

Dieser von Prof. van Husen für die *Wiss. Nachrichten* geschriebene Aufsatz wird auf Grund seines interessanten Inhaltes als Jahresthema in drei Teilen ungekürzt abgedruckt.

Univ.-Prof. Dr. Dirk van Husen, Institut f. Geologie, TU Wien

Klimaentwicklung – Eiszeiten Ursachen und Auswirkungen (Teil II)

3. Ursachen der Interglazial-Glazialzyklen

Voraussetzungen: Wie wir aus der geologischen Forschung wissen, hat die Erde Perioden mit ausgedehnten Eismassen um die Pole und solche ohne dort erkennbare Eisbildung durchlaufen.

Diese starken Schwankungen in den Temperaturwerten der gesamten Erde werden heute mit der Lage der Kontinente in Zusammenhang gebracht. Durch die plattentektonischen Vorgänge wandern ja die Kontinente auf der Erdkugel, vereinigen sich zu großen Landmassen (Gondwana) und trennen sich wieder. So lag der Südpol während des Paläozoikums für lange Zeit auf Gondwana (z. B. Permokarbone Eiszeit). Ab dem Mesozoikum war er so lange im freien Ozean, bis im Tertiär der Antarktische Kontinent wieder in Pollage driftete. Solange beide Pole im Ozean liegen, ist das Temperaturniveau der Erde derart, daß maximal während des Winterhalbjahres Treibeis gebildet wird, da der dunkle Ozean größere Teile der eingestrahelten (bis zu 96%) Energie aufnimmt als er zurückstrahlt. Liegt aber einer der Pole auf Land, so ist die Rückstrahlung (Albedo) der Sonnenenergie deutlich höher (ca. 30%), woraus sich eine Abkühlung ergibt, die eine vermehrte Schneebedeckung nach sich zieht. Durch diese wird aber wieder die Albedo stark erhöht (bis auf 90%) und die Möglichkeit geschaffen, daß der Schnee ganzjährig liegen bleibt und Eis gebildet wird. Folglich kommt es über längere Zeiträume zur Ausbildung einer Eiskappe, die an Mächtigkeit zunimmt und durch die größere Höhenlage auch mehr Eis produziert und sich somit ausdehnt. Dadurch wird letztendlich der Kontinent mehr oder weniger von einer Inlandeismasse bedeckt. Dieser Vorgang ist, wie gesagt, das letzte Mal im Tertiär abgelaufen, als die Antarktis zum Südpol driftete. Dadurch kam es zu starkem Temperaturabfall, der sich z. B. besonders in mittleren und höheren Breiten in der Vegetation widerspiegelt (Abb. 4). Einher geht auch eine Umstellung zu trockeneren Verhältnissen, die wohl auf das konsequenterweise verringerte Verdunstungspotential zurückzuführen ist.

Weiters wird durch die Eisbildung ein deutliches Fallen des Meeresspiegels bewirkt, sowie die Ausbildung kälterer Tiefenwässer in den Ozeanen, die es vorher nicht gegeben hat. Es konnte sich dadurch eine Tiefenwasserzirkulation ausbilden, die – wie wir noch sehen werden – sehr wichtig für den später eintretenden Wechsel zwischen eiszeitlichen beziehungsweise heutigen Klimawerten ist.

Die plattentektonische Entwicklung, die diese Änderungen bewirkte, setzte sich fort. So wurde der Atlantik immer

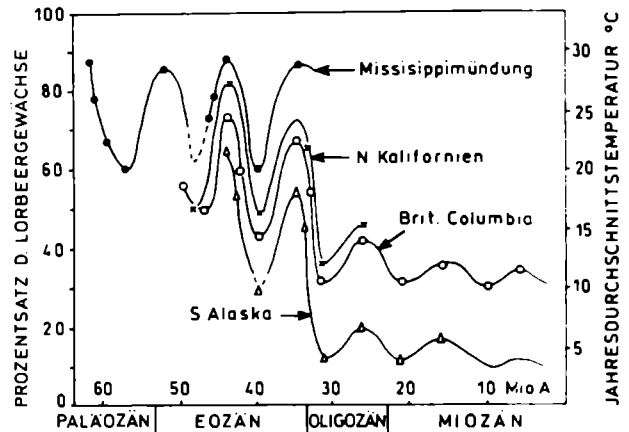


Abb. 4: Der Prozentsatz der Lorbeergewächse in der Vegetation des Tertiärs kann als Maß der Jahresdurchschnittstemperatur herangezogen werden (Bsp.: Nordamerikanischer Kontinent). (nach: J. A. Wolfe, *Am. Sci.*, 66, 1978, verändert).

breiter, wobei aber gleichzeitig die Meeresverbindung südlich der Europäischen und Asiatischen Platte (Thetis) geschlossen wurde. Durch die Trennung von Australien und der Antarktis sowie der Öffnung der Drake Passage an der Südspitze Südamerikas konnte sich die zirkumantarktische Strömung ausbilden (Abb. 2). Ebenso löste die Schließung der Verbindung Atlantik–Pazifik durch die Bildung der Landenge von Panama vor ca. 4–3 Mio. Jahren den Beginn des Golfstromes aus.

Durch diese Vorgänge konnten sich nach und nach die modernen Strömungen in den Ozeanen herausbilden, die die Grundlage für Energietransport und -verteilung und somit das heutige Klima darstellen (Abb. 2).

Dadurch und durch die bereits erfolgte allgemeine Temperaturabnahme waren aber die Möglichkeiten geschaffen, daß die beschriebenen Schwankungen des Klimas zwischen den heutigen interglazialen und den eiszeitlichen Werten stattfinden konnten. Wir wissen, daß es seit ca. 3,5 Mio. Jahren im Nordatlantik und Nordpazifik grobes Material in den Tiefseesedimenten gibt, das aus Eisbergen ausgeschmolzen sein mußte, die von kalbenden Gletschern der Küste stammten. Ebenso ab dieser Zeit entwickeln sich die kurzfristigen Meeresspiegelschwankungen um ca. 100 m, wie sie durch eine Eiszeit (Eismassen auf den Kontinenten) hervorgerufen werden. Durch diese enge zeitliche Verknüpfung mit der Entstehung des weltweiten Strömungsmusters ist wohl ein kausaler Zusammenhang anzunehmen.

Erfassung der Klimaschwankungen: Eine andere Methode, die Eismengen auf der Erde zu erfassen, ist die Analyse des Verhältnisses der stabilen Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O im Meerwasser.

Bei der Verdunstung des Wassers geht das leichtere ^{16}O vermehrt in die Atmosphäre. Die dadurch bewirkte Anreicherung von ^{18}O wird aber durch den Niederschlag über dem Ozean und den Rückfluß von den Kontinenten aufgehoben. Wenn aber unter kühleren Klimabedingungen mehr und mehr Eis auf den Kontinenten entsteht, wird für dessen Bestandsdauer, und entsprechend seinem Volumen, die Anreicherung des ^{18}O im Meerwasser beste-

hen bleiben. Eine Möglichkeit, diese auch für frühere Perioden zu messen, ergibt sich durch die Analyse der Kalkschalen der Mikroorganismen (Foraminiferen), die sich in den Tiefseesedimenten erhalten haben.

Wenn man somit diese Fossilien eines Bohrkerns analysiert, bekommt man als Resultat die Fluktuation des Verhältnisses von $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$, was einen direkten Rückschluß auf die Eismenge und somit auf den Klimagang zuläßt (vergl. Abb. 6). Dabei werden die benthonischen und planktonischen Foraminiferen getrennt analysiert, da erstere, mehrheitlich in größerer Wassertiefe lebend, von den jahreszeitlichen Temperaturschwankungen nicht beeinflusst werden. Zweitere können hingegen, entsprechend ihrer Vergesellschaftung und Individuenzahl, zur Rekonstruktion der Oberflächentemperatur des Ozeans verwendet werden, da es sich weitgehend um heute noch vorkommende Arten handelt, sind ja ihre Lebensansprüche (z. B. Wassertemperatur) bekannt.

Rhythmus der Schwankungen: Bei der Analyse besonders langer Bohrkerns aus dem Tiefseeboden – die Zeiträume von mehreren hunderttausend Jahren und mehr umfassen – zeigt sich ein typisches Muster dieser Fluktuation. So folgt auf einen langsameren Anstieg der Eisvolumina, der immer wieder durch Abschmelzphasen unterbrochen wurde, unmittelbar nach dem Maximum ein rasanter Eisabbau (vergl. Abb. 5+6). Dieser führte mehr oder weniger auf die heutigen Verhältnisse zurück. Diese Schwankungen zwischen den heutigen Verhältnissen (Interglazial) und denen des Eismaximums (Glazial) zeigen eine recht strenge Periodizität (Abb. 5).

Man kann die Ausschläge der Kurven in ihrer Stärke und zeitlichen Aufeinanderfolge an vielen dieser Kerne analysieren und statistisch auswerten. Dabei erfolgt die Erfassung des zeitlichen Aufeinanderfolgens über die Sedimentationsrate, die aus anderen geologischen Parametern rekonstruiert wird. Dabei ergibt sich, daß das stärkste Signal (Wechsel von Glazial zu Interglazial) in einer Periodizität von 100 000 Jahren erfolgt. Als zweitstärkstes tritt eines mit 41 000 Jahren, gefolgt von einem mit 23 000 und 19 000 Jahren auf (Abb. 5). Dieses Ergeb-

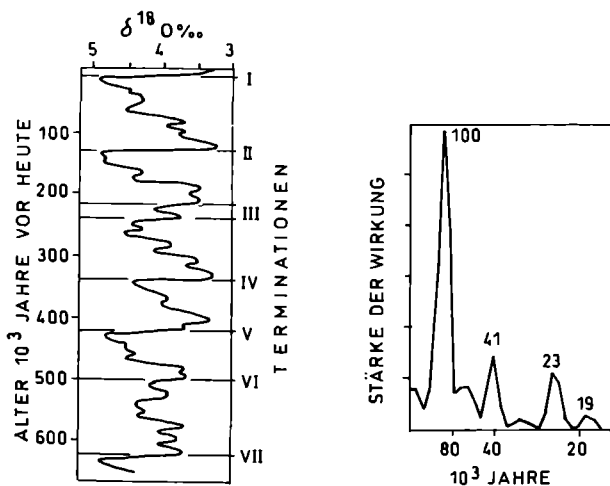


Abb. 5: Die Veränderung des Sauerstoffisotopenverhältnisses ($\delta^{18}\text{O}$) ist rhythmischen Schwankungen unterworfen, die ein sehr ähnliches Muster aufweisen. Nach einem abrupten Abfall kommt es zu einem intermittierenden Wiederanstieg (Muster der letzten 650 000 Jahre). Eine statistische Analyse der Stärke und Periodizität dieser Schwankungen zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Schwankungen von Bahn und Stellung der Erde zur Sonne (nach W. S. Broecker & G. H. Denton, Quat. Science Review 1990, verändert).

nis führte in der langen und wechselvollen Geschichte der Debatte um die Ursachen der Eiszeiten und die Steuerung des Klimas wieder zur Hypothese von Milankovitch zurück, die ja lange Zeit so vehement abgelehnt wurde. Sie besagt, daß die Änderungen der Erdbahnelemente zur Veränderung der eingestrahelten Energiemenge führte, die somit nach Ort (geogr. Breite) und Zeit verschieden zur Verfügung steht. Diese Schwankungen bedingten dann die wechselnden Temperaturen und Eismengen auf der Erde. Die drei variablen Größen sind:

1. Exzentrizität (Schwankung zwischen mehr kreisförmiger oder mehr elliptischer Bahn um die Sonne), die sich mit einem Rhythmus von rund 100.000 Jahren ändert.

2. Ekliptik: Die Neigung der Erdachse zur Sonne schwankt in einer Periode von rund 41.000 Jahren zwischen Werten von ca. 22° bis 25°.

3. Präzession: Die orbitale Wanderung der Äquinoczial- und Sonnenwendepunkte (eine Folge des Torkelns der Erde und der Schwankungen der elliptischen Erdbahn um einen Brennpunkt und ihre Beeinflussung durch die Exzentrizität) weist Periodizitäten von rund 23.000 und 19.000 Jahren auf.

Auswirkungen der Schwankungen: Alle diese Variationen beeinflussen unsere Klimaentwicklung dadurch, daß die auf die Erde an der Oberfläche der Atmosphäre eingestrahelte Energiemenge räumlich und zeitlich ungleich verteilt ist.

Dabei bewirkt das Wandern der Äquinoczialpunkte eine Änderung der Einstrahlung, abhängig von der geographischen Breite (besonders 0–60°) und der Jahreszeit (Winter oder Sommer). Die Variation der Ekliptik hingegen bewirkt Schwankungen, verstärkt in den Breiten über 65°, die der Exzentrizität Schwankungen in der gesamten Energiemenge.

Wie sich diese Änderungen der Einstrahlung wieder auf die Oberflächentemperatur der Erde auswirken, hängt von der Verteilung von Land und Meer ab.

Die Ozeane unterdrücken durch das hohe Temperaturspeichervermögen des Wassers die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen. Im Gegensatz dazu führt die geringe Fähigkeit des Landes dazu zu großen Temperaturschwankungen (spezifische Wärmekapazität des Wassers ist 5x so groß wie von Gestein). Das bewirkt z.B., daß dieser Unterschied – angeregt durch die Präzessionsschwankungen – in den mittleren und höheren Breiten der Nordhalbkugel stark wirksam ist, da hier die größten Landmassen konzentriert sind. Auf diesen sind die großen Eismassen entstanden. Darüber hinaus entwässern diese zu einem sehr großen Teil in den Atlantik, so daß hier eine sehr kurzfristige Beeinflussung durch das unterschiedliche Verhalten von Land und Meer zu erwarten ist, zumal auch der Golfstrom als auffällige Meeresströmung direkt davon betroffen ist (Abb.7). Besonders ihm dürfte, wie wir noch sehen werden, eine bedeutende Rolle bei den raschen Klimaänderungen sowie den stabilen Phasen zukommen.

Bei einem Vergleich der Kurven der Sauerstoffisotope von Bohrkernen des Nordatlantiks – gewonnen an benthonischen Foraminiferen, die die Eismenge an Land am besten widerspiegeln – mit den rechnerisch ermittelten Einstrahlungswerten nördlich des 40. Breitengrades ergeben sich deutliche Korrelationen zwischen Eisauf- und -abbau und den jahreszeitlich verschiedenen Werten der eingestrahelten Energie (Abb. 6).

Das dürfte darauf zurückzuführen sein, daß einerseits durch die erwähnten Unterschiede im Energiespeichervermögen, andererseits durch die un-

strahlung im Sommer- einer verminderten im Winterhalbjahr gegenüber.

Diese Konfiguration führt durch hohe Sommertemperaturen zu starken Schmelzvorgängen an Land, wodurch große Mengen von Süßwasser dem Ozean zugeführt werden. Die dadurch stark herabgesetzte Salinität des Oberflächenwassers führt aber dazu, daß der Nordatlantik bis weit nach Süden, besonders im Winterhalbjahr, zufriert. Einerseits fällt er dadurch als Feuchtigkeitsspender weitgehend aus, andererseits verlagert sich aber die Zone des hohen thermalen Gradienten in den mittleren Atlantik (ca. 50° N Breite). Dadurch können die Tiefdruckgebiete die Eisschilde Nordamerikas und Nordeuropas wesentlich weniger mit Niederschlag versorgen. Auch diese starken Süßwasserzuflüsse haben einen starken Einfluß auf die Meeresströmungen.

Darüber hinaus bewirkt aber das dem Ozean zurückgegebene Wasser (es war im Eis gebunden) einen Anstieg des Meeresspiegels und führt zur Überflutung der trocken gefallen Schelfbereiche. Dies führt wieder (besonders am Ende von Eiszeiten) durch Aufschwimmen der am Rand der Kontinente (Norwegen, Neufundland) auf dem Schelf liegenden Eismassen zu starker Eisbergbildung. Diese führen aber durch ihr Schmelzen dem Oberflächenwasser weiteres Süßwasser zu, während sie ihrer Umgebung aber auch die zum Schmelzen nötige Wärme entziehen. Diese Vorgänge verstärken weiter die Bereitschaft zum Zufrieren des Atlantiks. Die Vermischung aller Schmelzwässer mit dem Meerwasser wird noch dazu durch das geringere spezifische Gewicht des Süßwassers und die geringere Angriffsmöglichkeit der Stürme (durch die dämpfende Wirkung der Eisschollen und -berge) verzögert.

Diese zwei einfachen Beispiele von Rückkoppelungsmechanismen sollen aufzeigen, wie komplex die Beeinflussung der Abläufe ist, wenn sie – von den orbitalen Gegebenheiten ausgelöst – einmal begonnen haben und wie sie immer in selbstverstärkender Weise wirksam sind. Erst die Umstellung der orbitalen Beeinflussung bringt dann wieder einen Umschwung, wobei hier an den geologischen Evidenzen (Tiefseesedimente) ablesbar ist, daß es zu ähnlichen Verzögerungen kommt wie bei den Jahreszeiten, wo ja auch die exakte astronomische Periode der klimatischen (besonders Temperatur) vorausseilt.

Ebenso klar ist natürlich auch, daß diese Abläufe in ihrer Stärke und Deutlichkeit schwanken, da durch die Überlagerung der orbitalen Schwankungen diese ja mehr oder weniger wirksam werden, zumal sie ja auch in ihrer Periodizität sehr verschieden sind und auch selbst Intensitätsänderungen unterworfen sind.

Rolle der Meeresströmungen: Eine wesentliche Rolle bei den Abläufen der Klimaänderungen spielen auch die Meeresströmungen, und hier wiederum besonders die in der Tiefsee. So ist aber auch durch die Untersuchungen an den Tiefseesedimenten bekannt, daß der Golfstrom und der Rückstrom des salzreichen Tiefenwassers nach Süden (Abb. 7) während der Eiszeiten in der heutigen Form nicht vorhanden war. Die heutige Verlagerung des stark salzhaltigen Wassers in andere Meeresbecken (Pazifischer, Indischer Ozean) wird durch den Wassertransport als Dampf über die Kontinente (z. B. Europa und Asien durch Westwinde, Mittelamerika durch den Passat) ausgeglichen, damit das Gleichgewicht im Salzgehalt aufrecht bleibt (Abb. 7).

Diese Verbindung der ozeanischen mit der atmosphärischen Zirkulation und ihr Zusammenspiel ist recht empfindlich gegenüber Änderungen der einzelnen Parameter. So würde z. B. eine Verminderung der Verdunstung (z. B.

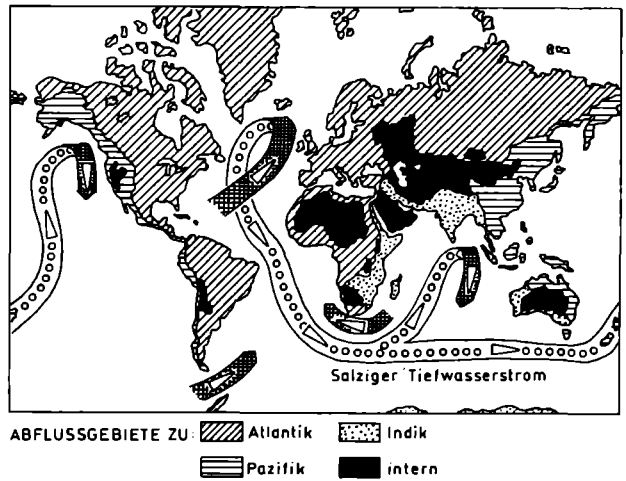


Abb. 7: Die Skizze zeigt die enge Verflechtung des Nordatlantiks und des Golfstroms mit den Landmassen und ihrer Abflußverhältnisse. Der Strom der salzhaltigen Tiefenwässer, die durch das Absinken im Nordatlantik gebildet werden, reicht bis in den Pazifik, wodurch sein Einfluß auf den Energietransport und die Klimaentwicklung zu verstehen ist (nach W. S. Broecker & G. H. Denton, Quat. Science Review, 1990, verändert).

Temperaturabnahme, Treibeisdecke) die Salzanreicherung reduzieren. Dadurch würde aber die Zunahme des spezifischen Gewichtes verringert und die Bildung des Tiefenwassers und damit das Abströmen der Wassermassen unterbunden, wodurch die Strömung zum Erliegen käme. Denselben Effekt kann aber auch die Abnahme der Zufuhr von Meerwasser bei gleichbleibendem Zustrom des Süßwassers von den Kontinenten oder ein plötzlich vermehrtes Angebot an Süßwasser (s. o.) bei sonst gleichbleibenden Bedingungen herbeiführen. Solche Wechsel können naturgemäß in recht kurzer Zeit ablaufen.

Wie aus vielen Daten zu entnehmen ist, erfolgen besonders die Wechsel von glazialen zu interglazialen Verhältnissen sehr rasch, was auf eine Umorganisation dieses Zusammenspiels von Meer und Atmosphäre, wie z.B. des Golfstroms zurückgeführt wird. Diese raschen Umschwünge wären dadurch leichter erklärbar als allein durch den Auf- und Abbau der Eismassen durch die jahreszeitlichen Einstrahlungsunterschiede mit allen Rückkoppelungseffekten (s. o.). Auf der anderen Seite ist die Existenz des Golfstroms mit seinem Transport warmen Wassers in hohe Breiten und der starken Abgabe von Wasserdampf ein wesentlicher Motor für die Ausbildung der Inlandeismassen rund um den Nordatlantik, so daß hier sicher ein Zusammenhang beider Mechanismen besteht.

Dieser Zusammenhang kann durchaus darin bestehen, daß die orbitalen Schwankungen den Süßwassereintrag ins Becken des Nordatlantiks stark beeinflussen. Dadurch, wie wir später an einem Beispiel sehen werden, kann das System auch kurzfristig und plötzlich gestoppt werden. Ebenso sind andere Beeinflussungen der Zirkulation vorstellbar. Um diese zu erfassen, sind wohl noch mehr Untersuchungen zur Fixierung der Änderungen in der Zeit nötig. Viele Fragen zu den gegenseitigen Beeinflussungen sowie Rückkoppelung sind ja erst durch genauere Datierung beantwortbar geworden, beziehungsweise werden es erst werden.

Wie auch immer, das System des Golfstroms scheint der am leichtesten veränderbare Teil des Zusammenspiels Atmosphäre: Ozean zu sein, das auf Änderun-

gen des Wasserdampftransportes durch orbital bedingte Änderungen in den Jahreszeiten reagiert.

Produktivität des Ozeans: Die Änderungen in den Strömungsverhältnissen der Ozeane und der Ausbildung von Tiefenwässern (z. B. Nordatlantik) hat, wie die Untersuchungen der Meeresbodensedimente ergaben, auch Auswirkungen auf die Verteilung der Nährstoffe (Phosphat und Nitrat) und dementsprechend auf die Produktivität der Ozeane. Diese Änderung der Produktivität, wenn auch nur in regionaler Verteilung, wird durch das Aufwallen von kalten, nährstoffreichen Tiefenwässern bewirkt. Dies kann durch Umstellung der Meeresströmungen und auch durch Verstärkung oder Änderung von Luftströmungen ausgelöst werden, die zu regional größeren, oberflächlichen Wasserbewegungen führen, wodurch das Defizit durch Tiefenwasser ausgeglichen wird. Dadurch wird aber die Menge an Karbonat, die in den Ozeanen gebildet wird – und damit der CO_2 -Verbrauch – gesteuert. Ein hoher CO_2 -Verbrauch, nicht nur in den obersten Schichten des Ozeans, bewirkt aber durch Austauschvorgänge sehr rasch eine Abnahme des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre.

Diese Vorgänge sind durch die Messungen des unterschiedlichen Gehaltes der Kohlenstoffisotope $\delta^{13}\text{C}$ (die Photosynthese bewirkt eine Fraktionierung der C-Isotope, wodurch sich eine Verschiebung der Kohlenstoffisotope untereinander ergibt, ausgedrückt durch den δ -Wert) in den Schalen der Mikroorganismen (die als benthonische und planktonische Foraminiferen in bekannten Meerestiefen leben) zu erfassen und ermöglichen die Rekonstruktion der Vorgänge im Ozean und letztlich auch vom CO_2 -Gehalt im Wasser und damit in der Atmosphäre.

Ein Vergleich dieser Werte mit direkt an Eisbohrkernen der Antarktis gemessenen des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre zeigen keine gute Übereinstimmung (Abb. 8a). Ob das an noch nicht ausreichend verstandenen Mechanismen im Ozean oder ungenügend erfaßten Zeitmaßstäben liegt, muß offen bleiben. Es zeigt nur, daß die Zusammenhänge zwischen Produktivität der Ozeane und CO_2 -Gehalt der Atmosphäre wahrscheinlich komplizierter sind als in der oben kurz beschriebenen Theorie und noch andere Einflußgrößen vorhanden sein dürften.

Die Messung des CO_2 -Gehaltes der Paläoatmosphäre im Inlandeis der Antarktis ist dadurch möglich, da auch während der Umwandlung von Schnee zu Eis die Luft, die während der Akkumulation im Schnee eingeschlossen wurde, nicht gänzlich entweicht und in kleinen Luftblasen erhalten bleibt (körniges Gletschereis weist ein Raumgewicht von ca. 0,85 auf). Aus diesen Messungen ist einerseits der CO_2 -Gehalt der Luft direkt zu messen, andererseits kann aus der Verteilung von ^{16}O und ^{18}O in dieser auf die Temperatur geschlossen werden, da diese auch eine Fraktionierung dieser Isotope bewirkt.

Der Vergleich dieser aus dem Eis gewonnenen Kurven zeigt keine absolute Deckung, wie man wohl erwarten würde (Abb. 8b), sondern oft ein deutliches Vorauseilen der Temperaturabnahme vor der des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre, was wohl auch hier auf komplexere Zusammenhänge hinweist.

Offene Fragen: Immer wiederkehrende und durch neue Daten verbesserte Modellierungen der einzelnen hier besprochenen Teilaspekte der Klimasteuerung im Maßstab von Zwischeneiszeiten (Interglazialen), Eiszeiten (Glazialen) und darin enthaltenen größeren Schwankungen (Interstadialen) zeigen auf, daß ein Teilaspekt allein keineswegs ausreicht, die rekonstruierbaren Klimaänderungen auszulösen. So können die großen Eisschilde der Nordhemisphäre durch ihre Albedowirkung zu einer

Abkühlung - aber nicht einer derartigen, wie die rekonstruierten - führen. Ebenso würde ein Fehlen des Energie-transportes durch die Meeresströmungen in die hohen Breiten des Nordatlantiks in dessen Umgebung (E Kanada, Grönland, Europa) eine deutliche Abkühlung bringen, wogegen aber eine Aufheizung in den niedrigen Breiten erfolgen müßte. Um aber eine gleichmäßige globale Abkühlung, wie sie durch die Eisschilde und Gebirgsgletscher angezeigt wird, zu erreichen, ist sicher das ausgleichende Element der Atmosphäre und ihrer Treibhausgase nötig. Aber auch diese würden nach den genaueren Werten auf sich gestellt nur ca. 2 °C an Abkühlung bringen. So schlagen sich die gemessenen ca. 80 ppm CO_2 -Abnahme (~280 ppm im Holozän auf ~200 ppm im letzten Glazial) in diesen Modellierungen mit nur ca. 1,2 °C sowie die gleichlaufende Halbierung des Methangehaltes mit einigen Zehntelgraden Abkühlung nieder.

Mögliche weitere Faktoren: Weitere, hier noch nicht erwähnte Faktoren, wie der höhere Gehalt an Staub in der Atmosphäre, könnten durch Rückstrahlung in der Atmosphäre einen Betrag von 2–3 °C bewirkt haben. Dabei ist es aber keineswegs klar, ob diese weltumspannende Staubbelastung der Atmosphäre, die sich in den Eisbohrkernen von Grönland und der Antarktis genauso findet, wie sie sich in den Lößgebieten der Kontinente niederschlägt, mehr durch die größere Trockenheit oder die höheren Windgeschwindigkeiten der verstärkten und wahrscheinlich auch differenteren Zirkulation (Abb. 9) verursacht wurde. Auch hiebei wäre das Wissen um die genaue zeitliche Stellung dieser Ereignisse sehr wichtig, um ihre Auswirkung abschätzen zu können.

Ebenso unklar, da kaum erfaßbar, ist die Wirkung des Wasserdampfgehaltes und die Wirkung der Wolken (Absorption oder Albedo). So weist auch der vermehrte Gehalt an SO_4 im Eis der Antarktis darauf hin, daß besonders während der kalten Perioden nicht nur ein höherer Austausch zwischen Meer und Atmosphäre existiert hat, sondern auch eine höhere Produktivität in den Ozeanen existierte. Durch Plankton wird bei größerer Produktivität vermehrt Dimethylsulfid in die Atmosphäre abgegeben. Dieses wirkt als zusätzlicher Kondensationskern, wodurch zunehmende Tropfenzahl eine Verstärkung der Wolkenbildung über dem Ozean auslöst, die wieder das Klimageschehen beeinflusst. Die SO_4 -Konzentration in den Eiskernen würde – nach der Umwandlung des Sulfids – die vorangegangene hohe Produktivität widerspiegeln, also eine Antwort auf die klimatische Veränderung sein.

In welcher Form alle diese verschiedenen Vorgänge zusammenwirken, oder voneinander abhängen im Sinne, daß der eine den anderen beeinflusst und somit durch Rückkoppelung Entwicklungen ausgelöst oder verstärkt werden, ist heute noch nicht klar. Manche dieser Effekte sind bekannt, manche in ihrer Einflußgröße, manche auch in ihrem Mechanismus noch nicht ganz verstanden.

Offensichtlich sind aber diese Rückkoppelungsmechanismen derart, daß sie, einmal ausgelöst, in eine Richtung (kühlere oder wärmere Bedingungen) wirksam werden. Am schönsten sieht man das an der raschen Erwärmung am Ende der Eiszeitzyklen, wo offensichtlich alles sehr rasch auf die Erwärmung der Erde hinarbeitet.

Bei der Beschäftigung mit dem Fragenkomplex der eiszeitlichen Klimaschwankungen und ihrer Ursachen und Mechanismen wird man immer wieder an den Ausspruch erinnert, daß man hier ein Puzzle zusammensetzt, bei dem noch einige Steine fehlen und einige der Spielregeln noch nicht genau verstanden worden sind.