

Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie*)

von J. FINK, Wien

Mit 3 Tafeln

Der jüngste geologische Zeitabschnitt kann nicht allein mit „konventionellen“ geologischen Mitteln stratifiziert werden, sondern es müssen auch die Forschungsmethoden einiger Nachbarwissenschaften mitverwendet werden. Manchmal sind letztere aber nicht oder nur bedingt für den Geologen brauchbar. Eine Übereinstimmung mit mathematisch-astronomischen Berechnungen beispielsweise kann sehr glücklich sein, nie jedoch als Beweis für eine feldgeologische Aussage herangezogen werden. Auch die Urgeschichte kann nicht für den Geologen, wohl aber der geologische Befund für den Urgeschichtler die Basis bilden. Und der Physiko-Chemiker, der mit der Isotopenforschung einen großen Beitrag für die Quartärstratigraphie leistet, hat in den wenigsten Fällen die Sicherheit einer „geologischen“ Kontrolle seiner sorgfältig untersuchten Proben. Es hat deshalb der Geologe sehr genau zu prüfen, inwieweit er die Ergebnisse mancher Nachbardisziplinen, die unstreitbar hervorragenden Anteil an der Erforschung des Quartärs haben, verwerten kann. Eine gewisse Kritiklosigkeit im Übernehmen scheinbar „gesicherter“ Ergebnisse hat in der letzten Zeit zu arger Verwirrung geführt. Besonders gilt dies für die Stratigraphie des Jungpleistozäns.

Im folgenden wird versucht, unter Verwendung größtenteils unpublizierter Feldbeobachtungen sowie neuester Literatur (und mündlichen Mitteilungen) Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie zu zeichnen. Sie sind selbstverständlich lückenhaft und bedürfen der Ergänzung und Verfeinerung. Im Sinne eines Diskussionsentwurfes gehen sie an die österreichischen Kollegen mit dem Ziel eines gemeinsamen stratigraphischen Konzeptes, wie ein solches in verschiedenen Ländern bereits entwickelt worden ist. Diesem Gedanken eines Diskussionsentwurfes entsprechen auch die hier beigegebenen Tafeln, die somit nicht als endgültig zu werten sind.

*) Die folgenden Ausführungen decken sich ungefähr mit dem Vortrag „Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Pleistozäns in Österreich“, gehalten am 5. Februar 1960 in der Geologischen Gesellschaft in Wien.

Um den Zeitraum des Quartärs überschauen zu können, ist es notwendig, zuerst die Grenze Plio/Pleistozän zu fixieren (vgl. Tafel 1). Auf dem Internationalen Geologenkongreß in London 1948 wurde konventionell festgelegt, daß der klar erkennbare (und plötzliche) Faunenwechsel von subtropischen Astiano-Piazenciano zum durch kältere Elemente gekennzeichneten Calabriano die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän bilden soll. Entsprechend diesen marinen Stufen fällt daher das dem Calabriano zeitlich gleiche (terrestrische) Villafranca in das Pleistozän, dessen Landfaunen naturgemäß keine so rasche Umstellung gegenüber dem Oberpliozän zeigen können, wenngleich beispielsweise die Ablösung der Mastodonten durch die Elephanten eine bestechende Grenze darstellen würde.

Die Plio/Pleistozängrenze wurde demnach ein großes Stück vorverschoben. Eine sehr lange Zeitspanne fällt dadurch dem Quartär zu — eine Zeitspanne, die nicht viel kürzer sein dürfte als der ganze, bisher als Quartär bezeichnete Zeitraum, wenn man etwa die Erosionsleistung der Flüsse überschlägig schätzt. Damit wurde aber zwangsweise der Zeitraum des Oberpliozäns (d. h. der Abschnitt zwischen jüngstem Pannon und ältestem Quartär) eingeeengt. Stratigraphische und morphogenetische Fragen erscheinen dadurch in einem anderen Licht, insbesondere im östlichen Österreich und dem im folgenden in den Kreis der Betrachtung gezogenen angrenzenden ungarischen Raum, wo die meisten Möglichkeiten zur Fixierung der Grenze gegeben sind. Freilich ist die Korrelation der Sedimente zwischen den Abtragungsgebieten des Alpenrandes und den Ablagerungsräumen der östlichen Senkungsfelder nicht leicht, außerdem treten die in Frage kommenden Sedimente in Österreich nur lokal auf; meist liegen sie auch nicht im stratigraphischen Verband. Am ehesten wäre ein sedimentärer Übergang vom obersten Pannon in das Oberpliozän im Ostteil der Parndorfer Platte möglich. H. KÜPPER (1955, Tafel X) hat gezeigt, daß hier die Sedimente gegen E (und SE) immer jünger werden. Die Fauna von Gols hat ebenso pannones Alter ergeben wie die von Mönchhof, wo A. PAPP (1951) *Unio wetzleri* nachgewiesen hatte. Oberpliozäne Sedimente können daher nur mehr in dem schmalen Streifen bis zum Ostabfall erwartet werden. Bei Nickelsdorf liegen tatsächlich fossilere Sande — die Skizze der oben zitierten Tafel X ist dahingehend zu ergänzen —, die sowohl dem kreuzgeschichteten, fossilere Sand der Kleinen Ungarischen Tiefebene als auch dem Sand im Raum Gödöllö (NE von Budapest) gleichen*). Völlig unsicher ist die Einstufung der paläontologisch

*) Diese Vermutung wurde bei gemeinsamen Begehungen von Doz. Dr. Pécsi geäußert und konnte vom Verfasser bei Vergleichsbegehungen in Ungarn bestätigt werden.

gleichfalls nicht faßbaren „Roten Lehmserie“, die genetisch einem zusammen geschwemmten Bodenmaterial entspricht. Sie findet sich über Tag auf den im Oberpliozän bereits in Abtragung (Landformung) begriffenen Flä-

P L I O Z Ä N		PLEISTOZÄN	
Gliederung nach APAPP und E. THEINIUS (1959)	Messiniano	Piazienciano-Astiano	Calabriano
	Pannon H	Levanticum sensu lato Levanticum s. stricto	Villafranca Prä-Günzkaltzeiten
	M a s t o d o n t e n M. longirostris	M. Borsoni M. arvernensis	Elephanten
s u b t r o p i s c h e L a n d f o r m u n g (Fußflächenbildung)		Kalt-Warmzeiten- rhythmus (Terrassen- bildung)	
Mitte der Großen Ungarischen Tiefebene	Mitte der Großen Ungarischen Tiefebene	Paludinen-Schichten	fluviatile Schichten
Tiefenebene	Tiefenebene	Sand von Gödöllö	Schotter der IV. Terr.
Tiefenebene	Tiefenebene	kreuzgeschichteter fossilleerer Sand	Schotter der V. Terr.
Tiefenebene	Tiefenebene	Basalte (Sitke) Tuffe (sany)	älteste quartäre Schotter:
Tiefenebene	Tiefenebene	präbasaltische Basalte (Silberberg)	Schotter zwischen Zala und Raab, um Steinamanger
Tiefenebene	Tiefenebene	Fußflächenschutt	Parndorfer Platte
Tiefenebene	Tiefenebene	Lehme von Nikitsch, Lutzmannsburg	Basalt Stoob
Tiefenebene	Tiefenebene	Rote Lehmserie	
Tiefenebene	Tiefenebene	Rohrbacher Konglom.	
Tiefenebene	Tiefenebene	Kiese der Hainburger Berge, Arbesthaller Hügel-land	
Tiefenebene	Tiefenebene	Sande von Nickelsdorf	
Tiefenebene	Tiefenebene	Sande Eickkogel- Kalk Völs	
Tiefenebene	Tiefenebene	Sande	
Tiefenebene	Tiefenebene	Horizont	
Tiefenebene	Tiefenebene	Unio - Wetzleri	
Tiefenebene	Tiefenebene	Süßwasser- Kalk	
Tiefenebene	Tiefenebene	hängende Mergel- lage	
Tiefenebene	Tiefenebene	Rotlehm	
Tiefenebene	Tiefenebene	Ostrier- mark	
Tiefenebene	Tiefenebene	Mittleres Burgen- land	
Tiefenebene	Tiefenebene	Südostabdachung	
Tiefenebene	Tiefenebene	Wiener Becken	

Tafel 1

chen des östlichen Weinviertels (vgl. Geol. Karte von Gänserndorf, R. GRILL 1954). Ob die in verschiedenen Bohrungen in den Senkungskernen unter mächtigen pleistozänen Schottern auftretenden roten Lehme und

Tone der Roten Lehmserie angehören und die Fortsetzung der Pannonschichten bilden, ist noch nicht geklärt. Auch deren Stellung zum Rohrbacher Konglomerat — welches dem Oberpliozän zugerechnet wird (H. KÜPPER, A. PAPP und E. THENIUS 1952) — ist noch nicht durch Bohrungen aufgehehlt.

Die ehemals oberpliozän eingestufteten Schotter der höchsten Akkumulationsterrassen des Wiener Raumes müssen heute auf Grund verschiedener Kriterien (vgl. A. PAPP und E. THENIUS 1949, J. FINK und H. MAJDAN 1954 u. a.) bereits als ältestpleistozän angesehen werden. Ihre Lagerung zeigt einen Hiatus an, da sie diskordant über von W gegen E immer jünger werdendem Tertiär liegen (vgl. H. KÜPPER 1952). Diese „Verjüngung“ der hohen Terrassenschotter des Wiener Raumes hat eine wichtige Konsequenz: Es fehlen die oberpliozänen Donauschotter, die den Übergang darstellen von den im Oberpliozän schon in die Landformung einbezogenen Schotterkegeln von Mistelbach (und Hollabrunn) zu den ältestquartären „Laaerbergsschottern“. Wahrscheinlich sind die wenigen Gerölle in den Hainburger Bergen und im Arbesthaler Hügelland die Zeugen der fluviatilen Akkumulation dieser Zeit. A. WINKLER-HERMADEN (1957, Seite 518, 519) stellt auch die Quarzgeröllüberstreuung der höchsten, ehemals als Abrasionsniveaus des pannonen Sees gedeuteten Terrassen des Wiener Raumes (Nußberg-, Burgstallterrasse) in diese Zeit, und wir werden seiner Ansicht folgen müssen, wenn wir auch den Anteil an fluviatiler Prägung dieser Formen sehr gering einschätzen und sie — soferne sie nicht exhumierte Brandungsterrassen sind — als Fußflächen auffassen wollen.

Die Donau hat seit ihrem Bestehen ihren Lauf mehrfach geändert. Der aus der Kremser Pforte in NE-Richtung ausfächernde Hollabrunner-Schotterkegel, der jenseits der Klippenzone in den Mistelbacher Schotterkegel übergeht, ist in seinen untersten Teilen bis in das Sarmat (freundl. mündl. Mitteilung von R. GRILL), in seinen obersten aber sicher nicht über das Pannon hinausgegangen. Die Landformung des zentralen Weinviertels zeigt eine Reihe von Niveaus, die flächenhaft auch über den Mistelbacher Schotterkegel übergreifen (H. RIEDL 1960). Zum Zeitpunkt der Entstehung dieser Formen, im Oberpliozän, hat die Donau bereits durch die Wiener (und Hainburger) Pforte entwässert. Ihr weiterer Weg im ungarischen Raum muß dem heutigen gleich gewesen sein, nämlich durch das Ungarische Mittelgebirge, in welchem eine Terrassentreppe ähnlich österreichischer Stromabschnitte vorliegt (vgl. M. PÉCSI 1956). Eine Entwässerung quer durch die Kleine Ungarische Tiefebene, wie sie von verschiedenen ungarischen Autoren und A. WINKLER-HERMADEN 1951, S. 520) angenommen wird, ist nicht vertretbar. Weder die Schotter im

Graben von Mor, bei denen es sich um einen Lokalschotter aus der Slowakei handelt (freundl. mündl. Mitteilung M. Pécsi), noch die im Raum Sümeg — Tapolcza *) können als Beweise eines ehemaligen Donaulaufes angenommen werden. Der oberpliozäne, kreuzgeschichtete Sand, welcher über weiteste Erstreckung in der Kleinen Ungarischen Tiefebene angetroffen wird, verdankt seine Entstehung nicht der Donau. Selbst in langen Zeiträumen kann ein Fluß nicht derart gewaltige Räume akkumulierend bestreichen. An anderer Stelle (J. FINK 1961) wird auf die Entstehung des kreuzgeschichteten Sandes näher eingegangen. Mit Beginn des Pleistozäns tritt eine neuerliche Änderung des Donaulaufes ein. Die Hainburger Pforte wird verlassen und die Donau entwässert in breiter Form durch die Brucker Pforte, den großen Schotterkörper der Parndorfer Platte schaffend (s. u.).

Der Unterschied zwischen pliozänen und pleistozänen Donauschottern ist relativ leicht zu erkennen. Der Hollabrunner- und Mistelbacher Schotterkegel bestehen aus feinkörnigem Material mit vielen Sandzwischenlagen, die pleistozänen Schotter sind dagegen grob, meist auch kryoturbat gestaut (wenngleich eine von oben in den Schotter eingreifende Kryoturbation selbstverständlich kein Kriterium für quartäres Alter ist). Dieser Unterschied ist sowohl im Kremser Raum als auch im Mauthausener Raum, wo die genannten Unterschiede zwischen Terrasse +155 m gegenüber Terrasse +140 m auftreten, erkennbar. Das feine Korn ist auch den oberpliozänen Schottern der Hainburger Berge usw. eigen. Auch im Abrollungsgrad, bestimmt nach der Methode M. und E. Pécsi (1959), ergeben sich klare Unterschiede.

Das mittlere Burgenland nimmt eine Schlüsselstellung bzgl. der hier aufgeworfenen Frage ein. Unter einem pliozänen Flußflächenschutt — der in gleicher Form verschieden alte tertiäre Sedimente kappt wie der ältestquartäre Schotter im Wiener Becken — liegen im E und SE nahe der Landesgrenze bei Nikitsch und Lutzmannsburg Lehme, die zum größten Teil alten Bodenbildungen entsprechen, teilweise sogar autochthonen Charakter aufweisen. Vielleicht stellen sie Äquivalente der Roten Lehmserie dar. Ihre röntgengeographische Bearbeitung, die vielleicht eine zeitliche Fixierung ermöglicht, ist im Gange.

Für den südöstlichen Alpenrand und dessen Vorland gelten im großen und ganzen die gleichen Bemerkungen wie für die übrigen ostösterreichischen Räume, wenn auch die oberpliozänen Sedimente weiter verbreitet sind. Als neues stratigraphisches Element treten die Basalte (und Tuffe) hinzu — sofern diese einer Eruptionsphase angehören, wie dies A.

*) Wir können uns der diesbezüglichen Ansicht L. G o c z á n s (1960) nicht anschließen.

WINKLER-HERMADEN in seinem großen Werk (1957) annimmt. Einige ungarische Vorkommen deuten darauf hin, sie an die Wende Plio/Pleistozän zu setzen: So liegt im Profil von Sitke der Basalt über dem kreuzgeschichteten Sand — an dessen Oberkante fast immer eine dünne Mergellage auftritt — und wird von dem hangenden Schotter und Kies des Kemenes-Plateaus bedeckt. Das gleiche gilt für den Basalttuff südlich Szany, der ebenfalls eine Kappung durch ältestquartäre Schotter zeigt. A. WINKLER-HERMADEN'S Argumente für ein höheres Alter (mittleres Oberpliozän) sind aber wohl zu beachten: Weitausgedehnte Ebenheiten auf den Basalten mit Rotlehmdecken, die sicher nicht einer quartären Landformung (und Verwitterung) entsprechen. Auch die Bedeckung des Stoober Basaltes durch Flußflächenschutt spräche dafür. K. ŽEBERA (1958), der eine mündliche Mitteilung von O. FEJFAR interpretiert, möchte dagegen die vulkanische Tätigkeit in der Ostslowakei sogar in das Quartär verlegen. Die großangelegten morphologischen Untersuchungen, die eben in Westungarn laufen, könnten das Problem der Zeitstellung der Basalte einer Lösung zuführen.

Bei Betonung der klimamorphologischen Betrachtungsweise können auch von der Landformenkunde wesentliche Beiträge zur Grenzziehung Plio/Pleistozän geliefert werden: Der Rand der Alpen weist im N ebenso wie im SE eine charakteristische Formung auf. Die quartären Flächen und Terrassen des Vorlandes scheinen gleichsam aus einer „Uroberfläche“ herausmodelliert, bilden eine „Gipfflur des Vorlandes“, von der der Alpenkörper mit steilem Anstieg abgesetzt ist. A. WINKLER-HERMADEN (1955 a, 1955 b) nennt sie im SE die „morphologische Ausgangsform“ für das Vorland. Sie stellt eine Fußfläche dar, deren Entstehung allerdings nicht immer klimamorphologisch gedeutet werden muß, wo petrographisch-tektonische Grenzen mit dem steilen Anstieg zusammenfallen. Unabhängig von den unten erwähnten Beweisen für Fußflächenbildungen ergibt sich allein überlegungsmäßig, daß die großen, einheitlichen Denudationsflächen, insbesondere im südöstlichen Alpenvorland, die von den Basalten der Steiermark über die Wasserscheide der Mur und Raab hinweg bis zum Bakonywald reichen, nicht Flußwerk der gemäßigten Breiten darstellen, sondern — wie das A. WINKLER-HERMADEN (1955 a, Seite 338) bereits formulierte — „noch unter subtropischen Klimaverhältnissen“ gebildet wurden. Klare Beweise von Fußflächenbildung am Rand der Alpen liegen unter anderem im mittleren Burgenland (Oberpullendorfer Becken) vor. Dort sind zwei Fußflächen vorhanden (vgl. J. FINK 1959 a): Die westliche liegt zur Gänze im Kristallin, das tief kaolinisiert ist. Die östliche, gebirgsnahe gegen die westliche etwas abgesetzt, konvergiert gegen außen. Die östliche Fußfläche trägt einen mächtigen Mantel

aus Schutt, der wohl deshalb so mächtig ist, weil klastische Gesteine im N des Oberpullendorfer Beckens weit verbreitet sind. Dieser Fußflächenschutt (und damit die Fußfläche) kappt von W gegen E, bzw. SE immer jünger werdende pannone und oberpliozäne Sedimente und verzahnt sich gebirgsauswärts mit den höchsten Flußschottern der Rabnitz (vergl. J. FINK 1957, Tafel VII a und schematische Darstellung auf Tafel 2, zweites Profil von oben). Der oberpliozäne Basalt von Stoob wird ebenfalls noch gekappt und vom Fußflächenschutt bedeckt, so daß eine ziemlich genaue Fixierung des Alters der östlichen Fußfläche erfolgen kann (eine eingehende Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Stoober Basaltes erfolgte von H. KÜPPER [1957], außerdem bald von J. FINK [1961]).

Übergreifend vom östlichen Alpenrand in das Kleine Alföld breiteten sich somit auch noch im oberen Pliozän weit ausgedehnte Fußflächen*). Die Grenze Plio/Pleistozän darf daher vom Standpunkt der Landformung definiert werden als jener Zeitraum, in welchem die subtropische Landformung abgelöst wurde durch eine solche, die auf die Wirkung des quartären Kalt-Warmzeitenklimas der gemäßigten Breiten zurückgeht. Sehr klar hat dies H. RIEDL (1960) für das zentrale Weinviertel und in jüngster Zeit auch W. SCHLEGEL (Vortrag im Geographischen Kolloquium der Universität Wien am 8. März 1960) für das östliche Weinviertel zum Ausdruck gebracht, indem sie nachwiesen, daß flächenhaft übergreifende Verebnungen abgelöst werden durch talgebundene Systeme (vgl. Tafel 2).

In absehbarer Zeit wird sich auch die Frage beantworten lassen, wie lange das Oberpliozän gedauert hat. Nach der Erosionsleistung an den Flüssen (z. B. der Donau) oder der Anlage großer Fußflächen wird dem Oberpliozän wohl ein Zeitraum zustehen, der größer ist als auf Tafel 2 zum Ausdruck gebracht wurde, wohl aber nicht so groß, wie er früher angenommen worden war. Freilich sind solche Schätzungen mit dem Nachteil behaftet, daß tektonische Bewegungen gleichsam ausgeschaltet werden müssen. A. WINKLER-HERMADEN nimmt aber gerade die tektonische Ruhe bzw. Bewegung als Ausgangspunkt der Landformung, wodurch zwangsweise die Wirkung der exogenen Kräfte zu kurz kommt.

Auch auf dem Weg über die Paläopedologie kann die Plio/Pleistozängrenze markiert werden. Derzeit stehen für den österreichischen Raum zwar erst wenige Beobachtungen zur Verfügung, aber bei Intensivierung der Feldforschung und Zuhilfenahme von Laboratoriumsuntersuchungen werden wir bald in der Lage sein, eine generelle Abgrenzung von subtropischen Böden von solchen der pleistozänen (Warm-) Zeiten

*) Dadurch ergibt sich für die Genese der kreuzgeschichteten, fossiliferen Sande — deren Verbreitung sehr groß, deren Mächtigkeit aber nur gering ist — eine andere Deutung als bisher angenommen worden war.

vorzunehmen. Abgesehen von edaphischen Faktoren — die bei der Bodenbildung stets stark beachtet werden müssen — gilt eine von der Gegenwart gegen die Vorzeit hin zunehmende Intensität der Verwitterung, die schon rein optisch in immer kräftigeren Farben kenntlich wird. Dies hat bereits H. ALIMEN (1954) für den südwesteuropäischen Raum nachgewiesen. Derzeit gelingt uns erst in groben Zügen und mehr durch Rückschlüsse über die morphologische Position eine Alterseinstufung. Wieder darf an die Südostabdachung verwiesen werden, an der silikatische Rotlehme nur in Niveaus von 400 m und darüber zu finden sind. Sie reichen nicht unter die tiefste Fußfläche hinab.

Wenden wir uns nun dem Pleistozän selbst zu, so sind für seine Gliederung in erster Linie morphologische Kriterien heranzuziehen. Form, Lage, Inhalt und Deckschichten der Flußterrassen geben ausreichende Möglichkeit zur Stratifizierung. Denn für die pleistozänen Terrassen der Donau und Nebenflüsse ebenso wie für die Gerinne der Südostabdachung liegt ein entscheidender Vorteil in der Tatsache, daß sie klimatischer Entstehung sind. Von den drei Möglichkeiten der Terrassenbildung, die P. WOLDTSTEDT (1952) angibt, nämlich eustatisch, tektonisch und klimatisch, kommt nur letztere in Frage. Die Tektonik beginnt erst an der Donau unterhalb Wiens eine — dann allerdings bedeutende — Rolle zu spielen, ebenso wie die Gerinne der Südostabdachung erst außerhalb der Landesgrenze diese Wirkung erkennen lassen. Welche Bedeutung das Klima für die Terrassenbildung besitzt, zeigt die Gegenüberstellung der Terrassenfolge glazigener Flüsse zu solcher von Flüssen aus unvergletscherten Gebieten. So zeigt der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes an allen Nebenflüssen die gleiche Terrassenfolge wie der westliche. Bei Betrachtung dieses periglazialen Raumes — wodurch die inneralpinen Schotter im Inntal, Salzburger Raum, Klagenfurter Becken usw. außer Ansatz bleiben — ergibt sich daher die Möglichkeit, auf Grund der Terrassentreppen entlang der großen Ströme, aber auch an den kleineren Gerinnen, die lückenlose Folge der einzelnen Kaltzeiten abzulesen. Verfolgt man die Schotterfluren bis zum glazialen Raum, dann zeigt sich, daß die tieferen der einzelnen Terrassentreppen mit den Gletscherenden verbunden werden können. Damit ist der Anschluß an das bisherige stratigraphische System von A. PENCK und E. BRÜCKNER (1919) gegeben, welches seit eh und je im ganzen alpinen Raum Anwendung findet. Tafel 2 zeigt die Terrassentreppe einiger markanter Stromabschnitte an der Donau und ihr tributärer Gerinne. Die Korrelation der einzelnen Terrassen kann selbstverständlich nur bis zu einer gewissen Genauigkeit durchgeführt werden. Es gibt mehrere Stromabschnitte, in denen die Terrassen fehlen oder nur undefinierbare Felsleisten ausgebildet sind (Durchbruchstrecken).

Durch die eben erwähnte Verknüpfung der Schotterstränge mit Moränen ergibt sich die Möglichkeit, das „PENCK'sche System“ als Basis unserer Gliederung zu verwenden, wie dies auf Tafel 2 skizziert ist. Vor der Kaltzeit, welche A. PENCK und E. BRÜCKNER Günz genannt hatten, liegen mehrere selbständige Vereisungen, deren Benennung vorläufig mit lokalen Namen erfolgen soll. Es wird vorgeschlagen, den Zeitraum vor dem Günz als „Ältestpleistozän“ zu bezeichnen, um die bisher gebräuchliche Nomenklatur nicht umstoßen zu müssen. Der von mir jüngst gemachte Vorschlag (J. FINK 1960) wird nachstehend wiederholt und anderen gegenübergestellt:

	II. INQUA-Kongreß Leningrad 1932	P. WOLDSTEDT 1958	J. FINK 1959
W	Jungpleistozän		Jungpleistozän
R/W	_____	Jungpleistozän	_____
R	Mittelpleistozän	_____	Mittelpleistozän
M/R	_____		_____
M		Mittelpleistozän	
G/M	Altpleistozän	_____	Altpleistozän
G	_____		_____
Warm- und Kalt- zeiten vor Günz		Altpleistozän	Ältestpleistozän

Schon H. VETTERS (1927) hat auf der Geologischen Karte von Österreich den Terminus „Donauzeit“ für ältestpleistozäne Terrassen vor dem Günz verwendet. Damit wurden aber nicht alle Prägünzterrassen erfaßt; denn die von H. VETTERS als „Pliozäne Terrassenschotter und Schuttkegel“ ausgeschiedenen Einheiten sind ebenfalls meist dem Pleistozän zuzurechnen.

Der Nachweis von Prägünzzeiten ist — außerhalb des klassischen bayerischen Raumes, wo sie von B. EBERL (1930) und I. SCHAEFER (1953) bekanntgemacht wurden — in den letzten Jahren in mehreren Ländern unabhängig voneinander gelungen.

P. WOLDSTEDT (1958) hat diese Ergebnisse zusammengefaßt, stützt sich dabei allerdings vorwiegend auf Beobachtungen im nordwesteuropäischen Raum und zitiert aus den Alpen lediglich das — von S. VENZO (1953) falsch interpretierte — Profil von Leffe, welches keinen Beweis für Prägünzzeiten liefert. In Österreich hat L. WEINBERGER (1955) an der Nordflanke des Hausrucks und Kobernauber Waldes Material in dieser Richtung gesammelt. Tafel 2 zeigt die Terrassentreppe, die aus zwei Gründen

besonders wichtig ist: 1) ist sie die räumlich nächste zum glazialen Raum, 2) bietet sie den sedimentologischen Anschluß durch den Hausruckschotter, dessen letzte Akkumulation ins oberste Pannon reicht (gleich dem Hollabrunner- und Mistelbacher-Schotterkegel). Über dem Älteren Deckenschotter, welcher durch die Verbindung mit der Günzmoräne des Siedelberges eindeutig fixiert ist, folgen zuerst zwei Schotterfluren, welche von L. WEINBERGER die Arbeitsbegriffe Höherer und Tieferer Eichwaldschotter (Eichwald 1 und 2) bekamen. In beiden konnten in gemeinsamen Exkursionen und auch unabhängig voneinander syngenetische Kryoturbationen festgestellt werden, die einwandfrei auf kalzeitliche Entstehung hinweisen. Die beiden Schotterfluren sind ident mit der Aichberg-Geinberger Verschotterung nach H. GRAUL (1937). Darüber folgen die schon von H. GRAUL eingehend behandelten Schotter des Federnberges und Geiersberges, wobei erstere vielleicht noch ins älteste Quartär, letztere sicher ins Pliozän zu stellen sind. Der Unterschied zwischen diesem Raum und dem Weinviertel besteht darin, daß hier die zwischen dem Älteren Deckenschotter und dem Hausruckschotter (= Hauptschotter) liegenden Terrassen und Fluren Flußwerk in Inhalt und Formung sind, während im Weinviertel in den Hollabrunner und Mistelbacher Schotterkörper Denudationsflächen eingegraben sind. Hier und dort liegen aber Ansatzpunkte, um die Frage der Länge des Oberpliozäns einer Lösung zuzuführen.

Forschungen von H. KOHL (1955, 1958) im Raum von Kremsmünster — der schon von A. PENCK (1909) mit Recht als Schlüssel für die alpine Quartärstratigraphie bezeichnet wurde — haben ergeben, daß mit größter Wahrscheinlichkeit bei Sattledt eine Günzmoräne außerhalb des mindel-eiszeitlichen Kremsmünsterer Moränenkranzes anzunehmen ist, mit welcher der Ältere Deckenschotter der Traun-Ennsplatte in Verbindung steht. Zumindest eine „Generation“ älter als der Ältere Deckenschotter ist der Forstholzschotter südlich von Linz, für den allerdings noch keine Beweise kalzeitlicher Entstehung erbracht werden konnten. Sicher aber sind in Fortsetzung der Traun-Ennsplatte am linken Donauufer im Raum von Mauthausen in der dortigen Terrassentreppe über dem günzeiszeitlichen Schotter weitere kalzeitlich akkumulierte Schotter vorhanden (vergl. Tafel 2): Die beiden Deckenschotter sind vermutlich die Terrassen von + 60 und + 80 m. Darüber liegen drei selbständige Terrassen, deren höchste + 140 noch syngenetische Kryoturbationen erkennen läßt; ihre groben Schotter sind deutlich von dem feinen Kies der Terrasse + 155 m, welche als Pliozän angesehen werden muß, zu unterscheiden (siehe oben). Eine detaillierte Beschreibung dieses Raumes wird in absehbarer Zeit erscheinen.

Aus all dem geht hervor, daß ein gewaltiger Zeitraum — gemessen an der Erosionsleistung und Breite der Formen — vor der Günzeiszeit lag, in dem bereits das quartäre Klima mit seinem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten, von Akkumulation und Erosion vorhanden war. Jede der hohen Terrassen hat einen eigenen Sockel aus Tertiär (oder Kristallin) und ist daher ebenso klimatisch entstanden wie die nachfolgenden des PENCK'schen Systems. In welchem zeitlichen Verhältnis die Kaltzeiten zu den Warmzeiten standen, kann hier nicht behandelt werden. Daß aber echte Kaltzeiten vor dem Günz vorhanden waren und nicht nur ein Übergangsklima, wie es auf Grund des langsamen Wandels der Landfaunen manchmal von paläontologischer Seite angenommen wird, darf als gesichert gelten.

Die Frage kann gestellt werden, ob das PENCK'sche System nicht in das erweiterte Quartär so einzubauen wäre, daß ein Glazial (im alten Sinn) mehreren Kaltzeiten (nach der neuen Terminologie) entspräche. Es fehlt nicht an Beispielen in der Literatur anderer Länder für eine solche Aufweitung des klassischen Systems. Dazu muß von der Kenntnis des österreichischen Raumes her, und zwar auf Grund der feldgeologischen und morphologischen Befunde, die für die Beantwortung dieser Frage allein zuständig sind, festgestellt werden:

Die PENCK'sche Gliederung ist im gletschernahen Bereich in jedem einzelnen Fall bestätigt worden. Wir haben kein Beispiel dafür, daß etwa die Älteren Deckenschotter als doppelte Fluren auftreten. Das gleiche gilt für die Jüngeren Deckenschotter, das gleiche für die Hochterrassen. Gerade die Tatsache, daß die Hochterrasse keine Mehrteilung zeigt, ist für die späteren Ausführungen bezüglich der Jungpleistozän-Stratigraphie von großer Wichtigkeit. Wir fühlen uns sogar auf Grund dieser klaren Verhältnisse im östlichen Teil der Nordabdachung der Alpen veranlaßt, die Frage aufzuwerfen, ob nicht im westlichen Teil eine gewisse Revision möglich wäre, etwa in dem Sinn, daß vom „Rißkomplex“ ältere Elemente vor das große Interglazial zu stellen sind*). Wir haben — um es noch einmal herauszustellen — im gletschernahen Bereich für jede Kaltzeit stets nur eine markante, von den übrigen Terrassen durch verschiedene Kriterien unterscheidbare Schotterflur. Diese Feststellung gilt auch für die im östlichen Alpenvorland nahezu geschlossene Terrassenfolge der Nebenflüsse der Donau mit ihren nichtglazialen, wohl aber klimatogenen Terrassen. Sie kann allerdings nicht mit absoluter Sicherheit für die östlichen Donaustromabschnitte gelten, weil dort neben speziellen orographischen Verhältnissen (Durchbrüche und Ausmündungen in weite Becken) die

*) Das Jungriß als eine lokale Prägung des Rheingletschers bleibt hier außer Diskussion.

tektonischen Einflüsse größer werden. Es sind daher die diesbezüglichen, auf Tafel 2 dargestellten Profilschnitte nicht als in absoluter Korrelation befindlich zu betrachten, sondern lediglich in einer Übersicht geordnet. Es könnte beispielsweise die Höbersdorfer-Terrasse des Stockerauer Raumes der Arsenal-Terrasse im Wiener Stadtgebiet entsprechen u. ä. m. In den östlichen Stromabschnitten ist lediglich die Niederterrasse als Akkumulation der letzten Kaltzeit eindeutig, und in den meisten Fällen auch die der Rißeiszeit. Trotzdem aber werden bei aller naturbedingten Vorsicht in der Zuordnung auch die reichhaltigen Terrassentreppen der östlichen Donauabschnitte nicht im Sinne eines aufgeweiteten PENCCK'schen Schemas gedeutet werden können, weil die klimatische, kaltzeitliche Natur der Schotterkörper auch im gletscherfernen Bereich Geltung hat. Es wird außerdem durch bald zur Veröffentlichung kommende Untersuchungen (gemeinsam mit L. PIFFL) die Korrelation der Terrassen des St.-Pöltner und Kremser Raumes gezeigt. Im östlichen Stromabschnitt dürfen freilich die PENCCK'schen Untersuchungen nicht als Grundlage genommen werden. Wir wissen, daß der Altmeister der Eiszeitforschung diese Räume nur peripher behandelt hat, ebenso wie etwa die Frage der Lössen und ihre Gliederung, und wir würden ihm einen schlechten Dienst erweisen, wollten wir hier nun sklavisch an seiner damaligen Deutung festhalten. Ohne die Erfassung der periglazialen Phänomene, die in der Pionierzeit gegenüber denen des glazialen Raumes völlig zurücktraten, konnten diese Bereiche nicht verstanden werden, ebensowenig wie ohne Einbeziehung der tektonischen, welche den großen Beckenlandschaften ihr Gepräge geben. Auch die Möglichkeit, die Korrelation der Terrassen mit Lössen und fossilen Böden anzustreben, die G. GÖTZINGER (1936) feldgeologisch begonnen hatte und welche auch das Leitmotiv der ersten Zusammenfassung nach dem Krieg darstellte (J. FINK (1956), ist damals noch nicht ausgeschöpft worden. Heute bringt uns diese Möglichkeit zu exakten Ergebnissen. So hat L. PIFFL (1959) im Kremser Raum das Gobelsburger Niveau auch paläopedologisch nachweisen können und die Monographie der klassischen Lößprofile von Furth-Göttweig und Paudorf (in Arbeit) wird in der gleichen Linie liegen.

Schon mehrmals wurde auf die Bedeutung der *T e k t o n i k* im östlichen Österreich hingewiesen. Bei einer Übersicht von Wien bis zur Landesgrenze fällt auf, daß die reichgegliederte Terrassentreppe des Wiener Raumes (J. FINK und H. MAJDAN 1954) gegen E immer weniger Stufen aufweist. Sind es im Wiener Raum sieben selbständige, durch eigene Tertiärsockel voneinander getrennte Terrassen (Laaerberg-, Wienerberg-, Arsenal-, Höhere und Tiefere Seyringer-, Stadt- und Praterterrasse), so im Raum der Parndorfer Platte nur mehr vier Schotterkörper (sofern der

östliche, schon etwas abgesenkte Teil der Parndorfer Platte als eigener Körper gegenüber der „Hauptflur“ aufgefaßt wird). Es ist hier nicht Platz, auf die lokalen Probleme einzugehen, sondern nur anzudeuten, daß vielleicht die drei höchsten Akkumulationsterrassen des Wiener Stadtgebietes ihr Äquivalent in den Schottern der Parndorfer Platte haben könnten (vgl. Tafel 2). Während am Gebirgsrand die Donau einschnitt und übereinanderliegende Terrassen formte, wurde stromab im großen Senkungsfeld ein Schotterteppich gebildet, bei dem die einzelnen Akkumulationen ineinander übergriffen. Das gleiche Phänomen findet sich im Budapester Raum (vgl. M. PÉCSI 1960), wo am linken Donauufer (Pestzentlörinz) ein weiter Schwemmkegel ausgebildet ist, in welchem die IV. und V. Terrasse ineinander übergehen *). Es liegt auf der Hand, daß eine Neubearbeitung unter diesem Gesichtswinkel zu erfolgen hat und vorläufig nur diese skizzenhaften Andeutungen gegeben werden können, aus denen hervorgeht, daß die stratigraphische Verwertbarkeit der Terrassen südöstlich von Wien stets gering sein wird.

Analog dem ostösterreichischen Donauabschnitt liegen die Verhältnisse an der Südostabdachung, wo aber erst jenseits der Landesgrenze die Schotterkörper gegen die in der tektonischen Muldenachse des Kleinen Alföld fließende Raab konvergieren oder gegen NE eintauchen, während im österreichischen Teil die Flüsse noch die der Abdachung entsprechend südöstliche Fließrichtung haben und normale Terrassentreppen bilden. Konvergierende Schotterfluren sind nicht nur im Kemenes-Plateau zwischen Raab und Zala, sondern auch im Raum Szombately (Steinamanger) zu beobachten. Die auflagernden Böden zeigen ältestpleistozänen Habitus, obwohl sich diese Schotterfelder oft nur in geringer Höhe über den heutigen Alluvionen befinden.

Im österreichischen Teil der Südostabdachung besteht aber genau wie im Wiener Stadtgebiet noch die klare Abfolge von höchsten zu niedersten Terrassen, und an vielen Stellen der Oststeiermark und des Burgenlandes sind entlang der Gerinne Terrassentreppen vorhanden, die in ihrer Erhaltung, ihrem Aufbau durch nichts von den „klassischen“ Terrassentreppen der Nordabdachung unterschieden werden können. A. WINKLER-HERMADEN hat leider diese für das ganze perialpine Gebiet geltende Gesetzmäßigkeit nicht anerkannt und für die Südostabdachung eine eigene quartäre Morphogenese angenommen. Ich hatte kurz auf die Diskrepanz der Anschauungen hingewiesen (J. FINK 1959), deren wichtigste Unter-

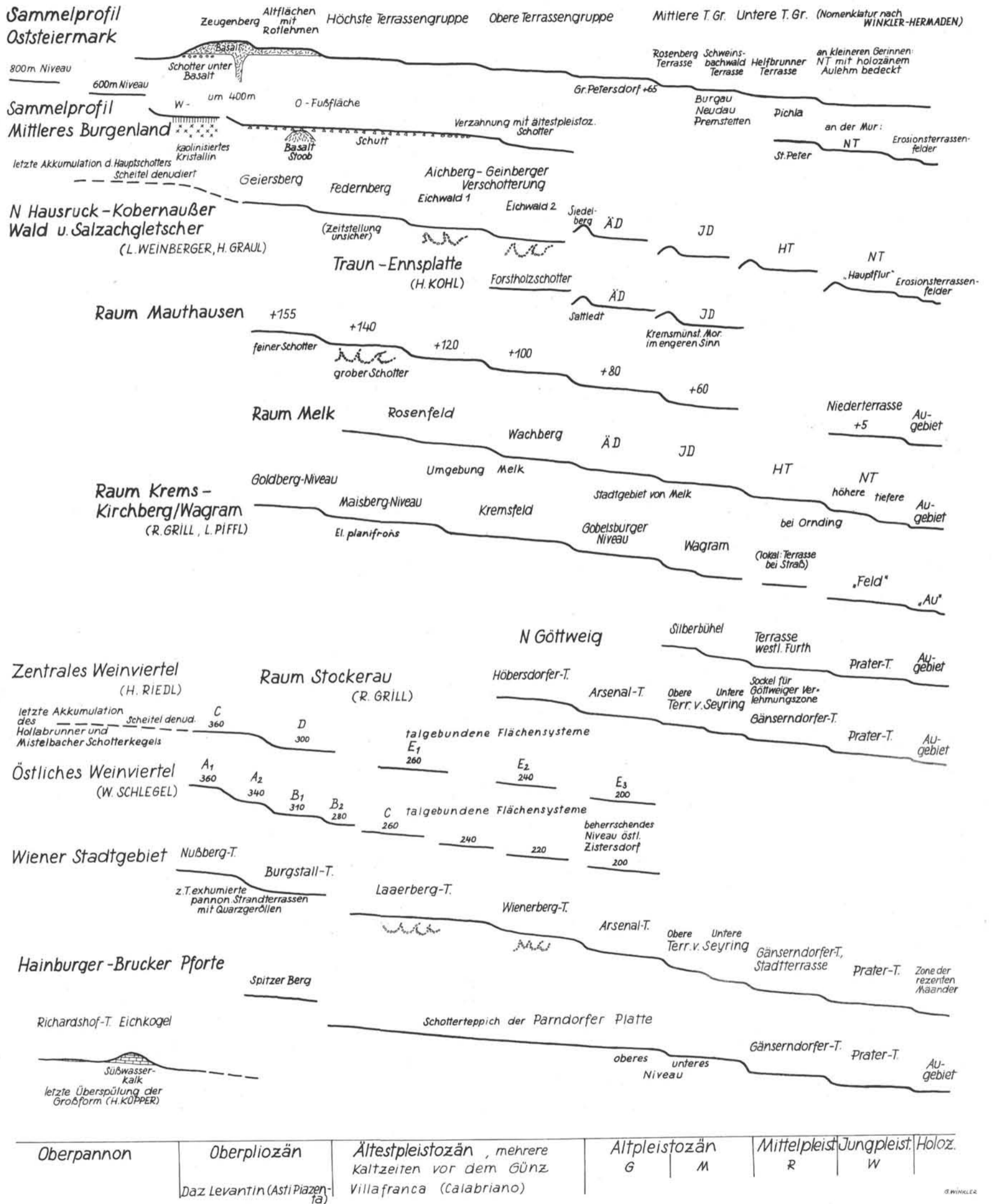
*) Es ist mir ein Bedürfnis, hier die kollegiale Zusammenarbeit mit den ungarischen Forschern, in erster Linie mit Doz. Dr. M. PECSI zu erwähnen, welche in gemeinsamen Exkursionen in beiden Ländern und in Diskussionen ihren Ausdruck fand.

schiede: kaltzeitliche Terrassenbildung gegenüber eustatischer Entstehung nach W., Deckschichten Staublehne gegenüber Aulehmen nach W. sind, und brauche sie hier nicht zu wiederholen, zumal eine eingehende Beschreibung der Südostabdachung in einem derzeit in Vorbereitung befindlichen Exkursionsführer für die Tagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Wien im Jahre 1961 erfolgen wird. Auf Tafel 2 oben ist das Idealprofil für das südöstliche Alpenvorland mit einigen markanten Fundstellen fossiler Böden dargestellt.

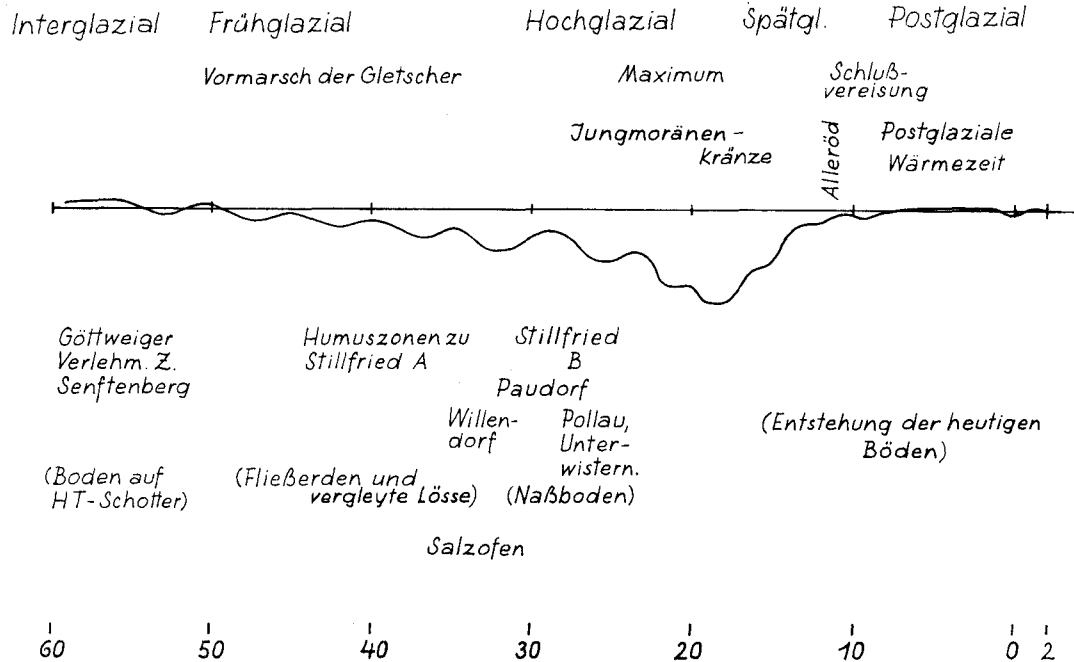
Vorhin wurde besonders betont, daß jeder Kaltzeit nur eine Akkumulationsterrasse entspricht. (Dies gilt streng genommen auch für die Niederterrasse, da die verschiedentlich auftretenden Teilfelder der Niederterrasse aus dem einheitlichen Schotterkörper als Erosionsterrassen herausgeschnitten sind und alle mit der „Hauptflur“ einen gemeinsamen Sockel haben.) Von besonderer Wichtigkeit ist die Ungeteiltheit für die Hochterrasse, da auf ihr jene Sedimente liegen, die in der nachfolgenden Zeit (letzte Warmzeit und letzte Kaltzeit) entstanden sind. Viel zu wenig ist von den Autoren, die sich in letzter Zeit immer mehr mit stratigraphischen Fragen befassen, daran gedacht worden, daß nur auf diesem Wege die Frage der Gliederung der Würmeiszeit beantwortet werden kann. Für das nördliche Alpenvorland läßt sich nun an jedem einzelnen Gerinne nachweisen, daß auf der Hochterrasse nur ein kräftig entwickelter fossiler Boden liegt, der aus der Verwitterung des Schotters (meist Kalkschotter) hervorgegangen ist. Er repräsentiert die letzte Warmzeit (= R/W-Interglazial). Über diesem liegt ein Paket von verflossenen Bodenbildungen, vergleyten Lössen und echten Lössen, welches stets die gleiche Abfolge erkennen läßt. Diese Abfolge ist durch die unabhängig voneinander veröffentlichten Arbeiten von K. BRUNNACKER (1956, 1957) und J. FINK (1956, 1959) hinlänglich bekannt. Neu hinzugekommene Profile, wie beispielsweise jenes wichtige von Feilendorf westlich Obergrafendorf (vgl. J. FINK und R. GRILL 1959), bestätigen die nunmehr als endgültig anzuspreekende Abfolge des nördlichen Alpenvorlandes.

Für den Kremser Raum, in dem die Korrelation zwischen Terrassen und Lössen mit fossilen Böden stets als schwierig bezeichnet wurde, liegen eine Fülle neuester Beobachtungen von R. GRILL, L. PIFFL und dem Verfasser vor, die in Kürze veröffentlicht werden. Es ist zu hoffen, daß dann die Spekulationen, die sich um die Göttweiger- bzw. Paudorfer Bodenbildung in der Literatur eingeschlichen haben, ein Ende finden. Als vorläufige Übersicht dient Tafel 3, in der außerdem die in Österreich vorhandenen C-14-Daten verarbeitet wurden. Es sind — um einer Publikation mit dem Institut in Groningen, mit dem uns eine enge Zusammenarbeit verbindet, nicht vorzugreifen — keine genauen Daten genannt; die

Fluren und Terrassen des österreichischen Alpenrandes und -vorlandes
J. FINK 1960



Theoretische "Klimakurve" der letzten 60.000 Jahre



vorliegende Form der Darstellung möge genügen *). Alle nicht radiokarbonbestimmten Straten sind auf Tafel 3 in Klammer gesetzt, ihre Stellung entspricht der Auffassung des Verfassers, für die in Bälde Beweise vorgelegt werden (siehe oben). Mit der Andeutung einer gewissen Unsicherheit in der Verwertbarkeit von Radiokarbonaten ergibt sich, daß die feldgeologische Beweisführung, die sich im Jungpleistozän vorwiegend paläopedologischer Methoden bedienen muß, wieder stark in den Vordergrund rückt. Der Geologe wird stets von klar faßbaren Straten ausgehen, und solche sind im gegenständlichen Fall die Verwitterungen (Bodenbildungen) auf den Schottern der Hochterrassen. Diese Verwitterung der Hochterrasse im westlichen und östlichen Alpenvorland ist zeitlich gleich mit der Bildung der Göttweiger Verlehmungszone, so daß die von G. GÖTZINGER (1936) festgelegte stratigraphische Position eines R/W-Interglazials bestätigt wird. Paudorf und Stillfried B und der Naßboden des Alpenvorlandes stellen geringfügige Oszillationen dar, die bodenkundlich, nicht aber landschaftsmorphologisch in Erscheinung treten. Sie liegen vor dem Maximalstand der Gletscher, ihre Äquivalente im glazialen Raum sind irgendwo unter mächtigen Moränen begraben, wenn sich überhaupt nahe den Gletschern derart schwache Bodenbildungen entwickeln konnten. Sie stellen keine geologische Teilung der Würmeiszeit dar, deren Einheitlichkeit nach Fixierung der Göttweiger Bodenbildung feststeht.

Für das Spätglazial und Frühholozän ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit der heute allgemein angenommenen Gliederung. Die große Zäsur stellt die Schlußvereisung (= Jüngere Dryas) dar, in der das allgemeine Abschmelzen des Würmeises durch einen kräftigen Vorstoß (Schlern) unterbrochen wurde, so daß der ganze österreichische Raum noch einmal unter periglaziale Bedingungen kam.

Literatur:

- Alimen, H.: Colorimétrie de sédiments quaternaires et paleolimats. Premiers resultats. Bull. d. l. Soc. geol. de France 6/IV, 1954.
- Brunnacker, K.: Regionale Bodendifferenzierungen in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart Bd. 7/1956.

*) Während der Drucklegung erhielt ich von tschechischen Kollegen Mitteilung über Korrekturen, die Prof. Hessel de Vries knapp vor seinem Tod an den Daten von Oberfellabrunn vorgenommen hatte und außerdem Hinweise zu den neuesten C-14-Daten von Dolni Věstonice (Unterwisternitz). In beiden Fällen ergibt sich, daß die Humuszonen des Stillfrieder Komplexes in einem Zeitraum entstanden, der vor 54.000 vor heute ging. Damit ist der Anschluß an die Holzkohle von Senftenberg, die auf der Göttweiger Verlehmungszone lag und ein Alter von mehr als 54.000 vor heute geliefert hatte, gegeben. Auf Tafel 3 ist daher die Eintragung „Humuszonen zu Stillfried A“ entsprechend weit nach links zu rücken.

- Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. Geol. Bav N 34, 1957.
- Eberl, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland — Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Iller-Lech-Gletschers. Filser Augsburg 1930.
- Finck, J.: Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. Eiszeitalter und Gegenwart VII, 1956.
- und Grill, R.: Exkursion zwischen St. Pölten und Loosdorf. Mitt. Geol. Ges. 51, 1958.
- Leitlinien quartärgeologischer und pedologischer Entwicklung am südöstlichen Alpenrand. Mitt. Österr. Bod. Ges. 3, 1959.
- gem. mit Felgenhauer, F., und DeVries, H.: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich, I. Oberfellabrunn. Arch. Austr. 25/1959.
- Besprechung von: P. Wolstedt, Das Eiszeitalter. 2. Bd., Mitt. Geol. Ges. 51. Bd. 1958, erschienen 1960.
- Bodenkundlich-quartärgeologische Exkursion an die SO-Abdachung. Mitt. Österr. Bod. Ges., Heft 5, 1961.
- Goczán, L.: Probleme der Entstehungsgeschichte des Tapolcabeckens. Közlemények 66, Budapest 1960.
- Göttinger, G.: Das Lößgebiet um Göttweig und Krems an der Donau. Führer zur Quartärexkursion in Österr. Wien 1936.
- Graul, H.: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. Mitt. Geogr. Ges. München XXX, 1937.
- Grill, R.: Geologische Karte von Gänserndorf 1 : 75.000. Wien 1954.
- Kohl, H.: Altmoreänen und pleistozäne Schotterfluren zwischen Landach und Krems. Jb. O. Ö. Muselverein, Bd. 100, 1955.
- Unbekannte Altmoreänen in der südwestlichen Traun-Enns-Platte. Spreitzer Festschrift, Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 100, Heft 1/2, 1958.
- Küpper, H.: Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. Mitt. Geogr. Ges. Bd. 94, 1—4, Wien 1952.
- Papp, A., und Thenius, E.: Über die stratigraphische Stellung des Rohrbacher Konglomerates. Sb. Akad. Wiss. 161, Bd. 7, Wien 1952.
- Exkursionen im Wiener Becken südlich der Donau. Vh. Geol. BA. Sonderheft D, Wien 1955.
- Erläuterungen zur Geol. Karte Mattersburg—Deutschkreuz, Wien 1957.
- Papp, A.: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien 39/41, 1946/48, erschienen 1951.
- und Thenius, E.: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in N. Ö. Sb. Akad. Wiss. 158, Bd. 9 + 10, Wien 1949.
- — Handbuch der Tertiärstratigraphie. Enke-Stuttgart 1959.
- Pécsi, M.: Neuere talentwicklungsgeschichtliche und morphologische Angaben vom Donautal zwischen Bratislava und Budapest. Közlemények 38, Budapest 1956.
- und E.: Die Anwendung analytischer Forschungsmethoden in der Geomorphologie. Közlemények 60, Budapest 1959.
- Der Schuttkegel der Donau auf der Großen Ungarischen Tiefebene. Ann. Univ. Bud. Sect. Geol. Tom. III. 1960.
- Penck, A., und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1, Leipzig 1909.
- Piffel, L.: Eine altpleistozäne Schotterflur um Langenlois. Vh. Geol. BA. Heft 1, 1959.
- Riedl, H.: Beitrag zur Morphologie des Gebietes der Waschbergzone. Geogr. Jb. aus Österr. XXVII, Wien 1960.
- Schaefer, I.: Die donauiszeitlichen Ablagerungen an Lach und Wertach. Geol. Bavarica Nr. 19, 1953.
- Venzo, S.: Stadi della glaciazione del „Donau“ sotto al Günz nella serie lacustre di Lefte (Bergamo-Lambardio) Geol. Bavar. 19, 1953.
- Vetters, H.: Geol. Karte von Österreich 1 : 500.000, 1927.
- Weinberger, L.: Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet. Vh. Geol. BA. Sonderheft D, 1955.
- Winkler-Hermaden, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär; ex F. X. Schaf-

- fer, Geologie von Österreich. Deuticke-Wien, 1951.
- Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpenraum außerhalb der Vereisungsgebiete. Abh. Akad. d. Wiss., 110 Bd., Wien 1955.
- Woldstedt, P.: Probleme der Terrassenbildung. Eiszeitalter und Gegenwart, II/1952.
- Das Eiszeitalter. 2. Bd., 2. Aufl., Enke-Stuttgart 1958.
- Zebra, K.: Die Tschechoslowakei in der älteren Steinzeit. Veröff. d. Cs. Akad. d. Wiss. Prag 1958.

Eingegangen bei der Schriftleitung am 10. Oktober 1960.