

Die österreichische Löß-Chronologie, ihre Berichtigung und Anwendung auf das obere Pleistozän im österreichischen Moränengebiet

von Hugo Groß †, Bamberg

E i n l e i t u n g . Die Altsteinzeitkunde ist zur Hälfte Urgeschichte (pleistozäne Paläoethnologie) und zur anderen Hälfte Quartärgeologie. Auf Grund zahlreicher eigener Ausgrabungen mit modernen Methoden und des Studiums kompetenter Fachliteratur kam L. F. Zotz zu dem Ergebnis, daß die Erforschung der urgeschichtlichen Kulturentwicklung nicht allein die typologische Methode anwenden darf. Die archäologische Stratigraphie hatte besonders im oberen Pleistozän längst eine Verzahnung der immer zahlreicher werdenden typologisch verschiedenen Kulturen wahrscheinlich gemacht. Es sind also die typologisch eingestuftten Fundkomplexe unabhängig davon mit naturwissenschaftlichen Methoden geologisch zunächst relativ und dann, so weit dies möglich ist, im absoluten Zeitmaß zu datieren. Dies setzt eine modernere Ausgrabungstechnik voraus, die auch alle anwendbaren naturwissenschaftlichen Methoden berücksichtigt, so daß nicht nur die relative und nach Möglichkeit auch die absolute Datierung eines Fundkomplexes ermittelt werden können, sondern ebenfalls die Umweltbedingungen. L. F. Zotz, der von der Geologie kam, kann als Bahnbrecher dieser Umwelt-Archäologie bezeichnet werden; ihm ist es zu verdanken, daß die von seinem Gymnasial-Lehrer R. Lais (1941) entwickelte Sedimentanalyse von Höhlen-Schichten rasch eine weite Verbreitung gefunden hat. Für die Gliederung des für die Urgeschichte besonders wichtigen oberen Pleistozäns schloß sich L. F. Zotz dem Geologen und Paläontologen W. Soergel an, obwohl dessen Löß-Chronologie von vielen mitteleuropäischen Quartärgeologen abgelehnt wurde. Diese Ablehnung beruht aber auf Mißverständnissen (H. Groß 1966), die in neuester Zeit in Österreich neue Nahrung erhalten haben. Ihre Beseitigung ist der Zweck meiner dem Andenken an L. F. Zotz gewidmeten Arbeit.

I. Die österreichische Chronologie des jungpleistozänen Lösses und ihre Berichtigung

Österreich ist an Löß und paläolithischen Löß-Stationen reich. So begann hier schon vor ca. 60 Jahren die Lößforschung zunächst im Dienste der Urgeschichte, dann auch der Quartärgeologie (vor allem der Gliederung der letzten Vereisung); die hier gewonnenen Ergebnisse sollten für andere Länder wegweisend sein. 1909 veröffentlichte der Wiener Urgeschichtliche J. Bayer einen Aufsatz „Jüngster Löß und paläolithische Kultur in Niederösterreich“; seine archäologisch fundierte Löß-Stratigraphie und -Chrono-

logie (ausführlich in seinem Buch von 1927 dargestellt) war aber verfehlt, da er als Biglazialist von den Geologen abgelehnt werden mußte. Als stratigraphischen und chronologischen Leithorizont betrachtete er die im östlichen Niederösterreich verbreitete „Göttweiger Verlehmungszone“ („G. Leimen“) und den älteren „Kremser Boden“. Den obersten Boden stellte er in eine „Aurignacschwankung“, den unteren in das einzige Interglazial seines „Pleistozäns“, das „Große Interglazial“ Mindel/Riß. Im Lößprofil war seine „Jüngere Eiszeit“ durch die Löss III (Würm, mit Jungpaläolithikum) und II (Riß, mit Moustérien) repräsentiert. Diese Lößchronologie ist von vornherein unrichtig, da nördlich des Mittelmeergebietes nirgends Jungpaläolithikum und Moustérien durch eine interglaziale Schicht getrennt sind; trotzdem wurde sie in Österreich von G. Göttinger, in Deutschland von H. Freising und F. Weidenbach sowie von verschiedenen ausländischen Geologen angenommen, bzw. beeinflusste sie andere Lößchronologien.

Soergel (1919) wies paläontologisch nach, daß der Löß als äolisches Sediment in kalt-aridem Klima entstand und in wärmeren und feuchteren Zeitperioden fossile Böden bildete. Er nahm leider die „Göttweiger Verlehmungszone“ (im folgenden als GVZ bezeichnet) als Repräsentanten seiner langen Würm-Hauptschwankung WI/II zwischen seinen beiden Hauptvorstößen der letzten Vereisung, Würm I und Würm II (das er später durch den Paudorfer Boden in W II und W III, besser: W IIa und W IIb aufteilte). Daß Soergel mit seinem lange umstrittenen W I das Altwürm meinte, geht aus dem Schaubild des Jungpleistozäns am Ende seines Lößbuches von 1919 hervor (H. Groß 1966a).

Nach dem Zweiten Weltkrieg widmeten sich den Lößfragen mit großem Eifer, zunächst zusammenarbeitend, und zwar ganz überwiegend im pannonischen Klimagebiet (östlich. Niederösterreich), die Wiener F. Brandtner (Anhänger von Soergel) und J. Fink (steht im Gegensatz zu Soergel). J. Fink stellte die These auf, daß nirgends zwischen dem R/W-interglazialen Boden und dem interstadialen Paudorfer Boden (Stillfried B) ein starker fossiler Boden der Würm-Hauptschwankung W I/II von Soergel vorkomme, daß es also dieses W I/II gar nicht gegeben habe. 1956 waren mir aber aus verschiedenen Ländern feldgeologische Befunde bekannt geworden, die nur im Sinne von W. Soergel gedeutet werden konnten, z. B. aus der ČSSR (Zamarovce im Waag-Tal, nach Prošek und Ložek 1957) ein fossiler Boden mit Jungpaläolithikum zwischen dem Paudorfer und dem R/W-interglazialen Boden. Ich habe daher bei dem Versuch einer Gliederung des Jungpleistozäns auf der Basis der Löß-Stratigraphie und -Chronologie von W. Soergel die allgemeine Löß-Lehre von J. Fink abgelehnt (H. Groß 1956, 1958, 1964, 1966), deren Fehler merkwürdigerweise nur wenige „zünftige“ Quartärgeologen erkannt haben. Ich bezweifle nicht die Richtigkeit seiner Lößprofil-Beschreibungen, wenn ich auch nur einen kleinen Teil dieser Profile gesehen habe (in der Umgebung von Krems a. d. Donau 1942, ferner auf der DEUQUA-Studienfahrt von der Salzach bis zur March 1955, vgl. meinen Bericht in E. u. G. 7, 1956, 225–228). Fehlerhaft erscheinen mir seine Interpretationen, soweit sie gegen die Gesetze der klassischen und der geologischen Logik verstoßen.

1955 war die Paläopedologie noch nicht in der Lage zu entscheiden, ob die GVZ inter-

glazial oder interstadial sei; ferner war in Österreich im Verband der GVZ noch keine interglaziale Schneckenfauna gefunden worden, auch bestand (bis vor kurzem) keine Möglichkeit, terrassenmorphologisch einwandfrei ihr Alter zu ermitteln, und schließlich versagte auch die C¹⁴-Methode im Falle Oberfellabrunn. Erst beim Lößprofil von Unter-Wisternitz (Dolní Věstonice in Südmähren) konnte Hl. de Vries (1959) an Material, das ihm Brüner Wissenschaftler nach seinen Anweisungen beschafft hatten, mit Hilfe von C¹⁴-Messungen feststellen, daß der Stillfried A-Komplex (bestehend aus der basalen GVZ und den aus 3, mit dünnen Lößschichten wechsellagernden Humuszonen aus dem Anfangsabschnitt des Altwürm) älter als 55 000 Jahre ist; und tschechische Wissenschaftler erkannten, daß die GVZ aus pedologischen und malakologischen Gründen R/W-interglazial ist (festgestellt 1959, bekanntgegeben durch J. Kukla und B. Klíma im Dezember 1961). Bis dahin hatte J. Fink ohne Beweise, J. Bayer und G. Götzingler folgend, behauptet, daß die GVZ letztinterglazial sei, während F. Brandtner seinen Fellaabrunn-Komplex = Stillfried A ins „Göttweiger Interstadial“ = W I/II Soergel gestellt hat, ihm folgend auch der Verf.

Ein Lößprofil im Sinne von W. Soergel war aber schon um 1900 beim rasanten (technischen Zwecken dienenden) Lößabbau beim Hundssteig am Nordrand von Krems in ca. 250 m Seehöhe für kurze Zeit freigelegt; es stimmte mit dem Lößprofil der benachbarten, längst stillgelegten Ziegelei bei der Schießstätte überein (G. Götzingler 1936, Tafel 2b): der obere fossile Boden an der Basis von Löß III (Bayer), mit Jungpaläolithikum, dürfte nach G. Götzingler der „Göttweiger Leimen“ sein, den er (l. c., S. 47) ins RW-Interglazial stellt (mit J. Bayer); der untere, der Kremser Boden, müßte dann mit J. Bayer ins Mindel/Riß-Interglazial gestellt werden. Aus archäologischen Gründen (siehe S. 66, 1. Abschnitt) muß hier aber Bayers „Göttweiger Leimen“, der Boden der mittelwürm-interstadialen Hauptschwankung W I/II Soergel und der untere (Kremser) Boden der R/W-Boden sein, wie es schon F. Brandtner (1950) erkannt hat; der Löß II von J. Bayer mit Moustérien muß also Altwürm (W I)-Löß sein, da auf Grund so vieler Ausgrabungen feststeht, daß die letzte Eiszeit mit dem („kalten“) Moustérien begonnen hat. Es gibt also am Hundssteig eine „GVZ“, die der Mittelwürm-Boden des W I/II im Sinne von Soergel ist.

J. Fink hat wie F. Brandtner ganz überwiegend Lößprofile in Tieflagen des extrem warmen und trockenen (ariden) Klimagebietes (im „Weinviertel“ des östlichen Niederösterreich) untersucht, zu dem im südöstlichen Mitteleuropa auch S-Mähren und das Prager Umland (z. B. bei Jeneralka, Sedlec, Letky) gehören. Wo nicht standörtliche Gegebenheiten (Becken- oder Hanglage auf undurchlässigem Untergrund und zu große Höhenlage) auf die Ausbildung des Lößprofils eingewirkt haben, wurde die Basis des jungpleistozänen Lösses vom Stillfried A-Komplex fossiler Böden gebildet, ein (starker) Mittelwürm-Boden aus W I/II fehlte, und als letzter fossiler Boden wurde Stillfried B (Paudorf) angetroffen.

In dem etwas weniger ariden Klimagebiet von Hessen wurden aber Mittelwürm-Böden gefunden (E. Schönhals u. Mitarb. 1964), im stärker ariden Teil bei Wiesbaden sogar zwischen dem vollständigen Stillfried A-Komplex und dem Stillfried B, das aber

in der Abb. 1 auf S. 201 der schwache Doppelboden E_2 bzw. $J_2\beta$ mit größter Wahrscheinlichkeit ist, drei fossile mittelwürmzeitliche Böden, von denen der mittlere mit 70–100 cm Dicke ebenso mächtig ist, wie die GVZ in Österreich! Wo nach dem Klimatlas von Hessen des Deutschen Wetterdienstes (Bad Kissingen 1950) das Klima etwas humider wird als bei Wiesbaden, werden die Humuszonen des Stillfried A allmählich abgebaut und dafür die Mittelwürm-Böden verstärkt. Ihre Bildung ist also von der Humidität der Würm-Hauptschwankung W I/II abhängig. Dem Grad der regionalen Klima-Unterschiede in der Eiszeit entspricht der heutige regionale Unterschied, speziell der Humidität. Den Grad der Humidität des Klimas (bei kleinen Werten Trockenheitsindex genannt) kann man zahlenmäßig (wenn auch roh) aus den Klimadaten errechnen, die möglichst für jedes Lößprofil angegeben werden sollten: Jahresmittel der Niederschlagssummen in mm, der Zahl k der Tage mit mindestens 1 mm Niederschlag und der Temperatur t° C. Daraus kann man nach der Formel von E. de Martonne den klimatischen Humiditätsgrad $H_m = \frac{n}{t + 10}$, von E. Reichel $H_r = H_m \cdot \frac{120}{k}$ berechnen. So ergeben sich nach den Klimadaten (für deren Mitteilung ich dem Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach, dem Phys.-Geograph. Institut in Wien und der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien zu großem Dank verpflichtet bin) folgende Humiditätsgrade:

a) Für das pannonische Klimagebiet:

1. Krems a. d. Donau (Seehöhe 221 m), $n = 540$ mm, $k = 82,6$, $t = 9,2^\circ$ C, $H_m = 28$, $H_r = 19$,
2. Obersiebenbrunn (Seehöhe 151 m): $n = 510$ mm, $k = 85$, $t = 9,4^\circ$ C, $H_m = 26$, $H_r = 19$,
3. Hollabrunn (Seehöhe 233 m): $n = 558$ mm, $k = 95$, $t = 9,0^\circ$ C, $H_m = 29$, $H_r = 23$,
4. Unter-Wisternitz bei Mikulov (Seehöhe 240 m): $n = 571$ mm, $k = 84,2$, $t = 9,3^\circ$ C, $H_m = 29,6$, $H_r = 20,8$; NB. Krems liegt in einer Exklave.

b) Außerhalb des pannonischen Klimagebiets:

1. Mauerkirchen/Oberösterreich (Seehöhe ca. 425 m): $n = 850$ mm, $k = 120$, $t = 7^\circ$ C, $H_m = 50$, $H_r = 50$,
2. St. Pölten/N.-Ö. (Seehöhe 283 m): $n = 732$ mm, $k = 102,6$, $t = 8,6^\circ$ C, $H_m = 39$, $H_r = 33$,
3. Thallern/Gem. Sitzenberg, N.-Ö. (Seehöhe 198 m): $n = 625$ mm, $k = 93$, $t = 9,2^\circ$ C, $H_m = 32,6$, $H_r = 25,3$,
4. Willendorf i. d. Wachau/N.-Ö. (Seehöhe 230 m): $n = 590$ mm, $t = 8,9^\circ$ C, $H_m = 31,2$,
5. Zamarovce bei Trenčín/W-Slowakei (Seehöhe ca. 220 m): $n = 677$ mm, $t = 8,8^\circ$ C, $H_m = 36$,
6. Wiesbaden-Umland/Hessen: $n = 625$ mm, $k = 110$, $t = 9^\circ$ C, $H_m = 33$, $H_r = 30$,
7. Bad Wildungen/N-Hessen: $n = 600$ mm, $k = 130$, $t = 8^\circ$ C, $H_m = 33$, $H_r = 35$,
8. Lohne/N-Hessen: $n = 550$ mm, $k = 125$, $t = 8^\circ$ C, $H_m = 31$, $H_r = 32$.

Nur im pannonischen Klimagebiet kommt, wenn die oben (S. 67) angegebenen Bedingungen erfüllt sind, zwischen Stillfried A und B kein Mittelwürm-Boden des W I/II vor; die bekanntesten Lößprofile dieser Art sind die von Stillfried a. d. March und Unter-Wisternitz (Dolní Věstonice im benachbarten S-Mähren). Die stratigraphischen Befunde in Hessen beweisen, daß das klimatisch bedingt ist: paläofaunistische Untersuchungen (E. Jacobshagen 1964/66, E. Jacobshagen u. Mitarb. 1963) ergaben auch in

Hessen, daß der fossile Boden zwischen Alt- und Jungwürm-Löß eine Steppenzeit repräsentiert (also von W I/II); viele bodenbewohnende Arten von Steppen-Nagern bevölkerten mit manchen Elementen der Primigenius-Fauna diese letzteiszeitlichen Steppen, sie sind Tiere des kontinentalgemäßigten Klimas (*Alactaga saliens* geht nach A. Nehring [1890] rezent nicht über den 52° N nordwärts, nur *Ochotona* geht aus dem Steppengebiet etwas in die Subarktis hinein!), ihr Vorkommen im mittelwürmzeitlichen Löß spricht also gegen Permafrost, folglich gegen ein pleniglaziales Klima. Die Humidität dieses Steppenklimas in W I/II reichte zur Bildung stabiler Mittelwürm-Böden außerhalb des sehr ariden pannonischen Klimagebiets aus, nicht aber in diesem, wo in dieser Zeit auch Winderosion vorkam (z. B. im Profil von Unter-Wisternitz); die Würm-Hauptschwankung W I/II Soergel hat es überall in Mitteleuropa gegeben!

Auch in Niederösterreich gibt es außerhalb des pannonischen Klimagebiets Mittelwürm-Böden von W I/II; das Profil von Krems-Hundssteig ist schon erwähnt. Auch archäologisch wichtig ist Willendorf in der Wachau im humiden Waldviertel (Ostteil): Seehöhe und Klimadaten S. 68. Die paläolithische Lößstation liegt auf dem Hang, der zum linken (West-)Ufer der Donau abfällt. F. Brandtner (1959) fand in Station I den nicht völlig entkalkten Mittelwürm-Boden (in Station II nur einen Rest, der 1955 den Teilnehmern der DEUQUA-Studienfahrt gezeigt wurde) und im Liegenden den völlig entkalkten in II bis 2 m mächtigen R/W-Boden auf Löß über Schotter. In Willendorf II ist der Mittelwürm-Boden, den F. Brandtner noch in sein Fellabrunn = Göttweiger Interstadial gestellt hat, womit er aber Soergels W I/II gemeint hat, durch Hangabspülung (wohl infolge mehrfacher jungpaläolithischer Begehung) als ein Schichtpaket mit Lößzwischen-schichten und den Fundhorizonten 1–3 abwärts verlagert; auf diesem Schichtpaket lagen die großen autochthonen durch eine dünne Schotterschicht (mit Löß?) voneinander getrennten Kulturschichten Willendorf II, 4 (Aurignacien) und 5 (Gravettien); ihre Begleitfauna (Walddiere mit Arten der Primigenius-Fauna) und Begleitflora (Nadelholzbestände aus *Picea* und *Pinus*) sind interstadial. Nach den neuen korrigierten C¹⁴-Daten (J. C. Vogel u. T. van der Hammen 1967): GrN-1287: 32 060 ± 250 B. P. für II, 1, GrN-1273: 30 530 ± 250 B. P. für II, 4 (II, 5 dürfte ca. 30 000 C¹⁴-Jahre alt sein) und für das Paudorfer Interstadial in Niederösterreich und Unter-Wisternitz (GrN-2196: 32 140 ± 860 B. P. in Göttweig-Aigen und GrN-2598: 29 000 ± 300 B. P. in Unter-Wisternitz) stammen diese Kulturschichten II, 4 + 5 aus dem Paudorfer Interstadial. Es sind also in Willendorf die fossilen Böden von R/W, Mittelwürm und Paudorf festgestellt worden.

In der Ziegelei-Grube von Senftenberg im tief eingeschnittenen Tal des Krems-Flusses im Ostteil des humiden Waldviertels W vom pannonischen Klimabezirk kommen drei deutliche Böden vor, von denen der mittlere nach F. Brandtner an der Oberfläche stark erodiert ist und von ihm ins Fellabrunn = Göttweiger Interstadial (womit er aber immer das Interstadial W I/II Soergel gemeint hat) gestellt wird; der Stillfried A-Komplex fehlt hier natürlich. J. Fink (1959, S. 58–60, 1962, S. 2, 3) aber hat diesen Boden als den zweiten wie im pannonischen Klimagebiet für den R/W-Boden (GVZ) gehalten und diese Ansicht mit allen Mitteln durchzusetzen versucht. F. Brandtner (1961)

fand im unteren Teil des zweiten oben stark erodierten Bodens 1952 eine Holzkohleprobe¹; nach J. Fink aber mußte sie auf der Oberfläche (die gar nicht primär war!) des zweiten Bodens gelegen haben² (er war zufällig bei der Entnahme der von F. Brandtner bei einer Ausgrabung jungpaläolithischer Artefakte entdeckten Holzkohle durch ihn zugegen). 3 C¹⁴-Daten ergaben für diese Holzkohle im Durchschnitt das Alter von 49 200 B. P. mit Streumaßen von ± 2000 –5000 (die Probe ist also recht klein gewesen). Da dieses Datum für R/W viel zu klein ist, ließ J. Fink vom Rest der gleichen Probe noch eine 4. Messung ausführen: Gro-1771: älter als 54 000 C¹⁴-Jahre; diese, wegen der Kleinheit der Probe, sehr fragwürdige Messung hielt er für den Beweis, daß der zweite Boden von Senftenberg die GVZ sei. Nach der Lage des Profils im humiden Waldviertel nicht sehr weit von Krems–Hundssteig und dem palynologischen Nachweis durch B. Frenzel (1964) kann dieser umstrittene zweite Boden nicht die GVZ sein. Es ist völlig unverständlich, daß J. Fink das so klare Lößprofil von Senftenberg zum Eckpfeiler seiner Lößlehre machen konnte

Für das Lößprofil von Thallern (SO von Krems, Klimadaten S. 68) außerhalb des pannonischen Klimagebiets in der „feuchten Lößlandschaft“ nach J. Fink gibt dieser (1962b, 1964) das Vorkommen von 3 fossilen Böden an, von denen der mittlere (zwischen dem Paudorfer und der GVZ) eine Verwitterungsintensität zeigt, die beinahe an den interglazialen heranreicht; er ist natürlich der Mittelwürm-Boden von W I/II, aber J. Fink stellt ihn ins Altwurm, wo ein solcher Boden in Mitteleuropa nirgends nachgewiesen ist. Schließlich ist ebenfalls in der „feuchten Lößlandschaft“ im Lößprofil von Feilendorf SW von St. Pölten (Klimadaten S. 68), das vom untersten Boden bis zum Naßboden = Paudorfer Boden hinauf \pm vergleyt ist, der zweite Boden der „Linzer Komplex“ von J. Fink (1956), dessen vergleyte Parabraunerde er für letztinglacial hält (1958, S. 447, Abb. 2, Fig. 2); der dritte fossile Boden aus interglacial starkst verwittertem tertiärem Kalk- und Flysch-Schotter wird von J. Fink dem „Großen Inter-glacial“ Mindel/Riß auf „Jüngerem Deckenschotter“ zugewiesen (der doch pleistozän sein muß!); in Wahrheit ist er der Kremser Boden aus dem R/W und der zweite fossile Boden der als „Linzer Komplex“ vergleyte Mittelwürm-Boden von W I/II.

J. Fink hat mir wiederholt vorgeworfen, ich hätte mich „von der feldgeologischen Situation völlig isoliert“. Dieser Vorwurf trifft ihn selbst, denn er hat rein deduktiv jeder Eiszeit, auch der Riß-Eiszeit, die die Hochterrasse (HT) gebildet hat, nur einen einzigen Schotterkörper, also auch nur eine einzige HT-Fläche zugewiesen. Auch in sei-

¹ Ursprüngliche Angabe: unter dem W I/II-Boden (Hl. de Vries 1958, S. 14), später: im unteren Teil dieses Bodens (CA 2, 1961, S. 427).

² J. Fink (1962a, S. 2, Zeilen 25–31) meinte aber auch: „Der tiefgreifende, mehrere tausend Jahre dauernde Verwitterungsprozeß, der zur Bildung der reifen, völlig entkalkten Braunerde mit ihrem mächtigen Ca-Illuvial-Horizont an der Basis geführt hat, ein Verwitterungsprozeß, der nur unter Waldvegetation mit üppigem Bodenleben (Regenwürmer usw.) denkbar ist, soll dabei ein direkt an der Oberkante (sic!) liegendes Holzkohlennest nicht aufgelöst haben! Ich überlasse es gern meinen Fachkollegen von der Pedologie, zu beurteilen, ob eine solche Vorstellung diskutabel ist.“

ner neuesten Arbeit nimmt P. Woldstedt (1966) eine glazialmorphologische Zweiteilung der Riß-Eiszeit in Riß I (nach H. Graul Haupt- oder Altriß, R I) und Riß II (Spät- oder Jungriß, R II) an, beide getrennt durch ein Großinterstadial.

Im Sonderheft D der Verhandl. Geol. Bundesanst. Wien 1955 für die DEUQUA-Studienfahrt gibt S. Prey (S. 36–38 u. Taf. III) wallförmige Moränen von R I und R II zu beiden Seiten der aus den Alpen kommenden Traun N von Gmunden mit anschließenden Schotterterrassen an, von denen die des R II bis Linz a. d. Donau reicht. Wo eine altimetrische Bestimmung dieser HT-Flächen unsicher oder unmöglich ist, kann man sie mit Hilfe ihrer Lößauflagerung unterscheiden: da nach allgemeiner von W. Soergel begründeter Annahme die Bildung und Akkumulation von Löß in der Vorrückungsphase eines Glazials oder Stadials und in seinem Maximum erfolgt ist, konnte logischerweise auf der HT-Fläche von R I nur Löß von R II akkumulieren, das jungpleistozäne Lößpaket mit dem basalen R/W-Boden ist also auf der HT von R I vom R I-Schotter durch eine Lößschicht getrennt, die im letzten Interglazial im oberen Teil oder (bei geringerer Mächtigkeit) ganz zum R/W-Boden verlehmt. Auf die Schüttung des R II-Schotters folgte im R/W logischerweise die Bildung einer letztinterglazialen Schotter-Verwitterungsrinde, in feuchten Klimagebieten bis 1,5 m mächtig (in Österreich „Pechschotter“ genannt). Am Mattig-Tal in Oberösterreich hat L. Weinberger (l. c., S. 28–30 und 1953) bei Mauerkirchen (Seehöhe ca. 425 m) auf der Schotterterrasse eine basale Lößschicht und auf dieser das ganze jungpleistozäne Lößpaket mit den drei fossilen Böden (von R/W, W I/II und Paudorf) festgestellt, der Schotter stammt also aus R I und ist nicht „Jüngerer Deckenschotter“ der Mindel-Vereisung, wie L. Weinberger mit J. Fink angenommen hat. Gleichfalls am Mattig-Tal hat L. Weinberger (l. c., S. 28–30) auf dem Bergfeld bei St. Georgen (Seehöhe ca. 405 m) eine HT mit letztinterglazialer Verwitterungsrinde (diese HT stammt also aus R II) nachgewiesen, auf welcher der gesamte Würm-Löß (des feuchten Klimas wegen, das starke Verbleyung verursachte) mit nur einem Boden lag, dem Paudorfer. Weitere Profile dieser Art hat J. Fink (1959, S. 50, 52) für Oberösterreich angegeben. J. Fink hat einfach aus R I-Schotter „Jüngerer Deckenschotter“ gemacht und nicht beachtet, daß auf der einzigen HT eines einphasigen Riß nicht eine letztinterglaziale GVZ aus Löß liegen kann wie in Göttweig-Furth! Da vom Eintritt der Donau in das Durchbruchstal der Wachau bis Stillfried a. d. March die letztinterglaziale GVZ von der Schotteroberfläche immer durch eine Lößschicht getrennt ist, kann dieser Schotter nur aus R I stammen, nach J. Fink müßte er aber „Jüngerer Deckenschotter“ genannt werden; diese falsche Um-datierung hat aber J. Fink unlogischerweise hier nicht vorgenommen. Nur im nordwestlichen Österreich vom Inn bis zum W-Ende der Wachau gibt es R I- und R II-Terrassenflächen. Wie östlich vom Salzach-Gletschergebiet die maximale Würm-Vergletscherung zunächst am Alpenrand und weiter östlich infolge der Abnahme der Humidität des Eiszeitklimas in den Alpen stecken blieb, kann sich offenbar auch das Stadial R II verhalten haben. In den Veröffentlichungen von J. Fink ist zu beachten, daß sein „Jüngerer Deckenschotter“ fast stets der R I-Schotter ist (in den hier zitierten Arbeiten).

Nach der Berichtigung der feldgeologischen Situation, wie sie J. Fink aufgefaßt hat,

kann nun auch erstmals einwandfrei geomorphologisch das Lößprofil von Göttweig-Furth, dem locus typicus der GVZ, interpretiert werden. Dem basalen Schotter liegt diese zum Teil unmittelbar auf, zum Teil ist sie von ihm durch eine Lößschicht getrennt wie im nahen Willendorf. Furth hat eine Seehöhe von 203 m und ähnliche Klimadaten wie das naheliegende Krems (S. 68), so scheint mir ein Stillfried A und B möglich. Aber schon F. Brandtner (1954) hat an mehreren Stellen auf der GVZ ein ca. 1 m mächtiges humusstreifiges Schwemmlöß-Paket nachgewiesen; die Ausbildung der drei Humuszonen des Stillfried A ist also durch den Hangdruck des Sickerwassers verhindert worden, da die Schotterunterkante ca. 20 m nach der Donau hin stark einfällt (was mir 1942 beim Besuch dieses Aufschlusses sehr auffiel, aber in der Fachliteratur nicht erwähnt wird). Nur bei Aigen ist auf einer kurzen Strecke der Stillfried B-Boden zu sehen, auf ihm fand J. Fink eine Holzkohlenprobe, die für die C¹⁴-Messung zu klein war; anscheinend hat er eine neue größere gefunden, die das C¹⁴-Datum GrN-2196: 32 140 ± 860 B. P. lieferte (J. C. Vogel u. T. van der Hammen 1967).

Für die Richtigkeit der hier vorgetragenen jungpleistozänen Geochronologie spricht die weichseleiszeitliche Klimakurve, die für England von G. R. Coope & C. H. S. Sands (1966) ermittelt worden ist, ferner die graphisch dargestellte Korrelation der Klimakurven der letzten Eiszeit in ausgewählten Gebieten von Nordamerika bis Ostsibirien, die F. W. Shotton (1967, Fig. 1) vorgenommen hat. Die vom C¹⁴-Laboratorium in Groningen veröffentlichten Klimakurven der Weichsel-Eiszeit in den Niederlanden (J. C. Vogel & T. van der Hammen 1967, T. van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel & W. H. Zagwijn 1967, speziell Fig. 6 und 8) geben auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen meist mineralischer Sedimente und C¹⁴-Messungen für die lange Zeit vom Ende des Brörup-Interstadials bis zum Beginn des Bölling-Interstadials ein pleniglaziales Klima mit Polarwüste und Tundra an, unterbrochen durch die Interstadiale von Denekamp (= Paudorf) ca. 32 000 bis 28 000 B. P. und Hengelo (ca. 39 000 bis 37 000 B. P.) mit Birken-Strauchtundra und einer schätzungsweise nur + 10° C betragenden Juli-Mitteltemperatur. Das steht aber im Widerspruch zu den paläobotanischen Befunden und den fossilen Käferfaunen in England (G. R. Coope, F. W. Shotton & I. Strachan 1961, G. R. Coope & C. H. S. Sands 1966 und F. W. Shotton 1967) und zu der westwärts bis Nordhessen (E. Jacobshagen & Mitarb. 1963, E. Jacobshagen 1966) paläofaunistisch nachgewiesenen Tatsache, daß das interpleniglaziale Mittelwurm in Mitteleuropa ein Steppenklimate hatte, das nicht pleniglazial (d. h. „arktisch“) gewesen sein kann, da die rezenten Steppentiere (bis auf *Ochotona*) aus dem kontinentalen temperierten Klimagebiet nicht einmal bis in die Subarktis hineingehen und *Alactaga saliens* (Steppen-Springmaus) nach A. Nehring nicht einmal den 52° N nordwärts überschreitet. Die Wanderung der westsibirischen Steppentiere z. T. bis England und den Pyrenäen (*Saiga tatarica*) hat sicher eine recht lange Zeit erfordert, so daß das Interpleniglazial sehr wohl länger als das Holozän gewesen sein kann; das wird auch durch die Befunde in NW-England (Upton Warren) bewiesen (vgl. G. R. Coope, F. W. Shotton & I. Strachan 1961). Daß aus dieser Zeit in den Lößprofilen meistens nur geringmächtige fossile Böden bekannt sind, kann sehr wohl auf Erosion zurückgeführt werden. Pollenanaly-

tisch allein kann man eine letzteiszeitliche Steppe nicht von einer subarktischen bis borealen Prärie unterscheiden.

II. Versuch einer Konnektierung der berichtigten österreichischen Löß-Stratigraphie und -Chronologie mit dem jungpleistozänen Geschehen im österreichischen Moränengebiet

Die Hauptaufgabe der Lößforschung im Periglazial ist die paläoklimatische Gliederung des Jungpleistozäns im Moränengebiet; dazu muß versucht werden, die Löß-Stratigraphie und -Chronologie mit dem jungpleistozänen Geschehen im österreichischen Alpenraum zu konnektieren, d. h. mit dem Wachsen und dem Rückzug des alpinen Eisstromnetzes. Ein solcher Versuch ist bisher noch nicht gemacht worden.

Daß man mit Hilfe der jungpleistozänen Lößdecken feststellen kann, ob eine HT aus Riß I (Alt- oder Hauptriß) oder aus Riß II (Jung- oder Spättriß) stammt, falls das altmetrisch nicht zuverlässig möglich ist, wurde schon im Abschnitt I gezeigt, damit konnte im nordwestlichen Österreich die Lößstratigraphie direkt mit dem alpinen Jungpleistozän verknüpft werden.

In Österreich ist im Vereisungsgebiet (außerhalb von Höhlen) bisher keine fossilführende R/W-Ablagerung bekannt geworden. Im Inn-Tal ist das Vorkommen solcher Schichten durch fluviatile Erosion verhindert worden (was natürlich keinen Einfluß auf die Datierung der Höttinger Breccie aus dem Mindel/Riß-Interglazial hat), die besonders in der zweiten Hälfte des R/W-Interglazials und im frühen Altwürm auf die starke Steigerung der Humidität des Klimas als Folge der Abkühlung zurückzuführen ist. Die von der Würm-Moräne bedeckten mehrere hundert Meter mächtigen Inntal-Terrassensedimente enthalten nach W. Heißel (1954) keine Reste einer typisch interglazialen Fauna, können also nicht zur Gänze im R/W-Interglazial (wie bisweilen noch mit O. Ampferer seit 1908 angenommen wird) aufgeschüttet sein, sondern wie in den anderen tiefen Alpenfluß-Tälern im spätesten R/W und ganz überwiegend im Altwürm: zunächst akkumulierte ausgespültes Feinmaterial in Becken, die durch Hangschutt-Dämme aus Nebenfluß-Tälern gebildet waren (limnische Phase), später glazifluviatil Hangschutt (vgl. H. Paschinger 1957 und H. Groß 1964/65).

Im Becken der Brixentaler Ache, die nahe dem Inntal durch einen Hangschuttdamm zu einem langsam ablaufenden altwürmzeitlichen See aufgestaut war, sind zunächst Sedimente wie in der Inntal-Terrasse abgelagert worden. Diese Sedimentation wurde ziemlich kurz nacheinander durch die Bildung von zwei Schieferkohlen-Flözen in 706 bis 750 m Seehöhe unterbrochen. F. Firbas (1927) hat sie auf Grund seiner pollenanalytischen Untersuchung für letztinterglazial gehalten; nach der palynologischen Analyse des komplexen Schieferkohlen-Flözes von Großweil bei Kochel am nördlichen Alpenrand (Seehöhe 620 m) durch seine Schülerin Helga Reich (1953) dürfen wir annehmen, daß bei Hopfgarten die pollenreiche Torfkohlen-Scholle am Abhang des Grafenweggrabens mit Pollenkörnern von *Picea omoricoides* und sehr starker *Picea Abies*-Domi-

nanz der Pollenzone 11 von Großweil und die 20 cm mächtige Schicht aus wechsel-lagernden dünnen Schieferkohlen-Bändern und sandig-tonigem Zwischenmittel (auf graublauem Letten) ebenfalls mit *Picea*-Dominanz, aber ohne *P. omoricoides*, der Pollenzone 13 von Großweil zuzuweisen sind. Diese Großweiler Pollenzonen und die beiden Hopfgartener Schieferkohlen-Flözchen sind zweifellos in altwürmzeitlichen Interstadien gebildet, die mit größter Wahrscheinlichkeit den Altweichsel-Interstadien Amersfoort (Pollenzone 11 von Großweil) und Brörup-Loopstedt (Pollenzone 13 von Großweil) entsprechen. Ebenso stammt die Schieferkohle von Ampaß bei Innsbruck in 718 m Seehöhe (110 m über dem Inn) nach der Stratigraphie (Einschaltung in Terrassensedimente der Inntal-Terrasse) und dem pollenanalytischen Befund (ohne *Picea omoricoides*) von F. Firbas (1927) zweifellos auch aus einem Altwürm-Interstadial (wahrscheinlich Pollenzone 13 von Großweil).

Südlich vom Dachstein-Massiv liegt bei Schladming an der obersten Enns, 207 m über der heutigen Talsohle in 944 m Seehöhe, ein ausgedehntes, bis 1,5 m mächtiges pollenreiches Schieferkohlenflöz aus Erlen-Fichten-Waldmoortorf, zum Teil mit fluviatilen tonigen Einschwemmungen, in ca. 300 m mächtigen, unten feineren, im Hangenden größeren waagrecht geschichteten Terrassensedimenten mit Würm-Moränendecke (W. Senarclens-Grancy 1962, S. 115–123). Das Pollendiagramm (F. Firbas 1925, S. 297, Fig. 1) wird bis auf den basalen Teil von der *Picea Abies*-Kurve beherrscht (70–80 %) und weist außer den tief liegenden Pollenkurven von *Alnus* und *Betula* auch eine solche von *Abies* auf, die aber unten ein Maximum von 25 % (südliche Exposition!) hat, und sporadische Spuren von EMW-Elementen und *Corylus*. F. Firbas (1925, S. 309) stellt mit A. Penck dieses fossile Enns-Talmoor ins R/W-Interglazial. Nach dem Pollendiagramm müßte dieses Moor frühestens am Ende dieses Interglazials (Pollenzone 9 von Großweil) an einem Enns-Fluß gelegen haben, der ca. 200 m über der heutigen Talsohle mit der Liegendmoräne (sicher von Riß) geflossen sein und ca. 200 m mächtiges minerogenes Material akkumuliert statt erodiert haben muß. Diese Akkumulation kann aber wie im alpinen Inntal (z. B. bei Ampaß) nur im frühen Altwürm erfolgt sein und wurde nach einer interstadien Pause fortgesetzt, d. h. die Schieferkohle von Schladming ist in Terrassensedimente eingeschaltet wie bei Ampaß und Hopfgarten, also interstadial auf Tonmudde des ersten Altwürm-Stadials. Die durchgehende *Abies*-Pollenkurve mit einem Gipfel von 25 %, die hohe *Picea*-Pollenkurve und die sporadischen EMW-Elemente sprechen hier für das erste Altwürm-Interstadial (Pollenzone 11 von Großweil), obwohl *Picea omoricoides* in Schladming (vielleicht der größeren Höhe wegen?) nicht angetroffen wurde. Etwas weiter westlich liegt in 960–980 m Seehöhe ein jüngeres Schieferkohlen-Flöz (W. Senarclens-Grancy 1962, S. 119), das dann mit der Pollenzone 13 von Großweil parallelisiert werden muß.

Es gibt also auch in den österreichischen Alpen zwei Altwürm-Interstadien, die älter als 55 000 C¹⁴-Jahre (in Großweil) sind und mit großer Wahrscheinlichkeit den beiden Altweichsel-Interstadien (Ende spätestens um 59 000 B. P.) sowie den beiden oberen altwürmzeitlichen Humuszonen des Stillfried A entsprechen. In den Alpen wurden die beiden altwürmzeitlichen Schieferkohlen-Flöze wahrscheinlich in zwei mildereren Pausen

der Altwürm-Vergletscherung abgelagert, nachdem ihre Gletscher von ihren Nährgebieten aus die Haupttäler der Alpenflüsse erreicht hatten. Nach dem zweiten Altwürm-Interstadial rückten sie im Altwürm-Maximum rascher talabwärts vor und gruben in den altwürmzeitlichen Terrassensedimenten zunächst durch glazifluviatile und dann durch glaziäre Erosion ihre Betten aus. Dabei wurden riesige bis 50 m mächtige „untere Glazialschotter“ glazifluviatil durch die Alpenflusstäler bis weit ins Alpenvorland verfrachtet. Dieser „Laufen-Schotter“ des Altwürm-Maximums bedeckt die altwürmzeitlichen interstadialen und letztinterglazialen Ablagerungen von Großweil (H. Reich 1953, S. 431) und Zeifen, Kreis Laufen (E. Ebers 1966); dieser glaziale Laufen-Schotter, der auch am österreichischen Salzach-Ufer gegenüber Laufen aufgeschlossen ist, wurde also zu Unrecht für interstadial und später für letztinterglazial gehalten.

Zeitlich entspricht dem Laufen-Schotter der von E. Brückner östlich von Tittmoning bei Aschau, Gampern und Feldkirchen im österreichischen Teil des Salzach-Gletschergebiets entdeckte ca. 1 m mächtige typische Löß, der auf verfestigter Altmoräne mit letztinterglazialer Verwitterungsrinde, also auf Riß II-Grundmoräne liegt und größtenteils mit unverfestigter jüngerer Moräne (an der Innenseite der äußersten Jungendmoräne) bedeckt ist (A. Penck u. E. Brückner 1909, S. 155, vgl. H. Groß in E. u. G. 12, 1962, S. 234); das ist ebenfalls ein Beweis für die Zweiteilung der Würm-Vereisung, denn dieser Löß konnte in diesem relativ humiden Gebiet erst im Kältemaximum von Altwürm (W I) abgelagert werden, als die altwürmeiszeitlichen Gletscher noch innerhalb der Alpen lagen, und die Jungendmoräne ist im Jungwürm-Maximum gebildet.

Zwischen dem Altwürm-Maximum und dem Austritt des Inn-Gletschers ins Alpenvorland bald nach 30 000 B. P. (H. Groß 1964/65), als die Bären- oder Tischoferhöhle in 600 m Seehöhe bei Kufstein am Inn durch das wieder rasch wachsende Würm-Eis verschlossen wurde, liegen etwa 16 000 Jahre. In dieser Zeit (Mittelwürm) muß der Inn-Gletscher im alpinen Inn-Tal stagniert bzw. mit Rückzügen und kleinen Vorstößen oszilliert haben; das Klima dieser Zeit kann also nicht hochglazial, sondern nur interstadial gewesen sein; dafür spricht auch die Begehung der Tischofer-Höhle durch den Höhlenbären (letzte Massenanhäufung von Höhlenbären-Resten!) und die frühesten Jungpaläolithiker des Olschewien (ca. 34 000–31 000 B. P.) mit Lautscher Knochenspitzen (L. F. Zotz 1964/65), in der Potočka-Höhle der Ostkarawanken sogar in 1700 m Seehöhe (Beweis für ein warm-interstadales Klima in dieser Zeit!).

Eine Zweiteilung der letzten Vereisung beweisen auch die langjährigen geomorphologischen und stratigraphischen Untersuchungen von H. Spreitzer (1953, 1961) im Gebiet des würmeiszeitlichen Mur-Gletschers im tiefen Mur-Tal und vielen Nebentälern (O von Murau unter der Schneegrenze), die alle in den österreichischen Südost-Alpen steckengeblieben sind und ostwärts im Mur-Tal maximal 3 km vor Judenburg endeten. H. Spreitzer konnte feststellen, daß sich diese Gletscher von ihrer maximalen Grenze weit zurückgezogen haben, um sehr viel später nach fluviatiler Erosion über 11–25 m mächtige Stausee-Bändertone und andere glazifluviatile Sedimente erneut bis auf 2 bis 3 km (bei Judenburg) und anderwärts bis 26 km von der maximalen Vereisungsgrenze vorzustößen. H. Spreitzer weist mit Recht diese ältere maximale Vereisung dem Alt-

würm und die kleinere jüngere dem Jungwürm zu. Das Altwürm-Klima muß hier also sehr viel humider als das Jungwürm-Klima gewesen sein. Zwischen beiden Phasen liegt aber das Mittelwürm-Interstadial, die Laufen-Schwankung, deren Klima hier (am Fuße der Hochgebirgskette Niedere Tauern) kühler als sonst gewesen sein dürfte, ihre Dauer war im Mur-Tal nicht feststellbar. Dieses lange interpleniglaziale Mittelwürm-Interstadial in den Alpen entspricht im vollständigen Lößprofil der Hauptschwankung W I/II, das besonders überzeugend im Lößprofil von Bad Wildungen (s. oben) die Zweiteilung der letzten Vereisung beweist.

Auch für die Weichsel-Vereisung ist in West-England von F. W. Shotton (vgl. H. Groß 1964, S. 189) eine solche Zweiteilung nachgewiesen, wo der altwürmzeitliche (Main) Irish Sea glacier nach dem Chelford (= Brörup)-Interstadial das Maximum der Weichsel-Vereisung in England darstellt. Das gleiche gilt für die Wisconsin-Eiszeit in Nordamerika, wo das pre-Classical (Early) Wisconsin vom Classical (Main) Wisconsin durch das ziemlich kühle Port Talbot-Interstadial zwischen ca. 50 000 und ca. 30 000 B. P. getrennt sind (H. Groß 1956, S. 99, A. Dreimanis u. Mitarb. 1966); dieses Port Talbot-Interstadial wird von A. Dreimanis u. J. C. Vogel ausdrücklich mit dem interpleniglazialen Mittelwürm in Europa parallelisiert (l. c., S. 789). Ich weise auf diese durch stratigraphische Untersuchungen und zahlreiche C¹⁴-Daten begründeten Befunde hin, weil insbesondere jüngere Quartärgeologen an meiner Annahme eines so langen Interstadials Anstoß genommen haben.

Die Begehung hochgelegener Alpenhöhlen durch Höhlenbären und Jungpaläolithiker des Olschewien mit Lautscher Knochenspitzen hörte bald nach ca. 31 000 B. P. auf (jüngstes C¹⁴-Datum für das Olschewien in der Istállóskő-Höhle im Bükk-Gebirge GrN-1935: 30 900 ± 600 B. P.). Die Ursache kann nur die starke Abkühlung im Jungwürm und die dadurch bedingte starke Senkung der Vegetationszonen gewesen sein. Der Inn-Gletscher wuchs rasch an, verschloß die Tischoferhöhle von ca. 30 000 B. P. bis ca. 14 000 B. P. (schätzungsweise), um bald nach 30 000 B. P. im Inn-Tal weit ins Alpenland vorzustoßen; das tat auch der Salzach-Gletscher. Der Traun-Gletscher rückte nur bis zum N-Ufer des Traunsees vor, und Enns- und Ybbs-Gletscher blieben in den Alpen stecken, und in den Ostalpen und Südostalpen wurde die Talvergletscherung wieder verstärkt. Diese Jungwürm-Vereisung entspricht im vollständigen Lößprofil dem Jüngeren Löß IIa + IIb (= II + III Soergel); ein Äquivalent des Paudorfer Bodens der Lößprofile ist in den österreichischen Würm-Moränen noch nicht bekannt.

A n h a n g

Das Spätglazial der Würm-Eiszeit ist im normalen Lößprofil nicht registriert, da die Bildung und Akkumulation von Löß am Ende des letzten Hochglazials (wohl Ammersee-Stadium) aufhörte; ein C¹⁴-Datum liegt dafür noch nicht vor, schätzungsweise 16 000 B. P. dürfte das früheste Datum sein. In den österreichischen nördlichen Kalkalpen liegt bei Lunz am Oberlauf der Ybbs in 608 m Seehöhe der Untersee an der Innenseite einer würmeiszeitlichen Stirnmoräne des Ammersee-Stadiums. Die palynologische Nachunter-

suchung der ältesten Sedimente mit modernen Methoden und der C^{14} -Datierung GrN-2406: $10\,940 \pm 100$ B. P. hat ergeben, daß hier das Alleröd-Interstadial unter den Schichten der „Lunzer Schwankung“ von H. Gams (solche der Jüngeren Dryaszeit fehlen hier) vorliegt (D. Burger 1964; in der Tab. 1 auf S. 97 muß es statt 9800 B. C. richtig 8800 B. C. heißen). Unter der Alleröd-Schicht wies D. Burger folgende Schichten palynologisch nach: Ältere Dryaszeit = Schlern-Stadial und (in 3,1 m mächtigem Bänderton mit 600–700 Warwen) das Bölling-Interstadial und die Älteste Dryaszeit (baumlos, mit Ephedra); das Liegende war Kalk mit dünnen Kiesbändern auf möglicherweise glazigener Kalksteinbreccie. Danach begann sich hier der Gletscher dieses Bachtals mit dem Untersee um 13 250 B. P. zurückzuziehen (Tab. 1). Im Inn-Tal am Lanser See bei Innsbruck in ca. 900 m Seehöhe wies W. H. Zagwijn (1952) in spätglazialen limnischen Schichten das Alleröd-Interstadial nach; das Inn-Tal war also im Alleröd bereits vom Würm-Eis befreit. Im Ötztal reichen Alleröd-Bildungen nach H. Gams bis ca. 1800 m Seehöhe hinauf; weitere Fundstellen sind auf meiner Karte in E. u. G. 4/5, 1954, S. 191 verzeichnet. Besonders wichtig ist das Spätglazial mit Alleröd und deutlicher Jüngerer Dryaszeit im Egelsee-Gebiet des würmeiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers (E. von Luerzer 1954) [und das Alleröd mit Riesenhirsch-Resten bei Tatzmansdorf im Burgenland (F. Brandtner 1951), für das inzwischen ein bestätigendes C^{14} -Datum gemessen worden ist]. In einer Torfschicht unter Löß bei Roggendorf in der Nähe von Melk a. d. Donau beweisen die C^{14} -Daten Gro-1198: $11\,400 \pm 90$ B. P. (Alleröd) und (oben) Gro-1301: 7760 ± 120 B. P. (Holozän), daß die Lößdecke nach Aufhören der allgemeinen Löß-Bildung und -Akkumulation sekundär umgelagert ist; das gilt auch im Profil von Unter-Wisternitz (J. Kukla & B. Klíma 1961, S. 438, Fig. 1) für den Löß über der Schicht mit dem C^{14} -Datum Gro: 2102: $14\,800 \pm 1200$ B. P.

Es sind also in Österreich für das Spätglazial folgende Phasen nachgewiesen: Älteste Dryaszeit (Ausklang des Ammersee-Stadiums), Bölling-Interstadial, Ältere Dryaszeit = Schlern-Stadial, Alleröd-Interstadial und Jüngere Dryaszeit = Schlußvereisung (Gschnitz + Daun) bis ca. 10 350 B. P.

Z u s a m m e n f a s s u n g

1. Die geochronologisch berichtigte österreichische Löß-Stratigraphie kann mit dem jungpleistozänen Geschehen im österreichischen Moränengebiet konnektiert werden; das spricht für die Richtigkeit ihrer Interpretation.

2. Die feldgeologische Situation nach J. Fink basiert auf der Annahme, daß die Reiß-Vereisung einphasig war; sie ist falsch, da auf oder über einer einfachen Hochterrasse (HT) kein letztinterglazialer Boden, die GVZ, aus verlehmtem Löß liegen kann.

3. Eine terrassenmorphologische Datierung des jungpleistozänen bzw. würmeiszeitlichen Lößpakets ist nur möglich, wenn man zwei glazialmorphologisch repräsentierte HT-Flächen annimmt: a) HT von R I (Haupt- oder Altriß), b) HT von R II (Jung- oder Spätriß), wobei zu beachten ist, daß auf der HT von R I nur R II-Löß akkumulieren konnte, der das jungpleistozäne Schichtpaket von der Schotteroberfläche trennt, während

auf die Schüttung des Schotters der HT von R II die Bildung der letztinterglazialen Schotter-Verwitterungsrinde folgte, auf der der Würm-Löß abgelagert wurde. Begründung: Bildung und Akkumulation von Löß konnte nur in der Vorrückungsphase und im Maximum eines Stadials erfolgen.

4. Umgekehrt kann man mit Hilfe der Stratigraphie ihrer Lößdecke auch die HT ermitteln.

5. Auch in Österreich (zwischen Inn und der Wachau) gibt es die HT von R I und die HT von R II. Das Fehlen der besonders starken Verwitterung mit Orgelbildung widerlegt die Auffassung von J. Fink, daß der R I-Schotter der Jüngere Deckenschotter der Mindel-Eiszeit ist.

6. Die berichtigte österreichische Löß-Chronologie entspricht im wesentlichen der Jungpleistozän-Gliederung von W. Soergel, der mit seinem W I natürlich nicht das letzte Stadial (Warthe bzw. Jungriß) der Saale- bzw. Riß-Vereisung meinte, sondern Altwürm; im frühen Altwürm von W. Soergel sind noch in sehr trockenen Klimagebieten zwei kurze durch humose Schichten repräsentierte Interstadiale (sicher von Amersfoort und Brörup) zu ergänzen.

7. Im jungpleistozänen Löß, der nicht auf einem zu steilen Abhang oder in einem Becken (in beiden Fällen ohne undurchlässige Unterlage) abgelagert wurde, darf die Schichtenfolge im allgemeinen als relativ vollständig angesehen werden; dann sind mindestens drei fossile Böden vorhanden: a) die GVZ von R/W mit höchstem Tongehalt und Tontransport vom Oberboden zum Unterboden, in seinem Verband Vorkommen von Resten der letzten thermophilen *Banatica*-Fauna möglich, b) ein (selten zwei- oder dreifacher) Mittelwürmboden mit geringerem Tongehalt und leichter erodierbar an der Oberfläche, c) der schwache Paudorfer Boden mit in einigen Gebieten dem geringsten oder fehlenden Tongehalt.

8. Nur das interpleniglaziale Mittelwürm, das länger als das Holozän war, mit wenigen kalten und warmen Schwankungen, kann auf Grund paläofaunistischer Befunde die Zeit der diluvialen Steppen auf Löß in Mitteleuropa gewesen sein, denn die rezenten Steppentiere gehen (bis auf *Ochotona*) nicht in die Subarktis hinein, sind also Tiere des kontinental-temperierten Klimas. Dieses entscheidende Faktum ist in Mitteleuropa leider von der offiziellen Quartärgeologie nicht beachtet worden. Pollenanalytisch allein kann man schwerlich Steppen und boreale bis subarktische Prärien unterscheiden; 90 % und mehr Nichtbaum-Pollen in den Pollenspektren beweisen große Baumarmut oder Baumlosigkeit, aber nicht ohne weiteres Tundra und Tundrenklima.

9. Nur in Tieflagen im extrem warm-trockenen pannonischen Klimagebiet fehlt ein Mittelwürm-Boden, weil die Humidität des interpleniglazialen Steppen-Klimas nicht für die Ausbildung eines stabilen Bodens ausreichte und Winderosion möglich war (östliches Niederösterreich, Südmähren und Prager Umland). Indem aber J. Fink auch außerhalb des pannonischen Klimagebiets überall das Fehlen eines Mittelwürm-Bodens bestritt, hat er eine heillose Verwirrung in der Quartärgeologie erzeugt, da ihm ohne Nachprüfung fast alle Quartärgeologen, Pedologen und manche Urgeschichtler gefolgt sind; bisweilen wurde einfach ein Mittelwürm-Boden ins Paudorfer Interstadial ver-

schoben, auch wenn im Hangenden ein schwacher Boden lag, der aus pedologischen Gründen mit größter Wahrscheinlichkeit der Paudorfer war.

10. Nach der leider erst 1967 von Groningen mitgeteilten korrigierten C^{14} -Datierung des Paudorfer Interstadials ca. 32 000 bis 28 000 B. P. sind in dieses nun zu stellen: das Aurignacien von Willendorf II, 4, das älteste Gravettien von Willendorf II, 5 und das durch Lautscher Knochenspitzen gekennzeichnete späte Olschewien, das in den Alpen bis 1700 m ü. d. M. hinauf ging und daher ein recht warmes interstadiales Klima bezeugt (bekanntlich hat A. Penck dafür ein interglaziales Klima angenommen). Ich hatte 1964 diese Kulturschichten an das Ende meines Mittelwürm gestellt. Manche Quartärgeologen lassen heute das Mittelwürm mit dem Paudorfer Interstadial enden. Da aber der Paudorfer Boden in der Regel einer doch glazialen oder subglazialen Löß-Schicht aufliegt (von W II von W. Soergel), ist es wohl doch besser, das Ende des Mittelwürm bei ca. 34 000 oder 35 000 B. P. anzusetzen. Das älteste Jungpaläolithikum reicht in Ungarn bis ca. 42 000 B. P. zurück (L. Vértes 1965, Fig. 1 auf S. 222).

Die paläoklimatologische Auswertung der Proben, deren C^{14} -Alter in Groningen zweifellos technisch einwandfrei gemessen und in den Jahren 1966 und 1967 veröffentlicht worden ist, geht von der falschen Annahme aus, daß Pollenspektren mit ca. 90 % oder mehr NAP ohne weiteres ein Tundren-Klima anzeigen; im Falle Upton Warren beträgt der NAP-Anteil 99,5 %, trotzdem ergab die chorologische Analyse dieser Flora aus der Zeit um 42 000 B. P. eine Mischung von nordischen und südlichen Arten und damit ein Klima, vergleichbar dem von Südschweden heute (G. R. Coope, F. W. Shotton and I. Strachan 1961), eine Schlußfolgerung, die J. C. Vogel und W. H. Zagwijn in Radiocarbon 9, 1967, S. 80 zitieren. Ferner geben diese Autoren öfters Tundrenspektren aus Gyttya an, die aber im Tundren-Klima nicht gebildet wird. Jedenfalls wird ihre Klimakurve der letzten Vereisung in den Niederlanden für die Zeit von 50 000 bis 30 000 B. P. (l. c., S. 78) den wahren Verhältnissen schwerlich gerecht. Diese Veröffentlichung zeigt ferner, daß der benutzten Proben wegen die C^{14} -Methode für die Geochronologie der ersten Hälfte der letzten Eiszeit nicht das geleistet hat, was die Quartärgeologie von ihr erwartet hatte.

L i t e r a t u r

Abkürzungen: CA = Current Anthropology (Chicago), E. u. G. = Eiszeitalter u. Gegenwart (Öhringen).

Bayer, J. (1909) in: Jahrb. f. Altertumsk. 3, Wien. – (1913) in: Mitt. Prähist. Komm. Akad. Wiss. Wien 2, H. 2. – (1927) Der Mensch im Eiszeitalter. Wien.

Brandtner, F. (1950) in: Archäolog. Austr. 5, 101–113. – (1951) in: „Burgenland“ Landeskunde, 86–91. – (1954) in: E. u. G. 4/5, 49–82. – (1956) in: E. u. G. 7, 127–175. – (1959) in: F. Felgenhauer in Mitt. Prähist. Komm. Österreichische Akad. Wiss. Wien Bd. VIII u. IX, 173–198. – (1961a) in: Amer. J. Sci. 259, 323, 324. – (1961b) in: CA 2, 427, 428.

Burger, D. (1964) in: Geol. en Mijnbouw 43, 94–102.

Coope, G. R. & Sands, C. H. S. (1966) in: Proceed. R. Soc. London, B, 165, 389–412.

Coope, G. R., Shotton, F. W. & Strachan, I. (1961) in: Philos. Transact. R. Soc. London, B, 244, 379–421.

- Dreimanis, A., Terasmae, J. & McKenzie, G. D. (1966) in: Canadian J. of Earth Sciences 3, 305–325.
- Ebers, Edith (1966) in: Heft 19–22 d. Ges. f. Bayer. Landesk. e. V., München, 7–156.
- Fink, J. (1954) in: Quartär 6, 85–107. – (1956) in: E. u. G. 7, 49–77. – (1958) mit R. Grill in Mitt. geol. Ges. Wien 51, 443–449. – (1959) in: Archäol. Austr. 25, 39–69. – (1961) in Mitt. geol. Ges. Wien 53, 249–266. – (1962a) in: Archäol. Austr. 31, 1–18. – (1962b) in: Mitt. geol. Ges. Wien 54, 1–25. – (1964) in: Report VIth Internat. Congr. Quatern. Warsaw 1961, Bd. 4, 451–462. Łódź.
- Firbas, F. (1925) in: Botan. Centralbl. 41, Abt. II, 295–310. – (1927) in: Z. f. Gletscherk. 15, 261–277.
- Frenzel, B. (1964) in: Verh. zool.-bot. Ges. Wien 103/104, 110–143.
- Göttinger, G. (1935) in: Verh. Geol. Bundesanst. Wien 8/9, 126–132. – (1936) INQUA III-Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich Teil I. Wien.
- Groß, H. (1956) in: E. u. G. 7, 87–101. – (1958) in: E. u. G. 9, 155–187. – (1964) in: E. u. G. 15, 187–198. – (1964/1965) in: Quartär 15/16, 133–141. – (1966a) in: Quartär 17, 165–169. – (1966b) in: CA 7, 239–243. – (1966c) in: Forsch. u. Fortschr. 40, 165–168.
- Hammen, T. van der, Maarleveld, G. C., Vogel, J. C., & Zagwijn, W. H. (1967) in: Geol. en Mijnbouw 46, 79–95.
- Heißel, W. (1954) in: Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 97, 251–322.
- Jacobshagen, E. (1964/66) in: Z. deutsch. geol. Ges. 116, 3, 1004–1013.
- Jacobshagen, E., Huckriede, H. & Jacobshagen, V. (1963) in: Abh. hess. L.-Amt f. Bodenforsch. 44, 105, Wiesbaden.
- Kukla, J. & Klíma, B. (1961) in: CA 437–439.
- Luerzer, E. von (1954) in: Z. f. Gletscherk. 3, 83–90.
- Nehring, A. (1890): Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit. Berlin.
- Paschinger, H. (1957) in: Z. f. Geomorphol., N. F., 1, 237–269.
- Penck, A. & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Berlin.
- Prošek, Fr. & Ložek, V. (1957) in: E. u. G. 8, 50–53.
- Reich, Helga (1953) in: Flora 140, 386–443.
- Schönhals, E., Rohdenburg, H. & Semmel, A. (1964) in: E. u. G. 15, 199–206.
- Senarclens-Grancy, W. (1962) in: Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 105, 65–128.
- Shotton, F. W. (1967) in: Quarterly J. Geol. Soc. London 122, 356–383.
- Soergel, W. (1919): Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena.
- Spreitzer, H. (1953) in: Geolog. Bavar. 19, 65–73. – (1961) in: Geograph. Jahresber. aus Österreich 28, 1–50.
- Strobl, J. (1901) in: Mitt. Sitz. Ber. Anthropol. Ges. Wien 31, 42–49.
- Strobl, J. & Obermaier, H. (1909) in: Jahrb. f. Altertumsk. 3, 129–148 und Taf. XI bis XXI, Wien.
- Vértés, L. (1965) in: Internat. Radiocarbon and Tritium Dating Conference S. 211–223. Pullman, Washington.
- Vogel, J. C. & Hammen, T. van der (1967) in: Geol. en Mijnbouw 46, 188–194.
- Vries, Hl. de (1958) in: E. u. G. 9, 10–17. – (1959) in: Proceed. Kon. Akad. Wetensch. ser. B, 62, 84–91 (auch in Archaeol. Austr. 25, 69–73).
- Weinberger, L. (1953) in: Geolog. Bavar. 19, 231–257.
- Woldstedt, P. (1966) in: E. u. G. 17, 153–158 u. Taf. 1.
- Wright, H. E., Jr. (1961) in: Geol. Soc. Amer. Bull. 72, 933–984.
- Zagwijn, W. H. (1952) in: Geol. en Mijnbouw, N. S., 14, 235–239.
- Zotz, L. F. (1951): Altsteinzeitkunde Mitteleuropas. Stuttgart. – (1964/65) in: Quartär 15/16, 143–153.