

Barbara-Gespräche Payerbach 1998	Band 5	"Abfallentsorgung aus erdwissenschaftlicher Sicht" "Klima - Entwicklung"	Seite 217 - 232 Abb. 1 - 8	Payerbach 2001
-------------------------------------	--------	---	-------------------------------	-------------------

BARBARA-GESPRÄCHE

Payerbach 1998

Meerestemperaturen und CO₂-Geschichte der letzten
Jahrhunderte - Rekonstruktionen mit Riffkorallen
und corallinen Schwämmen

Florian BÖHM
Wolf - Chistian DULLO



Payerbach,
17. September 1998

INHALT

Zusammenfassung	219
1 Einleitung	220
2 Temperaturrekonstruktionen mit Sauerstoffisotopen	221
3 Variationen im CO ₂ -Kreislauf	225
4 Schlußfolgerungen	228
Dank	228
Literatur	228
Diskussion	231

Anschrift der Verfassers:

*Dr. Florian BÖHM
Univ.Prof. Dr. Wolf - Christian DULLO
GEOMAR Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
Christian Albrechts Universität Kiel*

*Wischhofstr. 1-3
D-24148 Kiel*

e-mail: fboehm@geomar.de, cdullo@geomar.de

Meerestemperaturen und CO₂-Geschichte der letzten Jahrhunderte - Rekonstruktionen mit Riffkorallen und corallinen Schwämmen

F. BÖHM

W.- Chr. DULLO

Zusammenfassung

Die tropischen Meere sind für die globale Klimaentwicklung von großer Bedeutung. Die dort lebenden Riffkorallen sind mit ihren massiven Kalkskeletten ergiebige Klimaarchive. Bei der Bildung ihrer Skelette bilden sie die Isotopenzusammensetzung und die Temperatur des Wassers ab. Wachstumsraten im Bereich von Zentimetern pro Jahr ermöglichen bei manchen Riffkorallen eine monatliche oder sogar wöchentliche zeitliche Auflösung. Mehrere Meter lange Bohrkerne aus großen Korallenstöcken liefern Klimarekonstruktionen, die mehrere Jahrhunderte zurückreichen. Dies erlaubt sowohl Rückschlüsse auf die natürliche Klimavariabilität, als auch auf die überlagerten menschlichen Einflüsse.

Korallen aus der Karibik (Puerto Rico) zeigen einen bis heute andauernden Erwärmungstrend, der jedoch schon Mitte des letzten Jahrhunderts einsetzte, also noch vor Beginn menschlicher Einflußnahme. Ein Korallenkern aus dem Roten Meer (Golf von Aqaba) zeigt im Vergleich zwischen frühem 19. und spätem 20. Jahrhundert eine deutliche Zunahme der Sommertemperaturen bei wenig veränderten Wintertemperaturen. Dagegen findet man im westlichen Indischen Ozean (Madagaskar) und in der zentralen Karibik (Jamaica) keine langfristigen Temperaturtrends.

Kohlenstoffisotope, die ebenfalls aus dem Meerwasser in das Kalkskelett eingebaut werden, spiegeln bei Korallen vor allem Änderungen im Stoffwechsel der Korallentiere wider. Dagegen bilden die vergleichsweise unschein-

baren corallinen Schwämme die originale isotopische Meerwasserzusammensetzung in ihren Skeletten ab. Diese hängt eng mit dem atmosphärischen CO₂-Gehalt zusammen. Coralline Schwämme wachsen sehr langsam und können viele Jahrhunderte alt werden. Allerdings erlaubt der geringe jährliche Zuwachs nur eine schlechte zeitliche Auflösung.

Schwammskelette aus der Karibik zeigen leicht erhöhte ¹³C/¹²C-Verhältnisse während der "Kleinen Eiszeit" (ca. 16. bis 19. Jahrhundert). Sehr eindrucksvoll tritt in allen untersuchten Schwammskeletten die industriell verursachte Änderung der Kohlenstoffisotopen-Verhältnisse seit dem 19. Jahrhundert in Erscheinung. Diese verläuft parallel zum bekannten Anstieg des Atmosphären-CO₂-Gehaltes. Die in den Schwämmen gespeicherten Daten erlauben so eine detaillierte Rekonstruktion der Geschichte des CO₂-Anstieges.

Sowohl die Korallen- als auch die Schwamm-daten verdeutlichen, daß schon vor der Einflußnahme des Menschen natürliche Klimaschwankungen auftraten, die möglicherweise bis heute andauern. Beim CO₂-Gehalt waren diese Schwankungen in historischer Zeit verschwindend gering, verglichen mit den anthropogenen Änderungen. Bei den Klimatrends ist eine so deutliche Trennung jedoch nicht möglich, wenn auch vieles auf einen zunehmenden menschlichen Einfluß auf das Weltklima hindeutet.

1 Einleitung

Die tropischen Meere haben für das Klima der Erde große Bedeutung. Wohlbekannt ist spätestens seit dem Ende der 90er-Jahre das El Niño-Phänomen, das im tropischen Pazifik seinen Ausgang nimmt und das Wetter in vielen Teilen der Welt beeinflusst. Immer wieder aktuelle Beispiele sind auch die großen Hurricanes und Taifune, die in der Wärme der Tropenmeere entstehen, in den Tropen bisweilen schwere Verwüstungen anrichten und als große Tiefdruckgebiete bis in unsere Gefilde vordringen können. Ihre Energie bekommen diese schweren Stürme aus der Wärme der Meeresoberflächenschicht. Damit ist die Oberflächentemperatur der tropischen Meere ein wichtiger Steuerungsfaktor des Wettergeschehens.

Die tropischen Meere sind auch die Heimat von Korallenriffen. Riffe bieten vielen tropischen Atollen, Inseln und Kontinentküsten Schutz vor der Meeresbrandung. Dies wird angesichts des steigenden Meeresspiegels (LEDLEY et al. 1999) immer wichtiger, damit diese "Tropenparadiese" auch weiterhin für den Menschen bewohnbar bleiben. Andererseits sind Korallenriffe durch den Einfluß des Menschen weltweit bedroht und damit auch ihre Küstenschutzfunktion. Unter anderem setzt die seit Jahrzehnten ansteigende Meerestemperatur den Korallen zu (WINTER et al. 1998). Dieser Temperaturanstieg wird größtenteils auf die Zunahme des Atmosphären- CO_2 und den damit verbundenen Treibhauseffekt zurückgeführt (LEDLEY et al. 1999). Der atmosphärische CO_2 -Gehalt hat von Mitte des 19. bis Ende des 20. Jahrhunderts durch das Verbrennen fossiler Brennstoffe um etwa 30% zugenommen (ETHERIDGE et al. 1996, KEELING & WHORF 1999). Wie erst kürzlich bekannt wurde, bedroht das CO_2 auch ganz direkt die Fähigkeit der Korallen stabile Kalkgerüste zu bauen (KLEYPAS et al. 1999, § et al. 2000). CO_2 reagiert mit Meerwasser unter Freisetzung von H^+ -Ionen, wirkt also als Säure. Dadurch wird die Karbonatsättigung vermindert, was sich direkt auf die Skelettbildungsrate der Korallen auswirkt.

Mit den Isotopen-Untersuchungen an Kalkskeletten von Korallen und von corallinen

Schwämmen können wir sowohl das Eindringen von industriell erzeugtem CO_2 in das Meerwasser, als auch den zeitlichen Verlauf von Wassertemperaturkurven rekonstruieren. Coralline Schwämme (Abb. 1) sind Verwandte der Badeschwämme, die ein den Korallen ähnliches Kalkskelett besitzen (Reitner 1992). Oft werden sie auch als „Sclerospongien“ bezeichnet (HARTMAN & GOREAU 1970). Sie leben versteckt in Riffhöhlen und in ca. 100 m Wassertiefe an Riffhängen (DUSTAN et al. 1976, DULLO 1997). Wegen dieser versteckten Lebensweise sind sie bislang nur relativ wenig erforscht worden. Diese Schwämme wachsen sehr langsam und können viele Jahrhunderte alt werden (SWART et al. 1998, WÖRHEIDE 1998, LAZARETH et al. 2000).

Bei der Bildung des Korallenskelettes aus Kalziumkarbonat (CaCO_3) werden Sauerstoff



Abb. 1: Großes Exemplar von *Ceratoporella nicholsoni*, einer in der Karibik häufigen Art coralliner Schwämme, in situ in einer Riffhöhle vor Jamaica. Die Bildbreite entspricht etwa 1 m. Foto Helmut Lehnert.

atome über die im Meerwasser gelösten CO_3^{2-} -Ionen (Carbonat) eingebaut. Das eingebaute Carbonat steht mit H_2O in isotopischem Gleichgewicht. Somit bildet sich die Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung des Wassers, die vor allem von Niederschlag und Verdunstung abhängt, im Skelett der Korallen oder Schwämme ab. Bei der Kristallisation von CaCO_3 werden in Abhängigkeit von der Wassertemperatur die Isotopenverhältnisse im Skelett gegenüber dem Wasser systematisch verschoben. Die Fraktionierung zwischen Wasser und Aragonitkristall wird umso größer, je kälter

das umgebende Wasser ist. Beispielsweise ist, sofern sich ein thermodynamisches Gleichgewicht einstellen kann, bei 28°C kristallisierter Aragonit relativ zum Meerwasser um ca. 2.9% an ¹⁸O angereichert, bei 20°C bereits um etwa 3.1% und bei 4°C sogar um 3.5%. Die Sauerstoffisotope in den Kalkskeletten ermöglichen also entweder eine Rekonstruktion der Niederschlagsmengen oder, wenn diese nicht variieren, der Wassertemperaturen.

Kohlenstoffisotope, die ebenfalls mit den im Meerwasser gelösten Carbonationen in das Kalkskelett gelangen, spiegeln bei Korallen teilweise klimatische Bedingungen wider (vor allem Wolkenbedeckung), teils aber auch Änderungen im Stoffwechsel der Korallentiere. Dagegen bilden coralline Schwämme die originale isotopische Meerwasserzusammensetzung in ihren Skeletten ab (DRUFFEL & BENAVIDES 1986, REITNER 1992, BÖHM et al. 1996).

Da das industriell erzeugte, aus fossilen Brennstoffen stammende CO₂ eine charakteristische Isotopenzusammensetzung hat (frei von ¹⁴C, an ¹²C angereichert, Suess-Effekt; NOZAKI et al. 1978), läßt sich aus der Isotopie der Atmosphäre und des Meerwassers (bzw. der Schwamm-skelette) auf den Anteil von industriellem CO₂ schließen, sofern andere Einflüsse ausgeschlossen werden können (DRUFFEL & BENAVIDES 1986, GRUBER et al. 1999). In globalem Maßstab kann man mit Hilfe der Kohlenstoffisotope sogar die Aufnahme von industriellem CO₂ in die Ozeane abschätzen (HEIMANN & MAIER-REIMER 1996, SONNERUP et al. 1999).

2 Temperaturrekonstruktionen mit Sauerstoffisotopen

Durch ihre hohen Wachstumsraten im Bereich von Zentimetern pro Jahr ermöglichen manche Riffkorallen eine monatliche (FAIRBANKS et al. 1997), in sehr günstigen Fällen sogar wöchentliche zeitliche Auflösung (GAGAN et al. 1994). Für die Beprobung werden aus großen Korallenstöcken wenige Zentimeter dicke und bis mehrere Meter lange Bohrkern mit Hilfe eines druckluftgetriebenen Bohrers entnommen (Abb. 2).

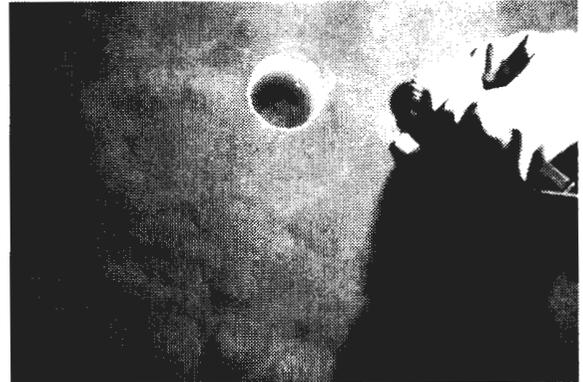
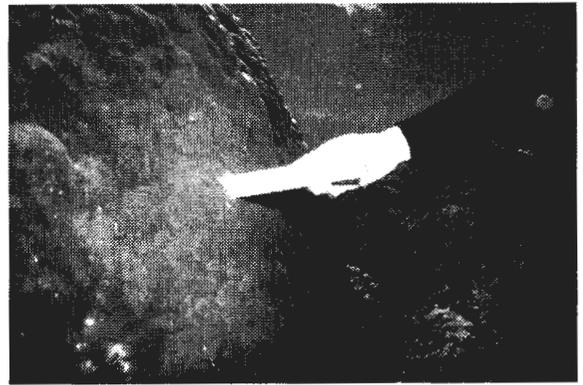


Abb. 2: Probennahme an einem Korallenstock. Mit Hilfe eines Druckluftbohrers werden Kerne aus dem Skelett gebohrt.

Die Bohrkern bestehen bedingt durch die Länge des Bohrers aus je 30 cm langen Segmenten. Das Bohrloch wird anschließend mit einem Zementstopfen verschlossen, um den Stock vor Bioerosion zu schützen. Dadurch bleibt der Stock unverletzt. Das Bohrloch wird innerhalb kurzer Zeit wieder überwachsen.

Aus den Kernen werden der Länge nach dünne Scheiben gesägt. Diese Scheiben werden geröntgt, wodurch eine Helldunkelbänderung sichtbar wird (Abb. 3). Dies sind Dichtebänder



Abb. 3: Röntgenographie eines Korallenbohrkerns von Puerto Rico. Die Jahresbänderung ist deutlich zu erkennen. Schräg verlaufende dunkle Linien sind Kelchwände der Coralliten. Der gezeigte Abschnitt wuchs im Zeitraum von etwa 1837 bis 1902 A.D.

des Skelettes, die sich im Wechsel der Jahreszeiten bilden. Es handelt sich also um Jahresbänder, ähnlich den Jahresringen in Bäumen. Durch Abzählen der Bänder erhält man eine erste zeitliche Einstufung. Für die weitere Datierung werden die saisonalen Temperaturschwankungen verwendet, die sich in den Sauerstoffisotopen widerspiegeln (Abb. 6). Mehrere Meter lange Bohrkerne liefern Klimarekonstruktionen, die mehrere Jahrhunderte zurückreichen. Dies erlaubt sowohl Rückschlüsse auf die natürliche Klimavariabilität im Untersuchungsgebiet, als auch auf die überlagerten menschlichen Einflüsse.

Karibik

Abb. 3 zeigt einen Abschnitt eines Kernes aus der Karibik, von Puerto Rico. Die zugehörige Sauerstoffisotopenkurve (Abb. 4) läßt eine langfristige Temperaturzunahme seit etwa Mitte 19. Jahrhundert erkennen. Das frühe Einsetzen dieses Erwärmungstrends läßt sich kaum mit einer Erwärmung durch den Treibhauseffekt erklären, da zu diesem Zeitpunkt der Anstieg im atmosphärischen CO₂ noch zu gering war. Rekonstruktionen der globalen Oberflächentemperaturen (HANSEN et al. 1999, MANN et al. 1999) zeigen ein Einsetzen des Erwärmungstrends erst mit dem Beginn des 20. Jahrhunderts. Die bei Puerto Rico festgestellte Erwärmung dürfte somit eher natürliche Ursachen haben.

Wegen ihrem sehr langsamen Wachstum von weniger als 0.5 mm pro Jahr kann man aus corallinen Schwammskeletten keine hochauflösenden Temperaturverläufe erhalten. Da unsere Proben mit Mikrobohrern von 0.5 mm Durchmesser genommen wurden, repräsentieren sie jeweils Mittelwerte über einen Zeitraum von wenigen Jahren. Diesen Mangel machen die Schwammskelette allerdings durch ihre extrem lange Lebensdauer einigermaßen wett. Die Sauerstoffisotopenkurven in Abb. 5 zeigen den langfristigen Temperaturverlauf seit der Renaissance (15. Jahrhundert) in der Karibik in Tiefen von 20 m (Jamaica) und 125 m (Pedro Bank). Die Meßgenauigkeit dieser Methode ist etwa 0.4°C (BÖHM et al. 2000). Die Daten belegen, daß in den letzten Jahrhunderten Änderungen der Meerestemperatur in der zentralen Karibik nur sehr gering waren.

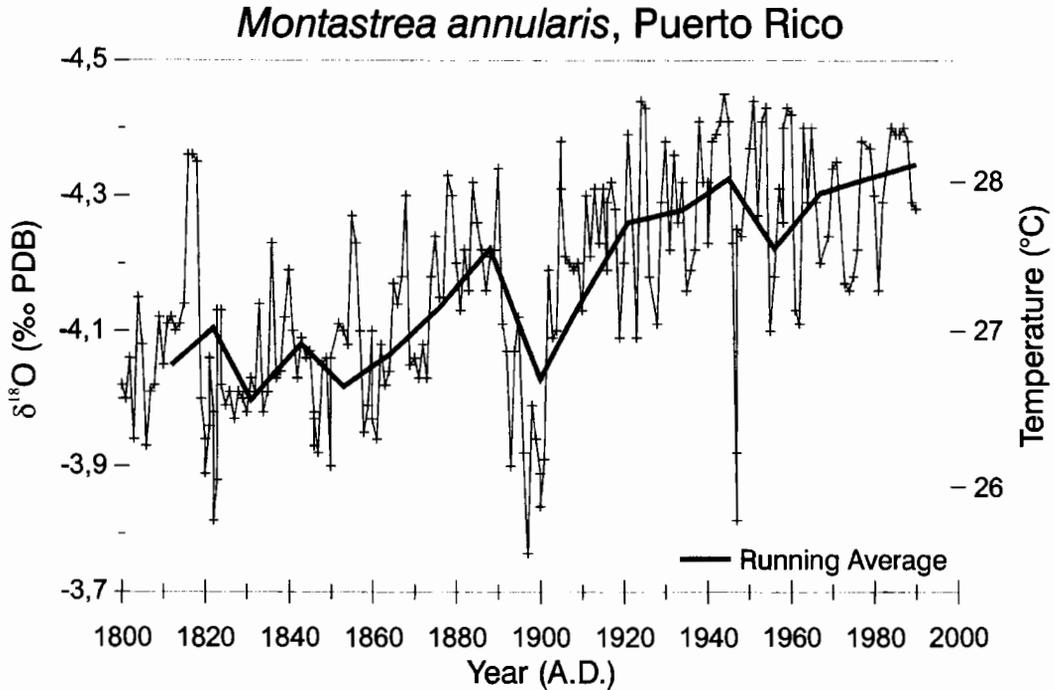


Abb. 4: Sauerstoffisotopenkurve aus einer Koralle (*Montastrea annularis*) von Puerto Rico. Die dicke Linie ist ein gleitender Mittelwert. An der rechten Achse ist die entsprechende Kristallisationstemperatur aufgetragen. Die Glättungskurve zeigt einen langfristig ansteigenden Temperaturentrend. Der erste Temperatureanstieg beginnt bereits Mitte des 19. Jahrhunderts. Danach folgt allerdings um die Jahrhundertwende nochmal eine Abkühlungsphase.

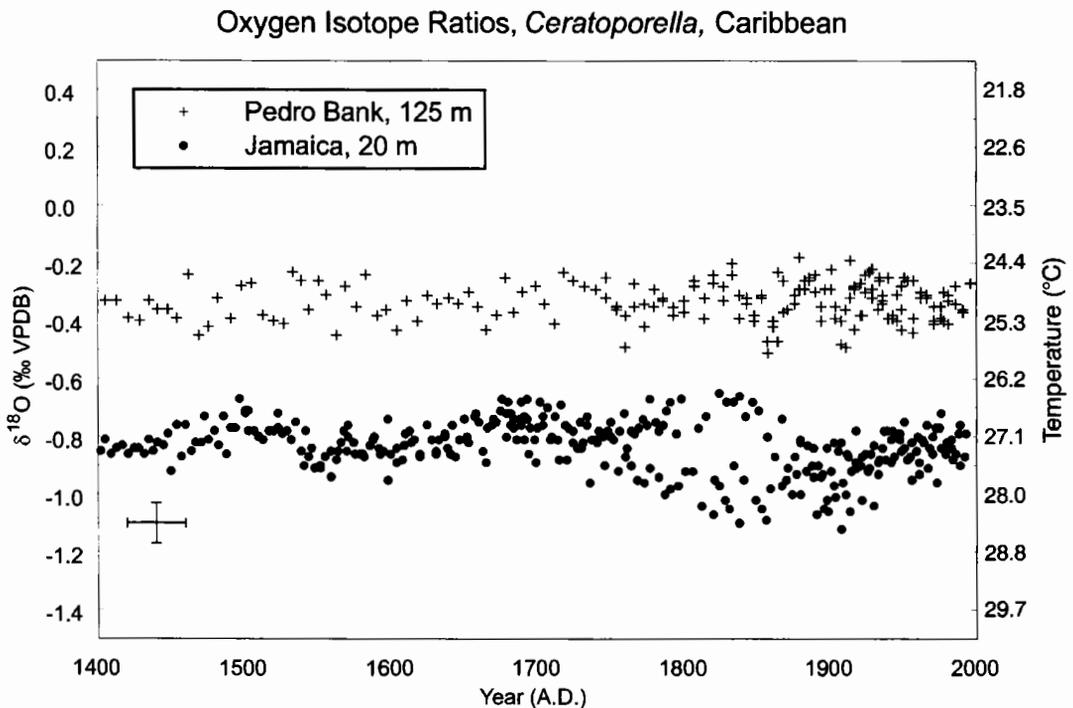


Abb. 5: Sauerstoffisotopenkurven von corallinen Schwämmen (*Ceratoporella nicholsoni*) aus der Karibik, aus 20 m und 125 m Wassertiefe. Beide Kurven zeigen leichte Variationen, aber keinen langfristigen Trend. Links unten sind die Fehlerbalken für die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und die Altersbestimmungen (U-Th-Datierungen) angegeben. Eine $\delta^{18}\text{O}$ -Änderung von 1 entspricht einer Temperaturänderung von 4.4°C (Böhm et al. 2000). Die entsprechenden Temperaturen sind an der rechten y-Achse angegeben.

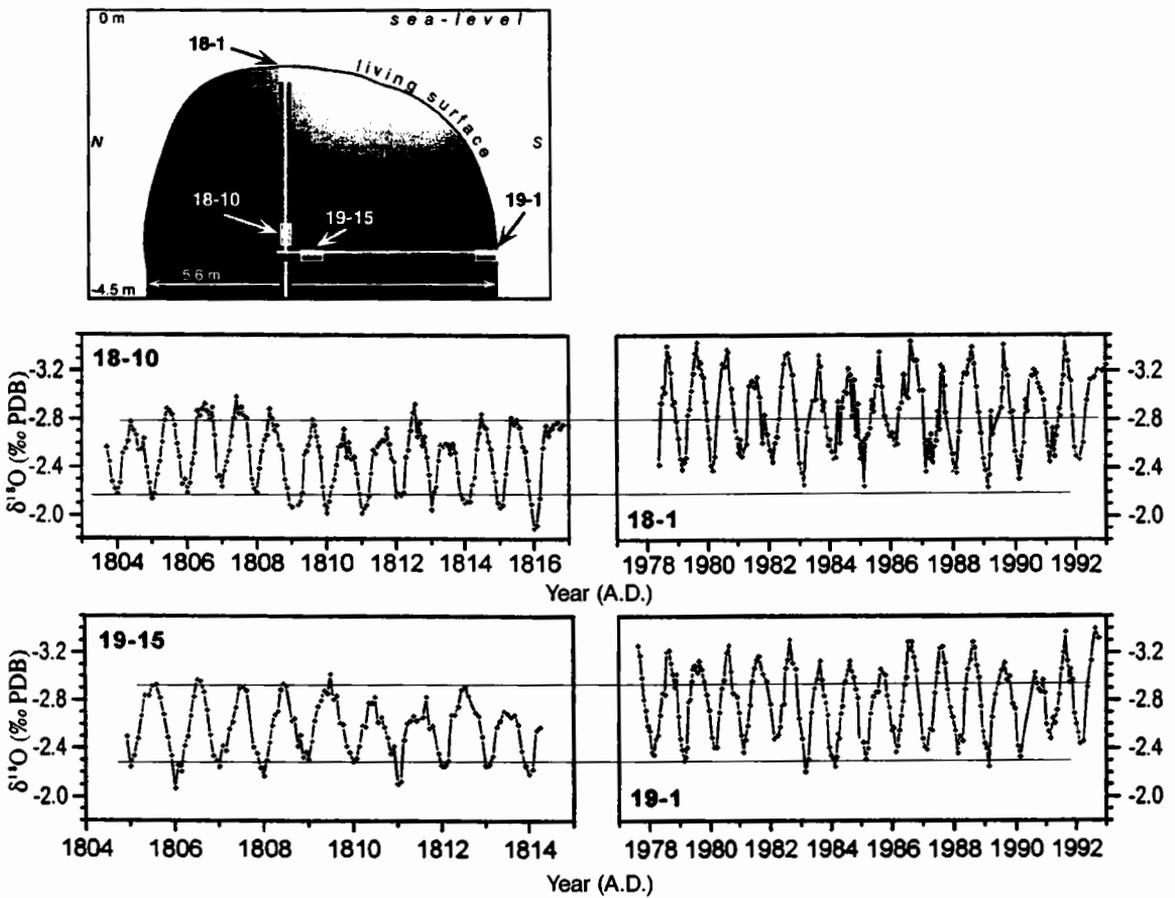


Abb. 6: Isotopenkurven zweier Kerne aus einer Koralle der Art *Porites lutea* aus dem Golf von Aqaba (Rotes Meer) und Skizze der Kernpositionen im Korallenstock. Die oberen beiden Isotopenkurven stammen aus dem senkrechten, die unteren beiden aus dem waagrechten Kern. Es sind jeweils zwei kurze, hochauflösend beprobte Zeitabschnitte zum Vergleich gezeigt. Das regelmäßige auf und ab der Kurven ist der Jahresgang. In beiden Kernen erkennt man eine Zunahme der Temperatur (Abnahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die y-Achsen sind verkehrt herum aufgetragen) vom frühen 19. zum späten 20. Jahrhundert. Beim waagrechten Kern beruht die Temperaturzunahme vor allem auf einer Erhöhung der Sommertemperaturen (Maxima der Kurve). Aus HEISS et al. (1999).

Rotes Meer

Ein Korallenkern aus dem nördlichen Roten Meer, Golf von Aqaba, erlaubt eine Temperaturrekonstruktion bis zurück zum Beginn des 19. Jahrhunderts. Der halbkugelig gewachsene Stock ermöglicht außerdem den Vergleich zwischen einem vertikal und einem horizontal entnommenen Kern (Abb. 6). Der Vertikalkern hat den Nachteil, daß sich der Abstand zur Wasseroberfläche im Lauf der Zeit verringert hat. Der Stock hat heute eine Höhe von 3.5 m. Seine Basis befindet sich in 4.5 m Tiefe. Tatsächlich zeigt ein Vergleich der beiden Kerne eine zunehmende Differenz. Der vertikale Kern zeigt eine stärkere Erwärmung an, als der horizontale

(HEISS et al. 2000). Offenbar erwärmt sich das Wasser über den Sommer in einer dünnen Oberflächenschicht stärker als in 4 m Tiefe. Allerdings zeigt auch der horizontal entnommene Kern eine langfristige Temperaturzunahme um 1.3°C seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts (Abb. 6). Diese Temperaturzunahme ergibt sich aus zunehmenden Sommertemperaturen, wogegen die Wintertemperatur nur geringfügig anstieg (HEISS et al. 2000).

Indischer Ozean

Über die Steuerungsfaktoren und Zusammenhänge des Klimageschehens im tropischen Indischen Ozean ist nur wenig bekannt. Lang-

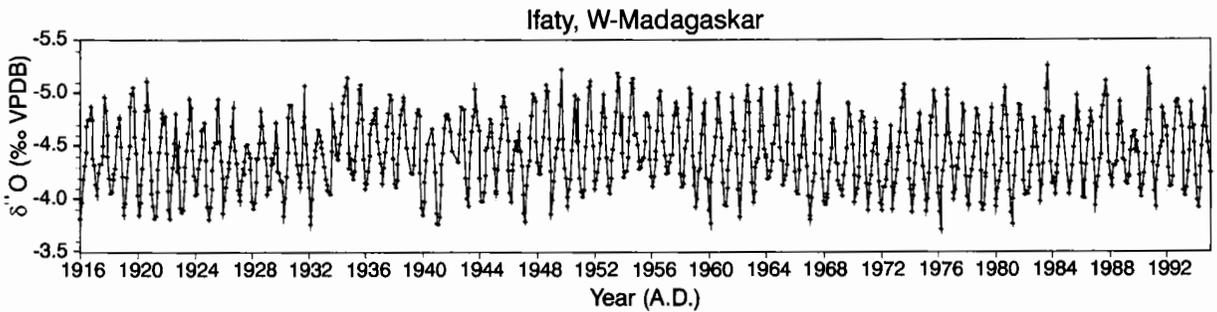


Abb. 7: Sauerstoffisotopenkurve einer Koralle der Art *Porites lobata* von Ifaty (Madagaskar). Die Kurve zeigt einen sehr klaren Jahresgang und leichte interannuale bis dekadische Variationen, jedoch keinen langfristigen Trend.

fristige Aufzeichnungen der Wassertemperatur sind nur spärlich vorhanden. Wichtigstes Klimaphänomen ist der Monsun. Darüber hinaus hat aber auch der Pazifik mit dem El Niño/Southern Oscillation (ENSO) einen Einfluß auf das Klima des Indik und der umgebenden Kontinente (COLE et al. 2000). Ein Korallenkern aus einem Riff vor dem südwestlichen Madagaskar (Ifaty) liefert Temperatur-Proxydaten für die letzten 75 Jahre (Abb. 7). Die Korrelation zwischen den Sauerstoffisotopenwerten und der in der Nähe gemessenen Wassertemperatur ist sehr gut (HEISS et al. 1997). Dabei ist der Jahresgang der Temperatur sehr groß (etwa 7°C) und sehr gleichmäßig (Abb. 7). Die Meßwerte zeigen langfristige Variationen, aber keinen sichtlichen Erwärmungstrend im 20. Jahrhundert. Dies ist anders als im unmittelbaren Einflußbereich des Monsuns. Nördlich der intertropischen Konvergenzzone wurde sowohl in einer Koralle von der Küste Kenias (COLE et al. 2000), als auch in einer von den Seychellen (CHARLES et al. 1997) ein deutlicher Erwärmungstrend für das 20. Jahrhundert beobachtet. Die Kenia-Koralle zeigt dabei wiederum einen Beginn der Erwärmung bereits im frühen 19. Jahrhundert.

Es zeigt sich also, daß auch in den Ozeanen und ihren Randmeeren ein relativ kleinräumig unterschiedlicher Klimaverlauf zu beobachten ist. Der im globalen Mittel gut erkennbare langfristige Erwärmungstrend des 20. Jahrhunderts (MANN et al. 1999) ist nicht nur auf den Kontinenten regional unterschiedlich ausgeprägt. Auch die Meere und Ozeane reagieren auf den globalen Klimawandel in verschiedener Weise.

Der schon in wenigen Metern Wassertiefe gedämpfte Temperaturanstieg, wie er sich im Beispiel der Koralle aus dem Roten Meer zeigt, ließe sich vielleicht so deuten, daß viele der beobachteten Trends ein reines Oberflächenphänomen sind. Dies wird auch in den invarianten Temperaturdatenreihen der corallinen Schwämme sichtbar, die aus noch größeren Tiefen (20 m und 125 m) stammen. Jüngst zeigte jedoch eine Auswertung von Temperaturaufzeichnungen aus der Tiefsee (LEVITUS et al. 2000), daß auch das Tiefenwasser sich in den letzten Jahrzehnten erwärmt hat. Diese Temperaturänderungen sind sehr gering und noch jenseits der Genauigkeit der Sauerstoffisotopen-Methodik. Jedoch ist die im Tiefenwasser gespeicherte Wärmemenge wegen des großen Volumens der erwärmten Wassermassen extrem groß. Somit dürfte die Tiefsee einen bisher kaum beachteten Wärmespeicher mit entscheidendem Einfluß auf das Weltklima darstellen. Verbesserte geochemische Methoden (z. B. Sr/Ca-Verhältnis als Temperatur-Proxy), angewandt auf Bewohner des Tiefenwassers wie coralline Schwämme und Tiefwasserkorallen, könnten für die Untersuchung dieses Wärmespeichers entscheidende Daten liefern.

3 Variationen im CO₂-Kreislauf

Während die Kohlenstoffisotope von Korallenaragonit vor allem die Kalzifikationsrate und Stoffwechselforgänge des Korallenorganismus und seiner symbiotischen Algen widerspiegeln (McCONNAUGHEY et al. 1997), bilden

coralline Schwämme die originale isotopische Meerwasserzusammensetzung in ihren Skeletten ab (DRUFFEL & BENAVIDES 1986, REITNER 1992, BÖHM et al. 1996). Damit ermöglichen sie Rekonstruktionen der $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse des im Meerwasser gelösten, anorganischen CO_2 (dissolved inorganic carbon, DIC). Die Isotopenverhältnisse im DIC des Oberflächenwassers werden einerseits vom atmosphärischen CO_2 beeinflusst, zum anderen durch den Entzug (Photosynthese) bzw. die Zufuhr (Respiration) von CO_2 über organischen Kohlenstoff als "Transportmittel" (BROECKER & PENG 1982, BROECKER & MAIER-REIMER 1992). Auch Kalkfällung entzieht dem DIC Kohlenstoff, jedoch ist der Unterschied im Isotopenverhältnis zwischen Kalk und DIC sehr gering, meist deutlich kleiner als 0.5%. Anders bei organischem Kohlenstoff, wo der Unterschied zum DIC etwa 2% ausmacht. Dabei ist organischer Kohlenstoff an ^{12}C angereichert. Im offenen Meer, wo Photosynthese die Respiration meist übertrifft, ist daher das Oberflächenwasser-DIC an ^{13}C angereichert.

Durch das Verbrennen von organischem Kohlenstoff in Form von Kohle, Öl und Gas hat der Mensch in den vergangenen ca. 150 Jahren große Mengen von ^{12}C -angereichertem Kohlenstoff aus der Erdkruste in den globalen CO_2 -Kreislauf rückgeführt. Dadurch hat sich das Isotopenverhältnis des atmosphärischen Kohlendioxids meßbar verändert (KEELING et al. 1977, FRIEDLI et al. 1986, FRANCEY et al. 1999). Etwas zeitverzögert und abgedämpft folgte auch das in den Ozeanen gelöste CO_2 , HCO_3^- , und CO_3^{2-} (DIC) mit einer ^{12}C -Anreicherung nach (NOZAKI et al. 1978, DRUFFEL & BENAVIDES 1986, BÖHM et al. 1996). Die Dämpfung rührt daher, daß sich das Oberflächenwasser mit Wasser aus größerer Tiefe mischt. Das Tiefenwasser hat aber noch sein ursprüngliches Isotopenverhältnis, da es noch keinen Kontakt mit der isotopisch veränderten Atmosphäre hatte.

Unsere etwa 600 Jahre alten corallinen Schwämme aus der Karibik (Jamaika und Pedro Bank) zeigen die gesamte Zeitspanne der industriellen ^{12}C -Zunahme (Abb. 8). Durch die Darstellung des Isotopenverhältnisses als $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

(seltenes Isotop steht im Zähler), äußert sich ein Anstieg im ^{12}C als Abnahme des $\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C} = [^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{Probe}} / ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{Standard}} - 1] * 1000$). Besonders eindrucksvoll ist der anthropogene Eingriff in den Kohlenstoffkreislauf im Vergleich zu den jahrhundertlang fast konstanten Werten in einem Schwamm skelett aus dem tieferen Wasser (Pedro Bank, 125 m Wassertiefe) zu sehen (Abb. 8a).

Bei dem Exemplar aus dem flacheren Wasser (Jamaica, 20 m) zeigt sich zusätzlich zur anthropogenen eine natürliche, deutlich geringere Variabilität im $\delta^{13}\text{C}$ während der präindustriellen Zeit (vor 1850) (Abb. 8b). Man erkennt einen Anstieg zu maximalen Werten um etwa 1700-1750 A.D. und danach wieder eine langsame Abnahme des Anteils an ^{13}C bis auf einen Wert wie im 15. Jahrhundert. Wenig später beginnt dann etwa 1830-1840 A.D. die drastische, industrielle Zunahme von ^{12}C (= Abnahme im ^{13}C).

Im 17.-18. Jahrhundert fand auch in der Atmosphäre eine gleichartige Änderung des ^{13}C statt (FRANCEY et al. 1999). Zur gleichen Zeit fiel der atmosphärische CO_2 -Gehalt leicht ab (Abb. 8c; ETHERIDGE et al. 1996). Beides weiß man aus Untersuchungen an Gaseinschlüssen in Eiskernen der Antarktis.

Der Zeitraum vom 16. bis 19. Jahrhundert ist auch als "Kleine Eiszeit" bekannt (GROVE 1988). Die Änderungen im CO_2 und seiner Isotopie deuten auf ein vermehrtes Wachstum der globalen Pflanzenmasse im Verlauf dieser Kaltphase hin (TRUDINGER et al. 1999). Da Pflanzen bevorzugt ^{12}C speichern und aus der Luft CO_2 aufnehmen, führt eine Zunahme der Pflanzenmasse zur Zunahme des $\delta^{13}\text{C}$ im atmosphärischen CO_2 bei gleichzeitiger Abnahme des $p\text{CO}_2$. Da Ozean und Atmosphäre ständig CO_2 austauschen, gleicht sich das Oberflächenwasser mit leichter Zeitverzögerung der Atmosphäre an. Bei diesem Gasaustausch spielt auch die Wassertemperatur eine Rolle, da hierbei eine temperaturabhängige Isotopenfraktionierung zwischen Luft und Wasser auftritt. Dabei bewirkt eine Abkühlung, daß das atmosphärische $\delta^{13}\text{C}$ niedriger wird. Im Ozean gibt es kaum eine temperaturbedingte Isotopenänderung, weil die dort gespeicherte Kohlenstoffmasse die der Atmosphäre bei weitem übertrifft

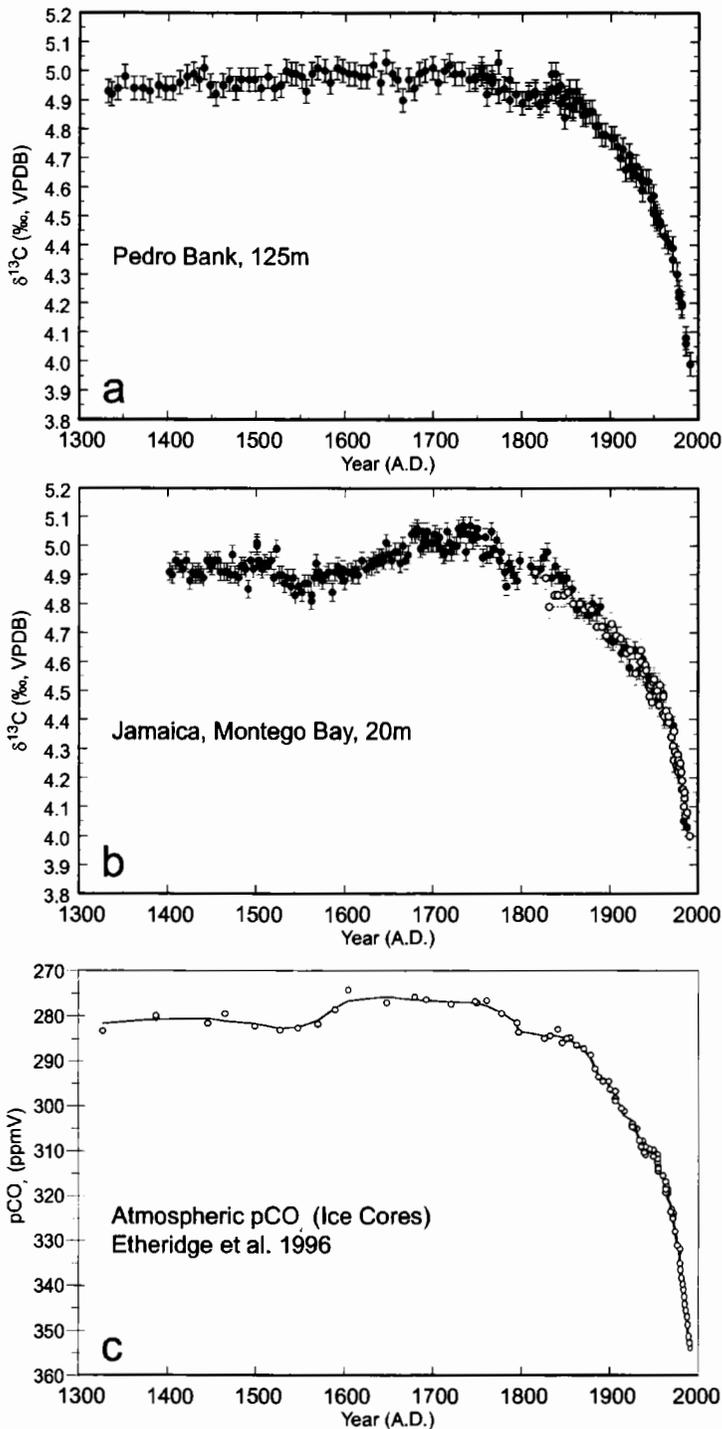


Abb. 8: Kohlenstoffisotopenkurven von corallinen Schwämmen der Art *Ceratoporella nicholsoni* aus der Karibik, aus (a): 125 m und (b): 20 m Wassertiefe. Zum Vergleich ist in (c) der CO₂-Partialdruck der Atmosphäre dargestellt. Beachte, daß letztere Kurve zur besseren Vergleichbarkeit mit den Isotopenkurven mit verkehrter y-Achse aufgetragen ist. Die CO₂-Kurve wurde aus Eiskernen der Antarktis gewonnen (Etheridge et al. 1996). Die 125 m-Kurve (a) zeigt kaum Variationen im präindustriellen Abschnitt (älter als 1850 A.D.). Dagegen sieht man in der Flachwasserkurve (b) ein $\delta^{13}\text{C}$ -Maximum um das Jahr 1700 A.D., entsprechend einer leichten Abnahme in den CO₂-Werten (c). In allen Kurven ist die industrielle Änderung (nach 1850 A.D.) deutlich zu sehen. In (c) sind Werte von zwei verschiedenen Standorten (gefüllte und ungefüllte Datenpunkte) dargestellt. Diese zeigen gute Übereinstimmung.

(KEIR et al. 1998). Aus dem beobachteten nahezu gleichen Verlauf der Atmosphären- und DIC-Isotopendaten läßt sich schließen, daß während der Kleinen Eiszeit die Meeresoberflächentemperatur im weltweiten Durchschnitt zwar leicht abkühlte, aber kaum um mehr als 1°C.

4 Schlußfolgerungen

Sowohl die Korallen- als auch die Schwamm- daten verdeutlichen, daß schon vor der Einflußnahme des Menschen natürliche Klimaschwankungen auftraten, die möglicherweise

bis heute andauern. So begann ein langfristiger Temperaturanstieg stellenweise bereits deutlich vor dem industriellen CO₂-Anstieg. Eine Trennung von natürlicher Variabilität und anthropogenen Umweltveränderungen ist im weiteren Verlauf schwierig. Beim CO₂-Gehalt waren dagegen die Schwankungen in historischer Zeit verschwindend gering, verglichen mit den anthropogenen Änderungen. Hier spielt sich ein Eingriff in den globalen Kohlenstoffkreislauf ab, wie er in der Erdgeschichte nur selten, möglicherweise noch nie stattgefunden hat.

Dank

Wir danken allen, die durch Diskussionen und tatkräftige Hilfe in Labors und im Gelände zu dieser Arbeit beigetragen haben. Besonderer Dank gebührt den Mitgliedern unserer Arbeitsgruppe, die an den hier dargestellten Studien direkt beteiligt waren: Gilbert Camoin (Aix-en-Provence), Anton Eisenhauer (Kiel), Georg Heiss (Bremen), Michael Joachimski (Erlangen), Helmut Lehnert (Oberottmarshausen), Joachim Reitner (Göttingen) und Gert Wörheide (Brisbane).

Literatur

- BÖHM, F., JOACHIMSKI, M.M., LEHNERT, H., MORGENROTH, G., KRETSCHMER, W., VACELET, J., DULLO, W.-CHR. (1996): Carbon isotope records from extant Caribbean and South Pacific sponges: Evolution of $\delta^{13}\text{C}$ in surface water DIC.- Earth Planet. Sci Lett., 139, 291-303
- BÖHM, F., JOACHIMSKI, M.M., DULLO, W.-CHR., EISENHAUER, A., LEHNERT, H., REITNER, J., WÖRHEIDE, G. (2000): Oxygen isotope fractionation in marine aragonite of coralline sponges.- Geochim. Cosmochim. Acta, 64, 1695-1703
- BROECKER, W.S., PENG, T-H. (1982): Tracers in the sea.- 690 S., Palisades (Eldigio Press)
- BROECKER, W.S., MAIER-REIMER, E. (1992): The influence of air and sea exchange on the carbon isotope distribution in the sea.- Global Biogeochem. Cycles, 6, 315-320
- CHARLES, C.D., HUNTER, D.E., FAIRBANKS, R.G. (1997): Interaction Between the ENSO and the Asian Monsoon in a Coral Record of Tropical Climate.- Science, 277, 925-928
- COLE, J.E., DUNBAR, R.B., McCLANAHAN, T.R., MUTHIGA, N.A. (2000): Tropical Pacific Forcing of Decadal SST Variability in the Western Indian Ocean over the Past Two Centuries.- Science, 287, 617-619
- DRUFFEL, E.M., BENAVIDES, L.M. (1986): Input of excess CO₂ to the surface ocean based on $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in a banded Jamaican sclerosponge.- Nature, 321, 58-61
- DULLO, W.C. (1997): Die Plattformhangmorphologie der Pedro Bank in der Karibik.- Geol. Bl. NO-Bayern, 47, 303-320
- DUSTAN, P., JAAP, W., HALAS, J. (1976): The distribution of members of the Class Sclerospongiae.- Lethaia, 9, 419-420

- ETHERIDGE, D.M., STEELE, L.P., LANGENFELDS, R.L., FRANCEY, R.J., BARNOLA, J.M., MORGAN, V.I. (1996): Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn.- Journ. Geophys. Res., D, 101, 4115-4128
- FAIRBANKS, R.G., EVANS, M.N., RUBENSTONE, J.L., MORTLOCK, R.A., BROAD, K., MOORE, M.D., CHARLES, C.D. (1997): Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals.- Coral Reefs, Suppl., 16, S93-S100
- FRANCEY, R.J., ALLISON, C.E., ETHERIDGE, D.M., TRUDINGER, C.M., ENTING, I.G., LEUENBERGER, M., LANGENFELDS, R.L., MICHEL, E., STEELE, L.P. (1999): A 1000-year high precision record of $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO₂.- Tellus, 51B, 170-193
- FRIEDLI, H., LÖTSCHER, H., OESCHGER, H., SIEGENTHALER, U., STAUFFER, B. (1986): Ice core record of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO₂ in the past two centuries.- Nature, 324, 237-238
- GAGAN, M.K., CHIVAS, A.R., ISDALE, P.J. (1994): High-resolution isotopic records from corals using ocean temperature and mass-spawning chronometers.- Earth Planet. Sci. Lett., 121, 549-558
- GROVE, J.M. (1988): The Little Ice Age.- 498 S., London (Methuen)
- GRUBER, N., KEELING, C.D., BACASTOW, R.B., GUENTHER, P.R., LUEKER, T.J., WHALEN, M., MEIJER, H.A., MOOK, W.G., STOCKER, T.F. (1999): Spatiotemporal patterns of carbon-13 in the global surface ocean and the oceanic Suess effect.- Global Biogeochem. Cycles, 13, 307-335
- HANSEN, J., RUEDY, R., GLASCOE, J., SATO, M. (1999): GISS analysis of surface temperature change.- J. Geophys. Res., 104, 30997-31022
- HARTMAN, W.D., GOREAU, T.F. (1970): Jamaican coralline sponges: Their morphology, ecology and fossil relatives.- Symp. zool. Soc. London, 25, 205-243
- HEIMANN, M., MAIER-REIMER, E. (1996): On the relations between the oceanic uptake of CO₂ and its carbon isotopes.- Global Biogeochem. Cycles, 10, 89-110
- HEISS, G.A., CAMOIN, G.F., EISENHAEUER, A., WISCHOW, D., DULLO, W-CHR., HANSEN, B. (1997): Stable isotope and Sr/Ca-signals in corals from the Indian Ocean.- Proc. 8th Int. Coral Reef Symp. II, , 1713-1718,
- HEISS, G.A., DULLO, W-CHR., JOACHIMSKI, M.M., REIJMER, J.J.G., SCHUHMACHER, H. (1999): Increased Seasonality in the Gulf of Aqaba, Red Sea, Recorded in the Oxygen Isotope Record of a *Porites lutea* Coral.- Senckenberg. maritima, 30, 17-26
- KEELING, C.D., MOOK, W.G., TANS, P.P. (1979): Recent trends in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric carbon dioxide.- Nature, 277, 121-123
- KEELING, C.D., WHORF, T.P. (1999): 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, U.S. Dept. of Energy.
<http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/co2/contents.htm>
- KEIR, R., REHDER, G., SUESS, E., ERLENKEUSER, H. (1998): The $\delta^{13}\text{C}$ anomaly in the northeastern Atlantic.- Global Biogeochemical Cycles, 12, 467-477
- KLEYPAS, J.A., BUDDEMEIER, R.W., ARCHER, D., GATTUSO, J-P., LANGDON, C., OPDYKE, B.N. (1999): Geochemical Consequences of Increased Atmospheric Carbon Dioxide on Coral Reefs.- Science, 284, 118-120
- LAZARETH, C.E., WILLENZ, P., NAVEZ, J., KEPPENS, E., DEHAIRS, F., ANDRÉ, L. (2000): Sclerosponges as a new potential recorder of environmental changes: Lead in *Ceratoporella nicholsoni*.- Geology, 28, 515-518

- LEDLEY, T.S., SUNDQUIST, E.T., SCHWARTZ, S.E., HALL, D.K., FELLOWS, J.D., KILLEN, T.L. (1999): Climate change and greenhouse gases.- EOS, 80/39, 453-458
- LEVITUS, S., ANTONOV, J.I., BOYER, T.P., STEPHENS, C. (2000): Warming of the World Ocean.- Science, 287, 2225-2229
- MANN, M.E., BRADLEY, R.S., HUGHES, M.K. (1999): Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations.- Geophys. Res. Lett., 26, 759-762
- McCONNAUGHEY, T.A., BURDETT, J., WHELAN, J.F., PAULL, C.K. (1997): Carbon isotopes in biological carbonates: Respiration and photosynthesis.- Geochim. Cosmochim. Acta, 61, 611-622
- NOZAKI, Y., RYE, D.M., TUREKIAN, K.K., DODGE, R.E. (1978): A 200 year record of carbon-13 and carbon-14 variations in a Bermuda coral.- Geophys. Res. Lett., 5, 826-828
- REITNER, J. (1992): "Coralline Spongien". Der Versuch einer phylogenetisch-taxonomischen Analyse.- Berliner Geowiss. Abh., Reihe E, 1, 1-352
- SONNERUP, R.E., QUAY, P.D., MCNICHOL, A.P., BULLISTER, J.L. WESTBY, T.A., ANDERSON, H.L. (1999): Reconstructing the oceanic ^{13}C Suess effect.- Global Biogeochem. Cycles, 13, 857-872
- SWART, P.K., MOORE, M., CHARLES, C., BÖHM, F. (1998): Sclerosponges May Hold New Keys to Marine Paleoclimate.- EOS, 79, 633-636
- TRUDINGER, C.M., ENTING, I.G., FRANCEY, R.J., ETHERIDGE, D.M., RAYNER, P.J (1999): Long-term variability in the global carbon cycle inferred from a high precision CO_2 and ^{13}C ice core record.- Tellus, 51B, 233-248
- WINTER, A., APPELDORN, R.S., BRUCKNER, A., WILLIAMS, E.H. JR., GOENAGA, C. (1998): Sea surface temperatures and coral reef bleaching off La Parguera, Puerto Rico (northeastern Caribbean Sea).- Coral Reefs, 17, 377-382
- WÖRHEIDE, G. (1998): The Reef Cave Dwelling Ultraconservative Coralline Demosponge *Astrosclera willeyana* LISTER 1900 from the Indo-Pacific.- Facies, 38, 1-88

DISKUSSION:

Meerestemperaturen und CO₂-Geschichte der letzten Jahrhunderte - Rekonstruktionen mit Riffforallen und corallinen Schwämmen

KALLENBACH: Sie haben uns gezeigt, daß Korallen und Schwämme nicht nur besondere ästhetische Reize besitzen, sondern auch exzellente Datenspeicher sind, die man hervorragend benutzen kann.

TUFAR: Ich wollte noch fragen, haben Sie auch Korallen und Schwämme aus der Tiefe, ca. 1800m Wassertiefe untersucht ?

BÖHM: Nein, haben wir nicht. Es gibt Arbeitsgruppen, die mit Hexakorallen arbeiten, bei den Schwämmen ist es ein Problem, die tiefsten Vorkommen sind nur bis ein paar hundert Meter Tiefe bekannt; ob es Tiefseebestände gibt, ist nicht bekannt.

TUFAR: Wir haben sie aus fast 3000m Tiefe geborgen

BÖHM: Coralline Schwämme oder Korallen ?

TUFAR: Kieselschwämme

BÖHM: Kieselschwämme enthalten leider keinen Kalk, den man für Kohlenstoffuntersuchungen nehmen kann. Sauerstoffisotope natürlich, aber wir haben bisher nur mit Karbonat gearbeitet.

KERN: Wie weit können sie aus diesen Schwämmen zurückrechnen ?

BÖHM: Die ältesten, die wir bis jetzt haben, sind etwa 600 Jahre alt, es gibt wahrscheinlich Schwämme, die 1000, ja vielleicht sogar 2000 Jahre alt sind, nur konnten wir davon noch keine bergen.

Es ist auch ein moralisch - ethisches Problem einen Schwamm, der solange gelebt hat, heraufzuholen. Für die Untersuchung müssen wir ihn ja töten.

Mit fossilen Vorkommen ist das Problem, daß sie in verborgenen Habitaten leben, außerdem

aus Aragonit bestehen, der sich leicht ändert. Man bekommt vielleicht aus dem Holozän, aus dem Pleistozän fossile Vorkommen, die aber aufgetaucht, meist diagenetisch verändert und damit für uns unbrauchbar sind.

KERN: Interessant wäre natürlich das Atlantikum oder die Klimagebiete um die Zeitenwende oder im Mittelalter. Es ist hier vielleicht nicht so relevant, aber gibt es Untersuchungen an den Stromatolithen in Australien, über Korrelationen von Temperatur und Kohlenstoffisotopen, und wie weit sind diese vergleichbar und spiegeln den CO₂-Anstieg wieder, wie es jetzt ist und wie es damals im Atlantikum war

BÖHM: Da ist mir nichts bekannt. Kohlenstoffisotope sind immer ein Problem. Ich habe ja gezeigt, es gibt kaum Organismen, die sie unverändert einbauen. Von den Sauerstoffisotopen her ist es ein bißchen besser, einmal, weil Korallen häufiger sind, leichter zu finden sind, da gibt es beispielsweise Untersuchungen aus der letzten Zwischeneiszeit, aus dem Eem, auch aus dem Pleistozän gibt es Beispiele. Ich habe eine Meeresspiegelkurve gezeigt, die auf Korallenuntersuchungen basiert, aber Details kann ich dazu auch nicht sagen.

KIKINGER: Zum raschen Wachstum der Korallen: Wir haben im ersten Dia einen massiven Charakter gezeigt bekommen. Dieses Wachstum von mehreren Zentimetern im Jahr, ist das mehr auf flächig wachsende Korallenarten bezogen oder auch auf massiv wachsende ?

BÖHM: Das betrifft auch die massiven, deren normaler Zuwachs auch ein bis zwei cm pro Jahr beträgt.

KALLENBACH: Könnte man diese Methode auch in älteren Formationen gezielt Klimaentwicklungen aus den Korallenmaxima ableiten ?

BÖHM: Es gibt einzelne Untersuchungen, die ins Pleistozän zurückfallen. Bei älteren Vorkommen ist, wie gesagt, die Diagenese ein Problem, es gibt aber bei den Schwämmen Vorkommen von zum Teil identischen Gattungen, die heute noch leben, aus dem Perm oder Karbon, da gibt es Untersuchungen. Man bekommt aber von so einem Schwamm nur einen Ausschnitt von ein paar hundert Jahren und es ist die Frage, wie man so einen kurzen Schnappschuß aus so einem alten Zeitalter interpretieren kann, aber es gibt zumindest Ansätze und es scheint auch erfolversprechend

RANK: Was ist der Grund, warum ein Schwamm die Kohlenstoffisotopen nicht fraktioniert?

BÖHM: Die Bildungsweise seines Skelettes ist völlig anders als bei Korallen. Im Prinzip legt der Schwamm nur kleine Kristallkeime an und diese Keime machen dann ein syntaxiales Wachstum mehr oder weniger wie ein anorganischer Zement von selber weiter. Er nimmt dann kaum noch Einfluß auf diesen Kristallisationsprozeß.

Diskussionsbeiträge von:

Dr. Florian BÖHM
GEOMAR Kiel
Christian-Albrechts-Universität
Wischhofstr. 1-3
D-24148 Kiel

Univ.Prof. Dr. W. TUFAR
Philipp - Universität Marburg
Fachbereich Geowissenschaften
Hans - Meerwein - Straße
D - 35032 Marburg/Lahn

Univ.Prof. Dr. H. KALLENBACH
Am Sandwerder 42a
D - 14109 Berlin

Dr. R. KIKINGER
Österr. Naturschutzbund
Senftenbergeramt 13
A - 3541 Senftenberg

Dr. Armin KERN
Freudenberg 9
A - 9064 Pischeldorf

Univ.Prof. Hofr. Dr. Dipl.Ing. D. RANK
OFPZ Arsenal
Bereich Umwelt
Faradaygasse
A - 1030 Wien