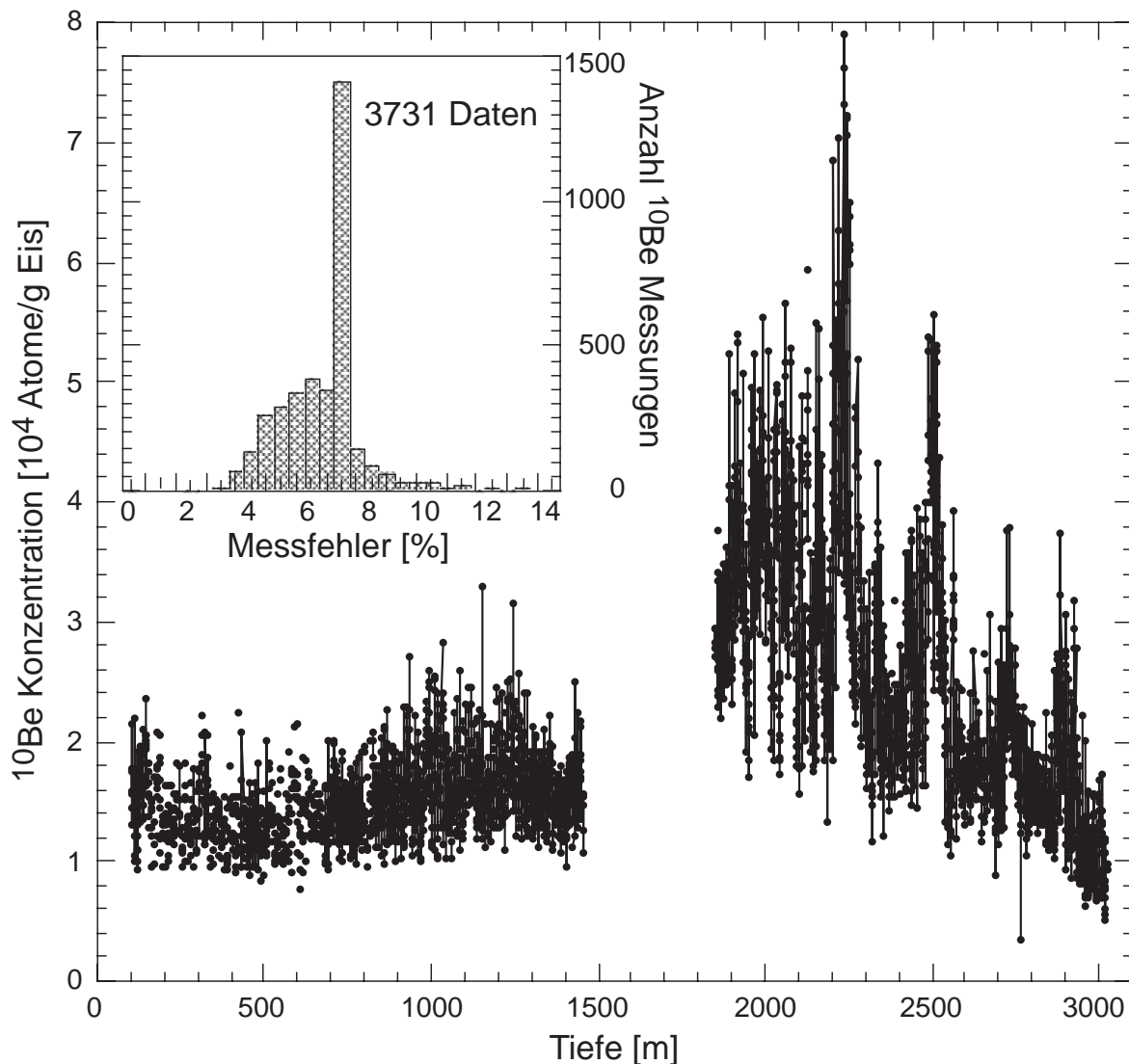


Abbildung 4.2: ^{10}Be -Messresultate: ^{10}Be -Konzentrationen des GRIP Eisbohrkerns in Abhängigkeit der Tiefe und, eingeschoben, die Verteilung ihrer Messfehler. Dargestellt sind alle gemessenen ^{10}Be -Konzentrationen, wobei die Daten der Eiszeit (ab 1850 m Tiefe) in Abhängigkeit der verwendeten Filtergrösse staub- bzw. filterkorrigiert sind (siehe Text). Die Tiefenaufösung zwischen ca. 830–1300 m beträgt 27.5 cm, sonst durchwegs 55 cm. Der ganze Kern deckt rund 250'000 Jahre ab. Die auffallende Datenlücke zwischen Warm- und Kaltzeit in 1450–1850 m Tiefe (9300–17'400 Jahre) stammt daher, dass aus jenem Bereich bisher kein Eis für Radionuklidmessungen zur Verfügung stand. Jede 2. Probe wurde in Zürich bzw. in Paris gemessen. Der auffallende Peak im Messfehler-Histogramm resultiert daher, dass die Proben in Paris durchwegs auf 7% Messfehler gemessen werden.

in Zürich, 1198 in Paris analysiert. Der mittlere Messfehler beträgt 6.1% bei den in Zürich gemessenen Proben. In Paris werden die Proben durchwegs auf 7% Messfehler gemessen. Der Mittelwert des Fehlers aller ^{10}Be -Messungen beträgt 6.4%.

Wegen der sehr grossen Halbwertszeit von ^{10}Be , $1.51 \pm 0.06 \cdot 10^6$ Jahre (Hofmann et al., 1987), wird an den im GRIP Eisbohrkern analysierten ^{10}Be -Daten keine Zerfallskorrektur angebracht.

Warm-Kaltzeitübergangs kein Eis für die Radionuklidmessung erhältlich war.

Das Staub- bzw. Filterproblem

Um die Eisproben von Staubpartikeln und anderen Verunreinigungen zu befreien, wird jede Eisprobe nach dem Schmelzen vor der weiteren Aufbereitung gefiltert. Durch diese Filterung wird jenes nicht direkt abgelagerte, sondern das an den Staubpartikeln anhaftende ‘terrestrische’ ^{10}Be vom übrigen ^{10}Be abgetrennt - allerdings nur, wenn es sich im Eis nicht vom Staub abgelöst hat.

Einige Eisproben wurden direkt anschliessend an die Bohrung noch im Feld aufbereitet. Für ihre Filterung wurde ein Filter mit einer Porengrösse von $45\mu\text{m}$ eingesetzt. Bei den später im Labor der EAWAG aufbereiteten Eisproben sind zu Beginn feinere Filter mit einer Porengrösse von $0.45\mu\text{m}$ verwendet worden. Ein Vergleich dieser ‘Labor’- mit den ‘Feld’proben zeigte einen systematischen Unterschied zwischen ‘Labor’- und ‘Feld’proben aus Eis, das älter als das Holozän ist (Baumgartner, 1995). Untersuchungen ergaben, dass im Eis abgelagertes gelöstes ^{10}Be diffundiert und im Laufe der Zeit im Eis drin an Staubpartikel adsorbiert (Baumgartner et al. (1997), Yiou et al. (1997), Wagner (1998)). Dies bedeutet, dass mit zunehmender Tiefe im Eisbohrkern bzw. zunehmendem Alter des Eises immer mehr auch direkt nach seiner Produktion ins Eis abgelagertes ^{10}Be an Staub adsorbiert ist. Bei älterem Eis muss also bei der Filterung des Staubs auch dieses ^{10}Be , das sich erst mit der Zeit im Eis drin an den Staub angeheftet hat, fälschlicherweise mitabgetrennt worden sein. Deshalb ist bei den alten ‘Labor’proben durch den feinen Filter zu viel ^{10}Be von der Eisprobe entfernt worden, was den beobachteten systematischen Unterschied zu den ‘Feld’proben erklärt. Diese Erkenntnis bewirkte eine Umstellung im Labor auf gröbere Filter, so dass in der Folge die ‘Labor’proben mit den gleichen Filtern wie die ‘Feld’proben aufbereitet wurden. Um den Verlust des weggefilterten ^{10}Be der schon aufbereiteten Eisproben zu korrigieren, wurden nachträglich einige Filter untersucht und deren ^{10}Be -Gehalt gemessen. In Baumgartner et al. (1997) und Yiou et al. (1997) wird dieser zeit- und staubkonzentrationsabhängige Verlust im Holozän-Eis mit weniger als 5 %, in bis zu 100'000 jährigem Eis mit durchschnittlich 20 %, in noch älterem Eis mit bis zu 50 % beziffert.

Die ^{10}Be -Messresultate der mit feinen Filtern aufbereiteten Eisproben, welche älter als das Holozän sind, müssen entsprechend korrigiert werden. Das Anbringen eines konstanten Korrekturfaktors bis zu 100'000 jährigen Eis wird durch den Vergleich mit dem ^{10}Be -Datensatz von GISP2 legitimiert, bei welchem alle Filter gemessen und damit individuelle Korrekturen angebracht wurden (Finkel und Nishiizumi, 1997).

Dass im Holozän-Eis praktisch kein direkt nach seiner Produktion abgelagertes ^{10}Be an dem durch die feinen Filter zurückgehaltenen Staub adsorbiert ist (weniger als 5 %, siehe oben), liegt daran, dass eine Diffusion von ^{10}Be mit Adsorption an Staubpartikel im relativ jungen Eis noch beinahe nicht vorhanden ist. Da überdies die Sturmtätigkeit im Holozän bedeutend kleiner ist als in der Eiszeit, wird generell weniger Staub mit allfälligem ‘terrestrischem’ ^{10}Be auf den Eisschild eingetragen. Für die Eisproben aus dem Holozän ist es demnach irrelevant, mit welchem Filter sie aufgearbeitet wurden, ‘Staub- bzw. Filterkorrekturen’ müssen keine angebracht werden.

Da sich die vorliegende Arbeit auf das Holozän konzentriert, wird an dieser Stelle nicht weiter auf das Staub- bzw. Filterproblem eingegangen. Ausführlicher wird diese Problematik in den zitierten Arbeiten diskutiert.

4.4.2 Berechnung der Flüsse aus den Radionuklidkonzentrationen

Die Konzentration der Radionuklide im Eis ist sehr stark von der Niederschlagsrate abhängig, da es der Niederschlag ist, welcher sie nach ihrer Bildung in der Atmosphäre aus dieser auswäscht und in das Eisarchiv einlagert (siehe dazu auch Abschnitt 3.3.1). Aufkonzentrierungs- und Verdünnungseffekte infolge einer verringerten bzw. vergrößerten Niederschlagsrate können durch die Berechnung der Radionuklidflüsse aus den gemessenen Radionuklidkonzentrationen berücksichtigt werden. Eine *Flussgrösse* ist, im Gegensatz zu einer *Konzentrationsgrösse*, unabhängig von der Niederschlagsrate. Im Gegensatz zu Studien über die letzte Eiszeit, welche sich durch starke Klimasprünge mit dementsprechend grossen Schwankungen in der Akkumulationsrate auszeichnet (siehe Abbildung 3.3 in Kapitel 3), ist die Flussberechnung für Analysen, die sich auf das Holozän beschränken, infolge der stabileren Akkumulationsrate im Holozän, nicht zwingend nötig.

Für die Berechnung des Flusses der Radionuklide aus der Radionuklidkonzentration des GRIP Eisbohrkerns wird die Akkumulationsrate von Johnsen et al. (1995) (siehe Abschnitt 4.1.1) verwendet. Der Fluss berechnet sich folgendermassen:

$$F = acc \cdot \rho \cdot c, \quad (4.2)$$

wobei F = Fluss der Radionuklide [Atome/cm² Jahr]; acc = Akkumulationsrate nach Johnsen et al. (1995) [cm/Jahr]; ρ = Dichte des Eises, wird über den ganzen Bohrkern als konstant 0.92 g/cm³ angenommen (da oberste 100 m des Bohrkerns und damit der weniger dichte Firnanteil fehlen); c = gemessene Konzentration der kosmogenen Radionuklide [Atome/g Eis].

4.5 Neue Probenaufbereitungsmethode für ¹⁰Be und ¹⁰Be-Carrierreduktionstests

Infolge der geringen Konzentrationen der Radionuklide im Eis kann eine Eisprobe für eine erfolgreiche Messung nicht beliebig klein sein. In der oberen Hälfte des Kerns (Holozän) stehen für Radionuklidmessungen 25 % des Kernquerschnitts, in der unteren Hälfte 15 % zur Verfügung. Eine 55 cm lange Eisprobe wiegt ca. 900 g bzw. ca. 550 g. In den letzten Jahren konnte die Probenlänge der noch zu messenden Holozän-¹⁰Be-Proben dank Verbesserungen in Probenaufbereitung und Messung von 55 cm auf 27.5 cm halbiert werden, was die Tiefen- bzw. die zeitliche Auflösung des Datensatzes entsprechend verbesserte.

Langfristiges Ziel ist es, die erforderliche Eismenge für eine messbare ¹⁰Be-Probe noch weiter zu reduzieren. Denn der Eiskern ist begrenzt und seine Erbohrung sehr aufwändig und teuer. Dies bedeutet aber, dass noch weniger ¹⁰Be in einer Eisprobe enthalten sein wird. Damit fallen die ¹⁰Be/⁹Be-Verhältnisse bei einer gleichbleibenden hinzugegebenen Carriermenge an ⁹Be bald unter die Nachweisgrenze eines BMS. BMS weisen eine Empfindlichkeit für Isotopenverhältnisse von bis zu 10⁻¹⁵ auf, bei Probengrössen im mg-Bereich. Um die analytische Genauigkeit beizubehalten muss deshalb zusammen mit der Probengrösse auch die Carriermenge reduziert werden. Da jedoch das natürliche

Vorkommen auch an stabilen ^9Be -Isotopen in einer Eisprobe zu klein ist, um messbare Ströme in der BMS-Anlage zu erzeugen, und daher erst der dazugegebene Carrier eine Isotopenmessung in der BMS-Anlage überhaupt ermöglicht, kann eine Carrierreduktion nicht beliebig klein ausfallen. Eine makroskopische Menge an Carrier ist überdies auch für den Aufbereitungsprozess nötig, um Be überhaupt aus der Eisprobe extrahieren zu können.

Die bisherige Aufbereitungsmethode im Labor erlaubte keine Carrierreduktion, da die Probe zu klein für eine exakte Laborarbeit würde. Neu wurde von Keith Fifield (persönliche Kommunikation) eine Aufbereitungsmethode entwickelt, welche die Probengrösse unabhängig von der dazugegebenen Menge Carrier macht und somit aus labortechnischer Sicht eine Carrierreduktion erlaubt. Mit dieser neuen Methode wurden an der EA-WAG Testproben mit reduzierten Carriermengen aufbereitet und in der BMS-Anlage der ETH/PSI gemessen. Die Proben lieferten gute Stromwerte, so dass es auch messtechnisch durchaus möglich ist, die Carriermenge zu halbieren. Eine Verkleinerung der Probengrösse kann deshalb zusammen mit einer Carrierreduktion ohne Einbussen in der analytischen Genauigkeit in Erwägung gezogen werden.

Die neue Aufbereitungsmethode und die Ergebnisse dieser Testmessungen sind in Stone et al. (2004) veröffentlicht und werden im folgenden Abschnitt vorgestellt.

4.5.1 Beryllium/Silber-Fällungsmethode: Ersetzen von Kupfer als Berylliumträger durch Silber

Eine Probe muss, um in einer BMS-Anlage gemessen werden zu können, in ein elektrisch und thermisch leitfähiges Material eingebettet werden. Dadurch wird eine Überhitzung des Be-Oxid (BeO) in der negativen Ionenquelle der BMS-Anlage durch den Beschuss der Probe mit Cäsium-Ionen, und damit die Bildung BeO^+ -Ionen infolge thermischer Ionisation anstatt der gewünschten BeO^- -Ionen, verhindert. Bisher wurde im Aufbereitungsprozess das Be als Be-Hydroxid ($\text{Be}(\text{OH})_2$) gefällt und zu BeO oxidiert und dann mit Kupfer (leitend) durch Mörsern vermengt. Dieses Gemisch wurde in ein Kupfertarget (Probenhalter) gepresst, welches in die BMS-Anlage zur Messung eingeschleust wird. Bei der neuen Silber-Aufbereitungsmethode wird nun aber Silber, als Ersatz für das Kupfer, schon vor der Fällung und der Oxidation dem $\text{Be}(\text{OH})_2$ als AgNO_3 zugegeben. Dann erst, nachdem die Mischung infolge Zugabe von Natriumcarbonat (Na_2CO_3) basisch gestellt worden ist, fällt das Beryllium - zusammen mit dem Silber - aus. Dieser Beryllium/Silber-Niederschlag wird oxidiert und in das Kupfertarget gepresst.

Die Vermengung von Be mit Silber wurde an der EAWAG unter zwei verschiedenen Milieus getestet, wobei sich ein saures Milieu, durch Zugabe von Salpetersäure (HNO_3), im Vergleich zu einem neutralen Milieu als vorteilhafter erwies. Zum einen wurden in der BMS-Anlage der ETH/PSI höhere Ströme gemessen (siehe Abbildung 4.3), zum anderen war das gefällte Material weicher und konnte besser in das Target gepresst werden. Ein Grund für die höheren Ströme im sauren Milieu könnte sein, dass durch die vorangehende Hinzugabe von Säure zu $\text{Be}(\text{OH})_2$ sowohl das Be als auch das Silber in flüssiger Form vorliegen. Dies erlaubt möglicherweise eine bessere Vermengung als im neutralen Milieu, in welchem sich das Be in fester Form befindet.

Es wurde auch getestet, welches Mischungsverhältnis von Silber zu Be die besten Stromresultate liefert. Dabei erwies sich ein Ag:Be-Mischungsverhältnis von 20:1 als am besten. Die Menge an Be wirkt sich auf die Eigenschaften der Ag/Be-Mischung aus. Diese

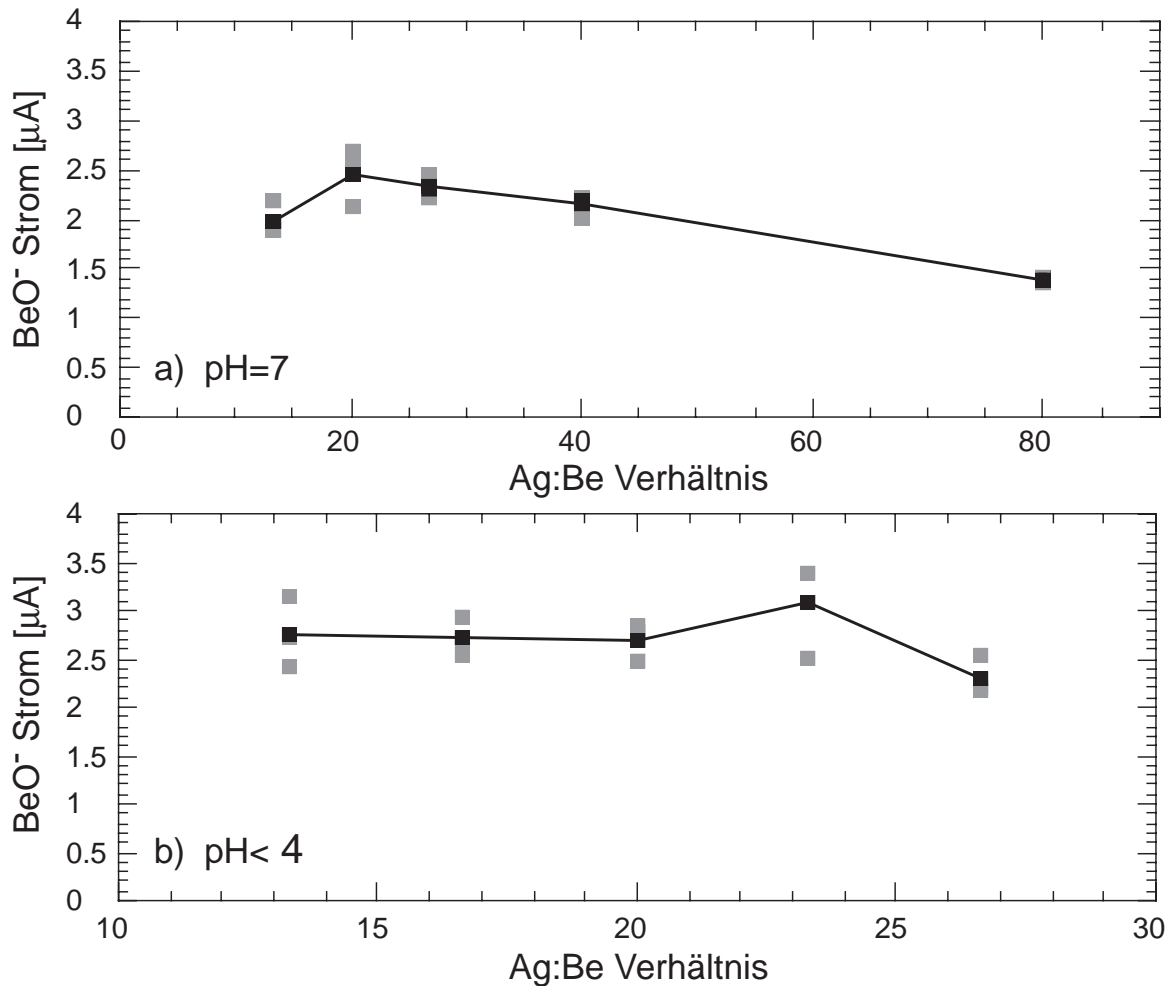


Abbildung 4.3: Effekt verschiedener Ag:Be-Verhältnisse und Mischungsmilieus auf den BeO^- Strom (Niederenergieseite) der Ionenquelle der BMS-Anlage der ETH/PSI. (a) Mischung von Be und Silber in neutralem Milieu ($\text{pH}=7$); (b) Mischung von Be und Silber in saurem Milieu ($\text{pH}<4$). Um das Mischungsverhältnis Ag:Be zu optimieren, wurden für Testmessungen jeweils verschiedene Mengen an Silber dem $\text{Be}(\text{OH})_2$ hinzugefügt. Die getesteten Verhältnisse Ag:Be variierten von 3:1–80:1. Jedes Ag:Be-Verhältnis wurde mehrmals aufbereitet und gemessen. Die schwarzen Linien entsprechen jeweils dem Mittelwert mehrerer Messungen.

Beste Stromwerte wurden in einem sauren Milieu bei Ag:Be-Verhältnissen um 20:1 (zwischen 13:1 und 27:1) erzielt. Ein kleineres Verhältnis (weniger Silber) ergab tiefere Ströme, wohingegen sich ein grösseres Verhältnis bezüglich der Stromwerte weniger problematisch zeigte. So lieferten auch Verhältnisse von 40:1 noch gute Resultate.

wird umso weicher, je weniger Be in ihr enthalten ist.

Die neue Silber-Aufbereitungsmethode zeigt klare Vorteile. Einerseits ist die Zeitersparnis bei der Probenaufbereitung im Labor sehr gross, da das Mörsern wegfällt. Andererseits gibt es dadurch und dank der Bindung des BeO in relativ viel Silber keine giftigen Berylliumoxidstäube mehr. Vor allem aber fallen die Stromwerte der Ionenquelle der BMS-Anlage viel höher und konstanter aus, d.h., es werden mehr BeO^- -Ionen durch den Beschuss mit Cäsium-Ionen gebildet. Vermutlich ist das Silber mit dem Be durch das gemeinsame Ausfallen besser, d.h. gleichmässiger vermengt als es das Kupfer mit

dem Be, nur durch Mörsern am Schluss, war. Weiter kann mit dieser neuen Methode eine Reduktion der benötigten Carriermenge getestet werden. Dies deshalb, weil neben der Erzielung höherer Stromwerte das Silber schon früh im Aufbereitungsprozess beigegeben wird und die Probe dadurch für die weiteren Aufbereitungsschritte im Labor gut handhabbar ist. Bei der Kupfer-Aufbereitungsmethode hatte man bis zum Schluss reines $\text{Be}(\text{OH})_2$, also sehr wenig Material (abhängig von der zugegebenen Carriermenge, zuletzt 0.3 mg und 0.2 mg), was das Arbeiten erschwerte und keine Reduktion der Carriermenge zuließ. Kupfer, welches das Probenvolumen etwas vergrößert, wurde dem BeO erst während des Pressvorgangs in das Target dazugegeben. Mit der neuen Aufbereitungsmethode wird die Gesamt-Probengröße (Be mit Silber) von der Carriermenge unabhängig, weil immer viel mehr Silber als Be in der Probe enthalten ist.

Niob als Berylliumträger

Es wurden auch Testproben gemessen, bei denen das Kupfer durch Niob ersetzt wurde, da dies gemäss Fifield (persönliche Kommunikation) ebenso gute Resultate verspricht. Dabei wurde das BeO entsprechend der alten Aufbereitungsmethode am Schluss mit dem Niob durch Mörsern vermischt. Die Stromwerte der Ionenquelle der BMS-Anlage der ETH/PSI lagen jedoch deutlich unter den Testmessungen mit Silber, weshalb man sich auf das Silber als Berylliumträger konzentrierte und hier nicht weiter auf die Niob-Resultate eingegangen wird.

4.5.2 ^{10}Be -Carrierreduktionstestmessungen

Das Ziel dieser ^{10}Be -Carrierreduktionstestmessungen ist, wie schon erwähnt, die für eine Messung minimal erforderliche Carriermenge zu bestimmen. Es gilt also zu prüfen, wie weit die Carriermenge allfällig reduziert werden kann, ohne dass die Stromwerte zu tief ausfallen, da ebendiese von der Carriermenge abhängig sind. Eine verringerte Carriermenge, resultierend in höheren $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Verhältnissen, erhöht bei gleichbleibender Probengröße, Messzeit und Stromwerten die analytische Genauigkeit, was an sich sehr erstrebenswert ist. Langfristig ist jedoch die Verkleinerung der Probenmenge, ohne zu grosse Einbussen in der analytischen Genauigkeit, das Ziel.

Die Testmessungen mit reduzierten Carriermengen wurden mit Regenwasserproben im Rahmen dieser Doktorarbeit durchgeführt. Dabei wurden jeweils ca. 1 l Regenwasser, gesammelt im Herbst 2001 auf dem Dach der EAWAG, mit folgenden ^9Be -Carriermengen versehen: 0.3 mg, 0.2 mg, 0.1 mg, 0.05 mg und 0.025 mg. 0.3 mg und 0.2 mg Carrier entsprechen den bisher beigefügten Mengen zu den 55 cm und 27.5 cm langen Eisproben. Die Aufbereitung der Regenproben erfolgte gemäss der neuen Silber-Aufbereitungsmethode für das Eis. Die Menge Silber wurde konstant 4 mg gehalten. Wie aus Abbildung 4.3 entnommen werden kann, ist eine Abweichung des optimalen Verhältnisses $\text{Ag}:\text{Be}$ von 20:1 gegen oben, d.h. durch Zugabe von mehr Silber - oder weniger Be - weniger problematisch als umgekehrt.

Die Testmessungen sollten Aufschluss über folgende Fragen geben:

- Liefern die Proben genügend hohe Stromwerte für eine erfolgreiche Messung in der BMS-Anlage?
- Ist genügend Material für eine normale Messzeit von 10–20 Minuten vorhanden?

- Ist die Probenaufbereitung im Labor trotz geringerer Menge Carrier immer noch möglich, d.h. sind die Proben gut handhabbar?

Aus Abbildung 4.4 kann folgendes festgestellt werden:

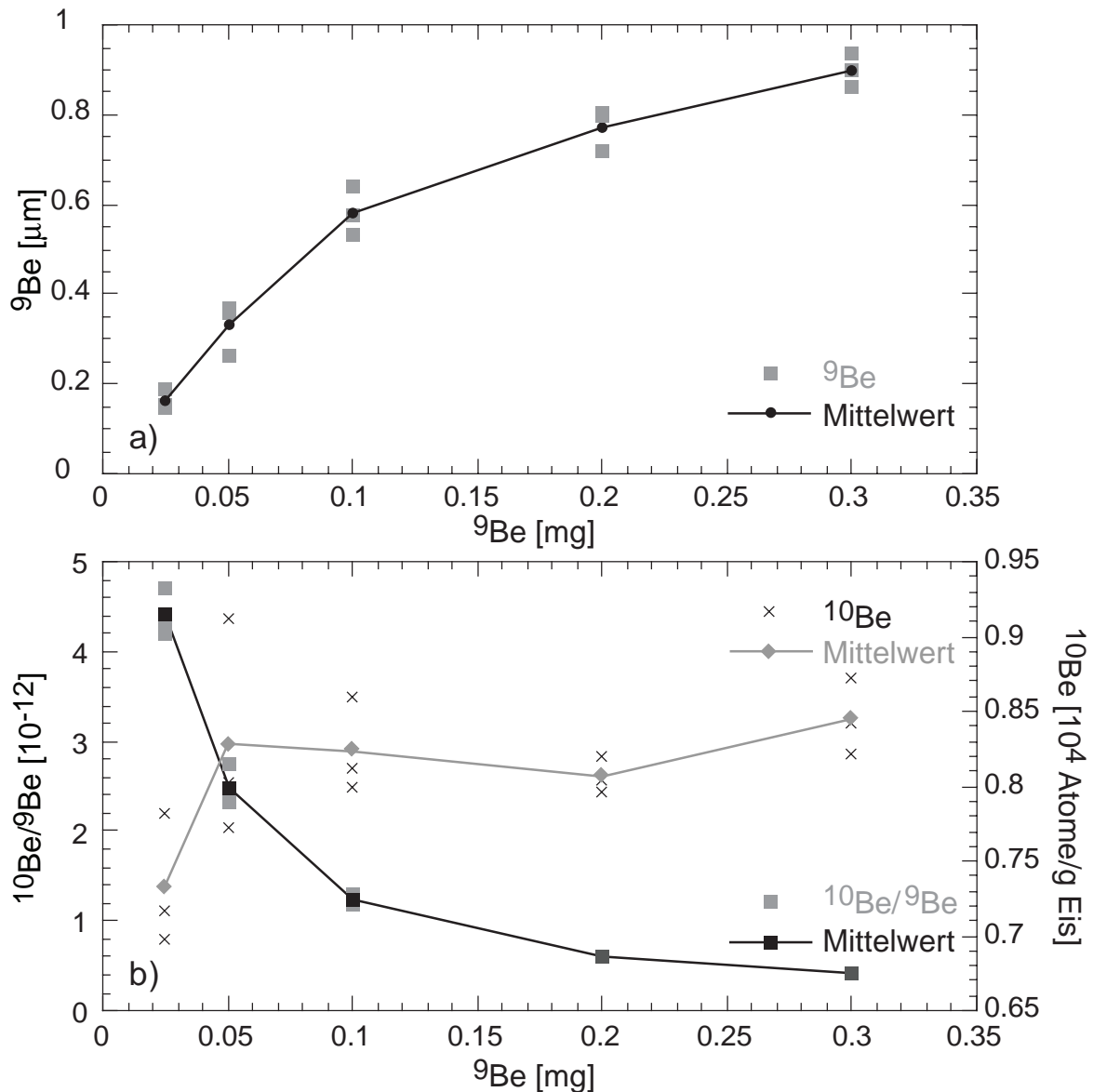


Abbildung 4.4: Ergebnisse der ${}^{10}\text{Be}$ -Carrierreduktionstestmessungen. (a) Abhängigkeit der ${}^9\text{Be}$ -Ströme von der Menge ${}^9\text{Be}$ -Carrier. Der Strom (Hochenergieseite) wird anhand des O^{5+} -Ions gemessen, welches während des Stripping-Prozesses innerhalb des Beschleunigers der ETH/PSI erzeugt wird (Synal et al., 1997). (b) Abhängigkeit des ${}^{10}\text{Be}/{}^9\text{Be}$ -Verhältnisses und der ${}^{10}\text{Be}$ -Zählrate von der Menge ${}^9\text{Be}$ -Carrier. Pro Carriermenge wurden mehrere Testproben hergestellt und gemessen, die graue/schwarzen Linien entsprechen jeweils dem Mittelwert mehrerer Messungen.

Aus den Tests geht eine optimale Carriermenge von 0,1 mg hervor. Der Stromwert beträgt dabei ca. 65 % desjenigen von Proben mit einer Carriermenge von 0,3 mg, dafür ist das ${}^{10}\text{Be}/{}^9\text{Be}$ -Verhältnis drei mal höher und damit auch die analytische Genauigkeit. Die ${}^{10}\text{Be}$ -Zählrate sinkt bei kleinerer Carriermenge deutlich ab, wohingegen sie bei grösseren Carriermengen nur unwesentlich erhöht ist (sie bleibt innerhalb 10 % konstant). Das Experiment wurde wiederholt und lieferte reproduzierbare Resultate.

- Die Stromwerte sind allgemein sehr gut. Erst bei Carriermengen unterhalb 0.05 mg werden sie für eine erfolgreiche Messung in der BMS-Anlage kritisch.
- Zudem erzielen Proben mit solch geringen Mengen an Carrier keinen konstanten Strom über die ganze Messzeit.
- Die optimale Menge an Carrier kann aufgrund dieser Experimente als 0.1 mg angegeben werden. Dies wird aus den Messresultaten der BMS-Anlage geschlossen. Andererseits aber wird auch die Handhabung der Proben für die Laborarbeit zunehmend mühsamer und beansprucht mehr Zeit, je kleiner die Carriermengen sind.

Schlussfolgerung und Ausblick

Die durchgeführten Experimente geben Aufschluss über die Auswirkungen einer verringerten Carriermenge auf die Probenaufbereitung und -messung und zeigen die Machbarkeit einer Carrierreduktion auf. Basierend auf diesen Untersuchungen wird bezüglich der Stromwerte in der BMS-Anlage und der Handhabung der Probe im Labor eine optimale Carriermenge von 0.1 mg (auf 4 mg Silber) vorgeschlagen. Dies entspricht einer Halbierung der heute benutzten Carriermenge (0.2 mg).

Infolge der guten Resultate dieser Carrierreduktionstestmessungen kann eine Verkleinerung der Eisprobe in Zukunft durchaus angestrebt werden. Gemäss diesen Tests könnte die benötigte Menge an Eis für eine Probe um beinahe die Hälfte verkleinert werden.

Kapitel 5

Rekonstruktion der Sonnenaktivität im Holozän in Form des solaren Modulationsparameters Φ

In diesem Kapitel wird anhand ^{10}Be die solare Aktivität, parametrisiert durch den solaren Modulationsparameter Φ , über die letzten rund 9300 Jahre rekonstruiert. Nach einer Einführung werden kurz die verwendeten ^{10}Be -Daten sowie der solare Modulationsparameter Φ besprochen. Dann wird die Methode beschrieben, das Resultat interpretiert sowie die Stärken und Unsicherheiten dieser Rekonstruktionsmethode in Verwendung der vorhandenen Daten aufgezeigt. Dazu wird auch ^{14}C beigezogen.

Dieses Kapitel ist etwas umfangreicher als das in der Zeitschrift *Journal of Geophysical Research* zur Veröffentlichung eingereichte Manuskript.

5.1 Einführung

Aus verschiedensten Messungen solarer Parameter über die letzten Jahrzehnte bis Jahrhunderte geht hervor, dass die Sonne ein Stern mit einer auf verschiedenen Zeitskalen variablen magnetischen Aktivität ist (siehe Kapitel 2). Doch die physikalischen Prozesse hinter diesen Aktivitätsänderungen sowie die Grösse dieser Variabilität sind nicht genau bekannt. Was man weiss, basiert auf den Messungen diverser Manifestationen der Sonnenaktivität (siehe Kapitel 2.3) über die letzten Jahrzehnte bis wenige Jahrhunderte. Die Intensität der in die Erdatmosphäre einfallenden galaktischen kosmischen Strahlung etwa, welche seit 1951 kontinuierlich auf der Erde durch Neutronenmonitore aufgezeichnet wird, zeigt zyklische Änderungen über elf Jahre infolge variierender solarer Modulation durch das offene solare Magnetfeld (Simpson (1978), Masarik und Beer (1999), Beer (2000b), Usoskin et al. (2002)). Ein 11-Jahreszyklus ist ebenfalls im seit 1978 mittels in Satelliten eingebauten Radiometern gemessenen Energiefluss auf die Erdatmosphärenobergrenze feststellbar (Variation um 0.1 %) (Willson (1997), Fröhlich und Lean (1998), Dewitte et al. (2005), (Fröhlich, 2006)). Langfristigere Änderungen als dieser 11-Jahreszyklus zeigen keine dieser beiden Messreihen (ein allfälliger Trend in den Radiometermessungen ist umstritten, siehe Kapitel 6). Andere Sterne, welche bis unlängst als sonnenähnlich klassifiziert wurden, zeigen zum Teil eine bedeutend grössere Variation in ihrer Strahlungsemission über rund 20 Jahre (Baliunas und Jastrow (1990), Radick et al. (1990), Lockwood (1994)). Obwohl die Ähnlichkeit dieser Sterne zur Sonne von neuen Studien nicht mehr gestützt wird (Hall und Lockwood (2004), siehe Kapi-

tel 6), können auch für die Sonne grössere Strahlungsvariationen über einen längeren Zeitraum nicht ausgeschlossen werden. Grössere magnetische Aktivitätsschwankungen gehen denn auch aus den Messungen direkter solarer Parameter hervor, die mehrere Jahrzehnte oder ein paar Jahrhunderte umfassen (siehe Abschnitt 2.3.1). Die mit rund 400 Jahren längste direkte Aufzeichnung der Sonnenaktivität, die Sonnenfleckenaufzeichnung, zeigt übergeordnet der 11-Jahresschwankung deutlich grössere langfristige Änderungen der magnetischen Aktivität (siehe Abbildung 2.3). Seit dem Maunder Minimum, während welchem über 70 Jahre beinahe keine Sonnenflecken registriert wurden, hat nach diesen Aufzeichnungen die mittlere Aktivität generell zugenommen, mit Ausnahme zweier Einbrüche um 1800 (Dalton Minimum) und 1900 (Gleissberg Minimum). Dies wird auch von anderen Aufzeichnungen solarer Proxies bestätigt, etwa von dem geomagnetischen Aa-Index über rund 140 Jahre (Mayaud (1973), Lockwood (2004)) oder den rund 200 Jahre alten Auroraaufzeichnungen (Legrand und Simon, 1987). Ebenfalls zeigt dies der seit bald über 300 Jahre gemessene Sonnenradius (Gililand (1981), Ribes et al. (1991)), wenn auch dieser Datensatz wegen der äusserst schwierigen Messung des Radius mit grösserer Unsicherheit behaftet ist. Doch alle diese direkten Messungen decken, mit generell abnehmender Qualität bei zunehmendem Alter, höchstens ein paar wenige Jahrhunderte ab - eine zu kurze Zeit, um daraus die Grösse möglicher Aktivitätsschwankungen der Sonne erkennen zu können.

Das totale Schwankungspotential der Sonnenaktivität sowie den Variabilitätsverlauf über längere Zeiträume zu kennen, ist für verschiedene Forschungszweige von grossem Interesse. Der Sonnenphysik dient es dem Verständnis des Magnetfelds der Sonne, seiner Generierung in der konvektiven Zone und der physikalischen Prozesse, die zu räumlichen und zeitlichen Schwankungen in der Feldstärke führen. Ein ausgedehnter Datensatz über den Verlauf der solaren Aktivität gewährt Einblicke in die zyklische Natur des Magnetfelds und die immer wiederkehrenden Einbrüche in dessen Stärke über eine längere Zeit, die grossen solaren Minima (siehe Kapitel 2.4). Die kosmische Strahlungsphysik untersucht die Ausbreitung der galaktischen kosmischen Strahlung in der Heliosphäre bzw. deren Modulation infolge der magnetischen Aktivität der Sonne, siehe Kapitel 2.5. Ein verlängerter Datensatz solarer Aktivität bzw. der heliomagnetischen Modulation der galaktischen kosmischen Strahlung erweitert die rund 50 Jahre lange Neutronenmonitordaten aufzeichnung. Dadurch können die galaktische kosmische Strahlung über mehrere tausend Jahre sowie langfristige heliomagnetische Modulationsprozesse der galaktischen kosmischen Strahlung studiert werden, als bisher mittels den Neutronenmonitordaten möglich war (Beer (2000b), McCracken (2001), McCracken und McDonald (2001), McCracken (2004)). Im weiteren ist der Sonne als grösste Energiequelle für das Klimasystem der Erde mit der Entdeckung ihrer Variabilität vermehrt Interesse als natürlicher variabler Klimafaktor zugekommen (Eddy (1976), Lean et al. (1995), Lean und Rind (1999), Rind (2002)), siehe Kapitel 6. Auf solar verursachte Klimaschwankungen in der Vergangenheit deuten denn auch immer mehr paläoklimatische Untersuchungen hin, siehe Kapitel 7. Von Bedeutung für das Klima der Erde ist der Energiefluss von der Sonne, die totale sowie die spektrale solare Irradianz (UV) (Haigh (1994), Haigh (1996), Haigh (1999), Shindell et al. (1999), Shindell et al. (2001), siehe auch Kapitel 6). Da Satellitenmessungen des Energieflusses mit den Parametern der magnetischen Aktivität korrelieren (siehe Abbildung 2.2 in Kapitel 2), liefert eine Rekonstruktion eines direkten Parameters der Sonnenaktivität über den Zeitraum direkter solarer Beobachtungen hinaus die Basis für eine ebenso lange quantitative

Abschätzung dieses solaren Energieflusses. Dies gewährt einen aufschlussreicheren Einblick in das Schwankungspotential des Energieflusses und ermöglicht eine Verbesserung in der Quantifizierung des solaren Einflusses auf das Klima, des vergangenen wie des zukünftig zu erwartenden, mittels Klimamodellen.

Die verlässlichste Information über die vergangene Sonnenaktivität und die Grösse ihrer Variabilität über die letzten Jahrhunderte hinaus liefern indirekt die kosmogenen Radionuklide, deren Produktionsrate u.a. durch das solare Magnetfeld moduliert ist (siehe Kapitel 3). Zu Zeiten hoher Sonnenaktivität ist die Intensität des Sonnenwinds und damit der solare Abschirmungseffekt der galaktischen kosmischen Strahlung erhöht, so dass weniger kosmogene Radionuklide in der Erdatmosphäre produziert werden als zu Zeiten ruhiger Sonnenaktivität. Doch da sich deren Konzentration auf der Erde aus einer Produktions- (beeinflusst von der Sonnenaktivität und dem Dipolfeld der Erde) und einer Systemkomponente (Mischung und Transport in der Atmosphäre sowie die Ablagerung ins Eis beinhaltend) zusammensetzt, ist das solare Signal in den kosmogenen Radionukliden nicht einfach zu erkennen. Trotzdem zeigen sich die kosmogenen Radionuklide als geeignet, die Aufzeichnungen der vergangenen solaren Variabilität um mehrere tausend Jahre zu verlängern (Beer, 2000a).

Semi-quantitative Ansätze zur Rekonstruktion der vergangenen Aktivität der Sonne mittels kosmogenen Radionukliden, unter der Annahme, dass die Systemkomponente konstant ist und damit Änderungen im Radionuklidfluss Änderungen in der globalen Radionuklidproduktionsrate widerspiegeln (siehe Kapitel 3.4), sind die folgenden:

Frequenzanalyse Da die Aktivität der Sonne durch ein zyklisches Verhalten charakterisiert ist (siehe Kapitel 2.4), können bekannte solare Zyklen durch Bandpassfilterung aus dem Radionuklidfluss isoliert werden. Diese an sich sehr genaue Methode beschränkt sich jedoch auf die bekannten solaren Zyklen und erfasst insbesondere nicht-zyklische Aktivitätsänderungen der Sonne nicht. Im weiteren bedarf sie einer genauen Zeitskala bzw. Datierung.

Separierung kurzzeitiger Schwankungen Einfach aber wirkungsvoll kann der Einfluss des geomagnetischen Dipolfelds auf die Radionuklidproduktion durch eine Hochpassfilterung des Radionuklidflusses eliminiert werden. Dafür muss allerdings davon ausgegangen werden können, dass durch die Variabilität des Dipolfelds langfristige Schwankungen in der Radionuklidproduktion verursacht werden als durch die Variabilität der Sonnenaktivität (siehe auch Kapitel 3.4). Die Bestimmung der zeitlichen Grenze für die Hochpassfilterung ist sehr heikel. Die Geomagnetfeldrekonstruktionen anhand des tiefpassgefilterten Radionuklidflusses ('cut-off' Frequenz $1/3000 \text{ Jahre}^{-1}$, d.h. Unterdrückung der Frequenzen höher als $1/3000 \text{ Jahre}^{-1}$) während der letzten Eiszeit und dem Holozän (Wagner et al. (2000), Muscheler et al. (2005a)) zeigen eine sehr gute Übereinstimmung mit magnetischen Remanenzmessungen aus Ozeansedimenten und archäologischer Magnetisierungsmessungen. Daraus kann geschlossen werden, dass zumindest dann über diese längeren Zeiträume die Radionuklidproduktion alleine durch das Magnetfeld der Erde beeinflusst wurde. Dass eine entsprechende Hochpassfilterung ('cut-off' Frequenz $1/3000 \text{ Jahre}^{-1}$, d.h. Eliminierung der Frequenzen tiefer als 3000 Jahre^{-1}) nur solare Schwankungen aus dem Radionuklidfluss herausfiltert, bedingt dies jedoch nicht. Snowball und Sandgren (2002) und St-Onge et al. (2003) etwa schliessen aus Magnetmessungen in See- und Ozeansedimenten auf Änderungen in der Inten-

sität des Geomagnetfelds über kürzere Zeiträume. Doch im Gegensatz zu der Geomagnetfeldrekonstruktion basierend auf der Produktionsrate der kosmogenen Radionuklide, welche Änderungen im globalen Dipolfeld der Erde wiedergibt (siehe Kapitel 3.1), können Änderungen in Magnetmessungen im Sediment durch Änderungen im lokalen Geomagnetfeld oder durch Änderungen in der Sedimentationsrate bedingt sein. Nach heutigem Kenntnisstand kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass auch die Sonne eine Variabilität über längere Zeiträume, vergleichbar jenen der Änderungen im geomagnetischen Dipolfeld, aufweist. Damon und Jirikowic (1994) postulieren Sonnenaktivitätsschwankungen bis zu einer Periodendauer von etwa 2500 Jahren.

Diese Filterungsmethoden vermögen den Einfluss des Erdmagnetfelds auf den Radionuklidfluss jedoch auch bei korrekt gesetzten Filtergrenzen nicht vollständig zu unterdrücken. Wohl wird dadurch der direkte Einfluss des Erdmagnetfelds auf die Produktionsrate der Radionuklide berücksichtigt. Ein indirekter Einfluss aber bleibt bestehen, da die solare Modulation der Radionuklidproduktion selber von der Intensität des geomagnetischen Dipolfelds abhängig ist (Masarik und Beer (1999), siehe Kapitel 3.1 und Abbildung 3.2). Dies zeigt sich z.B. in der Amplitude des 205-Jahreszyklus im ^{10}Be -Fluss der letzten Eiszeit des GRIP Eisbohrkerns, die durch das Dipolfeld moduliert ist (Wagner et al., 2001a). Diese indirekte geomagnetische Modulation wird durch diese Filterungsmethoden nicht eliminiert.

Das Ziel ist eine quantitative Rekonstruktion der vergangenen Sonnenaktivität. Basierend auf kosmogenen Radionukliden gibt es verschiedene Ansätze zur Rekonstruktion der Irradianz und der Sonnenflecken über das letzte Jahrtausend (Bard et al. (2000), Usoskin et al. (2003)) und das ganze Holozän (Solanki et al., 2004). In der vorliegenden Arbeit wurde die Sonnenaktivität in einer zu Usoskin et al. (2002) und Usoskin et al. (2003) verschiedenen Methode quantitativ in Form der Intensität der solaren Modulation rekonstruiert. Beinahe das ganze Holozän umfassend, liefert diese Rekonstruktion eine verbesserte Grundlage für detaillierte Diskussionen relevanter Fragen innerhalb der Sonnen- und der kosmischen Strahlungsphysik wie auch bezüglich des solaren Einflusses auf das Klimasystem der Erde.

5.2 Der solare Modulationsparameter Φ (siehe ausführlicher Kapitel 2.5)

Der solare Modulationsparameter Φ quantifiziert die Auswirkung des offenen solaren Magnetfelds auf die Ausbreitung der galaktischen kosmischen Primärstrahlung in der Heliosphäre (Gleeson und Axford (1968), Cini Castagnoli und Lal (1980), Masarik und Beer (1999)).

Da die Produktion der kosmogenen Radionuklide in direkter - inverser - Beziehung zu Φ steht, ist Φ der Parameter der solaren Aktivität, welcher am direktesten aus kosmogenen Radionukliden rekonstruiert werden kann. Umso mehr, als mit den Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999) der physikalische Zusammenhang zwischen Φ und der Produktion kosmogener Radionuklide bekannt ist (siehe Abschnitt 3.2.1). Auf diesen Produktionsratenberechnungen fundiert denn auch die hier durchgeführte Rekonstruktion von Φ anhand des kosmogenen Radionuklids ^{10}Be . Zwei Beispiele der Berechnungen von Masarik und Beer (1999) zeigt Abbildung 5.1. Die Rekonstruktion anderer Parameter der Sonnenaktivität aus kosmogenen Radionukliden, wie Sonnenflecken oder die Irradianz, erfordern zusätzliche physikalische Mo-

delle, die meistens noch sehr unbefriedigend sind. Darüber hinaus ist die kosmogene Radionuklidproduktion vor allem sensitiv auf die Intensität der galaktischen kosmischen Primärstrahlung jenes Energiebereichs (1–2 GeV) (McCracken (2001), Webber und Higbie (2003), McCracken (2004)), welcher deutlich von der heliosphärischen Modulation betroffen ist (siehe Kapitel 2.5 und Abbildung 2.4). Dies macht die kosmogenen Radionuklide zu einem äusserst sensitiven Indikator vergangener solarer Modulation bzw. vergangenem offenen solaren Magnetfeld. Da die Intensität der auf die Atmosphärenobergrenze auftreffenden galaktischen kosmischen Primärstrahlung überdies besonders empfindlich auf Änderungen in der solaren Modulation zu Zeiten generell niedriger Sonnenaktivität ist (siehe Kapitel 2.5), spiegeln die kosmogenen Radionuklide Aktivitätsänderungen zu Zeiten niedriger Sonnenaktivität am sensitivsten wider. Wie alle Parameter der Sonnenaktivität manifestiert Φ nur einen spezifischen Aspekt der magnetischen Aktivität und seine Beziehung zu den magnetischen Prozessen in und auf der Sonne ist noch nicht verstanden. Wie in Abschnitt 2.3.1 und Kapitel 2.5 dargelegt, reagieren kosmogene Radionuklide - und damit folglich auch Φ - viel differenzierter auf Änderungen auf einem tiefen magnetischen Aktivitätsniveau als die Entstehung von Sonnenflecken. Daraus ist zu folgern, dass unter einem bestimmten Aktivitätsniveau keine Sonnenflecken mehr entstehen und dass damit die Beobachtung keiner Sonnenflecken eine weniger tiefe Aktivität anzeigt wie ein Φ -Wert von 0 MeV, d.h. keine Modulation der galaktischen kosmischen Strahlung. Solange die physikalische Beziehung zwischen Sonnenflecken und Φ nicht verstanden ist, müssen Sonnenfleckenrekonstruktionen aus kosmogenen Radionukliden mit Vorsicht genossen werden - infolge dieses Sensitivitätsunterschieds insbesondere bei tieferen Φ -Werten als rund 100 MeV.

Φ kann über Neutronenmonitore seit den Fünfzigerjahren in hoher zeitlicher Auflösung rekonstruiert werden, wobei die Bestimmung der absoluten Werte je nach verwendeter Rekonstruktionsmethode anders ausfällt (siehe Abbildung 2.2c) und Kapitel 2.5). Für das Maunder Minimum, während welchem praktisch keine Sonnenflecken beobachtet werden konnten, wird von Cini Castagnoli und Lal (1980) ein Φ -Wert von 100 MeV angenommen. Basierend auf dem 300 Jahre langen Protonenspektrum von Bonino et al. (2001) lässt sich ein jährlicher Minimalwert von rund 70 MeV für das späte Maunder Minimum berechnen (nach Formel 1 in Bonino et al. (2001)). McCracken et al. (2004) rekonstruierten Φ über die vergangenen 1100 und 520 Jahre aus ^{10}Be -Daten aus dem antarktischen South Pole und dem grönländischen Dye 3 Eisbohrkern (siehe Kapitel 5.4). Die dabei resultierenden minimalen Φ -Werte (22-Jahresmittel) betragen im Maunder (1645–1715 A.D.), im Spörer (1415–1535 A.D.) und im Oort Minimum (1010–1050 A.D.) ~ 84 MeV, während sie im Wolf (1280–1340 A.D.) und im Dalton Minimum (1795–1830 A.D.) ~ 200 MeV betragen. Eine neue Φ -Rekonstruktion von Muscheler et al. (2005b) über die letzten 1000 Jahre basierend auf ^{14}C zeigt mittlere Φ -Werte von 100–250 MeV für die grossen solaren Minima. Als langfristiger Mittelwert über mehrere Millionen von Jahren leiteten Masarik und Reedy (1994) aus kosmogenen Radionuklidmessungen in Mondgesteinen einen Φ -Wert von 550 MeV ab.

5.3 Die verwendeten ^{10}Be -Daten

Die verwendeten ^{10}Be -Daten stammen vom GRIP Eisbohrkern aus Summit, Zentralgrönland (Baumgartner et al. (1997), Yiou et al. (1997), Wagner et al. (2001a), Muscheler et al. (2004b)), und umfassen die Jahre 305–9315 vor heute (siehe Kapitel 4).

Die Zeitskala (ss09) beruht auf der Datierung von Johnsen et al. (1997), die mittlere zeitliche Auflösung im Holozän beträgt ca. 5 Jahre. Der oberste Teil des Bohrkerns und damit die jüngsten 300 Jahre fehlen aus bohrtechnischen Gründen und Eis aus dem frühesten Holozän war bis jetzt nicht für Radionuklidmessungen erhältlich.

^{10}Be wird in Grönland hauptsächlich durch Nassdeposition aus der Atmosphäre ausgewaschen. Während der Eiszeit können sich alleine aufgrund der stark variierenden Akkumulationsrate bedeutende ^{10}Be -Konzentrationsänderungen ergeben (Wagner et al., 2000). Um dem Umstand Rechnung zu tragen, dass sich die Konzentrationen im Eis bei hohen Niederschlagsraten verdünnen und bei kleinen aufkonzentrieren, werden aus den gemessenen Konzentrationen die Flüsse berechnet, siehe ausführlicher Abschnitt 3.3.1 und 4.4.2. Im Holozän stimmt der Fluss der Radionuklide jedoch gut mit der Konzentration überein, da die Akkumulationsrate im Vergleich zu den Variationen in der ^{10}Be -Produktionsrate relativ konstant war (Johnsen et al., 1995). Aus Gründen der Konsistenz mit anderen Arbeiten basierend auf diesem Radionuklid Datensatz als auch der potentiellen Erweiterung der Rekonstruktion der Sonnenaktivität in die Eiszeit hinein, wird auch in dieser Arbeit der ^{10}Be -Fluss verwendet.

Abschnitt 3.4.2 zeigt auf, dass dank dem relativ stabilen Klima im Holozän Änderungen im Mischungszustand und der Transportprozesse von ^{10}Be nach GRIP in der Atmosphäre und damit klimatische Effekte auf die gemessene ^{10}Be -Konzentration in einer ersten Näherung vernachlässigt werden können. Ein anderer Hinweis darauf ist die sehr gute Übereinstimmung mit ^{14}C (siehe Abschnitt 3.4.1, Abbildung 3.4), welches sich nach seiner Produktion völlig anders als ^{10}Be verhält - ^{10}Be wird an Aerosole adsorbiert und mit ihnen aus der Atmosphäre ausgewaschen, ^{14}C hingegen oxidiert zu CO_2 und tritt in den Kohlenstoffkreislauf ein (siehe Kapitel 3.3). Diese Übereinstimmung deutet auf Produktionsänderungen (solar oder geomagnetisch verursacht) als dominierende Ursache für die Variabilität der beiden Radionuklide während des Holozäns hin (Muscheler et al., 2004b). Allerdings zeigen die beiden Radionuklidzeitreihen einen Unterschied im Langzeittrend in der Grössenordnung von 10%. Dieser Umstand macht die Verwendung von ^{10}Be und ^{14}C für die Rekonstruktion der Sonnenaktivität über längere Zeiträume problematisch. Als Ursache dieser Differenz müssen langfristige Veränderungen in den Systemeffekten auf beide Radionuklide in Betracht gezogen werden, wie klimatisch bedingte Änderungen im Transport von ^{10}Be vom Produktions- zum Ablagerungsort oder Änderungen im Kohlenstoffkreislauf durch z.B. Änderungen in der Tiefenwasserzirkulation. Klären werden diese Unstimmigkeiten die Analyse zusätzlicher ^{10}Be -Datensätze aus Eisbohrkernen anderer Lokalitäten, wie aus dem im Moment an der EAWAG/ETH/PSI analysierten Eisbohrkern aus Dronning Maud Land (DML), Antarktis. Durch deren Vergleich mit dem GRIP ^{10}Be -Datensatz können lokale Klima- von Produktionseinflüssen unterschieden werden. Ebenfalls ist man daran, den atmosphärischen Transport von dem an Aerosolen adsorbiertem ^{10}Be mittels Klimamodellen (global circulation model, GCM), zu modellieren. Im Falle von ^{14}C sind eingehende Untersuchungen des Kohlenstoffkreislaufs erforderlich. Ein Hinweis geht aus den Radionuklid-basierten Geomagnetfeldrekonstruktionen von Muscheler et al. (2005a) hervor. Diese zeigen, dass innerhalb der relativ grossen Unsicherheiten die langfristigen Änderungen in den ^{10}Be -Daten des GRIP Eisbohrkerns während des Holozäns vollständig durch Änderungen in der Geomagnetfeldintensität erklärt werden können. Dies spricht gegen Transport- oder solare Aktivitätsänderungen über längere Zeiträume als 3000 Jahre. Die Unterschiede zwischen dem langfristigen Verlauf der ^{14}C -Daten

und unabhängigen Geomagnetfeldrekonstruktionen könnten von Änderungen im Kohlenstoffkreislauf, welche die atmosphärische ^{14}C -Konzentration beeinflussen, stammen (Muscheler et al., 2005a).

Wenn somit auch die Interpretation des Langzeittrends des ^{10}Be -Datensatzes noch weitere Untersuchungen bezüglich variierender Systemeffekte erfordert, so spiegeln Änderungen des lokalen ^{10}Be -Flusses nach Summit wie auch Änderungen der gemessenen ^{10}Be -Konzentration in einer ersten Näherung vorwiegend Änderungen der Radionuklidproduktion wider - und damit der Sonnenaktivität und des Magnetfelds der Erde. Je höher die Produktion, desto geringer die Sonnenaktivität und/oder die Intensität des Geomagnetfelds und umgekehrt.

5.4 Rekonstruktion der Sonnenaktivität

5.4.1 Methode

Im Gegensatz zu der Isolierung solarer Zyklen durch Bandpassfilterung oder zu der Unterdrückung des Geomagnetfeldeinflusses mittels einer Hochpassfilterung des ^{10}Be -Flusses, wurde in dieser Arbeit mit unabhängig gemessenen Magnetfelddaten die geomagnetische Modulation (direkt wie indirekt) auf den ^{10}Be -Fluss quantitativ bestimmt und eliminiert. Die Methode basiert auf der von Masarik und Beer (1999) berechneten, physikalisch gut verstandenen, Beziehung zwischen der Intensität des Geomagnetfelds, dem solaren Modulationsparameter Φ und der ^{10}Be -Produktionsrate (siehe Abbildung 5.1 und ausführlicher Abschnitt 3.2.1). Vorausgesetzt, die vergangene Geomagnetfeldintensität sowie die ^{10}Be -Produktionsrate der Vergangenheit sind bekannt, kann mit dieser Beziehung die Sonnenaktivität der Vergangenheit, parametrisiert durch Φ , berechnet werden.

Die nötigen Informationen über das vergangene Geomagnetfeld wurden der Magnetfeldrekonstruktion von Yang et al. (2000) über die letzten 12'000 Jahre entnommen. Es handelt sich hierbei um eine Zusammenstellung archäologischer Magnetintensitätsdaten von mehr als 3000 verschiedenen Lokalitäten auf der Erde, von denen rund 2/3 in Europa liegen (Yang et al., 2000). Die Magnetintensitäten wurden an Keramik(= gebrannter Ton)-bruchstücken gemessen. Tonminerale sind magnetisierbar und beim Brennen des Tons lenken sie sich nach dem vorherrschenden Magnetfeld aus. Mit der Abkühlung des Tons wird deren Auslenkung eingefroren und damit das vorherrschende Magnetfeld, sowohl Richtung als auch Intensität, gespeichert. Da Keramikerzeugnisse, Töpfe, Schalen, etc, jedoch nicht immobil sind, geht die Richtungsinformation sofort verloren. An den archäologischen Keramikstücken kann deshalb nur die Intensität des Magnetfelds bestimmt werden. Infolge fehlender Information über die Magnetfeldorientierung (Inklination und Deklination) wurde das Magnetfeld der Erde als ein Dipolfeld ausgerichtet nach der geographischen Nord-Süd-Achse angenommen. Um nur das globale Dipolfeld zu berücksichtigen, wurden die Magnetfeldintensitäten über die 3000 Lokalitäten gemittelt (Yang et al., 2000). Trotzdem kann nicht ausgeschlossen werden, dass z.T. lokale Nicht-Dipolfeldeinflüsse in den Daten enthalten sind, zumal die Lokalitäten nicht gleichmässig über den Globus verteilt sind. Kurzfristige Änderungen wurden dem Nicht-Dipolfeld angelastet und durch zeitliche Mittelung der Daten über 500 Jahre (von 0 bis 2000 Jahre BC) und 1000 Jahre (von 2000 bis 10'000 Jahre BC) ausgeglichen (Yang et al., 2000).

Für die hier durchgeführte Φ -Rekonstruktion wurde der Original-Stufendatensatz von Yang et al. (2000) über eine ‘spline’-Interpolation durch die Stufenmittelwerte numerisch höher aufgelöst, der zeitlichen Auflösung des ^{10}Be -Datensatzes entsprechend (siehe unten) auf 2 Jahre, siehe Abbildung 5.2a). Die Wahl der Interpolierungsart stellt sich dabei als irrelevant heraus, eine lineare Interpolation ergibt keine signifikanten Unterschiede.

Die vergangene ^{10}Be -Produktionsrate wurde von der gemessenen ^{10}Be -Konzentration des GRIP Eisbohrkerns hergeleitet. Aus den Konzentrationen wurden mittels der von Johnsen et al. (1995) berechneten Akkumulationsrate nach der Formel 4.2 in Abschnitt 4.4.2 die ^{10}Be -Flüsse berechnet. Der ^{10}Be -Datensatz wurde durch eine lineare Interpolation numerisch auf eine konstante Abtastrate von $1/2 \text{ Jahre}^{-1}$ aufgelöst. Um meteorologische Schwankungen durch kurzzeitige Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation zu unterdrücken, wurde daraufhin eine gewichtete Filterung, eine Binomialfilterung über 61 Punkte, angewendet. Diese ist der Bildung eines laufenden Mittelwerts über 25 Jahre ähnlich, siehe Abbildung 5.2b). Dadurch werden sowohl der nur schlecht in diesem ^{10}Be -Datensatz aufgelöste 11-Jahreszyklus als auch der generell schwächere 22-Jahreszyklus unterdrückt, nicht aber langfristige Variabilitäten wie der 88-Jahreszyklus (Gleissberg-Zyklus) und der 205-Jahreszyklus (de Vries-Zyklus) oder mehrere Jahrzehnte dauernde grosse solare Minima. Schwankungen im so gefilterten ^{10}Be -Fluss werden, basierend auf der Annahme, dass die klimatischen Bedingungen (Transport und Ablagerungsprozesse) über die Zeit unverändert geblieben sind, in einer ersten Näherung auf die variable ^{10}Be -Produktionsrate zurückgeführt.

Die Abhängigkeit der ^{10}Be -Produktionsrate von der geo- und heliomagnetischen Modulation ist dank den Monte Carlo Simulationsrechnungen von Masarik und Beer (1999) für jeden Punkt in der Atmosphäre bekannt (siehe Abschnitt 3.2.1). Bis heute gibt es jedoch noch kein physikalisches Modell, welches das Verhalten von ^{10}Be nach seiner Produktion, bzw. sein Weg vom Produktions- bis zum Ablagerungsort, beschreibt.

In bisherigen Arbeiten wurde angenommen, dass der ^{10}Be -Fluss nach Summit in Grönland die global gemittelte ^{10}Be -Produktionsrate widerspiegelt. Die gute Übereinstimmung der darauf beruhenden ^{10}Be -basierten Geomagnetfeldrekonstruktionen mit unabhängigen Geomagnetfelddatensätzen (Wagner et al. (2000), Muscheler et al. (2005a)) lässt darauf schliessen, dass der im ^{10}Be -Fluss nach Summit reflektierte Grad der Mischung nicht allzu schlecht sein kann und diese Annahme in einer ersten Näherung sicherlich gerechtfertigt ist. Infolge der kurzen Residenzzeit des produzierten ^{10}Be von ein paar Wochen in der Troposphäre (Raisbeck et al., 1981) ist eine unvollständige Mischung von ^{10}Be in der Troposphäre jedoch nicht auszuschliessen und muss für Untersuchungen von Effekten zweiter Ordnung in Betracht gezogen werden. Die polare ^{10}Be -Produktionsrate ist wegen dem schwachen oder gar fehlenden abschirmenden Einfluss des Magnetfelds der Erde in hohen Breiten stark solar moduliert. Eine nicht über die ganze Hemisphäre vollständig durchmischte Atmosphäre bezüglich ^{10}Be hat zur Folge, dass sich vorwiegend lokale polare Luftmassen im Einzugsgebiet des GRIP Eisbohrkerns finden und somit der dortige ^{10}Be -Fluss ein grösserer Anteil an polar produziertem ^{10}Be aufweist. Dieser trägt damit ein im Vergleich zu einem ^{10}Be -Fluss aus tieferer geographischer Breite verstärktes solares Signal in sich. Die aus der Variabilität des ^{10}Be -Flusses nach GRIP rekonstruierte Φ -Variabilität fällt somit dann zu gross aus, wenn eine besser durchmischte Atmosphäre bezüglich ^{10}Be angenommen wird, als in

Wirklichkeit zutrifft.

In dieser Arbeit wurde daher der Frage der Mischung von ^{10}Be in der Atmosphäre nachgegangen. Verschiedene Mischungsgrade von ^{10}Be und ihr Effekt auf die Rekonstruktion der solaren Modulation werden in Kapitel 5.5 diskutiert. Für die vorliegende Rekonstruktion wurde davon ausgegangen, dass sich ^{10}Be in der Stratosphäre infolge der deutlich längeren Residenzzeit (1 Jahr) (Raisbeck et al., 1981) vollständig, in der Troposphäre auf Zeitskalen von Wochen hingegen nicht vollständig zu mischen vermag. Es wurde angenommen, dass der ^{10}Be -Fluss nach Summit ein globaler Mittelwert der stratosphärischen, aber nur eine über die geographischen Breiten 40° – 90° gemittelte troposphärische ^{10}Be -Produktionsrate widerspiegelt (siehe Abbildung 5.1). Kein Beitrag im ^{10}Be -Fluss nach Grönland aus der Troposphäre aus niederen Breiten als 40° stützt sich auf das globale atmosphärische Zirkulationsmuster bzw. auf die Annahme, dass der absteigende Ast der Hadley Zirkulation um 30° das produzierte ^{10}Be effektiv aus der Atmosphäre entfernt, bevor es in höhere geographische Breiten transportiert wird. Diese südliche Begrenzung wird dadurch gestützt, dass Zentralgrönland den Niederschlag während des ganzen Holozäns aus den mittleren Breiten im Bereich des Nordatlantiks erhält (Johnsen et al. (1989), Mayewski et al. (1997), siehe Abschnitt 3.4.2). Ebenfalls unterschieden sich die Amplituden der kurzzeitigen Schwankungen in ^{10}Be und ^{14}C (welches dank längerer Residenzzeit global gut durchmischt ist) infolge der grösseren solaren Modulation der polaren Produktionsrate stärker, wäre ^{10}Be schlechter gemischt (siehe Abbildung 3.4 in Abschnitt 3.4.1).

Solange jedoch die exakten atmosphärischen Prozesse nicht bekannt sind, kann der Mischungsgrad von ^{10}Be in der Atmosphäre bzw. im ^{10}Be -Fluss nach Summit nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Die Berücksichtigung einer leichten lokalen Komponente im ^{10}Be -Fluss nach Summit ist eine Verfeinerung der bisherigen Interpretation des ^{10}Be -Flusses nach Summit. Frühere Rekonstruktionen des Geomagnetfelds basierend auf kosmogenen Radionukliden aus polarem Eis werden dadurch (Wagner et al. (2000), Muscheler et al. (2005a)) nicht in Frage gestellt, da der Effekt der nicht vollständigen troposphärischen Durchmischung von ^{10}Be auf die Geomagnetfeldrekonstruktion nur gering ist (siehe Abschnitt 5.6.1). Denn in den geographischen Breiten 40° – 90° beträgt der relative Beitrag der stratosphärischen ^{10}Be -Produktion zu der Gesamtproduktion wegen der dort tiefgelegenen Tropopause (Grenze zwischen Tropo- und Stratosphäre) zwischen rund 80 % und 90 % (im Mittel beträgt er 55.7 %) (Masarik und Beer, 1999). Deshalb ist die stratosphärische Komponente, welche als global gemischt angenommen wird, von weit grösserer Bedeutung im ^{10}Be -Fluss nach Summit als die troposphärische, möglicherweise lokal beeinflusste, Komponente.

Zusätzlich zur Annahme des im ^{10}Be -Fluss nach Summit reflektierten atmosphärischen Mischungsmusters von ^{10}Be ist - da die auf ^{10}Be einwirkenden atmosphärischen Prozesse nicht bekannt sind - ein weiterer freier Parameter erforderlich, um den ^{10}Be -Fluss nach Grönland mit der ^{10}Be -Produktionsrate in Beziehung zu setzen. Dieser wurde indirekt mittels einem Anhaltspunkt über die Φ -Verhältnisse während des Spörer Minimums (1415–1535 A.D.), des jüngsten historischen, im GRIP Eisbohrkern enthaltenen grossen solaren Minimums, bestimmt. Mit dem Geomagnetfelddatensatz von Yang et al. (2000) und der Beziehung von Masarik und Beer (1999) wurde aus dem ^{10}Be -Fluss Φ iterativ berechnet, wobei der ^{10}Be -Fluss derart normiert wurde, dass der Mittelwert des resultierenden Φ -Datensatzes im Spörer Minimum jenem von McCracken et al. (2004) entspricht. Die beiden von McCracken et al. (2004) rekonstruierten

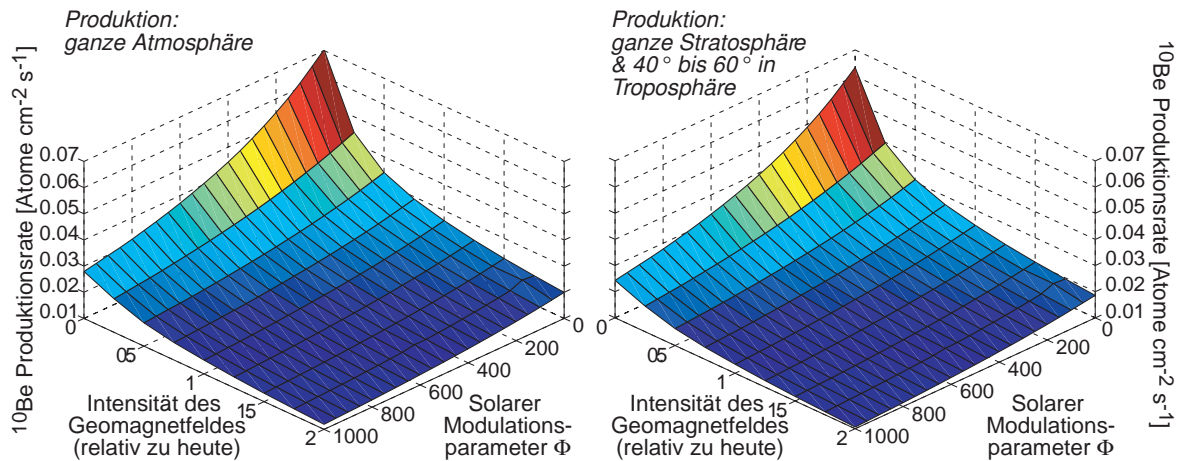


Abbildung 5.1: Die mittlere globale ^{10}Be -Produktionsrate (links) und die mittlere ^{10}Be -Produktionsrate der ganzen Stratosphäre und innerhalb 40° bis 90° geographischer Breite der Troposphäre (rechts) in Abhängigkeit der helio- und geomagnetischen Modulation (Marsarik und Beer, 1999). Ein Φ -Wert von 0 MeV entspricht einer ruhigen Sonne, ein Φ -Wert von 1000 MeV einer sehr aktiven Sonne. Die geomagnetische Feldstärke ist in relativen Einheiten angegeben, wobei 1 der heutigen Feldstärke entspricht.

Man beachte die nicht-lineare Beziehung zwischen ^{10}Be -Produktionsrate und der helio- und geomagnetischen Modulation. Eine Änderung der Sonnenaktivität bzw. von Φ führt zu einer umso grösseren ^{10}Be -Produktionsratenänderung, je schwächer die Intensität des geomagnetischen Dipolfeldes ist. Dies führt dazu, dass in polaren Breiten die Produktion stärker auf Änderungen der Sonnenaktivität reagiert, wie aus dem Vergleich der beiden Figuren abgeleitet werden kann. Je schlechter sich daher ^{10}Be in der Atmosphäre mischt, desto grösser sind die Änderungen in der ^{10}Be -Konzentration im polaren Eis aufgrund der variablen Sonnenaktivität.

1100 und 520 Jahre umfassenden Φ -Datensätze, basierend auf ^{10}Be von South Pole und auf Dye 3, zeigen einen konsistenten Maunder Minimum Φ -Mittelwert von ~ 170 MeV. Während die vorliegende Φ -Rekonstruktion auf dem lokalen interstellaren Spektrum von Cini Castagnoli und Lal (1980) beruht, beziehen sich McCracken et al. (2004) jedoch für ihre Rekonstruktionen auf das lokale interstellare Spektrum von Webber und Lockwood (2001) (gestrichelte Linie in Abbildung 2.4 in Kapitel 2.5). Um die Differenz zwischen diesem und dem hier verwendeten lokalen interstellaren Spektrum zu berücksichtigen, wurden 90 MeV (hergeleitet aus Spektrenberechnungen, siehe Abbildung 2.4) zu McCracken et al. (2004)'s Wert dazugezählt, was zu einem Spörer Minimum Φ -Mittelwert von ~ 260 MeV führt.

Die Φ -Datensätze von McCracken et al. (2004) wurden deshalb für die Normierung der Φ -Rekonstruktion herangezogen, weil der GRIP ^{10}Be -Datensatz zeitlich nicht mit den jüngsten Φ -Rekonstruktionen basierend auf Neutronenmonitordaten überlappt. Die 520 und 1100 Jahre langen Φ -Datensätze von McCracken et al. (2004) reichen bis in die heutige Zeit hinein und damit in die Zeit der Neutronenmonitormessungen. Bevor die Neutronen mittels Neutronenmonitoren gemessen werden konnten (ab 1951), wurden die Ionisierungsraten mittels Ionisierungskammern auf Ballonflügen und auf der Erdoberfläche bestimmt (ab den 30'er Jahren). Aus auf Ballonflügen in grosser Höhe erhobenen Ionisierungsraten von Neher (1967) geht ein abnehmender Trend der galak-

tischen kosmischen Strahlung (im Energiebereich von 2 GeV pro Teilchen) von rund 25 % in den Jahren 1933 bis 1965 hervor (McCracken (2001), McCracken und Heikkila (2003)). Dies im Gegensatz zu auf der Erdoberfläche mittels Ionisierungskammern in Cheltenham erhobenen Messungen, welche auf keinen Trend in der galaktischen kosmischen Strahlung schliessen lassen. Entsprechend zeigt das aus den Ionisierungsraten von Neher (1967) resultierende Φ einen Aufwärtstrend, nicht hingegen jenes auf den Cheltenham-Messungen beruhende Φ . Dazu kann bemerkt werden, dass die bodenbasierten Ionisierungsmessungen im Gegensatz zu den ballonbasierten Ionisierungsmessungen Störungen wie Hintergrundstrahlung (von Radon) oder Reflexionen an der Umgebung (z.B. Schneedecke) ausgesetzt sind, welche die Bestimmung des Langzeittrends unsicherer machen. Ein abnehmender Trend der galaktischen kosmischen Strahlung bzw. ein zunehmender Trend der Sonnenaktivität in der Mitte des 20. Jahrhunderts geht auch aus Aurora (Legrand und Simon, 1987)- und Sonnenfleckenbeobachtungen (Hoyt und Schatten, 1998) sowie aus ^{10}Be -Datensätzen diverser Eisbohrkerne (Dye 3, ein Kurzkern bei der GRIP Bohrstelle (Grönland) und South Pole (Antarktis) hervor. Die Rekonstruktion von McCracken et al. (2004) beruht auf Climax Neutronenmonitor sowie auf den ballonbasierten Ionisierungsratenmessungen von Neher (1967), ergänzt mit bodenbasierten Messungen von Forbush (1958) (McCracken und Heikkila, 2003).

Eine Alternative ist die Normierung mit dem Mittelwert des 1100 Jahre umfassenden Datensatzes von McCracken et al. (2004) über die ganze überlappende Zeitperiode (775 Jahre), anstatt nur über das Spörer Minimum. Es zeigte sich, dass diese Normierung zu konsistenten Resultaten führt. Der resultierende Spörer Minimum Φ -Mittelwert liegt ebenfalls im von Muscheler et al. (2005b) für den Spörer Minimum Φ -Mittelwert abgeschätzten Bereich 100–250 MeV. Muscheler et al. (2005b) verwendeten die Climax Neutronenmonitordaten und berücksichtigten sowohl die Cheltenham Ionisierungsratenmessungen als auch die ballonbasierten Messungen von Neher (1967).

Dieses Normierungsverfahren gibt einen Aufschluss über die Beziehung zwischen dem mittleren ^{10}Be -Fluss zu der Summitbohrstelle und der mittleren globalen ^{10}Be -Produktionsrate während des Spörer Minimums und damit über die atmosphärischen Prozesse, welche ^{10}Be zu jener Zeit nach seiner Bildung beeinflusst haben (Mischung-, Transport- und Depositionsprozesse). Aufgrund der in Kapitel 3.4 aufgezählten Argumente, die auf in erster Näherung stabile Mischungs-, Transport- und Ablagerungsprozesse hinweisen, wurden sowohl die Beziehung zwischen dem ^{10}Be -Fluss nach Summit und der ^{10}Be -Produktionsrate als auch der atmosphärische Mischungszustand von ^{10}Be über das ganze Holozän als konstant angenommen. Allerdings können, insbesondere aus dem unterschiedlichen Langzeittrend von ^{10}Be und ^{14}C zu schliessen, Änderungen in den Systemeffekten auf ^{10}Be in der Grössenordnung von 10 % nicht ausgeschlossen werden (siehe Kapitel 5.7). In einer zweiten Näherung müssen daher die als konstant angenommenen Systemeffekte auf Abweichungen hin untersucht werden. Doch der innerhalb des Fehlers mit Änderungen der Geomagnetfeldintensität konsistente Langzeittrend von ^{10}Be (Muscheler et al., 2005a) lässt auf nur geringe Änderungen in den Systemeffekten schliessen. Die daraus resultierende Unsicherheit im Φ -Datensatz und erste Abschätzungen über möglicherweise langfristig geänderte Systemprozesse werden in Kapitel 5.7 besprochen.

Nach diesem Normierungsverfahren kann in einer vorsichtigen Aussage der mittlere ^{10}Be -Fluss nach Summit während des Spörer Minimums mit rund 60 % dessen, was im atmosphärischen Einzugsgebiet der GRIP Bohrstelle produziert wurde, beziffert

werden.

Diese Zahl ist deshalb (noch) mit grosser Unsicherheit belastet, da sie sowohl von dem angenommenen Mischungsverhältnis von ^{10}Be in der Atmosphäre, der Richtigkeit des angestrebten Φ -Mittelwerts während des Spörer Minimums, von den involvierten ^{10}Be - und Geomagnetfelddaten als auch von den absoluten Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999) abhängt. Diese sind im Gegensatz zu deren relativen Berechnungen infolge unsicheren Wirkungsquerschnitten mit etwas grösseren Unsicherheiten behaftet (siehe Abschnitt 3.2.1).

5.4.2 Fehlerbestimmung

Die Unsicherheit dieser Φ -Rekonstruktion wurde mittels einem Monte Carlo Verfahren bestimmt, in welchem die Fehler in den verwendeten ^{10}Be -Daten und den Geomagnetfeldintensitäten berücksichtigt werden. Der 1σ -Fehler der einzelnen ^{10}Be -Daten ist der mittlere Messfehler (Zählfehler der BMS-Analyse) aufgerundet auf konstante 7%, um andere mögliche Fehler im Zusammenhang mit der Analyse (Maschinenuntergrund, Standard) und der Probenaufbereitung zu berücksichtigen. Da der ^{10}Be -Datensatz für diese Φ -Rekonstruktion gefiltert wurde (und damit ein Datenpunkt von mehreren Messwerten, dafür aber auch besser, bestimmt ist) wurde mit einem 1σ -Fehler von konstant 5% gerechnet. Die 1σ -Fehler der Magnetfelddaten wurden den Angaben von Yang et al. (2000) entnommen. Sie betragen zwischen 0.7 und 28.4%, im Mittel 17.9%.

Es wurden 1000 Monte Carlo Simulationen durchgeführt, wobei in jeder Simulation für jeden Zeitpunkt zufällig ein ^{10}Be -Wert und ein Geomagnetfeldwert, unter der Berücksichtigung einer Gauss'schen Verteilung ihrer 1σ -Fehler, ausgewählt und daraus Φ berechnet wurde. Dabei muss beachtet werden, dass so die obere Limite des Fehlers berechnet wird. Denn dadurch, dass für jeden individuellen ^{10}Be -Datenpunkt eine unabhängige Geomagnetfeldintensität innerhalb des mittleren Magnetfeldfehlers von 500–1000 Jahresintervallen (Yang et al. (2000), siehe Abbildung 5.2a)) ausgewählt wird, wird nicht berücksichtigt, dass sich das geomagnetische Dipolfeld nur über Jahrhunderte bis Jahrtausende ändert. Diese so bestimmten Fehler sind damit maximale, absolute 1σ -Fehler und belaufen sich auf ~ 60 MeV bis ~ 290 MeV mit einem Mittelwert von ~ 140 MeV. Wird die Trägheit des geomagnetischen Dipolfelds berücksichtigt, reduziert sich der Fehler der kurzzeitigen relativen Φ -Schwankungen auf ~ 40 MeV bis ~ 150 MeV mit einem Mittelwert von ~ 80 MeV. Dieser Fehler resultiert aus Monte Carlo Simulationen, die nur den Fehler der ^{10}Be -Daten berücksichtigen. Die Unsicherheit dieser Φ -Rekonstruktion ist vergleichbar mit den unterschiedlichen modernen Φ -Rekonstruktionen über die letzten 50 Jahre, die auf Neutronenmonitordaten und unterschiedlichen Modellen beruhen (siehe Abbildung 2.2c) in Kapitel 2).

Infolge der nicht-linearen Beziehung zwischen ^{10}Be -Produktionsrate, Geomagnetfeldintensität und Φ (siehe Abbildung 5.1) ist die Fehlertransformation nicht linear. So resultiert aus einer ursprünglich symmetrischen Fehlerverteilung in den ^{10}Be - und in den Geomagnetfelddaten eine asymmetrische Fehlerverteilung im Φ -Datensatz. Fehler im tiefen Wertebereich von ^{10}Be haben eine grössere Auswirkung auf die Bestimmung von Φ als ^{10}Be -Fehler im hohen Wertebereich. Infolge der inversen Beziehung zwischen der ^{10}Be -Produktionsrate und Φ sind damit vor allem die hohen Φ -Werte sensitiv auf ^{10}Be -Fehler, während die tieferen Φ -Werte genauer bestimmt werden können. Φ zeigt sich somit in seinem höheren Wertebereich fehlerempfindlicher als im tiefen Wertebereich. Im weiteren führen negative ^{10}Be -Fehler zu grösseren positiven Φ -Fehlern als

umgekehrt. Zusätzlich ist die Φ - ^{10}Be -Beziehung von der Intensität des Geomagnetfelds abhängig. Dies führt dazu, dass ein ^{10}Be -Fehler bei tiefer vorherrschender Geomagnetfeldintensität zu einem grösseren Φ -Fehler führt als bei hoher Geomagnetfeldintensität. Unsicherheiten in der Geomagnetfeldintensität ihrerseits wirken sich im tiefen Intensitätsbereich stärker auf die Φ -Rekonstruktion aus als im hohen Intensitätsbereich, und wiederum führen negative Fehler zu grösseren positiven Φ -Fehlern als umgekehrt. Doch obwohl die Intensität des Magnetfelds inklusive dessen Unsicherheit nie unter $2/3$ des heutigen Werts fiel, dominiert dessen sehr grosser Fehler (die durchschnittliche Standardabweichung beträgt 17.9%) ganz klar den absoluten 1σ -Fehler von Φ . Eine Verbesserung der absoluten Φ -Rekonstruktion kann daher in erster Linie durch bessere Geomagnetintensitätsdaten erreicht werden. Solange ist die Unsicherheit resultierend aus dem unbekanntem Mischungsgrad des ^{10}Be -Flusses nach Summit relativ klein.

Innerhalb der statistischen Schwankungen des 1σ -Fehlers sind die physikalisch unrealistischen, negativen Werte konsistent mit $\Phi \geq 0$ MeV. Die Beziehung zwischen ^{10}Be -Fluss und ^{10}Be -Produktionsrate kann jedoch zeitweilig durch kurzfristige meteorologisch bedingte Änderungen im Transport und in der Ablagerung von ^{10}Be nach Summit gestört sein. Dies ist auch nach der zur Unterdrückung kurzfristiger atmosphärischer Zirkulationsänderungen angebrachten Binomialfilterung des ^{10}Be -Flusses nicht ganz auszuschliessen und möglicherweise zu Zeiten extremer solarer Aktivitätszustände wahrscheinlicher als sonst. Negative Φ -Werte könnten daher von solchen Störungen im Proportionalitätsverhältnis zwischen ^{10}Be -Fluss und ^{10}Be -Produktionsrate zu Zeiten tiefer solarer Aktivität stammen. Dass nur mit sporadisch auftretenden, relativ kurzfristigen meteorologischen Störungen im Holozän gerechnet werden muss (und keine grösseren klimatischen Änderungen) geht aus diversen Argumentationen und der allgemein guten Übereinstimmung der Radionuklide ^{10}Be und ^{14}C hervor (siehe Kapitel 3.4). Andererseits können auch (noch) unbekannte Supernovaexplosionen als Erklärung der sehr tiefen oder gar negativen Φ -Werte nicht ausgeschlossen werden. Die dadurch kurzfristig erhöhte galaktische kosmische Primärstrahlung führte zu einer erhöhten ^{10}Be -Produktionsrate, welche hier fälschlicherweise einer zu tiefen Sonnenaktivität angelastet worden wäre. Als eine zusätzliche Fehlerquelle für tiefe Φ -Werte in Betracht gezogen werden muss ebenfalls die grössere Unsicherheit der Protonenspektren zu Zeiten niedriger als zu Zeiten hoher solarer Aktivität (siehe Kapitel 2.5 und 5.6).

Diese Unsicherheiten insbesondere in der Bestimmung der tieferen Φ -Werte sind in der Fehlerberechnung nicht berücksichtigt.

5.5 Ergebnis: Der solare Modulationsparameter Φ der letzten rund 9300 Jahre

Die aus der Intensität des vergangenen Geomagnetfelds (Abbildung 5.2a)) und dem ^{10}Be -Fluss des GRIP Eisbohrkerns (Abbildung 5.2b)) nach der im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Methode rekonstruierte Sonnenaktivität, parametrisiert durch Φ , ist in Abbildung 5.2c) dargestellt. Das graue Fehlerband gibt die Unsicherheit der Rekonstruktion infolge Unsicherheiten in den Geomagnetfeldintensitäten und in den ^{10}Be -Daten an (siehe Abschnitt 5.4.2). Da das geomagnetische Dipolfeld nur sehr langsam variiert (über Jahrhunderte bis Jahrtausende) ist der Fehler der relativen Φ -Änderungen über kurze Zeiten (über Jahrzehnte bis Jahrhunderte) von der Unsicherheit der absoluten Geomagnetfeldintensitäten nicht betroffen und fällt damit be-

deutend kleiner aus, als dieses Fehlerband angibt. Obwohl die Φ -Rekonstruktion auf einem gefilterten ^{10}Be -Datensatz basiert, in welchem Schwankungen mit einer kürzeren Periodenlänge als 50 Jahre in zunehmendem Masse unterdrückt sind (kürzere Periodizitäten als 22 Jahre sind es beinahe vollständig), ist der Φ -Datensatz über den ganzen Zeitraum durch eine hohe Variabilität gekennzeichnet. Die bekannten grossen solaren Minima, das Spörer, Wolf und Oort Minimum, sind deutlich als solche erkennbar, siehe Detailabbildung 5.2d).

Solange der zu ^{14}C unterschiedliche Langzeittrend von ^{10}Be bzw. mögliche langfristige Änderungen in den Systemeffekten nicht geklärt sind, müssen die absoluten Φ -Werte vorsichtig interpretiert werden. Sie sind ebenfalls von der Normierung abhängig, die auf dem Spörer Minimum Φ -Mittelwert gemäss McCracken et al. (2004) beruht. Daher muss eine Verschiebung der Werte um einen auf kurz- und mittelfristigen Skalen wohl konstanten Betrag in Betracht gezogen werden, siehe Kapitel 5.6. Die Tatsache jedoch, dass die Werte des rekonstruierten Φ -Datensatzes innerhalb des zu erwartenden Bereichs liegen - die Werte sind nicht systematisch negativ und die hohen Werte entsprechen den heutigen, hohen, auf Neutronenmonitormessungen basierten Φ -Abschätzungen (siehe Abbildung 2.2c) in Kapitel 2) - spricht für die gewählte Normierung. Die zeitliche Bestimmung und die relativen Amplituden der Änderungen über kurze Zeiträume (über Jahrzehnte bis Jahrhunderte) sind von dieser Unsicherheit nicht betroffen und infolge gut fundierter Abhängigkeit der Produktionsrate von Geomagnetfeldintensität und Φ (Masarik und Beer, 1999) viel genauer bestimmbar. Wie noch gezeigt wird, zeigt die relative Amplitude eine nur geringe Abhängigkeit vom angenommenen Mischungsgrad von ^{10}Be in der Atmosphäre und der Normierung. Die Stärke dieses Φ -Datensatzes liegt somit in dessen relativen Aussagen über das Verhalten der Sonnenaktivität über kürzere Zeiträume (Jahrzehnte bis Jahrhunderte) im Holozän.

Der Φ -Datensatz zeigt mehrere Zeiten erhöhter Variabilität, so besonders um 700, 1850, 2650 und um 5950 Jahre vor heute, in denen die gefilterten Φ -Werte bis zu 470 MeV innert nur 20 Jahren zu- oder abnahmen. Um 2650 Jahre vor heute zeigen die gefilterten Φ -Werte gar einen Ausfall (An- und Abstieg) über rund 600 MeV innert nur 60 Jahren. Die Neutronenmonitorperiode zeigt, entsprechend gefiltert, mit einer maximalen Änderung von rund 150 MeV innert 15 Jahren keine annähernd so starken Schwankungen. Die stabilsten Zeiten waren um 1500, 4850, 5250 and 8350 Jahre vor heute. Sie zeigen eine viel geringere Variabilität als die Neutronenmonitorära über den gleichen Zeitraum.

Eine Spektralanalyse (nach Lomb Scargle) deckt ein signifikantes Vorhandensein bekannter solarer Zyklen auf, des 88-jährigen Gleissberg- und des 205-jährigen de Vrieszyklus (siehe Abbildung 5.3).

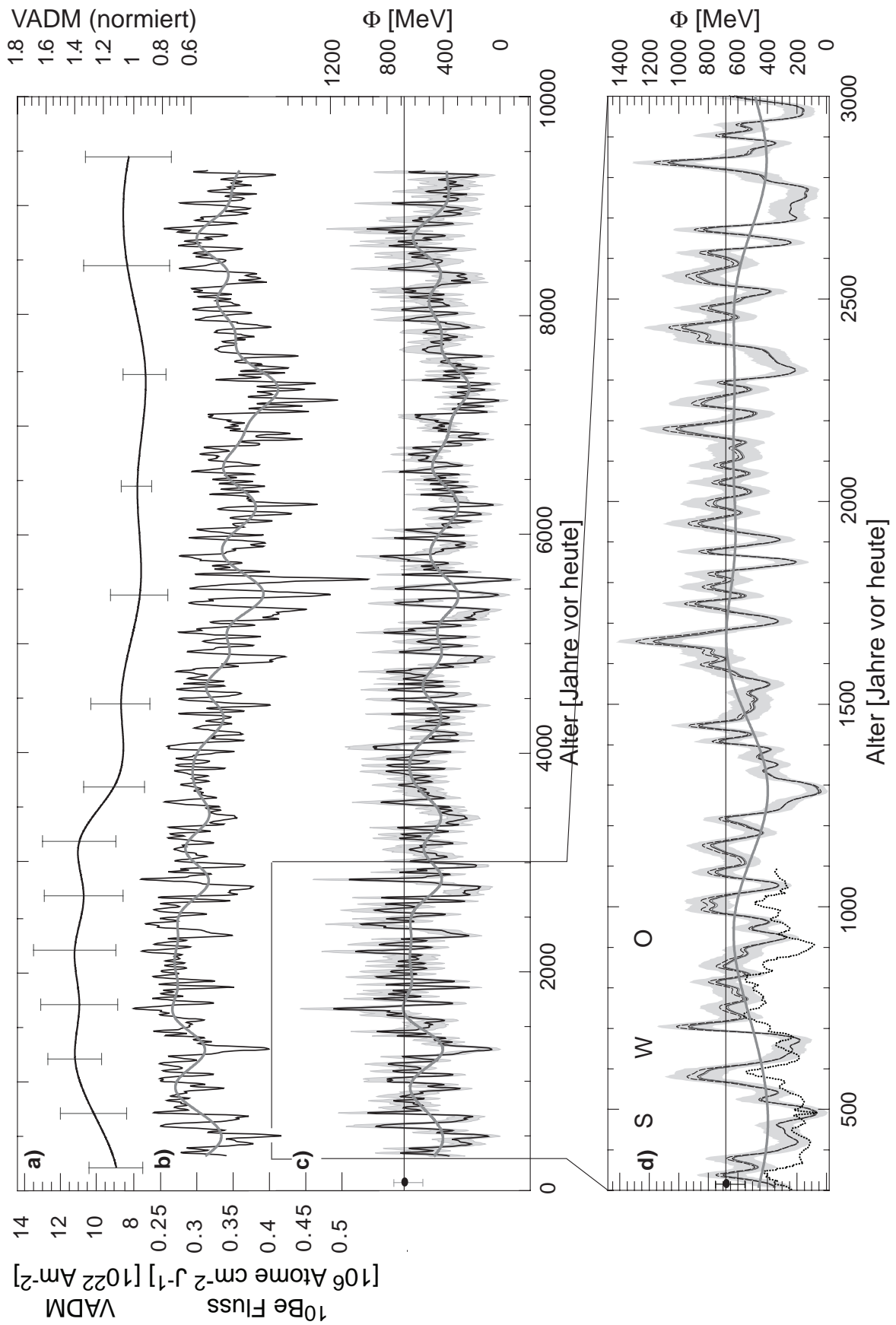


Abbildung 5.2: Φ -Rekonstruktion basierend auf ^{10}Be über die letzten rund 9300 Jahre.

Abbildung 5.2 Die rekonstruierte Sonnenaktivität parametrisiert durch Φ über die letzten rund 9300 Jahre. (a) Geomagnetisches axiales Dipolmoment VADM (virtual axial dipole moment) mit Standardabweichung nach Yang et al. (2000). Die rechte Skala gibt die Einheiten relativ zu heute an. (b) ^{10}Be -Fluss des GRIP Eisbohrkerns, binomialgefiltert über 61 Punkte (≈ 2 Jahre) um den Effekt kurzfristiger meteorologischer Einflüsse zu eliminieren (schwarze Kurve). Eine Tiefpassfilterung ('cut-off' Frequenz $1/500$ Jahre $^{-1}$, d.h. Unterdrückung der Frequenzen höher als $1/500$ Jahre $^{-1}$) hebt die längerfristigen Variationen hervor (graue Kurve). Die Daten sind auf einer inversen Skala geplottet, da der ^{10}Be -Fluss in einer antikorrelierten Beziehung zu der Sonnenaktivität bzw. Φ steht. Der ^{10}Be -Fluss trägt neben dem solaren Signal noch jenes des Erdmagnetfelds in sich, was in der Ähnlichkeit seines langfristigen Verlaufs zu der Geomagnetfeldintensität zum Ausdruck kommt. (c) Der solare Modulationsparameter Φ berechnet aus dem binomialgefilterten ^{10}Be -Fluss (schwarze Kurve) und nach einer Tiefpassfilterung ('cut-off' Frequenz $1/500$ Jahre $^{-1}$) (graue Kurve). Das graue Band zeigt den 1σ -Fehler. Der verbleibende schwache langfristige Trend stammt hauptsächlich von den relativ grossen Unsicherheiten des zur Eliminierung des Geomagnetfeldeffekts verwendeten Geomagnetfelddatensatzes (die hauptsächlich zum 1σ -Fehler beitragen). Die Φ -Rekonstruktion basiert auf der Annahme, dass der ^{10}Be -Fluss nach Summit die global gemittelte ^{10}Be -Produktionsrate der Stratosphäre, aber nur die über 40° – 90° gemittelte ^{10}Be -Produktionsrate der Troposphäre reflektiert. Der Φ -Datensatz wurde derart normiert, dass im Spörer Minimum ein Mittelwert gemäss McCracken et al. (2004) resultiert. Die schwarze Linie und der isolierte Punkt nahe der linken Achse zeigen den mittleren Φ -Wert (~ 680 MeV) über die Zeit 1958–1990 (Punkt ist nicht am richtigen Ort auf der Zeitachse eingetragen) von vier Φ -Rekonstruktionen mit einer Angabe über den Bereich der Unterschiede in deren Mittelwerten (siehe Kapitel 2.5 und Abbildung 2.2c)). (d) Detailabbildung von (c), mit zwei zusätzlichen Φ -Rekonstruktionen basierend auf anderen Annahmen bezüglich darüber, inwieweit der ^{10}Be -Fluss nach Summit ein lokales oder ein globales Signal widerspiegelt: der ^{10}Be -Fluss reflektiert das global gemittelte Produktionssignal der ganzen Atmosphäre (gestrichelte schwarze Kurve); der ^{10}Be -Fluss reflektiert das global gemittelte stratosphärische Produktionssignal aber nur das über die geographischen Breiten 60° – 90° gemittelte troposphärische Produktionssignal (graue Kurve). Die gepunktete schwarze Kurve zeigt den Φ -Datensatz von McCracken et al. (2004) über die letzten 1100 Jahre. Die jüngsten grossen solaren Minima sind deutlich erkennbar. S: Spörer Minimum, W: Wolf Minimum, O: Oort Minimum.

Um einen Eindruck der Abhängigkeit der Amplitude des rekonstruierten Φ -Datensatzes von der Annahme der atmosphärischen Durchmischung von ^{10}Be zu bekommen, wurden Φ -Rekonstruktionen mit alternativen Mischungsgraden berechnet. In Abbildung 5.2d) sind zusätzlich zwei Resultate basierend auf den folgenden Mischungsannahmen dargestellt: der ^{10}Be -Fluss reflektiert die global gemittelte ^{10}Be -Produktionsrate; der ^{10}Be -Fluss reflektiert die global gemittelte ^{10}Be -Produktionsrate der Stratosphäre, jedoch nur die über die geographischen Breiten 60° – 90° gemittelte ^{10}Be -Produktionsrate der Troposphäre. Dieses Mischungsmuster ist aufgrund der in den mittleren Breiten liegenden Wasserdampfquelle für Grönland (Johnsen et al. (1989), Mayewski et al. (1997)) eher unrealistisch und kann damit als anderes Extrem zum sicherlich ebenfalls extremen Ansatz einer globalen Durchmischung betrachtet werden. Je schlechter die Atmosphäre bezüglich ^{10}Be gemischt ist, d.h. je grösser der Anteil an polar produziertem ^{10}Be im ^{10}Be -Fluss nach GRIP ist, desto kleiner fallen die daraus rekonstruierten Φ -Variationen

aus. Infolge der Nicht-Linearität zwischen ^{10}Be -Produktionsrate und Φ (siehe Abbildung 5.1) sind die hohen rekonstruierten Φ -Werte sensitiver auf den Mischungszustand von ^{10}Be in der Atmosphäre als die tiefen Φ -Werte, weshalb sich die Unterschiede in den Φ -Maxima zeigen. Aus Abbildung 5.2d) geht hervor, dass der Effekt der verschiedenen Mischungsannahmen relativ klein ist, was auf den viel grösseren relativen Anteil der stratosphärischen ^{10}Be -Produktionsrate an der Gesamtproduktionsrate als jener der troposphärischen ^{10}Be -Produktionsrate zurückgeführt werden kann. Die Unsicherheit aus der unbekanntem atmosphärischen Durchmischung von ^{10}Be und dessen Reflexion im ^{10}Be -Fluss nach Summit liegt innerhalb des (noch) grossen Unsicherheitsbereichs resultierend aus den Unsicherheiten der Geomagnetfeldintensitäten.

Um die Mischungs- und Normierungsansätze zu evaluieren, wurden die Φ -Rekonstruktionen mit jener von McCracken et al. (2004) über die letzten rund 1100 Jahre verglichen (siehe Abbildung 5.2d)). McCracken et al.'s (2004) Mittelung über 22 Jahre entspricht in etwa der hier angebrachten Binomialfilterung. Wenn auch der Effekt nicht gross ist, so verbessert die Berücksichtigung einer leichten lokalen Komponente und damit eines leicht polaren Signals im ^{10}Be -Fluss die Übereinstimmung der Φ -Rekonstruktion mit jener von McCracken et al. (2004) über die letzten 1100 Jahre. Doch selbst die Φ -Amplitude basierend auf der als zu gross eingeschätzten lokalen Komponente im ^{10}Be -Fluss nach Summit (troposphärischer Produktionsanteil begrenzt auf 60° – 90° geographische Breite) fällt grösser aus als jene von McCracken et al. (2004). Man muss dabei berücksichtigen, dass McCracken et al. (2004) ebenfalls von einer unvollständigen Mischung von ^{10}Be in der Atmosphäre ausgehen. Sie verwenden dafür ein Mischungsmodell, nach welchem im polaren Eisbohrkern (South Pole) kein ^{10}Be aus tieferen geographischen Breiten als 20° enthalten ist und der Beitrag aus höheren Breiten bis 60° linear auf 100% ansteigt (Mischungsmodell M3 in McCracken (2004)). Ein überdurchschnittlicher Anteil an in hohen Breiten produziertem ^{10}Be in Eisbohrkernen

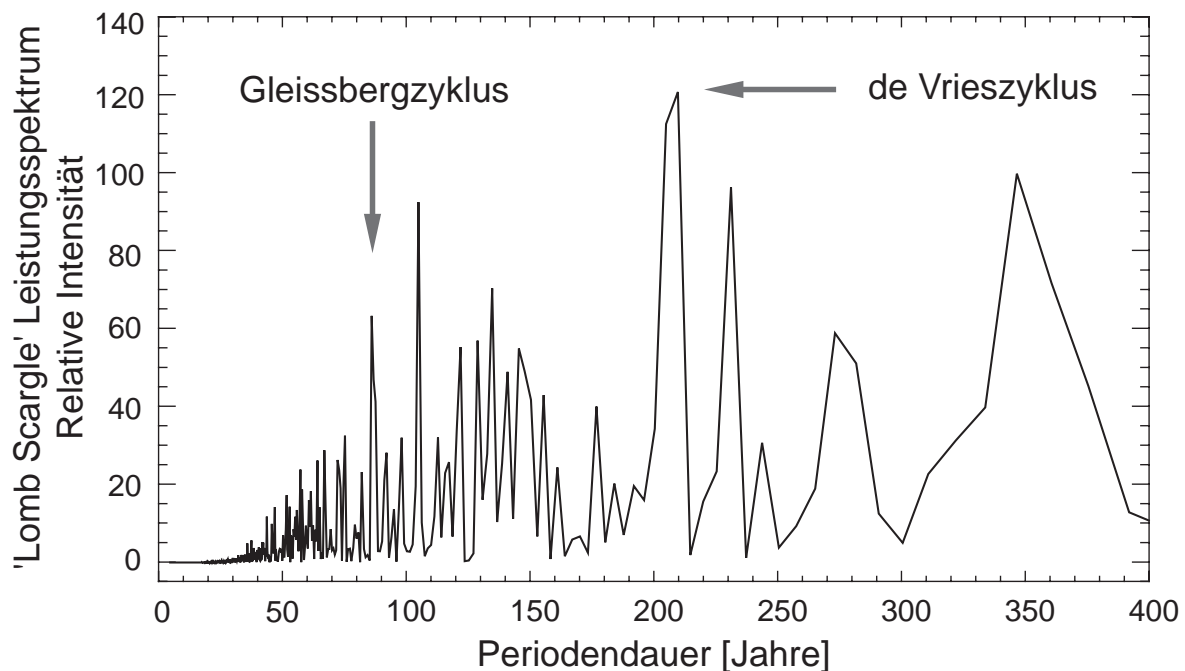


Abbildung 5.3: Frequenzspektrum (Lomb Scargle Leistungsspektrum) der Φ -Rekonstruktion über den gesamten Zeitraum (305–9315 Jahre vor heute).

in der Antarktis wird auch von Steig et al. (1996) vertreten, welche die Amplitude der solaren Modulation von ^{10}Be des Taylor Dome Eisbohrkerns mit jener der kosmischen Strahlung verglichen. Auch Bard et al. (1997) kommen aufgrund des Vergleichs der ^{10}Be -Amplitude von South Pole mit der ^{14}C -Amplitude zu diesem Schluss. Diese Studien beziehen sich jedoch alle auf die Antarktis und deren Resultate spiegeln möglicherweise nicht die Situation in Grönland wider. Aufgrund der Lage der Niederschlagsquelle für Zentralgrönland in den mittleren Breiten erscheint dieses von McCracken et al. (2004) verwendete Mischungsmodell (M3) als zu restriktiv für den GRIP ^{10}Be -Datensatz. Neue Berechnungen der ^{14}C -Produktionsrate und der daraus resultierenden Änderungen in der solaren Modulation zeigen ebenfalls eine höhere Variabilität der solaren Aktivität als McCracken et al.'s (2004) Φ -Rekonstruktion (Muscheler et al., submitted, 2005). Die gegenüber McCracken et al. (2004) erhöhte Amplitude der vorliegenden Φ -Rekonstruktion drückt sich insbesondere in höheren Φ -Maxima aus. Dies hat zur Folge, dass der Mittelwert der vorliegenden Φ -Rekonstruktion im Vergleich zu jener der Rekonstruktion von McCracken et al. (2004) in den überlappenden 775 Jahren erhöht ist.

Die absoluten Φ -Werte müssen im Bewusstsein der erwähnten, noch ungelösten, Schwierigkeiten (Normierung und Langzeittrend des Radionuklidatensatzes) ihrer Bestimmung diskutiert werden. Zudem weisen sie auch eine grössere Unsicherheit infolge der grossen Fehler der Geomagnetfelddaten auf. Die gefilterten Φ -Werte der vorliegenden Φ -Rekonstruktion variieren im Bereich zwischen 0 MeV und 1180 MeV. Der Datensatz zeigt einige negative Werte, welche keinem realistischen Zustand der Sonne entsprechen. Im Bereich des 1σ -Fehlers sind diese negativen Werte konsistent mit $\Phi \geq 0$ MeV (siehe Abschnitt 5.4.2 bezüglich tiefe und negative Φ -Werte). Aus dem Histogramm in Abbildung 5.4 geht hervor, dass der Φ -Wert um 400 MeV der am meisten vorkommende Φ -Wert im Holozän ist. Der Mittelwert über den ganzen Φ -Datensatz beträgt ~ 480 MeV und ist somit tiefer als 550 MeV, der Mittelwert über mehrere Millionen Jahre (Masarik und Reedy, 1994).

Während des ganzen Holozäns gab es Zeiten längerer reduzierter Aktivität wie die historischen grossen solaren Minima, siehe im Detail Abbildung 5.2d), was das bedeutend grössere Schwankungspotential der Aktivität der Sonne bzw. von Φ über längere Zeiten als über die 50-jährige Neutronenmonitorära deutlich illustriert. Das Oort Minimum ist das am schwächsten in diesem Φ -Datensatz reproduzierte historische grosse solare Minimum. Für rund 35 % der untersuchten Zeit war die solare Aktivität in einem Zustand vergleichbar einem grossen solaren Minimum wie das Oort Minimum mit einem Mittelwert¹ von ~ 390 MeV. Zwischen 7100 und 7650 Jahre vor heute war die Sonnenaktivität mit einem rund 20-jährigen Unterbruch dauernd auf diesem tiefen Niveau (mit Mittelwerten von ~ 210 MeV und ~ 320 MeV). Grosse solare Minima wie das im Φ -Datensatz am deutlichsten reproduzierte Spörer Minimum mit einem Mittelwert² von ~ 260 MeV hingegen herrschten für rund 8 % der untersuchten Zeit vor, um 7250 Jahre vor heute über 300 Jahre hinweg.

Andererseits gab es verschiedene Zeiten einer Dauer entsprechend oder länger als die Neutronenmonitorära mit entsprechender oder höherer solarer Modulation, um 1000,

¹Oort Minimum, 1010–1050 A.D.:

Mittelwert: ~ 390 MeV, Minimum: ~ 280 MeV, Maximum: ~ 520 MeV

²Spörer Minimum, 1415–1535 A.D.:

Mittelwert: ~ 260 MeV, Minimum: ~ 90 MeV, Maximum: ~ 450 MeV

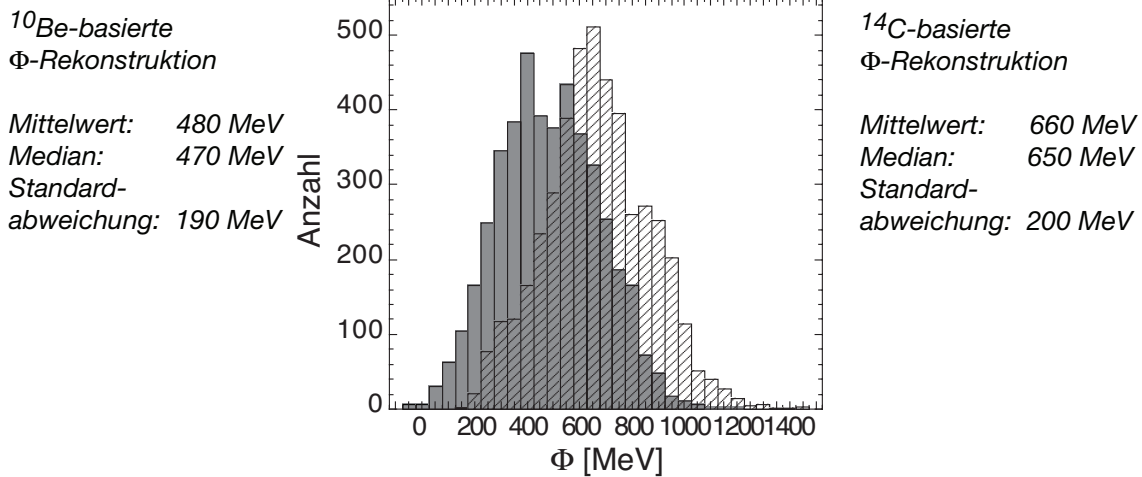


Abbildung 5.4: Die Verteilung der Φ -Werte während der letzten rund 9300 Jahre mit einer Angabe statistischer Größen. Das graue Histogramm mit einer Klassenbreite von 50 MeV zeigt die Verteilung der Φ -Werte aus der ^{10}Be -basierten Φ -Rekonstruktion, mit ^{10}Be binomialgefiltert über 61 Punkte \dot{a} 2 Jahre. Φ variierte im Bereich 0–1180 MeV, die meisten Werte liegen um 400 MeV. Das schraffierte Histogramm zeigt die Verteilung der Werte der Φ -Rekonstruktion basierend auf der gleich gefilterten ^{14}C -Produktionsrate von Stuiver und Braziunas (1988), siehe Kapitel 5.7. Die ^{14}C -basierten Φ -Werte variierten zwischen 160 MeV und 1450 MeV, die meisten Werte sind um 650 MeV. Es gilt zu beachten, dass die absoluten Φ -Werte sowohl von der erforderlichen Normierung als auch vom, noch unsicheren, Langzeit-trend des Φ -Datensatzes abhängig sind.

1700, 2400, 4000, 5000, 5800 und 8800 Jahre vor heute. Diese Zeiten hoher solarer Aktivität erstreckten sich über rund 7 % der untersuchten Zeit. Der höchste Φ -Mittelwert über 50 Jahre beträgt ~ 970 MeV und wurde 1650 Jahre vor heute erreicht. Unter Berücksichtigung des 1σ -Fehlers der Φ -Rekonstruktion (siehe Abschnitt 5.4.2) war die Sonne zwischen 1 % und 39 % der untersuchten rund 9000 Jahre in einer aktiven Phase entsprechend der heutigen (über 50 Jahre hinweg). Ungeachtet der Dauer erreichten die einzelnen Φ -Werte während rund 24 % bzw. zwischen 7 % und 51 % der untersuchten Zeitperiode höhere Werte als während der Neutronenmonitorära. Die Neutronenmonitorära mit einem Mittelwert von rund 680 MeV fällt damit sicherlich in eine Zeit sehr hoher, jedoch nicht ganz aussergewöhnlicher solarer Aktivität im Vergleich zum gesamten Holozän.

Der Vergleich zwischen Abbildung 5.2b) und Abbildung 5.2c) illustriert die nicht-lineare Beziehung zwischen der Sonnenaktivität, parametrisiert durch Φ , und ihrem indirekten Proxy (^{10}Be), wie dies aus der Abbildung 5.1 entnommen werden kann. Solare Aktivitätsschwankungen auf hohem Niveau haben einen geringeren Einfluss auf die ^{10}Be -Produktion als Schwankungen auf tiefem Aktivitätsniveau. Zusätzlich wird die ^{10}Be -Produktion nicht-linear durch das Geomagnetfeld beeinflusst und wirken sich solare Aktivitätsänderungen bei einem starken Geomagnetfeld viel schwächer auf die Produktion aus als zu Zeiten schwachen Geomagnetfelds (siehe auch Wagner et al. (2001a)). Infolge dieser nicht-linearen Transformation des ^{10}Be -Flusses zu Φ (durch die Eliminierung der langfristigen Magnetfeldkomponente), unterscheiden sich somit deren Amplitudenverhältnisse. Aus ^{10}Be -Fluss-Schwankungen resultieren besonders in dessen tiefen Bereich grosse Φ -Schwankungen (z.B. um 2000 Jahre vor heute), zusätzlich

verstärkt bei schwachem Geomagnetfeld. Umgekehrt gehen die Φ -Schwankungen vor allem aus dem hohen ^{10}Be -Fluss-Bereich reduziert hervor, je höher das Geomagnetfeld, desto reduzierter. Dieser Vergleich illustriert die Ungenauigkeit, wenn die vergangene Sonnenaktivität mittels empirisch bestimmter linearer Regression aus Radionukliden, selbst bei vorgängiger Berücksichtigung des Magnetfeldeinflusses, berechnet wird.

5.6 Unsicherheiten

5.6.1 Langzeittrend

Der rekonstruierte Φ -Datensatz zeigt einen Langzeittrend. Solange die erwähnten Unsicherheiten im Langzeittrend des ^{10}Be -Datensatzes existieren und die Geomagnetfeldrekonstruktionen im Holozän so grosse Unsicherheiten aufweisen, können solare Aktivitätsschwankungen über diese langen Zeiträume nicht detektiert werden. Innerhalb der Unsicherheiten können die langfristigen Änderungen in ^{10}Be vollständig durch Änderungen des geomagnetischen Dipolfelds erklärt werden (Wagner et al. (2000), Muscheler et al. (2005a)) (siehe unten). Wird denn der 1σ -Fehler von Φ , welcher von der Unsicherheit des Geomagnetfelds geprägt ist, berücksichtigt, ist der beobachtete Langzeittrend tatsächlich nicht signifikant. Daher könnte dieser Langzeittrend im Φ -Datensatz die Folge einer unvollständigen Eliminierung des (langfristigen) Geomagnetfeldeinflusses auf den ^{10}Be -Fluss zusammen mit höchstens kleineren nicht-berücksichtigten langfristigen Änderungen im Klimasystem sein. Doch auch langfristige Änderungen der Sonnenaktivität können vorerst nicht ausgeschlossen werden.

Zur Klärung der Ursache des Langzeittrends in dieser Φ -Rekonstruktion sind gründliche Untersuchungen der auf ^{10}Be nach seiner Produktion einwirkenden atmosphärischen Prozesse nötig. Im weiteren ist ein besserer Geomagnetfelddatensatz erforderlich, um den geomagnetischen Einfluss auf die ^{10}Be -Produktionsrate mit grösserer Sicherheit eliminieren zu können. Dies insbesondere auch deshalb, weil der benutzte Geomagnetfelddatensatz von Yang et al. (2000) möglicherweise durch die Konzentrierung der Probenlokalitäten in Europa und Asien nicht wirklich einen globalen Dipolwert anzeigt. Neue Geomagnetfeldrekonstruktionen von Korte und Constable (2005) zeigen zum einen generell tiefere Werte und zum anderen einen zu Yang et al. (2000) etwas unterschiedlichen Langzeittrend, welcher z.T. mit dem Langzeittrend der ^{10}Be -Daten besser übereinstimmt als jener von Yang et al. (2000). Daraus kann erwartet werden, dass bei Verwendung dieses neuen Geomagnetfelds Φ generell höher und der Langzeittrend über gewisse Zeiten kleiner ausfällt als in der jetzigen Rekonstruktion.

Abbildung 5.5 zeigt die Geomagnetfeldintensitäten von Yang et al. (2000) im Vergleich mit dem aus den langfristigen Änderungen des ^{10}Be -Flusses (Tiefpassfilterung mit 'cut-off' Frequenz $1/3000 \text{ Jahre}^{-1}$) und den Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999) rekonstruierten Geomagnetfeld. Hinter dieser Rekonstruktion steht die Annahme, dass sich die solaren Aktivitätsschwankungen über längere Zeiträume als 3000 Jahre ausmitteln und der Φ -Wert im Mittel 500 MeV (nach Mittelwert der vorliegenden Φ -Rekonstruktion von $\sim 480 \text{ MeV}$) beträgt. Die Rekonstruktion wurde für zwei Ansätze bezüglich des Mischungsgrads des ^{10}Be -Flusses durchgeführt: der ^{10}Be -

Fluss nach Summit widerspiegelt die global gemittelte Produktionsrate; der ^{10}Be -Fluss widerspiegelt zwar die global gemittelte stratosphärische Produktionsrate aber nur die über die geographischen Breiten 40° – 90° gemittelte troposphärische Produktionsrate. Der Effekt dieser verschiedenen Mischungsgrade auf die Geomagnetfeldrekonstruktion ist gering. Der Geomagnetfeld Datensatz wurde so normiert, dass sein Mittelwert jenem von Yang et al. (2000) entspricht.

Auf die gute Übereinstimmung zwischen dem archäologisch- und dem ^{10}Be -basierten Geomagnetfeld innerhalb ihrer Fehler stützt sich die Annahme, dass die Langzeitänderungen des ^{10}Be -Datensatzes alleine durch Änderungen in der Geomagnetfeldintensität verursacht sein könnten (Muscheler et al., 2005a). Der vorhandene Langzeittrend im Φ -Datensatz (ohne Berücksichtigung der Fehler) resultiert aus den Differenzen zwischen den beiden Magnetfeldern (bei Nichteinbezug der Fehler). Wo das ^{10}Be -basierte

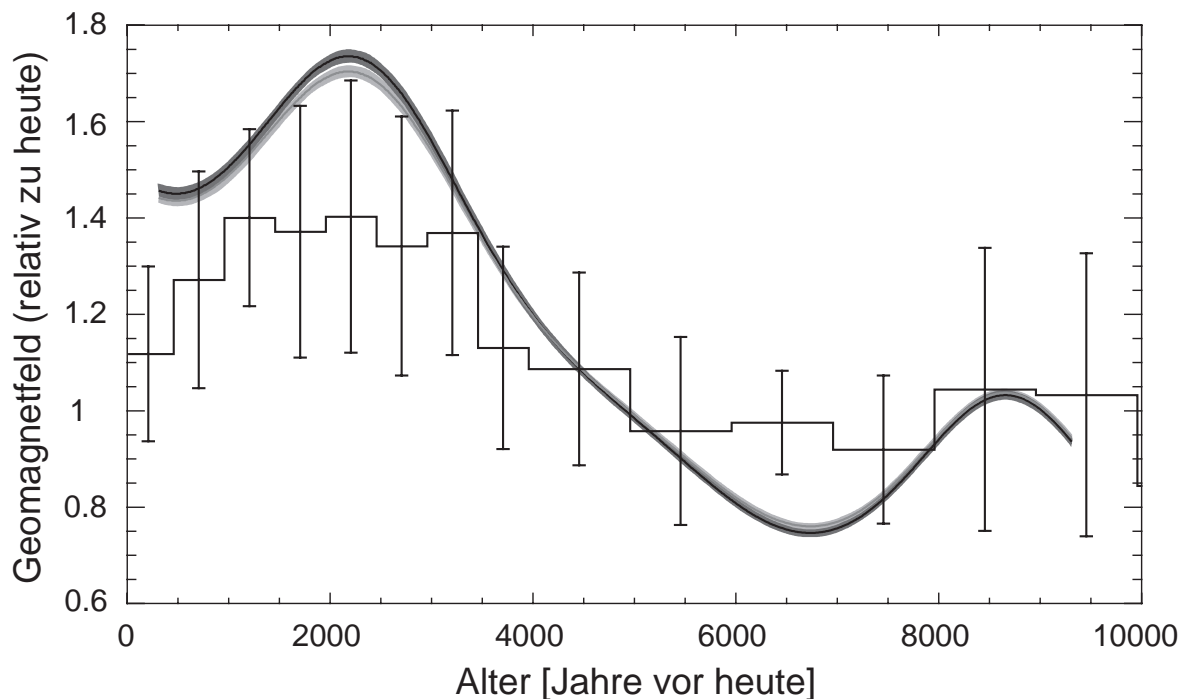


Abbildung 5.5: Geomagnetfeld von Yang et al. (2000) im Vergleich mit dem rekonstruierten Geomagnetfeld basierend auf ^{10}Be im Holozän. Die Stufenfunktion (schwarz) zeigt das Magnetfeld von Yang et al. (2000) inklusive Standardabweichung. Der durchschnittliche Fehler beträgt 17.9%. Das auf dem tiefpassgefilterten ^{10}Be -Fluss ('cut-off' Frequenz $1/3000 \text{ Jahre}^{-1}$) und den Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999) basierende Geomagnetfeld ist grau gezeichnet. Es schliesst einen Fehler resultierend aus einem angenommenen Fehler der ^{10}Be -Messdaten von 7% mit ein, der mittels der Monte Carlo Technik bestimmt wurde (1000 Simulationen). Die hellgraue Kurve zeigt die Geomagnetfeldrekonstruktion basierend auf der Annahme, dass der ^{10}Be -Fluss nach Summit die global gemittelte ^{10}Be -Produktionsrate widerspiegelt. Die dunkelgraue Kurve stellt die Rekonstruktion basierend auf der Annahme dar, dass der ^{10}Be -Fluss wohl die global gemittelte ^{10}Be -Produktionsrate der Stratosphäre, aber nur die über die geographischen Breiten 40° – 90° gemittelte troposphärische ^{10}Be -Produktionsrate reflektiert. Beide ^{10}Be -basierten Magnetfelder beruhen auf der Annahme, dass der Φ -Wert über grössere Zeiträume als 3000 Jahre konstant ist ($\Phi = 500 \text{ MeV}$, nach Holozän Mittelwert der vorliegenden Φ -Rekonstruktion von $\sim 480 \text{ MeV}$) und wurden so normiert, dass ihr Mittelwert mit jenem von Yang et al. (2000) übereinstimmt.

Magnetfeld höher als Yang et al.'s (2000) Magnetfeld ist, sind die ^{10}Be -Werte tiefer, als der Geomagnetfeldeinfluss nach Yang et al.'s (2000) Daten erwarten lässt. Daher resultiert für jene Stelle unter Verwendung von Yang et al.'s (2000) Daten ein höheres Φ , weil das Feld von Yang et al. (2000) zu klein ist, um diese tiefen ^{10}Be -Werte zu erzielen. Umgekehrt ist Φ generell dort tiefer, wo Yang et al.'s (2000) Magnetfeld höher als das ^{10}Be -basierte Geomagnetfeld ist, da Yang et al.'s (2000) Geomagnetfeld die hohen ^{10}Be -Werte nicht zu erzeugen vermag.

Die Unsicherheit aus dem Langzeittrend des ^{10}Be -Datensatzes hat auf die Bestimmung der kurzzeitigen Änderungen von Φ keine Auswirkung, abgesehen von dem Effekt welcher aus der Nicht-Linearität der Beziehung zwischen ^{10}Be -Produktionsrate und Φ resultiert. Die Unsicherheit ist im 1σ -Fehler nicht berücksichtigt. Sie muss jedoch berücksichtigt werden, wenn Aussagen über absolute Werte dieses Φ -Datensatzes und über langfristige Änderungen der Sonnenaktivität gemacht werden sollen. Eine erste Abschätzung dieser Unsicherheit wird in Kapitel 5.7 diskutiert.

5.6.2 Normierung

Die Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999), auf welchen diese Φ -Rekonstruktion beruht, bieten eine gut fundierte Grundlage, was die Bestimmung relativer Φ -Änderungen betrifft. Solange die absoluten Produktionsraten noch unsicher (Masarik und Beer (1999), siehe Abschnitt 3.2.1) und insbesondere die physikalischen Prozesse, welche nach der Produktion auf ^{10}Be einwirken, nicht verstanden sind, erfordert die Φ -Rekonstruktion eine Normierung. Diese ist die Hauptschwierigkeit der Φ -Rekonstruktion. Von der Wahl der Normierung abhängig sind ihre absoluten Werte, die relativen Werte sind nur unwesentlich (nur durch den Effekt der Nicht-Linearität) davon betroffen.

Würden die ^{10}Be -Daten aus den jüngsten 305 Jahren des GRIP Eisbohrkerns nicht fehlen, könnte die Normierung mittels modernen Φ -Rekonstruktionen aus den seit den 50'er Jahren vorhandenen Neutronenmonitordaten erfolgen. In der vorliegenden Rekonstruktion wurden für die Normierung die Rekonstruktionen von McCracken et al. (2004), bzw. ihr mittlerer Spörer Minimum Φ -Wert herangezogen, das jüngste im GRIP ^{10}Be -Datensatz enthaltene historische grosse solare Minimum. McCracken et al. (2004) stützen sich auf die modernen Φ -Rekonstruktionen (siehe Kapitel 5.4).

Es wurden auch andere Normierungsansätze getestet. Bei bekanntem Mittelwert über das Holozän kann die Normierung auf diesem beruhen (ungeachtet davon, dass im GRIP ^{10}Be -Datensatz rund 2500 Jahre des Holozäns fehlen). Eine Normierung basierend auf dem langfristigen (Millionen von Jahren) Mittelwert von 550 MeV nach Masarik und Reedy (1994) resultiert in einem mittleren Φ -Wert über das Spörer Minimum von ~ 310 MeV, als dessen tiefster Wert resultiert ~ 110 MeV. Diese Werte sind etwas grösser als jene von McCracken et al. (2004) und Muscheler et al. (2005b). Aus einer Normierung, in welcher in Anlehnung an Cini Castagnoli und Lal (1980) ein Mittelwert im Spörer Minimum von 100 MeV angestrebt wird, resultiert ein Mittelwert über die rund 9000 Jahre von ~ 300 MeV und der gefilterte Minimalwert im Spörer Minimum beträgt ~ 60 MeV, was innerhalb des 1σ -Fehlers und in Anbetracht der angebrachten Filterung nicht mehr konsistent mit $\Phi \geq 0$ MeV ist.

Die Konsistenz der hier gewählten Normierung basierend auf McCracken et al. (2004)

mit Muscheler et al. (2005b) sowie der resultierende Wertebereich von Φ sprechen für die gewählte Normierungsart. Die Normierungsunsicherheit resultiert in einer, infolge unsicherem Verlauf des Langzeittrends wohl nur auf kurz- und mittelfristigen Zeitskalen, konstanten Φ -Unsicherheit. Da diese Unsicherheit nur schwer einschätzbar ist und die relativen Änderungen des Φ -Datensatzes nicht betrifft, ist sie im 1σ -Fehler ebenfalls nicht enthalten.

5.6.3 Produktionsratenberechnungen in Abhängigkeit von Φ und Geomagnetfeld

Die Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999), basierend auf den Protonenspektren von Cini Castagnoli und Lal (1980) (Abschnitt 3.2.1), werden durch neue Produktionsratenberechnungen von Webber und Higbie (2003), welche sich ihrerseits auf neue Protonenspektren von Webber und Lockwood (2001) stützen, bestätigt. Doch da infolge Fehlens experimentell bestimmter Protonenflüsse das lokale interstellare Spektrum ($\Phi = 0$ MeV) wie auch die Spektren zu Zeiten sehr niedriger Sonnenaktivität nicht verifiziert werden können, ist die Abhängigkeit der ^{10}Be -Produktionsrate von niedrigen Φ -Werten unsicherer. Diese Unsicherheit ist im 1σ -Fehler nicht berücksichtigt und kann möglicherweise für negative Werte im Φ -Datensatz verantwortlich sein. Niedrige Φ -Werte müssen deshalb generell vorsichtiger interpretiert werden.

Dass die absoluten Produktionsraten in Abhängigkeit von Geomagnetfeld und Φ infolge unsicheren Wirkungsquerschnitten weniger gut bestimmt sind (Masarik und Beer, 1999), ist, solange die auf ^{10}Be nach der Produktion einwirkenden atmosphärischen Prozesse nicht verstanden sind und eine Normierung herangezogen werden muss, nicht relevant.

5.7 Abschätzung des Langzeittrends im Φ -Datensatz

Für eine kritische Beurteilung des beobachteten Langzeittrends im Φ -Datensatz wurde Φ alternativ mit ^{14}C berechnet. Der zu ^{10}Be leicht unterschiedliche Langzeittrend von ^{14}C (siehe Abbildung 3.4 in Abschnitt 3.4.1) deutet auf Änderungen in Systemeffekten auf längeren Zeitskalen bei mindestens einem der beiden Radionuklidensysteme hin. Aus dem Vergleich der Φ -Rekonstruktionen aus diesen beiden Radionukliden kann daher eine erste quantitative Abschätzung über die Auswirkung des unsicheren Langzeittrends der Radionuklidensätze auf die Φ -Rekonstruktion gemacht werden.

Die verwendete globale ^{14}C -Produktionsrate wurde von Stuiver und Braziunas (1988) mittels einem Kohlenstoffkreislaufmodell zur Berücksichtigung des Effekts des Kohlenstoffkreislaufs auf die atmosphärische ^{14}C -Konzentration berechnet (siehe Referenzen in Stuiver und Braziunas (1988) und Abbildung 3.4 in Abschnitt 3.4.1). Der ^{14}C -Produktionsdatensatz umfasst entsprechend dem ihm zugrunde liegenden $\Delta^{14}\text{C}$ -Datensatz die letzten 11'400 Jahre und weist eine Zeitauflösung von 10 Jahren auf. Wegen der zunehmenden anthropogen verursachten ^{12}C -Anreicherung in der Atmosphäre infolge Verbrennung fossiler Brennstoffe seit Beginn der Industrialisierung (Suess, 1953) und der daraus resultierenden Unsicherheit für die ^{14}C -Produktionsratenberechnung, wurden für die Φ -Rekonstruktion die ersten 150 Jahre dieses ^{14}C -Produktionsdatensatzes nicht verwendet. Der ^{14}C -Produktionsdatensatz wurde auf die gleiche Weise wie der ^{10}Be -Datensatz gefiltert, d.h. nach einer Interpolation auf 2 Jahre wurde eine Binomialfilterung über 61 Punkte angewendet. ^{14}C ist infolge der langen Residenzzeit (7–8

Jahre, Siegenthaler et al. (1980)) sehr gut in der Atmosphäre gemischt. Mittels dem Geomagnetfelddatensatz von Yang et al. (2000) und der bekannten Abhängigkeit der globalen ^{14}C -Produktionsrate von der solaren Modulation und der Geomagnetfeldintensität (Masarik und Beer, 1999) wurde der solare Modulationsparameter Φ über das gesamte Holozän berechnet (siehe Abbildung 5.6). Entsprechend der Normierung des ^{10}Be -basierten Φ -Datensatzes wurde dabei der ^{14}C -basierte Φ -Datensatz so normiert, dass im Spörer Minimum ein mit jenem von McCracken et al. (2004) konsistenter Φ -Mittelwert resultiert. Dieser Φ -Datensatz wird im folgenden $\Phi_{14\text{C}}$ genannt.

Der $\Phi_{14\text{C}}$ -Datensatz weist wie der ^{10}Be -basierte Φ -Datensatz Phasen hoher Variabilität alternierend mit stabileren Zeiten auf. Besonders starke Schwankungen der Sonnenaktivität mit einer Zu- oder Abnahme der gefilterten Werte um bis zu 490 MeV innert 20 Jahren kennzeichnen die Zeiten um 6000, 8100, 8850 und 9150 Jahre vor heute. Vor 9150 Jahren nahmen die gefilterten Φ -Werte gar innert nur 70 Jahren rund 730 MeV zu und wieder ab. Die stabilsten Zeiten waren um 3000, 3900, 5900 und 7000 Jahre vor heute. Sie weisen eine bedeutend geringere Variabilität im Vergleich zu der jetzigen 50-jährigen Neutronenmonitorära auf.

Wie der unterschiedliche Langzeittrend der beiden Radionukliddatensätze erwarten lässt, zeigt der $\Phi_{14\text{C}}$ -Datensatz einen anderen Langzeittrend als der ^{10}Be -basierte Φ -Datensatz. Eine schlüssige Interpretation des Langzeittrends von $\Phi_{14\text{C}}$ ist hier nicht

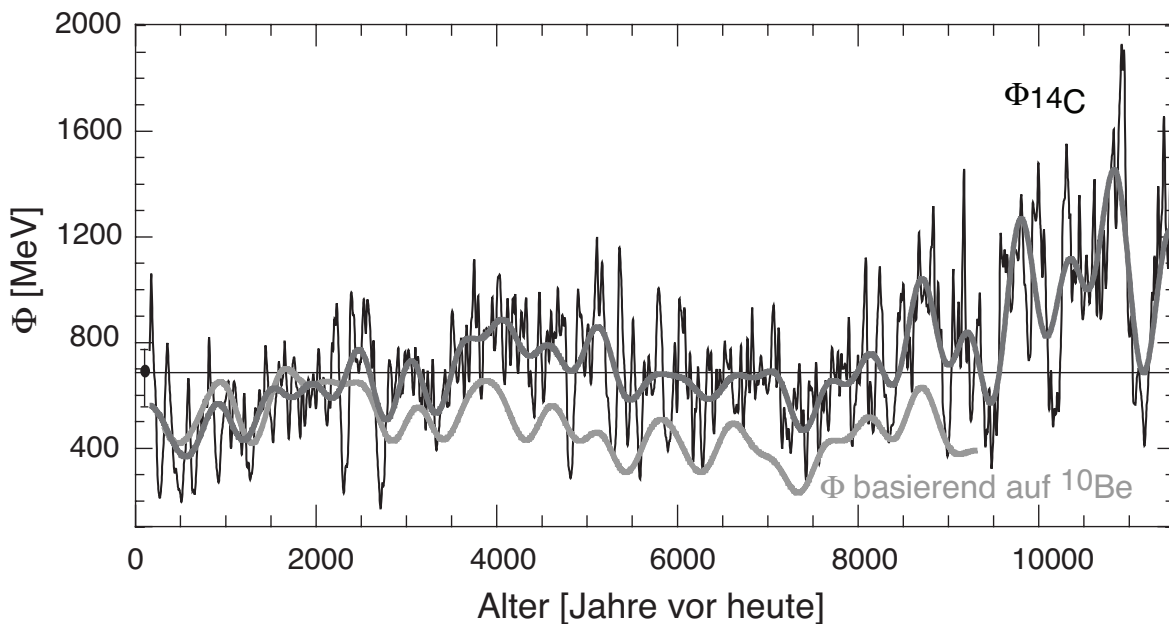


Abbildung 5.6: Φ -Rekonstruktion basierend auf der ^{14}C -Produktionsrate von Stuiver und Braziunas (1988), des Paläogeomagnetfelds von Yang et al. (2000) und den ^{14}C -Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999) über die letzten 11'400 Jahre. Die schwarze Kurve zeigt Φ resultierend aus der über über 61 Punkte ($\Delta 2$ Jahre) binomialgefilterten ^{14}C -Produktionsrate. Eine Tiefpassfilterung ('cut-off' Frequenz $1/500$ Jahre $^{-1}$) verdeutlicht die längerfristige Φ -Variabilität (graue Kurve). Die schwarze Linie und der Punkt linkerseits zeigen den Φ -Mittelwert verschiedener Rekonstruktionen über die Neutronenmonitorära an (~ 680 MeV) inklusive des Bereichs ihrer verschiedenen Mittelwerte. Die hellgraue Kurve entspricht dem tiefpassgefilterten ^{10}Be -basierten Φ -Datensatz ('cut-off' Frequenz $1/500$ Jahre $^{-1}$) aus Abbildung 5.2c).

möglich. Es müssen wiederum eine unvollständige Eliminierung des Effekts des Geomagnetfelds infolge seiner grossen Unsicherheit sowie geänderte Systemeffekte (Muscheler et al., 2005a), möglicherweise Unsicherheiten im Kohlenstoffkreislaufmodell, in Betracht gezogen werden. Durch die Normierung beider Φ -Datensätze auf den gleichen Spörer Minimum Mittelwert, zeigt der Φ_{14C} -Datensatz im frühen und mittleren Holozän systematisch durchschnittlich rund 250 MeV höhere Werte (siehe Abbildung 5.6).

Wie bei dem ^{10}Be -basierten Φ -Datensatz sind somit die absoluten Werte sowie die langfristigen Änderungen infolge Geomagnetfeld-, Normierungs- und Systemunsicherheiten weniger gut bestimmbar als die relativen Änderungen der Schwankungen von Φ_{14C} über kurze Zeiträume (über Jahrzehnte bis Jahrhunderte). Der berechnete Φ_{14C} -Datensatz variiert im Bereich zwischen 160 MeV und 1920 MeV mit einem Mittelwert von ~ 720 MeV, welcher höher als der langjährige Mittelwert von 550 MeV (Masarik und Reedy, 1994) ist. Die nachfolgende Diskussion des Φ_{14C} -Datensatzes bezieht sich nur auf jene rund 9000 Jahre, welche auch durch den ^{10}Be -basierten Φ -Datensatz abgedeckt werden. In diesem Zeitraum nahm der Φ_{14C} -Datensatz Werte zwischen rund 160 MeV und 1450 MeV an, der Mittelwert beträgt ~ 660 MeV. Abbildung 5.4 zeigt die Verteilung der gefilterten Φ_{14C} -Werte, aus der ersichtlich ist, dass die meisten Werte um 650 MeV und nur einige wenige über 1200 MeV sind.

Die gefilterten Φ_{14C} -Werte zeigen für rund 4% der rund 9000 Jahre mindestens so tiefe Aktivitätszustände an wie während des Oort Minimums mit einem Mittelwert³ von ~ 300 MeV. Diese Zeiten traten alle im späten Holozän auf. Ein Pendant für das Spörer Minimum dieses Φ_{14C} -Datensatzes⁴ gibt es hingegen nicht, wonach das Spörer Minimum ein einzigartiger Aktivitätszustand im Holozän ist. Für rund 57% der untersuchten Zeit nahm Φ_{14C} höhere Werte an als während der 50-jährigen Neutronenmonitorära. Vor allem im frühen und mittleren Holozän gab es zudem viele Zeiten, rund 49% des untersuchten Zeitabschnitts ausmachend, in welchen die solare Modulation über eine Dauer entsprechend der Neutronenmonitorära oder länger so hoch war. 8800 Jahre vor heute gab es sogar eine 320-jährige Periode mit einem Mittelwert von ~ 970 MeV. Trotz verbleibenden Unsicherheiten führen diese Berechnungen wie die ^{10}Be -basierte Rekonstruktion zum Schluss, dass die heutige Sonnenaktivität nicht allzu aussergewöhnlich ist, wird das gesamte Holozän betrachtet.

Ein Vergleich der ^{10}Be -basierten Φ -Rekonstruktion mit Φ_{14C} gibt eine erste Abschätzung über den aus dem unsicheren Langzeittrend der Radionukliddatensätze resultierenden Unsicherheitsbereich, denn höchstwahrscheinlich liegen die wahren Φ -Werte irgendwo zwischen den zwei Φ -Datensätzen. Demnach muss bei der Interpretation der absoluten Φ und Φ_{14C} -Werte eine potentielle Verschiebung von durchschnittlich maximal rund +250 MeV, bzw. -250 MeV im frühen und mittleren Holozän (weil beide Datensätze im Spörer Minimum normiert wurden) in Betracht gezogen werden. Da allerdings keine Φ -Rekonstruktion bezüglich ihres Langzeittrends korrekt sein wird, muss wohl nicht mit dieser maximalen Verschiebung gerechnet werden.

³Oort Minimum, 1010–1050 A.D.:

Mittelwert: ~ 300 MeV, Minimum: ~ 260 MeV, Maximum: ~ 410 MeV

⁴Spörer Minimum, 1415–1535 A.D.:

Mittelwert: ~ 260 MeV, Minimum: ~ 190 MeV, Maximum: ~ 350 MeV

Es zeigt sich, dass z.B. Änderungen im Transport und in der Ablagerung von ^{10}Be in der Grössenordnung von nur 10 % im frühen und mittleren Holozän und damit ein nur um 10 % geändertes Verhältnis zwischen ^{10}Be -Fluss und ^{10}Be -Produktionsrate zu einer guten Übereinstimmung des Langzeittrends der beiden Φ -Datensätze führt. Daraus kann geschlossen werden, dass zumindest 90 % des komplexen Radionuklidsignals in etwa verstanden sind, die Aufteilung der restlichen 10 % in Produktions- und Systemkomponente jedoch noch weiterer Untersuchungen bedarf. Da die Unsicherheit der vorhandenen Daten in der gleichen Grössenordnung liegt, können die Ursachen der Unterschiede zwischen den zwei Radionukliddatensätzen hier nicht ergründet werden. Eine nur 10 %-ige Systemänderung über das ganze Holozän rechtfertigt jedoch ganz klar die in einer ersten Näherung getroffene Annahme konstanter Transport- und Ablagerungsprozesse von ^{10}Be nach Summit und dass damit Änderungen im ^{10}Be -Fluss hauptsächlich Produktionsänderungen widerspiegeln. Die bessere Übereinstimmung des Langzeittrends des ^{10}Be -Datensatzes mit Änderungen des Geomagnetfelds als desjenigen des ^{14}C -Datensatzes (Muscheler et al., 2005a) spricht - im Moment zumindest - eher für den Langzeittrend der ^{10}Be -basierten Φ -Rekonstruktion als für jenen der $\Phi_{^{14}\text{C}}$ -Rekonstruktion.

Betreffend den kurzzeitigen Strukturen zeigen die beiden Φ -Datensätze eine gute Übereinstimmung, was die Φ -Rekonstruktion auf diesen Zeitskalen klar bestätigt. Um diese Ähnlichkeit besser zu illustrieren, wurden beide Φ -Rekonstruktionen nachträglich hochpassgefiltert ('cut-off' Frequenz $1/2000 \text{ Jahre}^{-1}$) (siehe Abbildung 5.7). Bei genauerer Betrachtung zeigen sich jedoch kleine Unterschiede in den Amplitudenverhältnissen der beiden Rekonstruktionen. Diese weisen auf zeitweilig geänderte Transportverhältnisse des ^{10}Be -Flusses nach Summit während des Holozäns und/oder auf eine zeitweilige unkorrekte ^{14}C -Produktionsratenberechnung infolge nicht oder falsch berücksichtigter Änderungen im Kohlenstoffkreislauf hin. Ausser im frühen Holozän ist die Amplitude des ^{10}Be -basierten Φ -Datensatzes generell etwas grösser als jene des $\Phi_{^{14}\text{C}}$ -Datensatzes. Die zeitlichen Differenzen resultieren vermutlich aus einer fehlerhaften Zeitskala. Da die $\Delta^{14}\text{C}$ -Zeitskala auf Dendrochronologie beruht und damit aufs Jahr stimmen sollte, kann dieser Vergleich für die Verbesserung der Zeitskala des ^{10}Be -Datensatzes verwendet werden.

Geht man einen Schritt weiter, kann über mögliche Änderungen in den Systemprozessen spekuliert werden, wenn der eine Radionukliddatensatz als korrekt angenommen wird. Bei Annahme einer korrekten ^{14}C -Produktionsrate könnte aus Abbildung 5.7 geschlossen werden, dass der ^{10}Be -Fluss nach Summit ausser im frühen Holozän ein noch stärkeres lokales Produktionssignal reflektiert als angenommen, da die Amplitude des ^{10}Be -basierten Φ -Datensatzes grösser als jene des $\Phi_{^{14}\text{C}}$ -Datensatzes ist. Weiter führt ein um 10 % erhöhter ^{10}Be -Fluss nach GRIP im frühen und mittleren Holozän zu einer guten Übereinstimmung des Langzeittrends der beiden Φ -Datensätze. Eine langfristige Abnahme des ^{10}Be -Flusses nach Summit im Verlaufe des Holozäns könnte durch eine langfristige Änderung in den atmosphärischen Transportprozessen verursacht worden sein. Es könnte allerdings auch sein, dass der ^{10}Be -Fluss nach GRIP konstant blieb, er jedoch aus der gemessenen ^{10}Be -Konzentration des GRIP Eisbohrkerns mittels einer fehlerhaften Akkumulationsrate falsch berechnet wurde (falls die wahre Akkumulationsrate einen in ihrer Rekonstruktion nicht erfassten zunehmenden Trend im Holozän aufwies, entsprechend der rekonstruierten GISP Akkumulationsrate (Cuffey und Clow, 1997)). Mittels dem im Spörer Minimum festgelegten konstanten

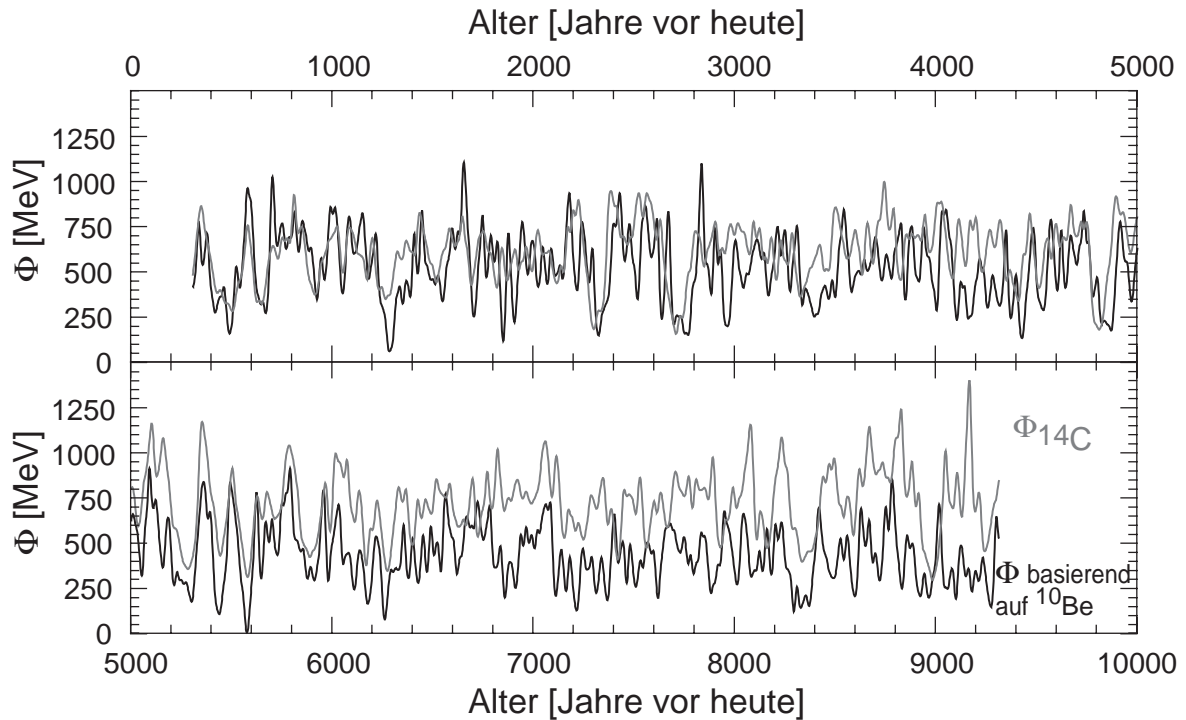


Abbildung 5.7: Vergleich der kurzzeitigen Variationen der Φ -Rekonstruktionen basierend auf ^{10}Be (schwarze Kurve) und auf ^{14}C (graue Kurve). Beide Φ -Rekonstruktionen wurden nachträglich hochpassgefiltert, um die unterschiedlichen Langzeittrends etwas zu unterdrücken ('cut-off' Frequenz $1/2000 \text{ Jahre}^{-1}$). Dies hebt die grosse Ähnlichkeit in den kurzzeitigen Schwankungen der beiden Φ -Rekonstruktionen, die auf unterschiedlichen Radionuklidatensätzen basieren, hervor. Die zeitlichen Differenzen sind wohl auf Unsicherheiten in der ^{10}Be -Zeitskala zurückzuführen.

Proportionalitätsfaktor zwischen ^{10}Be -Fluss und ^{10}Be -Produktionsrate resultiert aus dem höheren, oder dem zu hoch berechneten, ^{10}Be -Fluss im frühen und mittleren Holozän eine zu hohe ^{10}Be -Produktionsrate und daraus ein zu tiefes Φ . Dies sind alles nicht gestützte Thesen für den Fall, dass die Unsicherheit im Langzeittrend nur im ^{10}Be -Datensatz läge. Die Untersuchungen von Muscheler et al. (2005a) sprechen eher für einen korrekten Langzeittrend des ^{10}Be - als des ^{14}C -Datensatzes und damit eher für nicht berücksichtigte Systemeffekte in ^{14}C .

Die Verwendung zweier verschiedener Radionuklide ermöglicht eine präzisere Einschätzung der Unsicherheiten der Φ -Rekonstruktion, als wenn nur ein Radionuklidatensatz einbezogen wird. Zusätzlich zu der bekannten Unsicherheit resultierend aus den Geomagnetfelddaten deckt dies die Unsicherheit resultierend aus nicht verstandenen Systemeffekten in mindestens einem der beiden Radionuklidatensätze auf. Ob ein Radionuklidatensatz korrekt ist, d.h. ob die Annahme konstanter Systemeffekte bei einem der beiden Radionuklidatensätze zutrifft und der Langzeittrend im entsprechenden Φ -Datensatz alleine aus einer unvollständigen Eliminierung des Geomagnetfeldeinflusses stammt, kann nicht beurteilt werden. Mit verbesserten Geomagnetfelddaten werden die Unsicherheiten in den Radionuklidatensätzen für die Interpretation der Langzeitänderungen der solaren Aktivität bzw. von Φ relevant. Zu ihrer Klärung sind detaillierte Systemuntersuchungen über die atmosphärische Mischung, Transport- und

Ablagerungsprozesse von ^{10}Be und über mögliche Kohlenstoffkreislaufänderungen betreffend die atmosphärische Konzentration von ^{14}C erforderlich. Mit den vorhandenen Daten können keine verlässlichen Aussagen über langfristige Änderungen der Sonnenaktivität gemacht werden.

Solanki et al. (2004) rekonstruierten die Anzahl Sonnenflecken über die letzten 11'400 Jahre basierend auf grundsätzlich dem gleichen ^{14}C -Datensatz und dem Paläogeomagnetfeld von Yang et al. (2000). Sie kamen jedoch zum Schluss, dass in den letzten 8000 Jahren die Sonnenaktivität nie auf einem so hohen Niveau war wie die momentane solare Aktivität. Davor war sie nur selten über eine vergleichbar lange Zeit oder länger als die heutige rund 60 Jahre andauernde sehr aktive Phase gleich hoch oder höher (Solanki et al., 2004). Im Gegensatz zu der vorliegenden Aktivitätsrekonstruktion rekonstruierten sie einen Parameter der solaren Aktivität (Sonnenflecken), welcher ein Mass für die Stärke des Magnetflusses auf der Photosphäre ist. Die verwendeten Proxydaten (^{14}C) jedoch sind von der heliosphärischen Modulation der galaktischen kosmischen Strahlung und damit vom offenen Magnetfeld abhängig. Da die Beziehung zwischen offenem und geschlossenem Magnetfeld nur schlecht bekannt ist, birgt dies eine zusätzliche Unsicherheit in sich. Doch entscheidender ist, dass die vorliegenden Φ -Rekonstruktionen darauf hinweisen, dass Solanki et al.'s (2004) Hauptaussage auf einem unsicheren Langzeittrend beruht. Ihre Aussage bezüglich den langfristigen Änderungen der Sonnenaktivität muss kritisch überdenkt werden. Die vorliegenden Berechnungen zeigen klar, dass weder ^{10}Be noch ^{14}C deren Resultate unterstützen und die grossen Fehler in der Geomagnetfeldrekonstruktion eine Interpretation der Langzeitänderungen der solaren Aktivität stark erschweren.

Zusammenfassend führen die folgenden Argumente zu einer guten ersten Einschätzung des vorliegenden GRIP ^{10}Be -basierten Φ -Datensatzes:

Die Φ -Rekonstruktion beruht auf physikalisch verstandenen Prozessen, weshalb die relativen kurzzeitigen Schwankungen der vergangenen Sonnenaktivität aus den vorhandenen ^{10}Be - und Geomagnetfelddaten gut bestimmt werden können. Unsicherheiten verbleiben in der Bestimmung der absoluten Φ -Werte und langfristigen Φ -Veränderungen. Doch:

Die holozäne Geomagnetfeldrekonstruktion basierend auf kosmogenen Radionukliden (Muscheler et al., 2005a) spricht für den Langzeittrend des ^{10}Be -basierten Φ -Datensatzes. Die absoluten Werte des vorliegenden Φ -Datensatzes basieren auf einer Normierung nach McCracken et al. (2004), die konsistent mit der Abschätzung von Muscheler et al. (2005b) ist und für dessen Wahl auch der resultierende Wertebereich von Φ spricht.

Die Differenzen in den Amplituden der ersten 775 Jahren zu dem Φ -Datensatz von McCracken et al. (2004) stammen von unterschiedlichen Ansätzen bezüglich der atmosphärischen Durchmischung von ^{10}Be bzw. deren Reflexion im ^{10}Be -Fluss.

Ein weniger restriktives atmosphärisches Mischungsmodell auch für die Antarktis führte zu einer Annäherung der Amplituden von McCracken et al. (2004) an jene des in dieser Arbeit rekonstruierten Φ -Datensatzes, welche auf gut begründeten Annahmen über die Mischungsverhältnisse im GRIP ^{10}Be -Fluss beruhen.

Schlussendlich deutet der Vergleich des rekonstruierten Φ -Datensatzes mit diversen Klimaparametern auf ein sinnvolles Resultat dieser Φ -Rekonstruktion hin, siehe Kapitel 7.

5.8 Verbesserung dieser Φ -Rekonstruktion gegenüber der Bestimmung von Φ mittels Hochpassfilterung und einem konstanten Geomagnetfeldwert

Wie aus dem tiefpassgefilterten ^{10}Be -Fluss das vergangene Geomagnetfeld bestimmt werden kann (Wagner et al. (2000), Muscheler et al. (2005a)) wurde in dieser Arbeit die Sonnenaktivität bzw. Φ auch über eine Hochpassfilterung des ^{10}Be -Flusses rekonstruiert. Das Resultat wird im folgenden mit dem unter Beizug externer Geomagnetfelddaten rekonstruierten Φ -Datensatz verglichen. Diese Filterungsmethode ist, wenn auch weniger genau, so doch eine gute Näherung zu der hier vorgestellten neuen Rekonstruktionsmethode.

Der Filterungsmethode liegt die Annahme zu Grunde, dass sich Änderungen des Magnetfelds nur über längere und Änderungen der Sonnenaktivität nur über kürzere Zeiträume als 3000 Jahre abspielen (Wagner et al., 2000). Der folgende Ansatz geht einen Schritt weiter als die in der Einführung erwähnten semi-quantitativen Rekonstruktionsmethoden. Aus dem hochpassgefilterten ^{10}Be -Fluss ('cut-off' Frequenz $1/3000 \text{ Jahre}^{-1}$) wurde Φ mittels den Produktionsratenberechnungen von Masarik und Beer (1999) unter der Annahme eines konstanten Geomagnetfeldwerts von 1.13 (Mittelwert über das Holozän nach Yang et al. (2000), relativ zu heutigem Wert) berechnet. Dieser Φ -Datensatz basierend auf dem hochpassgefilterten ^{10}Be -Fluss und dem konstanten Geomagnetfeldwert wird im folgenden Φ_{hp} , dessen Rekonstruktionsmethode 'Filtermethode' genannt. Abbildung 5.8 zeigt den Φ_{hp} -Datensatz im Vergleich mit dem auf dem variablen Geomagnetfeld von Yang et al. (2000) basierenden Φ -Datensatz über die letzten rund 9300 Jahre.

Die generell gute Ähnlichkeit der beiden Φ -Datensätze resultierend aus den zwei unabhängigen Methoden zur Eliminierung des Geomagnetfeldeinflusses ist aus der guten Übereinstimmung des Magnetfelds von Yang et al. (2000) und jenem basierend auf dem tiefpassgefilterten ^{10}Be -Fluss ('cut-off' Frequenz $1/3000 \text{ Jahre}^{-1}$) zu erwarten. Die Unterschiede ergeben sich dort, wo der Effekt der Filterung von ^{10}Be zur Berücksichtigung des Magnetfeldeinflusses auf die ^{10}Be -Produktionsrate nicht dem Effekt der Verwendung des Magnetfelds von Yang et al. (2000) entspricht, d.h., wenn die Erhöhung/Erniedrigung von ^{10}Be infolge Filterung nicht den gleichen Effekt auf die Φ -Bestimmung hat, wie die Verwendung des variablen Magnetfelds von Yang et al. (2000) anstatt des konstanten Werts von 1.13. Die Differenzen zwischen den beiden Φ -Datensätzen belaufen sich meistens auf weniger als rund $\pm 100 \text{ MeV}$.

Die 'Filtermethode' kann jedoch, im Gegensatz zu der in dieser Arbeit vorgestellten Φ -Rekonstruktionsmethode, den Einfluss des Geomagnetfelds auf die solare Modulation der ^{10}Be -Produktionsrate nicht berücksichtigen. Die Φ -Amplitude stimmt auch dann nicht, wenn der Filterungseffekt jenem der Verwendung des variablen Geomagnetfeldwerts entspricht. Die Amplituden des Φ_{hp} -Datensatzes fallen generell dort grösser aus, wo der hochpassgefilterte ^{10}Be -Fluss sehr tief (um 6500 Jahre vor heute) oder der konstante Wert 1.13 viel kleiner als das Magnetfeld von Yang et al. (2000) ist (um 2000 Jahre vor heute) - und umgekehrt.

Aus dieser Untersuchung lässt sich folgern, dass sich zwar eine Tiefpassfilterung eignet, um den solaren Einfluss auf die ^{10}Be -Produktionsrate zu eliminieren und das vergange-

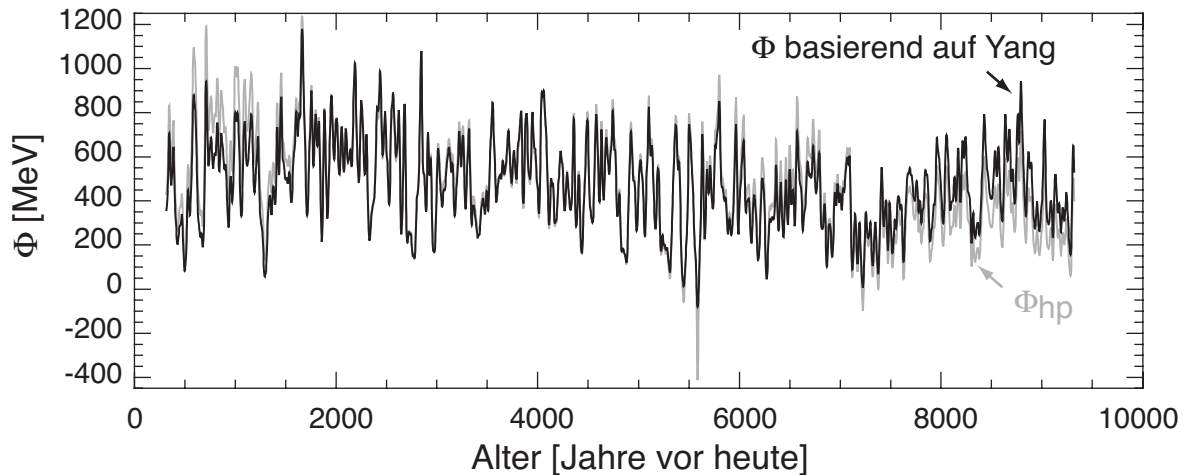


Abbildung 5.8: Vergleich des Φ -Datensatzes mit dem Φ -Datensatz aus einer alternativen Rekonstruktionsmethode (beide basierend auf ^{10}Be). Die schwarze Kurve entspricht dem ^{10}Be -basierten Φ -Datensatz basierend auf dem Geomagnetfeld von Yang et al. (2000) aus Abbildung 5.2. Die hellgraue Kurve zeigt den aus einer Hochpassfilterung ('cut-off' Frequenz $1/3000 \text{ Jahre}^{-1}$) und einem konstanten Geomagnetfeld resultierenden Φ -Datensatz (Φ_{hp}). Der Filterungseffekt bzw. die Grösse des berücksichtigten Geomagnetfeldeinflusses durch die Filterung kann aus Abbildung 5.5, die Beziehungen zwischen ^{10}Be , Φ und Geomagnetfeldintensität aus Abbildung 5.1 abgeleitet werden. Die Differenzen zwischen den zwei unabhängigen Methoden lassen sich folgendermassen erklären: Das (relative) Magnetfeld war anfangs Holozän bis etwa 4000 Jahre vor heute kleiner, dann grösser als 1.13. Wo in der ersten Hälfte des Holozäns der Filterungseffekt zu gross ist (und dadurch ^{10}Be zu stark erniedrigt wird) wird mit der 'Filtermethode' trotz des höheren konstanten Geomagnetfeldwerts von 1.13 als Yang et al.'s (2000) Wert ein höheres Φ_{hp} , als das mit dem variablen Geomagnetfeld rekonstruierte Φ erzielt (6000–7000 Jahre vor heute). Nachher ist der Filterungseffekt zwar geringer, doch ist der Effekt aus der Verwendung von Yang et al.'s (2000) Magnetfeld anstatt des konstanten Magnetfeldwerts noch kleiner, womit Φ_{hp} immer noch etwas grösser ist. Vor 7000 Jahren vor heute hat die Verwendung der tieferen Yang et al. (2000) Daten anstatt des konstanten Magnetfeldwerts einen grösseren Effekt als der Filterungseffekt (^{10}Be wird nicht genügend erniedrigt), Φ_{hp} ist daher kleiner als Φ . Ab 4000 Jahre nimmt der Filterungseffekt und der Unterschied zwischen dem Magnetfeld von Yang et al. (2000) und dem konstanten Wert zu. Anfangs ist der Filterungseffekt grösser (wodurch ^{10}Be zu stark erhöht wird), weshalb Φ_{hp} aus der Filtermethode kleiner als Φ ist. Ab 2000 Jahre vor heute ist der Effekt aus der Verwendung von Yang et al.'s (2000) Daten anstatt des konstanten Magnetfeldwerts von 1.13 grösser als der Filterungseffekt (^{10}Be wird zu wenig erhöht), Φ_{hp} ist grösser als Φ .

ne Geomagnetfeld aus dem ^{10}Be -Fluss zu rekonstruieren. Eine Hochpassfilterung jedoch vermag den Geomagnetfeldeinfluss auf die ^{10}Be -Produktionsrate nicht vollständig zu eliminieren, da der indirekte Einfluss (der Einfluss auf die solare Modulation) nicht berücksichtigt wird - und ist daher eine schlechtere Alternative zu der in dieser Arbeit vorgestellten neuen Methode. Diese berücksichtigt den Effekt des Erdmagnetfelds quantitativ und damit auch diese indirekte Einwirkung des Erdmagnetfelds und vermag somit das solare Signal aus dem Radionuklidfluss weit besser zu erfassen.

5.9 Schlussfolgerungen und Ausblick

Kosmogene Radionuklide wie ^{10}Be und ^{14}C haben ein grosses Potential für die Rekonstruktion der Sonnenaktivität über die Periode direkter solarer Messungen hinaus. Durch Berücksichtigung der absoluten in der Vergangenheit vorgeherrschten Geomagnetfeldintensität wurde zum ersten Mal ein quantitativer Datensatz der Sonnenaktivität in Form des solaren Modulationsparameters Φ über die letzten rund 9300 Jahre berechnet.

Dieser rekonstruierte Φ -Datensatz ist durch eine hohe Variabilität während des ganzen Holozäns gekennzeichnet. Damit zeigt sich ganz offensichtlich, dass aus den 50-jährigen Neutronenmonitordaten eine keineswegs repräsentative solare Aktivität für das ganze Holozän hervorgeht. Zum einen ist die Variabilität von Φ während der Neutronenmonitorära bedeutend kleiner als im Mittel während des ganzen Holozäns. Zum anderen ist die Sonnenaktivität über die letzten 50 Jahre in der Tat sehr hoch. Doch über das ganze Holozän betrachtet ist diese über die letzten 50 Jahre andauernde sehr hohe Aktivität zwar selten, aber nicht aussergewöhnlich. Sowohl aus dem ^{10}Be - als auch aus dem ^{14}C -basierten Φ -Datensatz lässt sich auf mehrere Zeiten schliessen, während welchen die solare Modulation über eine Dauer entsprechend der Neutronenmonitorära gleich oder höher war. Diese Schlussfolgerung unterscheidet sich von den Studien von Usoskin et al. (2003) und Solanki et al. (2004), welche keine entsprechend hohen Aktivitätsperioden wie die heutige über die letzten 1150 resp. 8000 Jahre finden und daher die seit den 1940'er Jahren vorherrschende Sonnenaktivität als ausserordentlich einstufen.

Verbesserungen in der Genauigkeit der absoluten Werte der vorliegenden Φ -Rekonstruktion können insbesondere mit besseren Geomagnetfelddaten erzielt werden. Darüberhinaus sind Forschungen an zusätzlichen ^{10}Be -Datensätzen anderer Eisbohrkerne betreffend variabler Systemeffekte und an der ^{14}C -Produktionsratenberechnung erforderlich, um die absoluten Φ -Werte und den Langzeittrend der Sonnenaktivität besser festlegen zu können.

Diese Φ -Rekonstruktion ist jedoch sehr robust was die relativen Amplituden der Variabilität von Φ über kurze Zeiträume (Jahrzehnte bis Jahrhunderte) anbelangt und damit die Bestimmung von Zeiten grosser oder geringer Variabilität, Zeiten relativ hoher oder tiefer solarer Aktivität, wie grosse solare Minima.

Dieser quantitative Datensatz eines Parameters der solaren magnetischen Aktivität ermöglicht der Sonnenphysik und der kosmischen Strahlungsphysik solche Prozesse zu studieren, die sich über längere Zeiträume abspielen, als von den Neutronenmonitoraufzeichnungen und direkten Aktivitätsproxies abgedeckt werden. Im Weiteren stellt dieser Φ -Datensatz eine vielversprechende Basis für die Rekonstruktion des Energieflusses dar und liefert damit einen wichtigen Beitrag zur Untersuchung des solaren 'forcings' des Klimas.

Kapitel 6

Ausblick: Das Potential der Φ -Rekonstruktion für die Rekonstruktion der totalen solaren Irradianz

Der klimarelevante Aspekt der solaren Aktivität ist hauptsächlich der Energiefluss der Sonne auf die Erde, siehe ausführlicher Kapitel 7. Dieser Energiefluss muss bekannt sein, will man mittels Klimamodellen den Effekt der Sonne auf das Klima quantifizieren.

Doch erst seit 1978 kann dieser auf die Atmosphärenobergrenze auftreffende Energiefluss gemessen werden. Im IPCC¹ Bericht 2001 ist denn das solare radiative ‘forcing’ (zu dt.: Strahlungsantrieb) unseres Klimasystems - die Wirkung auf den Strahlungshaushalt der Erde resultierend aus Änderungen des Energieflusses der Sonne seit 1750 - der am schlechtesten verstandene Klimafaktor. Denn nicht nur ist dessen Messung problembehaftet, Änderungen des solaren Energieflusses vor 1978 müssen rekonstruiert werden. Diese Rekonstruktionen fallen sehr unterschiedlich aus. Hinzu kommt, dass der solare Einfluss auf das Klima der Erde, die involvierten physikalischen Prozesse und Rückkoppelungsmechanismen innerhalb des Klimasystems, bei weitem nicht verstanden sind.

Die Kenntnis des solaren ‘forcings’ und dessen Einbezug in Klimamodelle ist Voraussetzung für die Erfassung der Auswirkung des seit der industriellen Revolution zunehmenden Eingriffs des Menschen in das Klima. Denn das solare ‘forcing’ könnte infolge seiner zyklischen Natur das anthropogene ‘forcing’ ausgleichen oder zumindest abschwächen, oder aber, wenn es in gleicher Richtung wirkt, zu einer verstärkten zukünftigen Änderung des Klimas führen.

In diesem Kapitel wird auf die Messung dieses Energieflusses und dessen Rekonstruktionen eingegangen. Dann wird ein Ausblick auf das Potential gegeben, welches im in dieser Arbeit rekonstruierten Datensatz des solaren Modulationsparameters Φ drinsteckt, diesen Energiefluss erstmals über beinahe das ganze Holozän quantitativ zu rekonstruieren. Dies wird einen wichtigen Beitrag zu der weiteren Untersuchung des solaren ‘forcings’ liefern. Einerseits gewährt dies Aufschluss über das solare ‘forcing’ vergangener Klimaänderungen, andererseits wird durch eine quantitative und weit zurückreichende Rekonstruktion des Energieflusses dessen Schwankungspotential besser erfasst, womit

¹IPCC = Intergovernmental Panel on Climate Change

sich zukünftig zu erwartende Änderungen im solaren ‘forcing’ besser abschätzen lassen können.

Die totale solare Irradianz (TSI) ist definiert als Energieflussdichte an der Atmosphärenobergrenze in einer Distanz von 1 astronomischen Einheit (mittlere Distanz zwischen Sonne und Erde, 1 AE $\approx 150 \cdot 10^6$ km). Sie wird allgemein als Solarkonstante bezeichnet und beträgt im Mittel 1366 Wm^{-2} .

Die TSI wird seit 1978 mit Radiometern auf Satelliten gemessen. Die Eigenschaften der Radiometer ändern sich jedoch mit dem Alter, was sich auf ihre Sensitivität auswirkt, zudem sind mehrere Satelliten eingesetzt worden. Dies erfordert eine Abgleichung der Messdaten untereinander, was, u.a. wegen fehlenden grösseren zeitlichen Überlappungen, schwierig ist. Angebrachte Korrekturen fallen z.T. grösser aus als die durch die Satelliten effektiv gemessene Variabilität. Die Auswertung dieser Satellitenmessungen und Erstellung einer konsistenten Irradianzmessreihe aus den individuellen Radiometermessreihen ist somit nicht unproblematisch und immer noch kontrovers, insbesondere was das Vorhandensein eines langfristigen Trends in den Daten anbelangt (kein Trend nach Fröhlich und Lean (1998), Fröhlich (2000); ein Trend von $+0.5 \text{ Wm}^{-2}$ zwischen Minima 1986 und 1996 nach Willson (1997), ein Trend von $+0.15 \text{ Wm}^{-2}$ zwischen Minima 1987 und 1995 nach Dewitte et al. (2005)). Nicht von diesen Unsicherheiten betroffen ist der deutliche 11-Jahreszyklus innerhalb der Messdaten der individuellen Radiometer. Dieser belegt eindeutig, dass, entgegen des in der Klimatologie verwendeten Ausdrucks *Solarkonstante* für die TSI, die auf die Atmosphärenobergrenze auftreffende Energieflussdichte nicht konstant ist.

Die gemessene TSI zeigt Änderungen von rund 0.1% oder rund 1.4 Wm^{-2} zwischen Minimum und Maximum eines 11-Jahreszyklus, Änderungen, die nicht sehr grosse Auswirkungen auf das Klima haben. Diese kurze Aufzeichnung erlaubt jedoch keine schlüssige Aussage über das Schwankungspotential der TSI. Langjährige Beobachtungen der Aktivität der Sonne, etwa die Sonnenfleckenaufzeichnungen über die letzten rund 400 Jahre wie auch der in dieser Arbeit über 9000 Jahre rekonstruierte Parameter der solaren Modulation (siehe Kapitel 5), zeigen deutlich, dass die Aktivität der Sonne über längere Zeiten viel grössere Schwankungen aufwies als über die letzten rund 25 Jahre (siehe Abbildung 2.3 in Kapitel 2). Zusätzlich werden bei anderen Sternen Helligkeitsänderungen von bis zu 1% beobachtet (Baliunas und Jastrow (1990), Radick et al. (1990), Lockwood (1994)), siehe auch Kasten. Diese Sterne galten bis unlängst als sehr ähnlich der Sonne, womit auch für die Sonne über längere Zeiträume TSI-Schwankungen dieser Grössenordnung vermutet wurden. Neuste Erkenntnisse widerlegen allerdings die Ähnlichkeit dieser beobachteten Sterne zur Sonne (Hall und Lockwood, 2004). Dies ist jedoch kein Grund, grössere Irradianzschwankungen für die Sonne über längere Zeiträume auszuschliessen. Die vorhandenen Irradianzmessungen decken einen viel zu kurzen Zeitraum in einer überdies sehr stabilen Klimaperiode ab, um daraus Antworten einerseits auf die Frage der Grösse des Schwankungspotentials der TSI und andererseits auf die Fragen, ob sie es ausgeschöpft hatte sowie nach der Wahrscheinlichkeit, dass sie es ausschöpfen wird, zu finden. Aus grösseren und langfristigeren Schwankungen als über den 11-Jahreszyklus können für das Klima deutlich spürbare Auswirkungen erwartet werden, worauf auch diverse paläoklimatische Untersuchungen hindeuten (siehe Kapitel 7).

Antworten auf diese Fragen möchte man mit Rekonstruktionen der TSI über die Zeit der instrumentellen Messperiode hinaus finden. Dabei werden Beobachtungsreihen diverser Parameter solarer Aktivität (siehe Abschnitt 2.3.1) zu Hilfe genommen, da von einer engen Koppelung der abgestrahlten Energie mit der magnetischen Aktivität der Sonne ausgegangen wird. Sonnenflecken und *faculae* z.B. sind magnetisch bedingte kühlere und wärmere Stellen auf der Oberfläche, die sich direkt auf die Temperaturstrahlung auswirken. Doch der physikalische Zusammenhang zwischen magnetischen Aktivitäts- und TSI-Änderungen ist noch nicht ganz verstanden.

6.1 Bisherige Rekonstruktionen der totalen solaren Irradianz (TSI)

Basierend auf verschiedenen direkten Manifestationen der Sonnenaktivität ist die TSI in mehreren Arbeiten rekonstruiert worden, wobei meist von einer linearen Beziehung zwischen dem Aktivitätsparameter und der TSI ausgegangen wurde. Die folgende Auswahl gibt einen kurzen Überblick über einige TSI-Rekonstruktionen.

- Lean et al. (1992) stützten sich auf die Beobachtung von anderen Sternen um die TSI im Maunder Minimum (1645–1715 A.D.) abzuschätzen (siehe Kasten). Aus einer positiven linearen Korrelation der solaren Ca II-Emission (ausgestrahlt von den *faculae*) mit der TSI (korrigiert für die verminderte Energieabstrahlung der Sonnenflecken), die sie auf die Ca II-Emission von sonnenähnlichen Sternen mit einer nicht-zyklischen Aktivität extrapolierten, schlossen sie auf eine TSI-Reduktion von 0.24 % im Maunder Minimum im Vergleich zum Mittelwert von 1980–1986. Dies entspricht mehr als zweimal den bisher direkt gemessenen TSI-Schwankungen. Doch neuste Studien stellen die angenommene Ähnlichkeit jener Sterne zu der Sonne in Frage, weshalb sich eine TSI-Abschätzung für das Maunder Minimum aufgrund der Ca II-Emissionswerte dieser Sterne nicht mehr begründen lässt (Hall und Lockwood, 2004), siehe Kasten.
- Hoyt und Schatten (1993) benützten mehrere verschiedene Proxies für ihre TSI-Rekonstruktion bis 1700 zurück und verwendeten die Abschätzung von Lean et al. (1992) für die TSI im Maunder Minimum.
- Nesme-Ribes et al. (1994) rekonstruierten die TSI basierend auf Messungen des solaren Durchmessers bis ins Maunder Minimum. Die jüngsten Durchmesserdaten kalibrierten sie gegen die TSI-Messungen und extrapolierten so die TSI linear in die Vergangenheit zurück.
- Lean et al. (1995) rekonstruierten die TSI bis 1610 zurück. Sie parametrisierten einerseits die Effekte der Sonnenflecken und der *faculae* (Foukal und Lean, 1990) und schlossen anhand der Sonnenfleckenzeichnung auf eine TSI-Reduktion von 0.05 % im Maunder Minimum gegenüber heute. Andererseits nahmen sie zusätzlich eine langsam variierende Hintergrundstrahlung an, welche sie von der mittleren Anzahl Sonnenflecken pro 11-Jahreszyklus ableiteten und so skalierten, dass diese im Maunder Minimum 0.19 % tiefer als heute war. Dies ergibt mit den 0.05 % eine der Studie von Lean et al. (1992) entsprechende totale TSI-Reduktion im Maunder Minimum von 0.24 % gegenüber heute.

Ca II-Emission und Sonnenähnliche Sterne: Die Emission in der Ca II-Fraunhofer Linie ist ein Mass für die magnetische Aktivität eines Sterns. Baliunas und Jastrow (1990) haben über rund 20 Jahre die Ca II-Emissionen von 74 sonnenähnlichen Sternen gemessen. Unter sonnenähnlichen Sternen werden Sterne mit ähnlichen Eigenschaften wie die Sonne (Alter, Masse, Magnetismus) verstanden. Die Häufigkeitsverteilung dieser Ca II-Emissionswerte zeigt eine klare bimodale Struktur (Doppelpeak). Sterne mit einer zyklischen Aktivität zeigen hohe Werte (darunter fallen auch die Werte der Sonne), Sterne mit einer nicht-zyklischen Aktivität deutlich tiefere Werte. Aus diesen Ca II-Emissionsmessungen wurden für die Sonne grössere Aktivitätsschwankungen über längere Zeiträume als über die letzten 11-Jahreszyklen abgeleitet. Denn es wurde angenommen, dass die Sterne, welche (momentan) kein zyklisches Verhalten zeigen, dem Zustand der Sonne zu Zeiten grosser solarer Minima entsprechen. Somit erwartete man auch für die Sonne im Maunder Minimum deutlich tiefere Ca II-Emissionsmessungen entsprechend jenen dieser nicht-zyklischen Sterne. Gemäss einer neuen Studie (Hall und Lockwood, 2004) gibt es nur einen der Sonne sehr ähnlichen Stern. Überdies konnten Ca II-Emissionsmessungen der 57 sonnenähnlichsten Sterne die deutliche bimodale Struktur nicht bestätigen. Die Ca II-Emissionswerte für die zyklischen Sterne unterscheiden sich nicht von jenen der nicht-zyklischen Sterne. Diese Erkenntnis hat zur Folge, dass aus der Beobachtung dieser Sterne nichts über die Aktivität der Sonne zu Zeiten grosser solaren Minima, wie während des Maunder Minimums, geschlossen werden kann. Auf die bimodale Struktur der Ca II-Emissionswerte von Baliunas und Jastrow (1990) berufen sich u.a. Lean et al. (1992) für ihre Abschätzung der TSI während des Maunder Minimums. Ihre Abschätzung basiert nach der neuen Studie auf nicht bestätigten Grundlagen.

- Solanki und Fligge (1998) rekonstruierten die TSI bis 1874 zurück, indem sie sich ebenfalls auf die Sonnenfleckenaufzeichnung stützten und eine langsam variierende Hintergrundstrahlung berücksichtigten. Deren Amplitude leiteten sie auf zwei Arten her, einmal aus den Ca II-Emissionsmessungen nach Lean et al. (1995) und einmal aus der Länge der 11-jährigen Aktivitätszyklen.
- In Lean (2000) schliesslich wurde die Beziehung zwischen TSI und Ca II-Emissionswerten revidiert und eine Reduktion der TSI im Maunder Minimum von 0.2 % gegenüber dem Mittelwert von 1980–1986 abgeleitet.

Basierend auf den Sonnenfleckenaufzeichnungen wurden TSI-Rekonstruktionen auch von Reid (1991), Zhang et al. (1994) und Reid (1997), basierend auf der Rotation und dem Durchmesser der Sonne von Mendoza (1997), oder basierend auf dem geomagnetischen Aa-Index von Cliver et al. (1998) und Lockwood und Stamper (1999) durchgeführt.

Die TSI-Rekonstruktionen fallen alle sehr unterschiedlich aus, insbesondere unterscheiden sie sich in ihren Abschätzungen der TSI für das Maunder Minimum. Diese reichen von 1 bis 15 Wm^{-2} Reduktion gegenüber dem heutigen Mittelwert, was bis zu einem Zehnfachen der seit 1978 gemessenen TSI-Schwankungen entspricht. Die meisten Werte liegen in einem Bereich zwischen 3 und 5.5 Wm^{-2} . Die Langzeitänderungen der TSI-Rekonstruktionen müssen, insbesondere nach neusten Erkenntnissen über die in den Studien berücksichtigten stellaren Messungen (siehe Kasten), vorsichtiger interpretiert

werden als die TSI-Schwankungen über kurze Zeiträume, welche auf beobachteten Manifestationen der Sonnenaktivität basieren.

Das *solare radiative 'forcing'*, resultierend aus einer Irradianzänderung, wird durch die Division der Irradianzänderung durch den Faktor 4 (infolge Kugelgestalt der Erde) und Multiplikation mit dem Faktor 0.7 (Reflexion infolge Albedo des Systems Erde-Atmosphäre von 0.3) erhalten. Unter *Klimasensitivität* versteht man die Reaktion der globalen mittleren Temperatur (im Gleichgewichtszustand) auf das radiative 'forcing' in $^{\circ}\text{C}$ pro Wm^{-2} .

Das solare radiative 'forcing' resultierend aus Änderungen der TSI von 1750 bis 2000 beträgt gemäss IPCC 2001 $0.3 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$. Diese Zahl beruht auf den TSI-Rekonstruktionen von Hoyt und Schatten (1993), Lean et al. (1995), Solanki und Fligge (1998) und Lockwood und Stamper (1999) bzw. auf der von ihnen rekonstruierten Zunahme der TSI zwischen den 11-Jahreszyklen-Minima 1744 und 1996. Der grosse Fehler (0.2 Wm^{-2}) resultiert aus den unterschiedlichen Resultaten der Rekonstruktionen. Da sich diese Rekonstruktionen betreffend des Langzeittrends auf stellare Ca II-Emissionsmessungen stützen, aus denen heute nicht mehr bestätigte Schlüsse für die Sonne gezogen wurden, hat diese Zahl keine Begründung mehr. Ohne einen Langzeittrend in der Aktivität zu berücksichtigen, nur auf dem 11-Jahreszyklus der Manifestationen der magnetischen Aktivität basierend, würde das solare radiative 'forcing' statt 0.3 Wm^{-2} weniger als 0.1 Wm^{-2} betragen (Lean und Rind, 1999). Bradley und Jones (1993) rekonstruierten eine Temperaturzunahme auf der nördlichen Hemisphäre von $0.7\text{--}1^{\circ}\text{C}$ seit dem Maunder Minimum bis heute. Das solare radiative 'forcing' aus einer Zunahme der TSI von 3.3 Wm^{-2} seit dem Maunder Minimum (0.24 %, Lean et al. (1995)) beträgt 0.58 Wm^{-2} ($= 0.7 \cdot 3.3 \text{ Wm}^{-2} / 4$). Mit einer Klimasensitivität von rund 0.5°C pro Wm^{-2} (IPCC 2001) geht daraus eine Temperaturerhöhung von rund 0.29°C hervor. Daraus leitet sich ein Beitrag von der Sonne zu der Erwärmung seit dem Maunder Minimum von rund einem Drittel oder mehr ab. Allerdings muss diese Zahl mehr qualitativ als quantitativ beurteilt werden. Denn der involvierte Klimasensitivitätsparameter hängt von diversen Faktoren ab, welche sich zeitlich ändern (siehe Kapitel 7), über diese Zeiträume etwa die Eisbedeckung oder die Vegetationsverhältnisse. Doch die Grössenordnung des Resultats weist deutlich darauf hin, dass die Sonne einen nicht zu vernachlässigenden Beitrag zur Erwärmung seit der kleinen Eiszeit (1400–1850 A.D.) geliefert hat. Von der Temperaturzunahme um 0.6°C seit 1900 können noch 0.25°C dem solaren radiativen 'forcing' zugeschrieben werden, die Erwärmung seit 1970 (0.36°C) jedoch nur noch zu einem Drittel (Lean et al. (1995), Lean und Rind (1999)).

Anzumerken ist hierbei, dass sich diese Berechnungen nur auf das direkte *radiative 'forcing'* resultierend aus einer Änderung der totalen solaren Irradianz, d.h. des gesamten, spektral integrierten Spektrums, stützen. Nicht berücksichtigt ist dabei, dass die bedeutend grössere Variabilität im kurzwelligen Spektralbereich (UV) über Änderungen in der Ozonkonzentration zusätzliche radiative Effekte und dynamische Prozesse in der Atmosphäre auslöst, die das solare 'forcing' bedeutend verstärken (siehe Abschnitt 7.1.1).

Der längste Datensatz direkt beobachteter Sonnenaktivität, die Sonnenfleckenaufzeichnung, reicht nur bis 1610 zurück. Um die noch frühere Variabilität der TSI zu untersuchen, muss man sich auf indirekte solare Informationsträger stützen, auf die kosmogenen Radionuklide.

- Die TSI-Rekonstruktion von Bard et al. (2000) basiert auf den kosmogenen Radionukliden ^{10}Be und ^{14}C und reicht 1200 Jahre zurück. Ohne Berücksichtigung des Geomagnetfeldeinflusses auf die Radionuklidproduktion, gingen auch sie von einer direkten und linearen Beziehung zwischen dem Proxy der Sonnenaktivität (Radionuklide) und der TSI aus (stützend auf Lean et al. (1992), Zhang et al. (1994), Solanki und Fligge (1998)), hinter welcher kein physikalisches Prozessverständnis steht. Sie skalierten den Radionukliddatensatz mittels verschiedenen von anderen Autoren rekonstruierten TSI-Werten für das Maunder Minimum. Diese beruhen teils auf den vermeintlich sonnenähnlichen Sternen und belaufen sich auf 0.25–0.65 % Reduktion der TSI gegenüber heute.

6.2 Ausblick auf die TSI-Rekonstruktion basierend auf der Φ -Rekonstruktion

Die in dieser Arbeit durchgeführte Φ -Rekonstruktion (siehe Kapitel 5) liefert den ersten quantitativen Datensatz eines physikalisch definierten Parameters der Sonnenaktivität über 9000 Jahre zurück. Damit hat diese Φ -Rekonstruktion ein vielversprechendes Potential für eine quantitative Rekonstruktion der vergangenen Variabilität der TSI über beinahe das ganze Holozän, unabhängig von Beobachtungen über sonnenähnliche Sterne und dessen Transferierbarkeit auf die Sonne.

Wie in Abschnitt 2.3.1 und Kapitel 2.5 gezeigt, reagieren kosmogene Radionuklide und folglich Φ sensitiver auf Aktivitätsänderungen auf tiefem Niveau als Sonnenflecken. Überdies wird vermutet, dass Änderungen der TSI mit Änderungen des schwachen Magnetfelds (Netzwerk) verknüpft sind, weshalb Φ eine bessere Ausgangslage für TSI-Rekonstruktionen bietet als die an sehr starke Magnetfelder geknüpften Sonnenflecken.

Während die Φ -Rekonstruktion auf physikalisch verstandenen Prozessen beruht, ist der physikalische Zusammenhang zwischen Φ , das mit dem offenen solaren Magnetfeld verknüpft ist, und der Energieabstrahlung von der Oberfläche, welche von der Oberflächentemperatur abhängig ist, noch nicht bekannt. Einen Anhaltspunkt über die Beziehung zwischen Φ und TSI liefern die über die letzten rund 25 Jahre vorliegenden Irradianz- sowie die rund 50-jährigen Neutronenmonitormessungen, aus welchen Φ rekonstruiert werden kann (siehe Kapitel 2.5). Dabei muss beachtet werden, dass diese diversen Φ -Rekonstruktionen betragsmässig voneinander abweichen, siehe Abbildung 2.2c) in Kapitel 2). Eine lineare positive Beziehung zwischen Φ und TSI ist physikalisch nicht begründbar, da dies einen unrealistisch konstanten Anstieg der TSI mit zunehmendem Φ bedingen würde. Zudem resultierten nur unwesentlich tiefere Maunder Minimum TSI-Werte als während eines 11-jährigen Aktivitätsminimums. Vielmehr wird eine nicht-lineare positive Beziehung zwischen Φ und TSI erwartet. Dies aus der Überlegung, dass, dank der riesigen Wärmekapazität der Sonne, kurzfristig wohl mehr Energie abgestrahlt werden kann, als im Innern der Sonne produziert wird, jedoch nicht über eine längere Zeit. Die magnetische Aktivität der Sonne beeinflusst

die Energieabstrahlung dadurch, dass sie an der Oberfläche Temperaturänderungen verursacht (Sonnenflecken, *faculae*) und möglicherweise in der Konvektionszone den Energietransport an die Oberfläche behindert oder fördert.

Doch im Moment sind, mit Ausnahme der magnetischen Effekten an der Oberfläche, weder die sich in der Sonne abspielenden physikalischen Prozesse, die möglicherweise ebenfalls hinter Änderungen der Irradianz stehen, noch die physikalischen Prozesse, welche die Intensität des offenen Magnetfelds und damit die Stärke der solaren Modulation der galaktischen kosmischen Strahlung bestimmen, verstanden. Wenn zwischen all diesen physikalischen Prozessen ein Zusammenhang besteht und weder die TSI noch die solare Modulation von anderen Einflüssen dominiert werden, erhofft man sich, in einem nächsten Schritt die TSI aus dem rekonstruierten Φ -Datensatz mittels einem physikalischen Modell berechnen zu können. Zur Bestimmung der Modellparameter können die jüngst gemessenen TSI- und Φ -Daten herangezogen werden. Wenn sich der physikalische Zusammenhang zwischen Φ und der Irradianz über die Zeit nicht ändert, kann mit der so bestimmten Beziehung zwischen Φ und der TSI die rekonstruierte rund 9000 Jahre lange Aktivitätskurve zu einer TSI-Kurve in Wm^{-2} transferiert werden.

Dieser Ansatz zur TSI-Rekonstruktion unterscheidet sich damit wesentlich von den TSI-Rekonstruktionen, welche die TSI ohne physikalisches Sachverständnis über ein lineares Regressionsmodell aus den Proxydaten bestimmen. Aus der Rekonstruktion des solaren Modulationsparameter Φ aus ^{10}Be sowie aus den oben aufgeführten Überlegungen zu der TSI-Abhängigkeit von Φ geht deutlich die Nicht-Linearität der Beziehungen zwischen dem auf der Erde messbaren Proxy der solaren Aktivität (^{10}Be) und Φ oder der TSI hervor. Mit Φ beruht die TSI-Rekonstruktion zudem auch über diese langen Zeiträume auf einem solaren Parameter. Dies im Gegensatz zu TSI-Rekonstruktionen direkt basierend auf kosmogenen Radionukliden wie die Rekonstruktion von Bard et al. (2000) mittels ^{10}Be und ^{14}C , in welcher die TSI, ohne den zusätzlichen Geomagnetfeld-einfluss im Signal der kosmogenen Radionuklide zu berücksichtigen, über eine lineare Regression bestimmt wurde.

Aus der vermuteten nicht-linearen Abhängigkeit zwischen Φ und TSI können erste Abschätzungen über den Verlauf der TSI im Holozän gemacht werden. Da demnach Änderungen im tiefen Φ -Bereich in grossen Änderungen der (tiefen) TSI resultieren, lässt dies auf eine relativ konstante obere Limite der TSI während des Holozäns mit immer wieder grösseren Ausfällen gegen tiefere TSI-Werte schliessen. Unbeachtet der vermutlich ebenso nicht-linearen Reaktion des Klimas auf Änderungen im solaren 'forcing' kann daraus erwartet werden, dass solar verursachte Klimaänderungen vornehmlich kalte Ereignisse sind. Tatsächlich fallen besonders kalte Perioden der kleinen Eiszeit (1400–1850 A.D.) mit den grossen solaren Minima Spörer (1415–1535 A.D.) und Maunder (1645–1715 A.D.) zusammen (Eddy, 1976). In Kapitel 7 werden einige Paläoklimadatensätze vorgestellt, welche die These einer solaren Beeinflussung des Klimas stützen und aus denen hervorgeht, dass insbesondere kalte Ereignisse mit Änderungen der Sonnenaktivität in Verbindung gebracht werden können.

Kapitel 7

Einfluss der Sonne auf das Klima

In diesem Kapitel werden atmosphärische Prozesse vorgestellt, die durch eine Änderung der magnetischen Aktivität der Sonne ausgelöst werden und für die Klimawirksamkeit des solaren Signals verantwortlich sein könnten. Dann wird kurz auf Paläoklimaproxies eingegangen, auf die Ansprüche an einen Klimaindikator und an seine Speicherung, um aus ihm Informationen über das vergangene Klima gewinnen zu können. Paläoklimaproxies sind für die Untersuchung der Wirkung der Sonne im Klimasystem über längere Zeiträume unerlässlich. Im zweiten Teil dieses Kapitels werden einige Paläoklimadatensätze vorgestellt und durch deren Vergleich mit dem in dieser Arbeit rekonstruierten Parameter der Sonnenaktivität Hinweise auf die Rolle, welche die Sonne im Klima spielt(e), gesucht.

7.1 (Verstärkungs-)Mechanismen des solaren 'forcings'

Die Schwankungsbreite der seit 1978 gemessenen totalen solaren Irradianz (TSI) beträgt über den letzten Schwabe-Zyklus (11-Jahreszyklus) ca. 0.1 % bzw. 1.4 Wm^{-2} . Dies entspricht einem solaren radiativen 'forcing' von ca. 0.2 Wm^{-2} (IPCC, 2001) (siehe Kapitel 6.1). Die Frage drängt sich auf, wie können so geringe Änderungen des solaren Energieflusses Klimaänderungen bewirken?

Zum einen ist die Messperiode direkter Irradianzmessungen auf die letzten weniger als 30 Jahre beschränkt, und diverse solare Aktivitätsproxies (siehe Abschnitt 2.3.1) lassen auf grössere Änderungen der Irradianz über längere Zeiträume schliessen. Zum andern zeigt sich, die spektrale Verteilung betrachtend, dass die Änderung der Irradianz sehr stark wellenlängenabhängig ist und die Variabilität kurzweiliger Strahlung um ein bis zwei Grössenordnungen grösser ausfällt als jene der TSI (über alle Wellenlängen integriert). Strahlung dieser kurzen Wellenlängen bewirken neben Temperaturänderungen durch Absorption Änderungen in der chemischen Zusammensetzung und Dynamik der oberen Atmosphäre und verstärken dadurch das solare 'forcing'. Im weiteren ist die Erde geladenen Partikeln, die von der Sonne in das All weggeschleudert werden, ausgesetzt (wie z.B. während *coronal mass ejections*, siehe Kapitel 2.3), welche die atmosphärische Zusammensetzung ebenfalls verändern. Schlussendlich unterliegt der Variabilität der solaren Aktivität auch die abschirmende Wirkung des solaren Magnetfelds auf den Einfall galaktischer kosmischer Strahlung in die Erdatmosphäre, die, einer umstritte-

nen Theorie nach, über Ionisationsprozesse die Wolkenbildung beeinflussen könnte.

Die genauen physikalischen Prozesse, welche die Änderungen der Sonnenaktivität im Klimasystem auslösen und damit auch die räumliche und zeitliche Dimension der solaren Effekte sind noch nicht verstanden und Gegenstand aktueller Forschung.

Im folgenden wird kurz auf die Auswirkungen der spektralen Variabilität der solaren Irradianz eingegangen, da die von der kurzwelligen UV-Strahlung verursachten Änderungen in der stratosphärischen Ozonkonzentration die grössten Temperaturschwankungen bewirken, und diese sich sowohl radiativ als auch auf die Dynamik der atmosphärischen Zirkulation auswirken. Der direkte Einfluss der galaktischen kosmischen Strahlung ist noch sehr kontrovers und wird im Anschluss daran kurz diskutiert.

7.1.1 Die spektrale Variabilität der solaren Irradianz, UV-Strahlung und Ozon

Die Sonne emittiert Strahlung des ganzen elektromagnetischen Spektrums. Doch 80 % der Energie der TSI werden im Wellenlängenbereich zwischen 400 und 1600 nm ausgestrahlt (sichtbares Licht, nahes IR), mit einem Maximum bei 480 nm. Der UV-Anteil der TSI ist zwar klein, doch ist er derjenige Teil des solaren Spektrums, welcher am stärksten variabel ist. 36 % der Variabilität über einen 11-Jahreszyklus betrifft den Anteil zwischen 120 und 400 nm, welcher um rund 0.4 % ändert (Lean, 2000). Die UV-Strahlung um 200 nm ändert gar um 8.3 % (Lean, 2000).

Das solare radiative 'forcing' des Klimas ist von der spektralen Zusammensetzung der solaren Variabilität abhängig. Die UV-Strahlung ändert die atmosphärische Zusammensetzung durch photochemische Dissoziation, wobei besonders wirkungsvoll die Änderung in der Ozonkonzentration in der Stratosphäre ist. Über die Auswirkungen der 11-jährigen UV-Variabilität auf die Ozonkonzentration gibt es unterschiedliche Modellrechnungen. Gemäss Haigh (1996) ist die Ozonkonzentration zu Zeiten hoher Sonnenaktivität um rund 2 % erhöht, da die Ozonproduktion stärker durch die solare Variabilität beeinflusst wird als der Ozonabbau, weil bei ersterer UV-Strahlung kürzerer Wellenlängen involviert ist (Haigh, 1994). Ein stratosphärischer Ozonanstieg geht auch aus Modellrechnungen von Egorova et al. (2004) und Rozanov et al. (2004) hervor. Shindell et al. (1999) hingegen gehen davon aus, dass die atmosphärische Erwärmung den Ozonabbau beschleunigt und damit von einer reduzierten Ozonkonzentration zu Zeiten erhöhter solarer Aktivität.

Ozon wirkt sich sowohl auf die Strahlungsbilanz als auch auf die Dynamik der atmosphärischen Zirkulation aus. Das radiative 'forcing' resultierend aus der Änderung der Ozonkonzentration besteht zum einen in der Abschirmung der tieferen Atmosphärenschichten vor der kurzwelligen UV-Strahlung infolge Absorption und damit in einem reduzierten radiativen 'forcing'. Zum anderen wird infolge der Absorption und zusätzlich infolge der Ozonproduktion (das produzierte Ozon absorbiert zusätzlich längerwellige UV-Strahlung) die mittlere Atmosphäre erwärmt. Dies steigert die langwellige Emission in die Troposphäre (durch CO₂, H₂O und O₃), was zusammen mit der zusätzlichen Emission durch das produzierte Ozon das radiative 'forcing' verstärkt. Welcher Effekt dominiert, ist von der vertikalen Verteilung der Ozonkonzentrationsänderung abhängig, welche noch unklar ist.

Die durch die UV-Strahlung bedingte Temperaturänderung in der Stratosphäre hat

auch Auswirkungen auf die Dynamik derselben, da eine Erwärmung die zonale Windzirkulation in der unteren Stratosphäre antreibt. Diese zonalen Winde übertragen durch Interaktionen mit troposphärischen Windstrukturen den solaren Effekt von der Stratosphäre in die Troposphäre, wo sich das Klima abspielt (Haigh (1996), Shindell et al. (1999), Egorova et al. (2004), Rozanov et al. (2004)). Modellrechnungen zeigen sowohl eine Beeinflussung der durch die geographisch unterschiedliche Energiezufuhr der Sonne angetriebenen allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre als auch der intern angetriebenen Klimaschwankungen, wie z.B. der Nord-Atlantischen Oszillation.

Die UV-Strahlung spielt damit, neben der Verstärkung des radiativen ‘forcings’ durch die Ozonproduktion, zusätzlich über deren dynamischen Folgen für die Stratosphäre, welche mit der Troposphäre dynamisch gekoppelt ist, eine wichtige Rolle in der solaren Beeinflussung des Klimas.

7.1.2 Kosmische Strahlung, Wolken und Klima

Svensmark und Friis-Christensen (1997) fanden einen Zusammenhang zwischen dem Neutronenfluss der galaktischen kosmischen Strahlung auf der Erde und der tiefen Bewölkung über Ozeanen zwischen 60°S und 60°N für 1984–1991 und 1980–1996 (verschiedene Bewölkungsdatensätze). Diesen erklären sie dadurch, dass die kosmische Strahlung in der Atmosphäre Ionen produziert, welche als Kondensationskeime fungieren und so zur Wolkenbildung führen. Von einer Zunahme in der Bewölkung erwarten sie einen abkühlenden Effekt auf das Klima der Erde. Dieses solare ‘forcing’ des Klimas beruht somit auf dem Abschirmungseffekt der kosmischen Strahlung durch den Sonnenwind.

Doch diese Theorie ist umstritten, einerseits was den Wolkenbildungsprozess und andererseits die Korrelation betrifft. Diese ist nur über eine kurze Dauer bestimmt und fällt mit späteren wie mit früheren Daten schlechter aus (Sun und Bradley (2002) und Referenzen darin). Im weiteren stellt die Analyse der kosmogenen Radionuklide einen Zusammenhang zwischen Klima und kosmischer Strahlung in Frage (Wagner et al., 2001c). Rund 40'000 Jahre vor heute weisen erhöhte ^{10}Be - und ^{36}Cl -Werte des GRIP Eisbohrkerns auf eine deutlich erhöhte Radionuklidproduktion bzw. Intensität der galaktischen kosmischen Strahlung in der Atmosphäre hin. Diese ist die Folge reduzierter Abschirmung durch ein ausserordentlich schwaches magnetisches Dipolfeld der Erde (10 % der heutigen Intensität, sogenanntes Laschamp-Ereignis). Die $\delta^{18}\text{O}$ - und CH_4 -Datensätze des GRIP Eisbohrkerns jedoch, beides Indikatoren des Klimas, zeigen in diesem Zeitraum keine tiefen Werte wie sie als Folge auf die Abkühlung durch vermehrte Wolkenbildung, infolge des markant erhöhten Einfalls kosmischer Strahlung, zu erwarten wären (Wagner et al., 2001c).

Überdies ist der Einfluss der Wolken auf das Klima nicht einfach bestimmbar. In Abhängigkeit des Ortes, der Höhe und den mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolken können sie einen abkühlenden oder erwärmenden Effekt haben. Denn Wolken reflektieren einerseits die einfallende kurzwellige Sonnenstrahlung in den Weltraum zurück, reduzieren andererseits jedoch die langwellige Emission bzw. erhöhen die langwellige Gegenstrahlung auf die Erde zurück.

Einen direkten Einfluss der galaktischen kosmischen Strahlung auf das Klima schlägt auch Tinsley (2000) vor. In seiner Theorie wird der Einfluss der kosmischen Strahlung auf die komplexen elektrischen Phänomene und die Eiswolkenbildung in der Atmo-

sphäre diskutiert.

7.1.3 Weitere Reaktionsmechanismen des Klimas

Das Klimasystem reagiert zeitlich wie räumlich stark nicht-linear auf das solare 'forcing', so dass auch nur geringen Änderungen der solaren Einstrahlung eine spürbare Klimawirkung zukommen können (siehe oben). Positive Rückkoppelungseffekte (sich selbst verstärkende Mechanismen) in der unteren Atmosphäre im Zusammenspiel mit der Erdoberfläche verstärken eine Störung im Klimasystem (z.B. solar induziert) zusätzlich, so z.B. die Schnee-Albedo-Rückkoppelung (Abkühlung → mehr Schnee → grössere Albedo → grössere Strahlungsreflexion → tiefere Temperaturen, etc.) oder der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre (warme Atmosphäre → erhöhter atmosphärischer Wasserdampfgehalt → Erwärmung der Atmosphäre, etc.). Infolge Trägheit des Klimasystems ist der Effekt des solaren 'forcings' von der Zeit abhängig. Je länger das solare Signal andauert, desto grösser fällt die Antwort des Klimas aus, da dann die positiven Rückkoppelungseffekte zur Wirkung kommen können. Da stärkere Änderungen des solaren Energieflusses in negative als in positive Richtung vermutet werden (siehe Kapitel 6.2), sind Klimareaktionen insbesondere auf grössere und langfristige Reduktionen in der Irradianz zu erwarten.

Indizien auf eine solare Beeinflussung des Klimas aus paläoklimatischen Untersuchungen liefern denn auch meistens kalte Ereignisse. So fallen besonders kalte Perioden der Kleinen Eiszeit mit dem Maunder und Spörer Minimum zusammen (Eddy (1976), Mauquoy et al. (2002)), oder um 2700 Jahre vor heute, zu einer Zeit erhöhten atmosphärischen ^{14}C -Gehalts (grosses solares Minimum), finden sich Hinweise auf einen Wechsel von wärmerem zu kälterem und feuchterem Klima im Norden der Niederlanden (Van Geel et al., 1996) und anderer Lokalitäten der mittleren Breiten auf der Süd- und Nord-Halbkugel (Van Geel et al. (1996), Van Geel et al. (1998)). Zum andern ist der 205-Jahreszyklus das am häufigsten entdeckte solare Signal in Paläoklimaparametern bzw. -proxies, da er genügend lang ist, dass verschiedenste Klimaparameter auf diese Änderungen des Energieflusses reagieren vermögen (z.B. Hodell et al. (2001), Neff et al. (2001)).

7.2 Untersuchung von Paläoklimaindikatoren auf eine solare Beeinflussung des Klimas mittels dem solaren Aktivitätsparameter Φ

Die Untersuchung von Paläoklimadaten auf Hinweise einer solaren Beeinflussung kann einerseits durch eine Prüfung auf das Vorhandensein bekannter solarer Zyklen hin oder andererseits durch einen Vergleich mit einem Datensatz des solaren Energieflusses oder der Sonnenaktivität erfolgen (siehe Kapitel 7.3). Messungen des solaren Energieflusses reichen jedoch nur bis 1978 zurück, die längste Aufzeichnung der magnetischen Aktivität, die Sonnenflecken, bis zu Beginn des 17. Jahrhunderts (siehe Kapitel 2.3). Die in dieser Arbeit durchgeführte Φ -Rekonstruktion anhand ^{10}Be über beinahe das ganze Holozän (siehe Kapitel 5) liefert daher einen wichtigen Beitrag für die Untersuchung des solaren 'forcings' auf das Klimasystem. Wie schon in Kapitel 6.2 erwähnt, ist die Koppelung des solaren Energieflusses mit der magnetischen Aktivität im allgemeinen und mit Φ , dem Parameter der heliosphärischen Abschirmung der galaktischen

kosmischen Strahlung durch das offene solare Magnetfeld im speziellen, weder verstanden noch gegeben. Doch dieser Φ -Datensatz ermöglicht es, Paläoklimadaten mit einem direkten solaren Proxy zu vergleichen. Auch wenn Φ nicht der solaren Energieflussdichte entspricht, können aus Φ Zeiten hoher oder tiefer Sonnenaktivität und grosser oder geringer Variabilität mit grösserer Gewissheit entnommen werden als es aus den kosmogenen Radionukliden möglich ist, welche neben dem solaren auch ein Geomagnetfeldsignal reflektieren.

Es ist allerdings zu beachten, dass infolge der nur schlecht verstandenen Wirkungsweise des solaren 'forcings' der zeitliche Bezug zwischen einer Aktivitäts- bzw. Energieflussänderung und der Reaktion des Klimas darauf noch nicht bekannt ist. Da die Datierung der Paläoklimadaten für eine Untersuchung dieses zeitlichen Bezugs meist unzureichend ist, müssen für detailliertere Untersuchungen des Ausmasses des solaren 'forcings' Klimamodelle herangezogen werden. So ist auch in den anschliessenden Beispielen in Kapitel 7.3 eine statistische Analyse der Korrelation zwischen den Klimaparametern und dem Parameter der Sonnenaktivität infolge der Unsicherheiten in der Datierung und der möglichen Phasenverschiebung nicht sinnvoll.

7.2.1 Paläoklimaproxies

Vereinzelte instrumentelle meteorologische Messdaten reichen bis ins 17. Jahrhundert zurück, doch weit verbreitete kontinuierliche Messdaten, welche die räumliche und zeitliche Variabilität des Klimas erfassen, sind erst ab Mitte des 19. Jahrhunderts vorhanden. Daher stützt sich die Paläoklimaforschung für längerfristige Untersuchungen auf Klimaproxydaten, d.h. auf indirekte Indikatoren des Klimas. Auf diesen basieren auch die paläoklimatischen Hinweise auf eine solare Beeinflussung des Klimas, die anschliessenden besprochen werden.

Ein Klimaproxy reagiert chemisch, physikalisch oder biologisch auf die Wetterbedingungen. Aus ihm können, wenn diese Reaktionen bekannt und mit instrumentellen Messdaten kalibriert sind, anstelle von direkten Messungen Informationen über das vergangene Klima entnommen werden. Diese zu entschlüsseln ist jedoch neben der erforderlichen Kenntnis über die Reaktion des Klimaproxies auf das Klima dadurch erschwert, dass das Klimasignal in den Proxydaten oft aus anderen, nicht klimabezogenen Signalen, unter viel sogenanntem 'noise', extrahiert werden muss. Zudem kann ein Klimaproxy auf verschiedene klimatische Verhältnisse gleich reagieren, was die richtige Entschlüsselung zusätzlich erschwert. Für die Paläoklimarekonstruktion wertvolle Proxies zeichnen sich dadurch aus, dass sie eine grosse und zeitlich gleichbleibende Sensibilität gegenüber einem bestimmten Klimaparameter aufweisen. Die Proxies müssen überdies in einem Archiv gespeichert sein, welches gute konservierende Eigenschaften aufweist und möglichst genau datierbar ist, da sonst die gewonnene Klimainformation keinen Wert hat. Baumringe, Korallen, Eis, laminierte See- und Ozeansedimente oder Stalagmite sind Archive, welche Klimaproxies und damit Klimainformationen in einer hohen zeitlichen Auflösung speichern. Mit einer geringeren Auflösung speichern unlaminierte Sedimente oder die Morphologie der Erdoberfläche, z.B. Gletschermoränen, das vergangene Klima.

Ein weiterer entscheidender Punkt für die Informationsgewinnung mittels Klimaproxies aus Paläoarchiven ist deren Lokalität. In Regionen, in welchen Klimaänderungen eine deutliche Wirkung zeigen, reagieren Klimaparameter stärker, wodurch in dortigen Paläoarchiven Klimaänderungen besser gespeichert sind als in klimaunempfindlichen

Regionen der Erde. Sensitive Regionen sind Grenzregionen der klimatischen Zonen der Erde (wie saisonal unter dem Einfluss der innertropischen Konvergenzzone stehende Gebiete oder Wüstenrandgebiete), Vegetationsgrenzen (wie z.B. Zonen nahe der Baum- und Schneegrenze) oder periglaziale Gebiete.

Die Sonne und die jetzige globale Klimaerwärmung Die Sonne, der Vulkanismus und interne Schwankungen im Klimasystem sind die wichtigsten natürlichen Faktoren, die das Klima im Holozän beeinflussen. Immer mehr Studien betreffend der Temperaturentwicklung der letzten Jahrtausende weisen auf eine natürliche Klimavariabilität über Zeiträume von Jahrhunderten hin, die bisher, z.B. in den Rekonstruktionen von Mann et al. (1998) und Mann und Jones (2003), unterschätzt wurde (Esper et al. (2002), von Storch et al. (2004), Moberg et al. (2005)). Seit der Industrialisierung im 18. Jahrhundert hat infolge menschlicher Aktivitäten die Konzentration von Kohlendioxid (CO₂) und anderen Treibhausgasen (Methan (CH₄), Lachgas (N₂O) u.a.) zugenommen und wurde zu einem zusätzlichen und immer wichtigeren Klimafaktor.

0.6°C beträgt der mittlere globale (Oberflächen-)Temperatureanstieg über das letzte Jahrhundert bzw. die letzten 140 Jahre, eine im Vergleich zu den letzten 1000 Jahren ausserordentliche hohe Anstiegsrate (Jones et al. (1999), Lean und Rind (1999), Bradley (2000a), Bradley (2000b), IPCC 2001). Doch die Zunahme der Treibhausgaskonzentration war zu Beginn schwach und dementsprechend ihre klimatische Wirkung anfangs des 20. Jahrhunderts. Weder der steile Anstieg der Temperatur zwischen 1920 und 1940, noch die Temperaturabnahme zwischen 1940 und 1975 lassen sich daher mit diesem exponentiellen Anstieg der Treibhausgase erklären. Klimamodelle können die Änderungen der Temperatur der letzten hundert Jahre am besten mit der Variabilität der natürlichen Klimafaktoren in Kombination mit dem anthropogenen Faktor erzeugen, wobei während den letzten Jahrzehnten das anthropogene 'forcing' dominierend wurde (IPCC 2001). Modellrechnungen schliessen auf einen Beitrag der Sonne zu der globalen Erwärmung der letzten hundert Jahren von u.a. 40 % (Beer et al. (2000), Mende und Stellmacher (2000) (über 140 Jahre berechnet)), 42 % (Lean und Rind, 1999) oder 25 % (Crowley, 2000).

Der rasante Temperatureanstieg seit 1970 jedoch ist jenseits der natürlichen Klimavariabilität. Weder die TSI noch die UV-Strahlung oder die kosmische Strahlung, welche in inverser Relation zur Sonnenaktivität steht (siehe Kapitel 3.1), zeigen neben ihrer 11-jährigen Variabilität einen Trend (siehe Abbildung 2.2 in Kapitel 2). Die Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre hingegen stieg seit 1950 stark an und hat heute ein Mass erreicht, welches sie über die letzten 420'000 Jahre nie erreicht hatte (Petit et al., 1999). Nach Lean und Rind (1999) lässt sich noch ein Drittel des Temperatureanstiegs seit 1970 mit der variablen Sonnenaktivität erklären, höchstens 30% resultiert auch aus Modellrechnungen von Solanki und Krivova (2003). Für die jetzige sehr schnelle Klimaerwärmung, welche zu ausserordentlich hohen Temperaturen seit 1990 führte (verglichen mit den letzten 2000 Jahren) (Moberg et al., 2005), sind die Treibhausgase verantwortlich.

7.3 Indizien auf eine solare Beeinflussung des Klimas

7.3.1 Nord-Atlantik, 44°N–55°N

Archiv: Ozeansediment; Parameter: Lithologie
Zeitraum: Holozän; Auflösung: 30–50 Jahre
Datierungsart/-ungenauigkeit: ^{14}C / $\pm 100\text{--}150$ Jahre
(Bond et al., 2001)

Sedimentkerne von verschiedenen Tiefseebohrungen im Nord-Atlantik (44°N–55°N) zeigen mit einer Quasi-Periodizität von rund 1500 Jahren sowohl im Glazial als auch im Holozän markante Lagen gröberer Materials (Sandfraktion) im sonst feinkörnigen Tiefseesediment (Bond et al., 1997). Die Sedimentanalyse, stützend auf petrologische Tracer, ergab, dass es sich um Material von Island (vulkanisches Glas), Ostgrönland und Svalbard (Hämatit-versetzte Körner von ‘redbeds-’Formationen) sowie von Nord- und Ostkanada (detritisches Karbonat) handelt. Erklärt wird der Fundort dieses polaren Materials im Atlantik dadurch, dass von den Gletschern erodierter Erosionsschutt an der Unterseite kalbender Eisberge mit auf das Meer hinausgetragen wird und dort, wo die Eisberge abschmelzen, auf den Meeresboden sinkt. Dieses sandige Gesteinsmaterial wird seiner Transportart nach ‘ice-rafted debris’ (IRD) genannt. Dessen Fundort so weit südlich seines Herkunftsortes lässt einerseits auf sehr geringe Luft- und Wassertemperaturen schliessen, die ein früheres Abschmelzen der Eisberge verhindern. Andererseits deutet es auf Advektion von kaltem Oberflächenwasser von der Labradorsee nach Süden und von nördlich von Island nach Südosten hin, verbunden mit Oberflächenwinden aus Nord und Nordost. Die Vorkommnisse von IRD im Tiefseesediment sind demnach Indikatoren kalten Klimas im nordatlantischen Raum.

Bond et al. (2001) verglichen den IRD-Datensatz des Holozäns mit kosmogenen Radionukliden (^{14}C und ^{10}Be) und schlossen aus der guten Übereinstimmung, dass zumindest im Holozän die Sonne der Auslöser dieser periodischen südwärtigen Drift der Eisberge ist. Der dahinter stehende Mechanismus könnte die von Haigh (1996) modellierte Auswirkung der durch die UV-Strahlung veränderten stratosphärischen Ozonkonzentration auf die Dynamik der Atmosphäre sein. Danach verschiebt sich zu Zeiten tiefer Sonnenaktivität das atmosphärische Zirkulationsmuster äquatorwärts, was eine Ausbreitung der polaren Zelle und damit eine Abkühlung in hohen geographischen Breiten zur Folge hat (siehe dazu auch Abschnitt 7.3.3). Die Ausbreitung eines kalten Klimas im nordatlantischen Raum wird zusätzlich verstärkt, wenn gleichzeitig die nordatlantische thermohaline Zirkulation - jene über Temperatur- und Dichteunterschiede angetriebene Tiefenströmung, welche die Temperaturen im Nordatlantischen Raum bestimmt - reduziert ist, worauf diverse Indizien tatsächlich hindeuten (Bond et al. (1997), Bond et al. (2001)).

Abbildung 7.1 zeigt den Vergleich zweier Datensätze von petrologischen Tracern in den groben Sedimentlagen mit dem in dieser Arbeit rekonstruierten Datensatz der Sonnenaktivität basierend auf ^{10}Be , dem Φ -Datensatz. Die Datierungsungenauigkeit des GRIP Eisbohrkerns, aus welchem ^{10}Be stammt, beträgt während des Holozäns rund ± 50 Jahre. Die gute Übereinstimmung zwischen Φ und dem Tracergehalt der IRD-Ablagerungen bestätigt die Vermutung einer einflussreichen Rolle der Sonne auf das Driftverhalten der Eisberge und, möglicherweise über Veränderungen in der thermoha-

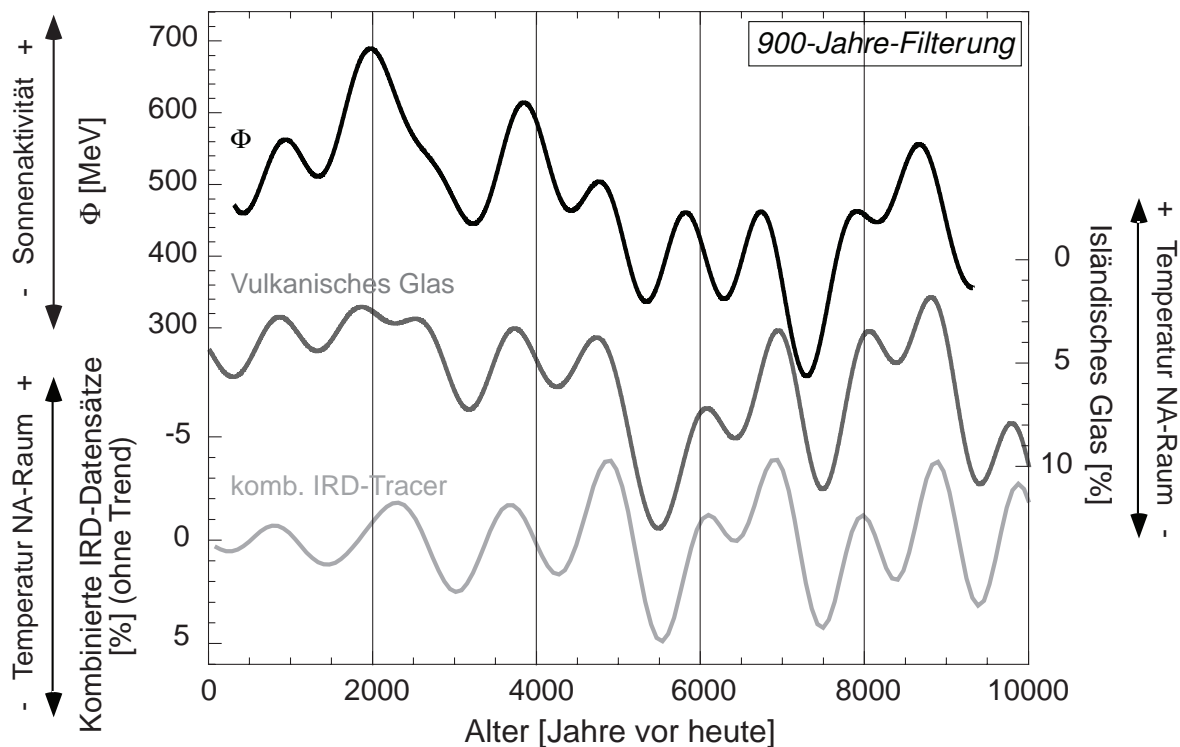


Abbildung 7.1: Vergleich des Φ -Datensatzes (schwarze Kurve) mit dem %-Anteil vulkanischen Glas aus Island (dunkelgraue Kurve) und diverser petrologischer Tracer kombiniert (hellgraue Kurve) in den groben Sedimentlagen im Nord-Atlantik (Bond et al., 2001) während des Holozäns. Für die Kombination der verschiedenen petrologischen Tracer aus mehreren Sedimentkernen wurde der Trend aus den individuellen Tracerdatensätzen entfernt, weshalb diese letztere Kurve keinen Trend aufweist (Bond et al., 2001). Infolge des quasi-periodischen Auftretens dieser IRD-Lagen im Sediment alle 1500 Jahre wurden die Datensätze für den Vergleich mit Φ tiefpassgefiltert ('cut-off' Frequenz $1/900 \text{ Jahre}^{-1}$, d.h. Unterdrückung der Frequenzen höher als $1/900 \text{ Jahre}^{-1}$). Man beachte die inverse Ordinate für die IRD-Datensätze. Die gute Übereinstimmung der beiden IRD-Datensätze mit dem Φ -Datensatz lässt auf die Sonnenaktivität als treibende Kraft dieser südlichen Vorstöße der Eisberge schließen. Eine tiefe Sonnenaktivität fällt mit einem verzögerten Abschmelzen und einer südwärtigen Drift der Eisberge zusammen.

linen Zirkulation verstärkt, auf das Klima im nordatlantischen Raum auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden im Holozän. Zeiten tiefer Sonnenaktivität, parametrisiert durch ein tiefes Φ , fallen mit einem hohen Tracergehalt in den IRD-Ablagerungen bzw. einer südwärtigen Drift der Eisberge zusammen.

7.3.2 Nord-Grönland, 75°N

Archiv: Eis; Parameter: $\delta^{18}\text{O}$

Zeitraum: Holozän; Auflösung: 50 Jahre

Datierungsart/-ungenauigkeit: Korrelierung mit Eisbohrkernen GRIP und Vostok (Antarktis)

(North Greenland Ice Core Project members, 2004)

Nördlich der GRIP und GISP Bohrstelle wurde 1996–2003 im Rahmen eines internationalen Gemeinschaftsprojekts ein weiterer Eisbohrkern gebohrt (75°N), welcher rund

123'000 Jahre zurückreicht. Aus ihm erhofft man sich unter anderem Aufschlüsse über die letzte Warmzeit, die die beiden früheren Eisbohrkerne aus Zentralgrönland infolge gestörter Abfolge der Eisschichten nahe des Felsbettes nicht liefern konnten (North Greenland Ice Core Project members, 2004).

$\delta^{18}\text{O}$ (relative Abweichung des Verhältnisses $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ zu einem definierten Standardverhältnis) im Eis ist ein Indikator für die Temperatur und umso höher, je wärmer es ist (siehe Abschnitte 3.3.1 und 4.1.2 zu $\delta^{18}\text{O}$ im Eis). Der $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz des N-GRIP Eisbohrkerns zeigt in der Eiszeit systematisch tiefere Werte als jener von GRIP, welcher nur 325 km südöstlicher und 321 m höher liegt (North Greenland Ice Core Project members, 2004). Vermutet wird, dass zu jener Zeit infolge der Eisausdehnung die Luftmassen über Nord-Grönland von weiter im Norden her stammten als jene über Zentralgrönland und damit entsprechend kälter waren (North Greenland Ice Core Project members, 2004)

Der Vergleich des $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatzes des N-GRIP Eisbohrkerns mit Φ im Holozän zeigt mit Ausnahme um 2000–4000 Jahre vor heute, dass über längere Zeiträume hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, also ein relativ warmes Klima, mit Zeiten hoher Sonnenaktivität bzw. hohem Φ zusammenfallen (siehe Abbildung 7.2). Die Übereinstimmung ist auf der gleichen Zeitskala wie jene zwischen Φ und den Drifteisvorstößen im Nord-Atlantik (Bond et al., 2001), siehe Abschnitt 7.3.1. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, dass das Klima im nordatlantischen Raum über Zeiträume von hundert bis tausend Jahren durch die Sonne beeinflusst sein könnte, möglicherweise über Veränderungen in der Dynamik der atmosphärischen Zirkulation und der nordatlantischen thermohalinen Zirkulation.

Dass der Effekt des solaren 'forcings' regional unterschiedlich ist, zeigt der Vergleich mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz des GRIP Eisbohrkerns (Johnsen et al., 1997) (siehe Abbildung 7.2). Die Werte der beiden $\delta^{18}\text{O}$ -Datensätze liegen im Holozän zwar auf dem gleichen Niveau, zeigen aber einen unterschiedlichen Verlauf. $\delta^{18}\text{O}$ des N-GRIP Eisbohrkerns zeigt zudem etwas grössere Amplituden. Die Differenzen deuten darauf hin, dass das grönländische Klima auch im Holozän noch regionale Unterschiede aufweist, dass die Luftmassen über Grönland unterschiedlich stark auf veränderte Klimabedingungen oder auf verschiedene 'forcings' reagieren. Der GRIP $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz zeigt keine Gemeinsamkeit mit Φ . Dies lässt darauf schliessen, dass die Lokalität von N-GRIP und damit dessen $\delta^{18}\text{O}$ sensitiver auf Änderungen der Sonnenaktivität, bzw. auf durch sie induzierte Änderungen in der nördlichen atmosphärischen Zirkulation, ist als die nur wenig entfernte Gegend der GRIP Bohrstelle.

Es muss hier allerdings angemerkt werden, dass die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen in beiden Eisbohrkernen sehr schwach sind und nicht mehr zweifelsfrei als Temperaturschwankungen interpretiert werden können. Dies mindert die Aussagekraft dieses Beispiels eines solar beeinflussten Klimas. Doch die Übereinstimmung des $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatzes von N-GRIP mit der Sonnenaktivität deutet doch auf ein den 'noise' dominierendes Temperatursignal im $\delta^{18}\text{O}$, zumindest im N-GRIP Eisbohrkern, hin.

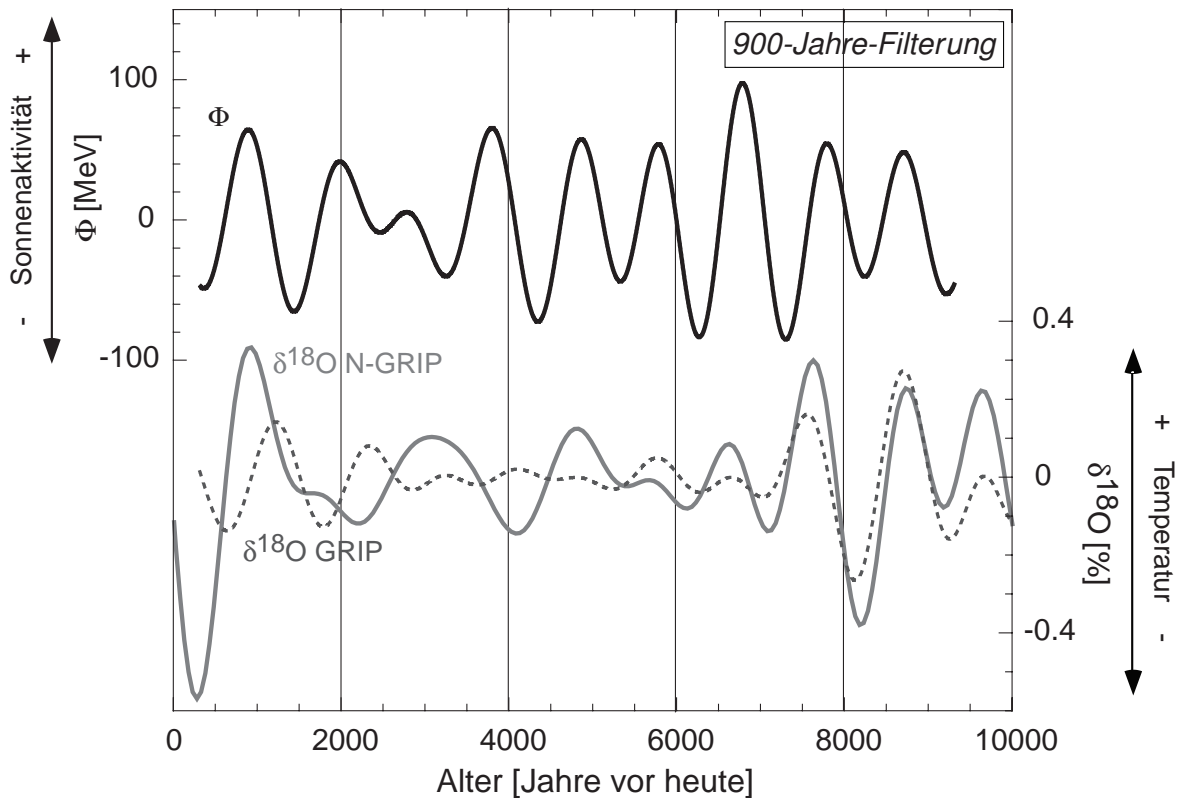


Abbildung 7.2: Vergleich des Φ -Datensatzes (schwarze Kurve) mit $\delta^{18}\text{O}$ aus dem N-GRIP Eisbohrkern (North Greenland Ice Core Project members, 2004) (graue Kurve) während des Holozäns. Der Vergleich konzentriert sich auf längerfristige Änderungen. Beide Zeitreihen sind bandpassgefiltert, Periodizitäten < 900 Jahre und > 2000 Jahre sind unterdrückt, und abzüglich ihres langfristigen Trends dargestellt. Die Übereinstimmung von $\delta^{18}\text{O}$ mit dem Φ -Datensatz weist auf eine solare Beeinflussung des Klimas im Norden Grönlands hin. Dass die Auswirkungen des solaren 'forcings' regional unterschiedlich sind, lässt die fehlende Übereinstimmung zwischen Φ und dem $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz des GRIP Eisbohrkerns (Johnsen et al., 1997) (gestrichelte graue Kurve, gleich bandpassgefiltert) vermuten. Die durch die Sonne ausgelösten Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation scheinen in Zentralgrönland keine Auswirkungen zu zeigen.

7.3.3 Patagonien, Argentinien, 49°S

Archiv: Seesediment; Parameter: $\delta^{18}\text{O}$ an authigenem Kalzit

Zeitraum: letzte 1870 Jahre; Auflösung: 20 Jahre

Datierungsart/-ungenauigkeit: Tephrochronologie, Seismik / ± 50 –100 Jahre

(Gilli, 2003)

Der Lago Cardiel in Patagonien, Argentinien (49°S), ist ein geschlossenes Seebecken. Sein Wasser nur durch Evaporation verlierend, reagiert er sehr sensitiv auf Änderungen im Wasserhaushalt (Gilli et al. (2001), Gilli (2003)). Aus Sedimentkernen dieses Sees können daher wertvolle Informationen über vergangene Umweltbedingungen des südlichsten Südamerika gewonnen werden. $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an aus dem Seewasser ausgefällten Karbonaten (CaCO_3) lassen Rückschlüsse auf vergangene Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse zu, wobei davon ausgegangen werden kann, dass bei einem geschlossenen Seebecken veränderte Niederschlagsbedingungen die Hauptursache der Isotopenschwankungen sind. Während Trockenzeiten wird durch die bevorzugte Ver-

dunstung von H_2^{16}O das Seewasser an H_2^{18}O angereichert, und die daraus ausfallenden Karbonate besitzen erhöhte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Zu Zeiten einer positiven hydrologischen Bilanz, wenn der Zufluss relativ gross ist, werden tiefere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erwartet. Die hydrologische Bilanz des Sees ist stark von der Position des südlichen Westwindbandes (50°S) abhängig, welches für die Niederschlagsverteilung im südlichen Südamerika verantwortlich ist. Dieses hat sich in der Vergangenheit in seiner geographischen Breite mehrmals verschoben (Markgraf (1998), Lamy et al. (2001), Gilli et al. (2005)). Die beobachteten Schwankungen im $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des Seewassers lassen sich daher mit einem wechselnden Einfluss dieses südlichen Westwindbandes erklären.

Aus einer Spektralanalyse (nach Lomb Scargle) des 1870 Jahre umfassenden $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatzes des Sedimentkerns CAR99-10P geht ein signifikantes Vorhandensein von Zyklen mit Periodizitäten von 100 und 227 Jahren hervor. Diese dürften, die Datierungsunsicherheiten des Datensatzes berücksichtigend, dem solaren 88-jährigen Gleissberg- und dem 205-jährigen de Vrieszyklus entsprechen. Der Vergleich dieses $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatzes mit dem Φ -Datensatz zeigt eine deutliche Übereinstimmung zwischen den beiden tiefpassgefilterten Datensätzen ('cut-off' Frequenz $1/150 \text{ Jahre}^{-1}$) (siehe Abbildung 7.3). Dies deutet darauf hin, dass die Sonnenaktivität ein bestimmender Faktor für die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse im Seewasser ist und somit die hydrologische Bilanz des Sees entscheidend mitbestimmt.

Die Position des für Patagonien niederschlagsbringenden Westwindbandes wird durch die Lage und Stärke der Hadley-Zelle bestimmt, der tropischen, thermisch angetriebenen meridionalen Konvektionszelle mit aufsteigendem Ast beim Äquator und absteigendem Ast in den Subtropen (30°). Haigh (1996) berechnete während des Maximums des 11-Jahreszyklus infolge der Erwärmung der unteren Stratosphäre durch die Zunahme der UV-Strahlung und der Ozonkonzentration eine Intensivierung der stratosphärischen Ostwinde. Die Folge davon ist eine polwärtige Verschiebung der troposphärischen Zirkulationsmuster. Die subtropischen *W-Jetstreams* (Westwind-Strahlströme) werden polwärts verschoben und nehmen an Intensität ab. Die Position dieser *Jetstreams* bestimmt die laterale Ausdehnung der Hadley-Zellen. Durch die polwärtige Verschiebung des *Jetstreams* wird der absteigende Ast der Hadley-Zelle polwärts verschoben, was die Hadley-Zelle verbreitert und ihre Intensität reduziert. Mit dieser Verbreiterung einher geht schlussendlich eine polwärtige Verschiebung des Westwindbandes der mittleren Breiten (Haigh, 1996). Im Einklang mit Haigh (1996) kann nun vermutet werden, dass geänderte Einstrahlungsverhältnisse in der Stratosphäre auch über längere Zeiträume die Position der Hadley-Zelle verschieben und als direkte Folge davon auch jene des Westwindgürtels der mittleren Breiten. Der Lago Cardiel, am südlichen Ende des Westwindbandes gelegen, sollte demnach eine positive hydrologische Bilanz zu Zeiten erhöhter Sonnenaktivität aufweisen. Aus Abbildung 7.3 geht hervor, dass Zeiten erhöhter Sonnenaktivität, parametrisiert durch ein hohes Φ , tatsächlich meist mit tiefen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, d.h. einer Dominanz der Niederschläge über die Evaporation, und damit mit einer südlichen Position des Westwindbandes zusammenfallen. Die veränderliche Sonnenaktivität scheint sich somit auf Zeitskalen von Jahrhunderten über Änderungen in der thermodynamischen Struktur der Stratosphäre auf die Position des Westwindbandes und damit auf das hydrologische Regime in Patagonien auszuwirken.

Für eine Verschiebung des Westwindgürtels als Reaktion auf die Sonnenaktivität gibt

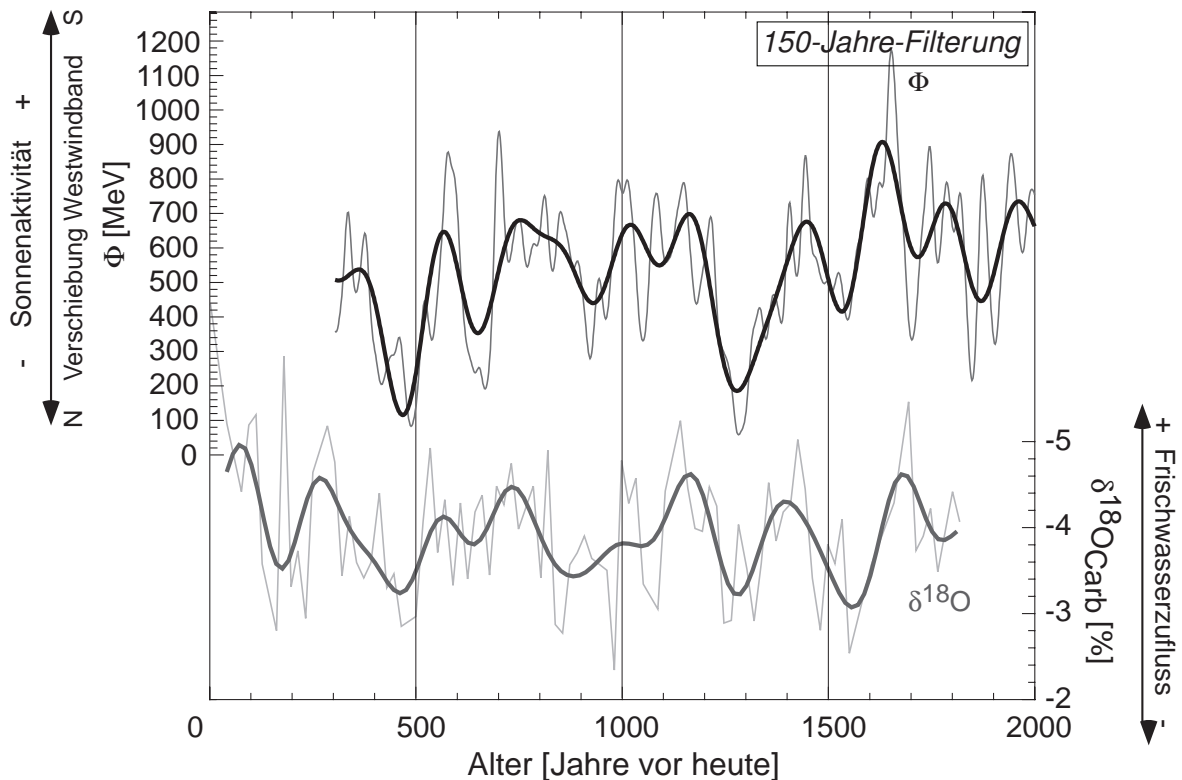


Abbildung 7.3: Vergleich des Φ -Datensatzes (schwarze Kurve) mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz aus einem Sedimentkern (CAR99-10P) des Lago Cardiel, Patagonien, Argentinien (Gilli, 2003) (graue Kurve, inverse Ordinate) über die letzten 1870 Jahre. Beide Datensätze wurden tiefpassgefiltert ('cut-off' Frequenz $1/150 \text{ Jahre}^{-1}$) (dicke Kurven). Die gute Übereinstimmung des $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatzes mit dem Φ -Datensatz deutet darauf hin, dass die Sonne über eine thermodynamische Beeinflussung der Atmosphäre einen grossen Einfluss auf die hydrologische Bilanz des Sees hat, welche von der Position des Westwindgürtels abhängig ist. Eine hohe Sonnenaktivität fällt mit einer südlichen Position des Westwindbandes und damit mit niederschlagsreichen Zeiten in Patagonien zusammen.

es auch an dessen nördlichen Ende (gegenläufiges Verhalten) diverse Indizien (Van Geel et al., 2000) (siehe auch Abschnitt 7.3.4). So schreiben Van Geel et al. (2000) z.B. den Vorstoss andischer Gletscher in Chile, 29°S , um 2700 Jahre vor heute (solares Minimum) erhöhten Niederschlagsraten infolge äquatorwärtiger Verschiebung des Westwindgürtels zu Zeiten reduzierter Sonnenaktivität zu. In Übereinstimmung dazu finden sich zu jener Zeit in den mittleren Breiten beider Hemisphären Hinweise auf einen Wechsel zu kühlerem und feuchterem Klima (äquatorwärtige Verschiebung der Tiefdruckgebiete des Westwindbandes infolge kleinerer Hadley-Zelle und ausgedehnter Polarzelle) und in den Tropen Hinweise auf Trockenheit (reduzierte Passatwinde infolge kleinerer Hadley-Zelle) (Van Geel et al. (1996), Van Geel et al. (1998)).

7.3.4 Küste Süd-Chile 41°S

Archiv: Ozeansediment; Parameter: Eisengehalt

Zeitraum: letzte 2700 Jahre; Auflösung: 10 Jahre

Datierungsart/-ungenauigkeit: ^{14}C (Radiokarbonmethode) / ± 50 Jahre
(Lamy et al., 2001)

Ein weiterer Hinweis auf eine solar beeinflusste Position des südlichen Westwindbandes findet sich an seinem nördlichen Rand, in einem Datensatz eines Sedimentkerns aus dem Süd-Pazifik vor der Küste Süd-Chiles (41°S).

Im Sedimentkern GeoB 3313-1 spiegeln sich die Niederschlagsverhältnisse der vergangenen 7700 Jahre im Eisengehalt des Sedimenteintrags. Einer relativ unveränderten Sedimentzufuhr aus den Anden steht der stärker niederschlagsabhängige Sedimenteintrag aus den küstennäheren Gebieten gegenüber, welcher sich mit einem geringeren Eisengehalt als die Sedimente aus den Anden auszeichnet (Lamy et al., 2001). Die Niederschlagsintensität wird wie am Lago Cardiel von der Position des südlichen Westwindbandes bestimmt. An seinem nördlichen Rand gelegen, fallen hohe Niederschläge, und damit die Zufuhr von relativ eisenarmem Sediment, mit einer Verschiebung des Westwindbandes nach Norden zusammen.

Die Niederschlagsverhältnisse über die letzten 2700 Jahre zeigen über längere Zeiträume als 150 Jahre, die damit den 205-Jahreszyklus einschliessen, eine Übereinstimmung mit der Sonnenaktivität (siehe Abbildung 7.4). Zeiten hoher Sonnenaktivität (parametrisiert durch ein hohes Φ) fallen mit einer südwardigen Verschiebung des südlichen Westwindbandes infolge ausgedehnter Hadley-Zelle zusammen. Während dies am südlichen Ende des südlichen Westwindbandes zu vermehrten Niederschlägen führt (siehe Lago Cardiel), ist am nördlichen Ende eine Reduktion in den Niederschlägen die Folge, was sich in einem erhöhten Eisengehalt im Sediment ausdrückt.

Im mittleren Holozän ist dieser Zusammenhang nur sehr sporadisch auszumachen, was auf eine geänderte Sensitivität des regionalen Klimas oder auf eine Dominanz anderer Einflüsse schliessen lässt. Dies könnte mit der orbital bedingt geringeren Insolation im mittleren Holozän, bzw. dessen Auswirkung auf das dortige regionale Klima, zusammenhängen. Das Westwindband wies zu jener Zeit eine generell südlichere Lage auf und demzufolge fielen die Niederschläge geringer aus (Lamy et al., 2001). Lamy et al. (2001) stellten im mittleren Holozän eine Abhängigkeit der Niederschlagsverhältnisse von der antarktischen Meereisbedeckung sowie von längerfristigen Veränderungen in der Hadley-Zirkulation fest.

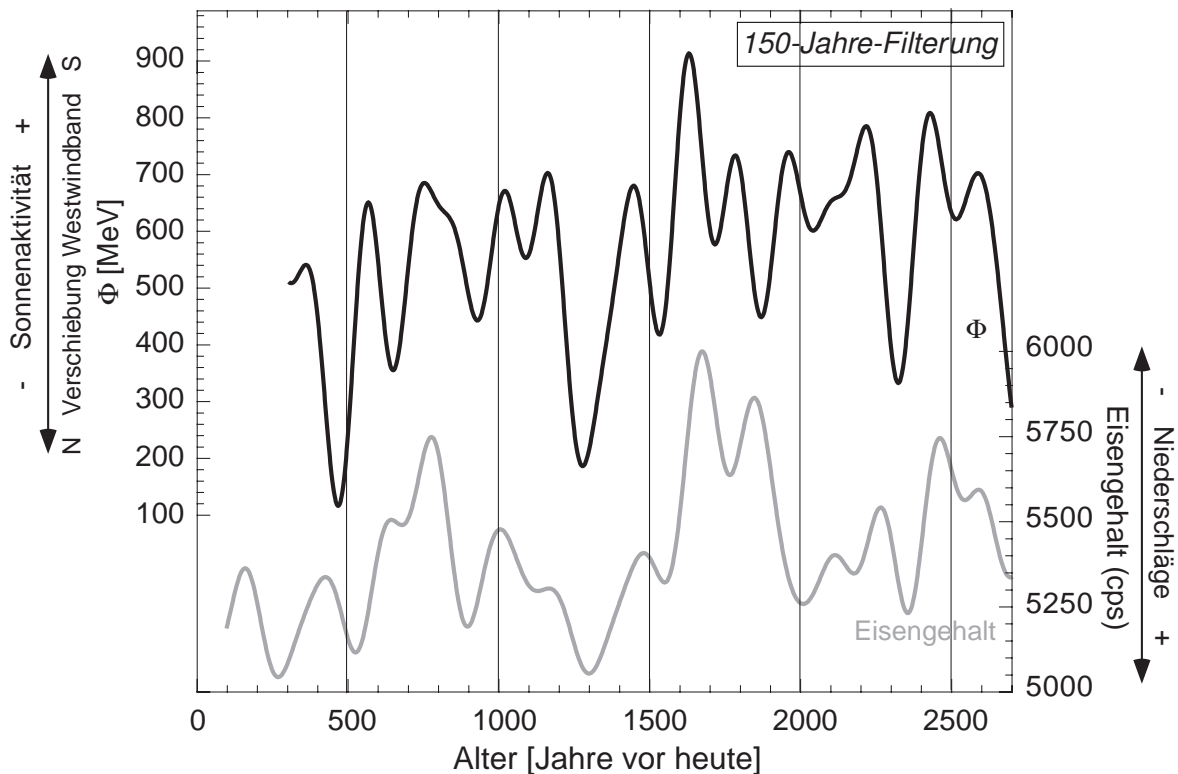


Abbildung 7.4: Vergleich des Φ -Datensatzes (schwarze Kurve) mit dem Eisengehalt im Sedimentkern GeoB 3313-1 vor der chilenischen Küste (gemessene Anzahl pro Sekunde, cps) (Lamy et al., 2001) (graue Kurve) über die letzten 2700 Jahre. Beide Datensätze wurden tiefpassgefiltert ('cut-off' Frequenz $1/150 \text{ Jahre}^{-1}$). Aus der guten Übereinstimmung lässt sich auf eine solare Beeinflussung der Position des niederschlagsbringenden südlichen Westwindbandes schliessen. Dieses liegt zu Zeiten niedriger Sonnenaktivität nördlicher und beschert dem Einzugsgebiet des Sedimentkerns vermehrte Niederschläge.

7.3.5 Süd-Oman, 17°N

Archiv: Stalagmit; Parameter: $\delta^{18}\text{O}$ an Kalzit

Zeitraum: 2700–10'300 Jahre; Auflösung: 6 Jahre

Datierungsart/-ungenauigkeit: Th-U (Uranium-Thoriummethode) / ± 150 Jahre (Fleitmann et al., 2003)

$\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an Kalzit (CaCO_3) eines Stalagmiten der Qunf Höhle im Süden Omans (17°N) geben Informationen über die regionalen Niederschlagsverhältnisse, welche von der indischen Monsunzirkulation dominiert sind und daher vorwiegend während des sommerlichen SW-Monsuns fallen (Fleitmann et al., 2003). Da H_2^{18}O einen tieferen Dampfdruck als H_2^{16}O aufweist, wird mit zunehmender Kondensation das Isotopenverhältnis des Wasserdampfes in der Wolke leichter und folglich auch jenes des späteren Kondensats. $\delta^{18}\text{O}$ ist daher umso negativer, je grösser die Niederschlagsmenge ist (sogenannter 'amount effect'). Die Intensität des indischen Monsuns ist von den Temperaturunterschieden zwischen Asien und dem indischen Ozean abhängig. Je grösser dieser Temperaturunterschied ist, desto stärker wird der Druckunterschied zwischen Kontinent und Ozean (Hitzetief über Tibet, Hoch über dem Ozean) und als Folge davon die innertropische Konvergenzzone (ITCZ) weiter nach Norden verschoben. Am Nordrand der sommerlichen Migration der ITCZ gelegen, ist Süd-Oman sehr sensitiv auf Änderungen in der sommerlichen Position der ITCZ. Je nördlicher die ITCZ im Som-

mer liegt, desto stärker sind der SW-Monsun und damit die sommerlichen Regenfälle in Süd-Oman. Die Abhängigkeit der Monsunintensität von der Einstrahlung äussert sich deutlich im langfristigen Rückgang der Niederschläge während des Holozäns (Zunahme von $\delta^{18}\text{O}$) (siehe Abbildung 7.5). Dieser ist die Folge der orbital verursachten Abnahme der sommerlichen Insolation während des Holozäns und der damit verbundenen kontinuierlichen südwardigen Verschiebung der ITCZ-Sommerposition infolge kleinerer Druckunterschiede.

Anfangs Holozän, bis 8000 Jahre vor heute, ist eine grosse Ähnlichkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse im Stalagmit mit $\delta^{18}\text{O}$ im GRIP Eisbohrkern feststellbar, was darauf schliessen lässt, dass dann die Monsunaktivität stark vom Vereisungszusand und den Temperaturverhältnissen im hohen Norden abhängig war (Fleitmann et al., 2003). Der Eis-Albedo-Rückkoppelungseffekt (Schnee- und Eis auf dem tibetischen Hochplateau verringern infolge hoher Albedo die Strahlungsbilanz, wodurch die Temperaturen sinken, was wiederum zu vermehrtem Schneefall, etc. führt) hielt die Temperaturen zu Beginn des Holozäns auf dem tibetischen Hochplateau tief, so dass trotz verstärkter Insolation das Hitzetief und demnach die Monsuntätigkeit schwach blieb (hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu Beginn des Holozäns) (siehe Abbildung 7.5). Diese Koppelung verschwand mit dem Abschmelzen der Eisschilde, und dominant wurde der Einfluss der orbital

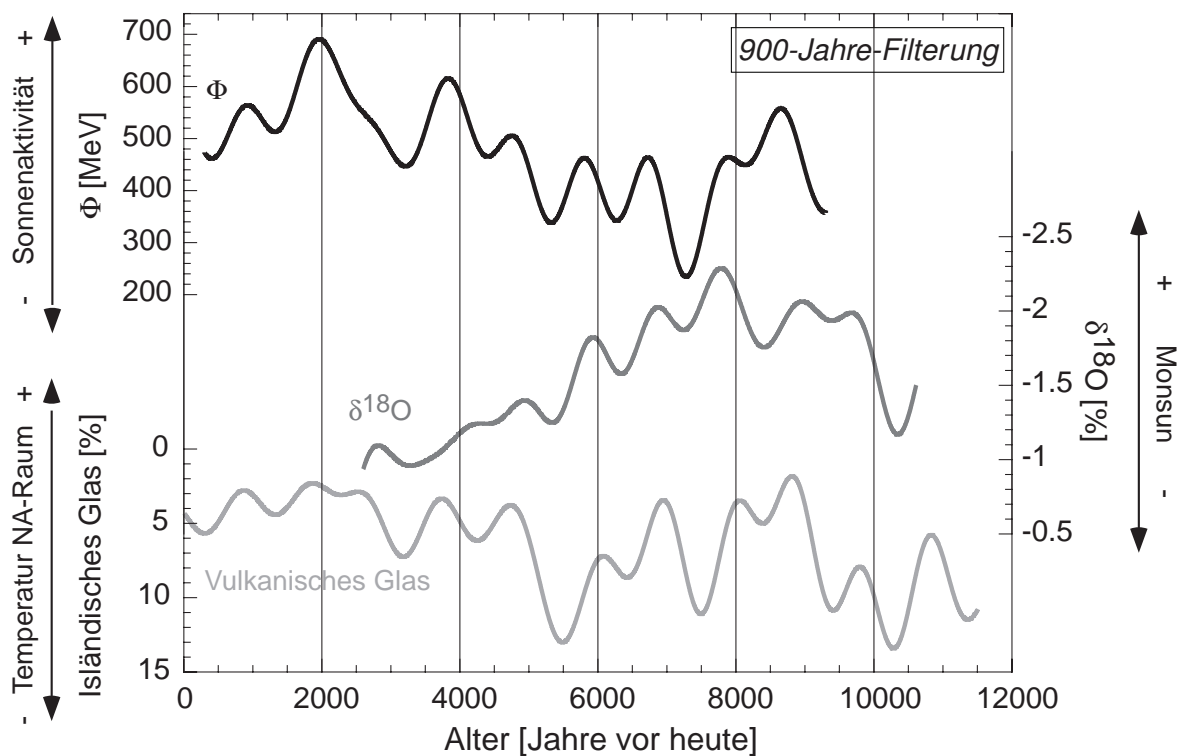


Abbildung 7.5: Vergleich des Φ -Datensatzes (schwarze Kurve) mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz des Stalagmiten Q5 aus Süd-Oman (Fleitmann et al., 2003) (dunkelgraue Kurve) und einem petrologischen Tracer in den IRD-Ablagerungen im Nord-Atlantik (isländisches vulkanisches Glas) (Bond et al., 2001) (hellgraue Kurve, siehe auch Abbildung 7.3.1) während des Holozäns. Die Datensätze sind alle tiefpassgefiltert ('cut-off' Frequenz $1/900 \text{ Jahre}^{-1}$). Man beachte die inverse Ordinate für die Klimadatensätze. Auf dieser Zeitskala scheint, insbesondere in der ersten Hälfte des Holozäns, die Intensität des indischen Monsuns von den klimatischen Verhältnissen im nordatlantischen Raum - und damit indirekt von der Sonnenaktivität (siehe Abschnitt 7.3.1) - abhängig zu sein.

bestimmten Insolationsverhältnisse, was sich zuerst infolge hoher Insolation in einem starken Anstieg der Niederschläge ($\delta^{18}\text{O}$ tief) bemerkbar machte, bevor diese dann, dem einsetzenden Insolationsrückgang folgend, kontinuierlich abnahmen. Zu Beginn des Holozäns sind ausserdem die das nordatlantische Klima prägenden kalten Drifteisvorstösse (Bond et al., 2001) im $\delta^{18}\text{O}$ -Verlauf auszumachen (Fleitmann et al., 2003) (siehe Abbildung 7.5), ein zusätzlicher Hinweis auf eine Beeinflussung der Monsunintensität über längere Zeiträume durch das nordatlantische Klima - und damit auch auf einen indirekten solaren Einfluss auf die Monsunintensität. Vermehrte Schneefälle auf dem tibetischen Hochplateau zu Zeiten kalter Winter reduzieren dessen sommerliche Aufheizung und schwächen damit den indischen Monsun (Neff et al. (2001), Fleitmann et al. (2003)). Ab Mitte Holozän sind die 'Bond-Ereignisse' im $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz schwächer, was Fleitmann et al. (2003) mit einer stabileren thermohalinen Zirkulation erklären, da die eiszeitlichen Eisschilde allmählich abgeschmolzen waren. Fleitmann et al. (2003) verglichen $\delta^{18}\text{O}$ des Stalagmiten auch mit $\Delta^{14}\text{C}$ und schlossen daraus auf ein solar beeinflusstes Monsun-Niederschlagsmuster auf kürzeren Zeitskalen. Zum gleichen Schluss kommen auch (Neff et al., 2001), welche den $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz eines Stalagmiten aus dem Nord-Oman mit $\Delta^{14}\text{C}$ verglichen.

$\Delta^{14}\text{C}$ reflektiert jedoch neben der Sonnenaktivität auch die Geomagnetfeldintensität und den Kohlenstoffkreislauf, siehe Abschnitt 3.3.2. Abbildung 7.5 zeigt den Vergleich von $\delta^{18}\text{O}$ des Stalagmiten mit dem solaren Modulationsparameter Φ (und damit einem Parameter der solaren Aktivität) und mit einem petrologischen IRD-Tracer (vulkanisches Glas aus Island) (Bond et al., 2001). Die Übereinstimmung ist offensichtlich, insbesondere in der ersten Hälfte des Holozäns. Dies bestätigt die Vermutung einer Koppelung des indischen Monsuns mit dem nordatlantischen Klima im frühen und mittleren Holozän, welches seinerseits über diese Zeiträume von der Aktivität der Sonne gesteuert zu sein scheint (Bond et al., 2001) (siehe Abschnitt 7.3.1).

In Abbildung 7.6 sind Änderungen im $\delta^{18}\text{O}$ des Stalagmiten und in Φ über kürzere Zeiträume aufgetragen (Periodizitäten über 200 Jahre). Eine Übereinstimmung ist auch auf dieser Zeitskala vorhanden, jedoch weniger eindeutig, was damit zu tun haben könnte, dass der Datierungsfehler der Stalagmite zum Teil im Bereich der Signaldauer liegt. Doch soweit unterstützt dies die Vermutung von Fleitmann et al. (2003), dass der indische Monsun von den Aktivitätsschwankungen der Sonne, jedenfalls auf der Zeitskala des 205-Jahreszyklus, abhängig ist. Der Mechanismus, mit welcher sich die solare Variabilität über diese kürzeren Zeiträume auf das Klima auswirkt, könnte der von Haigh (1996) modellierte solare Effekt auf die thermodynamische Struktur der Stratosphäre sein. Die daraus resultierenden Veränderungen in der troposphärischen Zirkulation (siehe Abschnitt 7.3.3) wirken sich auf die Intensität der Passatwinde im allgemeinen und damit auch auf den indischen Monsun aus (Neff et al., 2001). Bei hoher Sonnenaktivität (hohes Φ) ist die Monsunzirkulation stark und damit die Niederschläge über Süd-Oman intensiv und $\delta^{18}\text{O}$ im ausgefallenen Kalzit tief.

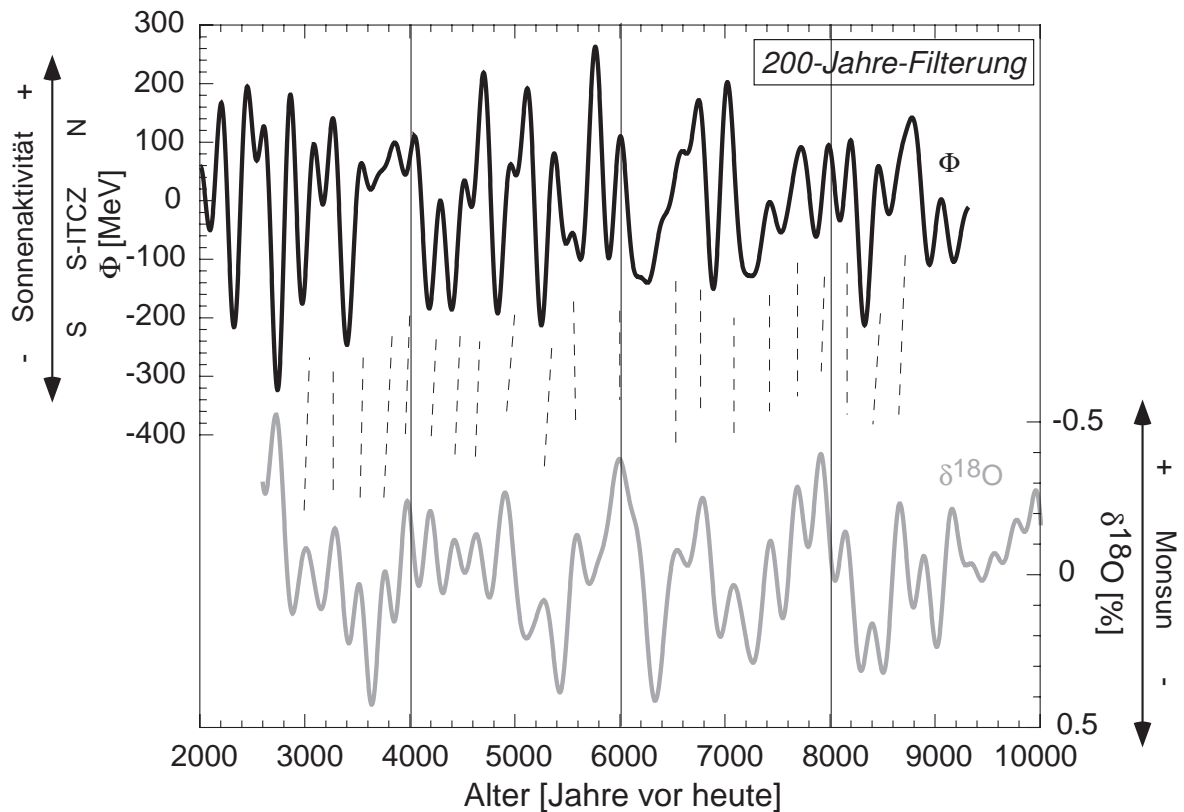


Abbildung 7.6: Vergleich des Φ -Datensatzes (schwarze Kurve) mit dem Q5- $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz (Fleitmann et al., 2003) (graue Kurve, inverse Ordinate) auf kürzeren Zeitskalen während des Holozäns. Beide Zeitreihen sind so bandpassgefiltert worden, dass Periodizitäten < 200 Jahre und > 2000 Jahre unterdrückt sind und abzüglich ihres langfristigen Trends dargestellt. Diese Bandpassfilterung lässt den 205-jährigen solaren de Vrieszyklus im Signal, dämpft aber den insolationsbedingten Langzeittrend im $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz des Stalagmiten. Die Monsunintensität scheint auch auf diesen kürzeren Zeitskalen von der Sonne beeinflusst zu sein, möglicherweise durch deren Einfluss auf die Dynamik der Atmosphäre.

7.4 Zusammenfassung und Ausblick

All diese Hinweise auf eine mögliche solare Beeinflussung des Klimas zeigen ein mit den Modellrechnungen von Haigh (1996) konsistentes Reaktionsmuster des Klimas auf Änderungen des solaren Energieflusses auf die Atmosphärenobergrenze. Änderungen in der dynamischen Struktur der Stratosphäre als Antwort auf das radiative 'forcing' und die Übertragung dieser Störungen auf die allgemeine Zirkulation in der Troposphäre scheinen auch über längere Zeiträume der Mechanismus zu sein, über welchen die Sonne ihren Einfluss klimawirksam ausübt.

Die betrachteten Paläoklimadaten stammen alle aus Randgebieten des troposphärischen Zirkulationsmusters, wodurch sie besonders sensitiv auf Änderungen desselben sind. Eine aktive Sonne scheint die allgemeine atmosphärische Zirkulation polwärts, eine weniger aktive Sonne äquatorwärts zu verschieben. Eine äquatorwärtige Verschiebung des wechselhaften Wetter erzeugenden Westwindbandes und die Ausbreitung der polaren Zelle zu Zeiten niedriger Sonnenaktivität zeigt sich in südlichen Drifteislagerungen im Nord-Atlantik und in kalten Temperaturen im Norden Grönlands. In Südamerika wirkt sich die äquatorwärtige Verschiebung des südlichen Westwindbandes auf die Niederschlagsintensität aus. Im Süden Patagoniens, am südlichen Rand des

Westwindbandes gelegen, nehmen die Niederschläge ab, an dessen nördlichen Rand, im südlichen Chile, hingegen zu. In den niederen geographischen Breiten wirkt sich die Verschiebung der allgemeinen Zirkulation auf die Intensität der Passate aus. Die ITCZ verlagert sich zu Zeiten tiefer Sonnenaktivität weniger weit auf die Sommerhalbkugel. So liegt Oman nicht mehr im Einflussgebiet des SW-Monsuns, wenn sich der asiatische Kontinent im Sommer zu wenig für eine genügend weite Verschiebung der ITCZ nach Norden aufzuheizen vermag. Änderungen der Sonnenaktivität über längere Zeiträume könnten zusätzlich der Auslöser für Änderungen in der thermohalinen Zirkulation sein. Dadurch wird der Effekt der solaren Variabilität auf das Klima sehr stark, weil sich eine veränderte Tiefenzirkulation der Ozeane über sehr grosse Distanzen bis in niedere geographische Breiten auswirkt, wie z.B. auf Regionen im Oman (Fleitmann et al., 2003), in Westafrika (deMenocal, 2000) oder auf die Westküste des indischen Ozeans (Gupta et al., 2003) (siehe mehr Referenzen in Bond et al. (2001)).

Dass die Auswirkung des solaren 'forcings' vom 'Grundzustand' des Klimas abhängig ist und sich die Sensitivität auf das solare 'forcing' ändern kann, zeigt das Beispiel von Chile. Mit zunehmender Insolation im späten Holozän (orbital bedingt) scheint die dortige Umgebung sensitiv auf Änderungen der Sonnenaktivität über den 205-Jahreszyklus und länger zu werden. Das Beispiel von Grönland zeigt die kleinräumig unterschiedlichen Sensitivitäten auf das solare 'forcing'. Während die Gegend bei N-GRIP auf Änderungen der Sonnenaktivität über Zeiträume von hundert bis tausend Jahren reagiert, scheint das Klima nur wenige hundert Kilometer weiter südlich weniger anfällig auf von der Sonne verursachte Änderungen in der nördlichen atmosphärischen Zirkulation zu sein.

Solche Indizien auf eine solare Beeinflussung des Klimas zusammen mit Modellierungen der atmosphärischen Reaktion auf Änderungen des solaren Energieflusses tragen dazu bei, die Wirkungsweise des solaren Einflusses auf das Klima zu verstehen und sein Ausmass zu quantifizieren. Dazu erforderlich ist die Kenntnis der vergangenen solaren Energieflussänderungen. Nach der guten Übereinstimmung des in dieser Arbeit rekonstruierten Φ -Datensatzes mit Paläoklimadaten zu beurteilen, zeigt sich diese Φ -Rekonstruktion vielversprechend für die Herleitung des vergangenen Energieflusses über beinahe das ganze Holozän.

Literaturverzeichnis

- Alley, R., Mayewski, P., Sowers, T., Stuiver, M., Tayler, K. und Clark, P. (1997). Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25:483–486.
- Allkofer, O. (1975). *Introduction to cosmic radiation*. München:Thiemig.
- Baliunas, S. und Jastrow, R. (1990). Evidence for long-term brightness changes of solar-type stars. *Nature*, 348:520–523.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F. und Jouzel, J. (1997). Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millennium: Comparison between ^{14}C and ^{10}Be records. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150:453–462.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F. und Jouzel, J. (2000). Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus*, 52B:985–992.
- Baumgartner, S. (1995). *Kosmogene Radioisotope im Pleistozän des Summit-GRIP-Eiskerns*. Dissertation, ETH Nr. 11264.
- Baumgartner, S., Beer, J., Wagner, G., Kubik, P., Suter, M., Raisbeck, G. und Yiou, F. (1997). ^{10}Be and dust. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.*, B123:296–301.
- Beer, J. (1997). Accelerator mass spectrometry: A new tool in environmental sciences. *Nucl. Phys. News*, 7:15–22.
- Beer, J. (2000a). Long-term indirect indices of solar variability. *Space Sci. Rev.*, 11:53–66.
- Beer, J. (2000b). Neutron monitor records in broader historical context. *Space Sci. Rev.*, 93:107–119.
- Beer, J., Andrée, M., Oeschger, H., Siegenthaler, U., Bonani, G., Hofmann, H., Morenzoni, E., Nessi, M., Suter, M., Wölfli, W., Finkel, R. und Langway Jr., C. (1984). The Camp Century ^{10}Be record: Implications for long-term variations of the geomagnetic dipole moment. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.*, B5:380–384.
- Beer, J., Baumgartner, S., Hannen-Dittrich, B., Hauenstein, J., Kubik, P., Lukasczyk, C., Mende, W., Stellmacher, R. und Suter, M. (1994a). Solar variability traced by cosmogenic isotopes. In Pap, J., Fröhlich, C., Hudson, H. und Solanki, S., Herausgeber, *The Sun as a variable star: Solar and stellar irradiance variations*, Seiten 291–300. Cambridge University Press, Cambridge.

- Beer, J., Blinov, A., Bonani, G., Finkel, R., Hofmann, H., Lehmann, B., Oeschger, H., Sigg, A., Schwander, J., Staffelbach, T., Stauffer, B., Suter, M. und Wölfli, W. (1990). Use of ^{10}Be in polar ice to trace the 11-year cycle of solar activity. *Nature*, 347:164–166.
- Beer, J., Joos, C. F., Lukasczyk, C., Mende, W., Siegenthaler, U., Stellmacher, R. und Suter, M. (1994b). ^{10}Be as an indicator of solar variability and climate. In Nesme-Ribes, E., Herausgeber, *The solar engine and its influence on terrestrial atmosphere and climate*, NATO ASI, Seiten 221–233. Springer-Verlag, Berlin.
- Beer, J., Mende, W. und Stellmacher, R. (2000). The role of the Sun in climate forcing. *Quat. Sci. Rev.*, 19:403–415.
- Beer, J., Siegenthaler, U., Bonani, G., Finkel, R., Oeschger, H., Suter, M. und Wölfli, W. (1988). Information on past solar activity and geomagnetism from ^{10}Be in the Camp Century ice core. *Nature*, 331:675–679.
- Beer, J., Tobias, S. und Weiss, N. (1998). An active Sun throughout the Maunder Minimum. *Solar Physics*, 181:237–249.
- Blunier, T., Chapellaz, J., Schwander, J., Stauffer, B. und Raynaud, D. (1995). Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, 374:46–49.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. und Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294:2130–2136.
- Bond, G., Showers, W., Chesby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. und Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic and glacial climates. *Science*, 278:1257–1266.
- Bonino, G., Cini Castagnoli, G., Cane, D., Taricco, C. und Bhandari, N. (2001). Solar modulation of the galactic cosmic ray spectra since the Maunder Minimum. In *Proc. Int. Conf. Cosmic Rays 28th*, Seiten 3769–3772.
- Bradley, R. (2000a). 1000 years of climate change. *Science*, 288:1353–1355.
- Bradley, R. (2000b). Past global changes and their significance for the future. *Quat. Sci. Rev.*, 19:391–402.
- Bradley, R. und Jones, P. (1993). 'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 3:367–376.
- Caballero-Lopez, R. und Moraal, H. (2004). Limitations of the force field equation to describe cosmic ray modulation. *J. Geophys. Res.*, 109:doi:10.1029/2003JA010098.
- Chappellaz, J., Blunier, T., Raynaud, D., Barnola, J., Schwander, J. und Stauffer, B. (1993). Synchronous changes in atmospheric CH_4 and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP. *Nature*, 366:443–445.
- Cini Castagnoli, G. und Lal, D. (1980). Solar modulation effects in terrestrial production of carbon-14. *Radiocarbon*, 22:133–158.

- Clausen, H., Hammer, C., Hvidberg, C. S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J. P., Kipfstuhl, J. und Legrand, J. (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.*, 102:26707–26723.
- Cliver, E., Boriakoff, V. und Feynman, J. (1998). Solar variability and climate change: geomagnetic and aa index and global surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 25:1035–1038.
- Crowley, T. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289:270–277.
- Cuffey, K. und Clow, G. (1997). Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition. *J. Geophys. Res.*, 102:26383–26396.
- Damon, P. und Jirikowic, J. (1992). The Sun as a low-frequency harmonic oscillator. *Radiocarbon*, 34:199–205.
- Damon, P. und Jirikowic, J. (1994). Solar forcing of global climate change. In Pap, J., Fröhlich, C., Hudson, H. und Solanki, S., Herausgeber, *The Sun as a variable star: Solar and stellar irradiance variations*, Seiten 301–314. Cambridge University Press, Cambridge.
- Dansgaard, W. und Johnsen, S. (1969). A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland. *J. Glaciol.*, 8:215–223.
- Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C., Hvidberg, C., Steffensen, J., Sveinbjörnsdottir, A., Jouzel, J. und Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364:218–220.
- Davidson, C., Santhanam, S., Fortmann, R. und Olson, M. (1985). Atmospheric transport and deposition of trace elements onto the Greenland ice sheet. *Atmos. Environ.*, 19:2065–2081.
- Delmas, R., Beer, J., Synal, H.-A., Muscheler, R., Petit, J.-R. und Pourchet, M. (2004). Bomb-test ^{36}Cl measurements in Vostok snow (Antarctica) and the use of ^{36}Cl as a dating tool for deep ice cores. *Tellus*, 56B:492–498.
- deMenocal, P. (2000). Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, 288:2198–2202.
- Dewitte, S., Crommelynck, D., Mekaoui, S. und Joukoff, A. (2005). Measurement and uncertainty of the long-term total solar irradiance trend. *Solar Physics*, 224:209–216.
- Eddy, J. (1976). The Maunder Minimum. *Science*, 192:1189–1201.
- Egorova, T., Rozanov, E., Manzini, E., Haberreiter, M., Schmutz, W., Zubov, V. und Peter, T. (2004). Chemical and dynamical response to the 11-year variability of the solar irradiance simulated with a chemistry-climate model. *J. Geophys. Res.*, 31:doi:10.1029/2003GL019294.

- Esper, J., Cook, E. und Schweingruber, F. (2002). Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, 295:2250–2253.
- Finkel, R. und Nishiizumi, K. (1997). Beryllium-10 concentrations in the Greenland ice sheet project 2 ice core from 3-40 ka. *J. Geophys. Res.*, 102:26699–26706.
- Fleitmann, D., Burns, S., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A. und Matter, A. (2003). Holocene forcing of the Indian Monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. *Science*, 300:1737–1739.
- Forbush, S. (1958). Cosmic ray intensity variations during two solar cycles. *J. Geophys. Res.*, 63:651–669.
- Foukal, P. und Lean, J. (1990). An empirical model of total solar irradiance variation between 1874 and 1988. *Science*, 247:556–559.
- Fröhlich, C. (2000). Observations of irradiance variations. *Space Sci. Rev.*, 94:15–24.
- Fröhlich, C. (in press, 2006). Solar irradiance variability since 1978: Revision of the PMOD composite during solar cycle 21. *Space Sci. Rev.*
- Fröhlich, C. und Lean, J. (1998). The Sun’s total irradiance: Cycles, trends and related climate change uncertainties since 1976. *Geophys. Res. Lett.*, 25:4377–4380.
- Gilli, A. (2003). *Tracking late Quaternary environmental change in southernmost South America using lake sediments of Lago Cardiel, (49° S), Patagonia, Argentina*. Dissertation, ETH Nr. 15307.
- Gilli, A., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Bradbury, J., Kelts, K., Markgraf, V. und McKenzie, J. (2001). Tracking abrupt climate change in the Southern Hemisphere: A seismic stratigraphic study of Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Terra Nova*, 13:443–448.
- Gilli, A., Anselmetti, F., Ariztegui, D., McKenzie, J., Markgraf, V., Hajdas, I. und McCulloch, R. (2005). Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America - sedimentological evidence from Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Global Planet. Change*, 49:75–93.
- Gilliland, R. (1981). Solar radius variations over the past 265 years. *Astrophys. J.*, 248:1144–1155.
- Gleeson, L. und Axford, W. (1968). Solar modulation of galactic cosmic rays. *Astrophys. J.*, 154:1011–1018.
- Gleissberg, W. (1965). The eighty-year solar cycle in auroral frequency numbers. *J. Br. Astron. Assoc.*, 75:227.
- Gough, D. (1977). Theoretical prediction of variations in the solar output. In White, O., Herausgeber, *The solar output and its variation*, Seiten 451–473. University Press Boulder, Boulder.
- Graedel, T. (1993). *Chemie der Atmosphäre*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

- Gupta, A., Anderson, D. und Overpeck, J. (2003). Abrupt changes in the Asian Southwest Monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic ocean. *Nature*, 421:354–357.
- Haigh, J. (1994). The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature*, 370:544–546.
- Haigh, J. (1996). The impact of solar variability on climate. *Science*, 272:981–984.
- Haigh, J. D. (1999). Modelling the impact of solar variability on climate. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 61:63–72.
- Hall, J. und Lockwood, G. (2004). The chromospheric activity and variability of cycling and flat activity solar-analog stars. *Astrophys. J.*, 614:942–946.
- Haug, G., Günther, D., Peterson, L., Sigman, D., Hughen, K. und Aeschlimann, B. (2003). Climate and the collapse of Maya civilization. *Science*, 299:1731–1735.
- Hodell, D., Brenner, M., Curtis, J. und Guilderson, T. (2001). Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science*, 292:1367–1370.
- Hoffmann, G., Jouzel, J. und Johnsen, S. (2001). Deuterium excess record from central Greenland over the last millennium: Hints of a North Atlantic signal during the Little Ice Age. *J. Geophys. Res.*, 106:14265–14274.
- Hofmann, H., Beer, J., Bonani, G., Von Gunten, H., Raman, S., Suter, M., Walker, R., Wölfli, W. und Zimmermann, D. (1987). ^{10}Be : Half-Life and AMS-Standards. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.*, B29:32–36.
- Hoyt, D. und Schatten, K. (1993). A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992. *J. Geophys. Res.*, 98:18895–18906.
- Hoyt, D. und Schatten, K. (1998). Group sunspot numbers: A new solar activity reconstruction. *Solar Physics*, 179:189–219.
- Johnsen, S., Clausen, H., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Hammer, C., Andersen, U., Andersen, K. K., Hvidberg, C. S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J. P., Shoji, H., Sveinbjörnsdottir, A. E., White, J., Jouzel, J. und Fisher, D. (1997). The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. *J. Geophys. Res.*, 102:26397–26410.
- Johnsen, S., Dahl-Jensen, D., Dansgaard, W. und Gundestrup, N. (1995). Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles. *Tellus*, 47B:624–629.
- Johnsen, S. und Dansgaard, W. (1992). On flow model dating of stable isotope records from Greenland ice cores. In E., B. und Broecker, W., Herausgeber, *The last deglaciation: Absolute and radiocarbon chronologies*, NATO ASI, Seiten 13–24. Springer-Verlag, New York, Erice, Italy.
- Johnsen, S., Dansgaard, W. und White, J. (1989). The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus*, 41B:452–468.

- Jones, P., New, M., Parker, D., Martin, S. und Rigor, I. (1999). Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev. Geophys.*, 37:173–199.
- Korte, M. und Constable, C. (2005). Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. cal7k. *Geochem. Geophys. Geosy.*, 6:doi:10.1029/2004GC00801.
- Kutschera, W. (1993). Accelerator mass spectrometry: Counting atoms rather than decays. *Nuclear Physics News*, 3:15–21.
- Lal, D. (1987). ^{10}Be in polar ice: Data reflect changes in cosmic ray flux or polar meteorology. *Geophys. Res. Lett.*, 14:785–788.
- Lal, D., Nishiizumi, K. und Arnold, J. (1987). In situ cosmogenic ^3H , ^{14}C and ^{10}Be for determining the accumulation and ablation rates of ice sheets. *J. Geophys. Res.*, 92:4947–4952.
- Lal, D. und Peters, B. (1967). Cosmic ray produced radioactivity on the Earth. In Flügge, S., Herausgeber, *Handbuch für Physik*, Seiten 551–612. Springer, Berlin.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U. und Wefer, G. (2001). Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 185:369–382.
- Lean, J. (2000). Evolution of the Sun’s spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, 27:2425–2428.
- Lean, J., Beer, J. und Bradley, R. (1995). Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 22:3195–3198.
- Lean, J. und Rind, D. (1999). Evaluating Sun-climate relationships since the Little Ice Age. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 61:25–36.
- Lean, J., Skumanich, A. und White, O. (1992). Estimating the Sun’s radiative output during the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, 19:1591–1594.
- Legrand, J. und Simon, P. (1987). Two hundred years of auroral activity (1780-1979). *Ann. Geophysicae*, 5a:161–168.
- Lockwood, G. (1994). Irradiance variations of stars. In Pap, J., Fröhlich, C., Hudson, H. und Solanki, S., Herausgeber, *The Sun as a variable star: Solar and stellar irradiance variations*, Seiten 20–27. Cambridge University Press, Cambridge.
- Lockwood, M. (2004). Solar outputs, their variations and their effects on Earth. In Rüedi, I., Güdel, M. und Schmutz, W., Herausgeber, *Saas-Fee Advanced Course 34: The Sun, solar analogs and the climate*, Seiten 109–289. Springer-Verlag, Heidelberg, Germany.
- Lockwood, M. und Stamper, R. (1999). Long-term drift of the coronal source magnetic flux and the total solar irradiance. *Geophys. Res. Lett.*, 26:2461–2464.
- Lukasczyk, C. (1994). *^{36}Cl im Grönlandeis*. Dissertation, ETH Nr. 10688.
- Maggi, V. (1997). Mineralogy of atmospheric microparticles deposited along the Greenland Ice Core Project ice core. *J. Geophys. Res.*, 102:26725–26734.

- Mann, M., Bradley, R. und Hughes, M. (1998). Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392:779–787.
- Mann, M. und Jones, P. (2003). Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.*, 30:doi:10.1029/2003GL017814.
- Markgraf, V. (1998). Past climates of South America. In Hobbs, J., Lindesay, J. und Bridgeman, H., Herausgeber, *Climates of the southern continents: Present, past and future*, Seiten 249–264. John Wiley & Sons Ltd.
- Masarik, J. und Beer, J. (1999). Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth’s atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 104:12099–13012.
- Masarik, J. und Reedy, R. (1994). Effects of bulk chemical composition on nuclide production processes in meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58:5307–5317.
- Mauquoy, D., Van Geel, B., Blaauw, M. und van der Plicht, J. (2002). Evidence from northwest european bogs shows ‘Little Ice Age’ climatic changes driven by variations in solar activity. *The Holocene*, 12:1–6.
- Mayaud, S. (1973). A hundred year series of geomagnetic data 1868-1967, indices aa, storm sudden commencements. *Bull. Int. Assoc. of Geomagn. and Aeron.*, 33:1–251.
- Mayewski, P., Meeker, L., Twickler, M., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W. und Prentice, M. (1997). Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110000 year-long glaciochemical series. *J. Geophys. Res.*, 102:26345–26366.
- Mayewski, P., Meeker, L., Whitlow, S., Twickler, M., Morrison, M., Bloomfield, P., Bond, G., Alley, R., Gow, A., Grootes, P., Meese, D., Ram, M., Taylor, K. und Wumkes, W. (1994). Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41000 years. *Science*, 263:1747–1751.
- Greenland Ice-core (GRIP) Members (1993). Climate instability during the Last Interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 364:203–207.
- Journal of Geophysical Research (1997). Greenland Summit ice cores. *J. Geophys. Res.*, 102(C12).
- North Greenland Ice Core Project members (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the Last Interglacial period. *Nature*, 431:147–151.
- McCracken, K. (2001). Variations in the production of ^{10}Be due to the 11 year modulation of the cosmic radiation, and variations in the vector geomagnetic dipole. In *Proc. Int. Conf. Cosmic Rays 27th*, Seiten 4129–4132.
- McCracken, K. (2004). Geomagnetic and atmospheric effects upon the cosmogenic ^{10}Be observed in polar ice. *J. Geophys. Res.*, 109:doi:10.1029/2003JA010060.
- McCracken, K. und Heikkila, B. (2003). The cosmic ray intensity between 1933-1965. In *Proc. Int. Conf. Cosmic Rays 28th*, Seiten 4117–4120.

- McCracken, K. und McDonald, F. (2001). The long term modulation of the galactic cosmic radiation, 1500-2000. In *Proc. Int. Conf. Cosmic Rays 27th*, Seiten 3753–3756.
- McCracken, K., McDonald, F., Beer, J., Raisbeck, G. und Yiou, F. (2004). A phenomenological study of the long-term cosmic ray modulation, 850-1958 AD. *J. Geophys. Res.*, 109:doi:10.1029/2004JA010685.
- Mende, W. und Stellmacher, R. (2000). Solar variability and the search for corresponding climate signals. *Space Sci. Rev.*, 94:295–306.
- Mendoza, B. (1997). Estimations of Maunder Minimm solar irradiance and Ca II H and K fluxes using rotation rates and diameters. *Astrophys J.*, 483:523–526.
- Moberg, A., Sonechkin, D., Holmgren, K., Datsenko, N. und Karlén, W. (2005). Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data. *Nature*, 433:613–617.
- Muscheler, R. (2000). *Nachweis von Änderungen im Kohlenstoffkreislauf durch Vergleich der Radionuklide ^{10}Be , ^{36}Cl und ^{14}C* . Dissertation, ETH Nr. 13941.
- Muscheler, R., Beer, J., Kubik, P. und Synal, H.-A. (2005a). Geomagnetic field intensity during the last 60000 years based on ^{10}Be & ^{36}Cl from the Summit ice cores and ^{14}C . *Quat. Sci. Rev.*, Seite 10.1016/j.quascirev.2005.01.012.
- Muscheler, R., Beer, J. und Vonmoos, M. (2004a). Causes and timing of the 8200 yr BP event inferred from the comparison of the GRIP ^{10}Be and the tree ring $\Delta^{14}\text{C}$ record. *Quat. Sci. Rev.*, 23:2101–2111.
- Muscheler, R., Beer, J., Wagner, G. und Finkel, R. (2000). Changes in deep-water formation during the Younger Dryas cold period inferred from a comparison of ^{10}Be and ^{14}C records. *Nature*, 408.
- Muscheler, R., Beer, J., Wagner, G., Laj, C., Kissel, C., Raisbeck, G., Yiou, F. und Kubik, P. (2004b). Changes in the carbon cycle during the last deglaciation as indicated by the comparison of ^{10}Be and ^{14}C records. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 219:325–340.
- Muscheler, R., Joos, F., Müller, S. und Snowball, I. (2005b). Not so unusual-today's solar activity. *Nature*, 436:doi:10.1038/nature04045.
- Neff, U., Burns, S., Mangini, A., Mudelsee, M., Fleitmann, D. und Matter, A. (2001). Strong coherence between solar variability and the Monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, 411:290–293.
- Neher, H. (1967). Cosmic ray particles that changed from 1954 to 1958 to 1965. *J. Geophys. Res.*, 72:1527–1539.
- Nesme-Ribes, E., Ferreira, E., Sadourny, R., Le Treut, H. und Li, Z. (1994). Solar dynamics and its impact on solar irradiance and the terrestrial climate. *J. Geophys. Res.*, 98:18923–18935.
- Parker, E. (1965). The passage of energetic charged particles through interplanetary space. *Planet. Space Sci.*, 13:9–49.

- Petit, J., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V., Legrand, M., Lipenkov, V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. und Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399:429–436.
- Radick, R., Lockwood, G. und Baliunas, S. (1990). Stellar activity and brightness variations: a glimpse at the Sun's history. *Science*, 247:39–44.
- Raisbeck, G., Yiou, F., Fruneau, M., Loiseaux, J., Lieuvin, M. und Ravel, J. (1981). Cosmogenic $^{10}\text{Be}/^7\text{Be}$ as a probe of atmospheric transport processes. *Geophys. Res. Lett.*, 8:1015–1018.
- Reid, G. (1991). Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature record. *J. Geophys. Res.*, 96:2835–2844.
- Reid, G. (1997). Solar forcing and global climate change since the mid-17th century. *Climatic Change*, 37:391–405.
- Ribes, E., Beardsley, B., Brown, T.-M., Delache, P., Laclare, F., Kuhn, J.-R. und Leister, N.-V. (1991). The variability of the solar diameter. In Sonnet, C., Giampapa, M. und Matthews, M., Herausgeber, *Sun in time*, Seiten 59–97. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Rind, D. (2002). The Sun's role in climate variations. *Science*, 296:673–677.
- Rozanov, E., Schlesinger, M., Egorova, T., Li, B., Andronova, N. und Zubov, V. (2004). Atmospheric response to the observed increase of solar UV radiation from solar minimum to solar maximum simulated by the University of Illinois at Urbana-Champaign climate-chemistry model. *J. Geophys. Res.*, 109:doi:10.1029/2003JD003796.
- Röthlisberger, R., Mulvaney, R., Wolff, E., Hutterli, M., Bigler, M., de Angelis, M., Hansson, M., Steffensen, J. und Udisti, R. (2003). Limited dechlorination of sea-salt aerosols during the Last Glacial period: Evidence from the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) Dome C ice core. *J. Geophys. Res.*, 108:doi:10.1029/2003JD003604.
- Schröder, W., Herausgeber(2005). *Case studies on the Spörer, Maunder and Dalton Minima*. Beiträge zur Geschichte der Geophysik und kosmischen Physik. AKGGP, Science Edition, Rönnebeck/Potsdam.
- Schwabe, H. (1844). Sonnen-Beobachtungen im Jahre 1843. *Astron. Nachrichten*, 495:233–236.
- Shea, M. und Smart, D. (1983). World grid of calculated cosmic ray vertical cutoff rigidities for 1980.0. In *Proc. Int. Conf. Cosmic Rays 18th*, Seiten 514–517.
- Shindell, D., Rind, D., Balachandran, N., Lean, J. und Lonergan, P. (1999). Solar cycle variability, ozone, and climate. *Science*, 284:305–308.
- Shindell, D., Schmidt, G., Mann, M., Rind, D. und Waple, A. (2001). Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 294:2149–2152.

- Siegenthaler, U. (1983). Uptake of excess CO₂ by an outcrop-diffusion model ocean. *J. Geophys. Res.*, 88:3599–3608.
- Siegenthaler, U. und Beer, J. (1988). Model comparison of ¹⁴C and ¹⁰Be isotope records. In Stephenson, F. und Wolfendale, W., Herausgeber, *Secular solar and geomagnetic variations in the last 10000 years*, Seiten 315–328. Kluwer Academic Publishers, Durham.
- Siegenthaler, U., Heimann, M. und Oeschger, H. (1980). ¹⁴C variations caused by changes in the global carbon cycle. *Radiocarbon*, 22:177–191.
- Simpson, J. (1978). Charged-particle astronomy in the outer solar system. *Astronaut. Aeronaut.*, 16:96–105.
- Snowball, I. und Sandgren, P. (2002). Geomagnetic field variations in northern Sweden during the Holocene quantified from varved lake sediments and their implications for cosmogenic nuclide production rates. *The Holocene*, 12:517–530.
- Solanki, S. und Fligge, M. (1998). Solar irradiance since 1874 revisited. *Geophys. Res. Lett.*, 25:341–344.
- Solanki, S. und Krivova, N. (2003). Can solar variability explain global warming since 1970? *J. Geophys. Res.*, 108:10.1029/2002JA009753.
- Solanki, S., Usoskin, I., Kromer, B., Schüssler, M. und Beer, J. (2004). Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11000 years. *Nature*, 431:1084–1087.
- St-Onge, G., Stoner, J. und Hillaire-Marcel, C. (2003). Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary, eastern Canada: Centennial-to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 209:113–130.
- Stauffer, B., Blunier, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., Schwander, J., Stocker, T., Tschumi, J., Chapellaz, J., Raynaud, D., Hammer, C. und Clausen, H. (1998). Atmospheric CO₂ concentration and millennial-scale climate change during the Last Glacial period. *Nature*, 392:59–62.
- Steffensen, J. P. (1997). The size distribution of microparticles from selected segments of the Greenland Ice Core Project ice core representing different climatic periods. *J. Geophys. Res.*, 102:26755–26764.
- Steig, E., Polissar, P., Stuiver, M., Grootes, P. und Finkel, R. (1996). Large amplitude solar modulation cycles of ¹⁰Be in Antarctica: implications for atmospheric mixing processes and interpretation of the ice core record. *Geophys. Res. Lett.*, 23:523–526.
- Stone, J., Fifield, K., Beer, J., Vonmoos, M., Obrist, C., Grajcar, M., Kubik, P., Mutschler, R., Finkel, R. und Caffee, M. (2004). Co-precipitated silver-metal oxide aggregates for accelerator mass spectrometry of ¹⁰Be and ²⁶Al. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.*, B223-224:272–277, doi:10.1016/j.nimb.2004.04.055.
- Stuiver, M. und Braziunas, T. (1988). The solar component of the atmospheric ¹⁴C record. In Stephenson, F. und Wolfendale, A., Herausgeber, *Secular solar and geomagnetic variations in the last 10000 years*, Seiten 245–266. Kluwer Academic Publishers, Durham.

- Stuiver, M. und Braziunas, T. (1993). Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$, an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene*, 3:289–305.
- Stuiver, M. und Polach, H. (1977). Discussion reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, 19:355–363.
- Stuiver, M., Reimer, P., Bard, E., Beck, J., Burr, G., Hughen, K., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J. und Spurk, M. (1998). INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40:1041–1083.
- Suess, H. (1953). Natural radiocarbon and the rate of exchange of carbon dioxide between the atmosphere and the sea. In N.R.C.C.o.N. Science, Herausgeber, *Proceedings of the conference on nuclear processes in geological settings*, Seiten 52–56. University of Chicago Press, Chicago.
- Sun, B. und Bradley, R. (2002). Solar influences on cosmic rays and cloud formation: A reassessment. *J. Geophys. Res.*, 107:10.1029/2001JD0005600.
- Suter, M. (1990). Accelerator Mass Spectrometry: State of the art in 1990. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.*, B52:211–223.
- Svensmark, H. und Friis-Christensen, E. (1997). Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - a missing link in solar-climate relationships. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 59:1225–1232.
- Synal, H.-A., Bonani, G., Döbeli, M., Ender, R., Gartenmann, P., Kubik, P., Schnabel, C. und Suter, M. (1997). Status report of the PSI/ETH AMS facility. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.*, B123:62–68.
- Taylor, K., Hammer, C., Alley, R., Clausen, H., Dahl-Jensen, D., Gow, A., Gundestrup, N., Kipfstuhl, J., Moore, J. und Waddington, E. (1993a). Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366:549–554.
- Taylor, K., Lamorey, G., Doyle, G., Alley, R., Grootes, P., Mayewski, P., White, J. und Barlow, L. (1993b). The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change. *Nature*, 361:432–436.
- Tinsley, B. (2000). Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere. *Space Sci. Rev.*, 94:231–258.
- Usoskin, I., Alanko, K., Mursula, K. und Kovaltsov, G. (2002). Heliospheric modulation strength during the neutron monitor era. *Solar Physics*, 207:389–399.
- Usoskin, I., Solanki, S., Schüssler, M., Mursula, K. und Alanko, K. (2003). A millennium scale sunspot number reconstruction: Evidence for an unusually active Sun since the 1940's. *Phys. Rev. Lett.*, 91:211101.
- Van der Linden, R. und the SIDC team (2005). online catalogue of the sunspot index: <http://sidc.oma.be/html/sunspot.html>.
- Van Geel, B., Buurman, J. und Waterbolk, H. (1996). Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *J. Quat. Sci.*, 11:451–460.

- Van Geel, B., Heusser, C., Renssen, H. und Schuurmans, C. (2000). Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: A hypothesis. *The Holocene*, 10:659–664.
- Van Geel, B., Van der Plicht, J., Kilian, M., Klaver, E., Kouwenberg, J., Renssen, H., Reyneau-Farrera, I. und Waterbolk, H. (1998). The sharp rise of $\Delta^{14}\text{C}$ ca. 800 cal BC: Possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon*, 40:535–550.
- Vogt, S., Herzog, G. und Reedy, R. (1990). Cosmogenic nuclides in extraterrestrial materials. *Rev. Geophys.*, 28:253–275.
- von Storch, H., Zorita, E., Jones, J., Dimitriev, Y., Gonzalez-Rouco, F. und Tett, S. (2004). Reconstructing past climate from noisy data. *Science*, 306:679–682.
- Wagner, G. (1998). *Die kosmogenen Radionuklide ^{10}Be und ^{36}Cl im Summit-GRIP-Eisbohrkern*. Dissertation, ETH Nr. 12864.
- Wagner, G., Beer, J., Kubik, P., Laj, C., Masarik, J., Mende, W., Muscheler, R., Raisbeck, G. M. und Yiou, F. (2001a). Presence of the solar de Vries cycle (205 years) during the last ice age. *Geophys. Res. Lett.*, 28:303–306.
- Wagner, G., Beer, J., Muscheler, R., Laj, C., Kissel, C., Masarik, J. und Synal, H.-A. (2001b). Reconstruction of the paleoaccumulation rate of central Greenland during the last 75 kyr using the cosmogenic radionuclides ^{36}Cl & ^{10}Be and geomagnetic field intensity data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 193:515–521.
- Wagner, G., Livingstone, D., Masarik, J., Muscheler, R. und Beer, J. (2001c). Some results relevant to the discussion of a possible link between cosmic rays and the Earth's climate. *J. Geophys. Res.*, 106:3381–3388.
- Wagner, G., Masarik, J., Beer, J., Baumgartner, S., Imboden, D., Kubik, P., Synal, H.-A. und Suter, M. (2000). Reconstruction of the geomagnetic field between 20 and 60 kyr BP from cosmogenic radionuclides in the GRIP ice core. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.*, B172:597–604.
- Wagnon, P., Delmas, R. und Legrand, M. (1999). Loss of volatile acid species from upper firn layers at Vostok, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 104:3423–3431.
- Webber, W. und Higbie, P. (2003). Production of cosmogenic Be nuclei in the Earth's atmosphere by cosmic rays: Its dependence on solar modulation and the interstellar cosmic ray spectrum. *J. Geophys. Res.*, 108:doi:10.1029/2003JA009863.
- Webber, W. und Lockwood, J. (2001). Voyager and Pioneer spacecraft measurements of cosmic ray intensities in the outer heliosphere: Toward a new paradigm for understanding the global solar modulation process: 1. Minimum solar modulation (1987 and 1997). *J. Geophys. Res.*, 106:29323–29331.
- Willson, R. (1997). Total solar irradiance trend during solar cycles 21 and 22. *Science*, 277:1963–1965.

- Wolff, E., Moore, J., Clausen, H. und Hammer, C. (1997). Climatic implications of background acidity and other chemistry derived from electrical studies of the Greenland Ice Core Project ice core. *J. Geophys. Res.*, 102:26323–26332.
- Yang, S., Odah, H. und Shaw, J. (2000). Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12000 years. *Geophys. J. Int.*, 140:158–162.
- Yiou, F., Raisbeck, G. M., Baumgartner, S., Beer, J., Hammer, C., Johnsen, S., Jouzel, J., Kubik, P. W., Lestringuez, J., Stiévenard, M., Suter, M. und Yiou, P. (1997). Beryllium 10 in the Greenland Ice Core Project ice core at Summit, Greenland. *J. Geophys. Res.*, 102:26783–26794.
- Zhang, Q., Soon, W., Baliunas, S., Lockwood, G., Skiff, B. und Radick, R. (1994). A method of determining possible brightness variations of the Sun in past centuries from observations of solar-type stars. *Astrophys. J.*, 427:L111–L114.
- Zielinski, G., Mayewski, P., Meeker, L., Grönvold, K., Germani, M., Whitlow, S., Twickler, M. und Taylor, K. (1997). Volcanic aerosol records and tephrochronology of the Summit, Greenland, ice cores. *J. Geophys. Res.*, 102:26625–26640.

Dank

An dieser Stelle möchte ich mich bei all jenen bedanken, die durch ihre Unterstützung und Hilfe zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Der grösste Dank gebührt meinem Betreuer Jürg Beer. Seine Begeisterung für die Thematik, die vielen interessanten Diskussionen über die Sonne und über das aktuelle Geschehen in der Klimaforschung waren sehr motivierend. Es waren sehr spannende Jahre. Dafür und für die aufmerksame Betreuung möchte ich mich bei ihm herzlich bedanken.

Meinen Korreferenten Bernhard Wehrli, Werner Schmutz und Jakob Schwander danke ich für ihre wertvollen Anregungen und hilfreichen Kommentare zu meiner Arbeit.

Ohne ihren Einsatz gäbe es keine so hoch aufgelöste Radionuklidatensätze des GRIP Eisbohrkerns:

Die Aufbereitung der Eisproben aus dem GRIP Eisbohrkern für die ^{10}Be - und die ^{36}Cl -Analyse ist eine sehr zeitintensive und oft knifflige Arbeit. Für rund 10 Jahre wurden Eisproben für die Radionuklid-Analyse an der EAWAG aufbereitet. An dieser Stelle möchte ich Christian Obrist und Irene Brunner danken, die während meiner Diss-Zeit unzählige Proben aufbereitet und die Übersicht über die Proben und die Eislagerung bewahrt haben. Weiter danke ich den Verantwortlichen für die Messung der ^{10}Be - und ^{36}Cl -Proben in der BMS-Anlage der ETH/PSI auf dem Höggerberg, Peter Kubik und Arno Synal. Die BMS-Anlage wird bei Problemen während Nachtschichten nicht etwa verständlicher, so dass Peter wie Arno auch mal inmitten der Nacht aus dem Bett geklingelt wurden. Dies traf aber auch andere Mitglieder der BMS-Crew, ihnen dafür, und für ihre nächtlichen Messungen der GRIP Radionuklide, meinen Dank.

Meinem Vorgänger Raimund Muscheler möchte ich danken, dass er mir beim Einstieg in die Arbeit half und auch noch von Amerika aus immer schnell auf meine Emails reagierte und Fragen beantwortete oder Paperentwürfe durchlas.

Bei Silvia Bollhalder und Erwin Grieder möchte ich mich für ihre Hilfe bei der Probenaufbereitung im Labor sowie für ihre nächtlichen Einsätze auf dem Höggerberg an der BMS-Anlage bedanken.

Ulla Heikkilä danke ich für den guten Humor im Büro. Thomas Kulbe und Alex Blass von nebenan für die Gesellschaft während den Mittagessen, den Kaffee- und sonstigen Pausen.

Matthias Brennwald, Olivier Leupin und Markus Hofer danke ich, dass sie mir immer

wieder notfallmässig bei kleineren und grösseren Computerproblemen halfen. Insbesondere Matthias für seine Geduld für meine nimmerendenden LaTeX-Fragen. Rolf Kipfer danke ich für seine Einladungen zu Skitagen etc. seiner Gruppe und für seine Schoggi-kiste.

Schlussendlich möchte ich speziell meinen Eltern danken, dass sie mich immer in allem unterstützten. Dann auch meinen Freunden für viel Unternommenes in den Bergen wie in der Stadt, wodurch ich immer mit neuer Energie zu meiner Diss zurückkehrte. Dafür, wie auch für seine Motivation, seine Tipps und Tricks für die Arbeit, danke ich auch herzlich Adi.

Lebenslauf

Maura Valeria Vonmoos

Geburtstag 30. Juli 1971

Geburtsort Chur, Schweiz

Nationalität Schweiz

Ausbildung:

1978–1984 Primarschule Chur

1984–1993 Kantonsschule Chur
Handelsdiplom und Matura

1993–1999 Studium der Erdwissenschaften
Eidgenössische Technische Hochschule Zürich (ETH)

Titel der Diplomarbeit:

Auswirkungen basaler Inhomogenitäten auf das Fliessfeld und die Oberfläche eines Gletschers

unter der Leitung von Dr. G. H. Gudmundsson

2001–2005 Dissertation an der EAWAG, Abteilung Oberflächengewässer,
im Departement Umweltwissenschaften der ETH Zürich

Titel der Dissertation:

Rekonstruktion der solaren Aktivität im Holozän mittels Beryllium-10 im GRIP Eisbohrkern

unter der Leitung von Prof. J. Beer