

nur auf dem Umweg über den Ort erreichbar — liegen wieder im Bereich des Höheren Niveaus der Marchniederung mehrere Sandgruben, deren Profil schematisch in Abb. 6 dargestellt ist. Im folgenden Teil wird die besondere Bedeutung dieser Aufschlüsse hervorgehoben, in denen an der Basis der Smontiza eine große Menge von Tonscherbenresten der Periode Hallstatt C zu finden sind. Es bietet dieser Platz die Möglichkeit, exakte Daten über die Erosionsleistung seit dieser Zeit sowie die zeitliche Stellung der die Kulturschicht bedeckenden Bodenbildung zu geben. Dies ist im gesamten Wiener Raum bisher nur sehr selten möglich.

Über Zwerndorf in nördlicher Richtung auf der Straße nach Angern fahren wir zuerst in der Marchniederung selbst, erkennen die schweren (schollenbildenden) Gleyauböden und Anmoorböden dieser Niederung, rechts begleitet uns weiter der Auwaldgürtel, links liegt der sehr verwaschene Rand der Hauptflur der Tallesbrunner Platte, auf die wir knapp vor Angern hinauffahren. Bis Mannersdorf an der March bleiben wir auf der Hauptflur, erkennen die relativ geringe Sprunghöhe gegen die (Niederung der) March und erst unmittelbar hinter Mannersdorf wird das höhere Niveau der Tallesbrunner Platte erreicht. Dieses ist aber flächenmäßig sehr klein, so daß unmittelbar nachher bereits der Anstieg auf den Großen Wagram erfolgt. Am Scheitelpunkt schneidet die Straße das Tertiär an — die Lößbedeckung ist hier sehr gering. Bei der Abfahrt in den Ort Stillfried erkennen wir aber die starke Zunahme der Lößmächtigkeit, einige Lößwände sind zu sehen. Am Ende des Grabens südlich des Kirchenberges beim Austritt in die Marchniederung sind dann links und rechts der Straße jene Aufschlüsse erreicht, die im folgenden Teil und Abb. 9 festgehalten sind. Damit ist der Endpunkt dieser Tagesstrecke erreicht.

Die Rückfahrt erfolgt unmittelbar auf der Hauptstrecke über Angern (Tallesbrunner Platte)—Gänserndorf—Deutsch-Wagram (Gänserndorfer Terrasse)—Kagran—Wien (Praterterrasse).

Das Marchfeld

Mit Tafel VII und VIII.

Von Julius Fink

Die Grenzen des rund 1000 km² großen Marchfeldes sind im W, N und S klar, im Osten hingegen durch die Staatsgrenze willkürlich gezogen. Der größte Teil des Marchfeldes ist eigentlich kein March-, sondern ein Donaufeld, weil der Raum des Marchfeldes sensu strictu fast zur Gänze auf dem Boden des Nachbarstaates liegt und nur ein kleiner, im folgenden Marchniederung genannter Teil auf österreichischem Gebiet verbleibt. Die Donau hat somit den entscheidenden Einfluß auf die Entstehung und Formung dieses Raumes. Ihre Sedimente wurden nach dem Austritt aus der Wiener Pforte in den weiten, tektonisch vorgezeichneten Senkungsraum des Wiener Beckens eingeschüttet. Im Rhythmus der Kalt- und Warmzeiten des Pleistozäns wurden die Schotterkegel vorgebaut, zerschnitten und in die älteren die neuen Schotterfluren eingeschachtelt. Terrassen verschiedenen Alters bestimmen die Landschaft des Marchfeldes.

MORPHOLOGISCHE KARTE DES MARCHFELDES UND SEINER UMRAHMUNG

unter Benützung der geol. Spezialkarte Blatt Gänserndorf (aufgenommen R.Grill), den Terrassenkarten des nordöstl. und südöstl. Wiener Raumes (nach J.Fink und H.Majdan 1954) sowie mündlichen Angaben von H.Majdan (Raum Fischamend - Hainburg)

entworfen J.FINK 1954

LEGENDE

- Alluvionen
- Übergang von Alluvionen zu pleistozänen Deckschichten
- Dünen
- "Alterer Flugsand" als bodenbildendes Substrat auf Terrassen
- Löss, auch kolluvial, auf Terrassen
- geschlossenes Lössgebiet mit mehreren pleio- und pleistozänen Niveaus
- Vorpleistozäner Rahmen, z.T. mit Erosionsterrassen und Flächen
- Deutlicher Akkumulationsterrassenrand
- Undeutlicher (verschliffener) Akkumulationsterrassenrand
- Deutlicher Erosionsterrassenrand
- Undeutlicher Erosionsterrassenrand
- Dellen und größere tote Hohlformen
- Erosionsrand der höheren gegen die tieferen Teile der Praterterr. (u.d. äquivalenten Flächen der March)
- Quartärgeologisch wichtige Aufschlüsse
- Aufschlüsse mit mehrgliederten Lössprofilen

Die in die Terrassenflächen gesetzten Buchstaben bedeuten:

- L** Lauerbergterrasse
- W** Wienerbergterrasse
- A** Arsenalterrasse
- Se** Höhere Terrassen westlich von Seyring
- G** Gänserndorfer Terrasse
- St** Stadterrasse
- P** Praterterrasse



BÖDEN
ZUSAMMENFASSUNG AUF BODENKUNDLICHER
UND QUARTÄRGEOLOGISCHER GRUNDLAGE
Auf Grund eigener Begehungen und mündlicher Angaben
von A. Stecker entworfen von J. Fink, 1954



-  meist Rohauböden sehr schwach humose reine Sande bis schwach lehmige Sande
-  meist graue Auböden schwach humose, schwach lehmige Sande bis lehmige Sande
-  Kolluvial- und Schwemmböden im allgemeinen, vorherrschend Smonitzka bei Smonitzka meist stark humose Lehme, z.T. tonige Lehme
-  Smonitzka und z.T. Tschernošeme auf höheren, meist stärkst sandigen Teilen der Marchniederung stark humose, schwach lehmige Sande
-  Übergang von Smonitzka zu Tschernošemen humose, sandige Lehme bis Lehme
-  Tschernošeme auf Löß und Silt der „Praterterrasse“ humose, stark sandige Lehme
-  kräftige und humusreichere Tschernošeme der „Praterterrasse“ stark humose Lehme
-  jüngerer, kalkreicher Flugsand der „Praterterrasse“, z.T. mobil Stark kalkiger Silt (feinerer Feinsand bis größerer Schluff)
-  vorwiegend Tschernošeme auf Löß (auch kolluvial) und anderen kalkhaltigen Deckschichten der „Gänserndorfer“ und älteren Terrassen schwach humose bis humose lehmige Sande
-  seichtgründige Böden auf älteren, braunen Flugsanden, kalkfrei schwach humose lehmige Sande auf Schotter
-  Dünen auf der „Gänserndorfer Terrasse“ und im Marchgebiet, z.T. mobil Sande bis Gröbssande
-  Tschernošeme auf tertiärem Sand, vorwiegend im Gebiet der Tallesbrunner Platte humose, stark sandige Lehme
-  Rohböden, wechselnd mit blassen Tschernošemen auf Terrassenspornen, z.T. auf tertiärem Material, oft aber auch auf Löß schwach humose stark lehmige Sande
-  Großmulden innerhalb der Terrassensporne, kolluviales Lößbodenmaterial, meist verglejt humose Lehme
-  Tschernošeme und Braunerden (letztere auf höheren Teilen um und über 200 m) in der Zone der geschlossenen Lößbedeckung humose, stark sandige Lehme
-  meist Pararendzinen des Bisambergzuges schwach humose, stark lehmige Sande
humose lehmige bis schwach lehmige Sande

Maßstab 1:100.000

Raumordnungsplan Marchfeld
Arbeitsgemeinschaft für Raumforschung und Planung, Wien 1954
V. OBA 1955, Sonderheft D. — Österreichische Staatsdruckerei, 8131 55

Diese Karte wurde im Auftrage des Studienkomitees für die künstliche Bewässerung des Marchfeldes, Wien, B.M. für Land- und Forstwirtschaft entworfen und für die Belange des „Raumordnungsplanes Marchfeld“ zur Verfügung gestellt.

Die Großgliederung wird somit durch generell W—O verlaufende Leitlinien bedingt, die gegen die Wiener Pforte zu gebündelt, gegen O weit auseinanderlaufen (vgl. Abb. 3). Im Norden ist es der Große Wagram, der gleichzeitig die Grenze gegen das Hügelland (Tertiär mit mächtiger Lößüberdeckung) darstellt. Er ist durch eine Reihe von Erosionsterrassen, die vor allem an den Spornen der schräg auslaufenden Seitenbäche (Rußbach, Weidenbach) gut erhalten sind, etwas zerlappt. Im Süden ist es die Donau selbst, deren Rechtsdrängen zu einer starken Unterschneidung der rechtsufrigen Terrassen geführt hat. Ungefähr die Mitte zwischen beiden Begrenzungslinien hält nun der Kleine Wagram, der die jüngstpleistozäne Praterterrasse von den verschiedenen höheren Terrassen trennt. Auf weite Strecken ist er aber nur der Abfall der Gänserndorfer Terrasse allein, die im Raum nördlich des Kleinen Wagram eine dominierende Stellung einnimmt.

Während die auf die Donau zurückgehenden Leitlinien W—O verlaufen, sind die NO—SW-streichenden Querlinien tektonischen Ursprungs. Das Wiener Becken als äußerst labiler Teil des Alpen- und Karpatenbogens hat mannigfache Aufwölbungen, Absenkungen und Verstellungen erlebt, die zum Teil sogar noch in das Postglazial weiterwirken. Unabhängig von den Erkenntnissen, die aus den zahlreichen Bohrungen gewonnen wurden, ermöglicht bereits das Studium der heutigen Oberfläche ein klares Bild. Die von W nach O vorgebauten einheitlichen Schotterfächer wurden in der Querrichtung in einzelne Schollen zerstückelt, deren Sprunghöhen denen echter Terrassenränder entsprechen.

Die gitterförmige Anordnung aller dieser Linien zerlegt somit das Marchfeld in Teillandschaften, die in der unten angeführten Reihenfolge kurz behandelt werden sollen:

Terrassen nördlich des Kleinen Wagrams

Terrassengruppe östlich des Bisamberges

Gänserndorfer Terrasse mit (tektonisch) abgesenkten Teilstücken

Schloßhofer Platte

Tallesbrunner Platte (mit den Erosionsterrassenresten am Großen Wagram)

Praterterrasse (südlich des Kleinen Wagram)

Nördlicher Teil mit erhaltenen pleistozänen Deckschichten

Südlicher Teil = Zone der rezenten Mäander

Marchniederung

Höheres Niveau

eigentliche Niederung.

Die Beschreibung der

Terrassengruppe östlich des Bisamberges

kann sehr kurz gehalten werden, weil darüber bereits eine Zusammenfassung von Fink und Majdan (1954) vorliegt (dort auch Kartenskizze im Maßstab 1:50.000). Geologisch ist dieser Raum ebenfalls erschöpfend von Grill (Geol. Karte von Wien 1:75.000, ausgegeben 1952) behandelt.

Die Erhaltung der treppenförmig ansteigenden Terrassen ist der Lage im Stromschatten des Bisamberges, der die Westgrenze des Marchfeldes bildet, zu danken. Das Herrenholz als höchstes Niveau ist bereits von allen Seiten durch die Solifluktion stark angenagt. Die nächst tiefere Wienerbergterrasse ist im Gegensatz zu der kleinen Erosionsrestfläche des Herrenholzes schon eine deutlich ausgebildete, ebene Schotterflur, nicht überläßt und trägt daher

sehr dürrtigen Boden, der schon ähnlich dem auf der Gänserndorfer Terrasse ist (siehe unten). Nur an einer Stelle liegen in einem stark verwachsenen Aufschluß (Punkt 20 bei Fink und Majdan) über den durch Eisenhydroxyd stark verfärbten, kryoturbat gelagerten groben Quarzschottern kleine Nester aus reinem Kalkmehl, die stark an analoge Bildungen südlich der Donau erinnern: Rudolfsziegelöfen am Laaerberg (Wien XI), Ziegelwerk an der Triesterstraße, Wienerberg (Wien X) und Hungerberg (Wien XIX). Nur als Sporn im O und als kleine Rückfallskuppe im S des Herrenholzes ist die folgende Arsenalterrasse erhalten. Aufschlüsse fehlen, die gesicherte Vergleiche mit S der Donau zulassen würden. Die nächst tiefere Schotterflur hingegen beherrscht das Landschaftsbild. Grill (1949) hat diese Terrasse als „Höhere Terrasse westl. Seyring“ bezeichnet, Fink und Majdan haben diesen Namen übernommen, da keine Möglichkeit besteht, aus diesem Raum einen treffenden Flur- oder Ortsnamen heranzuziehen¹⁾. Man wäre versucht, die brettebene Aufschüttung dieser Terrasse nicht aus der Enge des Donaudurchbruches zwischen Bisamberg und Kahlenberg abzuleiten, sondern sie mit den vier Sätteln des Bisamberges zwischen Hagenbrunn und Enzersfeld in Verbindung zu bringen, deren beide äußere etwas tiefer als die beiden inneren sind. Neueste Kartierungen in diesem Raum haben aber die Feststellung Finks und Majdans (Seite 227) erhärtet, wonach die ausgedehnten Solifluktionsschutfächer — besonders der beiden inneren Sättel — und das Fehlen jeglichen Schotters die fluviatile Entstehung aller vier Sättel ausschließt.

Ein besonderes Problem dieser Teillandschaft stellt die Entstehung des den Ostrand des Bisamberges und einen Teil des Großen Wagrams begleitenden Abzuggrabens dar, eine schotterfreie Tiefenlinie, welche die Höhere Terrasse westlich Seyring dadurch auf drei Seiten isoliert. Im Abzugsgraben finden sich vorwiegend vergleyte Böden, die Vorflut ist sehr gering, so daß auch für die flachen Hänge um Enzersfeld große Meliorierungen erforderlich wurden.

Der südliche Teil der Terrassen um das Herrenholz ist überlöst. Größtenteils ist es ein umgelagerter, parautochthoner Löß, der zum Teil solifluidal gewandert war, wobei die oberste Schotterhaut mit Resten einer Verlehmungszone mit aufgearbeitet und girlandenförmig in den Löß eingewürgt wurde. Diese Form der Kryoturbation, in der vorwiegend Feinmaterial (Mauersand) und nur vereinzelt Schotter auftreten, wurde der technischen Nomenklatur angepaßt und als „Maurer“ bezeichnet. Der Maurer findet sich immer in Hanglage, wobei bereits eine geringe Neigung zu seiner Bildung genügt. So kommt es, daß der Maurer bis in den Raum nördl. Gerasdorf in den zahlreichen, in den Rand des Kleinen Wagrams eingesenkten Schottergruben nachzuweisen ist. Um das Herrenholz ist er besonders gut in den beiden großen Schottergruben östl. des Rendezvous (siehe Wegbeschreibung) aufgeschlossen. Die Nordgrenze des Maurer ist ziemlich scharf. Auffallend ist, daß der steile Abfall

¹⁾ In dieser Arbeit werden die von Grill (1949) — nur für den Raum nördlich der Donau gedachten — Bezeichnungen Höhere und Tiefere Terrasse westlich Seyring verwendet. Bei Fink und Majdan (1954) war auch der Raum südlich der Donau behandelt worden und daher eine Parallelisierung erforderlich gewesen. Dort ist die Simmeringer Terrasse der Tieferen Terrasse westlich Seyring gleichgestellt und die Stadterrasse (die aus der alten Zusammenfassung „Stadt- und Simmeringer Terrasse“ als eigene Einheit herausgeschält wurde) der Gänserndorfer Terrasse korrelat.

nordwestl. Stammersdorf und nördlich Strebersdorf keinen Maurer, sondern schon primären Löß trägt, in dem mehrere fossile Böden eingelagert sind (vgl. unten). Von einer Terrassentreppe kann am Südabfall aber infolge der starken Unterschneidung nicht gesprochen werden und deshalb sind die mehrgegliederten Lößprofile dieses Raumes auch nicht morphologisch datierbar.

Der Rand der Höheren gegen die „Tiefere Terrasse westlich Seyring“, der nahe dem Kleinen Wagram noch rund 10 m beträgt, verliert sich gegen N, so daß beide Schotterkörper ineinander übergehen (siehe auch Wegbeschreibung). Auch der Abfall der Tieferen Terrasse gegen die Gänserndorfer Terrasse ist nicht ganz so scharf, da viele Dellen ihn unterbrechen und auflösen. Die pultartige, tektonisch bedingte Absenkung der Gänserndorfer Terrasse (bis in das Praterterrassenniveau westlich Deutsch-Wagram) wird am besten am Kleinen Wagram selbst studiert, wo die normale Sprunghöhe von 6—8 m nördlich Gerasdorf allmählich abnimmt und im Stallinger Feld im Praterterrassenniveau sich verliert.

Die Böden dieser Teillandschaft sind ebenso wie alle anderen des Marchfeldes substratgebunden; verstärkend wirkte sich hier Relief und Höhenlage aus. Besonders die absolute Höhe ist für die Ausbildung der Bodentypen (im ganzen österreichischen Trockengebiet) von großer Bedeutung. Aus vielen Einzelbeobachtungen möchte ich ableiten, daß etwa mit der 200 m Isohypse der Wechsel von Tschernosom zu Braunerde zusammenfällt. Sofern nicht anthropogene Störungen und Erosion den (ursprünglichen) Boden zerstört haben, kann diese Anordnung beobachtet werden. Auch für den nördlich des Marchfeldes anschließenden Bereich des tertiären Hügellandes gilt diese Feststellung ebenso wie für den engeren Raum des Stadtgebietes, wo derzeit durch die vielen Baugruben diese Gesetzmäßigkeit gut zu beobachten ist.

So trägt auch der höchste Teil der Terrassentreppe — das eigentliche Herrenholz — keinen Tschernosom, sondern einen braunen Boden. Doch scheint hier eine gewisse Weiterentwicklung über die Braunerde hinaus bereits vorzuliegen:

- 0·1 m humoser bis schwach humoser, milder Lehm, auflagernd schwache Förmaschichte durch Eichenwald
 - 0·4 m intensiv braun gefärbter, im obersten Teil noch etwas humoser milder Lehm, blockige Struktur, die einzelnen Aggregate mit auffallenden karmesinrot gefärbten Häutchen (coatings) überzogen, kalkfrei
- scharfer Übergang in hellen, kalkreichsten Pannonsand (der einen allfälligen Ca-Horizont verwischt).

Die im Dünnschliff als petpisiertes Eisen erkennbaren coatings — vermutlich durch die starke Gerbsäurewirkung der Eichenwurzeln hervorgerufen — lassen hier somit keine Zuordnung zur Braunerde mehr zu, andererseits fehlen manche Merkmale eines Braunlehmes. Es wird hier vermutlich eine Zwischenform vorliegen.

Die (oben genannten) Braunerden der höheren Teile des Weinviertels hingegen sind echte Braunerden, durchgehend ist das Lößgefüge erhalten, lediglich eine Oxydation am Platz hat die sepiabraune Färbung bewirkt.

Rund um das (Wäldchen) des Herrenholzes schließen dann Tschernosome und — bei steileren Lagen — Rohböden an. Auch Übergänge zu verbräunten Formen können, insbesondere an Stellen, wo eine Verdickung des Bodenprofils vorliegt, beobachtet werden. Es wurde schon bei der Wegbeschreibung darauf hingewiesen, daß hier kolluviale Umlagerungen beteiligt sind.

Dort, wo der primäre und kolluviale Löß auf den verschiedenen Schottern

fehlt, ist einheitlich ein brauner, typisch gefärbter Flugsand (10 YR 3/3) mit einer mittleren Mächtigkeit von einem halben Meter den Schottern aufgelagert. Seine Hauptverbreitung liegt weiter östlich im Bereich der Gänserndorfer Terrasse, wo er auch näher besprochen werden soll. Auch die aus ihm hervorgegangen, immer morphologisch gleichen Böden werden in diesem (nächsten) Abschnitt behandelt. Dieser braune, kalkfreie Flugsand hat den Arbeitsbegriff „Älterer Flugsand“ erhalten.

Die Gänserndorfer Terrasse

ist neben der Praterterrasse das dominierende Element des Marchfeldes. Zahlreiche, besonders am Rand des Kleinen Wagram vorhandene Schottergruben lassen ebenso wie solche inmitten der Terrasse ein klares Bild ihrer Genese zu.

Durch NNO—SSW verlaufende Bruchlinien des Untergrundes, welche die Quartärschichten zum Teil als Bruch, zum Teil aber nur als Verbiegung widerspiegeln, sind Teile der (einheitlich durchgehenden) Gänserndorfer Terrasse versenkt und liegen heute im Niveau der Praterterrasse (vgl. Abb. 3).

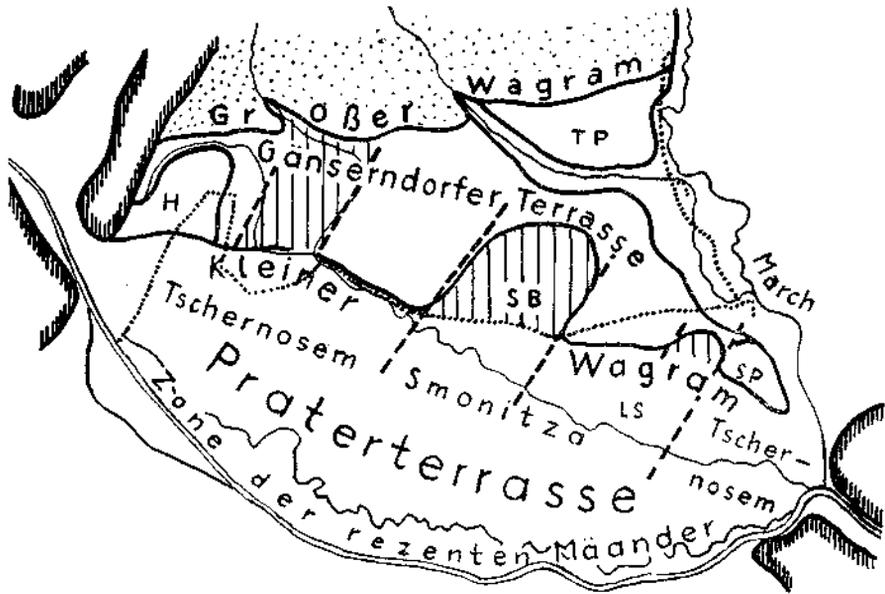


Abb. 3.

..... Fahrtstrecke; eng schraffiert: Beckenränder; punktiert: geschlossenes Lößgebiet; strichliert: Bruchlinien; weit schraffiert: abgesenkte Teilstücke der Gänserndorfer Terrasse; SB: Siebenbrunner Bucht; SP: Schloßhofer Platte; TP: Tallesbrunner Platte; LS: Lasseer Wanne; H: höhere Terrassen um das Herrenholz.

Während in dem abgesenkten Teil zwischen Abzuggraben und Rußbach eine pultartige Einsenkung vorliegt, ist die Siebenbrunner Bucht horizontal abgesenkt, ebenso (die kleinere) Einbuchtung westlich Breitensee. Im westlichen Senkungsstück liegen nördlich und westlich des Reuhofes mehrere Schottergruben, welche die Gänserndorfer Terrasse in ihrer typischen Ausbildung zeigen (vgl. Punkte 43 und 44 bei Fink und Majdan). Im Bereich der

Siebenbrunner Bucht gelingt der Nachweis der versenkten Gänserndorfer Terrasse nicht so leicht. Im vorderen (südlichen) Teil haben die Deckschichten und auch die Schotter den Habitus der Praterterrasse, nur im hinteren, eigentlichen Teil der Bucht scheinen unter den großen Massen aus Älterem Flugsand auch braunverfärbte Schotter zu liegen, wie sie für die Gänserndorfer Terrasse bezeichnend sind.

Von allen Rändern der Gänserndorfer Terrasse, sei es nun gegen die Praterterrasse, sei es aber auch gegen die versenkten Teilstücke, ziehen Dellen herab, die teilweise sehr weit in die Terrasse zurückgreifen. Die Absenkung der einzelnen Teilstücke fällt somit noch in die Kaltzeit, in der die Praterterrasse akkumuliert wurde.

Die Mächtigkeit der Schotter kann mit rund 10 m angegeben werden. Ganz im N, gegen den großen Wagram mit seinen Spornen zu, wird die Schotterdecke etwas dünner. Die Schotter einiger Gruben bei Bockfließ und südlich von Großebersdorf sind von Grill bereits als Tertiar angesprochen worden. Beim Aufbau der Terrasse überwiegt Schotter weitaus, die Feinlagen, meist als brauner grober Sand ausgebildet, sind nur im Raum von Schönfeld weiter verbreitet, ansonst nur lokale Linsen oder Lagen.

Die Längsgliederung der Gänserndorfer Terrasse ist durch deren Deckschichten gegeben: Ganz im N liegt der Bereich, in dem kolluviale, zum Teil auch äolisch herangebrachte Löss, mitunter auch Kalksande, dem Terrassenschotter aufliegen. Im Mittelteil folgt der ausschließlich mit Älterem Flugsand bedeckte Teil und ganz im S, gegen den kleinen Wagram, folgt Löß (im folgenden als Randlöß bezeichnet). Die pedologische Karte (Tafel VIII) veranschaulicht, daß besonders der mittlere, mit Älterem Flugsand bedeckte Teil den größten Raum einnimmt²⁾.

Der Schotter geht aber ungehindert der verschiedenen Deckschichten in gleicher charakteristischer Ausbildung durch: Jeder Aufschluß dieser Terrasse zeigt deutliche Spuren kaltzeitlicher Überprägung, entweder in Form durchgehender Kryoturbationen oder als isolierte (mächtige) Taschen. Die Tiefe aller Frosterscheinungen reicht 3,0—3,5 m unter Schotteroberkante, darunter folgen die ungestörten, normal fluviatil kreuzgeschichteten Schotter, in denen ebenso wie im (ursprünglichen) Terrassenkörper Feinlagen sehr zurücktreten. Auffallend ist die starke Verfärbung der Schotter durch Eisen- und Manganhydroxyd, wodurch die Frostverwürgungen besonders hervortreten. Die mächtige — in Mitteleuropa in dieser Klarheit wohl einmalige — Kryoturbationszone schließt oben im N mit einem horizontalen Schotterschleier von 0,1—0,2 m Mächtigkeit ab, dessen zeitliche und genetische Stellung für die ganze Terrasse sehr wichtig ist. Über dem horizontalen Schotterschleier folgen die bereits oben angeführten Deckschichten.

Abb. 4 vermittelt ein idealisiertes Profil der Gänserndorfer Terrasse, auf der Kenntnis vieler Aufschlüsse basierend. Immer sind es folgende Beobachtungen, welche besonders herausgestellt werden müssen: 1. In der Kryoturbationszone ist ein fossiler Boden — farbmäßig vom Typus einer Verlehmungszone mit unterlagerndem Ca-Horizont — eingewürgt (vgl. auch Abb. 2). 2. Die breiten Taschen der Kryoturbationszone sind mit braunem, sandig—grobsandigem Material ausgefüllt, welches mengenmäßig weit mehr ist, als was in Form

²⁾ Die Namen „Älterer Flugsand“ und „Jüngerer Flugsand“ (siehe unten) sind Arbeitsbegriffe, die noch auf Prof. Dr. A. Till (mündliche Mitteilung) zurückgehen.

dünnen Linsen und Lagen im (ungestörten) Schotterkörper anzutreffen ist. 3. Nicht in allen, aber in einigen Aufschlüssen sind kleine Eiskeile, wieder mit braunem Sand gefüllt, zum Teil in die Kryoturbationszone eingesenkt, wobei diese ebenso wie die normalen großen Frosttaschen vom horizontalen Schotterschleier abgeschlossen werden (vgl. hierzu auch eine Schottergrube, die zwar bereits im Bereich der Höheren Terrasse westlich Seyring liegt — Punkt 33 bei Fink und Majdan —, dennoch ganz den „Typus“ der Gänserndorfer Terrasse zeigt). 4. Der horizontale Schotterschleier liegt eben, doch dort, wo in den Aufschlüssen eine Delle angeschnitten ist, läßt sich sein Hineinziehen in die Hohlform und seine Verdickung gegen die Mulde zu erkennen. (Wieder liegt das vielleicht beste Beispiel nicht mehr auf der Gänserndorfer, sondern schon auf der Tieferen Terrasse westlich Seyring: Punkt 37 bei Fink und Majdan gibt jene Grube an, in der die Tiefere Terrasse vom Kleinen Wagram abstößt.)

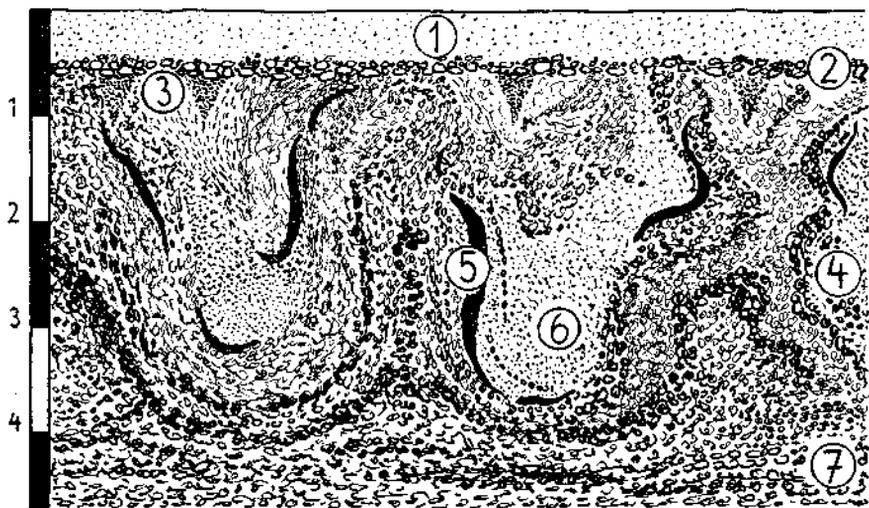


Abb. 4. Idealisierter Schnitt durch die Gänserndorfer Terrasse.

- 1 Deckschichten (Randlöß oder Älterer Flugsand oder kolluviales Material)
- 2 horizontaler Schotterschleier
- 3 kleine Eiskeile, gefüllt mit braunem Sand
- 4 Kryoturbationszone
- 5 eingewürgter fossiler Boden
- 6 brauner Sand als Füllmaterial der Taschen
- 7 basaler ungestörter Schotter

Aus Raummangel kann hier nicht auf alle Aufschlüsse, aus denen das in Abb. 2 gewonnene Bild und obige Beobachtungspunkte rekrutieren, eingegangen werden. Zum speziellen Studium sei deshalb auf folgende wichtigen Aufschlüsse verwiesen:

Randlößzone: Schottergrube Deutsch-Wagram (siehe Wegbeschreibung); Grube zwischen Lasee und Schönfeld am Kleinen Wagram.

Mittlerer, flugsandbedeckter Teil: Schottergruben nordwestlich Reuhof (siehe oben); westlich Reuhof an der Straße nach Seyring (verfallene) Grube 1 km nördlich Siedichfür an der Straße Markgrafneusiedl—Gänserndorf (sehr

starker fossiler Boden!); Schottergrube Untersiebenbrunn (siehe Wegbeschreibung und Abb. 2); hier fehlt der Randlöß, der zu erwarten wäre.

Nördlicher Teil, meist mit kolluvialen Deckschichten: Schottergrube nordwestlich des Gutes Zuckermantel, südlich vom roten Kreuz (hier tritt der kolluviale Charakter der Deckschichten besonders gut hervor); Schottergrube südöstlich Stripfing (am Abfall gegen den Weidenbach).

Quartärgeologisch besonders wichtig ist auch die Beziehung der Deckschichten der Gänserndorfer Terrasse zueinander. In den Aufschlüssen nordwestlich des Reuhofes liegt unter Älterem Flugsand ein schmaler, 0,1—0,2 m mächtiger Löß auf dem Schotter (vielleicht bereits kolluvial?). Eine ähnliche Lagerung ist auch in einer Schottergrube nördlich Deutsch-Wagram (Punkt 45 bei Fink und Majdan) zu beobachten. Bei vielen Bodeneinschlägen an der Grenze vom nördlichen zum mittleren Teil konnte ein allmählicher Übergang festgestellt werden. Exakte Beweise für scharfe Abgrenzung und daraus resultierende zeitliche Angabe fehlen. Die Sedimentation der drei Substrate scheint zeitlich nicht weit auseinanderzuliegen.

Diese durch die Deckschichten gegebene Dreigliederung hat für die typologische Stellung der (rezent) Böden entscheidende Bedeutung: Die Randlöße sind fast ganz — infolge ihrer geringen Dicke — zu Tschernosemen umgeprägt. Auch die (meist) kolluvialen, kalkhaltigen Deckschichten des nördlichen Teiles tragen diesen Bodentyp. Mit Annäherung (besonders von N) an den Älteren Flugsand stellen sich hingegen Mischböden zwischen Tschernosem und dem Boden auf Älterem Flugsand ein.

Diese haben noch nicht ganz die typischen Farbwerte der Böden auf Älterem Flugsand, haben auch noch einen stark kalkhaltigen C-Horizont (zum Teil über 20% CaCO_3), die oberen Horizonte sind jedoch kalkarm. Der morphologische Aufbau entspricht einem Tschernosem, durchschnittliche Mächtigkeit 0,5 m. Auffallend — ein Hauptmerkmal des Überganges — die schlechte Strukturierung. Bodenartlich lehmiger Sand.

Auf dem Älteren Flugsand, der mit durchschnittlicher Mächtigkeit von 0,4 m dem Schotter(schleier) aufliegt, ist folgender Boden anzutreffen:

Keine Gliederung in Horizonte, lediglich die beackerte Krume zeigt eine Aufhellung. Humusmenge um 1,5%, durch das ganze Profil durchgehend. Kalkfrei in allen Horizonten (basal im Schotter kann ein starker Kalkanreicherungshorizont liegen, doch ist der zum Teil auch dem fossilen, eingewürgten Boden zuzuschreiben). Farbe 10 YR 3/3, seltener bis 4/3. Keine Strukturierung, Einzelkorngefüge, dennoch auffallend starke Kohärenz der Sand- und Grobsandkörner, dadurch bodenartlich lehmiger bis teilweise sogar stark lehmiger Sand.

Franz (1955) hat diesen Boden (zusammen mit anderen des österreichischen Trockengebietes) als Paratschernosem bezeichnet, in Anlehnung an die Definition von Kubiena (1953). Ich selbst habe ihn bisher — Fink (1953) lediglich „Ortsboden auf Älterem Flugsand“ genannt und möchte auch heute noch — obwohl die weite Verbreitung des Substrates und damit dieses Bodens mir selbst nicht unbekannt ist — einen streng genetischen Begriff vorläufig vermeiden, denn 1. kennen wir den echten Paratschernosem der russischen Landschaft nicht; 2. trifft die Beschreibung von Kubiena (1953) nur teilweise zu (vgl. die Übergangsformen mit kalkreichstem Muttergestein); 3. fehlen ausreichende chemische Analysen; und 4. liegen mancherorts — so in der Siebenbrunner Bucht — „Paratschernoseme“ von einer Mächtigkeit bis zu 2 m unverändert in Farbe (und Humus?). Das Problem bietet sich somit folgend dar: Entweder sind die Flugsande primär braun umkrustet abgesetzt worden und die (rezent) Böden auf ihnen stellen echte Ortsböden dar —

oder die Eisenfreistellung wurde erst durch pedogenetische Prozesse an Ort und Stelle bewirkt. Auf Grund der Schwermineraluntersuchungen von E. Frasl (siehe unten) ergibt sich, daß die Flugsande ziemlich Übereinstimmung mit den Sanden innerhalb der Gänserndorfer Terrasse (Sandlagen im Schotterkörper und auch Füllmaterial der Taschen und Eiskeile) aufweisen.

Die Großgliederung der (Böden und) Deckschichten auf der Gänserndorfer Terrasse erfährt bei genauerer Aufnahme eine weitere Differenzierung. Wie aus der pedologischen Karte zu ersehen ist, sind folgende äolische Bildungen auf dieser Terrasse und dem im O anschließenden Höheren Niveau der Marchniederung anzutreffen:

1. Die kolluvialen — zum Teil äolischen Deckschichten des nördlichen Teiles.

a) Die aus ihnen hervorgegangenen Dünen, bestehend aus feinem, hellgelben schluffigen Sand, zum Teil kalkreich; besonders mächtig im Sandberg südlich Oberweiden entwickelt, aber auch südlich Gänserndorf und um das Gut Zuckermantel an mehreren Stellen — dort vor allem mobilisiert durch die intensive Ackerung — anzutreffen.

2. Der Ältere Flugsand, als geschlossene Decke rund 0·5 m mächtig.

a) Die aus ihm hervorgegangenen rezenten Dünen, über den ganzen mittleren Teil der Gänserndorfer Terrasse (und die abgesenkten Teilstücke) verteilt. Grund für die Mobilisierung wieder der Mensch, vor allem die großen Schafweiden der vergangenen Jahrhunderte. Große Teile der Dünen der Weikendorfer Remise und der Siebenbrunner Bucht scheinen aber schon primäre Zusammenschoppungen zu sein. Heute stocken auf den rezenten mobilen Stellen fast durchwegs Schwarzkiefern, teils Maria Theresianische Anlage, zum Teil junge Aufforstungen.

3. Marchflugsand, direkt ableitbar aus den Marchsandten, insbesondere aus dem Raum von Marchegg. Den Abfall der Gänserndorfer Terrasse verkleidend und zum Teil auf sie hinaufreichend. Äußerlich ziemlich gleich dem älteren Flugsand, aber sicher jünger (vgl. Beschreibung Sandgrube Marchegg). Stellen nur eine relativ lokale Erscheinung dar.

Einen wertvollen Beitrag zur Frage der einzelnen Flugsande stellen die Schwermineraluntersuchungen von E. Frasl dar, welche nachfolgend beigegeben sind.

Die Schloßhofer Platte

fällt innerhalb der Terrassen nördlich der Kleinen Wagram höhen- und mächtigkeitsmäßig heraus. Auch andere Unterschiede bestehen. So zeigen die Böden eine kleine Abweichung gegenüber denen auf Älterem Flugsand, indem sie einheitlich intensiver gefärbt sind (7·5 YR 3/2), was darauf zurückzuführen sein dürfte, daß im und auf dem Schotter eine kräftige Verlehmungszone liegt, die hier den Flugsand (und den rezenten Boden) verfärbt hat. Die Mächtigkeit des Bodens sowie seine übrigen Eigenschaften sind gleich denen auf dem Mittelteil der Gänserndorfer Terrasse. Der horizontale Schotterschleier ist nicht so deutlich, die Kryoturbationen sind vorhanden, doch bezüglich Tiefe und Verbreitung herrscht nicht die Gesetzmäßigkeit wie auf der Gänserndorfer Terrasse. Die Ränder der Schloßhofer Platte sind ferner stärker zerdellt als jene der Gänserndorfer Terrasse, denn es sind kräftige, zwar kürzere, aber verästelte Talbildungen, während im anderen Fall mitunter lange, aber immer unverzweigt, senkrecht zum Rand liegende Dellen auftreten.

Der größte Unterschied besteht aber in der anderen Höhe und Mächtigkeit. Die wirklich brettebene Oberkante liegt in rund 170 m, der Tertiärsockel hingegen um 155 m. Deshalb treten am südlichen Unterhang zahlreiche Quellen aus (vgl. die Namen Großenbrunn, Bründlacker usw.), wobei Grill nachgewiesen hat, daß das Einzugsgebiet der nach allen Seiten steil abfallenden Platte nicht ausreicht, die mitunter sehr kräftigen Quellen (so die drei Teiche bei Großenbrunn, von wo Schloßhof mit Wasser versorgt wird) zu speisen. Grill vermutet daher zusätzliches gespanntes Grundwasser, das entlang der Brüche, die das Tertiär unterhalb der Schotterkappe versetzen, zu Tage tritt (mündliche Mitteilung).

Der 15 m mächtige Schotterkörper entspricht daher weder dem der Gänserndorfer noch einer der beiden Terrassen westlich Seyring. Einer Verschmelzung der beiden Terrassen hingegen könnte er unter Umständen gleichgesetzt werden. Für eine Zuordnung zu höheren Einheiten — Arsenalterrasse usw. — scheint der Schotterkörper typologisch (und auch höhenmäßig) nicht gut geeignet. Die im Gange befindliche Detailkartierung von H. Majdan südlich der Donau wird auch darüber Klarheit bringen, inwieweit die Aufgliederung zwischen Gänserndorfer- und Arsenalterrasse, wie sie im Wiener Raum in 2 Elemente erfolgt, über weite Strecken Gültigkeit hat und wie diesen (weit größeren Fluren) die Schloßhofer Platte zugeteilt werden kann. Auch die Aufnahme der (stark zertalten) Terrassenreste jenseits der March wäre erforderlich.

An der dreieckigen Gestalt der Schloßhofer Platte haben March und Donau einerseits und tektonische Verstellungen andererseits Anteil: Der S-Rand ist das Werk der starken Lateralunterschneidung durch die Donau und damit die normale Fortsetzung des Kleinen Wagrams. Der NW-schauende Rand fällt mit der großen Bruchlinie zusammen, welche die Lasseer Wanne im O begrenzt. Man weiß daher nicht, ob es sich bei dem Verbindungstück zwischen Gänserndorfer Terrasse und Schloßhofer Platte (nördlich Breitensee) um die Fortsetzung ersterer oder um ein abgesenktes Stück letzterer handelt.

Am O-Rand könnte theoretisch der Übergang von den zwei Marchniveaus (siehe unten) zu den beiden der Praterterrasse gesucht werden. Praktisch ist aber dieser Rand so stark erosiv und auch tektonisch überarbeitet, daß durchziehende Terrassenleisten nicht vorhanden sind. Die weiter unten folgende Parallelisierung kann daher nicht geländemäßig nachgeprüft werden.

Im Gegensatz zu den Akkumulationsterrassen des Marchfeldes sind die

Ränder des Weinviertler Hügellandes

durch eine Reihe von Erosionsniveaus gekennzeichnet, wobei die einzelnen Ebenheiten gegen O immer breiter und markanter werden. Besonders entlang der Sporne, die durch den schräg ausmündenden Rußbach und Weidenbach am Großen Wagram entstanden sind, läßt sich in einem parallel dazu verlaufenden NW—SO-Schnitt diese Treppung besonders gut nachweisen. Es wäre nun ein leichtes, die einzelnen Terrassen(reste) mit den Oberkanten der verschiedenen Akkumulationsterrassen des Wiener Raumes zu korrelieren. Doch sind die Beziehungen äußerst problematisch. Über dem getrepten Rand des Großen Wagrams liegen hingegen weit ausgedehnte Niveaus in rund 250 und 280 m, welche mit vorpleistozänen Formen nördlich des Tullner Feldes parallelisiert werden können.

Innerhalb des Dreiecks Weidenbach—March—Großer Wagram schiebt sich schließlich die

Tallesbrunner Platte

als reine Erosionsterrasse, völlig frei von Schottern, modelliert aus paانونen Sanden, ein. Die Tallesbrunner Platte kann in eine Hauptflur und ein (flächenmäßig) weit kleineres, sehr verschwommenes höheres Niveau gegliedert werden. Von der Hauptflur greifen fingerförmig weite flache Mulden in das nur 8—10 m höhere Niveau ein, isolieren es sogar an einer Stelle, westlich der Schafflerhofes, zu einem Inselberg. Gegen den Großen Wagram zu erkennt man, daß dieses höhere Niveau der eigentliche Beginn (undeutlichen) oben erwähnten Terrassentreppe ist.

Besonders wichtig sind die Verhältnisse nördlich Mannersdorf, wo unmittelbar hinter der Ortschaft das höhere Niveau beginnt. Auf diesem liegt bereits eine dicke Lößdecke (während die Hauptflur meistens nur eine dünne Haut trägt — siehe unten), in der an mehreren Stellen eine Verlehmungszone eingelagert ist. Sie dürfte wohl jener des Stillfrieder Komplexes entsprechen (die Aufschlüsse von Stillfried liegen Luftlinie nur 1 km entfernt), sie ist aber von geringerer Bedeutung, da sie terrassenmäßig schon zu „hoch“ liegt. Wir gehen nämlich nicht fehl, die Hauptflur der Tallesbrunner Platte der Gänserndorfer Terrasse gleichzusetzen, wodurch das höhere Niveau schon der Tieferen Terrasse westlich Seyring entsprechen müßte. Auf diesem ist das Auftreten fossiler Böden keine Besonderheit, wohl aber ist jeder Bodenrest auf der Gänserndorfer Terrasse und damit der Hauptflur der Tallesbrunner Platte zu beachten. Nun sind auf der Hauptflur keine fossilen Böden bisher festgestellt worden. Vielleicht liegen doch großflächige Abtragungen (auch eines allfällig dort vorhandenen Schotters) vor, aus denen auch die ganz wenig tiefere Lage der Oberkante gegenüber jener der Gänserndorfer Terrasse erklärt werden könnte.

Der Abfall der Hauptflur gegen die Marchniederung ist sehr verschwommen, wieder greifen breite Mulden ein, nur zwischen Angern und Mannersdorf wird er durch die (rezente) Unterschneidung der March etwas markanter. Seine Sprunghöhe aber bleibt dennoch etwas hinter der des normalen Kleinen Wagram zurück.

Die ebenen Flächen der Tallesbrunner Platte (Hauptflur) tragen Tschernoseme von einer mittleren Mächtigkeit um 0,6 m. Nur vereinzelt ist zwischen dem gelben Pannonsand und dem A-Horizont der Böden eine ganz dünne Lößhaut erkennbar, die sonst in die Bodenbildung einbezogen ist. Es handelt sich dabei um lokal äolisch aufgearbeitetes Tertiär. Die Mulden (zu und von der Hauptflur) tragen vergleyte Formen, Kulluvien und Smonitz. Im höheren Niveau liegen in ebener Lage noch Tschernoseme, gegen den Großen Wagram zu werden es immer mehr Rohböden und Kolluvien, den Hanglagen entsprechend. Über dem Großen Wagram, im Bereich der vorpleistozänen Niveaus, sind ausgedehnt Braunerden unter lichtem Eichenwald vorhanden.

Schon bei der Besprechung der Schloßhofer Platte wurde darauf hingewiesen, daß die Verhältnisse an der

March

nicht völlig gleich denen im donauseitigen Teil des Marchfeldes sind. Es liegen zwei Niveaus vor, wobei das höhere (im folgenden „Höheres Niveau“ genannt) sich rund 3—4 m über die eigentliche Marchniederung erhebt. Letztere befindet sich nahezu im Bereich des Flußwasserspiegels. Es ergibt

sich folgende Parallelisierung: Höheres Niveau... Praterterrasse (mit pleistozänen Deckschichten), eigentliche Marchniederung... Zone der rezenten Mäander.

Im Gegensatz zur Zone der rezenten Mäander liegen in der Marchniederung meist schwere bis schwerste, vergleyte und anmoorige Böden, die aus den Alluvionen der March, vor allem aus jenen des Weidenbaches entstanden sind. Smonitzta und Gleyauböden herrschen vor. Nur am unmittelbaren Ufersaum der March liegen neben braunen und grauen auch Rohauböden.

Quartärgeologisch wichtig ist bloß das Höhere Niveau, das auf Tafel VII von der Niederung durch eine punktierte Linie abgetrennt ist. Es wird zur Gänze von Sanden und Feinkiesen (der March) aufgebaut, die in einer Mächtigkeit von rund 8 m dem tertiären Untergrund (Tegel) aufliegen. Sicher bilden diese Sedimente auch den Sockel der eigentlichen Niederung, denn die Alluvionen dürften dort kaum mehr als 2 m betragen. Während die Donau also die Schotter der Praterterrasse akkumulierte, hat die March lediglich Feinmaterial in warvenähnlicher, rhythmischer Lagerung sedimentiert (vgl. Abb. 5 und 6). Das geringe Gefälle der March läßt auch verständlich erscheinen, warum im untersten Flußabschnitt nur mehr feineres Material sedimentiert werden konnte.

Die rhythmische Sedimentation schuf den oftmaligen Wechsel von 1–2 cm dicken Feinsandbändern zwischen 8–10 cm dicken grobsandigen, selten feinkiesigen Lagen. Auch innerhalb der größeren Lagen ist mitunter eine streifige Anordnung, eine gewisse Rhythmik der Sedimentation, zu erkennen; markant aber ist nur der Wechsel der Fein- und Grobsandlagen, insbesondere nach Zeiten stärkerer Durchfeuchtung, wenn die feinen, wasserspeichernden Sedimente sich dunkel abheben. Noch deutlicher wird der Unterschied in den hangenden Teilen des Schichtpaketes, wo färbende Substanzen des darüberliegenden Bodens in die Feinsandlagen eingewandert sind (vgl. folgende Profilbeschreibungen). Die Lagerung ist absolut horizontal, Störungen sind auf Nachsackungen zurückzuführen.

Im Bereich des Höheren Niveaus liegen mehrere Sandgruben, die vorzügliche Aufschlüsse darstellen. Die zwei wichtigsten sind in Abb. 5 und 6 festgehalten.

Abb. 5 gibt schematisch die Situation der Gemeindegrobnische Sandgrube Marchegg, 1 km südlich des Ortes am Weg zum Bahnhof, wieder. Dem Sand und Fein-

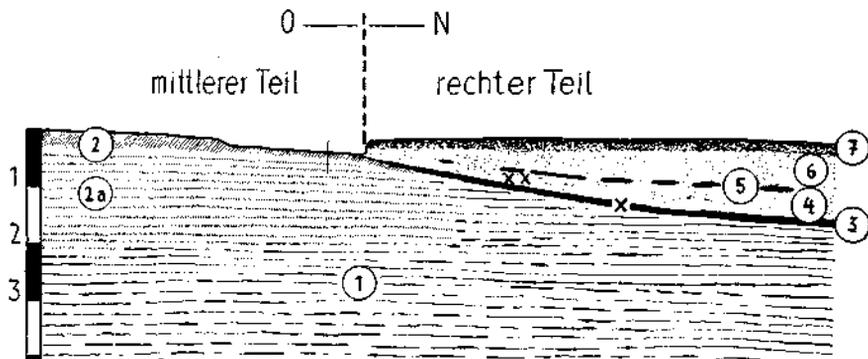


Abb. 5. Schematisiertes Profil der Sandgrube südl. Marchegg (Erklärung im Text).

kieskörper ist dort noch eine Düne vom Typus „March“ aufgesetzt, wodurch die Sprunghöhe zur eigentlichen Niederung etwas größer erscheint:

Der mittlere (nordschauende) Teil der hufeisenförmigen Abbauwand ist im linken Teil der Abb. 5 dargestellt. Die linke Abbauwand ist uninteressant, weil sie schon im Abfall zur Niederung liegt, die rechte (ostschauende) hingegen stellt den rechten Teil der Abb. 5 dar.

Der mittlere Teil der Abbauwand zeigt folgendes Profil: 3—4 m fluviatile Feinsedimente (1) in oben beschriebener rhythmischer Lagerung werden hangend durch eine Braunerde (2) abgeschlossen, wobei bis 2 m unter der Oberkante die Feinsandlagen die Braunfärbung des Bodens angenommen haben (2a). Die starke Wanderung der färbenden Substanzen (Fe durch Humus- und Gerbsäuren) ist an das fast tonfreie Substrat gebunden und eine Erscheinung, wie sie in Braunerdeprofilen aus Sand immer zu beobachten ist (vgl. Schönhal's (1953), Abb. 2 auf Tafel 1).

Die Braunerde ist durch den Abbau stark gestört, doch kann man im südlichsten Teil erkennen, daß ehemals die Düne auch diese bedeckt hat. Die Braunerde fällt mit 5—8° gegen W ein und wird bald durch ein 1—2 m mächtiges Anmoorband (3) abgelöst. Wichtig ist die Übergangsstelle von der Braunerde zum Anmoor:

Man kann feststellen, daß die Braunerde stark erosiv gestört, noch etwas unter das Anmoorband daruntergeht, daß aber — reliefbedingt — die westliche Grenze der Braunerde unmittelbar folgen muß, da auch die basalen braunen Bänder (2a) sehr rasch auslaufen. Das Anmoor hat die Braunerde randlich aufgezehrt, die eine Sandbank (?) innerhalb der Marchniederung bedeckt hatte.

Im rechten Teil des Aufschlusses ist das Anmoorband (3) sehr deutlich aufgeschlossen, jedoch wird es nie so mächtig, daß eine schichtweise Entnahme für Pollenuntersuchungen möglich geworden wäre! Von der mit einem Kreuz bezeichneten Stelle hat Brandtner die von ihm beschriebene Probe entnommen (siehe unten).

Über dem Anmoorband folgt der untere Teil einer Düne (4), darüber — die Düne etwa in der Mitte teilend — ein sehr stark aufgelöstes, aber noch als Strate verwertbares neuerliches Anmoorband (5), das aber bestenfalls 1 dm breit wird. Die Entnahmestelle in diesem Band liegt genau oberhalb der unteren.

Die Düne setzt nun in ihrem oberen Teil (6) unverändert fort und schließt hangend mit dem rezenten Boden (7) ab. Letzterer ist leider durch den Aushub stark gestört, doch scheint ein blasser Tschernosem vorzuliegen, wie er auch bei Fuchsenbigl auf Jüngerem Flugsand anzutreffen ist.

In der Mitte der Schicht (4) wurde bei unseren Untersuchungen von Majdan an einer Stelle (bezeichnet mit zwei Kreuzen) Holzkohlenreste, Tonscherben und Broncesplitter gefunden. Ein weiterer, nicht identifizierbarer Scherben lag unmittelbar über dem unteren Anmoorband (3) nahe der Entnahmestelle für die palynologische Untersuchung.

Die zeitliche Stellung von Braunerde zu Anmoor in Verbindung mit den Kulturresten wird aus dem zweiten Profil klar, welches in Abb. 6 dargestellt ist. Es handelt sich hierbei um eine zusammenfassende Darstellung der südlich Zwerndorf liegenden Sandgruben. Wieder liegt hier das Höhere Niveau — allerdings nur 2.5 m über der Niederung — vor:

Basal wieder die Feinsedimente (1) darüber die braunen Feinsandstreifen (2a), somit der ehemalige Unterboden der Braunerde, und darüber eine trotz leichtester Bodenart noch pechschwarze Smonitza, typisch in ihrem anmoorigen Geruch, von durchschnittlich 0.8—1 m Mächtigkeit.

Diese Smonitza stellt das Äquivalent zum Anmoorband (wohl dem unteren) von Marhegg dar und ist daher mit (3a) bezeichnet.

Der Aufschluß gewinnt dadurch an großer Bedeutung, daß an der Unterkante der Smonitza — und zwar immer nur an der Unterkante — eine große Zahl von Tonscherben aufgefunden wurden und noch gefunden werden können, die als Hallstatt C determinierbar sind. Über und unter dieser Bodenunterkante ist bisher kein Fund gemacht worden.

Der Siedlungsplatz — sicher auch damals an einer trockenen, höheren Stelle der breitverästelten March angelegt — mußte aus klimatischen Gründen aufgegeben werden, wie die Bildung der Smonitza beweist. Wir kommen

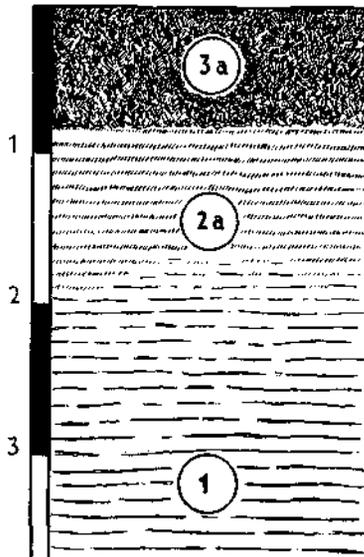


Abb. 6. Schematisches Profil der Sandgruben Zwerndorf (Erklärung im Text).

auf die hier beschriebenen Beobachtungstatsachen in der Zusammenfassung noch zurück.

Das zweite beherrschende Element des Marchfeldes ist die

Praterterrasse

Im Raum zwischen Kleinem Wagram und rechtsufrigem Steilrand der Donau liegt ein einheitlicher Schotterkörper; wie schon einleitend erwähnt, und in der schematischen Darstellung (Profil 6 bei Fink und Majdan) zu sehen ist, befindet sich der Sockel der Praterterrasse im Wiener Raum rund 8—10 m unter dem der Gänserndorfer Terrasse, so daß die Schotteroberkante der Praterterrasse generell noch etwas über den Fuß der Gänserndorfer Terrasse zu liegen kommt. Nirgends sind in dem weiten Aufschüttungsfeld Reste der Gänserndorfer oder einer älteren Terrasse erhalten geblieben, es war demnach eine gewaltige Ausräumung, welche in die Warmzeit zwischen Akkumulation der Gänserndorfer und jener der Praterterrasse fällt. In zahlreichen Schottergruben ist der Habitus der — immer unverfärbten — Schotter gut erkennbar und nirgends finden sich Anhaltspunkte, daß wenigstens umgelagerte Pakete höherer Schotterfluren vorhanden wären. An einer einzigen Stelle in einem kleinen Aufschluß zwischen Pframa und Eckartsau am Abfall zur „Zone der rezenten Mäander“ sind kleine Bänder von eisen- und manganverfärbten Schottern, die aber auch nicht die Annahme etwaiger älterer Reste gerechtfertigen. Solche Anfärbungen markieren jeweils eine bestimmte Grundwasserhöhe und können überall vorkommen — trotzdem ist es interessant, daß eben die Praterterrassenschotter nie solche Verfärbungen zeigen.

Die Schotteroberkante ist — abgesehen von dem noch unten beschriebenen Mikrorelief — eben, ihre Unterkante hingegen (großräumig gesehen) ge-

welt. Herr Dr. Grill hat eine Karte der Tertiäroberkante des Marchfeldes entworfen³⁾ und dabei insbesondere für den Bereich der Praterterrasse mächtige, einheitlich mit Schotter gefüllte Wannen nachweisen können, die dadurch entstanden, daß während der Akkumulation tektonische Absenkungen erfolgten. Diese Bewegungen führten einerseits zur stellenweisen Verdickung der Praterterrassenschotter, andererseits zu der schon erwähnten Absenkung ganzer Teile der Gänserndorfer Terrasse (vgl. Abb. 3). Da die Gänserndorfer Terrasse zur Zeit der Absenkung bereits voll ausgebildet war, ist der Hauptbetrag dieser Absenkung in die Zeit der Akkumulation der Praterterrasse zu stellen. Ein geringes Nachsinken, das infolge des kurzen Zeitraumes nur einen geringen Betrag ausmacht, ist auch für das Holozän anzunehmen (Begründung siehe unten).

Der unterste, über dem Tegel liegende Teil des Akkumulationspaketes besteht aus „Driftton“, einem schon seit Schaffer (1902) bekannten Sediment aus lettigem, auch feinsandigem Material, das vermutlich ortsnahe aufgearbeitetes Tertiär umfaßt. Darüber folgt der einheitliche Schotterkörper, der nur basal oft grobe Blöcke führt. Auf deren Bedeutung hat insbesondere K ü p p e r (1950, 1953) hingewiesen.

Auf Grund der Deckschichten läßt sich wieder eine Gliederung der Praterterrasse vornehmen, und zwar derart, daß der stromnahe Teil infolge einer (spätglazialen?) Erosion der Donau nicht mehr jene Deckschichten trägt, die im entfernteren Teil ungestört erhalten geblieben sind. Dieser stromnahe Teil ist die Zone der rezenten Mäander.

Der Abfall zu dieser, den wir den Kleinsten Wagram nennen können, ist morphologisch sehr undeutlich, da die Sprunghöhe nicht über die Reliefenergie des Mikroreliefs der Praterterrasse (rund 2 m) hinausgeht. Er ist aber durch die von vielen Stellen vorliegenden Bodenschätzungsergebnisse klar zu ziehen, da die grauen Auböden südlich um rund 20 Punkte niedriger als die nördlich davon liegenden Tschernoseme bewertet wurden. Die Wertminderung liegt aber nicht so sehr im Typ, sondern in der Bodenart: IS-Stiche der Mäanderzone gegenüber SL- bis sL-Stichen der „echten“ Praterterrasse. Der Abfall ist auch durch Hochwasseranrisse verwaschen, einwandfrei kalkzeitliche Hohlformen (Dellen) finden sich nirgends in den Rand eingesenkt⁴⁾. Der Verlauf des Kleinen Wagram ist auf Tafel VII punktiert angegeben, auf der pedologischen Karte (Tafel VIII) durch die Abgrenzung der Auböden gegen die Tschernoseme.

Innerhalb der Zone der rezenten Mäander finden wir ferner noch eine — allerdings rein pedologische — Grenze, deren Verlauf ich einer mündlichen Mitteilung von Herrn Dipl.-Ing. Stecker verdanke. Diese Grenze trennt die grauen von den Rohauböden ab, also von jenen Bodentypen, welche praktisch erst in Bildung begriffen sind, durch Hochwässer jedes Jahr überflutet werden und daher noch kein richtiges Bodenprofil ausbilden konnten. Obwohl innerhalb der ausgeprägten Auböden die grauen vorherrschen und

³⁾ Diese Karte geht weit über den Kenntnisstand 1932 hinaus, für den Stiny (Jb. d. Geol. B.-A.) in seiner Abb. 1 einen allgemeinen Überblick gegeben hatte.

⁴⁾ Diese negative Beobachtung muß festgehalten werden, weil im Tullner Feld, wo analoge Verhältnisse zu finden sind, neben typischen Hochwasseranrißstellen nur an einer Stelle — 200 m westlich Neustift im Felde — eine Hohlform liegt, die als Delle angesprochen werden muß. Ihre Existenz müßte beweisen, daß die Erosionsleistung, die zur Abhobelung der pleistozänen Deckschichten und zur Schaffung der Zone der rezenten Mäander geführt hat, noch zumindest in das Spätglazial fallen müßte.

braune mir überhaupt nicht bekannt sind, haben doch die meisten Auwälder — insbesondere ab Ort an der Donau — den Charakter einer Harten Au.

Untergeordnet finden sich in der Zone der rezenten Mäander Inseln von Aulehm. Ein Vorkommen nördlich Stopfenreuth gestattet sogar den Abbau für Ziegelerzeugung, da dort dem Schotter zumindest 2 m Aulehm auflagern. Der Betrieb wurde bei den Kampfhandlungen 1945 zerstört und ist heute verfallen.

Der größte Teil der (geologischen) Praterterrasse liegt aber nördlich der Zone der rezenten Mäander. Die Schotteroberkante ist hier mit einem stark gegliederten Mikrorelief überzogen, wobei die Höhenunterschiede ungefähr 2 m betragen. Bei der Akkumulation der Schotter in einem wildverzweigten Stromland sind tiefe Rinnen und dazwischen sandbankartige Erhebungen entstanden. Dies entspricht dem „braiding river“ amerikanischer Prägung, was auch Zandstra (1954) für das Saartal angenommen hatte. Es ist interessant, daß die Donau keine durchlaufenden Mäander anlegte, sondern als breiter Strom mit vielen Seitenästen auf seinem frühkaltzeitlich aufgeschütteten Schotterkörper floß, wobei die einzelnen Deckschichten zur Ablagerung kamen. Daher das unregelmäßige, nicht zu einheitlichen Seitenarmen verbindbare Mikrorelief.

Entsprechend diesem Mikrorelief gliedern sich die Deckschichten. In Abb. 7 sind die drei Möglichkeiten ihrer Anordnung auf der Praterterrasse schematisch festgehalten:

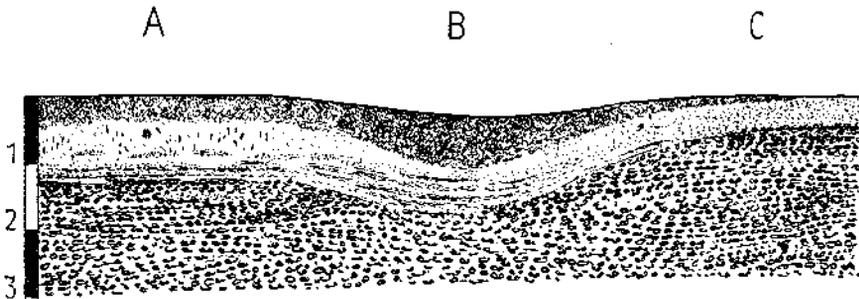


Abb. 7. Schematischer Schnitt durch die Praterterrasse (Erklärung im Text).

A stellt den Normalfall dar; über dem Schotterkörper folgt ein Paket von Silt, vereinzelte Aulehmbänder zwischengelagert, wobei die Oberkante des Schotters erosive Störungen zeigen kann und örtlich auch Wechsellagerungen von Schotter und Silt auftreten können. Über dem Silt folgt, allmählich aus ihm hervorgehend, der Löss mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 0,8 m. Dieser ist wieder weitgehend zu Tschernosem umgeformt.

B stellt die Muldenphase dar; die Deckschichten sind hier zu größerer Mächtigkeit angereichert und haben so das akzentuiertere Relief der Schotteroberkante ausgeglichen. Neben dem Silt tritt der Aulehm in mehreren Lagen auf, darüber folgt wieder Löss mit etwas größerer Mächtigkeit wie oben, wobei auch der (rezente) Tschernosem eine größere Mächtigkeit erlangt.

C hält jene Stellen der Praterterrasse fest, auf denen der Silt größere Mächtigkeit erlangt und der Löss nur eine geringere (oder überhaupt fehlt). Hier war die Möglichkeit gegeben, daß der Silt als Flugsand — im folgenden

als „Jüngerer Flugsand“ bezeichnet — mobilisiert werden konnte. Größtenteils ist auch durch die Beackerung der Jüngere Flugsand mobil geworden.

Von Wichtigkeit ist, wie die allmähliche Umstellung auf die äolische Akkumulation sich vollzog; der Silt zwischen den Aulehmbändern weist noch Kreuzschichtung auf, während der im untersten Löß in Form von Linsen und Nestern eingelagerte ohne diese ist. Damit ist auch die Herkunft des Lösses erklärt: er ist auf kürzeste Distanz direkt aus den fluviatilen Deckschichten Silt + Aulehm ausgeblasen und ortsnahe abgelagert worden. Der Löß der Praterterrasse ist daher auch meist feinsandiger als der typische „milde“ Löß des tertiären Hügellandes nördlich des Großen Wagrams.

Es erscheint hier notwendig, etwas näher auf die pedologischen termini technici Aulehm und Silt einzugehen, zumal heute in der Quartärliteratur der Begriff des Aulehms (Auelem oder Auenlehm) sehr weit gezogen wird. Ich verstehe unter Aulehm jene sedimentierte Tonröhre, die nach Hochwässern in Totarmen zurückbleibt, von einer Korngröße meist unter zwei Mikron, durch ein ganz charakteristisches Gefüge, das ich „Aulehmgefüge“ nennen möchte, gekennzeichnet ist: es erinnert dieses Gefüge stark an Schwemmlöß, der ja sehr oft auch Aulehmmaterial liefert, hat aber im Gegensatz zu dem gröberporigen Lößgefüge feine, sehr dünne Poren und eine feinplattige Struktur (Dicke unter 2 mm). Schwächste Rostflecken deuten auf unterbundene Wasserzirkulationen hin.

Silt hingegen ist eine Kornfraktion, die in der internationalen Skala den feineren Feinsand und den Schluff umfaßt, somit von 50—2 Mikron reicht. Schon Schaffner (1902) verwendet diesen Ausdruck bei der Beschreibung der Deckschichten der Praterterrasse. Auch die Sedimentation des Siltes hängt mit einer bestimmten Stromgeschwindigkeit zusammen. Im Bereich der Praterterrasse ist dieser Silt — entsprechend dem Einzugsbereich der Donau — immer sehr kalkreich; in der älteren Literatur wurde dieser Kalkreichtum als spezielles Attribut dieser Korngröße aufgefaßt, was natürlich nicht richtig ist.

Obwohl nachweislich bis in historische Zeit — ja selbst bis in das vergangene Jahrhundert, als die Donauregulierung noch nicht durchgeführt war — zur Zeit von Hochwässern (insbesondere beim Abschmelzen von Eisstößen und den damit verbundenen Stauungen) immer wieder größere Teile der Praterterrasse überschwemmt worden waren, haben doch diese Überschwemmungen fast keine Spuren hinterlassen. Selten finden sich Kiesel in den Löß eingelagert, die aber auch anthropogen durch die Düngung hineingekommen sind. Weder die Böden noch die pleistozänen Deckschichten sind durch die Überflutungen der Donau zerstört worden. Diese Tatsache muß besonders betont werden, weil unter dem Eindruck der großen, historisch nachgewiesenen Überschwemmungen und der Zerstörung ganzer Ortschaften (Franzendorf, ehemals Kimmerleinsdorf genannt, war zur Gänze zerstört worden) von Geologen und Pedologen die Deckschichten auf der Praterterrasse (und meist auch der ganze Schotterkörper) als alluvial bezeichnet wurden. Erst als der klimatische Charakter der Donauterrassen und der fundamentale Gegensatz zwischen pleistozänen Kalt- und Warmzeiten erkannt worden war, hat man zumindest den Schotterkörper (oder Teile von ihm) dem Pleistozän zugerechnet.

Es muß hier erwähnt werden, daß Vettters auf der Geologischen Karte von Österreich 1:500.000 (1933) bereits die Praterterrasse dem Pleistozän

zugerechnet hatte (und vielleicht deshalb die Gänserndorfer Terrasse der Hochterrasse gleichgestellt hatte). Allmählich mehrten sich auch die Beweise für das pleistozäne Alter: Küpper (1950) hat aus der Schottergrube bei Süßenbrunn (Punkt 40 bei Fink und Majdan) neben großen Blöcken mit Gletscherkritzung auch pleistozäne Faunenreste festgestellt, neuerdings sind weitere Faunenreste bekannt geworden (mündliche Mitteilung), und schließlich ist der morphologisch eindeutige Beweis (in den obigen Fällen konnten Zweifler noch immer an Umlagerung denken) durch die Kryotur- bation in der Schottergrube südlich Gerasdorf durch Fink und Majdan (Punkt 39) gelungen. Bei der Beschreibung der Wegstrecke wurde dieser Aufschluß bereits festgehalten (vgl. auch Abb. 1). Da immerhin noch die Möglichkeit bestand, daß die im Verband eingewürgten Silt + Aulehmbänder nicht den Deckschichten auf der Praterterrasse, sondern Feinlagen innerhalb des Schotterkörpers entsprechen — ich neige nach wie vor ersterer Ansicht zu —, so mußte der entscheidende Beweis für das pleistozäne Alter aller Schichten auf der Praterterrasse durch die Anwesenheit der geschlossenen Lößkappe erbracht werden. Nicht nur die vielen Lößschnecken, sondern auch Korngröße und eindeutiges Gefüge (das auch die Standfestigkeit bewirkt und das Vermögen, senkrechte Wände zu bilden) sind hier ein eindeutiger Beweis.

Eng mit diesem äolischen Substrat ist der Jüngere Flugsand verknüpft. Wenn auch seine Mobilisierung zum Teil anthropogen erfolgte, seine Anlage, seine Zusammenlagerung zu größeren Mengen entlang bestimmten, Fluß- armen entsprechenden Linien (siehe pedologische Karte) ist sicher noch pleistozän. Er wanderte nicht über weite Strecken, selbst nach seiner Mobilisierung nicht. Daher ist auch die Windrichtung schwer zu entziffern. Auch dort, wo ihn primär keine Lößdecke paralyisierte, muß er längere Zeiträume hindurch stabil gelegen haben. Das zeigten sehr wesentliche Aufschlüsse in Dünen unmittelbar südwestlich Fuchsenbigl, die ungefähr folgenden Aufbau zeigen:

0.4 m Tschernosem, schwachlehmiger, humoser, stark kalkhaltiger Silt, darunter 0.1–0.2 m Übergangzone (AC-Horizont) mit stärkster Krotowinenanhäufung, darunter 0.8 m reiner kalkreichster Silt, darunter normaler Schotter der Praterterrasse.

Die Bodenentwicklung ist sogar (an einer Stelle) über den Tschernosem hinausgegangen, da dort ein kleiner, brauner Saum an der Unterkante des Tschernosems zu beobachten ist.

Ähnlich wie beim Älteren Flugsand hat auch hier der Mensch durch den Pflug die schützende Krume — zum Teil auch noch eine schwache Lößhaut — entfernt und so die rezenten Dünen (aus Jüngerem Flugsand) geschaffen.

War die erste Anlage des Jüngeren Flugsandes, abgeleitet aus der fluviatilen Sedimentation, in allgemeiner O–W-Richtung, so ist die rezente Überprägung der Dünen durch W-Winde erfolgt. Hiefür bietet eine größere Düne an der Straße zwischen Raasdorf und Deutsch-Wagram ein instruktives Beispiel:

Der alte, W–O-streichende Dünenzug hebt sich deutlich in der Landschaft wegen seiner Schwarzkiefernbestockung vom umgebenden Ackerland ab. Ganz am östlichen Ende hat die Beackerung die Fortsetzung freigelegt, wobei W Winde eine deutliche steile W und eine sehr flache ostschauende Flanke modelliert haben.

Der Boden in diesem neuen Teil ist ein reiner Sandrohboden, der unter Schwarzkiefer (Maria Theresianische Aufforstung) ist an AC-Boden, tschernosemähnlich, doch mit außergewöhnlich blassen Farben.

Die auf der pedologischen Karte (Tafel VIII) herausgestellten Dünen und

Dünenzüge sind nur die markanten Siltinseln innerhalb der Praterterrasse. Detailkartierungen werden aber noch vielerorts Schwachstellen erfassen, in denen eine weitere normale Ackernutzung in Bälde Windauskolkungen hervorrufen kann. Hier ist Aufforstung oder Umstellung in der Bewirtschaftung (langjährige Luzerneschläge usw.) am Platz. Dies heißt aber nicht, daß generell der hochwertige Ackerboden der Praterterrasse, der infolge der Nähe der Großstadt äußerst wichtig ist, eingeeengt werden darf.

Ein Beweis für das noch glaziale Alter des Jüngeren Flugsandes (zumindest in seiner Anlage als große Dünenzüge) bietet sich bei Betrachtung der Lasseer Wanne. Doch muß hier vorher noch kurz auf die W—O-Gliederung der Praterterrasse eingegangen werden:

So wie auf der Gänserndorfer Terrasse eine generelle N—S-Gliederung durch die drei Deckschichten, Randlöß, Älterer Flugsand, kolluviales Material und eine W—O-Gliederung durch die abgesenkten Teilstücke gegeben ist, weist auch die Praterterrasse neben der generellen N—S-Gliederung (Zone der rezenten Mäander zu eigentlicher, mit pleistozänen Deckschichten bedeckter Praterterrasse) eine W—O-Gliederung auf, letztere ebenso durch die Tektonik bedingt. Diese wirkt sich zwar nicht so scharf wie auf der Gänserndorfer Terrasse aus, ist aber unverkennbar. So ist das Mittelstück der Praterterrasse ungefähr der Lasseer Wanne entsprechend, mit Smonitza bedeckt. Diese entstand dadurch, daß der Rußbach seinen feinen Schweb, aber auch sein Wasser nicht ganz zur Donau bringen konnte, sondern in dem Senkungsstück sedimentierte. Es genügte eine ganz schwache Weiterwirkung der tektonischen Absenkung, die zur Zeit der Akkumulation der Praterterrasse gewaltige Ausmaße gehabt hatte, und der Rußbach war nicht mehr imstande, Schweb und Wasser bis an die Donau zu bringen. Die Folge war die Entstehung weiter anmooriger Böden, die teils schon früher, teils erst als Folge der Donauregulierung (und damit verbundener Grundwasserabsenkung) in hochwertige Ackerböden umgewandelt werden konnten. Südlich der Schloßhofer Platte hingegen — vgl. die beiden Karten — liegt die Praterterrasse wieder in der gleichen Ausbildung wie im westlichen Teil des Marchfeldes vor.

Im Bereich der Lasseer Wanne (womit der große Raum der Smonitza-verbreitung gemeint ist) liegen nun sehr viele Dünen und Dünenzüge aus Jüngeren Flugsand. Nirgends findet sich aber eine Stelle, wo der Jüngere Flugsand, seinem Namen — der nur einen Arbeitsbegriff darstellt — entsprechend, die Smonitza überdeckt, oder zumindest sich mit ihr verzahnt. Durchbohrt man die Dünen der Lasseer Wanne, die meist nicht mehr als 2-5 m betragen, so tritt darunter der unverfärbte, weiße Praterterrassenschotter zutage. Es ist somit die fluviatile und nur schwach äolische Anhäufung des Jüngeren Flugsandes älter als die Bildung der Smonitza, an deren Aufbau nicht nur pleistozänes, sondern auch naturgemäß holozänes Material des Rußbaches beteiligt ist. Basal sind aber fast immer jene Deckschichten anzutreffen, die vom westlichen (und östlichsten) Teil der Praterterrasse her bekannt sind. Hiefür bietet ein Beispiel das Profil über einer Schottergrube, 250 m links der Straße von Pframa nach Haaringsee:

0-2 m Ackerkrume, etwas degradiert

0-5 m stark humoser (bläulichschwarzer), stärkst gekrümelter, stark kalkhaltiger, milder Lehm mit starkem Pseudomyzel; Horizont besteht praktisch nur aus Regenwurmlosung

0-3 m gelber Löß, im unteren Teil übergehend in weißen Silt, darunter unverfärbter, weißer Schotter, teilweise durch Feinlagen unterbrochen.

Die Abgrenzung der Smonitza gegenüber dem Tschernosem der übrigen Praterterrasse ist nicht leicht. Deshalb sind auch auf der pedologischen Karte breite Übergangstreifen eingetragen, wo der typische Charakter der Smonitza noch nicht so deutlich in Erscheinung tritt. Die Smonitza unterscheidet sich vom Tschernosem durch eine größere Schwere, meist sind es L- oder LT-Böden, während der Tschernosem (der Praterterrasse) meist nur bis zum sL reicht. Auch die satte, schwarze, mitunter sogar blautüchtige Farbe unterscheidet sich vom Grauschwarz des Tschernosems. Als Erbe der Anmoorzeit ist noch der schwach anmoorige Geruch, zum Teil sogar eine Überkonzentration von Salzen, die pflanzenschädigend sind, vorhanden (Sakliter = Mg-Sulfatausblühungen sind mir von einer Stelle bekannt). Ansonst handelt es sich aber um hochwertige Ackerböden; die typischen Zuckerrübenböden des Marchfeldes sind Smonitza, nur hat der Dampfpflug des vergangenen Jahrhunderts starke Pflugsohlenverdichtungen hervorgerufen, auch Gareschäden sind weit verbreitet.

Man pflegt heute gerne — besonders in journalistischen Kreisen — das Schlagwort von der Versteppung des Marchfeldes zu verwenden. Man möge nie vergessen, daß — abgesehen von dem pedologischen Widerspruch, daß der Steppenboden der beste Ackerboden ist — die Grundwasserabsenkung und angebliche Austrocknung des Marchfeldes (durch die Regulierung und Abholzung der Auwälder) nicht allgemein verschlechternd, sondern im Gegenteil bei diesen ehemals anmoorigen Böden verbessernd gewirkt hat. Als Beispiel hiefür diene ein Bundesmusterstück der Bodenschätzung, nördlich von Ort an der Donau, das als typischer „100er Boden“ bezeichnet werden kann:

0.3 m humoser bis stark humoser, kalkhaltiger, schwach feinsandiger Lehm
 0.4 m stark humoser, stark kalkiger, schwach feinsandiger bis kräftiger Lehm
 0.2 m humoser bis schwach humoser, stark kalkiger, schwach feinsandiger Lehm
 darunter stärkst kalkiger, gelber, schluffiger, feinsandiger Lehm.

Die Quergliederung der Praterterrasse von W nach O (Tschernosem—Smonitza—Tschernosem) ist nicht so markant wie innerhalb der einzelnen Schollen der Gänserndorfer Terrasse. So verschmelzen eigentlich die Fortsetzung der Siebenbrunner Bucht und die Senke westlich Breitensee, obwohl sie im Bereich der höheren Terrasse durch eine Hochscholle getrennt sind. Dies ist aber nur deshalb, weil im Falle der Gänserndorfer Terrasse eine morphologische Trennung möglich ist, während die Unterscheidung auf der Praterterrasse eine rein pedologische ist. Im Untergrund aber ziehen unter der Praterterrasse — wie die Karte der Tertiäroberkante von Grill deutlich zeigt — die tektonischen Senkungstreifen in normaler Fortsetzung durch.

Mit den Terrassen des Marchfeldes sind nun die durch fossile Böden gegliederten

Lößprofile

seiner Umrahmung in Korrelation zu setzen. Mit Absicht sind nur die Aufschlüsse der unmittelbaren Umrahmung in einer schematischen Skizze (Abb. 8) herangezogen worden.

Der Wert eines fossilen Bodens hängt von zwei Gesichtspunkten ab: Von seiner Vollständigkeit und damit pedologischen Deutbarkeit einerseits und der morphologischen Position, in der er liegt und deren Faßbarkeit andererseits. Die Profile, welche in Abb. 8 dargestellt sind, wurden so angeordnet, daß die Oberkante der Verlehmungszone (des Stillfrieder Komplexes) in

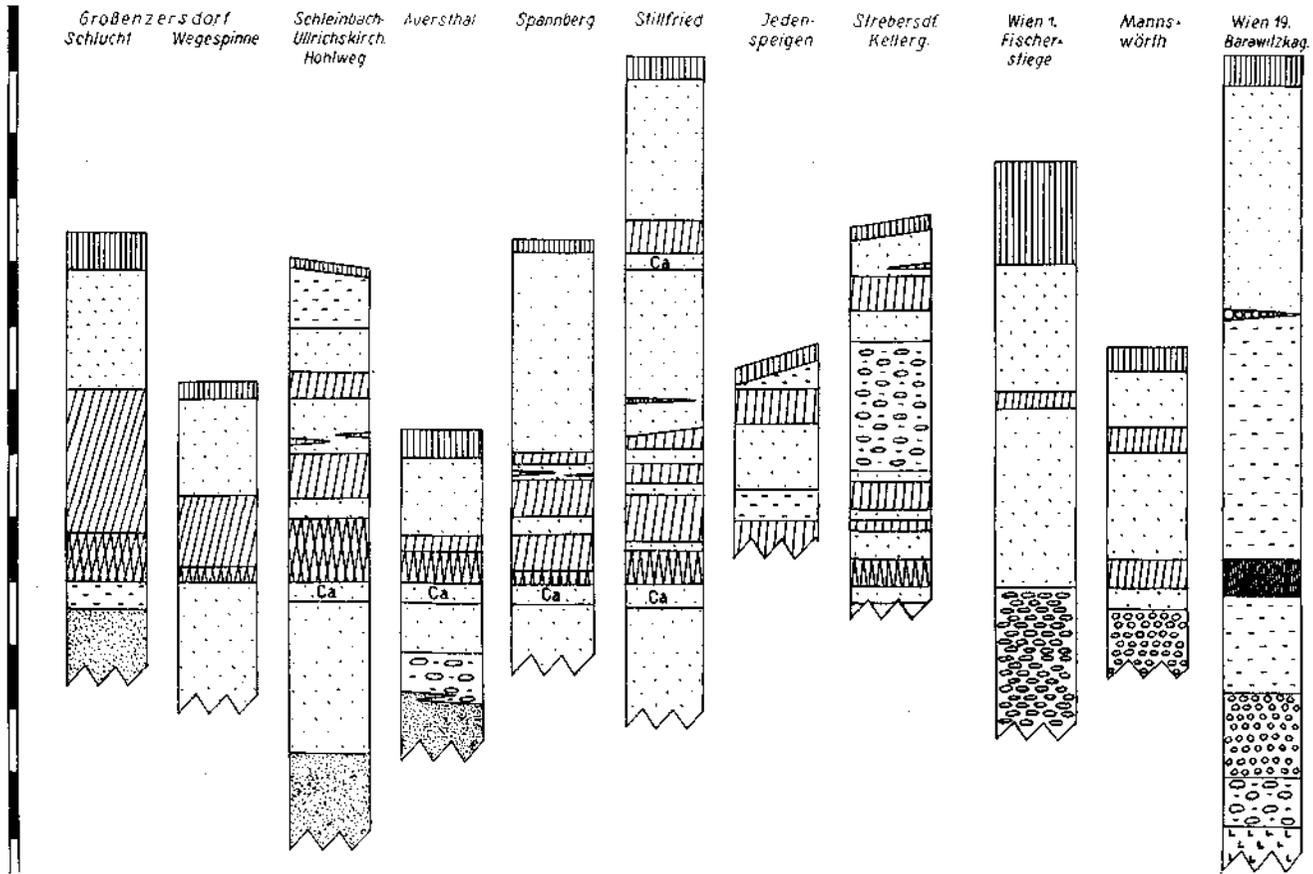


Abb. 3. Die Lößprofile der Umrahmung. Signaturenschlüssel siehe Abb. 9.

gleicher Höhe liegt. Es wird bei der näheren Beschreibung der fossilen Böden in den Stillfrieder Profilen (siehe unten) noch dargelegt, daß die dortige Verlehmungszone eine eindeutig faßbare Strate darstellt und somit zur Korrelierung der Profile untereinander herangezogen werden darf.

Die Situation des Marchfeldes bringt es mit sich, daß die nördlich der Donau liegenden Profile in ihrer morphologischen Position (absolute Höhenlage oder unterlagernde Terrasse) größtenteils völlig unklar sind. Die südlich der Donau vorliegenden Profile hingegen bieten in bezug auf ihre Unterlage Klarheit, dafür aber sind die Böden wieder typmäßig sehr schwer zu identifizieren.

Im folgenden sei nur eine ganz kurze Angabe über die in Abb. 8 dargestellten Profile gegeben, deren Lage in Tafel VII eingetragen ist:

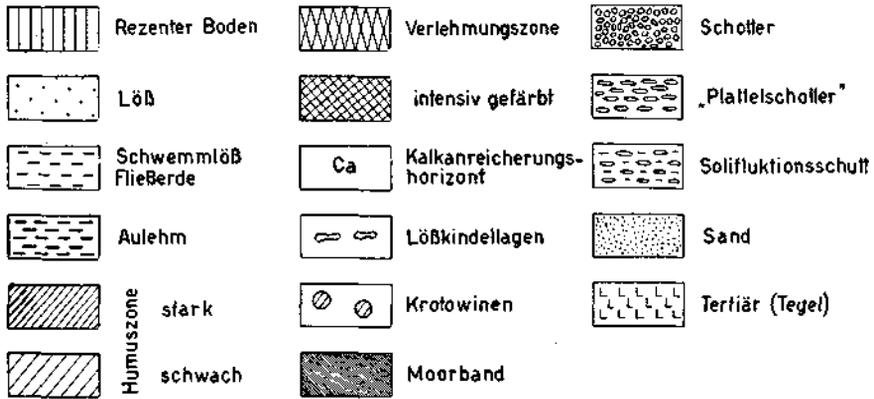


Abb. 9.

Großengersdorf—Schlucht ist ein Aufschluß im Hohlweg NO der Ortschaft, gegen den Bockberg ziehend, in dem eine besonders mächtige Humuszone der Verlehmungszone aufliegt. Schwach kolluviale Störungen scheinen hier die Verdickung hervorgerufen zu haben.

Großengersdorf—Wegespinne ist ein paläopedologisch sehr bedeutender Aufschluß, ebenfalls durch (mehrere) Hohlwege nördlich der Ortschaft aufgeschlossen. Es ist die bisher einzige Stelle, von der absolut gesicherte Reste von Baumwurzeln an der Unterkante der Vz bekannt sind. Brandtner (1954) hat diese in einer Photographie (seine Abb. 5) festgehalten. Ansonst zeigt der Aufschluß die normale Abfolge, wobei zwischen Vz und Hz keine Lößaufhellung vorhanden ist.

Hohlweg Schleimbach—Ulrichskirchen ist ein längerer Aufschluß, der schon von Göttinger (1936) beschrieben und photographisch festgehalten wurde. Die oberste Humuszone möchte ich nicht der „Paudorfer“, sondern noch einer Humuszone innerhalb des Stillfrieder Komplexes zuordnen.

Auerthal. Der Aufschluß befindet sich nördlich der Ortschaft in einer großen Schottergrube, der Aufschluß ist deshalb nicht besonders typisch, weil die Humuszone nur ein schmaler Saum an der Oberkante der Vz ist. Interessant ist eine Solifluktionsschicht unter dem basalen Löß.

Spannberg hingegen hat den Stillfrieder Komplex typisch entwickelt. Der Aufschluß befindet sich bei einer aufgelassenen Ziegelgrube am südwestl. Ortsende, an der Straße nach Matzen. Die Vz ist geringmächtig, die Humuszonen deutlich voneinander getrennt.

Stillfried wird unten noch genau beschrieben, das in Abb. 8 dargestellte Profil ist eine Zusammenzeichnung der als Profil A und B benannten Lößwände (Fink, 1954).

In Jedenspeigen ist in einem stark verschütteten Aufschluß westlich der Ortschaft nur der oberen Teil des Stillfrieder Komplexes sichtbar, die Vz noch nicht angefahren.

In der Kellergasse, die von Strebersdorf nach N gegen Hagenbrunn zieht, ist in einem Weinkeller (Haus Nr. 28) ein im mittleren Teil stark durch Solifluktion gestörtes Profil zu erkennen, das im Detail bei Fink und Majdan (1954) als Punkt 27 beschrieben wurde. Die starke Solifluktion ist infolge der Nähe des Bisambergabhanges gegeben.

Der (sehr wichtige) Aufschluß der Fischerstiege (Wien, I. Bezirk) ist bei Fundierungsarbeiten kurze Zeit zugänglich gewesen, seine Darstellung erfolgte nach mündlichen Angaben von Küpper. Die „blasse Bodenbildung“ scheint Stillfried B zu entsprechen. Es wird vielleicht möglich sein, im Gebiet der Inneren Stadt (I. Bezirk) bei neuen Aufschlüssen diese Abfolge genau studieren zu können. Schon bei Fink und Majdan wurde angedeutet, daß die „Stadtterrasse“ niveaumäßig (Tegelsockel) der Gä-Terrasse entspricht, allerdings durch den mächtigen Plattelschotter eine spezielle Modifikation darstellt.

Mannswörth, Reichsstraße, wurde als Punkt 15 bei Fink und Majdan bereits beschrieben. Dabei wurde auch festgestellt, daß die untere Humuszone im nördlichen Teil der Schottergrube in eine Verlehmungszonenähnliche Bildung übergeht, welche unmittelbar der Schotteroberkante (Gänsersdorfer Terrasse) aufliegt.

Nur aus Angaben der Literatur konnte der ehemalige Aufschluß in der Barawitzkagasse (XIX. Bezirk) rekonstruiert werden, der zur Zeit der Beschreibungen (um die Jahrhundertwende) nur nach makrofaunistischen Gesichtspunkten ausgewertet worden war. Die zahlreiche Fauna ist aber in einer Torflage eingebettet gewesen, von der heute leider keine Probe mehr besteht. Vielleicht ergibt sich einmal für diesen äußerst wichtigen Punkt die Möglichkeit einer Grabung.

Von größter Bedeutung wäre somit ein Aufschluß auf der Gänsersdorfer Terrasse nördlich der Donau, etwa im Raume Gänsersdorf selbst. Doch sind von dort, obwohl Löss- und kolluviale Deckschichten bis zu 8 m Mächtigkeit erreichen, bisher keine fossilen Böden bekannt geworden. Nur im flugsandüberdeckten mittleren und dem mit Randlöß bedeckten südlichen Teil sind dagegen in den Kryoturbationen Reste einer Verlehmungszone eingewürgt.

Es bleibt somit — um die bedeutenden Stillfrieder Profile in ihrer morphologischen Position fassen zu können — die Notwendigkeit, die Gänsersdorfer Terrasse über die Hauptflur der Tallesbrunner Platte in den Raum von Stillfried zu verfolgen. Zwischen Wutzelburg (nördlich Mannersdorf an der March) und Stillfried liegt aber ein stark unterschrittenes Steilufer der March, so daß etwa 700 m lang keine direkte Verbindung besteht. Diese ganze Projektion ist natürlich nur dann von Wert, wenn keine tektonischen Verstellungen dazwischenliegen.

Stillfried

Bezüglich der Beschreibung von Stillfried darf auch auf jene verwiesen werden, die bei Fink (1954) gegeben wurde. Das Steilufer der March ist durch zwei gegen O ziehende Gräben zerschnitten. Diese beiden Gräben isolieren den Kirchenberg mit rund 200 m Höhe gegenüber dem nördlichen Haspelberg und jener südlichen Erhebung, über die die Straße von Mannersdorf nach Stillfried führt und auf der die (weithin sichtbare) Rochuskapelle steht. In den beiden letztgenannten Erhebungen hebt sich auch das Tertiär stark heraus und erreicht fast die Oberfläche, während es am Kirchenberg nur wenig über der Marchniederung liegt. Dort liegen daher die Löss in größerer Mächtigkeit und in ihnen die fossilen Böden. Von den beiden Gräben wurden Schwemmkegel gegen die March zu vorgebaut, so daß der untere Teil des Ortes wenige Meter über dem Marchniveau liegt. Von einer Terrasse kann aber — obwohl beide Kegel eine gleiche, ineinander übergehende und flache Oberkante haben — nicht gesprochen werden. Die Höhe dieser Schwemmkegel entspräche den „Höheren Teilen der Marchniederung“. Irgendwelche Terrassenreste fehlen entlang des Steilufers und sind erst wieder (auch nur undeutlich und höhenmäßig schon uninteressant) ab dem Haspelberg gegen N hin zu erkennen.

Die fossilen Böden sind in mehreren Lößwänden an der Ausmündung des südlich des Kirchenberges in das Marchtal ziehenden Grabens und in dem unmittelbar anschließenden alten Teil des Ziegelwerkes aufgeschlossen. In den aufgelassenen Abbauwänden des Ziegelwerkes vermutet man zuerst keine Gliederung. Erst bei genauer Betrachtung wird jene blaße Bodenbildung sichtbar, die von mir den Arbeitsbegriff Stillfried B erhalten hat. Sie verläuft sich gegen S (in der parallel zur March laufenden Abbauwand), weil das Tertiär immer höher herauskommt und der Löß immer dünner wird (siehe oben). Gegen N streicht sie in die Luft aus, weil die Kerbe gegen den schon genannten Graben einsetzt. Dennoch ist klar zu erkennen, daß sie weit über der unmittelbar nördlich anschließenden Wand liegt, von der zum ersten Mal der Stillfrieder Komplex bekannt geworden ist. La is (1951) hat sie bereits photographisch festgehalten, interessanterweise aber nicht im Text — auch nicht in seiner Zusammenfassung auf Tafel VI — erwähnt. In den Tagebüchern des verstorbenen Forschers wird sie sicher genau festgehalten sein.

Diese Wand befindet sich hinter dem Haus Nr. 6 und ist bei Fink (1954) zusammen mit der oben erwähnten alten Abbauwand, in der Stillfried B aufgeschlossen ist, genau beschrieben. Neu ist ein Aufschluß hinter dem Haus Nr. 9, an der gegenüberliegenden Wand, wo die gleiche Abfolge des Stillfrieder Komplexes angetroffen wird. In Abb. 10 ist diese neu aufgefundene Wand rechts dargestellt, das linke Profil umfaßt die schon bekannte Wand und Stillfried B (entnommen der Darstellung Fink, 1954). Die Kurve links gibt die Karbonatwerte an. Für die neu aufgefundene Wand wurden keine Untersuchungen angestellt, da die morphologische Gleichheit absolut gegeben ist (vgl. die strichlierten Linien zwischen beiden Profilen).

Von großer Bedeutung sind die unter der Verlehmungszone folgenden Schichten. Es läßt sich lediglich ein allmählicher Übergang in Gleylöß, dann in Sandlöß und schließlich in reines Tertiär (Sand) feststellen. Der Hof des Hauses Nr. 9 liegt bereits im Tertiär. Versuchen wir die Verlehmungszonen in Richtung March zu nivellieren, bleiben ungefähr 8—10 m Sprung-

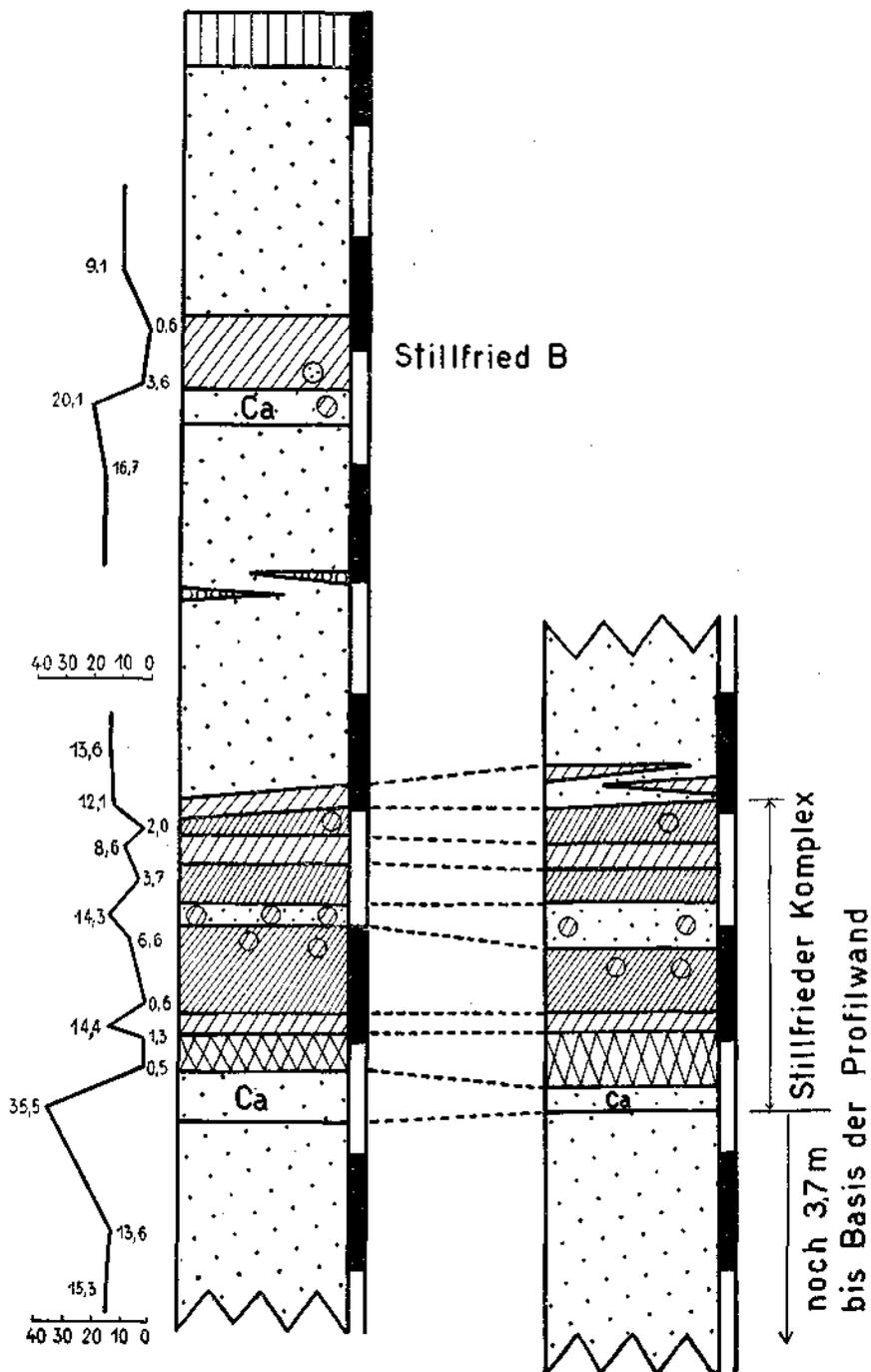


Abb. 10. Die fossilen Böden von Stillfried (Erklärung im Text, Signaturschlüssel siehe Abb. 9).

höhe — es entspricht dieser Betrag dem Abfall der Tallesbrunner Platte (Hauptflur) bei Mannersdorf und Angern.

Während somit bezüglich der morphologischen Position der Stillfrieder Profile nur gesagt werden kann, daß die Unterkante der Verlehmungszone nicht tiefer reicht, als die March zur Zeit der Bildung der Gä-Terrasse geflossen haben kann — somit dem (eingewürgten) fossilen Boden auf der Gänserndorfer Terrasse entsprechen darf, können wir aus dem pedologischen Befund bedeutende Schlüsse ableiten:

Die Abfolge des Stillfrieder Komplexes (Verlehmungszone mit unterlagerndem, die Ortständigkeit anzeigendem Ca-Horizont, darüber Wechsel von Humuszonen und Lössen — letztere zum Teil bereits zu schwach humosen Humuszonen umgeprägt —) ist im Zuge ausgedehnter Lössstudien (Fink, 1951, 1953) und Brandtner (1950, 1954) in vielen Profilen wiedergefunden worden. Es ist daher die Namensgebung von hier abgeleitet worden. Auf die regionale Bedeutung des Stillfrieder Komplexes (und seine lokale klimatische Modifikation) wird in einer eigenen Arbeit eingegangen werden, in der auch die darüberliegende Bodenbildung Stillfried B in ihrem stratigraphischen Wert behandelt werden wird. Aus dem sprunghaften Wechsel von kalkarmen Humuszonen zu kalkreicheren Lösszwischenlagen bis zur völligen Entkalkung in der Verlehmungszone und den extremen Werten des basalen Ca-Horizontes geht klar hervor, daß hier nicht etwa der A-Horizont eines Bodens auf seinem B-Horizont aufliegt, sondern daß — durch klimatische Oszillationen bedingt — nach der Ausbildung der Verlehmungszone (die in die Warmzeit zwischen Gä- und Pra-Terrasse fällt) nach kurzer Lössakkumulation eine Humuszone vom Typus Tschernosem gebildet wurde, die bald wieder durch Lössanwehung fossil wurde und sich dieser Rhythmus mehrmals wiederholte, bis eine einheitliche Lössakkumulation die normale Kaltzeit (Praterterrassenzeit) anzeigte. Diese Oszillationen fallen in den Hanglagen und weiter im Westen (nahe dem Böhmischem Massiv und weiter westlich im Alpenvorland) mit einer sehr kräftigen Solifluktion zusammen. Die Humusschmitzen, die Erosionsdiskordanz und die kleine Schotterschneur an der Basis der Profilwand Stillfried B zeigen, daß auch hier im „ariden“ Bereich der Lösslandschaft solche Störungen nicht ausgeschlossen waren (vgl. auch die übrigen Profile in Abb. 8).

Über dem Stillfrieder Komplex folgt aber noch einmal eine, wenn auch blasse Bodenbildung (deren Ortständigkeit durch Krotowinen und durch einen sehr markanten Ca-Horizont gegeben ist), welche noch durch ein mächtiges Lössstockwerk überlagert ist, über dem erst der rezente Boden folgt. Diese obere Bodenbildung hat an der Oberkante nur schwache Verschwemmungen, die in ihr stark vertretenen Holzkohlenreste zeigen eine Einregelung, wobei aber diese (solifluidalen?) Störungen nicht mit den kräftigen, hangend den Stillfrieder Komplex abschließenden Verfließungen verglichen werden können.

Abschließend sei festgehalten, daß in Stillfried eine sehr inhaltsreiche Paläolithstation von Much geborgen worden war. Ein Teil des Materials liegt im Stillfrieder Heimatmuseum, ein Teil im Niederösterreichischen Landesmuseum in Wien (Herrengasse). Die genaue Stelle ist nicht mehr eruierbar, ebensowenig die morphologische Position.

Allgemeine Schlußfolgerungen

Dem Sinne eines Exkursionsführers entsprechend, der mehr die Beobachtungen und weniger die Deutungen in den Vordergrund zu stellen hat, sind auch die Schlußfolgerungen auf einige wenige Erkenntnisse beschränkt, die von diesem Raum aus gewonnen werden können. Das reiche Material des Marchfeldes und seiner Umrahmung erlaubt aber, von hier einige allgemeine Schlüsse abzuleiten, deren regionale Gültigkeit sich durch ähnliche Beobachtungen aus anderen Räumen ergeben wird. Im übrigen darf auf eine zusammenfassende Darstellung von „Terrassen und Lössen des österreichischen Raumes“ verwiesen werden, die in Bälde erscheinen wird.

Zu den schwebenden Fragen der Stratigraphie kann nur insoweit Stellung genommen werden, als dies von einem periglazialen Raum aus möglich ist. Andererseits aber zeichnet ein so großer Strom wie die Donau nur die großen klimatischen Schwankungen auf, lokale Oszillationen werden kaum berücksichtigt. Es darf aber auch nicht verallgemeinert werden: Jeder Fluß hat seine bestimmte Prägung. Zur Donau im Wiener Raum gehört, daß ihr eine größere Erosion zur Zeit des Alleröd vollkommen fehlt, ebenso wie ein atlantischer Schlick, zwei Momente, die west- und nordwesteuropäischen Strömen zu eigen sind. Die letzte größere Erosionsleistung, nämlich die Schaffung der Zone der rezenten Mäander, könnte in die Stufe III (nach Firbas, 1949) gelegt werden, wobei aber auch keine eigene Terrasse, sondern nur eine Abhobelung der pleistozänen Deckschichten und der obersten Schotterlagen erfolgte. Hingegen ist der klimatische Umschwung, der mit Beginn der Stufe IX (nach Firbas, 1949) im Marchfeld deutlich ausgeprägt — vgl. Smonitzka über Hallstatt C. Auch die darauffolgende Erosionsleistung von mindestens 2 m (Differenz vom Höheren Niveau zur Marchniederung) ist, für die wieder sehr kurze Zeitspanne, bedeutend. Es muß für diese Absonderheiten wohl eine tektonische Ursache angenommen werden, wobei eben diese Kräfte nicht kontinuierlich, sondern episodisch am Werke waren.

Das Hauptproblem bleibt aber die Stellung des Stillfrieder Komplexes — deren regionale Bedeutung bereits völlig klar ist (nur deshalb noch weniger erkannt wird, weil lokale klimatische Modifikationen typologische Unterschiede hervorrufen — was auch für Stillfried B gilt) — zu den beiden größten Terrassen des Marchfeldes, zur Gänserndorfer- und Praterterrasse. Trotz intensiver Geländearbeit ist uns noch kein absolut sicherer Aufschluß auf der Gänserndorfer Terrasse bekannt, der den Stillfrieder Komplex völlig eindeutig auf den Schottern dieser Flur zeigt. Auf der analogen Hauptflur der Tallesbrunner Platte fehlt überhaupt jeder fossile Boden.

Vorläufig bleiben somit nur zwei Anhaltspunkte: Der eingewürgte fossile Boden auf der Gänserndorfer Terrasse muß der Verlehmungszone des Stillfrieder Komplexes entsprechen. Dazu muß aber selbstkritisch gesagt werden, daß wohl der Typus des eingewürgten Bodens der einer Verlehmungszone ist, daß aber ein Schotter einen ganz anderen Standort als ein Löß darstellt. Dies hat schon vor 30 Jahren Troll (1926) den Vorstellungen Krauss's bezüglich des „Blutlehms“ entgegengehalten. Der zweite Anhaltspunkt ist die absolute Höhe der Verlehmungszone (als Basis des Stillfrieder Komplexes), wobei betont wurde, daß diese Verlehmungszone — würde man die Gänserndorfer Terrasse bis nach Stillfried verlängern — auf deren Oberkante zu

liegen käme. Auch hier wurde betont, daß man tektonische Verstellungen nicht in Rechnung stellen konnte.

Das stärkste Argument wird aber dann folgende Überlegung: Der Stillfrieder Komplex ist eine ausgeprägte Bodenbildung, und die Erosionsleistung, die in die Warmzeit⁵⁾ zwischen Gänserndorfer- und Praterterrassenakkumulation fällt, war eine bedeutende. 20 m tief hat die Donau die Gänserndorfer Terrasse unterschritten und Raum für die neue Aufschüttung geschaffen. Eine solche Zeit muß sich in den Lößprofilen der Umrahmung ganz anders auswirken als etwa Stillfried B, das terrassenmorphologisch wohl kaum in Erscheinung treten kann. Es ließe sich zwar aus Abb. 4, wo das Schema der Gänserndorfer Terrasse dargestellt ist, eine warmzeitliche (oder der dieser entsprechenden) Oszillation vielleicht konstruieren (etwa die Füllung der Eiskeile, oder die Bildung des horizontalen Schottersehlers, der nicht mehr der großen Kryoturbaionszeit angehören dürfte, usw.), aber dies bleibt sehr hypothetisch. Auf der Praterterrasse hat Stillfried B keinerlei Spuren hinterlassen.

Damit kommen wir aber zur zentralen Frage: Dürfen wir eine so große Erosionsleistung und einen so ausgeprägten Boden (wie den Stillfrieder Komplex) aber noch einem Stadial zurechnen? Es scheint sich immer mehr die Intensität der problematischen Warmzeit (gleich ob wir sie zwischen Jungriß und Würm stellen oder als Würm I/II bezeichnen) in den Vordergrund zu schieben, für die wir aus dem Marchfeld den Beweis erbringen, daß es sich um eine sehr kräftige klimatische Zäsur gehandelt haben muß. Wie wir sie benennen, ist eine sekundäre Frage. Das wesentliche ist, daß wir heute bereits nahe dem Ziele sind, da sich die Beobachtungen aus den verschiedensten Räumen allmählich harmonisch zusammenfügen, so daß die Gliederung des Jungpleistozäns bald endgültig sein dürfte. Niederösterreich und das Marchfeld im besonderen bilden einen kleinen Baustein und — das scheint vielleicht noch wichtiger — einen Prüfstein darzustellen für alle Theorien, die bestehen und in der Folge noch aufgestellt werden könnten.

Literatur.

- Brandtner, F., 1950: Die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. — Arch. Austr., Heft 5.
- Brandtner, F., 1954: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 4/5.
- Fink, J., 1951: Die fossilen Böden des niederösterr. Löß. — Habilitationsschrift der Hochschule für Bodenkultur in Wien (unveröffentlicht).
- Fink, J., 1953: Prinzipielle Fragen bei der Erforschung fossiler Böden im österr. Löß. — Verh. IV. INQUA Rom—Pisa.
- Fink, J., 1953: Die Bodentypen Österreichs. — Österreichs Landwirtschaft in Bild und Zahl. Stat. Zentralamt Wien.
- Fink, J., 1954: Die fossilen Böden im österr. Löß. — Quartär, VI.
- Fink, J., u. Majdan, H., 1954: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — Jb. Geol. B.-A. XCVII. Bd.
- Firbas, F., 1949: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. — Fischer, Jena.
- Franz, H., 1955: Zur Kenntnis der „Steppenböden“ im pannonischen Klimagebiet Österreichs. — Die Bodenkultur, 8. Bd., Heft 2.
- Grill, R., 1949: Bericht über die geol. Aufnahmen im Bereich der Blätter Gänserndorf. — Verh. Geol. B.-A.
- Geologische Karte von Gänserndorf (1954), aufgenommen von R. Grill.
- Geologische Karte von Österreich (1933), zusammengestellt von H. Vetter.

⁵⁾ Hier soll nicht die genaue zeitliche Stellung der Erosion behandelt werden.

- Geologische Karte von Wien (1952), Raum nördlich der Donau aufgenommen von R. Grill.
- Göttinger, G., 1936: Führer zur Quartärexkursion in Österreich. — Geol. B.-A. Wien.
- Küpper, H., 1953: Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 94.
- Küpper, H., 1950: Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. — Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien. 159. Bd., Heft 6—10.
- Kubierna, W., 1953: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. — Enke, Stuttgart.
- Lais, R., 1951: Über den Jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. — Ber. Nat. Ges. in Freiburg. 41. Bd., Heft 2.
- Maidan, H., u. Fink, J., 1954: siehe oben.
- Schaffner, F. X., 1902: Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien. — Mitt. Geogr. Ges., Heft 11—12.
- Schönhals, E., 1953: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. — Abh. Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.
- Troll, C., 1926: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Alpen. — Forschung zur Deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. XXIV, Heft 4.
- Zandstra, K. J., 1954: Die jungquartäre morphologische Entwicklung des Saartales. — Erdkunde, Bd. VIII, Heft 4.

Schwermineraluntersuchungen an quartären Deckschichten des Marchfeldes

Von Elfi Frasl.

Als vor knapp einem halben Jahr in engstem Zusammenhang mit den vorstehenden geologisch-pedologischen Untersuchungen J. Finks der erste Versuch unternommen wurde, durch die Schwermineraluntersuchung zur Klärung quartärgeologischer Fragen im Marchfeld beizutragen, war die Fragestellung ganz einfach:

1. Lassen sich die dort von Fink aufgestellten jüngeren und älteren Flugsande auch auf Grund ihrer Schwermineralspektren unterscheiden?
2. Sagt dieses Spektrum etwas über die Herkunft der Flugsande aus?
3. Läßt sich bei den auf der höheren Terrasse liegenden älteren Flugsanden, die schon durch die intensivere Braunfärbung als stärker verwittert gekennzeichnet sind, auch im Schwermineralspektrum eine intensivere Verwitterung nachweisen?

Während die erste Frage rasch positiv zu beantworten war, stellte sich nur zu bald heraus, daß die beiden anderen in diesem Fall nicht allein durch die Untersuchung und den Vergleich der beiden Flugsande zu lösen sind. Die dritte Frage erwies sich deshalb als nicht so rasch beantwortbar, weil manche Unterschiede in der Mineralzusammensetzung beider Flugsande nicht durch eine stärkere Verwitterung des älteren Substrats erklärbar waren. So wurden in der Folge u. a. auch Proben von fluviatilen Sanden und Lössen desselben Raumes in die Betrachtung mit einbezogen. Und schließlich gab es folgende Fragen zu beantworten:

1. Sind die äolischen Sedimente der einzelnen Terrassen nur von dem darunter liegenden Schotterkörper mit seinen fluviatilen Sanden abzuleiten, oder spielen Einwehungen von anderen, in der Umgebung offen liegenden Substraten eine wesentliche Rolle?
2. Sind die fluviatilen Sande selbst je nach dem Alter ihrer Terrasse nur durch die Verwitterungsauslese verschieden, wie es z. B. Sindowsky für die jüngeren Terrassen des Mittel- und Niederrheingebietes gefunden hat, oder