

EROSIONSZYKLEN — ANHÄUFUNGSZYKLEN

Von

ISTVÁN MIHÁLTZ

Geologisches Institut der Universität Szeged, Ungarn.

Eine der wichtigsten Grundlagen der stratigraphischen Gliederung ist der Wechsel der grossen Einheiten der marinen Sedimentbildung: der *Sedimentationszyklen*. Diese kommen stets infolge von Krustenbewegungen zustande und ermöglichen eine zeitliche Parallelisierung mit denselben auf grossen Gebieten.

Auch auf der Oberfläche der Kontinente sind zyklisch, oder richtiger rhythmisch verlaufende geologische Veränderungen bekannt, aber fast ausschliesslich als Abtragungs- und hauptsächlich Erosionsvorgänge. Erosion als dominierender Vorgang kommt nur an über die Erosionsbasis hinausragenden Gebieten vor. Demgegenüber ist die Anhäufung der vorherrschende Prozess, nicht nur am Gebiete der endgültigen Erosionsbasis: im Meere, sondern auch in tiefer gelegenen Ebenen, Seen und fluviatilen Aufschüttungsgebieten. Entsprechend dem gegensätzlichen Charakter der geologischen Prozesse müssen demnach auch innerhalb eines Kontinents *Abtragungs* und *Sedimentanhäufungsgebiete* unterschieden werden. Die sich an den Abtragungsgebieten abspielenden Prozesse treten in der Gestaltung der Oberflächenformen in auffanlender Weise in Erscheinung; so dass ihre Erforschung zu einer morphologischen Aufgabe und zum Gegenstand intensiven Studiums in der ganzen Welt geworden ist. An den Sedimentanhäufungsgebieten dagegen sind die älteren Schichten tiefer gesunken und von immer jüngeren Sedimenten überdeckt, so dass sie der unmittelbaren Beobachtung unzugänglich sind und vorwiegend nur mit Hilfe von Bohrungen untersucht werden können. Hierin liegt es begründet, dass diese letzteren weniger bekannt sind und sich in Bezug auf ihre Zusammenhänge mit den Abtragungszyklen nur kurze Hinweise finden.

In der ungarischen Fachliteratur erwähnt *Bulla* (2), dass — während von den Terrassen die ältesten am höchsten und die jüngeren immer tiefer liegen —, in den Aufschüttungsbecken die gleichzeitig mit der ältesten Terrasse entstandenen Sedimente sich am tiefsten befinden, d. h. die Reihenfolge der Schichten eine normale (stratigraphische) ist. *Kretzoi* (10) unternimmt den Versuch einer Parallelisierung des Alters einiger

durch Bohrungen festgestellter Sedimente der Tiefebene und des Alters von Beckenrandterrassen. *Strauss* (12) befasste sich mit den geringeren rhythmischen Veränderungen der klastischen Sedimente, aber nur in Bezug auf marine Ablagerungen und ohne Rücksicht auf die Abtragungsvorgänge.

Auch in der ausländischen Literatur wird eine entsprechende Erörterung der obigen Zusammenhänge vermisst.

Die Zyklik der Erosionsprozesse ist seit *Davis* bekannt, und die Veränderungen des Streckencharakters der Flüsse sind am genauesten von *Chólnoky* (3, 4) festgestellt worden. Die Ursache für die Veränderungen des Streckencharakters wird in Krustenbewegungen bzw. in Klimaveränderungen gesucht und stellt eine der meistumstrittenen Fragen dar. Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist nicht, in erster Linie diese Fragen zu entscheiden, aber — wie wir sehen werden — erhalten wir auch diesbezüglich einige Anhaltspunkte.

Wie bekannt, ist das Gefälle, bzw. die Arbeitsfähigkeit der Flüsse vom *Oberstreckencharakter* am grössten, an Abtragungsgebieten sind sie durch Einschneidung gekennzeichnet und während der Zeit dieses Abschnittes tragen sie das grösste Geschiebe. Wo der Fluss sein Gefälle verliert, d. h. wo er das Gebiet der Erosionsbasis erreicht, legt er das Geschiebe plötzlich ab, d. h. er nimmt einen Unterlaufcharakter an. Im Talaustritt bildet er einen Schuttkegel, auf dem er — verzweigend — das Geschiebe über die ganze Ebene verbreitet. Das Geschiebe ist am grössten in der Nähe des Taltores, mit zunehmender Entfernung wird es immer feiner. Ausser der *räumlichen* Sortierung wird er *zeitlich* jetzt, im Stadium der Einschneidung, das grösste Geschiebe auf die Tiefebene tragen und ablagern. Um die zeitliche Veränderung des Geschiebematerials deutlicher wiederzugeben, haben wir an der diese veranschaulichenden Abbildung die räumliche Sortierung ausser acht gelassen.

In Verbigung mit der Rezession des Flusses entwickelt sich später der *Mittellaufcharakter*, wenn in der auf die Ebene sich öffnenden Talstrecke das Flusswasser nicht mehr einschneidet, mittels seiner durch die Windungen bedingten Seitenerosion aber das Tal verbreitert. Das Gefälle des Talgrundes wird geringer und wegen der verminderten Arbeitsfähigkeit auch die Korngrösse des Geschiebes kleiner. Am Ablagerungsgebiet manifestiert sich die Veränderung im Erscheinen eines feinkörnigen Materials über dem vorher abgelagerten gröberen (Abb. 1, B.).

Im Endstadium des Erosionszyklus, im Tale mit *Unterlaufcharakter*, wird die Arbeitsfähigkeit geringer als die zum Weitertransportieren des Schuttes erforderliche Energie, infolgedessen kommt es zur Aufschüttung auch des Tales, ebenso, wie es im Verlaufe der bisherigen Stadien nur auf der Ebene geschah. Es werschwindet die bisherige Gefällsdifferenz zwischen Erosionsbasis und Tal, weil die sich auffüllende Schichtenreihe der Ebene sich ins Tal hinaufzieht, immer dünner werdend, solange auch das Tal einen Unterlaufcharakter hat. Wegen der auf das Minimum reduzierten Arbeitskraft des Flusses wird in diesem Stadium das Geschiebe am feinsten in der untersten Talstrecke und in der Aufschüttungsebene (Abb. 1, C.).

Am Abtragungsgebiet ist mit dem Stadium des zum Unterlauf gewordenen Tales ein *Erosionszyklus* beendet. Dementsprechend findet am Anhäufungsgebiet mit den feinsten obersten Sedimenten der Schichtenreihe ein *Anhäufungszyklus* seinen Abschluss.

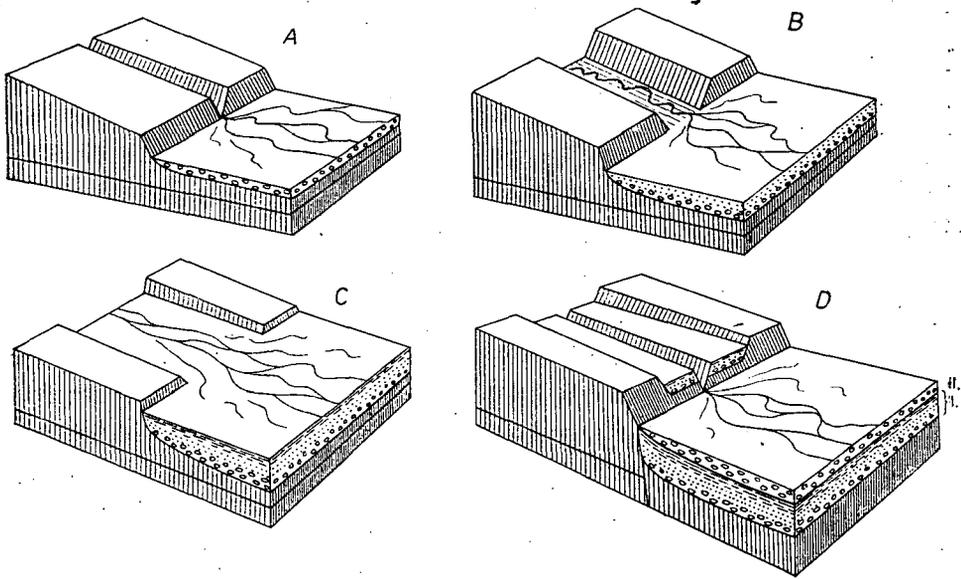


Abb. 1. Die Veränderungen des Geschiebematerials am Anhäufungsgebiet während des Ober- (A), Mittel- (B) und Unterstreckencharakters (C) des Flusses am Abtragungsgebiet. D: Beginn eines neuen Anhäufungszyklus infolge der relativen Senkung der Ebene.

Wenn im Tal mit Unterlaufcharakter aus irgendeinem Grunde, z. B. infolge relativer Hebung des Gebietes, der Fluss wieder einschneidet, d. h. wieder Oberstreckecharakter annimmt, beginnt ein neuer Erosionszyklus. Es ist leicht einzusehen, dass der mit starkem Gefälle auf die verhältnismässig tiefer gewordene Ebene austretende Fluss, ähnlich wie zu Beginn des ersten Zyklus, erneut grobe Sedimente in der Ebene liegen lässt, in deren Schichtenreihe dies den Beginn eines *neuen Anhäufungszyklus* bedeutet (Abb. 1, D, II). In der Abbildung wurde zwecks deutlicherer Veranschaulichung angenommen, dass der Beginn des neuen Zyklus durch die kratogene Senkung der auch bisher als Erosionsbasis fungierenden Ebene verursacht sei. Mit dem Auftritt der Senkung beginnt unsere Ebene sich zu einem charakterischen Aufschüttungsbecken zu entwickeln.

Am Abtragungsgebiet ist der Beginn des neuen Erosionszyklus durch eine über dem Talgrund erscheinende, mit Flussablagerungen bedeckte alte Talebene, eine *Terrasse*, angedeutet. *Fourmarier* (6, Bd. II, S. 1321) beschreibt — in Übereinstimmung mit unserer Vorstellung — die aufwärts allmählich zunehmende Verfeinerung des Geschiebematerials der Terrassen. Nicht verallgemeinernd, aber in der Darstellung

mancher Terrassen, geben auch ungarische Autoren ähnliche Verhältnisse an. Das Aufschüttungsmaterial einer Terrasse zeigt — im Kleinen — den gleichen Aufbau, wie das eines Ablagerungszyklus im aufgeschütteten Becken.

In Abbildung 1, haben wir den Entwicklungsgang eines Erosions- bzw. Anhäufungszyklus verfolgt, von dem neuen Zyklus aber nur dessen Anfangsphase veranschaulicht. Die den sich wiederholenden Erosionszyklen entsprechende Sedimentbildung kann durch Parallelisierung der Profile der Abtragungs- und Anhäufungsgebiete verfolgt werden. Bei der Darstellung der angenommenen Sedimentationsreihe des Beckens haben wir schon der weiter unten zu beschreibenden Beobachtung Ausdruck verliehen, dass an der Basis des mit grobem Sediment beginnenden neuen Anhäufungszyklus eine mehr oder minder

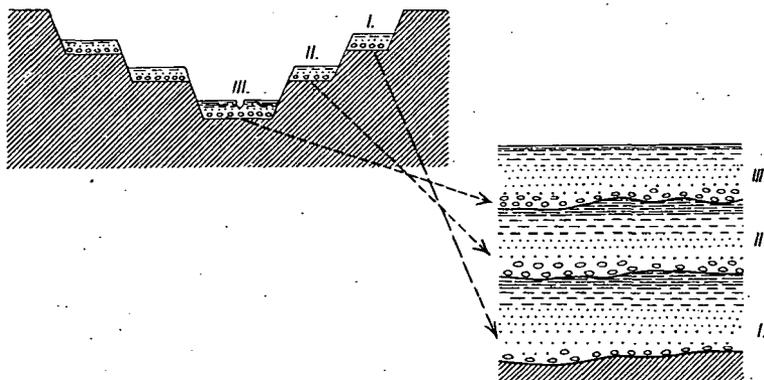


Abb. 2. Die den Terrassen, bzw. Erosionszyklen des Abtragungsgebietes entsprechenden Anhäufungszyklen im aufgeschütteten Becken.

stark entwickelte Erosionsfläche erscheint. Dies ist eine natürliche Folge des grösseren Arbeitsvermögens des grobes Geschiebe transportierenden Flusses, der auch an dem im Stadium der Aufschüttung befindlichen Gebiete einer geringen Erosionstätigkeit fähig ist. Im späteren Verlaufe des Anhäufungszyklus folgen die immer feinkörniger werdenden Schichten schon in ununterbrochener paralleler; oder linsenförmig auskeilender Siedlung übereinander.

Dokumente der Anhäufungszyklen.

Sehen wir nun nach den bisherigen, hauptsächlich deduktiven Erörterungen, wie die Gesetzmässigkeiten der Sedimentreihen der fluviatilen Aufschüttungsbecken in den *aus der Natur entnommenen Biespielen* zutageteten! Es kann vorausgeschickt werden, dass der Grundedanke bzgl. der Zusammenhänge sich gerade aus dem Studium dieser Schichtenreihen ergab.

Die Grosse Ungarische Tiefebene (Alföld) stellt ein charakteristisches Aufschüttungsbecken dar. Die Ausbildung dieses Charakters begann im Neogen, das Erscheinen der dem Umriss des heutigen Beckens

am meisten ähnelnden Ausbreitung der Beckensedimente fällt in die Zeit der Pannonischen Stufe (9). Dies ist gleichzeitig die dickste, selbst 2000 m übersteigende Schichtenreihe unseres Beckens, welche die Ablagerung eines aussüssenden Binnensees darstellt. In der neueren Phase des Pliozän, in der Levantinischen Stufe, deren stratigraphische Zugehörigkeit noch strittig ist, sind einige Partien der Tiefebene weiter gesunken und mit Süswasseraglagerungen (aus Seen und Flüssen) aufgefüllt worden. Im Pleistozän hielt das Sinken weiter an, jedoch weicht es räumlich teilweise von den Senkungen im Levantikum ab. (13). Der Verfasser dieser Zeilen (11) machte als erster die Feststellung, dass in der Ungarischen Tiefebene nur die im Pleistozän stärker gesunkenen Stellen mit Flusswasserablagerungen aufgeschüttet wurden, der grössere Teil des Gebietes zwischen Donau und Theiss war — wenigstens in der neueren Phase des Pleistozän, an manchen Stellen aber seit dem Beginn derselben — ein höher gelegenes, von Flusswasser nicht berührtes Gebiet, welches nur von eolischen Sedimenten aufgefüllt wurde. In der letzten Glazialperiode wurden auch die durch Flusswassersedimente aufgeschütteten Gebiete von dem jüngsten Löss überdeckt.

Die fluviatile und trockenländische Aufschüttungsphase schliesst also — in der Levantinischen Stufe begonnen — auch das Quartär ein. Nach Vadász (14) kann demzufolge dieser Abschnitt als *ein einziger Sedimentationszyklus* aufgefasst werden. Die innerhalb desselben feststellbaren *Anhäufungszyklen* stellen somit kleinere Einheiten dar. Diese Benennung benutzen wir nur, um die Parallelisierung mit dem Begriff des international allgemein gebrauchten *Erosionszyklus* vornehmen zu können, stimmen aber sonst der Ansicht Bulla's (2) bei, dass diese richtiger als Rhythmen anzusprechen wären.

Aus den in der Ungarischen Tiefebene in neuerer Zeit auf Grund zahlreicher Forschungsbohrungen hergestellten Profilen geht eine gewisse Gesetzmässigkeit der Aufeinanderfolge der einzelnen Sedimentserien hervor. Nun seien diejenigen Gebiete erörtert, die als Senkungsgebiete während des ganzen Pleistozäns ausschliesslich aus Flusswasserablagerungen aufgebaut wurden und an ihrer Oberfläche nur den jüngsten Löss enthalten. Denn nur die Entwicklung der Flusswassersedimente steht nämlich in unmittelbarer und einfacher Beziehung zu den Erosionszyklen der Abtragungsgebiete.

Am weitesten verbreitet findet man, dass zu Ende des Pleistozäns die *Flussedimente von unten nach oben hin allmählich immer feinkörniger werden*. In der Nähe der Beckenränder erscheint über dem Schotter grober, mittelkörniger, feinkörniger und feiner Sand, darauf schlammiger Feinsand, sandiger Schlamm, toniger Schlamm und Ton, zweifellos entsprechend der immer geringer werdenden Tragkraft des ablagernden Flusses. In das Innere des Beckens gelangte im obersten Pleistozän Schotter schon nicht mehr hinein, die Verfeinerung des Sandes nach oben hin ist aber auch hier allgemein. An manchen Gebieten treten die Sedimente der aus Überschwemmungen zurückgebliebenen, stehenden Gewässer (toniger Schlamm, Ton) nicht in Erscheinung, sondern nur schlammiger Feinsand und sandiger Schlamm. Über den obersten, relativ feinsten Sedimente findet sich überall Löss als extremster Zeuge für das Infolge des Auf-

hörens des Sinkens einsetzende Trockenwerden. *Diese Gesetzmässigkeit der Sedimententwicklung ist in der ganzen Tiefebene eine ausnahmslos allgemeine Erscheinung.*

Unterhalb der aufwärts feiner werdenden Schichtenreihe befindet sich eine andere Reihe, deren Zusammensetzung sich in der gleichen Richtung ändert, und zwar bis zu der bekannten Tiefe sich mehrmals wiederholend.

Das aus der Umgebung von Szeged mitgeteilte Profil enthält die meisten Zykluswiederholungen (Abb. 3). Die älteste ist unvollständig; die Bohrungen waren nicht tief genug, um auch die grobe Sandschicht aufzuschliessen, jedoch ist die Verfeinerung der Sedimente nach oben zu auch hier feststellbar. In der Nähe der oberen Grenze der Tonschicht lässt das Fehlen der Zwischenschaltungen von dünnen Schlammsschichten in der benachbarten Bohrung vermuten, dass das den groben Sand des nächsten Zyklus ablagernde Flusswasser an der Oberfläche der Sedimente des vorigen Zyklus auch eine Erosionswirkung entfaltet hat.

Der folgende II. Zyklus ist am charakteristischsten. In etwa 30 m Dichte treffen in der vorerwähnten Reihenfolge Schichten mit aufwärts immer feiner werdendem Material aufeinander. Der obere Teil der dicken, die Serie abschliessenden Tonschicht zeigt dort, wo sie von der darauffolgenden Erosion nicht zerstört wurde, mit dem Auftreten der Zwischenlagerungen sandigen Schlammes eine gewisse Vergröberung.

Der III. Zyklus ist nur an der nordöstlichen Seite des Profils zu beobachten, weil an der anderen Seite die Erosion der Theiss (Tisza) im Holozän die Pleistozänschichten bis zu etwa 20 m Tiefe abgetragen hat; Die erodierte Oberfläche der Abschlusschicht des vorigen Zyklus ist in mehreren anderen Profilen noch deutlicher zu erkennen, z. B. in Abb. 4. Die Abschlusschicht der III. Zyklus bildet auch hier Ton, dessen Stillwasser-Charakter auch durch die Torfeinlagerung betont wird. Der IV., d. h. der letzte Zyklus des Pleistozän beginnt in zahlreichen Profilen mit weit verfolgbarem Feinsand. Bezeichnender Beckensand findet sich hier nicht. Diese Schichten wurden nicht von der Theiss, sondern in einem Interstadial mit grösseren Niederschlägen durch den Abfluss angesamelter Oberflächengewässer aus dem Gebiete zwischen Donau und Theiss hier abgelagert. Die auf die Oberfläche des vorherigen Tonniveaus ausgeübte Erosionswirkung ist in anderen Profilen viel prägnanter. Auch die Wasserablagerungen des IV. Zyklus werden mit Ton abgeschlossen; das völlige Trockenwerden darüber zeigt zuerst lehmiger und dann Infusionslös von normaler Zusammensetzung an.

Der V. ist der holozäne Zyklus, dessen Ablagerung das mehrere km breite und im Profil ungefähr 20 m dicke Alluvium der Theiss bildet. In der Zusammensetzung der Schichten wird die mit vorrückender Zeit immer feiner werdende Korngrösse — wie in allen Profilen des Theisstales — auch hier offenbar. Die abschliessende Schicht ist der im ganzen Theisstal überall befindliche Wiesenton, ein feines, stark humöses Sediment der nach den Überschwemmungen zurückgebliebenen temporären Stillwässer.

Wir haben dieses Profil zuerst und etwas eingehender erörtert, weil wir es auf Grund der Pollenuntersuchungen von *Frau Maria Faragó*

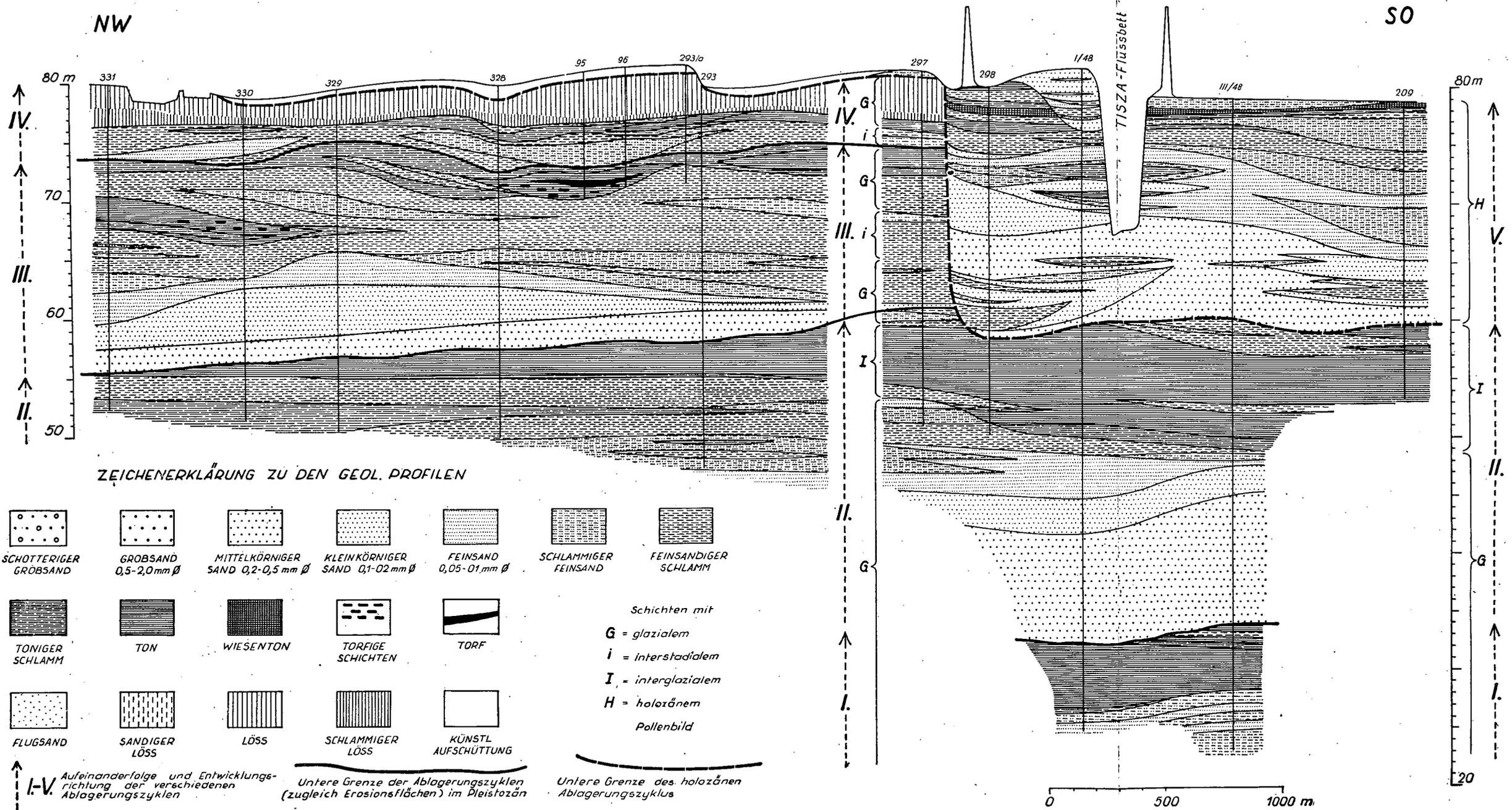


Abb. 3. Geologisches Profil südlich von Szeged.

stratigraphisch horizontieren konnten. Das letzte Gebilde des Pleistozän, der Löss, enthielt hier keine Pollen, dürfte aber, da in zahlreichen anderen Lössproben ausschliesslich oder fast ausschliesslich Tannenpollen gefunden wurde, auch in diesem Falle unbedingt aus einer Glazialzeit stammen. Das gleiche Bild bietet die darunter befindliche Tonschicht. Die unteren Schichten der als IV. bezeichneten Zyklus (Feinsand und sandiger Schlamm) sprechen mit ihrem grösseren Prozentsatz an Laubbaumpollen für die Entstehung in einem interstadialen Abschnitt. Dieser Charakter ist auch auf Grund mehrerer andererorts durchgeführter Bohrungen bestätigt worden. Die Schichten des III. Anhäufungszyklus zeigen die Spektren glazialer, und zwischen diesen eines interstadialen Abschnittes. Die oberste Tonschicht des Zweiten Zyklus dagegen deutet in Anbetracht der in höheren Prozentsätze erscheinenden, wärmeliebenden, Laubbäume eher auf einem interglazialen, als auf einen interstadialen Charakter. Die darunter befindlichen Schichten zeigen bis zu der erreichten Tiefe ein glaziales Pollenbild, wenn auch nur auf Grund raren Pollengehaltes. Diese Bestimmung bedarf noch der Bekräftigung durch Kontrolluntersuchungen.

Untersuchen wir nun die Zusammenhänge der einzelnen Anhäufungszyklen mit den festgestellten Klimaabschnitten, so ergibt sich folgendes:

Die Schichten des I., sowie der grössere Teil der Schichten des II. Zyklus wurden während eines glazialen Zeitabschnittes abgelagert, die Veränderungen der Sedimentszusammensetzung ist also nicht eine Folge des Klimawechsels. Das interglaziale Pollenbild der oberen Tonschicht der II. Serie macht — im Gegensatz zu den darunter befindlichen Schichten — den Eindruck, als ob hier die Sedimententwicklung eine mit der Klimaveränderung gleichsinnige Änderung erfahren habe. Dagegen spricht aber, dass nördlich von Szeged in mehreren km Entfernung dieser Ton horizontal allmählich mit gleichartigen Pollengehalt in lockeren Flusswassersand übergeht. Der grösste Gegensatz besteht zwischen den Klimaabschnitten und der Sedimententwicklung des III. Zyklus. In der von unten nach oben sich allmählich verfeinernden Serie befindet sich zwischen zwei glazialen eine interstadiale Schichtenreihe. Das Erscheinen des Interstadials hatte keinerlei Veränderung im Sedimentcharakter zur Folge. Demgegenüber scheinen die zwischen den im Glazial gebildeten Tonschichten des III. und IV. Zyklus auftretenden, aus einem Interstadial stammenden, auf das Liegende mit einer Erosionsfläche abgelagerten schlammigen Feinsandschichten Folgeerscheinungen einer Klimaänderung zu sein. Dies ist um so wahrscheinlicher, als es sich hier — wie gesagt — nicht um Ablagerungen eines Flusses handelt, sondern um die Ablagerungen der während eines niederschlagreicheren Zeitabschnittes abgeflossenen Niederschlagsgewässer. In dem fluvialen Interstadial konnten sich derartige Wasserläufe herausbilden, im Gegensatz zum Glazial, dessen geringere Niederschläge nur die Entstehung stagnierender Gewässer ermöglichen.

Die Sedimentbildung der übrigen Anhäufungszyklen ist — wie wir sahen — unabhängig von den Klimaabschnitten; ihre Wiederholung dürfte demnach wahrscheinlich durch erneute Beckensenkung bedingt gewesen sein.

Beim Vergleich der Schichtenmächtigkeit der einzelnen pleistozänen Anhäufungsphasen und Klimaabschnitten fällt es auf, dass beide von unten nach oben abnehmen, d. h. gegen Ende des Pleistozän die wiederholt in Erscheinung tretenden Senkungen immer geringeren Grades waren und das Erscheinen des letzten Löss das Aufhören des Senkungsprozesses andeutet.

Zu Beginn des Holozän tritt in der Entwicklungsgeschichte der Tiefenebene eine *qualitative Veränderung* ein: das Aufhören der Senkungen zu Ende des Pleistozän war direkt von einer Erhebung gefolgt. Nur so ist nämlich die Erodierung der Schichten nach Ende des Pleistozän bis zu 20 m, d. h. bis zu einer Tiefe, die die Tiefe des heutigen Theissbettes wesentlich überragt, zu erklären.

Die Ursache für diese grosse, durch Krustenbewegung bedingte Veränderung wird aber kompliziert durch eine klimatologische Ursache. Dass Pollenbild des holozänen Alluviums des Theisstales zeigt nämlich, dass die Erodierung des Flusstales in dem auf das niederschlagsarme, letzte Glazial folgenden, niederschlagsreichen Tannen-Birken-Stadium erfolgte. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangte auf Grund morphologischer Schlussfolgerungen auch *Bulla*.

Zur Veranschaulichung der überall gleichsinnigen Entwicklung der Aufschüttungsabschnitte seien noch zwei Beispiele angeführt. Das in Abbildung 4 dargestellte haben wir gewählt, weil hier die zu Beginn des IV. Anhäufungsabschnittes entstandene Erosionsfläche deutlicher zutage tritt als in Abbildung 3. Hier sind die Pleistozän- und Holozän-schichten im Bereiche des Theisstales nahezu gleich entwickelt; ihre Abgrenzung geschah auf Grund von Pollenuntersuchungen. Im Holozän hat die Erosion der Theiss die oberen feinkörnigeren Schichten des Pleistozän abgetragen, und die im Holozän abgelagerten Sandschichten haben sich mit einer stratigraphischen Lücke dem nur um wenig gröberen pleistozänen Sand aufgelagert, der am östlichen Rande des Tales sich die beginnende Ablagerung des letzten Pleistozänzyklus darstellt. In der letzten Pleistozänphase konnte die Verfeinerung des Schichtenmaterials nach oben zu vor der Ablagerung des Löss nur bis zum schlammigen Feinsand und sandigen Schlamm fortgesetzt werden, tonige Schichten erscheinen hier schon nicht. Dies zeigt sich auf einem grossen Gebiete jenseits der Theiss.

Unser anderes Profil stammt vom nördlichen Rande der ungarischen Tiefebene. Bemerkenswert ist hier, dass oberhalb des die III. Phase abschliessenden tonigen Schlammes — ähnlich wie in Abbildung 3 — eine dünne, von Überschwemmungen zeugende Ablagerung erscheint, welche im Szegeder Profil sich als zu einem Interstadial gehörend erwies. Diese Schichten sind in allen unseren Profilen von geringer Dicke, ihr Auftreten war also auch einfach infolge des Einsetzens eines niederschlagsreicheren Klimas möglich. Die holozäne Phase wird hier nur durch den über dem Löss erscheinenden Wiesenton und dünnen Schwemmsand vertreten.

Bei den Veränderungen der Flussablagerungen ist noch zu bedenken, dass diese auch durch eine Umlagerung des Flussbettes verursacht gewesen sein können. Wir wissen, dass das grösste Geschiebe sich im Flussbett niederlässt, von den Ufern auswärts aber nur die immer feiner

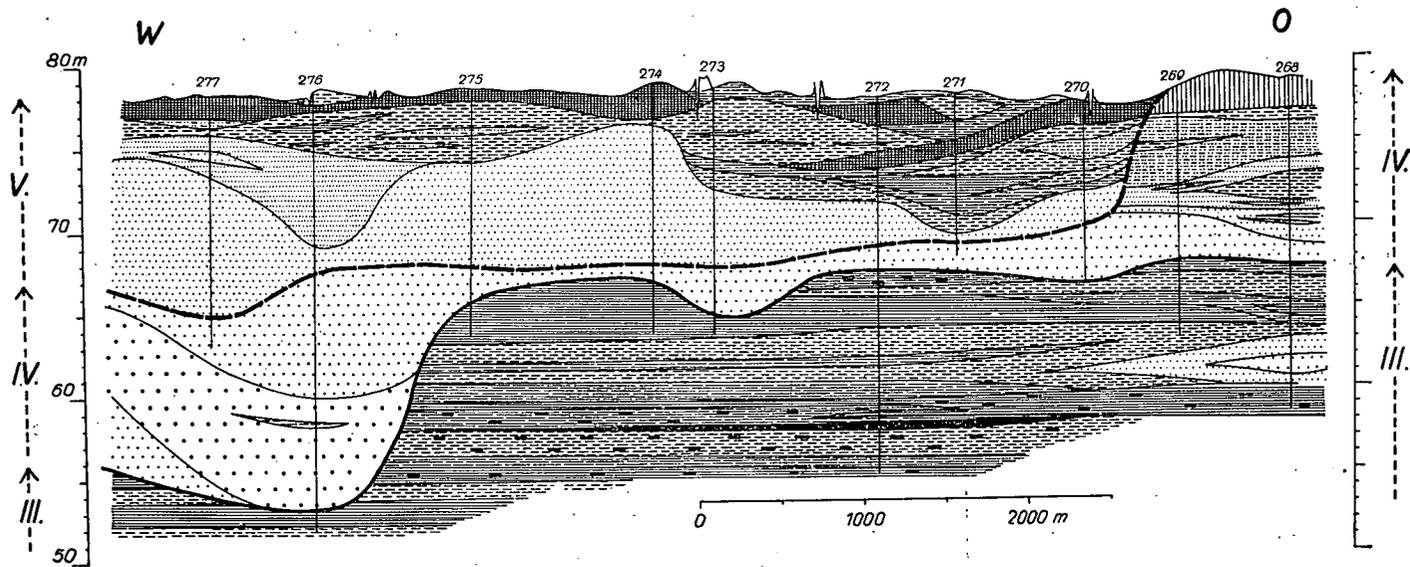


Abb. 4. Querprofil des östlichen Randes des Theisstaales südwestlich von Hódmezővásárhely.

werdenden Ablagerungen der Überschwemmungen. Wird also das Flussbett auf ein Gebiet umgelagert, an dem sich zuvor die vom Flussbett entfernt liegenden feinkörnigen Überschwemmungsablagerungen befanden, so erscheinen darüber die groben Flussbettablagerungen, deren spätere Verfeinerung auch einfach eine Folge der allmählichen Entfernung des Flussbettes sein kann.

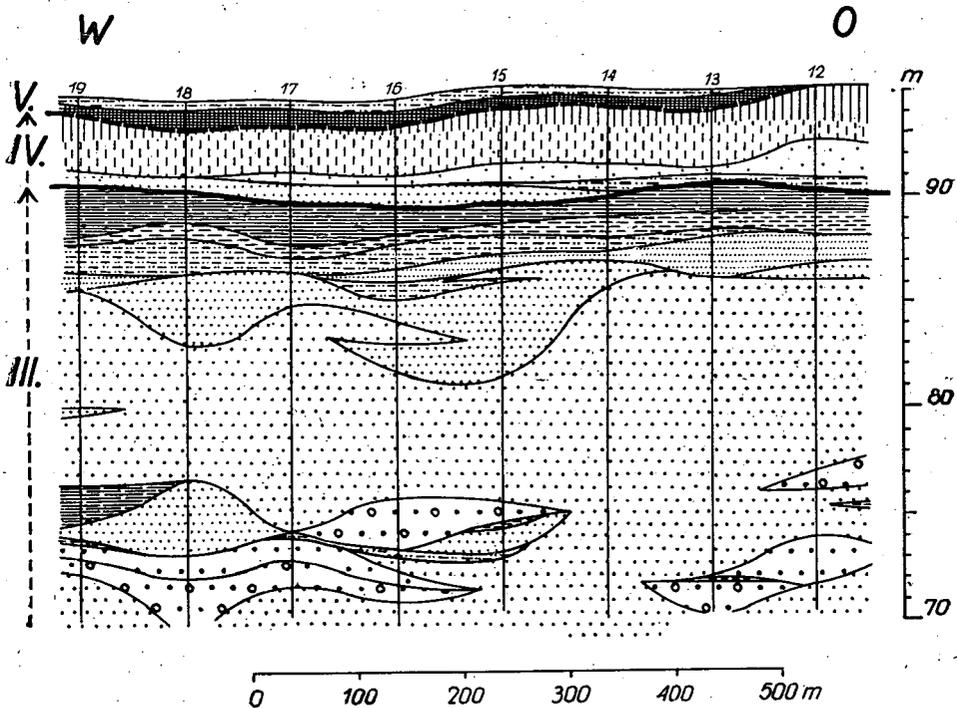


Abb. 5. Profilanteil nördlich von Tiszalök.

Die gleichsinnige Veränderung der Schichtenreihen in senkrechter Richtung stellt aber keine lokale, sondern eine regionale Erscheinung dar. Insbesondere gilt dies für den letzten Anhäufungszyklus des Pleistozän. Da er der Oberfläche am nächsten liegt, kennen wir diesen am eingehendsten und finden ihn — wie gesagt — im ganzen Alföld in der gleichen Ausgestaltung vor. Es kann daher angenommen werden, dass der allmählichen Verfeinerung seiner Schichten nach oben hin ein und dieselbe Ursache zugrunde lag, nämlich das Nachlassen und späteres Aufhören der Beckensenkung. Es finden sich auch Schichtenreihen, die sich unzweifelhaft infolge von Flussbettverschiebungen innerhalb einer geringen Entfernung verändert haben. Diese sind aber leicht zu erkennen und von Ablagerungsserien, die in ungestörter Entwicklung entstanden sind, leicht zu unterscheiden.

Unsere durch experimentelle Bohrungen erschlossenen und eingehend untersuchten Schichten gehören in das oberste Pleistozän. In dem Sze-

geder Profil dürften die drei Glaziale den Würm-, das darunter befindliche Interglazial den Riss-Würm- und die unterste Schichtenreihe — wahrscheinlich noch über die angebohrten 55 m hinab — den Riss₂-Abschnitt vertreten.

Die bis zu dieser Tiefe beobachtete, abwärts zunehmende Mächtigkeit der pleistozänen Abschnitte muss sich abwärts noch weiter steigern, denn nur so wird die von *Halaváts* (8) festgestellte Dicke der Pleistozänschichten, die in der Gegend von Szeged, etwa 150 m ausmacht, verständlich. Die für ein eingehendes Studium geeigneten Forschungsbohrungen sind leider nur von geringer Tiefe. Eine Ermittlung der Zusammenhänge mit den Erosionszyklen ist aber nur in Kenntnis der gesamten pleistozänen Schichtenserie des Beckens möglich.

Auswertung der Tiefbohrungen

Die tiefer gelegenen Schichten des Alföld sind nur durch artesischen Brunnen- und Ölbohrungen erschlossen worden. Mit Ausnahme einiger der zuerst gebohrten Brunnen sind sämtliche mittels Spülbohrungen angelegt worden, während die Kohlenwasserstoffbohrungen mit Hilfe von Schwerschlammspülungen vorgenommen wurden, welches Verfahren neuerdings auch bei der Bohrung artesischer Brunnen Verwendung findet. Die mit Wasserspülung, noch mehr aber die mit Schlammspülung erhaltenen Gesteinsproben lassen nur eine ungefähre Materialbestimmung zu, ausserdem zerbröckeln die Fossilien, so dass auch Altersbestimmungen selbst in grossen Zügen nur selten möglich werden.

Für ein eingehendes Studium der Sedimententwicklung sind deshalb die Tiefbohrungen nicht geeignet, während die gröberen Materialunterschiede bereits auch durch diese festgestellt werden können. Die im Alföld vorgenommenen mehrtausend Bohrungen von artesischen Brunnen waren bisher geologisch nicht zeitgemäss aufgearbeitet worden. In neuester Zeit hat *J. Urbancsek* die als zuverlässigsten beurteilten Bohrungsprofile aus der südlichen Hälfte des Alföld zusammengestellt. Ein solches Profil sei — etwas modifiziert — im folgenden mitgeteilt.

Die Verbindung der Schichten der einzelnen Bohrungen geschah auf Grund der Parallelisierung mit der Levantikum-Pleistozän-Grenzlinie. Diese Grenze wurde an Hand von Molluskenresten ermittelt. Da sowohl im Levantikum, als auch im Pleistozän Flusswasser- und andere Süsswasserarten, sowie auch trockenländische Arten vorkommen, und da ferner bestimmbare Reste selten sind, erweist sich diese Abgrenzung als schwerfällig und ziemlich unsicher. In diesem Profil finden wir die Abgrenzung längs eines bis ans Ende verfolgbaren Schotter-Sandniveaus. In dem nächsten Profil rechnet *Halaváts* (8) dieses Sandniveau noch dem Levantikum zu, während *Erdélyi* (6) im südwestlichen Teil des Alföld aus dem diesem Niveau entsprechenden Kiesel-Sandschichten mehrere Faunen mitteilt, die teils eher für das Levantikum, teils aber eher für das untere Pleistozän bezeichnend sind.

In dem Profil *Urbancseks* neigen die auf Grund des Verlaufes der obigen Grenze umrissenen älteren Schichten stärker, und die jüngeren immer weniger stark einem Gebiet zu, das auch morphologisch als Senke

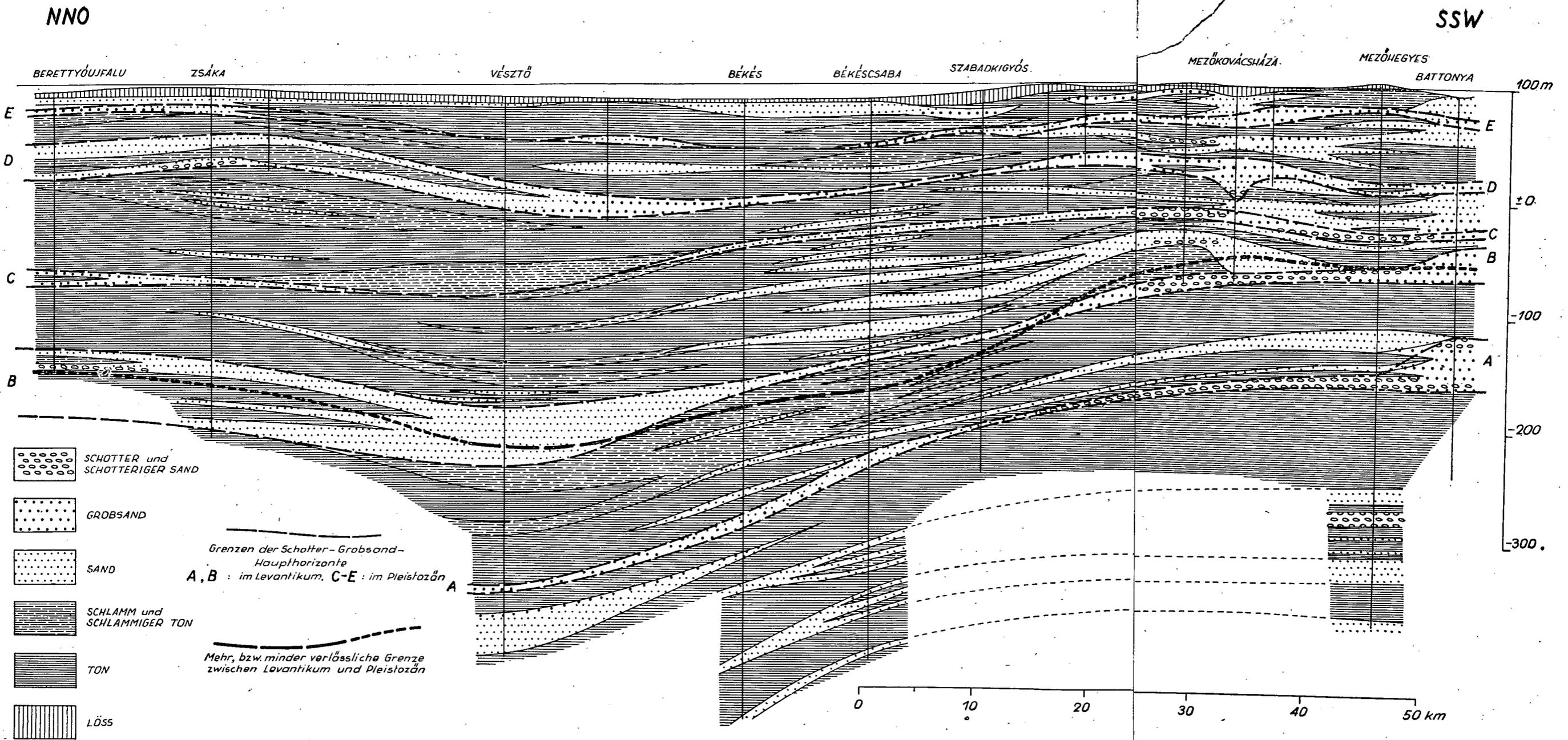


Abb. 6. Geologisches Profil auf Grund von Artesischen Bohrungen aus der Nähe des östlichen Randes der Ungarischen Tiefebene (nach Urbancsek, 1955.)

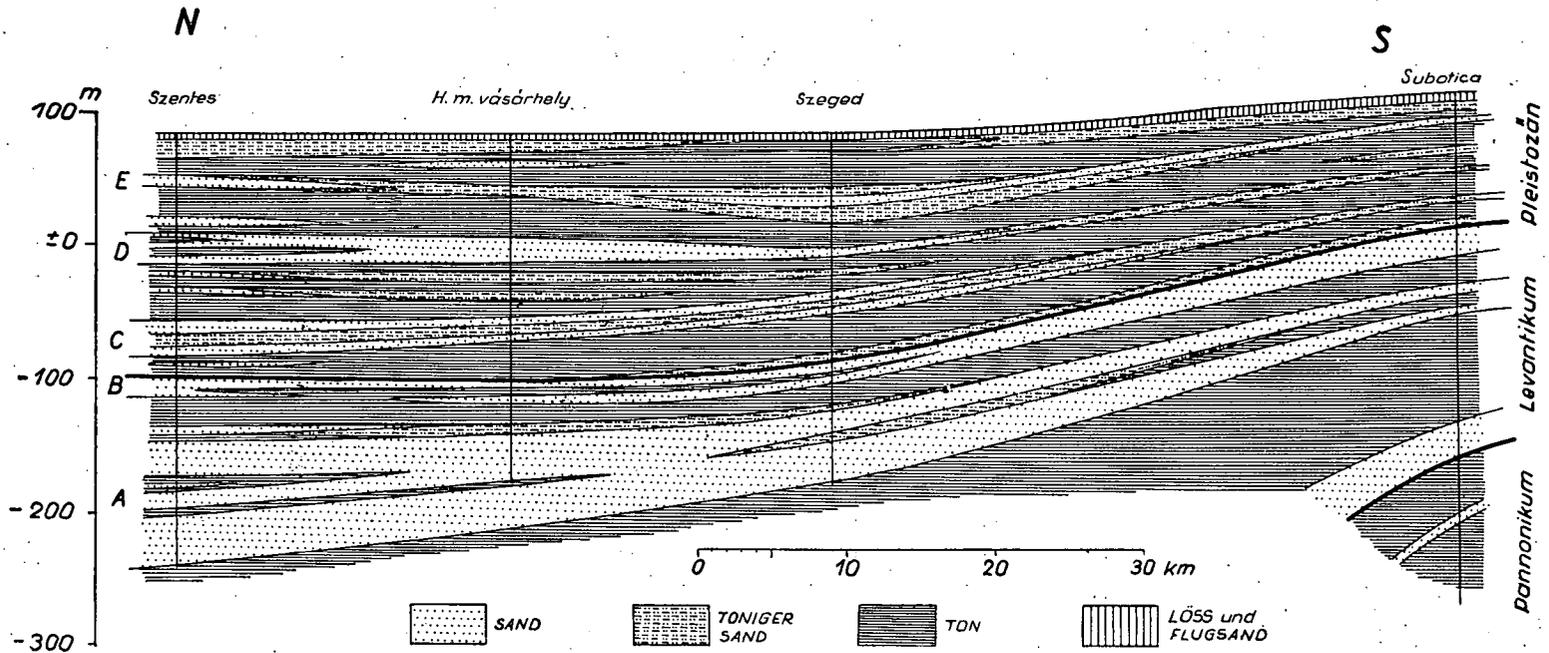


Abb. 7. Geologisches Profil vom südlichen Mittelteile der Ungarischen Tiefebene (nach Halaváts, 1895).

erscheint und ausserdem beweisen auch die gegenwärtigen, weitausgedehnten Schwämmgebiete und Torfmoore, sowie die Veränderungen der Nivellierungsfixpunkte⁽¹⁾ die stark sinkende Natur des Gebietes. Auf Grund dieser Verhältnisse scheinen also die angenommenen Zusammenhänge der Schichten zuverlässig. Die Schichten des Beckens sinken — nach der Auffassung mehrerer Autoren — längs Verwerfungen gegen das Zentrum. Auf unserem Profil wurden Bruchlinien zwecks deutlicherer Veranschaulichung der Schichtenfolge nicht angeführt.

Die den Einschneidungsphasen der Abtragungsgebiete entsprechenden Geschiebeniveaus sind am deutlichsten am südlichen Teile des Profils zu erkennen, auf dessen Gebiete die Flüsse ihr Geschiebe aus geringerer Entfernung vom Randgebirge hertransportiert haben. Innerhalb des Pleistozän sind *drei grössere, regional erscheinende Kiesel-Grobsand-Horizonte erkennbar*, deren Material gegen die tieferen Lagen des Beckens zu immer feiner wird, wobei stellenweise nur der zwischen den Tonschichten plazierte Schlamm die Stelle des Horizonts andeutet. An manchen Bohrstellen erscheinen auch kleinere Sandlinsen, die Hauptsandebene ist aber infolge ihrer grossen Ausbreitung und ihres größeren Materials auch im Innern des Beckens zu erkennen.

Am Rande des Ungarischen Beckens sind aus dem Pleistozän drei Terrassen bekannt (3). Ob nun die nächstältere zum Pleistozän oder zum Pliozän gehört, ist noch umstritten. Diese Terrasse dürfte möglicherweise der dritten Sandschichtenreihe *Halaváts's* aus der oberen Grenze des Levantikums entsprechen.

Den vorherigen vollkommen analoge Feststellungen können auch auf Grund des Profils von *Halaváts* (8) gemacht werden. Dieses wurde noch auf Grund von mit trockenen Verfahren vorgenommenen Bohrungen hergestellt, so dass seine Feststellungen als sicherere angesprochen werden können. Seine Sandschichten erweisen sich infolge ihrer Lagerung in der Mitte des Beckens als feiner. Die Zahl der Haupt-Sandniveaus des Pleistozäns beträgt auch hier drei. *Das übereinstimmen der Zahl dieser Horizonte mit der Zahl der Terrassen kann kein Zufall sein*, es steht also einer Parallelisierung der Erosionszyklen mit den Anhäufungszyklen des Beckens nichts im Wege. In den Schichtenreihen der experimentellen Bohrungen können auch mehrere kleinere Zyklen festgestellt werden. Diese scheinen Spuren geringgradigerer Veränderungen darzustellen, welche in den Abtragungsgebieten eine Terrassenbildung nicht hervorzurufen vermochten.

Die Ermittlung des genaueren Alters der pleistozän Terrassen ist ein noch ungelöstes Problem. Es ist zu erwarten, dass die Bestimmung des Alters der Beckensedimente auch die Frage nach dem Alter der Terrassen einer Lösung näher bringen wird.

Zu erwähnen ist noch, dass die Distinktion zwischen Abtragungs- und Anhäufungsgebiet (aufgeschüttetes Becken) keine starre sein darf. Es ist auch in der Tiefebene Ungarns zur Entstehung altholozäner, an den Rändern sogar auch oberer pleistozäner Terrassen gekommen. Ihre Einschneidung stellt einen Erosionsprozess dar, ihr Gebiet ist also als ein Übergang zwischen den dominierend Abtragungs- bzw. Anhäufungsgebieten zu werten.

Zusammenfassung

Auf dem Gebiete der lokalen Erosionsbasen (aufgeschüttete Becken) müssen den Erosionszyklen der Abtragungsgebiete entsprechende Anhäufungszyklen zur Entwicklung gelangen. Zur Zeit des Einschneidens des Flusses an den erhabenen Gebieten werden im Becken grobe Sedimentmassen abgelagert, im weiteren Verlaufe des Erosionszyklus werden die Sedimente immer feinkörniger. Findet eine Wiederholung des Erosionszyklus statt, so beginnt auch im Becken ein neuer Anhäufungszyklus, und zwar wiederum mit einer von unten nach oben sich verfeinernden Zusammensetzung. Diese Erscheinung wird durch die auf Grund zahlreicher experimenteller Bohrungen angefertigten geologischen Profile der Ungarischen Tiefebene bestätigt.

Die zyklische Wiederholung der Sedimentausbildung ist in mehreren Fällen unabhängig von den an Hand von Pollenuntersuchungen festgestellten klimatischen Zeitabschnitten. Die für die Hervorrufung der Anhäufungszyklen bzw. mit diesem gleichzeitig erscheinenden Erosionszyklen verantwortliche Ursache kann also in diesen Fällen nur in Krustenbewegungen vermutet werden.

In den auf Grund von Brunnenbohrungen die ganze pleistozäne Schichtenreihe enthaltenden Profilen sind drei, regional verfolgbare Schotter-Sandhorizonte festzustellen. Diese dürften den Einschnittsphasen der drei pleistozänen Terrassen entsprechen.

LITERATUR.

1. *Bendefy L.*: Belső kontinentális kéregmozgások a Kárpátmedencében. Budapest, 1934.
2. *Bulla B.*: Általános természeti földrajz. Bd. II. Budapest, 1954.
3. *Bulla B.*: A magyar medence pliocén és pleisztocén terraszai. (Földr. Közl. Bd. LXIX. H. 4.) Budapest, 1941.
4. *Cholnoky J.*: A folyóvölgyekről. (M. Tud. Akadémia III. Oszt. Közl.) Budapest, 1925.
5. *Cholnoky J.*: Über Flusstäler. (Mitt. d. Geogr. Ges. in Wien) 1927.
6. *Erdélyi M.*: A Dunavölgy nagyalföldi szakaszának víztároló üledékei. — Die wasserspeichernden Sedimente des Donaufales in der Grossen Ungarischen Tiefebene. (Hidrologiai Közlöny 35. évf. 5—6. sz.) Budapest, 1955.
7. *Fourmarier, P.*: Principes de géologie. Paris, 1950.
8. *Halaváts Gy.*: Az Alföld Duna-Tisza közötti részének földtani viszonyai. (M. K. Földtani Intézet Évkönyve. Bd. IX., S. 101—173.) Budapest, 1895.
9. *Jaskó S.*: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a kainozoikumban. Erosion and sedimentation in the Hungarian Basin during the kainozoic era. (Földtani Közlöny T. LXXVII, P. 26—28.) Budapest, 1947.
10. *Kretzoi M.*: A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. (Alföldi Kongresszus, M. Tud. Akadémia Műsz. Tud. Oszt. Közleményei.) Budapest, 1953.
11. *Miháltz. I.*: La division des sédiments quaternaires de l'Alföld. (Acta Geologica, Tom. II. Fasc. 1—2.) Budapest, 1953.
12. *Strausz L.*: Az üledékképződés ütemessége. — Rhythm in sedimentation. (Földtani Közlöny. T. LXXIX. p. 407—420) Budapest, 1949.
13. *Sümeghy J.*: A Tiszántúl. (Magyar Tájak. Földtani Leírása. M. Áll. Földtani Intézet Kiadványa). Budapest, 1944.
14. *Vadász E.*: Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1953.