

Atmosphärische CO₂-Konzentration der letzten 650'000 Jahre anhand von Messungen an Antarktischen Eis- bohrkernen

Inauguraldissertation

der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Bern

vorgelegt von

Urs Siegenthaler

von Schangnau (BE)

Leiter der Arbeit:
Prof. Dr. T. F. Stocker

Abteilung für Klima- und Umweltphysik
Physikalisches Institut der Universität Bern

Atmosphärische CO₂-Konzentration der letzten 650'000 Jahre anhand von Messungen an Antarktischen Eis- bohrkernen

Inauguraldissertation

der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Bern

vorgelegt von

Urs Siegenthaler

von Schangnau (BE)

Leiter der Arbeit:
Prof. Dr. T. F. Stocker

Abteilung für Klima- und Umweltphysik
Physikalisches Institut der Universität Bern

Von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät angenommen.

Bern, den 22.6.06

Der Dekan:
Prof. Dr. P. Messerli



Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Zusammenfassung	5
2	Das Klima des Pleistozäns	9
2.1	Einleitung	9
2.2	Variabilität der atmosphärischen CO ₂ -Konzentration	10
2.2.1	Anthropogener Anstieg	10
2.2.2	Eiszeit-Warmzeit-Unterschiede	12
2.2.3	Geologische Zeitskalen	14
2.3	Informationen aus marinen Sedimenten	14
2.3.1	Marine Sedimente als Klimaarchiv	14
2.3.2	Unterteilung des Quartärs in verschiedene Zeitepochen	17
2.3.3	Daten und Interpretationen	19
2.3.4	Rückschlüsse auf die atmosphärische CO ₂ -Konzentration	22
3	Methoden	25
3.1	Trockenextraktion mit dem Cracker an Klathrateis	25
3.1.1	Lufteinschlüsse in polaren Eisbohrkernen	25
3.1.2	Messmethode	27
3.1.3	Druck- und CO ₂ -Verlauf während der Extraktion	28
3.1.4	Mischzoneneis	28
3.1.5	Methode für reine Klathrateiszone	30
3.1.6	Korrektur des Desorptionseffekts	32
3.1.7	Überprüfung mit der Sublimationsmethode	33
3.1.8	Ausblick	34
4	Publikationen	35
4.1	Das letzte Millennium	35
4.1.1	Ausgangslage	35
4.1.2	CO ₂ changes during the last millennium	39
4.2	Accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene	47
4.3	Eight glacial cycles from an Antarctic ice core	59
4.4	Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene	67
A	Diffusionskonstanten und Löslichkeiten	75
A.1	Einleitung	75
A.2	Grundbegriffe	76
A.3	Zusammenstellung der Diffusionskonstanten und Löslichkeiten	76

A.4	Gasfraktionierung zwischen Mikroblasen und normalen Blasen	79
A.5	Gasverluste bei der Lagerung der Eisbohrkerne	81
B	CO₂ Daten	83
B.1	EPICA Dome C (EDC99), Antarktis	83
B.2	EPICA Dronning Maud Land, Antarktis	100
	Literaturverzeichnis	107
	Verdankungen	117
	Publikationen	118
	Lebenslauf	119

Kapitel 1

Einleitung und Zusammenfassung

Eine steigende Anzahl von Beobachtungen ergibt ein kollektives Bild einer sich erwärmenden Welt und anderer Änderungen innerhalb des Klimasystems. Während des 20. Jahrhunderts veränderten sich beispielsweise die mittlere Oberflächentemperatur, die Ausdehnung der Schnee- und Eisbedeckung, regionale Niederschlagsmengen, die mittlere globale Meeresspiegelhöhe, warme Phasen des ENSO-Phänomens¹ oder die wichtigsten Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre. Die durchschnittliche globale Temperatur an der Erdoberfläche hat sich im 20. Jahrhundert um 0.6°C erhöht. Es gibt neue und klarere Belege dafür, dass der Grossteil der in den letzten 50 Jahren beobachteten Erwärmung menschlichen Aktivitäten zuzuschreiben ist [IPCC, 2001]. Die Strahlungsbilanz der Erde wurde innerhalb der letzten 250 Jahre durch Änderungen der atmosphärischen Zusammensetzung, Veränderungen der Oberflächenreflektion (Albedo) und durch Schwankungen der Sonnenaktivität beeinflusst. Der Grossteil der beobachteten Erwärmung im Verlaufe der letzten 50 Jahre ist nach dem momentanen Wissensstand auf die steigenden atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationen zurückzuführen. Der natürliche Treibhauseffekt wird durch die vom Menschen verursachte Emission von Treibhausgasen wie Kohlendioxid, Methan, Lachgas und halogenierten Kohlenstoffen verstärkt. Kohlendioxid (CO₂) trägt aufgrund seiner Lichtabsorptionseigenschaften im Infrarotbereich und der hohen Emissionsraten, welche grösstenteils durch die Verbrennung von fossilen Energieträgern verursacht sind, am meisten zum verstärkten Treibhausgaseffekt bei. Die vom Menschen verursachten Veränderungen im Klimasystem haben eine Reihe von komplizierten Rückkopplungseffekten zur Folge, welche die Auswirkungen der Veränderungen verstärken oder abschwächen können.

Diese Arbeit befasst sich mit der Messung von atmosphärischem CO₂ an Eisbohrkernen. Diese bilden das einzige Klimaarchiv, an welchem Treibhausgaskonzentrationen vergangener Zeitperioden direkt an Lufteinschlüssen gemessen und in guter Näherung rekonstruiert werden können. Das Wissen über atmosphärische Treibhausgaskonzentrationen in Zeitperioden vor Beginn instrumenteller Messreihen, trägt wesentlich zum Verständnis des Kohlenstoffkreislaufs und des Klimasystems im Allgemeinen bei. Voraussagen des zukünftigen Klimas mittels physikalischer Klimamodelle sind zudem glaubwürdiger, wenn damit auch die natürlichen Klimaschwankungen der Vergangenheit innerhalb der Unsicherheiten der Paläodaten

¹Das El-Niño-Southern-Oscillation-Phänomen beeinflusst die regionalen Temperatur- und Niederschlagschwankungen in den meisten Gebieten der Tropen und Subtropen sowie in einigen Regionen der mittleren Breiten.

rekonstruiert werden können. Figur 1.1 zeigt eine Auswahl von CO₂-Daten, gemessen an antarktischen Eisbohrkernen zusammen mit Deuterium, einem Proxy für die antarktische Temperatur.

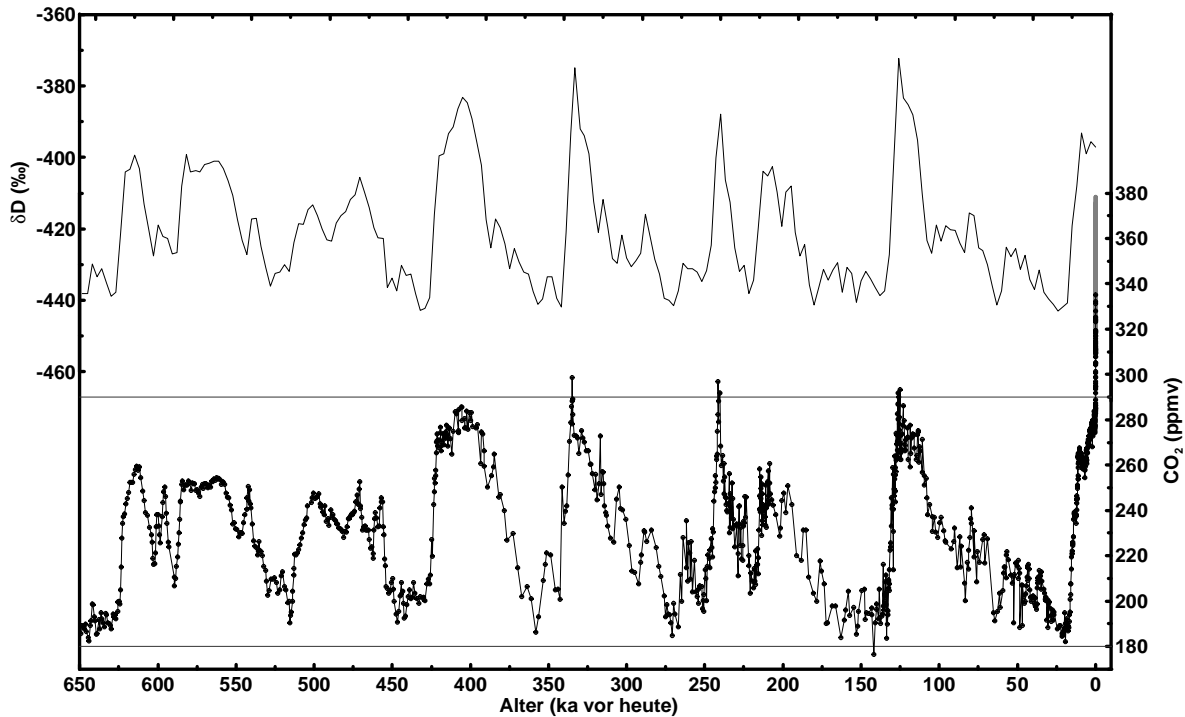


Abbildung 1.1: Oben: Deuterium gemessen am Dome C Eisbohrkern als Proxy für die antarktische Temperatur [EPICA community members, 2004]. Tiefe Deuterium-Werte bedeuten tiefe antarktische Temperaturen. Unten: CO₂-Konzentration der letzten 650'000 Jahre gemessen an verschiedenen Eisbohrkernen [EPICA community members, 2004; Etheridge et al., 1996; Fischer et al., 1999; Indermühle et al., 2000; Monnin et al., 2004b; Petit et al., 1999; Siegenthaler et al., 2005b]. Die Vostok Daten wurden analog zu Spahni et al. [2005] und die Taylor Dome Daten analog zu Röthlisberger et al. [2004] auf die EDC2-Zeitskala synchronisiert.

Weil nach der Beendigung der im Rahmen des „European Project for Ice Coring in Antarctica“ (EPICA) durchgeführten Bohrung des antarktischen Eisbohrkerns von Dome Concordia (Dome C) in der Feldsaison 2004/05 nun Eis zur Verfügung steht, welches zeitlich beinahe doppelt so weit zurückreicht, als das Eis aller bisherigen Eisbohrkerne, bieten sich marine Sedimente als Vergleich und zur Interpretation der neuen Messungen geradezu an. Marine Sedimente sind ein ausgezeichnetes Klimaarchiv, welches zeitlich wesentlich weiter zurückreicht als dasjenige der Eisbohrkerne. Kapitel 2 vermittelt deshalb nach einer kurzen Exkursion in die Theorie des Kohlenstoffkreislaufs und der Variabilität der atmosphärischen CO₂-Konzentration einen Überblick über Messungen an marinen Sedimentablagerungen und deren Interpretation bezüglich des Klimas des Pleistozäns.

Bei der Messung von CO₂-Konzentrationen an polarem Eis spielt die Extraktion der Luft eine zentrale Rolle. Innerhalb eines Eisbohrkerns muss zwischen verschiedenen charakteristischen Tiefenintervallen unterschieden werden, welche entsprechend Anpassungen an die Ex-

traktionsprozedur erfordern. In Kapitel 3 wird deshalb die angewandte Extraktionsprozedur für die in Kapitel 4.3 und 4.4 vorgestellten CO₂-Messungen analysiert.

Eine zentrale Rolle in der Klimaforschung spielt nebst der Entwicklung verschiedener Klimavariablen über mehrere Jahrhunderttausende das letzte Millennium. Innerhalb dieses Zeitintervalls kann auf zahlreiche Klimaarchive, auf historische Überlieferungen und auf instrumentelle Messreihen zurückgegriffen werden. Dabei wird sowohl die natürliche Klimavariabilität als auch der Einfluss des Menschen auf das Klima untersucht. In Kapitel 4.1.2 werden CO₂-Daten gemessen am EPICA DML-Eisbohrkern vorgestellt, welche durch einige Messungen am 1982 gebohrten Eisbohrkern von Südpol ergänzt wurden. Im wesentlichen werden die schon früher veröffentlichten Messungen am Eisbohrkern von Law Dome [*Etheridge et al.*, 1996] bestätigt.

Die momentan bereits rund 10'000 Jahre andauernde Warmzeit, das Holozän, zeichnet sich durch ein warmes und besonders stabiles Klima aus. Dass die CO₂-Konzentration während dieser Zeit dennoch von 260 auf 280 ppmv angestiegen ist, haben *Indermühle et al.* [1999] anhand von Messungen an Taylor Dome Eisproben gezeigt. Messungen an den Eisbohrkernen von Dome Concordia (Dome C) und DML von Kapitel 4.2 bestätigen die Amplitude dieses Anstiegs. Es existieren aber Unstimmigkeiten bezüglich des zeitlichen Verlaufes des CO₂-Anstiegs, welche auf Unterschiede in den jeweiligen Zeitskalen zurückzuführen sind.

Mit ganz anderen Zeitskalen beschäftigen sich Kapitel 4.3 und 4.4. Messungen am Dome C Eisbohrkern ermöglichen einen kontinuierlichen Einblick in die Klimageschichte über die letzten rund 800'000 Jahre. Die Periode zwischen 420'000 und 800'000 Jahren vor heute zeichnet sich im Vergleich zu den letzten 420'000 Jahren dadurch aus, dass Warmzeiten kälter waren und sich zudem in schnellerer Abfolge wiederholten [*EPICA community members*, 2004]. Die wichtigste Frage im Vorfeld dieser CO₂-Messungen war deshalb, ob CO₂ und antarktische Temperatur in diesem völlig anderen Klimaregime ähnlich stark wie in den letzten 420'000 Jahren gekoppelt waren. Die Messungen am Dome C Eisbohrkern sind mit ersten wissenschaftlichen Resultaten über den Zeitraum bis zu 750'000 Jahre vor heute in Kapitel 4.3 und mit CO₂-Resultaten bis zu 650'000 Jahre vor heute in Kapitel 4.4 vertreten.

Die Diffusion von Gasen im Eisgitter kann Auswirkungen auf die Interpretation von Gasmessungen an Eisbohrkernen haben. Anhang A beinhaltet eine Zusammenstellung von Diffusionskonstanten und Löslichkeiten der Gase O₂, N₂ und CO₂ und stellt gewisse Ansätze zu deren Berechnung vor. Leider sind die Unsicherheiten dieser Berechnungen momentan noch sehr gross, was sich auch auf die Abschätzung von Fraktionierungseffekten der im Eis eingeschlossenen Luft auswirkt.

Kapitel 2

Das Klima des Pleistozäns

2.1 Einleitung

Die im Rahmen des Projekts „European Project for Ice Coring in Antarctica“ (EPICA) durchgeführte Bohrung des antarktischen Eisbohrkerns von Dome C wurde im Dezember 2004 erfolgreich beendet. Der Eisbohrkern von Dome C ermöglicht den Zugriff auf über 800'000 Jahre altes Eis. Im Rahmen einer weiteren antarktischen Eiskernbohrung in Dome Fuji, durchgeführt von der „Japanese Antarctic Research Expedition“ (JARE), ist sogar bereits Eis gebohrt worden, welches wahrscheinlich 1'000'000 Jahre alt ist (Stand Januar 2006). Bevor das tiefste Eis dieser beiden Bohrungen zur Verfügung stand, deckten Messungen an polarem Eis ein Zeitintervall von bis zu 440'000 Jahre vor heute ab [*Petit et al.*, 1999; *Raynaud et al.*, 2005]. Nicht nur aufgrund der Tatsache, dass die Analyse des ältesten antarktischen Eises ein für die Eisbohrkernforschung neues Zeitintervall abdeckt, bietet sich ein Vergleich mit an marinen Sedimentablagerungen gemessenen Daten an. Marine Sedimentablagerungen sind ein ausgezeichnetes Klimaarchiv, welches einen Einblick in die Klimageschichte über mehrere Millionen Jahre ermöglicht und aus dem u.a. zahlreiche Informationen im Zusammenhang mit dem Kohlenstoffkreislauf gewonnen werden können. Ein Überblick über marine Sedimentablagerungen bilden deshalb den inhaltlichen Schwerpunkt dieses Kapitels.

Kapitel 2.2 befasst sich mit der Variabilität der atmosphärischen CO₂-Konzentration, hauptsächlich abgestützt auf Eisbohrkerndaten. Obwohl der anthropogene Anstieg der letzten 250 Jahre nicht zur Zeitepoche des Pleistozäns gehört, wird dieser im ersten Unterkapitel diskutiert. Die zwei nächsten Unterkapitel beschäftigen sich mit der natürlichen Variabilität der CO₂-Konzentration in Eiszeit-Warmzeit-Zeitskalen und in geologischen Zeitskalen.

In Kapitel 2.3 werden im ersten Teil das Klimaarchiv der marinen Sedimentablagerungen sowie die wichtigsten daran gemessenen Parameter und deren Interpretation vorgestellt. In einem weiteren Unterkapitel werden die geologischen Zeitepochen des Pleistozäns und zwei charakteristische Klima-Übergänge, welche innerhalb der letzten Million Jahre stattfanden, diskutiert. Danach werden Daten verschiedener Sedimentbohrkerne sowie einige daraus entstandene Hypothesen vorgestellt. Im letzten Unterkapitel werden einige Rückschlüsse auf die atmosphärische CO₂-Konzentration besprochen.

2.2 Variabilität der atmosphärischen CO₂-Konzentration

2.2.1 Anthropogener Anstieg

Direkte atmosphärische CO₂-Messungen wurden erstmals 1957 von *Keeling und Whorf* [2005] durchgeführt (Fig. 2.2 a). CO₂-Messungen an polaren Eisbohrkernen von *Neftel et al.* [1985], *Friedli et al.* [1986] und *Etheridge et al.* [1996] überlappen mit den direkten atmosphärischen Messungen und zeigen, dass die aus dem Eis extrahierte Luft in diesem Zeitintervall die atmosphärische Luftzusammensetzung korrekt wiedergibt. Figur 2.2 b zeigt den CO₂-Konzentrationsverlauf der letzten 1000 Jahre. Die vorindustriellen Werte gehören fast ausnahmslos dem Intervall 280 ± 5 ppmv an. Der anthropogene Anstieg der letzten 250 Jahre um beinahe 100 ppmv (Stand 2003: 376 ppmv) erfolgt mit einer Anstiegsrate, welche mindestens 10, aber wahrscheinlich 100 mal grösser ist als jede vorherigen Anstiegsrate innerhalb der letzten 420'000 Jahre [*Falkowski et al.*, 2000]. Dass dieser Anstieg des atmosphärischen CO₂ vom Menschen verursacht worden ist, wird durch mehrere Beobachtungen untermauert:

- Ein Rückgang des atmosphärischen Sauerstoffs, welcher vergleichbar mit der Emissionsrate von CO₂ ist, wurde gemessen (Verbrennung konsumiert O₂) [*Keeling et al.*, 1996].
- In der Atmosphäre konnte die charakteristische isotopische Signatur von Brennstoffen nachgewiesen werden (sog. Suess-Effekt) [*Keeling*, 1993].
- Der Anstieg von CO₂ erfolgt auf der Nordhemisphäre, auf welcher die fossilen Energieträger zum grössten Teil verbrannt werden, schneller [*Keeling und Whorf*, 2005].

Ungefähr drei Viertel der Emissionen (in den Neunzigerjahren durchschnittlich $6,3 \pm 0,4$ GtC/a¹) sind auf die Verbrennung fossiler Energieträger zurückzuführen. Auswirkungen der veränderten Landnutzung und die Verbrennung tropischer Wälder bilden den Rest der Emissionen. Der Anstieg des atmosphärischen CO₂-Gehalts (in den Neunzigerjahren durchschnittlich $3,3 \pm 0,1$ GtC/a) fällt etwa um die Hälfte geringer aus als der emittierte Anteil. Die andere Hälfte der Emissionen wird vom Ozean und der terrestrischen Biosphäre aufgenommen. Das Wissen über die Nettokohlenstoffflüsse zwischen den drei Reservoirs, der Atmosphäre, dem Ozean und der Landbiosphäre, ist wesentlich für Voraussagen über Auswirkungen der anthropogenen Emissionen auf das Klima. In Figur 2.1 sind Abschätzungen der Reservoirgrössen und Flüsse des globalen Kohlenstoffkreislaufs für die Zeitperiode 1980–1989 A.D. abgebildet [*Siegenthaler und Sarmiento*, 1993].

Voraussagen über die Auswirkungen des anthropogen verursachten CO₂-Anstieges werden durch komplexe Rückkopplungsmechanismen innerhalb des Klimasystems [*Joos et al.*, 1999] erschwert:

- Die höheren globalen Temperaturen haben eine geringere Löslichkeit von CO₂ in Wasser zur Folge, was die Aufnahmekapazität des Ozeans reduziert.
- Infolge der höheren Temperaturen stellt sich eine ausgeprägtere vertikale Stratifizierung des Ozeans ein, was ein reduziertes Ausgasen von CO₂ aus auftreibendem Wasser, reduzierter Transport von überschüssigem CO₂ in die Tiefe des Ozeans und Änderungen in der Produktivität der marinen Biologie mit sich bringt [*Sarmiento et al.*, 1998].

¹ 1 GtC/a = 10⁹ Tonnen Kohlenstoff pro Jahr.

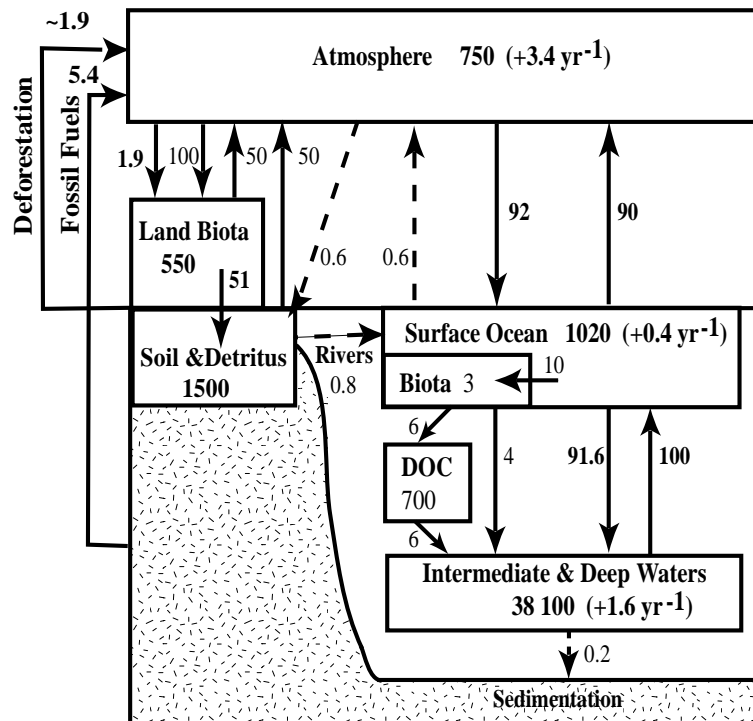


Abbildung 2.1: Der durch den Menschen beeinflusste globale Kohlenstoffkreislauf für die Zeitperiode 1980–1989 A.D. [Siegenthaler und Sarmiento, 1993]. Reservoirgrößen sind in GtC und Flüsse in GtC/a angegeben.

- Die Respiration der Landbiosphäre nimmt in kurzen Zeitskalen mit der Erwärmung zu. In längeren Zeitskalen ist die Auswirkung auf die Land-Atmosphären Kohlenstoffflüsse noch unklar [Cox et al., 2000; Friedlingstein et al., 2001]. Regionale Änderungen von Niederschlägen und Wolkenbedeckung haben ebenfalls einen Einfluss auf die Kohlenstoffspeicherung der Landbiosphäre.

Im Zusammenhang mit dem anthropogenen Anstieg der Treibhausgase stellt sich die Frage, wie lange die momentane Warmzeit, das Holozän, dauern wird. Sie zeichnet sich durch sehr stabile Erdbahnparameter aus, vergleichbar mit denjenigen des Marinen Isotopen Stadiums 11 (MIS 11), eine Warmzeit vor etwa 400'000 Jahren, welche ca. 30'000 Jahre dauerte [Berger und Loutre, 2002]. Selbst ohne den Einbezug des verstärkten Treibhauseffekts in die Strahlungsbilanz der Erde sagen Studien, welche auf Eisschildmodellierungen basieren, eine Holozän-Dauer von mindestens weiteren 50'000 Jahren voraus [Oerlemans und Van der Veen, 1984; Ledley, 1995]. Simulationen mit einem zweidimensionalen Klimamodell [Gallée et al., 1991] mit vorgegebener Sonneneinstrahlung und verschiedenen vorgegebenen CO₂-Szenarien, zeigen eine Dauer des Holozäns von weiteren 50'000 Jahren und danach den Eintritt in eine neue Eiszeit mit einem glazialen Maximum in rund 100'000 Jahren [Loutre und Berger, 2000]. Peltier und Vettoretti [2001] zeigen, dass unter der vorindustriellen CO₂-Konzentration und vorgegebener Sonneneinstrahlung kein Übergang in eine neue Eiszeit möglich ist. Mit dem selben Modell konnte hingegen der Übergang von der letzten Warmzeit, dem sog. Eem, in die letzte Eiszeit in guter Übereinstimmung zu Proxy-Daten simuliert werden.

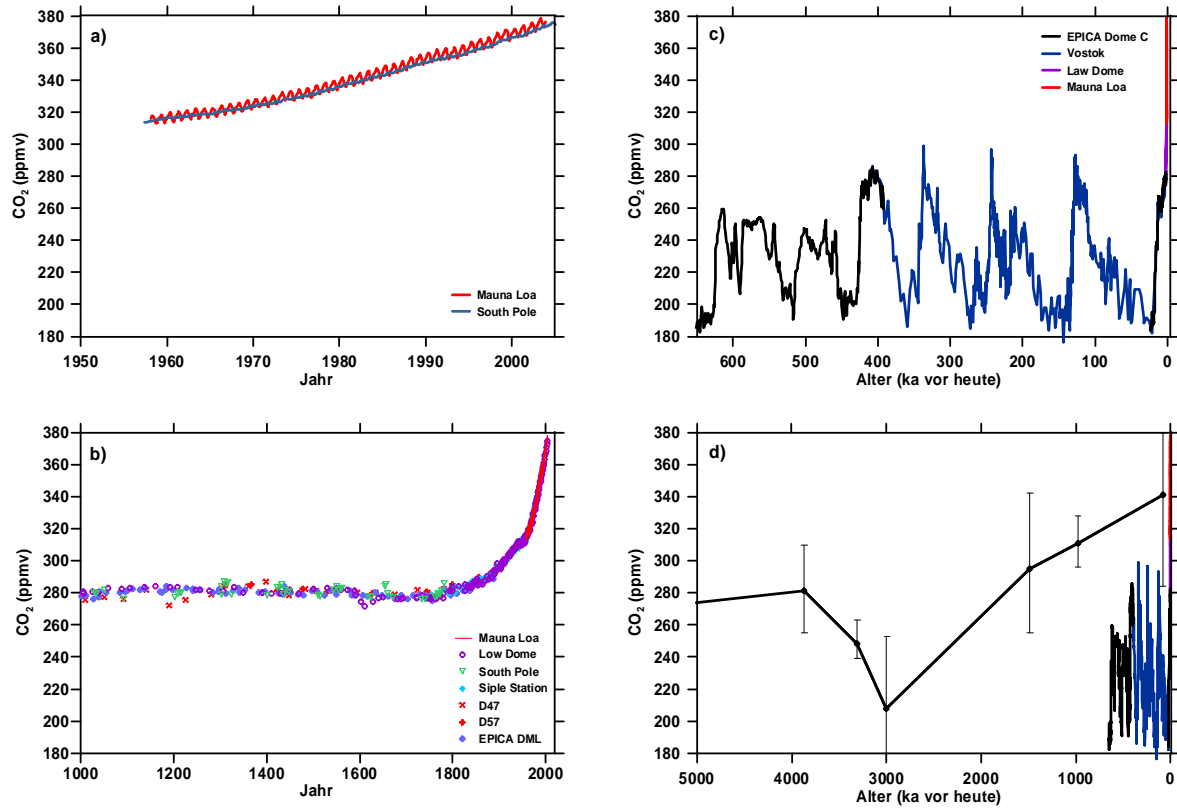


Abbildung 2.2: Variationen der atmosphärischen CO₂-Konzentration in verschiedenen Zeitskalen. (a) Direkte Messung der CO₂-Konzentration auf Mauna Loa und South Pole [Keeling und Whorf, 2005]. (b) CO₂-Messungen an antarktischen Eisbohrkernen über die letzten 1000 Jahre [Barnola et al., 1995; Etheridge et al., 1996; Friedli et al., 1986; Neftel et al., 1985; Siegenthaler et al., 1988; Siegenthaler et al., 2005a]. (c) CO₂-Messungen an antarktischen Eisbohrkernen über die letzten 650'000 Jahre [EPICA community members, 2004; Fischer et al., 1999; Monnin et al., 2004b; Petit et al., 1999; Siegenthaler et al., 2005b]. (d) Gleiche Daten wie Abbildung (c) zusätzlich mit geochemischen Daten, aus denen indirekt auf die CO₂-Konzentration geschlossen wird, über die letzten 5 Millionen Jahre [Pearson und Palmer, 2000].

2.2.2 Eiszeit-Warmzeit-Unterschiede

Messungen an antarktischen Eisbohrkernen zeigten eine hohe Korrelation von CO₂ und Deuterium, einem Proxy für die antarktische Temperatur, in Zeitskalen von Eiszeit-Warmzeit-Zyklen während der letzten 650'000 Jahre. Während der letzten 420'000 Jahre resultierte ein Korrelationskoeffizient $r^2=0,71$ [Petit et al., 1999] und in der Periode von 650'000 bis 430'000 Jahren vor heute, in welcher die Amplituden von Deuterium und CO₂ um etwa 30% kleiner waren, beträgt der Korrelationskoeffizient $r^2=0,57$ [Siegenthaler et al., 2005b]. CO₂-Variationen erfolgen gegenüber der antarktischen Temperatur üblicherweise mit einer Verzögerung in der Größenordnung von 1000 Jahren. Diese Verzögerung ist aber sehr klein im Vergleich zu Zeitskalen der Eiszeit-Warmzeit-Zyklen und ist nicht im Widerspruch dazu, dass CO₂ als verstärkendes Element der beobachteten grossen Eiszeit-Warmzeit-Temperaturamplituden wirkt. Die Trigger für die Veränderung vieler Klimavariablen in Zeitskalen von mehreren 1000 Jahren sind Variationen in der Sonneneinstrahlung, welche von Variationen der Erdbahnpara-

meter abhängen [Berger, 1978]. Während den Eiszeiten macht das CO₂ im Gegensatz zu einem anderen Treibhausgas, dem Methan, nicht alle schnellen Temperaturvariationen der Nordhemisphäre mit. Während den kurzzeitigen (10 bis 100 Jahre) Warmphasen, den Dansgaard-Oeschger Ereignissen, zeigt die CO₂-Konzentration praktisch keine Variationen (kleiner als 2 ppmv) [Indermühle *et al.*, 2000]. Während länger andauernden Warmphasen, den Antarctic Warming Events (A-Events), zeigt die CO₂-Konzentration durchaus Variationen von bis zu 20 ppmv [Stauffer *et al.*, 1998; Indermühle *et al.*, 2000].

Die Mechanismen, welche die hohen Amplituden von 60 bis 100 ppmv zwischen Eiszeiten und Warmzeiten verursachen, sind noch nicht vollständig geklärt. Die Landbiosphäre speichert während Warmzeiten zwischen 300 und 700 Gt mehr Kohlenstoff als in Eiszeiten [Shackleton, 1977; Bird *et al.*, 1994; Crowley, 1995]. Deshalb kommt die Landbiosphäre nicht als Verursacher der Eiszeit-Warmzeit-Unterschiede in der CO₂-Konzentration in Frage. Die Ursachen müssen infolgedessen mit dem Ozean zu tun haben. Hochaufgelöste CO₂-Konzentrationsmessungen im Zeitintervall des Übergangs von der letzten Eiszeit in die momentane Warmzeit zeigen jedenfalls eine sehr hohe Korrelation ($r^2=0,72$) mit Deuterium, beides gemessen am antarktischen Eisbohrkern von Dome C [Monnin *et al.*, 2001]. Während dieses Übergangs, ist im Deuterium ein etwa 2000 Jahre dauernder Temperaturrückgang festgestellt worden, das sogenannte Antarctic Cold Reversal (ACR). Dieses wird begleitet durch einen signifikanten CO₂-Konzentrationsrückgang. Die hohe Korrelation von antarktischer Temperatur und CO₂ unterstützt die Hypothese, dass der südliche Ozean eine wichtige Rolle als Verursacher des CO₂-Anstiegs während dieses Eiszeit-Warmzeit-Übergangs gespielt hat. Die Analyse von marinen Sedimentablagerungen im atlantischen Sektor des südlichen Ozeans (Ocean Drilling Program (ODP) Site 1093; 50° S und ODP Site 1094; 53° S) zeigt eine gute Übereinstimmung des Rückgangs der Meereisbedeckung und der Oberflächentemperaturerhöhung des Ozeans mit dem Dome C CO₂-Verlauf zu Beginn des Eiszeit-Warmzeit-Übergangs und während dem ACR [Bianchi und Gersonde, 2004].

Im folgenden sind einige Prozesse angegeben, welche die Eiszeit-Warmzeit-Unterschiede in der atmosphärischen CO₂-Konzentration beeinflussen können: Die Löslichkeit von CO₂ in Wasser ist von der Temperatur und dem Salzgehalt des Wassers abhängig. Kaltes, salzarmes Wasser kann mehr CO₂ aufnehmen. Stephens und Keeling [2000] haben vorgeschlagen, dass während den Eiszeiten die großflächigere Meereisbedeckung im Umkreis der Antarktis den Austausch von kohlenstoffreichem Wasser mit der Atmosphäre im Winter unterdrückt hat. Schmelzwasserschichten im Sommer hatten möglicherweise ähnliche Auswirkungen [Francois *et al.*, 1997]. Eine ausgeprägtere Stratifizierung des Ozeans unterdrückt ebenfalls den Austausch mit der Atmosphäre. Ein anderer Mechanismus ist die absinkende organische Materie, welche Kohlenstoff in die Tiefsee transportiert und deshalb eine CO₂-Senke darstellt. Die Verfügbarkeit von Eisen ist einer der limitierenden Faktoren für die biologische Produktivität im Ozean. Ein erhöhter Eintrag an Eisen während der Eiszeit kann durch Erhöhung der biologischen Produktivität zu einer Absenkung der atmosphärischen CO₂-Konzentration führen [Martin, 1990]. Abschätzungen in Röthlisberger *et al.* [2004] weisen auf einen Effekt von maximal 20 ppmv im Süden und 8 ppmv im Norden hin. Ein Vergleich von marinen Kohlenstoff- und Stickstoffisotopenverhältnissen mit Staub-Daten, welche am antarktischen Eisbohrkern von Vostok gemessen wurden, unterstützen die Hypothese, wonach der Eintrag von Eisen in den südlichen Ozean nicht der Hauptverursacher der tiefen CO₂-Konzentrationen während

Eiszeiten sein konnte [Schneider-Mor et al., 2005]. Keine dieser genannten Effekte ist für sich alleine in der Lage, die CO₂-Unterschiede zwischen Eiszeiten und Warmzeiten zu erklären. Es hat sich deshalb der Konsens durchgesetzt, dass mehrere Prozesse gleichzeitig involviert sind [Archer et al., 2000; Broecker und Henderson, 1998].

2.2.3 Geologische Zeitskalen

Geochemische Daten verschiedener Studien zeigen, dass es durchaus schon sehr hohe CO₂-Konzentrationen (> 3000 ppmv) zwischen 600 und 400 Ma² vor heute und zwischen 200 und 150 Ma vor heute gegeben hat [Berner, 1997]. In geologischen Zeitskalen ist die CO₂-Konzentration durch geochemische Prozesse wie Tiefseesedimentierung von organischem Kohlenstoff, Verwitterung von Silikatgesteinen und Vulkanaktivität gesteuert. Zum Beispiel hat die Landbiosphäre die CO₂-konsumierende Verwitterung von Silikatgesteinen verstärkt und basische Kationen im Ozean freigesetzt. Die Sedimentierung von Ca und Mg in Form von Karbonaten in Schalen von marinen Organismen ist eine Senke für atmosphärisches CO₂. Diese leichten Ungleichgewichte im Kohlenstofffluss haben sich über Zeiträume von 10 bis 100 Ma ausgewirkt, indem sie die CO₂-Konzentration in der Atmosphäre vermindert haben. Die Studien von Pagani et al. [1999] und Pearson und Palmer [1999] haben gezeigt, dass die atmosphärische CO₂-Konzentration vor 20 Mio Jahren unter den Wert von 300 ppmv gesunken ist. Diese Grenze wurde seither wahrscheinlich bis zum momentanen anthropogenen Anstieg nicht mehr überschritten. Diese extrem langsamen Prozesse haben nur einen sehr beschränkten Einfluss auf das Klimasystem der nächsten paar hundert Jahre, der Zeitperiode der anthropogenen Emissionen.

2.3 Informationen aus marinen Sedimenten

2.3.1 Marine Sedimente als Klimaarchiv

Sedimentablagerungen am Meeresboden bilden ein Datenarchiv, welches zeitlich wesentlich weiter zurückreicht als dasjenige der polaren Eisschilder. In den Ablagerungen werden Änderungen in der ozeanischen und atmosphärischen Zirkulation sowie der chemischen Zusammensetzung des Meerwassers abgebildet. Wichtig für die Interpretation des Klimas sind vor allem die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse ¹⁸O/¹⁶O und ¹³C/¹²C, welche z.B. an fossilen Kalkschalen von marinen Organismen gemessen werden. Dabei handelt es sich um planktonische (in der oberflächennahen Wassersäule schwebende) oder benthische (auf dem Tiefseeboden lebende) Foraminiferen. Foraminiferen sind einzellige, karbonatschalenträgende Amöben, welche eine Grösse von Bruchteilen von Millimetern bis zu einigen Zentimetern aufweisen können. Aus diesen Isotopenverhältnissen kann z.B. auf das Eisvolumen, Wassertemperaturen, Salinität, Nährstoffe und CO₂-Gehalte im Ozean geschlossen werden.

Isotopenverhältnisse werden üblicherweise nicht als Absolutwerte, sondern als relative Abweichung zu einem Standard in der sog. Delta-Notation angegeben:

$$\delta_P = \frac{R_P - R_S}{R_S} \cdot 1000\text{‰}, \quad (2.1)$$

²1 Ma=10⁶ Jahre.

wobei R_P und R_S das Isotopenverhältnis (z.B. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$...) von Probe und Standard bezeichnen.

Globales Eisvolumen

Das an benthischen Foraminiferen gemessene $\delta^{18}\text{O}$ gibt Hinweise über das globale Eisvolumen [Shackleton und Opdyke, 1973; Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984] (äquivalent zu Meeresspiegelhöhe) und über die zeitliche Abfolge von Eiszeiten und Warmzeiten. Die Informationen können aufgrund von Fraktionierungen dieser Isotope, welche beim Durchlaufen des ozeanisch-atmosphärischen Wasserkreislaufs stattfinden, gewonnen werden. Die gemessenen Isotopenverhältnisse werden hauptsächlich durch die isotopische Zusammensetzung des Meerwassers, der Temperatur und der Salinität beeinflusst. Der Einfluss dieser Größen skaliert mit der Meereisbildung, Verdunstungs- und Niederschlagsraten. Wassermoleküle mit dem schweren Isotop ^{18}O verdunsten langsamer von der warmen Ozeanoberfläche als Wassermoleküle, die das leichtere Isotop ^{16}O enthalten. Beim polwärts gerichteten Transport von Wasserdampf durch die Atmosphäre kondensieren die schweren ^{18}O -Wassermoleküle schneller und regnen daher schneller ab. Die verbleibenden Wassermoleküle, welche in Form von Schnee auf die Eisschilder fallen, sind angereichert an leichten Wassermolekülen. Diese beiden temperaturabhängigen Prozesse bewirken eine Anreicherung von ^{18}O im Ozean und eine Anreicherung von ^{16}O im Eis der Polargebiete (sog. Rayleigh-Fraktionierung) [Craig, 1961; Dansgaard, 1964].

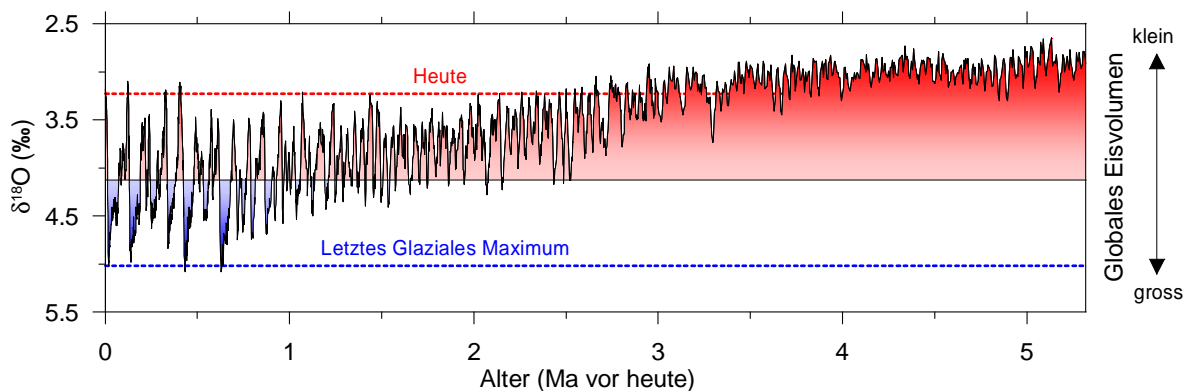


Abbildung 2.3: Benthische $\delta^{18}\text{O}$ Kurve konstruiert aus Daten von 57 global verteilten Sedimentbohrkernen [Lisiecki und Raymo, 2005] als Proxy für das globale Eisvolumen.

Die Schwankungen der Sauerstoffisotopenkurven folgen den zyklischen Schwankungen der Sonneneinstrahlung, welche durch die Erdbahnparameter Exzentrizität (100'000 Jahreszyklus), Schiefe (41'000 Jahreszyklus) und Präzession (23'000/19'000 Jahreszyklus) verursacht werden. Deshalb ist für die Datierung der Sedimentbohrkerne die Sonneneinstrahlung 65°N gut geeignet [Imbrie und Imbrie, 1980]. Weil die Sonneneinstrahlung mit sehr hoher Präzision zurückberechnet werden kann, sind deshalb Zeitskalen der marinen Sedimente an diese astronomischen Zeitskalen gekoppelt.

Kohlenstoffkreislauf und Ozeanzirkulation

Die an den Kalkschalen mariner Organismen gemessenen Kohlenstoffisotope $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ spielen ebenfalls eine bedeutende Rolle in der Interpretation von marinen Sedimenten. Weil die im Meer gespeicherte Kohlenstoffmenge etwa 60 mal grösser ist als die atmosphärische Kohlenstoffmenge [Archer *et al.*, 2000], können bereits kleine Änderungen im ozeanischen Kohlenstoffkreislauf beträchtliche Änderungen in der atmosphärischen CO_2 -Konzentration hervorrufen. Allerdings ist dabei nicht die Grösse des ozeanischen Reservoirs alleine entscheidend, aufgrund der Karbonatchemie (CO_2 ist im Wasser grösstenteils in Form von Karbonat- und Bikarbonationen gespeichert) ist die ozeanische Aufnahmekapazität im chemischen Gleichgewicht nur etwa 6 mal so gross wie die der Atmosphäre. Dies wird bei der Berechnung von Kohlenstoffflüssen zwischen Ozean und Atmosphäre mit dem sog. Pufferfaktor berücksichtigt. Das $\delta^{13}\text{C}$ des Meerwassers ist ein Abbild der Ozeanzirkulation, der Durchmischung und der Nährstoffkonzentration des Ozeans und des Kohlenstoffflusses zwischen Ozean und Atmosphäre. Die gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind somit neben Zirkulation und Vermischung der Wassermassen vor allem von den klimabedingten Schwankungen in der terrestrischen Biomasse, sowie von der Produktion von mariner Biomasse und ihrem Transfer in die Tiefsee abhängig. Terrestrische und marine Biomasse ist im Vergleich zu Meerwasser abgereichert an ^{12}C . Während der Kaltstadien war der Transfer von ^{13}C -reicher Biomasse in die Tiefsee grösser als in den Warmphasen. Im Tiefenwasser führte dies durch die Oxidation von organischem Kohlenstoff zu einem glazialen Anstieg im marinen CO_2 -Gehalt, zu niedrigeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten sowie zu einer atmosphärischen CO_2 -Abnahme. Weil absinkenden Wassermassen durch Oxidation von organischer Materie ständig leichtes ^{12}C zugeführt wird, unterläuft das Wasser im Ozean ein Art messbarer Alterungsprozess. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ermöglichen damit einen Einblick in die Geschichte der primären Wassermassen des Weltozeans, nämlich des nordatlantischen Tiefenwassers (North Atlantic Deep Water, NADW) und des antarktischen Bodenwassers (Antarctic Bottom Water, AABW). Veränderungen in den Produktionsraten dieser Wassermassen und ihrer Vermischung bestimmen die Tiefenwasserdurchlüftung sowie die daran gekoppelte Nährstoffverteilung im Ozean und damit den globalen CO_2 -Haushalt. Fig. 2.4 zeigt einen Schnitt durch den atlantischen Sektor des südlichen Ozeans und dessen $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung.

Ozeanoberflächentemperatur

Eine weitere wichtige Grösse, welche in marinen Kernen gemessen wird, sind die C_{37} -Alkenone. Alkenone sind organische Verbindungen (Ketone), die in Algenmembranen eingebaut werden. Die untersuchten Algenarten leben nahe der Meeresoberfläche und sind deshalb gut geeignet, um die mittleren Meeresoberflächentemperaturen (sea surface temperatures, SST) zu rekonstruieren. Alkenone bestehen aus Kohlenstoff-, Sauerstoff- und Wasserstoffatomen. Normalerweise enthalten sie 37 bis 39 Kohlenstoff- und ein Sauerstoffatom. Die Anzahl der Wasserstoffatome hängt von der Zahl der Doppelbindungen (zwei bis vier) zwischen den Kohlenstoffatomen ab [Prahl und Wakeham, 1987]. Zwei dieser langkettigen Moleküle sind für die Temperaturrekonstruktion von Bedeutung, zum einen Ketone mit zwei, zum anderen Ketone mit drei Doppelbindungen. Das Verhältnis der einzelnen, langkettigen Moleküle zeigt eine besonders starke Temperaturabhängigkeit bei tiefen Temperaturen [Brassell *et al.*, 1986].

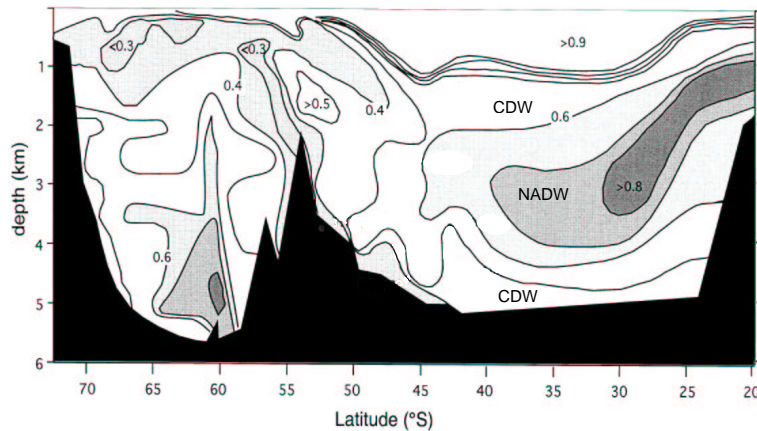


Abbildung 2.4: $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Südatlantik [Ninnemann und Charles, 2002]. Aufgrund von hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten gut sichtbar, dringt das nordatlantische Tiefenwasser (NADW) in den südlichen Ozean ein. CDW ist das zirkumpolare Tiefenwasser.

Eine weitere Methode zur Bestimmung von Oberflächentemperaturen ist die Interpretation des Magnesium zu Kalziumverhältnisses (Mg/Ca). Neben Chlorid sind Magnesium, Kalium, Kalzium und Natrium Hauptbestandteile der Meersalze. Mit Ausnahme von Kalzium zeigen diese Elemente nahezu konstante Konzentrationen im Meersalz. Da Kalzium in kalkigen Schalen von Foraminiferen eingebaut wird, kommt es durch Kalklösungsprozesse in tieferen Wasserschichten zu einer höheren Konzentration von Kalzium im Vergleich zum Oberflächenwasser. Experimente haben gezeigt, daß die Temperatur ein kontrollierender Parameter des (Mg/Ca)-Verhältnisses beim Einbau in Kalkschalen von Foraminiferen ist [Hastings *et al.*, 1998; Rosenthal *et al.*, 1997]. Salzgehaltänderungen im natürlichen Rahmen von wenigen Promillen spielen im Vergleich zu Temperaturänderungen eine untergeordnete Rolle bei der Bildung des (Mg/Ca)-Signals [Nürnberg *et al.*, 1996].

2.3.2 Unterteilung des Quartärs in verschiedene Zeitepochen

In der geologischen Zeitskala wird die Epoche des Quartärs in diverse Unterepochen aufgeteilt. Die Unterteilung differiert zum Teil stark in Abhängigkeit der verwendeten Definitionen. Das Quartär wird in das Pleistozän (1.806 Ma bis 0.012 Ma vor heute³) und das Holozän (11.7 ka - heute) unterteilt. Das Pleistozän wird wiederum in drei verschiedene Unterepochen unterteilt, in das Alt-Pleistozän (1.806 bis 0.781 Ma vor heute), Mittel-Pleistozän (0.781 bis 0.126 Ma) und Jung-Pleistozän (0.126 bis 0.012 Ma⁴).

Während des Pleistozäns gab es zwei charakteristische Klima-Übergänge. Es handelt sich um die Mid-Pleistocene Revolution (MPR) und das Mid-Brunhes Event (MBE), welche in den nächsten beiden Abschnitten vorgestellt werden. Neben der geologischen Zeitskala existiert

³Der Beginn des Pleistozäns wird abhängig von dessen Definition zwischen 2.6 und 1.8 Ma vor heute angegeben.

⁴Das Jung-Pleistozän (engl. late Pleistocene) wird in der Literatur auch oft für das Zeitintervall 0.9 bis 0.012 Ma verwendet.

auch eine magnetische Zeitskala. Die Sedimentbohrkerne zeigen ein typisches Magnetisierungsmuster von normaler und umgekehrter Polarität, das weltweit in den wesentlichen Punkten ähnlich ist. So finden sich abwechselnd Bereiche mit normaler und inverser Polarität, die als Epochen bezeichnet werden: Brunhes-Epoche (normale Polarität, ab ca. 0.7 Ma bis heute), Matuyama-Epoche (Änderung der Neigung des Magnetfelds der Erde um ca. 100° , 2.45 bis 0.7 Ma). Das Brunhes-Matuyama-Reversal wird auf (775 ± 10) ka datiert [Bassinot et al., 1994].

MPR

Das MPR repräsentiert zum einen den komplexen globalen Übergang von den 41 ka zu den 100 ka dominierten Zyklen des Eisvolumens und zum anderen die zunehmende Vereisung mit den für das späte Pleistozän typischen Eiszeiten. Die zunehmende Vereisung, welche vor allem in der Nordhemisphäre erfolgte und deshalb in der Literatur auch Northern Hemisphere Glaciation (NHG) genannt wird, kann ca. ab 920–900 ka vor heute in Form von steigenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werten festgestellt werden [Berger und Jansen, 1994]. Der Wechsel von den 41 ka zu den 100 ka dominierten Zyklen des Eisvolumens findet ungefähr zwischen 1.2 Ma und 0.6 Ma statt [Imbrie et al., 1993]. Neuere Studien [Mudelsee und Schulz, 1997] vertreten die Ansicht, dass der Übergang zum 100 ka Zyklus abrupter stattfand, nämlich um 640 ka vor heute und somit gegenüber dem Wechsel im globalen Eisvolumen (ab 920 ka) um 280 ka verzögert. Die Autoren spekulieren, dass das Klimasystem diese Verzögerung braucht, um sich wieder anzupassen nach der anfänglichen Störung durch das ansteigende Eisvolumen ab 920 ka.

Der Grund für den Wechsel zum 100 ka Zyklus ist nicht offensichtlich, weil die 100 ka Frequenz in der Sonneneinstrahlung nur einen geringfügigen Anteil ausmacht [Berger, 1984]. Vermutet werden Rückkopplungsmechanismen wie Eis-Albedo oder Felsuntergrunddynamik von Eisschildern, welche die 100 ka Komponente verstärken. Ravelo et al. [2004] verglichen Klimadaten höherer Breitengrade, der Subtropen und Tropen. Sie kamen zum Schluss, dass das Einsetzen der grossen Amplituden der Glazial-Interglazial Zyklen nicht mit einem speziellen Klimaereignis in tiefen Breitengraden zusammenfällt. Sie schlagen vor, dass die stufenweise erfolgende Nordhemisphärische Vereisung eine Auswirkung von Änderungen in den Treibhausgaskonzentrationen, der Geometrie der Ozeanbecken oder der Landoberflächen innerhalb des Zeitintervalls 4–1.5 Ma ist. De Garidel-Thoron et al. [2005] stellen die These in Frage, wonach ein Rückgang des atmosphärischen CO_2 der dominante Trigger für die länger andauernden glazialen Zyklen nach 850'000 Jahren vor heute sei. Die Aussage basiert auf der Feststellung, dass die Oberflächentemperaturen im westlichen Pazifik während der letzten 1.75 Mio Jahren relativ stabil waren, was impliziert, dass der tropische Strahlungshaushalt während dieser Zeitperiode kaum geändert haben kann. Sie erwägen, dass der Ost-West-Temperaturgradient über den Äquatorial-Pazifik angestiegen sei, was zu einer Intensivierung der äquatorialen Windzirkulation (Walker-Zirkulation) führt und den Transport von Wärme und Feuchtigkeit zur Nordhemisphäre wesentlich beeinflusst habe. Dies habe zur Vereisung der Nordhemisphäre während der MPR geführt.

MBE

Der zweite klimatische Wechsel, das MBE, fand zwischen 400 und 300 ka vor heute statt [Jansen et al., 1986]. Das MBE wird als ein globales Ereignis interpretiert, bei welchem ei-

ne Entkopplung der Klimabedingungen innerhalb der verschiedenen Breitengraden stattfand. *Jansen et al.* [1986] stellten einerseits einen Trend zu feuchterem, „warmzeitartigem“ Klima in Äquatorial Afrika und in der Südhemisphäre, und andererseits einen Trend zu „eiszeitartigen“ Ozeanbedingungen in der Nordhemisphäre fest. Es wurde vermutet, dass das MBE im Zusammenhang mit dem Exzentrizitäts Zyklus der Erdachse mit einer Periodendauer von 413'000 Jahren steht. Andere vermuten interne Mechanismen des Klimasystems als Ursache [*Pisias und Rea*, 1988].

2.3.3 Daten und Interpretationen

Kohlenstoffkreislauf und Ozeanzirkulation

Im Pleistozän widerspiegelt sich der Klimaübergang von der 41 zur 100 ka Dominanz in Warmzeit-Eiszeit-Zyklen in vielen Klimavariablen. Während keine signifikante Veränderung in der mittleren Nährstoffkonzentration im Ozean festgestellt werden konnte, hat sich die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung des Ozeans während der letzten 1.3 Ma geändert. Ein Trend zu negativeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten setzte vor rund 1 Ma vor heute ein mit einem Minimum bei etwa 900 ka vor heute. Die Rückkehr zu Werten, vergleichbar mit dem Zustand vor 1 Ma, erfolgte vergleichsweise langsam und war etwa um 400 ka vor heute abgeschlossen (Fig. 2.5).

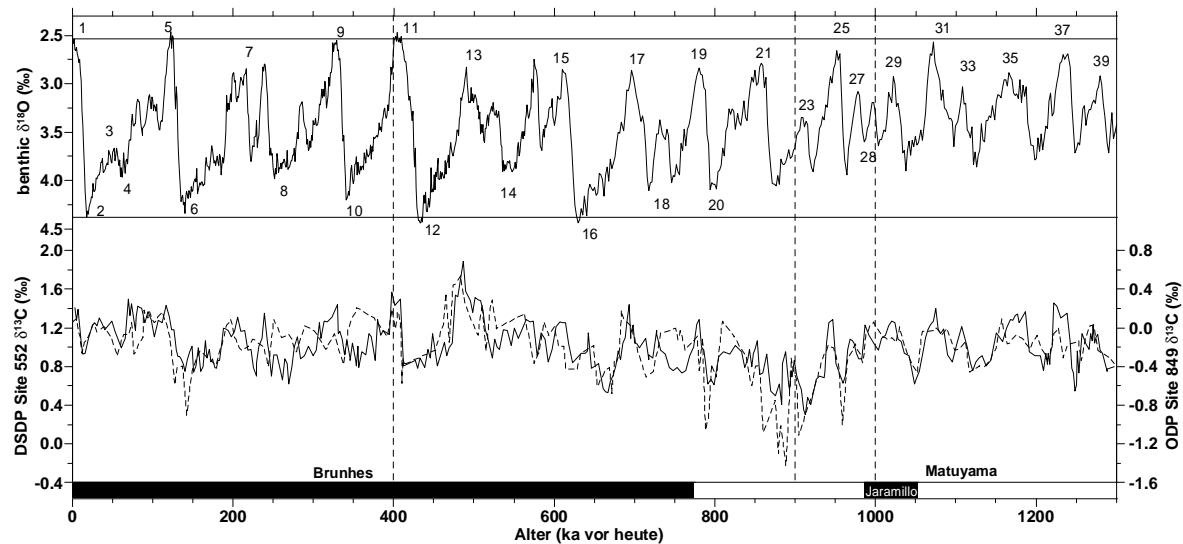


Abbildung 2.5: Benthische $\delta^{13}\text{C}$ Kurve gemessen am nordatlantischen Kern Deep Sea Drilling Project (DSDP) Site 552 (56°N, 23°W) (gestrichelte Linie) und am pazifischen Kern Ocean Drilling Program (ODP) Site 849 (0°11'N, 110°31'W) (ausgezogene Linie) [*Raymo et al.*, 1997] sowie benthische $\delta^{18}\text{O}$ Kurve konstruiert aus Daten von 57 global verteilten Sedimentbohrkernen [*Lisiecki und Raymo*, 2005] als Proxy für das globale Eislumen. Auf der Zeitachse sind die paleomagnetischen Perioden aufgetragen. Die Nummern im oberen Teil der Figur repräsentieren die Marinen Isotopen Stadien (MIS), welche die Glazial-Interglazial-Schwankungen identifizieren.

Dieser Trend muss durch Eintrag von leichterem Kohlenstoff in den Ozean oder durch einen Fluss von angereichertem Kohlenstoff vom Ozean in die Atmosphäre verursacht worden sein. *Raymo et al.* [1997] vermuten, dass dieser Trend durch den Transfer von terrestrischem

Kohlenstoff in das Ozean-Atmosphären-Reservoir in Verbindung mit einer verstärkten globalen Trockenheit nach dem 41 zum 100 ka Klimaübergang verursacht wurde. Mehrere Pollen- und Staubstudien deuten auf eine globale Trockenphase zu dieser Zeit hin [Hooghiemstra, 1989]. Eine weitere Hypothese ist, dass der Rückgang der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte durch eine Abnahme des Fraktionierungsfaktors der marinen Photosynthese entstanden sein könnte. Ein Rückgang des atmosphärischen CO_2 um 60 ppmv würde einen Rückgang des Fraktionierungsfaktors um 2.5 ‰ [Jasper *et al.*, 1994] und somit zu einem Rückgang des mittleren $\delta^{13}\text{C}$ des Ozeans um 0.5–0.7 ‰ führen. Dies würde bedingen, dass die atmosphärische CO_2 -Konzentration nach 800 ka vor heute wieder angestiegen sein müsste.

Während der letzten 800 ka wurden Änderungen in der thermohalinen Zirkulation, namentlich in der Produktion von nordatlantischem Tiefenwasser, beobachtet. Die Daten lassen auf eine schwächere nordatlantische Tiefenwasserbildung während glazialen Phasen des Mittel-Pleistozäns im Vergleich zu solchen des Alt- und Jung-Pleistozäns schliessen [Raymo *et al.*, 1997]. Boyle [1988] schlägt vor, dass eine verstärkte vertikale Stratifizierung der Nährstoffe im Ozean, hervorgerufen durch Änderungen in der thermohalinen Zirkulation, die Alkalinität im Tiefozean erhöhte und damit zu einer Abnahme des atmosphärischen CO_2 und einer Reduktion des marinen $\delta^{13}\text{C}$ führte. Der Zeitpunkt dieser beiden Ereignisse passt allerdings nicht gut überein. Der Rückgang der mittleren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zum vorherigen Zustand fand zwischen 0.8 und 0.4 Ma vor heute statt, während die nordatlantische Tiefenwasserbildung sich nicht vor 0.4 Ma vor heute wieder erhöhte. Raymo *et al.* [1997] bevorzugen deshalb das Szenario eines tektonisch verursachten und deshalb langsamen CO_2 -Rückgangs, welcher den Übergang vom 41 zum 100 ka Zyklus getriggert hat. Klimainterne positive Rückkopplungsmechanismen, wie z.B. die zunehmende vertikale Stratifizierung der Ozeanzirkulation, verstärkten diesen Effekt. Die Unterdrückung der nordatlantischen Tiefenwasserbildung während glazialen Phasen des Mittel-Pleistozäns, ohne einen signifikanten Trend zu grösserem globalen Eisvolumen in den $\delta^{18}\text{O}$ -Daten, könnte durch eine geographische Ausdehnung der Meereisbedeckungsgrenze verursacht sein. Dies würde auf regionale Abkühlungen im Winter (was die atlantische Tiefenwasserbildung beeinflussen würde) aber auf keine Veränderung in der Sommerozeanoberflächentemperatur (was einen Einfluss auf das globale Eisvolumen hätte) hindeuten.

sSST

Becquey und Gersonde [2002] rekonstruierten die Sommer-Oberflächentemperatur (summer sea surface temperature, sSST) anhand von Messungen am marinen Kern der ODP Site 1090 (42°54.8'S, 8°54.0'E) (Fig. 2.6). Die Rekonstruktion repräsentiert die subantarktische Zone des südlichen Ozeans. Kalte Klimabedingungen waren im südlichen Ozean sowohl während Kaltzeiten als auch während Warmzeiten des Alt-Pleistozäns (1.8–0.8 Ma vor heute) ausgeprägt. Dies deutet auf eine Verschiebung der Isotherme, welche die heutige Polarfrontzone repräsentieren, um etwa 7° in nördlicher Richtung. Der südliche Ozean war stark mit dem Klima der tieferen Breiten gekoppelt. Zwischen der MPR (ab 900 ka vor heute) und dem MBE (ca. 400 ka vor heute) zeigen die Sommer Oberflächentemperaturen höhere Amplituden in Glazial-Interglazial Zeitskalen als in der Zeitperiode des Alt-Pleistozäns. Diese höheren Variationen werden Veränderungen in der nordhemisphärischen Meereisbedeckung zugeschrieben. Die letzten 400 ka waren durch hohe sSST-Variationen von bis zu 8°C zwischen Warm- und Kaltzeiten charakterisiert.

Early Brunhes

Die Studie von *Kuijpers* [1989] interpretiert Daten zahlreicher Sedimentbohrkerne im Zeitintervall der early Brunhes (700 bis 400 ka vor heute). Im folgenden sind die wichtigsten Punkte bezüglich Ozean, globalem Eisvolumen, Meereisbedeckung und Atmosphäre zusammengestellt. Abbildung 2.6 zeigt in Ergänzung dazu einige klimarelevante Daten über diese Zeitperiode.

- *Ozean:* Generell waren die early Brunhes durch verstärkte Ozeanzirkulation sowohl in der Arktis als auch in der Antarktis charakterisiert.
- Südlicher Ozean: In dieser Zeitperiode wird auf eine starke Konvektion im südlichen Ozean und auf eine erhöhte Produktion von antarktischem Tiefenwasser (Antarctic Bottom Water, AABW) geschlossen. Es wurde vorgeschlagen, dass die verstärkte Durchmischung ihren Ursprung in einer Veränderung des nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) hat. Das in den Südozean zurückfliessende Wasser war ausschliesslich subantarktischen Ursprungs und enthielt wahrscheinlich im Gegensatz zu heute kein Wasser des indischen Ozeans.
- Nordatlantik und Nordpazifik: Der Salzgehalt des Golfstromwassers war gering mit einer negativen Anomalie in der Ozeanoberflächentemperatur (SST). Der Golfstrom brachte also weniger salzhaltiges Wasser in das nordatlantische Tiefenwasser. Aufgrund eines im Vergleich zu den letzten 400'000 Jahren tiefen Meeresspiegels während den Interglazials, war der Fluss von Wasser aus dem Nordpazifik durch die Beringstrasse in den arktischen Ozean reduziert. Gleichzeitig war wegen eines geringeren atmosphärischen Feuchtigkeitstransports vom Atlantik in den Pazifik das Wasser des Nordpazifiks salzhaltiger. Im arktischen Ozean war der Salzgehalt nur schwach stratifiziert, was zu einer besseren Durchmischung und einer grösseren Ausdehnung der eisfreien Zone führte. Die stark zonale und nordwärtsverschobene nordhemisphärische Windzirkulation verursachte ebenfalls einen Rückzug von arktischem Meereis in Richtung Nordpol. Deshalb trugen grössere Anteile von arktischem Wasser zur nordatlantischen Tiefenwasserbildung bei.
- *Eisvolumen und Meereisbedeckung:* Ein grösseres Eisvolumen in der Antarktis verursacht durch hohe Akkumulationsraten erklärt die tiefen Meeresspiegel während den Interglazials. Im Gegensatz dazu war das äquatoriale Klima und wahrscheinlich auch das Klima in höheren nördlichen Breiten bis zu 65° N trockener. Auch aufgrund der Verteilung der atmosphärischen Zirkulation wird auf eine reduzierte Grösse des grönländischen Eisschildes geschlossen. Im südlichen Ozean war die Meereisbildung stark unterdrückt und wie oben schon erwähnt, fand im arktischen Ozean ein Rückzug des Meereises in Richtung Nordpol statt.
- *Atmosphärische Zirkulation:* Wärme- und Feuchtigkeitsflüsse zwischen dem südlichen Ozean und der Atmosphäre waren gross, sowohl in hohen südlichen Breiten als auch in hohen nördlichen Breiten gibt es Hinweise auf starke Wirbelsturmaktivitäten. Die verstärkte antarktische Windzirkulation führte zu grösseren Geschwindigkeiten des antarktischen Zirkumpolarstroms (Antarctic Circumpolar Current, ACC)⁵.

⁵Der ACC, ungefähr im Bereich zwischen 40° S und 60° S gelegen, spielt eine wichtige Rolle im Ozean, weil er im globalen ozeanischen Zirkulationssystem eine wichtige Verbindung zwischen dem Atlantischen, dem Indischen und dem Pazifischen Ozean darstellt und deshalb den Austausch von Nährstoffen, Salz und Wärme im gesamten Ozean reguliert.

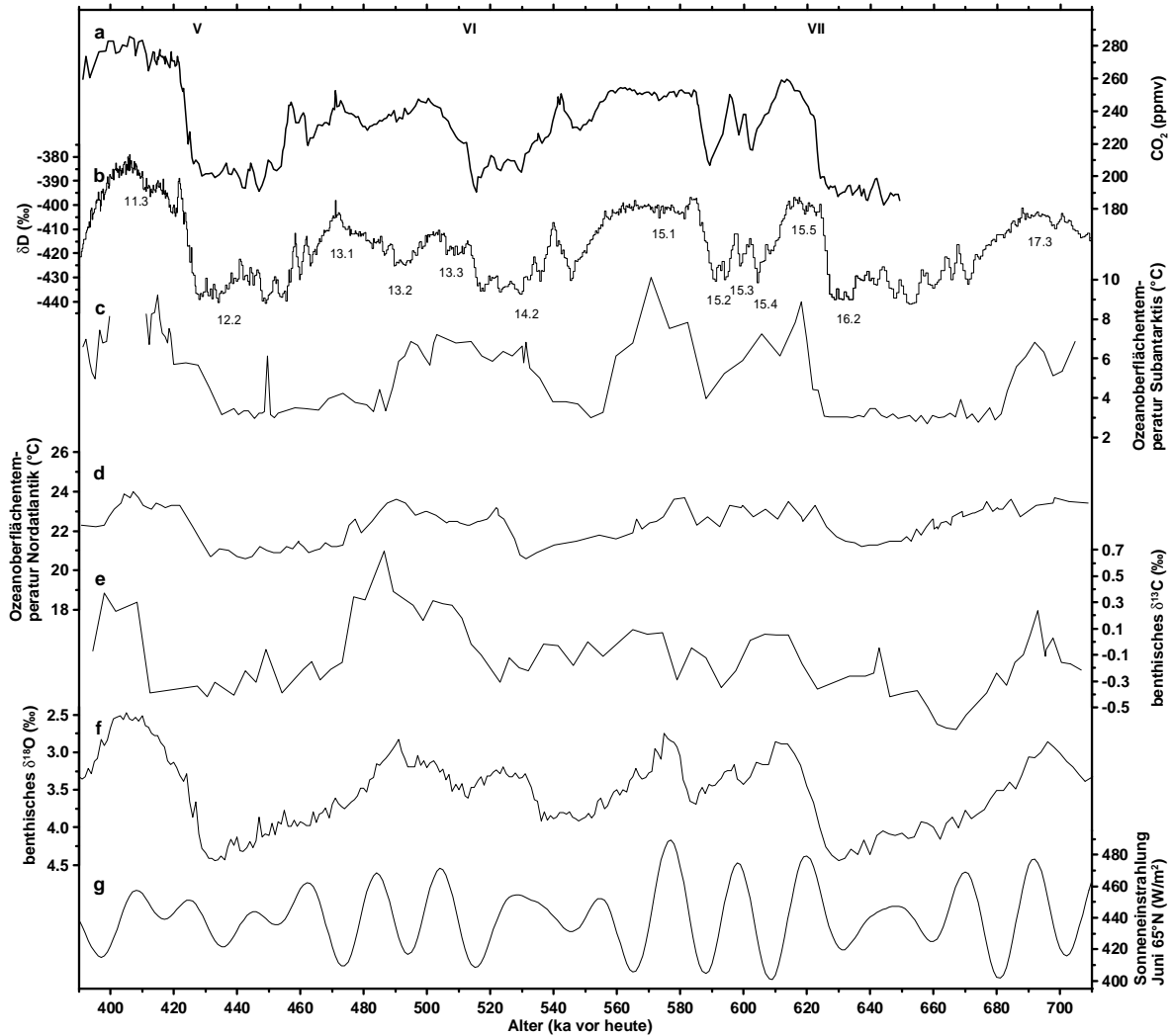


Abbildung 2.6: a) Atmosphärische CO₂-Konzentration gemessen am Antarktischen Eisbohrkern von Dome C [Siegenthaler et al., 2005b]. b) Deuterium als Proxy für die antarktische Temperatur gemessen am antarktischen Eisbohrkern von Dome C [Siegenthaler et al., 2005b; J. Jouzel, personal communication]. c) Subantarktische Sommer-Ozeanoberflächentemperatur (sSST) rekonstruiert anhand von Messungen am Sedimentbohrkern Ocean Drilling Program (ODP) Site 1090 (42°54.8'S, 8°54.0'E) [Becquey und Gersonde, 2002]. d) Mittlere nordatlantische Ozeanoberflächentemperatur (SST) rekonstruiert anhand von Messungen am Sedimentbohrkern ODP Site 846 (3°5'S, 90°49'W) [Liu und Herbert, 2004]. e) Benthische δ¹³C-Kurve gemessen am pazifischen Kern ODP Site 849 (0°11'N, 110°31'W) [Raymo et al., 1997]. f) Benthische δ¹⁸O-Kurve konstruiert aus Daten von 57 global verteilten Sedimentbohrkernen [Lisiecki und Raymo, 2005] als Proxy für das globale Eisvolumen. g) Sommer-Sonneneinstrahlung 65° N [Berger und Loutre, 1991]. Die Nummern im oberen Teil der Figur repräsentieren die Marinen Isotopen Stadien (MIS), welche die Warm- und Kaltzeiten identifizieren. Die römische Numerierung bezieht sich auf die Eiszeit-Warmzeit-Übergänge.

2.3.4 Rückschlüsse auf die atmosphärische CO₂-Konzentration

Mit der Publikation der am EPICA Dome C Eisbohrkern gemessenen Temperatur- und Dustdaten über die letzten 740 ka [EPICA community members, 2004], waren erstmals Eisbohr-

kerndaten vorhanden, welche zeitlich weiter zurückreichen als 420 ka vor heute. Noch bevor Dome C CO₂-Daten älter als 430 ka vor heute veröffentlicht wurden, versuchten einige Modellierer-Gruppen, die atmosphärische CO₂-Konzentration über die Periode 430–800 ka vorauszusagen [Wolff *et al.*, 2005]. Obwohl sehr unterschiedliche Ansätze gewählt wurden, nahmen die meisten Gruppen an, dass die CO₂-Konzentration hauptsächlich von Prozessen im südlichen Ozean kontrolliert sei. Deshalb sind die Resultate der meisten Gruppen sehr ähnlich mit dem Verlauf der antarktischen Temperatur. Hier sind zwei Ansätze kurz vorgestellt, welche auf Daten von marinen Sedimentbohrkernen zurückgreifen.

Im ersten Ansatz (N. Shackleton) sind nur benthische $\delta^{18}\text{O}$ -Daten mit dem Hintergrund verwendet worden, dass CO₂ eine Schlüsselrolle im Verstärken der Eiszeitzyklen spielt und einen wesentlichen Einfluss auf die Temperatur im tiefen Ozean und auf das globale Eisvolumen hat (was in den benthischen Daten aufgezeichnet ist). CO₂ kann deshalb aus den benthischen Daten invertiert werden. Dieser Versuch ergab mit interglazialen Konzentrationen von 250–260 ppmv eine gute Übereinstimmung mit den später gemessenen CO₂-Daten.

Ein zweiter Ansatz (B. Flower) nimmt an, dass die chemische Stratifizierung im Ozean mit den zugehörigen Karbonat-Kompensationsprozessen einen grossen Einfluss auf die Kohlenstoffablagerung in der Tiefsee und deshalb auch auf die atmosphärische CO₂-Konzentration hat. Dieser Ansatz verwendete den $\delta^{13}\text{C}$ Gradient von Zwischenwasser zu Tiefenwasser im atlantischen Ozean. Aus diesem Gradient und den Vostok CO₂-Daten (0–415 ka vor heute) ist ein Proportionalitätsfaktor bestimmt worden, welcher verwendet wurde, um die CO₂-Konzentration bis zu 800 ka vor heute zu rekonstruieren. Dieser Ansatz ergibt mit Werten von 250–260 ppmv während Interglazials und 200–210 ppmv während Glazials über die letzten 800'000 Jahre keine wesentlichen Änderungen der Konzentrationen vor und nach MIS 11, dem Wechsel von den lange andauernden und kalten zu kürzeren aber wärmeren Interglazials. Zusammenfassend lässt sich aus sämtlichen Modellierungsansätzen schliessen, dass mehrere Prozesse mit dazugehörigen Rückkopplungsmechanismen einen Einfluss auf die atmosphärische CO₂-Konzentration in Zeitskalen von mehreren 1000 Jahren haben (vgl. Kapitel 2.2.2).

Mit den neusten am Eisbohrkern von EPICA Dome C gemessenen CO₂-Daten ist es inzwischen möglich, die Hypothese teilweise zu überprüfen, wonach die CO₂-Konzentration während 1–0.9 Ma vor heute um 60 ppmv zurückgegangen sein könnte, um danach langsam bis etwa 0.4 Ma vor heute wieder zum vorherigen Level zurückzukehren [Raymo *et al.*, 1997] (vgl. Kapitel 2.3.3). Zumindest während der letzten 650'000 Jahre ist kein signifikanter Trend in den CO₂-Konzentrationen festgestellt worden. Die Kopplung von CO₂-Konzentration und Temperatur hat sich in diesem Zeitintervall nicht signifikant verändert. Erste provisorische Messungen im Zeitintervall 650'000–800'000 Jahren vor heute haben zwar um 10–15 ppmv tiefere Werte, als aufgrund des angenommenen Proportionalitätsfaktors zur antarktischen Temperatur erwartet werden konnte, ergeben. Ein um 60 ppmv tieferer Level während der letzten 800'000 Jahren kann aber zum jetzigen Zeitpunkt bereits ausgeschlossen werden.

Kapitel 3

Methoden

3.1 Trockenextraktion mit dem Cracker an Klathrateis

3.1.1 Lufteinschlüsse in polaren Eisbohrkernen

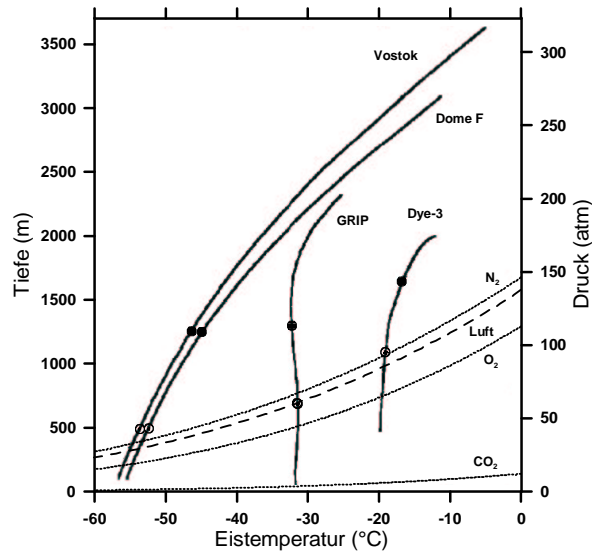
Antarktisches Eis hat sich als sehr gutes Speichermedium für Luft der bis zu 650'000 Jahre zurückliegenden Atmosphäre erwiesen. Für die Messung von atmosphärischem Kohlendioxid besteht die Absicht diese Daten, gemessen am antarktischen Eisbohrkern von Dome C, auf mindestens 800'000 Jahre vor heute zu erweitern. Während in grönländischen Eisbohrkernen überhöhte CO₂-Konzentrationen gemessen wurden, welche vermutlich durch die Produktion von CO₂ durch chemische Reaktionen im Eisschild verursacht wurden [Anklin *et al.*, 1995; Tschumi und Stauffer, 2000], sind antarktische Eisbohrkerne aufgrund von tiefen Temperaturen und niedrigen Konzentrationen von chemischen Spurenstoffen zur Rekonstruktion der früheren Atmosphäre gut geeignet. Bei der für die CO₂-Messungen verwendeten Trockenextraktion der im Eis eingeschlossenen Luft, müssen innerhalb eines Eisbohrkernes vier relevante Zonen, welche im folgenden kurz vorgestellt werden, unterschieden werden. Es sind dies geordnet nach zunehmender Tiefe die Firnzone, Blaseneiszone, Mischzone und die Klathrateiszone.

Zuoberst in polaren Eisschildern befindet sich die Firnzone. Der Schnee wandelt sich zu Firnkörner um, welche dann in einem sog. Sinterungsprozess zusammenwachsen. In dieser Firnschicht ist die Luft nicht eingeschlossen, sondern befindet sich durch offene Kanäle in Kontakt mit der Atmosphäre. Wird eine Firnprobe im Vakuum geschmolzen, ist die extrahierte Luftmenge dementsprechend mit 1–2 ml STP pro Kilogramm Eis (STP = Normaldruck und -temperatur) [Stauffer, 1981] um fast zwei Grössenordnungen kleiner als in der darunter liegenden Blaseneiszone. Es wird vermutet, dass die extrahierte Luft ursprünglich in der Eisstruktur der Firnkörner molekular gelöst oder in sog. Mikroblasen eingeschlossen ist. Der an Firnkörnern adsorbierte Anteil wird mit 0.01 ml(STP)/kg als wesentlich geringer abgeschätzt [Bucher, 1976].

Am Firn-Eis Übergang in einer Tiefe von rund 100 m wird über 90 % der Luft innerhalb eines relativ kurzen Tiefenintervalls von etwa 10 m in Form von Luftblasen im Eis eingeschlossen [Schwander *et al.*, 1993]. Die Luft nimmt im Eis ein Volumen von typischerweise 90 ml(STP)/kg ein [Raynaud *et al.*, 1997]. Ein temperaturabhängiger Anteil der Luft von bis zu 3 % ist im Eis molekular gelöst.

Im Eis ist noch eine weitere Form von Lufteinschlüssen möglich. Ab einer Tiefe von etwa 500 m kann die Luft in sogenannten Klathraten eingelagert werden. Klathrate sind eine käfigartige Struktur aus Wassermolekülen, welche mit Wasserstoffbrücken miteinander verbunden sind. Auf diese Kristallstruktur innerhalb des Eisgitters wurde erstmals geschlossen, als im antarktischen Eisbohrkern von Byrd unterhalb einer Tiefe von 1200 m keine Blasen mehr beobachtet wurden, beim Schmelzen solcher Proben aber trotzdem die erwartete Menge Luft aus dem Eis entwichen ist [Miller, 1969]. Für das Entstehen dieser speziellen Kristallstruktur, muss der hydrostatische Druck des Eises den Dissoziationsdruck der Klathrate übersteigen. Die Luft wird dann in diesen hohlraumartigen Strukturen im Eisgitter in Form von Gastmolekülen eingelagert. Der Dissoziationsdruck und damit die Tiefe, in der die ersten Klathrate beobachtet werden, ist stark temperaturabhängig (Abb. 3.1).

Abbildung 3.1: Dissoziationsdrücke von O_2 -, N_2 -, CO_2 - und Luftklathraten ($N_2/O_2 = 3,7$) in Abhängigkeit der Temperatur [Kuks *et al.*, 2000; Miller, 1961]. Im Vergleich dazu sind die Bohrlochtemperaturen von Vostok, Dome F, GRIP und Dye-3 aufgezeichnet [Salamatin *et al.*, 1997; Salamatin *et al.*, 1994; Gundestrup *et al.*, 1993; Gundestrup und Hansen, 1984]. Kreise und Punkte kennzeichnen die Tiefen unter welchen Klathrate resp. keine Blasen mehr beobachtet wurden.



Obwohl die Dissoziationsdrücke der verschiedenen Gase unterschiedlich sind, bilden sich mit grosser Wahrscheinlichkeit keine reinen N_2 -, O_2 - oder CO_2 -Klathrate. Die reine Blaseneiszone wird von der Übergangszone, in welcher Blasen in Klathrate umgewandelt werden, abgelöst. Blasen und Klathrate koexistieren in dieser Übergangszone über ein Tiefenintervall von mehreren hundert Metern, auch wenn der hydrostatische Druck des Eises schon lange ausreichen würde, um sämtliche Blasen in Klathrate umzuwandeln. Uchida *et al.* [1994a, 1994b] erklären dieses Phänomen mit der eingeschränkten Verfügbarkeit von Nukleationskeimen, welche vermutlich zur Entstehung von Klathraten notwendig sind. Unterhalb dieser Übergangszone wird das Eis durchsichtig und die Luft ist nur noch in Klathraten eingelagert. Abbildung 3.2 zeigt verschiedene Formen von Klathraten [Kipfstuhl *et al.*, 2001]. Diese Studie widerlegt die vereinfachte Ansicht, dass aus jeder Blase genau ein Klathrat entsteht. Bei der Entspannung des Eisbohrkerns nach der Bohrung bilden sich die Klathrate nur stark verzögert in Blasen zurück, obwohl der Aussendruck den Dissoziationsdruck wesentlich unterschreitet. Die Geschwindigkeit der Rücktransformation ist sehr unterschiedlich und von thermischen und mechanischen Einflüssen abhängig. Rund 30 Jahre nach der Bohrung des Byrd Kerns wurden in einer Tiefe von über 1900 m noch immer Klathrate im Eis festgestellt [Tschumi, 1999].

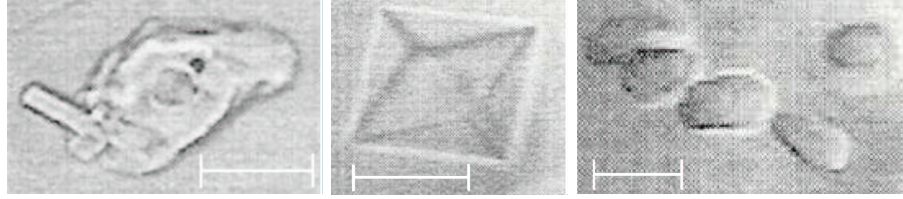


Abbildung 3.2: Feldstudien von *Kipfstuhl et al.* [2001] am Grönländischen North GRIP Eisbohrkern zeigen zwei mögliche Entstehungsmechanismen von Klathraten. Aus einem grösseren Klathrat mit unregelmässigen Oberflächen (links), welches aus einer einzelnen Blase entstanden ist, entsteht bei der sog. Metamorphose ein Klathrat mit geraden Kanten und planen Oberflächen (mitte). Bei der Fragmentation entsteht eine Ansammlung von kleineren Klathraten (rechts). Die markierten Längen entsprechen 100 μm .

3.1.2 Messmethode

Für die Bestimmung des CO_2 -Partialdrucks der im Eis eingeschlossenen Luft ist die Nassextraktion, bei der Eisproben im Vakuum geschmolzen werden, problematisch. In der flüssigen Phase spielt sich die Karbonatchemie innert Sekunden ab und verschiebt je nach Säuregehalt des Schmelzwassers das Gleichgewicht zwischen dem gasförmigen CO_2 und den Karbonaten [Stauffer und Berner, 1978]. Die routinemässigen Messungen an polarem Eis erfolgen deshalb an der Universität Bern mit einer Trockenextraktionsmethode. Die im folgenden beschriebene Methode bezieht sich auf Messungen an reinem Blaseneis. Messungen an Klathrateis erfordern leichte Modifikationen im Messablauf, welche ausführlich in Kapitel 3.1.5 beschrieben sind. Die Eisproben haben eine Grösse von $2.5 \times 2.5 \times 1.5 \text{ cm}^3$ und werden nach einer Evakuationsphase von 5 min im vorevakuierten Proberaum des sog. Crackers bei einer Temperatur von -30°C während 10 Sekunden mit einem Stempel mechanisch zertrümmert. Danach wird die extrahierte Luft durch eine Kühlfalle von -70°C in die Messzelle expandiert. Diese Expansionsphase dauert 60 Sekunden. In der Messzelle wird der CO_2 -Gehalt der Luft mittels Laserabsorptionsspektrometrie im infraroten Bereich ($4.26 \mu\text{m}$) gemessen. Die Messapparatur wird unmittelbar nach jeder Messung mit Hilfe von Standardgas bekannter CO_2 -Konzentration bei gleichem Druck innerhalb der Messzelle kalibriert.

Ein Messpunkt wird in der Regel aus dem Mittelwert von sechs Einzelmessungen mit der oben geschilderten Messmethode gebildet. Pro Tag werden üblicherweise 18 Einzelproben aus drei verschiedenen Tiefenintervallen in zufälliger Reihenfolge gemessen. Bei der Berechnung des Fehlers wird davon ausgegangen, dass die Einzelmessungen normalverteilt sind. Wird die Standardabweichung der Normalverteilung durch die empirische Standardabweichung der sechs Einzelmessungen abgeschätzt, so ist der Mittelwert einer normalverteilten Grösse t -verteilt. Dementsprechend lautet das 68 % Vertrauensintervall für den Mittelwert:

$$\left[\bar{X} - \frac{S}{\sqrt{n}} \cdot t_{0.84}, \bar{X} + \frac{S}{\sqrt{n}} \cdot t_{0.84} \right] \quad (3.1)$$

n : Anzahl Einzelmessungen (in reinem Blaseneis üblicherweise 6).

S : Standardabweichung der n Einzelmessungen.

\bar{X} : Mittelwert der n Messungen.

$t_{0.84}$: 0.84-Quantil der t -Verteilung mit $n-1$ Freiheitsgraden.

Die Messapparatur wird regelmässig nach 4 bis 6 Messungen regelmässig mit Standardgas- und Einkristallmessungen kontrolliert. Bei Einkristallmessungen wird blasenfreiem Eis vor dem Cracken Standardgas zugegeben und mit dem gleichen experimentellen Ablauf wie bei normalen Eisproben gemessen. Die Standardabweichung der n Einzelmessungen beträgt in Antarktischen Eisbohrkernen ungefähr 1.5 ppmv. Gemäss Formel 3.1 entspricht dies bei 6 Einzelmessungen einem Vertrauensintervall um den Mittelwert von ± 0.7 ppmv. Das in Grafiken jeweils in Form von Fehlerbalken eingezeichnete Vertrauensintervall, umschreibt also die Reproduzierbarkeit der Messpunkte. Nicht berücksichtigt werden systematische Fehler, welche durch Prozesse im Eis oder während der Extraktion verursacht werden können. Es ist aber unwahrscheinlich, dass die mittlere Abweichung der Messungen von den wahren atmosphärischen Konzentrationen grösser als 1 % ist [Stauffer *et al.*, 2003].

3.1.3 Druck- und CO₂-Verlauf während der Extraktion

Zur Überprüfung des Druck- und CO₂-Verlaufs während dem Messen dient die sog. Methode der offenen Messzelle, welche in *Tschumi* [1999] ausführlich beschrieben ist. Diese Methode ist mit einer grösseren Unsicherheit behaftet als die herkömmliche Messmethode, weil die Laseroptik und die Laserdiodentemperatur über mehrere Minuten sehr stabil sein müsste, um den CO₂-Konzentrationsverlauf nicht zu verfälschen. Bei der herkömmlichen Messmethode (vgl. Kapitel 3.1.2) muss diese Bedingung nur kurz erfüllt sein, nämlich zwischen Messung und Kalibration welche innerhalb einer Minute stattfinden. Proben des Dome C Eisbohrkerns aus der in Kapitel 3.1.1 beschriebenen Blaseneis-, Mischzonen- und Klathrateiszon zeigen bei der Extraktion charakteristische Extraktionseffizienz- und CO₂-Verläufe (Fig. 3.3). Deshalb müssen in diesen unterschiedlichen Zonen auch die Extraktionsprozeduren angepasst werden. Im Blaseneis nimmt die CO₂-Konzentration sowie der Verlauf der Extraktionseffizienz innerhalb Sekunden ein Gleichgewicht ein, um dann innerhalb der analytischen Messgenauigkeit konstant zu bleiben. Die Übergangszone von Blaseneis zu Klathrateis zeigt, dass die CO₂-Konzentration nach rund 13 min noch immer ansteigen kann, auch wenn der Druck schon lange einen Gleichgewichtszustand erreicht hat. Die Messung im reinen Klathrateis bestätigt nicht nur, dass die Extraktionseffizienz in Klathrateis deutlich geringer ist als in Blaseneis, sondern auch, dass das CO₂ aus Klathraten langsamer extrahiert wird als andere Luftkomponenten. Die CO₂-Konzentration bleibt nach ca. 4 min innerhalb der analytischen Messgenauigkeit stabil, wobei der Druck in der Messzelle noch leicht ansteigt. Auf theoretische Ansätze, welche die jeweiligen Beobachtungen erklären, wird in den folgenden Kapiteln kurz eingegangen.

3.1.4 Mischzoneneis

Die Trockenextraktion mit dem Cracker gibt gewisse Probleme beim Auftreten von Klathraten auf. *Anklin* [1994] hat eine Abreicherung der gemessenen CO₂-Konzentrationen in der Mischzone des GRIP Eisbohrkerns festgestellt. Er hat gezeigt, dass eine Erhöhung der Aufenthaltzeit des Gases im Extraktionsgefäss von einigen Sekunden auf 3 min zu einem Art Gleichgewichtszustand mit plausiblen CO₂-Messwerten führt. Im Rahmen von *Siegenthaler* [2002] sind Testmessungen in der Übergangszone des Dome C Eisbohrkerns durchgeführt worden. Dabei sind trotz auf 3 min verlängerten Expansionszeiten der extrahierten Luft Messwerte mit einer Abreicherung von bis zu 40 ppmv gemessen worden. Deshalb sind Messungen in der Übergangszone, in der Blasen und Klathrate koexistieren, nicht mit ausreichender Ge-

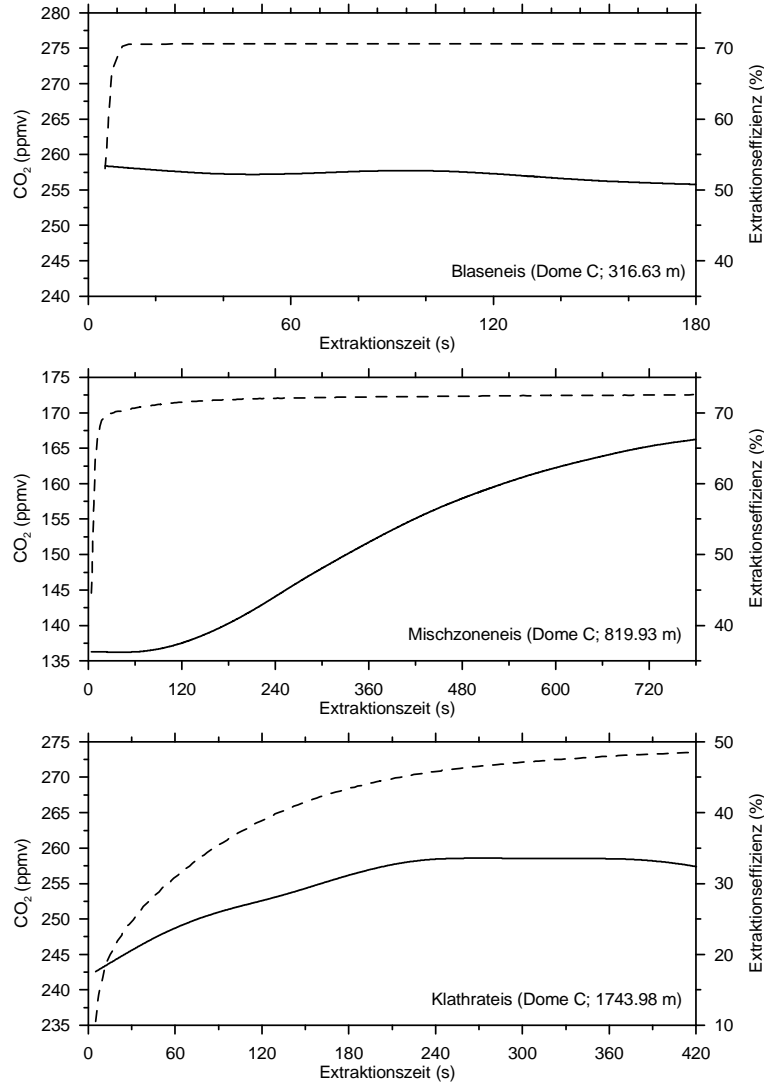


Abbildung 3.3: Zeitlicher Verlauf von Druck und CO₂-Konzentration während der Extraktion einer Eisprobe mit dem Cracker. Die Messungen wurden mit der Methode der offenen Messzelle gemessen [Tschumi, 1999].

naugigkeit mit einem relativen Fehler von maximal 1 % möglich. Der Grund der gemessenen CO₂-Abreicherung in der Übergangszone ist ein Fraktionierungseffekt der Trockenextraktion. Aufgrund der tieferen Extraktionseffizienz von Klathrateis im Vergleich zu Blaseneis deuten die zu tiefen CO₂-Werte darauf hin, dass in der Übergangszone die Luft in den Blasen CO₂-abgereichert und die Luft in den Klathraten CO₂-angereichert ist. Dies widerspricht aber den Erwartungen aufgrund des Diffusionsmodells von *Ikedo-Fukazawa et al.* [2001] in welchem die Luft in der Übergangszone aufgrund der Druckgradienten von den Blasen zu den Klathraten diffundiert. Weil gemäss den zum Zeitpunkt dieser Publikation bekannten Diffusionskonstanten und Löslichkeiten CO₂ in Eis schlechter löslich ist und langsamer diffundiert als N₂ und O₂, müssten die Blasen deshalb einen erhöhten CO₂-Partialdruck aufweisen. Neuere Studien weisen aber darauf hin, dass die Diffusionskonstanten und Löslichkeiten von CO₂ in Eis

wesentlich grösser sein könnten [Ikeda-Fukazawa et al., 2004; Ikeda-Fukazawa und Fukumizu, 2006] (vgl. Anhang A), was die beobachtete Fraktionierung innerhalb der Mischzone erklären könnte. Ein weiterer erschwerender Effekt des obengenannten Fraktionierungseffekts ist, dass er von der Dauer der Expansionsphase der Luft vom Cracker in die Messzelle abhängig ist. Dies ist der Fall, weil die Luft aus den Klathraten verzögert austritt und somit die Extraktionseffizienz der Klathrate und damit der Fraktionierungseffekt zeitabhängig ist. Der Fraktionierungseffekt nimmt also ab mit zunehmender Dauer der Expansionsphase, kann aber auch mit theoretisch unendlich langer Expansionsphase nicht ausgeschlossen werden, weil die Extraktionseffizienz der in Klathraten im Vergleich zu der in Blasen eingeschlossenen Luft aufgrund deren kleineren räumlichen Ausdehnung mit dem Cracker immer kleiner sein wird.

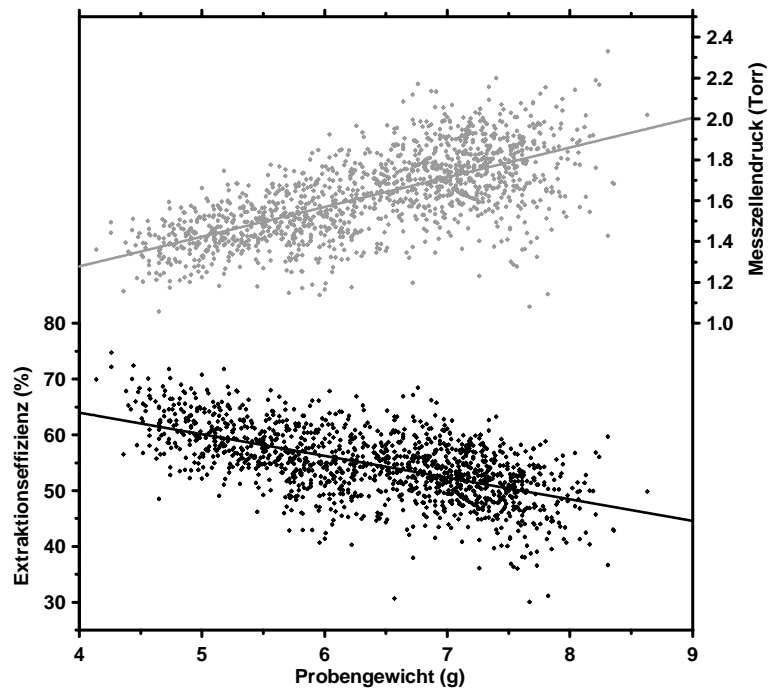
3.1.5 Methode für reine Klathrateiszone

Im Unterschied zur Mischzone sind in der reinen Klathrateiszone CO_2 -Messungen mit dem Cracker grundsätzlich möglich. Die Trockenextraktion in der reinen Klathrateiszone erfordert aber im Vergleich zu reinem Blaseneis eine modifizierte Prozedur. Der Begriff reines Klathrateis schliesst übrigens nicht aus, dass bis zum Zeitpunkt der Messung einige Blasen bereits vorhanden sind. Wie in Kapitel 3.1.1 schon erwähnt wurde, bilden sich die Klathrate bei der Lagerung wegen der Entspannung der Eisbohrkerne in Blasen zurück. *Anklin* [1994] vermutete, dass sich bei der Rückbildung von Klathraten zu Blasen während der Lagerung der Eisbohrkerne ebenfalls ein Konzentrationsunterschied analog zur Blasen- Klathrat Übergangszone aufbauen könnte, welcher aber wahrscheinlich innerhalb der Messgenauigkeit einer Einzelmessung liegen würde. Als Vorsichtsmassnahme wurde beim Messen des zwischen 1966 und 1968 gebohrten Byrd Eisbohrkerns, in welchem sich der grösste Anteil der Klathrate bereits in Blasen zurückgebildet hat, die Expansionszeit des Gases um eine Minute auf 2 min verlängert [Indermühle, 1997]. Ein Vergleich der Messungen am Byrd Eisbohrkern [Stauffer et al., 1998] mit den Messungen am Taylor Dome Eisbohrkern in der reinen Blaseneiszone [Indermühle et al., 2000] zeigen jedenfalls im Mittel keine signifikanten Konzentrationsunterschiede. Nach der für Blaseneis üblichen Expansionsphase der Luft von einer Minute in die Messzelle kann bei reinem Klathrateis im Vergleich zu reinem Blaseneis nur rund die Hälfte der Luft freigesetzt werden [Anklin, 1994]. Während bei Blaseneis der Gleichgewichtszustand von Extraktionseffizienz (typischerweise 75–90 %) und der CO_2 -Konzentration nach wenigen Sekunden erreicht ist, braucht es bei reinem Klathrateis mehrere Minuten bis dies für beide Grössen der Fall ist [Tschumi, 1999]. Diese Messungen am GRIP Eisbohrkern zeigten eine CO_2 -Konzentration, die während der Expansionsphase um ca. 30 ppmv anstieg, um nach ca. 5 min einen Gleichgewichtszustand zu erreichen. Ebenfalls die Extraktionseffizienz stieg während dieser Messung von ca. 30 auf knapp 50 % an. Diese Resultate wurden im wesentlichen mit den Messungen am Dome C Eisbohrkern (Abb. 3.3) bestätigt. Bei der routinemässigen Messprozedur für reines Klathrateis ist also aufgrund der obigen Resultate eine verlängerte Wartezeit zwischen dem Zerhacken des Eises bis zur Analyse des Gases in der Messzelle nötig. Eine verlängerte Wartezeit bringt aber den Nachteil mit sich, dass sich die Kontamination der Probenluft durch Desorption von CO_2 von den Oberflächen des Vakuumsystems vergrössert. Dabei handelt es sich um einen zeitabhängigen Oberflächeneffekt welcher durch das Vorhandensein von Wasserdampf im Vakuumsystem verstärkt wird und bereits von *Zumbrunn* [1981] detailliert beschrieben wurde. Während eines Messtages muss dieser Effekt mit Hilfe von regelmässigen Kontrollmessungen korrigiert werden, was im Detail in Kapitel 3.1.6 beschrieben ist. Generell gilt, je länger die Wartezeit zwischen Zerhacken der Probe und

der Analyse der Luft dauert, desto grösser ist die von den Wänden desorbierte CO_2 -Menge was die Ungenauigkeit der Korrektur und der Messwerte erhöht. Unbedingt muss aber beachtet werden, dass die Wartezeit nicht zu kurz sein darf, weil zuerst ein Gleichgewicht in der CO_2 -Konzentration erreicht werden muss.

Ein anderer Parameter, der beachtet werden muss, ist die Probengrösse. Abb. 3.4 zeigt die Abhängigkeit der Extraktionseffizienz und des Messzellendrucks von der Probengrösse. Kleine Proben setzen trotz hohen Extraktionseffizienzen geringere Luftmengen frei. Eine hohe Extraktionseffizienz hat den Vorteil, dass sich möglicherweise schneller ein Gleichgewicht in der CO_2 -Konzentration einstellt. Die Probengrösse hat keinen systematischen Einfluss auf den Absolutwert der Messung. Werden für alle Messpunkte (bestehend aus 4–6 Einzelmessungen) nach Korrektur des Desorptionseffekts die Differenzen der Einzelmesswerten von den Mittelwerten in Funktion der Differenz des Probengewichts zum mittleren Probengewicht untersucht, ergibt sich mit einem Korrelationskoeffizienten von $r^2=0.0005$ keine Abhängigkeit dieser beiden Grössen. Allerdings haben grosse Proben den Vorteil, dass aufgrund der grösseren Luftmenge die analytische Genauigkeit der Infrarot-Laser-Spektrometrie (IRLS) grösser wird und die desorbierte CO_2 -Menge einen kleineren Anteil an der Gesamtluftmenge ausmacht. Zusammenfassend überwiegen deshalb für den untersuchten Tiefenabschnitt die Vorteile von grossen Proben.

Abbildung 3.4: Extraktionseffizienz der Klathrateisproben (schwarz) und Messzellendruck unmittelbar vor der Messung in der Messzelle (grau) in Abhängigkeit des Probengewichts mit der im Text beschriebenen Extraktionsprozedur. Für diesen Plot sind 1378 Messungen am Dome C Eisbohrkern verwendet worden. Diese Proben wurden in den Feldsaisons 2001/02 und 2002/03 gebohrt und zwischen September 2003 und Mai 2005 gemessen.



Tests mit Einkristallen und Klathrateismessungen haben uns zu folgendem Messablauf bewogen:

- Es werden höchstens zwei Proben eines Tiefenintervalls innerhalb des selben Tages gemessen, um allfällige Trends besser ausmitteln zu können.

- Um eine höhere Extraktionseffizienz anzustreben, wird der Stempel während 20 Sekunden statt der für Blaseneismessungen üblichen 10 Sekunden bewegt.
- Die Probengrösse wird auf $2.3 \times 2.3 \times 1.6 \text{ cm}^3$ im Vergleich zu Messungen im reinen Blaseneis leicht verkleinert.
- Nach dem Cracken der Probe wird 5 Minuten gewartet bevor die Luft in die Messzelle expandiert wird. Die Leitung zur Kühlfalle wird während dieser Zeit geöffnet, damit der Wasserdampf möglichst effizient entzogen wird.

3.1.6 Korrektur des Desorptionseffekts

Die Funktion der Messanlage wird während eines Messtages regelmässig mit sog. Einkristallmessungen überprüft. Dabei wird zu künstlich hergestelltem blasenfreiem Eis (sog. Einkristallen) Standardgas mit einer bekannten CO_2 -Konzentration in den Probenraum eingelassen und anschliessend mit der üblichen Prozedur gemessen. Mindestens ein Drittel aller Messungen sind Einkristallmessungen, damit eine möglichst hohe Genauigkeit der Korrektur gewährleistet ist und allfällige Tagestrends erfasst werden können. Im Durchschnitt liegen die Einkristallwerte 6.0 ppmv oberhalb des Standardgaswertes bei einem mittleren Druck in der Messzelle von 1.6 Torr. Die Formel der Korrektur ist in Gleichung 3.2 beschrieben. Durch die Einkristallwerte als Funktion der Messnummer wird eine lineare Regressionsgerade gelegt. Damit möglichst realistische Messverhältnisse simuliert werden können, wird jeweils mindestens die erste Einkristallmessung eines Messtages verworfen. Dies ist nötig, weil bei der ersten Einkristallmessung einerseits der Probenraum weniger lang geöffnet werden muss und andererseits noch kein Wasserdampf an den Wänden in Form von Eis resublimiert ist, was beides den Desorptionseffekt durch mehrere ppmv beeinflussen kann. c_{EK}^* ist der Wert der Regressionsgerade an der Stelle der Messnummer der entsprechenden Eisbohrkernprobe und zugleich Ausgangswert für deren Korrektur. Die Abweichung dieses Wertes zum Standardgaswert wird entsprechend dem Druckverhältnis von Einkristall (EK) und Probe gewichtet unter der Annahme, dass die desorbierte CO_2 -Menge unabhängig vom Druck der extrahierten Probenluft ist. Der korrigierte Messwert ist durch Formel 3.2 definiert

$$c_{\text{kor}} = c + (c_{\text{Std}} - c_{EK}^*) \frac{\overline{p_{EK}}}{p_{\text{Probe}}}, \quad (3.2)$$

wobei c_{Std} die Standardgaskonzentration (verwendet wird dasselbe Standardgas wie für die Kalibration der Messungen mit einer Konzentration von 251.7 ppmv), $\overline{p_{EK}}$ der Mittelwert des Messzellendrucks der Einkristallmessungen innerhalb eines Messtages und p_{Probe} der Messzellendruck der zu korrigierenden Eisbohrkernprobe ist. Abb. 3.5 (links) zeigt die 581 zur Korrektur der Dome C Messungen [Siegenthaler et al., 2005b] verwendeten Einkristallmessungen in Abhängigkeit der Messreihenfolge während eines Tages. Der Spline durch die Messwerte zeigt, dass der Tagesverlauf ca. nach der fünften Tagesmessung stabil ist. Der nach Messung nr. 17 erneut ansteigende Trend ist keine Auswirkung eines verstärkten Desorptionseffekts, sondern kann dadurch begründet werden, dass während vereinzelten Tagen mit erhöhtem Desorptionseffekt zur besseren Kontrolle mehr Einkristallmessungen durchgeführt wurden. Die im Mittel gegenüber dem Sollwert um 6.0 ppmv erhöhten Messwerte sind eindeutig auf die verlängerte Expansionsphase von 5 min und somit auf Desorptionseffekte von CO_2 zurückzuführen. Monnin [2004a] hat gezeigt, dass die EK-Messungen mit der Messprozedur für reines Blaseneis, also ohne die um 5 min verlängerte Expansionsphase, näherungsweise normalverteilt sind mit

einem Mittelwert von 251.7 ppmv, was genau dem Sollwert des Standardgases entspricht. In der selben Figur (rechts) sind die Abweichungen der Einzelmessungen von den dazugehörigen Mittelwerten aufgetragen. Die Reproduzierbarkeit der korrigierten Messwerte liegt bei 2.1 ppmv. Diese Figur zeigt, dass die Korrektur leicht überkorrigiert, d.h. bei betragsmässig grossen negativen Korrekturen liegen die Einzelmessungen im Mittel zu tief und bei grossen positiven Korrekturen zu hoch.

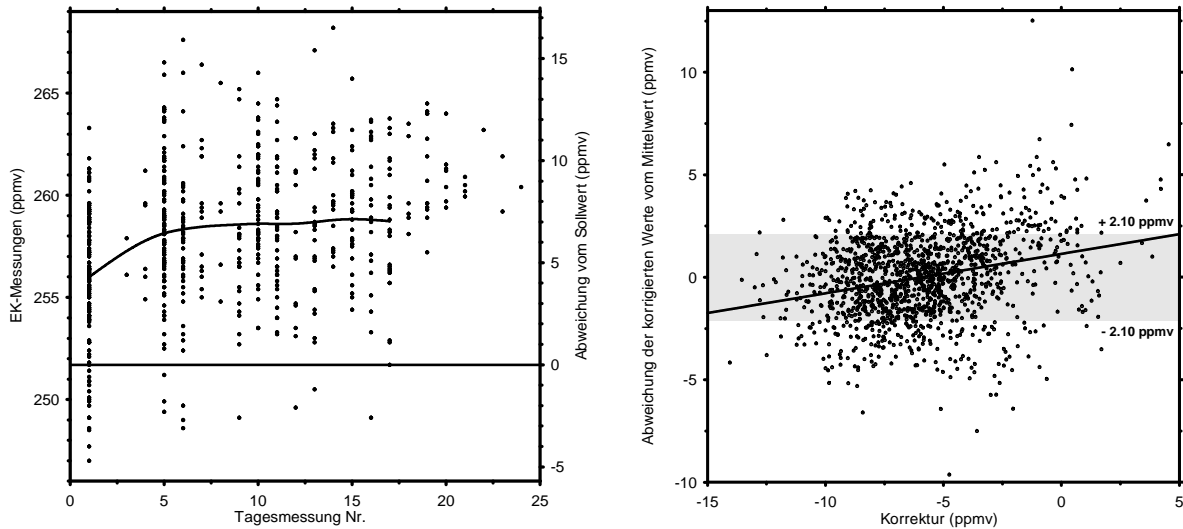


Abbildung 3.5: *Links:* Tagesverlauf der Einkristallmessungen. Die ausgezogene Linie repräsentiert den mittleren Trend der Messungen. *Rechts:* Abweichung der Werte der Einzelmessungen vom Mittelwert (beides nach der Korrektur des Desorptionseffekts) in Abhängigkeit des Korrekturwertes. Sämtliche Messwerte ergeben eine Standardabweichung von 2.1 ppmv.

3.1.7 Überprüfung mit der Sublimationsmethode

Die Sublimationsextraktion erlaubt eine unabhängige Kontrolle der Trockenextraktionswerte und deren in Kapitel 3.1.6 beschriebene Korrektur. Die Extraktion mit der Sublimationstechnik hat den Vorteil, dass näherungsweise 100 % der eingeschlossenen Luft extrahiert wird und somit Fraktionierungseffekte ausgeschlossen werden können. Ebenfalls ein Vorteil ist, dass keine Korrektur durchgeführt werden muss. Die mit der Sublimationstechnik durchgeführten Einkristallwerte stimmen mit einer Standardabweichung von ± 2 ppmv im Mittel mit den Sollwerten überein. Nachteil der Sublimationstechnik ist, dass pro Tag ohne Einbusse der Messgenauigkeit nur eine Messung durchgeführt werden kann und dass der Eisverbrauch mit 45 g pro Probe wesentlich grösser ist als für Einzelmessungen mit dem Cracker. Aufgrund des grossen Zeitaufwands und Eisverbrauchs ist ein Durchführen der üblichen 4–6 Einzelmessungen pro Messpunkt, mit der Sublimationsanlage zu aufwändig. Deshalb wird die Sublimationsextraktion an unserem Institut zur Zeit nur als Testanlage und nicht als Extraktionsanlage für routinemässige Messreihen verwendet.

Im Rahmen der Dome C Messkampagne im Zeitintervall von 400'000–650'000 Jahre vor heute wurden fünf Sublimationsmessungen durchgeführt, welche in Abb. 3.6 mit den jeweiligen

Crackermessungen aus den jeweils selben Tiefenintervallen verglichen werden. Die Sublimationswerte liegen im Mittel 0.7 ppmv höher als die interpolierten Crackerwerte. Innerhalb der analytischen Genauigkeit stimmen die Werte überein und bestätigen somit die gute Übereinstimmung in einem anderen Tiefenintervall von 1800–2200 m des Dome C Eisbohrkerns [Monnin, 2004a].

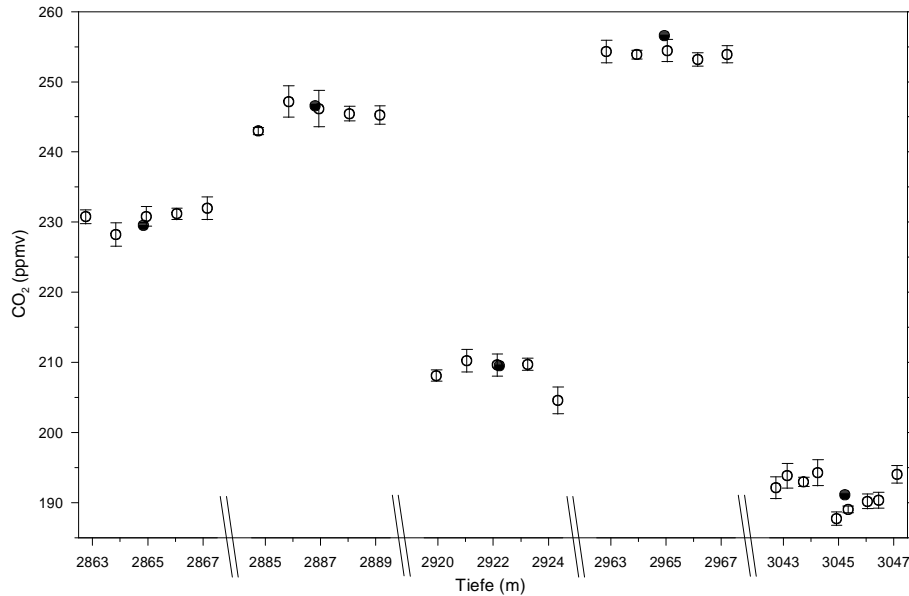


Abbildung 3.6: Vergleich der Trockenextraktion mit dem Cracker (Kreise) mit der Sublimationsextraktion (Punkte).

3.1.8 Ausblick

Tests, sowie die Resultate der Messkampagne am Dome C Eisbohrkern über das Zeitintervall von 400'000–650'000 Jahren vor heute, haben bestätigt, dass Trockenextraktionsmessungen, welche mit dem Cracker durchgeführt werden, in der reinen Klathrateiszone grundsätzlich möglich sind. Die Methode hat aber den Nachteil, dass die Messungen aufgrund der verzögerten Freisetzung von CO₂ im Vergleich zu N₂ und O₂ eine verlängerte Wartezeit zwischen Zerschneiden der Probe und der Analyse der Luft benötigt, was eine grosse Korrektur aufgrund des Desorptionseffekts von CO₂ im Bereich von 2–3 % der absoluten CO₂-Konzentrationswerte erfordert. Bei weiteren Messkampagnen sollten zudem die Tests mit der offenen Messzelle wiederholt werden, weil die erforderliche Wartezeit bis zum Eintreten eines Gleichgewichts der CO₂-Konzentration möglicherweise von der Lagerungszeit der Eisbohrkerne und der Probentiefe abhängig sein könnte. Neben der bestehenden Sublimationsextraktion, welche eine unabhängige Kontrolle der Resultate ermöglicht, ist eine weitere Trockenextraktionsmethode in Entwicklung. Es handelt sich um eine Methode welche nach dem Prinzip einer Eismühle funktioniert und welche in ersten Tests in der reinen Klathrateiszone Extraktionseffizienzen von 85–95 % ergeben hat. Erste Resultate sind in Lüthi [2006] dokumentiert. Ziel wird es sein, die Eismühle in naher Zukunft als routinemässige Extraktionsmethode einsetzen zu können.

Kapitel 4

Publikationen

4.1 Das letzte Millennium

4.1.1 Ausgangslage

Die glaubwürdigsten CO₂-Daten im Zeitintervall der letzten 1000 Jahre sind aufgrund der analytischen Reproduzierbarkeit der Messungen, der zeitlichen Auflösung der im Eis eingeschlossenen Luft und der Genauigkeit der Zeitskala, die Daten von Law Dome [*Etheridge et al.*, 1996; *MacFarling Meure*, 2004]. Einige signifikante vorindustrielle Variationen der Law Dome Daten, konnten aber bisher nicht durch Messungen an anderen antarktischen Bohrkerne bestätigt werden [*Stauffer et al.*, 2002]. Dies gilt insbesondere für den Bereich um 1600 A.D., in welchem die Daten von Law Dome im Vergleich zu anderen Messungen um über 5 ppmv tiefer liegen. Bei Messungen der CO₂-Konzentration an polaren Eisbohrkernen über die Zeitperiode der letzten 1000 Jahre ist die Auflösung von atmosphärischen Variationen im Bereich von wenigen ppmv durch folgende Faktoren limitiert:

- Die analytische Reproduzierbarkeit der CO₂-Messungen liegt in den meisten Labors zwischen 1 und 5 ppmv, also teilweise ausserhalb der angesprochenen kleinen Variationen.
- Die absolute Genauigkeit der Zeitskala ist insbesondere an Bohrorten mit tiefen Akkumulationsraten beschränkt. In der Firnschicht, welche ungefähr die obersten 100 m eines Eisbohrkerns abdeckt (vgl. Kapitel 3.1.1), findet ein Austausch der Luft mit der Atmosphäre statt. Deshalb ist die eingeschlossene Luft jünger als das umgebende Eis [*Schwander und Stauffer*, 1984]. Demzufolge muss das Eisalter und das Gasalter in zwei unterschiedlichen Altersskalen angegeben werden. Die Eisaltersskala ist u.a. wegen Ereignissen, gemessen in der elektrischen Leitfähigkeit des Eises, welche historisch datierten Vulkanausbrüchen zugeordnet werden können, relativ gut bekannt. Beispielsweise die Genauigkeit der Dome C EDC1 Eisaltersskala beträgt innerhalb der letzten 700 Jahre ± 10 Jahre [*Schwander et al.*, 2001]. Der Gas-Eis-Altersunterschied, Δ_{age} genannt, wird mittels Firnmodellen berechnet [*Schwander et al.*, 1997]. Allgemein gilt der Zusammenhang, dass eine kleine Akkumulationsrate ein grosses Δ_{age} zur Folge hat. In der momentanen Warmzeit kann das Δ_{age} zwischen 30 Jahren an der antarktischen Küste und 3000 Jahren im antarktischen Plateau betragen. Weil der relative Fehler des Δ_{age} im Bereich von 10 % liegt [*Schwander et al.*, 2001], wirkt sich dieser insbesondere an Orten mit tiefen Akkumulationsraten stark auf die Unsicherheit der Gasalterszeitskala aus.

- Aufgrund der Durchmischung der Luft in der Firnzone und dem unterschiedlich schnellen Abschiessen der einzelnen Blasen in der Einschlusszone hat die im polaren Eis eingeschlossene Luft eine gewisse Altersverteilung, welche sich in Form eines Tiefpass-effekts auf die am Eis gemessenen Gassignale auswirkt. Die Breite auf halber Höhe der Altersverteilung beträgt typischerweise 10% des Δage . Schwankungen im Bereich von 10–100 Jahren sind also insbesondere an Bohrorten mit geringen Akkumulationsraten gedämpft (vgl. Kapitel 4.1.2). Abbildung 4.1 zeigt die mit dem Modell von *Spahni et al.* [2003] berechnete und in Kapitel 4.1.2 verwendete Dichtefunktion der Altersverteilung der Luft in der Abschlusstiefe der DML- und Südpoleisbohrkerne.
- Im polaren Eis kann CO_2 infolge von Reaktionen zwischen chemischen Spurenstoffen produziert werden. Über die detaillierten chemischen Reaktionen existieren zur Zeit nur Vermutungen, weil ausser CO_2 keine Reaktionsprodukte beteiligt sind, die im Eis detektierbar sind [*Tschumi und Stauffer*, 2000]. Es steht aber fest, dass Messungen am grönländischen Eisschild überhöhte Konzentrationen ergeben, die nicht den atmosphärischen Werten entsprechen. Der Unterschied zu antarktischen Daten wird mit zunehmendem Alter grösser und beträgt bei einem Gasalter von 1000 Jahren rund 20 ppmv [*Anklin et al.*, 1995]. Auch in älterem Eis gibt es systematische Unterschiede zwischen grönländischen und antarktischen Messungen, die im Widerspruch zum kleinen aktuellen interhemisphärischen CO_2 -Konzentrationsgradient stehen [*Anklin et al.*, 1997]. Im Unterschied zu Messungen am grönländischen Eis zeigen Messungen an verschiedenen Orten des antarktischen Eisschildes gute Übereinstimmungen und scheinen die atmosphärische Konzentration innerhalb einer relativen Genauigkeit von 1 % wiederzugeben [*Stauffer et al.*, 2002].
- Im Eis kann Luft von den sog. Mikroblasen zu den normalen Blasen diffundieren [*Ikeda-Fukazawa et al.*, 2001]. Dies führt einerseits zu einer Fraktionierung der Gaszusammensetzung, weil nicht alle Gase gleich schnell durchs Eisgitter diffundieren, und andererseits, aufgrund der in den Mikroblasen CO_2 -angereicherten Luft, auch zu einer CO_2 -Anreicherung in den normalen Blasen (siehe Kapitel 4.1.2 und Anhang A.4). Diese beiden Effekte sind zeitabhängig, wobei die Auswirkungen auf die Messdaten auch von der Wahl der Extraktionsmethode abhängen (vgl. Kapitel 3.1).

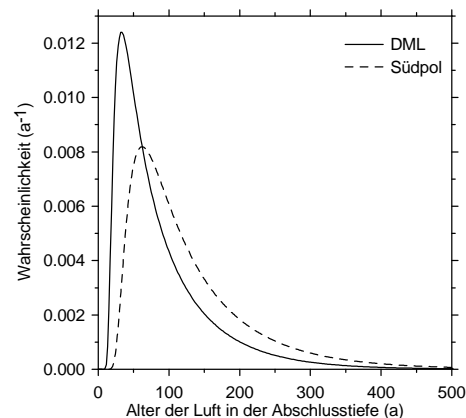


Abbildung 4.1: Dichtefunktion der Altersverteilung der Luft in der Abschlusstiefe der DML- und Südpoleisbohrkerne berechnet mit dem Modell von *Spahni et al.* [2003].

Figur 4.2 zeigt CO_2 -Daten verschiedener antarktischer und grönländischer Eisbohrkerne, gemessen in drei verschiedenen Labors. Die Figur zeigt die oben angesprochenen Differenzen in der Grössenordnung von 5 ppmv zwischen antarktischen Messdaten, welche als Motivation dienten, die CO_2 -Konzentration im Zeitintervall des letzten Millenniums am EPICA Eisbohrkern von Dronning Maud Land (EDML) zu messen. Diese Daten sind in Kapitel 4.1.2 im Rahmen der Publikation *Siegenthaler et al.* [2005a] vorgestellt.

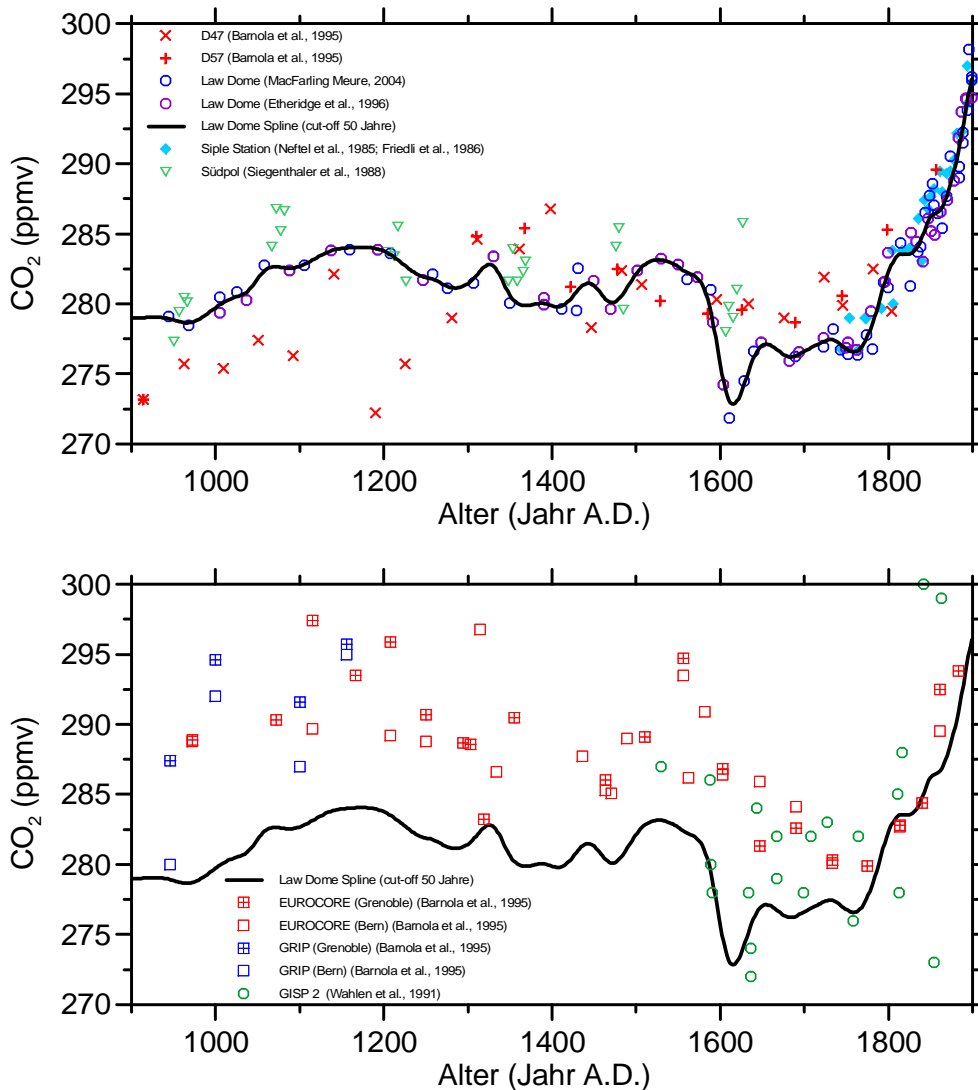


Abbildung 4.2: oben: Vergleich der CO_2 -Daten über die letzten 1000 Jahre vor dem anthropogenen Anstieg gemessen an antarktischen Eisbohrkernen [Barnola et al., 1995; MacFarling Meure, 2004; Etheridge et al., 1996; Neftel et al., 1985; Friedli et al., 1986; Siegenthaler et al., 1988]. Die Law Dome- und Südpoldaten sind im Unterschied zu den Originalpublikationen auf modifizierten Zeitskalen aufgetragen gemäss MacFarling Meure [2004] resp. Siegenthaler et al. [2005a]. Durch die Daten von Law Dome wurde ein Spline mit einer cut-off Periode von 50 Jahren nach der Methode von Enting [1987] gelegt. unten: CO_2 -Daten gemessen an grönländischen Eisbohrkernen [Barnola et al., 1995; Wahlen et al., 1991].

Klimatischer Hintergrund

$\delta^{13}\text{C}$ -Messungen ermöglichen ein Abschätzen der Nettokohlenstoffflüsse zwischen den drei Reservoirs Atmosphäre, Ozean und Landbiosphäre. Eine leichte Zunahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 1200 und 1700 A.D. legt nahe, dass die Landbiosphäre durch erhöhte Kohlenstoffaufnahme die in den Eisbohrkerndaten festgestellte Abnahme der CO_2 -Konzentration um 6–8 ppmv in diesem Zeitintervall verursacht haben könnte [Francey *et al.*, 1999; Trudinger *et al.*, 1999]. Das Modell von Gerber *et al.* [2003] mit vorgegebener Sonneneinstrahlung und Vulkanaktivität konnte den Rückgang zwischen 1200 und 1700 A.D. gut rekonstruieren. Im Gegensatz dazu konnte mit dem Modell kein Anstieg zu Beginn des letzten Millenniums rekonstruiert werden. An dieser Stelle muss aber erwähnt werden, dass der Modelllauf erst im Jahr 1075 startet. Vulkanausbrüche tragen wesentlich zu den tiefen Temperaturen und CO_2 -Werten im 16. und 17. Jahrhundert bei. Der CO_2 -Rückgang ist einerseits durch erhöhte Kohlenstoffspeicherung in der Landbiosphäre und andererseits durch die erhöhte CO_2 -Löslichkeit der Ozeane aufgrund der sinkenden Temperaturen verursacht. Die CO_2 -Düngung der Landbiosphäre wirkt sich im Modell als negativer Rückkopplungseffekt aus, der den CO_2 -Rückgang wesentlich abschwächt. Nicht berücksichtigt im Modell waren Änderungen in der thermohalinen Zirkulation. Frühere Studien [Joos *et al.*, 1999; Marchal *et al.*, 1999; Plattner *et al.*, 2001] weisen aber in Übereinstimmung mit CO_2 -Daten [Stauffer *et al.*, 1998; Indermühle *et al.*, 2000; Marchal *et al.*, 1999] darauf hin, dass sogar grosse Veränderungen in der nordatlantischen Tiefenwasserbildung nur einen kleinen Einfluss auf das atmosphärische CO_2 in Zeitskalen von 10 bis 100 Jahren haben.

4.1.2 Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO₂ changes during the past millennium

Urs Siegenthaler, Eric Monnin, Kenji Kawamura, Renato Spahni, Jakob Schwander, Bernhard Stauffer, Thomas F. Stocker, Jean-Marc Barnola, Hubertus Fischer

Published in Tellus, Volume 57B, Pages 51-57, 2005

Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO₂ changes during the past millennium

By URS SIEGENTHALER^{1*}, ERIC MONNIN¹, KENJI KAWAMURA¹, RENATO SPAHNI¹, JAKOB SCHWANDER¹, BERNHARD STAUFFER¹, THOMAS F. STOCKER¹, JEAN-MARC BARNOLA² and HUBERTUS FISCHER³, ¹*Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Bern, Switzerland*; ²*CNRS Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), Grenoble, France*; ³*Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Germany*

(Manuscript received 17 January 2004; in final form 5 August 2004)

ABSTRACT

The most direct method of investigating past variations of the atmospheric CO₂ concentration before 1958, when continuous direct atmospheric CO₂ measurements started, is the analysis of air extracted from suitable ice cores. Here we present a new detailed CO₂ record from the Dronning Maud Land (DML) ice core, drilled in the framework of the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) and some new measurements on a previously drilled ice core from the South Pole. The DML CO₂ record shows an increase from about 278 to 282 parts per million by volume (ppmv) between AD 1000 and AD 1200 and a fairly continuous decrease to a mean value of about 277 ppmv around AD 1700. While the new South Pole measurements agree well with DML at the minimum at AD 1700 they are on average about 2 ppmv lower during the period AD 1000–1500. Published measurements from the coastal high-accumulation site Law Dome are considered as very reliable because of the reproducibility of the measurements, high temporal resolution and an accurate time scale. Other Antarctic ice cores could not, or only partly, reproduce the pre-industrial measurements from Law Dome. A comparison of the trends of DML and Law Dome shows a general agreement. However we should be able to rule out co-variations caused by the same artefact. Two possible effects are discussed, first production of CO₂ by chemical reactions and second diffusion of dissolved air through the ice matrix into the bubbles. While the first effect cannot be totally excluded, comparison of the Law Dome and DML record shows that dissolved air diffusing to bubbles cannot be responsible for the pre-industrial variation. Therefore, the new record is not a proof of the Law Dome results but the first very strong support from an ice core of the Antarctic plateau.

1. Introduction

CO₂ measurements of recent air extracted from ice cores (Neftel et al., 1985; Etheridge et al., 1996) overlap with direct atmospheric measurements (Keeling and Whorf, 2003) and are in good agreement, clearly confirming the reliability of the recent ice core CO₂ record. Records from Antarctic ice cores show a mean value of about 280 parts per million by volume (ppmv) for the last millennium before the anthropogenic increase started (Barnola, 1999). However, variations between 5 and 10 ppmv are observed in the pre-industrial epoch in Antarctic records from Siegenthaler et al. (1988), Barnola et al. (1995) and Etheridge et al. (1996). These variations, which are important for the understanding of the global carbon cycle, are significant con-

sidering the analytical uncertainties, but the time evolution of these records is quite different. A record from Central Greenland (Barnola et al., 1995) shows CO₂ concentrations of 283.0 ± 2.4 ppmv for the period AD 1600–1800 and 289.9 ± 2.9 ppmv between AD 1000 and 1600. These values are significantly higher than the ones from Law Dome (277.9 ± 2.0 ppmv and 281.6 ± 1.4 ppmv, respectively) and in view of *in situ* production of CO₂ in Greenland ice (Anklin et al., 1995; Smith et al., 1997) are not considered to represent the atmospheric CO₂ concentration. Ice cores from Antarctic high-plateau drill sites, generally exhibiting very low surface temperatures and low impurity concentrations, are better suited for reliable CO₂ measurements. However, the temperature at Law Dome is 10 °C higher than at Summit and the impurity concentrations of Ca²⁺ and H₂O₂, which are connected to *in situ* CO₂ production are about one-half of those at Summit (Table 1). Accordingly, significant atmospheric CO₂ changes as recorded in the Law Dome ice core during the

*Corresponding author.
 e-mail: siegenthaler@climate.unibe.ch

Table 1. Details of the ice cores used in this study

Ice core	Location	Accumulation rate ($\text{kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)	Mean temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Delta age (yr)	Age distribution width at half height (yr)	H ₂ O ₂ (ppbw)	Ca ²⁺ (ppbw)
DML	75°00'S, 00°04'E	64	−44.6	825	59 ± 5	10.1 ^a	1.3 ^a
South Pole	90°S	76.2	−51	950	95 ± 5	11.6/16.7 ^b	
DSS Law Dome	66°46'S, 112°48'E	600	−22	58		34/41 ^c	3.6 ^d
Summit (GRIP)	72°34'N, 37°37'W	200	−32	210		72.6 ^e	8.1 ^e

^aMean value of the continuous measurements on the B32 core covering the gas age period of AD 1300–1900. (Sommer, 2000).

^bMeasurements in a depth attributed to an age in the gas age scale used in this work of AD 1369 and AD 975 (Neftel et al., 1984).

^cMean value of samples with a mean age of AD 1648 and AD 1541 (Gillet et al., 2000).

^dMean value of continuous measurements covering the period of AD 1301–1997 (Mark Curran, personal communication).

^eMean value of continuous measurements covering the period of 9000–7800 BP (Fuhrer et al., 1993).

last millennium (Etheridge et al., 1996) require an independent confirmation from high-altitude Antarctic sites. In addition the reason for the difference in Greenland and Antarctic ice core CO₂ records over the last millennium has not been ultimately resolved.

In this paper we present new CO₂ data derived from the EPICA (European Project for Ice coring in Antarctica) ice core currently being drilled in Dronning Maud Land (DML) as well as additional measurements on the South Pole ice core and compare those with the high-resolution Law Dome CO₂ record. In addition, we try to quantify potential artefacts which may be responsible for intersite differences in CO₂ concentrations. Those processes are chemical reactions within the ice as well as diffusion of high CO₂ trapped in microbubbles in the ice during snow formation into larger air bubbles, both processes having different magnitudes and rates due to different rates of snow accumulation, temperature and impurity content.

2. Methods

Generally, a dry extraction method is used where samples of 6–8 g are crushed by a needle cracker. The partial pressure of CO₂ is measured using infrared laser spectrometry (IRLS). The analytical uncertainty of standard gas introduced over bubble-free ice was 1.7 ppmv during the measurements on the DML core. More detailed information about the analytical method is given in Indermühle et al. (1999). We measured samples covering the time period from AD 950 to AD 1900 on 71 and 14 depth intervals of the DML and the South Pole ice core, respectively. At each depth interval of 60–100 mm, six samples were measured. Figure 1 shows the arithmetic means of six samples for each depth interval with a standard error of the mean in the range of 0.5–2.5 ppmv as error bars.

The DML and South Pole data are corrected for gravitational separation of gases in the firn column based on the barometric formula to get closer to the true atmospheric value. The close-off depths are calculated with the same model as in Barnola

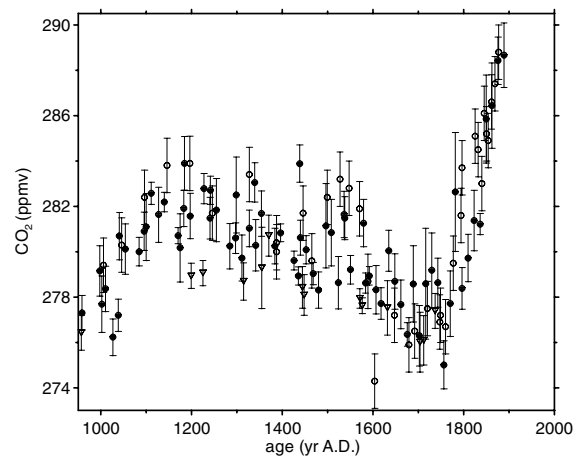


Fig 1. Full circles: CO₂ data from DML. Open triangles: New measurements on the South Pole ice core. Both records were measured with dry extraction (mean of six samples; error bars, 1 σ of the mean). Open circles: Law Dome data (Etheridge et al., 1996).

et al. (1991) with the close-off densities calculated according to Martinerie et al. (1994) (834 and 837 kg m^{-3} for DML and South Pole, respectively). For a concentration of 280 ppmv, the gravitational correction for DML and the South Pole is 1.9 and 2.6 ppmv, respectively.

No published timescale is available yet for the DML ice core. We construct a tentative timescale by adjusting the DML timescale to Dome C by comparing the records of electrical conductivity for both cores. The difference of gas age/ice age was assumed as 825 yr.

3. Results

The DML CO₂ record shows an increase from about 278 to 282 ppmv between AD 1000 and AD 1200 and a fairly continuous decrease to a mean value of about 277 ppmv around AD 1700

CO₂ RECORD OVER THE PAST MILLENNIUM

53

(Fig. 1). Variations of the atmospheric CO₂ concentrations on a centennial timescale were suggested many years ago based on measurements along the South Pole ice core (Siegenthaler et al., 1988). We remeasured samples from this core for 14 depth levels. The results are shown in Fig. 1. A new timescale was calculated, because an event recorded with the electrical conductivity method (ECM) attributed to a volcanic eruption in AD 1259 (Langway et al., 1988) indicates that the timescale used in Siegenthaler et al. (1988) is too young at this depth. This results in a lower average accumulation rate of $76.2 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ compared with the previously used value of $84 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. On average, the South Pole scale was about 200 yr too young over the last millennium. The new South Pole data follow the lower envelope of the data published in 1988 (not shown) and, similar to the DML results, also show a fairly continuous decrease between AD 1200 to a minimum concentration around AD 1700. While this minimum agrees well with DML, the South Pole data are on average about 2 ppmv lower than the DML record in the first half of the millennium. The most evident difference is at about AD 1200, where two South Pole measurements are 3 ppmv lower than the trend of the DML record. Therefore, the decrease from AD 1200–1700 seems to be less pronounced in the South Pole record.

The record from Law Dome (Etheridge et al., 1996) is considered as very reliable because of the reproducibility of the measurements of 1.2 ppmv and the high accumulation rate of $600 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ at Law Dome leading to a higher temporal resolution and a smaller error in the ice age/gas age difference. For the DML and South Pole sites, the observed accumulation rates are about nine and eight times lower, respectively. Low accumulation rates cause an attenuation of fast variations in atmospheric CO₂ concentration which has to be taken into account. Processes for the attenuation are molecular diffusion in the open pores of the firn column and the gradual bubble close-off in the depth of the transition from firn to ice. The lower the accumulation rate, the wider is the age distribution of the enclosed air. The model by Spahni et al. (2003), which takes both molecular diffusion and gradual bubble close-off into account, has been used to determine the attenuation. An adjustment with the density profile and estimates of today's firn parameters in the model results in an air age distribution with a width at half height of 59 and 95 yr for the DML and South Pole cores, respectively. We use these age distributions for comparison of the new results with data from the high-accumulation site at Law Dome. To this end we smoothed the Law Dome data with the modelled age distribution of DML and the South Pole (Fig. 2).

The most evident difference between DML and Law Dome is in the period AD 1000–1500 where the Law Dome values are higher by about 0.5–2.5 ppmv. Although the decrease at about AD 1600 seems to be less pronounced because of lower values at about AD 1550 in the DML core, the remarkable minimum between AD 1600 and AD 1750, which was questioned by Stauffer et al. (2002), could apparently be confirmed.

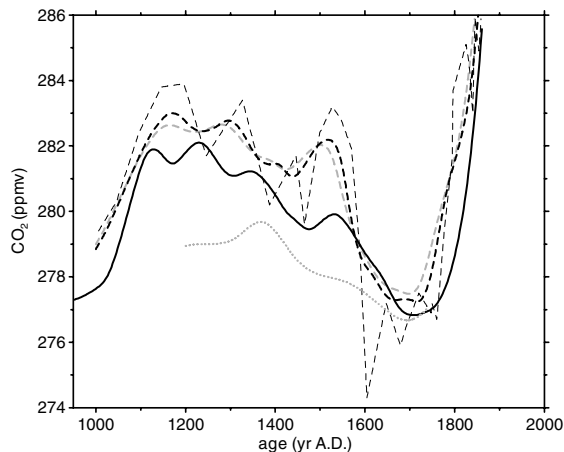


Fig 2. Dashed thin curve: interpolated Law Dome data (Etheridge et al., 1996). Dashed thick and grey curves: signal of Law Dome as it would be smoothed in the ice cores from DML and the South Pole, respectively. The signal is calculated for both cores using the modelled age distribution after Spahni et al. (2003). Full black and dotted grey curves: spline with a cut-off period of 200 yr of the DML and South Pole data, respectively.

4. Discussion

The atmospheric CO₂ evolution recorded in the DML record confirms, within the uncertainties of the measurements and the air age resolution, the findings from the Law Dome record. It was speculated that the distinct minimum at about AD 1700 is related to the Little Ice Age. However, it would be very surprising if this climatic event, which is ubiquitous in the North Atlantic region but not well-defined temporally and of rather small temperature anomalies, would have such a distinct effect on CO₂. Another feature observed in the CO₂ data is difficult to explain. The model of Gerber et al. (2003), forced by the reconstructed variability in solar irradiance and radiative forcing by volcanoes, simulated a fairly continuous decrease of atmospheric CO₂ between AD 1200 and AD 1800, but the measured increase between AD 1000 and AD 1200 was not reproduced by the model.

Knowledge of the palaeoatmospheric carbon dioxide concentration is a key for a better understanding of the global carbon cycle. Therefore it has to be carefully checked if the good agreement of the records from DML and Law Dome could not be affected by the same artefact, despite different characteristics of the drilling sites.

Two possibilities for such artefacts are:

- CO₂ is produced by chemical reactions between impurities in the ice. The reactions need centuries to approach an equilibrium and do therefore not affect very young ice.
- CO₂ originally dissolved or enclosed as microbubbles in firn grains is not extracted in young ice by a dry extraction

method. In older ice the dissolved CO₂ will diffuse to the bubbles and will be extracted by dry extraction.

Both artefacts would not influence the good agreement of CO₂ records from ice cores with direct atmospheric measurements in the overlapping period.

CO₂ can be produced in the ice by acid-carbonate reactions or the oxidation of organic material (Tschumi and Stauffer, 2000). This production will certainly depend on the concentration of impurities (carbonates, acidic compounds, dissolved organic compounds, oxidation agents such as H₂O₂) and it will need a certain time to appear. It was observed that reaction compounds are still present after thousands of years in ice cores. One or several of the original reaction compounds can be concentrated in dust grains, in grain boundaries or in veins, or formed along the edges where three ice crystals meet. Tschumi and Stauffer (2000) suggest that the reaction rate is that low because it depends on the probability that molecules from each source compound will come close enough to react. The produced CO₂ will occur, like the dissolved CO₂ from microbubbles, somewhere within the ice matrix and has to diffuse to air bubbles to be extracted by a dry extraction method. Therefore, any dry extraction method would measure such surplus CO₂ with a delay which depends mainly on the temperature of the ice.

The concentrations of impurities in the coastal Law Dome ice (Gillet et al., 2000; Souney et al., 2002) are higher than in the ice of DML on the Antarctic Plateau (Sommer, 2000). Concentrations of Ca²⁺ (a proxy for carbonate concentration) and of the oxidation agent H₂O₂ are shown in Table 1.

However, if CO₂ produced by chemical reactions were responsible for the values above 276 ppmv before AD 1700 then it would be difficult to explain why the concentration would be low for all three records at the beginning of the millennium again.

Can we, based on these considerations, exclude any artefacts? Not necessarily—there is an additional observation which is puzzling. High-resolution records over short time intervals from the Dome C and DML record show a significantly higher scatter of CO₂ measurements for young ice (last millennium) than for older ice. This scatter is slightly higher than the analytical uncertainty, indicating the existence of some artefacts caused by processes in the ice sheet or during the extraction procedure. However, it is unlikely that the mean deviations exceed 1% of the measured concentration (Stauffer et al., 2003). In summary an explanation of variations or intersite differences in the three records based on *in situ* chemical production of CO₂ does not seem to be straightforward.

To quantify the effect of microbubbles we additionally performed extraction of air from ice cores with a sublimation method which allows us to also extract the CO₂ dissolved in the ice. Sublimation takes place below the triple point of water, which avoids dissolving CO₂ and a potential production of CO₂ by acid-carbonate reactions in the liquid phase (Stauffer and Berner, 1978). Furthermore, extraction by sublimation avoids fraction-

ation effects, because the extraction efficiency is close to 100% and independent of whether air is enclosed in bubbles, clathrates or dissolved in the ice.

The sublimation device, used at our laboratory for tests and not for routine measurements, is similar to the one of Güllük et al. (1998). Tests of the sublimation extraction were performed with bubble-free ice and the addition of standard gas. Tests during the time period of the DML measurements showed a reproducibility of 1.5 ppmv with a mean concentration which was 0.1 ppmv below the concentration of the standard gas. The eight measurements on the DML ice core during the time period AD 1000–1800 obtained with the sublimation method (not shown) are on average 1.0 ppmv higher than the results obtained with the dry extraction. Unfortunately, the sublimation results show a surprisingly large scatter (about 3 ppmv) and therefore a larger uncertainty than in the tests with bubble-free ice. However, the agreement of the two extraction methods allows the conclusion that a fractionation effect for the dry extraction of more than 5 ppmv is unlikely in the measured DML ice. But the results unfortunately do not allow us to confirm or disprove the hypothesis of dissolved CO₂ in young ice causing a fractionation effect of the order of a few ppmv.

Therefore, we try to quantify this effect using a simple diffusion model. The CO₂ content enclosed or dissolved in the firn is enriched compared with the air enclosed in bubbles after the firn–ice transition. Measurements with a wet extraction on evacuated firn samples from the North Central ice core (74  37'N, 39  36'W, *T* = –31.7  C) showed that especially the first 10 m of the firn core were enriched in CO₂ by more than 10 000 ppmv (Stauffer, 1981). While wet extraction of CO₂ is prone to acid-carbonate reactions, another hypothesis is that highly enriched CO₂ is enclosed in microbubbles, which would not be opened by a classical dry extraction method.

The question arises of how fast this possibly high level of CO₂ permeates through the ice matrix into the normal air bubbles and therefore influences the measured CO₂ concentration. In the Vostok ice core, it was observed that the volume fraction of microbubbles with respect to all bubbles is 0.3% (Lipenkov, 2000). For an estimate we assume that 0.5% of the total air content (100 ml air STP per kg ice) is enclosed in microbubbles. The composition of air in the normal bubbles is assumed to be atmospheric with a CO₂ concentration of 275 ppmv. The composition of the air in the microbubbles is certainly enriched in more soluble components. The partial pressure of CO₂ in air dissolved in water of 0   C in equilibrium with an atmosphere of 275 ppmv is greater than 15 000 ppmv. A large part of the enriched air may escape through the open pores of the firn. Because of the growth of firn grains by sublimation–condensation, most of the microbubbles have contact with the firn grain boundaries. Using the parametrization of Gow (1969) for the firn grain growth, the fraction of microbubbles that have never had contact with grain boundaries in the firn zone, where the escape of enriched air through the open pores might be possible, is in the

CO₂ RECORD OVER THE PAST MILLENNIUM

55

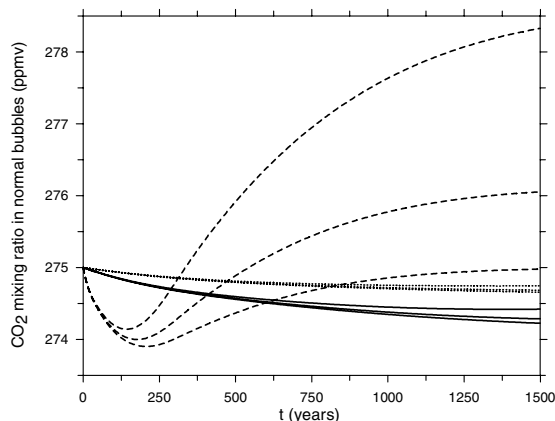


Fig 3. Calculation of the CO₂ concentrations of air enclosed in normal bubbles with the boundary conditions explained in the text, $t = 0$ is at close-off. For every site, three calculations were made with different initial CO₂ concentrations in the microbubbles of 275, 500 and 1000 ppmv. The corresponding equilibrium concentrations (if all air from the microbubbles and normal bubbles is mixed up) are 275, 276.1 and 278.6 ppmv, respectively. Dashed curves: calculations for Law Dome DSS (mean temperature -22°C). Full curves: calculations for DML (-44.6°C). Dotted curves: calculations for the South Pole (-51°C).

range of 10% for the three cores. This result strongly depends on the assumptions about grain sizes at the surface of the firn zone.

Little is known about CO₂ concentrations of air included in microbubbles. We therefore started our model with three different CO₂ concentrations in microbubbles of 1000, 500 and 275 ppmv. The initial CO₂ mixing ratio of normal bubbles is 275 ppmv. We assume that the composition of O₂ and N₂ is that of the atmosphere.

The assumptions for the calculation of this diffusion or permeation are given in the Appendix. The results for the evolution of the CO₂ concentration in normal bubbles calculated for the sites of South Pole, DML and Law Dome are shown in Fig. 3. The concentration which would be measured, if the air of microbubbles and normal bubbles was mixed, are 278.6, 276.1 and 275 ppmv, respectively. However, these values are only reached after all gases from the microbubbles reach an equilibrium in their composition and pressure with normal bubbles by molecular diffusion. The results of the model show that the effect of diffusion through the ice matrix may influence the concentration in the normal bubbles by several ppmv. The partial pressure of CO₂ in the normal bubbles first decreases because of the larger ratio of N₂ and O₂ diffusing into the normal bubbles due to larger permeation coefficients compared with CO₂. Then, the partial pressure of CO₂ increases up to the equilibrium concentration when the concentrations in normal bubbles and microbubbles approach equilibrium, which needs more than 1000 yr. The time response of the minimum and the trend in general strongly depends on

the permeation coefficients and its temperature dependence, and also on the assumptions concerning bubble pressure. The results calculated for South Pole, DML and Law Dome show large differences, primarily due to the different temperatures of the sites. Therefore, we conclude that air dissolved in microbubbles cannot explain the distinct CO₂ minimum observed in all records (and also in the Greenland records) at AD 1700 which is of the order of about 5 ppmv and which is achieved on a timescale of just a few centuries and which, therefore, is clearly an atmospheric phenomenon.

5. Conclusions

Based on the good agreement of the general trend of the records from Law Dome and DML and also with a few values from the South Pole with very different ice characteristics, we conclude that the observed time evolution very likely describes the evolution of the atmospheric CO₂ concentration. In particular, the increase between AD 1000 and AD 1200 and the distinct CO₂ minimum between AD 1600 and AD 1750 is a robust feature which cannot be explained by diffusion of CO₂ from microbubbles or by production of CO₂ by chemical reactions. However, despite these considerations we cannot exclude any artefacts. No explanation for the observation of higher scatter of results in young compared with older ice has been found yet. Even if the general evolution of the atmospheric CO₂ concentration of the past millennium is not in question, there remain open questions concerning the concentration differences of up to 4 ppmv in the trends of the three records in the first half of the last millennium.

6. Acknowledgments

This work is a contribution to the "European Project for Ice Coring in Antarctica" (EPICA), a joint ESF (European Science Foundation)/EC scientific programme, funded by the European Commission and by national contributions from Belgium, Denmark, France, Germany, Italy, The Netherlands, Norway, Sweden, Switzerland and the United Kingdom. The measurements were supported by the Swiss NSF, University of Bern and the "Bundesamt für Energie". This is EPICA publication no 107.

7. Appendix

CO₂ diffuses from microbubbles to normal bubbles through the ice matrix. A higher partial pressure surrounding a microbubble at close-off is caused by the higher CO₂ concentration of the air (except for the calculations with the same initial concentrations for microbubbles and normal bubbles), but also because the pressure in microbubbles is slightly higher than in normal bubbles. At Vostok, it was observed that the pressure of microbubbles and normal bubbles converges with increasing depth and becomes identical below a depth of 500 m (Lipenkov, 2000). The flux of CO₂ from microbubbles to normal bubbles is

Table 2. Parameters constant with time

Symbol	Definition	Value
n_n	Density of normal bubbles	480 cm ⁻³
n_a	Density of microbubbles	120 cm ⁻³
$D_{N_2}^{s0}$	Constant for diffusive permeation of N ₂	2.4×10^{-9} m ² s ⁻¹ MPa ⁻¹
$D_{O_2}^{s0}$	Constant for diffusive permeation of O ₂	2.4×10^{-8} m ² s ⁻¹ MPa ⁻¹
$Q_{N_2}^s$	Activation energy of diffusive permeation of N ₂	55 kJ mol ⁻¹
$Q_{O_2}^s$	Activation energy of diffusive permeation of O ₂	57 kJ mol ⁻¹
D_{g0}	Constant for diffusion of CO ₂	1.8×10^{-6} m ² s ⁻¹
E_{CO_2}	Activation energy for diffusion of CO ₂	0.43 eV
C_{CO_2}	Concentration of CO ₂ in ice matrix at 1 MPa	7.6×10^{-9} MPa ⁻¹

Table 3. Parameters varying with time (in the last column the numerical values for $t = 0$ are given).

Symbol	Definition	Value
\bar{r}_a	Mean radius of microbubbles	0.07 mm ^a
\bar{r}_n	Mean radius of normal bubbles	0.34 mm ^a
\bar{Z}_{CO_2}	Molar fraction of CO ₂ in normal bubble	275 ppmv
$\bar{Z}_{N_2}/\bar{Z}_{O_2}$	N ₂ /O ₂ ratio in normal bubble	3.71
$\bar{Z}_{CO_2}^a$	Mole fraction of CO ₂ in microbubbles	275, 500, 1000 ppmv
$\bar{Z}_{N_2}^a/\bar{Z}_{O_2}^a$	N ₂ /O ₂ ratio in microbubbles	3.71
$\langle P_a \rangle$	Mean pressure in microbubbles	$\langle P_a \rangle = 2.5 \times 10^5$ Pa + $\Delta P_a t^b$
$\langle P_n \rangle$	Mean pressure in normal bubbles	$\langle P_n \rangle = 10^5$ Pa + $\Delta P_n t^b$

^aThe mean radii are calculated assuming an air content of 99.5 and 0.5 ml air STP per kg ice for normal bubbles and microbubbles, respectively and using the bubble densities and bubble pressures n_n , n_a and $\langle P_n \rangle$, $\langle P_a \rangle$. The value in the table is calculated for the mean temperature of DML.

^b ΔP_a is estimated to be 628, 748 and 5886 Pa yr⁻¹ for DML, South Pole and Law Dome respectively using the accumulation rates of the appropriate sites. ΔP_n is 680, 810 and 6376 Pa yr⁻¹ for DML, South Pole and Law Dome respectively. ΔP_n is calculated so that at 200 m below close-off, both mean bubble pressures agree. At lower depths $\langle P_n \rangle = \langle P_a \rangle$ is valid.

calculated according to Ikeda-Fukazawa et al. (2001), who calculated a fractionation between O₂ and N₂ in ice from the Dome Fuji ice core due to a diffusion of O₂ and N₂ from microbubbles to normal bubbles. We also include the equations for CO₂ with a higher concentration for microbubbles at enclosure depth and, different from their assumptions, we simplify the calculation by selecting a linear decreasing pressure difference against depth between microbubbles and normal bubbles which becomes equal at a depth of 200 m below close-off. The flux of the gas compound m from microbubbles to normal bubbles is:

$$q_m^{(a)} = 4\pi\gamma\bar{r}_a D_m \frac{M_m}{M_{\text{air}}} \left(\bar{Z}_m - \frac{\langle P_a \rangle}{\langle P_n \rangle} \bar{Z}_m^a \right). \quad (\text{A1})$$

The flux from normal bubbles to microbubbles is:

$$q_m^{(n)} = -4\pi(1-\gamma)\bar{r}_n D_m \frac{M_m}{M_{\text{air}}} \left(\bar{Z}_m - \frac{\langle P_a \rangle}{\langle P_n \rangle} \bar{Z}_m^a \right),$$

where M_m is the molar mass of the gas compound m and M_{air} is the molar mass of an average air molecule.

The averaging parameter γ , ranges from 0 to 1 and is given by:

$$\frac{\gamma}{1-\gamma} = \frac{\bar{r}_n}{\bar{r}_a} \frac{n_n}{1-n_n}. \quad (\text{A2})$$

The mass balance of the gas compound m is given by:

$$\begin{aligned} \frac{d(\langle P_a \rangle \bar{Z}_m^a \langle V_a \rangle)}{dt} &= p_{\text{iw}} q_m^{(a)}, \\ \frac{d(\langle P_n \rangle \bar{Z}_m \langle V_n \rangle)}{dt} &= p_{\text{iw}} q_m^{(n)}, \end{aligned} \quad (\text{A3})$$

where $\langle V_a \rangle$ and $\langle V_n \rangle$ are the mean volumes of microbubbles and normal bubbles. $p_{\text{iw}} = z_g R \rho_i T / M_w$, where z_g is the non-ideal compressibility coefficient, ρ_i is the density of ice, and M_w is the molar mass of water.

The diffusive permeation coefficient of molecule m ($m = \text{N}_2, \text{O}_2$) in ice in equilibrium with air bubbles in m² s⁻¹ is given after

Ikeda-Fukazawa et al. (2001):

$$D_m = D_m^{s0} \langle P_n \rangle \exp \left(-\frac{Q_m^s}{RT} \right). \quad (\text{A4})$$

A permeation coefficient for CO₂ can be calculated with the values given in Hondoh (1996):

$$D_{\text{CO}_2} = C_{\text{CO}_2} (P_n) D_{g0} \exp \left(-\frac{E_{\text{CO}_2}}{kT} \right). \quad (\text{A5})$$

The other symbols have the meanings and numerical values given in Tables 2 and 3. For example, the initial permeation coefficients D_{O_2} , D_{N_2} and D_{CO_2} calculated with (A4) and (A5) using the parameters given in the tables and the mean temperature of DML are 2.3×10^{-22} , 6.5×10^{-23} and $4.5 \times 10^{-25} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, respectively.

References

- Anklin, M., Barnola, J.-M., Schwander, J., Stauffer, B. and Raynaud, D. 1995. Processes affecting the CO₂ concentrations measured in Greenland ice. *Tellus* **47B**, 461–470.
- Barnola, J.-M. 1999. Status of the atmospheric CO₂ reconstruction from ice core analyses. *Tellus* **51B**, 151–155.
- Barnola, J.-M., Anklin, M., Porcheron, J., Raynaud, D., Schwander, J. et al. 1995. CO₂ evolution during the last millennium as recorded by Antarctic and Greenland ice. *Tellus* **47B**, 264–272.
- Barnola, J.-M., Pimienta, P., Raynaud, D. and Korotkevich, Y. S. 1991. CO₂-climate relationship as deduced from the Vostok ice core: a re-examination based on new measurements and on a re-evaluation of the air dating. *Tellus* **43B**, 83–90.
- Etheridge, D. M., Steele, L. P., Langenfelds, R. L., Francey, R. J., Barnola, J.-M. and Morgan, V. I. 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.* **101**, 4115–4128.
- Fuhrer, K., Neftel, A., Anklin, M. and Maggi, V. 1993. Continuous measurements of hydrogen peroxide, formaldehyde, calcium and ammonium concentrations along the new GRIP ice core from Summit, Central Greenland. *Atmos. Environ.* **12**, 1873–1880.
- Gerber, S., Joos, F., Brügger, P., Stocker, T. F., Mann, M. E. et al. 2003. Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂. *Clim. Dyn.* **20**, 281–299.
- Gillet, R. W., van Ommen, T. D., Jackson, A. V. and Ayers, G. P. 2000. Formaldehyde and peroxide concentrations in Law Dome (Antarctica) firn and ice cores. *J. Glaciol.* **46**, 15–19.
- Gow, A. J. 1969. On the rates of growth of grains and crystals in South Polar firn. *J. Glaciol.* **8**, 241–252.
- Güllük, T., Slemr, F. and Stauffer, B. 1998. Simultaneous measurements of CO₂, CH₄, and N₂O in air extracted by sublimation from Antarctica ice cores: confirmation of the data obtained using other extraction techniques. *J. Geophys. Res.* **103**, 15 971–15 978.
- Hondoh, T. 1996. Clathrate hydrates in polar ice sheets. *Proc. 2nd Int. Conf. on Natural Gas Hydrates* 131–138.
- Ikeda-Fukazawa, T., Hondoh, T., Fukumura, T., Fukazawa, H. and Mae, S. 2001. Variation in N₂/O₂ ratio of occluded air in Dome Fuji Antarctic ice. *J. Geophys. Res.* **106**, 17 799–17 810.
- Indermühle, A., Stocker, T. F., Joos, F., Fischer, H., Smith, H. J. et al. 1999. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature* **398**, 121–126.
- Keeling, C. D. and Whorf, T. P. 2003. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, TN.
- Langway, C. C., Clausen, H. B. and Hammer, C. U. 1988. An inter-hemispheric volcanic time-marker in ice cores from Greenland and Antarctica. *Ann. Glaciol.* **10**, 102–108.
- Lipenkov, V. Y. 2000. Air bubbles and air-hydrate crystals in the Vostok ice core. In: *ICSI Workshop on Physics of Ice-core Records* (ed. T. Hondoh). Hokkaido University Press, Sapporo, 327–358.
- Martinerie, P., Lipenkov, V. Y., Raynaud, D., Chappellaz, J., Barkov, N. I. et al. 1994. Air content paleo record in the Vostok ice core (Antarctica): a mixed record of climatic and glaciological parameters. *J. Geophys. Res.* **99**, 10 565–10 576.
- Neftel, A., Jacob, P. and Klockow, D. 1984. Measurements of hydrogen peroxide in polar ice samples. *Nature* **311**, 43–45.
- Neftel, A., Moor, E., Oeschger, H. and Stauffer, B. 1985. Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO₂ in the past two centuries. *Nature* **315**, 45–47.
- Siegenthaler, U., Friedli, H., Loetscher, H., Moor, E., Neftel, A. et al. 1988. Stable-isotope ratios and concentration of CO₂ in air from polar ice cores. *Ann. Glaciol.* **10**, 151–156.
- Smith, H. J., Wahlen, M., Mastroianni, D., Taylor, K. C. and Mayewski, P. A. 1997. The CO₂ concentration of air trapped in Greenland Ice Sheet Project 2 ice formed during periods of rapid climate change. *J. Geophys. Res.* **102**, 26 577–26 582.
- Sommer, B. 2000. *Klima-Informationen von chemischen Spurenstoffkonzentrationen in polaren Eisbohrkernen*. PhD Thesis. Physikalisches Institut, Universität Bern, Bern.
- Souney, J. M., Mayewsky, P. A., Goodwin, I. D., Meeker, L. D., Morgan, V. et al. 2002. A 700-year record of atmospheric circulation developed from the Law Dome ice core, East Antarctica. *J. Geophys. Res.* **107**, doi:10.1029/2002JD002104.
- Spahni, R., Schwander, J., Flückiger, J., Stauffer, B., Chappellaz, J. et al. 2003. The attenuation of fast atmospheric CH₄ variations recorded in polar ice cores. *Geophys. Res. Lett.* **30**, doi:10.1029/2003GL017093.
- Stauffer, B. 1981. Mechanismen des Lufteinschlusses in natürlichem Eis. *Z. Gletscherkunde Glazialgeol.* **17**, 17–56.
- Stauffer, B. and Berner, W. 1978. CO₂ in natural ice. *J. Glaciol.* **21**, 291–300.
- Stauffer, B., Flückiger, J., Monnin, E., Nakazawa, T. and Aoki, S. 2003. Discussion of the reliability of CO₂, CH₄ and N₂O records from polar ice cores. In: *International Symposium on the Dome Fuji Ice Core and Related Topics* (eds. H. Shoji and O. Watanabe). National Institute of Polar Research, Tokyo, 139–152.
- Stauffer, B., Flückiger, J., Monnin, E., Schwander, J., Barnola, J.-M. et al. 2002. Atmospheric CO₂, CH₄ and N₂O records over the past 60,000 years based on the comparison of different polar ice cores. *Ann. Glaciol.* **35**, 202–208.
- Tschumi, J. and Stauffer, B. 2000. Reconstructing past atmospheric CO₂ concentration based on ice-core analyses: open questions due to in situ production of CO₂ in the ice. *J. Glaciol.* **46**, 45–53.

4.2 Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores

Eric Monnin, Eric Steig, Urs Siegenthaler, Kenji Kawamura, Jakob Schwander, Bernhard Stauffer, Thomas F. Stocker, David L. Morse, Jean-Marc Barnola, Blandine Bellier, Dominique Raynaud, Hubertus Fischer

Published in Earth and Planetary Science Letters, Volume 224, Pages 45-54, 2004

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Earth and Planetary Science Letters 224 (2004) 45–54

EPSL

www.elsevier.com/locate/epsl

Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores

Eric Monnin^{a,*}, Eric J. Steig^b, Urs Siegenthaler^a, Kenji Kawamura^a,
Jakob Schwander^a, Bernhard Stauffer^a, Thomas F. Stocker^a,
David L. Morse^c, Jean-Marc Barnola^d, Blandine Bellier^d,
Dominique Raynaud^d, Hubertus Fischer^e

^aClimate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Bern, Switzerland

^bQuaternary Research Center and Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, Seattle, WA, USA

^cInstitute for Geophysics, University of Texas, Austin, TX, USA

^dCNRS Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), Grenoble, France

^eAlfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Germany

Received 8 December 2003; received in revised form 3 May 2004; accepted 5 May 2004

Available online 2 July 2004

Abstract

High resolution records of atmospheric CO₂ concentration during the Holocene are obtained from the Dome Concordia and Dronning Maud Land (Antarctica) ice cores. These records confirm that the CO₂ concentration varied between 260 and 280 ppmv in the Holocene as measured in the Taylor Dome ice core. However, there are differences in the CO₂ records most likely caused by mismatches in timescales. Matching the Taylor Dome timescale to the Dome C timescale by synchronization of CO₂ indicates that the accumulation rate at Taylor Dome increased through the Holocene by a factor two and bears little resemblance to the stable isotope record used as a proxy for temperature. This result shows that different locations experienced substantially different accumulation changes, and casts doubt on the often-used assumption that accumulation rate scales with the saturation vapor pressure as a function of temperature, at least for coastal locations.

© 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: ice core; CO₂; Dome C; Taylor Dome; timescale; accumulation rate

1. Introduction

For the interpretation of information obtained from ice cores, an accurate timescale is a prerequisite. There

exist many different approaches for dating ice cores, such as counting annual layers or modelling of ice flow. Another approach is to determine the age by comparing concentrations of trace gases that, due to their long atmospheric residence time, should be essentially identical in all cores. For some purposes, an absolute timescale may not be needed but reliable cross-dating between two records is sufficient. One successfully

* Corresponding author. Tel.: +41-31-631-44-66; fax: +41-631-87-42.

E-mail address: monnin@climate.unibe.ch (E. Monnin).

applied method is the matching of methane among Antarctic and Greenland ice cores [1,2]. Methane is well suited for timescale synchronization through the last glacial because it is globally well mixed and exhibits rapid and large changes. For the Holocene, methane synchronization between ice cores is less suitable because this is a time period where methane shows a limited number of significant sharp changes [3].

CO₂, which is also a well-mixed trace gas, shows variations during the Holocene with similar relative amplitudes and similar rates of change as methane but at different times [4,5]. CO₂ variations can therefore be used as an additional tool to synchronize timescales. In this paper, we use this method to synchronize the timescales of the Dome C, DML and the Taylor Dome ice cores from Antarctica, as high resolution CO₂ records of good quality measured in the same lab with the same procedure are available for each of these cores.

2. Measurements

Here we present records from the Dome C (75°06' S, 123°21' E) and DML (Dronning Maud Land, 75°00' S, 00°04' E), ice cores, both drilled in the framework of the “European Project for Ice Coring in Antarctica” (EPICA). We increased the resolution of the Dome C data published in Flückiger et al. [5] by measuring CO₂ on an additional 498 samples at 83 different depth intervals, between 99 and 416 m depth, covering the period from 0 to 11.2 ky BP (thousand years before present, where present is chosen as AD 1950). In the DML ice core, CO₂ measurements were performed on 144 samples at 24 different depth intervals, between 170 and 450 m depth, covering the period from 1 to 6 ky BP. The period from 0 to 1 ky BP is covered by the data presented in Siegenthaler et al. [6]. For each depth level, six samples were measured on a 60–100 mm length interval. The mean 1 σ reproducibility of the CO₂ measurements is about 1 ppmv. The analytical method is described by Monnin et al. [7].

Measurements of CO₂ on Dome C were also done in Grenoble at LGGE with a lower resolution and a different analytical technique than in Bern. These measurements generally agree with the data measured

in Bern but show a larger scatter, especially for the second part of the Holocene period. These measurements will be discussed elsewhere. As we compare the Dome C and DML CO₂ measurements with those of Taylor Dome, we focus only on the Dome C and DML measurements performed in Bern with the same analytical technique as those of Taylor Dome. In any case, the inclusion of the Grenoble set of measurements would not change the conclusions of this paper.

The Dome C CO₂ record (Fig. 1) shows a decrease from a mean value of 265 ppmv between 11.2 and 10.0 ky BP to a mean value of 260 ppmv between 8.5 and 6.5 ky BP. After 6.5 ky BP, the CO₂ concentration increases to the preindustrial value of 280 ppmv. This increase does not appear to occur continuously, but rather in steps of up to about 5 ppmv in one to two centuries. The DML CO₂ record agrees quite well with the Dome C values with the exception of slightly higher values in the last millennium. Although the reason for this 1–2 ppmv discrepancy is still unknown, the values from DML in the last millennium may be more reliable than those from Dome C due to the higher resolution and the higher accumulation rate at DML (64 kg m⁻² year⁻¹ compared with 25 kg m⁻² year⁻¹ for Dome C).

A comparison with the CO₂ record from the Taylor Dome ice core on the timescale used in Indermühle et

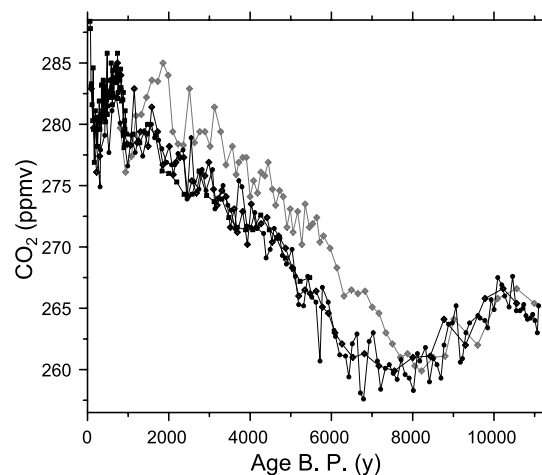


Fig. 1. CO₂ records over the Holocene. Squares: DML data. Dots: Dome C data. Diamonds: Taylor Dome data on the new timescale by matching the CO₂ records. Grey diamonds: Taylor Dome data on the timescale according to Brook et al. [20].

al. [4] shows that Taylor Dome CO₂ is about 6 ppmv higher than in Dome C between 7 and 5 ky BP. From 5 to 2 ky BP, the Taylor Dome record shows still higher CO₂ values than Dome C and DML, but by less than 5 ppmv.

3. Potential artefacts

One problem concerning the CO₂ measurements is the possibility of CO₂ enrichment by chemical reactions between impurities in the ice cores. The most likely sources are acid-carbonate reactions and the oxidation of organic compounds [8–10]. Generally, it is assumed that artefacts are more likely in relatively warm ice. Detailed high resolution measurements over a full 55 cm length of Dome C ice (mean annual surface temperature: -54.5°C) showed that in the Holocene, the scattering of the CO₂ results in this core is slightly higher than the analytical reproducibility, indicating the existence of some artefacts caused by processes in the ice sheet or during the extraction procedure. However, these deviations are thought to be less than 1% [11]. The surface temperature of Taylor Dome is -42°C , and the question arises whether the values of this core in the time interval 7.5 to 2 ky BP are higher due to an artefact or mismatches in the timescales. There are several arguments against elevated values due to artefacts:

- Neighboring samples of Taylor Dome samples show little scatter, which indicates generally very low artefacts.
- CO₂ values show a constant offset during several thousand years and not sporadic high values which are typical for artefacts.
- The Ca²⁺ concentration, which is an indicator for carbonate concentrations, over the time interval in question does not show anomalously high values [12].

Another argument supporting the hypothesis of an offset in the respective timescales is the shape of the stepwise increase of the CO₂ concentration. The CO₂ increase is often interrupted by plateaus at the same CO₂ levels in both records. The most evident example is the plateau around 266 ppmv recorded between

6 and 7 ky BP in the Taylor Dome ice core and between 5 and 6 ky BP in the Dome C ice core.

We conclude that an offset of the timescales is much more probable than an artefact causing too high CO₂ concentrations in the Taylor Dome ice core.

4. Chronologies

We are now interested in cross-dating both the gas and the ice timescales for the Dome C and Taylor Dome cores. For the Dome C ice core a timescale (EDCI) was constructed by Schwander et al. [13]. The absolute uncertainty of the timescale for the ice is estimated to ± 10 years back to 700 years and ± 200 years back to 10 ky BP. Back to 700 years, the timescale was matched with historically documented and other well-dated volcanic signals. Between 700 and 7100 years, the volcanic signals were matched to the Vostok GT4 timescale [14], which during this interval has been validated by comparison of ¹⁰Be [15] with the tree ring record of ¹⁴C. This comparison reveals an agreement of the Vostok GT4 timescale with the dendrochronology within ± 100 years (Raisbeck, personal communication). From 7.1 through 11.2 ky BP, a flow model was adjusted to fit the end of the Younger Dryas (YD).

At a given depth, the age of the air is younger than that of the surrounding ice. This time difference, due to the fact that air bubbles in the ice are formed at the bottom of the firm layer, is referred to as Δage . The depth at Dome C corresponding to the end of YD in the ice age was determined by comparing the Byrd and Dome C stable isotope records and identifying the YD in the Byrd ice core by using the methane record and the Byrd Δage value (see Schwander et al. [13] and references therein). The flow model was adjusted by assuming that accumulation scales with the saturation vapor pressure as a function of temperature (inferred from the deuterium content in the ice). Adjustments (13%) to this relationship were used to produce the best fit to both the Vostok GT4 comparison and the tie point associated with the end of the YD.

The value of Δage in Dome C is about 2000 years in the Holocene and has an estimated uncertainty of about 10%. The estimated error is therefore about 200 years for the ice age and 200 years for the Δage over

the Holocene. An independent way to validate these error estimates is to compare the Dome C methane record of Flückiger et al. [5] with those of GRIP and GISP2 [3,16,17], two Greenland ice cores dated by counting annual layers. As already mentioned, the Holocene methane records show only a few prominent features. One of these is the methane decrease recorded in the GRIP ice core around 8.2 ky BP, associated with the $\delta^{18}\text{O}$ decrease. This methane decrease is strongly attenuated in the Dome C ice core due to the gradual enclosure process in the ice. However, a methane minimum can be recognized in the Dome C ice core a little later, indicating that the Dome C gas age timescale is probably younger than GRIP by about 25 ± 50 years at this event [18]. Another prominent feature is the Younger Dryas/Holocene transition with its sharp methane concentration change. In the Dome C ice core, the methane increase is recorded around 11.2 ky BP [7]. The same methane increase is recorded at 11.55 ky BP [17] in the GISP2 ice core and 11.6 ky BP in the GRIP ice core [16]. The Dome C gas age appears therefore to be about 350 years younger than the GRIP and GISP2 gas ages. This deviation is in the order of magnitude of the combined uncertainty of both 200 years for the ice age and Δage indicated by Schwander et al. [13].

No published timescale is available yet for the DML ice core. We construct a tentative timescale by adjusting the DML timescale to Dome C by comparing the records of electrical conductivity of both cores. To obtain a gas age timescale, we assume a constant Δage value of 825 years.

The Taylor Dome CO_2 record presented by Indermühle et al. [4] used a gas age timescale obtained by matching the Taylor Dome methane and $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ record to its well-dated GISP2 counterpart [19]. A more recent version of the gas age timescale, presented in Brook et al. [20], results in even more pronounced differences between the CO_2 records of Taylor Dome and Dome C. Both timescales were done by visually matching common inflection points in the methane and $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ records. Between these points, the timescale was derived by simple interpolation. For clarity, we refer in the discussion which follows only to the more recent gas age of Brook et al. [20] for the comparisons with our new timescale.

For the Taylor Dome ice age, the st9810 timescale from Steig et al. [12] is commonly used. This time-

scale was created independently from the Brook et al. [20] gas age timescale. For the Holocene, a 2-D finite element glacier flow model [21,22] was applied. The accumulation rate was assumed to be constant over the Holocene and adjusted to match a tie point associated with the end of the Younger Dryas. A key assumption for both the Taylor Dome [12] and Dome C [13] ice timescales is that the accumulation rate either did not change in the Holocene or changed as a simple function of temperature. As we will show, it does not appear that either of these assumptions is valid, and that both timescales may therefore need to be adjusted to obtain the best absolute dating. However, because the link of the Dome C *EDC1* timescale [13] to the Vostok GT4 timescale [14] is supported by the comparison with dendrochronology (i.e. ^{14}C) up to 7 ky, the Taylor Dome timescale in this time period probably has a greater uncertainty than the Dome C timescale. Therefore, for the purposes of obtaining the best relative dating, we have chosen to adjust the Taylor Dome record to obtain a match to the *EDC1* timescale [13] for Dome C.

5. Synchronization of the CO_2 records

We begin by adjusting the gas timescale for Taylor Dome to that of Dome C using CO_2 . As the CO_2 record in the Holocene does not often show very distinct features but rather stepwise increases of a few ppmv, we used three different methods for the synchronization to test the consistency of the results. The first synchronization was done by matching the entire record visually. For the second synchronization, we visually matched control points at areas with prominent features and interpolated with a spline between these points. In the third synchronization, an automated wiggle matching procedure was used, which randomly varies the timescale and searches for maximum correlation. This program was slightly modified from that of Schwander et al. [23]; the match was optimized using a mix between maximum correlation and minimum deviation between the records. The two first methods have the disadvantage of being subjective; the third method is objective and reproducible. Despite this advantage, automated methods are not necessarily more accurate than visual methods [24]. Because it is difficult to evaluate which

of these methods is the most reliable, we suggest to use the mean of all three. With this approach, we were able to increase the correlation coefficient of the Taylor Dome CO₂ record with the Dome C and DML records from $r=0.92$ for the Brook et al. [20] gas age to 0.98 for the CO₂ synchronized timescale. The resulting depth–gas age relationship is plotted in Fig. 2.

The automated wiggle-matching procedure provides an estimate of the uncertainty of the synchronization. A statistical evaluation using the scatter of the results with a correlation of $r>0.9$ over any window of 20 successive Taylor Dome CO₂ measurements indicates a mean uncertainty of about 200 years, increasing to 300 years at 10 ky BP [23] (see Fig. 2). An alternative estimate of the uncertainty is obtained from the degree of agreement between the

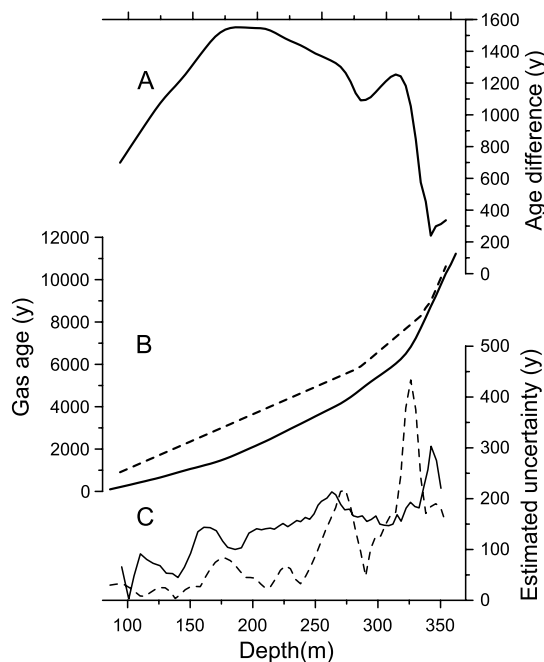


Fig. 2. (A) Age offset between the Taylor Dome timescale by Brook et al. [20] and this work. (B) Black line: depth–gas age relationship of the Taylor Dome ice core determined by synchronization with Dome C. Dashed line: depth–gas age relationship of the Brook et al. [20] timescale. (C) Uncertainty estimation of the synchronization. Black line: statistical evaluation considering all results with a correlation coefficient $r>0.90$ (see text). Dashed line: maximum difference between the automated and manual methods.

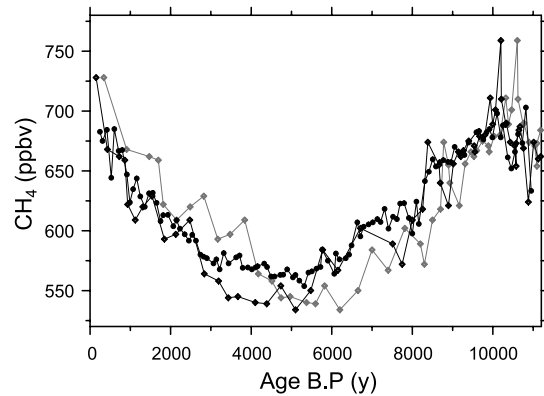


Fig. 3. Methane records over the Holocene. Dots: Dome C data. Diamonds: Taylor Dome data on the new timescale by matching the CO₂ records. Grey diamonds: Taylor Dome data on the timescale according to Brook et al. [20]. The methane data are from Flückiger et al. [5] and Brook et al. [20].

three methods. The maximum deviation between the automated and visually matched methods, also plotted in Fig. 2, is in agreement with the statistical evaluation of the automated wiggle-matching, except for ages around 7 ky BP where differences are up to 450 years. On this basis, we estimate the uncertainty of the synchronization to be about 250 years from 0 to 6 ky BP, increasing to about 500 years for ages older than 6 ky BP.

The age offset between the new CO₂ synchronized gas age for Taylor Dome and the Brook et al. [20] gas age increases from 800 years at a depth of about 100 m to over 1000 y between 120 and 330 m (corresponding to 7 ky BP on the new timescale), and decreases to values of about 300 years for the oldest part of the Holocene. The largest offset of 1550 years is observed at a depth of 190 m (see Fig. 2). The new timescale resulting from the CO₂ synchronization is therefore significantly younger for depths above 330 m corresponding to ages younger than 7 ky.

The Brook et al. [20] timescale was created using seven control points in the Holocene. Only one of these control points—at 5.9 ky (the rest are older than 8 ky), contributes significantly to the inconsistency between the timescales. This control point was set by comparing the Taylor Dome methane record with that of GISP2. Because real differences in methane concentrations may exist between the hemispheres, a comparison between Antarctic records is more reliable

than a comparison of records from both hemispheres. The methane records of Dome C [5] and Taylor Dome are plotted in Fig. 3 for comparison. In particular, the Dome C Methane record does not suggest any particular feature around 6 ky that might be used to precisely assign a control point. Due to the shape and the coarse resolution of the methane curves, the ability to verify the accuracy of the synchronization is limited, but the methane records are certainly not in contradiction with the new CO₂ synchronized timescale. Although the synchronization was done by comparing only the CO₂ records, the correlation coefficient of methane is increased from $r=0.80$ for the Brook et al. [20] timescale to $r=0.92$ providing an independent check of the consistency of the synchronization. An enhanced resolution of the Taylor Dome methane record would be useful to further improve the precision of the synchronization, especially for the older part of the Holocene.

6. Ice timescale and accumulation rate calculations

To obtain an ice age timescale from the new gas ages for Taylor Dome, calculation of the Δage value is needed. Δage values can be calculated with a firn densification model, if the temperature and snow accumulation rate are known. Because snow accumulation rates are not known a priori, this poses a difficulty that is usually resolved by inferring accumulation rate from some other measurement. Here we use an alternative approach, which minimizes the mismatch between accumulation rates obtained from two different methods. The derivative of the gas age timescale is used to obtain an initial layer thickness profile, which is corrected for layer thinning (using flow models [21,22]) to obtain an initial accumulation rate estimate. This estimate is used to calculate Δage , using the Herron–Langway empirical densification model [25] with stable isotopes as the proxy for temperature. From this, an ice timescale is calculated directly by the addition gas age + Δage = ice age, and a new accumulation rate is obtained. An optimization routine, which is described in detail elsewhere (Steig, in preparation) is utilized to minimize the mismatch between the two accumulation rate estimates. Although this problem has no unique solution, we use a simple smoothness criterion (accumulation rate can-

not vary more than 5% from point-to-point in 100 year increments) and allow for a mismatch of up to ± 200 years to obtain a set of normally distributed 100 solutions (standard deviation ± 180 years), and use the mean of these. As an additional constraint, we use the independent ice timescale of Hawley et al. [26] inferred from vertical strain rate measurements in the firn for the upper 130 m of the Taylor Dome core. The resulting accumulation rates, as well as Δage and ice age values are shown in Fig. 4.

Our calculations suggest that accumulation at Taylor Dome increased from a value of about 0.03 m ice equivalent per year between 8 and 11.5 ky BP to a mean value of about 0.06 m ice equivalent per year

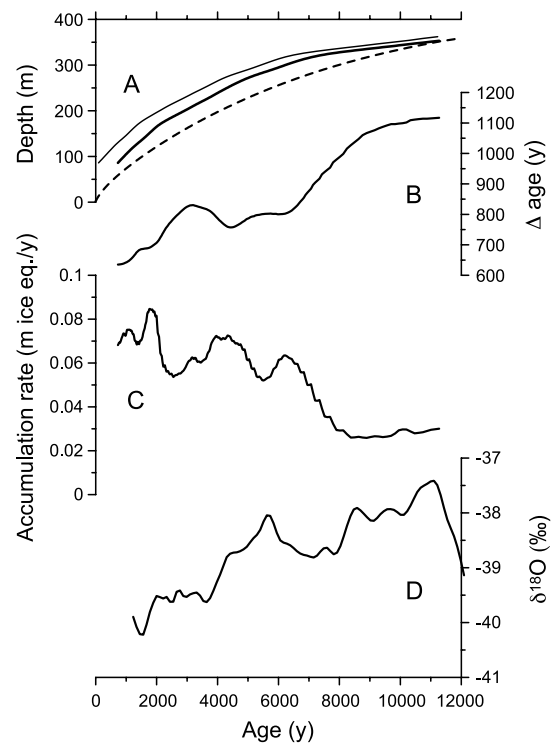


Fig. 4. (A) Depth–age relationship of thin line: Taylor Dome gas age determined by CO₂ synchronization with Dome C. Thick line: ice age calculated from the CO₂ synchronized gas age (see text). Dashed line: st9810 ice age according to Steig et al. [12]. (B) Calculated Δage values of the CO₂ synchronized timescale (see text). (C) Calculated accumulation rates at Taylor Dome according to the CO₂ synchronized timescale (see text). (D) Spline with a cut-off frequency of 750 years through the Taylor Dome oxygen isotope record as a proxy for local temperature [2,12].

from 6 to 2 ky BP. The record shows also smaller accumulation rate variations on a millennial timescale from 6 ky BP on.

Possible rapid or short duration changes in accumulation rates are smoothed out in the gas age timescale due to the gradual enclosure process at the bottom of the firn layer. This implies that even small short-term irregularities in the gas age may represent large short-term accumulation rate changes. On the other hand, small irregularities in the gas age may also arise from uncertainties in the synchronization. Our method is therefore not suited for detecting fast short-termed accumulation rate changes. We therefore consider these millennial scale variations as uncertain. The long-term trend, however, is a robust result of our calculations.

The change in slope of the long-term trend of the accumulation rate around 6 ky BP is largely dependent on the accuracy of the timescale at this age. At 6 ky BP, the potential uncertainty sources are estimated as follows: Dome C ice age ± 200 years, Dome C Δ age ± 200 years, synchronization uncertainty ± 250 years and Taylor Dome Δ age calculations ± 250 years. These uncertainties can clearly not account for the difference between the new timescale and st9810 of about 1700 years at 6 ky BP.

For ages older than 8 ky BP, the error in the Dome C gas age may be larger, due to a lack of independent control points. The CO₂ synchronization also has a larger error for ages older than 6 ky BP due to the smaller resolution and the shape CO₂ of the record. As mentioned above, the Dome C timescale is a little too young at the Younger Dryas. However, correcting this according to the GISP2 timescale would result in an even lower accumulation rate at Taylor Dome between 8 and 11.5 ky BP. Importantly, the long-term accumulation rate changes inferred for Taylor Dome do not depend on the assumption that the Dome C timescale is strictly correct. We therefore conclude that the mean accumulation rate between 11 and 6 ky BP was significantly lower than between 6 and 1 ky BP.

The question arises if the deduced accumulation rates could not be influenced by errors in the assumed thinning deduced from flow models. One independent way to check our results is the comparison with the isotopic composition of nitrogen ($\delta^{15}\text{N}$ of N₂) [27] enclosed in the bubbles. Due to gravitational fraction-

ation, $\delta^{15}\text{N}$ is an indicator for minimum firn thickness (bubble close off depth) [28]. There is an uncertainty of about 10 m in this calculation depending on the thickness of the uppermost porous layers of the firn where gases are well mixed with the atmosphere. Accumulation changes of a factor two would have a significantly larger impact on the close-off depth. Fig. 5 compares close-off depth calculated from $\delta^{15}\text{N}$ and from the Herron–Langway densification model [25], showing that both indicate a significant change around 6 ky. The $\delta^{15}\text{N}$ calculations suggest an even shallower close-off depth at ages older than 8 ky, which may indicate one of the following:

- The advective zone is deeper prior to 8 ky. This is plausible, because at Taylor Dome today, areas with lower accumulation rate show permeable depth hoar formation to depths of several meters [12].
- The accumulation rate prior to 8 ky is lower than we calculated, supporting our primary conclusion that accumulation rates have significantly increased through the Holocene.
- There is a smaller amount of dynamic thinning than calculated [21,22]. We consider this unlikely,

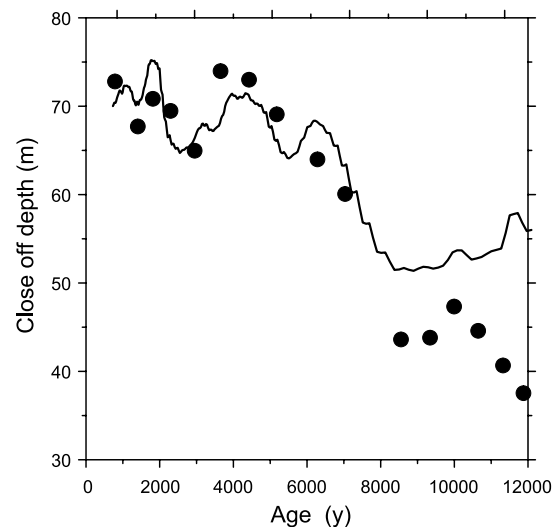


Fig. 5. Comparison of close-off depths calculated from the Herron–Langway densification model and from $\delta^{15}\text{N}$ measurements [27]. For Herron–Langway, a bubble-close-off density of 0.82 g/cm^{-3} is used; for $\delta^{15}\text{N}$, an advective layer thickness of 5 m is used.

but if it is correct, then we would have over-estimated accumulation rate in the early part of the record, and that would also be consistent with our primary conclusion.

In summary, the $\delta^{15}\text{N}$ data confirm the results based on the synchronization and it may suggest even lower accumulation rates in the early Holocene. The accumulation rate change of about a factor two is unexpected, on the basis of most previous estimates of accumulation rate change in the Holocene, which generally show little or no trend. A notable exception is the Law Dome cores [32], which shows a Holocene trend of similar magnitude. Thus, in at least two near-coastal locations, significant changes in precipitation or ablation have occurred during the Holocene. Importantly, the accumulation rate increase at both these sites corresponds with a long temperature decrease, as recorded both in the temperature proxies $\delta^{18}\text{O}$ and δD [2,12], and from borehole temperature measurements (G.D. Clow, personal communication). This is in contradiction with the strong correlation of the accumulation rate with $\delta^{18}\text{O}$ values found in the Greenland records for the last glacial period [29] (though not for the Holocene [30]) and inferred for most other Antarctic ice cores. It is expected that at near-coastal sites like Taylor Dome and Law Dome, snowfall may be dependent on non-temperature linked effects like the moist–air cyclonic activity or sea ice conditions [12]. A decoupling of temperature from accumulation has also been reported in some parts of the Siple Dome [31] ice cores. The very strong decoupling of accumulation from temperature suggested by our new Taylor Dome timescale, however, is larger than might have been expected a priori and raises questions about the validity of other ice core timescales, as one of the often-used assumptions is that the accumulation rate depends on the saturation vapor pressure over the ice [13,14,33,34].

7. Conclusions

Detailed measurements of the CO_2 concentration on the Dome C and DML ice cores exhibit differences up to 6 ppmv to the measurements of Indermühle et al. [4] from Taylor Dome. We attribute this disagreement to differences in the respective time-

scales. A new chronology for the Taylor Dome ice core established through CO_2 synchronization reveals that the accumulation has changed substantially during the Holocene, with a long-term increase that shows little relation with the temperature history. Many timescales using ice flow models, especially those for Antarctic cores, are based partly on the assumption that the accumulation rate varies as the saturation vapor pressure over ice and is therefore a function of local temperature. This assumption is clearly not valid at Taylor Dome, and is likely to be substantially incorrect at other sites as well, notably in locations such as Law Dome and Siple Dome, which are at relatively low elevation and near coastal regions. At more-inland sites such as Dome C, independent validation of the ice core timescales suggests that the assumption is reasonable; however, it is unlikely to be strictly valid and caution is urged in applying it.

Acknowledgements

We thank E.J. Brook, T. Blunier, M. Hutterli, G. Raisbeck and M. L. Bender for the fruitful discussions. This work is a contribution to the “European Project for Ice Coring in Antarctica” (EPICA), a joint ESF (European Science Foundation)/EC scientific programme, funded by the European Commission and by national contributions from Belgium, Denmark, France, Germany, Italy, The Netherlands, Norway, Sweden, Switzerland and the United Kingdom. This is EPICA publication No. 103. The measurements were supported by the Swiss NSF, the University of Bern and the “Bundesamt für Energie”. The second author was supported in part by grant number 9526979 from the U.S. National Science Foundation. **[EB]**

References

- [1] T. Blunier, J. Chappellaz, J. Schwander, A. Dällenbach, B. Stauffer, T.F. Stocker, D. Raynaud, J. Jouzel, H.B. Clausen, C.U. Hammer, S.J. Johnsen, Asynchrony of Antarctica and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature* 394 (1998) 739–743.
- [2] E.J. Steig, E.J. Brook, J.W.C. White, C.M. Sucher, M.L.

- Bender, S.J. Lehman, D.L. Morse, E.D. Waddington, G.D. Clow, Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic, *Science* 282 (1998) 92–95.
- [3] J. Chappellaz, T. Blunier, S. Kints, A. Dällenbach, J.-M. Barnola, J. Schwander, D. Raynaud, B. Stauffer, Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 15987–15999.
- [4] A. Indermühle, T.F. Stocker, H. Fischer, H.J. Smith, F. Joos, M. Wahlen, B. Deck, D. Mastroianni, J. Tschumi, T. Blunier, R. Meyer, B. Stauffer, Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica, *Nature* 398 (1999) 121–126.
- [5] J. Flückiger, E. Monnin, B. Stauffer, J. Schwander, T.F. Stocker, J. Chappellaz, D. Raynaud, J.-M. Barnola, High resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂, *Glob. Biogeochem. Cycles* 16 (2002) DOI:10.1029/2001GB001417.
- [6] U. Siegenthaler, E. Monnin, K. Kawamura, R. Spahni, J. Schwander, B. Stauffer, T.F. Stocker, J.-M. Barnola, H. Fischer, Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO₂ changes during the past millennium, *Tellus* (2004) (submitted for publication).
- [7] E. Monnin, A. Indermühle, A. Dällenbach, J. Flückiger, B. Stauffer, T.F. Stocker, D. Raynaud, J.-M. Barnola, Atmospheric concentrations over the last glacial termination, *Science* 291 (2001) 112–114.
- [8] M. Anklin, J.-M. Barnola, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, Processes affecting the CO₂ concentrations measured in Greenland ice, *Tellus* 47B (1995) 461–470.
- [9] H.J. Smith, M. Wahlen, D. Mastroianni, K.C. Taylor, P.A. Mayewski, The CO₂ concentration of air trapped in Greenland Ice Sheet Project 2 ice formed during periods of rapid climate change, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 26577–26582.
- [10] J. Tschumi, B. Stauffer, Reconstructing the past atmospheric CO₂ concentration based on ice core analyses: open questions due to in situ production of CO₂ in the ice, *J. Glaciol.* 46 (2000) 45–53.
- [11] B. Stauffer, J. Flückiger, E. Monnin, T. Nakazawa, S. Aoki, Discussion of the reliability of CO₂, CH₄, N₂O, and records from polar ice cores, in: H. Shoji, O. Watanabe (Eds.), *International Symposium on the Dome Fuji Ice Core and Related Topics*, Memoirs of National Institute of Polar Research, Tokyo, 2003, pp. 139–152.
- [12] E.J. Steig, D.L. Morse, E.D. Waddington, M. Stuiver, P.M. Grootes, A. Mayewski, M.S. Twickler, S.I. Whitlow, Wisconsin and Holocene climate history from an ice core at Taylor Dome, western Ross Embayment, Antarctica, *Geogr. Ann.* 82 (2000) 213–235.
- [13] J. Schwander, J. Jouzel, C.U. Hammer, J.R. Petit, R. Udisti, E. Wolff, A tentative chronology of the EPICA Dome Concordia ice core, *Geophys. Res. Lett.* 28 (2001) 4243–4246.
- [14] J.R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delage, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399 (1999) 429–436.
- [15] G.M. Raisbeck, F. Yiou, E. Bard, D. Dollfus, J. Jouzel, J.R. Petit, Absolute dating of the last 7000 years of the Vostok ice Core using ¹⁰Be, *Min. Mag.* 62A (1998) 1228.
- [16] T. Blunier, J. Schwander, B. Stauffer, T. Stocker, A. Dällenbach, A. Indermühle, J. Tschumi, J. Chappellaz, D. Raynaud, J.-M. Barnola, Timing of the Antarctic Cold Reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas event, *Geophys. Res. Lett.* 24 (1997) 2683–2686.
- [17] J.P. Severinghaus, T. Sowers, E.J. Brook, R.B. Alley, M.L. Bender, Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice, *Nature* 391 (1998) 141–146.
- [18] R. Spahni, J. Schwander, J. Flückiger, B. Stauffer, J. Chappellaz, D. Raynaud, The attenuation of fast atmospheric CH₄ variations recorded in polar ice cores, *Geophys. Res. Lett.* 30 (2003) DOI:10.1029/2003GL017093.
- [19] E.J. Brook, J. Severinghaus, S. Harder, M. Bender, Atmospheric methane and millennial scale climate change, in: P.U. Clark, R.S. Webb, L. Keigwin (Eds.), *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*, 1999, pp. 165–176.
- [20] E.J. Brook, S. Harder, J. Severinghaus, E.J. Steig, C.M. Sucher, On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the last glacial period, *Glob. Biogeochem. Cycles* 14 (2000) 559–572.
- [21] E.J. Steig, D.L. Morse, E.D. Waddington, P.J. Polissar, Using the sunspot cycle to date ice cores, *Geophys. Res. Lett.* 25 (1998) 163–166.
- [22] D.L. Morse, *Glacier Geophysics at Taylor Dome, Antarctica*, PhD thesis, University of Washington, 1997.
- [23] J. Schwander, T. Sowers, J.-M. Barnola, T. Blunier, A. Fuchs, B. Malaizé, Age scale of the air in the Summit ice: implication for glacial–interglacial temperature change, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 19483–19494.
- [24] L.E. Lisiecki, P.A. Lisiecki, Application of dynamic programming to the correlation of paleoclimate records, *Paleoceanography* 17 (2002) DOI:10.1029/PA000733.
- [25] M.M. Herron, C.C. Langway, Firn densification: an empirical model, *J. Glaciol.* 25 (1980) 373–385.
- [26] R.L. Hawley, E.D. Waddington, D.L. Morse, N.W. Dunbar, G.A. Zielinski, Dating firn cores by vertical strain measurements, *J. Glaciol.* 48 (2002) 401–406.
- [27] C.M. Sucher, *Atmospheric gases in the Taylor Dome ice core: implications for East Antarctic climate change*, MS thesis, University of Rhode Island, 1997.
- [28] T.M. Sowers, M. Bender, D. Raynaud, Y.S. Korotkevich, The $\delta^{15}\text{N}$ of N₂ in air trapped in polar ice: a tracer of gas transport in the firn and a possible constraint on ice age–gas age differences, *J. Geophys. Res.* 97 (1992) 15683–15697.
- [29] D. Dahl-Jensen, S.J. Johnsen, C.U. Hammer, H.B. Clausen, J. Jouzel, Past accumulation rates derived from observed annual layers in the GRIP ice core from Summit, central Greenland, in: W.R. Peltier (Ed.), *Ice in the Climate System*, NATO ASI Series, vol. I 12, Springer, Heidelberg, 1993, pp. 517–532.

- [30] K.M. Cuffey, G.D. Clow, Temperature, accumulation and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 26383–26396.
- [31] K.C. Taylor, J.W.C. White, J.P. Severinghaus, E.J. Brook, P.A. Mayewski, R.B. Alley, E.J. Steig, M.K. Spencer, E. Meyerson, D.A. Meese, G.W. Lamorey, A. Grachev, A.J. Gow, B.A. Barnett, Abrupt climate change around 22 ka on the Siple Coast of Antarctica, *Quat. Sci. Rev.* 23 (2004) 7–15.
- [32] T.D. van Ommen, V. Morgan, M.A.J. Curran, Deglacial and Holocene changes in accumulation at Law Dome, *Ann. Glaciol.* 39 (in press).
- [33] J. Jouzel, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, M. Bender, J. Chapellaz, C. Genthon, V.M. Kotlyakov, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, Petit, D. Raynaud, G. Raisbeck, C. Ritz, T. Sowers, M. Stievenard, F. Yiou, P. Yiou, Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period, *Nature* 364 (1993) 407–412.
- [34] J. Jouzel, C. Waelbroeck, B. Malaizé, M. Bender, J.R. Petit, M. Stievenard, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, T. King, V.M. Kotlyakov, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, D. Raynaud, C. Ritz, T. Sowers, Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records, *Clim. Dyn.* 12 (1996) 513–521.

4.3 Eight glacial cycles from an Antarctic ice core

EPICA community members (participants are listed alphabetically)

Laurent Augustin, Carlo Barbante, Piers R. F. Barnes, Jean Marc Barnola, Matthias Bigler, Emiliano Castellano, Olivier Cattani, Jerome Chappellaz, Dorte Dahl-Jensen, Barbara Delmonte, Gabrielle Dreyfus, Gael Durand, Sonia Falourd, Hubertus Fischer, Jacqueline Flückiger, Margareta E. Hansson, Philippe Huybrechts, Gérard Jugie, Sigfus J. Johnsen, Jean Jouzel, Patrik Kaufmann, Josef Kipfstuhl, Fabrice Lambert, Vladimir Y. Lipenkov, Geneviève C. Littot, Antonio Longinelli, Reginald Lorrain, Valter Maggi, Valerie Masson-Delmotte, Heinz Miller, Robert Mulvaney, Johannes Oerlemans, Hans Oerter, Giuseppe Orombelli, Frederic Parrenin, David A. Peel, Jean-Robert Petit, Dominique Raynaud, Catherine Ritz, Urs Ruth, Jakob Schwander, Urs Siegenthaler, Roland Souchez, Bernhard Stauffer, Jorgen Peder Steffensen, Barbara Stenni, Thomas F. Stocker, Ignazio E. Tabacco, Roberto Udisti, Roderik S. W. van de Wal, Michiel van den Broeke, Jerome Weiss, Frank Wilhelms, Jan-Gunnar Winther, Eric W. Wolff, Mario Zucchelli

Published in Nature, Volume 429, Pages 623-628, 2004

articles

Eight glacial cycles from an Antarctic ice core

EPICA community members*

*A full list of authors appears at the end of the paper

The Antarctic Vostok ice core provided compelling evidence of the nature of climate, and of climate feedbacks, over the past 420,000 years. Marine records suggest that the amplitude of climate variability was smaller before that time, but such records are often poorly resolved. Moreover, it is not possible to infer the abundance of greenhouse gases in the atmosphere from marine records. Here we report the recovery of a deep ice core from Dome C, Antarctica, that provides a climate record for the past 740,000 years. For the four most recent glacial cycles, the data agree well with the record from Vostok. The earlier period, between 740,000 and 430,000 years ago, was characterized by less pronounced warmth in interglacial periods in Antarctica, but a higher proportion of each cycle was spent in the warm mode. The transition from glacial to interglacial conditions about 430,000 years ago (Termination V) resembles the transition into the present interglacial period in terms of the magnitude of change in temperatures and greenhouse gases, but there are significant differences in the patterns of change. The interglacial stage following Termination V was exceptionally long—28,000 years compared to, for example, the 12,000 years recorded so far in the present interglacial period. Given the similarities between this earlier warm period and today, our results may imply that without human intervention, a climate similar to the present one would extend well into the future.

The climate of the last 500,000 years (500 kyr) was characterized by extremely strong 100-kyr cyclicity, as seen particularly in ice-core¹ and marine-sediment^{2,3} records. During the earlier part of the Quaternary (before 1 million years ago; 1 Myr BP), cycles of 41 kyr dominated. The period in between shows intermediate behaviour, with marine records showing both frequencies and a lower amplitude of the climate signal^{2,3}. The observed frequencies arise from parameters of the Earth's orbit that control the amount, and the seasonal and latitudinal distribution, of solar radiation⁴. However, the reasons for the dominance of the 100-kyr (eccentricity) over the 41-kyr (obliquity) band in the later part of the record, and the amplifiers that allow small changes in radiation to cause large changes in global climate, are not well understood. New records of the earlier periods, looking at parameters unavailable in marine records, are needed.

Ice cores provide the most direct and highly resolved records of (especially) atmospheric parameters over these timescales. They record climate signals, as well as forcing factors of global significance such as greenhouse gases and of more regional significance such as atmospheric aerosol content. Until now, ice-core data have been available only for the past 420 kyr, with the longest record coming from Vostok in East Antarctica¹, supported by the 340-kyr record from Dome Fuji⁵. These data indicated the similarities of the last four glacial terminations. They showed that glacials and interglacials had similar bounds in the measured properties over the last four cycles. Most tellingly, they showed the very close association between greenhouse gases^{1,6} (CO₂, CH₄) and climate (as recorded using the Antarctic temperature proxy, the deuterium/hydrogen ratio in ice, represented as δD) over this period. The Vostok record has become a compelling target against which other records and modelling efforts are tested.

The European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) is a consortium of laboratories and Antarctic logistics operators from ten nations, with the goal of obtaining two deep ice cores in East Antarctica. The study of one core, from Kohnen Station in the Dronning Maud Land sector of Antarctica (see Supplementary Fig. 1) is aimed at producing a high-resolution record of at least one glacial–interglacial cycle in the sector of Antarctica facing the Atlantic Ocean, for comparison with Greenland records⁷. The second core (named EDC) from Dome C (75°06'S, 123°21'E,

altitude 3,233 m above sea level), discussed here, is aimed at producing a record of the longest time period possible. The site⁸ has an ice thickness of $3,309 \pm 22$ m; the current drilling depth is 3,190 m, of which 3,139 m has been analysed for a wide range of constituents. The current mean annual surface temperature is -54.5°C , and the snow accumulation rate is $25 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (2.5 cm water equivalent per year). The drill site is 56 km from the site of a previous Dome C core⁹ that provided records extending into the last glacial period, and 560 km from the site of the Vostok cores¹. The completion of the Dome C core was delayed when the first drilling became stuck at 788 m in 1999, and this shorter EDC96 core has already yielded many important results from the last 45 kyr (see, for example, refs 10–14).

Here we present the EDC records of δD and other parameters, analysed at low resolution, for the available core. We show that the core represents 740 kyr, including all of marine isotope stage (MIS) 11, which was not completed in the Vostok record, and running through a further three complete 100-kyr cycles, to MIS 18.4. We compare the amplitude and frequency structure of the period before MIS 11 with that of the more recent period. We focus in more detail, with new greenhouse-gas and ice-chemical data, on Termination V, from MIS 12 to MIS 11, discussing first the integrity of the record. The different parameters measured on this termination are then discussed in terms of similarities to and differences from younger terminations.

Stratigraphy of the EDC core

The ice-core data (see Methods) are reported in Fig. 1 as a function of depth. In this section, conductivity, grain size, dust and δD data, taken together, allow us to define a reliable stratigraphy of the core in terms of terminations and of broad correspondence with the deep-sea record. In the following section, we derive a timescale—which should be considered preliminary—and develop arguments supporting our claim that the core stratigraphy is undisturbed at the current depth (3,139 m) despite the relative proximity of the bedrock (less than 200 m).

Under the conditions at Dome C, both measurements (see Methods) of electrical conductivity¹⁵ are dominated by variations in the acidity of the ice¹⁶. This property does not vary in a simple way with climate, increasing in both very cold and very warm stages,

articles

with the lowest values in intermediate climates. Cold periods in Antarctica are characterized by much greater dust fallout than is found during interglacials (for example, the Last Glacial Maximum (LGM)/Holocene ratio of 26 for dust flux¹³), related to a combination of increased aridity and wind strength. Large numbers of dust particles within the ice lead to a decrease in the ice-grain growth rate¹⁷. Consequently, each significant decrease of the average grain radius (Fig. 1) also marks an interglacial to glacial transition. The isotopic composition of the ice, δD (used here) and $\delta^{18}O$, is classically used as an indicator of temperature change. Isotopic models predict that δ values should vary linearly with temperature in mid- and high latitudes. There is now a series of arguments supporting the use of this present-day temperature/isotope spatial slope to interpret isotopic records from Antarctica^{18,19}, at least for deep ice cores from the East Antarctic plateau.

Electrical, dust and δD (Fig. 2) data can easily be matched between the EDC and Vostok cores into stage 11. We deduce that ice from 3,310 m at Vostok and from ~2,770 m at EDC corresponds to the same time period (423 kyr BP in the GT4 Vostok chronology). Transition V is then very clearly marked both in the dust, grain size and δD records with the coldest part of MIS 12 at around ~2,790 m (Fig. 1), and with Termination V (that is, the MIS 12 to MIS 11 transition) roughly corresponding to the depth interval between 2,790 and 2,760 m.

Below the dielectric-profiling peak corresponding to MIS 11 there is a large depth interval with low dielectric-profiling values. There is, however, a clear dust peak, as well as a large decrease in the average grain size, at a depth of 2,910 m, which should correspond to the cold MIS 14, thus implying that there is no dielectric-profiling peak within MIS 13. The δD record confirms that the interglacial MIS 13 peaks at a depth of 2,842 m, but is considerably colder than subsequent interglacials. This intermediate climate is insufficient to give a dielectric-profiling peak, probably because of reduced preservation of volatile acids²⁰.

From the δD record, we first note a clear change in the amplitude of glacial–interglacial changes before and after MIS 12, with the

older period being characterized by just one minimum as deep as those observed during the last 400 kyr, and by consistently lower maxima (by about 20‰). As discussed below, this change of amplitude corresponds to the mid-Brunhes climate shift (and does not result from some smoothing process in the ice). There is an excellent correspondence between the δD and the dust record and based on these we can assign the base of the transition at ~3,042 m to the next cold stage, MIS 16.2. In the deep-sea core record, stage 16.2 corresponds to particularly low sea level and was probably very cold. This is exactly what is seen in the δD where, before MIS 12, only stage 16 reached δD levels as low as those of the LGM. The next δD peaks (low dust) can then be attributed to full interglacial 17 and interstadial 18.3 with the bottom of the record corresponding to MIS 18.4.

Timescale and integrity of the deep ice

The timescale (called EDC2; see Methods) developed for the Dome C deep ice core is based on an inverse dating method²¹, constrained by a small number of control age windows, which are mainly set to glacial terminations by comparison to the marine records. The fact that a simple one-dimensional model with only four free parameters can be matched (to 3,139 m depth) so well, in both timing and shape, with the orbitally tuned marine records (Fig. 2c) is evidence for the integrity of the stratigraphy of the Dome C record. The good match extends through the period from 338 to 626 kyr, in which there are no imposed control windows. The difference between the ages of gas bubbles and the surrounding ice was computed with a firm model²².

The first section of EDC ice that is novel, that is, older than was

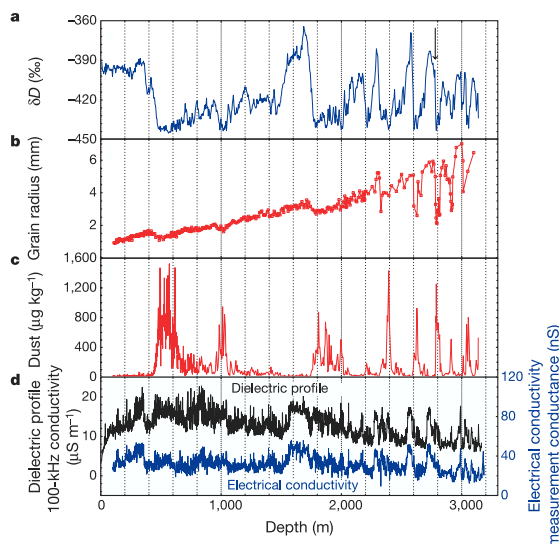


Figure 1 Measured parameters from the EPICA Dome C ice core, on an ice depth scale. **a**, δD , averaged over 3.85-m sections. **b**, Grain radius, measured approximately every 10 m. **c**, Dust concentration—below 787 m, there is one sample every 5.5 m; above that, one sample every 1.5 m. **d**, Electrical data (as discussed in the Methods), in 1-m averages. Termination V is marked by an arrow in **a**.

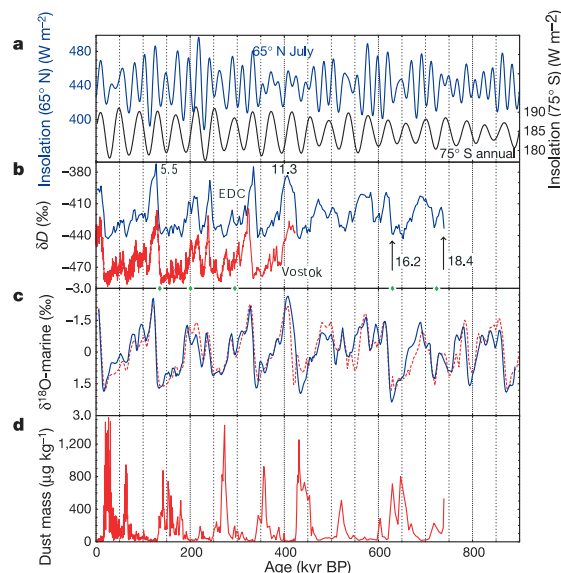


Figure 2 Comparison of EPICA Dome C data with other palaeoclimatic records.

a, Insolation records⁴. Upper blue curve (left axis), mid-July insolation at 65°N; lower black curve (right axis), annual mean insolation at 75°S, the latitude of Dome C. **b**, δD from EPICA Dome C (3,000-yr averages). Vostok δD (red) is shown for comparison¹ and some MIS stage numbers are indicated; the locations of the control windows (below 800-m depth) used to make the timescale are shown as diamonds on the x-axis. **c**, Marine oxygen isotope record. The solid blue line is the tuned low-latitude stack of site MD900963 and ODP677²; to indicate the uncertainties in the marine records we also show (dashed red line) another record, which is a stack of seven sites for the last 400 kyr but consisting only of ODP site 677 for the earlier period². Both records have been normalized to their long-term average. **d**, Dust from EPICA Dome C.

articles

obtained at Vostok, is that of Termination V. The integrity of this section can be tested using the depth difference expected between contemporaneous events recorded in the gas and the solid phase. We measured CO_2 and CH_4 mixing ratios in the air enclosed in the ice at $\sim 1\text{-m}$ resolution between 2,760 and 2,800 m (Fig. 3). From the Vostok findings over the last four terminations²³, we expect the following pairs of events to be roughly synchronous: (1) the CO_2 peak/ δD peak, (2) the start of CO_2 increase/start of δD increase. The depth offset (Δdepth) values for these two pairs of 5 to 7 m are in reasonable agreement with Δdepth values calculated with the firm densification model, taking into account the thinning function obtained with the ice-flow model (Fig. 3). These observations support the conclusion that this part of the Dome C record is undisturbed, that is, that there is no folding of the ice.

Although visible ash layers tilted by a few degrees from the horizontal have been observed in the deeper ice, so far we have observed none of the highly inclined layers and overturned folds that were associated with stratigraphic disturbance in the lowest 10% of the deep Greenland (Summit) ice cores. The electrical records to 3,190 m also show no unexpectedly rapid changes, of the kind that might be diagnostic of folding. In conclusion, all the evidence supports the integrity of the ice-core stratigraphy to 3139 m.

Antarctic climate beyond MIS 11

One of the paradoxes of Quaternary climate is the dominance of 100-kyr periodicity in the past few climatic cycles, even though the amplitude of insolation changes at this period is rather small. This

can be addressed by examining changes in the amplitude and frequency of climate through the Quaternary period. On the basis mainly of ice-volume records, two major transitions have been identified. The mid-Pleistocene revolution (MPR) is characterized by an increase in mean global ice volume, and a change in the dominant period from 41 to 100 kyr (ref. 2). Its timing is often considered to be at about 900 kyr BP (that is, before the scope of this paper). A second distinct climate change, the mid-Brunhes event (MBE, for example²⁴), roughly corresponds to the transition between stage 12 and stage 11 (Termination V) about 430 kyr ago. The MBE is characterized by a further increase of ice-volume variations with, from then to the present day, four large-amplitude 100-kyr-dominated glacial–interglacial cycles. The intermediate period between the MPR and the MBE is characterized by a less-clear pattern. This schematic description of Quaternary climate, largely based on deep-sea isotopic records of ice-volume changes, also holds for at least some sea surface temperature records. For example, a composite South Atlantic 1,830-kyr record²⁵ shows cold and relatively stable summer temperatures before the MPR followed by higher-amplitude fluctuations between the MPR and the MBE and much stronger variations thereafter. Now we have the opportunity to examine the pre-MBE signal in Antarctic temperature and dust.

In the EDC δD record (Fig. 2), as in the marine-isotope records, the most striking feature is the greater amplitude of glacial–interglacial change in the period after Termination V (with 430 kyr as the boundary), compared to the earlier period. The standard deviation of the signals increases by 45% for EDC and 12% for the $\delta^{18}\text{O}$ record of ref. 3; other planktonic series show a similar feature²⁴. The Devil's Hole calcite isotopic record²⁶, which, however, extends only back to 565 kyr BP, also shows less variability before than after the MBE and indeed resembles the EDC record over the part common to both records. In detail, the period before Termination V in EDC is characterized by somewhat less cold glacial maxima (with the exception of stage 16.2), but by very significantly less warm interglacials (Fig. 4). Less extreme (weaker amplitude) interglacials occupied a larger proportion of each glacial/interglacial cycle, with the result that the mean δD value before and after 430 kyr is quite similar. The new ice-core data strongly emphasize the contrast in climate before and after the MBE.

The driving mechanisms for neither the MPR nor the MBE are as yet well understood. Some properties of the insolation curves have

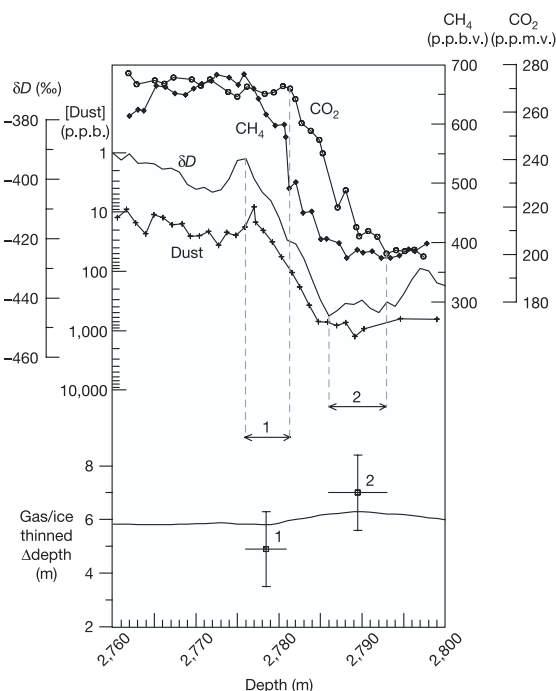


Figure 3 Termination V in the EPICA Dome C ice core on an ice depth scale. The top panel shows the ice-core parameters: circles, CO_2 ; diamonds, CH_4 ; line with no symbols, δD ; crosses, dust. The lower panel shows the modelled difference in depth between ice and air of the same age (line) along with estimates of the actual difference (error bars are based on uncertainty in aligning common events) for events considered roughly contemporaneous on the basis of their behaviour in later terminations at Vostok. Event 1, CO_2 peak/ δD peak; event 2, CO_2 early increase/ δD early increase.

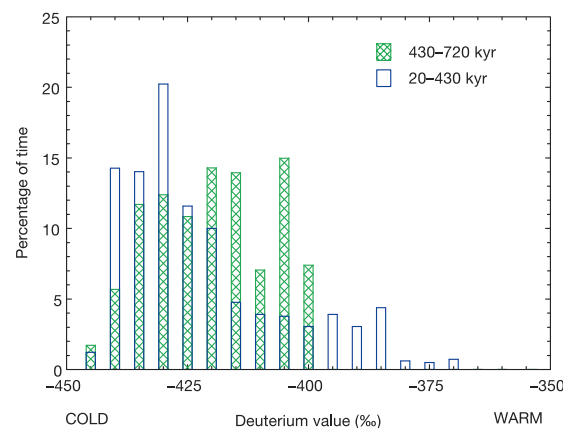


Figure 4 Histogram of δD values before and after 430 kyr. The bars show the occurrence of values within 5‰ windows for each of the periods, indicating that for the earlier period, there are no very warm values, but the time spent in warm and cold periods is more even than in the later period.

articles

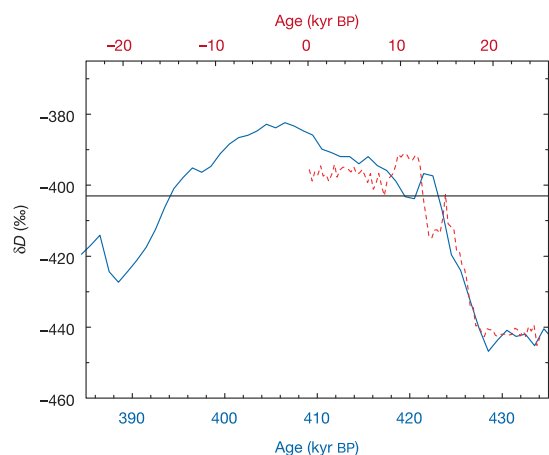


Figure 5 Comparison of Termination V plus MIS 11 with Termination I plus Holocene. δD data for MIS 11 (1-kyr averages) are shown as a solid blue line using the lower x axis; data for the Holocene are shown as a dashed red line using the upper x axis. Various alignments could be made, but we have adjusted the x axes so that the start of each termination is aligned. A horizontal line is drawn at -403‰ .

changed progressively over the last 800 kyr, with an increased amplitude of obliquity changes, for example, and therefore an increased variability of annual local insolation (Fig. 2a) in the later part of the record. However, none of the simple conceptual models developed to simulate the timing of the Pleistocene glaciations has been able to suggest an explanation of the MBE. The climate became more orderly and predictable after the MBE, perhaps as a result of the emergence of new feedback mechanisms linked with changes in boundary conditions, such as the strength of ocean circulation, albedo, carbon dioxide or isostasy²⁴. At this stage, we have no additional clues allowing us to favour any one of these feedbacks, or to formulate other possibilities, but to obtain a detailed carbon dioxide record over 800,000 yr should certainly be helpful.

A final issue concerning the complete record is the stability in the size of the Antarctic ice sheet. Preliminary measurements of air content made between 2762.1 and 2783.0 m depth (MIS 11), between 3054.7 and 3059.1 m (MIS 16.3) and between 3099.8 and 3100.9 m (MIS 17.3) show the same mean value as that of EDC ice dating from the last 40 kyr ($0.089 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$). This suggests²⁷ that over the last 700 kyr, the surface elevation in this central part of East Antarctica has been as stable as during the last 40 kyr. This sets constraints, probably of the order of 5 m (ref. 28), on the possible contribution of this part of East Antarctica to changes in sea level²⁹.

Termination V

MIS 11 emerges as a key interglacial, both as viewed from the atmosphere in the EDC record and from the ocean in the $\delta^{18}\text{O}$

marine records. It delimits the frontier between two different patterns of climate, and has been identified as a unique and exceptionally long interglacial³⁰. Some authors suggest that, because the orbital parameters (low eccentricity and consequently weak precessional forcing) are similar to those of the present and the next tens of thousands of years, MIS 11 may be the best analogue for present and future climate without human intervention³¹. In this context, we note (Fig. 5) that, on the EDC2 timescale, δD (our temperature proxy) remains above -403‰ (the minimum 300-yr average value observed during the full Holocene epoch) for 28 kyr in MIS 11 (apart from a brief reversal near the start); in the Holocene, δD has so far been above -403‰ for 12 kyr. The rate of change in δD is very similar in Terminations V and I. Both terminations show a clear temperature reversal, but the one in the earlier period occurs after interglacial warmth has already been achieved. Thus the reversal at about 420 kyr might be seen as analogous to the Antarctic cold reversal (ACR) that occurred during Termination I at around 13 kyr, or it might be seen as similar to the dip (at about 8 kyr) that occurred after the early Holocene warm period.

Our low-resolution data for CO_2 , CH_4 (Fig. 3) and other parameters already provide information on how Termination V mimics or differs from younger terminations in terms of coupling between climate and greenhouse gases. With a minimum at 200 p.p.m.v. and 380 p.p.b.v. at the end of MIS 12 and a maximum at 275 p.p.m.v. and 680 p.p.b.v. at the start of MIS 11, CO_2 and CH_4 mixing ratios lie within the range observed during younger glacials and interglacials¹, the MIS 12 values being slightly at the higher end of the glacial range. These observations and the incomplete MIS 11 CO_2 record measured along the Vostok ice core²⁸ rule out unusual greenhouse conditions during MIS 11³² or a link between coral-reef growth and the intense carbonate dissolution of MIS 11 through unusual CO_2 mixing ratios³⁰. Other parameters measured on the core (Table 1), representing conditions and transport in different compartments of the environment, have very similar (glacial) values at equivalent points just before Terminations I and V and very similar (interglacial) values just after the two transitions. This confirms that, in all the proxies we are able to examine, there is no significant long-term trend in the period since the MBE.

The general shape of the greenhouse gas increases resembles younger terminations, that is, a regular trend for CO_2 and a two-step transition for CH_4 (slow increase followed by a rapid jump towards interglacial values); however, no Younger-Dryas-like event is observed in our CH_4 profile.

The most striking feature concerns the relative timing of the CO_2 and CH_4 increases compared with younger terminations: whereas CH_4 started to increase concomitantly with CO_2 (and Antarctic temperature) during the last four terminations, at Termination V it leaves its glacial background 4 to 5 kyr later than CO_2 , by which time the latter had already increased by about 50 p.p.m.v. Similarly, the rapid jump of CH_4 punctuating the second part of its transition takes place when CO_2 approaches its maximum. Note that this is also the time when Antarctic temperature starts a slow decrease, that is, a typical expression of a bipolar see-saw as observed during stage 3 (ref. 33) and possibly Termination I¹². Following its rapid jump at

Table 1 Concentrations of major analytes measured along the EDC ice core

Analyses	6–8 kyr BP (after Termination I)	20–22 kyr BP (before Termination I)	416–418 kyr BP (after Termination V)	430–432 kyr BP (before Termination V)
δD (‰)	–399	–442	–395	–442
CO_2 (p.p.m.v.)	260	185	270	200
CH_4 (p.p.b.v.)	600	360	670	390
Dust ($\mu\text{g kg}^{-1}$)	14	680	24	630
Na ($\mu\text{g kg}^{-1}$)	20	101	23	99
SO_4^{2-} ($\mu\text{g kg}^{-1}$)	92	201	98	216

Gas values are for Dome C. No corrections for interhemispheric differences or global averages have been applied. Data is shown for approximately equivalent periods before and after Terminations I and V.

articles

the end of the termination, CH₄ continues to increase by ~100 p.p.b.v. for 2 to 3 kyr, another unusual feature when compared to the CH₄ trends during the early part of MIS 1, 5, 7 and 9 (ref. 1).

A thorough discussion of the causes of these greenhouse-gas peculiarities during Termination V is beyond the scope of this paper. But evidently the similarities and differences observed with younger terminations will stimulate the debate on how greenhouse gas and climate are coupled on Quaternary timescales.

Prospects from the rest of the core

In this paper, we have shown the extended climate record back to 740 kyr, and that the pattern of climate before MIS 11 was different to that which has followed for the past four glacial cycles. Although the results from MIS 11 indicate that without human intervention a climate similar to the present one would extend well into the future, the predicted increases in greenhouse-gas concentrations make this unlikely³⁴.

According to our preliminary timescale, extending the record to 3,190 m (ice already drilled but not analysed) will take the record back to 807 ± 10 kyr (MIS 20.2). The electrical records already obtained on this ice (Fig. 1), although difficult to interpret simply in terms of climate, certainly suggest that another glacial cycle will be found in this ice. This ice should include the Brunhes–Matuyama magnetic reversal, generally dated to about 780 kyr, and therefore give us the first indication of how a reversal is recorded in cosmogenic isotopes such as ¹⁰Be.

There remains up to 120 m of ice still to drill. This will be difficult to obtain because the ice is near to the melting temperature. The timescale EDC2 extended to the base gives an age of 960 ± 20 kyr. Therefore, when the record is complete, we could expect to reach MIS 26 (just beyond the MPR), assuming that the integrity of the stratigraphy and all the approximations of the dating method are still reasonable down to the base. It will be of particular interest to see how the tight coupling between greenhouse gases and Antarctic temperature (δD) seen in the last 420 kyr evolves through the earlier parts of the record. □

Methods

Analysis

The electrical conductivity measurement determines the d.c. conductance between electrodes on a fresh ice surface. Dielectric profiling determines the conductivity of the ice at higher frequencies. Both were measured in the field at a temperature of −20 ± 2 °C, corrected^{15,16} to −15 °C. Data were collected at high resolution and averaged to 1 m. Vertical thin sections were prepared in the field at a periodicity of 10 m, then digitized and analysed using an image analysis procedure³⁵ to determine the mean grain radius. A 3.4 cm × 3.4 cm strip of ice was melted on a hotplate in the field³⁶, and fed into various detectors. Aliquots (1.1-m averages) were also collected from this melting device into clean containers, frozen and shipped to Europe for ion chromatographic analysis³⁷ of major ions (presented for Termination V). All other measurements were made in laboratories in Europe after the ice had been shipped frozen from Dome C. δD was determined¹⁰ on meltwater from 55-cm-long sections. This record, still discontinuous for some parts, should be considered as preliminary. Also, we used a 'quick' mode (each sample is measured twice instead of four times), leading to a typical accuracy of 1.5‰ (1σ), whereas we aim for a final precision of 0.5‰ over the entire core, as currently obtained for EDC96 (the upper 780 m). δD data shown in Fig. 1 correspond to values averaged across seven successive samples. The current precision and resolution are well adapted for the climatic interpretation discussed here (Fig. 2), in which we focus on the broad features of Antarctic climate changes over the past eight climatic cycles.

Dust concentration and size distribution was measured by a 256-channel Coulter Counter, set to register particles in the size range from 0.7–20 μm (ref. 13). In calculating mass concentrations, density was taken as 2,500 kg m^{−3}. CO₂ and CH₄ were measured (for Termination V) by a dry crushing¹² and a melt-refreezing extraction technique⁸, respectively.

Models used for ice-core dating

Full details of the derivation of the timescale are given in the Supplementary Information. For the thinning rate computation, we used an ice-flow model³⁸, with prescribed surface elevation⁴⁰. It has two poorly known parameters: the melting at the base of the ice sheet (*F*), which is the condition for the vertical velocity at the base, and a parameter (*m*) for the vertical velocity profile. The vertical strain rate is assumed to be proportional to $1 - (z/H)^{m+1}$, where *z* is the depth and *H* is the ice thickness. The accumulation rate is deduced from the δD content of the ice, via the temperature of the inversion layer. This

conversion involves two further tunable parameters. The last modelling step of the chronology is the evaluation of the difference between the gas age and the ice age (Δage), which is required to derive the age scale for the gas measurements. This is derived from a firm model²². The four poorly known parameters of the models are evaluated through the use of a small number of chronological controls, through a Monte Carlo inverse method^{32,31}. The method searches for an optimal agreement, within the limits of the confidence interval of each assigned age (that is, we use control windows rather than control points) and using the same rules to define accumulation all along the record. In the top part of the core, we use the same control points as were used to derive the timescale (EDC1) recommended for the shallower part of the core⁴¹; EDC1 remains the recommended timescale for this part of the core, and hands over precisely to EDC2 at 800 m. For the bottom part of the core (that is, for the period older than 50 kyr), we used several age control windows derived by comparison to the stacked marine isotope curve of Bassinot⁴, assuming a 4-kyr phase lag. These points are situated at Terminations II (1,738 m = 131 ± 6 kyr), III (2,311 m = 245 ± 6 kyr), IV (2,593 m = 338 ± 6 kyr), VII (3,038 m = 626 ± 6 kyr) and VIII (3,119 m = 717 ± 6 kyr). Note that the age of identical events in this EDC2 chronology can differ, over their common parts, from the Vostok and Dome Fuji chronologies, because of slightly different best-fit parameters in the model.

Received 27 February; accepted 22 April 2004; doi:10.1038/nature02599.

- Petit, J. R. *et al.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**, 429–436 (1999).
- Imbrie, J. *et al.* On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography* **8**, 699–735 (1993).
- Bassinot, F. C. *et al.* The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* **126**, 91–108 (1994).
- Berger, A. & Loutre, M. F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.* **10**, 297–317 (1991).
- Watanabe, O. *et al.* Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature* **422**, 509–512 (2003).
- Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J., Mastroianni, D. & Deck, B. Ice core records of atmospheric CO₂ around the last three glacial terminations. *Science* **283**, 1712–1714 (1999).
- Johnsen, S. J. *et al.* Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *J. Quat. Sci.* **16**, 299–307 (2001).
- The EPICA Dome C 2001–02 science and drilling teams, Extending the ice core record beyond half a million years. *Eos Trans.* **83**, 509–517 (2002).
- Lorius, C., Merlivat, L., Jouzel, J. & Pourchet, M. A 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature* **280**, 644–648 (1979).
- Jouzel, J. *et al.* A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3199–3202 (2001).
- Stenni, B. *et al.* An oceanic cold reversal during the last deglaciation. *Science* **293**, 2074–2077 (2001).
- Monnin, E. *et al.* Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science* **291**, 112–114 (2001).
- Delmonte, B., Petit, J. R. & Maggi, V. Glacial to Holocene implications of the new 27,000-year dust record from the EPICA Dome C (East Antarctica) ice core. *Clim. Dyn.* **18**, 647–660 (2002).
- Röthlisberger, R. *et al.* Dust and sea salt variability in central East Antarctica (Dome C) over the last 45 kys and its implications for southern high-latitude climate. *Geophys. Res. Lett.* **29**, doi:10.1029/2002GL015186 (2002).
- Stauffer, B., Flückiger, J., Wolff, E. W. & Barnes, P. R. F. The EPICA deep ice cores: First results and perspectives. *Ann. Glaciol.* (in the press).
- Wolff, E. W., Basile, I., Petit, J.-R. & Schwander, J. Comparison of Holocene electrical records from Dome C and Vostok, Antarctica. *Ann. Glaciol.* **29**, 89–93 (1999).
- Weiss, J. *et al.* Dome Concordia ice microstructure: impurities effect on grain growth. *Ann. Glaciol.* **35**, 552–558 (2002).
- Jouzel, J. *et al.* Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. *J. Geophys. Res.* **108**, doi:10.1029/2002JD002677 (2003).
- Blunier, T., Schwander, J., Chappellaz, J., Parrenin, F. & Barnola, J. M. What was the surface temperature in central Antarctica during the last glacial maximum? *Earth Planet. Sci. Lett.* **218**, 379–388 (2004).
- Röthlisberger, R. *et al.* 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 (2003).
- Parrenin, F., Jouzel, J., Waelbroeck, C., Ritz, C. & Barnola, J. M. Dating the Vostok ice core by an inverse method. *J. Geophys. Res.* **106**, 31837–31851 (2001).
- Goujon, C., Barnola, J. M. & Ritz, C. Modeling the densification of polar firn including heat diffusion: Application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites. *J. Geophys. Res.* **108**, doi:10.1029/2002JD003319 (2003).
- Pepin, L., Raynaud, D., Barnola, J. M. & Loutre, M. F. Hemispheric roles of climate forcings during glacial–interglacial transitions as deduced from the Vostok record and LLN-2D model experiments. *J. Geophys. Res.* **106**, 31885–31892 (2001).
- Berger, W. H. & Wefer, G. in *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: the Marine Isotope Stage 11 Question* Geophys. Monogr. 137 (eds Droxler, A. W., Poore, R. Z. & Burckle, L. H.) 41–59 (AGU, Washington, 2003).
- Becquey, S. & Gersonde, R. Past hydrographic and climatic changes in the Subantarctic Zone of the South Atlantic—The Pleistocene record from ODP Site 1090. *Paleoceanogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **182**, 221–239 (2002).
- Winograd, I. J. *et al.* Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils-Hole, Nevada. *Science* **258**, 255–260 (1992).
- Martinerie, P., Raynaud, D., Etheridge, D. M., Barnola, J.-M. & Mazaudier, D. Physical and climatic parameters which influence the air content in polar ice. *Earth Planet. Sci. Lett.* **112**, 1–13 (1992).
- Raynaud, D., *et al.* in *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: the Marine Isotope Stage 11 Question* Geophys. Monogr. 137 (eds Droxler, A. W., Poore, R. Z. & Burckle, L. H.) 27–40 (AGU, Washington, 2003).
- Hearty, P. J., Kindler, P., Cheng, H. & Edwards, R. L. A +20 m middle Pleistocene sea-level highstand

articles

- (Bermuda and the Bahamas) due to partial collapse of Antarctic ice. *Geology* **27**, 375–378 (1999).
30. Droxler, A. W., Alley, R. B., Howard, W. R., Poore, R. Z. & Burckle, L. H. in *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: the Marine Isotope Stage 11 Question* Geophys. Monogr. 137 (eds Droxler, A. W., Poore, R. Z. & Burckle, L. H.) 1–14 (AGU, Washington, 2003).
 31. Berger, A. & Loutre, M. F. in *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: the Marine Isotope Stage 11 Question* Geophys. Monogr. 137 (eds Droxler, A. W., Poore, R. Z. & Burckle, L. H.) 17–26 (AGU, Washington, 2003).
 32. Lea, D. W., Pak, D. K. & Spero, H. J. in *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: the Marine Isotope Stage 11 Question* Geophys. Monogr. 137 (eds Droxler, A. W., Poore, R. Z. & Burckle, L. H.) 147–156 (AGU, Washington, 2003).
 33. Stocker, T. F. & Johnsen, S. J. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography* **18**, doi:10.1029/2003PA000920 (2003).
 34. IPCC, IPCC Third Assessment Report: *Climate Change 2001: The Scientific Basis* (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2001).
 35. Gay, M. & Weiss, J. Automatic reconstruction of polycrystalline ice microstructure from image analysis: application to the EPICA ice core at Dome Concordia, Antarctica. *J. Glaciol.* **45**, 547–554 (1999).
 36. Röthlisberger, R. *et al.* Technique for continuous high-resolution analysis of trace substances in firm and ice cores. *Environ. Sci. Technol.* **34**, 338–342 (2000).
 37. Littot, G. C. *et al.* Comparison of analytical methods used for measuring major ions in the EPICA Dome C (Antarctica) ice core. *Ann. Glaciol.* **35**, 299–305 (2002).
 38. Landais, A. *et al.* A tentative reconstruction of the last interglacial and glacial inception in Greenland based on new gas measurements in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core. *J. Geophys. Res.* **108**, doi:10.1029/2002JD003147 (2003).
 39. Ritz, C. *Un Modèle Thermo-Mécanique d'Évolution pour le Bassin Glaciaire Antarctique Vostok-Glacier Byrd: Sensibilité aux Valeurs des Paramètres Mal Connus* Thesis, Univ. J. Fourier (1992).
 40. Ritz, C., Rommelaere, V. & Dumas, C. Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years: Implications for altitude changes in the Vostok region. *J. Geophys. Res.* **106**, 31943–31964 (2001).
 41. Schwander, J. *et al.* A tentative chronology for the EPICA Dome Concordia ice core. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 4243–4246 (2001).

Supplementary Information accompanies the paper on www.nature.com/nature

Acknowledgements We thank the logistics and drilling teams. This work is a contribution to the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA), a joint European Science Foundation/European Commission (EC) scientific programme, funded by the EC and by national contributions from Belgium, Denmark, France, Germany, Italy, The Netherlands, Norway, Sweden, Switzerland and the UK.

Competing interests statement The authors declare that they have no competing financial interests.

Correspondence and requests for materials should be addressed to E.W. (ewwo@bas.ac.uk).

EPICA community members* (participants are listed alphabetically)

Laurent Augustin¹, Carlo Barbante², Piers R. F. Barnes³, Jean Marc Barnola¹, Matthias Bigler⁴, Emiliano Castellano⁵, Olivier Cattani⁶, Jerome Chappellaz¹, Dorte Dahl-Jensen⁷, Barbara Delmonte^{1,8}, Gabrielle Dreyfus⁶, Gael Durand¹, Sonia Falourd⁶, Hubertus Fischer⁹, Jacqueline Flückiger⁴, Margareta E. Hansson¹⁰, Philippe Huybrechts⁹, Gérard Jugie¹¹, Sigfus J. Johnsen⁷, Jean Jouzel⁶, Patrik Kaufmann⁴, Josef Kipfstuhl⁹, Fabrice Lambert⁴, Vladimir Y. Lipenkov¹², Geneviève C. Littot³, Antonio Longinelli¹³, Reginald Lorrain¹⁴, Valter Maggi⁶, Valerie Masson-Delmotte⁶, Heinz Miller⁹, Robert Mulvaney³, Johannes Oerlemans¹⁵, Hans Oerter⁹, Giuseppe Orombelli⁸, Frederic Parrenin^{1,6}, David A. Peel³, Jean-Robert Petit¹, Dominique Raynaud¹, Catherine Ritz¹, Urs Ruth⁹, Jakob Schwander⁴, Urs Siegenthaler⁴, Roland Souchez¹⁴, Bernhard Stauffer⁴, Jorgen Peder Steffensen⁷, Barbara Stenni¹⁶, Thomas F. Stocker⁴, Ignazio E. Tabacco¹⁷, Roberto Udisti⁵, Roderik S. W. van de Wal¹⁵, Michiel van den Broeke¹⁵, Jerome Weiss¹, Frank Wilhelms⁹, Jan-Gunnar Winther¹⁸, Eric W. Wolff³ & Mario Zucchelli^{19*}

¹, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (CNRS), BP 96, 38402 St Martin d'Hères Cedex, France; ², Environmental Sciences Department, University of Venice, Calle Larga S. Marta, 2137, I-30123 Venice, Italy; ³, British Antarctic Survey, High Cross, Madingley Road, Cambridge CB3 0ET, UK; ⁴, Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Sidlerstrasse 5, CH-3012 Bern, Switzerland; ⁵, Department of Chemistry—Analytical Chemistry Section, Scientific Pole—University of Florence, Via della Lastruccia 3, 50019 Sesto Fiorentino (Florence), Italy; ⁶, Institut Pierre Simon Laplace/Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR CEA-CNRS 1572, CE Saclay, Orme des Merisiers, 91191 Gif-Sur-Yvette, France; ⁷, Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen, Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen, Denmark; ⁸, University of Milano-Bicocca, Dipartimento di Scienze Ambiente e Territorio, Piazza della Scienza 1, I-20126 Milan, Italy; ⁹, Alfred-Wegener-Institute for Polar- und Marine Research (AWI), Postfach 120161, D-27515 Bremerhaven, Germany; ¹⁰, Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University, S-106 91 Stockholm, Sweden; ¹¹, Institut Polaire Français—Paul Emile Victor (IPEV), BP 75, 29280 Plouzané, France; ¹², Arctic and Antarctic Research Institute, 38 Beringa Street, 199397 St Petersburg, Russia; ¹³, Department of Earth Sciences, University of Parma, Parco Area delle Scienze 157/A, I-43100 Parma, Italy; ¹⁴, Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, Faculté des Sciences, CP 160/03, Université Libre de Bruxelles, 50 avenue FD Roosevelt, B1050 Brussels, Belgium; ¹⁵, Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht (IMAU), Princetonplein 5, 3584 CC Utrecht, The Netherlands; ¹⁶, Department of Geological, Environmental and Marine Sciences, University of Trieste, Via E. Weiss 2, I-34127 Trieste, Italy; ¹⁷, Earth Science Department, University of Milan, Via Cicognara 7, 20129 Milano, Italy; ¹⁸, Norwegian Polar Institute, N-9296 Tromsø, Norway; ¹⁹, ENEA, CRE Casaccia, PO Box 2400, Via Anguillarese 301, 00060 S. Maria di Galeria (RM), Italy.

*Deceased.

4.4 Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene

Urs Siegenthaler, Thomas F. Stocker, Eric Monnin, Dieter Lüthi, Jakob Schwander, Bernhard Stauffer, Dominique Raynaud, Jean-Marc Barnola, Hubertus Fischer, Valérie Masson-Delmotte, Jean Jouzel

Published in Science, Volume 310, Pages 1313-1317, 2005

REPORTS

Stable Carbon Cycle–Climate Relationship During the Late Pleistocene

Urs Siegenthaler,¹ Thomas F. Stocker,^{1*} Eric Monnin,¹
Dieter Lüthi,¹ Jakob Schwander,¹ Bernhard Stauffer,¹
Dominique Raynaud,² Jean-Marc Barnola,² Hubertus Fischer,³
Valérie Masson-Delmotte,⁴ Jean Jouzel⁴

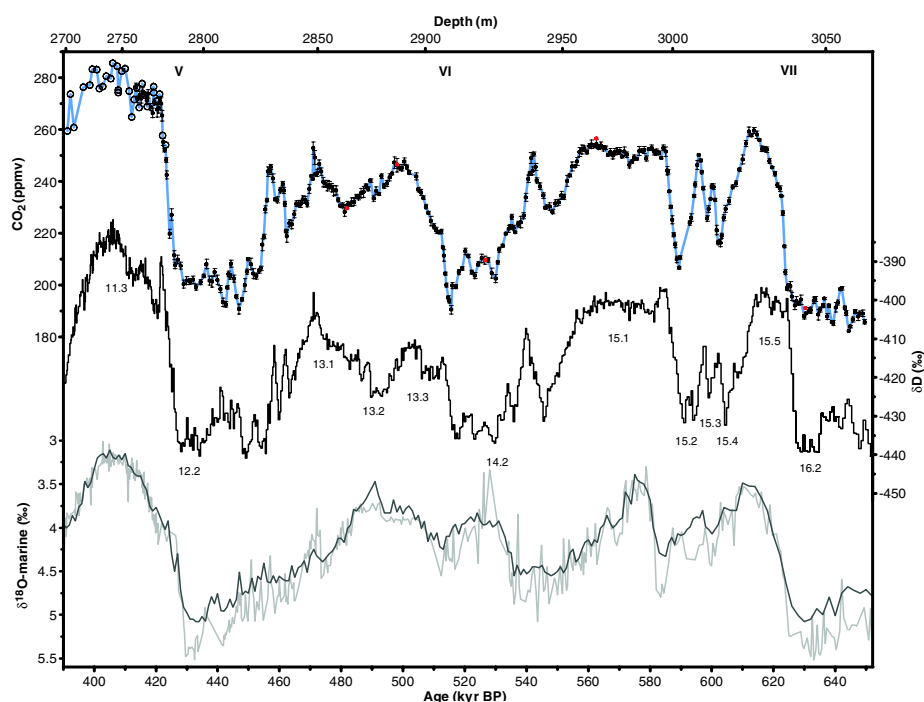
A record of atmospheric carbon dioxide (CO₂) concentrations measured on the EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) Dome Concordia ice core extends the Vostok CO₂ record back to 650,000 years before the present (yr B.P.). Before 430,000 yr B.P., partial pressure of atmospheric CO₂ lies within the range of 260 and 180 parts per million by volume. This range is almost 30% smaller than that of the last four glacial cycles; however, the apparent sensitivity between deuterium and CO₂ remains stable throughout the six glacial cycles, suggesting that the relationship between CO₂ and Antarctic climate remained rather constant over this interval.

The European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) recovered two deep ice cores from East Antarctica. One of the cores, located

at Dome Concordia (Dome C) (75°06'S, 123°21'E, altitude of 3233 m above sea level, and mean annual accumulation rate of 25.0

REPORTS

Fig. 1. Dome C CO₂ Bern data (black solid circles) are the mean of four to six samples, including the data from 31 depth intervals over termination V of (7); error bars denote 1 σ of the mean. Red solid circles are test measurements with the use of the sublimation extraction technique. Dome C CO₂ Grenoble data are shown as black open circles. Dome C CO₂ measurements are connected with a blue line, and the high-resolution deuterium record is given as a black line (18). Benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack and benthic $\delta^{18}\text{O}$ record from ODP site 980 are shown as a dark gray line (19) and a light gray line (19–22), respectively. The EDC2 time scale for Dome C is the same as in (7) (the depths at the top of the figure are only valid for the CO₂ record). Glacial terminations are given in roman numerals; marine isotope stages are given in arabic numerals according to (17).



kg m⁻² year⁻¹), is the only ice core covering at least eight glacial cycles (1), four cycles longer than previously available from ice cores. This has allowed us to reconstruct the record of the concentration of atmospheric CO₂ much further back in time than was possible before. Here, we report results from the interval between 390 and 650 kyr B.P. (kyr B.P. is thousand years before the present, i.e., before A.D. 1950).

Analyzing the air extracted from ice cores is the only way to directly determine atmospheric greenhouse gas concentrations for times before routine atmospheric measurements were begun. Antarctic ice cores are very suitable for CO₂ measurements because of their low temperatures and low concentrations of impurities, which minimize the risk of artifacts. Data from different Antarctic ice cores (2–13) and drilled at sites with different temperatures, accumulation rates, and impurity concentrations [except

cores with summer melting (14) and where elevated CO₂ values by up to 20 parts per million by volume (ppmv) are found] demonstrate that Antarctic ice cores are reliable recorders of atmospheric CO₂.

The concentrations of atmospheric CO₂ during the past four glacial cycles measured in the Vostok ice core vary between glacial and interglacial values of 180 ppmv and 280 to 300 ppmv, respectively (7). Including the data from Petit *et al.* (7), Fischer *et al.* (5) and Kawamura *et al.* (10), the lowest and highest values measured during a glacial cycle are on average 182 ± 4 ppmv (±1 standard deviation) and 296 ± 7 ppmv, respectively. This stable range of natural CO₂ variations on glacial-interglacial time scales led to the suggestion that feedbacks in the climate influence on the global carbon cycle maintain the rather narrow range observed (15).

The Dome C CO₂ record [mean sampling resolution of 731 years; details about the methods and the sampling are given in (16)] is plotted in Fig. 1, together with the δD record (Antarctic temperature proxy) of Dome C (18) [both records are shown on the EDC2 time scale (1)], a stack of benthic $\delta^{18}\text{O}$ records from globally distributed sites (19), and a high-resolution benthic $\delta^{18}\text{O}$ record from Ocean Drilling Project (ODP) site 980 (55°29'N, 14°42'W) (19–22). There is an excellent overall correlation between δD and benthic $\delta^{18}\text{O}$, a proxy of global ice volume (19).

First, we discuss the main features of the CO₂ record from Dome C from 650 to 390 kyr B.P. Our measurements begin at 650 kyr B.P., close to the lowest value for the entire record of 182 ppmv at 644 kyr B.P.. At marine isotope stage (MIS) 16, the CO₂ concentration is about 190 ppmv before the onset of termination VII. The entire transition between glacial and interglacial δD values occurred rapidly, within 3 kyr (ky) with the EDC2 dating. As expected from firnification processes, the corresponding CO₂ increase occurred deeper in the ice core, so there is no indication for an ice flow disturbance at this depth of about 3040 m, as has been observed at certain depths in the lowest 10% of some ice cores (7, 23). After emerging slowly out of the baseline band, the CO₂ increase can be divided in two intervals. The first increase of 35 ppmv up to a CO₂ concentration of 235 ppmv takes less than 2 ky, whereas the second increase of another 20 ppmv takes about 5 ky. Although the CO₂ trend at the beginning of the interglacial MIS 15.5 does not show an early CO₂ peak as during the past four interglacials, this second CO₂ increase is very similar in magnitude (20 ppmv) and duration (5 ky) to the Holocene one, although evolving with generally lower CO₂ values by about 25 ppmv. Therefore, the Holocene increase during the last 8 kyr is not an anomalous trend in comparison to other interglacials as postulated recently (24); instead it is a likely response of the carbon cycle

¹Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Sidlerstrasse 5, CH-3012 Bern, Switzerland. ²Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (CNRS), 54 Rue Molières, 38402 St. Martin d'Hères Cedex, France. ³Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI), Columbusstrasse, D-27568 Bremerhaven, Germany. ⁴Institut Pierre Simon Laplace/Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS 1572, CE Saclay, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France.

*To whom correspondence should be addressed. E-mail: stocker@climate.unibe.ch

REPORTS

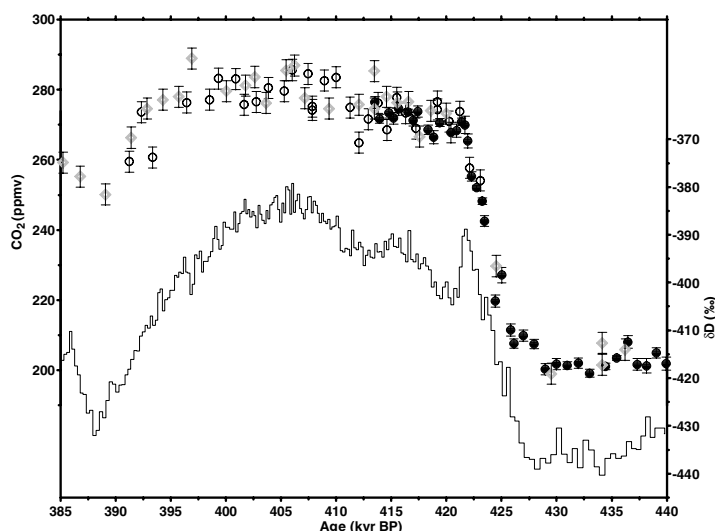


Fig. 2. CO₂ results of entire MIS 11, including end of MIS 12. Dome C CO₂ Bern data (solid circles) from EPICA community members (1) and this work; error bars, 1 σ of the mean. Dome C CO₂ Grenoble data are indicated by open circles; error bars, accuracy of 2 σ = 3 ppmv. High-resolution deuterium record is shown as a black line (18). Vostok CO₂ Grenoble data are indicated by gray open diamonds; error bars, accuracy of 2 σ = 3 ppmv on the corrected time scale (28).

to large changes in biomass (25). At the end of MIS 15.5, CO₂ attains its local maximum of about 260 ppmv, which is the highest concentration in the record before MIS 11 but substantially lower than the interglacial concentrations measured during the last four glacial cycles. At MIS 15.4 and MIS 15.2, the deuterium record indicates near-glacial conditions, only interrupted by two peaks at MIS 15.3. During the time interval of MIS 15.4 to 15.2, CO₂ shows rather large variations, with values between 207 ppmv and 250 ppmv and with two peaks during MIS 15.3 that are very similar to the deuterium peaks. The lowest values are close to glacial CO₂ concentrations, which raise the question of whether MIS 15 was a single continuous interglacial or multiple ones.

The increases of CO₂ and δ D into MIS 15.1 are very uniform and take 4 to 5 ky for each component. An unexpected feature is the very stable and long-lasting MIS 15.1. In contrast to the increasing global ice volume suggested by the benthic records of marine sediments (Fig. 1) (19), all indicators from Dome C exhibit almost constant values during MIS 15.1. This is observed in the records of deuterium (1), of CH₄ (26), and of aerosols (27) of the Dome C ice core but is most pronounced in our CO₂ results. We find a stable 251.5 \pm 1.9 ppmv (\pm 1 standard deviation) CO₂ concentration from 585 kyr B.P. to 557 kyr B.P. on the EDC2 time scale, which is unprecedented in any other time interval covered by previous CO₂ measurements on ice cores. This result suggests that the global carbon

cycle operated in an exceptionally stable mode for many millennia. The current estimate for the duration of MIS 15.1, on the basis of the EDC2 time scale, is 28,000 years. Accordingly, this interval is a prime target for developing a better understanding of the influence of orbital geometry on climate and the global carbon cycle. However, we cannot, at this stage, exclude the possibility that at least part of the exceptionally long duration of stable conditions could be due to an exceptionally low thinning rate of the corresponding ice layer.

The decrease in δ D from the end of MIS 15.1 to the start of MIS 14.2 is interrupted by a double peak, the older of which is most pronounced with a corresponding peak in the CO₂ record and with elevated values by more than 20 ppmv. The phase relationship between CO₂ and deuterium for this event is discussed later in the text. The deuterium increase to the maximum value of MIS 13.3 ("termination" VI) evolves in two steps, with a rather stable concentration in between and a difference between glacial and interglacial values that is smaller in comparison to any other termination during the past 650 ky. The CO₂ increase can be divided again into two intervals, as for termination VII. The first increase of 30 ppmv takes 3 ky, whereas the duration for the second increase of 20 ppmv is more than 8 ky. During MIS 13, CO₂ values are in the range of about 230 to 250 ppmv, with a minimum at 481 kyr B.P. This minimum lags the deuterium minimum by about 10 ky. The decrease to MIS 12.2 is

interrupted by another prominent set of deuterium and CO₂ double peaks. During MIS 12.2 (and also MIS 16.2) we find pronounced millennial CO₂ fluctuations of 10 to 20 ppmv. They are comparable in duration and amplitude to the distinct CO₂ peaks observed during the past four Antarctic warm events (A1 to A4) during the last glacial (4, 8).

A detailed comparison with Vostok data (28) during MIS 11, an interglacial period that occurred some 400,000 years ago and lasted for about 30,000 years, is shown in Fig. 2 in order to examine the consistency of CO₂ values measured in this deep ice. Both records agree within the error limits and show interglacial CO₂ concentrations in MIS 11 similar to those found in the Holocene. Accordingly, we are confident that the Dome C data in the pre-Vostok era reflect true atmospheric CO₂ concentrations.

The coupling of CO₂ and δ D is strong. The overall correlation between CO₂ data and Antarctic temperature during the time period of 390 to 650 kyr B.P. is $r^2 = 0.71$. Taking into account only the period 430 to 650 kyr B.P., where amplitudes of deuterium and CO₂ are smaller, the correlation is $r^2 = 0.57$. Corrections for changes in the temperature and δ D of the water vapor source, which also affect δ D of the ice, have not been made yet. The strong coupling of CO₂ to Antarctic temperature confirms earlier observations for the last glacial termination (9) and the past four glacial cycles (7) and supports the hypothesis that the Southern Ocean played an important role in causing CO₂ variations.

δ D as a function of CO₂ from the Vostok (MIS 1 to MIS 11) and Dome C ice cores [MIS 12 to 16, Holocene (11), and termination I (9)] is shown in Fig. 3. The offset in the deuterium values of Dome C and Vostok is due to the different distances to the open ocean, elevations, and surface temperatures of the two sites (29). It is remarkable that the slope of the three records is essentially the same. This suggests that the coupling of Antarctic temperature and CO₂ did not change substantially during the last 650 ky.

Another important parameter elucidating the coupling of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature is their relative phasing. Because of the enclosure process of air in ice, the phase relationship of CO₂ and δ D is associated with uncertainties. Because the enclosed air is younger than the surrounding ice (30), CO₂ is plotted on a gas age chronology, whereas deuterium is plotted on an ice age chronology. For Dome C and the period under investigation, the gas age/ice age difference (Δ age) is in the range of 1.9 to 5.5 ky (fig. S1). The estimated uncertainty of Δ age in the upper 800 m of

REPORTS

the Dome C ice core is about 10% (31), neglecting uncertainties in the thinning rate. Deviations from the modeled thinning would introduce systematic errors in Δ age.

By shifting the time scales of the entire CO_2 and deuterium records between 390 and 650 kyr B.P. relative to each other, we obtained the best correlation for a lag of CO_2 of 1900 years. This lag is significant considering the uncertainties of Δ age. Over the glacial terminations V to VII, the highest correlation of CO_2 and deuterium, with use of a 20-kyr window for each termination, yields a lag of CO_2 to deuterium of 800,

1600, and 2800 years, respectively. This value is consistent with estimates based on data from the past four glacial cycles. Fischer *et al.* (5) concluded that CO_2 concentrations lagged Antarctic warmings by 600 ± 400 years during the past three transitions. Monnin *et al.* (9) found a lag of 800 ± 600 years for termination I, and Caillon *et al.* (32), with use of the isotopic composition of argon in air bubbles instead of deuterium, calculated a value of 800 ± 200 years for termination III. Overall, the estimated lags over the entire Dome C record between 390 and 650 kyr B.P. and over the three ter-

minations in this time period are small compared with glacial-interglacial time scales and do not cast doubt on the strong coupling of CO_2 and temperature or on the importance of CO_2 as a key amplification factor of the large observed temperature variations of glacial cycles.

An apparent exception of the lag of CO_2 to deuterium observed over most of the record occurs around 534 to 548 kyr B.P., where CO_2 seems to lead δD by about 2000 ± 500 year. We cannot conclude with certainty whether the observed lead of CO_2 at this time is real or an artefact in the EDC2 time scale. To make the CO_2 and the δD peaks simultaneous, we would need to increase the modeled depth offset of the gas record and the ice record (Δ depth) from 4.3 m to 7 m (fig. S2). This can be achieved by a reduced thinning rate, an increased accumulation rate, a decreased temperature, or a combination of them. However, because accumulation and temperature are strongly positively correlated at present (33), the required change in accumulation or temperature, or a change of both, is rather unlikely. An anomalously low thinning rate is therefore the more likely way to produce such an artefact in the EDC2 time scale.

A composite CO_2 record over six and a half ice age cycles back to 650,000 yr B.P. is shown in Fig. 4, created from a combination of records from the Dome C, Taylor Dome, and Vostok ice cores. This record shows the differences in amplitudes of CO_2 and deuterium before and after 430 kyr B.P. and demonstrates, within the resolution of our measurements, that the atmospheric concentration of CO_2 did not exceed 300 ppmv for the last 650,000 years before the preindustrial era.

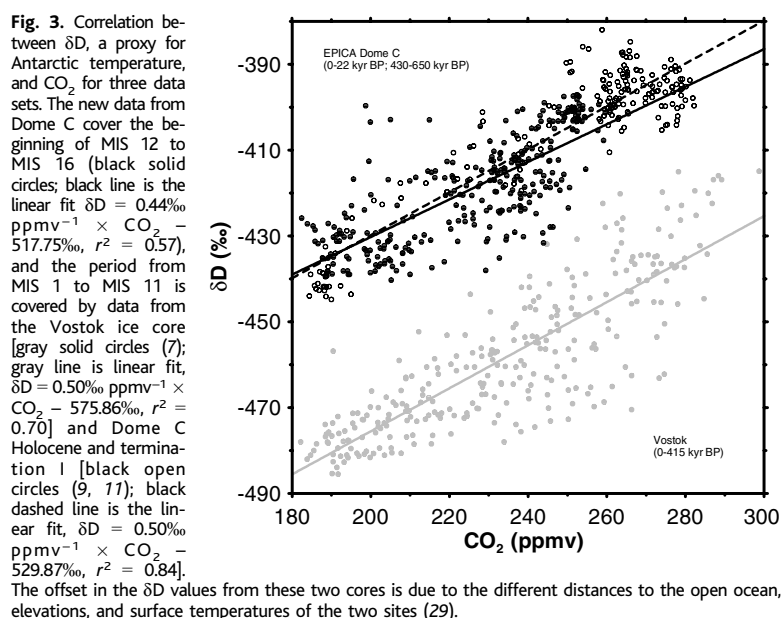


Fig. 3. Correlation between δD , a proxy for Antarctic temperature, and CO_2 for three data sets. The new data from Dome C cover the beginning of MIS 12 to MIS 16 (black solid circles; black line is the linear fit $\delta\text{D} = 0.44\text{‰ ppmv}^{-1} \times \text{CO}_2 - 517.75\text{‰}$, $r^2 = 0.57$), and the period from MIS 1 to MIS 11 is covered by data from the Vostok ice core [gray solid circles (7); gray line is linear fit, $\delta\text{D} = 0.50\text{‰ ppmv}^{-1} \times \text{CO}_2 - 575.86\text{‰}$, $r^2 = 0.70$] and Dome C Holocene and termination I [black open circles (9, 11); black dashed line is the linear fit, $\delta\text{D} = 0.50\text{‰ ppmv}^{-1} \times \text{CO}_2 - 529.87\text{‰}$, $r^2 = 0.84$]. The offset in the δD values from these two cores is due to the different distances to the open ocean, elevations, and surface temperatures of the two sites (29).

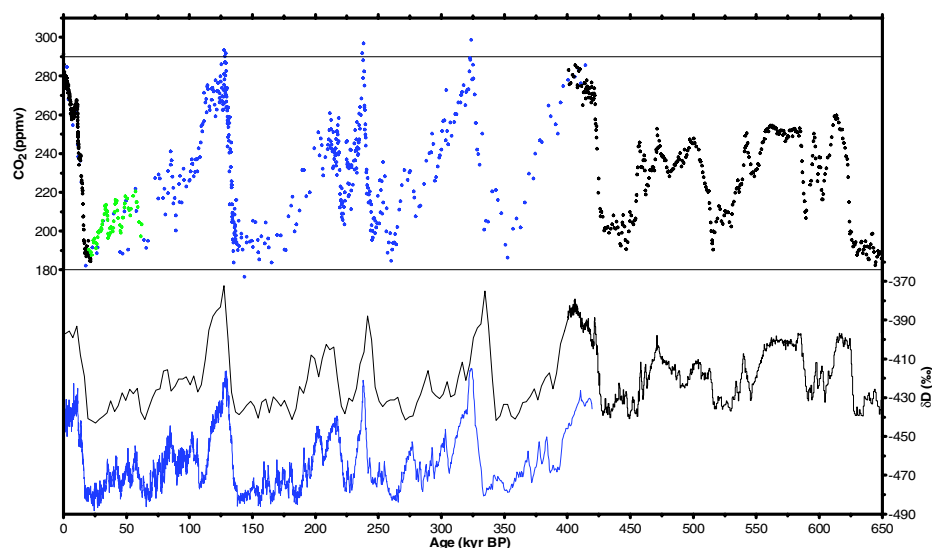


Fig. 4. A composite CO_2 record over six and a half ice age cycles back to 650,000 years B.P. The record results from the combination of CO_2 data from three Antarctic ice cores: Dome C (black), 0 to 22 kyr B.P. (9, 11) and 390 to 650 kyr B.P. [this work including data from 31 depth intervals over termination V of (7)]; Vostok (blue), 0 to 420 kyr B.P. (5, 7), and Taylor Dome (light green), 20 to 62 yr B.P. (8). Black line indicates δD from Dome C, 0 to 400 kyr B.P. (7) and 400 to 650 kyr B.P. (18). Blue line indicates δD from Vostok, 0 to 420 kyr B.P. (7).

REPORTS

The CO₂ record from the EPICA Dome C ice core reveals that atmospheric CO₂ variations during glacial-interglacial cycles had a notably different character before and after 430 kyr B.P. Before MIS 11, the amplitude of temperature was lower, and the duration of the warm phases has been much longer since then. In spite of these differences, the significant covariation of δD and CO₂ is valid in both periods. Before MIS 11, CO₂ concentrations did not exceed 260 ppmv. This is substantially lower than the maxima of the last four glacial cycles. The lags of CO₂ with respect to the Antarctic temperature over glacial terminations V to VII are 800, 1600, and 2800 years, respectively, which are consistent with earlier observations during the last four glacial cycles.

Our measurements have revealed an unexpected stable climate phase (MIS 15.1) during which the atmospheric CO₂ concentration was 251.5 ± 1.9 ppmv for many millennia (28,000 years, based on the EDC2 time scale), although the duration of MIS 15.1 is uncertain because of possible inaccuracies in the Dome C EDC2 time scale between MIS 12 and 15. However, the roughly 30,000-year duration of MIS 11 (and possibly MIS 15.1) demonstrates that long interglacials with stable conditions are not exceptional. Short interglacials such as the past three therefore are not the rule and hence cannot serve as analogs of the Holo-

cene, as postulated recently (24). Examining δD as a function of CO₂, we observe that the slope during the two new glacial cycles compared to the last four cycles is essentially the same. Therefore, the coupling of Antarctic temperature and CO₂ did not change significantly during the last 650 kyr, indicating rather stable coupling between climate and the carbon cycle during the late Pleistocene.

References and Notes

1. L. Augustin *et al.*, (EPICA community members), *Nature* **429**, 623 (2004).
2. J.-M. Barnola, D. Raynaud, Y. S. Korotkevich, C. Lorius, *Nature* **329**, 408 (1987).
3. D. M. Etheridge *et al.*, *J. Geophys. Res.* **101**, 4115 (1996).
4. B. Stauffer *et al.*, *Nature* **392**, 59 (1998).
5. H. Fischer, M. Wahlen, J. Smith, D. Mastroianni, B. Deck, *Science* **283**, 1712 (1999).
6. A. Indermühle *et al.*, *Nature* **398**, 121 (1999).
7. J. R. Petit *et al.*, *Nature* **399**, 429 (1999).
8. A. Indermühle, E. Monnin, B. Stauffer, T. F. Stocker, M. Wahlen, *Geophys. Res. Lett.* **27**, 735 (2000).
9. E. Monnin *et al.*, *Science* **291**, 112 (2001).
10. K. Kawamura *et al.*, *Tellus* **55B**, 126 (2003).
11. E. Monnin *et al.*, *Earth Planet. Sci. Lett.* **224**, 45 (2004).
12. U. Siegenthaler *et al.*, *Tellus* **57B**, 51 (2005).
13. J. Flückiger *et al.*, *Global Biogeochem. Cycles* **16**, 1010 (2002).
14. J. Ahn *et al.*, *J. Geophys. Res.* **109**, 10.1029/2003JD004415 (2004).
15. P. Falkowski *et al.*, *Science* **290**, 291 (2000).
16. Supplementary information concerning methods or assumptions is available on Science Online.
17. F. C. Bassinot *et al.*, *Earth Planet. Sci. Lett.* **126**, 91 (1994).
18. J. Jouzel *et al.*, in preparation.
19. L. E. Lisiecki, M. E. Raymo, *Paleoceanography* **20**, 10.1029/2004PA001071 (2005).
20. D. W. Oppo, J. F. McManus, J. L. Cullen, *Science* **279**, 1335 (1998).
21. J. F. McManus, D. W. Oppo, J. L. Cullen, *Science* **283**, 971 (1999).
22. B. P. Flower *et al.*, *Paleoceanography* **15**, 388 (2000).
23. A. Landais *et al.*, *J. Geophys. Res.* **109**, 10.1029/2003JD004193 (2004).
24. W. F. Ruddiman, *Clim. Change* **61**, 261 (2003).
25. F. Joos, S. Gerber, I. C. Prentice, B. L. Otto-Bliesner, P. J. Valdes, *Global Biogeochem. Cycles* **18**, 10.1029/2003GB002156 (2004).
26. R. Spahni *et al.*, *Science* **310**, 1317 (2005).
27. E. W. Wolff *et al.*, in preparation.
28. D. Raynaud *et al.*, *Nature* **436**, 39 (2005).
29. V. Masson *et al.*, *Quaternary Res.* **54**, 348 (2000).
30. J. Schwander, B. Stauffer, *Nature* **311**, 45 (1984).
31. J. Schwander *et al.*, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 4243 (2001).
32. N. Caillon *et al.*, *Science* **299**, 1728 (2003).
33. J. Jouzel *et al.*, *Nature* **329**, 403 (1987).
34. We thank K. Kawamura and G. Teste for assisting with the CO₂ measurements, L. Lisiecki and M. Raymo for access to the data of (19), and R. Spahni and F. Parrenin for fruitful discussions. This work is a contribution to the EPICA, a joint European Science Foundation/European Commission (EC) scientific program funded by the EC and by national contributions from Belgium, Denmark, France, Germany, Italy, Netherlands, Norway, Sweden, Switzerland, and United Kingdom. We acknowledge long-term financial support by the Swiss National Science Foundation, the University of Bern, the Swiss Federal Office of Energy, and EC Project EPICA-MIS. This is EPICA publication no. 133.

Supporting Online Material

www.sciencemag.org/cgi/content/full/310/5752/1313/DC1

Materials and Methods

Figs. S1 and S2

References

13 September 2005; accepted 1 November 2005
10.1126/science.1120130

sphere in the past. The European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) Dome Concordia (Dome C) ice core (75°06'S, 123°21'E, 3233 m above sea level) provides an ice core archive much longer, spanning eight climatic cycles over the past 740 thousand years (ky) (3). It demonstrates that the oldest four interglacials were cooler but lasted longer than the younger interglacials. Such findings raise the question whether the greenhouse gases CH₄ and N₂O behaved differently before MIS 11. Here, we present CH₄ and N₂O records derived from the EPICA Dome C ice cores reaching back to 650 kyr B.P.

¹Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Sidlerstrasse 5, CH-3012 Bern, Switzerland. ²Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE, CNRS-UJF), CNRS, 54 Rue Molières, 38402 St. Martin d'Hères, Grenoble, France. ³Institut Pierre Simon Laplace/Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS 1572, CE Saclay, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France.

*To whom correspondence should be addressed: stocker@climate.unibe.ch

†Present address: Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 9500 Gilman Drive, La Jolla, CA 92093-0244, USA.

‡Present address: Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado at Boulder, 450 UCB Boulder, Colorado 80309-0450, USA.

Supporting Online Material

Methods

For the Dome C measurements, the methods used in Bern and Grenoble for routine measurements are based on dry extraction techniques, followed by Infrared Laser Spectroscopy or Gaschromatography, respectively. The analytical method used in Bern has been described by Indermöhle et al. (1) with the exception of an extraction phase extended by 5 min suitable for clathrate ice to avoid a fractionation effect because of slower release of CO₂ relative to N₂ and O₂ from clathrates. The data represent the mean of six samples during termination V (2) or the mean of 4 samples (MIS 12 to MIS 16). The error bars denote the reproducibility of the measurements, i. e., one standard deviation of the mean, on average 1.2 ppmv over the whole record. CO₂ concentration has been measured on 1372 samples at 322 depth intervals, including data from 193 samples at 31 depth intervals over termination V of ref. (2) of the Dome C ice core with an age between 413 and 650 kyr BP. A second extraction device, based on a sublimation technique similar to the one of Güllük et al. (3) (accuracy ± 2 ppmv), is primarily used for validation and not for routine measurements. We made 5 measurements with the sublimation extraction at 5 depth intervals with an age between 480 and 631 kyr BP (see Fig. 1). The Grenoble method is slightly modified compared to Barnola et al. (4). In Grenoble, CO₂ concentration has been measured (accuracy $2\sigma = \pm 3$ ppmv) at 31 depth intervals of the Dome C ice core with an age between 391 and 424 kyr BP.

EDC2 Δ age

The evaluation of the gas age/ice age difference (Δ age) in the EDC2 timescale (2) used in this paper, is derived from a firn model (5), based on physical grain sliding and deformation laws, and that takes into account the diffusion of temperature in the firn.

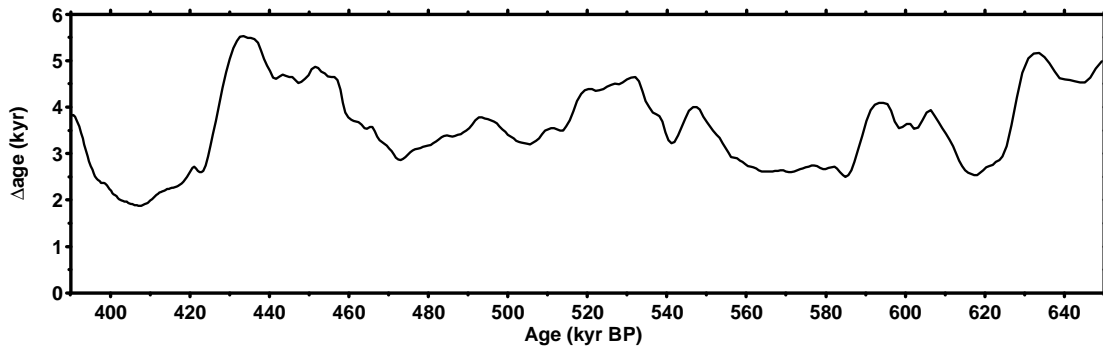


Fig. S1. Δ age vs. age in the EDC2 timescale (2) used in this paper over the interval of the record.

Lead of CO₂ around 534-548 kyr BP

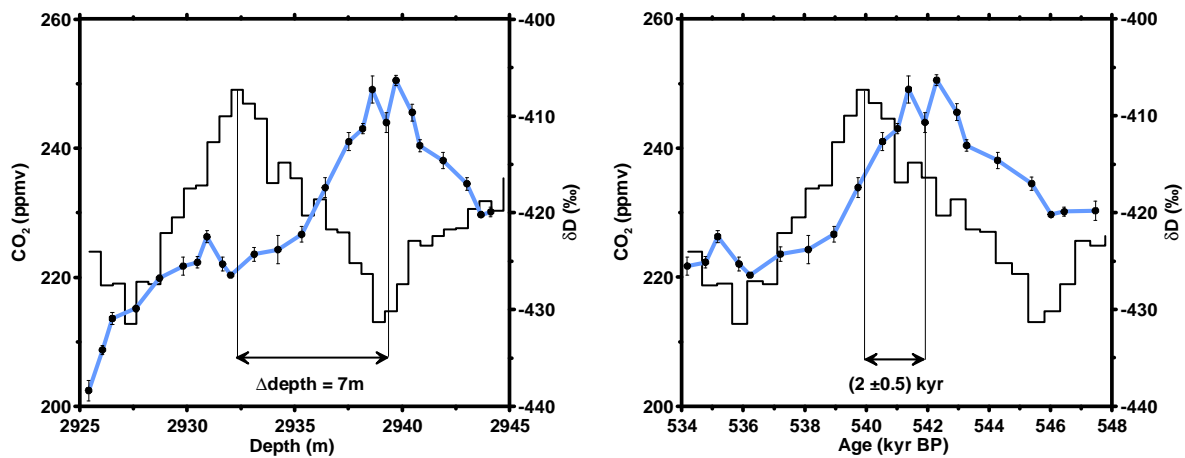


Fig. S2. CO₂ and δ D plotted on the depth scale (left) and on the EDC2 age scale (right). The observed depth offset of CO₂ and δ D at this event is 7m. On the age scale, the observed lead of CO₂ is (2 ± 0.5) kyr. As the enclosed air is younger than the surrounding ice (6), synchronous events are expected to appear with a certain offset on the depth scale (Δ depth). The modelled Δ depth is 4.3 m, at this event in the Dome C ice core.

References

1. A. Indermühle *et al.*, *Nature* **398**, 121 (1999)
2. EPICA community members, *Nature* **429**, 623 (2004)
3. T. Güllük, F. Slemr, B. Stauffer, *J. Geophys. Res.* **103**, 15,971 (1998)
4. J.-M. Barnola, D. Raynaud, Y. S. Korotkevich, C. Lorius, *Nature* **329**, 591 (1987)
5. C. Goujon, J.-M. Barnola, C. Ritz, *J. Geophys. Res.* **108**, 4792, 10.1029/2002JD003319 (2003)
6. J. Schwander, B. Stauffer, *Nature* **311**, 45 (1984)

Anhang A

Diffusionskonstanten und Löslichkeiten

A.1 Einleitung

Löslichkeiten und Diffusionskonstanten der verschiedenen Gaskomponenten im Eis differieren bis zu einigen Grössenordnungen, was sich direkt auf die Interpretation von Messungen der Gaszusammensetzung der im Eis eingeschlossenen Luft auswirken kann. Die Permeation durch das Eisgitter erfolgt aufgrund von unterschiedlichen molekularen Eigenschaften nicht für jede Gaskomponente gleich schnell, was zu Fraktionierungen der Luftzusammensetzung der verschiedenen Lufteinschlüssen führt. Die für die Messungen relevanten Fraktionierungseffekte entstehen infolge von systematischen Druckdifferenzen einerseits zwischen unterschiedlichen Lufteinschlüssen und andererseits zwischen Lufteinschlüssen und der Luft an der Oberfläche des Eisbohrkerns. Vermutet und zum Teil experimentell nachgewiesen sind solche Fraktionierungen bei Gasverlusten während der Lagerung von Eisbohrkernen, bei gleichzeitigem Auftreten von Mikroblasen und normalen Luftblasen oder von Luftblasen und Klathraten. Das Verständnis dieser Effekte hängt davon ab, wie genau die Diffusionskonstanten und Löslichkeiten von Gasen im Eisgitter bekannt sind. Dies soll Motivation genug sein, die Diffusionskonstanten und Löslichkeiten einiger wichtiger Gaskomponenten in diesem Anhang zusammenzustellen.

Diffusionskonstanten und Löslichkeiten von Gasen in Eis sind zu klein um direkt messbar zu sein. Sie werden mit theoretischen Ansätzen hergeleitet oder mit Hilfe von Gasmessungen im Eis indirekt abgeschätzt. Die Differenzen zwischen verschiedenen Abschätzungen oder Berechnungsmethoden für eine bestimmte Gaskomponente betragen zum Teil mehrere Grössenordnungen. Ein weiterer Unsicherheitsfaktor sind die Temperaturabhängigkeiten der Diffusionskonstanten und Löslichkeiten. Im folgenden werden in Anhang A.2 die wichtigsten Begriffe im Zusammenhang mit der Diffusion eingeführt, um dann die verschiedenen Ansätze und Modelle für die Berechnung von Diffusionskonstanten und Löslichkeiten in Anhang A.3 vorzustellen. In den Anhängen A.4 und A.5 werden die Berechnungen im Zusammenhang mit der Gasfraktionierung innerhalb der Blaseneiszone [Siegenthaler *et al.*, 2005a] sowie beim Lagern der Eisbohrkerne [Siegenthaler, 2002] mit den aktuellsten Diffusionskonstanten und Löslichkeiten noch einmal durchgeführt.

A.2 Grundbegriffe

Betrachtet man ein bestimmtes Gas der Sorte m ($m=\text{O}_2, \text{N}_2, \text{CO}_2\dots$), dann ist die im Eis molekular gelöste Gaskonzentration X_m , welche typischerweise einen Anteil von 1–3 % an der im Eis gespeicherten Gesamtmenge ausmacht, ein Produkt der Löslichkeit C_m , des Partialdrucks Y_m und des Luftdrucks P an der Eisoberfläche:

$$X_m = P \cdot Y_m \cdot C_m. \quad (\text{A.1})$$

Die Löslichkeiten und Diffusionskonstanten sind in *Ikeda-Fukazawa et al.* [2004] wie folgt definiert:

$$C_m = C_m^0 \exp\left(-\frac{E_m}{RT}\right), \quad (\text{A.2})$$

$$D_m = D_m^0 \exp\left(-\frac{Q_m}{RT}\right), \quad (\text{A.3})$$

wobei C_m^0 und D_m^0 Konstanten, E_m und Q_m Aktivierungsenergien, T die Temperatur und R die Gaskonstante ist. Im Modell von *Ikeda-Fukazawa et al.* [2004] wird in der idealen Eisstruktur Ih grundsätzlich zwischen der Diffusion senkrecht und parallel zur z-Achse unterschieden. Diese richtungsabhängigen Diffusionskonstanten eines bestimmten Gases unterscheiden sich bis zu einem Faktor 5. In Anhang A werden aber in Übereinstimmung zu fast allen publizierten Studien ausschliesslich gemittelte, also für keine ausgezeichnete Richtung innerhalb des Eiskristallgitters berechneten Diffusionskonstanten angegeben oder verwendet.

Der Fluss F_m von Molekülen der Sorte m in einem Einheitsvolumen ist vom Produkt von Löslichkeit und Diffusionskonstante abhängig:

$$F_m = -D_m C_m \left(\frac{\partial P Y_m}{\partial x} \right). \quad (\text{A.4})$$

Das Produkt von Löslichkeit und Diffusionskonstante heisst Permeationskonstante. Sie bestimmt also gemäss Formel A.4 den Fluss zwischen unterschiedlichen Lufteinschlüssen im Eisgitter und muss gemäss den Formeln A.2 und A.3 auch eine exponentielle Temperaturabhängigkeit zeigen:

$$D_m^P = D_m^{P0} \exp\left(-\frac{Q_m^P}{RT}\right). \quad (\text{A.5})$$

A.3 Zusammenstellung der Diffusionskonstanten und Löslichkeiten

Die in der Tabelle A.1 angegebenen Diffusionskonstanten und Löslichkeiten sind mit grossen Unsicherheiten behaftet. Sie unterscheiden sich um bis zu vier Grössenordnungen. Die Permeationskonstante, welche die relevante Grösse für den Fluss von Gasen im Eisgitter ist, differiert bis zu einer Grössenordnung für N_2 und O_2 . Noch grösser dürfte im Moment die Unsicherheit der Permeationskonstanten für CO_2 sein, weil eine Überprüfung derselben analog zu den Permeationskonstanten von N_2 und O_2 aufgrund fehlender Daten über CO_2 -Konzentrationen

einzelner Lufteinschlüsse noch aussteht. Im folgenden sind die den zusammengestellten Konstanten zugrundeliegenden Modelle und Berechnungsmethoden kurz zusammengefasst:

- (1) *Hondoh* [1996] verwendete die von *Sato et al.* [1996] aufgezeigte lineare Abhängigkeit zwischen den Diffusionskonstanten der Edelgase Helium, Neon und Argon und ihrer Van der Waals Radien, um die Diffusionskonstanten der im Vergleich grösseren Moleküle N_2 , O_2 und CO_2 zu extrapolieren. Auf dieselbe Weise wurden auch die Löslichkeiten dieser drei Gase aus der gemessenen Löslichkeiten von Helium und Neon extrapoliert. Während *Hondoh* [1996] eine exponentielle Abhängigkeit der Diffusionskonstanten von der Temperatur annahm, wurde die Temperaturabhängigkeit der Löslichkeiten als gering eingestuft und deshalb vernachlässigt. Der Nachteil dieser Methode ist, dass die Resultate stark von der Wahl des Van der Waals Radius abhängen. Mit einer anderen Wahl der Radien, erhält man mit derselben Methode eine grössere Diffusionskonstante für O_2 als für N_2 .
- (2) Um die obigen Widersprüche mit der Methode der van der Waals Radien zu umgehen, wählte *Ikeda et al.* [1999] eine andere Methode zur Bestimmung der Diffusionskonstanten. Dabei wurden zwischenmolekulare Kräfte zwischen einem Gasmolekül und den umgebenden Wassermolekülen im Eisgitter berücksichtigt. Gasmoleküle können innerhalb des Eisgitters wandern, indem sie von einem stabilen Zwischengitterplatz unter Überwindung einer Potentialbarriere auf einen benachbarten Platz springen. Die Diffusionskonstanten von O_2 und N_2 wurden aus den aus der Literatur bekannten Diffusionskonstanten von Wasserstoff, Wasser, Helium, Neon und Argon extrapoliert, indem eine lineare Abhängigkeit zwischen Diffusionskonstante und der mit Hilfe des Lennard-Jones-Potentials berechneten Potentialbarriere angenommen wurde.
- (3) *Salamatin et al.* [2001] entwickelte ein Modell, welches den Übergang von Blasen zu Klathraten mit den dazugehörigen Gasfraktionierungseffekten beschreibt. Das Modell verfolgt die zeitliche Entwicklung von koexistierenden Blasen und Klathraten, welche die Übergangszone von Blasen zu Klathraten durchlaufen. Seinem Modell liegen folgende Annahmen zugrunde: 1. Jede Luftblase wandelt sich innerhalb der Übergangszone in genau ein Klathrat um, d.h. die Gesamtanzahl der Lufteinschlüsse bleibt konstant. 2. Die Dauer der Umwandlung ist vernachlässigbar kurz. 3. Die Gaszusammensetzung wird bei der Umwandlung nicht verändert. 4. Oberflächenenergien der Blasen-Eis und Klathrat-Eis Grenzflächen werden vernachlässigt. Die Modellparameter wurden so angepasst, dass eine möglichst gute Übereinstimmung von Modell und experimentellen Resultaten resultierte. Solche Daten waren die tiefenabhängige Anzahl und statistische Grössenverteilung von Blasen und Klathraten [*Lipenkov*, 2000], sowie Raman-Spektrometriemessungen der Gaszusammensetzung einzelner Lufteinschlüsse [*Ikeda et al.*, 1999].
- (4) Als Grundlage für *Ikeda-Fukazawa et al.* [2001] dienten die Permeationskonstanten von *Salamatin et al.* [2001] bei 220 K. Verwendet wurden aber andere Aktivierungsenergien, was eine andere Temperaturabhängigkeit zur Folge hatte.
- (5) *Ikeda-Fukazawa et al.* [2004] verwendeten einen neuen Ansatz zur Berechnung der Diffusionskonstanten. Die Luftmoleküle wechseln die Gitterplätze nicht mehr, indem sie die Potentialbarrieren, welche in [*Ikeda et al.*, 1999] vorgestellt wurden, überwinden. Im neuen Modell wird angenommen, dass die Luftmoleküle Wasserstoffbrücken aufbrechen um

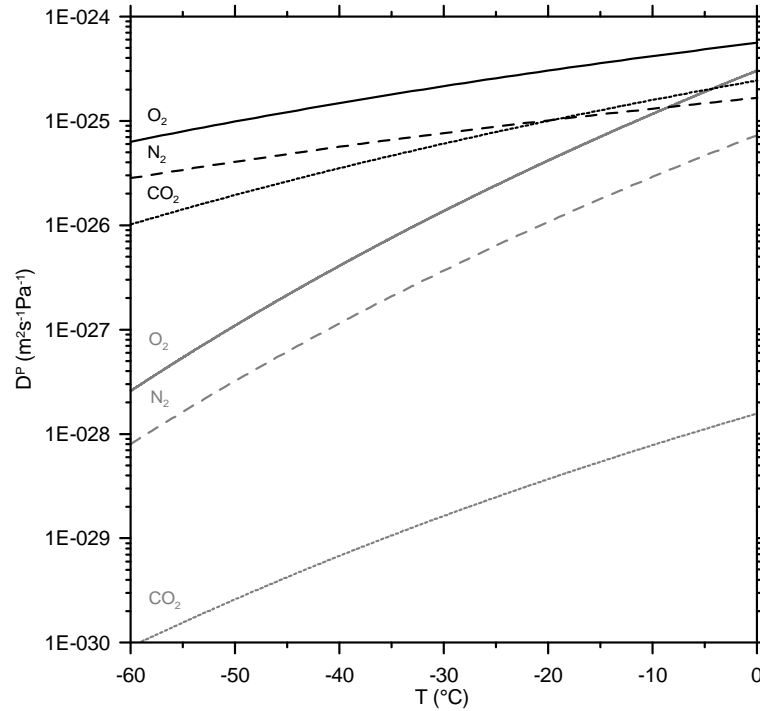
innerhalb eines idealen Eiskristallgitters zu wandern. Mit diesem Modell werden die Diffusionskonstanten von N_2 und O_2 bei -10°C um rund zwei Grössenordnungen grösser. Zur Berechnung der Löslichkeiten, welche im Vergleich zu bisherigen Abschätzungen um bis zu zwei Grössenordnungen kleiner sind, wurde ebenfalls der Mechanismus des Aufbrechens von Wasserstoffbrücken angewendet [Ikeda-Fukazawa und Fukumizu, 2006]. Die Permeationskonstanten basierend auf diesem Modell sind somit grösser als alle bisher publizierten Werte. Der grösste Unterschied betrifft die Permeationskonstante von CO_2 , welche im Vergleich zu Hondoh [1996] bei -10°C um über drei Grössenordnungen grösser ist, was sich beträchtlich auf Berechnungen von Fraktionierungseffekten im Zusammenhang mit CO_2 -Messungen auswirkt (vgl. Anhang A.4).

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
C_{N_2} (Pa^{-1})	$1.4 \cdot 10^{-13}$				$6.7 \cdot 10^{-15}$
C_{O_2} (Pa^{-1})	$1.1 \cdot 10^{-13}$				$1.0 \cdot 10^{-14}$
C_{CO_2} (Pa^{-1})	$7.6 \cdot 10^{-15}$				$1.4 \cdot 10^{-15}$
D_{N_2} (m^2s^{-1})	$1.4 \cdot 10^{-12}$	$1.6 \cdot 10^{-13}$			$1.9 \cdot 10^{-11}$
D_{O_2} (m^2s^{-1})	$8.7 \cdot 10^{-13}$	$5.5 \cdot 10^{-13}$			$4.1 \cdot 10^{-11}$
D_{CO_2} (m^2s^{-1})	$1.0 \cdot 10^{-14}$				$1.1 \cdot 10^{-10}$
$D_{N_2}^P$ ($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Pa}^{-1}$)	$3.4 \cdot 10^{-25}$		$2.4 \cdot 10^{-26}$	$2.9 \cdot 10^{-26}$	$1.3 \cdot 10^{-25}$
$D_{O_2}^P$ ($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Pa}^{-1}$)	$9.6 \cdot 10^{-26}$		$7.4 \cdot 10^{-26}$	$1.1 \cdot 10^{-25}$	$4.1 \cdot 10^{-25}$
$D_{CO_2}^P$ ($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Pa}^{-1}$)	$7.6 \cdot 10^{-29}$				$1.6 \cdot 10^{-25}$
$C_{N_2}^0$ (Pa^{-1})					$4.5 \cdot 10^{-13}$
$C_{O_2}^0$ (Pa^{-1})					$3.7 \cdot 10^{-13}$
$C_{CO_2}^0$ (Pa^{-1})					$2.1 \cdot 10^{-13}$
$D_{N_2}^0$ (m^2s^{-1})	$1.8 \cdot 10^{-6}$				$2.0 \cdot 10^{-10}$
$D_{O_2}^0$ (m^2s^{-1})	$1.8 \cdot 10^{-6}$				$3.5 \cdot 10^{-9}$
$D_{CO_2}^0$ (m^2s^{-1})	$1.8 \cdot 10^{-6}$				$9.1 \cdot 10^{-8}$
$D_{N_2}^{P0}$ ($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Pa}^{-1}$)			$2.1 \cdot 10^{-16}$	$2.4 \cdot 10^{-15}$	
$D_{O_2}^{P0}$ ($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Pa}^{-1}$)			$6.3 \cdot 10^{-16}$	$2.4 \cdot 10^{-14}$	
$D_{CO_2}^{P0}$ ($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Pa}^{-1}$)					
E_{N_2} (kJ mol^{-1})					9.2
E_{O_2} (kJ mol^{-1})					7.9
E_{CO_2} (kJ mol^{-1})					10.9
Q_{N_2} (kJ mol^{-1})	31.8				5.1
Q_{O_2} (kJ mol^{-1})	29.9				9.7
Q_{CO_2} (kJ mol^{-1})	41.6				14.7
$Q_{N_2}^P$ (kJ mol^{-1})			50	55	
$Q_{O_2}^P$ (kJ mol^{-1})			50	57	
$Q_{CO_2}^P$ (kJ mol^{-1})					

Tabelle A.1: Zusammenstellung der Löslichkeiten, Diffusionskonstanten und Permeationskonstanten bei einer Temperatur von 263 K. (1) Hondoh [1996], (2) Ikeda et al. [1999], (3) Salamatina et al. [2001], (4) Ikeda-Fukazawa et al. [2001], (5) Ikeda-Fukazawa et al. [2004] und Ikeda-Fukazawa und Fukumizu [2006].

Figur A.1 zeigt die Temperaturabhängigkeit der in *Siegenthaler et al.* [2005a] verwendeten (in Tabelle A.1 Nr. (1) für CO₂ und Nr. (4) für N₂ und O₂) und der aus den Löslichkeiten und Diffusionskonstanten in *Ikeda-Fukazawa et al.* [2004] und *Ikeda-Fukazawa und Fukumizu* [2006] berechneten Permeationskonstanten (Nr. (5) in Tabelle A.1). Letztere zeigen eine deutlich schwächere Temperaturabhängigkeit und bleiben im Temperaturbereich von –60 bis 0 °C mit Ausnahme der Permeationskonstanten von CO₂ innerhalb einer Größenordnung.

Abbildung A.1: Permeationskonstanten in Abhängigkeit der Temperatur. Schwarz: Berechnung der Permeationskonstanten mit den Diffusionskonstanten und Löslichkeiten nach *Ikeda-Fukazawa et al.* [2004] und *Ikeda-Fukazawa und Fukumizu* [2006]. Grau: Permeationskonstanten von N₂ und O₂ nach *Ikeda-Fukazawa et al.* [2001] und von CO₂ nach den Angaben in [*Hondoh, 1996*].



A.4 Gasfraktionierung zwischen Mikroblasen und normalen Blasen

Wie in Kapitel 3.1.1 schon erwähnt, wird am Firn-Eis Übergang in einer Tiefe von rund 100 m über 90 % der Luft innerhalb eines Tiefenintervalls von etwa 10 m in Form von Blasen im Eis eingeschlossen [*Schwander et al.*, 1993]. Ein signifikanter Anteil von Lufteinschlüssen, die sogenannten Mikroblasen, entstehen durch Sublimations-Kondensations-Prozesse im Schnee und in Firnkörnern bereits im oberen Teil der Firnzone [*Lipenkov, 2000*]. *Bari und Hallet* [1974] nehmen an, dass diese Lufteinschlüsse bei schnellem Gefrieren von Wasser zunächst molekular gelöst werden und dann zu Korngrenzen diffundieren, um sich dort in kleinen Blasen zu sammeln. Weil solche Lufteinschlüsse nicht nur an Korngrenzen beobachtet werden, wird angenommen, dass diese Blasen bei der Rekristallisation von Firnkörnern an Ort und Stelle bleiben. Aufgrund der hohen Löslichkeit von CO₂ in Wasser wird vermutet, dass die in diesen Blasen enthaltene Luft CO₂-angereichert ist. Messungen der CO₂-Konzentration an evakuierten Firnproben, welche aus North Central in Nordgrönland stammen, ergaben vor allem in den ersten 10 Metern der Firnschicht stark angereicherte CO₂-Konzentrationen [*Stauffer, 1981*]. Aufgrund von höheren Drücken in Mikroblasen im Vergleich zu normalen Blasen, welche in den ersten 200 m nach dem Lufteinschluss am Eisbohrkern von Vostok gemessen wurden, kann

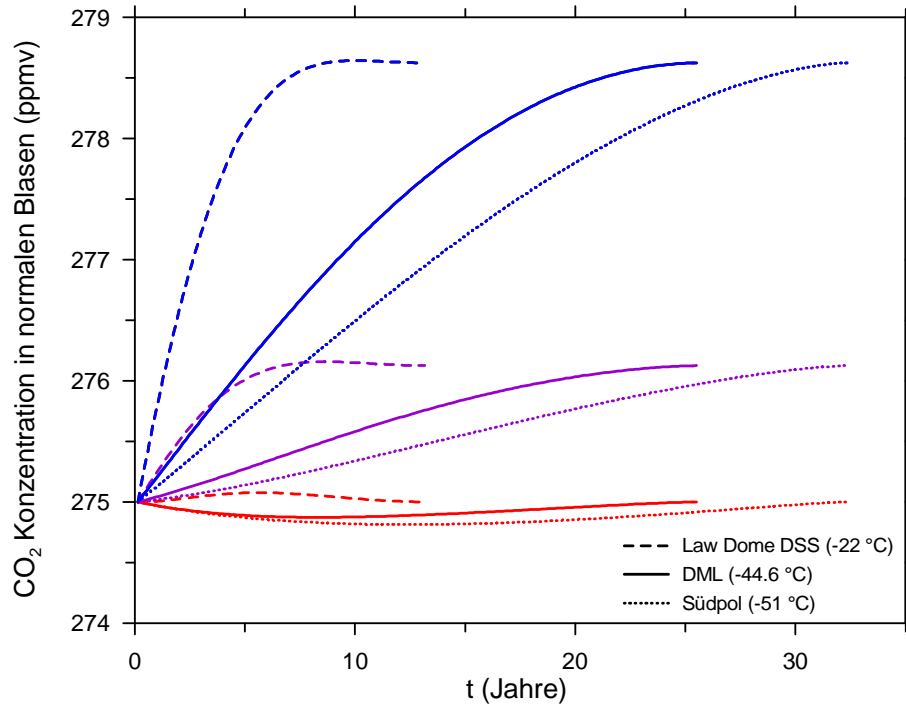


Abbildung A.2: Berechnung der CO₂-Konzentration der in normalen Blasen eingeschlossenen Luft mit dem in *Siegenthaler et al.* [2005a] detailliert beschriebenen Modell (siehe Ausführungen über das Modell im Appendix und berechnete CO₂-Konzentrationsverläufe in Figur 3 des Kapitels 4.1.2). Im Unterschied zu den Berechnungen in *Siegenthaler et al.* [2005a] wurden hier die Diffusionskonstanten und Löslichkeiten aus *Ikeda-Fukazawa et al.* [2004] und *Ikeda-Fukazawa und Fukumizu* [2006] verwendet. Für jede Jahresmitteltemperatur der entsprechenden Bohrorte wurden drei Berechnungen mit den Anfangskonzentrationen in den Mikroblasen von 275 (rot), 500 (violett) und 1000 ppmv (blau) durchgeführt. Die Linien enden jeweils, nachdem der Gleichgewichtszustand erreicht ist.

angenommen werden, dass Luft von den Mikroblasen zu den normalen Blasen mit einem Fraktionierungseffekt diffundiert [*Ikeda-Fukazawa et al.*, 2001]. Diese Fraktionierung würde sich direkt auf die Messungen von Eis mit Trockenextraktionsmethoden auswirken, da bevorzugt Luft aus normalen Blasen aufgrund deren grösseren räumlichen Ausdehnung extrahiert wird. Die Abschätzung der CO₂-Konzentration in normalen Blasen hängt stark von der angenommenen CO₂-Konzentration in Mikroblasen und der Unsicherheit der Permeationskonstanten ab [*Siegenthaler et al.*, 2005a]. In diesem Anhang wird nun diese Abschätzung noch einmal durchgerechnet mit dem Unterschied, dass die aktuellsten Permeationskonstanten verwendet werden, welche aus den Angaben in *Ikeda-Fukazawa et al.* [2004] und *Ikeda-Fukazawa und Fukumizu* [2006] berechnet wurden und um bis zu 4 Größenordnungen von bisher publizierten Werten differieren (vgl. Anhang A.3). Das Resultat der Berechnung ist in Figur A.2 dargestellt. Die Unterschiede zu den Berechnungen in *Siegenthaler et al.* [2005a] sind beträchtlich. In dieser Publikation wurde ein Gleichgewicht in den CO₂-Konzentrationen (d.h. die Luft in Mikroblasen und normalen Blasen entspricht der Mischkonzentration) erst nach 1500 Jahren erreicht. Dieser Zustand ist in der neuen Berechnung bereits nach 10–40 Jahren nach dem Lufteinschluss erreicht. Dies bedeutet, dass dieser Effekt vernachlässigbar wäre in Bezug auf CO₂-Konzentrationsmessungen an Eisproben dieser Bohrkerne, weil sich die Konzentrationen

schon innerhalb der Firnschicht ausgleichen würden, in der noch eine direkte Durchmischung mit atmosphärischer Luft stattfindet. Wären die Permeationskonstanten aber beispielsweise um einen Faktor 5 grösser, könnte sich ein allfälliger Fraktionierungseffekt auf die Messung des CO₂-Konzentrationsverlaufs am Eisbohrkern von Law Dome DSS auswirken, da dort der Einschluss aufgrund der hohen Akkumulationsrate bereits bei einem Eisalter von rund 70 Jahren stattfindet. Um die Unsicherheit bei der Abschätzung des Fraktionierungseffekts zwischen Luftblasen und Mikroblasen zu verringern, müssten zuverlässige Messungen an evakuierten Firnluftproben durchgeführt werden können. Damit könnten Informationen über die CO₂-Konzentration der im Eis gelösten und in Mikroblasen gespeicherten Luft gewonnen werden. Insbesondere könnten Aussagen über eine mögliche Beeinflussung des in den Messungen am Eisbohrkern von Law Dome [Etheridge et al., 1996; MacFarling Meure, 2004] besonders ausgeprägten Minimums um 1600 n. Chr. gemacht werden, welches in der Literatur oft mit der kleinen Eiszeit in Verbindung gebracht wird (vgl. Kapitel 4.1.2).

A.5 Gasverluste bei der Lagerung der Eisbohrkerne

Bei der Lagerung der Eisbohrkerne kommt es aufgrund der im Vergleich zum Luftdruck im Lagerraum höheren Drücken der Lufteinschlüsse im Eis zu Gasverlusten in der äussersten Schicht der Bohrkerne. Um die Fraktionierung dieser Gasverluste mit den aktuellsten Permeationskonstanten abzuschätzen, wurde das in Siegenthaler [2002] detailliert beschriebene Modell verwendet.

In Ergänzung zur Originalversion des Modells wurde ein variabler Zeitschritt gemäss einem Courant-Friedrichs-Levy Kriterium (CFL-Kriterium) eingebaut. Es stellt einen Zusammenhang zwischen der Geschwindigkeit, mit welcher Signale transportiert werden und der notwendigen Auflösung des Raum-Zeit-Gitters dar. Bei gegebener räumlicher Auflösung muss ein entsprechend kleiner Zeitschritt gewählt werden:

$$\Delta t < \frac{\Delta x \cdot X_i(t)}{2(F_{i+1}(t) - F_i(t))}, \quad (\text{A.6})$$

wobei Δx die Boxausdehnung in Flussrichtung, $X_i(t)$ die Gaskonzentration in der Box i , F_i der Fluss in die Box i hinein und F_{i+1} der Fluss aus der Box i heraus zum Zeitpunkt t ist. Die Formel schreibt vor, dass die Flussdivergenz niemals 50 % des vorhandenen Inhalts der Box übersteigen darf.

Im Modell wird der Gasverlust in einem Bohrkern mit Radius 5 cm, welcher aus reinem Klathrateis besteht, berechnet. Dabei ist die Diffusion der Gase O₂, N₂ und CO₂ berücksichtigt. Innerhalb eines bestimmten Eisbohrkerns ist der Dissoziationsdruck der Klathrate [Miller, 1969] höher als der Luftdruck in den Blasen (einzige Ausnahme sind Luftblasen in der Blasen-Klathrat-Übergangszone). Aufgrund des höheren Druckgradienten in Richtung Eisbohrkernoberfläche ist deshalb in reinem Klathrateis der Gasfluss durch das Eisgitter und damit der Fraktionierungseffekt grösser als in reinem Blaseneis. Nicht unproblematisch ist die Modellannahme, dass der Dissoziationsdruck der Klathrate nur von der Temperatur abhängt und trotz abnehmender eingeschlossener Luftmenge konstant bleibt. Dies führt bei der Berechnung der Gasfraktionierung am Rand der Eisbohrkerne zu gewissen Problemen. Gemäss Gleichung

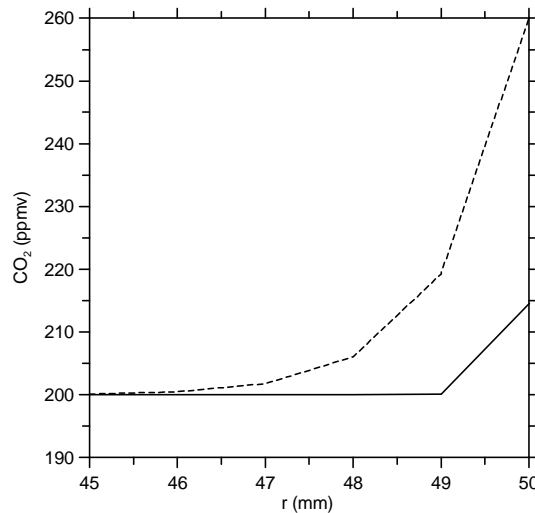
A.1 muss für jede Gaskomponente m ($m=\text{O}_2, \text{N}_2, \text{CO}_2\dots$) bei einer Gleichgewichtssituation am Rand des Kerns gelten:

$$P^l \cdot Z_m \cdot C_m = P^d \cdot Y_m \cdot C_m, \quad (\text{A.7})$$

wobei P^d der Dissoziationsdruck, P^l der Luftdruck der Aussenluft, Y_m der Partialdruck in den Klathraten, Z_m der Partialdruck in der Aussenluft und C_m die Löslichkeit ist. Weil die Summe der Partialdrücke definitionsgemäss eins sein muss, führt dies zu einem überbestimmten Gleichungssystem. Weil der Gradient zwischen dem Druck der Aussenluft und dem Dissoziationsdruck der Klathrate gemäss Modellannahmen konstant ist, stoppt der Gasfluss aus den Klathraten heraus auch nicht, wenn diese kaum mehr eingeschlossene Luftmoleküle enthalten. Dies führt aufgrund des Kriteriums der Gleichung A.6 dazu, dass der variable Zeitschritt beliebig klein wird bis das Modell zu dem Zeitpunkt stoppt, wenn die Klathrate der äussersten Eisbohrkernschicht leer sind. Wird die räumliche Auflösung des Modells erhöht, geschieht dies zu einem früheren Zeitpunkt. Wegen des im Modell als konstant angenommenen Dissoziationsdrucks werden also mit abnehmender Klathratbesetzung die Gasflüsse und damit der Fraktionierungseffekt tendenziell überschätzt. Die Resultate können aber bei gegebenen Diffusionskonstanten und Löslichkeiten als obere Schranke eines Fraktionierungseffekts interpretiert werden.

Die Berechnungen in *Siegenthaler* [2002] zeigen, dass nach einer Lagerungsdauer von 2 Jahren bei einer typischen Lagerungstemperatur von -25°C nur die äussersten 1–2 mm eines Eisbohrkerns von einem Gasverlust betroffen sind. In dieser Schicht zeigt die Berechnung ein erhöhter CO_2 -Partialdruck. Für die Messung von CO_2 wäre ein solcher Effekt nicht von Belang, weil beim Zuschneiden der Proben die äussersten 3–5 mm des Eisbohrkerns weggeschnitten werden. In Figur A.3 sind diese Resultate zusammen mit analogen Berechnungen mit den Permeationskonstanten gemäss *Ikeda-Fukazawa und Fukumizu* [2006] und *Ikeda-Fukazawa et al.* [2004] abgebildet. Die neuen Berechnungen zeigen wegen der grösseren Permeationskonstanten der im Modell berücksichtigten Gase eine grössere Schicht des Bohrkerns, welche einen Gasverlust aufweist. Aus den neusten Resultaten kann gefolgert werden, dass die in Eisbohrkernen von einem Gasverlust mit zugehörigem Fraktionierungseffekt betroffene Schicht möglicherweise grösser ist als bisher angenommen. Insbesondere bei Klathrateismessungen sollte deshalb darauf geachtet werden, dass die üblichen 3–5 mm am Rand des Eisbohrkerns weggeschnitten werden, damit die Messungen nicht vom Fraktionierungseffekt betroffen sind.

Abbildung A.3: Radialer Verlauf des Partialdrucks von CO_2 im Klathrateis nach 2 Jahren Lagerungsdauer bei einer Kühlraumtemperatur von -25°C . Im Modell wurde ein zylinderförmiger Kern mit einem Radius von 5 cm angenommen. Ausgezogene Linie: Berechnung mit den Permeationskonstanten von O_2 und N_2 nach *Ikeda-Fukazawa et al.* [2001] und den Diffusionskonstanten und Löslichkeiten für CO_2 aus *Hondoh* [1996]. Gestrichelte Linie: Berechnung mit Löslichkeiten und Diffusionskonstanten gemäss *Ikeda-Fukazawa und Fukumizu* [2006] und *Ikeda-Fukazawa et al.* [2004].



Anhang B

CO₂ Daten

B.1 EPICA Dome Concordia ice core (EDC99), Antarktis

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operateur
5022	15880	2761.915	281.7	280.9	29.09.03	us
	15871	2761.895	278.6	279.2	29.09.03	em
	15993	2761.860	274.7	272.4	07.10.03	us
	15995	2761.860	280.0	277.4	07.10.03	us
	16017	2761.815	277.6	276.2	08.10.03	us
	16025	2761.815	274.8	272.1	08.10.03	us
5024	15883	2762.950	275.4	274.2	29.09.03	em
	15869	2762.930	271.8	272.7	29.09.03	us
	15994	2762.895	270.6	268.2	07.10.03	us
	16004	2762.895	275.7	271.1	07.10.03	us
	16020	2762.850	277.1	275.0	08.10.03	us
	16028	2762.850	272.0	268.9	08.10.03	us
5028	15902	2765.035	278.0	276.6	30.09.03	em
	15905	2765.035	270.9	269.5	30.09.03	us
	16016	2765.135	277.3	275.9	08.10.03	us
	16018	2765.135	276.3	274.5	08.10.03	us
	16035	2765.090	277.7	274.5	09.10.03	us
	16043	2765.090	272.8	269.1	09.10.03	us
5030	15891	2766.140	279.5	278.6	30.09.03	us
	15903	2766.140	274.6	273.3	30.09.03	us
	15933	2766.220	274.5	270.9	01.10.03	us
	15935	2766.220	272.1	267.8	01.10.03	kk
	15949	2766.220	274.9	271.5	02.10.03	us
	15955	2766.220	276.5	268.9	02.10.03	us
5032	15882	2767.395	273.0	271.9	29.09.03	em
	15876	2767.375	275.5	275.3	29.09.03	us
	16003	2767.340	274.5	270.1	07.10.03	us
	16005	2767.340	276.6	271.9	07.10.03	us
	16037	2767.295	281.3	277.7	09.10.03	us
	16038	2767.295	283.9	280.4	09.10.03	us
5036	15872	2769.545	272.6	273.0	29.09.03	kk
	15875	2769.525	275.8	275.7	29.09.03	us
	15991	2769.490	273.6	271.7	07.10.03	us
	16006	2769.490	277.9	272.8	07.10.03	us
	16015	2769.445	274.1	272.9	08.10.03	us
	16021	2769.445	277.9	275.9	08.10.03	us
5038	15874	2770.650	272.9	273.0	29.09.03	us
	15881	2770.620	278.1	277.0	29.09.03	em
	16000	2770.585	272.9	269.3	07.10.03	us
	16002	2770.585	272.4	267.9	07.10.03	us
	16041	2770.540	272.4	268.7	09.10.03	us
	16046	2770.540	275.1	271.1	09.10.03	us
5040	15892	2771.640	280.0	279.0	30.09.03	us
	15898	2771.640	278.0	276.9	30.09.03	kk
	16022	2771.740	272.1	269.9	08.10.03	us
	16023	2771.740	275.4	272.7	08.10.03	us
	16036	2771.695	274.3	271.4	09.10.03	us
	16045	2771.695	276.2	272.7	09.10.03	us
5044	15894	2773.840	272.1	271.1	30.09.03	us
	15893	2773.840	271.9	270.9	30.09.03	us
	16026	2773.940	266.6	263.8	08.10.03	us
	16027	2773.940	268.9	266.0	08.10.03	us
	16040	2773.895	272.8	269.4	09.10.03	us
	16042	2773.895	274.4	270.3	09.10.03	us
5046	15870	2775.025	267.3	268.0	29.09.03	us
	15877	2775.005	272.4	272.0	29.09.03	us
	15992	2774.950	264.0	261.9	07.10.03	us

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korrr. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5048	15997	2774.950	272.0	268.6	07.10.03	us
	15998	2774.950	269.9	266.5	07.10.03	us
	15999	2774.950	265.4	261.5	07.10.03	us
	15833	2776.195	268.4	269.9	25.09.03	us
	15829	2776.175	268.0	269.0	25.09.03	us
	15826	2776.145	268.3	269.0	25.09.03	us
	15824	2776.125	274.8	275.4	25.09.03	us
5052	15834	2776.105	269.2	270.9	25.09.03	us
	15831	2776.085	268.2	269.5	25.09.03	us
	15900	2778.240	266.4	265.1	30.09.03	em
	15899	2778.240	281.5	280.3	30.09.03	em
	15929	2778.340	266.8	265.3	01.10.03	us
	15931	2778.340	271.0	268.7	01.10.03	us
	15972	2778.295	269.4	265.2	03.10.03	us
5054	15981	2778.295	265.0	262.0	03.10.03	us
	15846	2779.335	267.8	265.5	26.09.03	em
	15852	2779.355	271.3	268.5	26.09.03	us
	15943	2779.445	268.0	269.0	02.10.03	us
	15953	2779.445	267.0	261.9	02.10.03	kk
	15982	2779.400	274.7	271.4	03.10.03	us
	15983	2779.400	276.8	273.6	03.10.03	us
5056	15853	2780.430	275.0	272.2	26.09.03	us
	15847	2780.450	273.5	271.4	26.09.03	em
	15930	2780.540	275.5	273.6	01.10.03	us
	15934	2780.540	275.5	271.9	01.10.03	kk
	15956	2780.495	276.4	268.8	02.10.03	us
	15958	2780.495	275.1	267.0	02.10.03	us
	16415	2781.315	275.0	274.1	11.02.04	us
5057	16400	2781.315	276.8	272.1	10.02.04	us
	16240	2781.340	267.0	264.2	12.01.04	em
	16245	2781.340	269.8	265.1	12.01.04	em
	16057	2781.330	272.3	271.4	20.11.03	us
	16058	2781.345	274.2	272.9	20.11.03	kk
	16463	2781.925	267.8	266.9	16.02.04	us
	16456	2781.925	276.1	268.1	13.02.04	us
5059	16381	2781.965	267.3	271.8	09.02.04	us
	16362	2781.965	270.2	268.1	29.01.04	us
	16112	2781.990	264.1	261.7	26.11.03	em
	16110	2781.990	271.7	269.5	26.11.03	em
	16062	2782.015	263.5	261.1	20.11.03	us
	16068	2782.015	260.5	255.7	20.11.03	em
	15859	2782.675	260.5	257.6	26.09.03	em
5060	15848	2782.695	258.8	256.4	26.09.03	kk
	15936	2782.785	255.6	251.4	01.10.03	kk
	15944	2782.785	257.3	257.7	02.10.03	us
	15946	2782.740	257.9	256.9	02.10.03	us
	15954	2782.740	257.9	251.6	02.10.03	us
	15857	2783.755	254.7	251.7	26.09.03	em
	15851	2783.775	254.4	251.8	26.09.03	us
5062	15945	2783.865	253.5	253.2	02.10.03	us
	15948	2783.865	255.3	253.0	02.10.03	us
	15970	2783.820	253.6	249.2	03.10.03	us
	15971	2783.820	257.4	253.4	03.10.03	us
	15854	2784.835	250.0	247.5	26.09.03	us
	15856	2784.855	252.2	249.5	26.09.03	us
	15951	2784.945	249.7	245.4	02.10.03	kk
5064	15973	2784.900	253.3	249.2	03.10.03	us
	15978	2784.900	253.1	249.5	03.10.03	us
	16417	2785.240	247.0	244.7	11.02.04	us
	16402	2785.240	251.3	246.0	10.02.04	kk
	16385	2785.265	242.7	246.3	09.02.04	us
	16124	2785.290	247.0	241.5	27.11.03	em
	16123	2785.290	247.7	243.8	27.11.03	em
5065	16104	2785.315	239.1	238.2	26.11.03	em
	16113	2785.315	240.0	237.4	26.11.03	em
	15897	2787.040	222.7	221.5	30.09.03	kk
	15904	2787.040	226.5	225.2	30.09.03	us
	15928	2787.140	221.2	220.0	01.10.03	us
	15959	2787.140	223.1	214.4	02.10.03	us
	15977	2787.095	220.1	216.6	03.10.03	kk
5070	15980	2787.095	224.3	220.7	03.10.03	us
	15849	2788.005	222.8	220.7	26.09.03	kk
	15858	2787.985	227.8	225.0	26.09.03	em
	15950	2788.095	235.0	231.5	02.10.03	us
	15975	2788.050	233.4	229.6	03.10.03	kk
	15976	2788.050	232.5	229.0	03.10.03	kk
	15830	2789.350	210.4	211.5	25.09.03	us
5072	15835	2789.330	208.0	209.6	25.09.03	us
	15828	2789.310	208.9	209.8	25.09.03	us
	15825	2789.290	210.5	211.2	25.09.03	us
	15836	2789.270	206.3	208.0	25.09.03	kk
	15823	2789.250	218.5	218.9	25.09.03	kk
	16436	2789.640	218.7	211.3	12.02.04	us
	16425	2789.640	214.9	207.1	11.02.04	us
5073	16416	2789.665	212.5	211.0	11.02.04	us
	16405	2789.665	218.8	212.0	10.02.04	us

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ kor. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
	16239	2789.690	209.8	206.9	12.01.04	
	16246	2789.690	209.2	205.0	12.01.04	em
	16066	2789.715	207.0	203.2	20.11.03	em
	16071	2789.715	209.9	204.4	20.11.03	us
5075	16465	2790.755	213.4	209.7	16.02.04	us
	16448	2790.755	213.6	213.7	12.02.04	us
	16255	2790.780	208.9	205.2	13.01.04	us
	16256	2790.795	214.4	209.7	13.01.04	em
	16108	2790.815	212.4	210.7	26.11.03	us
	16114	2790.815	212.6	210.0	26.11.03	em
5077	16450	2791.845	211.9	206.0	12.02.04	us
	16419	2791.865	216.0	212.0	11.02.04	kk
	16407	2791.865	213.1	205.3	03.01.00	us
	16380	2791.890	207.6	211.8	09.02.04	us
	16365	2791.890	215.9	208.2	29.01.04	us
	16103	2791.915	205.9	205.2	26.11.03	em
	16109	2791.915	206.0	204.1	26.11.03	us
5079	16464	2792.920	208.7	205.9	16.02.04	us
	16449	2792.940	202.8	200.6	13.02.04	us
	16398	2792.965	205.6	202.1	10.02.04	us
	16397	2792.965	205.4	202.2	10.02.04	us
	16122	2792.990	202.3	199.7	27.11.03	em
	16125	2792.990	210.4	203.0	27.11.03	em
	16067	2793.015	196.4	192.8	20.11.03	em
	16072	2793.015	201.5	196.2	20.11.03	us
5081	16437	2794.065	212.0	203.1	12.02.04	kk
	16421	2794.065	209.6	204.4	11.02.04	us
	16241	2794.090	203.8	200.6	12.01.04	em
	16244	2794.090	201.7	197.8	12.01.04	em
	16059	2794.115	206.0	204.4	20.11.03	kk
	16060	2794.115	202.4	200.3	20.11.03	kk
5083	16462	2795.135	203.0	203.7	19.02.04	us
	16422	2795.155	210.9	204.6	11.02.04	us
	16406	2795.155	204.9	198.1	10.02.04	us
	16383	2795.180	198.5	202.4	09.02.04	us
	16361	2795.195	203.0	202.8	29.01.04	us
	16107	2795.215	200.7	199.1	26.11.03	us
	16115	2795.215	202.1	198.8	26.11.03	em
5085	16435	2796.265	209.4	202.4	12.02.04	us
	16426	2796.265	209.2	200.6	11.02.04	us
	16382	2796.290	202.6	206.8	09.02.04	us
	16386	2796.290	200.3	203.7	09.02.04	us
	16102	2796.315	197.7	197.1	26.11.03	em
	16105	2796.315	202.8	201.7	26.11.03	em
5087	16451	2797.345	206.0	198.3	13.02.04	em
	16404	2797.365	204.9	199.0	10.02.04	us
	16238	2797.390	204.1	201.8	12.01.04	em
	16243	2797.390	206.0	202.0	12.01.04	em
	16063	2797.415	201.3	198.6	20.11.03	us
	16069	2797.415	199.5	195.0	20.11.03	em
5089	16569	2798.945	204.5	202.9	27.02.04	kk
	16573	2798.945	205.1	201.8	27.02.04	us
	17827	2798.920	206.6	199.4	15.12.04	us
	17829	2798.920	207.3	200.3	15.12.04	us
5091	18081	2800.045	210.4	204.5	19.01.05	us
	18098	2800.045	212.3	202.1	19.01.05	us
	18523	2800.020	209.6	204.1	21.02.05	em
	18532	2800.020	213.1	203.1	21.02.05	em
5093	16641	2801.145	210.6	209.6	05.03.04	us
	16651	2801.145	218.6	210.5	05.03.04	us
	17404	2801.125	211.7	203.7	10.11.04	us
	17440	2801.125	214.8	208.4	16.11.04	us
5095	16618	2802.245	202.8	202.7	04.03.04	us
	16626	2802.245	206.6	206.0	04.03.04	us
	17365	2802.225	207.0	198.6	05.03.04	us
	17381	2802.225	208.5	198.9	09.11.04	us
	17910	2802.195	214.0	205.9	23.12.04	us
	17919	2802.195	207.3	197.9	23.12.04	us
5097	16528	2803.345	207.0	203.4	23.02.04	us
	16532	2803.345	204.7	199.6	23.02.04	us
	16966	2803.325	203.0	197.2	23.09.04	us
	16972	2803.325	210.1	204.8	23.09.04	us
5099	18000	2804.445	215.6	208.4	12.01.05	us
	18009	2804.445	211.7	203.1	12.01.05	us
	18672	2804.420	213.1	204.8	03.03.05	dl
	18668	2804.420	209.6	203.4	03.03.05	us
5101	16524	2805.545	206.2	204.6	23.02.04	kk
	16550	2805.545	207.7	204.0	26.02.04	us
	17812	2805.520	207.3	197.9	14.12.04	us
	17816	2805.520	210.7	201.0	14.12.04	em
5103	16662	2806.645	194.9	196.0	10.03.04	us
	16666	2806.645	202.6	200.3	10.03.04	us
	17761	2806.620	206.5	200.2	07.12.04	us
	17817	2806.600	206.3	197.0	14.12.04	us
5105	16630	2807.745	196.1	195.2	04.03.04	us
	16632	2807.745	196.8	195.9	04.03.04	us

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korrr. (ppmv)	Datum der Messung	Operateur
5107	17751	2807.720	199.2	191.6	07.12.04	us
	17757	2807.720	196.8	190.6	07.12.04	us
	18034	2808.845	202.9	193.9	13.01.05	us
	18059	2808.845	201.3	193.9	18.01.05	us
	18717	2808.820	197.9	191.6	07.06.05	dl
5109 top	18720	2808.820	197.3	190.7	07.06.05	dl
	19101	2809.460	202.6	197.5	12.04.05	dl
	19102	2809.460	204.8	199.8	12.04.05	us
	19362	2809.485	203.5	199.7	10.05.05	dl
	19368	2809.485	203.8	199.4	10.05.05	em
5109	16564	2809.945	205.8	206.5	27.02.04	us
	16578	2809.945	210.3	204.2	27.02.04	us
	17391	2809.925	213.6	204.3	09.11.04	us
	17392	2809.925	210.9	202.2	09.11.04	us
	19090	2810.560	213.0	205.8	12.04.05	em
5111 top	19094	2810.560	209.6	203.0	12.04.05	em
	19372	2810.585	207.0	202.2	10.05.05	em
	19375	2810.585	207.2	202.3	10.05.05	us
	16649	2811.035	214.0	206.6	05.03.04	us
	16652	2811.035	217.0	208.2	05.03.04	us
5113	17805	2811.010	214.3	206.7	14.12.04	em
	17810	2811.010	220.0	211.5	14.12.04	us
	16586	2812.145	200.9	202.2	01.03.04	us
	16609	2812.145	212.2	205.6	02.03.04	us
	17826	2812.120	207.2	200.8	15.12.04	us
5115	17838	2812.120	209.1	201.0	15.12.04	us
	18012	2813.220	207.0	197.4	12.01.05	us
	18001	2813.245	200.8	194.3	12.01.05	em
	18694	2813.205	200.2	195.0	04.03.05	dl
	18699	2813.205	200.2	195.2	04.03.05	dl
5117	16572	2814.345	195.2	192.1	27.02.04	us
	16577	2814.345	199.4	194.2	27.02.04	us
	17710	2814.320	193.7	186.5	03.12.04	us
	17725	2814.320	195.9	190.1	03.12.04	us
	16640	2815.445	194.4	194.1	05.03.04	us
5119	16645	2815.445	199.5	195.6	05.03.04	kk
	17442	2815.425	201.5	195.0	16.11.04	em
	17444	2815.425	199.9	192.9	16.11.04	us
	16519	2816.545	203.7	204.8	23.02.04	us
	16523	2816.545	203.6	202.5	23.02.04	kk
5121	17803	2816.520	204.3	195.9	14.12.04	em
	17804	2816.520	204.5	196.6	14.12.04	em
	19036	2817.245	210.5	207.0	06.04.05	dl
	19045	2817.245	209.9	203.6	06.04.05	us
	19370	2817.270	210.1	205.9	10.05.05	em
5123	19374	2817.270	208.7	204.2	10.05.05	us
	18070	2817.645	218.4	208.7	18.01.05	us
	18071	2817.645	221.0	211.0	18.01.05	us
	18543	2817.620	214.6	210.8	22.02.05	dl
	18570	2817.620	217.1	209.4	23.02.05	us
5125	16592	2818.745	216.1	211.4	01.03.04	kk
	16606	2818.745	216.3	211.2	02.03.04	us
	17758	2818.720	211.1	204.7	07.12.04	us
	17800	2818.720	212.7	205.2	14.12.04	us
	16529	2819.845	207.5	203.6	23.02.04	us
5127	16533	2819.845	213.0	207.3	23.02.04	us
	17403	2819.825	208.3	200.3	10.11.04	us
	17449	2819.825	214.2	206.3	16.11.04	us
	16619	2820.945	201.9	201.7	04.03.04	us
	16624	2820.945	206.7	206.3	04.03.04	us
5129	17799	2820.920	209.5	202.5	14.12.04	us
	17809	2820.920	212.3	203.2	14.12.04	us
	18010	2822.045	215.5	206.3	12.01.05	us
	18014	2822.045	214.2	205.1	12.01.05	us
	18753	2822.020	210.5	203.6	09.03.05	us
5133 top	18767	2821.985	211.6	206.9	10.03.05	dl
	19109	2822.660	211.2	208.4	13.04.05	dl
	19111	2822.660	209.2	206.0	13.04.05	dl
	19344	2822.680	212.3	206.7	09.05.05	em
	19345	2822.680	209.1	204.7	09.05.05	dl
5133	16639	2823.145	225.2	225.7	05.03.04	us
	16647	2823.145	220.6	215.5	05.03.04	kk
	17714	2823.120	219.5	213.3	03.12.04	em
	17721	2823.120	217.4	211.2	03.12.04	us
	17915	2823.075	221.3	213.1	23.12.04	em
5135 top	17920	2823.095	223.0	214.3	23.12.04	us
	19116	2823.760	220.6	216.8	13.04.05	us
	19121	2823.760	224.4	220.3	13.04.05	us
	19343	2823.780	223.9	218.7	09.05.05	em
	19354	2823.780	224.1	218.8	09.05.05	em
5135	16623	2824.245	231.5	231.0	04.03.04	kk
	16627	2824.245	232.2	231.4	04.03.04	us
	17719	2824.220	233.0	226.8	03.12.04	us
	17724	2824.220	232.9	227.5	03.12.04	em
	19091	2824.860	239.0	233.3	12.04.05	em
5137 top	19096	2824.860	241.1	234.1	12.04.05	dl

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ kor. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5137	19363	2824.885	235.3	232.0	10.05.05	dl
	19373	2824.885	235.8	231.6	10.05.05	us
	16669	2825.345	254.2	249.2	10.03.04	us
	16665	2825.345	249.2	247.6	10.03.04	us
	17662	2825.325	249.6	243.5	01.12.04	us
	17678	2825.325	247.6	238.6	01.12.04	us
5139 top	17908	2825.300	249.6	242.6	23.12.04	us
	17917	2825.300	249.4	240.8	23.12.04	us
	19038	2826.045	249.5	245.4	06.04.05	dl
	19041	2826.045	251.6	245.7	06.04.05	dl
	19311	2826.070	252.5	242.7	03.05.05	dl
	19312	2826.070	250.4	241.9	03.05.05	dl
5139	18066	2826.445	256.0	246.9	18.01.05	us
	18068	2826.445	256.6	247.0	18.01.05	us
	18547	2826.420	251.2	243.9	22.02.05	us
	18549	2826.420	251.7	244.6	22.02.05	us
5141	16546	2827.545	247.1	245.5	26.02.04	kk
	16555	2827.545	245.2	239.8	26.02.04	us
	17690	2827.525	246.7	240.1	02.12.04	us
	17692	2827.525	245.8	239.5	02.12.04	em
5143	16587	2828.645	233.3	233.7	01.03.04	us
	16591	2828.645	237.9	234.0	01.03.04	us
	17686	2828.625	237.0	231.9	02.12.04	us
	17691	2828.625	239.5	232.7	02.12.04	em
5145	16566	2829.745	235.8	235.5	27.02.04	us
	16574	2829.745	235.9	232.2	27.02.04	us
	17452	2829.705	239.4	231.4	16.11.04	us
	17454	2829.725	240.6	232.1	16.11.04	us
5147	18082	2830.845	240.1	234.0	19.01.05	us
	18092	2830.845	245.4	237.5	19.01.05	em
	18573	2830.820	249.4	237.6	23.02.05	em
	18586	2830.820	243.8	237.4	25.02.05	em
5149	16520	2831.945	238.8	239.3	23.02.04	us
	16531	2831.945	245.0	240.2	23.02.04	us
	17689	2831.925	245.7	240.1	02.12.04	us
	17697	2831.925	244.5	236.9	02.12.04	us
5151 top	19092	2832.560	239.7	233.7	12.04.05	em
	19095	2832.560	244.8	237.2	12.04.05	dl
	19364	2832.585	242.3	238.4	10.05.05	dl
	19365	2832.585	240.6	236.9	10.05.05	dl
5151	16661	2833.045	228.8	230.4	10.03.04	us
	16668	2833.045	237.1	233.2	10.03.04	kk
	17752	2833.020	238.5	232.2	07.12.04	us
	17801	2833.020	236.8	229.4	14.12.04	us
5153 top	19110	2833.660	225.1	221.8	13.04.05	dl
	19115	2833.660	225.1	221.4	13.04.05	us
	19367	2833.685	222.8	219.1	10.05.05	em
	19369	2833.685	225.3	220.9	10.05.05	em
5153	16541	2834.145	222.4	223.1	26.02.04	us
	16542	2834.145	220.8	221.0	26.02.04	us
	17806	2834.120	224.6	216.6	14.12.04	us
	17818	2834.120	223.9	214.5	14.12.04	us
5155	16527	2835.245	228.8	225.8	23.02.04	us
	16553	2835.245	227.0	222.3	26.02.04	us
	18710	2835.220	224.6	221.4	07.06.05	dl
	18714	2835.220	231.1	225.7	07.06.05	em
5157	16622	2836.345	227.4	227.0	04.03.04	kk
	16631	2836.345	224.8	224.1	04.03.04	us
	17825	2836.320	228.5	221.7	15.12.04	us
	17843	2836.320	228.1	220.6	15.12.04	us
5159	16565	2837.445	229.3	229.5	27.02.04	us
	16576	2837.445	233.9	228.6	27.02.04	us
	17694	2837.425	232.1	225.7	02.12.04	us
	17700	2837.425	232.2	225.1	02.12.04	us
5161	16660	2838.545	229.6	232.1	10.03.04	us
	16664	2838.545	234.3	233.8	10.03.04	us
	17695	2838.525	235.7	230.0	02.12.04	us
	17699	2838.525	238.1	229.8	02.12.04	us
5163	18067	2839.645	239.4	231.0	18.01.05	us
	18101	2839.645	240.2	229.1	19.01.05	us
	18544	2839.620	240.0	234.2	22.02.05	dl
	18555	2839.620	244.8	231.3	22.02.05	us
5165	16644	2840.745	235.8	232.6	05.03.04	us
	16653	2840.745	236.8	226.8	05.03.04	us
	17837	2840.720	240.0	231.4	15.12.04	us
	17841	2840.720	242.5	233.4	15.12.04	em
5167	17913	2840.695	242.2	233.7	23.12.04	us
	17918	2840.695	238.0	229.4	23.12.04	us
	16521	2841.845	234.8	234.8	23.02.04	us
	16525	2841.845	239.8	238.0	23.02.04	kk
5169	17395	2841.825	239.0	229.2	09.11.04	us
	17396	2841.825	239.7	230.2	09.11.04	us
	17914	2841.800	241.3	233.3	23.12.04	em
	17923	2841.800	243.3	232.7	23.12.04	us
5169	16605	2842.945	238.7	233.5	02.03.04	us
	16608	2842.945	241.0	234.9	02.03.04	us

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ kor. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5171	17711	2842.920	235.8	230.0	03.12.04	us
	17715	2842.920	240.3	233.3	03.12.04	em
	18029	2844.045	238.0	230.2	13.01.05	us
	18039	2844.045	239.6	229.0	13.01.05	us
	18709	2844.020	236.8	233.4	07.06.05	dl
5173	18718	2844.020	239.1	232.6	07.06.05	dl
	16473	2845.145	234.8	235.7	18.02.04	us
	16475	2845.145	242.6	242.4	18.02.04	us
	17709	2845.120	241.2	233.6	03.12.04	us
	17718	2845.120	238.9	232.8	03.12.04	us
5175	17909	2845.095	248.1	241.1	23.12.04	us
	17912	2845.095	243.6	236.9	23.12.04	us
	16507	2846.245	249.3	241.8	19.02.04	us
	16511	2846.245	253.6	242.6	19.02.04	us
	17830	2846.220	249.2	241.8	15.12.04	us
5177 top	17831	2846.220	250.0	241.9	15.12.04	us
	19113	2846.860	245.2	241.6	13.04.05	dl
	19114	2846.860	244.2	240.5	13.04.05	dl
	19353	2846.880	247.8	241.5	09.05.05	em
	19355	2846.880	245.6	240.2	09.05.05	em
5177	16545	2847.345	259.0	257.8	26.02.04	kk
	16549	2847.345	257.5	254.4	26.02.04	us
	17669	2847.325	258.2	250.8	01.12.04	us
	17677	2847.325	256.9	248.3	01.12.04	us
	19052	2848.045	253.7	250.2	08.04.05	us
5179 top	19057	2848.045	256.5	252.8	08.04.05	us
	19310	2848.070	251.1	242.7	03.05.05	dl
	19325	2848.070	259.6	251.5	04.05.05	us
	18027	2848.445	249.0	242.0	13.01.05	us
	18037	2848.445	251.7	242.0	13.01.05	us
5181	18663	2848.420	249.1	244.0	03.03.05	dl
	18674	2848.420	249.7	242.4	03.03.05	us
	16590	2849.545	246.5	243.7	01.03.04	us
	16604	2849.545	245.0	240.3	02.03.04	us
	17685	2849.525	248.8	243.3	02.12.04	us
5183	17701	2849.525	254.7	245.8	02.12.04	us
	16568	2850.645	247.5	246.3	27.02.04	kk
	16570	2850.645	253.2	250.6	27.02.04	us
	17445	2850.625	251.2	244.6	16.11.04	us
	17446	2850.625	251.7	245.2	16.11.04	us
5185	16620	2851.745	244.7	244.5	04.03.04	us
	16628	2851.745	247.1	246.4	04.03.04	us
	17716	2851.720	247.2	240.9	03.12.04	us
	17723	2851.720	249.2	243.2	03.12.04	em
	18057	2852.845	248.8	242.0	18.01.05	us
5187	18062	2852.845	250.2	242.7	18.01.05	us
	18572	2852.820	248.0	238.2	23.02.05	em
	18577	2852.820	248.4	235.9	23.02.05	us
	16643	2853.945	245.6	243.0	05.03.04	us
	16648	2853.945	239.9	234.6	05.03.04	us
5189	17756	2853.920	245.8	239.7	07.12.04	em
	17815	2853.920	248.9	238.4	14.12.04	em
	17922	2853.895	248.7	239.6	23.12.04	us
	17924	2853.895	249.9	239.5	23.12.04	us
	16588	2855.045	239.4	238.8	01.03.04	us
5191	16593	2855.045	249.3	242.9	01.03.04	kk
	17362	2855.025	242.2	235.4	05.11.04	us
	17367	2855.025	246.1	236.2	05.11.04	us
	16479	2856.145	242.8	240.2	18.02.04	em
	16485	2856.145	245.6	239.8	18.02.04	us
5193	17755	2856.120	241.0	235.0	07.12.04	em
	17762	2856.120	244.8	238.9	07.12.04	us
	18055	2857.245	244.4	237.8	18.01.05	us
	18056	2857.245	240.4	234.0	18.01.05	em
	18503	2857.220	246.6	240.7	18.02.05	dl
5195	18524	2857.220	244.7	237.9	21.02.05	em
	16474	2858.345	237.8	238.1	18.02.04	us
	16499	2858.345	240.4	240.4	19.02.04	us
	17832	2858.320	240.3	232.6	15.12.04	em
	17836	2858.320	242.5	234.7	15.12.04	us
5197	16477	2859.445	240.4	239.0	18.02.04	us
	16478	2859.445	240.7	238.9	18.02.04	us
	17390	2859.425	243.6	234.9	09.11.04	us
	17394	2859.425	243.1	233.2	09.11.04	us
	16547	2860.545	236.1	234.2	26.02.04	us
5201	16551	2860.545	237.9	233.6	26.02.04	us
	17753	2860.500	239.1	232.0	07.12.04	us
	17811	2860.480	240.0	231.5	14.12.04	us
	18003	2861.645	236.8	229.6	12.01.05	us
	18011	2861.645	241.1	231.6	12.01.05	us
5203	18690	2861.620	236.1	230.9	04.03.05	dl
	18698	2861.620	235.2	230.4	04.03.05	dl
	16502	2862.745	232.7	230.3	19.02.04	us
	16505	2862.745	233.3	228.7	19.02.04	us
	16543	2862.715	232.3	232.1	26.02.04	us
5205	16554	2862.715	237.3	232.2	26.02.04	us

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ kor. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5207	16501	2863.845	232.8	231.0	19.02.04	us
	16506	2863.845	235.7	230.0	19.02.04	us
	17687	2863.825	230.0	224.7	02.12.04	us
5209	17696	2863.825	234.4	227.2	02.12.04	us
	16483	2864.945	235.5	230.7	18.02.04	us
	16487	2864.945	236.9	230.9	18.02.04	us
5211	16965	2864.925	233.0	228.0	23.09.04	us
	16969	2864.925	240.1	233.7	23.09.04	em
	17999	2866.045	235.9	230.2	12.01.05	us
5213	18016	2866.045	238.3	229.9	12.01.05	us
	18689	2866.020	238.0	232.7	04.03.05	dl
	18691	2866.020	237.3	231.9	04.03.05	dl
5215	16503	2867.145	238.8	235.4	19.02.04	kk
	16510	2867.145	241.7	230.0	19.02.04	us
	17448	2867.125	239.4	232.9	16.11.04	us
5217	17450	2867.125	236.3	229.7	16.11.04	us
	16481	2868.245	233.1	229.3	18.02.04	us
	16498	2868.245	233.8	234.7	19.02.04	us
5219	17658	2868.225	236.2	231.2	01.12.04	us
	17670	2868.225	241.1	233.4	01.12.04	us
	16482	2869.345	236.5	232.5	18.02.04	us
5221	16489	2869.345	243.1	235.6	18.02.04	us
	17713	2869.320	240.4	233.8	03.12.04	us
	17720	2869.320	240.4	234.6	03.12.04	us
5223	16486	2870.445	239.9	234.5	18.02.04	us
	16497	2870.445	234.4	236.1	19.02.04	us
	18610	2870.420	238.2	233.1	28.02.05	dl
5225	18623	2870.420	238.4	232.0	01.03.05	dl
	17247	2871.545	248.3	238.4	26.10.04	us
	17248	2871.545	240.7	231.9	26.10.04	us
5227	18444	2871.520	247.9	237.5	15.02.05	us
	18476	2871.505	241.8	234.2	17.02.05	dl
	17343	2872.645	248.5	239.4	04.11.04	em
5229	17348	2872.645	241.3	231.6	04.11.04	us
	18263	2872.620	248.3	237.9	28.01.05	us
	18267	2872.620	246.0	234.9	28.01.05	us
5231	16988	2873.745	240.6	237.9	24.09.04	us
	16993	2873.745	242.7	239.3	24.09.04	us
	18260	2873.720	248.1	239.4	28.01.05	em
5233	18293	2873.720	248.9	236.3	31.01.05	us
	18004	2874.845	245.2	238.2	12.01.05	us
	18015	2874.845	245.2	235.5	12.01.05	us
5235	18722	2874.805	244.1	236.4	07.06.05	dl
	18711	2874.820	241.8	238.0	07.06.05	dl
	17043	2875.945	246.9	240.3	30.09.04	us
5237	17061	2875.945	248.6	241.8	01.10.04	us
	18285	2875.920	248.3	239.1	31.01.05	us
	18286	2875.920	249.5	240.1	31.01.05	em
5239	17181	2877.045	241.3	234.9	19.10.04	us
	17196	2877.045	239.7	231.5	20.10.04	us
	18262	2877.020	244.5	234.7	28.01.05	us
5241	18268	2877.020	243.5	232.3	28.01.05	us
	16984	2878.145	241.2	239.5	24.09.04	us
	16992	2878.145	240.2	236.9	24.09.04	us
5243	18463	2878.120	245.3	234.7	16.02.05	em
	18465	2878.120	246.3	234.4	16.02.05	us
	17977	2879.245	245.0	235.6	11.01.05	us
5245	17981	2879.245	246.2	235.2	11.01.05	em
	18655	2879.220	242.4	234.0	02.03.05	us
	18656	2879.220	243.7	235.8	02.03.05	us
5247	16968	2880.345	248.9	243.3	23.09.04	em
	16975	2880.345	248.7	243.2	23.09.04	em
	17224	2880.320	248.5	240.8	22.10.04	us
5249	17228	2880.320	249.0	240.8	22.10.04	us
	17198	2881.445	246.2	237.6	22.10.04	us
	17213	2881.445	246.5	237.0	22.10.04	us
5241	18509	2881.420	248.9	240.8	18.02.05	em
	18514	2881.420	249.1	237.5	18.02.05	us
	17313	2882.545	244.9	237.7	03.11.04	us
5243	17316	2882.545	245.1	237.6	03.11.04	us
	18384	2882.520	249.5	239.5	07.02.05	us
	18385	2882.520	253.8	242.0	07.02.05	us
5245	18025	2883.645	245.1	239.1	13.01.05	us
	18038	2883.645	251.3	241.6	13.01.05	us
	18730	2883.620	249.7	244.3	08.03.05	dl
5247	18731	2883.620	246.3	241.1	08.03.05	dl
	17337	2884.745	250.7	242.4	04.11.04	us
	17342	2884.745	251.8	243.5	04.11.04	em
5249	18225	2884.720	250.3	242.1	27.01.05	us
	18241	2884.720	252.4	243.9	27.01.05	em
	17267	2885.845	251.9	242.0	27.10.04	us
5247	17289	2885.845	256.4	247.8	29.10.04	us
	18353	2885.820	257.6	247.9	04.02.05	us
	18360	2885.820	260.2	251.1	04.02.05	us
5249	17023	2886.945	255.0	251.3	29.09.04	em
	17025	2886.945	251.9	248.3	29.09.04	us

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ kor. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5251	18269	2886.920	252.3	242.2	28.01.05	us
	18270	2886.920	253.8	242.9	28.01.05	us
	17852	2888.045	253.7	246.6	16.12.04	us
	17867	2888.045	253.7	244.5	16.12.04	us
	18642	2888.020	247.7	243.5	02.03.05	dl
5253	18650	2888.020	254.0	247.3	02.03.05	us
	17182	2889.145	249.9	243.4	19.10.04	us
	17194	2889.145	256.0	247.9	20.10.04	us
	18477	2889.120	254.1	246.3	17.02.05	dl
	18487	2889.120	252.7	243.5	17.02.05	us
5255	17019	2890.245	252.8	250.1	29.09.04	us
	17029	2890.245	253.3	249.2	29.09.04	em
	18458	2890.220	254.5	246.8	16.02.05	dl
	18459	2890.220	253.5	244.8	16.02.05	dl
	16995	2891.345	248.8	244.7	24.09.04	us
5257	16996	2891.345	249.0	244.0	24.09.04	us
	18441	2891.320	255.1	246.4	15.02.05	us
	18442	2891.320	256.4	246.8	15.02.05	us
	17891	2892.445	253.7	244.4	20.12.04	us
	17901	2892.445	252.5	244.6	20.12.04	us
5265	18669	2892.420	249.7	243.1	03.03.05	us
	18676	2892.420	248.6	241.9	03.03.05	us
	17033	2895.730	249.2	244.9	29.09.04	em
	17028	2895.745	245.7	242.1	29.09.04	us
	18256	2895.705	247.4	241.5	28.01.05	us
5267	18284	2895.705	249.7	239.2	31.01.05	us
	18005	2896.845	243.3	236.4	12.01.05	us
	18006	2896.845	247.2	238.8	12.01.05	em
	18678	2896.820	242.6	235.5	03.03.05	us
	18665	2896.820	242.2	236.7	03.03.05	us
5269	17051	2897.945	245.7	236.5	30.09.04	us
	17121	2897.945	244.8	236.8	07.09.04	us
	18478	2897.920	244.0	237.1	17.02.05	dl
	18486	2897.920	241.1	232.8	17.02.05	us
	17031	2899.045	239.0	235.3	29.09.04	em
5271	17042	2899.045	239.7	232.9	30.09.04	us
	18482	2899.020	242.2	234.1	17.02.05	em
	18489	2899.020	240.6	232.6	17.02.05	us
	17321	2900.145	237.8	229.2	03.11.04	us
	17324	2900.145	239.7	231.0	03.11.04	em
5273	18380	2900.120	240.0	231.8	07.02.05	us
	18428	2900.120	239.8	229.1	11.02.05	us
	17889	2901.245	236.4	227.3	20.12.04	us
	17900	2901.245	237.3	228.8	20.12.04	us
	18605	2901.220	231.8	228.6	28.02.05	dl
5277	18615	2901.220	233.4	226.6	28.02.05	em
	17338	2902.345	232.3	223.8	04.11.04	em
	17341	2902.345	229.8	220.7	04.11.04	em
	18257	2902.320	233.7	226.2	28.01.05	us
	18335	2902.295	235.7	228.1	03.02.05	us
5279	17332	2903.445	231.3	224.4	04.11.04	us
	17350	2903.445	229.9	221.4	04.11.04	us
	18228	2903.420	231.5	224.0	27.01.05	em
	18229	2903.420	228.0	221.1	27.01.05	em
	17288	2904.545	225.3	218.4	29.10.04	us
5281	17312	2904.525	230.3	221.8	03.11.04	us
	17315	2904.525	230.2	221.7	03.11.04	us
	18330	2904.500	231.5	222.8	03.02.05	us
	17895	2905.645	229.4	220.9	20.12.04	us
	17896	2905.645	229.1	220.2	20.12.04	us
5283	18644	2905.620	226.1	221.0	02.03.05	dl
	18652	2905.620	225.9	219.1	02.03.05	us
	17020	2906.745	225.7	222.6	29.09.04	em
	17021	2906.745	224.0	220.9	29.09.04	em
	18506	2906.720	225.6	219.1	18.02.05	em
5287 top	18513	2906.720	229.8	220.3	18.02.05	us
	19070	2907.360	220.6	215.0	11.04.05	us
	19072	2907.360	220.5	214.8	11.04.05	us
	19226	2907.385	216.7	213.2	21.04.05	dl
	19237	2907.385	220.2	215.1	21.04.05	em
5287	17243	2907.845	215.9	208.3	26.10.04	us
	17246	2907.845	223.1	214.7	26.10.04	us
	18358	2907.820	216.2	208.1	04.02.05	us
	18375	2907.820	220.8	214.4	07.02.05	us
	19071	2908.460	210.7	205.1	11.04.05	us
5289 top	19119	2908.480	207.6	203.8	13.04.05	us
	19231	2908.505	209.2	205.3	21.04.05	em
	19233	2908.505	207.5	203.5	21.04.05	us
	17229	2908.945	209.1	200.2	22.10.04	us
	17236	2908.945	210.6	199.6	22.10.04	us
5291 top	18481	2908.920	206.4	198.5	17.02.05	us
	18488	2908.920	210.2	201.7	17.02.05	us
	19058	2909.645	200.6	196.8	08.04.05	us
	19064	2909.645	197.9	194.2	08.04.05	us
	19346	2909.670	199.6	195.1	09.05.05	dl
	19351	2909.670	199.5	194.3	09.05.05	em

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5291	17890	2910.045	203.5	195.3	20.12.04	em
	17899	2910.045	202.5	194.1	20.12.04	us
	18625	2910.020	197.5	192.0	01.03.05	dl
5293 top	18630	2910.020	199.6	193.6	01.03.05	dl
	19082	2910.660	191.2	186.5	11.04.05	dl
	19100	2910.660	196.9	190.8	12.04.05	dl
	19208	2910.685	197.0	192.7	20.04.05	em
	19211	2910.685	196.9	191.9	20.04.05	em
5293	17047	2911.145	209.8	201.4	30.09.04	em
	17118	2911.145	209.2	201.7	07.09.04	us
	18324	2911.120	204.7	197.8	03.02.05	us
	18329	2911.120	205.7	198.2	03.02.05	us
	17363	2912.245	208.7	201.1	05.11.04	us
5295	17383	2912.245	208.0	198.2	09.11.04	us
	18223	2912.220	206.8	200.0	27.01.05	dl
	18237	2912.220	207.7	198.4	27.01.05	us
	17206	2913.345	213.2	204.5	21.10.04	us
5297	17212	2913.345	212.5	203.2	21.10.04	us
	17255	2913.325	216.2	206.7	26.10.04	us
	17257	2913.325	216.0	205.5	26.10.04	us
	17975	2914.445	213.8	204.8	11.01.05	us
5299	17982	2914.445	217.9	207.5	11.01.05	em
	18667	2914.420	212.4	206.4	03.03.05	us
	18673	2914.420	213.5	206.8	03.03.05	us
	16987	2915.545	213.9	211.6	24.09.04	us
5301	16991	2915.545	216.3	213.2	24.09.04	us
	18378	2915.520	218.2	211.0	07.02.05	us
	18426	2915.520	224.4	216.0	11.02.05	us
	17183	2916.645	216.8	210.1	19.10.04	us
5303	17195	2916.645	219.8	212.5	20.10.04	us
	18379	2916.620	220.5	211.8	07.02.05	us
	18427	2916.620	220.7	210.5	11.02.05	us
	17317	2917.745	212.5	203.9	03.11.04	us
5305	17323	2917.745	215.3	206.8	03.11.04	us
	18292	2917.720	216.9	204.8	31.01.05	us
	18295	2917.720	217.3	204.6	31.01.05	us
	17980	2918.845	213.4	204.4	11.01.05	em
5307	17992	2918.845	211.8	200.7	11.01.05	us
	18611	2918.820	210.0	204.7	28.02.05	dl
	18617	2918.820	214.9	204.8	28.02.05	em
	16985	2919.945	210.7	208.7	24.09.04	us
5309	16989	2919.945	212.3	209.7	24.09.04	us
	18491	2919.920	216.0	207.3	17.02.05	us
	18512	2919.920	216.9	206.7	18.02.05	em
	17062	2921.025	216.8	208.8	01.10.04	us
5311	17123	2921.025	214.7	207.2	07.09.04	us
	18350	2920.995	221.8	212.1	04.02.05	us
	18355	2920.995	222.4	213.0	04.02.05	us
	17114	2922.145	221.2	213.3	07.09.04	em
5313	17122	2922.145	216.8	209.9	07.09.04	us
	18282	2922.120	217.2	207.7	31.01.05	us
	18291	2922.120	217.7	207.8	31.01.05	us
	17892	2923.245	220.6	211.7	20.12.04	us
5315	17894	2923.245	217.3	209.5	20.12.04	us
	18685	2923.220	215.1	209.6	04.03.05	us
	18686	2923.220	212.9	208.3	04.03.05	us
	17286	2924.345	207.7	201.5	29.10.04	us
5317	17300	2924.345	211.8	202.1	02.11.04	us
	18328	2924.320	214.5	207.4	03.02.05	us
	18334	2924.320	216.0	207.2	03.02.05	us
	17333	2925.445	210.6	202.9	04.11.04	us
5319	17339	2925.445	211.5	204.4	04.11.04	em
	18230	2925.420	205.6	198.6	27.01.05	us
	18239	2925.420	211.6	203.9	27.01.05	us
	19075	2926.060	215.5	210.1	11.04.05	us
5321 top	19081	2926.060	213.1	207.3	11.04.05	dl
	19209	2926.090	213.2	208.6	20.04.05	em
	19219	2926.090	213.4	209.0	20.04.05	us
	17225	2926.545	223.0	214.7	22.10.04	us
5321	17227	2926.545	221.7	213.6	22.10.04	us
	18483	2926.520	219.0	211.5	17.02.05	em
	18484	2926.520	221.9	214.7	17.02.05	em
	17983	2927.645	226.7	215.9	11.01.05	us
5323	17991	2927.645	225.6	214.4	11.01.05	us
	18643	2927.620	220.2	215.9	02.03.05	dl
	18647	2927.620	220.2	214.5	02.03.05	dl
	17250	2928.745	228.6	220.3	26.10.04	us
5325	17251	2928.745	227.5	219.2	26.10.04	em
	18333	2928.695	227.2	219.3	03.02.05	us
	18339	2928.720	229.5	220.8	03.02.05	us
	17268	2929.845	228.9	218.5	27.10.04	us
5327	17285	2929.845	228.7	221.4	29.10.04	us
	18440	2929.820	231.2	223.1	15.02.05	us
	18464	2929.795	236.7	223.9	16.02.05	em
	19097	2930.480	226.7	220.3	12.04.05	dl
5329 top	19099	2930.480	227.4	222.0	12.04.05	dl

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ kor. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5329	19229	2930.500	227.2	223.3	21.04.05	dl
	19236	2930.500	228.3	223.6	21.04.05	em
	17235	2930.945	233.7	224.5	22.10.04	us
	17223	2930.945	234.8	228.2	22.10.04	us
	18445	2930.920	236.1	226.6	15.02.05	us
5331 top	18446	2930.920	238.8	225.8	15.02.05	us
	19056	2931.645	227.1	223.6	08.04.05	us
	19061	2931.645	226.9	223.3	08.04.05	us
	19330	2931.670	229.4	221.6	04.05.05	us
	19331	2931.670	226.2	219.7	04.05.05	us
5331	17987	2932.045	229.7	220.2	11.01.05	us
	17988	2932.045	230.5	220.0	11.01.05	us
	18715	2932.020	225.3	220.2	07.06.05	dl
	18719	2932.020	226.8	221.0	07.06.05	dl
	17027	2933.145	228.3	224.6	29.09.04	us
5333	17032	2933.145	226.9	223.2	29.09.04	em
	18287	2933.120	235.1	225.3	31.01.05	us
	18290	2933.120	231.8	221.1	31.01.05	us
5335	17200	2934.245	231.6	222.8	20.10.04	us
	17207	2934.245	228.5	219.9	21.10.04	us
	18325	2934.220	233.6	226.8	03.02.05	us
	18326	2934.220	235.2	227.7	03.02.05	us
5337	17284	2935.345	231.6	224.4	29.10.04	us
	17302	2935.345	236.3	225.5	02.11.04	us
	18280	2935.320	235.9	227.9	31.01.05	us
	18331	2935.320	237.3	228.8	03.02.05	us
5339	17851	2936.445	240.6	233.8	16.12.04	us
	17857	2936.445	242.5	234.0	16.12.04	em
	18648	2936.420	243.1	237.1	02.03.05	dl
	18654	2936.420	238.0	230.7	02.03.05	us
5341	17244	2937.545	253.9	243.9	26.10.04	us
	17256	2937.545	251.8	241.1	26.10.04	us
	18447	2937.520	250.0	238.1	15.02.05	us
	18462	2937.500	253.1	240.9	16.02.05	us
5343 top	19074	2938.160	248.8	242.8	11.04.05	us
	19076	2938.160	248.3	241.8	11.04.05	dl
	19210	2938.190	249.6	244.9	20.04.05	em
	19213	2938.190	247.1	242.6	20.04.05	dl
5343	17319	2938.645	253.5	244.7	03.11.04	em
	17320	2938.645	259.6	251.5	03.11.04	em
	18381	2938.620	256.3	247.8	07.02.05	em
	18460	2938.585	261.2	252.4	16.02.05	dl
5345 top	19077	2939.260	247.8	240.7	11.04.05	dl
	19080	2939.260	248.6	243.2	11.04.05	dl
	19218	2939.290	250.6	246.0	20.04.05	us
	19220	2939.290	250.3	246.1	20.04.05	us
5345	17044	2939.735	256.8	250.3	30.09.04	us
	17060	2939.735	254.6	249.0	01.10.04	us
	18349	2939.710	261.0	252.3	04.02.05	dl
	18354	2939.710	259.6	250.9	04.02.05	us
5347 top	19054	2940.465	249.4	245.7	08.04.05	dl
	19062	2940.465	252.0	247.8	08.04.05	us
	19349	2940.490	248.7	243.1	09.05.05	em
	19350	2940.490	249.0	243.5	09.05.05	em
5347	17976	2940.845	250.6	241.7	11.01.05	us
	17990	2940.845	249.3	239.8	11.01.05	us
	18624	2940.820	245.5	239.8	01.03.05	dl
	18632	2940.820	249.3	243.0	01.03.05	em
5349	16971	2941.945	244.8	239.2	23.09.04	us
	16974	2941.945	241.4	236.3	23.09.04	us
	18348	2941.895	247.3	238.5	04.02.05	dl
	18383	2941.875	248.6	238.4	07.02.05	em
5351	17048	2943.045	244.6	236.0	30.09.04	em
	17116	2943.025	245.0	236.9	07.09.04	us
	17117	2943.025	240.3	233.2	07.09.04	us
	18261	2943.000	242.6	234.1	28.01.05	us
5353 top	18281	2943.000	241.4	232.3	31.01.05	us
	19120	2943.660	234.5	230.0	13.04.05	us
	19118	2943.660	233.7	229.1	13.04.05	us
	19228	2943.685	233.9	229.2	21.04.05	dl
5353	19238	2943.685	235.3	230.5	21.04.05	em
	17199	2944.145	237.3	229.0	20.10.04	us
	17208	2944.145	237.7	229.2	21.10.04	us
	18511	2944.120	240.3	230.9	18.02.05	em
5355	18548	2944.100	239.6	231.5	22.02.05	us
	17985	2945.245	240.7	230.5	11.01.05	us
	17986	2945.245	238.2	228.3	11.01.05	us
	18633	2945.220	234.7	228.6	01.03.05	em
5357	18635	2945.220	240.6	233.9	01.03.05	em
	17334	2946.345	235.5	227.6	04.11.04	us
	17349	2946.345	236.7	226.9	04.11.04	us
	18234	2946.320	238.9	228.4	27.01.05	us
5359	18258	2946.300	238.3	230.3	28.01.05	em
	17311	2947.445	237.0	229.0	03.11.04	us
	17325	2947.445	243.4	233.8	03.11.04	us
	18356	2947.420	241.3	231.1	04.02.05	us

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ kor. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5361	18376	2947.420	239.5	232.4	07.02.05	us
	17242	2948.545	238.3	230.1	26.10.04	us
	17252	2948.545	241.4	231.7	26.10.04	em
	18359	2948.520	244.5	234.7	04.02.05	us
5363	18374	2948.520	237.1	231.0	07.02.05	us
	17855	2949.645	239.2	231.4	16.12.04	us
	17856	2949.645	242.5	235.2	16.12.04	us
	18687	2949.620	239.7	234.5	04.03.05	us
5365	18697	2949.620	242.3	237.4	04.03.05	dl
	17366	2950.500	243.5	232.6	05.11.04	us
	17382	2950.550	244.7	234.7	09.11.04	us
	17453	2950.550	240.0	233.0	16.11.04	us
5367	17455	2950.550	244.1	236.0	16.11.04	us
	17269	2951.845	250.0	236.0	27.10.04	em
	17301	2951.845	250.2	238.5	02.11.04	us
	18336	2951.820	252.6	244.0	03.02.05	us
5369	18338	2951.820	250.6	242.0	03.02.05	us
	17575	2952.945	250.6	241.4	24.11.04	us
	17576	2952.945	254.3	242.6	24.11.04	us
	18827	2952.920	251.7	243.3	16.03.05	us
5371	18828	2952.920	249.7	241.8	16.03.05	us
	18085	2954.045	256.9	249.8	19.01.05	em
	18087	2954.045	252.7	246.0	19.01.05	us
	18553	2954.020	253.1	243.1	22.02.05	dl
5373	18554	2954.020	253.4	243.9	22.02.05	us
	17540	2955.145	254.1	246.2	22.11.04	em
	17555	2955.145	254.5	246.8	24.11.04	us
	18733	2955.120	251.6	245.0	08.03.05	dl
5375	18746	2955.120	251.9	245.3	09.03.05	us
	17636	2956.245	253.8	246.2	30.11.04	us
	17640	2956.245	252.8	245.6	30.11.04	em
	18852	2956.220	258.5	251.2	17.03.05	em
5377	18855	2956.220	256.0	247.5	17.03.05	em
	17462	2957.345	259.4	255.1	17.11.04	us
	17478	2957.345	256.3	248.6	17.11.04	us
	18768	2957.320	254.1	249.7	10.03.05	us
5379	18776	2957.320	258.7	252.2	10.03.05	us
	18065	2958.445	265.3	256.6	18.01.05	us
	18072	2958.445	259.9	251.4	18.01.05	us
	18566	2958.420	257.3	250.8	23.02.05	dl
5381	18584	2958.420	256.4	250.7	25.02.05	us
	17492	2959.545	257.4	250.1	18.11.04	em
	17494	2959.545	260.3	253.4	18.11.04	em
	18786	2959.520	258.2	253.8	11.03.05	us
5383	18791	2959.520	258.4	253.3	11.03.05	em
	17635	2960.645	257.7	250.0	30.11.04	us
	17646	2960.645	257.8	250.9	30.11.04	us
	18871	2960.620	255.0	251.8	21.03.05	dl
5385	18890	2960.620	260.6	252.8	22.03.05	us
	17471	2961.745	264.0	255.8	17.11.04	us
	17474	2961.745	259.7	252.9	17.11.04	us
	18921	2961.720	256.9	252.9	24.03.05	us
5387	18928	2961.720	260.7	253.3	24.03.05	em
	18138	2962.845	260.4	253.2	21.01.05	us
	18149	2962.845	259.4	251.4	21.01.05	em
	18504	2962.820	260.7	254.8	18.02.05	dl
5389	18508	2962.820	266.1	257.8	18.02.05	em
	17532	2963.945	263.5	253.1	22.11.04	us
	17547	2963.945	262.0	255.0	22.11.04	us
	18850	2963.920	260.8	254.6	17.03.05	us
5391	18853	2963.920	260.1	252.8	17.03.05	em
	17476	2965.045	263.1	254.1	17.11.04	us
	17479	2965.045	261.1	252.8	17.11.04	us
	18936	2964.995	262.4	258.4	29.03.05	us
5393	18947	2964.995	261.6	252.6	29.03.05	em
	17605	2966.145	259.5	253.6	26.11.04	us
	17612	2966.145	262.4	254.8	26.11.04	us
	18772	2966.110	258.5	253.3	10.03.05	us
5395	18779	2966.110	258.8	251.0	10.03.05	us
	18139	2967.215	258.6	252.3	21.01.05	em
	18142	2967.215	264.0	256.9	21.01.05	us
	18529	2967.190	263.1	253.3	21.02.05	em
5397	18545	2967.190	258.4	253.2	22.02.05	us
	17511	2968.345	257.0	251.8	18.11.04	us
	17512	2968.345	256.5	250.9	18.11.04	us
	18901	2968.320	259.5	255.3	23.03.05	us
5399	18907	2968.320	257.3	253.1	23.03.05	em
	17660	2969.445	259.2	254.0	01.12.04	us
	17673	2969.445	260.0	252.0	01.12.04	us
	18829	2969.420	262.8	253.8	16.03.05	us
5401	18831	2969.420	259.3	252.1	16.03.05	em
	17639	2970.545	257.3	250.3	30.11.04	em
	17641	2970.545	256.1	249.3	30.11.04	us
	18924	2970.520	256.2	250.2	24.03.05	dl
5403	18927	2970.520	257.6	251.0	24.03.05	us
	18111	2971.645	259.7	253.1	20.01.05	us

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
	18118	2971.645	261.5	253.2	20.01.05	em
	18589	2971.620	257.6	250.1	25.02.05	dl
	18593	2971.620	257.5	248.8	25.02.05	dl
5405	17569	2972.735	256.5	247.9	24.11.04	us
	17570	2972.735	257.6	249.7	24.11.04	us
	18874	2972.710	255.6	253.1	21.03.05	em
	18891	2972.690	257.2	249.4	22.03.05	us
5407	17501	2973.845	259.5	248.5	18.11.04	em
	17503	2973.845	265.4	252.5	18.11.04	em
	18910	2973.820	256.8	251.1	23.03.05	us
	18917	2973.800	256.1	253.3	24.03.05	us
5409	17548	2974.945	258.4	251.4	22.11.04	us
	17556	2974.945	259.0	251.0	24.11.04	us
	18741	2974.920	260.5	254.7	09.03.05	dl
	18750	2974.920	257.0	250.1	09.03.05	dl
5411	18147	2976.045	261.0	253.6	21.01.05	us
	18148	2976.045	256.9	249.2	21.01.05	us
	18530	2976.020	262.4	253.5	21.02.05	em
	18533	2976.020	262.6	250.9	21.02.05	dl
5413	17601	2977.145	255.2	249.0	26.11.04	us
	17615	2977.145	257.1	249.1	26.11.04	us
	18883	2977.120	253.3	250.7	22.03.05	em
	18886	2977.120	254.5	249.5	22.03.05	em
5415	17663	2978.245	256.0	250.0	01.12.04	us
	17672	2978.245	256.7	249.2	01.12.04	us
	18904	2978.220	259.6	255.8	23.03.05	us
	18918	2978.220	254.4	251.3	24.03.05	us
5417	17520	2979.345	256.3	250.5	18.11.04	em
	17522	2979.345	256.3	250.6	18.11.04	us
	18729	2979.320	257.0	252.2	08.03.05	dl
	18735	2979.320	256.0	248.0	08.03.05	em
5419	18088	2980.445	255.2	248.2	19.01.05	us
	18127	2980.425	253.7	244.7	20.01.05	us
	18591	2980.405	251.9	244.6	25.02.05	dl
	18595	2980.405	255.4	247.7	25.02.05	em
5421	17493	2981.545	256.2	249.3	18.11.04	em
	17497	2981.545	256.4	247.5	18.11.04	us
	18845	2981.520	251.5	247.3	17.03.05	dl
	18857	2981.520	254.1	246.6	17.03.05	em
5423	17666	2982.645	252.6	246.7	01.12.04	em
	17668	2982.645	254.8	248.9	01.12.04	em
	18905	2982.620	254.5	250.6	23.03.05	em
	18906	2982.620	254.7	250.5	23.03.05	em
5425	17488	2983.745	253.6	248.0	18.11.04	us
	17499	2983.745	259.1	249.4	18.11.04	us
	18846	2983.720	252.9	248.3	17.03.05	dl
	18848	2983.720	255.3	249.1	17.03.05	us
5427	18083	2984.840	261.6	254.8	19.01.05	us
	18100	2984.840	261.3	250.6	19.01.05	us
	18567	2984.820	260.1	253.5	23.02.05	dl
	18571	2984.820	257.5	248.2	23.02.05	us
5429	17514	2985.945	257.6	251.9	18.11.04	us
	17518	2985.945	258.8	252.5	18.11.04	em
	18818	2985.920	259.1	250.2	15.03.05	us
	18820	2985.920	264.1	252.9	15.03.05	us
5431	17637	2987.045	255.5	249.0	30.11.04	us
	17650	2987.045	259.8	252.4	30.11.04	us
	18885	2987.020	258.1	254.0	22.03.05	us
	18900	2987.000	256.3	253.0	23.03.05	us
5433	17562	2988.145	256.5	249.4	24.11.04	us
	17564	2988.145	258.5	250.8	24.11.04	em
	18787	2988.120	250.7	246.9	11.03.05	dl
	18793	2988.120	253.6	248.3	11.03.05	us
5435	18115	2989.245	259.0	251.8	20.01.05	em
	18121	2989.245	263.2	253.4	20.01.05	us
	18606	2989.220	256.5	253.2	28.02.05	em
	18612	2989.220	257.2	251.8	28.02.05	dl
5437	17645	2990.345	257.9	250.7	30.11.04	us
	17649	2990.345	262.7	254.9	30.11.04	em
	18811	2990.320	258.2	252.4	15.03.05	dl
	18814	2990.320	261.8	253.7	15.03.05	us
5439	17602	2991.445	260.9	252.9	26.11.04	us
	17609	2991.445	259.7	252.4	26.11.04	us
	18944	2991.420	255.3	248.9	29.03.05	em
	18949	2991.420	260.1	251.0	29.03.05	em
5441	17533	2992.545	259.4	250.9	22.11.04	us
	17539	2992.545	257.2	249.1	22.11.04	em
	18788	2992.520	256.2	251.6	11.03.05	dl
	18790	2992.520	259.1	253.7	11.03.05	dl
5443	18143	2993.645	259.2	252.3	21.01.05	us
	18154	2993.645	257.6	249.9	21.01.05	us
	18527	2993.620	259.0	250.9	21.02.05	us
	18550	2993.620	258.7	251.2	22.02.05	us
5445	17490	2994.745	255.3	249.2	18.11.04	us
	17498	2994.745	256.2	247.9	18.11.04	us
	18856	2994.720	258.7	249.7	17.03.05	em

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ kor. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5447	18873	2994.720	252.3	249.5	21.03.05	em
	17604	2995.845	260.9	254.9	26.11.04	em
	17610	2995.845	260.8	253.3	26.11.04	us
	18847	2995.820	259.3	252.9	17.03.05	us
5449	18851	2995.820	259.5	250.6	17.03.05	em
	17557	2996.945	263.6	255.2	24.11.04	us
	17568	2996.945	257.5	248.6	24.11.04	us
	18769	2996.920	257.8	252.6	10.03.05	us
5451 top	18778	2996.920	256.5	249.5	10.03.05	us
	19019	2997.645	251.7	246.6	05.04.05	us
	19028	2997.645	252.4	246.3	05.04.05	dl
	19322	2997.680	248.5	240.8	04.05.05	em
5451	19327	2997.680	250.3	242.9	04.05.05	us
	18144	2998.045	251.6	244.1	21.01.05	us
	18146	2998.045	254.1	245.7	21.01.05	us
	18502	2998.020	248.2	242.4	18.02.05	dl
5453 top	18507	2998.020	250.8	243.0	18.02.05	em
	19149	2998.655	237.8	235.9	15.04.05	us
	19159	2998.655	240.4	235.8	15.04.05	us
	19381	2998.680	239.8	236.1	11.05.05	us
5453	19394	2998.680	243.1	236.9	11.05.05	us
	17489	2999.145	237.0	230.6	18.11.04	us
	17496	2999.145	237.4	229.7	18.11.04	us
	18743	2999.120	237.1	231.4	09.03.05	dl
5455 top	18745	2999.120	235.9	229.3	09.03.05	us
	19132	2999.760	231.5	227.1	14.04.05	us
	19138	2999.760	232.5	227.8	14.04.05	us
	19387	2999.780	228.2	223.5	11.05.05	dl
5455	19392	2999.780	228.4	222.4	11.05.05	us
	17600	3000.245	224.8	219.2	26.11.04	us
	17607	3000.245	224.2	218.0	26.11.04	us
	18935	3000.220	224.1	221.3	29.03.05	us
5457 top	18946	3000.220	226.6	219.1	29.03.05	em
	19128	3000.860	220.5	216.4	14.04.05	em
	19129	3000.860	220.7	216.7	14.04.05	em
	19380	3000.880	220.3	215.8	11.05.05	us
5457	19386	3000.880	217.5	212.8	11.05.05	dl
	17565	3001.345	217.9	209.3	24.11.04	em
	17566	3001.345	216.8	208.1	24.11.04	em
	18834	3001.320	220.3	212.7	16.03.05	em
5459 top	18839	3001.320	215.3	209.5	16.03.05	us
	19015	3002.045	211.0	206.5	05.04.05	em
	19020	3002.045	212.3	206.9	05.04.05	us
	19227	3002.070	211.5	207.7	21.04.05	dl
5459	19232	3002.070	209.6	205.6	21.04.05	us
	18112	3002.445	219.0	211.1	20.01.05	us
	18123	3002.445	221.4	211.9	20.01.05	us
	18552	3002.420	218.9	210.0	22.02.05	dl
5465 top	18576	3002.420	222.3	209.5	23.02.05	us
	19127	3005.260	228.9	224.6	14.04.05	us
	19141	3005.260	227.6	222.7	14.04.05	us
	19382	3005.280	229.5	225.7	11.05.05	us
5465	19390	3005.280	227.8	222.8	11.05.05	us
	17516	3005.745	230.7	225.4	18.11.04	us
	17523	3005.745	231.8	226.3	18.11.04	us
	18866	3005.720	233.4	229.1	21.03.05	dl
5467 top	18869	3005.720	226.3	223.2	21.03.05	em
	19034	3006.445	237.3	234.3	06.04.05	dl
	19035	3006.445	238.5	235.1	06.04.05	dl
	19286	3006.470	238.6	233.2	02.05.05	em
5467	19291	3006.470	240.5	234.9	02.05.05	em
	18110	3006.845	243.5	236.4	20.01.05	us
	18117	3006.845	248.0	239.6	20.01.05	em
	18588	3006.820	246.1	238.9	25.02.05	em
5469 top	18594	3006.820	249.4	240.1	25.02.05	em
	19151	3007.455	253.4	250.8	15.04.05	us
	19160	3007.455	250.2	245.1	15.04.05	us
	19385	3007.480	249.4	245.4	11.05.05	dl
5469	19389	3007.480	249.2	244.1	11.05.05	us
	17542	3007.945	258.7	249.9	22.11.04	us
	17544	3007.945	258.7	251.2	22.11.04	us
	18773	3007.920	255.4	249.9	10.03.05	us
5471 top	18774	3007.920	255.4	249.8	10.03.05	us
	19157	3008.555	253.1	248.6	15.04.05	us
	19162	3008.555	255.2	249.2	15.04.05	us
	19407	3008.580	252.9	247.0	12.05.05	us
5471	19409	3008.580	257.7	247.6	12.05.05	em
	17659	3009.045	250.6	245.0	01.12.04	us
	17664	3009.045	248.6	242.5	01.12.04	us
	18922	3009.020	246.6	242.5	24.03.05	dl
5472	18926	3009.020	250.3	244.2	24.03.05	us
	17487	3009.595	242.4	236.9	18.11.04	us
	17502	3009.595	245.2	236.6	18.11.04	em
	18937	3009.570	242.7	239.3	29.03.05	us
5475 top	18941	3009.570	242.6	236.8	29.03.05	em
	19021	3010.845	233.1	227.6	05.04.05	em

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
	19029	3010.845	232.6	227.0	05.04.05	us
	19305	3010.870	229.6	224.0	03.05.05	em
	19306	3010.870	229.6	224.1	03.05.05	em
5475	18114	3011.245	235.3	228.3	20.01.05	us
	18122	3011.245	240.0	231.3	20.01.05	us
	18614	3011.220	237.8	230.9	28.02.05	dl
	18616	3011.220	233.4	226.9	28.02.05	em
5477 top	19140	3011.860	238.8	233.8	14.04.05	us
	19142	3011.880	238.5	233.1	14.04.05	us
	19399	3011.895	238.6	233.0	12.05.05	us
	19410	3011.895	238.6	232.7	12.05.05	dl
5477	17515	3012.300	243.2	238.0	18.11.04	us
	17519	3012.300	244.3	238.5	18.11.04	em
	18812	3012.275	246.5	239.8	15.03.05	em
	18837	3012.275	241.6	236.2	16.03.05	us
5479 top	19148	3012.955	241.7	240.2	15.04.05	us
	19156	3012.955	243.0	238.6	15.04.05	us
	19383	3012.980	239.9	236.5	11.05.05	dl
	19391	3012.980	241.8	236.6	11.05.05	us
5479	17611	3013.445	239.5	232.3	26.11.04	us
	17614	3013.445	239.1	232.0	26.11.04	em
	18833	3013.420	240.0	233.0	16.03.05	em
	18836	3013.420	240.1	234.3	16.03.05	us
5481 top	19134	3014.060	228.8	224.4	14.04.05	em
	19135	3014.060	227.0	223.0	14.04.05	em
	19401	3014.080	223.7	218.1	12.05.05	us
	19402	3014.080	225.9	219.3	12.05.05	us
5481	17644	3014.545	221.3	214.9	30.11.04	us
	17647	3014.545	222.5	215.5	30.11.04	us
	18809	3014.520	223.0	218.2	15.03.05	dl
	18817	3014.520	224.5	217.2	15.03.05	us
5483 top	19017	3015.245	224.8	219.9	05.04.05	em
	19024	3015.245	219.4	214.7	05.04.05	dl
	19326	3015.270	222.6	215.8	04.05.05	us
	19332	3015.270	220.3	214.7	04.05.05	us
5483	18116	3015.645	228.0	220.2	20.01.05	em
	18126	3015.645	225.9	216.7	20.01.05	us
	18590	3015.620	227.3	220.2	25.02.05	dl
	18596	3015.620	227.2	219.0	25.02.05	em
5485 top	19133	3016.260	232.2	227.9	14.04.05	us
	19136	3016.260	231.8	227.3	14.04.05	em
	19405	3016.280	229.9	224.5	12.05.05	em
	19412	3016.280	229.9	224.2	12.05.05	dl
5485	17606	3016.745	233.5	227.2	26.11.04	us
	17616	3016.745	234.6	227.7	26.11.04	us
	18792	3016.720	236.4	230.5	11.03.05	us
	18807	3016.700	236.4	232.1	15.03.05	dl
5487	17674	3017.845	239.3	231.0	01.12.04	us
	17676	3017.845	239.3	230.9	01.12.04	us
	18865	3017.820	236.6	232.4	21.03.05	dl
	18868	3017.820	238.9	235.6	21.03.05	em
5489	17467	3018.945	244.9	239.1	17.11.04	em
	17475	3018.945	245.1	236.9	17.11.04	us
	18864	3018.920	240.6	236.5	21.03.05	em
	18870	3018.920	242.3	238.9	21.03.05	dl
5491	18094	3020.045	250.5	241.4	19.01.05	em
	18099	3020.045	247.2	237.0	19.01.05	us
	18525	3020.020	245.0	238.8	21.02.05	em
	18528	3020.020	249.6	239.3	21.02.05	em
5493	17464	3021.145	249.5	244.7	17.11.04	us
	17468	3021.145	252.0	246.0	17.11.04	us
	18813	3021.120	250.2	243.2	15.03.05	em
	18816	3021.120	251.8	244.1	15.03.05	us
5495	17642	3022.215	252.6	245.1	30.11.04	us
	17651	3022.215	255.3	248.2	30.11.04	us
	18881	3022.190	250.3	248.6	22.03.05	em
	18882	3022.190	255.0	252.0	22.03.05	em
5497	17538	3023.345	260.4	252.2	22.11.04	us
	17546	3023.345	262.5	255.9	22.11.04	us
	18889	3023.320	259.1	253.5	22.03.05	dl
	18902	3023.320	260.8	256.6	23.03.05	us
5499	18120	3024.445	265.9	256.4	20.01.05	us
	18125	3024.445	267.4	256.8	20.01.05	us
	18607	3024.420	266.7	262.2	28.02.05	em
	18609	3024.420	268.1	261.5	28.02.05	em
5501	17466	3025.545	263.5	257.6	17.11.04	em
	17472	3025.545	265.4	258.9	17.11.04	us
	18771	3025.520	263.2	257.2	10.03.05	us
	18777	3025.520	263.8	257.3	10.03.05	us
5503	17534	3026.645	266.8	257.2	22.11.04	us
	17543	3026.645	266.5	259.4	22.11.04	us
	18919	3026.620	265.2	261.9	24.03.05	us
	18923	3026.620	264.7	260.1	24.03.05	dl
5505	17561	3027.745	267.5	258.3	24.11.04	us
	17571	3027.745	263.3	254.6	24.11.04	us
	18795	3027.720	265.1	259.5	11.03.05	us

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ kor. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5507	18796	3027.720	265.0	259.7	11.03.05	us
	17887	3028.845	263.7	255.5	20.12.04	us
	17897	3028.845	265.7	256.9	20.12.04	us
	18646	3028.820	261.1	255.6	02.03.05	dl
5509	18651	3028.820	262.6	256.1	02.03.05	us
	17560	3029.945	258.1	250.5	24.11.04	us
	17574	3029.945	262.9	253.5	24.11.04	us
	18797	3029.920	257.0	251.6	11.03.05	us
5511	18808	3029.920	258.8	254.4	15.03.05	dl
	17510	3031.045	257.0	251.8	18.11.04	us
	17524	3031.045	259.7	254.6	18.11.04	us
	18939	3031.020	256.9	252.4	29.03.05	us
5513	18945	3031.020	259.6	250.9	29.03.05	em
	17463	3032.115	258.2	253.8	17.11.04	us
	17470	3032.115	256.7	250.7	17.11.04	us
	18832	3032.090	258.2	250.8	16.03.05	em
5515	18838	3032.090	260.4	253.8	16.03.05	us
	18086	3033.245	257.1	249.2	19.01.05	us
	18093	3033.245	253.7	245.4	19.01.05	em
	18568	3033.220	255.8	248.3	23.02.05	dl
5517	18585	3033.220	254.5	248.5	25.02.05	us
	18201	3034.345	251.7	245.6	26.01.05	em
	18210	3034.345	253.9	245.8	26.01.05	us
	18940	3034.320	249.8	244.7	29.03.05	us
5519	18942	3034.320	251.5	245.5	29.03.05	em
	18231	3035.445	252.2	244.5	27.01.05	us
	18235	3035.445	252.2	243.3	27.01.05	us
	18997	3035.420	246.9	241.2	04.04.05	dl
5521	19003	3035.420	248.6	243.0	04.04.05	dl
	18205	3036.545	246.1	239.6	26.01.05	us
	18209	3036.545	245.6	239.1	26.01.05	us
	18980	3036.520	241.9	239.1	31.03.05	dl
5523	19008	3036.520	242.8	236.5	04.04.05	dl
	17861	3037.645	244.8	237.2	16.12.04	us
	17863	3037.645	242.7	235.0	16.12.04	us
	18627	3037.620	242.9	237.7	01.03.05	em
5525 top	18628	3037.620	246.3	239.1	01.03.05	em
	19189	3038.260	237.4	234.9	19.04.05	em
	19216	3038.260	239.1	234.5	20.04.05	dl
	19252	3038.285	239.2	233.5	25.04.05	dl
5525	19271	3038.285	239.3	234.3	28.04.05	em
	18199	3038.745	235.9	229.7	26.01.05	us
	18206	3038.745	234.4	227.4	26.01.05	us
	18998	3038.720	233.5	227.9	04.04.05	dl
5527 top	18999	3038.720	231.5	226.1	04.04.05	dl
	19180	3039.355	219.4	213.8	18.04.05	us
	19183	3039.355	221.5	215.7	18.04.05	us
	19272	3039.380	220.4	215.4	28.04.05	dl
5527	19273	3039.380	220.3	214.9	28.04.05	dl
	18170	3039.845	210.1	202.7	25.01.05	em
	18173	3039.845	213.7	205.8	25.01.05	em
	18971	3039.820	211.9	205.1	30.03.05	em
5529 top	18967	3039.820	211.1	206.3	30.03.05	em
	19153	3040.530	203.4	200.6	15.04.05	em
	19154	3040.530	200.8	197.9	15.04.05	em
	19284	3040.550	203.5	198.2	02.05.05	dl
5529	19289	3040.550	204.5	198.0	02.05.05	dl
	18172	3040.945	207.9	200.5	25.01.05	em
	18174	3040.945	207.4	198.7	25.01.05	em
	19004	3040.920	206.2	200.2	04.04.05	dl
5531 top	19016	3040.920	204.8	200.2	05.04.05	em
	19043	3041.645	207.0	200.8	06.04.05	dl
	19046	3041.645	207.4	200.8	06.04.05	us
	19314	3041.670	204.9	195.0	03.05.05	dl
5531	19328	3041.670	208.2	201.6	04.05.05	us
	18035	3042.030	204.0	194.8	13.01.05	us
	18040	3042.030	203.5	192.3	13.01.05	us
	18664	3042.005	203.0	197.5	03.03.05	dl
5533 top	18677	3042.005	205.8	197.7	03.03.05	us
	19150	3042.730	196.5	194.3	15.04.05	us
	19161	3042.745	194.9	189.1	15.04.05	us
	19296	3042.770	196.5	190.8	02.05.05	em
5533	19297	3042.770	200.4	194.3	02.05.05	em
	18178	3043.145	197.5	189.6	25.01.05	us
	18183	3043.145	203.1	194.5	25.01.05	em
	18965	3043.120	201.3	196.5	30.03.05	em
5535 top	18979	3043.120	197.6	194.8	31.03.05	dl
	19173	3043.735	200.4	194.3	18.04.05	us
	19182	3043.735	198.0	192.5	18.04.05	us
	19246	3043.760	195.5	191.7	25.04.05	dl
5535	19248	3043.760	198.3	193.4	25.04.05	em
	18224	3044.245	203.2	194.8	27.01.05	us
	18236	3044.245	207.4	198.3	27.01.05	us
	19001	3044.220	197.7	193.0	04.04.05	em
5537 top	19002	3044.220	196.9	191.0	04.04.05	dl
	19170	3044.925	195.2	189.8	18.04.05	us

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ kor. (ppmv)	Datum der Messung	Operator
5537	19177	3044.925	192.4	187.0	18.04.05	dl
	19275	3044.950	193.3	188.1	28.04.05	dl
	19276	3044.950	190.8	186.1	28.04.05	dl
	18196	3045.345	194.2	189.0	26.01.05	us
	18198	3045.345	195.1	189.0	26.01.05	us
5539 top	18983	3045.320	190.8	188.1	31.03.05	us
	18989	3045.320	193.7	190.1	31.03.05	us
	19053	3046.045	194.7	191.3	08.04.05	us
	19059	3046.045	196.0	192.1	08.04.05	us
	19348	3046.070	194.2	188.8	09.05.05	em
5539	19356	3046.070	193.8	188.6	09.05.05	us
	17858	3046.445	197.0	189.0	16.12.04	em
	17865	3046.445	197.3	189.0	16.12.04	us
	18629	3046.420	198.8	193.0	01.03.05	dl
	18634	3046.420	195.8	190.5	01.03.05	em
5541 top	19192	3047.110	200.5	196.7	19.04.05	em
	19197	3047.110	199.4	193.6	19.04.05	dl
	19270	3047.140	199.9	194.5	28.04.05	em
	19277	3047.140	196.8	191.6	28.04.05	dl
	18200	3047.545	203.1	196.7	26.01.05	em
5541	18208	3047.545	200.0	193.7	26.01.05	us
	19006	3047.520	199.1	193.1	04.04.05	dl
	19022	3047.520	199.2	194.9	05.04.05	em
	19194	3048.160	195.1	190.9	19.04.05	em
	19214	3048.160	196.0	191.4	20.04.05	us
5543	19247	3048.185	192.7	188.1	25.04.05	dl
	19253	3048.185	189.0	184.0	25.04.05	dl
	18169	3048.645	197.4	189.3	25.01.05	us
	18179	3048.645	196.9	188.9	25.01.05	us
	18978	3048.620	194.8	192.3	31.03.05	dl
5545 top	18985	3048.620	194.5	191.6	31.03.05	us
	19172	3049.355	198.8	192.5	18.04.05	us
	19175	3049.355	197.0	191.8	18.04.05	dl
	19266	3049.385	198.7	193.6	28.04.05	dl
	19268	3049.385	195.6	190.6	28.04.05	em
5545	18137	3049.745	201.0	195.3	21.01.05	us
	18152	3049.745	200.4	193.9	21.01.05	us
	18966	3049.720	200.1	195.5	30.03.05	em
	18984	3049.720	197.1	194.5	31.03.05	us
	19040	3050.445	195.1	190.5	06.04.05	us
5547 top	19044	3050.445	193.3	188.3	06.04.05	us
	19304	3050.470	191.9	186.5	03.05.05	em
	19309	3050.470	193.2	186.0	03.05.05	em
	18026	3050.845	196.7	190.7	13.01.05	us
	18061	3050.845	197.9	191.3	18.01.05	us
5549 top	18693	3050.820	197.9	193.0	04.03.05	dl
	18695	3050.820	197.5	193.0	04.03.05	dl
	19190	3051.530	190.0	187.1	19.04.05	em
	19215	3051.550	190.7	185.7	20.04.05	us
	19290	3051.570	190.4	185.2	02.05.05	em
5549	19294	3051.570	192.2	185.2	02.05.05	em
	18180	3051.945	191.1	183.0	25.01.05	us
	18184	3051.945	194.3	185.2	25.01.05	em
	18988	3051.920	189.1	186.1	31.03.05	us
	18990	3051.920	190.1	186.8	31.03.05	us
5551 top	19191	3052.560	194.2	191.0	19.04.05	em
	19199	3052.560	193.9	187.8	19.04.05	dl
	19251	3052.585	197.2	191.1	25.04.05	dl
	19267	3052.585	200.5	195.4	28.04.05	em
	18175	3053.045	202.6	193.1	25.01.05	em
5551	18182	3053.045	200.4	191.3	25.01.05	em
	18968	3053.020	201.2	195.3	30.03.05	em
	18970	3053.020	199.4	193.3	30.03.05	em
	19292	3053.725	203.1	198.1	02.05.05	em
	19295	3053.725	203.4	198.7	02.05.05	em
5553 top	19400	3053.750	205.3	199.4	12.05.05	us
	19411	3053.750	206.2	197.3	12.05.05	dl
	18168	3054.145	205.7	198.1	25.01.05	us
	18177	3054.145	207.8	198.5	25.01.05	us
	18961	3054.120	202.1	197.8	30.03.05	em
5555 top	18963	3054.120	205.4	200.5	30.03.05	dl
	19025	3054.845	197.3	191.8	05.04.05	dl
	19026	3054.845	196.7	191.7	05.04.05	dl
	19303	3054.870	196.8	192.0	03.05.05	us
	19333	3054.870	195.5	189.6	04.05.05	us
5555	18030	3055.245	194.9	187.5	13.01.05	us
	18060	3055.245	197.7	190.6	18.01.05	us
	18749	3055.220	200.2	190.2	09.03.05	dl
	18751	3055.220	196.0	188.4	09.03.05	dl
	19171	3055.925	188.7	183.0	18.04.05	us
5557 top	19176	3055.925	187.4	181.8	18.04.05	dl
	19254	3055.950	188.8	182.4	25.04.05	em
	19256	3055.950	190.9	182.3	25.04.05	em
	18203	3056.345	190.5	184.3	26.01.05	us
	18204	3056.345	191.2	184.5	26.01.05	us
5557	18962	3056.320	187.9	183.0	30.03.05	em

CO₂ Daten von Dome C (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operateur
5559 top	18972	3056.320	190.3	183.9	30.03.05	em
	19195	3056.960	193.2	188.0	19.04.05	dl
	19196	3056.960	192.2	186.7	19.04.05	dl
	19257	3056.980	192.1	184.4	25.04.05	em
5559	19285	3056.995	193.4	187.5	02.05.05	dl
	18194	3057.445	196.4	190.6	26.01.05	em
	18195	3057.445	193.2	187.8	26.01.05	em
	18982	3057.420	193.1	190.1	31.03.05	us
5561 top	18987	3057.420	193.7	190.6	31.03.05	us
	19178	3058.125	191.1	185.5	18.04.05	dl
	19181	3058.125	192.1	185.9	18.04.05	us
	19404	3058.150	196.2	190.7	12.05.05	em
5561	19406	3058.150	195.6	189.2	12.05.05	em
	18141	3058.545	195.6	188.9	21.01.05	em
	18153	3058.545	199.6	190.8	21.01.05	us
	19007	3058.520	193.3	186.7	04.04.05	dl
5563 top	19010	3058.520	198.7	189.4	04.04.05	dl
	19039	3059.245	193.3	188.7	06.04.05	us
	19063	3059.245	192.6	188.9	08.04.05	us
	19234	3059.270	196.6	191.8	21.04.05	em
5563	19239	3059.270	191.4	187.0	21.04.05	em
	17860	3059.645	195.2	187.1	16.12.04	em
	17866	3059.645	192.8	183.9	16.12.04	us
	18742	3059.585	191.9	185.7	09.03.05	dl
	18747	3059.620	193.3	186.5	09.03.05	us

Tabelle B.1: CO₂-Daten der Messungen am Eisbohrkern von Dome C (EDC99)(durchgeführt 2003-2005). dl: D. Lüthi em: E. Monnin; kk: K. Kawamura us: U. Siegenthaler.

B.2 EPICA Dronning Maud Land, Antarktis

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operateur
90	14791	89.920	320.1	318.2	07.01.03	us
	14774	89.935	311.4	309.9	07.01.03	us
	14783	89.950	306.4	304.8	07.01.03	em
	14782	89.965	317.7	315.9	07.01.03	em
	14769	89.980	315.8	314.1	07.01.03	us
91	14765	89.995	309.3	307.7	07.01.03	em
	14852	90.920	290.9	289.3	09.01.03	em
	14846	90.935	308.0	306.4	09.01.03	us
	14850	90.950	292.4	291.0	09.01.03	em
	14832	90.965	296.7	295.3	09.01.03	us
92	14843	90.980	303.8	302.3	09.01.03	em
	14831	90.995	331.4	329.7	09.01.03	us
	14876	91.920	310.0	308.7	10.01.03	em
	14874	91.935	297.6	296.3	10.01.03	em
	14859	91.950	290.6	289.1	10.01.03	us
93	14865	91.965	315.4	313.8	10.01.03	em
	14867	91.980	312.7	310.9	10.01.03	us
	14866	91.995	295.0	293.5	10.01.03	us
	14642	92.920	314.9	313.4	16.12.02	us
	14629	92.935	302.0	300.1	16.12.02	kk
94	14631	92.950	311.0	308.9	16.12.02	kk
	14622	92.965	292.7	290.8	16.12.02	kk
	14641	92.980	295.5	293.8	16.12.02	us
	14624	92.995	290.9	289.2	16.12.02	kk
	14687	93.920	289.5	287.9	20.12.02	us
95	14699	93.935	290.8	289.1	20.12.02	us
	14688	93.950	291.6	289.9	20.12.02	us
	14702	93.965	294.3	292.6	20.12.02	us
	14696	93.980	291.1	289.3	20.12.02	us
	14693	93.995	284.8	283.1	20.12.02	us
96	14660	94.920	287.8	286.2	19.12.02	us
	14651	94.935	287.7	286.1	19.12.02	us
	14653	94.950	291.2	289.5	19.12.02	us
	14666	94.965	289.7	288.0	19.12.02	kk
	14650	94.980	290.0	288.5	19.12.02	us
97	14672	94.995	293.8	292.2	19.12.02	kk
	14768	95.940	287.8	286.4	07.01.03	us
	14787	95.940	295.3	293.8	07.01.03	us
	14751	95.960	287.9	286.4	06.01.03	kk
	14772	95.965	282.6	281.0	07.01.03	em
98	14745	95.985	287.8	286.1	06.01.03	us
	14781	95.990	286.5	284.9	07.01.03	us
	14790	96.920	288.9	287.3	07.01.03	us
	14780	96.935	285.1	283.5	07.01.03	us
	14788	96.950	289.8	288.4	07.01.03	us
99	14776	96.965	290.5	289.1	07.01.03	us
	14786	96.980	290.1	288.7	07.01.03	em
	14779	96.995	279.7	278.2	07.01.03	em
	14901	97.920	283.5	282.3	13.01.03	us
	14908	97.935	282.0	280.8	13.01.03	em
100	14893	97.950	282.9	281.7	13.01.03	em
	14898	97.965	280.8	279.6	13.01.03	us
	14896	97.980	282.1	280.9	13.01.03	em
	14914	97.995	283.3	282.0	13.01.03	em
	14723	98.930	279.3	277.8	23.12.02	us
101	14714	98.935	286.1	284.6	23.12.02	kk
	14731	98.950	286.6	285.2	23.12.02	us
	14718	98.965	280.8	279.3	23.12.02	kk
	14722	98.980	281.8	280.4	23.12.02	kk
	14724	98.995	282.5	281.0	23.12.02	us
103-01	14573	99.920	280.4	278.7	13.12.02	us
	14581	99.935	279.6	277.9	13.12.02	us
	14559	99.950	283.1	281.5	13.12.02	us
	14560	99.965	280.0	278.3	13.12.02	us
	14579	99.980	279.9	278.2	13.12.02	us
103-02	14568	99.995	285.2	283.6	13.12.02	kk
	14913	100.920	280.0	278.8	13.01.03	em
	14891	100.935	278.4	277.3	13.01.03	em
	14904	100.950	282.3	281.2	13.01.03	em
	14906	100.965	280.8	279.7	13.01.03	em
	14912	100.980	276.5	275.4	13.01.03	em
	14897	100.995	279.1	277.9	13.01.03	em
	14851	102.025	278.1	276.7	09.01.03	em
	14836	102.040	282.0	280.6	09.01.03	us
	14835	102.055	293.6	292.3	09.01.03	us
	14839	102.070	287.7	286.3	09.01.03	us
	14830	102.085	283.0	281.7	09.01.03	em
	14829	102.100	279.4	278.1	09.01.03	em
	14816	102.900	273.7	272.1	08.01.03	em
	14821	102.915	277.9	276.4	08.01.03	us
	14801	102.930	278.9	277.4	08.01.03	us
	14813	102.945	281.9	280.4	08.01.03	em
	14809	102.960	281.9	279.8	08.01.03	us
	14819	102.975	281.6	280.1	08.01.03	us

CO₂ Daten von DML (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operateur
	14766	103.940	273.6	272.0	07.01.03	us
	14767	103.940	278.3	276.8	07.01.03	us
	14773	103.965	276.0	274.4	07.01.03	em
	14775	103.965	277.1	275.6	07.01.03	em
	14750	103.985	279.8	278.2	06.01.03	kk
	14789	103.990	274.5	272.9	07.01.03	em
105	14598	104.920	281.7	280.0	15.12.02	us
	14591	104.935	284.3	282.7	14.12.02	us
	14603	104.950	277.8	276.2	15.12.02	us
	14600	104.965	278.7	277.0	15.12.02	us
	14615	104.980	278.9	277.3	15.12.02	us
	14589	104.995	280.2	278.6	14.12.02	us
106	14644	105.920	283.1	281.5	16.12.02	us
	14637	105.935	277.8	276.1	16.12.02	us
	14636	105.950	275.3	273.6	16.12.02	us
	14623	105.965	280.8	279.1	16.12.02	kk
	14621	105.980	284.5	282.9	16.12.02	kk
	14640	105.995	283.5	281.9	16.12.02	us
107	14814	106.920	274.1	272.5	08.01.03	em
	14800	106.935	277.3	275.7	08.01.03	us
	14820	106.950	280.0	278.5	08.01.03	us
	14806	106.965	279.3	277.8	08.01.03	us
	14808	106.980	290.0	288.6	08.01.03	us
	14802	106.995	280.1	278.5	08.01.03	em
108	14882	107.920	282.2	281.0	10.01.03	us
	14861	107.935	277.4	276.0	10.01.03	us
	14879	107.950	278.8	277.5	10.01.03	us
	14860	107.965	274.3	272.9	10.01.03	us
	14872	107.980	274.8	273.5	10.01.03	em
	14875	107.995	278.2	276.9	10.01.03	em
109	14657	108.920	282.6	281.0	19.12.02	us
	14663	108.935	276.1	274.5	19.12.02	us
	14659	108.950	280.7	279.1	19.12.02	us
	14669	108.965	285.7	284.2	19.12.02	kk
	14664	108.980	276.5	274.8	19.12.02	kk
	14671	108.995	279.5	277.9	19.12.02	kk
110	14682	109.920	278.1	276.5	20.12.02	kk
	14689	109.935	276.9	275.3	20.12.02	us
	14685	109.950	278.4	276.8	20.12.02	kk
	14679	109.965	277.1	275.5	20.12.02	us
	14692	109.980	279.9	278.3	20.12.02	us
	14680	109.995	277.3	275.7	20.12.02	us
111	14730	110.920	281.6	280.1	23.12.02	us
	14729	110.935	278.3	276.8	23.12.02	us
	14711	110.950	279.5	278.0	23.12.02	us
	14710	110.965	275.0	273.4	23.12.02	us
	14725	110.980	280.9	279.4	23.12.02	us
	14717	110.995	279.8	278.3	23.12.02	kk
112	14576	111.920	281.7	280.1	13.12.02	us
	14563	111.950	280.6	279.1	13.12.02	us
	14569	111.965	280.6	279.0	13.12.02	kk
	14582	111.980	276.3	274.6	13.12.02	us
	14561	111.995	282.3	280.7	13.12.02	us
113	14604	112.910	281.9	280.3	15.12.02	us
	14597	112.925	281.5	279.8	15.12.02	us
	14605	112.940	280.0	278.3	15.12.02	kk
	14610	112.955	279.5	277.9	15.12.02	us
	14611	112.970	285.2	283.5	15.12.02	us
	14596	112.985	282.2	280.5	15.12.02	us
115-01	12858	114.115	278.9	278.3	20.08.02	us
	12862	114.130	277.4	276.6	20.08.02	kk
	12857	114.145	279.4	278.7	20.08.02	us
	12872	114.160	276.4	275.6	20.08.02	us
	12861	114.175	280.5	279.9	20.08.02	kk
	12856	114.190	278.0	277.2	20.08.02	us
155-03	12798	114.915	277.6	276.9	16.08.02	us
	12814	114.930	277.1	276.4	16.08.02	kk
	12805	114.945	282.0	281.5	16.08.02	kk
	12792	114.960	281.2	280.3	16.08.02	kk
	12806	114.975	279.9	279.2	16.08.02	kk
	12793	114.990	276.7	275.7	16.08.02	kk
117-01	12598	116.025	280.5	279.8	08.08.02	em
	12595	116.040	279.7	278.8	08.08.02	us
	12602	116.055	280.8	280.0	08.08.02	em
	12597	116.070	279.9	279.1	08.08.02	em
	12591	116.085	278.6	277.7	08.08.02	us
	12587	116.100	279.1	278.2	08.08.02	em
117-02	14815	116.620	280.4	278.8	08.01.03	em
	14807	116.635	281.6	280.1	08.01.03	us
	14812	116.650	279.2	277.7	08.01.03	em
	14799	116.665	278.9	277.4	08.01.03	us
	14822	116.680	280.3	278.7	08.01.03	us
	14805	116.695	280.4	279.0	08.01.03	em
117-03	12705	116.915	281.2	280.4	13.08.02	us
	12689	116.930	282.2	281.4	13.08.02	kk
	12695	116.945	278.9	278.0	13.08.02	kk

CO₂ Daten von DML (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operateur
120-01	12711	116.960	283.6	282.9	13.08.02	kk
	12690	116.975	281.2	280.2	13.08.02	kk
	12696	116.990	285.4	284.7	13.08.02	kk
	12823	119.035	279.1	278.4	19.08.02	us
	12831	119.040	282.0	281.3	19.08.02	em
	12833	119.055	279.1	278.2	19.08.02	em
120-3	12826	119.070	279.9	279.1	19.08.02	em
	12836	119.085	280.0	279.1	19.08.02	kk
	14549	119.920	284.2	282.5	12.12.02	us
	14544	119.935	283.9	282.3	12.12.02	us
	14540	119.950	280.6	279.0	12.12.02	kk
	14550	119.965	282.3	280.7	12.12.02	us
121-01	14543	119.980	286.2	284.7	12.12.02	us
	14551	119.995	281.4	279.7	12.12.02	us
	12670	120.025	279.0	278.1	12.08.02	em
	12662	120.040	283.2	282.4	12.08.02	us
	12668	120.055	285.4	285.0	12.08.02	em
	12658	120.070	282.4	281.9	12.08.02	em
121-03	12663	120.085	282.3	281.7	12.08.02	us
	12665	120.100	281.6	280.8	12.08.02	us
	12594	120.915	276.8	275.9	08.08.02	us
	12608	120.930	277.6	276.5	08.08.02	us
	12601	120.945	280.7	279.8	08.08.02	em
	12609	120.975	281.6	280.7	08.08.02	us
123-01	12589	120.990	281.1	280.2	08.08.02	us
	12724	122.025	284.8	284.2	14.08.02	kk
	12734	122.040	277.5	276.5	14.08.02	us
	12732	122.055	279.5	278.6	14.08.02	kk
	12736	122.070	285.5	284.9	14.08.02	us
	12744	122.085	280.7	279.9	14.08.02	kk
123-03	12745	122.100	281.7	281.0	14.08.02	kk
	12830	122.855	279.8	279.2	19.08.02	kk
	12838	122.900	289.6	289.3	19.08.02	kk
	12825	122.915	282.0	281.3	19.08.02	us
	12840	122.950	279.9	279.2	19.08.02	kk
	12843	122.950	280.3	279.7	19.08.02	kk
125-01	12844	122.990	279.2	278.3	19.08.02	kk
	12935	124.050	279.0	278.2	22.08.02	kk
	12925	124.065	277.4	276.5	22.08.02	us
	12927	124.065	277.5	276.6	22.08.02	us
	12920	124.080	278.6	277.7	22.08.02	em
	12934	124.090	281.2	280.4	22.08.02	em
125-03	12928	124.095	281.2	280.4	22.08.02	us
	12641	124.915	279.5	278.7	09.08.02	us
	12642	124.930	281.3	280.7	09.08.02	us
	12623	124.945	279.1	278.4	09.08.02	em
	12634	124.960	278.9	278.1	09.08.02	em
	12629	124.975	279.0	278.3	09.08.02	us
127-01	12636	124.990	280.7	280.1	09.08.02	em
	12702	126.025	281.4	280.5	13.08.02	us
	12710	126.040	278.3	277.4	13.08.02	kk
	12701	126.055	281.6	280.7	13.08.02	kk
	12692	126.070	280.9	280.1	13.08.02	us
	12697	126.085	281.2	280.4	13.08.02	kk
127-03	12703	126.100	282.0	281.4	13.08.02	us
	12770	126.915	280.7	280.0	15.08.02	kk
	12766	126.930	278.5	277.8	15.08.02	us
	12763	126.945	281.5	280.4	15.08.02	kk
	12777	126.960	283.5	282.8	15.08.02	kk
	12765	126.975	281.0	281.0	15.08.02	kk
128-01	12759	126.990	282.2	281.7	15.08.02	kk
	14670	127.005	286.2	284.7	19.12.02	kk
	14673	127.020	283.2	281.8	19.12.02	kk
	14652	127.035	287.9	286.4	19.12.02	us
	14658	127.050	286.3	284.8	19.12.02	us
	14665	127.065	283.5	281.9	19.12.02	kk
128-02	14656	127.080	285.4	283.8	19.12.02	us
	14862	127.225	279.9	278.6	10.01.03	em
	14873	127.240	279.5	278.2	10.01.03	em
	14881	127.255	281.2	279.9	10.01.03	us
	14880	127.270	280.6	279.4	10.01.03	us
	14869	127.285	281.0	279.8	10.01.03	us
128-03	14868	127.300	279.1	277.8	10.01.03	us
	12559	127.915	279.3	278.3	07.08.02	us
	12577	127.930	280.9	280.1	07.08.02	us
	12571	127.945	281.1	280.4	07.08.02	em
	12573	127.960	279.5	278.6	07.08.02	em
	12564	127.975	280.4	279.8	07.08.02	em
131-01	12570	127.990	281.0	280.5	07.08.02	us
	12877	130.025	280.8	280.2	20.08.02	kk
	12863	130.040	281.4	280.8	20.08.02	kk
	12875	130.055	281.3	280.5	20.08.02	kk
	12876	130.070	281.2	280.6	20.08.02	kk
	12870	130.085	281.0	280.3	20.08.02	us
131-03	12864	130.100	283.2	282.5	20.08.02	kk
	12799	130.915	280.6	279.8	16.08.02	us

CO₂ Daten von DML (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operateur
134-01	12794	130.930	279.8	279.1	16.08.02	us
	12795	130.945	279.6	278.7	16.08.02	us
	12802	130.960	282.4	281.8	16.08.02	us
	12807	130.975	283.5	282.9	16.08.02	kk
	12791	130.990	280.0	279.2	16.08.02	kk
	12760	133.025	279.8	279.2	15.08.02	kk
	12764	133.030	282.3	281.3	15.08.02	kk
	12779	133.040	284.4	283.8	15.08.02	us
	12758	133.055	284.0	283.5	15.08.02	us
	12772	133.070	281.3	280.6	15.08.02	kk
134-03	12910	133.915	278.3	277.6	21.08.02	us
	12907	133.930	279.2	278.5	21.08.02	us
	12894	133.945	279.5	278.9	21.08.02	kk
	12889	133.960	280.9	280.2	21.08.02	us
	12893	133.975	283.3	282.8	21.08.02	em
135-1	12887	133.990	284.2	283.8	21.08.02	us
	14599	134.025	282.2	280.4	15.12.02	us
	14612	134.040	285.7	284.0	15.12.02	us
	14606	134.055	285.8	284.1	15.12.02	kk
	14607	134.070	283.9	282.3	15.12.02	kk
135-03	14590	134.085	286.0	284.4	14.12.02	us
	12546	134.915	284.3	283.6	06.08.02	us
	12533	134.930	280.8	280.1	06.08.02	em
	12537	134.945	282.3	281.7	06.08.02	us
	12534	134.960	281.2	280.4	06.08.02	em
137-01	12538	134.975	279.3	278.5	06.08.02	us
	12532	134.990	282.6	281.9	06.08.02	us
	12633	136.025	283.1	282.5	09.08.02	em
	12643	136.040	281.8	281.0	09.08.02	us
	12635	136.055	279.2	278.3	09.08.02	em
	12621	136.070	282.1	281.5	09.08.02	us
	12628	136.085	277.8	277.0	09.08.02	us
	12622	136.100	278.7	278.0	09.08.02	em
	12704	136.915	282.6	281.8	13.08.02	us
	12708	136.930	280.1	279.3	13.08.02	kk
137-03	12698	136.945	281.7	280.9	13.08.02	kk
	12691	136.960	280.1	279.1	13.08.02	kk
	12688	136.975	286.3	285.7	13.08.02	us
	12709	136.990	288.9	288.3	13.08.02	kk
	14575	137.025	279.7	278.1	13.12.02	us
138-1	14562	137.040	282.2	280.6	13.12.02	us
	14566	137.055	282.2	280.6	13.12.02	kk
	14580	137.070	281.9	280.3	13.12.02	us
	14574	137.085	283.0	281.4	13.12.02	us
	14567	137.100	284.2	282.6	13.12.02	kk
138-03	12730	137.915	277.5	276.6	14.08.02	kk
	12742	137.930	281.7	280.8	14.08.02	kk
	12726	137.945	282.4	281.6	14.08.02	kk
	12731	137.960	281.0	280.1	14.08.02	kk
	12739	137.975	280.2	279.4	14.08.02	kk
141-01	12737	137.990	283.6	283.0	14.08.02	kk
	12539	140.025	284.3	283.8	06.08.02	us
	12540	140.040	285.9	285.2	06.08.02	em
	12544	140.055	278.1	277.4	06.08.02	us
	12531	140.070	280.2	279.4	06.08.02	us
141-03	12545	140.085	281.6	281.0	06.08.02	us
	12543	140.100	284.9	284.2	06.08.02	em
	12845	140.915	281.8	281.1	19.08.02	kk
	12846	140.930	285.1	284.6	19.08.02	kk
	12829	140.945	283.3	282.8	19.08.02	kk
142-01	12824	140.960	283.3	282.5	19.08.02	us
	12837	140.975	282.2	281.4	19.08.02	kk
	12839	140.990	284.2	283.9	19.08.02	kk
	14715	141.005	283.2	281.6	23.12.02	kk
	14716	141.020	284.6	283.0	23.12.02	kk
142-03	14728	141.035	284.1	282.7	23.12.02	us
	14708	141.050	283.7	282.2	23.12.02	us
	14721	141.065	283.3	281.8	23.12.02	kk
	14709	141.080	279.0	277.5	23.12.02	us
	12868	141.915	282.6	281.8	20.08.02	kk
145-01	12871	141.930	281.6	280.9	20.08.02	us
	12878	141.945	284.4	283.8	20.08.02	kk
	12865	141.960	282.7	281.9	20.08.02	kk
	12869	141.975	284.1	283.5	20.08.02	us
	12855	141.990	285.3	284.8	20.08.02	us
145-3	12640	144.025	285.1	284.8	09.08.02	us
	12626	144.040	279.6	278.9	09.08.02	us
	12627	144.055	283.0	282.3	09.08.02	us
	12630	144.070	282.8	282.3	09.08.02	us
	12637	144.085	282.5	281.9	09.08.02	em
	12620	144.100	280.1	279.3	09.08.02	us
	14538	144.920	284.2	282.5	12.12.02	us
	14539	144.935	287.6	286.0	12.12.02	kk
	14546	144.950	288.5	286.9	12.12.02	us
	14537	144.965	285.1	283.4	12.12.02	us
	14552	144.980	281.4	279.7	12.12.02	us

CO₂ Daten von DML (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operateur
146-01	14545	144.995	286.4	284.8	12.12.02	us
	12900	145.025	284.4	283.9	21.08.02	kk
	12896	145.040	284.3	283.7	21.08.02	kk
	12890	145.055	282.4	281.7	21.08.02	us
	12901	145.070	280.4	279.6	21.08.02	em
	12897	145.085	281.0	280.2	21.08.02	kk
146-02	12903	145.100	282.9	282.2	21.08.02	em
	14892	145.620	280.7	279.5	13.01.03	em
	14907	145.630	283.6	282.3	13.01.03	em
	14899	145.635	284.9	283.8	13.01.03	us
	14911	145.650	283.7	282.5	13.01.03	em
	14905	145.665	279.1	277.8	13.01.03	em
146-03	14890	145.680	276.2	275.1	13.01.03	us
	12567	145.915	281.2	280.4	07.08.02	us
	12556	145.930	282.3	281.3	07.08.02	us
	12563	145.945	280.3	279.2	07.08.02	em
	12579	145.960	281.7	281.0	07.08.02	us
	12557	145.975	281.8	281.0	07.08.02	us
149-01	12565	145.990	281.9	281.2	07.08.02	us
	12604	148.025	282.5	281.7	08.08.02	us
	12603	148.040	281.5	281.0	08.08.02	em
	12605	148.055	282.3	281.6	08.08.02	us
	12610	148.070	283.7	283.0	08.08.02	us
	12590	148.085	283.0	282.3	08.08.02	us
149-03	12588	148.100	284.3	283.5	08.08.02	em
	12800	148.930	280.6	279.8	16.08.02	us
	12813	148.945	284.7	284.2	16.08.02	kk
	12801	148.960	284.2	283.5	16.08.02	us
	12811	148.975	279.5	278.6	16.08.02	kk
	12812	148.990	282.7	282.1	16.08.02	kk
151-01	12932	150.025	283.1	282.5	22.08.02	kk
	12921	150.040	283.2	282.3	22.08.02	em
	12933	150.055	283.7	283.0	22.08.02	em
	12931	150.070	284.5	283.8	22.08.02	kk
	12938	150.085	281.4	280.7	22.08.02	kk
	12939	150.100	284.0	283.3	22.08.02	kk
151-03	12661	150.825	287.1	286.7	12.08.02	us
	12674	150.840	281.9	281.1	12.08.02	us
	12664	150.855	280.4	279.6	12.08.02	us
	12676	150.870	279.6	278.8	12.08.02	us
	12669	150.885	283.4	282.7	12.08.02	em
	12655	150.900	278.5	277.7	12.08.02	us
152-01	14700	151.120	282.2	280.6	20.12.02	us
	14694	151.135	281.1	279.5	20.12.02	us
	14695	151.150	280.1	278.5	20.12.02	us
	14701	151.165	285.1	283.6	20.12.02	us
	14686	151.180	284.0	282.4	20.12.02	us
	14681	151.195	282.4	280.8	20.12.02	kk
152-03	12756	151.915	279.4	278.5	15.08.02	us
	12771	151.930	282.1	281.3	15.08.02	kk
	12757	151.945	282.1	281.2	15.08.02	us
	12767	151.960	279.2	278.4	15.08.02	us
	12778	151.975	280.4	279.5	15.08.02	us
	12773	151.990	281.9	281.2	15.08.02	kk
155-01	12738	154.025	284.7	284.1	14.08.02	kk
	12727	154.040	279.6	278.6	14.08.02	us
	12733	154.055	279.3	278.3	14.08.02	kk
	12725	154.070	280.9	280.1	14.08.02	kk
	12743	154.085	282.7	281.9	14.08.02	kk
	12728	154.100	278.6	277.7	14.08.02	us
155-3	14634	154.935	286.7	285.1	16.12.02	kk
	14635	154.940	281.7	280.0	16.12.02	us
	14625	154.950	279.8	278.1	16.12.02	kk
	14630	154.965	282.0	280.4	16.12.02	kk
	14643	154.980	282.2	280.5	16.12.02	us
	14628	154.995	281.6	280.0	16.12.02	kk
156-01	12888	155.120	277.5	276.6	21.08.02	us
	12908	155.135	278.8	277.8	21.08.02	us
	12909	155.150	278.0	277.2	21.08.02	us
	12904	155.165	279.9	279.0	21.08.02	us
	12902	155.180	276.3	275.3	21.08.02	em
	12919	155.915	276.6	275.7	22.08.02	em
156-03	12940	155.930	278.3	277.5	22.08.02	kk
	12918	155.945	279.4	278.5	22.08.02	em
	12924	155.960	277.3	276.4	22.08.02	us
	12941	155.975	274.2	273.3	22.08.02	kk
	12926	155.990	277.0	276.1	22.08.02	us
	12677	157.025	279.9	279.1	12.08.02	us
158-01	12656	157.040	278.8	278.0	12.08.02	em
	12654	157.055	278.9	278.2	12.08.02	us
	12657	157.070	277.1	276.1	12.08.02	em
	12671	157.085	282.9	282.2	12.08.02	em
	12675	157.100	277.4	276.6	12.08.02	us
	14845	157.620	277.3	275.8	09.01.03	em
158-02	14838	157.635	280.9	279.5	09.01.03	us
	14849	157.650	276.8	275.3	09.01.03	us

CO₂ Daten von DML (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operateur
158-03	14844	157.665	282.5	281.0	09.01.03	em
	14842	157.680	276.1	274.6	09.01.03	em
	14837	157.695	281.3	279.9	09.01.03	us
	12562	157.915	279.3	278.4	07.08.02	em
	12576	157.930	284.4	283.6	07.08.02	em
	12578	157.945	280.3	279.5	07.08.02	us
	12572	157.960	279.3	278.4	07.08.02	em
	12566	157.975	277.1	276.2	07.08.02	us
161	12558	157.990	279.7	278.8	07.08.02	us
	13054	160.620	276.7	275.8	05.09.02	us
	13053	160.635	279.6	278.8	05.09.02	us
	13063	160.650	277.1	276.2	05.09.02	us
172	13056	160.665	279.9	279.2	05.09.02	us
	13060	160.680	279.0	278.3	05.09.02	us
	13072	160.695	276.4	275.5	05.09.02	us
	13191	171.620	273.9	272.9	12.09.02	kk
	13184	171.635	277.6	276.7	12.09.02	us
	13181	171.650	278.6	277.6	12.09.02	kk
	13183	171.665	277.1	276.1	12.09.02	kk
	13185	171.680	281.0	280.2	12.09.02	us
183	13188	171.695	281.7	280.6	12.09.02	kk
	13152	182.620	275.5	274.6	11.09.02	us
	13135	182.635	277.5	276.5	11.09.02	em
	13137	182.650	280.0	279.2	11.09.02	us
196	13158	182.665	277.2	276.3	11.09.02	em
	13143	182.680	277.0	276.1	11.09.02	em
	13157	182.695	278.0	276.9	11.09.02	em
	13177	195.620	277.4	276.3	12.09.02	us
	13174	195.635	281.7	280.8	12.09.02	em
	13182	195.650	278.0	277.0	12.09.02	kk
	13175	195.665	277.9	276.9	12.09.02	em
	13176	195.680	278.8	277.9	12.09.02	em
209	13178	195.695	280.7	279.8	12.09.02	us
	13036	208.620	279.2	278.3	04.09.02	us
	13028	208.635	275.4	274.6	04.09.02	us
	13030	208.650	279.5	278.6	04.09.02	us
220	13040	208.665	277.3	276.2	04.09.02	us
	13037	208.680	275.7	274.7	04.09.02	us
	13029	208.695	281.4	280.7	04.09.02	us
	13215	219.620	274.6	273.6	13.09.02	em
	13212	219.635	276.7	275.8	13.09.02	kk
	13201	219.650	274.2	273.0	13.09.02	us
	13202	219.665	276.2	275.2	13.09.02	us
	13207	219.680	276.7	275.8	13.09.02	kk
231	13209	219.695	273.8	272.8	13.09.02	kk
	13055	230.620	273.2	272.1	05.09.02	us
	13057	230.635	275.2	274.0	05.09.02	us
	13071	230.650	276.5	275.5	05.09.02	us
244	13064	230.665	278.0	277.0	05.09.02	us
	13052	230.680	274.3	273.3	05.09.02	us
	13062	230.695	273.8	272.7	05.09.02	us
	13151	243.620	273.3	272.2	11.09.02	us
	13145	243.635	275.9	274.8	11.09.02	em
	13138	243.650	274.5	273.4	11.09.02	us
	13144	243.665	271.9	270.8	11.09.02	em
	13150	243.680	271.8	270.6	11.09.02	us
256	13136	243.695	279.5	278.6	11.09.02	em
	13126	255.620	271.1	269.9	09.09.02	kk
	13124	255.635	272.2	271.0	09.09.02	kk
	13106	255.650	273.4	272.2	09.09.02	em
269	13117	255.665	272.4	271.3	09.09.02	em
	13111	255.680	274.1	272.8	09.09.02	kk
	13127	255.695	278.1	277.1	09.09.02	kk
	13214	268.620	273.3	272.2	13.09.02	kk
	13200	268.635	273.2	272.1	13.09.02	us
	13213	268.650	273.1	272.1	13.09.02	kk
	13206	268.665	273.8	272.7	13.09.02	em
	13208	268.680	274.3	273.2	13.09.02	kk
280	13203	268.695	273.2	272.2	13.09.02	us
	12958	279.620	275.4	274.3	23.08.02	em
	12956	279.635	275.7	274.8	23.08.02	em
	12981	279.650	274.9	273.8	02.09.02	us
292	12964	279.665	277.5	276.6	23.08.02	us
	12962	279.680	274.9	273.9	23.08.02	us
	12957	279.695	273.6	272.6	23.08.02	em
	13021	291.620	272.4	271.3	03.09.02	us
	13013	291.635	272.0	270.8	03.09.02	us
	13008	291.650	274.0	272.9	03.09.02	us
	13014	291.665	275.0	273.8	03.09.02	us
	13015	291.680	273.8	272.8	03.09.02	us
304	13007	291.695	273.5	272.5	03.09.02	us
	13090	303.620	271.7	270.4	06.09.02	us
	13085	303.635	274.7	273.6	06.09.02	us
	13091	303.650	275.3	274.2	06.09.02	us
	13097	303.665	274.4	273.3	06.09.02	us
	13088	303.680	270.0	268.8	06.09.02	us

CO₂ Daten von DML (Forts.)

Bag Nr.	Nr. der Messung	Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)	CO ₂ korr. (ppmv)	Datum der Messung	Operateur
316	13094	303.695	271.9	270.7	06.09.02	us
	13156	315.620	272.5	271.4	11.09.02	em
	13148	315.635	273.0	271.9	11.09.02	em
	13141	315.650	273.6	272.6	11.09.02	us
	13149	315.665	276.1	275.1	11.09.02	em
	13142	315.680	273.1	272.0	11.09.02	em
327	13155	315.695	270.3	269.2	11.09.02	em
	13031	326.620	272.4	271.3	04.09.02	us
	13043	326.635	272.4	271.4	04.09.02	us
	13042	326.650	268.7	267.5	04.09.02	us
	13041	326.665	272.4	271.2	04.09.02	us
	13034	326.680	273.2	272.2	04.09.02	us
340	13035	326.695	270.8	269.6	04.09.02	us
	13096	339.620	270.8	269.5	06.09.02	us
	13084	339.635	272.5	271.5	06.09.02	us
	13083	339.650	269.3	268.2	06.09.02	us
	13089	339.665	270.2	269.0	06.09.02	us
	13095	339.680	270.3	269.2	06.09.02	us
353	13082	339.695	272.0	270.9	06.09.02	us
	12997	352.620	270.9	269.8	02.09.02	us
	12993	352.635	270.1	268.8	02.09.02	us
	12988	352.650	270.9	269.7	02.09.02	us
	12982	352.665	271.6	270.4	02.09.02	us
	12986	352.680	269.8	268.5	02.09.02	us
364	12994	352.695	271.3	270.3	02.09.02	us
	13171	363.620	270.4	269.4	12.09.02	us
	13170	363.635	272.1	271.3	12.09.02	us
	13169	363.650	271.7	270.0	12.09.02	us
	13190	363.665	269.0	267.7	12.09.02	kk
	13168	363.680	270.1	268.9	12.09.02	us
376	13189	363.695	271.4	270.3	12.09.02	kk
	12959	375.620	271.9	270.5	23.08.02	em
	12979	375.635	272.4	271.3	02.09.02	us
	12996	375.650	270.9	269.7	02.09.02	us
	12963	375.665	273.1	272.0	23.08.02	us
	12978	375.680	271.2	269.9	02.09.02	us
389	12951	375.695	272.1	271.0	23.08.02	us
	13065	388.620	269.8	268.6	05.09.02	us
	13069	388.635	271.2	270.1	05.09.02	us
	13061	388.650	269.7	268.5	05.09.02	us
	13073	388.665	270.4	269.1	05.09.02	us
	13068	388.680	271.2	270.1	05.09.02	us
400	13070	388.695	272.3	271.2	05.09.02	us
	13112	399.620	268.7	267.5	09.09.02	kk
	13121	399.635	270.8	269.5	09.09.02	kk
	13118	399.650	270.9	269.7	09.09.02	em
	13125	399.665	270.2	269.0	09.09.02	kk
	13108	399.680	271.0	269.9	09.09.02	kk
413	13114	399.695	269.1	267.8	09.09.02	kk
	12985	412.620	269.9	268.6	02.09.02	us
	12987	412.635	268.8	267.4	02.09.02	us
	12980	412.650	267.1	265.7	02.09.02	us
	12995	412.665	268.8	267.6	02.09.02	us
	12992	412.680	268.5	267.2	02.09.02	us
425	12989	412.695	268.3	267.0	02.09.02	us
	13119	424.620	266.8	265.6	09.09.02	em
	13105	424.635	268.4	267.1	09.09.02	em
	13107	424.650	269.5	268.3	09.09.02	kk
	13104	424.665	267.6	266.3	09.09.02	em
	13113	424.680	266.3	265.2	09.09.02	kk
435	13120	424.695	267.2	265.8	09.09.02	kk
	13019	434.620	266.1	264.8	03.09.02	us
	13020	434.635	267.8	266.5	03.09.02	us
	13006	434.650	265.2	263.9	03.09.02	us
	13009	434.665	268.7	267.5	03.09.02	us
	13018	434.680	265.7	264.4	03.09.02	us
449	13012	434.695	266.6	265.3	03.09.02	us
	12952	448.620	265.1	263.8	23.08.02	us
	12966	448.635	269.0	267.8	23.08.02	us
	12960	448.650	266.0	264.9	23.08.02	kk
	12953	448.665	266.1	264.8	23.08.02	us
	12965	448.680	269.4	268.2	23.08.02	us
	12950	448.695	266.2	264.9	23.08.02	us

Tabelle B.2: CO₂-Daten der Messungen am Eisbohrkern von Dronning Maud Land (durchgeführt 2002-2003). em: E. Monnin; kk: K. Kawamura us: U. Siegenthaler.

Literaturverzeichnis

Anklin, M., 1994, *Kohlenstoffdioxid Bestimmungen in Luftproben aus einem neuen Tiefbohrkern von Summit (Grönland)*, Ph. D. thesis, Physikalisches Institut, Universität Bern.

Anklin, M., J.-M. Barnola, J. Schwander, B. Stauffer, und D. Raynaud, Processes affecting the CO₂ concentrations measured in Greenland ice, *Tellus, Ser. B*, *47*, 461–470, 1995.

Anklin, M., J. Schwander, B. Stauffer, J. Tschumi, A. Fuchs, J.-M. Barnola, und D. Raynaud, CO₂ record between 40 and 8 kyr B.P. from the Greenland Ice Core Project ice core, *J. Geophys. Res.*, *102*, 26539–26545, 1997.

Archer, D., A. Winguth, D. Lea, und N. Mahowald, What caused the glacial/interglacial atmospheric pCO₂ cycles?, *Rev. Geophys.*, *38*, 159–189, 2000.

Bari, S. A., und J. Hallet, Nucleation and growth of bubbles at an ice-water interface, *J. Glaciol.*, *13*, 489–520, 1974.

Barnola, J.-M., M. Anklin, J. Porcheron, D. Raynaud, J. Schwander, und B. Stauffer, CO₂ evolution during the last millennium as recorded by Antarctic and Greenland ice, *Tellus, Ser. B*, *47*, 264–272, 1995.

Bassinot, F. C., L. D. Labeyrie, E. Vincent, X. Quidelleur, N. J. Shackleton, und Y. Lancelot, The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *126*, 91–108, 1994.

Becquey, S., und R. Gersonde, Past hydrographic and climatic changes in the Subantarctic Zone of the South Atlantic - The Pleistocene record from ODP Site 1090, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, *182*, 221–239, 2002.

Berger, A., *Accuracy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary. In: Berger, A et al. (Eds.), Milankovitch and Climate.*, Reidel, Dordrecht, 3–39, 1984.

Berger, A., und M.-F. Loutre, Insolation values for the climate of the last 10 million years, *Quat. Sci. Rev.*, *10*, 297–317, 1991.

Berger, A., und M. F. Loutre, An Exceptionally Long Interglacial Ahead?, *Science*, *297*, 1287–1288, 2002.

Berger, A. L., Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements, *Quat. Res.*, *9*, 139–167, 1978.

- Berger, W. H., und E. Jansen, *Mid-Pleistocene Climate shift: The Nansen connection*. In: *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment*, O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland Eds., Am. Geophys. Union Geophys. Monogr., 85, Washington, DC, 1994.
- Berner, R. A., The Rise of Plants and Their Effect on Weathering and Atmospheric CO₂, *Science*, 276, 544–546, 1997.
- Bianchi, C., und R. Gersonde, Climate evolution at the last deglaciation: the role of the Southern Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228, 407–424, 2004.
- Bird, M. I., J. J. Lloyd, und G. D. Farquhar, Terrestrial carbon storage at the LGM, *Nature*, 371, 566–566, 1994.
- Boyle, E. A., Vertical oceanic nutrient fractionation glacial/interglacial CO₂ cycles, *Nature*, 331, 55–56, 1988.
- Brassell, S. C., G. Eglinton, I. T. Marlowe, U. Pflaumann, und M. Sarnthein, Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment, *Nature*, 320, 129–133, 1986.
- Broecker, W. S., und G. M. Henderson, The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes, *Paleoceanogr.*, 13, 352–364, 1998.
- Bucher, P., 1976, *Über das Verhalten von Ar im Gletschereis*, Ph. D. thesis, Physikalisches Institut, Universität Bern.
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall, und I. J. Totterdell, Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model, *Nature*, 408, 184–187, 2000.
- Craig, H., Isotopic variations in Meteoric Waters, *Science*, 133, 1702–1703, 1961.
- Crowley, T. J., Ice age terrestrial carbon changes revisited, *Global Biogeochem. Cyc.*, 9, 377–389, 1995.
- Dansgaard, W., Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16, 436–468, 1964.
- De Garidel-Thoron, T., Y. Rosenthal, F. Bassinot, und L. Beaufort, Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years, *Nature*, 433, 294–298, 2005.
- Enting, I. G., On the use of smoothing splines to filter CO₂ data, *J. Geophys. Res.*, 92, 10977–10984, 1987.
- Etheridge, D. M., L. P. Steele, R. L. Langenfelds, R. J. Francey, J.-M. Barnola, und V. I. Morgan, Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn, *J. Geophys. Res.*, 101, 4115–4128, 1996.
- Falkowski, P., R. J. Scholes, E. Boyle, J. Canadell, D. Canfield, J. Elser, N. Gruber, K. Hibbard, P. Högberg, S. Linder, F. T. Mackenzie, B. Moore, T. Pedersen, Y. Rosenthal, S. Seitzinger, V. Smetacek, und W. Steffen, The Global Carbon Cycle: A Test of Our Knowledge of Earth as a System, *Science*, 290, 291–296, 2000.

- Fischer, H., M. Wahlen, J. Smith, D. Mastroianni, and B. Deck, Ice Core Records of Atmospheric CO₂ Around the Last Three Glacial Terminations, *Science*, *283*, 1712–1714, 1999.
- Francey, R. J., C. E. Allison, D. M. Etheridge, C. M. Trudinger, I. G. Enting, M. Leuenberger, R. L. Langenfelds, E. Michel, and L. P. Steele, A 1000-year high precision record of $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO₂, *Tellus, Ser. B*, *51*, 170–193, 1999.
- Francois, R., M. A. Altabet, E.-F. Yu, D. M. Sigman, M. P. Bacon, M. Frank, G. Bohrmann, G. Bareille, and L. D. Labeyrie, Contribution of Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO₂ concentrations during the last glacial period, *Nature*, *389*, 929–935, 1997.
- Friedli, H., H. Löttscher, H. Oeschger, U. Siegenthaler, and B. Stauffer, Ice core record of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO₂ in the past two centuries, *Nature*, *324*, 237–238, 1986.
- Friedlingstein, P., L. Bopp, P. Ciais, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, H. LeTreut, P. Monfray, and J. Orr, Positive feedback between future climate change and the carbon cycle, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1543–1546, 2001.
- Gallée, H., J.-P. van Ypersele, T. Fichet, C. Tricot, and A. Berger, Simulation of the Last Glacial Cycle by a coupled, Sectorially Averaged Climate-Ice Sheet Model I. The Climate Model, *J. Geophys. Res.*, *96*, 13139–13163, 1991.
- Gerber, S., F. Joos, P. Brügger, T. F. Stocker, M. E. Mann, S. Sitch, and M. Scholze, Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂, *Clim. Dyn.*, *20*, 281–299, 2003.
- Gundestrup, N. S., D. Dahl-Jensen, S. J. Johnsen, and A. Rossi, Bore-hole survey at dome GRIP-1991, *Cold Reg. Sci. Technol.*, *21*, 399–402, 1993.
- Gundestrup, N. S., and B. L. Hansen, Bore-hole survey at Dye 3, south Greenland, *J. Glaciol.*, *30*, 282–288, 1984.
- Hastings, D. W., A. D. Russell, and S. R. Emerson, Foraminiferal magnesium in globigerinoides sacculifer as a paleotemperature proxy, *Paleoceanogr.*, *13*, 161–169, 1998.
- Hays, J. D., J. Imbrie, and N. J. Shackleton, Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages, *Science*, *194*, 1121–1132, 1976.
- Hondoh, T., Clathrate hydrates in polar ice sheets, *Proc. 2nd Int. Conf. on Natural Gas Hydrates*, 131–138, 1996.
- Hooghiemstra, H., Quaternary and Upper-Pliocene glaciations and forest development in the tropical Andes: evidence from a long high-resolution pollen record from the sedimentary basin of Bogota, Colombia, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, *72*, 11–26, 1989.
- Ikeda, T., H. Fukazawa, S. Mae, L. Pepin, P. Duval, B. Champagnon, V. Y. Lipenkov, and T. Hondoh, Extreme fractionation of gases caused by formation of clathrate hydrates in Vostok Antarctic ice, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 91–94, 1999.
- Ikeda-Fukazawa, T., and K. Fukumizu, Solution of gas molecules in ice crystal, *submitted to Chem. Phys. Lett.*, 2006.

- Ikeda-Fukazawa, T., T. Hondoh, T. Fukumara, H. Fukazawa, und S. Mae, Variation in N₂/O₂ ratio of occluded air in Dome Fuji antarctic ice, *Geophys. Res. Lett.*, *106*, 17799–17810, 2001.
- Ikeda-Fukazawa, T., K. Kawamura, und T. Hondoh, Mechanism of Molecular Diffusion in Ice Crystals, *Molecular Simulation*, *30*, 973–979, 2004.
- Imbrie, J., A. Berger, E. A. Boyle, S. C. Clemens, A. Duffy, W. R. Howard, G. Kukla, J. Kutzbach, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. C. Mix, B. Molino, J. J. Morley, L. C. Peterson, N. G. Pisias, W. L. Prell, M. E. Raymo, N. J. Shackleton, und J. R. Toggweiler, On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle, *Paleoceanogr.*, *8*, 699–735, 1993.
- Imbrie, J., J. D. Hays, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. C. Mix, J. J. Morley, N. G. Pisias, W. L. Prell, und N. J. Shackleton, The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in *Milankovitch and Climate*, Part I, edited by A. L. Berger et al., D. Reidel, Hingham, Mass., 269–305, 1984.
- Imbrie, J., und J. Z. Imbrie, Modelling the climatic response to orbital variations, *Science*, *207*, 943–953, 1980.
- Indermühle, A., 1997, CO₂ Konzentrationsmessungen an polaren Eisproben insbesondere am Eisbohrkern von Byrd Station, Antarktis, Master's thesis, Physikalisches Institut, Universität Bern, 91 pp.
- Indermühle, A., E. Monnin, B. Stauffer, T. F. Stocker, und M. Wahlen, Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 735–738, 2000.
- Indermühle, A., T. F. Stocker, F. Joos, H. Fischer, H. J. Smith, M. Wahlen, B. Deck, D. Mastroianni, J. Tschumi, T. Blunier, R. Meyer, und B. Stauffer, Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica, *Nature*, *398*, 121–126, 1999.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Jansen, J. H. F., S. R. Kuipers, und S. R. Troelstra, A Mid-Brunhes climatic event: Long-term changes in global atmosphere and ocean circulation, *Science*, *232*, 619–622, 1986.
- Jasper, J. P., J. M. Hayes, A. C. Mix, und F. G. Prahl, Photosynthetic fractionation of ¹³C and concentrations of dissolved CO₂ in the central equatorial Pacific during the last 255,000 years, *Paleoceanogr.*, *9*, 781–798, 1994.
- Joos, F., G.-K. Plattner, T. F. Stocker, O. Marchal, und A. Schmittner, Global Warming and Marine Carbon Cycle Feedbacks on Future Atmospheric CO₂, *Science*, *284*, 464–467, 1999.
- Keeling, C. D., Global observations of atmospheric CO₂, in *The Global Carbon Cycle*, edited by M. Heimann. NATO ASI Series, Vol. 115, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1–29, 1993.

Keeling, C. D., und T. P. Whorf, Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network, in *Trends: A compendium of Data on Global Change*, edited by T. A. Boden, D. P. Kaiser, R. J. Sepanski, und F. W. Stoss, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A, update at: <http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/co2/sio-keel.htm>, 2005.

Keeling, R. F., S. C. Piper, und M. Heimann, Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration, *Nature*, *381*, 218–221, 1996.

Kipfstuhl, S., F. Pauer, W. F. Kuhs, und H. Shoji, Air bubbles and clathrate hydrates in the transition zone of the NGRIP deep ice core, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 591–594, 2001.

Kuhs, W. F., A. Klapproth, und B. Chazallon, Chemical physics of air clathrate hydrates, in *ICSI workshop on "Physics of Ice-Core Records"*, edited by T. Hondoh, Hokkaido University Press, Sapporo, 373–392, 2000.

Kuijpers, A., Southern Ocean circulation and global climate in the Middle Pleistocene (early Brunhes), *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, *76*, 67–83, 1989.

Ledley, T. S., Summer solstice solar radiation, the 100 kyr ice age cycle, and the next ice age, *Geophys. Res. Lett.*, *22*, 2745–2748, 1995.

Lipenkov, V. Y., Air bubbles and air-hydrate crystals in the Vostok ice core, in *ICSI workshop on "Physics of Ice-Core Records"*, edited by T. Hondoh, Hokkaido University Press, Sapporo, 327–358, 2000.

Lisiecki, L. E., und M. E. Raymo, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanogr.*, *20*, doi:10.1029/2004PA001071, 2005.

Liu, Z., und T. D. Herbert, High-Latitude influence on the eastern equatorial Pacific climate in the early Pleistocene epoch, *Nature*, *427*, 720–723, 2004.

Loutre, M. F., und A. Berger, Future climatic changes: Are we entering an exceptionally long interglacial?, *Clim. Change*, *46*, 61–90, 2000.

Lüthi, D., 2006, Entwicklung einer neuen Extraktionsmethode und CO₂-Konzentrationsmessungen an polaren Eisbohrkernen, Master's thesis, Physikalisches Institut, Universität Bern.

MacFarling Meure, C., 2004, *The Variation of Atmospheric Carbon Dioxide, Methane and Nitrous Oxide During the Holocene from Ice Core Analysis*, Ph. D. thesis, University of Melbourne.

Marchal, O., T. F. Stocker, F. Joos, A. Indermühle, T. Blunier, und J. Tschumi, Modeling the concentration of atmospheric CO₂ during the Younger Dryas climate event, *Clim. Dyn.*, *15*, 341–354, 1999.

Martin, J. H., Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis, *Paleoceanogr.*, *5*, 1–13, 1990.

Miller, S. L., The Occurrence of Gas Hydrates in the Solar System, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.*, *47*, 1798–1808, 1961.

- Miller, S. L., Clathrate hydrates of air in Antarctic Ice, *Science*, 165, 489–490, 1969.
- Monnin, E., 2004a, *Die natürliche Variabilität der atmosphärischen CO₂ Konzentration seit der letzten Eiszeit anhand von Messungen an antarktischen Eisbohrkernen*, Ph. D. thesis, Physikalisches Institut, Universität Bern.
- Monnin, E., A. Indermühle, A. Dällenbach, J. Flückiger, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. Raynaud, und J.-M. Barnola, Atmospheric CO₂ Concentrations over the Last Glacial Termination, *Science*, 291, 112–114, 2001.
- Monnin, E., E. J. Steig, U. Siegenthaler, K. Kawamura, J. Schwander, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. L. Morse, J.-M. Barnola, B. Bellier, D. Raynaud, und H. Fischer, Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 224, 45–54, 2004b.
- Mudelsee, M., und M. Schulz, The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 151, 117–123, 1997.
- Neftel, A., E. Moor, H. Oeschger, und B. Stauffer, Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO₂ in the past two centuries, *Nature*, 315, 45–47, 1985.
- Ninnemann, U. S., und C. D. Charles, Changes in the mode of Southern Ocean circulation over the last glacial cycle revealed by foraminiferal stable isotopic variability, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 201, 383–396, 2002.
- Nürnberg, D., J. Bijma, und C. Hemleben, Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures, *Geochimica et Cosmochimica*, 60, 803–814, 1996.
- Oerlemans, J., und C. J. Van der Veen, *Ice Sheets and Climate*, Kluwer Academic Publisher, Reidel, Dordrecht, 1984.
- Pagani, M., M. A. Arthur, und K. H. Freeman, Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide, *Paleoceanogr.*, 14, 273–292, 1999.
- Pearson, P. M., und M. R. Palmer, Middle Eocene Seawater pH and Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations, *Science*, 284, 1824–1826, 1999.
- Pearson, P. N., und M. R. Palmer, Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years, *Nature*, 406, 695–699, 2000.
- Peltier, W. R., und G. Vettoretti, „Glacial inception in the Greenhouse: Coupled A-O GCM Simulation of the 5e-5d Transition and the Next.“, in *American Meteorological Society Meeting on Global Warming and the next ice-age*, P. Chylek, L. Lesins, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, p. 256, 2001.
- Petit, J. R., J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, und M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429–436, 1999.

- Pisias, N. G., und D. K. Rea, Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: Sea surface response to southeast trade winds, *Paleoceanogr.*, *3*, 21–37, 1988.
- Plattner, G.-K., F. Joos, T. F. Stocker, und O. Marchal, Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming, *Tellus, Ser. B*, *53*, 564–592, 2001.
- Prahl, F. G., und S. G. Wakeham, Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment, *Nature*, *330*, 367–369, 1987.
- Ravelo, A. C., D. H. Andreasen, M. Lyle, A. O. Lyle, und M. W. Wara, Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch, *Nature*, *429*, 263–267, 2004.
- Raymo, M. E., D. W. Oppo, und W. Curry, The mid-Pleistocene transition: A deep sea carbon isotopic perspective, *Paleoceanogr.*, *12*, 546–559, 1997.
- Raynaud, D., J.-M. Barnola, R. Souchez, R. Lorrain, J.-R. Petit, P. Duval, und V. Y. Lipenkov, The record for marine isotopic stage 11, *Nature*, *436*, 39–40, 2005.
- Raynaud, D., J. Chappellaz, C. Ritz, und P. Martinerie, Air content along the Greenland Ice Core Project core: A record of surface climatic parameters and elevation in central Greenland, *J. Geophys. Res.*, *102*, 26607–26614, 1997.
- Rosenthal, Y., E. A. Boyle, und N. Slowey, Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine, and cadmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography, *Geochimica et Cosmochimica*, *61*, 3633–3643, 1997.
- Röthlisberger, R., M. Bigler, E. W. Wolff, F. Joos, E. Monnin, und M. A. Hutterli, Ice core evidence for the extent of past atmospheric CO₂ change due to iron fertilisation, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, doi:10.1029/2004GL020338, 2004.
- Salamatin, A. N., V. Y. Lipenkov, und K. V. Blinov, Vostok (Antarctica) climate record time-scale deduced from the analysis of a borehole-temperature profile, *Ann. Glaciol.*, *20*, 207–214, 1994.
- Salamatin, A. N., V. Y. Lipenkov, und P. Duval, Bubbly-ice densification in ice sheets, I. Theory, *J. Glaciol.*, *43*, 387–396, 1997.
- Salamatin, A. N., V. Y. Lipenkov, T. Ikeda-Fukazawa, und T. Hondoh, Kinetics of air-hydrate nucleation in polar ice sheets, *J. Cryst. Growth*, *223*, 285–305, 2001.
- Sarmiento, J. L., T. M. C. Hughes, R. J. Stouffer, und S. Manabe, Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming, *Nature*, *393*, 245–249, 1998.
- Satoh, K., T. Uchida, T. Hondoh, und S. Mae, Diffusion coefficient and solubility measurements of noble gases in ice crystals, *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, *10*, 73–81, 1996.
- Schneider-Mor, A., R. Yam, C. Bianchi, M. Kunz-Pirrung, R. Gersonde, und A. Shemesh, Diatom stable isotopes, sea ice presence and sea surface temperature records of the past 640 ka in the Atlantic sector of the Southern Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, doi:10.1029/2005GL022543, 2005.

Schwander, J., J.-M. Barnola, C. Andri , M. Leuenberger, A. Ludin, D. Raynaud, und B. Stauffer, The Age of the Air in the Firn and the Ice at Summit, Greenland, *J. Geophys. Res.*, *98*, 2831–2838, 1993.

Schwander, J., J. Jouzel, C. U. Hammer, J.-R. Petit, R. Udisti, und E. Wolff, A tentative chronology for the EPICA Dome Concordia ice core, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 4243–4246, 2001.

Schwander, J., T. Sowers, J.-M. Barnola, T. Blunier, A. Fuchs, und B. Malaizé, Age scale of the air in the Summit ice: Implication for glacial-interglacial temperature change, *J. Geophys. Res.*, *102*, 19483–19493, 1997.

Schwander, J., und B. Stauffer, Age difference between polar ice and the air trapped in its bubbles, *Nature*, *311*, 45–47, 1984.

Shackleton, N. J., *Carbon-13 in Uvigerina: tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles*. In: *The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans*, Andersen, N.R. and A. Malahoff (eds.), 401–427, 1977.

Shackleton, N. J., und N. D. Opdyke, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ and 10⁶ year scale, *Quat. Res.*, *3*, 39–55, 1973.

Siegenthaler, U., 2002, CO₂-Konzentrationsmessungen an polaren Eisbohrkernen und Tests mit einer neuen Extraktionsmethode, Master's thesis, Physikalisches Institut, Universität Bern.

Siegenthaler, U., H. Friedli, H. Loetscher, E. Moor, A. Neftel, H. Oeschger, und B. Stauffer, Stable-isotope ratios and concentration of CO₂ in air from polar ice cores, *Ann. Glaciol.*, *10*, 151–156, 1988.

Siegenthaler, U., E. Monnin, K. Kawamura, R. Spahni, J. Schwander, B. Stauffer, T. F. Stocker, J.-M. Barnola, und H. Fischer, Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO₂ changes during the past millennium, *Tellus, Ser. B*, *57*, 51–57, 2005a.

Siegenthaler, U., und J. L. Sarmiento, Atmospheric carbon dioxide and the ocean, *Nature*, *365*, 119–125, 1993.

Siegenthaler, U., T. F. Stocker, E. Monnin, D. Lüthi, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, J.-M. Barnola, H. Fischer, V. Masson-Delmotte, und J. Jouzel, Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene, *Science*, *310*, 1313–1317, 2005b.

Spahni, R., J. Chappellaz, T. F. Stocker, L. Loulergue, G. Hausamman, K. Kawamura, J. Flückiger, J. Schwander, D. Raynaud, V. Masson-Delmotte, und J. Jouzel, Atmospheric Methane and Nitrous Oxide of the Late Pleistocene from Antarctic Ice Cores, *Science*, *310*, 1317–1321, 2005.

Spahni, R., J. Schwander, J. Flückiger, B. Stauffer, J. Chappellaz, und D. Raynaud, The attenuation of fast atmospheric CH₄ variations recorded in polar ice cores, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, doi:10.1029/2003GL017093, 2003.

Stauffer, B., Mechanismen des Lufteinschlusses in natürlichem Eis, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, 17, 17–56, 1981.

Stauffer, B., und W. Berner, CO₂ in natural ice, *J. Glaciol.*, 21, 291–300, 1978.

Stauffer, B., T. Blunier, A. Dällenbach, A. Indermühle, J. Schwander, T. F. Stocker, J. Tschumi, J. Chappellaz, D. Raynaud, C. U. Hammer, und H. B. Clausen, Atmospheric CO₂ and millennial-scale climate change during the last glacial period, *Nature*, 392, 59–62, 1998.

Stauffer, B., J. Flückiger, E. Monnin, T. Nakazawa, und S. Aoki, Discussion of the reliability of CO₂, CH₄ and N₂O records from polar ice cores, *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology*, 57, 139–152, 2003.

Stauffer, B., J. Flückiger, E. Monnin, J. Schwander, J.-M. Barnola, und J. Chappellaz, Atmospheric CO₂, CH₄ and N₂O records over the past 60,000 years based on the comparison of different polar ice cores, *Ann. Glaciol.*, 35, 202–208, 2002.

Stephens, B. B., und R. F. Keeling, The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO₂ variations, *Nature*, 404, 171–174, 2000.

EPICA community members, Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429, 623–628, 2004.

Trudinger, C. M., I. G. Enting, R. J. Francey, D. M. Etheridge, und P. J. Rayner, Long-term variability in the global carbon cycle inferred from a high precision CO₂ and $\delta^{13}\text{C}$ ice-core record, *Tellus, Ser. B*, 51, 233–248, 1999.

Tschumi, J., 1999, *Zuverlässigkeit der Rekonstruktion der atmosphärischen CO₂-Konzentration mit polaren Eisbohrkernen*, Ph. D. thesis, Physikalisches Institut, Universität Bern.

Tschumi, J., und B. Stauffer, Reconstructing the past atmospheric CO₂ concentration based on ice-core analyses: open questions due to in situ production of CO₂ in the ice, *J. Glaciol.*, 46, 45–53, 2000.

Uchida, T., T. Hondoh, S. Mae, P. Duval, und V. Y. Lipenkov, Effects of temperature and pressure on the transformation rate from air bubbles to air-hydrate crystals in ice sheets, *Ann. Glaciol.*, 20, 143–147, 1994a.

Uchida, T., S. Mae, T. Hondoh, V. Y. Lipenkov, P. Duval, und J. Kawabata, Growth process of air-hydrates and diffusion of air molecules in deep ice sheet. National Institute of Polar Research, Tokyo, *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology*, 8, 140–148, 1994b.

Wahlen, M., D. Allen, B. Deck, und A. Herchenroder, Initial measurements of CO₂ concentrations (1530 to 1940 AD) in air occluded in the GISP 2 ice core from central Greenland, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1457–1460, 1991.

Wolff, E., C. Kull, J. Chappellaz, H. Fischer, H. Miller, T. F. Stocker, A. J. Watson, B. Flower, F. Joos, P. Köhler, K. Matsumoto, E. Monnin, M. Mudelsee, D. Paillard, und N. Shackleton, Modelling Past Atmospheric CO₂: Results of a Challenge, *EOS, Trans. AGU*, 86, 341–345, 2005.

Zumbrunn, R. M., 1981, *IR-Laserspektrometer zur Messung von a) CO₂ in atmosphärischen Luftproben b) CO₂ in kleinen Eisproben*, Ph. D. thesis, Physikalisches Institut, Universität Bern.

Verdankungen

Für die faszinierende Zeit an der Abteilung für Klima- und Umweltphysik am Physikalischen Institut der Universität Bern möchte ich danken:

...Prof. Thomas Stocker und Prof. Bernhard Stauffer - Betreuer meiner Arbeit

...Eric Monnin, Kenji Kawamura und Dieter Lüthi - Mitglieder des CO₂-Teams

...Jacqueline Flückiger, Renato Spahni, Gregor Hausamman und Adrian Schilt - Mitglieder des CH₄- und N₂O-Teams

...Jakob Schwander, Markus Leuenberger und Thomas Blunier - Zeitskalen- und Eisspezialisten

...Hubertus Fischer, Jean-Marc Barnola, Dominique Raynaud, Valérie Masson-Delmotte und Jean Jouzel - Externe Zusammenarbeit

...Eric Monnin, Matthias Bigler und Dieter Lüthi - Bürokollegen

...Doris Rätz, Hanspeter Moret, Hans Riesen, Heiri Ruffi, Ivan Schärmeli, Kurt Grossenbacher und Remo Walther - Sekretariat, Elektronik und Werkstatt

...Urs Beyerle, Reto Knutti, Stefan Zoller, Simon Müller und Kay Bieri - Computerspezialisten

...allen Mitgliedern der KUP für das Know-how, die Geselligkeit während den Kaffeerunden und für das gute Arbeitsklima.

...und meiner Familie

Publikationsliste

E. Monnin, E. J. Steig, U. Siegenthaler, K. Kawamura, J. Schwander, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. L. Morse, J.-M. Barnola, B. Bellier, D. Raynaud, H. Fischer, Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, *224*, 45-54, 2004.

EPICA community Members, L. Augustin, C. Barbante, P. R. F. Barnes, J. M. Barnola, M. Bigler, E. Castellano, O. Cattani, J. Chappellaz, D. Dahl-Jensen, B. Delmonte, G. Dreyfus, G. Durand, S. Falourd, H. Fischer, J. Flückiger, M. E. Hansson, P. Huybrechts, G. Jugie, S. J. Johnsen, J. Jouzel, P. Kaufmann, J. Kipfstuhl, F. Lambert, V. Y. Lipenkov¹, G. C. Littot, A. Longinelli, R. Lorrain, V. Maggi, V. Masson-Delmotte, H. Miller, R. Mulvaney, J. Oerlemans, H. Oerter, G. Orombelli, F. Parrenin, D. A. Peel, J.-R. Petit, D. Raynaud, C. Ritz, U. Ruth, J. Schwander, U. Siegenthaler, R. Souchez, B. Stauffer, J. P. Steffensen, B. Stenni, T. F. Stocker, I. E. Tabacco, R. Udisti, R. S. W. van de Wal, M. van den Broeke, J. Weiss, F. Wilhelms, J.-G. Winther, E. W. Wolff, and M. Zucchelli, Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, *429*, 623- 628, 2004.

U. Siegenthaler, E. Monnin, K. Kawamura, R. Spahni, J. Schwander, B. Stauffer, T. F. Stocker, J.-M. Barnola, and H. Fischer, Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO₂ changes during the past millennium, *Tellus*, *57B*, 51-57, 2005.

U. Siegenthaler, T. F. Stocker, E. Monnin, D. Lüthi, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, J.-M. Barnola, H. Fischer, V. Masson-Delmotte, and J. Jouzel, Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene, *Science*, *310*, 1313-1317, 2005.

Lebenslauf

Urs Siegenthaler, geboren am 18. April 1977 in Riggisberg.

Ausbildung

- 1984 - 1988 Primarschule in Kaufdorf.
- 1988 - 1993 Sekundarschule in Belp.
- 1993 - 1997 Gymnasium Bern Neufeld, Matura Typus C.
- 1997 - 2002 Physikstudium an der Universität Bern. Nebenfächer: Mathematik und Astronomie.
- Nov. 2000 Beginn der Diplomarbeit an der Abteilung für Klima- und Umweltphysik, Physikalisches Institut, Universität Bern, unter der Leitung von Prof. B. Stauffer und Prof. T. F. Stocker.
- Apr. 2002 Diplom in Physik (lic. phil. nat.), Universität Bern. Diplomarbeit über CO₂-Konzentrationsmessungen an polaren Eisbohrkernen und Tests mit einer neuen Extraktionsmethode.
- Mai 2002 Beginn der Doktorarbeit an der Abteilung für Klima- und Umweltphysik, Physikalisches Institut, Universität Bern, unter der Leitung von Prof. B. Stauffer und Prof. T. F. Stocker.
- Juni 2006 Doktorprüfung an der Universität Bern.

Auslandaufenthalte

- Juni 2002 ECM-Messkampagne am EDML Eisbohrkern, Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven, Deutschland.
- Apr. 2003 Teilnahme an der EGS-AGU-EUG Joint Assembly 2003, Nizza, Frankreich.
- Juli 2003 ECM-Messkampagne am EDML Eisbohrkern, Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven, Deutschland.
- Apr. 2004 Teilnahme an der EGU Joint Assembly 2004, Nizza, Frankreich.
- Juni 2004 ECM-Messkampagne am EDML Eisbohrkern, Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven, Deutschland.
- Okt. 2004 Teilnahme am EPICA science meeting 2004, Paris, Frankreich.
- Apr. 2005 Teilnahme an der EGU Joint Assembly 2005, Wien, Österreich.
- Sept. 2005 Teilnahme an der ESF Research Conference on Polar Regions and Quaternary Climate 2005 und am EPICA science meeting 2005, Acquafredda di Maratea, Italien.

Andere Tätigkeiten

- Ab Jan. 2001 Anstellung als Assistent am physikalischen Institut.
- 2004 - 2005 Teilpensum Physik an der Kantonalen Fachmittelschule Bern.