

*László Kádár
Debrecen*

DIE ABHÄNGIGKEIT DER TERRASSEN- UND LÖSSBILDUNG VON QUARTÄREN KLIMAVERÄNDERUNGEN IN UNGARN

Rund zwanzig Jahre sind seit jener Zeit vergangen, seit man die ausserordentliche Wichtigkeit der periglazialen Vorgänge in der Ausgestaltung der Erdoberfläche in Ungarn erkannt hat. Obwohl W. Soergel (62) seine Theorie über die periglaziale Herkunft des Lösses schon unmittelbar nach dem ersten Weltkriege veröffentlicht hat, ist diese in Ungarn erst in der Mitte der dreissiger Jahre wirksam geworden usw. durch die Arbeiten B. Bullas (11, 12, 14). Seit derselben Zeit betrachtet man auch die Flussterrassen immer mehr als Produkte der Klimaveränderungen. Durch die Spezialarbeiten von A. Kéz (39, 40), B. Bulla (11; 13), S. Láng (47, 48) u.a. wurde ein System von 6—7 Terrassen der Flusstäler des Ungarischen Beckens aufgestellt. E. Szádeczky—Kardos (67) war der erste, der die schon früher von mehreren Stellen beschriebenen Taschenböden in Ungarn als fossile Tundraböden betrachtet, und damit die Aufmerksamkeit auf die Solifluktion gerichtet hat. Auch Botaniker (77), Paläontologen (43), Archäologen, und Geologen (60, 65) befassten sich mit der Gliederung des Pleistozäns in Ungarn. Seit den vierziger Jahren hat die Arbeit G. Bacsáks, eines ungarischen Erweiterers und Verteidigers der Theorie von Milanković in der Geschichte der Pleistozänforschung in Ungarn eine besondere, wichtige Rolle gespielt.

Auch die Frage der Flugsandfelder und Binnendünen ist in der Mitte der dreissiger Jahre in neues Licht gestellt worden (29, 30). Man war im Klaren darüber, dass auch sie ein wesentliches Element der periglazialen Landschaftsentwicklung bildeten, aber auch das war unzweifelhaft, dass sie ihre heutige Gestalt der holozänen Deflation, usw. hauptsächlich jener von der postglazialen Wärmezeit, aber auch ganz rezenten Verwehungen verdanken. Deswegen haben auch die Flugsandforschungen in Ungarn während der letzten zwanzig Jahre einen mehr selbstständigen, von den Periglazialforschungen unabhängigen Lauf gehabt.

Diese Flugsande zählte man samt den Flussterrassen nicht zu den disharmonischen Elementen der Landschaft wie das Tundra- phänomen und den über 40% des ganzen Landes bedeckenden Löss (37). Nach Münichsdorfer und Soergel verstärkte sich die Meinung dahin, „dass die optimalen klimatischen Bedingungen der Lössbildung in Europa nur während der Eiszeiten gegeben waren und auch dann nur in gewissen Gebieten, namentlich in der periglazialen Zone, sowie in der Nachbarschaft dieser Zone“.

Während dieser zwei Jahrzehnte wurde vieles im Gebiete der Terrassenforschung geleistet. Die Arbeitshypothese in Betreff der klimatischen Terrassen ist von W. Soergel (62), bzw. von P. Kessler (38) übernommen worden.

Obwohl man die Möglichkeit der Entstehung der Terrassen aus tektonischen Ursachen — wie sie sich vorher J. v. Cholnoky vorgestellt hat — auch jetzt nicht leugnet, verbreitete sich doch die Theorie der klimatischen Terrassenbildung in solchem Masse, dass man praktisch von tektonischen Terrassen überhaupt nicht mehr gesprochen hat. Die Tektonik wurde nun mehr nur als Hilfsmittel benutzt, wenn sich gewisse Terrassenflächen in die Höhenstufen des von Kéz und Bulla (16) aufgestellten Schemas von 6, bzw. 7 Terrassen nicht einreihen lassen wollten. Die nicht einreihbaren Terrassen sollten nachträgliche Dislokation erlitten haben.

Wie bei den Flussterrassen ihre relative Höhe über dem Wasserspiegel des Flusses — auch beim Fehlen der Fossilien — als ein Beweis ihres geologischen Alters betrachtet wurde, so hat man die rotbraunen Lehmzonen der Lösse, denen man eine regionale Verbreitung zugeeignet hat, für Produkte je eines interglazialen, bzw. interstadialen Klimas gehalten (11, 14, 60). Schon in jener Zeit meldete sich der Wunsch, den Zusammenhang zwischen Löss- und Terrassenbildung zu finden. Ein solcher „Versuch — zitiert Bulla (14, S. 308) Soergels Worte — ... müste... mit einer weitausgreifenden Erörterung des Terrassenproblems und des vielumstrittenen Lagerungsverbandes zwischen Schotterterrassen und Lössen eingeleitet werden“. Er gibt auch gleich seine eigene Auffassung kund: „Da der Löss auch glazial ist, muss er vom selben Alter, wie die Aufschotterung der einzelnen Terrassenniveaus sein (nicht aber vom Alter der Terrasse!). Wie viele eiszeitliche Schotterterrassen niveaus also sich in den Tälern der so viel Lösse müssen sich ausserhalb der Flüssen finden, Flusstäler gebildet haben“.

Während der späteren Jahre sind viele Detailarbeiten bezüglich der Verbreitung der Terrassen und der verschiedenen Arten der Kryoturbation, der Lössbildung und ihres Verhältnisses zu den klimatischen Veränderungen (1, 44, 45, 46, 51, 52, 57, 68) durchgeführt worden.

Das immer reichere Material zeigte auch immer stärkere Widersprüche gegen die vor zwei Jahrzehnten aufgestellten Arbeitshypothesen, die manchmal schon die Zeichen der Verstarrung zu Dogmen aufwiesen. Auch die neuen Ergebnisse der Flugsandforschungen zeigten, dass diese Sande in viel innigerem Verhältniss zur Lössbildung und zu den Flusschotterablagerungen stehen, als man das früher gedacht hat. Die durch die Akademie der Wissenschaften organisierten Forschungsarbeiten an den einzelnen Landschaften Ungarns haben die Möglichkeit gegeben, alle obenerwähnten Erscheinungen in je einem Gebiete in ihrem verwickelten Zusammenhang zu studieren. Man hat in den zwei weit ausgedehnten Erhöhungen des Grossen Alfölds, im Donau-Theiss-Zwischengebiet und im Nyirség, die man früher für flugsandbedeckte Lössplateaus gehalten hat, grosse Schwemmfächer der Flüsse erkannt.

Die Zeit ist schon reif geworden, die Frage der Terrassenbildung in ihrem Zusammenhang mit Solifluktion, Flugsand- und Lössbildung zu lösen. Zuerst musste man aber die Gesetze kennen lernen, laut deren die morphologische Arbeit der Flüsse im allgemeinen vor sich geht. Man kann sie dann auch bei stark veränderten klimatischen Verhältnissen auf die Arbeit der Flüsse verwenden und so ernsthaft begründete Arbeitshypothesen aufstellen. Schon die ersten Versuche in dieser Richtung (33) erweckten gewisse Zweifel an der Stichhaltigkeit der Theorie der klimatischen Terrassen, doch noch mit Ausnahme der Soergel'schen periglazialen Terrassen. Es fehlte noch eine vollkommene, alle Momente der morphologischen Tätigkeit der Flüsse berücksichtigende Arbeitshypothese. Die einst zur Verfügung stehende, sonst geniale Theorie von J. v. Cholnoky (20) reichte dazu nicht mehr aus. Sie wirkte sogar hemmend wegen des starren Festhaltens an seiner verfehlten Definition des Mittellaufgepräges. Die feste Basis seiner Theorie erlaubte es doch, dass nach einer neuen Fassung des Mittellaufgepräges (33, 35) auf ihr eine erweiterte Arbeitshypothese über die morphologische Tätigkeit der Flüsse aufgebaut werden konnte. Diese Theorie ist während der Tagungen des ersten Geographen-Kongresses der Ungarischen Geographischen Gesellschaft im September 1955, bzw. teilweise während der Akademischen Tage in Pécs (Fünfkirchen) vorgetragen worden. Die dort gefassten Folgerungen

betreffend die periglaziale Tätigkeit der Flüsse sollen in dieser Arbeit zusammengefasst und einer Kritik frei gegeben werden.

Gemäss der Theorie der klimatischen Terrassenbildung wird behauptet, dass während der glazialen Zeiten die Flüsse ihre Täler aufschütteten, da sie infolge der Solifluktion von Schutt überladen waren und entlang ihres ganzen Laufes einen Unterlaufcharakter aufwiesen. Dasselbe sollte der Fall auch auf den grossen überschwemmungsflächen der Schwemmkegel sein. Während der interglazialen Zeiten sollten sie sich dagegen von den Quellen bis an die Mündungen überall einschneiden. Sie sollten also nicht nur ihre Täler, sondern auch ihre Schwemmfächer einmeisseln. Man spricht auch sogar von sich wechselnden Zeiten der Akkumulation (periglazialen Zeiten) und der Erosion (interglazialen Zeiten; 14).

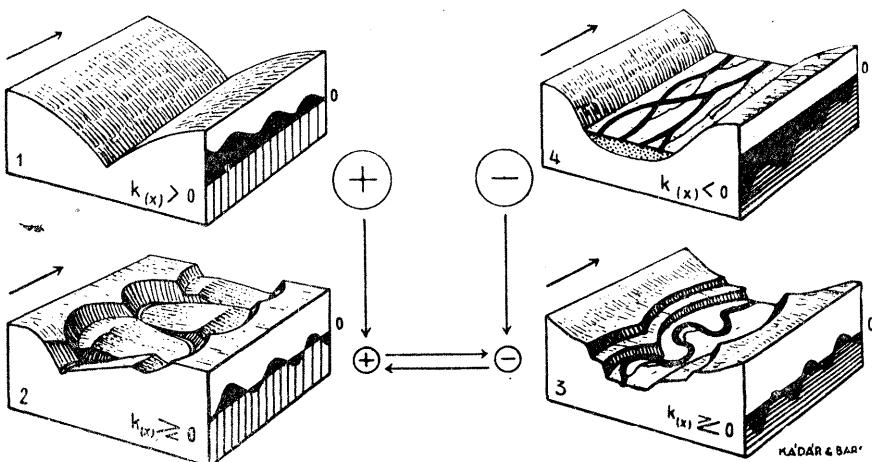


Fig. 1. Funktioneller Zusammenhang zwischen den vier Laufgeprägen der leistungsfähigen Flüsse

1. Oberlaufgepräge; 2. Mittellaufgepräge der Gleitmäander; 3. Mittellaufgepräge der freien Mäander; 4. Unterlaufgepräge; $k(x)$ bedeutet die Differenz zwischen der Leistungsfähigkeit des Flusses und der zum Transport des Geschiebes notwendiger Arbeit. Ihre Veränderung wird durch das schwarze Graphikum an der Seite des Blockdiagramms veranschaulicht. Die Signatur bei 2 bedeutet, dass unter einem Rhythmus die Leistungsfähigkeit mehr positiv als negativ ist, und die bei 3 bedeutet das Gegenteil; die senkrechte Schraffierung deutet Taleinschneidung, die wagerechte Talaufschüttung an; Einschneidende Flussstrecken sind weiss, aufschüttende schwarz gezeichnet

Wäre dem so, so dürfte es heutzutage überhaupt keine Flüsse, bzw. Flussstrecken vom Unterlaufgepräge geben. Natürlich ist das nicht der Fall. Ebenso leisteten die Flüsse auch während der periglazialen Zeiten neben der aufschüttenden auch eine einschneidende Arbeit.

Auch dann gab es hier und da Flussstrecken von Oberlaufgepräge, und noch mehr gab es mäandrierende Mittellaufstrecken.

Ist ein Fluss von Schutt überlastet, so legt er den Überschuss seines Geschiebes ab, bis er den Gleichgewichtszustand erreicht. Dann hat er aber schon ein Mittellaufcharakter und bildet „freie“ Mäander. Wie von L. Kádár (33, 35) nachgewiesen wurde, überwiegt bei den freien Mäandern die aufschüttende Tätigkeit des Flusses über seine einschneidende Arbeit. In den freien Mäandern ladet aber der Fluss trotz Wechselspieles des Aufschüttens und Einschneidens seine Überlast von Schutt ab, und er muss früher oder später den Charakter der einschneidenden Talmäander annehmen (Fig. 1, 2).

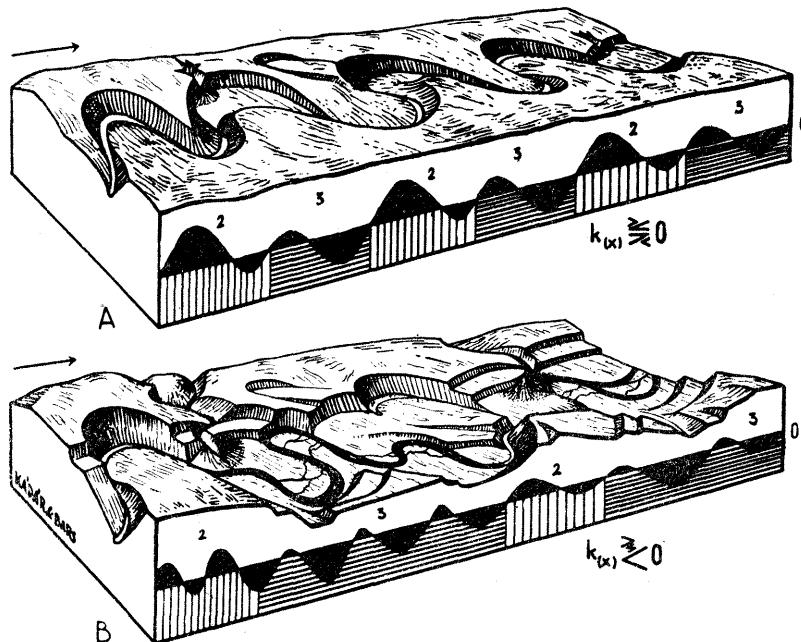


Fig. 2. Morphologische Tätigkeit der Flüsse vom Mittellaufgepräge

die Signatur bei A bedeutet Gleichgewicht zwischen den beiden Mittellaufgeprägen, und die bei B das Überwiegen der freien Mäander; sonstige Zeichen wie bei der Fig. 1

Falls aber der Schutt des frei mäandrierenden Flusses irgendwie ernährt wird, kann er seinen aufschüttenden Mittellaufcharakter auch dauernd behalten. Das geschieht während der periglazialen Zeiten durch die Solifluktion in den Flusstälern. Soweit stimmt also, dass die Flüsse ihre Täler während der periglazialen Zeiten aufschütteten. Der Umstand, dass sie gleichzeitig auch weniger Wasser führen, wird

höchstens soviel an der Sache ändern, dass der ganze Vorgang etwas verlangsamt wird, und die Mäanderwindungen von kleinerem Massstab sein werden. Die Täler werden verbreitert und ihre Sohle wird aufgeschüttet, gleichzeitig aber auch leicht gewölbt, wie das J. Büdel (18) bemerkt hat. Er hat auch die gewölbten Talsohlen für eine ausgesprochen periglaziale Erscheinungen gehalten. Kádár hat neulich nachgewiesen, dass die Gewölbtheit ein Resultat der Terrassenbildung

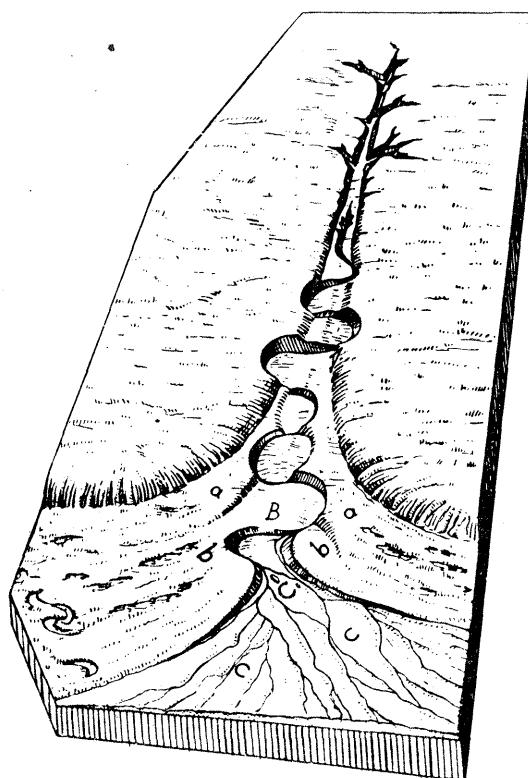


Fig. 3. Entwicklung der Mäanderterrassen und der Terrassen der Schwemmkegel

A und *B* sind Mäanderterrassen; *a* und *b*: Schwemmkegelterrasse; *C* ist die Oberfläche des im Bau befindlichen Teiles des Schwemmfächers; im Tale ist der gewölbte Talboden sichtbar

der mäandrierenden Flüsse, und so eine von den klimatischen Verhältnissen unabhängige allgemeine Erscheinung ist, die auch in nicht vereisten Zeiten entsteht (Fig. 3, 4).

Auf dem offenen Gelände der Schwemmfächer steht die Sache anders. Dort gibt es keinen Gehängeschutt, der die freien Mäander

stets nähren konnte. Solifluktion ist zwar auch auf den trockenen Hochflächen der Schwemmkegel tätig, den Schutt bewegt sie aber hier radial — wie auch der Fluss selbst fliesst — also nicht senkrecht zu seinen Ufern. Der Fluss bekommt auf der Strecke über seinen Schwemmkegel während periglazialer Zeiten keine Schutter. Da er mit Mittellaufgepräge den Schuttkegel erreicht, bringt er auch keinen überlastenden Schutt mit. D. h. der Fluss bildet auf der ganzen Strecke über dem Schwemmkegel wechselseitig einschneidende Talmäander und aufschüttende freie Mäander; breite Talweiten mit gewölbten Talsohlen wechseln mit Talengen.

Die Flüsse bekommen also während der periglazialen Zeiten entlang ihres ganzen Laufes kein Unterlaufgepräge — wie das laut der Soergel'schen Theorie allgemein angenommen wurde — sondern ein Mittellaufgepräge, das in den Tälern aufschüttend und im offenen Gelände der Schwemmkegel rhytmisch wechselnd einschneidend und aufschüttend ist.

Das Mittellaufgepräge hat L. Kádár (35, S. 239) folgenderweise definiert: „von Mittellaufgepräge ist der Fluss, wenn er sein Bett rhytmisch wechselnd eintieft und aufschüttet.“

Beim Mittellaufcharakter sind also beide Voraussetzungen der Terrassenbildung: die Aufschotterung des Flussraumes und die Vertiefung desselben gleichzeitig vorhanden. Jede sprunghafte Änderung in der Erosionstätigkeit der Flüsse vom Mittellaufgepräge: die Abschnürrungen der Mäander und die Geradelegungen der gekrümmten Flussläufe hängen auch mit Terrassenbildung zusammen.

Dieses ist bei den sich abschnürenden Gleitmäändern einleuchtend, weil diese ihren Talboden stets vertiefen. Noch mehr augenscheinlich ist die Gleichzeitigkeit der Terrassenbildung an solchen Trockentälern oder Wildbächen, von Mittellaufgepräge, deren rezente Talsohlen wegen der der Aufschüttung rhytmisch folgenden Einschneidung sich unmittelbar in den Terrassen der eingemeisselten Talabschnitte in demselben Rhythmus fortsetzen. Bei den freien Määndern aber, die die Talsohle aufschütteten, besteht ein scheinbarer Widerspruch gegen die automatische Terrassenbildung. Bedenkt man doch, dass talwärts auf je eine Strecke aufschüttenden Mittellaufgepräges ein Gleitmäander folgt, der den Talboden stets einmeisselt, so ist es einleuchtend, dass diese Einschneidung auch die oberhalb dessen liegenden freien Mäander folgen müssen. Die Verlängerung des Tal-

weges durch das stetige Wachsen der Mäanderbögen kann auf eine Weile mit der allmählichen Vertiefung der Talmäanderstrecke zwar schritthalten, bei einer eintreffenden Geradelegung kommt aber die inzwischen entstandene Höhenabnahme eben durch die Terrassenbildung zum Ausdruck.

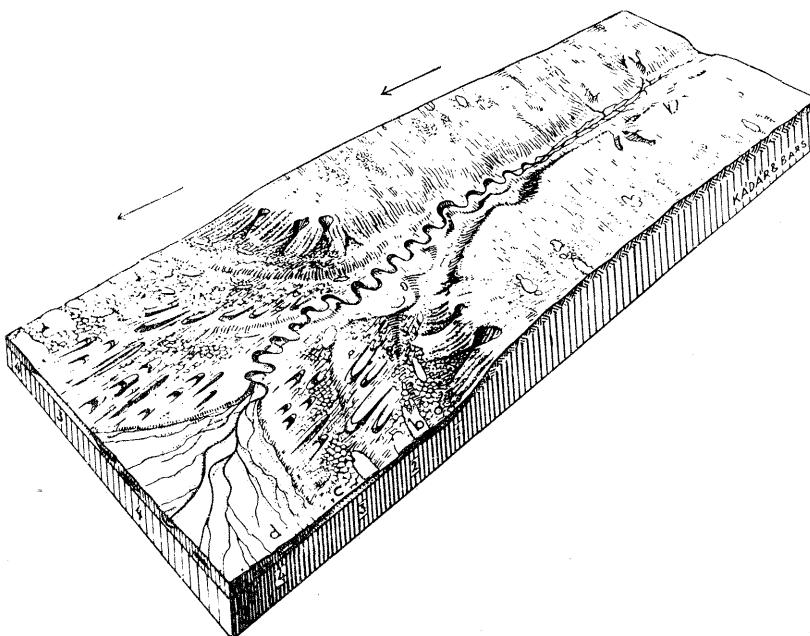


Fig. 4. Umgestaltung eines Flusstales und Schwemmfächers unter periglazialem Klima

1. Geröll; 2. Schutt; 3. fluviatiler Sand; 4. Löss; a, b, c: sind Schwemmkegelterrassen, d: der in Aufschüttung befindliche Teil des Schwemmkegels; die Pfeile geben die Windrichtung an; Schuttkegel, Tundra und Flugsanddünen sind eingezeichnet

Wird der Talmäander abgeschnürt, so ist dieses Geschehen ein weiterer und stärkerer Anlass zur Terrassenbildung auf der oberhalb dessen liegenden aufschüttenden Mäanderstrecke, denn an der Stelle der Abschnürung entsteht ein grosses Gefälle, das allmählich regressierend eine Terrasse in den oberhalb der Abschnürung liegenden gewölbten Talböden einmeisselt.

Während der periglazialen Zeiten entstanden in den Flusstälern auch statt der Gleitmäander freie Mäander, und daher würde es auch keinen Anlass zur Terrassenbildung gegeben haben. Es würden also breite Talböden ausgearbeitet werden, ganz so, wie das auch von der

Soergel'schen Theorie erfordert wird. Doch darf auch jener Umstand nicht ausser Acht gelassen werden, dass auf den Schwemmkegeln gleichzeitig eine Taleinschneidung vor sich ging, die als ein Sinken der Erosionsbasis auf die Strecken der Flusstäler gewirkt hat. Die dadurch entstandene Niveaudifferenz im Talweg regredierte allmählich in die Täler. Sie übte eine Gegenwirkung gegen die Schotterüberlastung der Flüsse und hat den ursprünglichen Charakter der Gleitmäander am unteren Ende der Täler wieder hergestellt. Das heisst, dass die Terrassenbildung in den Tälern trotz der Verallgemeinerung der freien Mäander auf die Dauer auch während der periglazialen Zeiten nicht stecken bleiben konnte. Sie ist aber durch die von dem Frost verursachten Schuttüberlastung stark beeinflusst worden.

Schultz (63) sieht den Grund der Terrassenbildung in der Hebung des Geländes, die das Gefälle der Flüsse verursacht. Je grösser das allgemeine Gefälle des Flusses ist, desto höher sind auch die einzelnen Terrassen. Da die Entwicklung, und die Abschnürung, bzw. die Geradelegung der Flussmäander periodisch wiederkehrende Erscheinungen sind, bilden sich auch die Mäanderterrassen während der Erosionszeit der Flussarbeit periodisch. S. S. Schultz hat nachgewiesen, dass inzwischen die Sprungweite zwischen den einzelnen Terrassen immer kleiner wird, weil das allgemeine Gefälle stets abnimmt. Bei einem Flusse, der schon kein Gefälle mehr hat, wird sie gleich 0° , und damit ist auch der Terrassenbildung ein Ende gesetzt¹. Nach Schultz verursacht so eine einzige Hebung des Geländes in den Flusstälern ein treppenartig gegliedertes Terrassensystem von eingeschnittenen Lokalterrassen, deren Sprungweiten sich von oben nach unten allmählich vermindern. Am Ende des Zyklus bildet sich eine breite Talaue aus.

Die einzelnen Terrassen sind alle ehemalige Mäanderbögen, die auch ihre Terrassengestalt vereinzelt erreicht haben. Sie sind zwar theoretisch mit einander verbindbar, sie bildeten aber nie einen zusammenhängenden Talboden.

Es ist ein fehlerhaftes Verfahren, die lokalen Mäanderterrassen als durchlaufende Terrassen zu verbinden.

Die Mäanderterrassen sind an sich weder klimatische noch tektonische Erscheinungen. Sie werden von allen Flüssen vom Mittellauf-

¹ Schultz betrachtet den Zeitpunkt, in welchem die Gefällskurve ihren Ausgleich erreicht, als das Ende eines Terrassenzyklus. Das ist aber nicht richtig, da erst bei der Ausgleichung des Gefälles das terrassenbildende Mittellaufgepräge erscheint, bei dem die Flusstätigkeit noch in voller Kraft ist.

geprägte erzeugt, gleichviel, ob es unter periglazialem oder unter interglazialem Klima geschieht. Zur Anbahnung ihrer Entwicklung, d.h. zu einer aktiven Erosionstätigkeit ist aber ein Steigen des allgemeinen Gefälles notwendig. Nach Schultz soll der frühere Talboden nach dem Beginn eines neuen Terrassenbildenden Zyklus als eine durchlaufende Zyklusterrasse zurückbleiben. Laut der Soergel'schen

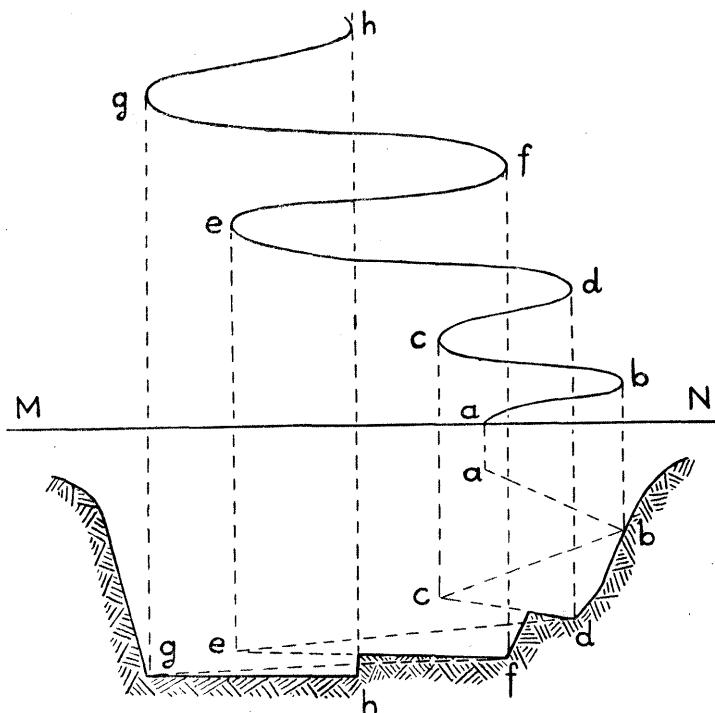


Fig. 5. Ablauf eines Terrassenzyklus nach S. S. Schultz (unwesentlich verändert)

Theorie sollten die periglazialen Terrassen solche durchlaufenden Terrassen sein. Durch klimatische Gründe kann aber so ein Terrassenzyklus nicht in Gang gesetzt werden. Dazu ist die Senkung der Erosionsbasis, also z.B. eine tektonische Verwerfung notwendig. Unter einem periglazialen Klima wird aber die Zahl der Mäanderterrassen vermindert, dagegen aber wird ihre Höhe grösser werden.

Ungarn ist ein Land, wo rezente tektonische Bewegungen keine Seltenheit sind. Im Pleistozän waren wohl diese Krustenbewegungen eher öfter und stärker, als seltener und schwächer. Ihr Verhältnis zu den Klimaveränderungen kann — wenigstens beim heutigen Stand

unseres Wissens — als eine Interferenz von zwei unabhängigen Faktoren betrachtet werden. Mit anderen Worten: der Anfang und das Ende der einzelnen Terrassenzyklen mochten sowohl in den interglazialen wie auch in den periglazialen Zeiten stattgefunden haben.

Um die Sache klarer zu machen, betrachten wir fünf typische Möglichkeiten näher:

1. Der ganze Terrassenzyklus spielt sich unter einer interglazialen Zeit ab. Dieser einfache Fall ist nach Schultz oben schon geschildert worden.

2. Der Terrassenzyklus läuft unter einer periglazialen Zeit ab. Die tektonische Hebung trifft ein reifes Tal mit einer breiten, flachen Talsohle, die sich auch zwischen den Schwemmkegelterrassen weiter erstreckt. Nach der Hebung beginnt die rückschreitende Erosion im Tale, die alte Talsohle bleibt als durchlaufende Terrasse zurück. Die gesunkene Strecke wird von einem frischen Schwemmkegel zugeschüttet. Im Tale gewinnt der Fluss einen normalen Mittellaufcharakter mit wechselnden freien und Gleitmäandern und mit normaler Mäanderterrassen-Bildung. Auch die Entwicklung des Schwemmkegels ist eine normale. Die Schwemmkegelterrassen werden ausgeformt. Dieses sind Vorgänge, denen die klimatisch-morphologischen Erscheinungen der Periglazialzeit widersprechen, und die sie nach einer gewissen Zeit auch überwinden. Die Talmäander machen einer allgemeinen Talverbreitung den Platz frei. Inzwischen meisselt der Fluss seine Talstrecke in seinen schon reifen Schwemmkegel ein. Die dadurch entstandene Gefällzunahme erneut die Terrassenbildung in dem Tale, die aber durch die periglazialen Schuttüberlastung langsam wieder abgebremst wird. Durch mehrmalige Wiederholung dieser Vorgänge, die immer niedrigere Terrassen ausmeisseln, gelangt der Terrassenzyklus zu seinem Ende und lässt eine breite, durchlaufende Talsohle zurück.

3. Der Anfang des Terrassenzyklus fällt in eine interglaziale, sein Ende aber schon in eine periglaziale Zeit. In der periglazialen Zeit gewinnen alle Mäander im Tale einen aufschüttenden Charakter. Auf dem Schwemmkegel vertieft sich aber das Tal, und das verursacht die Erneuerung der Terrassenbildung. Die Terrassenbildung kommt am Ende des Zyklus zum Stillstand. Laut der Soergel'schen Theorie müste mit der Ankunft des postglazialen humiden Klimas die Erosionsarbeit des Flusses erneut werden. Das ist aber nicht möglich, weil er kein Gefälle und auch keine Arbeitsfähigkeit besitzt.

4. Der Terrassenzyklus beginnt in einer periglazialen und endet in einer interglazialen Zeit. Bei dem Erscheinen der Klimaänderung kommt die periodische Schwenkung der Intensität der Terrassenbildung in Wegfall, um für das weitere einem normalen Zyklusablauf den Platz frei zu machen.

5. Der Terrassenzyklus ist so lang, dass sich unter ihm mehrere periglaziale und interglaziale Perioden abspielen. Die Terrassenbildung geht unter beiden Klimatypen nach seinen eigenen Gesetzen vor sich, doch sind die Terrassen der interglazialen Zeiten relativ zahlreicher, aber auch niedriger als die der periglazialen Zeiten.

Nach alledem ist es klar, dass die Klimaveränderungen des Pleistozäns die Terrassenbildung der Flüsse wohl modifiziert, aber weder verursacht, noch zum Stillstand gebracht haben.

Während einer periglazialen Zeit können also nicht nur eine einzige Terrasse, sondern eine Reihe von Terrassen entstehen. Und dasselbe gilt für die interglazialen Zeiten. Die Zahl und Höhe der Terrassen sind ein Resultat der Eigenschaften sowohl der einzelnen Zyklen, wie auch der einzelnen Flüsse und ihrer Umgebung. Sie können also bei der chronologischen Einreihung der Terrassen zwar nützlich sein, aber bei exakter Zeitbestimmung sind sie nur mit äusserster Vorsicht zu gebrauchen. Das zur Zeit allgemein übliche Verfahren, die Terrassen nach ihrer Höhe zu datieren, ist vollkommen irreführend.

Die Terrassenstudien, die während der letzten Jahre in Ungarn hauptsächlich von der Geographischen Forschungsgruppe der Ungarischen Akademie der Wissenschaften durchgeführt worden sind, haben darauf hingewiesen, dass man im Donautale einerseits mit mehr Terrassen zu rechnen hat, als das bisher geschehen ist, und andererseits, dass die Terrassen im allgemeinen viel jünger sind, als das man vorher nach ihrer Höhe angenommen hat (55).

Es ist allgemein bekannt, dass die Höhe der Terrassen in den Flussläufen talaufwärts allmählich abnimmt. Es soll aber auch darauf hingewiesen sein, dass sich auch ihre Zahl gegen das Quellgebiet hinzu vermindert, weil die älteren Terrassen in der durch Regression nachträglich ausgemeisselten oberen Talabschnitten fehlen.

Bei den Terrassen der Schwemmkegel ist derselbe Fall zu Verzeichnen wie bei den Talterrassen. Sie haben ihre eigenen Entwicklungsgesetze, die von den klimatischen Änderungen im allgemeinen unabhängig sind.

Die Schwemmfächerterrassen sind langgestreckte, breite Flächen, die sich sanft geneigt gegen die Peripherie abdachen. Sie bilden sich automatisch und periodisch. Jede ältere Terrasse versinkt unter der nächst-jüngeren. So wiederholen sich die Schwemmkegelterrassen rhytmisch. Klimatische Änderungen können ihre Bildung zwar fördern oder hindern, aber nicht verändern. Wie gesagt, geht die Entwicklung der Schwemmfächer während der periglazialen Zeiten infolge Mangels an Wasser und Schutt langsamer vor sich. Während der interglazialen und postglazialen Zeiten ist der Vorgang zwar rascher, aber doch derselbe.

Es ist ein wesentlicher Umstand für die geomorphologische Formbildung der periglazialen Landschaften, dass der über die Schwemmkegel transportierte Schutt der Flüsse derart gesteigert wird, dass bei reifen Schwemmfächern das grobe Material (Schutt, Kies) schon im Kopfe des Kegels abgelagert wird. Später bleibt auch der Sand zurück und an ihrer Umrandung besteht das Material nur aus dem feinsten Sand und Schlamm (Fig. 1).

In der weiteren Entwicklungsgeschichte der Terrassen der Täler und der Schwemmkegel spielen andere, vom Klima bedingte Erosionsfaktoren neben und anstatt der Flusserosion eine immer wichtigere Rolle. Während der humiden Zeiten sind sie in der gemässigten Klimazone vom Walde bedeckt, und werden durch die Erosionsfaktoren nicht wesentlich umgestaltet. Unter einem Trockenklima sind sie aber der Deflation preisgegeben, gleichviel, ob es sich um subtropisches Wüsten- bzw. Steppenklima, oder um kalt trockenes Tundrenklima handelt. Die Dreikanter an der Oberfläche der Terrasse des grossen Schwemmkegels der Donau bei Pestszentlörinc unterhalb Budapest hat man vorher für einen Beweis eines angeblichen warmen Wüstenklimas im Pliozän gehalten, denn trockenwarmer Winde hätten sie ebenso gut ausschleifen können wie — laut der heutigen Auffassung — die eines kalttrockenen periglazialen Klimas im Pleistozän, dass in den dort sichtbaren Kryoturbationen seine Zeugen hat (37). Die Solifluktion und die Deflation waren während der periglazialen Zeiten am meisten über weiten, verbreiteten Terrassenflächen tätig.

Vor der Zone der Deflation wurden Sand und Staub gleichfalls durch den Wind weggeblasen und in ihrem Hintergrunde, wo der vom Geschiebe überlastete Wind statt Oberlaufpräge einen Mittellauf bzw. Unterlaufcharakter annahm, wurden die betreffenden Dünenformen (Uferdünen, Parabeldünen, Barchane, Strichdünen u.s.w.) auf den hohen, trockenen Schwemmkegel-Terrassenflächen angehäuft (Fig. 1; näheres siehe: 32). Nach Ablagerung des am Boden

gerollten Sandes, ist der in der Luft schwebende Staub noch weiter befördert worden. Er ist erst an der Peripherie des Schwemmkegels zur Ablagerung gezwungen worden, und zwar von der die Bodenfeuchtigkeit ausnützenden Vegetation. Diese übte nämlich eine Bremswirkung auf den Wind, aus der dadurch an Kraft verlierend seinen schwebenden Staub fallen liess. Dasselbe geschah auch über den Totwässern der Terrassen.

Die Ablagerung des Staubes schaffte Material zur Lössbildung, falls die klimatischen Verhältnisse für seine Diagenese geeignet waren.

So führen uns die Schwemmkegel, die in ihrem reifen Zustand in der periglazialen Zone von der Deflation ebenso stark umgeformt und weitergebaut wurden wie von der Flusserosion selbst, zu der Frage der Lössbildung hinüber.

Am von der Ungarischen Akademie der Wissenschaften in Budapest, September 1952 veranstalteten „Alfölder Kongress“ wurde der Löss von einem Ausschuss folgendermassen definiert: „der Löss ist eine Ansammlung des aus der Ferne, hauptsächlich auf dem Luftwege, hergetragenen, gut sortierten Staubes und geröllten Materials lokalen Ursprungs, welche in wechselndem Verhältnis zueinander stehen und in welchen der Wert der aus der Luft abgelagerten Stoffmenge vorherrscht“. In dieser Bestimmung wurde der Umstand, dass die neuesten sowjetischen Untersuchungen ausser dem äolischen Ursprung des Lösses auch mit den fluvialen, glazialen und eluvialen Ursprung des Lössmaterials rechnen, bereits mitberücksichtigt.

Hauptvertreter dieses Gedankens war L. S. Berg, der die Theorie der äolischen Lössbildung schroff ablehnt. Da die zwei charakteristischen Eigenschaften des Lösses, nämlich die überwiegende Schichtungslosigkeit und starke Porosität, nach seiner Auffassung durch die Diagenese hervorgerufen werden, ist es nicht nötig, zur ihrer Erklärung uns der äolischen Theorie zu bedienen.

Im allgemeinen ist es eine stillschweigend angenommene Hypothese, dass der aus der Luft niederfallende Staub notwendigerweise ungeschichtet ist. Das hat aber noch niemand bestätigt und das ist auch nicht so. Wenigstens auf den Steppen mag das nicht so sein. Zum Wesen der Steppen gehört nämlich der periodische Niederschlag, und der Regen schlägt den Staub nieder, verschwemmt ihn und macht die Anhäufung des Fallenden Staubes notwendigerweise — wenn auch nur schwach — geschichtet. So bleibt auch im Falle einer äolischen Ablagerung des Staubes die Notwendigkeit der Herausbildung der Porosität im Laufe der Diagenese und die des Auflösens der

mehr oder weniger starken Schichtung bestehen. Andererseits soll auch die Möglichkeit anerkannt werden, dass auch der vom Wasser beförderte dichtere und geschichtete Schlamm durch die Diagenese in einem porösen und weniger geschichteten Löss aufgelockert werden kann.

Damit wollen wir aber keineswegs behaupten, dass das Grundmaterial des Lösses nicht auf äolischen Wege angehäuft werden kann. Die Argumente nämlich, die von Berg zur Ausschliessung der Möglichkeit der äolischen Lössbildung aufgezählt werden, sind der Reihe noch leicht zu widerlegen. Einen unserer Beweisgründe zu dieser Widerlegung liefert die dritte Eigenschaft des Lösses, nämlich seine charakteristische Korngrösse überwiegend zwischen 0,05—0,02 mm. In den ungarischen Lössen macht diese Fraction 30—60% aus. Ein so gleichmässig feines Grundmaterial mag nur ein Ergebnis einer gründlichen Sortierung sein. Sortierende Arbeit kann sowohl vom Flusse, als auch vom Winde verrichtet werden. L. Kölbl (42) hält die Korngrösse des Lösses für ein Produkt einer zweifachen Seigerung durch Wasser und Wind. Die Sinkgeschwindigkeit der Teilchen unter 0,02 mm ist im Wasser schon unmessbar klein. Über 0,16 mm ist sie wieder zu gross. So wird vom Überschwemmungswasser ein Schlamm mit einer Korngrösse zwischen den beiden Grenzen abgelagert. In der Luft ist die obere Grenze der Korngrösse dauernd schwebend bleibender Teilchen 0,05 mm. So wird der untere Grenzwert durch das Wasser und der obere durch die Luft bestimmt (75). Auch der Frost kann in der Zerspaltung des Lössmaterials in grossem Masse mitwirken, wie darauf G. Beskow (8) und A. Dütter (22) hingewiesen haben. Nach ihren Beobachtungen häuft sich im periglazialen Schutt reichliches Feinmaterial von einer Korngrösse zwischen 0,1—0,01 mm auf. Beskow nimmt an, dass diese untere Grenze dadurch bestimmt wird, dass in Spalten der noch kleineren Teilchen die Gefrierpunktserniedrigung schon so gross ist, dass sie praktisch nicht erreicht wird (75). Hier sei kurz auch auf den Umstand hingewiesen, dass die Solifluktion auch eine Sortierung des Materials durchzuführen fähig ist. Mitten in den Polygonen zurückbleibender feinkörniger Schlamm hat eine Korngrösse, die der des Lössmaterials ähnlich ist. Dieser feuchte, nasse Schlamm des Auftaubodens kann möglicherfalls an seiner Oberfläche auch im Sommer so weit austrocknen, dass er dem Winde angreifbar wird. Noch mehr ist das der Fall im Winter, wenn die hartgefrorene Oberfläche als irgendein mehr oder weniger zementiertes Sedimentgestein (Ton, Mergel, Sandstein u.s.w.) der Deflation preissgegeben wird. So ist die durch äolischen Transport durchgeführte Seigerung des von der Oberfläche der Tun-

dren herkommenden Staubes auch schon eine doppelte, auf den Schwemmkegeln und Terrassen sogar eine dreifache Sortierung, denn hier ist die erste schon vom fliessenden Wasser durchgeführt worden.

Wie schon gesagt, kommt das Lössmaterial in den Randgebieten der Schwemmkegel und an solchen Terrassenflächen zur Ablagerung, die auch unter Trockenklimas infolge der Bodenfeuchtigkeit eine Vegetationsdecke besitzen. Auf den gewölbten Flächen der Schwemmkegel-Terrassen sind für die Ablagerung des Lössartig feinen Materials die Altwassertobel geeignet. Überall auf den weit ausgedehnten Hochflächen der grossen Schwemmkegel im Alföld wechseln Löss in den Niederungen und Flugsand auf den Erhöhungen. Die flachen Randgebiete sind dagegen gleichförmige Lösslandschaften. Sandlinsen mit charakteristischen Kreuzschichtung der Flussablagerungen kommen in den Aufschlüssen oft zu Erscheinung.

Wir müssen aber uns auch mit Faktoren beschäftigen die das Lössmaterial mit sich führen. In den Randgebieten der Schwemmkegel kann sowohl der Wind wie auch das Wasser den mitgeschleppten Sand bzw. Schlamm ablagern. Das kann durch beide Faktoren an einer und derselben Stelle auch gleichzeitig, bzw. nach Jahreszeiten wechselnd geschehen. Während der Überflutung schütten die Flüsse die Randgebiete ihrer Schwemmfächer so wie ihre niedrigen, jungen Terrassen mit Schlamm auf. Dieser Schlamm kann nach seiner Austrocknung auch Material zur äolischen Staubanhäufung an den höheren Terrassen liefern, wie das von mehreren Forschern beobachtet und beschrieben worden ist, wenn an der gegebenen Stelle der Wind positive Arbeitsfähigkeit besitzt. Sonst bleibt der Schlamm an Ort und Stelle und kann dort der Diagenese des Lösses unterworfen werden. Durch Staubanhäufung wird der Schlamm inzwischen begraben und Felsterrassen werden von mächtigen Lössablagerungen am Weinberg von Tokaj bedeckt. Über dem Andesit lagert eine dünne Schicht von Schotter. Darüber folgt der Löss, der aber im untersten Teil eine Höhe von ein halb- bis anderthalb Meter sowie eine Schichtung von etwa 1 Zentimeter breiten Schichten aufweist. Diese konnten unseres Erachtens vom Wasser, die höheren Teile aber vom Wind abgelagert worden sein.

Nach Klärung der Frage hinsichtlich des Zusammentragens von Lössmaterial soll die Diagenese des Lösses einer Betrachtung unterzogen werden. Es zweifelt niemand daran, dass diese von gewissen klimatischen Vорbedingungen abhängig ist. „Sobald... gewisse klimatischen Schwellenwerte überschritten wurden, hörte die Bildung

des Lösses auf. Leider wurden diese klimatischen Schwellenwerte von denen die Lössbildung abhängt, noch von niemandem studiert...” hat B. Bulla (14) vor zwanzig Jahren geschrieben. Sämtliche Forscher sind darin einig, dass die Lössbildung bei trockenem Klima vorgeht. Beziiglich des Einflusses der Lufttemperatur auf die Lössbildung sind die Ansichten schon mehr verschieden. Es gibt Anhänger sowohl eines warm-trockenen, wie auch eines kalt-trockenen Klimas unter dem die Lössbildung vorgeht. Manche Forscher halten sie in beiden Fällen möglich.

Nach Gedrojć und Berg bleiben bei trockenem Klima die bei Verwitterung der Mineralien freiwerdenden Ca und Mg im Boden zurück und machen — sich mit den dort befindlichen Karbonaten zum kohlensäueren Kalk vereinigend — das Grundgestein des Lösses zu lockerer Struktur, indem sie auch dessen Schichtung aufheben.

Dem Boden zugestzter Kalk macht denselben tatsächlich bröckelig. Bröcklichkeit bedeutet aber nicht zugleich auch Porosität und dabei besteht doch die charakteristische Eigenschaft des Lösses in der Porosität und nicht in der Bröcklichkeit. Die durch den kohlensauren Kalk verursachten Bodenbröckel kann man zwischen den Fingern zu Mehl nicht zerreiben, wie den Löss. Diese Tatsache in sich selbst weist darauf hin, dass der Grund für die Porosität des Lösses in etwas anderem zu suchen ist, was natürlich auch ein weiterer, in den bodenformenden Prozessen mitwirkender Faktor, sein mag.

Der Kalziumgehalt ist für den Löss kennzeichnend und wir müssen annehmen, dass seine Anhäufung nur bei trockenem Klima vor sich gehen kann. Gleichzeitig müssen wir aber hinzufügen, dass dieser Umstand kein vollkommen trockenes Wüstenklima bedeutet, denn dort fehlt dem Boden jene minimale Feuchtigkeit, welche zur Verwitterung der farbigen Mineralkörnchen, folglich zum Freiwerden von Ca und Mg nötig ist.

Berg zählt auf Grund der Angaben von angesehenen Sowjetforschern 8—10 solche Stellen auf, wo die Lössbildung auch heute noch zu beobachten ist. Ihre Mehrheit liegt auf dem Gebiete der innerasiatischen Trockensteppen, in Fergana, am Aris, Serefsan, Murgab und Hoangho, sowie auf der Mugan-Steppe, im Araxtal und Lenatal in der Umgebung von Jakutsk, auf der Wasserscheide der Lena und Angara.

Vergleicht man diese Stellen der rezenten Lössbildung mit den Klima-, Vegetations- und Bodenkarten Asiens, so zeigen sie, dass zwar sämtliche Stellen auf trockenen Steppengebieten vorkommen, dass aber diese Steppen warme Steppen seien — wie Berg es annimmt —

kann nicht behauptet werden. Höchstens können sie als warm-gemässigte Steppen gekennzeichnet werden — mit der Ausnahme der subarktischen Steppen in der Umgebung von Jakutsk. Nach Berg, der für die Diagenese des Lösses ein warm-trockenes Klima für nötig hält, ist die Lössbildung in so hohem Norden (fast am 62° der Nordbreite) eine ausserordentlich überraschende Erscheinung.

Auf der Mugan-Steppe, die die wärmste Stelle der heutigen Lössbildung darstellt, entstehen dagegen nur lössartige Gebilde, kein echter Löss.

Diese Tatsachen sprechen deutlich dafür, dass die Diagenese des Lösses nicht an eine hohe Temperatur gebunden ist. Das Klimadiagramm von Jakutsk überzeugt uns auch davon, dass der Sommer hier wohl wirklich warm genug, aber auch gleichzeitig verhältnismässig reich an Niederschlägen ist. Auf Grund dessen kann die Frage mit Recht gestellt werden, ob nicht eben die kalten Steppen jene Stellen darstellen, auf denen die Lössbildung zustande kommt? Diese Annahme wird von der Tatsache, dass wir in tropischen Gegenden nirgends Löss kennen, obwohl die Grass-Savannen durch die Passatwinde reichlich aus der Wüste Staubmaterial bekommen, ernstlich bestätigt. A. Scheidig bezeichnet auf der Karte der Lössverbreitung, die von Woldstedt (75) übernommen wurde, die Zone der Sudaner Steppen als solche, wo das Vorkommen des Lösses zwar angenommen werden kann, aber vorläufig nicht bestätigt ist. Die Tatsache des Sudaner Staubfalles wird auch von Berg anerkannt. „Der aus dem Staube der Sahara gebildete trockene Nebel ist den Sudaner Eingeborenen gut bekannt: fällt viel Staub nieder, so wird die Ernte gut — pflegen sie zu sagen. Trotzdem gibt es keinen Löss weder im Sudan, noch in der Süd-Sahara“. Dies wird von Berg als Beweis dessen betrachtet, dass aus dem niederfallenden Staub kein Löss entsteht. Tatsächlich entsteht keiner — in Sudan, wo das Klima schon zu warm für die Diagenese des Lösses ist. Da — wie oben gezeigt — in den Tropen nirgends das Vorkommen von Löss bestätigt ist, darf auch die Konsequenz im allgemeinen gezogen werden, dass sich beim warmen, trockenen Klima kein Löss bildet (34).

Die bezeichnendste Eigenart des kalten Klimas ist der Frost, der in den Tropen unbekannt ist. Seine grosse Rolle in der Zerspaltung der Gesteine ist allgemein bekannt. Wir haben auch die Annahme von Beskow (8) und Dürcker (22), die ihm in der Vorbereitung des feinen Lössmaterials im periglazialen Gebiet eine wichtige Arbeit zuweist, bereits schon erwähnt.

Wir müssen jetzt aber auf den Umstand aufmerksam machen, dass der Frost die einzelnen Teilchen eines feinkörnigen Sediments,

wie es der Lehm oder Schlamm ist, von einander entfernt. Troll (69) hat die grosse Wichtigkeit der Kammeisbildung beschrieben. Der Frost, bzw. der Frostwechsel zerstäubt die Schollen der Ackerfelder. Die den Fruchtboden lockernde Wirkung des Frostes ist in der Landwirtschaft gut bekannt und wird praktisch verwertet. Nach unserer Meinung ist es gerade der Frostwechsel, dem die Porosität des Lösses zu verdanken ist. Verlangt also die Anhäufung des Calciumkarbonats und Magnesiumkarbonats ein Steppenklima zur Diagenese des Lösses, so erfordert die Entstehung der Porosität in bestimmten Perioden des Jahres Frostwechsel, also ein kaltes, oder wenigstens gemässigtes Steppenklima.

Wenn wir die gegenwärtigen Lössbildungsstellen auf der durchschnittliche Wintertemperatur darstellenden Karte Asiens einzeichnen, so stellt sich heraus, dass der Frost an sämtlichen Stellen zu der Eigenart des Klimas hinzugehört. Das von Troll (69) übernehmene Klimadiagramm von Jakutsk zeigt vom Frühling (15. III) bis zum Herbst (1. XI) 7,5 Monate lang die Möglichkeit der Frostwechsel mit 42 effektiven Frostwechselfäden (Fig. 6). Allein die Mu-

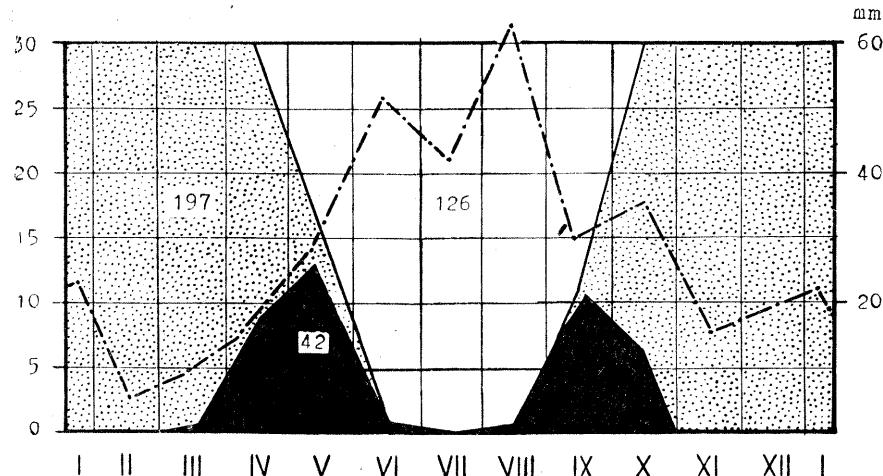


Fig. 6. Klimadiagramm von Jakutsk (nach Troll) durch den Niederschlagsgang ergänzt
schwarz: Frostwechselzeit; punktiert: Frosttage; weiss: frostfreie Tage; die Ziffern zeigen die Zahl der
Tage während des Jahres; die punktierte Linie deutet Niederschlag in mm an

gan-Steppe ist es, welche stark an der südlichen Grenze des Frostes liegt. Klimatische Daten haben wir leider nur aus dem benachbarten Kjudamir und aus der 1403 m hoch liegenden Stadt Schuscha. Die Klimakarten von Alisow, Berlin und Michel (2) zeigen, dass es auch hier jährlich etwa 100 Tage gibt, an denen Frost vorkommen

kann. Die wirkliche Zahl der Frostwechseltage steht uns leider nicht zur Verfügung. Auf Grund dieser Angaben kann man doch die Folgerung ziehen, dass obwohl in der Mugan-Steppe der Frost keine unbekannte und eine jährlich wiederkehrende Erscheinung ist, der Frostwechsel doch zu selten vorkommt um eine ordentliche Diagenese des Lösses hervorzubringen. Dadurch erklärt sich, warum die Ablagerungen der Mugan-Steppe nur lössartig und nicht echter Löss ist. Neben dem trockenen Steppenklima erkannten wir in dem Frost, bzw. in dem Frostwechsel den entscheidend wichtigen Faktor der Diagenese des Lösses. Löss bildet sich also nur auf solchen gemässigten oder kalten, trockenen Steppen, wo der Frostwechsel, wenigstens in einem Zeitabschnitt des Jahres charakteristische Eigenart des Klimas ist. Auch das muss betont werden, dass es sich hier um Steppen und nicht nur im allgemeinen um trockene Gebiete handelt, weil — wie wir es oben sahen — weder die Verwitterung der Mineralbestandteile, noch die Einkräzung der Quarzkörnchen beim Mangel von Bodenfeuchtigkeit unter Wüstenklima vor sich gehen kann.

Ein grundlegender Fehler von Bergs Theorie ist, dass sie die Ablagerung des Lössmaterials und die Diagenese des Lösses zeitlich voneinander trennt. Richtig wendet gegen sie Obrutschew (54)

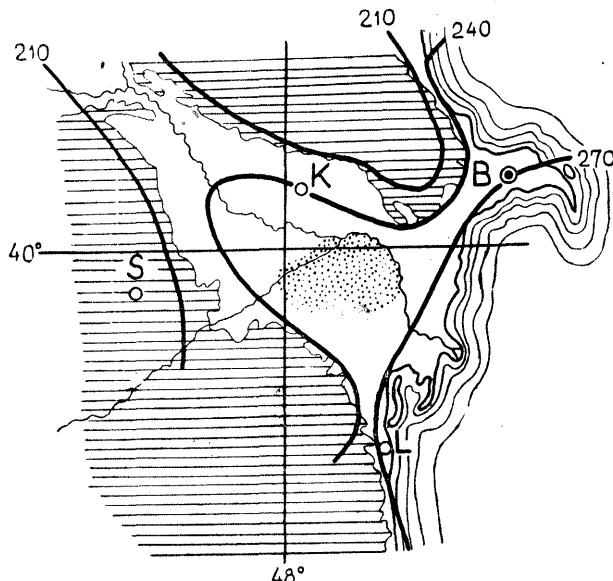


Fig. 7. Frostmöglichkeit auf der Mugansteppe
punktierte Fläche: Mugansteppe; schraffiert: Gebirge; die Isoplethen deuten die Länge der frostfreien Zeit in Tagen an; K — Kjudamir; B — Baku; S — Schuscha; L — Lenkoran

ein, dass bodenformende Prozesse ihre Wirkungen im Gesteine tiefer als 2—3 Meter nicht spüren lassen können. Es kann also ein 20—40 Meter dickes Grundmaterial (Alluvium oder Staubschicht) nur im Laufe der Ablagerung zu Löss verwandelt werden.

Wenn man die Stellen der rezenten Lössbildung mit der Bodenkarte vergleicht, stellt es sich heraus, dass sie sich sämtlich auf Überschwemmungsböden oder in ihrer Nähe befinden. Überschwemmungsböden sind aber eben infolge ständiger Aufschüttung azonale Böden und die schmalen alluvialen Streifen der betreffenden Stellen dehnen sich in Zentralasien zwischen bräunlich-grauen Böden und Tscher-nozjom, in Jakutien in der Zone der podsolischen Tajga-Böden. Auch dies spricht also dafür, dass die Diagenese des Lösses nur mit der Anhäufung des Lössgrundmaterials gleichzeitig vor sich gehen kann und dass gerade die ununterbrochene Aufschüttung die Herausbil-dung zonalen Bodens auf der Oberfläche des Grundmaterials des Lösses verhindert.

Die weite Verbreitung der fossilen Lössse in Europa ist an sich schon ein Beweis dafür, dass zwei grosse Gruppen und Gebiete der Lössbildung in Eurasien existieren bzw. existierten: die innerasiatische, die kaum von den quartären Klimaveränderungen beeinflusst worden ist, und die periglaziale, auf der die Klimaveränderungen zum Still-stand, bzw. zum Neubeginn der Lössbildung führten.

Die geographische Lage Ungarns ist eine solche, dass es bei Klimaänderungen grösseren Umfangs sowohl zu der periglazialen, wie auch zu der innerkontinentalen Lössbildungszone gehören konnte. Dies bedeutet, dass in Ungarn die Voraussetzungen der Lössbildung — bald von einem, bald von dem anderen Typ — während dem Quartär öfter gegeben waren, als in Nordwesteuropa. Das heisst, dass es einerseits auch in den interglazialen und interstadialen Zeiten Perioden gab, die die Lössbildung in Ungarn in Gang gebracht haben konnten, anderseits aber auch das, dass auch die Klimaschwankungen der einzelnen glazialen Zeiten Stillstand in der Lössbildung — vielleicht auch öfter hintereinander — verursachen konnten. Man darf nämlich nicht vergessen, dass Ungarn auch im Randgebiete der periglazialen Lösszone liegt. Hier konnte die Lössbildung nur bei stark ausgeprägten Periglazialzeiten eintreten. Sie ist hier immer auch höchst emp-findlich gegen Klimaschwankungen gewesen. Bei relativ kleinen Schwankungen des periglazialen Klimas — da nicht unbedingt mit den Schwankungen der Eisausdehnung gleichzusetzen sind — mag sie aufgehört haben um einer Bodenbildung den Platz frei zu machen.

Da ein normales Bodenprofil, wie es die rotbraunen Lehmzonen in dem Löss einst gewesen waren, schon während einer relativ kurzen Zeit, in einigen Jahrhunderten, ausgebildet wird, besteht die Möglichkeit, dass während einer und derselben periglazialen Periode die Bildung des Lösses in Ungarn durch seine Verwitterung unterbrochen wurde und in den mächtigen Lösschichten sich Lehmzonen bildeten. Das würde heissen, dass die die Lehmzonen, zwar unbe-

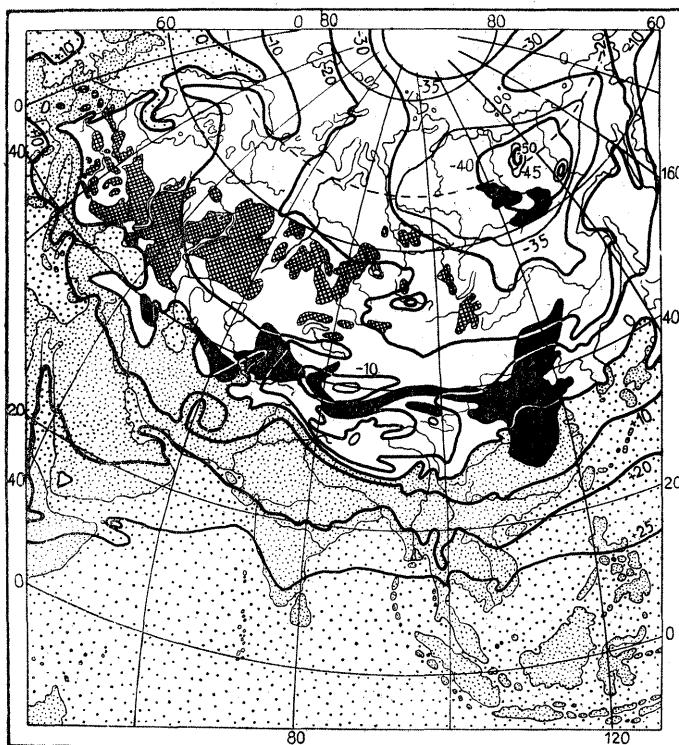


Fig. 8. Verbreitung des rezenten und fossilen Lösses und des Frostes in Eurasien
schwarz: Gebiete der rezenten Lössbildung; gewürfelt: Verbreitung des fossilen Lösses; punktiert: frostfreie Gebiete; die Isopteren sind Januar-Isothermen

dingt Produkte von Zeiten sind, während derer keine Lössbildung stattgefunden hat, nicht in jedem Falle Zeugen interstadialer oder interglazialer Zeiten sind². Diesen Umstand hat P. Kriván (45, 46) schon richtig erkannt, indem er auf Grund der von G. Bacsák (3) umgerechneten Milankovič'schen Strahlungskurve auch während

² Ein von ihm eingeführter Ausdruck für die Vereisungszeiten, gleichviel ob sie glazial, oder nur stadial sind.

der kryonalen Zeiten mit Verwitterung und Abtragung des Lösses rechnet. Infolge aktiver subtropischer Schwankungen, „lässt sich... der Löss des M_1 , R_1 , W_1 auf Grund manchmal mehrfacher Schwankung zweiteilen“. Die Höhepunkte liegen bei $-454\ 800$, $-209\ 600$ und $-94\ 000$ Jahren. Diese Schwankungen sind nach Kriván (46) und auch nach der Höhlensedimentforschungen von L. Vértes (73) in Ungarn regional verbreitet.

Auch ungekehrt kann man behaupten, dass die interkryonalen Zeiten die Lössbildung nicht unbedingt ausgeschlossen haben. Da können wir uns auf J. Pelíšek (56) berufen, der bei Brünn in Mähren von interglazialen Lössen berichtet hat. Kriván kennt keine interkryonale Löss. Dagegen hält er den Flugsand interkryonal. Obwohl der Umstand, dass Flugsand und Löss heteropische Fazies einer und derselben Deflationswirkung sind, öfter betont und nachgewiesen wurde (9, 24, 25, 71, 72, 74, 34), hält Kriván bei seinem mit J. Mihálcz (51, 52) gemeinsam vertretenen Standpunkt, dass der Löss kryonal und der Flugsand interkryonal ist, fest. Er beruft sich auf Horváth und Antalfi (28), die angeblich nachgewiesen haben, dass die Flora und Fauna des Flugsandes immer auf ein warmes Klima, während die des Lösses auf ein kaltes hinweisen. Demgemäß sollten die sechs Lössschichten Ablagerungen von sechs kryonalen Zeiten (von M_2 bis W_3) und die zwischen ihnen liegenden Sandschichten die von interkryonalen Zeiten sein.

Doch darf man auch den Umstand nicht vergessen, dass es sich um ein Mikroklima der Umgebung von Schnecken handelt, die in der dem Boden nächsten Luftsicht leben. Horváth und Antalfi betonen auch selbst, dass „sie im Grunde viel empfindlicher gegen die Einwirkungen ihrer kleineren Umgebung, als gegen die der Grossumgebung sind“. Die Albedowirkung von Flugsand und Löss ist recht verschieden. Ungarns klimazonale Lage ist eine solche, dass auf den Sandböden infolge der Strahlungsreflexion und der starken Erwärmung der obersten Sandschichten Wein- und Obstbau getrieben werden können, gerade wie an den Südhangen der Gebirge. Dagegen gedeiht die Zuckerrübe, deren Hauptverbreitungsgebiet nördlich von Ungarn liegt, am besten auf Lössgebieten. Auch die grösse Feuchtigkeit des in Bildung stehenden Lösses, die oben schon erwähnt worden ist, kühlte sein Mikroklima ab.

Ausserdem sind die Schlussfolgerungen von Horváth und Antalfi unter der Beeinflussung der Auffassung von Mihálcz und Kriván gezogen worden, denn sie stehen mit ihren Teilergebnissen nicht im Einklang. Sie werten die Fauna der Sandschichten, die von

I. Miháltz zwischen der Donau und Theiss durchbohrt wurden, folgenderweise aus: „die führende Rolle haben die Feuchtigkeit liebenden Ubiquisten, die auf den Sandfläche des Alfölds heute schon selten sind. Die Rolle der auf unseren Flugsandgebieten heutzutage allgemein verbreiteten wärmeliebenden Organismen ist gering; Gemäss ihrer niedrigen Zahl mag es zu jener Zeit kühle, niederschlagsreiche Sommer gegeben haben“. Das Klima der Sandablagerungen war also ebenso wie das der Lössanhäufungen kühler, als das heutige. Dass die Fauna der Sandschichten aus mehr Thermophylen-Arten besteht, als die der Lössschichten, das ist gemäss der mikroklimatischer Wirkung des Sandes und Lösses auch während eines periglazialen Klimas natürlich. Die Ergebnisse von Horváth und Antalfi zeigen, dass das periglaziale Klima der nacheinander folgenden Lössablagerungen, die voneinander durch die Sandschichten getrennt sind, von unten nach oben immer milder gewesen ist. Unseres Erachtens gehören alle diese Löss- und Sandschichten, die insgesamt nur 30 m mächtig sind, zu der letzten Vereisung. Dafür spricht nicht nur die fortwährende Klimaverbesserungen der einzelnen Lössschichten, sondern auch der Umstand, dass der ganze untersuchte Teil des Donau-Theiss-Zwischengebietes von Szentes bis Baja zum jüngsten Teil des Donausschwemmkegels gehört, dessen allertiefste Ablagerungen jünger sind als M_2 . Zu dieser Frage kehren wir später noch zurück.

So bestätigen die Mollusken-Untersuchungen von Horváth und Antalfi vielmehr das, dass die Flugsandschichten mit den Lössablagerungen, mit denen sie sich verzahnen, gleichzeitige periglazialen Bildungen sind. Ungarn liegt am westlichen Rande der osteuropäischen Tschernozjomzone als eine Übergangslandschaft zwischen ihr und der westeuropäischen Waldbodenzone. Unser Klima ist also viel zu humiden, um von rezenter Lössbildung in Ungarn sprechen zu können. Auch solche Beobachtungen von rezenter Lössbildung in Europa, wie sie z. B. Lauterborn im Oberrheingebiet gemacht hat, müssen mit gewisser Zurückhaltung angenommen werden, denn ein Wind der durch Staubwolken vom Überschwemmungsgebiet den Staub zu den Gehängen hinaufschafft, hat nur einen Teil der Lössbildung vollbracht. Die Diagenese des Lösses fehlt aber noch und eben diese wurde bis jetzt noch nicht beobachtet. Ähnliche Staubverwehungen sind in Ungarn tägliche Erscheinungen sowohl in trockenen Sommern, wie auch in strengen, schneelosen Wintern. Von den Staubablagerungen bildet sich heutzutage doch kein Löss, weil wegen des feuchteren Klimas der Kalkgehalt der zerfallenden Mineralien des Staubes ausgelaugt wird.

Während des postglazialen Klimaoptimums herrschte aber in Ungarn ein Trockenklima mit ausgesprochenem Steppencharakter. Das bedeutet auch, dass die Kontinentalität des Landes keineswegs vermindert wurde. Im Gegenteil — sie musste noch ausgeprägter gewesen sein. Der Frost blieb während dieser Zeit im Winter nicht aus. Neben der Trockenheit bestand also auch die zweite klimatische Vorbedingung der Diagenese des Lösses: der Frostwechsel. Es war ein Klima, das mit dem heutigen der südöstlichen Kaukasusländer vergleichbar ist, also mit einem Klima, unter dem rezente Lössbildung noch eben möglich ist.

Wenn sich auch heutzutage in Ungarn kein Löss bildet, so ist es doch vollkommen berechtigt, mit altholozäner Lössbildung usw. von der Haselnusszeit zu rechnen. Jene letzte Lössbildungszeit, die von Bulla (14) in die postglaziale Fichten- und Birkenzeit gelegt worden ist, kann also besser in die holozäne Haselnusszeit versetzt werden, indessen aber während der Fichten- und Birkenzeit eine der klimatischen Vorbedingungen der Lössbildung, nämlich die Trockenheit fehlte.

Wir haben aber auch andere Gründe, die die Versetzung unserer letzten Lössbildung in die Haselnusszeit als berechtigt erscheinen zu lassen. Die Zeit wird im allgemeinen als die Hauptzeit der holozänen Flugsandbewegung anerkannt und Flugsand und Löss sind beide Produkte der Deflation, deren sortierende Arbeit sie während einer und derselben Zeit voneinander räumlich getrennt ablagert. Das grosse Ansehen, das in Ungarn die Klimakurve von Milankovič — Bacsák geniesst, beeinflusste stark fast alle Forschungen, die sich das Ziel gesetzt haben, das Alter der Verwitterungsprodukte zu bestimmen. In dieser Hinsicht ist über das Lössprofil von Paks schon eine ganze Litteratur geschrieben worden. E. Scherf (60) konnte die Lehmzone so mit den interstadialen und interglazialen Zeiten parallelisieren, dass er auch die horizontalen Schichten der wagerecht liegenden Konkretionen als einen Beweis für die Existenz einer ehemaligen Lehmzone gehalten hat, die durch die Erosion nachträglich weggeschafft worden ist. Auch L. Kádár (34) hat auf ihre Wichtigkeit bei der Datierung der Lehmänder aufmerksam gemacht. Trotzdem sind diese später ausser Acht gelassen worden, da die Zahl der Lehmzonen und Sandschichten ohne sie in vollkommenen Einklang mit der Klimakurve gebracht werden konnte (1, S. 250).

Das Profil von Paks hat grundlegend und mit allen modernen Methoden der Sedimentgeologie P. Kriván (45) bearbeitet. Von paleontologischer Seite ist er von A. Horváth (27) unterstützt worden.

Er huldigt aber — im Gegenteil zu der oben zitierten offiziellen Definition des Lösses alten Annahme, dass der Löss nur durch äolischen Transport abgelagert werden kann und keiner Diagenese bedarf. „Ce n'est pas la diagenèse qui forme le loess. Ses propriétés se développent au cours de la sédimentation“ (45, S. 401 bzw. 477). Eine Behauptung, die von ihm näher nicht begründet weder unterstützt worden ist.

In dieser Beziehung müssen wir auch jene Zumutung P. Kriváns (45, S. 400 bzw. 476), dass wir hier die Annahmen Bergs erneut vor uns haben, ernstlich ablehnen. Im Gegenteil: wir haben Bergs Auffassung, „dass Löss und lössartiges Gestein an Ort und Stelle, *in situ* unter einem trockenen Klima durch die edaphischen Vorgänge aus den verschiedensten Gesteinen entstehen kann“, ausdrücklich widersprochen. „Die Lössbildung lässt sich ... in drei Etappen teilen: 1. den Prozess der Zerspaltung (physische Verwitterung) der Gesteine, 2. die Seigerung und 3. die Vorgänge der Ablagerung und der Diagenese. Diese Prozesse können auch gleichzeitig ablaufen, die drei ersten können aber zeitlich voneinander auch stark getrennt sein. Die beiden letzten, die Ablagerung und die Diagenese müssen aber notwendigerweise gleichzeitig vor sich gehen“ (1, S. 108).

Kriváns Untersuchungen bewiesen, dass zwei drittel der Lössablagerung des Profils von Paks aus einem über feuchtem Boden abgelegten Material besteht (45, S. 399 bzw. 475). Die Lössen in den obersten 15 m des Aufschlusses der Ziegelei stammen zumeist von einem trockenem Gelände, die tiefer liegenden sind dagegen mit sporadischen Ausnahmen auf einer nassen, feuchten Oberfläche abgelagert worden. „Diese überraschende Zweiteilung der Lössserie des Profils“ (S. 398 bzw. 473) ist der schönste Beweis dafür, dass die Lössablagerungen von Paks ein Teil der Randzone des grossen Schwemmkegels der Donau bilden. Solange das Gebiet von Überschwemmungen jährlich, oder in grösseren Zeitintervallen heimgesucht wurde, hat sich das Lössmaterial auf feuchtem Boden abgelagert. Sobald aber das Gelände als die jüngste Terrasse des Schwemmkegels auf die Dauer trocken blieb, wurde der Typ des auf trockener Oberfläche abgelagerten Lösses angehäuft. Das lässt sich ohne weiteres von den Entwicklungsgesetzen der Schwemmfächer ableiten, dazu braucht man keine komplizierten Hypothesen über den Zusammenhang zwischen den äolischen Ablagerungsmöglichkeiten und den Klimaveränderungen aufzubauen.

Auch jener Umstand, dass die Sandkörner der Sandschichten des Pakser Profils mit ihrer gerundeten Gestalt auf Flugsand deuten,

bemeist, dass sie aus Sanddünen stammen. Aus Sanddünen, die an den Hochflächen der Schwemmkegelterrasse vom Winde angehäuft worden sind. Sie sind aber durch die Lateralerosion des Flusses abgetragen und durch das Wasser wieder abgelagert worden. Ausnahmsweise gibt es aber auch auf äolischem Wege transportierte Dünensande im Pakser Profil, besonders in seinen oberen Teilen.

Nach Kriván soll es an zwei Stellen — usw. bei 33,5 und bei 15,5 — Lücken in der Kontinuität der Ablagerungen des Pakser Aufschlusses geben.

Die erste Lücke sieht er, wie auch Ádám, Marosi, Szilárd (1), unter der 2,5 m mächtigen Sandschicht zwischen 31—33,5 m Tiefe, die auch er in die M—R interkryonale Zeit setzt. Auf Grund der spärlichen Mammalienfunde, der Antilope aus der M_1 in 38,5 m Tiefe und eines Höhlenlöwen von der W_1 in 14,5 m Tiefe, ist das auch leicht möglich.

Das kann auch gut mit den neuesten geomorphologischen Ergebnissen der Talentwicklung der Donau in Einklang gebracht werden. Die Schotterterrassen des Trockentales bei Mór mögen nach M. Pécsi auf einen Donaulauf aus der Mindelzeit, der von Komorn (Komárom) nach Stuhlweissenburg (Székesfehérvár) in südöstlicher Richtung floss, hinweisen. Kádár meint, dass das heutige Durchbruchstal der Donau bei Visegrád durch Regression entstanden ist, und dass die Donau durch eine Anzapfung ihren jetzigen Lauf gewonnen hat³. Vor dieser Anzapfung hat sie einen Schwemmkegel unterhalb von Stuhlweissenburg aufgebaut. Die tiefsten Schichten des Pakser Profils unter der erwähnten Sandschicht gehören in das Randgebiet dieses alten Schwemmkegels. Das beweist auch die spärliche Molluskenfauna, unter der die im Wasser lebenden Arten grosse Rolle spielen. Nach der Anzapfung der Donau in der Kleinen Tiefebene traf eine lange Pause in der Bildung der Pakser Ablagerungen ein. Diese dauerte so lange, bis der neue Schwemmfächer von Budapest bis hierher reichte. Er hatte dann schon eine Reihe von Terrassen, die teilweise auch schon von Flugsand bedeckt worden sind. Es darf nicht ausser Acht gelassen werden, dass die Donau auf ihrem neuen Schwemmkegel zuerst in südöstlicher Richtung geflossen ist. Erst später hat sie ihren Lauf allmählich und sprungweise in die südliche Richtung versetzt. Die Erosion, die sie inzwischen an ihrem eigenen Schwemmkegel durchgeführt hat, hat das Material der erodierten Flugsanddünen als eine sekundären Teilschwemmkegel über die alten Lössablagerungen

³ Vortrag auf dem Kongress der Ung. Geogr. Gesellschaft, Budapest 1955.

bei Paks verstreut und so den alten und den neuen Schwemmkegel vereinigt.

Während des Transportes durch das Wasser sind im Sande die Molluskenschalen vernichtet worden. Das ist der Grund, und nicht das kalte Klima (27), dass dieser „Flugsand“ vollkommen steril ist.

Nach der Sandaufschüttung begann die neue Lössbildung über der feuchten Oberfläche des Randgebietes des neuen Schwemmkegels. Zwischen 22 und 27 m überwiegen wieder die einst im Wasser lebenden Schnecken.

Für ein durchfeuchtes Gelände sprechen sowohl der Typ des Lösses wie auch sein Eisenreichtum. Auch Kriván erklärt den Ferrihydroxidgehalt und die Kalkkonkretionen in dieser Zone (von 29 bis 33 m) dadurch, dass der Löss in einem Sumpf abgelagert wurde (45, S. 423 bzw. 490).

Die Aufschüttung des Schwemmkegels durch Überflutungen dauerte bis zu 15 m Tiefe.

Bloss einmal änderte inzwischen der Fluss seinen Lauf so, dass einer seiner Nebenarme durch diese Stelle geflossen ist. Das beweisen die Konkretionen, die Sandschicht und der Eisengehalt bei 22 m. Die darüber lagernde Lehmzone bei 20 m bringt Kriván mit einem ozeanischen Charakter des Klimas in Zusammenhang.

Bei 15,5 m sieht Kriván eine zweite Lücke in der Sedimentation. Diese Behauptung ist aber nicht einwandfrei. Der Flugsand, der hier den feuchten und den trockenen Typ des Lösses von einander trennt, geht nach oben und unten in beide allmählich über. Von so einer scharfen Trennung wie in der Tiefe von 33,5 m kann hier keine Rede sein. Das Bild ist vielmehr dem in der Tiefe von 22 m ähnlich, wo Kriván keine Lücke angenommen hat. Die Lage bei 15,5 m erinnert uns an eine Flugsanddüne bei Bátoriget im Nyirség, die als ein Molo in einen Morast hineindringt. Wie bekannt, wird der Flugsand von der Bodenfeuchtigkeit festgelegt, das erlaubt aber auch, dass eine Düne einen Teich oder einen Morast aufschüttet. Dafür, dass bei Paks in der betreffenden Zeit etwas ähnliches geschehen ist, spricht der Umstand, dass nachher der Löss schon auf trockenem Grund abgelagert wurde. Die schon hoch aufgeschüttete Oberfläche des Schwemmkegels ist wohl von dem Flusse nicht mehr erodiert worden. Die Kalkkonkretionen bei 15 m mögen die letzten Ausscheidungen des noch bis die Oberfläche reichenden Grundwassers gewesen sein. Sie deuten auch auf ein vom Flusse nicht mehr gestörtes und auch schon fast aufgeschüttetes Altwasser. Das mag also die Zeit gewesen sein, in der die neue Schwemmkegeloberfläche bei Paks im normalen

Gang ihrer Entwicklung in eine Terrasse verwandelt wurde. So waren schon alle morphologischen Voraussetzungen der Lössanhäufung über trockenem Gelände gesichert. Das soll nach Kriván in der R-W Interglazialzeit gewesen sein. Er musste hier eine Lücke annehmen, um nicht mit sich selbst in Widerspruch zu geraten. Denn er müsste entweder eine interglaziale Lössbildung annehmen oder die ganze mühsam hergestellte Parallelisierung der Sedimentation mit der Milankovič — Bácsák'schen Kurve aufgeben. Da aber die Annahme der Lücke bei 15,5 m eben auf Grund der musterhaft schön durchgeföhrten Sedimentär-Untersuchungen nicht stichhaltig ist, muss man an der Richtigkeit der Parallelisierung, bzw. der Zeitbestimmung der einzelnen Ablagerungen zweifeln (Fig. 9).

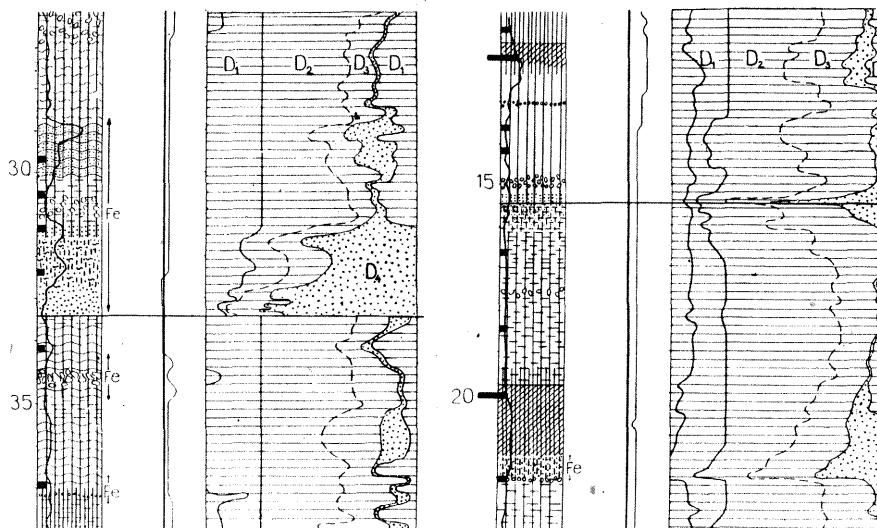


Fig. 9. Ausschnitte aus dem Diagramm des Pakser Lössaufschlusses (aus Kriváns Arbeit, 45)

Links — Sedimente des Profils; Löss — gestrichelt; Sand — punktiert; Konkretionen — eingezzeichnet; die Ziffern bedeuten die Tiefe in m; Fe — Eisengehalt; Rechts — Anteil des groben Sandes — und des feinen Lössmaterials; die wagerechten Linien bei 33,5 und 15,5 m deuten Lücken in der Sedimentation an

Das Alter des heutigen Donautales zwischen Budapest und der Draumündung ist noch nicht ganz klar. Nach Sümeghy (66) hat der Strom seinen heutigen Lauf erst im Altholozän gebildet. Er führte die Laufverlegung auf tektonische Gründe zurück. Bulla (14—17) weist dagegen darauf hin, dass die Terrassen, die den Fluss beiderseits begleiten, zu den II Terrassen gehören, die immer durch glazialen

Löss bedeckt sind. So musste das Tal schon in der R-W Interglazialzeit eingemeisselt gewesen sein. Er hält auch die relativ kurze Zeit des Holozäns für die Vorgänge der zweimaligen Einschneidung und Aufschüttung des Tales, die nach der klimatischen Theorie zur Bildung der beiden Terrassen notwendig waren, nicht ausreichend.

Wir unterscheiden die Terrassen der Schwemmkegel und die der Täler scharf voneinander. Eine zeitlich getrennte Aufschüttung und Taleinschneidung halten wir nur bei den ersteren für notwendig. Die Terrassen der Schwemmfächer wurden als die neuesten Teilkegel aufgeschüttet und nachher von dem durch den Mittellaufcharakter entstandenen Fluss eingemeisselt. Die Terrassen im Tale, das den Schwemmkegel durchquert, wurden gleichzeitig mit der Taleinschneidung gebildet. So scheint der Einwand Bullas gegen Sümeghy weiter nicht haltbar zu sein.

So viel scheint sicher zu sein, dass die obersten, 15 m mächtigen Lössschichten auf einer dauernd trockenen Terrassenfläche abgelagert wurden. Ob aber bei der Ausmeisselung der Terrasse die Donau auch schon ihren jetzigen Lauf erworben hat, dafür fehlen bisher die Beweise.

Sonst lassen sich die Vorgänge der Flusstalerentwicklung und die der Lössbildung leicht in Verbindung bringen, jedenfalls leichter und einfacher als die Parallelisierung mit der Kurve von Milankovič und Bacsák. In dieser Hinsicht wollen wir auch davor warnen, jede kleine Verschiedenheit der Sedimente als den Ausdruck einer den ganzen Kontinent umfassendem Klimaänderung ausehen zu wollen. Die Ablagerungen registrieren nicht unmittelbar die Klimaänderungen, sondern die Wetterveränderungen, die in Ungarn von Jahr zu Jahr recht verschieden sein konnten.

Literatur

1. Adám, L., Marosi, S., Szilárd, J. — A paksi löszfeltárás (Lössaufschluss bei Paks). *Földr. Közl.*, köt. 2 (78), 1954.
2. Alisow, B. P., Berlin, I. A., Michel, W. M. — Kurs klimatologii, č. 3 (Lehrbuch der Klimatologie). Leningrad, 1954.
3. Bacsák, G. — Az interglaciális korszakok értelmezése (Auslegung der interglazialen Zeiten). *Időjárás*, 44 (16), Budapest, 1940.
4. Bacsák, G. — Die Auswirkung der skandinavischen Vereisung in der Periglazialzone. *Kl. Schriften d. Inst. f. Meteor. u. Erdmagn.*, N. Ser., 13, Budapest, 1942.
5. Bacsák, G. — Az utolsó 600 000 év földtörténete (Erdgeschichte der letztverflossenen 600 000 Jahre). *Beszámoló a M. Kir. Földtani Intézet vitaüllésinek munkálatairól*, 5, Budapest 1944.

6. Bacsák, G. — Pliozän und Pleistozänzeitalter im Licht der Himmelsmechanik. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, 3, Budapest, 1955.
7. Berg, L. S. — Klimat i žizn (Klima und Leben). Moskwa, 1947.
8. Beskow, G. — Erdfliessen und Strukturböden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 52, 1930.
9. Breddin, H. — Löss, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet. *Geol. Rundschau*, Bd. 18, 1927.
10. Bulla, B. — Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken (Morphologische Beobachtungen auf Lössgebieten in Ungarn). *Földr. Közl.*, köt. 61, 1933.
11. Bulla, B. — A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái (Probleme der ungarischen Lössse und Flussterrassen). *Földr. Közl.*, köt. 62, 1934.
12. Bulla, B. — Bemerkungen zum Problem des ungarländischen Lösses. *Ztschr. f. Geomorphologie*, Bd. 9, 1935.
13. Bulla, B. — Terraszok és szintek a Duna jobbpartján Dunaadony és Mohács között (Terrassen und Niveaus am rechten Donauufer zwischen Dunaadony und Mohács). *Mat. és Term. Ert.*, 55, 1936.
14. Bulla, B. — Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. *Földr. Közl.*, köt. 67, 1937—38.
15. Bulla, B. — Die periglazialen Bildungen und Oberflächengestaltungen des ungarischen Beckens (A Magyar medence periglaciális képződményei és felszini formái). *Földr. Közl.*, köt. 67, 1939.
16. Bulla, B. — A Magyar medence pliocén és pleisztocén terraszai (Pliozäne und pleistozäne Terrassen des Ungarischen Beckens). *Földr. Közl.*, köt. 69, 1941.
17. Bulla, B. — A Kis-Kunság kialakulása és felszini formái (Ausbildung Kleinkumaniens, und ihre Oberflächenformen). *A Földr. Könyv- és Térképtár Ertesítője*, köt. 2, 1951.
18. Büdel, J. — Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. *Geol. Rundschau*, Bd. 34, 1944.
19. Büdel, J. — Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. *Naturwissenschaften*, Bd. 36, 1949.
20. Cholnoky, J. — A folyóvölgyekről (Über Flusstäler). *Matematikai és Természettudományi Ertesítő*, köt. 42, 1925.
21. Cholnoky, J. — Über Flusstäler. *Mitt. d. Geogr. Ges. Wien*, 1927.
22. Dücke, A. — Über Strukturböden im Riesengebirge. *Ztschr. D. Geol. Ges.*, Bd. 89, 1937.
23. Gansen, R. — Die Entstehung und Herkunft des Löss. *Mitt. a. d. Labor. d. preuss. geol. Landes-Anst.*, Bd. 4, 1922.
24. Grahmann, R. — Der Löss in Europa. *Mitt. Ges. Erdkunde*. Leipzig, 1932.
25. Hammen, v. d. T. — Dating and correlation of periglacial deposits in middle and western Europe. *Geol. en Mijnbouw*, N. Ser., 14, 1952.
26. Hobbs, W. H. — Loess, pebble bands and boulders from glacial outwash of the Greenland continental glaciers. *Jour. Geol.*, vol. 39, 1931.
27. Horváth, A. — A paksi pleisztocénüledékek csigái és értékelésük (summary: The snails of the Pleistocene deposits at Paks). *Allattani Közl.*, köt. 44, 1954.
28. Horváth, A., Antalfi, A. — Malakologai tanulmány a Duna-Tisza köze déli részének pleisztocén rétegeiről (Studien über pleistozäne Mollusken aus dem Süden des Zwischengebietes von Donau und Theiss). *Ann. Biol. Univ. Hung.*, 2, Budapest, 1952.
29. Kádár, L. — Futóhomok-tanulmányok a Duna-Tisza közén (Zusammenfassung: Über Flugsand und seine Formen im Donau-Theiss-Zwischenstromland). *Földr. Közl.*, köt. 63, 1935.

30. Kádár, L. — Die periglazialen Binnendünen des Norddeutschen und Polnischen Flachlandes. *C. R. Congr. Int. Géogr. Amsterdam 1938*, t. 1, Leiden 1938.
31. Kádár, L. — A Nyirség geomorfológiai problémái (Geomorphologische Probleme des Nyirségs). *A Földr. Könyv- és Térképt. Ert.*, köt. 2, 1951.
32. Kádár, L. — A szél felszinalakító munkája (Die oberflächengestaltende Arbeit des Windes) in: B. Bulla — *Altalános természeti földrajz (Allgemeine physische Geographie)*. Bd. 2, Budapest, 1954.
33. Kádár, L. — Az eróziós folyamatok dialektikája (Zusammenfassung: Dialektik der Erosionsprozesse). *Földr. Közl.*, köt. 2 (78), 1954.
34. Kádár, L. — A lösz keletkezése és pusztulása (Entstehen und Verfall des Lösses). *A M. T. Akad. Társadalmi - Történeti Tudományok Osztályának Közleményei*, köt. 4, Budapest, 1954.
35. Kádár, L. — Das Problem der Flussmäander. *Acta Univ. Debreceniensis*, 2, 1955.
36. Kerekes, J. — Fosszilis tundratalaj a Bükkben (Fossiler Tundraboden im Bükkgebirge). *Földr. Közl.*, köt. 66, 1938.
37. Kerekes, J. — Hazánk periglaciális képződményei (Die periglazialen Bildungen unseres Vaterlandes). *Beszámoló a M. Kir Földt. Int. Vitaülléseinek munkálatairól*, 1941, Budapest, 1941.
38. Kessler, P. — Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart 1925.
39. Kéz, A. — A Duna Győr-budapesti szakoszának kialakulásáról (Über die Entwicklung der Donaustrecke zwischen Raab und Budapest). *Földr. Közl.*, köt. 62, 1934.
40. Kéz, A. — Flussterrassen im Ungarischen Becken. *Pet. Geogr. Mitt.*, 1937.
41. Kölbl, L. — Studien über den Löss. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd. 23, 1931.
42. Kölbl, L. — Über die Aufbereitung fluviatiler und äolischer Sedimente. *Min. u. Petrogr. Mitt.*, 41, Leipzig, 1931.
43. Kretzoi, M. — Betrachtungen über das Problem der Eiszeiten. *Ann. Mus. Nat. Hung.*, 43, 1941.
44. Kriván, P. — A pleisztocén földtörténeti ritmusai. Az új szintézis (Erdgeschichtliche Rhythmen des Pleistozäns. Neue Synthese). *Sitzungsberichte v. Kongress Geol. Komm. Ung. Akad. Wiss. über die Frage des Alfölds am 26—28 Sept. 1952*, Budapest, 1953.
45. Kriván, P. — A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény (résumé: La division climatologique du Pleistocene en Europe Centrale et le profil du loess de Paks). *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 43, Budapest, 1955.
46. Kriván, P. — Die klimatische Gliederung des mitteleuropäischen Pleistozäns. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 3, 1955.
47. Láng, S. — Felvidéki folyóterrasszok (Flussterrassen des Hochlandes) *Földr. Közl.*, köt. 64, 1936.
48. Láng, S. — Folyóterrassz tanulmányok (Zusammenfassung: Studien über Flussterrassen). *Földt. Közl.*, köt. 68, 1938.
49. Láng, S. — Geomorfológiai vizsgálatok a Miskolci kapuban (Geomorphologische Untersuchungen in der Talpforte bei Miskolc). *Földr. Közl.*, köt. 71, 1944—47.
50. Láng, S. — Terraszképzódés (Terrassenbildung). *Hidrológiai Közl.*, 29, 1949.
51. Miháltz, I. — Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása (Gliederung der quartären Sedimente des Alföld). *Sitzungsberichte v. Kongress Geol. Komm. d. Ung. Akad. d. Wiss. über die Fragen d. Alfölds am 26—28 Sept. 1952*, Budapest, 1953.
52. Miháltz, I. — La division des sédiments quaternaires de l'Alföld. *Acta Geol.*, 2, fasc. 1—2, Budapest, 1953.
53. Münichsdorfer, F. — Der Löss als Bodenbildung. *Geol. Rundschau*, Bd. 17, 1926.

54. Obrutschew, W. A. — Das Lössproblem. *Transact. 2. Int. Conf. Assoc. Study Quatern. Period*, 2, Leningrad—Moskau, 1933.
55. Pécsi, M. — Morfológiai adatok a Móri árok kavicsainak keletkezési körülményehez (Zusammenfassung: Morphologische Angaben zu den Entstehungsverhältnisse der Schotter im Mörer Graben). *Földr. Ert.*, 4, Budapest, 1955.
56. Pelišek, J. — Kvartér východního okolí Brna (summary: The Quarternary of the eastern vicinity of Brno). *Anthropozoicum*, 3, Praha, 1953.
57. Pinczés, Z. — A tokaji Nagyhegy lössztakarója (Die Lössdecke des Grossberges in Tokaj). *Földr. Ert.*, 3, Budapest, 1954.
58. Poser, H. — Die nördliche Lössgrenze in Mitteleuropa. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 1, 1951.
59. Scheidig, A. — Der Löss und seine geotechnischen Eigenschaften. Dresden u. Leipzig 1934.
60. Scherf, E. — Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage. *Verhandl. d. III Int. Quartär-Konferenz*, Wien 1938.
61. Schönhals, E. — Gesetzmässigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 3, 1953.
62. Soergel, W. — Lösse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena 1919.
63. Schultz, S. S. — K woprosu o geneze i morfologii retschnych terrass (Zur Frage der Genese und Morphologie der Flussterrassen). 1934.
64. Stefanovits, P., Kléh, G., Szücs, L. — A paksi löszfal anyagának talajtani vizsgálata (Bodenkundliche Untersuchung des Materials der Lösswand bei Paks). *Agrokémia és Talajtan*, 3, Budapest, 1954.
65. Sümegehy, J. — Tiszántul. Magyar tájak földtani leírása (Zusammenfassung: Geologische Beschreibung ungarischer Landschaften). Budapest 1944.
66. Sümegehy, J. — A Duna-Tisza közének földtani vázlata (Geologische Skizze vom Donau-Theiss Zwischenstromland). *A Földr. Konyv- és Térképtár Ert.*, 2, Budapest, 1951.
67. Szádeczky-Kardos, E. — Pleistozäne Strukturbodenbildung in den Ungarischen Tiefebenen und im Wiener Becken. *Földt. Közl.*, köt. 66, 1936.
68. Szebényi, L. — Adatok a paksi löszfal genetikai viszonyaihoz (résumé: Contribution à la génétique de la falaise de loess à Paks). *Agrokémia és Talajtan*, 3, Budapest 1954.
69. Troll, C. — Strukturboden, Solifluktion und Frostklima der Erde. *Geol. Rundschau* (Dil. — Geol. u. Klimaheft), Bd. 34, 1944.
70. Vendl, A. — A Börzsöny hegység néhány löszéről (Zusammenfassung: Über einige Lösses des Börzsönyer Gebirges). *Mat. és Termtud. Ert.*, 53, 1935.
71. Vendl, A., Takács, T., Földváry, A. — A budapestkörnyéki löszről (Zusammenfassung: Studien über den Löss der Umgebung von Budapest). *Mat. és Termtud. Ert.*, 52, Budapest, 1935.
72. Vendl, A., Takács, T., Földváry, A. — Ujabb adatok a Börzsönyi hegység lösszének ismeretéhez (Zusammenfassung: Über den Löss des Börzsöny-Gebirges). *Mat. és Termtud. Ert.*, 54, Budapest, 1935.
73. Vértes, L. — Les conditions de l'interstadial würmien I—II hongrois élucidées par l'examen des remplissages de grottes. *Acta Geol.*, 3, Budapest, 1955.
74. Weidenbach, F. — Gedanken zur Lössfrage. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 2, 1952.
75. Woldstedt, P. — Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart 1954.

76. Žebera, K. — Beszámoló a magyarországi negyedkori képződményeken végzett tanulmányutam tapasztalatairól (résumé: Compte-rendu d'un voyage d'étude sur les formations quaternaires de la Hongrie). *M. All. Földt. Int. Evi Jel.*, 1953-ról, Budapest, 1955.
77. Zólyomi, B. — Tizezer év története virágporszemekben (Geschichte von zehntausend Jahren in Pollenkörnern). *Természettudományi Közl.*, Budapest 1936.
78. Zólyomi, B. — Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól (Entwickelungsgeschichte der Pflanzendecke Ungarns seit der letzten Eiszeit). *A Magy. Tud. Akad. Biol. Oszt. Közleményei*, 1.



photo Z. Borsy

Bild 1. Erneuter Terrassenzyklus in einem Trockentale des Piedmontes vom Bükkgebirge
nordwestlich von Mezőkövesd

Die Mäanderterrassen sind in den alten, gewölbten Talboden eingemeisselt

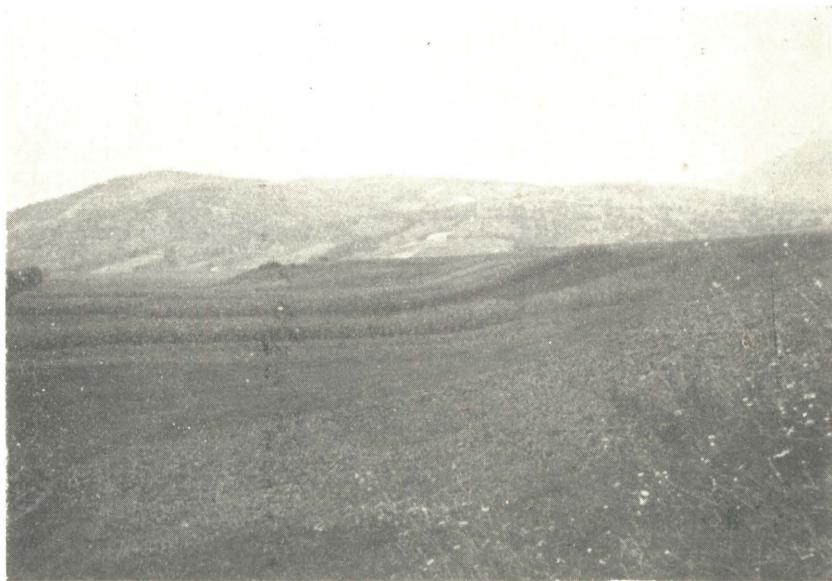


photo Z. Pinczés

Bild 2. Schwemmkegelterrasse des Eger-Baches unterhalb seines Durchbruchtales nörd-
lich von der Stadt Eger

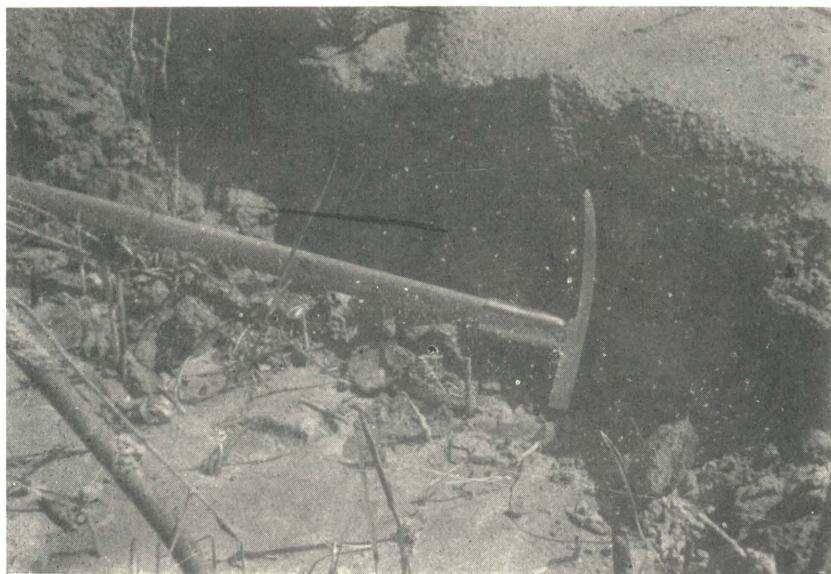


photo L. Kádár

Bild 3. Alluviale Schlammablagerung einer einzigen Überschwemmung auf der holozänen Terrasse der Theiss bei Timár



photo L. Kádár

Bild 4. Flugsanddünen von einer mittleren Schwemmkegelterrasse zwischen der Donau und der Theiss bei Jánoshalma; Blick nach SW



photo Z. Borsy

Bild 5. Von Löss überlagerte Flugsanddüne in der Verzahnungszone bei der Sedinente im Nyirség bei Timár



photo L. Kádár

Bild 6. Kryoturbation von der Deflationszone des Schwemmkegels der Donau im Süden von Budapest (Pestszentlőrinc)
Unter dem jungpleistozänen Donau-Schotter ist an der Oberfläche des gänzlich Schotters, die noch nicht von der Donau hergeschleppt worden ist, eine doppelte ältere Kryoturbationschicht sichtbar



photo Z. Borsy

Bild 7. Lössbedeckte Dünenlandschaft bei Tiszalök; Blick nach W



photo L. Kádár

Bild 8. Lösslandschaft an dem rechten Donauufer bei Ard, südlich von Budapest