

2. 2205
A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADEMIA FÖLDRAJZTUDOMÁNYI KUTATÓCSOPORTJA
TERMÉSZETFÖLDRAJZI RÉSZLEGÉNEK KIADVÁNYSOROZATA

TERMÉSZETFÖLDRAJZI DOKUMENTÁCIÓ

2. ÉVFOLYAM

BUDAPEST

2 SZÁM

1963

MTAKADÉMIA
FÖLDRAJZI
KÖNYVTÁR

I G U

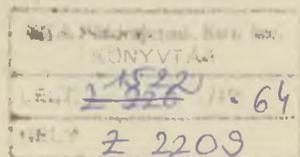
Session of the Commission on Periglacial Morphology in Hungary
Sitzungen der periglazialmorphologischen Kommission in Ungarn

G u i d e

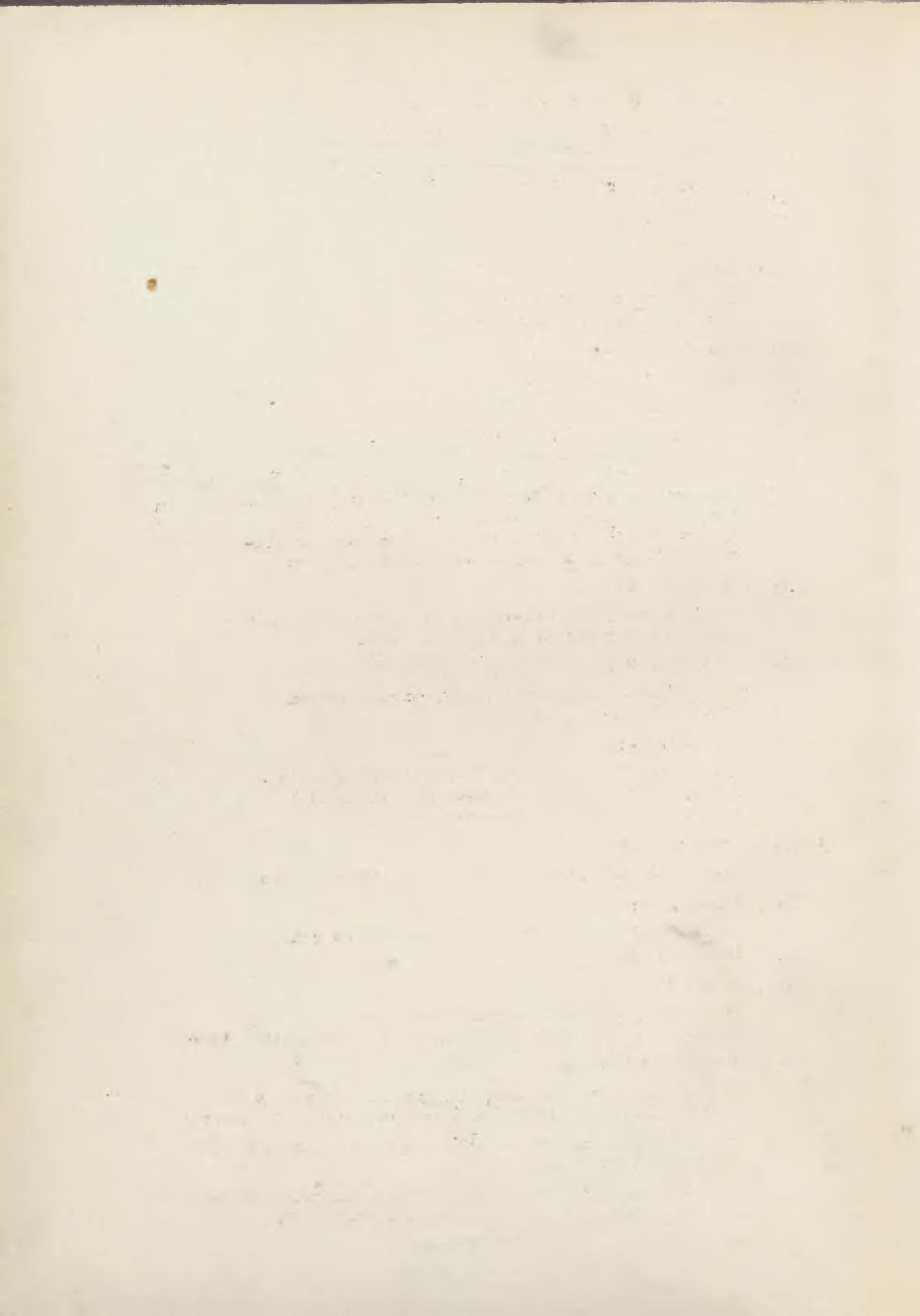
Exkursionsführer

Budapest

1964



MTAKADÉMIA
FÖLDRAJZI
KÖNYVTÁR



C o n t e n t s

I n h a l t

- I. Rónai, A.:
Loesses of the Great Plain
Die Lössse der Grossen Tiefebene
- II. Dr. Pécsi, M.:
Initial considerations
- III. Székely, A.:
Das Zagyva-Tal und die Mátra
- IV. Dr. Pécsi, M.:
Geomorphological Effect of periglacial Process -
Hungarian Central Mountains
Morphologisches Effekt der pleistozänen periglacialen Vorgänge im Ungarischen Mittelgebirge
- V. Somogyi, S.:
Versuch zur Parallelisierung einiger ungarischer
Deutungen der pleistozänen Klimatypen
- VI. Dr. Pécsi, M.:
Die chronologischen Probleme der ungarischen
Strukturböden
- VII. Szilárd, J.:
Die Fragen der Entstehung des Balaton und die
Horizonte der südlichen Umrahmung des Sees in
Lichte der neuesten Forschungen
- VIII. Szilárd, J.:
Die Meridional-Täler des Ausser-Somogy-Gebietes
- IX. Darosi, S.:
Geomorphologische Skizze des Hügellandes von
Inner-Somogy
- X. Góczán, L.:
Die Bildung des Beckens von Tapolca
(Ungarische Daten zur Bestätigung des Donau-Glazials)
- XI. Dr. Stefanovits, P.:
Le rôle des produits des sols fossiles et reliques
dans la formation de la couverture du sol de la Hongrie
- XII. Die Entwicklungsgeschichte der Vegetation Ungarns seit
dem letzten Interglazial
Nach der in 1953 publizierte Arbeit von Dr. B. Zoltányi
Zusammengestellt von: Dr. Jakucs, P.

Loesses of the Great Plain

by

A. Rónai

Geologists and geographers have mapped diverse loess materials on the area of the Great Plain. Such typical loesses, as we find by the foot of the mountains in the marginal region of the Great Plain, or in the south-east part of the Transdanubian region, we scarcely find in the lowland of the Great Plain. The lowland loesses are more sandy than the typical loesses and on the other part, they are more muddy and more clayey. The distribution of grains is very different horizontally from one region to the other and in some outcrops also vertically downwards. Their thickness scarcely is more than 2 to 3 m, and sometimes they are distinctly stratified.

A special type of loess was from the oldest times isolated by the cartographers. This type is more finely stratified and denser than the typical loess of the Great Plain. In their gastropoda-fauna we find different aquatic forms and in the grain size distribution the mud and clay fraction is bigger than usually.

According to the Hungarian geologists, this loess-like sediment originated from windblown dust settled down on the humid, wet area and there it became a massive, finely stratified formation mingled with mud. F. Horusitzky named it infusorial loess. J. Süneghy, one of the best specialists of the Great Plain, beside the term of infusorial loess designated an other speciality, the "lowland loess". This term was used for the loesses with grain size components trending not only in one direction in advantage of the sand, or mud and clay fraction, but in both directions at the same time, that is the fraction finer than dust and also the coarser one represent a greater proportion as usually /35-45%. He determined a great variability between the loesses of the Great Plain and he said: it is impossible to isolate certain types; it is the variability that is typical.

By a better recognition of the structure and present surface development of the Great Plain Basin it is possible to identify three genetically well isolated families of the loess types:

1/ On the top of the remnant Pannonian hills, as a consequence of the local depressions of the Great Plain Basin until the end of the Pleistocene, the typical loess is to be found.

2/ In the marginal part of the Great Plain, on the Pleistocene alluvial fans was developing the sandy loess alternating in bands with the dunes.

3/ Between the alluvial fans, on the higher surface of the large inundated areas, developed and rested the muddy-clayey loess/infusorial loess.

The typical loess occur as very small fragments in the Hajdu County and in the southwest angle of the Danube-Tisza Mid-Region. These are at present also emergent reliefs, laying with 25-50 m higher above the sea level than the

medium altitude of the Great Plain /95 m above the Adriatic/. On these non-inundated high-grounds we find the loess originated in the Würm from falling dust in its original state. This constitutes a calm, nappe-like surface.

The sandy loess is a formation of the great alluvial fans and the coarser fluviatile alluvial field. The Pleistocene wind activity settled in alternating longitudinal bands the sand and dust material. Between the ridges of the dunes the loess stripes were developing not continuously but with some interruptions. The dust was mainly mixed with sand, but in the depressions between the hills also with mud. These loess spots mainly variegate the sand ridges of the Danube-Tisza Mid-Region, though we may find them near the Hajdu County and Nyírség Region, too, in the south of the region beyond the Tisza River, on the alluvial fan of the Maros River.

The muddy-clayey loesses are on the deep and levelled surface of the Great Plain, where the Holocene fluviatile activity preserved them. Thus they are on the Pleistocene inundation areas which rise only with some dm, at most with 1 to 2 m, above the present inundation surface.

The grain size distribution sometimes is quite the same as it is at the typical loess /0,02 to 0,05 mm fraction at more than 50 gravity per cent/, but mostly the mud and clay content together may reach 30 to 50%. At every time near the finer fractions in the muddy-clayey loess there is also 10 to 15% fined grained sand /up to 0,1 mm diameter/ and some per cent of coarse grains.

This loess sedimented in wet environment was in some districts mapped as clayey loess. It may be developed on temporary inundated areas and perhaps it is the equivalent of the formations named in German literature as See-loess or Sumpf-loess. These loess-like formations contrary to the non-plastic real loess - are lightly plastic. Their flow-limit is 30 to 40% and the plasticity index may be 5 to 17.

The fourth type of the loess-like formations of the Great Plain is the loessmud originated from downwash and transferred on the Old Holocene inundation areas. Its thickness may be from some dm to one meter and sometimes it is resembling in colour, structure and grain size to the loess on its original place. This loessmud is the most suitable for constituting the alkali sediment in the Great Plain. The alkalization is uncommon on the Pleistocene loess areas, but on the flushed Holocene loess regions there are vast salt areas. The main reason is, that on Holocene inundated areas the ground-water is nearer to the surface level and in the fine grained materials the groundwater level presents a great seasonal oscillation, which contributes to the aluviation from the deeper parts and salt accumulation near the surface.

Fig.1. Quaternary substratum /Upper Pannonian clayey beds/ relief under the surface of the Great Plain. Altitude above the level of the Adriatic.

Fig.2. Extension of alluvial fans on the surface and in various depth under the present surface /at 200 to 300 m/, in the marginal environment of the Great Plain.

Fig.3. Extension of the three loess-types in the Great Plain:
1. typical loess, 2. sandy loess, 3. muddy-clayey /infusorial/ loess, 4.
Extension of the deepest flat relief of the Great Plain /not higher than
90 m above sea-level/.

Fig.4. The grain composite of some loess types in the Great Plain:
1. typical loess, 2. sandy loess, 3. muddy-clayey loess, 4. loessmud on the
Holocene area.

Die Lössse der Grossen Tiefebene

A. Rónai

Auf dem Gebiet der Grossen Tiefebene haben die Geologen und die Geographen verschiedene Lössmaterialie kartiert. Typische Lössse, solche die sich auf den Gebirgsfüssen und am Rande der Grossen Tiefebene, oder im südlichen Teil Transdanubiens befinden, gibt es auf den tiefliegenden Gebieten der Grossen Tiefebene kaum. Die tiefländischen Lössse sind einerseits sandiger als die typischen Lössse, anderseits toniger und schlammiger. Ihre Körnung wechselt sich in horizontaler Richtung, von Gebiet auf Gebiet, ebenso, wie auch vertikalisch in einem Aufschluss, von oben nach unten. Ihre Mächtigkeit ist selten mehr als 2-3 m und sie sind oft gut erkennbar geschichtet.

Die Kartographen unterscheiden seit alten Zeiten unter den tiefländischen Lösssen einen Typ, der fein geschichteter und dichter ist als der typische Löss, in wessen Schneckenfauna mehrere Wasserformen befindlich sind, und in derer Körnung die Tonfraktion und Schlammfraktion grösser ist, als in den üblichen Lössen.

Nach der Meinung der ungarischen Geologen sind diese Lössarten so entstanden, dass der vom Wind gebrachte Staub auf einen feuchten, wässrigen Erdboden abgesetzt wurde, und deshalb bildete er sich zu einem fein geschichteten, auch mit Schlamm gemischten Gesteine. F. Horusitzky hat ihn Infusionslöss genannt. J. Süvegly, einer der besten Kenner der Grossen Tiefebene führte - neben der Bezeichnung "Infusionslöss" - auch die Benennung "tiefländischer Löss" in die Terminologie ein, für jene Lössarten, deren Kornzusammensetzung nicht nur in eine Richtung, Sand- oder Ton- und Schlammfraktion verschoben ist, sondern zugleich in beide Richtungen. Dh. in seiner Kornzusammensetzung die feineren und die gröberen Fraktionen als der Staub, ebenso in grösserem Prozent representiert sind, als das gewöhnliche /35-40%. Auf Grund seiner Feststellungen, gibt es unter den Tiefländischen Lössarten so viele Variationen, dass bestimmte Type nicht entscheidbar sind, sondern eben die Vielfältigkeit charakteristisch ist.

Wir können - durch die bessere Erkennung der Struktur und der Bildung der derzeitigen Oberfläche des Beckens der Grossen Tiefebene - drei, genetisch gut trennbare Familien der tiefländischen Lössarten bestimmen:

1/ Der auf den während der Einsonkung der tiefländischen Beckenteile bis zum Ende des Diluviums erhoben gebliebenen Pannonischen Wügelrücken gebildete typische Löss;

2/ Der auf den Aufschüttungskogeln der Grossen Tiefebene mit den Flugsanden gestreift wechselnd geformte sandige Löss;

3/ Der auf den höheren Erdboden der sich zwischen den Aufschüttungskogeln befindenen grossen Flutgebieten gebildete und gebliebene tonige, schlammige Löss /Infusionslöss/.

Der typische Löss kommt in sehr kleinen Oberflächen vor in der Hajdugegend und in der südwestlichen Ecke des Donau-Theiss-Zwischenstromlands. Diese sind auch heute erhobene Erdböden, sie liegen um 25-50 m höher als die Meereshöhe der Grossen Tiefebene /95 m ü.d.M./ . Auf diesen hochwasserlosen Höhen ist der in der Würmzeit aus fallendem Staub entstandene Löss in originalem Stande geblieben. Diese bilden eine kalme, tafellandförmige Oberfläche.

Der sandige Löss ist das Gebilde der grossen Aufschüttungskogeln und der gröberen tiefländischen Trümmerfeldern. Die diluvialen Winde haben das Sand- und Staubmaterial in aufeinanderfolgenden longitudinalen Streifen niedergelegt. Zwischen den Flugsand-Zügen bildeten sich Löss-Streifen, diese sind aber nicht ununterbrochen. Das Staubmaterial ist auch gemischt, überwiegend mit Sand, aber in den zwischen den Hügeln liegenden Vertiefungen auch mit Schlamm. Diese Lössflächen sind meistens in Sandrücken zwischen der Donau und der Theiss befindlich. Wir treffen sie aber auch in der Hajdugegend und im Gebiet Nyírség und weiterhin in der Gegend links der Theiss, auf dem Aufschüttungskogel der Maros.

Die schlammigen-tonigen Lössarten finden wir auf den tiefen und verebneten Oberflächen der Grossen Tiefebene, dort, wo sie von der Aktivität der holozänen Flüsse geschont waren, d.h. auf den von der heutigen Überschwemmungsoberfläche einige Dezimetern - höchstens 1-2 Metern - hervorragenden diluvialen Überschwemmungsgebieten. Ihre Kornzusammensetzung ist manchmal fast identisch mit dem typischen Löss /die Fraktion von 0,02-0,05 mm ist mehr als 50 Gewichtsprozent/, meistens beläuft sich der Schlamm- und Tongehalt beisammen auf 30-50%. Immer gibt es in den schlammigen-tonigen Lössen, neben den feineren Fraktionen auch Sand, und zwar feineren Sand /bis zum Durchmesser von 0,1 mm /10-15%/, und auch einige Prozente gröberem Sand.

Diese, in einer feuchten Umgebung abgesetzte Lössart wurde manchenorts als toniger Löss kartiert. Sie kann auf den zeitweise mit Wasser bedeckten Überschwemmungsgebieten gebildet werden, und entspricht wahrscheinlich den in der deutschen Literatur See-Löss oder Sumpf-Löss genannten Bildungen. Diese Lössarten - in widerspruch mit dem unplastischen, wirklichen Löss - sind schwach plastisch. Ihre Fließgrenze kann 30-40%, ihre Plastizitätszahl 5-17 sein.

Es gibt auch einen vierten Typ der tiefländischen Lössarten, den auf den altholozänen Überschwemmungsgebieten ausgebreiteten und - hinsichtlich an seine Herkunft - von Abflutung und Übersiedelung stammenden Lössschlamm. Seine Mächtigkeit kann sich zwischen einigen Dezimetern und 1 Meter wechseln, und er ist in seiner Struktur und Kornverteilung manchmal dem an der originalen Stelle gebliebenen Löss ähnlich. Dieser Lössschlamm ist auf der Grossen Tiefebene die zur Alkalisierung geeignetesten Ablagerung. Auf den diluvialen Lössgebieten ist die Alkalisierung sehr selten, auf den holozänen übertragenen Lössen befinden sich aber Alkalisationsgebiete von gewaltigem Umfang. Dessen Ursache ist, dass auf den holozänen Überschwemmungsgebieten das Grundwasser zur Oberfläche näher ist, und in den feinkörnigen Materialien der Grundwasserspiegel eine grosse periodische Oscillation zeigt, das die tiefere Auslagung und die Salzanhäufung in der Nähe der Oberfläche begünstigt.

1. Abbildung. Das Bodenrelief von dem quartären Liegenden unter der Oberfläche der Grossen Tiefebene /oberpannonische tonige Schichten/. Die Höhenzahlen sind auf den Spiegel des Adriatischen Meeres bezüglich.

2. Abbildung. Die Ausdehnung der sich auf den Rändern der Grossen Tiefebene befindenen Aufschüttungskegeln, auf der Oberfläche und in verschiedenen Tiefen unter der Oberfläche /bis 200-300 Meter/.

3. Abbildung. Die Ausdehnung der drei wichtigsten Lössarten auf der Grossen Tiefebene: 1. Typischer Löss, 2. Sandiger Löss, 3. Schlammiger-toniger Löss /Infusionslöss/, 4. Die Ausdehnung des tiefsten flachen Terrains der Grossen Tiefebene /nicht höher als 90 m ü.d.M./.

4. Abbildung. Die Kornzusammensetzung einiger tiefländischen Lössarten: 1. Typischer Löss, 2. Sandiger Löss, 3. Schlammiger-toniger Löss, 4. Lössschlamm auf holozänem Terrain.

II,

Slope loesses and their development in Hungary

by

Dr. M. Pécsi

Initial considerations

Our recent investigations testify, that in the shaping of the Hungarian Pleistocene relief a series of processes took place, which cannot be ranked among the processes of fluvial erosion and deflation. Such are the mass movements of slopes enacted by gravitation, the cryofraction, cryoturbation and solifluction enacted by regelation as well as the areal denudation of the surface by thawing and meteoric waters on constantly or periodically frozen soils /pluvionivation/. In the absence of a proper comprehensive notion, we have called these processes derasion /1964/.

These processes were predominant morphogenetic factors chiefly in periglacial climatic types. In the last decades an increasing number of processes of glacial frost effects has been found to be involved in shaping of surface forms as well as in sedimentation /Büdel, Tricart, Samgin, Cailleux, Poser, Popov, Dylík, Galen, Troll, etc./.

With respect to Hungary, the magnitude of the role of derasive morphogenesis could virtually be interpreted in due form only after we had recognized that diverse and very wide-spread slow sedimentary rocks had been redeposited through the medium of hill-side solifluction processes. Many of them have been considered so far as fluviatile or aeolian formations. Some of them were, indeed, fluviatile and aeolian sediments, but became talus due to redeposition on the slope. Another part of the talus deposits originates from freezing and weathering of country rocks. The materials of two different origin often got completely mixed during movement on the slope.

In recent years a lot of sediments bedded finely parallel to the slope have been discovered in the fore-lands of the hill countries and mountains of Hungary. They were first observed within slope loesses and loamy sediments.

Though the slope deposits are very wide-spread throughout the hill countries and the mountains of Hungary, little attention has still been paid to their extent and to the general morphogenetic role of the processes which have shaped them. However, L. Lóczy sen. called attention to the laminated valley-loesses of the Zala and Somogy Hill Countries as early as 1913.

The debates which took place after the lectures delivered at the last congress of INQUA in Poland and during the excursions also showed that the foreign researchers, too, began to accord attention to the over-all extent of the phenomenon in recent time only. Moreover, several foreign researchers also happened to observed redeposition of slope mechanism and bedding parallel to the slope first in loesses and loess-like sediments /Berg 1953, Büdel 1957, Fink 1960, Kukla 1961, Poser 1951, 1955, Suchel 1964, Zeb 1963, Dylík 1961, Mojski 1961/.

The characterization and genetic interpretation of laminated slope loesses, loess-like slope deposits and sands was not yet treated in a concise manner and, since the sediments of this type are wide-spread throughout the hill countries of Hungary, we have attempted to interpret their formation or redeposition, respectively /Pécsi 1961, 1962/.

Laminated slope loesses, loess-like and sandy slope deposits

The sands of slope bedding were earlier believed to be of fluvial origin. It was due to the fact that the research workers did not take into account the emplacement and the dip of these beds and the parallelism of the thin laminae to each other and to the slope. The inclination of these slope-bedded sand layers /5-10-15°/ in all directions follows the topographic patterns of the present relief, and their few or thick laminae run over a great distance without wedging out. All these circumstances exclude the possibility of suggesting a fluvial accumulation for these formations. As the grain of the sand packets bedded parallel to the sloping surface are often coated with a clay film, we cannot reckon with aeolian deposition of the sediments, either.

The same is true for the slope loesses whether of silt or sandy loess or loessy sand fraction they are; the clay film laminae and thin soil lumps interlying the thin layers as well as their emplacement mentioned previously also cancel the aeolian origin of the formations in question.

The aeolian emplacement of the sedimentary mantle which is more abundant in pelitic fraction and likewise finely laminated parallel to the slope, must also be denied, because in it there occur frequently redeposited fossil soil lumps as well as scattered coarse-grained gravels or stone debris, too. On the other hand their deposition by fluvial processes is excluded by the fact that these deposits consisting of fine layers often lie at angles of slope of 15° to 27°. Such fine-grained sediments lying at angles of slope like these cannot be deposited in the course of any fluvial transport.

We have to do with such a process of transport and accumulation which has been able to keep moving the loess and the sandy, loess-like sediments on a regional scale, obeying the current conditions of sloping, and to accumulate them in finely laminated suits. The microstratigraphic and lithologic analysis of these sediments also permits to ascertain that the process in question has been relatively slow and its sediment transporting capacity has varied cyclically. After more or less long phases of activity it was interrupted and, after a certain pause, it revived again. As a consequence of this process, the slopes generally became more gentle. The evidence we have indicates that this sedimentation has taken place in the Pleistocene, in conditions of a peculiar periglacial climate, for the sediments often exhibit syngenetic cryoturbations and frost cracks.

The observations show that the finely laminated accumulation of sediments on slopes is even now taking place in barren dells, denudation valleys exempt from vegetation. In the denudation valleys utilized as arable land the

soil portions are transported by means of water /melt water and rain water/ in such a way that the soil particles are suspended in this melting water or in any little water flowing on the surface, and after having been carried away, they are deposited. However, the shower waters falling on convex slopes free from vegetation produce more or less extensive ravines in current conditions on the surface. Nevertheless, in the strata of slope sediments we find traces of ravines. Fluvial transport and accumulation very rarely.

The sediment redepositing effect of melt waters is especially believed to occur in case of redeposited sands, sandy loesses and loess-like sediments, since these sediments are not, or but in a very reduced scale, transported by means of gelisolifluction.

The transporting activity of melt waters during the periglacial periods has been most effective at the time of early summer thaw of the snow, while at present it is in early spring. When the upper layer of the soil is still frozen and the thawing slush tends to thaw the upper film of the frozen soil, this process results in a shifting movement of the thin soil layer. And until the upper soil layer is completely melt the slush cannot seep into the soil, but is flowing up the slope at a certain part of the day, carrying the soil particles. Because of night frosts, the transport of sediment materials on the slope is interrupted at a certain part of the day, i.e. in the beginning of the period of thaw. This is the reason of why daily accumulation of sediments is brought about on the slopes themselves, too. The soil film which thaws and is carried in day-time undergoes additional internal arrangement, too. The soil- and slope-degrading activity of melt waters lasts as long as the supply of melt water from any part of the slope was ensured. The degrading activity most intensively affected the inflexion zone of slopes of southern exposition as in the higher, less inclined parts of the slope the snow cover thawed slower and later. However, in the zone of steeper slope exposed to the South the snow cover thaws most early, and therefore, the solifluction and the melt waters can exert their degrading activity for longest time in this inflexion zone. This is the explanation of flattening of convex slopes due to removal of planation of the convex slope section owing to accumulation.

In the rest of the year and in dry continental climatic phases with little rainfall, the modelling of slopes was accomplished by the wind and the rare summer showers. These two factors displayed by all means, a destructive activity in the parallel-bedded slope deposits accumulated by melt waters. Nevertheless, their traces could be observed very rarely in the slope deposits. This may be explained by the fact that the redepositing activity of melt waters of subsequent summers or that of the more humid periglacial phases as well as the later melting and re-freezing of the upper soil have, in meantime, obliterated the traces of the trenching erosion.

The dust blown out in dry-cold seasons of the hill detritus, carved up by frost, accumulated on slopes, sheltered from the wind, and in the foreground of the hills. However, the overwhelming part of the dust did not remain on its first place of deposit, because it was transported further on the slopes by the denasion processes reviving in spring- and early summer-time /gelisolifluction, thawing waters, etc./, and mixed with not aeolian sediments /detritus, gravel, loam, etc./, it reaccumulated. As a result of these processes, deluvia were left behind as slope sediments, from among the packets of which the strata of primary aeolian accumulation played a subordinate role.

The conditions of emplacement of the exposures of slope deposits testify that the processes of denudation brought about on the surface have taken place during the prevalence of the periglacial climatic type in conditions of scarce vegetation and that they have preceded or often succeeded the period of dust fall. The unbedded loess packet which might be held for aeolian commonly overlays redeposited, bedded, loessy sands or sandy loesses. In several cases, however, the stratified slope deposits are covered with a fossil brown wood soil only.

Nowadays, since the overwhelming majority of the Hungarian hill regions has been deprived of the zonal forest cover due to logging and since these surfaces have been subjected to agricultural utilization, the degradation of slopes, destruction of soils and accumulation of sediments by melt waters intensifies again in arable land exempt from vegetation at the time of setting in of early spring variable frost conditions. The slope-modelling process is essentially identical with the above presentations, the difference consisting merely in its smaller-scale effect. Nevertheless, it is still sufficient in many places for partially or totally removing the generous soil for a relatively short historical time.

In the periglacial periods much of the soils which had been formed earlier were redeposited on the slopes by solifluction and pluviation and was, at the same time intermixed with raw mineral substances /e.g. with loess, loam, sand detritus, etc./. These slope deposits of different grain composition, bedded parallel to the current relief, locally include many fossil soil particles and alternate on the slope with loess and buried soil layers. In the hill landscapes of Hungary these slope deposits have served in most cases as a basis for the current soil formation.

III.

Das Zagyva-Tal und die Mátra

A. Székely

Wir erreichen das Zagyva-Tal bei Hatvan. Dieses breite grabenartige Tal bildet die morphologische und tektonische Grenze zwischen der Mátra und den Cserhát-Gebirge. Das Tal der Ur-Zagyva entwickelte sich im Oberpliozän, als sich das pannonische Binnenmeer zurückzog. Später, im Quartär schnitt sich der Fluss - wie das stufenartig angeordnete Schotter-Terrassen-System beweist - infolge der stufenweise ablaufenden Senkung des Jászság-Vorlandes um 100-110 m tief ein, und entwickelte durch Erosions- und Korrasions-Prozesse sein heutiges breites, mit Terrassen begleitetes Tal. Die Entwicklung des Tales und das Mass der Einschnidung wurde durch die periodische Einsenkung des Vorlandes gelenkt, aber die Klimaänderungen des Quartärs spielten auch eine grosse Rolle dabei.

Der Fluss Zagyva entspringt östlich von Salgotarján und erreicht die Theiss bei Solnok. Sein Tal kann in drei, von einander gut entscheidbare Abschnitte geteilt werden: 1) Das Obere-Zagyva-Tal ist das älteste, und ist dadurch von den anderen Abschnitten zu unterscheiden, dass hier schon seit dem grossen Vulkanismus des Mittel-Miozäns eine Hebungstendenz, und dem entsprechend eine Abtragung herrschte, deshalb ist es aus oberoligozänen, sowie aus unter- und mittelmiozänen Sedimentgesteinen aufgebaut. Diese Tatsache beeinflusst auch seinen Formenschatz bedeutend. Auf den lockeren Sedimentgesteinen hatten die Korrasionsprozesse grösseren Einfluss auf die Oberflächenformung als die fluviatile Erosion. In diesen, in NW-30-Richtung sich bis Mátrainszernt erstreckenden Abschnitt ist das Tal noch ganz eng, hat steile Abhänge, ist ein V-förmiges Erosionstal, ohne Terrassen, das einen Oberlaufcharakter hat. Sein Durchschnitt ist symmetrisch, oder nur wenig asymmetrisch. Wegen der ständigen Hebung ist es nicht durch Terrassenbildung, sondern durch Einschnidung charakterisiert. Die Solifluktion, die Rutschungen und die Abwaschung hat auf den steilen Abhängen die schmalen Terrassen zerstört. Das Überschwämmungsgebiet ist auch schmal, nur 50-100 m breit. Die Nebentäler sind meistens charakteristische Korrasionstäler. Die Korrasion spielte in der Erweiterung und Formung des Zagyva-Tales eine entscheidende Rolle.

Zwischen Mátrainszernt und Hatvan ist das mittlere Zagyva-Tal durch asymmetrischen Durchschnitt und einen breiten Überschwämmungsgebiet (1/2 - 1 1/2 km) gekennzeichnet. Das prächtige stufenartige Terrassensystem ist der charakteristischste Zug dieses Abschnittes. Die Zagyva fliesst in diesen Abschnitt durch ein 1-2 km breites Talbecken (Becken von Mátrainszernt, Nenti, Kisterenye, Tar) mit 300-400 m schmalen Abschnitten abwechselnd. Bei Tar durchbricht der Fluss in einem Engpass den die Mátra und das Cserhátgebirge verbindende Andesitzug (Mátrahida), verbreitet sich stufenweise nach Süden, und seine Terrassen werden immer niedriger. Bei Jobbágyi verniedrigeren

sich die älteren Terrassen und schliessen in die Terrasse II. ein. Von ihnen an begleiten nur die Terrasse II. a und II. b das Tal die mit einer inner inner dickeren Lössdecke bedeckt sind.

In unteren Zagyva-Tal, südlich von Hatvan war sogar im Quartär die Senkung herrschend, deshalb wurde es auch im Quartär aufgeschüttet. Die älteren pleistozänen Ablagerungen befinden sich tief unter den jungen pleistozänen Schuttkegel. Die Oberfläche ist durch den breiten flachen würmzeitigen Schuttkegel charakterisiert. Nur seine linke Seite blieb unversehrt. Hier herrschen die eolischen Formen, in erster Reihe längsseitige Hügelchen, Windfurchen und Rückenreste. Das Gebiet ist abwechslungsreich durch die zwischen den Hügelchen laufenden SO-en Flussbettreste der Würmzeit.

Die Mátra ist das höchste Gebirge Ungarns. Sie ist aus - zur Zeit des miozänen Vulkanismus entstandenen - Andesiten, Tuffsteinen, Agglomeraten, Riolittuffen und Riolitaufhäufungen aufgebaut. Diese Grundsteine wurden aber infolge der postvulkanitätigkeit einer Metamorphose unterworfen. Die aufbrechenden Heilwässer haben die vulkanischen Gesteine in verschiedener Masse aufgelöst, falls zu Kaolin umgewandelt, so wurden sie den Abtragungskäften vorbereitet. Andererseits bildeten sich aus den Spaltungen aufgehäuften Kiesersaurigen Lösungen Hydroquarzite, die härter sind als der unversehrte Andesit. Das Gebirge besteht also aus Gesteinen verschiedener Widerstandsfähigkeit, diese Tatsache widerspiegelt sich auch in Formenschatz des Gebirges. Die breiteren Täler, und Talbecken entwickelten sich grösstenteils dort wo aufgelöste, leichter verwitterbare Gesteine stattfanden. Die Andesiten bildeten dagegen hohe Rücken, mit seilen Abhängen und die Hydroquarzit-Erzgänge oft steile Gräte. Der riesige Vulkan des Mátra-Gebirges entwickelte sich in Mittelpleistozän auf der grossen Strukturlinie, welche die hebenden Gebirge von den sinkenden Schollen der Tiefebene trennte. Diese strukturelle Lage beeinflusste auch die weitere Entwicklung des Gebirges. Der nördliche Teil des Vulkangebirges nördlich von der Linie Pásztó-Gyöngyöspata-Gyöngyös-Tarnaszentnária hob sich stufenweise, und wurde deshalb ständig abgetragen. Das Andesitgebirge jedoch südlich der Linie sank inner tiefer ein, und wurde mit einer inner dickeren neogenen (tortonier, sarmatier, pannonischer) Schichtenreihe bedeckt.

Durch die, seit dem Torton dauernden Abtragung wurden die primären Vulkanformen zerstört, die heutigen Formen des Gebirges sind also Verwitterungsformen. Die auffallendste Grossform des Gebirges ist die Asymmetrie mit einer N-S Richtung, welche durch die Hebung des nördlichen und Senkung des südlichen Teiles zustande gekommen ist. Durch die stufenweise Hebung bzw. die stufenweise Senkung des Vorlands entwickelten sich die charakteristischen Abtragungsformen des Gebirges, die Rumpfflächen, und Piemonttreppen, die in Hochflächenteilen, geraden Graten und in Form der Gipffluren vorkommen. Die höchsten Teile sind die 900-1000 m hohe Oberflächen in der Mitte des Gebirges, die sich gegen die Randgebiete bis 750-800 m erniedrigeren. Sie entwickelten sich durch areale Erosion zur Zeit des subtropischen Klimas in Tortonier und Sarmatier. Dieses Gebiet wird mit der in Obersarmatier - Unterpannonen entstandenen 600 m hohen Rumpftreppe, nachher mit einer schmaleren 400 m hohen mittleren Treppe, und schliesslich mit der breitesten 260-300 m hohen oberpliozänen

unteren piemonttreppe unruhig. Durch die parallellisierung mit den korrelativen Ablagerungen des Gebirgslandes konnte der Zeitalter der Oberflächen bestimmt werden. All diese Horizonte wurden durch die jungen Täler stark zerstückelt.

Wegen der im N-en stärkeren Hebung des Gebirges war hier auch die Abtragung stärker. Entsprechend wurde im N des Mátra-Gebirges bei Mátralába die Vulkandecke ganz abgetragen und sogar die subvulkanischen Bildung wie: Lakkoliten, Kraterreste und Erzgänge wurden ganz auspräpariert. So entwickelte sich die aus domförmigen Lakkoliteneihen und Burgmauerartigen, mit vielen Erzgängen gespickelte, aus lockeren Sedimenten bestehende sanftere hügelige Landschaft von Mátralába. Die Abtragung der lockeren Sedimente ist grösstenteils durch die Korrasionsvorgänge zustand gekommen.

Aus der Hügellandschaft von Mátralába erheben sich 400-500 m hohe steile Wände, das ist selbst die Mátra der zerstörte Rest des einstigen riesigen Stratovulkans. Die echten Vulkanformen wurden ganz zerstört und umgewandelt, nur einige Kraterreste (Ágasvár, Világos) die stark zerstörte Kuppe des einstigen Ausbruchszentrums (Tóthegeyes, Nagy Szárhegy, Szederjes-tető) sind die Zeugen des letzten bedeutendsten Ausbruchszentrums. Der nach N wachsenden Hebung entsprechend hob sich sein nördlicher Teil an besten, hier läuft der höchste Haupt-Grat von Ágasvár durch Mátrabérc, Pizskéstető, Galya-, und Kékestető, Saskő und durch den Grat der östlichen Mátra. Von hier an vermindert sich die Höhe stufenweise nach S und SO.

So kann die Mátra in erster Reihe nach die Höhenverhältnissen und der dementsprechenden Gliederung in Landschaften verschiedenen Charakters geteilt werden. 1) Der kleinste und niedrigste ist der SW Teil, die südwestliche Mátra. Sie zieht sich in einer einzigen Kette an der östlichen Seite des Flusses Zagyva vom Engpass des Pince-Baches von Szurdokpüspöki bis Lőrinci und wird nach Süden immer niedriger, schmelzt schliesslich kaum merkbar in die niedrige Hügellandschaft an Fusse der Mátra ein. 2) Zwischen Szurdokpüspöki und Hasznos zieht sich die Kette der pásztoer Mátra die viel höher ist (Muzsla-tető 804 m) aber sich nach Süden erniedrigt. Sie hebt sich mit steilen Kahlen, bodenlosen Abhängen aus dem Terrassental der Zagyva. Die wilden Läche mit grossen Fall haben diese Seite des Gebirges in eine Reihe ebennässiger paralleler Nebengraben zerstückelt. 3) Nach einem der wichtigsten Täler der Mátra, dem Kövicses-Tal folgt das Plato der Mátra. Es liegt an der Wasserscheide der grössten Täler, deshalb bewahrte sein mittleres unzerstückeltes Gebiet in der Umgebung von Bagolyirtás, die hohe Runpffläche der Mátra. Aus diesem schmalen Zentrum laufen die Quellen der grossen Talsysteme und schmale Grate in alle Richtungen. 4) Von Pizskés-tető bis Disznókő entdehnt sich der höchste mittlere Teil des Mátra-Gebirges, die Mittlere Mátra. Hier kann die Mátra charakterisierende Asymmetrie am besten beobachtet werden. Sie erhebt sich in nördlichen Teil, mit einer 35-90 steilen, um 400-600 m hohen Abhangwand aus der Mátralába, und erniedrigt sich langsam nach Süden mit breiten Rücken. Sie ist in 100-130 m tiefe Schluchten, südlicher Richtung aufgestückelt. Der Parader Sattel und der tiefe Nagy-Tal trennt sie in zwei Teile. Der westliche Teil, die Galyatető-Gruppe (965 m) ist etwas niedriger als der östliche Teil, die Kékestető-Gruppe (965 m).

(1015 m), der höchste Punkt Ungarns. 5) Der südliche Teil, die Kleine-Mátra ist der niedrigste, verschmalende Teil des Gebirges. Nur seine zwei kuppenartige Gipfel heben sich über 700 m (Szárhegy 744 m, und Cserepes-tető 734 m). Sie besteht aus der in Gipfeln geteilten Rückenreihe und aus den in S Richtung anschließenden stufenweise erniedrigenden Andesitrücken.

Das südliche Vorland des Mátra Gebirges ist eine Übergangslandschaft zwischen dem Mittelgebirge und der Tiefebene. Es ist wegen seiner allgemeinen Senkungstendenz eine, aus jungen Sedimentgesteinen aufgebaute, nach S stufenweise abdachende 250-120 m hohe aufgestückelte Hügellandschaft. Die breiten flachen Pannonrücken sind mit einer, nach Süden immer dicker werdenden quartären Decke (aus umgeschichtetem Löss und solifludiertem Ton) bedeckt. Die Rücken zwischen den Vertiefungen sind mit breiten Schuttkegelwiesen ausgefüllt. Durch die stufenweise Senkung der Oberfläche entwickelten sich auf den Schuttkegeln, Schuttkegelterrassen. Das Mátravorland ist ein klassisches Gebiet der Schuttkegelterrassen. Als fremdes Element erheben sich einige Andesitschollenreste. Am N Rande senken sich viele kleine Becken in das harte Andesitmaterial (Markaz-er, Domszló-er, Nána-er Becken usw.) ein. Sein Formenschatz ist viel jünger als jener der Mátra, es entwickelte sich erst im Oberpliozän und im Laufe des Quartärs. Die höchsten Rücken sind nur die Reste der oberpliozänen Bergfusstreppen.

IV.

Geomorphological Effect of Periglacial Processes - Hungarian Central Mountains

by

Dr. M. Pécsi

Recently we have set to a thorough analysis of the cryoplanation processes which had been active throughout the Pleistocene Glaciations. Before this work started, their function in the modelling of the relief of the Hungarian landscapes had not been duly known, nor had their intensity.

The detailed geomorphological mapping of Hungary's central mountains and rolling landscapes required to direct attention on the periglacial processes and the landscape forms produced by them. The results arrived at suggested the morphogenetic effect of these processes to have been on a par with the work of fluvial erosion or deflation of the temperate zone.

a) Cryofraction

Fracturing of rocks by frost was so intensive throughout the Hungarian central mountains as it controlled the development of a considerable part of the slopes under the glacial climates. Cryofraction penetrated along the lithoclasts in certain rocks even to depths of 5 to 10 m. In exposures of dolomites we can very often observe that the bedrock has been intensively fractured even at depths of 15 m. The rocks loosened by cryofraction may hardly resist to the external agents. Where the rock debris have been removed, the penetrating frost has continuously affected deeper and deeper strata of the solid rock. Owing to the soil frost persisting in the major part of the year, the periglacial processes transported the loosened rock debris in an areal way, so that the relief was destructed and degraded throughout its surface.

If the coarse detritus underwent no considerable transportation, the bedrock was covered by a stone placer of great extension (lying blocks) or by mantle rock. Where the stone placer, i.e. the periglacial facies of fragmentation, accumulated in a fair thickness, the cryofraction of the bedrock declined or may even have ceased. The finest end product of fracturing by regelation was silt, corresponding just to the grain size of loess (0,02 to 0,05 mm). This fine material could be redeposited and levelled easier than the coarser detritus. The enormous quantities of fine and coarse talus deposits produced by cryofraction were redeposited and mantled the slopes of mountain blocks. At the foot of the steep slopes stratified talus of considerable thickness consisting of finer and coarser packets was laid down. The coarser talus passed into finer-grained talus deposits as it moved off its source area. It deposited either on the slopes or in their basal part. Under periglacial conditions the removal and accumulation of the cryofractured detritus involved several agents. The rock walls loosened by cryofraction collapsed. The fractioned rock detritus first rolled down the steeper slopes under the influence of gravitation. The detritic material accumulated by gravitational movement was further

fragmented by frost action which reworked it several times. Meanwhile the recharge of detritus from the bedrock continued.

The strong winds (gelidefation), the snow melt and the meteoric waters (pluvionivation) and gelisolifluction of the periglacial period contributed to the removal of the fine silts. For the rearrangement, reversing and further fragmentation of the rock detritus, cryoturbation was largely responsible.

b) Cryoturbation

On the slopes of the Hungarian Central Mountains and hills, where conditions for the development of permanently or episodically frozen soils existed in the Pleistocene, the vigorous and frequent regelation led to large-scale structural changes in the near-surface strata.

During the Pleistocene glaciations in the Carpathian Basin summer thawing penetrated much deeper than in the adjacent Western Europe and even deeper as compared to the periglacial zone of higher latitudes at present. This was due to the very pronounced continentality of the Carpathian Basin in the Pleistocene, which was liable to greater extremes than is the present continental climate. Therefore it is not at all surprising that we have observed the summer thawing of the soil to penetrate in patches even to depths of 5-6 m. In the so-called active zone frost and thawing repeated themselves frequently to these depths and the feature remnants of many characteristic cryoturbation phenomena were detected in many regions of the country (Pécsi 1958, 1963).

On the peneplains, piedmont benchlands and pediments of the central mountains the stone polygons, ice wedges and lithiclasses caused by frost reversed and loosened the surface beds as deep as 4 to 6 m. In the marly and clayey mantle of the central mountains folds provoked by frost, penetrating 6 to 8 m deep, the so-called cryotectonic deformations, can also be observed (Pécsi 1961/a, 1963/a).

With increasing angle of slope, the stone polygons were transformed into stone stripes (Streifenböden) trending parallel to the slope. However, there are stone garlands too, which are arched steeply to the slope. These latter are already transition features between solifluction and cryoturbation.

The direct surface-shaping activity of the cryoturbation processes was not so intensive as that of cryofraction or that of solifluction, yet it made indirectly a great contribution to their activity. The best example for this is frost heaving by pipkrakes, resulting in solifluction (kammeis-solifluction) which was wide-spread in the Hungarian central mountains, too. In addition, the formation of stone pavement (pflasterboden) was also frequent.

The practical importance of the cryoturbation phenomena in the central mountains consists in the fact that the more ancient interglacial soils had been thrown into the cavities and cracks of polygons and frost wedges by the frost processes and they have been preserved there, offering favourable conditions for the present vegetation. The periglacial cryofraction penetrating deep into the solid rocks loosened them so intensively that they considerably promoted the development of natural forests in postglacial times.

The various, autochthonous and redeposited rock detritus produced by the intensive cryofraction represents a favourable parent rock of the soil formed on the half-planes and slopes of the central mountains through the intervention of the Holocene vegetation.

c) Gelisolifluction

The processes of solifluction, gelisolifluction and congelisolifluction taking place on frozen grounds under the influence of regelation played a very important role in modelling the slopes of the Hungarian Central Mountain Range during the Pleistocene periglacials. The significance of these processes has been referred to by several earlier researchers (E. Szádeczky-Kardoss 1936, J. Kerekes 1941, B. Bulla 1941, S. Láng 1942, etc.) Large-scale landscape-forming activity, such as redeposition of sediments by removal, took place primarily on slopes made up of clayey, loamy rocks. The processes in question were active chiefly in the periods of the spring and early-summer snowbreak and in those of pronounced daily changeability of temperature. The latter conditions persisted during several months in the Pleistocene periglacials, to be precise in their more humid, anaglacial and kataglacial phases. Gelisolifluction resulted in the movement of clay lumps downslope along laminar sheets. In addition, in exposures we can trace clay garlands and stone stripes left over by mud flows.

The clayey groundmass of gelisolifluction carried away loads of coarse detritus on the slopes of the mountains and hills built up of different rocks. The pelitic talus deposits accumulated by gelisolifluction on the slope and at the foot of hills are wide-spread throughout the regions studied. These rocks are, as a rule, very fertile, as they include the components of former soils (humus, clay minerals, salts), too. At the base of the slopes and in the dells the solifluctional talus has often buried the former, fossil soils as well.

d) Snow melt and sheet wash of the frozen grounds (pluvionivation)

Such a process may take place through the medium of meltwaters in that initial phase of the thawing period when gelifluction has not yet set in. No distinct time limit exists, however, between the two processes.

When thawing is rapid and of short duration, the subsoil does not thaw and the sheet wash by meltwaters proves to be intensive. Under periglacial conditions when the surface is made up of plastic, loose sediments unsuitable for solifluction (detritus, sand, sandy loess, etc.), it is sheet wash by meltwaters that prevails on such slopes in much of the thawing period, instead of gelisolifluction. This process is called niveofluviation. In the temperate zone under the present climatic conditions the slopes are usually subjected to this process, because the thawing season is comparatively short.

The meltwaters have provoked sedimentation at the basis of slopes, on valley floors and partly on the slopes themselves. The talus deposits accumulated in thin superimposed layers follow the pattern of the slope, and the individual small bedding planes often run a long distance without pinching out.

Rainwater falling on the frozen ground displays an activity similar to the sheet wash by meltwater flowing off over the surface. This process (gelipluviation) may take place in both periglacial and temperate zones.

Slope wash on frozen ground by rainwater has also been very active in slope modelling and sedimentation. Releposition of fine-grained sands, sandy loesses and other loess-like sediments on slopes has been effected primarily by rain- and melt-waters.

e) Derasion

The processes involved in moving the rock detritus produced by cryofraction under periglacial conditions and in moving the material of slopes in general - such as simple gravitational mass movement, gelisclifluction, cryoturbation and pluvionivation - may exhibit many transitional features. Since even the mechanisms of the movements taking place in the pure types have not been duly studied, their separation is not always possible. On the other hand, the processes may alternate in time and space, too. This is the reason why we encounter such exposures which show a succession of strata accumulated by simple gravitational mass movement with packets of coarse detritus heaped by pluvionivation.

Another approach allows, however, to point out that pluvionivational mass movements may occasionally occur, though with smaller intensity during the season of frost changeability in the temperate zone, too. In addition, it is rather difficult to distinguish or to find any distinctive marks between the sediments deposited by rock falls, turbidity currents, slumps and landslides occurring in the temperate zone, on the one hand, and in the periglacial one, on the other. Hence, it is unreasonable to refer to all these, with a common term, as periglacial processes.

The geomorphological literature knows no uniform and unequivocal term for these processes. The German literature uses mostly the term mass movements (Massenbewegungen), some English authors have introduced the term denudation, others, following Baulig, have adopted ablation. The interpretation of these notions is however, very different. For instance, in the Hungarian literature denudation is reserved for the destructive activity of all exogenous forces. In his earlier papers (Pécsi, 1961, 1962) the author attempted to fuse these processes into the notion of corrasion. Unfortunately, it is not interpreted uniformly in the international literature. Some authors regard it as a part of all exogenous forces (e.g. marine corrasion, corrasion by winds, corrasion by glaciers etc.), while others use it as a notion roughly identical with erosion.

Having considered the above and other similar circumstances, we found to be more correct to designate the processes in question with a new, more expressive term.

So we propose to adopt the notion of derasion (deradere = to scratch off). In fact, these processes destruct the surface slowly in an areal way. The sediment accumulated by derasion is talus (deluvium), while that produced by fluvial erosion is alluvium.

f) Talus deposits (deluviums) accumulated by derasion

In recent years a number of wide-spread occurrences of sediments stratified parallel to the slopes of mountains and hills have been observed (Pécsi 1961 a,b; 1962 a,b). Although the talus of such a structure are common in Hungary, little attention was earlier paid to their function and genesis.

It is characteristic of the position of the talus deposits that they, adjusting themselves to the relief, cover as a mantle the slopes of the foreland of hill and mountain regions. They can be observed not only on the slopes, but also in the partly or completely accreted corrasion valleys (dolins). The sediments stratified parallel to the slope show very different angles of dip (1,5 to 30°). The strata are often very thin and in many cases stratification is scarcely discernible, although the sediment consists of very mixed material. The thickness of such mantles was observed to attain even 20 to 30 m. Owing to the limited size of this paper, we cannot go into details as to the extension and types of the talus deposits occurring in Hungary, to their stratification patterns and position in space, restricting ourselves to recording the main types (see Pécsi's map 1/1962 b).

The talus deposits may be divided into 3 main types:

1) Stratified talus produced by freezing out of the surface portions of the bedrock and accumulated by gravitation and partly by solifluction on the hillsides. Moving away from the source area, the initially coarse talus grows finer very rapidly and the exposures show the alternation of finer sediment packets with coarser ones.

2) Talus loam mantle, the material of which has been transported and accumulated by congelifluction and by periodical slope wash. As one progresses down the slope, the proportion of the coarse detritus and gravels decreases.

3) Most extensive on the slopes of mountains and hills are the stratified slope loesses, loess-like talus deposits and spora sporadically there are loamy sands.

Although the talus deposits ranked among these three main types and exhibiting a variety of subtypes may be separated horizontally one from another, they are found in many exposures to alternate vertically, too.

The stratigraphic position, lithologic and granulometric composition of the stratified talus deposits witness that neither eolian nor fluvial processes could accumulate them. At the same time, the syngenetic cryoturbation phenomena frequently occurring in them suggest that their accumulation should be ascribed to gelisolifluction, slope wash and gravitational movements which took place under periglacial conditions (Pécsi 1961-62).

g) Gelideflation

The traces of the vigorous deflational activity of winds during the glaciations are encountered throughout the Hungarian central mountains. Among the coarse detritus produced by cryofraction and removed to different places there are immense quantities of ventifacts polished by

wind corrosion. Even rock planes are often found to have been corraded by wind action, being exposed from the covering sediments. Ventifacts can be observed in the material of pebbles, etc., too. On the old alluvial fans of the Danube and its tributaries the quartz gravels also witness the corradating activity of glacial deflation.

In the central mountains the ventifacts are distributed in a spot-like pattern which appears to indicate that there may have been hillsides and half-planes more intensively affected by deflation.

During the Pleistocene glaciations the winds blew off every year the fine silt produced by cryofraction from the bedrock of the central mountains and only the coarser detritus remained in situ. Since the coarse detritus underwent, as a rule, additional fracturing - especially the dolomites, the volcanic tuffs and agglomerates did so - gelideflation considerably contributed to the areal destruction of the mountain slopes during the glaciations.

The fine dust blown off from the cryofractured detritus of the mountains in the dry-cold seasons accumulated on the leeward slopes and in the foreland of the mountains. However, their overwhelming majority did not remain where they were primarily deposited, because the derasion processes which became animated in spring and early summer (gelisolifluction, melt waters etc.) removed them repeatedly farther and farther, so that intermingled with other, non-eolian sediments (rock detritus, gravels, loams etc.), they re-accumulated elsewhere. As a results of these processes they have been preserved as talus deposits (deluviums), among the packets of which the primary eolian accumulations play a subordinate role.

In the dry, cold periglacial winters the snow cover of the central mountain slopes was also affected by deflation. The unequal accumulations of snow resulted in local differences of slope modelling.

Where the snow cover was lacking on the slopes or piedmont benchlands of the mountains or it became thin, the frost penetrated substantially deeper into the ground than in areas where the snow cover was thick. In the snow-free zone the surface of the solid rocks was fractured deeper by the more intensive frost penetration, as the spring season of frost changeability also lasted longer in these spots, owing to the lack of snow cover. Where the early-summer melt waters stagnated for a long time in the cryofractured rock debris, patterned soils and cryoturbational features were developed. Huge stone polygons and stone-zoned lumps came into being. These, in turn, promoted the formation of minor cryoplanational terraces. In the subsequent years these minor embryonal benchlands and sloped terraces contributed themselves to the unequal accumulation of snow and resulted in a further growth of the terraces.

h) Cryoplanation, cryoplanational terraces and levels

The derasional processes of the periglacial periods, interacting with gelideflation and with fluvial erosion which acted only laterally under the dry-cold climatic conditions, resulted in an over-all denudation of the central mountain and hill slopes, i.e. in their cryoplanation.

Cryoplanation in its strict sense means the formation of cryoplanational levels and terraces on slopes.

The remnants of cryoplanational terraces in the Hungarian Central Mountains were recognized first in the ranges made up of volcanic rocks (Börzsöny, Mátra), on their southerly secondary ridges (Pécsi, Székely).

Cryoplanational terraces occur most frequently on the gentle slopes of piedmont benchlands where they exhibit no perfect superposition, but rather a stagey arrangement.

The cryoplanational terraces vary fairly in size. There may be several hundred meters wide ones with frontal heights of 20-30 m, but frequent are the 20 to 50 m wide benchlands superimposed at heights of 50 to 15 m, too. Their surfaces dip at angles of 2° to 10° and are covered by coarse, angular detritus. Ventifacts are common among the rock detritus. Consequently, the finer rock debris has been removed by the winds. The larger boulders locally exhibit a polygonal arrangement.

The cryoplanational terraces also provoked an intensive applanation of the relatively steeper slopes made up of solid rocks.

Stepped half-planes similar to the cryoplanational terraces are encountered in the broad intermountain troughs as well as the hill slopes made up of loose sedimentary rocks. Their tops and faces are covered by talus, loesses and loams bedded parallel to the slope. These benchland forms are also held for derasional-cryoplanational terraces.

On slopes formed by loose sediments where the soil frost penetrated deeper - e.g. because of the lack of snow cover - the derasive processes lasted longer and resulted in a more pronounced removal. Consequently, the slope became locally stepped, terraced. Moreover, the interpretation of the genesis of these features requires further, thorough analyses.

1) periglacial pedimentation

The periglacial cryoplanation processes which were active during the Pleistocene in the Hungarian central mountains and hill regions did not produce, as a matter of course, such extensive denudational levels as the pedimentation prevailing under semi-arid climate did. Nevertheless, features similar to the pediments of the hot semi-arid zones developed in the Pleistocene, too. The pediments formed during the Pleistocene are not as extensive as those developed in the Upper Pleistocene, yet they are very characteristic, with their gentle, far-reaching planated slopes (Pécsi 1963).

In the Hungarian mountains which uplifted markedly during the Pleistocene cryoplanation led to a pronounced transformation of the piedmont benchlands and the Upper Pliocene pediments. Under the dry-cold climate of the glaciations their elevated surfaces and edges were also subjected to pedimentation. During the interglacial periods the streams running into the forelands which were sinking more and more intensively, dissected the surfaces into secondary ridges articulated by parallel valleys.

The slopes of the gradually deepening valleys and the inter-valley ridges were changed into gentle surfaces by cryoplanational redeposition during the glaciations.

Some early Pleistocene depressions also developed in the foreland of the mountains (Lake Balaton, Velence etc.). The base level of the rivers sank considerably in the forelands. In such cases the Upper Pliocene pediment remained suspended and was transformed into a Pleistocene pediment by the cryoplanation processes under the semi-arid climate of the glaciations. Such pediments were covered by coarse, angular detritus produced by cryofraction and redeposited by solifluction and slope wash, or by loamy-loessy detritic material.

In the more extensive mountains the surface of the piedmont benchlands sheared in one plane the complex tectonic structures, too (e.g. Bakony). In the course of the intensive upheaval which took place in the Pleistocene the former tectonic lines revived, so that erosional deepening, valley troughs and local subsidences, kettle-holes appeared or became more marked along them. The Pleistocene cryoplanation scoured out smooth, obliquely sloped pediments facing these depressions. In some places they are several km wide, having been formed on the surface of former, late Tertiary pediments.

On the slightly more steep slopes (6° to 8°) there are dry derasional valleys running in the same direction as the tectonic lines controlling them. Between these valleys only flat secondary ridges or minor buttes, carved out of the body of the original pediment, have been preserved. The environment of these cryoplanational buttes is buried in coarse detritus or consists of dolomites which are often fragmented as deep as 10 to 15 m, indicating that their oblique slopes have been brought about by freezing out and by subsequent derasion and gelideflation.

j/ The function of the derasional (corrasional) valleys in slope modelling

They had an important part in the modelling of the relief, especially in that of the slopes in the Pleistocene. Their development is explained by derasive processes.

Having extended the thorough analyses of the derasive (corrasive) processes to the whole country (Pécsi, Peja, Székely, Szilárd), we could ascertain that these processes were not confined to certain rock types, in other words, that the derasional (corrasional) valley is no lithomorphological phenomenon but a climatico-morphological one. Such valleys could be observed on granites, dolomites, Tertiary limestones, volcanic rocks, clays and different types of talus deposits as well as on gravel sheets and gravel terraces (Pécsi 1961-62). They occur most frequently on slopes, but are encountered on terrace half-planes and on somewhat higher-seated plains as well.

The derasional valleys (dells), locally coupled with erosional-derasional valley types, account for more than half of the morphological elements of the relief in a considerable part of the central mountain pediments and hill regions. In minor areas the derasional valleys and the intermediate derasional ridges and slopes form the overwhelming

majority of the relief. In such areas the number of these valleys is many times greater than that of the erosional ones. Periodically either the derasional processes, or linear erosion became prevalent in modelling the transitional erosional-derasional valley types. Some types of derasional valleys have been remodelled by erosion during the Holocene. Although the slope conditions of many of the derasional valleys subjected to tillage are changing even to-day, the formation of most valleys can be traced back to the last glaciation or to even earlier dates. The valleys, which developed in the glaciations and densely articulated the slopes, considerably decreased the scope of relief that had been more marked in the pre- and interglacial periods. The cryoplanation of the slopes became in many places as greatly advanced as on such slopes even the derasional valleys were partly or completely filled with talus deposits.

x
x x

The total territory of Hungary belonged to the realm of the periglacial climatic morphology. During the glaciations the evolution of the landscape was quite different from the morphological evolution through normal fluvial erosion which took place in the interglacials.

The morphogenetic function of the normal fluvial erosion became secondary. The main agent was cryofraction coupled with regelation and gravitational slope wash on frozen ground. The importance of the deflational and accumulative activity of the winds was periodically and locally on a par with these derasive processes.

The fluviatile valley formation was followed under the ana- and cataglacial climatic types by the formation of flat derasional valleys (dells). They occupied the majority of the slopes of the hill regions (60 to 80 per cent). The alternation of derasional, valley-forming phases with valley-filling phases resulted in the formation of a derasional rolling landscape of poor scope of relief coupled with frequent geomorphological inversion on the slopes. On the other hand, the foreland of the mountains was subjected to cryoplanational pedimentation.

The periglacial processes which were repeated in several phases during the pleistocene did not though change completely the character of the valley landscape shaped by normal fluvial erosion, but they remodelled it to a considerable extent.

B i b l i o g r a p h y

- Baulig, H. /1956/ Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. Paris.
- Bulla, B. /1941/ A Magyar medence pliocén és pleisztocén teraszai. /Pliocene and pleistocene Terraces of the Hungarian Basin./ Földrajzi Közlemények, pp. 199-230.
- Bulla, B. /1962/ Magyarország természeti földrajza. /Physical Geography of Hungary./ Tankönyvkiadó, Budapest. pp 424.
- Hanelin, L. - Clibbon, P. /1962/ Vocabulaire périglaciaire bilingue. Cahiers de Géographie de Québec. No.12. pp. 201-226.
- Kerekes, J. /1941/ Hazánk periglaciális képződményei. /The periglacial formations of Hungary./ Beszámoló a Földt.Int. Vitaüléseinek munkálatairól. /Report on the Debates of the Hungarian Geological Institute./ Budapest.
- Láng, S. /1943/ Jégkori talajfolyás Budakeszi határában /Glacial solifluction on the confines of Budakeszi./ Földrajzi Közlemények.
- Peja, Gy. /1959/ Adatok az agyagos-homokos területek felszíni formáinak ismeretéhez. Kandidátusi disszertáció. /Contributions to the knowledge of the surface forms of the clayey-sandy areas. Candidate dissertation./ Budapest.
- Pécsi, M. /1959/ A Duna-völgy magyarországi szakaszának kialakulása és morfológiája. /The development and morphology of the Hungarian section of the Danube Valley./ Földrajzi Monográfiák III. Budapest. pp 341.
- /1961/ a. Die wichtigeren Typen der periglacialen Bodenfrosterscheinungen in Ungarn. Internat. Ass. of Quaternary Research, Vth Congr., Abstracts of papers. Poland.
- /1961/ b. Die wichtigsten Ergebnisse geomorphologischer Forschungen des Quartäres in Ungarn. Institut. Geol. Obditka z tomu XXXIV. INQUA, Warszawa, pp. 287-311.
- /1962/ a. Magyarországi pleisztocénkori lejtő üledékek és kialakulásuk. /The Pleistocene slope sediments and their development in Hungary./ Földrajzi Értesítő. pp. 19-39.

- Pécsi, M. /1962/ b. Tíz év természeti földrajzi kutatásai.
/Physiographical investigations of ten years./
Földrajzi Értesítő. pp. 305-336.
- /1963/ a. Die periglazialen Erscheinungen in
Ungarn. Petermanns Geogr. Mitt. pp. 161-182.
- /1963/ b. Felsőpliocén hegylábi felszínek a
magyarországi középhegységekben. /Upper-pliocene
pediment surfaces in the Hungarian Central
Mountains./ Földrajzi Közlemények. pp. 195-212.
- Szádeczky-Kardoss, E. /1936/ pleistozene Strukturboden-
bildung in den Ungarischen Tiefebene und in
Wiener Becken. Földtani Közlemények 66.
- Székely, A. /1961/ A Mátra és környékének kialakulása és
felszíni formái. Kandidátusi disszertáció.
/The development and surface forms of the Mátra
Mountains and its surroundings. Candidate
dissertation./ Budapest.
- Szilárd, J. /1963/ A Külső-Sonogyi-dombtság felszínalaktana
és gazdasági életének természeti földrajzi fel-
tételi. Kandidátusi disszertáció. /The surface
morphology and the physiographical conditions of
the economy of the Outer-Sonogy Hill-Country.
Candidate dissertation./ Budapest.

Morphologisches Effekt der pleistozänen periglazialen Vorgänge
in Ungarischen Mittelgebirge

Dr. M. Pécsi.

Im Laufe der letzten Jahre haben wir die Kryoplanationsvorgänge, die in den pleistozänen Glazialperioden sehr aktiv waren, einer tiefgehenden Analyse unterworfen. Früher war ihre Rolle und das Ausmass ihrer Tätigkeit in der Formung des Reliefs Ungarns überhaupt nicht genügend bekannt.

Die geomorphologische Kartierung unserer Mittelgebirge erforderte die Aufmerksamkeit auf jene periglazialen Vorgänge und auf die, durch diese Vorgänge ausgebildete Formen zu richten, die im Laufe unserer Neuuntersuchungen erkannt wurden. Die Forschungsergebnisse wiesen darauf hin, dass die morphologische Wirkung dieser Vorgänge im Pleistozän mit der Tätigkeit der in der gemässigten Zone erfolgenden fluviatilen Erosion und Deflation gleichrangig betrachtet werden muss.

3) Frostzerlegung, Kryofraktion

Die Zersplitterung der Gesteine unter Frostwirkung war auch in den ungarischen Mittelgebirgen so intensiv und weit verbreitet, dass unter den glazialen Klimas dieser Vorgang die Entwicklung eines beträchtlichen Teiles der Hänge gelenkt hat. Längs der Gesteinsspalten drang der Gesteinszerrfall durch Ausfrieren sogar 5 bis 10 m tief. In den Aufschlüssen von Dolomiten ist es häufig zu beobachten, dass das anstehende Gestein sogar in einer Tiefe von 15 m sehr stark zersplittert worden ist. Das Eindringen von Bodenfrost mag verschieden gewesen sein. Das durch Spaltenfrost aufgelockerte, harte Gestein verwandelte sich in ein gegen äussere Kräfte schwach widerstandsfähiges Gestein. Wo der, durch Spaltenfrost gesprengte Gesteinsschutt abgetragen wurde, zerlegte der eindringende Frost immer tiefere Schichten des harten Untergrundes. Wegen des, im grösseren Teil des Jahres andauernden Bodenfrostes wurde der aufgelockerte Gesteinsschutt durch die periglazialen Prozesse areal abgetragen, das Relief wurde dadurch flächenmässig umgeformt und verebnet.

Wenn der durch Ausfrieren zerstückelte, grobe Gesteinsschutt keine bedeutende Transportierung erlitt, wurde das anstehende Gestein durch eluviales Steinmeer oder Gesteinsschutt überdeckt. Wo der Gesteinsschutt, das Steinmeer - als periglaziales Fazies des Zerfalls - sich in bedeutender Mächtigkeit angehäuft hatte, verlangsamte sich die Frostzerstückelung im anstehenden Gestein, oder mag sogar aufgehört haben. Das feinste Endprodukt des unter der Wirkung des Frostwechsels (Regulation) erfolgenden Gesteinszerfalles war der Aleurit, d.h. gerade die Korngrösse des Lösses (0,02 bis 0,05 mm). Die Kryofraktion bereitete also an der Oberfläche des Gesteinsschuttes - wie es auch heutzutage unter periglazialen Verhältnisse erfolgt - grosse Mengen von Aleurit-Korngrösse, deren Umhäufung und Abtragung sogar leichter

als die, des größeren Gesteinschuttes vor sich gehen konnte. Die durch Spaltenfrost hergestellten mächtigen, feineren und gröbereren deluvialen Schuttmaterialien haben die Hänge der Gebirgsschollen mantelförmig eingehüllt. Am Fusse der steileren Hänge aber lagerte sich ziemlich mächtiger, geschichteter Gehängeschutt ab, der aus feiner- und gröberkörnigen Bänken bestand. Je ferner der Gehängeschutt von Abtragungsgebiet geriet, desto feinere deluviale Sedimente lagerten sich an Hang, oder an seinem Fusse ab. An der Abtragung und der nachträglichen Anhäufung des durch Frost zersplitterten Schuttmaterials waren unter den periglazialen Verhältnissen verschiedene Kräfte beteiligt. Die durch Spaltenfrost aufgelockerten Felsenwände stürzten ein. Die zerspliteteten Gesteinsstücke rollten zunächst auf den steileren Hängen unter der Wirkung der Schwerkraft einfach hinab. Die durch Gravitationsbewegung angehäufte Gesteinschuttmasse wurde durch Frost weiter zersplittert, demzufolge wurde sie mehrmals umgehäuft und inzwischen setzte sich der Einzug weiterer Schuttmengen von dem anstehenden Gestein fort.

Es gab auch mehrere andere Vorgänge, die zur Abtragung, oder Umhäufung des zerfallenen Schuttes von der Oberfläche des anstehenden Gesteins beitrugen. Das Material des feinen Aleurits wurde abwechselnd durch die starken periglazialen Winde (Gelideflation), das Schmelzwasser und die Abspülung transportiert. An der Umhäufung, der Inversion des Gesteinschuttes und der weiteren Zersplittierung des Gesteines spielte die Kryoturbation eine grosse Rolle.

b) Kryoturbation

An denjenigen Flecken der ungarischen Mittelgebirge, wo die Möglichkeiten für die Entwicklung von ständig, oder periodisch gefrorenen Böden im pleistozän bestanden, führte die sehr intensive und häufige Regelation zu grossangelegten strukturellen Veränderungen in den oberflächennahen Schichten.

Im Karpatbecken war die Tiefe des Auftauens im Sommer während der pleistozänen Vereisungen viel grösser, als in benachbarten Westeuropa und noch grösser, als in der periglazialen Zone der gegenwärtigen hohen geographischen Breiten. Dies war durch die äusserst starke pleistozäne Kontinentalität des Karpatbeckens bedingt, die stärkeren kontinentalen Charakter hatte als das heutige Klima. Unsere Beobachtung, dass der im Sommer aufgetaute Boden in manchen Flecken sogar eine Tiefe von 5 bis 6 m erreicht hat, ist daher nicht Überraschend. In dieser Regelationszone wiederholte sich das Gefrieren und Tauen ziemlich häufig, so dass eine beträchtliche Zahl von typischen Formen der Kryoturbationserscheinungen in vielen Gegenden nachgewiesen wurde (Pécsi 1959, 1963).

Auf den Rumpfflächen, piedmottreppen und pedimenten unserer Mittelgebirge haben die Steinpolygone, Frostkeile und Frostspalten die Oberfläche sogar 4 bis 6 m tief durchgearbeitet und aufgelockert. Diese Erscheinungen wurden in mehreren Aufschlüssen im Bakony, im Vértes, im Budaer Gebirge (Pécsi), sowie im Nordungarischen Mittelgebirge (Pécsi, Székely) erkannt. In der mergelig-tonigen Deckschicht der Mittelgebirge sind sogar 6 bis 8 m tief eingedrungene, flache Frostfaltungen, die sogenannten kryotektonischen Schlichtendeformationen zu beobachten (Pécsi 1961-1962).

Mit zunehmenden Neigungswinkel wurden die Steinpolygone zu streifenböden, die parallel mit der Neigung laufen. Ausserdem treten auch Steinguirlanden, die senkrecht zum Hang gebogen sind, auf.

Die direkte Formungstätigkeit der Kryoturbationsvorgänge war nicht so namhaft, als die der Kryofraktion, oder der Gelisolifluktion, doch in indirekter Weise förderte sie bedeutend deren Tätigkeit.

Der durch die weit ausgedehnte Kryofraktion produzierte, an verschiedenen Stellen gebliebene und ungehäufte Gesteinsschutt bildet auf den Halbebenen und Hängen unserer Mittelgebirge ein günstiges Muttergestein für die durch die holozäne Vegetation ausgebildeten Böden

c) Gelisolifluktion

Die Vorbedingung der Entwicklung der Gelisolifluktion ist das Vorhandensein von ständig oder periodisch gefrorenen Grund, von gewissen Mengen von Schmelzwasser und von Tonfraktion in der höchsten Bodenschicht. Ihre Tätigkeit fällt hauptsächlich in die Perioden des Schneetauens im Frühjahr und Sommer und in die Perioden der starken täglichen Frostveränderlichkeit. Dieser Vorgang dauerte besonders in den pleistozänen Periglazialen - und zwar in ihren humideren Phasen: Anaglazial, Kataglazial - lange Monate hindurch.

Die tonige Masse der Gelisolifluktion schleppte auch grosse Mengen von grobklastischen Materialien auf den von verschiedenen Gesteinen aufgebauten Hängen unserer Mittelgebirge und Hügeländer mit. Die durch die Gelisolifluktion angehäuften Sedimente - pelitische Deluviums - sind auf den Hängen und an deren Püssen sehr verbreitet. Sie sind gewöhnlich fruchtbar, weil sie auch Bestandteile von früheren Böden (Humus, Tonminerale, Salze) enthalten. An der Basis der Hänge und in den Korrasionstälern haben die Solifluktionsdeluviums häufig auch die früheren fossilen Böden verschüttet.

d) Flächenhafte Abspülung des gefrorenen Bodens (Pluvionivation)

Die flächenhafte Abspülung des gefrorenen Bodens kann durch Schneeschmelzwasser erfolgen, und zwar in derjenigen Anfangsphase der Schmelzperiode, als die Gelisolifluktion sich noch nicht eingesetzt hat. Zwischen beiden Vorgängen gibt es jedoch keine scharfe Zeitgrenze. Es mag wohl vorgekommen sein, dass in einem Teil des Hanges die Schmelzwasser die Oberfläche abspülten, während in einem anderen Teil des Hanges (z.B. in Hangabschnitt von südlicher Exposition, wo auch der Boden sich stärker erwärmt hat) eine Gelisolifluktionsbewegung vor sich ging.

Spielte sich das Tauen rasch und in einer kurzen Periode ab, so taute der Untergrund nicht auf und die flächenhafte Abspülungstätigkeit der Schneeschmelzwasser blieb auch weiterhin stark. Unter periglazialen Verhältnissen, wenn die Oberfläche von, zur Solifluktionsbewegung ungeeigneten, plastischen Sedimenten aufgebaut war (Schutt, Sand, sandiger Löss usw.), herrschte auf den Hängen die Abspülungstätigkeit der Schneeschmelzwasser im Grossteil der Schneeschmelzungsperiode, und die Gelisolifluktion war ihr untergeordnet. Unter den heutigen klimatischen Verhältnissen der gemässigten Zone spielt sich gewöhnlich dieser Vorgang

auf den Hängen ab, da die Schmelzungsperiode verhältnismässig schnell und ziemlich kurz ist.

Unter dem Einfluss der Schneeschmelzwässer fand an der Basis der Hänge, auf den Talsohlen, und auch auf den Hängen selbst, eine Sedi-
mentanhäufung statt. Die in dünnen Schichten angehäuften Deluviums passen
sich den Gestalt des Hanges an und die einzelnen kleinen Schichtebenen
laufen oft lange Strecken ohne auszuweichen.

Eine des strömenden Schmelzwassers ähnliche Abspülungstätig-
keit wird auch durch das auf den gefrorenen Boden gefallenen Niederschlag-
wasser (Gelipluviation) geleistet. Dieser Vorgang kann sowohl in der peri-
glazialen, wie auch in der gemässigten Zone stattfinden.

Unter den gegenwärtigen Verhältnissen können diese Vorgänge
in verschiedenen Varianten beobachtet werden. Die Hangabspülung auf ge-
frorenen Boden durch Niederschlagwasser hat auch eine wesentliche Gehänge-
formungs- und Gehängeschuttanhäufungs-Tätigkeit geleistet. Vor allem haben
das Wasser und die Schneeschmelzen die feinkörnigeren Sande, sandigen
Loesse und andere lössartige Sedimente auf den Hang ungehäuft und abge-
lagert.

e) Derrasion

Zwischen den Vorgängen, die an der Bewegung der unter peri-
glazialen Verhältnissen durch Kryofraktion zersplitterten Gesteinschuttes
und in allgemeinen der Hängeablagerungen beteiligt sind - einfache
Gravitationsbewegung, Gelisolifluktuations-, Kryoturbations- und verschiedene
pluvionivations-Massenbewegungen -, sind viele Übergangsformen möglich.
Da nicht einmal der Mechanismus der in den reinen Typen stattfindenden
Bewegung selbst gebühlich erkundet ist, können diese Übergangsformen
nicht immer voneinander abgesondert werden. Doch können diese Vorgänge
auch in Zeit und Raum abwechselnd stattfinden. Daher finden wir Auf-
schlüsse, in denen durch einfache Gravitationsbewegung angehäuften, grob-
körnige Schuttbündel, sowie durch pluvionivation ungehäufte Schichten
aufeinander gelagert sind. Es ist nämlich leicht zu verstehen, dass das
durch Winter-Frühsonner-Kryofraktion produzierte, feinere Material,
das durch Gravitationsbewegung sich an der Basis des Hanges anhäuft,
unter den Einfluss der Frühjahr- und Frühsonnerschmelzen sich wieder un-
häufen, usw. kann.

Auch von einer anderen Seite gesehen lässt es sich fest-
stellen, dass von den oben angeführten Vorgängen die pluvionivations-
Massenbewegungen sich von Fall zu Fall auch in der Frostveränderlichkeits-
periode der gemässigten Zone - zwar mit geringer Intensität - stattfin-
den können. Ferner ist es ebenfalls sehr schwer, scharfe Grenzen, oder
gut wahrnehmbare Merkmale zwischen den Hängesedimenten zu finden, die
durch Gesteinsabrutschungen, Schlammflüsse, Gleitungen und Lawinen -
stürze in der gemässigten Zone einerseits und der periglazialen Zone
andererseits angehäuften werden. Es ist also nicht zweckmässig diese ein-
fach als periglaziale Vorgänge zu bezeichnen.

Für diese Vorgänge gibt es in der geomorphologischen Li-
teratur keinen einheitlichen und eindeutigen Terminus. In der deutschen
Literatur wird meistens der Begriff Massenbewegung gebraucht, manche
englische Verfasser haben Denudation eingeführt, während andere, nach

Baulig, den Begriff Ablation anzuwenden. Diese Begriffe werden jedoch in ganz verschiedener Weise interpretiert. Der Begriff von Denudation wird beispielsweise bei uns und in der internationalen Literatur überwiegend für die Abbautätigkeit sämtlicher aussenbürtiger Kräfte gebraucht. In unserer früheren Arbeit haben wir versucht (Pécsi 1961, 1962) diese Vorgänge in den Begriff von Korrasion zusammenzufassen. Die Interpretation der Korrasion ist jedoch gar nicht eindeutig, wenn man die internationale Literatur betrachtet. Manche Verfasser fassen sie als einen Teil sämtlicher exogenen Kräfte (z.B. marine Korrasion, Wind-Korrasion, Glätscher-Korrasion usw.), auf andere aber gebrauchen sie als einen, der Erosion grob ähnlichen Begriff.

Die oberen und noch mehrere ähnlichen Umstände berücksichtigend, haben wir als richtiger gefunden, die in der Frage stehenden Vorgänge mit einem neuen, ausdrücklicheren Begriff zu bezeichnen.

Daher schlagen wir den Begriff Derasion (deradere = abkrazen) vor. Diese Vorgänge bauen nämlich die Oberfläche in einer arealen Weise - flächenhaft - ab. Das durch Derasion angehäuften Sediment ist Deluvium, in Unterschied zum Alluvium, das durch fluviatile Erosion abgesetzt wird.

f) Durch Derasion angehäuften Hängesedimente, Deluvia

In den letzten Jahren wurde auf den Hängen der Mittelgebirge und eine ganze Reihe von, mit dem Hang parallel geschichteten Sedimente an ~~den~~ Gebieten beobachtet (Pécsi 1961-62). Obwohl die Sedimente von solcher Struktur auch in Ungarn sehr verbreitet sind, wurde ihrer Rolle und Genese sehr wenig Achtung gewidmet.

Für die räumliche Lage der Hängesedimente ist es bezeichnend, dass sie sich den Relief anpassend, als Mantel die Hänge der Hügel und Gebirge bedecken. Diese Sedimente sind nicht nur auf den Hängen, sondern auch in den teilweise oder vollkommen ausgefüllten Derasionstälern oft zu beobachten. Die parallel mit dem Hang geschichteten Sedimente fallen sehr verschiedenweise ein (1,5° bis 30°). Die Schichtebenen sind oft sehr fein; es kommt in vielen Fällen vor, dass die Schichtung kaum wahrzunehmen ist, obwohl das Sediment aus äusserst gemischtem Material besteht. Nach Beobachtungsangaben erreicht die Mächtigkeit solcher Decksedimente sogar 20 m. Wegen des beschränkten Umfangs dieses Aufsatzes dürfen wir hier auf die Verbreitung der Hängesedimente in Ungarn, ihre Typen, die Struktur und räumliche Lage ihrer Schichtung nicht eingehen, und wir beschränken uns auf die einfache Anführung der Haupttypen.

Die Hängesedimente können in 3 Hauptgruppen gegliedert werden;

1) Geschichteter Hängeschutt, der durch das Ausfrieren an der Oberfläche des anstehenden Gesteines entsteht und teils durch die Schwerkraft, teils durch die Solifluktion auf den Hängen angehäuften wird.

2) Gehänge-Lehndecke, deren Material durch Kongelifluktion und zeitweise durch flächenhafte Abspülung verfrachtet und angehäuften wurde.

3) Auf den Hängen der Mittelgebirge und Hügelländer kommen in grösster Ausdehnung geschichtete Hängelösse, lössartige Hängesedimente, stellenweise lehmige Sande vor.

Diese drei Haupttypen eingereihten

Diese in drei Haupttypen eingereihten, sehr abwechslungsreichen Subtypen der Hängesedimente lassen sich auch horizontal voneinander absondern, sie wechseln sich sehr häufig innerhalb eines Aufschlusses auch in vertikaler Richtung ab.

Auf Grund der in ihnen häufig vorkommenden syngenetischen Kryoturbations-Erscheinungen kann die Anhäufung dieser Sedimente durch Gelisolifluktion, bzw. Oberflächenabspülung, sowie durch Gravitationsbewegungen unter periglazialen Verhältnissen erklärt werden (Pécsi 1961-62).

g) Gelideflation

Die Tätigkeit des Windes unter periglazialen Verhältnissen ist die Gelideflation. Darunter verstehen wir vor allem die sich an gefrorener Oberfläche vollziehende Deflationsaktivität, und ferner die Anhäufung von Schnee- und äolischen Sedimenten (Löss, Flugsand) in der periglazialen Periode.

Die Spuren der Deflationstätigkeit, die in der Eiszeit sehr stark war, können in den ungarischen Mittelgebirgen oft und überall angetroffen werden. Unter den durch Kryofraktion zersplitterten und an verschiedenen Stellen vertrachteten grobklastischen Sedimenten sind ungeheure Mengen von durch Windkorrasion geschliffenen, eckige Schotterkörner zu finden. Es kommt nicht selten vor, dass sogar durch Wind korrodierte Steinflächen unter den Schuttdecken zutage kommen.

Der im Laufe der pleistozänen Vereisungen aus den anstehenden Gesteinen des Mittelgebirges durch Kryofraktion hergestellte, feine Aleurit wurde durch den Wind regelmässig ausgeblasen, so dass nur der gröbere Detritus an Ort und Stelle blieb. Da auch der grobe Schutt regelmässig weiter zerkleinert wurde - insbesondere der Dolomit, sowie der vulkanische Tuff und Agglomerat -, trug die Gelideflation zur arealen Abtragung der Mittelgebirge in den Eiszeiten wesentlich bei.

Das Material des aus den durch Frost zerlegten Trümmern der Gebirge in den trockenen-kalten Jahreszeiten ausgeblasenen Staubes häufte sich im Vorraum der Gebirge und im Windschatten der Hänge an. Der überwiegende Teil dieser Materialie ist aber nicht an ihrer ersten Ablagerungsstelle geblieben, weil die, in der Frühjahr- und Frühsommerperiode sich belebenden Derasionsprozesse (Gelisolifluktion, Schneeschmelzwasser usw.) sie wiederholt weiter geschleift haben, und sie mit anderen nicht-äolischen Sedimenten (Gesteinsschutt, Schotter, Lehm, usw.) vermischt wieder angehäuft haben. Als Endresultat dieser Vorgänge wurden sie als Hängesedimente, Deluvia erhalten, zwischen deren Bündeln die primäre äolische Akkumulation eine untergeordnete Rolle spielt.

In den trockenen, kalten periglazialen Wintern zerstörte die Deflation auch die auf den Hängen der Mittelgebirge gelagerte Schneedecke und durch den Bau von Schneewehen bildete sie eine Schneedecke von äusserst ungleicher Mächtigkeit aus. Die ungleichmässige Schneehäufung hatte Unterschiede in der Hangformung zur Folge.

Wo auf den Hängen der Mittelgebirge oder auf ihren Treppen die Schneedecke fehlte, oder sich verdünnt hatte, drang der Frost in den Boden wesentlich tiefer ein, als dort wo die Schneedecke mächtiger

war. In der schneefreien Zone wurde das anstehende Gestein an der Oberfläche des festen Gebirges durch die Kryofraktion tiefer und stärker zersplittert, da in diesen Flecken wegen der Unbedecktheit auch die Frühjahrs-Frostveränderlichkeitsperiode länger gedauert hat. Wo die Frühsummer-Schneeschnelzwässer in den durch Frost zerlegten Gesteinsschutt dauerhaft stehengeblieben sind, bildeten sich Strukturvöden und Kryoturbationsmerkmale auf den Schuttflecken aus. Es entstanden riesengrosse Steinpolygone und Streifenböden. Diese förderten, ihrerseits das Zustandekommen von kleineren, sogenannten Kryoplanationsterrassen. In den nachkommenden Jahren verursachten diese kleinen, embryonalen Treppen und Terrassen selbst die ungleichmässige Schneeanhäufung und ein weiteres Wachstum der obenerwähnten Terrassen.

h) Kryoplanation, Kryoplanationsterrassen und -Niveaus

Die während der periglazialperioden wirkenden Derasionsvorgänge, mit der Gelideflation und der fluviatilen Erosion - die unter den trocken-kalten Klimaverhältnissen nur lateral gewirkt haben - führten zusammenwirkend zu einer allgemeinen Denudation der Mittelgebirge und Gehügel, d.h. zu ihrer Kryoplanation.

Kryoplanation in engerem Sinne bedeutet die Ausbildung von Kryoplanationstreppen und -Terrassen auf den Hängen.

Im Ungarischen Mittelgebirge wurden die Überreste der Kryoplanationsterrassen erst in den von vulkanischen Gesteinen aufgebauten Gebirgen (Börzsöny, Mátra) und zwar auf ihren Seitenkanten und flachen Rücken von südlicher Exposition erkannt (Pécsi, Székely). Später beobachteten wir sie auch auf den aus mesozoischen Gesteinen aufgebauten Schollen des Transdanubischen Mittelgebirges.

Am häufigsten treten die Kryoplanationstreppen auf den sanfteren Hängen der Piedmonttreppen auf, wo sie nicht genau aufeinander lagern, sondern eher kulissenartig angeordnet sind. Die Grösse der Kryoplanationsterrassen ist ziemlich veränderlich. Es kommen sowohl ein paar Hundert m breite Treppen mit einer Stürzhöhe von 20 bis 30 m, wie auch 20 bis 50 m breite Treppen vor, deren Höhenabstände lediglich 5-15 m betragen. Der Böschungswinkel ihrer Oberfläche ändert sich zwischen 2° und 10°. Diese Treppen sind mit grobkörnigem, kantigen Gesteinsschutt bedeckt. In Gesteinsschutt tritt der Dreikanter häufig auf. Der feinere Gesteinsschutt ist also durch den Wind weggeblasen worden. Die grösseren Gesteinsblöcke weisen hier und da eine polygonale Anordnung auf. Die Kryoplanationsterrassen haben ebenfalls zu einer intensiven Verebnung der steileren Hänge der festen Gesteine geführt.

i) Periglaziale pedimentation

In den ungarischen Mittelgebirgen und Hügeln haben die pleistozänen, periglazialen Verebnungsvorgänge keine solchen ausgedehnten Abtragungsniveaus zustandegebracht, als die tropische pediplainisierung oder die unter semiariden Klima vorherrschende pedimentation. Den pedimenten der warmen semiariden Zonen ähnliche Formen haben sich jedoch auch im Laufe des Pleistozäns ausgebildet. Die im Pleistozän entstandenen Fussflächen sind zwar in unseren Mittelgebirgen nicht so weit verbreitet, wie die oberpliozänen Fussflächen, sie zeichnen sich jedoch mit ihren sanften, langgestreckt verebneten Hängen aus (Pécsi 1963):

In unseren während des Pleistozäns stark gehobenen Mittelgebirgen wurden die Piedmonttreppen und die oberpliozänen Fussflächen durch die Kryoplanation kräftig umgeformt. An ihren erhöhten Oberflächen und ihren Rändern war unter dem trocken-kalten Klima der Vereisungen ebenfalls eine Pedimentation im Gange. In den Zwischenzeiten haben aber die den inner mehr absinkenden Vorräumen zu auslaufenden Flüssen die Oberflächen in parallele Täler zerstückelt und in Seitenkämme gegliedert.

Die Hänge der immer tiefer sinkenden Täler und die zwischen den Tälern liegenden Rücken wurden durch die Kryoplanationsvorgänge im Laufe der Vereisungsperioden verebnet, wobei die Oberflächengesteine ungehäuft wurden.

Im Vorräum von mehreren ungarischen Mittelgebirgen entstanden auch junge pleistozäne Senken (Plattensee, Velenceer See usw.), bzw. im Vorräum der Gebirge sank die Erosionsbasis der Flüsse bedeutend tief ein. In solchen Fällen blieb die oberpliozäne Fussfläche an ihren Rändern hangend und die in der Eiszeit herrschenden semiariden Verhältnisse und die dadurch bedingten Kryoplanationsvorgänge brachten pleistozäne Fussflächen zustande. Ihre Oberfläche wurde durch groben, ungerollten Gesteinschutt oder lehmigen-lössführenden Detritus gedeckt. Die Schuttmaterialien wurden durch Kryofraktion erzeugt und dann durch Solifluktion und Hängeabspülung bewegt.

Die pleistozäne Kryoplanation formte die höheren Terrassen in den grösseren Flusstälern zu vollkommen geraden, leicht geneigten Hang um. Es kam oft vor, dass an einer Seite des Tales die Treppen der Flussterrassen in einer Aufeinanderfolge beobachtet wurden, während an der anderen Seite des Tales sich eine breite, schiefe, verebnete, pleistozäne Fussfläche ausgebildet hat. Die oberpliozäne Fussfläche wurde durch die pleistozänen Kryoplanations- und Erosionsvorgänge oft in flache Rücken und dazwischengeschaltete, parallele Täler gegliedert und die Fussfläche teilte sich in zwei Niveaus. Die Reihe der höheren Rücken, die von Bergfuss aus fingerartig vorgreifen, gehört zur oberpliozänen Fussfläche, während die niedrigeren Rücken die im Pleistozän verebneten Überreste des früheren Horizontes darstellen. Auf beiden Formen können auch kleinere Derasions-Kryoplanationstrepfen beobachtet werden.

In den ausgedehnteren Mittelgebirgen Ungarns schnitt die Fläche der Piedmonttreppen auch die verwickelten tektonischen Strukturen in ein Niveau durch (z.B. Bakony). Im Laufe der intensiven pleistozänen Hebungen erneuten sich die früheren tektonischen Linien, längs dieser bildeten sich Erosionstiefen, -Täler, sowie lokale Senken und Kessel (Brüche bei Veszprém-Devecser, Veszprém-Nagyvázsony, Sárrét, Séd-Tal usw.). Gegen diese Senken schnitt die pleistozäne Kryoplanation an der Oberfläche der früheren spättertiären Fussflächen stellenweise mehrere km breite, gerade, schief abhängige Pedimente aus.

Auf den etwas steileren (6 bis 8°) schiefen Hängen sitzen - in der durch die tektonischen Linien vorbestimmten Richtung - die trockenen Derasionstäler. Zwischen diesen Tälern wurden schief geneigte, flache Seitenkämme oder lediglich kleinere Zeugeberge erhalten, die aus dem Körper der ehemaligen Fusstreppe ausgehisselt worden waren. Die Umgebung dieser Kryoplanationszeugeberge ist in grobem Detritus verschüttet, oder besteht oft aus 10 bis 15 m tief zerspalteten Dolomit. Das weist darauf hin, dass ihre schiefen Hänge durch Ausfrieren und durch die danach fol-

gende Derasion und Golideflation ausgestaltet worden sind. Auch die jüngere Generation der aus dem anstehenden Gestein ausgeeisselten schmalen Hänge kann an der Oberfläche der längeren- ausgedehnteren pedimente nachgewiesen werden.

j) Rolle der Derasionstäler (Korrasionstäler) in der Formung des Reliefs

In der Formung des Reliefs der ungarischen Mittelgebirge und insbesondere ihrer Hänge haben diese Vorgänge eine sehr bedeutende Rolle gespielt. Die Ausbildung der Derasionstäler wird an Derasionsvorgängen zugeschrieben.

Nachdem die Untersuchung der Derasionstäler (Korrasionstäler) auf das ganze Land verbreitet worden war (Pécsi, Peja, Székely, Szilárd), konnte auf Grund dieser ausführlichen Untersuchungen festgestellt werden, dass auch die in der Frage stehenden Täler an keinen bestimmten Gesteinstypus gebunden waren, d.h. das Derasionstal (Korrasionstal) keine lithomorphologische, sondern klimatisch-morphologische Erscheinung darstellt. Solche Täler wurden sowohl an Graniten, Dolomiten, tertiären Kalksteinen, vulkanischen Gesteinen, Tonen und deluvialen Ablagerungen von verschiedenem Typus, wie auch auf Schotterdecken und Terrassen (Pécsi 1961, 1962) beobachtet. Am häufigsten treten sie auf Hängen auf, aber können auch auf etwas höheren Ebenen beobachtet werden.

Die Derasionstäler, stellenweise durch Erosions-Derasionstaltypen begleitet, nehmen mehr als die Hälfte des Reliefs in beträchtlichen Teil der Mittelgebirgs-Fussflächen und Gehügel ein. Es kommt in kleineren Gebieten vor, dass der überwiegende Teil der Oberfläche durch Derasionstäler und dazwischen gelegene Derasionskäme und -Hänge gebildet ist. An solchen Stellen ist die Zahl dieser Täler das Vielfache derjenigen der Erosionstäler. In der Ausgestaltung der Übergangs-Erosion-Derasionstaltformen überwogen periodisch bald die Derasionsvorgänge, bald die linearen Erosionsvorgänge. In Holozän wurden einige Derasionstaltypen durch Erosion umgeformt. Obwohl die Hängeverhältnisse eines beträchtlichen Teiles der den landwirtschaftlichen Anbau unterworfenen Derasionstäler sich auch in der Gegenwart ändern, ist dennoch die Ausbildung der meisten Täler bis zur letzten Vereisung oder sogar zu früheren Zeiten zurückzuführen. Ein Beweis dafür ist die Tatsache, dass die Hänge dieser Täler durch solche geschichtete Hängeablagerungen gedeckt sind, in denen die Spuren der periglazialen Frostwirkung oft anzutreffen sind. Die in den Eiszeiten zustande gekommenen Täler, welche die Hänge in einem dichten Netz zerschneiden, haben die in den Vorvereisungszeiten oder in den Zwischeneiszeiten entstandene stärkere Reliefenergie beträchtlich verringert.

Die Verebnung der Täler durch Kryoplanation schritt oft so weit fort, dass auf solchen Hängen auch die Derasionstäler, teilweise oder vollkommen, mit deluvialen Ablagerungen ausgefüllt wurden.

Die morphogenetische Rolle der normalen fluviatilen Erosion ist zu einem Faktor zweiter Ordnung geworden und zum Hauptagenten wurde das Ausfrieren, die auf gefrorenen Boden - unter der gemeinsamen Wirkung der Regelation und der Schwerkraft - sich vollziehende deluviale Massenbewegung. Die Deflations- und Anhäufungstätigkeit des Windes spielte perio-

disch und stellenweise eine mit diesen Derasionsprozessen gleichrangige Rolle in der Morphogenese und Sedimentation.

Der fluviatile Talbildung wurde - in den ana- und kataglazialen Klimatypen - durch die Bildung von flachen Derasionstälern (Dellen) gefolgt. Diese nehmen den überwiegenden Teil der Hänge der Hügelländer (60 bis 80 %) ein. Infolge der sich ablösenden derasiven Talbildungs- und Talauffüllungsphasen kan eine Derasionshügellandschaft von schwacher Reliefenergie zustande, das auf den Hängen häufig mit einer geomorphologischen Inversion eng verbunden ist. Im Vorraum der Gebirge hat sich aber die pedimentbildung durch Kryoplanation vollzogen.

Die periglazialen Prozesse, die sich im Pleistozän in mehreren Phasen wiederholt haben, veränderten zwar den Charakter der durch normale fluviatile Erosion ausgestalteten, an Tälern reichen Landschaft nicht vollkommen, doch formten sie in bedeutender Masse um.

Versuch zur Parallelisierung einiger ungarischer Deutungen der pleistozänen Klimatypen

S. Somogyi.

Fünfviertel eines Jahrhunderts sind verstrichen, seit J. Agassiz im Jahre 1837 den "pleistozän" benannten besonderen Zeitabschnitt in die geologische Zeitrechnung eingefügt hat. Seitdem hat sich über Entstehungsumstände, Einteilung und die charakteristische Oberflächenmorphologie dieser Periode auf der ganzen Erde, oder einzelner Teile derselben eine Menge von Forschungsergebnissen und theoretischen Debattenmaterials angesammelt, das eine ganze Bibliothek füllen würde. Wir können mit Genugtuung feststellen, dass an der Erforschung der Ursachen der periodischen Vereisungen und der geographischen Auswirkungen und Folgen der Eiszeiten auch ungarische Forscher einen hervorragenden Anteil gehabt haben. So sei erwähnt, dass M. Katona bereits im Jahre 1824 in seiner ungarisch geschriebenen "Allgemeinen Naturkundlichen Erdbeschreibung" eine ausgezeichnete Zusammenfassung der natürlichen geographischen Verhältnisse in den vereisten Gebieten gegeben hat und auch die Frage nach Klimaveränderungen in der jüngstvergangenen Zeit aufgeworfen hat. In unserem Jahrhundert aber haben die ungarischen pleistozänforscher, welche hauptsächlich aus den Reihen der Geobotaniker, Geologen, Geographen und Meteorologen kamen, ebenfalls dafür gesorgt, dass die vaterländische Forschung mit dem stetig ansteigenden Niveau der internationalen Untersuchungen Schritt hielt. Die ursprüngliche monoglazialistische Auffassung musste auch bei uns der zeitgemässen polyglazialistischen Betrachtungsweise weichen, es erfolgten Schritte zur genaueren Datierung der einzelnen Phasen des Eisvordringens und der zwischen-geschalteten Eispausen und Verfeinerung ihrer Gliederung. Die grundlegenden ausländischen Forschungsergebnisse wurden bald auch bei uns bestätigt. Ja es lebt in der Person von Dr. G. Bacsák noch heute ein ausgezeichneter Erforscher des pleistozänen Klimas in unserem Lande, der die Frage des Wesens und der Verteilung der Vereisungen und der Eispausen in einer auch für die internationale Forschung bisher ungeahnten Weise abgeklärt hat. Von seinen vielen wichtigen grundlegenden Feststellungen seien hier nur jene erwähnt, die sich auf die Ursachen und Abfolgen der eisbildenden und eisverzehrenden Klimatypen an Stelle der gebräuchlichen Begriffe "glazial" und "interglazial" beziehen, eine Angelegenheit, deren Wichtigkeit in Bezug auf die paläogeographie nicht genug betont werden kann.

Versuch einer parallelisierung einiger ungarischer Deutungen der pleistozänen Klimatypen

Deutung von G. Bacsó (1940)

- | | |
|-----------------------|---|
| I. Glaziale | Kühl-feuchter Sommer, Durchschnittswinter |
| II. Interglaziale | |
| 1. Antiglazial | Warm-trockener Sommer, Durchschnittswinter |
| 2. Subtropisch | Durchschnittssommer, milder humider Winter |
| 3. Subarktisch | Durchschnittssommer, kalter trockenere Winter |
| 4. Frustranes Glazial | Wie I., doch erfolgt keine Vereisung |

Deutung von P. Kriván (1955)

- | | |
|----------------------|--|
| I. Kryonale | 1. Kryophil = Anfang der Vereisung |
| | 2. Kryon = Zustand der Vereisung |
| | 3. Semikryophil = Vordringen eines bereits vorhandenen Eispanzers infolge subtropischer Schwankung |
| | 4. Semikryophob = Rückzug schon vorhanden Eispanzers infolge antiglazialer Schwankung |
| II. Inter - kryonale | 1. Kryophob = Eisschwund |
| | 2-3. Akryonaler Zustand |
| | 4. Kryophil Charakter |

Deutung von B. Bulla (1960)

- | | |
|-------------------------------------|---|
| I. Glaziale | 1. Kryotrop : Lineare Erosion
Laubwälder, Bildung brauner und pedsoliger Waldböden im Löss |
| | 2. Kryophil : Styepklina mit Lössbildung und fluviatiler Akkumulation |
| II. Interglaziale und Interstadiale | |
| | 1. Antiglazial = Kryophag, Styepklina mit Tschernosjonbildung, Flussmechanismus ; Unterlaufcharakter |
| | 2. Subtropisch = Hylectroph, Lössverlainung, Waldböden, Rote Lehmenzonen im Löss |
| | 3. Subarktisch = Hyelophob, Styepklina, Lössbildung, Flüsse mit Unterlaufcharakter, Tschernosjonböden |
| | 4. Frustranes Glazial = Hyelogen
(Wie bei I./1.) |

Deutung von S. Somogyi (1960)

- | | | |
|---|--|--|
| I. Glaziale ;
Zeitdauer etwa
1/6 des Pleis-
tozäns | 1. In der ersten Hälfte
Ungarn in der morpho-
logischen Provinz der
Flusserosion mit ozea-
nischen Klima der ge-
mässigten Zone | Reichlicher Nieder-
schlag, lineare Ero-
sion |
| II. | 2. In der zweiten Hälfte
in der morphologi-
schen Provinz mit pe-
riglazialen Klima;
an SO-Rand kalt-arides
Klima der Halbwüste | Trockenes, kaltes
Klima. Reichliche
Geschiebeführung d.
Flüsse. Zuschüttung
d. Täler. Flugsand-
und Lössbildung |
| II. Interglaziale und Interstädiäle; | | |
| 1. Antiglaziale
(Zeitdauer za. 1/5
d. Pleistozäns) | Ungarn in der morpho-
logischen Provinz d.
Flusserosion der kon-
tinentalen gemässigten
Zone | Talvertiefung, haupt-
sächlich durch
Schnelzwässer. Bildung
von Tschermosjon-
böden |
| 2. Subtropische
Schwankungen
(Zeitdauer za.
1/4 d. pl.) | Ungarn in der morpho-
logischen Provinz d.
submediterranen Über-
gangsklimas | Mechanismus d. Fluss-
erosion von überwie-
genden Mittellauf-
charakter |
| 3. Subarktische
Schwankungen
(Zeitdauer za.
1/4 d. pl.) | Ungarn in der morpho-
logischen Provinz d.
kalt-ariden Halbwüste | Zuschüttung der
Täler, Flugsand- und
Lössbildung |
| 4. Frustrane Gla-
ziale
(Zeitdauer zu-
sammen mit der
Anfangsphase
der Glaziale za.
1/8 d. pl.) | Ungarn in der morpho-
logischen Provinz d.
Flusserosion des
ozeanischen Klimas
der gemässigten Zone | Eintiefung der Täler,
hauptsächlich durch
Niederschlagswässer |

Die Erkenntnis, dass die Interglaziale der älteren Forschung klimatologisch durchaus verschieden waren, was durch grosse klimatologische Unterschiede beweisende Oberflächenbildung, fossile Bodenzonen und pflanzenreste angezeigt wird, brach sich schon frühzeitig Bahn. Auf ihr beruhten bei uns die z.T. schon vor einem halben Jahrhundert durchgeführten Einteilungsversuche, z.B. von Cholnoky, Horasitsky, Treit, welche von der Annahme von zwei, bzw. drei Vereisungen ausgingen, d.h. das Tatsachenmaterial in dieser Richtung zu deuten versuchten. Später haben B. Bulla und E. Scherf unter Zugrundelegung des Profils von paks, der Geschiebeablagerungen unserer Flüsse und von pflanzenüberresten, M. Kretzói aber auf Grund der Funde von Wirbeltierresten ihre Einteilungen mitgeteilt, welchen in Grunde die Penck'sche vierfache Wiederholung der Vereisungen zu Grunde lag, obwohl Scherf die Anwendbarkeit der Soergel'schen vollständigen Chronologie auf Grund der Beobachtungen in paks für bewiesen hielt und die entsprechende Abwechslung von humiden und ariden Perioden in unserer Pleistozän-Geschichte kräftig betonte. In diesen Arbeiten findet sich jedoch nichts Neues bezüglich des Klimas zwischen den Vereisungsperioden.

Bahnbrechend wirkte, wie schon erwähnt, in dieser Beziehung Bacsák, der zu seiner Feststellung der heterogenen Klimatypen der einzelnen Interglaziale auf Grund der Weiterentwicklung der Strahlungstheorie von M. Milankovitch gelangte. Seine Betrachtungen setzen eine von der heutigen nicht wesentlich verschiedene relative Lage des Himmelspoles voraus. Bacsák zeigt, dass unter dieser Voraussetzung sich auf Grund der die Bestrahlung regulierenden Interferenzen der himmelsmechanischen Bahnelemente der Erde in unseren geographischen Breiten vielerlei Klimatypen entstehen konnten, von welchen aber nur ein Typus, der glaziale zur tatsächlichen Entstehung einer regionalen Vereisung Anlass geben konnte. Hiefür war aber ein entsprechendes Zusammenwirken der Bahnelemente notwendig, in dessen Ermanglung nur ein "frustrantes" ("missglücktes" d.h. den Köppen'schen Schwellenwert der Vereisung nicht erreichendes) Glazial entstand, welches durch ein niederschlagsreichstes ozeanisches Klima repräsentiert wird. Im Sinne Bacsák's ist für den glazialen Klimatypus also eine Zweiphasigkeit anzunehmen. Zuerst stehen wir einer kühlen feuchten Zeitperiode gegenüber, welche bis zur Entstehung der Eiskalotte von Köppen reicht. Hiernach bildet sich in der Umgebung der Eismasse das kalt-aride Klima aus, Ebenfalls Bacsák wies darauf hin, dass sich der einmal entstandene Eispanzer infolge des von ihm induzierten zentral gelegenen Antizyklons mit hohem Luftdruck auch durch folgende konträre Klimatypen hindurch konservieren konnte, wobei die Randpartien der Vereisung aber je nach den vereisungsfördernden, oder eisbildungswidrigen klimatologischen Umständen ziemlich grosse Veränderungen ihrer Ausdehnung erfahren konnten. Auf diese Möglichkeit hat P. Kriván im Jahre 1953 in seiner Pleistozäneinteilung bzw. neuen Terminologie des pleistozänen Klimageschehens besonders hingewiesen. Er hat das Pleistozän in zur Ganze vereiste und in eisfreie Zeitperioden aufgeteilt und innerhalb dieser die einzelnen auftretenden Klimatypen nach ihrer die Vereisung fördernden, oder dieselbe hindernden Wirkungsweise unterschieden, bzw. benannt.

Früher war es insbesondere bei den Geographen üblich, die Lössbildungsperioden ausschliesslich mit den Vereisungsphasen, die die

Lössaufschlüsse gliedernden Lebenszonen aber mit den humideren Zeitabschnitten der Interglaziale in Verbindung zu bringen. Neuere Forschungen und Analysen haben dann ergeben, dass in den Zeiten zwischen den Vereisungen sich nicht nur Waldböden bildeten, deren B-Horizonte wir jetzt antreffen, sondern dass auch Reste von Tschernosjomböden und Sandschichten vorkommen, die auf fluviatile Akkumulation deuten. Neuere moderne Untersuchungen scheinen begründete Anhaltspunkte dafür zu liefern, dass die Anzahl der Lössschichten in einzelnen Aufschlüssen nicht mit der Anzahl der Vereisungen übereinstimmt. Auf Grund dieser Daten hat schliesslich Bulla ein Einteilungsprinzip des Pleistozäns aufgestellt, welches im glazialen Klimatypus sowohl mit der schon eingetretenen Vereisung, als mit der erst in Bildung begriffenen rechnet, während in den Interglazialzeiten neben den Rückzug des Eises auch die Wechselwirkung zwischen Niederschlag und Temperatur beobachtet wird und auf dieser Grundlage eine Beurteilung der die einzelnen Klimatypen begleitenden Sedimentationsmöglichkeiten und oberflächenverändernden dynamischen Wirkungen möglich wird. In dem neuen Vorschlag zur Nomenklatur von Bulla spiegelt sich die Beurteilung des Niederschlages als zentralen Faktor wider.

Zu gleicher Zeit wie Bulla, aber von ihm unabhängig, hat Sonogyi versucht eine Einteilung des Pleistozäns zu erzielen, bei welcher versucht wird, die verschiedenen Klimatypen mit den Charakterzügen von klimatisch-morphologischen Provinzen zu identifizieren, welche auch heute auf unserer Erde anzutreffen sind. Bei diesem Versuch habe ich den Mechanismus der Einwirkung des fliessenden Wassers auf die morphologische Entwicklung der pleistozänen Oberflächen und dessen Veränderungen in die zentrale Betrachtung gerückt und in der angeführten Arbeit auf Grund der vorhandenen Literatur eingehender untersucht. Es ist nicht möglich dies hier zu wiederholen, doch möge bemerkt sein, dass ich auch weiterhin das Grundprinzip dieses Versuches als geeignetste Grundlage zur Parallellisierung der oberflächenbildenden Vorgänge während der einzelnen Klimatypenphasen des Pleistozäns betrachte. Um aber über diese einstigen Phasen ein, der Wahrheit entsprechendes Detailbild entwerfen zu können, wird es jedenfalls notwendig sein, die jetzt bestehenden klimatisch-morphologischen Provinzen viel eingehender, als bisher zu erforschen.

Bei der Mitteilung der hier gegebenen Vergleichstabelle schwebte mir als zu erreichendes Ziel der Wunsch vor, die bereits allgemein angewendeten und bei den neueren Forschungen definierten Begriffe dem Verständnis näher zu bringen und in die Pleistozänchronologie von Bacsák einzubauen.

L i t e r a t u r

siehe "Földrajzi Értésítő" 1962, Jg.11
No 1, . 168 p.

Die chronologischen Probleme der ungarischen Strukturböden

Dr. M. Pécsi

Der überwiegende Teil der von den mitteleuropäischen periglazialen Gebieten beschriebenen Strukturböden (Bodenfrostwirkungen) wurde von den Forschern (Poser 1948, Mensching 1953, Dücker 1954, Ebers 1954, Jahn 1956, Dylik 1956, Violicko 1958, Büdel 1959, Kaiser 1960, Sekyra 1960) als aus den letzten Glazial stammend betrachtet. Kryoturbationen aus den Riss- und Mindel-Eiszeiten wurden schon in wesentlich geringerer Anzahl angegeben; (Suchel 1954, Weinberger 1954, Kaiser 1960, Fink 1960). Das ist verständlich, weil die Ablagerungen der letzten Eiszeit jene der früheren Vereisungen oft überdecken, bzw. ein Teil der älteren glazialen Schichten der Denudation zum Opfer fiel.

Bei unseren eigenen Untersuchungen ergab sich eine solche Mannigfaltigkeit der Formen ungarischer Strukturböden (Pécsi 1958, 1961, 1963), dass es dadurch ermöglicht wurde, die Kryoturbationserscheinungen in eine bestimmte Zeitfolge einzuordnen. Die chronologische Auswertung der Kryoturbationsphänomene gibt häufig Anhaltspunkte zur Bestimmung des relativen Alters der Oberfläche auch in solchen Fällen, wenn anderweitige Daten und Methoden hierfür nicht zu Gebote standen.

Die chronologische Einteilung der kryoturbaten Formentypen gibt schon heute, ein gutes Hilfsmittel zur relativen Altersbestimmung der einzelnen einstigen pleistozänen Oberflächen.

Die Erforschung des Formentypenschatzes der periglazialen Bodenrostperioden gibt ferner auch dafür Hinweise, wie sich die heutige Oberfläche entwickelte, wie gross die Abtragung auf den Hängen war, in welchen Masse Lockerböden durch Bodenerosion verloren ging.

Unseren Beobachtungen zufolge müssen wir bei der chronologischen Bewertung der pleistozänen Frosterscheinungen zwei Typen der Oberflächen streng von einander trennen. Die Erscheinungsformen der einzelnen periglazialen Bodenrostgebilde sind verschieden:

a) auf den vollständig ebenen, breiten Terrassen und Schwennkegeloberflächen, welche keine Decke von äolischen, oder Gehängesedimenten tragen;

b) auf den Talterrassen, bzw. geneigten Oberflächen, auf die sich äolische und Hang-Sedimente abgelagert haben.

ad a) Auf den ebenen Oberflächen, Terrassen, Schwennkegelflächen, fluviatil gebildeten Ebenen, welche nach einander von mehreren glazialen Frostwirkungen betroffen wurden, mehrere, von einander ungescheidbare Generationen der Kryoturbationserscheinungen. Man kann also mittels der genetischen und statistischen Auswertung der einander ablösenden Bodenrosttypen, ihrer Klassifikation Rückschlüsse auf das relative Alter solcher ebenen Oberflächen ziehen. Bei dieser chronologischen Auswertung

sind die fossilen Bodenhorizonte oder Verwitterungshorizonte zwischen den verschiedenen kryoturbaten Generationen gleichfalls zu berücksichtigen.

ad b) Auf Talterrassen die mit äolischen und Hanggebilden überdeckt sind, bzw. Hängen treten die für ebene Oberflächen so bezeichnenden Kryoturbationsmerkmale in den Hintergrund, weil die Gehängeablagerungen Solifluktions-Gravitations-Einflüssen unterworfen waren, die sie auf einander schichteten. Auf Abhängen spielten sich je nach Exposition des Hanges, der ihn aufbauenden Gesteine u. v. sehr verschiedene Vorgänge der Hangsolifluktion ab und zwar auch innerhalb desselben Zeitabschnittes.

Während z. B. auf den ebenen Oberflächen polygonale Strukturen entstanden, konnten sich zu derselben Zeit auf den Hängen Streifenböden, Girlandenformen und verschiedene, durch Solifluktion geschichtete Gehängeablagerungen bilden. Der polygonalen Frostkeilbildung entsprach auch auf den Hängen gewöhnlich die Entstehung eines Frostspaltennetzes, worauf in der Regel die Ablagerung von äolischen Material folgte, letztere während der Herrschaft der sehr trockenen kalten Klimatypen. So können wir in Endresultat in den, während des letzten Glazials entstandenen Hangprofilen auf einander gelagerte mehrfache, geschichtete und ungeschichtete Sedimentpakete beobachten, die von einander durch 3-4 fossile Bodenhorizonte getrennt werden, und fallweise auch noch durch Erscheinungsformen der Kryoturbation gegliedert werden. In allgemeinen ist in den Profilen der Gehänge- lüsse in den Korrosionstälern die Anzahl der fossilen Bodenhorizonte gewöhnlich bedeutend grösser, als in den Plateaulüssen.

Tabelle 1. Die Gliederung des ungarischen Pleistozäns auf Grund der Bodenfrosterscheinungen

Benennung	Auf alluvialen Ebenen mit Vorkommen	Flussterrassen Erscheinungen	Auf den Hängen von Hügel- ländern und Gebirgen
I. Spätwürmi- sche Boden- frosterschei- nungen	1. auf den ersten flut- freien Terrassen, auf den Schuttkegeln der letzten Vereisung 2. auf den Talschlen- kleinerer Nebenflüsse, unterhalb den holo- zäner Ablagerungen	einige Dezimeter breite Frostspal- ten, Sackböden, Kryoturbations- Schichtstörungen Pflasterböden	geschichtete Gehängeablagern- gen; die zwei obersten Glieder sind geschichtete Gehängelöss- bündel; die Ausfüllung von kleineren Dellen wird durch 1 oder zwei schwach entwick- lete Humusanhäufungen geglie- dert; in diesen Gehängeablage- rungen treten Frostspalten, kleinere Frostkeile und schwache Kryoturbations Spuren auf.
II. Bodenfrost- erscheinungen in Frühwür- m und in Früh- würm und in Hochwürm- hochglazial	auf mit Löss nicht bedeckten Oberflächen 1. auf den zweiten flutfreien Terrassen der Donau und deren Nebenflüsse und mit ihnen gleichaltrigen Schuttkegeln 2. auf der ersten flutfreien Terrasse und dem Schuttkegel kleinerer Nebenflüsse	1,5 bis 2 m tief eindringende Frostkeile, Frostlücke, Schotterpolygo- ne, Kryodepres- sionen / Kryokar- ste / Kryotekto- nische Schicht- deformationen, Involutionsen, aus Dreikanten beste- hender Pflaster- böden diese Kryo- turbationserschei- nungen wickeln oft den Boden des letzten Interglazial- als in sich ein	auf mit Gehängelöss, bzw. lössartigem Sediment be- deckten Hängen / schlamen Terrassen/ 1. geschichtete Solifluktionen- bzw. Perasionsablagerungen, die sich in 2 oder 3 Phasen wieder- holen; aufgefüllte, fossile Derastorstaler durch 1 oder 2 fossile Bodenzonen geglie- dert; umgehäufte Überreste von R--W-Böden . 2. in den Gehängeablagerungen <u>synge- tische Frostspalten, Keile</u> -und kleine Deformationen, 3. <u>Streifenböden Guirlande,</u> Kryoplanationstrepfen Pflas- terböden mit Dreikanter

Benennung	Auf alluvialen Ebenen und Vorkommen	Flussterrassen Erscheinungen	Auf den Hängen von Hügel- ländern und Gebirgen
III. Boden- froserschei- nungen des Rissglazials	<p>1. auf mit Löss nicht bedeckten flutfreien Terrassen III und IV und den entsprechen- den Schuttkegeln</p> <p>2. auf den flutfrei- an Terrassen und Schuttkegeln II und III der kleineren Nebenflüsse</p>	<p>grossangelegte kryotektonische Schichtendefor- mation, Riesen- polygone und Frostkeile, sowie Kryode- pressionen /Kryokarste/, grosse, ausgc- füllte Derasi- ons-Täler, mit Vermischung rotfarbener M-R-Böden</p>	<p>grosse und ausgefüllte Dera- sionstäler auf deren Hang syngenetische Kryoturbationserscheinungen im Schuttmaterial; Kryophä- nationsstrecken mit verein- zelten Steinpolygonen; ungehäufte M--R-Böden</p>
IV. ältere und früh- pleistozäne Kryoturba- tionsüber- reste /Min- del--Günz- Donaugla- zial/	auf den flutfreien Terrassen V-VI bzw. Schuttkegelterras- sen der Donau und ihrer grösseren Nebenflüsse	/auch die oben- angeführten jün- geren Formen kön- nen auftreten/ syngenetische Kryoturbation zwischen Schich- ten; Schichtende- formationen, Schotterpolygone	in älteren verschütteten Böden stellenweise vor- kommende, syngenetische Kryoturbationserscheinungen; Spuren der älteren und früh- pleistozänen Solifluktionen-- Kryoturbationserscheinungen sind gewöhnlich durch die nachträglichen Gehänge- denudationsprozesse ver- wischt worden

Die Fragen der Entstehung des Balaton und die Horizonte der
 südlichen Umräumung des Sees im Lichte der
 neuesten Forschungen

J. Szilárd

Bei unseren neuesten Untersuchungen (Marosi 1960, 1962 - Szilárd 1960, 1962) gelang es uns eine Synthese auszuarbeiten, in welcher die bisher bezüglich der Bildung des Balaton einander gegenüber gestandenen Ansichten in einen gewissen Masse einander angenähert werden konnten. Als Beobachtungsmaterial dienten dabei die am S-Ufer des Balaton konstatierten Horizonte ferner die in den gegen den See zu geneigten Tälern gemachten morphologischen Beobachtungen, sowie die Materialuntersuchung der gesammelten Sedimentproben. Unsere Forschungsergebnisse haben wir kurz in folgender Weise zusammenfassen können: der Balaton-Graben ist ein polygenetisches Becken, welches sein Dasein tektonischen Senkungen verdankt, die sich räumlich und zeitlich in einzelnen Abschnitten abspielten. Die Senkung einzelner Teile des Seegebietes begann schon gegen die Mitte des pleistozäns, worauf sich die tektonischen Bewegungen ein grösseres Areal erfassend und mit erhöhter Intensität in der Zeit zwischen Mittel- und Jung-Pleistozän fortsetzten. Dann aber verringerte sich die Intensität der Senkungen und beschränkte sich auf immer kleiner werdende Gebiets-teile; zum Stillstand sind sie aber auch heute noch nicht gekommen.

Der Graben des Balaton konnte bis zum mittleren pleistozän noch keine grössere Rolle als oberflächenformender Faktor spielen, denn über sein heutiges Gebiet hinweg erfolgte in den Meridional-Tälern bis in die Senke des südlichen Ausser-Sömogy reichend damals noch ein Transport ziemlich grober Geschiebe. Wir können aber im Gebiete des Grabens vom Mindel-Riss-Interglazial angefangen bereits die Bildung flacher Vortiefen annehmen.

Als Vertiefungen dieser Art mit NNW-SSO gerichteten Achsen dürfen wir vor allem die Niederungen des Nagyberek und der Gegend von Balatonszabadi, ferner die N-lichen Fortsetzungen der grösseren Meridionaltäler ansprechen. An diesen Orten wurde nämlich in den am S-Rande des Seebeckens im Alluvium begonnenen Bohrungen nach Durchörterung einiger Meter torfigen schwach zersetzten Pflanzenmaterials und Holozän-schlamm, 20-30 m dicke sandige, klein- bis grob-schotterige pleistozäne Schichten angetroffen, während im Gegensatz dazu am Fusse der sich allmählich verflachenden Randgebirge unter den alluvialen Oberflächen nach Durchföhrung von nur wenig mächtigen diluvialen Deckschichten bereits die pannonischen Sedimente auftauchten.

In der Eingangsphase der Entstehung des Balaton-Grabens haben die erwähnten Vortiefen vorerst nur auf den Gang der Geschiebeakkumulation einen Einfluss ausgeübt. Sie haben in erster Reihe das vom Mittelgebirge her passierende Grobgeschiebe aufgefangen. Am Fusse des Hügellandes und darüber hinaus in Richtung der Senke von Süd-Ausser-Sömogy konnten nur verhältnismässig feinkörnige Materialien (Sand und Grand) in streifenförmiger Anordnung weiterbewegt werden.

In dieser Zeitperiode hat sich der Charakter der Grabensenke hauptsächlich in der Weise entwickelt, dass das Aufsteigen des Mittelgebirges und des zentralen Teiles des Hügellandes richtunggebend wirkte. Die Untersuchung der im Aufsteigen begriffenen partien des Hügellandes und der Talstrecken zwischen den Tal-Wasserscheiden ergibt, dass die Niederschlagswasser in die damalige Oberfläche einschneitten und zur Zeit dieser periode 40-50 m tiefe Täler erodiert haben. Die Zone der Hebungen kann südlich des heutigen Seerandes mit einer Breite von 2-3 km angesetzt werden. Diese Zone verläuft im allgemeinen längs jener tektonischen Hauptlinie, an der sich schon in Oberpannon Bewegungen abspielten, wodurch von einander abweichende Oszillationsverhältnisse im Raume N-lich, und im Raume S-lich des Balaton geschaffen wurden. Diese Strukturzone ist nicht einheitlich und verläuft nur in grossen Ganzen parallel zum heutigen Seerand. Im Detail erweist sie sich aus treppenförmigen Brüchen mit No-SW und darauf senkrecht gerichteten Streichrichtungen zusammengesetzt, wodurch sie eine zick-zack-förmige Gestalt erhält. Das von den Bewegungen betroffene Gesteinsmaterial war so locker, dass die tektonischen Geländeformen so sehr verändert wurden, dass wir heute nur mit Schwierigkeit das einstige kräftige Wirken der tektonischen Bewegungen erkennen können. Solche Zeichen sind: einige stark verhüllte Verwerfungen, kennzeichnende Fallrichtungen der Schichten und die an den Bruchlinien konstaterbaren ansehnlichen Niveaudifferenzen stratigraphisch identischer Schichten.

Während der ersten Zeitphase des mittleren Pleistozäns in einem Abschnitt des Abklingens der Tektonik, befand sich der Balaton-Graben mit einer ungleichmässigen Oberfläche wenigstens 80-100 m höher, als heute, zwischen dem bereits emporgestiegenem Mittelgebirge und des Hügellandes von Ausser-Somogy. Das war eine Zeit der Anhäufung des Abtragungsmaterials am Fusse der Berge als Schotterkegel. Die abwärts strebenden Bäche haben während der humiden perioden in erster Reihe die flachen Niederungen der Vortiefen, ihre Gräben und die lokalen Senken der Meridionaltäler mit ihrem Geschiebe aufgefüllt. Die dazwischen stehen gebliebenen flachen Rücken wurden von der Denudation angenagt. In dem Masse, als kaltaride periglaziale Steppenklima zur Riss-Zeit die Oberhand erlangte, reduzierte sich die Schotterkegelbildung an den Bergfüssen immer mehr auf das engere Gebiet des Balaton-Grabens, wobei hauptsächlich Korrasions-Solifluktion wirkte. Es kam dazu, dass das Material der Schwemmkegel, in dem nunmehr der zerkleinerte polygonale Dolomit-Grand aus dem Mittelgebirge immer mehr dominierte, nicht nur die Vortiefen und ihre in die Meridionaltäler hineinreichenden zungenförmigen Buchten ausfüllte, sondern darüber hinaus auch die durch Denudation bereits stark abgetragenen Zwischenrücken als flache Decke bedeckte. Südlicher als der Rand des Grabens gegen Ausser-Somogy zu ist der Detritus nicht vorgedrungen, weil die Auffüllung die inzwischen gebildeten Niveaudifferenzen nicht mehr kompensieren konnte.

Der Zeitabschnitt zwischen dem Ende des Mittelpleistozäns und dem Anfang des Jungpleistozäns ist die Hauptperiode der Belebung der tektonischen Bewegungen, - im Balaton-Gebiet in erster Reihe der Senkungen. Sie bewirkten, dass die pannonische Unterlage zusammen mit der Geschiebedecke der Schwemmkegel längs der einander kreuzenden,

NW-SO und hierauf senkrecht streichenden Verwerfungen treppenförmig absank. Durch Vergleich der Höhenlage mit stehengebliebenen Teilen der Geschiebedecken in den Randpartien lässt sich das Ausmass der eingetretenen Senkungen auf 70-80 m schätzen. Doch sind diese nicht einzigen phase, sondern räumlich und zeitlich abschnittsweise erfolgt. Die Grabenoberfläche ist mit Ausnahme der Randpartien zunächst unter Bildung von flachen Bruchstufen auf ein Niveau von 120 m bis 140 ü. d. M. abgesunken. Auf die so verlagerte Oberfläche setzte sich bis zum Anbruch des Jungpleistozäns von N her ununterbrochen neues Lockermaterial ab, was eine Umlagerung durch Korrasion-Solifluktion des mit viel polyädrischem Dolomitgrand vermischten Sandmaterials der Schotterkegel bedeutet. Solche Reste alter Oberflächen finden sich heute am südlichen Ufer des Sees in 120-140 m Meereshöhe und bilden ein 1,5 - 2,5 km breites Band, welches die Ufer des Seebeckens umrandet. Ihr Material, - in welchem bezeichnend Kiese oder lössähnliche Sedimente nicht vorkommen, - unterscheidet sich darin von jenem der in höherer Lage zurückgebliebenen Horizonte, dass in ihm eine grössere Menge unabgerollten ziemlich groben Kleinschotters von Dolomit und weniger abgerollter Quarz vorkommt.

In das letzte Interglazial stellen wir, - übereinstimmend mit Bulla und Kéz, - im Grabenareal die Bildung des ersten solchen fortgesetzten Senkungsfeldes, welches nachweisbar bereits durch ein stehendes Gewässer ausgefüllt war. Dieses Seebecken ist zwischen NO-SW streichenden Bruchlinien nicht gleichförmig weiter abgesunken, sondern es bestanden auf seinem Gebiet stärker und weniger stark versinkende Teile. Die am meisten einsinkenden und zugleich am stärksten aufgefüllten Beckenteile bildeten auch weiterhin NW-SO gerichtete bandförmige Zonen, die wir schon als Vortiefen kennen gelernt haben.

Das zur letzten Interglazialzeit bestandene Seebecken hat sich wohl im allgemeinen der Streichrichtung NO-SW des Grabens angepasst, aber dabei mehr als das heutige den Einfluss der quergerichteten Senkungen aufgezeigt. Nach verschiedenen Beobachtungen mochte der Seeboden höher als der heutige gelegen sein. Daher ist anzunehmen, dass der See damals kaum tiefer war als heute. Der Wasserspiegel konnte nach dem Zeugnis der älteren natürlichen Niveaumarken und Nehrungen 6-8 m höher als der jetzige gelegen sein. Das Wasser hat gegen N, hauptsächlich aber gegen S an mehreren Orten ausgedehntere Buchten gebildet und auf diese Weise ein viel grösseres Gebiet bedeckt, als dies heute der Fall ist. Die an den S-lichen Uferändern auftretenden älteren und höher gelegenen Abrasionsmarken und Nehrungen deuten durch ihre verhältnismässig schmalen Bänder und durch den Charakter sowie die geringe Mächtigkeit ihres Materiales an, dass es um seichte Seebuchten handelte, deren Wasser nur geringe Abrasion verursachte. Zwischen diese Buchten erstreckten sich von S her noch weiter als an den heutigen Ufern die sich gegen N von See zu verflächenden Rücken der pannonischen Oberfläche hinein. Sie waren entweder mit Schwemmkegeln vom Riss-Ende bedeckt, oder auch bedeckt. Dies wird auch durch die Neigungsverhältnisse der Korrasions-Sedimente am heutigen Ufer bewiesen. Sie haben sich im Würn bereits von S her in Korrasionstätern angehäuft und der allgemeine Fallwinkel dieser Bildungen richtet sich gegen N.

Auch der See des letzten Interglazials konnte nicht abflusslos gewesen sein. Die Abzugsrinne dürfte in der S-lichen Fortsetzung des Nagyberek, oder entlang der Sió bestanden haben.

Wir schliessen unsere Betrachtungen mit einigen Bemerkungen über die Abrasions-Strandlinien, Nehrungen und Alluvial-Oberflächenteile des S-Ufers vom Balaton. Hier hat sich als Resultat der Wasserstandsschwankungen und Bewegungserscheinungen ein buntes Gemisch von Uferbildungen zusammengefunden. Die in Laufe der Zeiten mehrfach angeschwollene, von Stürmen aufgepeitschte Wassermasse hat bei den Anprall an das Ufer verschiedene charakteristische Formen zustande gebracht. Ausser den steilen Abrasionsufern finden wir Abrasions-Strandlinien von verschiedenen Alter, Höhe und Ausbreitung. Von Rückzug des Wassers geben uns gleichfalls räumlich und zeitlich verschiedene Nehrungsdämme, sowie von diesen abgeschnürte alluviale Buchten (ung. "berek") und Flächen Kunde, welche seinerzeit mit Seewasser gefüllt waren, später verlandeten und eine morastige, sunpfige Oberfläche bekamen.

Höher gelegene, ältere Abrasions-Strandlinien und Nehrungsdämme sind an Rande der das S-Ufer des Sees begleitenden geneigten Terrasse in 6-8 m Höhe über den Mittelwasserniveau des heutigen Sees an vielen Orten zu beobachten, als Reste der einstigen Abrasionstätigkeit und des späteren Rückzuges des Balaton. Die Seeablagerungen auf diesen Oberflächen wurden zuerst von L. Lóczy sen. in ihren limnischen Charakter richtig erkannt und mit den Balaton in Verbindung gebracht. Wir stellten jedoch abweichend von Lóczy fest, dass die Mehrzahl dieser Strandmarken keinen Nehrungscharakter tragen, sondern Abrasionsflächen entsprechen. Wir fanden nämlich ausser von Lóczy schon erwähnten wenigen Beispielen noch an vielen Orten, dass diese Formen durch die Abtragung von pannonischen Oberflächenpartien oder von Detritusmassen entstanden sind, welche über das mittlere Niveau des Sees emporragten. Die auf ihnen abgelagerten geringmächtigen limnischen Schichten verblieben als Andenken dieser Abrasionstätigkeit erhalten. Auch heute noch kann an manchen Orten (z. B. Siófok, Boglár) beobachtet werden, dass sich an die erwähnten Abrasionsflächen gleichhohe ältere Nehrungsdämme anschliessen, die aus mächtigeren limnischen Sedimenten bestehen, aber ihre Anzahl ist verhältnismässig gering. Es ist sehr wahrscheinlich, dass zur Zeit ihrer Bildung die Abrasionsflächen mit einer grösseren Anzahl von entwickelteren und älteren Nehrungssystemen, als die heutigen Reste zeigen, verbunden waren. Diese wurden aber durch die spätere Abrasionstätigkeit des Seewassers vernichtet. Als Zeitalter der Entstehung der höher gelegenen Abrasionsmarken kann am wahrscheinlichsten das Interglazial unmittelbar vor den Würm, oder aber ein Interstadial innerhalb des Würm bezeichnet werden. Wir stützen uns dabei auf das Vorkommen von überdeckenden Gehängeschichten von stellenweise mehr als 10 m Mächtigkeit die durch krypturbate Erscheinungen gegliedert werden. Ja wir finden sogar ungeschichtete sandige Löss auf den Abrasionsflächen.

Es gibt aber auch jüngere Strandmarken und Nehrungsdämme in tieferer Lage. Ein ganzes System solcher jüngerer Nehrungsdämme ist zwischen dem heutigen Seerand und den Abrasionsteilwänden und den höheren, älteren Abrasionsstrandlinien und Nehrungen anzutreffen, welches fast ohne Unterbrechung das S-liche Balaton-Ufer begleitet.

Wir können mit Cholnoky längs des S-Ufers des Sees ein dreifaches System der jüngeren Strandbildungen unterscheiden.

Darunter sind die ältesten jene Strandlinienreste, welche sich im allgemeinen weiter entfernt von Seeufer, an Fusse der älteren Abrasionsränder finden und zwischen die die Buchten ("berek") hineingreifen, sich etwa 4-5 m über den See erheben, aber ein zusammenhängendes System nicht mehr bilden. Nach unserer Meinung handelt es sich dabei auch zum grössten Teile gar nicht um Nehrungsschüttungen, sondern um Abrasionsränder postglazialer Seehochstände, welche natürlich in der Nähe der seewärts gelegenen Öffnungen der Binnenbuchten (berek) mit kürzeren Nehrungsdämmen ähnlicher Höhe zusammenfliessen können.

Das zweite System besteht unzweifelhaft schon aus abdämmenden Nehrungsschüttungen. Es bildet zu unseren Tagen, hauptsächlich infolge der menschlichen Tätigkeit, ein viel einheitlicheres Bild eines niederen Damms, als noch zur Jahrhundertwende. Die Höhenlage über den See-Nullpunkt beträgt 2 - 3,5 m, die Durchschnittsbreite 200-250 m. An Aufbau dieses natürlichen Dammsystems nehmen hauptsächlich schlammige Sandschichten teil, welche gewöhnlich durch Schotter-schichten von einigen cm Mächtigkeit unterteilt werden. Die Oberfläche der Nehrungsdämme wird öfters von Wiesen-Tschernosjomböden bedeckt. Schmale fossile Boden-zonen finden sich auch zwischen den Schotter- und Sand-Schichten.

Dieses System dürfte in der Hauptsache während der Regression entstanden sein, welche den hohen Wasserstande während der Buchen-I.-Phase folgte. Nach seiner Bildung hat sich das Seebecken beträchtlich gerader gestreckt, die Buchten schlossen sich und verlandeten.

Das jüngste und niederste Nehrungssystem entwickelte sich hauptsächlich zwischen dem älteren 2 - 3,5 m hohen Nehrungsdamm und dem alluvialen Uferrand. Seine Höhe über dem See-Nullpunkt beträgt 1-1,5 m. Sein ursprüngliches Antlitz ist bis auf unsere Tage sozusagen zur Unkenntlichkeit deformiert worden, weil es hauptsächlich aus kleinen Sandformen mit lockerem Material jungen Alters gebildet war.

Alluviale Oberflächenneste finden sich in der Form schmaler Streifen meist unmittelbar an den Ufern des Sees. Grössere partien sind für die "berek"-Gebiete bezeichnend. Die Höhenlage erreicht 105-105,5 m ü.d.M., auf den berek-Gebieten manchmal bis zu 106 m. Der Aufbau ist sehr bunt; Schlamm, Sand, Ton, und deren Gemische, ferner "kotu" (wenig zersetzte Pflanzenreste), Torf, Torfmoor, Moorton, Seekreide (unter Moor). Bei den neueren Bohrungen erwies es sich, dass die Alluvialflächen längs des S-Ufers sich nicht nur auf den durch die Abrasion abgetragenen Gebieten entwickelten, wie das seinerzeit Cholnoky meinte, sondern dass sie auch auf den Arealen der senkrecht zur Seebeckenachse gerichteten Senkungsniederungen zu finden sind. Die Tatsache, dass solche transversale Senkungsniederungen existieren, spricht gegen eine einheitliche Entstehung des Balaton-Grabens zwischen miteinander annähernd parallel verlaufenden NO-SW-Brüchen.

Die Meridional-Täler des Ausser-Somogy-Gebietes

J. Szilárd

Die NNW-SSO gerichteten sog. "Meridional-Täler" sind charakteristische morphologische Formen des Hügellandes von Ausser-Somogy. Von den grösseren solchen Tälern ist auf unserem Gebiete das zwischen dem Gamás-er und dem Karád-er Hügellücken sich hinziehende Tal von Somogyvár-Orci in der zusammenhängendsten Weise erhalten geblieben. Die einheitliche Anlage dieses Tales welches sich ohne Unterbrechung mit ungefähr 50 km Länge und durchschnittlich 600-800 m Breite vom Balaton bis zum Kapos-Fluss erstreckt, ist auch heute gut erkennbar. Nur in seinem mittleren Teile bildete sich in 179 m Seehöhe eine Wasserscheide in der Talsohle, von wo zwei jüngere Täler in einander entgegengesetzten Richtungen zum Balaton bzw. zur Kapos verlaufen.

Das Meridionaltal von Szólád-Nagybold, welches sich zwischen dem Karád-er Rücken und dem Balatonföldvár-Andócs-er Rücken in 30 km Länge und 400-600 m Breite bildete, wird schon bei dem Steilufer des Nagy-Koppány-Baches unterbrechen. Auch in diesem Tale gibt es eine niedrigere Wasserscheide in der Talsohle, welche ebenfalls zwei gegen einander gerichtete jüngere Talvertiefungen trennt.

Im heutigen Zustand ist das Köröshegy-er Meridionaltal morphologisch am weitesten vom Ursprungszustande entfernt. Es bildete sich zwischen dem Rücken von Balatonföldvár-Andócs und dem Schollenstück, welches vom Jaba-Bach und Balaton umschlossen wird. Es ist 15 km lang und 300-400 m breit. Infolge des Rückwärtseinschneidens des Jaba-Baches bildeten sich in diesem Tale zwei Wasserscheiden auf der Talsohle.

Zwischen dem Bergücken von Gamási und der Stufenlandschaft von Lengyelút schnitt sich das meridionale Tal von Szöllösgyörök ein, in dem sich keine sölige Wasserscheide findet. Dieses Tal neigt sich heute vom Rande bei Hács angefangen - wo es durch junge tektonische Bewegungen unterbrochen wird - einheitlich in einer dem ursprünglichen Laufe entgegengesetzten Richtung gegen den Balaton.

Die Entstehungsprobleme der Meridionaltäler haben von jeher die erhöhte Aufmerksamkeit der Geographen auf sich gezogen. Die ältere Forschungsreihe, an der Spitze J. Cholnoky, hielt diese Täler für tektonisch vorgezeichnete Windfurchen. Heute können wir uns auf Grund der in den Jahren 1950-51 durchgeführten geologischen Kartierung, den neuen Bohrergebnissen, sowie der neuesten morphologischen Untersuchungen bereits dafür entscheiden, dass die meridionalen Haupt-Täler von Ausser-Somogy noch vor der Einsenkung des Balaton in der Hauptsache als tektonisch vorbestimmte Erosionstäler zustandekamen. In den in Erhebung begriffenen Abschnitten des Hügellandes schnitten sich dabei die einstigen Wasserläufe tief in das Land ein. Diese lineare Erosion wurde durch die vereinte Erhebung des Mittelgebirges mit dem S-lichen Vorland zusammen mit der simultanen Senkung der Niederung von Süd-Ausser-Somogy ausgelöst. Später wirkten an der Fortbildung der Tal-tiefen parallel zur stufenweisen Vorsinkung der Vertiefen des Balaton auch noch lokale Senkungen mit. Wir finden nämlich an den Randgehängen der Täler und hauptsächlich unter den jüngeren Ablagerungen auf den heutigen Talsohlen

stellenweise recht mächtige linsenförmige fluviatile Sedimente als Talfüllung, deren von N nach S feiner werdendes Material aus dem Mittelgebirge stammt. Ihre Liegendschichten sinken, ganz den heutigen Talsohlenneigungen entsprechend, von den Sohlenwasserscheiden gegen S, und in entgegengesetzter Richtung gegen N immer mehr. Die einzelnen Sedimentlinsen werden durch quer verlaufende, aus pannonischem Material bestehende Schwellen von einander getrennt. Dies führt uns zum Schlusse, dass in diesen Tälern noch vor dem Aufhören des einheitlichen Verlaufes lokale Senkungen erfolgten, an welchen starke Geschiebeakkumulation eintrat. In den dazwischen befindlichen, in tektonischer Ruhe begriffenen Abschnitten dagegen wirkte lineare Tiefenerosion, zeitweise auch schwache Seitenerosion und nur ganz wenig Aufschüttung. Kerbwirkung und aufschüttende Tätigkeit der Erosion konnte aber mit den tektonischen Bewegungen so gut Schritt halten, dass die Erosionsbasen der Täler N-lich der Wasserscheiden im allgemeinen die Höhenlage von 190-200 m ü.d.M. behielten. Zu gleicher Zeit sind die Basishorizonte des Füllmaterials der Täler in den Senken selbst bis 120-130 m absolute Höhe abgesunken. Man muss daher in den von den Wasserscheiden N-lich gelegenen, abwärts bewegten Talteilen im allgemeinen mit einer Akkumulation von 60-70 m rechnen. Ein grosser Teil dieses Materials ist später im Norden gegen das Becken des Balaton zu hinaus befördert worden. Südlich von den Wasserscheiden ist es infolge der ausgedehnteren langsamen Senkung besonders in der Nähe des Kapos-Grabens zu einer noch mächtigeren Aufschüttung gekommen. In dieser Richtung verlagerten sich die söhlichen Basisflächen der Erosion - auch während der Zeiten der Akkumulation - auf immer tiefere Höhenlagen. Die Bohrungen erreichen dieses Sedimentmaterial in der Tiefe auch heute, da hier keine jungen Bewegungen solchen Ausmasses am Werke waren, wie im Areal des Balaton.

Als gegen das Ende des Mittelpleistozäns zu das Absinken des Balaton-Grabens einen solchen Grad erreichte dass die ursprüngliche Ablaufrichtung des Wassers unterbrochen wurde, haben diese Wässer in der Oberfläche des Hügellandes vertiefte, eingeschnittene und in verschiedenem Masse aufgefüllte Talstücke hinterlassen. An diesen begann dann das Erosionsspiel in der gegen einander gerichteten neuen Talvertiefungen, die Bildung von Wasserscheideschwellen auf den Talsohlen.

Bei der Bildung der neuen Taltiefen, der Anlage ihrer heutigen Formen hat in der Periglazialperiode des Würm ausser der linearen Erosion auch Korrasions-Solifluktion tatkräftig mitgewirkt. Über diese weitere Phase der Talentwicklung unterrichten uns die durch Erosion-Korrasion entstandenen Talschultern.

In den besprochenen Meridionaltälern sind zwei Talschulterssysteme nachweisbar. Das eine, höhergelegene, findet sich 50-80 m über den Talsohlen, mit leichter Neigung von N nach S. Das andere ist zweiteilig und besteht aus niederen Talschultern, die sich von den Wasserscheiden nach N bzw. S neigen, in der Höhe von 3-6, bzw. 15-20 m. Zwischen ihnen treten stellenweise auch noch schmalere Korrasionsstufen auf. Diese Talschultern sind keine Flussterrassen, sie bewahren also nicht das Andenken der talbildenden Tätigkeit ein und desselben Wasserlaufes. Dagegen sind sie als morphologische Formen aufzufassen, die z.T. in einem zuerst in einer Richtung eingekorbten Talstück entstanden, welches durch lokale Senkungen in sehr verschiedenem Ausmasse erfüllt wurde, dann aber auseinander gerissen wurde, wobei Reste der Talfüllung einen Teil der heutigen Schultern bilden. Z.T. sind sie aber auch

durch Erosionswirkungen der gegen einander gerichteten neuerstandenen Wasserläufe und durch Korrasionstätigkeit der gleichzeitig einsetzenden Bewegungsvorgänge an den Hängen entstanden.

Die hoch gelegenen Talschultern geben an, welche Höhe die Oberkante der Talfüllung zur Zeit des Aufhörens der ersten einheitlichen Talentwicklung erreicht hatte. Die niedrigen Schultern zeigen mit ihren unteren Stufen annähernd das Niveau der letzten interglazialen Eintiefung an, während ihre oberen Stufen das Ausmass der Korrasions-Solifluktiions-Talfüllung im Würm angeben.

Vom Postglazial angefangen ist in den Tälern wie der die lineare Erosion in den Vordergrund getreten. In den nunmehr zum Salaton entwässerten Talabschnitten erfolgte infolge neuerlichen Einsinken des Seebeckens am Pleistozänende und des niedrigen Wasserstandes, in den nunmehr S-wärts fallenden Talabschnitten aber infolge der Vertiefung der Flüsse Kapos, bzw. Gross- und Klein-Koppány eine Neubelebung des gegen einander gerichteten Rückwärtseinschneidens. Zuerst erfolgte die Durchschneidung der Korrasionsdecke des Würms. Aber besonders in den nordwärts gerichteten Talabschnitten mit stärkerem Gefälle griff die Erosion auch Reste der einstigen Talfüllung, ja stellenweise sogar das pannonische Liegende an.

In der zweiten Hälfte des Holozäns ist an den Tälern abermals eine schwache Aufschüttung und Verbreiterung durch Korrasion zu beobachten. Auf den steileren Hängen zeigt sich besonders seit der erhöhten Waldnutzung eine ziemlich grosse Bodenerosion. Der Kulturboden fehlt stellenweise bereits vollständig, oder ist nur mehr einige cm mächtig. Die Talhänge und Talschultern werden durch kleine Wasserrisse und durch junge Korrasions-Täler zerteilt. Die von Talhängen abgespülten Mengen trugen wesentlich zu Auffüllung der alluvialen Niederungen und der Ausplanierung der Formen bei.

IX.

Geomorphologische Skizze des Hügellandes von Inner-Somogy

S. Marosi

In dem etwa 3000 km² grossen, von dem W-lichen Beckenteil des Balaton-Sees in N-S-Richtung bis zum Dráva-/Drau-/Tal erstreckten Hügellande von Inner-Somogy treten die sandig-tonigen pannonischen Schichten und der kreuzgeschichtete oberpliozäne fluviatile Sand nur lokal, u. zw. auf einigen Randpartien der in die höheren Oberflächen /meridionaler Rücken von Marcali, Somogyvár-er Rücken/ eingeschnittenen Täler, sowie in einigen künstlichen Aufschlüssen zutage. Im übrigen finden sich überall quartäre Sedimente auf der Oberfläche: Löss, Sandlöss, braune Böden, also aus pleistozänem Flugstaub gebildete Ablagerungen und ausser ihnen noch auf den Hängen abgesetzte, durch Solifluktion-Korrasion umgelagerte auf sekundärem Ort befindliche Materialien. Auf dem grössten Teil des Gebietes aber durchsetzen die niedergebrachten Tiefbohrungen eine pleistozäne Absatzreihe respektabler Mächtigkeit /50-100 m/. Sie besteht hauptsächlich aus schlammigem Sand mit Kleinschotter, der in den tieferen Horizonten auch einige Schotterbänke von der Mächtigkeit einiger Meter aufweist. Daneben treten in der ganzen Schichtenfolge in beträchtlicher Anzahl Toneinlagerungen auf, die den Seezustand des Gebietes im Quartär bezeugen. Die einige Meter mächtigen oberflächennahen Schichten der fluviatilen Sandserie wurden zur letzten Eiszeit und in der Periode des holozänen Boreals infolge Deflation auf dem grössten Teile des Gebietes zu Flugsand verwandelt. Daher ist etwa der 3/4- Teil der Oberfläche von Inner-Somogy Flugsandgebiet, der aber heute bereits zum grössten Teil gebunden ist. Der Rest besteht aus Löss, aus Sedimenten der Solifluktion-Korrasion, wozu in den Tälern und auf den niedrigen Oberflächen in Seenähe noch ziemlich grosse Territorien mit alluvialer torfiger-sumpfiger Oberfläche kommen.

Die analytische Untersuchung der dicken fluviatilen Sedimentserie lässt erkennen, dass zum Ende des Pliozäns und Anfang des Pleistozäns /etwa zur Zeit des Donau-Glazials/ die Wässer eines grossen Urstromsystems, wahrscheinlich der Ur-Donau, sich vom Kleinen-Alföld her über das Becken von Tapolca /Góczán/ und das Gebiet des Nagyberék hinweg durch Inner-Somogy hindurch in N-S-Richtung in die Niederung längs der Dráva ergossen, welche damals noch mit einem stehenden Gewässer bedeckt war. Dieser Urstrom hat in breiter Zone einen ausgedehnten Schwemmkegel aufgebaut. Kurze Zeit hierauf, noch im unteren Pleistozän, entwickelte sich allmählich eine Senke beträchtlichen Ausmasses längs der Fliessrichtung des heutigen Kapos-Flusses, im grossen Ganzen parallel zur Erstreckung des heutigen Balatons. Von dieser Zeit angefangen wurde diese Senke der Haupt-Geschiebesammler der von N herabströmenden Gewässer. Es handelt sich, wie gesagt, um eine Grabensenke von ansehnlichen Dimensionen, welche parallel zur Streichrichtung des trasndanubischen Mittelgebirges in WSW-ONO-Richtung fast ohne Unterbrechung von dem mit abweichendem tektonischem Aufbau ausgestatteten Zala-er Gebiet bis zur Donau verfolgt werden kann. Wahrscheinlich setzt sie sich O-lich auf dem Gebiete zwischen Donau und Tisza noch weiter fort.

Die Urflüsse, welche dieser Niederung als der Erosionsbasis von N her zustrebten, wurden in den benachbarten Gebieten Süd-Transdanubiens von den Bahnen der tektonisch vorgezeichneten Meridionaltäler angezogen. In Inner-Somogy haben sie dagegen einen ausgedehnten Schwemmkegel aufgeschüttet.

Der Aufbau des Geschiebekegels dürfte bis zur Mitte des Pleistozäns, vielleicht bis zum Anfange des Jungpleistozäns ungestört verlaufen sein. Zu diesem Zeitpunkt hat das langsame Absinken des Balaton-Beckens und die allmähliche Entwicklung der Wasserscheide von Inner-Somogy dem Prozess der Oberflächenentwicklung neue Bahnen gewiesen. Es hörte die Herrschaft der von den nördlich des Balaton gelegenen Gebieten her strömenden Gewässer auf und an dessen Stelle trat in immer höherem Masse die Bildung des sich an den Fuss der Berggegend nördlich vom Balaton anlehenden Bergfuss-Schwemmkegels und sogar von Geschiebehängen. Die S-Grenze dieser Bildung lag einige km S-lich des Somogyer Seeufers, also am S-Rand des in weitestem Sinne genommenen Balaton-Beckens. Als Überreste dieses geologisch betrachtet jungen Prozesses bieten sich unseren Augen jene mächtigen fluviatilen Ablagerungen dar, welche am N-Ende des imultan mit der Depression des Balaton-Beckens aufsteigenden meridionalen Marcali-Rückens verfolgt werden können. Hieher gehört ferner das in den Schottergruben des Nagyberék künstlich erschlossene Sedimentmaterial, welches karbonatische Zusammensetzung hat, und in erster Reihe aus Dolomit besteht. Als jüngste pleistozäne Bildungen sind die am Ende des Marcali-Rückens beim Seeufer aufgeschlossenen Schichten zu betrachten, die aus mit Löss vermischem polyedrischem Dolomit-Schutt bestehen. Ihr Transportmittel waren hauptsächlich die von S her gegen den Balaton-Graben zu gerichteten Gekrieche der Solifluktion-Korrasion der letzten Eiszeit /hohes Steilufer von Balatonberény./

Die bei der neuesten Erforschung des Inner-Somogy gesammelten Beobachtungen berechtigen uns zu dem Schluss, dass der Balaton-Graben als ein polygenetisch entstandenes Becken zu betrachten ist, das räumlich und zeitlich periodisch stattgefundenen Senkungsvorgängen sein Dasein verdankt.

Zusammenfassend können wir sagen, dass wir in der S-Hälfte Transdanubiens einer dreifachen Generation von Senken gegenüberstehen: a/ die Dráva-Senke, b/ die Senke vom oberen Kapos-Fluss-Kalocsa, c/ das Becken von Balaton-Sárrét-Zámoly, bzw. anschliessend der Velence-See. Diese Senkungsgebiete sind umso jüngerer geologischer Entstehung, je weiter wir von S her gegen N vorschreiten. Sie haben nach einander vom Oberpliozän angefangen bis in unsere Tage als Erosionsbasis der von N und NW kommenden Gewässer, als Geschiebesammler gedient. In den schmalen Zonen zwischen den longitudinal erstreckten erwähnten Senken haben auch die geophysikalischen Messungen Maxima nachgewiesen /Mecsek, bzw. Inke-Igal-Pincshely-Németkér/. Die Struktur des Grund-Gebirges schlägt auch in den jungen Sedimenten durch und legt z.T. auch den Grund zu den heutigen Oberflächenformen. An den letzteren sind aber die N-S, bzw. NW-SO-lichen jungtektonischen Richtungen in viel höherem Masse beteiligt.

Inner-Somogy kann morphologisch folgendermassen aufgeteilt werden.

1. Der Marcali-Rücken zieht sich zwischen Balatonkeresztúr und Nagyatád mit 10 km Breite und 50 km Länge in meridionaler Richtung hin. In der N-Hälfte erreicht er eine Höhe bis 230-240 m ü.d.M., gegen S verflacht er

sich bis auf 150-160 m ü.d.M. Er wird von Erosions- und Korrasions-Tälern zerschnitten, die tektonisch vorgezeichnet sind. Seine Basis besteht aus pannonischen Sedimenten, auf welche krouzgeschichtete Sande des Oberpliozäns, ferner an vielen Orten pleistozäner fluviatiler Sand abgelagert sind. /Das Vorkommen der letzterwähnten Sande in derartiger Höhenlage muss mit jungpleistozänen Hebungen in Zusammenhang stehen. Die Oberfläche wird von lössartigen Sedimenten bedeckt. Am W-lichen und O-lichen Rande des Marcali-Rückens haben sich tektonische Treppen in vier Höhenlagen ausgebildet. Bei ihrer Formierung haben die pleistozänen periglazialen Vorgänge starken Anteil genommen. Das wird u.a. auch durch die Sedimente der Solifluktion-Korrasion verraten, welche die Gehänge bedecken.

2. Niedrigere Flugsandoberflächen finden sich auf der den Marcali-Rücken von W, O und S umrahmenden fluviatilen Schwemmgelände. An ihrer Bildung waren während des Quartärs nussor arbeitsfähigem Wind in beträchtlichem Masse auch periglaziale Vorgänge beteiligt. Hier finden sich Ungarn die für Bodenfrostwirkung typischsten Formen von Sandtrichtern /ung. "kovárványos homok"/ auf Böden mit Toneinspülung /"lessivé"-Böden./ Der rotbraune, "kovárvány"- oder "Lessivé"-Böden dringt hier in der Form beutelförmiger Einstülpungen bis auf 1,5 - 2 m Tiefe in den Sanduntergrund ein. In Beutel selbst werden die einige cm mächtigen kovárvány-Bänder durch gelben Sand von einander getrennt. Dagegen pflegen an den Rändern der Säcke die kovárvány-Bänder sich zu vereinigen und in Richtung des Oberflächen-Lessivébodens aufzustellen. Nach ihrer äusseren Erscheinung unterschied M. Pécsi /Földrajzi Közlemények - Geogr. Mitteil./ mehrere Typen dieser Böden mit kovárvány-Sandfrostsäcken.

Die erwähnten periglazialen Erscheinungen und die stärkere Gebundenheit der Oberflächenformen /Windfurchen, Windlöcher, Garmaden, langgestreckte Garmadendünen, Rumpfrücken/ und ihre Fossilisierung, das von der ziemlich reichen Pflanzendecke /Quercetum mit Maiglöckchenuntervegetation, Fraxinetum-Quercetum/ versichert uns bezw. begründet unsere Ansicht, dass der Formenschatz der Sandgebiete seit dem Holozän an der Oberfläche sich nicht mehr wesentlich verändert hat. Zwischen den flachen Rücken ziehen sich Deflationsvertiefungen, Tälchen mit nassem Boden hin, in welchen auch das Wasser kleinerer und grösserer Tümpel glänzt. Das ergibt in seiner Gesamtheit das typische Charakterbild dieser Sandgebiete.

3. Die einst von den Wellen des Balaton bedeckten Niederungen des Nagyberék und des Kisbalaton /Kleinbalaton/ zeigen mit ihren Nehrungsanschlüßungen, den "berék"-Gegenden und Torfstichen, sowie Schilfbeständen zweierlei Antlitze: einesteils sind sie bereits landwirtschaftlich in Nutzung stehende vor Überschwemmungen geschützte Gebiete, andererseits aber noch natürliche Reservate der einstigen Wasserwelt, mit ihrer wilden Naturschönheit.

4. Über den Ebene des Nagyberék und dem Wasserspiegel des Balaton erhebt sich in dominierender Stellung des Landschaftsbildes der Zeugenberg von Fonyód mit seinen drei Kegelspitzen. Er war einst ausser dem Basalttuff auch mit einiger Balatlava bedeckt gewesen. Er bricht zum Balatonufer mit einer sehr steilen Wand ab. Darum war hier vor dem Eingreifen des Ingenieurs der Bergsturz eine häufige Erscheinung. Auch heute ist hier die Denudation der Hänge stark und Strasse, sowie Eisenbahn sind durch Felsstürze auch heute noch gefährdet.

X.

Die Bildung des Beckens von Tapolca.
/Ungarische Daten zur Bestätigung des Donau-Glazials./

L. Góczán

Das Becken von Tapolca ist eine zum Bakony-Gebirge gehörige Kleinlandschaft. Der Grund des Beckens besteht aus denudierten Oberflächen von Dolomit und sarmatischem Kalk, bzw. auf dem zum Balaton-Graben zu rechnenden Teil aus einer mit holozänem Torf erfüllte Niederungssenke. Auf der abgetragenen Oberfläche ist der Überrest einer einstigen Schotterdecke zu beobachten. Das Becken wird im W durch eine Grabenwerfung von dem Keszthely-er Gebirge getrennt. Am Rande dieses tektonischen Grabens sind von der Schotterdecke 20-30 m erhalten geblieben und zwar z.T. in der ursprünglichen fluviatilen Ablagerungsweise, zum and. en Teil aber durch Solifluktion durchbewegt.

Der Schotteruntergrund ist auch unter dem holozänen Torf zu finden. Dorthin wurde der Schotter ebenfalls durch periglaziale Solifluktion verfrachtet.

Das Becken wird von den Dolomit- und Kalk-Schollen des Keszthely-er Gebirges und seinen Pedimenten, sowie von "Zeugenbergen" mit einer Basaltmesa vom Pliozänende gesäumt. Solche Zeugenberge mit Basaltmesa fehlen aber auch im Inneren des unrahnten Beckens nicht. Gegen den Balaton zu ist das Becken offen, bzw. seine holozäne Akkumulationsoberfläche ist schon zum Balaton-Graben zu rechnen.

Wir nennen diese mit einer Basaltdecke geschützten Inselberge deshalb "Zougenberge", weil der Basalt die unter ihm befindlichen lockeren pannonischen Sedimente vor der Denudation bewahrt hat und damit ein Zeugnis davon abgibt, welcher Art die einstige Oberfläche, das paläogeographische Antlitz der Gegend war. Diese Berge künden uns auch, dass die geologischen Vorgänge, welche das Becken entstehen liessen, etwa 120-160 m pannonische Schichten abgetragen, vernichtet haben.

An der westlichen Grenze des Beckens wurden die 20-30 m mächtigen Schottermassen, welche einen Teil der alten Sohle des Lesence-Tales bedecken, von dem Strom der Ur-Donau abgelagert. Solche fluviatile Schotterreste sind auch an der Seite der Zeugenberge anzutreffen, wo man sie von den unter ihnen gelagerten pannonischen Schottern gut unterscheiden kann. Man kann die erwähnten Schotter nach den petrographischen Eigenschaften und dem Abrollungsgrad mit den ältesten Donau-Schottern identifizieren.

Der Durchfluss der Urdonau wurde hier nach Massgabe der an der Unterkante der Schotterablagerungen erkennbaren krypturbaten Bodenfrosterscheinungen im Pleistozän eingeleitet. Es ist uns gelungen das genauere Alter des Durchflusses neustens auf den I. Teil des Donau-Glazials zu fixieren. Bekanntlich hat Eberl 3 Eisphasen des sog. Donau-Glazials nachweisen können, welche sich auch in der erweiterten Strahlungskurve von M. Milankovitch, bzw. der Vereisungskurve von G. Bacsák ausprägen. Nach M. Pécsi sind die ältesten ungarischen Donau-Terrassen /VI. und VII. Terrasse, Durnaszentmiklós/ an der Wende Pliozän-Pleistozän entstanden, älter als Günz. Die Schotterdecke des Tapolca-Beckens ist mit den in dem Becken verkommenen, 100 m unterhalb der hochgelegenen Basaltlavadecke befindlichen Basalttuff syngenetisch. Dieser

Basalttuff wird von Süßwasserkalken des Günz bedeckt, die also jünger als der Tuff sind. Die Schotterdecke des Lesencetals ist reich an verdeckten Bodenfrostphänomenen. In ihre Oberfläche dringen 3-4 m tief Frostkeilbildungen ein. Hier können also auf Grund der Kryoturbationserscheinungen 2 Glazialperioden unterschieden werden.

Die Vergleichung der Beobachtungen ergibt: 1. Der als älter als Günz erkannte Durchbruch der Urdonau bei Visegrád erwies sich als jünger, wie ihr Durchfluss durch das Becken von Tapolca. 2. Die Schotterdecke im Tapolca-Becken ist syngenetisch mit dem von Süßwasserkalk des Günz bedeckten Basalttuff, also ebenfalls älter als Günz. 3. Nach Ádám ist die Schotterablagerung der einst durch den tektonischen Graben von Mór geflossenen karpatischen Urflüsse ebenfalls altpleistozän und somit notwendigerweise älter als die Geschiebeablagerung der durch die Visegráder Enge passierenden ältesten Donau /Material der VI. und VII. Terrasse/, da sich die Flusstäler überkreuzen.

Aus allen diesen Daten ergibt sich das Alter der Schotterdecke im Lesencetal verhältnismässig genau als ältestes ungarisches Pleistozänablagerungsmaterial der Donau. Es ist die früheste Aufschotterung der Donau in Ungarn. Da schon die VI. und VII. durchgehende Donauterrasse im Visegráder Tal älter als Günz ist, also dem Donau-Glazial angehört, so dürfen wir - wenn wir uns der von Eberl angewendeten Nomenklatur anschliessen - die Schotter der Urdonau im Tapolca-Becken als Ablagerungen aus der ersten Phase der Vereisung im Donau-Glazial ansprechen. Wenn wir auch die Bezeichnungen als ziemlich irrelevant betrachten, so ergibt sich doch als wichtiges Resultat, dass bei Beibehaltung der gewohnten Eiszeitchronologie der Alpen, sich nun ein neuer Anhaltspunkt für die Vordatierung der ersten Vereisung vor dem Zyklus der pleistozänen Vereisungen ergeben hat. Es ist also das Zeitalter der Vereisungen gegenüber der früheren Annahme von 600 000 Jahren /im Pleistozän/ tatsächlich wesentlich länger gewesen.

Da nun der Umbruch der Fließrichtung der Urdonau durch die wallachische Orogenperiode bewirkt wurde - /bei uns als Auslöser der Senkung des Kleinen Alföld in Transdanubien, sowie der Erhebung des Systems der Ungarischen Mittelgebirge, sowie der Wasserscheide von Sümeg-Gleichenberg/ - so können wir nun auch das Alter der rumänischen Orogenese genauer fixieren, nämlich: auf die Zeitperiode, welche zwischen der I. und II. Vereisung des Donau-Glazials verstrich, jedenfalls also auf den Zeitabschnitt nach der allerersten Vereisung, gleichgültig, ob wir diese schon zum Pleistozän rechnen wollen oder nicht.

In der betrachteten Gegend hat die Urdonau eine Erosionstätigkeit bis herab auf 200-180 m ü.d.M. ausgeübt. Darauf wurden Deflation und Solifluktion die Hauptfaktoren der Erosion. Beide Phänomene werden im Gebiet durch sehr viel Daten bestätigt. Die rezente Oberflächenbildung wirkt sich in Form der Bodenerosion und Akkumulation aus. Wir beobachten sie sowohl auf den nackten Dolomit-Pedimenten der umrandeten Berge, als auch auf dem sarmatischen Kalkstein im Inneren des Beckens und auf den holozänen Mooregebieten.

Wir sind uns bewusst, dass der ganze vorgetragene Gedankengang durch eine gewichtige Antithese ins Wanken gebracht werden kann. Es fehlt nämlich im Schottermaterial des Beckens von Tapolca der Basaltschotter vollständig. Man sollte doch annehmen, dass ein zwischen Inselbergen mit Basaltdecke fließender Fluss auch letztere erodiert hätte, also dass im Schotter auch Basalt vorkommen müsste, was die Beobachtung nicht bestätigt.

Der Widerspruch wird vielleicht in folgender Weise zu erklären sein. Wir finden in unserem Gebiet, dass die Schottermasse vielfach durch Kieselsäure-zement verfestigt wird. Auch karbonatisches Schottermaterial ist so weit verkieselt worden, dass man seine ursprüngliche Beschaffenheit nicht mehr eruieren kann. Es scheint voraussetzbar, dass die ursprünglichen Basaltkiesel aus ihrem Verbandsverbande herausgelöst wurden, oder aber bis zur Unkenntlichkeit von Kieselsäure durchdrungen wurden. Ich halte diese Erklärung für wahrscheinlich. Das Problem kann aber erst in der Zukunft von einem Geochemiker endgültig gelöst werden.

Natürlich berührt die im Obigen von mir selbst angeführte Antithese nur die Art und Weise der ersten Bildungsphase des Beckens, hat aber auf die chronologischen Folgerungen keine Rückwirkung.

Le rôle des produits des sols fossiles et reliques dans
la formation de la couverture du sol de la Hongrie

Dr. P. Stefanovits

Les conditions actuelles de notre sol présentent d'innombrables éléments, dont la formation remonte au passé géologique, et les régularités de la couverture du sol d'aujourd'hui ne sont entièrement expliquables qu'à la lumière de l'histoire de la formation et de l'évolution de ces résidus. Les produits du sol des temps passés ne sont conservés que sporadiquement sur les territoires couverts par la calotte glaciaire quaternaire, à cause des masses glaciales mouvantes qui ont enlevé les couches de sol relativement minces. En Hongrie cependant, où pendant la période glaciaire il n'y avait pas de couche de glace, ce processus général de destruction de sol ne s'est pas produit. Mais cela ne veut pas dire que la couverture du sol ancien est restée intacte ici. Le climat pluvieux, qui régnait lors de la période tertiaire, favorisait l'érosion horizontale, tandis que l'érosion verticale, le comblement de vallées par corrasion, la solifluxion et la déflation ne détruisirent pas moins le sol. Toutefois, en quelques endroits protégés, les produits plus anciens résistèrent à l'érosion, surtout s'ils se trouvaient sous la couche protectrice de nouveaux sédiments d'origine marine, fluviatile ou éolienne. Les plus anciens produits du sol primitif survivaient en deux formes jusqu'à nos jours, sous forme de sols fossiles et de sols reliques.

Nous nommons sols fossiles, ces anciens produits du sol qui furent recouverts par de nouveaux sédiments; par conséquent leur évolution fut interrompue et ainsi les sols furent conservés dans le stade d'évolution qu'ils avaient. Mais dans beaucoup de cas, les sols fossiles subissaient quand même quelques variations. Il faut en chercher la cause en partie dans le vieillissement des colloïdes, dans la recristallisation des matières minérales et dans la transformation des matières organiques.

Il est connu, que l'hydrate de fer fraîchement précipité et également d'autres composés se transforment avec le temps; ce processus est connu dans la science des colloïdes comme vieillissement. Par suite de cette transformation, la solubilité, le pouvoir de peptisation même, et dans beaucoup de cas le degré de cristallisation des matières changent.

La recristallisation peut aussi causer un changement considérable dans les propriétés des sols fossiles. Au moment où le sol ancien était à la surface, il se trouvait dans d'autres conditions d'humidité, de température et de pression, que lorsqu'il fut enseveli sous la couche protectrice du sédiment nouveau.

Par suite du changement des conditions, ces composés cristallisés, qui étaient en équilibre avec les conditions préexistantes, ont eu tendance, en raison de leur manque de stabilité, à prendre la forme cristalline conforme aux conditions nouvelles. Dans beaucoup de cas le changement ne se présente que sous la forme de diminution de la teneur en

eau cristalline, mais cela est suffisant pour que des changements visibles s'y manifestent. La transformation des concrétions calcaires formée dans les sols anciens peut-être telle que nous ne trouvons aujourd'hui à la place des précipitations calcaires originellement compactes que des accumulations calcaires en forme de poudre.

Un changement se réalise dans les propriétés des sols fossiles par suite de la transformation de la matière organique.

Il est remarquable que dans les horizons fonceés du sol fossile on ne peut trouver que peu de matière organique, même sa solubilité diffère considérablement de la solubilité de la matière organique actuelle. On peut supposer que la matière organique du sol, qui est sous l'effet des changements biologiques perpétuels, change elle-même et se transforme quand les conditions de vie des microorganismes du sol changent.

Les sols fossiles peuvent changer sous l'effet d'un autre facteur, p.ex. sous l'effet des solutions (salines) s'écoulant du sédiment de couverture.

Nous observons souvent, surtout dans les horizons du sol ensevelis sous un loess, que des horizons originellement acides s'enrichissent postérieurement en calcium et que leurs propriétés changent fortement. Sous l'effet d'une réduction postérieure, des horizons déjà formés et ensevelis peuvent changer en horizons à Gley; les composés de fer et de manganèse deviennent mobiles et peuvent se précipiter en composant des concrétions.

Les sols fossiles peuvent également subir un changement sous les effets physiques; alors nous ne trouvons plus les horizons dans les couches de stratification originale, mais seulement leurs reliques fragmentées, plus ou moins déplacées. Ce changement physique peut s'accomplir dans certains cas sous l'effet de l'érosion, dans d'autres sous l'effet de la cryoturbation. par suite de l'érosion les sols anciens sont tronqués et les matériaux transportés se mêlent par couches superposées à des matériaux étrangers. La cryoturbation, c.-à-d. les changements qui s'accomplissent sous l'effet du gel et du dégel répétés, peuvent causer la disturbance et le mélange des horizons in situ. La déformation peut être en forme de coin, de peigne, de gerbe, de sac, de chaudron, les horizons dérangés peuvent également former des "sols de goutte" (Atkár).

Nous avons énuméré tous ces changements possibles pour faire sentir la difficulté qui se présente si nous désirons nous représenter ou évoquer les propriétés originelles des sols fossiles.

L'autre possibilité de conservation de sols anciens se présente sous la forme des sols reliques. Les sols reliques n'ont pas été ensevelis sous une couverture protectrice de sédiments, mais dès leur origine jusqu'à aujourd'hui il sont restés en surface. Leur profil reflète aussi bien l'effet de la formation du sol conforme aux circonstances naturelles du passé, que le résultat des processus pédogénétiques du temps présent. A vrai dire on peut les concevoir comme des sols du temps présent dont la roche-mère est une formation de sols anciens. Leur appréciation et l'explication des phénomènes qu'on y observe est peut-être justement difficile, parce qu'on ne peut plus séparer l'influence des facteurs naturels souvent considérablement différents les uns des autres, qui

ont agi sur eux à des époques différentes dans l'espace et le temps. L'interprétation du profil devient encore plus difficile, si un sol fossile, par conséquent une fois déjà enseveli, vient à la surface par suite de l'érosion, et ce pendant assez de temps pour que la pédogenèse actuelle puisse déployer son effet. Chez ces profils d'origine mixte la continuité de la formation du sol a été interrompue pour un temps, pour reprendre son cours par après.

Maintenant nous allons exposer les données et les observations à partir desquelles nous pouvons reconstituer l'histoire ancienne des sols de la Hongrie.

Selon nos connaissances, les plus anciennes formations de sol en Hongrie se sont conservées sur le grès rouge du Permien. En premier lieu on peut trouver dans la région montagneuse de Balaton ainsi que dans le Mecsek ces couches argileuses caillouteuses, sableuses, d'un rouge vif, qui sont des produits continentaux, par conséquent des sols ou leurs produits d'accumulation. Dans ces couches nous n'avons pas observé le profil original et nous n'avons pas pu trouver de matière organique. En nous basant sur des fossiles de plantes de la période permienne, nous pouvons dire que le climat était conforme à celui des régions tropicales actuelles; par conséquent malgré le manque de matières organiques et de profil il n'est pas exclu de conclure qu'il y ait formations de sols tropicaux. Bien que l'altération et la formation d'un sol tropical donnent naissance à des produits ferrugineux, argileux, à couleur rouge, on ne peut pas corréler totalement les couches du Permien avec les sols tropicaux car les produits de l'altération tropicale contiennent des minéraux argileux du type kaolinique, tandis que les argiles rouges du Permien du pays se composent en premier lieu de minéraux du type illitique.

Un autre produit du sol de couleur rouge est originaire du Secondaire. On ne peut en retrouver qu'un matériel du sol rouge, datant de la période jurassique, dans les calcaires colorés en rouge. La bauxite de la période crétacique, ainsi que le produit d'argile rouge, accompagnant le calcaire, qui est supposé être du même âge, survivait déjà en plus grande masse. Nos examens qui s'y rapportent peuvent être résumés comme suit.

L'extension géographique en Hongrie des produits résumés sous le nom d'argile rouge est liée aux territoires qui étaient des continents pendant le Tertiaire et qui de ce fait n'ont pas été ensevelis sous la couverture d'alluvions marines du Tertiaire. On peut constater pour tous ces produits qu'ils sont des produits de sol fossile et relique qui datent du Tertiaire ou d'une période géologique encore plus ancienne. Le climat de la fin de la période tertiaire de même que du Quaternaire a causé le plus souvent leur destruction, et par conséquent on ne peut aujourd'hui les trouver qu'à des endroits où ils étaient protégés ou bien là où, à cause de leur grande épaisseur et résistance, l'érosion n'a pas pu les enlever complètement. Leur rôle dans la formation du sol de surface actuel n'est pas négligeable, parce que nous y trouvons sur de grandes surfaces des plantations de vignes et même des forêts; on peut également retrouver les matériaux de ces sols sous forme de colluvions dans les terres arables.

Beaucoup d'avis ont été énoncés quant à l'origine, les propriétés et l'extension des produits argileux de couleur rouge. Dans la

littérature hongroise, spécialisée en cette matière. Ötvös (1960) et Vadász (1956) ont publié des données; ce dernier rapproche la formation des argiles rouges à la bauxitisation. Nous partageons l'avis de Kubiéna (1956, 1958) et nous pensons que les sols argileux de couleur rouge sont le résultat de deux processus différents. L'un des processus est la rubéfaction qui s'opère dans des circonstances alternativement humides et sèches exigeant l'effet de la chaleur, l'autre est la latérisation et la bauxitisation qui s'y rapporte, lié à des conditions constamment humides et chaudes. Sous le processus de rubéfaction la couleur rouge des sols est due à l'effet des hydrates ferriques, qui se dégagent brutalement de l'état de gel sous forme de petits cristaux; pendant la latérisation la cristallisation est un processus plus lent, d'où possibilité de formation de cristaux plus grands et plus variés.

Pour caractériser les argiles rouges de la Hongrie nous avons pris des échantillons des différents territoires du pays (tableau 1). Nous nous efforçons de choisir les sols dont l'extension est importante du point de vue géologique et géographique.

Il faut noter que dans les territoires karstiques, et dans les territoires du grès rouge du Permien l'argile rouge ne se limite pas aux territoires perreux-rocheux, mais se retrouve, par suite de l'extension des produits d'érosion, sur un grand territoire et on peut retrouver dans la matière des sols environnants.

Nous avons exécuté une partie de nos recherches, comme l'analyse granulométrique, sur les échantillons en entier, et pour une autre partie nous avons plus particulièrement examiné la fraction argileuse. Nous avons jugé d'importance exceptionnelle l'analyse de la partie argileuse, l'analyse chimique totale, les analyses DTA, de même que l'analyse totale et l'analyse DTA des échantillon traités à l'acide chlorhydrique, parce que dans beaucoup de cas nous nous trouvons en face d'alluvions dans un sit secondaire ou tertiaire dont la composition a été modifiée en grande partie par les matières étrangères incorporées pendant le processus d'alluvionnement. Seule la qualité de la fraction argileuse peut nous renseigner dans le cas présent sur les circonstances de formation des argiles rouges et sur les processus qui s'y déroulent.

On peut constater par les données d'analyse qu'en Hongrie les argiles rouges se sont formées de plusieurs manières et que par conséquent leurs propriétés diffèrent sensiblement. L'échantillon de "Tenkeshegy" est dû à la rubéfaction de "Braunlehn"; les échantillons près de "Bodajk" et "Vörös-tó" sont le résultat de latérisation et bauxitisation, tandis que l'échantillon de "Budakeszi" a pris la couleur rouge sous l'effet de processus hydrothermaux postvolcaniques. L'argile rouge des environs de "Csesznek", visible dans la carrière de Csesznek, doit sa couleur et ses propriétés au dégagement de contaminations rouges. Les reliques de la formation de Terra rossa sont les sols avec la mention "Bükki vörös", "Bükkszentkereszt", "Meszes", "Mecsek" et "Budapest vörös", tandis que le profil près de "Szepezd" s'est formé par l'activation du produit continental ancien du grès rouge.

Les propriétés des argiles rouges diffèrent autant que leur mode de formation. Leur capacité d'échange de cations, leur adsorption

d'eau et leur composition change en grande partie parallèlement à leur constitution minéralogique. La matière des échantillons nommés "Bükki vörös", "Bodajk", "Bakonyi vörös" est en grande partie de la kaolinite; conformément la capacité d'échange des cations et le rapport moléculaire sont faibles et les examens DTA donnent des courbes caractéristique pour la kaolinite.

Les deux échantillon de "Budakeszi" ont essentiellement un caractère kaolinitique, mais la capacité d'échange de cations et le rapport moléculaire sont plus grands qu'il serait permis dans le cas de kaolinite. Dans ce cas la partie colloïdale est déjà un mélange minéral. On peut trouver parmi les échantillons examinés des argiles rouges à caractère illitique, comme il apparait des analyses thermiques, des données d'analyses et de la capacité d'adsorption.

Nous ne pouvons pas affirmer, que la même origine mène à la même constitution minéralogique ou aux mêmes propriétés chimiques et colloïdales, parce que plusieurs propriétés peuvent figurer à l'intérieur d'un seul groupe génétique. Parmi les sols Terra rossa p.ex. nous trouvons d'une part des argiles ayant le caractère de kaolinite et d'autre part des argiles ayant le caractère d'illite, mais il y a aussi des mélanges minéraux.

par conséquent nos argiles rouges sont des produits de sol qui se sont formés de façons différentes et à des âges différents, et dont la composition peut avoir et le caractère d'illite et le caractère de kaolinite. En plus des deux argiles qui se présentent le plus souvent, on peut y trouver des hydrates de fer et d'alumine amorphes et cristallins où les composés ferriques sont cause de la couleur rouge des argiles.

Il n'est pas facile de caractériser les sols qui se sont formés dans le Tertiaire, les sols rouges de l'Eocène et les produits "nyirok" d'âge pannonique. Tandis que les premiers sont liés aux calcaires et aux fragments de calcaire, les seconds le sont aux territoires à andésite et rhyolite. Les deux produits ont en commun qu'ils appartiennent au groupe des sols reliques et qu'on peut y distinguer les traces bien visibles de la formation du sol actuel. Après Szabó J. (1867) et Inkey (1896), Ballenegger (1917) a décrit la formation de "nyirok" en s'appuyant sur des données détaillées, et sa théorie n'a pas été contredite. Selon lui "nyirok" est un produit de sol du Tertiaire dont la rochemère est la rhyolite, c'est-à-dire dans le Börzsöny et le Mátra de l'andésite. L'argument le plus décisif pour séparer nettement les produits de "nyirok" des horizons d'accumulation du sol forestier, qui s'est développé dans le loess et qui est supposé être identique qu "nyirok" est la différence qu'il existe dans la propriété de l'argile. Alors que la partie colloïdale de nyirok formée sur rhyolite et andésite contient des argiles ayant le caractère de montmorillonite, l'horizon d'accumulation des sols forestiers se formant sur le loess contient dans la plus grande partie de l'illite. L'autre produit de sol qui a subsisté sur l'alluvion pannonique appartient au groupe des sols marécageux et "humic-gley". On peut les observer dans les coupes dans la région de Balaton et en général dans la région transdanubienne.

Ici la série de sédiments d'eau douce et lacustres est interrompue plusieurs fois par la formation d'un sol, liée à l'accumulation

de matière organique qui avait pour résultat que des produits de sol marécageux ou "humic-gley" fossile restaient comme résidu. Leur matière organique noire ou grisâtre, souvent concentrée sous forme d'un filet de charbon et l'accumulation de calcaire sous-jacent caractérisent bien la formation du sol hydromorphe.

Autant la délimitation est très nette en géologie entre le Tertiaire et le quaternaire, et autant la différence est essentielle entre le règne végétal et animal de ces deux âges, autant la différence est grande quant au caractère de la formation du sol. Tandis que les produits du sol du Tertiaire ressemblent à peine aux sols actuels de notre pays, dès le commencement du quaternaire cette ressemblance devient de plus en plus marquée.

La délimitation entre le pléistocène et le Tertiaire est peut-être le mieux indiquée par l'apparition du loess et des sols formés sur loess.

Cette limite apparaît moins dans les endroits humides, parce que sur les alluvions du quaternaire aussi bien lacustres que fluviatiles il ne se forme qu'un sol hydromorphe marécageux ou "humic-gley".

Les produits de sol hydromorphe tertiaire présentent quand même une accumulation de calcaire généralement plus forte que les sols quaternaires, vraisemblablement à cause de la différence plus grande de température et de la forte évaporation sous le climat plus chaud du Tertiaire. Les sols diffèrent aussi quant à leur matière organique. Les humus des sols tertiaires plus minéralisés ont une couleur plus foncée et leur solubilité est plus faible que celle des sols "humic-gley", et marécageux du Quaternaire.

La différence est encore plus considérable entre les produits du sol des endroits secs. Les sols datant du début du pléistocène témoignent que cette période était considérablement plus chaude que celle d'aujourd'hui. Les sols, ou plutôt les résidus des sols, montrent une accumulation très forte de calcaire qui a déjà perdu une grande partie de sa dureté originale et ne subsiste que sous forme de poudre. Leur propriété caractéristique est l'horizon d'accumulation fortement argileux, rouge vif, au-dessous duquel on peut trouver des concrétions de fer. Ces concrétions, souvent larges comme la main et épaisses, témoignent d'une altération très forte et d'un lessivage, leur couleur rouge indique que pendant la formation du sol, la chaleur et la période qui assurait une bonne aération du sol alternait avec les périodes chaudes et humides qui favorisaient l'altération. Les sols qui se sont formés sur la surface caillouteuse des terrasses des fleuves anciens, comme dans la vallée du Danube et la vallée du Rába à Kemeneshát, prouvent la même tendance de la formation du sol. Ces produits de sol dont Treitz a déjà fait remarquer qu'ils sont résiduaux - montrent dans le cailloutis un horizon rouge vif, argileux, et l'on peut bien les séparer des sols des surfaces quaternaires.

Un produit de la même période est celui du sol rouge argileux des environs de Mátra, Bükk, dont les plus belles coupes existent aux environs de Miskolc, de Kerecsend et d'Atkár.

Les sols rouges du début du pléistocène disparaissent avec le refroidissement du climat quaternaire et font place à des sols qui ressemblent plus à ceux d'aujourd'hui.

Nous pensons qu'il est le plus pratique de discuter la formation du sol quaternaire en nous basant sur le profil de paks, nous ne mentionnerons que les sols d'autres coupes qu'en complément.

Nous possédons de ce profil le plus de données grâce à des recherches pédologiques, en partie basées sur notre propre étude (1954, 1961) et en partie sur celle de M^{me} Szebényi (1954).

Il faut souligner que nous ne considérons pas seulement les horizons bruns dits "ruban de limon" comme produits de sol, mais également le loess avec ses transformations en de degré et de manières différents.

Sans préciser l'âge de certains horizons et des processus qu'on peut en conclure, nous pouvons constater les régularités générales suivantes de ce qui précède.

Pendant la durée du quaternaire les périodes humides et plus chaudes ont alterné avec les périodes plus sèches fraîches liées à la formation d'alluvions. Pendant que les premières favorisaient la formation du loess, les reliques des dernières sont les horizons.

Le loess n'est pas uniforme; on peut y distinguer une partie plus ancienne contenant moins de calcaire avec des traces de rouille en forme de givre, et une partie plus jeune contenant plus de calcaire ayant la forme d'une galerie de racine. Cette distinction est confirmée par l'analyse des minéraux lourds.

Après le dépôt le loess a subi un changement considérable qu'on peut bien voir dans les lames minces. Les grains minéraux primaires se sont altérés en partie, et sous cet effet ils ont pris une couleur brune. En partie ils ont formé des agrégats secondaires et par conséquent on peut voir dans le loess plus ou moins nettement une structure de flocon ou de filet; la transition entre le loess et les horizons est progressive et continue. Dans les lames minces on peut voir les remplissages de calcite et des petites ségrégations de fer qui sont également les produits des transformations dans le loess.

On peut classer les horizons en deux types - type chernozémique et type sol brun forestier - mais entre ceux-ci il y a une longue série de transitions. En règle générale l'horizon d'accumulation des sols forestiers est plus argileux et plus rouge s'il est plus ancien. Dans les sols chernozémiques nous ne trouvons pas les traits qui caractérisent les chernozems d'aujourd'hui, car leur teneur en carbonate est autre, leur structure est changée, mais d'après les crotonines, l'humification et d'autres caractères morphologiques, leur caractère de chernozem est indiscutable. Pour beaucoup de profils il faut qualifier le sol plutôt de sol chernozem-brun forestier, parce qu'on peut reconnaître les signes des deux processus.

Il y a des horizons faiblement évolués, surtout dans les couches de loess plus jeunes, qu'on n'a pas pris en considération. Ils

sont en grande partie caractérisée par une faible accumulation d'humus et un développement de structure qui est accompagné d'une faible accumulation de carbonate.

Les horizons génétiques passent en loess sans transition. Dans la plupart des cas les galeries d'animaux, comme les crotovinas et les galeries de vers de terre, effacent la limite, mais même sans cela la transition n'est pas nette.

Les sols forestiers passent au loess sus-jacent par une couche humifère, ce qui signifie que le changement du climat et de la végétation s'est opéré en plusieurs périodes. Il s'en suit qu'après la fin de l'apport du loess, la formation du sol forestier et l'altération et le lessivage qui s'y rapportent, indiquent des circonstances modérément chaudes et modérément humides. Cette formation du sol qui a duré plusieurs dizaines de milliers d'années a été suivie d'une période de formation de chernozem, qui a engendré l'humification du sol forestier formé préalablement. On ne peut pas s'imaginer ce fait sans un changement parallèle du climat et de la végétation, ce qui signifie que le climat devient plus sec. La végétation forestière fait place à une végétation herbacée et plus tard il se forme une steppe. Les animaux qui habitent le sol se font de plus en plus nombreux, mélangent les horizons et incorporent lentement la matière loessique déposée sous forme de poussière dans les horizons supérieurs du profil. Les crotovinas démontrent que les animaux qui habitaient le sol, en premier lieu les petits rongeurs, continuaient à vivre lors de la chute de loess à la même place et qu'ils ne disparaissaient qu'avec l'intensification de la chute de loess.

On peut trouver le même processus aussi bien que la transition progressive dans le cas des chernozems fossiles, mais ici l'activité biologique et l'effet mélangeur des animaux sont encore plus intenses. Dans beaucoup de cas le mélange est tellement fort que l'horizon humifère est plusieurs fois remanié et qu'un horizon nommé "nid de guêpe" se forme, que nous devons attribuer au travail des espèces de vers de terre de taille beaucoup plus grande que celles d'aujourd'hui. Nous trouvons le même effet de mélange et des galeries de diamètre de 10 à 12 mm pénétrant de 2 à 3 m plus profondément que l'horizon humique, dans le profil de Monor et Lepsény.

L'extension des sols du type chernozem et sol brun forestier fossile n'est pas tout à fait la même que celle d'aujourd'hui. Dans plusieurs cas nous trouvons dans des régions, où aujourd'hui, le sol brun forestier domine entre les sols fossiles, des chernozems, comme à "Monor", à "Kaposvár". En même temps, dans les régions à chernozem actuelles, les sols ensevelis peuvent être des sols forestiers, comme dans le cas fréquent de "Hévizgyörök" et de "paks". Dans ces profils pourtant, qui renferment dans la plupart des cas plusieurs horizons on peut reconnaître plusieurs types de sol.

Rarement on trouve aussi d'autres types de sol, comme le sol brun forestier faiblement lessivé à pseudogley dans le profil de "Sirok".

Les horizons n'ont subsisté que là où la solifluction et le remplissage des vallées à corrosion n'était pas violente et où pendant

la formation de loess l'humification n'était pas générale. C'est pourquoi nous ne trouvons pas des horizons de sol fossile dans les sédiments du même âge que le loess qui se sont formés à la limite occidentale et septentrionale du pays.

Dans le sable il y a beaucoup moins, d'horizons fossiles, mais il y a plus de sols reliques et de paléosols. En Somogy et dans le bassin de Marcal nous trouvons en plusieurs endroits des profils lessivée et "kovárvány". On peut admettre en se basant sur l'existence de poches de glace que la formation du sol a commencé avant la période de la dernière glaciation.

Dans les régions à loess aussi bien que dans les régions à sables nous trouvons souvent les traces de la cryoturbation dans les sols fossiles et reliques. Nous ne mentionnons que quelques types caractéristiques typiques pour de vastes territoires. Dans la mise à jour de Kerecsend on peut voir deux horizons dont l'un est fossile tandis que l'autre est relique. Tous les deux ont été considérablement transformés sous l'effet du gel en produisant dans le premier des gerbes de glace, dans le second des peignes de glace. Dans l'affleurement d'Atkár on peut voir un sol de goutte caractéristique. Dans le profil de sable de Sávoly les horizons ferrugineuses ont dessiné des sacs de toundra et des chaudrons.

On peut conclure de cette énumération que la formation du sol dans le Pléistocène n'était pas continue et n'était pas uniforme. Dans un profil pléistocène on peut trouver tous les types de sol, aussi bien les sols marécageux et "humic-gley" que les chernozems, les sols bruns forestiers et les sols bruns forestiers lessivés, en association avec des loess peu ou pas altérés.

Le dernier groupe dans l'ordre chronologique des sols fossiles s'est formé dans la période holocène. L'extension de ces sols concorde avec le territoire des bassins affaissés de nos vallées de rivière et plus particulièrement sur le territoire de nos régions sablonneuses. Tandis que dans les vallées et les bassins c'est l'alluvion qui couvre et interrompt l'évolution du profil, dans les régions sablonneuses c'est le sable alluvial qui couvre les profils qui se sont formés dans les périodes antérieures.

Sur les territoires de Alföld et Kisalföld, nous trouvons sur une grande étendue, à quelques mètres de profondeur, des profils marécageux ou "humic-gley" qui se sont formés pendant l'Holocène et qui ont été recouverts plus tard par l'alluvion. Près de Szamos, dans la plaine de Bereg-Szatmár, dans plusieurs cas deux horizons fossiles apparaissent sur les rives de la rivière et leur extension est régionale.

Il est généralement connu que le rôle des horizons du sol argileux "humic-gley" ensevelis n'est pas négligeable dans la formation du sol actuel et on peut en trouver la preuve dans l'extension des sols à sulfate de calcium qui est liée à celle des sols fossiles noirs. Si nous suivons la vallée de Tisza le rôle des horizons ensevelis paraît être d'une autre nature. Nous avons constaté que dans les endroits où ces horizons affleurent ce sont alors des horizons de sol fossile et qu'il se produisait une solonisation en surface. Mais il faut noter que nous ne

sonnes pas du même avis qu'Arany; selon lui l'horizon lessivé à texture limoneuse des solonetz provient d'une nouvelle couche; nous considérons comme probable que c'est l'effet des sols reliques sur l'économie hydrique et par cela sur la solonisation de la région.

Les horizons noirs argileux de la vallée de Berettyó et de Körös, soit séparément ou ensemble, ont un rôle comparable à celui que l'on connaît dans la vallée de la Tisza.

On peut également trouver les sols fossiles dans la vallée du Danube, non pas dans toute sa longueur, mais seulement au sud de Baja. De ce dernier phénomène nous pouvons tirer la conclusion que la partie méridionale s'est plus fortement abaissée dans les périodes récentes et a formé une terrasse ensuite comme dans la partie septentrionale.

On peut constater également le même phénomène à Kís Alföld dans la vallée de Rába et ici c'est la partie qui était orientée vers le nord de la vallée qui s'est affaissée et qui contient les sols noirs "hunic-gley" argileux fossiles.

L'autre groupe des sols qui ont été ensevelis pendant l'Holocène est fréquent dans les régions sablonneuses. En premier lieu, entre le Danube et la Tisza, sous une couverture mince de 1-2 mètres de sable, nous trouvons des produits de sol limoneux, sablonneux, "hunic-gley" dont l'évolution a cessé à cause de la couverture de sable. Leur pédogenèse présente le même aspect général que dans l'évolution des régions sablonneuses, parce que ces endroits humides situés en dépression ont été ensevelis sous un apport de sable, et qu'ainsi la nappe d'eau n'influence plus les matériaux de surface. Dans d'autres cas plus rares le sable a enseveli des sols sablonneux de caractère chernozem et a interrompu leur évolution.

La connaissance des sols fossiles et reliques n'est pas seulement importante parce qu'elle nous permet de connaître l'histoire de la couverture du sol et de conclure aux conditions naturelles qui existaient pendant la formation du sol, mais aussi parce que ces sols ont un effet considérable sur la formation des sols actuels. Ce rôle est surtout remarquable dans les régions sujettes à l'érosion, car ces sols résistent mieux à l'érosion que le loess. Le long des pentes, où l'horizon de ce sol affleure, la destruction ralentit, tandis que plus bas elle s'accélère. Sous cet effet la forme de la pente devient irrégulière.

Nous avons déjà parlé en partie du rôle des sols ensevelis de l'Holocène en montrant leur rôle dans la salinisation. Mais, en premier lieu, il faut souligner que les sols ensevelis des territoires sablonneux peuvent augmenter la fertilité du territoire quand ils se trouvent à une profondeur accessible pour les racines, grâce à leur contenance en eau et à la teneur élevée en matières nutritives.

Ces observations appuyent l'argument qu'en Hongrie l'étude des sols fossiles et des sols reliques est d'une importance considérable, aussi bien du point de vue théorique que pratique.



Tableau 1. L'extension des argiles rouges de la Hongrie. Les lieux de gisement des argiles rouges et les endroits d'échantillonnage. 1 - Vörös tó, 2 - Meszes, 3 - Bükki vörös, 4 - Bükkszentkereszt, 5 - Budakeszi vörös, 6 - Budakeszi, 7 - Bodajk, 8 - Bakony /Csesznek/, 9 - Mecsek, 10 - Tenkes, 11 - Szepezd

XII.

Die Entwicklungsgeschichte der Vegetation Ungarns seit den letzten Interglazial.

Nach der in 1953 publizierte Arbeit von Dr. B. Zólyoni.

Zusammengestellt von: Dr. Paul Jakucs

Die Ausbildung und regionale Verteilung der heutigen pflanzendecke Ungarns dürfte erst nach den letzten Tiefpunkt des letzten Glazials (Würm III) erfolgt sein. Die Eiszeiten des Pleistozäns übten nämlich selbst auf die ungarischen - von der Vereisung weiter entfernten - sogenannten pseudoperiglazialen Gebiete einen entscheidenden Einfluss auf das Klima und so auch auf die Vegetation aus.

Die pollenanalytischen bzw. -statistischen Untersuchungen klärten dann - da die einzelnen Pollenspektren ein weit grosszügigeres und vollständigeres Bild geben als die meistens nur über die Flora ihrer engeren Umgebung Aufschluss erteilenden Makrofossilien - in wesentlichen die waldgeschichtlichen und klimatischen Veränderungen, die sich von Ende der Eiszeit bis zum heutigen Tage abgespielt haben.

Diese Veränderungen geben wir jetzt auf Grund der von B. Zólyoni in Balaton durchgeführten Bohrungen bekannt. Zólyoni hat in den Monaten Oktober-November 1948 in Schlamm-Boden des Balaton an 7 Stellen Bohrungen ausgeführt. Von den aufgearbeiteten Bohrungen das vollständigste Resultat aufweisende Bohrprofil Nr. V. auswahlend (von Ufer der Bucht von Szigliget 200 m, von der Mündung des Baches Lesence 500 m), hat Zólyoni die Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen und in Zusammenhang damit die nach der Eiszeit erfolgten Veränderungen der Vegetation und des Klimas im Nachfolgenden ausgewertet: "1. pollenfreier, steriler, im unteren Teil feinschotteriger Sand (6,3 - 5,35 m unter den Nullpunkt des Balaton). In der oberen Hälfte mit zusammengespülten, bzw. eingespülten tertiären Pollen (Pinus, z.T. P. haploxylon-Typus, wenig Picea, Abies, Tsuga, Juglandaceae, so Carya und Pterocarya, weiters Alnus usw.) und quartäre Pollen (Pinus nahezu 100 %, davon bis 20 % P. cembra, minimal Betula und Nichtbaumpollen). Trotz sehr geringer Dichte übertrifft die Zahl der eingespülten tertiären Pollen die der quartären um ein bedeutendes. Die Periode der See-Entstehung des Balaton, zeitweise mit Austrocknung bis zum Boden, doch inzwischen mit hohem Wasserstand (IV. Abrasionsterrasse?).

1. Die auf das Maximum des Würm III folgende Zeit, kalt-trockene Löss-Steppe, wenig Baumvegetation von subarktischen Charakter (zusammen mit der unteren sterilen Schicht ungefähr von Jahre 20 000 v. u. Z. angefangen, mit den Löss-Magdalenen des Fundes bei Ságvár südlich von Balaton identifizierbar). Quartäre Pollen in grosser Dichte (mit minimalen eingespülten tertiären Pollen) Pinus um 90 %, hiervon 10 % P. cembra, Betula um 10 %, wenig Salix. Die Menge der Nichtbaumpollen (hauptsächlich Gramineae, weiters Cyperaceae, sowie Varia) ist in Verhältnis zu der des gesamten Baumpollen gross, sie beträgt 50-75 %,

woraus man im Falle des Balaton auf das Fehlen von Wäldern folgern kann. Mit Laubmoostorf /Scorpidium scorpicoides/ untermischter, dann fast reiner Dolomit bzw. Kalksteingrund /5,3 - 4,6 m./. Der Wasserstand des Balaton ist niedriger und veränderlich.

2. Beginn der spätglazialen Bewaldung, subarktischer Waldtundrenzustand mit Birkenhainen, die letzte Phase der Löss-Steppe /der entsprechende Birkengipfel wird von B o r t s c h auf 17 000 v.u.Z., von F i r b a s auf 16 000 angesetzt/.

a/ Pinus 70% /schon ohne Pinus cembra/, Betula 25%, Salix 6-10%. Der auf die Menge des Baumpollens bezogene übrige Pollen 60-75%.

b/ Erstes Betula-Maximum um 50%, Salix 20%, während Pinus auf 30% zurückfällt. Übriger Pollen um 30%.

Die Wasserfläche des Balaton wird grösstenteils von Wiesenmooren abgelöst, die diesen entsprechende untere Torfschicht /4,6 - 4,2 m/ ist auch noch gegen die Mitte des Sees vorhanden /zwischen Szigliget und Balatonfenyves in einer Tiefe von 6,2 - 5,8 m/. S t i e b e r /1952/ gelang es, aus der entsprechenden Schicht /in der Bohrung Nr. IV im Hafen von Szigliget/, den Holzrest einer Pinus sp. zu bestimmen.

3. Geschlossener Wald, taigaähnlicher Zustand mit humiderem Klima und Temperaturrückfällen /Birkenmaxima/. Pinus /wahrscheinlich hauptsächlich schon P. silvestris/ 60 - 85%, zweiter und dritter Betula-Gipfel mit 20-30%, Salix 10%. Der Anteil des übrigen Pollens sinkt plötzlich auf 20-40%. Untere Schlammschicht /4,2 - 3,4 m/. Der Wasserstand des Balaton ist ständig hoch /Abrasionsterrasse ?/.

4. Zustand zwischen Taiga und Waldsteppe, almägliche Erwärmung. Grenzschicht zwischen dem Pleistozän und dem Holozän, die präboreale Kiefern - Birkenzeit im engeren Sinn der Pollenanalytik /Ende rund 8000 v.u.Z. Neucostens wird aber diese Zeit von F i r b a s in das Holozän eingereiht und ihr Ende auf 6800 datiert /, Pinus wie früher, 60 - 80%, neben Betula 10-20% und Salix 10% es erscheinen, wemngleich mit einem niederen Prozentsatz /insgesamt bis zu 10%/, so doch ständig die wärmebedürftigen Laubbäume, wie Ulmus /5 %/, Tilia, Quercus, weiters Corylus /-3%/, Übrige Nichtbaumpollen unterschiedlich, 25-50%. Beginn der oberen torfigen Schicht von

8a. Zuerst rückt infolge der Aufforstungen wieder Pinus in den Vordergrund / -25 -40 %/, während Fagus, Jarpinus und Quercus etwas zurückfallen. In der entsprechenden Schicht tritt der Pollen von Juglans auf. Der Prozentsatz der Pollen der Getreidearten und auch der der übrigen Nichtbaumpollen erhöht sich wesentlich. Waldrodungen, die sekundäre Ausbreitung der Waldsteppe und der Kultursteppe, Kiefernanzüchtungen, Bodenerosion. Es bildet sich der gegenwärtige mittlere Wasserschwind des Balaton aus.

Als auffallendes Ergebnis muss hervorgehoben werden - und dies wird auch durch das Pollendiagramm deutlich bewiesen -, dass es zum ersten Male gelungen ist, die postglaziale klimatische Steppe der Haselzeit /bzw. ausserhalb des Alföld eher nur die Waldsteppe/ auf pollenanalytischer Grundlage auch paläontologisch nachzuweisen."

Die Ergebnisse seiner Pollenuntersuchungen vergleichend mit anderweitigen Altersbestimmungs-Ergebnissen /geologischen, geomorphologischen, antraktomischen usw./ und Folgerungen auf die Entstehungszeit des Balaton und seiner einzelnen Sedimente stellt Zolyoni Folgendes fest:

"Auf Grund der bisher aufgearbeiteten Bohrungen darf auf pollenanalytischer Grundlage als bewiesen gelten, dass der Balaton erst am Ende des letzten Glazials, nach dem Maximum des Würm III vor etwa 15 000 - 20 000 Jahren entstanden ist. Seesedimente aus einer früheren Zeit konnten bisher nämlich nicht nachgewiesen werden. Obwohl der Verfasser bezüglich der tertiären Schichten bis jetzt erst präliminäre und orientierende Pollenanalysen ausgeführt hat, ist schon zu sehen, dass die tertiären und quartären Sedimente auf pollenanalytischer Grundlage gut voneinander abgegrenzt werden können. Selbst in zusammengespülten Sedimenten können die tertiären und quartären Pollen gut unterschieden werden. Obwohl L ó c z y in seinen Balatoner Bohrungen keine levantinischen Schichten nachzuweisen vermochte, befindet sich auf Grund der pollenanalytischen Untersuchung zwischen Szigliget und Balatonfenyves /Bohrung Nr. III/ unter den untersten sterilen Schichten des Balaton wahrscheinlich eine zusammengespülte fluviatil-sublakustre feingeschichtete Sedimentreihe aus dem Ende des Pliozäns.

Es ist nicht möglich, allein auf Grund der Pollenanalyse der Bodensedimente sich über das Alter der einzelnen Abrasionsterrassen des Balaton mit Gewissheit zu äussern. Begegnen können die Zeiten des geringen Wasserstandes des Sees durch die Pollenanalyse mit völliger Gewissheit bestimmt werden. Die Bildung der unteren Torfschicht fällt zweifellos in den Beginn der nacheiszeitlichen Wiederbewaldung /2. Phase/ und gehört noch dem Ende des Pleistozäns an. Ihr Alter ist im Gegensatz zu den oben beschriebenen veränderlichen unsicheren Schlüssen klargestellt. Der Haselphase der postglazialen Wärmezeit entspricht entweder eine obere Torfschicht oder aber eine Schichtenlücke. Auch die Alterbestimmung der verschiedenen limnischen Facies der Ablagerungen des Balaton kann mit Hilfe der Pollenanalyse vorgenommen werden.

Zu einer genauen Kenntnis der Ausbildung des Balaton und seines Beckens bedürfte es weiterer Bohrungsreihen und Profilaufnahmen. Mit diesen müssten dann auch die tektonischen Fragen geklärt werden, zumal beim Balaton auch mit ganz jungen, zum Teil periodischen Krustenbewegungen zu rechnen ist!"

geringer Pollendichte und schlechter Pollenerhaltung /von 3,4 m angefangen/, Der Wasserstand des Balaton wird wieder niedriger.

5. Altholozäne Haselnusszeit. Eichenmischwald-Waldsteppen- und Steppenphase, die Nadelwälder treten plötzlich in den Hintergrund, ein wärmeres und trockeneres kontinentales Klima als heute /8000-5000 v.u.Z., Mesolithikum/, Corylus-Maximum 55%, Quercus 20-25%, Tilia und Ulmus zusammen 15-20%, Neben Betula und Salix tritt auch Alnus auf. Der Anteil von Pinus hat sich infolge selektiver Fossilisation erhöht, hat aber trotzdem im Vergleich zur vorigen Phase stark abgenommen, er beträgt bloss 30-40%. Der Nichtbaumpollen /NAP/ kommt in sehr grossen Mengen vor, - 90% /dies dürfte der erste phyto-paläontologische Beweis der klimatischen Steppe der post-glazialen Wärmeperiode in Ungarn sein/. Nur oberhalb des Corylus-Maximums hört die obere torfige Schicht /bei 2,8 m/ auf, diese Grenze kann im grossen und ganzen mit dem Ende der Haselnusszeit identifiziert werden. Das Wasser-niveau des Balaton hat sich gesenkt, sein Wasserspiegel wird von Sumpf und Moorpflanzen überzogen.

Die danach folgende, rund 2 m dicke, weiche Schlemmschicht von reichem Pollengehalt zeigt die schon seit langem bekannten weiteren Phasen der Waldentwicklungsgeschichte.

6. Altholozäne Eichenmischwaldzeit. Geschlossenerere Laubwälder. Eichenmischwald. Quercus, Ulmus, Tilia und Fraxinus /zusammen - 40%/ der Prozentsatz von Corylus nimmt allmählich ab, das Mengenverhältniss des auf die Baumpollen bezogenen übrigen Pollens sinkt vollständig /gegen 15%/. Der kontinentale Charakter des Klimas wird milder und dieses zeigt einen Übergang gegen mediterranes Klima zu /5000-2500 v.u.Z., Früh- und Hochneolithikum/. Der Wasserstand des Balaton zeigt eine starke Erhöhung.

6a. Dasselbe, doch werden Ulmus, Tilia, Fraxinus zu Gunsten von Quercus verdrängt, der Pollenprozentsatz von Fagus und Carpinus beginnt anzusteigen. Als Pollenzufuhr /10%/ aus der Ferne zeigt sich Picea /Fichtenphase der Ostalpen/.

7. Erster Teil der jun. holozänen Buchenzeit. Fagus und Carpinus rücken in den Vordergrund /zusammen - 30%/, Quercus geht etwas zurück. Die Zeit der grössten Walddichte. Der Blütenstaub der Gramineae kann mit Gewissheit nachgewiesen werden. Das Klima zeigt eine Abschwächung des kontinentalen Charakters, schlägt dann in einen subatlantischen Character um, die Temperatur und die extremen Züge nehmen ab, der Niederschlag erhöht sich. Spätes Neolithikum und Bronzezeit /2500-800 v.u.Z./. Der maximale Wasserstand des Balaton im Holozän /III. Abrasionsterrasse/.

8. Aenliche Periode wie vorher, die Pollenprozentwerte von Fagus sind ähnlich, später nehmen sie etwas ab, während der Prozentsatz des Pollen von Abies als Zuwehung aus der Ferne sich erhöht / -12 %/. Das Klima schlägt etwas gegen den kontinentalen Charakter zurück. Von der Eisenzeit bis heute /800 v.u.Z. -/. Der Wasserspiegel des Balaton senkt sich ein wenig /am Ende der vorigen Periode/ und bleibt bei einigen Schwankungen /II. und I. Abrasionsterrasse/ konstant.

Készült a FKCS házi sokszorosítóján. Példányszám:

Ikt.sz.: 4/1964

- 3 -

A kiadásért felelős: Dr. Pécsi Márton

