

das Gebirge queren oder die von den Außenkammern der Böhmisches Masse, dem Glatzer Kessel, dem Braunauer Ländchen, dem Reichenberger Becken und dem Böhmisches Niederland ins Böhmisches Becken führen. In dessen Innerem finden wir unsere Industrie nur vereinzelt. Die Aufspaltung des südwestdeutschen Baumwollindustriengebietes in mehrere Untergebiete findet in der Mehrzahl der hindurchziehenden alten Handelsstraßen eine ungezwungene Erklärung. Selbst die Lage der in unserer Industrie tätigen Städte des Generalgouvernements läßt eine westöstliche und eine nordsüdliche natürliche Verkehrslinie als wahrscheinlich maßgebend für die Wahl des Standortes (1824) erscheinen.

Ich fasse zusammen: Die gegenwärtige Lage der Baumwollindustriengebiete des Großdeutschen Reiches ist gesetzmäßig durch zwei Tatsachen bestimmt. Sie sind Gebiete geringen Ertrages der Landwirtschaft und liegen an den Flanken der großen mittelalterlichen und frühneuzeitlichen Handelswege. Denn die Tätigkeit des deutschen Kaufmannes hatte aus dem eintönigen Allenthalben der Woll-, namentlich aber der Flachsverarbeitung schon im Mittelalter einzelne Erzeugungsgebiete herausgehoben, bequem erreichbar für den Handel, ausgezeichnet durch Art und Güte der Erzeugung. In einem Teil dieser bevorzugten Landschaften des Flachs- und Wollgewerbes dringt vom 14. bis 17. Jahrhundert die Baumwolle als neuer Spinnstoff ein. Entwicklungsfähige Keime der Textilindustrie überdauern den Dreißigjährigen Krieg. An sie knüpft der Merkantilismus des 18. Jahrhunderts an, belebt die alten Gebiete neu oder siedelt ihre Arbeiter planmäßig in neuen, industriell noch nicht erschlossenen Gebieten an. Spätere Zeiten bauen die alten Gebiete räumlich und strukturell aus. So ist das Kartogramm mit den gegenwärtigen Standorten der Baumwollindustrie im Großdeutschen Reich einerseits ein Beleg für die aufbauende Tätigkeit des deutschen Kaufmannes durch all die Jahrhunderte seit dem Hochmittelalter, aber auch ein solcher für die Bedeutung der historischen Geographie zur Lösung wirtschaftsgeographischer Fragen.

Benütztes Schrifttum: F. Schliesselberger, Die Standorte der Baumwollindustrie im Deutschen Reiche. Wiener Geographische Studien, herausgegeben von Prof. Dr. Hermann Leiter, Nr. 11, Wien 1941. — Th. Mayer, Deutsche Wirtschaftsgeschichte der Neuzeit, Leipzig 1928. — R. Köttschke, Grundzüge der deutschen Wirtschaftsgeschichte bis zum 17. Jahrhundert, 2. Aufl. in Aloys Meisters Grundriß der Geschichtswissenschaft II, 1. — H. Sieveking, Grundzüge der neueren Wirtschaftsgeschichte vom 17. Jahrhundert bis zur Gegenwart, ebenda II, 2. — R. Mayr, Lehrbuch der Handelsgeschichte, Wien 1907. — D. Schäfer, Die deutsche Hanse, Bielefeld und Leipzig 1914. — J. Partsch, Geographie des Welt Handels, Breslau 1927.

## **Die eiszeitlichen Temperaturerniedrigungen im Vergleich zu den gegenwärtigen Temperaturschwankungen und das Verhalten der Schneegrenze.**

Von Sieghard Morawetz.

Die eiszeitliche Temperaturerniedrigung veranschlagt man heute meist mit 6 bis 8° für das Jahresmittel. Auf Grund verschiedener Methoden kam man zu diesen Werten. Weit verbreitet ist ihre Festlegung mit Hilfe der Schneegrenzerniedrigung. Es leitet einen da der glaziale Formenschatz, vor allem das Auf-

treten der Kare in den Randgebieten der Gebirge. So konnte man aus einer großen Anzahl von Beobachtungen in zur Eiszeit gerade noch vergletscherten Gebirgsgruppen die einstige Schneegrenzlage recht genau festlegen. Die Methoden, die zur Schneegrenzbestimmung führen, sind hinreichend entwickelt, um über eine Anzahl Gebirge verlässliche Angaben zu machen. Hier bewährt sich die *Partsch'sche*<sup>1</sup> Gipfelmethode besonders gut.

Verfolgt man mit *Klute*<sup>2</sup> die Depression der Schneegrenze durch die verschiedenen Zonen, so trifft man in vielen Gebieten der gemäßigten Breiten eine einheitliche Absenkung von 1000 bis 1200 m, während sie in den Trockengürteln der Subtropen niedriger ausfällt und in Südamerika nur 400 bis 600 m ausmacht, aber in den feuchten inneren Tropen wieder auf 800 m ansteigt. Nach der Größe der Depression und nach dem Gradienten, den man wählt, erhält man verschiedene Werte für die Temperaturenniedrigung. Bei einer Depression von 1000 bis 1200 m und einer Reduktionsgröße von 0,5 °/100 m ergibt sich eine Temperaturabnahme von 5 bis 6°. *Brückner*<sup>3</sup> rechnet in seiner klassischen Arbeit über Klimaschwankungen mit einer eiszeitlichen Temperaturenniedrigung von 3 bis 4°. Er geht somit von einer verminderten Abnahme, wie sie auch heute in großen antizyklonalen Hochdruckgebieten mit häufiger Temperaturumkehr herrscht, aus. Vergegenwärtigt man sich die schnelle Temperaturabnahme in der Nähe der Schneegrenze und die Sommergradienten in den Alpen, die in der Regel zwischen 0,6 und 0,7° liegen, so erhält man für 1000 m Höhenunterschied 6 bis 7°. Seit der deutschen Grönlandexpedition Alfred Wogeners weiß man über die Gradienten bis nach Eismitte Grönlands Bescheid<sup>4</sup>. Zwischen Umanaq an der Küste und der Weststation (954 m) betrug der Gradient 0,84 °/100 m und zwischen der Weststation und Eismitte (3030 m) 0,92 °/100 m. Das sind sehr hohe Werte, die auf das zentrale Kältegebiet, als das das Innere Grönlands schon lange galt, zurückgehen. Sieht man von lokalen Einflüssen ab, so wird man dennoch mit einem hohen Gradienten rechnen müssen. Auf Grund dieser Größen ergibt sich ein Wert von 8°.

*Penck*<sup>5</sup> kam auf dem Wege der Temperaturvergleiche ebenfalls zu einer Temperaturenniedrigung um 8°. Er geht dabei von heute vergletscherten Gebieten, deren Temperaturverhältnisse und Schneegrenzlagen bekannt sind, aus und stellt diesen Räumen die heutigen Temperaturen von zur Eiszeit vergletscherten Zonen mit damals ähnlich hoher Schneegrenzlage gegenüber. So trifft man in den Bergen des südwestlichen Irland auf Spuren einer beachtlichen Eigenvergletscherung. Die Schneegrenze verlief zur Eiszeit in höchstens 500 m Höhe. Heute weist das über 1500 km weiter im Norden gelegene Nordwestisland noch beachtliche Eisfelder, die allerdings stark im Schwinden begriffen sind, auf. Dort braucht der Drangajökull für seinen weiteren Bestand eine Schneegrenzlage um 500 m Höhe. Die Klimaver-

<sup>1</sup> J. P a r t s c h : Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands, Berlin 1882.

<sup>2</sup> F r . K l u t e : Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XVI. Bd., 1928, S. 70—94.

<sup>3</sup> E d . B r ü c k n e r : Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. A. Pencks Geograph. Abhandl., 4. Bd., H. 2, S. 308, Wien 1890.

<sup>4</sup> F r . L o e w e : Das Klima des Grönländischen Inlandeises, im Handbuch der Klimatologie, II. Bd., Teil K, S. 80, Berlin 1935.

<sup>5</sup> A . P e n c k : Europa zur letzten Eiszeit. Festschrift für N. Krebs, Stuttgart 1936, S. 225.

hältnisse heute in Nordwestisland und zur Eiszeit in Südwestirland lagen ähnlich. Die Jahrestemperatur in Valentia in Irland beträgt (1881 bis 1915)  $10,3^{\circ}$ , in Stykisholmur (1873 bis 1920)  $3,1^{\circ}$ . Der Unterschied, den die eiszeitliche Temperaturabnahme ergibt, macht  $7,2^{\circ}$  aus. Penck führt noch einen weiteren Vergleich durch. Die höchsten Berge Schottlands reichen jetzt nicht mehr bis zur Schneegrenze hinauf, aber sie läge auch nicht sehr viel darüber. Man muß sie in 1400 bis 1500 m Höhe ansetzen. 1700 bis 1800 km südlicher war zur Eiszeit die Serra da Estrela in Portugal noch vergletschert. Lautensach<sup>6</sup> bestimmte die einstige Schneegrenze mit 1620 bis 1650 m Höhe. Nun verzeichnet der Ben Nevis in Schottland (1343 m) und die Serra da Estrela (1441 m), zwischen denen der Höhenunterschied (der Stationen) nur 98 m ausmacht, folgende Werte:

Serra da Estrela im Juli  $15,6^{\circ}$ , Jahresmittel  $7,4^{\circ}$ ,  
Ben Nevis im Juli  $5,1^{\circ}$ , Jahresmittel  $-0,3^{\circ}$ .

Der Unterschied für das Jahr mit  $7,7^{\circ}$  ist sehr ähnlich dem zwischen Irland und Island. Zwischen Südnorwegen und der dalmatinischen Küste besteht ebenfalls ein Unterschied der Jahrestemperatur um  $8^{\circ}$ , während die heutige Schneegrenzlage in Südnorwegen und die in der Eiszeit im Hinterland der Bucht von Kotor weitgehend übereinstimmen.

Ein dritter Weg erlaubt mit Hilfe der Strahlungskurve, die Milankovitch<sup>7</sup> bringt, die Temperaturerniedrigung zu ermitteln. Die Bestrahlungsdifferenzen im Eiszeitalter erreichen nach seinen Angaben bis  $\Delta s = 0,0100$ . Durch Vergleich der Temperaturen der Breitenkreise und der an der Grenze der Atmosphäre eingetroffenen Strahlungsmengen findet man, daß einer Bestrahlungsdifferenz von  $\Delta s = 0,0001$  eine Temperaturdifferenz von  $0,07^{\circ}$  entspricht. Ein hundertmal größerer Wert ergibt  $7,0^{\circ}$ .

Auf Grund von Pflanzenfunden und dem Auftreten der Frostböden leiten sich ebenfalls Temperaturunterschiede von  $5$  bis  $10^{\circ}$  ab. Mit diesen Methoden ist es aber schwer, engumgrenzte Zahlenwerte zu finden. Da die Strahlungskurve von Milankovitch angefochten wird, bleibt die Methode der Schneegrenzsenkung und des Temperaturvergleiches. Bei ersterer spielt der nicht ganz genau zu fassende Gradient eine Rolle. Diesen vermeidet man bei den Temperaturvergleichen, die etwas unbedingt Zwingendes haben. Eine Temperaturerniedrigung von  $6$  bis  $8^{\circ}$  muß man nach all diesen Vergleichen für die Eiszeit annehmen.

Wie groß sind dagegen die gegenwärtigen Schwankungen? Da die Temperaturen mit der Schneegrenzlage und der Gletscherentwicklung in Verbindung gebracht werden, interessieren hier besonders die Sommermonate. Die 50jährigen Beobachtungen des Hohen Sonnblicks in den Tauern<sup>8</sup>, der bekannten Bergstation, die gegenüber dem Beckenklima von Klagenfurt eine  $10^{\circ}$  niedrigere Jahresschwankung, die der von Helgoland entspricht, hat und die mit dem Februar als kältesten und dem August als wärmsten Monat schon einen weitgehend ozeanischen Temperaturgang aufweist, sollen das Zahlenmaterial liefern.

Innerhalb der Jahre 1887 bis 1936 schwankte die Jahrestemperatur zwischen  $-7,8^{\circ}$  (1909) und  $-4,7^{\circ}$  (1920). Der Unterschied von  $3,1^{\circ}$  wird in einzelnen

<sup>6</sup> H. Lautensach: Eiszeitstudien in der Serra da Estrela. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XVII. Bd., 1929, S. 356.

<sup>7</sup> M. Milankovitch: Die astronomische Theorie der Klimaschwankungen, im Handbuch der Klimatologie, I. Bd., S. 118—176, Berlin 1930.

<sup>8</sup> Ferd. Steinhäuser: Die Meteorologie des Sonnblicks, Wien 1938.

Monaten aber beachtlich übertroffen. Im Juni gab es Abweichungen von  $+3,2^{\circ}$  (1931) und  $-3,2^{\circ}$  (1923, 1933), im Juli von  $+3,3^{\circ}$  (1928) und  $-3,7^{\circ}$  (1913), im August von  $+2,8^{\circ}$  (1932) und  $-2,2^{\circ}$  (1912), im September von  $+3,9^{\circ}$  (1932) und  $-5,8^{\circ}$  (1912). Das ergibt Spannen von 6,4, 7,0, 5,0 und  $9,7^{\circ}$  für die Monate Juni bis September. Greift man die höchsten und tiefsten Mittel für zwei Monate, und zwar Juli und August, heraus, so erhält man für 1928  $+3,65^{\circ}$  und für 1913  $-1,87^{\circ}$ . Die Differenz ist hier noch  $5,5^{\circ}$ . Das höchste und tiefste Mittel für die vier Sommermonate Juni bis September (1932  $1,6^{\circ}$ , 1912  $-2,1^{\circ}$ ) ergibt eine Spanne von  $3,7^{\circ}$ . Wählt man zur Mittelbildung nur die Jahre, in denen alle vier Monate über oder unter dem langjährigen Mittel blieben, so sinkt die Differenz auf  $3,14^{\circ}$  (1929  $1,27^{\circ}$ , 1913  $-1,87^{\circ}$ ). All diese Unterschiede sind beachtlich. Die des September übersteigen die Werte der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung, die des Juli entsprechen ihr. Die größte Spanne zwischen dem tiefsten und höchsten Mittel der Monate Juni bis September macht rund den halben Betrag aus. Beachtet man nur die Ausschläge vom Mittel nach unten, so lagen die sehr kühlen Sommer (Juni bis September) 1912 und 1913 um  $-1,95^{\circ}$  und  $-1,72^{\circ}$  darunter. Das ist ein Viertel der angenommenen eiszeitlichen Erniedrigung.

Wie verhielten sich bei diesen starken Abweichungen die Schneegrenzen? Um eine Aussage darüber machen zu können, wie hoch heute die Schneegrenze bei einer Temperaturerhöhung von  $1^{\circ}$  hinaufgeschoben wird, muß man auch die Niederschläge mit berücksichtigen. Gerade ihre Erfassung bereitet im Gebirge noch Schwierigkeiten, vor allem in großer Höhe, wo der wesentliche Teil in fester Form fällt. Eine gute Vergleichsbasis für die einzelnen Jahre hätte man dann, wenn in den Jahren mit hohen und tiefen Sommertemperaturen dieselben Niederschläge fielen und eine gleichstarke Anfüllung der Firnfelder in den Wintermonaten erfolgte. Mit solchen Idealfällen kann man jedoch kaum rechnen. Daß der Temperatur eine sehr wichtige Rolle zukommt, zeigt folgender Vergleich.

Die Schneegrenze des Sonnblickgebietes in den Hohen Tauern verlief nach Lichtenegger<sup>9</sup> in den Jahren 1930 bis 1934 in einer Höhe von 2900 m, im Claridengebiet in der Schweiz nach Streiff-Becker<sup>10</sup> in 2650 m Höhe, im Dachsteinstock und im Kaningebiet der Julischen Alpen um 2600 bis 2700 m Höhe. Die Niederschläge betragen 1930 bis 1934 auf dem Sonnblick (3080 m Totalisator) 2400 mm, im Claridengebiet in 2720 m 3400 mm, im Kaninstock muß man sie auf 3500 bis 4000 mm veranschlagen. Es zeigt sich deutlich, daß der stärkere Niederschlag am Rand der Alpen gegenüber dem Zentralkamm (es handelt sich da um bekannt feuchte Gebiete) die Schneegrenze um 250 bis 300 m tiefer hält.

Das Sommermittel (Juni bis September) betrug in 2900 m Höhe im Sonnblickstock für die Jahre 1930 bis 1934  $1,7^{\circ}$ , im Claridengebiet in 2600 m Höhe  $3,8^{\circ}$ , in der Kaningruppe ebenfalls in 2600 m Höhe  $3,7^{\circ}$ . Es besteht da zwischen den Temperaturen an den Schneegrenzen ein Unterschied von  $2^{\circ}$ . Greift man in den warmen Sommern 1928 und 1929 nur die zwei Monate Juli und August heraus, so erhält man für den Sonnblick in 2900 m Höhe Temperaturen von  $3,5^{\circ}$ , für den Säntis in 2600 m Höhe  $5,6^{\circ}$  und für die Julischen Alpen über  $5^{\circ}$ . Wieder ist der Unterschied gegen  $2^{\circ}$ . Eine Erhöhung der Monatstemperatur an der Schneegrenze um  $1^{\circ}$  kann durch ein Mehr an Niederschlag von rund 500 mm ausgeglichen wer-

<sup>9</sup> N. Lichtenegger: Neuere Gletscherstudien in der Sonnblickgruppe. 44. Jahresbericht d. Sonnblick-Vereins, 1935.

<sup>10</sup> R. Streiff-Becker: Zwanzig Jahre Firnbeobachtung. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XXIV. Bd., 1936, S. 31—43.

den. Für die 2° Unterschied zwischen Sonnblick-Claridenfirn und Sonnblick-Kanin stehen gut 1000 mm zur Verfügung. Zu einem ähnlichen Wert kommt man auch bei einem Vergleich über weitere Räume. So beträgt die Temperatur des wärmsten Monats an der Schneegrenze in Spitzbergen unter 78° Breite 2 bis 3° bei einem Niederschlag von 300 bis 500 mm, 16° südlicher in Norwegen in 62° Breite über 6° bei mehr als 2000 mm Niederschlag. In Südamerika bleiben zwischen 16 und 34° südlicher Breite die Temperaturen selbst im wärmsten Monat an der Schneegrenze unter 0° und steigen dann bis 50° südlicher Breite auf 5 bis 6° über 0° an. Die Niederschläge erreichen in niedriger Breite nur wenige hundert Millimeter, während sie in Südpatagonien auf über 3000 mm ansteigen. Das ergibt für 1° Temperaturzunahme an der Schneegrenze rund 500 mm Niederschlagssteigerung.

In den kühlen Sommern 1912 und 1913 begann in 2200 m Höhe in den Hohen Tauern eine Schneefleckenlandschaft, und über 2400 bis 2500 m Höhe rückte die Schneegrenze nicht hinauf. In den sehr warmen Sommern 1928, 1929 und 1932 wurde alles Felsgelände bis weit über 3000 m Höhe schneefrei, viel alter Firn aufgezehrt, und selbst in den Firnmulden schob sich die Schneegrenze auf 3000 bis 3100 m Höhe hinan. Es ergeben sich da Schneegrenzunterschiede von 500 bis 600 Höhenmetern. Die Folge war, daß die Temperaturen an der Schneegrenze recht ähnlich blieben. Eine Schwankung der Schneegrenze um 500 bis 600 m entspricht den Temperaturunterschieden der Monatsmittel im Juli und August in den extremen Jahren in Grad, also für 100 Höhenmeter Schneegrenzverschiebung 1° Temperaturerhöhung. Das Verhältnis: 1° Temperaturerhöhung zieht 100 m Schneegrenzhöherlegung nach sich, stimmt ferner gut mit den langjährigen Beobachtungen, die Streiff-Becker<sup>11</sup> auf dem Claridenfirn durchführte, überein. Er fand bei annähernd gleich hohen Niederschlägen (1916 bis 1926 3519 mm, 1926 bis 1936 3429 mm) und einem Temperaturanstieg auf dem Säntis von 3,64 auf 4,54°, also um 0,9°, eine Verschiebung der Schneegrenze von 2550 m auf 2650 m Höhe.

Würden die zwischen 1912 und 1932 eingetretenen Extremlagen, die die Hälfte der eiszeitlichen Schneegrenzdepressionen umspannen, andauern, käme es zu Vorstößen, die die Hochstände von 1850, 1820 und Fernau überträfen. Bei einer weiteren lokalen Klimaverschlechterung, bedingt durch Vergrößerung der Firnflächen, wie einem Anstau auf den Talböden, sind Annäherungen an die Größen der Daunstände denkbar. Eine Schneegrenzlage von 3000 bis 3100 m Höhe gefährdete dagegen fast alle Zungengletscher der Ostalpen, und zahlreiche Kar- und Hanggletscher schwänden. Ein nur ganz kümmerlicher Firmantel bliebe zurück.

Das Mittel der fünf kühlen Sommer 1912 bis 1916, das — 1,46° betrug und — 1,3° unter dem langjährigen Durchschnitt blieb, dürfte zur Zeit der Vorbereitung der großen Vorstöße im 19. Jahrhundert nicht wesentlich unterboten worden sein. Leider gibt es aus dieser Zeit noch keine Beobachtungen auf Bergstationen. In Wien z. B. sank in den kühlen Jahren 1836 bis 1845 das Mittel für die Monate Juni bis September (18,2°) nur um 0,5° unter das hundertjährige (1776 bis 1875 18,7°). Um die eiszeitliche Temperaturerniedrigung zu erreichen, wäre ein weiteres Absinken der Sommertemperatur um das Fünf- bis Sechsfache notwendig. Ob ein solcher Vorgang unbedingt eintreten muß, damit eine eiszeitliche Gletscherbedeckung entsteht, und ob dafür eine besonders günstige Kombination der meteorologischen Faktoren und die regelmäßige Änderung der Erdbahnelemente genügt, bleibt eine offene Frage. Ein solch günstiger Fall an Zusammenspiel wäre heute

<sup>11</sup> R. Streiff-Becker: Zwanzig Jahre Firnbeobachtung. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XXIV. Bd., 1936, S. 31—43.

in den Alpen eine Schneegrenzerniedrigung von 200 m bei nur 1° Temperaturermäßigung. Dieser Umstand ist möglich bei recht trübem Sommerwetter ohne viel direkte Strahlung und bei tiefen Nachttemperaturen, während deren Dauer jede Ablation erlischt und eine Harschkruste den Firn härtet. Nimmt man weiter an, daß mit der Temperaturniedrigung eine Niederschlagssteigerung parallel geht, die etwa 500 mm ausmacht, so zöge dieses Niederschlagsplus eine weitere Absenkung der Schneelinie gegen 200 m nach sich. Unter diesen Verhältnissen findet man schon mit einer Temperaturabnahme von etwas über 3°, die eben Brückner errechnete, das Auslangen. Dann wäre ein Abweichen von knapp 2° unter das Mittel schon der halbe eiszeitliche Senkungsbetrag. Ein solches Absinken der Temperatur kann sich jedoch nur dann wirklich auswirken, wenn es lange anhält, während ein gleicher Ausschlag nach oben schon in einem Sommer eine beachtliche Lücke hinterläßt, weil nicht nur die Auffüllung der Firnfelder unterbrochen wird, sondern dort auch noch Abschmelzung eintritt. Jede Firnanreicherung von wenigen Dezimeter im Jahr braucht viele Jahre, um Millionen Kubikmeter den Zungen zuzuführen. Eine Beständigkeit im Absinken der Temperatur in den ersten Jahren ist recht wichtig. Tritt zu diesen Gunstmomenten ein weiteres, wie Verminderung der Fließeigenschaften des Eises, so kann es um so eher zu einer Großvereisung kommen.

Ein nicht unwesentlicher Teil der starken Eisanreicherung zur Eiszeit beruht vielleicht auf einer Verminderung der Fließfähigkeit des Gletschereises, ist also ein gletscherdynamisches Problem. Wo, wie in den Polargebieten, der Abstand Schneegrenze—Talsohle oder kaum geneigtes Vorland sehr klein bleibt, ja fehlt, steigt die Firn- und Eismächtigkeit, bevor Bewegung eintritt. In den Alpentälern stellt sich ein ähnlicher Umstand ein, wenn die Gletscherzungen die flachen Haupttalböden erreichen. Erst bei beachtlicher Eismächtigkeit gibt es da Bewegung. Damit nähert sich die Eisoberfläche wieder der Schneegrenze, ja überschreitet sie und wird Nährgebiet. Selbststeigerung setzt ein.

Einen neuen Weg, die Eiszeit zu erklären, der zu der Bewegungsfrage hinleitet, beschreitet A. Wagner<sup>12</sup>. Er nimmt den Wärmestrom, der aus dem Erdinneren gegen die Oberfläche dringt, zu Hilfe. Dieser Wärmestrom, dessen Energien vom Zerfall der radioaktiven Substanzen in der Erdkruste stammen, wechselt an Stärke. Eine Wärmespeicherung in der Erdkruste und ein rhythmisches Verhalten bei der Wärmeabgabe ist wichtig. Der wahrscheinliche Gehalt an radioaktiven Substanzen reicht für die Wärmeerzeugung mehr als reichlich aus. Nach Kirsch<sup>13</sup> erzeugt eine Granitdecke von 20 m Mächtigkeit auf Grund ihres Gehaltes an Uran, Thorium und Kalium mehr Wärme, als der gegenwärtige Wärmestrom an der Erdoberfläche abgibt ( $3,2 \cdot 10^{20}$  cal/qcm . Jahr :  $2,5 \cdot 10^{20}$  cal/qcm . Jahr). Trabert<sup>14</sup> berechnete bei Annahme einer geothermischen Tiefenstufe von 25 m ( $q = 74$  cal/qcm . Jahr) eine Temperaturerhöhung von 0,16°. Nimmt man an, daß unterhalb einer Deckschicht von 20 km Dicke keine radioaktiven Stoffe vorhanden sind, bliebe der Wärmestrom ausgeglichen. Nun reichen die radioaktiven Stoffe wohl viel tiefer. Zeiten eines recht hohen Wärmestromes waren sicher die Perioden

<sup>12</sup> A. Wagner: Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Die Wissenschaft, 92. Bd., S. 167—175, Braunschweig 1940.

<sup>13</sup> L. Kirsch: Die Radioaktivität der Erde, im Handbuch der Exper. Physik, Bd. 25/2, S. 29, Leipzig 1931.

<sup>14</sup> W. Trabert: Die Bedeutung der inneren Erdwärme für die Mitteltemperaturen der Erdoberfläche. Meteorolog. Zeitschr., 1897, S. 151.

mit Gebirgsbildung. Bei einem Wärmestrom von 2500 cal/qcm .Jahr, wie er zur Zeit der tertiären Gebirgsbildung vielleicht vorhanden war, ergibt sich eine Temperaturerhöhung von 5<sup>6</sup>.

Die Theorie von A. Wagner hängt davon ab, ob der Wärmestrom, der aus dem Zerfall der radioaktiven Substanzen entsteht, mit genügender Stärke bis an die Erdoberfläche dringt, oder ob die Energien für Gesteinsumschmelzungen und gebirgsbildende Vorgänge verbraucht werden. Eine Frage, deren Beantwortung den Geophysikern, Geologen, Petrographen und Chemikern zukommt. Wirkt sich die Über- oder Unterschreitung bestimmter Temperaturen am Gletschergrund, die damit zu kritischen Temperaturen aufrücken, in einer beachtlichen Erhöhung, bzw. Minderung der Gletscherbewegung aus, so wird jeder Wärmestrom, der dazu beiträgt, wichtig. Ein gesteigerter Wärmestrom aus dem Erdinneren erhöht wohl die Eisplastizität und damit die Fließfähigkeit; umgekehrt verringert sie sich.

Fällt eine Anzahl klimatischer Gunstfaktoren mit einer Minderung der Eisabflußverhältnisse zusammen, so sind die Bedingungen für eine Großvereisung gegeben. Großvereisung bedeutet nicht Eiszeit, das sei hier ausdrücklich betont. Bei ihr kommt das Moment der Wiederholung hinzu. Eine Großvereisung läßt sich dagegen schon allein durch Summierung von Gunstbedingungen hinreichend begründen.

## **Dehnt sich die Erde aus?**

Von Kurt Himpel, Heidelberg.

Einer der charakteristischen und auch erfreulichsten Fortschritte der naturwissenschaftlichen Zusammenarbeit der letzten Jahrzehnte ist die bewußte Abkehr vom Spezialistentum vergangener Zeiten. Insbesondere Geographie und Geologie haben erkannt, wie unerläßlich wichtig eine Zusammenarbeit mit den vielfach exakter durchgearbeiteten Nachbargebieten der Geophysik und nicht zuletzt auch der Astrophysik und Kosmogonie ist. Der Anstoß hierzu kam nicht von ungefähr, vielmehr waren es eine ganze Reihe speziell von der Geologie aufgezeigter Merkwürdigkeiten, die sich mit den bis dahin herrschenden Theorien nicht mehr erklären ließen. Vor allem anderen ist hier die Entdeckung der permokarbonischen Eiszeiten zu erwähnen, die eine völlige Umwälzung in verschiedenen Vorstellungen vom Ablauf der Erdgeschichte mit sich brachte. Kilometerdickes Eis in Indien und gleichzeitig tropisches Klima in vielen Gegenden der Nordhalbkugel ist ohne die Annahme grundlegender Abweichungen des gesamten Erdbildes gegenüber heute nicht faßbar. Eigenartig waren aber auch verschiedene Ergebnisse der Tier- und Pflanzengeographie, die in der geologischen Vergangenheit fast überall viel engere Verbindungen zwischen den Kontinenten forderten, als sie es heute sind. Die Annahme von Landbrücken oder gar ganzen Zwischenkontinenten ist aber, abgesehen von der Frage, wo die Wassermassen der Ozeane geblieben sein sollen, auch mit den Ergebnissen der Geophysik, speziell der *I s o s t a s i e*, nur schwer vereinbar. Schließlich hatte man auch über die Entstehung der Gebirge immer noch keine befriedigende Theorie, nur mehr oder weniger gekünstelte Darstellungsversuche.

Alle jene Eigentümlichkeiten wurden in ein neues Licht gerückt durch die von Alfred Wegener<sup>1</sup> im Jahre 1912 aufgestellte Pol- und Kontinentenver-

<sup>1</sup> A. Wegener, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. „Die Wissenschaft“, Bd. 66, Braunschweig (1929). — Köppen-Wegener, Die Klimate der geologischen Vorzeit, Berlin (1924).