

**Hungarian Academy of Sciences • Institute of Geography**

---

**SYMPOSIUM**

**THE GEOMORPHOLOGICAL AND NOMENCLATURE PROBLEMS OF THE  
DENUDATION FEATURES OF MIDDLE MOUNTAINS AND THEIR PEDIMENTS**

**DIE GEOMORPHOLOGISCHEN UND NOMENKLATUR-PROBLEME DER  
ABTRAGUNGSFORMEN DER MITTELGEBIRGE UND IHRER PEDIMENTE**

**Guide  
Exkursionsführer**

**BUDAPEST  
APRIL 16—20, 1968**



## I n b a l t

	Seite
S.Láng: Abtragungsflächen im südlichen Teil des Cserhátgebirges	1
Gy.Levász: Pediment-Untersuchungen im Mecsek- und Villányer Gebirge	5
A.Székely: Die Grossformen der Mátra und ihre Ausbildung	15
Z.Pinczés: Rumpf- und Fussflächen des Bükk- Gebirges	26
Z.Pinczés: Das Bükkgebirge	38
M.Pécsi: Das Gerecsegebirge	44
Deutungen einiger der wichtigsten Termini über Abtragungs- und Bergfussflächen bei verschiedenen Autoren. Zusammengestellt von S.Korokos	47



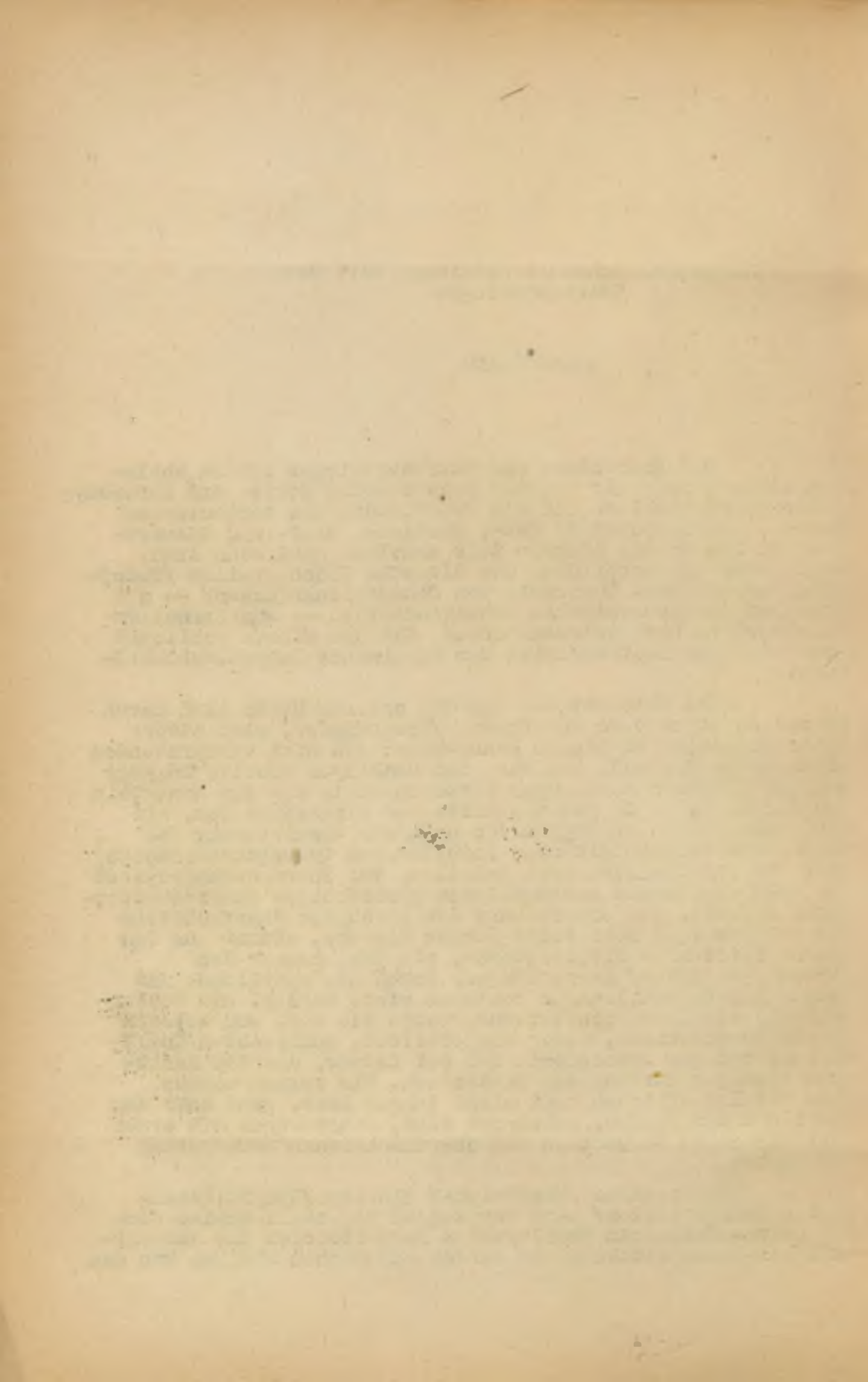
## Abtragungsflächen im südlichen Teil des Cserhátgebirges

Sándor LÁNG

Die Oberfläche des Cserhátgebirges ist im absoluten Alter jünger als die der benachbarten Mátra- und Börzsönygebirge, in Hinblick auf die Überflutung des tortonischen Meeres, deren Spuren im Ost-, Nordost-, West- und Südwest-Cserhát bis in die jüngste Zeit erhalten geblieben sind. Daher kann die Ausbildung der ältesten Flächenteile /Rumpfflächenreste bzw. Überreste von Denudationsflächen/ — mit Ausnahme der mesozoischen Gebirgsschollen — vom Sarmation-Stockwerk an nachgewiesen werden. Mit dem Miozän schliesst auch hier der Zeitabschnitt der tropischen Rumpfflächenbildung.

Die Flächenteile aus dem unteren Miozän sind durch Brüche emporgehobene Rumpffeste /Trugrumpfe/, also ältere Gebirgsschollen am linken Donau-Ufer: die sich verkarstenden Flächen des Nagyszál bei Vác, der Romhányer Scholle Délhegy und der Csövérer Berggruppe bestehen teils aus dem Sandstein des Hárshegy, teils aus dem mittleren oligozänen Ton, sie sind ferner von den Lappen der nach der Verwitterung des Sandsteins zurückbleibenden feinkörnigen Quarzschotterdecke, oder der auf den flacheren Schollen, vom Entwässerungssystem des Ur-Ipolyflusses herkömmlichen grobkörnigen Quarzschotterdecke bedeckt. Die Emporhebung der erwähnten Rumpfschollen bis zur heutigen Höhe zeigt junges Gopräge, stammt aus dem oberen Pliozän — Altploistozän, wie das, ausser den /40-60° geneigten/ Karrenhängen, durch die spärlichen und jungen Karsterscheinungen bewiesen wird, so z.B. die Wasserschlinge der Karsthochplateaus, sowie die z.T. vom heissen Wasser durchsetzten, wenig ausgefüllten, senkrechten Quelhöhlen, und das antezedente Tal bei Csövár, und die Karsterscheinungen entlang dem Sinkárbach. Wir setzen voraus, dass die Karstflächen seit nicht langer Zeit, erst seit dem ausklingenden Pannon, unbedeckt sind, sonst wären sie einer weitreichenden Denudation und oberflächlichen Verkarstung ausgesetzt.

Obermiozäne /Sarmation-/ Flächen /Rumpfflächenreste, Rumpfschollen/ sind vorwiegend die stellenweise auch von Leitha-Kalkstein überlagerten Andesitdecken und Andesittuff haltenden Flächen; sie werden an manchen Stellen von den



den Sarmatien angereichten Bildungen, so u.a. von einer Schotterdecke überlagert. Von oberen Miozän an weniger in Abtragung begriffene Gelände sind die die lockeren sedimentären Nebengesteine verfestigenden Andesitgänge, die mit den sie umhüllenden Nebengesteinen zusammen in einer Höhenlage von 100-150 m aus ihrer Umgebung herausgearbeitet werden konnten. Da — nach Gy.Buda /1957/ — z.B. die annähernd senkrecht zwischen Mohora und Herencsény ausstreichenden Gänge subvulkanischer Herkunft sind und der Schotterdeckenlappen selbst auf den Andesitgängen erhalten bleiben konnte /z.B. bei Püspökszilágy/, vermag der Masstab der Abtragung an der Oberfläche der lockeren Sedimente und der zugleich mit ihnen in Abtragung begriffenen Andesitgänge eine Höhe von 100 bis 150 m seit dem oberen Miozän wohl zu überschreiten. /In Falle des subvulkanischen Gepräges wurde von oberem Teil der Andesitgänge mehr oder weniger Material abgetragen./ Mit Rücksicht darauf und auch deshalb, weil die Lappen der Quarzschotterdecke des Jungtertiärs /Pliozän?/ auf den eruptionsfreien, lockeren von oligo-miozänen Gesteinen überzogenen Flächen des Cserhát häufig vorkommen, darf es über Denudationsflächen nicht ausgesprochen werden.

In pannonischen Zeitabschnitt, in dem die Abtragung der Landteile des Cserhát weiterhin stark war, setzen wir sub-tropische Rumpfbildung voraus, deren Auswirkung schwächer als die der miozänen Rumpfbildung war.

Die Oberflächen des oberen Pliozäns — in allgemeinen mit einer relativen Höhenlage von 50-80 m — sind demnach in Innern des Cserhát die Andesitdecken, die Gangzüge und die sich an die mesozoischen Kalkrumpfschollen anschliessenden Fussflächen. Letztere sind aber vielfach tektonisch so stark zerbrochen, dass sie, ausser den ihnen aufsitzenden Lappen der Schotterdecke, die Höhenlage der von den Andesitgangzügen und von den Ausstreichungen des mesozoischen Grundgebirges gekennzeichneten älteren Fläche erreichen, ja sogar sie überragen können, wie z.B. in Falle des Berges Nagy-Ször /358m/. Die oberpliozäne Fläche, die den Ipolyfluss entlang an manchen Stellen von den grösser angelegten oberpliozänen Vertretern der Schotterdecke-Fornation von Poltár /Slowakei/ überlagert ist, tritt mit stark zerbrochenen und in verschiedene Höhe emporgehobenen oder in die Tiefe gesunkenen Schollen in Kopasz-Cserhát, in Südwest-Cserhát entlang den Flüssen Ipoly und Galga hervor. Ihre Entwicklung ist viel flacher und gleichmässiger an der gegen die Grosse Tiefebene /Alföld/ gerichteten Abdachung des Süd-Cserhát, wo sie als echte Fussfläche auftritt und durch das Vorhandensein der sarmatischen und pannonischen Schichten ihre Anordnung erleichtert, deren Schichtköpfe sie schneidet. Sie kann auch von Quarzschotterdecken-Lappen überlagert sein, in diesem Falle stammt die Denudationsfläche aus dem Oberpliozän-Altpleistozän, und

wurde in einer noch warmen, wenig trockenen, aber auch noch mit intensiven Erosionsprozessen abwechselnden Periode ausgebildet.

In den oben angeführten /südwestlichen/ Gebieten, in der sogenannten Hatvaner Bucht, ist -- den übrigen Teilen des Cserhát gegenüber -- die tektonische Gliederung nur schwach dargestellt, nur die grösseren Täler -- das von Kálló-Vanyarc, Bér-Szirák, Buják und das Szuka-Tal bei Ecség -- sind asymmetrisch, so dass ihre Ostflanken 12-20° geböschet steil, kurz, ein wenig emporgehoben sind, und die pannonischen Schichten streichen dort wohl aus. An den Westseiten der Täler sind dagegen die Gehänge sanft, langgestreckt /1-3 km/, nur 2-3° geneigt, mit mächtiger Lössdecke bedeckt. Daher ist hier nur eine schwache Gliederung der oberpliozänen Fläche zu bemerken, den Niederungen der Ipoly, Donau, Galga gegenüber. In den -- erwähnten -- grösseren südöstlichen Nebentälern greift die tiefere pleistozäne Fläche /bis zu einer relativen Höhe von 30-40 m/ buchartig landeinwärts, stellenweise sind die von Löss überlagerten Terrasse II und sogar III bemerkbar, während die oberpliozänen Fussflächenreste schiffsschnabelartig gegen die Alföld /Grosse Tiefebene/ vorrücken. Bei lebhafter Gliederung ist das morphologische Bild an Ipolyfluss entlang auch dasselbe: tektonische "Nischen" aus dem Pleistozän-Holozän wechseln sich mit 30-120 m hohen und nördlich vorspringenden oberpliozänen Gebirgsfussflächen bei überaus starken asymmetrischen Querprofil ab. Eine noch kompliziertere Gegliedertheit ist für den westlichen, nordwestlichen Abfall des oberen Galgatales bis zur Annäherung der Donau und der Lókos.

Für die Schollen der Fusstrepfen des Ost-Cserhát ist noch die Folge von den pleistozänen Versenken bezeichnend, die einige von mehreren km<sup>2</sup> breiten Flecken auf den oberpliozänen Flächen einnimmt, dort wo in der Nähe die grösseren Nebentäler austreten, wie z.B. bei Kálló, Szirák, Buják und Ecség. An diesen Stellen sind in den dreieckförmigen Mulden die pleistozänen Flächen bezeichnend. Die Mulden sind unter der Senkwirkung der jungen Krustenbewegungen und z.T. der erosiven Abspülung der hier zusammenlaufenden Bachtäler entstanden; der jugendliche Charakter wird nur durch das geringfügige Schuttmaterial und durch das Vorhandensein der nicht zu mächtigen lössartigen Gesteine, durch die lokale Aufwölbung der oberpliozänen Fusstufenfläche und der Anzapfung verdächtigen Stellen /z.B. bei Buják/ dargestellt. Die vorher angeführte Aufwölbung ist z.T. auch eine relative Emporhebung, weiter von den kleinen Versenken entfernt, wo die Erosionswirkung geringfügiger ist.

Aus Mangel an Aufschlüssen ist es schwer, die pleistozänen Terrassen sorgfältiger abzusondern. Die alt-



pleistozänen Flächen werden auf eine relative Höhenlage von 30-40 m durch die stellenweise beträchtlich entwickelte Löss- und Lehndecke emporgehoben, dasselbe Schicksal hat noch eine bis zu einer Höhe von 10-15 m aufsteigende Terrasse wahrscheinlich aus dem Frühwärm oder dem Riss, während die Schotterdecke des Spätwärm nur auf dem Überschwemmungsgebiet vorkommt, denn nach den Daten zahlreicher Bohrungen ist sie in einer Mächtigkeit von 3-6 m nicht nur unter der Talau der Ipoly und Zagyva, sondern auch unter der Talsohle der Galga, des Harédi Bachs, der Szuha, unter der 1-3 m mächtigen holozänen Aufschüttung gelagert.

Der morphologische Leithorizont des Cserhát stammt letzten Endes aus dem oberen Pliozän, er ist in südlichen Teil sanft angeschwellt, in grösser Schollen zerstückelt und gilt deshalb als eine Bergfussstreppezonen, deren Einheiten an umgekehrte Dachziegel erinnern, und die durch die mehr oder weniger starken und häufigen jungen Brüche und durch die Abtragung gemeinsam ausgebildet wurde. Ein ähnliches Landschaftsbild bietet auch das Ipolytal zwischen Szécsény und Drégelypalánk, wo noch Reste einer jüngeren pleistozänen Terrasse auf den nach Norden vorspringenden Spornen der früher erwähnten Fläche vorhanden sind. Beinahe ungestört blieb dagegen diese Fläche um den Wasserscheiden-Treffpunkt der Flüsse Ipoly, Galga und Zagyva herum, auch zwischen Szanlavár und Piskó erhalten, während das Bild dieses Leithorizontes an anderen Stellen komplizierter und schwerer zu überblicken ist. Nach dem oberen Pliozän gilt die aus dem oberen Miozän stammende Fläche von Vashát noch immer als ein Leithorizont, obwohl sie in einem verkarsteten Gebiet erhalten blieb, dort wo die Ausstreichen der Andesitgesteine in irgendeiner Form zutage treten. Dagegen verhinderten die Basaltgesteine bei Salgótarján die Entwicklung der oberpliozänen Flächen, wo ihre Decke einm weit ausgedehntes Gebiet überlagerte.

Die gegenwärtige Oberflächenentwicklung ist von einer grossangelegten, durch Talbildung und Bodenerosion erfolgten Gesteinsmassenbewegung gekennzeichnet.

Die Folge der Piedmonttreppe entstand mit aller Gewissheit durch die posthume tektonische Zergliederung eines Piedmont, das als Ergebnis der nicht zu weit ausgedehnten und schwachen Piedmontation ausgebildet wurde, und zwar an der Grenze des Pliozäns und Pleistozäns.

## Pediment-Untersuchungen im Mecsek- und Villányer Gebirge

György LOVÁSZ

In Süden Ungarns, in dem als Inselgebirge entwickelten Mecsek sind wohl Pedimentflächen aufzufinden. Ihre eingehendere Untersuchung ist bisher noch nicht durchgeführt worden, nur kurze Hinweise auf ihr Vorkommen liegen in den Werken von P.Z.SZABÓ, Gy.PRINZ und M.PÉCSI vor.

Die Erforschung der Pedimentflächen des Gebirges scheint aber notwendig zu sein, da man daraus auf wichtige Ereignisse der Oberflächengestaltung schliessen kann.

Bei der flüchtigen Beobachtung treten die Flächen vor dem Forscher in einer ungewöhnlich grossen Anzahl und in unregelmässigen Höhenlagen hervor. Sie voneinander zu unterscheiden bedeutet für ihn ein wichtiges Problem.

Zur Lösung dieser vom Gesichtspunkt der weiteren Forschung überaus wichtigen Frage wählten wir uns eine einfache und verhältnismässig zuverlässige Methode. Um unter den Pedimenten, die sich scheinbar ohne jedes System, doch ausgezeichnet schön entwickelten, "Ordnung zu schaffen", haben wir uns sogenannte Arbeitsgebiete vorgenommen. Bei deren Auswahl bildete den wichtigsten Gesichtspunkt, die untersuchten Flächen sollen möglichst typischerweise in stufenförmiger Anordnung untereinander angelegt werden. Durch diese Methode erhalten wir in den voneinander entlegenen Gebieten vom Gesichtspunkt der Höhe und Form wohl trennbare Reihenfolge, denen wir die Horizonte verschiedener Höhenlage der übrigen Gebiete schon viel leichter und zuverlässiger zuordnen können.

Bei der Auswahl dieser Reihenfolgen wurde der südliche Rand des Gebirges bevorzugt. Die allgemeinen morphologischen Verhältnisse sind hier um viel günstiger als am nördlichen Rande. In letzteren Bereichsoniert sich das Gebirge in dieser Hinsicht in kaum bemerkbarer Weise von Tolner Hügelland ab. Dagegen schliesst sich der südliche Rand durch steile Hänge an das flachere Hügelland von Baranya an. Deshalb erweisen sich die Untersuchungsflächen in diesem Bereich viel entwickelter und zum Studium geeigneter zu sein, als die des nördlichen Randes. Ausserdem ist

auch der geologische Aufbau der südlichen Randzone günstiger. Hier ist das Vorhandensein des Kalksteins bzw. der vorwiegend aus kalksteinhaltigen Schichten bestehenden Schichtserien allgemein verbreitet, das bekanntlich die früher ausgebildeten Formen vortrefflich schützt.

Hinsichtlich des Reliefs und der Struktur wird das Mecsekgebirge in zwei Teile; in einen östlichen und einen westlichen Teil gegliedert. Danach haben wir uns zwei Arbeitsgebiete ausgewählt. Das eine liegt in westlichen, das andere in östlichen Gebirgstheil. So haben wir für jeden Gebirgstheil je ein sog. Repräsentationsgebiet bzw. je eine Serie von Flächentropfen, an Hand derer die Piedmont-morphologische Analyse des Mecsekgebirges angefertigt werden kann.

Bei Anfertigung der Syntese musste nicht nur die Systematisierung der Flächen nach ihrer Höhenlage gelöst, sondern auch die Verhältnisse und das Alter der Entstehung auf Grund der bisher gesammelten Daten geklärt werden.

Bevor wir die Höhenlage betreffende und die räumliche Anordnung der Piedmonte ausführlich darstellten, können wir feststellen, dass es im Gebirge drei Stufen auszuweisen sind. Ihre Höhenlagen sind sehr unterschiedlich, deshalb werden sie im Laufe der Analyse detailliert. Die drei untereinander entwickelten Stufen unterscheiden sich sowohl hinsichtlich der morphologischen, als auch räumlichen Verbreitung, welcher Umstand uns bei der Abgrenzung hilft und auch auf ihr Alter zu schliessen ermöglicht.

Der oberste Horizont darf eigentlich nicht in allen Fällen als Stufe bezeichnet werden, da er an vielen Orten die plateauartige oberste Fläche des niedrigeren Gebirgstheiles bildet. Beide Gebirgstheile verfügen über je ein sehr gut erkennbares morphologisches Zentrum, d.h. je ein über die Umgebung ansehnlich aufragendes Gebiet /Abb. 1./. Die beiden sog. morphologischen Zentren sind von den Piedmont-Treppen kreisringförmig umgeben. Zwischen den beiden Gebirgstheilen befindet sich eine schon von B.BULLÁ beschriebene tektonische Senke, die zugleich die Scheidelinie zwischen den beiden Gebirgstheilen bildet. In diesem Bereich wird die Reihenfolge der Piedmont-Treppen nicht unterbrochen, sondern sie leiten von einem Gebirgstheil zum anderen hinüber. Die erwähnte oberste Stufe kommt in dieser Senke als ein die Scheitelfläche des Gebirges bildendes Plateau vor.

Das andere Kennzeichen dieser Fläche, das zugleich altersbestimmende Folgerungen ermöglicht, ist, dass sie keine an das Tal gebundene Form ist.

Die Verbreitung dieser Treppe kennzeichnend können wir also wie folgt aussprechen: die oberste und zugleich am meisten entwickelte Form des Gebietes, die die inselartigen Flächen von einer Höhe von 600 m über den Meeresspiegel der westlichen und östlichen Gebirgstteilen peripher umgibt, ist ein in der tektonischen Senke des zentralen Berglandes auftretendes weitgedehntes breites Plateau /Abb. 1./. Seine Höhe verändert sich den Gebirgstteilen entsprechend.

Die nächsttiefer Fläche ist durchgehend um 150 m tiefer gelegen. Ihre Verbreitung ist keineswegs so erheblich. Sie ist zwar im Bereich des ganzen Gebirges häufig zu treffen, doch mit geringer Ausdehnung. Ihre absolute Höhenlage ist ebenso veränderlich, wie sich ihr Niveauunterschied zur nächsthöheren Fläche verhält.

Die unterste dritte Stufe kann noch an einigen Stellen des Gebirges nachgewiesen werden. Ihre räumliche Verbreitung erweist sich in geringster Masse, sie ist von der nächsthöheren Fläche durch einen relativen Niveauunterschied von knapp 50 m getrennt. In den meisten Fällen kann sie, aus ihrer Höhenlage betrachtet, von der Scheitelfläche des das Gebirge umgebenden Hügellandes ziemlich gut unterschieden werden. Der Höhenunterschied zwischen ihr und dem Hügelland kann höchstens 50 m betragen und eine morphologische Unterschiedlichkeit ist unverweifelbar.

Ihre Gliederung nach der Altersbestimmung kann nicht nur auf Grund ihrer Höhenlage und ihrer räumlichen Verbreitung erfolgen, sondern auch auf Grund der allgemeinen geologischen Entwicklungsgeschichte des Gebirges und zahlreicher zur Altersbestimmung geeigneter Aufschlüsse, sowie an mehreren Stellen durch geologische Bohrungen nachgewiesener korrelativer Abtragungsschichten.

Nach den stratigraphischen Beweisen war das Gebirge Festland von der mittleren Kreide an bis zum Miozän. Aus diesem Zeitabschnitt können keinerlei Bildungen nachgewiesen werden. Es wurde durch das mediterrane Meer des Miozäns in zwei benachbarte Inseln ungetrennt /E. VIDÁSZ/. Die eine war das höchstgelegene Gelände des westlichen, die andere das des östlichen Moesek. In der Senke, die die beiden Gebirgstteile scheidet, wird die Transgression durch eine beträchtliche Menge und eine hoch über den Meeresspiegel erfolgte Erhebung von mediterranen Konglomeraten bestätigt. Im südlichen Vorland des Gebirges, in helvetischen Stockwerk sind die Konglomerate, die fluviatilen Sand- und Schotterebenen durchgehend verbreitet, die alle die grossangelegte Abtragung in helvetischen Stockwerk bestätigen. Letzten Endes kann es auf Grund unserer geographischen Schlussfolgerungen, die wir aus den geologischen Schichten des Geländes ziehen können, festgestellt werden, dass das Gebirge von der Kreidezeit an bis zum

Mediterran Festland war und dementsprechend hat sich unter dem Tropenklima ein sehr entwickeltes Plateau um die vorher erwähnten zwei morphologischen Zentren herum und in der zwischen ihnen gelegenen Senke herausgebildet. Die gegenwärtige Höhe beträgt um 400 m. Das morphologische Erscheinende der Oberfläche ist also doppelt: ein Plateau zwischen den beiden Gebirgstteilen und eine Geländetreppe um das morphologische West- und Ost-Zentrum herum.

Sein geologischer Aufbau selbst ist nicht homogen. Im Plateau zwischen den beiden Gebirgstteilen ist es aus mächtigen helvetischen festländischen und Süßwasser-Schichten aufgebaut worden, während die Treppen an mesozoische, vorwiegend kalksteinhaltige Bildungen eingeschnitten worden sind.

Diese Form in Abschnitt zwischen den beiden Gebirgstteilen kann zuletzt derart aufgefasst werden, als eine in helvetischer Zeit ausgestaltete und auch noch heute umfangreiche Fusstreppe, worauf auch das vom Gebirge bzw. vom nahen Festlande abgetragene und hierher ungelagerte Material aufzufinden ist. In der Fläche, die die beiden Gebirgstteile kreisringförmig umsäumt, ist dieses Gebilde bereits demuliert worden.

Auch für das Alter der tieferen Fläche haben wir geologische Nachweise. Im südlichen Vorland des Meesok sind riesige Aufschlüsse in einer Höhenlage von 250 bis 300 m über dem Meeresspiegel zu beobachten, die überall nach Süden gekippt und durch nachträgliche Demudation abgeschnittene Flächen sind.

Einer der schönsten und für Altersbestimmung geeigneten Aufschlüsse ist oberhalb der Stadt Pécs gelegen. Diese typische Stufe ist in diesem Bereich aus sar-matischen Kalkgestein aufgebaut. Die erschlossenen Antiklinale und Synklinale sind aber abgeschnitten worden. /Abb 2/ Die Schlussfolgerungen aus den Aufschlüssen liegen auf der Hand: in der sar-matischen Stufe waren die Schichten naturgemäss horizontal gelagert. Am oder nach dem Ende der sar-matischen Stufe in Unterpannon ist die Oberfläche nicht nur emporgestiegen, sondern auch gefaltet worden. Eine Zeitphase später sind diese Antiklinale und Synklinale abgeschnitten worden. Durch geologische Untersuchungen wurden ansehnliche intrapannonische Bewegungen nachgewiesen, die zum beträchtlichen Aufstieg des Gebietes führten. Daher ist die Schlussfolgerung offensichtlich, dass die Abschneidung der aus sar-matischen Kalkgestein aufgebauten Antiklinale und Synklinale unter dem Einfluss der pan-nonischen Bewegungen erfolgte. So wird das Alter der ersten Anfängen der Ausbildung dem Unterpannon zugeschrieben. Nach der Grössenordnung ihres Bereiches und nach ihrer räumlichen Anordnung beurteilt ist sie in kürzerer Zeit ausgebildet worden. In ihrer Gestaltung spielte die marine

Abrasion die führende Rolle. Von der benachbarten höheren Flächen stammendes Gebirgsfuss-Schuttmaterial ist in ihrem Bereich nicht vorhanden.

Die dritte Fläche ist eigentlich eine typische Fussfläche, auf welcher die aus dem Gebirge herkömlichen Sedimente auch noch heute vorhanden sind.

Das aus dem Gebirge stammende Material ist aber nach unseren bisherigen Kenntnissen nur auf dem von Gebirge in grösseren Abstand gelegenen völlig ebenen Gebiet befindlich. Die Bildungen, die sich an die Hänge des Mecsek anschliessen, weisen nur eine starke oberpannonische nach Süden gerichtete Verklippung mit typischen Schichtenabschnitten.

Diese mit dem Gebirge verwachsenen Flächenstücke scheiden sich morphologisch nur dort von Hügel- und von Süd-Baranya, wo die früher gleichmässige Fussfläche durch posthume tektonische Bewegungen zerstört wurde. Wie vorher erwähnt, kann der Höhenunterschied auch in diesem Falle 30-50 m betragen. Für diese Fläche ist also charakteristisch, dass sie in Form einer Stufe dort erscheint, wo sie durch postpannonische Bewegungen wenig erhoben wurde. Übrigens erweist sie sich im südlichen Vorland des Gebirges als ein 200-220 m hohes Plateau.

Geologisch ist sie ausser der Abgeschnittenheit dadurch gekennzeichnet, dass auf diese abgeschnittene oberpannonische Fläche stellenweise -- in den grösseren Talausgängen -- die vorhin angeführten Schuttmaterialien lagern, die in einem Abstand von 2-3 km von Gebirge von mächtigen pleistozänen Löss überzogen sind.

Wie es in weiteren abgedeutet wird, gibt es Unterschiede in der Anordnung des Gebietes und der Höhenlage der Pedimente an den westlichen und östlichen Gebirgstheilen. Daher scheint es begründet zu sein, die beiden Gebiete vereinzelt zu behandeln.

#### Pedimente des westlichen Mecsek

Der geologische Aufbau des Gebirgstheiles ist aus morphologischen Gesichtspunkt betrachtet günstig. Nicht nur, weil er verhältnismässig homogen ist, sondern, weil diese Homogenität von triassischem Kalkstein ermittelt wird, der die entstandenen Formen ausgezeichnet schätzt. Ausser dem erwähnten Kalkstein kommt in diesem Bereich der permische Rotsandstein in beträchtlicher Menge vor.

Das sogenannte repräsentative Pediment-Gebiet des westlichen Mecsek befindet sich im Raume der Stadt Pécs, wo der Niveauunterschied zwischen dem Gebirge und seiner Umgebung am stärksten ist. In diesem Raum kann das stufenförmig untereinander angelegte System der im westlichen

Gebirgstheil entstandenen Pedimente als Beispielfall beobachtet werden.

Unter der durchschnittlich 600 m über dem Meeresspiegel hohen Gipfelregion des Gebirges liegt die helvetische Stufe in einer Höhe von 350-380 m über dem Meeresspiegel. Dieser Form kann zu südlichen Hang des Jakob-Berges bis zu einer Nord-Süd gerichteten Strukturlinie von geringerer Bedeutung gefolgt werden. Sie setzt sich westlich von dieser Linie um 50 m höher; d.h. in 400 m Höhe über dem Meeresspiegel fort /Abb.1/.

Darunter zieht sich wie eine grosse 2 km lang entwickelte Stufe, die unterpannonische Fläche an Erde der Sarmat-Stufe hin, die in diesem Bereich in 250 m Höhe über dem Meeresspiegel liegt. Eines der schönsten Beispiele für die Alterbestimmung liegt auch oberhalb der Stadt Pécs. Diese Stufe am südlichen Rand des westlichen Meesek hat die grösste Oberflächenausdehnung in Raume von Pécs.

Der karstige Teil des Gebirges /Abaliget/ gehört gleichfalls hierher, ist aber um 50-60 m höher gelegen.

#### Pedimente des östlichen Meesek

In diesem Gebirgstheil ist das Kalkgestein kein allgemeines oberflächengestaltendes Gestein. Infolgedessen sind die Pedimente nicht so gut geschützt. Eine Ausnahme davon ist das südliche Vorland, wo auf dem Kalkgesteinsuntergrund stellenweise sehr schön entwickelte Pedimente nachzuweisen sind. Die Muster-Pedimentserie des östlichen Gebirgstheiles erstreckt sich im Bereich von Pécsvárad, ist aber nicht so schön entwickelt, wie im Bereich von Pécs.

Die Höhe des älteren /helvetischen/ Pediment beträgt 470 m. Seine morphologische Erscheinung im Gebirge ist verschieden. Es kann in den südlichen Teilen als kleinere Stufe, in den nördlichen Teilen dagegen als auf den ~~W~~Wischentalscheiden angelegte Stufe beobachtet werden. Die morphologische Unterschiedlichkeit ist auf den Grund der Gesteinsbeschaffenheit zurückzuführen.

Die darunter gelagerte unterpannonische Fläche von Sarmat-Erde ist 370 m hoch. Diese Fläche ist in südlichen Teil als eine ausgedehnte Stufe zu erkennen, während sie im nördlichen grösseren Teil des Gebirges auch auf den Wischentalscheiden aufzufinden ist.

Im südlichen Rand des Gebirges passt die oberpannonische Fläche als typische Fussfläche an, während es im nördlichen Rand als eine hoch aufragende Stufe nachzuweisen ist. Infolge posthumer tektonischer Bewegung ist es zerbrochen, und das nördliche Vorland wurde stark eingesenkt. Ihre Höhe schwankt zwischen 200 und 250 m.

In Norden des Gebirgstelles liegt die oberpannonische Fläche schon 280-300 m hoch über dem Meerespiegel und im südlichen Rand 200-220 m hoch. Die unterpannonische Fläche liegt in einer Höhe von 340-350 m, in Norden aber nur 280-300 m hoch.

Es kann also auch in diesem Gebirgsteil die unterschiedliche Höhenlage der Schichten verschiedenen Alters nachgewiesen werden.

Da das nördliche Stück des östlichen Gebirgstelles aus lockeren und vulkanischen Gesteinen aufgebaut worden ist, sind die Geländetroppen sehr schwach entwickelt. Ihr Vorhandensein, ihre stufenförmige Ausgestaltung übereinander kann nur in der staffelartigen Verflachung der Zwischen- und Talrücken nachgewiesen werden. Die gestufte Verflachung dieser Rücken ist gesetzmässig, so können die Trümpfer der ehemaligen Pedimente in einer schönen Reihe dargestellt werden.

#### Genetische Folgerungen aus der Höhenlage der Pedimente des Mecsekgebirges

Aus der möglichen grossen Anzahl der Folgerungen werden nur manche wie folgt mitgeteilt:

Der westliche Mecsek kann auf Grund des morphologischen Entwicklungsganges in weitere zwei Teile gegliedert werden.

Das karätige Gebiet wurde nach der Ausbildung des unterpannonischen Pediments kräftiger erhaben, als das in Misina-Tubes-Bereich der Fall war (Abb. 1/).

Eine Bewegung abweichender Intensität ist zwischen den westlichen Mecsek und der die beiden Gebirgstelle trennenden Senke bemerkbar. In der Senke ist das unterpannonische Pediment höher gelegen.

An Hand der Höhenlage der Pedimente kann es nachgewiesen werden, dass die kräftige Erhebung der Zengő-Gruppe /682 m/ in östlichen Mecsek in den Zeitabschnitt zwischen den Einkerbungen des unteren und des oberen pannonischen Pediment fällt. In diesem Zeitabschnitt ist der untersuchte Bereich kräftig nach Süden bzw. nach Südwest gekippt worden.

#### Pedimente in Villányer Gebirge

Der West-Ost gerichtete geologische Horst im südlichsten Teil des Landes gilt für ein ausgezeichnetes Gebiet um die Abtragungsflächen zu untersuchen. Sein Relief ist einfach, sein Talnetz ist wegen seiner kleinen Ausdehnung spärlich, sein geologischer Aufbau ist günstig, da er aus sich verkarstenden, der normalen Denudation widerständigerem Kalkgestein bzw. Dolomit aufgebaut ist. Auch seine geologische Entwicklungsgeschichte ist einfach, da das Gebirge in



Pannonischen zum Festland wurde. Die bisherigen geologischen Bohrungen haben keine korrelative Sedimente erschlossen, so kann die Altersbestimmung durch diese Methode nicht durchgeführt werden.

Trotz der jungen morphologischen Entwicklungsgeschichte und des günstigen geologischen Aufbaus scheinen die vorhandenen Horizonte verhältnismässig ungeordnet zu sein. Mit der Methode der untereinander ausgebildeten Treppen bei der Forschung der Horizonte kann ihre zeitkundliche Gliederung gelöst werden.

In kleinen Gebiet sind zwei Horizonte nachweisbar. Der obere, wahrscheinlich unterpannonische ist die Gipfelregion des Gebirges bildende isobate Gipfel. Ihre Durchschnittshöhe beträgt 340-400 m über den Meere. Die einzige Geländestufe d.h. Pediment ist bis zur Höhe von 160-270 m ü.M. befindlich.

Das einzige Pediment ist nur im nördlichen Rand des Gebirges kennzeichnend. Im südlichen Abfall kann sie nur an zwei Stellen nachgewiesen werden. Demnach gibt es eine Korrelation zwischen ihrer Verbreitung und den Verläufen der geologischen und Oberflächen-Gestaltung. Das Gebirge ist nämlich im Norden von einer mit Löss bedeckten und nach Süden verkippten Tafel begrenzt, dessen südliche Kippung in den Anfang bzw. in die Mitte des Pleistozäns gesetzt werden kann. Deshalb kann das einzige Pediment des nördlichen Gebirgslandes als die dem Gebirge angewachsene Blöcke der schräggestellten Tafel geklärt werden. Auf diesem Grund kann die ausklingende pannonische Genese des Horizontes vorausgesetzt werden.

Weder die untere, noch die obere pannonische Stufe lagern sich in gleicher Höhe. Innerhalb kleiner Gebiete gibt es Unterschiede von 50-80m. Auf Grund dieser Erscheinung ergeben detaillierte Daten für die Oberflächenentwicklung in Zusammenhang mit dem Gebirge.

#### Aus der Höhenlage der Pedimente auf die Oberflächengestaltung in Villányer Gebirge gezogene Schlussfolgerungen

Das Studium der Höhenunterschiede der Pedimente steht an erster Stelle bei der genaueren Festsetzung der Prozesse der Oberflächenentwicklung des Gebirges. Hinsichtlich der Oberflächengestaltung kann das Gebirge entlang der Nord-Süd gerichteten Bruchlinien in vier Teilen gegliedert werden /Abb. 3, "A", "B", "C", "D" Teile/.

Der ältere Teil ist das Gebiet des Tenkes-Berges /Abb. 3, "b"/, der schon infolge der intrapannonischen Bewegungen ein wenig erhoben wurde. Deshalb ist der untere pannonische Horizont hier am höchsten gelegen und darunter

ist ein jüngeres Podium befänglich.

Der nächste älteste Teil ist der Gebirgssteil zwischen Nagyharsány und Villány /Abb. 3. "D"/. In diesem Gebiet ist wieder ein gut entwickeltes jüngeres Podium zu finden. Die primitive Erhebung der beiden angeführten Gebirgssteilen knüpft sich an die intrapannonschen Bewegungen.

Die um eine Phase jüngere Erhebung ist das mit "A" und "C" bezeichnete Gebiet des Gebirges. In diesem Teil des Gebietes ergibt das oberpannonsche - altpleistozäne Podium die höchstgelegene Fläche, die sich in den benachbarten Gebieten /"B" und "D"/ als Podiumtreppe fortsetzt.

In dieser zweiten Phase der Gebirgserhebung lassen sich in den älteren Gebieten /"B" und "D"/ entlang den Nord-Süd gerichteten Seitenbruchlinien wiederholte Dislokationen erweisen. Daher wurde im Bereich des Tenkes-Berges /"B"/ das oberpannonsche - altpleistozäne Podium zerbrochen. Der Höhenunterschied zwischen den voneinander getrennten Teilen ist 40-50 m. In diesem Zeitabschnitt erhebt sich in erhöhten Masse eine Scholle des Gebirgssteiles /"D"/, Szársonlyó /442 m/. Das oberpannonsche - altpleistozäne Podium ist auf dieser Scholle um 50 m höher, als in einem anderen Teil des Gebirgssteiles und um 90 m höher, als in Mittel des Gebirges /" " /.

## A b b i l d u n g e n

1. Räumliche Anordnung der Pedimente in Mecsekgebirge
  - 1 = Fläche von Anfang des Miozäns
  - 2 = Fläche von der Mitte des Miozäns /helvetische/
  - 3 = Fläche von Ende Sarmat - Unterpannon
  - 4 = Fläche von Oberpannon - Altpleistozän
  - 5 = Bruchsysteme von grösserer Bedeutung
  
2. Geologisches Profil von Pedimenten im Raume der Stadt Pécs
  - 1 = triassischer Kalkstein
  - 2 = Kalkstein von Sarmat
  - 3 = oberpannonischer Sand
  - 4 = oberpannonische—altpleistozäne Schwankogelpartien
  
3. Räumliche Anordnung der Pedimente des Villányor Gebirges
  - 1 = Fläche von Ende Sarmat - Unterpannon
  - 2 = Fläche von Oberpannon - Altpleistozän
  - 3 = Bruchsysteme von grösserer Bedeutung
  - 4 = Bruchsysteme von geringerer Bedeutung

## Die Grossformen der Mátra und ihre Ausbildung;

András SZÉKELY

Die Mátra ist das Höchste Gebirge Ungarns, das zentrale Glied des Ungarischen Nördlichen Mittelgebirges. Sie wird zum inneren Gebirgezug der vulkanischen Zone der Nordwestkarpaten gerechnet. Nach Westen ist sie vom Cserhát durch den Zagyva-Fluss, nach Osten vom Hügelland von Tarna - Eger durch das breite grabenähnliche, mit Terrassen ausgestattete Tal des Tarna-Flusses getrennt.

Gegen die Mitte des mittleren Miozäns, an der Helvet-Torton Grenze, entstanden riesige zentralabiale Stratovulkane entlang eines grosszügigen Bruchsystems, das das damals zu sinken beginnende Becken der Grossen Tiefebene von dem sich herauszuheben beginnenden Gebirgsrahmen der Karpaten abgrenzt. In dieser Weise entstanden die Gebirge Börzsöny, Cserhát, Mátra und Jávoros /Javorje/. Diese bedeckten eine Oberfläche von beinahe 10.000 km<sup>2</sup> mit vulkanischem Material, und zwar in einer Mächtigkeit von mehreren Hundert Metern.

Die detaillierte geologische Karte und die Beschreibung der Mátra wurden anfangs der 1920-er Jahre von J. Noszky sen. angefertigt. Er hat das Gebirge als eine stark denudierte Ruine eines entlang grosser Bruchsysteme entstandenen zentralabialen Stratovulkans untertertiären Alters dargestellt. /6./

Am Ende der 20-er Jahre meinte J. Cholnoky auf Grund grosszügiger Beobachtungen im Zentrum der Mátra Reste einer mächtigen zentralen Kaldere und daneben mehrere Eruptionszentren zu erkennen. /3./ Er leitete die Gesteinsmasse des Gebirges aus der Vereinigung vier grosser Ausbruchzentren ab.

Eine eingehende geomorphologische Untersuchung der Mátra wurde erst zu Beginn der 50-er Jahre von S. Láng unternommen. Er bewies, dass bereits alle ursprünglichen vulkanischen Formen vernichtet worden sind. Es können bloss ihre stark denudierten Rümpfe nachgewiesen werden. /7./ Seiner Meinung nach wurde die Mátra unter dem tropisch-subtropischen, warm-humiden Klima des oberen Miozäns und des unteren Pliozäns bis zu einer schwach undulierenden, flachen Rumpfebene denudiert, bis zum Erosionsterminus. Das Entstehen der Rumpfebene hat er zum Teil im Sinne der Auffassung von Davis, zum

Teil aber im Penck'schen Sinne erklärt, ohne Nähere Beweise aufzuführen. Am Ende des Pliozäns und zu Beginn des Quartärs sei die Rumpfebene ungleichmässig herausgehoben und tektonisch, bzw. durch Erosion zerstückelt worden.

Gegen die Mitte der 50-er Jahre wurde die moderne geologische und petrographische Aufnahme des Gebirges in Angriff genommen. Auf Grund dieser Untersuchungen wurde von E. Szádeczky-Kardoss eine erste Synthese entworfen. Seiner Auffassung nach "ist die Mátra ein Rumpfrost eines Stratovulkans, dessen Grösse ungefähr dem des heutigen Etna-Berges entsprach, und der eine Einsturzstruktur aufweist." Der südliche Teil der Kaldera war anlässlich der Einsenkung der Tiefebene in die Tiefe gesunken, bloss einige Blöcke sind auf der Oberfläche geblieben.

B. Bulla hielt am Ende der 50-er Jahre alle Mittelgebirgen Ungarns für klimatische Rumpfe miozänen-pannonischen Alters, die unter dem bis zur Mitte des Pliozäns dauernden tropisch-subtropischen Klima durch starke Verwitterung und areale Abspülung /"tropische Rumpfflächenbildung"/ entstanden. Laut seiner Ansicht ist es also nicht notwendig anzunehmen, dass sie bis zum Erosionsterrain abgetragen wurden, da sie keine fluviatilen, sondern klimatische tropische Rumpfflächen darstellten.

In Laufe meiner eingehenden morphologischen Forschungen, die von 1952 an ständig durchgeführt wurden, grosses Gewicht wurde gelegt - ausser der Formenanalyse der Mátra - auf die Untersuchung der Verbindung des strukturellen Aufbaus und der Formen, mit besonderer Rücksicht auf die Aufklärung und Deutung der aus der Abtragung des Gebirges stammenden korrelativen Ablagerungen, die in den Randgebieten zu finden sind. /10./ Es wurde untersucht, in welcher Masse die heutigen Formen /Hänge, Flächen/ dem ursprünglichen vulkanischen Bau folgen, bzw. in welcher Masse sie die originellen vulkanischen Strukturlinien schneiden.

Daraus erhielt man Auskunft vor allem bezüglich auf die Menge des abgetragenen Materials. Die Mächtigkeit der abgetragenen vulkanischen Gesteine beträgt in der nördlichen Gegend mehrere Hundert Meter. Die Auswertung der horizontalen und vertikalen Verbreitung, der Zusammensetzung, der Gesteinstypen, der Sortierung, der Korngrösse und der Farbe der korrelativen Ablagerungen lieferte konkrete Angaben über den Vorgang, das Alter und den Zeitpunkt der Abtragung.

In der Mátra liessen sich zwei ausgeobnete Oberflächen nachzuweisen. Die Ausbildung der Hochfläche, die das Gebirgszentrum beherrscht, wird durch die Wirkung der arealen Erosion erklärt, die unter dem subtropischen Klima des unteren Sarmats vor sich ging. Dagegen sollte die niedrige Gebirgstufe, die das Gebirge breit umgibt, durch oberpliozäne Lateralerosion und durch ein - infolge Zerkleinerung und Ver-

witterung mit den Hängen ungefähr parallel vor sich gegangener Zurückweichen der sich zwischen den Tälern befindenden Rücken zustande gekommen sein.

Zwischen den beiden Hauptstufen, in der Höhe von 400 bis 600 m wurden schmalere und weniger gut ausgeprägte Treppen beschrieben. Später wurden diese auf eine mittlere /cca 400 m/ und eine höhere /cca 600 m/ Treppe geteilt.

Es wurde darauf hingewiesen, dass diese nicht einfache tektonische Bruchtreppen sind, da die niedrigeren von ihnen, entlang der grösseren Täler, sich trichterförmig verengend in die höher liegenden hineinreichen.

Nachher hat H. Pécsi die in den Mittelgebirgen Ungarns zu findenden Treppen regional als Pedimente gedeutet, die während der wechselhaft ariden und humiden, bzw. semi-ariden-klimatischen Perioden des oberen Pliozäns gebildet wurden.

#### Etappen der Oberflächenentwicklung in der Mátra

Da auf dem stark denudierten Andesitmassiv der Mátra kein Beweismaterial bzw. Sediment übriggeblieben war, konnten die Entwicklungsetappen der Oberfläche nur mittels einer Analyse der korrelativen Ablagerungen rekonstruiert werden. Der Vergleich der Untersuchungsergebnisse mit den heutigen Grossformen des Gebirges ermöglichte es, gewisse Folgerungen zu ziehen bezüglich auf die Weise und die Zeit ihrer Ausbildung.

Auf Grund der Deutung der korrelativen Sedimente konnten sechs Etappen unterschieden werden. Diese sind durch tektonische- und Erosionsdiskordanzen voneinander getrennt. Die synoptische Auswertung der Abtragungsprodukte, der Formen, der Fauna und der Flora beweist wichtige Klimawechsel, die zwischen den einzelnen Etappen ereigneten.

Die folgenden Etappen wurden erkannt.

1/ Im Terton war die Mátra durch juvenile, primäre vulkanische Formen gekennzeichnet, mit lang ausgedehnten Spaltvulkanen, Kratern und Kaldern. Das Gebirge besass eine viel grössere Ausdehnung als heute. Zwar wurde es immer niedriger, aber breitete sich auch auf die heutigen Nachbargebiete aus und war mit den benachbarten anderen vulkanischen Gebirgen unmittelbar verbunden. Zu dieser Zeit spielte sich die intensivste postvulkanische Tätigkeit ab. Einerseits entstanden Hydroquarzite und Erzgänge, andererseits wurden die Andesitgrösserer Gebiete hydrothermal stark angegriffen, eine Tatsache, die auch die heutigen Formen beeinflusst. Infolge der postvulkanischen Senkung transgredierte das tertoneische Seichtmeer über die niedrigeren Teile des Mátragebirges. In den so

entstandenen Buchten herrschte die Akkumulation weiter. Das Zentrum der Mátra dagegen ragte mehrere Hundert Meter hoch über den Meeresspiegel empor und wurde der Abtragung unterworfen. Aber in der Umgebung der höchsten Punkte setzten sich noch die letzten vulkanischen Ausbrüche fort; das Gebirge war also noch in Aufbau. Obgleich die Denudation der Mátra bereits während der Bildung des riesigen Stratovulkans - besonders in den Pausen der vulkanischen Tätigkeit - anfang, kann diese Etappe doch als die Periode der vulkanischen Akkumulation bezeichnet werden.

2/ Am Ende des Torton wurde das Gebiet ein wenig herausgehoben und die vulkanische Tätigkeit hörte auf. Dementsprechend in der Etappe des unteren Sarmats wurde die Abtragung kräftiger und wirkte auf grösseren Gebieten. Tuffhaltige, bentonitische, mergelige Ablagerungen der litoralen Region sind Zeugen der arealen Denudation. Die primären vulkanischen Formen wurden abgetragen, bzw. stark verändert.

3/ In der zweiten Hälfte des Sarmats wurde das Gebiet stärker herausgehoben. Demzufolge sind die korrelativen Ablagerungen der obersarmatisch-unterpannonischen Etappe grobkörniger. Die lineare Erosion wurde nämlich, infolge der beschleunigten Hebung und der Abkühlung, wesentlich intensiver. Das ist durch Andesitschotter, und sogar echte Gerölle bewiesen, die an den Rändern des Gebirges, um die Mündung der grössten heutigen Täler häufig vorkommen. Während dieser Etappe wurde der vulkanische Formenschatz des Mátragebirges vernichtet. Es begann die Zergliederung der Hochfläche. Die Hebung verursachte die Bildung einer neuen Abtragungsstufe /Denudationstreppe/ in den Randgebieten, der neuen Erosionsbasis des Vorlandes entsprechend.

4/ In oberen Pannon, unter wechselhaft wärmeren-kühleren bzw. nasserem Klima, setzte sich die Abtragung des Gebirges etwas langsamer fort, infolge der langsamen, rhythmisch-oszillativen Bewegungen des Vorlandes. Es bildeten sich meistens nur feinkörnige Ablagerungen. Etwas grobkörnigere Sedimente wurden nur vor den Mündungen der heutigen grösseren Täler angehäuft. Das deutet darauf hin, dass die Ausbildung der Vorläufer der rezenten Täler schon im Gange war. Ein weiterer Beweis dafür besteht darin, dass vor den Mündungen dieser Täler die an anderen Orten vorhandenen Lignitflöze sich nicht ausbilden konnten.

5/ In oberen Pliozän wurde die Heraushebung wieder beschleunigt. Innerhalb des gemässigt warmen Klimas alternierten nasse und trockene Perioden. Dadurch entstand die breite untere Treppe an den Randteilen der Mátra. Sie ist mancherorts von einer charakteristischen Decke überzogen, die aus meistens stark verwittertem, rötlich gefärbtem, tuffitischen Sand und Ton besteht und eine Mächtigkeit von einigen Metern besitzt.

6/ Für das Quartär ist - infolge der starken Hebung - /bzw. der Senkung des Vorlandes/ die grosszürige Tal-einschneidung charakteristisch. Die tertiären Flächen wurden stark zergliedert, ein neues, wechselvolles, reich gegliedertes Relief kam zustande. Die eigentlichen Formverurteile bzw. Vorgänge dieser Stufe sind: Zertalung, Bildung von Schuttkegeln und Terrassen, Solifluktion, Anhäufung von Löss und lössähnlichen Sedimenten; in Andesitmassiv in erster Reihe die Zerkleinerung durch Zerfrioren und Kryoplanation; von Gestein und von lokalen Klima abhängig der Form und Menge nach verschiedene Steinneere, Gohügeschutte und Kryoplanationstropfen; in den Randgebieten Terrasionstäler und Rutschungen. Als grundlegender Charakterzug ist also der Klima-wechsel aufzufassen. Dieser Faktor ist verantwortlich für die Ausgestaltung des charakteristischen Formenschatzes, der von dem vorherigen wesentliche Unterschiede aufweist. Das äussert sich auch in der grobkörnigeren Zusammensetzung der korrelativen Ablagerungen, die in grösster Menge wieder in den Schuttkegeln der nach Süden gerichteten grossen Täler akkumuliert wurden. Der schönste ist der regelmässig fächerförmige Schuttkegel des sog. Tatármező bei Markaz, der in den letzten Jahren durch die Tagebauarbeiten bei Visonta vorzüglich aufgeschlossen wurde. Dieser, ungefähr 20 m tiefer Aufschluss beweist, dass in Pleistozän gröbere Sedimente zur Ablagerung kamen. Die grobkörnigeren Bildungen des oberen Pleistozäns weichen scharf von den relativ feinkörnigeren Material des unteren Pleistozäns ab. Daraus kann man - mit Inbetrachtung der Profile der naheliegenden Tiefbohrungen - darauf schliessen, dass das periglaziale Klima am stärksten während der Riss- und Würm-Station ausgeprägt war.

In den periglazialen Stadien wurde die locale Erosion wieder intensiver. Ihre Auswirkung ist auf zwei Höhenstufen erkennbar. Die aus der oberen Treppe herausstehenden Nocks; Kegel, Höhen wurden durch Zerkleinerung wieder zerstört. Heutzutage sind sie unter ihren eigenen Trümmern so gut wie begraben. Dagegen sind die dazwischenliegenden Flächen von einer dickeren Schuttdecke bedeckt. Die Nachebene wurde also weiterhin ausgeglichen, kryoplaniert. Der grösste Teil der oberpleistozänen unteren Treppe wurde ebenfalls von einem niedrigeren quartären Podium erobert. Der wesentliche und gleichzeitig genetische Unterschied zwischen den beiden Vorgängen besteht darin, dass die Kryoplanation der Hochflächen hauptsächlich unter dem trockenen kalten Klima der jüngeren Glazialstadien, die Ausgestaltung der quartären Podiume dagegen - von ihrer Lage angedeutet - während der noch wärmeren, ober-ebenfalls trockenen Station des älteren Quartärs vor sich ging.



## Strukturell bedingte Formen.

Die Grossformen der Mátra sind weitgehend durch die strukturellen bzw. tektonischen Gegebenheiten bestimmt worden. Das ist fast selbstverständlich, - da das Gebirge entlang jenes Bruchsystems entstanden ist, welches an der Grenze des sich in entgegengesetzten Richtungen bewegenden Beckens der Grossen Tiefebene und des karpatischen Gebirges aus-gebildet worden war. Das erklärt auch ihre auffälligste Eigen-schaft, die grosse Asymmetrie. An der nördlichen Seite der Mátra schliessen die auf den Schichtenköpfen ausgebildeten steilen Hänge die innere Struktur des Gebirges vorzüglich auf. Massenbewegungen, Bergfälle und Rutschungen sind nicht selten. Die steilen Hänge weichen - ebenfalls aus struktu-rellen Ursachen - stets ungefähr parallel mit sich selbst zurück. Daran befindet sich auch der Hauptgrat gegen Süden weniger steile Rücken ab; die nur am Fusse des Gebirges in steilere Hänge auslaufen. Diese grosse Asymmetrie ist verant-wortlich für die auffallende Asymmetrie des Talnetzes. /Gut entwickelte Täler, sogar Talsysteme, gegen Süden; bedeutungs-lose, kurze, steile Bachtäler gegen Norden./ Die beiden er-wähnten Asymmetrien bedingten die asymmetrische Verbreitung der treppenähnlichen Pedimente.

Durch die tektonischen Bewegungen und die grosse Asymmetrie entstand die heutige auffallende Gliederung der Mátra /von N nach S/ auf drei geomorphologische und zugleich physisch-geographische Zonen. Im Norden befindet sich die Mátralába /Fuss der Mátra/ genannte Gegend. Für diese ist es charakteristisch, dass sie nach der Beendigung des Vulkani-smus, infolge der seit dem Sarmat vor sich gegangene He-bung bis zu den Wurzeln abgetragen wurde. Sie stellt eine Hügellandschaft dar, die auf vorvulkanischen tonigen, sandi-gen und z.T. aus Sandsteinen bestehenden Ablagerungen des Oligozäns, des unteren Miozäns und des Helvets durch Erosion und Korrasion ausgestaltet wurde. Aus dieser stehen infolge der starken Abtragung verschiedene subvulkanische Bildungen, doppelte Reihen von Gängen, Lakkolitrücken, auspräparierte Trichter und Necks heraus. Einen vollkommenen Gegensatz dazu bildet die südliche Zone - Mátraalja genannt - wo das abge-sunkene vulkanische Fundament grösstenteils durch eine mehrere Hundert Meter mächtige Schichtenfolge bedeckt wurde. Diese Decke besteht aus postvulkanischen /sarmatischen und ober-pannonischen/lockeren Ablagerungen, hauptsächlich aus Ton,-Mergel- und Sand-Schichten. Ihre Abtragung und Zergliederung setzte sich erst im oberen Pliozän ein.

Aus diesen niedrigen Rücken ragen nur mancher-orts vereinzelte Blöcke des Indesitgebirges /z.B. der Sárhegy/ empor.

Das eigentliche Mátragebirge ist also bloss eine asymmetrische Ruine der zentralen Zone des ehonligen vulka-

\*an Nordrande des Gebirges. Im Gegensatz dazu laufen vom Hauptgrat

nischen Gebirgenassise, umgeben von einer nördlichen, sich in Hebung befindenden und einer südlichen, absenkenden Fläche.

Aus den Entwicklungsetappen ist ersichtlich, dass die sich auf immer grössere Gebiete ausdehnende Hebung sowie die oben behandelte Zonalität auf eine Aufwölbung mit einer W-O gerichteten Achse andeuten, deren südlicher Flügel besonders regelmässig ausgebildet ist. Selbstverständlich spielten sich zur gleichen Zeit auch ungleichmässige Bewegungen entlang Längs- und Querbruchsysteme ab. Demzufolge lässt sich die heutige Mátra auf mehrere tektonischen Einheiten teilen, die an den Bewegungen in verschiedenen Masse beteiligt waren. Das wirkte wesentlich auf die heutigen Höhenlagen der Abtragungsflächen ein. Solche Einheiten sind: die Pásztóer Mátra, der Mátrabérc, das Mátra-Plateau, die Calyctető- und die Kékes-Gruppen, die Östliche Mátra und die Südwestliche Mátra. Die Verschiedenheit der Bewegungsgrösse der einzelnen Einheiten kann anhand der heutigen Lage des mittleren Rhyolituff-Horizontes sowie aus der verschiedenen Höhe der Denudationstrepfen in grossen Zügen registriert werden.

Die Auswirkung der vulkanischen Formen auf das heutige Relief und die Oberflächenformen

Obwohl die Mátra ein Gebirge vulkanischer Herkunft ist, haben sich die primären vulkanischen Formen, dank der seit den Torton dauernden Abtragung, längst in Denudationsformen umgewandelt. Doch sind die ursprünglichen vulkanischen Formen nicht spurlos verschwunden. Die stark verstümmelten Reste der Eruptionszentren heben sich auch in der Gegenwart in Form von Gipfeln, Kegeln /z.B. Ásvár, Világos/ oder hohen Spitzen /Kékestető/ über die durchschnittlichen Bergrücken. Die Mehrzahl der Gipfel stellt aber bereits Erosions- /z.B. Koncsur/ oder tektonische Formen /Óvár/, oder eine Kombination dieser beiden dar /Nyíltan./ Es können Reste mehrerer schönen Lavadecken erkannt werden /der Südhang des Kékes./ Von einer viel grösseren Bedeutung ist aber die indirekte Auswirkung der primären vulkanischen Formen auf den heutigen Formenschatz. Sie spielten nämlich eine steuernde Rolle in der Denudation. Die ehemaligen grössten vulkanischen Zentren ragen meistens, zwar stark abgetragen und erniedrigt, aber doch über die Denudationsflächen empor. Die ältesten und bedeutendsten Täler entstanden in der Regel auf den tiefer liegenden Oberflächen zwischen den grossen Eruptionszentren, wo die ersten Gewässer abzukaufen begannen. Die primären vulkanischen Formen wirkten also gewissermassen präformierend auf die Grundzüge der heutigen Morphologie.

## Die Rolle der verschiedenen Gesteine in der Ausgestaltung der Oberflächenformen

Die voneinander verschiedene Widerstandsfähigkeit der einzelnen Gesteinstypen spielte eine wichtige Rolle. Der grösste Unterschied besteht natürlich zwischen den vulkanischen Gesteinen des Gebirges und den weicherem sedimentären Gesteinen der beiden Vorgebiete Mátralába und Mátralyja; die letzteren wurden schneller erniedrigt. Daher sind für diese mildere Formen, d.h. abgerundete Rücken und breite Täler charakteristisch. Im Gebirge selbst besteht ein wesentlicher Unterschied zwischen den harten Andesitlaven und den weicherem Tuffen. Wo der Tuff an der Oberfläche gewesen war, ist er schon grösstenteils abgetragen worden.

Noch wichtiger sind die sekundären, durch die postvulkanische hydrothermale Tätigkeit verursachten Unterschiede. Es entstanden einerseits ausserordentlich harte und widerstandsfähige Hydroquarzite und verkieselte Andesite, die heute ausgeprägte Rücken usw. bilden; andererseits die in verschiedenen Masse zerlegten Andesite, in denen die meisten Täler und Talbecken entstanden.

Darin liegt die Ursache jenes Umstandes, dass der westliche Teil der Mátra viel stärker gegliedert ist. Es kommen auch breitere Talbecken vor, die in östlichen Teile des Gebirges fehlen.

## Die eingeebnete Flächen der Mátra

Die Mátra ist heute von zwei morphologischen Stufen gekennzeichnet. Die eine ist die obere Treppe, die in westlichen Teile des Gebirges in einer Höhe von 700 bis 830 m, in östlichen dagegen viel niedriger /zwischen 500 und 650 m/ zu finden ist. In der Mitte / in der Kékes-Gruppe/ stimmt sie ungefähr mit der vulkanischen Struktur überein, und dementsprechend fällt sie etwas steiler /5-6°/; anderswo aber hat sie die vulkanische Struktur geschnitten und ist vorwiegend quasi-horizontal. Diese Treppe war wahrscheinlich nach der spätsarmatischen intensiveren Hebung entstanden; und lässt sich mit den gröberen Ablagerungen des oberen Sarmats-unteren Pannons korrelieren. Daher ist sie schon stark umgestaltet und durch die tiefsten Täler der Mátra zergliedert. Ihre emporstehenden Gipfel sind durch Zerfrieren gemildert. Eher unberührte Teile sind nur auf den sich zwischen den von allen Seiten zurückschneidenden Talsystemen befindenden Wasserscheiden zu erkennen. Anderswo ist sie bloss durch die sich langsam erniedrigenden Gräbe vertreten. Die Gleichmässigkeit ihrer Oberfläche ist hauptsächlich durch die Reste der ehemaligen Eruptionszentren oder durch einige tektonisch herausgehobten Blöcke /Óvár/ gestört.

In ihrem nördlichen Rande erhebt sich - in grossen Zügen in der Umgebung der letzten grossen vulkanischen Zentren - die Hochfläche 6900 bis 1000 m, Pizskés, Galya- und Kékes-tető./ Diese lässt sich - auf Grund ihrer Lage und Formen - mit den feineren Ablagerungen des unteren Sarvats korrelieren. Sie besteht aus flachen Decken, die aus strukturellen Gründen gegen Süden sanfter, gegen Norden steil abfallen

Die breite untere Treppe umgibt das Gebirge in Form von leicht bogenförmigen, konkaven Hängen, die nach aussen unter 3 bis 5° fallen. Am schönsten ist sie im Süden ausgebildet. Von einer Höhe zwischen 300 und 500 m im Andesitgebirge selbst wird sie auf den stets jüngeren Sedimenten immer niedriger. Nebst dem Andesit schneidet sie die tertären, sarvatischen und endlich /in grösster Ausdehnung, aber schon ziemlich schwach/ die oberpannonischen Ablagerungen. Dadurch steht ihr nach-pannonisches Alter fest. Im Norden dagegen fällt sie - die älteren vorvulkanischen Bildungen schneidend - bis zu etwa 300 m, im Westen und Osten ist sie schmal, fällt unter 4-6° in der Richtung der höchsten Terrassen des Zagyva- bzw. der Tarna-Flusses, und schliesst sich zu ihnen mit einer dazwischengeschalteten kleineren Treppe an. Gegen die höhere Oberfläche des Andesitgebirges beendet sie sich in der Regel mit steileren Hängen /bis 20-25°/. Im Süden, in gewissen Sektoren, zieht sie sich in einer Breite von mehreren Kilometern in das Andesitgebirge hinein, bis zu einer 400 m Höhe fällt sie schon wieder milder, und ist von der höheren Fläche durch eine niedrigere und weniger steile /12-15°/ Treppe abgegrenzt.

Diese Treppenflächen sind durch charakteristischen niedrigen Andesitbergchen mit konkaven Hängen gegliedert, welche hauptsächlich vor dem Rande der höheren Treppe zu finden sind, als Zeugen des graduellen zurückbeissens.

Das Alter der unteren Treppe lässt sich sicherer zu erfassen als das der höheren. Ihr postpannonisches Alter wurde schon bewiesen. Sie sollte im oberen Pliozän ausgebildet worden, da ihre Oberfläche durch Täler gegliedert ist, die durch pleistozäne Terrassen begleitet sind. Ihre Ausbildung am Rande des Andesitmassivs könnte bereits im oberen Pannon beginnen; das ist wahrscheinlich anhand ihrer über 400 m Höhe liegenden flächeren Teile. Im westlichen und östlichen Rande der Mátra - infolge der stärkeren jungen Bewegungen - unterscheiden sich die breiten, flachen Flächen /mittlere Treppe/ deutlicher von der unteren Treppe und weisen steilere Hänge auf. Während des Quartärs wurde, obgleich nur durch weniger tiefe Täler, auch die untere Treppe zerstückelt. Sie wurde in den unterpleistozänen Periglazialen durch noch breitere und niedrigere Pedimentbucht weiter gegliedert. Eben daran kann man ihre besser konservierten Teile nur auf den sich zwischen den grösseren Tälern befindenden Rücken beobachten, im Schatten der breiteren Rücken des Andesitmassivs, wo kein jüngerer Tal aus dem Gebirge in den Vordergrund hervortritt.

Über Spuren einer mehr-weniger intensiven periglazialen Abtragung sind überall zu finden. Die "abgehobelte" Oberfläche /Erosionsglacis/ der niedrigeren pleistozänen Fussflächen setzt sich in Süden an vielen Orten, in der selben Höhe; als grobkörniger Schuttkegel fort /akkumulationsglacis, z.B. bei Markez und Domeszló./ Vor den Talmündungen breiten sie sich meistens trichterförmig aus; ferner werden sie oft wieder eingeebnet.

Zwischen den beiden vorherrschenden Stufen findet man nur schmalere, weniger deutliche Treppen. Auch ihre Rande sind öfters verschwommen. Jedoch kann eine mittlere Treppe /in einer Breite von ein paar Hundert Metern/ im westlichen Teile des Gebirges, zwischen 500 und 600 m Höhe erkannt werden. In der Nordseite dagegen in dieser Höhe treten nur schmale Treppenstücke auf, die in allen Fällen zu den härteren Subvulkaniten, Lakkeliten gebunden sind. Sie fallen im allgemeinen schwach nach aussen. Noch viele, kleinere und grössere Treppen sind an den Hängen der Mátra zu finden, die aber nur von lokaler Bedeutung sind, und dementsprechend von den allgemein verbreiteten Haupttreppen scharf unterschieden werden müssen.

In der Hohen Mátra sind am häufigsten die schmalen Kryoplanationstropfen, in den Randgebieten dagegen die erniedrigten Zwischentalrücken als schön ausgebildete, breite Treppen zu finden. Die letzteren sind oft problematisch; da ihre Form zum Vorwecheln jener der Haupttreppen ähnlich ist. Es kann aber nachgewiesen werden, dass sie dort vorkommen, wo zwischen den sich gegenseitig annähernden Tälern die stärkste Erniedrigung eintrat. Genetisch sind sie also nachträglich erniedrigte Randstücke der über ihnen sich befindenden Treppe aufzufassen.

In der Zentralen Mátra sind die Haupttreppen nicht selten auch durch strukturelle, kleine Treppen /von einer Grössenerhöhung von einigen Zehn Metern/ gegliedert, die mit der stratovulkanischen Struktur, bzw. mit den ehemaligen Lavaschichten /Andesitbänken/ in Zusammenhang stehen.

Was die Genese der Mátra-Treppen anbetrifft, laut der nun zur Verfügung stehenden Angaben scheint es sicher zu sein, dass sie zur etappenweisen Hebung des Gebirges gebunden und in den Perioden der verhältnissmässigen Ruhe ausgebildet worden sind, der neuen Erosionsbasis folgend. Die Ausbildung der jüngeren, niedrigeren Treppe wurde immer durch eine bedeutendere tektonische Hebung eingeleitet; die Oberfläche der Treppen schnitt aber immer mehr die tektonischen Linien. Besonders in Folge der oberpliozänen Oberfläche ist an Rande des Andesits die tektonische Grenze sehr wohl ersichtlich, aber die Oberfläche der Treppe setzt sich darüber ungestört fort, und in mehreren Fällen hat sie sich mehrere Kilometer in die Oberfläche des Andesitmassivs hineingebissen.

Dass es nicht um eine einfache strukturelle Treppe handelt, geht daraus hervor, dass sie entlang der grösseren Täler, sich rasch erhöhend tief in das Gebirge hineinreicht. Ihre Formmerkmale, Winkel /4-7/ und ihre Gebundenheit zum Talnetz deuten an, dass sie durch die Lateralerosion der aus den Gebirge heraustretende Bäche und durch das Zurückweichen der zwischen den einzelnen Tälern ausgebildeten Rücken zustande gekommen ist. Im Fusse dieser Treppe ist auch heute häufig durch Zerkleinerung entstandener grober Schutt zu finden. Der Pediment-Charakter der jüngsten doppelten /oberpliozänen und pleistozänen/ unteren Treppe ist also beweisbar. Auch die schalen Reste der Zwischentreppe lassen sich als Pedimentwurzel deuten; darauf kann man aus ihren Fellen schliessen.

Die sich zum westlichen und östlichen Rande in einer Höhe von 400 m anschliessenden Flächen /mittlere Treppe/ sind beinahe horizontal, durch Spuren der Lateralerosion /breite Erosionsbett-Täler/ gekennzeichnet und z. B. durch stark abgerollten Quarzschotter bedeckt /langca-tető/. In der Ausgestaltung dieser spielte die Lateralerosion der von Norden Quarzschotter-mitschleppenden Flüsse die entscheidende Rolle. Im Westen schneidet diese Oberfläche auch die unterpannonischen korrelativen Ablagerungen, kann also gegen Ende des oberen Pannons - anfangs des oberen Pliozäns ausgebildet und während des oberen Pliozäns höher gehoben worden sein.

Es stehen nur wenige Angaben zur Verfügung über die Genese der oberen Treppe. Jene Tatsache, dass sie zwischen den Decken der Hochfläche breit verdrängt, und diese auf Insel zerteilt - obwohl das durch die vulkanischen Formen präformiert war - lässt, von oben gesehen, ihren Pedimentcharakter vermuten. Diese Annahme wird durch die grösseren Schotter und Gerölle der obersarmatisch-unterpannonischen korrelativen Ablagerungen unterstützt. Sie fällt ganz mild, könnte also auch - infolge der festgestellten steppenweisen Hebung - als eine Treppe im Penck-Spreitzer'schen Sinne aufgefasst werden. Man darf aber nicht aussser Acht lassen, dass zur Zeit ihrer Ausbildung diese Treppe viel ausgelehter war. Die aus Tiefbohrungen ermittelten Angaben beweisen ihr Vorhandensein auch in der westlichen Hälfte der Mátraija-Region. Ausserdem ist schon, infolge ihres früheren Alters, auch der aufbewahrte Teil stark umgestaltet worden und kann mit geringerer Sicherheit rekonstruiert werden. Jene Tatsache also, dass die Bildung der Treppen zu den ruhigeren Stappen der auf einen grösseren Gebiet vor sich gehenden, aufwühlungsähnlichen Hebung gebunden ist, spricht für die von Spreitzer modernisierte Auffassung Pencks. Die Kern der Treppen und die Hänge /besonders die der unteren Treppe/ ähneln sehr einem Pediment sehr ähnlich. In diesem Fall kann also von einer der neuen Erosionsbasis folgenden Pedimentbildung die Rede sein.

## Rumpf- und Fussflächen des Bükk-Gebirges

Zoltán PINCZÉS

Das Bükk-Gebirge liegt als ein freies Glied in innersten vulkanischen Gebirgszug der Nordwestkarpaten, zwischen den Laskó und Sajó Flüssen. Die an seinen geologischen Bau beteiligten paläo-mesozoischen, stark gefalteten Ablagerungen weisen südalpin-dinarische Merkmale auf. Das Gebirge ragt plötzlich, ohne Übergang über die niedrige Oberfläche der an den Gebirgsrändern vorhandenen lockeren Sedimente und vulkanischen Tuffe empor.

### Geologischer Bau

Das Bükk-Gebirge ist von karbonischen, permischen und in der Hauptmasse unter-, mitteltriassischen Ablagerungen aufgebaut. Das Karbon ist durch graue Tonschiefer mit darin eingeschalteten Sandsteinen und Kalksteinen vertreten. Im NW-Teil des Gebirges, in der Linie von Nagyvisnyó--Dédes--Mályinka sind die karbonischen Ablagerungen als eine schmale Zone an der Tagesoberfläche. Die oberkarbonischen Sedimente gehen ununterbrochen in den permischen Sandstein, sandigen Tonschiefer, Quarzkonglomerat und schliesslich in dunkelgrauen bis schwarzen Kalkstein über. Die untere und mittlere Trias ist im Gebirge vollständig ausgebildet, die oberen Teile sind schon lückenhaft. Die Kalksandsteine der unteren Trias erstrecken sich in Form eines mit den vorher erwähnten Ablagerungen parallel laufenden, schmalen Streifens von der Gerenda-Festung bis zur Umgebung von Lillafüred. Neben diesen Ablagerungen können in beinahe ähnlicher Verbreitung Diabastuffe und Laven /Anis/ angetroffen werden. Am mannigfaltigsten und von grösster räumlichen Verbreitung sind die ladinischen Ablagerungen, die starke Faziesunterschiede aufweisen. Die ladinischen Ablagerungen, die durch Kalksteine verschiedener Fazies /Hornsteinkalk, Feuersteinkalk, Plateokalk, Répáshutaer Kalkstein usw./ und durch Dolomite vertreten sind, kommen im ganzen Raume des Bükk-Gebirges vor. Auch gewisse räumliche Absonderung lässt sich erkennen. Im Nordteil des Gebirges dominiert der Kalkstein, während im Südteil er in den Hintergrund verdrängt wird, seine Verbreitung ist nur untergeordnet. Die im Raume von Diósgyőr--Lillafüred--Bükkszentkereszt vorkommenden Diabas-, Porphyrit- und Quarzporphyrlaven und -tuffe werden zum Oberladin-Kern gerechnet. Der norische Kalkstein von Nagy- und Kis-Éged stellt das letzte Mesosediment aus

den Mesozoikum dar.

Die Auffaltung der abgelagerten Sedimente begann in der kimmerischen Phase /Jura/. Die Hauptphase der Faltung war jedoch zwischen der unteren und der oberen Kreide/österreichische Phase/. Diese letzteren Bewegungen riefen in der Umgebung von Szarvaskő einen Diabas-, Gabbro- und Wehrlitvulkanismus hervor. Die kretazischen Bewegungen waren mit einer Hebung und Abtragung des Gebirges verbunden. Der senonische Konglomerat- und Sandsteinkomplex der Umgebung von Nekézseny, dessen Material z.T. aus dem Gebiet des Bükk-Gebirges stammt, zeugt von solcher Denudation.

Die Bewegungen hatten auch noch zur Folge, dass die Randteile des Grundgebirges absanken und von tertiären Meer überschwert wurden. Die neuesten geologischen Beobachtungen liefern immer mehr Beweis dafür, dass, die Meere des Tertiärs nicht nur die Randteile des Bükk-Gebietes erreicht, sondern auch die Hauptmasse des Gebirges überschwert haben. Das Sediment des eozänen Meeres lagerte sich an Südfusse des Gebirges, von Eger bis Kisgyőr, auf konglomeratischen, bunttonigen Produkten der Abtragung eines Festlandes ab. Eine ähnliche Verbreitung weisen die tonig-mergelig-sandig-schotterigen Schichten des Oligozäns auf. Das Miozän ist an Südrande des Gebirges durch schottrige Tone und Sande, in der Umgebung von Egereschi durch kohleführende sandige Tone und untergeordnete Rhyolithtuffe und Rhyolithe gekennzeichnet. Letztere kommen in einem grösseren zusammenhängenden Gebiet am südlichen Fusse des Gebirges vor. Die tonig-sandigen und lignitführenden Ablagerungen der letzten Meeresstransgression erreichen nur an den Mündern -- vor allem in südlichen Raum -- eine verhältnismässig grössere Mächtigkeit.

#### Auffassungen bezüglich der Morphogenese des Bükk-Gebirges

Die im Raume des Gebirges arbeitenden Morphologen haben das Bükk-Gebirge als ein Rumpf- bzw. Rumpftreppengebirge charakterisiert. Chronologisch war G.Strömpl /1914/ der erste, der sich mit dem Gebirge in dieser Hinsicht befasst und innerhalb des Gebirges zwei Flächen: das Bükk-Plateau /700-800 m/ und das dieses von N und S umgebende niedrigere Karstflachland /500-550 m/, unterschieden hat. Den Ablauf der Peneplainisierung erklärte er nach Cvijic und Grund, mit einer zyklischen Karstdenudation. In der Ausgestaltung der niedrigeren Oberfläche sah er das Resultat der Abrasionsarbeit des Meeres. J.Kerekes /1936/ erwähnt in der Umgebung von Eger zwei Flächen: eine höhere, deren Entstehung er mit karstischer Denudation erklärt, und eine niedrigere /320-360 m/, die er der fluviatilen Erosion zuschreibt. Die Entstehungszeit dieser letzteren



stellt er ins Pannikum.

S. Láng /1953/ erwähnt das Bükk-Gebirge als ein Haupttreppengebirge, wo das tertiäre einheitliche Peneplain infolge der jungen Hebung verstükkelt ist und die alte, einst einheitliche, zusammenhängende Karpfäche in verschiedenen Höheniveaus /600-950, 400-800, 500-720, 200-360 m/ treppenartig verteilt liegt. Ein Beweis für die Peneplainisierung sieht er im Auftreten von abgerollten, abgerundeten Quarzschottern -- bei gleichen Spitzhöhen -- in den unteren Niveaus und von windigen Quarzstrümmern am Plateau. Das Fehlen einer Decke von abgerundeten Quarzschottern erklärt S. Láng mit der intensiven Erhebung der zentralen Masse des Bükk-Gebirges bzw. mit der darauf folgende eingetretenen Abtragung.

S. Lósi Gy /1954/ lässt sich mit S. Láng in eine Diskussion über die Morphologie des Hoch-Bükk ein. Er ist der Meinung, dass im Hoch-Bükk es Quarzschotter nie gegeben hätte. Das Peneplain des Hoch-Bükk hätte also unter dem Einfluss der Erosion auch nicht entwickeln können, sondern sei für seine Entstehung, seine Ausgestaltung eine "rhythmische karstische Denudation" verantwortlich. Er wesentlich wiederholt er eigentlich die Auffassung von Strüdel bzw. mit der graduellen, allmählichen Zusammenschmelzung der Dolinen und mit ihrer Verflachung setzt er diese Auffassung ausführlicher auseinander.

Z. Schröter /1954/, der Bearbeiter der Geologie des Gebirges, tut auch Erwähnung der Karpfäche des Bükk-Gebirges /er erwähnt nur eine einzige/. Er verläutet kein Wort weder über die Vorgänge, welche das Peneplain zustande gebracht haben, noch über die weitere Geschichte der peneplainisierten Gebiete.

Z. Pinczes /1955/ beschreibt im Südtal des Bükk-Gebirges zwei Flächen: das in 500 bis 600 m Höhe liegende frühpliozäne Peneplain, sowie das pliozäne Peneplain, das südlich davon auf Tuffen und oberpannonischen Sedimenten entwickelt ist. Einen Beweis für die Peneplainisierung sieht er in den Quarzschottern, die an der Tagesoberfläche zu finden sind. In seiner späteren Arbeit /1956/ unterstreicht er neben der Oberflächenabspülung die wichtige Rolle der lateralen Erosion der von den Hinterländern kommenden Wasserläufe in der Gestaltung der pliozänen Fläche /Felsenoberfläche am Fusse des Gebirges/.

M. Pécsi /1955/ macht in Zusammenhang mit der tertiären Entwicklungsablauf der ungarischen Gebirgsmassen darauf aufmerksam, dass die treppenartige Anordnung der Mittelgebirgsmassen Ungarns nicht in jedem Fall auf Dislokationen längs Bruchstörungen zurückzuführen sind. Er war der erste, der den Begriff der Busfläche bzw. der Busstrappe in die ungarische geomorphologische Literatur eingeführt

hat. In seinem Aufsatz teilt er auch eine Skizze über die Flächen des Bükk-Gebirges mit. Seiner Meinung nach stellt das Plateau den Überrest eines miozänen Penoplain dar, darunter folgen an zwei verschiedenen Niveaus zunächst die obermiozäne bis pliozäne Denudationstreppe und dann eine oberpliozäne Fussfläche.

### Die Frage der Penoplainisierung des Gebirges

Die sich mit dem Gebirge befassenden Forscher vertreten verschiedene Auffassungen bezüglich dessen tertiären Flächen, bezüglich der Anzahl dieser Flächen, deren Entstehungsverhältnisse und Bildungszeit. Die in Folge des Bükk-Gebirges in jüngster Zeit durchgeführten geologischen Untersuchungen sowie unsere morphologischen Beobachtungen in den letzten zwei Jahren stellen unsere bisherige Auffassung bezüglich der tertiären morphologischen Entwicklungsgeschichte des Bükk-Gebirges in ein gewissermassen neues Licht.

Es ist eine unbezweifelbare Tatsache, dass das Bükk ein Penoplain, und zwar ein Rumpftreppengebirge darstellt. Der höchst liegende Teil des Gebirges ist das Gross-Plateau /Nagy-fennsík/, das in einer Durchschnittshöhe von 700 bis 900 m liegt. Rings um diese Fläche erstreckt sich, in einer Höhe von 500 bis 700 m, die zweite Treppe. Das schönste Stück dieser Treppe ist das Klein-Plateau /Kis-fennsík/, das südöstliche und südwestliche Bükk-Gebirge, das zusammen Mittleres Bükk-Gebirge genannt wird. Unter diesen Flächen liegt die dritte Treppe /unteres Bükk-Gebirge/ in S an Gebirgsrande /von Andornak, durch Bogács bis Miskolc/ in 210 bis 350 m Höhe, in nördlich- bis nordöstlichen Teil des Gebirges /von Miskolc, durch Parasznya und Tard bis zur Umgebung des Bán-Tales in 200 bis 450 m Höhe. Diese Ziffern bezeichnen selbstverständlich nur Durchschnittswerte. Jede Abweichung davon ist auf junge tektonische Bewegungen, und noch eher auf die unterschiedliche Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegenüber der Erosion zurückzuführen /Abb.2/.

In Gebirge stimmen mittleres und oberes Niveau lithologisch miteinander überein, indem diese Niveaus durch paläozoische und mesozoische Ablagerungen vertreten sind. Die Entwicklung der hiesigen Flächen scheint also in gleicher Zeit, unter den gleichen Umständen erfolgt zu haben. Von den an der Tagesoberfläche vorhandenen Gesteinen ist das in der Umgebung von Szarvaskő vorkommende kretazische vulkanische Material am jüngsten. Es ist bis zum Niveau der triadischen Ablagerungen abgetragen. Die Fläche hat sich also nach dem kretazischen Vulkanismus ausgestaltet. Von einer spätkretazischen Hebung und einer darauf damit erfolgten Abtragung des Gebirges zeugt jenes korrelative Produkt /Konglomerat, Sandstein/, welches im Nordwestteil des Gebirges, in der Umgebung von Nekézseny auch an der Oberfläche vorzufinden ist. Sein Alter wird auf Grund von

Fossilien den Senon zugerechnet. Terrestrische Abtragungsprodukte sind auch in Südteil des Bükk-Gebirges, in der Linie Eger-Bükkzsérc-Kisgyőr bekannt. In Bükkaséra ist sein erster Ausbiss angetroffen worden. In Siklút durchquerte der Bohrer ein Intervall von 257 m, wobei Hornstein-, Ton- und Kieselchiefertrümer durchgeteurt wurden. Dasselbe Material wurde auch in Egerszölök/3,5 m Konglomerat aus Quarz-, Bolerit- und Kalksteinschottern unter 67,8 m Buntton/, in Mezökövesztés /grülichroter Ton/, in Diósgyőr usw. angebohrt. Es wird dort durch oberesozäne Meeresablagerungen überlagert, doch ist die Basis auch noch dieser Schichten Konglomerat oder grober Sandstein /in der Umgebung von Eger tritt es zutage/. Die Lagerungsverhältnisse des korrelativen Materials zeugt davon, dass die Abtragung des Gebirges in der Oberkreide begonnen und sich in unteren und mittleren Bozán bis zum Ende des Lutétien vollzogen hat, da das Sediment der in oberen Bozán beginnenden Transgression des Terrestrikum überdeckt.

Die Entstehung des Peneplains wird von mehreren Verfassern auf die karstische Denudation zurückgeführt. Sollte diese Auffassung auf erste Sicht zwar auch gefällig scheinen, kann sie nicht einmal für das Hoch-Bükk angenommen werden, denn es sind nicht einmal hier rein karbonatische Gesteine, die in geologischen Bau beteiligt sind /Tonschiefer und vulkanisches Material sind ebenfalls vertreten/. In Zentral-Bükk ist hingegen eine bunte Mosaik verschiedener Gesteine vorzufinden. Offenbar lässt sich die Denudation der verkarsteten Gesteine zum gleichen Niveau, wie es bei den nicht-karstischen Gesteinen der Fall ist, nicht erklären. Von gegenwärtigen Peneplainisierungsprozess ausgehend müssen wir auch hier mit einer unter tropischen Klima erfolgten Denudation, mit einer tropischen Peneplainisierung rechnen. Das Klima des Bozán entspricht diesen Prozess. Den Untersuchungen von G. Andreánszky zufolge herrschte während des Bozán in Mitteleuropa ein tropisches Klima. Aus den Jahresringen der fossilisierten, versteinerten Holzstäme dürfte auch auf eine Ruheperiode geschlossen werden, eine Periode, die hier nicht die kühle, sondern die trockene Jahreszeit darstellt. Die paläophytologischen Angaben deuten also auf ein tropisches Klima mit Einperioden-Niederschlag, was der ideale Bereich für Peneplainisierung ist.

M. Dulla hält die Rumpfüberreste der ungarischen Mittelgebirgsmassen für die Residuen früherer peneplainisierter Flächen. Seiner Meinung nach hätte die Peneplainisierung in ganzen Miozän, ja sogar in Pliozän angedauert. Dulla rechnet also mit vormiozänen Rumpfflächen nicht. In dieser Auffassung äussert sich gewisser Widerspruch. Die Peneplainisierung sieht auch er in Vorgängen, die sich in tropischen Gebieten abspielen, doch indes schreibt er die Entstehung der in Ungarn bekannten Peneplains weder den

Miozän, noch den Pliozän zu, obwohl in diesen Epochen das Klima tropisch war.

In Zusammenhang mit dem unter- bis miocänen Penepplain des Bükk-Gebirges taucht die Frage auf, was mit den bereits früher entstandenen Flächen in den späteren Zeiten geschehen ist und warum das Penepplain sich im Miozän nicht weiterentwickelt hat. Diesbezüglich stehen uns schon mehrere Angaben zur Verfügung. Das obere Eozän war im Bükk-Raum eine Transgressionsperiode. Diese Transgression kam erst mit der spätoligozänen Hebung zu Ende. Ob in welcher Masse das eozäne und oligozäne Meer das Gebirge überschwennt hat, hierüber liegen leider keine genauen Angaben vor. Die Tatsache, dass nur die Anfangsglieder der paläogenen Ablagerungen ein detritische Material Bükk-Ursprungs mit enthalten und dass in den höheren Horizonten das nicht mehr der Fall ist, zeugt von der völligen Überflutung des Bükk-Raumes in den späteren Zeiten. Der in Csékasor Teil des Klein-Plateaus in einer Höhe von ca. 500 m angetroffene obereozäne Kalkstein deutet darauf hin, dass die Transgression sich nicht auf die südlichen Ränder des Gebirges beschränkte sondern sie auch die inneren Teile erreichte. So halten die gegenwärtig hier arbeitenden Geologen nunmehr die von K. Telegyi Róth angeregte Idee für wahrscheinlich, dass die paläogenen Ablagerungen das Gebirge vollkommen bedeckt haben und erst durch die Erosion der späteren Zeiten abgetragen worden sind.

Für die Bedeckung, Verschüttung des Bükk-Raumes im Paläogen, ja sogar im Neogen besitzen wir auch noch andere Unterlagen. In südlichen Vorland des Bükk-Gebirges sind weit verbreitete untermiocäne Schotterablagerungen auf mesozoischen und paläogenen Material zu finden. Ihr Material ist fremden Ursprungs, es sind darin keinerlei Schotter aus dem Bükk-Raum vertreten. Das Liefergebiet des Schotter- und Geröllmaterials vermutet Pinczés /1956/ irgendwo in S, in kristallinen Grundgebirge /alte Tisza/. K. Balogh führt an Klein-Plateau Schottermaterialie von grosser Verbreitung an, die aus der Helvetzeit stammen. Zudem lassen sich die Ablagerungen der helvetischen Transgression im Nordteil des Gebirges bis zu einer Höhe von 500 m verfolgen. Unter den Schottern und Geröllen ist das Material anstehender Bükk-Gesteine nicht vertreten, der Schotter und das Geröll stammt also aus einem fremden Liefergebiet. Die weist dagegen darauf hin, dass zu Beginn des Neogens das Gebirge niedrig gewesen sein mag und als ein Sedimentationsraum seiner Umgebung diene /Anhäufung von Schuttkegeln/.

Das Produkt des im Miozän im Südhang des Gebirges begonnenen Vulkanismus ist vor allem Rhyolithtuff, der auch das Innere des Gebirges erreicht und den ganzen Raum mit einer Tuffdecke bedeckt hat. Die spätere Denudation hat auch dieses Material abgetragen, doch sind seine Fetzen im Gebirge

an mehreren Stellen bekannt. K. Balogh erwähnt solche Tuffüberreste aus der Talöffnung des Hor-Tales und aus der südlichen Nachbarschaft von Nagyörös. Vor ein paar Jahren habe ich an den Höhengipfeln nördlich von Kács an mehreren Stellen den Überrest der einstigen Tuffdecke in verschiedener Verbreitung angetroffen. An einer Stelle erreicht dieser sogar eine Fläche von einigen m<sup>2</sup>. In den karstischen Hohlräumen des Bükk-Plateaus haben Á. Jámbor und K. Balogh foraminiferenführende, biotitische Rhyolithtuffite /Einschnitt der Strasse nach Csipkéskut/ und lockerbindige, glimmerige Sande und sandige Tuffite /Einschnitt der Strasse von Szilvásvárád-Miskolc, sowie am Boden der Doline an Nordende von Mólýsárbérc/ gefunden, was einerseits von der Bedeckung der höheren Teile des Gebirges mit Rhyolithtuff zeugt, andererseits zeugen die in den Rhyolithtuffiten bei Csipkéskut neben den Foraminiferen vorkommenden Überreste von Murensiegeln, Muschelklappen, Fischzähnen usw. von der Überschwemmung des Gebietes durch das Meer.

Die wiederholte Überschwemmung des Mittleren Bükks von Eozän an, durch das Oligozän bis zum Miozän bzw. seine Bedeckung mit Meeresablagerungen oder vulkanischen Material kann anhand der vorliegenden Überreste mit voller Sicherheit festgestellt werden. Für die Höhe-Bükk steht uns nicht mehr so viel Beweismaterial zur Verfügung. Nur vom Miozänende liegen Funde vor, die von einer Meeresüberschwemmung bzw. von einer Tuffbedeckung zeugen. Auf dieser Grundlage ist es auch möglich, dass das obereozäne und oligozäne Meer dieses Gebiet nicht erreicht hat; oder eher ist es wahrscheinlich, dass wenn das Bükker Gebiet von Meer dieser Epochen auch überflutet wurde, das Produkt der dabei erfolgten Sedimentation später von der Oberfläche abgetragen wurde und die Entwicklung der Morphologie sich im Miozän bis zum Sarmat weiter fortsetzen konnte. Wird diese Gedankenreihe in späteren Laufe der Arbeiten bekräftigt werden, so werden wir dann die Ober-Bükk als eine exhumierte mittelmiozäne Fläche deuten müssen. Zur entsprechenden Beweisführung sind jedoch noch weitere Forschungen erforderlich.

In der Terton-Sarmatzeit verändert sich das bisher skizzierte Bild. Die höhere Umgebung sinkt ab und der bisher niedrige, oft von Meer bedeckte, obere Teil /das gegenwärtige Bükk-Gebirge/ bleibt in einer in Vergleich mit, seiner Umgebung höheren Lage. Es erfolgt eine Inversion. Damit beginnt die Ausgestaltung eines neuen Wassersystems, dessen Flussglieder nunmehr von Bükk zentripetal ausseiwärts laufen. Die auslaufenden Wasserströme bauen die Schuttkegel im Südteil des Bükker Raumes von Sarmat-Pliozän an ab und lagern dessen Material auf die darunter befindliche dritte Treppe um. Das ungelagerte Schottermaterial enthält jedoch keinen aus dem Bükk stammenden Schotter. Dies bedeutet, dass -- wie es später gezeigt wird -- am Ende Pliozän den paläo-mesozoischen Körper des

Dükk-Gebirges noch lockere Hangendschichten bedeckt haben können und das unter- bis mitteozäne fossile Peneplain erst nach der Abtragung dieser Schichten aufgeschlossen wurde.

Die beiden erwähnten Flächen des Dükk-Gebirges bergen auch noch ein weiteres Problem: die Frage der Entstehung der die beiden Flächen trennenden Treppe. Wann ist die Treppe zustandgekommen? Ist sie von tektonischen Ursprung, oder ist sie auf eine Denudation zurückzuführen? Auf diese Fragen können wir heute nicht mit voller Sicherheit antworten. Viele Spezialisten sind der Auffassung, dass die Treppe von tektonischen Ursprung ist. Das mittlere Niveau umgibt hingegen dieses höchste Niveau fast rings um, was eher mit einer Denudation erklärt werden kann /Abb. 3/. Es ist interessant, dass das Plateau eine allgemeine ostwärts gerichtete Neigung aufweist. Daher ist die Randtreppe im Westteil schärfer, von grösserer Sprunghöhe /200 bis 300 m in der Linie von P eskő—Tarkő/, im Ostteil viel geringer /ca. 50-100 m in der Lillafüred—Hollóstatő—Linie/.

#### Die Frage des Pediments

Unter den vorangehend besprochenen Ober- und Mittel-Dükk ist noch eine andere Treppe rings um den Rand des Gebirges zu finden. Im südlichen und östlichen Teil des Gebirges hat sie sich hauptsächlich auf Rhyolithtuffen und Rhyolithen, in der Umgebung von Miskolc auf Andesitpyroklastiten ausgebildet. Im nördlichen und westlichen Teil des Gebirges waren es z.T. alte Gesteine, in der Hauptsache aber lockere miozäne Ablagerungen und zum geringeren Teil vulkanisches Material, auf denen das Pediment zustandgekommen ist. Die Gesteine, die die Tagesoberfläche aufbauen, weisen nach aussen ein leichtes Einfallen auf. Im Südteil des Dükk-Gebirges beträgt dieses ca.  $10^{\circ}$  SO. Die darauf ausgebildete Oberfläche überschneidet diese Schichten /Abb. 4/. Die Entwicklung der Morphologie hat an den meisten Stellen schon in Sarnat begonnen /sarnatisches Terrestrikum in der Umgebung von Eger-Felsőtárkány/. Es ist wahrscheinlich, dass das vorrückende Meer auf eine abgeschnittene Oberfläche transgredierte. Es erreichte jedoch nur den südlichen und östlichen Rand des Mittel-Dükks, die Gebirgsmasse selbst blieb, wegen seiner höheren hypsometrischen Lage, nach wie vor von der Transgression verschont. Mit Rückzug des Meeres setzte sich die Entwicklung der Morphologie fort und die leicht süd- bis südostwärts einfallenden Pannonschichten wurden bis zum Niveau des Rhyolithtuffs abgetragen. Diese Fläche wurde im Laufe ihrer Entwicklung allmählich rückwärts geschnitten und erreichte auch den südlichen Randteil des Mittel-Dükks. In der Umgebung von Eger sind die eoazäne, oligozäne, miozäne und pannonischen Schichten auf das gleiche Niveau denudiert. Beim Eingang des Hór-Tales, westlich von Tapolcafürdő, vor-

breitet sich diese Fläche auch auf triassische Ablagerungen. Ihre Entstehung fällt auf das obere Pliozän.

Von ehemaligen einheitlichen Charakter der Fläche zeugen nicht allein die Kämme und Spitzen von gleicher Höhe. Viel deutlicher wird die Einheitlichkeit dadurch zum Ausdruck gebracht, dass an der Oberfläche überall kristalline Schotter zu finden sind. Dieses Material bedeckt die Oberfläche gleichmässig, verstreut, hüllenartig. Diese Tatsache weist hingegen, wie ich schon in 1955 nachgewiesen habe, darauf hin, dass die Gestaltung der Morphologie durch die von Hinterland, d.h. von Gebirgsraum auslaufenden Däche durchgeführt wurde und ihre Erosion das Pediment an Fusse des Gebirges zustandobachte. Die von Gebirge auslaufenden Wasserströme haben die an Rande des Gebirges vorhandenen alten miozänen Schuttkegel abgebaut und das Schottermaterial auf dieser Fussfläche hüllenartig ausgebreitet. Auf meine Bitte hat L. Kulcsár das nördlich von Ostoros auf pannonischen Sedimenten gefundene Schottermaterial untersucht und folgende prozentuale Zusammensetzung bestimmt: 52,7 % Kieseliefer, 32,3 % verschiedene Kieselgesteine /metamorpher Quarzit, Jaspis, Lydit/, 7,2 % Quarz, 6,6 % kieseliger Tuff, 1,2 % Kieselstein, Schotter. Es ist auffallend, dass weder hier, noch an anderen Stellen Schotter Dükker Ursprungs angetroffen werden können. In obersten Terrassenschotter der ins Pediment später eingeschnittenen Bäche, sowie in Material des südlich von den Ortschaften Ándornak, Novaj, Bogács, Tiboldaróc, Harsány und Dükkeranyos befindlichen Schuttkegels kommen jedoch neben den alten kristallinen Schottermaterial überall auch schon Dükker Schotterkörner in einer beträchtlichen Menge /an manchen Stellen sogar überwiegend/ vor. Dies deutet jedoch darauf hin, dass zur Zeit der Pedimentbildung im Oberpliozän das Dük-Gebirge noch immer mit dem lockeren Material der früheren Zeiten bedeckt war und dass es dieses Material erst am Spätende des Pliozän loswerden konnte.

Das Pediment umarmt die Masse des Dük-Gebirges. Besonders schön entwickelt ist es in süd- bis südwestlichen Teil des Gebirges, wo es vor allem auch deswegen erhalten bleiben konnte, weil es auf einem härteren Material — vulkanischen Tuff — sich entwickelte, als es bei den übrigen Pedimentteilen der Fall war. In diesem letzteren Gebiet reicht die Fussfläche bis zum Mátra-Gebirge, ja zwischen den beiden Gebirgen erstreckt sie sich sogar weit nach Norden. Das Pediment sondert sich von der Masse des Mittel-Düks, das 200 bis 300 m hoch über das Pediment ragt, scharf ab. Längs der Däche Eger bzw. Tárkányi greift es tiefer in den Körper des Gebirges ein und bildet die Basis der sog. "Tárkányer Bucht". Ein charakteristisches Merkmal des Pediments ist allerdings die Tatsache, dass es in die Täler, die in den Körper des Mittel-Düks eingeschnitten sind, nicht eindringt. Diese Täler sind alle V-förmig, mit

vereinzelt kleineren Fetzen von pleistozänen Terrassen. Daraus kann es geschlussfolgert werden, dass zur Bildungszeit des Pediments die Masse des Bükk-Gebirges - mit einer inwärts zunehmenden Intensität - in Erhebung begriffen war, was in den Tälern ein ständiges Einschneiden zur Folge hatte.

Nach der Bildung des Pediments haben die jungen Bewegungen die Fläche des Pediments zerstückelt. Besonders auffallend ist diese Zerstückelung in der Umgebung von Cserépfalu /asymmetrische Schollenreihen/. Die Masse des Bükks erhebt sich dabei auch in grossen und ganzen weiter. K. Balogh rechnet mit einer Hebung um 300 bis 400 m seit dem Ende des Pannons. Parallel mit der Hebung kamen tiefe Taleinschnitte zustande, die die frühere Kumpfläche, aber auch das Pediment zerstückeln. So sind heute schöne, breite Kumpflächen nunmehr lediglich an den Kalksteinoberflächen - wegen der besonderen Denudation des Kalksteines - zu finden.

Abb. 1. Geologische Karte des Bükk-Gebirges /nach K. Balogh/

- |  |        |
|--|--------|
| 1. Schotter, Sand, Ton, Braunkohle   | Pannon |
| 2. Sand, Ton, Braunkohle   |        |
| 3. Kalkstein-, Quarz- und kristalliner Schiefer-Schotter                                   |        |
| 4. oberer Rhyolithtuff   | Sarnat |
| 5. Schotter, Sand, kontinentaler Ton, stellenweise mit Rhyolithtuff                        |        |
| 6. Pyroxenandesit-Pyroklastite und -gänge  |        |
| 7. foraminiferenführender weisser Ton /stellenweise mittlerer Rhyolithtuff und Leithakalk/ | Torton |
| 8. mittlerer Rhyolithtuff  |        |
| 9. Rhyolit, Dazit und Dazittuff /Bükkalja/   |        |
| 10. glimmeriger, mergeliger Schluffstein /Schlier/   | Helvet |
| 11. Sand, Sandstein mit Chlanys  |        |
| 12. Ton, Sand, Sandstein, Schotter, Braunkohle   |        |
| 13. Basisschotter, Sand, Ton   |        |



- |  |                               |
|--|-------------------------------|
| 14. Rhyolith /Bükkalja = Fuss<br>des Bükk-Gebirges   | Burdigal                      |
| 15. Rhyolithtuff-Komplex   |                               |
| 16. unterer Rhyolithtuff,<br>Schotter /an Westhang<br>des Bükk-Gebirges/                                     |                               |
| 17. terrestrischer Buntton und<br>Schotter   |                               |
| 18. sandiger Tonmergel   | Chatt                         |
| 19. grauer Ton und Tonmergel,<br>mit Sandstein und Andesit-<br>tuffschichten                                 | Rupel                         |
| 20. grauer Ton und Kalkmergel  | Lattorphien                   |
| 21. nummulitenführender Kalk-<br>stein und Kalkmergel  | Barton                        |
| 22. terrestrischer Buntton, Sand<br>Schotter   | unteres Eozän                 |
| 23. Diabas, Gabbro, Ultrabazit   | Conomanion-<br>Turonien       |
| 24. grauer Kalkstein   | Nori                          |
| 25. Barvaer Kalkstein  | Karn                          |
| 26. Kleinplateaukalk   |                               |
| 27. Plateaukalk  | Ladin                         |
| 28. Répáshutaer Kalkstein  |                               |
| 29. Diabas, Porphyrit, Quarz-<br>porphyr und ihre Tuffe  |                               |
| 30. hornsteinführender grauer<br>Kalkstein, stellenweise Dolo-<br>mit  |                               |
| 31. dunkelgrauer Schieferkomplex<br>mit Sandstein-, Hornsteinkalk-<br>oder Kieselschiefer-Einlage-<br>rungen |                               |
| 32. gut geschichteter weisser<br>Kalkstein   | Ensisien                      |
| 33. Porphyrit, Diabas und ihre<br>Tuffe  |                               |
| 34. grauer Dolomit   |                               |
| 35. untere Trias im allgemeinen  |                               |
| 36. schwarzer, bituminöser Kalk-<br>steinkomplex   | Oberpern                      |
| 37. bunter Schiefer- und Sand-<br>steinkomplex   | nittleres und<br>unteres Pern |
| 38. dunkelgrauer Tonschiefer-<br>und Sandsteinkomplex mit<br>Kalksteinlinsen im oberen Teil                  | Oberkarbon                    |

Abb. 2. Die Flächen des Bükk-Gebirges  
/schematisch/

1. Hohe Bükk unter- bis mitteleozäne
2. Mittel-Bükk Rumpffläche
3. Unter-Bükk oberpliozäne Fussfläche
4. Bükkalja/Schuttkegel/ 5. Siedlung

Abb. 3. 1. Hohe Bükk /unter- bis mitteleozänes Rumpffläche/

2. Mittel-Bükk /unter- bis mitteleozänes "
3. Unter-Bükk /oberpliozäne Fussfläche/
4. Bükkalja /alt- und Mittelpleistozäner Schuttkegel/
5. Borsoder Ebene /jungpleistozäner Schuttkegel
6. Das Borsoder Überschwemmungsgebiet der Theiss /Holozän/

Abb. 4. Geologisches Profil im Bükk-Gebirge

- 1: Sand, Ton /Pliozän/
- 2: Rhyolithuff /oberes Miozän/
- 3: Schotter und roter Ton /Burdigal/
- 4: Ton und Tonmergel /Oligozän/
5. an der Basis des lithothamnien- und munulitenführender Kalksteins stellenweise Terrestrikum /mittleres und oberes Eozän/
- 6: Kalkstein von Bervaer Typ
- 7: Plateaukalk
- 8: Répáshutacr Kalkstein /oberes Ladin bis Karn/
- 9: hornsteinführender grauer Kalkstein
- 10: Dolomit
11. Kieselschiefer und Radiolarit /unteres bis mittleres Ladin/
- 12: dunkelgrauer Tonschiefer und Sandstein
- 13: weisslich-grauer Kalkstein /oberes Anisien/
14. Porphyrit, Diabas und ihre Tuffe /mittleres Anisien/
- 15: grauer Dolomitkomplex /unteres Anisien/
- 16: untere Trias in allgemeinen
- 17: Trias in allgemeinen
- 18: dunkelgrauer Kalksteinkomplex /oberes Perm/
19. bunter Schiefer und Sandstein /unteres und mittleres Perm/
- 20: Kalksteinlinse /oberes Karbon/
21. dunkelgrauer Schiefer und Sandstein /oberes Karbon/
- 22: Aufschiebung
23. Verwerfung

## Das Bükkgebirge

Zoltán PINCZÉS

### Eger

Die Stadt liegt im südwestlichen Teil des Bükkgebirges im Ebertal. Weit aus nach Norden entfernt sind der Rand der Hohen Bükk und die "Steine" /Békkő, Paskő, Tarkő/ zu sehen, die den südlichen Rand eines herauspräparierten Rumpfes aus dem unteren und mittleren Miozän bezeichnen. Höhermässig darunter ist der Rumpf der Mittleren Bükk, dessen Ausbildung der vorigen Fläche gleicht. Ein Ausläufer der Mittleren Bükk, der entlang einer Nordost-Südwest gerichteter Verwerfung /Tal bei Tárkány/ erhalten geblieben ist; der Gebirgszug von Nagyeged-Várhogy fließt bei Eger aus. Das Gebiet ist aus triassischen Bildungen -- vor allem aus Schiefer, verschiedenen Kalksteinen, Dolomit usw. -- aufgebaut worden, die auf dem gleichen Niveau wie die Vulkane der Kreidezeit in der Umgebung von Szarvaskő abgetragen sind. Es unterscheidet sich von der Hohen Bükk nicht nur durch seine Höhenlage, sondern auch dadurch, dass seine Oberfläche wegen der starken Verbreitung der nichtkarstigen Gesteine unter Wirkung der normalen Erosion durch ein breites Talnetz zerschnitten ist. In der Hohen Bükk kommt dagegen die Karsterosion bei weitem zum Ausdruck.

In der nächsten Umgebung der Stadt haben die tertiären Gesteine das Übergewicht. Das Kalkgestein des Eozäns überwiegt noch vorwiegend die extremen Glieder /Nagyeged/ der Mittleren Bükk, es kommt aber gemeinsam mit dem Oligozän auch am Bergfuss vor. Das Material des letzteren wird in den Ziegelfabriken am östlichen Rand der Stadt bearbeitet. Nach Süden und nach Westen wird das Gelände hauptsächlich aus miozänen Rhyolithtuff aufgebaut, der in südlicher Richtung allmählich unter dem pannonischen Sediment untertaucht. Darüber lagert weiter nach Süden ein immer mächtiger werdender Schwemmtuff. Diese tertiären Sedimente fallen nach Süden und die Schichten sind durch eine in Oberpliozän gebildete Fläche abgeschnitten. In der Umgebung von Eger wurden also alle Bildungen von Eozän her bis zum unteren Pannon zu einer einzigen Fläche denudiert. Die schönsten Teile des Piedmont können in der Nähe von Eger beobachtet werden. Diese Fläche greift nach Norden in die Bucht von Tárkány ein und bildet den Untergrund der Bucht. Der Teil bei

Nagyged der Mittleren Bükk sondert sich scharf von Pediment ab. Die Fläche zieht sich nach Westen bis zum Mátragebirge und greift zwischen beiden Gebirgen weit nach Norden ein.

Das Relief ist von den in Pleistozän eingetieften Tälern zerschnitten. Die meisten Täler, so auch das Egertal, kam an einer strukturellen Linie zustande. Die Talasymmetrie deutet ihren tektonischen Charakter an. Die Talhänge der linken Seite sind steil, während die der rechten Seite sanft zum Bach hinabsteigen.

Der Egerbach fließt in einem schönen terrassierten Tal, an dem entlang fünf Terrassen ausgebildet wurden. Die zwei obersten enden noch oberhalb Eger; die übrigen sind auch bei Eger beobachtbar. Die Terrasse II. /aus dem Spätwürm/ dehnt sich weit abwärts auf den Schwarkegel und endet unterhalb Maklár, bzw. schliesst sich dem würm-holozänen Schwarkegel des Baches an. Diese Terrasse, sowie die nächsthöhere entstanden nach den Fossilien in der Würmzeit. Die Stadt liegt auf der jüngeren Würm-Terrasse. Sie folgt nach Norden gegen Felnémet an linken Ufer des Bach mit scharfer Kante. In einem abgesonderten Tal, auf einer Terrasseninsel steht die Kirche von Felnémet. Ihre Höhenlage nimmt nach Süden allmählich ab. Bei Felnémet ist sie 16 m hoch, aber unterhalb Eger nur 12 m. Die ältere Terrasse ist auch in Stadtgebiet entwickelt. Darüber liegt der nördliche Teil der Stadt, die Umgebung der "Rác" serbischen/ Kirche und die Burg von Eger. Ihre Höhe erreicht hier 26 m.

## O s t o r o s

Von Eger abgefahren erreichen wir nach dem oligozänen Ton der Ziegelfabriken den miozänen Tuff und von Tal hinaufgestiegen fahren wir auf der Pedimentfläche nach Ostoros. Die an der linken Seite des Tales auf dem Mittelberg befindliche Sandgrube schliesst die oberpannonische Bildung auf. Um sie herum und südlich von ihr ist miozäner Tuff an Tage. Die Pedimentfläche zeigt ein Südost gerichtetes Fallen an, das aber von Nordost-Südwest gerichteten Querwerfungen zerschnitten ist und an diesen entlang treten die oligozänen oder unterpannonischen Sedimente zutage, bzw. sind die letzteren herabgesunken und so von der allgemeinen Abtragung übriggeblieben. Als Ergebnis einer solchen Einschrumpfung an einer Verwerfungsebene gilt die unterpannonische Bildung von Ostoros. Die pannonischen Schichten fallen mit 10° südlich und das Pannon und der samatische Tuff wird durch die Pedimentfläche abgeschnitten, deren Bildung daher dem Oberpliozän zugeschrieben werden kann. Die Tatsache, dass überall an der Pedimentfläche zerstreut Schotter bemerkbar ist, weist auf eine einheitliche unzertaltete Fläche hin. Dieses Schottermaterial wurde von dem Material der an der Oberfläche der Mittleren Bükk befindlichen alten tertiären Schwarkegel hinabgefördert. Die flächenhafte Erosion der von der Bükk austretenden Bäche, sowie die flächenhafte

Tätigkeit der bei starken Regengüssen von Rande der Mittleren Bükk abfliessenden Wasser bildeten die an Bergfuss dahinziehende Felsebene aus, und inzwischen liessen sie die mitgeführten Schotter an der Pedimentfläche zurück. Nach unseren Untersuchungen führt das Schottermaterial 52,7 % Kieselschiefer, 32,3 % verschiedene Kieselgesteine /metamorphen Quarzit, Jaspis, Lithit/, 7,2 % Quarz, 6,6 % Kieseltuff, 1,2 % kiesigen Sandstein. Es ist auffallend, dass kein Material aus dem Bükkgebirge unter den Schottern zu finden ist. Im Material der ältesten Pliozänen Terrassen dagegen -- hier z.B. nördlich von Ostoros -- herrscht der aus der Bükk stammende Schotter vor. Das weist darauf hin, dass das Massiv des Bükkgebirges noch zur Zeit der Pedimentbildung von fremden Material /von eozänen Kalkstein, oligozänen Ton, altterziären Schotter, miozänen Tuff/ überzogen war und erst nach dessen Abtragung der fossile Rumpf an die Oberfläche trat.

In pannonischen Material von Ostoros kommen als leichte Mineralien Quarz, Muskovit und Feldspat mit viel Kalkschalenründern vor, während die schweren Mineralien durch je 1-2 Körner von Turmalin, Klorit, Epidot, durch viel Granat, Biotit, Zirkon, Magnetit und wieder durch 1-2 Körner von Piroxen vertreten sind.

#### A n d o r n a k

Südlich von Eger folgt der Rhyolithtuff, dann eine hoch aufragende oligozäne Bildung /Sandgrube/ der Nord Südwest gerichteten Verwerfung entlang, dann wieder Rhyolithtuff. Seine Oberfläche ist überall mit pleistozänen Rotlehm bedeckt. Dieses Gebilde ist für die Oberfläche des Bükkvorlandes kennzeichnend. An einigen Stellen sind aber in Flecken Lösssedimente vorhanden, besonders an den nach Süden-Südwesten ausgesetzten Hängen. Sie sind an günstigen mikroklimatischen Stellen aus Rhyolithtuff ausgebildet worden. In einem Aufschluss lagert zerkleinerter Tuff über dem anstehenden Tuff, der nach oben immer feiner wird und in einen fahlgelblichen, wenig sandigen Löss übergeht. Der Löss ist an Hang gelagert, daher ist er an oberen Teil stark erodiert worden, das heisst die ungelagerten scharfkantigen Rhyolithtuff-Trümmer sind von löss- und sandhaltigen Hangsedimenten überzogen. Die granulometrische Kurve des letzteren zeigt ein doppeltes Maximum an. Der Löss ist also aus frostverwittertem Rhyolithtuff durch Diagenese entstanden. /Vgl. die Tabelle der Schotteranalyse des Aufschlusses./

Ergebnisse der Korngrösserverteilungsforschungen  
im Aufschluss von Andorrak

Korngrösse  $\phi$  in mm

Tiefe cm	S e n d					S c h l a m m					T o n	G a c c
	mittel- körnig	klein- körnig	fein- körnig	sehr fein- körnig		0,02- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,002	<0,002	%		
0-20	6,4	1,7	28,8	19,7	10,4	8,5	5,7	4,1	15,7	-		
20-50	12,5	2,1	36,9	8,9	12,8	4,6	4,2	3,5	14,4	8,36		
50-120 /oben/	8,5	1,7	16,4	17,4	36,6	8,9	5,0	3,8	1,7	1,7		
50-120 /unten/	1,0	-	8,2	29,2	40,8	10,4	4,6	4,4	1,4	0,62		
120	63,4	2,7	5,6	5,4	6,7	8,8	3,6	1,6	2,2	1,45		

Die am Hang entstandene Lössbildung und der sandige Löss wurden in kurzen den am Hang erfolgten Erosionsprozessen unheimgefallen und ein Teil davon durch Abschwemmung auf den Talsohlen des Egerbaches angehäuft. Dieses ungehäufte Material kann in einem grösseren Aufschluss bei Andornak beobachtet werden. Unten tritt der Terrassenschotter des Egerbaches zutage und darüber ist das proluviale Sediment gelagert. Das Material wurde von den Wässern der Rogengüsse und der Schneeschmelze hinabgefördert und auf der Terrasse abgelagert. Die in die Pedimentfläche eingeschnittene Delle, durch die der Transport des Materials erfolgte, lieferte -- mit dem Einschneiden des Egerbaches Schritt gehalten -- das vorher angehäuften Material ab, so dass es gegenwärtig nur noch an den beiden Flanken der Talnündung erhalten geblieben ist. Seine Mächtigkeit beträgt 430 cm und es wechseln darin sand- und lösshaltige Schichten miteinander ab.

### Mezőkövesd

Andornaktálya und das Egertal verlassen gelangen wir an ein breites flaches Gelände, dessen Eintönigkeit die Nordwest-Südost gerichtete Haupttäler /Ostoros, Novaji, Vér und Hör/, sowie die ziemlich verbreiteten Derasionstäler mildern. Dieses als Bükkalja /Bükk-Fuss/ bezeichnete Gebiet ist eigentlich ein im Alt- und Mittelpleistozän entstandener Schwammkegel. Der Schwammkegel nimmt seinen Anfang ein wenig südlich von der Linie Andornaktálya -- Novaj -- Bogács -- Tiboldaróc -- Bükkaranyos an und reicht bis an die Tisza hin, bzw. sogar darüber hinaus. Durch die Eisenbahnlinie Budapest-Miskolc kann er in zwei Teile, einen älteren und einen jüngeren gegliedert werden. Die Ausbildung des letzteren erfolgte noch bis ins Holozän. Das ältere Gepräge des von Mezőkövesd nördlich gelegenen Schwammkegels erweist sich dadurch, dass sich in Pleistozän Terrassen über ihm bildeten, in deren Schottermaterial Eiskeile, Kryoturbationserscheinungen zu beobachten sind, die in südlich der Eisenbahnlinie gelegenen Schwammkegel fehlen. Der Schwammkegel wird von Norden an nach Süden immer mächtiger. Unterhalb Bogács und Pátság ist er 9 m und bei Mezőkövesd 20 m mächtig. Unter der Stadt, im Bereich des jüngeren Schwammkegels wird er plötzlich mächtig. Im Material des Schwammkegels kommt der Schotter des alten Schwammkegels noch immer in grosser Menge vor. Z.B. im Material der Schottergrube bei Mezőkövesd-beträgt Quarz 34 %, Ladin-Sandstein 2%, Kieselschiefer 28,4 %, Kalkstein aus der mittleren Trias 35 % Gewichtsanteil. Der Gehalt an Schwermineralien des Sandmaterials desselben Aufschlusses erreicht 7,36 % mit überwiegender Hypersthen und Magnetit.

Der Schwammkegel ist von ungelagerten Rotlehm in einer Mächtigkeit von 1 bis 2 m überspannt.

## Die Mulde von Cserépfalu, Höhepunkt 270 m

Nach Mezőkövesd setzen wir unseren Weg in Hörtal nach Norden fort. Am linken Ufer des Hörbachs folgen wir der Terrasse II. In der N-ho von Dogács gelangen wir an das Gebiet des Pediment.

Von Höhepunkt 270 m aus haben wir ein ausgezeichnetes Panorama über die Mittlere Bükk, ja sogar den Rand der Höheren Bükk erblicken wir durch die Talöffnungen. Die Pedimentfläche ist aber ganz anders geartet als in der Umgebung von Eger. Es fehlen hier die ausgedehnten weiten Flächen. In der Mulde von Cserépfalu, bzw. in ihrer weiteren Umgebung ist die Pedimentfläche durch Nordwest-Südost und Nordost-Südwest gerichtete Brüche /Streichrichtung der Haupttäler/ und durch Verlogungen an diesen Bruchlinien in Schollen zergliedert worden. Auf der Oberfläche der Schollen ist aber das ungelagerte Schottermaterial der alten Schwankegel überall befindlich, als Beweis für eine frühere einheitliche Pedimentfläche, die durch die in ausklingenden Pliozän-Altpleistozän erfolgten Bewegungen zerstückelt wurde.

Das Pediment schneidet den Rhyolithtuff, die oligozänen und unterpannonischen Sedimente und greift bei einigen Talnündungen /Hór/ auch auf die triassischen Bildungen über. Es fehlt aber in den Tälern, die in die Oberfläche der Mittleren Bükk eingeschnitten sind. Ihre stark eingekorbte und andauernde V-Form, sowie das Fehlen der pliozänen Fläche in den Tälern weisen darauf hin, dass das Massiv des Bükkgebirges schon zur Zeit der Pedimentbildung in Hebung begriffen war und dieser Aufstieg auch in Pleistozän andauerte.

Nach Nósvaj führt unser Weg über der Pedimentfläche. Die scharfe Absonderung des Pediment von der Mittleren Bükk ist wohl zu beobachten, und das bezeichnet nicht nur eine Denudationsgrenze, sondern auch eine strukturelle Linie.



## Das Gerecse-Gebirge

Márton PECSI

1./ Das Gerecse-Gebirge gehört zum Ungarischen Mittelgebirge Transdanubiens, welches aus Gebirgsschollen von SW-NO-Streichrichtung aufgebaut ist, die hauptsächlich aus mesozoischen Gesteinen bestehen.

Die einzelnen Mitglieder des Transdanubischen Mittelgebirges heben sich, durch breite Quertäler von einander und durch Grabensenkungen getrennt, einigermaßen isoliert aus dem ehemaligen paläozoischen Urmassiv-/Tisia/-Sockel heraus. Während aber in der Grossen Ungarischen Tiefebene, in der Kleinen Tiefebene /Transdanubiens/ und der dortigen Hügellandschaft dieses Urmassiv ein im allgemeinen bis zum Neogen hervorragendes Festland war, hat sich der Streifen des Transdanubischen-Mittelgebirges am Anfange des Mesozoikums gesenkt und ist zu Meeresgraben geworden. In diesem Meeresgraben lagerten sich die Hauptmasse des Gebirgszuges bildenden Trias-Kalke und Dolomite ab. In späteren Phasen des Mesozoikums /Jura, Kreide/ hob sich dieser Gebirgsstreifen zu einem beträchtlichen Teile über das Meer empor, bildete aber eine nur wenig über das Meeresniveau ansteigende niedrige Fläche. Besonders die Randpartien wurden noch häufig von transgredienden Meer bedeckt. In Streichen der Schollen des Transdanubischen-Mittelgebirges haben sich sodann während des Tertiärs Senkungen und Hebungen häufig abgelöst. Während der Aufwölbungsphasen der karpatischen Kettengebirge zerbrach das Mittelgebirge in Schollen und in diesem Schollenmosaik haben sich Grabensenkungen und horstartige, verkarstete Hebungsnassive gebildet. Auf den aufsteigenden Schollen haben sich dabei Erosions- und rumpfbildende Vorgänge abgespielt, während sich in den Grabensenkungen lokale Meerestransgressionen ereigneten. Da nun am Anfange des Neogens das früher noch an der Oberfläche befindliche Urmassiv in die Tiefe versank, wurde das Transdanubische Mittelgebirge zu einem sich über seine Nachbarschaft erhabenen Rumpf, zu einer Reihe von Gebirgsschollen. Seine heutige Seehöhe hat es aber erst durch die Wirkung der Hebungsvorgänge vom Ende des Pliozäns und während des Pleistozäns erhalten.

Die schief gekippten Tafelschollen des Gerecse-Gebirges bestehen aus mesozoischen, obertriassischem /norischen/ dolomitischen Dachsteinkalk /rhätischen Alters/, in

weiteren aus lückenhafte Sedimentation aufweisenden Jurakalk und altkretazischen Schichten, hauptsächlich Sandstein. In den Schollen des westlichen Gereese spielt der zur Verkarstung neigende Dachsteinkalk nur eine untergeordnete Rolle. Daran finden wir auch auf den Rumpflatus keine typischen Karstformen.

Das westliche Gereese-Gebirge zeigt nach seinem stratigraphischen Aufbau ein nach N zu gekipptes Gefüge; /Vadász 1960/. Der Meeresrückzug erfolgte von Süd nach Nord allmählich von Ende der oberen Trias angefangen bis zum Ende der optischen Stufe der Kreide. Die Auflösung des Gereese-Gebirges in Schollen erfolgte zwischen der mittleren Kreide und dem Eozän, weil die beobachtbaren grossen Brüche und Verwerfungen die Sandsteine der unteren Kreide noch berührt haben, während aber die versunkenen Zwischenbecken von diesen NW-SO und N-S gerichteten Bruchlinien nicht mehr durchsetzt wurden /während der austridischen und laramischen Orogenphasen./ Jene tektonischen Hebungen, welche die heutige Orogenie des Gebirges herausmodelliert haben, ereigneten sich als Neubelebung der Bewegungen längs genannten Bruchlinien.

Im westlichen Gereese-Gebirge zeigen die zu Schollen zerstückelten mesozoischen Grundgebirgstafeln NO-liche und O-liche allgemeine Anordnung. Das Gereese-Gebirge wurde noch vor dem Eozän, jedoch nach der Zerstückelung zu Schollen von einer abtragenden und rumpfbildenden Periode, wahrscheinlich während der oberen Kreide betroffen. Diese wahrscheinlich unter tropischen Klimate erfolgte Rumpfflächenbildungsperiode - welche zugleich auch der Zeitebschnitt der Bauxitbildung in Ungarn war - hat längs eines einheitlichen Denudationsniveaus die Sedimente der oberen Trias, des Jura und der unteren Kreide abgescheert. Die Transgression des Paläozäns /Eozän, Oligozän/ hat nur die Randgebiete, bzw. die vor dem Eozän eingesunkenen grabenartigen Becken zwischen den Bergücken überflutet und in diesen mächtige Sedimente zurückgelassen.

Am Rande des W-lichen Gereese, aus der Richtung des Beckens von Tata hat das transgredierende pannonische Binnensee seine Ablagerungen bis zur Höhe von 200-300 m zurückgelassen. Auf den in junger Zeit bis in die Höhe von 400-550 m emporgehobenen Rumpfschollen kann man oberflächlich zerstreute, oder auch fleckenförmig verteilte Reste einer Quarzschotterdecke beobachten. Zwischen ihnen finden sich auch verkieselte Überreste von Baumstämmen. Diese Erscheinungsform ist für die terrestrischen helvetischen Schotter charakteristisch. Aber an den mesozoischen Schollen des Transdanubischen Mittelgebirges kann man helvetische Quarzschotterüberreste, eventuell Decken an mehreren Orten beobachten. Der Abstammungsort der helvetischen Schotter war aber die kleine Tiefebene, bzw. an der Stelle der Grossen Tiefebene noch bis zur tertonischen Stufe bestandene kristalline Massiv.

Daraus konnten wir schliessen, dass das Transdanubische Mittelgebirge noch in der helvetischen Stufe eine niedrigere Lage hatte, als das kristalline Grundgebirge der Kleinen Tiefebene, dass es dessen Fussflächenvorraum war. Die auf der Oberfläche des Grundgebirges fliessenden Gewässer, haben die erwähnten Schotterdecken abgelagert. Am Anfange des Neogens trat eine Reliefumkehrung ein. Während des Torton, des Sarmatikums und des Pliozäns versank das kristalline Grundgebirge in immer schneller werdenden Tempo in die Tiefe, dagegen stiegen das Transdanubische Mittelgebirge aus ihrer Umgebung empor. Zwar betrug die Hebung über den Horizont des pannonischen Binnenmeeres kaum mehr als 150-250 m. Die S-Region des Gerecsgebirges wurde vom sarmatischen Meer erreicht, und später hat das pliozäne pannonische Binnenmeer es beinahe gänzlich umschlossen. Nun trat eine gegen diese Meere, als neue Erosionsbasen gerichtete abermalige neubelebte und neugorientete Denudation ein. Fussflächen und Ufer-Halbflächen bildeten sich simultan, aber man kann sie auf Grund morphologischer Charakterzüge heute nur mehr schwierig von einander abtrennen. Der endgültige Abzug des pannonischen Binnenmeeres aus dem Karpathenbecken erfolgte im Rahmen einer allgemeinen Hebungsperiode. In den Rändern der Gebirge wurden nun auch die pannonischen Sedimente abgescheuert. Das Gescheh in Verlaufe der oberpliozänen Fussflächenbildung. Die Donau hat ihre ersten fluviatilen Ablagerungen auf die oberpliozäne Fussfläche des Gerecsgebirges getragen /Donauterrasse No.VII./ Später, von der Grenze des Pliozän-Pleistozäns angefangen haben sich durch stark intensivierete Hebungsvorgänge an N-Rande des Gerecsgebirges auf 200 m noch zwei Flusstäler mit Terrassen gebildet.

Von da an bis zum Ende des Pleistozäns hat sich auch im Gerecsgebirge die Reliefenergie gegenüber der Umgebung um etwa 200-300 m erhöht. Längs der früher gebildeten Bruchlinien und der Absenderungsflächen der Gesteine trat eine recht intensive Talbildung in Verlaufe des Pleistozäns ein. In den kühleren Abschnitten entstanden Erosionstäler und Karstdenudations-Täler, während in den kalten und arideren Kälteperioden - unter periglazialen Bedingungen - tiefe Trockentäler, Dellen, Derasionstäler in grosser Anzahl gebildet wurden. Die Talhänge, welche sich anlässlich der alternierenden Denudation an den Seiten der sich vertiefenden, wieder auffüllenden und noch öfters ungeformten Täler bildeten, ferner die Hänge der aufsteigenden Schollen, die Rücken zwischen den Tälern und die Oberflächen der Fussflächen wurden mit Quartärablagerungen verschiedener Genesis überzogen.



Deutungen einiger der wichtigsten Termini  
über Abtragung- und Bergfussflächen  
bei verschiedenen Autoren

Zusammengestellt von S.Kerekes

I. Rumpf, Rumpffläche

Polygenetische Rumpffläche  
Polyzyklische Rumpffläche  
Tropische Rumpffläche  
Rumpftreppe  
Primärrumpf, Trugrumpf  
Endrumpf  
Pediplain  
Gipfelflur

II. Pediment, Pedimentbildung

Glacis

III. Piedmontfläche, Bergfussfläche

IV. Piedmonttreppe, Bergfusstreppe

V. Golez-Terrasse, Kryoplanationsterrasse,  
Frostschubverebnung



## I. Rumpf, Rumpffläche

An almost featureless plain /a peneplain/ showing little sympathy with structure, and controlled only by a close approach to base-level, must characterize the penultimate stage of the uninterrupted cycle and the ultimate stage would be a plain without relief.

Davis: Geographical Cycle, 1895.  
p. 270.

As no one, I believe, proposes to call the surface of ultimate degradation a "plane", I see no reason for calling the penultimate surface a "peneplane".

Davis: Bull. Geol. Soc. Amer.  
1922, 33, p. 587.

The limiting case is equilibrium between a river which is not eroding and a slope with the smallest possible gradient /the theoretical condition of the final surface of truncation, the end-peneplane or Davisian peneplain/.

Penck: Morphological Analyses of  
Land Forms, 1953, p. 144.

A land surface worn down by erosion to a condition of low relief, or nearly to a plain.

Webster. Geol. 1959.

The word peneplain is given to a land surface of faint relief produced in the old age stage of a cycle of denudation.

Strahler, 1951, Physical Geography, p. 168.

Unter Rumpfflächen werden weit ausgedehnte Flächen mit schwacher Reliefenergie bezeichnet, die durch Denudationsprozesse in einem bestimmten Gleichgewichtszustand der erhebenden Wirkung der inneren und der abtragenden Wirkung der äusseren Kräfte entstanden.

Pécsi-Szilárd: Über einige wesentliche Forschungs- und Benennungsprobleme der Einebnungsflächen.  
/Vortrag am Symposium, Budapest, 1968./

The peneplanation is the subaerial degradation of a region approximately to base level, forming a peneplain.

Dictionary of Geol. Terms,  
1962. p. 373.

## Poly onetische Rumpffläche

Surfaces polygéniques. Les surfaces d'érosion étendue sont souvent composites polygéniques, comprenant deux ou plusieurs surfaces qui, développées successivement et déformées, se recoupent l'ensemble constitue une surface à facettes.

Baulig: Vocabulaire de Géomorphologie, 1956, §.164.

Une surface continue peut présenter des éléments de datation qui lui donnent un âge différent suivant ses parties. Elle peut ainsi porter des dépôts d'altération miocènes à une extrémité et oligocènes ou éocènes à l'autre. Il faut admettre que les conditions de stabilité sont restées suffisantes entre les deux époques pour que la surface, dont l'élaboration a commencé à la première de ces deux époques, ait achevé de se modeler à la seconde. Si les conditions de stabilité n'ont pas été absolument parfaites, du moins elles ont permis que les retouches par l'érosion miocène modifient imperceptiblement la surface oligocène. De telles surfaces sont dites polygéniques parce qu'elle sont formée d'éléments en continuité topographique, mais dus à des cycles d'érosion d'époques différentes.

Dorruau: Précis de Géomorphologie, 1956, p. 102.

## Polyziklische Fläche

Un cycle peut être interrompu à un stade quelconque de son développement, par une cause extérieure qui introduit un nouveau cycle. Un cycle majeur se décompose souvent en cycles mineurs, -partiels, en souscycles, epicycles. Presque toutes les topographies sont polycycliques.

Baulig: Vocabulaire de Géomorphologie, 1956, §. 165.

Un relief est polycyclique quand il est formé d'éléments topographiquement distincts et d'époques différentes. Certaines surfaces sont d'anciennes pénéplaines qui ont longtemps persisté, mais en étant sans cesse retouchées par une érosion modérée. Tel est le cas de nombreuses marges de massifs anciens comme le Massif Armoricaïn. On a proposé pour ces surfaces, modelées dans des régions affectées, au cours d'une longue histoire, par des mouvements très lents, le nom de surface de regradation. Elle n'ont pas la planité des pénéplaines et des surfaces polygéniques, mais elles ne sont pas formées d'éléments distincts qui permettent de les intégrer dans une évolution polycyclique.

Derruau: Précis de Géomorphologie, 1956, p. 103.



## Tropische Rumpffläche

In den Tropen haben wir es mit einem Relieftypus zu tun, bei welchem fast ohne Rücksicht auf Struktur und Gesteinsbeschaffenheit sehr flache Einebnungen durchaus unter Entwässerung zum Meere, bei erheblichem Gefälle der Flüsse sowohl in geringer wie in mässiger und auch sehr bedeutender Höhe über dem Meere, also unabhängig von der Annäherung an das Endziel der Abtragung, in grossem Ausmass geschaffen werden. Das sind die Rumpfflächen der wechselfeuchten Tropen.

Louis: Allgemeine Geomorphologie, 1968, p. 164.

Die aktive Bildung der Abtragungsebenen -- entstanden durch den Mechanismus der doppelten Einebnung -- /Fastebenen, Spülflächen, Rumpfflächen/ ist an den Bereich der Tropen, insbesondere der wechselfeuchten Tropen von der Feuchtsavanne bis zur Dorn- und Wüstensavanne geknüpft. Innerhalb dieses grossen klimatischen Gesamtrahmens treten solche Rumpfflächen überall auf, wo die Bedingungen der Epirovianz dies gestatten.

Büdel: Die Relieftypen der Flächen-spülzone Süd-Indiens, 1965, p. 91.

Die Form der Entstehung von Erosionsrumpfen kann als tropische Rumpfbildung, das Ergebnis als tropische Rumpffläche bezeichnet werden. Rumpfflächen dieser Art müssen notwendigerweise und gesetzmässig infolge der starken chemischen Verwitterung und der arealen Abspülung an jedem ansteigenden oder stabilen Krustenstück bis zu jener Höhe entstehen, die durch das für die Ausgestaltung der fortlaufenden Rumpfflächenbildung geeignete Klima, also entsprechende Temperatur und Niederschlag gekennzeichnet ist. Diese Form der Rumpfbildung kann auf dem Gebiet der tropischen Savannen und der equatorialen Regenwälder, an den Einebnungsflächen Inner-Afrikas, Indiens, Indonesiens und Brasiliens beobachtet werden. Meiner Meinung nach ist dies die häufigste und auf der Erde im höchsten Mass charakteristische Form der Rumpfflächenbildung. Mit dieser Art der Rumpfbildung verglichen ist die Entwicklung der Rumpfflächen im Davis'schen und Penck'schen Sinne im Gegensatz zu den früher herrschenden Meinungen viel weniger charakteristisch.

Bulla: Bemerkungen zur Frage der Entstehung von Rumpfflächen. Földrajzi Értesítő, 1958, p. 267.

## Rumpftreppe

Wenn ... zweimal oder sogar mehrfach übereinander gestaffelt Rumpfflächen, d.h. Flachmuldental-Reliefs, auftreten, so spricht man von Rumpftreppen. Als Ursache für

ihre Entstehung werden in der Regel Krustenbewegungen angesehen. ...

Als Stockwerkgliederung des fluviatilen Abtragsrelief soll ... ein systematisches Nebeneinander von flacheren und steileren Abtragungsböschungen /Rumpfflächen und Rumpfstufen/ verstanden werden, welches von der Untergrundbeschaffenheit im wesentlichen unabhängig ist. Man bezeichnet ein Relief, das aus mehreren höhennässig übereinander angeordneten Rumpfflächen gebildet wird, die ihrerseits voneinander durch Rumpfstufen geschieden werden, als Rumpftreppe /surfaces d'érosion étagées, down stepping, steplike erosion surfaces/.

Louis: Allgemeine Geomorphologie, 1968, p. 162, 207.

Die Rumpftreppe ist die in verschiedenen Gebirgen auftretende Stufung einer Rumpffläche in einzelne um ein höheres zentrales Bergland gelegene Verebnungsflächen, die in meist undeutlichen Stufen gegeneinander absetzen. Die jeweils tiefere Verebnungsfläche greift in den Tälern mit breiten Terrassenflächen in die höhere ein. Die Entstehung solcher Rumpftreppen setzt nach heutiger Auffassung ein wechselfeuchtes warmes Klima, wie es für die Ausbildung von Gebirgsfussflächen erforderlich ist, und einzelne durch Zeiten relativer tektonischer Ruhe voneinander getrennte Hebungsphasen voraus, wobei die Hebung allseits einen immer grösseren Teil des Gebirgsvorlandes erfasst. Rumpftreppen werden in unseren heutigen Klima durch die rückwärts einschneidende fluviale Erosion zerschnitten und in zunehmendem Masse zerstört. Die in der gemässigten Zone anzutreffenden Rumpftreppen sind also Vorzeitformen.

Darwin: Geol. Mag. 1962. p. 751.

### Primärrumpf, Trugrumpf

... piedmont flats are not end-peneplanes, but their development is in the opposite direction, that of progressive steepening of slopes. This indicates, not that erosion has gradually died down to an intensity of zero; but that, on the other hand, there has been an increase from zero to the limiting value, beyond which one can no longer speak of a peneplane as such, but only of its dissection: Peneplanes of this kind have been called primary peneplanes.

Penck: Morphological Analysis of Land Forms, 1953, p. 215.

Primärrumpf, Trugrumpf ist eine Rumpffläche, die sich in Unterschied von Endrumpf nicht als Endglied der Abtragung eines Gebirges, sondern bereits dann bildet, wenn eine langsam aufsteigende Scholle sofort wieder abgetragen wird, ohne dass erst grössere Reliefunterschiede entstehen,

wie sie für Gebirge charakteristisch sind. Als Primärrumpf werden viele Verebnungsflächen der jungen Faltengebirge gedeutet, da in den verhältnismässig kurzen geologischen Zeiträumen, die seit Auffaltung der Gebirge verflossen sind, die Abtragung eines fertigen Gebirges bis zur Rumpffläche gar nicht möglich war.

Das Gesicht der Erde. 1962, p.740.

### Endrumpf

The end-peneplane is composed of the combination of flattish slopes which occurs as erosion comes to an end. The course of its formation is characterised by progressive flattening, and is expressed by the appearance of characteristic features.

Penck: Morphological Analysis of Land Forms. 1953, p. 215.

Endrumpf ist die flachwellige fast ebene Abtragungsfäche /Rumpffläche/, die das Endergebnis der Abtragung eines ehemaligen Gebirges darstellt und die einzelnen schräggestellten oder auch gefalteten Gesteinsschichten abschneidet.

Das Gesicht der Erde, 1962, p. 567.

The peneplane or torso plain is a surface of truncation, or a surface of level erosion. These terms for a degradational surface are noncommittal in regard to the genesis of such a surface.

Schieferdecker: Geological Nomenclature, 1959, § 1584.

### Pediplain

The recession of front and reduction of mountain mass proceeds until only narrow ridges and "inselberge" are left, surrounded on all sides by rock-cut floors which in turn are overlapped by alluvial deposits covering earlier-cut portions of the floor and the intermont basins. Widely extending rock-cut and alluviated surfaces of this type formed by the coalescence of a number of pediments and occasional desert domes may be called "pediplains".

Maxon, J.H. - Anderson, G.H., 1935, Terminology of Surface Forms of the Erosion Cycle, Jour. of Geol.

The writer proposes the term pediplane as a general term for all degradational piedmont surfaces produced in arid climates which are either exposed or covered by a veneer of contemporary alluvium no thicker than that which can be moved during floods. ... As thus

defined the term seems inappropriate inasmuch as the complex surface to which it is applied is not as a whole at the foot of a slope and is not a "plain" in the usual geomorphic sense... Pediplanation may be applied as a general term to the process of formation of pediplanes.

Howard, A.D., 1942, Pediment  
Passes and the Pediment Problem,  
Jour. of Geomorphology

La pédiplaine est une étendue beaucoup moins déclinée. La pente est presque nulle en tous sens. Elle peut se raccorder à des glacis, mais aussi venir buter contre des inselbergs sans l'intermédiaire de plans inclinés. Beaucoup de ses caractères sont communs avec les glacis: la couverture de débris est d'épaisseur faible; parfois les boules de granite en émergent. Des cours d'eau temporaires peuvent la parcourir; en tout cas, ils ne s'encaissent pas. Les dénivellations sont minimes, de l'ordre du mètre. L'horizon s'étend à perte de vue et l'œil n'est arrêté que par les inselbergs qui dominent la platitude de la pédiplaine. Comme les glacis, les pédiplains peuvent avoir été reprises par une érosion postérieure à leur élaboration et se terminer latéralement au-dessus d'une vallée. Mais, le plus souvent, elles sont leur propre niveau de base. -- Dans la zone tropicale, la pédiplaine peut, comme le glacis, porter une cuirasse ferrugineuse, mais ce n'est pas une règle générale.

Derruau, M.: 1962; Précis de  
géomorphologie, p. 204.

The pediplain is the consequence of the formation of erosion surfaces by scarp retreat and concomitant production of pediments.

King, L.C., 1951, South African  
Scenery: a Textbook of Geomorphology,  
Edinburgh.

### Gipfelflur

A further feature that is independent of glacial remodelling is the uniformity of the summit levels. This proves to be independent not only of the folded structure but also, within wide limits, of the nature of the rock. A. Penck has termed this the gipfelflur and has shown that, so far as it is a matter of Alpine conditions; it cannot well be the heritage of an hypothetical peneplane ... shows a notable connection with the distribution of slope form. ... One can only fitly speak of a gipfelflur when the mountain masses have been broken up into peaks and sharp edges and when slopes of maximum gradient meet in such edges.

Penck, W., 1955. Morphological  
Analysis of Land Forms, London.

Summit plane -- The plane passing through a series of accordant summits and so inferred to be the level of a former peneplained surface.

Stamp, L.D., 1962. A Glossary of Geographical Terms, p. 437.

Gipfflur, -- die vielfach zu beobachtende Erscheinung, dass über eine grössere Erstreckung hin die Gipfel eines Gebirges unabhängig von Gebirgsbau und Gestein in gleichen Niveau liegen. Von A. Penck wurde sie damit erklärt, dass bei gewissem Talabstand die Hänge sich in etwa gleicher Höhe verschneiden /oberes Denudationsniveau/. Tatsächlich aber liegen in den Alpen wohl Nachwirkungen einer wahrscheinlich tertiären /miozänen/ Landoberfläche mit geringer Reliefenergie vor. Am Alpenrand sinkt die Gipfflur nicht allmählich, sondern meist in einzelnen Stufen ab. Man hat daher von Gipfflurtroppe gesprochen.

Das Gesicht der Erde, 1962. p. 615.

La théorie du niveau de crêtes est applicable dans les montagnes de type alpin; elle l'est aussi lorsqu'il s'agit d'expliquer la subégalité des lignes de partage dans les zones argileuses très ravinées. Dans les moyennes montagnes, elle devient d'application délicate: il est exact que les anciennes pénéplaines s'y retrouvent rarement sous une forme parfaite et que le relief s'y réduit à une série de croupes; mais, comme le réseau hydrographique y est fortement hiérarchisé, la condition de l'égal enfoncement des vallées n'est pas réalisée; c'est seulement au voisinage d'une zone extérieure très déprimée par rapport à la montagne, comme c'est le cas dans les Cévennes, que la surface des croupes peut avoir été modelée suivant le processus décrit par A. Penck à partir de vallées équidistantes et également enfoncées. Sans représenter la surface même de la pénéplaine, les croupes sont cependant, dans la plupart des cas, peu différentes de cette surface; par érosion de versant, elles se sont légèrement abaissées au-dessous d'elle: leur subégalité est due à ce qu'elles ne sont pas très éloignées du niveau idéal auquel a été porté la pénéplaine. L'érosion de versant tend, au contraire, à créer des croupes de niveau variable.

Derruau, M. 1962. Précis de Géomorphologie, p. 113.

## II. Pediment

### Pediment, Pedimentbildung

The sculpture of a mountain by rain is a twofold process; on the one hand destructive, on the other constructive. The upper parts are eaten away in gorges and amphitheatres until the intervening remnants are reduced to sharp-edged spurs and crests, and all the detritus thus

produced is swept outward and downward by the flowing waters and deposited beyond the mouths of the mountain gorges. A large share of it remains at the foot of the mountain mass, being built into a smooth sloping pediment.

Gilbert, G.K., 1880-81, Contributions to the history of Lake Bonneville. = U.S. Geological Survey, 2nd Annual Report, pp. 167-200.

"Mountain pediment" has been chosen as the name for such a plain of combined erosion and transportation at the foot of a desert mountain range. The plain ordinarily surrounds and slopes up to the foot of the mountains, so that at a distance the mountains seem to be merely ragged projections above a broad triangular mass—the pediment or gable of a lowpitched roof.

Bryan, K., 1925: U.S. Geol. Survey, W.S. Paper 499.

Mountains in arid regions are commonly bordered by smooth piedmont slopes which extend downward to neighboring basin floors. It was formerly thought that a piedmont slope was entirely of aggradational origin, but it is now realized that it actually consists of two parts, a lower part of aggradational origin, called a bajada, and an upper part which is really an eroded bedrock surface, although it is commonly veneered with alluvium. Although various names have been suggested for the bedrock portion of a piedmont slope, it is now generally called a pediment. Pediment and bajada slopes are relatively gentle, varying between 1/2 degree and about 7 degrees, whereas the mountain fronts against which they abut are typically much steeper, ranging from 15 degrees to nearly vertical. The result is a sharp break in slope or nick where a pediment meets a mountain front.

Thornbury, W.D., 1954, Principles of Geomorphology, p. 284.

Pediment oder Felsfussfläche, -- vor allem in semiariden und vollariden Gebieten deutlich ausgebildete Gebirgsfussfläche, in anstehenden Gestein ausgebildet. In der Regel mit einem Schleier von Schutt oder Schottern der an Gebirgsrand austretenden Flüsse überdeckt. Die Mächtigkeit und Ausdehnung der Schuttdecke über dem Pediment nimmt von semiariden zum ariden Klimagebiet ab. Die Pedimente haben grösseres Gefälle als die Fussflächen humider Klimate. In den feuchten Tropen kommen sogenannte Rand- und Spülpedimente vor. Der Begriff "Pediment" sollte nur für echte Felsfussflächen verwendet werden, nicht für die verbreitet in den Subtropen auftretenden Schotterfussflächen, die besser als Piedmont-Glaciis bezeichnet werden.

Westermanns Lexikon der Geographie, 1962, p. 26.

Le pédiment est un glacis modelé dans une roche uniformément dure /cristalline/ qui s'arénise. Le terme, qu'on a parfois étendu abusivement à tous les glacis, signifie fronton parce que l'insolberg entre deux pédiments est comme la statue qui surmonte le fronton d'un temple. L'abrupt qui limite le pédiment vers l'avant n'est pas d'origine structurale, mais une morsure d'érosion dans la masse.

Derrugu, M. 1962, Précis de Géomorphologie, p. 204.

La littérature américaine désigne sous le nom de pédiments les vastes plans inclinés /généralement entre 1 et 5° / au-dessus desquels se dressent brusquement des reliefs résiduels plus ou moins importants, quelles que soient la nature de la roche tronquée, l'importance de la couverture alluviale, et même l'allure de la surface de discordance intermédiaire. Au contraire, il est usuel, chez beaucoup d'auteurs français, de distinguer: 1. les pédiments proprement dits, surfaces d'érosion taillées dans une roche mécaniquement dure à l'état frais. Il s'agit souvent d'un matériel cristallin. 2. Les glacis ...

Les pédiments présentent les caractères suivants:

1. Les pédiments recourent les roches dures des massifs dont ils constituent une sorte de piédestal. Ils sont développés principalement sur les roches granitiques. Ils s'étendent également, plus rarement et avec une moindre ampleur, sur des roches volcaniques variées; plus ou moins acides, allant des andésites aux rhyolites. D'ailleurs leurs formes, surtout celles de leur dissection, sont assez différentes selon la composition de la roche.

2. Les pédiments n'ont pas l'universelle répartition des glacis d'érosion. Les surfaces qui nivèlent les massifs, dans les Rocheuses au moins, "summit" ou "subsummit" pen-plains, peuvent bien être, en réalité, des pediplains. ...

3. Aussi bien les pédiments apparaissent beaucoup moins étagés que disséqués. Ils n'ont jamais cet aspect de surfaces planes, quasi structurales, des glacis couverts, ne sont jamais découpés de même en gradins géométriquement enboîtés. Les débris à la surface sont rarement consolidés ou le sont mal et ne constituent pas une couverture plus résistante que la roche saine. Ils sont plus facilement remaniés. La dissection détermine la formation de croupes interfluviales convexes, surtout dans les granites, localement compliquées de boules. Des chicots résiduels, types tors, hérissent les croupes, surtout dans les massifs cristallins hétérogènes, riches en roches volcaniques acides. La dissection n'est du reste pas profonde. ...

4. Les pédiments sont beaucoup moins étendus que ne l'estimait Mac Geo... Ils ne constituent qu'un socle, un piédestal ou pied des massifs. Aussi bien se prolongent-ils

souvent vers l'aval par des glacis d'érosion couverts qui, eux, occupent l'essentiel des bassins. Le passage s'opère dès le contact de cristallin avec les dépôts accumulés dans les bassins. Les deux formes sont donc à la fois très différentes et généralement liées.

Birot, P. - Dresch, J., 1966.  
Pédiments et glacis dans l'ouest des États-Unis, *Annales de Géographie*, 411, p. 513, 543.

Die Bildung der Bergfußflächen, Pedimentation -- der tropischen Rumpfflächenbildung, Penplainisation gegenüber -- ist ein Verebnungs-, Applanationsprozess, der an Rand der Gebirge oder der in die Gebirge eingreifenden weiten Flusstäler und Mulden mehr oder weniger breite, geneigte Halbebene erzeugt. Die Pedimentbildung ist gegenwärtig in den halbtrockenen subtropischen Klimabereichen am meisten kennzeichnend. Mit groben Schutt belastete Flüsse entfalten nach ihren Austritten in die Zone des Gebirgsrandes bereits eine kräftige Seitenerosion infolge der raschen Minderung ihres Gefälles und bilden an Gebirgsfuß ein mehr oder weniger abgeschnittenes Denudationsniveau aus. -- In unserer Breite war die Pedimentation ein aktiver oberflächengestaltender Faktor in den trockeneren, warmen Perioden des Pliozäns. Es kann aber auch über Pedimentation der periglazialen Zeit des Pleistozäns ausgesprochen werden.

Pécsi, M. 1964. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései /Neuere Probleme der geomorphologischen Untersuchungen der Mittelgebirge Ungarns/, *Földrajzi Értésítő*, Nr. 1. p.4.

## Glacis

Les glacis d'érosion proprement dits sont développés en roche tendre au pied de reliefs structuraux /front ou revers de crêt, cuesta, etc/. ... -- Le dépôt des vastes alluvions de piedmont prend, en raison de la forte charge des rivières sortant de la montagne, la forme de glacis alluviaux sur lesquels les cours d'eau divaguent. Le Frioul /au pied des Alpes vénitiennoises/ représente assez bien ce cas d'un piedmont alluvial qui se fait. C'est là le premier stade de l'évolution, le stade des glacis alluviaux.

Derruau, M., 1962. Précis de Géomorphologie, p. 204, 347.

Il est usuel, chez beaucoup d'auteurs français, de distinguer: 1. Les pédiments ... 2. Les glacis à substratum de roches tendres à l'état frais. Ils peuvent retenir eux-mêmes trois aspects génétiquement différents:



a/ le glacis d'érosion ou "d'ablation" nu, dont la couverture alluviale-colluviale est assez mince pour que son dépôt puisse se faire simultanément avec l'ablation des secteurs voisins, ou encore pour qu'elle puisse être mobilisée sans modification des facteurs externes;

b/ Le glacis couvert ou un ancien glacis d'érosion a été recouvert par une couche d'alluvions-colluvions, d'une épaisseur telle qu'elle implique que le remblaiement s'est partout substitué à l'ablation;

c/ Enfin on a affaire à un glacis d'accumulation pure, lorsque le relief fossilisé par les alluvions est inégal. Le glacis ne diffère alors de la terrasse que parce qu'il n'est pas lié à un lit fluvial bien déterminé et qu'il présente une pente plus forte. ...

Birot, P.-Dresch, J., 1966, Pédiments glacis dans l'Ouest des États-Unis; Annales de Géographie, 411, p. 513.

Auf den Pedimenten liegt zumeist ein dünner Schutt- oder Schotterschleier. Liegen Fussflächen oder Fussflächen-Ebenen an Fusse solcher Gebirge, die in den randlichen Trockengebieten während der pleistozänen Feuchtzeiten /Pluvialzeiten, Eiszeiten/ eine starke Schuttbildung mit starkem Transport zum Vorland besaßen, so sind auch die Fussflächen oder Pedimente überschottet, oft in Form ausgedehnter Schwanzfächer /Schwanzkegel/. Nach der französischen Bezeichnung werden solche quartär überformten Fussflächen auch als Glacis /Piedmont-Glacis/ bezeichnet. Grössere, aus dem Gebirge austretende Flüsse haben diese zerschnitten und Glacis-Terrassen gebildet. In der weiteren Fassung des Wortes Erosion, die alle Abtragungsvorgänge umfasst, ist in Französischen auch Glacis d'érosion sehr gebräuchlich. Man muss sich dabei bewusst sein, dass solche quartären Glacis sowohl Erosion- als auch Akkumulationsformen sind. Solche Schutt-Fussflächen und Schuttfussebenen sind nach einem von Tolman /1909/ eingeführten Begriff auch als Bajadas bezeichnet worden.

Westermanns Lexikon der Geographie, 1962, p. 15.

### III. Piedmontfläche, Bergfussfläche

The central mountainland of the Harz is not analogous to ... relics of a higher surface as are found in inselberg landscapes. For it never had the wide extent which is today an intrinsic property of the peneplane. However, this does indeed widen at the expense of the mountainland, which it penetrates in the form of valley floors, as soon as waning development sets in there. This has come about not because the general base level of erosion remained in a state of relative rest, but because the central mountainland has been

separated from that base level of erosion by the insertion of more steeply inclined eroding portions along the courses of its main arteries of drainage. Since the first, oldest system of breaks of gradient arose in the longitudinal profile of the streams, the further denudation and development of peneplane and mountainland, and dissection of this latter, have taken place in relation to these breaks of gradient, uninfluenced by the behaviour of the general base level of erosion. These are local base levels of erosion for all tributary streams and slopes and, as will be shown later, they do not experience any relative lowering. Their first appearance, therefore, signifies the change over to waning development, which has, since then, been the predominant type in the sculpturing of summit landscapes, and will continue to be so until their destruction by backward working dissection.

For that type of peneplane which, like the high country of the Harz, surrounds a central mountainland, we will use the term piedmont flats.

Penck, W. 1953, Morphological  
Analyses of Landforms, London, p. 201.

Fussfläche, -- erstmals von Kirchberger 1917 angewandter Begriff für Flächen am Fuss eines Gebirges. Heute wird der Begriff in der deutschen Geomorphologie übergeordnet für alle zerschnittenen Ebenheiten am Fusse eines Gebirges oder Berglandes verwandt. ... Treten solche als Felsfussflächen auf, so werden sie auch als Piedmont bezeichnet: ... Überschottete, quartär überformte Fussflächen ... werden nach der französischen Bezeichnung auch als Glacis /Piedmont-Glacis/ bezeichnet. ... Sinngemäss entspricht einer Fussfläche, in ariden Gebieten einem Piedmont, auch der von W. Penck eingeführte Begriff Piedmontfläche für Rumpffläche am Fuss der Gebirge. Im Entwicklungsschema W. Pencks entstand eine Piedmontfläche als Verebnungsfläche; bei mehrfach wechselnden Hebungs- und Ruhephasen der gebirgsbildenden Tektonik entwickelte sich eine Piedmonttreppe, die besser als Rumpftreppe zu bezeichnen ist. Das ohne Berücksichtigung klima-morphol. Bildungsbedingungen aufgestellte Schema W. Pencks wird heute weitgehend abgelehnt. Aus diesem Grunde sollte auch der Ausdruck Piedmontfläche vermieden werden.

Westermanns Lexikon der Geographie,  
1962, p. 15.

#### IV. Piedmonttreppe, Bergfusstreppe

We can now recognise the following general relationships: each peneplane of piedmont benchlands continues in the form of valley-floors into the regions rising up above it. Each lower peneplane is thus the level at which dissection starts for the zones where the upper surface is a higher peneplane. Every lower peneplane must therefore in its origin be younger than the next higher one, and the highest parts of the country are also the oldest areas of denudation. Dissection by valleys is a consequence of erosive incision. At the present day -- and apparently always -- this is associated with the steeper slopes which connect two peneplane levels. It is there that convex valley-side profiles and convex longitudinal profiles occur in the headward cutting tributary valleys. In short, the peneplane levels are separated from one another by zones of convexity. The eroding portions that are working backwards find their nearest reference level on the next lower peneplane, on to which they debouch /leaving out of consideration the younger valley courses that are already dissecting that surface/. The eroding sections leave behind them zones of decelerating or of completed erosion. The waning development starts, therefore, on each lower peneplane, and spreads upslope from it. Piedmont benchlands are thus characterised by zonal alternations of the features of waxing development /convexity/ and of waning development /concavity/, as they have been followed through in what has been said above.

Ponck, W., 1953, Morphological analysis of land forms, London, p. 26

Rumpfflächen treten in den Mittelgebirgen in verschiedenen Höhengiveaus auch als gestufte Rumpftreppen auf. Sie werden als Piedmonttreppen bezeichnet und sollen sich nach W. Ponck, dessen Erklärung der Genese heute jedoch abgelehnt wird, um ein zentrales Bergland herum anordnen und als Zeugen von Veroblungsphasen in ruckweise sich hebenden Massiven gelten. Das jeweils tiefere Niveau setzt sich in die Täler innerhalb des höheren Niveaus fort. In der heutigen Auffassung wird die Morphogenese der Rumpfflächen Mitteleuropas dem tertiären wechselfeucht-tropischen Klima zugeschrieben, wobei in den sich hebenden Gebirgskomplexen Rand- und Fussflächen entstehen.

Westermanns Lexikon der Geographie, 1962, p. 29.

Piedmont steps, benchlands, or treppen -- Regional terraces sloping outward /down valley/ to correspond with the several graded reaches of the streams are postulated to develop as the response to a continually accelerated upheaval

of an expanding dome.

Dictionary of Geological Terms,  
New York, 1962, p. 380.

La grande difficulté que rencontre la théorie des piedmonttreppen est dans l'explication de formes discontinues par un mouvement continu. Il est probable que l'érosion fluviale, devant un soulèvement uniformément accéléré et intéressant un territoire de plus en plus grand, aboutirait à créer une très longue section convexe en amont, se raccordant à une très longue section concave à l'aval. Il n'y a aucune raison pour que des gradins successifs apparaissent à l'extérieur du dôme. ...

On a expliqué les gradins du versant Sud-Est du Morvan en modifiant la théorie de Penck. On a admis un soulèvement continu, mais au cours duquel le climat s'est modifié plusieurs fois; lorsque les conditions climatiques permettaient à l'érosion de travailler rapidement, une surface d'érosion commençait à se modeler, mais son extension était interrompue par un nouveau changement de climat. Si, un peu plus tard, on revenait à un climat où l'érosion pouvait de nouveau prendre le pas sur le soulèvement, une nouvelle surface se constituait en contrebas de la première, et ainsi de suite. Ainsi la discontinuité climatique pourrait avoir créé des formes discontinues, alors que la continuité tectonique à elle seule ne saurait les expliquer. Si cette hypothèse de travail pouvait être démontrée, elle apporterait une solution, qui reste pour le moment une vue théorique encore que vraisemblable.

Derruau, M., 1962; Précis de Géomorphologie, Paris, p. 114.

Piedmont benchlands "Used to describe the succession of step-like benches which are found around the flanks of the Black Forest and other mountains."

Thornbury, W.D., 1954, Principles of geomorphology, p. 203.

#### V. Kryoplanationsterrasse; Golez-Terrasse; Frostschubverebnung

Frostschubverebnungen in der Karregion schneeerner, sehr winterkalter Gebirge sind die Golez-Terrassen. Auf Gebirgsspornen und an mässigen Hängen, in kontinentalen Klimaten mit geringer Schneedecke und tief eingereifenden Winterfrost führt der Frostschub zur Planierung der durch den Frost aufbereiteten, aus Schutt und Feinerde bestehenden Wanderbodendecke. Wo die planierten Fläche nach abwärts an steileres Gelände angrenzen, da erleiden sie eine verstärkte Drainage. Dadurch wird hier die innere Reibung der Solifluktionmassen erhöht, ihre Bewegung verlangsamt. Der Ab-

satz gegen das nach unten steilere Gelände bleibt auf diese Weise erhalten oder wird sogar verstärkt, wenn er abwärts z.B. durch die Rutschspülung oder durch Schneeflecken eine kräftige Hangdenudation arbeitet. -- An Hängen mittlerer Neigung besteht das Ergebnis oft in terrassenartigen, aber ziemlich schmalen Hangabsätzen, die zu mehreren übereinander angeordnet sein können.

Louis, H., 1968, Allgemeine Geomorphologie, p. 141.

L'évolution peut aussi donner pendant un certain temps des replats coupés de ressauts: ce sont les replats d'altiplanation ou replats goletz des Russes. Chaque replat est limité du côté de l'aval par un gradin fait de matériaux grossiers, avec prédominance des gros blocs et où il faut vraisemblablement voir -- question encore mal connue -- le reste d'un éboulis contre lequel est venu buter du matériel gélivé plus ténu descendu en nappe de l'amont du versant. Les vallées de replats goletz sont bordées ainsi de gigantesques marches d'escalier.

Derruau, M., 1962, Précis de Géomorphologie, Paris, p. 171.

Im weiteren Sinne gebraucht bedeutet die Kryoplanation die unter periglazialen Bedingungen erfolgende Verebnungs-/Applanationsarbeit der allgemeinen Denudation. Ausser der Bezeichnung der abtragenden Wirkung wird für die aufschüttende Arbeit die Benennung Equiplanation angewandt. Im engeren Sinne wird unter Kryoplanation an Gehängen die Ausbildung von Kryoplanations-Treppen, Terrassen verstanden. Für die Bezeichnung dieses Vorganges wird nach E. Eakin auch der Ausdruck Altiplananation gebraucht. /

Am häufigsten kommen die Kryoplanationstreppen in den Ungarischen Mittelgebirgen an den sanfteren Hängen der Fusstreppen vor; sie werden höhenmässig nicht genau übereinander, sondern viel mehr kulissenartig angeordnet. Die Kryoplanationsterrassen sind von verschiedener Grössenordnung, die von einigen Metern Breite und 20-30 m Stufenhöhe bis häufig 20-50 m Breite und bloss 5-15 m Stufenabstand ausmachen kann. Ihre Flächen haben einen Böschungswinkel von 5-10° und sind von grobem und scharfkantigen Gesteinsschutt bedeckt. Unter den Gesteinstrümmern kommen die eckigen Schotter häufig vor, der feinere Gesteinsschutt wurde also durch den Wind weiterbefördert.

In den weiten Mulden zwischen den Gebirgen und an den aus lockeren Sedimentgestein bestehenden Hängen der Hügelländer sind die den Kryoplanationsterrassen ähnlichen gestuften Halbebenen befindlich, deren Fläche und Randstufe von hangparallel geschichteten Hangsedimenten, Gehängelöss, bzw. deluvialen Lehm überzogen ist. Auf den Terrassen senkrecht verlaufen meistens weite Korrasions-/Derasions-/täler

der Talsohle zu und dadurch wird die Gleichmässigkeit der Terrassen unterbrochen. Diese Stufenformen werden auch als Derasions Kryoplanationsterrassen betrachtet.

Pécsi, M. Neuere Probleme der Geomorph. Untersuchungen der Mittelgebirge Ungarns, Földrajzi Értésítő, 1964, Nr.1./

## Полигенетические поверхности выравнивания

Поверхности выравнивания можно определить как поверхности различного генезиса, которые формировались в условиях весьма полной компенсации эндогенных процессов экзогенными, вследствие чего по своей форме они приближаются к уровненным поверхностям гравитационного поля Земли. Очевидно, под указанное определение подходят разнообразные денудационные поверхности (пенепплены, педипплены, абразионные равнины), которые обычно только и относятся геоморфологами к категории поверхностей выравнивания. С такими же, если не большими основаниями, поверхностями выравнивания должны считаться и аккумулятивные поверхности, притом не только континентального происхождения, (аллювиальные, озёрно-аллювиальные), но также и подводные - морские поверхности, сформированные в пределах шельфа. Эти поверхности почти полностью выпадают из поля зрения геоморфологов и служат лишь объектом геологических исследований. Раздвинув таким образом рамки понятия "выровненная поверхность" естественно перейти к обобщённому представлению о сложных, но целостных базисных полигенетических поверхностях выравнивания. Каждая такая поверхность представляет собой закономерную последовательность выровненных поверхностей различного генезиса. В пределах суши полигенетическая поверхность представлена участками денудационных равнин - пенеппленов, педиппленов, которые сопрягаются с озёрно-аллювиальными равнинами, сложенными коррелятивными отложениями. Ближе к базису эрозии (береговой линии моря или океана) в состав полигенетической поверхности входят участки абразионных, абразионно-аккумулятивных и дельтовых равнин. Непосредственным их аналогом служат равнины подводной (морской) аккумуляции, распространяющиеся в пределах шельфа, вплоть до континентального склона."

(Мещеряков Ю.А. в сб.: Проблемы поверхностей выравнивания, р.10.)

### Педимент -

предгорные скалистые равнины, выработанные в коренных породах, прикрытых с поверхности маломощным слоем рыхлых отложений. Образуются в аридных и семиаридных условиях под действием плоскостного сдвига неруслонных потоков, путём параллельного отступления крутых склонов.

(Краткая Географическая Энциклопедия, т.3. р.210)

### Педипплен -

рельеф, образующийся в результате слияния друг с другом педиментов, над которыми возвышаются отдельные останцы с относи-

тельно крутыми выгнутыми склонами. Педиплея может рассматриваться как вариант пенеппена, образующийся в условиях аридного или семиаридного климата.

(Краткая географическая энциклопедия, т.3, р.210).

### Гольцовые террасы -

на горные террасы, солифлюкционные террасы, - террасовидные площадки неправильной формы, слабо наклонённые, ограниченные уступами различной крутизны, высотой до нескольких десятков метров. Часто образуют серию ступеней, спускающихся по склонам гор. С поверхности сложены глинами, щебнем и мелкозёмом. Размеры гольцовых террас от нескольких метров до нескольких километров. Образование гольцовых террас обусловлено двумя факторами: морозным выветриванием, наиболее активно протекающим у подножия уступов в результате чего происходит их отступление, и солификационными процессами, перемещающими обломочный материал вниз по склону и таким образом выравнивающими площадки. Гольцовые террасы развиты выше границы леса или альпийских лугов. В пределах лесного пояса встречаются реликтовые гольцовые террасы, указывающие на наличие мерзлотно-морозных процессов в прошлом. Широко распространены на Северном и Полярном Урале на Алтае, в Восточной Сибири, в Арктике, в Канаде, на Аляске.

(Краткая географическая энциклопедия, т.1, р.470).



## Abbildungsverzeichnis

1. M. Pécsi: Relationship of the Danube Terraces and of the Upper Pliocene pediment in Lábatlan, on the border of the Gerecse Mountains.
2. Gy. Komlóssy: Esquisse de structure profonde de la Transdanubie.
3. Gy. Bárdossy: A magyar bauxitolőfordulások földtani helyzete. /Geologische Lage der Bauxitvorkommen in Ungarn./
4. Gy. Bárdossy: A magyar bauxitolőfordulások közettani felépítése. /Petrographischer Aufbau der Bauxitvorkommen Ungarns./
5. M. Pécsi: Marginal pediment of the Eastern Bakony.
6. M. Pécsi: Sketch of the levels of denudation of the Eastern Bakony.
7. F. Szantner: Orogenic phases detected in the principal bauxite areas of Hungary.
8. F. Szantner: Geologic profil across the bauxite area of Fenyőfő.
9. F. Szantner: Geologic profile across the bauxite area of Nagytárkány.
10. E. Dudich: Profil der Umgebung von Devocsér.
11. E. Dudich: Schichtenfolge und Entwicklungsgeschichte der Umgebung von Devocsér.
12. M. Pécsi: Pleistocene pediment developed by derasional valleys /dólls/.
13. M. Pécsi: Generalized cross-section of the Pleistocene cryoplanational pediments.
14. M. Pécsi: Relationship between the Pleistocene pediment and the Pleistocene terraces.

- Abb.15. Zusammenfassendes, synthetisiertes Querprofil durch die Mátra, - Zeichenerklärung:
1. Schlier mitteloligozänen Alters.
  2. Schlier oberoligozänen /unterchattischen/ Alters.
  3. Harter Sandstein oberoligozänen Alters.
  4. Lockerer-Schlier oberoligozänen /oberchattischen/ Alters.
  5. Unteroligozäne Ablagerungen /bunter Ton, lockerer Sandstein, unterer Rhyolittuff, Braunkohlenflöze./
  6. Schlier helvetischen Alters.
  7. Auspräparierte subvulkanische Bildungen /Andesit, Agglomerat, Tuff./
  9. Mittlerer Rhyodazituff.
  10. Sarmatische Ablagerungen /Ton, Mergel, umgelagerter Tuff usw./
  11. Sand und Ton des oberpennonischen Binnen.
  12. Pleistozäne Sedimente /Schuttkegel, Gehängeschutt usw./.
- Ausgeobnete Flächen:
- I. Hochfläche.
  - II. Obere Treppe.
  - III. Mittlere Treppe.
  - IV. Untere Treppe, ein zergliedertes Podium oberpliozänen Alters. Unterpleistozänes Podium /Erosions- und Akkumulationsglacis./
- A/ Tektonische Kleinbecken des Mátraalja-Gebietes. B/ Obere Lakkolitenreihe. C/ Untere Lakkolitenreihe. D/ Oberchattische Sandsteintreppe. E/ Denudationsbecken des Mátralába-Gebietes. F/ Jenseits der Mátra liegende Denudationsbecken.
- Abb.16. Querprofil in westlichen Teile der Mátra durch das Mátra-Plateau; - Zeichenerklärung der geologischen Bildungen und der ausgeobneten Flächen wie bei Abb.1. L: stark verstümmelten Reste ehemaliger Eruptionszentren.
- Abb.17. Querprofil am östlichen Rande der Mátra. - Zeichenerklärung der geologischen Bildungen und der ausgeobneten Flächen wie bei Abb.1. K: zerstreute Quarzschotter.





Készült a FKI házi sokszorosítóján. Példányszám: 100  
Ikt.sz.: 116/1968  
A kiadásért felel: Dr. Pécsi Márton igazgató

2283 Csn/



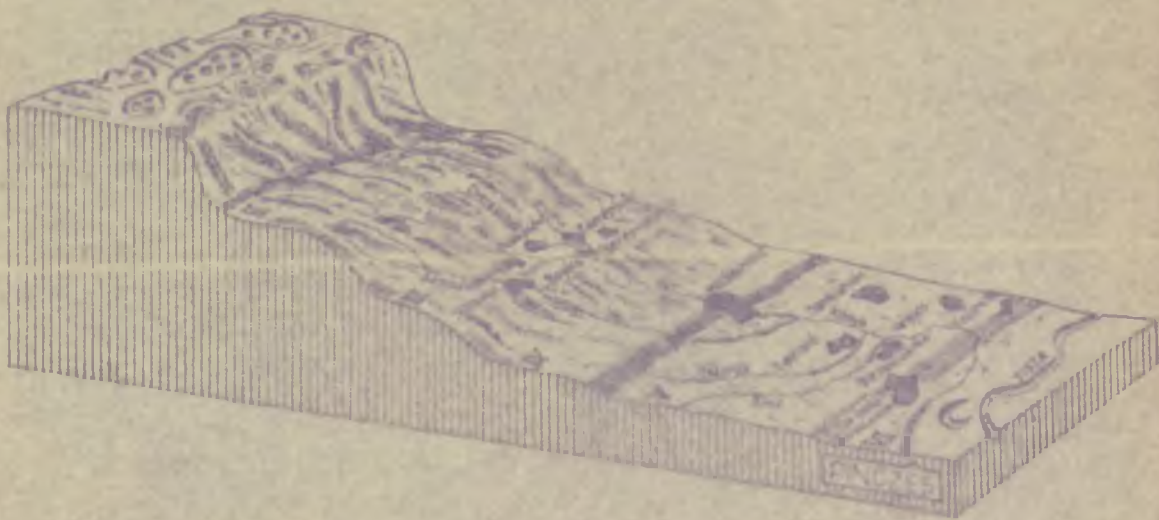


Abb. 2.

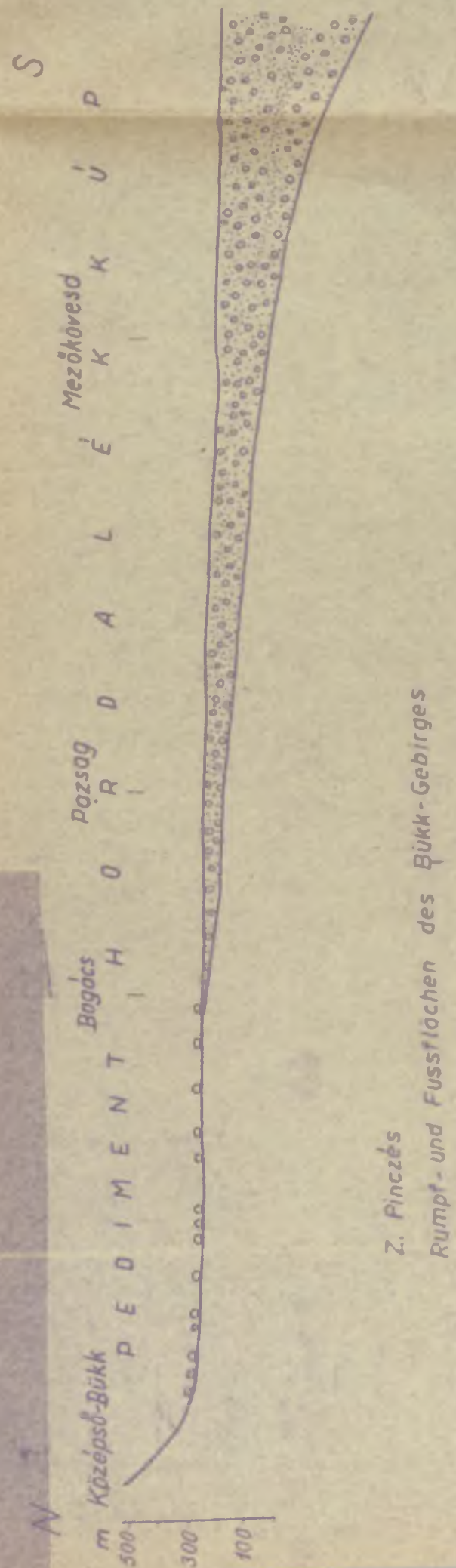


Z. Pinczés  
Rumpf- und Fussflächen des Bükk-Gebirges

Abb. 3.



Z. Pinczés  
Rumpf- und Fussflächen des Bükk-Gebirges



Z. Pinczés  
Rumpf- und Fussflächen des Bükk-Gebirges





Abb. 1.

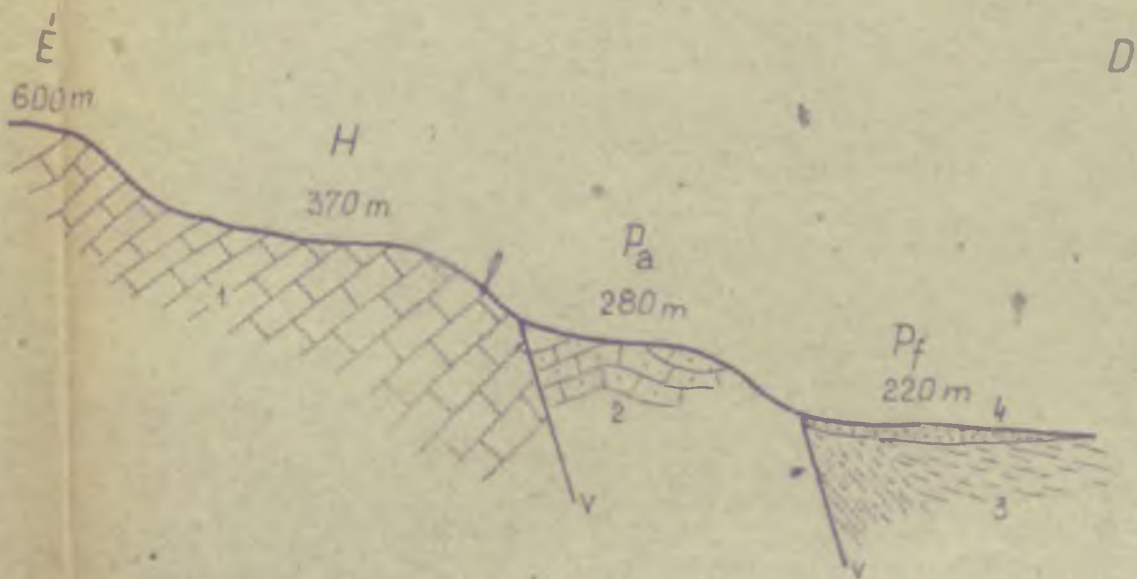


Abb. 2.

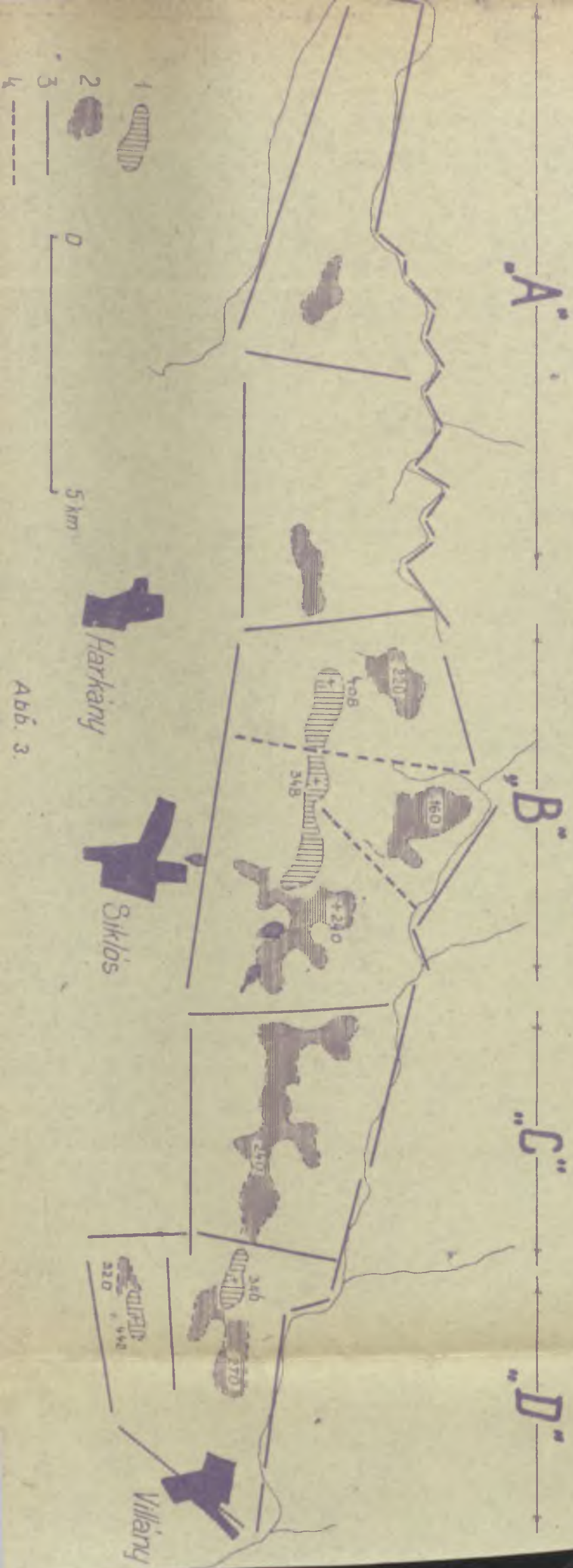


Abb. 3.



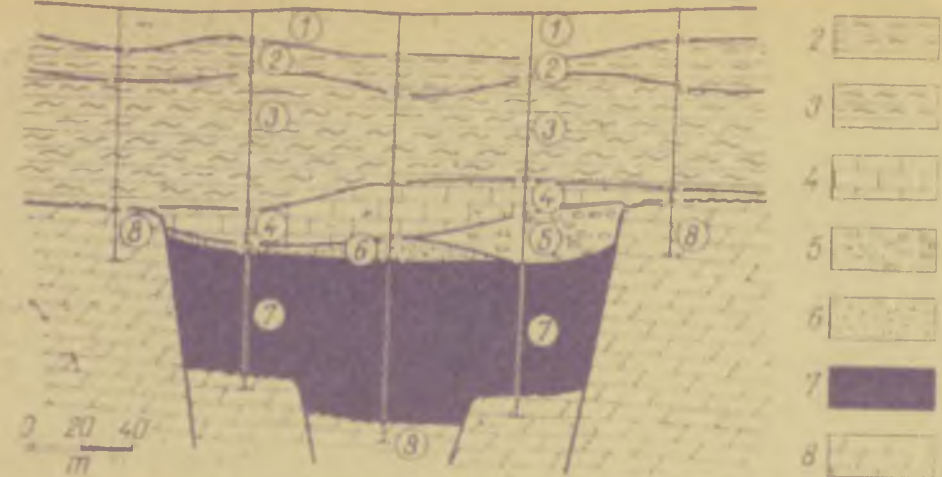


Fig. 2. Geological profile across the Danube basin. 1. Upper Eocene limestone, 2. Middle Eocene limestone, 3. Lower Eocene limestone, 4. Upper Eocene limestone, 5. Upper Eocene limestone, 6. Upper Eocene limestone, 7. Upper Eocene limestone, 8. Upper Eocene limestone.

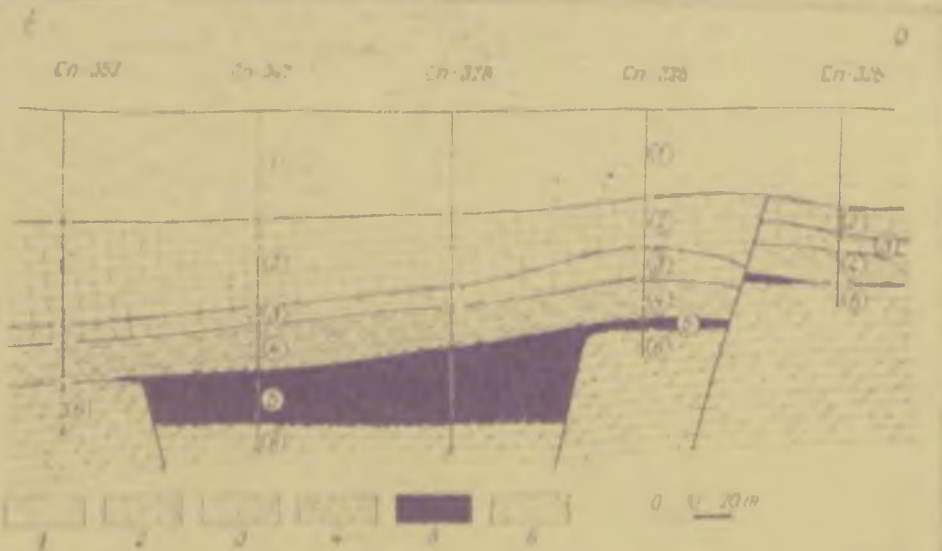


Fig. 3. Geological profile across the Danube basin. 1. Upper Eocene limestone, 2. Middle Eocene limestone, 3. Lower Eocene limestone, 4. Upper Eocene limestone, 5. Upper Eocene limestone, 6. Upper Eocene limestone, 7. Upper Eocene limestone, 8. Upper Eocene limestone.



Fig. 4. Geological profile across the Danube basin. 1. Upper Eocene limestone, 2. Middle Eocene limestone, 3. Lower Eocene limestone, 4. Upper Eocene limestone, 5. Upper Eocene limestone, 6. Upper Eocene limestone, 7. Upper Eocene limestone, 8. Upper Eocene limestone.

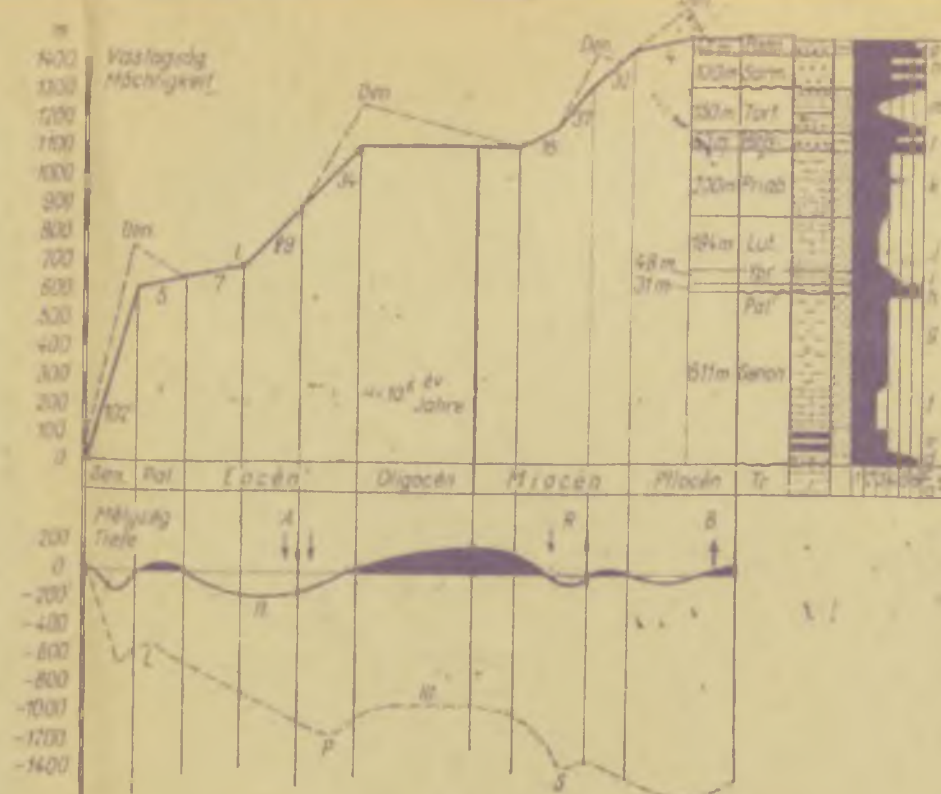


Fig. 5. Geological profile across the Danube basin. 1. Upper Eocene limestone, 2. Middle Eocene limestone, 3. Lower Eocene limestone, 4. Upper Eocene limestone, 5. Upper Eocene limestone, 6. Upper Eocene limestone, 7. Upper Eocene limestone, 8. Upper Eocene limestone.

Fig. 6. Geological profile across the Danube basin. 1. Upper Eocene limestone, 2. Middle Eocene limestone, 3. Lower Eocene limestone, 4. Upper Eocene limestone, 5. Upper Eocene limestone, 6. Upper Eocene limestone, 7. Upper Eocene limestone, 8. Upper Eocene limestone.

Fig. 7. Geological profile across the Danube basin. 1. Upper Eocene limestone, 2. Middle Eocene limestone, 3. Lower Eocene limestone, 4. Upper Eocene limestone, 5. Upper Eocene limestone, 6. Upper Eocene limestone, 7. Upper Eocene limestone, 8. Upper Eocene limestone.

Fig. 8. Geological profile across the Danube basin. 1. Upper Eocene limestone, 2. Middle Eocene limestone, 3. Lower Eocene limestone, 4. Upper Eocene limestone, 5. Upper Eocene limestone, 6. Upper Eocene limestone, 7. Upper Eocene limestone, 8. Upper Eocene limestone.

Fig. 9. Geological profile across the Danube basin. 1. Upper Eocene limestone, 2. Middle Eocene limestone, 3. Lower Eocene limestone, 4. Upper Eocene limestone, 5. Upper Eocene limestone, 6. Upper Eocene limestone, 7. Upper Eocene limestone, 8. Upper Eocene limestone.

Fig. 10. Geological profile across the Danube basin. 1. Upper Eocene limestone, 2. Middle Eocene limestone, 3. Lower Eocene limestone, 4. Upper Eocene limestone, 5. Upper Eocene limestone, 6. Upper Eocene limestone, 7. Upper Eocene limestone, 8. Upper Eocene limestone.

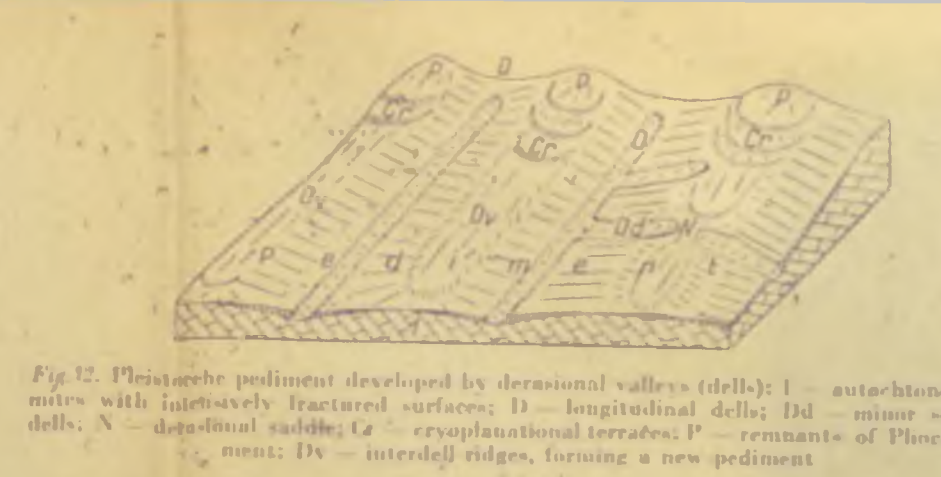


Fig. 11. Pleistocene pediment developed by denasional valleys (dells): 1 - autochthonous dolomite with intensively fractured surfaces; D - longitudinal dells; Dd - minor secondary dells; N - depositional saddle; Cr - cryoplanational terraces; P - remnants of Pliocene pediment; Dv - inter-dell ridges, forming a new pediment.

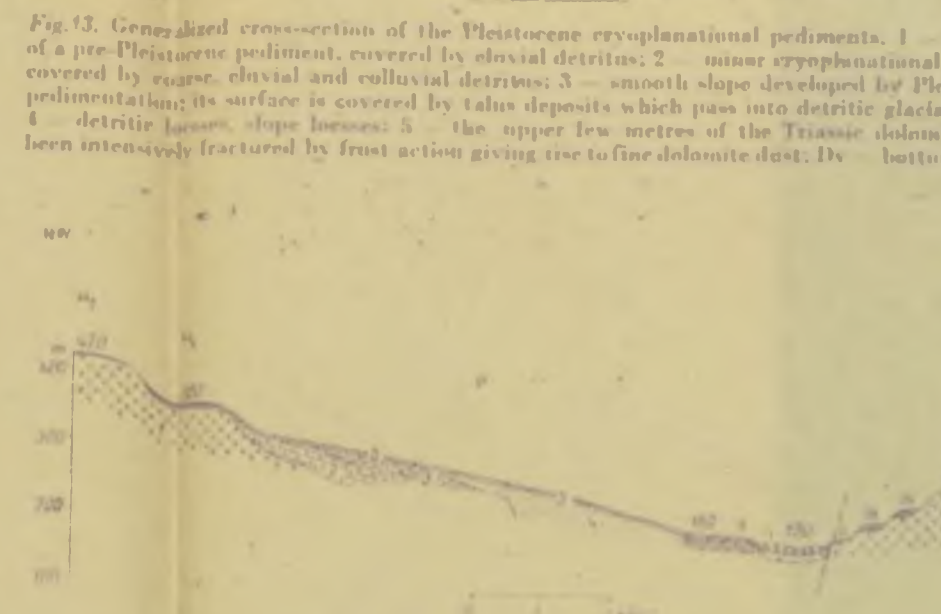


Fig. 12. Generalized cross-section of the Pleistocene cryoplanational pediments. 1 - remains of a pre-Pleistocene pediment, covered by glacial detritus; 2 - minor cryoplanational terraces covered by coarse glacial and colluvial detritus; 3 - smooth slope developed by Pleistocene pedimentation; its surface is covered by talus deposits which pass into detritic glacial loams; 4 - detritic loams, slope loams; 5 - the upper few metres of the Triassic dolomite have been intensively fractured by frost action giving rise to fine dolomite dust; Dv - bottom of dell.



Fig. 13. Geological profile across the Danube basin. 1. Upper Eocene limestone, 2. Middle Eocene limestone, 3. Lower Eocene limestone, 4. Upper Eocene limestone, 5. Upper Eocene limestone, 6. Upper Eocene limestone, 7. Upper Eocene limestone, 8. Upper Eocene limestone.

