

Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten

Von HUGO GROSS, Bamberg

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung: Das Letzte Interglazial (Riß/Würm oder Warthe/Weichsel = Eem-Interglazial) ist pollenanalytisch und durch die marine Eem-Fauna, auf dem Lande durch die letzte *Antiquus*- und *Banatica*-Fauna gekennzeichnet und im Löß-Profil durch die Kremser Bodenbildung repräsentiert; es endete vor weit mehr als 53 000 Jahren. Für die Chronologie der Letzten Eiszeit (Würm, Weichsel), zu der das Warthe-Stadium nachweislich nicht gehört, stehen bisher etwas über 120 C¹⁴-Daten zur Verfügung; für ihre Gliederung bis zum Beginn des Spätglazials ist mit W. SOERGEL, C. TROLL, P. WOLDSTEDT, F. BRANDTNER und zahlreichen tschechoslowakischen Forschern die chronologische und paläoklimatische Auswertung vollständiger Löß-Profile im arideren und wärmeren südöstlichen Mitteleuropa entscheidend. Der Göttsweiger fossile Boden (der zweite von oben) ist im schwach humiden, subarktischen, im Optimum temperierten Göttsweiger Interstadial in der Zeit zwischen etwa 44 000 und 29 000 vor heute durch Verwitterung der oberen Schicht des jüngeren Lösses I entstanden. Dieses lange Interstadial trennt zwei Abschnitte der Letzten Eiszeit: das Altwürm mit bisher 3 Stadien und 2 Interstadialen und das Hauptwürm mit dem schwachen Paudorfer Interstadial in seiner Vorrückungsphase, dem Maximum der Letzten Vereisung (wohl um 20 000 vor heute) und mehreren ebenfalls kurzen Interstadialen (Bölling und Alleröd; andere sind noch unsicher) in seiner spätglazialen Phase; im Hauptwürm wurde bis zum Beginn des Spätglazials der jüngere Löß II gebildet und abgelagert. Das Eis des Hauptwürm-Maximums hat die Moränen des Altwürm-Maximums überfahren und im Periglazial von den Fluß-Terrassen des Altwürm (obere Niederterrasse) durch die Aufschotterung der Hauptwürm-Terrasse (untere Niederterrasse) nur stellenweise Reste (von manchen Geologen fälschlich „Jungriß“-Terrassen genannt) übrig gelassen. Archäologische Gesichtspunkte wurden für die relative Datierung möglichst gar nicht berücksichtigt. Das Ergebnis dieser Studie (in einer Tabelle und einer Kurve der mutmaßlichen Juli-Mitteltemperaturen zusammengefaßt) bestätigt die Richtigkeit der von P. WOLDSTEDT seit 1954 entwickelten Hypothese, daß Interstadiale die Vorrückungsphase Altwürm ebenso unterbrochen haben wie die spätwürmzeitliche Abschmelzphase.

Summary: The Last Interglacial (Riss/Würm or Warthe/Weichsel or Eem-Interglacial) is characterized by pollenanalytical findings, by the marine Eem fauna and on the continent by the last *Antiquus* and *Banatica* fauna, and within the loess sections represented by the Krems fossil soil; the Last Interglacial came to an end by far more than 53 000 years ago. The chronology of the Last Glaciation (Würm, Weichsel) from which the Warthe stadial demonstrably must be exempted, is based on somewhat more than 120 radiocarbon dates; for its subdivision (until the beginning of the Late-Glacial Period), in accordance with W. SOERGEL, C. TROLL, P. WOLDSTEDT, F. BRANDTNER and many Czech scholars, the chronologic and paleoclimatic evaluation of loess sections in the more arid and warmer region of southeastern Central Europe are decisive. The Göttsweig fossil soil (the second from above) was formed by the weathering of the upper stratum of Young Loess I during the Göttsweig Interstadial between c. 44 000 and 29 000 B. P., the weakly humid climate of which shifted from subarctic to temperate (in its Optimum). This long interstadial divides the Last Glaciation into two stages: Old Würm comprising (till now) three stadials and two interstadials, and Main Würm comprising the weak Paudorf Interstadial during the readvance, the Würm Maximum (possibly around 20 000 B. P.), and several short interstadials (Bölling and Alleröd, further sites uncertain) during the Late-Glacial Period; during the Main Würm glaciation (till the close of the Pleniglacial) the Young Loess II was formed and deposited. The inland-ice of the Main Würm Maximum overrode the moraines of the Old Würm Maximum and, in the periglacial region, left only locally remains (by some geologists falsely called "Jungriss" terraces) of the Old Würm river terraces (Upper Low Terrace) when raising the Main Würm terraces (Lower Low Terrace). For establishing the relative chronology, archaeological view-points have been left out of account almost completely. The result of this study (condensed in a table and a curve of medium July temperatures supposed) verifies the correctness of WOLDSTEDT's hypothesis (since 1954) conceiving interstadials to have interrupted the Old Würm Advance just as the Late Würm Deglaciation.

I. Einleitung

Die Lösung des Problems der Gliederung und Chronologie des Jung- oder Spätpleistozäns (im alten Sinne, d. h. Riß/Würm = Saale/Weichsel- oder Eem-Interglazial + Würm- oder Weichsel-Eiszeit) ist nicht nur für die Geologie, sondern ebenso für die Erforschung der Paläanthropologie, der Urgeschichte, der Floren- und Vegetations- sowie der Faunengeschichte, der Paläoklimatologie und der Entwicklungsgeschichte der Böden von allergrößter Bedeutung. Die Lösung dieses Problems ist trotz jahrzehntelanger Arbeit, die die Geomorphologie und die Stratigraphie in gleichem Maße berücksichtigte, auch einem Großen wie A. PENCK, dessen Geburtstag sich in diesem Jahre zum hundertsten Male jährt, nicht gelungen; dafür fehlten ihm die entscheidenden modernen Untersuchungsmethoden, vor allem die Radiokarbon-Methode, die erst ca. 4 Jahre nach seinem Tode eingeführt wurde, aber noch eine Reihe von Jahren zur Erprobung und Bewährung brauchte.

So herrschte bis vor kurzem überall in der Jungpleistozän-Geologie ein beklagenswerter Wirrwarr, der vor allem durch die verschiedene Auffassung vom Ablauf der Letzten Eiszeit bedingt war: nicht wenige prominente Quartärgeologen in Deutschland vertraten mit A. PENCK (seit 1922) die Hypothese einer einheitlichen, d. h. nicht durch bedeutende Interstadiale gegliederten Letzten Eiszeit; andere nahmen ihre Zweigliederung durch ein größeres Interstadial in zwei Stadiale an, wieder andere ihre Aufgliederung durch zwei größere Interstadiale in drei Stadiale mit oder ohne Überfahung der Moränen eines dieser Stadiale (vgl. H. GRAUL 1952 und C. RATHJENS, Jr., 1951 und 1955).

Verhindert wurde bis vor kurzem die Lösung unseres Problems durch die Überbetonung oder gar alleinige Anwendung der geomorphologischen Methode, die nur dann zum Ziele führen kann, wenn die Ausdehnung der Vereisungen mit dem Alter der Glaziale bzw. Stadiale abnimmt. Ein weiteres Hindernis war der Einfluß der Sonnenstrahlungskurve, das größte aber in neuester Zeit die von I. SCHAEFER (in H. GRAUL & I. SCHAEFER 1953, S. 5, 194) verbreitete, angeblich auf A. PENCK (1909) zurückgehende falsche Definition des Begriffs „Interstadial“ als „Zeit einer großen Gletscherschwankung, jedoch ohne Wiederbewaldung und damit zusammenhängende Bodenbildung“ (das ist aber eine Eisrand-Oszillation, die gar nicht immer klimatisch bedingt gewesen zu sein braucht). Eine Nachprüfung der von I. SCHAEFER (1953, S. 95, 96) angegebenen Stellen bei A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909, S. 21, 157 und 1164) ergab aber, daß A. PENCK weder direkt (wie I. SCHAEFER 1. c. S. 96, Fußnote 126, behauptet) noch indirekt den Begriff „Interstadial“ so definiert hat wie I. SCHAEFER¹⁾; A. PENCK (1. c. S. 1164, 1165) sagte: „Als Interstadialbildungen haben wir alle zwischen zwei Moränen gelagerten Schichten angesehen, welche nicht durch gewisse Merkmale (d. h. Fossilinhalt, der „ein dem heutigen ähnliches Klima verlangt“, vgl. S. 1156) als interglazial erwiesen werden“, und hat (1. c. S. 1165, 1167) manche aus Waldmooren entstandenen Schieferkohlen damals für interstadial gehalten, also auch Bewaldung und Bodenbildung in einem Interstadial angenommen, was für das Alleröd-Interstadial seit 1901 bekannt ist.

1) Vielleicht beruht die Definition von I. SCHAEFER auf der von A. PENCK (1909, S. 138, 157) gegebenen Begründung für die interstadiale Natur eines zwischen zwei Moränen liegenden Schotterlagers, das „weder von der liegenden noch von der hangenden Moräne durch Zwischenbildungen getrennt ist und sich völlig konform beiden einschaltet“; unter „Zwischenbildungen“ sind offenbar Verwitterungsrinden, also Böden zu verstehen. Aber in einem solchen Schotter (der NT) liegen die oft Holz führenden Wasserburger Schieferkohlen im würmeiszeitlichen Inn-Gletschergebiet (A. PENCK 1909, S. 131), und in einem nach A. PENCK (1909, S. 138) interstadialen Schotter unter einem Drumlin im gleichen Gebiet (bei Ostermünchen) fand A. MICHELER eine Torfschicht auf Seekreide (nach freundlicher briefl. Mitteilung von Dr. O. GANSS vom Bayer. Geolog. Landesamt). Von diesem Torf und den Wasserburger Schieferkohlen hat das C¹⁴-Laboratorium Groningen Proben zur Datierung erhalten.

Es kommt aber bei der Unterscheidung der Begriffe „Interstadial“ und „Interglazial“ in erster Linie darauf an, wie weit das Inlandeis des verflossenen Glazials bzw. Stadials in diesen Wärmezeiten abgeschmolzen war. Daher schlage ich folgende Definitionen vor: Ein Interglazial ist eine Warmzeit zwischen zwei Glazialen (Eiszeiten); eine zwischen zwei kaltzeitlichen Ablagerungen liegende fossilführende Bildung ist dann interglazial, wenn ihr Fossilinhalt auf ein genügend langdauerndes und genügend warmes Klima schließen läßt, welches das Inlandeis des verflossenen Glazials in den Alpen und in Skandinavien mindestens auf den heutigen Umfang abschmelzen lassen konnte. Ein Interstadial ist eine Warmzeit beliebiger Länge zwischen zwei Stadien (Eisvorstößen) der selben Eiszeit; eine zwischen zwei kaltzeitlichen Schichten liegende fossilführende Ablagerung ist dann interstadial, wenn aus ihrem für ein subarktisches bis kühlpemperiertes Klima sprechenden Fossilinhalt geschlossen werden muß, daß das Inlandeis des verflossenen Stadials vor allem in Nordeuropa noch nicht auf den heutigen Umfang zurückgeschmolzen war. Als das alpine Würm-Eis einige Zeit vor dem Beginn des Alleröd-Interstadials (etwa zwischen 11 000 und 10 000 v. Chr.), das in Mitteleuropa im Optimum kühlpemperiert war, geschwunden war (H. GAMS 1950, 1952, W. H. ZAGWIJN 1952, J. BECKER 1952), lag der Südrand des fennoskandinavischen Inlandeises noch in Südschweden und Nordostland (E. H. DE GEER 1954, Fig. 1). Auf die Länge kommt es bei einem Interstadial nicht an: A. PENCK (1909, S. 342) schätzte die Länge seiner später von ihm aufgegebenen Achenschwankung auf einige Jahrzehntausende!

Wo in einem periglazialen Land wie Holland mit einem auch in einer Eiszeit sicher etwas maritim getönten Klima und einem größtenteils aus losen und feinkörnigen Ablagerungen (Sand und Löß) bestehenden Würmglazial (C. H. EDELMAN & G. C. MAARLEVELD 1958) die Bildung von überwiegend organogenen Schichten (Torf und Gytta) nur in milderen Klimaperioden ohne Kryoturbation (die in Holland bekanntlich noch in der jüngeren Dryaszeit wirksam war) oder äolische Erosion möglich war, konnten ihnen gelegentlich durch fluviatile oder niveo-fluviatile Erosion sowohl aus aufgearbeiteten älteren stadialen Bildungen Reste der *Dryas*-Flora, aber auch aus aufgearbeiteten Eem-Schichten Reste thermophiler Arten beigemischt werden, so daß ihre Erkennung als Interstadialbildungen bisweilen erschwert sein kann. Es ist aber auch möglich, daß in einem solchen Gebiet in besonders kühlen Oszillationen eines sehr langen Interstadials Relikte bzw. Vorposten der glazialen *Dryas*-Flora neben mehr Wärme verlangenden Arten leben konnten wie etwa heute an der NW-Küste von Irland.

Es ist ferner zu beachten, daß ein Stadial den Wald so weit fortgedrängt haben kann, daß im darauf folgenden Interstadial zunächst fossilführende Ablagerungen mit sehr hohen Werten von Nichtbaumpollen (zu dem auch der Pollen von *Betula nana* gehört!) gebildet wurden.

Unvollständige Interglazialbildungen mit einem für ein subarktisches Klima sprechenden Fossilinhalt werden sich von unvollständigen Interstadialbildungen der Letzten Eiszeit nur mit Hilfe der Radiokarbon-Methode unterscheiden lassen.

Der Ablauf des Jungpleistozäns mit seinem Wechsel von Warm- und Kaltzeiten ist in vier Arten von Ablagerungen aus dieser Zeit registriert: 1. in den oberen Schichten von Tiefsee-Sedimenten aus der Tropenzone (C. EMILIANI 1955), 2. in der Ausfüllung bis über 300 m tiefer pleistozäner Seen im bayerischen Alpenvorland (Herm. REICH 1955), 3. im jüngeren und oberen älteren Löß im arideren südöstlichen Mitteleuropa (W. SOERTEL 1919, 1925, F. BRANDTNER 1950-1956, Fr. PROŠEK & V. LOŽEK 1954) und 4. in den Schichtenfolgen vieler Höhlen (R. LAIS 1941, L. F. ZOTZ 1951, 1955).

Da eine genaue Durchdatierung langer kalkiger Tiefsee-Bohrkerne noch nicht möglich ist, können die Paläotemperatur-Kurven, wie sie C. EMILIANI (vergl. H. GROSS 1957) mit Hilfe der O¹⁸-Analyse ermittelt hat, noch nicht als zuverlässig angesehen werden; das geht auch aus der Arbeit von Hl. DE VRIES (1957) sogar für die Würm-Eiszeit hervor.

Die jungdiluviale Ausfüllung der pleistozänen tiefen Seebecken im nördlichen Alpenvorland besteht aus Seekreide bzw. kalkigem Seeton mit Einschaltung von Schotter- und Grundmoränenbänken. Pollenanalytisch erfaßbar sind aber diese interglazialen und interstadialen Seetone nach dem Austrocknen anscheinend nur dann, wenn ihr Gehalt an organogener Gytta beträchtlich ist; rein kalkige Seetone sind in ausgetrocknetem Zustand berüchtigt durch ihre Fossilleere, die sehr wahrscheinlich sekundär ist. Vielleicht ist es möglich, pollenanalytisch zum Ziele zu kommen, wenn von solchen Seetonen schon bei der Bohrung Proben für die Pollenanalyse abgenommen und feucht konserviert werden. Eine Tiefbohrung im nördlichen Chiemsee-Gebiet bei Hinzling, die in 165,80 m Teufe das Tertiär erreichte, stellte über 10 m Reiß-Moräne (?) 48,30 m Seeton aus dem Reiß/Würm-Interglazial, dann 15,80 m Schotter, darüber 22,7 m grauen Seeton (in ca. 86 m Teufe mit kantengerundeten Steinen aus Eisdrift nach Dr. O. GANSS), dann 5 m Moräne (?), 12 m grauen, oben schotterführenden Seeton, dann 37 m Schotter, 2,3 m Seeton und 12,70 m (obere) Würm-Moräne fest (nach einem von Dr. O. GANSS vom Bayer. Geolog. Landesamt freundlichst zur Verfügung gestellten Bericht). Leider konnte die pollenanalytische Untersuchung dieses sehr interessanten Profils noch nicht fertiggestellt werden.

Es bleibt daher vorläufig an erster Stelle nur die paläoklimatische und chronologische Auswertung von geeigneten Lößprofilen übrig, d. h. von Lößprofilen, in denen die fossilen Böden nicht zu stark durch Solifluktion bzw. Abspülung denudiert sind. Solche Profile sind im wärmeren und arideren südöstlichen Mitteleuropa zu finden und daher schon von W. SOERTEL (1919) für seinen ersten Versuch einer Gliederung des Jungpleistozäns benutzt worden. Diese Arbeit von W. SOERTEL ist von R. LAIS (1951) und entscheidend von F. BRANDTNER (1950-1956), der in Österreich über 100 Lößprofile vorbildlich sorgfältig untersucht hat, und von tschechischen Forschern (z. B. Fr. PROŠEK & V. LOŽEK 1954, R. MUSIL & K. VALOCH 1955, R. MUSIL, K. VALOCH & Vl. NEČESANÝ 1954) weitergeführt worden, die auf diese Weise eine relative Chronologie des Jungpleistozäns schufen. Die Datierung der Löß-Stockwerke, insbesondere der in etwas wärmeren und feuchteren Perioden ohne Lößbildung und -ablagerung erzeugten fossilen Böden, wurde durch die C^{14} -Bestimmung von Holzkohle-Proben aus dem jüngeren Löß überwiegend in Groningen ausgeführt; diese Proben wurden teils durch F. BRANDTNER, teils durch H. SCHWABEDISSEN vermittelt. Die auf diese Weise im südöstlichen Mitteleuropa ermittelte Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns gilt natürlich allgemein, auch da, wo in humideren Gebieten die Löß-Stratigraphie erheblich weniger klar ist.

Auf Grund der Lößchronologie können nun auch andere fossilführende Ablagerungen und Kulturschichten, soweit sie in der Reichweite der C^{14} -Methode liegen (in Groningen ca. 53 000, neuerdings nach Hl. DE VRIES 1958 ca. 70 000 Jahre, wenn mindestens 500 g Kohlenstoff zur Verfügung stehen) in die Zeittafel des Jungpleistozäns eingestuft werden. Eine größere Anzahl würmeiszeitlicher C^{14} -Daten enthalten die Veröffentlichungen von Hl. DE VRIES, G. W. BARENDSEN & H. T. WATERBOLK (1958), Hl. DE VRIES (1958), Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK (1958), G. W. BARENDSEN, E. S. DEEVEY & L. J. GRALIENSKI (1957) und Hl. DE VRIES & H. TAUBER (1958). Sie reichen zwar noch nicht für eine sehr detaillierte Darstellung des Ablaufs der Letzten Eiszeit in Mittel- und Nordwest-Europa aus (vor allem fehlt noch eine Datierung der ältesten Interstadiale mit Hilfe der 70 000 Jahre erfassenden Apparatur in Groningen, und von manchen jüngeren Interstadialen fehlt noch die Datierung ihres Beginns), aber sie haben bereits eine einwandfreie Lösung der Gliederung und Chronologie der Letzten Eiszeit zunächst in großen Zügen ermöglicht und zeigen, an welchen Stellen noch durch weitere Proben Lücken zu schließen sind. Die Hauptschwierigkeit ist dabei die Beschaffung wirklich einwandfreier sehr alter Proben, d. h. solcher Proben, deren ursprünglich außerordentlich kleiner C^{14} -Gehalt nicht durch sekundäre Einflüsse (Grundwasser, Sickerwasser, Regen oder fließendes Wasser)

verändert ist, was am wenigsten bei Holz und Holzkohle (Knochen und Geweih unverkohlt kommen nicht in Betracht) der Fall ist, aus denen man außerdem etwaige infiltrierte jüngere Humusstoffe durch Natronlauge entfernen kann, wenn die Proben groß genug sind. Es ist also bei der Probenentnahme die Mächtigkeit und petrologische Beschaffenheit der Schichten im Hangenden der Fundschicht zu beachten und dem C¹⁴-Laboratorium anzugeben. Eine ganze Anzahl solcher Proben hat der Verf. zur C¹⁴-Datierung (teils in Groningen, teils in Heidelberg) selbst beschafft bzw. vermittelt; ihre Datierung ist im Gange.

Wichtige Archive für die Erforschung des Ablaufes des Jungpleistozäns, vor allem der Letzten Eiszeit, sind, worauf auch W. SOERGEL (1919) schon hingewiesen hat, ferner die Höhlen, die von paläolithischen Menschen bewohnt waren. Die granulometrische Analyse der Höhlensedimente nach R. LAIS (1941), ihre paläofaunistische und paläofloristische sowie archäologische Untersuchung ist von größter Bedeutung für die Lösung unseres Problems, wie die mustergültigen Monographien des Drachenlochs bei St. Gallen (E. BÄCHLER 1921), der Weinberghöhlen bei Mauern (L. F. ZOTZ & Mitarb. 1955), der Istállóskő-Höhle in Ungarn (L. VÉRTES & Mitarb. 1955) und der Salzofenhöhle in den österreichischen Nordalpen (E. SCHMID 1957; K. EHRENBERG 1957) bewiesen haben, aus denen auch sehr sorgfältig entnommene Holzkohleproben für die C¹⁴-Datierung zur Verfügung gestellt wurden.

Auf Grund der Löß- und Höhlenstratigraphie, der fossilführenden Schichten, der pollenanalytisch erfaßbaren Sedimentationen und der bisher vorliegenden etwas über 120 C¹⁴-Daten soll im Folgenden in Ergänzung und Berichtigung meiner vorläufigen Mitteilung (H. GROSS 1956) über das bisherige Ergebnis der Versuche, das Problem der Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns zu lösen, berichtet werden. Daß die Lösung in großen Zügen als gelungen angesehen werden muß, verdanken wir in erster Linie W. SOERGEL, R. LAIS, F. BRANDTNER und Hl. DE VRIES. Die C¹⁴-Daten sind Jahre vor heute; eckige Klammern [] bezeichnen solche, die offenbar von nicht einwandfreien Proben stammen.

II. Das letzte Interglazial (Riß/Würm = Saale/Weichsel = Eem)

Es ist bekanntlich gekennzeichnet durch die letzte *Antiquus*- und *Banatica*-Fauna in festländischen und durch die Eem-Fauna in marinen Ablagerungen. Diese Faunen beweisen ebenso wie der sterile Lehm unter der Frostbruchschicht mit „kaltem“ Moustérien in den Höhlen und der mächtige braunrote bis fast ziegelrote fossile Kremser Boden im Lößprofil des südöstlichen Mitteleuropa und der oberste „argile (limon) rouge“ in Nordfrankreich für das Optimum dieses Interglazials ein Klima, das noch etwas wärmer als das der kulminierenden Wärmezeit des Postglazials war; die Inlandeisreste aus der Riß-Vereisung müssen also noch kleiner gewesen sein als die heutigen Reste der Letzten Vereisung.

Nach P. WOLDSTEDT (1954a, Abb. 1 und S. 36) erstreckte sich im Eidergebiet in Schleswig-Holstein eine Bucht des Eem-Meeres von Westen her bis nahe an die Grenze der Weichsel-Vereisung und durchbrach dabei Endmoränen des Warthe-Stadiums, deren westlichste am Boden der Nordsee O. PRATJE (in Z. deutsch. geol. Ges. **103**, 1951, Karte auf S. 77) angegeben hat. Das Warthestadium ist also einwandfrei älter als das Eem-Interglazial und stellt das letzte Stadial der Riß-(Saale-)Vereisung dar, wie es P. WOLDSTEDT in den letzten Jahren immer wieder betont hat.

Von größter Bedeutung ist die Nachuntersuchung des allgemein dem Letzten Interglazial zugewiesenen Travertin-Profiles von Ehringsdorf bei Weimar durch G. BEHM-BLANCKE und seine Mitarbeiter (1958). Das Liegende des Unteren Travertins hatte W. SOERGEL (1927) in seine Eiszeit Praewürm gestellt (die er später als Riß III bezeich-

nete), den Unteren Travertin in das Interglazial Praewürm/Würm I, da er den „Pariser“ zwischen dem Unteren und dem Oberen Travertin für eine periglaziale Bildung seines ersten Hauptvorstoßes der Würm-Vereisung (Würm I = Warthe) hielt; den Oberen Travertin stellte er in seine Würm-Hauptschwankung (Würm I/II) wie den Göttweiger fossilen Boden (W. SOERGEL 1919) und den Löß im Hangenden in den zweiten Hauptvorstoß der Würm-Vereisung. Nun haben auch für den Oberen Travertin G. BEHM-BLANCKE (1958) *Elephas antiquus*, *Rhinoceros mercki* und *Rh. hemitoechus*, K. MÄGDE-FRAU (1956) und W. VENT (1955) *Vitis silvestris*, *Syringa thuringiaca* und Elemente des Eichenmischwaldes festgestellt; der Obere Travertin ist also nicht würm-interstadial, wie W. SOERGEL meinte, sondern stammt aus dem Optimum des selben Interglazials wie der Untere Travertin. Der „Pariser“, den schon A. PENCK (1938) für eine Mure gehalten hat und der (nach einer briefl. Mitteilung von Dr. V. LOŽEK, Prag) nicht durch das ganze Profil hindurch geht, ist nach E. W. GUENTHER (in G. BEHM-BLANCKE 1958) eine Hangabschwemmung mit Lößbeimischung und sehr spärlichen Spuren einer glazialen Fauna. Stärkere Hangabspülung hat im Oberen Travertin den Pseudopariser und überhaupt zunehmende minerogene Beimischung als Folge einer Zunahme der Humidität infolge der sich steigernden Abkühlung im Schlußabschnitt des Letzten Interglazials erzeugt, wofür auch die sehr verbreitete Moorbildung und Versumpfung in Mitteleuropa spricht (H. REICH 1953). Im Übergang zur Würm-Eiszeit kommt es im Voralpenraum schließlich zu einer Wechsellagerung von letztinterglazialen Schieferkohlenflözen und minerogenen Schichten (W. LÜDI 1953, H. REICH 1953).

Zwischen dem oberen und unteren Travertin des Letzten Interglazials in Untertürkheim bei Stuttgart (F. BERCKHEMER 1935, 1955, A. PENCK 1938, W. SOERGEL 1940) liegt eine bis 35 cm mächtige mit gerundeten kleinen Travertinbrocken gemischte Zwischenlage mit Steppennagerschicht, die außer Pferdespringer und Wildpferd aber auch Ren, Wollnashorn, Mammut und sogar Edelhirsch und Biber enthielt; F. BERCKHEMER weist diese Schicht einer kühlen Steppenzeit zu, die die Waldzeit des Letzten Interglazials unterbrochen haben soll. Ob diese Zwischenlage dem „Pariser“ oder dem Pseudopariser von Ehringsdorf entspricht, ist noch nicht entschieden.

Auf eine kurze Unterbrechung des Letzten Interglazials (im zweiten Drittel) durch eine kalte Steppenzeit führen in Mähren R. MUSIL & K. VALOCH (1955), R. MUSIL, K. VALOCH & V. NEČESANÝ (1955), F. BRANDTNER (1956, S. 137, 138) und K. VALOCH & F. BORDES (1957) im Kremser fossilen Boden die Einschaltung einer bis 1 m mächtigen Lössschicht zurück, die sie mit dem „Pariser“ von Ehringsdorf und der subarktischen Schicht in den jütländischen Herning-Profilen parallelisieren und in eine kurze Prae-Würm-Kälteschwankung stellen.

Da nach K. VALOCH (briefl. Mitteil. vom 31. 5. 58) bei Brünn in dem mächtigen fossilen Boden im Liegenden des Prae-Würm-Lösses Früchte der mediterranen *Celtis* sp. gefunden worden sind, die bisher sonst noch nirgends in Mitteleuropa für das Letzte Interglazial nachgewiesen werden konnten und in Ungarn nach P. WOLDSTEDT (1958, S. 251, 254) nur für ältere Interglazialablagerungen bis zum Mindel/Riß-Interglazial angegeben worden sind, könnte dieser untere fossile Boden vielleicht doch aus dem vorhergehenden Interglazial stammen.

Der Name Praewürm ist aber schon von W. SOERGEL (1927) für die Kaltzeit gebraucht worden, die der Bildung des Unteren Travertins von Ehringsdorf unmittelbar vorausging und von ihm 1937 Riß III genannt wurde. Die subarktische Schicht im Herning-Profil ist aber eine periglaziale Altwürm-Bildung.

Die letztinterglazialen Pollendiagramme lassen keine Unterbrechung der interglazialen Waldzeit durch eine kalte Steppenphase erkennen.

Von manchen Autoren ist mit der Schichtenfolge des Ehringsdorfer Travertin-Profiles das sogen. Herning-Profil (P. WOLDSTEDT 1929, S. 183) jütländischer Moore verglichen

worden, die K. JESSEN & V. MILTHERS (1928) in das Letzte Interglazial gestellt haben. Eine Nachprüfung mit modernen pollenanalytischen Methoden im Moor beim Brörup-Hotel außerhalb des Gebiets der Letzten Vereisung durch S. T. ANDERSEN (1957) ergab, daß die zweite Wärmezeit (Pollenzonen I+m+n) ein Würm-Interstadial mit temperiertem Waldsteppenklima und nur die erste Wärmezeit das Eem-Interglazial ist, aus dem durch Umlagerung Material in die interstadialen Schichten gelangt ist.

Entgegen der Vermutung von H. GAMS (*Eclogae geol. Helvet.* 28, 1935, Tafel III) gehört nach dem Pollendiagramm von F. FLORSCHÜTZ der untere Torf des Profils von Hengelo Sluisput in Overijssel nicht in die Zonen k bis n des Herning-Profils, sondern in den Endabschnitt des Eem-Interglazials. Die umstrittene Schicht von Zwartewater bei Zwolle, die I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ (1953 S. 20 und Tafel XX) mit der Skaerumhede-Serie zu parallelisieren geneigt sind, ist doch wohl eher umgelagertes Eem-Material, (vgl. auch T. VAN DER HAMMEN 1952), ebenso der obere Torf von Hengelo-Sluisput mit den hohen *Alnus*-Werten.

Für die oberste Schicht von Eem-Bildungen ist in Holland (Amersfoort) und Schleswig-Holstein (Loopstedt) durch mehrere Messungen ein Alter von mehr als 53 000 Jahren ermittelt worden (Hl. DE VRIES 1958); ob in Groningen mit der neuen 70 000 Jahre erfassenden Apparatur die Datierung einer Probe aus dem Ende des Eem-Interglazials gelungen ist, hat das dortige C¹⁴-Laboratorium noch nicht mitgeteilt.

Die C¹⁴-Bestimmungen einer Holzprobe (in Groningen) aus dem Oberflöz der nach der pollenanalytischen Untersuchung von H. REICH (1953) zweifellos im Riß/Würm-Interglazial gebildeten Schieferkohle von Großweil ergab ebenfalls ein Alter von mehr als 50 000 Jahren. Da in diesem Oberflöz genügend Holz zur Verfügung steht, dessen C¹⁴-Gehalt offenbar nicht sekundär verändert ist, wie oft in Eem-Torfen, könnte vielleicht mit der neuen Groninger Apparatur, die für Altersbestimmungen von 53 000 bis 70 000 Jahren mindestens je 500 g Kohlenstoff braucht, das Großweiler Oberflöz und damit der Übergang vom Riß/Würm-Interglazial zur Würmeiszeit datiert werden oder wenigstens festgestellt werden, ob er älter als 70 000 Jahre ist.

Ferner steht für das Letzte Interglazial noch die Beantwortung der Frage aus, wie ein vorübergehender auffallender Wechsel in der Schichtenbildung (Pariser, Pseudopariser, Steppennagerschicht im Travertin von Untertürkheim, Höhlenbärenschicht im Höhlenprofil von Fontéchevade; vgl. W. SOERGEL 1940 bzw. G. HENRI-MARTIN 1957) zu erklären ist.

III. Gliederung und Chronologie der Letzten Eiszeit

1. Geschichtliches und Überblick

An dem in den letzten Jahren immer größer gewordenen Wirrwarr auf dem Gebiet der Jungpleistozän-Geologie ist in erheblichem Maße W. SOERGEL selbst schuld. Seine ungeschickte Parallelisierung seiner Jungpleistozän-Gliederung mit derjenigen von A. PENCK (siehe unten) und seine Identifizierung seines ersten Hauptvorstoßes der Würm-Vereisung mit dem Warthe-Stadial hatte in neuester Zeit die Einführung des unmöglichen Begriffs „Jungriß“ zur Folge. Seine Nebeneinanderstellung des Letzten Interglazials von A. PENCK und seiner (SOERGELS) Hauptschwankung der Würm-Vereisung hat viele süddeutsche Geologen dazu verleitet, diese Hauptschwankung, in der nach W. SOERGEL (1919) der Göttweiger fossile Boden gebildet worden ist, für das Letzte Interglazial zu halten. Seine „Vollgliederung“ des Pleistozäns, worin W. SOERGEL (1925) nur Eiszeiten und Zwischeneiszeiten miteinander abwechseln ließ, hatte die unmögliche Gliederung in letzte, vorletzte usw. Kaltzeit und in letzte, vorletzte usw. Warmzeit zur Folge. Die letzte Kaltzeit soll die Würm-Eiszeit nach der Bildung des Göttweiger fossilen Bodens sein; warum nicht das Salpausselkä-Stadium (=Schlußvereisung der Alpen = jüngere Tun-

drenzeit)? Die letzte Warmzeit soll die Bildungszeit des Göttweiger fossilen Bodens sein, der letztinterglazial sein soll, ohne daß einer dieser Autoren auch nur den geringsten Versuch gemacht hätte, die interglaziale Natur dieses fossilen Bodens zu beweisen; warum soll die letzte Warmzeit nicht das Alleröd-Interstadial sein?

Wir müssen von der Parallelisierung der Jungpleistozän-Gliederung von A. PENCK (1909) und W. SOERGEL (1919) ausgehen, wie sie W. SOERGEL (1919) selbst vorgenommen hat (hinzugefügt habe ich die Namen der Lößstockwerke nach W. SOERGEL und einige abgerundete C¹⁴-Daten):

A. PENCK (1909)	W. SOERGEL (1919)	Löß-Stockwerke nach W. SOERGEL	C ¹⁴ -Daten (Jahre vor heute)
Bühl-Vorstöß	Bühl-Vorstöß	Jüngster Löß	
Achenschwankung	Achenschwankung		
Stand im inneren Jungendmoränenkranz			
Rückzug	Oszillierender	Jüngerer Löß II	
Vorstöß in den 2. Maximalstand (=2.Gürtel der äußeren Jungendmoränen?)	2. Hauptvorstöß		
Laufen-Schwankung 1. Maximalstand (äußerer Jungendmoränenkranz)			
Letztes Interglazial	Hauptschwankung	Göttweiger fossiler Boden	ca. 29 000
Ende vor mehr als 53 000 Jahren nach C ¹⁴ -Bestimmung des Oberflözes von Großweil	1. Hauptvorstöß = Größte Vergletschung	Jüngerer Löß I	ca. 44 000 (oder 42000)
	Letztes Interglazial	Verwitterungsrinde d. Älteren Lösses	> 53 000
	Riß-Vereisung	Älterer Löß	

W. SOERGEL ging von der bereits bekannten, nur in manchen humiden Gebieten vielfach schwer oder nicht durchführbaren Unterscheidung von zwei Lößgruppen aus, dem Älteren und dem Jüngeren Löß. Der stark verhärtete dichte graubraune Ältere Löß mit auffallend großen Lößkindeln und mit meist mächtigerer dunkelrotbrauner bis fast ziegelroter, daher interglazialer Verwitterungsrinde, stets nur außerhalb der Endmoränen der Riß-(Saale-)Vereisung zu finden, ist nach W. SOERGEL (1919, S. 113) riß-(saale-)eiszeitlich und „der Angelpunkt der Lößgliederung und der Parallelisierung des norddeutschen und alpinen Glazialdiluviums.“ Die Verwitterungsrinde des Älteren Lösses ist im südöstlichen Mitteleuropa als Kremser Bodenbildung, in Nordfrankreich als „argile (limon) rouge“ bekannt, beide auf Grund stratigraphischer, pedologischer und paläontologischer Befunde im Riß(Saale)/Würm(Weichsel-)Interglazial gebildet, das danach bestimmt wärmer als die postglaziale Wärmezeit war (F. BRANDTNER 1950-1956; F. E. ZEUNER 1952, 1954). Für die jüngere Lößformation nahm W. SOERGEL (1919, S. 110) eine Zweiteilung durch eine weniger intensive, daher interstadiale Verwitterungsrinde (die Göttweiger Bodenbildung) in einen unteren Jüngerer Löß I und einen oberen Jüngerer Löß II an. Letzterer weist im südöstlichen Mitteleuropa oft noch einen schwächer verwitterten interstadialen fossilen Boden auf, die Paudorfer Bodenbildung. Der Würm-Löß hat also

in diesem Gebiet 2 interstadiale Böden. Diese Gliederung ist abgeschwächt noch in Nordfrankreich (F. E. ZEUNER 1952) und wieder deutlicher in Belgien festgestellt worden, wo nach R. TAVERNIER (1954, 1957) die beiden fossilen Böden im Jüngeren Löß auf Bewaldung der Gegend, also auf richtige Interstadiale hinweisen.

Jede Lößtette ist das Produkt eines Stadials, das auch eine Moräne und eine Fluß-Schotterterrasse gebildet hat, der Jüngere Löß I nach W. SOERGEL (1919) das Produkt seines 1. Hauptvorstoßes, der Jüngere Löß II das Produkt des 2. Hauptvorstoßes der Letzten Vereisung. W. SOERGEL hat nun den Fehler gemacht, seinen 1. Hauptvorstoß für den stärkeren zu halten; daher wies er ihm außerhalb des Brandenburger Stadiums in Norddeutschland und außerhalb der äußersten Jungendmoräne in Süddeutschland und in der Schweiz (beides Maxima seines 2. Hauptvorstoßes) liegende Moränen zu, die nach ihrem Verwitterungsgrad zwischen den Moränen des 2. Hauptvorstoßes und der älteren Saale-(Riß-)Vereisung stehen; das sind nach W. SOERGEL in der Schweiz und Südwestdeutschland die Moränen der „größten Vergletscherung“, in Nord- und Mitteldeutschland die Moränen, die später dem Warthe-Stadium zugeschrieben wurden. In Polen ist L. KOZŁOWSKI (1924) W. SOERGEL gefolgt. Die „größte Vergletscherung“ der Schweiz ist aber die Riß-Vereisung, und im Norden ist ihr letztes Stadal das Warthe-Stadium. Der 1. Hauptvorstoß (Würm I vieler Autoren) der letzten Vereisung ist also nicht Warthe, seine äußersten Endmoränen im Norden und Süden müssen also innerhalb des Maximalstandes des Würm-(Weichsel-)Eises liegen, d. h. vom Inlandeis des zweiten Hauptvorstoßes überfahren sein. Die natürlich sehr schwer, wenn überhaupt, feststellbare Lage der überfahrenen äußersten Endmoränen des ersten Hauptvorstoßes ist noch unbekannt, in Norddeutschland nach neuerer Ansicht von P. WOLDSTEDT (1958) sehr wahrscheinlich nicht die sogen. Stettiner Endmoräne. Die Fluß-Schotterterrasse des ersten Hauptvorstoßes aber ist stellenweise noch erhalten geblieben, z. B. in Oberösterreich im Gebiet des Salzachgletschers (L. WEINBERGER 1955, E. EBERS & L. WEINBERGER 1954), in Niederösterreich (H. FISCHER 1957) und in Südwestdeutschland die „Jungriß-Terrasse“ von F. WEIDENBACH (1955) und J. BÜDEL (1953), also eine höhere Niederterrasse. Diese ist meistens durch den erheblich stärkeren zweiten Hauptvorstoß offenbar „verwischt“ worden, wobei stellenweise (z. B. im Wiener Raum) tektonische Einflüsse mitbeteiligt sein dürften. Nach A. STEEGER (Geol. Jahrb. 69, 1955, S. 387, Fußnote) hat W. AHRENS (1930) „darauf hingewiesen, daß eine morphologisch einheitliche Terrasse nicht ohne weiteres genetisch einheitlich zu sein braucht, und daß übereinstimmende Höhenlage kein Beweis für die Gleichalterigkeit sei; denn es bestehe die Möglichkeit, daß eine Terrasse teilweise ausgeräumt und durch eine jüngere bis zu derselben Höhenlage wieder aufgeschottert sei“. Der Löß, der auf dieser höheren Niederterrasse liegen kann, stammt vom zweiten Hauptvorstoß und weist daher keine Göttweiger Bodenbildung auf wie auf der rißeiszeitlichen Hoch- oder Mittelterrasse. Wenn eine Verwitterungsrinde auf dieser lößbedeckten Niederterrasse fehlt, dürfte sie, weil sie auf Schotter im interstadialen Klima nur schwach gewesen sein dürfte, vor der Lößbedeckung denudiert worden sein.

Für den vom ersten Hauptvorstoß gebildeten Jüngeren Löß I in Senftenberg bei Krems a. d. Donau (N.-Ö.) liegt das C¹⁴-Datum Gro-1217 : 48300 ± 2000 Jahre und für das „kalte“ Moustérien, das mehrfach im Jüngeren Löß I gefunden worden ist (H. SCHWABEDISSEN 1956), in Lebenstedt bei Braunschweig (unter Solifluktionserde), von A. TODE (1953) untersucht, zufällig das gleiche C¹⁴-Datum vor (Gro-1219, Hl. DE VRIES 1958). Der erste Hauptvorstoß (Würm I) der Letzten Vereisung nach W. SOERGEL (1919) ist also jünger als das Letzte Interglazial, folglich nicht Warthe und daher auch nicht „Jungriß“. Die Antwort auf die von F. E. ZEUNER (1954) gestellte Frage „Riss or Würm?“ (vgl. auch K. J. NARR 1953) muß also lauten: Würm! Dieser erste Vorstoß der Letzten Ver-

eisung ist ihre von P. WOLDSTEDT schon 1929 so genannte Vorstoßphase, für die der Name *Altwürm* vorgeschlagen worden ist; es ist das *WI* der meisten Prähistoriker seit ca. 1930 und vieler Geologen, von W. SOERGEL und F. E. ZEUNER fälschlich für *Warthe* gehalten.

Dann ist die Bildungszeit des Göttweiger fossilen Bodens, die „letzte Warmzeit“ süddeutscher Quartärgeologen, nicht, wie sie wegen der Mächtigkeit dieses fossilen Bodens behaupten, das *Riß/Würm-Interglazial*, sondern nach den pedologischen, paläofaunistischen und paläofloristischen Befunden (H. GROSS 1956) eine interstadiale Wärmeschwankung der Letzten Eiszeit (*Würm*, *Weichsel*). Die Länge dieses Interstadials kann auf Grund eines Vergleichs der Mächtigkeit des Göttweiger fossilen Bodens mit der Mächtigkeit des rezenten Bodens im gleichen Gebiet auf ca. 15000 Jahre geschätzt werden (H. GROSS 1956), was auch durch C^{14} -Daten zunächst wenigstens annähernd bestätigt wird (siehe unten). Das Göttweiger Interstadial ist also eine so bedeutende Zäsur in der Letzten Eiszeit, daß ihre Zweiteilung in die Vorstoßphase *Altwürm Wv* (= 1. Hauptvorstoß = *WI* von W. SOERGEL) und *Hauptwürm Wh* (bis zum Ende des Spätglazials) = 2. Hauptvorstoß nach W. SOERGEL 1919 = *WII + III* vieler Autoren gerechtfertigt ist.

Da *Hauptwürm* erheblich stärker als *Altwürm* war, kann man Löss nicht mit Hilfe der Terrassen datieren, sondern nur umgekehrt; aus dem gleichen Grunde hat beim Versuch einer Lösung der Gliederung der Würmeiszeit die geomorphologische Methode versagt.

A. PENCK (1909, S. 112, 634, 713-716, 1159-1161) hat bekanntlich den Löß für interglazial gehalten und die Bildung und Ablagerung des jüngeren Lösses in eine Steppenphase am Schluß des *Riß/Würm-Interglazials* gestellt (diese Phase ist aber nach unseren heutigen Kenntnissen eine kühl-humide Wald- und Moorzeit!) und angenommen, daß sie sich noch in den Anfangsabschnitt der Würmeiszeit erstreckt habe, den er *Prae-Würm* genannt hat (dieses *Prae-Würm* ist also etwas anderes als das *Praewürm* von W. SOERGEL; der Ausdruck „*Prae-Würm*“ sollte daher nicht mehr in der Quartärgeologie gebraucht werden). A. PENCK (1. c., S. 112) ist es daher auch nicht gelungen, mit Hilfe der ihm wohlbekannten „*Leimenzonen*“ (d. h. der fossilen Böden im Löß) eine Lößchronologie aufzustellen.

2. Die erste Vorrückungsphase: *Altwürm (Wv)*

Daß diese Vorstoßphase der Würmeiszeit für die Anhäufung der ungeheuren Inlandeismassen im Widerspruch zur Sonnenstrahlungskurve Jahrzehntausende gebraucht haben muß, haben nur sehr wenige Quartärgeologen bedacht. Bei ihrer Länge war ihre Unterbrechung durch Interstadiale a priori zu erwarten (P. WOLDSTEDT 1954, Abb. 4, 1956, S. 82, Abb. 1).

Sehr wahrscheinlich in den Übergang vom *Eem-Interglazial* zum ersten *Altwürm-Stage* *Wv1* ist entgegen meiner 1956 mit Vorbehalt geäußerten Vermutung das „*Weichsel-Frühglazial*“ bei Lüneburg von R. HALLIK (1952) zu stellen.

Das älteste *Altwürm-Interstadial (Wv1/2)* wird durch den Holz führenden Torf von *Amersfoort XII* in Holland repräsentiert; es liegt mehr als 53 000 Jahre zurück, ist aber nach dem pollenanalytischen Befund jünger als das *Eem-Interglazial* dort (*Gro-1248*, 1252, 1257, 1268 nach Hl. DE VRIES 1958). Im Profil von *Hengelo Sluisput* ist das Hangende der ungestörten *Eem-Ablagerungen* Sand mit glazialer Fauna (*Altwürm-Stage Wv1*).

Das zweite *Altwürm-Interstadial (Wv2/3)* ist das *Brörup-Loopstedter Interstadial*, das die zweite Würmeiszeit (Pollenzonen *l+m+n* von K. JESSEN) im jütländischen *Herning-Profil* ist. Für das Interstadial im Moor beim *Brörup-Hotel* in Jütland wurden in *Kopenhagen* zuerst C^{14} -Daten ermittelt, die für die Parallelisierung mit dem Göttweiger

Interstadial sprachen; die Nachprüfung in Groningen ergab aber, daß die Proben wegen ihrer geringen Tiefenlage durch jüngere organische Stoffe verunreinigt waren und älter als 53000 Jahre sind! (Das inzwischen ermittelte C^{14} -Datum 48000 (Hl. DE VRIES 1958) ist wohl etwas zu jung, da das Interstadial von Loopstedt etwas vollständiger ist (vgl. auch Hl. DE VRIES & H. TAUBER 1958). Die Einstufung dieser interstadialen Schicht in das Göttweiger Interstadial durch S. T. ANDERSEN (1957) ist also zu berichtigen. Für das nach dem Pollendiagramm gleichalterige Interstadial im Hangenden der Loopstedter Eem-Schichten in Schleswig-Holstein im Randgebiet der Weichselvereisung (Hauptwürm) (vgl. E. KOLUMBE 1955) hatte Groningen zuerst ebenfalls Daten gemessen, die für die Zuweisung zum Göttweiger Interstadial sprachen; die Datierung der obersten von Hl. DE VRIES (1958) selbst entnommenen Holzkohle-Probe Loopstedt g (Gro-1365) ergab aber die Zeitstellung 50000 ± 2000 Jahre vor heute. Im Geochronometric Laboratory der Yale-Universität wurden für Gytta-Proben aus der zweiten Wärmezeit des Herningprofils in Jütland folgende Zeitstellungen ermittelt: Y-258-2, Herning, älter als 30000 Jahre; Y-259-1, Rodebaek, älter als 40000 Jahre (G. W. BARENDSEN et al. 1957).

Wahrscheinlich gehört in dieses Altwürm-Interstadial $W_{1/2/3}$ auch das noch nicht mit C^{14} datierte „1. Interstadial“ im Profil von Hengelo-Oilharbour (I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ 1953, S. 20, 21, Taf. XXII und XXIV).

Aus der gleichen Zeit stammen wohl nach Hl. DE VRIES (1958) aus pollenanalytisch untersuchten Profilen Holz und Zapfen von *Picea* aus Chelford (Cheshire, England) Gro-1292 sowie Holz von Amersfoort XIV Gro-1280 und 1285; diese Schichten sind älter als 53000 Jahre. Daß außerhalb des Gebietes von Amersfoort das erste Altwürm-Interstadial (Amersfoort XII) fehlt, ist auffällig.

Nach dem pollenanalytischen Befund für den Yoldien-Ton von Elbing ist das „letztinterglaziale Portlandia-Meer“ höchst wahrscheinlich ebenso wenig wie die Skaerumhede-Serie in Jütland in das Brörup-Loopstedter Interstadial einzustufen, dessen Klima nach den pollenanalytischen Befunden von S. T. ANDERSEN (1957) ein temperiertes Waldsteppenklima war.

Das Altwürm-Stadial $W_{1/2}$, das diesem Interstadial voranging, hat in Jütland und Schleswig-Holstein nur durch periglaziale, pollenanalytisch erfaßbare Schichten (tonige oder humusstreifige Sande und Tone) die interstadialen Schichten von den eem-zeitlichen Ablagerungen getrennt; der Rand des fennoskandinavischen Inlandeises muß daher noch recht weit entfernt gewesen sein.

Im Jungmoränengebiet des nördlichen Alpenvorlandes gibt es höchstwahrscheinlich auch Entsprechungen des ersten und zweiten Altwürm-Interstadials, und zwar in den mit jungpleistozänen Schichten ausgefüllten tiefen Becken, wie im Chiemsee-Gebiet z. B. im Bohrprofil Hinzing B 12, wo der älteste würmeiszeitliche interstadiale Seeton (in 69,00 bis 91,70 m Tiefe) durch einen Schotter von 15,80 m Mächtigkeit vom Seeton des Riß/Würm-Interglazials (in 107,50 bis 155,80 m Teufe) getrennt ist. Ob die zwei von H. REICH (1953) im Schieferkohlen-Flöz von Großweil pollenanalytisch nachgewiesenen Interstadiale nur Klimadepressionen im Endabschnitt des Riß/Würm-Interglazials (das ist viel wahrscheinlicher) oder die ersten Altwürm-Interstadiale sind, ob ferner das Oberflöz der Schieferkohle von Ohlstadt (H. REICH 1953) ebenfalls in einem Altwürm-Interstadial gebildet ist, wird sich vielleicht auf Grund der noch ausstehenden C^{14} -Bestimmung entscheiden lassen; das Gleiche gilt für einen Teil der Wasserburger Schieferkohlen.

Im Lößprofil ist das Brörup-Loopstedter Interstadial in der Tschechoslowakei und in Nordfrankreich (nach brieflicher Mitteil. von Dr. K. VALOCH, Brünn, vom 31. 5. 58) möglicherweise durch eine Schicht von „limon brun plus foncé“, also durch eine Verlehmungszone, im Jüngeren Löß I registriert (K. VALOCH & F. BORDES 1957). H. FREISING (1951) hat in diesem Lößstockwerk (das er Löß II nennt) in Württemberg 3 Naßböden festgestellt, deren genaue Zeitstellung (im absoluten Zeitmaß) auch noch nicht bekannt ist.

Nach dem Brörup-Loopstedter Interstadial begann um 49000 vor heute das Altwürm-Maximum W_{us} , in dem das nordische Inlandeis möglicherweise schon die westliche und südliche Ostseeküste erreichte. Die Lage der äußersten Endmoränen dieses Stadials ist unbekannt, nach neuerer Ansicht von P. WOLDSTEDT (1958) höchst wahrscheinlich nicht bei Lübeck und Stettin. Ebenso kann noch nicht mit Sicherheit gesagt werden, wie weit das alpine Inlandeis in diesem Stadial aus den Alpentälern ins Vorland vorgedrungen ist; es ist zu hoffen, daß die petrologische und pollenanalytische Untersuchung der Schichten im Hangenden des letztinterglazialen Seetones der Bohrung Hinzing B 12 im Chiemseegebiet und einige C^{14} -Daten, die noch ausstehen, Klarheit schaffen werden. In diesem Stadial wurde die Hauptmenge des Jüngeren Lösses I gebildet und abgelagert. Folgende C^{14} -Daten liegen für dieses Stadial vor (Hl. DE VRIES 1958, Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958):

Gro-1217: 48300 ± 2000 für Holzkohle unmittelbar unter der Basis der Göttweiger Verlehmungszone im Lößprofil von Senftenberg bei Krems a. d. Donau (N.-Ö.),

Gro-1219: 48300 ± 2000 (Gyttja und Humus) für das „kalte“ Moustérien von Lebenstedt bei Braunschweig unter Fließerde (A. TODE et al. 1953), das von den Geologen in den Anfangsabschnitt der Würm-Eiszeit gestellt worden ist.

Es ist aber die Beschaffung von weiteren Holzkohle-Proben aus dem Jüngeren Löß I dringend notwendig, um die Einstufung des Göttweiger Interstadials ins Jungpleistozän-Profil auf eine absolut sichere zeitliche Grundlage zu stellen. Es ist aber höchst unwahrscheinlich, daß die Holzkohle von Gro-1217 durch jüngere Humussubstanzen „verjüngt“ ist.

Für die Absenkung des Meeresspiegels im Altwürm (=W I vieler Autoren) werden 90—100 m, für Hauptwürm (W II+III) mit dem Maximum der letzten Vereisung aber nur höchstens 70 m angegeben (F. E. ZEUNER 1954, S. 102); diese Angaben erscheinen nach dem heutigen Stande unseres Wissens vom Ablauf der Letzten Eiszeit (Altwürm-Vereisung erheblich schwächer als die Hauptwürmvereisung!) revisionsbedürftig. Zu beachten ist dabei, daß in der zweiten Hälfte des Eem-Interglazials von Holland bis zum Weißen Meer eine recht erhebliche Senkung am Südrande des Nord- und Ostsee-Beckens eingetreten war (daher Portlandia-Stadium der letztinterglazialen Ostsee!), denn nirgends liegen hier Ablagerungen dieses Meeres über dem heutigen Meeresspiegel.

3. Das Göttweiger Interstadial

($W_{v/h}$, WI/II oder Aurignac-Schwankung vieler Autoren)

Die bekannteste Bildung (nicht Ablagerung!) dieses Interstadials ist der Göttweiger fossile Boden im Lößprofil, der durch die Verwitterung der oberen Schicht des Jüngeren Lösses I nach Aufhören seiner Ablagerung in einer wärmeren und feuchteren Periode entstand, die W. SOERGEL (1919), welcher als erster die interstadiale Natur dieser Bodenbildung (aus pedologischen Gründen) erkannte, als Hauptschwankung der Letzten Eiszeit bezeichnet hat. Nach dem (wie mir Dr. F. BRANDTNER erneut am 17. 4. 58 brieflich versicherte) mit stratigraphisch einwandfreier Holzkohle-Probe ermittelten C^{14} -Datum von Senftenberg (Gro-1217), dessen Zuverlässigkeit durch das sich ebenfalls auf W I, d. h. Altwürm, beziehende C^{14} -Datum von Lebenstedt (Gro-1219) bestätigt wird, begann diese Hauptschwankung geraume Zeit nach 48300 ± 2000 vor heute, nachdem jüngerer Löß I mindestens von der Mächtigkeit der fossilen Göttweiger Bodenbildung abgelagert war. Die Mächtigkeit dieses Bodens in Senftenberg ist nicht bekannt, dürfte aber wie gewöhnlich kaum 1 m überschreiten. Es ist aber auch nicht bekannt, wie weit dieser oberste jüngere Löß I schon vor der Bodenbildung denudiert worden ist. Groningen läßt das Göttweiger Interstadial mit dem C^{14} -Datum Gro-595 : 42300 ± 1300 (neuerdings 41500 ± 1200 und

Gro-1245 : 41900 ± 800 nach Hl. DE VRIES 1958) vor heute beginnen, das für ein organogenes Sediment an der Basis einer 30-Fuß-Flußterrasse mit „kalter“ Fauna (parallelisiert mit der Newer Drift der Irish Sea Glaciation) bei Upton Warren (Worcestershire, England) ermittelt worden ist (G. W. BARENSEN et al. 1957), d. h. 6000 Jahre nach dem Senftenberger C^{14} -Datum. Das ist sicher zu viel; es ist außerdem gar nicht sicher, daß die datierte Schicht von Upton Warren wirklich die älteste humose Bildung des Göttweiger Interstadials ist und daß eine derartige Bildung schon zu Beginn dieses Interstadials entstanden ist. Ein geschätztes Datum ca. 44000 vor heute erscheint annehmbarer. Da die C^{14} -Datierung des Göttweiger fossilen Bodens, wie schon F. BRANDTNER betont hat, entscheidend für die Lösung des Problems der Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns ist, ist die C^{14} -Datierung weiterer Holzkohleproben aus dem Jüngeren Löß I sehr erwünscht, obwohl das C^{14} -Datum von Senftenberg, wo alle drei jüngsten fossilen Böden vorkommen (F. HAMPL 1950), zuverlässig ist.

Ein sehr wahrscheinlich genaues C^{14} -Datum für das Ende des Göttweiger Interstadials würde die obere Kulturschicht (Aurignacien II nach L. VÉRTES 1955) in der Höhle von Istállóskő im Bükk-Gebirge (535 m) in Ungarn liefern, wenn noch Holzkohle vorhanden wäre (was leider nicht mehr der Fall ist), da sie nach der granulometrischen Analyse der Höhlensedimente von L. VÉRTES an den Schluß dieses Interstadials (W I/II) gestellt worden ist. Für die untere Kulturschicht dieser Höhle (Aurignacien I nach L. VÉRTES, mit Knochenspitzen mit gespaltener Basis) ergab eine Holzkohleprobe das C^{14} -Datum Gro-1501: 30670 ± 500 vor heute (Hl. DE VRIES 1958). Da in der Potočka-Höhle in den Karawanken (1700 m über dem Meere) außer dem Aurignacien II (mit Lautscher Knochenspitzen) auch eine Knochenspitze mit gespaltener Basis gefunden wurde und in der Höhle von Istállóskő der Abstand der beiden Kulturschichten nicht groß ist, dürfte hier ihr zeitlicher Abstand nicht bedeutend sein (die mit der Sonnenstrahlungskurve ermittelten Daten sind zweifellos unbrauchbar), so daß man für die obere Kulturschicht die Zeitstellung 30000 oder höchstens 29000 Jahre vor heute annehmen darf.

Die Aurignacien-Kulturschicht Willendorf II/4 hat das C^{14} -Datum Gro-1273: 31840 ± 250 ergeben (Hl. DE VRIES 1958); F. BRANDTNER (1950, Abb. 3) bezeichnet das Schichtpaket, in dem sie oben liegt, als Schwemmlöß mit eingeschalteten „Schwarzerde“-Bändern, der während Würm I/II auf der Göttweiger Verlehmungszone abgelagert sei, weist sie aber jetzt (briefl. Mitteilung vom 25. 3. 58) der Solifluktuationszeit von Würm II zu, so daß ihr C^{14} -Datum nicht das Ende des Göttweiger Interstadials markiere. Die steile Hanglage des Willendorfer Lösses macht aber eine Hangabspülung der humosen Auflagerungen auf der Verlehmungszone im Schlußabschnitt des Göttweiger Interstadials (d. h. nach F. BRANDTNER der Bildungszeit dieser Auflagerungen) durchaus möglich, so daß die neuere Auffassung von F. BRANDTNER schon im Hinblick auf das C^{14} -Datum von Istállóskő nicht annehmbar ist. Es ist aber sehr wohl möglich, daß die Lößbildung und -ablagerung nach diesem Interstadial im kontinentalen Osten etwas früher begann als im humideren Westen. Nach J. BAYER ist die Fundschicht Willendorf II/4 in die Leimenzone (d. h. die Göttweiger) zu stellen, deren obere Grenze nicht scharf abzugrenzen ist (K. KROMER 1950, S. 77).

In Holland, wo das Klima wegen der geringen Entfernung vom Ozean auch in der Letzten Eiszeit etwas maritim getönt gewesen sein muß, ist im Profil von Breda (Nord-Brabant) eine genaue C^{14} -Datierung des Endes des Göttweiger Interstadials möglich. Hier liegt in einer Tiefe von 220 bis mindestens 300 cm nach dem Pollendiagramm eine in pleniglazialer Zeit abgelagerte hauptsächlich aus Torf bestehende Schicht, auf der von 120 bis 220 cm in Wechsellagerung torfige und lehmige (wahrscheinlich aus sandigem Löß gebildete) Schichten liegen; eine Probe aus 280 bis 300 cm Tiefe ergab das C^{14} -Datum Gro-936: 32000 ± 900 ; die C^{14} -Datierung der obersten Torfschicht (220-240 cm) dürfte wohl das Ende unseres Interstadials zeitlich recht genau bestimmen. Carex-Torf mit

90% Nichtbaumpollen nach F. FLORSCHÜTZ, überlagert von lehmigem Sand und ziemlich grobem Sand, bei Wouw (Nord-Brabant) lieferte das C^{14} -Datum Gro-931: 28500 ± 540 ; ein reiner Hypnumtorf zwischen lehmigem Decksand und fluviatilen Sedimenten in einer Tiefe von 8,00 bis 8,20 m (ebenfalls mit mehr als 90% NBP) bei Emmeloord (Nordost-Polder der ehem. Zuidersee) gab das C^{14} -Datum Gro-390: 29000 ± 5000 vor heute. Auch diese 3 Daten aus Holland (Hl. DE VRIES et al. 1958) sprechen dafür, daß das Göttweiger Interstadial um etwa 29000 vor heute endete.

Das Göttweiger Interstadial dauerte also schätzungsweise von ca. 44000 (mindestens 42000) bis ca. 29000 vor heute, war also ca. 15000 (mindestens 13000) Jahre lang! Auf Grund des Vergleichs der Mächtigkeit des Göttweiger fossilen Bodens und der des rezenten Bodens am gleichen Ort schätzte ich (1956) die Länge auch auf ca. 15000 Jahre. Auf Grund der Sonnenstrahlungskurve hat F. E. ZEUNER (1952 S. 242) für dieses Interstadial (L Gl 1/2) eine Dauer von ca. 30000 Jahren angenommen. Süddeutsche und österreichische Quartärgeologen hielten bzw. halten den Göttweiger fossilen Boden für eine Bildung des Letzten Interglazials, ohne einen anderen „Beweis“ dafür angeben zu können als die große Mächtigkeit dieses fossilen Bodens. Es ist also kein Grund dafür vorhanden, an der oben auch auf Grund von C^{14} -Daten angegebenen Länge Anstoß zu nehmen.

Selbstverständlich kann das Klima in dieser langen Zeit nicht gleichbleibend gewesen sein. Wesentlich ist, daß die Lößbildung und -ablagerung unterbrochen war und ein milderer (subarktisches bis boreales) und etwas feuchteres Klima (das aber viel trockener als das heutige gewesen sein muß) die Festlegung und Verwitterung der Lößflächen (Jüngerer Löß 1) durch ihre Bedeckung mit einer Löß-Steppe bewirkte, die an feuchteren Stellen (besonders in Flußtälern und an anderen Gewässern sowie in Mittelgebirgslagen) durch Steppenwälder unterbrochen war. Die paläofloristischen Befunde sprechen für eine Dominanz der Nadelhölzer in diesen Wäldern, Leitart *Pinus cembra*, die paläofaunistischen für das Vorkommen von „temperierten“ Wald- und Steppentieren, die auch sehr strenge Winter ertragen können, neben der anscheinend etwas zurücktretenden Glazialfauna (Leitart der Interstadialfauna in der Ebene der Riesenhirsch, im Gebirge der Höhlenbär); ausgesprochen thermophile Arten der Interglazialfauna fehlen in diesem Interstadial außerhalb des Mittelmeergebiets! H. GAMS (z. B. 1935) hat wiederholt mit Recht die Ansicht vertreten, daß in diesem Interstadial die eurosibirische Steppenflora und -fauna nach Westen flutete; das Göttweiger Interstadial war die (Haupt-)Zeit der großen diluvialen Steppen im Sinne von A. NEHRING (1890) und M. VAHL (1902).

Da das Klima auch im Optimum, das wohl wie im Alleröd-Interstadial nach der Mitte eintrat, nicht interglazial war (auch nicht fast interglazial, wie manche Geologen und Prähistoriker annehmen), kann das Altwürm-Eis im Norden nicht vollständig abgeschmolzen sein; wie weit es nach Norden zurückging, nachdem wohl ein breiter Randstreifen Toteis („stagnant ice“) geworden war, wissen wir noch nicht; in Skandinavien ist bisher noch keine interstadiale Bildung vor der Alleröd-Zeit nachgewiesen worden.

In den Alpen ist aber (wie kurz vor dem Alleröd-Interstadial) das Eis des verflossenen Stadials so gut wie ganz geschwunden, wobei aber zu beachten ist, daß es höchst wahrscheinlich beträchtlich weniger mächtig war als das Hauptwürm-Eis. Die Bärenhöhle Potočka in den Karawanken (S. BRODAR 1938) war im Aurignacien (II im Sinne von L. VÉRTES 1955) von Menschen des Jungpaläolithikums bewohnt; der großen Höhenlage wegen (1700 m über dem Meere) haben mit A. PENCK die Prähistoriker diese Kulturschicht zuerst ins Letzte Interglazial gestellt; jetzt wird sie in Übereinstimmung mit den granulometrischen Befunden von R. LAIS in das W I/II-Interstadial (L. F. ZOTZ 1951, S. 201), d. h. ins Göttweiger Interstadial gestellt. Für die Richtigkeit dieser Datierung spricht auch das C^{14} -Datum Gro-1501: 30670 ± 500 (Hl. DE VRIES 1958) für das Aurignacien I

in der Höhle von Istállóskő, das nicht viel älter als das Aurignacien II dieser Höhle und der Potočka sein kann. Von entscheidender Bedeutung ist das zweimal gemessene C^{14} -Datum Gro-761: 34000 ± 3000 vor heute (Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958) für eine nach Auskunft des Sammlers Prof. Dr. K. EHRENBERG, Wien, einwandfreie Holzkohleprobe (entnommen unter einem riesigen Felsblock) aus der Hauptfundschrift der Höhlenbären-Reste mit spärlichem „alpinem Paläolithikum“ aus der Salzofenhöhle im Toten Gebirge bei Bad Aussee (Österreich) 2008 m über dem Meere (K. EHRENBERG 1954, 1956, 1957). Vor Bekanntwerden dieses C^{14} -Datums hatte E. SCHMID (1957) diese Schicht auf Grund der granulometrischen Analyse der Höhlensedimente in das Interstadial W I/II gestellt! Die Alpen müssen also auch hier in der zweiten Hälfte des Göttweiger Interstadials vom Altwürm-Eis befreit gewesen sein. Zur Kontrolle haben mir durch Vermittlung von Prof. Dr. ZOTZ die Herren H. BÄCHLER und Museumsvorstand F. SAXER aus den Sammlungen des Naturhistorischen Museums St. Gallen zwei Holzkohleproben aus 2 Herdstellen der Fundschrift IV der Bärenhöhle (mit „alpinem Paläolithikum“) Drachenloch in 2445 m Höhe über dem Meere aus den Grabungen von E. BÄCHLER (1921, S. 111, 112) zur Verfügung gestellt, der die Fundschrift der Höhenlage wegen ins Letzte Interglazial gestellt hat. Prof. Dr. Hl. DE VRIES war so freundlich, eine nach seiner Prüfung zuverlässige Holzkohleprobe durch die C^{14} -Messung zu datieren; er ermittelte aber für die Probe II aus der geschlossenen Feuergrube (l. c., S. 112 und Abb. 15) ein Alter von mehr als 50000 Jahren, also wohl wahrscheinlicher eine letztinterglaziale Zeitstellung, wie sie E. BÄCHLER (1921, S. 134) auf Grund der Höhenlage angenommen hatte, als ein altwürminterstadales Alter. Damit ist natürlich noch nicht bewiesen, daß hier im Göttweiger Interstadial die Täler der Umgebung wie das Drachenloch mit Altwürm-Eis gefüllt waren. Es ist also unbedingt notwendig, in der Schweiz, wo das glaziale Klima sicher maritim getönt war, auch aus Bärenhöhlen in Höhenlagen von 500 bis 2000 m über dem Meere Holzkohle mit C^{14} zu datieren.

Im Gebirge ist *Ursus spelaeus* das Charaktertier dieses Interstadials, was für Ungarn schon von L. VÉRTES (1955, S. 263, Fußn. 12) angegeben worden ist. Die Bergesgipfel, in denen diese alpinen Bärenhöhlen liegen, waren, worauf schon E. BÄCHLER l. c. hingewiesen hat, im Hochglazial (d. h. im Maximum der Hauptwürm-Vereisung) Nunatakter. Schon die riesigen Mengen von Höhlenbärenresten sprechen dagegen, daß sie aus einer hochglazialen Zeit stammen; E. BÄCHLER (1921) und A. PENCK (1909 S. 1174) hielten diese Höhlen für unzugänglich in einer solchen Zeit. Das gilt bestimmt auch für das Altwürm-Maximum, selbst wenn dieses nur eine erheblich schwächere Talvergletscherung bewirkt haben sollte, denn diese muß mit dem Wald auch das Wild aus den Tälern verdrängt haben.. Daß Höhlen bis zu ca. 2000 m ü. d. M. in einem temperierten Interstadial zugänglich waren, das nicht so warm wie das heutige Klima gewesen sein kann, hängt offenbar damit zusammen, daß das Waldsteppenklima dieses Interstadials viel trockener als das heutige war.

In der Höhlenlehmschicht aus diesem Interstadial sind in tiefer gelegenen Höhlen leider bisher keine Holzkohleproben zur C^{14} -Datierung zur Verfügung gestellt worden.

Selbstverständlich muß sich die Klimabesserung des Göttweiger Interstadials in allen Gebieten Europas ausgewirkt haben, regional natürlich in verschiedener Stärke, die von der geographischen Breite und der Entfernung vom Ozean abhing. In Holland ist von paläobotanischer Seite zunächst für 4, dann nur für zwei fossilführende Schichten aus der Zeit zwischen 39000 und 32000 vor heute ein stadiales, d. h. glaziales Klima behauptet worden. Die „*Dryas-Flora*“ in Holland ist aber nach I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ (1953 S. 19, 20 und Tabelle VIII) ein „mixtum compositum“, dessen 43 „indifferente“ Arten zum Teil wärmeliebende Pflanzen sind, deren Reste in pleniglazialen \pm sandigen oder tonigen Schichten aus aufgearbeiteten Eem-Schichten stammen müssen. Aber ebenso können Reste arktisch-alpiner Arten in solchen Ablagerungen aus

aufgearbeiteten stadialen Bildungen stammen. Das Würm-Glazial der Niederlande besteht nach C. H. EDELMAN & G. C. MAARLEVELD (1958) größtenteils aus Sand (und Lößablagerungen); in solchen losen Bildungen sind Umlagerungen durch Kryoturvation und äolische, fluviatile und niveo-fluviatile Erosion möglich, so daß die Bildung fossilführender \pm organogener Schichten schon allein gegen ein stadiales Klima spricht. Außerdem zeigen im benachbarten Belgien nach A. TAVERNIER (1954) zwei fossile Böden im würmzeitlichen Löß zwei interstadiale Bewaldungszeiten wie im südöstlichen Mitteleuropa an.

In England sind angeblich besonders im basalen Teil des Hunstanton Boulder Clay der Newer Drift (Irish Sea) Glaciation (L Gl₂ nach F. E. ZEUNER 1952, S. 190; P. WOLDSTEDT 1958 hält aber diesen Geschiebemergel seiner starken Verwitterung wegen für rißeiszeitlich) in Norfolk und Yorkshire jungpaläolithische Artefakte gefunden; das Inlandeis der frühen Phase des Hauptwürms soll also Freilandstationen des Aurignacien überfahren haben, die in einer milderen Klimaperiode weiter nordwärts verbreitet waren, d. h. im Göttsweiger Interstadial. In dieses, d. h. in die Hauptschwankung im Sinne von W. SOERGEL, hat D. A. E. GARROD (1926 S. 116, 117) auch die Funde aus dem mittleren Aurignacien in Nord-Wales in 2 Höhlen gestellt, die später durch Geschiebemergel des Welsh Readvance (= 2. Hauptvorstoß = Hauptwürm-Phase W II oder W III) abgeschlossen waren. Sogar die Saiga-Antilope ist (neben verschiedenen Waldtieren) für das Aurignacien in England (Twickenham und Höhle von Langwith) nachgewiesen.

Schichtenfolgen, die im Verlauf des Göttsweiger Interstadials abgelagert worden sind (Gyttja, Torf), scheinen recht selten zu sein, weil die relativ geringe Humidität des Interstadialklimas nur an günstigen Stellen Moorbildung zuließ. Ein Beispiel ist der Torf von Breda (Nord-Brabant), ferner mit großer Wahrscheinlichkeit das bisher noch nicht mit C¹⁴ datierte 2. Interstadial im Profil von Hengelo Oilharbour in Holland (I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ 1953, S. 20, 21, Tafel XXII, XXV und XXVI). Daß in Mitteleuropa noch nicht mit Sicherheit Moorbildungen aus dieser Zeit bekannt geworden sind, liegt höchst wahrscheinlich auch daran, daß im Altwürm-Maximum alle Hohlformen im Periglazial durch Wanderschutt ausgefüllt und etwaige Moorbildungen im Altwürm-Vereisungsgebiet durch das Altwürm-Eis zerstört worden sind. Nur in Hohlformen, die im Göttsweiger Interstadial außerhalb des Würm-Vereisungsgebiets durch Senkung über ausgelaugtem Steinsalz oder Kalkstein entstanden sind, konnten sich in dieser Zeit organogene Schichten bilden, die im Hauptwürm mit Wanderschutt bedeckt wurden. Ob eine solche Bildung die von W. SELLE (1954) pollenanalytisch untersuchte 0,65 m mächtige, unter fast 10 m Wanderschutt liegende Torfschicht von Vechelde bei Braunschweig ist, könnte nur durch die geplante C¹⁴-Bestimmung festgestellt werden. Diese ergab übrigens für das von F. BRANDTNER (1949) vermutungsweise in dieses Interstadial gestellte Roggendorfer Moor bei Melk a. d. Donau, daß es spät- und postglazial ist (untere Torfschicht allerödzeitlich, Gro-1198: 11400 \pm 90 nach Hl. DE VRIES 1958). Wahrscheinlich gehören aber ins Göttsweiger Interstadial die von E. DITTMER (1954) und R. HALLIK (1955) in Schleswig-Holstein entdeckten Interstadiale.

Außer den bereits mitgeteilten C¹⁴-Daten sind noch folgende für Proben aus dem Göttsweiger Interstadial ermittelt (Hl. DE VRIES 1958):

Gro-1359: <i>Picea</i> -Holz von Wierden in Holland	38100 \pm 500
Gro-1269: Torf von Fladbury bei Birmingham	38000 \pm 700
Gro-1259: Torf von Amersfoort XI in Holland	34730 \pm 700
Gro-1276: Torf von Amersfoort XI in Holland	34730 \pm 500
Gro-1367: <i>Picea</i> -Holz von Eefde in Holland	33070 \pm 300
[Gro-1287: Aurignacien von Willendorf 1 (etwas älter als W II/4)	30310 \pm 250]
Gro-1273: Aurignacien von Willendorf II/4	31840 \pm 250

Gro-1260: lehmige Torfschicht unter Würm-Moräne und auf Bänder-ton im Karrestobel bei Ravensburg in Württemberg (nicht identisch mit der von K. BERTSCH [1925] paläobotanisch untersuchten Schichtenfolge im gleichen Bachtal)	29000 ± 500
Gro-1277: wie Gro-1260	28840 ± 300

In der zweiten Hälfte des Göttweiger Interstadials trat in Mitteleuropa das Jungpaläolithikum auf, zunächst das Aurignacien, weswegen dieses Interstadial ja auch vielfach *Aurignac-Schwankung* genannt worden ist. An diese ältesten Aurignacien-Daten schließen sich unmittelbar die jüngeren und dann die C^{14} -Daten für Kulturschichten des Gravettien an, alle ermittelt durch C^{14} -Bestimmungen von Holzkohle. Es kann also nicht der geringste Zweifel an der oben begründeten Zeitstellung des Göttweiger Interstadials bestehen.

Da nicht bekannt ist, wie tief der Meeresspiegel im Altwürm-Maximum abgesenkt und wie weit das nordische Inlandeis danach abgeschmolzen war, kann auch nichts Zuverlässiges über das Niveau des Meeresspiegels am Ende dieses Interstadials gesagt werden; sicher ist der Meeresspiegel damals nicht unbeträchtlich eustatisch und das Randgebiet der nordischen Vereisung isostatisch etwas gestiegen, sicher hat aber der Meeresspiegel damals nicht das heutige Niveau erreicht oder gar um 1–3 m überstiegen.

4. Hauptwürm (*W_b*)

Das Stadial Hauptwürm ist die „einheitliche“ d. h., nicht durch bedeutende Interstadiale gegliederte Würm-Eiszeit der meisten deutschen Quartärgeologen (z. B. A. PENCK seit 1922, C. TROLL, J. BÜDEL, F. WEIDENBACH, H. FREISING, J. FINK, H. GRAUL u. a., früher auch K. BRUNNACKER). Es begann mit einer feucht-kalten Solifluktionsphase, in der in humiden Gebieten erheblichere Teile der Göttweiger Bodenbildung abgetragen und umgelagert wurden als in ariden. Es ist möglich, daß es im Übergang vom Göttweiger Interstadial stellenweise zur Bildung sandiger und lehmiger Torfe kam. Es wurde ferner der an Resten größerer glazialer Säugetiere relativ reiche Schotter einer unteren Niederterrasse in den Flußtäälern aufgeschüttet. Da das Hauptwürm-Eis weiter vorstieß als das des Altwürm-Maximums und auch zweifellos mächtiger als letzteres war, wurden die Altwürm-Bildungen überfahren und dabei weitgehend denudiert; im Periglazial blieben nur stellenweise Fluß-Schotterterrassen (höhere Niederterrasse) erhalten; es ist nicht bekannt, wie tief die Erosion im Göttweiger Interstadial ging. Es ist ferner nicht bekannt, aus welcher Randlage am Ende dieses Interstadials das Hauptwürm-Eis in Nord-europa und im Alpenraum vorstieß. Das Hauptwürm-Maximum (in Norddeutschland: Brandenburger Randlage, in Süddeutschland: äußerster Jugendmoränen-Kranz) ist noch nicht mit C^{14} datiert; es ist nicht unwahrscheinlich, daß es wie in Nordamerika frühestens vor 20000 Jahren erreicht wurde. Dann hätten für den Vorstoß bis zum Maximum (abzüglich von etwa 1000 Jahren für das Paudorfer Interstadial) ca. 29000 — 20000 — 1000 = ca. 8000 Jahre oder etwas mehr zur Verfügung gestanden. Schon diese Zahl beweist, daß von einer neuen Inlandeisbildung im Norden keine Rede sein kann, daß also der Norden im Göttweiger Interstadial wirklich nicht vom Inlandeis befreit war; es hat also kein Göttweiger Interglazial gegeben!

a. Die Hauptwürm-Vorstößphase (*W_{b1}*)

Zu ihr gehört in Wales der Vorstoß (Welsh Readvance), dessen Grundmoräne im Vale of Clwyd Höhlen mit Aurignacien-Artefakten verschlossen hat (D. A. E. GARROD 1926) frühestens. Dieser Vorstoß gehört zur Newer Drift Glaciation (F. E. ZEUNER 1952), die auch bei Upton Warren die Aufschotterung auf der humosen Schicht aus dem Anfangsabschnitt des Göttweiger Interstadials bewirkt hat (S. 167); etwaige jüngere Ablagerungen dieses Interstadials müssen hier dann durch fluviatile Erosion beseitigt worden sein.

Im Nordostpolder-Gebiet begann nach den C^{14} -Daten von Gro-390, Gro-931 und Gro-936 (Nordostpolder, Wouw und Breda) die Ablagerung der Älteren Decksande des Pleniglazials B von Th. VAN DER HAMMEN (1952 Tabelle 1) um 27000 v. Chr. (Th. VAN DER HAMMEN 1957 S. 251), d. h. um 29000 vor heute; dieses Pleniglazial B deckt sich also mit dem Hauptwürm.

In Württemberg hat dieser erste Hauptwürm-Vorstoß wahrscheinlich die interstadialen Torfschichten im Gebiet des Karrestobels (8 Aufschlüsse!) bei Ravensburg mit Grundmoräne bedeckt.

Nach der Soliflukionsphase begann die Bildung und Ablagerung des Jüngeren Lösses IIa. Nach R. LAIS beweisen (1951 S. 143) mit Schwarzerde gefüllte Eiskeile bei Prag-Selz (Sedlec), daß schon vor der Lößablagerung Dauerfrostboden entstanden war. In diesem Löß findet sich eine verarmte Steppen-Schneckenfauna mit *Helicella striata* MÜLL. und *Chondrula tridens* MÜLL., die später von einer indifferenten Association abgelöst wird (V. LOŽEK 1955). In diesem Löß (dem Löß II vieler Autoren, auch W II-Löß genannt) liegen einige jungpaläolithische Kulturschichten, z. B. Willendorf 5—9 (F. BRANDTNER 1950, Abb. 3).

In den Höhlen entspricht dem Jüngeren Löß IIa zeitlich die zweite Frostbruchschicht mit glazialer Fauna wie im Löß.

b. Das Paudorfer Interstadial (W $b_{1/2}$)

Die Bildung und Ablagerung des Jüngeren Lösses IIa wird durch die schwache Paudorfer „Verlehmungs- oder Humus-Zone“ abgeschlossen, die nach F. BRANDTNER anscheinend nur in wärmeren, arideren Gebieten vorkommt und in Nieder-Österreich seltener als die Göttweiger ist. In und auf bzw. dicht über diesem fossilen Boden lagen die Kulturschichten des Gravettien: in und auf ihr die Kulturschicht von Prédmost und Unter-Wisternitz in Mähren (L. F. ZOTZ 1951 S. 218, 219, 223; F. BRANDTNER 1956, S. 147), in der oberen Hälfte dieses Bodens die Kulturschicht von Aggsbach, die aber nach F. FELGENHAUER (1951, S. 261) etwa in die Mitte des W II-Stadials gehört. Mit Holzkohle wurden für Unter-Wisternitz das Datum Gro-1286: 25600 ± 170 ermittelt, für Pollau (Pavlov) bei Unter-Wisternitz für eine Kulturschicht etwas über diesem fossilen Boden das Datum Gro-1325: 24800 ± 150 (Hl. DE VRIES 1958). Das Ende des Paudorfer Interstadials liegt also bei etwa 25000 vor heute; den Beginn wird man kaum viel vor 26000 vor heute ansetzen können. Dann bleiben für die Vorstoßphase von Hauptwürm nur ca. 3000 Jahre, die von tschechischen Forschern für zu wenig angesehen werden. Es ist aber zu beachten, daß zwischen dem Göttweiger und dem Paudorfer fossilen Boden nicht nur Kulturschichten aus der Ablagerungszeit des Jüngeren Lösses IIa liegen, sondern auch Kulturhinterlassenschaften aus dem Göttweiger Interstadial, soweit sie nicht durch Solifluktion in diesen umgelagert sind. Nach den überraschend frühen C^{14} -Daten muß das Paudorfer Interstadial älter als das Hauptwürm-Maximum sein.

Die Zeitstellung des Paudorfer fossilen Bodens spricht dagegen, daß er zur Gänze der durch Solifluktion verlagerte „Oberboden“ der Göttweiger Bodenbildung ist; in Zamarovce ist der untere Teil des Paudorfer fossilen Bodens, wie die sekundär umgelagerten Artefakte aus dem Göttweiger fossilen Boden beweisen, durch Solifluktion den Abhang herabbewegt (Fr. PROŠEK & V. LOŽEK 1955); es wird aber nicht gesagt, ob das die Regel ist. Die nur selten anzutreffende Schneckenfauna deutet ein schwaches Feuchterwerden und eine schwache Erwärmung an. In der sehr reichen Säugetierfauna sind der glazialen Primigenius-Fauna nicht nur Steppen-, sondern auch Waldtiere beigemischt, also Tiere eines gemäßigten Klimas, die aber auch strenge Winter ertragen können. Diese Faunenmischung spricht für das gleichzeitige Vorkommen verschiedener Biotope. Im humideren Westdeutschland ist vielleicht das Äquivalent des Paudorfer fossilen Bodens der Naß-

boden III von H. FREISING (1951) z. B. in Württemberg, in Nordfrankreich nach F. BORDES (1952) eine Geröllage (caillouti) zwischen seinem jüngeren Löß IIIa und IIIb.

In den Höhlen kann dieses schwache Interstadial im allgemeinen allenfalls mit der Sedimentanalyse einigermaßen sicher ermittelt werden (L. F. ZOTZ 1951, Bild 28).

Im Altmoränengebiet ist eine humose lehmige Sandschicht III bei Geesthacht am Nordrande des Elbe-Tales zwischen Hamburg und Lauenburg nach dem C^{14} -Datum Gro-1515: 26600 ± 300 ungefähr zu Beginn des Paudorfer Interstadials gebildet (Hl. DE VRIES 1958). In den Jungmoränengebieten sind bisher keine Ablagerungen aus der Zeit dieses Interstadials bekannt.

c. Das Hauptwürm-Maximum (W_{b_2})

Dieser Abschnitt der Hauptwürm-Vereisung lagerte in Norddeutschland die Jungmoränen der Brandenburger (Maximum, älteste Phase), Frankfurter und zuletzt der Pommerschen Phase, in Süddeutschland die Jungmoränen von der äußersten Randlage (älteste Phase) bis zu den Seemoränen ab; das Paudorfer Interstadial muß seines C^{14} -Datums wegen älter sein. Zwischen den genannten hochglazialen Phasen konnten in Deutschland bisher keine Interstadialbildungen einwandfrei nachgewiesen werden, so daß die Bezeichnung dieser Phasen als Stadien eigentlich nicht korrekt ist. Die Vereisung des Hauptwürm-Maximums hat die Moränen des Altwürm-Stadials überfahren; deshalb ist die überall ungefähr gleich starke Verwitterung und morphologische Ausbildung der zu Tage liegenden Würm-Moränen natürlich kein Beweis für die Einheitlichkeit der Letzten Vereisung.

Die früher zwischen die Brandenburger und die Frankfurter Phase gestellte Aurignac-Schwankung ($W_{I/II}$ vieler Autoren, Göttweiger Interstadial) ist, wie oben gezeigt wurde, älter als die Brandenburger Phase, und das noch neuerdings bisweilen zwischen die Frankfurter und Pommersche Phase gestellte sogen. „Masurische Interstadial“ ist nachweislich jünger als die Pommersche Phase.

Das Hauptwürm-Stadial hat (wahrscheinlich in seinem Maximum) Altwürm-Terrassen vielfach beseitigt und die untere Niederterrasse aufgeschottert (vgl. S. 163). Geomorphologisch konnte daher das Problem des Ablaufs der Letzten Eiszeit nicht gelöst werden.

Für keine der oben genannten Phasen des Hauptwürm-Maximums gibt es ein C^{14} -Datum. Da aber mehrere Phasen der Würm-Eiszeit mit Phasen der Wisconsin-Eiszeit in Nordamerika mit Hilfe der C^{14} -Methode einwandfrei parallelisiert werden konnten, ist es wohl statthaft, auch die Maxima von Hauptwürm und Main Wisconsin zu konnektieren. In den mittleren und östlichen U.S.A. wurde das Maximum von Main Wisconsin nach mehreren C^{14} -Daten in der Zeit von ca. 20000 bis 18000 vor heute erreicht (R. F. FLINT & M. RUBIN 1955). Ungefähr um die gleiche Zeit dürfte auch die Brandenburger Randlage erreicht und in Süddeutschland die äußerste Jugendmoräne gebildet worden sein; das Datum ca. 20000 vor heute dürfte annehmbar sein (P. WOLDSTEDT 1954a, S. 341).

Für den Beginn des Abrückens des Inlandeises von der Pommerschen Randlage liegt nur eine einzige warwengeochronologische Datierung (bei Lübeck in der Ziegeleigrube der Zgl. Bunte Kuh) vor, nämlich 15730, abgerundet 16000 Jahre vor heute (E. H. DE GEER 1954 S. 310); ca. 17000 vor heute dürfte aber wohl mit Rücksicht auf die ältesten spätglazialen Daten richtiger sein. Die Paläotemperatur-Kurve von C. EMILIANI (1955, 1956) zeigt den Beginn der starken Erwärmung, die dem Hochglazial ein Ende bereitete, indem sie das Abrücken des Inlandeises von der letzten hochglazialen Randlage (Pommersche Phase) einleitete, bei ca. 16500 vor heute an; aber 1957 änderte C. EMILIANI dieses Datum in 13000 vor heute um, für das Ende der Pommerschen Phase viel zu spät. Es ist also auch nicht gut möglich, unter Bezugnahme auf C. EMILIANI (1955) mit ca. 16500 vor heute den Beginn des Eisrückzugs von der Frankfurter Randlage zu datieren, wie es Th. VAN DER HAMMEN (1957, S. 251, 254) tut. Ebenso ist es mit Rücksicht auf die ältesten spätglazialen

C^{14} -Daten ganz unmöglich, die Pommersche Phase des Pleniglazials um 11300 (11400) v. Chr., d. h. um 13000 vor heute, mit dem Beginn des Bölling-Interstadials (im weiteren Sinne) enden zu lassen, wie es Th. VAN DER HAMMEN (1957) getan hat.

Im Hauptwürm-Maximum ist der Jüngere Löß IIb (W III-Löß vieler Autoren) gebildet und abgelagert worden. Seine kälteliebende *Columella*-Schneckenfauna (Leitart *Columella edentula columella*) kennzeichnet ebenso wie die artenreiche glaziale *Primigenius*-Fauna mit *Ovibos* und Lemmingsen in diesem Löß in dem gleichzeitigen Frostbruchschutt der Höhlen das Hauptwürm-Maximum als die kälteste Phase der Letzten Eiszeit und nach F. BRANDTNER (1956, S. 156) sogar des gesamten Pleistozäns. In dieser Zeit erreichte die glaziale *Primigenius*-Fauna ebenso wie die starke Winterkälte ertragende euro-sibirische Steppenfauna ihre weiteste Verbreitung nach Westen und Süden. Für das Hauptwürm-Maximum gelten die biogeographischen Karten des Maximums der Letzten Eiszeit in Eurasien (z. B. von J. BÜDEL 1949, 1951, B. FRENZEL & C. TROLL 1952, P. WOLDSTEDT 1954), ebenso die entsprechenden physisch-geographischen von H. POSER (1947).

Zwei sehr interessante Profile, die die Zweiteilung der Würm-Eiszeit (mit 2 Maxima) beweisen, hat der Bodenkundler H. FISCHER (1957) aus Nieder-Österreich im Erlaufstal (im Raum von Peutenburg) mit einer höheren und einer unteren Niederterrasse beschrieben; beides sind Profile der höheren NT (Altwürm) mit einem allochthonen fossilen Boden, der stark kryoturbar gestauch ist, und zwar nicht in der Jüngeren Dryaszeit, wie der Entdecker meint, sondern im Hauptwürm-Maximum; denn nach pollenanalytischen Befunden im Alpenvorland war die Klimadepression in der Jüngeren Dryaszeit nur schwach, und ihre Einwirkung auf die vom Hauptwürm-Maximum gebildete untere NT wird von H. FISCHER nicht erwähnt.

Aus Mähren (B. KLÍMA 1957) und HESSEN (E. SCHÖNHALS 1951, S. 113) werden Befunde mitgeteilt, die eine genauere Untergliederung des Jüngeren Lösses IIb ermöglichen; wie weit diese für die relative Datierung jüngst-paläolithischer Kulturschichten verwertbar sind, müssen weitere Untersuchungen prüfen.

Das Ende der weiträumigen Lößbildung und -ablagerung fällt höchst wahrscheinlich mit dem Ende des Hochglazials, nämlich mit dem Ende der Pommerschen Phase, zusammen; denn im mitteleuropäischen Trockengebiet ist nach H. MÜLLER (1953, S. 20, Fußnote 5) der auf jüngstem Löß liegende 15—30 cm mächtige Basistorf der Ältesten Dryaszeit (Pollenzzone Ia) wahrscheinlich erheblich jünger als die Ablagerungszeit des jüngsten Lösses. Später (im Spätwürm, W h_3) sind nur stellenweise unbedeutende Flottsand- und Lößbildungen abgelagert worden (H. POSER 1951, S. 38).

Es sind bisher nur folgende C^{14} -Daten aus dem Hauptwürm-Maximum bekannt:

Gro-1325: Gravettien-Kulturschicht von Pollau (Pavlov) bei Unter-Wisternitz in Mähren im untersten Teil des Jüngeren Lösses IIb (B. KLÍMA 1957, Hl. DE VRIES 1958):	24800 ± 150
Gro-1354: Kulturschicht des östlichen Gravettien in Aggsbach (Österreich) (Hl. DE VRIES 1958)	25540 ± 170
Gro-1327: wie Gro-1354 (Hl. DE VRIES 1958)	22450 ± 100
W-151 : Périgordien IV im Abri Pataud in Les Eyzies (Dordogne):	
W-191 : aschenhaltiges Material mit Holzkohlespuren von einem Herd, 2 Proben (H. L. MOVIOUS, Jr., in Archaeol. 7, 1954, S. 82)	24000 ± 1000 23600 ± 800

d. Das Spätwürm (W h_3), das Spätglazial der Letzten Eiszeit

Zwischen dem Ende der Pommerschen Phase (Linie D der Dänen) und den nach den C^{14} -Daten ältesten spätglazialen Schichten (Meiendorf und Poggenwisch bei Ahrensburg in Holstein und dem Bölling-Interstadial in Holland und Mitteldeutschland) liegen im

südwestlichen Ostsee-Gebiet noch die Endmoränen des Belt- und Langeland-Vorstößes (E bzw. F nach V. MADSEN 1928); es ist deswegen unmöglich, das Bölling-Interstadial (auch im erweiterten Sinne) unmittelbar auf die Pommersche Phase folgen zu lassen. Die wichtigste Eisrandlinie ist die des Langeland-Vorstößes, der die gotiglaziale Anfangsmoräne (E. G. DE GEER 1954, S. 309) erzeugte; in Norddeutschland ist ihre Fortsetzung höchst wahrscheinlich die Velgaster Staffel (= Nordpommersche Moräne G von K. RICHTER 1937) und wahrscheinlich die Samländische Endmoräne (P. WOLDSTEDT 1955 S. 369); in Schonen bildet sie einen nach Osten tief einspringenden Winkel, den aber E. H. DE GEER für etwas jünger hält. Die von G. DE GEER (1935) als Grenze zwischen Dani- und Gotiglazial benutzte Eisrandlinie auf Fünen entspricht der Beltlinie (siehe E. H. DE GEER 1954, Abb. 1), ihre Zeitstellung ist nach ihm (auf Schonen bezogen) 5880 ± 200 Jahre vor seinem Nulljahr (= 8739 Jahre vor heute), also ca. 14819 (rund 15000) Jahre vor heute. Für die Langeland-Linie gibt E. H. DE GEER (1954 S. 309) die Zeitstellung ca. 14000 Jahre vor heute (= ca. 12000 v. Chr.) an. Auf Genauigkeit können aber alle diese Daten keinen Anspruch erheben.

Das frühe Gotiglazial ist nun offenbar eine erste spätglaziale beträchtliche Wärmeschwankung von ähnlicher Bedeutung wie das Alleröd-Interstadial und die finiglaziale Klimabesserung, denn es begann jetzt die kontinuierliche pollenanalytisch erfassbare Sedimentation; andernfalls wäre sie mindestens in der Nähe dieser (oder der Belt-)Moräne durch (jahreszeitliche) Solifluktion verhindert worden. H. GAMS hat daher mit dem Abrücken des Inlandeises von der Endmoräne des Langeland-Vorstößes das Spätglazial beginnen lassen. Es sind aber schon vorher sehr bald nach der Pommerschen Phase in Wasserbecken schuttbedeckter Toteisfelder fossilführende Bildungen (sogar mit Anodonten!) entstanden, so daß es zweckmäßiger ist, das Spätwürm unmittelbar der Pommerschen Phase folgen zu lassen.

Es ergeben sich nun einige Schwierigkeiten aus den ältesten C^{14} -Daten und der Auffindung von Artefakten der Hamburger Stufe II ca. 4 m tief in der Grundmoräne bei Grömitz am Westufer der Lübecker Bucht. Für die Hamburger Stufe I von Meiendorf in Holstein wurde mit Kalkgyttja das C^{14} -Datum W-172: 15750 ± 800 , für die Stufe II von Poggenwisch in Holstein gleichfalls mit Kalkgyttja das C^{14} -Datum W-93: 15150 ± 350 ermittelt (Science 121, 1955, S. 481 bzw. Science 120, 1954, S. 467). Nun scheinen C^{14} -Daten von organogenen „Hartwasser“-Ablagerungen zu alt zu sein, wenigstens in Wasserbecken auf Kalk (E. S. DEEVEY et al. 1954); in Wasserbecken der Jungmoränenlandschaft können sie aber nach Johs. IVERSEN (1953) durchaus korrekte C^{14} -Daten wie gleichalterige Holzproben liefern. Nun hat Heidelberg für eine Holzprobe aus der Kulturschicht von Poggenwisch (Hamburg II) das C^{14} -Datum H-136/116: 12980 ± 370 ermittelt (K. O. MÜNNICH 1957b), also 2170 Jahre weniger als W-93! Hiernach müßte das C^{14} -Datum für Meiendorf, auf Holz bezogen, ca. 13580 vor heute sein. Nehmen wir für Meiendorf und Poggenwisch die Daten W-172 und 93 und für das Ende der Pommerschen Phase ca. 16000 vor heute, so ist das letztere Datum viel zu jung, und die Hamburger Kultur I und II älter als der Langeland-Vorstöß (mit 15000 vor heute datiert) und ca. 2450 Jahre älter als das Bölling-Interstadial (H-106/89). Nach dem Pollendiagramm von R. SCHÜTRUMPF (1955, Abb.2) müßten dann in dieser Zeit ca. 60 cm sandige Kalkgyttja gebildet sein, während in dem etwa halb so langen Alleröd-Interstadial des gleichen Profils ca. 75 cm Kalkgyttja gebildet wurden. Nehmen wir aber die auf Holz bezogenen Daten für Meiendorf und Poggenwisch, dann wäre die Hamburger Stufe ca. 2420 Jahre jünger als die Pommersche Phase (mit 16000 vor heute datiert) und tatsächlich auch jünger als der Langeland-Vorstöß, aber nur höchstens 280 Jahre älter als das Bölling-Interstadial; es müßten dann in 280 Jahren ca. 60 cm sandige Kalkgyttja gebildet worden sein gegenüber ca. 75 cm in dem über 1000jährigen so viel wärmeren Alleröd-Interstadial. Daher sind vorläufig doch wohl die älteren W-Daten vorzuziehen. Dann müßte man das

Alter des Langeland-Vorstößes etwa 1000 Jahre höher ansetzen, das des Endes des Pommerschen Stadiums ebenfalls (also ca. 17000 vor heute) und den Beltvorstoß zwischen beide einschieben.

Nun hat G. H. BRÜCKNER (1954) Artefakte der Hamburger Stufe II (also wie von Poggenwisch) etwa 4 bis 4,80 m tief im Geschiebemergel einer Moräne bei Grömitz entdeckt; daraus schließen die schleswig-holsteinischen Prähistoriker und Quartärgeologen, daß ein letzter Eisvorstoß zwischen dem Datum von Poggenwisch und dem Beginn des Bölling-Interstadials diese Artefakte von einem vermutlich weiter nördlich gelegenen Renntierjäger-Lager verschleppt habe (R. SCHÜTRUMPF 1955). Da nach H. ILLIES (1954) die maximale Eismächtigkeit nahe der Grenze 20 m betrug, ist eine Moränenmächtigkeit von fast 5 m für einen letzten Eiszeitvorstoß doch so groß, daß durch eine Untersuchung des Geschiebemergel-Korngefüges dort geprüft werden sollte, ob die Artefakte nicht doch durch eine Schichtenstörung über einem tieftauenden Toteisblock in die Grundmoräne geraten sein können.

Nach den bisher vorliegenden C¹⁴-Daten und pollenanalytischen Untersuchungen ergibt sich vorläufig folgende Gliederung und Chronologie des Spätwürm:

Um 17000 vor heute: Ende der Pommerschen Phase des Hochglazials und Beginn des Spätwürm.

a. Daniglazial: Abschmelzzeit der Pommerschen Phase etwa 17000 bis 16000 vor heute, mit Belt-Vorstoß um 16500; rein minerogene Sedimente in Wasserbecken schuttbedeckter Toteisfelder, pollenanalytisch nicht erfaßbar.

b. Gotiglazial: Langeland-Vorstoß um 16000 vor heute; dann Älteste Dryaszeit mit ganz überwiegend minerogener, aber pollenanalytisch erfaßbarer Sedimentation, Pollenzone Ia:

W-172	: Hamburger Stufe I von Meiendorf bei Ahrensburg (Holstein), mit Kalkgyttja datiert:	15750 ± 800
C-406	: Höhle von Lascaux bei Montignac: <i>Abies</i> -Holzkohle aus sehr alter Magdalénien-Kulturschicht (Fr. JOHNSON 1951)	15516 ± 900
W-93	: Hamburger Stufe II von Poggenwisch bei Ahrensburg, mit Kalkgyttja datiert (H. E. SUESS 1954)	15150 ± 350
[H-136/116:	wie W-93, aber mit Holz (Zweiglein) datiert (K. O. MÜNNICH 1957b)	12980 ± 370]
Gro-468	: Magdalénien-Station Schussenquelle (Württemberg): unterster Braunmoostorf auf der Hauptfundschrift (H. DE VRIES & al. 1958)	14470 ± 385
?	Letzter Inlandeis-Vorstoß bei Grömitz am Ostufer der Lübecker Bucht (R. SCHÜTRUMPF 1955)	um 14000 oder 13000

c. Gotiglazial: Übergang von der Ältesten Dryaszeit zum Bölling-Interstadial und Bölling-Interstadial, Pollenzone Ib, ca. 13250—12300 (im Norden):

Gro-705	: Gytja aus 7,70 m Tiefe des ehemaligen Sees Lago de Sana-bria, Laguna de las Sanguijuelas, Zamora, Spanien, pollenanalytisch untersucht von F. FLORSCHÜTZ (H. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958): Beginn des Bölling-Interstadials	13700 ± 300
Gro-702	: wie 705, 7,50 m Tiefe, Mitte des Interstadials	12830 ± 280
H-88/74	: Tundratorf mit Birken- und Weidenholz auf jüngstem Löß am Boden des ehemaligen Gaterslebener Sees, Kr. Aschersleben in Mitteldeutschland (H. MÜLLER 1953, K. O. MÜNNICH 1957b)	13250 ± 280

H-106/89: Holz aus dem Tundratorf H-88:	12700 ± 320
H-77/54 : Holz aus Tongyttja 10-20 cm über den kalkigen Sedimenten des Bölling-Interstadials, Übergang Pollenzone I b/c	12300 ± 260
Gro-935 : Usselo, Prov. Overijssel (Th. VAN DER HAMMEN 1951, C. C. W. J. HIJSZELER 1957, Hl. DE VRIES & al. 1958): unterster Torf, Beginn des Bölling-Interstadials	12380 ± 130
Gro- 928: wie 935, höhere Schicht	12200 ± 100
Gro-1104: wie 935, höhere Schicht	12300 ± 100
Gro- 927: wie 935, höhere Schicht	12355 ± 170
[Gro- 926: oberste Schicht dieses Torfes, sollte das Ende des Interstadials datieren, stammt aber nach dem Datum aus dem frühen Alleröd (Probe aber vielleicht durch jüngere Humussubstanzen verjüngt)	11825 ± 120]

d. Gotiglazial: Ältere Dryaszeit, Pollenzone Ic, ca. 12300—12000. Für den Fall, daß im Bölling-Interstadial das „lebende“ Inlandeis aus Dänemark verschwunden sein sollte, hält es Johs. IVERSEN (1954, S. 95) für möglich, daß die erhebliche Klimadepression dieser Zeit der „Eisstillstands-Linie“ entsprechen könnte, die in Schonen (s. oben) der gotiglazialen Anfangsmoräne (des Langeland-Vorstoßes) zugeschrieben war; diese „Stillstandslinie“ könnte aber in Schonen noch jünger sein. Das dürfte aber doch wenig wahrscheinlich sein, da nach T. NILSSON (1935) dort zahlreiche Alleröd-Vorkommen im früh-gotiglazialen Vereisungs- und Abschmelzungsgebiet liegen und schwerlich in ca. 500 Jahren temperierte Klimaverhältnisse eingetreten sein dürften. Sehr dicke, durchweg tonige Warven des Decktons, die für ein nicht mehr glaziales Klima sprechen, kommen auch im Vorland der Samländischen Endmoräne in Ostpreußen vor.

e. Gotiglazial: Alleröd-Interstadial, Pollenzone II, ca. 11900 bis 10750 (abgerundet: ca. 12000—10800 vor heute). Lage des Südrandes des fennoskandinavischen Inlandeises um 12000 vor heute: Südschweden etwa bei Växjö, Nordküste von Estland, Leningrad (E. H. DE GEER 1954, Abb. 1, S. 304); die Alpen waren schon kurz vorher vom Hauptwürm-Eis befreit (S. 3).

1. Deutschland:

Wallensen zwischen Göttingen und Hannover: vulkanischer Tuff aus dem Laacher See-Gebiet in Alleröd-Gyttja, datiert mit 2 cm Gyttja auf der Tuffschicht (Fr. JOHNSON 1951, F. FIRBAS & al. 1955, H. STRAKA 1956)

C-337 :	11044 ± 500
K-107 : zweite Hälfte der gleichen Probe. (Johs. IVERSEN 1953)	11160 ± 320
H-1/8 und 1/48 (K. O. MÜNNICH 1957b)	11900 ± 500
	11800 ± 300

Eifel: Datierung von Vulkanausbrüchen:

Gro-1184: verkohlter Baumstamm von 20 cm Durchmesser aus dem Traß des Brohl-Tales (Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958)	11025 ± 90
Gro- 458: Gyttja auf dem Tuffsand des Schalkenmehrener Maars (Hl. DE VRIES & al. 1958)	10770 ± 250

Rissen bei Hamburg: Fundplatz der Rissener Gruppe der Federmesser-Zivilisation (H. SCHWABEDISSEN 1957, K. O. MÜNNICH 1957 b)

H-21/18 : Gyttja unter der Kulturschicht	11550 ± 280
H-18/11 : Holz aus der Gyttja unter der Kulturschicht	11930 ± 290
H-75/68 : Holzkohle aus der Kulturschicht	11450 ± 180
Y-157 A : Holzkohle aus der Kulturschicht	10560 ± 200

- Y-442 : Lieth, Kr. Pinneberg (Holstein): Torfschicht unter einem Federmesser-Fund (H. SCHWABEDISSEN 1957, G. W. BARENSEN & al. 1957) 11220 ± 350
2. Österreich:
 Gro-1189: unterer Torf (4,20—4,35 m) des Roggendorfer Moores bei Melk a. d. Donau (F. BRANDTNER 1949, Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958) 11400 ± 90
3. Dänemark: Ruds Vedby auf Seeland (E. C. ANDERSEN & al. 1953, Johs. IVERSEN 1953, H. E. SUESS 1954, Hl. DE VRIES & al. 1958)
- K-106 : Seekreide etwas unter der Mitte der Zone II 11880 ± 340
 K-105 : Kalkgyttja etwas über der Mitte der Zone II 11800 ± 410
 K-104 : Kalkgyttja aus dem obersten Teil der Zone II 10990 ± 240
 K-113 : Kalkgyttja dicht unter der Zonengrenze II/III 10930 ± 380
 K-103 : Kalkgyttja an der Zonengrenze II/III 11060 ± 480
 [K-102 : Grobdetritusgyttja an der Zonengrenze II/III 10500 ± 400]
 W-81 : wie K-102 11170 ± 180
 K-101 : Holz an der Zonengrenze II/III (3 Messungen) 10890 ± 240
 Gro-454 : wie K-101 10995 ± 250
 [W-82 : wie K-101 10260 ± 200]
 W-84 : wie K-101 10510 ± 180
 [H-105/87: wie K-101 11500 ± 300]
- Ehemaliger Bölling-See in Jütland (Johs. IVERSEN 1953):
 K-112 : Gyttja aus Zone II 11700 ± 360
 K-110 : Gyttja von der Pollenzonengrenze II/III 10770 ± 300
4. Schweden:
 St-? : Robertsdal in Schonen: intramoränale fossilführende Schicht, die für temperiertes Klima spricht (G. LUNDQVIST 1957) 10980 ± 140
5. Britische Inseln:
 C-355 : Gyttja der Pollenzone II von Knocknacran in Irland (Fr. JOHNSON 1951) 11310 ± 720
 C-356 : Gyttja der Pollenzone IV (?) von Lagore in Irland (Fr. JOHNSON 1951) 11787 ± 470
 C-444 : Gyttja der Pollenzone II von Neasham in Nord-England (Fr. JOHNSON 1951) 10851 ± 630
 Q-147 und 148: Scaleby Moss bei Carlisle in Nord-England, Gyttja aus dem obersten Teil der Pollenzone II (H. GODWIN & al. 1957) 10704 ± 207
 Q-144 : wie 147 u. 148: Pollenzonengrenze II/III 10834 ± 185
6. SW-Europa:
 L-336 C : Holzkohle aus der Kulturschicht des Magdalénien V/VI in Höhle La Vache bei Niaux, Tarascon, gesammelt von R. ROBERT (W. S. BROECKER & J. L. KULP 1957) 11650 ± 200
 Gro-688 : Laguna de las Sanguijuelas, Lago de Sanabria, Zamorra (Spanien): Gyttja des ehemaligen Sees aus 7,00 m Tiefe, Beginn des Interstadials (Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958) 11585 ± 200
7. Niederlande (Hl. DE VRIES et al. 1958)
 Gro-431 : allerödzeitlicher Torf (untere Schicht) aus dem Nordostpolder (ehem. Zuidersee) 11560 ± 260
 Gro-410 : wie vor, obere Schicht 11200 ± 320

Usselo in der Prov. Overijssel (Th. VAN DER HAMMEN 1951, G. W. BARENDSEN et. al. 1957, C. C. W. J. HIJSZELER 1957): nach den pollenanalytischen Befunden allerödzeitliche mit Dünen sand gemischte in der Jüngeren Dryaszeit durch Kryoturbation gestörte Torfschicht mit Artefakten der Tjonger-Gruppe der Federmesser-Zivilisation (Spät-Magdalénien) und Holzkohlenschicht im Übergang zur Jüngeren Dryaszeit:

[Y-139/1 : Basis des Alleröd-Torfs im Profil IV Usselo A (160-165 cm)
Alter zu hoch! 12500 ± 180]

Gro-969 : Probe ca. 5 cm über der Basis des Alleröd-Torfs
(C. C. W. J. HIJSZELER 1957 S. 295) 11600 ± 95

Y-139/2 : Tjonger Kulturschicht im Profil Y-139/1, 127—132 cm
(G. W. BARENDSEN et. al. 1957) 10880 ± 160

Gro-921 : Alleröd-Torf aus Profil B (*Betula*-Phase)
(Hl. DE VRIES et al. 1958) 11560 ± 100

Gro-947 : wie Gro-921 11470 ± 90

Gro-925 : wie Gro-921, aber *Pinus*-Phase 11065 ± 120

Waskemeer, Prov. Friesland (Hl. DE VRIES et al. 1958):

Gro-607 : Tjonger Kultur ca. 30 cm unter dem Usselo-Horizont 10800 ± 230

Usselo-Schichten mit Holzkohle in jüngerem Decksand, in Usselo übergehend in Alleröd-Torf, mit Artefakten der Tjonger-Fazies der Federmesser-Zivilisation (Magdalénien VI), Landfazies der späten Alleröd-Zeit; Waldbrände nach C. C. W. J. HIJSZELER (Hl. DE VRIES et. al. 1958, S. 132) vermutlich durch Eruptionen der Eifel-Vulkane erzeugt. Einige Usselo-Schichten stammen aus der frühen Jüngeren Dryaszeit. Mittelwert der C¹⁴-Daten ist 10800 vor heute, d. h. Übergang von der Alleröd- zur Jüngeren Dryaszeit (Hl. DE VRIES et al. 1958).

Gro-647 : Lemele, Prov. Overijssel 11230 ± 400

Gro-909 : Deelen, Prov. Gelderland 11025 ± 120

Gro-603 : Leende, Prov. Nord-Brabant 11020 ± 230

Gro-497 : Horn-Haelen, Prov. Limburg 11000 ± 320

Gro-498 : Horn-Haelen, Prov. Limburg 10950 ± 300

Gro-907 : Uchelen a bei Apeldoorn 10770 ± 130

f. Gotiglazial: Jüngere Dryaszeit (Pollenzone III) ca. 10750 bis 9950 (abgerundet 10800 bis 10000) vor heute.

Usselo-Schichten mit Holzkohle und Tjonger-Kultur (siehe oben) Fortsetzung (Hl. DE VRIES et al. 1958):

Gro-920 : Hilversum bei der Craylo-Brücke, Prov. Nord-Holland 10660 ± 90

Gro-937 : Uchelen b, Prov. Gelderland 10555 ± 130

Gro-646 : Velzen, Prov. Nord-Holland 10365 ± 200

Gro-1059: Leende, Prov. Nord-Brabant: Ahrensburger Kultur (Hl. DE VRIES et al. 1958) 10720 ± 85

Y-464 : Penkridge bei Wolverhampton (England): unterste Torfschicht in einem Kessel (Toteisloch) der Newer Drift
(G. W. BARENDSEN et al.) 10670 ± 130

Gro- 961: Gytja auf dem Tuffsand im Schalkenmehrener Maar (Eifel) (Hl. DE VRIES et al. 1958) 10550 ± 100

Gro- 458: wie 961 10770 ± 250

Gro-1199: verkohltes Holz ca. 5 m tief im vulkanischen Traß einer Laacher-See-Eruption, Gleesertal (Hl. DE VRIES & H. T. WATERBOLK 1958) 10680 ± 85

Gro- 632:	Wychense Ven, Prov. Nord-Brabant: humoser Lehm unter dem Hochmoor (Hl. DE VRIES et al. 1958)	10640 ± 220
Gro- 627:	wie Gro-632: Gytinja aus etwas geringerer Tiefe	10580 ± 240
Gro- 375:	Nordostpolder (ehemalige Zuidersee): Torf unter fluviatilen Lehm unter Decksand (Hl. DE VRIES et al. 1958)	10500 ± 280
Gro- 419:	Bergen op Zoom, Prov. Nord-Brabant: älteste Gytinja in einer Senke (Hl. DE VRIES et al. 1958)	10345 ± 275
Q-153 :	Scaleby Moss in Nord-England: Gytinja aus dem obersten Teil der Pollenzone III (H. GODWIN et al. 1957)	10324 ± 215
H-409/374:	ältestes Treibholz (<i>Pinus</i>) in Reischenhart zwischen Rosenheim und Kufstein (Inn-Gletschergebiet) 4 m unter der Oberfläche unterhalb von 2 durch eine Seetonlage getrennten Torfschichten, vermittelt durch Dr. O. GANSS vom Bayer.Geol.Landesamt in München (K. O. MÜNNICH briefl.)	10210 ± 210
[Y-482 :	Varrassuo-Moor bei Lahti, Finnland, durch Verlandung eines Stausees des Salpausselkä-Systems entstanden: unterste Torfprobe, aus dem obersten Teil der Pollenzone III, sollte ca. 10000 Jahre alt sein (G. W. BARENSEN et al. 1957)	8030 ± 140]
Ende der Jüngerer Dryaszeit, also auch der Würm-(Weichsel-)Eiszeit, Pollenzonegrenze III/IV, ca. 9950 (abgerundet 10000) vor heute:		
K-111 :	Gytinja von der Pollengrenze III/IV im ehemaligen Bölling-See in Jütland (Johs. IVERSEN 1953)	10300 ± 350
Q-151 :	Scaleby Moss in Nord-England (vgl. Q-153): Gytinja von der Pollenzonegrenze III/IV (H. GODWIN et al. 1957)	10263 ± ca. 350

Als Ende der Jüngerer Dryaszeit (Pollenzonegrenze III/IV) und damit der Letzten Eiszeit nehmen heute fast alle Quartärgeologen den Beginn des haltlosen Abrückens des nordischen Inlandeises vom dreifachen Eisrandgürtel des Salpausselkä-Stadiums in Schweden und Süd-Finnland an, dem in den Alpen die Schlußvereisung (Schlern, Gschnitz und Daun) entspricht. Warwengeochronologisch liegt dieser Beginn, markiert durch das Abrücken des Inlandeises von der Nordspitze des Berges Billingen (Västergötland) und durch die dadurch bedingte Absenkung des Spiegels des Baltischen Eissees um ca. 26 m auf das Niveau des Weltmeeres (des Yoldia-Eismeer) mit darauf folgendem Eindringen dieses Eismeer in das Ostsee-Becken, 1073 Jahre vor dem Nulljahr der Zeitskala von G. DE GEER (1940), d. h. (l. c. S. 176) 8739 Jahre vor 1900 n. Chr., also 8739+1073 = 9812 Jahre vor 1900 v. Chr. = ca. 7912 v. Chr. (nach G. DE GEER 1940 Pl. 90, mit der abgerundeten Zahl 8700 statt 8739 berechnet, um 7873 v. Chr.). Gewöhnlich wird jetzt das Datum ca. 7912 v. Chr. auf ca. 8000 v. Chr. abgerundet (E. H. DE GEER 1954). In Finnland läßt M. SAURAMO (1954, S. 231) die Letzte Eiszeit auch um 8000 v. Chr. mit dem Beginn des Eisrückzugs vom Salpausselkä III enden, während er dafür früher den Beginn des Eisrückzugs vom Salpausselkä II um 8150 v. Chr. angenommen hatte. G. DE GEER ließ auf sein Gotiglazial (Ende ca. 7912 v. Chr.) 1073 Jahre Finiglazial und dann erst (um 6839 v. Chr.) sein Postglazial beginnen. Im Finiglazial hatte aber in Mitteleuropa und sogar in Schonen die endgültige Wiederbewaldung und Ausbreitung wärmeliebender Holzarten begonnen, so daß hier diese Zeit (das Präboreal, Pollenzone IV) schon der Anfangsabschnitt des Postglazials (d. h. der Nacheiszeit, des Holozäns oder des Alluviums) ist.

Das warwengeochronologische Datum für das Ende der Letzten Eiszeit (ca. 8000 v. Chr. = ca. 9950, abgerundet ca. 10000 Jahre vor heute) ist also noch nicht genau durch die C¹⁴-Methode bestätigt worden, wohl aber das warwengeochronologische Datum für den Beginn der Jüngerer Dryaszeit (Salpausselkä-Stadium). Für die Dauer dieses Sta-

diums (Ss. I-III) hat M. SAURAMO (siehe E. ANTEVS 1953, Fig. 3) warwengeochronologisch ca. 860 Jahre ermittelt, also die Zeitstellung ca. 8772 bis 7912, abgerundet ca. 8800 bis 8000 v. Chr. oder ca. 10750 bis 9950 vor heute. Für den Beginn des Salpausselkä-Stadiums liegen die C^{14} -Daten K-110: 10770 ± 300 , K-101, 102 und 103 (Mittel von 5 Messungen): 10830 ± 200 und Q-144: 10834 ± 185 vor.

IV. Ergebnis

Der Ablauf des Jungpleistozäns ist viel komplizierter, als man früher angenommen hat; das gilt besonders für die Letzte Eiszeit. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden in einer Tabelle (nicht maßstäblich) und einer Kurve der mutmaßlichen Juli-Mitteltemperaturen zusammengefaßt. Da mit Ausnahme des Vereisungsmaximums und des Spätglazials die Eisrandlagen der verschiedenen Phasen der Letzten Eiszeit noch unbekannt sind, kann eine graphische Darstellung des Ablaufs des Jungpleistozäns, einer Anregung von H. BÄCHLER folgend, nur mit Hilfe der mutmaßlichen Juli-Mitteltemperaturen versucht werden: Zeiten mit Juli-Mitteln unter $+10^{\circ}C$ sind waldlos gewesen (genauer nach F. FIRBAS: „Die polare Waldgrenze fällt weitgehend mit einer Linie zusammen, an der ein Tagesmittel von 10° und mehr gerade noch an 60-70 Tagen im Jahr erreicht wird“), Zeiten mit Juli-Mitteln über $+10^{\circ}$ sind Waldzeiten gewesen. Diese Kurve, die natürlich nur ein Notbehelf ist (ohne Berücksichtigung der Humidität, der Winterkälte und der Länge der Vegetationszeit), soll für einen Bezirk mit dem heutigen Juli-Mittel $+19^{\circ}$ zwischen den Gebieten der nordischen und alpinen Vereisung gelten (Mitteldeutschland, Böhmen).

Meine Gliederung, die auf der paläontologischen und paläoklimatischen Auswertung

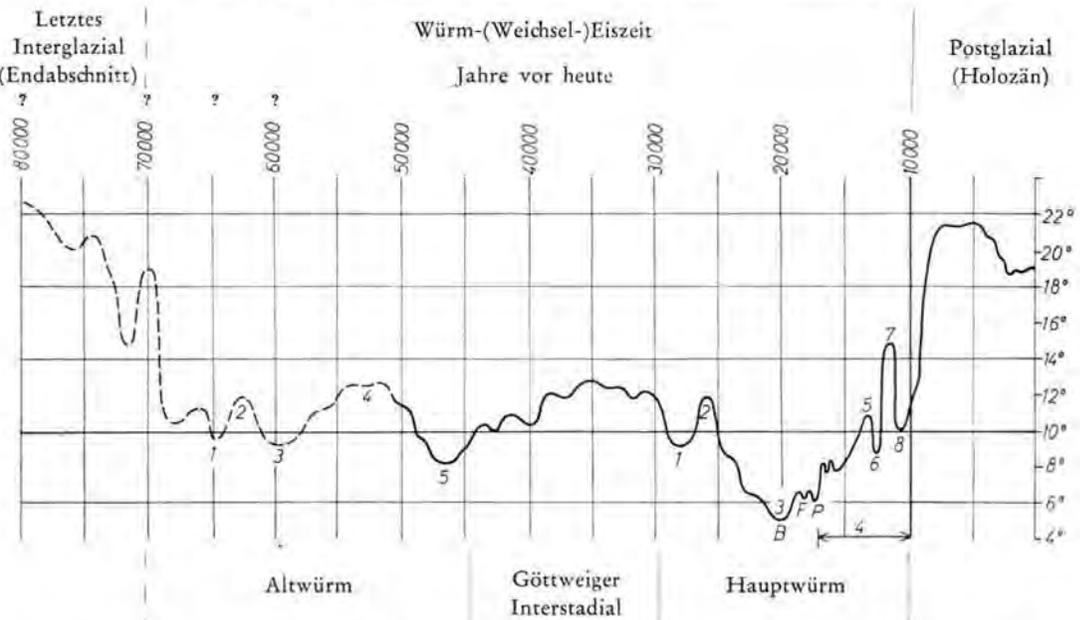


Abb. 1. Hypothetische Kurve der Julimittel (C°) der Temperatur im Spätquartär (schematisch). **Altwürm**-Phasen: 1 = 1. Stadial, 2 = 1. (Amersfoorter) Interstadial, 3 = 2. Stadial, 4 = Brörup-Loopstedter Interstadial, 5 = Maximum. **Hauptwürm**-Phasen: 1 = 2. Vorrückungsphase, 2 = Paudorfer Interstadial, 3 = Maximum (B = Brandenburger, F = Frankfurter, P = Pommersche Phase), 4 = Spätwürm (Würm-Spätglazial): 5 = Bölling-Interstadial, 6 = Ältere Dryaszeit, 7 = Alleröd-Interstadial, 8 = Jüngere Dryaszeit (Salpausselkä-Stadium).

von fossilführenden Ablagerungen und von vollständigen Löß-Profilen im südöstlichen Mitteleuropa sowie von Höhlensedimenten auf Grund der granulometrischen Untersuchung, ferner auf der stratigraphischen Auswertung von etwa 120 durch die C¹⁴-Messung datierten Proben basiert, beweist die Richtigkeit der von P. WOLDSTEDT (1956, 1958) und von H. GROSS (1956, 1957a und b), in den Grundzügen auch von R. GRAHMANN (1956, S. 57) angenommenen Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns. Entscheidend war dafür die Heranziehung der Radiokarbon-Methode neben der Pollenanalyse, vor allem für die Erforschung der wegen der ungeheueren Erstarrungswärme-Menge sehr langen Vorrückungsphase Altwürm und des wegen der ungeheueren Schmelzwärme-Verbrauchs ebenfalls sehr langen Spätglazials der Letzten Eiszeit.

Die mit der C¹⁴-Methode ermittelte Chronologie des Jungpleistozäns steht zu der Sonnenstrahlungskurve von M. MILANKOVITCH und der Paläotemperatur-Kurve von C. EMILIANI im Widerspruch; zweifellos ist aber der C¹⁴-Methode der Datierung der Vorzug zu geben. Selbstverständlich muß die Zahl der C¹⁴-Daten aus der Zeit vor 15000 vor heute (besonders aus dem jüngeren Löß I und II b) noch sehr vergrößert werden.

Diese Gliederung und relative Chronologie des Jungpleistozäns geht von der Löß-Chronologie von W. SOERGEL (1919) aus, die in einigen Punkten berichtigt werden mußte. Daß dies gelang, ist wesentlich das Verdienst von F. BRANDTNER, dessen Ergebnisse der Lößforschung in Österreich durch die Lößuntersuchungen zahlreicher tschechoslowakischer Forscher im Nachbargebiet aufs beste bestätigt und ergänzt wurden. Die Datierung der Löß-Etagen im absoluten Zeitmaß mit Hilfe der mit einer Reichweite von 53000 Jahren angewandten Radiokarbon-Methode ist das große Verdienst von Hl. DE VRIES und seinem C¹⁴-Laboratorium in Groningen; mit dieser Löß-Chronologie im absoluten Zeitmaß war es möglich, auch andere würmeiszeitliche Schichten mit brauchbarem Datierungsmaterial in die Löß-Chronologie und damit in die Zeittafel der Würmeiszeit einzustufen. Die sehr zahlreichen Groninger C¹⁴-Daten pollenanalytisch zeitbestimmter spätglazialer Schichten beweisen eindrucksvoll die Brauchbarkeit der Radiokarbon-Methode. Eine ganze Anzahl wichtiger würmeiszeitlicher C¹⁴-Daten ist auch K. O. MÜNNICH und seinem Heidelberger Laboratorium zu verdanken.

Den Herren Prof. Dr. Hl. DE VRIES und Dr. K. O. MÜNNICH bin ich für die Übernahme der C¹⁴-Datierung einer ganzen Anzahl würmeiszeitlicher Proben und für wertvolle Auskünfte zu großem Dank verpflichtet. Für die Erteilung solcher Auskünfte danke ich ferner besonders den Herren H. BÄCHLER jr., Dr. K. BERTSCH, Dr. F. BRANDTNER, Dr. K. BRUNNACKER, Prof. Dr. K. EHRENBERG, Prof. Dr. J. FINK, Prof. Dr. Gisela FREUND, Oberregierungsrat Dr. O. GANSS, Dr. E. KOLUMBE, Dr. G. C. MAARLEVELD, Prof. Dr. H. SCHWABEDISSEN, Oberlandesgeologen Dr. F. WEIDENBACH, Prof. Dr. P. WOLDSTEDT und Prof. Dr. L. F. ZOTZ. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich ergebenst für eine Sachbeihilfe, die mir die Durchführung dieser Untersuchung ermöglichte.

Schriftenverzeichnis

Abkürzung: E. u. G. = Eiszeitalter und Gegenwart.

- ANDERSEN, Sv. Th. (1957): New investigations of interglacial fresh-water deposits in Jutland. A preliminary report. - E. u. G. 8, 181-186.
- ANDERSEN, E. C., LEVI, H., & TAUBER, H. (1953): Copenhagen natural radiocarbon measurements, I. - Science 118, 6-9.
- ANTEVS, E. (1953): Geochronology of the Deglacial and Neothermal ages. - The Journ. of Geol. 61, 195-230.
- BÄCHLER, E. (1921): Das Drachenloch ob Vättis im Taminatale, 2445 m. ü. M. - St. Gallen.
- BARENDSEN, G. W., DEEVEY, E. S., GRALENSKI, L. J. (1957): Yale natural radiocarbon measurements III. - Science 126, 908-919.
- BECKER, Jeanne (1952): Etude palynologique des tourbières Flandriennes des Alpes françaises. - Mém. Service de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine No. 11.
- BEHM-BLANCKE, G., & Mitarb. (1958): Morphologie, Umwelt und Kultur des Neandertalers von Weimar-Ehringsdorf. - Ber. über d. Neandertaler-Kongreß in Düsseldorf 1956.

- BERCKHEMER, F. (1935): Der Sauerwasserkalk und seine Fossileinschlüsse. - Untertürkheimer Heimatbuch, 11-24, Stuttgart. - - (1955): Steinwerkzeuge des Urmenschen aus dem Travertin von Stuttgart-Untertürkheim. - Jb. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, 110, 93-103, Stuttgart.
- BERTSCH, K. (1925): Eine interglaziale Flora aus Oberschwaben. - Allgem. Botan. Zeitschr. Nr. 1-12, Jg. 28/29, 58-71.
- BORDES, F. (1952): Stratigraphie du loess et évolution des industries paléolithiques dans l'ouest du Bassin de Paris. - L'Anthropologie 56, 1-39, 405-452.
- BRANDTNER, F. (1949): Die bisherigen Ergebnisse der stratigraphisch-pollenanalytischen Untersuchung eines jungeszeitlichen Moores von interstadialem Charakter aus der Umgebung von Melk a. d. Donau, Nieder-Österreich. - Archaeol. Austr. 2, 5-32. - - (1950): Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Nieder-Österreichs. - Ibidem 5, 101 bis 113. - - (1954): Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Nieder-Österreich. - E. u. G. 4/5, 49-82. - - (1956): Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Nieder-österreich und in den angrenzenden Gebieten. - E. u. G. 7, 127-175.
- BRELIE, G. VON DER (1955): Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. - E. u. G. 6, 25-38.
- BRODAR, S. (1938): Das Paläolithikum in Jugoslawien. - Quartär 1, 140-172.
- BROECKER, W. S., & KULP, J. L. (1957): Lamont natural radiocarbon measurements IV. - Science 126, 1324-1334.
- BRÜCKNER, G. H. (1954): Artefakte der Jüngeren Hamburger Stufe in einer Grundmoräne bei Ostseebad Grömitz. - Meyniana 2, 191-192.
- BÜDEL, J. (1949): Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. - Die Naturwiss. 36, 105-112, 133-140. - - (1951): Die Klimazonen des Eiszeitalters. - E. u. G. 1, 16-26. - - (1953): Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. - Erdkunde 7, 249-266.
- DE GEER, E. H. (1954): Skandinavians geokronologi. - Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 76, 299-329.
- DE GEER, G. (1935): The transbaltic extension of the Swedish time scale. - Geograf. Annaler 1935, 533-548. - - (1940): Geochronologia Suecica Principes. - K. Svensk. Vet. Akad. Handl., Ser. 3, 18 (6).
- DEEVEY, E. S., JR., GROSS, M. S., HUTCHINSON, G. E., & KRAYBILL, H. L. (1954): The natural C¹⁴ contents of materials from hard-water lakes. - Proceed. National Acad. Sci. 40, 285-288.
- DIETMER, E. (1954): Interstadiale Torfe in würmeiszeitlichen Schmelzwassersanden Nordfrieslands. - E. u. G. 4/5, 172-175.
- EBERS, E., & WEINBERGER, L. (1954): Die Periglazial-Erscheinungen im Bereich und Vorfeld des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers im nördlichen Alpenvorland. - Göttinger Geogr. Abh. 15.
- EDELMAN, C. H., & MAARLEVELD, G. C. (1958): Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. - Geol. Jahrb. 73, 639-684 (Hannover).
- EHRENBERG, K. (1954): Die paläontologische, prähistorische und paläo-ethnologische Bedeutung der Salzofenhöhle im Lichte der letzten Forschungen. - Quartär 6, 19-58. - - (1956): Berichte über die Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. IX. Die Grabungen 1956 und ihre einstweiligen Ergebnisse. - Anzeiger d. math.-naturw. Kl. d. Österreich. Akad. d. Wiss. Jg. 1956, 13, 149-153. - - (1957): Berichte über die Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge, VIII. Bemerkungen zu den Ergebnissen der Sediment-Untersuchungen von Elisabeth SCHMID. - Sitz-Ber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 166, 57-63.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. - Journ. of Geol. 63, 538-578. - - (1956): Note on absolute chronology of human evolution. - Science 123, 924-926. - - (1957): Temperature and age analysis of deep-sea cores. - Science 125, 383-387.
- FELGENHAUER, F. (1951): Aggsbad. Ein Fundplatz des späten Paläolithikums in Niederösterreich. - Mitteil. Prähistor. Kommiss. d. Österr. Akad. d. Wiss. 5, 157-266.
- FINK, J. (1954): Die fossilen Böden im österreichischen Löß. - Quartär 6, 85-108.
- FIRBAS, F., MÜLLER, H., & MÜNNICH, K. O. (1955): Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen „Bölling“-Klimaschwankung. - Die Naturwiss. 42, 509.
- FISCHER, H. (1957): Über glaziale Bildungen aus dem Gebiet von Annaberg und dem mittleren Erlaufstal (Niederösterreich). - Verhandl. Geol. Bundesanst. 197, H. 3, 253-258. Wien.
- FLINT, R. F., & RUBIN, M. (1955): Radiocarbon dates of pre-Mankato events in Eastern and Central North America. - Science 121, 649-658.
- FREISING, H. (1949): Löße, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. - Diss. TH Stuttgart. - - (1951): Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - Jahrb. Geol. Abt. d. Württ. Statist. Landesamtes 1, 54-59.

- FRENZEL, B., & TROLL, C. (1952): Die Vegetation des nördlichen Eurasiens während der Letzten Eiszeit. - E. u. G. 2, 154-167.
- GAMS, H. (1935): Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. - *Eclogae geol. Helvet.* 28, 1-31. - - (1950): Die Alleröd-Schwankung im Spätglazial. - *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.* 1, 162-171. - - Récents progrès des études sur le Tardiglaciaire. - *L'Anthropologie* 56, 281-290. - - (1953): Relative und absolute Chronologie des Quartärs. - *Geol. Bavar.* 19, 364-369. - - (1954): Neue Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte der nord- und mitteleuropäischen Interglaziale. - *Experientia* 10, 357-363. Basel.
- GARROD, D. A. E. (1926): *The Upper Palaeolithic Age in Britain.* Oxford.
- GODWIN, H., WALKER, D., & WILLIS, E. H. (1957): Radiocarbon dating and postglacial vegetational history: Scaleby Moss. - *Proceed. R. Soc., B*, 147, 352-366.
- GRAHMANN, R. (1937): Die dritte Internat. Quartärkonferenz (Inqua) und ihre Belehrungsreisen in Österreich. II. Die Lehrausflüge während der Tagung. - *Z. f. Gletscherk.* 25, 250-252. - - (1956) *Urgeschichte der Menschheit.* Stuttgart.
- GRAUL, H. (1952): Bemerkungen zur Würmstratigraphie im Alpenvorland. - *Geol. Bavar.* 14, 124-131.
- GRAUL, H., & SCHAEFER, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - *Geol. Bavar.* 18, 1-130.
- GROSS, H. (1952): Die Radiokarbon-Methode, ihre Ergebnisse und Bedeutung für die spätquartäre Geologie, Paläontologie und Vorgeschichte. - E. u. G. 2, 68-92. - - (1954): Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. - E. u. G. 4/5, 189-209. - - (1955): Weitere Beiträge zur Kenntnis des Spätglazials. - E. u. G. 6, 110-115. - - (1956): Das Götweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. - E. u. G. 7, 87-101. - - (1957a): Die Fortschritte der Radiokarbon-Methode 1952-1956. - E. u. G. 8, 141-180. - - (1957b): Die geologische Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den angrenzenden Gebieten. - *Quartär* 9, 3-39.
- HALLIK, R. (1952): Ein „Weichsel-Frühglazial“-Profil in Lüneburg. - E. u. G. 2, 168-172. - - (1955): Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. - E. u. G. 6, 116-124.
- HAMMEN, Th. van der (1951): Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. - *Leidsche Geol. Mededel.*, deel 17, 71-183. - - (1952): Dating and correlation of periglacial deposits in Middle and Western Europe. - *Geol. en Mijnbouw, Nw, ser.*, Nr. 9, 14, 328-336. - - (1957): The stratigraphy of the Lateglacial. - *Geol. en Mijnbouw, Nw, ser.*, 19, 250-254.
- HAMPL, F. (1950): Das Aurignacien aus Senftenberg im Kremstal, N.-Ö. - *Archaeol. Austr.* 5, 80-88.
- HIJSZELER, C. C. W. J. (1957): Late-glacial human cultures in the Netherlands. - *Geol. en Mijnbouw, Nw, ser.*, 19, 288-302.
- ILLIES, H. (1954): Neues über die Vereisungsgrenzen in der Umgebung Hamburgs. - *Autorreferat eines Vortrages auf der Deuqua-Tagung am 22. 9. 54 in Bad Segeberg.*
- IVERSEN, Johs. (1953): Radiocarbon dating of the Alleröd period. - *Science* 118, 9-11. - - (1954): The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. - *Danmarks Geol. Unders. II. R.*, 80, 87-149.
- JESSEN, K., & MILTHERS, V. (1928): Stratigraphical and paleontological studies of Interglacial fresh-water deposits in Jutland and Northwest Germany. - *Danmarks Geol. Unders. II. R. Nr.* 48.
- JOHNSON, Fr. (1951): Radiocarbon dating. - *American Antiquity* 17, Nr. 1, Part 2,, 1-65.
- KLÍMA, B. (1957): Übersicht über die jüngsten paläolithischen Forschungen in Mähren. - *Quartär* 9, 85-130.
- KOLUMBE, E. (1955): Über interglaziale und interstadiale Bildungen von Loopstedt am Haddebyer Noor bei Schleswig. - E. u. G. 6, 39-40.
- KOZŁOWSKI, L. (1924): Die ältere Steinzeit in Polen. - *Die Eiszeit* 1, 112-163.
- KROMER, K. (1950): J. Bayers „Willendorf II“-Grabung im Jahre 1913. - *Archaeol. Austr.* 5, 63-79.
- LAIS, R. (1941): Über Höhlensedimente. - *Quartär* 3, 56-108. - - (1951): Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. - *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 41, 119-178.
- LOŽEK, V. (1955): Měkkýši československého kvartéru (Mollusken des tschechoslowakischen Quartärs). - *Rozpravy Ústředního ústavu geologického* 17, Prag.
- LÜDI, W. (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. - *Veröff. Geobotan. Inst. Rübel Zürich*, 27. H., 208 S.
- LUNDQVIST, G. (1957): C 14-analyser i Svensk kvartärgeologi 1955-57. - *Sveriges Geol. Unders. Ser. C* No: 557, 1-25.

- MADSEN, V., & Mitarb. (1928): Übersicht über die Geologie von Dänemark. - Danmarks Geol. Unders. V. R., Nr. 4.
- MÄGDERFRAU, K. (1956): Paläobiologie der Pflanzen. 3. Aufl. Jena.
- MÜLLER, H. (1953): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebiets. - Nova Acta Leopoldina N. F. 16, Nr. 110.
- MÜNNICH, K. O. (1957a): Messungen des C^{14} -Gehalts von hartem Grundwasser. - Die Naturwiss. 44, 32, 33. - - (1957b): Heidelberg natural radiocarbon measurements I. - Science 126, 194-199.
- MUSIL, R., & VALOCH, K. (1955): Über die Erforschung der Lössen in der Umgebung von Brünn (Brno) in Mähren. - E. u. G. 6, 148-151. - - (1957): Ein Vergleich der Wischauer Senke (Mähren) mit den Lössen der angrenzenden Gebiete. - E. u. G. 8, 91-96.
- MUSIL, R., VALOCH, K., & NEČESANÝ, V. (1955): Pleistocenní sedimenty okolí Brna (The Pleistocene sediments in the vicinity of Brno). - Anthropozoikum 4, 107-168.
- NARR, K. J. (1951a): Zum Stand der quartär-stratigraphischen Forschungen. - Germania 29, 67-69. - - (1951b): Terrassen, Lössen und paläolithische Kulturen. - Ibidem 29, 245-250. - - (1953): Reiß oder Würm? - Ibidem 31, 125-134.
- NEHRING, A. (1890): Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit. Berlin.
- NILSSON, T. (1935): Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. - Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 57, 385-562.
- PENCK, A. (1909) in: A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909). - - (1922): Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. - Sitz-Ber. Preuß. Akad. Wiss., Phys.-math. Kl., 214-251. - - (1938): Säugetierfauna und Paläolithikum des jüngeren Pleistozäns in Mitteleuropa. - Abh. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-math. Kl., Nr. 5.
- PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig.
- POSER, H. (1947): Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - Die Naturwiss. 34, 10-18. - - (1951): Die nördliche Lößgrenze und das spätglaziale Klima. - E. u. G. 1, 27-55.
- PROŠEK, Fr., & LOŽEK, V. (1955): Výzkum sprasového profilu v Zamarovci u Trenčína (Untersuchungen des Lößprofils von Zamarovce bei Trenčín). - Anthropozoikum 4 (1954), 181-212. - - (1957): Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. - E. u. G. 8, 37-90.
- RATHJENS, C. (1955): Zur Frage der Gliederung der Würmeiszeit. - Peterm. Geogr. Mitteil. 99, 81-87.
- REICH, Helga (1953): Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbühl im Bayerischen Alpenvorland. - Flora 140, 386-443.
- REICH, Herm. (1955): Senkung des bayerischen Alpenvorlandes. - Naturwiss. Rundschau 8, 150-154.
- RICHTER, K. (1937): Die Eiszeit in Norddeutschland (Deutscher Boden IV), Berlin.
- SAURAMO, M. (1954): Das Rätsel des Ancylussees. - Geol. Rundschau 42, 197-233.
- SCHAEFER, I. (1953) in: H. GRAUL & I. SCHAEFER (1953): Vorwort S. 5-9; Stellungnahme zu den Ausführungen H. GRAUL's, S. 49-112.
- SCHMID, Elisabeth (1957): Von den Sedimenten der Salzofenhöhle. - Sitz-Ber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 166, 43-55.
- SCHÖNHALS, E. (1951): Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - E. u. G. 1, 109-130.
- SCHÜTRUMPF, R. (1955): Das Spätglazial. - E. u. G. 6, 41-51.
- SCHWABEDISSEN, H. (1954): Die Federmesser-Gruppen des nordwesteuropäischen Flachlandes. Neumünster. - - (1956): Fällt das Aurignacien ins Interstadial oder ins Interglazial? Deuqua-Tagung 1955 in Laufen mit Exkursionen nach Österreich. - Germania 34, 12-41. - - (1957): Das Alter der Federmesser-Zivilisation auf Grund neuer naturwissenschaftlicher Untersuchungen. - E. u. G. 8, 200-209.
- SELLE, W. (1954): Das Vechelder Interstadial. - E. u. G. 4/5, 176-180.
- SOERGEL, W. (1919): Lössen, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Eine Gliederung und Altersbestimmung der Lössen. Jena. - - (1925): Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. - Fortschritte d. Geol. u. Paläontol. H. 13, 125-251. - - (1927): Exkursion ins Travertingebiet von Ehringsdorf. - Paläontol. Zeitschr. 8, 7-33. - - (1937): Die Vereisungskurve. - Berlin. - - (1939): Das diluviale System. I. Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters. - Fortschritte der Geol. u. Paläontol. H. 39. - - (1940): Zur biologischen Beurteilung der diluvialen Säugetierfaunen. - Sitz-Ber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Jg. 1940, 4. Abh.
- STRAKA, H. (1956): Die pollenanalytische Datierung von jüngeren Vulkanausbrüchen. - Erdkunde 10, 204-216.
- Suess, H. E. (1954): U.S. Geological Survey radiocarbon dates I. - Science 120, 467-473.
- TAUBER, H., & VRIES, Hl. DE (1958): Radiocarbon measurements of Würm-interstadial samples from Jutland. - E. u. G. 9.

- TAVERNIER, R. (1954): Le Quaternaire. In: *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. Liège (zitiert nach C. H. EDELMAN & G. C. MAARLEVELD 1958).
- TAVERNIER, R., & HEINZELIN, J. DE (1957): Chronologie du Pléistocène Supérieur, plus particulièrement en Belgique. - *Geol. en Mijnbouw, Nw. Ser.*, **19**, 306-308.
- TODE, A., & Mitarb. (1953): Die Untersuchung der paläolithischen Freilandstation von Salzgitter-Lebenstedt. - *E. u. G.* **3**, 144-220.
- TROLL, C. (1936): Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. - *Mitteil. d. Geogr. Ges. München* **29**, 1-38.
- VAHL, M. (1902): *De quartäre Stepper i Mellemeuropa*. - *Geogr. Tidsskr.*, Kopenhagen.
- VALOCH, K., & BODES, F. (1957): Loess de Tchécoslovaquie et loess de France du Nord. - *L'Anthropologie* **61**, 279-288.
- VENT, W. (1955): Über die Flora des Riß-Würm-Interglazials in Mitteldeutschland u.s.w. - *Wiss. Zeitschr. d. Univ. Jena* **4**, math.-naturw. Reihe, 467-485.
- VÉRTES, L., & Mitarb. (1955): Die Höhle von Istállóskő. - *Acta Archaeol. Acad. Scient. Hungar.* **5**, 111-291.
- VLERK, I. M. VAN DER, & FLORSCHÜTZ, F. (1950): *Nederland in het Ijstijdvak*. Utrecht. - - (1953): The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. - *Verh. Koninkl. Nederlandse Akad. v. Wetensch., Afd. Natuurk., I. R., deel XX*, No. 2, 1-58.
- VRIES, Hl. DE (1957): Contribution of radiocarbon dating and measurement of paleotemperatures to Pleistocene correlations. - *Geol. en Mijnbouw, Nw. Ser.*, **19**, 303-304. - - (1958): Radiocarbon dates for upper Eem and Würm-interstadial samples. - *E. u. G.* **9**.
- VRIES, Hl. DE, BARENDSEN, G. W., WATERBOLK, H. Tj. (1958): Groningen radiocarbon dates II. - *Science* **127**, 129-137. - - (1958b): Groningen radiocarbon dates III. - *Science* (im Druck).
- WEIDENBACH, F. (1952): Gedanken zur Lößfrage. - *E. u. G.* **2**, 25-36. - - (1955): Zeitliche Einordnung der jungpleistozänen Ablagerungen Mitteleuropas. - *Actes IV Congrès Internat. du Quaternaire Rome-Pise 1953*, 891-895.
- WEINBERGER, L. (1953): Über glazifluviatile Schotter bei Mauerkirchen und deren Löss. - *Geol. Bavar.* **19**, 231-257. - - (1955) Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. - *Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft D*, 7-34.
- WOLDSTEDT, P. (1929): *Das Eiszeitalter*. Stuttgart. - - (1954a): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - *E. u. G.* **4/5**, 34-48. - - (1954b): *Das Eiszeitalter*. 2. Aufl. 1. Bd. Stuttgart. - - (1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 2. Aufl. Stuttgart. - - (1956): Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Löss in ihr. - *E. u. G.* **7**, 78-86. - - (1958): *Das Eiszeitalter*. 2. A. 2. Bd. Stuttgart.
- ZAGWIJN, W. H. (1952): Pollenanalytische Untersuchung einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol. - *Geol. en Mijnbouw, Nw. Ser.*, **7**, **14**, 235-239.
- ZOTZ, L. F. (1951): *Altsteinzeitkunde Mitteleuropas*. Stuttgart. - - (1955): *Das Paläolithikum in den Weinberghöhlen bei Mauern*. - *Quartär-Bibl.* Bd. 2, Bonn.
- ZEUNER, F. E. (1952): *Dating the Past*. 3rd ed. London. - - (1954): Riss or Würm? - *E. u. G.* **4/5**, 98-105.

Ergänzung nach Abschluß der Drucklegung:

HAMMEN, Th. VAN DER (1957b): A new interpretation of the pleniglacial stratigraphical sequence in Middle and Western Europe. - *Geol. en Mijnbouw (Nw. ser.)*, **19**, 493-498. Dieser Aufsatz konnte leider im Text nicht mehr berücksichtigt werden.

Manusk. eingeg. 27. 5. 1958.

Anschrift des Verf.: Dr. Hugo Groß, Bamberg, Kunigundendamm 59.