

Das Klima der Eiszeit.¹⁾

Von Albrecht Penck.

Temperatur an der heutigen Schneegrenze. Temperatur- und Niederschlagsminderung an der eiszeitlichen Schneegrenze. Periglaziale Wirkungen. Eiszeitliche Löß- und Seewinde. Bodenfluß. Klimaver-schiebung. Strahlungskurve.

Als vor 100 Jahren von der Eiszeit zum ersten Male gesprochen wurde, da war damit der Gedanke an eine alles Leben ertötende Kälteperiode verbunden. So dachten Louis Agassiz und Karl Schimper, der das Wort Eiszeit schuf. Aber alsbald wurde es klar, daß es sich nur um eine Zeit geringerer Wärme als heute handeln könne; denn Pflanzen und Tiere haben die Eiszeit überdauert und beide sind vielfach zur Charakteristik des eiszeitlichen Klimas herangezogen worden. Dabei ist nicht immer beachtet worden, daß sowohl die Pflanzen als namentlich auch die Tiere eine starke Anpassungsfähigkeit an das Klima besitzen, die sich im Laufe der Zeit ändern kann, weswegen gleiche Arten nicht zu allen Zeiten unbedingt auf dasselbe Klima weisen. Will man das Klima der Eiszeit erfassen, so muß man von Tatsachen ausgehen, die eindeutige klimatische Schlußfolgerungen ermöglichen. Eine solche Gegebenheit ist die Lage der Schneegrenze, welche für die Entwicklung aller Gletscher maßgebend ist. Sie ist bestimmt durch das Zusammenwirken verschiedener klimatischer Faktoren, von Niederschlag und Temperatur, und es gelingt, die Einflüsse beider gegeneinander abzuwägen. Die Bestimmung der Lage der eiszeitlichen Schneegrenze ist daher ein wesentliches Ziel der Eiszeitforschung der letzten Jahrzehnte gewesen. Dabei hat sich alsbald ein Ergebnis von weittragender Bedeutung herausgestellt (1): Allenthalben hat auf der Erde während der Eiszeit die Schneegrenze tiefer gelegen als heute, nicht bloß in unseren gemäßigten Breiten, sondern auch in den Tropen, selbst in den Polargebieten, in küstennahen und in meerfernen Ländern. Die Eiszeit hat die ganze Erde, nicht bloß einzelne Teile betroffen. Aber ein Einblick in ihr Wesen ist damit noch nicht gewonnen. Wir wissen, daß ebenso wie eine Minderung der Temperatur auch eine Mehrung der Niederschläge die Schneegrenze herabdrücken kann. Bald das eine, bald das andere haben die einzelnen Forscher betont; aber man ist nicht gewahr geworden, daß die allgemeine Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze eine eindeutige Erscheinung ist. Das lehrt uns folgende Betrachtung.

Klimatisch bezeichnet die Schneegrenze die Stellen, an denen der im Laufe des Jahres gefallene Niederschlag völlig durch Tauen oder Schmelzen aufgezehrt wird. Der Beobachtung zugänglich sind aber nur Stellen, wo der im Laufe eines Jahres abgelagerte Schnee völlig geschmolzen wird. Das ist nicht dasselbe, und längst hat man zwischen klimatischer und orographischer Schneegrenze unterschieden, aber nicht immer ist beachtet worden, daß alles, was beobachtet werden kann, orographisch beeinflusst ist; nirgends tritt die klimatische Schneegrenze rein in Erscheinung; man kann auf ihre Lage nur aus einer Summe örtlicher Schneegrenzen folgern. Sie ist Gegenstand einer Abstraktion, nur als solche gestattet sie klimatologische Folgerungen. Diese gehen naturgemäß von Erscheinungen aus, die uns das Wesen der Schneegrenze offenbaren.

¹⁾ Vortrag, auszugsweise gehalten auf der Eröffnungssitzung der III. Internationalen Quartärkonferenz in Wien, 2. September 1936.

Wir sehen sie auf Gletschern, wo sie die Nähr- und Zehrfläche trennt und nehmen wahr, wie sie von Jahr zu Jahr zeitlich und auf dem Gletscher räumlich hin und her schwankt. Sie tritt uns in Erscheinung als die obere Grenze, bis zu welcher die Schneedecke sich zurückzieht, die sich zeitweilig über das Land breitet. Diese zeitweilige Schneedecke entsteht und vergeht im Laufe eines Jahres. In tieferen Lagen stellt sie sich zu Beginn des Winters ein und schwindet beim beginnenden Frühjahre, in höheren Lagen setzt sie schon im Herbst ein, wächst den ganzen Winter hindurch und wird dann im späten Frühjahre rasch weggeleckt. Immer ist die Zeit ihrer Ablagerung länger als die ihrer Abtragung. An der Schneegrenze nun sehen wir kein Entstehen und Vergehen der Schneedecke; unterhalb schwindet sie, oberhalb bleibt sie bestehen, an ihr selbst häuft sich im größeren Teile des Jahres Schnee an, das ist die winterliche Schneezeit, und sobald der angehäuften Schnee geschmolzen ist, beginnt die neue Schneezeit, so daß die Schneedecke ununterbrochen bestehen bleibt. Aber das ist nur scheinbar, in Wirklichkeit wird sie im Laufe eines Jahres neugebildet und zerstört. Sieben bis acht Monate dauert in Europa die Schneezeit, vier bis fünf Monate die Schmelzzeit, diese mit Temperaturen von über 0° , jene mit solchen darunter. Zunächst gestaltet sich dieses allgemeine für die gemäßigte Zone gültige Bild im einzelnen sehr unregelmäßig; von Jahr zu Jahr ändert sich die Höhenlage der Schneegrenze, sie schwankt wie alle meteorologischen Größen um einen Mittelwert. Ferner wird die Schneezeit unterbrochen durch Tage und Wochen des Schmelzens und umgekehrt erfolgen in der Schmelzzeit Schneefälle. Diese Einzelheiten stören den allgemeinen Ablauf ebensowenig, wie warme Wintertage und Kälterückfälle im Sommer den regelmäßigen Gang der Jahrestemperatur. Wie uns erst dieser die Erwärmung durch die Sonne offenbart, so lehrt uns die Unterscheidung von Schneezeit und Schmelzzeit die Tatsache kennen, daß an der Schneegrenze eine allmählich vonstatten gegangene Schneeanhäufung durch zwei bis dreimal so kräftige Schneeschmelze genau aufgezehrt wird. Diese wird durch die sommerliche Wärme bewirkt, die Schneeanhäufung hingegen durch die Summierung des schneeigen Niederschlages in der Schneezeit. Es herrscht also an der Schneegrenze ein Gleichgewicht zwischen der Niederschlagssumme der kalten Jahreszeit mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkte und der Temperatursumme der warmen. Zum Ausdruck kommt, daß die Lage der Schneegrenze weder durch Temperatur und Niederschlag allein, sondern durch das Verhältnis beider während der Schmelz- und der Schneezeit bestimmt wird, welch letztere doppelt bis dreimal so lang wie die Schmelzzeit ist.

Die Schmelzzeit mit ihren Temperaturen über 0° umfaßt nur die Spitze der Kurve der Jahrestemperatur; deren größter Teil liegt unter 0° , infolgedessen ist auch die Jahrestemperatur an der Schneegrenze unter 0° . Das gilt solange die Schmelzzeit kürzer ist als die Schneezeit, und die Kurve der Jahrestemperatur eine symmetrische Gestalt hat. Beides ist die Regel für die gemäßigten Breiten. Das zeigt nachfolgende Zusammenstellung der aus Hann's Klimatologie entnommenen Temperaturen in $^{\circ}\text{C}$ für einige meteorologische Stationen Europas, die nahe der Schneegrenze gelegen sind. Man erkennt, daß die Schmelzzeiten stets kürzer als die Schneezeiten sind. Sie überschreiten nur am meernahen, sehr niederschlagsreichen Ben Nevis die Dauer von vier Monaten, die Summe der positiven Monatstemperaturen ist aber genau die des Pic du Midi Bigorre in den Pyrenäen und erhebt sich nicht weit über die des kontinentaler gelegenen Säntis, dagegen zeigen die negativen Temperatursummen erhebliche Verschiedenheiten; an allen drei Stationen, auch am Ben Nevis, ist die Jahrestemperatur unter Null, obwohl die meteorologische Station, die die Werte geliefert hat, noch mindestens 60 m unter der mutmaßlichen Schneegrenze liegt. Selbst außergewöhnlich hohe, sneeliefernde Niederschlagssummen verursachen nicht, daß die Jahrestemperatur an der Schneegrenze über den Gefrierpunkt ansteigt, sie können demselben in der gemäßigten Zone nur sehr nahe kommen.

In Polargebieten bleibt die Mitteltemperatur an der Schneegrenze allenthalben und zwar meist erheblich unter 0° , selbst dort, wo diese an bevorzugten Küsten wie in Spitzbergen und auf Jan Mayen außerordentlich tief liegt. Auch hier sondern sich deutlich

	Ben Nevis 1343 <i>m</i>	Säntis 2500 <i>m</i>	Pic du Midi 2860 <i>m</i>
Jänner	— 4·4	— 8·8	— 7·9
Februar	— 4·6	— 8·7	— 7·6
März	— 4·4	— 8·4	— 7·1
April	— 2·4	— 4·7	— 5·2
Mai	0·6	— 0·8	— 1·7
Juni	4·3	2·5	2·8
Juli	5·1	5·0	6·4
August	4·7	4·7	6·4
September	3·4	2·9	3·2
Oktober	— 0·3	— 1·7	— 0·8
November	— 1·7	— 5·1	— 4·6
Dezember	— 3·8	— 8·1	— 6·9
Jahr	— 0·3	— 2·6	— 1·9
Schwankung	9·7	13·7	14·3
Positive Summe	18·1	15·1	18·1
Negative Summe	21·6	— 46·3	— 41·8

Schneezeit und Schmelzzeit, die letztere hat auf Spitzbergen noch die Dauer eines Vierteljahres. In größerer Polnähe kommt sie kaum noch in der Jahreskurve der Temperatur an der Schneegrenze zum Ausdruck; in Nordgrönland liegt sie in Höhen von 1000 bis 1500 *m* (2), in denen die Monatsmittel aller Monate tief unter dem Gefrierpunkte sind; wenn gleichwohl unter ihr noch Schnee und Eis tauen, so ist dies unmittelbare Wirkung der Insolation. In der tropischen Zone haben wir zunächst noch ähnliche Verhältnisse wie in der gemäßigten, und es sondert sich an der Schneegrenze deutlich eine Schnee- und eine Schmelzzeit. Aber je mehr wir uns dem Äquator nähern, desto mehr ist eine Spaltung beider zu gewärtigen und nun mehren sich Angaben für eine mittlere Temperatur an der Schneegrenze, die 0° überschreiten. Allerdings liegen über deren Lage selbst in Ecuador nur recht unbestimmte Angaben vor. M. Reiss und A. Stübel geben ihre Höhe für die Ostkordillere zu 4623 *m*, für die Westkordillere zu 4722 *m*, Hans Meyer (3) zu 4700, bzw. 4800 *m* an. Aber er berichtet, daß Endmoränen heutiger Gletscher in größerer Höhe gelegen sind. Daraus erhellt, daß auch die von ihm mitgeteilten Werte nicht für die klimatische Schneegrenze gelten können.

Wir haben in Südamerika nirgends eine meteorologische Station in der Nähe der Schneegrenze; die an ihr oder in ihrer Nähe herrschende Temperatur und ihr Gang lassen sich also nicht, wie in Europa, durch Beobachtungen erweisen. Wir sind darauf angewiesen, solches aus erheblich tiefer gelegenen Stationen zu berechnen, wobei namhafte Verschiedenheiten sich ergeben, je nach der angenommenen Temperaturabnahme mit der Höhe. Diese ist in den Hochanden größer als sonst, und wahrscheinlich erklärt sich die Angabe von J. Hann (4), daß an der Schneegrenze in Ecuador im Osten die mittlere Jahrestemperatur + 2°, im Westen + 1° sei, durch die üblich angewendete Temperaturabnahme von 0·5° auf 100 *m*. In den Hochanden ist sie mehr als 0·6°, wie die Temperaturunterschiede zwischen Arequipa und El Misti erkennen lassen (5). Sie zeigen im Laufe der einzelnen Monate nicht unerhebliche Unterschiede; die Jahresschwankung wird nach oben zu größer. Beides trifft auch für die Temperaturen vom Hato de Antisana, wo ein Jahr lang beobachtet wurde, und dem 1240 *m* tiefer gelegenen Quito (6) zu. Wir berechnen danach die Temperaturen in 4700, 4800 und 4900 *m* und legen dabei die längere Beobachtungsreihe von Quito (2816 *m*) zugrunde.

Wir erhalten folgende Werte:

	Temperatur- abnahme auf 100 m	Temperatur in 4700 m	Temperatur in 4800 m	Temperatur in 4900 m	Temperatur in 5000 m
	in Celsiusgraden				
Jänner	0·56	+ 2·3	+ 1·8	+ 1·3	+ 0·8
Februar	0·55	+ 2·4	+ 1·9	+ 1·4	+ 0·9
März	0·62	+ 1·0	+ 0·4	— 0·2	— 0·8
April	0·60	+ 1·5	+ 0·9	+ 0·3	— 0·3
Mai	0·56	+ 2·3	+ 1·8	+ 1·3	+ 0·8
Juni	0·59	+ 2·0	+ 1·3	+ 0·6	— 0·1
Juli	0·67	+ 0·1	— 0·5	— 1·1	— 1·7
August	0·81	— 2·2	— 3·0	— 3·8	— 4·6
September	0·82	— 2·4	— 3·2	— 3·9	— 4·7
Oktober	0·70	— 0·2	— 0·9	— 1·6	— 2·3
November	0·62	+ 1·0	+ 0·4	— 0·2	— 0·8
Dezember	0·59	+ 1·7	+ 1·1	+ 0·5	— 0·1
Jahr	0·64	+ 0·7	+ 0·1	— 0·5	— 1·1
Schwankung	0·17	4·8	5·1	5·3	5·6
Positive Summe	—	+ 14·3	+ 9·6	+ 5·4	+ 2·5

Wir sehen: zwischen 4700 und 5000 m nimmt die Dauer der Schneezeit (umrahmt) sehr rasch von drei Monaten auf neun Monate zu; erst in 4900 m tritt die erwartete Spaltung der Schmelzzeit ein. In 4700 m ist letztere dreimal so lang als die Schneezeit, die dabei in die trockene Jahreszeit fällt. Es ist ausgeschlossen, daß während ihr soviel Schnee liegen bleibt, wie in der langen, allerdings wenig warmen Schmelzzeit geschmolzen werden kann, in der die Summe der Monatstemperaturen über Null $14\cdot3^\circ$, ähnlich wie am Säntis ist. Wir sind nach den thermischen Verhältnissen entschieden unter der klimatischen Schneegrenze. Näher kommen wir ihr in 4800 m, wo die Schneezeit sich auf vier Monate der Trockenzeit erstreckt, und die Schmelzzeit eine Temperatursumme von $9\cdot6^\circ$ hat. In 4900 m wird die Schneezeit so lang wie die Schmelzzeit, die allerdings nur eine Summe positiver Monatstemperaturen von $5\cdot4^\circ$ hat, aber durchaus in die niederschlagsreiche Zeit des Jahres fällt. Möglicherweise ist man hier bei einer Jahrestemperatur von $-0\cdot7^\circ$ schon etwas über der klimatischen Schneegrenze, sicher ist dies erst in 5000 m Höhe der Fall, wo die Schneezeit auf drei Viertel des Jahres angewachsen ist, und die Schmelzzeit nur eine Summe der Monatstemperaturen von $2\cdot5^\circ$ hat. In 5000 m ist die thermische Schmelzzeit ganz verschwunden, aber es gibt am Chimborazo noch einen Gletscher, der in 5300 m endet, also über der errechneten Schneegrenze! Solches muß auch für die Gletscher im südlichen Peru gelten, wo die Schmelzzeit am Misti schon in 4900 m verschwindet, während sein Gipfel mit 5850 m ohne Schneehaube aufragt.

Die Dinge liegen hier ähnlich wie im nördlichen Grönland. Wir haben es nicht mit einer jahreszeitlichen Trennung von Schneezeit und Schmelzzeit zu tun, die sich in den Monatsmitteln zu erkennen gibt, sondern warme, trockene Tage zehren auch bei mittleren Monatstemperaturen von unter 0° am gefallenen Schnee. Für die mittleren Tropen und die inneren Polargebiete gilt also die jahreszeitliche Trennung von Schmelzzeit und Schneezeit nicht, die uns das Verständnis der Schneegrenze in den gemäßigten Breiten so wesentlich erleichtert. Haben wir auch keinen sicheren Grund dafür, daß sie selbst in den feuchten Tropen bei einer mittleren Jahrestemperatur von über 0° vorkäme, so kommt sie derselben hier doch ebenso nahe wie in den sehr feuchten gemäßigten Breiten. Wenn wir diese

Tatsache für die Eiszeit auch als gegeben annehmen, ermöglicht uns die Lage deren Schneegrenze an bevorzugten Stellen die Höhe von Jahrestemperaturen zu bestimmen, die nahe an 0° herankommen. Das wird namentlich dort der Fall sein, wo die eiszeitliche Schneegrenze in einer bestimmten Breite besonders tief lag.

Sehr tief lag die eiszeitliche Schneegrenze im südwestlichen Irland. Schon 1895 konnte ich mich vergewissern, daß sie hier in den Carantua-Hügeln höchstens 500 *m* über dem Meere gelegen war, denn dieselben entsandten ihre Gletscher bis über Killarney hinaus, fast bis zur Küste hin. Seither hat A. Farrington (7) gezeigt, daß auch die Wicklow-Berge eine eigene, wenn auch kleinere Vergletscherung trugen; Herbert Louis (8) ist geneigt, für das ganze südliche Irland die eiszeitliche Schneegrenze in 400 bis 500 *m* anzusetzen. Nehmen wir 500 *m* an, so herrschte in einer Höhe, in der wir heute eine mittlere Jahrestemperatur von 7.5° haben, eine solche von etwas unter 0° , es ergibt sich also eine Temperaturerniedrigung von etwa 8° . Nach den neuesten Untersuchungen von A. Farrington (9) kann man die eiszeitliche Schneegrenze in den Carantua-Bergen noch tiefer, nämlich unter 400 *m* ansetzen. Eine zweite Stelle Europas, wo in der Eiszeit die Schneegrenze außergewöhnlich tief herabgedrückt war, ist die Bocche von Cattaro. Ich war 1899 sehr überrascht, als ich auf den umgebenden Höhen in der Krivošije nur 1000 *m* über dem Meere mächtige Moränen fand, die zu einem vom Orjen (1895 *m*) gekommenen eiszeitlichen Gletscher gehören. Daraus schloß ich auf eine sehr tiefe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze in der Gegend. Ich schätzte sie auf 1400 *m* (10). Die Untersuchungen von Alfred Grund (11) haben dies Ergebnis befestigt. Er hat gezeigt, daß weithin an der Nordostküste der Adria die eiszeitliche Schneegrenze in 1300 bis 1500 *m* Höhe gelegen war, wo heute eine Jahrestemperatur von 8 bis 9° herrscht; für die Eiszeit haben wir in dieser Höhe eine solche von unter 0° anzunehmen. Mindestens um 8° war hier also die Jahrestemperatur der Eiszeit niedriger als heute; das stimmt gut mit dem, was das südliche Irland lehrt, und beide Ergebnisse stehen im Einklang mit dem anderer Betrachtungen (12). Vergleicht man das Klima von Orten an der Außenküste von Europa, an denen die eiszeitliche Schneegrenze sich ermitteln läßt, mit dem solcher Orte, wo die heutige Schneegrenze gleich hoch ist, vergleicht man das Klima von Südirland mit dem von Nordwestisland, das der Serra da Estrela in Portugal mit dem von Schottland, so ergeben sich Temperaturunterschiede von 8° , und ebenso große offenbaren sich zwischen der Nordostseite der Adria und dem südlichen Norwegen, wo heute die Schneegrenze so tief liegt, wie während der Eiszeit im südlichen Dalmatien. Darnach ergibt sich für das eiszeitliche Europa eine um rund 8° niedrigere Jahrestemperatur als heute.

Das eiszeitliche Europa lag höher über dem damaligen Meeresspiegel, denn jener war infolge der Wasserentnahme zur Bildung der Vergletscherungen gegenüber dem heutigen gesunken. Auf höchstens 0.5° kann man die dadurch bedingte Temperaturminderung veranschlagen. Die klimatisch bedingte war nach beiden Betrachtungsweisen, etwas mehr nach der einen als nach der anderen, in jedem Falle aber größer als bisher angenommen.

1906 glaubte ich die eiszeitliche Temperaturerniedrigung auf 2 bis 3° schätzen zu können (13). Dem hat C. Gagel widersprochen und 10 bis 12° verlangt (14); man würde sie auf 6° veranschlagen, wenn man von der in Mitteleuropa nachgewiesenen Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze von 1200 *m* ausgeht und annimmt, daß eine Temperaturänderung von 0.5° einer Höhenänderung von 100 *m* entspricht. Das würde aber nur dann berechtigt sein, wenn die Schneegrenze allenthalben die Bedeutung derselben Isotherme hätte. Das ist aber nicht der Fall. Nur dann, wenn die Höhenänderung der Schneegrenze ohne jedwelche Beeinflussung der Niederschlagsverhältnisse geschähe, könnte man auf die thermische Auswertung ihrer Bewegung die Regel der Temperaturabnahme mit der Höhe anwenden. Dann aber müßte der nachgewiesenen Temperaturerniedrigung in Europa von 8° eine Herabdrückung der Schneegrenze von 1600 *m* folgen. Die höchste nachgewiesene beträgt aber nur 1200 bis 1300 *m*. Das weist darauf, daß während der Eiszeit andere Nieder-

schlagsverhältnisse herrschten als heute, und zwar, daß der schneeige Niederschlag an der Schneegrenze geringer war als gegenwärtig; eine geringere Wärmemenge war zum Schmelzen nötig und deswegen sank die Schneegrenze weniger als die Jahrestemperatur. Nehmen wir die Verschiedenheiten der Herabdrückung als ein ungefähres Maß jener Niederschlagsminderung, so ergibt sich diese bei einer Senkung der Schneegrenze von 1200 *m* auf drei Viertel, bei einer solchen von 800 *m*, wie wir sie in den mehr kontinentalen Teilen Europas kennen, zur Hälfte des heutigen Niederschlags. Europa hatte während der Eiszeit allenthalben weniger Niederschlag als heute, und zwar nahm die Niederschlagsminderung landeinwärts zu.

Das müssen wir erwarten, wenn die Jahrestemperatur zur Eiszeit gesenkt war. Da war die ozeanische Verdunstung und demzufolge der Niederschlag auf dem Lande gemindert. Diese klare Beziehung ist nicht immer erkannt worden, und es ist sogar ausgesprochen worden, die Eiszeit sei im Grunde genommen eine Wärmezeit mit so reichlichen Niederschlägen gewesen, daß die Schneegrenze deswegen gesenkt worden sei. Die Meinung, daß letzteres eine Niederschlagsmehrung anzeige, wird vielfach geteilt und trifft für manche Fälle entschieden zu. Aber die eiszeitliche Senkung der Schneegrenze hat damit nichts zu tun. Auch dies erkennen wir im südlichen Irland. In der Höhe seiner eiszeitlichen Schneegrenze (500 *m*) herrschen heute Januar-Temperaturen von $+5^{\circ}$. Dies schließt aus, daß es hier trotz sehr reichlicher Niederschläge zur regelmäßigen Bildung einer Schneedecke kommt, wenn auch nicht ausgeschlossen ist, daß der gefallene Schnee einmal liegen bleibt. Selbst die Gipfel der Carantua-Berge (1041 *m*) könnten nur gelegentlich eine Schneehaube tragen, aus der aber nie Gletscher nährendes Firnfeld hervorgehen könnte. Mit Recht hat G. C. Simpson (15) gesagt, daß es in Großbritannien ohne Temperaturerniedrigung nie zur Bildung einer Vergletscherung kommen könnte, wie sehr auch der Niederschlag zunehmen möge.

Die nicht unansehnliche eiszeitliche Vergletscherung der Carantua-Berge konnte nur zustande kommen, wenn sieben bis acht Monate lang die Temperatur an der zugehörigen Schneegrenze von 500 *m* durchweg unter Null lag; heute ist sie in dieser Zeit 6° . Mehr mußte sie während der Schneezeit herabgedrückt sein. War sie gleich hoch wie in der Schneezeit des Ben Nevis (-2.6°), so war sie sogar mehr als 8° erniedrigt. Es war also die Eiszeit nicht etwa eine Periode besonders erniedrigter Sommertemperatur, sondern Sommer- und Wintertemperaturen waren in gleicher Weise gesenkt. Hinfällig sind also alle Theorien, welche die Eiszeit auf eine bloße Änderung in der Temperaturverteilung zurückführen wollen. Sie ist eine Periode allgemein im Laufe des ganzen Jahres gesenkter Temperatur. Daß diese Senkung auf der ganzen Erde den für Europa nachgewiesenen Betrag von 8° gehabt hat, soll aber nicht gesagt sein.

Zweifellos waren die großen eiszeitlichen Vergletscherungen auf das Klima ihrer Umgebung von Einfluß. In diesem Sinne können wir mit W. v. Lozinski (16) von einem periglazialen Klima sprechen. Das große nordische Inlandeis brachte die in seiner Mitte gefallenen Niederschlagsmengen an seinen Rand, wo sie im Binnenlande geschmolzen wurden. Das geschah auf Kosten der hier herrschenden Wärme und bewirkte eine Minderung der Temperatur der Schmelzzeit. Infolgedessen mußte die Schneegrenze in der Umgebung besonders herabgedrückt gewesen sein. Einschlägige Beobachtungen auf den deutschen Mittelgebirgen, die sich zwischen das nordische Inlandeis und die alpine Vergletscherung schalten, ergaben solches aber nicht. Schon 1882 zeigte Joseph Partsch, daß hier die eiszeitliche Schneegrenze von Westen nach Osten, vom Meere also landeinwärts, ansteigt. Aber es zeigt sich noch etwas anderes: Es liegt die eiszeitliche Schneegrenze im Norden höher als im Süden. Der nördliche Schwarzwald hatte noch eiszeitliche Gletscher; davon, daß der gleich hohe Harz solche getragen, habe ich mich nicht vergewissern können. Der südliche Böhmerwald hatte Gletscher, keine sichere Spur von solchen hat sich im Erzgebirge gefunden. In den nördlichen Kalkalpen Niederösterreichs lag die Schneegrenze tiefer als in den Sudeten. Dies ist das Gegenteil von dem, was man erwarten sollte, wenn

das große nordische Inlandeis einen abkühlenden Einfluß auf seine Umgebung ausübte. Ich habe daher die deutschen Mittelgebirge immer aufs neue nach eiszeitlichen Gletscherspuren abgesehen; sehr vieles von dem, was im Böhmerwald, im Frankenwalde, im Thüringer Walde, in der Hohen Rhön und im Harze als Eiszeitspuren gedeutet worden ist, hat sich als pseudoglazial erwiesen; an der Tatsache ist nicht zu zweifeln, daß die eiszeitliche Schneegrenze auf deutschem Boden gegen das nordische Inlandeis hin ein wenig anstieg. Dies übte also noch eine andere, als abkühlende Wirkung auf seine Umgebung aus. Ich führe dieselbe gleich Anderen auf die vom Eise kommenden Winde zurück. Dieselben machten die Wirkung der von ihm ausgehenden Abkühlung auf die benachbarte Schneegrenze zunichte. Groß kann daher jene Abkühlung nicht gewesen sein.

Zwei Arten von Winden wehten in Europa während der Eiszeit: Westwinde und Ostwinde. Beide sind in ihren Wirkungen deutlich erkennbar. Die Westwinde brachten die Feuchtigkeit, welche die großen und kleinen Vergletscherungen nährte, die Ostwinde verwehten den Schlamm der Gletscherflüsse und lagerten ihn als Löß ab. Im Süden walteten die westlichen Winde vor. Jede der drei Halbinseln, die Europa ins Mittelmeergebiet erstreckt, hatte während der Eiszeit ebenso wie heute eine ausgesprochene Regen-seite, nach der hin sich die eiszeitliche Schneegrenze um 600 bis 800 *m* hin senkte. Dies wurde zuerst auf der Pyrenäenhalbinsel erkannt und wurde später für die Balkanhalbinsel näher erwiesen, für die Herbert Louis (17) eine übersichtliche Darstellung der eiszeitlichen Schneegrenze gegeben hat; es gilt auch für die Apenninen-Halbinsel. Die Dinge lagen hier während der Eiszeit genau ebenso wie heute im südlichen Norwegen, wo sich die Schneegrenze von Jotunheim bis zur Westküste um gut 700 *m* senkt. In sinnreicher Weise hat W. Ahlmann (18) dies durch Zunahme der Niederschläge gegen die See hin und eine leichte Zunahme der Kontinentalität gegen das Land hin begründet; seine Erklärung trifft auch für die eiszeitlichen Zustände der drei Mittelmeerhalbinseln zu. Feuchte Westwinde drückten an ihren Westseiten die Schneegrenze herab und wehten, trocken geworden auf die Ostküsten hinab; über dem hier angrenzenden Meere beluden sie sich neuerlich mit Feuchtigkeit, welche sie der nächsten Westküste spendeten. Die schmale Adria genügte, um die am Apennin trocken gewordenen Winde wieder so feucht zu machen, daß sie die Schneegrenze an der Küste Dalmatiens außergewöhnlich tief herabdrückten. Allerdings stellten sich ihnen hier besonders große Erhebungen entgegen. Wären diese nicht vorhanden, so läge die eiszeitliche Schneegrenze mehr landeinwärts so tief wie an der Bocche von Cattaro. Stellt man sich vor, daß das Meer bis an den Fuß des Rilagebirges gereicht habe, so würde in diesem die eiszeitliche Schneegrenze in der Höhe von 1400 *m* anzunehmen sein, die sie am dalmatischen Gestade hatte, während sie 2200 *m* hoch lag. Die Wegnahme des dinarischen Gebirges würde die eiszeitliche Herabdrückung der Schneegrenze im Innern der Balkanhalbinsel um mehr als das doppelte steigern. Ähnlich würde die heutige Schneegrenze in Jotunheim um 700 bis 800 *m* sinken, wenn das Nordmeer bis dicht an seine Gletscher herantreten könnte, und es würden dieselben fast zu eiszeitlicher Größe heranwachsen. Die Möglichkeit der Entstehung einer Vergletscherung bloß auf Grund von orographischen Veränderungen ist also durchaus gegeben, aber zur Erklärung der Eiszeit kommt sie nicht in Betracht; denn diese spielte sich unter der heutigen Verteilung von Wasser und Land ab, und die Küsten waren infolge der Wasserentnahme aus dem Weltmeere in dieses mehr oder weniger hinausgeschoben.

Auch westlich und nordwestlich der Alpen verraten sich westliche Winde noch durch Einzelheiten in der Lage der Schneegrenze und in der Entwicklung kleiner Gletscher. Aber nordöstlich und östlich von ihnen kommen die Wirkungen östlicher Landwinde mehr und mehr zur Geltung. Sie begleiten den Südrand des nordischen Inlandeises in einiger Entfernung. Löß am Nordsaum der deutschen und der polnischen Mittelgebirge verrät, daß der Schlamm der Abflüsse des Inlandeises nach Südwesten, also durch nordöstliche Winde verweht wurde, und daß er erst dort fallen gelassen wurde, wo sich diesen Winden

niedere Gebirge entgegenstellten. Hier fiel der Löß in ähnlicher Weise wie der atmosphärische Niederschlag vornehmlich im Luv von Erhebungen, nicht in deren Lee, wie Sand, der auf der Erdoberfläche durch den Wind gerollt wird. Luv und Lee waren für Regen- und Lößwinde nicht dieselben; die auf Regenwinde gestützte Annahme, daß auch während der Eiszeit Westwinde in Europa vorwalteten, hat zur irrigen Folgerung geführt, daß der Löß im Lee auf sanft ostwärts geneigten Flächen abgelagert worden sei; die Herkunft seines Materials weist in der Regel nach Osten, er ist nach Westen geweht und auf Luvseiten gebreitet. Auf der Nordostseite des Harzes liegt der Löß der Magdeburger Börde, auf der Südwestseite fehlt er; das Gebirge wirft, wie Grahmann gezeigt hat, geradezu einen Lößschatten dahin. Nur örtlich verfrachteten auch Westwinde den Löß und lagerten ihn dann auch im Luv ab.

Die Lößwinde wehten namentlich im Winter. Das erhellt aus folgendem: Während des Sommers waren die dem Eise entströmenden Flüsse hoch angeschwollen, im Herbst sanken sie und hinterließen in ihren breiten Hochwasserbetten eine dünne Schlammschicht, die ein Spiel der Winde ward, bis neues Hochwasser kam. Für die Westwinde blieb dort, wo sie neben den Ostwinden wehten, nur der Sommer, und wenn sie Schneebringer waren, so bezeugt dies, daß auch während der Eiszeit die Zeit der Schneeschmelze an der Schneegrenze eine sehr kurze war. Am Saume des Inlandeises und im Osten Europas kennen wir nur die Anzeichen östlicher Winde, im Mittelmeergebiete, wo es keinen Löß gibt, nur solche westlicher Winde. An der Grenze beider Gebiete liegen die Wirkungen östlicher und westlicher Winde nebeneinander; die letzteren bliesen in Süddeutschland sogar den Löß aus der Oberrheinebene bis ins Neckarland, aus dem pannonischen Becken ins Moravatal, während er sonst aus dem Herzen Ungarns nach Nordwesten selbst bis an den Südostabfall des böhmischen Massivs gebracht wurde und sogar bis ins untere Moldau- und obere Elbegebiet gelangte. Hier haben wir es ebenso wie auf dem Alpenvorlande mit Donaulöß zu tun, im Neckarlande mit Rheinlöß, im oberen Maingebiete fehlt Löß, auf dem Nordwestabfalle des Erzgebirges und dem Nordostabfalle der Sudeten liegt nordischer Löß. Diese Züge in seiner Verbreitung in Mitteleuropa zeigen seine enge Abhängigkeit von Flußgebieten und von eiszeitlichen Winden. Letztere lassen einen monsunartigen Wechsel erkennen, aber waren keine Monsune. Die westlichen Winde waren nicht angelockt durch ein kontinentales Luftdruckminimum, sondern weisen auf ein solches nördlich von ihnen, und auf ein Maximum im südlichen Mittelmeergebiete. Die kontinentalen Ostwinde aber deuten auf ein solches in ihrem Norden. Nur im Osten lag dasselbe über dem nordischen Inlandeise; nach Westen hin, wo sich die von Skandinavien kommenden Eismassen in der nördlichen Nordsee mit den von Schottland ausgehenden auch während der letzten Eiszeit trafen und die Orkneys und Shetlands überfluteten, haben wir wenigstens während des Sommers auf dem nordischen Inlandeise ein Luftdruckminimum, das sich während des Winters etwas nach Süden verlagert zu haben scheint. Wie das heutige grönländische Inlandeis verursachte das große nordische der Eiszeit kein allseitiges Abströmen der Winde und war nicht Kern eines Luftdruckmaximums, sondern bewirkte nur östliche Abweichungen von der allgemeinen Zirkulation der Luft, deren Aktionszentren südwärts verlagert waren. Ebenso knüpfte sich an die Alpen kein Luftdruckmaximum, wenn schon von ihnen ausgehende Fallwinde den Rhonelöß bei Lyon westwärts und den Löß des Po bei Turin ostwärts wehten. Sie lagen im Bereiche der Westwinde.

Der Löß Europas ist, wie der Regen, ein Niederschlag aus der Atmosphäre. Das läßt schließen, daß diese während des Winters bis zu einer gewissen Höhe staubgeschwängert war. Diese Höhe war im Norden geringer als im Süden, im Westen etwa 300 *m*, im Osten 400 *m*, während sie im Süden, am Nordsaume der Alpen, 500 bis 600 *m* hinaufreichte. Im Mittelmeergebiete fehlt der Löß. Hier waren die Vorbedingungen für seine Entstehung nicht gegeben. Hier gab es nicht schlammreiche Gletscherflüsse, welche während des Sommers hoch geschwollen waren und im Winter fast versiegten; auch hatten die eigenen Flüsse keine starke Schwankung ihrer Wasserführung, da der mildere Winter diese nicht

so entschieden unterbrach wie in Mitteleuropa. Es spiegelt der Löß Europas ein eigenes Klima, auf das man die Bezeichnung periglazial dann ausdehnen kann, wenn man sie nicht auf die einzelnen Gebiete beschränken will, deren Sommertemperatur durch die Eisschmelze gemindert war. Reichte das eiszeitliche Lößklima auch nicht in das Mittelmeergebiet herein, so erstreckte es sich doch bis an die Nordgestade des Schwarzen Meeres. Der Lauf der unteren Wolga hat ihm eine Ostgrenze gesetzt. Hier dehnte sich während der Eiszeit der hochgespannte Kaspisee, da war keine Möglichkeit zur Entstehung des Löß gegeben. Seine Ablagerung ist heute in Europa abgeschlossen; sie geschieht namentlich auch nicht in den Steppen des Südostens; hier hat sich auf ihm ein Steppenboden entwickelt, der mit dem Löß ebensowenig zu tun hat, wie dieser mit den über ihn sich streckenden Steppen. Seine Bildung ist in Europa auf das Maximum nicht bloß der letzten, sondern auch früherer Eiszeiten beschränkt. Sie konnte erst beginnen, als die Vergletscherungen stattliche Größe erlangt hatten und große Ströme speisen konnten, deren kurzes sommerliches Hochwasser während der Schmelzzeit durch ein langes Niederwasser der winterlichen Jahreszeit unterbrochen war. Ob diese in den Lößgebieten eine besonders schneereiche Zeit war, steht dahin. Die Lößbildung ging zu Ende, als die große Eisschmelze eintrat, als die Flüsse während des Winters wasserreicher wurden und in den Seen, die sich auf dem vom Eise verlassenen Boden einstellten, ihren Schlamm fallen ließen. So erklärt sich, daß der Löß die Moränengebiete der letzten Vergletscherungen meidet und nur außerhalb derselben auftritt, eine Tatsache, die so lange die eiszeitliche Einordnung seiner Ablagerung in den Gang der Ereignisse des Eiszeitalters erschwert hat.

Nur während des Maximums einer Eiszeit entstanden, gewährt uns der Löß durch die in ihm enthaltenen Lebereste nur geringen Einblick in das zugehörige Klima. Die Flora ist bisher kaum bekannt, kann aber der Menge nach nicht ganz gering gewesen sein, da sie eine nicht unbeträchtliche Tierwelt nährte. In letzter sind Elemente der Steppe und der Tundra vertreten, die keinen anderen Schluß als den auf Waldarmut oder Waldlosigkeit gestatten; solche ist sowohl in der arktischen wie in der subarktischen Tundra wie auch in Trockensteppen gegeben und weist auf Kälte oder Trockenheit, oder auf beides zusammen. Bestimmtere klimatische Schlüsse aber lassen sich aus dem Auftreten des Löß selbst ziehen. Bald wie eine Decke über das Land gebreitet, die so zusammenhängend ist, daß sie die Formen des Untergrundes gänzlich verhüllt, sie „verlößt“, bald nur auf sanfte Gehänge gelegt, — in den Gebieten mit Talungleichseitigkeit nur auf diese — schließt sein Vorkommen allenthalben die Wirkungen eines Vorganges aus, der sonst allenthalben auf der Landoberfläche herrscht, nämlich des langsamen Herabwanderns von Hangschutt. Dies Herabkriechen oder Herabfließen, oder Herabrutschen des Bodens hat dort ausgesetzt, wo der Löß abgelagert wurde; lediglich eine oberflächliche Verschwemmung desselben hat hier stattgefunden, deren Spuren sich noch in manchen Lößlagern finden. Ausgesetzt hat aber das Herabwandern des Bodenschuttes während der Eiszeit nicht; dort, wo sich der Löß an steilere Hänge anlehnt, gehen deren Trümmer oft lagenweise in ihn ein, sie sind herabgewandert, aber schneller erfolgte die Ablagerung des Lösses. Diese engte den Bereich des Abwanderns ein auf den Höhengürtel zwischen Schneegrenze und oberer Lößgrenze. Ablagerungen des herabgewanderten Bodenschuttes, mag man sie nun als Gekriech oder mit Paul Kessler (19) als Warp, oder allgemein als Hangschutt bezeichnen, findet man ziemlich häufig unter dem Löß, so bei Tübingen, bei Dresden und in Schlesien; seine Stauchungen zeigen die Bewegungen an, die sich in ihm vollzogen. Ablagerung und Bewegung erfolgten hier also schon vor der Hocheiszeit, sie können während deren Kommen oder vorher geschehen sein. In Thürnitz bei Aussig endlich schaltet sich ein Lager von Basaltblöcken zwischen den jüngeren Löß der letzten Eiszeit und dem älteren der vorletzten ein; hier liegt der stratigraphische Beweis dafür vor, daß das Herabwandern von Basaltblöcken, das im Vogelsberg und in der Rhön als hocheiszeitlich angesprochen worden ist, im böhmischen Mittelgebirge während der letzten Interglazialzeit geschehen

ist. Daß endlich das Herabwandern von Hangschutt heute noch geschieht, ist durch die Untersuchungen von Gustav Götzing (20) im Wienerwalde dargetan worden und auch sonst vielfach zu sehen, wenn auch der Vorgang meist so langsam erfolgt, daß ihn Beobachter, denen es an Zeit mangelt, nicht wahrzunehmen vermögen. Daß schließlich Blockwanderungen auch heute noch in unserem Klima geschehen, hat Carl Schott (21) ausgeführt. Der Vorgang ist ebenso zeitlich ausgedehnt wie räumlich — nur während der Eiszeit hat er im Bereich der Lößablagerung ausgesetzt. Man kann ihn schon deswegen nicht als einen der Eiszeit eigentümlichen bezeichnen.

Gewiß sind die Schuttwanderungen in Gebieten mit gefrorenem Boden recht ansehnlich, aber sie spielen auch im humiden Klima keine unbedeutende Rolle namentlich im Bereiche von Gesteinen, die bei Durchnässung glitscherig werden; sie sind auch in ariden Ländern mit krümeligen Witterprodukten keineswegs selten. Eine einigermaßen gesicherte klimatische Ausdeutung gestatten sie nicht, und es ist nicht zulässig, aus dem Hangschutt Mitteldeutschlands auf den Bodenfluß eines periglazialen Klimas mit ständig gefrorenem Boden zu schließen, wie es Kessler getan hat. Daß in der Umgebung der großen Vergletscherungen Bodenfluß erfolgte, wird niemand bestreiten, aber seine Verbreitung war auf einen schmalen Gürtel eingeeengt, wie eben gezeigt. Und wenn er über gefrorenem Boden entstand, muß dieser nicht zur beständigen Gefröhrnis gehören, sondern es kann auch die Gefröhrnis eines Winters sein, die oberflächlich taut. Hier auch kommt es zur Bildung von Polygonboden, der keineswegs bloß an die Oberfläche von ständig gefrorenem Boden geknüpft ist.

Der Nachweis von gefrorenem Boden während der Eiszeit im Gebiete zwischen dem nordischen Inlandeise und der alpinen Vergletscherung ist, wie Carl Schott richtig gesehen hat, noch nicht gelungen (22). Nach dem, was wir an den Küsten unseres Erdteiles feststellen konnten, ist kaum zu gewärtigen, daß er in größerem Umfang vorhanden war. Wenn Südirland zur Eiszeit ein Klima hatte wie das nordwestliche Island, wenn die Nordspitzen des Mittelmeeres Jahrestemperaturen hatten, wie heute an der Außenküste Südnorwegens herrschen, wenn an den Küsten Europas die Klimagebiete um etwa 15° nach Süden verschoben gewesen waren, so konnte in Mitteleuropa kein Klima herrschen wie in Spitzbergen, sondern lediglich ein nordeuropäisches. Es wird wegen der tiefen Lage des Meeresspiegels kontinentaler gewesen sein, denn es war dem Ozeane entrückter. Die Einflüsse des Meeres spürt man allerdings in der tiefen Lage der Schneegrenze bis in die Enge zwischen dem nordischen Inlandeise und der alpinen Vergletscherung im Meridiane von Berlin; weiter östlich stieg die Schneegrenze rasch empor, und dürfte die Jahresschwankung über 30° betragen haben. Die Sommerwärme war groß genug, um ein starkes Schmelzen des nordischen Eises zu bewirken, die Winter können recht kalt gewesen sein, aber doch nicht so kalt, daß sie das Jahresmittel viel unter 0° herabdrückten. Gefrorener Boden in Mitteleuropa kann nur in der Nähe der Schneegrenze vorhanden gewesen sein. Daß deswegen besonders starke mechanische Verwitterungsvorgänge wirkten, ist nicht wahrscheinlich. Man hat nicht Spitzbergen zum Vergleich heranzuziehen, sondern das nördliche Rußland außerhalb des Polarkreises, wenn man sich das Klima des eiszeitlichen Deutschlands veranschaulichen will. Zu diesem klimatischen Verhältnissen paßt das Bild der Lößfauna, paßt namentlich auch die Tatsache, daß der Mensch im Lößklima leben konnte, teils im Freien, teils in Höhlen, die nicht zufroren, was bei einer mittleren Jahrestemperatur von unter 0° hätte geschehen müssen.

Anders war das Klima der Mittelmeerländer. Torflager an der tyrrhenischen Küste Italiens, die sich unter dem Meeresspiegel herabsenken und die sich dadurch als eiszeitlich erweisen, entstanden während jener Zeit, da infolge der Vergletscherungen der Meeresspiegel tiefer lag, enthalten Reste von Kiefer, Fichte, Tanne und Birke, seltener solche von Erle und Weide (23). Dieselbe Gesellschaft, ohne Tanne und Erle, aber möglicherweise mit Lärche, kommt in einem Torflager vor, das nahe der adriatischen Küste südlich der Poebene bei Forlì in 26 m Tiefe nur 9 m über dem Meeresspiegel erbohrt

worden ist (24). Heute beschränken sich in Italien Waldkiefer und Fichte auf das alpine Gebiet, und die Tanne kommt auf der Halbinsel nur in größerer Meereshöhe vor. Es ist der nordische Wald, der sich an den Küsten mindestens bis in die Breite von Rom erstreckte. Das ist das, was wir nach den aus der niedrigen Lage der eiszeitlichen Schneegrenze erschlossenen Temperaturverhältnissen erwarten dürfen. Das Mittelmeergebiet war während der Eiszeit ein Zufluchtgebiet des nordischen Waldes.

Wie sich die klimatischen Verhältnisse außerhalb Europas auf der Erdoberfläche gestalteten, kann heute noch nicht im einzelnen gesagt werden. Wir sind zu ihrer Beurteilung lediglich auf die allgemeine Herabdrückung der Schneegrenze angewiesen. Diese war nicht allenthalben gleich. In der gleichen Breite war sie in feuchten Gebieten größer als in trockenen; der Höhenunterschied, den die Schneegrenze auf demselben Parallel aufweist, war während der Eiszeit gesteigert. Ebenso war er gesteigert zwischen dem tropischen Südamerika und Europa, während die sehr tiefe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze am Ruwenzori daran mahnt, daß nicht allgemein ihre Herabdrückung in den Tropen so gering gewesen sein muß, wie in Ecuador. Mit der Schneegrenze waren wohl auch alle anderen Höhengürtel auf der Erde herabgedrückt, und die Trockengrenze hat wahrscheinlich allenthalben tiefer gelegen. Ich habe früher angenommen, daß sie äquatorwärts verschoben gewesen sei, und habe mich darauf gestützt, daß in dieser Richtung Gebiete an sie stoßen, die sich jetzt mit süßem Wasser füllen, während polwärts sehr salzreiche Seen liegen. Sie scheint also heute dahin zu wandern. Ob dies in der ganzen Postglazialzeit stattgefunden hat, ist mir aber zweifelhaft geworden. In der Lage der Schneegrenze spürt man nichts von einer eiszeitlichen Wanderung gegen den Äquator hin, was doch der Fall sein müßte, wenn sich die Trockengebiete dahin verschoben hätten. Nicht die regenreichen Tropen waren während der Eiszeit eingengt, sondern die Wüstengürtel an ihren Flanken. So möchte ich heute meinen Standpunkt kennzeichnen. Aber er bedarf noch weiterer Begründung, die nur gewonnen werden kann durch Untersuchungen über die eiszeitliche Verschiebung der Trockengrenze. Bevor an dieselben herangegangen werden kann, wird es aber notwendig sein, sie auf der Erdoberfläche festzulegen, womit der Anfang kaum gemacht ist. Vollauf verstehen werden wir die Eiszeit erst dann, wenn wir die Spuren des ihr zu Grunde liegenden Vorgangs in anderen Ländern, als den vergletschert gewesenen, aufgefunden haben werden. Dabei kann uns die gewonnene Erkenntnis leiten, daß sie eine Kälteperiode gewesen ist.

Diese Erkenntnis ermöglicht heute schon eine Stellungnahme zu einer Anzahl von Theorien, welche über die Ursache der Eiszeit aufgestellt sind. Wir können dieselben in drei Gruppen teilen, nämlich erstens lokale, die in Veränderungen auf der Erdoberfläche die Ursache der Eiszeit erblicken, zweitens planetare, welche dieselben in Veränderungen der Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche suchen, drittens kosmische, welche sie auf Veränderungen in der Erwärmung der Erde von außen her zurückführen. Die Allgemeinheit der Herabsenkung der eiszeitlichen Schneegrenze auf der gesamten Erdoberfläche schließt aus, daß der Eiszeit örtliche Erscheinungen, Hebungen des Landes, Änderung von Meeresströmungen usw. zu Grunde liegen. Lokale Theorien können daher nicht als zutreffend erachtet werden. Unsere Erkenntnis ferner, daß die allenthalben spürbare Herabdrückung der Schneegrenze mit Änderung der Jahrestemperatur zu tun hat, widerspricht allen jenen Theorien, welche die Eiszeit auf einen Wechsel in der Exzentrizität der Erdbahn zurückführen. Dadurch kann nur eine Veränderung in der Temperaturverteilung, nicht eine allgemeine Minderung der Oberflächentemperatur der Erde bewirkt werden. Auch planetare Theorien reichen nicht zur Erklärung der Eiszeit aus. Danach bleiben nur die Theorien mit einem Wechsel in der Wärmeabgabe der Sonne oder Verschiedenheiten in der Temperatur interstellarer Räume, welche das Sonnensystem passiert, als Ursache zeitweiliger Abkühlung der Erdoberfläche übrig. Nur kosmische Theorien vermögen die letztere zu erklären.

Von den zahlreichen Theorien über die Ursache der Eiszeit hat bei vielen Geologen die astronomische Theorie der Klimaschwankungen von M. Milankovitch (25) Beifall gefunden. Die Gesichtspunkte, welche namentlich James Croll in seinem *Climate and Time* entwickelt hat, liegen ihr zu Grunde und werden in origineller Weise ausgebaut. Sie geht vom Wechsel der Exzentrizität der Erdbahn, von der Wanderung des Frühlingspunktes und den dadurch bewirkten Änderungen der Länge des Perihels sowie der wechselnden Schiefe der Ekliptik aus, und ermittelt die dadurch bewirkte Veränderung der Temperaturverteilung im Laufe eines Jahres. Sie gehört daher zu den planetaren Theorien, die wir nicht für hinreichend zur Erklärung der Eiszeit ansehen können. Milankovitch hält die Zeiten, welche kühle Sommer haben, für geeignet, Eiszeiten hervorzurufen. Ähnlich sind die Ansichten von Spitaler (26). Ich bin anfänglich Anhänger der Ansichten von Croll gewesen, nach denen bei großer Exzentrizität der Erdbahn die Eiszeiten auf den beiden Hemisphären im Laufe von 10.500 Jahren abwechseln können. Aber der Nachweis von Eiszeit Spuren in den Tropen, besonders unter dem Äquator, läßt sich damit nicht vereinbaren. Ich kann mich auch der Weiterentwicklung von Crolls Ideen durch Milankovitch und Spitaler nicht anschließen; denn wenn diese zwar auch die Möglichkeit einer äquatorialen Eiszeit nicht ausschließen, so setzen doch beide lediglich Änderungen in der Temperaturverteilung im Laufe des Jahres voraus, während die Eiszeit nach unseren Ergebnissen eine ansehnliche Minderung der Jahrestemperatur nicht bloß in Europa, sondern auch unter dem Äquator verlangt. Wie wenig günstigenfalls sich bei größter Exzentrizität der Erdbahn (e) und größter Schiefe der Ekliptik (ϵ) bei verschiedener Lage des Perihels (Π) die Jahrestemperaturen in den mittleren Breiten bei ansehnlicher Schwankung der Sommertemperatur ändern, erhellt aus Zahlen, die ich den Tabellen LII bis LIX Spitalers entnehme:

$\epsilon = 27^\circ 48'$					
$e = 0.07775$	$\Pi = 0^\circ$	$= 90^\circ$	$= 180^\circ$	$= 270^\circ$	Schwankung
60° N Jahr	— 0.7°	— 0.7°	— 0.7°	— 0.7°	0°
50° N Jahr	— 1.0°	— 1.0°	— 1.0°	— 1.0°	0°
40° N Jahr	— 1.1°	— 1.1°	— 1.1°	— 1.1°	0°
60° N Sommer	2.3°	8.5°	2.3°	— 2.2°	10.7°
50° N Sommer	1.6°	7.7°	1.6°	— 3.1°	10.8°
40° N Sommer	0.9°	6.9°	0.9°	— 3.9°	10.8°

Dem gegenüber steht das Ergebnis, daß während der letzten Eiszeit die Temperaturen in Europa 8° tiefer als heute gewesen sind. Hier klafft der große Widerspruch zwischen der Theorie und Beobachtung. Er klafft aber auch an anderer Stelle, nämlich hinsichtlich der Zahl der Eiszeiten; ob man nun in den Alpen 4, in Norddeutschland nur 3, in Nordamerika 5 Eiszeiten annimmt, deren Zahl schwankt um 4. Nach Milankovitch aber gab es in den letzten 600.000 Jahren nicht weniger als 12 Zeiten mit kühlen Sommern, welche für die Entwicklung von Eiszeiten günstig gewesen sein sollen. Rund alle 50.000 Jahre eine von kurzer Dauer, nämlich von 5000 bis höchstens 10.000 Jahren. Drei davon sind wenig belangvoll. Milankovitch schaltet sie aus der weiteren Betrachtung aus und kommt zu einem Zeitraum von 200.000 Jahren, während deren es keine Eiszeiten gegeben habe. Diesen Zeitraum hält er für die große Interglazialzeit, welche das jüngere Glazial (Würm und Riß) von dem älteren (Mindel und Günz) trennt. Dann bleiben 9 Zeiten mit kühlen Sommern; je zwei durch 40.000 bis 50.000 Jahre voneinander getrennt, faßt Milankovitch zu einer Eiszeit zusammen, nämlich zur Riß-, Mindel- und Günz-Eiszeit. Drei faßt er als Würm-Eiszeit zusammen, obwohl er für die Zwischenzeiten Sommerzeiten von ähnlicher Wärme errechnet, wie sie Interglazialzeiten zukommt. Er stützt sich auf

die Untersuchung von Bartel Eberl (27), welcher in einem beschränkten Teil des Alpenvorlandes eine entsprechende Gliederung der Moränen glaubt nachweisen zu können. Aber Eberls Untersuchungen haben in Wirklichkeit nichts anderes ergeben, als daß die einzelnen Vergletscherungen mehrere Endmoränengürtel hinterlassen haben, und dies ist auch nur für die letzte Vergletscherung gesichert. Daß aber die drei Endmoränenzüge der Würm-Vergletscherung des deutschen Alpenvorlandes, welche dicht aneinanderstoßen und unmittelbar nacheinander gebildet worden sind, durch Zeiträume von je 50.000 Jahren auseinander getrennt sein sollen, während seit der jüngsten erst 20.000 Jahre verstrichen, ist für einen Kenner der Verhältnisse ausgeschlossen. Die astronomische Theorie von Milankovitch ist für die Alpen im Eiszeitalter nicht anwendbar, und nur mit Gewalt haben sich ihr die Moränenzüge in Norddeutschland einordnen lassen (28). Ganz und gar nicht aber stimmen die Ansätze von Milankovitch und Spitaler über die Dauer der einzelnen Eiszeiten in Jahren überein, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

Jahr	Günz-Eiszeit	Mindel-Eiszeit	Riß-Eiszeit	Würm-Eiszeit
Spitaler	1,334.400—1,170.000	980.000—800.000	600.000—430.000	230.000—50.000
Milankovitch	590.300—548.600	475.600—435.000	232.400—187.500	116.000—22.100

Die Strahlungskurve gibt uns kein Mittel zur Berechnung der Dauer der einzelnen Eiszeiten und hellt deren Natur als Kältezeiten nicht auf.

Die Eiszeit war eine allgemeine Kälteperiode für die gesamte Erde. Das gilt zunächst für die letzte Eiszeit, die wir besonders ins Auge faßten, weil wir für sie die Herabdrückung der Schneegrenze feststellen können. Nichts spricht dafür, daß die älteren Eiszeiten sich unter anderen Bedingungen entwickelten; das Eiszeitalter erscheint uns deswegen als eine Zeit starker Schwankungen in der Wärmezufuhr der Erde. Ob sich dieselben auf der Erde immer in gleichen Beträgen fühlbar machten, ob während der letzten Eiszeit die gesamte Erdoberfläche um 8° kälter war, steht noch dahin. Es finden heute große Verfrachtungen von Wärme namentlich durch Meeresströmungen statt; waren diese andere als gegenwärtig, so kann die eiszeitliche Temperatursenkung stellenweise größer oder kleiner gewesen sein. Vielleicht war sie in Europa größer als anderswo, denn seine atlantischen Küsten grenzten damals nicht an ein durch den Golfstrom stark erwärmtes Meer, sondern, wie aus der Lage der eiszeitlichen Schneegrenze in Südirland und auf der Serra da Estrela hervorgeht, an ein kühles, dessen Temperatur 3° und 7° nicht wesentlich überschritten haben kann. Diese Werte liegen unter den heutigen Mitteltemperaturen der entsprechenden Parallele; 50° N hat 5·6°, 40° N hat 14·0°. Eine Lageänderung des Golfstromes kann aber nie eine Eiszeit zur Folge haben; denn diese hat die gesamte Erde betroffen, sie kann lediglich die Eiszeit in Europa verschärft haben. Daß auch Veränderungen in der Verteilung von Wasser und Land, daß die Erhebung von Gebirgen und das Untertauchen von Vorländern eine örtliche Beeinflussung des eiszeitlichen Klimas bewirken können, steht auch außer Zweifel, und es kann daher nicht wundernehmen, daß die großen Vergletscherungen Nordamerikas sich nicht nach genau gleichem Plane entwickelten. Aber über all dem steht doch die während des Eiszeitalters erheblich schwankende Wärmezufuhr, die die Erde erhalten hat. Exogen im wahrsten Sinne des Wortes ist die Eiszeit.

Literaturhinweise.

1. A. Penck: Die große Eiszeit. Himmel und Erde. 4. 1892, S. 1, 74.
2. F. Loewe: Höhenverhältnisse und Massenhaushalt des grönländischen Inlandeises. Gerlands Beiträge zur Geophysik. 46. 1936, S. 317.
3. In den Hochlanden von Ecuador. Berlin 1907, S. 428.
4. Handbuch der Klimatologie, Bd. I.; auch in die 3. Auflage, bearbeitet von Karl Knoch (S. 298) übergegangen.

5. K. Knoch: Klimakunde von Südamerika. Handbuch der Klimatologie von W. Köppen und R. Geiger. II G) 1930, S. 18.
6. Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. **14.** 1879, S. 217. Meteorologische Zeitschrift 1907, S. 226. Wenig abweichende Werte für Hato de Antisana hat Knoch (a. a. O. S. 251). Die Werte von Quito sind ihm (S. 121) entnommen.
7. The glaciation of the Wicklow mountains. Scientific Proceedings R. Irish Academy **42**, B 7, 1934.
8. Glazialmorphologische Studien in den Gebirgen der britischen Inseln. Berliner geographische Arbeiten **6**, 1934, S. 16.
9. The glaciation of the Bantry Bay district. Scientific Proceedings R. Irish Academy **21**, N. S. N. **37**, 1936, S. 345.
10. Die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel. Globus. **78.** 1900, S. 133 (161).
11. Beiträge zur Morphologie der dinarischen Gebirge, Geographische Abhandlungen **9**, 3. 1910, S. 121.
12. A. Penck: Europa zur letzten Eiszeit. Festschrift Norbert Krebs 1936, S. 222.
13. Climatic features of the pleistocene Ice-Age. Geographical Journal **27.** 1906 I, S. 182.
14. Das Klima der Diluvialzeit. Zeitschrift d. D. Geologischen Gesellschaft. **75.** 1923, S. 25.
15. World climate during the quaternary period. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. **40.** 1934, S. 425 (433).
16. Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. Comptes rendus XI. Congrès Géologique. Stockholm. 1910, S. 1039.
17. Die eiszeitliche Schneegrenze auf der Balkanhalbinsel. Mitteilungen der Bulgarischen Geographischen Gesellschaft I, 1933, S. 27.
18. Glaciers in Jotunheim and their Physiography. Geografiska Annaler. **2.** 1922.
19. Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. 1925, S. 13.
20. Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geographische Abhandlungen. **9.** 1. 1907.
21. Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volksforschung. **29.** 1. S. 131.
22. Das Problem des Dauerfrostbodens in den Randgebieten des norddeutschen Inlandeises. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde Berlin. 1932, S. 287.
23. A. C. Blanc: La stratigraphie de la plaine côtière de la Basse Versilia et la transgression flandrienne en Méditerranée. Revue de Géographie physique. **9.** 2. 1936, S. 129.
24. F. Firbas und P. Zangheri: Eine glaziale Flora von Forlì, südlich Ravenna, in Rübel, Ergebnisse der Internationalen Pflanzengeographischen Exkursion durch Mittelitalien 1934. Veröffentlichungen des Geobotanischen Institutes Rübel in Zürich. **12.** Heft, 1936.
25. Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen. (Köppen und Geigers Handbuch der Klimatologie I A 1930.)
26. Das Klima des Eiszeitalters (Prag 1921, Selbstverlag).
27. Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. 1930.
28. R. Grahnmann: Über die Ausdehnung der Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. Berichte der math. phys. Klasse der Sächsischen Akademie der Wissensch. Leipzig. **80.** 1928, S. 134.

Diskussion.

F. Klute: Die Windrichtung zur letzten Eiszeit muß ähnlich wie heute während des Jahres wechselnd gewesen sein, sicher mit etwas mehr nördlichen und östlichen Winden als heute, aber doch mit vorherrschend westlichen Winden. Dafür haben wir im nördlichen Rheintalgraben folgende Beweise. Die Dünen zwischen Mannheim und Frankfurt sitzen der Niederterrasse des Rheines auf und der Sand ist aus der Niederterrasse ausgeblasen. Da wir die Niederterrasse mit Sicherheit der Würmeiszeit zu rechnen können, so sind auch die Dünen würmeiszeitlich; später kann ihre Entstehung nicht angenommen werden, denn nur zur Würmeiszeit waren die Überflutungen der damaligen Talau, das ist die Niederterrasse, zur Zeit der mächtigen Schneeschmelzen so groß, daß jeweils frisches, unverfestigtes Sandmaterial zur Verfrachtung durch den Wind zur Verfügung stand. Die Leeseite der Dünen zeigt östliche bis nordöstliche Richtung, so daß ihre heutige Form bei westlichen bis südwestlichen Winden entstanden sein muß. Bei verschiedenen Dünendurchstichen durch die Reichsautobahn konnte ich aber im Kern der Dünen feststellen, daß bei der ursprünglichen Anlage die Leeseite mehr nach Südosten gerichtet war, was auf vorwiegend nordwestliche Winde schließen läßt. Diese würden für eine Zugstraße der Minima mehr aus nordwestlicher Richtung sprechen, was sich durch die nordische Inlandeismasse erklärt, welche die heute bevorzugte Zugstraße durch die Nord- und Ostsee versperrte. Beim Rückzug des Eises wurde dieser Weg wieder frei und die letzte oberflächliche Form der Dünen spricht dementsprechend wieder mehr für westliche und südwestliche Winde. Daß aber zur Würmeiszeit nicht allein Winde aus dem westlichen Quadranten herrschten, zeigen die Lößablagerungen. Wohl sind sie von den westlichen Winden, wie Penck betont, aus der Rheinebene durch den Kraichgau nach Osten verweht, aber gleichzeitig wurde auch das östlich des Rheines gelegene Rheinhessen von Löß bedeckt, so daß auch Winde mit östlicher Komponente vorhanden waren. Daß

auch nur gelegentlich wehende Winde solche Auswehungen vornehmen können, liegt an der raschen Austrocknung des sandigen Materials. Am Tanafluß in Finmarken konnte ich beobachten, daß die Sandmassen in der Zeit der Ebbe, also während zwei Flutzeiten, schon soweit ausgetrocknet waren, daß der Wind ganze Staubschleier von der Oberfläche der Sandbänke wegführte. So konnten auch gelegentlich Ostwinde den Löß aus der Niederterrasse nach Rheinhessen auswehen. Für den Löß Norddeutschlands sind mit den Zyklonen wechselnde nördliche Winde anzunehmen, wie ich das früher schon ausgeführt habe.¹⁾



Der Ausdruck, daß das Klima der Eiszeit kälter und trockener als heute war, kann zu Mißverständnissen führen, denn die relative Feuchtigkeit und die Verdunstung sind in dieser Definition nicht enthalten. Man wird in Gebieten, die in ihrem heutigen Klima dem Klima der Würmvereisung in dem unvergletscherten Gebiet Mitteleuropas gleichen, nicht die Empfindung haben, daß sie trockener sind, trotzdem sie absolut trockener und kälter sind. Die unvergletscherten Gebiete Westgrönlands, die kälter und absolut trockener sind — man würde besser niederschlagsärmer sagen — machen mit ihren Sümpfen und Seen nicht immer den Eindruck von Trockenheit. Das Klima der Eiszeit läßt sich mit dem heutigen in einem bestimmten Gebiet überhaupt kaum vergleichen, da es nach Inhalt und Ablauf eine komplexe Erscheinung ist. Viel besser ist der Vergleich des eiszeitlichen Klimas Mitteleuropas mit einem der rezenten Polargebiete, wie er von dem Vortragenden auch angewandt wurde.

¹⁾ Klute F., Verschiebung der Klimagebiete der letzten Eiszeit. H. Wagner, Gedächtnisschrift, Erg.-Heft zu Pet. Mitt. Gotha 1930, S. 173.