Zeitschrift: Schweizer Ingenieur und Architekt

Herausgeber: Verlags-AG der akademischen technischen Vereine

Band: 109 (1991)

Heft: 13

Artikel: Das Klima der Erde: Ursachen, Geschichte und Zusammenhänge. 1. Teil

Autor: Fischer, Gaston / Joss, Jürg

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-85913

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 02.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Das Klima der Erde

Ursachen, Geschichte und Zusammenhänge, 1. Teil

Mit der Darstellung einiger Eigenschaften des Klimas auf der Erde möchten nicht regionale Klimata studiert, sondern globale Gesetze demonstriert werden, um z.B. herauszufinden, was die mittlere Temperatur auf der Erdoberfläche bestimmt, was der Treibhauseffekt ist, welche Mechanismen Eiszeiten auslösen können und was für eine Rolle das Kohlendioxid (CO_2) in der Atmosphäre spielt. Das führt schliesslich dazu, auf die Klimakatastrophe einzugehen, als unausweichliche Folge der heute zu beobachtenden steten Zunahme der Konzentration von Kohlendioxid in der Atmosphäre, die ganz offensichtlich auf menschliche Einwirkungen zurückzuführen ist.

Die Temperatur auf der Erdoberfläche

Die Strahlung der Sonne

Die Sonne ist ein besonderer Stern an unserem Himmel; um ihn dreht sich unser Planet. Wie auf allen Sternen

VON GASTON FISCHER, NEUCHÂTEL, UND JÜRG JOSS, LOCARNO MONTI

(ausgenommen Planeten) findet auch hier eine kontinuierliche, starke Kernfusion statt, wobei Wasserstoffatome verschmelzen. Bei diesem Prozess entsteht Helium, und riesige Energiemengen werden freigesetzt. Die Geschwindigkeit der Kernfusion wird bei jedem Stern durch seine Masse bestimmt. Je grösser die Masse eines Sterns, desto besser kann die Schwerkraft die Wasserstoffatome einander näher bringen und desto schneller verbrennt der Stern. Die Temperatur eines grossen Himmelskörpers ist zwar höher, aber der Brennstoff wird auch schneller aufgebraucht. Die kleineren Sterne sind weniger heiss, dafür brennen sie wesentlich länger.

Unsere Sonne ist ein Stern von mittelgrosser Masse und weist eine Oberflächentemperatur von ungefähr 5500 °C auf, im Zentrum erreicht die Temperatur etwa 15 Millionen Grad. So wird dieser Himmelskörper während etwa 10 Milliarden Jahren brennen können. Dieser Prozess begann, nachdem sich zuerst die Sonne und dann die Planeten vor etwa 5 Milliarden Jahren gebildet hatten; seither erhöhte sich die Helligkeit der Sonne noch leicht von 5200 °C vor 3 bis 4 Milliarden Jahren auf die 5500 °C von heute, und diese regelmässige Verbrennungsphase wird voraussichtlich noch weitere 5 Milliarden Jahre andauern. Die Temperatur der Sonne bestimmt ihre Farbe, oder anders gesagt, das Wellenlängenspektrum der elektromagnetischen Strahlung. Sie wird vor allem in Form von sichtbarem Licht von der Sonne in alle Richtungen des Weltalls ausgesendet. Um eine Ahnung von der Leistung zu geben, welche die Sonne abgibt, vergleichen wir diese mit derjenigen, welche die Erde von ihr empfängt. Dieses Verhältnis ist in einer Distanz von etwa 150 Millionen Kilometer etwa 2,2 Milliarden zu eins. Dabei ist die vom Menschen heute auf der Erde freigesetzte Leistung noch einmal 30 000mal kleiner.

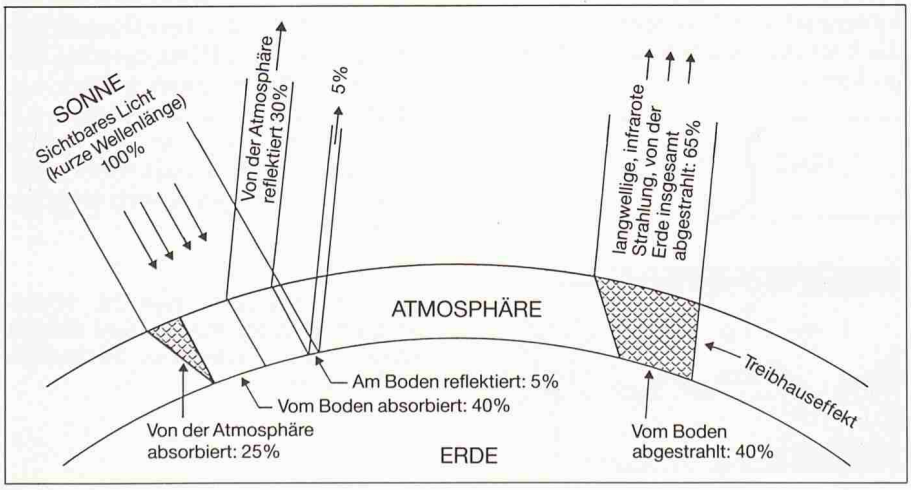

Bild 1. Das energetische Gleichgewicht der Strahlung, welche unser Himmelskörper von der Sonne vor allem im Spektrum des sichtbaren Lichts erhält, und der Wärmestrahlung, welche die Erde im Infrarotbereich ins Weltall zurückstrahlt. 35 Prozent der Sonnenenergie werden im Sichtbaren durch die Atmosphäre direkt ins Weltall zurückreflektiert. Dieses Verhältnis bildet die «mittlere Albedo des Erdplaneten».

Die von der Erde empfangene Einstrahlung

Bei der mittleren Distanz der Erde zur Sonne erhält die Erde von dieser 1367 W je Quadratmeter. Diese Zahl ist keine natürliche Konstante a priori wie zum Beispiel die Zahl $\pi = 3{,}14159...$, trotzdem wird sie *Solarkonstante* genannt. 1367 Watt ist die Leistung, welche auf eine einen Quadratmeter grosse, der Sonne zugewandte Fläche auftrifft, wenn sie auf grosser Höhe über der Troposphäre aufgestellt ist. Aus Bild 1 wird ersichtlich, wie die auf die Erde auftreffende Leistung wieder in den Weltraum zurückgestrahlt wird: 30 Prozent durch die Atmosphäre und die Wolken, 5 Prozent durch die Erdoberfläche. Diesen zurückgestrahlten Prozentsatz von etwa 35 Prozent nennt man *Albedo*. Es ist einleuchtend, dass die Albedo dort am höchsten ist, wo eine Wolkenbedeckung herrscht, oder die Erde von Schnee und Eis bedeckt ist. Bild 1 zeigt auch, dass im Schnitt 25 Prozent der Energie von der Atmosphäre und 40 Prozent vom Boden absorbiert werden.

Da die mittlere Temperatur T auf der Erdoberfläche stabil ist, muss ein Gleichgewicht zwischen der von der Sonne erhaltenen und der von der Erde ihrerseits ausgestrahlten Leistung ins Weltall bestehen. Aus dieser Beziehung können wir ganz grob die mittlere Temperatur der Erdoberfläche berechnen und erhalten dafür einen globalen Mittelwert von

$$T = -23 \pm 5\,°C.$$

Diese Temperatur ist, glücklicherweise für uns, um mindestens dreissig Grad zu kalt. Den Hauptgrund dafür finden wir im Treibhauseffekt, von dem wir weiter unten noch sprechen werden. Wir haben aber noch andere wichtige Faktoren vernachlässigt, die einen geringeren Einfluss auf den errechneten mittleren Wert haben. So heizt die Sonne jeweils nur eine Hemisphäre, und diese erhält am Äquator wesentlich mehr Wärme als an den Polen. Im Ge-

gensatz dazu strahlt die gesamte Erdkugel ständig ins Weltall hinaus, selbst vom nicht beleuchteten Teil, wo Nacht herrscht.

Der Treibhauseffekt

Auf der Erde herrscht heute eine mittlere, globale Temperatur von 13 °C, d.h. 36 ± 5 Grad wärmer als die oben berechneten −23 ± 5 °C. Dieser Unterschied ist dem Treibhauseffekt zuzuschreiben. Wir müssen allerdings darauf hinweisen, dass ein Glashaus, wie wir es in Gärtnereien kennen, noch eine zweite, ebenso wichtige Funktion hat: Es hält den Wind von den Pflanzen fern, was in der Atmosphäre nicht der Fall ist. Der atmosphärische Treibhauseffekt stimmt also nur teilweise mit der Wirkung des Glashauses überein.

Gemäss dem Plankschen Strahlungsgesetz gibt die Sonne den Hauptanteil ihrer Strahlung bei ihrer hohen Temperatur vorwiegend im sichtbaren elektromagnetischen Wellenbereich ab. In diesem Bereich ist die Erdatmosphäre teilweise durchlässig. Heute weiss man, dass die Atmosphäre wegen der Sonnenenergie auf diesem Wellenlängenbereich durchlässig geworden ist, indem diese Energie den chemischen Zerfallsprozess der wichtigsten Bestandteile der Atmosphäre gefördert hat (Kohlendioxid CO_2, Ammoniak NH_3 und Methan CH_4, siehe Bild 2), ja sogar ihre Elimination bewirkt hat: Bindung des Kohlenstoffs in Kalksedimenten und Kombination von Sauer- und Wasserstoff zu Wasser H_2O. Übrig geblieben sind vorwiegend Stickstoff N_2 (etwa 78 Prozent), Sauerstoff (21 Prozent) und Spurengase. Zudem haben sich die Augen des Menschen und der Tiere so entwickelt, dass sie die vorherrschende Sonnenstrahlung optimal wahrnehmen können.

Wie wir in Bild 1 angegeben haben, wird die Sonnenstrahlung zum Teil durch die unteren Schichten der Atmosphäre und zum Teil durch den Boden aufgenommen. Beide weisen wesentlich tiefere Temperaturen als die Sonne auf. Die ausgestrahlte Energie entspricht dieser tiefen Temperatur und wird hauptsächlich im Infraroten abgestrahlt, das eine elektromagnetische Wellenlänge aufweist, die zwanzigmal länger ist als jene der Sonne. Für diese grossen Wellenlängen ist die Atmosphäre teilweise undurchlässig. Die vom Boden und von der Luft ausgehende infrarote Strahlung wird von den tieferen Schichten der Atmosphäre wieder absorbiert und immer wieder neu ausgestrahlt. So bilden die tieferen Schichten der Atmosphäre eine Art thermische Decke. Die langwellige infrarote Energie wird allerdings durch Strahlung und Konvektion trotzdem nach

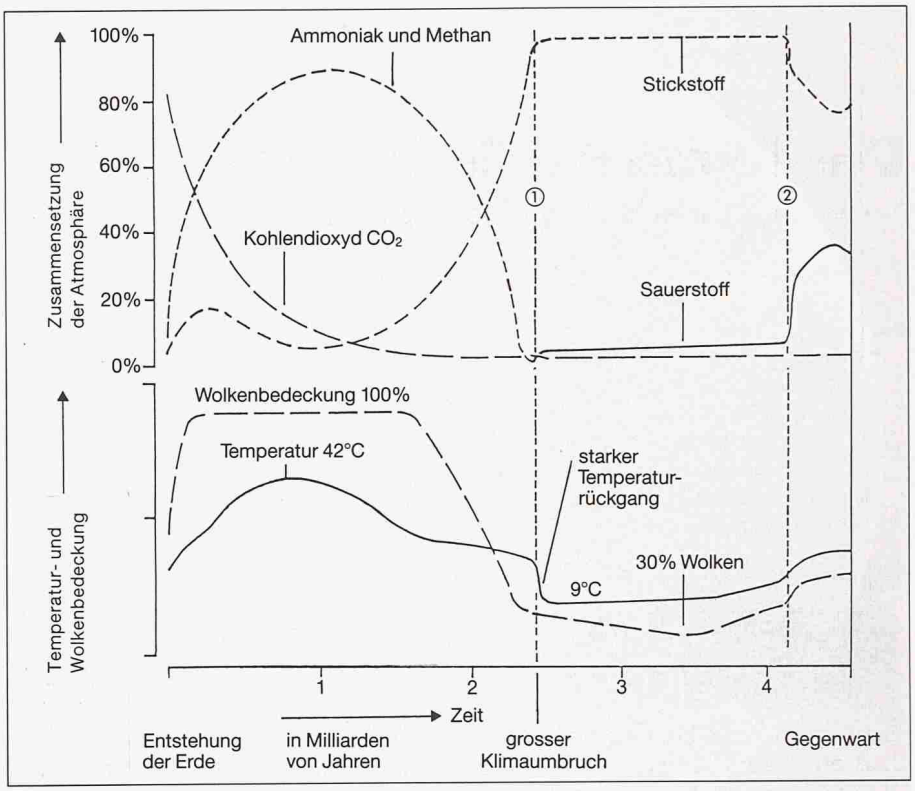

Bild 2. Die ungefähre Entwicklung der Erdatmosphäre seit der Entstehung des Planeten bis heute. Nach 2,4 Jahrmilliarden wurde die Atmosphäre oxidierend und die Vegetation konnte das Meer verlassen. Aber erst nach 4 Jahrmilliarden genügte der Sauerstoffanteil, um in der Höhe eine Ozonschicht entstehen zu lassen, welche die ultravioletten Strahlen zurückhielt. Von diesem Moment an konnten die Tiere die Ozeane verlassen und das Festland besiedeln. (Angepasst nach einer Grafik von M.H. Hart [1]).

und nach in die Höhe transportiert. Erst in grossen Höhen, wo die Atmosphäre dünn ist, können die von der Erde ausgestrahlten Infrarotstrahlen ins Weltall gelangen. Damit ist das in Bild 1 dargestellte thermische Gleichgewicht wieder hergestellt. Diese Schicht hat die von uns errechnete mittlere Temperatur von −23 °C und befindet sich in ungefähr 6000 m Höhe.

Die Atmosphäre ist für die Infrarotstrahlung nicht wegen der teilweise reinen Luft undurchlässig, die aus Sauerstoff- (O_2) und aus Stickstoffmolekülen (N_2) besteht, vielmehr sind kleinste Mengen verschiedenster Gase dafür verantwortlich (man spricht oft von Spurengasen). Es handelt sich vor allem um Wasserdampf H_2O, CO_2, NH_3, CH_4, Ozon O_3, verschiedenen Stickoxiden NO_x, Schwefeloxid SO_2 und um FCKW (Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoff), das zum Beispiel für Kühlschränke und als Treibgas verwendet wird). Einige dieser Gase hat erst die moderne Zivilisation in Umlauf gebracht, andere haben einen natürlichen Ursprung, zum Beispiel im Vulkanismus. In grossen Höhen gibt es z.B. Ozon natürlichen Ursprungs, dieses hat aber nichts mit dem in Erdnähe produzierten, heute vieldiskutierten Ozon der tieferen Schichten zu tun. Andere dieser Gase spielen eine Rolle für die Atmung der Pflanzen und der Tiere. Viele haben die Fähigkeit, die Infrarotstrahlung zu absorbieren und sie wiederum neu auszusenden. Die von der Erdoberfläche und den niedrigen Schichten der Atmosphäre ausgehenden Strahlen werden somit mehrfach gestreut und in langwellige Strahlung umgewandelt. Luft kühlt sich durch abnehmenden Druck in der Höhe ab, zusammen mit der Konvektion (Auf- und Abwinde) ergibt sich mit zunehmender Höhe eine Temperaturabnahme, welche durch die oben beschriebenen Strahlungsvorgänge noch unterstützt wird.

Bei völlig trockener Luft würde der aus dem vorangehend resultierende Temperaturgradient ca 9 °C/km betragen. Die Atmosphäre der Erde enthält aber auch Luftfeuchtigkeit, die ihre latente Wärme bei Kondensation abgibt. Dadurch reduziert sich der mittlere Temperaturgradient auf etwa 6,5 °C/km. Als Folge dieses Gradienten von 6,5 °C/km finden wir in etwa 6000 m Höhe jene Temperatur, die wir als Mittelwert für die ganze Erdoberfläche ohne Treibhauseffekt hätten.

Quantität und Qualität der erhaltenen Sonnenenergie

Die Temperatur auf der Erdoberfläche ist also abhängig von einem Gleichge-

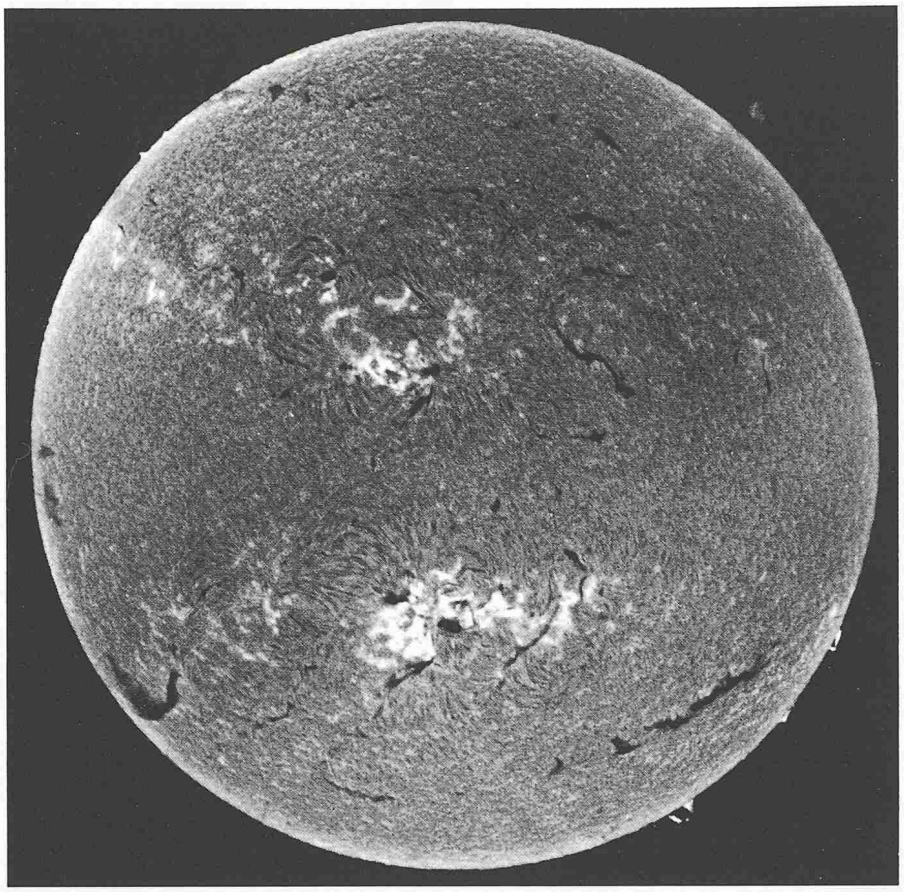

Bild 3. Dieses Bild der Sonne wurde am 1. Juli 1988 für die National Oceanic and Atmospheric Administration aufgenommen. (Quelle: The Scientific American, September 1988, S. 18). Siehe auch Anhang I (Kasten).

Anhang 1

Sonnenaufnahme

Auf Bild 3 erkennt man schwarze Sonnenflecken und weisse Eruptionen. Die Flecken sind Regionen, wo die Temperatur deutlich tiefer ist als in deren Umgebung. Obwohl man noch nicht versteht, wie solche schwarze Flecken entstehen, hat man nachweisen können, dass in diesen Zonen eine intensive magnetische Aktivität die Strahlung blockiert. Die Eruptionen erscheinen wahrscheinlich in Regionen, wo die unter den Sonnenflecken festgehaltene Energie plötzlich hervortritt. Die Flecken treten immer mindestens zu zweit, als umgekehrtes magnetisches Polaritätspaar, auf, und die Eruptionen finden im allgemeinen in der Nachbarschaft der Flecken statt. Während die Flecken einige Tage oder sogar Wochen stabil bleiben, dauern die Eruptionen einige wenige, höchstens zehn bis zwanzig Minuten.

Bei der Beobachtung der Sonnenflecken auf den verschiedenen Breitengraden der sichtbaren Hälfte hat man festgestellt, dass die Achsendrehung der Sonne nicht gleichmässig ist: Beim Äquator, der nahe der elliptischen Umlaufbahn der Erde um die Sonne ist, benötigt eine Umdrehung 25 Erdtage, während sie nahe den beiden Polen beinahe 37 Erdtage dauert. So dreht sich die Gaskugel der Sonne am Äquator schneller als an den Polen.

Die Anzahl der Flecken fluktuiert nach dem gut bekannten Zyklus von elf Jahren und ist ein Mass für die Aktivität der Sonne. Man hat festgestellt, dass dieser Himmelskörper im Schnitt heisser und instabiler ist, wenn er viele Flecken hat, obwohl diese Flecken kühlere Regionen anzeigen. Das bedeutet, dass die Temperaturen ausserhalb dieser Flecken höher sind als während den Zeiten mit schwacher Aktivität. Obwohl die Anzahl der Flecken in Zeitabschnitten von elf Jahren fluktuiert, beträgt der Sonnenzyklus zweiundzwanzig Jahre, denn im Mittel alle elf Jahre gibt es eine Umkehrung in der Polarität der komplexen magnetischen Struktur der Sonne.

wicht zwischen der empfangenen Sonnenenergie einerseits und der ins Weltall wieder abgegebenen Energie andererseits. Man könnte also daraus schliessen, dass es nur eine genügend starke Energiequelle braucht, damit sich Leben entwickeln und erhalten kann. Dabei würde man gewisse wichtige qualitative Eigenschaften der Energie vernachlässigen. Die Sonne spendet uns eine qualitativ hochstehende Energie mit einer Temperatur von 5500 °C (oder 5800 °K, d.h. absolute Wärmegrade), mit einer mittleren Wellenlänge von 0,5 µm. Die Energie, welche die Erde ausstrahlt, hat nur eine Temperatur von 13 °C (286 °K)und damit eine grosse Wellenlänge von 10 µm. Das Leben auf der Erde kann sich nur dank dem grossen qualitativen Gradienten entwickeln, der zwischen erhaltener und umgewandelter Energie besteht. Quantitativ gesehen, gibt die Erde soviel Energie ab, wie sie erhält, aber von minderer Qualität. Dieser qualitative Gradient ist wesentlich für die Erhaltung allen Lebens auf der Erde.

Anstatt von der Qualität der Energie hätten wir ebensogut von Entropie sprechen können. Jeder Lebensprozess produziert Entropie. Dies bedeutet, dass hochwertige in minderwertige Energie verwandelt wird. In jedem Lebensprozess muss ständig hochwertige Energie zugeführt werden, wie sie uns eben die Sonne spendet. Sie wird in minderwertige Energie umgewandelt und vom System wieder abgegeben.

Damit sich Leben entwickeln kann, braucht es aber nicht nur diesen qualitativen Gradienten, sondern auch einen Ort und ein Medium, das die Energie vorübergehend speichern kann und zudem in der Lage ist, die anderen notwendigen Bedingungen für die Entwicklung des Lebens zu bieten. Für diesen Zweck ist die Erdoberfläche ein idealer Ort, denn sie bietet alle lebensnotwendigen Elemente für die Biosphäre. Dabei spielt die Atmosphäre eine wesentliche Rolle. Man vergisst aber im allgemeinen, dass die Atmosphäre nur einen sehr kleinen Teil der Gesamtmasse des Erdballs ausmacht (ungefähr ein Millionstel) und dass sie eines der verletzbarsten Elemente unserer Umwelt ist. Wir sind aber leider im Begriff, diese nur wenige Kilometer dicke Schicht unseres Raumfahrzeugs durch Verschmutzungen aller Art zu zerstören, insbesondere durch zahlreiche unnötige Verbrennungsprozesse. Wir verbrennen unsere Abfälle und glauben, sie damit loszuwerden, dabei verteilen wir sie nur auf dem ganzen Erdball, entziehen der Atmosphäre den lebensnotwendigen Sauerstoff und erhöhen den bereits gefährlich hohen Anteil an Kohlendioxid in der Atmosphäre.

Vorübergehende Stabilität des Erdklimas

Fassen wir die Parameter zusammen, welche die mittlere Temperatur auf der Erdoberfläche bestimmen: Die Sonneneinstrahlung, beeinflusst durch die Temperatur der Sonne, deren Distanz zur Erde und die Zusammensetzung der Atmosphäre. Keiner dieser Parameter ist a priori konstant. Was können wir heute dazu sagen?

Man kennt die Entwicklung der Sonne nur unvollständig, aber man glaubt, dass dieser Stern seit mindestens 700

Anhang II

Das Polarlicht

Das Polarlicht (Bild 4) ist eines der spektakulärsten Phänomene der Wechselwirkung zwischen Sonne und Erde. Es handelt sich um ein Zusammenspiel zwischen geladenen Partikeln aus dem Sonnenwind und dem Magnetfeld der Erde. Die Sonne schickt uns nicht nur Strahlung, d.h. elektromagnetische Felder, sondern auch den Sonnenwind, bestehend aus Atomteilchen, wovon ein Teil geladen ist (zum Beispiel Elektronen und Protonen) und andere neutral sind (zum Beispiel Neutronen). Während die Lichtstrahlung der Sonnenintensität sehr stabil ist, kann die Kraft des Sonnenwindes sehr stark variieren und charakterisiert die sogenannte Sonnenaktivität. Die Polarlichter sind dann häufig, wenn die Sonnenaktivität hoch ist, und man sieht sie fast immer in der Nähe der magnetischen Pole der Erde. Befindet sich die Sonne in einer Phase grosser Aktivität, dann wird der Wind nicht nur heftig, sondern auch unregelmässig und turbulent.

Das Magnetfeld der Erde leitet die geladenen Partikel des Sonnenwindes ab. In den Polargegenden ist das Magnetfeld stärker und seine Struktur so beschaffen, dass es die Partikel eher gefangennimmt und sie auf die Erdoberfläche hin kanalisiert. Wenn nun diese Partikel in die obersten Schichten der Atmosphäre eindringen, ionisieren sie und lassen das atmosphärische Gas durch Mechanismen aufleuchten, die sich mit denen vergleichen lassen, die das Licht in einer Neonlampe entstehen lassen. Die schnellen Änderungen des Polarlichtes sind die Folgen von Sonnenwindturbulenzen.

Bild 4. Polarlicht. (Quelle: J. Clairemidi, Observatoire de Besançon, 1981). Siehe auch Anhang II (Kasten).

Millionen Jahren stabil geblieben oder höchstens um einige Dutzend Grade wärmer geworden ist. In einem kürzeren Zeitrahmen von einigen Jahrzehnten oder Jahrhunderten kann uns der Vergleich von zwei Datierungsmethoden Aufschluss geben, in welchem Umfang die erhaltene Sonnenenergie schwankt. Die erste Methode ist die Dendrochronologie (Jahresringforschung), und die zweite ist die Datierung mit dem Radiocarbon (eine moderne Datiermethode, basierend auf dem radioaktiven Isotop Kohlenstoff der Atommasse 14, gegenüber 12 des normalen Kohlenstoffs): Diese Abweichungen dürften sich in der Grössenordnung von ein bis zwei Prozent bewegen, was im Falle einer Reduktion einen Rückgang der mittleren, globalen Temperatur von der Grössenordnung von einem Grad zur Folge hätte, wie zum Beispiel während den kleinen Eiszeiten der letzten Jahrhunderte. Damit sind aber die grossen Eiszeiten noch nicht erklärt, auf die wir in einem nächsten Kapitel eingehen werden.

Im Rahmen kurzer Zeitabschnitte gibt es die elf und zweiundzwanzig Jahre dauernden Aktivitätszyklen der Sonnenflecken, wobei einzelne Flecken nur einige Wochen überleben. Messungen mittels Instrumenten zur Bestimmung der Sonnenbestrahlung (Solarimeter) auf Erdumlaufbahnen, haben ergeben, dass die Sonnenkonstante über diese kurzen Zeiten um einige Promille variert. Daraus ergeben sich Temperaturschwankungen von einem oder zwei Zehntelgrad. Der mittlere Abstand zwischen Erde und Sonne darf als äusserst konstant angesehen werden, doch davon mehr im nächsten Kapitel.

Im Laufe der Erdgeschichte hat sich die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre stark verändert, wie wir das Bild 2 entnehmen können. Es scheint, dass der Sauerstoff erst 2,4 Milliarden Jahre nach Entstehung der Erde entstanden ist (siehe die erste Unterteilung in Bild 2). Ein grösserer Sauerstoffgehalt, wie wir ihn heute kennen, hat sich jedoch erst vor einigen hundert Millionen Jahren eingestellt (Unterteilung 2 in Bild 2). Wir können also wenigstens für diese letzte Periode festhalten, dass das mittlere Globalklima trotz der Eiszeiten ziemlich stabil war.

Die Eiszeiten des Erdklimas

Die astronomische Theorie von Milankovitsch

Mit zahlreichen Theorien wurde versucht, die Eiszeiten zu erklären. Heute neigt man mehrheitlich dazu, dem Astronomen *Miljutin Milankovitsch* zuzustimmen, der von 1920 bis 1938 an dieser Fragestellung gearbeitet hat. Diese Theorie bezieht sich auf die Parameter der Erdumlaufbahn um die Sonne und stellt einen Zusammenhang dieser Parameter mit den zehn Eiszeiten im letzten Jahrmillion her. Man hat festgestellt, dass der Übergang von einer Zwischeneiszeit zu einer Eiszeit etwa zehntausend Jahre dauert, der umgekehrte Übergang aber nur zweitausend Jahre. Zurzeit befindet sich die Erde in einer Zwischeneiszeit. Die letzte grosse Eiszeit, Würm genannt, endete vor zehn- bis zwölftausend Jahren.

Die Theorie von Milankovitsch untersucht, welche Auswirkungen eine Veränderung der Parameter der Erdumlaufbahn auf die mittlere Sonnenbestrahlung der beiden Hemisphären mit sich bringt. An dieser Stelle interessieren wir uns nur für die wichtigsten Abweichungen. In bezug auf die Erdumlaufbahn haben drei Parameter einen grossen Einfluss auf die Sonneneinstrahlung. Der erste Parameter I ist die Neigung der Erdachse zur Erdbahn, die zurzeit $I = 23{,}5°$ beträgt.

Der zweite Parameter e ist die Exzentrizität der Erdbahn, die heute $e = 0{,}017$ beträgt.

Der dritte Parameter ist das Vorrücken der Tagundnachtgleichen. In den folgenden Abschnitten wollen wir diese drei Begriffe erklären.

Die Neigung der Erdachse

Die Erdbahnebene um die Sonne nennt man Ekliptik (Bild 5). Die Erde dreht sich aber nicht nur jährlich um die Sonne, sie dreht sich auch täglich um sich selbst, und zwar um eine Achse, die in Bezug zur Vertikalen der ekliptischen Bahn geneigt ist. Bekanntlich verursacht die Erdumdrehung den Wechsel

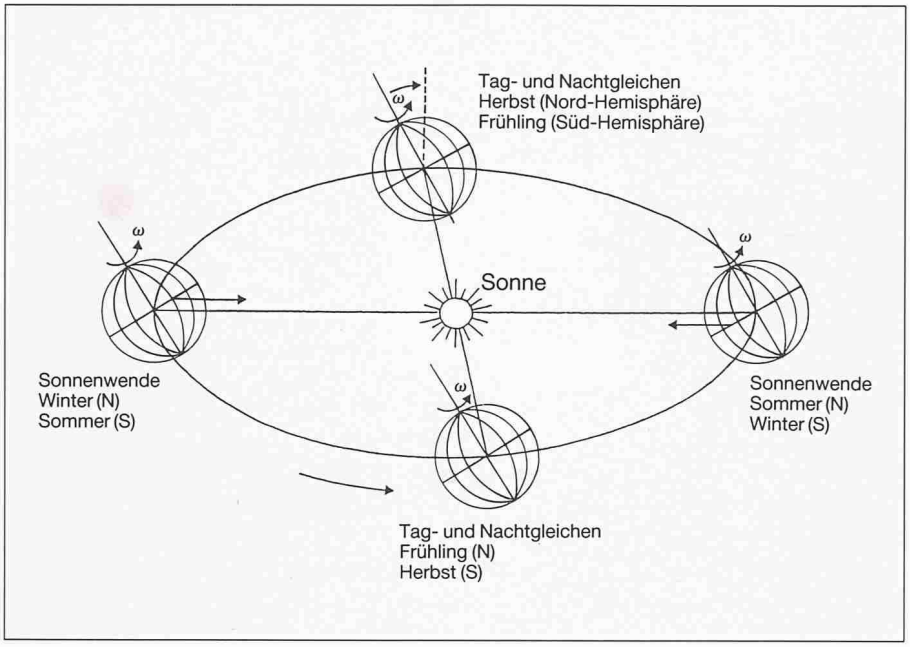

Bild 5. Bahn der Erde um die Sonne in der Ebene der Ekliptik. Die Erde dreht sich einmal pro Tag um eine Achse, die zur Ebene der Ekliptik schräg steht und einmal pro Jahr um die Sonne. Die Drehung um sich selbst verursacht den Wechsel zwischen Tag und Nacht. Die Schrägstellung der Rotationsachse, zusammen mit der Erdumlaufbahn, verursachten die Jahreszeiten.

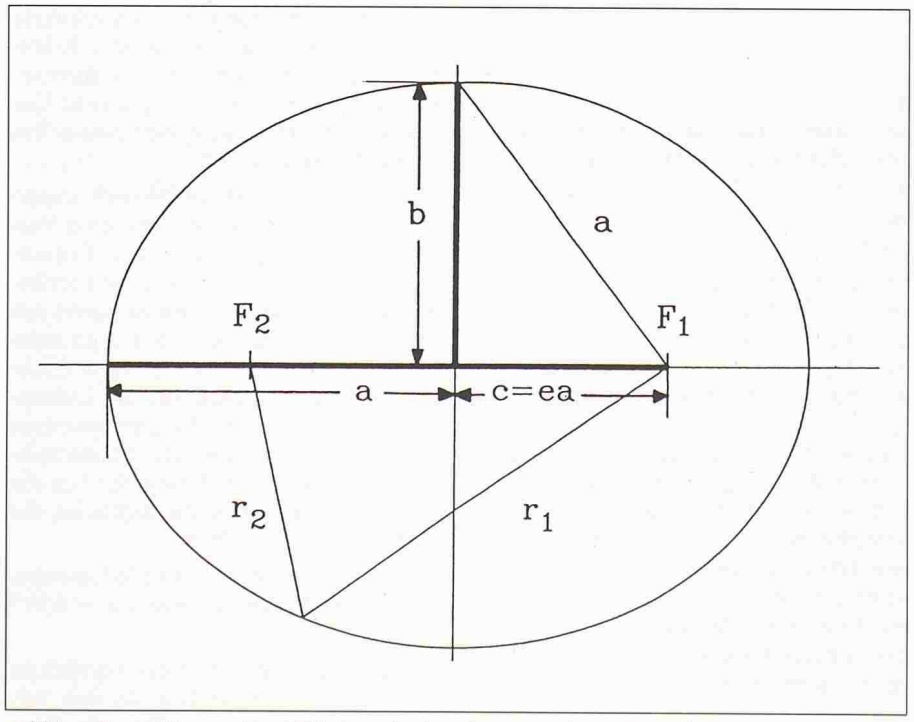

Bild 6. Darstellung einer Ellipse mit den Brennpunkten F_1 und F_2. Die Symmetrieachsen a und b sowie die Brennpunktdistanz c sind mit dicken Strichen gekennzeichnet. Die Haupteigenschaft der Ellipsen ist, dass die Summe der beiden Brennstrahlen $r_1 + r_2 = 2\,a$ ist. Daraus ergibt sich, dass die Exzentrizität oder Elliptizität $e = c/a = \sqrt{(a^2-b^2)/a^2}$. Obwohl die Erde fast auf eine Kreisbahn durchläuft, ändert sich ihre Distanz von der Sonne merklich. So beträgt die grösste Exzentrizität der Erdumlaufbahn $e = 0{,}061$, das Verhältnis b/a zwischen grosser und kleiner Ellipsenachse bleibt aber dabei beinahe bei eins: $b/a = \sqrt{1-e^2} = 0{,}998$. Das heisst, dass die kleine Ellipsenachse nur um 2 Promille kürzer ist als die grosse Achse; die Entfernung der beiden Brennpunkte vom Zentrum beträgt dagegen 6,1 Prozent vom grösseren Halbmesser der Ellipse! In bezug auf die Erdumlaufbahn befindet sich die Sonne in einem der beiden Brennpunkte F_1 oder F_2.

von Tag und Nacht, während die Neigung der Erdachse die Ursache für die wechselnden Jahreszeiten ist. Diese Tatsachen veranschaulicht Bild 5.

Diese Neigung der Erdachse ist aber nicht konstant. In Folge der Wechselwirkung der verschiedenen Anziehungskräfte variiert er zwischen etwa 22,2 und 24,5°, und zwar in Zeitabschnitten von 41 000 Jahren. Wesentliche Anziehungskräfte wirken zwischen der Erde einerseits und dem Mond, der Sonne und den Planeten anderseits, insbesondere ist hier Jupiter zu erwähnen, der nächste und grösste der äusseren Planeten. Wird dieser Neigungswinkel grösser, dann erhöht sich natürlich der Temperaturunterschied zwischen Sommer und Winter. Umgekehrt vermindert sich der Jahreszeitenkontrast, so wollen wir dieses Phänomen nennen, wenn sich dieser Neigungswinkel verkleinert.

Wichtig für uns ist nun, dass die Änderung der Erdachsneigung den Jahreszeitenkontrast verändern kann, und zwar in Zeitabschnitten von etwa 41 000 Jahren.

Die elliptische Erdumlaufbahn

Die Erde beschreibt eine elliptische Umlaufbahn um die Sonne, wobei sich diese in einem der beiden Brennpunkte befindet (Bild 6). Wir erörtern im folgenden die Auswirkungen dieser elliptischen Bahn und betrachten später die Folgen einer unvollkommenen Elliptizität.

Wenn wir in Bild 6 die elliptische Bahn der Erde verfolgen, so finden wir, dass sich die Erde zunächst von der Sonne entfernt, um sich ihr dann wieder zu nähern. Diese jährlich wiederkehrenden Abweichungen der Entfernung zwischen der Erde und der Sonne verursachen wie die Neigung der Erdachse geringe jahreszeitliche Unterschiede. Der wesentliche Unterschied dabei ist, dass diese Entfernungsvariationen im Unterschied zur Erdachsneigung (Bild 5) simultan auf die Nord- wie die Südhälfte wirken. Es ist interessant zu beobachten, wie diese beiden Phänomene zusammenwirken.

Heute ist die elliptische Umlaufbahn der Erde so, dass die Erde etwa am 4. Januar der Sonne am nächsten steht und am 6. Juli am weitesten von ihr entfernt ist. Der 4. Januar liegt aber auf der nördlichen Halbkugel gerade in der kältesten Jahreszeit. Zu diesem Zeitpunkt befinden wir uns der Sonne am nächsten. Am 6. Juli, wenn wir der Sonne am weitesten entfernt sind, befinden wir uns im Hochsommer. So kommt es, dass die Auswirkungen der Erdachsneigung und der elliptischen Erdbahn sich

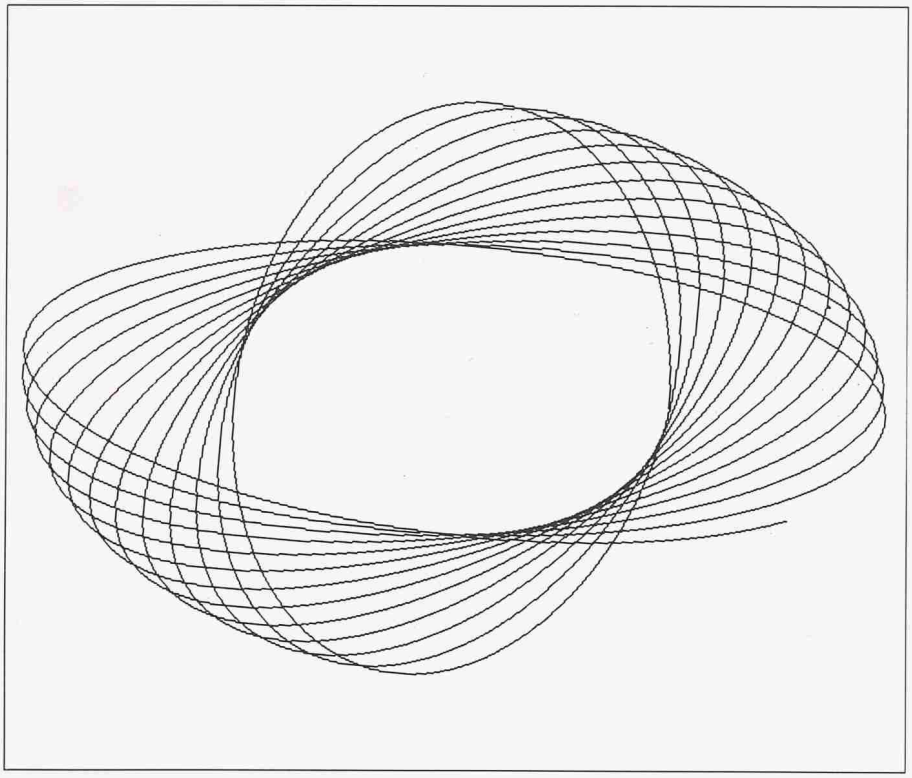

Bild 7. Die Umlaufbahn der Erde wie aller Planeten und Satelliten ist keine vollkommene Ellipse. Sie ist es immer nur annähernd, wobei Ausrichtung und Form der Ellipse sich im Laufe der Zeit ändern, so dass eine Rosette beschrieben wird, wie es in diesem Bild übertrieben dargestellt ist.

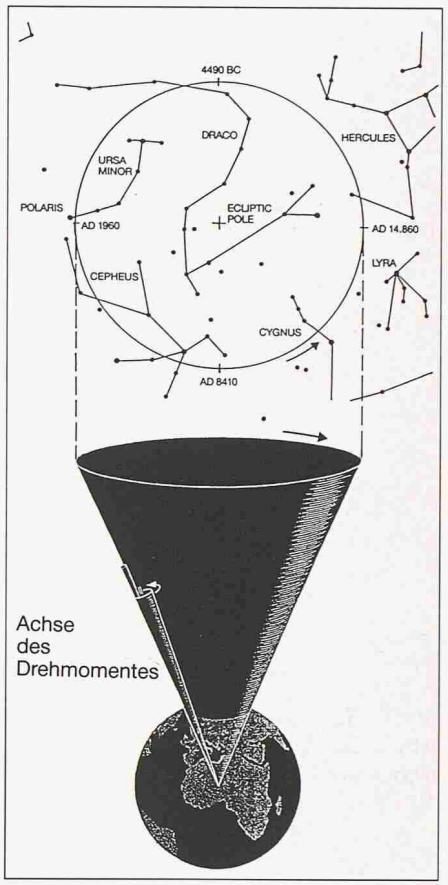

Bild 8. Das Vorrücken der Nachtgleichen ist eine Richtungsänderung der Drehachse der Erde. Heute richtet sich diese Achse ungefähr auf den Polarstern im kleinen Bären. Viertausend Jahre alte griechische Darstellungen geben als Achsrichtung einen Punkt im Sternbild Drachen an. In etwa 12 000 Jahren wird die Achse sich auf Wega im Sternbild der Leier richten (Lyra).

auf der Nordhalbkugel tendenziell abschwächen. Auf der südlichen Halbkugel hingegen verstärken sie sich.

Die elliptische Erdumlaufbahn ist jedoch wegen des Zusammenspiels der Anziehungskräfte der näher gelegenen Himmelskörper nicht konstant; sie kennt zwei Arten von Abweichungen. Erstens einmal ist die Ellipse nicht ganz geschlossen, so dass die Laufbahnenfolge eine Art Rosette beschreibt, etwa so, wie in Bild 7 dargestellt; man könnte auch sagen, dass sich die Ellipse fortschreitend wendet. Dann kommt hinzu, dass die elliptische Form der Erdbahn sich ebenfalls ändert. Die Periodizität dieser beiden Phänomene ist die gleiche und beträgt etwa 100 000 Jahre. Im Laufe dieser langen Periode schwankt die Elliptizität, oder Exzentrizität e, zwischen einem sehr schwachen Wert von 0,0005 und einem relativ hohen Wert von 0,061.

Um die Bedeutung dieser Abweichung richtig einzuschätzen, kann man das Distanzverhältnis zwischen der Erdnähe (Perigäum) und der Erdferne (Apogäum) berechnen, die gemäss Bild 6

$(1 - e)/(1 + e)$

beträgt.

Für die beiden extremsten Exzentrizitäten gelten Werte von 0,999 und 0,885. Diese Differenz hat um so grössere Konsequenzen, als für das Verhältnis zwischen minimaler und maximaler Sonneneinstrahlung als Folge der beiden Exzentrizitäten die Quadratwerte der beiden Distanzverhältnisse massgebend sind (0,998 und 0,783). Trotz dieser bei maximaler Exzentrizität grossen Unterschiede von über 20 Prozent zwischen maximaler und minimaler Sonneneinstrahlung im Verlaufe des Jahres hängt die durchschnittliche Sonneneinstrahlung der Erde, gemittelt über das ganze Jahr, nur unwesentlich von der Exzentrizität ab.

Die regelmässigen Variationen der elliptischen Laufbahn mit einer Periodizität von 100 000 Jahren überlagern sich den Schwankungen des Jahreszeitenkontrastes, der durch Änderungen des Neigungswinkels der Erdachse mit einer Periodizität von 41 000 Jahren verursacht ist. Der mittlere Abstand zwischen Erde und Sonne darf dagegen als äusserst konstant angesehen werden.

Die Präzession (das Vorrücken) der Tagundnachtgleichen

Auf den ersten Blick hat die Erdachse eine feste Richtung im Weltall. Im Norden zeigt die Erdachse heute ziemlich genau auf den Polarstern. In Wirklichkeit zeigt sie aber keineswegs immer in die gleiche Richtung.

Damit wir das Phänomen des Vorrükkens der Nachtgleichen verstehen, möchten wir hier das Beispiel des Kreisels anführen. Wie wir alle wissen, fällt der Kreisel, wenn er sich nicht mehr dreht, wegen der Schwerkraft sofort auf die Seite. Wenn wir nun aber den Kreisel genügend stark in Drehbewegung setzen, dann kann er sich trotz der Schwerkraft aufrecht in der Vertikalen halten. Durch die Reibung am Boden (beim Aufsatzpunkt) und in der ihn umgebenden Luft verlangsamt der Kreisel seine Drehung und beginnt zu schlingern, er fällt aber noch nicht sogleich, solange er sich immer noch genügend rasch dreht! Vor dem Umfallen lässt die Schwerkraft die Rotationsachse des Kreisels schwanken. Diese beschreibt einen Kegel (Präzessions-Kegel), dessen Öffnungswinkel um so grösser wird, je langsamer der Kreisel sich dreht. Sobald der Kreisel die Drehbewegung aufgibt, fällt er schliesslich doch um. Dieses Verharrungsvermögen des Kreisels in der einen Richtung ist eine wichtige Eigenschaft des Gyroskops, das zum Beispiel auf Schiffen und in Flugzeugen verwendet wird, um

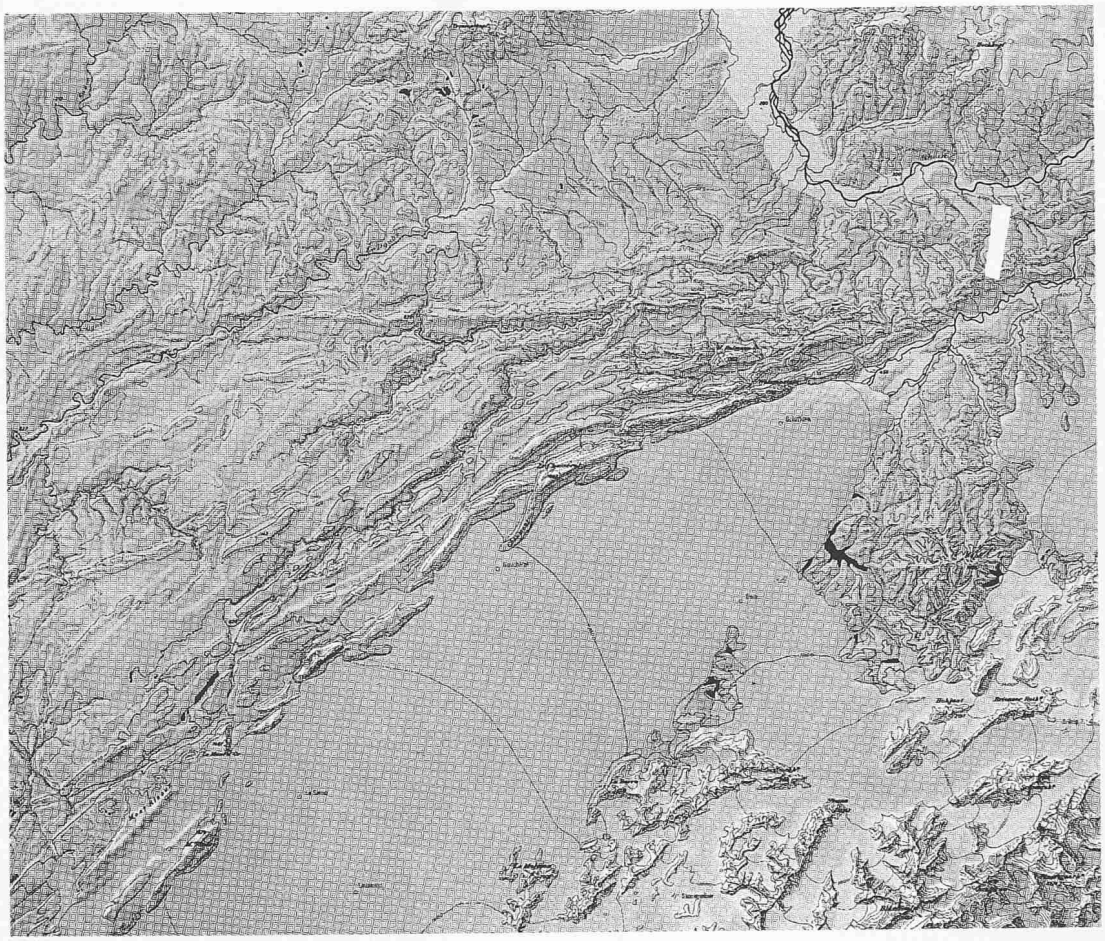

Bild 9. Ein Kartenausschnitt der letzten Eiszeit Würm. (Quelle: Schweizer Atlas)

Messtische in der Horizontallage zu stabilisieren.

Die Erde dreht sich um ihre eigene Achse und ist damit auch ein Kreisel, wobei die dabei entstehenden Zentrifugalkräfte die Erde deformieren, und zwar so, dass sie von der Kugelform abweicht. Sie ist eher ein Rotationsellipsoid, in der Mitte etwas aufgeblasen und an den Drehpolen etwas abgeplattet. Der Durchmesser am Äquator misst 12 756 km und übertrifft damit den Durchmesser zwischen den Polen um 42,8 km.

Wegen dieser abgeplatteten Form üben Sonne und Mond, die sich beide ungefähr in der Ekliptik befinden, Schwerkräfte auf die Erde aus, die ein Drehmoment erzeugen. Würde sich die Erde nicht drehen, dann wäre die Polarachse längstens senkrecht zu den Schwerkräften. Am Beispiel des Spielzeugs würde der Kreisel am Boden liegen. Für die Erde hingegen bedeutet dies, dass ihre Achse, die heute gegenüber der Vertikalen auf die Ekliptik um 23,5° geneigt ist, aufgerichtet wird, womit sich dieser Winkel reduzieren würde. Nun dreht sich die Erde aber um die eigene Achse, und anstatt sich aufzurichten, bewegt sich ihre Drehachse und beschreibt einen Kegel, so wie das Bild 8 zeigt. Der Öffnungswinkel dieses Kegels beträgt das Doppelte des Neigungswinkels der Erdachse von 23,5 °. Da die Erde sich mit ihrer Atmosphäre im Leeren dreht, gibt es keine bremsende Reibung (wir vernachlässigen hier einige Phänomene wie die Flut- und Ebbe-Bewegung, welche die Erdumdrehungsgeschwindigkeit kaum merklich bremsen); sowohl die Rotationsgeschwindigkeit der Erde wie auch die Präzession ihrer Achse auf dem Kegel sind daher sehr gleichmässig.

Die Geschwindigkeit der Präzessionsbewegung kann nicht nur berechnet werden, man kann sie sogar beobachten; und die Astronomen haben keine grosse Mühe, sie sehr genau zu messen. Auf dem Kegelkreis von 360° (oben auf Bild 8) beträgt die jährliche Abweichung etwa 50,4 Bogensekunden, so dass eine Präzessionsperiode 25 700 Jahre dauert.

Wie wir auf Bild 5 dargestellt haben, gibt es wegen der Erdachsneigung eine Sonnenwende (Tagundnachtgleiche), der zugehörige Durchmesser durchschneidet den sogenannten Frühlingspunkt.

Ohne Präzession wären die beiden Durchmesser, von denen wir weiter oben gesprochen haben, immer gleich ausgerichtet. Mit der Präzession aber drehen sie sich in einer Periode von 25 700 Jahren um die Ellipse: Dieses Phänomen nennt man darum das Vorrücken der Frühlingspunkte. Dieses Phänomen und die Rotation der Ellipse die zur Rosette des Bildes 7 führt, haben beide die gleiche Auswirkung, nämlich dass der Frühlingspunkt in Bezug zu den Symmetrieachsen der Ellipse verschoben wird. Die beiden Zeitabschnitte von 25 700 und 100 000 Jahre überlagern sich und nehmen Einfluss auf den Jahreszeitenkontrast in einer Periode von 20 500 Jahren. Dies ist der Einfluss der Präzession der Frühlingspunkte auf den Jahreszeitenkontrast, den wir uns merken müssen.

Wie Eiszeiten ausgelöst werden

Wir haben weiter oben drei Mechanismen erklärt, welche die astronomischen Parameter der Erde betreffen und welche alle drei den Jahreszeitenkontrast beeinflussen. Wir fassen sie hier noch einmal zusammen, und zwar in der Reihenfolge ihrer zeitlichen Dauer:

1. Die sich verändernde Exzentrizität der Erdumlaufbahn hat in Zeitabschnitten von 100 000 Jahren einen grossen Einfluss.

2. Die sich verändernde Erdachsneigung beeinflusst den Jahreszeitenkontrast in einem Rhythmus von 41 000 Jahren.

3. Das Vorrücken der Frühlingspunkte *in bezug auf die Achsen der elliptischen*

Umlaufbahn geschieht mit einer Periodizität von 20 500 Jahren.

Diese drei Phänomene verursachen eine dauernde Veränderung des Temperaturkontrastes zwischen Sommer und Winter. Während dieser Kontrast auf der nördlichen Halbkugel heute abgeschwächt wird, verstärkt er sich auf der südlichen Halbkugel.

Wir wollen versuchen, den Zyklus der Eiszeiten (Bild 9) und der früheren Klimata nachzuzeichnen und sie in Bezug zu den astronomischen Zyklen setzen, welche den Jahreszeitenkontrast beeinflussen. Dabei finden wir folgende Tatsachen:

a) Die Eiszeiten beginnen immer auf der nördlichen Halbkugel, und zwar immer dann, wenn dort der *Jahreszeitenkontrast über längere Zeit schwach ist.*

b) Das symmetrische Phänomen ist auf der südlichen Halbkugel nicht zu beobachten.

c) Die Eiszeiten auf der südlichen Halbkugel finden zur gleichen Zeit statt wie auf der nördlichen Halbkugel, aber sie sind wesentlich schwächer ausgeprägt.

Heute versteht man diese Tatsachen gut, sie lassen sich dadurch erklären, dass die Kontinentalmassen zwischen der nördlichen und südlichen Halbkugel sehr ungleich verteilt sind und dass der Gehalt von CO_2 in der Atmosphäre variieren kann. Darauf werden wir in einem nächsten Kapitel eingehen.

Wieso lösen schwache Jahreszeitenkontraste auf der nördlichen Halbkugel Eiszeiten aus? Wir können dies so erklären: Damit eine Eiszeit einsetzen kann, muss ein Teil des Winterschnees den Sommer überdauern können. In diesem Fall ist der Boden noch kalt, wenn der Schnee des folgenden Winters fällt, so dass er nicht schmilzt, sondern liegen bleibt. Das ist auf den hohen und mittleren Breitengraden möglich, wenn der Sommer genügend kühl ist. Hingegen stellt man fest, dass im allgemeinen in einem milden Winter gleich viel Schnee fällt wie in einem strengen Winter; und es braucht etwa gleich viel Wärme, um ihn zum Schmelzen zu bringen. Diese Tatsache erklärt sich durch die hohe latente Schmelzwärme von Eis oder Schnee: Um einen Kubikmeter Schnee zu schmelzen, brauchen wir gleich viel Energie wie um 10 Kubikmeter von −10 °C auf −2 °C zu erwärmen. Mag der im Winter fallende Schnee nun sehr kalt oder gerade unter dem Schmelzpunkt sein, es braucht etwa die gleiche Sommerwärme, um ihn zu schmelzen.

Die Eiszeiten beginnen immer auf der nördlichen Halbkugel, weil sich dort beinahe die Gesamtheit der Kontinentalmassen befindet, auf deren Oberfläche sich Schnee ansammeln kann. Der Fels ist ein sehr schlechter Wärmeleiter, so dass der Kontinentalboden nur wenig Wärme speichern kann: Bereits 20 m unter der Oberfläche bemerkt man kaum noch etwas von den Temperaturunterschieden zwischen Sommer und Winter. Die kleine Wärmekapazität und schlechte Wärmeleitfähigkeit des Festlandes führen dazu, dass die Schneeschicht leicht anwachsen kann. Auf der südlichen Halbkugel dagegen fällt der Schnee beinahe überall ins Wasser. Dieses bildet dank der durch die Wellen verursachten Konvektion und durch die riesigen Ausmasse der Ozeane ein im Vergleich zum Festland enormes Wärmereservoir.

Im folgenden Kapitel werden wir auf die natürlichen Schwankungen des Gehalts an CO_2 in der Atmosphäre eingehen, was erklärt, wieso die Eiszeiten auf der südlichen Halbkugel simultan, jedoch schwächer ausfallen als im Norden.

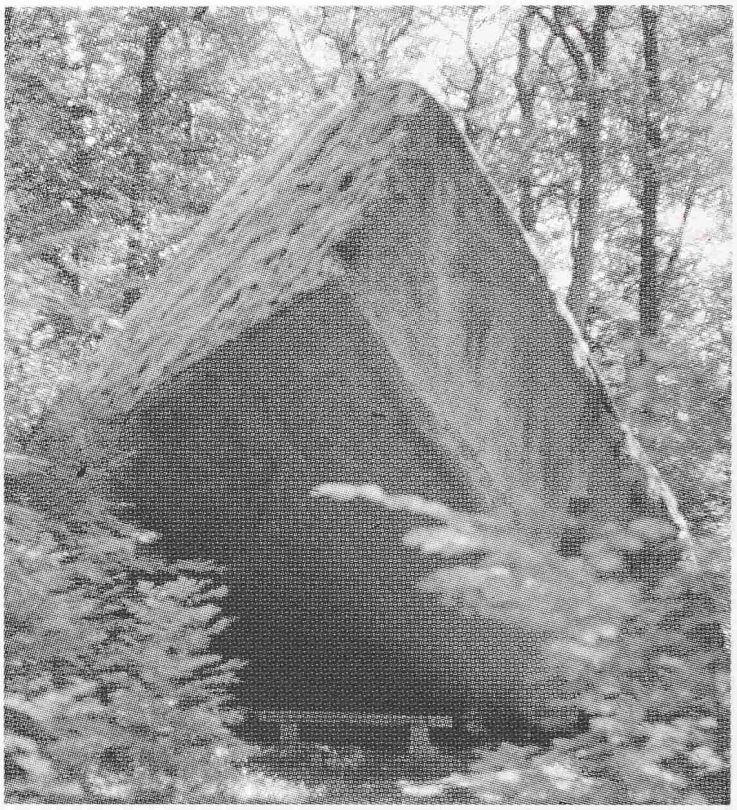

Bild 10. Findling von Pierre-à-Bot. Dieser riesige, etwa 10 m hohe Granitblock stammt aus dem Mont-Blanc-Massiv. Er wurde vom Rhonegletscher bis nach Neuenburg auf eine Höhe von 710 m ü.M. transportiert. Kartierungen von Gletscherspuren aus der letzten Eiszeit (Würm) haben gezeigt, dass sich über dem Mittelland vier Gletscherzungen befanden. Im Westen bedeckte der Rhônegletscher das ganze Gebiet von seiner Quelle bis Isère, la Bresse und das Mittelland von Genf bis Biel. Der etwas kleinere Aaregletscher bedeckte das obere Aaretal bis Oensingen. Die Region um den Napf blieb eisfrei. Der Reussgletscher reichte vom Gotthard bis über Zürich hinaus, während der riesige Rheingletscher von Schaffhausen bis weit nach Bayern hinein reichte. (Photo G. Fischer).

Das Polareis als Zeuge früherer Klimata

Auf den Spuren vergangener Eiszeiten

Dass es früher Eiszeiten auf der Erde gab, verraten uns zahlreiche Indizien, von denen die auffallendsten wohl die sogenannten Findlinge sind. Der Bekannteste in der Region Neuenburg ist der Pierre-à-Bot, auf Bild 10 abgebildet. Solche Findlinge liegen im ganzen Mittelland und an der Südflanke des Juras zerstreut.

Wenn man der Herkunft dieser Findlinge nachgeht, kann man die Wege der verschiedenen Gletscherzungen nachzeichnen, die einmal das Mittelland zugedeckt haben. Dabei findet man weitere wichtige Aspekte der Eiszeiten: so zum Beispiel, dass der letzten Eiszeit noch andere Eiszeiten vorangegangen sind, wobei die Alpengletscher im Jura extrem unterschiedliche Höhen erreicht haben. Die Wege des Eises sind

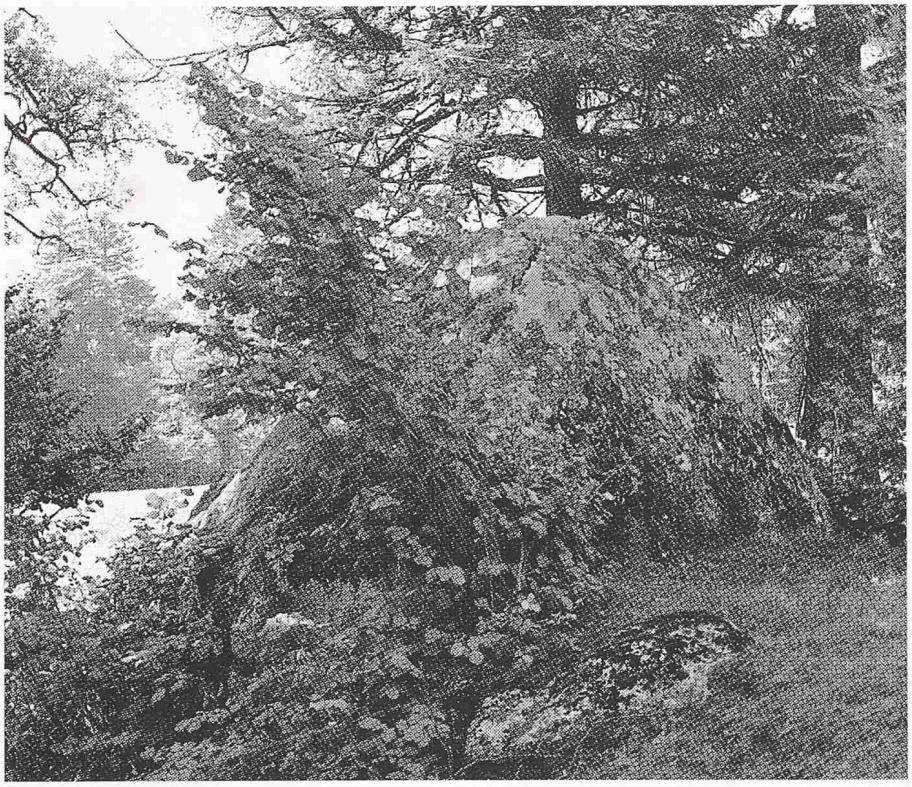

Bild 11. Grosser, etwa vier Meter hoher Findling auf den Ausläufern des Chaumont auf 1045 m ü.M. Er wurde wie der Pierre-à-Bot von den Gletschern der Würmeiszeit mitgetragen. (Photo G. Fischer).

durch eine Anhäufung von Felsstükken, Kies und Sand gekennzeichnet: Dies sind die Seitenmoränen der Gletscher, sie säumen den südlichen Jurafuss beinahe ununterbrochen.

Auf dem Höhepunkt der letzten Eiszeit (Würm genannt) vor 18 000 Jahren erreichte das Eismeer zwischen Neuenburg und Genf eine Höhe von über 1000 m ü.M., was der grosse Findling an der Chaumontstrasse auf 1045 m ü.M. beweist (Bild 11). In Lausanne erreichte der Gletscher sogar eine Höhe von 1300 m ü.M. und fiel gegen Solothurn auf 700 m ü.M. ab. Von Önsingen bis Baden und in südlicher Richtung bis um den Napf war der Boden eisfrei. Weiter östlich gab es wieder Eis, in Zürich erreichte es eine Höhe von 700 m ü.M. und in Chur sogar eine Höhe von über 2000 m ü.M.

Einige Findlinge verraten uns, dass ausgeprägtere Eiszeiten als die letzte ihre Gletscherzungen bis in die Täler von La Sagne und Le Locle vorstossen liessen. Man kann sich natürlich fragen, wie es den Gletschern gelang, so grosse Felsblöcke über so grosse Strecken zu transportieren. Der Mechanismus ist einfach und wird uns durch die Gletschertische illustriert: Ein schönes Exemplar zeigt Bild 12. Der Felsblock hat eine doppelte Wirkung, einerseits fängt er die Sonnenstrahlen auf und andererseits isoliert er das Eis thermisch von der ihn umgebenden Luft. So gelingt es dem Felsblock, sich auf der Gletscheroberfläche zu halten, um dann vom Gletscher mitgetragen zu werden.

Wenn wir hier die Vergletscherung des Alpengebietes und deren Umgebung erörtern, so dürfen wir nicht vergessen, dass es sich um ein globales Phänomen handelt. Die skandinavischen Gletscher dehnten sich bis nach Mitteldeutschland aus und jene von Kanada reichten bis weit in die Vereinigten Staaten hinein. Jene Gletscher waren unvergleichlich grösser als die alpine Eisinsel. Die in den Gletschern enthaltenen gefrorenen Wassermassen waren so gross, dass das dadurch dem Meer entzogene Wasser den Meeresspiegel etwa hundert Meter absinken liess.

Die isotopische Mannigfaltigkeit des Wassers

Vielfach möchten wir wissen, wie und wann ein bestimmtes Ereignis stattgefunden hat und welche Umweltbedingungen (Temperatur, CO_2-Gehalt, usw.) damals vorgeherrscht haben. Um solche Fragen zu beantworten, kommen uns die besonderen Eigenschaften des Wassers zu Hilfe, die wir im folgenden etwas näher untersuchen wollen.

Jeder hat schon von *schwerem Wasser* gehört. Was ist das? Das normale Wassermolekül H_2O setzt sich aus zwei Wasserstoffatomen und einem Sauerstoffatom zusammen. Wasserstoff ist das einfachste Atom der Natur, es setzt sich aus einem Kern mit einem einzigen *Proton* und einem *Elektron* zusammen, das darum herum kreist. Der Sauerstoff hat im allgemeinen einen Kern von acht Protonen und acht *Neutronen*. Um diesen häufig vorkommenden Sauerstoff, bezeichnet mit O^{16}, kreisen acht Elektronen. Protonen und Neutronen sind ungefähr gleichgewichtige Teile, mit etwa 1840facher Masse eines Elektrons. Die Zahl 16 stellt das *Atomgewicht* dar; entsprechend seinem einzigen Massenteil, einem Proton, würde man den Wasserstoff, von dem wir weiter oben gesprochen haben, mit H^1 bezeichnen.

Wir finden wie bei allen Elementen in der Natur neben den gewöhnlichen Atomen wie H^1 und O^{16} auch seltenere Formen dieser Elemente; man nennt sie *Isotope*. Die verschiedenen Isotope eines Elements haben dank der gleichen Anzahl Elektronen und Protonen die gleichen chemischen Eigenschaften. Hingegen unterscheiden sie sich in der Anzahl ihrer Neutronen. So gibt es neben 99,985 Prozent H^1 noch 0,015 Prozent H^2, dessen Kern sich aus einem Proton und einem Neutron zusammensetzt. Man nennt dieses Element *Deuterium* und stellt es eher mit dem Symbol D als mit H^2 dar. Beim Sauerstoff gibt es zwei weitere natürliche Isotope, welche 9 bzw. 10 Neutronen enthalten und mit dem Symbol O^{17} und O^{18} bezeichnet werden. Ihr natürliches Vorkommen beschränkt sich auf 0,04 Prozent und 0,2 Prozent. Im Falle des Wasser- und des Sauerstoffs sehen wir, dass die *sekundären* Isotope schwerer sind als das entsprechende *normale* Atom.

Der Atomphysiker versteht unter *schwerem Wasser* ein Wasser, bei dem die beiden Wasserstoffisotope durch Deuterium ersetzt sind, was wir so darstellen könnten: H_2^2O oder D_2O. Dieses schwere Wasser ist in der Natur sehr selten, man hat es aber in der Kernindustrie angereichert und als Moderator eingesetzt. Es besitzt ein *Molekulargewicht (Summe der Atomgewichte)* von $2 \times 2 + 16 = 20$, anstelle von 18 des normalen Wassermoleküls. Aber jedes Wassermolekül, bei dem ein Atom durch ein entsprechend schwereres Isotop ersetzt ist, ist schwerer als jenes von gewöhnlichem Wasser. Auch diese schweren Wasser sind jedoch selten:

Die relative Häufigkeit beträgt für HDO 0,015 Prozent, für H_2O^{17} 0,04 Prozent und für H_2O^{18} 0,2 Prozent. Jene Moleküle, bei denen zwei oder sogar alle drei Isotope durch schwerere ersetzt wurden, sind noch viel seltener und spielen bei der Altersbestimmung keine Rolle.

Unterschiedliche Verdampfung der isotopisch verschiedenen Wasser

Im Gegensatz zum gasförmigen Zustand, in dem sich die Moleküle frei bewegen, berühren sich die Moleküle einer Flüssigkeit, so dass sich diese nur wenig komprimieren lässt. Beim Gas hingegen bewegen sich die Moleküle in gerader Linie, wie elastische Bälle, und berühren sich nur im Moment des Zusammenpralls. Die mittlere Geschwindigkeit der Moleküle wird grösser, wenn die Temperatur steigt. Der mittlere Weg zwischen den Kollisionen hängt seinerseits von der Konzentration an Molekülen ab. Obwohl sich die Moleküle in der Flüssigkeit berühren, führen sie trotzdem eine Bewegung aus; sie vibrieren und schwingen in einer Umgebung, die nicht so regelmässig und starr ist wie bei Festkörpern. Diese erhöhte Unruhe erklärt die Ausdehnung der Flüssigkeiten und der festen Gegenstände, wenn die Temperatur ansteigt. Die *thermische Unruhe* hat zur Folge, dass die Moleküle an der Flüssigkeitsoberfläche vom flüssigen Bereich in den gasförmigen Bereich und umgekehrt übergehen können: Sie verdampfen und kondensieren. Je höher die Temperatur, desto häufiger finden solche Übergänge statt. An der Wasseroberfläche, zum Beispiel an der Ozeanoberfläche, findet dieser Wechsel zwischen Flüssigkeit und Wasserdampf in der Luft ebenfalls statt. Wenn das Wasser und die wasserdampfgesättigte Luft gleich warm sind, wechseln ebenso viele Wassermoleküle in der einen wie in der anderen Richtung: Ist das Wasser wärmer, verdampft mehr Wasser, ist hingegen die Luft wärmer, dann gehen mehr Wassermoleküle ins Wasser über: Wasserdampf kondensiert in der Flüssigkeit.

Wir haben gesehen, dass sich die thermische Unruhe der Moleküle mit der Temperatur ändert. Sie hängt aber auch vom Gewicht der Moleküle ab; schwere Moleküle haben eine niedrigere mittlere Geschwindigkeit als leichtere. Das hat zur Folge, dass die Moleküle des schweren Wassers weniger schnell verdampfen als die Moleküle des normalen Wassers, der Verdampfungsunterschied ist um so grösser, je niedriger die Temperatur ist. Sind die Meere kalt, dann ist das verdampfende Wasser ärmer an schweren Molekülen, insbesondere an HDO und H_2O^{18}. Wenn die Meerestemperatur über längere Perioden kühler ist, so ist der Schnee, der sich in mächtigen Decken auf der Antarktis und auf Grönland anhäuft, im Vergleich zum globalen Mittelwert dieses Elementes arm an Deuterium und an O^{18}, folglich weist das Meer eine höhere Konzentration von diesen Elementen auf. Diese isotopische Trennung als Folge des Verdampfungsprozesses ist während der Eiszeiten noch ausgeprägter, weil dann auch die Atmosphäre kälter ist. Dies bewirkt, dass auf dem Weg zu den Polarzonen wegen der Erdanziehungskraft mehr schwere als leichte Moleküle aus der Atmosphäre ausfallen und so wieder ins Meer zurückkehren.

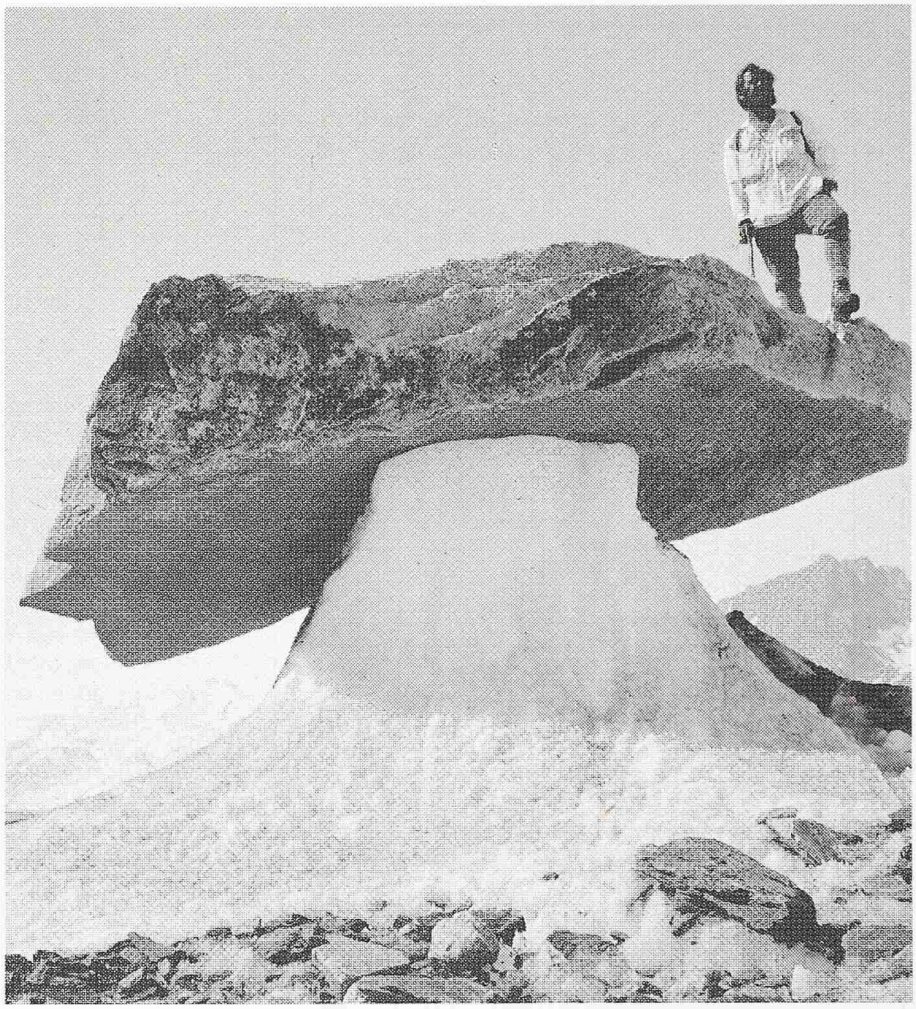

Bild 12. Ein sehr schöner Gletschertisch. Die Felsplatte fängt die Sonnenstrahlen auf und isoliert so das darunter liegende Eis, das folglich nicht schmilzt. Die Steinplatte bleibt auf der Gletscheroberfläche. Nachdem das Eis um sie herum geschmolzen ist, hebt sie sich schliesslich sogar wie ein Pilz ab. Auf diese Weise kann der Stein von der Gletscherzunge, einem zähflüssigen, in Tälern fliessenden Eisstrom, weit fortgetragen werden. (Photo: M. Ällen, Zürich).

Die Polargletscher und Meeressedimente sind Chroniken vergangener Klimata

Auf Hochgebirgstouren kann man in Gletscherspalten beobachten, wie der Schnee eine deutliche Schichtung erkennen lässt. Vielfach hat man den Eindruck, man könne die Schneeschichten nach Jahren unterscheiden. An gewissen Stellen konnte man in den Alpen Schnee- und Eisablagerungen finden, die mehrere hundert Jahre alt sind.

In den Polarregionen mit Eisdecken von bis zu 3000 m (Grönland) und bis zu 4000 m (Antarktis) Dicke hat man Proben gebohrt, deren Eis über 100 000 Jahre alt ist. Analysen nahe der Eisoberfläche geben Aufschluss über die Temperaturschwankungen im Laufe des Jahres; weiter unten kann man einzelne Jahre identifizieren; noch tiefer werden die Schichten immer dünner, und man kann längerdauernde Klimaschwankungen rekonstruieren, zuerst jene der jüngeren Vergangenheit, dann solche, die weiter zurückreichen (siehe Bilder 13 und 14).

Damit man eine Chronologie (Bilder 13 und 15) erstellen kann, korreliert man einerseits die bekannten Niederschlagsraten im betreffenden Gebiet mit den Temperaturen und berücksichtigt andererseits die Gesetzmässigkeiten, welche die Bewegung des Eises unter Druck bestimmen. Bei diesem Verfahren handelt es sich um einen konvergierenden, iterativen Rechnungsprozess. Als Resultat kann für die Bohrtiefe der Eisprobe (Bild 14) in Bild 15 das Alter in Jahrtausenden auf der Abszisse ange-

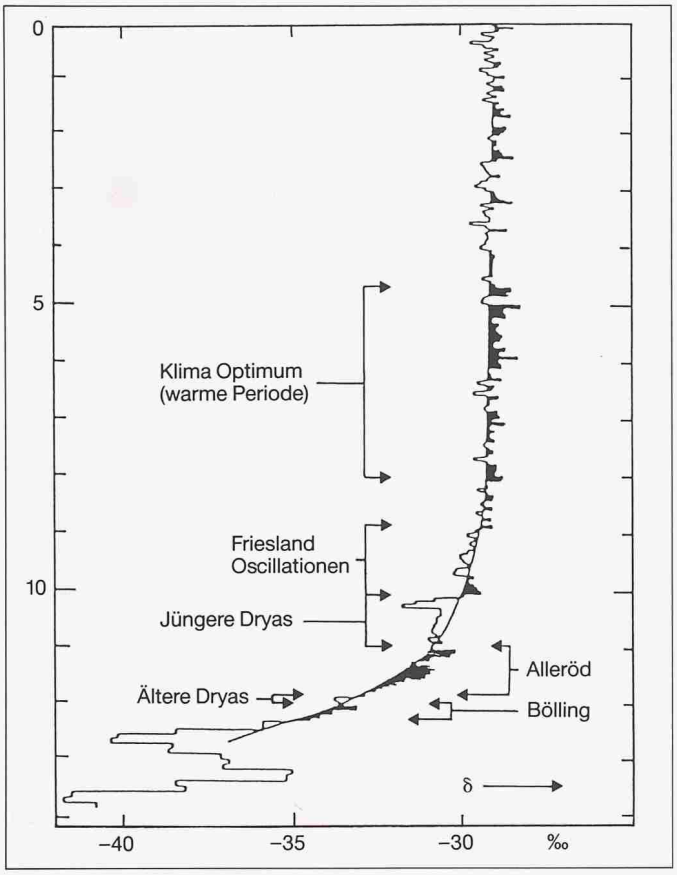

Bild 13. Veränderungen der Konzentration des Isotops O^{18} in einer Bohrprobe von Grönlandeis. Süsswasser und Schnee haben immer eine niedrigere Konzentration an O^{18} als Meerwasser. Null auf der Abzisse entspricht der Konzentration des jetzigen Meerwassers. Während kalter Perioden verdampft das leichte Wasser langsamer als während warmer, das schwere Wasser aber noch langsamer als das leichte, so dass der Schnee aus den Eiszeiten ärmer an O^{18} ist als in den Zwischeneiszeiten. Eine Einheit auf der Ordinate entspricht tausend Jahren, und der Ausgangspunkt entspricht der Gegenwart. Wir sehen, dass der Übergang von der letzten Eiszeit zur heutigen Zwischeneiszeit etwa dreitausend Jahre dauerte. Der lange Zeitabschnitt von 5000 bis 8000 Jahren vor der Gegenwart war besonders warm, während im letzten Jahrtausend «kleine Eiszeiten» erkennbar sind, wie wir sie im Kapitel «Vorübergehende Stabilität des Erdklimas» beschrieben haben. (Diese Grafik stammt aus der Arbeit von Dansgaard et al. [2]).

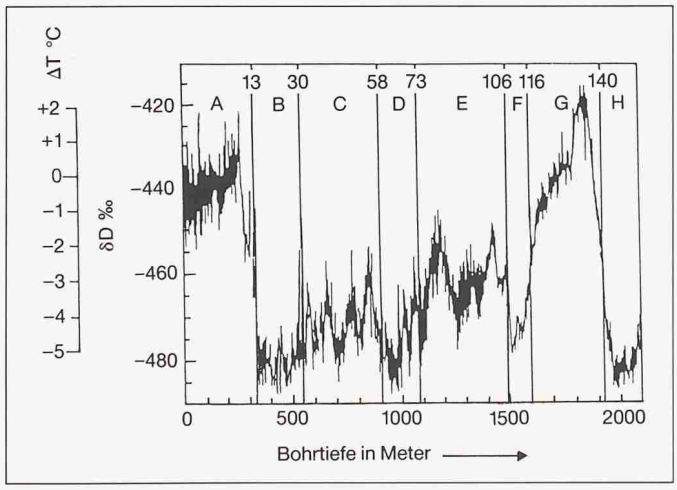

Bild 14. Jouzel et al. [3] untersuchten das Alter eines Eisbohrkerns von Wostok (Antarktis) anhand der Deuteriumkonzentration. Das Defizit an Deuterium δD wird in Promillen angegeben. Ganz links zeigt eine ungefähre Skala, wie stark die Temperaturen in der gemässigten Zone der nördlichen Halbkugel durchschnittlich sanken. Die horizontale Skala gibt an, aus welcher Tiefe die analysierte Bohrprobe stammt, die Ziffern oben geben das Alter in tausend Jahren an.

schrieben werden. In beiden Bildern kann man die letzte Eiszeit (Würm) und einen Teil der vorletzten Eiszeit (Riss) erkennen. Ebenso sind die jetzige und die letzte Zwischeneiszeit erkennbar. Dabei stellt man fest, dass die Eiszeiten abrupter aufhören, als sie einsetzen, allerdings dauern beide Übergangsphasen jeweils einige tausend Jahre. Das ist weiter nicht überraschend, wenn man bedenkt, dass die Eisschicht über Neuenburg vor 18 000 Jahren über 600 m dick war. Die jährliche Niederschlagsmenge in der Schweiz beträgt heute in den Alpen bis drei Meter, im Mittelland etwa ein Meter. Früher dürfte die Niederschlagsmenge nicht wesentlich höher gewesen sein, womit es leicht verständlich wird, dass Jahrtausende verstreichen mussten, bis solch riesige Eismassen entstanden und so weit transportiert worden sind, dass sie schliesslich beinahe das ganze Mittelland bedeckten. Ebenso vergingen Jahrhunderte, bis der Eispanzer abgeschmolzen war, nachdem die astronomischen Parameter für eine Zwischeneiszeit günstig geworden waren.

Die zeitliche Veränderung der Isotopenkonzentration, wie sie die Bilder 13, 14 und 15 zeigen, werden durch die Untersuchung von Meeressedimentbohrproben bestätigt. Wir haben gesehen, dass die Verhältnisse der Konzentrationen der Isotopen O^{18}/O^{16} und D/H in den Schnee- und Eismassen umso mehr abnehmen, als sie in den Ozeanen zunehmen. Die Folge davon ist, dass die Meeressedimente, welche aus Ablagerungen von Mikroorganismustrümmern und Muscheln bestehen, einen erhöhten Anteil von eben diesen Isotopen O^{18} und D enthalten (Bild 16). Das Alter dieser Meeressedimente kann durch die Identifikation von einzelligen Fossilien (Foraminiferen) festgestellt werden und gilt als gesichert. Bild 16 zeigt, dass die Erde in den vergangenen 500 000 Jahren 5 Eiszeiten erlebte, was durch die mit einer Periode von 100 000 Jahren varierende Exzentrizität der Erdumlaufbahn um die Sonne gegeben ist (siehe Kapitel 2). In Übereinstimmung damit hat man zehn Eiszeiten im vergangenen Jahrmillion identifizieren können, besitzt aber wenig Hinweise auf ältere Eiszeiten, weil nachfolgende

die meisten Spuren der vorangegangenen wieder zerstört haben. Noch weiter zurück, vor mindestens drei Millionen Jahren, gab es während einer sehr langen Zeit keine Eiszeiten. Für diese Feststellung gibt es zwar keine überzeugende Erklärung, doch sind die Geologen von dieser langen Interglazialzeit überzeugt.

Fossile Luft gibt Auskunft über den damaligen CO_2-Gehalt in der Atmosphäre

Die in Grönland und in der Antarktis entnommenen Eisproben enthalten kleine Blasen mit Luft, die zur Zeit der Schneeablagerung nicht entweichen konnte. Die Luft gibt daher Aufschluss über den CO_2-Gehalt der Atmosphäre während den letzten eineinhalb Eiszeiten. Erste Analysen von solcher Luft wurden in den Labors von Professor Öschger an der Universität Bern vorgenommen. Aber erst mit den kürzlich erfolgten systematischen Untersuchungen von Eisproben aus Wostok haben wir beweiskräftige Informationen erhalten (siehe dazu [3] und [4]).

Bild 15 zeigt eine enge Korrelation zwischen der mittleren Temperatur auf der Erde und dem Gehalt an CO_2 der Atmosphäre. Im weiteren sehen wir, dass der mittlere Gehalt an CO_2 während der Eiszeiten wesentlich tiefer als während der Zwischeneiszeiten war. Während der Eiszeiten schwankte dieser Gehalt zwischen 180 und 240 ppmv (ppmv: Millionstel Volumenanteil), in den Zwischeneiszeiten betrug er hingegen etwa 270 ppmv. Dieser Wert wurde bei uns im Jahre 1850, also zu Beginn des Industriezeitalters gemessen. Heute finden wir bereits 350 ppmv.

Die Analyse der im Antarktiseis eingeschlossenen Luftblasen hat zudem ergeben, dass sich das Methan (CH_4) ähnlich verhält. Wir haben im Kapitel «Der Treibhauseffekt» gesehen, dass dieses Gas ebenfalls eine wichtige Rolle beim Treibhauseffekt spielt.

Der zweite Teil folgt in der nächsten Ausgabe, Heft Nr. 14-15 vom 8. April 1991.

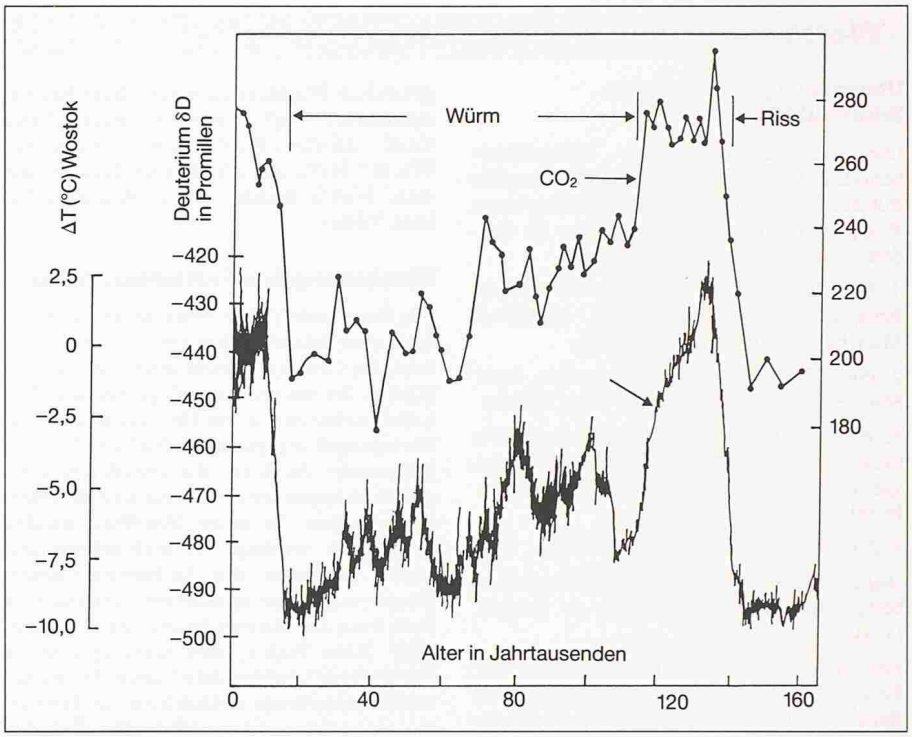

Bild 15. Die atmosphärische Konzentration von CO_2, wie sie von der französisch-russischen Forschergruppe durch eine Analyse an einer Eisprobe von Wostok (Antarktis) bestimmt wurde (Nature, [3] [4]). Die untere Kurve gibt an, wie sich der Gehalt an Deuterium entwickelte; dazu eine Temperaturskala, welche Temperaturabweichungen zur Normaltemperatur in Wostok anzeigt. Diese Abweichungen sind, verglichen mit den unseren in mittleren Breiten der Nordhalbkugel, beinahe doppelt so gross. Man bemerkt hier, dass die Eiszeiten abrupter abbrachen als sie einsetzten und dass die Konzentration an CO_2 und an Deuterium jeweils dann ansteigt, wenn die Eiszeiten (Riss und Würm) zu Ende gehen. Die Konzentration an CO_2 dagegen sinkt erst mit einer Verzögerung von 10 000 Jahren nach dem Beginn der Würm-Eiszeit. Die Differenzen zwischen den Bildern 13 und 14 stammen von den nichtlinearen Zusammenhängen zwischen Alter und Bohrtiefe. (C. Lorius et al. 1985 [5]).

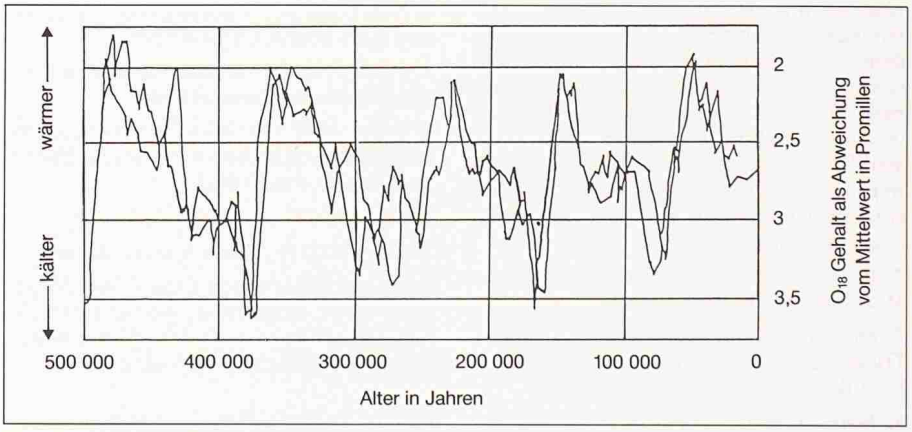

Bild 16. In den Ozeansedimenten gibt uns das Verhältnis der beiden Sauerstoffisotopen (O^{18}/O^{16}) an, wieviel Eis insgesamt auf der Erdoberfläche lagerte. Je höher der Gehalt an Sauerstoff 18 in den Sedimentschichten ist, desto grösser die kontinentale Eismasse und desto kälter war das Klima zur Zeit, als sich die betreffende Sedimentschicht ablagerte. Das Bild zeigt Daten von zwei verschiedenen Untersuchungen; Jede Kurve beruht auf Daten von mehreren Bohrungen aus den Tiefen der Ozeane. Die Kurven gleichen sich erstaunlich, obwohl die beiden Bohrregionen sehr weit auseinanderliegen. Aus dem Verhältnis der Isotopen können wir schliessen, dass es seit 120 000 Jahren nie so wenig Eis gab wie heute. (Von Covey [6] übernommen).