

jeder solcher Bruch wird er auf starken Widerstand stoßen. So wird die Erziehungsfrage entscheidend. Aber wenn man nun einen solchen Vorschlag ernstlich erhebt, so muß man auch eine große Schwierigkeit betonen. Das ist die, geeignete Siedler zu bekommen, die genügend Kapital mitbringen und eine hinreichende Vorbildung besitzen. Und da ergibt sich die Tatsache, daß solchen Siedlern nicht nur Brasilien offensteht, sondern auch manches andere Land der Erde, wie Kanada, Argentinien oder Australien. Es ist also entscheidend, daß man in Brasilien die Kolonisation nicht nur als ein Interesse des Landes sieht, sondern auch nach den Interessen der Kolonisten fragt. Kolonisation, so sagt *Waibel*, ist eine Art Ehe zwischen dem Einwanderer und dem neuen Lande, und jeder Partner hat Interessen, Ansprüche und Rechte, die von beiden Seiten beachtet werden müssen, wenn die Ehe glücklich sein soll. Dem Kolonisten sollten solche rechtlichen, sozialen und kulturellen Bedingungen geschaffen werden, daß er sich wohl fühlen kann. Das war es, was dem Mitteleuropäer Nordamerika als ein „soziales“ und nicht nur ein „geographisches“ Neuland darbot. Solche Bedingungen wird vor allen Dingen der Kolonistentyp fordern, den *Waibel* für die Besiedlung der Campos als notwendig ansieht.

Nach ernstlicher Prüfung mit seinen brasilianischen Mitarbeitern hält *Waibel* drei Punkte für eine glückliche Besiedlung als besonders wichtig:

1. Jede Siedlung sollte eine ethnisch einheitliche sein. Das steht im Widerspruch zu dem seit 1938 geltenden Gesetz. Unter Berücksichtigung der innerpolitischen Auswirkungen befürwortet *Waibel* jedoch nicht die Bildung großer national geschlossener Gebiete wie sie früher entstanden waren, sondern ein ethnisches Gemenge: eine deutsche oder holländische Siedlung neben und zwischen italienischen und polnischen Siedlungen und natürlich auch brasilianischen. Ein solches Gemenge

wird die Gefahr politischer Sonderentwicklung ausschließen. Aber die ethnische Einheit der Siedlung ist für den europäischen Kolonisten in Brasilien in besonderem Maße notwendig, weil hier Religion, Sitte, Sprache und Kultur so wesentlich verschieden sind von dem, was ihm aus der Heimat bekannt ist. Bisher sei Brasilien nicht wie die Vereinigten Staaten ein Land gewesen, in dem sich die verschiedenen europäischen Rassen und Kulturen vermischt und eine neue Nation bildeten. Brasilien sei in dieser Beziehung fast als ein Altland anzusehen, so geschlossen ist die aus der portugisischen Kolonialzeit stammende Tradition. Daher fällt einem Kolonisten die Assimilation schwer und man muß dafür mit mehr als nur einer Generation rechnen.

2. Jede Kolonie sollte eine religiöse Einheit bilden und eine eigene Pfarrgemeinde darstellen. Die religiösen Beziehungen bedeuten ein entscheidendes Band für den Kolonisten und die Erfahrung bestätigt immer wieder, daß über der religiösen Frage nur zu häufig Zwist entsteht. Andererseits ist ebenfalls eine Erfahrungstatsache, daß ein respektierter Geistlicher auch zu einem weltlichen Führer seiner Gemeinde werden kann. Da gerade die wertvollsten, landbaulich am besten geschulten Kolonisten aus den religiös und konfessionell so anders gearteten Gebieten Europas rekrutiert werden müßten, sei diesem Punkte besondere Aufmerksamkeit zu schenken.

3. Nur wirklich gute Lehrer sollten in den Schulen der Kolonien angestellt werden. Sie haben die große Aufgabe, das fremde Kulturgut den Kolonistenkindern zu vermitteln und sie dem brasilianischen Leben zuzuführen, und die heranwachsende Generation zu tüchtigen brasilianischen Staatsbürgern zu erziehen. Wenn das gelingt, und den Kindern eine glückliche Zukunft gesichert ist, dann sind auch die Kolonisteneltern glücklich und der Erfolg ist garantiert.

DIE „PERIGLAZIAL“-MORPHOLOGISCHEN WIRKUNGEN DES EISZEITKLIMAS AUF DER GANZEN ERDE

(Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimata IX.)

Julius Büdel

Mit 4 Abbildungen

The morphological effects of climates outside the glaciated areas during the Ice Age

Summary: The paper deals with the climate of the Würm glacial period which is taken as an example of all former cold periods of the pleistocene epoch. In these periods, while the regions outside the tropics were particularly cold and at the same time drier than at present,

the tropical regions were more humid and only moderately colder than today. As a result of this there was a different distribution of the major climatic belts over the earth; the change was most pronounced near the poles and least important near the equator, as is shown in fig. 1.

Since these climatic belts of the cold period, with the exception of the equatorial regions proper, differed so mark-

edly from those of today, different morphogenetic processes, producing a different set of landforms, were operating in them. This has long been known so far as the then ice covered zone and the zone of moraines are concerned. The main purpose of this paper is to discuss the "glacial" landforms in all the other climatic zones. (The term "periglacial" should only be applied to relief features of the immediate margins of the former ice sheets).

Where powerful processes were at work in the glacial periods, and only weak processes in the holocene, these "glacial" landforms are still the characteristic features of the relief, but where the glacial processes were weak and the holocene strong, the "glacial" landforms have been transformed into those resulting from present day climatic conditions. The regular grading of this relationship is illustrated by fig. 3.

Finally the paper discusses the question whether there was just one Würm glacial period, or whether this period is to be subdivided (W I, W II, W III). The case for a single uninterrupted Würm glaciation is put forward; contrary opinions are discussed and it is shown that the existing difficulties are only apparent and can easily be solved by a simple change in the nomenclature. The new picture of the climatic development of the later pleistocene which thus results is shown in figs 2 and 4.

1. Die Hauptzüge des Eiszeitklimas

Das Wort Eiszeit kommt von Eis; von der Tatsache, daß in der geologischen Periode des Eiszeitalters (des Diluviums oder Pleistozäns), die der geologischen Gegenwart (dem Alluvium oder Holozän) unmitttelbar voranging, die Gletscher auf der ganzen Welt größer waren als heute. Dies geschah gleichzeitig auf der Nord- und Südhalbkugel, in den Tropen und Außertropen. Schon früh hat man aus dieser Tatsache den — zweifellos richtigen — Schluß gezogen, daß es damals auf der ganzen Erde kühler gewesen sein müsse als heute. Das kältere Klima des Eiszeitalters war die übergeordnete Erscheinung; das Wachstum der Gletscher dagegen nur eine Folge dieses Kaltklimas, wenn auch eine morphologisch besonders auffällige. Die klassische Periode der morphologischen Eiszeitforschung sah daher ihr Ziel in der Aufklärung der glazial-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas, d. h. der Eiszeitgletscher. Ihr verdanken wir, besonders durch das Lebenswerk von A. Penck, eine Fülle grundlegender Erkenntnisse über die Formen der eiszeitlich-glazialen Abtragung und Formung der irdischen Hochgebirge wie über die Gestaltung der Felsschliff-, Moränen- und Glazialschotterlandschaften in den Flachländern; aber auch über die Größenordnung der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung und schließlich vor allem über die Gliederung, die Zeitfolge des Pleistozäns. A. Penck unterschied bekanntlich 4 Eiszeiten (oder wie man heute besser sagen würde: Kaltzeiten) und 3 dazwischen liegende Warmzeiten mit einem Klima, das jeweils ungefähr dem des Holozäns entsprach. Heute müssen wir mit mindestens 6 bis 7 verschiedenen plei-

stozänen Kaltzeiten und einer entsprechend größeren Zahl von Warmzeiten rechnen. Sehr auffällig ist dabei, daß es in jeder dieser Kaltzeiten auch jedesmal etwa um den gleichen Betrag kälter war als heute. Dies erlaubt uns, hier von den älteren, in ihrer Gliederung noch unsicheren Kaltzeiten abzusehen und uns im folgenden auf die Darstellung der am besten bekannten letzten, der sog. Würmkaltzeit zu beschränken, ihre Zustände gewissermaßen als Beispielfall auch der älteren Kaltzeiten aufzufassen. Gemeint sind dabei immer die Zustände der eigentlichen Kaltperiode, der sog. Hoch-Würmeiszeit.

Alle von der Gegenwart abweichenden morphologischen Wirkungen des Eiszeitalters, seien sie durch Ausdehnung der Gletscherzone oder durch Verschiebung anderer klima-morphologischer Zonen verursacht, stammen von dem übergeordneten, kausalen Vorgang der eiszeitlichen Klimaänderung her. Wir müssen daher ihr Wesen zuerst betrachten. Es läßt sich nach dem heutigen Forschungsstand für die Hoch-Würmeiszeit im folgenden 6 Punkten zusammenfassen:

1. Es war damals gleichzeitig auf der ganzen Erde kälter als heute, die Temperaturänderung erfolgte also überall in der gleichen Richtung. Kein Teil der Erde von irgendwie nennenswerter Ausdehnung war damals gleich warm oder sogar wärmer als im Holozän.

2. Der Grad der Temperaturerniedrigung war jedoch recht verschieden. Die stärkste wurde bisher in Mitteleuropa nachgewiesen. Hier gab es verschiedentlich Dauerfrostböden mit Eiskeilen in Gebieten, die heute eine mittlere Jahrestemperatur von $+8^{\circ}$ bis $+9^{\circ}$ haben. Heute herrschen an der Grenze des eurasischen Dauerfrostbodens nach Göhrs¹⁾ Jahrestemperaturen von $-4,8^{\circ}$ bis $-8,6^{\circ}$. Auch der eiszeitliche Dauerfrostboden in Mitteleuropa muß daher nicht, wie man bisher annahm, nur Jahrestemperaturen von -2° , sondern mindestens solche von -5° erfordert haben. Dies entspricht einer örtlichen Temperatursenkung in Bodennähe um bis zu 14° . Aus der Herabdrückung der Waldgrenze in Mitteleuropa um 1400 bis 1600 m kann man auf die mittlere Temperaturerniedrigung einer entsprechend mächtigen Luftschicht um 7° bis 8° schließen. In den Tropen betrug dagegen die eiszeitliche Temperaturerniedrigung in den untersten 5000 m der Atmosphäre nach Flohn²⁾ nur etwa 4° C. Die entsprechende Abkühlung in den Polargebieten mag demnach mindestens das Doppelte betragen haben.

¹⁾ Göhrs, I.: Die Klimate der ewigen Gefrornis. Diss. Göttingen 1951.

²⁾ Flohn, H.: Allg. atmosph. Zirkulation und Paläoklimatologie. Geol. Rundsch. 40, 1952.

3. Diese Temperaturenniedrigung war auf jeden Fall der primäre Vorgang, die Vergrößerung der Gletscher nur eine hieraus resultierende Folgeerscheinung. Bei dem gewaltigen Umfang und insbesondere der großen Seehöhe vieler damals erzeugter Inlandeiskuchen wirkten diese Eismassen natürlich auf das Lokalklima ihrer nächsten Umgebung und wahrscheinlich auch auf die Gestaltung des planetarischen Windsystems zurück. Auf solche sekundären Rück-Einflüsse der Gletscher auf das Klima ist wohl auch ein Teil der abnorm tiefen Temperatur-Rückgangsbeträge in den bodennahen Luftschichten Mitteleuropas zurückzuführen.

Soweit man in der dem Studium der Eiszeit-Gletscher gewidmeten klassischen Periode der Eiszeitforschung auch bereits die Einwirkungen des Eiszeitklimas auf die Morphologie der nichtver-eisten Gebiete ins Auge faßte, meinte man vornehmlich solche gletschernahen Gebiete im unmittelbaren Vorfeld der großen Eiskuchen, wo besonders die Strukturböden als Wirkungen ehemals stärkerer Frostperioden auffielen. Man führte diese Frostwirkungen vornehmlich auf die eben genannten Rück-Einflüsse der Gletscher auf das Eiszeitklima zurück und sprach daher von „Periglazialgebiet“, vom „periglazialen“ Klima und von „periglazial“-morphologischen Erscheinungen. Seitdem sind morphologische Wirkungen des Eiszeitklimas in großer Fülle auch weitab von den alten Gletschern entdeckt worden, die offenbar nicht auf jene klimatische Rück-Abkühlung durch die Eiskuchen, sondern auf die primäre eiszeitliche Klimaänderung zurückgeführt werden müssen. Es ist daher im höchsten Grade irreführend, für alle diese morphologischen Spuren des Eiszeitklimas, die sich über die ganze Erde verteilen, den Terminus „periglazial“ anzuwenden. Er wird deshalb in diesem Beitrag — gewissermaßen zur Überleitung von der bisherigen Gewohnheit — nur noch in Anführungszeichen verwendet. Man spricht statt dessen besser von den morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas in den einzelnen damaligen Klimazonen, die den heutigen verwandt und nur ganz anders verteilt waren als diese. Wir werden sie gleich kennenlernen. Die eiszeitliche Gletscherzone war nur eine von ihnen.

4. Die allgemeine Änderung des eiszeitlichen Klimas erzeugte in allen Teilen der Erde eine andere Pflanzenwelt, andere Bedingungen der Bodenbildung, andere Formbildungsvorgänge und damit auch einen anderen Formenschatz. Vor allem vergrößerten die polnahen Klimazonen ihr Areal. Sie gewannen mit dem Vordringen in niedrigere Breiten natürlich auch ein anderes

Strahlungsklima, blieben aber doch den heutigen Klimazonen so verwandt, daß man die Wirkungen der eiszeitlichen Klimaänderung auf die Erdoberfläche mit einer Verschiebung der heutigen klima-morphologischen Zonen vom Pol zum Äquator darstellen kann. Als klima-morphologische Zonen in diesem Sinne darf man aber nicht nur die nival-glaziale, die aride und die humide Zone trennen. Wie ich zu zeigen suchte, können wir dabei besonders innerhalb der humiden Region noch eine ganze Reihe gleichwertiger klima-morphologischer Zonen unterscheiden, die jeweils die Erzeuger ganz anderer Formgemeinschaften auf der Erdoberfläche sind. Im Meridianfeld Mitteleuropas ergibt sich vom Pol zum Äquator etwa die Folge: Gletscherzone, Frostschuttzone, Tundrazone, Zone des nicht-tropischen Waldes (nicht-tropische Ortsbodenzone) Zone des etesischen Waldes, Zone der etesischen Steppe und Wüstensteppe, Zone der Wüste (Trockenschuttzone), Zone der Wüsten-, Trocken- und Feuchtsavanne (Flächenspülzone) und endlich diejenige des tropischen Waldes (innertropische Ortsbodenzone). Die mittlere Verschiebung dieser Klimazonen bzw. klima-morphologischen Zonen zur Würmkaltzeit zeigt Abb. 1.

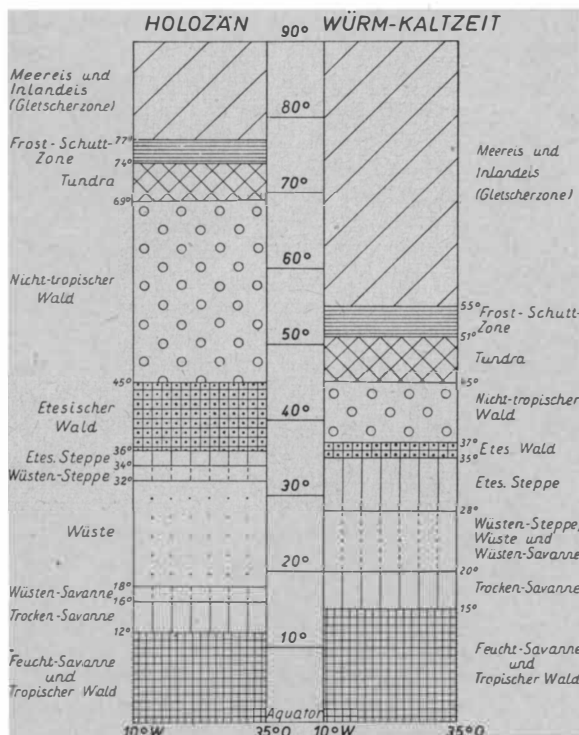


Abb. 1. Die Verschiebung der Klimazonen zur Würmkaltzeit

Dargestellt ist die mittlere Breitenlage dieser Zonen auf der Nordhalbkugel im Meridianfeld zw. 10° W und 35° O.

5. Aus dieser Abbildung 1 geht auch hervor, daß die Verschiebung der Klimagürtel in den höheren Breiten viel größer war als in den niederen, wie es der viel stärkeren eiszeitlichen Abkühlung der polnahen Gebiete gegenüber den äquatorialen entspricht. So rückte die Grenze zwischen Gletscher- und Frostschuttlzone hier von 77° bis 55° n. Br., also um 22 Breitengrade gegen den Äquator vor, die Grenze der Wüstensteppe gegen die Wüste aber nur von rd. 32° bis rd. 28° n. Br., also nur um 4 Breitengrade. Ja, die feuchten Klimazonen der inneren Tropen erfuhren sogar eine geringe polwärtige Ausdehnung, so daß die tropischen Wüstengürtel von beiden Seiten eingeengt waren.

6. Die letzte Tatsache wirft bereits ein Licht auf die eigenartige Änderung der irdischen Feuchtigkeitsverhältnisse im Eiszeitalter. Meine zahlreichen Feldbeobachtungen und Flohns theoretische Erwägungen führen hier zu den gleichen Ergebnissen. Die beiden sehr stark abgekühlten und vergrößerten eiszeitlichen Polarkalotten waren Gebiete verringerter Verdunstung und verringerten Feuchtigkeitsgehaltes der Atmosphäre und infolgedessen auch Gebiete verringerter Niederschläge. In den Außertropen war also das Klima im ganzen trockener als heute. Die starke Abkühlung der Polarkalotten brachte aber auch eine Verlagerung der beiderseitigen Polarfronten in niedrigere Breiten und vor allem eine Verstärkung der Meridionalzirkulation mit viel häufigeren Kaltlufteinbrüchen in die inneren Tropen mit sich. Damit ging aber die eiszeitliche Abkühlung in den tropischen Gebieten (im Gegensatz zu den Außertropen) mit einer Vermehrung der Niederschläge einher, d. h. die Tropen waren damals im ganzen feuchter als heute. Während die thermische Klimaänderung der Kaltzeiten auf der ganzen Erde in derselben Richtung erfolgte, führten die dadurch ausgelösten Wandlungen der atmosphärischen Zirkulation zu einer Änderung der Niederschlagsverhältnisse in verschiedener Richtung: Die Trockenräume der Außertropen waren damals im ganzen ausgedehnter, die der Tropen jedoch im ganzen weniger ausgeprägt bzw. kleiner. Von dieser Hauptregel mögen im einzelnen noch manche — uns bislang unbekannte — Ausnahmen bestanden haben, sie gilt also nur im groben Durchschnitt. Die Änderungen eines so abgeleiteten Klimaelements, wie es die Niederschläge sind, werden nie so einfachen Gesetzen folgen wie die allgemeine primäre Temperaturerniedrigung.

Wir haben damit die Hauptzüge der eiszeitlichen Klimaänderung kennengelernt und kommen auf deren morphologische Auswirkungen zu-

rück. Diese beruhen sämtlich auf der geschilderten Verschiebung der eiszeitlichen Klimagürtel. Aus Abb. 1 wird ersichtlich, daß im Meridianfeld Mitteleuropas vom Pol bis an die Schwelle der äußeren Tropen (bis etwa 36° bis 37° n. Br.) alle heutigen Klimagürtel durch völlig andere ersetzt waren. Das bedeutet, daß in diesem ganzen Bereich damals andere Prozesse der Formbildung herrschten und somit ein von den heute entstehenden abweichender Formenschatz erzeugt wurde. Diesen Wirkungen war der genannte Bereich außerdem viel länger ausgesetzt, denn allein die Dauer der Würmeiszeit übertraf die kurze, kaum zehntausend Jahre umfassende Zeitspanne des Holozäns um ein Vielfaches! Die Mehrzahl der heutigen Klimagürtel war außerdem damals durch solche verstärkter morphologischer Wirksamkeit ersetzt. Kein Wunder also, daß wir in diesem ganzen Bereich heute noch sehr viele Formelemente vorfinden, die nicht dem heutigen, sondern dem eiszeitlichen Klima ihr Dasein verdanken.

Wir treffen aber solche Vorzeitformen auch noch weiter äquatorwärts an. Hier waren, wie Abb. 1 zeigt, die heutigen Klimagürtel in der Eiszeit zwar nicht mehr zur Gänze durch andere ersetzt, aber sie erfuhren doch noch so bedeutende randliche Arealverschiebungen und innere Strukturwandlungen — besonders durch die genannte Einengung der tropischen Trockengürtel — daß man verschiedentlich eiszeitliche Vorzeitformen noch bis zur Schwelle der inneren Tropen (bis etwa 10° nördl. Breite) verfolgen kann. Erst äquatorwärts dieser Schwelle, d. h. im innertropischen Tiefland, gelingt dies mit unseren heutigen Mitteln nicht mehr (abgesehen natürlich von den schon vielfach, so besonders von Troll³⁾ untersuchten Vertikalverschiebungen der Kaltklimate in den tropischen Hochgebirgen). Die geringe eiszeitliche Temperaturerniedrigung um vier Grad (d. h. im Mittel der tropischen Tieflandsklimate: von heute rd. plus 24° auf damals rd. 20°) hat dort offensichtlich den Vegetationscharakter des Regenwaldes und der Feuchtsavanne mit allen seinen morphogenetischen Folgeerscheinungen nicht spürbar wandeln können. Wie die inneren Tropen biologisch die Bewahrer sehr alter Florenelemente und des „tertiären Tierparadieses“ sind, so haben in diesen vom kühlen Hauch der Eiszeiten am wenigsten betroffenen Zonen auch von der jüngeren Tertiärzeit über das ganze Eiszeitalter hinweg bis zur geologischen Gegenwart etwa die gleichen Fortbildungsvorgänge angedauert (vgl. unten Abschn. V).

³⁾ Troll, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundsch. 34, 1944.

Aus einer Betrachtung der morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas müssen wir daher das Tiefland der inneren Tropen vorerst ausscheiden. Auch von den schon gut bekannten Spuren der eiszeitlichen Gletscherzone soll im folgenden nicht die Rede sein. Unser Interesse gilt vielmehr den eiszeitlichen Vorzeitformen, die in den zwischenliegenden Klimazonen nicht durch die Gletscher, sondern durch andere morphogenetische Auswirkungen des eiszeitlichen Kaltklimas erzeugt wurden. Das Areal dieser Zonen ist wesentlich größer und für die Morphologie der Erdoberfläche viel wichtiger als das der alten Gletscher; es nimmt, wie die Tabelle zeigt, mehr als die Hälfte der heutigen (eisfreien) Festlandsfläche ein (die alten Gletschergebiete dagegen nur 15 %).

Einflußbereiche des Klimas der letzten Eiszeit auf die Morphologie der Erdoberfläche.

Heutige Festlandsfläche	= 149 Mill. qkm
Davon heute eisbedeckt	= 15 Mill. qkm
Heute eisfreie Festlandsfläche	= 134 Mill. qkm = 100 %
Hiervon sind:	
1. Wesentlich durch die Gletscher der letzten Eiszeit geformt	= 21 Mill. qkm = 15 %
2. Durch andere morphogenetische Wirkungen des Eiszeitklimas beeinflusst (zur Würmeiszeit nicht vereiste Außertropen und Randtropen)	= 70 Mill. qkm = 53 %
3. Im wesentlichen frei von eiszeitl. Vorzeitformen (Tiefland der inneren Tropen)	= 43 Mill. qkm = 32 %

Erneut wird daraus klar, daß es unmöglich ist, die Formenreste aller dieser Klimazonen von der eiszeitlichen Frostschuttzone bis zur eiszeitlichen Trockensavanne als Periglazialscheinungen zu bezeichnen. Dieser Begriff ist vielmehr nur auf die eisenächsten Teile der eiszeitlichen Frostschuttzone anwendbar, soweit hier unmittelbare klimatische Rückwirkungen des Eises auf seine Umgebung deutlich erkennbar sind. Die Morphogenese aller anderen Klimazonen wurde von den primären übergeordneten Zügen des Eiszeitklimas gesteuert. Wir können hier also nur von den Formenresten der eiszeitlichen Trockensavanne, Wüstensteppe, Steppe, Etesienzone, nichttropischen Waldzone, Tundra und Frostschuttzone sprechen, denen sich dann polwärts noch die altbekannten Züge der eiszeitlichen Gletscherzone als eines Formkomplexes neben den anderen anschließen. Teile dieser Zonen sind heute schon ähnlich gut bekannt wie die eiszeitliche Gletscherzone. Der folgende Beitrag betrachtet dabei vornehmlich diejenigen eiszeitlichen Klimagürtel, die für die Ausgestaltung unseres heutigen mitteleuropäischen Landschaftsbildes bedeutungsvoll geworden sind.

II. Die Formenreste der ozeanischen Frostschutt- und Tundrenzone in West- und Mitteleuropa

Die Verbreitung der wärmeiszeitlichen Klimazonen ist nach morphologischen und paläobiologischen Zeugnissen von v. *Wißmann*⁴⁾ für Ostasien, für Europa vom Verfasser⁵⁾ und endlich von *Frenzel* und *Troll*⁶⁾ für den Großteil Eurasiens rekonstruiert worden. Besonders deutlich schälte sich dabei das Gebiet einer ozeanisch getönten Frostschutt- und Tundrenzone heraus, die Nordwestdeutschland und Westjütland nördlich der polaren Lößgrenze bis zum Eisrand, ferner die damals trockene Nordsee und Südengland sowie die höheren Mittelgebirgslagen in Frankreich und Deutschland südlich der polaren Lößgrenze umfaßte. Ja, in einem ersten, allgemeinen mehr durch ein ozeanisches Klima ausgezeichneten Abschnitt der Würmkaltzeit beherrschten entsprechende klimamorphologische Vorgänge auch noch die meisten Beckenlagen Mittel- und Westeuropas, wo ihre Spuren dann in einem zweiten, trockeneren Abschnitt der Würmkaltzeit von der kontinental getönten Lößtundra (siehe unten Abschnitt 3) überdeckt wurden.

In dieser Frostschutt-Tundrenzone herrschten äußerst lebhafte und wirksame Vorgänge der Verwitterung, Bodenbildung und Abtragung. Sie haben den ganzen bezeichneten Landstrichen das Formenbild und das Bodenprofil verliehen, das diese — von wenigen Ausnahmen abgesehen — heute noch tragen. Denn fast überall waren hier gegenüber den eiszeitlichen die holozänen Formbildungsvorgänge so schwach und unbedeutend, daß sie jenes fossile Landschaftsbild noch nicht ernstlich umändern konnten. Wir leben heute in dem genannten Bereich ebenso in einer fossilen Tundrenlandschaft, wie innerhalb der wärmeiszeitlichen Eisareale in einer fossilen Moränenlandschaft. Was sich geändert hat, ist im wesentlichen nur das Waldkleid, der Verwitterungstypus der obersten Bodenkrume und einige wenige Veränderungen an großen Flüssen, an Steilhängen, in den höchsten Gebirgslagen (wo ja noch heute eine Art Tundrenklima herrscht) und an der Meeresküste.

Zwei Umstände haben vor allem die unvergleichlich viel höhere morphologische Wirksamkeit und Prägekraft jenes fossilen Tundrenklimas gegenüber den heutigen Zuständen erzeugt: das

⁴⁾ *Wißmann, H. v.*: Über Lößbildung und Würmeiszeit in China. Geogr. Z. 44, 1938.

⁵⁾ *Büdel, J.*: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturwiss. 36, 1949.

⁶⁾ *Frenzel, B. u. Troll, C.*: Die Vegetationszonen des nördl. Eurasiens während der letzten Eiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart, 2, 1952.

schwache und schütterere Pflanzenkleid und der Bodenfrost mit seinen verschiedenen Auswirkungen. Beide Umstände sind auch in der heutigen — fast überall ozeanisch getönten — polaren Tundra wirksam, so daß wir zur Rekonstruktion jener alten Formbildungsprozesse außer ihren erhaltenen Spuren auch — mit aller Vorsicht — Analoga aus der heutigen Arktis heranziehen können.

Der damals häufige Frostwechsel erzeugte auf den nackten Böden eine sehr starke mechanische Verwitterung. Ihre ein bis zwei, in Ausnahmefällen auch drei und mehr Meter mächtigen Rinden bedecken heute noch unsere Landschaft auf allen Flächen unter 28° bis 32° Neigung und sind die Grundlage von neun Zehnteln unseres Kulturlandes. Der fossile Tundrencharakter dieser Bodendecken ergibt sich aus ihrer Struktur. Auf sehr sanft geneigten Flächen sind es diejenigen der „Mikrosolifluktion“ (*Troll*), zu denen wir alle Arten fossiler Strukturböden: einfache Polygonböden wie komplizierte Würge- und Taschenböden rechnen. Ebenso sind auch die den ganzen Boden in großen Netzen durchstoßenden Eiskeile (heute Lehmkeile) an sanfte Böschungen und zudem an besonders kalte Regionen des Tundrenklimas geknüpft, denn sie kommen nur im Bereich von Dauerfrostboden vor.

Auf stärker als 3° geneigten Böschungen gewinnt der fossile Tundrenboden die Strukturzeichen der „Makrosolifluktion“: die mechanisch verwitterten Gesteinspartikel befanden sich hier nicht mehr in rhythmischer Umsetzung auf engem Raum, vielmehr führte hier ihre durch den Frost in Gang gehaltene Beweglichkeit im Verein mit der Schwerkraft zu einem langsamen Hangabwärts-Wandern des ganzen Bodenprofils. Die als „Hakenschlagen“ bekannten Schleppspuren des Untergrundes sind ein erstes Merkmal. Ein zweites ist, daß hier infolge der dauernden Gleitbewegung im ganzen Bodenprofil Feines und Grobes bunt durcheinandergemengt ist. In jedem nur durch Verwitterung entstandenen Ortsbodenprofil nehmen natürlich die groben Bestandteile nach unten zu! In fossilen Tundrengleitböden (Makro-Solifluktionsböden) liegen sogar meist gerade die größten Blöcke im oberen Profilteil, wo sich nach dem herrschenden Bewegungsmechanismus die vom höheren Hang herabwandernden widerstandsfähigen Bestandteile anreichern müssen. So ruhen viele „Blockmeere“ unserer Mittelgebirge auf ortsfremdem Untergrund. Ein drittes, selteneres Kennzeichen sind Spuren von Mikrobewegungen auf der Oberfläche solcher einst gleitender Tundrenböden: entweder Steinstreifen mit dem Hanggefälle oder kleine Schutt-Terrassen und Blockwälle quer zum Hang (letztere als Zei-

chen ehemals dichter bewachsener Tundra). Als viertes Kennzeichen sind ferner viele, besonders der länglichen, größeren Bestandteile in solchen Solifluktionsdecken mit den Längsachsen in der Richtung des Hanggefälles „eingeregelt“ (nach *Richter*⁷⁾). Endlich ist die Zurundung der größeren Geschiebe in solchen Tundrenböden sehr gering (sogar meist geringer als in Moränen), denn die Frostsprengung schuf dauernd neue scharfe Kanten, und deren Abnutzung fand bei der schubweisen Gleitbewegung nur langsam statt. Messungen nach dem Zurundungsindex von *Cailleux* und *Tricart*⁸⁾ ergeben hier fast die kleinsten Werte aller irdischen Geschiebetypen. Die Hauptbewegungszeit jener fossilen Solifluktionsböden lag im Frühjahr, wenn bei noch gefrorenem Unterboden die Schneeschmelze die ganze Verwitterungsschicht in einen völlig wasserdurchtränkten Brei verwandelte. In der heutigen Arktis sind von *Dege*⁹⁾ Bewegungen solch mächtiger Schuttdecken bis zu 3 m in einer Tauperiode beobachtet worden. Wir finden deshalb auch solche fossilen Schuttdecken mit größten Blöcken und auf Böschungen von nur 2° Neigung kilometerweit über fremdes Gestein transportiert. Dabei konnte die heutige Bewegungslosigkeit dieser alten Tundrenböden nicht nur im Kulturland an ungestörten Feldgrenzen, Wegen und ähnlichem, sondern auch sonst vielerorts exakt bewiesen werden (ungestörte Überlagerung durch Torf- und Lößdecken, ungestörtes Hindurchziehen postglazialer Verwitterungshorizonte durch solche Ablagerungen).

Sehr stark war die flächenhafte Abtragung des Landes durch diese Vorgänge. Die Moränenlandschaften der Rißeiszeit, die im Würmglazial nicht mehr eisbedeckt, wohl aber der vollen Kraft des gleichzeitigen Tundrenklimas ausgesetzt waren, haben alle ihre charakteristischen Formen verloren: ihre Seen sind verschüttet und ihr ganzes, ehemals ungleichsinniges Relief ist in eine völlig gleichmäßig zum Meere abgedachte Hügellandschaft umgewandelt worden, die nur nach ihrem geologischen Aufbau noch als „Moräne“ bezeichnet werden kann. Die gleichen sanft geschwungenen Formen hat dies eiszeitliche Tundrenklima aber auch allen älteren Ge-

⁷⁾ *Richter, K.*: Die stratigraph. Bewertung periglaz. Umlagerungen. Eiszeitalter und Gegenwart, 1, 1951. Gewöhnlich sind 50—60 % der Geschiebe in Solifluktionsdecken nach dem Hanggefälle eingeregelt.

⁸⁾ *Cailleux, A.*: Morphoskopische Analyse der Geschiebe usw. Geol. Rundsch. 40, 1952 und *Tricart, J.*: La Partie Orientale du Bassin de Paris, II L'Evolution Morphologique au Quaternaire, Paris 1952.

⁹⁾ *Dege, W.*: Welche Kräfte wirken heute umgestaltend auf die Landoberfläche der Arktis ein? Polarforschung II, 1949 und weitere mündliche Mitteilungen.

steinen aufgeprägt; ihm verdanken wir das vertraute, sanft geschwungene Profil, die „Lieblichkeit“ unserer Hügelländer und Mittelgebirge. Die heutigen Abtragungsvorgänge, wo sie einmal durch künstliche Vernichtung des Pflanzenkleides zu rasch gesteigerter Wirkung gelangen, zeichnen sich demgegenüber durch die Bildung scharf begrenzter Erosionskerben aus.

Von allen Hängen wanderten damals ungeheure Schuttmengen zu Tal. Sie sammelten sich zunächst in den obersten Verzweigungen des Gewässernetzes, die heute als Muldentälchen oder Dellen unser Land fast noch flächenhaft mit einem allenthalben verästelten Netz überziehen, gleichgültig, ob wir uns im märkischen oder schlesischen Altmoränengebiet, im bayerischen Tertiärhügelland, auf den südwestdeutschen Gäulflächen oder auf den Höhen des Rheinischen Schiefergebirges, des Harzes oder Erzgebirges befinden. Sie ziehen sich oft nur 2 bis 3, manchmal auch 6 bis 8, ja 10 km weit hin, bevor sie sich mit einer oder mehreren anderen solcher Dellen zu einem größeren Tal vereinen und damit ihre charakteristische Gestalt verlieren. Diese liegt vor allem in ihrem flach-muldenförmigen Querschnitt ohne Talsohle und dem Mangel eines Baches oder Rinnsales, das eine solche erzeugen könnte: es sind heute durchwegs *Trockentälchen*, die größten bergen allenfalls in der Mitte eine feuchte Grundwasserzone (und in ihr dann manchmal einen künstlichen Entwässerungsgraben). Sie zeigen flache Windungen wie andere Täler, aber dort sehen wir zu unserem Staunen nicht den üblichen Wandel von Prall- und Gleithang, oft ist sogar der Innenhang etwas steiler. All dies zeigt, daß hier nie die gewohnten Flußwirkungen unseres Klimas herrschten, sondern daß ein ganz anderer Erosionsmechanismus diese Täler schuf. Sie waren ehemals im Frühling, d. h. der damals morphologisch wirksamen Jahreszeit nicht nur mit Schutt, sondern auch mit Wasser überflutet. Im Augenblick der Schneeschmelze war der Untergrund in diesem Klima stets noch gefroren, es konnte also der gewaltige anfallende Wasserzudrang nicht tief versickern. Ebenso war in dem kühlen Klima die Verdunstung gering. Kein dichtes Pflanzenkleid hemmte ferner den Abfluß, der so den Schutt der Muldentälchen tief durchtränkte und zu einer langsam strömenden linienhaften Bewegung in der Tiefe jener Muldentälchen fähig machte. Diese langsamen Schuttströme haben durch linienhafte Korrosion zu einem wesentlichen Teil diese Muldentälchen selbst geschaffen. Gewiß fand zugleich auch echte linienhafte Tiefenerosion durch die Schmelzwasserbäche statt. Aber der Schuttzudrang von den Seiten war offenbar stets so groß, daß solche Bäche immer

wieder erstickt wurden, nicht frei mäandrieren konnten und auf diese Weise weder eine echte Talsohle noch an den Windungen den Gegensatz von Prall- und Gleithang schufen. Demzufolge finden wir auch im Muldentiefsten solcher Dellen kaum geschichtetes und vor allem sehr wenig gerundetes Material. Ja, nach *Tricart* erzeugte die dort besonders starke Wasserdurchtränkung des Schuttes beim Wiedergefrieren eine besonders lebhaft Frostsprengung, so daß wir hier oft noch etwas geringere Zurundungsindices feststellen können als in Tundrenböden am Hang. In plattig zerfallendem Gestein, etwa plattigem Muschel- oder Jurakalk, sind für solche Fundstellen besonders flache Geschiebe mit einspringenden Ecken, also winkel- oder hammerförmigem Umriß charakteristisch.

Muldentälchen ähnlicher Art können auch in anderen Klimaten durch andere Vorgänge entstehen. Zum Nachweis, ob es sich um wirklich solche durch solifluidale Korrosion im Tundrenklima entstandene Dellen handelt, ist dann vor allem das Vorhandensein solches Frostsprengungsschuttes anzuführen. Dazu kommt ein weiteres, sehr charakteristisches Merkmal: die häufig durchlaufende Asymmetrie solcher Dellentäler. Die Steilhänge sind dabei in Mitteleuropa nach Süden und Westen exponiert, die Flachhänge nach Norden und Ost- bis Südosten. *Lösche* und *Poser*¹⁰⁾ nehmen als Ursache eine reine Sonnenexposition an (rascheres Abtrocknen im Frühjahr und daher geringere Abtragung und größere Steilerhaltung auf den südlichen bis westlichen Hängen). Nach Nordwest schauende Steilhänge können aber damit nicht erklärt werden, für sie muß noch eine verschiedenartige Windexposition maßgebend gewesen sein (wahrscheinlich stärkere Durchfeuchtung der Nordost bis Südost schauenden Sanfhänge durch Schneewehen und daher dort raschere Abtragung¹¹⁾). Außerdem muß aber zur Entstehung einer Tal-Asymmetrie die Wirkung des fließenden Wassers mit herangezogen werden: einseitig verstärkter Schuttzudrang drängte die gelegentlichen Schmelzwasserbäche auf die andere Seite, wo dann deren einseitige *Lateralerosion* erst wirklich die auffällige Verteilung der Gegenseite zustande brachte. Mit der Erhaltung ihrer Asymmetrie bewahren die Dellen nicht nur einen besonders charakteristischen Zug ihres kaltklimatischen Entstehungs-

¹⁰⁾ *Poser, H.* und *Müller, Th.*: Studien an den asymmetr. Tälern des Niederbayr. Hügellandes. Nachr. Ak. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 1951.

¹¹⁾ *Büdel, J.*: Die morpholog. Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundsch. 34, 1944, und *Maárleveld, G. C.*: De Asymmetrie v. d. kleine Dalen op het Noord. Halfroond. Tijdschr. Ned. Aardrijkskund. Gen. 68.

mechanismus, sondern offenbaren einmal mehr die demgegenüber eklatante Schwäche der holozänen Talbildungsvorgänge, die die charakteristische Fossilform der Dellen noch in keiner Weise umzuprägen vermochten.

Das Gefälle jeder Erosionsform, also auch der Dellen, nimmt talabwärts rasch ab. Damit verlangsamt sich die Eigenbewegung auch eines noch so stark von Wasser durchtränkten Schuttes. Sie hört bei einem Gefälle von unter 2° praktisch auf, weil dann die innere Reibung zu groß wird. In den Dellen bleibt daher sehr viel Schutt zunächst liegen. Das Abfließwasser aber rinnt ungehindert weiter. Es kam daher der Augenblick, wo auch im kaltzeitlichen Tundrenklima der Schuttzudrang seine freie Bewegung nicht mehr ersticken konnte. Gewöhnlich wurde dieser Punkt an der Vereinigungsstelle zweier Dellen mit der gleichzeitigen Gefällsverminderung erreicht. War schon in den asymmetrischen Dellen eine einseitige Lateralerosion vorhanden, so wird diese jetzt zweiseitig. Der Bach unterschneidet wechselweise pendelnd beide Hänge, verleiht ihnen einen scharfen Fußknick und breitet dazwischen den natürlich in großer Menge passiv mitgeführten Schutt auf einer breiten Talsohle aus. Aus dem Muldentale ist am Übergangspunkt unvermittelt ein Kasten- oder Sohlental geworden. Es zeigt an Windungen jetzt die normale Asymmetrie von Prall- Gleithang; durchgehende Asymmetrie ist selten.

Die Sohle dieser Täler ist im Querschnitt meist leicht aufgewölbt, denn sie besteht bei der starken Schuttlieferung aus den Oberläufen praktisch aus einer Folge talab aneinandergereihter flacher Schwemmkegel, die jeweils zur Schneeschmelzzeit ihre Form erweiterten und verlagerten. Heute sind diese Täler meist nur von kleinen Bächen belebt, die, den Tiefenlinien am Rand der alten Schwemmkegel folgend, gewöhnlich an der Seite der heutigen Talsohle fließen, um beim Einsetzen eines neuen solchen Schwemmkegels auf die andere Seite überzutreten. Die schmalen Betten, mit denen sie die überbreiten fossilen Talsohlen durchwinden, sind hier die einzigen Spuren einer holozänen Erosion.

Neben diesen schmalen Betten der rezenten Bäche oder kleinen Flüsse bewahren diese Talsohlen unverändert den fossilen Schotter der tundrenzeitlichen Schwemmkegel. Gegenüber dem Schutt der Dellen wurde ihr Material durch fließendes Wasser transportiert und ist demnach sortiert, geschichtet (oft kreuzgeschichtet) und schon relativ gut gerundet. Für Bänke mit größeren Geschieben ist die dachziegelförmige Lagerung gegen den Stromstrich und die Einregelung der Geschiebelängsachsen quer zur Stromrichtung charakteristisch, wie in allen Flußablagerungen. Da

von den Seiten stets frischer Solifluktionsschutt zugeführt wurde, sind diese Schotter oft auffallend grob. Aber dies grobe Korn reicht oft nicht bis zur heutigen Oberfläche der Talsohlen. Diese sind fast stets mit einer nach unten scharf abgesetzten Schicht von Feinmaterial bedeckt: dem Auesand oder — besonders in lößreichen Gebieten — dem Auelehm. Er hat nichts mit der eiszeitlichen Ausgestaltung unserer Hügellands- und Mittelgebirgstäler zu tun, sondern stellt nach *Mensching*¹²⁾ eine Hochflutablagerung aus der Zeit der ersten (neolithisch-bronzezeitlichen) Waldrodung durch den Menschen dar. Der damals künstlich erhöhte Abflußfaktor erzeugte enorme Hochfluten, deren Schlamm über die ganze Talsohle ausgebreitet wurde. Bei sehr starken Hochwassern setzt sich dieser Prozeß auch heute noch fort. Gelegentliche, bei solchen Gelegenheiten vorkommende leichte Verlagerungen des Flußbettes selbst — innerhalb der Talauflage — haben jedoch die fossile Grundgestalt der Talsohlen nur selten spürbar zu verändern vermocht.

Bei unseren größeren Mittelgebirgsflüssen — etwa der Leine und Weser — schiebt sich jedoch nach *Mensching*¹³⁾ zwischen die hochwürmzeitliche Ausgestaltungszeit und die bronzezeitliche Auelehmüberdeckung unserer Talsohlen noch eine weitere Talbildungsphase ein, in der ein flußnaher Teil der alten Talsohle als Ganzes einige Meter tiefer gelegt wurde, so daß man eine obere und eine untere „Niederterrasse“ unterscheiden kann. In diesem Falle liegt die Auelehmdecke meist nur auf der unteren Niederterrasse, während auf der oberen die alten Eiszeitschotter bis an die Tagesfläche reichen. Wahrscheinlich entstand die untere Niederterrasse während des Kälterückfalls — der sog. jüngeren Tundrenzeit am Ende des Würm-Spätglazials¹⁴⁾.

¹²⁾ *Mensching, H.*: Die Entstehung der Auelehmdecken in NW-Deutschland. Proc. III. Int. Cong. Sedimentology, Wageningen 1951.

¹³⁾ *Mensching, H.*: Schotterfluren und Talauen im niedersächs. Bergland. Göttinger Geogr. Abh. 4, 1950.

¹⁴⁾ Eine ganz ähnliche Abfolge von Talbildungsphasen scheint auch an unseren Alpenflüssen zu bestehen, deren „Niederterrassen“ ja von den Gletscherflüssen der Würmeiszeit herrühren. Ihre verschiedenen Stadien pflegen in einiger Entfernung vom Gletscherrand zu einer einheitlichen „Hauptniederterrasse“ zusammenzulaufen. Jüngst fand nun *Graul* an der unteren Iller, daß hier in noch größerer Entfernung vom Gletscherrand eine jüngere Erosionsphase die Hauptniederterrasse zerschnitt und einige Meter tiefer legte (Illertissener Niveau); worauf dann, und zwar in der Bronzezeit, noch ein jüngerer Schwemmkegel über das Ganze ausgebreitet wurde. Ich vermute, daß das Illertissener Niveau (gleich der unteren Niederterrasse der Weser) ins Spätglazial zu setzen, der bronzezeitliche Schwemmkegel aber (gleich der Auelehmdecke der Weser) nicht auf eine natürliche Klimaschwankung zur Bronzezeit, sondern auf die damalige erste große Waldrodung

Daß die tundrenzeitliche Ausgestaltung unserer heutigen Dellen und Mittelgebirgstalsolehnen in der Tat zur Hochwürmeiszeit erfolgte, die letzteren also wirklich als (nicht glazigen, d. h. nicht von Gletscherflüssen erzeugte) Niederterrassen aufzufassen sind, konnte in Oberdeutschland, im Inn- und Donaugebiet, schon früher durch ihre Verknüpfung mit echten, glazigen Niederterrassen nachgewiesen werden¹⁴⁾. Ebenso laufen auch an unseren Mittelgebirgsflüssen die Dellen als hocheiszeitliche Gebilde stets auf die „obere Niederterrasse“ aus. Wo diese fehlt, münden Dellen und kleine seitliche Sohlentälchen oft mit einer kleinen Stufenmündung in die Haupttäler. In der Erhaltung dieser Gefällsbrüche liegt ein weiterer Beleg für die Schwäche der nacheiszeitlichen gegenüber der hochglazialen und selbst der spätglazialen Morphogenese.

Mit der Zahl der Kaltzeiten brachen solche Perioden verstärkter Flächen- und Linienabtragung unter dem Einfluß eines Tundrenklimas mehrfach über Mittel- und Westeuropa herein. Besonders in der Linienabtragung folgten die Schuttströme und Flüsse späterer Kaltzeiten häufig den schon in früheren Kaltzeiten vorgezeichneten Leitbahnen. Diese erhielten also in der Würmkaltzeit im Grunde nur ihre letzte Ausgestaltung. Reste früherer Kaltzeiten sind in den Dellen meist nicht anzutreffen, wohl aber sind in allen unseren Flußstätern Reste früherer Kaltzeitaltböden in einem System alter Terrassen anzutreffen. Jede Eiszeit begann mit einer Phase verstärkter Tiefenerosion als Zeichen des erhöhten Abflußfaktors. Mit der zunehmenden Bereitstellung von Solifluktionsschutt wurden die Eiszeitflüsse aber immer mehr mit Geschiebematerial überlastet: durch Aufschüttung der genannten Längsschwemmkegel und durch gleichzeitige Lateralerosion entstanden die breiten Schottersohlen, die aus der letzten Eiszeit noch fast unverseht, aus früheren Kaltzeiten aber nur noch in den Resten dieser Terrassen erhalten sind.

Außerhalb des Hochgebirges — in dem heute noch sehr starke Abtragungsvorgänge herrschen — leben wir Mittel-Westeuropäer daher weitgehend in einer fossilen eiszeitlichen Tundrenlandschaft. In ihren pflanzenarmen Weiten spielte auch der Wind eine große Rolle. Eine seiner Spuren sind die alten Binnendünen, die wir in Sandgebieten wie den Altmoränenflächen Nordwestdeutsch-

lands, in den alten Urstromtälern Nordostdeutschlands, in der Rheinebene und in Ungarn finden. Ihre Formen waren während der Hocheiszeit instabil und erfuhren während des Kälterückfalls der jüngeren Tundrenzeit im Spätglazial eine neue Weiterentwicklung. Erst darnach wurden sie durch das völlig wiederhergestellte Pflanzenkleid der Nacheiszeit weitgehend festgelegt. Ihre heutigen Formen stammen also aus dem Spätglazial. Nur an der von Sturm und Brandung vegetationsfrei gehaltenen Meeresküste geht ihre Bildung heute noch weiter.

III. Die Formenreste der kontinentalen Löß-Tundra und Löß-Steppe in Mittel- und Südosteuropa

Die Würmeiszeit war eine im ganzen einige Jahrzehntausende umfassende einheitliche große Kälteperiode. Wir wissen, daß ihr am Ende der letzten Warmzeit schon einige Vorläufer in Gestalt kurzer, vorübergehender, etwas kühlerer Perioden vorangingen (so das sog. Zwolle-*Stadial* holländischer Forscher) und daß ebenso die Wiederwärmung und der Eisrückzug am Ende der Würmkaltzeit in kleinen Wellen verliefen. Es ist daher anzunehmen, daß auch während des Hochstandes dieser Kaltzeit kleinere Klimaschwankungen ähnlichen Ausmaßes stattfanden. Nach unserer heutigen Kenntnis führte jedoch keine dieser kleinen Schwankungen eine so starke Erwärmung herbei, daß man von einem echten „*Inter-Stadial*“ innerhalb der Hochwürmkaltzeit sprechen könnte, d. h. von einer Zwischenphase starken Eisrückzugs (etwa bis Mittelschweden) und einer vorübergehenden Wiederbewaldung der Nord- und Ostseeländer. Vielmehr blieb der größte Teil Mitteleuropas während des ganzen Hochstandes der Würmkaltzeit einheitlich im Bereich der damaligen Frostschutt- und Tundrenzone¹⁵⁾.

Dennoch blieb sich dieses Tundrenklima im Verlauf der Würmkaltzeit nicht völlig gleich. Man kann es — ungeachtet jener kleinen Schwankungen — in drei große Phasen gliedern (vgl. Abb. 2)

1. Die kalt-ozeanische Fließ er de zeit, das Frühglazial. Es ist die Periode, in der sich mit dem Einsetzen des Kaltklimas, der Tundrenvegetation und des Bodenfrostes die oben dargestellte Umprägung der west- und mitteleuropäischen Landoberfläche vollzog. Die Gletscher wuchsen in dieser — ihrerseits sicher allein viele Jahrtausende umfassenden — Zeit erst ganz allmählich zu ihrem Hochstand an.

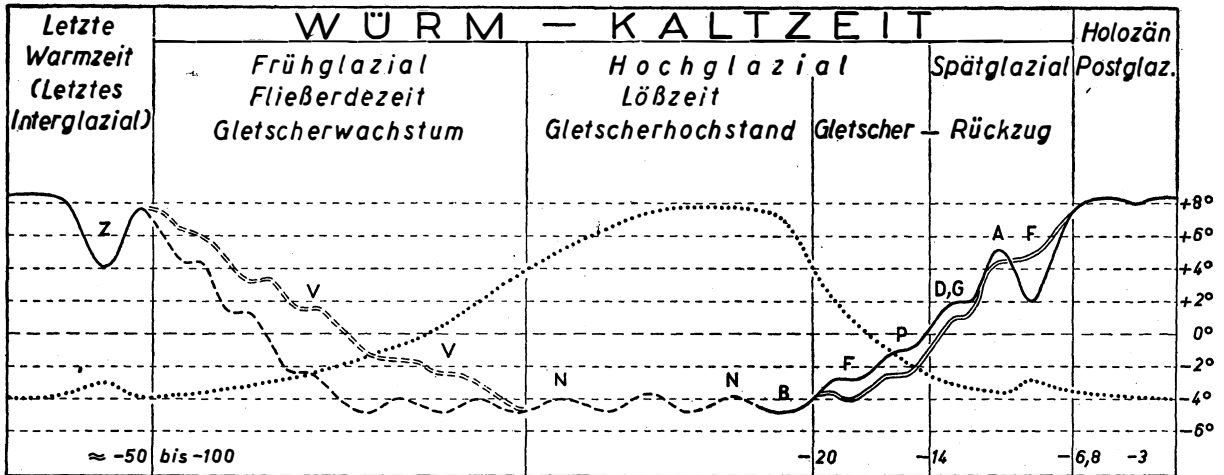
durch den Menschen zurückzuführen ist. Ihre Abschwemmprodukte mußten im Alpenvorland natürlich gröberes Korn gewinnen als im Hügelland oder Mittelgebirge (Literaturbasis: *Graul, H.* und *Groschopf, P.*: Geol. und morphol. Betrachtungen zum Iller-Schwemmkegel bei Ulm, 5. Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg, 1952).

¹⁴⁾ *Büdel, J.*: Die morphol. Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundsch. 34, 1944.

¹⁵⁾ *Büdel, J.*: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. Die Naturwissensch. 37, 1950.

2. Es folgte die mehr kalt-kontinentale Periode des eigentlichen Hochglazials in die die Ablagerung des eiszeitlichen Lösses fällt. Wir nennen sie daher auch die Lösszeit. Erst jetzt hatten die Gletscher ihre volle Größe erreicht. Allein die sekundär-klimatischen Rückwirkungen dieses Umstandes mußten dem Umkreis Mitteleuropas eine größere Kontinentalität verleihen. Mit dem durch das Gletscherwachstum verursachten allge-

Lößstaubes führte. Damit wurde in diesen Gebieten die feuchte Fließerde-Tundra durch die „trockene Lößtundra“ ersetzt. Diese ging nach Südosten in eine Lößsteppe über. In ihr kam mit zunehmender Kontinentalität der Löß noch in viel mächtigerer Decke zur Ablagerung. Die höhere Sommerwärme ermöglichte hier an sich schon Baumwuchs, aber wegen der herrschenden Trockenheit kam es nur örtlich zur Bil-



----- Temperaturkurve (gesich., vermutet), Zahlenskala rechts, Mittl. Jahrestemperatur eisnaher mitteleurop. Beckenlagen

===== Vereisungskurve (gesich., vermutet)

..... Feuchtigkeitskurve

Zahlen auf der Grundlinie: Jahrtausende v. Chr., Maßstab nach links zunehmend

Abb. 2. Die Klimaphasen der Würmkaltzeit

Dargestellt an der Temperatur-, Vereisungs- und Feuchtigkeitskurve. Letztere zeigt unten feuchtere, oben die trockeneren Werte.

Man sieht die Verspätung der Vereisungs- gegen die Temperaturkurve und den demgegenüber annähernd spiegelbildlichen Verlauf der Feuchtigkeitskurve mit einem Trockenheitsmaximum in der hochglazialen Lösszeit und einem kleineren während des finiglazialen Kälterückfalls.

Z = Zwolle-Stadial, V = Vorrückungsphasen (hypothetisch), N = mutmaßliche Klimaoszillationen während des Hochglazials, B = Brandenburg-Phase, F = Frankfurt-Phase, P = Pommern-Phase, D, G = Dani- und Gotiglazial, A = Alleröd-Interstadial, F = Finiglazial (Jüngere Tundrenzeit).

meinen — eustatischen — Tiefstand des Ozeans wichen auch die Küsten Europas weit nach Westen zurück: die Ostsee war eiserfüllt, die Südhälfte der Nordsee und das Ärmelmeer waren Festland. Ebenso mußten auch die dynamischen und thermischen Einflüsse der Eiskuchen auf ihre Umgebung die Ausbildung trockener Hochdrucklagen fördern. Es steht dahin, ob sich nicht außerdem in dieser Periode noch weitere, allgemeine Wandlungen des Eiszeitklimas in der gleichen Richtung vollzogen. Auf jeden Fall zog jetzt von Südosten her ein wesentlich trockeneres Tundrenklima in Mitteleuropa und der Nordhälfte Frankreichs ein, das in den tieferen Beckenlagen dieser Region zur dauernden Sedimentation des feinen äolischen

dingung von Gehölzen. So boten Lößtundra und Lößsteppe ähnliche morphogenetische Bedingungen. Die Grenze beider Bereiche verlief in der Würmkaltzeit etwa vom Alpenostrand über die Waldkarpaten und Wolhynien zum Wolgaknie bei Kasan.

3. Mit der beginnenden Wiedererwärmung am Ende der Hochglazialzeit und im eigentlichen Spätglazial näherten sich auch die Feuchtigkeitsverhältnisse Mitteleuropas rasch wieder denen der Gegenwart. Der Bodenfrost schwand, der Wald bedeckte den Tundren- und z. T. auch den südosteuropäischen Steppenboden; mit einiger Verzögerung gegen die Temperaturerhöhung schwanden auch die Eiskuchen dahin, der Ozean drang

in Etappen bis zur heutigen Küste vor, das Ostseebecken entstand. Die Lößablagerung fand in Mitteleuropa bereits im Augenblick des ersten Eisrückzugs vom Brandenburger zum Frankfurter Moränenstadium ein jähes Ende, denn alle Jungmoränen und Niederterrassen Mitteleuropas — vielleicht mit Ausnahme einiger ganz vereinzelter, örtlich begrenzter Vorkommen — sind frei von Löß!

Hoch- und Spätglazial sind so durch einen besonders scharfen Klimaumschwung voneinander getrennt.

Der Lößstaub mit seiner Durchschnittsgröße von 0,2 bis 0,02 mm ist, wie vor allem *Weidenbach*¹⁶⁾ betonte, ein Produkt der großen, immer wieder umgelagerten Schotterfluren und Talsohlen des eiszeitlichen Tundrenklimas; allerdings nicht nur der glazigenen, sondern auch aller nichtglazigen einschließlich der obersten Dellen. Sicher war schon im Frühglazial Lößstaub aus diesen Flächen ausgeblasen worden. Das entscheidende ist, daß nunmehr in der Umgebung dieser Täler die Bedingungen zur Lößablagerung eintraten. Dies geschah allmählich, in mehreren Phasen, denn überall in unseren Lößgebieten liegt an der Basis des Lößes die frühglaziale Fließerde, dann folgt eine Übergangszone mit Wechsellagerung von Fließerde-, Abschwemm- und Schwemmlößmaterial und erst darüber der eigentliche äolische Löß. Wahrscheinlich verursachte hierbei der trockenere (und vielleicht sogar etwas wärmere) Sommer des kontinentalen Hochglazials zweierlei: einmal das Einschränken der Wasserdurchdringung und damit der Bewegung der Fließerde und zweitens eine dichtere Tundrenvegetation. Beides begünstigte die Ablagerung des jetzt — wegen längeren Trockenfallens der nicht gletscher gespeisten Flüsse — vermehrt ausgewehten Lößstaubes. Die Polargrenze seiner Ablagerung, die in Mitteleuropa recht scharf an die Linie Dünkirchen — Wesel — Osnabrück — Hannover — Magdeburg — Breslau — Weichseloberlauf geknüpft ist, stellt dabei zugleich die Polargrenze eines dichter bewachsenen, die Bodenbewegungen einschränkenden Tundrentypus dar. Südlich dieser Polargrenze besaß die Löß-Tundra — wie alle klimatisch bedingten Vegetationsstufen — eine deutliche Höhengrenze, die bis zum Nordrand der Alpen und des franz. Zentralplateaus bis auf etwa 650 m ansteigt. Oberhalb dieser Grenzfläche blieben die Höhen der Mittelgebirge weiterhin im Bereich der Frostschutt-Tundra, während die tieferen Beckenlagen Nordfrankreichs, Mittel- und Süddeutschlands ebenso wie Galiziens und die

ganzen südosteuropäischen Tiefländer jetzt in den Bereich der Lößtundra bzw. Löß-Steppe gerieten und damit zu Gebieten der Löß-Sedimentation wurden.

In diesen tieferen Lagen hatte die Lößablagerung recht erhebliche morphologische Auswirkungen. Sie erreichte in der Lößtundra Mächtigkeiten von mehreren Metern, in der Löß-Steppe aber nicht selten solche von mehreren Zehnern von Metern. Vielfach überzog sie dabei das Land in annähernd geschlossener Decke. Damit wurde bereits im Hochglazial die durch die starken Abtragungsvorgänge der Frühglazialzeit geschaffene Landschaft weithin fossilisiert. Das Bodenfließen kam auf allen sanfteren Böschungen zur Ruhe. Bei stärkerer Lößmächtigkeit wurden jetzt sogar die kleineren Dellen mit Löß ausgekleidet — was nur möglich war, wenn auch in ihnen die Bewegung der Fließerde-Schuttströme zum Stillstand kam. In den trockensten Lagen der süddeutschen Becken: in Rheinhessen und im Rheingau, im Elsaß und am Kaiserstuhl, aber auch in den tiefsten Teilen Neckarschwabens und Mainfrankens wurde die geschlossene Lößdecke oft so mächtig, daß die alten Dellen ganz zugeschüttet wurden, der frühglaziale Formenschatz also völlig unter der Lößdecke verschwand und gelegentlich sogar Reliefumkehr eintrat. In größtem Umfang fand dies in der Ukraine statt. Hier tritt abseits der großen Flüsse nicht nur kein frühglazialer, sondern kaum noch hochglazialer Untergrund unter der mächtigen Lößbedeckung zutage und auf ihr hat sich — teils im Spätglazial, teils in der Nacheiszeit — ein ganz eigenartiges System von Abtragungsformen entfaltet: das der Balkas und Owragi, die zu den typischen Formbildungserscheinungen im heutigen Steppenklima dieser Gebiete gehören.

Diese sehr mächtigen Lößdecken stammen allerdings nicht allein aus der Würmeiszeit. Auch in den tiefsten Teilen der süddeutschen Becken sind meist mehrere Löße übereinander gelagert, von denen die unteren den früheren Kaltzeiten entstammen. Sie sind durch Verwitterungshorizonte getrennt, die dem feuchteren Klima der zwischenliegenden Warmzeiten entsprechen. Merkwürdigerweise folgt aber über jeder solchen warmzeitlichen Bodenbildung zunächst eine Fließerdezone (wo nicht aus größerem Solifluktionsmaterial von überhöhenden Hängen, so doch wenigstens aus Fließlöß) und dann erst der echte, äolische Löß der nächsten Kaltzeit. Dies zwingt zu der Annahme, daß die für die Würmeiszeit abgeleitete Klimafolge: kaltozeanisches Frühglazial—kaltkontinentales Hochglazial in unserem Gebiet auch für alle früheren Eiszeiten kennzeichnend war. Die von verschiedenen Punkten

¹⁶⁾ *Weidenbach, F.*: Gedanken zur Lößfrage. Eiszeitalter und Gegenwart, 2, 1952

ausgehenden Arbeiten von *Freising*¹⁷⁾, *Weidenbach*¹⁶⁾ und mir¹⁵⁾ haben hierüber zu einer sehr weitgehenden Übereinstimmung geführt. Die schon oben erwähnte Ähnlichkeit des Klima-charakters und Klimaablaufs der einzelnen Kaltzeiten wird dadurch erneut unterstrichen und tritt zu der den Pollenanalytikern schon früher bekannten Ähnlichkeit des Klimaablaufs der Warmzeiten in überraschende Parallele.

Die mittel- und südostdeutsche Lößbildung ist in dem oben umgrenzten Bereich eng und mit großer Empfindlichkeit allein an die Klimabedingungen des kontinentalen Hochglazials geknüpft: wir betonten bereits, daß schon mit dem allerersten Klimaumschwung zum Spätglazial, mit dem allerersten Rückzugsschritt der Gletscher die Lößablagerung aussetzt. Die glazigenen Schotterfluren wurden sofort außer Funktion gesetzt, die nichtglazigenen folgten ihnen alsbald nach. Feuchteres Klima und dichtere Vegetation schlossen alsbald die Lößneubildung von diesem ganzen Bereich aus. Es ist demgegenüber behauptet worden, die „Lößbildung“ habe in Mitteleuropa kontinuierlich bis tief ins Spätglazial andauert oder sei sogar hauptsächlich in diese Periode, so etwa die letzte Kälterückfallepisode der jüngeren Tundrenzeit zu verlegen. Dem steht jedoch die eindeutige (schon oben erwähnte) Tatsache entgegen, daß alle Ablagerungen der Hoch- und Spätwürmzeit, selbst einschließlich aller hochglazialen Moränen, Schotterfluren und Niederterrassen, der glazigenen wie der nichtglazigenen, überall (bis auf einige räumlich winzige, noch ungeklärte Restvorkommen) in dem umschriebenen Bereich frei von Löß sind. Vielmehr liegen die Lößdecken hier überall nur auf älteren als würm-hochglazialen Ablagerungen, vor allem denen der älteren Eiszeiten. Jedoch fand *Schönhals* nördlich des geschlossenen mitteleuropäischen Lößbereichs einige isolierte, räumlich engbegrenzte Lößfetzchen auf den Jungmoränen Brandenburs und Lettlands¹⁸⁾. Sie zeigen an, daß hier, in der Nähe des bereits weit nach Norden zurückgerückten Eisrandes die Lößbildung in einem ganz anderen geographischen Bereich in einigen Vorzugspunkten im Spätglazial örtlich wiederauflebte. Im Holozän blieben die Gletscher im Umkreis Europas endlich auf das grönländische Inlandeis und die rezente Hochgebirgsvergletscherung beschränkt. Auch hier ist die Gletscherzone überall mit einem schmalen Saum tundraartigen Klimas oberhalb der Waldgrenze umgeben. Und an einigen wenigen Punk-

ten dieser heutigen Tundrenzone — so im oberen Wallis und im Hintergrund einiger tiefer isländischer und grönländischer Fjordtäler — findet auch heute noch eine beschränkte Lößbildung statt. Endlich wird auch im Umkreis der heutigen großen Trockenwüsten — der nordafrikanischen wie der innerasiatischen — in der Gegenwart noch Löß gebildet. Aber all dies geschieht weit ab von dem fossilen Lößgebiet Mitteleuropas, dessen letzte Zuwachszeit eindeutig ins Hochglazial der Würmkaltzeit zu verlegen ist. Eine Überschlagsberechnung der Gesamtmasse des hochwürmglazialen Lößes in Europa westlich der Wolga ergab die Summe von rd. 3000 Kubikkilometern! Der spätglaziale Löß in Europa dürfte bestenfalls ein bis drei, der holozäne gar nur den Bruchteil eines Kubikkilometers umfassen. Man kann also die gleichsetzende Behauptung, „der Löß“ in Europa sei sowohl hoch- wie spätglazial, nur dann aufstellen, wenn man sowohl von der quantitativen Seite des Problems wie auch von der geographischen Frage nach dem jeweiligen Ort der Lößbildung im Hochglazial, Spätglazial und Postglazial völlig absieht.

IV. Die Formenreste der sub- und randtropischen Klimazonen der Würmkaltzeit im Vergleich zur morphologischen Wirksamkeit des heutigen Klimas in diesen Bereichen.

Im ganzen wärmeiszeitlichen Tundrenbereich nördlich der Alpen leben wir heute weitgehend in einer fossilen Kaltzeitlandschaft, die die schwachen Formbildungsprozesse der Nacheiszeit erst in sehr kleinem Umfang zu vernichten und durch Formelemente des Gegenwartsklimas zu ersetzen vermochten. Aber schon im Mittelmeergebiet verschiebt sich das Verhältnis der Leistungsfähigkeit einstiger und heutiger Vorgänge. In den Ländern des westlichen Mittelmeerbeckens bot sich in der Würmkaltzeit etwa folgendes Bild: In Südfrankreich und auf besonders „frostgefährdeten“ Böden auch noch im norditalienischen Küstengebiet reichten waldtundraartige Formationen mit deutlichen Solifluktionserscheinungen stellenweise noch bis zum Meeresniveau hinab (südlichste mir bekannte solche Vorkommen in der Breite von Livorno). Zum Teil schon nördlich und überall südlich dieser Breite waren jedoch die tieferen Stufen des Mittelmeeres zur Würmkaltzeit bereits Waldland. In Norditalien herrschte ein subpolarer Kiefern-Birken-Wald, in Mittel- und Süditalien ein Laubmischwald von der Art unseres heutigen mitteleuropäischen Waldes, in Nordafrika erfolgte der Übergang zu Wäldern des heutigen etesischen Klimabereiches.

¹⁷⁾ *Freising, H.*: Neue Erg. d. Lößforschung im nördl. Württemberg. Jh. Geol. Abt. Württ. Stat. L.-A. 1, 1951.

¹⁸⁾ *Schönhals, E.*: Spätglazialer Löß in Lettland. Neues Jahrb. f. Mineralogie usw., Monatshefte 1944 B.

Für unsere Fragestellung muß man zwischen diesem Waldland und den waldfreien Gebieten oberhalb der einstigen Waldgrenze unterscheiden. Diese Grenze lag auf Korsika in nur rund 500 m Höhe, um bis Südtalien und in Nordafrika auf etwa 1200 bis 1300 m anzusteigen. Oberhalb dieser Grenzfläche finden wir auf den Höhen der südeuropäischen Gebirge noch heute eine fossile Eiszeitlandschaft mit alten Karen, Moränen, Solifluktsdecken und breiten Eiszeiterrassen wie bei uns in Mitteleuropa. Nur der Löß tritt im eigentlichen Mittelmeergebiet nicht mehr auf, denn hier fehlte nicht nur die hochglaziale Trockenperiode, vielmehr vollzog sich im Südteil des Mittelmeergebietes auch ganz allgemein der Übergang vom außertropischen Bereich, der — wie wir oben sahen — zur Eiszeit im ganzen trockener war als heute, zum tropischen Bereich, der unter dem Einfluß der eiszeitlichen Abkühlung mehr Feuchtigkeit empfing als in der Gegenwart.

In den tieferen Landesteilen des Mittelmeergebietes unterhalb der eiszeitlichen Waldgrenze liegen aber die Verhältnisse ganz anders. Im damaligen eiszeitlichen Waldgebiet konnten die klimagesteuerten Formbildungsprozesse keine größere Wirksamkeit entfalten als im heutigen Mitteleuropa. Hier fehlen daher auch alle Formenreste eines eiszeitlichen Tundrenklimas: fossile Solifluktsdecken, Dellen und Flußterrassen. Heute herrschen dagegen in dieser Klimastufe die lockeren Gehölzformationen des sommerdürren Etesienklimas mit ihren Katastrophenhochwässern im Winter. Die Kräfte der Hang- und Talerosion sind dabei hier noch durch die bereits Jahrtausende zurückliegenden Waldrodungsperioden verstärkt worden. Die Folge ist, daß wir hier die Landschaft vornehmlich durch Formbildungsvorgänge des Gegenwartsklimas ausgestaltet sehen: durch die Franeabtragung und Calanche-Erosion an den Hängen, durch die breiten rezenten Torrentenbetten in den Flußtälern und auf Kalkgestein durch die starken und ausgeprägten rezenten Karstformen des Mittelmeerklimas.

Im Nordteil des Mittelmeergebietes ist allerdings die untere Höhenstufe, in der sich die Rolle der kaltzeitlichen und rezenten Formelemente der Landschaft in dieser Weise umkehrt, noch nicht sehr mächtig. Besonders in Gebieten mit hohen Gebirgen, die über dem eiszeitlichen Waldgürtel noch eine sehr viel mächtigere Stufe eiszeitlichen Tundrenklimas trugen — wie in Korsika — wurden alle größeren Flüsse von dieser höheren Region so stark mit Schutt beliefert, daß sie bis zur Mündung ins Meer sehr breite eiszeitliche Talsohlen schufen, die nun diese Flüsse — wie in

Mitteleuropa — heute in Gestalt ausgedehnter Terrassen begleiten. Das typische terrassenlose Torrentental ist also im nördlichen Mittelmeergebiet auf kleine Flüsse aus niedrigen Landschaftsteilen beschränkt, die zur Eiszeit als Ganzes bewaldet waren. Erst im südlichen Mittelmeergebiet wird die Vorherrschaft der dem heutigen Klima entstammenden Formelemente über die eiszeitlichen Formenreste allgemein.

Äquatorwärts schließt sich an das Mittelmeergebiet die große Passatwüstenzone der Sahara mit ihren etwas feuchteren Randzonen an, der etesischen Wüstensteppe und Steppe im Norden und der Wüsten- und Trockensavanne im Süden. Hier treten im ganzen die kaltzeitlichen (hier besser: pluvialzeitlichen) Formenreste wieder etwas stärker in der Landschaft zutage. Das Klima dieses Gürtels war ja im ganzen während der Kaltzeiten etwas feuchter als heute. Aus dieser Zeit sind ausgedehnte Seeterrassen, Seesedimente und fossile Schuttschleppen an Inselbergen, vor allem aber ausgedehnte Flußterrassen in den Wüstengebirgen erhalten geblieben. Freilich ist das Überwiegen der Kaltzeitformenreste im heutigen Landschaftsbild bei weitem nicht so sinnfällig und auch nicht so allgemein verbreitet wie in Mitteleuropa, und schließlich ist hier durchaus noch nicht von allen Formelementen der heutigen Landschaft eindeutig geklärt, ob sie nun dem hoch-kaltzeitlichen, dem rezenten oder gar irgendeinem besonderen Klimatyp entstammen, der hier im Verlauf des Spätglazials oder der holozänen Klimaschwankungen zur Herrschaft kam und dank irgendwelcher besonderer Züge eine wirksame Art der Formbildung entfalten konnte. Zum Kreis der letzten Formen gehören etwa die in der Sahara und der südlich anschließenden Randzone des Sudan sehr verbreiteten Altdünen, die ich als subrezente Formen aus einer frühholozänen Klimaphase aufgefaßt habe.

Je nachdem, ob in einem bestimmten Landschaftsgürtel das ehemals dort herrschende Kaltzeitklima eine überragende — qualitative und quantitative — Wirksamkeit entfaltete oder ob die vom Klima des Holozän gesteuerten Formbildungsprozesse so stark waren, daß sie jene alten Formenreste auslöschten und überprägen konnten, finden wir auf der heutigen Erdoberfläche entweder Gebiete, in denen der eiszeitliche, oder solche in denen der rezente Formenschatz überwiegt. Abb. 3 stellt einen ersten Versuch dar, das Überwiegen der einen oder anderen Formengruppe im Meridianfeld Mitteleuropas vom Pol zum Äquator zu verfolgen. Daß dieser Versuch bei unserer heutigen noch unvollständigen Kenntnis über die Trennung dieser verschiedenartigen

Formelelemente noch mancher Korrektur bedürfen wird, liegt auf der Hand; es kann also hier vorläufig nur ein sehr stark generalisiertes Bild geboten werden (siehe Abb. 3).

Die Wirksamkeit der klimabedingten Morphogenese war:

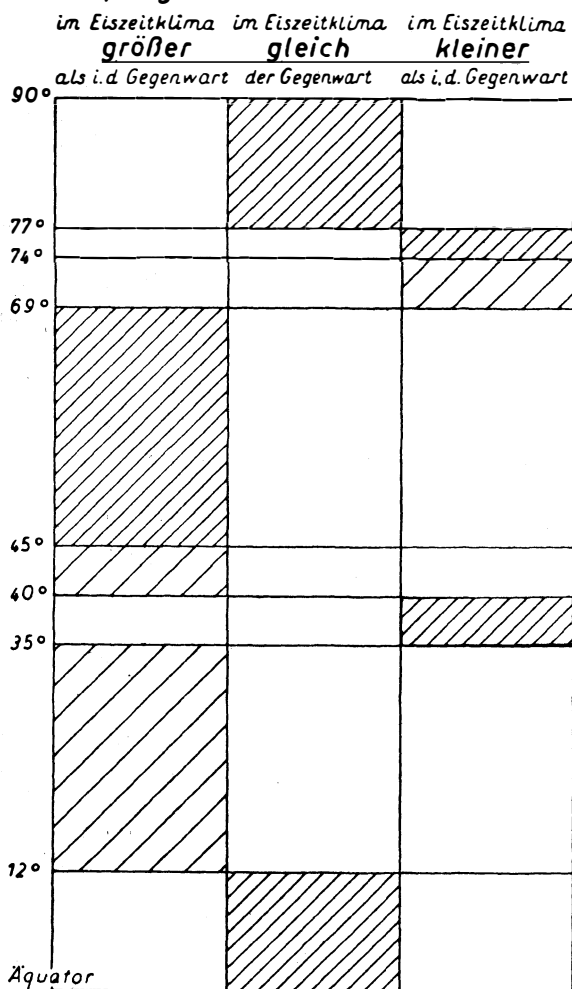


Abb. 3. Vorherrschen von eiszeitlichen Vorzeitformen oder von Jetztzeitformen in den Klimagürteln der Erde (Nordhalbkugel, Meridianfeld zw. 10° W und 35° O).

Wo die klimabedingte Morphogenese im Eiszeitklima größer war als heute, herrschen eiszeitliche Vorzeitformen vor (linke Spalte schraffiert), wo sie im Eiszeitklima kleiner war als heute, herrschen Jetztzeitformen vor (rechte Spalte schraffiert).

Vom Pol angefangen bis zu einer durchschnittlichen Breite von 77° Nord stehen wir heute wie ehemals auf gletscherbedecktem Land. Die Prozesse der Formbildung sind also von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart gleich geblieben. Dies ist hier durch Schraffur der mittleren Spalte angedeutet.

Zwischen 77° und 74° n. Br. befinden wir uns in der heutigen Frostschuttzone. Ihre morphologische Prägekraft ist so stark, daß hier alle eiszeitlichen Formenreste schon völlig zerstört sind. In schwächerem Maße ist dies im Bereich der heutigen Tundrazone zwischen etwa 74° und 69° n. Br. der Fall. Dies ist in Abb. 3 durch eine weitständigere Schraffur der rechten Spalte angedeutet.

In der Zone des gemäßigten Waldes, in der heutigen nicht-tropischen Ortsbodenzone zwischen 69° und 45° n. Br. treffen wir dagegen das oben in Kapitel II und III ausführlich dargelegte Überwiegen der eiszeitlichen Formenreste im heutigen Landschaftsbild an (enge Schraffur der linken Spalte). Ein leichtes Überwiegen der Kaltzeitformenreste findet sich auch noch im Nordteil des Etesiengebietes, mindestens in größeren Seehöhen (siehe oben), was durch eine weitständige Schraffur der linken Spalte zwischen 45° und 40° n. Br. angedeutet ist.

Dagegen herrschen im südlichen Mittelmeergebiet durchaus die rezenten Formelemente vor (enge Schraffur auf der rechten Seite zwischen 40° und 35° n. Br.), während man in dem äquatorwärts anschließenden Trockengürtel (zwischen 35° und 12–15° n. Br.) im groben Durchschnitt doch wohl mit einem leichten Überwiegen der fossilen Kaltzeitformen rechnen muß, wiewohl sich hier auch vielerorts die alten und die neuen Formen die Waage halten, ja zuweilen — z. B. in den jungen Dünengebieten — eindeutig die rezenten Formen vorherrschen.

In den wechselfeuchten Zonen der inneren Tropen (in Afrika etwa zwischen 10° und 15° n. Br.) findet dann eine immer stärkere Angleichung kaltzeitlicher und rezenter Formbildung statt: beide sind aber, je ähnlicher sie sich werden, desto schwerer voneinander zu trennen. Im Regenwaldgebiet der inneren Tropen ist endlich — wie schon bemerkt — mit unseren heutigen Mitteln kein Unterschied zwischen kaltzeitlicher und rezenter Formbildung mehr feststellbar. In Abb. 3 ist dies durch Schraffur der Mittelspalte vermerkt und diese Signatur noch etwas in den Bereich der wechselfeuchten Tropen — bis 12° n. Br. — ausgedehnt, um den allmählichen Übergang zum tropischen Trockengürtel mit dem leichten Überwiegen der Kaltzeitformen anzudeuten.

Wie Abb. 3 zeigt, hat damit die polnächste und die äquatornächste Klimazone der Gegenwart auf den pleistozän-holozänen Klimawandel am schwächsten reagiert: die erste unter der fortwährenden Decke ewigen Eises, die zweite unter dem kaum veränderten Mantel des tropischen Regenwaldes.

V. Die Kaltzeiten in den inneren Tropen

Wenngleich der immerfeuchte Regenwald des tropischen Tieflandes keine nachweisbaren morphologischen Spuren des Eiszeitklimas hinterließ, bieten dennoch die — räumlich weit ausgedehnten — wechselfeuchten tropischen Tiefländer: die Savannen und Monsunwälder eine Fülle fossiler Kaltzeitformen. Untersuchungen hierüber habe ich auf zwei Reisen (1950/51 und 1953) ins nordäquatoriale Afrika durchgeführt, das sich hierfür durch eine einzigartig regelmäßige, fast breitenparallele Anordnung der Klimagürtel empfahl.

Die bisherigen Untersuchungen über die „Tropen im Eiszeitalter“ gingen naturgemäß von den in den Außertropen erprobten Methoden der Eiszeitforschung aus. Dabei sind im ganzen sechs Wege beschrritten worden.

1. Untersuchungen der tropischen Tiefseesedimente. Sie sind — wie die entsprechenden Profile der außertropischen Ozeanböden — vor allem zur Gliederung des Eiszeitalters herangezogen worden. Wir werden hierzu unten noch Stellung nehmen.

2. Untersuchungen der pleistozänen eustatischen Meeresspiegelschwankungen: der Strandterrassen und des Korallenriff-Problems. Wenngleich diese Bildungen die Morphologie vieler tropischer Küstensäume beeinflussen, so entstammen sie doch rein außertropischen Wirkungen des Eiszeitklimas: dem Massenwandel der großen polnahen Inlandeiskuchen, und geben über das Kaltzeitklima der Tropen keinen Aufschluß.

3. Untersuchungen über die heutige und die eiszeitliche Vergletscherung der Tropengebiete, die durch die (bisher auf die rezenten Vorkommen beschränkten)

4. Untersuchungen über den „periglazialen“ Formenschatz der tropischen Hochgebirge zwischen oberer Wald- und Schneegrenze erweitert wurden³⁾. Ich habe in Äthiopien (Hochland von Semien, Hochsomalien) versucht, außer der kaltzeitlichen Schneegrenze, die dort gerade über 4000 m Höhe angetroffen wurde, auch die Untergrenze der fossilen, kaltzeitlichen Solifluktionerscheinungen zu bestimmen: sie liegt etwa bei (oder etwas unterhalb von) 3000 m.

5. Die beiden letztgenannten Methoden haben der Eiszeitforschung vor allem sehr zuverlässige Ergebnisse über das schon genannte Maß der kaltzeitlichen Temperaturerniedrigung in den Tropen von 4—5° C geliefert. Die theoretischen Berechnungen dieser Abkühlung durch Flohn²⁾ zeitigten das gleiche Ergebnis. Wir

wiesen schon darauf hin, daß diese geringe Temperaturerniedrigung (d. h. im Mittel der tropischen Tieflandklimate von heute rd. + 24° auf damals rd. + 20°) den Charakter der dortigen Vegetationszonen, insbesondere des Regenwaldes kaum veränderte. Man kann daher mit den letztgenannten Methoden nur den fossilen Formenschatz sehr kleiner Tropenareale: der Höhenstufen oberhalb von 3000 bis 4000 m erfassen, nicht aber die Weiten der tropischen Tiefländer.

6. Als einziges Eiszeitphänomen dieser Tiefländer wurden bis jetzt Seespiegelschwankungen, besonders solche abflußloser Binnenseen untersucht. Sie wurden als Folge von Pluvialzeiten gedeutet und manche Forscher, so Nilsson in Ostafrika¹⁹⁾, glaubten im Rhythmus dieser Schwankungen eine volle Übereinstimmung mit dem Rhythmus der außertropischen Glazialzeiten feststellen zu können. An den Seen Äthiopiens fand ich diese Ergebnisse jedoch nicht bestätigt: die Spiegel des Tanasees und der Seen des abessinischen Grabens lassen kaum etwas von solchen Schwankungen erkennen. Da diese Seen nach meinen Untersuchungen sämtlich dem jüngstvulkanischen — spät- oder postpleistozänen — Formenschatz des Landes entstammen, sind Spuren mindestens der älteren pleistozänen Klimaschwankungen bei ihnen auch nicht zu erwarten. Es bleibt zu klären, ob ältere Seen der inneren Tropen wirklich einen solchen rein durch die pleistozänen Klimaschwankungen verursachten Rhythmus zeigen; mindestens für die feuchteren Teile dieser Zonen erscheint mir dies unwahrscheinlich. Rückschlüsse auf die uns hier interessierenden klima-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas in den Tropen erlauben selbst nachgewiesene Seespiegelschwankungen nicht.

Um zu solchen Ergebnissen zu kommen habe ich versucht, aus fossilen Bodendecken und von ihnen begleiteten Erosions- und Ablagerungsformen ein Bild vom kaltzeitlichen Formenschatz der wechselfeuchten Tropen zu gewinnen²⁰⁾. Dies setzte die Kenntnis der heutigen Zonen der Bodenbildung und der Morphogenese in den heutigen Klimazonen voraus, die bislang gleichfalls fehlte. Hierbei ergab sich, daß in der Tat jeder der heutigen großen Klimazonen des nordtropischen Afrika ein bestimmter klimatischer Bodentyp und damit im Zusammenhang ein bestimmter Typ der klimabedingten Morphogenese entspricht. Wir finden so:

¹⁹⁾ Zuletzt in: Nilsson, E.: The Pluvials of East Africa. Geografiska Annaler 1949.

²⁰⁾ Büdel, J.: Bericht über klima-morphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika. Erdkunde VI, 1952. Ders.: Probleme des Pleistozän in Afrika. Vortr. IV. Int. Quartärkonferenz, Rom 1953.

in der V o l l w ü s t e die nach dem geologischen Untergrund wechselnden Lokaltypen der Kieswüste (Wüstenpflasterboden) und der Sandwüste (Dünenfelder),

in der Wüsten-, Dorn- und T r o c k e n s a v a n n e eine Folge meist hellfarbiger bindiger Böden zusammen mit dem typischen Formenschatz der „Flächenspülzone“,

in der F e u c h t s a v a n n e die leuchtend gefärbten tropischen Rotlehme mit oft zellig-breciöser Struktur in Verbindung mit einem sehr ähnlichen Formenschatz. Die letzteren Böden reichen in Äthiopien nur bis etwa 2500 m Höhe. Darüber finden sich in einer bis zur oberen Waldgrenze in 4200 m herrschenden Klimastufe, vegetationsmäßig also vornehmlich

in den H ö h e n w ä l d e r n der D e g a - Stufe tiefgründige und leicht fließfähige schwarze Böden, denen ein von der Flächenspülzone leicht abweichender klimabedingter Formenkreis entspricht.

Daneben fanden sich in allen diesen Klimazonen stellenweise fossile Böden und fossile Formreste, die einem offenbar anders gearteten Vorzeitklima entstammen. Und meist waren es Reste, die ein ehemals f e u c h t e r e s Klima erkennen ließen. Während in den Außertropen die kräftige Abkühlung fast allein die dort sehr drastische Verschiebung aller Klimagürtel bewirkte, hat im tropischen Tiefland ausschließlich die vermehrte Feuchtigkeit der Kaltklimate die hier relativ geringen Strukturwandlungen der klima-morphologischen Zonen bewirkt.

Dabei ließen die genannten Reste oft einen m e h r f a c h e n Wechsel von Trocken- und Feuchtzeiten erkennen. Aus verschiedenen, an anderer Stelle dargelegten Gründen kann man allenfalls die meist am besten ausgeprägte l e t z t e dieser Feuchtphasen mit einiger Sicherheit der letzten, d. h. der Würmkaltzeit zuordnen. Aber es ist vorerst ganz unmöglich, die in verschiedenen solchen Profilen zutage tretende Folge älterer Pluvialzeiten untereinander zu parallelisieren oder sie gar mit der außertropischen Eiszeitenfolge gleichzusetzen. Dies wird erst möglich sein, wenn wir über die Abfolge der tropischen Feuchtzeiten über ein sehr viel dichteres und lückenloseres Beobachtungsnetz verfügen als heute. Wir haben uns deshalb im Vorstehenden bewußt auf eine Darstellung der würmzeitlichen Verhältnisse beschränkt.

Demgegenüber spielt in der bisherigen, vor allem auf einem Studium der Meeres- und Seespiegelschwankungen fußenden Literatur über die tropischen Pluvialzeiten deren Parallelisierung mit der außertropischen Eiszeitenfolge eine große

Rolle. Außer der angeführten Lückenhaftigkeit unserer Beobachtungen ist ein solches Vorgehen auch deshalb unzulässig, weil wir ja auch über den Ablauf der Vereisungen in den Außertropen noch kein vollständiges Bild besitzen: es wird also hier eine unbestimmte Zeitenfolge mit einem ebenso unbestimmten Maßstab gemessen. Lediglich über die beiden letzten Vereisungsphasen stehen wir heute schon auf hinreichend gesichertem Boden, und wieweit dies gegenüber einer verbreiteten bisherigen Anschauung wirklich der Fall ist, sei im Folgenden dargetan.

VI. Die Klimaphasen der Würmkaltzeit

Schon in einer früheren Arbeit¹⁵⁾ wurde gezeigt, daß die heute in der Literatur weitverbreitete Gliederung der Würmeiszeit in drei getrennte Kaltphasen — W I, W II und W III — auf eine irrige Parallelisierung der Lößstufen Mitteldeutschlands mit angeblich würmeiszeitlichen Eisrandlagen Norddeutschlands zurückgeht. Diese Eisrandlagen umfaßten jedoch auch erhebliche Teile älterer Moränen. Später hat *Weidenbach*¹⁶⁾ dargetan, daß eine ganze ähnliche Verwechslung bei der Gleichsetzung der jüngeren süddeutschen Lößstufen mit würm- und rißeiszeitlichen Moränen des Rheingletschers unterliefe. So wurden auch hier rißeiszeitliche Löße dem Würmkomplex zugeordnet und die wesentlich hierauf beruhende *Soergelsche* Vollgliederung des Eiszeitalters zeigt somit die genannten drei Würmphasen. Ihnen schien die Dreigipfligkeit des Würmglazials in der bekannten Strahlungskurve von *Milankovich* zu entsprechen. Bald darauf haben *Eberl* und *Knauer* genau dieselben Bezeichnungen W I, W II und W III zur Gliederung der würmeiszeitlichen Moränen benutzt, ohne aber dabei eine Beziehung zu den Lößphasen herzustellen, auf die diese Bezeichnungen gemünzt waren. Eine zweite, schwerwiegende Verwechslung in dieser Frage führte so dazu, diese äußerlich gleichlautenden, aber innerlich beziehungslosen Termini als synchron und wesensgleich zu betrachten. Seitdem sind auf der ganzen Erde eine Unzahl von Erscheinungen, von denen lediglich ganz allgemein die Zugehörigkeit zum jüngeren Pleistozän feststand, in dies Schema der dreigipfligen Würmeiszeit gepreßt worden, ohne daß eine Verknüpfung dieser Erscheinungen mit den echten Würmlagerungen Pencks hergestellt oder auch nur versucht wurde. Man darf annehmen, daß einschließlich der unten besonders genannten Fälle heute mit „Würm I“ in der internationalen Eiszeitliteratur etwa zehn bis zwölf grundverschiedene Dinge bezeichnet werden. Ihre gemeinsame Benennung täuscht einen chronologischen oder stratigraphischen Zusammenhang zwischen diesen Er-

scheinungen vor, der nicht vorhanden ist und die weitere Forschung aufs schwerste hemmen und belasten muß.

Die hier vorgeschlagene Neugliederung des Jungpleistozän tastet die sachlichen Ergebnisse aller dieser Beobachtungen nicht an sondern stellt für einige von ihnen nur durch eine einfache Umbenennung die schon heute mögliche klare Beziehung zu den echten Würmablagerungen her.

Diese Neugliederung sei an einer schematischen Kurve der mitteleuropäischen Klimaentwicklung seit dem Ausgang der Rißeiszeit dargelegt

Stadial der holländischen Forscher am Beginn der Würmkaltzeit. Hypothetisch ist dagegen das „Interstadial“ innerhalb der Würmzeit: nach Schaefer²¹⁾ führte es in Mitteleuropa weder zur Bewaldung noch zur Bodenbildung und stellt daher keine wirkliche Unterbrechung der Würmkaltzeit dar.

Alle Moränen dieser einheitlichen Würmkaltzeit sind frisch, von Kesseln, Söllen und Seen durchsetzt und ohne stärkere Kryoturbationsdecke. Die zugehörigen Terrassen sind fast unzerschnitten und tragen keinen Löß. Auf diesen scharf abgrenzbaren glazialmorphologischen Kom-

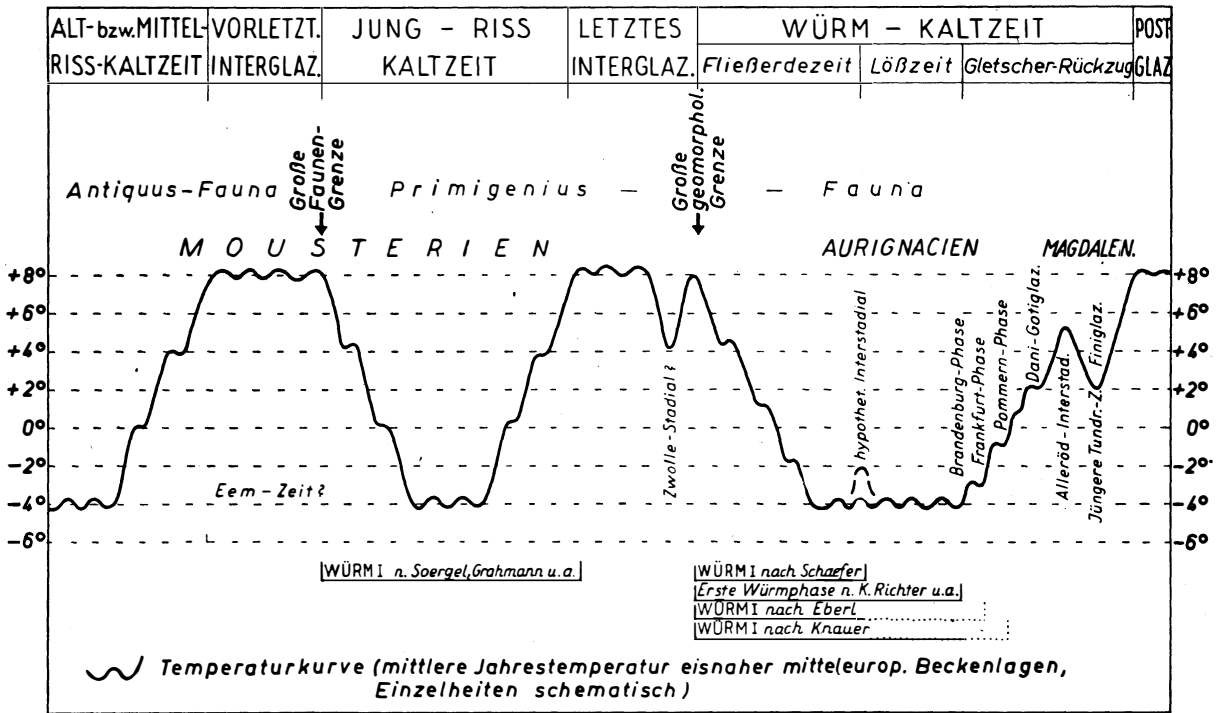


Abb. 4. Die Klimaphasen des jüngeren Pleistozän

(Abb. 4). Sie stellt entsprechend unserer heutigen Kenntnis die Würmeiszeit als eine ungeteilte Kaltzeit dar, die mit der schon in Abb. 2 wiedergegebenen charakteristischen Entwicklung auf einen einzigen Tiefpunkt: die Lößzeit des Würm-Hochglazials zustrebt. Der Wiederanstieg von diesem Tiefpunkt zum Temperaturniveau der Nacheiszeit erfolgte in kleinen Wellen, die den spätglazialen Rückzugsphasen der Gletscher entsprechen. Sicher verlief auch die frühere Klimaentwicklung in ähnlichen Wellen. Aber der einheitliche Gesamtverlauf der würmeiszeitlichen Klimakurve wurde dadurch nicht gestört. Eine etwas stärkere solche Welle ist am Ausgang des Spätglazials im Alleröd- oder Two-Creeks-Interstadial belegt. Eine ähnliche Schwankung steht mit dem Zwolle-

plex hat Penck den Ausdruck „Würm“ beschränkt. Aber die gleichen Züge: Freiheit von Lößbedeckung und frischer Erhaltungszustand zeichnen auch die ganze, oben (Abschn. II) geschilderte Welt der würmzeitlichen Periglazialformen aus, die noch heute Mittel- und Westeuropa flächenhaft beherrschen.

Hiervon ist der nächstältere Kaltzeitkomplex deutlich getrennt. Das Relief seiner Moränen ist im einzelnen durch starke Kryoturbation ausgeglichen und ohne geschlossene Hohlformen, ohne Sölle und Seen, wenn auch im ganzen die Moränenwälle noch deutlich erkennbar sind. Die

²¹⁾ Schaefer, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. Geologica Bavaria 18, 1953.

Terrassen sind breit entwickelt, aber schon deutlich zerschnitten. Sie sind lößbedeckt, tragen aber stets nur einen Löß, eben den einzigen Würmlöß, den es gibt. Hierzu gehört die breite „Talwegterrasse“ am Mittelrhein, im Alpenvorland die *Graulsche* „Jungriß“-Terrasse. *Penck* hat diesen morphologischen Komplex als „Riß“ bezeichnet. Ich schlage mit *Graul*²²⁾ und *Weidenbach* vor, diese eigene Kaltzeit weiterhin „Jungriß“ zu nennen, da sich inzwischen gezeigt hat, daß sie vom Komplex der früheren (mittleren und älteren) Rißablagerungen durch eine ähnlich große Warmzeit getrennt ist wie von der Würmkaltzeit.

Dieser Gliederung der Gletscherbildungen fügt sich diejenige der nichtglazialen Ablagerungen Mitteleuropas zwanglos ein. Es gibt nur einen Würm-Löß: denjenigen, der die Spuren des Aurignac-Menschen enthält, als einziger die Jungriß-Terrassen bedeckt und auf älteren Ablagerungen von der „Göttweiger Bodenbildung“ nach *Freising*²³⁾ unterlagert wird, d. h. dem Verwitterungshorizont der letzten Interglazialzeit. Der nächstältere Löß, über dem diese Göttweiger Bodenbildung entstand, entspricht der Jungriß-Eiszeit; die tiefere „Kremser Bodenbildung“ an seiner Basis, die die älteren Löße überdeckt, ist der Verwitterungshorizont des vorletzten Interglazials. In ähnlicher Weise lassen sich auch viele andere Eiszeitbildungen: paläontologische und prähistorische Stufen, Höhlen- und Meeressedimente ohne Beeinträchtigung ihres sachlichen Befundes dieser Gliederung einfügen. So rückt die große Wende der jungpleistozänen Faunenent-

wicklung jetzt vor die Jungriß-Eiszeit. Noch nicht ganz geklärt ist die Stellung der Eem-Ablagerungen in dieser Gliederung; vermutlich gehören sie ins vorletzte Interglazial.

Endlich zeigt Abb. 4, welche verschiedene Abschnitte dieser Gliederung einzelne Forscher als „Würm I“ bezeichnet haben. *Soergel* und *Grahmann* verwandten diesen Ausdruck für das Jungriß. Andere, so *Schaefer* verstehen darunter den ersten Abschnitt der eigentlichen Würmzeit (vom letzten Interglazial bis zu dem genannten hypothetischen Interstadial). Ähnliche Ansichten vertraten *Eberl* und *Knauer*, wobei sie jedoch diesem „Würm I“ auch bestimmte, bisher als Rückzugsstadien gedeutete Würmmoränen zuordneten. Wieder einen anderen Inhalt hat die erste Würmphase (Vorstoßzeit) nach *K. Richter*²⁴⁾: sie würde die ganze Würmzeit bis zum ersten Rückzug vom Brandenburger Stadium umfassen.

Demgegenüber wird vorgeschlagen:

1. die Bezeichnungen Würm I, Würm II usw. als überflüssig und irreführend künftig zu streichen,

2. für die vorletzte Kaltzeit den einmal eingeführten Namen „Jungriß“ beizubehalten,

3. der Würmkaltzeit nur den morphologisch klar umrissenen Komplex der jungpleistozänen Ablagerungen und sicher gleichaltriger Erscheinungen zuzuordnen. Dieser Komplex hebt sich in Mitteleuropa sowohl im glazigenen wie im nichtglazigenen Bereich deutlich von allen älteren Kaltzeitspuren ab. Darüber hinaus sind in weiten Teilen der übrigen Welt eben nur die klimatischen, bodenkundlichen, morphologischen und geologischen Spuren dieser letzten Kaltzeit deutlich faßbar.

²²⁾ *Graul, H.*: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. *Geologica Bavarica* 18, 1953, und zahlreiche frühere Arbeiten.

²³⁾ *Freising, H.*: Neue Ergebnisse der Lössforschung im nördlichen Württemberg. *Jh. Geol. Abt. württ. stat. L. A.* 1, 1951.

²⁴⁾ *Richter, K.*: Klimatische Verschiedenheit glazialer Vorstoßphasen in Norddeutschland. *Vortrag IV. Quartärkonferenz, Rom 1953.*

STUDIEN ÜBER DIE ATMOSPHERISCHE ZIRKULATION IN DER LETZTEN EISZEIT

Hermann Flohn

Mit 2 Abbildungen

Atmospheric circulation during the last glacial period

Summary: The discussion of the climate during the glacial period is now being considered from a meteorological aspect. Looking at the general air circulation during the initial stages and the climax of the glacial period we find that the "glacial anticyclones" played quantitatively a minor rôle. For the tropical and subtropical zones there is proof of a general decrease in temperature of about 4° C. The areas close to the ice experienced pronounced temperature inversions near the ground. It is possible to

give an approximate estimate of the average distribution of the winds, temperature and precipitation in Southern Germany during the glacial period. The total amount of evaporation (and consequently also of precipitation) was at least 20 per cent. less than today. The cause of the glacial periods may most likely be seen in changes of solar activity in single parts of the spectrum (as suggested by *Huntington* and *Willett*) since the actual climatic anomalies connected with these changes show the same distribution as those of the glacial period.