

MITTEILUNGEN DER KOMMISSION FÜR QUARTÄRFORSCHUNG
DER ÖSTERREICHISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

Band 1

**EXKURSION DURCH DEN ÖSTERREICHISCHEN TEIL
DES NÖRDLICHEN ALPENVORLANDES UND DEN
DONAURAUM ZWISCHEN KREMS UND WIENER PFORTE**

Erweiterter Führer zur Exkursion aus Anlaß der 2. Tagung der IGCP-Projektgruppe
„QUATERNARY GLACIATIONS IN THE NORTHERN HEMISPHERE“

mit Beiträgen von J. FINK, H. FISCHER, W. KLAUS, A. KOČÍ,
H. KOHL, J. KUKLA, V. LOŽEK, L. PIFFL und G. RABEDER



Schriftleitung: JULIUS FINK

Wien 1976

EDV:

Julius Fink:

IGCP-Exkursion 1974 in Österreich

Zum zweiten Male trifft die Arbeitsgruppe des IGCP-Projektes „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ zu einer Arbeitstagung, verbunden mit Exkursionen, zusammen. War die erste Zusammenkunft im September 1973 in Köln, die von Prof. Brunnacker und seinen Mitarbeitern organisiert worden war, dem Studium eines Raumes gewidmet, der im Verzahnungsbereich der Nordischen Vergletscherung mit dem Terrassensystem des Rheins besondere Aussagekraft besitzt, so ist die nun in Österreich stattfindende Tagung dem Studium des nördlichen Vorlandes der Alpen gewidmet, in welches die alpinen Gletscher aller quartären Eiszeiten stießen, mächtige Moränen und aus ihnen hervorgehende Terrassen schufen, die stromab in die Terrassen der Donau übergehen. Mehrere Gründe lassen diesen Raum als besonders günstig erscheinen:

1. Im nördlichen Alpenvorland wurde von A. PENCK und E. BRÜCKNER in deren klassischem Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ die Gliederung in vier voneinander unabhängige Eiszeiten vorgenommen. Die Trennung in die einzelnen Eiszeiten ergab sich vor allem in dem an die Moränen anschließenden Terrassenraum, wobei schwäbische und bayerische Flüsse mit besonders gut ausgebildeten Terrassen zur Namensgebung herangezogen wurden: Günz, Mindel, Riß und Würm. Auch das österreichische Alpenvorland wurde dabei einbezogen und einzelne Räume, so etwa die Traun-Enns-Platte, schon damals als besonders typisch erkannt. In mancher Hinsicht erscheint der österreichische Teil des Nördlichen Alpenvorlandes sogar besser geeignet für die hier zu behandelnden Fragen als der bayerische und schwäbische Bereich, denn

2. im salzburgisch-oberösterreichischen Raum ist an allen pleistozänen Vorlandgletschern, und zwar Salzach-, Traun-, Alm-, Steyr- (+Krems)gletscher die Günzzeit durch Moränen nachweisbar. Die Günzmoräne des Salzachgletschers, der Siedelberg, wurde erstmals von L. WEINBERGER anlässlich der DEUQUA-Exkursion 1955 einem internationalen Publikum vorgestellt, nachdem die Moränennatur des nördlichen Siedelberges seit E. BRÜCKNER (1886) bekannt war. Von den übrigen genannten Gletschern wurden Günzmoränen durch H. KOHL (1958) bekannt, am Traungletscher auch von L. WEINBERGER festgestellt (vergl. W. DEL NEGRO, 1969). Der Nachweis einer selbständigen, ausgedehnten Günzvergletscherung bildet den fachlichen Schwerpunkt der ersten beiden Exkursionstage.

3. Entlang der aus den Alpen kommenden Flüsse sind im Vorland streckenweise Terrassen bzw. Terrassensysteme modellartig ausgebildet. Die Terrassen zeigen an jedem Gerinne den gleichen Aufbau; in den fast ausschließlich äolischen Deckschichten über dem Schotterkörper, jeweils kaltzeitlich akkumuliert, sind die Paläoböden der Warmzeiten eingeschlossen. Mit Hilfe dieser Abfolge sowie dem morphologischen Aussehen ist eine Stratifizierung von Terrassen auch weitab von den Gletschern oder entlang isolierter Flußstrecken möglich. Schon bei der Bearbeitung von A. PENCK und E. BRÜCKNER wurde die paläopedologische Auswertung angewendet und auch G. GÖTZINGER hat diese anlässlich der INQUA-Exkursionen 1936 demonstriert. Bei der Korrelierung der europäischen Lößprofile, die im Rahmen der INQUA-Lößkommission erfolgt, kommt den Ergebnissen aus dem Alpenvorland hohe Bedeutung zu.

4. Die Tatsache, daß die Flüsse im westlichen Teil des Alpenvorlandes, wo sie während der Eiszeiten in Gletscherenden wurzelten, die gleichen Terrassen und die gleichen Terrassensysteme wie jene Flüsse aufweisen, die im östlichen Teil mit keinen oder kaum nennenswerten Gletschern in Verbindung standen, erlaubt den zwingenden Schluß, daß die Akkumulation der Schotter sowie der Rhythmus ihrer Zerschneidung und Ineinanderschachtelung ein klimato-gener Vorgang ist. Dies wurde insbesondere von J. FINK (1961) betont.

5. Die Terrassen der Alpenvorlandflüsse lassen sich nach E bis zum Rand des Wienerwaldes verfolgen. Das Nördliche Alpenvorland reicht somit nahe an das Wiener Becken (und die daran anschließenden Becken) heran, das bis zum Ende des Pannons vom Meer erfüllt war. Entlang der Donau zwischen ihrem Austritt aus dem Böhmischem Massiv bei Krems und dem Durchbruch durch den Wienerwald besteht die Möglichkeit, Formen und Sedimente des marinen Neogens mit denen des terrestrischen Pleistozäns zu verbinden (Vergl. hiezu Abb. 1). Deshalb

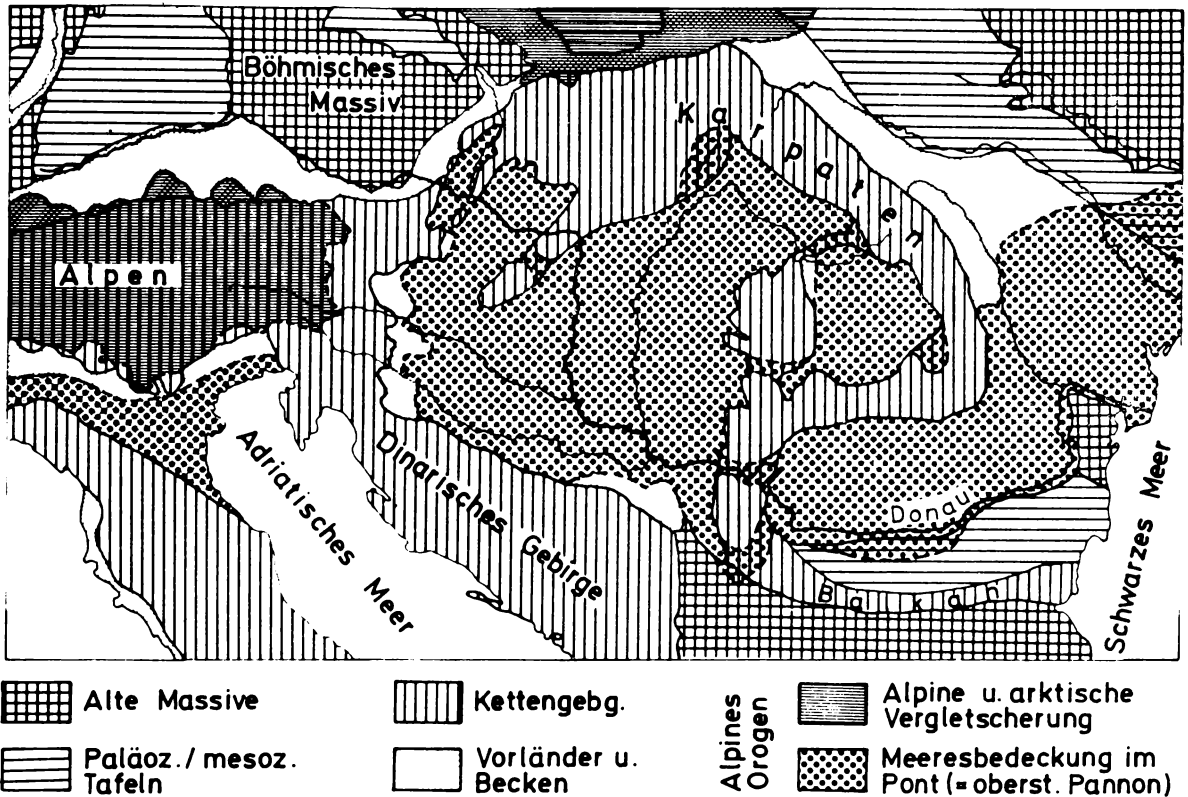


Abb. 1: Tektonische Großgliederung

führt die Exkursion am letzten Tag in das Donautal zwischen Krems und Wiener Pforte, wo Unterlagen zur Stratifizierung des Pliozäns und des ältesten Pleistozäns vorhanden sind, (J. FINK u. L. PIFFL, 1975). Die geologischen Vorgänge in dem genannten Zeitraum sind in den verschiedenen Landschaften Mittel- und Osteuropas noch nicht zufriedenstellend korreliert. Als Behelf diene Abbildung 2.

6. Das Vorland der Alpen und der angrenzende Alpenrand bieten die Möglichkeit, die Landschaftsentwicklung vom Tertiär bis zur Gegenwart zu verfolgen. Während entsprechende Formen im W des Nördlichen Alpenvorlandes durch die starke Vorlandvergletscherung zerstört oder verwischt sind und im S und E die Gletscher meist zu weit im Gebirge stecken blieben, ist im österreichischen Abschnitt zwischen Salzach- und Traungletscher, N von Hausruck und Kobernaußerwald, eine Flächen- und Terrassentreppe vorhanden, die vom ausklingenden Tertiär bis zur Erdgegenwart reicht. Sie ist erstmals eingehend von H. GRAUL (1937) untersucht worden; auch viele Beobachtungen des früh verstorbenen Eiszeitforschers L. WEINBERGER waren diesem Raum gewidmet und wurden bisher noch nicht ausgewertet. Ebenso kann im niederösterreichischen Alpenvorland und ganz besonders entlang der Donau-strecke zwischen Krems und Wiener Pforte mittels der Landschaftsformen eine Großgliederung des Pleistozäns erfolgen (vergl. Punkt 5).

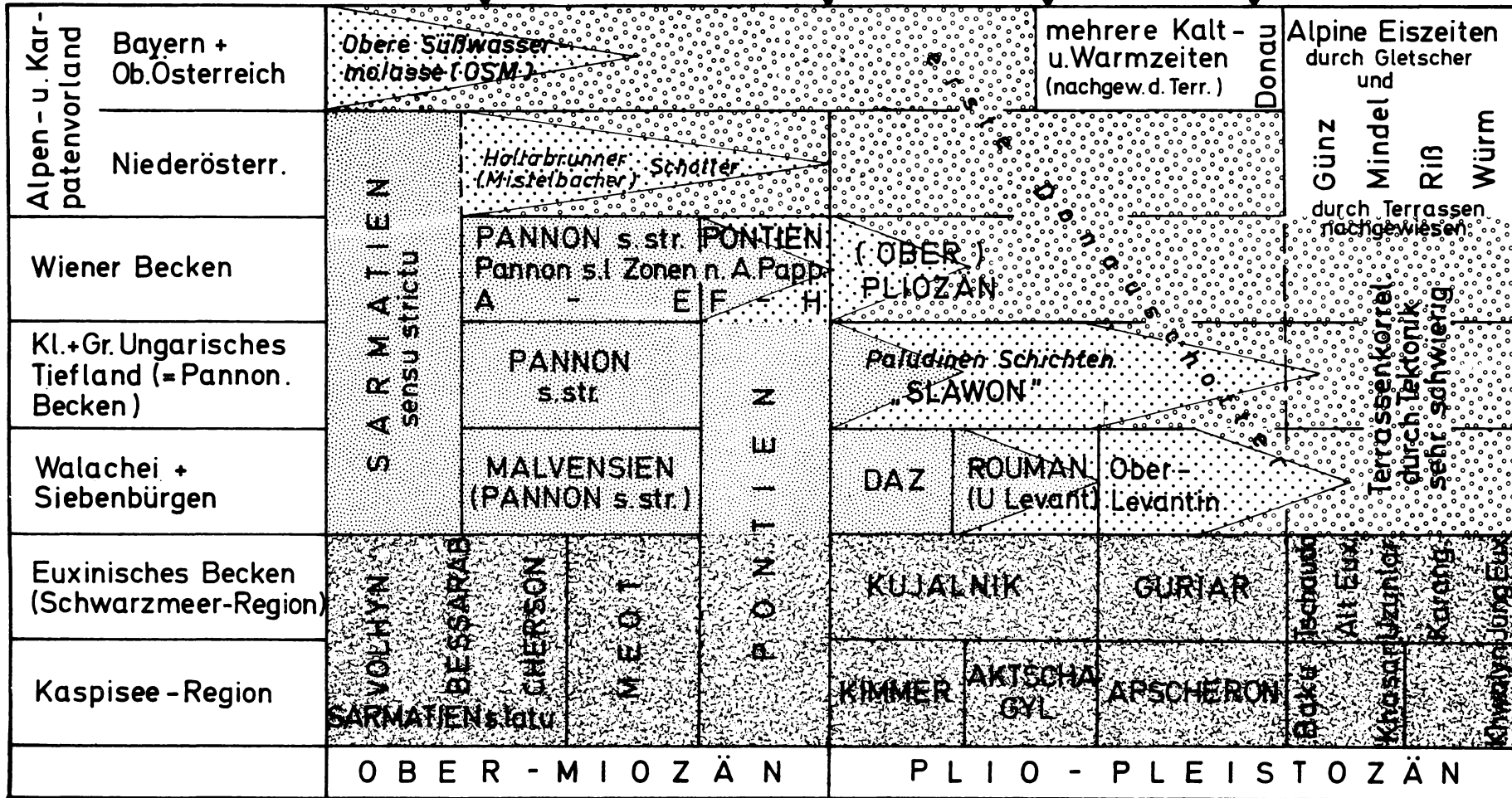
Zeitskala (nicht maßstäblich)

~10 Mill.

~4 Mill.

~2 Mill.

~700.000



brackisch
 limnisch
 terrestrisch
 Trans- und Regressionsbereich

Abb. 2: Korrelation Mittel- und Osteuropa, (Tertiär nach A. PAPP und F. STEININGER; mündlich)

7. Schließlich liegen aus dem nördlichen Vorland der Alpen und dem Donauabschnitt zwischen Krems und Wiener Pforte bereits mehrere paläomagnetische Messungen vor, die in Verknüpfung mit der landschaftsmorphologischen Position des jeweiligen Aufschlusses wesentlich zur Stratifizierung des Eiszeitalters beitragen können. In Abbildung 3 sind die Lokalitäten des exkursierten und der benachbarten Räume eingetragen. Die Diskussion zu diesem Punkt ist ein Schwerpunkt des IGCP-Projektes.

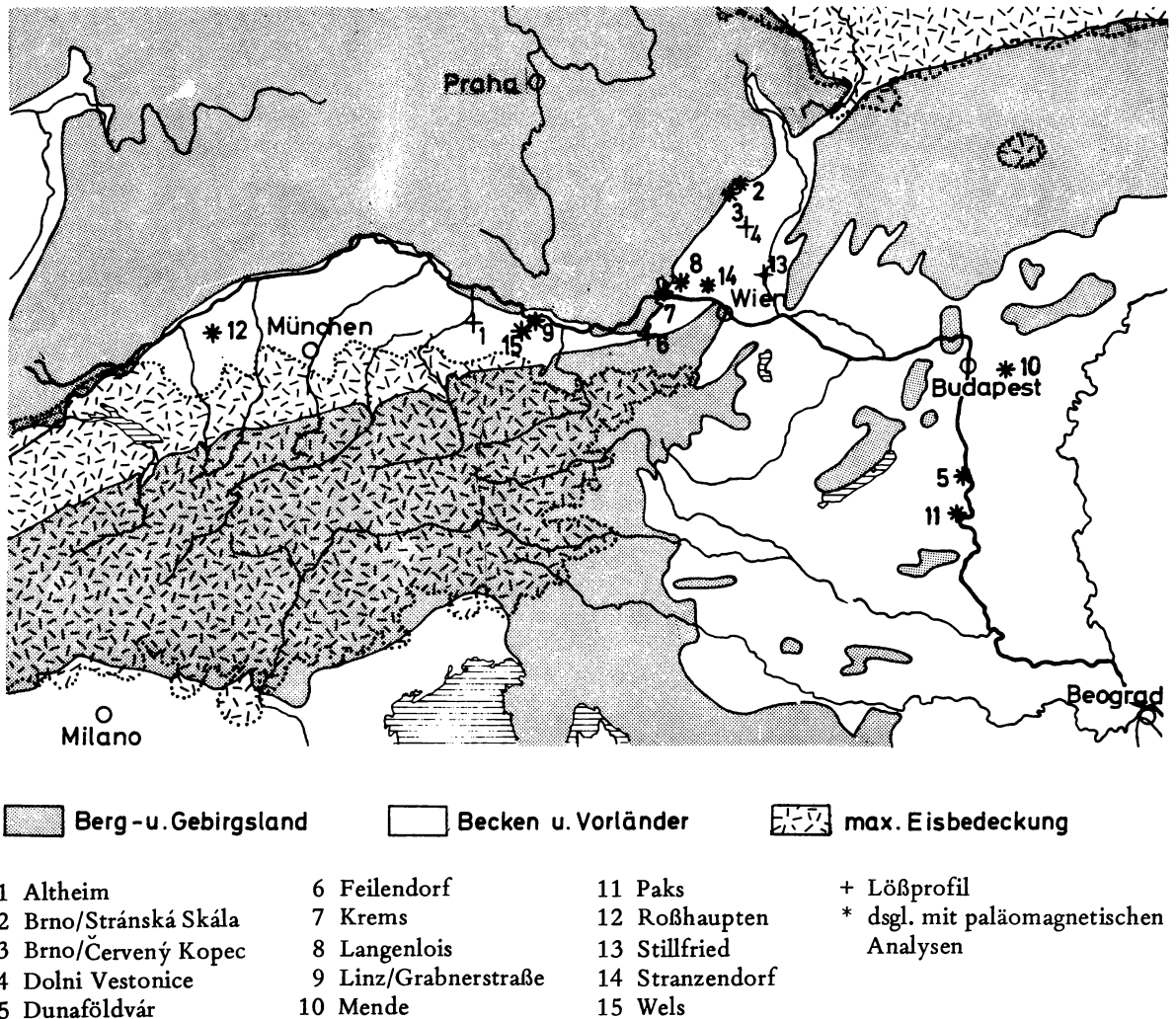


Abb. 3: Bedeutende Lößprofile im östlichen Mitteleuropa

Dies sind die wichtigsten Gründe, warum dieser Raum der Arbeitsgruppe des IGCP-Projektes vorgestellt wird. Für den mit dem alpinen Raum wenig vertrauten Quartärforscher seien einige allgemeine Bemerkungen über den Exkursionsraum gestattet:

Das Nördliche Alpenvorland stellt einen tektonisch relativ stabilen Raum zwischen dem variskisch erstarrten Böhmischem Massiv im N und dem Alpenkörper im S dar. Das Werden des Gebirges vollzog sich hier bedeutend früher als etwa am Außensaum der Karpaten, im Bereich der vorher genannten tektonischen Becken oder etwa im südöstlichen Vorfeld der Alpen. Der Höhenlage der Terrassen kommt daher im Nördlichen Alpenvorland eine stratigraphische Bedeutung zu.

Zum Unterschied vom Raum der Nordischen Vergletscherung, in welchem an die einzelnen Loben der Endmoränen breite Sanderflächen und entsprechend breite Urstromtäler anschließen,

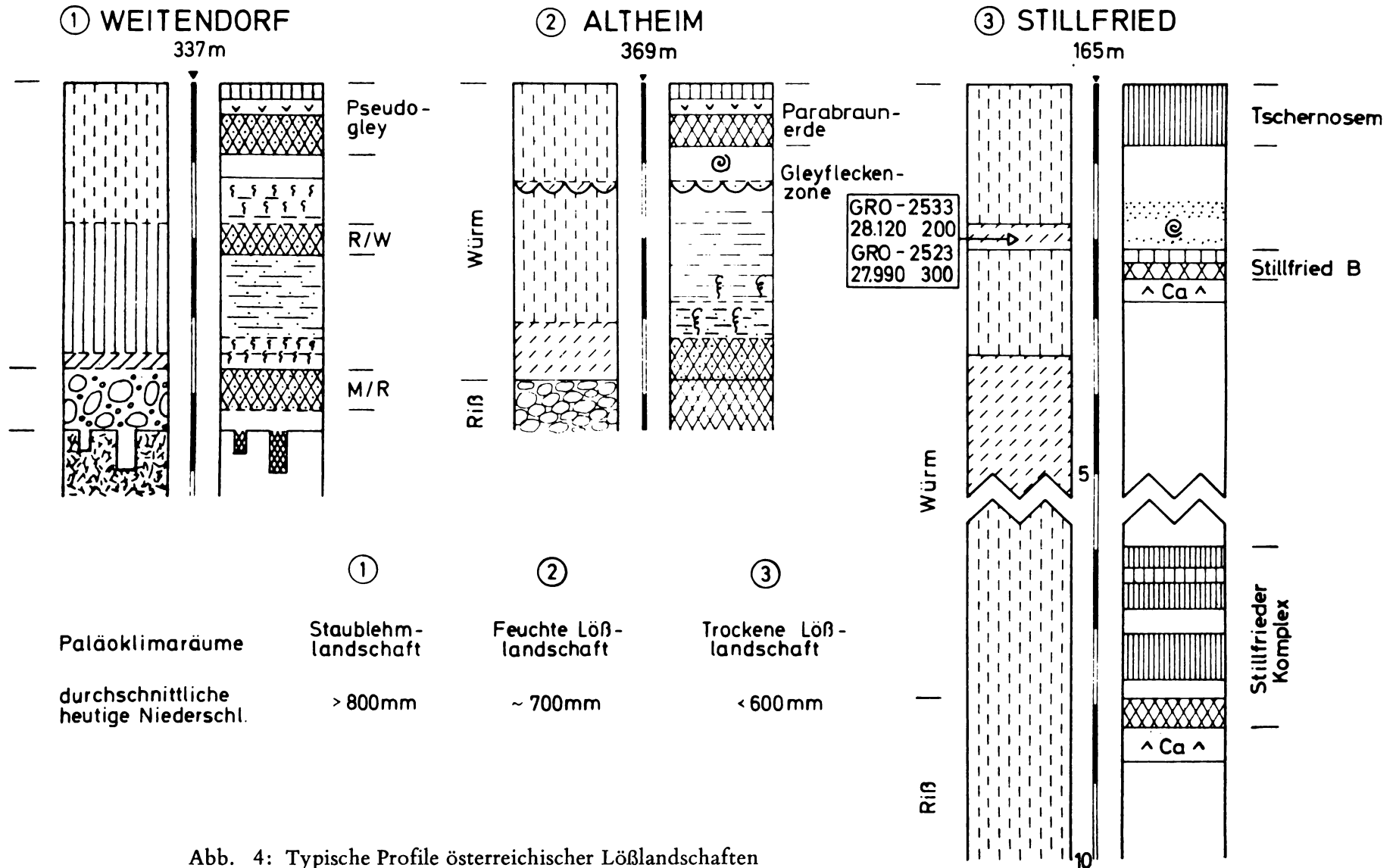


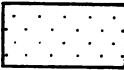

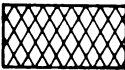



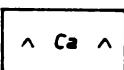
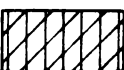
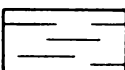
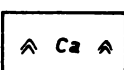
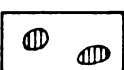
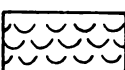
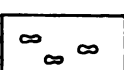
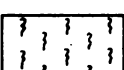
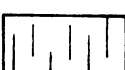
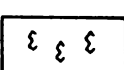

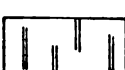
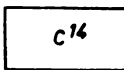



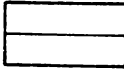
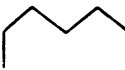
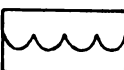
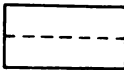

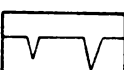
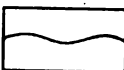



Abb. 4: Typische Profile österreichischer Lößlandschaften

PEDOLOGISCHES PROFIL (RECHTE PROFILSÄULE) :

	schwach humos		Cambic - Horizont		vergleyt
	humos		B Horizont		stark vergleyt
	stark humos		extremer B Horizont		Karbonatilluviation
	schwarz - braun gefleckt		horizontale Ausfällung von Ton und Fe		extreme Karbonatilluviation
	Krotowinen		lamellenartige Ausfällung		Lößkindel
	Regenwurmspuren		senkrechte Tonausfällung		Gipsanreicherung
	Eluvialhorizont		röhrenförmige Tonausfällung		Radiocarbondatum mit Angabe d. Analysenlabors
	Artefakt		Makrofauna		

BEIDE PROFILSÄULEN :

	deutlicher Übergang		Unterbrechung des Profils		Kryoturbationen
	undeutlicher Übergang		Verkürzung des Profils		Eiskeile
	welliger Übergang		Trockenspalten		

GEOLOGISCHES PROFIL (LINKE PROFILSÄULE) :

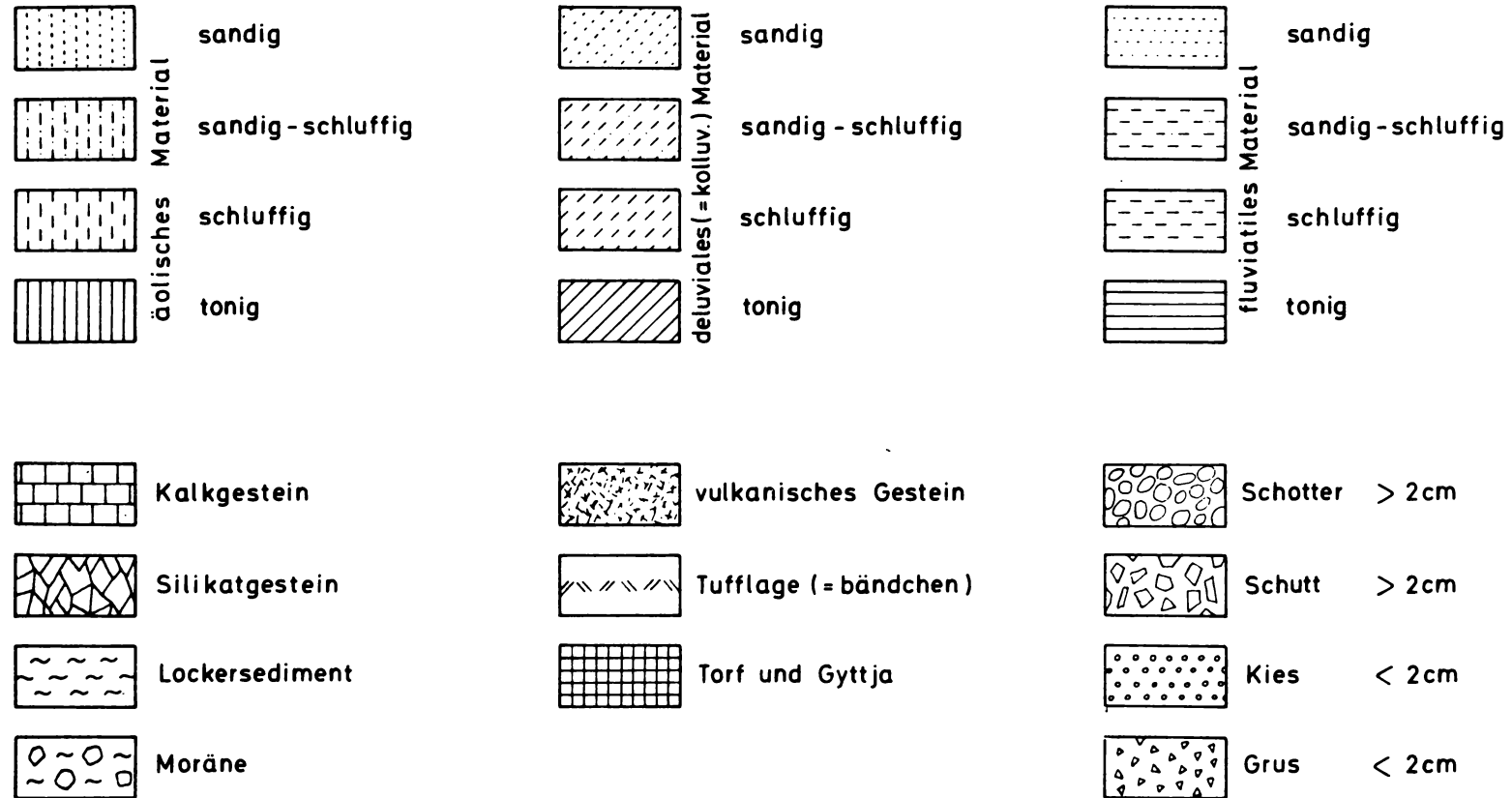


Abb. 5: Legende für die im Text dargestellten Lößprofile

sind die Sander innerhalb der „Glazialen Serie“ der alpinen Vergletscherung äußerst kurz, sodaß die Terrassen unmittelbar in den Moränen wurzeln. Da das Erosionsniveau der Gerinne je jünger je tiefer liegt, ergibt sich jene Ineinanderschachtelung, die für das alpine Terrassensystem typisch ist.

Ein besonderer Vorteil des österreichischen Alpenvorlandes liegt darin, daß die alpinen Gletscher je jünger je weniger weit in das Vorland vorstießen, sodaß auch die Moränenwälle gesetzmäßig nacheinander angeordnet sind. Günz- und Mindeleiszeit haben etwa gleiche Dimensionen gehabt, jedoch war die Stoßrichtung verschieden, weshalb die älteren Loben teilweise erhalten blieben (vergleiche Karte von H. KOHL und L. WEINBERGER, 1968).

Ebenfalls unterschiedlich gegenüber dem Raum der Nordischen Vereisung ist, daß die äolischen Sedimente bis weit in die Moränenlandschaft hineinreichen – ist doch der größte Teil von ihnen aus den Talauen der Gletscherflüsse und der autochthonen Gerinne im E ausgeweht worden. Die breite Flugsand- bzw. Sandlößzone im nordischen Bereich fehlt hier, Staublehne und Braunlöße bilden die Deckschichten in und nahe den Gletschergebieten, weiter im Vorland Braunlöße und (typische) Löss. In letzteren ist die Erhaltung und Ausbildung der zwischengeschalteten Paläoböden besser und dementsprechend deren Stratifizierung. In völliger Übereinstimmung mit K. BRUNNACKER (1956), der das deutsche Alpenvorland sowie das Maintal analysierte, wurde in Österreich von J. FINK (1956) eine fazielle Gliederung der äolischen Sedimente und der in ihnen eingeschlossenen Paläoböden vorgenommen. Dabei zeigt sich, daß das die fazielle Differenzierung verursachende Paläoklima eine dem heutigen ähnliche Differenzierung besaß. Vergleiche hierzu Abbildung 4.

Ebenfalls unterschiedlich ist die Mächtigkeit der äolischen Sedimente in den einzelnen Abschnitten insbesondere der letzten Eiszeit. Während südlich und westlich der Nordischen Vereisung die Sedimente des Hoch- und Spätglazials große Mächtigkeit erreichen, betragen die zeitlich entsprechenden Ablagerungen im österreichischen Alpenvorland meist nur 1–2 m. Das zeitlich dem Hochglazial entsprechende kalkige Lößpaket ist teilweise durch den B_t des heutigen Bodens aufgezehrt; die im unteren Teil des kalkigen Lösses liegende Gleyfleckenzone liegt oft unmittelbar über dem plattig strukturierten Braunlöß.

Es muß betont werden, daß die älteren Arbeiten im österreichischen Raum die paläoklimatischen Bildungsbedingungen und damit die faziellen Unterschiede der Löss- und Paläoböden noch nicht berücksichtigt hatten. Meist wurden Lößprofile erst auf dem Umweg über die Paläolithforschung bekannt. So kam es, daß die stratigraphische Gliederung der Löss- von Profilen ausging, die nicht als Standardprofile der einzelnen Paläoklimaräume angesehen werden können, sondern von Profilen, deren stratigraphische Gliederung unsicher bzw. sehr schwer rekonstruierbar ist, wie im Hohlweg Furth (loc. typ. für die Göttweiger Bodenbildung), in Paudorf (loc. typ. für die Paudorfer Bodenbildung) oder in der Schießstätte Krems. Die genannten Profile scheinen deshalb im stratigraphischen Schema für das jüngere Pleistozän (vergl. J. FINK, 1969) nicht mehr auf. An ihre Stelle treten in Abbildung 4 Profile, die als typisch für die einzelnen Paläoklimaräume angesehen werden können. Diese und die im Text beschriebenen Lößprofile sind einheitlich nach der von der INQUA-Lößkommission festgelegten Legende dargestellt (vergl. Abb. 5).

Hermann Kohl:

Überblick über das salzburgisch-oberösterreichische Alpenvorland (Exkursionsraum des 1. und 2. Tages)

Infolge der von W nach E fortschreitenden Abnahme der absoluten Höhen in den östlichen Ostalpen und des in gleicher Richtung zunehmenden kontinentalen Klimaeinflusses löste sich die eiszeitliche Vergletscherung vom Eisstromnetz mit mächtiger Vorlandvergletscherung über Talgletscher mit Ferneis bis zur isolierten Lokalvergletscherung der einzelnen höheren Gebirgsgruppen auf.

Während in der Würmeiszeit der Salzachgletscher nach E hin der letzte Vorlandgletscher war, die verschiedenen Zweige des östlich folgenden Traungletschers gerade noch den Alpenrand erreichten und die gleichaltrigen Gletscher des oberösterreichischen Almtales, des Steyr-, Enns- und Ybbstales bereits tief im Gebirge stecken blieben, reichte die Vorlandvergletscherung der älteren Eiszeiten bis einschließlich der Steyr-Kremstaltung, also 70 km weiter nach E. Demnach rücken auch nach E hin die Jung- und Altmoränen auseinander. Bis zum Almtal einschließlich sind sie nur wenige Kilometer voneinander entfernt, ja am Salzachgletscher tauchen Rißmoränen zum Teil unter Jungmoränen unter; in der Steyr-Kremstaltung und an der Enns rücken sie dann aber etwa 40 km auseinander.

Ausgehend vom mächtigen Salzach-Vorlandgletscher konnten die quartären Schmelzwässer das tertiäre Hügelland des bayerisch-österreichischen Alpenvorlandes durchbrechen und das breite Terrassensystem des unteren Salzach- und unteren Inntales anlegen. Den westlichen Zweigen des Traungletschers war infolge des durch Kobernauberwald und Hausruck gebildeten Bergrückens der Weg nach N versperrt. Erst im östlichen Oberösterreich rücken mit der Traun-Enns-Platte die quartären Sedimente unmittelbar an die Donau heran.

Insgesamt können im Exkursionsraum heute vier glaziale Serien im Sinne A. PENCK und E. BRÜCKNER's unterschieden werden (siehe Abb. 6), wobei die Endmoränen der ältesten

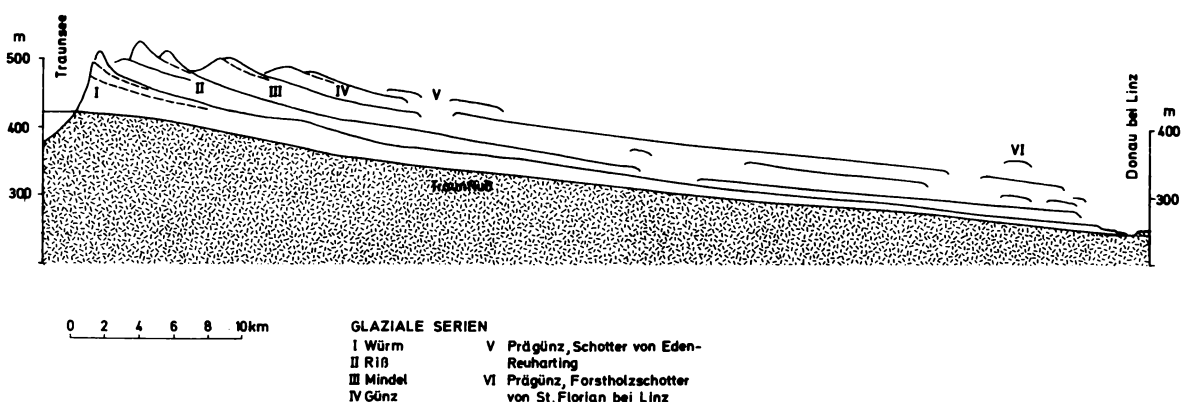
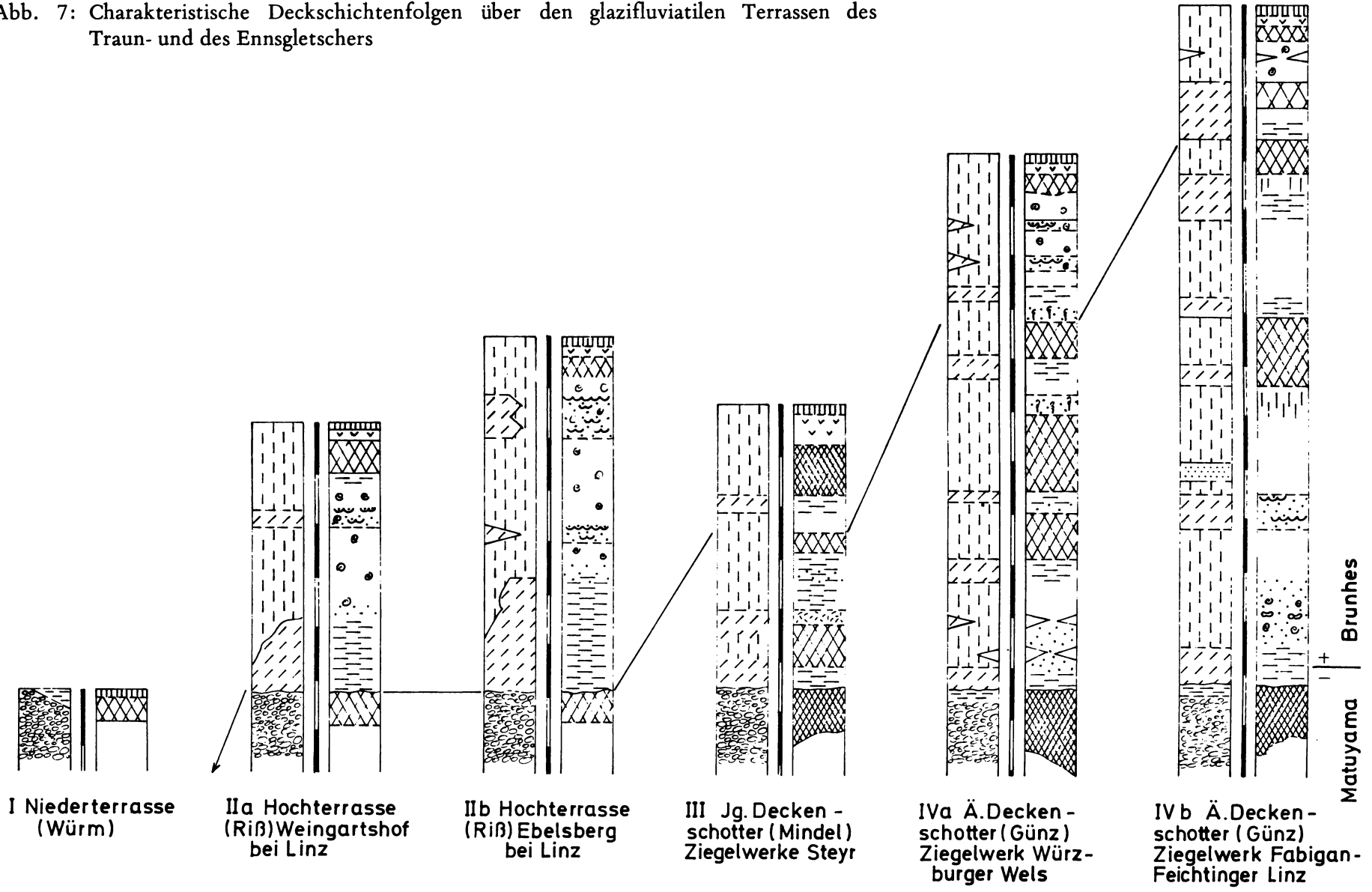


Abb. 6: Glaziale Serien der eiszeitlichen Traungletscher

Serie A. PENCK nicht bekannt waren, wohl aber hat er die aus ihnen hervorgehenden Schmelzwassersedimente als Ältere Deckenschotter (ÄDS) bezeichnet und sie der Günzeiszeit zugeordnet. Die zugehörigen Endmoränen sind am Salzachgletscher (Siedelberg) und am östlichen Zweig des Traungletschers erst von L. WEINBERGER (1950 und 1955) und in der Traun-Enns-Platte anlässlich des Autobahnbaues vom Verfasser erkannt worden (H. KOHL, 1955 und 1958).

Abb. 7: Charakteristische Deckschichtenfolgen über den glazifluviatilen Terrassen des Traun- und des Enns-gletschers



Demnach erscheint es zweckmäßig, für die folgenden Ausführungen die PENCK'sche Nomenklatur zu verwenden, wo doch A. PENCK selbst seine Eiszeitgliederung auf eine Anzahl von Geländepunkten dieses Raumes gestützt hat. Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß manche Zuordnungen zu korrigieren waren. So ist im Laufe der Zeit auch im oberösterreichischen Vorland eine Ergänzung und Erweiterung des PENCK-BRÜCKNER'schen Systems notwendig geworden, ohne daß jedoch der gegebene Rahmen aufgegeben werden muß.

So ergaben sich Hinweise für präglaziale kaltzeitliche Schotterfluren, z. B. Eichwaldschotter L. WEINBERGER's (1955, S. 12) und Schotter von Eden-Reuharting H. KOHL's (1955, S. 334), für eine selbständige kaltzeitliche Ablagerung mit viel geringerer Vergletscherung zwischen Mindel- und Günzeiszeit in der Weißen Nagelfluh des Kremstales und des Almtales, und auch für spät- und möglicherweise auch jungrißzeitliche Moränen bzw. Schotterfluren im Zungenbecken von Kremsmünster (H. KOHL, 1962 a und b) und bei Gmunden.

Durch Paläoböden gegliederte Löß- und Lehmdecken über den mit Moränen verknüpfbaren Terrassen (siehe Abb. 7) bieten gute Vergleichsmöglichkeiten untereinander, aber auch mit den Deckschichten über Terrassen an der Donau und im Periglazialgebiet Niederösterreichs. Ähnlich wie in Bayern und im östlichen Österreich (K. BRUNNACKER, 1956 und J. FINK, 1956) wird auch in Oberösterreich ab einer Niederschlagsmenge von mehr als 900 mm der kalkhaltige Löß von Braunlöß und Staublehm abgelöst.

Im Linzer Raum (Ziegelei Fabigan und Feichtinger, Kudlich- und Grabnerstraße) wurden erstmals 1971 über Günzschottern Proben zur paläomagnetischen Altersbestimmung genommen, die im basalen Bereich eine Inversion des Magnetfeldes ergeben haben (J. KUKLA und A. KOČÍ noch nicht veröffentlicht). 1974 wurden von Wels, Ziegelwerk Würzburger, Proben entnommen und zur Bearbeitung dem Geophysikalischen Institut in Prag übergeben. Die inzwischen eingelangten Ergebnisse weichen allerdings von jenen der Linzer Proben insofern ab, als in Wels alle Deckschichten über den Günzschottern normale Polarität zeigen. Die morphologische Position beider Aufschlüsse ist jedoch die gleiche (vergl. hierzu Abb. 8 und Abb. 9).



Abb. 8: Schnitt durch die Trauntalmündung (im Mittelteil verkürzt)

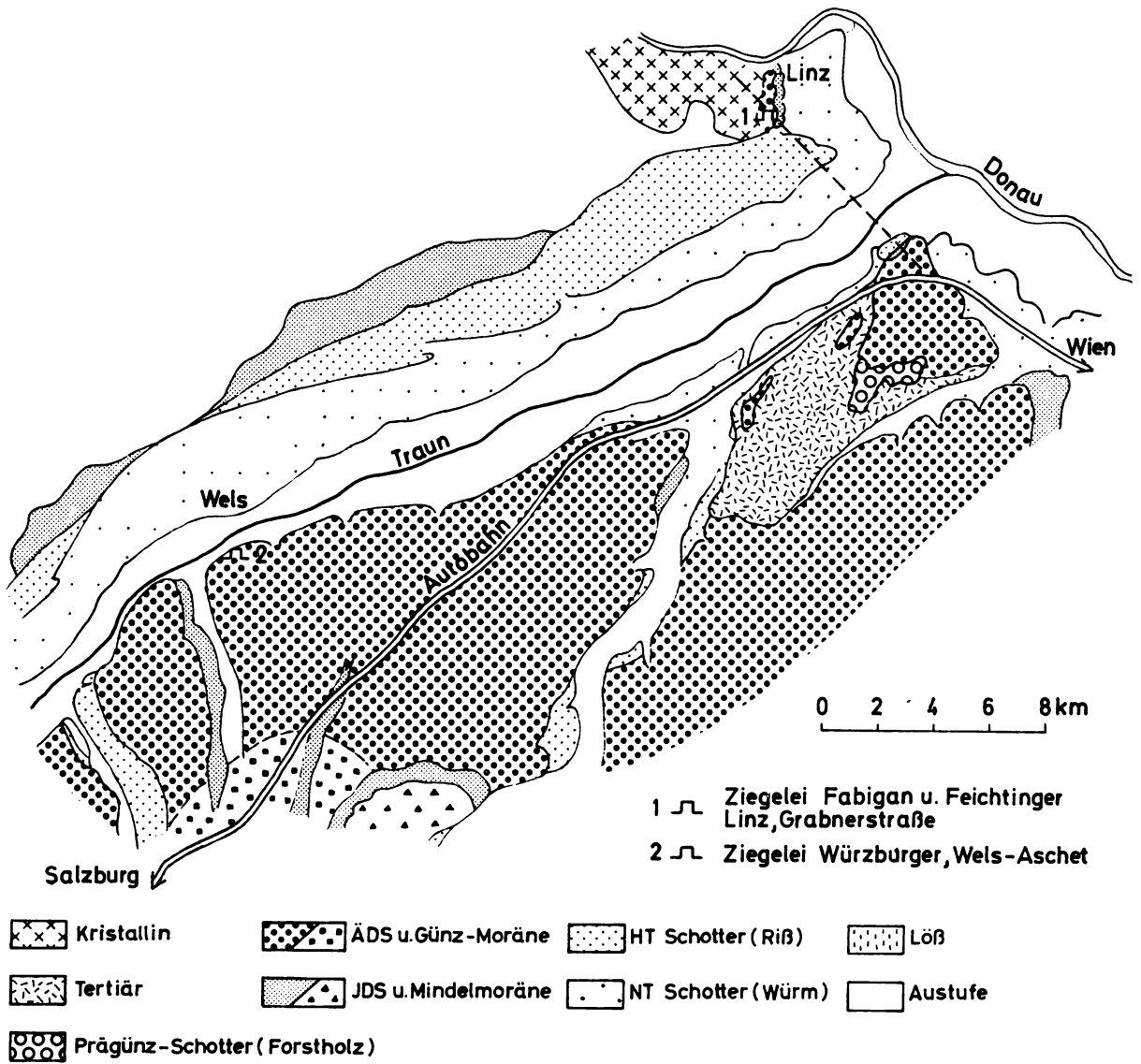


Abb. 9: Morphologisches Kärtchen des unteren Trauntales

Hermann Kohl:

1. Tag, 11. September 1974

Fahrtstrecke Salzburg - Straßwalchen 27 km; (hiez zu Tafel I)

Der sich vom Salzburger Stammbecken her ins Vorland vorschiebende eiszeitliche Salzachgletscher hat innerhalb der Grundmoränenplatte, den tektonischen und petrographischen Verhältnissen entsprechend, mehrere radial auseinander laufende Zweigbecken entwickelt. Durch das östlichste dieser Zweigbecken, das Wallerseebecken, das zwischen der isolierten Flyschkuppe des Tannberges, 784 m, und dem 1111 m hohen Kolomannsberg liegt, führt die von uns benützte Bundesstraße 1 nach Straßwalchen. Längs des durch die Fischach zum Stammbecken in Richtung Salzburg entwässerten Wallerseebeckens überdecken Bändertone, Moore, Deltaschotter und Eisrand-Terrassenschotter teilweise die Grundmoräne. Etwa 4 km SW Straßwalchen queren wir bei Neumarkt die Würmndmoränen des Salzachgletschers.

Stop 1/1: Bundesstraße 1 bei Straßwalchen

Wir stehen im Bereich eines der vielen riß- und würmzeitlichen Gletschertore des ehemaligen Salzachgletschers. Die an die Würmndmoräne anschließenden würmeiszeitlichen Schmelzwasserschotter erfüllen die breite Talsohle und zerschneiden terrassenartig die auf beiden Seiten eine Stufe bildenden, verfestigten Hochterrassenschotter, die westlich dieses Trockentales deutlich in eine Rißmoräne übergehen. Im NE erblicken wir die Altmoräne des Irrseegletschers, dem nordwestlichsten Zweig des Traungletschersystems.

Fahrtstrecke Straßwalchen - Mondsee 17 km

Nach Verlassen der Bundesstraße 1 bei Straßwalchen durchfahren wir das von Altmoränen umschlossene Zungenbecken bei Irrsdorf und erreichen die Jungmoränen am N-Ende des Irrsees, die etwa mit dem Flyschalpenrand zusammenfallen. Die Schmelzwässer dieses würmeiszeitlichen Gletscherzweiges flossen nach NW zum Mattigtal und damit zum Inn. Der heutige Irrsee wird alpeneinwärts zum Mondsee, Attersee und damit weiter zur Traun entwässert. Auf beiden Seiten des Sees sind zunächst noch deutlich die der Höhe nach gestaffelten und alpeneinwärts ansteigenden würmzeitlichen Seitenmoränenwälle zu erkennen. Südlich des Sees schließt sich eine durch Drumlins und Moore gegliederte Grundmoränenlandschaft an, die unmittelbar zum größeren Mondseebecken hinführt.

Wilhelm Klaus:

Stop 2/1: Aufschluß Steinerbach/Mondsee

Das Mondsee-Becken liegt zwischen Flysch- und Kalkalpen eingebettet und wird von den Felsabbrüchen der Drachenwand und den Vorbergen des markanten 1783 m hohen Schafberges, der eine Jurakalkschichtstufe darstellt, sowie im N vom Flyschrücken des Mondseeberges und Kolomannsberges umrahmt (vergl. Abb. 10). Vom Mondseebecken aus hat sich innerhalb der Flyschalpen der westliche Traungletscherzweig in vier Richtungen gegabelt (Thalgauer Ast, Irrseebecken, Oberwanger Talung und Atterseebecken).

Auf Oberkreideflysch, der die muldenförmige Basis der quartären Seesedimente bildet, lagert eine Grundmoräne des Traungletschers. Am Beginn des Irrseeteilgletschers, im Gelände der Autobahnbrücke, welche etwa 60 m über dem heutigen Seespiegel des Mondsees verläuft, finden sich auf einem eng begrenzten Areal über der Grundmoräne Seetone, Süßwassermergel

und seekreideähnliche Sedimente, welche im Hangenden gebändert sind und zahlreiche Pflanzenreste, Hölzer, Früchte und Samen führen. Darüber folgen Sande, Kiese und Grobschotter. Gekritzte Geschiebe weisen auf die anschließende Hangendmoräne des Würm. Ursprünglich bestand die Auffassung, daß die Hangendmoräne einem letzten späten Vorstoß der Würmeiszeit und die Liegendmoräne dem Würmmaximum entsprechen würde. Daraus müßte sich ergeben, daß die dazwischen liegenden Seetone einem Würm-Spätglazial, vielleicht etwa der Alleröd-Schwankung entsprechen sollten.

Das Riß/Würm Interglazial von Mondsee

Nördlich des Ortes Mondsee, im Gelände der Autobahnbrücke, welche den Moosbach, Steinerbach und Pichlerbach überquert, wurden im Jahre 1957 anlässlich des Fundamentaushubes der Brückenpfeiler und des östlich davon gelegenen Autobahneinschnittes („Gasterbauer-Parkplatz“) quartäre Seetone und Sande aufgeschlossen, welche fossile Pflanzenreste, besonders



1 Aufschluß Steinerbach

2 Aufschluß Gasterbauer

0 1km

Abb. 10: Lageskizze Mondsee; Vergrößerung der amtlichen Karte 1 : 50 000, Stand 1973

Fichtenzapfen und Hölzer enthielten. Die felsmechanischen Untersuchungen anlässlich des Autobahnbaues haben starke Vorbelastung der Tone und Mergel ergeben, ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 5 und 15 m. Die hangende Überlagerung bilden Feinsande, welche zum Teil stark blau gefärbte Tonlagen (Vivianit) enthalten. Im Gasterbauer-Einschnitt im E der Autobahnbrücke fand sich seinerzeit ein geringmächtiges Torfbändchen.

Die Geologen Dr. Prey und Dr. Schadler veranlaßten eine paläobotanisch-palynologische Untersuchung des noch vorhandenen Materials; viel ging leider verloren, so sollen im Gasterbauer-Einschnitt meterdicke fossile Fichtenstämme in den Unterbau der Autobahn eingewalzt worden sein. Der Bauaufschluß wurde bald zugeschüttet und verbaut, sodaß zu den nachfolgenden Untersuchungen nur kleine Restaufschlüsse im Bachbett des Steinerbaches sowie Bohrungen und früher geborgenes Einzelmaterial herangezogen werden konnten.

Schichtfolge des Aufschlusses

Grundmoräne oberhalb Steinerbach-Gabelung:

Ein kurzes Stück bachaufwärts vom Profilentnahmepunkt gabelt sich der Steinerbach. An der Basis des westlichen Bachzuflusses kann durch geringes Aufgraben die Liegendmoräne sichtbar gemacht werden. Darüber befinden sich feste graue Sandlagen, z. T. mit Kies und mergeligem Bindemittel. Stellenweise sind die Sedimente eisenschüssig.

Am NE-Ufer des Bachbettes ist zu Zeiten geringer Wasserführung ein Süßwassermergelprofil aufgeschlossen. Eine markante dunkle Gyttyalage dient als orientierende Bezugslinie (vergl. Abb. 11). Darüber wurde Profil I entnommen, direkt darunter anschließend Profil II. Über und unter der Bezugslinie finden sich seekreideähnliche Süßwasserkalkmergel, z. T. mit Mollusken, Hölzern und Fichtenzapfen. Unterhalb der Bezugslinie treten deutliche Deformationen auf. Darunter wechseln die Süßwasserkalkmergel mit z. T. sandigen Tongyttyalagen. Die Basis der Bohrung bilden lockere, wasserführende Sande, z. T. mit mergeligem Bindemittel und Kies.

Das Schichtpaket fällt mit etwa 5° Richtung Mondsee, etwas sanfter auch gegen den Mondseeberg (NNE) ein, woraus eine Schollenzerstückelung und Kippung angenommen werden kann, was aus der mächtigen Würm-Eisüberlagerung unschwer zu erklären ist. Eine starke Belastung der Seesedimente wurde durch entsprechende Untersuchungen anlässlich des Autobahnbaues nachgewiesen.

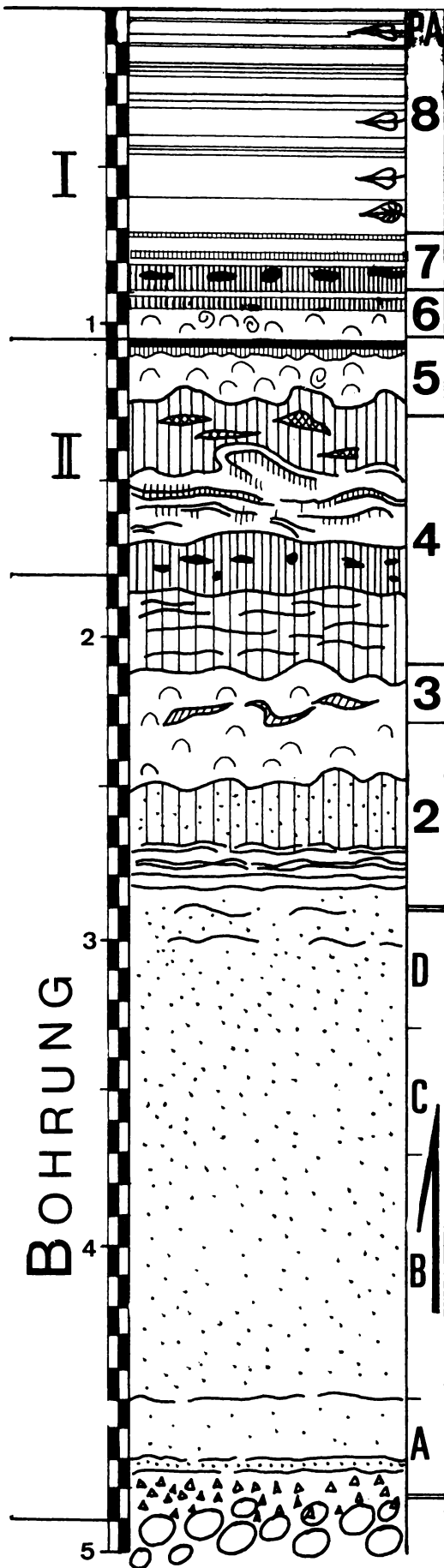
Zur Diagrammdarstellung wurden die Profile I und II und die Bohrung in vertikaler Folge chronologisch lückenlos übereinander gereiht.

Funde fossiler Pflanzen

Großreste

Der Bachaufschluß lieferte oberhalb der Bezugslinie im Profil I und einige Meter daneben bachabwärts im Laufe der Jahrzehnte eine ansehnliche Zahl von Großresten fossiler Pflanzen.

Unmittelbar über der Bezugslinie fanden sich vorwiegend Hölzer und Zapfen der Fichte (*Picea abies*) in ausgezeichneter Erhaltung. Ein Fichtenholz, 20 cm über Bezugslinie wurde zur C¹⁴-Untersuchung verwendet (> 35.000 a). Darüber finden sich häufig Nadelreste, Hölzer und Samenbruchstücke von *Taxus baccata* (Eibe). Stechpalmen-Blätter (*Ilex aquifolium*) kommen gelegentlich in dieser Schicht und darüber vor. Darüber werden *Carpinus*-Früchte und *Abies*-Zapfenschuppen und Flügelsamen häufiger. Über das ganze Profil verstreut finden sich *Picea*-Flügelsamen. Ganz vereinzelt kommen auch Ahorn (*Acer*)- und Eichen (*Quercus*) Fruchtreste vor. Blätter sind schichtweise häufig, meist sehr zerbrechlich und oft wenig gut erhalten.



Gebänderter Seetonmergel, grau mit Pflanzen vorwiegend in den sandigen, dunklen Bändern
Carpinus, Abies, Picea, Betula verrucosa

Blätter von *Alnus glutinosa*,

Blätter von *Ilex aquifolium, Quercus petraea*
Taxus-Nadeln, Samen und Holz, *Alnus, Ilex*

Grauer Seetonmergel mit Fichtenzapfen und Holz, *Tilia*

Süßwasserkalkmergel, feingeschichtet, hell mit Mollusken
Mergelgyttja, dunkelgrau, sandig (Bezugslinie) *Najas* m.
Hellgelber Süßwasserkalkmergel m. Mollusken und Pflanzen
unregelmäßig geschichtet. – *Quercus robur, Acer platanoides, Tilia*

grauer Seetonmergel, z. T. sandig mit Tongyttja-Schmitzen

Süßwasserkalkmergel, stark deformiert, mit unsteten
Tonmergelbändern, z. T. sandig

Tonmergel-Gyttja, grau, mit Holz und hellen Kalkmergellagen

Mergelgyttja, sandig, grau

Süßwasserkalkmergel-Gyttja ohne Sandgehalt mit Tongyttjaschmitzen, deformiert

grauer, sandiger Mergel mit Pflanzenresten

Feinsandiger Kalkmergel

Feinsand, mergelig, grau mit hellen Kalkmergelschmitzen

Feinsand, grau, locker, mit mergeligem Bindemittel

Feinsand, locker, ungeschichtet, etwas gröber, wasserführend

Sand, locker, z. T. mit Feinkies und mergeligem Bindemittel

Süßwassertonmergel, stark sandig
Feinsand mit Mergel
Feinkies, grau

Grobsschotter, hart. (Kein Bohrfortschritt)

Abb. 11: Schichtfolge Steinerbach/Mondsee (W. KLAUS, 1957–1974)

Hölzer:	Blätter:	Früchte, Samen:	Moosreste:
<i>Picea abies</i>	<i>Picea abies</i>	<i>Picea</i> -Zapfen	Cf. <i>Drepanocladus</i>
<i>Taxus baccata</i>	<i>Taxus baccata</i>	<i>Taxus baccata</i>	Cf. <i>Scorpidium</i>
<i>Ulmus</i> sp.	<i>Quercus robur</i>	<i>Quercus robur</i>	
	<i>Abies alba</i>	<i>Abies alba</i>	
	<i>Alnus glutinosa</i>	<i>Abies</i> sp.	
	<i>Alnus incana</i>	<i>Betula pubescens</i>	
	<i>Betula pubescens</i>	<i>Betula verrucosa</i>	
	<i>Carpinus betulus</i>	<i>Quercus petraea</i>	
	<i>Ulmus</i>	<i>Alnus</i> sp.	
	<i>Corylus avellana</i>	<i>Carpinus betulus</i>	
	<i>Ilex aquifolium</i>	<i>Tilia platyphyllos</i>	
	<i>Acer</i> sp.	<i>Tilia</i> cf. <i>tomentosa</i>	
	<i>Osmunda</i>	<i>Tilia</i> cf. <i>cordata</i>	
		<i>Acer platanoides</i>	
		<i>Crataegus pentagyna</i>	
		<i>Ilex aquifolium</i>	
		<i>Najas minor</i>	

An Mollusken wurde eine stark zerquetschte *Unio*, massenhaft *Bithynia tentaculata*, Operculen und *Valvata*-Arten gefunden.

Pollenfunde

Die höheren Profillagen erwiesen sich als sehr pollenreich und z. T. fanden sich die Körner auch in vortrefflicher Erhaltung. Folgende Formen konnten bisher angetroffen werden.

<i>Pinus</i> cf. <i>sylvestris</i>	<i>Abies</i> sp.	<i>Alnus</i> cf. <i>incana</i>
<i>Pinus</i> cf. <i>mugo</i>	<i>Taxus baccata</i>	<i>Salix</i>
<i>Pinus cembra</i>	<i>Juniperus</i> sp.	<i>Ulmus</i> sp.
<i>Picea abies</i>	<i>Betula</i> sp.	<i>Acer</i>
<i>Picea</i> cf. <i>omorika</i>	<i>Alnus</i> cf. <i>viridis</i>	<i>Tilia</i> cf. <i>cordata</i>
<i>Abies alba</i>	<i>Alnus</i> cf. <i>glutinosa</i>	<i>Tilia</i> cf. <i>platyphyllos</i>
<i>Quercus</i> sp.	<i>Artemisia</i>	<i>Tilia</i> sp.
<i>Fraxinus</i> sp.	<i>Helianthemum</i>	Cyperaceae
<i>Fagus</i> sp.	<i>Thalictrum</i> sp.	<i>Polygonum</i> cf. <i>bistorta</i> vel <i>viviparum</i>
<i>Corylus</i> sp.	Compositae (Liguliflorae)	Ranunculaceae
<i>Carpinus</i> sp.	Compositae (Tubuliflorae)	<i>Lonicera</i> cf. <i>xylosteum</i>
<i>Ilex aquifolium</i>	Chenopodiaceae	<i>Nuphar</i>
<i>Hippophäe</i>	Ericaceae	Polypodiaceae-Sporen
<i>Rhamnus frangula</i>	Caryophyllaceae	<i>Selaginella selaginoides</i>
<i>Viscum album</i>	Umbelliferae	<i>Osmunda</i> sp.
<i>Hedera</i> sp.	<i>Galium</i> sp.	<i>Lycopodium</i> cf. <i>annotinum</i>
<i>Ephedra</i> cf. <i>distachya</i>	Gramineae	<i>Sphagnum</i>

Vegetationsgeschichtliche Gliederung (vergl. Abb. 12)

Das Pollendiagramm wurde in 8 Diagrammabschnitte gegliedert, deren Bezeichnung in Anlehnung an K. JESSEN u. V. MILTHERS, W. SELLE, B. MENKE u. P. ROSS und W. JUNG, H.-J. BEUG u. R. DEHM unter Berücksichtigung der Verhältnisse in Mondsee erfolgte.

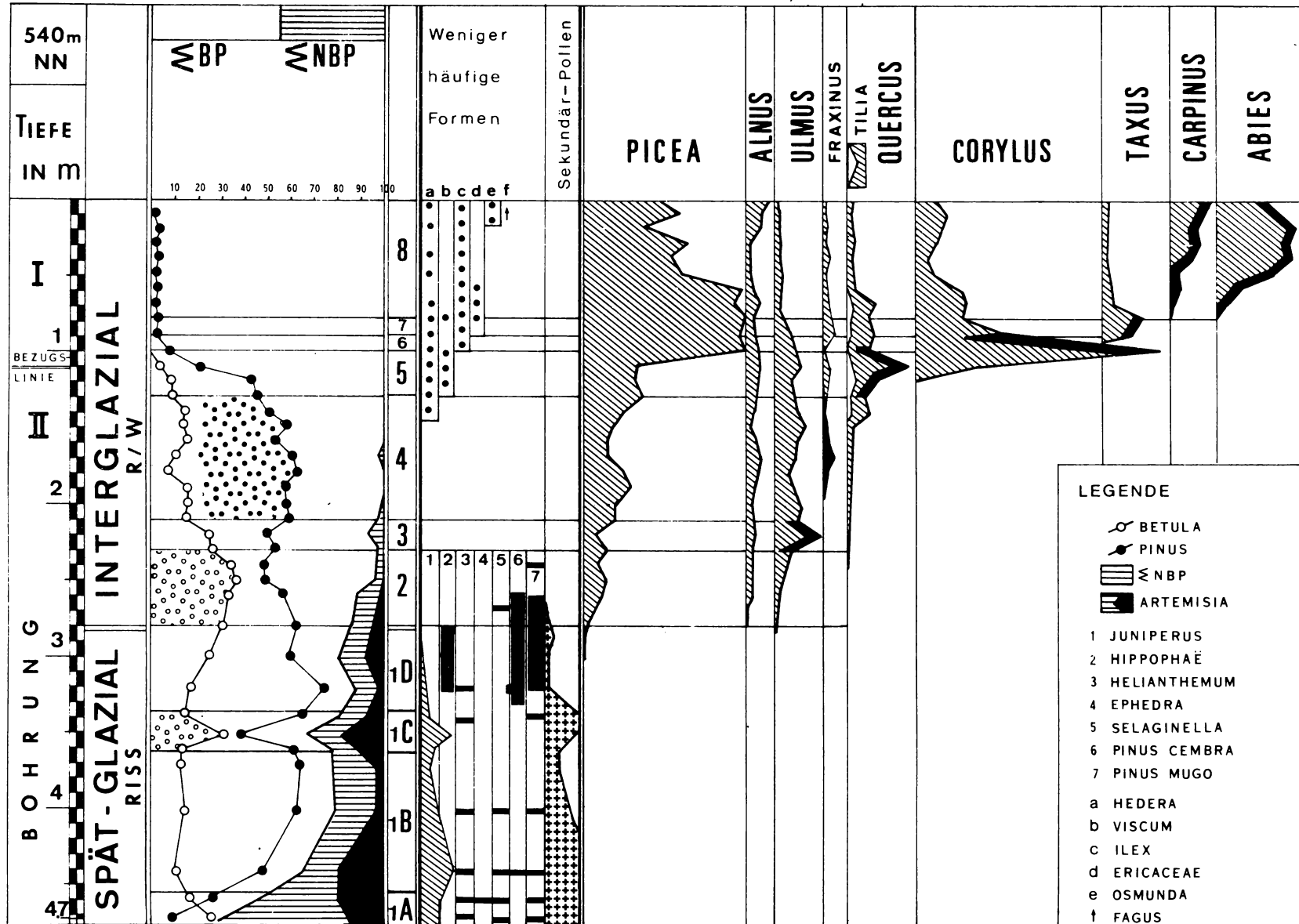


Abb. 12: Pollendiagramm Steinerbach/Mondsee (W. KLAUS, 1957–1974)

Vorwiegend der Riß-Spätglazialabschnitt erhielt eine weitere Untergliederung, durch arabische Buchstaben gekennzeichnet (1A, 1B, 1C, 1D).

Abschnitt 1 Riß-Spätglazial

Die Sedimente des Spät-Riß (vergl. Abb. 11) bestehen vorwiegend aus lockerem grauem Sand, stark wasserführend mit \pm mergeligem Bindemittel. Die Basis bildet die Riß-Moräne, den hangenden Abschluß die ersten hellen Kalkmergellagen bei 2,90 m Tiefe. Es handelt sich um eine subarktische Phase mit erheblichen NAP-Anteilen an der Basis, welche mit Sträuchern der Waldgrenzlagen (*Juniperus* und *Pinus mugo*) alternieren. In die große Mondsee-Seenplatte (Mondsee und Attersee waren verbunden, im NW reichte der See weit in Richtung Zellersee und Thalgau hinein) wanderte nach dem Rückzug des Riß-Gletschers zunächst eine arktalpina Tundravegetation ein, welche im Unterabschnitt

1 A durch Gramineae, Cyperaceae, *Helianthemum*, *Artemisia*, *Juniperus*, *Selaginella*, *Salix* und einem verschwindend geringen Anteil von wahrscheinlich Strauchpollen, wie *Betula* (cf. *nana*) und *Pinus* (cf. *mugo*) vertreten waren. Die größte Rolle spielt der umgelagerte Sekundärpollen. Es handelt sich vorwiegend um sehr gut erhaltene Oberkreide-Pollenkörner aus dem FLYSCH, welche nicht weit transportiert sein können, aber auch vereinzelt Pinuspollenkörner, welche aus älteren Sedimenten stammen können (ältere Interglaziale?) oder – was weniger in Frage kommt – von Fernflug herrühren. In diesem Unterabschnitt ist die Birke (*Betula*) stärker vertreten als die Kiefer (*Pinus* cf. *mugo*). Im Verlauf des Unterabschnittes 1B nimmt innerhalb der NAP *Artemisia* stark zu, ebenso bildet *Juniperus* einen ersten Gipfel, *Pinus* cf. *mugo* ist stärker als *Betula* vertreten, und zum ersten Mal erscheint *Pinus cembra* spärlich im Profil. Auch *Ephedra* kommt vor. Gegen Ende dieses Unterabschnittes nimmt bei rascher Sedimentzufuhr *Artemisia* und *Juniperus* zu gunsten der Kiefer ab (vorwiegend *Pinus* cf. *mugo*), wodurch sich eine Erwärmung ankündigt. In Unterabschnitt

1 B schreitet diese so weit vor, daß man von einer Bergkieferzeit sprechen kann. *Artemisia* und *Juniperus* sowie *Helianthemum* treten kurzfristig stark zurück. Bei etwa 30 cm Sedimentschüttung (mergeliger Sand) scheint die Periode jedenfalls von kurzer Dauer, denn es tritt im Unterabschnitt

1C eine deutliche Rückkehr zu alpinen Tundraveverhältnissen ein. Die Birke nimmt bedeutend an Frequenz zu, bei gleichzeitigem Ansteigen von *Artemisia*, *Juniperus* und Gramineen. Selbst die Zirbe (*Pinus cembra*) verschwindet aus dem Profil, lediglich *Pinus* cf. *mugo* kann sich auf den Höhen um Mondsee noch behaupten. Es hat also ein Klimarückschlag die spätglaziale Erwärmungsphase deutlich unterbrochen. W. JUNG, H.-J. BEUG und R. DEHM (1972) berichten von einem Klimarückschlag am Ende des Riß-Spätglazial im bayerischen Alpenvorland. Es ist durchaus möglich, daß es sich in Mondsee um eine ähnliche oder die gleiche stadiale Phase handelt. Eine neuerliche Klimaverbesserung folgt diesem kurzen Unterabschnitt. In

1D kommt zwar noch *Hippophäe* neben *Artemisia* mehrfach vor. Die Zunahme von *Pinus* cf. *mugo* und besonders *Pinus cembra* deutet darauf hin, daß über den lichtbedürftigen Sanddornsträuchern die Mondseelandschaft bereits von Zirben und Legföhren beherrscht wurde. Obwohl noch *Selaginella* und *Juniperus* vorhanden sind, wandern am Ende des Abschnittes zunächst die Waldkiefer (*Pinus sylvestris*), die Fichte (*Picea*), dann die ersten EMW-Elemente, wie Ulme (*Ulmus*) und Eiche (*Quercus*) ein. Damit kommt der Riß-Spätglazialabschnitt zu Abschluß. Zusammenfassend kann man die Gliederung folgendermaßen überblicken:

- 1A Ältere waldlose Zeit
- 1B Ältere alpine Strauchphase
- 1C Jüngere waldlose Zeit
- 1D Subalpine Strauchphase

Riß/Würm Interglazial

Abschnitt 2 Kiefern-Birkenzeit

Der Abschnitt ist durch eine allmähliche Klimaverbesserung gekennzeichnet, welche sich zunächst auch im Sediment abzeichnet. Der Feinsand wird durch zahlreiche helle Kalkmergelagen untergliedert und im Hangenden treten im sandigen Mergel makroskopisch erkennbare Pflanzenbruchstücke auf. Im Pollenbild ist der Abschnitt durch den Einschub der Waldkiefer in größerer Zahl neben relativ hohen Birkenwerten gekennzeichnet. Daneben ist aber noch immer ein bemerkenswerter Anteil von *Pinus cembra* und *Pinus cf. mugo* vorhanden. Besonders erwähnenswert scheint die erste Einwanderung der Fichte, welche sich im Laufe des Abschnittes rasch ausbreitet, sowie der sporadische Beginn von Eichenmischwaldelementen, wie Ulme (*Ulmus*) und Eiche (*Quercus*). Der Sekundärpollen geht weitgehend zurück, wodurch auf das fast vollkommene Aussetzen von Sedimentaufarbeitung im Einzugsgebiet des Mondsees geschlossen werden kann.

Abschnitt 3 Kiefern-Birken-Ulmenzeit

In die hohen Kiefern- und Birkenwerte schaltet sich eine rasche Ausbreitung der Ulme ein, welche hier das absolute Profilmaximum erreicht. *Pinus cembra* ist nicht mehr und *P. mugo* nur ganz sporadisch zu finden, wogegen sich die Fichte bereits kräftig ausbreitet. Das Ulmenmaximum fällt im Sediment zusammen mit dem ersten vollkommenen Aussetzen von Sandbeimengungen und der Ablagerung mächtiger Süßwasserkalkmergel, z. T. hellgelb, z. T. als Gyttya vorliegend. Die glazialen Stauchungen haben Tongyttjaschmitzen eingemengt. Somit dokumentieren Sediment und Pollenflora eine erste kräftige Erwärmung, welche die Waldgrenze in die Nähe heutiger Verhältnisse bringt.

Abschnitt 4 Kiefern-Ulmen-Eschenzeit

Der Abschnitt beginnt mit einer Waldkieferndominanz, in welcher die Ulme noch deutlich vorhanden ist und die Eiche sich allmählich ausbreitete (a). In höheren Teilen (b) wird der EMW durch den Eintritt von *Fraxinus* (Esche) und *Tilia* (Linde) vervollständigt. Zum ersten Mal tritt auch *Hedera* (Efeu) auf, während die Ulme weiterhin hohe Werte beibehält.

Abschnitt 5 EMW-Hasel-Fichtenzeit

Während Kiefer und Birke an Bedeutung stark verlieren, erreicht innerhalb des EMW die Eiche ihr absolutes Maximum. Obwohl die Hasel erst in diesem Abschnitt einsetzt, erreicht sie am Ende bereits beträchtliche Werte. Mit den hohen Eichenfrequenzen setzt auch *Viscum* ein.

Abschnitt 6 Hasel-Fichtenzeit

Dem EMW-Maximum in Abschnitt 5 folgt das absolute Haselmaximum (105 %) in Abschnitt 6. Annähernd gleichzeitig steigt die Fichte zu maximalen Werten an, während die EMW-Elemente etwas an Bedeutung verlieren. Im Sediment finden wir wieder hellgelbe Süßwasserkalkmergel.

Abschnitt 7 Fichten-Eiben-Haselzeit

Im Sediment findet sich eine Lage mit *Taxus*-Holz und Fichtenzapfen. Im Pollenprofil setzt die Eibe (*Taxus baccata*) ein und nimmt sogleich höhere Werte (bis etwa 25 %) an. W. JUNG, H.-J. BEUG und R. DEHM (1972) haben in Zeifen auf die große Bedeutung dieses Eibengipfels für die R/W-Interglazialgliederung mit Recht hingewiesen. Wenn auch die Werte im Mondsee nicht so hoch sind wie in Zeifen, so tritt der Gipfel offenbar in der gleichen stratigraphischen Position auf. Auch in diesem Abschnitt ist der Fichtenanteil bemerkenswert hoch.

Abschnitt 8 Fichten-Tannen-Hainbuchenzeit

Basal tritt kurzfristig die Linde (*Tilia*) etwas deutlicher hervor, und die Eibenanteile nehmen rasch ab. Von besonderer Bedeutung ist der Einsatz der Hainbuche (*Carpinus betulus*)

gleichzeitig mit der Tanne (*Abies*). Die Fichte zeigt am Beginn noch sehr hohe Werte, nimmt aber allmählich zugunsten der Tanne bei der Waldbeteiligung ab. *Ilex aquifolium* und *Hedera* sind ständige Begleiter. Zum ersten Mal treten im Profil Ericaceen-Pollen ganz spärlich auf. Überraschend sind die hohen *Abies*-Frequenzen im Vergleich zu anderen R/W-Interglazialprofilen. In den höchsten Proben des Bachaufschlusses findet sich *Osmunda*.

Im Sediment ist der *Carpinus-Abies*-Abschnitt charakterisiert durch gebänderte Seetonmergel. Die dunklen Bänder führen Sandbeimengungen und zahlreich Pflanzenmaterial.

Mit der Weißbuchen-Tannen-Zeit und *Osmunda*-Einsatz endet das Profil im Steinerbach. Einige Einzelproben vom Autobahnbau 1958 haben ergeben, daß über dem Bänder-Seetonmergel randlich (Richtung Gasterbauer) schmale Torfbänder auskeilen und darüber stellenweise mehrere Meter mächtige Bändersande mit blauen Vivianiteinlagen abgelagert waren. Darüber liegt Moränenmaterial (geol. Gutachten J. SCHADLER, 1958). Pollenanalytische Orientierungsuntersuchungen von Einzelproben zeigten, daß mit den höchsten Schichten das ausgehende R/W-Interglazial, vielleicht sogar noch jüngere Schichten erreicht wurden.

Die tonige Begleitschicht eines Torfbändchens ergab:

<i>Pinus</i>	70 %
<i>Picea</i>	16 %
<i>Alnus</i>	13 %
<hr/>	
Farnsporen (darunter <i>Osmunda</i>)	14 %
Kräuterpollen	7 %

Die Torfprobe selbst enthielt ein ähnliches, etwas reicheres Spektrum, in welchem noch Pollenkörner von *Abies*, *Carpinus* und *Tilia* sporadisch zu finden waren. Ähnlich war das Spektrum einer noch höheren Probe vom Gasterbauereinschnitt beschaffen. Es herrscht *Pinus* vor, daneben waren Gramineen zahlreicher. Eine Probe aus den Vivianiten der Bändersande enthielt neben viel *Pinus* etwas *Picea* und vereinzelt *Larix*, welche sonst im ganzen Profil nicht anzutreffen war.

Aus dem Gasterbauereinschnitt stammen zwei nicht genauer lokalisierbare Proben, welche überraschenderweise in einem *Carpinus-Abies*-Spektrum einzelne, gut erhaltene Pollenkörner der Rotbuche (*Fagus silvatica*) enthalten. Da *Carpinus* etwas stärker vertreten ist als im Steinerbachprofil, kann angenommen werden, daß die Probe altersmäßig unmittelbar über das Steinerbachprofil anzureihen wäre. Die Verbindung ist auch durch das Vorkommen von *Osmunda* gegeben. Eine offenbar noch höher gelegene Tonprobe enthält ebenfalls *Fagus* in einem *Picea-Pinus-Abies*-Spektrum, das bereits auf erhebliche Abkühlung hinweist.

Datierung der Seetone von Mondsee

Zur Zeit des Autobahnaufschlusses ergab sich aus der geologischen Situation: Grundmoräne-Seetone-Bändersande-Hangendschotter (Moräne) die stratigraphische Einstufungsfrage:

- a) R/W-Interglazial
- b) Würm-Interstadial
- c) Allerödschwankung

(J. SCHADLER, 1958, briefliche Mitteilung)

Nach den ersten Begehungen gemeinsam mit Dr. S. Prey ließen die Funde von Eichen, Stechpalmen, Linden im Steinerbach eine Würm-Interstadialbildung oder gar Allerödschwankung recht zweifelhaft erscheinen. In der Diskussion um ein R/W-Interglazial wurde argumentiert, daß es schwer vorstellbar sei, daß die gewaltige Erosionstätigkeit des

Würmgletschers die weichen Interglazialsedimente auch nur in Resten übriggelassen hätte. Vergleicht man jedoch das Pollendiagramm mit dem charakteristischen EMW-Gipfel vor dem Haselmaximum, den ausgeprägten Haselgipfel selbst, den folgenden *Taxus*-Gipfel mit dem Wärmeoptimum und die abschließende Hainbuchen-Tannenzeit mit bekannten R/W-Ablagerungen des bayerischen Alpenvorlandes, der Karpaten und Norddeutschlands, dann findet man eine so weitreichende Übereinstimmung, daß am R/W-interglazialen Alter der Ablagerungen von Mondsee nicht mehr gezweifelt werden kann. Schon H. REICH (1953) zeigt in Großweil in der EMW-, Hasel- und Hainbuchenzeit gute Übereinstimmung. Lediglich *Fagus* scheint dort zu fehlen. Die beste Übereinstimmung zeigt die an sich nicht allzuferne Ablagerung von Zeifen in Bayern. (W. JUNG, H.-J. BEUG u. R. DEHM, 1972). Obwohl ältere Interglazialablagerungen aus den Ostalpen pollenführend bisher nicht bekannt sind, ist die Parallelisierung des Haselmaximums und besonders der Eibenzeit so überzeugend, daß die Einstufung von Mondsee in das R/W-Interglazial als gesichert angenommen werden kann. Ebenso zeigt das Profil von Ganovče in der ČSSR (V. KNEBLOVA, 1958) weitreichende Übereinstimmung. Nicht zu übersehen ist, daß durch die Arbeit von B. MENKE und P. ROSS (1967) selbst mit den Verhältnissen des norddeutschen Raumes in groben Zügen eine gewisse Vergleichbarkeit besteht.

Um die Frage der Allerödmöglichkeit zu überprüfen, wurden zwei Holzstücke (Fichte) knapp oberhalb der Bezugslinie im Steinerbachprofil entnommen und dem Radiuminstitut Wien (Wiss. Oberrat Dr. FELBER) zur C^{14} -Untersuchung übergeben. Für beide Hölzer ergab sich ein Alter, welches außerhalb der Erfäßbarkeit der Apparatur lag (VRI-31 Mondsee > 35.000 a, VRI-39 Mondsee > 35.000 a).

Besonderheiten des R/W-Interglazial von Mondsee

1. *Fagus*: Man ging lange Zeit von der Annahme aus, daß das Fehlen von *Fagus* für das R/W-Interglazial bezeichnend sei (H. REICH, 1953). B. FRENZEL (1968 b) verwies jedoch mit Recht darauf, daß *Fagus* in der letzten Warmzeit (R/W) in europäischen Wäldern in geringer Menge vorkam. Diese Ansicht findet auch in Mondsee eine Bestätigung. Die oberen Weißbuchen-Tannenspektren führen zweifelsfreie *Fagus*-Pollen in geringer Menge. Eine höhere Probe, wo nur mehr *Picea* und *Pinus* vorkommen, führt auch noch *Fagus*-Pollen. Demnach scheint *Fagus* eher im ausgehenden, kühleren Abschnitt des Interglazials zumindest am Nordrand der Ostalpen in geringen Mengen vorhanden zu sein. W. JUNG, H.-J. BEUG und R. DEHM (1972) führen aus ähnlichen Diagrammlagen *Fagus*-Funde in Zeifen an. Zum Vergleich sind auch die Funde von A. FRITZ (1970) in Kärnten von Interesse.

2. Fichte (*Picea*) und Tanne (*Abies*): Die Fichte setzt in Mondsee früher ein und ist in erheblich höheren Prozentsätzen vertreten als in anderen Profilen. Offenbar lagen die Refugien der Riß-Eiszeit erheblich näher, als man diese für Norddeutschland und auch Bayern annehmen kann. Aber auch die Tanne ist in Mondsee extrem stark am Weißbuchenspektrum vertreten.

3. Die Flora von Mondsee lieferte zum ersten Mal im Ostalpenbereich eine eindeutige, interglaziale Wärmeflora, wogegen sämtliche bisher aus dem österreichischen Anteil der Alpen bekanntgewordenen Mikroflora des sog. „R/W-Interglazial“ entweder die letzten kalten Endphasen des Interglazials oder Früh-Würm-Interstadiale darstellen, sodaß über die Möglichkeit des Vorkommens einer interglazialen Wärmeflora analog dem deutschen oder tschechoslowakischen Raum keine konkreten Vorstellungen gewonnen werden konnten. Daher sind die Mondseefunde für künftige Einstufungen alpiner Sedimente von Bedeutung.

4. *Larix*: Aus dem Riß-Spätglazialprofil von Mondsee ist ersichtlich, daß die Zirbe (*Pinus cembra*) nicht gemeinsam mit der Lärche (*Larix*) einwanderte. Erst am Ende des Interglazials tritt sie sporadisch in *Pinus-Picea*-Spektren auf. Darin liegt ein Unterschied zum Würm-Spät- bzw. Postglazial, wo *Larix* in gewissen Lagen sehr früh einsetzen kann.

Für die Einstufung von Seetonen aus dem Lande Salzburg sind diese Funde von Bedeutung. Denn es gilt oft die Frage zu entscheiden, ob gewisse Tone aus dem Anfang oder dem Ende einer Interglazialperiode stammen.

Zusammenfassung

Im Gebiet der Autobahnbrücke Mondsee wurde durch Großfunde fossiler Pflanzen und pollenanalytisch das R/W-interglaziale Alter von Seesedimenten nachgewiesen. Auf eine Grundmoräne der Riß-Eiszeit wurden Riß-spätglaziale Kiese und mergelige Sande abgelagert. Darauf folgen Süßwassermergel der interglazialen Wärmezeit, welche im Liegenden Stauchungserscheinungen aufweisen und Pflanzenreste und Mollusken führen. Über Bändermergel folgen zum Abschluß Vivianit führende Sande und darüber Würm-Moränenschotter. Die pollenanalytischen Untersuchungen ergaben für den österreichischen Anteil der Ostalpen erstmals ein Riß-Spätglazial (Abschnitt 1A–1D) mit einem stadialen Klimarückschlag. Die interglaziale Wärmezeit beginnt mit einer Kiefern-Birkenzeit (2), führt nach weiterer Erwärmung zu einer Kiefern-Birken-Ulmen-Zeit (3), einer Kiefern-Ulmen-Eschen-Zeit (4), einer EMW-Hasel-Fichten-Zeit (5) mit ausgeprägtem Eichenmaximum vor der anschließenden Hasel-Fichten-Zeit (6). Die folgende Fichten-Eiben-Hasel-Zeit (7) ist gut mit jener in Bayern parallelisierbar (W. JUNG, H.-J. BEUG und R. DEHM) und stellt das Wärmeoptimum dar. Das Profil schließt mit der Fichten-Tannen-Hainbuchen-Zeit (8). Am Ende der Hainbuchen-Tannen-Zeit wandert die Rotbuche (*Fagus*) in sehr geringen Mengenanteilen ein. Sie ist noch in höheren Proben enthalten. Die Fichte setzt sehr früh ein und erreicht hohe Werte. Auch die Tanne erreicht in der Hainbuchenzeit relativ hohe Frequenzen und setzt so wie in Ganovče (V. KNEBLOVA, 1958) gleichzeitig mit der Hainbuche ein. *Larix* fehlt am Beginn der Seesedimente vollkommen und wandert erst in den ausklingenden kälteren Abschnitten ein.

Schrifttum zum Profil Steinerbach/Mondsee

- ANDERSEN, S., 1965: Interglacialer og interstadialer in Danmarks kvartär. — Med. Dansk. Geol. For., Bd. 15, 4. Kopenhagen.
- AVERDIECK, F., 1967: Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglaziales und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. — Frühe Menschheit und Umwelt.
- BEHRE, K., 1962: Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgur lagern der Lüneburger Heide. — Flora, Bd. 152, S. 352–370.
- BRELIE, G. v. d., 1955: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland, 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. — EuG, Bd. 6, S. 25–38.
- BRELIE, G. v. d., 1954: Transgression und Moorbildung im letzten Interglazial. — Mitt. Geol. Staatsanst. Hamburg, Bd. 23, S. 111–118.
- DEL-NEGRO, W., 1969: Bemerkungen zu den Kartierungen L. Weinbergers im Traungletschergebiet (Atter- und Traunseebereich). Vh. Geol. B. A. Wien, Heft 1, S. 12–15.
- ERD, K., 1973: Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. — Z. geol. Wiss. Berlin, Bd. 1, H. 9, S. 1087–1103.
- FILZER, P., 1966: Vegetation und Klima des letzten Interglazials im nördl. Alpenvorland. — Forschungen und Fortschritte, Bd. 40, S. 70–73.
- FIRBAS, F., 1925: Zur Waldentwicklung des Interglaziales von Schladming a. d. Enns. — Beih. Bot. Cbl., Bd. 41, S. 295–310.
- FIRBAS, F., 1927: Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Inntales und der interglazialen Waldgeschichte der Ostalpen. — Z. f. Gletscherkunde, Bd. 15, S. 261–273.
- FRENZEL, B., 1967: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Viehweg-Braunschweig, 269 S.
- FRENZEL, B., 1968: Floren- und Vegetationsgeschichte seit dem Ende des Tertiärs. — Fortschr. Botan., Bd. 30, S. 329–339.
- FRITZ, A., 1970: Die pleistozäne Pflanzenwelt Kärntens. Carinthia II, 29.S.H., Klagenfurt.
- GERMAN, R., FILZER, P. et al., 1968: Ergebnisse der wissenschaftlichen Kern-Bohrung Wurzbacher-Becken 1 (DFG) — Jb. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, 123. Jg., S. 33–68.
- HAMMEN, Th. v. d., 1957: A new Interpretation of the Periglacial Stratigraphic Sequence in Middle and Western Europe. — Geol. Minb. (N. S.), Bd. 19, S. 493–498.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V., 1928: Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Freshwater Deposits in Jutland and Northwest Germany. — Danm. Geol. Undrs. 2. R., Bd. 48, S. 334–375.

- JUNG, W., BEUG, H.-J., DEHM, R., 1972: Das Riß-Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. — Bayr. Akad. Wiss. math. naturw. Kl. Abh. N. F. H. 151, München 1972.
- KLAUS, W., 1967: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte Salzburgs: Das Torfmoos am Walsberg. — Vh. Geol. B. A. Wien, H 1/2, S. 200–212.
- KLAUS, W., 1972: Spätglazialprobleme der östlichen Nordalpen, Salzburg-Inneralpinen Wiener Becken. Ber. Deutsch. Bot. Ges., Bd. 85, H. 1–4, S. 83–92.
- KNEBLOVA, V., 1958: The Interglacial Flora in Ganovče Travertines in Eastern Slovakia (Czechoslovakia). — Acta Biol. Cracoviensia. Ser: Bot I, S. 1–5.
- LANG, G., 1961: Die spät- und frühpostglaziale Vegetationsentwicklung im Umkreis der Alpen. — EuG, Bd. 12, S. 9–17.
- LÜDI, W., 1946: Interglaziale Pollendiagramme der Schweiz. — Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Zürich S. 135–137.
- MENKE, B. & ROSS, P., 1967: Der erste Fund von Kieselgur in Schleswig-Holstein bei Brokenlande, nördl. Neumünster. — EuG, Bd. 18, S. 113–126.
- PREY, S., 1959: Zwei Tiefbohrungen der Stiegelbrauerei in Salzburg. — Vh. Geol. B. A. Wien, H. 2. Wien.
- REICH, H., 1953: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im bayerischen Alpenvorland. — Flora, Bd. 140, S. 386–443.
- SCHADLER, J., 1958: Geologisches Gutachten für das Autobahnbauwerk S 18 (17. VII. 1958) (Manuskript).
- SELLE, W., 1962: Geologische und Vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. — Geol. Jb., Bd. 79, S. 295–352.
- ZAGWIJN, W., & PAEPE, R., 1968: Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — EuG, Bd. 19, S. 129–146.

Hermann Kohl:

Fahrtstrecke Mondsee - Gmunden 48 km (hiezue Tafel I)

Weiterfahrt auf der Autobahn entlang des rutschgefährdeten, teilweise moränenbedeckten Flyschhanges des Mondseeberges in die breite, glazial geformte Talung von Oberwang, wo nördlich und westlich des Ortes die in Seitenmoränen übergehenden würmeiszeitlichen Endmoränenwälle des Oberwanger Zweiggletschers deutlich zu sehen sind. 4 km weiter in NNE erreichen wir rißeiszeitliche Altmoränen, die bereits dem Atterseezweig des Traungletschersystems angehören. Infolge der isolierten Flyschkuppe des Buchberges wurden die eiszeitlichen Gletscher des Atterseebeckens in einen kleineren Lobus von St. Georgen im Attergau, dessen Würmendmoränen die Autobahn anschneiden, und in einen größeren Lobus von Seewalchen-Schörfling gespalten. In der nördlichen Fortsetzung der Buchbergkuppe liegt der Autobahneinschnitt in Rißmoräne, wenig östlich davon werden bis Seewalchen wieder, ähnlich wie schon bei St. Georgen, die Jugendmoränen von der Autobahntrasse angeschnitten.

Nach Überbrückung des Atterseeabflusses, der Ager, quert die Autobahn ein an die Jungmoräne von Schörfling anschließendes Niederterrassenfeld, 1,5 bis 2,5 km östlich der Ager dann die Rißmoränen. Der rißeiszeitliche Abfluß folgte nicht dem heutigen Agertal nach N, sondern führte, wie eine von Hochterrassenschottern erfüllte Rinne nördlich Aurach beweist, nach E und NE in Richtung Rutenmoos. In dieser Richtung muß auch der mindelzeitliche Abfluß erfolgt sein, wie Schotterreste der Jüngeren Decke von Aurach ostwärts (von der Autobahn aus sichtbar) und im Anschluß an die Mindelmoräne im N bei Regau schließen lassen.

Mit Erreichen der Autobahnabfahrt Gmunden-Regau sind wir an die Altmoränen des östlichsten Zweiges des Traungletschersystems, des Traunseezweiges, herangekommen (siehe Abb. 13). Längs der „Hausruck-Bundesstraße“ gelangen wir über eine Hochterrasse (r_{c1}), die zuerst als Erosionsform über steil einfallendem Flysch (östlich der Straße aufgeschlossen), anschließend als Akkumulationsform entwickelt ist, ins Aurachtal. Östlich des Tales erheben sich als mächtige breite Wälle die über 520 m hohen Rißmoränen, von denen ein dem Aurachtal nach N folgender Hochterrassen-Schotterstrang ausgeht. Die von uns gequerte

Hochterrasse liegt jedoch tiefer, sie findet 1 km südlich der Brücke über die Aurach eine Fortsetzung in einem von Pinsdorf ausgehenden Terrassensporn (Pinsdorfer Terrasse – ebenfalls r_{c_1}). Diese Terrasse zieht also tief bis ans innere Ende der erwähnten Reißmoräne herein und hat daher mit dieser nichts zu tun. Sie geht vielmehr von einer etwa 500 m hohen, 0,5 km westlich der Bahnstation Pinsdorf gelegenen Kuppe aus, die sich als bescheidener Moränenrest erweist und an deren einst dem Eis zugekehrten Seite sich eine flache Hohlform anschließt, die wohl nur als ehemaliges Toteisloch gedeutet werden kann. Bodenbildungen wie auch das Verhältnis der genannten Form zu den würmeiszeitlichen Schotterfeldern nördlich Gmundens sprechen für ein reißeiszeitliches Alter. Die Terrasse r_{c_1} ist zwar durch eine Erosionsphase von den höheren Haupt-Reißmoränen getrennt, die Längsprofile der verschiedenen Reißterrassen, einschließlich r_{c_1} , laufen jedoch bereits 5 km nördlich der Hauptmoränen in ein einziges Niveau zusammen. Es handelt sich bei r_{c_1} also um ein etwas kräftiger von den Schüttungen der Reiß-Maximalvereisung (r_a und r_b) abgesetztes Teilfeld eines späteren, bescheideneren reißeiszeitlichen Vorstoßes (Spät- oder Jungreiß), der nicht durch ein Interglazial vom Hauptreiß zu trennen ist. An die Innenseite dieser Spätreißformen und auch gleichzeitig der Haupt-Reißmoränen lehnt sich abermals eine Schotterterrasse mit lehmiger Verwitterung, starker Verfestigung und entsprechender Lehmdecke an (r_{c_2}), die von den würmeiszeitlichen Schotterfeldern 5–10 m unterschritten wird. Auch sie muß noch einem noch etwas kleineren späteiszeitlichen Eisstand entsprechen, dessen Moränen nicht mehr erhalten sind, weil sie wahrscheinlich vom Würmeis überfahren wurden. Über die vielfach gestuften würmeiszeitlichen Schotterfelder (Teilfelder) gelangen wir in das Jungmoränengebiet von Gmundens.

Stop 3/1: Gmundens-Kalvarienberg, Aufschluß NW-Seite

Der Aufschluß liegt an der Außenseite (NW-Exposition) des zum 2. (inneren) Moränenwall zählenden Kalvarienberges. Er zeigt einen Wechsel von mehr oder weniger geschichteten, nach W einfallenden, schlecht gerundete Blocklagen und Sandlinsen führenden Schottern sehr unterschiedlicher Korngrößen in zum Teil feiner grusiger Packung mit Ausfällungen von Gletschertrübe.

Die petrographische Zusammensetzung der Schotter entspricht dem Einzugsgebiet des Traunflusses mit vielen rötlichen Kalken (Hallstätter und Jurakalke) und einem fast 50%igen Anteil an Flyschgesteinen. Die Flyschalpen hatten keine Eigenvergletscherung; sie waren Periglazialgebiet. Gekritzte Geschiebe sind hier kaum zu beobachten. Im Hangenden folgt ein Paket mit dünnschichtigen sandig-mergeligen Lagen, die nur einzelne Schotterschnüre enthalten. Durchwegs schwache Bodenbildung: Größtenteils Pararendsina, nur in einer mit Feinerde gefüllten bis 60 cm tiefen Delle deutlich durchschlammte Parabraunerde.

Der Aufschluß zeigt nicht das charakteristische Moränenprofil. An der Innen- und Ostseite des Hügels waren jedoch an Baustellen echter Geschiebemergel mit Blöcken und gut gekritzten Geschieben aufgeschlossen, sodaß an der Moränennatur des Kalvarienberges nicht zu zweifeln ist.

Ausblick (dazu Abb. 13)

Die trichterförmige Öffnung des Traunales vom Ende des Traunsees nach N läßt Gmundens als Alpenrandstadt erscheinen. Tatsächlich liegt der geologische Alpenrand aber etwa 5 km nördlich der Stadt, unweit der Flyschklippe von Ohlsdorf. Der Kalvarienberg (486 m) gehört dem inneren der beiden das Nordende des Traunsees umspannenden würmeiszeitlichen Moränenwälle des Traungletschers an.

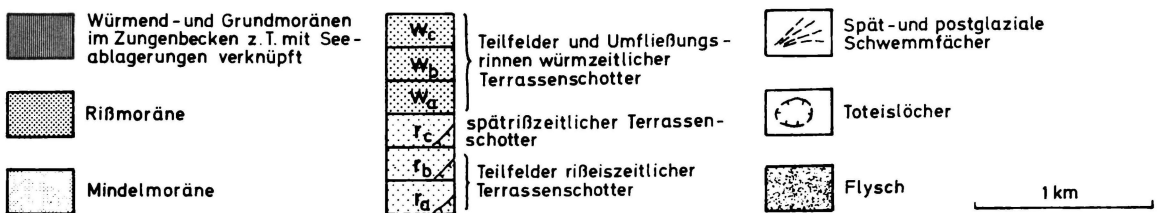
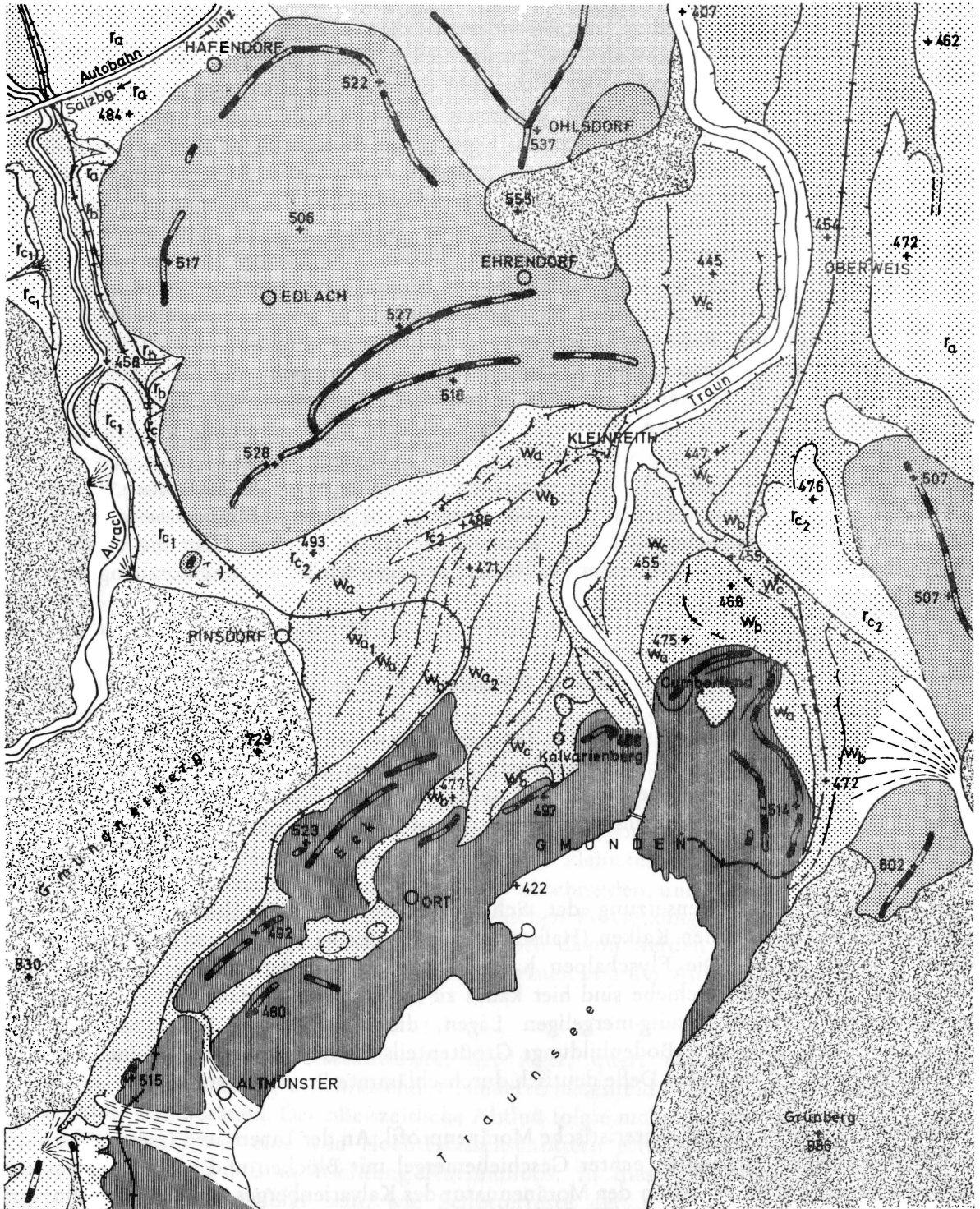


Abb. 13: Quartärgeologische Karte des Gmundner Raumes (H. KOHL, 1974)

Der Blick nach S führt unmittelbar in das vom maximal 191 m tiefen Traunsee erfüllte Zungenbecken, das im nördlichen Teil von den Flyschalpen (Grünberg 987 m, Gmundnerberg 883 m), im S von den Kalkvoralpen (Traunstein 1691 m, Sonnstein 1038 m) umgeben wird. Das Seebecken folgt einer alten tektonischen N-S-Störung, der zufolge der Kalkalpenrand auf der Ostseite um etwa 4 km weiter im N liegt als auf der Westseite (Blattverschiebung).

Während am Ostufer die glazial überformten und unterschrittenen Gehänge steil in den See abfallen, tritt dieser glaziale Erosionsrand im W innerhalb der Flyschalpen 1–1,5 km vom Seeufer zurück, womit bis Traunkirchen Platz für die Ablagerung eines geschlossenen Saumes von glazigenen und fluvioglazigenen Sedimenten blieb.

Der Blick nach N wird von den Reißmoränenwällen begrenzt, die den mittleren Rang des prächtigen Moränenamphitheaters einnehmen, das im N beiderseits des Sees, unmittelbar an den Alpenrand anschließend, das Traunseebecken umspannt.

In der unmittelbaren Umgebung überblicken wir die Wallsysteme des würmeiszeitlichen Traungletschers; anschließend das Gletschervorfeld mit den Teilfeldern, der von den Moränen und den Schmelzwasserrinnen ausgehenden Niederterrassen. Das würmeiszeitliche Moränensystem gliedert sich in einen äußeren Wall, der durch eine Schmelzwasserrinne vom Flyschalpenabfall getrennt, über den Höhenzug von Eck verläuft und sich nach einer etwa 1,5 km breiten Unterbrechung östlich der Traun mit einer gegen NE gerichteten Ausstülpung beim Schloß Cumberland bis zum Tastlberg fortsetzt. Ein zweiter (innerer) Wall setzt, zum Teil vom äußeren durch eine Umfließungsrinne getrennt, nördlich Altmünster ein und führt über den Kalvarienberg und nach etwa 600 m Unterbrechung an der Traun östlich des Flusses, eng an den Tastlberg angeschmiegt, in einem Bogen nach S, wo er wie der äußere Wall durch eine Schmelzwasserrinne vom Flysch des Grünberges getrennt ist. Ein kleiner dritter Gletscherstand wird durch die Hügel nördlich Altmünster beim Schloß Württemberg angedeutet.

Die höheren Teilfelder im würmeiszeitlichen Gletschervorfeld hängen mit den beiden am weitesten nach N vorgeschobenen Hauptgletscherständen zusammen. So können die Felder a und b unmittelbar mit den beiden Moränenwällen verknüpft werden, während c und alle tieferen Felder nichts mit dem dritten Stand bei Altmünster zu tun haben – dieser Gletscher endete in einem höher als der heutige Traunsee spiegelnden Eisrandsee. Die jüngeren Stufen, oft nur mehr als Trockentäler entwickelt, stehen vielmehr mit dem allmählichen Absinken des Eisrandsees in Verbindung, wobei zweifellos im W des heutigen Sees mehrere, den inneren Wall durchbrechende Abflüsse lagen, die mit absinkendem Seespiegel immer weiter nach E verlegt wurden, bis nach völligem Schwinden des Eises aus dem Seebecken und dem oberhalb anschließenden Trauntal bei etwa 450 m der heute noch vom Traunfluß benutzte Durchbruch durch die Moränen übrig blieb. Daß diese mit dem bis 450 m absinkenden Seespiegel zusammenhängenden Abflußverlegungen unmittelbar nach dem Hochglazial erfolgt sein müssen, beweisen die Toteislöcher in den Abflußrinnen im NW des Kalvarienberges. Wann die weitere Absenkung des Sees bis zum heutigen Stand von 422 m erfolgt ist, läßt sich derzeit noch nicht feststellen.

Gmunden

Stadt Gmunden, urkundlich 1220 erwähnt, zahlreiche gotische Sakral- und Profanbauten. Historisch bedeutend ist die Lage der Stadt am See und am Ausfluß der Traun. Sie war Umschlagplatz für das aus dem Salzkammergut kommende Salz und die im Gegentransport beförderten lebensnotwendigen Güter. Seit dem 19. Jh. bedeutender Fremdenverkehr.

Fahrtstrecke Gmunden - Baumgarten 3 km

Auf eine Entfernung von kaum 10 km treten zwischen Gmunden und Vorchdorf Moränensysteme der Traungletscher aller vier klassischen alpinen Kaltzeiten auf. Sie sind in allen Fällen durch entsprechende Übergangskegel mit glazifluviatilen Schotterfluren verknüpft.

Zunächst erreichen wir beim Verlassen des Gmundner Ortsteiles Traundorf den am weitesten gegen NE vorgeschobenen Teil des würmeiszeitlichen Zungenbeckens. Der Krottensee, ein schon teilweise zugeschütteter, verlandender See, erfüllt ein Toteisloch, das noch mit Eis erfüllt sein mußte, als der innere Würm-Moränenwall aufgebaut wurde, weil die Hohlform sonst zugeschüttet worden wäre.

Die Straße quert den geomorphologisch stark profilierten äußeren Würm-Wall des bewaldeten Tastelberges (Rendsinen und Pararendsinen), an dem das oberste Teilfeld (a) der Niederterrasse anschließt. Es folgen das Trockental von Engelhof (c) und schließlich das Teilfeld, das dem Gletscherstand des inneren Moränenwalles entspricht und zu dieser Zeit von Schmelzwässern geschüttet und gestaltet wurde, die am Ostrande des Gletschers entlang flossen. Mit dem Zurückschmelzen des Eises wurde auch dieses Feld (b) weiter zerschnitten und schließlich das heutige Trockental von Engelhof (c) ausgebildet, das gleichzeitig als Abfluß des inzwischen entstandenen Eisrandsees gedient hat.

Nach Überbrückung des aus der Flyschzone kommenden, in den Schotterfeldern meist versickernden „Wasserlosen Baches“ erreichen wir die Altmoränen. Gleich nördlich der Brücke setzt an der Innenseite der Hauptrißmoränen die gleiche spätrißzeitliche Terrasse (r_2) ein, wie sie westlich der Traun schon bei Pinsdorf beschrieben wurde.

Stop 4/1: Moränenwall von Baumgarten

Wir stehen auf dem inneren Wall des Rißmoränensystems. Von hier bietet sich ein guter Rückblick auf das würmeiszeitliche Moränensystem mit den Teilfeldern und Erosionsstufen der Niederterrassen. Ein Vergleich der Formen zeigt den gewaltigen Unterschied zwischen Jung- und Altmoränen; dort stark profilierte Wälle und Kuppen mit Waldschöpfen, hier breite landwirtschaftlich genutzte Rücken. Nach NE hin erblicken wir parallel dazu den äußeren Rißwall, der die Ortschaft Gschwandt trägt. Innerer und äußerer Rißwall werden durch eine Umfließungsrinne voneinander getrennt, und nach N hin schließen sich längs des Trauntales die sich rasch in einem Niveau vereinigenden Teilfelder der Hochterrasse an.

Entlang eines 1,5 m tiefen Wasserleitungsgrabens war 1971 folgendes Profil zu sehen: ca. 80–100 cm Feinboden völlig entkalkt, nur einige größere Flysch- und Kalksteine im unteren Teil des Solums. Allmählich übergehend in Moräne aus Kalk- und Flyschmaterial mit kalkhaltigem Geschiebemergel. Typologisch steht der Boden am Übergang von einer reifen Parabraunerde zu schwachem Tagwassergley. Der gleiche Profilaufbau zeigt sich auch in Bauaufschlüssen im äußeren Rißwall von Gschwandt.

Fahrtstrecke Baumgarten - Eisengattern 5 km

Auf der Weiterfahrt über den äußeren Rißmoränenwall von Gschwandt folgt abermals eine Umfließungsrinne, und dann treten wir in ein unruhiges welliges Gelände ein, das von einem im einzelnen mehrfach gegliederten im Vergleich zu den Rißwällen viel gewaltigerem Wall umschlossen wird, der im SE von Gschwandt an die Flyschalpen ansetzt und im weiten Bogen bei Laakirchen an die Traun führt. Wie die Bodenverhältnisse (selbst auf dem Höhenrücken

3–4 m entkalkte Moräne), und die anschließenden Schotterfluren zeigen, muß es sich dabei um das nächst ältere Moränensystem, um das der Mindelzeit handeln. Das hochgelegene Zungenbecken dürfte, wie einzelne Bauaufschlüsse verraten, größtenteils mit alten Schottern erfüllt sein (ihre Abgrenzung war bisher noch nicht möglich, weshalb sie auf Tafel II noch nicht eingetragen wurden).

Bei Eisengattern (vergl. Abb. 14) erreichen wir den äußersten und höchsten Teil (527 m) dieses mehrfach gegliederten Moränensystems, das hier an der Außenseite vom Laudachtal

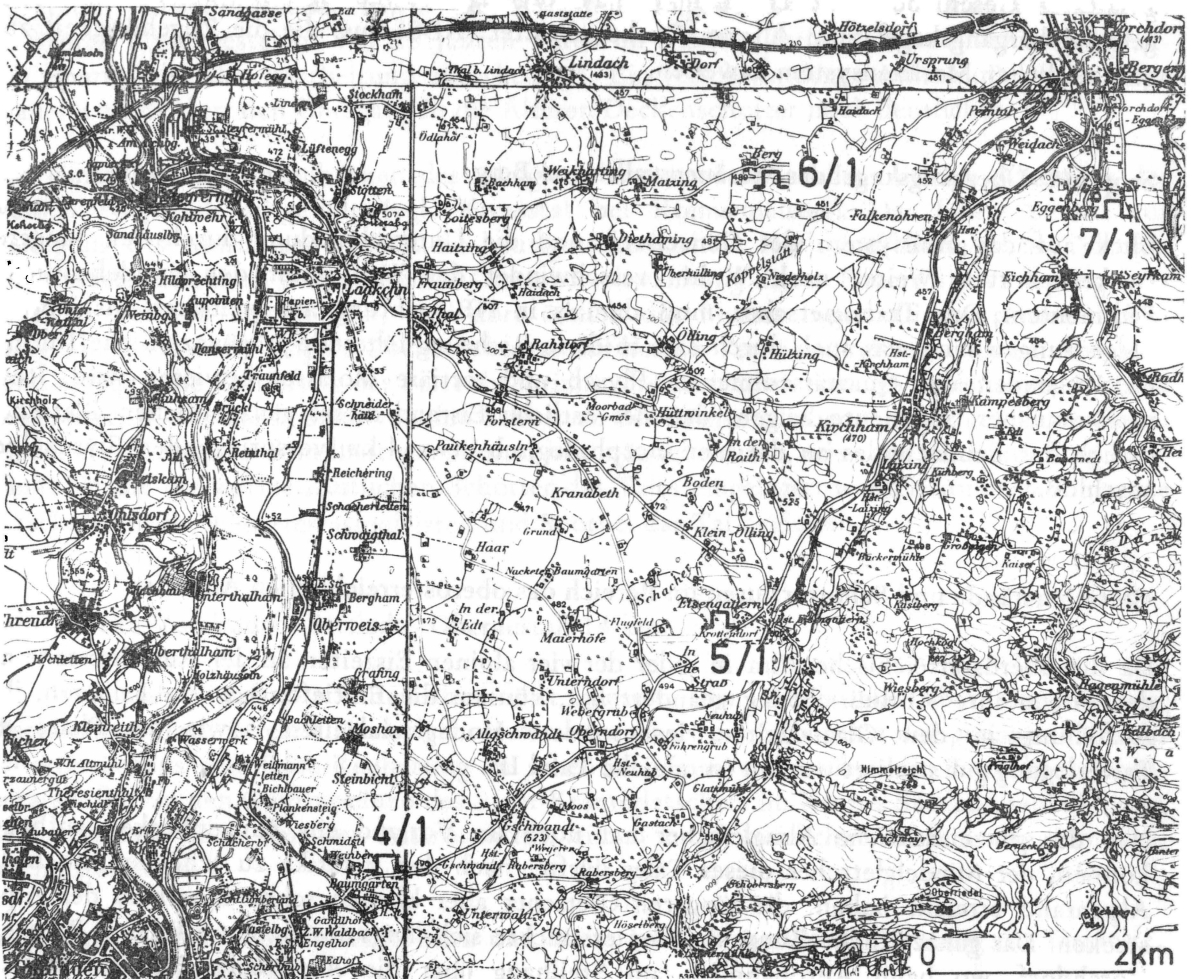


Abb. 14: Lageskizze Raum Vorchdorf; Verkleinerung der amtlichen Karte 1 : 50 000, 1972

unterschnitten wird, und an das eine gegen NE verlaufende, allmählich auskeilende Schotterflur (Jüngerer Deckenschotter) anschließt. Die überaus intensive und tiefgreifende Verwitterung zeigt, daß das System älter sein muß als die Wälle von Gschwandt und Baumgarten. Die Verknüpfung mit Jüngerem Deckenschotter läßt auf die Mindelvereisung schließen.

Stop 5/1: Moränenwall von Eisengattern/Krottendorf

Ein Aufschluß anlässlich der Errichtung eines Silos zeigte 2–3 m völlig entkalkte, schwere Lehme bis Tone mit einzelnen größeren stark angeätzten Blöcken. Allmählicher Übergang in dichten Moränenschutt. In 3,5 m Tiefe Steine der Moräne noch immer stark angeätzt. Ein ähnliches Bild bot ein Bauaufschluß unmittelbar an der Straße.

Fahrtstrecke Eisengattern - Berg 8 km

Wir queren nun das im äußeren Bereich mehrfach von Schmelzwässern durchbrochene mindeleiszeitliche Moränensystem, wobei die gegen N und NE gerichtete fingerförmige Zertalung des unmittelbaren Moränenvorlandes bald durch einen deutlich quer verlaufenden Rücken unterbrochen wird, der an seiner Ostseite von einem Streifen stark verfestigten Jüngeren Deckenschotter unterschritten wird. Es handelt sich um den in der Richtung ganz anders verlaufenden (W–E) Moränenwall von Berg (alter Aufschluß im höchsten Bereich mit gekritzten Geschieben) und einem ihm in N vorgelagerten niedrigeren Wallrest. Von beiden gehen Übergangskegel zum Älteren Deckenschotter (ÄDS) aus, die die Zugehörigkeit zum Günzzeitlichen Moränensystem beweisen.

Stop 6/1: Übergangskegel des Moränenwalles von Berg

Blick auf das Wallsystem der Günzzeit und die Unterschneidung durch den Jüngeren Deckenschotter. Weiter nach W hin verschwindet der Wall unter den mindelzeitlichen Sedimenten. Der Traungletscher muß damals in NE-Richtung am weitesten ins Vorland vorgedrungen sein, was auch durch eine in diese Richtung führende prägünzzeitliche Talrinne im Liegenden der Quartärsedimente (Flysch und tertiäre Molasse) bewiesen wird. Reste moränennaher Sedimente zeigen, daß der östliche Eisrand dieses günzzeitlichen Gletschers östlich des Laudachtales an die hier morphologisch etwa 4 km vorspringenden Flyschalpen angeschlossen.

Gletscherstände und Schotterfluren im Bereich des oberösterreichischen Almtales

Da die oberösterreichische Alm in jeder der vier alpinen Eiszeiten an der Austrittsstelle aus den Alpen ihre Abflußrichtung geändert hat, können die Eintiefungen von Talzügen, ihre Auffüllung in den Glazialzeiten, insbesondere Hochglazialzeiten, sowie die Phase der Talverlegung gut studiert werden (vergleiche Tafel II).

Nur der günzzeitliche Almgletscher hat noch im Vorland ein Zungenbecken aufbauen können, der Mindelgletscher dieses Tales dürfte, nach den Erratika zu schließen, noch den Alpenrand erreicht haben, die jüngeren Gletscher aber blieben schon innerhalb der Alpen stecken. Das günzzeitliche Zungenbecken erstreckte sich längs des heutigen Tales in Richtung Vorchdorf, wo beim Autobahnbau am Steilhang über die Almbrücke Blockmoräne, im Liegenden in stark verfestigte Ältere Deckenschotter übergehend, aufgeschlossen wurde.

Stop 7/1: Günzmoräne, Brauerei Eggenberg bei Vorchdorf

Der heute schon teilweise verfallene Aufschluß 1,5 km südlich Vorchdorf bei der Brauerei Eggenberg zeigt in Schotter übergehende Reste von Günz-Blockmoräne. Nur etwa 2 m unter der Aufschlußsohle stehen feinsandige Mergel der tertiären Meeressmolasse an, über denen, derzeit nicht mehr sichtbar, gut gerundete bis 20 cm Durchmesser erreichende Geschiebe von Quarz, Quarzit und Amphibolit liegen, die allmählich in den sichtbaren Kalk- und Flyschschotter und in Blockmoräne der Almtalfazies übergehen. Allerdings sind auch Fremdgerölle beigemischt, wie sie durch eine Eisverbindung über den Ziehbergsattel aus dem Einzugsgebiet des oberen Steyrtales kommen. Selten treten auch auf diesem Wege hereinkommende Geschiebe aus den Zentralalpen auf.

Zum Verständnis dieses Aufschlusses muß berücksichtigt werden, daß ein großer Teil der Günzmoräne abgetragen sein muß, weil die dem Hochterrassenniveau entsprechenden, im

Umkreis von Vorchdorf verbreiteten Terrassenflächen und Sporne, von gelegentlich bescheidenen Überdeckungen abgesehen, Erosionsformen auf älteren Sedimenten darstellen, die diskordant über verschieden alte Sedimente hinweg gehen (z. B. über Weiße Nagelfluh von Egenstein, über Älteren Deckenschotter und Günzmoräne). So fehlt im vorliegenden Aufschluß der mächtige Verwitterungslehm! Wir sehen an der Oberfläche nur eine bescheidene lehmige Solifluktionsschicht, darunter liegt bis zur Sohle des Aufschlusses der Tiefenverwitterungsbereich der Günzsedimente. Man beachte die bis zur Sohle reichenden angeätzten oft skelettartig ausgelaugten Kalke und mehlig zersetzten Dolomite, die grusig zersetzten Kristallinstücke, sowie die stärkstens angewitterten und braun bis schwarz verfärbten Flyschgesteine. Vor 25 Jahren waren im frischen Aufschluß an Blöcken gelegentlich Spuren glazialer Bearbeitung zu erkennen. Ein verschwundener Aufschluß nördlich der Brauerei zeigte dort den Übergang in die Älteren Deckenschotter noch deutlicher.

Das günzzeitliche Zungenbecken des Almgletschers wurde zunächst mit den Schottern der Weißen Nagelfluh aufgefüllt (vgl. Kremstal bei Kremsmünster). Das führte bereits zur Verlegung des Almflusses nach E ins heutige Aiterbachtal. Nach Auffüllung dieses Talzuges zur Mindeleiszeit muß während einer Gletscherschwankung dieser Eiszeit die Verlegung zum heutigen Tal hin erfolgt sein, weil dort östlich des Flusses innerhalb des günzzeitlichen Zungenbeckens auch Jüngere Deckenschotter auf hohem Tertiärsockel vorkommen. Anschließend erfolgte die Eintiefung der Pettenbachrinne, die auch noch etwa 35 m tief in die Molasse eingesenkt ist. Sie wurde dann von den Schottern der rißeiszeitlichen Alm aufgefüllt, wodurch wieder die Verlegung zum heutigen Almtal hin möglich wurde, wie auch die Eintiefung jener Rinne, in die die würmeiszeitlichen Schotter des Tales eingelagert werden konnten, die heute zerschnitten, als Niederterrassenleisten und Sporne, das Tal begleiten.

Fahrtstrecke Vorchdorf - Sattledt - Oberaustal 14 km

Die Weiterfahrt auf der Autobahn führt jenseits der Almbrücke über Günzmoräne, anschließend über Älteren Deckenschotter, wobei im N die Silhouette des prägünzzeitlichen Schotterrückens von Eden-Reuharting zu sehen ist, dann weiter über die Pettenbach-Hochterrassenflur zu den Günzmoränen des Steyr-Kremsgletschers im Raume Sattledt, wobei dieses Zungenbecken noch von der Aiterbachflur, einem mindelzeitlichen Abfluß des Almtales, geschnitten wird.

In Sattledt Abfahrt von der Autobahn und Weiterfahrt in westlicher Richtung zur Trasse der geplanten Pyhrnautobahn.

Stop 8/1: Schottergrube beim Hof Winter, 2 km WSW von Sattledt

Übergang von der Günzmoräne in den Älteren Deckenschotter. Die Schottergrube liegt unmittelbar neben dem Einschnitt der geplanten Pyhrnautobahntrasse, bei deren Anlage tief verwitterte Blockmoräne aufgeschlossen war. Wenige 100 m weiter südlich war bereits von tonreichem, stark vergleytem Lehm bedeckte verwitterte Grundmoräne einzusehen. Die Ausläufer der Blockmoräne, die nach unten hin in tiefgründig verwitterten Älteren Deckenschotter übergehen, sind im vorliegenden 8–9 m hohen Aufschluß noch zu erkennen.

Deutlich geschichtete Schotter in grauer Sandpackung gehen nach oben in kaum geschichtete, gröbere, unsortierte und schlecht gerundete blockführende Geröllpackung über. Während im liegenden Bereich reichlich alpines Kristallin und Quarz enthalten sind, nehmen diese Bestandteile im hangenden Teil zugunsten der Kalk- und Flyschkomponente ab. Auch die unregelmäßige Zurundung nimmt in dieser Richtung ab. Kräftige Verwitterung, Zersetzungs-

erscheinungen bis an die Aufschlußsohle. Klüftung, jedoch nur geringe Verfestigung. Abtragungsoberfläche mit einzelnen bis 1,5 m tiefen Lehmtaschen und -dellen.

Fahrtstrecke Oberaustall - Wels 12 km

Weiterfahrt über die Platte der Älteren Deckenschotter nach Wels, das sich auf letzt- und postglazialen Stufen des Trauntales ausbreitet.

Wels

Industrie- und landwirtschaftliche Messestadt mit 50.000 Einwohnern, Verkehrs- und Schulzentrum, Brückenstadt. Alter Stadtplatz mit schönen Bürgerhäusern, landesfürstliche Burg, Reste der mittelalterlichen Stadtbefestigung, Hauptstadt der römischen Provinz Noricum ripense (Ufernorikum).

Überblick über die Traun-Enns-Platte (vergl. Tafel II)

Die von Ager-, Traun-, Donau- und Ennstal begrenzte Platte aus verschiedensten Quartär-sedimenten besteht im NE-Teil im wesentlichen aus den beiden großen Sanderflächen der Älteren Deckenschotter, die von den Schmelzwässern des günzeitlichen Steyr-Krems-gletschers und des im unteren Steyrtal endenden Zweiges dieses mächtigen Gletschers geschüttet wurden. Ungefähr an der Verschneidung der beiden Schwemmkegel, unter der sich auch eine Schwelle in der tertiären Molasse befindet, die südlich Linz sogar über die ÄDS emporragt, nördlich Kremsmünster aber gerade noch von ihnen bedeckt wird, liegt das oberösterreichische Kremstal. Diese Verhältnisse läßt auch das heutige Grundwassernetz noch gut erkennen (vergl. Abb. 15). Die beiden Sander füllen, wie dem Tertiärrelief zu entnehmen ist, breite Einmündungen aus, denen die unmittelbar prägünzeitlichen Abflüsse folgten. Im E schließt mit der Anhöhe des Etzengarn bei Steyr abermals eine Molasseschwelle an, die die gegen E gerichteten günzeitlichen Schmelzwässer aus dem Ennstal von jenen des Steyrtales trennte. Unmittelbar westlich dieser Schwelle konnte sich dann der Steyrfluß eintiefen und in der Mindeleiszeit die JDS von Wolfen ablagern.

Im SW-Teil dagegen zeigt die Traun-Enns-Platte einen mannigfaltigen Wechsel zwischen Moränen und glazifluviatilen Schottern aller 4 klassischen alpinen Eiszeiten, die von den Gletschern und Schmelzwässern aus dem Krems-, Alm- und Trauntal abgelagert wurden. Gerade hier geben zum Teil übereinander liegende (Kremstal bei Kremsmünster) sowie ineinandergeschachtelte (Terrassentäler und Moränen des Kremstales) und nebeneinander liegende Moränen und Schotterfluren (besonders ausgeprägt im Bereich des Almtales) gute Möglichkeiten für die Gliederung des Eiszeitalters. Die sich trichterförmig am Flyschalpenrand öffnenden Täler boten reichlich Gelegenheit für die Verlegung der Flüsse und Täler, denen die in den Kaltzeiten jeweils nachstoßenden Gletscher gefolgt sind oder die von deren Schmelzwassersedimenten aufgefüllt wurden.

Die gute Kenntnis des Molassereliefs infolge der seismischen Untersuchungen und der zahlreichen Bohrungen auf Erdöl ergänzen und bestätigen die aufgrund der Kartierungen gewonnen Erkenntnisse. Von Interesse ist hier auch der die ÄDS mit höherem Molassesockel überragende Schotterest von Eden-Reuharting, der wohl als prägünzeitliche Schmelzwasserablagerung zu betrachten ist. Sein Sockel setzt sich in beiden Richtungen noch als Schwelle unter den ÄDS fort.

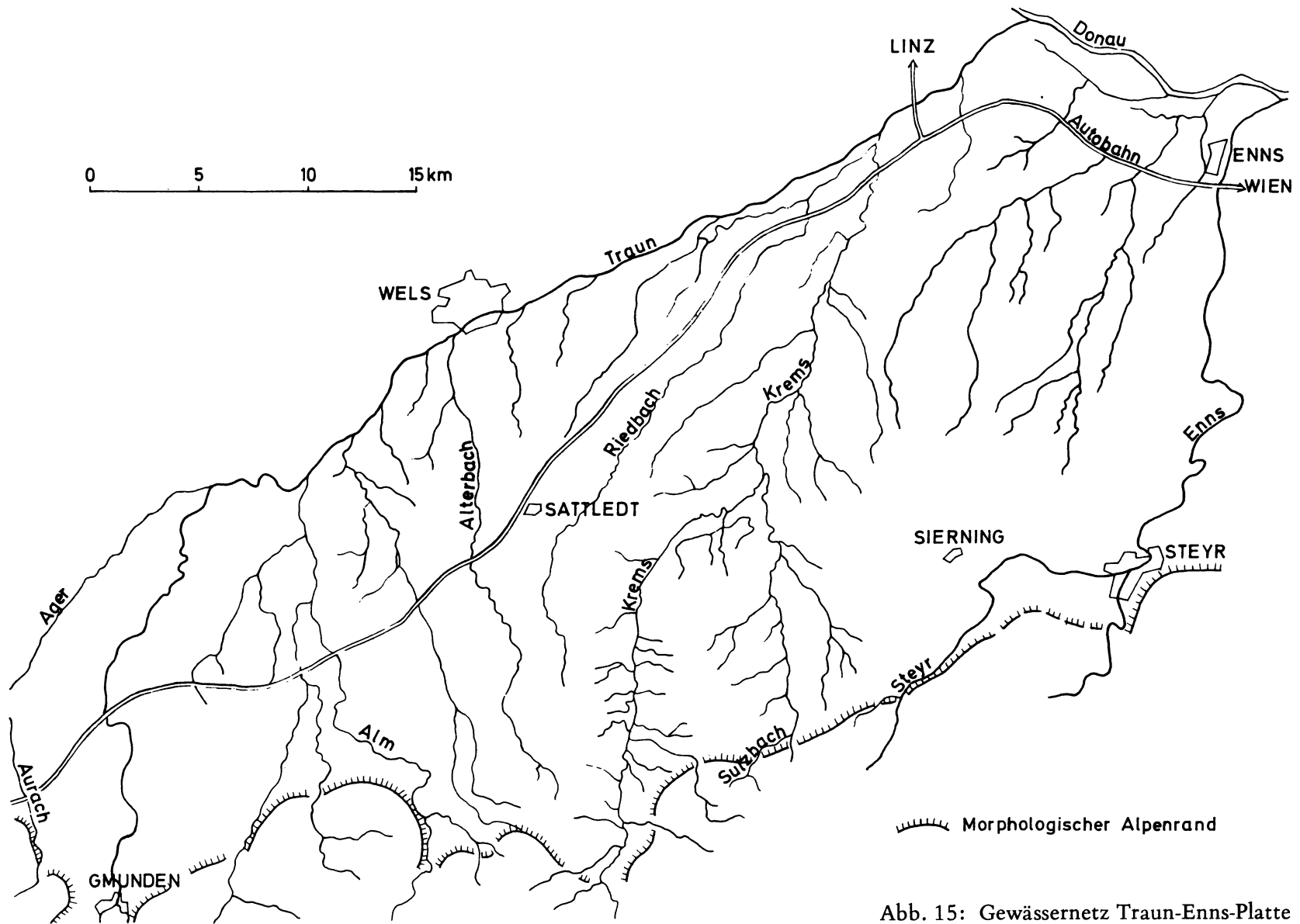


Abb. 15: Gewässernetz Traun-Enns-Platte

Das Relief der überdeckten tertiären Molasse in der westlichen Traun-Enns-Platte (siehe Abb. 16)

Das Relief der tertiären Molasse setzt sich aus einer Anzahl von Mulden und Schwellen zusammen. Dabei können jeweils an den Alpenportalen des Alm-, Traun- und Aurachtales einsetzende, in NE-Richtung führende flache Mulden (A–E) von annähernd meridional verlaufenden, stärker eingetieften Rinnen unterschieden werden (I–V), die die ersteren verschieden tief unterschneiden. Unter Berücksichtigung der Auffüllung bzw. Überdeckung dieses Reliefs mit verschiedenen alten quartären Sedimenten erwiesen sich die Mulden A–E als präglänzeitlich, die Rinnen I–V, je nach Eintiefung als präminde- bis präwürmzeitlich (H. KOHL, 1974).

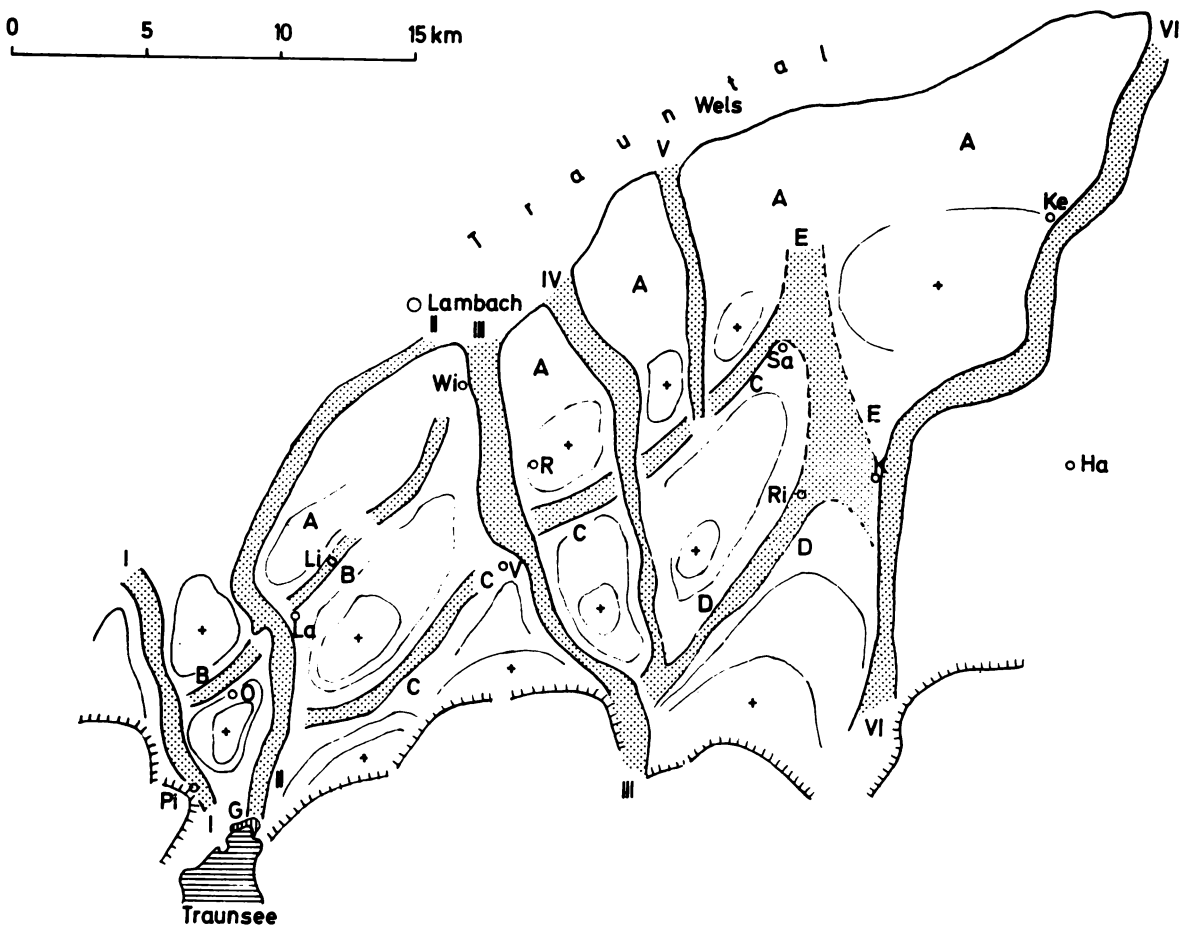


Abb. 16: Relief der überdeckten tertiären Molasse im Bereich der Traun-Enns-Platte

Ortsbezeichnungen:

G	Gmunden	Pi	Pinsdorf
Ha	Bad Hall	R	Reuharting
Ke	Kematen/Krems	Ri	Ried im Traunkreis
La	Laakirchen	Sa	Sattledt
Li	Lindach	V	Vorchdorf
O	Ohlsdorf	Wi	Bad Wimsbach-Neydharting

Alte Hochmulden: Prägünzeitliches Entwässerungssystem

- A Randmulde –
längs des heutigen unteren Trauntales
- B Ohlstorf-Lindacher-Mulde –
aus dem Aurachtal nach NE
- C Oberweis-Vorchdorf-Sattledter-Mulde –
aus dem Trauntal nördlich Gmunden nach NE
- D Voitsdorfer Mulde –
aus dem Almtal über Pettenbach nach Voitsdorf
- E Schleißheimer Mulde –
aus dem Kremstal südlich Kremsmünster in Richtung Schleißheim bei Wels

Jüngere Meridionalrinnen

- I Pinsdorfer Rinne (präißzeitlich)
parallel zum heutigen Aurachtal: Pinsdorf - Aurachkirchen - Puchheim
- II Gmundner Trauntalrinne (präwürmzeitlich)
Gmunden - Steyermühl - Stadl Paura bei Lambach
- III Almtalrinne (präwürmzeitlich)
dem heutigen Almtal entlang
- IV Pettenbachrinne (präißzeitlich)
aus dem Almtal über Pettenbach - Eberstallzell nach Fischlalm
- V Aiterbachrinne (prämindelzeitlich)
von Oberaustall nordwärts, nur schwach angedeutet
- VI Kremstalrinne (präiß-präwürmzeitlich)

Hermann Kohl:

2. Tag, 12. September 1974

Stop 1/2: Lehmgrube der Ziegelei Würzburger in Aschet bei Wels

Der Aufschluß liegt in den schluffig-lehmigen Deckschichten über dem ÄDS der Traun-Enns-Platte. Diese wird in einem 65 m hohen Erosionssteilrand von der Traun her südlich der Stadt Wels unterschritten. Über dem hinter dem Werksgelände der Ziegelei in 350 m Höhe gelegenen und durch Quellen gekennzeichneten Molassesockel folgen, etwa 28 m mächtig, stark verwitterte und gegen den Steilhang zu teilweise verfestigte Schotter und darüber 8–10 m Löß und Lehm. Der Lehmabbau im Aufschluß reicht etwa bis zur Schotteroberfläche, wo sich im Jahre 1955 durch einen Erdfall ein etwa 5 m tiefes und 80 cm weites Loch geöffnet hat (J. ROHRHOFER, 1956). Der Einbruch erfolgte in eine „Geologische Orgel“, einem karstartigen Auslaugungsschacht in den ursprünglich kalkreichen Schottern. Von solchen Einbrüchen über ÄDS in der Traun-Enns-Platte wird von mehreren Stellen beim Bau der Autobahn berichtet.

Im November 1974 wurden die Deckschichten längs des ganzen Profiles I in Abständen von 40 und 30 cm, im basalen Teil von 20 cm, längs des Profiles II nur vom basalen Bereich, Proben entnommen und zur paläomagnetischen Datierung an das Geophysikalische Institut in Prag eingesandt (vergl. Abb. 17). Die inzwischen eingelangten Daten (Briefliche Mitteilung von Dr. V. BUCHA vom 19. 9. 1975) wurden in die Profile (Abb. 18 und Abb. 19) aufgenommen. Alle Proben weisen positive Inklination und eine um Null schwankende Deklination auf. Diese Ergebnisse stimmen also nicht mit den von J. KUKLA und A. KOČÍ für Linz überein, obwohl es sich in beiden Fällen um die gleiche morphostratigraphische Position (Deckschichten über Günzschottern) handelt (vergl. Abb. 8). J. KUKLA hatte 1969 und 1970 aus der Lehmgrube des Ziegelwerkes Fabigan und Feichtinger in Linz, Kudlich- bzw. Grabnerstraße, an drei verschiedenen Stellen eine Anzahl von Proben entnommen, von denen die jeweils tiefste knapp über dem Schotter reverse Orientierung ergab (Briefliche Mitteilung vom 9. 8. 1972). Damit bleibt nur die Alternative, daß es sich entweder bei völlig gleicher morphostratigraphischer Position in Linz und Wels um sehr verschieden alte Schotter handelt oder daß in Wels vielleicht doch in der basalen Solifluktionsschicht sowie im Verwitterungslehm der Schotter, wo die Umkehr des Magnetfeldes im Vergleich zu Linz erwartet werden müßte, die ursprüngliche magnetische Orientierung durch sekundäre Verlagerung gestört sein könnte. Auf eine solche Verlagerung an der Basis der Deckschichten scheint auch die in den kaum 30 m voneinander entfernten Profilen I (Proben 27 und 28) und II (Proben 31 und 32) nicht übereinstimmende Deklination hinzuweisen.

Schnecken konnten nur aus den Schichtgliedern 2–5, dem kalkhaltigen Löß, gesammelt werden. Unter den 150 Individuen und mehreren Bruchstücken waren nur *Succinea oblonga*, z. T. auch *Succinea oblonga elongata* festzustellen.

Die palynologische Untersuchung von Proben aus den Gytjtjebändern des Profiles II ergab wenige Pollen von *Carya* und *Pterocarya* aus b und *Pinus*, *Picea*, *Abies*, sowie *Engelhardtia* und *Myricaceen* aus d (Mündliche Mitteilung Prof. W. KLAUS).

Für die Bestimmung des Kalkgehaltes und die Korngrößenanalyse sei der Landwirtschaftlich-chemischen Bundesversuchsanstalt in Linz (Hofrat Dr. SCHILLER und Dipl.-Ing. DDr. V. JANIK) aufrichtig gedankt.

K. METZGER's (1974) erst bei Redaktionsschluß erschienene geophysikalische und geochemische Untersuchungen betreffen den gleichen Aufschluß, nicht aber die gleiche Abbauwand. Er konnte aufgrund von 1970 entnommenen Proben innerhalb der Deckschich-

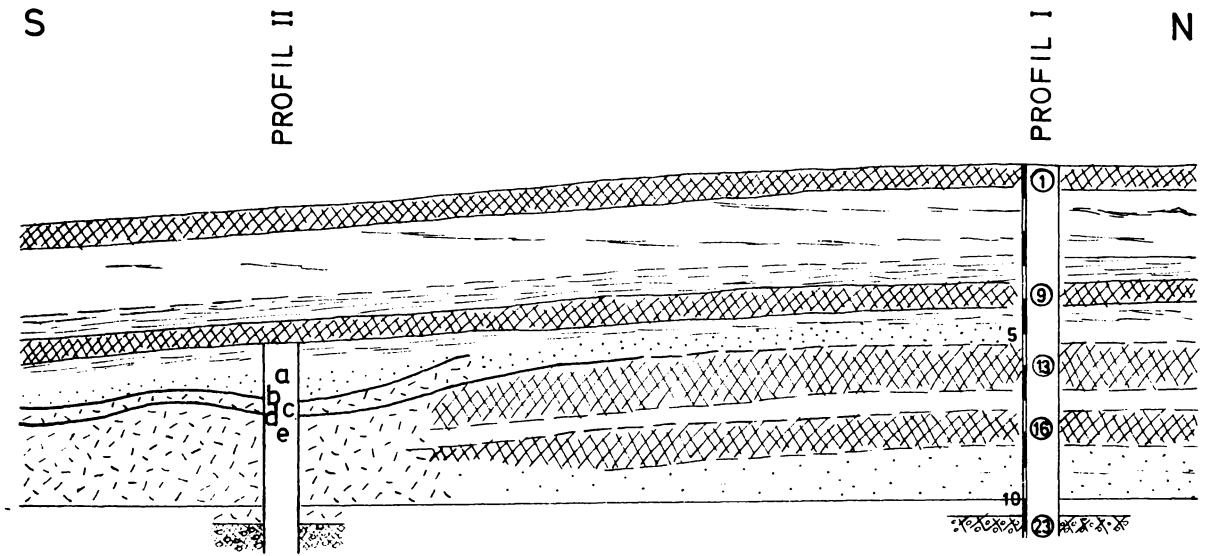


Abb. 17: Ziegelwerk Würzburger Wels; westliche Aufschlußwand (Aufnahme H. KOHL, 1974)

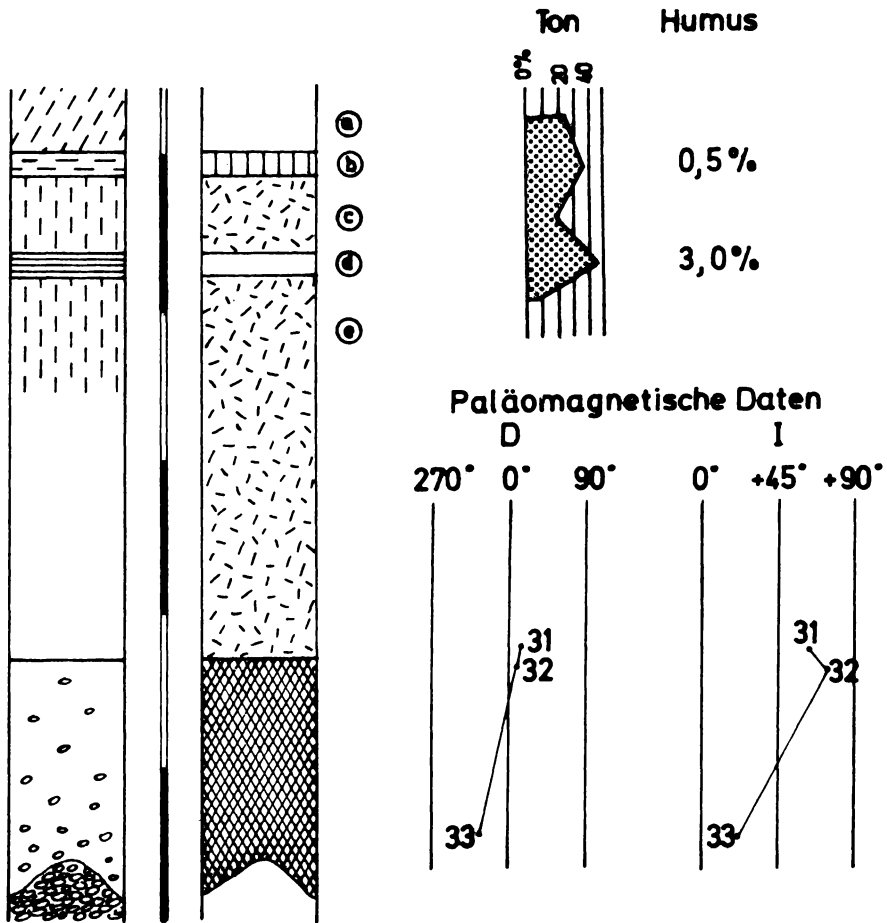


Abb. 19: Ziegelwerk Würzburger Wels; Profil II

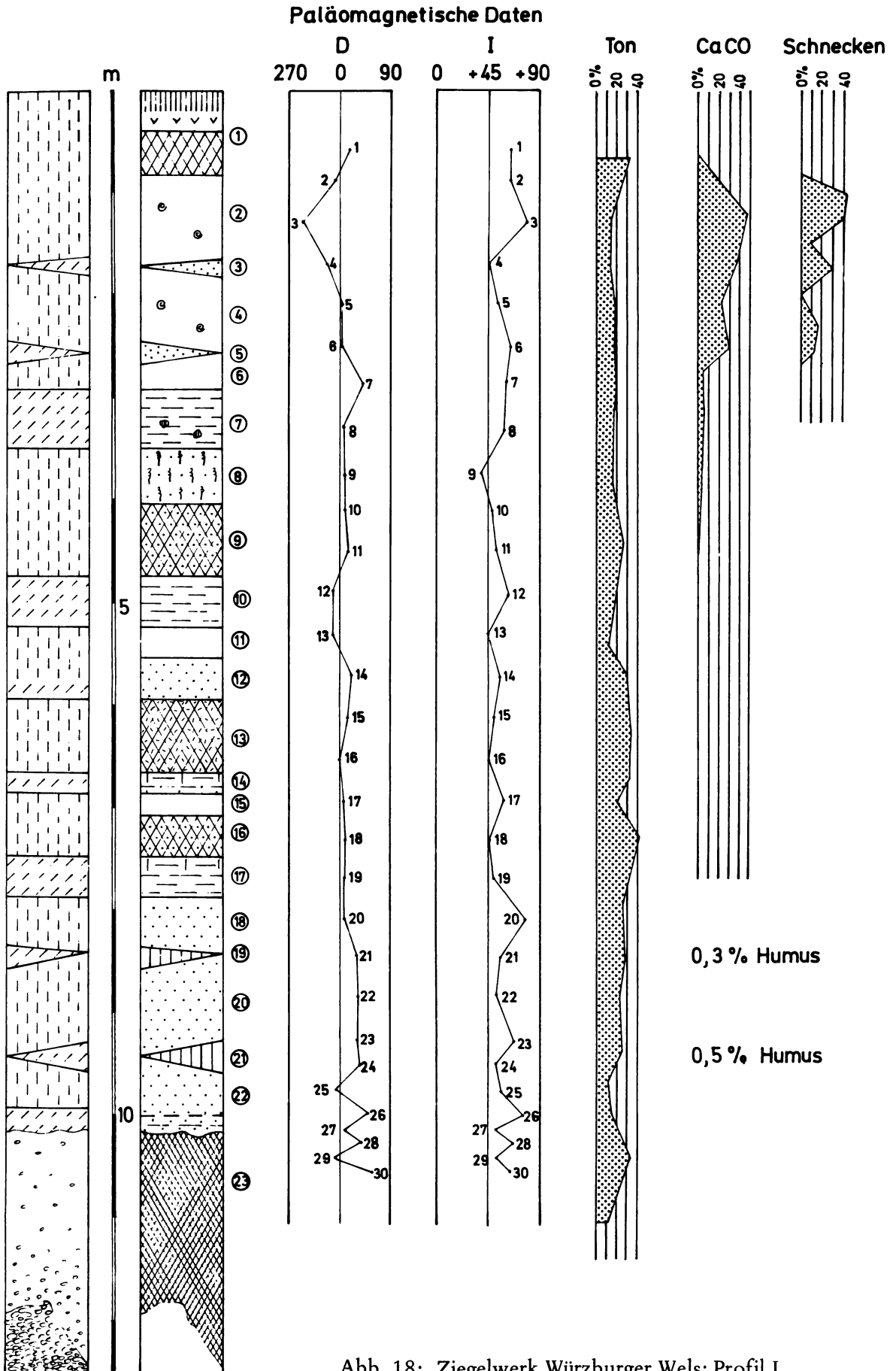


Abb. 18: Ziegelwerk Würzburger Wels; Profil I

ten auf vier verschiedene, durch Landoberflächen voneinander getrennte Sedimentationspakete schließen.

Die Profilbeschreibung und Aufnahme erfolgte im Frühjahr 1974 mit Ergänzungen am 21. 10. und am 8. 11. 1974.

Profil I (ostschauende Wand)

- 1 0– 0,80 m Parabraunerde, schwach tagwasservergleyt. B_t: Brauner bis dunkelbrauner (10 YR 5/3–4/3) kalkfreier schluffiger Lehm
- 2 – 1,60 m Löß. Lichtolivbrauner (2,5 Y 5/4–5/6) kalkreicher (46,2 %) Schluff, mitteldicht, reich an Schnecken (*Succ. obl.*)
- 3 – 1,80 m Oberer Naßboden. Graubrauner bis lichtolivbrauner (2,5 Y 5/2–5/4) kalkreicher (35,7 %) Schluff, mitteldicht, leicht vergleyt und z. T. kryoturbat in Linsen aufgelöst, reich an Schnecken (*Succ. obl.*)
- 4 – 2,40 m Löß. Lichtolivbrauner (2,5 Y 5/6) kalkreicher (20,2 %) Schluff. Mitteldicht, mäßig Schnecken enthaltend (*Succ. obl.*)
- 5 – 2,65 m Unterer Naßboden. Lichtolivbrauner (2,5 Y 5/4) kalkreicher (26,9 %) Schluff, mitteldicht, leicht vergleyt und z. T. kryoturbat gestört, mäßig Schnecken enthaltend (*Succ. obl.*)
- 6 – 2,90 m Braunlöß. Lichtolivbrauner bis gelblichbrauner (2,5 Y 5/6–10 YR 5/4) schwächst kalkhaltiger (0,6 %) Schluff, mitteldicht-dicht, frei von Schnecken. Mn-Konkretionen bis 5 cm ϕ , die nach unten zu zahlreicher werden
- 7 – 3,50 m Plattiger Braunlöß. Gelblichbrauner (10 YR 5/4) schwächst kalkhaltiger (0,8 %) Schluff mit rötlichen Fe-Hydroxidfilmen an Schicht- (1–2 cm) und Kluffflächen. Einzelne hellgraue Krotowinen bis 8 cm ϕ , übergehend in
- 8 – 4,00 m „Wurmrohrlöß“. Gelblichbrauner (10 YR 5/4) schwächst kalkhaltiger (0,8 %) schwach lehmiger Schluff. Zahlreiche Regenwurmrohren mit Losung und Toneinschwemmungen. Einzelne Holzkohlenflitter. Mn-Konkretionen nehmen bis 1 cm ϕ zu
- 9 – 4,70 m B_t fossil (1). Brauner bis dunkelbrauner (10 YR 5/4–4/3) kalkfreier, vergleyter schluffiger Lehm, kleinblockig, nach oben z. T. kryoturbate Aufbiegungen
- 10 – 5,20 m Plattiger Braunlöß. Gelblichbrauner (10 YR 5/4) bis lichtolivbrauner (2,5 Y 5/6) kalkfreier lehmiger Schluff, vergleyt, nach unten zu Mn-Konkretionen bis 1,5 m ϕ . Fe-Hydroxidabscheidungen an Platten und Klüften. Die plattige Ausbildung (0,5–1,0 cm) beginnt schon im hangenden B_t und geht nach unten über in
- 11 – 5,50 m Löß. Lichtolivbrauner (2,5 Y 5/6) dünnschichtiger kalkfreier Schluff, etwas lockerer als das Hangende
- 12 – 5,90 m Braunlöß. Gelblichbrauner bis lichtolivbrauner (10 YR 5/4–2,5 Y 5/6) kalkfreier lehmiger Schluff, dicht, gleyfleckig mit massenhaft Mn-Konkretionen bis 2 cm ϕ und Toninfiltration in kleinen Hohlräumen.
- 13 – 6,60 m B_t fossil (2). Gelblichbrauner bis dunkelgelblichbrauner (10 YR 5/6–10 YR 4/3 – Mischfarbe) stark vergleyter kalkfreier schluffiger Lehm. Teilweise mit Wurmrohren an der Oberfläche, aber schwächer als bei Horizont 8.
- 14 – 6,80 m Plattiger Braunlöß. Gelblichbrauner (10 YR 5/6) schwächst kalkhaltiger (0,4 %) schluffiger Lehm, sehr dicht, lamellenartig, zum hangenden Horizont hin kugelige Mn- und Fe-Konkretionen bis 1 cm ϕ . Coatings in von oben eindringenden Rissen.
- 15 – 7,00 m Braunlöß. Gelblichbrauner (10 YR 5/4) schwach kalkhaltiger (1,0 %) lehmiger Schluff
- 16 – 7,40 m B_t fossil (3). Dunkelbrauner bis gelblichbrauner (10 YR 4/3–5/6) Lehm, schwächer vergleyt als B_t (2) und keine so festen Konkretionen
- 17 – 7,80 m Plattiger Braunlöß. Gelblichbrauner (10 YR 5/8) kalkhaltiger schluffiger Lehm. Sehr dicht, Platten von 1–2 cm mit Fe-Hydroxidabscheidungen an Schichtflächen und Klüften. Coatings.
- 18 – 8,30 m Braunlöß. Gelblichbrauner bis bräunlichgelber (10 YR 5/8–6/8) schwach vergleyter kalkfreier lehmiger Schluff, mitteldicht, ganz kleine Mn-Konkretionen, feine Wurzelrohren, Coatings reichen von B_t (3) herein
- 19 – 8,50 m Oberer humoser Naßboden. Brauner bis gelblichbrauner (10 YR 5/3–5/4) schwächst kalkhaltiger (0,6 %) humoser (0,5 %) schluffiger Lehm mit Pflanzenresten, schwach vergleyt
- 20 – 9,20 m Braunlöß. Bräunlichgelber bis gelblichbrauner (10 YR 6/6–5/6) schwächst kalkhaltiger (0,8 %) schwach vergleyter lehmiger Schluff. Bis ca. 25 cm unter dem Hangenden stark rostfleckig, wenige punktförmige Konkretionen, Pflanzenspurten

- 21 – 9,50 m Unterer humoser Naßboden. Gelblichbrauner (10 YR 5/4) schwächst kalkhaltiger (0,6 %) vergleyter humoser (0,3 %) lehmiger Schluff mit Pflanzenspuren
- 22 –10,10 m Braunlöß. Gelblichbrauner (10 YR 5/4) schwach kalkhaltiger (1,3 %) Schluff, locker bis mitteldicht, unterhalb des Hangenden etwas rostfleckig. Stecknadelgroße Mn-Konkretionen, zum Liegenden hin allmählich Einsetzen einer lamellenartigen Ausbildung mit zunehmenden Fe-Hydroxidabscheidungen an Kluft- und Schichtflächen
- 23 –12,40 m B_t fossil „Pechschotter“ (Ferretto). Brauner bis dunkelbrauner (7,5 YR 5/4–4/4) in etwas größerer Tiefe rötlichbrauner bis dunkelbrauner (5 YR 4/4–7,5 YR 4/4) entkalkter Lehm mit Restkiesen, geht in sehr unterschiedlicher Tiefe (ca 1–1,5 m schwankend) in nicht verlehnten, aber stark angeätzten bis zersetzten, noch Karbonate enthaltenden Schotter über.

Profil II

- a Bis max. 40 cm mächtiger, lichtolivbrauner bis gelbbrauner (2,5 Y 5/6–10 YR 5/8) kalkfreier, gleyfleckiger Schluff, porös, aber dicht gelagert mit vielen Pflanzenröhren
- b Gyttja-Anmoor-fossil: 10–15 cm mächtig (Muldenfüllung), dunkelgraubrauner (2,5 Y 4/2) schwächst kalkhaltiger (0,4 %) humoser (0,5 %) schluffiger Lehm mit org. Resten und Pflanzenröhren, etwas verlagert und geschichtet
- c 40–60 cm mächtiger, olivgrauer (5 Y 5/2) bis olivfärbiger (5 Y 5/4–4/4) kalkfreier lehmiger Schluff mit Pflanzenresten, ungeschichtet
- d Gyttja-fossil: Humoser (3 %) schwächst kalkhaltiger (0,4 %) lehmiger Ton, bestehend aus 4 cm mächtigem dunkelbraunem (7,5 YR 3/2) Horizont, dicht, mit Holzkohlenflittern und 10 cm mächtigem sehr dunkelbraunem (10 YR 3/3–3/4) Horizont, weniger dicht, leicht zerfallend, teilweise schichtig mit helleren Bändern
- e G-Horizont: Stark ausgeprägter Reduktionshorizont, lichtolivgrauer (5 Y 6/2) bis lichtolivbraungrauer (2,5 Y 6/2) kalkfreier Schluff. An Klüften Fe-Hydroxidausscheidungen

Fahrtstrecke Wels (Ziegelei Würzburger) - Sattledt 8 km

Stop 2/2: Lehmgrube Unterhart bei Sattledt der Ziegelei Würzburger

Im Liegenden der Decklehme von Unterhart vollzieht sich bereits der Übergang vom ÄDS zur Günzmoräne von Sattledt, die geomorphologisch als eine leichte, quer zur fächerförmigen Gliederung des im N anschließenden Sanders verlaufende Geländewelle erkennbar ist. Beim Bau der Autobahn war diese Moräne gut aufgeschlossen. Im Ortsbereich von Sattledt war das Günzzeitliche Gletschertor, von dem aus der große Sander der ÄDS geschüttet wurde, vgl. hierzu das radial auseinanderstrebende Gewässernetz und die Mulde von Sattledt (Abb. 16). Durch dieses Gletschertor flossen auch in der frühen Mindelzeit noch Schmelzwässer ab, wie die in das Günzzeitliche Zungenbecken eingelagerten Mindelschotter („Graue Nagelfluh“) beweisen. In der großen Ziegelei SE von Sattledt wurden Stausedimente und 2 km SW Sattledt Geschiebelehm angetroffen. 2 km östlich des Ortes tauchen dann die Günzschotter und die Günzmoräne unter den Mindelsedimenten des ehemaligen Steyr-Kremsgletschers unter.

Die hier abgebauten Lehme sind in ihrer gesamten Mächtigkeit kalkfrei und größtenteils stark vergleyt. Sehr undeutlich sind alte B_t-Horizonte durch stärkere Vergleyung und Konkretionen erkennbar. Es könnte sich hier größtenteils um bereits primär kalkfreien Staublehm gehandelt haben, der aus älteren Verwitterungslehmen über ÄDS stammt (mittlerer Jahresniederschlag zwischen 950 und 1000 mm).

Stop 3/2: Sonde Sattledt 5

Von hier bietet sich ein guter Blick auf die mindelzeitliche Endmoräne des Steyr-Kremsgletschers, welche die Günzsedimente (Moräne + Schotter) 80 m überragt. Die Günzsedimente und die „Weiße Nagelfluh“ (siehe Abb. 20) tauchen unter die Mindelsedimente (Graue Nagelfluh und Moräne) unter, was beim Bau der Wasserversorgungsanlage Sattledt an Hand mehrerer Bohrungen und alter Aufschlüsse gut beobachtet werden konnte. Am W-Hang des Kremstales beißen die alten Sedimente wieder als Liegendes der Mindelsedimente aus.

Fahrtstrecke Sattledt - Kremsmünster, Gusterberg 8 km

Die Straße führt über die Mindelmoräne, von der sich oberhalb Kremsmünster ein guter Einblick in das mindelzeitliche Zungenbecken und in das Kremstal bietet.

Stop 4/2: Ausblick vom Gusterberg, Gasthaus zum „Baum mitten in der Welt“ (hiez Abb. 20)

Der Aussichtspunkt liegt 488 m hoch am N-Ende des östlich des Kremstales gelegenen mindelzeitlichen Moränenwalles. Nach E zu liegt 80 m tiefer die Platte des ÄDS. Nach SW blicken wir in das mindelzeitliche Zungenbecken, dessen Moränenwälle auf beiden Seiten des Kremstales unmittelbar an die Flyschalpen anschließen, die auf der Ostseite um 4 km weiter nach N reichen als auf der Westseite. Der westliche Ast der Mindelmoräne weist an seiner Außenseite mehrere nach NW gerichtete Sporne auf, die auf drei größere Oszillationen des Gletschers schließen lassen. Die verschiedenen Abflußrichtungen aus diesen drei Gletscherständen sind heute noch durch Aiterbach, Ried-Sipbach und schließlich die nach NE zum Sulzbach hin gerichtete Krems zu erkennen. In alle drei Richtungen führen auch Stränge von Jüngerem Deckenschotter (H. KOHL, 1962 a). In dieses hoch liegende mindelzeitliche Zungenbecken sind die wesentlich kleineren rißzeitlichen Becken tief eingesenkt, die durch die Endmoränen von Diepersdorf NE Wartberg (430 m) und Heimberg (4 km weiter im N, 415 m) gekennzeichnet sind. Von beiden Ständen gehen Schotterfluren aus, die sich bei Kremsmünster in einer Hochterrasse vereinen. Wesentlich tiefer im Kremstal liegen außerdem verlehnte Moränenreste (Querwall von Wartberg a. d. Krems, 385 m) und Grundmoränenauskleidung an der Ostseite des Kremstales bis Krift, die auf zwei spät- oder jungrißzeitliche Gletscherstände schließen lassen. Bescheidene Schotterreste nördlich Wartberg dürften auf Schmelzwasserschüttungen dieser Gletscherstände zurückgehen. Möglicherweise hängt mit ihnen auch eine Erosionsterrasse zusammen, die nordöstlich Kremsmünster auf der rechten und nördlich Rohr auf der linken Seite des Kremstales auftritt. Ähnlich wie am Traungletscher bei Pinsdorf sind auch hier Haupt- und Spätrißstände durch eine bedeutende Erosionsphase voneinander getrennt, die auf einen größeren Eistrückzug schließen läßt. Eine Niederterrasse fehlt hier, weil der würmzeitliche Gletscher bereits 40 km weiter im S nördlich Windischgarsten sein Ende hatte. Seine Schmelzwasserablagerungen konnten die Wasserscheide zwischen Steyr- und Kremstal bei Schön nicht mehr überschreiten, sie wurden daher zur Gänze entlang des unteren Steyrtales zur Enns hin geschüttet. Würmeiszeitliche Schotter aus der Lokalvergletscherung der Kremsmauer keilen bereits im Becken von Kirchdorf aus. Entsprechender Periglazialschutt findet sich im Kremstal im Liegenden des mehrere Meter mächtigen Holozäns der Talsohle, das gelegentlich subfossile Baumstämme enthält. Im S sind die Flyschalpen und Kalkalpen mit dem Traunstein, 1691 m, zu sehen.

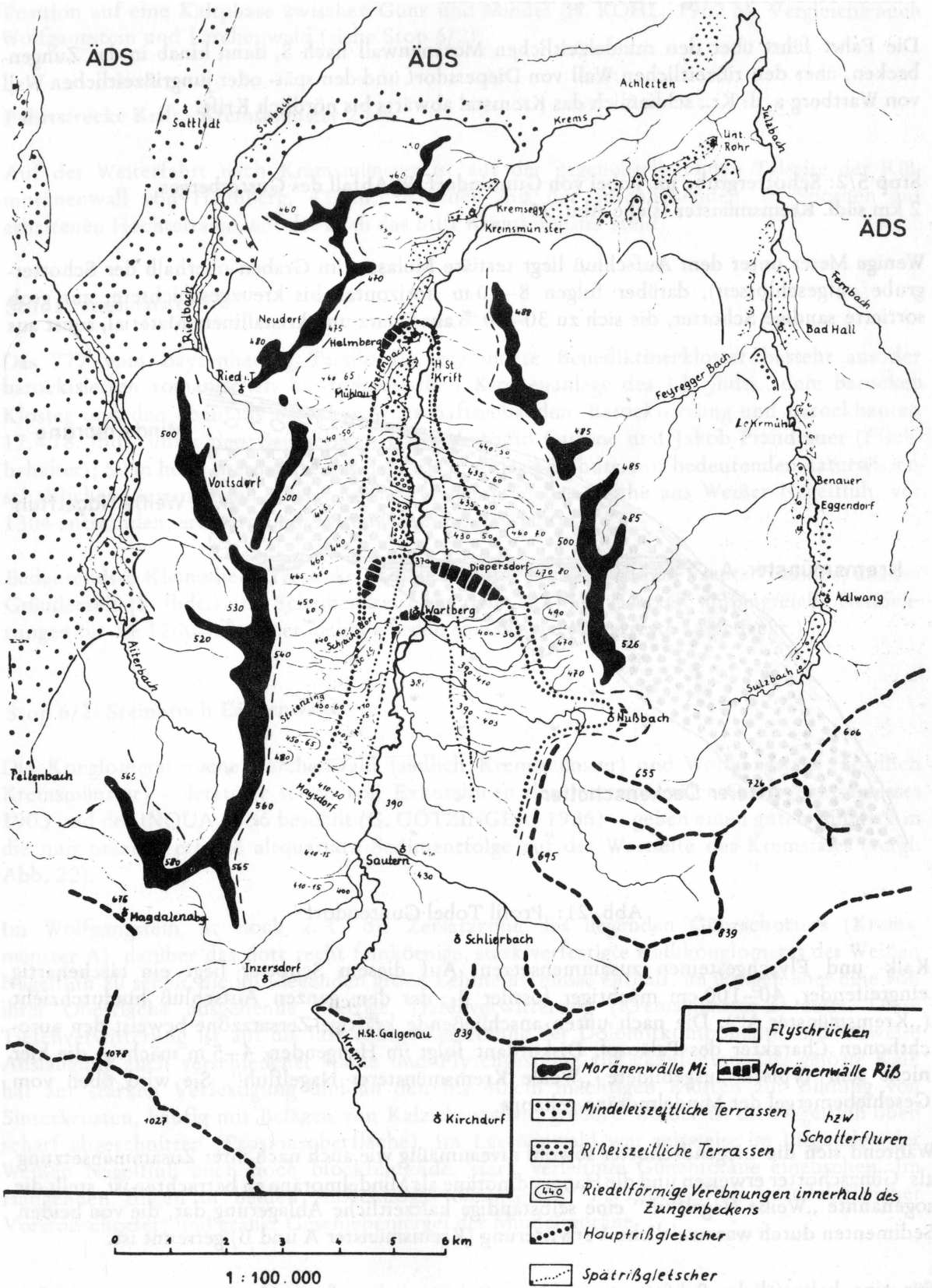


Abb. 20: Das mindel- und rißzeitliche Zungenbecken an der oberösterreichischen Krem (H. KOHL, 1974)

Fahrtstrecke Gusterberg - Wartberg - Krift 14 km

Die Fahrt führt über den mindelzeitlichen Moränenwall nach S, dann hinab in das Zungenbecken, über den rißzeitlichen Wall von Diepersdorf und den spät- oder jungrißzeitlichen Wall von Wartberg a. d. Kr., schließlich das Kremstal abwärts bis nördlich Krift.

Stop 5/2: Schottergrube im Tobel von Guntendorf, W-Abfall des Gusterberges, 2 km südl. Kremsmünster (siehe Abb. 21)

Wenige Meter unter dem Aufschluß liegt tertiäre Molasse (im Graben oberhalb der Schottergrube aufgeschlossen), darüber folgen 8–10 m horizontal- bis kreuzgeschichtete, nur grob sortierte sandige Schotter, die sich zu 30–40 % aus Quarz und kristallinem Material, sonst aus

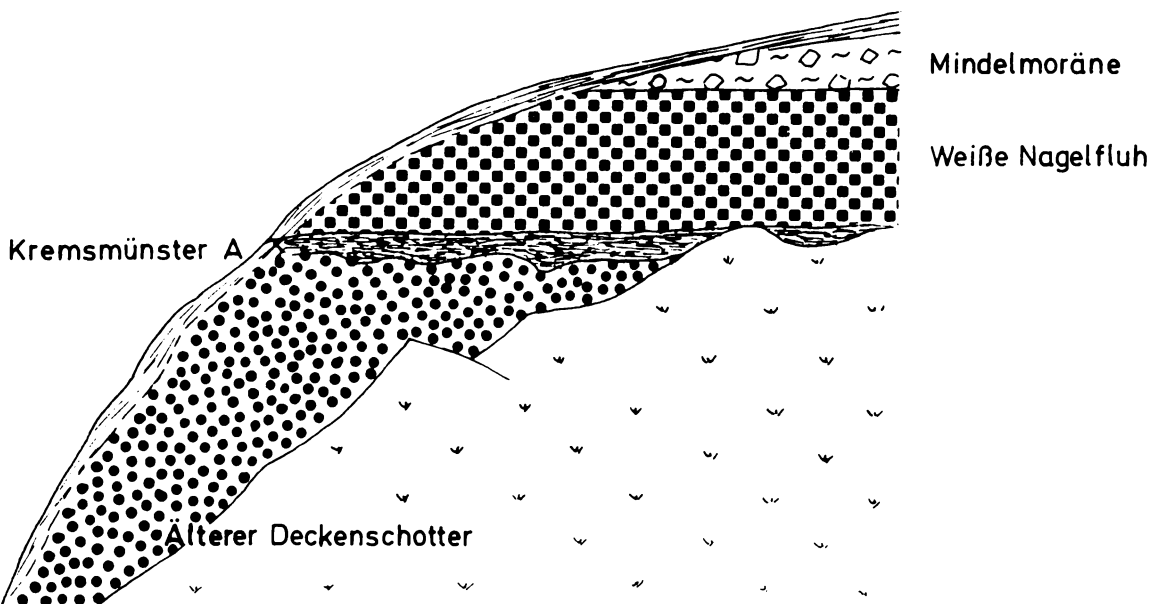


Abb. 21: Profil Tobel Guntendorf

Kalk- und Flyschgesteinen zusammensetzen. Auf diesem Schotter liegt ein taschenartig eingreifender, 40–100 cm mächtiger fossiler B_t, der den ganzen Aufschluß hindurchzieht („Kremsmünster A“). Die nach unten anschließende kräftige Zersatzzone beweist den autochthonen Charakter des Paläosol. Diskordant folgt im Hangenden, 4–5 m mächtig, die hier nicht sehr typisch ausgebildete „Weiße Kremsmünsterer Nagelfluh“. Sie wird oben vom Geschiebemergel der Mindelmoräne gekappt.

Während sich die Liegendschotter sowohl niveaumäßig wie auch nach ihrer Zusammensetzung als Günzschotter erweisen und die Hangendmoräne als Mindelmoräne zu betrachten ist, stellt die sogenannte „Weiße Nagelfluh“ eine selbständige kaltzeitliche Ablagerung dar, die von beiden Sedimenten durch warmzeitliche Verwitterung (Kremsmünster A und B) getrennt ist.

Für eine kaltzeitliche Schüttung sprechen: Gelegentlich auftretende Froststörungen in der Verwitterungszone Kremsmünster A, Blöcke von Lehm, die nur in gefrorenem Zustand in diese Schotter gelangt sein können und zahlreiche verstreute, oft eckige Blöcke aus Flysch und Kalk. Die Zusammensetzung der Nagelfluh (fast ausschließlich Karbonatgesteine) läßt auf eine Vergletscherung ohne Verbindung zu den Zentralalpen schließen, die stratigraphische

Position auf eine Kaltphase zwischen Günz und Mindel (H. KOHL, 1962 b). Vergleiche auch Wolfgangstein und Lärchenwald (siehe Stop 6/2).

Fahrtstrecke Krift - Kremsmünster 2 km

Auf der Weiterfahrt nach Kremsmünster ist auf der gegenüberliegenden Talseite der Reißmoränenwall von Heimberg, 415 m, zu sehen mit der anschließenden, in Spornen gut erhaltenen Hochterrasse, auf der auch das Stift Kremsmünster steht.

Stift Kremsmünster

Das 777 vom Bayernherzog Tassilo III. gegründete Benediktinerkloster besteht aus der barockisierten romanischen bis frühgotischen Kirchenanlage des 13. Jhdts., dem barocken Kloster und den ebenfalls barocken Wirtschaftsgebäuden. Barockisierung und Barockbauten 17.–18. Jhd. unter den Baumeistern Carlo Antonio Carlone und Jakob Prandtauer (Fischbehälter); 50 m hohe Sternwarte aus der 2. Hälfte des 18. Jhdts. mit bedeutenden naturwissenschaftlichen Sammlungen. Das Gunther-Hochgrab in der Kirche aus Weißer Nagelfluh, vor 1304 entstanden, erinnert an die Gründungssage des Stiftes.

Bedeutendste Kleinodien: Tassilokelch und Tassiloleuchter (aus dem Szepter Tassilos) aus der Gründerzeit (8. Jhd.) und Scheibenkreuz aus dem 12. Jhd. (Derzeit umfangreiche Renovierungen für die 1200-Jahr-Feier, dabei wurden romanische Mauerreste aufgedeckt.)

Stop 6/2: Steinbruch Lärchenwald

Die Konglomeratbrüche Lärchenwald (südlich Kremsmünster) und Wolfgangstein (nördlich Kremsmünster) – letzterer schon von Exkursionen des Internationalen Geologenkongresses 1903 und der INQUA 1936 besucht (G. GÖTZINGER, 1936) – geben einen guten Einblick in die nun präziser erfaßte altquartäre Sedimentfolge auf der Westseite des Kremstales (vergl. Abb. 22).

Im Wolfgangstein ist noch z. T. die Zersatzzone des liegenden Günzschotter (Kremsmünster A), darüber das dort recht feinkörnige, stark verfestigte Kalkkonglomerat der Weißen Nagelfluh zu sehen, die im Liegenden große Lehmeinschlüsse enthält, im übrigen aber eine von ihrer Oberfläche ausgehende kräftige Tiefenverwitterung (Kremsmünster B) zeigt. Diese Tiefenverwitterung ist auf die fast völlige Zersetzung der Dolomitkomponente und teilweise Auslaugung auch verschiedener Kalke und Flyschgesteine zurückzuführen. Der gelöste Kalk hat zur starken Verfestigung und an den bis 40 cm mächtigen Klüften zur Bildung von Sinterkrusten, häufig mit Belägen von Kalzitkristallen, geführt. Wieder ist die Nagelfluh oben scharf abgeschnitten (Erosionsoberfläche). Im Lärchenwald war zeitweise im Liegenden der Weißen Nagelfluh auch noch blockführende, stark verlehnte Günzmoräne einzusehen. Im Hangenden folgen in beiden Aufschlüssen die „Graue“ Flyschnagelfluh (mindelzeitlicher Vorstoßschotter) und grauer Geschiebemergel der Mindelmoräne.

Fahrtroute Kremsmünster - Bad Hall 8 km

Nach Querung der breiten, von postglazialen Sedimenten erfüllten Sohle des Kremstales erreichen wir beim Schloß Kremsegg die hier bis Unterrohr erhaltene Hochterrasse, die etwas höher unmittelbar am Mindelmoränenrand von einer Terrasse des JDS begleitet wird. Kurz vor Bad Hall wird schließlich das hier 400 m hohe Plateau der ÄDS erreicht.

W

Lärchenwald
Wolfgangstein

E

Gusterberg

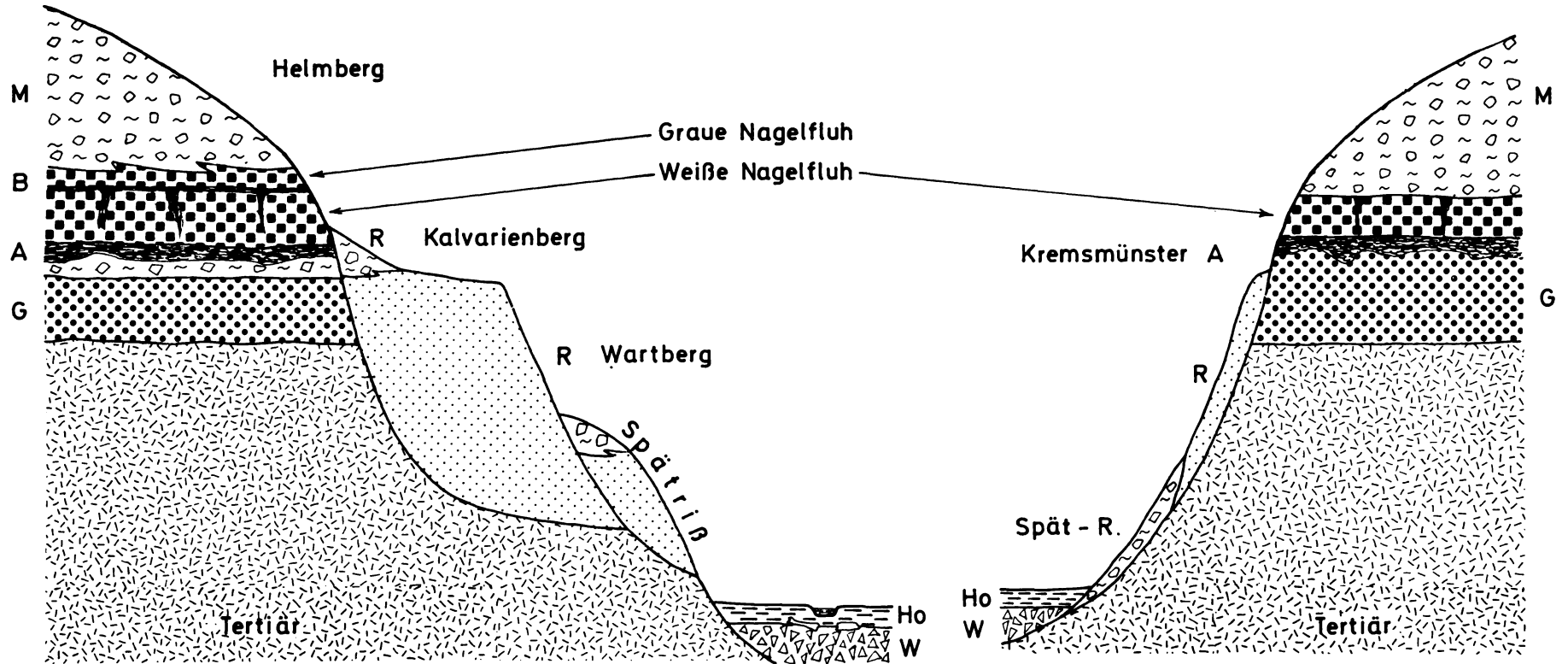


Abb. 22: Schematischer Querschnitt durch das Zungenbecken des oberösterreichischen Kremstales (H. KOHL, 1969)

Der Jodkurort Bad Hall liegt größtenteils auf einer aus autochthonem Material aufgebauten Hochterrasse des Sulzbachtales. Östlich des Kurortes breitet sich fächerförmig der gewaltige Schwemmfächer aus, der vom Steyrtal her nach N geschüttet wurde.

Stop 7/2: Schottergrube 1,5 km östlich Bad Hall

Der an der Talkante gelegene Aufschluß zeigt die in ihrer Mächtigkeit stark reduzierte lehmige Verwitterungsdecke, die taschenartig in die durch Tiefenverwitterung zersetzten Schotter der Älteren Decke eingreift. Teilweise sind annähernd vertikal verlaufende, mit Lehm erfüllte Röhren zu erkennen (Geologische Orgeln). An der Basis gehen die karbonat- und flyschreichen Schotter in kristallin- und quarzreiche Schotter über, die als Umlagerungsreste noch älterer Schotter zu deuten sind.

Fahrtstrecke Bad Hall - Steyr 18 km

Je mehr wir uns dem Steyrtal nähern, umso schwächer wird die Zertalung des von dort geschütteten günzzeitlichen Schwemmfächers (vergl. hierzu nochmals Abb. 15). Schließlich queren wir die periglazial geformten Trockenmulden, bis wir bei Sierning in etwa 410 m den Steilabfall zum Steyrtal erreichen. Im Steyrtal hat keiner der eiszeitlichen Gletscher mehr das Vorland erreicht. Bei Sierning breitet sich ein etwa 5 km langes Hochterrassenfeld aus, an das ein Stockwerk tiefer dann die Niederterrasse anschließt. Vom Erosionsbogen bei Baschallern zieht ein auch in den Tertiärsockel eingetiefter Streifen JDS (alter Steyrlauf von Wolfen) nach N bis zum Donautal durch. Die Anhöhe des östlich anschließenden Etzengarn besteht im wesentlichen aus tertiärer Molasse, die in 410–420 m von stärkstens vergleyten Lehmen bedeckt wird, in denen sich vereinzelt Restschotter befinden. Anscheinend handelt es sich hier um den Rest einer vor dem Durchbruch der Steyr zur Enns gebildeten prägünzzeitlichen Pedimentfläche. Die tonigen Lehme dürften größtenteils aus verwittertem Flyschschutt hervorgegangen sein.

Steyr

Historisch bedeutende Industriestadt mit heute etwa 47.000 Einwohnern. Gut erhaltene Altstadt um den Hauptplatz mit sehenswerten, z. T. noch gotischen Bürgerhäusern (Bummerlhaus) am Fuß der alten Steyrburg, heute Schloß Lamberg. Bedeutende gotische Pfarrkirche und entsprechende Barockbauten. Seit dem Mittelalter Umschlag- und internationaler Handelsplatz für Kleineisenerzeugnisse (Sensen, Sicheln und Werkzeuge) aus den vom steirischen Erzberg her mit Eisen versorgten gewerblichen Betrieben der „Eisenwurz“^{en}. Im 19. Jhdt. Industrialisierung. Aus der Waffenfabrik Josef Werndl's sind die Steyrwerke hervorgegangen, die heute Lastwagen und Traktoren erzeugen, ferner Kugellagerwerk usw.

Schrifttum zu Einleitung, 1. und 2. Tag

- BRÜCKNER E., 1886: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. – Geogr. Abh. I, S. 47.
 BRUNNACKER K., 1956: Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. – EuG, Bd. 7, S. 43–48.
 DEL NEGRO W., E. EBERS u. L. WEINBERGER, 1966: Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. – Veröff. d. Ges. f. Bayer. Landeskd., München, H. 19–22, 216 S.
 DEL NEGRO W., 1969: Bemerkungen zu den Kartierungen L. Weinbergers im Traungletschergebiet (Atter- und Traunseebereich). – Vh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 12–15.
 FINK J., 1956: Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. – EuG, Bd. 7, S. 49–77.

- FINK J., 1961: Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes. – Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges. Wien, Bd. 6, S. 26–51.
- FINK J., 1969: Le loess en Autriche. – Bull. AFEQ, Paris, S. 17–21.
- FINK J. u. L. PIFFL, 1975: The Danube from Krems to Vienna. – Quaternary Studies, Royal Society of New Zealand, Wellington. S. 127–132.
- FRENZEL B., 1973: Some Remarks on the Pleistocene Vegetation. On the Pleistocene Vegetation History. – EuG, Bd. 23/24, S. 281–292 und 321–332.
- GÖTZINGER G., 1936: Führer für die Quartärexkursion in Österreich. – I. Teil (III. INQUA-Konferenz), Wien.
- GRAUL H., 1937: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. – Mitt. Geogr. Ges. München, Bd. 30, S. 180.
- HUSEN D. v., 1971: Zum Quartär des unteren Ennstales von Großraming bis zur Donau. – Vh. Geol. B. A. Wien, H. 3, S. 511–521.
- HUSEN D. v., 1975: Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jb. Oö. Mus. Ver., Bd. 120, S. 271–289.
- KLAUS W., 1966: Bericht 1965 aus dem Laboratorium für Palynologie. – Vh. Geol. B. A., Wien, S. 68–69.
- KOHL H., 1955: Altmoränen und pleistozäne Schotterfluren zwischen Laudach und Krems. – Jb. Oö. Mus. Ver., Bd. 100, S. 321–344.
- KOHL H., 1958: Unbekannte Altmoränen in der südwestlichen Traun-Enns-Platte. – Festschrift H. Spreitzer, Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 100, H. I/II, S. 131–143.
- KOHL H., 1962 a: Zur Eiszeitgeologie der Traun-Enns-Platte. – Oö. Heimatblätter, Jg. 16, H. 1, Linz, S. 1–12.
- KOHL H., 1962 b: Eine unbekannte Verwitterungszone zwischen altpleistozänen Schottern bei Kremsmünster. – Vh. Geol. B. A. Wien, S. 383–386.
- KOHL H. u. L. WEINBERGER, 1968: Pleistocene Glaciation and its Deposits at the Northern Margin of the Austrian Alps. – University of Colorado Studies. Earth Sciences No. 7, S. 27–40.
- KOHL H., 1970: Das Quartärprofil von Kremsmünster in Oberösterreich. – Geogr. Jber. aus Österr., Bd. 33, S. 82–88.
- KOHL H., 1974: Die Entwicklung des quartären Flußnetzes im Bereich der Traun-Enns-Platte/Oberösterreich. – Heidelberger Geogr. Arbeiten (Hans-Graul-Festschrift), H. 40, Heidelberg, S. 31–44.
- METZGER K., 1974: Ein Beitrag zur Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen im Trauntal bei Wels/Oberösterreich. – EuG, Bd. 25, S. 10–24.
- NAGL H., 1970: Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 63, S. 185–202, Wien.
- PENCK A. u. E. BRÜCKNER, 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. I, Leipzig, S. 1–256.
- PREY S., 1947: Zur Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen im Trauntal östlich Ohlsdorf (Oberösterreich). – Vh. Geol. B. A. Wien.
- ROHRHOFER J., 1956: Eine geologische Orgel in Aschet. – Jb. d. Musealvereines Wels, S. 30–21.
- WEINBERGER L., 1950: Gliederung der Altmoränen des Salzach-Gletschers östlich der Salzach. – Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeologie 1, Innsbruck, S. 176–186.
- WEINBERGER L., 1955: Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Atterseezweige des Traungletschers. – Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich, Vh. Geol. B. A. Wien, Sonderheft D, S. 7–34.

Julius Fink:

3. Tag, 13. September 1974

Stop 3/1: Tabor, Steyr

Der Tabor befindet sich unmittelbar nördlich des Zusammenflusses von Steyr (von W kommend) und Enns (von S kommend). Blick auf den Stadtplatz mit der dominierenden Stadtpfarrkirche, am Anstieg zum NT-Sporn zwischen Steyr und Enns, auf dem das Schloß Lamberg, die ehemalige Stirapurch, 985 urkundlich erwähnt, liegt. Weiter Anstieg zur HT und zur Terrasse von Christkindl, die ob ihres höheren Tertiärsockels schon von A. PENCK (1909) dem JDS zugewiesen wurde.

Eigener Standort HT, die mit mächtigen Braunlössen überdeckt die besten landwirtschaftlichen Flächen des Raumes liefert; leider werden durch Ausbreitung der Stadt diese Flächen aufgezehrt.

Gegen links auf dem gegenüberliegenden Ufer die Steyrwerke, noch weiter links, nur mehr durch die Bäume am Abfall vom Taborweg sichtbar, der Steilhang der Luderleiten, an dem der Schlier als Sockel des ÄDS der Enns zutage tritt.

Die beiden Flüsse Enns und Steyr prägen durch ihre Terrassen den Raum, stellen auch einen wichtigen Verkehrsweg dar – sind aber auch durch ihre Hochwässer eine stete Bedrohung der Stadt, die erst jetzt durch die Kraftwerkskette an der Enns gemildert ist.

Schon seit langem ist die Terrassentreppe von Steyr als Modell alpiner Terrassen erkannt worden. Eine detaillierte Beschreibung des Raumes findet sich bei A. PENCK (und E. BRÜCKNER) 1909, 1. Band, S. 89 ff., eine durch drei Photos illustrierte bei G. GÖTZINGER im Führer zur INQUA-Exkursion 1936. Neue Bearbeitungen des Enns- und Steyrtales erfolgten von D. van HUSEN 1971 und 1975.

Auch die paläogeographische Entwicklung des Raumes ist überaus interessant. Auf sie wurde bereits bei der Beschreibung der Traun-Enns-Platte hingewiesen. Die Entwicklung des Flußnetzes ist deshalb gut rekonstruierbar, weil Steyr, Enns und auch Ybbs weiter im E petrographisch gut unterscheidbare Schotter absetzten: Steyr und Ybbs wurzeln in den Kalkalpen, während die Enns viel Material aus den Zentralalpen bringt.

Besondere Bedeutung besitzt die Höhe E Wolfen (auf der älteren amtlichen Karte richtig Etzengarn, auf der neueren, Blatt 51, fälschlich Enzengarn bezeichnet), wo fluviatile Sedimente zu finden sind, die aus der Zeit stammen, als weit ausgedehnte Fußflächen, vom Rand der Alpen ausgehend, das Vorland überspannten. Der Etzengarn stellt eine Schwelle dar, durch die der glazifluviatile Abfluß von Krems- und Steyrgletscher zuerst nach NW, später südlich von ihr gegen E erfolgen konnte (vergl. Tafel II). Die Enns dagegen schüttete nach Austritt aus dem Gebirge ihre gänzzzeitlichen Schotter – das Gletscherende lag innerhalb des Gebirges und ist nicht bekannt – in Form eines breiten Schwemmfächers gegen NE in Richtung Ybbstal (vergl. Tafel II). Nachher erfolgte deren randliche Unterschneidung in der Luderleiten und die Anlage des Jüngeren Deckenschotter in nördlicher Richtung. Es ist hervorzuheben, daß die jüngere Decke wieder, wie an den Gerinnen westlich und östlich der Enns, flächenmäßig weit gegenüber dem Älteren Deckenschotter zurücktritt.

Zur Rißeiszeit bestand bereits das heutige Steyrtal, d. h. die Entwässerung erfolgte nach E zur Enns, was durch die Hochterrasse beim Mayrpetter bewiesen werden kann, die ausschließlich aus kalkalpinen Schottern, durchsetzt von groben Blöcken, besteht.

Fahrtstrecke zum Ziegelwerk NW Steyr

Vom Tabor gegen W, über die Niederterrasse an den Rand der Hochterrasse beim Mayrpeter (MP auf Abb. 23), deren Schotteroberkante eine kräftige Verwitterung vom Typus Braunlehm trägt. Es fehlen hier die Deckschichten, meist Braunlöss. Dann Anstieg zum jüngeren Deckenschotter, in dessen Deckschichten mehrere Gruben zur Lehmgewinnung angelegt wurden. Eine aufgelassene Ziegelgrube linker Hand war im Schlier, der die trennende Schwelle gegen Wolfern („Etzengarn“) bildet, angelegt worden.

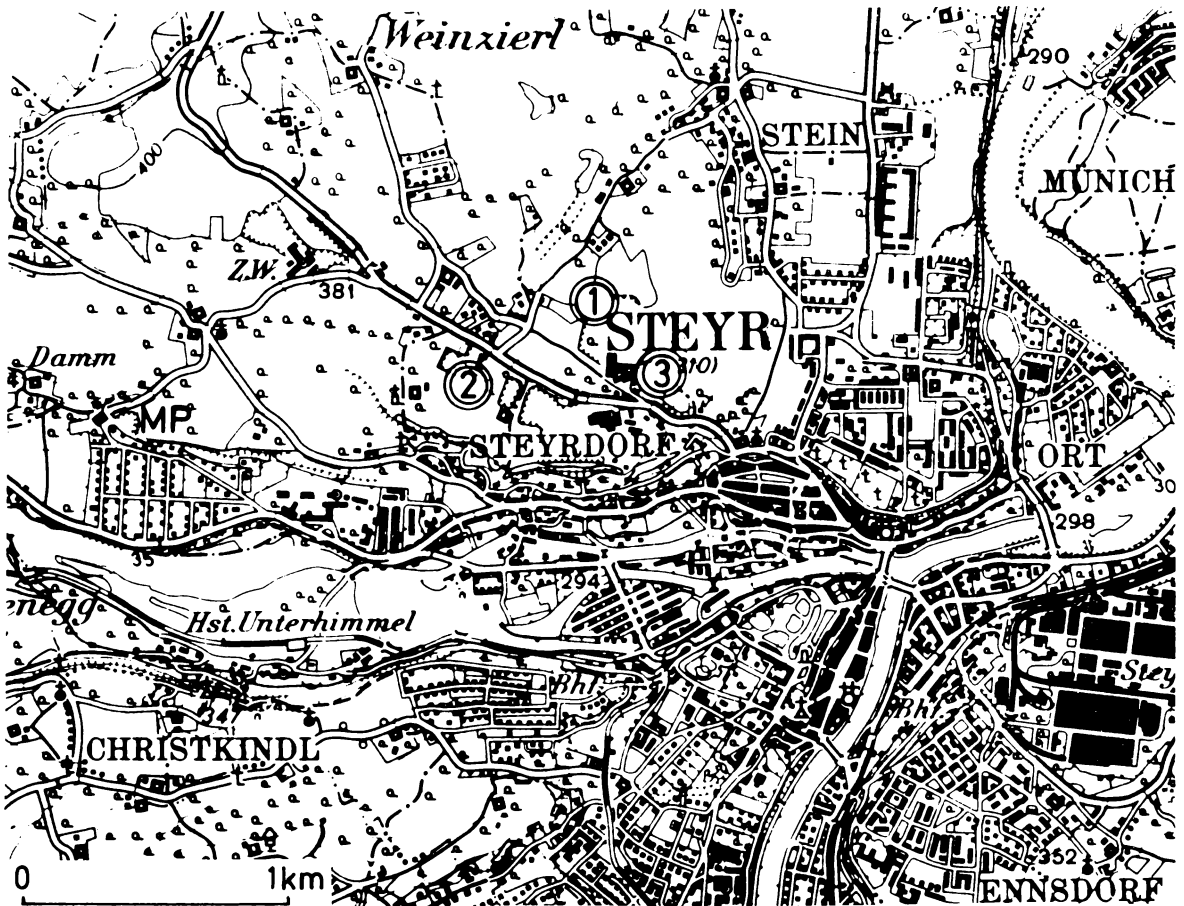


Abb. 23: Lageskizze Steyr; Vergrößerung der amtlichen Karte 1 : 50 000, Stand 1966

Stop 2/3: Ziegelwerk NW Steyr

Der mindelzeitliche Schotter, der das Spektrum der Enns (hier mit hohem Kristallinanteil) zeigt, trägt eine mächtige Verwitterungszone, die in ihrem Typ dem Ferretto des südlichen Alpenrandes gleichzusetzen ist. Die darüber liegenden Deckschichten sind örtlich verschieden mächtig, sodaß deren stratigraphische Zuordnung erst nach Besichtigung der nachfolgenden drei Profile möglich wird. Ihre Position ist auf Abbildung 23 ersichtlich.

In Profil 1 (Abb. 24), bereits auf einer Exkursion 1971 vorgeführt, sind am besten die jüngeren Deckschichten erhalten: über dem R/W Boden folgt eine Zone starker biologischer Tätigkeit, Regenwurmrohren durchziehen den plattig strukturierten Braunlöß. Den Abschluß bildet ein stark entwickelter Pseudogley, dessen prismenförmig strukturierter S-Horizont das

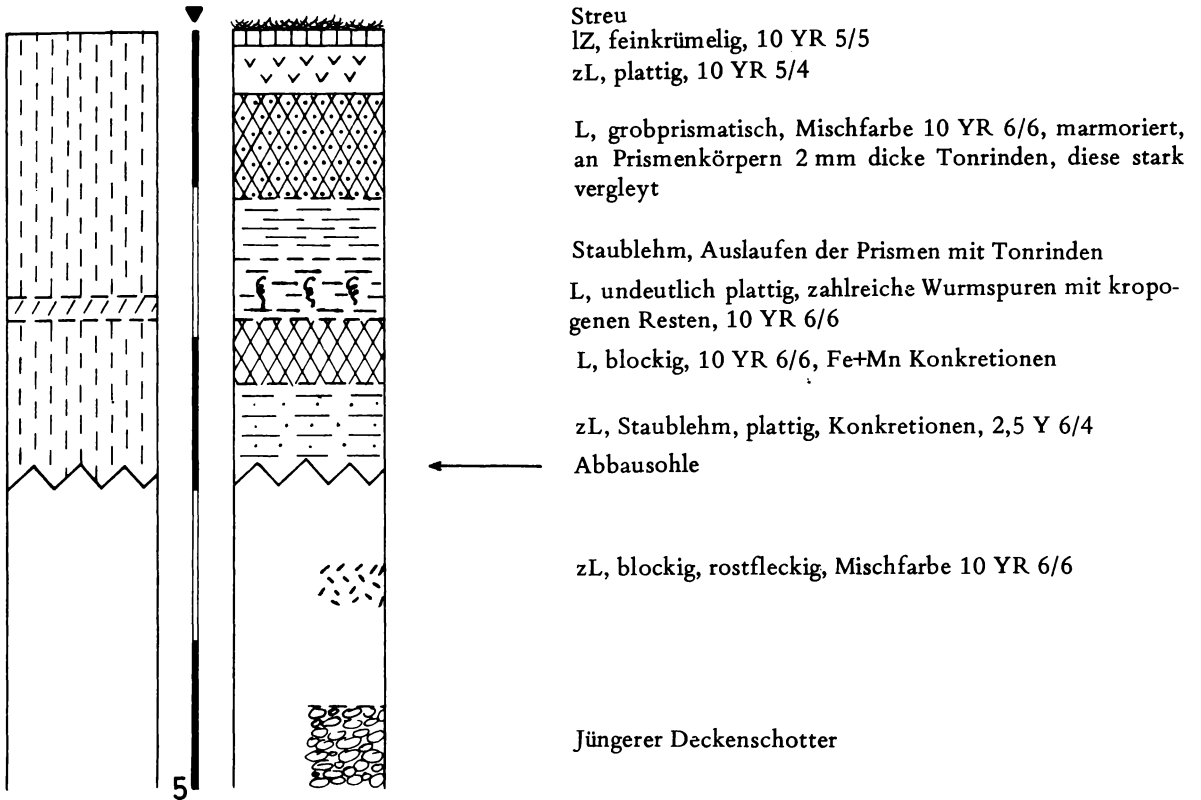


Abb. 24: Profil I Steyr – Ziegelwerk Weindl (Aufnahme J. FINK, 1973)

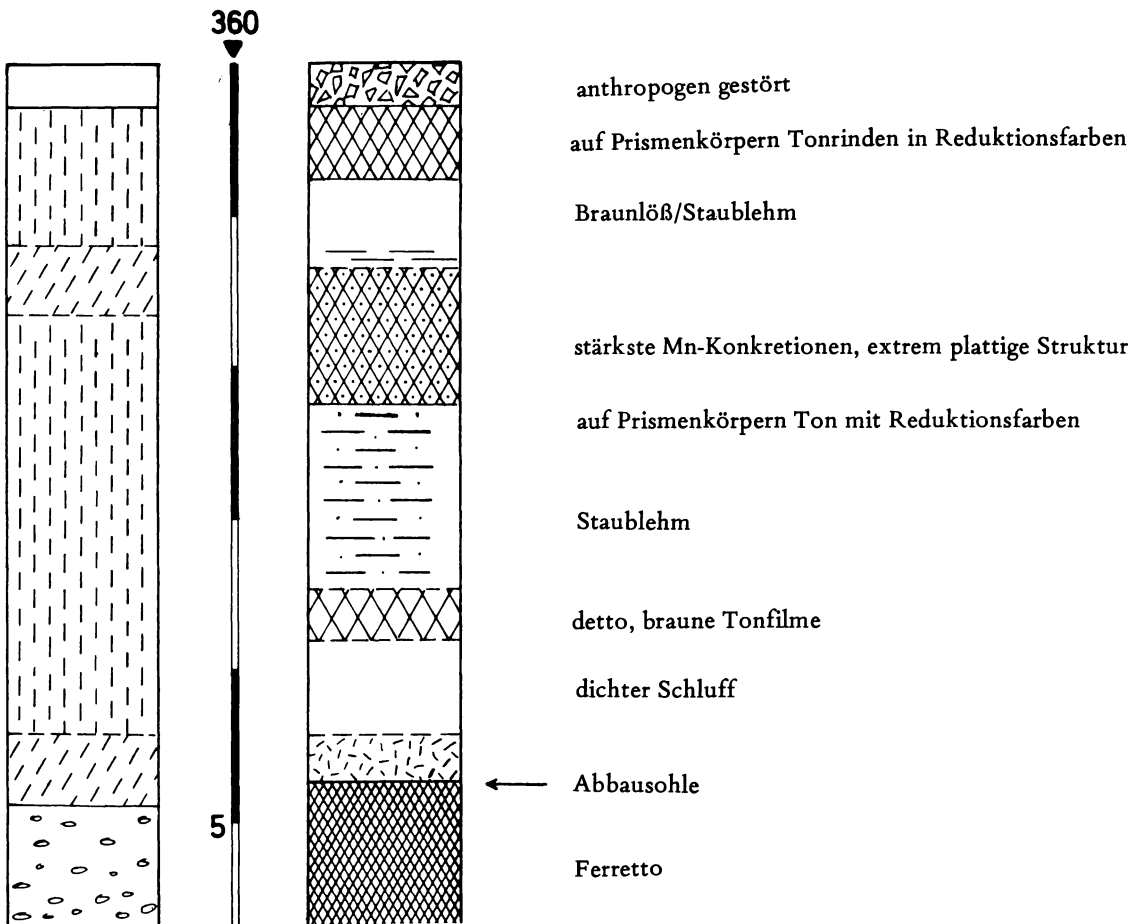


Abb. 26: Profil III Steyr – Ziegelwerk Weindl (Aufnahme J. FINK, 1973)

hochwürmzeitlich angelegte polygonale Spaltenetz gut erkennen läßt. Profil 2 (Abb. 25) zeigt den R/W Boden nur rudimentär, dafür eine reiche Gliederung der rißzeitlichen Braunlöße und Staublehme. Ferner eine starke Aufgliederung des basalen Bodenkomplexes. Über dem oberflächlich solifluidal aufgelösten Ferretto aus dem M/R folgt ein weiterer Paläoboden, der aus Staublehm hervorgegangen und dessen stratigraphische Stellung unklar ist.

Profil 3 (Abb. 26) liegt im Bereich des derzeitigen Abbaues und wird dadurch laufend verändert. Besonders deutlich tritt der B_t -Horizont aus dem R/W hervor, der durch Solifluktion etwas verdickt ist. Innerhalb des rißzeitlichen Staublehms ist ein undeutlicher Paläoboden zu erkennen, der dem in Profil 2 entsprechen könnte.

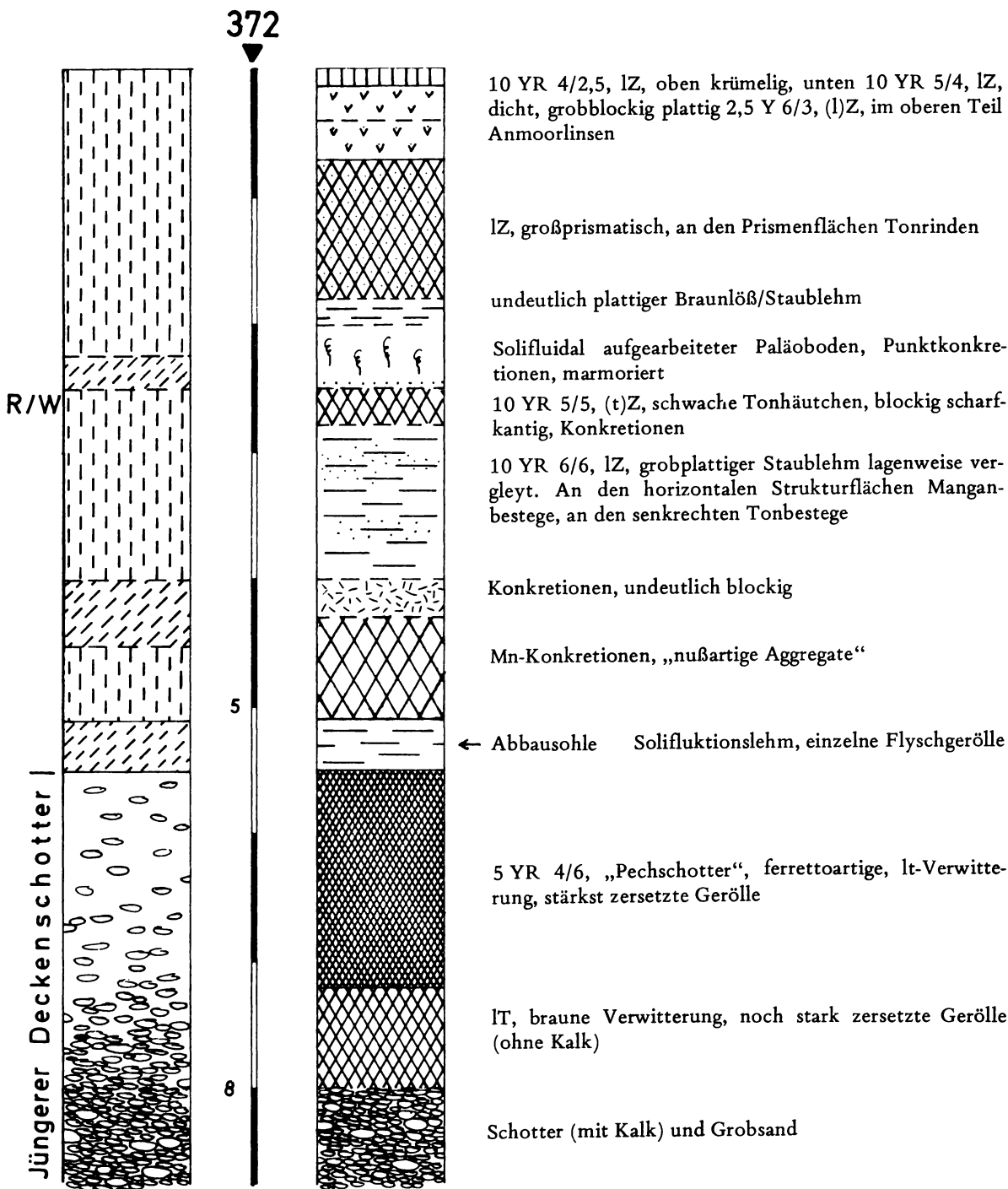


Abb. 25: Profil II Steyr – Ziegelwerk Ratzinger (Aufnahme J. FINK, 1973)

Hans Fischer:

Fahrtstrecke Steyr-W Ulmerfeld 32 km

Nach Verlassen der Stadt steigt die Straße steil an zum Niveau des ÄDS, den die Enns in Richtung NE gegen das heutige Ybbstal fächerförmig schüttete. Die ÄDS sind zur Zeit entlang der Neutrassierung der Voralpenstraße gut aufgeschlossen. Die Straße führt über St. Peter und Seitenstetten (bedeutendes Benediktinerkloster, gegründet 1109, zur Zeit Internat und Gymnasium), dem babenbergischen Altsiedlungsgebiet, zum Urlbach. Nach Querung von Urlbach und Westbahn, die die Tiefenlinie benützt, wird bei Aschbach der Terrassensporn zum Ybbstal erreicht.

Die Enns-Ybbs-Schotterplatte (hiez zu Tafel III).

Östlich der Enns erstreckt sich talartig zwischen dem Alpenrand im S sowie dem Strengberger Schlierriedelland und der kristallinen Neustadtler Platte im N die ca. 50 km lange und 4–12 km breite Enns-Ybbs-Schotterplatte. Von der Ausmündung der Enns bei Steyr zieht sie gegen E über Haag-St. Peter-Seitenstetten-Ulmerfeld-Euratsfeld-Ferschnitz bis zum Tabor bei Ybbs bzw. bis zum Sittenbergsporn, um hier in die Älteren Deckenschotterfluren der Donau einzumünden. Ihre Oberfläche dacht sich von rd. 380 m a. H. am Alpenrand bei Steyr allmählich bis auf 280/90 m a. H. am Tabor bei Ybbs um ca. 100 m ab; damit weist sie ein durchschnittliches Gefälle von etwa 2 ‰ auf. Sie wird heute von den Flußsystemen der Erla, Url und Ybbs mit Längs- und Quertalstücken durchzogen. Zusammen mit ihren Nebenflüssen haben diese die Schotterdecke z. T. schon durchschnitten, sich in den Schlieruntergrund eingetieft und eigene Schotterkörper eingelagert.

Die Schotterdecke, welche gleichförmig dem Schlieruntergrund bzw. ganz im E dem Kristallin der Neustadtler Platte aufliegt, weist eine Mächtigkeit von ca. 5 bis über 20 m auf. Die größte Mächtigkeit von über 20 m tritt am Alpenaustritt im Haager Schotterfächer auf. Im Mittel- und Ostteil verdünnt sich die Schotterdecke auf ca. 5–10 m, um dann vor der Einmündung in die Donau am Tabor bei Ybbs wieder mächtiger zu werden.

Die gut gerollten, feinen bis groben Schotter zeigen in ihrer Zusammensetzung ein typisches Enns-Spektrum. Sie bestehen aus zentral-, kalk- und flyschalpinem Material; namentlich sind dies Quarze, Quarzite und harte Metamorphite aus den Zentralalpen, Kalke und Dolomite aus den Kalkalpen und Sandsteine aus der Flyschzone. Nur in einem ca. 200–500 m breiten Streifen unmittelbar am Flyschrand treten fast ausschließlich schlecht bis mäßig gerundete Flysch-Plattelschotter auf, die meist konglomeriert sind. Es handelt sich hierbei um Soliflukationsmaterial bzw. um Gerölle, welche durch die im Flysch wurzelnden Nebengerinne herangefrachtet wurden. Diese Gerinne waren von der Enns ganz an den Alpenrand gedrängt und gegen E verschleppt worden.

Im Ennsschotterkörper nimmt der Anteil der Karbonatgerölle im allgemeinen von W nach E immer mehr ab, jener der Quarz- und Quarzitgerölle dagegen zu. Beträgt der Anteil der Kristallin-Quarzgerölle im Haager-Schotterfächer nur 10–20 %, so steigt er gegen E allmählich bis auf 80–90 %. Den zentralalpinen Schottern kommt gerade im E die Rolle von Leitgeröllen zu. Die heutigen Talsysteme dieses Raumes, die Url und die Ybbs, wurzeln in den Flysch- bzw. Kalkalpen und konnten nur entsprechendes Material mitführen.

Auch von S nach N zeigt sich in der Schotterdecke eine auffällige Abfolge. Im S folgen auf die schon erwähnten, verfestigten Flysch-Plattelschotter meist stark kalkhaltige, ebenfalls verfestigte Schotter. Gegen N nimmt dagegen der Anteil der Kristallingerölle stark zu und der Schotterkörper ist nirgends mehr verfestigt. Dies dürfte seine Erklärung in den Grundwasser-Verhältnissen finden: Von den Flyschrücken im S wird viel kalkhaltiges Grundwasser in die Schotterplatte eingespült, das zur Konglomerierung beigetragen haben dürfte.

Die Schotterplatte gliedert sich morphologisch namentlich nach dem Grad der Auflösung durch Oberflächengerinne in drei typische Abschnitte:

- 1) Der Haager Schotterfächer, der östlich der Enns bis über Haag hinaus nach N reicht und sich viertelkreisförmig gegen E über St. Johann bis St. Peter erstreckt. Er wird durch das Talsystem der Erla entwässert.
- 2) Die Seitenstettener-Aschbacher Teilplatte, die schon einen talartigen Charakter aufweist. Sie wird von der Url durchzogen und zeigt eine stärkere Zertalung.
- 3) Die Euratsfelder Schotterplatte östlich der Ybbs bis zur Einmündung in die Donau. Sie ist am stärksten aufgelöst. Die Ybbs und ihre Seitenbäche haben die Schotterplatte bereits tiefer durchsägt und sich in den Schlieruntergrund eingeschnitten. Die Ybbs hat außerdem mächtige riß- und wärmzeitliche Schotterkörper eingelagert.

Der Haager Schotterfächer

Die Oberfläche sinkt von seiner Wurzel in ca. 385 m a. H. gegen seine Außenränder auf rd. 350 m a. H. ab. So endet im N der Fächer über Altenrath bei 347 m, im E bei St. Peter in 348 m a. H. Auf ca. 12 km Entfernung senkt sich der Schotterfächer um ca. 40 m und weist somit ein Gefälle von 3,3 ‰ auf. Ein minderes Gefälle zeigt der sehr gleichmäßige Schliersockel, der an der Fächerwurzel bei 360 m a. H. liegt und gegen die Außenränder auf 335/40 m a. H. absinkt.

Die Schotterdecke erreicht also an der Fächerwurzel mit über 20 m die größte Mächtigkeit und dünnt allmählich gegen die Außenränder auf ca. 8–15 m aus. Sie ist 8–10 m durchverwittert. Die feinen bis groben Schotter sind überwiegend sehr gut gerundet und zeigen das typische Enns-Spektrum. Mit zunehmender Entfernung von der Fächerwurzel verarmen die Schotter zusehends. Während die Aufschlüsse nahe der Fächerwurzel (in ca. 8 km Umkreis) einen Quarz-Kristallinanteil von 10–20 % zeigen, steigt dieser an den Außenrändern des Fächers (Haager Schotter) bis auf 50 % an. Im flyschnahen Streifen, etwa bis zur Linie Stampf-Weistrach-St. Peter, ist der Schotterkörper mit kalkigem Bindemittel konglomeriert und der Anteil der Karbonatgerölle noch sehr hoch; gegen den Flyschrand zu nehmen die Lokalgerölle, Flyschplattelschotter aus Solifluktionmaterial oder Lokalgerinnen, überhand.

Die Deckschichten über dem Schotterkörper sind auffallend geringmächtig. Eine geschlossene Staublehmdecke erreicht nur selten über 1–2 m Mächtigkeit; auf dieser haben sich Pseudogleye entwickelt. Der Grund für die geringe Mächtigkeit der Deckschichten dürfte darin liegen, daß die Auswehungsräume der tieferen Enns-Terrassen weit abseits liegen.

Der Schotterfächer bietet das typische Bild eines Akkumulationsreliefs. Den Neigungsverhältnissen des Schotterfächers angepaßt ist das Talnetz radial angeordnet. Die Erosionsformen, namentlich flache Dellen, scharfeingeschnittene Kastentälchen und weite Sohlentäler beginnen die Platte erst allmählich aufzulösen.

Die Dellen sind nur im verwitterten Schotter als breite, flache Mulden eingesenkt. 2–5° geneigte, sehr verfllossene Flachhänge fallen allmählich zum ca. 10–15 m eingetieften Dellenboden ab. Bei fortgeschrittener Eintiefung gehen die Dellen in scharfkantige, ebensöhlige Kastentälchen über. Diese sind durch die Verwitterungsdecke hindurch in die Konglomerate bzw. in den minder verwitterten Schotterkörper eingeschnitten. Die 2–5° geneigten von der Schotterplatte allmählich abfallenden Flachhänge brechen mit einem meist scharfen Knick zu einer Steilstufe von 5–15 m Höhe ab. Je tiefer das Kastentälchen wird, d. h. je näher die Talsohle an die Schlierbasis heranreicht, desto feuchter wird die Talsohle.

Den dritten Taltypus bilden dann die feuchten Sohlentäler. Ihre Bäche haben die Schotterdecke bereits durchschnitten und sich in den Schlieruntergrund eingetieft. Unter dem 2–5° geneigten Dellenhang und dem trockenen Steilhang des Kastentälchens setzt mit einem meist deutlichen Knick der meist 9–11° geneigte Schlierhang ein.

Die Seitenstettener-Aschbacher Schotterplatte

Östlich der Enge von St. Peter, wo die Schotterplatte 4,5 km schmal wird, setzt sie sich talartig gegen E fort. Ihre Breitenausdehnung von 4,5–7 km entspricht damit jener der Niederterrassenflur der untersten Enns. Gegenüber dem Haager Schotterfächer verringert sich ihr Oberflächengefälle nun bedeutend. Von St. Peter (348 m) bis Laben (328 m) über der NT-Flur der Ybbs sinkt die Schotterplatte bei ca. 11 km Länge um 20 m ab. Sie weist damit ein Gefälle von 1,8 ‰ auf. Dem Haager Schotterfächer entströmte also ein breites flaches Sohltal. Die Schotterdecke ist im allgemeinen 10–15 m mächtig.

Die Url entwässert heute diesen Raum; mit ihrem 0,5 bis 1,3 km breiten W-E gerichteten Sohltal trennt sie die Platte in zwei Längshälften: die Aschbacher Platte im N und die Seitenstettener Platte im S. Die Vollform des Aufschüttungskörpers prägt auch hier noch die Grundzüge des Reliefs, doch ist die Auflösung gegenüber dem Haager Schotterfächer schon weiter fortgeschritten.

Die Euratsfelder Schotterplatte

Sie bildet östlich des Ybbstales, welches die Schotterplatte quer durchschneidet, die Fortsetzung und damit das Endstück des günzeitlichen Ennslaufes. Sie beginnt bei Ulmerfeld-Hausmening und zieht bis zum Sittenbergsporn bzw. Tabor bei Ybbs, wo sie sich mit den Fluren der Donau verzahnt. Durch das 1,5–3,5 km breite NT-Feld der Ybbs werden im N Terrassenreste der Ennsdecke abgetrennt. Diese sind als schmale schotterbedeckte Spornflächen am Südrand des Strengberger Schlieriedellandes bzw. der Neustadtler Platte erhalten. Außerdem hat ein rißzeitlicher Ybbslauf die linsenförmige Teilplatte von Wolfsöd südlich Amstetten abgetrennt.

Die Ältere Decke der Enns hatte eine Breite von 6–8 km. Auf rund 22 km dacht sie um 29 m ab, was einem Gefälle von rund 1,6 ‰ entspricht.

Stop 3/3 Terrassensporn W Ulmerfeld

Als einziger isolierter Hochterrassenrest liegt westlich der Ybbs bei Spiegelsberg-Gaitberg ein Sporn zwischen der Ybbs und dem einmündenden Urlbach. Dieser Terrassenrest ist an die höhere Schotterflur des Älteren Deckenschotter der Enns angelagert. Obwohl zwischen beiden Terrassenkörpern kaum ein Höhenunterschied besteht, so unterscheiden sich diese Fluren bei genauer Betrachtung doch sehr auffällig. Schon die Oberfläche der Älteren Decke, die durch Dellen und Dellentäler sehr gealtert ist, unterscheidet sich von der brettebenen Oberfläche der Hochterrasse. Weiters bestehen die Älteren Deckenschotter aus Ennsmaterial und liegen auf einem höheren Schliersockel. Der Hochterrassenkörper dagegen besteht ausschließlich aus Ybbsmaterial. Sein Terrassensockel reicht 2–3 m unter die Oberfläche der NT hinab.

Einige Schottergruben schließen diesen Hochterrassenkörper auf. Der über 10 m mächtige Schotterkörper reicht 2–3 m unter die Oberkante der NT hinab. Er besteht aus gut gerollten, feinen bis mittelgroben Kalk-, Dolomit- und Sandsteinschottern und wird durch einen ca. 0,5 m mächtigen rotbraunen, fossilen Boden, der teilweise 0,7 m tiefe Taschen aufweist, abgeschlossen. Darüber liegt ein 1–2 m mächtiges Lößlempaket, auf dem sich eine Parabraunerde entwickelte. In den Deckschichten ist eine stark ausgeprägte Gleyfleckenzone zu finden. Infolge der geringen Mächtigkeit der Deckschichten oberhalb der Gleyfleckenzone hat die Parabraunerde den (allfällig vorhanden gewesenen) karbonathaltigen Löß entkalkt.

Für die rißzeitliche Ybbs zeichnet sich folgende Entwicklung ab: In einer frühen Phase zog der Hauptarm der Ybbs südlich der Wolfsöder Platte gegen ENE und lagerte die Schotter der

Neuhofener Flur an. In einer späteren Phase durchbrach die Ybbs die ÄDS W von Ulmerfeld. Der Neuhofener Arm wurde plombiert und die Ybbs folgte ab nun der heutigen Talrinne.

Eingebettet in die höheren Terrassenfluren begleitet ein breites Niederterrassenfeld die Ybbs. Nach dem Austritt aus den Alpen gliedert es sich in mehrere Teilfelder auf. Zahlreiche Schottergruben schließen die Niederterrasse auf. Sie zeigen, daß der Schotterkörper am Alpenrand über 20 m mächtig ist und zur Donau hin auf ca. 10–12 m Mächtigkeit abnimmt. Die Schotter bestehen ausschließlich aus kalk- und flyschalpinem Material, sind sehr frisch, gut gerundet und häufig treten Konglomeratlagen auf. Im allgemeinen läßt sich eine Zweiteilung der Niederterrasse mit einer Stufe von 3–5 m dazwischen feststellen.

Es ist ein schon früheren Bearbeitern bekanntes Phänomen, daß der Ybbs ältere Terrassen (Deckenschotter) fehlen. Die Begründung liegt in der paläogeographischen Situation des südlich des Alpenvorlandes anschließenden Teiles der niederösterreichisch-steirischen Kalkalpen.

Hubert Nagl:

Die Vergletscherung im Ybbsgebiet und der alte Ybbslauf (siehe Abb. 27)

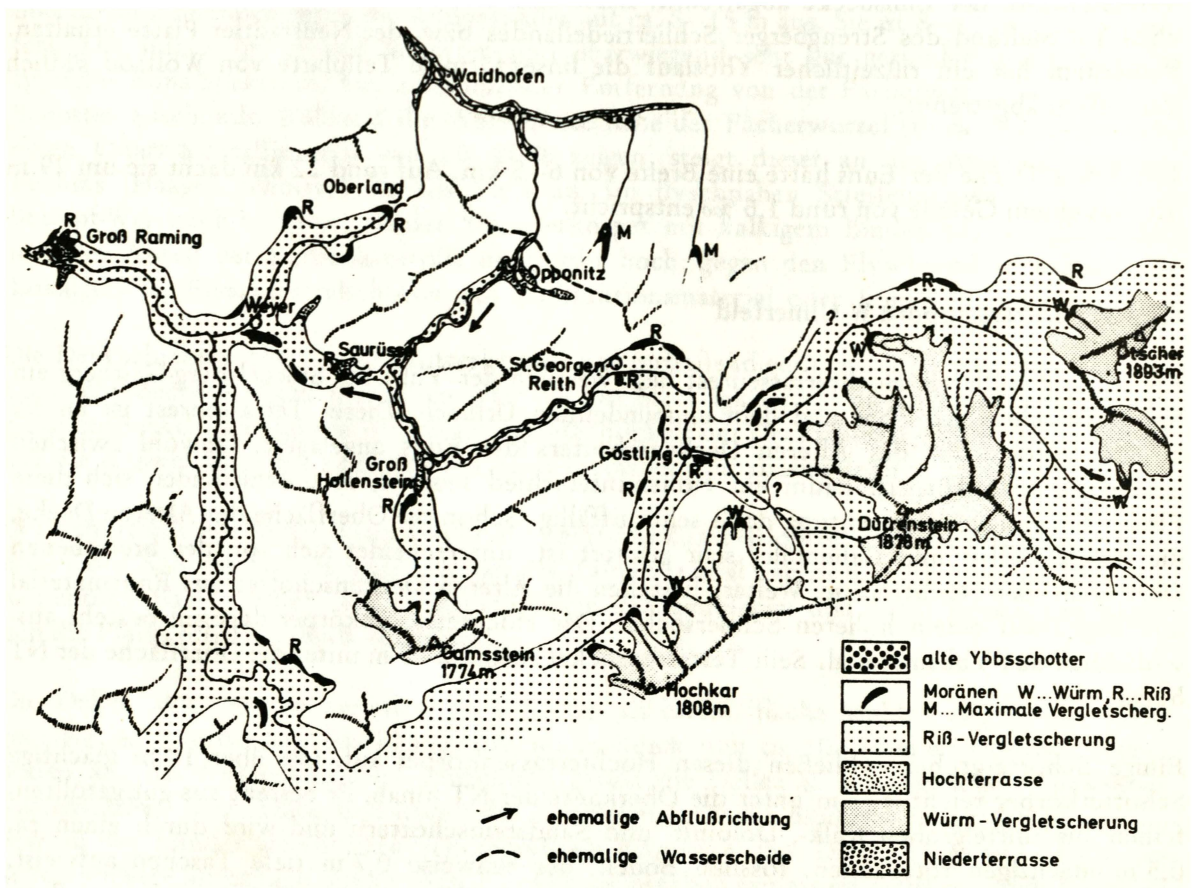


Abb. 27: Die Vergletscherung im Ybbsgebiet (H. NAGL, 1972)

Die Niederterrasse, in welche der Fluß bis zu 15 m tief eingeschnitten ist, zeigt teilweise eine starke Konglomerierung. Sie zieht flußauf bis zu den würmzeitlichen Endmoränen am Fuß der lokal vergletscherten Gebirgsstöcke (Gamsstein 1774 m, Hochkar 1808 m, Dürrenstein

1878 m, Ötscher 1893 m). Aufgrund der zahlreichen Moränenfunde lassen sich die Würmgletscher klar rekonstruieren: Sie zeigen ein Bild, das dem der heutigen Hochalpen entspricht.

Die Reißvergletscherung hat neben Moränen ebenfalls (Reste von) Terrassen hinterlassen, die durch fossile Böden und eine Staublehmdecke ausgezeichnet sind. Ihre Lage deutet auf eine bedeutend größere Vergletscherung als jene der Würmeiszeit hin, sodaß durch Verbindung des Ybbs- mit dem Salzgletscher und des Salza- mit dem Ennsgletscher ein regionales Eisstromnetz vorlag, was auf die sprunghafte Zunahme der Firnfeldflächen bei nur geringer Schneegrenzdepression zurückzuführen ist. Das Ende fand der Ybbsgletscher bei St. Georgen/Rheit (bereits 1936 von G. GÖTZINGER vermutet) und der Ennsgletscher bei Groß Raming (A. PENCK, 1909).

Ein eigenes Problem stellen Hochterrassenschotter dar, welche über dem Saurüssel zur Enns ziehen und die aufgrund ihres geologischen Spektrums und ihres Gefälles als von der Ybbs gebracht angesehen werden müssen. Auch von Opponitz ziehen diese gegen das heutige Gefälle zum Saurüssel, sodaß ein altquartärer Ybbslauf zur Enns hin erwiesen scheint (O. AMPFERER 1924, D. v. HUSEN 1968, H. NAGL 1968). Die ehemalige Wasserscheide zog vom Sattel von Oberland gegen SE, wo sie an die gegenwärtige anschließt.

E Opponitz sind Moränen- und Schotterreste in tiefer Lage zu finden, die einer maximalen Vergletscherung zuzuordnen sind; sie fielen bereits weitgehend der Denudation zum Opfer. Während der älteren Eiszeit nahm die Ybbs ihren Abfluß zur Enns, weshalb im voralpinen Ybbsgebiet ältere Quartärterrassen (ÄDS) aus kalkalpinem Material fehlen.

So stellt das Ybbsgebiet den Übergang vom Eisstromnetz zur Lokalvergletscherung dar, gleichzeitig zeigt es die für den Raum der niederösterreichisch-steirischen Kalkalpen charakteristischen Flußverlegungen (oder -umkehr) während des Quartärs auf.

Julius Fink:

Fahrtstrecke W Ulmerfeld - Autobahn Auffahrt W Amstetten - Ybbs (Abfahrt) - Erlauf 37 km

Zuerst über die breite Niederterrasse der Ybbs mit mächtigem Schotterkörper, in mehrere Teilfelder aufgelöst, Standort für Rendsinen und Kiefern. Steile Auffahrt zur Autobahn über schmale Zone von zu Riedeln aufgelöstem Älteren Deckenschotter (des alten Ennslaufes). Autobahn verläuft auf dem Schlierrücken zwischen (heutigem) Enns- und Ybbstal, mit einem beherrschendem Niveau um 400 m, das sind ungefähr rund 170 m über dem heutigen Donaubett (vergl. Tafel III). Am Nordrand dieses Niveaus, NE Oed, sind stark konglomerierte Schotter aufgeschlossen, die ein volles Spektrum zeigen. Zentralalpine Gesteine lassen vermuten, daß die pliozäne Donau bereits einen dem heutigen ähnlichen Einzugsbereich besaß.

Auf tieferen Niveaus am Südrand der Neustadtler Platte (= der Teil des Böhmisches Massivs, der von der Donau durch den Strudengau zwischen Grein und Ybbs abgetrennt wird), geht es wieder über die schmale Riedelzone in das Tal der Ybbs, schräg über die breite Talau und den rechtsufrigen Steilrand. Wir verlassen die Autobahn bei der Abfahrt Ybbs. Das Kraftwerk Ybbs/Persenbeug wird sichtbar, das älteste der Kraftwerkskette an der österreichischen Donau, die nach dem Ausbau insgesamt dreizehn Anlagen (einschließlich der Grenzkraftwerke) umfassen soll. Mit 2 Mill. KW Leistung liegt es an 5. Stelle.

Wir benützen nun die Bundesstraße 1 in Richtung E und überqueren die von stark überlößten Terrassenflächen eingenommene Wasserscheide Ybbs-Erlauf. Im Erlaufstal eine durch Auftragungen des Grundgebirges stark gestörte Terrassenfolge. Nach Querung des breiten Talbodens folgt nach Durchfahrt durch den Ort Erlauf der Anstieg auf die Hochterrasse, deren

Bau durch mehrere Schottergruben gut aufgeschlossen ist. Wir besichtigen jene am östlichen Ende beim Kilometerstein 100 (der Bundesstraße 1), die bereits mehrfach von Exkursionen besucht wurde.

Stop 4/3: Hochterrasse NE Erlauf – S Pöchlarn

Der im „Schatten“ der Grundgebirgsauftragung im S – durch den Bau der Autobahn gut aufgeschlossen – erhaltene Hochterrasse zeigt eine typische Abfolge (siehe Abb. 28).

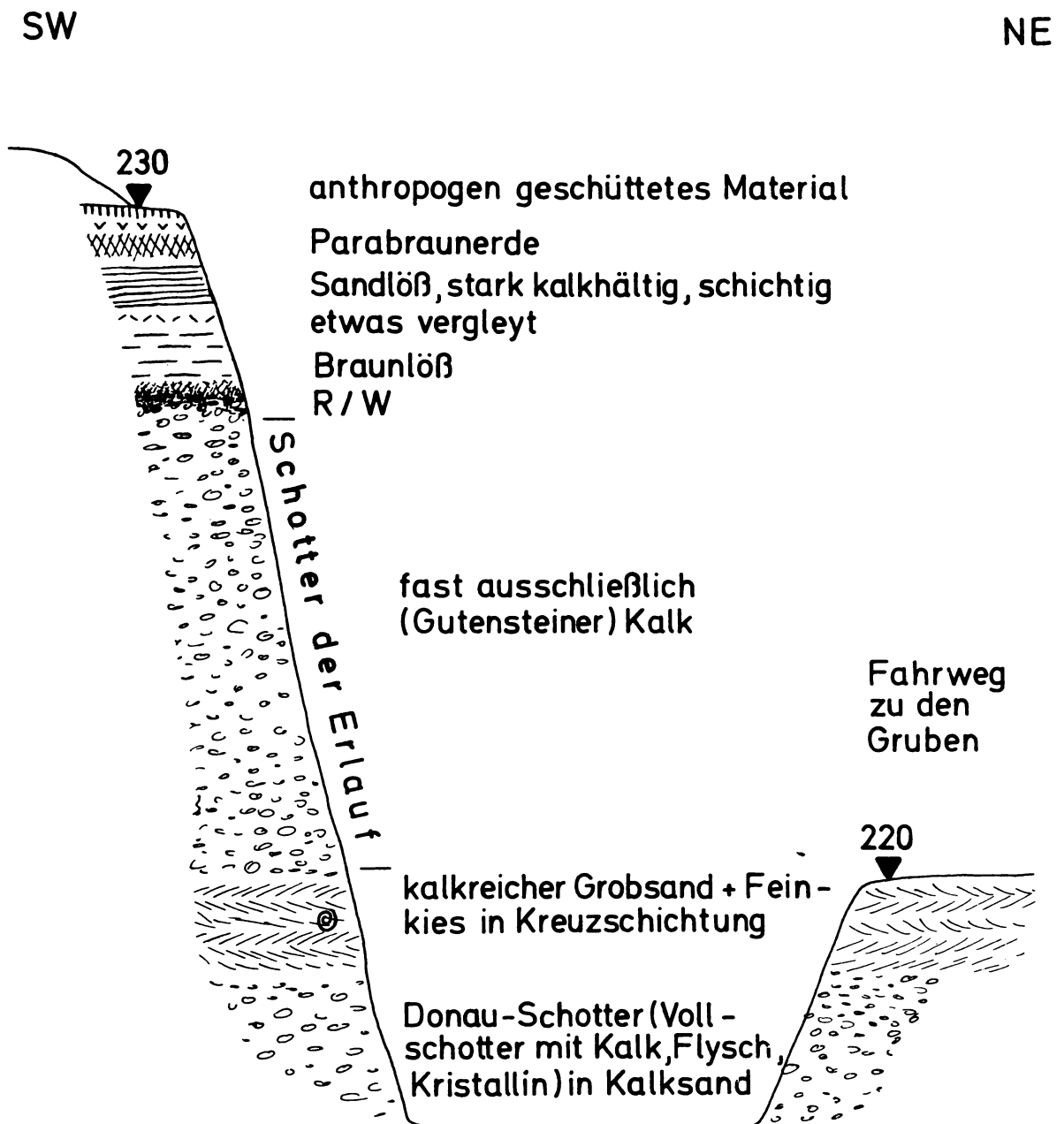


Abb. 28: Hochterrasse zwischen Erlauf und Pöchlarn bei km 100 Bundesstraße 1 (Aufnahme J. FINK, 1974)

Die würmeiszeitlichen Deckschichten zeigen die charakteristische Zweigliederung in ein hangendes kalkiges Paket (in diesem Fall kalkreich durch den unmittelbar aus der Donauniederung ausgeblasenen Silt) und ein tieferes von Braunlößcharakter.

Der R/W-Boden beginnt an der Oberkante des Schotters, die Verwitterung ist, im Vergleich mit jener des JDS, von geringerer Intensität und Tiefe. Der Schotterkörper zeigt eine markante Gliederung: Im hangenden Teil besteht er ausschließlich aus Material der Erlauf, d. h. aus den dunklen Kalken des alpinen Muschelkalks. Darunter folgt eine 1,5 m mächtige Sandlage, unter der wieder ein Schotter folgt, der allerdings das volle Spektrum zeigt und daher der Donau zuzuordnen ist. Der basale Donauschotter baut auf einem Großteil des breiten Feldes auf, das bis Pöchlarn zur Donau und weiter gegen E zieht.

Die stratigraphische Einstufung der Schotter und Oberflächenformen ist im Bereich des Beckens von Pöchlarn, zwischen den Engen des Strudengaus und der Wachau, überaus kompliziert. Klar ist die Zuordnung des hangenden Schotterkörpers: aufgrund der Situation im Erlauftal, das neuestens von A. NEUWIRTH (1975) kartiert wurde, ist dieser rißeiszeitlich einzustufen. In der Sandlage sind Fragmente von Schneckenschalen gefunden worden, die Bestimmung ist noch offen. Der basale Donauschotter kann, ebenso wie die Sandlage, interglazialen oder glazialen Alters sein. Offen ist auch die zeitliche Stellung des Schotterfeldes S und E Pöchlarn. Vor kurzem wurden in einer Schottergrube N Ornding, 3 km E Pöchlarn, zahlreiche Baumstämme gefunden, deren dendrochronologische Untersuchung von B. BECKER (Botanisches Institut der Universität Hohenheim/Stuttgart) durchgeführt wird. Ebenso die Untersuchung eines Eichenstammes, der in Schottern des Erlauftales 1 km S der Autobahnbrücke gefunden wurde (Position der Fundpunkte auf Tafel IV ersichtlich).

Fahrtstrecke Erlauf - Melk (Auffahrt Autobahn) - Rasthaus W St. Pölten 26 km

Auf Tafel IV ist der östlichste Teil des nördlichen Alpenvorlandes dargestellt. Diese Karte stellt eine Überarbeitung der älteren Aufnahme von J. FINK (1961) dar. Die Terrassenlandschaft von Melk wurde außerdem von W. FUCHS (1964) im Maßstab 1 : 25.000 kartiert. Vom Erlauftal liegt ferner eine Karte gleichen Maßstabes von A. NEUWIRTH (1975) vor.

Der Raum besitzt stratigraphische Bedeutung durch die Terrassen, die entlang der zur Donau entwässernden Gerinne ausgebildet sind und die sich in ihrem Aufbau nicht von den im W anschließenden unterscheiden, obwohl ihre Einzugsgebiete in Räumen liegen, die während des ganzen Pleistozäns unvergletschert waren (weiteres hiezu bei Beschreibung Traisental). Von paläogeographischer Bedeutung ist, daß die Donau als Sammelrinne der nordalpinen Gerinne nicht südlich des Böhmisches Massivs gegen E fließt, sondern innerhalb desselben bleibt und dabei Hiesberg und Dunkelsteiner Wald isoliert. Die heutigen Durchbruchstäler benutzen teils tektonische Störungslinien, teils Hohlformen im Kristallin, die später mit tertiären Sedimenten plombiert wurden. An den Rändern des Böhmisches Massivs fand während des Tertiärs ein steter Wechsel von Trans- und Regressionen statt, der zur Verhüllung bzw. Wiederaufdeckung alter Formen im Kristallin führte und zur Schwierigkeit, diese zeitlich einzuordnen. Die Tatsache, daß die Donau den Weg durch das Engtal der Wachau und nicht durch das vorwiegend aus weichen Sedimenten aufgebaute Alpenvorland nahm, beweist, daß die schrittweise Tieferlegung des letzteren erst (lange) nach der Fixierung des Donaulaufes erfolgte. Daraus erklärt sich auch die Tatsache, daß die meisten von S kommenden Seitenflüsse der Donau „epigenetische“ Durchbrüche besitzen, nämlich Ybbs, Erlauf, Melk, Mank, Pielach und Fladnitz, worauf bereits R. HÖDL (1904) hingewiesen hatte.

Noch älter als die Anlage der heutigen Donau war jener Vorläufer, der quer durch den Dunkelsteiner Wald in nordöstlicher Richtung seine Schotter in das Vorland, quer über die

Klippenzone hinweg weiter in das Meer des Wiener Beckens schüttete. Am vierten Exkursionstag wird auf diese pannonische Schüttung des Hollabrunner und Mistelbacher Schotter näher eingegangen. Und noch älter war die Schüttung des Flusses, der von S aus den Kalkalpen kam und das große Delta des Karlstettner-Hollenburger Konglomerats aufschüttete. Die heute erkennbare Wurzel dieses mittelmiozänen Schotterfächers liegt E von Karlstetten, die höchsten Teile um 450 m. Interessant, daß in diesem Raum die tertiären Fluren vom Kristallin auf das Konglomerat übergreifen, was die Einstufung derselben als postbadensisch ermöglicht (die höheren Fluren im Böhmischem Massiv und in den Alpen sind auf Tafel IV nicht vermerkt). Die Entwässerungsrichtung einzelner Reliefgenerationen war verschieden: So ging die Schüttungsrichtung des Karlstettner-Hollenburger Konglomerats am Rand des Dunkelsteiner Waldes vorbei, während ein pannonischer Zubringer des Hollabrunner Schotter die Richtung des heutigen Fladnitzbaches nahm und quer durch das Kristallin des Dunkelsteiner Waldes entwässerte. Das wechselvolle geologisch-morphologische Geschehen hat den Rand des Böhmischem Massivs stark zerlappt, oft spießt das Kristallin durch das Tertiär hindurch.

Nach Überwindung des Orndinger Berges (Bundesstraße 1) wird zum ersten Mal das Stift Melk sichtbar. Das 1089 vom Babenberger Markgraf Leopold II. gestiftete Benediktinerkloster erhielt sein barockes Bild von Jakob Prandtauer in der ersten Hälfte des 18. Jhdts. Gleichzeitig ein guter Blick auf die Terrassentreppe N des Hiesberges. Das Kristallin weist ein starkes Relief auf, das durch tertiäre Sedimente, vorwiegend Melker Sand, ausgeglichen wird. Erst darüber liegen die verschiedenen Schotterkörper.

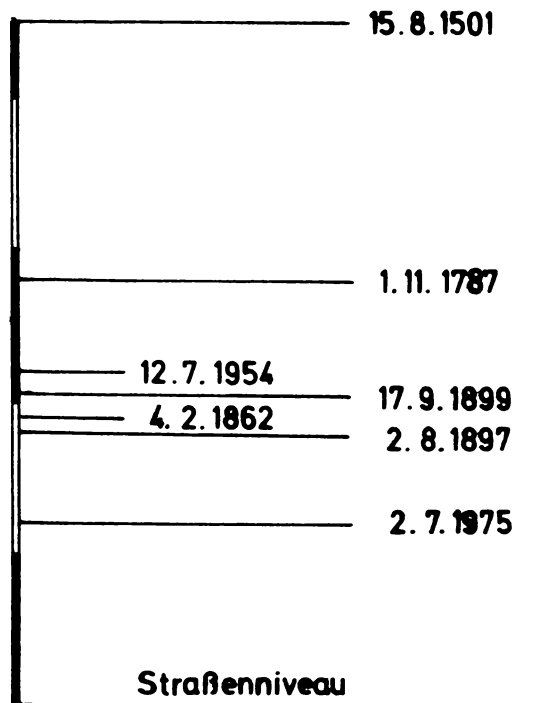


Abb. 29: Hochwassermarken Melk

Die Stadt Melk, am Fuß des Stiftes, wird erreicht. Melk, das römische Namare, als „Mellicke“ im Nibelungenlied erwähnt, wurde von dem Babenberger Leopold I erobert und war bis 1101 Residenz dieses Geschlechtes. An der Mauer eines Hauses der Uferstraße die Wasserstände der Katastrophenhochwässer (siehe Abb. 29). Neben der absoluten Höhe ist die Verteilung auf alle Jahreszeiten, jeweils durch andere Ursachen bedingt, interessant.

Nach der Auffahrt auf die Höhe E Melk bietet sich ein guter Rundblick: N der Autobahn beherrschend das „Kasernenniveau“ um 225 m, das von A. PENCK dem ÄDS zugeordnet wurde; ferner der Wachberg, der über einem Sockel aus Melker Sand eine mächtige Kappe aus grobem Donauschotter trägt und im Mittel 300 m hoch ist. Das bedeutet rund 40, bzw. 90 m relative Höhe über dem heutigen Strom. S der Autobahn die zu Riedeln aufgelösten Terrassen der Sierning. Weit tiefer als der Dunkelsteiner Wald liegt das gesamte Vorland – dennoch ist es nie von der Donau oder einem Vorläufer derselben durchflossen worden. Die breite, pliozän bis ältestpleistozän flächenhaft tiefer gelegte Landschaft des Vorlandes wird von mächtigen Schotterkörpern der Pielach und Traisen bedeckt, deren älteste bisher der Günzeiszeit zugeordnet wurden. Ob die ÄDS im östlichen Alpenvorland günz- und prägünzzeitliche Akkumulationen beinhalten, konnte bisher nicht geklärt werden.

Stop 5/3: Raststätte W St. Pölten, Panorama

Unmittelbar am Abfall des ÄDS, der hier die Wasserscheide zwischen Pielach und Traisen bildet und ob seiner flächenmäßigen Erstreckung und seiner Form analog der Traun-Enns-Platte als „Pielach-Traisen-Platte“ bezeichnet werden kann, bietet sich ein Blick auf die linksufrigen Terrassen der Pielach und den Standort des nächsten Haltepunktes (Schornstein des Ziegelwerkes Feilendorf).

Über der tiefsten Terrasse der Pielach, die sich breitflächig von Obergrafendorf über Markersdorf bis zum Durchbruch bei Haunoldstein erstreckt, wo das Engtal der Lochau beginnt, erhebt sich allmählich gegen S ansteigend, zuerst die HT und darüber der JDS. Diese Terrassen zeigen eine schwemmfächerartige Ausbildung, wobei die Pielach jeweils nach rechts abglitt und den tieferen Fächer angelegt hat. Die tiefste Terrasse dürfte im distalen Teil der NT entsprechen, an die stufenlos die holozänen Schotter anschließen. Dieser Schluß ist zulässig beim Vergleich mit dem Melkfluß, der ebenfalls vor dem Eintritt in das Kristallin eine breite tiefste Aufschüttungsfläche zeigt. In den hangenden Teilen der dortigen Schotter wurden von E. HOFMANN, W. KÜHNELT und J. PIA (1934) Eichenstämme geborgen, die auf ein holozänes Alter verweisen. Der Fundpunkt ist auf Tafel IV vermerkt, heute nach Regulierung der Melk nicht mehr zugänglich. Auch der Fund im Erlauftal (s. o.) weist in diese Richtung. Ebenso wie an der Donau sind auch an den Seitengerinnen tiefe Teilfelder nicht nur der letzten Eiszeit, sondern auch dem Postglazial zuzuordnen.

Wieder fällt auf – wie um Steyr und an den übrigen Exkursionsstrecken – daß der ÄDS flächenmäßig weit bedeutender ist als der JDS. Dies gilt sowohl für Pielach als auch für Traisen. Beide haben ab dem Gebirgsrand den günzzeitlichen Schotter in Form einer echten Decke flächenhaft ausgebreitet – was dadurch möglich wurde, daß vor der Akkumulation ausgedehnte Pedimente das Vorland der Alpen überspannten. Aufgrund der flächenhaften Ausdehnung dieser Schotter wurde bekanntlich von A. PENCK und E. BRÜCKNER (1909) der Begriff „Deckenschotter“ gewählt. So richtig dies für den günzzeitlichen ÄDS ist, so wenig trifft dies für den mindelzeitlichen JDS zu, denn letzterer ist stark talgebunden, erreicht daher – im österreichischen Raum – nur geringe Ausdehnung. Für beide Deckenschotter aber ist charakteristisch, daß sie durch die (nachfolgende) periglaziale Überformung weitgehend in Riedeln aufgelöst sind und nur vereinzelt geschlossene „Platten“ bilden, während die HT nur mehr durch markante, aber isolierte Trockentäler, meist Dellen, weniger Kastentäler, morphologisch überprägt ist.

Fahrtstrecke Rasthaus - St. Pölten (Abfahrt Autobahn) - Spratzern - Obergrafendorf - Feilendorf 15 km

Von der Autobahnraststätte führt keine Abfahrt zum übrigen Straßennetz. Daher muß der Umweg über das Traisental gewählt werden. Die Autobahn quert die Pielach-Traisental-Platte, unmittelbar nach dem Abfall Ausfahrt auf die Bundesstraße nach S. Die NT der Traisen trägt hier die charakteristische Bezeichnung „Steinfeld“. Nur Xerorendsina ist auf dem 8–10 m mächtigen, meist deckschichtenfreien Schotterkörper anzutreffen. Die NT des Traisentales ist nicht überall gleich ausgebildet, sie besteht aus mehreren schwemmfächerartigen Teilfeldern, die einander flußab ablösen und deren jüngste vermutlich wieder holozänen Alters sind (s. u.). Deckschichtenfreie Standorte wechseln mit solchen ab, wo über 1 m mächtige kalkige Alluvionen liegen, z. B. NE Herzogenburg. Dort finden sich auf den nunmehr trockenengefallenen Flächen Tschernoseme, die denen des niederösterreichischen Trockengebietes entsprechen.

Wesentliche Bedeutung haben die Schotter für die Trinkwasserversorgung, da die den Sockel bildenden Molassegesteine, hier Oncophorasande, als Aquifer ungeeignet sind. Erforderliche Wasserschutzgebiete auf der NT kollidieren mit Industriestandorten und neuen Siedlungen.

Nach Spratzern wieder Auffahrt auf die Pielach-Traisental-Platte und Querung in Richtung SW, nach Obergrafendorf. Von dort 2 km in WNW-Richtung zum Ziegelwerk Feilendorf, wo die Deckschichten über dem JDS abgebaut werden.

Stop 6/3: Ziegelwerk Feilendorf

Die Abbauwände des Ziegelwerkes (Besitzer Dipl. Ing. Anton Waldhäuser) werden seit längerer Zeit laufend kontrolliert. Für die Exkursion 1961 waren die Wände N der Straße Obergrafendorf-Feilendorf beschrieben worden (J. FINK 1961, S. 41), die nicht weiter abgebaut werden und jetzt verwachsen. Zur Zeit erfolgt der Abbau S der Straße, das Profil ist in Abbildung 30 festgehalten. Beide Beschreibungen gleichen einander weitgehend.

Das Profil wird nach oben abgeschlossen durch eine Parabraunerde, die lokal geringe Tagwasserbeeinflussung zeigt. Sie entstand aus schwach kalkhaltigem Löß, in den hinein entlang der Prismenkörper die illuvierten Tongele des B_t -Horizontes verlagert sind. Vereinzelt sind im Löß kleine Lößschnecken, meist Heliciden, vorhanden. Im unteren Teil des kalkigen Lösses treten unregelmäßig begrenzte, meist linsenförmige Gleyflecken (20–40 cm) auf, die teilweise kryoturbate Störungen erkennen lassen. Unter dem kalkigen Löß folgt plattig strukturierter Braunlöß, dessen oberster Teil einen schwach ausgebildeten Boden erkennen läßt. Dieser schwach entwickelte Paläosol entspricht topologisch dem Lohner Boden (H. ROHDENBURG u. A. SEMMEL, 1971) des hessischen Raumes, so E. BIBUS und A. SEMMEL anlässlich einer Besichtigung im August 1976. Der untere Teil des Braunlösses ist besonders stark von Regenwurmlösungen durchsetzt und weist unmittelbar über dem B_t des R/W-Bodens viele Mn- und Fe-Konkretionen auf.

Unter Braunlöß verstehen wir ein texturell und im Hohlraumbild (Kapillaren) dem Löß entsprechendes, jedoch kalkfreies, bräunliches Sediment, das meist deutlich plattige Struktur aufweist. Aus der regionalen Verbreitung ergibt sich, daß der Braunlöß in Räumen abgelagert wurde, die zwischen der „Trockenen Lößlandschaft“ mit typischen, kalkigen Lössen und der „Stablehmlandschaft“ liegen. Wir finden ihn stets im unteren Teil des würmeiszeitlichen Paketes, auch innerhalb der rißeiszeitlichen Sedimente dominiert er. Die auffallend plattige Struktur hat der Braunlöß mit dem Stablehm gemeinsam, in beiden Fällen könnte der Permafrost, vermutlich laminares Eis, die Ursache sein (J. DEMEK/Brünn, mündliche Mitteilung).

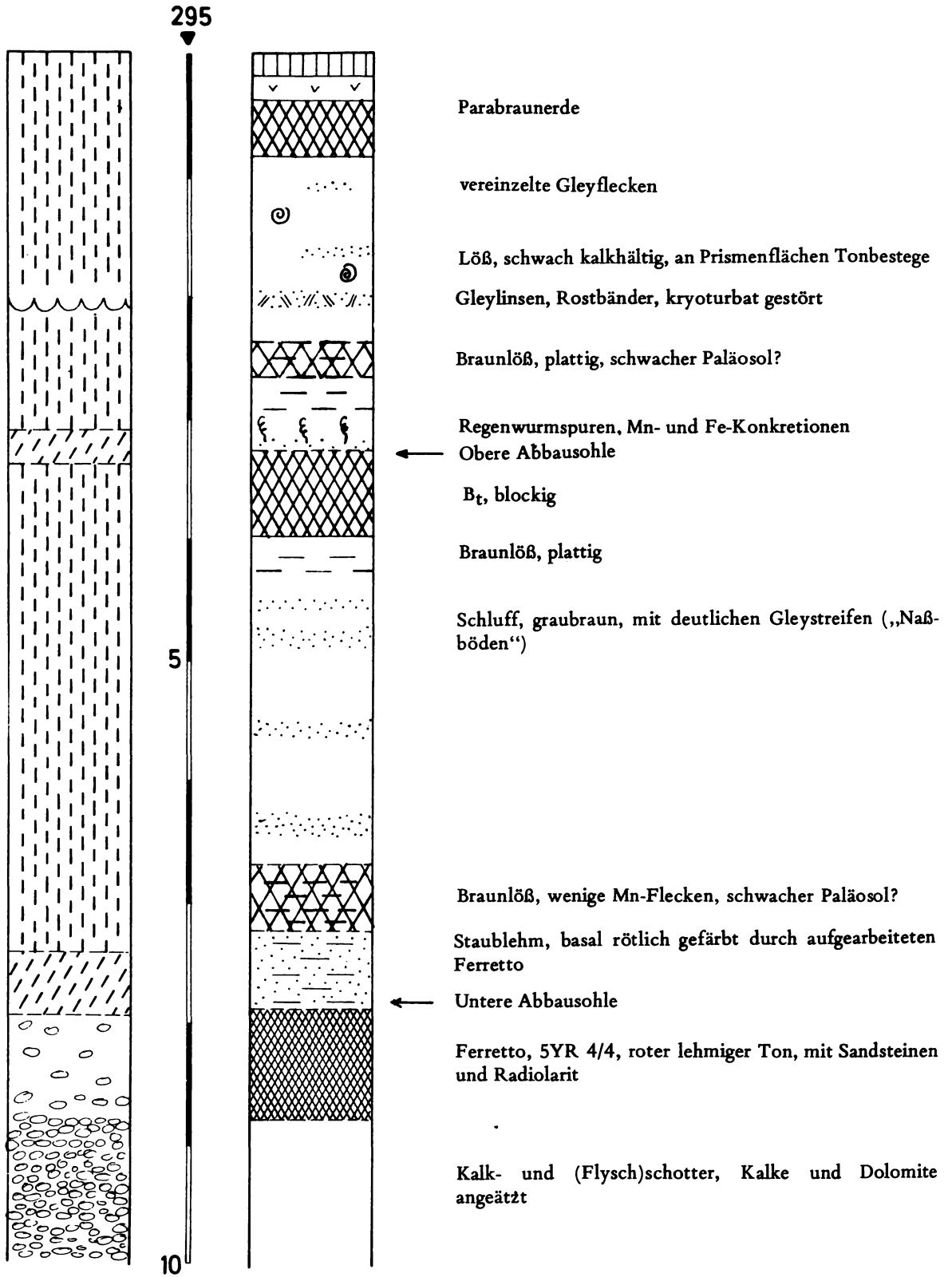


Abb. 30: Ziegelwerk Feilendorf, südliche Grube (Aufnahme J. FINK, 1976)

Bei der Korrelierung der würmeiszeitlichen Deckschichten der Feuchten Lößlandschaft mit anderen Paläoklimaräumen (vergleiche Abbildung 4) läßt sich der biologisch stark umgearbeitete Bereich oberhalb des R/W-Bodens mit den Humuszonen des Stillfrieder Komplexes in der Trockenen Lößlandschaft gleichsetzen. Der schwach ausgeprägte Paläosol entspräche Stillfried B und die darüber folgende Gleyfleckenzone könnte das Äquivalent in vergleyten Lagen über Stillfried B haben, die allerdings nur in einigen Profilen der Trockenen Lößlandschaft sichtbar sind.

Unmittelbar über dem Boden der letzten Warmzeit, meist nur als B_t -Horizont erhalten geblieben, da die hangenden Teile durch Solifluktion abgetragen wurden, liegt eine Zone mit mm-dicken Punktkonkretionen die auf Tagwassereinfluß hinweisen. Solche Bedingungen lagen am Ende der Kaltzeit vor als Bodenfrost die innere Drainage verhinderte. Der B_t oder B_{tg} des R/W gleicht morphologisch dem des Holozäns. Wir schließen daraus auf etwa gleiche Milieubedingungen beider Abschnitte. Dies gilt für die Feuchte Lößlandschaft ebenso wie für die Staublehmlandschaft, nicht aber für die Trockene Lößlandschaft, wo dem gegenwärtigen Tschernosem eine farbintensive Braunerde/Parabraunerde entgegensteht.

In allen Profilen der Feuchten Lößlandschaft tritt die Abfolge: R/W-Unterboden (Konkretionszone), Braunlöß mit reichlichen Wurmspuren auf. Dieses übereinanderfolgende Sedimentpaket wird als Linzer Komplex bezeichnet, da es in allen Profilen des Linzer Raumes besonders deutlich ist und von dort zuerst beschrieben wurde (J. FINK, 1956). Der Linzer Komplex nimmt die gleiche stratigraphische Position wie der Stillfrieder Komplex der Trockenen Lößlandschaft ein.

Das rißeiszeitliche Sedimentationspaket zeigt eine Abfolge, die mit den hessischen Profilen gut vergleichbar ist (E. BIBUS, 1974, Abb. 6 und mündlich anläßlich der genannten Besichtigung): der plattige Braunlöß unterhalb des würmeiszeitlichen B_t könnte der Lamellenfleckenzone entsprechen und die verschiedenen Gleystreifen den Bruchköbeler „Böden“. Der schwach ausgebildete Paläosol darunter (in der Intensität etwa jenem im Würmpaket vergleichbar) konnte stratigraphisch den Böden in Steyr (vergl. Abb. 24, 25 und 26) gleichgesetzt werden, doch sind für einen gesicherten Vergleich noch weitere Profile erforderlich. Der plattige Braunlöß bzw. schwache Paläosol geht allmählich in Staublehm über, d. h. die Spuren von Tagwasservergleyung nehmen zu, und wird gegen unten immer stärker rötlich gefärbt. Dies als Folge solifluidaler Aufarbeitung des M/R-Paläosols, der durch einen kräftigen Gesteinszersatz (Ferretto) gekennzeichnet ist. Alle Kalke und Mergel sind aufgelöst und bilden eine tonige Matrix, in der die widerstandsfähigen Sandsteine und Radiolarite eingebettet sind.

Infolge der humiden Sedimentationsbedingungen der Deckschichten in der Feuchten Lößlandschaft – nur die über der Gleyfleckenzone liegenden weisen (geringen) Kalkgehalt auf – sind Schnecken, Knochen und Pollen nicht erhalten, sodaß die feldgeologische Beobachtung vorläufig als Grundlage der stratigraphischen Zuordnung dienen muß.

Fahrtstrecke Feilendorf - Prinzersdorf - St. Pölten - Paudorf 39 km

Nach N zuerst über den verschliffenen Rand (Schwemmfächer!) des JDS, dann über den der HT auf die jüngste Terrasse der Pielach, die der würmeiszeitlichen und postglazialen Akkumulation entspricht (s. o.); diese bedeckt mit ca. 1 m mächtigen Deckschichten, im unteren Teil vergleyt oder anmoorig, im oberen ohne hydromorphen Einfluß. Da vermutlich sehr jung, sind nur Braunerden aus ihnen hervorgegangen.

Auf der Bundesstraße 1 nach Prinzersdorf (wieder) Anstieg zur Pielach-Traisens-Platte. 2 km W St. Pölten befindet sich ein Ziegelwerk, an dessen 300 m langen E schauenden Wand im

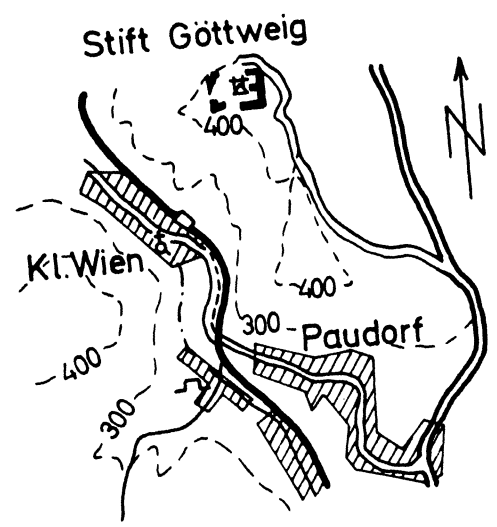
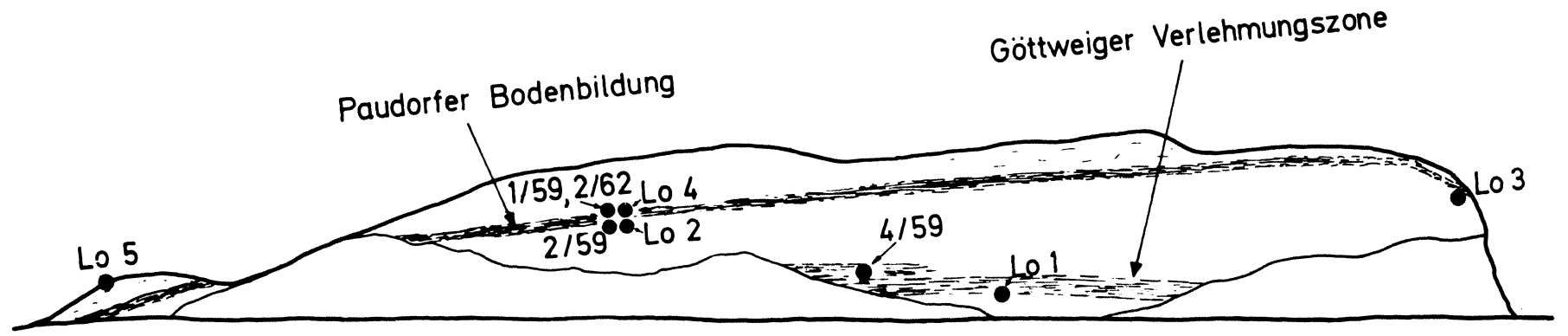
Sommer 1974 der Abbau eingestellt wurde. Die Wand bietet das gleiche Bild wie die oberen Teile des Ziegelwerkes Feilendorf, lediglich über einer seichten Mulde des R/W-Unterbodens ist eine besonders kräftige Anreicherung von Mn- und Fe-Konkretionen (als Folge des Wasserstaus) zu beobachten. Bezüglich der näheren Beschreibung wird auf den Exkursionsführer 1961, S. 35–39, verwiesen. Durch den eingestellten Abbau und derzeitige Vergrasung lohnt eine Besichtigung nur bei entsprechender Freilegung.

St. Pölten (röm. Cetium) alter Bischofssitz (1081 Augustiner Chorherrenstift gegründet), vorwiegend Barockbauten, heute aufstrebende Industriestadt mit 43.000 Einwohnern.

Die Traisen weist die am weitesten im E liegende alpine Terrassentreppe auf. Schon A. PENCK (1909, S. 246) wies darauf hin, daß „im Traisental zum letzten Mal die vier fluvioglazialen Schotter deutlich nebeneinander anzutreffen sind.“ Und J. BÜDEL (1944, S. 513) faßt die Terrassenbildung als einen „vollkommen selbständigen nur durch den klimatischen Wechsel zwischen eiszeitlicher und zwischeneiszeitlicher Schuttführung und Abflubilanz hervorgerufenen Vorgang“ auf. Während jeder alpinen Kaltzeit erfolgte die Akkumulation der Schotter, die nachfolgende interglaziale Bodenbildung setzte meist unmittelbar an der Schotteroberkante an. Die anschließende Kaltzeit brachte die Akkumulation der äolischen Deckschichten. Die Gesetzmäßigkeit dieser Abfolge stellt die Basis für die „alpine Stratigraphie“ dar – vergessen wir nicht, daß A. PENCK und E. BRÜCKNER die Eiszeitgliederung von Terrassen des Nördlichen Alpenvorlandes ableiteten – und wurde auch von G. GÖTZINGER (1936, S. 3) richtig erkannt, allerdings von Profilen aus dem untersten Traisental und von der Donau, deren Terrassen morphostratigraphisch völlig unsicher sind, abgeleitet.

Wie die bisherigen Profile gezeigt haben, hat die Stratifizierung der höheren Terrassen ihre Gültigkeit behalten, d. h. ihre Schüttung entspricht dem Klimarhythmus, der sich auch und gerade im periglazialen Gebiet abzeichnet (vergl. J. FINK, 1956), hingegen ist das Modell nicht für die tiefste Terrasse gültig. Was H. GRAUL u. P. GROSCOPF (1952) schon im Illertal erkannten, ist durch die in den österreichischen Vorlandflüssen und im Donautal gemachten Holzfunde bestätigt worden. Ohne Unterschied im tertiären Sockel liegen die letzteiszeitlichen und postglazialen Schotterkörper nebeneinander (vergleiche Pielachtal) oder, wie dies J. BÜDEL (1944, S. 513) im Traisental erkannte, in Form von flußab aneinander anschließenden Schwemmfächern. Von wenigen, so dem untersten, der mit steiler Stufe (Wagram) W Traismauer zur Donauniederung abfällt, ist würmeiszeitliches Alter gesichert, da seine Fortsetzung E Traismauer im Tullner Feld zahlreiche Kryoturbationen aufweist (vergl. Abb. 41). Im Tullner Feld liegen ebenfalls mit gleichem Tertiärsockel pleistozäne und holozäne Teilfelder. Die „NT“ der Alpenvorlandgerinne ähnelt somit im Bauplan den tiefsten Donauterrassen, während die höheren Terrassen entlang der Donau nicht die gesetzmäßige Gliederung in HT, JDS und ÄDS erkennen lassen.

Die Straße nach Krems führt auf den ÄDS und weiter in das breite Muldental der Fladnitz bis zu deren Durchbruch durch das Massiv des Dunkelsteiner Waldes. Dem heute unscheinbaren Gerinne des Fladnitzbaches ging ein mächtiger Vorläufer voran, der eine schon im Pannon angelegte Kerbe benutzte, was durch verschiedene Schotter entlang der Durchbruchstrecke belegt ist (vergl. hierzu Tafel V). Der Dunkelsteiner Wald besteht größtenteils aus Granulit, der in einem großen Steinbruch (rechter Hand) sichtbar wird. Im Ort Paudorf verlassen wir die Hauptstraße nach Krems, die über den Sattel E von Göttweig führt, und bleiben im Tal der Fladnitz. Unmittelbar vor Querung der Bahn liegt linker Hand der schon stark verwachsene Aufschluß (Abb. 31).



1/59	GRN 3092	43 300 ± 2300 (1. Humusextraktion)	} Oberkante Paudorfer Bodenbildg.
	GRN 2492	42 300 ± 2500 (2. Humusextraktion)	
2/62	GRN 4541	29 250 ± 500 (Humus)	} Unterkante Paudorfer Bodenbildg. Humuszone über Gö Vz
2/59	GRN 3190	33 800 ± 500 (Humus)	
4/59	GRN 3248	41 500 ± 1800 (Humus)	

C¹⁴-Analysen von C. Vogel / Groningen (Radiocarbon, Vol. 9, 1967)
 Probe 4/59 möglicherweise vertauscht

Abb. 31: Paudorf, loc. typ.

Stop 7/3: Paudorf, loc. typ.

G. GÖTZINGER (1936, S. 5) hat diesen Aufschluß anlässlich des INQUA-Kongresses vorgeführt. Er nannte die hangende Bodenbildung „Paudorfer Verlehmungszone“ und stellte die tiefere(n) der „Göttweiger Verlehmungszone“ gleich. Dem zitierten Exkursionsführer war ferner ein Photo auf Tafel 2 beigegeben worden.

Die sogenannte GöVz besteht in diesem Aufschluß aus zwei mächtigen Verlehmungszonen, die durch eine Lage von Granulitsteinen voneinander getrennt sind. Die untere Vz hat einen humosen Oberteil, über der hangenden Vz folgt, von dieser getrennt, eine Humuszone, die sich allmählich im darüberliegenden Löß verliert. Die Paudorfer Bodenbildung stellt eine typologische Besonderheit dar insofern, als das stärkste krümelig strukturierte, humose Solum im mittleren Teil braun gefleckt ist.

Die stratigraphische Konzeption G. GÖTZINGER's ist hinlänglich bekannt: der Göttweiger „Leimen“ wurde dem R/W, der Kremser dem M/R und die Paudorfer Bodenbildung dem damals in Mode kommenden W I/II zugeordnet, womit er teilweise älteren Autoren folgte. Lange Zeit hindurch waren dieser Aufschluß und der loc. typ. für den Göttweiger Boden nicht bearbeitet worden, da das Schwergewicht der neuen Forschung auf die großen Terrassenlandschaften und die paläoklimatisch deutlich differenzierten Räume verlegt wurde (siehe Einleitung). Deshalb erfolgte die Revision (J. FINK, 1969) erst so spät, daß sich im internationalen Schrifttum der Begriff „Paudorf“ für die weltweit registrierte Wärmeschwankung vor der letzten Maximalvereisung einbürgern konnte und nur langsam eliminiert werden kann.

Der Aufschluß in Paudorf liegt in einer morphologischen Position, die keine entscheidenden stratigraphischen Schlüsse zuläßt. Die typologische Ausbildung und vor allem der malakologische Befund stehen daher im Vordergrund.

Vojen Ložek:

Malakologie (brieflich vom 10. 2. 1969)

Die von mir im Jahre 1968 gesammelten Faunen wurden bestimmt und ökologisch und biostratigraphisch gegliedert. Diese Gliederung wurde vorgenommen nach

Ökologische Hauptgruppe	Gruppe
A (Wald)	1 – Ausgesprochene Waldarten
	2 – Waldarten, die an andere Standorte mesophiler Prägung vordringen können
	3 – Feuchtigkeitsliebende Waldarten, Auwaldbewohner
B (Offenes Gelände)	4 – Steppenarten
	5 – Bewohner waldfreier Flächen im allgemeinen
C (Indifferent)	6 – Offene und Waldstandorte – trocken
	7 – Offene und Waldstandorte – mittelfeucht oder indifferent
	8 – Offene und Waldstandorte – feucht
D (Wasser + Sümpfe)	9 – Sehr feuchte bis nasse Landbiotope
	10 – Wasserbiotope im allgemeinen

Nähere Charakteristik: W – Wald, W (h) – feuchte bis nasse Waldbiotope im allgemeinen, Wf – Wald u. mittelfeuchte Felsen, Ws – Waldsteppe, Trockenwald, W (s) – Wald bis Waldsteppe u. andere offene Flächen (Gebüsch etc.), S – Steppe, O – Offene Standorte, M – mittelfeuchte offene u. Waldbiotope, Mf – offene u. Waldfelsen, X – trockene offene u. Waldbio-

tope, H – feuchte offene u. Waldbiotope, P – Sümpfe, Ufer, nasse Stellen im allgemeinen. SF – Stehende und fließende Gewässer.

(Falls eine Art einen Standort bevorzugt, jedoch gelegentlich auch auf einen anderen übergreift, wird die Bezeichnung dieses Nebenbiotops in Klammer hinter die Bezeichnung des Hauptbiotops beigefügt).

Biostratigraphische Aufgaben: ! – Bezeichnende Art der feuchtwarmen Phasen, !! – Warmzeitliche Leitart, ++ – Bezeichnende Lößart, + – Lößart, (+) – Art, die lokal im Löß auftreten kann, a – ausgestorbene Art.

Angaben über das Vorkommen: x – Vorkommen (ohne Angabe der zahlenmäßigen Vertretung), 1 – vereinzelt bis selten, 2 – mittelhäufig, 3 – zahlreich bis massenhaft, (2) (x) – beigemengt (z. B. Lößarten im warmzeitlichen Horizont), 1? – Bestimmung unsicher

Die Fundpunkte, jeweils horizontal ausgeweitet, sind in Abbildung 31 eingetragen und in Tabelle 1 analysiert. Sie betreffen die Positionen

Lo 1 Unterkante der „Göttweiger Bodenbildung“

Lo 2 Unterkante Paudorfer Bodenbildung

Lo 3 Unterkante Paudorfer Bodenbildung

Lo 4 Oberkante Paudorfer Bodenbildung

Lo 5 Holozäne humose Bodensedimente am linken Rand des Aufschlusses

An der Unterkante der Paudorfer Bodenbildung (Lo 2 und Lo 3) treten zahlreiche Bruchstücke einer typisch hochwarmzeitlichen Schneckenfauna auf. Von den Leitarten wurden *Aegopis verticillus* (LAM.), *Pagodulina pagodula* (DESM.) und *Cepaea vindobonensis* (FÉR.) nachgewiesen. Auch die übrigen Arten gehören vorwiegend einer Molluskengesellschaft an, die für mäßig feuchte und warme submontane Wälder bezeichnend ist. Verglichen mit der rezenten Fauna in der Umgebung zeugt die fossile Weichtiergemeinschaft von einem beträchtlich humideren Klima, das mindestens so warm war wie das gegenwärtige.

Für die Auswertung dieses Fundes ist die mittelholozäne Fauna von höchster Bedeutung, die am linken Ende des Aufschlusses in humosen Bodensedimenten im Liegenden eines gefleckten Humushorizontes nachgewiesen wurde (Lo 5). Diese Fauna ist archäologisch datiert, da in der oberen Schicht der fossilführenden Bodensedimente spätneolithische Scherben gefunden wurden. Die Fauna ist demgemäß mittelholozän. Sie entspricht weitgehend den Interglazialfunden von der Unterkante der Paudorfer Bodenbildung, unter denen *Pagodulina pagodula* (DESM.) zu erwähnen ist, die im Holozän fehlt.

Die Molluskenbestände von der Unterkante des Paudorfer Bodens fallen zeitlich in die erste Hälfte der Warmzeit und entsprechen daher auch phasenmäßig der holozänen Fauna, die in das postglaziale Klimaoptimum einzustufen ist.

Von hohem Interesse sind die Funde aus den humosen Bodensedimenten an der Oberkante der Paudorfer Bodenbildung (Lo 4). Diese sind auf den ersten Blick kaltzeitlich, wie es der minimale Anteil an Elementen der ersten drei ökologischen Gruppen (Hauptgruppe A) zeigt. Die Thanatozönose wird von der Steppenart *Chondrula tridens* (MÜLL.) beherrscht, zu der sich auch weitere eurytherme Steppenelemente gesellen: *Helicopsis striata* (MÜLL.), *Pupilla triplicata* (STUD.), *Vallonia costata* (MÜLL.) und *Abida frumentum* (DRAP.). Es handelt sich um eine typische *Tridens*-Fauna, die vor allem für die frühglazialen Interstadiale bezeichnend ist und z. B. reichlich in den Tschernosemen des Stillfrieder Komplexes vertreten ist. Der auffallend reiche Anteil an Elementen der Gruppe 7 geht vermutlich auf die Nähe der feuchteren Zone zurück (die Masse der Arten gehört noch der Tschernosemsteppe an).

Tabelle 1: Malakologische und ökologische Untersuchungen von Paudorf loc. typ.

Ökologische und biostratigraphische Charakteristik		Artenverzeichnis	Schicht							
			Lo 1	Lo 2	Lo 3	Lo 4	Lo 5			
A	1	W	!	<i>Acanthinula aculeata</i> (MÜLLER)	—	—	—	—	2	
		!	<i>Acicula polita</i> (HARTMANN)	—	—	—	—	1		
		!	<i>Aegopinella</i> „minor-nitens“	1	x	x	—	—		
		!!	<i>Aegopis verticillus</i> (LAMARCK)	1	x	x	—	2		
		!	<i>Cochlodina laminata</i> (MONTAGU)	—	x	x	—	2		
		!	<i>Daudebardia rufa</i> (DRAPARNAUD)	—	—	x	—	—		
		!!	<i>Discus perspectivus</i> (MÜHLFELDT)	—	—	—	—	1		
		!	<i>Ena montana</i> (DRAPARNAUD)	—	—	—	—	2		
		!	<i>Ena sp. (montana obscura)</i>	—	x	—	—	—		
		!	<i>Helicodonta obvoluta</i> (MÜLLER)	—	x	x	—	—		
		!	<i>Iphigena plicatula</i> (DRAPARNAUD)	—	x	x	—	3		
		!	<i>Isognomostoma isognomostoma</i> (SCHRÖTER)	—	—	—	—	2		
		!	<i>Monachoides incarnata</i> (MÜLLER)	—	x	x	—	2		
		!	<i>Orcula doliolum</i> (BRUGUIÈRE)	—	—	x	—	2		
	!!	<i>Pagodulina pagodula</i> (DESMOULINS)	—	x	x	—	—			
	!	<i>Ruthenica filograna</i> (ROSSMÄSSLER)	—	—	x	—	2			
	!	<i>Trichia unidentata</i> (DRAPARNAUD)	—	x	x	—	3			
	!	<i>Vertigo pusilla</i> MÜLLER	—	—	—	—	1			
	2	W (M)	(+)	!	<i>Arianta arbustorum</i> (LINNÉ)	2	x?	x	—	1
			!	<i>Cepaea hortensis</i> (MÜLLER)	—	x?	x	—	—	
!			<i>Discus rotundatus</i> (MÜLLER)	—	x	x	—	2		
W (s)		!	<i>Laciniaria biplicata</i> (MONTAGU)	—	—	—	—	2		
		!	<i>Laciniaria</i> (ALINDA) sp.	—	x	—	—	—		
		!	<i>Aegopinella minor</i> (STABILE)	—	—	—	—	2?		
W (H)	(+)	!	<i>Bradybaena fruticum</i> (MÜLLER)	—	x	x	2	1		
!	<i>Helix pomatia</i> LINNÉ	—	x	x	—	2				
!	<i>Vitrea crystallina</i> (MÜLLER)	—	—	—	1	—				
3	W (h)	!	<i>Clausilia pumila</i> PFEIFFER	—	x	x	—	—		
		!	<i>Iphigena ventricosa</i> (DRAPARNAUD)	—	x?	x?	—	1		
		!	<i>Zenobiella umbrosa</i> (PFEIFFER)	—	—	x	1	1		
B	4	S (W)	(+)	<i>Abida frumentum</i> (DRAPARNAUD)	—	x	—	1	2	
			+	<i>Helicopsis striata</i> (MÜLLER)	3	—	x	1	—	
			(+)	<i>Chondrula tridens</i> (MÜLLER)	—	—	x	3	1	
			(+)	<i>Pupilla triplicata</i> (STUDER)	2	—	—	2	—	
			!!	<i>Cepaea vindobonensis</i> (FÉRUSSAC)	—	x	—	—	1	
	!!	<i>Truncatellina claustralis</i> (GREDLER)	—	—	—	—	1			
	5	O (+)	+	<i>Pupilla muscorum</i> (LINNÉ)	2	x*	—	—	—	
			+	<i>Truncatellina cylindrica</i> (FÉRUSSAC)	1	x	—	—	1	
			(+)	<i>Vallonia costata</i> (MÜLLER)	2	x*	x	3	1	
			(+)	<i>Vallonia pulchella</i> (MÜLLER)	1	—	x	—	2	
(+)			<i>Vertigo pygmaea</i> (DRAPARNAUD)	—	—	—	2	—		
C	6	X (Ws)	!	<i>Cochlicopa lubricella</i> (PORRO)	—	x	x?	—	—	
			!	<i>Milax rusticus</i> (MILLET)	1	—	—	—	—	
			!	<i>Euomphalia strigella</i> (DRAPARNAUD)	—	x?	x	1?	1	
	7	Mf	(+)	<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLLER)	—	—	—	1	1	
			(+)	<i>Limacidae</i> sp. div. (kleine Arten)	1	x	x	2	1	
			(+)	<i>Perpolita hammonis</i> (STRÖM)	—	—	—	1?	—	
			+	<i>Trichia hispida</i> (LINNÉ)	2	x	x	3	—	
			+	<i>Vitrea contracta</i> (WESTERLUND)	—	—	—	—	1	
			(+)	<i>Clausilia parvula</i> STUDER	—	—	—	—	1	
			(+)	<i>Clausilia dubia</i> DRAPARNAUD	2	—	x	2	2	
	8	H (+)	!	<i>Helicigona lapicida</i> (LINNÉ)	—	—	x	—	—	
			(+)	<i>Orcula doitum</i> (DRAPARNAUD)	—	x	—	—	2	
			+	<i>Carychium tridentatum</i> (RISSO)	—	—	—	—	2	
+	<i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD	1	—	x?	—	—				

Die Konchylien von der Unterkante der „Göttweiger Bodenbildung“ stellen größtenteils eine Lößgemeinschaft dar (*Helicopsis striata* (MÜLL.), *Pupilla triplicata* (STUD.), *P. muscorum* (L.), *Vallonia costata* (MÜLL.), *Trichia hispida* (L.), *Clausilia dubia* DRAP. und *Succinea oblonga* DRAP.) und stammen praktisch von den obersten Schichten des liegenden Lösses. Die Zusammensetzung spricht für die Zeit der ausklingenden Lößbildung.

In derselben Schicht wurden allerdings auch spärliche Bruchstücke von Arten nachgewiesen, die einer hochwarmzeitlichen Weichtiergemeinschaft angehören: *Aegopis verticillus* (LAM.), *Milax rusticus* (MILL.) und *Aegopinella „minor-nitens“*. Ihr Anteil ist jedoch so gering, daß es schwer zu entscheiden ist, ob wirklich Reste einer autochthonen warmzeitlichen Molluskenfauna oder nur sekundär verschleppte Gehäusebruchstücke vorliegen.

Für die Beurteilung der stratigraphischen Einstufung sind die Funde aus der Paudorfer Bodenbildung von höchster Bedeutung. An deren Unterkante liegt eine einwandfrei warmzeitliche Fauna, die beweist, daß die relativ geringmächtige und auf den ersten Blick einfache Bodenbildung wenigstens zum Teil einem echten Interglazial entspricht. Diese Auffassung wird durch die Funde von der Oberkante unterstützt, an der eine typische Gesellschaft der frühglazialen Tschernoseme auftritt (Lo 4). Demgemäß liegt es auf der Hand, daß die Paudorfer Bodenbildung den Rest eines ursprünglich viel mächtigeren und komplizierter aufgebauten Bodenkomplexes darstellt, der etwa dem Stillfrieder Komplex entsprechen dürfte. Aus den erörterten Befunden ergibt sich eindeutig, daß der Paudorfer Boden nicht jünger sein kann als das letzte Interglazial (Eem.) Aufgrund der Weichtierfunde können allerdings nicht ältere Warmzeiten ausgeschlossen werden, abgesehen von den altpleistozänen (Cromer und ältere Warmzeiten). Die Funde von Paudorf loc. typ. finden ihre Parallele in der Molluskenfauna der „Paudorfer Bodenbildung“ im Hohlweg Aigen.

Julius Fink:

Paläopedologie

Von besonderem Interesse ist das Auftreten „gefleckter Horizonte“. Die im Profilschnitt cm-großen, teils hellbraunen, teils humusfärbigen Flecken verleihen dieser Schicht ein leopardenfellähnliches Aussehen. Die gefleckte Lage bildet den mittleren Teil des Paläosolums, sie geht nach oben und unten in einen einheitlich humos gefärbten Horizont über. Das ganze Paläosolum hat eine mittlere Mächtigkeit von 60 cm, unterhalb folgt ein morphologisch deutlich erkennbarer C_{Ca}-Horizont von etwa 40 cm Mächtigkeit. Boden und Illuvialhorizont sind stärkst krümelig strukturiert, schon bei leichtem Druck zerfallen die aus der Wand gebrochenen Schollen in 2–3 mm große Krümel.

Zur Genese der gefleckten Lagen liegt eine umfangreiche Literatur, insbesondere tschechischer Autoren, vor. Eine solifluidale Entstehung scheint aufgrund der Lage ausgeschlossen, sodaß eine in situ-Veränderung wahrscheinlich ist. Nur vereinzelt sind in dem gefleckten Teil große Gley- und Rosthöfe mit einem Durchmesser von mehreren Zentimetern festzustellen, welche auf starke Umsetzungen hinweisen, die nach P. STEFANOVITS (mündliche Mitteilung) bakterieller Art gewesen sein können.

C₁₄-Datierung

Mit dem C₁₄-Laboratorium in Groningen war eine Untersuchung vereinbart worden, weshalb eine erste Probenreihe 1959 dorthin gesandt worden war. Nach dem Tod von Hessel de VRIES wurde nach einer persönlichen Bereisung mit C. VOGEL eine zweite Serie 1962 bearbeitet. Beide Serien betrafen den loc. typ. Paudorf sowie die Hohlwege Aigen und Furth (s. u.).

Sowohl das Material (im Aufschluß Paudorf ausschließlich organische Substanz) als auch die Entnahmestellen (teilweise sehr nahe der heutigen Oberfläche) hätten eine eingehende Diskussion der Meßergebnisse noch vor deren Publikation erforderlich gemacht. Obwohl von unserer Seite gewarnt wurde, die Daten zu publizieren, sind sie in Radiocarbon vol. 9, S. 95–96 aufgenommen worden und haben zu zahlreichen Fehlinterpretationen geführt. Die Entnahmestellen und die Ergebnisse sind in Abbildung 31 enthalten. Obige Feststellung betrifft auch die Meßergebnisse von den Proben aus den beiden Hohlwegen Aigen und Furth.

Fahrtstrecke Paudorf - Aigen 3 km

Entlang des letzten Abschnittes des Durchbruches der Fladnitz durch den Dunkelsteiner Wald führt die Straße über Steinaweg zunächst nach Aigen. Nunmehr nach Lageplan (Abb. 32) zu Fuß in nördlicher Richtung durch den Hohlweg auf den Silberbühel. *Infolge der unmittelbar oberhalb der Wände liegenden Weingärten dürfen an den Wänden keine Grabungen vorgenommen werden, da dadurch Erosionsanrisse und Schäden an den Kulturen entstehen könnten. Dies gilt für das gesamte Weinbaugebiet.*

Stop 8a/3: Hohlweg Aigen (hiezü Abb. 33, unten)

Der erst im Zug der neueren Bearbeitung österreichischer Lößprofile bekannt gewordene Aufschluß bietet einen Querschnitt bis in die früheste Geschichte dieses Raumes.

Die Terrasse, an deren Abfall wir zwischen P und O entlang gehen, besteht im Sockel aus Kristallin, darüber fossil belegtem Miozän (R. GRILL, 1956–1963). Letzteres ist auch am Beginn des Hohlweges bei N sichtbar. Bei der Ausschachtung eines Weinkellers war das durch terrestrische Verwitterung tief zersetzte Kristallin und der Übergang in das marine Miozän gut aufgeschlossen. Beweis für die in diesem Raum typischen Re- und Transgressionen der Paratethys am Rand des Böhmisches Massivs (vergl. Erklärung zu Tafel IV). Der ca. 0,5 m mächtige Schotterkörper besteht aus kaum gerundetem Granulit (Lokalmaterial) und ist auch am Beginn des Hohlweges Furth zwischen M und N anzutreffen. Unmittelbar darüber liegt rötlich brauner Verwitterungslehm, der stratigraphisch der GöVz entspricht.

Es scheint somit – auf den ersten Blick – in der Terrasse von Aigen das Modell des alpinen Raumes: R/W-Boden über HT vorzuliegen. Im Hohlweg Furth liegt aber die GöVz nicht nur dem Schotter (Schutt) der Terrasse von Aigen auf, sondern taucht über deren Kante auf eine tiefere Terrasse (?) ab, sodaß die stratigraphische Bindung der GöVz an die Terrasse von Aigen nicht gegeben ist (vergl. hiezü Abb. 33, oben).

Im Hohlweg Aigen Anstieg von M bis K. Nahe der Geländeoberkante wird bei K der Paudorfer Boden in typischer Ausbildung (d. h. wie am loc. typ.) sichtbar. Ein landschaftsmorphologischer „Kontakt“ zwischen Paudorfer Boden und GöVz ist nicht erkennbar. B. FRENZEL hatte auf Parzelle 32 (neben K) eine Handbohrung angesetzt, die über 10 m tief vorgetrieben wurde und im normalen Löß steckenblieb. Auch beim Anstieg durch den Hohlweg wird die große Mächtigkeit des Lösses sichtbar, der zwischen beiden Paläoböden liegt und keine Unterbrechung erkennen läßt. Auch hier ist daher für die stratigraphische Zuordnung der Paläoböden der malakologische Befund von wesentlicher Bedeutung.

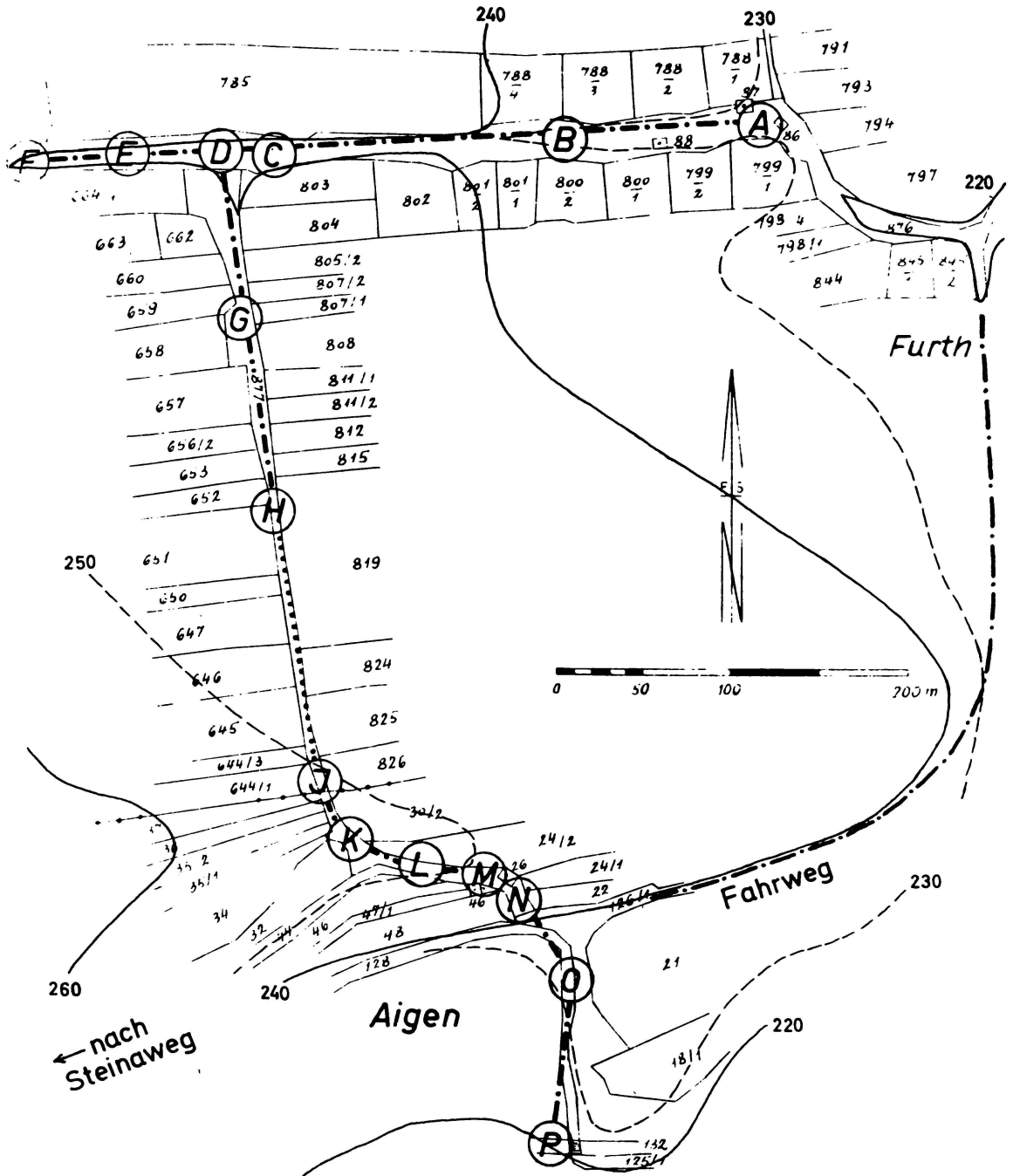


Abb. 32: Lageplan der Hohlwege westlich Furth und nördlich Aigen (Vermessung und Planerstellung Dr. F. STELZER, 1961)

Vojen Ložek:
Malakologie

Nachdem bereits vororientierende Proben von J. KOVANDA/Prag auf interglaziale Fauna hinwiesen, konnten aufgrund der übermittelten Proben (Position siehe Abbildung 33) für die Paudorfer Bodenbildung „hochwarmzeitliche“ Umweltbedingungen nachgewiesen werden. Der mächtige Löß zwischen der „Göttweiger Verlehmungszone“ und dem „Paudorfer Boden“ führt eine artenarme, jedoch individuenreiche Gesellschaft genügsamer Weichtiere, die für den Löß bezeichnend ist und einer Hochkaltzeit angehört. Die Konchylien sind in den unteren

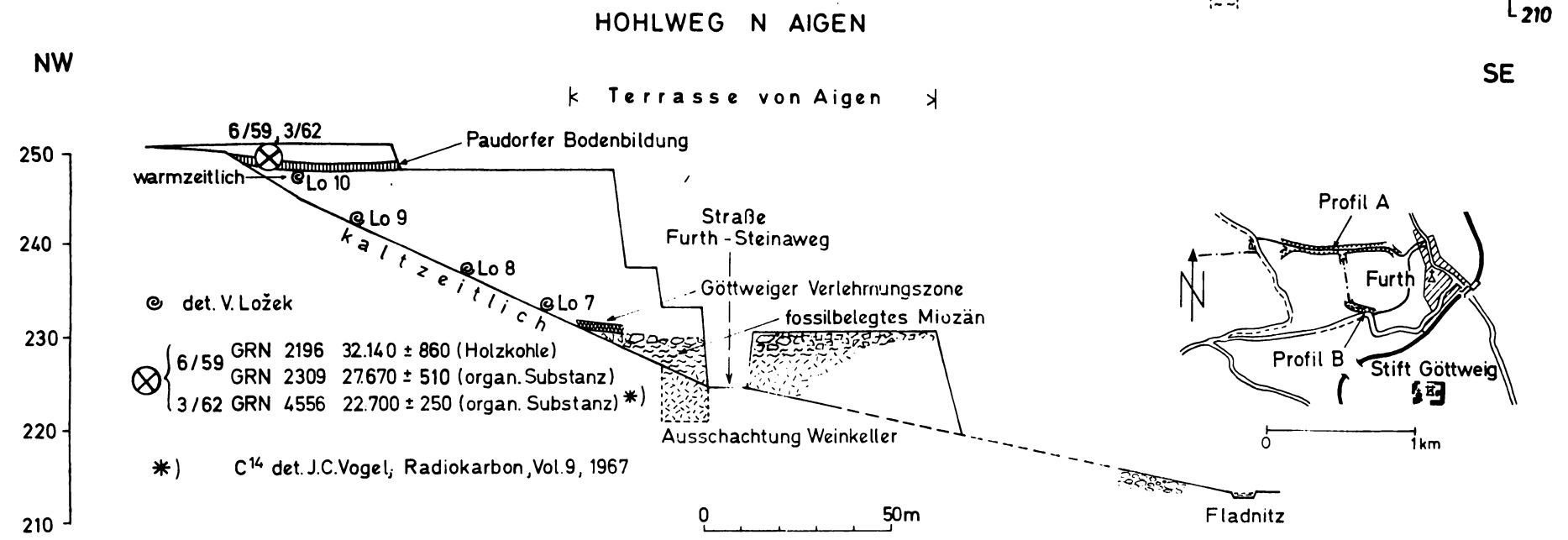
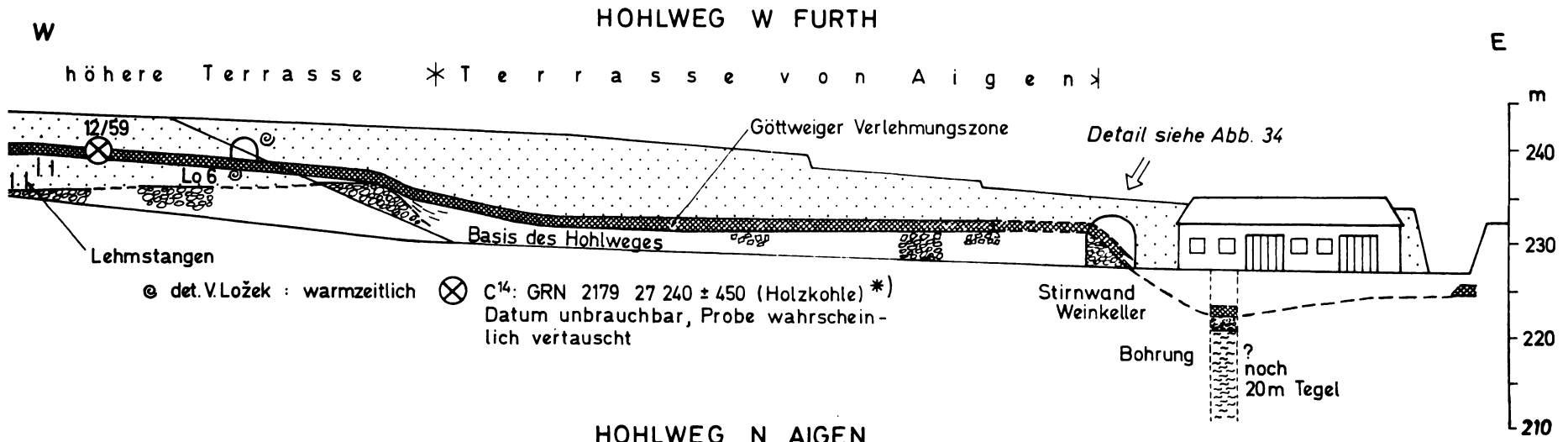


Abb. 33: Längsschnitt durch die Hohlwege westlich Furth und nördlich Aigen

Tabelle 2: Malakologische und ökologische Untersuchungen in den Hohlwegen Furth und Aigen

Ökologische und biostratigraphische Charakteristik		Artenverzeichnis	Schicht					
			Lo 6	Lo 7	Lo 8	Lo 9	Lo 10	
A	c	!! <i>Aegopinella</i> sp. (? ressmanni (West.))	x ^F	—	—	—	x	
		!! <i>Aegopis verticillus</i> (LAMARCK)	x	—	—	—	x	
		! <i>Cochlodina laminata</i> (MONTAGU)	x	—	—	—	x	
		!! <i>Discus perspectivus</i> (MÜHLFELDT)	—	—	—	—	x	
		! <i>Ena montana</i> (DRAPARNAUD)	x	—	—	—	x	
		!! <i>Helicigona banatica</i> (ROSSMÄSSLER)	x ^F	—	—	—	—	
		! <i>Helicodonta obvoluta</i> (MÜLLER)	x	—	—	—	x	
		!! <i>Iphigena densestriata</i> (ROSSMÄSSLER)	—	—	—	—	x	
		! <i>Iphigena plicatula</i> (DRAPARNAUD)	x	—	—	—	x	
		! <i>Isognomostoma isognomostoma</i> (SCH.)	x	—	—	—	—	
		! <i>Monachoides incarnata</i> (MÜLLER)	xx	—	—	—	x	
		! <i>Orcula doliolum</i> (BRUGUIÈRE)	x	—	—	—	x	
		!! <i>Pagodulina pagodula</i> (DESMOULINS)	x	—	—	—	x	
		! <i>Ruthenica filigrana</i> (ROSSMÄSSLER)	x	—	—	—	x	
		!! <i>Soosia diodonta</i> (FÉRUSSAC)	—	—	—	—	x	
! <i>Trichia unidentata</i> (DRAPARNAUD)	x	—	—	—	x			
2	W (M)	(+) <i>Arianta arbustorum</i> (LINNÉ)	x	—	—	—	x	
		! <i>Cepaea hortensis</i> (MÜLLER)	x?	—	—	—	x	
		! <i>Discus rotundatus</i> (MÜLLER)	—	—	—	—	x	
		! <i>Limacidae</i> (große Art)	x	—	—	—	—	
		(+) <i>Trichia cf. striolata</i> (PFEIFFER)	—	3	3	—	—	
		! <i>Bradybaena fruticum</i> (MÜLLER)	—	—	—	—	x	
3	W (s)	! <i>Helix pomatia</i> LINNÉ	x ^F	—	—	—	x	
		! <i>Clausilia pumila</i> PFEIFFER	x	—	—	—	x	
		! <i>Iphigena ventricosa</i> (DRAPARNAUD)	x?	—	—	—	x	
3	W (h)	! <i>Zenobiella umbrosa</i> (PFEIFFER)	x	—	—	—	x	
		(+) <i>Abida frumentum</i> (DRAPARNAUD)	x	—	—	—	—	
		+ <i>Helicopsis striata</i> (MÜLLER)	x	2	—	—	x	
4	S	(+) <i>Chondrula tridens</i> (MÜLLER)	x	—	—	—	x	
		+ <i>Pupilla sterri</i> (VOITH)	—	—	2	—	—	
		(+) <i>Pupilla triplicata</i> (STUDER)	—	—	—	—	x	
		!! <i>Cepaea vindobonensis</i> (FÉRUSSAC)	—	—	—	—	x	
		+ <i>Pupilla muscorum</i> (LINNÉ)	—	2	2	—	—	
5	O	+ <i>Truncatellina cylindrica</i> (FÉRUSSAC)	x	—	—	—	—	
		(+) <i>Vallonia costata</i> (MÜLLER)	x	—	—	—	x	
		++ <i>Vallonia tenuilabris</i> (BRAUN)	—	1	—	—	—	
		+ <i>Vertigo pygmaea</i> (DRAPARNAUD)	x	—	—	—	—	
		X (Ws) !! <i>Cochlicopa lubricella</i> (PORRO)	x	—	—	—	—	
6	X (Ws) !!	<i>Cochlostoma</i> sp. (<i>septemspirale</i> R.?)	x	—	—	—	—	
		<i>Euomphalia strigella</i> (DRAPARNAUD)	—	—	—	—	x	
		M (+) <i>Limacidae</i> (kleine Arten)	—	—	—	—	x	
		Mf (+) <i>Clausilia parvula</i> STUDER	—	—	—	1	—	
7	Mf (+)	! <i>Clausilia dubia</i> DRAPARNAUD	x	2	2	1	—	
		! <i>Helicigona lapicida</i> (LINNÉ)	x	—	—	—	—	
		H + <i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD	—	2	—	1	—	
8	H	+	<i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD	—	2	—	1	—
D	10	SF	cf. <i>Sphaerium corneum</i> (LINNÉ)	—	—	—	—	x

Fundhorizonte: Lo 6 = Göttweiger Bodenbildung (Unterkante) in Hohlweg Furth (F – auch im von J. Fink gesammelten Material vorhandene Arten)
 Lo 7 = Aigen, Löß 0– 4 m über der Göttweiger Bodenbildung (leg. J. Fink)
 Lo 8 = Aigen, Löß 4– 7 m über der Göttweiger Bodenbildung (leg. J. Fink)
 Lo 9 = Aigen, Löß 7–10 m über der Göttweiger Bodenbildung (leg. J. Fink)
 Lo 10 = Aigen, „Paudorfer Bodenbildung“ (Unterkante)

zwei Dritteln des Lößpakets konzentriert, der oberste Horizont ist auffallend schneckenarm. An der Unterkante der „Paudorfer Bodenbildung“ erscheint wieder eine hochwarmzeitliche feuchtigkeitsbedürftige Waldfauna mit den Leitarten *Pagodulina pagodula* (DESM.), *Discus perspectivus* (MÜHL.), *Aegopis verticillus* (LAM.), *Iphigena densestriata* (RSSM.) und *Soosia diodonta* (FÉR.). Sie stellt eine vollentfaltete Waldgesellschaft des Hochinterglazials dar.

Der Molluskenbestand von der Unterkante der „Paudorfer Bodenbildung“ in Aigen entspricht weitgehend der Weichtiergemeinschaft, die in derselben Position im klassischen Aufschluß von Paudorf nachgewiesen wurde. Bemerkenswert sind die Funde von *Soosia diodonta* (FÉR.) und *Iphigena densestriata* (RSSM.), die im Bereiche des Kremser Raumes bisher nur von dieser Fundstelle bekannt sind.

Was die stratigraphische Einstufung des „Paudorfer Bodens“ anbelangt, gilt hier dasselbe, was im Falle von Paudorf gesagt wurde. Der betreffende Horizont fällt eindeutig in ein echtes Interglazial. Die jüngste in Frage kommende Warmzeit ist somit Eem, aufgrund der Molluskenfunde können allerdings auch andere, d. h. ältere (mittelpleistozäne) Warmzeiten nicht ausgeschlossen werden.

Julius Fink:

Regionale Stratigraphie

Schon der loc. typ. Paudorf ließ erkennen, daß der Begriff „Paudorf“ im stratigraphischen Sinn, d. h. als Bezeichnung der Wärmeschwankung vor Beginn des Hochglazials, nicht verwendet werden kann. Erstens spricht der malakologische Befund dagegen (s. o. V. LOŽEK), zweitens der pedologische Befund, da der Paudorfer Boden bedeutend stärker entwickelt ist, als es die Bildungen sind, die in anderen Paläoklimaräumen Österreichs der oben genannten Wärmeschwankung vor Beginn des Hochglazials zeitlich entsprechen, nämlich Stillfried B vom Typ eines blaßbraunen Steppenbodens und die Gleyfleckenzone (vergl. Ziegelwerk Fellendorf, Abb. 30 bzw. Abb. 4).

Wohin nun tatsächlich der Paudorfer Boden zu stellen ist, muß vorläufig offen bleiben. Verschiedenenorts sind in den Humuszonen des Stillfrieder Komplexes gefleckte Lagen beobachtet worden. Im benachbarten Traisental ab St. Pölten, sind auf dem Schotter der HT Reste von Paläoböden vorhanden, die eine für den Paudorfer Boden charakteristische Fleckung zeigen. Dadurch ergäbe sich eine feldgeologische Übereinstimmung mit der malakologischen Interpretation. Es bleibt aber dann (feldgeologisch) immer die Frage offen, warum in den Profilen, in denen der Paudorfer Boden auftritt, nie ein Äquivalent zu dem kräftigen R/W (Unter)boden des Stillfrieder Komplexes zu finden ist.

Wie beim loc. typ. Paudorf festgehalten, versagt eine Radiokarbondatierung: dies im Hohlweg Aigen wegen der Nähe der Probe zur Oberfläche. Der ganze Paläoboden ist von rezenten Wurzeln durchsetzt, die noch tief in den basalen Löß vordringen. Dies ist umso bedauerlicher, da hier die Bestimmung einer Holzkohle in ausreichender Menge, die nesterartig an der Oberfläche verteilt lag, möglich war.

Julius Fink und Ludwig Piffel:

Stop 8b/3: Hohlweg Furth

Knapp 500 m nördlich des im Hohlweg Aigen aufgeschlossenen Paudorfer Bodens liegt – über den Weg von I bis G erreichbar – jener Abschnitt des Hohlweges Furth, der den loc. typ. der GÖVz bildet. Bei J. BAYER (1927) ist im farbigen Titelbild der Blick von F nach C, bei G. GÖTZINGER (1936) jener von D nach Südosten, auf die Ecke, die sich bei unserem

Anmarsch rechter Hand befindet, gerichtet. Unsere Darstellung (Abb. 33, oberes Profil) zeigt den Hohlweg im Längsschnitt von F bis A.

Aus der ältesten Literatur geht nicht klar hervor, inwieweit die GöVz als Paläoboden erkannt wurde. Eindeutig ist erst die Beschreibung von J. BAYER auf dem XIV. Int. Kongreß für Anthropologie, Archäologie und Prähistorik in Genf 1912. In dem Konferenzbericht (Chronologie des Temps quarternaires, S. 152) heißt es:

Je la denomme „Göttweiger Verlehmungs-Zone“ d'après un cas extraordinairement clair à Göttweig en Basse – Autriche, à pen près à 4 km au sud de Krems. Je me rendis compte exactement de sa grande importance comme témoin d'une longue période humide entre les deux formations de loess au dernier interglaciaire, en trouvant de grandes concrétions marneuses au dessous d'elle et . . .

Die von J. BAYER (1927) vertretene Stratigraphie, wonach die GöVz einer „Aurignac-Schwankung“ entspräche, braucht heute nicht mehr diskutiert zu werden, wird aber erwähnt, weil noch vereinzelt von urgeschichtlicher Seite – völlig zu Unrecht – eine Gleichsetzung der altsteinzeitlichen Kultur mit der GöVz erfolgt; an keiner Stelle des weiteren Kremser Raumes wurde eine derartige Kulturschicht auf oder in der Nähe der GöVz gefunden.

Auch die stratigraphische Einstufung von G. GÖTZINGER (1936) ist heute nicht mehr haltbar, wenngleich ihm das Verdienst zukommt, die Korrelation von Terrassen, Lössen und Paläoböden im Alpenvorland initiiert zu haben – was aber nicht für das Donautal gilt (s. o.). Um seinem „Modell“ zu entsprechen, war er gezwungen, einen „Spätrißlöß“ unterhalb der GöVz einzubauen (dieses Sediment könnte teilweise fluviatil sein und ist aufgrund der Fauna sicher interglazial). Die größte stratigraphische Konfusion entstand dadurch, daß das Konzept von L. LAIS (1951), dem wir in Mitteleuropa eine neue Phase der Erforschung der Lößprofile verdanken, von F. BRANDTNER (1950, 1954, 1956) schematisch übernommen und eine der damaligen Tendenz entsprechende Dreigliederung für die österreichischen Lössen versucht wurde. So hatte F. E. ZEUNER (1954) aufgrund theoretischer Überlegungen – erst nachher hatte J. Fink Gelegenheit zur Führung – und insbesondere H. GROSS (1956, 1960) – dem anschließend an die DEUQUA-Exkursion 1955, auf der die Lokalitäten Paudorf und Hohlweg Furth nicht gezeigt wurden, auf einer kurzen Nachexkursion der Hohlweg vorgeführt wurde – die Vorstellung vertreten, daß dieser kräftig strukturierte und farbintensive „Göttweiger Leimen“ dem „W I/II“ Interstadial zuzurechnen wäre, während P. WOLDSTEDT (1962, S. 121) nach einer Führung durch J. Fink von der interglazialen Stellung der GöVz überzeugt wurde, über die heute keine Diskussion mehr erforderlich ist. Dies ergibt sich auch aus dem malakologischen Befund:

Vojen Ložek:

Malakologie

Im unmittelbaren Liegenden des B_T-Horizontes der „Göttweiger Verlehmungszone“ im Hohlweg westlich von Furth sind zahlreiche, größtenteils relativ gut erhaltene Konchylien vorhanden. Die Thanatozönose wird von wärme- und feuchtigkeitsbedürftigen Waldarten beherrscht und stellt eine typische hochwarmzeitliche Schneckengemeinschaft dar. Unter den interglazialen Leitarten ist an erster Stelle *Helicigona banatica* (RSSM.) zu nennen, die von anderen Elementen ähnlicher Aussage begleitet wird, z. B. von *Pagodulina pagodula* (DESM.), *Aegopis verticillus* (LAM.) und *Cochlostoma* sp. Die letztgenannte Schnecke, vermutlich *Cochlostoma septemspirale* (RAZ.), ist von hohem Interesse, da sie an keiner anderen Fundstelle im Kremser Raum nachgewiesen wurde und auch anderswo in Mitteleuropa zu größten Seltenheiten gehört.

Die Steppenkomponente (*Abida*, *Chondrula*, *Helicopsis*, *Vallonia*), die in der Thanatozönose relativ stark vertreten ist, entspricht vermutlich einer sehr frühen Phase der Warmzeit und ist mit der hochinterglazialen Waldfauna offenbar sekundär vermengt, was in den Horizonten entsprechender Entstehung als Normalfall betrachtet werden kann (V. LOŽEK, 1965).

Der „Göttweiger Boden“ muß, da der über ihm lagernde Paudorfer Boden einer Warmzeit entspricht, aus stratigraphischen Gründen in eine voreemzeitliche, d. h. mittelpleistozäne Warmzeit eingeordnet werden. Falls man sich nur auf die Molluskenfunde stützt, käme vor allem die drittletzte Warmzeit in Frage, die malakozologisch der letzten recht ähnlich ist, was auch in diesem Falle zutrifft, während die vorletzte Warmzeit viele abweichende Züge aufweist. Die Molluskenfunde von der Unterkante des Bodenkomplexes PK IV, der in den Lößserien der Tschechoslowakei die vorletzte Warmzeit vertritt, unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung ziemlich auffallend von den letztinterglazialen. Hingegen muß konstatiert werden, daß an der Unterkante von PK V, wieder eine Fauna erscheint, die der letztinterglazialen recht ähnlich ist.

Aus den bisherigen Befunden ergibt sich jedenfalls mit Sicherheit, daß in der Schichtenfolge von Furth-Aigen zwei Interglazialhorizonte vorhanden sind, von denen der jüngere nicht jünger sein kann als die letzte Warmzeit.

Julius Fink und Ludwig Piffel:

Morphologie

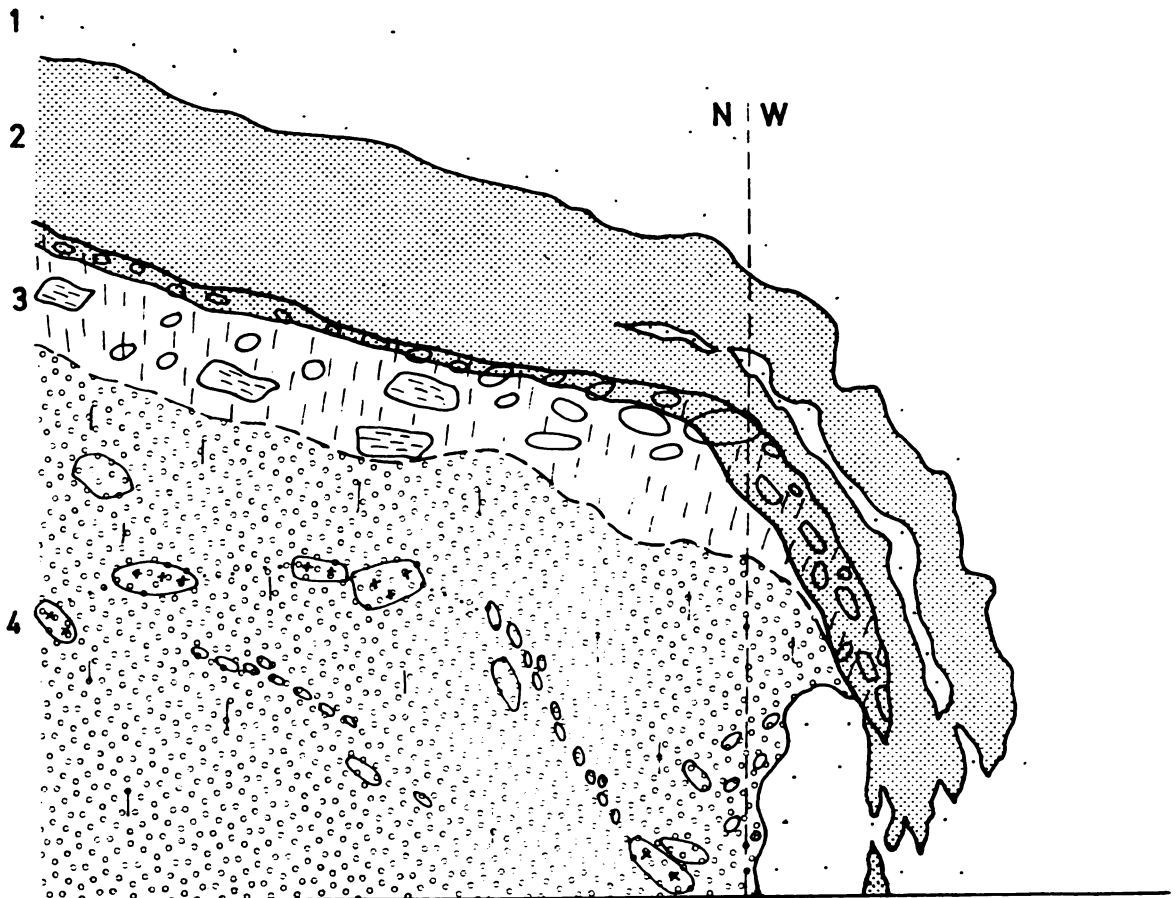
Die Geländearbeit wird durch das Fehlen geeigneter Bohrungen erschwert. Sie ist zur Zeit noch nicht abgeschlossen. Folgende Fakten sind vorhanden:

a) Erkennbare Terrassenoberkanten (vergl. Abb. 33, oben). Die höhere Terrasse des Silberbühels besteht aus Donauschotter, die tiefere, Terrasse von Aigen, aus Lokalmaterial (Granulit), das kaum gerundet ist. Die GöVz taucht im Abschnitt D–C auf die Terrasse von Aigen ab, wo sie dann direkt dem Granulitschutt aufsitzt, während sie im Bereich der höheren Terrasse von einem lößähnlichen (fluviatilen?) interglazialen Feinsediment unterlagert wird. Dieses Sediment ist der „Spätrißlöß“ von G. GÖTZINGER (1936). Das Abtauchen auf die Terrasse von Aigen ist entlang des Zufahrtsweges zu den Weingärten zwischen C und D sehr gut aufgeschlossen. Die GöVz ist bis nahe vor A in den Wänden des Hohlweges bzw. hinter den ersten Weinkellern erkennbar. Unmittelbar vor A taucht sie auf eine tiefere Terrasse (?) ab, deren Schotter in einer Bohrung aufgeschlossen wurden. Das Abtauchen war am hinteren Ende eines Weinkellers aufgeschlossen und wurde vor der Abmauerung desselben von G. RIEDMÜLLER in einer Skizze festgehalten (siehe Abb. 34). Alle drei Terrassen, d. h. die höhere Terrasse des Silberbühels, die Terrasse von Aigen und der in der Bohrung aufgeschlossene Schotter sind demnach älter als die GöVz. Morphologisch bemerkenswert die tiefe Lage derselben in Relation zur heutigen Donau.

b) Wenn auch nicht im gleichen Profil, so doch auf übertragbare Entfernung wird die GöVz vom Paudorfer Boden überlagert. Wo der Paudorfer Boden im Hohlweg Furth stratigraphisch zu liegen kommt, konnte noch nicht festgestellt werden. Sicher sind größere Pakete von Löß und Paläoböden über der GöVz abgetragen worden. Einige Krotowinen über der GöVz in dem von G. GÖTZINGER fotografierten Pfeiler sind mit Vz-Material gefüllt; sie zeigen starke biologische Tätigkeit, ohne daß humose Straten erhalten blieben. (In Paudorf loc. typ. liegt über der doppelten Vz eine Humuszone). Eine weitere Unterbrechung stellte ein dünnes Humusband (0,5 cm) dar, welches durch einen Lößkeller am genannten Zufahrtsweg zwischen C und D gut sichtbar ist. Etwa aus dieser Position wurde eine Schneckenfauna aufgesammelt, die nach V. LOŽEK (1971, Tafel I, Abbildung 2) einwandfrei interglaziale Zusammensetzung

hat. Es könnte somit das dünne Humusband stratigraphisch dem Paudorfer Boden gleichgestellt werden.

c) Überaus problematisch sind westlich von F unterhalb der GöVz auftretende Lehmstangen. Solche Erscheinungen treten im weiteren Kremser Raum stets im und unter dem „Kremser Komplex“ auf und sind für diesen charakteristisch. Damit wäre die GöVz aber bedeutend älter als bisher angenommen zu stellen.



- 1 Löß u. lößähnl. Material 2 Rotlehm
 3 Lehmiger Solifluktionshorizont mit Geröllen und Blöcken
 ☞ Granulitblöcke, eckig - kantengerundet, bis 50cm max. Länge
 4 Schotterkörper : vorw. Quarz , Granulit u. Amphibolitgneise (☞)

Abb. 34: Ostrand der Aigener Terrasse mit abtauchender GöVz (Aufnahme Dr. G. RIEDMÜLLER, 1968)

Selbstverständlich konnte eine Holzkohle, die von der Oberkante der GöVz zwischen D und E gefunden wurde, nur einen Wert „mehr als“ liefern. Das vorliegende Datum (vergl. Abb. 33) ist so jung, daß nur eine Verwechslung bei der Untersuchung der Probenserie angenommen werden kann.

Die Frage nach der zeitlichen Stellung der GöVz muß daher vorläufig offen bleiben. Gesichert ist nur deren interglaziales Alter.

Fahrtstrecke Furth - Krems 8 km

Auf der Fahrt linker Hand die Kulisse des Silberbühels, dahinter das Benediktinerstift Göttweig (um 1072 von Passau aus gegründet, im 18. Jhdt. im barocken Stil nach Plänen von Lukas von Hildebrandt erbaut, nicht voll ausgebaut). Bei Mautern (dem römischen Kastell Favianis, dem späteren „Mutaren“ des Nibelungenliedes) geht es über die „Steiner-Brücke“ nach Krems.

Julius Fink und Ludwig Piffli:

4. Tag, 14. September 1974

Fußweg zum Hundssteig und zur Schießstätte, Krems 1 km

Am Ausgang der Wachau liegt die alte und traditionsreiche Stadt Krems. Bereits 995 „orientalis urbs“ bezeichnet, weist die Stadt viele Sakral- und Profanbauten aller Stilepochen auf. Verbunden mit einer vorbildlichen Pflege des historischen Stadtbildes ist sie der Anziehungspunkt vieler Fremder. Neue Verkehrswege und Brücken zeigen die Bedeutung als Verkehrsknotenpunkt, neue Industrie- und Wohnsiedlungen das Wachstum der Stadt gegen E.

Im Bereich der Stadt steigt das Gelände stufenförmig an. Auf der untersten Stufe (210 m) scharen sich die alten, kleinen Häuser des ältesten Stadtkerns. Auf der nächsten Stufe (220 m) stehen die Wahrzeichen der Stadt, die Piaristenkirche und der Pulverturm. Die Verebnung um 235 m „Am Hundssteig“ trägt eine dicke Lößdecke. Bei Schanzarbeiten im 30jährigen Krieg kamen Knochen eines Mammuts zum Vorschein, über die M. Merian eine erste Beschreibung gab. Im Zuge der Verstärkung des Hochwasserdammes der Donau wurden um die Jahrhundertwende große Mengen von Löß abgegraben. Dabei wurden – nach G. GÖTZINGER 1936, S. 8 – „über 20.000 Steinwerkzeuge des Aurignacien systematisch von J. Strobl und H. Obermaier geborgen, welche nunmehr im städtischen Museum in Krems aufbewahrt sind.“

Anlässlich einer Notgrabung vor Errichtung eines Einfamilienhauses konnte in der Wand rechter Hand der Schießstattgasse eine kräftige Verlehmungszone mit basalem Ca-Illuvialhorizont beobachtet werden, die mit starkem Gefälle gegen N, über die Kante der Felswände gegen das Kremstal, abtaucht. Über dieser Verlehmungszone liegen im tieferen Teil des ca. 8 m mächtigen Lösses mehrere streifenförmige graue und humose Lagen, leider ohne Artefakte.

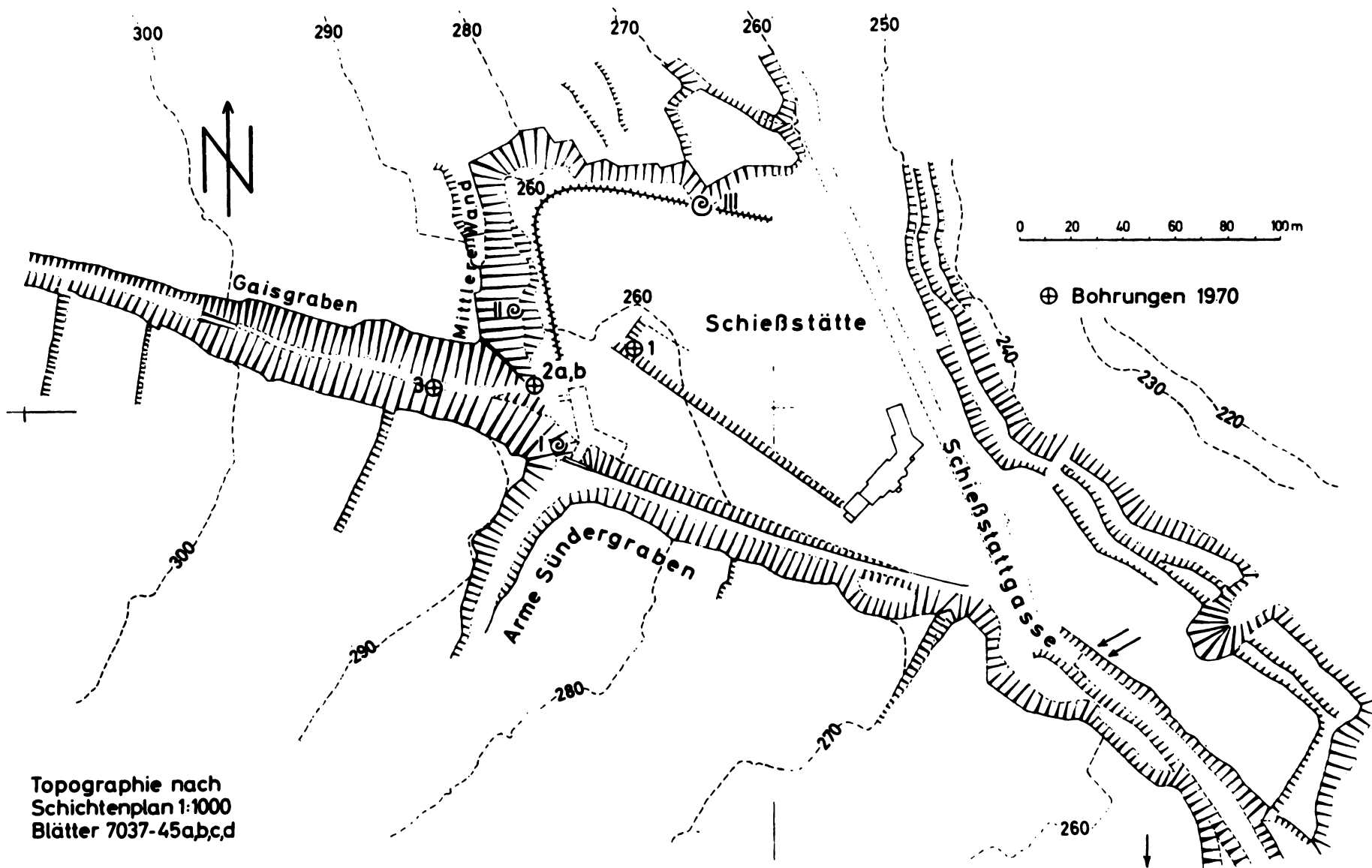
Linker Hand zweigt eine Straße zum Wachberg ab, unmittelbar oberhalb der Abzweigung war eine jungpaläolithische Station ausgegraben worden, von der das Datum GrN 3011 27400 ± 300 vorliegt. Ihre Position ist auf Abbildung 35 mit einem kleinen Pfeil vermerkt. Wenige Meter weiter ist der Felssockel der Terrasse um 250 m erreicht (auf Abbildung 35 mit 2 Pfeilen markiert). Er trägt eine dünne Schotterstreu mit Blöcken und Reste einer darauf liegenden Verlehmungszone. Felssockel und Klastika bilden die Basis des Lößprofils „Schießstätte Krems“.

Beim Betreten der Schießstätte ist Vorsicht geboten. Einziger Zugang von der Schießstattgasse, Anmeldung beim Platzwart ist erforderlich. Da ein Teil der Wände im Juli 1974 (über Antrag der Quartärkommission der ÖAW) von der N.Ö. Landesregierung zum Naturdenkmal erklärt wurde, darf keine Veränderung (Grabung, Probennahme) an diesen vorgenommen werden.

Stop 1/4: Lößprofil Schießstätte Krems

Die Erforschung dieser Lokalität ist so alt wie die des ganzen Kremser Raumes; sie wurde von urgeschichtlicher und landschaftskundlicher Seite aus begonnen. Nachfolgend eine Darstellung der geologisch-morphologischen Erforschung.

Erstmalig findet die Lokalität Erwähnung bei der Exkursion anlässlich des 9. Internationalen Geologischen Kongresses 1903 unter Führung von A. PENCK. Er verwies auf die kräftige Verlehmung in der 25 m hohen Lößwand der eben aufgelassenen Ziegelei, die später als Kugelfang für die Schießstätte (bis zum heutigen Tage) dient. Ebenso verwies H. HOERNES



Topographie nach
Schichtenplan 1:1000
Blätter 7037-45a,b,c,d

Abb. 35: Lageplan Schießstätte Krems/Donau

(1903) auf diese Lokalität, weiters ist noch J. BAYER (1909) zu erwähnen. Insbesondere A. PENCK war es, der den (damals noch als einheitliche Bodenbildung angesehenen) Kremser Komplex als eine besonders kräftige Zwischenperiode innerhalb der Lößbildung erkannte.

G. GÖTZINGER (1935, 1936) hat erstmals den intensiv gefärbten Kremser Komplex als „Kremser Verlehmungszone“ bezeichnet und ihn – entsprechend seinem Korrelationsmodell von Terrassen, Lössen und Paläoböden – in das „Große Interglazial“, d. h. M/R, gestellt. Eine hangende Verlehmungszone (Paläoböden 4 auf Abbildung 36) von geringerer Farbintensität als der Kremser Komplex (Paläoböden 7 bis 9) wurde von G. GÖTZINGER als „Göttweiger Verlehmungszone“ bezeichnet. Der INQUA-Exkursionsführer 1936 zeigt eine Handzeichnung von Frau Lotte Adametz. Der dortige linke Teil entspricht der Abbildung 36. Da die neueren Untersuchungen eine weit differenziertere Abfolge der Lössen und Paläoböden erbrachten, haben die früheren stratigraphischen Einstufungen sowie Benennungen nur mehr wissenschaftshistorischen Wert.

Die neue Bearbeitung erfolgte relativ spät, da die Wände teilweise verstürzt waren. Erstmals konnte 1965 beim Bau der Stützmauer (vergl. Abb. 35), die die rückschreitende Erosion entlang des Armen-Sündergrabens verhindert, das dortige Profil im Detail aufgenommen werden. Es zeigt sich, daß unterhalb der beiden, heute rechts der Stützmauer sichtbaren Paläoböden 7 und 8 (dem Großteil des Kremser Komplexes) noch weitere autochthone Paläoböden liegen, die in Hauptwand und Pfeiler ihre Fortsetzung haben.

Um eine komplexe Untersuchung der Lokalität zu ermöglichen, erfolgte 1968 die Neuvermessung und eine erste, der malakologischen Vorinformation dienende Entnahme von Proben durch V. LOŽEK. 1969 erfolgte die Probenahme für paläomagnetische Untersuchungen durch A. KOČÍ und J. KUKLA, womit gleichzeitig eine umfangreiche Bemusterung für (weitere) malakologische Untersuchungen verbunden war. Von den genannten Kollegen des Geophysikalischen und des Geologischen Institutes der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften wurde am 12. 5. 1970 ein erster Vorbericht verfaßt und der INQUA-Lößkommission zur Verfügung gestellt. Die dort niedergelegten Ergebnisse werden vollinhaltlich in einer monographischen Darstellung über die Lokalität Schießstätte Krems publiziert, die nach Abschluß aller Detailuntersuchungen (s. u.) erscheinen soll. Im Folgenden werden auszugsweise einige paläomagnetische Daten mitgeteilt, von den malakologischen Daten lediglich jene, welche die 1968 aufgesammelten Informationsproben betreffen.

Anläßlich der nächsten Grabungskampagne ab Sommer 1970 wurden weite Teile der Wände freigelegt und eine detaillierte Bemusterung für bodenkundliche und palynologische Untersuchungen durchgeführt. Dabei wurden drei Bohrungen jeweils bis zum Felssockel (Amphibolit) niedergebracht und vorerst feldgeologisch beschrieben (vergl. Abb. 35 und 36). Die bodenkundlich-sedimentologischen Untersuchungen wurden von österreichischer Seite, die palynologischen von B. FRENZEL, Institut für Botanik der Universität Stuttgart, in Angriff genommen.

Unabhängig erfolgte eine Bemusterung für tonmineralogische Untersuchungen durch einen Dissertanten des Mineralogischen Institutes der Universität Wien. Weitere Proben für eine mikromorphologische Auswertung, die L. SMOLÍKOVA/Prag vornehmen sollte, sind nicht mehr auffindbar.

Zugleich mit der Sanierung der Wände als Naturdenkmal wurden Proben für die Untersuchung auf Kleinsäuger entnommen, um den stratigraphischen Anschluß an Stranzendorf zu bekommen (s. u.). Schließlich wäre eine Bemusterung der nicht aufgeschlossenen basalen Paläoböden und Lössen für paläomagnetische Untersuchungen erforderlich.

Vojen Ložek:
Malakologie (brieflich 1969)

Die Untersuchung betrifft die 1969 aufgesammelten 3 Informationsproben:

- I) unter dem Paläoboden 8, nördlich der Stützmauer (Abb. 35)
- II) über dem Paläoboden 7, in der Mitte der Mittleren Wand (Abb. 36)
- III) unter der Unterkante von Paläoboden 4, wo dieser allmählich gegen N abtaucht (Position auf Abbildung 35 mit Schneckensignatur angegeben).

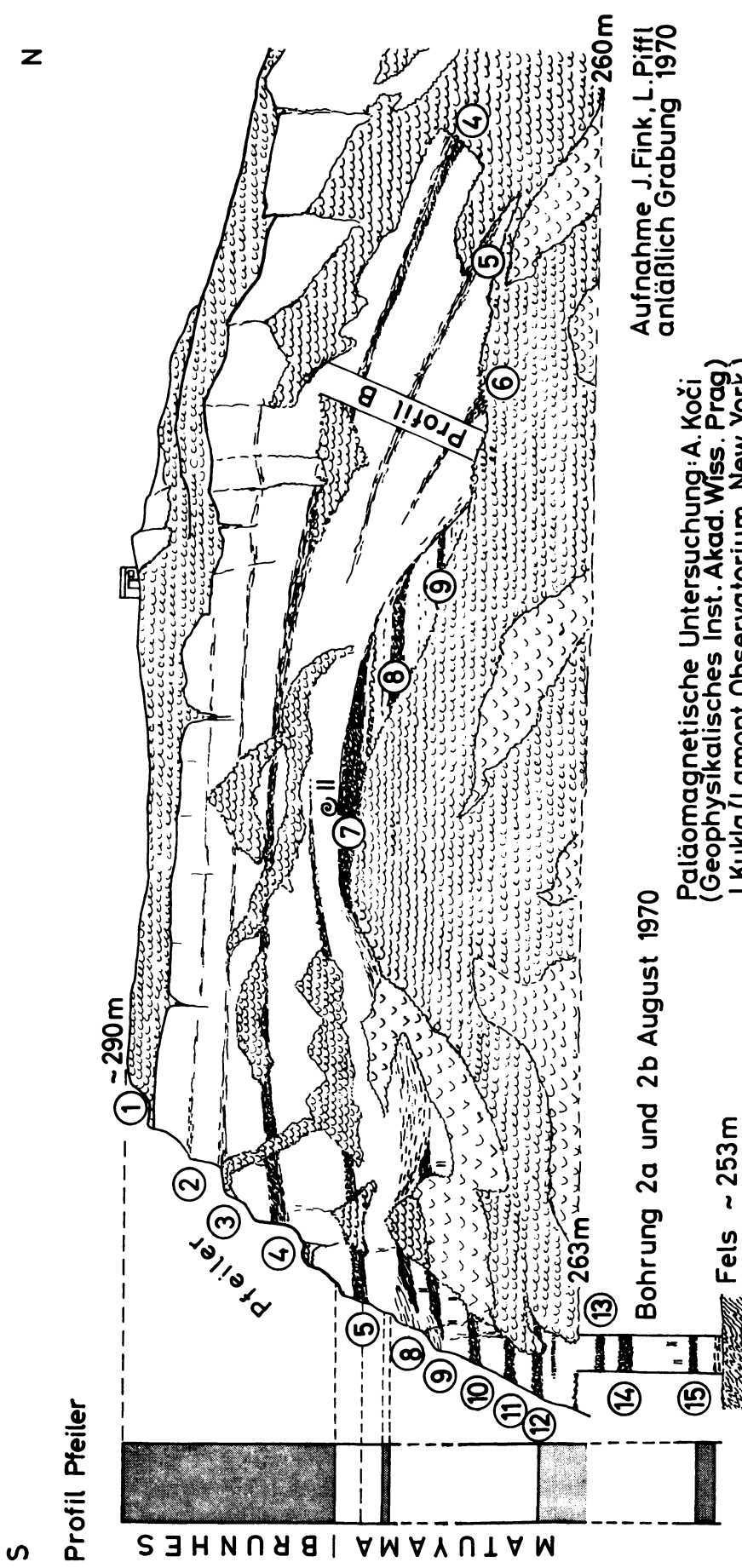
Die älteste Molluskenfauna (I) stellt vermutlich nur ein Fragment einer warmzeitlichen Gemeinschaft dar, was auf den Umfang des geschlämmten Erdmaterials zurückgeführt werden dürfte. Trotzdem ist es gelungen, eine ganze Reihe warmzeitlicher Leitarten nachzuweisen: *Discus perspectivus* (MÜHL.), *Aegopis klemmi* (SCHL. & LŽK.), *Iphigena* cf. *tumida* (RSSM.), *Helicigona čapeki* (PBK.), zu denen sich weitere warmzeitliche Elemente gesellen: *Ena montana* (DRAP.), eine große *Aegopinella*-Art, *Iphigena* cf. *plicatula* (DRAP.), *Monachoides* cf. *incarnata* (MÜLL.).

Die übrigen Arten sind teils indifferente Elemente, teils Lößarten und gehören dem liegenden Löß bzw. den umgelagerten Schichten an dessen Oberkante an. Es soll hervorgehoben werden, daß z. B. *Abida frumentum* (DRAP.) in einer besonderen Form auftritt, die durch ihre im Durchschnitt kleine Gestalt und eine auffallend starke Rippung gekennzeichnet ist. Sie dürfte eine selbständige Rasse darstellen. Verschiedene Abweichungen im Vergleich zu den rezenten Populationen können auch bei anderen Arten aus dieser Schicht beobachtet werden (*Iphigena plicatula* (DRAP.), *Monachoides incarnata* (MÜLL.).

Die nächst jüngere Schneckenfauna (II), die an der Basis einer Bodenbildung über dem Kremser Bodenkomplex auftritt, liegt in Form von Nestern mit gut erhaltenen Exemplaren vor. Auch in diesem Falle kann eine Löß- und eine warmzeitliche Komponente unterschieden werden, die sich auch durch ihre Fossilisationsmerkmale voneinander abheben. In der Schicht kommen massenhaft zwei hochwarmzeitliche Leitarten – *Helicigona čapeki* (PBK.) und *Cepaea nemoralis* (L.) – vor. Andere warmzeitliche Elemente treten verstreut auf: *Ena montana* (DRAP.), *Aegopinella* cf. *minor* (STAB.), *Discus perspectivus* (MÜHL.), *Zenobiella umbrosa* (PFR.), *Monachoides incarnata* (MÜLL.) und *Trichia unidentata* (DRAP.). Auch in diesem Falle handelt es sich um ein Fragment einer vermutlich viel reicheren Interglazialgesellschaft.

Im Gegensatz dazu stellt die dritte – jüngste Interglazialfauna (III) eine vollentfaltete (oder „vollerfaßte“) hochwarmzeitliche Waldgemeinschaft dar. Auch hier ist *Helicigona čapeki* (PBK.) vorhanden, wird jedoch von einer etwas abweichenden Weichtiergemeinschaft begleitet: *Pagodulina pagodula* (DESM.), *Discus perspectivus* (MÜHL.), *Aegopis verticillus* (LAM.), *Aegopinella ressmanni* (WEST.), *Helicodonta obvoluta* (MÜLL.), *Isognomostoma isognomostoma* (SCHR.) usw. Besonders interessant ist *Acicula diluviana* (HOCKER), eine seltene ausgestorbene Art.

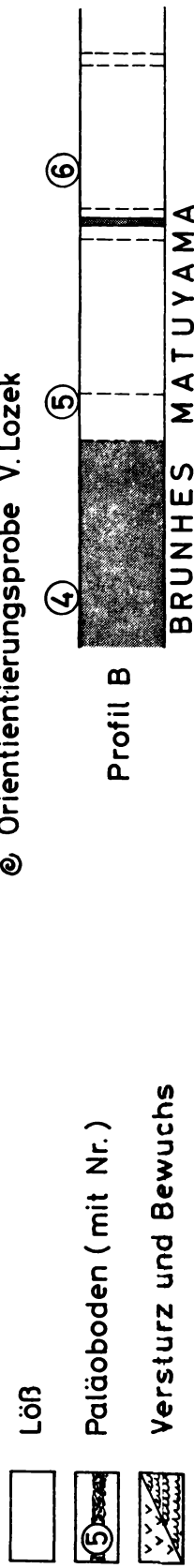
Alle drei Thanatozönosen sind durch das Auftreten von *Heligona čapeki* (PBK.) gekennzeichnet, die eine gute Leitart des Altpleistozäns darstellt und meist mit den Vertebratenfaunen des sog. Bihariums gefunden wird. Die Funde von Krems sind deshalb von höchster Bedeutung, weil sie die ersten Funde dieser bedeutsamen Leitart im Löß darstellen. Dasselbe gilt für *Acicula diluviana* (HOCKER). Diese Art sowie *Aegopis klemmi* (SCHL. & LŽK) sind ausgestorbene Arten, die vor allem aus dem Altpleistozän bekannt sind; beide kommen jedoch noch zu Beginn des Mittelpleistozäns vor, und zwar an der Unterkante von PK V in Dolní Kounice (*Ae. klemmi*, vergl. V. LOŽEK, 1966) und im Interglazial von Hitchin in England



Aufnahme J.Fink, L.Piffel
anlässlich Grabung 1970

Paläomagnetische Untersuchung: A. Koči
(Geophysikalisches Inst. Akad. Wiss. Prag)
J.Kukla (Lamont Observatorium, New York)

© Orientierungsprobe V. Ložek



entspricht A.Koči Fig.5, Rep.1, IGCP

Abb. 36: Schießstätte Krems – Mittlere Wand (Aufnahme J. FINK, 1969)

(*A. diluviana*, vergl. M. KERNEY, 1950). Mit einem hohen geologischen Alter hängen auch die an der Unterkante der Kremser Bodenbildung auftretenden Abweichungen der ansonsten geläufigen Arten sowie die Anwesenheit bisher unbestimmbarer Schneckenarten, die in den Rahmen der mitteleuropäischen Fauna nicht eingeordnet werden können. Die zwei älteren Faunen (I und II) werden auch von *Celtis*-Früchten begleitet.

Tabelle 3: Malakologische und ökologische Untersuchungen von Krems-Schießstätte

Ökologische und biostratigraphische Charakteristik		Artenverzeichnis	Entnahmestellen				
			I	II	III		
A	1 W	a !!	<i>Acicula diluviana</i> (HOCKER)	—	—	x	
		!!	<i>Aegopinella ressmanni</i> (WESTERLUND)	—	—	x?	
		a !!	<i>Aegopsis klemmi</i> SCHLICKUM & LOŽEK	x	—	—	
		!!	<i>Aegopsis verticillus</i> (LAMARCK)	—	—	x	
		!	<i>Cochlodina laminata</i> (MONTAGU)	—	—	x	
		!!	<i>Discus perspectivus</i> (MÜHLFELDT)	x	1	x	
			<i>Discus ruderatus</i> (HARTMANN)	—	1	—	
		!	<i>Ena montana</i> (DRAPARNAUD)	x	2	x	
		a !!	<i>Helicigona capeki</i> (PETRBOK)	x	3	x	
		!	<i>Helicodonta obvoluta</i> (MÜLLER)	—	—	x	
		!	<i>Iphigena plicatula</i> (DRAPARNAUD)	x?	—	x	
		!	<i>Isognomostoma isognomostoma</i> (SCHRÖTER)	—	—	x	
		!	<i>Monachoides incarnata</i> (MÜLLER)	x?	3	x	
	!!	<i>Pagodulina pagodula</i> (DESMOULINS)	—	—	x		
	!	<i>Trichia unidentata</i> (DRAPARNAUD)	—	1	—		
	!	<i>Vitrina diaphana</i> (STUDER)	—	—	x		
		cf. <i>Vitrinobrachium breve</i> (FERUSSAC)	—	—	x		
	2	W (M)	!!	<i>Cepaea nemoralis</i> (LINNÉ)	—	3	—
			!	<i>Discus rotundatus</i> (MÜLLER)	—	—	x
W (s)		!	<i>Laciniaria</i> (ALINDA) sp.	—	—	x	
		!	<i>Aegopinella cf. minor</i> (STABILE)	x?	2	—	
		!	<i>Bradybaena fruticum</i> (MÜLLER)	x	—	—	
3 W (h)	!	<i>Clausilia pumila</i> PFEIFFER	x	—	x		
	!	<i>Iphigena cf. tumida</i> (ROSSMÄSSLER)	x	—	—		
	!	<i>Zenobiella umbrosa</i> (PFEIFFER)	—	3	x		
B	4 S	(+)	<i>Abida frumentum</i> (DRAPARNAUD)	x	(2)	x	
		+	<i>Helicopsis striata</i> (MÜLLER)	x	—	—	
		(+)	<i>Chondrula tridens</i> (MÜLLER)	x	—	—	
		+	<i>Pupilla sterri</i> (VOITH)	—	(1)	(x)	
		(+)	<i>Pupilla triplicata</i> (STUDER)	x	(2)	(x)	
5 O		(+)	<i>Catinella arenaria</i> (BOUCHARD-CHANTEREAUX)	x	(2)	(x)	
		+	<i>Pupilla muscorum</i> (LINNÉ)	—	—	(x)	
			<i>Truncatellina cylindrica</i> (FERUSSAC)	x?	—	—	
		(+)	<i>Vallonia costata</i> (MÜLLER)	x	(2)	(x)	
		++	<i>Vallonia tenuilabris</i> (BRAUN)	—	(2)	(x)	
			<i>Vertigo pygmaea</i> (DRAPARNAUD)	x	—	x?	
C	7	(+)	<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLLER)	—	1	—	
		(+)	<i>Limacidae</i> (kleine Arten)	x	—	—	
		(+)	<i>Perpolita hammonis</i> (STRÖM)	x	—	—	
		(+)	<i>Clausilia dubia</i> (DRAPARNAUD)	—	(2)	x	
	Wf		<i>Vertigo alpestris</i> ALDER	—	(2)?	—	
D	8 H	+	<i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD	—	—	(x)	
Pflanzen:	!!		<i>Vertigo angustior</i> JEFFREYS	x	—	—	
			<i>Celtis</i> sp. (Steinkerne)	x	2	—	

Vom malakozoologischen Gesichtspunkt aus kann man im allgemeinen sagen, daß alle drei Faunen altpleistozän, d. h. vorholsteinzeitlich sind. Ihre nähere Einstufung muß bisher offenbleiben, da stratigraphisch genau erfaßte altpleistozäne Molluskenfunde bisher so selten sind, daß sie keine sichere Parallelisierung erlauben.

Bestimmte Anhaltspunkte liegen allerdings vor. Die jüngste Fauna (III) läßt einige Züge erkennen, die zu ihrer näheren Einstufung führen dürften. Sie erinnert stark an die Cromer-warmzeitliche Molluskenfauna von Stránská Skála bei Brünn (V. LOŽEK u. O. FEJFAR, 1957), die von einer typisch jungbiharischen Säugergesellschaft begleitet wird. Hier seien vor allem die Funde von *Acicula diluviana* (HOCKER) sowie einer vorläufig als *Vitrinobrachium breve* (FÉR.) bestimmten Vitrinide erwähnt. Aus dieser Übereinstimmung ist zu schließen, daß beide Faunen entweder gleichaltrig oder wenigstens altersmäßig nahe verwandt sind.

Ergänzend sei erwähnt, daß auch die mittlere Fauna (II) eine auffallende Analogie hat, und zwar mit den Funden von Chlum bei Srbsko im Böhmischem Karst, die gleichfalls durch ganze Nester von *Helicigona čapeki* (PBK.) und *Cepaea nemoralis* (L.) gekennzeichnet sind und von Schichten mit biharischer Säugerfauna überlagert werden.

Aufgrund der erörterten Charaktermerkmale kann die jüngste Interglazialfauna von Krems (III) ins Biharium, d. h. in die Cromer-Warmzeit sensu latu eingeordnet werden. Sie fällt also in eine späte Phase des Altpleistozäns. Die zwei weiteren Funde (II und I) sind daher tiefer zu stellen, wobei nicht ausgeschlossen werden kann, daß die älteste Fauna (I) bereits jungvillafanchisch ist, worauf nicht nur die erwähnten Abweichungen einiger Arten, sondern auch ein älterer Fund von *Gastrocopta serotina* (LŽK.) hindeuten dürfte (vgl. V. LOŽEK, 1964). Diese ältestpleistozäne Schneckenart wurde schon vor Jahren „an der Basis des roten Kremser Bodens von Krems-Schießstätte“ von Herrn Aemilian Edlauer entdeckt.

Abschließend kann man sagen, daß sich alle drei Interglazialfaunen von Krems-Schießstätte von den jung- und mittelpleistozänen warmzeitlichen Funden klar abheben. Ihre außerordentliche Bedeutung liegt vor allem darin, daß sie die ersten altpleistozänen Schneckenfunde in den Lößserien darstellen.“

Schrifttum zu Malakologie

- KERNEY M., 1959: An Interglacial Tufa near Hitchin, Hertfordshire. — Proceedings of the Geologists Association, 70, 4, London, S. 322–337.
- KLEMM W., 1960: Mollusca. — Catalogus Faunae Austriae, Teil VII a, Wien, 59 S.
- LOŽEK V., 1964 a: Neue Mollusken aus dem Altpleistozän Mitteleuropas. — Archiv für Molluskenkunde, 93, 5/6, Frankfurt/Main, S. 193–199.
- LOŽEK V., 1964 b: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy Ústředního ústavu geologického, 31, Praha, 374 S., Taf. I–XXXII, Beil. I–IV.
- LOŽEK V., 1965: The Relationship between the Development of Soils and Faunas in the Warm Quaternary Phases. — Sborník geologických věd – A (Antropozoikum), 3, Praha, S. 7–33.
- LOŽEK V., 1966: Sprašová série s třemi interglaciály u Dolních Kounic (Eine Lößserie mit drei Interglazialen bei Dolní Kounice). — Věstník Ústředního ústavu geologického, XLI, Praha, S. 203–207, tab. I–II.
- LOŽEK V u. O. FEJFAR, 1957: K otázce staropleistocenní fauny ze Stránské skály u Brna (A Contribution to the Question of the Early Pleistocene Fauna from the Stránská skála near Brno). — Věstník Ústředního ústavu geologického, XXXII, 4, Praha, S. 290–294.

Gernot Rabeder:

Kleinsäugerreste (vorläufige Mitteilung)

Das Lößprofil von Krems-Schießstätte ist äußerst arm an Kleinsäugerresten. Nur durch die Entnahme von großen Probenmengen war es möglich, einige isolierte Nager-Zähne zu gewinnen. Als fündig erwiesen sich bis jetzt nur die Paläoböden 7 bis 10, während aus den hangenden Schichten bis jetzt keine Kleinsäugerfunde gelungen sind.

Alterseinstufung: Aufgrund des Vorkommens von *Mimomys pliocaenicus* und vor allem von *Mimomys hungaricus* ergibt sich eine vorläufige Einstufung in das Jungvillanyium, und zwar in die Assemblage-Zonen von Villany 3 und Villany 5. Das Auftreten von *Lagurus* sp. paßt gut zu dieser Einstufung, leider liegt nur ein M_3 vor, sodaß eine artliche Bestimmung nicht möglich ist.

Arten	Schichten
<i>Mimomys pliocaenicus</i> F. MAJOR	Paläoboden 9, 8 und 7
<i>Mimomys hungaricus</i> KORMOS	Paläoboden 10
<i>Lagurus</i> sp.	Paläoboden 7

Alois Kočí und Jiří Kukla:

Paläomagnetische Untersuchungen (Auszug des Vorberichtes des Geophysikalischen und Geologischen Institutes der ČSAV vom 12. Mai 1970)

„Im Kremser Raum sind besonders günstige Umstände vorhanden, da die Sedimente im Hangenden der Terrasse dank ihres starken Signals und der nur geringen kryoturbierten Störungen für paläomagnetische Messungen gut geeignet sind.“

„Unter einem mächtigen Schichtpaket mit normaler Polarität tritt in Krems-Schießstätte eine Lage von umgekehrt magnetisiertem Löß, dann eine normal magnetisierte Schichtenfolge und darunter nochmals ein mächtiges Schichtpaket mit umgekehrter Polarität auf.“

Diese Aufeinanderfolge dürfte mit höchster Wahrscheinlichkeit folgenden Etappen des paläomagnetischen chronostratigraphischen Systems entsprechen:

I. Normale Serie	– Brunhes-Epoche
I. Umgekehrt magnetisierte Serie	– Matuyama-Epoche – oberer Abschnitt
II. Normale Serie	– Jaramillo Event
II. Umgekehrte Serie	– Matuyama-Epoche – mittlerer Abschnitt

Obwohl die bisherigen Untersuchungen als informativ zu betrachten sind, erlauben die Ergebnisse doch schon eine approximative Korrelation der tschechoslowakischen und österreichischen Lößprofile sowie eine Parallelisierung mit der Tiefseestratigraphie. Eine Präzisierung dieser Korrelationen dürfte für die Kenntnis des Quartärs von grundsätzlicher Bedeutung sein, da die Lößprofile im Vergleich mit den Tiefseeserien eine Reihe prinzipieller Vorteile aufweisen: Große Mächtigkeit von sekundär unvermischten Sedimenten, die eine viel eingehendere Verfolgung der paläomagnetischen Veränderungen sowie eine viel genauere Registrierung des Klimawandels als die Tiefseeabfolgen ermöglichen, wobei den fossilen Böden sowie der Molluskenfauna eine hervorragende Rolle zukommt. Auch eine direkte Anknüpfung an andere kontinentale Systeme, vor allem an die Vereisung, ist hier möglich.“

Ergänzung:

In Abbildung 36 sind die Ergebnisse der paläomagnetischen Messungen in Form zweier schematischer Profilsäulen eingetragen. J. KUKLA hat ferner auf der linken Wand des Gaisgrabens die nur undeutlich aufgeschlossene Serie von Paläoböden, die in der Bohrung 2a und 2b erfaßt wurde, bemustert; desweiteren den über dem Felssockel in der Schießstattgasse

liegenden tiefsten Paläoböden. Dieser zeigt ebenso wie die tiefsten Paläoböden des Gaisgrabens normale Orientierung. Für eine genaue Zuordnung sind jedoch Ergänzungsproben erforderlich, die im September 1976 von A. KOČÍ, verbunden mit einer neuen Aufnahme von J. FINK, entnommen wurden. Über das Ergebnis der neuen Messungen wird am INQUA-Kongreß in Birmingham berichtet werden.

In Abbildung 37 und 38 sind die bisher von A. KOČÍ vorgenommenen Messungen wiedergegeben, wobei Abbildung 37 das Profil B von Abbildung 36 (publiziert in IGCP-Report Nr. 1,

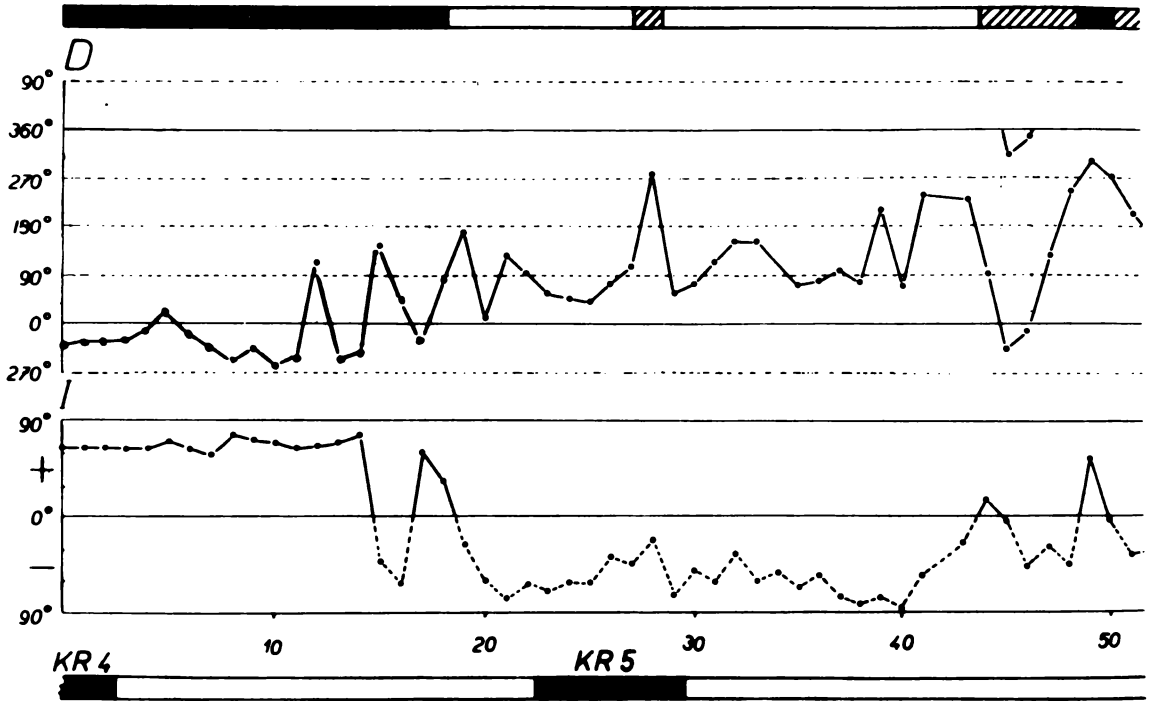


Abb. 37: Paläomagnetische Kurve Kreams Schießstätte

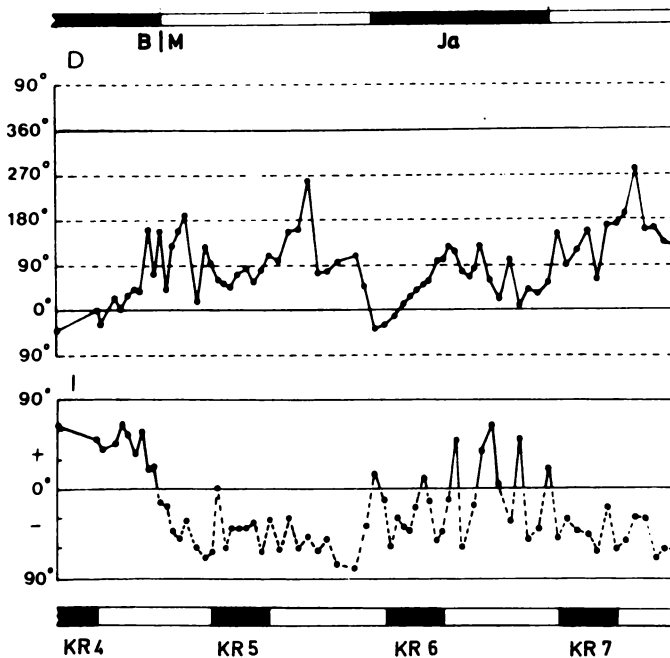


Abb. 38: Paläomagnetische Kurve Kreams Schießstätte

1975, Fig. 5) und Abbildung 38 den Profilausschnitt am Pfeiler und bei der Stützmauer (publiziert im IGCP-Report Nr. 3, 1976, Fig. 4b) betrifft. Zum Profilschnitt in Abbildung 38 ist zu sagen, daß es sich um ein zusammengesetztes Profil handelt, wobei der obere Teil aus dem Bereich des Pfeilers, der untere aus dem Bereich der Stützmauer stammt.

Deutlich ist in beiden Diagrammen der entscheidende Umschlag zwischen Brunhes und Matuyama-Periode zu erkennen, der zwischen Paläoboden 4 und 5 liegt. Allein diese Marke zeigt das hohe Alter der Löß-Bodenfolge im Aufschluß Krems-Schießstätte an und unterstreicht die Bedeutung dieser Lokalität für die Quartärforschung. Auf eine stratigraphische Interpretation von J. KUKLA (1970), in der eine weltweite Korrelation versucht wird, darf hingewiesen werden.

Julius Fink: Paläopedologie

Die obersten Paläoböden (KR 1 bis KR 4) treten kaum in Erscheinung und haben keinen stratigraphischen Aussagewert. Desgleichen schwach ockerfärbige und graue Streifen, die im oberen Löß etwa hangparallel verlaufen. Erst Paläoboden KR 5 entspricht typologisch einer „Leimzone“, wie in der älteren Literatur die fossilen Böden im niederösterreichischen Löß genannt wurden. Humose Oberböden fehlen, erhalten sind die farbintensiven (meist 7,5 YR), tonreichen B_t -Horizonte, deren Ortsständigkeit durch den unterlagernden C_{ca} -Horizont bewiesen ist. Die starke Färbung kann als Folge sommerlicher Dehydratation gedeutet werden. Auch die Paläoböden KR 6 und KR 10 bis KR 15 haben den Charakter eines kräftigen, aber noch im Braunerde/Parabraunerdebereich liegenden Unterbodens.

Deutlich heben sich farb- und typmäßig die Paläoböden KR 7 bis KR 9 ab, die zum „Kremser Komplex“ zusammengefaßt werden. Mit Recht wurden sie von G. GÖTZINGER (1936) als „Kremser Boden“ von dem „Göttweiger Leimen“, einer Vz, getrennt. Sie sind typologisch als Rotlehme bzw. extrem lessivierte Böden zu bezeichnen.

Morphologisch besonders deutlich ist die Anreicherung von ausgefälltem $CaCO_3$ in verschiedener Form: 1) als basaler Illuvialhorizont, 2) als petrocalcic horizon, d. h. steinartig verhärtet, zugleich plattig strukturiert an der Oberfläche (war besonders deutlich hinter der Stützmauer zu sehen, derzeit am nördlichen Ende) und 3) in Form senkrecht stehender stangenförmiger Körper von durchschnittlich 5 cm Durchmesser. Diese stangenförmig strukturierten Körper aus $CaCO_3$ wechseln mit ebensolchen Formen aus B_t -Material ab, für die der Begriff „Lehmstangen“ eingeführt wurde. Der Anteil der beiden Materialien wechselt, sodaß bei vorherrschendem Solum ein Paläoboden, bei vorherrschendem (illuvierten) $CaCO_3$ eine Zwischenschicht im Komplex der Paläoböden entsteht. Diese Erscheinung ist besonders eindrucksvoll im Ziegelwerk W Langenlois, Stop 3/4 und weiteren Lößprofilen um Langenlois zu studieren. Auf den Exkursionen der INQUA-Lößkommission konnten solche Erscheinungen mehrmals im südosteuropäischen Raum, in der Walachei und am rumänischen Ufer des Schwarzen Meeres studiert werden. Extrem wechselfeuchtes Klima bei hohen Sommertemperaturen scheint die Ursache hierfür zu sein.

Neben dieser den ganzen Komplex erfassenden Erscheinung treten Lehmstangen als isolierte Formen unterhalb von B_t -Horizonten im Löß mit einem Durchmesser von etwa 2 cm auf. Eine meist im Zentrum der Lehmstange verlaufende Wurzel (Weinstock oder Robinie) verleitet zu aktualistischer Deutung, jedoch enden Lehmstangen unterhalb eines Paläobodens (s. u.) und haben demnach keine Verbindung mit der heutigen Oberfläche. Die rezente Wurzel benutzt lediglich die präformierte Leitbahn, entlang der sich der paläopedologische Prozeß vollzogen hat.

Nach den bisher vorliegenden Beobachtungen treten Lehmstangen erst unterhalb des Paläobodens KR 7 auf. Sollte sich dies weiter bestätigen, käme dem eine stratigraphische Bedeutung zu, auch für die Frage des Alters der GÖVz (s. o.).

Landschaftsmorphologie

Stratigraphisch bedeutend ist die morphologische Position der Lokalität „Schießstätte Krems“, deren Löß-Bodenfolge bis an den Beginn des Pleistozäns reicht und in den tieferen Teilen die ältesten (bisher bekannten) Lösses Mitteleuropas beinhaltet. Die Felsterrasse mit geringer Schotterstreu (siehe Abb. 39, Position Abb. 35) liegt kaum 50 m relativ über dem heutigen Strom. Fast der gleiche relative Höhenunterschied besteht für jene Terrassen im Melker Raum und flußaufwärts, die vermutlich dem Günz zuzuschreiben sind. Es spricht für die einmalige Fähigkeit Albrecht Pencks, das Problem der verschieden hoch liegenden Terrassen am Beginn und Ende der Engstrecke der Donau (Wachau) in seiner Bedeutung richtig erkannt zu haben. Tiefliegende Terrassen mit sehr alten Deckschichten sind heute aus vielen mitteleuropäischen Räumen bekannt, insbesondere vom Main, auch von der Donau bei Regensburg (K. BRUNNACKER, 1964 a, b) und ebenso flußab von Krems bis zur Wiener Pforte (J. FINK u. L. PIFFL, 1975). Die im Donauabschnitt dazwischen einstreichenden glazifluvialen Schotter – eindeutig durch Verbindung mit Moränen zeitlich fixiert – stellen hinsichtlich ihrer Höhenlage ein zur Zeit ungelöstes Problem dar.

Julius Fink und Ludwig Piffel:

Fahrtstrecke Krems - Gneixendorf 4 km

Zurück durch die Stadt, Querung des Kremstales, auf der Gegenseite steigt die Straße in mehreren Kehren auf den Weinzierlberg an. Rückschauend ist die morphologische Position der Schießstätte zu erkennen (vergl. hierzu Abb. 39). Weiter linker Hand führt eine Straße zum Maisberg mit dem Turner-Kreuz (um 320 m), von wo seit G. SCHLESINGER (1912) der Fund des Zahnes eines *Elephas meridionalis (planifrons)* bekannt ist.

Wir queren den Bründlgraben, plombiert mit über 15 m mächtigem jüngeren Löß, unter dem mehrere Verlehmungszonen zwischen älteren Lössen liegen, die Ähnlichkeit mit den Paläoböden der Schießstätte haben.

Vor uns auf der Hochfläche des Kremsfeldes liegt Gneixendorf (im Schloß war Ludwig van Beethoven wiederholt zu Gast und hat hier 1826 sein letztes Streichquartett vollendet). Rechts vom Ort eine weithin sichtbare Schottergrube (Besitzer Kafesy), am Rand des Kremsfeldes.

Stop 2/4: Panorama Gneixendorf (hiez Tafel V und Abb. 39)

Das Kremsfeld als geographischer Begriff umfaßt den trapezförmigen Raum zwischen Kremfluß im W, Abfall des Böhmisches Massivs im N, Kamp im E und Tullner Feld im S. Es stellt einen kompliziert gebauten geologischen Körper dar: der Sockel besteht aus Kristallin der Böhmisches Masse, das wie überall an seinen Rändern stark reliefiert ist. Auf dem kristallinen Grundgebirge liegt Tertiär verschiedener lithologischer Beschaffenheit: einerseits in Form von Sanden, Tonen und Tegeln, andererseits in Form von Schottern, wobei zwei große Akkumulationskörper zu unterscheiden sind (vergl. Tafel V und VII): das Hollenburg-Karlstettner Konglomerat aus der Badener Stufe, ausschließlich aus kalkalpinem Material zusammengesetzt, ist eingebettet in die feinklastischen (marinen) Sedimente. Es wird am

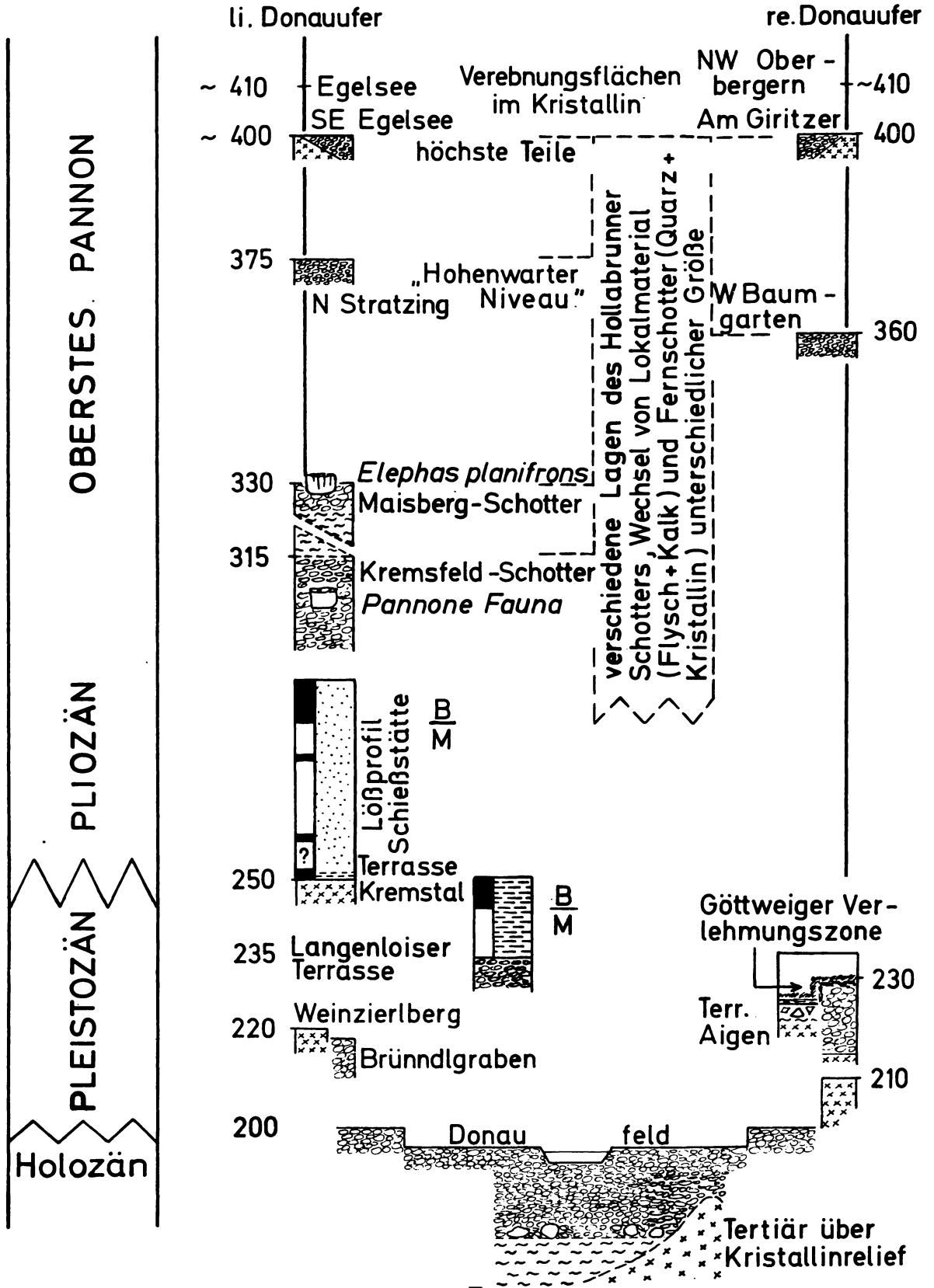


Abb. 39: Terrassen und Fluren um Krems (Entwurf J. FINK, L. PIFFL 1973)

Abfall des Kremfeldes gegen Rohrendorf sichtbar. Über diesen mittelmiozänen Sedimenten folgt der mächtige Hollabrunner (und Mistelbacher) Schotter, der im Pannon aus SW in die Kremser Bucht und weiter gegen ENE geschüttet wurde. Der Hollabrunner Schotter besteht aus zwei petrographisch gut trennbaren Elementen, einerseits Quarzschotter (meist in Form von feinen Schottern, Kiesen und Sanden, seltener als grober Schotter), der von W über das Alpenvorland gebracht wurde, andererseits Kalk- und Flyschschotter (immer in grober Form), der von S aus dem benachbarten Alpenraum stammt. Zu den badensischen und pannonen Schottern treten nun quartäre Schotter, die von einer Donau geschüttet wurden, die der heutigen weitgehend entspricht.

Für die Zuordnung der Terrassen des Kremfeldes ist somit entscheidend, ob es sich um exhumierte tertiäre Schotter oder um die Akkumulation von (ersten) Donauschottern handelt. Durch den Fund von *Elephas planifrons* auf dem Maisberg (s. o.) war lange Zeit der dortige Schotterkörper als Ältestpleistozän angesehen worden. Fundbericht und Fundumstände sind jedoch unklar, sodaß kein stratigraphischer Ansatzpunkt gegeben ist. Vielmehr gewinnt die Vorstellung eines exhumierten Pannonschotters, der lagenweise mit Feinmaterial wechselt, immer mehr Berechtigung. Schon A. PENCK (1903) und H. HASSINGER (1905) vertraten diese Auffassung, während die Verfasser in früheren Arbeiten – in Übereinstimmung mit vielen Autoren – selbständige pleistozäne Schotter annahmen. Für die ältere und hier nun wieder vertretene Auffassung spricht jedoch, daß die Gneixendorfer Schotter von mächtigen Tonen überlagert werden, die in der Kote 333 kumulieren; nur dort, wo diese Tonlage fehlt (abgetragen wurde), sind die Schotter tiefgreifend verwittert, so am Rand der Schottergrube Kafesy. Ferner spricht für die Exhumierung, daß die genannten Tone auch unterhalb der Schotter am Maisberg zu finden sind, somit eine Zwischenlage in dem mächtigen Hollabrunner Schotterkörper darstellen dürften. Wesentlich für die pannone Einstufung der Schotter sind schließlich die Faunenfunde, die in der (alten, bedeutend kleineren und weniger tiefen) Grube von Gneixendorf schon vor langer Zeit gemacht wurden und von J. PIA und O. SICKENBERG (1934) bestimmt wurden. Es handelt sich um Großsäuger, wie *Rhinocerotidae*, *Dinotheridae* und *Mastodontidae*, die diese Alterseinstufung bezeugen. Die heute erschlossenen Schotter zeigen zwei Pakete, ein oberes mit Kristallin-, ein unteres mit Kalkdominanz. Leider läßt sich die genaue Lage der Funde nicht mehr eruieren, sie mußten sich sicher weit höher als die heutige Basis befunden haben, die mehr als 20 m tief liegt.

„Maisbergterrasse“ ebenso wie „Kremfeldterrasse“ sind somit in ihrer Genese problematisch. Einen eindeutig pleistozänen Schotterkörper stellt jene von L. PIFFL (1959) auskartierte Terrasse im E des Kremfeldes dar, die zuerst „Gobelsburger Terrasse“ genannt wurde. Ihre große Verbreitung im Raum von Langenlois rechtfertigt die Umbenennung in Langenloiser Terrasse.

Zweifelsfrei ist die erosive Natur der großen Flächen N Stratzing um 395 m und um 365 m. Beide Niveaus sind beherrschend am Rand des Manhartsberges und im westlichen Weinviertel, sie stellen Pedimente dar, die vom Rand des Böhmisches Massivs bzw. der Alpen das Vorland überspannten und zeitlich dem Pliozän (post-Pannon) zuzuordnen sind. Beide Niveaus sind im Hollabrunner Schotter angelegt, der hier meist als kristalliner Feinschotter, Kies und Sand vorliegt. Das höchste Niveau dürfte auch der zeitlich jüngsten Akkumulation entsprechen, was durch Funde von *Campotachilea Doederleini*, dem Pannon G und H entsprechend, erwiesen ist (vergl. Tafel V, Schneckenzeichen). Für die landschaftsmorphologische Fragestellung ist wesentlich die Streu von Flysch- und Quarzgeröllen, welche die Verbindung zum Alpenkörper quer über ein (damals noch nicht existierendes) Donautal anzeigt (vergl. Tafel V, Lesesteine).

Ludwig Piffli:

Fahrtstrecke Gneixendorf - W Langenlois 6 km

Nach der Ortschaft Blick auf das östliche Kremfeld. Halbrechts (im E) die Silhouette des Gobelsberges, der höhenmäßig dem Kremfeld um Gneixendorf entspricht. Er bildete zur Zeit der Anlage der Langenloiser Terrasse vermutlich einen Umlaufberg. Wir erreichen den Sauberg, ein mit mächtigem Löß bedeckter Teil des Langenloiser Niveaus.

Stop 3/4: Ziegelwerk W Langenlois (Hammerer)

Die nordschauende Wand zeigt folgenden Aufbau (hiezue Abb. 40): Der Schotterkörper des Langenloiser Niveaus besteht basal aus Donau-, hangend aus Kampmaterial. Darüber folgen fluviatile Deckschichten, in denen sandige und lehmig-tonige Lagen miteinander abwechseln. Die lehmig-tonigen Lagen sind ehemalige Anmoorgleye. Den Abschluß des fluviatilen Pakets bilden zwei braune Böden (A1 und A2), die stark mit Grus und kleinen Steinchen durchsetzt sind. Dann folgen mit allmählichem Übergang die äolischen Deckschichten. Den unteren Teil bildet ein Komplex von Paläoböden (B und D), die eine intensive Rotfärbung und eine extreme Strukturierung zeigen. Sie sind durch Ca-Stangen weitgehend aufgelöst, in einigen Abschnitten befindet sich nur Kalkanreicherung, die von Lehmstangen durchsetzt ist. Diese Paläoböden entsprechen typologisch dem Kremser Komplex, sie sind in dieser markanten Ausbildung in mehreren Aufschlüssen der Langenloiser Terrassen zu finden. In den Komplex eingeschaltet ist eine Erosionsphase, wobei intensiv rot gefärbte Sande (C) die Basis der Hohlform auskleiden. Über dem Kremser Komplex folgt Löß, der durch einen grauen Streifen im oberen Abschnitt geteilt wird.

Von der Profilwand wurden im Zuge der Untersuchung des Kremser Raumes Proben für paläomagnetische Messungen von J. KUKLA entnommen und von A. KOČÍ analysiert. Die Probepunkte sind in der Abbildung vermerkt. In dem genannten Bericht der Tschechoslowakischen Akademieinstitute vom 12. Mai 1970 wird festgestellt, daß der untersuchte Teil des Aufschlusses in die Matuyama-Epoche fällt bzw. noch älter sein kann. Der untere Paläoboden (C) dürfte dem positiven Event innerhalb der Matuyama-Epoche angehören.

Die morphologische Position der Langenloiser Terrasse und ihr Vergleich mit den übrigen Terrassen des Donautales ist aus dem Profilschnitt Krems - Wiener Pforte gut ersichtlich. Sie stellt die derzeit tiefste Terrasse mit paläomagnetischen Angaben dar (hiezue auch Abb. 45).

Fahrtstrecke Langenlois - Fels - Neustift im Felde 20 km

Über Langenlois (alte Weinstadt, stilvoller Hauptplatz, große Lesehöfe) erreichen wir das untere Kamptal. Beiderseits des Kamptales die überlößten Fluren der Langenloiser Terrasse, deren Schotter 223 bis 230 m hoch liegen. Die Deckschichten sind, ähnlich wie im vorigen Aufschluß, um Gobelsburg, Gedersdorf und Straß (im Strassertal) wiederholt aufgeschlossen. Rechts der Straße Gobelsburg mit Schloß und Kirche, eine Kuenringergründung. Nach Hadersdorf (Hauptplatz mit gut erhaltenen alten Häusern) wird der Wagram erreicht.

Der Wagram begleitet das Tullner Feld im N vom Kamptal bis zur Wiener Pforte. Der Name kann urkundlich bis in die ältesten Zeiten nachgewiesen werden: 877 Wachrain, 1011 Wagreini, 1283 Wagrain usw. Er wird nach W. STEINHAUSER (1932) auf das mhd. *Wac rain* zurückgeführt, also „ein Rain oder eine Bodenschwelle, bis zu der bei den großen Überschwemmungen der *wac* des Flusses, die *Wogen*, das ausgetretene Wasser reichte“, wobei zu berücksichtigen ist, daß ehemals die Seitengerinne (Kamp, Schmida, Göllersbach) über lange

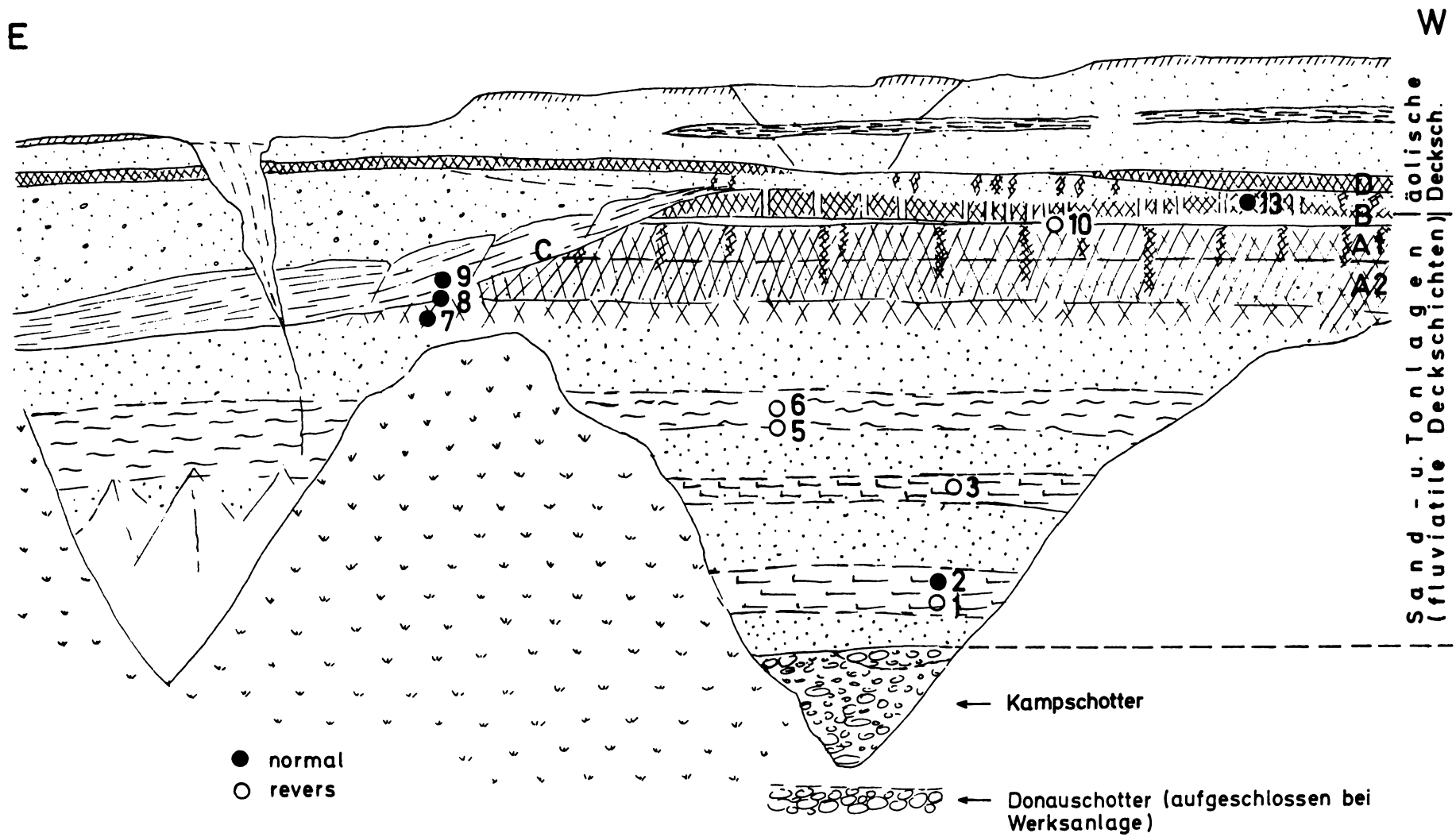


Abb. 40: Ziegelwerk W Langenlois (Hammerer), Ausschnitt von N-schauender Wand (Aufnahme L. PIFFL, 1968)

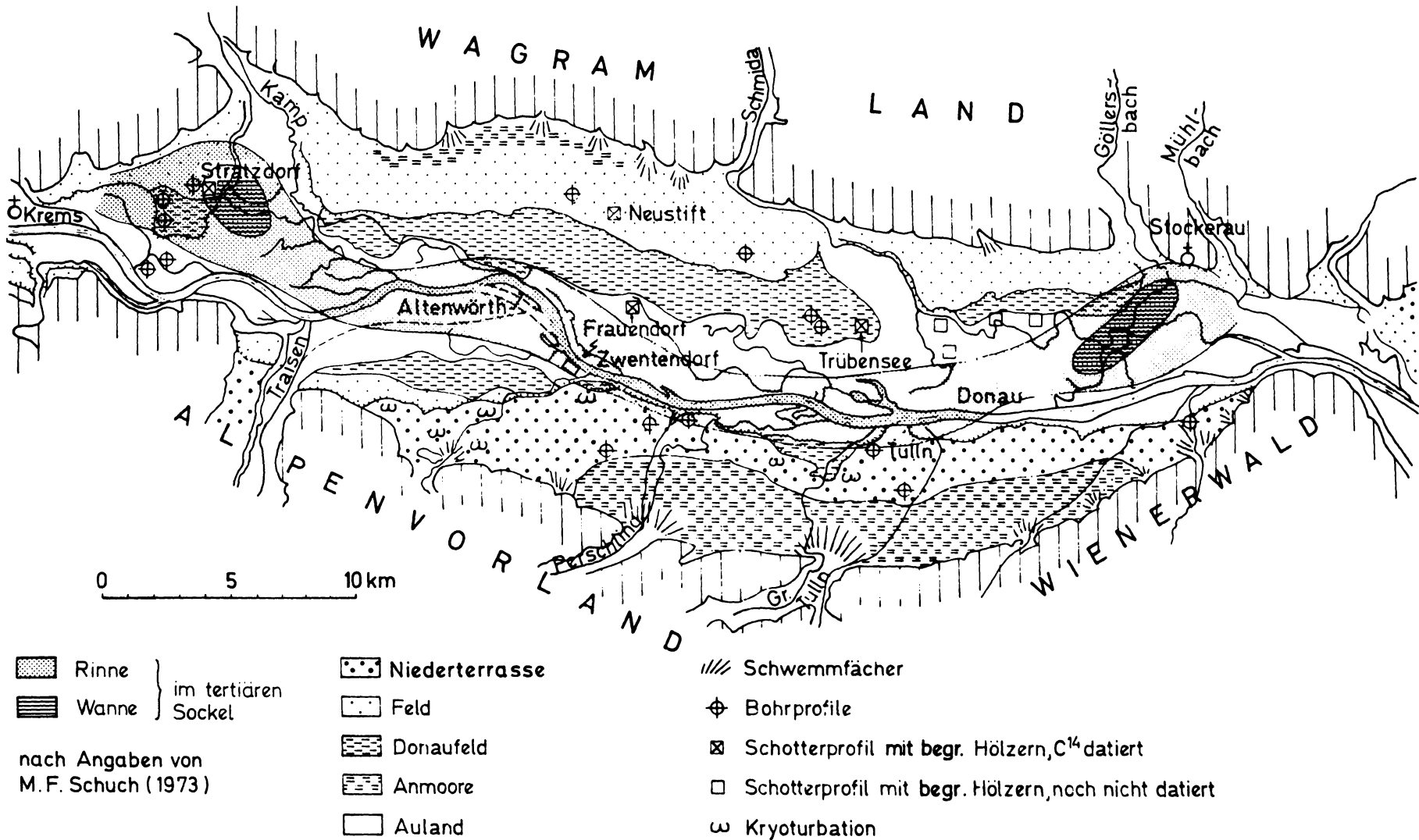


Abb. 41: Morphologische Gliederung des Tullner Feldes (L. PIFFL, 1974)

S

N

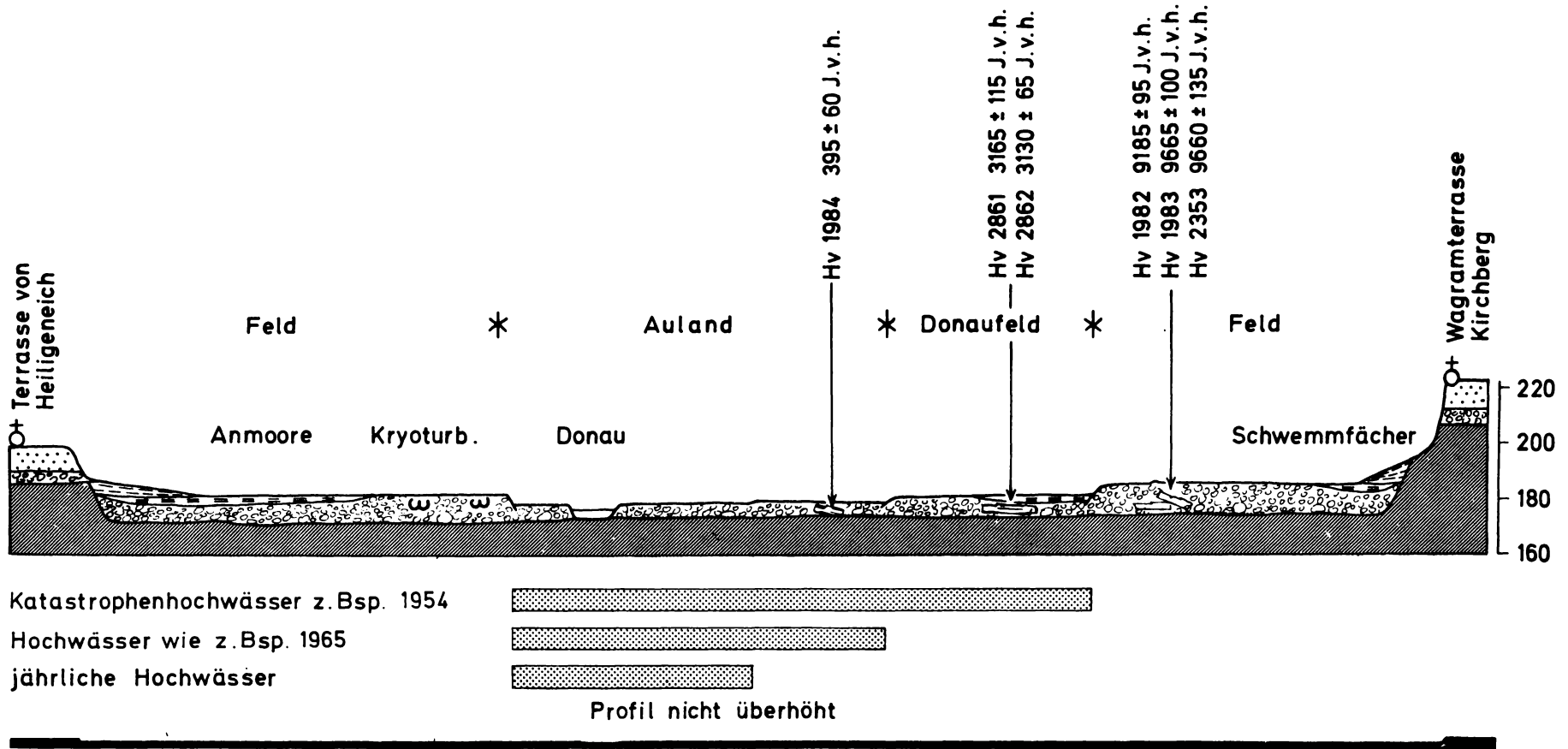


Abb. 42: Querschnitt durch das Tullner Feld (L. PIFFL, 1970)

Strecken entlang des Wagrams geflossen sind. Die ältesten Kirchen dieser Gegend, St. Stephan von Kirchberg und St. Agatha von Hausleiten, markieren weithin sichtbar den Wagram gegen die Stromlandschaft.

Die Wagramterrasse(n) sind durch einen Schotter gebildet, der etwa 5 m mächtig ist und dem eine wenig gegliederte Lößdecke aufliegt. Ein Paläoboden an der Schotteroberkante erreicht nicht die Intensität der Böden auf der Langenloiser Terrasse (L. PIFFL, 1959). Die stratigraphische Stellung der Wagramschotter ist unklar, A. PENCK (1909) und G. GÖTZINGER (1936) stellten sie zur Älteren Decke.

Diese Schotter liegen auf verschiedenem Untergrund (vergleiche Abb. 45). Bei Fels am Wagram noch auf Kristallin des Moldanubikums (Mühlbacher Gneis), dann auf Oncophoranden des Miozäns. Der Felssockel (über den die Straße bis Fels am Wagram führt), stellt eine vormiozäne Form dar, mit leichter Profilierung, die mit tertiärem Tegel ausgeglichen ist und die im Zuge der quartären Akkumulation allmählich überdeckt wurde. Die Schotterdecke ist intensiv verwittert und weithin von Eiskeilen durchsetzt.

Den Hintergrund der weiten Wagramebene bildet die Engabrunner Heide mit dem Hengstberg. Ein Kristallinkern ist mit tertiären Tonen und Sanden ummantelt und trägt eine Decke aus Hollabrunner Schotter. Die Lößdecke wird gegen dieses Hinterland zu mächtiger. In günstiger Position die Mammutjägerstation von Gösing am Wagram. Davor die Hohlwege des „Dorner“. In diesen die altbekannten Fundstellen des Eggenburgien (ehemals Burdigal), die F. X. SCHAFER (1914) und F. STEININGER (1963) bearbeitet hatten. Bei Fels am Wagram verlassen wir diesen und treten in das Tullner Feld ein.

Mit Tullner Feld (vergl. hierzu Abb. 41 und 42) wird die ovale Stromebene zwischen der Wachau und der Wiener Pforte bezeichnet. Das Schotterfeld ist nach den Bohrungen im Durchschnitt 10 m mächtig, nur im Trichter der Wachau erreicht es 18 m. Dieser scheinbar einheitliche Landstrich ist durch niedere Terrassen unterteilt. Die höchste Fläche wird seit den ältesten Zeiten als Feld bezeichnet. Dieses wird stromwärts von einem Altufer, dem Niederwagram, begrenzt, wo das tiefer gelegene Donaufeld beginnt. Eine geringfügige Geländestufe scheidet dieses vom engeren Strombereich, dem Auland. Diese stufenförmig voneinander abgesetzten Einheiten lassen sich auch in der landwirtschaftlichen Nutzung gut unterscheiden.

Durch die Funde von begrabenen Hölzern im Schotter des Feldes, deren ältestes mit rund 9600 Jahren B. P. datiert wurde, war die Bezeichnung „Niederterrasse“ im Sinne A. PENCK und E. BRÜCKNER's (1909) nicht mehr zulässig. Die Lokalbezeichnung „Praterterrasse“, die im Wiener Raum üblich ist, ist tragbar, sofern diese ohne stratigraphische Fixierung zu verstehen ist. Hingegen sind aus dem Feld südlich der Donau, wo sich zahlreiche Kryoturbationen befinden, bisher keine begrabenen Hölzer bekannt geworden. Dort ist – zum letzten Mal stromab der Donau – die Bezeichnung „Niederterrasse“ gerechtfertigt.

Im Donaufeld sind bei Trübensee Baumstämme, davon einer mit einem Alter von 3150 Jahren B. P., geborgen worden. Zwischen Feld und Donaufeld liegt demnach eine deutliche Erosionsphase. Im Auland werden laufend begrabene Baumstämme gefördert, deren Datierung bisher einen Zeitraum von 395–1800 Jahren B. P. umfaßt und auf dauernde Umgestaltung des Raumes schließen läßt.

Bei der Schottergewinnung der letzten Jahre mit modernen Förderanlagen stieß man an der Basis der Schotter stets auf gewaltige Blöcke, vorwiegend kristallinen Ursprungs. Sogenannte „Blockpackungen“ sind auch aus höheren Terrassen, insbesondere des Wiener Raumes, bekannt. Ihre Genese wird noch diskutiert.

Zahlreiche Bohrungen, zuletzt von F. M. SCHUCH (1973) ergaben, daß der tertiäre Sockel der Schotter auffallend eben ist (s. o.). Nur eine „Rinne“ geringer Profilierung (ca. 3 m) zeichnet sich ab, die von der heutigen Stromrichtung abweicht (vergl. Abb. 41). Sie scheint unabhängig von der hoch- und spätwürmzeitlichen Akkumulation zu sein. Diese Rinne und die „Blocklage“ werfen neue Überlegungen über die Akkumulation weiter Stromebenen wie dem Tullner Feld auf.

Stop 4/4: Neustift im Felde

Im ehemaligen Schulhaus sind zahlreiche begrabene Hölzer, vorwiegend Kiefern, aus dem Tullner Feld provisorisch untergebracht. Um spätere chemische Untersuchungen zu ermöglichen, wurden die Baumstämme nicht präpariert oder gehärtet. Die meisten sind bereits dendrochronologisch von B. BECKER (1972, Abb. 8) untersucht worden. In dem Maße, in dem B. Becker neben den zur Jahrringchronologie (Süddeutschlands und des Donauraumes) besonders geeigneten Eichen auch andere Holzarten heranzieht, gewinnen diese zur Zeit ältesten Stämme Mitteleuropas besondere Bedeutung.

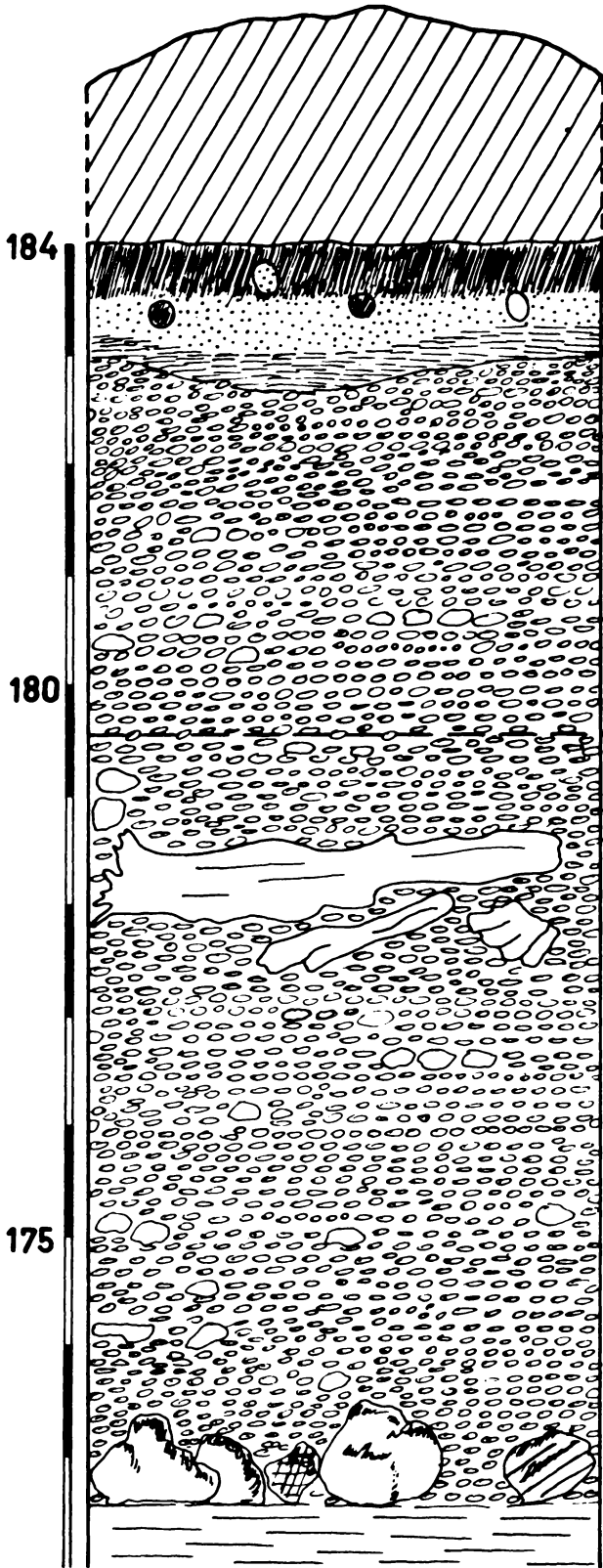
Fahrtstrecke Neustift i. Felde - Absdorf - Gaisruck 16 km

Unmittelbar nach Verlassen der Ortschaft auf der „Ochsenstraße“, einem alten Verkehrsweg, wird der „Haléberg“, vermutlich ein Tumulus aus der Hallstattzeit, passiert. In der anschließenden (ehemaligen) Schottergrube wurden mehrere Baumstämme gefunden (vergl. Abb. 43), die im Schulhaus (s. o.) aufbewahrt sind.

Über dem 10 m mächtigen Schotter, der an der Basis (?) auffallend viele Gesteinsblöcke von bisweilen gewaltiger Größe aufweist, liegt geschichteter, grauer Feinsand und Schluff, der die Unebenheiten der Schotteroberkante ausgleicht. Darauf liegt ein löbartiges, schluffig-feinsandiges Material, dessen oberer Teil in einen dunkelgrauen Tschernosem umgewandelt ist. Krotowinen in und unter dem Solum. Über diesem Boden wurde der Tumulus errichtet, womit das Mindestalter des Tschernosems mit über 2500 Jahren fixiert ist.

Wir folgen der „Ochsenstraße“, die durch Jahrhunderte zum Viehtrieb nach Ungarn benützt wurde. Das ehemals baumlose „Feld“ ist durch Anpflanzungen zum Schutz des Bodens gegen Windverblasung, die im Zuge von Kommassierungen erfolgten, stark verändert. Über Absdorf geht es zum Ausgang des Schmidatales. Auffallend die Asymmetrie des Tales. Über den Anstieg bei Absberg erreichen wir wieder das Wagramland. Der Löß erreicht hier Mächtigkeiten bis über 30 m und prägt die Landschaft: Abflußlose Geländewannen (äolisch geformt?), Lößschluchten mit senkrechten Wänden, „Donnerlöcher“ (karstartige Erscheinungen im Löß), Lößsälchen und Lößtürmchen, daneben künstliche und natürliche Höhlen sind zu beobachten.

Vorbei am Schloß Stetteldorf – auch Juliusburg genannt, wo am 3. September 1683 zwischen Karl von Lothringen, König Sobiesky von Polen und Prinz Eugen der Kriegerat vor dem Entsatz von Wien abgehalten wurde – wird der Hausberg von Gaisruck erreicht. Nach einer kurzen Fahrt über das weite Wagramfeld gelangen wir nach Niederrußbach.



„Haleberg“ (Tumulus aus der Hallstattzeit), geschüttet aus Krumenmaterial

Tschernosem mit Krotowinen
 Löbartiges Sediment
 Feinsand und Schlufflagen

Donauschotter

Grundwasserspiegel

Lage von begrabenen Hölzern

C¹⁴: Hv 1982 Birke 9185 ± 95 J. v. h.
 Hv 1983 Kiefer 9665 ± 100 J. v. h.
 Hv 2353 Kiefer 9660 ± 135 J. v. H.

Donauschotter wie oben

„Blockpackung“, vorwiegend Material aus dem Böhmischem Massiv
 Oncophoraschichten

Abb. 43: Schottergrube Neustift i. Felde (L. PIFFL, 1968)

Julius Fink und Ludwig Piffli:

Stop 5/4: Überführung der Bundesstraße 4 durch Landesstraße 19

Wir überblicken die weite Wagramfläche zwischen Schmida und Göllersbach. Der Löß verhüllt den Schotter, der bis an den Bergfuß heranreicht: Bohrungen bei der Straßenüberführung haben unter Löß in 13 m Tiefe den Schotter des Wagrams erschlossen. Auch eine Bohrung beim etwas westlich liegenden Rasthaus Brückl durchstieß in einer Tiefe von 21–28 m das gleiche Schotterniveau. Die leicht profilierte Lößdecke wird gegen die Berge mächtiger. Der den Höhen vorgelagerte Raum ist derart stark mit Löß verhüllt, daß ursprüngliche Formen nicht mehr einzuordnen sind; darauf hatte schon H. HASSINGER (1905) hingewiesen. Auf Tafel VII sind im Löß liegende Niveaus, die überraschende Höhenkonstanz zeigen, besonders dargestellt.

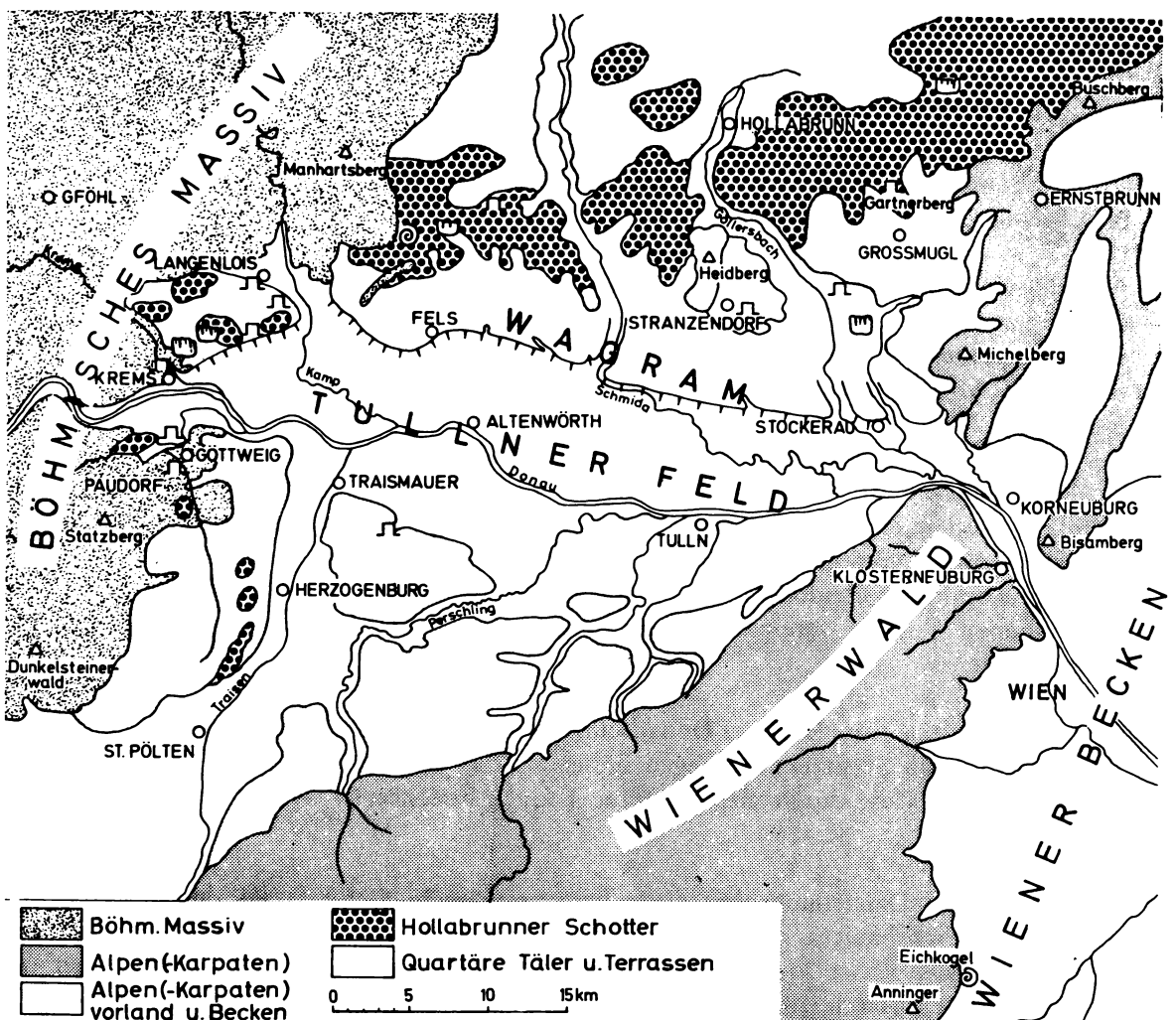


Abb. 44: Verbreitung des Hollabrunner Schotters im westlichen Weinviertel

Deutlich hebt sich das großflächig entwickelte Niveau um 300 m ab; die überragende Erhebung im N ist der Heidelberg, vulgo Haberg – beide Bezeichnungen sind auf den amtlichen österreichischen Karten zu finden – mit 414 m. Nördlich von ihm liegt der Hollabrunner Schotter mit weitgespannten Oberflächen um 365 m. Nur der Heidelberg überragt diese, er bildete zur Zeit der Schüttung das südliche Ufer (vergl. Abb. 44 sowie 45). Die Kuppe des

Heidberges besteht, wie beim Bau einer Relaisstation sichtbar wurde, aus stärksten gerundeten fast kugelförmigen Kalk- und Flyschschottern, die eine Zwischenlage in dem meist feinklastischen karpatischen (früher oberhelvetischen) Sedimenten darstellen. Sie wurden aus dem nördlichen Wienerwald gebracht, der seither durch starke Einrumpfung bedeutend erniedrigt wurde!

Der ganze, größtenteils von Wald bestandene Bereich des Heidberges ist Teil einer ausgedehnten Altlandschaft, deren Reste auch am Rand des Böhmisches Massivs zu finden sind und die im nördlichen Wienerwald auch um das Strunktal WNW Gugging (vergl. Abb. 45) erhalten sind. Wir stellen diese schwach reliefierte Landschaft in das Pliozän.

Stop 6/4: Schottergrube Stranzendorf

Beim Bau der Straßenüberführung (Stop 5/4) im Schüttungsmaterial gefundene Rotlehmschollen gaben den Hinweis auf die bis dahin verfallene Grube. Im Herbst 1971 war der Abbau am weitesten fortgeschritten, sowohl der basale Tegel als auch der Verlauf der tektonisch (?) -erosiven Kerbe waren gut sichtbar. Ebenso die basalen Teile des Schotters, der zu großen Bänken konglomeriert ist. Aus Sicherheitsgründen erfolgte später die teilweise Zuschüttung bzw. Planierung des Aufschlusses.

Ebenso wie in Krems/Schießstätte ist hier eine komplexe Untersuchung angesetzt. Noch fehlen eine vollständige, das ganze Profil umfassende paläomagnetische Analyse sowie eine malakologische und sedimentologische Untersuchung. Die Bestimmung der Kleinsäuger ist durch G. RABEDER nahezu abgeschlossen.

Der Aufschluß hat eine große stratigraphische Bedeutung, da er vor allem landschaftsmorphologisch faßbar ist. Wie aus Abb. 44 und 45 ersichtlich, liegt der Aufschluß, durch den Heidberg isoliert, südlich des Hollabrunner Schotters. Die Schotter von Stranzendorf sind eindeutig sowohl vom pannonen Hollabrunner Schotter (s. o.) als auch von dem karpatischen von der Kuppe des Heidberges zu unterscheiden. Sie zeigen das volle Spektrum der Donau, wobei neben Gneisen vereinzelt Amphibolite zu finden sind. Die Kalke und Mergel sind unverwittert.

Es liegen somit höchste (älteste) Donauschotter vor, die wir altersmäßig in das Pliozän stellen: Die Schotter von Stranzendorf liegen höher als die pleistozänen der Langenloiser Terrasse, ebenso höher als die durch altpleistozäne Faunen gesicherten Schotter von Senning (N von Stockerau).

Während in der Darstellung über die paläogeographische Entwicklung der Donau (J. FINK, 1966) die Möglichkeit angedeutet wurde, daß das Erscheinen einer „echten“ Donau d. h. einem Fluß, der schon über große Strecken den heutigen Lauf nahm, etwa mit der Wende Plio/Pleistozän zusammenfallen könnte, werden wir nunmehr diese älteste Donau in das Pliozän verlegen, eine Auffassung, die von ungarischen Geologen und Geographen (etwa M. PEČSI, 1959) für den Abschnitt des Ungarischen Mittelgebirges vertreten wird.

Die morphologische Position des Stranzendorfer Schotters gibt somit einen groben Hinweis auf seine stratigraphische Stellung. Diese wird gefestigt durch den Aufbau und Inhalt der Deckschichten (vergl. Tafel VI und Abb. 46). Die basalen Paläoböden sind hinsichtlich Farbe und Tongehalt von einer Intensität, wie sie von pleistozänen Paläoböden dieses Raumes nicht bekannt sind. Es handelt sich um Braun- und Rotlehme (A-C₂), die typologisch mit der „Bunten Serie“ verglichen werden können, womit Sedimente aus Bodenmaterial bezeichnet werden, die infolge tektonischer Verstellung östlich der Klippenzone dicke Pakete bilden.

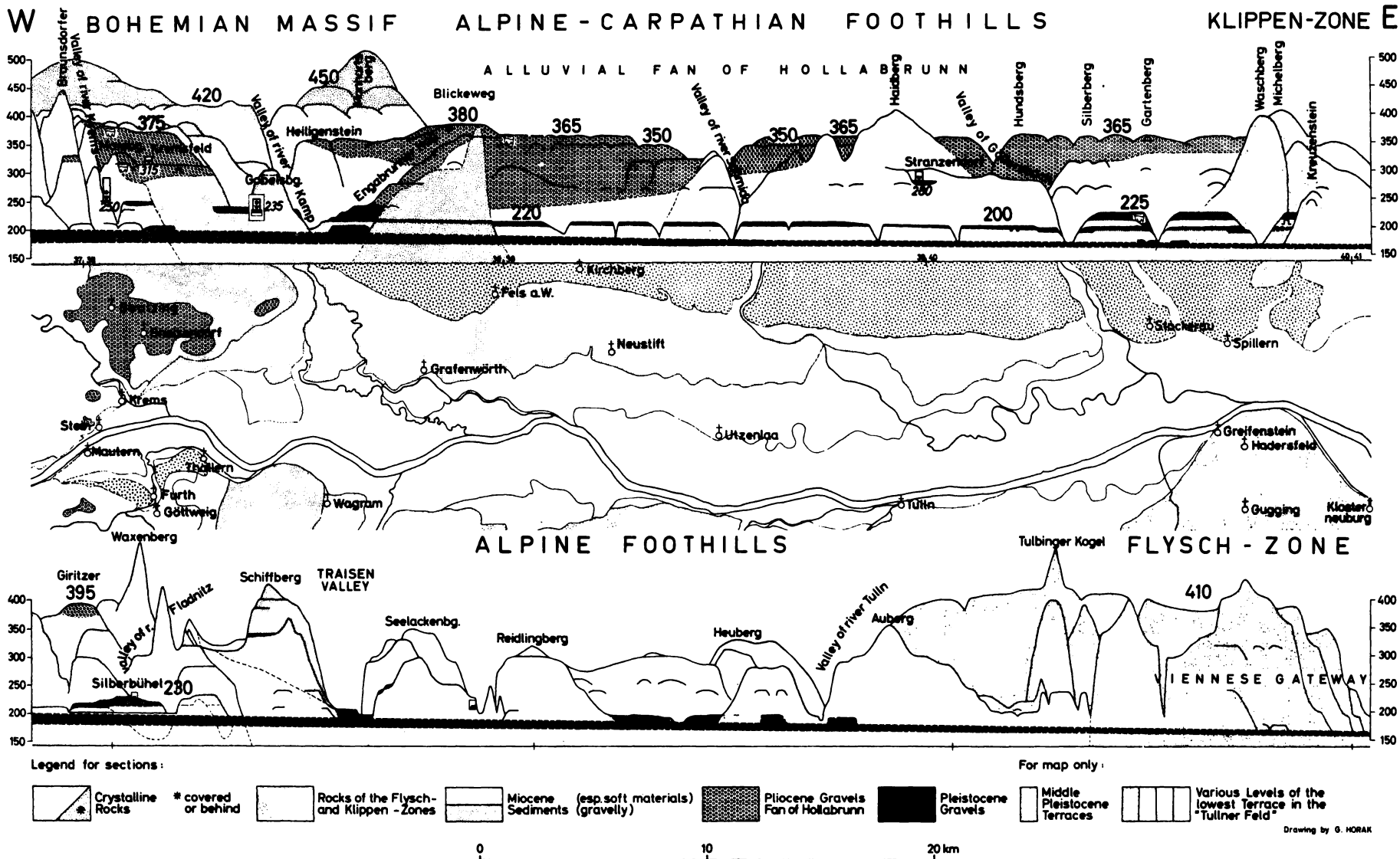


Abb. 45: Das Donautal zwischen Krems und Wiener Pforte, ex: J. FINK u. L. PIFFL, 1976:
The Danube from Krems to Vienna.

R. GRILL (1968) hat sie kartiert und dem Pliozän (Postpannon) zugewiesen. Die tieferen Paläoböden D und E werden von einem Sediment getrennt, das in Farbe und Standfestigkeit (senkrechte Wandbildung) völlig dem Löß entspricht, jedoch dessen typische Kapillarstruktur vermissen läßt. Der extreme Karbonatgehalt spräche eher für ein Stillwassersediment als für eine (rein) äolische Bildung. Zwischen den hangenden Paläoböden tritt typischer Löß auf.

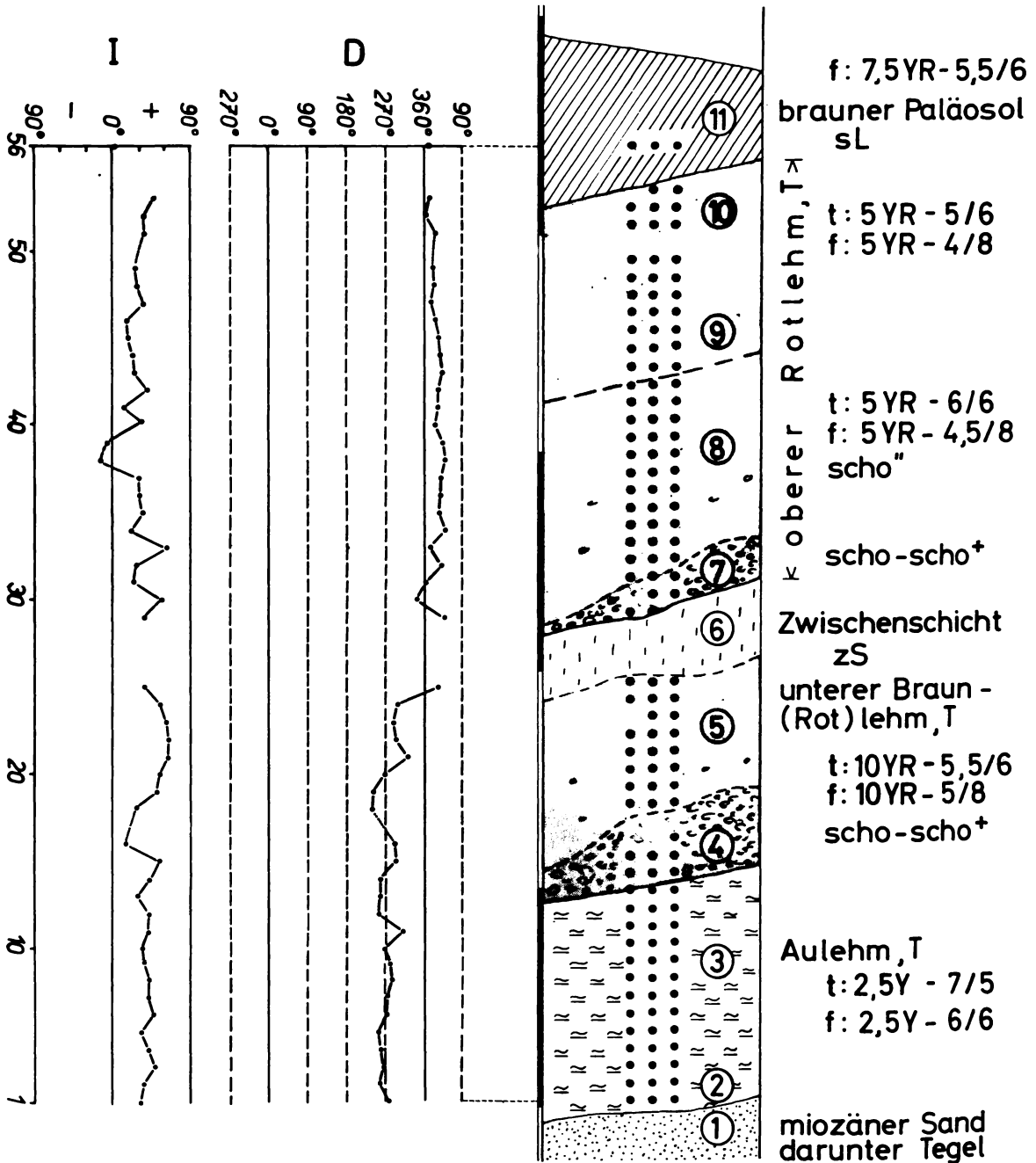


Abb. 46: Stranzendorf, pedologische und paläomagnetische Untersuchungen. Profilaufnahme J. FINK, 12. 4. 1974; Probennahme H. BAUMHACKL, 20. 7. 1972; Paläomagnetische Untersuchung J. KOČÍ (1972)

Diese zeigen, insbesondere F und I, unmittelbar oberhalb und unterhalb des Solums extreme Kalkanreicherung vom Typ eines Petrocalcic horizons und erinnern deshalb an die Böden des Kremser Komplexes, jedoch fehlt ihnen die stangenartige Strukturierung. Möglicherweise liegen sie stratigraphisch etwas tiefer als der Kremser Komplex im loc. typ.

Paläomagnetische Untersuchungen

Von mehreren Abschnitten der Deckschichten wurden Proben zur paläomagnetischen Untersuchung entnommen.

1) Eine komplette Serie im Schacht der wieder freigelegten Hauptwand im Abstand von ca. 5 cm; Entnahme am 20. 7. 1972 durch H. Baumhackl. Diese Serie reicht vom basalen Aulehm bis knapp über die Oberkante des Paläobodens C_2 . Die Entnahmepunkte sind lagerichtig in Abbildung 46 eingetragen, links daneben die von A. KOČÍ ermittelten Kurven.

A. Kočí (brieflich vom 25. 1. 1973):

„Die paläomagnetische Untersuchung der Proben zeigt, daß es sich um Sedimente mit einem relativ hohen Gehalt an magnetischen Mineralien handelt. Die natürliche Remanentmagnetisation (NRM) reicht bis an den Wert $I_r = 40 \cdot 10^6$ CGSM. Die Demagnetisationskurven, die für 3 Proben aus den Horizonten 37 und 45 konstruiert wurden (Abb. 47) zeigen eine eindrucks-

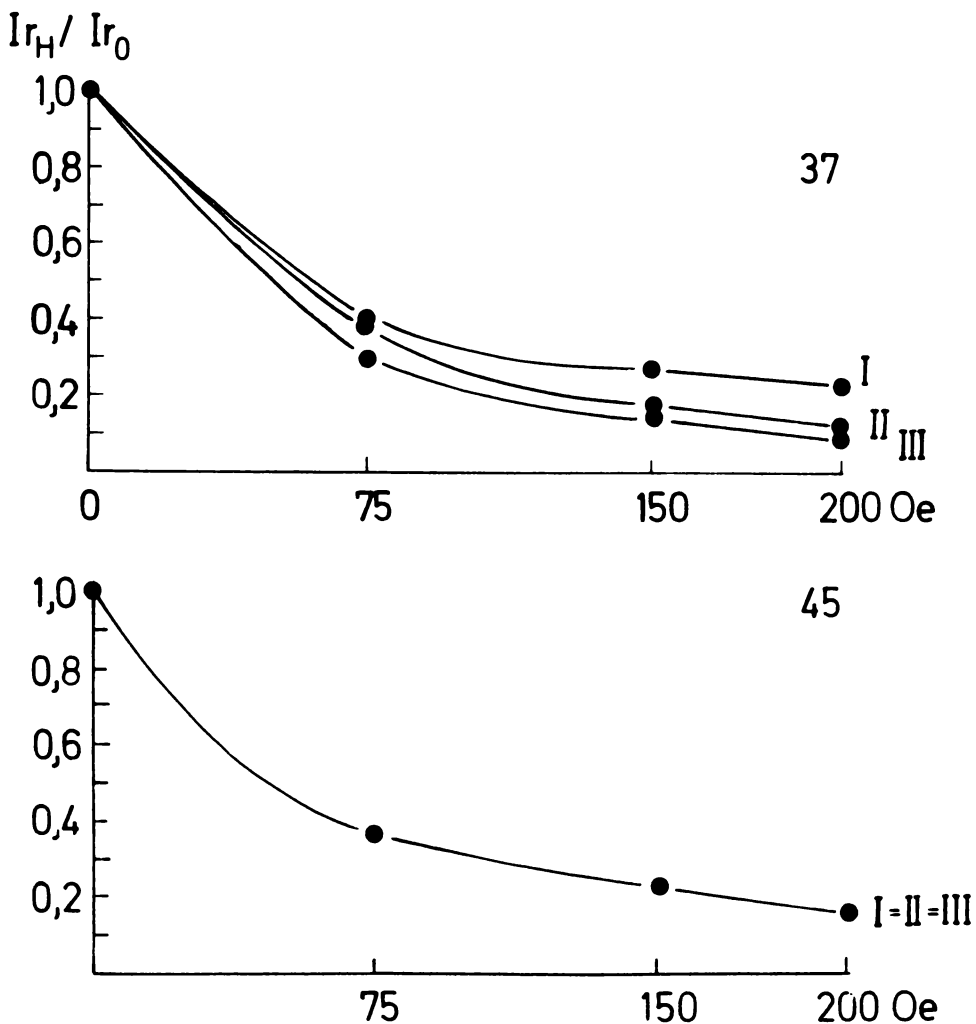


Abb. 47: Verlauf der Demagnetisierung der Proben 37 und 45 im magnetischen Wechselfeld

volle Senkung der I_r -Werte schon bei der Demagnetisation mit dem magnetischen Wechselfeld $H = 75$ Oe. Aus dem Verlauf der Demagnetisationskurven kann man schließen, daß die viskose RM die stabile RM 4–5mal übersteigt. Der hohe Prozentanteil des instabilen Materials, das die magnetische Instabilität verursacht, wird wahrscheinlich damit zusammenhängen, daß es sich

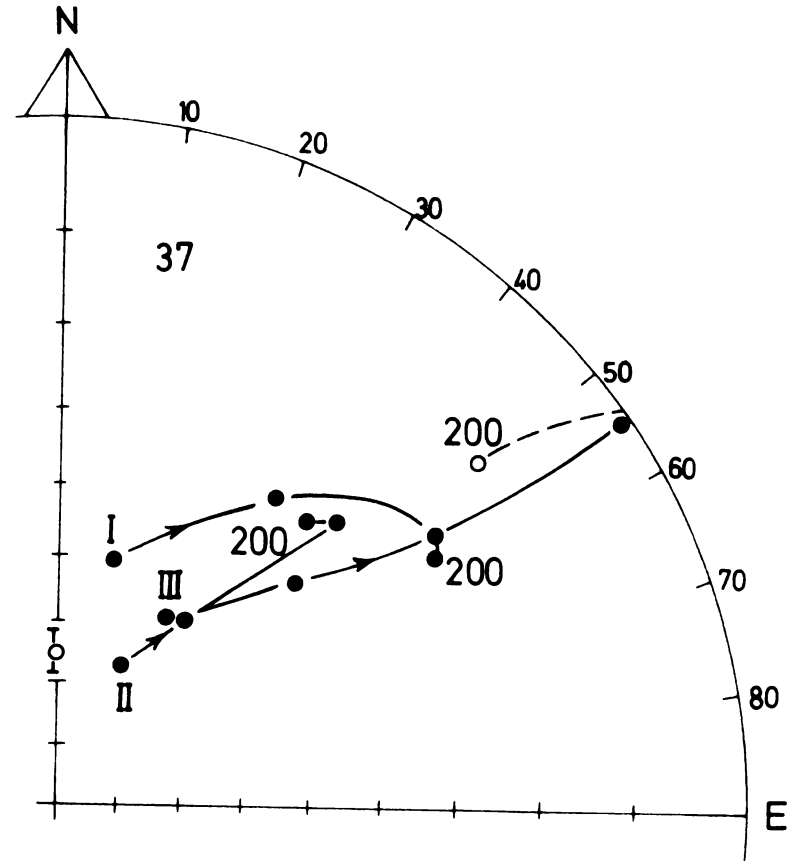
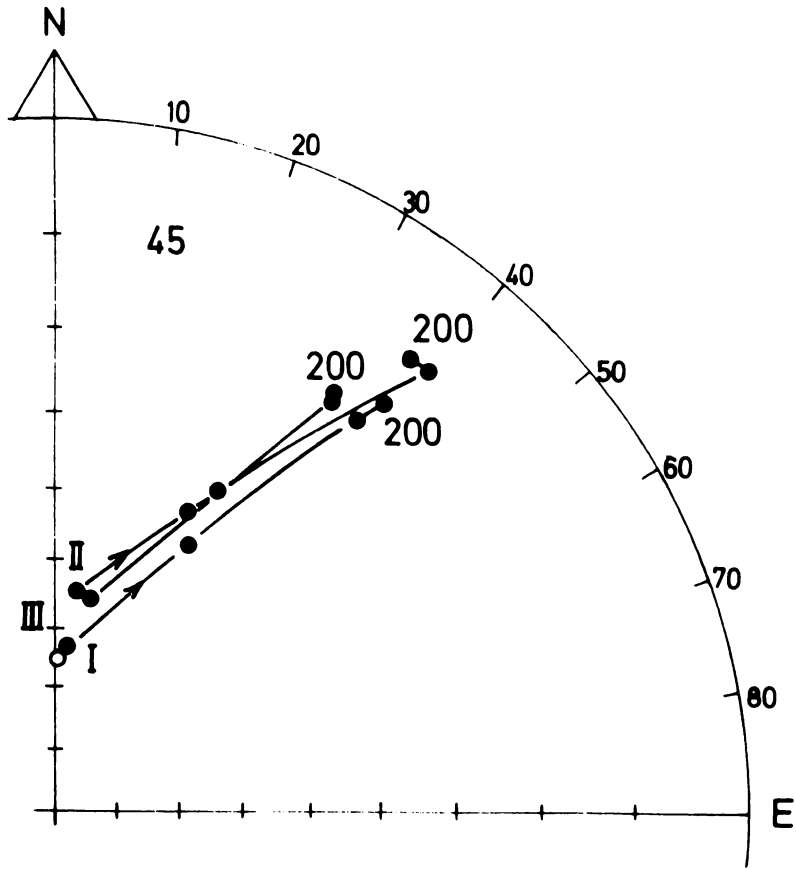


Abb. 48: Die Änderung der RM-Richtung während der Demagnetisation der Proben 37 und 45

um alte Sedimente handelt. Im Laufe der Bildung des Sediments kommt es zur Verwitterung (Limonitisierung, Baueritisierung) und damit zur Bildung diagenetischer und epigenetischer ferrogenetischer Verbindungen, die die Richtung des auf sie wirkenden Magnetfeldes annehmen. Auf den hohen Anteil an viskosen RM in den Proben deuten auch die Richtungen der NRM, denn alle Proben sind nach der Richtung des heutigen magnetischen Erdfeldes ummagnetisiert (vergl. Abb. 48)

Den Verlauf der Änderung der in den Proben fossilisierten Magnetfeldrichtungen zeigt Abbildung 46, in der der Zeitverlauf der Änderung der Komponente D (magnetische Deklination) und I (Inklination) dargestellt ist. Aus dem Gesamtverlauf der D- und I- Kurven kann man auf eine Epoche positiver Polarität des magnetischen Erdfeldes schließen. Die Minuswerte der I in den Horizonten 38, 39 und einer Probe im Horizont 37 (Abb. 46) kann noch nicht als Änderung der Feldpolarität angesehen werden, da D normal bleibt und nur I gegenüber dem Mittelwert eine Senkung um 40° zeigt. Man kann diesen Abschnitt nur als kurzzeitige Störung des Magnetfeldes ansehen. Gesamt ist die Inklination mit niedrigeren Werten gegenüber dem heutigen Winkel I charakterisch. Dies kann dadurch verursacht sein, daß sich die Sedimentation auf einer geneigten Fläche vollzog. Sehr merkwürdig prägt sich die Änderung der Richtung D während der Ablagerung der Sedimente aus: Im basalen Teil (Horizonte Nr. 1 bis 20) bewegt sich die Deklination um 270° und in den oberen, jüngeren Schichten um 30° . Diese Verschiebung der Deklination um 120° kommt vor der Ablagerung der Zwischenschicht zustande, die nicht paläomagnetisch untersucht wurde. In der Inklination ist die Änderung der Deklination mit niedrigen I-Werten in den oberen Horizonten zu finden. Diese charakteristische Verschiebung der Deklination könnte man als einen paläomagnetischen Korrelierungsfaktor für die Sedimente dieses Zeitabschnittes ausnützen.“

2) Während einer späteren Begehung wurde von J. KUKLA eine Einzelprobe oberhalb des Paläosols F entnommen. Die Position ist in Tafel VI vermerkt. Laut mündlicher Mitteilung am INQUA-Kongreß in Neuseeland ist die Probe eindeutig revers orientiert, nach der Demagnetisation bei 300 Oe wurden die Werte $D 222^\circ$, $I -28^\circ$ ermittelt.

3) Weitere Stichproben wurden vom hangenden Paläoboden I entnommen, ihre Position ist wieder auf Tafel VI vermerkt. Nach der Untersuchung von A. KOČÍ sind alle Proben, d. h. das gesamte Paläosolum, positiv orientiert.

Es wird daher notwendig sein, eine vollständige Bemusterung des mittleren und oberen Abschnittes vorzunehmen, dies auch, weil durch die vorliegenden Faunen (s. u.) erstmals in unserem Raum eine exakte Korrelierung mit der terrestrischen Stratigraphie möglich sein wird.

Faunistische Untersuchungen

In den Deckschichten sind sowohl Groß- als auch Kleinsäugerreste gefunden worden. Ein kaum bestimmbarer Röhrenknochen und ein M_{sup} (Position siehe Tafel VI) wurden von E. THENIUS (1976) einem primitiven Equus zugeordnet und als Jung-Villafranchium eingestuft. Hinsichtlich der Kleinsäuger bestehen besonders günstige Bedingungen. Nachdem zuerst informativ vom ganzen Aufschluß Material gesammelt wurde, konzentrierte sich die Entnahme dann auf jenen Teil der Profilwand, der im Abschnitt des Schachtes für die paläomagnetische Probenahme vom 20. 7. 1972 liegt. Auf Tafel VI ist die Position der Probestellen mit Großbuchstaben im Kreis bezeichnet.

Gernot Rabeder
Kleinsäugerfauna

Die Bearbeitung des Materials der Grabung Juli 1974 (es wurden ca. 7 Tonnen Sediment geborgen und geschlämmt) ist noch nicht zur Gänze abgeschlossen, daher liegt nur ein vorläufiges Ergebnis vor. Es wurde festgestellt, daß im Stranzendorfer Profil zumindest fünf Schichten kleinsäugerführend sind. Es sind dies A und C des Unteren Rotlehmkomplexes, sowie die D, F und G Paläosols.

Tabelle 4: Vorläufige Faunenliste von Stranzendorf

Fundschicht	A	C	D	F	G
<i>Talpa cf. minor</i> FREUDENBERG, 1914			+		
<i>Sorex cf. runtonensis</i> HINTON, 1911	+		+		+
<i>Sorex</i> sp.			+		
<i>Beremendia cf. fissidens</i> (PETENYI, 1864)			+		
<i>Blarinoides mariae</i> SULIMSKI, 1959?			+		
<i>Prospalax priscus</i> (NEHRING, 1897)	+		+		
<i>Mimomys cf. reidi</i> HINTON, 1910	+	+	+	+	+
<i>Mimomys cf. pliocaenicus</i> (F. MAJOR, 1889)	+	?	+		
<i>Villanyia exilis</i> KRETZOI, 1956			+		
„ <i>Dolomys</i> “ <i>kretzoii</i> KOWALSKI, 1958	+		+	+	
Arvicolide gen. indet.			+		

Chronologie

Die *Mimomys*-Arten ergeben gute Vergleichsmöglichkeiten mit anderen jungpliozänen Kleinsäugerfaunen. Die Fauna von Stranzendorf entspricht im Zusammenvorkommen von *M. reidi* und *M. pliocaenicus* dem chronologischen Niveau von Kadzielnia in Polen (vgl. J. CHALINE u. J. MICHAUX, 1972).

Das Vorkommen von *Blarinoides* und *Villanyia* geben der Fauna von Stranzendorf ein jedoch etwas älteres Gepräge, sodaß wir Stranzendorf nach den bisherigen Ergebnissen zwischen Rebielice und Kadzielnia einreihen können (vgl. K. KOWALSKI, 1960 bzw. 1958). Der Zeitabschnitt, dem diese Faunen angehören, entspricht dem älteren Villanyium nach M. KRETZOI, das altersmäßig den Zeiteinheiten wie „Ober-Villafranchium und unteres „Ältest-Pleistozän“ entsprechen dürfte.

Das Vorkommen der altertümlichen *Equus*-Art oberhalb G stimmt mit dieser Einstufung überein.

Altersbedingte Unterschiede zwischen den Faunen der tieferen und jenen der höheren Schichten konnten nach der ersten Durchsicht des Materials nicht festgestellt werden.

Die Frage, ob dieser Zeitabschnitt, in dem die Sedimente von Stranzendorf abgelagert wurden, dem Pliozän oder dem Pleistozän zuzurechnen ist, hängt von der vieldiskutierten Art der Grenzziehung ab. Im terrestrischen Bereich wird die Plio/Pleistozän-Grenze meist mit dem Erstauftreten bestimmter Säugetier-Formen (*Equus*, *Elephas*, *Mimomys polonicus* etc.) definiert. Höchstwahrscheinlich wird sich jedoch in nächster Zukunft die Definition nach der überregionalen Marin-Stratigraphie orientieren. Nach der Planktonskala beginnt das Quartär

mit dem Erstauftreten von *G. truncatulinoïdes*, das absolut mit ca. 1,8 Mill. Jahren datiert wird und das nach der paläomagnetischen Skala dem Gilsa-event entspricht. Nach dieser Grenzziehung liegt der Großteil des Villanyiums und somit auch die Fauna von Stranzendorf im Jüngeren Pliozän.

Die große Bedeutung des Stranzendorfer Profils liegt darin, daß zum ersten Mal in Mitteleuropa ein jungpliozäner Schichtkomplex reichlich Kleinsäuger enthält und zugleich paläomagnetisch datiert werden kann. Wenn die paläomagnetischen Meßergebnisse vom ganzen Profil vorliegen, ist zu hoffen, daß die altersmäßig vergleichbaren Kleinsäugerfaunen Mitteleuropas, die meist aus Höhlen oder Spalten stammen, mit der marinen Planktonskala korreliert werden können.

Schrifttum zu Kleinsäugerfauna:

- CHALINE J. u. J. MICHAUX, 1972: An account of Plio-Pleistocene rodent fauna of Central and Western Europe, on the question of the Plio-Pleistocene-boundary. – INQUA-Bericht über das International colloquium on the problem „the boundary between Neogene and Quarternary“ III, Moskau, S. 46–57.
- KOWALSKI K., 1958: An Early Pleistocene fauna of small mammals from the Kadzielnia Hill in Kielce (Poland). – Acta paleont. 3,1, Warschau, S. 1–47.
- KOWALSKI K., 1960: Pliocene Insectivores and Rodents from Rebelice Kroléwski (Poland). – Acta zool. Cracov. 5,5, Krakau, S. 155–201.
- KRETZOI M., 1956: Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villanyer Gebirges. – Geol. Hungar. Ser. Paläont. Budapest 27, S. 1–264.

Ludwig Piffel:

Fahrstrecke Stranzendorf - Göllersdorf - Sierndorf - Leitzersdorf 26 km

Von Stranzendorf (neben der Kirche Wallanlagen und Ecktürme der einstigen Burg Ebenberg) Weiterfahrt über die östlichen Vorhöhen des Haidberges, in denen weite Verebnungen in 280–290 m dominieren. Eine geschlossene Lößdecke läßt den inneren Aufbau nur schwer erkennen. Östlich von Eitzersthal erhebt sich ein Hausberg, im Volksmund der Wernberg (= Wehrberg) genannt. Mit Göllersdorf wird das Göllersbachtal erreicht. Jenseits des asymmetrischen Tales erster Blick auf die Stockerauer Terrassentreppe. In den Schottergruben von Viendorf sind zwei lokale Schotterkörper übereinander durch eine Bodenbildung getrennt. Auf der Bundesstraße 2 nach S vorbei am Schloß Schönborn, nach E über Höbersdorf auf die Höbersdorfer Terrasse. Von der Scheitelstrecke der Terrasse auf der Höhe der Schottergrube W Senning, ein Blick in die Bucht von Großmugl.

Stop 7/4: Panorama, Bucht von Großmugl (hiezü Tafel VII)

In N begrenzt eine bewaldete Kulisse um 365 m, dem höchsten (Akkumulations) Niveau des Hollabrunner Schotters, die Großmugler Bucht. Eine Schottergrube auf dem Gartenberg zeigt den Hollabrunner Schotter in typischer Form: Zwischen Lagen aus sandigem und kleinschotterigem Donau(fern)material finden sich grobe (lokale) Kalk- und Flyschschotter.

Die Ostseite der Bucht begleiten die Höhen des Rohrwaldes, die bereits zur Waschbergzone gehören. Dort, wo härtere Gesteine dieser Zone im Waschberg, Michelberg und Steinberg hervortreten, beherrschen schärfere Konturen das Landschaftsbild. Das weithin sichtbare einsame Kirchlein auf dem Michelberg reicht in seinem Ursprung bis in die Zeit der karolingischen Landnahme zurück, und war im Mittelalter ein bedeutendes kirchliches Zentrum. Der heutige Bau stammt aus dem Jahre 1866.

Vor der Gipfflur des Hollabrunner Schotter liegen weite Verebnungen um 300–320 m, die zu einem Flächensystem gehören, das über die Sattelzone von Simonsfeld und Ernstbrunn hinweg mit den weiten Fluren des Wiener Beckens in Verbindung steht. Es sind jene Fluren, die W. SCHLEGEL (1961) als Fußflächen bezeichnet und seinem Niveau B₁ gleichgestellt hat.

Eng an dieses Niveau schließen sich weite Fluren um 280–290 m (Niveau B₂ Schlegels). Sie umrunden die Bucht von Großmugl von Stranzendorf über Oberpartschbrunn, die Vorhöhen des Gartenberges bis in die Gegend von Simonsfeld. In ihrem Bereich liegt auch der große Aufschluß von Stranzendorf. Im allgemeinen ist dieses Niveau in seinem weiteren Verlauf bereits zur Wiener Pforte hin gerichtet.

Hinter Senning fallen weite landschaftsbeherrschenden Fluren um 240–250 m auf: die Riede SE Viendorf, das Frühlingsfeld bei Senning, der Anzberg und die Fläche um den Leeberg von Niederfellabrunn. Sie sind in den tertiären Schichten angelegt, weisen keinen Schotterbelag auf und sind von einer lückenlosen Lößdecke überzogen, wie die jüngsten Bohrungen der ÖMV im Bereich des Anzberges bei Roseldorf (Ro 4 und Ro 6) bestätigt haben.

Das Höbersdorfer Niveau, auf dem wir stehen, ist hingegen durch mächtige Schotter charakterisiert, die die höchste pleistozäne Schotterflur in diesem Raum bilden. In der Schottergrube von Senning wurde der Unterkiefer eines *Dicerorhinus etruscus* und der Zahn eines *Mastodon avernensis* gefunden, weshalb E. THENIUS (1956) die Höbersdorfer Schotterflur mit der Wienerbergterrasse gleichstellt.

Stop 8/4: Schottergrube von Hatzenbach

Über Senning wieder nach S wird W von Hatzenbach eine Schottergrube berührt, die durch starken Abbau in den letzten Jahren einen guten Einblick in den Aufbau der Höbersdorfer Terrasse gebracht hat. Der Fernschotter der Donau ist hier über 20 m aufgeschlossen. Auffallend ist eine über 3 m tiefe Verwitterungs- und Kryoturbationszone, in der Spalten und Taschen abwechseln. Die Schotter sind in 10 m Tiefe durch eine 1–2 m starke Sand- und Aulehmlage unterteilt. Nach dem Wasser an der Basis der Grube zu schließen, liegt der tertiäre Sockel um 200–205 m. Auch E. THENIUS (1956, S. 260) erwähnt eine Feststellung von R. GRILL, wonach die Unterkante des Schotter in der Senninger Grube etwas oberhalb 200 m liege. Ebenso bestätigen die Aufschlüsse bei Sierndorf und eine Bohrung in den Böhmäckern nächst Oberolbendorf die gleiche tiefe Lage des Sockels. Da dieser nach R. GRILL (1962) bei Leitersdorf jedoch bis 220 m ansteigen soll, muß mit einem ziemlichen Relief gerechnet werden, dennoch scheint er über dem größten Teil der Stockerauer Terrassentreppe um 200 m zu liegen. Dies bedeutet, daß die oberflächliche Treppung kein Gegenstück an der Basis hat und die ehemals zeitlich verschieden angesehenen Terrassen neu diskutiert werden müssen!

Der Senningbach (Mühlbach) wird überquert, der die Terrassentreppe von Stockerau durchbricht. Talaufwärts weitet sich das Becken von Streitdorf. Einer kräftigen Ausräumung des Tertiärs steht die Schotterfläche des Höbersdorfer Niveaus gegenüber, die der Abtragung wesentlich mehr Widerstand entgegengesetzt hat. Bei der Auffahrt nach Leitersdorf nochmals ein lohnender Blick über die Bucht von Großmugl.

Weiterfahrt über Leitersdorf und Wiesen über die Terrassentreppe von Stockerau mit ihrer bisherigen Gliederung in Höbersdorfer-, Arsenal- und Wagramterrasse (= Seyringer Terrasse); wegen der geringen Lößdecke ist die Stufung klar zu erkennen. Talwärts erreichen wir nach Wiesen die Arsenalterrasse mit ihren groben ferrettisierten Schottern. Die mächtigen Sandlagen auf den Schottern sind wohl auf den Stau vor der Enge der Wiener Pforte zurückzuführen.

ren. Die kleine Terrassentreppe östlich Unterrohrbach zeigt nochmals die Dreigliederung des Stockerauer Raumes.

Damit ist das Ostende des Tullner Feldes erreicht. Der Schlieberg und die Burg Kreuzenstein (1115 Grizanestein, 1645 von den Schweden zerstört; auf den Ruinen ließ Graf Hans Wilzek im 19. Jh. eine romanisch-gotische Idealburg erbauen) auf der linken und die Kulisse mit der Ruine Greifenstein auf der rechten Seite der Donau markieren den Beginn der Wiener Pforte.

Schrifttum zum 3. und 4. Tag

- AMPFERER O., 1924: Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. — Die Eiszeit, Bd. 1, Leipzig, S. 38–46.
- BAYER J., 1909: Jüngster Löß und paläolithische Kultur in Mitteleuropa. Studie über ihre zeitlichen Beziehungen. — Jb. f. Altertumskunde, Bd. 3, S. 149–160.
- BAYER J., 1927: Der Mensch im Eiszeitalter, I+II, Deuticke, Wien.
- BECKER B., 1972: Möglichkeiten für den Aufbau einer absoluten Jahrringchronologie des Postglazials anhand subfossiler Eichen aus Donauschotter. — Ber. Deutsch. Bot. Ges., Bd. 85, H. 1–4, S. 29–45.
- BIBUS E., 1974: Abtragung und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. — EuG, Bd. 25, S. 166–182.
- BRANDTNER F., 1950: Die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. — Arch. Austriaca, H. 5, S. 101–113.
- BRANDTNER F., 1954: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — EuG, Bd. 4/5, S. 49–82.
- BRANDTNER F., 1956: Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. — EuG, Bd. 7, S. 127–175.
- BRUNNACKER K., 1964 a: Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. — Geol. Bav. Nr. 53, S. 148–160.
- BRUNNACKER K., 1964 b: Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. — EuG, Bd. 15, S. 72–80.
- BÜDEL J., 1944: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. — Geol. Rundschau, Bd. 34, H. 718, S. 482–519.
- FINK J., 1956: Zur Korrelation der Terrassen und Löss. — EuG, Bd. 7, S. 49–77.
- FINK J., 1961: Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes. — Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges. Wien, H. 6, S. 26–51.
- FINK J. et. al., 1966: Die Paläogeographie der Donau. — Limnologie der Donau, Teil 2, Schweizerbart, Stuttgart, S. 1–50.
- FINK J., 1969: Le loess en Autriche. — Bull. AFEQ, Paris, S. 17–21.
- FINK J. u. L. PIFFL, 1975: The Danube from Krems to Vienna. — Quaternary Studies, Royal Society of New Zealand, Wellington, S. 127–132.
- FINK J., 1976: Jüngste Schotterakkumulation im österreichischen Donauabschnitt. — Denkschrift Akad. Wiss. Mainz, in Druck.
- FUCHS W., 1964: Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. — Vh. Geol. B. A. Wien, Heft 2, S. 283–299.
- FUCHS W., 1972: Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. — Jb. Geol. B. A. 115, S. 205–245.
- GÖTZINGER G., 1935: Zur Gliederung des Lößes (sic!). Leimen- und Humuszonen im Viertel unter dem Manhartsberg. — Vh. Geol. B. A. Wien 8/9, S. 126–132.
- GÖTZINGER G., 1936: Führer für die Quartärexkursionen in Österreich, (III. INQUA-Konferenz), Wien.
- GRAUL H. u. P. GROSCHOPF, 1952: Geologisch-morphologische Betrachtungen zum Illerschwemmkegel bei Ulm. — Ber. naturforsch. Ges. Augsburg, Bd. 5, S. 299–311.
- GRILL R., 1956–1963: Aufnahmeberichte 1955–1962. — Vh. Geol. B. A. Wien.
- GRILL R., 1962: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. — Wien.
- GRILL R., 1968: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. — GBA Wien, 155 S.
- GROSS H., 1956: Das Göttweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. — EuG, Bd. 11, S. 99–106.
- GROSS H., 1960: Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würmeiszeit. — EuG, Bd. 11, S. 99–106.
- HASSINGER H., 1905: Geomorphologische Studien aus dem Inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. — Geogr. Abh. VIII, Heft 3, K. Graesen, B. G. Teubner, Wien und Leipzig, 206 S., Tafeln.

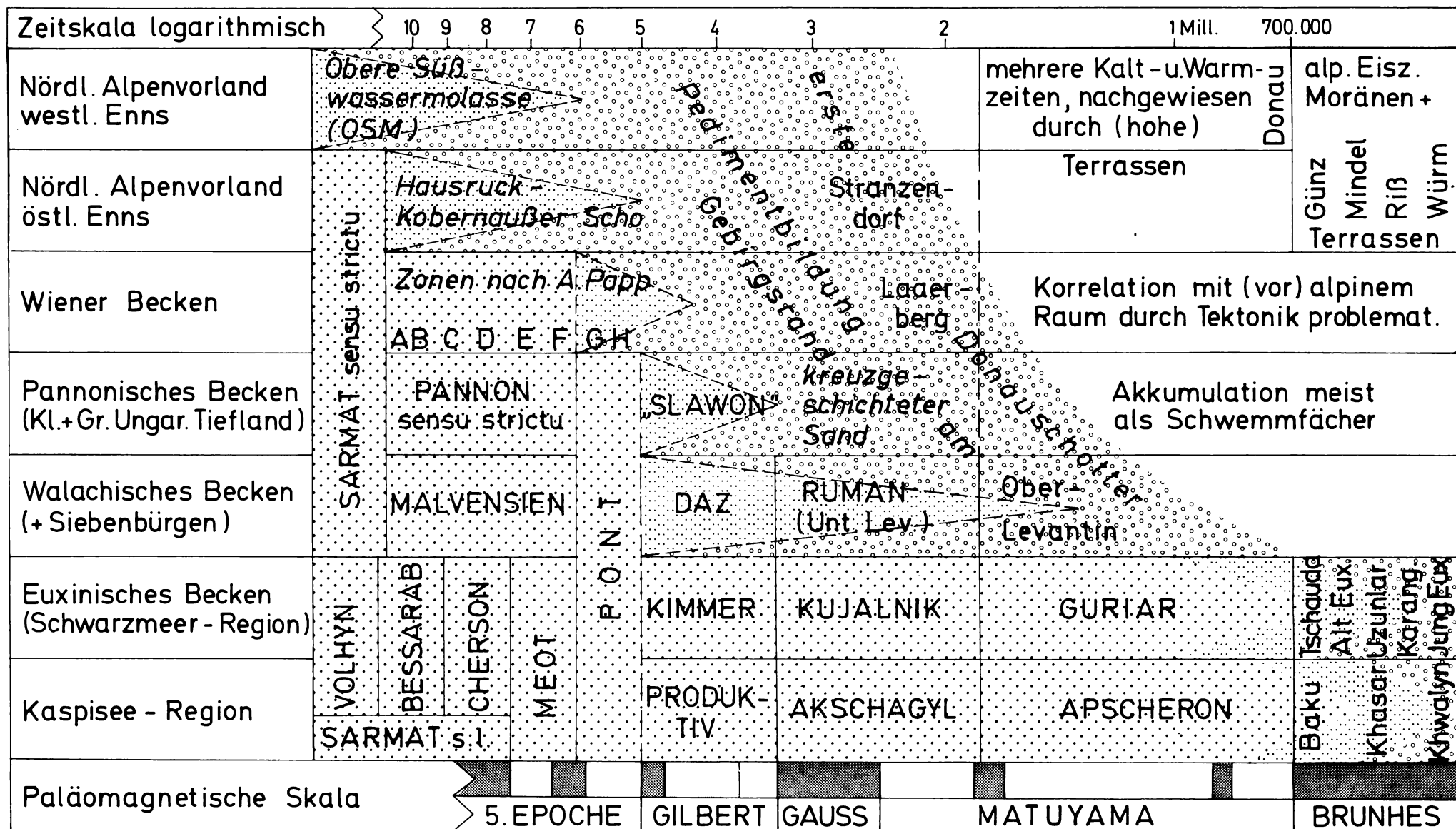
- HÖDL R., 1904: Die epigenetischen Täler im Unterlaufe der Flüsse Ybbs, Erlauf, Melk und Mang. – Jahresber. Gymn. VIII. Bez., Wien.
- HOERNES R., 1903: Bau und Bild der Ebenen Österreichs. – Bau und Bild Österreichs, Tempsky, Wien.
- HOFMANN E., W. KÜHNELT u. J. PIA, 1934: Immergrüne Eichen im Alluvium Niederösterreichs. – Jb. Öst. Akad. Wiss., math. nat. Kl. 143 Bd., Heft 8–10, S. 293–298.
- HUSEN D. v., 1968: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitt. Geol. Bergb. Stud., Bd. 18, S. 249–286.
- HUSEN D. v., 1971: Zum Quartär des unteren Ennstales von Großraming bis zur Donau. – Verh. Geol. B. A. Wien, H. 3, S. 511–521.
- HUSEN D. v., 1975: Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jb. Oö. Mus. Ver., Bd. 120, S. 271–289.
- KOČÍ A., 1974: Paleomagnetic Investigation of Sediments. – Report No 1 of Project 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“, Prag, S. 110–120.
- KOČÍ A. u. V. ŠIBRAVA, 1976: The Brunhes-Matuyama Boundary at Central European Localities. – Report No 3 of Project 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Prag, S. 135–160.
- KUKLA J., 1970: Correlation between loesses and deep-sea sediments. – GFF, Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, Bd. 92, Teil 2, S. 148–180.
- LAIS R., 1951: Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. – Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg, Bd. 41, H. 2, S. 119–178.
- LOŽEK V., 1965: The Relationship between the Development of Soils and Faunas in the Warm Quaternary Phases. Sborník geologických věd – A (Antropozoikum) 3, Prag, S. 7–33.
- LOŽEK V., 1971: Zum Problem der Zahl der quartären Klimaschwankungen. – Quartär, Bd. 22, S. 1–16.
- NAGL H., 1968: Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs. – Sitzber. ÖAW, math. nat. Kl. Abt. I, 176 Bd., Heft 8–10, Wien S. 91–123.
- NAGL H., 1972: Zur pleistozänen Vergletscherung Österreichs. – Österreich in Geschichte und Literatur, 16/3, Graz, S. 163–176.
- NEUWIRTH A., 1975: Morphodynamik des fluviatilen Systems der Großen Erlauf und Erlauf im nördlichen Alpenvorland. Hydrographische Rayonierung und Aufnahme des Grundwassers im Einzugsbereich der Großen Erlauf und des Erlauftales im nördlichen Alpenvorland. – phil. Diss. Wien.
- PÉCSI M., 1959: Entwicklung und Morphologie des Donautals in Ungarn. – Akad. Verlag Budapest, (Ungarisch), 346 S., deutsche Zusammenfassung S. 303–325.
- PENCK A., 1903: Führer für die Exkursionen des 9. Int. Geol. Kongreß in Wien. – Wien.
- PENCK A. u. E. BRÜCKNER, 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bd., Tauchnitz, Leipzig.
- PIA J. u. O. SICKENBERG, 1934: Katalog der in den österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete, Deuticke Leipzig und Wien (= Denkschr. Nat.-hist. Mus. 4, geolog.-paläontolog. Reihe 4).
- PIFFL L., 1959: Die altpleistozänen Schotterfluren um Langenlois. – Vh. Geol. B. A. Wien, Heft 1, S. 132–140.
- ROHDENBURG H. u. A. SEMMEL, 1971: Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa. – Notizbl. hess. L. – Amt Bodenforsch., Bd. 99, Wiesbaden, S. 246–252.
- PIFFL L., 1971: Zur Gliederung des Tullner Feldes. – Ann. Naturhist. Mus. Wien 75, S. 293–310.
- SCHAFFER F. X., 1914: Das Miocän von Eggenburg, Die Fauna der ersten Mediterranstufe des Wiener Beckens und die geol. Verhältnisse der Umgebung des Manhartsberges in Niederösterreich. – Abh. Geol. B. A. Wien, Band 22, Heft 4.
- SCHLEGEL W., 1961: Alte Abtragungssysteme und Quartärrassen im östlichen Weinviertel. – Gg. Jahresbericht aus Österreich, Bd. XXVIII, S. 80–111.
- SCHLESINGER G., 1912: Studien über die Stammesgeschichte der Proboscidier. – Jb. Geol. B. A. Wien, Heft 1, S. 87–182.
- SCHUCH F. M., 1973: Beiträge zur Hydrologie des Tullner Feldes. – Vh. Geol. B. A. Wien, Heft 2, S. 337–349.
- ŠIBRAVA V., 1974: Project 71/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ (Formerly PA 7145 „Correlation of European and American Glaciations“), Report No 1 on the Session in Cologne (FRG), September 15–20, 1973, Prag.
- ŠIBRAVA V., 1976: Project 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ (Formerly PA 7145 „Correlation of European and American Glaciations“), Report No 3 on the Session in Bellingham (USA), September 6–19, 1975, Prag.
- STEININGER F., 1963: Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (U-Miozän) von Fels am Wagram in Niederösterreich (vorläufige Mitteilung). – Vh. Geol. B. A. Wien. H. 1–2, S. 33–39.
- THENIUS E., 1956: Neue Wirbeltierfunde aus dem Ältest-Pleistozän von Niederösterreich. – Jb. Geol. B. A. Wien, Bd. 99, S. 259–271.
- THENIUS E., 1976: Einhuferreste (Equidae, Mammalia) aus dem Villafranchium von Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 2, Stuttgart, S. 83–96.

- VOGEL J. C., 1967: Groningen Radiocarbon Dates VI. — Radiocarbon, Bd. 9, S. 63–106, spez. S. 95 u. 96.
WOLDSTEDT P., 1962: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. — EuG, Bd. 13, S. 115–124.
ZEUNER F. E., 1954: Riss or Würm. — EuG, Bd. 4/5, S. 98–105.

Korrekturen zu
MITTEILUNGEN DER KOMMISSION FÜR QUARTÄRFORSCHUNG
DER ÖSTERREICHISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
Band 1

- S.3: Abbildung 2: Korrelation Mittel-und Osteuropa (paläomagnetische Angaben und Korrekturen nach M.A.Pevzner, mündlich)
(Beilage 1)
- S.13, Stop 1/1: ..., des nordwestlichen Zweiges des Traungletscher-systems. ...
- S.14, Abbildung 10: Die Position des Aufschlusses Steinerbach ist um 250 m weiter nach W zu verschieben.
- S.19, 1.Absatz: ..., durch Großbuchstaben gekennzeichnet (1A, 1B, 1C, 1D).
- S.24, 1.Absatz: ..., dessen Würmendoränen die Autobahn anschneidet,.
- S.30, 3.Absatz: ... insbesondere Hochglazialzeiten, sowie die Phasen der Talverlegung ...
- S.32, 4.Absatz: ... Diese Verhältnisse läßt auch das heutige Entwässerungsnetz noch gut erkennen ...
- S.37, 2.Absatz: Im November 1974 wurde den Deckschichten ...
- S.39: In der Kolonne "Schnecken" ist & zu streichen, da es sich um die Stückzahl handelt.
- S.45, 2.Absatz: ... Rißmoränenwall von Helmberg ...
- S.76, 3.Absatz: Je la dènomme "Göttweiger Verlehmungs-Zone" d'après un cas extraordinairement clair à Göttweig en Basse - Autriche, à peu près à 4 km au sud de Krems. Je me rendis compte exactement de sa grande importance comme témoin d'une longue période humide entre les deux formations de loess au dernier interglaciaire, en trouvant de grandes concrétions marneuses au dessous d'elle et,...
- S.110, 3.Absatz: ... weite landschaftsbeherrschende Fluren um 240-250 m auf: ...
- Tafel I: Die Fläche E Irrsdorf ist von Niederterrassenschotter überdeckt.
(Beilage 2)

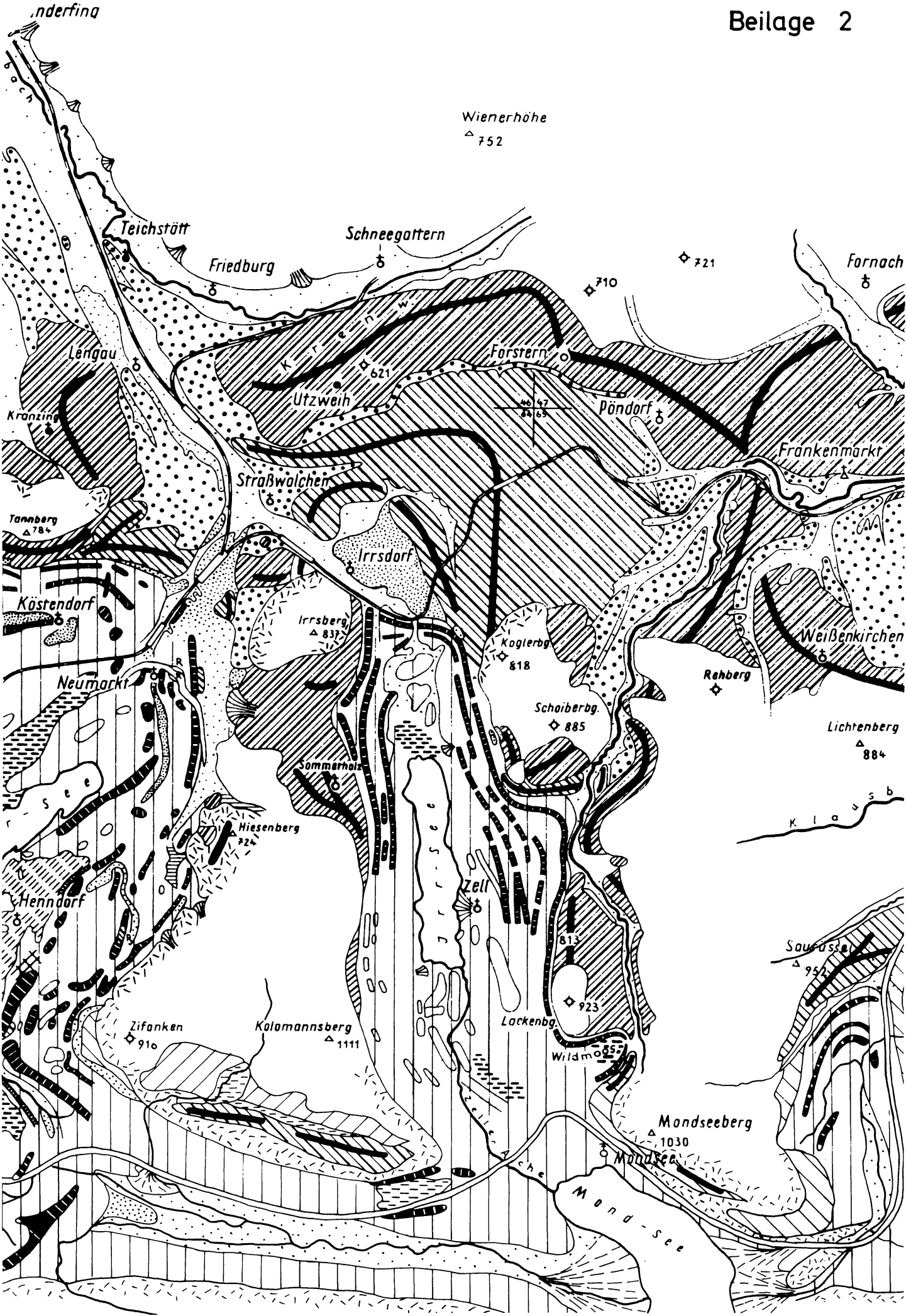
KORRELATION MITTEL - OSTEUROPA



marin, brackisch

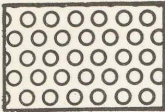
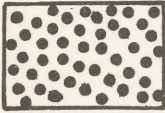
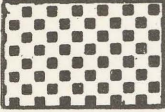
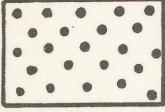
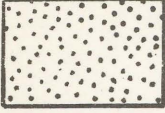
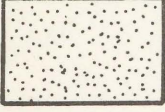
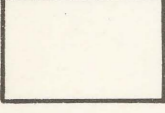




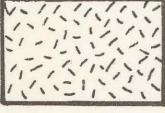
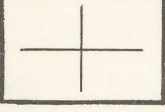
limnisch, lagunös

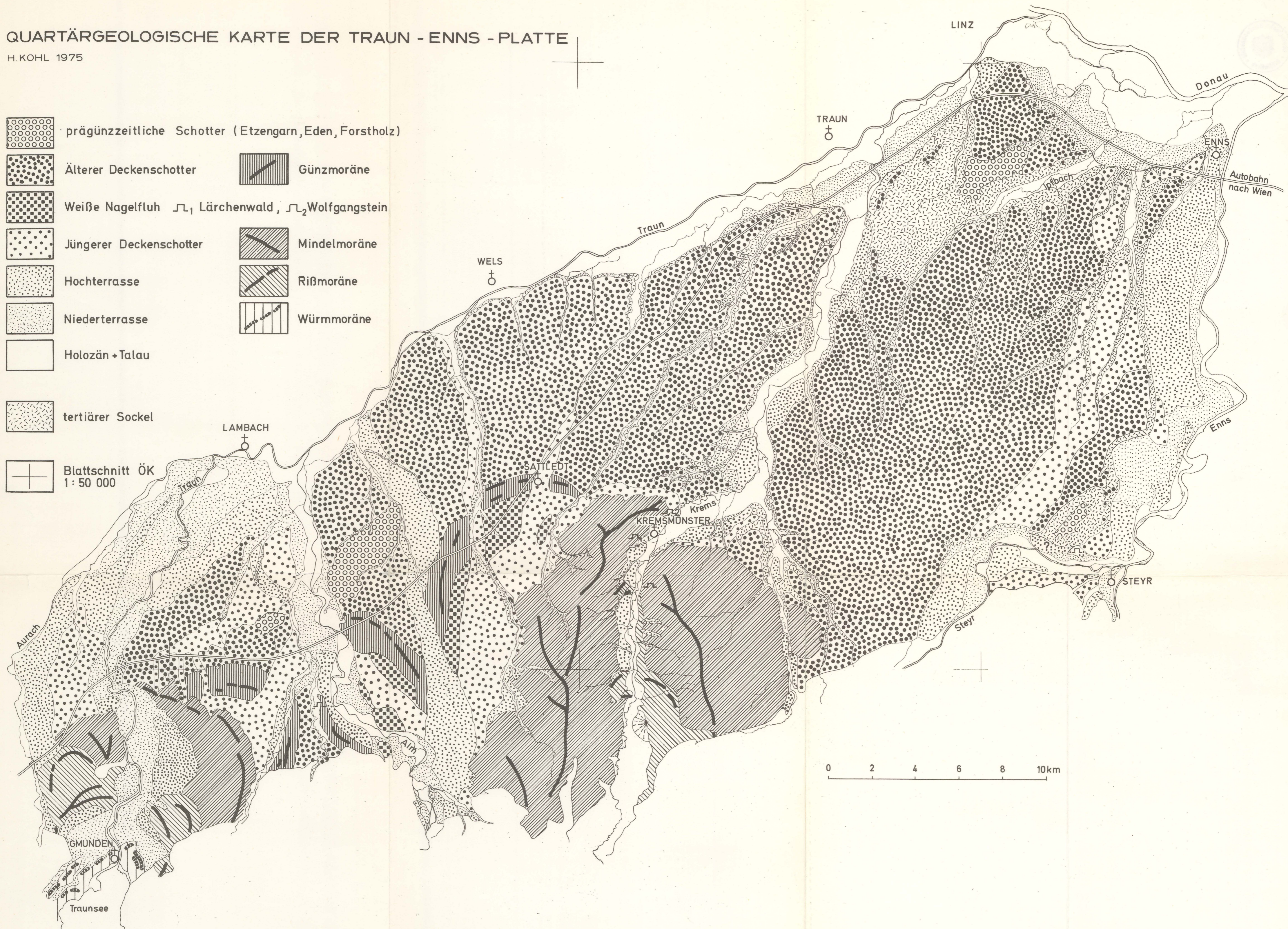
terrestrisch



QUARTÄRGEOLOGISCHE KARTE DER TRAUN - ENNS - PLATTE

H.KOHL 1975

-  präglänzeitliche Schotter (Etzengarn, Eden, Forstholz)
-  Älterer Deckenschotter
-  Weiße Nagelfluh L_1 Lärchenwald, L_2 Wolfgangstein
-  Jüngerer Deckenschotter
-  Hochterrasse
-  Niederterrasse
-  Holozän + Talau
-  Günzmoräne
-  Mindelmoräne
-  Ribmoräne
-  Würmmoräne
-  tertiärer Sockel
-  Blattschnitt ÖK 1: 50 000



GEOMORPHOLOGISCHE KARTE DES WESTL. TEILES DES NIEDERÖSTERREICHISCHEN ALPENVORLANDES UND SEINER RÄNDER

H. FISCHER 1975



A. Quartäres Akkumulationsrelief

- I. Rezente Talauen
- II. Jung- bis altpleistozäne Terrassen
 - tiefer/höhere Niederterrasse
 - Hochterrasse
 - Jüngere Deckenschotter
 - Ältere Deckenschotter
- III. Ältestpleistozäne Terrassenreste
 - Höhenterrasse I
 - Höhenterrasse II
 - Höhenterrasse III

B. Tertiäres Erosionsrelief

- I. Die Hochflur im Vorland und die Fußflächen am Massiv- und Alpenrand (Pliozän)
 - Oder Hochflur im Vorland (390/410 m) (mit Schotterdecke)
 - äquivalente Fußfläche I am Alpenrand (400-440 m) (mit Nahgeröll)
 - äquivalente Fußfläche I am Massivrand (400-430 m) (mit Nahgeröll)
 - Fußfläche II am Alpenrand (470-540 m)
 - Fußfläche II am Massivrand (460-480 m) (mit Nahgeröll)
- II. Die Flächentreppe der Massiv-Südbachung (Abhang- und Schotterraum)
 - Altfläche in 490-530 m
 - Altfläche in 560-640 m
 - Altfläche in 670-730 m
 - Altfläche am Ostrang (820-1000 m)
- I. Alpenrand
 - Altflächen in 700 m über der Haupttrachtfuß
 - isolierte Restberge (zum gekennzeichneten Flächensystem gehörig)

C. Denudations- und Erosionsformen

- | | | | |
|--|--|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> I. Hänge <ul style="list-style-type: none"> Hänge im Schlier Hänge in Melker Sanden Hänge in Granuliten (Wieselburger Granulitmassen) Hänge in Gneisen Hänge in Graniten Hänge der Fysch- und Klippenzone | <ul style="list-style-type: none"> Alpenvorland Kristallinmassiv | <ul style="list-style-type: none"> II. Fluviale Formen <ul style="list-style-type: none"> Dellen Kastentüpfchen asymmetrische Kastentüpfchen Muldenläufer Sohlentäler groß/klein Kerbtäler steiles/flaches Längsgefälle Schwemmgel Durchbruchströme klein | <ul style="list-style-type: none"> III. Markante Geländestufen <ul style="list-style-type: none"> Stufe unter 50 m Stufe 50-100 m Stufe über 100 m Terrassenstufe Bruchstufen Sonstiges <ul style="list-style-type: none"> ∟ Aufklüfte ∞ Schotterauslässe, dichte Schotterdeu ∪ Erosionsterrasse zum entsprechenden Terrassensystem gehörig |
|--|--|---|---|

1:100,000 0 2 4 6 8 10 km

Kartogr. P. Cuber

GEOMORPHOLOGISCHE KARTE DES ÖSTLICHEN TEILES DES NIEDERÖSTERREICHISCHEN ALPENVORLANDES UND SEINER RÄNDER

J. FINK, W. RERYCH, R. WALDER 1976

Unter Benützung der geologischen und morphologischen Karten von F. Brix und K. Göttinger (1964), F. Ellison (1942), J. Fink (1960), W. Fuchs (1964, 1972), R. Grill (1958, 1967), A. Neuwirth (1975), L. Piffli (1971), der Geologischen Spezialkarte St. Pölten (1907) und der Geologischen Karte der Umgebung von Wien (1952)

RAUM ZWISCHEN ERLAUF UND PIELACH

Lithologie über 440m unter

- Kristallin
- Flysch
- Melker Sand
- Schlier
- Hollenburg-Karlstettner Konglomerat

Pedimente am Gebirgsrand, Höhenlandschaft im Vorland

- ~400m ohne Bedeckung
- ~360m ohne Bedeckung
- desgl. lokal mit Pediment-schutt
- Riedelflächen, gebunden an Talssysteme
- mit Schotterstreu
- ohne Schotterstreu
- mit Schotterstreu
- ohne Schotterstreu

Terrassen oder Platten

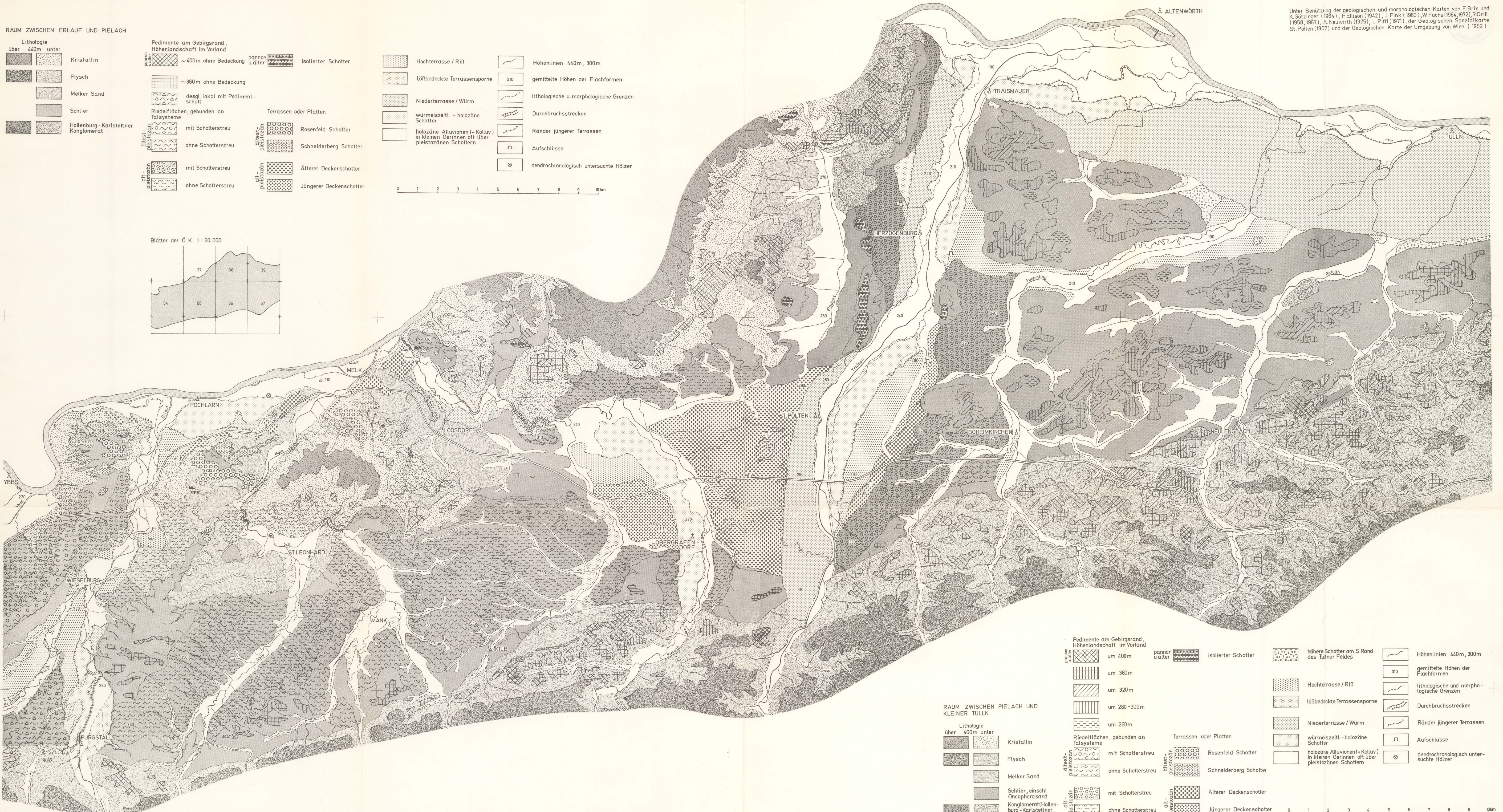
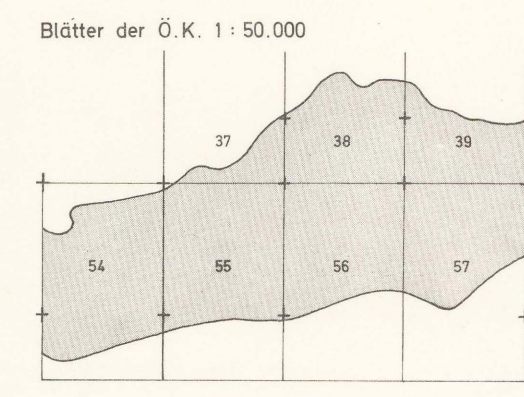
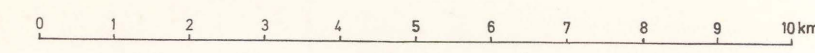
- Rosenfeld Schotter
- Schneiderberg Schotter
- Älterer Deckenschotter
- Jüngerer Deckenschotter

Hochterrasse / Rib

- libbedeckte Terrassensporne
- Niederterrasse / Würm
- würmeiszeitl. - holozäne Schotter
- holozäne Alluvionen (+ Kolluv.) in kleinen Gerinnen oft über pleistozänen Schottern

Höhenlinien 440m, 300m

- 310 gemittelte Höhen der Flachformen
- lithologische u. morphologische Grenzen
- Durchbruchsstrecken
- Ränder jüngerer Terrassen
- Aufschlüsse
- dendrochronologisch untersuchte Hölzer



RAUM ZWISCHEN PIELACH UND KLEINER TULLN

Lithologie über 400m unter

- Kristallin
- Flysch
- Melker Sand
- Schlier, einschl. Oncophorasand
- Konglomerat (Hollenburg-Karlstettner, Eichberg, Buchberg)

Pedimente am Gebirgsrand, Höhenlandschaft im Vorland

- um 400m
- um 360m
- um 320m
- um 280-300m
- um 260m

Riedelflächen, gebunden an Talssysteme

- mit Schotterstreu
- ohne Schotterstreu
- mit Schotterstreu
- ohne Schotterstreu

Terrassen oder Platten

- Rosenfeld Schotter
- Schneiderberg Schotter
- Älterer Deckenschotter
- Jüngerer Deckenschotter

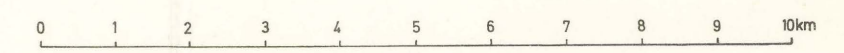
höhere Schotter am S Rand des Tullner Feldes

Hochterrasse / Rib

- libbedeckte Terrassensporne
- Niederterrasse / Würm
- würmeiszeitl. - holozäne Schotter
- holozäne Alluvionen (+ Kolluv.) in kleinen Gerinnen oft über pleistozänen Schottern

Höhenlinien 440m, 300m

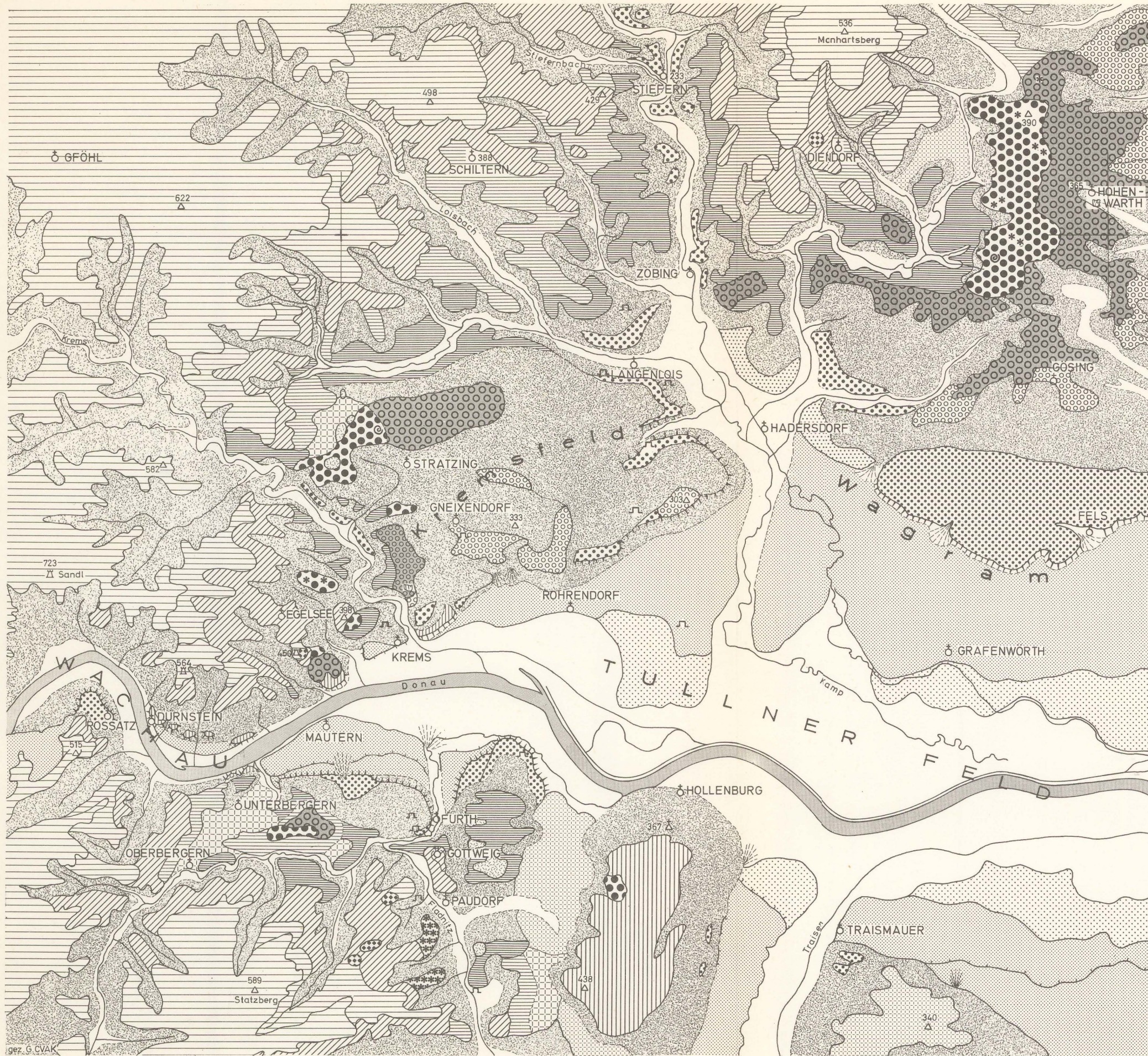
- 310 gemittelte Höhen der Flachformen
- lithologische und morphologische Grenzen
- Durchbruchsstrecken
- Ränder jüngerer Terrassen
- Aufschlüsse
- dendrochronologisch untersuchte Hölzer



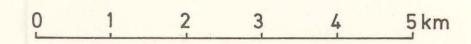
MORPHOLOGISCHE KARTE DER KREMSEBUCHT

L. PIFFL

J. FINK

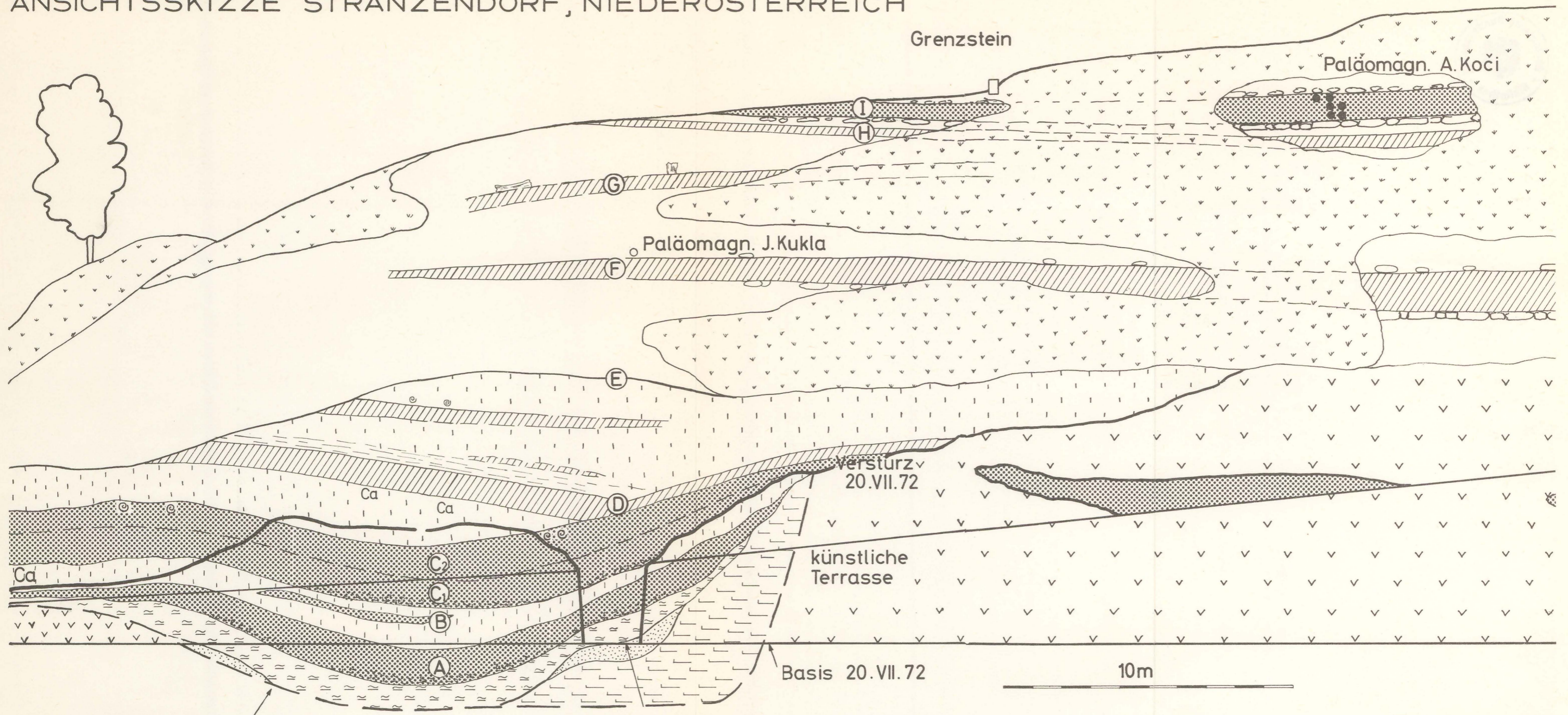


- | | | |
|--|--|---|
| | Fluren um 500m, 600m und höhere Landschaftsteile | auf Kristallin |
| | Fluren um 450m | |
| | Fluren um 400 - 420m, nur lokal mit tertiärer Bedeckung | |
| | Fluren um 380 - 390m z.T. mit Quarzschotter | |
| | Fluren um 310 - 320m z.T. mit tertiären Sedimenten und Härtingen | |
| | Altlandschaft auf Kalkkonglomerat (Hollenburg - Karlst.) | meist auf Sanden u. Mergeln |
| | Altlandschaft um 360 - 390m | |
| | Altlandschaft um 300m | |
| | Schotter um 440m | vorwiegend erosiv aus Hollabrunner-Sch. |
| | Höchstes Niveau um 395m | |
| | dsgl. aus Flysch und Kalk, * Lesesteine | |
| | Niveau um 365m | |
| | Schotter um 330m (Maisberg - Niveau) | |
| | Schotter um 310m (Kremsfeld - Niveau) | quartäre Terrassen |
| | Langenloiser Terrasse | |
| | Wagram - Terrasse | |
| | Terrasse E Hadersdorf | |
| | Felsterrassen um 220m und 210m (Quartär ?) | |
| | Tiefe Schotterterrassen an Donau und Traisen | |
| | Tiefste Schotterterrassen an Donau und Traisen | |
| | Hänge und starke Lößüberdeckung | |
| | Austufe | |
| | Terrassenränder | |
| | Schwemmkegel | |
| | Fossilfundpunkte | |
| | wichtige Aufschlüsse | |
| | Blattschnitt der Österr. Karte 1 : 50.000 | |



gez. G. CVAK

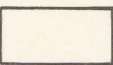


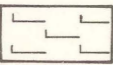
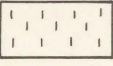
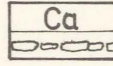
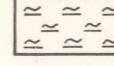

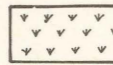

ANSICHTSSKIZZE STRANZENDORF, NIEDERÖSTERREICH



Aufschlußgrenze 20.XI.71

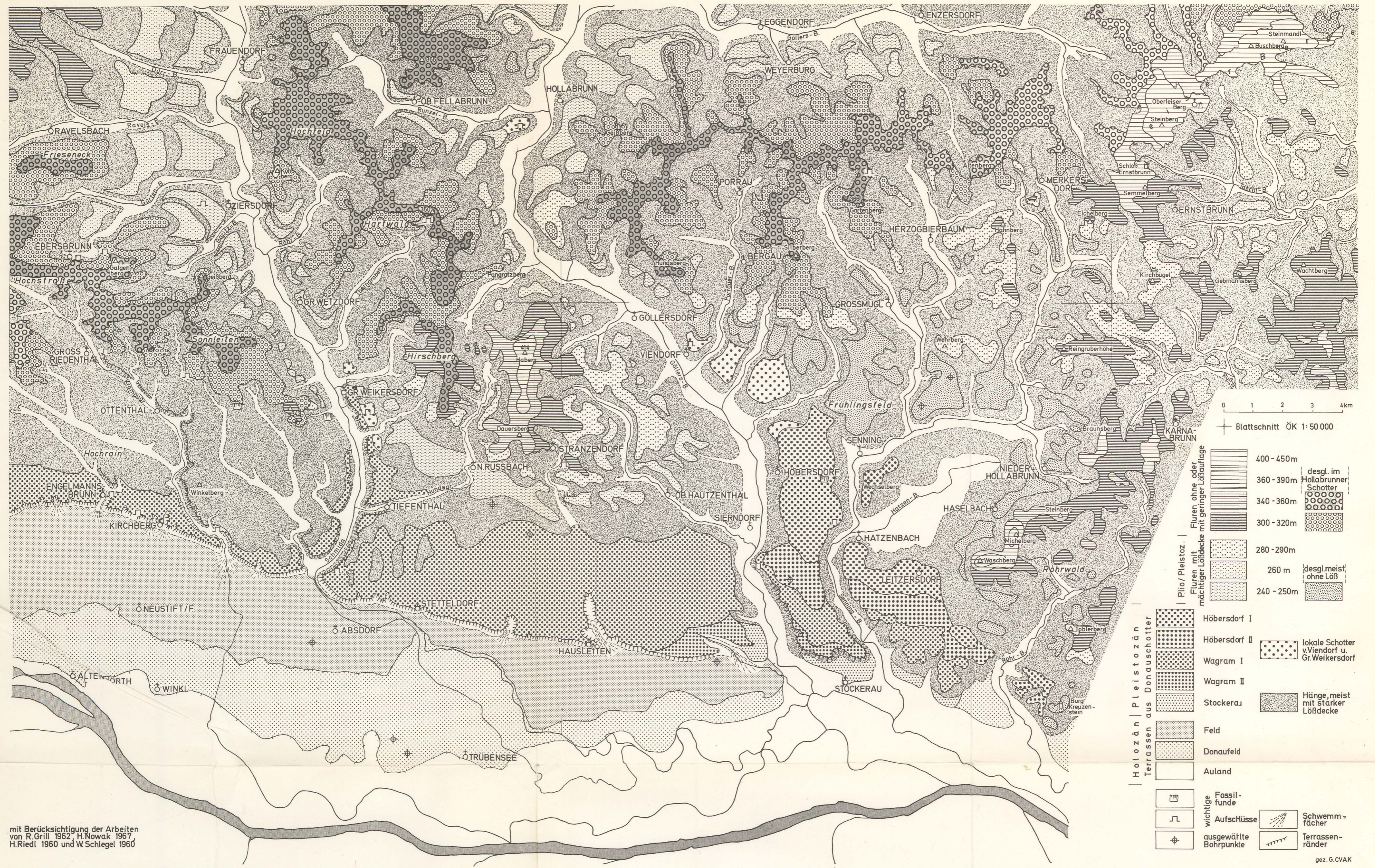
Schacht für Probenahme 20.VII.72
 Detailskizze siehe Abb.46

Aufnahme : J.Fink, L.Piffl
 12.IV.74

- | | | | |
|---|---|--|---|
|  im abgeschrägten Teil |  Rotlehm, Braunlehm |  Versturz |  Tertiärer Tegel |
|  Löß- u. lößähn. Feinsedimente im senkrechten Teil |  Kalk (illuvial) horizont |  Aulehm | ● normale } paläomagnetische Orientierung
○ reverse } |
|  brauner Paläosol |  Bewuchs |  Tertiärer Sand | |

MORPHOLOGISCHE KARTE DES UNTEREN SCHMIDA -UND GÖLLERSBACHTALES

L. PIFFL, 1976



0 1 2 3 4 km

Blattschnitt ÖK 1:50 000

Fluren ohne oder mächtigere Lößdecke mit geringer Lößauflage	400 - 450m	desgl. im Hollabrunner Schotter
	360 - 390m	
	340 - 360m	
	300 - 320m	
Pliozän / Pleistozän	280 - 290m	
Fluren mit mächtiger Lößdecke	260 m	desgl. meist ohne Löß
	240 - 250m	

Höbersdorf I	
Höbersdorf II	lokale Schotter v. Viendorf u. Gr. Weikersdorf
Wagram I	
Wagram II	
Stockerau	Hänge, meist mit starker Lößdecke
Feld	
Donaufeld	
Auland	

wichtige Fossilfunde	Schwemmfächer
wichtige Aufschlüsse	Terrassenränder
ausgewählte Bohrpunkte	

mit Berücksichtigung der Arbeiten von R. Grill 1962, H. Nowak 1967, H. Riedl 1960 und W. Schlegel 1960