

## Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika

Von Hugo Gross, Bamberg. Mit 1 Abb.

**Zusammenfassung.** Die synchronen spätglazialen Alleröd-Bildungen (ca. 10000—8800 v. Chr.) Europas sowie das zufolge der Radiokarbon-Datierung gleichzeitige Two Creeks Forest bed in Nord-Amerika beweisen als wichtiger stratigraphischer und chronologischer Leithorizont die Gleichzeitigkeit des Spätglazials und damit auch der letzten Vereisung in den genannten Gebieten, insbesondere in Europa die Gleichzeitigkeit von Mittelschwedischem und Salpausselkä-Stadium mit der Jüngeren Dryaszeit im Norden und der Schlußvereisung der Alpen sowie mit dem Mankato-Stadium der Wisconsin-Vereisung in Nord-Amerika. Mit dem Ende der Schlußvereisung endete um ca. 8100 v. Chr. die Späteiszeit und begann zufolge der Klima- und Vegetationsentwicklung das Postglazial. Das Spätglazial begann nach dem Aufhören der weiträumigen Lößablagerung am Schluß des hochglazialen Pommerschen Stadiums (= Zürich-Singen-Ölkofen-Stadium im Alpenraum und = Cary-Stadium in Nord-Amerika) mit dem Daniglazial, in dem die ersten fossilführenden Sedimente (Großteil des sogen. Masurischen Interstadials) in einer baumlosen Tundrenzzeit gebildet wurden. Der zweite spätglaziale Abschnitt, das Gotiglazial, begann mit dem Langeland-Vorstoß (= Ammersee-Stadium im Voralpenraum) im Schlußabschnitt der baumlosen Tundrenzzeit, der durch den kurzen Baumbirken-Vorstoß des Bölling-Interstadials in Dänemark, Holland und West-Deutschland (in SW-Norwegen höchst wahrscheinlich = Bröndmyr-Interstadial) unterbrochen wurde; der wärmste Abschnitt des Gotiglazials war die Alleröd-Waldzeit. In W- und Mittel-Europa reichte das späte Magdalénien (VIa und b) meist bis an den Schluß der Allerödzeit, stellenweise (Holstein) bis ins früheste Postglazial; im Osten herrschte im ganzen Spätglazial das späte Gravettien.

**Summary.** The late-glacial Alleröd layers (c. 10000—8800 B.C.) mainly found in the central and northwestern parts of Europe are synchronous according to stratigraphy, pollen-analysis, geochronology, and radiocarbon-dating and correspond to the North American Two Creeks Forest bed according to radiocarbon-dating. This important stratigraphical and chronological clue-horizon proves the synchronism of the Late-Glacial period and, therefore, of the Last Glaciation in the above regions, particularly in Europe confirming the correlation of the Central Swedish and Salpausselkä phases with the northern Younger Dryas period, the Final Glaciation of the Alps, and the Mankato stage of the Wisconsin Glaciation in North America. The close of the Final Glaciation (c. 8100 B.C.) terminated the Late-Glacial period and consequently the Last Glaciation and initiated the Postglacial according to the development of climate and vegetation. The Late-Glacial set in when the wide-spread deposition of loess came to an end by the close of the pleniglacial Pomeranian phase (considered as the equivalent of the Zürich-Singen-Ölkofen phase of the Alpine succession and probably of the Cary phase of the Wisconsin Glaciation). The first late-glacial epoch was the Daniglacial, which produced the first fossiliferous sediments (the main part of the so-called Masurian Interstadial) during a treeless tundra phase. The following Gotiglacial was opened by the Langeland advance (probably equivalent of the Alpine Ammersee stage) during the final treeless tundra phase interrupted by a short birch-trees advance marking the Bölling Interstadial of Denmark, Holland, and Western Germany (in south-west Norway probably equivalent of the Bröndmyr-Interstadial); the most genial phase of the Gotiglacial was the Alleröd forest-period. In western and central Europe the Late Magdalénien (VIa and b) mostly continued till the close of the Alleröd period, in Holstein up to the earliest Postglacial; in eastern Europe the late-glacial Paleolithic was represented by the Late Gravettian.

Die auf Grund geomorphologischer, paläontologischer und stratigraphischer Befunde versuchte Parallelisierung letzteiszeitlicher Bildungen und Phasen in einem sehr weiten Raum ist hinsichtlich ihrer zeitlichen Gleichsetzung naturgemäß mit einem Unsicherheitsfaktor belastet. Die Zuverlässigkeit der Synchronisierung wird aber ganz wesentlich erhöht, wenn es gelingt, einen oder mehrere stratigraphische und zeitliche Leithorizonte zu finden, die durch Warven-Zählung

oder durch  $C^{14}$ -Bestimmung im absoluten Zeitmaß zuverlässig datiert worden sind. Dabei ist in Europa am besten vom Weichsel-Vereisungsbereich und seinem Periglazial auszugehen, weil hier im ehemals vereisten Gebiet spätquartäre Entwicklungsphasen geochronologisch datiert worden sind und hier wie im Periglazial ein besonders wichtiger stratigraphischer und zeitlicher Leithorizont zuerst gefunden worden ist, das Alleröd-Interstadial. Weiter im Süden ermöglicht die pollenanalytische Untersuchung der ältesten Süßwasserbildungen, der Höhlensedimente und der Löß-Stratigraphie mit ihren Fossilresten und z. T. auch mit ihren jungpaläolithischen Industrien eine Konnektierung mit der letzten alpinen Vereisung (Würm). Auf die große Bedeutung des Alleröd-Interstadials für weltweite Konnektierungen hat bereits R. F. FLINT (1953) auf dem 4. Inqua-Kongreß in Pisa 1953 hingewiesen.

## A. Gebiet der Weichsel-Vereisung

### 1. Leithorizont Alleröd-Interstadial

Die in der Schichtenfolge spätglazialer Sedimente in der Regel leicht erkennbaren, überwiegend oder ganz organogenen Bildungen der Alleröd-Wärmeschwankung (Pollendiagramm-Zone II nach F. FIRBAS<sup>1)</sup>) sind im Verlauf der während der letzten 25 Jahre in zahlreichen Ländern Europas intensiv betriebenen pollenanalytischen Späteiszeitforschungen an vielen Orten von Irland und Frankreich bis West-Rußland und bis Rumänien und von SW-Norwegen und Mittelschweden bis in die Alpen hinein und bis Ungarn (Abb. 1) nachgewiesen worden<sup>2)</sup>. Daß es sich wirklich um Interstadialbildungen (eines mindestens gemäßigt „subarktischen“ bis temperierten Klimas) handelt, folgt (außer in größeren Höhen und im Norden des Verbreitungsgebiets) aus dem Schichtenwechsel (organogene Schichten der Diagrammzone II zwischen fast stets überwiegend oder doch etwas minerogenen Sedimenten der Jüngeren Dryaszeit, Zone III, und der Älteren Dryaszeit, Zone I), und stets aus der Fossilführung, insbesondere aus den Pollendiagrammen mit der von F. FIRBAS (1934) eingeführten NBP-Berücksichtigung.

Aus solchen Pollendiagrammen, die allein eine Zonierung des Spätglazials ermöglichen, folgt, daß diese Alleröd-Interstadialbildungen entgegen vereinzelt geäußerter anderer Meinung zweifellos synchron sind. Das konnte auch durch die Entdeckung einer vulkanischen Bimstuffschicht, die aus dem Laacher Vulkangebiet stammt (J. FRECHEN 1952), mitten in einer Gyttya bewiesen werden, die nach dem pollenanalytischen und stratigraphischen Befund datiert wurde, in 8 lakustrischen Mooren in Deutschland (Lutteranger 0 von Göttingen, Wallensen zwischen Göttingen und Hannover, ehemaliger Gaterslebener See bei Aschersleben, Frank-

<sup>1)</sup> W. SZAFAER (1952) rechnet zum Alleröd-Interstadial in Polen auch die ältere Dryaszeit, weil schon in dieser Südpolen bewaldet war; das Alleröd-Interstadial der übrigen Pollenanalytiker ist das Klima-Optimum seines Alleröd-Interstadials s. 1. In diesem Klima-Optimum lag aber in Polen die polare Waldgrenze nicht ungefähr in der Linie Posen—Lodz—Brest-Litowsk, wie W. SZAFAER angibt, sondern etwa in Schonen. — Das Alleröd-Interstadial ist nicht das ganze Gotiglazial, wie bisweilen auch in neuesten quartärgeologischen Arbeiten behauptet wird, sondern der mindestens 1000-jährige wärmste Teil des nach G. DE GEER (1940) rund 5400 Jahre langen Gotiglazials.

<sup>2)</sup> Nach den Karten von P. WOLDSTEDT (1954), H. GAMS (1950), H. GROSS (1943), K. JESSEN (1949, Fig. 5), G. F. MITCHELL (1951, Fig. 1), J. DONNER (1951, Fig. 37), T. VAN DER HAMMEN (1951, Fig. 1), W. SZAFAER (1952, Fig. 3), M. WELTEN (1952, Abb. 1) und ergänzt durch neuere Literaturangaben sowie für England und Schottland durch briefl. Angaben, für die ich Herrn Prof. Dr. H. GODWIN sehr zu Dank verpflichtet bin. In Dänemark, wo mindestens 50 Fundstellen bekannt sind, wurden nur die pollenanalytisch untersucht eingezeichnet. Im Lan-Tal (Ostpolen), wo W. SZAFAER nur 1 Fundpunkt angibt, sind 7 weitere nach den unzulänglichen Pollendiagrammen nicht völlig sicher, aber wahrscheinlich.

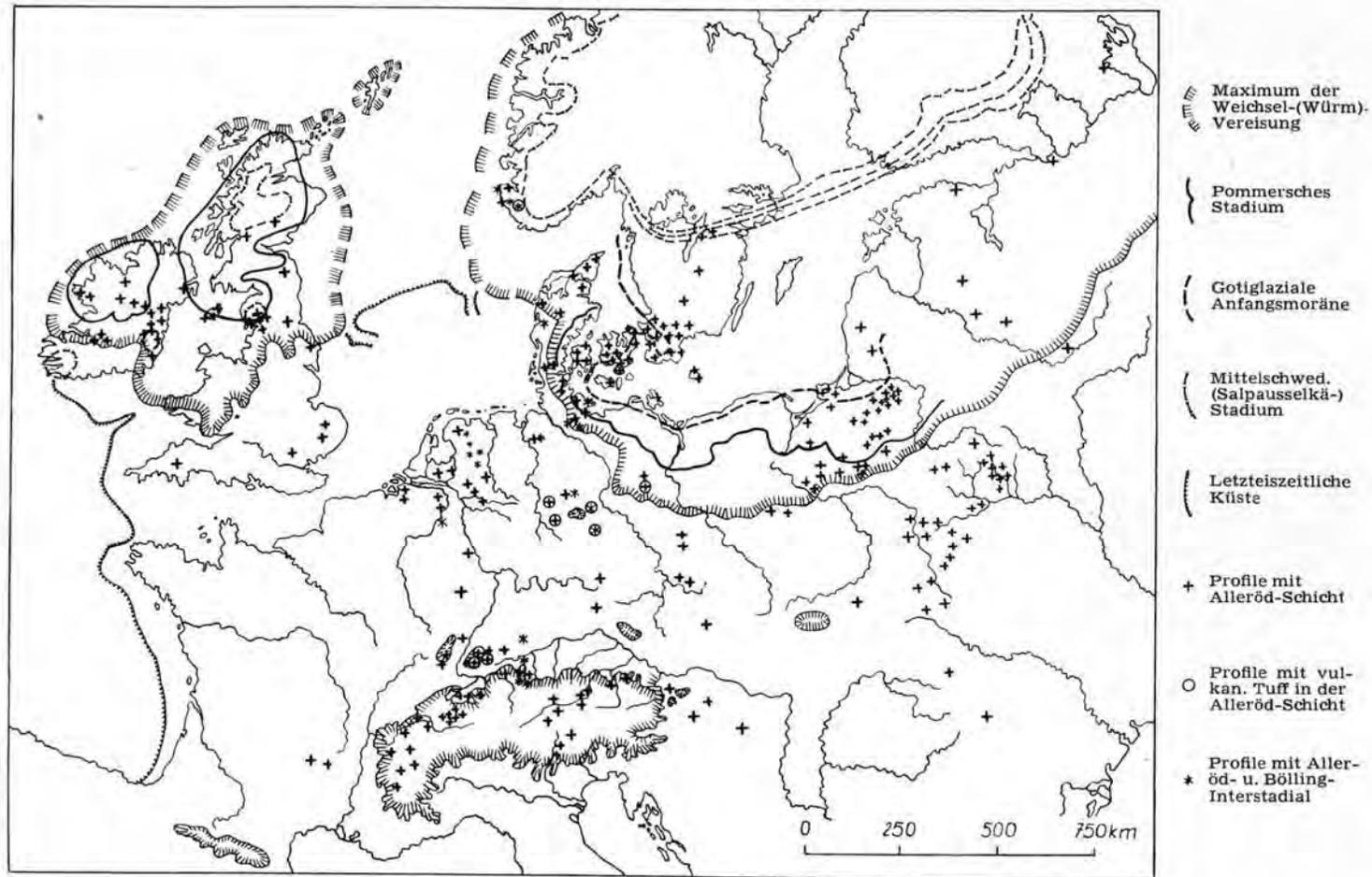


Abb. 1. Verbreitung der spätglazialen Interstadialvorkommen in Europa.

leben im Geiseltal bei Halle, Moor im Grunewald bei Berlin und 3 Moore im südlichen Schwarzwald (K. STEINBERG 1944, G. LANG 1952, F. FIRBAS 1953, H. MÜLLER 1953). Die vulkanische Asche, die K. FAEGRI (1939/40, S. 103, 104) ebenfalls in der allerödzeitlichen Schicht eines lakustrischen Moores in SW-Norwegen fand, stammt sicher aus Island.

Ferner hat auch die Radiokarbon-Datierung (H. GROSS 1952) von Proben, die Aufschlüssen entnommen waren, den Beweis für die Gleichzeitigkeit der Alleröd-Bildungen erbracht (F. JOHNSON 1951). In Chikago wurden folgende Zeitstellungen ermittelt:

Nr. 337 Wallensen; Gytija auf Bimstufschicht . . . . .	9094 v. Chr. $\pm$ 500
Nr. 444 Neasham (England); Gytija . . . . .	8901 v. Chr. $\pm$ 630
Nr. 341 Hawks Tor (England); Torf <sup>3)</sup> . . . . .	7911 v. Chr. $\pm$ 500
Nr. 355 Knockracran (Irland); Gytija . . . . .	9360 v. Chr. $\pm$ 720

Der Durchschnitt ist 8817 v. Chr.

1953 wurden im Kopenhagener Radiokarbon-Laboratorium (E. C. ANDERSON, Hilde LEVI & H. TAUBER 1953, Johs. IVERSEN 1953) 10 Alleröd-Proben aus je 1 pollenanalytisch untersuchten Aufschluß zweier dänischer Moore sowie aus Wallensen die zweite Hälfte der Probe 337 von Chikago datiert (je 1 Bestimmung, wenn nichts anderes gesagt):

a. Ruds Vedby-Serie (Seeland):

Ende der Alleröd-Zeit (Zonengrenze II/III) im Mittel von 5 Bestimmungen . . . . .	8880 v. Chr. $\pm$ 200
Ende des Alleröd-Optimums . . . . .	8980 v. Chr. $\pm$ 380
Ende des Alleröd-Optimums (etwas ältere Probe) Mittel von 2 Bestimmungen . . . . .	9040 v. Chr. $\pm$ 240
Probe etwas über der Mitte der Alleröd-Schicht . . . . .	9850 v. Chr. $\pm$ 410
Probe etwas unter der Mitte der Alleröd-Schicht (Mittel von 2 Bestimmungen) . . . . .	9930 v. Chr. $\pm$ 340

Leider ist keine Probe aus der untersten Schicht datiert worden.

b. Bölling-Serie (Jütland):

Ende der Alleröd-Zeit (Mittel von 2 Bestimmungen) . . . . .	8820 v. Chr. $\pm$ 300
ältere Alleröd-Probe (Mittel von 2 Bestimmungen) . . . . .	9730 v. Chr. $\pm$ 360

c. Wallensen . . . . .

Die Zahlenreihen von Chikago und Kopenhagen beweisen, daß einwandfreie Moorproben (aus Aufschlüssen) mit Hilfe der C<sup>14</sup>-Bestimmung zuverlässig datiert werden können, daß die Alleröd-Wärmeschwankung mindestens 1000 Jahre dauerte und um 8800 v. Chr. endete.

Das Alleröd-Interstadial stellt also für einen großen Teil Europas einen ausgezeichneten stratigraphischen und chronologischen Leithorizont dar, worauf von Quartärgeologen bereits mehrfach hingewiesen worden ist (z. B. von Johs. IVERSEN 1947, H. GAMS 1950, 1952). Es wäre sehr zu begrüßen, wenn auch von südlichen Fundstellen (etwa Tatzmannsdorf in Österreich) Alleröd-Proben wie die oben erwähnten dänischen mit der Radiokarbon-Methode datiert werden würden.

Die petrographische Beschaffenheit der Alleröd-Bildungen kann auch im gleichen Profil recht verschieden sein: Torf, Gytija, Seekreide (Johs. IVERSEN 1947). Am deutlichsten treten die Alleröd-Bildungen zwischen Tonschichten hervor. Das ist in lakustrischen Mooren in Gebieten mit lehmigem Boden der Fall; zum mindesten sind sie sonst weniger tonig oder sandig als die Schichten der Pollen-

<sup>3)</sup> Etwas zu jung, der Torf kann nach dem Pollendiagramm zur Zone III gehören (Johs. IVERSEN 1953, S. 11).

zonen I und III. In Holland sind auch im Decksand dünne Alleröd-Torfschichten (T. VAN DER HAMMEN 1951, S. 176) und allerödzeitliche Kiefernholzkohleschichten zwischen dünnen Tonschichten gefunden worden (T. VAN DER HAMMEN & G. C. MAARLEVELD 1952, S. 5), in Deutschland Alleröd-Torfschichten auch in Flußtälern auf Mineralboden und bedeckt von 2—3 m mächtigen Sand- und Kiesschichten (H. GROSS 1937, U. STEUSLOFF 1951). In einem einzigen Fall (bei Glasgow) begann die Bildung allerödzeitlicher Schichten mit mariner Sedimentation (F. W. ANDERSON & J. B. SIMPSON im Addendum zu G. F. MITCHELL 1952, S. 286). Die allerödzeitlichen weißen vulkanischen Bimstufte, die in Andernach eine Station des späten Magdalénien begraben haben, und der Trass des Brohl-Tals haben in der Eifel Reste der Alleröd-Vegetation auf Mineralboden konserviert, die für dieses Gebiet ein temperiertes Klima beweist (F. FIRBAS 1952, S. 70).

## 2. Zeitstellung der Jüngeren Dryaszeit

Die auf die Alleröd-Wärmeschwankung folgende kalte Jüngere Dryaszeit (Pollenzone III) ist von den Quartärgeologen schon lange vermutungsweise zeitlich dem spätgotiglazialen Mittelschwedischen Stadium gleichgesetzt worden; die Richtigkeit dieser Vermutung hat J. DONNER (1951) in Finnland durch pollenanalytische Mooruntersuchungen im Salpausselkä-Gebiet bewiesen. Am Schluß der Jüngeren Dryaszeit rückte das Inlandeis bekanntlich rasch von den mittelschwedischen Endmoränen und in Finnland vom Salpausselkä II (E. ANTEVS 1953, S. 200) ab, nach G. DE GEER (1940) 1073 Jahre (= Finiglazial) vor seinem Null-Jahr 6840 (abgerundet 6800) v. Chr., also um 7913 (7873) v. Chr., als das zurückweichende Inlandeis an der Nordspitze des Berges Billingen einen Abfluß für den Baltischen Eissees freigab, wonach im Jahre —1073, durch den ersten symmetrischen Warw angezeigt, das salzige Ozeanwasser von W her in das Ostseebecken eindrang. Nach C. CALDENIUS (1944) geschah das aber erst nach dem Eisfreiwerden des Närke-Sundes, auf Grund einer von E. ANTEVS (1953, S. 198—201) vorgenommenen Konnektierung mit der finnischen Geochronologie von M. SAURAMO rund 290 Jahre später, also um 8200 v. Chr. (= 10150 Jahre vor 1950). Diese Datierung ist wohl etwas genauer als die ältere<sup>3a)</sup> von G. DE GEER (6800 + 1073 = 7873 v. Chr.), denn die 1953 in Kopenhagen ausgeführte C<sup>14</sup>-Datierung einer Gytjtja-Probe von der Pollenzonengrenze III/IV (= Grenze zwischen der Jüngeren Dryaszeit und dem Postglazial) ergab 10300 ± 350 Jahre vor 1950, d. h. 8350 v. Chr. ± 350. Am besten ist es wohl, die dazwischen liegende Zahl 8100 v. Chr. zu verwenden. Dann dauerte die nach M. SAURAMO (1918, S. 23, 25) 660 Jahre lange Jüngere Dryaszeit (= Fennoskandinavischer Halt) von ca. 8800 bis 8100 v. Chr. und die mindestens 1000-jährige Alleröd-Zeit von 9800 (abgerundet 10000) bis 8800 v. Chr. Mit diesen Daten stimmen die oben mitgeteilten Kopenhagener C<sup>14</sup>-Datierungen sehr gut überein; diese Tatsache beweist, daß die schwedisch-finnische Geochronologie wenigstens der letzten 12000 Jahre richtig ist (E. H. DE GEER 1951a und b, JOHS. IVERSEN 1953) und damit auch, daß die Radiokarbon-Methode durchaus zuverlässig ist, vorausgesetzt daß vollkommen einwandfreie Proben benutzt werden.

## 3. Die Zeitgrenze Spätglazial/Postglazial

Die Pollenzonengrenze III/IV ist als Grenze zwischen Spät- und Postglazial ein sehr wichtiger Leithorizont; in der Schichtenfolge verlandeter späteiszeitlicher Wasserbecken ist dieser Leithorizont an dem schroffen endgültigen Über-

<sup>3a)</sup> Sie wird aber von E. H. DE GEER in ihrer neuesten Arbeit „Skandinaviens geokronologi“ (GFF 76, 239-329, 1954), die während der Korrektur meines Aufsatzes erschien und daher leider nicht ausgewertet werden konnte, aufrecht erhalten.

gang von überwiegend oder doch teilweise minerogener zu organogener Sedimentation (außer im N und in hohen Lagen) in der Regel leicht zu erkennen, in den Pollendiagrammen (angezeigt durch die starke Zunahme der Baumpollendichte und die starke Abnahme der NBP-Frequenz) an der Ablösung der spät-eiszeitlichen Waldtundra durch die postglaziale sich rasch schließende Walddecke, in der zunächst eine starke Birkenausbreitung erfolgte und bald danach die ersten wärmeliebenden Holzarten erschienen. Die Pollenzone III und die Pollenzonengrenze III/IV sind südwärts bis Süd-Frankreich, in den Alpen, in Ungarn und Rumänien festgestellt worden.

#### 4. Das Bölling-Interstadial

Kurz vor der Alleröd-Zeit beeinflusste eine ältere Wärmeschwankung, das zeitlich höchst wahrscheinlich der norwegischen Brøndmyr-Schwankung von K. FÆGRI (1939/40, S. 36, 83) entsprechende, in N-Jütland westlich der Stillstandslinie C im ehemaligen Bölling-See von Johs. IVERSEN (1942) entdeckte Bölling-Interstadial, die Sedimentation und Vegetationsentwicklung der älteren Dryaszeit (im alten Sinn): ein Baumbirkenvorstoß (aber nur pollenanalytisch in einem einzigen Pollenspektrum registriert) schob sich zwischen die baumlose Älteste Dryaszeit und die fast bis zum Schluß ebenfalls baumlose Ältere Dryaszeit. Während dieser Schwankung wurde zunächst wie vorher Dryaston („Seeton“), dann 10 cm Diatomeengyttja (unter Älterem Dryaston und Sand) auch in der Mitte des Seebeckens abgelagert, so daß das Bölling-Interstadial nicht gut durch eine randliche Schichtenstörung vorgetäuscht sein kann. Diatomeengyttja ist in diesem Profil auch zu Beginn der Alleröd-Zeit und (mit einer dünnen Sandeinlagerung) auch in der Jüngeren Dryaszeit gebildet worden; die Oberkante des Bölling-Interstadials liegt nur 34 cm unter der Unterkante der Allerödschichten. Johs. IVERSEN (1946, S. 210, Fig. 2) stellte das Bölling-Interstadial in den Anfang des Gotiglazials und die Älteste Dryaszeit ins Daniglazial<sup>4)</sup>, hielt aber später (1947 S. 73) die Zugehörigkeit beider Phasen zum Daniglazial für wahrscheinlicher, weil die Bölling-Schwankung weiter östlich in Dänemark (z. B. auf Fünen l. c. S. 70) nicht nachgewiesen werden konnte, wo die Pollendiagramme wahrscheinlich mit der Älteren Dryaszeit, d. h. nach diesem Interstadial beginnen. Zweifellos sind die Sedimente der Ältesten Dryaszeit und der Bölling-Schwankung im Bölling-See jünger als der ostjütische Inlandeis-Vorstoß (Pommersches Stadium), da A. NORVANG (1942) in seinem Vorland Frostspalten festgestellt hat, so daß für diese Zeit mit Sicherheit auch Erdfließen anzunehmen ist, das eine pollenanalytisch erfaßbare Sedimentation verhindern mußte. Der Langeland-Vorstoß ist in den spätglazialen Sedimenten des Bölling-Sees nicht als Unterbrechung der pollenanalytisch erfaßten Sedimentation (durch Erdfließen) registriert, und es kann auch nicht gut in dieses Stadium das Bölling-Interstadial fallen. Sehr viel wahrscheinlicher ist es, daß dort die älteste pollenanalytisch erfaßbare Sedimentation mit dem Beginn der früh-gotiglazialen Abschmelzphase, die einen bedeutsamen Klimaumbruch einleitete, einsetzte.

Inzwischen hat H. SCHMITZ (1953) das Bölling-Interstadial N von Lübeck (bei Travemünde und Heiligenhafen) am inneren Rand von Stauchmoränen des Pommerschen Stadiums festgestellt; da aber weiter östlich auf dem Ostseegrund und weiter nördlich auf der Insel Fehmarn Endmoränenreste (letztere möglicherweise

<sup>4)</sup> Die dänischen Quartärgeologen verstehen darunter den Eisrückzug von der Stillstandslinie C in Mitteljütland bis zum Langeland-Vorstoß F; sonst rechnet man das Daniglazial gewöhnlich vom Pommerschen Stadium bis zum Langeland-Vorstoß (F. E. ZEUNER 1952, S. 31).

vom Langeland-Vorstoß gebildet) liegen, kann die Ablagerung der spätglazialen Sedimente von der Ältesten Dryaszeit ab erst geraume Zeit nach dem Pommerischen Stadium begonnen haben; das Bölling-Interstadial ist also zweifellos jünger als das Pommerische Stadium (H. SCHMITZ: briefl. Mitteil. v. 26. 3. 54).

In den ausgezeichneten Ahrensburger Pollendiagrammen von R. SCHÜTRUMPF (1937, 1943) dürfte die Bölling-Schwankung im untersten Teil der Diagrammzone II (= Ib von F. FIRBAS) dicht über dem Gipfel der *Salix*- und *Hippophaë*-Kurve auch stratigraphisch registriert sein, in gleicher Diagrammlage auch in Grußendorf (Lüneburger Heide) vielleicht (vgl. F. FIRBAS 1949 Abb. 118).

In Ostpreußen konnte ich das Bölling-Interstadial auch nicht in Aufschlüssen finden, die bis in den frühgotiglazialen Bändertone hinunter reichten. Das Profil von Menturren, in dessen Pollendiagramm nach Johs. IVERSEN (1942) diese Schwankung (die P. WOLDSTEDT 1950, S. 374, 433 Menturrer Schwankung nennt) erfaßt zu sein scheint, mußte am Rande des kleinen fast ausgetroffenen Moores voll Wasser abgebohrt werden; also kann hier durch randliche Schichtenstörung im Zusammenhang mit dem Tiefsauen eines verschütteten Toteisblocks ein Interstadial vorgetäuscht sein.

In das Bölling-Interstadial ist mit Recht eine kurze vor-allerödzeitliche Wärmeschwankung von F. OVERBECK (1949, S. 381) im Moor von Huxfeld bei Bremen und von T. VAN DER HAMMEN (1951) an 6 Stellen in Holland gestellt worden. In Irland (G. F. MITCHELL 1951) und England (H. GODWIN 1953) konnte das Bölling-Interstadial bisher nicht nachgewiesen werden. Wie G. F. MITCHELL auf dem 4. Inqua-Kongreß 1953 in Italien mitteilte, ergab die Diskussion auf der Nordischen quartärgeol. Konferenz in Kopenhagen im August 1953, daß das Bölling-Interstadial auch den dänischen Fachleuten problematisch ist.

Die Klärung dürfte die moorgeologische Untersuchung des ehemaligen Gatersiebener Sees bei Aschersleben in Mitteldeutschland (außerhalb des Weichselvereisungsgebiets, ca. 75 km von seiner äußersten Grenze entfernt) durch H. MÜLLER (1953) gebracht haben. In je einem Pollendiagramm vom Randteil (A 6) und von der Mitte (A 1) ist unter der pollenanalytisch und stratigraphisch deutlich gekennzeichneten Alleröd-Seekreide mit vulkanischer Tuffschicht eine ebenso deutlich (mit einer ganzen Anzahl von Pollenspektren) registrierte Wärmeschwankung mit Weiden, Baumbirken und sehr wahrscheinlich auch Kiefern zu erkennen, in der der Entdecker das Bölling-Interstadial vermutet. An der Richtigkeit dieser Parallelisierung ist hier meines Erachtens gar nicht zu zweifeln. Besonders wichtig ist die Tatsache, daß in dem in einem Aufschluß untersuchten Randprofil (A 6) wie bei Frankleben im Geiseltal bei Halle das Liegende des Bölling-Interstadials 15–30 cm mächtiger stark zersetzter Carex- bzw. Weidenbruch-Torf (mit schlechter Pollenerhaltung) der baumlosen Ältesten Dryaszeit ist, der auf Jüngstem Löß liegt<sup>5)</sup>. Die großräumige Lößablagerung dürfte mit größter Wahrscheinlichkeit sehr bald nach dem Ende des Hochglazials, d. h. nach dem

<sup>5)</sup> Über dem Tundratorf auf Löß im Profil A 6 liegen nicht weniger als 2,45 m mächtige spätglaziale Sedimente. Ihre Ablagerung setzt eine Bodensenkung (vermutlich infolge auch noch im Spätquartär fortgesetzter Lösung von Zechsteinsalz im Untergrund) voraus; diese Bodensenkung und die Wassererfüllung konnten aber erst nach dem Schwinden des sicher sehr tiefreichenden Dauerfrostbodens, der zweifellos den allergrößten Teil des Grundwassers festhielt und dadurch jede Auslaugung des Salzes unterband, geraume Zeit nach dem Pommerischen Stadium erfolgen; die Torfbildung am Rande spricht für eine zeitweilige Unterbrechung der Senkung. So hat H. FREISING (Geologica Bavarica Nr. 19, 1953, S. 347) die Entstehung der Erdfälle über Gipskeuper erklärt. Analog dürfte die spätglaziale Entstehung der Karst-Seen bei Rozana in Polen zu erklären sein.

Epochen	Eisrandlagen		Vegetationsgeschichtliche Perioden		Klima	Diagrammzonen n. F. Firbas	Geochronologie (Jahre v. Chr.)		
	nach G. De Geer	Weichsel- Vereisung	Würm- Vereisung	Ab-schnitte				Pflanzen-decke	
Postglazial (Beginn)	Finiglazial (Beginn)			Präboreal	Kiefern-Birken-Walddecke	IV	8100		
Spätglazial	Gotiglazial	Salpausselkä II Mittelschwedischer Eisrandgürtel Salpauss. I	Schlußvereisung der Alpen (Daun, Gschnitz, Schiern)	Jüngere Dryaszeit	Park-tundra	Klima sehr kalt maritim „subarktisch“	III	8800	
		Mittl. Süd-Schweden, Leningrad			Ältere Dryaszeit	Park-tundra  Tundra	kontinental „subarktisch“	I c	
					Bölling- Interstadial	Park-tundra	geringe Erwärmung	I b	-13200 ± 350
					Älteste Dryaszeit	Baumlose Tundra	kalt-kontinental „subarktisch“	I a  I a ?	ca. 13500?  ca. 14000?
	Daniglazial	Samland	Stadium (Bühl s. l.)						
	Hochglazial Ende	Pomm. Stadium	Südpommersche Endmoräne	Innere Jungmoränen (Zürich, Singen, Oikofen)		Frostschutt-  Tundra	-  -	ca. 14300?  -	

Steinzeit-Abschnitte	Steinzeitliche Industrien				Ost-Europa
	SW-Frankreich	NW-Europa (NWD=NW-Deutshl. H=Holland B=Belgien E=England D=Dänemark)	Mittel-Europa		
			Mitte und Süden	Osten	
Mesolithikum (Beginn)	(Früh-) Tardenoisien Azilien	B Tardenoisien D Klosterlund NWD Bornwisch-Stufe BE Azilien NWD-Lyngby-Stufe	Früh-Tardenoisien  Azilien	Früh-Tardenoisien  Spätestes Swidérien	Früh-Tardenoisien  ausklingendes
Jung-Paläolithikum	Azilien	B,E Azilien H Tjonger II NWD Ahrensburg. St. B Remouchamps D Lyngby-Stufe NWD Callenhardt-Stufe	Azilien  Magdalénien-VIa-Ausklang	jüngeres Swidérien	östliches Gravettien:  Bor-
	Magdalénien VI b	H Tjonger I (Magd. VIa) D Lyngby-St. (Bromme) NWD Magdalénien VIa (spät): „Federmessergruppe“ B,E Magdalénien VIa (spät)	Magdalénien VIa (spät)  z. B. Andernach	jüngeres Swidérien	ševo II-Stufe
	Magdalénien VI b	E Creswellien ?	Magdalénien	älteres	Timo-
	Magdalénien VI b	NWD Magdalénien VIa (mittleres): Hamburg II	VIa (mittleres) z. B. ? Petersfels	Swidérien	novka-
	Magdalénien VI b	NWD? Hamburg I	Magdalénien VIa (mittleres): Schussenquelle	rien	Stufe
	Magdalénien VI b	? NWD Hamburg I	? Petersfels	Hamburg I (Posen)	
	Magdalénien VI a (früh) Magdalénien V b		Gravettien	Gravettien	Kostienki IV-Stufe
Magdal. IV -Va Magdal. I-III		Munzingen Linsenberg	Gravettien	Mezine-Stufe	

Pommerschen Stadium praktisch aufgehört haben. Der Basistorf ist „also (wahrscheinlich erheblich) jünger als die Ablagerungszeit des jüngsten Lösses“ (H. MÜLLER 1953, S. 20, Fußn. 5) und kann sehr wohl gotiglazial sein, da die Ablagerung der baumlosen Ältesten Dryaszeit so wenig mächtig ist. Klarheit bezüglich der Zeitstellung des Bölling-Interstadials wird die von mir angeregte Beschaffung und C<sup>14</sup>-Datierung von Proben aus dem Bölling-Interstadial und aus dem Basistorf bringen.

### 5. Der Beginn des Gotiglazials

Tiefer unter dem Alleröd-Horizont liegt sehr wahrscheinlich unter den ältesten pollenanalytisch erfaßten spätglazialen Süßwassersedimenten im südlichen Ostseegebiet der Horizont des *Langeland-Vorstößes*, der die gotiglaziale Anfangsmoräne = Velgaster Staffel (= Nordpommersche Moräne G von K. RICHTER 1937) erzeugte, auf der Karte von E. H. DE GEER (1951b, S. 566) die Linie V, die aber in Dänemark und Schonen mit der Eisrandlinie IV zu verbinden ist (F. E. ZEUNER 1952, S. 30, 31). In Ostpreußen ist, wie schon E. KRAUS, P. WOLDSTEDT, M. VIERKE, K. RICHTER und H. GAMS vermutet haben, zweifellos die Samländische Endmoräne (mit Stauchwirkungen im Samland und im Memelland, sonst durch eine Reihe von Kames vertreten) diese gotiglaziale Anfangsmoräne, und das große mittelostpreußische Staubecken in ihrem Vorland ist beim Abschmelzen des Inlandeises an dieser Randlage mit dem typischen Deckton gefüllt worden. G. DE GEER (1940) hat in Schonen für den Beginn des 5379 Jahre langen Gotiglazials die Zeitstellung ca. 13200 v. Chr. ermittelt; ca. 13500 v. Chr. erhält man, wenn man 8100 v. Chr. als Beginn des Finiglazials annimmt (vergl. aber S. 193).

Nicht ganz an diesen Horizont der Grenze Daniglazial/Gotiglazial heran reichen höchst wahrscheinlich die vollständigen ununterbrochenen Pollendiagramme zurück, deren ältester Teil in den Schlußabschnitt der baumlosen Tundrenzeit (Älteste Dryaszeit) hineinreicht; vorher ist höchst wahrscheinlich die pollenanalytisch erfaßbare Sedimentation durch (zuletzt jahreszeitliches) Erdfließen verhindert worden.

Die Verschiedenheit in der Beschaffenheit der dani- und gotiglazialen Warwen spricht dafür, daß die dani-gotiglaziale Zeitgrenze eine bedeutsame Klimawende bezeichnet (H. GROSS 1951), weshalb sie auch von H. GAMS und früher auch von mir als Beginn des Spätglazials angenommen worden ist.

Jünger als die Velgaster Staffel ist die unbedeutende Rügensch Eiserandlage (VI auf der Karte von E. H. DE GEER 1951b, S. 566), deren geochronologische Datierung noch unsicher ist.

### 6. Das Daniglazial und der Beginn des Spätglazials

Die erste nennenswerte Klimabesserung hatte das Abschmelzen des Inlandeises, von dem sich ein Toteiskragen ablöste (K. RICHTER 1937), von der Endmoräne des Pommerschen Stadiums bewirkt. Auf Grund der von Jan DE GEER gemessenen Serie von 250 Warwen bei Lübeck an der Innenseite dieser Moräne ermittelte E. H. DE GEER (1951b) für den Beginn dieser Abschmelzphase die Zeitstellung 13800 v. Chr. oder rund 14000 v. Chr., also ca. 500 Jahre vor der Bildung der gotiglazialen Anfangsmoräne, was vielleicht doch zu wenig ist.

In der Abschmelzphase des Pommerschen Stadiums entstanden die ersten fossilführenden, fast stets ganz überwiegend mineralischen Süßwassersedimente, besonders auf dem Baltischen Höhenzug in dem sehr hügeligen südöstlichen Ostpreußen, gar nicht selten auf den höchsten Stellen von Anhöhen: diatomeenreiche Seekreiden und anodontenreiche, bisweilen gebänderte Magertone; Anodonten

sind aber Muscheln der gemäßigten Zone. Die von ihnen ausgefüllten Wasserbecken sind offenbar durch Ausschmelzen von Löchern in schuttbedeckten Toteisfeldern da entstanden, wo die Ablation die Eisdecke besonders dünn gemacht hatte. Entsprechende Beobachtungen sind auch in anderen Gebieten Norddeutschlands auf dem Baltischen Höhenzug gemacht worden, auch in Schonen (seit 1870) im dani- und gotiglazialen Abschmelzgebiet, am häufigsten aber im südlichen und südöstlichen Ostpreußen (Masuren), weil hier das daniglaziale Rückzugsgebiet besonders tief gestaffelt, hochliegend und sehr hügelig ist. Diese fossilführenden Bildungen mit subarktischer Fauna und (leider viel zu dürftig gesammelter) Flora sind wie in Schonen teils zu Tage liegende Beckenausfüllungen, teils am Rande oder bei geringer Ausdehnung auch ganz von Grundmoräne oder Kies und Sand bedeckt, zweifellos infolge von Rutschungen über tieftauendem Toteis, das in Ostpreußen auf dem Baltischen Höhenzug außerordentlich verbreitet gewesen ist, wie die moorgeologischen Untersuchungen ergeben haben. Diese daniglazialen fossilführenden Süßwasserbildungen der Abschmelzphase des Pommerschen Stadiums bilden die Hauptmasse der sogen. *Masurischen Interstadialbildungen* von E. HARBORT (1910) und H. HESS VON WICHENDORFF (1915), die beide zwischen das Frankfurter und Pommersche Stadium gestellt haben. Dazu gehören aber auch fossilführende Süßwasserbildungen aus dem Gotiglazial bis zum Alleröd-Interstadial einschließlich (H. GROSS 1937, 1943), die damals als solche noch nicht erkannt werden konnten. Auch die daniglazialen fossilführenden Süßwasserbildungen sind jünger als die daniglazialen Bändertone, denn diese sind in Norddeutschland stets fossilleer.

Nur die jüngsten daniglazialen fossilführenden Sedimente sind vom Langeland-Vorstoß mit Grundmoräne bzw. Kamesbildungen oder Vorschüttsanden bedeckt worden. Dahin gehört das von B. KÖRNKE (1930) im Inster-Tal im nördlichen Ostpreußen entdeckte Inster-Interstadial, das mir aus eigener Anschauung bekannt ist. Möglicherweise gehören auch die von Vorschüttsanden bedeckten fossilführenden Süßwasserschichten mit Glazialpflanzen und Anodonten bei Lübeck dahin, höchst wahrscheinlich ferner bei Endingen (Kreis Franzburg-Barth) W von Stralsund die zuerst von W. DEECKE (1900) untersuchte Fundschicht mit Elch und (angeblich bearbeiteten) Riesenhirsch-Resten; denn diese Fundschicht (Dytongyttja) stammt nach meiner pollenanalytischen Untersuchung aus einer baumlosen Tundrenzzeit und ist von geschichteten groben Sanden und Kiesen mit kopfgroßen Geschieben bedeckt. Durch eine  $C^{14}$ -Bestimmung dieser Gyttja wird wahrscheinlich die Feststellung möglich sein, ob das Hangende vom Langeland-Vorstoß abgelagert worden ist. Sicher gehört hierher auch das von E. W. GUENTHER (1951) untersuchte Preetzer Interstadial in Ost-Holstein (innerhalb der Hauptmoräne  $M_1$  des Pommerschen Stadiums) in einer Moräne aus aufgestauchtem Sandermaterial mit *Sphaerium corneum*, *Anodonta piscinalis*, Nichtbaumpollen und Resten von Ren und Elch, zu denen inzwischen noch Riesenhirschreste hinzugekommen sind (mündl. Mitteil. von Herrn Prof. Dr. E. W. GUENTHER, dem ich für den Hinweis auf dieses Interstadial zu Dank verpflichtet bin). Des Vorkommens der Anodonten wegen kann m. E. die Stauchwirkung nur durch Mobilisierung eines schuttbedeckten Toteisfeldes durch einen erheblich späteren Inlandeisvorstoß (Langeland-Stadium?) bewirkt worden sein; die Schrägstellung von zwei sicher zunächst horizontal abgelagerten feinkörnigen Schichten kann aber auch durch Tieftauen von Toteis in oder unter dem Sander zurückgeführt werden.

Die von A. NORVANG (1942) in West- und Mitteljütland östlich der mitteljütischen Stillstandslinie festgestellten Frostspalten sind nach ihm wohl ungefähr zur Zeit des ostjütischen Eisvorstoßes entstanden, d. h. im Pommerschen Stadium. Nach freundlicher briefl. Mitteilung von Herrn Prof. Dr. H. POSER hat Dr. DÜCKER

auf den weichseleiszeitlichen Moränen des Hochglazials im Gebiet zwischen der Unterelbe und der Lübecker Bucht Eiskeilspalten wie auch Würgeböden gefunden und kartiert; er hält sie für Bildungen der Jüngeren Dryaszeit, sie sind aber m. E. viel eher wenigstens teilweise dem Pommerschen Stadium zuzuschreiben.

Das Pommersche Stadium gehört zweifellos als Schlußphase von noch unbekannter Dauer, die E. H. DE GEER (1951b, S. 559) auf mindestens 300 Jahre schätzt, zum Hochglazial, in dem im Periglazial starke Lößbildung und -ablagerung erfolgte und durch Erdfließen die Bildung pollenanalytisch erfaßbarer Sedimente verhindert wurde. Mit dem Abrücken des Inlandeises von der Moräne des Pommerschen Stadiums (oder der Bildung des Toteiskragens innerhalb dieser Moräne) begann das Spätglazial, da recht bald danach die ersten fossilführenden Süßwasserbildungen entstehen konnten und die großräumige Lößablagerung aufhörte, von örtlich beschränkten Ausnahmen auf Rügen, in Brandenburg und in Lettland abgesehen (H. POSER 1951, S. 38). Zu beachten ist, daß die ersten Waldbäume im eisfrei gewordenen Gebiet erst im Gotiglazial erschienen und sich in der Alleröd-Zeit dem Inlandeisrand in Mittelschweden und Südfinnland näherten.

T. VAN DER HAMMEN (1952, S. 333, 334) hält es für möglich, daß das Pommersche Stadium in die Ältere Dryaszeit zwischen das Bölling- und das Alleröd-Interstadial, also ins Spätglazial zu stellen sei; aber nach dem oben Gesagten ist es erheblich älter. Bemerkenswerterweise gab es in Holland im Hochglazial B (= Middle Tubantian, vom Maximum der Weichselvereisung bis zum Spätglazial) und im Spätglazial (= Upper Tubantian) bis kurz vor Alleröd breite Frostspalten, Frostspaltensysteme, also Dauerfrostboden, ferner Erdfließen, Würgeböden, Ablagerung von Decksand, in Nord-Brabant auch von Löß; Wannenbodenbildung kam noch kurz vor der Alleröd-Zeit vor; Schmelzwasserwirkungen bildeten die Decksand- und Lößablagerungen um (T. VAN DER HAMMEN 1951, 1952), Die Stärke der periglazialen Wirkungen dürfte auf den Einfluß der ozeanischen Klimatönung zurückzuführen sein.

## B. Parallelisierungen mit anderen Gebieten Europas

### 1. Umdatierungen

Der allerödzeitliche Leithorizont macht zunächst einige Umdatierungen notwendig und bestätigt die Richtigkeit einiger Parallelisierungen, die früher nur vermutungsweise versucht werden konnten. Wichtig ist dabei die Tatsache, daß ein großer Teil der Alleröd-Vorkommen in ehemals vereist gewesen Gebieten liegt.

Allerödbildungen hat H. GAMS (1952) im Ötztal, also in den Zentral-Alpen noch in ca. 1800 m über dem Meere, J. BECKER (1952) in den französischen Alpen sogar in einem Fall in 2110 m Höhe gefunden. In der Alleröd-Zeit waren also die Alpen bis über 2000 m Höhe eisfrei. Das Abschmelzen des alpinen Inlandeises ist danach im Spätglazial sehr rasch erfolgt; damit steht in den Tieflagen Südwestdeutschlands und der Schweiz der frühere Beginn organogener Sedimentation im Einklang (G. LANG 1952). Daher kann die Gytja-Geochronologie von H. WELTEN (1944) nicht stimmen; denn der ehemalige Faulensee mit der gebänderten Gytja liegt 590 m über dem Meere, kann also nicht erst kurz vor 7600 v. Chr. durch Abschmelzen der Mittellandvergletscherung, nach P. BECK nach dem Bühlstadium s. l., eisfrei geworden sein. Da die untersten (minerogenen) Sedimente nach dem Pollendiagramm in der baumlosen Phase der Älteren Dryaszeit abgelagert sind, muß das Gebiet etwa 4—5000 Jahre früher, als H. WELTEN angenommen hat, eisfrei ge-

worden sein. Es ist selbstverständlich ganz unzulässig, mit Hilfe dieser von vornherein sehr problematischen Gytjtja-Geochronologie, nach der das boreale *Corylus*-Maximum in der Schweiz jünger als in Südschweden sein soll, die schwedisch-finnische Geochronologie abzuändern, wie es H. WELTEN (1944, S. 158) getan hat. Ich kenne von Rügen und von der Ostseeküste bei Lübeck Aufschlüsse mit gebänderter Kalkgyttja aus dem Präboreal, wo nach der pollenanalytischen Zonierung von Jahresbändern keine Rede sein kann.

Durch die Auffindung der allerödzeitlichen, in Wallensen auch durch zweifache  $C^{14}$ -Bestimmung datierten vulkanischen Bimstufschicht in 3 Mooren des südlichen Schwarzwaldes (Abb. 1) durch G. LANG (1952) ist es möglich geworden, nun auch in älteren südwestdeutschen Pollendiagrammen, die nur den Gehölzpollen berücksichtigt haben und bekanntlich keine wesentliche Änderung in der Waldzusammensetzung seit dem älteren Birkengipfel erkennen lassen, die Lage des Alleröd-Horizonts anzugeben und die Datierung der älteren Pollendiagrammzonen durch K. und F. BERTSCH (K. BERTSCH 1951) zu berichtigen. Diese haben in der geologischen und vegetationsgeschichtlichen Literatur eine weite Verbreitung gefunden, nachdem W. ZIMMERMANN (1930) das Durchschnittsdiagramm des Federseerieds von K. BERTSCH etwas abgeändert mit eigener Datierung veröffentlicht hatte. Der von K. und F. BERTSCH mit 17000 v. Chr. (etwas nach dem Ammersee-Stadium zufolge der Strahlungskurve) datierte höchste Gipfel der Birkenkurve im Durchschnittsdiagramm von Oberschwaben liegt nur sehr wenig unter dem Alleröd-Horizont, fällt also sicher in die Zeit um 10—11000 v. Chr. (dasselbe gilt auch für das Durchschnittsdiagramm vom Federseeried, wo nach F. FIRBAS 1949, Fig. 40, dieser Birkengipfel im untersten Teil der Alleröd-Schicht liegt), der unterste Horizont nicht in die Zeit um 20000, sondern etwa um 14000 v. Chr., das Daun- und Gschnitz-Stadium in die Zeit zwischen 8800 und 8100 v. Chr., der gleichzeitige Beginn der Hasel- und Eichenmischwaldkurve in die Zeit um 7500 v. Chr. statt um 10000 bzw. 9000 v. Chr. (im Federsee-Diagramm nach W. ZIMMERMANN sogar 20000 bzw. 12000 v. Chr! H. GROSS 1953). Als K. & F. BERTSCH ihre Durchschnittsdiagramme ausarbeiteten, war die Nichtbaumpollen-Methode noch nicht bekannt; ohne sie und ohne Berücksichtigung der Baumpollendichte ist es aber ganz unmöglich, spätglaziale Diagrammteile richtig zu zonieren und zu datieren.

## 2. Die Schlußvereisung der Alpen und der Britischen Inseln und die Jüngere Dryaszeit im Nordseegebiet

Das Vorkommen allerödzeitlicher Schichten sowohl in ehemals vereist gewesenen Gebieten als auch im Periglazial beweist, daß die spätglazialen Phasen überall in Nord- und Mitteleuropa synchron waren, folglich auch die Stadien der letzten Vereisung.

Der allerödzeitliche Leithorizont gestattet zunächst die Feststellung, daß die von den Quartärgeologen schon lange vermutete zeitliche Gleichsetzung der Schlußvereisung der Alpen (Schlern-, Gschnitz- und Daun-Stadium) mit dem Mittelschwedischen Stadium (= Jüngere Dryaszeit) richtig ist. Beide Erscheinungen sind auf die starke Klimadepression der Jüngeren Dryaszeit zurückzuführen, die auch in den Alpen einwandfrei nachgewiesen werden konnte, besonders überzeugend in Tirol von W. H. ZAGWIJN (1952) und in den französischen Alpen von Jeanne BECKER (1952).

Besonders stark hat sich diese Klimadepression im ozeanischen Klimabereich ausgewirkt: Entstehung kleiner Eiskappen im östlichen und südwestlichen Irland (Athdown Mountain Glaciation bzw. Lesser Kerry-Cork Glaciation) nach G. F. MITCHELL (1951), wahrscheinlich Talvergletscherungen (Perth Read-

vance) auf dem Schottischen Hochland, in Nord-England (Lake District, daher Ablagerung von Bänderton im Windermere-See nach W. PENNINGTON 1947) und in Wales (H. GODWIN 1953), Erdfließen in Irland (K. JESSEN 1949, G. F. MITCHELL 1951) und Dänemark (Johs. IVERSEN 1947), Bildung von Wannens- und Taschenböden sowie (jahreszeitliches) Erdfließen zu Beginn der Jüngeren Dryaszeit in Holland (T. VAN DER HAMMEN 1951, S. 145, 122ff., 1952, S. 329, 330, T. VAN DER HAMMEN & G. C. MAARLEVELD 1952, S. 1), im Südschwarzwald das Feldsee-Stadium (G. LANG 1952, S. 260). In Tieflagen im südwestlichen Mitteleuropa (Bodenseegebiet und Schweizer Mittelland) war ihre Wirkung auf die Sedimentation und auf die allerödzeitliche Walddecke gering (G. LANG 1952, S. 286ff.), aber doch stratigraphisch und im NBP-Teil der Pollendiagramme noch erkennbar.

Der Leithorizont Grenze Spätglazial/Postglazial ist in lakustrischen Mooren außer in höheren Gebirgslagen und im nördlichsten Teil des gotiglazialen Abschmelzgebiets in der Regel stratigraphisch (Beginn rein organogener Sedimentation) und stets pollenanalytisch (Beginn der sehr tief liegenden NBP-Kurve, plötzliche starke Zunahme der Baumpollendichte) erkennbar. In den Alpen lag die Vergletscherungsgrenze höchst wahrscheinlich im Durchschnitt um 2000 m; für die Britischen Inseln ist die nicht genau bekannte Ausdehnung der Inlandeisereste am Ende des Spätglazials auf der Karte nach R. GRAHMANN (1952) angegeben.

### 3. Das Bölling-Interstadial in Südwestdeutschland

In mehreren Pollendiagrammen aus Tieflagen Südwestdeutschlands schließt G. LANG (1952) aus der Ablösung der Kieferndominanz der ersten Waldbaumausbreitung durch einen ganz kurzen Baumbirkenvorstoß (aber ohne minerogene Sedimentation, ohne stark verminderte Baum-Pollendichte und ohne erhöhte NBP-Frequenz) auf ein vorallerödzeitliches Interstadial, das er vermutungsweise mit dem Bölling-Interstadial parallelisieren möchte. Bei der südlichen Lage ist es wohl möglich, daß das Bölling-Interstadial hier viel länger dauerte als in Jütland, Nord- und Mitteldeutschland und in Holland und daß der Kälterückschlag der Älteren Dryaszeit im Süden sehr viel schwächer war. Es ist jetzt nicht mehr zu bezweifeln, daß das Bölling-Interstadial eine synchrone Wärmeschwankung ist, die aber viel schwächer als die Alleröd-Wärmeschwankung war (H. SCHMITZ, briefl. Mitteil. 1954).

### 4. Späteiszeitliche Würm-Eisrandlinien

Der Eisrandlinie des Langelandvorstoßes im südlichen Ostseegebiet dürfte im Alpenvorland das Ammersee-Stadium entsprechen, dem Pommerschen Stadium im Norden nach allgemeiner Annahme sehr wahrscheinlich das Zürich-Singen-Ölkofen-Stadium im Süden (F. E. ZEUNER 1952, S. 155). Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. H. POSER hat W. WEINBERGER (1954) bei der Kartierung im Bereich des eiszeitlichen Salzach-Gletschers im Alpenvorland auf den würmeiszeitlichen Moränen zwischen den ältesten und jüngsten echte Eiskeilspalten und Würgeböden festgestellt.

Im Jüngsten Löß (Würm III = Pommersches Stadium) konnte R. LAIS (1951, S. 145, 152, 153) Dauerfrostboden mit einer Eiskeilspalte von 2,60 m Tiefe unter dem Friedhof von Priedmost in Mähren nachweisen. Zweifellos ist für diese Zeit in Mähren und im Alpenvorland Erdfließen anzunehmen, das eine pollenanalytisch erfaßbare Sedimentation verhindern mußte; diese hat auch hier erst recht lange nach dem Abrücken des Inlandeises von den äußersten Jungmoränen begonnen. Erst geraume Zeit nach dem Abrücken des Eises aus der Zeit des Ammersee-Stadiums (= Bühl s. 1.) begann im Südschwarzwald die Bildung pollenanalytisch erfaßbarer Sedimente (F. FIRBAS 1949, S. 81).

Die ältesten pollenanalytisch erfaßbaren Schichten (einer baumlosen Tundrenzeit) des Kolbermoors sind ebenfalls erst geraume Zeit nach dem Ammersee-Stadium gebildet worden, nachdem sich der Innngletscher schon ein Stück weit in die Alpen zurückgezogen hatte und der mit pollenfreiem Gletscherton gefüllte spätglaziale Rosenheimer See erloschen war, auf dessen Boden das Kolbermoor als Versumpfungsmoor entstanden ist (F. FIRBAS 1949, S. 79 und Abb. 50).

#### 5. Datierung des Aufhörens der weiträumigen Lößablagerung

Nach H. POSER (1951, S. 35), der den jüngsten Löß als spätglaziale Bildung<sup>6)</sup> bezeichnet, war die obere Zeitgrenze seiner Ablagerung, „wenn nicht schon früher, wohl mit der ersten Wiederbewaldung Mitteleuropas gegeben“. Flotssand- und Lößablagerungen innerhalb des Bereichs der Weichsel-Vereisung, z. B. im östlichen Brandenburg, auf Rügen und in Lettland (H. POSER 1951, S. 38) sind örtlich beschränkte seltene Ausnahmen. Feinsandige Dryastone der baumlosen Tundrenzeit enthalten im nördlichen Ostpreußen eine beträchtliche äolische Komponente, ohne daß es hier zur Lößablagerung gekommen ist<sup>7)</sup>.

In Mittel-Deutschland ist die obere Zeitgrenze für die weiträumige Lößablagerung (bei Aschersleben) nach H. MÜLLER (1953) beträchtlich älter als das Bölling-Interstadial; sehr wahrscheinlich hörte diese Lößablagerung bald nach dem Beginn der Abschmelzphase des Pommerschen Stadiums auf, d. h. schon zu Beginn des Spätglazials im engeren Sinn. Durch die C<sup>14</sup>-Datierung des Torfes der Ältesten Dryaszeit auf dem jüngsten Löß im ehemaligen Gaterslebener See und bei Frankleben im Geisel-Tal wird sich wenigstens der *terminus ante quem* für das Aufhören der weiträumigen Lößablagerung erstmals zuverlässig ermitteln lassen.

#### 6. Datierung der spätesten jungpaläolithischen Industrien

Ursprünglich hatte A. RUST (1943, S. 240) im Sinne von G. SCHWANTES als Scheide zwischen Paläolithikum und Mesolithikum das Alleröd-Interstadial anzunehmen vorgeschlagen, weil das damals älteste Rengewei-, „Beil“ allerödzeitlich war. Inzwischen ist aber A. RUST (1951) ebenso wie H. SCHWABEDISSEN (1951) dem Vorschlag von Th. MATHIASSEN (1946, S. 195, 196) gefolgt, das Mesolithikum von dem ersten Auftreten der Flintbeile an zu rechnen. Diese sind erst aus dem Beginn der Nacheiszeit (Pinnberg I) bekannt (A. RUST 1938), so daß dann die Grenze zwischen Spät- und Nacheiszeit auch die Grenze zwischen Paläolithikum und Mesolithikum ist, die nur in West-Europa etwas älter und im östlichen Mittel-Europa etwas jünger sein dürfte.

In Tabelle 1 (die keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt) ist die Datierung der jungpaläolithischen Industrien seit dem Schlußabschnitt des Hochglazials versucht worden<sup>8)</sup>. Benutzt wurden dazu die Arbeiten von A. BOHMERS (1947), H. GROSS (1939/40, 1943), T. VAN DER HAMMEN (1951), K. J. NARR (1951, 1952, 1953, 1954), A. RUST (1937, 1943, 1948, 1951), H. SCHWABEDISSEN (1951), R. SCHÜTRUMPF (1937, 1939, 1943), F. E. ZEUNER (1952).

<sup>6)</sup> Wie mir Herr Prof. Dr. POSER brieflich mitteilte (am 17. 3. 1954), rechnet er das Spätglazial vom Eisrückzug von der äußersten Randlage der Weichsel-Eiszeit bis zum Fennoskandinavischen Halt.

<sup>7)</sup> Nach briefl. Mitteilung (1941) von Herrn Prof. Dr. URESCHER, dem ich für die Untersuchung einiger solcher Tonproben sehr zu Dank verpflichtet bin.

<sup>8)</sup> Für wertvolle Auskünfte danke ich auch an dieser Stelle Herrn Dr. A. RUST und vor allem Herrn Dr. K. J. NARR, der mir auch seine neuesten Arbeiten schon während der Korrektur zugänglich machte.

Die Alleröd-Schwankung ist archäologisch bedeutsam als obere Zeitgrenze für das späte Magdalénien VIa (späteste Phase, nach K. J. NARR) in Mittel-Europa; ihre Kulturhinterlassenschaft ist am Borneck bei Ahrensburg in Holstein in einer Alleröd-Schicht gefunden worden (A. RUST 1951, S. 53), und in Andernach am Rhein<sup>9)</sup> wird sie von einer vulkanischen Bimstufschicht aus dem Laacher Vulkangebiet bedeckt, die etwa mittel-allerödzeitlich ist (H. GROSS 1951a, H. SCHWABEDISSEN 1951). Einflüsse des spätesten Magdalénien VIa reichen aber in Nordwest-Deutschland nach A. RUST (1951) bis in das Präboreal (Bornwisch-Stufe).

Die Stufen I und II der Hamburger Kultur entsprechen zeitlich dem mittleren Teil von Magdalénien VIa (K. J. NARR, briefl. Mitteil.) und sind nach den Pollendiagrammen von Meiendorf und Stellmoor (R. SCHÜTRUMPF 1937, 1943) zweifellos spätglazial, d. h. jünger als das Pommersche Stadium (vergl. S. 198) und wahrscheinlich früh-gotiglazial<sup>10)</sup>; JOHNS. IVERSEN (1946, S. 210) stellt Hamburg I von Meiendorf ins Daniglazial. Wenn A. RUST (1954) Hamburg II mit dem Bölling-Interstadial in das W II/III-Interstadial und Hamburg I in das W I/II-Interstadial schieben will, so ist das nicht gut möglich; in Oldenburg (Holst.) am Ostsee-Ufer sekundär 4 m tief in der Grundmoräne der jüngsten Vereisung (also des Pommerschen Stadiums) gelagerte Artefakte von Hamburg II können doch wohl nur durch Abrutschen von Geschiebemergel im Zusammenhang mit Tieftauen von verschüttetem Toteis nachträglich in die Grundmoräne gelangt sein. Nach briefl. Mitteilung von Herrn Dr. A. RUST (vom 12. 4. 54) ist Hamburg II von der Poggenwisch bei Ahrensburg nach der in Washington ausgeführten C<sup>14</sup>-Bestimmung  $15150 \pm 350$  Jahre alt. Falls die dafür zur Verfügung gestellte Probe einwandfrei war, diese Zeitstellung also richtig ist, müssen wohl der Langeland-Vorstoß und das Pommersche Stadium etwas älter sein, als die Geochronologie von G. und E. H. DE GEER ergeben hat. Zur Kontrolle fehlt aber noch die C<sup>14</sup>-Datierung der älteren Hamburger Stufe (I) von Meiendorf und der Allerödschicht von der Poggenwisch.

Das Magdalénien der Schussenquelle gehört nach dem pollenanalytischen Befund dem Schlußabschnitt der baumlosen Tundrenzeit an (vergl. auch F. FIRBAS 1949, S. 77, 347) wie Hamburg I und auch Petersfels; alle diese sind nach K. J. NARR (1954 und briefl. Mitteil.) Magdalénien VIa, mittlere Phase, und ihre (zeitliche) Nähe zu Andernach macht es unwahrscheinlich, daß Schussenquelle- und Petersfels-Magdalénien älter als Hamburg I sind (K. J. NARR, briefl. Mitteil. vom 8. 4. 54).

### C. Parallelisierungen mit Nordamerika

Bezüglich einer Parallelisierung der pleistozänen Phasen Europas und Nordamerikas mußte sich noch 1948 R. F. FLINT (Tabelle 13 und S. 347) sehr skeptisch äußern: Tabelle 13 .. „cannot be regarded as showing firm correlations. Substages of the Fourth Glacial stage are included only to a limited degree because, with these, equivalences are especially uncertain. Certainly it would be hazardous to attempt to correlate substages across the Atlantic between Europe and North America“.

Die Erfindung der Radiokarbon-Methode in Chicago hat zunächst eine zuverlässige Synchronisierung der letzten Phasen der letzten Vereisung Europas und

<sup>9)</sup> Da hier die Artefakte bis 1 m tief in verlehnten Löß hinuntergehen, nimmt F. E. ZEUNER (1953) an, daß die Magdalénien-Station Andernach in der Zeit der letzten Lößanwehung bewohnt gewesen sei. Dann wären aber die Artefakte aus Knochen und Geweih bei der späteren Verlehmung des Lösses durch Verwitterung zerstört worden. Vor allem ist die Existenz eines „Lößmagdalénien“ (Stufen IV—VI) einigermaßen unwahrscheinlich und Magdalénien VI nirgends für die Lößbildungszeit nachgewiesen (K. J. NARR 1953).

<sup>10)</sup> Diese Renntierjäger haben bestimmt nicht in der Frostschutt-Zone gejagt!

Nordamerikas möglich gemacht und damit bewiesen, daß die Wisconsin-Vereisung Nordamerikas und die letzte Vereisung Europas wirklich, wie vermutet, gleichzeitig waren.

### 1. Das Two Creeks Forest bed-Interstadial

Die wichtigste Radiokarbon-Datierung in Nordamerika ergab, daß das Two Creeks Forest bed in Manitowoc Co., Wisconsin, das am westlichen Steilufer des Michigan-Sees ca. 40 km nördlich von der äußersten Grenze des Mankato-Vorstößes der Wisconsin-Vereisung aufgeschlossen ist, zeitlich dem europäischen Alleröd entspricht. Das Two Creeks Forest bed ist eine wenige Zoll mächtige Fichtenwaldmoor-Bildung auf oben fossilführenden warwigen Sedimenten und bedeckt von Eisstauseeschluff, der von der Mankato-Grundmoräne überlagert wird (R. F. FLINT & E. S. DEEVEY, Jr., 1951, S. 261ff.). Die  $C^{14}$ -Bestimmung von 5 Torf- und Holzproben ergab im Durchschnitt ein Alter von  $11404 \pm 350$  Jahren, also 637 Jahre mehr als für den Durchschnitt der damals ermittelten  $C^{14}$ -Datierungen von Alleröd-Proben 5 verschiedener Orte in Irland, England und Deutschland; nach den neuen Kopenhagener Datierungen dänischer Alleröd-Proben (ca. 12000 bis 10800 vor heute) sind aber das Two Creeks Forest bed- und das Alleröd-Interstadial synchron (Johs. IVERSEN 1953). Daher hat R. F. FLINT (1953) auf dem 4. Inqua-Kongreß in Pisa auf die große Bedeutung dieses spätquartären Leithorizontes für die Parallelisierung europäischer und nordamerikanischer Phasen der letzten Vereisung in seinem Vortrag hingewiesen.

E. ANTEVS (1953, S. 218—222) hat auf Grund der bisherigen Veröffentlichungen die Zuverlässigkeit der Radiokarbon-Methode und besonders der Datierung des Two Creeks Forest bed angezweifelt. Aber gerade in diesem Falle ist ein solcher Zweifel (besonders im Hinblick auf die Stratigraphie der Probeentnahmestelle) ganz unangebracht. Auch die Kopenhagener Datierungen beweisen, daß diese Methode absolut zuverlässig ist, wenn vollkommen einwandfreie Proben verwendet werden.

Wie Heikki JONATIUS (Geologi No. 5, S. 46, Helsinki, 1954) in seinem Vortrag auf der VI. Nordischen Geologentagung am 29. 5. 54 in Helsinki mitteilte, sind nach seinen pollenanalytischen Mooruntersuchungen die ältesten Schichten im südöstlichen Kanada jünger als die Schlußvereisung; die  $C^{14}$ -Datierung von stellenweise mit Bänderton bedeckten Torfschichten unter der jüngsten Grundmoräne bei St. Pierre S vom St. Lorenz-Strom ergab ein Alter von  $11050 \pm 350$  Jahren, also die gleiche Zeitstellung wie für das Two Creeks Forest bed (die Kenntnis dieser wichtigen Befunde verdanke ich Frau Prof. E. H. DE GEER).

### 2. Die Schlußvereisung in Nordamerika

Aus der  $C^{14}$ -Datierung des Two Creeks Forest bed folgt, daß der Mankato-Vorstöß (Maximum vor 11000 Jahren), der eine Schlüsselstellung in der spätpleistozänen Stratigraphie Nordamerikas innehat — ist doch seine äußerste Randlage für mehr als 1600 km bekannt! — dem Mittelschwedischen Stadium und der Schlußvereisung der Alpen zeitlich entspricht und nicht, wie bis 1951 allgemein angenommen wurde, dem Pommerschen Stadium. Im Vorland des Pommerschen Stadiums lag eine breite Frostschutt-Tundrazone, und die zugehörigen Bändertone sind fossilfrei; das Inlandeis des Mankato-Vorstößes drang aber in ein (vielleicht nur lückenhaft) bewaldetes Gebiet (Waldtundra?), und der vor diesem Vorstöß abgelagerte Bänderton ist im obersten Teil fossilführend. Erst dem fennoskandinavischen Eisrandgürtel hatten sich die Vorposten der nordwärts vordringenden Waldbäume in der Alleröd-Zeit genähert, und die jüngsten Bändertone

in Mittel-Schweden und Finnland sind wie die obersten Schichten frühgotigla-zialer Decktone fossilführend.

Bis etwa 1948 war in Nordamerika ein Spätglazial im Sinne der europäischen Pollenanalytiker nicht bekannt, vor allem keine Tundrenphase (R. F. FLINT 1948, S. 492); R. F. FLINT vermutet, daß man dort bis dahin keine genügend alten Bodenproben gefunden habe. Der wahre Grund ist aber der, daß die nordamerikanischen Pollenanalytiker die sehr pollenarmen, zweifellos spätglazialen Schichten am Grunde lakustrischer Moore nicht nach HF-Aufbereitung mit Berücksichtigung des NBP untersucht haben. Erst im Jahre 1948 wurden im Staate Maine Befunde bekannt, die für eine spätglaziale Tundrenphase sprachen (E. S. DEEVEY, Jr. 1949, S. 1357), und bald darauf hat dann E. S. DEEVEY, Jr. (1951) in dem selben Staate in 4 Pollenprofilen eine ganz ähnliche (sicher die selbe) Dreigliederung des Spätglazials wie in Europa feststellen können. Auch anderwärts kommt sie höchst wahrscheinlich vor, z. B. im Staate Indiana (H. GROSS 1951b), und wird sich zweifellos mit Hilfe der HF und mit Berücksichtigung des NBP in allen genügend alten Sedimenten lakustrischer Moore nachweisen lassen. Das Ende der letzten klimatisch bedingten spätglazialen Toneinschwemmung (entsprechend dem Oberen Dryaston in Europa) ist in Nordamerika noch nicht datiert worden; in Südamerika (Patagonien) fällt es in die Zeit um 8000 v. Chr. wie in Europa (H. GROSS 1952, S. 82); die letzte Eiszeit endete also auf der südlichen Halbkugel, wie vermutet, zu derselben Zeit wie auf der nördlichen.

### 3. Das Cary-Stadium = Pommersches Stadium

E. H. DE GEER (1951b S. 565, 567) synchronisiert das Cary-Stadium der Wisconsin-Vereisung mit dem Pommerschen Stadium der Weichsel-Vereisung (rund 16000 Jahre vor heute). Hierfür steht bisher nur eine einzige bestimmte  $C^{14}$ -Datierung zur Verfügung: Nr. 528 Holzproben aus Löß unter Geschiebemergel in einem Aufschluß am Südufer des Clear Creek in Iowa 16367  $\pm$  1000 Jahre alt (F. JOHNSON 1951). Nr. 438 ist ein Torfprobe, die in einer letzteiszeitlichen Stromterrasse bei Bridgeville, Pennsylvania, gefunden und mit größerer Wahrscheinlichkeit in das Tazewell-Cary-Interstadial als in das Cary-Mankato-Interstadial (= Two Creeks Forest bed) gestellt wurde, Alter größer als 16000 Jahre. Auch für alle übrigen in Frage kommenden Proben ergab die  $C^{14}$ -Bestimmung nur das Mindestalter (15000—17000 Jahre) für das Tazewell-Cary-Intervall (R. F. FLINT & E. S. DEEVEY, Jr., 1951, S. 286, 287, E. H. DE GEER 1951b, S. 566). Das Cary-Stadium dürfte danach wohl etwa 16000 Jahre alt oder ein wenig älter sein und in Europa dem Pommerschen Stadium entsprechen, wenn seine geochronologische Datierung (ca. 16000 Jahre vor heute) richtig ist.

### 4. Das nordamerikanische Jungpaläolithikum

Das nordamerikanische Jungpaläolithikum hat die Schlußvereisung, das Mankato-Stadium der Wisconsin-Eiszeit, allem Anschein nach recht lange überdauert. Nach den bisher vorliegenden  $C^{14}$ -Datierungen (H. GROSS 1952) sind der Schlußvereisung zuzuweisen: das Bisonjäger-Lager der Folsom-Kultur bei Lubbock, Texas, der Wohnplatz Ft. 50 am Medicine Creek, Nebraska, und wahrscheinlich auch der Wohnplatz Ft. 41 am Lime Creek, Nebraska; dem Two Creeks Forest bed-Interstadial: die Folsom-Kulturschicht im Sandía Cave, New Mexico, und der Wohnplatz im Danger Cave bei Wendover, Utah. Beträchtlich älter ist die Sandía-Kultur in New Mexico und die Elefantenjäger-Rastplätze der Llano-Kultur im SW der U.S.A. und in Mexiko, denn ihre Flintlanzenspitzen sind mehrfach zusammen mit Elefantenresten unter Schichten mit Folsom-Lanzen spitzen der

spätglazialen Bisonjäger gefunden worden (E. H. SELLARDS 1952); leider ist noch keines dieser Elefantenjäger-Lager mit der  $C^{14}$ -Methode datiert worden.

Die pleistozänen Elefanten sind allem Anschein nach ebenso wie *Elephas primigenius* in Eurasien im älteren Spätglazial, d. h. lange vor der Schlußvereisung gestorben<sup>11)</sup>. *Mastodon americanus* hat aber die Schlußvereisung in Nordamerika ca. 1000 Jahre überlebt (H. GROSS 1951b). Im nordamerikanischen Jungpaläolithikum spielte im Gegensatz zum europäischen das Renntier gar keine Rolle, sondern ausgestorbene Bison-Arten.

#### Schriftenverzeichnis

- ANDERSON, E. C., LEVI, HILDE & TAUBER, H.: Copenhagen natural radiocarbon measurements I. - Science **118**, 6-9, 1953.
- ANTEVS, E.: Geochronology of the Deglacial and Neothermal Ages. - Journ. Geol. **61**, 195-230, 1953.
- BECKER, Jeanne: Etude palynologique des tourbes Flandriennes des Alpes françaises. - Mém. Service de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine No. **II**, 1952.
- BERTSCH, K.: Geschichte des deutschen Waldes, 3. Aufl. Jena 1951.
- BOHMERS, A.: Jong-Palaeolithicum en Vroeg-Mesolithicum. - Gedenkboek A. E. VAN GIFFEN, 1947.
- BRANDTNER, F.: Die nacheiszeitliche Waldgeschichte. - In: „Burgenland Landeskunde“, Österreich. Bundesverlag Wien 1951, 86-91.
- CALDENIUS, C.: Baltiska issjöns sänkning till Västerhavet. - Geol. Fören, i Stockholm Förhandl. **66**, 366-382, 1950.
- DEECKE, W.: Vorkommen von bearbeiteten Riesenhirschknochen bei Eendingen (Kreis Franzburg) in Vorpommern. - Globus **88**, 1900.
- DEEVEY, E. S., Jr.: Biogeography of the Pleistocene. - Bull. geol. Soc. Am. **60**, 1316-1416, 1949. - - Late-glacial and postglacial pollen diagrams from Maine. - Amer. Journ. Sci. **249**, 177-207, 1951.
- DE GEER, G.: Geochronologia Suecica Principes. - K. Svensk. Vet. Akad. Handl. Ser. 3, **18** (6), 1940.
- DE GEER, E. H.: De Geer's chronology confirmed by radioactive carbon,  $C^{14}$ . - Geol. Fören, i Stockholm Förhandl. **73**, 517-8, 1951 (a). - - Conclusions from  $C^{14}$  and De Geer's Chronology. - Ibid. **73**, 557-570, 1951 (b). - - Besprech. d. Arbeit E. ANTEVS: Geochronology of the Deglacial and Neothermal Ages. (Journ. Geol. **61**, 1953). - Ibid. **75**, 416-418, 1953.
- DONNER, J.: Pollen-analytical studies of late-glacial deposits in Finland. - C. R. Soc. géol. de Finlande **24**, 1951.
- DREIMANIS, A.: A Draft of Pleistocene Stratigraphy in Latvia and S-Estheria. - Geol. Fören, i Stockholm Förhandl. **69**, 465-470, 1947.
- FIRBAS, F.: Über die Bestimmung der Waldichte und der Vegetation waldloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. - Planta **22**, 109-145, 1934. - - Waldgeschichte Mitteleuropas Bd. I, 1949 u. Bd. II, 1952, Jena. - - The late-glacial vegetation of Central Europe. - New Phytol. **49**, 163-173, 1950. - - Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. - Naturwiss. **40**, 54-55, 1953.
- FLINT, R. F.: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch, New York and London 1948. - - Suggested American-European correlations within the Fourth Glacial sequence. - IVe Congrès Intern. INQUA Roma Pisa 1953: Résumés des Communications.
- FLINT, R. F. & DEEVEY, E. S., Jr.: Radiocarbon dating of Late-Pleistocene events. - Amer. Journ. Sci. **249**, 257-300, 1951.
- FRECHEN, J.: Die Herkunft der spätglazialen Bimstoffe in mittel- und süddeutschen Mooren. - Geol. Jb. **67**, 1952.
- GAMS, H.: Die Alleröd-Schwankung im Spätglazial. - Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol. **1**, 162-171, 1950. - - Récents progrès des études sur le Tardiglaciaire. - L'Anthropologie **56**, 281-290, 1952.
- GODWIN, H.: British Vegetation in the Full-Glacial and the Late-Glacial Periods. - In: J. E. LOUSLEY: The Changing Flora of Britain S. 59-73, 1953.

<sup>11)</sup> Wahrscheinlich spätestens im Daniglazial; G. F. MITCHELL rechnet auch mit der Möglichkeit, daß *Elephas primigenius* in Irland noch im Spätglazial lebte (H. GODWIN 1953).

- GRAHMANN, R.: Das Eiszeitalter und der Übergang zur Gegenwart. - Erdkundl. Wissen I, Remagen 1952.
- GROSS, H.: Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet. - Beih. Bot. Cbl. 57/B, 167-218, 1937. - Die Renntierjäger-Kulturen Ostpreußens. - Prähist. Z. 30/31, 39-67, 1939/40. - - Der ostpreußische Lebensraum in der ausklingenden Eiszeit. - Der Forschungskreis H. 3, 28-63, Königsberg i. Pr. 1943. - - Die moorgeologische Datierung des jüngeren Magdalénien in Deutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart I, 166-171, 1951 (a). - - Mastodons, mammoths, and man in America. - Texas Arch. and Paleont. Soc., Bull. 22, 101-131, 1951 (b). - - Die Radiokarbon-Methode u.s.w. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 68-92, 1952. - - Die Durchschnittsdiagramme vom Federseeried und von Oberschwaben. - Die Pyramide (Innsbruck) 3, 113-116, 1953.
- GUENTHER, E. W.: Ein eiszeitlicher Elch aus Preetz und die Frage eines Weichselinterstadials in Ost-Holstein. - Schr. natw. Ver. Schleswig-Holstein 25, 115-124, 1951.
- HÄRRI, H.: Stratigraphie und Waldgeschichte des Wauwilermooses. - Veröff. geobotan. Forschungsinst. Rübél, 17, Heft, 1940. - - Die Waldgeschichte des Baldegger-Seegebietes. - Ber. geobotan. Forschungsinst. Rübél f. 1944 (1945).
- HAMMEN, T. VAN DER: Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. - Diss. u. Leidse geolog. Mededel. 17, 71-183, 1951. - - Dating and correlation of periglacial deposits in Middle and Western Europe. - Geol. en Mijnbouw N.S. 14, 328-336, 1952.
- HAMMEN, T. VAN DER & MAARLEVELD, G. C.: Genesis and Dating of the periglacial deposits at the eastern fringe of the Veluwe. - Geol. en Mijnbouw N. S. 14, 47-54, 1952.
- HARBORT, E.: Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 31, II, 81-128, 1910.
- HESS VON WICHENDORFF, H.: Das masurische Interstadial. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 35, II, 298-353, 1915.
- IVERSEN, Johs.: En pollenanalytisk Tidsfaestelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. - Medd. dansk geol. Foren. 10, H. 2, 1942. - - In Th. Mathiassen 1946. - - Plantevaekst, Dyreliv og Klima i det senglaciale Danmark. - Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 69, 67-78, 1947. - - Radiocarbon dating of the Allerød period. - Science 118, 9-11, 1953.
- JESSEN, K.: Studies in late quaternary deposits and flora history of Ireland. - Proc. R. Irish. Acad. 52 B 6, 85-290, 1949.
- JOHNSON, F.: Radiocarbon dating. - American Antiquity 17, nr. 1, part 2, 1951.
- KÖRNKE, B.: Geologische Untersuchungen über die hydrographische Entwicklung im nördlichen Ostpreußen. - Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. 127, 1930.
- LAIS, R.: Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. - Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 41, 119-164, 1951.
- LANG, G.: Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. - Flora 139, 243-294, 1952.
- MATHIASSEN, Th.: En senglacial boplads ved Bromme. - Aarbøger for nord. Oldkyndighed, 1946, 121-197.
- MITCHELL, G. F.: Studies in Irish quaternary deposits No. 7. - Proc. R. Irish Acad. 53 B 11, 111-206, 1951 (a). - - The Pleistocene Period in Ireland. - Medd. dansk geol. Foren. 12, 111-114, 1951 (b). - - Late-glacial deposits at Garscaddan Mains, near Glasgow. - New Phytol. 50, 277-286, 1952.
- MÜLLER, H.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebiets. - Nova Acta Leopoldina N. F. 16, Nr. 110, 1953.
- NARR, K. J.: Zum Stand der quartärstratigraphischen Forschungen. - Germania 29, 67-69, 1951 (a). - - Terrassen, Löss und paläolithische Kulturen. - Ibid. 29, 245-250, 1951 (b). - - Zur Stratigraphie jungpaläolithischer Typen und Typengruppen. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 50-62, 1952. - - „Lößmagdalénien“ und „Federmessergruppe“. - Eiszeitalter u. Gegenwart 3, 50-57, 1953. - - Formen- gruppen und Kulturkreise im europäischen Paläolithikum. - 34. Ber. d. Röm.- German. Kommission, 1954.
- NØRVANG, A.: Frostspalter i Jylland. - Meddel. dansk geol. Foren. 10, 178-205, 1942.
- OVERBECK, F.: Ein spätglaziales Profil von Huxfeld bei Bremen. - Planta 37, 376-398, 1949.
- PENNINGTON, W.: Studies of the post-glacial history of British vegetation VII. Lake sediments: Pollen diagrams from bottom deposits of the north basin of Windermere. - Philos. Transact. R. Soc. Ser. B, No. 596, 137-175, 1947.
- POSER, H.: Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. - Eiszeitalter u. Gegenwart I, 27-55, 1951.
- RICHTER, K.: Die Eiszeit in Norddeutschland. Berlin 1937.

- RUST, A.: Das altsteinzeitliche Rentierjägerlager Meiendorf. - Veröff. Archäol. Reichsinst. 1, Neumünster 1937. - - Die früh- und mittelmessolithischen Hüttengrundrisse auf dem Pinnberg bei Ahrensburg. - Offa 3, 1938. - - Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. Neumünster 1943. - - Über die Kulturentwicklung des endglazialen Jungpaläolithikums in Nordwesteuropa. - Festschrift Gustav SCHWANTES, S. 48-58. Neumünster 1951. - - Altpleistozäne Artefaktfunde im nordwestdeutschen Moränengebiet. - Mitteil. geol. Staatsinst. Hamburg, H. 23, 98-102, 1954.
- SAURAMO, M.: Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. - Comm. géol. de Finlande Bull. no. 50, 1918.
- SCHMITZ, H.: Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. - Ber. deutsch. botan. Ges. 66, 151-166, 1953.
- SCHÜTRUMPF, R.: in A. RUST 1937. - - Die mesolithischen Kulturen von Pinnberg in Holstein und ihre Stellung im Pollendiagramm. - Offa 3, 10-17, 1939. - - In A. RUST 1943.
- SCHWABEDISSEN, H.: Das Vorkommen des Magdalénien im nordwestdeutschen Flachland. - Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 152-165, 1951.
- SELLARDS, E. H.: Early Man in America. - Univ. of Texas Press, Austin 1952.
- STEINBERG, K.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Untereichsfeldes. - Hercynia 3, 529-587, 1944.
- STEUSLOFF, U.: Neue Beobachtungen und Erkenntnisse über Flora, Fauna und Klimageschichte des Würmperiglazials in der Niederterrasse der Emscher und Lippe. - Abh. d. Landesmus. f. Naturk. Münster (Westfalen) 14, H. 2, 1951.
- SZAFER, W.: Schylek plejstocenu w Polsce (Engl. Zusammenfassung: Decline of the Pleistocene in Poland). - Panstw. Instyt. Geol. Biulet. 65, 33-73, Warschau 1952. - - Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej (Engl. Zusammenfassung: Pleistocene Stratigraphy of Poland from the Floristical Point of View). - Rocznik polsk. Tow. Geol. 22, z. 1, 1952, 99 pp., Krakau 1953.
- VIERKE, M.: Die ostpommerschen Bändertone als Zeitmarken und Klimazeugen. - Abh. geol.-pal. Inst. Univ. Greifswald Nr. 18, 1937.
- WEINBERGER, W.: Studien über die Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa. - Göttinger geogr. Abh. H. 15, 1954.
- WELTEN, M.: Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez.-Veröff. geobotan. Forschungsinst. Rübél 21. Heft, 201 pp., 1944. - - Pollenprofil Burgäschisee. - Ber. Forschungsinst. Rübél f. 1946, 1947, 101-111. - - Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentales. - Veröff. d. geobotan. Forschungsinst. Rübél 26. Heft, 1952.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1950. - - Das Eiszeitalter. 2. Aufl. Bd. 1. Stuttgart 1954.
- ZAGWIJN, W. H.: Pollenanalytische Untersuchung einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol. - Geol. en Mijnbouw N. S. 14, 235-239, 1952.
- ZEUNER, F. E.: Dating the Past, 3rd ed. London 1952. - - Notes on the stratigraphy of the Magdalénien. - Ann. Rep. Institute of Archaeology (of London), 10-28, 1953.
- ZIMMERMANN, W.: Die Phylogenie der Pflanzen. Jena 1930.

Manusk. eingeg. 20. 4. 1954.

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