

## Die geologische Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den angrenzenden Gebieten

*Von Hugo Groß, Bamberg*

I. Einleitung . . . . .	3
II. Die naturwissenschaftlichen Datierungsmethoden . . . . .	5
1. Die Radiokarbon-(C <sup>14</sup> )-Methode . . . . .	5
2. Die astronomische Methode . . . . .	6
3. Die warwengeochronologische Methode . . . . .	7
4. Die pollenanalytische Methode . . . . .	7
5. Die paläontologische Methode . . . . .	8
6. Die diluvialstratigraphische Methode . . . . .	9
III. Die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns . . . . .	11
1. Das Letzte Interglazial . . . . .	11
2. Der Ablauf der Letzten Eiszeit (Würm-Weichsel) . . . . .	17
a) Geschichtliches . . . . .	17
b) Der erste Hauptvorstoß der Letzten Vereisung (Altwürm) . . . . .	20
c) Die Hauptschwankung, das Göttweiger Interstadial . . . . .	21
d) Der zweite Hauptvorstoß der Letzten Vereisung (Hauptwürm) . . . . .	24
d1: Die Hauptwürm-Vorrückungsphase . . . . .	26
d2: Das Paudorfer Interstadial . . . . .	26
d3: Das Hauptwürm-Maximum . . . . .	26
d4: Das Spätglazial . . . . .	28
IV. Ergebnisse . . . . .	30
Schrifttum . . . . .	34

### I. Einleitung

Im Jungpleistozän (= Letztes Interglazial und Letzte Eiszeit) erfolgte der bedeutendste Umbruch in der Menschheitsgeschichte des Eiszeitalters: der Neandertaler (*Homo neanderthalensis*) wurde vom Vorfahren der heutigen Menschheit, dem Altmenschen (*Homo sapiens diluvialis* oder *fossilis*), und damit die mittelpaläolithische Kultur von der so viel höher stehenden jungpaläolithischen abgelöst; aber ein ebenso bedeutsamer Umbruch erfolgte in der Faunen- und Florengeschichte, da die Letzte Eiszeit nach der Ausmerzungen zahlreicher Arten des Pleistozäns nur den heutigen Artenbestand übrig ließ. Ferner wurde in diesem Zeitraum das heutige Antlitz der Erde geformt.

Um den Ablauf dieser biogeographischen und kulturellen Veränderungen verfolgen und damit verstehen zu können, muß man die Vollgliederung, d. h. die möglichst

detaillierte Gliederung und Chronologie dieses Schlußabschnittes des Eiszeitalters kennen. Diese Voraussetzung zu schaffen, haben sich zahllose Quartärgeologen in der ganzen Welt in jahrzehntelanger Arbeit bemüht, aber das Ziel, eine zuverlässige Vollgliederung des Jungpleistozäns, konnte erst jetzt nach der Einführung und Erprobung neuer Arbeitsmethoden erreicht werden; sie weicht von den verschiedenen bisherigen Versuchen, die in den letzten Jahren durch eine falsche chronologische Auswertung der Löß-Stratigraphie eine ärgerliche Verwirrung angerichtet haben (vgl. hierzu K. J. Narr 1951a, 1953), teilweise erheblich ab, und manche vertraut gewordenen Auffassungen sind durch neue Untersuchungsmethoden widerlegt worden. Seit 1948 stand das Problem der Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns bei den Quartärgeologen im Vordergrund des Interesses: der IV. Internationale Quartärkongreß (INQUA) in Rom und Pisa 1953, die Tagungen und Exkursionen der Deutschen Quartärvereinigung (Deuqua) 1948—1956 und mehr auf prähistorischer Grundlage die der Hugo-Obermaier-Gesellschaft 1953—1957 (Freund 1953 bis 1956) befaßten sich eingehend damit.

Die urgeschichtliche Erforschung des Jungpleistozäns brachte mit verbesserten Arbeitsmethoden eine gewaltige Vermehrung des Beobachtungsmaterials (besonders des jungpaläolithischen), dessen Auswertung zu neuen Auffassungen führte, vor allem hinsichtlich der Komplexe Moustérien und Aurignacien, aber auch zu einer verstärkten Abkehr von der früher allein seligmachenden schematischen Typentafel als Ausdruck der kulturellen Entwicklung.

Um diese Entwicklung erforschen zu können, muß der Urgeschichtler seine Fundkomplexe möglichst exakt in die Zeittafel der Vollgliederung des Jungpleistozäns einstufen; dazu muß ihm der Quartärgeologe eine zuverlässige Vollgliederung zur Verfügung stellen. Umgekehrt benutzt dieser vielfach zur Datierung geologischer Bildungen und Ereignisse vom Urgeschichtler typologisch eingestufte Fundkomplexe oder sogar einen Einzelfund, so daß jemand, der nicht weiß, wie die geologische und die urgeschichtliche Zeittafel des Jungpleistozäns zustande gekommen sind, den irrigen Eindruck eines *circulus vitiosus* bekommen kann (vgl. hierzu vor allem L. F. Zotz 1951, S. 17 und F. Brandtner 1956, S. 130); lernt er nun die Geschichte der geologischen Vollgliederung des Jungpleistozäns kennen, so wird er vielleicht ein ähnliches Gefühl haben wie der Reiter nach dem Ritt über den Bodensee.

Zu zeigen, daß die im wesentlichen auf H. Breuil und L. Kozłowski (1931, 1932) zurückgehende, im unteren Somme-Tal geologisch fundierte (relative) Chronologie der jungpleistozänen Urgeschichte ohne besondere Schwierigkeit mit der neuen rein geologischen Vollgliederung des Jungpleistozäns, die auf W. Soergel (1919) und F. E. Zeuner (1938) zurückgeht, in Einklang gebracht werden kann, ist der Zweck dieses Aufsatzes, der in großen Zügen Mitteleuropa (im weiteren Sinne) und Westeuropa berücksichtigt. Da die relative geologische Zeitbestimmung längst nicht immer ausreicht, ist in der Urgeschichtsforschung noch mehr als in der Quartärgeologie jede Möglichkeit einer Datierung im absoluten Zeitmaß zu benutzen.

Da die alleinige oder überbetonte Anwendung der geomorphologischen Arbeits-

methode hier keine Einigung erzielen ließ, bleibt für einen solchen Versuch nur die Anwendung der stratigraphischen übrig: es müssen vollständige jungpleistozäne Schichtenfolgen, in denen die großen Klimaschwankungen dieser Zeit genügend deutlich registriert sind, paläoklimatologisch ausgewertet und möglichst mit  $C^{14}$  datiert werden; dazu ist die paläofloristische und paläofaunistische Untersuchung fossilführender Ablagerungen und die pedologische Untersuchung fossiler Böden nötig. Daß eine Pleistozän-Gliederung auf paläontologischer (überwiegend paläobotanischer) Grundlage möglich ist, haben I. M. van der Vlerk und F. Florschütz (1953) in den Niederlanden, W. Szafer (1953) in Polen und H. Gams (1930, 1935, 1953, 1954, 1956), P. Woldstedt (1947), sowie F. Firbas (1951) für Mitteleuropa gezeigt. Für das Jungpleistozän hat die Anwendung der stratigraphischen Methode (ohne Berücksichtigung der Sonnenstrahlungskurve) noch den außerordentlichen Vorzug, daß sie die Heranziehung der  $C^{14}$ -Methode zur Schaffung einer Chronologie im absoluten Zeitmaß ermöglicht.

## II. Die naturwissenschaftlichen Datierungsmethoden

Literatur: F. E. Zeuner (1952), H. Groß (1957a).

### 1. Die Radiokarbon- ( $C^{14}$ -) Methode

Literatur: H. E. Suess (1956), G. Österlund und Mitarbeiter (1956), H. L. Movius, jr. (1952), H. Groß (1952, 1957b).

Daß diese modernste Methode, die wie viele andere Neuerungen zunächst von zahlreichen Forschern nur mit großem Mißtrauen zur Kenntnis genommen und von einzelnen Anhängern der Sonnenstrahlungstheorie von M. Milankovitch geradezu als amerikanischer Humbug abgelehnt worden ist, ihre Bewährungsprobe seit 1949 bestanden hat, beweist schon die Tatsache, daß sehr bald nach ihrer Entdeckung und Erprobung in den USA viele andere Länder  $C^{14}$ -Laboratorien eingerichtet haben, obwohl sie wie auch ihre Arbeit sehr kostspielig sind (die Datierung einer Probe kostet nach G. Österlund u. Mitarb. 1956 in Schweden rund 400 DM, sie ist erst nach vier Wochen abgeschlossen!). Ihre Brauchbarkeit wird auch durch die gute Übereinstimmung von  $C^{14}$ -Daten mit historisch bekannten, ferner pollenanalytisch oder warwengeochronologisch ermittelten Zeitbestimmungen bewiesen (vgl. besonders Hl. de Vries und G. W. Barendsen 1954); in einem mit  $C^{14}$  durchdatierten Profil entspricht die Reihenfolge der  $C^{14}$ -Daten der stratigraphischen. Für die pollenanalytisch und meistens auch stratigraphisch im Sedimentprofil einwandfrei erkennbare Schicht des Alleröd-Interstadials liegen alle etwa zwanzig  $C^{14}$ -Daten übereinstimmend um 11 000 Jahre vor heute wie die warwengeochronologische Datierung.

Wenn auch  $C^{14}$ -Daten, die mit verbesserten Meßmethoden ermittelt worden sind, ausnahmsweise unbefriedigend oder zweifellos falsch sind, liegt das fast immer daran, daß die benutzten Proben irgendwie nicht einwandfrei waren; entweder stammten sie aus einer gestörten Schicht, oder sie waren nicht exakt entnommen oder nicht vorschriftsmäßig bis zur Absendung an das  $C^{14}$ -Laboratorium behandelt worden, oder ihnen war im Boden durch hartes Grundwasser, das stets reicher an

$C^{14}$  ist als zu erwarten war (K. O. Münnich 1957), oder durch anderes Wasser rezentes  $C^{14}$  zugeführt worden oder „toter“ Kohlenstoff durch gelöste Karbonate. Die Probenentnahme muß daher durch einen Quartärgeologen oder Prähistoriker erfolgen, der diese Fehlerquellen kennt. Es ist ferner nötig, zur Datierung einer geologischen Bildung und einer Kultur Proben solcher Schichten von verschiedenen Orten mit  $C^{14}$  datieren zu lassen, in besonders wichtigen Fällen auch Proben aus verschiedenen Niveaus einer Schicht oder aus den unmittelbar darüber- und darunterliegenden Schichten (J. Troels-Smith 1956). Am besten ist Holz (mindestens je 10–20 g lufttrocken), dann Holzkohle (mindestens je 10 g), Torf (mindestens je 10 bis 20 g lufttrocken), andere Pflanzensubstanz (Halme, Getreidekörner, Moos 20 bis 40 g), doch ist stets, wenn möglich, die Entnahme erheblich größerer Mengen zu empfehlen, damit nötigenfalls Kontrollmessungen ausgeführt werden können. Geweihe liefern nur ausnahmsweise, nicht verkohlte Knochen niemals brauchbare  $C^{14}$ -Daten.

Die Reichweite der Methode beträgt bei Verwendung von festem Kohlenstoff aus der Probe höchstens 25 000 bis 30 000 Jahre, bei der heute weitaus überwiegenden Verwendung von gasförmigen Kohlenstoff-Verbindungen (meistens Kohlendioxyd) ca. 38 000 Jahre, mit verbesserter Apparatur (größeres Zählrohr, größerer Fülldruck) wie in Groningen 45 000 bis 50 000 Jahre. Diese Methode ist daher für die Erforschung des Ablaufs der Letzten Eiszeit und damit der Kulturentwicklung von allergrößter Bedeutung. Da aber schon in rezentem organogenem Kohlenstoff der  $C^{14}$ -Gehalt sehr gering ist, kann bei über 30 000 Jahre alten Proben die Radioaktivität nur mit großer Schwierigkeit gemessen werden.

Noch weiter zurück ins Pleistozän ist man in Amerika neuerdings mit Hilfe von Tiefsee-Bohrkernen, meist aus tropischen Meeren, gedrungen, indem man für Schichtproben solcher Bohrkerne im Abstand von 10 cm durch die  $O^{18}$ -Bestimmung in Kalkschalen von Plankton-Foraminiferen die Paläotemperaturen und durch die  $C^{14}$ -Bestimmung die Zeitstellung dieser Schichten bis 38 000 ermittelt und diese Datierung unter der (unbewiesenen und unwahrscheinlichen) Annahme konstanter Sedimentationsgeschwindigkeit für die älteren Teile des Bohrkerns fortsetzt (H. E. Suess 1955, 1956). Naturgemäß können diese älteren Daten noch weniger Anspruch auf große Genauigkeit erheben als die jüngeren, da es sich bei den letzteren um die Datierung von Bildungen aus Kalziumkarbonat handelt.

## 2. Die astronomische Methode

Literatur: W. Köppen und A. Wegener (1924), M. Milankovitch (1941), M. Schwarzbach (1950, 1954), F. E. Zeuner (1952), P. Woldstedt (1954a).

Die Sonnenstrahlungskurve, die von M. Milankovitch für die Grenze der Atmosphäre (vielleicht 1000 km über der Erdoberfläche) berechnet und erstmals von W. Köppen und A. Wegener auf die Erdoberfläche übertragen und für die Gliederung und Chronologie des Pleistozäns angewandt worden ist, soll eine Datierung im absoluten Zeitmaß für das ganze Pleistozän möglich machen. Den besonders bei Nicht-Geologen in Europa weit verbreiteten Glauben an ihre Zuverlässigkeit verdankt diese

Methode in erster Linie ihrer scheinbaren mathematischen Exaktheit und dem Umstand, daß kurz vor dem Erscheinen des Buches von W. Köppen und A. Wegener zwei Geologen (W. Soergel und B. Eberl) auf Grund ihres Studiums der Fluß-Schotterterrassen im Ilm- bzw. Iller-Lech-Gebiet zu der gleichen Vollgliederung des Pleistozäns gelangt sind. Die Berechtigung der besonders von den Quartärgeologen P. Woldstedt und M. Schwarzbach vorgebrachten Einwände ist für den jungpleistozänen Teil der Strahlungskurve durch die  $C^{14}$ -Methode vollauf bestätigt worden. So hat z. B. das Aurignac-Interstadial der Würm-Eiszeit nach der Strahlungskurve die Zeitstellung ca. 105 000 bis 80 000 Jahre vor heute, nach den vorläufigen  $C^{14}$ -Datierungen von Groningen aber 42 000 bis 28 000 Jahre vor heute! Die Sonnenstrahlungskurve als Kalender des Pleistozäns ist also leider nur ein schöner Traum!

### 3. Die warwengeochronologische Methode

Literatur: G. De Geer (1940), E. H. De Geer (1951, 1954, 1957).

Der erste Versuch, in der Geologie eine Methode für Zeitbestimmungen im absoluten Zeitmaß auszuarbeiten, wurde bekanntlich von dem schwedischen Geologen G. De Geer gemacht; er beruht auf der Messung und Zählung der beim Abschmelzen des Inlandeises in Eisstauseen abgelagerten Jahresschichten (Warwen) des Bändertons, deren Dicke im Rhythmus der Schwankungen der jährlichen solaren Wärmezufuhr variiert. Die „Schwedische Zeitskala“ von G. und E. H. De Geer reicht bis etwa 15 600 Jahre vor heute zurück, also etwa 7600 Jahre in die Letzte Eiszeit hinein; ihre Richtigkeit (hinsichtlich der Größenordnung) im Ostsee-Gebiet war zunächst für die letzten ca. 11 00 Jahre durch die  $C^{14}$ -Methode bestätigt worden, später für die ganze Schwedische Zeitskala (E. H. De Geer 1957). Diese warwengeochronologische Methode ermöglicht die Datierung des Endes der Letzten Eiszeit und der spätglazialen Abschnitte der Pollendiagramme zunächst im Ostseegebiet, dann aber auch allgemein.

### 4. Die pollenanalytische Methode

Literatur: G. Erdtman (1943), F. Firbas (1949, 1951), K. Faegri and Johs. Iversen (1950), P. Woldstedt (1949), W. Szafer (1953), G. v. d. Brellie (1955).

Die pollenanalytische Methode ermöglicht zunächst nur eine relative Altersbestimmung; durch Konnektierung mit der Warwengeochronologie (E. Fromm 1938) und durch die Eichung möglichst vieler Pollendiagramm-Zonen mit Hilfe archäologisch datierter Moorfunde und mit Hilfe der  $C^{14}$ -Methode ist es möglich geworden, regionale pollenanalytische Zeitskalen zu schaffen, die bei sehr dichtem Probenabstand und bei Berücksichtigung des Nichtbaumpollens, ohne die die Zonierung des Spätglazials nicht möglich ist, in günstigen Fällen auch wenigstens annähernd genaue Datierungen im absoluten Zeitmaß ermöglichen. Die Pollendiagramme reichen vom Postglazial aus höchstens bis etwa 14 000 v. Chr. zurück, also etwa 6000 Jahre in die Letzte Eiszeit hinein. Ferner können pollenanalytisch wenigstens einigermaßen vollständige interstadiale Ablagerungen von interglazialen und letztinterglaziale von älteren unterschieden werden.

### 5. Die paläontologische Methode

Literatur: K. Bertsch (1941), F. Firbas (1949, 1951), G. Gams (1954), E. Hofmann (1934), E. Schmidt (1941), K. Mägdefrau (1956), K. Ehrenberg (1929, 1949/50), F. Hančar (1942), V. Ložek (1955), A. Nehring (1890), W. Soergel (1919, 1922, 1940).

Die sorgfältig horizontierte paläofloristische Untersuchung von Kulturschichten und fossilführenden geologischen Bildungen muß die Pollenanalyse ergänzen durch die Bestimmung der pflanzlichen Makrofossilien, die von wichtigen Arten stammen können, welche pollenanalytisch nicht erfaßbar sind, damit möglichst viele Arten festgestellt werden können, die für die paläoklimatologische Auswertung der Fundschicht von Bedeutung sind. Bei Holzkohlefunden in Höhlen muß aber mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß eine Verschleppung durch wühlende Tiere vorgekommen sein kann; es ist z. B. schon Buchenholzkohle sogar in der würmeiszeitlichen Hauptfundschicht der Lemminge in einer Höhle festgestellt worden (L. F. Zotz 1955). Am zuverlässigsten wird der Aussagewert von Holzkohle-Bestimmungen in Höhlen sein, in denen keine postglazialen Kulturschichten vorhanden sind.

Thermophile Pflanzenarten, die im Gebiet im Letzten Interglazial zum letzten Male bzw. besonders häufig auftraten, sind *Vitis silvestris*, *Juglans regia*, *Acer monspessulanum*, *Dulichium spathaceum*, *Brasenia purpurea*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Rhododendron ponticum*.

Auch tierische Reste können natürlich durch Dachse und andere wühlende Tiere umgelagert werden; nach R. Wetzel (1954, S. 140) sind in der Bärenhöhle im Hohlenstein in Württemberg Knochen des Höhlenbären, der spätestens im Magdalénien gestorben ist, sogar in metallzeitlichen Schichten gefunden worden.

Die selbstverständliche Forderung, fossilführende Ablagerungen und Kulturschichten sorgfältig schichtenweise paläontologisch (und archäologisch) zu untersuchen, ist bei paläolithischen Fundplätzen leider in sehr vielen wichtigen Fällen nicht ausreichend beachtet worden, besonders in Höhlen. Rühmliche Ausnahmen sind z. B. die Höhlen im Lonetal (G. Riek 1934, R. Wetzel 1954), die Weinberghöhlen bei Mauern (L. F. Zotz 1955) und der Abri La Colombière bei Lyon (H. L. Movius, Jr. and Sh. Judson 1956). Meistens findet man in der urgeschichtlichen Literatur recht heterogene Faunenlisten; diese brauchen aber nicht immer das Ergebnis unsorgfältiger Ausgrabung zu sein, denn auch jahreszeitliche Tierwanderungen können für ein Gebiet in der Fundschicht eine Mischfauna vortäuschen, ebenso die Nachbarschaft eines edaphisch bedingten anderen Biotops (z. B. Galeriewald in einem Flußtal in der Steppe). In den Kulturschichten ist die Zusammensetzung der Fauna natürlich auch von der Jagd abhängig (W. Soergel 1919, 1922). Nagetierschichten in Höhlen stammen von Eulen, die in ihnen hausten, wenn sie nicht vom Menschen bewohnt waren, sie brauchen daher nicht immer geologische Leithorizonte zu sein. Die paläoklimatologische Auswertung der Ergebnisse auch sehr sorgfältig horizontierter paläofaunistischer Untersuchungen muß daher mit größter Vorsicht ausgeführt werden.

Maßgebend für Rückschlüsse auf die Temperaturverhältnisse in der Vergangenheit ist die heutige Verbreitung der fossil festgestellten Tierarten, ebenso für die Rekon-

struktion der vorzeitlichen Biotope (W. Soergel 1919), die Rückschlüsse auf das damalige Klima zulassen. Für ein temperiertes Klima im Eiszeitalter sprechen Waldtiere, aber auch, was nicht genügend beachtet wird, Steppentiere.

Zeugen des Letzten Interglazials in Mittel- und Westeuropa sind *Elephas antiquus*, *Rhinoceros mercki*, der Damhirsch, im W auch das Flußpferd (Antiquus-Fauna).

Wegen ihrer viel größeren Ortsgebundenheit sind die Mollusken, speziell die Schnecken, sehr viel bessere Biotop-Indikatoren als die Wirbeltiere. Umfassende Untersuchungen in der Tschechoslowakei (V. Ložek 1955) haben ergeben, daß die Berücksichtigung der fossilen Schneckenfaunen besonders in den Travertin- und Löß-Profilen für deren paläoklimatologische und chronologische Auswertung von entscheidender Bedeutung ist. Thermophile Leitarten des Letzten Interglazials sind dort: *Truncatellina claustralis* Grdl., *Retinella hiulca* Jan., *Soösia diodonta* Fér., *Helicigona banatica* Rsm., *H. čapeki* Pbk., *Aegopsis verticillus* Fér., *Cepaea vindobonensis* C. Pfr. u. a. V. Ložek bezeichnet diese Banatica-Fauna als Äquivalent der Antiquus-Fauna, da sie nicht in Schichten vorkommt, die jünger als das Letzte Interglazial sind.

In marinen Sedimenten entspricht zeitlich der Banatica-Fauna die an lusitanischen, also thermophilen Arten reiche Eem-Fauna mit den Leitformen *Tapes senescens* (= *T. aureus* var. *eemiensis*), *Turritella communis*, *Mytilus minimus*, *M. lineatus*, *Lucina divaricata*, *Gastrana fragilis*, *Syndesmya ovata*, *Eulimella nitidissima*, *Haminea navicula* u. a.

## 6. Die diluvialstratigraphische Methode

Literatur: siehe 1–5.

Die paläofaunistisch, paläofloristisch und wo möglich archäologisch untersuchte Schicht ist nun in das örtliche oder regionale Diluvialprofil einzustufen. Im Moränengebiet ist dazu die Lage der untersuchten Schicht in bezug auf die glazialen Ablagerungen im Profil zu bestimmen, im periglazialen Raum im Verband der Höhlenschichtenabfolge bzw. im Lößprofil. Dann ist in wichtigen Fällen die kostspielige C<sup>14</sup>-Datierung zu erstreben, die im Zweifelsfall entscheidend sein wird.

Immer kommt es natürlich darauf an, Diluvialprofile, in denen die großen Klimaschwankungen des Jungpleistozäns möglichst vollständig und deutlich registriert sind, paläoklimatologisch auszuwerten. Klimazeugnisse liefert die Bestimmung des Fossilinhalts der Schichtenfolge, in den Höhlen ferner die Sedimentanalyse nach R. Lais (1941), im Löß-Profil die paläontologische (W. Soergel 1919, V. Ložek 1955) und pedologische Untersuchung der Schichten (R. Lais 1951; F. Brandtner 1950, 1954, 1956; E. W. Guenther 1953), vor allem der begrabenen (fossilen) Böden (J. Fink 1953, 1954, 1955, 1956; W. L. Kubiěna 1956; E. Mückenhausen 1954), die jeweils infolge längerer Unterbrechung der Lößbildung und -ablagerung als ehemalige Landoberflächen durch Verwitterung der obersten Löß-Schicht in einer „lößfeindlichen“ Klimaperiode entstanden und schon von C. Troll (1931, S. 220) als „das einzig sichere Beweismittel“ angesehen worden sind.

Entscheidend für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns ist die Auswertung der Löß-Stratigraphie und der Abfolge der Höhlensedimente; das haben schon W. Soergel (1919) und nach ihm L. Kozłowski (1924), H. Breuil et L. Kozłowski (1931, 1932) sowie in neuester Zeit L. F. Zotz und W. Vlk (1939), L. F. Zotz (1951) und K. J. Narr (1950, 1951, 1953, 1954), F. Brandtner (1950, 1954, 1956) erkannt. Die Löß-Stratigraphie ist im kontinentaleren und daher sommerwärmeren und trockeneren südöstlichen Mitteleuropa (östliches Nieder-Österreich und Tschechoslowakei) sehr viel klarer ausgeprägt als im humideren Westen, weil die fossilen Böden sehr viel weniger durch Solifluktion und Abspülung verändert sind. Die Beweiskraft der Lößprofile dieses Gebietes für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns wird natürlich nicht durch die Feststellung entwertet, daß aus regionalen paläoklimatischen Gründen die Lößprofile mancher anderen Gebiete hierfür nicht geeignet sind (vgl. K. Brunnacker 1953 und 1956, H. Freising 1954). Je stärker die Rotfärbung der fossilen Böden ist, desto wärmer und feuchter muß das Klima in ihrer Entstehungszeit gewesen sein. Das gilt auch für den Grad der chemischen Verwitterung des Kalkschuttes in Höhlen. In den Löß-Profilen sind ferner Eiskeile, Kryoturbation und auf den fossilen Böden Fließerdebildungen zu beachten.

Die Gliederung und Chronologie des Spätglazials wird durch die stratigraphische und pollenanalytische Untersuchung der größtenteils minerogenen (meist tonigen) Sedimente am Grunde von Mooren ermittelt, die durch die Verlandung ältester Wasserbecken entstanden sind; die ganz oder überwiegend minerogenen Schichten (Dryastone) sind bekanntlich durch Oberflächenwasser aus der eine offene Pflanzendecke tragenden Umgebung, also in einem subarktischen Klima eingeschwemmt, die ganz oder überwiegend organogenen Ablagerungen (Gyttja und Torf) also in einem wärmeren, eine geschlossene Pflanzendecke erzeugenden Klima, sind folglich interstadial.

Die biologische Unterscheidung von interstadialen und interglazialen Ablagerungen macht den meisten Quartärforschern immer noch Schwierigkeiten (J. Büdel 1950, 1953; I. Schaefer 1953; F. E. Zeuner 1954; H. Schwabedissen 1956). Da ein Interglazial zwei Eiszeiten (Glaziale) trennt, muß sein Klima nach Ausweis der paläontologischen Befunde mindestens so warm und so langdauernd gewesen sein, daß die Vereisung wenigstens auf den heutigen Umfang abschmelzen konnte; in einem Interglazial war also eine Bewaldung und eine besonders intensive Bodenbildung möglich. Ein Interstadial (Schwankung)<sup>1</sup> trennt zwei kalte Phasen (Stadiale) einer und derselben Eiszeit, das Inlandeis (insbesondere das nordische) muß also viel weniger als heute abgeschmolzen sein; der paläobiologische Befund muß daher für ein weniger

<sup>1</sup> I. Schaefer (1953, S. 104) definiert: „Unter einem Interstadial wird mit A. Penck die Zeit einer größeren Gletscherschwankung, also mindestens eines Rückzugs der Gletscher bis hinter ihre Stammbecken verstanden, — jedoch ohne Wiederbewaldung und damit zusammenhängende Bodenbildung.“ In diesem Sinne hat sich aber A. Penck (1901/09, S. 21, 157 und 1164) weder indirekt noch direkt geäußert, wie I. Schaefer (l. c., S. 95, 96) behauptet. Nach A. Penck (l. c. S. 1156) muß man auf eine Interglazialzeit schließen, wenn der Fossilinhalt der

warmes Klima als heute am Fundpunkte der interstadialen Ablagerung sprechen, kann also subarktisch bis gemäßigt gewesen sein wie das Alleröd-Interstadial, das nach neueren pollenanalytischen Untersuchungen in Dänemark im Optimum eine Juli-Mitteltemperatur von + 13 bis 14° C gehabt hat (Johs. Iversen 1954). Für die klimatische Beurteilung eines Interstadials im Pollendiagramm kommt es wesentlich auf eine taxonomische Bestimmung möglichst vieler Nichtbaum-(NBP-)Pollenarten an; eine hohe Gesamtsumme des NBP (wenn sie nicht durch die Art der betreffenden Schichten bedingt ist) spricht zwar für geringe Walddichte (F. Firbas 1934), die aber nach der Zusammensetzung des NBP durch ein subarktisches oder ein Steppenklimate bedingt sein kann. Entgegen der Ansicht von I. Schaefer (1953) waren also auch in einem Interstadial Bewaldung und Bodenbildung möglich. Auf die Länge kommt es nicht an; A. Penck (1909, S. 342) schätzte die Länge seiner später aufgegebenen Achen-schwankung auf einige Zehntausende von Jahren!

Unvollständige interstadiale und interglaziale Ablagerungen mit einem Fossil-inhalt von subarktischem Charakter lassen sich wohl fast stets nur mit Hilfe der C<sup>14</sup>-Methode unterscheiden.

### III. Die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns

#### 1. Das Letzte Interglazial

Daß Riß/Würm-(= Eem-)Interglazial kann noch nicht mit der C<sup>14</sup>-Methode erfaßt werden, wie mir Herr Professor Dr. Hl. de Vries, Groningen, brieflich mitteilte (12. 11. 1956). Sein C<sup>14</sup>-Laboratorium hat zuerst ein Eem-Profil (Brasenia-Torf) aus dem Nordost-Polder (I. M. van der Vlerk und F. Florschütz 1953, S. 48) datiert und für das klimatische Optimum des Eem-Interglazials 43 000, für die vorangehende kalte Periode ungefähr 50 000 Jahre vor heute gefunden. Unglücklicherweise sind die ersten C<sup>14</sup>-Daten jenes Brasenia-Torfs aus dem Eemien von anderer Seite veröffentlicht worden (in: Geological History of the Netherlands, ed. by A. J. Pannekoek 1956, S. 92, Fußn. 1: Beginn des Eem-Interglazials mit Betula-Pinus-Zeit 56 000, Ende dieser Zone 40 200 ± 1000 und Beginn der Eichenmischwald-Zeit 39 000 ± 1500 Jahre vor heute), obwohl 1955 (in Science 121 von M. Rubin und H. E. Suess) aus einem Kanalbau-Aufschluß in Godarville (Belgien) für eine ca. 2 m unter der Basis des Jüngeren Löß II gefundene Torflinse, die durch frostgestörte Sedimente vom Löß im Hangenden und von einem Lagerplatz aus dem „kalten“ Moustérien mit Mammut und Nashorn im Liegenden getrennt war, das C<sup>14</sup>-Datum „älter als 36 000 Jahre“ veröffentlicht worden war. Später ist in Groningen für Holzkohle aus dem

---

zwischen Moränen gelagerten (nicht glazialen) Schichten ein dem heutigen ähnliches Klima verlangt, weiter (S. 1164, 1165) „als Interstadialbildungen haben wir alle zwischen zwei Moränen gelagerten Schichten angesehen, welche nicht durch gewisse Merkmale als interglaziale erwiesen wurden (vgl. oben S. 1156)“ A. Penck (l. c. S. 1165, 1167) hat manche Schieferkohlen (die aus Waldmooren entstanden sind) für interstadial gehalten, also auch Bewaldung und Bodenbildung in einem Interstadial angenommen, was für das Alleröd-Interstadial seit 1905 bekannt ist.

Jüngerer Löß I in Nieder-Österreich (s. S. 20) das C<sup>14</sup>-Datum  $48\,300 \pm 2000$  vor heute ermittelt worden (Prof. Hl. de Vries briefl. Mitteil. vom 19. 2. 1957). Aus diesen Daten folgt, daß z. B. das oben angegebene C<sup>14</sup>-Datum für den Beginn der EMW-Zeit des Eem-Interglazials ( $39\,000 \pm 1500$ ) unmöglich richtig sein kann; wie dieser Fehler zu erklären ist, konnte noch nicht ermittelt werden. Später ergab die C<sup>14</sup>-Datierung einer Torfschicht, die bei Amersfoort mehrere Meter über den marinen Eem-Ablagerungen liegt (H. Gams 1935, Taf. III), daß sie älter als 52 000 Jahre ist (Prof. Hl. de Vries briefl. Mitteil. vom 12. 11. 1956).

Das Liegende der letztinterglazialen Ablagerungen wird von Bildungen der Riß-(Saale-)Eiszeit, das Hangende von Würm-(Weichsel-)Moräne und außerhalb des Gebiets der Letzten Vereisung von periglazialen Wänderschutt gebildet; das ist auch innerhalb wie außerhalb des Bereichs der Vereisung des Warthe-Stadiums der Fall, das die letzte Phase der Saale-Eiszeit ist (P. Woldstedt 1942, 1947, 1954a, 1954b, 1956). Viel seltener ist Löß das Hangende.

Im Küstengebiet der Nord- und Ostsee sind in diesem Interglazial die marinen Eem-Ablagerungen mit artenreicher „warmer“ lusitanischer Mollusken-Fauna gebildet worden. Bei Calais und im Somme-Ästuarium reichen diese marinen Bildungen nach G. Dubois (1924) und H. Breuil und L. Koslowski (1931, 1932) 15 bzw. 5 m über den heutigen Meeresspiegel hinauf. Diese beiden marinen Transgressionen sind die letzten, sie entsprechen nach den Höhenangaben den letztinterglazialen Transgressionen Monastir I bzw. II in Italien. Bei Menchecourt an der unteren Somme sind mit diesen marinen letztinterglazialen Ablagerungen fluviatile der Niederterrasse verzahnt, die Reste der letzten Antiquus-Fauna (Flußpferd, Rothirsch, Mercksches Nashorn u. a.) enthalten, während das Hangende von den letzten periglazialen Schutt-ablagerungen, Lehmen und Lössen mit „kalter“ Fauna gebildet wird, also würmeiszeitlich ist.

Die wichtigsten kontinentalen fossilführenden Ablagerungen des Letzten Interglazials sind limnische Bildungen (Kieselgur, Ton, Mergel, Kalk- und andere Gytta), Quellkalke (Travertine) und Torfe sowie viele Schieferkohlen-Vorkommen. Bezeichnend ist für diese kontinentalen Bildungen des Letzten Interglazials die letzte Antiquus- und Banatica-Fauna. Von zahlreichen Ablagerungen aus dieser Zeit liegen Pollendiagramme aus Norddeutschland (P. Woldstedt 1955), aus Süddeutschland (besonders wichtig die Pollendiagramme bayerischer voralpiner Schieferkohlenflöze von H. Reich 1953), aus den Niederlanden (I. M. van der Vlerk and F. Florschütz 1953), aus der Schweiz (W. Lüdi 1953) und Polen (W. Szafer 1953) vor, so daß wir Bildungen dieses Interglazials von älteren sicher unterscheiden können. Dadurch konnte auch bewiesen werden, daß das Letzte Interglazial jünger als das Warthe-Stadium ist, dieses also zur vorletzten Eiszeit (Riß-Saale) gehört (P. Woldstedt 1942, 1947, 1954b).

Einen weiteren Beweis für die Richtigkeit dieser Einstufung lieferte kürzlich die mit modernen pollenanalytischen Methoden in Danmarks Geolog. Undersögelse von Sv. Th. Andersen (briefl. Mitteil. vom 28. 9. 1956) ausgeführte Nachuntersuchung des

jütländischen Herningprofils des „Letzten Interglazials“ im Sinne von K. Jessen and V. Milthers (1928) in Mooren außerhalb des Bereichs der Letzten Vereisung. Das Herningprofil weist nach den Pollendiagrammen von K. Jessen bekanntlich zwei warmzeitliche Schichten auf, die durch eine sandig-tonige pollenführende „subarktische“ Schicht (k) getrennt sind. Sv. Th. Andersen hat nachgewiesen, daß die jüngere Wärmezeit (Pollenzonen 1, m und n) ein temperiertes Würm-Interstadial und nur die ältere Wärmezeit das Eem-Interglazial ist, wie es schon H. Gams (1930—1953) angenommen hat, aber mit der falschen Parallelisierung der „subarktischen“ Schicht k zuerst mit dem Brandenburger Stadium, später mit dem Prävürm von W. Soergel. Die pollenanalytisch erfaßbare Schicht k ist eine periglaziale Bildung der Vorstoßphase (Altwürm) der Letzten Eiszeit und keine Grundmoräne. Da die Vereisung des Warthe-Stadiums aber erheblich weiter nach W reichte (P. Woldstedt 1954b, Abb. 2), muß das Warthe-Stadium älter als die ältere Warmzeit des Herningprofils, also älter als das Eem-Interglazial sein<sup>2</sup>. Die Publikation der dänischen Untersuchungen des Herningprofils wird in Danmarks Geol. Unders. II. R. und in „Eiszeitalter und Gegenwart“, Bd. 8, 1957, erfolgen.

Eine gewisse Ähnlichkeit mit diesem Profil hat das bekannte Travertin-Profil von Ehringsdorf bei Weimar, weil eine größtenteils minerogene Schicht, der „Pariser“, den interglazialen unteren Travertin vom oberen, also zwei warmzeitliche Schichten trennt. W. Soergel (1925—1940) hat den unteren Travertin in das Interglazial zwischen seiner Prävürm-Eiszeit (die er später Riß III genannt hat) und seiner Eiszeit Würm I = Warthe, den „Pariser“ in sein Würm I = Warthe und den oberen Travertin in seine große Rückzugsschwankung zwischen seinem Würm I und Würm II gestellt. In den letzten Jahren haben aber die paläobotanischen (W. Vent 1955 und K. Mägdefrau 1956) und paläofaunistischen Untersuchungen (G. Behm-Blancke und Mitarb. 1957) ergeben, daß der obere Travertin (mit *Elephas antiquus*, *Rhinoceros hemitoechus* und *Rh. merckii*, *Vitis silvestris*, *Syringa thuringiaca* und Elementen des Eichenmischwaldes) aus dem Optimum desselben Interglazials stammen muß wie der untere (briefl. Mitteil. von den Herren Prof. Dr. Behm-Blancke, E. W. Guenther, P. Woldstedt und Dr. V. Ložek-Prag 1956), natürlich, da auf Riß III folgend und die letzte Antiquus-Fauna enthaltend, aus dem Riß/Würm-Interglazial. Der „Pariser“ kann also nicht das Äquivalent eines Würm-Stageals sein. A. Penck (1938) hat ihn für eine Mure gehalten, deren Lößbeimischung die sehr spärlichen Spuren einer glazialen Fauna enthielt. Für eine Hangabspülung hat auch E. W. Guenther (in G. Behm-Blancke u. Mitarb. 1957) den „Pariser“ gehalten, kann aber noch nicht entscheiden, ob sie im Hochinterglazial in einer besonders feuchten oder in einer kühlen trockenen (Steppen-)Phase erfolgt ist. In den vielen stratigraphisch und pollenanalytisch untersuchten letztinterglazialen Ablagerungen ist aber noch keine Andeutung eines Äquivalents des „Parisers“ im Optimum gefunden worden, wohl aber in einem postglazialen Kalktuff in der Tschechoslowakei (Travertin-Kuppe Banická bei Gánovce nach briefl. Mitteilung von Herrn Dr. V. Ložek-Prag vom 6. 2. 1957) eine sicher einge-

<sup>2</sup> Vgl. auch die Karte von O. P r a t j e in Z. deutsch. Geol. Ges. 103, 1951, S. 77.

schwemmte lehmige, teilweise lößartige Schicht. Ein wichtiges Glied der Vollgliederung des Pleistozäns und ein Paradebeweis für die angeblich vollkommene Übereinstimmung der Diluvialstratigraphie mit der Strahlungskurve (W. Soergel 1925, S. 222) ist also abzuschreiben.

In der Tata sind nach Th. Kormos (1912) die Kalktuffabsätze durch eine dünne Lößlage mit Primigenius-Fauna und einer dem Moustérien ähnlichen Kulturschicht unterbrochen; F. Brandtner (1956) vergleicht diese Lößschicht mit dem „Pariser“ von Ehringsdorf. Daß eine dünne Löß-Zwischenschicht die Bildung eines Stadials ist, muß in diesem Gebiet (Ungarn) als höchst unwahrscheinlich bezeichnet werden; das Vorkommen von Primigenius-Fauna und moustérienähnlicher Kulturhinterlassenschaft ist nicht unbedingt beweisend, denn auch im oberen (nach dem paläontologischen Befund unter kühleren Klimaverhältnissen gebildeten) Teil des letztinterglazialen Travertin-Komplexes von Gánovce bei Poprad (Slowakei) in 650 m MH (V. Ložek 1955a), in den keine lößartige Zwischenschicht (nach briefl. Mittel. von Herrn Dr. V. Ložek, 1957, lehmig-schlammig mit viel „kälterer“, aber nicht stadialer Flora und Fauna) eingeschaltet ist, wurde eine Kulturschicht des Moustérien mit Primigenius-Fauna (und Gehirnschädelausguß eines Neandertalers vom Ehringsdorfer Typ nach E. Vlček 1952, S. 198) gefunden (vgl. F. Brandtner 1956, S. 138, 139). Die oberen Schichten dieses Travertins weisen hier mehrere humose, lehmige Einlagerungen auf. Der obere Travertin von Ehringsdorf ist nach W. Soergel (1927) auch ziemlich reich an „Gehängeeinspülungen“, deren bedeutendste der Pseudopariser ist. Diese stratigraphischen und paläontologischen Befunde der obersten Travertinschichten sprechen für eine schwankende Zunahme der Abkühlung, die eine Steigerung der Humidität des Klimas (daher vermehrte Hangabspülung) und eine Abnahme (mit Stockungen) der Kalktuff-Bildung zur Folge hatte. Daß für die Kalktuff-Bildung Wärme nötig ist, ergibt sich aus der Tatsache, daß sie im Holozän erst mit dem Beginn der kulminierenden Wärmezeit einsetzte und am Schluß der holozänen Wärmezeit ganz erheblich nachließ (P. Groschopf 1952; V. Ložek 1955, S. 76, 481). Leider ist eine pollenanalytische Untersuchung der interglazialen Travertine ebensowenig möglich wie die der holozänen Kalktuffe, da in ihnen der Pollen fast völlig zerstört ist.

Die oben dargestellte paläoklimatologische Auswertung der nach dem Optimum gebildeten Schichten des Letzten Interglazials wird durch die stratigraphische und pollenanalytische Untersuchung der Schieferkohlen im nördlichen Alpenvorland gestützt (W. Lüdi 1953; H. Reich 1953). Auch in Höhenlagen, in denen heute an ihren Fundstellen der Buchen- oder der Buchen-Tannen-Wald herrscht, sind sie in einer Nadelwald-Zeit mit Fichte, Kiefer und Tanne, also in einer Zeit gebildet, die kühler als heute war; das Optimum des Interglazials liegt in den Pollendiagrammen merklich tiefer (in limnischen Schichten). Die starke Moorbildung an den Fundstellen durch Versumpfung spricht für eine erhebliche Zunahme der Humidität. Darauf ist auch die häufige Einschwemmung von Ton, Sand und Lehm in die spät-interglazialen voralpinen Moore zurückzuführen; nicht selten ist eine Einschwemmung so stark gewesen, daß das Schieferkohlenflöz durch eine 0,45—10 m mächtige minerogene Schicht

in ein Unter- und Oberflöz geteilt wird. Diese minerogenen Schichten liegen aber in den Schieferkohlen nach den Pollendiagrammen nicht wie im Ehringsdorfer Travertin im Optimum des Letzten Interglazials, sondern in seiner Nachwärmezeit.

Die Pollendiagramme der von H. Reich (1953) mustergültig untersuchten bayerischen voralpinen Schieferkohlen lassen einen deutlichen Übergang vom temperierten zum subarktischen Klima (in Großweil mit zwei kleinen Interstadialen) erkennen, das auf eine Senkung der Vegetationsstufen um 600—1000 m wie während der letzten Würm-Stadien schließen läßt; sie reichen daher schon in das Frühglazial der Würm-Eiszeit hinein, aber noch vor dem ersten Vorstoß der würmeiszeitlichen Gletscher ins Alpenvorland (H. Reich 1953, S. 431). Ich habe daher eine Holzprobe aus dem Oberflöz von Großweil dem C<sup>14</sup>-Laboratorium in Groningen mit der Bitte um die C<sup>14</sup>-Datierung geschickt. Auch in Norddeutschland hat im Letzten Interglazial die Vermoorung weiter Gebiete erst mit dem Ende der Hainbuchenzeit, also nach dem Optimum stattgefunden (F. Firbas 1951).

Das Frühglazial, das A. Penck (1909 III, S. 1159, 1160) Prä-Würmzeit nennt, kann also nach den Befunden von H. Reich i. c. nicht gut die Bildungszeit des Jüngeren Lösses gewesen sein, wie A. Penck zuletzt (i. c.) angenommen hat. Vielmehr hat in dieser Übergangszeit am stärksten im humideren Westen das immer feuchter und kälter werdende Klima wie auch in den späteren Vorstoßphasen infolge der weitaus vorherrschenden Hanglage die warmzeitlichen Verwitterungsrinden der Lössen zunächst durch Abspülung und später durch hinzutretende Solifluktion  $\pm$  abgetragen bzw. zu Fließerden aufgearbeitet.

Im Lößprofil ist das Letzte Interglazial nach W. Soergel (1919, S. 132) in dem mächtigen verlehmteten oberen Teil seines Älteren Lösses registriert, dessen unverlehmteter Teil durch ganz auffallend große Kalkkonkretionen (Lößkindel) gekennzeichnet ist. Dieser Ältere Löß ist nach W. Soergel (1919, S. 103, 109) Riß-Löß. Seine mächtige, im Letzten Interglazial durch eine Art Roterdebildung erzeugte Verwitterungsrinde verdankt ihre in typischen Fällen rotbraune bis fast ziegelrote Farbe (Terra rossa), wie auch W. Soergel (1919, S. 107) hervorhebt, einer Durchschnittstemperatur, die höher war als heute in den Fundgebieten dieses fossilen Bodens; F. E. Zeuner (1938) und F. Brandtner (1956, S. 135) sprechen mit Recht von „ $\pm$  mediterranen Klimaverhältnissen“.

In Nieder-Österreich ist dieser fossile letztinterglaziale Boden mit A-Horizont die Kremser Bodenbildung (F. Brandtner 1950—1956). In der Tschechoslowakei ist im Verband dieses Bodens die letztinterglaziale Banatica-Fauna festgestellt worden, die z. B. auch aus dem Ehringsdorfer Travertin-Profil bekannt ist (V. Ložek 1955). Im typischen Lößprofil des wärmeren und trockeneren südöstlichen Mitteleuropa (Mähren, Slowakei und östl. Nieder-Österreich) ist dieser fossile Boden der dritte von oben, wie das wichtige Lößprofil von Zamarovce bei Trentschin zeigt (Fr. Prošek und V. Ložek 1954).

Im Gebiet von Brünn (Brno) sind in vier von mehreren Lößprofilen 4 bis 11 m mächtige komplizierte Schichtenverbände teilweise aus autochthonen Humus- und

Verlehmungszonen (in der untersten öfters mit Frostspalten und Eiskeilen), teilweise aus stark verlagerten Humuszonen und Lehmböden mit eingelagerten Linsen von aufgearbeitetem Humuszonen-Material (also wohl Fließerde) nach der Ansicht der zuständigen tschechischen Lößforscher, denen F. Brandtner (1956, S. 138, 139) zustimmt, Äquivalente der Kremser Bodenbildung (R/W). In drei Fällen ist in diesen Schichtenverband eine etwa 1 m mächtige gelbe Lößschicht eingeschaltet. Diese Lößlage ist von den tschechischen Forschern als Ausdruck einer kalten, trockenen Klimaphase (Prae-Würm) gedeutet worden, die wie der „Pariser“ (den W. Soergel aber als Würm I = Warthe bezeichnet hat) im Ehringsdorfer Travertinprofil und die subarktische Schicht im Herningprofil das Letzte Interglazial auch in Mähren in zwei Warmzeiten trennt, eine Korrelation, der sich auch F. Brandtner (1956, S. 139) angeschlossen hat. Nach der Nachuntersuchung dieser beiden Profile ist diese Korrelation aber nicht möglich. Vergleicht man die Brünner Lößprofile von R. Musil, K. Valoch, V. Nečasany 1955, R. Musil und K. Valoch 1955, J. Pelišek 1954, miteinander, so kann man sich nicht des Eindrucks erwehren, daß die vier oben erwähnten Sonderfälle örtlich bedingt sind und nur ein Teil jedes Schichtenverbandes der riß-würm-interglaziale fossile Boden ist; dafür dürfte auch die vergleichsweise große Mächtigkeit der vier Schichtenverbände sprechen.

Der Kremser Bodenbildung des Ostens entspricht der argile rouge oder limon rouge fendillé (= loess ancien altéré et ruisselé) in Nordfrankreich, wie die auf der Lößgliederung und -chronologie von W. Soergel (1919) basierenden Untersuchungen von H. Breuil et L. Koslowski (1931, 1932) im unteren Somme-Tal bei Amiens und Abbeville ergeben haben. In Menchecourt ist im Verband der Schichten des Riß/Würm-Interglazials auch der oberste limon rouge ruisselé de l'altération du vieux loess unter marinen Sanden der Monastir-Transgression festgesetzt worden, also einwandfrei letztinterglazial. Der limon rouge fendillé ist auch im Seine-Becken als Verwitterungsrinde des Älteren Lösses verbreitet (F. Bordes 1954). Dieser fossile Boden im Lößprofil ist also ein sehr wichtiger Leithorizont in West- und Mitteleuropa, da er den Anfangsabschnitt des Jungpleistozäns (das R/W-Interglazial) im Diluvialprofil anzeigt. Für die geologische und archäologische Korrelation der Lößprofile von Westeuropa mit denen des südöstlichen Mitteleuropa über ein zwischen beiden Gebieten liegendes repräsentatives Lößprofil ist das von Wallertheim bei Mainz (F. E. Zeuner 1952, S. 409) geeigneter als das bekanntere von Achenheim im Elsaß mit seiner viel stärkeren und komplizierteren Gliederung (F. E. Zeuner 1952, S. 185, 407), die auf die steilere Hanglage des Lösses zurückzuführen sein dürfte. Auch E. Schönhals (1951) beschreibt aus dem Rheingau einige zur Konnektierung geeignete Lößprofile.

In den Höhlen von West- und Mitteleuropa sind nur ganz ausnahmsweise Schichten gefunden worden, die älter als letztinterglazial sind (L. F. Zotz 1951). In den allermeisten Fällen fangen die Höhlenschichten mit einem fossileren Höhlenlehm an der Basis an, der öfters rötlich gefärbt ist, in der Höhle von La Quina sogar blutrot. In der Vogelherd-Höhle im Lone-Tal beweist ein Molar von *Elephas antiquus* im basalen Höhlenlehm sein letztinterglaziales Alter (U. Lehmann 1954), da die han-

genden Schichten nur Reste einer „kalten“, d. h. glazialen bzw. einer kälteertragenden Fauna enthalten.

## 2. Der Ablauf der Letzten Eiszeit (Würm-Weichsel)

Der Beginn der Letzten Eiszeit liegt nach dem C<sup>14</sup>-Datum von Amersfoort (S. 12) mehr als 52 000 Jahre, auf Grund der Untersuchung von Tiefsee-Bohrkernen aus tropischen Meeren nach G. Arrhenius 100 000 Jahre, nach H. E. Suess etwa 80 000 Jahre zurück (H. E. Suess 1955), nach der Sonnenstrahlungskurve von Milankovitch ca. 120 000 Jahre. Wann das alpine Inlandeis die Vorland-Vergletscherung zu bilden begann und das skandinavische Inlandeis Norddeutschland erreichte, ist noch nicht bekannt. Sicher ist das erst Jahrzehntausende nach dem Beginn der Letzten Eiszeit geschehen, da ungeheure Eismassen gebildet werden mußten, die mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 3000 m schließlich rund 4 Millionen km<sup>2</sup> bedeckten. Daß die Vorrückungszeit außerordentlich lang gewesen sein muß, ist in der Quartärgeologie viel zu wenig bedacht worden und spricht gegen die Brauchbarkeit der Sonnenstrahlungskurve für die Gliederung und Chronologie des Pleistozäns.

### a) Geschichtliches

Trotz jahrzehntelanger Arbeit konnte unter den Quartärgeologen noch keine Einigung in der Beantwortung der Frage erzielt werden, ob die Letzte Eiszeit einheitlich oder durch 1 oder 2 Interstadiale mit erheblichem vorübergehendem Eisrückzug in mehrere Stadiale (Vorstöße) gegliedert war. A. Penck (1909) nahm bekanntlich ursprünglich im Maximum der Würm-Vereisung eine wenig bedeutende Laufenschwankung und unmittelbar vor dem (nach P. Woldstedt 1929 spätglazialen) Bühlvorstöß eine viel bedeutendere Achenschwankung an, deren Länge er auf mehrere Jahrzehntausende geschätzt hat (A. Penck 1909, S. 342 im Gegensatz zu Fig. 136 auf S. 1168). 1922 hat A. Penck beide Schwankungen fallen gelassen und die ihnen zugeschriebenen Bildungen ins Riß/Würm-Interglazial gestellt. Seitdem hat eine ganze Anzahl namhafter Quartärgeologen in Deutschland die Hypothese einer einheitlichen Würm-Eiszeit vertreten, z. B. C. Troll, J. Büdel, F. Weidenbach, H. Freising, H. Graul, K. Brunnacker u. a., weil sie keine geomorphologischen Beweise für eine Gliederung der Letzten Eiszeit finden konnten. Das andere Extrem ist die Gliederung in drei Stadiale (W I, W II und W III) entsprechend den drei Jung-Endmoränenkränzen (bei den verschiedenen Autoren aber in verschiedener Reihenfolge, d. h. ohne bzw. mit Überfahrung eines Jung-Endmoränenkranzes durch die Vereisung eines späteren Vorstoßes) und den drei Kältezacken der Sonnenstrahlungskurve nach dem letzten längeren Ausschlag nach der warmen Seite; diese Gliederung der Letzten Eiszeit, von W. Soergel (1919) und F. E. Zeuner (1938) paläoklimatisch (also rein geologisch) begründet und zufolge der geomorphologischen Befunde für übereinstimmend mit der Sonnenstrahlungskurve gehalten, ist vor allem bei Prähistorikern sehr verbreitet. Schließlich gibt es Autoren, die in dieser Eiszeit zwei durch ein größeres Interstadial getrennte Stadiale annehmen. Damit ist erwiesen, daß die bisher allge-

mein nach dem Vorbild von W. Soergel (1925) angewandte geomorphologische Methode, die für die paläoklimatische Fundierung der Vollgliederung entscheidend war und dazu oft mit einem falschen Interstadial-Begriff arbeitete, in diesem Falle ebensowenig zum Ziel führen kann wie die Anwendung der Sonnenstrahlungskurve.

Es gibt nur drei Untersuchungsmethoden, die für die Lösung dieses Problems in Frage kommen: 1. die pedologische und paläontologische Untersuchung von Löß-Profilen im wärmeren und trockeneren südöstlichen Mitteleuropa, wo Solifluktion bzw. Abspülung in der Eiszeit weniger abgetragen haben als im humideren Westen, 2. die sedimentanalytische und paläontologische Untersuchung der jungpleistozänen Schichtenfolgen in Höhlen und 3. die  $C^{14}$ -Methode.

Die erste Methode hat W. Soergel (1919) angewandt, aber leider sehr bald zugunsten der geomorphologischen (Pleistozän-Gliederung mit Hilfe der Fluß-Schotterterrassen) vernachlässigt; er hat die Auswertung der Lößstratigraphie durch die Auswertung der Höhlenschichtenabfolge ergänzt. Die beiden erstgenannten Verfahren haben in neuester Zeit vor allem L. F. Zotz (1939—1955) und K. J. Narr (seit 1950) angewandt, um sie in den Dienst der Urgeschichtsforschung (speziell des Jungpleistozäns) zu stellen; ersterer hat besonders die Notwendigkeit der Sedimentanalyse für die Untersuchung von Höhlenschichtenfolgen betont.

Außerhalb des Mittelmeergebietes ist in Europa der Leithorizont für die chronologische Auswertung der Löß-Stratigraphie zur Lösung unseres Problems die rotbraune bis fast ziegelrote Verwitterungsrinde des Älteren Lösses, d. h. im südöstlichen Mitteleuropa die Kremser Bodenbildung, in Nordfrankreich der argile (limon) rouge, beide auf Grund geologisch-klimatologischer und -paläontologischer Befunde zweifellos im Riß-(Saale-)/Würm-(Weichsel)-Interglazial gebildet (F. E. Zeuner 1952, 1954). In diesem Zusammenhang spielt es keine Rolle, wenn regional (z. B. in Württemberg nach H. Freising 1949, 1951) kein entscheidender Unterschied zwischen Älterem und Jüngerem Löß festgestellt werden kann. Jeder Lößablagerung geht bekanntlich eine Fließerdebildung voran; diese ist aber relativ schwach im trockeneren wärmeren südöstlichen Mitteleuropa (etwa O von Krems), um nach W infolge zunehmender Humidität immer stärker zu werden, so daß hier die fossilen Böden sehr viel stärker als im O denudiert und ihre Schichten verlagert werden konnten. In Anbetracht der Hanglage der meisten Lössen darf aber die Hangabspülung nicht, wie es sehr oft geschieht, unterschätzt werden.

W. Soergel (1919) ging von der schon bekannten Unterscheidung von zwei Lößgruppen aus, die meist ohne große Schwierigkeit ausführbar ist; er nannte sie den Älteren und den Jüngeren Löß. Der sehr stark verhärtete dichte graubraune Ältere Löß mit ganz auffallend großen (bis zentnerschweren) Lößkindeln und meist mächtigerer dunkelbrauner bis fast ziegelroter Verwitterungsrinde, stets nur außerhalb der Endmoränen der Riß-(Saale-)Vereisung zu finden, ist also nach W. Soergel (1919, S. 103) riß-(saale-)eiszeitlich und „der Angelpunkt der Lößgliederung und der Parallelisierung des norddeutschen und alpinen Glazialdiluviums“. Für die jüngere Lößformation nahm W. Soergel (1919, S. 110) eine Zweiteilung durch eine weniger in-

tensive Verlehmungszone in einen unteren Jüngerer Löß I und einen oberen Jüngerer Löß II an; diese Verlehmungszone entspricht nach ihm dem bei Göttweig in Nieder-Osterreich von J. Bayer (1913) entdeckten und für seine verfehlte Chronologie benutzten, (angeblich) 4 m starken fossilen Boden. Den Jüngerer Löß I hat nun W. Soergel (1919, S. 113 f.) seinem ersten Vorstoß der Letzten Eiszeit zugewiesen; dieser Vorstoß bewirkte nach W. Soergel die „größte Vergletscherung“ der Schweiz und Südwest-Deutschlands und (mit K. Keilhack [1917]) die Bildung der Moränen, die später dem Warthe-Stadium zugeschrieben wurden. Die „größte Vergletscherung“ der Schweiz ist aber die Riß-Vereisung, und das Warthe-Stadium nach P. Woldstedt (1929—1956) das letzte Stadiäl der gleichen Vereisung (Saale) in Norddeutschland. In Polen ist L. Kozłowski (1924) vollkommen W. Soergel (1919) gefolgt. Dieser parallelisiert seine Gliederung des alpinen Jungpleistozäns mit der von A. Penck (1909) folgendermaßen (W. Soergel 1919, S. 117):

	A. Penck (1909)	W. Soergel (1919)	Lößstockwerke nach W. Soergel
	Bühl-Vorstoß	Bühl-Vorstoß	Jüngster Löß
	Achen-Schwankung	Achen-Schwankung	
	Stand in dem inneren Jugendmoränenkranz		
	Rückzug	Oszillierender	
Letzte Eiszeit	Vorstoß in den 2. Maxi- malstand (= 2. Gürtel d. äußeren Jugend- moränen?)	2. Hauptvorstoß	Jüngerer Löß II
	Laufen-Schwankung		
	1. Maximalstand (äuße- rer Jugendmoränen- kranz)		
	Letztes Interglazial	Hauptschwankung	Göttweiger fossiler Boden
		1. Hauptvorstoß = größte Vergletscherung	Jüngerer Löß I
		Letztes Interglazial	Verwitterungsrinde des Älteren Lösses
		Riß	Älterer Löß

Die Berichtigung dieser Parallelisierung ist F. Brandtner in Fortsetzung der sehr wertvollen Pionierarbeit von R. Lais (1951) durch seine umfassende pedologische und paläontologische Untersuchung von über 100 Lößprofilen in Nieder-Österreich überzeugend gelungen, wobei auch die Urgeschichte eingehend berücksichtigt wurde, während J. Fink sich als Bodenkundler überwiegend mit den fossilen Böden befaßte. Bezüglich der Einzelheiten der Lößstratigraphie muß auf die Arbeiten dieser beiden Wiener Forscher verwiesen werden. Die Ergebnisse dieser Arbeiten werden durch zahlreiche gleichzeitige ebenso sorgfältige Untersuchungen von Lößprofilen mit urgeschichtlichen Kulturhinterlassenschaften im Nachbarland durch tschechische Forscher (besonders V. Ložek, Fr. Prošek, R. Musil, K. Valoch, K. Žebera, J. Pelíšek, B. Klíma) gestützt. F. Brandtner gebührt das Hauptverdienst für die Schaffung der Grundlagen einer zuverlässigen Gliederung der Letzten Eiszeit, wofür er wichtige Proben zur C<sup>14</sup>-Datierung besorgt hat. Einen sehr wertvollen Beitrag zur Frage der Gliederung der Würmeiszeit auf Grund der Lößstratigraphie in Ober-Österreich hat L. Weinberger (1953) geliefert.

#### b) Der erste Hauptvorstoß der Letzten Vereisung (Altwürm)

Da W. Soergel seinen 1. Hauptvorstoß der Letzten Vereisung (zu Unrecht) mit dem jüngsten Riß-(Saale-)Stadial identifizierte, weil seine Moränen nach Verwitterungsgrad und morphologischer Erscheinungsform den Würm-Moränen näher stehen als den älteren Riß-Moränen, müßte sein Jüngerer Löß I auch ein Riß-Löß sein. Das Letzte Interglazial von W. Soergel ist aber auf Grund der Korrelation argile (limon) rouge im Somme-Ästuarium = Kremser Bodenbildung im südöstlichen Mitteleuropa mit dem Letzten Interglazial im Sinne von A. Penck identisch. Dann muß der Jüngere Löß I würmeiszeitlich sein. Der Beweis dafür ist die C<sup>14</sup>-Datierung einer Holzkohleprobe, die F. Brandtner einem Lößprofil bei Senftenberg (nordwestlich von Krems, N.-Ö.) unmittelbar unter der Göttweiger Verlehmungszone, also aus dem Jüngeren Löß I, entnommen hat; sie ergab das C<sup>14</sup>-Datum Gro-1222: 48 303 ± 2000 Jahre vor heute wie bei Lebenstedt das Jägerlager des „kalten“ Moustérien nach der geologischen Datierung aus dem Beginn der Würmeiszeit (vgl. R. Grahmann 1956, S. 264 f.) (briefl. Mitteil. der Herren Prof. Dr. Hl. de Vries und Dr. Brandtner 1957). Der Jüngere Löß I ist also wirklich würmeiszeitlich, denn das Ende des Eem-Interglazials liegt mehr als 52 000 Jahre zurück. W. Soergel, L. Kozłowski und F. E. Zeuner haben also recht, obwohl sie fälschlich das letzte Saale-(Riß-)Stadial für Würm I gehalten haben: es gibt aber einen 1. Hauptvorstoß in der Würm-(Weichsel-)Eiszeit (im Sinne von A. Penck 1909), der von der Riß-(Saale-)Eiszeit durch das Letzte Vollinterglazial (Riß/Würm = Eem) und von der „einheitlichen Würmeiszeit“ im Sinne von A. Penck (1922) durch die Hauptschwankung, d. h. die Bildungszeit des Göttweiger fossilen Bodens getrennt ist. Diese neue Vereisung ist nicht Warthe, auch nicht Jungriß, denn dann würde das letzte Vollinterglazial (mit der Letzten Antiquus-Fauna) zwischen zwei Riß-Stadiale gestellt werden, wie es z. B. J. Büdel (1950, 1953, Abb. 4) und F. Weidenbach (1953) getan haben; das ist aber aus den von P. Wold-

stedt (1942—1956) angeführten Gründen und nach den oben mitgeteilten Befunden vom Somme-Ästuarium unmöglich. Auch F. E. Zeuner (1954) lehnt die Bezeichnung „Jungriß“ ab und hält die Einführung eines vollkommen neuen Namens für den besten Ausweg, ebenso F. Brandtner (1956). P. Woldstedt (1956) führt mit E. Ebers (1955) den Namen Frühwürm ein, ich selbst (1956) habe den Namen Altwürm vorgeschlagen, weil er logischer ist, da dieses Stadial durch ein sehr langes Interstadial von der Hauptwürm-Eiszeit getrennt ist. Eine Entsprechung des Altwürm-Stadials wurde kürzlich in Nordamerika mit Hilfe der  $C^{14}$ -Methode entdeckt (R. F. Flint and M. Rubin 1955), das Alt-Wisconsin (H. Groß 1956).

Wie aus der Nachuntersuchung des Herningprofils in Jütland durch Sv. Th. Andersen (S. 13) hervorgeht, hat die Altwürm-Vereisung nicht ganz die Ausdehnung der Vereisung des 2. Würm-Stadials erreicht, d. h. ihre äußersten Endmoränen sind vom Eis des 2. Stadials überfahren worden. Solche Moränen sind vermutlich die westliche Umrandung des Lübecker Staubeckens und die um Stettin herum liegenden Stauchmoränenzüge (P. Woldstedt 1950), weswegen P. Woldstedt (1956) das Altwürm auch „Stettiner Vorrückungsstadium“ nennt. Im Voralpengebiet sind mutmaßlich überfahrene Altwürm-Moränen für das Gebiet des ehemaligen Salzach-Gletschers, ferner bei Schongau von E. Ebers, L. Weinberger und C. Rathjens (Literatur bei H. Groß 1956) angegeben worden.

Dem Altwürmlöß entspricht in den Höhlen die unterste lehmreiche Frostbruchschicht mit  $\pm$  kantengerundeten Kalkbrocken, was für eine gewisse chemische Verwitterung spricht.

Die Altwürm-Fauna ist die typische Primigenius-Fauna. Die Schneckenfauna ist in Mähren die „warme“ Striata-Fauna (Leitart: *Helicella striata* Müll.) der Löß-Steppe (V. Ložek 1955).

Das Altwürm-Stadial endete nach Groninger  $C^{14}$ -Datierungen etwa vor 42 000 Jahren (vorläufige Datierung). Bis wohin sich das Altwürmeis zurückgezogen hat, ist für das nordische Vereisungsgebiet noch unbekannt. Möglicherweise ist ein sehr breiter Randteil infolge einer merklichen Erwärmung ein Toteiskragen geworden, wie ihn K. Richter (1937) für das Ende des 2. Würm-Stadials angenommen hat, der sich in langsam flach niedertauende schuttbedeckte Toteisfelder auflöste, wie sie schon W. Soergel (1919, S. 70—74) für eine Rückzugsphase postuliert hat. Da in dem nur ca. 1000jährigen Alleröd-Interstadial das alpine Inlandeis bis über 1800 m MH hinauf abgeschmolzen ist, muß das auch für das so viel längere Interstadial (Hauptschwankung von W. Soergel) nach dem Altwürm-Stadial angenommen werden.

#### c) Die Hauptschwankung, das Göttweiger Interstadial

Die von W. Soergel (1919) Hauptschwankung oder große Rückzugsschwankung zwischen dem 1. und 2. Hauptvorstoß in seiner Letzten Eiszeit genannte wärmere Periode ist nach ihm die Bildungszeit des Göttweiger fossilen Bodens (meistens als Göttweiger Verlehmungszone bezeichnet) als Verwitterungsrinde des Jüngeren Löß I.

Da sie in Mitteleuropa nicht so rotbraun bis rot gefärbt ist wie die letztinterglaziale Verwitterungsrinde des Älteren Lösses (Kremser Bodenbildung), hat W. Soergel (1. c., S. 107) sie für die Bildung eines Klimas gehalten, das merklich weniger warm als das vollinterglaziale war, d. h. für die Bildung eines Interstadials (Schwankung).

Die von W. Soergel (1. c., S. 117) vorgenommene Parallelisierung seiner Letzten Eiszeit mit der von A. Penck ist für nicht wenige Geologen (z. B. J. Bayer, G. Götzing, J. Büdel, H. Freising, F. Weidenbach, K. Brunnacker, H. Graul) wohl mit ein Grund gewesen, die Hauptschwankung von W. Soergel mit dem Letzten Interglazial im Sinne von A. Penck (Riß/Würm) zu identifizieren. Ein zweiter Grund ist die große Mächtigkeit des Göttweiger fossilen Bodens, da man bis heute vielfach ein Interstadial für eine kurze subarktische Klimaschwankung womöglich ohne Bewaldung und Bodenbildung gehalten hat. Dieser falschen Auffassung des Interstadialbegriffs hat aber W. Soergel (1925) selbst Vorschub geleistet, indem er in seiner „Vollgliederung“ nur Eiszeiten mit Zwischeneiszeiten abwechseln ließ.

Die vorläufige Groninger C<sup>14</sup>-Datierung der Bildungszeit des Göttweiger fossilen Bodens ist ca. 42 000 bis 28 000 Jahre vor heute; dieses Interstadial ist also viel jünger als das Riß/Würm = Eem-Interglazial. Seine Dauer betrug danach ca. 14 000 Jahre; auf Grund der Mächtigkeit dieses fossilen Bodens im Vergleich zum rezenten im gleichen Gebiet hatte ich vorher die Länge dieses Interstadials auf ca. 15 000 Jahre geschätzt (H. Groß 1956). Die nordamerikanische Entsprechung des Göttweiger Interstadials ist kürzlich in Ohio (bei Sidney) mit Hilfe der C<sup>14</sup>-Methode entdeckt worden. (R. F. Flint and M. Rubin 1955); seine Länge ist in der gleichen Weise auf ca. 16 000 Jahre geschätzt worden. F. Brandtner (1956, S. 162, Anm. 76) hat die Länge der Hauptschwankung von W. Soergel auf maximal 4000—5000 Jahre geschätzt. Auf Grund der Sonnenstrahlungskurve möchten F. E. Zeuner (1952, S. 242) und L. Vértes (1955) dieser Schwankung eine Dauer von 30 000 Jahren zuschreiben. Aber auch eine Länge von 10 000—15 000 Jahren muß ausgereicht haben, bei einem kühl-temperierten Klima wie im Alleröd-Interstadial die Alpen bis zu Höhen über 1800 m MH hinauf eisfrei zu machen und auf dem Löß einen so mächtigen Boden zu erzeugen, daß er ein Interglazial vortäuschen konnte.

Im südöstlichen Mitteleuropa, wo diese Bodenbildung im Gegensatz zu der „vom Bodenfließen völlig beherrschten westlichen Lößprovinz“ von Melk a. d. Donau bis Württemberg (F. Brandtner 1956, S. 133) ganz oder nahezu ganz erhalten geblieben ist, besteht sie aus einer Verlehmungs- bzw. Entkalkungszone mit kaum veränderter Löß-Struktur und im basalen Teil des hangenden Jüngeren Lösses II liegenden drei Schwarzerdeschichten (F. Brandtner 1954, S. 58—68), die auch Pollen wärmeliebender Arten enthalten; F. Brandtner nennt diesen ganzen Schichtenverband Fellabrunner Bodenbildungskomplex, J. Fink (1954) Stillfrieder Komplex A. Die wesentliche Schicht dürfte die Verlehmungszone sein, die von Götweig (wo die Schwarzerde fast ganz zu Beginn des nächsten Stadials abgetragen worden ist) bei Krems seit 1913 international bekannt ist. Daher haben zuerst F. E. Zeuner (1954), dann P. Woldstedt (1956) und der Verf. (1956) die Hauptschwankung von W. Soergel Götweiger Inter-

stadial genannt. Die Ausbildung der Verlehmungszone ist auch in der östlichen Lößprovinz regional und örtlich verschieden; sie ist vielfach Prärieboden und brauner Steppenboden, anderwärts Braunerde, die unter Wald entstanden ist. Das Göttweiger Interstadial ist also am besten als eine Waldsteppen-Zeit zu bezeichnen.

Im humideren Westen wird der Göttweiger fossile Boden infolge von Solifluktion und Hangabspülung undeutlicher, ist aber auch in Nordfrankreich bis zur Kanalküste in Form einer oben geröteten Zone (*ergeron moyen*) als Spur eines fossilen Bodens erkennbar (H. Breuil et L. Koslowski 1931, 1932), durch Solifluktion (oder eher Hangabspülung) mit einer Geröll-Lage (*caillouti*) bedeckt, die den loess récent 1 (= *ergeron inférieur*) vom loess récent 2 (= *ergeron supérieur*) trennt. Eine solche Geröllschicht (mit Mammut und Wollnashorn) bedeckt auch den loess ancien.

Der Göttweiger Verlehmungszone entspricht in den Höhlen eine ca. 20 cm mächtige Höhlenlehmschicht, die höchstens feinen gerundeten Kalkschutt enthält, also das Produkt chemischer Verwitterung (wie der basale letztinterglaziale Höhlenlehm) in einem wärmeren und feuchteren Klima als in der Lößzeit ist.

Travertine sind (nach freundlicher briefl. Mitteilung von Herrn Dr. V. Ložek-Prag 1957) in der Tschechoslowakei nicht im Göttweiger Interstadial abgelagert worden. Zur Bildung von Kalktuff ist größere Wärme notwendig, denn im Holozän begann sie erst im (frühen) Atlantikum (P. Groschopf 1952; V. Ložek 1955, S. 76, 481). Sehr wahrscheinlich sind aber manche Seetone unter Würm-Moräne besonders im Bereich des ehemaligen Salzachgletschers im Göttweiger Interstadial abgelagert worden; leider ist ihre zuverlässige Datierung bisher nicht möglich gewesen, da sie praktisch fossilleer sind.

Ferner sind im Göttweiger Interstadial (anscheinend ziemlich selten) Moore gebildet worden, die später mit Wanderschutt bzw. Hauptwürm-Moräne bedeckt wurden (Beispiele bei H. Groß 1956); bei unvollständiger Ausbildung werden sie aber nur mit Hilfe der C<sup>14</sup>-Methode erkannt werden können (die Glütscher Schieferkohle bei Thun in der Schweiz dürfte aber letztinterglazial sein, da über das Ergebnis der vor einem Jahr ausgeführten C<sup>14</sup>-Datierung nichts in Erfahrung zu bringen ist; die „Spiezer Schwankung“ ist also zu streichen). Auf diese Weise ist die jüngere Wärmezeit des jütländischen Herningprofils (S. 13) als Bildung des Göttweiger Interstadials (mit umgelagertem Pollen aus dem Eem-Interglazial im Liegenden) erkannt worden<sup>3</sup>.

Nach den pollenanalytischen Befunden von Sv. Th. Andersen hat die jüngere Wärmezeit des Herningprofils ein temperiertes Waldsteppen-Klima gehabt. Von ca. 1000 Holzkohlefunden in der Istállóskö-Höhle in Ungarn (Bükk-Gebirge in 535 m MH)

---

<sup>3</sup> Zusatz bei der Drucklegung: Nach der Groninger Prüfung der Kopenhagener C<sup>14</sup>-Datierung muß die jüngere Wärmezeit im Moor beim Brörup-Hotel ein viel älteres Würm-Interstadial sein; die pollenanalytisch und stratigraphisch entsprechende fossilführende Schicht im Hangenden des Loopstedter Eem-Interglazials (E. K o l u m b e in E. u. G. 6, 1955, 39–40) wird sich durch die C<sup>14</sup>-Datierung neuer (nicht rezent durchwurzelter) Proben sicher als gleichalterig erweisen.

stammen nach L. Vértes (1955) und L. Vértes u. Mitarb. (1955) nur neun von Laubbäumen (4 von *Quercus*, 4 von *Acer* und 1 von *Fagus*), alle übrigen von Nadelhölzern (Fichte, Lärche und Zirbelkiefer); bei den Laubholzkohlenresten muß wie bei einem Teil der Nadelholzkohlenreste mit der Wahrscheinlichkeit gerechnet werden, daß sie durch wühlende Tiere umgelagert sind. Von einem Interglazial (womöglich mit *Fagus*) kann also keine Rede sein. Die Pflanzendecke des Göttweiger Interstadials war offenbar eine taigaartige Waldsteppe mit Galeriewäldern in den Flußtälern; das ist auch die Ansicht von F. Brandtner. Dafür spricht auch die Fauna, in der die glazialen Arten gegenüber den ebenfalls große Winterkälte ertragenden Steppen- und Waldtieren des temperierten Klimas  $\pm$  zurücktreten. Leitarten des Göttweiger Interstadials sind der Höhlenbär und der Riesenhirsch. Die spärlichen Schneckenfunde im Verband der Göttweiger Bodenbildung sprechen für ein Klima, das erheblich weniger warm als in der Bildungszeit des letztinterglazialen fossilen Kremser Bodens (V. Ložek 1955), aber auch in der Gegenwart war.

Richtig als Würm-Interstadial ist der Göttweiger fossile Boden vor F. Brandtner von W. Soergel (1919), R. Grahnann (1937), R. Lais (1951), E. Schönhals (1951) und F. E. Zeuner (1945) sowie durch die Prähistoriker J. Andree (1939), K. J. Narr (seit 1950) und L. F. Zotz (1951) aufgefaßt worden. Die von J. Bayer (1924) eingeführte Benennung „Aurignac-Schwankung“ ist in der Quartärgeologie abzulehnen, außerdem irreführend, da das Aurignacien (im alten Sinne) nicht auf dieses Interstadial beschränkt ist, sondern bis zum Ende der Ablagerung des Jüngeren Löß II weiterlebte.

Daß der Rixdorfer Horizont (P. Woldstedt 1950) in diese Zeit zu stellen ist (was sehr wahrscheinlich ist), könnte nur mit Hilfe der  $C^{14}$ -Methode bewiesen werden.

#### d) Der Zweite Hauptvorstoß der Letzten Vereisung (Hauptwürm)

Auf das Göttweiger Interstadial, das der Vorrückungsphase (Altwürm) der Letzten Eiszeit ein Ende bereitet hat, folgte das zweite Würm-Stadial, das die Würmeiszeit im Sinne von A. Penck (1922), C. Troll, J. Büdel, F. Weidenbach, H. Freising, K. Brunnacker, H. Graul u. a. ist; diesem zweiten Würm-Stadial entspricht in Nordamerika die Hauptwisconsin-Eiszeit (H. Groß 1956).

In der ersten Hälfte des Hauptwürm-Stadials wurde der Jüngere Löß II gebildet und abgelagert. Eine zuverlässige Zeitbestimmung für das Aufhören der weiträumigen Lößbildung und -ablagerung im absoluten Zeitmaß gibt es noch nicht. Nach W. Soergel (1919) haben beide Vorgänge in der Vorstoßphase jeder Vereisung begonnen und in ihrem Maximum ihren Höhepunkt erreicht; in der Rückzugsphase ist kein Löß gebildet worden, wohl aber in den Vorstoßphasen, die den Rückzug unterbrochen haben. Daher dürfte die weiträumige Lößbildung und -ablagerung am Ende des Pommerschen Stadiums aufgehört haben. Für diesen Zeitpunkt liegt nur eine einzige (warwengeochronologische) Datierung (bei Lübeck) vor, nämlich 15 730 Jahre vor heute (E. H. De Geer 1954, S. 310), die aber vielleicht etwas zu jung ist, da das

Rentierjägerlager Meiendorf (ebenfalls in Holstein) ebenso alt ist. Im Spätglazial, das auf das Pommersche Stadium folgte, sind nur vereinzelte unbedeutende Lößablagerungen gebildet worden (H. Poser 1951, S. 38).

Im Jüngeren Löß II zeigt die schwache Paudorfer „Verlehungs“- oder Humuszone eine kurze Unterbrechung der Lößablagerung an. In und auf diesem jüngsten fossilen Boden lagen die Kulturschichten des späten Gravettien in Předmost und Unter-Wisternitz (L. F. Zotz 1951, S. 218, 219, 223; F. Brandtner 1956, S. 147), ein wenig höher (im basalen Teil der jüngsten Lößschicht) die Kulturschicht von Pollau (Pavlov) bei Unter-Wisternitz (B. Klíma 1957); sie sind geologisch wichtig, weil mit ihren Holzkohlen der jüngste fossile Boden im Löß datiert werden kann. Von Dr. Klíma beschaffte Holzkohle aus der Kulturschicht von Pollau lieferte das  $C^{14}$ -Datum  $24\ 800 \pm 800$  Jahre vor heute (V. Ložek, K. Valoch, R. Musil und B. Klíma briefl. Mitteil. 1957). Danach dürfte der Paudorfer fossile Boden (dessen direkte  $C^{14}$ -Datierung mit Hilfe von Holzkohle aus der Kulturschicht von Unter-Wisternitz dringend notwendig ist) etwa 25 000 Jahre alt sein. Aus diesem Grunde kann dieser fossile Boden nicht gut der durch Solifluktion verlagerte „Oberboden“ der Göttweiger Bodenbildung sein. Wenn die  $C^{14}$ -Datierung des Endes des Göttweiger Interstadials genügend genau ist, muß der Zeitraum bis zum Beginn der Ablagerung des obersten Lösses (ca. 3000 Jahre) als kurz, aber nicht unmöglich bezeichnet werden. Die Ablagerung des Jüngeren Löß IIa kann ja sehr langsam erfolgt sein; seine reiche jungpaläolithische Kulturhinterlassenschaft enthält an seiner Basis und in der obersten Schicht der Göttweiger Bodenbildung auch die Kulturhinterlassenschaft aus dem Göttweiger Interstadial, ferner ist für die Siedlungen der Bildungszeit des Jüngeren Löß nicht nur ein Nacheinander, sondern öfters auch ein Nebeneinander anzunehmen. Trotzdem ist die Kontrolle der  $C^{14}$ -Datierung 28 000 vor heute für das Ende des Göttweiger Interstadials durch die  $C^{14}$ -Bestimmung weiterer Proben sehr wünschenswert, ebenso die  $C^{14}$ -Datierung der Kulturschicht von Unter-Wisternitz. Man muß außerdem beachten, daß alle  $C^{14}$ -Daten für die Würmeiszeit aus Tieflagen des warmen südöstlichen Mitteleuropa stammen; im Norden und in den Alpen haben die Vorrückungsstadien sicher früher begonnen.

Bisher ist das Paudorfer Interstadial meist vermutungsweise zwischen das Frankfurter und Pommersche Stadium gestellt worden (vgl. P. Woldstedt 1956, Abbildung 1), soll also jünger sein als das Maximum der Letzten Vereisung (in Norddeutschland: Brandenburger Stadium). Für dieses Stadium gibt es ebenso wie für den wohl im Durchschnitt ungefähr gleich alten äußeren Jung-Endmoränenkranz in Süddeutschland kein  $C^{14}$ -Datum. Es bleibt daher nur eine Konnektierung mit den durch  $C^{14}$ -datierten Phasen der Haupt-Wisconsin-Eiszeit in Nordamerika übrig, was mehrere andere Fälle als durchaus zulässig erwiesen haben. In den mittleren und östlichen USA wurde das (auch nicht überall gleich alte) Maximum der Haupt-Wisconsin-Vereisung nach mehreren  $C^{14}$ -Daten in der Zeit von ca. 20 000 bis 18 000 Jahren vor heute erreicht (R. Flint and M. Rubin 1955). Die Datierung „20 000 Jahre vor heute“ hält P. Woldstedt (1954a, S. 341) für durchaus annehmbar. Dann ist das Pau-

dorfer Interstadial an den Schluß der Vorrückungsphase des Hauptwürm-Stadials (zwischen das Göttweiger Interstadial und die Brandenburger Randlage) zu stellen.

#### d1) Die Hauptwürm-Vorrückungsphase

In dieser Phase wurde der Jüngere Löß IIa abgelagert. Mit Schwarzerde gefüllte Eiskeile bei Prag-Selz (Sedlec) beweisen, daß schon vor der Ablagerung dieses Lösses Dauerfrostboden entstanden war (R. Lais 1951, S. 143). In diesem Löß findet sich in der Tschechoslowakei eine verarmte Steppen-Schneckenfauna mit *Helicella striata* Müll. und *Chondrula tridens* Müll., die in den oberen Schichten von einer indifferenten Assoziation abgelöst wird (V. Ložek 1955). Die Wirbeltierfauna ist eine sehr reiche Primigenius-Fauna mit *Moschusochs*. In den Höhlen entspricht diesem Löß die zweite Frostbruchschiebt mit glazialer Wirbeltierfauna wie im Löß.

#### d2) Das Paudorfer Interstadial

Die schwache graubraune Paudorfer Bodenbildung kommt anscheinend nur in wärmeren Gebieten vor und ist in Nieder-Österreich seltener als die Göttweiger; sie liegt hier stets sehr nahe der heutigen Oberfläche und täuscht oft, durch die restlose Abtragung der jüngsten Lössschicht bloßgelegt, eine rezente Bodenbildung vor (F. Brandtner 1954, S. 72). Anderwärts (z. B. in Mähren) liegt die Paudorfer Bodenbildung bis 10 m tief im Löß. Ihre nur selten anzutreffende Schneckenfauna deutet ein schwaches Feuchterwerden und eine unbedeutende Erwärmung an. Um so reicher ist die Wirbeltierfauna: in Unter-Wisternitz sind der glazialen Primigenius-Fauna einige Waldtiere beigemischt (Ur, Hirsch, Wildkatze), zu denen in Předměst noch Biber, Steppenwisent und Saiga-Antilope hinzukommen (L. F. Zotz 1951, 209, 219). Diese Mischfaunen sprechen für das gleichzeitige Vorkommen verschiedener Biotope im Gebiet (Tundra, subarktische Steppe und Galerie-Wald an Steppenflüssen). Im humideren Westen (z. B. Württemberg) könnte das Äquivalent des Paudorfer Bodens als Beweis für eine Unterbrechung der Lößablagerung vielleicht der Naßboden III von H. Freising (1951) sein. Eine solche Unterbrechung wird auch im oberen Löß des Mainzer Beckens und des Rheingaus durch eine Bodenbildung (E. Schönhals) angezeigt, in der H. Freising (1954) seinen Naßboden III sieht (K. J. Narr 1953). In Nordfrankreich wird nach F. Bordes (1954) sein Jüngerer Löß IIIa von seinem Jüngeren Löß IIb öfters durch eine Gerölllage (caillouti) getrennt.

In den Höhlen ist dieses Interstadial im allgemeinen nur mit der Sedimentanalyse einigermaßen sicher zu ermitteln (vgl. L. F. Zotz 1951, Bild 28). Eine Entsprechung des Paudorfer Interstadials konnte im Jungmoränengebiet nicht nachgewiesen werden.

#### d3) Das Hauptwürm-Maximum

In dieser Periode (vom Ende des Paudorfer Interstadials bis zum Ende des Pommerschen und Singener Stadiums) ist der Jüngere Löß IIb abgelagert worden; seine

kälteliebende *Columella*-Schneckenfauna (Leitart *Columella edentula columella*) kennzeichnet diese Periode als die kälteste Phase der Würmeiszeit (und nach F. Brandtner 1956, S. 156, sogar des gesamten Pleistozäns!) ebenso wie die glaziale Primigenius-Fauna mit Moschusochs wie in dem entsprechenden Frostschutt der Höhlen. In dieser Zeit erreichte die glaziale Primigenius-Fauna ebenso wie die eurosibirische Steppenfauna ihre weiteste Verbreitung nach W und S. Diese Befunde entsprechen der maximalen Ausdehnung der Vereisung (Brandenburger Rاندlage in Norddeutschland, äußerster Jugendmoränenkranz in Süddeutschland).

In Mähren ermöglichte die Ausgrabung von Kulturschichten des jüngsten Jungpaläolithikums im jüngsten Löß noch eine Untergliederung des Jüngeren Löß IIB (Würm-3-Löß) nach B. Klíma (1957) in zwei Hauptschichten: die untere ist in der Tundraphase gebildet, öfters geschichtet und von Solifluktion erfaßt und weist in günstigen Fällen drei vergleyte „mikrointerstadiale“ Schichten auf, die für eine kurze Unterbrechung oder Verringerung der äolischen Lößablagerung sprechen; die obere Schicht besteht aus reinem äolischem Löß und ist in einer wärmeren und trockeneren Steppenphase abgelagert; zwischen beiden Bildungszeiten erzeugten besonders starke Kälteeinbrüche die gewöhnlichen periglazialen Frostwirkungen. Wie weit diese Feingliederung des Jüngeren Löß IIB für die relative Datierung jüngst-paläolithischer Kulturschichten nutzbar zu machen ist, müssen weitere Untersuchungen prüfen. Im Rheingau, in Rheingessen und im Limburger Becken wird der Jüngere Löß IIB durch ein 2—3 cm starkes Band zweigeteilt, das mit vulkanischer Asche in Verbindung gebracht wird und nach E. Schönhals (1951, S. 113) einen sicheren (leider noch nicht im absoluten Zeitmaß datierten) Leithorizont für den jüngsten Würm-Löß darstellt.

Für das Hauptwürm-Maximum konnte weder in Nord- noch in Süddeutschland im Moränengebiet eine interstadiale Unterbrechung nachgewiesen werden. In Norddeutschland ist bis in die jüngste Zeit zwischen das Frankfurter und Pommersche Stadium das sogenannte Masurische Interstadial (früher außerdem zwischen das Brandenburger und Frankfurter Stadium die „Aurignac-Schwankung“) gestellt worden. Nach meiner Kenntnis zahlreicher Vorkommen Masurischer Interstadial-Bildungen (H. Groß 1943) handelt es sich um fossilführende Süßwasserbildungen und Torfe, die zweifellos jünger als das Pommersche Stadium sind; damit vollkommen übereinstimmende Ablagerungen sind schon vor mehr als achtzig Jahren aus Schonen beschrieben worden.

Für das Hauptwürm-Maximum gelten die bekannten biogeographischen Karten des Maximums der Letzten Eiszeit (z. B. von J. Büdel 1949, B. Frenzel und C. Troll 1952, P. Woldstedt 1954), ebenso die entsprechenden physisch-geographischen von H. Poser (1947).

Die maximale Hauptwürm-Vereisung hat die Moränen des Altwürm-Stadials überfahren. Daher ist die überall ungefähr gleich starke Verwitterung und morphologische Ausformung der zu Tage liegenden Würm-Moränen kein Beweis für die Einheitlichkeit der Würmeiszeit. Altwürm-Terrassen konnten durch das viel stärkere (kältere) Hauptwürm-Stadial bis auf seltene, leicht zu übersehende Reste beseitigt wer-

den<sup>4</sup>. Daher konnte das Problem des Ablaufs der Letzten Eiszeit geomorphologisch nicht gelöst werden.

#### d4) Das Spätglazial

Das Pommersche Stadium endete spätestens um ca. 14 000 v. Chr. (E. H. De Geer 1954, S. 310); eine Datierung im absoluten Zeitmaß in Süddeutschland für das Ende des ihm entsprechenden Singener Stadiums gibt es noch nicht. Hier wie in Norddeutschland hörte jetzt wahrscheinlich die weiträumige Lößbildung und -ablagerung auf, zahlreiche Seen entstanden in den ehemaligen Vereisungsgebieten, deren Sedimente aber erst merklich später pollenanalytisch erfaßbar wurden. Die pollenanalytische Gliederung des Spätglazials ist nur mit Berücksichtigung des Nichtbaum-Pollens und der Waldbaum-Pollendichte möglich. Die ältesten (fälschlich ins „Masurische Interstadial“ gestellten) fossilführenden Süßwasserbildungen entstanden auf dem Baltischen Höhenrücken auf Anhöhen, wo beim Niedertauen der schuttbedeckten Toteisfelder die ersten Wasserbecken herausgetaut waren. Das Tieftauen der in der Moräne verschütteten Toteisblöcke war in Norddeutschland erst in der vorgerückten postglazialen Wärmezeit (etwa zwischen 6000 und 5000 v. Chr.) beendet.

Nach der Leitart der in den spätglazialen Sedimenten ermittelten Pioniervegetation der eisfrei gewordenen Böden, *Dryas octopetala*, heißen die kalten Phasen des Spätglazials Dryaszeiten. Die waldlose Älteste Dryaszeit (Pollendiagrammzone Ia) dauerte bis zum Beginn des schwachen Bölling-Interstadials (mit dem ersten Baumbirken-Vorstoß, Diagrammzone Ib, in Mitteldeutschland von ca.  $10\,750 \pm 320$  bis ca.  $10\,350 \pm 260$  v. Chr.) (F. Firbas, H. Müller und K. O. Münnich 1955). Aus der Ältesten Dryaszeit liegen für Norddeutschland zwei C<sup>14</sup>-Daten vor: W-172: Rentierjägerlager der Hamburger Stufe I bei Meiendorf in Holstein  $13\,800 \pm 800$  v. Chr. und W-93: Rentierjägerlager der Hamburger Stufe II in Poggenwisch in Holstein  $13\,200 \pm 350$  v. Chr. Um 13 000 v. Chr. soll der letzte Gletscher (bei Grömitz an der holsteinischen Ostküste) ein Rentierjägerlager der Hamburger Stufe II überfahren haben (R. Schürumpf 1955). Aus Süddeutschland liegt aus der Ältesten Dryaszeit das C<sup>14</sup>-Datum Gro-468:  $12\,520 \pm 385$  v. Chr. für den Braunmoostorf auf der Hauptkulturschicht des Magdalénien an der Schussenquelle vor.

Die Ältere Dryaszeit (zwischen dem Bölling- und Alleröd-Interstadial), Diagrammzone Ib, brachte einen fast „arktischen“ Kälterückschlag (Johs. Iversen 1954).

Um 10 000 v. Chr. (eine C<sup>14</sup>-Datierung dafür gibt es noch nicht) begann das im Optimum temperierte Alleröd-Interstadial (Juli-Temperaturmittel + 13 bis 14° C in Dänemark nach Johs. Iversen 1954) mit der ersten Bewaldung nach dem Hauptwärm-Maximum (Diagrammzone II Firbas). In die pollenanalytisch und meist auch stratigraphisch leicht erkennbaren Alleröd-Schichten von 10 Mooren vom östlichen Harz-Vorland bis zum Süd-Schwarzwald hat der Wind Tuffstaub des großen Vulkanausbruchs im Laacher-See-Gebiet bei Andernach geweht (H. Straka 1956); in

<sup>4</sup> Vgl. L. Weinberger in Verh. geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft D, 1955, S. 15, 18, 27 und Tafel II.

einem Falle (Wallensen zwischen Hannover und Göttingen) wurde für diese vulkanische Aschenschicht in allerödzeitlicher Gytta das C<sup>14</sup>-Datum C-337:  $9094 \pm 500$  v. Chr. ermittelt. Etwa 20 C<sup>14</sup>-Datierungen von Alleröd-Bildungen verschiedener Fundstellen bewegen sich übereinstimmend um 9000 v. Chr. In Nordamerika entspricht diesem Interstadial das Two Creeks Forest Bed-Interstadial (Mittel von 5 C<sup>14</sup>-Daten aus Chicago nach Fr. Johnson 1951:  $9454 \pm 350$  v. Chr.). Daher ist das Alleröd-Interstadial ein sehr wichtiger chronologischer Leithorizont der Letzten Vereisung (H. Groß 1954).

Zu Beginn dieses Interstadials lag der Südrand des fennoskandinavischen Inlandeises an der Südküste des Finnischen Meerbusens und im mittleren Südschweden (E. H. De Geer 1954). In den Alpen war das Inlandeis bis über 1800 m MH hinauf abgeschmolzen (H. Gams 1952). Der Nachweis der Alleröd-Schwankung in den Alpen (besonders eindrucksvoll am Lanser See bei Innsbruck in 811 m MH durch W. H. Zagwijn 1952) und im Voralpengebiet (F. Firbas 1949, E. von Lürzer 1954) bestätigte die Richtigkeit der früher nur mehr vermuteten Korrelation zwischen den jungpleistozänen Phasen in Norddeutschland und im Alpengebiet. Am Ende des Alleröd-Interstadials lag der Inlandeiserand im Norden in Mittelschweden und Südfinnland (spätere Randlage des Salpausselkä-Stadiums).

Für das Ende dieses Interstadials (und damit für den Beginn des letzten Spätglazial-Abschnittes Jüngere Dryaszeit), also für die Diagrammzonengrenze II/III Firbas ist in einem dänischen Moor als Mittel von fünf Bestimmungen in Kopenhagen das C<sup>14</sup>-Datum  $10\ 830 \pm 200$  Jahre vor heute = ca.  $8830 \pm 200$  v. Chr. ermittelt worden (Johs. Iversen 1953). Die warwengeochronologische Datierung ergab für diese Zeitgrenze die Zeitstellung ca. 8772 v. Chr. (siehe weiter unten).

Die starke Klimadepression der Jüngeren Dryaszeit (Diagrammzone III Firbas) ist nach den pollenanalytischen Untersuchungen von J. Donner (1951) in Finnland die Zeit des Salpausselkä-Stadiums in Fennoskandinavien. Sie lichtete den allerödzeitlichen Wald zu einer Waldtundra und senkte im Gebirge die obere Waldgrenze beträchtlich (F. Firbas 1947); sie wirkte im Alpenvorland in Tieflagen nur schwach (F. Firbas 1949, E. von Lürzer 1954), ist aber im inneren Teil der Alpen in mittleren Höhenlagen noch deutlich nachweisbar (W. H. Zagwijn 1952). Daher entspricht dem Salpausselkä-Stadium des Nordens die Schlußvereisung der Alpen (Schlern, Gschnitz, Daun). Die Dauer des Salpausselkä-Stadiums (Ss. I-III) beträgt nach den warwengeochronologischen Untersuchungen von M. Sauramo ca. 860 Jahre (E. Antevs 1953, S. 201), es dauerte von ca. 8772—7912 v. Chr., abgerundet: von ca. 8800—8000 v. Chr. Sein Ende ist auch das Ende der Letzten Eiszeit und damit auch des Jungpleistozäns; es wird durch den Beginn des raschen haltlosen Abrückens des Inlandeises von der nördlichsten Randlage des Salpausselkä-Stadiums bestimmt.

Die Ursache für das rasche Schwinden des nordischen Inlandeises war eine durchgreifende starke Erwärmung, die die endgültige (nacheiszeitliche) Wiederbewaldung bewirkte. Dieser Klimawechsel ist in den Sedimenten späteiszeitlicher Wasserbecken in heute nicht zu warmen Tieflagen durch den unvermittelten Übergang von minero-

gener zu organogener Sedimentation registriert (H. Groß 1943, F. Firbas 1949, R. Schütrumpf 1955). Dieser Schichtwechsel liegt im Pollendiagramm in der Zonengrenze III/IV Firbas; hier hört die hohe Nichtbaumpollenfrequenz von III auf und steigt die Waldbaum-Pollendichte stark an, und am Ende von IV beginnen die Pollenkurven wärmeliebender Holzarten.

In einem dänischen Moor ergab die  $C^{14}$ -Datierung einer Gyttejaprobe K-111 aus der Diagrammzonengrenze III/IV die Zeitstellung  $10\,300 \pm 350$  Jahre vor heute = ca.  $8350 \pm 350$  Jahre v. Chr. (Johs. Iversen 1953). Warwengeochronologisch hat G. De Geer (1940, S. 176) in Norrland für die Bipartition des Inlandeises bei Stugun das Datum 8739 Jahre vor 1900 n. Chr. gefunden; 1073 Jahre vorher war der Inlandeisrand an der Nordspitze des Berges Billingen (zwischen den Seen Vättern und Vänern) von der nördlichsten Randlege des Salpausselkä-Stadiums abgerückt. Das warwengeochronologische Datum für dieses Ereignis, das das Salpausselkä-Stadium und damit die Letzte Eiszeit für Mitteleuropa beendete, ist also  $8739 + 1073 = 9812$  Jahre vor 1900 n. Chr., d. h. 7912 v. Chr., abgerundet ca. 8000 v. Chr. (Häufig wird das Datum 7873 v. Chr. angegeben, das nach G. De Geer 1940, Pl. 90, mit der abgerundeten Zahl 8700 statt 8739 berechnet worden ist.) G. De Geer (1940) läßt aber sein Postglazial mit dem Nulljahr seiner Schwedischen Zeitskala (8739 Jahre vor 1900 n. Chr. = 6839 v. Chr.) beginnen; dieses Datum hat natürlich für Mitteleuropa keinen Sinn, da hier damals schon die Wiederbewaldung mit wärmeliebenden Holzarten längst im Gange war.

In Finnland läßt M. Sauramo (1954, S. 231) die Letzte Eiszeit auch um 8000 v. Chr. enden, und zwar mit dem Beginn des Eisrückzugs vom Salpausselkä III, während er früher dafür den Beginn des Eisrückzugs vom Ss. II um 8150 v. Chr. auf Grund seiner warwengeochronologischen Untersuchungen angenommen hatte.

Die Rückzugsphasen der Hauptwürm-Vereisung sind in der Warwengeochronologie, die bisher aber nur die letzte untersucht hat, besonders benannt worden: Germaniglazial (E. Antevs) oder neuerdings Primoglazial (E. H. De Geer) von der Brandenburger Randlege bis zum Ende der Pommerschen, Daniglazial von diesem Zeitpunkt (nach E. H. De Geer 1954 ca. 14 000 v. Chr.) bis ca. 13 000 v. Chr. (ungefähr Beginn des Bölling-Interstadials nach E. H. De Geer 1957), das Gotiglazial (Länge von G. De Geer 1940 auf Pl. 90 irrtümlich mit 6379 Jahren angegeben, richtig nach seiner Festsetzung in den Geogr. Annaler 17, 1935, 5306 Jahre, also 1073 finiglaziale Jahre weniger) vom Ende des Daniglazials bis ca. 8000 v. Chr. Diese warwengeochronologische Zonierung hat aber für uns nicht mehr die Bedeutung wie vor dreißig Jahren.

Pollenanalyse, Warwengeochronologie und  $C^{14}$ -Datierung haben für das Spätglazial folgende Gliederung und Chronologie ergeben (vgl. R. Schütrumpf 1955): S. 31.

#### IV. Ergebnisse

Die oben dargelegte Vollgliederung des Jungpleistozäns stimmt hinsichtlich der relativen Chronologie scheinbar mit den Systemen von W. Soergel und F. E. Zeuner

Phasen	Pollendiagrammzone nach		Datierung (Jahre v. Chr. G.)	
	F. Firbas	F. Overberk u. S. Schneider	durch Warwen	durch C <sup>14</sup>
Anfangsabschnitt des Holozäns	IV	V	ca. 7912	
Ende der Letzten Eiszeit Jüngere Dryaszeit = Salpausselkä-Stadium = Schlußvereisung d. Alp.	III	IV	rd. 8000	8350 ± 350
Alleröd-Interstadial	IIb IIa	III	8772 (rd. 8800)	8800 ± 200 —C— 337: 9094 ± 500 (Laacher Bimstuff) —K— 106: 9930 ± 340
Ältere Dryaszeit	Ic		—	—
„Bölling“-Interstadial	Ib	II	10 350 11 350	10 350 ± 260 (11 300 ± 280 oder besser) 10 750 ± 320
Älteste Dryaszeit	Ia	I		12 520 ± 385 Schussenquelle 13 200 ± 350 Poggenwisch 13 800 ± 800 Meiendorf
Lücke?				
Ende des Pommerschen Stadiums			? 13 830 (wohl älter)	

überein. Es mußte aber die Auffassung und die Einstufung des ersten Hauptvorstoßes der Letzten Vereisung (Würm, Weichsel) ins Diluvialprofil auf Grund von pollenanalytischen Untersuchungen und C<sup>14</sup>-Datierungen berichtigt werden: sein Löß (der jüngere Löß I) ist jünger als das Letzte Interglazial (Riß/Würm im Sinne von A. Penck), der erste Hauptvorstoß ist also, wie auch die pollenanalytische Nachuntersuchung jütländischer Herning-Profile dicht außerhalb der Grenze der Letzten Vereisung bewiesen hat, nicht das Warthe-Stadium, also auch nicht Jungriß, sondern reichte als Altwürm-Stadial (= Stettiner Vorrückungsstadium) nicht ganz so weit wie der zweite Hauptvorstoß (Hauptwürm), der daher die äußersten Endmoränen des ersten überfahren hat. Deshalb konnte das Problem der Gliederung der Letzten Eiszeit nicht mit Hilfe der geomorphologischen Methode gelöst werden, die natürlich (neben der stratigraphischen) für die Gliederung und Chronologie des übrigen Pleistozäns unentbehrlich ist.

Mit Hilfe der Lössen kann man mittel- und jungpleistozäne Fluß-Schotterterrassen datieren, nicht umgekehrt; dabei muß aber geprüft werden, ob fossile Böden auf ihnen unter Löß durch Verwitterung der untersten Lößschicht oder der obersten Schotter-schicht entstanden sind. So dürfte z. B. auch das so umstrittene Problem des Steinheimer und Fellheimer Feldes im Illergebiet (I. Schaefer 1953) zu lösen sein.

Die Bezeichnungen W I, W II und W III müssen endlich verschwinden, da sie vieldeutig sind und für die Kältezacken der Sonnenstrahlungskurve gebraucht worden

Löß-Stratigraphie		Gliederung des Jungpleistozäns nach H. Groß 1957		Abkürzungen		
Anfangsabschnitt des Holozäns d. h. des Alluviums = Postglazials = der Nacheiszeit						
Jüngerer Löß	nach W. Soergel 1919	Benennung neu	Letzte Eiszeit (Würm, Weichsel)	Hauptwürm	(Schlußvereisung) Spätglazial	Wb <sub>3</sub>
	rezenter Boden				Maximum (Jungwürm)	Wb <sub>2</sub>
	Jüngerer Löß IIb				Paudorfer Interstadial	Wb <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
	Paudorfer Bodenbildung				2. Vorrückungs- phase (Mittelwürm)	Wb <sub>1</sub>
	Jüngerer Löß IIa				Göttweiger Interstadial (= „Aurignac-Schwankung“)	Wa/b
	Göttweiger Bodenbildung				Altwürm (1. Vorrückungsphase, Stettiner Phase) mit Bröruper Interstadial	Wa
Jüngerer Löß I						
(Letzter) Älterer Löß	Kremser Bodenbildung		Letztes Interglazial: Riß/Würm = Saale/Weichsel = Eem-Interglazial		W/R	
	Rißlöß		Riß- (Saale-) Eiszeit	II Warthe-Stadium I Drenthe-Stadium	R II R I	

Wichtige Endmoränen der		Gliederung des Jungpleistozäns		Zeitstellung Jahre v.Chr. Geb. (abgerundet)
alpinen Vereisung	nordischen Vereisung	nach Woldstedt 1956	nach Brandtner 1956	
Daun, Gschnitz, Schlern	Salpausselkä I—III	Spätwürm		8000
			W III = Jungwürm	? 14 000
Singener Stadium Dießenhofener Stadium Schaffhausener Stadium	Pommersches Stadium Frankfurter Stadium Brandenburger Stadium	Mittel-		
		(Paudorfer Interstadial)	Paudorfer Interstadial W II/III	23 000
		würm	W II = Mittelwürm	
		Göttweiger Interstadial	F-Wärmezeit W I/II	26 000
				40 000
überfahrene Moränen des voralpinen Vorrückungsstadiums	überfahrene Moränen des Stettiner Vorrückungsstadiums	Frühwürm	W I = Altwürm	47 000
				> 50 000
		Letztes Interstadial (Riß/Würm = Saale/Weichs.)	Riß/Würm (Eem-) Interglazial mit Prä-Würm-Kältephase	
Riß II Riß I	Warthe-Moränen Drenthe-Moränen	Riß- (Saale-) Eiszeit Warthe-Stad. Drenthe-Stad.	Riß II Riß I	

sind, außerdem sind W II und W III (im Sinne von F. E. Zeuner) Phasen desselben Stadials (Hauptwürm), das vom ersten Stadial (Altwürm) durch das lange Göttweiger Interstadial getrennt ist. Kleine Interstadiale sind im Früh- und Spätglazial wirksam gewesen, das schwache Paudorfer Interstadial in der Vorrückungsphase von Hauptwürm.

Diese Gliederung der Letzten Eiszeit und die bisherigen C<sup>14</sup>-Daten aus dieser Zeit sprechen gegen die Brauchbarkeit der Sonnenstrahlungskurve für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns.

Der Nachweis des Altwürm-Stadials führte zu einer anderen Auffassung des Letzten Interglazials im Sinne von W. Soergel und zu seiner Identifizierung mit dem durch die letzte Antiquus- und Banatica-Fauna charakterisierten Riß/Würm-Interglazial im Sinne von A. Penck. Es ist jetzt nicht mehr angebracht, das Jungpleistozän in „Kaltzeiten“ und „Warmzeiten“ zu gliedern und diese rückwärts zu nummerieren.

Für die Berichtigung der Vollgliederung des Jungpleistozäns von W. Soergel sind nur naturwissenschaftliche Methoden (mit Ausnahme der astronomischen) angewandt worden; urgeschichtliche Kulturschichten sind nur wegen der Holzkohle (für die C<sup>14</sup>-Datierung) und der Begleitfauna (für die paläoklimatologische Auswertung) herangezogen worden.

Diese Untersuchung ist im Rahmen einer größeren Forschungsaufgabe ausgeführt worden, für die mir eine Sachbeihilfe von der Deutschen Forschungsgemeinschaft bewilligt worden ist; ich statue ihr dafür auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank ab. Ebenso bin ich Herrn Prof. Dr. L. F. Zotz, Fräulein Prof. Dr. G. Freund und Herrn Dr. V. Ložek-Prag für Anregungen, Auskünfte und Literatur zu großem Dank verpflichtet.

#### Schrifttum

- Abkürzungen: DGU = Danmarks Geologiske Undersøgelse (Kopenhagen).  
 E. u. G. = Eiszeitalter und Gegenwart (Öhringen).  
 GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.  
 INQUA IV = Actes du IV Congrès International du Quaternaire Rome-Pise 1953 (2 Bände, Rom 1956).
- Antevs, E. (1953): Geochronology of the Deglacial and Neothermal Ages. — Journ. Geol. 61.
- Bayer, J. (1913): Die Chronologie des jüngeren Quartärs. — Mitteil. d. prähistor. Kommis. d. Kaiserl. Akad. d. Wiss. II, H. 2, Wien. — (1924): Der Mensch im Eiszeitalter. Wien.
- Behm-Blancke, G., u. Mitarb. (1957): Morphologie, Umwelt und Kultur des Neandertalers von Weimar-Ehringsdorf. — Ber. über den Neandertaler-Kongreß in Düsseldorf 1956 (im Druck).
- Bertsch, K. (1941): Früchte und Samen. Bestimmungsbuch zur Pflanzenkunde der vorgeschichtlichen Zeit. Stuttgart.
- Bordes, F. (1952): Stratigraphie du loess et évolution des industries paléolithiques. — L'Anthropologie 56. — (1954): Les limons du Bassin de la Seine. Paris.

- Brandtner, F. (1949): Die bisherigen Ergebnisse der stratigraphisch-pollenanalytischen Untersuchung eines jungeiszeitlichen Moores von interstadialem Charakter aus der Umgebung von Melk a. d. Donau in Nieder-Österreich. — *Archaeol. Austriaca*. — (1950): Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. — *Archaeol. Austriaca* 5. — (1954): Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — *E. u. G.* 4/5. — (1956): Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und den angrenzenden Gebieten. — *E. u. G.* 7.
- Brelie, G. von der (1955): Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. — *E. u. G.* 6.
- Breuil, H. et Koslowski, L. (1931, 1932): Etudes de stratigraphie paléolithique dans le nord de la France, la Belgique et L'Angleterre. — *L'Anthropologie* 41, 42.
- Brunnacker, K. (1953): Der würmeiszeitliche Löß in Bayern. — *Geol. Bavar.* 19. — (1956): Regionale Bodendifferenzierung während der Würmeiszeit. — *E. u. G.* 7.
- Büdel, J. (1949): Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitalters. — *Die Naturwiss.* 36. — (1950): Die Klimaphasen der Würmeiszeit. — *Ebenda* 37, H. 19. — (1953): Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. — *Erdkunde* 7.
- De Geer, E. H. (1951): De Geer's geochronology confirmed by radioactive carbon, C<sup>14</sup>; Conclusions from C<sup>14</sup> and De Geer's chronology. — *GFF* 73. — (1954): Skandinaviens geokronologi. — *GFF* 76. — (1957): Old and new datings of Swedish ice lakes and the thermals of Bölling and Alleröd. *GFF* 79, H. 1.
- De Geer, G. (1940): *Geochronologia Suecica* Principles. — *K. Svensk. Vet. Akad. Handl. Ser. 3*, 18 (6).
- Donner, J. (1951): Pollenanalytical studies of late-glacial deposits in Finland. — *C. R. Soc. géol. de Finlande* 24.
- Dubois, G. (1924): Recherches sur les terrains quaternaires du nord de la France. — *Mém. Soc. géol. du Nord* 8 (1), Lille.
- Ebers, E. (1955): Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. — *E. u. G.* 6.
- Ehrenberg, K. (1929): Erhaltungszustand und Vorkommen der Fossilreste und die Methoden ihrer Erforschung. — *Abderhalden: Handb. d. biol. Arbeitsmethoden* X, Wien und Leipzig. — (1949/50). Die Verteilung der Tierwelt in der Zeit (Paläozoologie). — *Handb. d. Biol.* 5, 3/4.
- Erdtmann, G. (1943): *An Introduction to Pollen Analysis*. Waltham (Mass.).
- Faegri, K., and Iversen, Johs. (1950): *Text-Book of Modern Pollen Analysis*. Copenhagen.
- Fink, J. (1953): Prinzipielle Fragen bei der Erforschung fossiler Böden im (österreichischen) Löß. — *INQUA IV.* — (1954): Die fossilen Böden im österreichischen Löß. — *Quartär* 6. — (1956a): Zur Systematik fossiler und rezenter Lößböden in Österreich. — *Verh. VI. Internat. Bod. Kongreß in Paris.* — (1956b): Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. — *E. u. G.* 7.
- Firbas, F. (1934): Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation walddloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. — *Planta* 22. — (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Bd. Allgemeine Waldgeschichte. Jena. — (1950): The late-glacial vegetation of Central Europe. — *New Phytologist* 49. — (1951): Die quartäre Vegetationsentwicklung zwischen den Alpen und der Nord- und Ostsee. — *Erdkunde* 5.
- Firbas, F., Müller, H., und Münnich, K. O. (1955): Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen „Bölling“-Klimaschwankung. — *Die Naturw.*, 42 S. 509.
- Flint, R. F., and Rubin, M. (1955): Radiocarbon dates of pre-Mankato events in Eastern and Central North America. — *Science* 121.

- Freising, H. (1949): Löße, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. — Diss. T. H. Stuttgart. — (1951): Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. — Jahresh. Geol. Abt. d. Württemb. Statist. Landesamtes 1 — (1954): Gibt es in Hessen drei Würm-Lösse? — Jahresber. u. Mitteil. Oberrhein. Geol. Ver. 35.
- Frenzel, B., und Troll, C. (1952): Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit. — E. u. G. 2.
- Freund, G., Graul, H., Heberer, G., Heller, F. und Spreitzer, H. (1953): Bericht über den Kongreß der Hugo Obermaier-Gesellschaft 1952. — Quartär 6.
- Freund, G. (1954): Bericht über die Tagung der Hugo Obermaier-Gesellschaft 1953. — Quartär 6.
- Freund, G., Fink, J., Graul, H., und Ostendorf, E. (1956): Der 3. Kongreß der Obermaier-Gesellschaft 1954. — Quartär 7/8.
- Freund, G., Brunacker, K., Wundt, W. (1956): Der 4. Kongreß der Obermaier-Gesellschaft 1955. — Quartär 7/8.
- Fromm, E. (1938): Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatomeenanalyse aus Ängermanland. — GFF 60.
- Gams, H. (1930): Die Bedeutung der Paläobotanik und Mikrostratigraphie für die Gliederung des mittel-, nord- und osteuropäischen Diluviums. — Z. f. Gletscherk. 18. — (1935): Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. — Eclogae geol. Helvetiae 28 Nr. 1. — (1952): Récents progrès des études sur le Tardiglaciaire. — L'Anthropologie 56. — (1953): Die relative und absolute Chronologie des Quartärs. — Geol. Bavar. 19. — (1954): Neue Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte der nord- und mitteleuropäischen Inter-glaziale. — Experientia 10.
- Göttinger, G. (1935): Zur Gliederung des Lösses. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien.
- Grahmann, R. (1937): Die dritte Internat. Quartärkonferenz (Inqua) und ihre Beleh-rungsreisen in Österreich II. Die Lehrausflüge während der Tagung. — Z. f. Gletscherk. 25. — (1956): Urgeschichte der Menschheit. 2. Aufl. Stuttgart.
- Graul, H. (1952): Bemerkungen zur Würmstratigraphie im Alpenvorland, — Geol. Bavar. 14.
- Groschopf, P. (1952): Pollenanalytische Datierung württembergischer Kalktuffe und der postglaziale Klimaablauf. — Jahresschr. d. Geol. Abt. d. Württemb. Statist. Landesamtes 2.
- Groß, H. (1943): Der ostpreußische Lebensraum in der ausklingenden Eiszeit. — Der For-schungskreis H. 3, Königsberg i. Pr. — (1952): Die Radiokarbon-Methode, ihre Ergeb-nisse und Bedeutung für die spätquartäre Geologie und Vorgeschichte. — E. u. G. 2. — (1954): Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. — E. u. G. 4/5. — (1956): Das Göttweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. — E. u. G. 7. — (1957a): Der heutige Stand der naturwissenschaft-lichen Datierungsmethodik im Dienste der Vorgeschichtsforschung. — Jahresschr. f. mit-teldeutsche Vorgeschichte 41 (im Druck). — (1957b): Die Fortschritte der Radiokarbon-Methode 1952 bis 1956. — E. u. G. 8.
- Guenther, E. W. (1953a): Methoden zur Untersuchung von Lössen. — N. Jb. Min., Abh. — (1953b): Feinstratigraphische Untersuchung von Lößprofilen. — INQUA IV, 1. Bd.
- Hančar, F. (1942): Probleme der jüngeren Altsteinzeit Osteuropas. — Quartär 4.
- Hofmann, E. (1934): Paläohistologie der Pflanzen. Wien.
- Iversen, Johs. (1953): Radiocarbon dating of the Alleröd period. — Science 118, Nr. 3053. — (1954): The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. — DGU II. R. No. 80.

- Jessen, K., and Milthers, V. (1928): Stratigraphical and paleontological studies of Interglacial fresh-water deposits in Jutland and Northwest Germany. — DGU II. R. No. 48.
- Johnson, Fr. (1951): Radiocarbon dating. — Amer. Antiquity 17, No. 1, Part 2.
- Keilhack, K. (1917): Die äußerste Endmoräne der jüngsten Vereisung. — Geol. Rundschau 7.
- Klíma, B. (1957): Übersicht über die jüngsten paläolithischen Forschungen in Mähren. — Quartär 9.
- Köppen, W., und Wegener, A. (1924): Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin.
- Kormos, Th. (1912). Die paläolithische Siedlung bei Tata. — Mitteil. aus d. Jb. d. Kgl. Ungar. Reichsanst. 20.
- Kozłowski, L. (1924): Die ältere Steinzeit in Polen. — Die Eiszeit 1. Bd.
- Kubiěna, W. L. (1956): Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lößböden. — E. u. G. 7.
- Lais, R. (1941): Über Höhlensedimente. — Quartär 3. — (1951): Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 41.
- Lehmann, U. (1954): Die Fauna des „Vogelherds“ bei Stetten ob Lontal (Württemberg). — Neues Jb. Geol. Paläontol., Abh. 99 (1).
- Ložek, V. (1955a): Měkkyši pleistocénních travertinu v Gánovcích (Die Weichtiere der pleistozänen Travertine in Gánovce). — Anthropozoikum IV (1954). — (1955b): Měkkyši československého kvartéru (Die Weichtiere des tschechoslowakischen Quartärs). — Rozpravy Ústředního ústavu geol. Svazek 17, Prag.
- Lüdi, W. (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. — Veröff. Geobotan. Forschungsinst. Rüb el 27. H.
- Lürzer, E. von (1954): Das Spätglazial im Egelseegebiet (Salzach-Vorlandgletscher). — Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol. 3.
- Mägdelfrau, K. (1956): Paläobiologie der Pflanzen. 3. Aufl. Jena.
- Milankovitch, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung. — Kgl. Serb. Akad. Belgrad.
- Movius, H. L., Jr., and Judson, Sh. (1956): The rock-shelter of La Colombière. — Amer. School of Prehist. Res., Peabody Mus., Harvard Univ., Bull. 19.
- Mückenhausen, E. (1954): Fossile Böden im nördlichen Rheinland. — Z. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 65 (110) H. 1—3.
- Münnich, K. O. (1957): Messungen des C<sup>14</sup>-Gehalts von hartem Grundwasser. — Die Naturwiss. 44, H. 2.
- Musil, R., und Valoch, K. (1955): Über die Erforschung der Lössen in der Umgebung von Brünn (Brno) in Mähren. — E. u. G. 6.
- Musil, R., Valoch, K., Nečesany, Vl. (1955): Pleistocénní sedimenty okolí Brna (The Pleistocene Sediments in the Vicinity of Brno). — Anthropozoikum IV (1954).
- Narr, K. J. (1950): Das frühe Jungpaläolithikum des Rheinlandes im Rahmen der gleichzeitigen europäischen Kulturen. — Diss. Bonn. — (1951a): Zum Stand der quartärstratigraphischen Forschungen (Ber. über d. Deuqua-Tagung in München 1950). — Germania 29. — (1951b): Terrassen, Lössen und paläolithische Kulturen. — Germania 29. (1952): Zur Stratigraphie jungpaläolithischer Typen und Typengruppen. — E. u. G. 2. — (1953): Reiß oder Würm? — Germania 31, H. 3/4. — (1954): Formengruppen und Kulturkreise im europäischen Paläolithikum (Stand und Aufgaben der Altsteinzeitforschung). — 34. Ber. Röm.-German. Kommiss. 1951—1953.
- Nehring, A. (1890): Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit. Berlin.
- Österlund, G., Gejvall, N.-G., och Lundqvist, G. (1956): Äldersbestämning med hjälp av kol-14. — Ymer 1956, H. 3.

- Pelíšek, J. (1954): Kvartér východního okolí Brna (The Quaternary of the Eastern Vicinity of Brno). — *Anthropozoikum III* (1953).
- Penck, A. (1909) in: A. Penck und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909. — (1922): Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. — *Sitz.-Ber. Preuß. Akad. d. Wiss. Phys.-math. Kl.* 1922.
- Poser, H. (1947): Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit. — Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. — *Die Naturwiss.* 34.— (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa. — *E. u. G.* 1.
- Prošek, Fr., und Ložek, V. (1955): Vyzkum sprašového profilu Zamarovcích u Trenčína (Untersuchung des Lößprofils von Zamarovce bei Trenčín). — *Anthropozoikum IV* (1954).
- Rathjens, C., Jr. (1951): Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorlande. — *Peterm. Geogr. Mitteil.* 95. — (1953): Über Klima und Formenschatz der Späteiszeit. — *Geol. Bavar.* 19. — (1955): Zur Frage der Gliederung der Würmeiszeit. — *Peterm. Geogr. Mitteil.* 99.
- Reich, H. (1953): Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayerischen Alpenvorland. — *Flora* 140. Jena.
- Richter, K. (1937): Die Eiszeit in Norddeutschland. Berlin.
- Riek, G. (1934): Die Eiszeitjägerstation am Vogelherd im Lonetal. Bd. I: Die Kulturen. Tübingen.
- Sauramo, M. (1954): Das Rätsel des Ancyclussees. — *Geol. Rundschau* 42, H. 2.
- Schaefer, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — *Geol. Bavar.* 18.
- Schmidt, E. (1941): Mikrophotographischer Atlas der mitteleuropäischen Hölzer. Neudamm.
- Schönhals, E. (1951): Über fossile Böden im nicht vereisten Gebiet. *E. u. G.* 1.
- Schütrumpf, R. (1955). Das Spätglazial. — *E. u. G.* 6.
- Schwabedissen, H. (1956): Fällt das Aurignacien ins Interstadial oder ins Interglazial? Deuqua-Tagung 1955 in Laufen mit Exkursionen nach Österreich. — *Germania* 34, H. 1—2.
- Schwarzbach, M. (1950): Das Klima der Vorzeit. Stuttgart. — (1954): Eine Neuberechnung von Milankovitch's Strahlungskurve. — *Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.* 6.
- Soergel, W. (1919): Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena. — (1922): Die Jagd der Vorzeit. Jena. — (1925): Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. — *Fortschr. d. Geol. u. Paläontol.* H. 13, Berlin. — (1927): Exkursion ins Travertingebiet von Ehringsdorf. — *Paläontol. Zeitschr.* 8. — (1937): Die Vereisungskurve. Berlin. — (1939): Das diluviale System. I. Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters. *Fortschr. d. Geol. u. Paläontol.* XII, H. 39. — (1940): Zur biologischen Beurteilung diluvialer Säugetierfaunen. — *Sitz.-Ber. Heidelberger Akad. d. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., Abh.* 4.
- Straka, H. (1956): Die pollenanalytische Datierung von jüngeren Vulkanausbrüchen. — *Erdkunde* 10, Lfg. 3.
- Suess, H. E. (1956a): Absolute chronology of the Last Glaciation. — *Science* 123. — (1956b): Grundlagen und Ergebnisse der Radiokohlenstoff-Datierung. — *Angewandte Chemie* 68, Nr. 17/18.
- Szafer, W. (1953): Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej (Pleistocene Stratigraphy of Poland from the Floristical Point of View). — *Rocznik Polsk. Tow. Geol.* t. 22, z. 1, Kraków.
- Troels-Smith, J. (1956): Neolithic period in Switzerland and Denmark. — *Science* 124, No. 3227.
- Troll, C. (1931): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. — *Mitteil. Geogr. Ges. München* 24.

- Vent, W. (1955): Über die Flora des Riß-Würm-Interglazials in Mitteldeutschland. — *Wiss. Zeitschr. d. Univ. Jena* 4, math.-naturw. Reihe.
- Vértes, V. (1955): Les conditions de l'interstadial Würmien I/II hongrois élucidées par l'examen des remplissages de grottes. — *Acta Geol.* III, 4, Budapest.
- Vértes, L. und Mitarb. (1955): Die Höhle von Istállóskő. — *Acta Archaeol. Acad. Scient. Hungar.* 5.
- Vlček, E. (1952): Nové nálezy pleistocénního člověka (New finds of Plistocene man). — *Anthropozoikum I* (1951).
- Vlerk, J. M. van der, and Florschütz, F. (1953): The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. — *Verh. Koninkl. Nederl. Akad. van Wetensch., Afd. Natuurk.*, 1. R., D. 20, No. 2.
- Vries, H. de, and Barendsen, G. W. (1954): The measurement of age by the carbon-14 technique. — *Nature* 174.
- Weidenbach, F. (1952): Gedanken zur Lößfrage. — *E. u. G.* 2. — (1953): Zeitliche Einordnung der jungpleistozänen Ablagerungen Mitteleuropas. — *INQUA IV*, 2. Bd.
- Weinberger, L. (1953): Über glazifluviatile Schotter bei Mauerkirchen und deren Löss. — *Geol. Bavar.* 19.
- Wetzel, R. (1954): Quartärforschung im Lonetal. — *E. u. G.* 4/5.
- Worldstedt, P. (1929): Das Eiszeitalter. 1. Aufl. — (1942): Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland und über die Stellung des Warthe-Stadiums in der norddeutschen Eiszeitgliederung. *Ber. Reichsamt f. Bodenforschung Jg.* 1942. — (1947): Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vereisung. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 99. — (1950, 1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 1. u. 2. Aufl. Stuttgart. — (1954a): Das Eiszeitalter. 2. Aufl. 1. Bd. Stuttgart. — (1954b): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. — *E. u. G.* 4/5. — (1956): Über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Lössen in ihr. — *E. u. G.* 7.
- Zagwijn, W. H. (1952): Pollenanalytische Untersuchung einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol. — *Geol. en Mijnbouw, Nw. ser.* Nr. 7, 14. Jg.
- Zeuner, F. E. (1938): Die Chronologie des Pleistozäns. — *Bull. Acad. Sci. Math. et Nat. B. Sci. Nat.* No. 4, Acad. Royale Serbe, Belgrad — (1952): *Dating the Past.* 3rd. ed. London. — (1954): Riss or Würm? — *E. u. G.* 4/5.
- Zott, L. F. (1939): Die Altsteinzeit in Niederschlesien. — (1941): Die Dunkle Kammer am Kartstein. — *Bonner Jahrb.* 146. — (1951): *Altsteinzeitkunde Mitteleuropas.* Stuttgart. — (1955): Das Paläolithikum in den Weinberghöhlen bei Mauern. — *Quartär Bibliothek Bd. 2* Bonn.
- Zott, L. F., und Vlček, W. (1939): Das Paläolithikum des unteren Waagtales. *Quartär* 2.