

ANNALES  
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM  
BUDAPESTINENSIS  
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS III.

1959

REDIGIT:

L. EGYED



TANKÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1960





ANNALES  
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM  
BUDAPESTINENSIS  
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS III.

1959

REDIGIT:

L. EGYED



TANKÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1960

# ANNALES

UNIVERSITATIS SCIENTIARUM  
BUDAPESTINENSIS  
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO BIOLOGICA  
inceptit anno MCMLVII.

SECTIO CHIMICA  
inceptit anno MCMLIX.

SECTIO GEOLOGICA  
inceptit anno MCMLVII.

SECTIO HISTORICA  
inceptit anno MCMLVII.

SECTIO IURIDICA  
inceptit anno MCMLIX.

SECTIO MATHEMATICA  
inceptit anno MCMLVIII.

SECTIO PHILOLOGICA  
inceptit anno MCMLVII.



# ON SOME RIFT-LIKE FEATURES OF THE LITTLE HUNGARIAN PLAIN

B. BALKAY

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest

(Received 8<sup>th</sup> September, 1959)

## SUMMARY

The morphological, tectonical, volcanological and geophysical properties of the Little Hungarian Basin and the African rifts are compared. The Little Hungarian Basin is found to be a rift-like feature, smaller and more ancient than the African rifts.

In a paper of this volume, E g y e d (1) has given a hypothesis of development of the African rifts and the Red Sea. He derived this hypothesis from facts of observation as described by G i r d l e r (2) and from his own hypothesis of over-all Earth expansion. It is an interesting problem to see whether the rifting due to tensile stresses is as general a phenomenon as would be postulated by an over-all expansion of the Earth.

In Europe, the Mediterranean-Mjösen zone of roughly north-south strike has been mentioned by S t i l l e (3) as a feature much resembling the African rifts. My attention has been called by E g y e d (personal communication) to the fact that in some geophysical respects the Little Hungarian Plain, too, resembles the African rifts. It is intended in this paper to make a comparative study of these two areas, in order to determine whether it is possible for a rift-like feature to develop in a geological environment so much differing from the African one.

The Little Hungarian Plain lies along the Western boundary of the country. It has an extension of about 120 kilometres in length and 50 kilometres in width. Its axis is delineated by the Rába River. On the west it is bordered by the forerunners of the Alps, which mostly lie on Austrian territory; on the east it is in a section bordered by the Bakony Mountains, elsewhere it changes gradually into a country of undulating topography. This latter is the case also in the south.

From the point of view of crustal structure this rift-like feature is of greater extension than indicated by basin topography. A crustal thickness chart of Transdanubia (4) shows that the Little Hungarian Plain is part of a longer belt of rather small crustal thickness of 20 kilometres on the average. In the following, we will extend our investigation to this entire zone.

The comparison between the properties of African rifts and of the Little Hungarian Plain will be extended to morphological, tectonical, volcanological and geophysical characteristics.

1. As regards morphology, the width-to-depth relation of the African rifts is (2) between 35:1 and 70:1. In the case of the Little Hungarian Basin this value is about 100:1, if the present-day surface is considered. However, if we consider the Meso-Palaeozoic basement and disregard the superincum-



bent Miocene and younger sediments, this ratio is 35:1 on the average. As to the ratio of width to length, the Hungarian area considered is much shorter than the African rifts. The possible causes of its small length are the bordering mountain chains of the Carpathians in the north and the Dinarid ranges in the south.

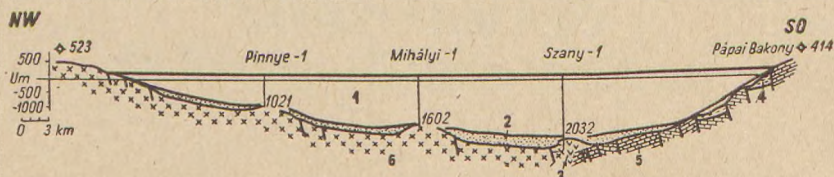


Fig. 1. Geological profile through the Little Hungarian Plain, after K ő r ő s s y

1. Pannonian sedimentary filling, 2. Miocene, 3. Cenozoic volcanics, 4. Palaeogene, 5. Mesozoic, 6. Crystalline

2. As regards tectonics, the African rifts are characterized by normal faulting. It is a much contested problem whether these faults were caused by compressive or tensile stresses. However, the point in the present case is that normal faults are readily observable on both sides of our area, too, as shown in profiles by K ő r ő s s y (5). The analysis of geological profiles indicates that these were caused by stresses which were tensile at least in the upper, geologically observable part of the crust. Along these faults, the mountain masses of the Alps and the Bakony Mountains sink to a depth of 2000 to 4000 metres below sea level. In the axis of the Bakony Mountains, the bottom of the plain is at a smaller depth than further north or south, so that in this area the bottom has a saddle-surface-like shape. South of this underground ramp there occur areas where the Meso-Palaeozoic basement has not been reached by borings 4000 metres deep. Consequently, the geological profile and the tectonics can be said to resemble that of the African rifts, with the difference that the sedimentary filling is much more complete and consists of much older sediments on the average (Helvetian to Pleistocene).

3. The African rifts are known to be characterized by recently extinguished and even still active alkali basaltic volcanism. The assumption of Girdler (2) by which he explained the magnetic and gravity anomaly of the Red Sea was the surge of a basic magmatic mass along the sea axis. He proved his assumption by mentioning some small islands of alkali basalt projecting above the sea surface. Just like that, some cones of alkali basalt are projecting above the surface of the young sediments in the Little Hungarian Basin area. Along the rim, and further off, there occur lava flows and greater cones of basalt in the Bakony Mountains and Austria. These rocks are alkalic in composition, just as the ones along the African rifts. Their age is Pliocene, also somewhat older than the bulk of volcanism along the African rifts.

4. In the geophysical respect, we wish to compare *a*) gravity, *b*) magnetic, *c*) heat flow and *d*) seismicity data.

*a*) The African rifts are characterized by negative isostatic anomalies, except the Red Sea, in the central part of which the anomalies become positive. In Hungary, the isostatic and Bouguer anomaly values are very much resembling each other. Therefore, for comparison, we will utilize the more



detailed Bouguer anomaly map (6). This shows a none too well-defined minimum roughly coinciding with the axis of our area. Superimposed on the minimum are some smaller maxima, due to buried hills of Palaeozoic crystalline rocks, whose existence was proved by borings. The average value of the gravity deficit as related to the surrounding mountains is some 20 milligals.

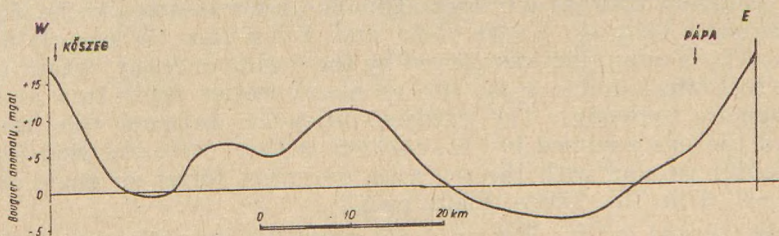


Fig. 2. Gravity profile through the Little Hungarian Plain

This is rather less than was found for the African rifts. However, if the sedimentary filling should be removed, the anomaly would rise to several times its present value. Thus the differences in the gravity profile may to some extent be due to the sedimentary filling. The gravity differences between

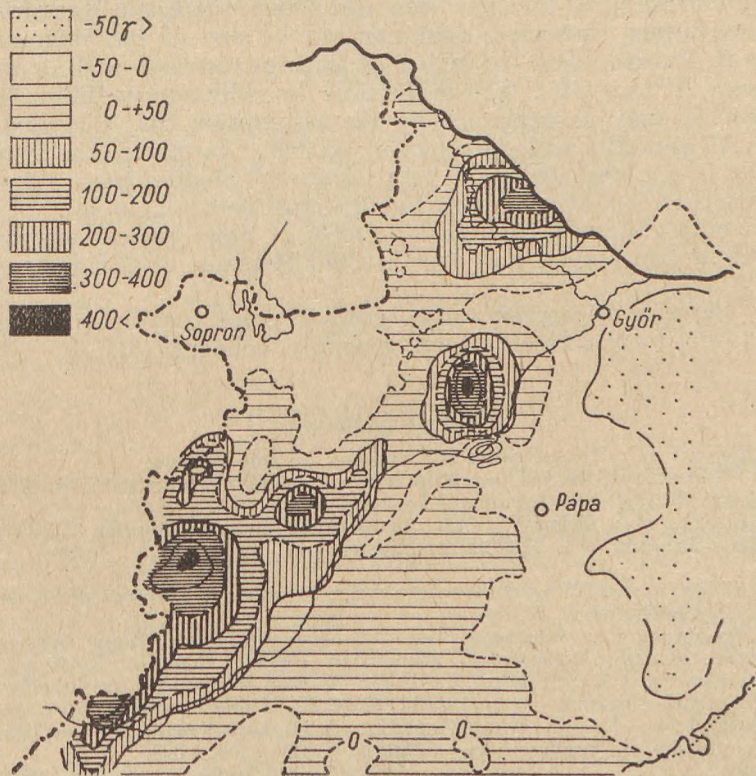


Fig. 3. Magnetic chart of the Little Hungarian Plain, after Scheffer and Kántás



parts of the African rift system are by Girdler (2), too, considered to be due to differences in sedimentary filling.

b) Along the Red Sea axis, Girdler has demonstrated a sharp magnetic anomaly he identified with the influence of a basic magmatic mass. — There is a magnetic anomaly with peak values of some hundred gammas cutting obliquely through our area. This has been assumed to be due to a basic magmatic body by Scheffer and Kántás (7) as early as a decade ago. This assumption was proved by the boring of Szany, where a carboniferous rock was found in some two thousand metres depth in a locality of high magnetic anomaly. The evident difference between this magmatic mass and the one assumed by Girdler is that while the Red Sea mass is apparently parallel with the sea axis, our mass forms an angle of about 30 degrees with the Little Plain axis.

c) As pointed out by Egyed (1), the Rifts are characterized by high values of the terrestrial heat flow. As far as has been determined (in one point), this is not the case in the Little Hungarian Plain.

d) Seismic activity in the Rift area is high. It is almost lacking in the Little Hungarian Basin, although one of the most seismic areas of Hungary (which is aseismic in general, with severe shocks occurring at some decades' intervals) lies along one of the boundary faults of the area.

In summarizing all that has been said above, the Little Hungarian Basin and its southward extension, characterized by one of the thinnest crustal segments in Europe, show a number of features identical with or reminding of the great African rifts. The differences in sedimentary filling, heat flow and seismicity may be explained by the assumption that this area is older than the African rifts and presents an "extinct" variety of the same. Other differences in size and shape and in a number of smaller particulars are due to the fact that this feature of the Earth's crust occurs in an area of orogenic belts and cuts obliquely through a number of more ancient structural features, namely the faulted and overthrust Mesozoic of the Bakony Mountains.

The above considerations give another proof that tensional zones in the crust are more frequent than generally believed (8).

#### REFERENCES CITED

1. Egyed L.: The origin of the Red Sea. In this volume.
2. Girdler, R. W.: The relationship of the Red Sea to the East African Rift System. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 114; 1958.
3. Stille, H.: Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinentes mit bes. Berücksichtigung der Mittelmeer-Mjösen-Zone. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* 97, 1945.
4. Balkay B.: Crustal structure below Hungary. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geologica*, 2. 1959.
5. Kőrössi L.: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. (Some data concerning the subsurface geology of the Little Hungarian Basin). *Földtani Közlöny*, 88, 1958.
6. Fácsinay L. and Szilárd J.: A magyar országos gravitációs alaphálózat. (The Hungarian gravity base network.) *Geofizikai Közlemények*, 5, 1956.
7. Scheffer V. and Kántás K.: A Dunántúl regionális geofizikája. (The regional geophysics of Transdanubia.) *Földtani Közlöny*, 79, 1949.
8. Balkay B.: Kéregszerkezeti adatok a földtágulás kérdéséhez. (Some geological evidence concerning the problem of Earth expansion.) *Földtani Közlöny*, 87, 1957.



# THE TECTONICS OF THE CENOZOIC VOLCANISM IN HUNGARY

B. BALKAY

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest

(Received 15<sup>th</sup> August, 1959)

## SUMMARY

The interrelation of volcanic and tectonic phases in the Neozoic of the Hungarian part of the Carpathian Basin was studied. It is found that the phases of volcanic activity coincide with phases of crustal distension, indicated by normal faulting, while the phases of compression bring about the closure of the magma channels beside forming reverse-faulted and sometimes slightly folded tectonics. The tectonic stresses and strains have, besides acting as a regulating valve of volcanism, also contributed to the activation of the magma. The thinness of the Hungarian part of the crust is presumably due to the effect of Neozoic volcanism. The heat residue of magmatic activity may be responsible for the high heat flow values in present-day Hungary.

## Introduction

Magmatic petrology has one common feature with electronics. Electronics is an exact and exceedingly efficient discipline which was established without knowing exactly what an electron is. Magmatic geology is likewise an edifice of well-systematized knowledge which has been erected without exactly knowing where the magma comes from and what makes it surge. In the following an attempt will be made to explain the origin of magma in a limited space and time, namely in the Cenozoic of the Carpathian Basin. The evidence used will be derived from results of research on crustal structure and crustal development.

## Preliminary remarks

The basic statements which will be used as starting points are as follows.

1. It is a geophysical commonplace that no contiguous magma belt can exist below the surface of the Earth in a depth which is reasonably small so as to permit the surge of magma up to the surface. This fact is accepted, if somewhat reluctantly, by most petrologists of our day. At present, the problem is the mode of origin and the depth of the local magma chambers which are active for certain periods beneath certain parts of the terrestrial crust.

2. The Hungarian part of the crust, although it occurs in the embrace of intensely faulted orogenies, was not compressed in the course of all of its history. On the contrary, in some instances it was subjected to tensile stresses resulting in distension up to 3 per cent. This was shown by the author through the analysis of geological profiles (1). These distensions could have resulted from an over-all expansion of the Earth (2) on the one side, and from



the relaxation of the crust after its release from orogenic compression on the other. From the point of view of our present problem this uncertainty is of no importance, however.

3. The Hungarian part of the Earth's crust is at present one of the thinnest in all Europe, with an average thickness around 24 kilometres, i.e. some 6 kilometres smaller than the European average, as was shown by seismic experiments by Gálfi and Stegena (3). This is peculiar inasmuch as in the Mesozoic this part of the crust has been more rigid than any of the surrounding parts, having been characterized by epicontinental sedimentation rates as contrary to the geosynclinal ones all around and by small-scale Saxonotype tectonics as contrary to the large-scale folding and napping in the surrounding orogenies. Therefore, the crust of the Mesozoic must have been a thick and rigid one. The reason of its thinning to its present dimensions was by the author considered to have been Tertiary volcanism (4).

4. According to the geothermal investigations of Boldizsár the terrestrial heat flow in Hungary is about twice the world average and "the reason (for that) has up till now not been explained" (5).

It will be attempted in the following to draw such a coherent picture of the interrelations of magmatic and tectonic activity into which all the above-mentioned observations may be fitted and which is able to explain the problems raised above.

### Interrelations of magmatic and tectonic activity

In the Hungarian Cenozoic, the following phases of tectonic movement were detected: 1. the *Laramian* phase, at the boundary of the Cretaceous and Eocene; the *Pyrenean*, some time before and at the upper boundary of the Eocene; 3. the *Savian*, at the boundary of Oligocene and Eocene; 4. the *Styrian*, at the boundary of the Helvetian and Tortonian stages of the Miocene. From this time on the picture becomes somewhat more complicated, as because of the greater resolving power of geological insight we are able to determine a great many small phases, up to the Holocene. Of these, some are very intense as related to the others, and these will be summarized under the name "*Pannonian movements*", coinciding about with Stiles's Attican and Rhodanian phases. The above-named phases were all characterized by faulting and sometimes by slight folding. A number of other phases are demonstrated by unconformities. These will be left out of consideration here.

Let us consider these phases one by one.

1. The Laramian phase succeeds the very intense Mesozoic Austrian diastrophism, therefore it is difficult to distinguish. In localities where there are upper Cretaceous strata, covered by Eocene, the effects of the Laramian phase may be studied by considering those movements which have acted upon the upper Cretaceous but not on the Eocene. Such localities are the Ajka environment and part of the Bakony Mountains around Pápa. Around Ajka, the Laramian is found to have caused some normal faulting (6) resulting in distension of up to 4 per cent. There is no reason why a different type or intensity of movement should have prevailed in any other part of the country. No magmatic accompaniment to the Laramian phase is known, so that there is no evidence as to the existence of a magma chamber at this time.



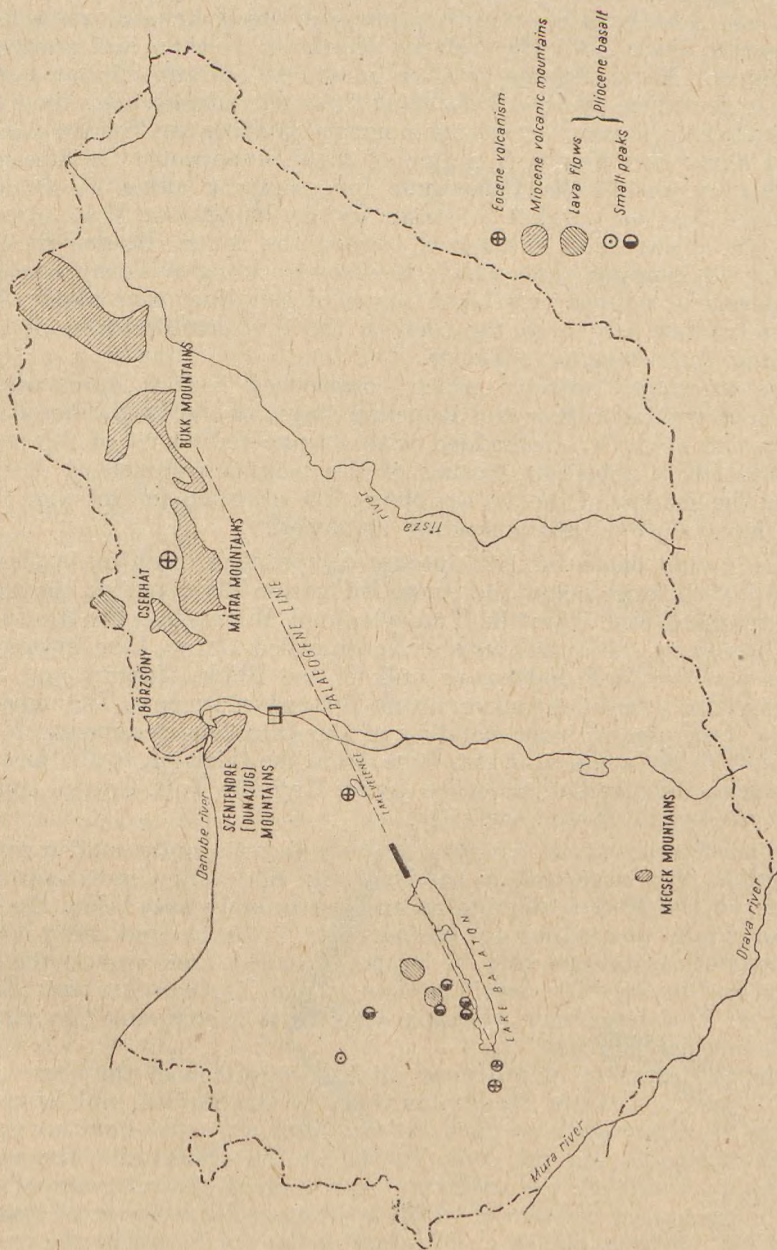


Fig. 1. Map of Hungary, indicating the names of the mountains, the Palaeogene line, and the volcanic formations of the Cenozoic



2. In his lucid treatment of the Hungarian Palaeogene formation, Szóts (7) clearly points out the simultaneity of tectonic and magmatic activity, stating that the beginning of the andesite volcanism in the Velence Mountains coincides with a precursory phase of the Pyrenean, while in the main Pyrenean phase both the Velence Mountain volcano and another in the environment Mátra Mountains have burst into activity. As far as there exist reliable geological profiles illustrating these movements, they show them to have been tensile in nature, resulting in normal faulting (8). Volcanic activity is situated along two points of a line of great importance in Hungarian palaeogeography, called the Palaeogene line, running along the Southern shore of Lake Balaton parallel in strike to the Hungarian Mountains and delimiting the Palaeogene formations toward the south. Evidently this is an axis of crustal bending, along which the down-buckling of the crust resulting in the Palaeogene sedimentary basin north of this line came about. These traces of volcanism are to be regarded as the first manifestation of a deep fault leading to a magma chamber.

3. The magmatic activity which commenced in the Pyrenean kept on throughout the Lattorfian and Rupelian stages of the Oligocene, yielding a great amount of tuffs interbedded with marine sediments of this period. In the Chattian, a reluctant closing of the magma channels is observed, forecasting the shadow of the Savian phase. The eruption centres were closed down or have shifted into unknown distances.

4. The Savian phase brought intense compression resulting in the folding of the Flysch series below the Great Hungarian Plain against the crystalline spur reaching east from the Transylvanian Mountains. On the surface, this is indicated by the overthrusts of the so-called Darnó Line system, delimiting in part the Meso-Palaeozoic bulk of the Bükk, Uppony and Rudabánya mountains against the surrounding Tertiary sediments. The movement manifested itself also in some bending of the Oligocene sediments. No volcanic activity is known around this time, from the Chattian to the formation of the allegedly Burdigalian, so-called Lower Rhyolite Tuff. Crustal compression has strangled volcanic activity.

5. In the Styrian phase, volcanic activity shows a quite sudden recovery with eruptions on a large scale in the Dunazug, Börzsöny, Cserhát and Mátra Mountains, in the Mecsek Mountains and presumably also below the Little Hungarian Plain (according to geomagnetic evidence and deep-borings). Some precursory eruptions may be supposed in the area around the Tokaj Mountains and in the "fire belt" parallel to the Northeastern and Eastern Carpathians. This large-scale volcanic activity is accompanied by similarly large-scale normal faulting.

In the environment of the most intense volcanism of this time, in the Börzsöny—Cserhát—Mátra Mountains area, in the Borsod, and Salgótarján coal measures, thoroughly mapped normal fault systems show amounts of distension of two to ten per cent. In the Cserhát Mountains the volcanic superstructure is eroded: the substructure reveals itself to consist of a dike swarm, the orientation pattern of which is shown as Fig 2. The small maximum at about  $150^\circ$  strike is due to a deflection of the northernmost part of some of the dikes. These deflections all occur along a line of east-west strike (Fig. 3). As north of this line all evidence points to the basement being crystalline, while south of it some scarce data show it to be Mesozoic, the deflection seems



to indicate a difference in the strength of the basement rocks. The fault pattern of the area, in a sense complementary to the dike system, is also shown in Fig. 2. The dikes and faults form a system of Mohr planes indicating either meridional distension or east-to-west compression. The fact that the magma was able to rise through the fractures, forming dikes of a width reaching hundred metres, shows that the first possibility was realized. — The small volcanic mass in the Mecsek Mountains is connected, although perhaps not exactly simultaneous, with a phase of normal faulting (9).

6. In the Sarmatian stage of the Miocene the volcanic activity shows a west-to-east shifting. In the area west of the Bükk Mountains Miocene volcanism ceased in the Tortonian or around the beginning of the Sarmatian. In the Tokaj Mountains and in East Slovakia it reached its paroxysm just at this time and it ended only some time in the Pannonian, presumably on the boundary of its lower and upper division. In Transylvania it went on up to and into the Pleistocene. This shifting is due to a scissors-like closure of the volcanic channels, proceeding west to east. The reason for this closure was a phase of compression which was called Pannonian a-

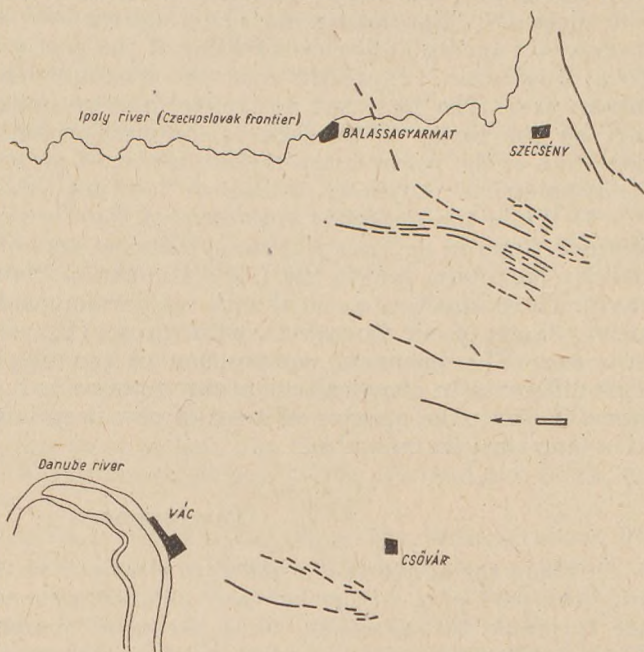


Fig. 2. Map of the Cserhát Mountains dike swarm

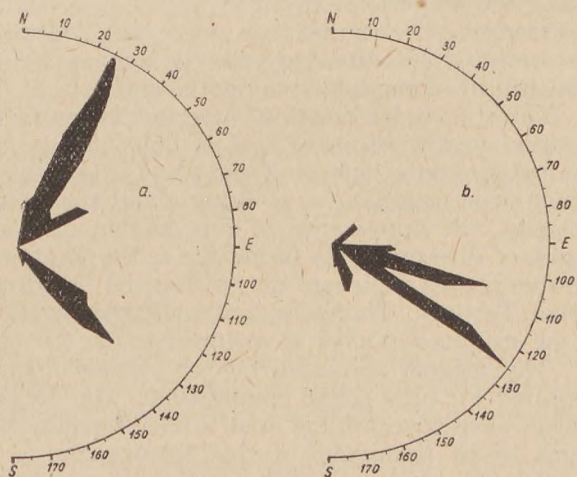


Fig. 3. Orientation pattern of (a) the Cserhát Mountains faults and (b) the Cserhát Mountains dike swarm,



bove. This was intense in the west and weak in the east. In the west it has brought about the formation of the so-called Save folds between the Save and Drava rivers, and the highly complicated folding and overthrusting of parts of the Mecsek Mountains. It was also felt and demonstrated in the Bakony Mountains (10). In the east it is hardly demonstrable if at all. The moving of the Mesozoic over supposedly Burdigalian clays as a rejuvenation of the Darnó Line overthrusts (11) and an ill-disclosed folding of the post-volcanic Pannonian in the Tokaj Mountains (12) are the none too reliable evidence for this phase in the eastern area. The fact that volcanism kept on unhampered in Transylvania may be due partly to the lack of compression and partly to the fact that the strike of the volcanic chain there is almost perpendicular to the direction of compression. Anyhow, volcanism has not ceased there.

7. While the andesitic volcanism of Pacific type, characteristic of the Miocene, kept on in Transylvania, a different sort of magma has risen in the Bakony Mountains and in the Little Hungarian Plain and in Nógrád, respectively. These basalts are coeval with the development of some of the marginal normal faults of our mountains, with throws of one thousand metres in some instances. The chemical composition of the basalts is alkaline, Atlantic. This difference in chemical composition points to a difference in origin, presumably due to the opening of a set of new deep faults and to the formation of a new magma chamber.

### Conclusions

1. From the above said it emerges clearly that the tectonical movements play the part of a regulating valve of magmatic activity. Phases of tension are favorable to volcanism, while phases of compression act as inhibitors. There is, however, a phase shift between volcanic and tectonic paroxysm. After the magmatic channels have been opened by tension, volcanism goes on for a while, up to the time when compression builds up a sufficient strain to lock the magma in. However, in the sediments the compression will cause deformation only some time after the volcanism has been stopped. This relationship was already pointed out by Vadász (13), in his grand synthesis of Hungarian magmatic activity.

The crustal deformations attested by surface tectonics have necessarily liberated great amounts of heat of deformation. As was demonstrated by the detailed computations of Contini (14), this heat is quite sufficient to activate the magma, i. e. to bring about the formation of a magma chamber. Although the appearance of the magma on the surface is connected with phases of distension, its formation is the joint work of distensive and compressive phases and even of epeirogenic bending, so frequent in the Hungarian Tertiary. Therefore, not only the regulation but also the formation of the magma chamber is assumed to be the result of local tectonics.

The magma activated by the phases of distension was not necessarily solidified by subsequent compression. The sudden jumping into life of volcanism over a very large area in the Styrian, after the Savian compression, seems to be in favour of this assumption.

The thinning and weakening of the crust is, when considering sedimentation rates, subsequent to the intense phases of volcanism. As was shown in an earlier paper (4), sedimentation rates in the Carpathian basin were



for the first time equalling those of the Alps in the Oligocene, i. e. at the time of the copious Lattorfian to Rupelian volcanism, resulting in the area north of the Palaeogene line in an Oligocene series of up to 2000 metres. It was in the Pannonian that the sedimentation rate in the Carpathian basin exceeded that of the Alps for the first time, due to a sinking which commenced in the Tortonian. This sinking has resulted in sedimentary series up to 4000 metres. The sinking due to volcanism is partly a result of the volcanic overburden, partly of the melting of the substratum and partly of the thinning of the crust. The fact that the magma chamber was in the immediate neighbourhood of the lower crustal boundary (the Mohorovičić surface of geophysicists), is proved by that 1. the composition of the pre-Pliocene volcanism is rather acid, dacito-andesitic on the average, 2. pre-Pliocene volcanism has a very great extension all over the country, suggesting a shallow magma pool. The Pliocene basalts are a different matter. Their composition indicates them to be of deeper origin. They are accompanied by no sinking, either.

Volcanic activity must have been accompanied by magmatic currents of some extent. The term is not understood here in Griggs's sense. The magmatic currents I refer to are thought to be quite shallow and of small depth. Such a magmatic displacement could have brought about the shifting of the magmatic activity after the Styrian, as described above. Stille (15) also considered that the magma or at least the raw material of the same was shifted from below the Carpathian orogenies, where it could not break up, towards the basin center.

The circumstance that e. g. the Styrian phase has brought about distension in the Basin, while all around, it is considered to have been compressive-giving rise to folding and even napping in the Alps and Carpathians, shows, that areas as small as the Carpathian Basin can have their own tectonic regime, which is overwhelmed only by the most intense paroxysms of mountain building of the surroundings.

Because of the poor heat conductivity of the crust and because the movements continued even in the Pleistocene (16), the cooling subsequent to the emptying or resolidifying of the magma chamber must have been very slow. This may be the explanation of the geothermal observations of Boldizsár. Thus, the Basin seems to have besides an independent tectonic regime a similarly independent heat household, too.

It must be pointed out that the utmost care has to be exercised attempting to extend the above-outlined ideas to other parts of the world. Such an extension will necessitate thorough studies of comparative magma tectonics.

#### REFERENCES CITED

1. Balkay B.: Kéregszerkezeti adatok a földtágulás kérdéséhez. (Some geological evidence concerning the problem of Earth expansion.) *Földtani Közöny*, 87, 1957.
2. Egyed L.: A new dynamic conception of the internal constitution of the Earth. *Geologische Rundschau*, 46, 1957.
3. Gálfi—Stegena: Deep reflections and crustal structure in the Hungarian Basin. In this volume.
4. Balkay B.: Crustal structure below Hungary. In these *Annales, Sectio Geologica*, 2, 1959.



5. Boldizsár T.: Geothermic investigations in the Hungarian Plain. *Acta Geologica*, **5**, 1958.
6. Kopek G.: Az ajkai barnaköszén-medencerészlet bányaföldtani viszonyai. (The mining geological conditions of the Ajka brown coal basin part.) Manuscript.
7. Szóts E.: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. (The Eocene [Palaeogene] formations in Hungary.) *Geologica Hungarica, Ser. Geologica*, **9**, 1956.
8. Vendl A.: Geológia. (Geology). Fig. 888, *Tankönyvkiadó*, Budapest, 1952.
9. Balkay B.—Balogh K.—Imreh L.—Kilényi T.: A pécs—komlói feketeköszénvonalat (Mecsekhegység) szerkezeti vázlata. (Tectonic sketch of the Pécs—Komló black coal belt, Mecsek Mountains.) *MÁFI Évi Jelentése*, 1955.
10. Kókay J.: Hegységszerkezeti mozgásviszonyok Várpalota környékén. (Tectonic conditions around Várpalota.) *Földtani Közöny*, **86**, 1956.
11. Pantó G.: A rudabányai vasércvonalat földtani felépítése. (Geological structure of the iron ore belt of Rudabánya.) *MÁFI Évkönyve*, **44**, 1956.
12. Noszky J.—Hegedüs Gy.: Jelentés az 1946. évi Tokaj-hegységi traszkutatókról. (A summary of the report on the examinations of trass raw materials in the Tokaj Mountains.) *MÁFI Évi Jelentése*, 1945—47.
13. Vadász E.: Magyarország földtana. (The Geology of Hungary.) Budapest, 1953.
14. Contini, C.: Terremoti, vulcani e giacimenti di vapore naturale. *Annali di Geofisica*, **9**, 1956.
15. Stille, H.: Der geotektonische Werdegang der Karpathen. *Beihefte Geol. Jahrb.* **8**, Hannover, 1953.
16. Pécsi M.: Der Schuttkegel der Donau auf der Grossen Ungarischen Tiefebene. In this volume.



# A COMPUTATION OF AVERAGE CRUSTAL THICKNESS FROM LOVE-WAVE DISPERSION, FOR A EURASIAN WAVE PATH

E. BISZTRICSÁNY and Z. KISS  
Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest  
and  
State Geophysical Survey, Budapest  
(Received 24<sup>th</sup> September, 1959)

## SUMMARY

The thickness of the crust was determined by analyzing the dispersion curve of the Love-waves of two Southern Chinese earthquakes. The crustal thickness obtained is 33 kilometres, in spite of the fact that one third of the wave path has traversed mountains of high elevation.

For the determination of crustal thickness several methods may be adopted. One of them is the analysis of the dispersion of the Love-wave.

Assuming the crust to be homogeneous and to be limited by plane parallel surfaces, the thickness of the crust along the wave path may be calculated from

$$\operatorname{tg} K \gamma_1 H = \frac{\mu_2 \gamma_2}{\mu_1 \gamma_1} \quad (1)$$

the period equation of the Love-wave. The letters denote the following quantities:

$$\begin{aligned} \gamma_1 &= \sqrt{\left(\frac{c}{v_1}\right)^2 - 1} & \gamma_2 &= i \sqrt{1 - \left(\frac{c}{v_2}\right)^2} \\ \mu_1 &= \rho_1 v_1^2 \\ \mu_2 &= \rho_2 v_2^2 \\ K &= \frac{2\pi}{c T} \end{aligned}$$

$H$  being the thickness of the crust,  $\rho_1$  the density of the rocks of the crust,  $\rho_2$  the density of rock below the Mohorovičič interface,  $T$  the period of the Love-wave,  $v_1$  the velocity of the transverse wave in the crust,  $v_2$  the velocity of the transverse wave along the Mohorovičič interface,  $c$  the phase velocity of the Love-wave.

Differentiating graphically the function obtained from (1) we have

$$U = c + K \frac{\Delta c}{\Delta K}$$

$U$  being the group velocity of the Love-wave.

By the aid of this graph the theoretical and actual curves can be compared.



We have investigated two Asian shocks for which the wave path was nearly identical (Fig. 1.)

Time of release	Epicentral coordinates	$M =$ magnitude	Epicentral distance in kilometres
1931. I. 27. 20 19 13	25,6 N 96,8 E	7,6	7041,5
1934. XII. 15. 01 57 37	31,3 N 89,3 E	7,1	6073,8

In Hungary horizontal seismographs are set up only. Therefore, the Love and Rayleigh wave types can be distinguished in the record only in case the surface waves arrive perpendicularly to the plane of oscillation of one of the components of the horizontal seismograph. This condition is fulfilled for the two shocks treated.

The measured values of  $T$ , the period, and  $U$ , the velocity, are listed as below.

Shock of I. 27, 1931.

$T$	$U$	$T$	$U$
49	3,71	34,5	3,40
44,5	3,65	30,2	3,37
44,2	3,62	29,8	3,33
41,5	3,57	30,1	3,32
40,1	3,53	27,4	3,30
38,1	3,5	27,4	3,28
35,5	3,47	27,4	3,26
34,9	3,43	23,9	3,23
		20,8	3,21

Shock of XII. 15, 1934.

$T$	$U$	$T$	$U$
40,3	3,51	29,6	3,34
31,6	3,46	28,0	3,31
36,6	3,43	26,8	3,29
35,3	3,40	24,4	3,26
29,2	3,36	20,8	3,24

The above data are also shown in Fig. 2. Of the curves computed by the aid of the equation only those two are shown which do best approximate the points.

The data of the two curves are:

1. *full line*  $v_2 = 4,3 \text{ km sec}^{-1}$   $H = 34 \text{ km}$

$$v_1 = 3,35 \text{ km sec}^{-1}$$

$$\frac{\mu_2}{\mu_1} = 1,923$$

2. *dashed line*  $v_2 = 4,3 \text{ km sec}^{-1}$   $H = 32 \text{ km.}$

$$v_1 = 3,32 \text{ km sec}^{-1}$$

$$\frac{\mu_2}{\mu_1} = 2$$



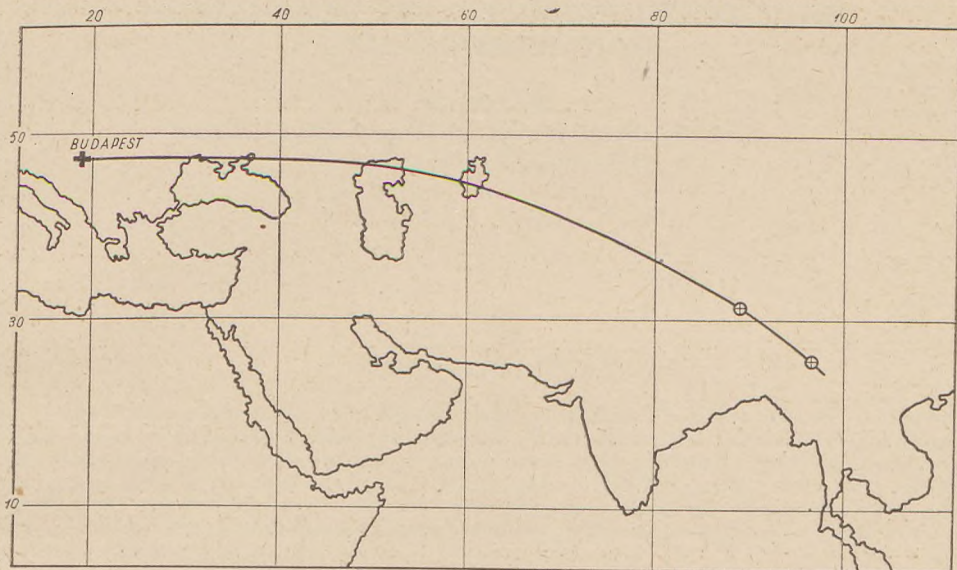


Fig. 1. Epicenters of two Southern Chinese Shocks with wave paths to Budapest. The epicenters are designated by circles

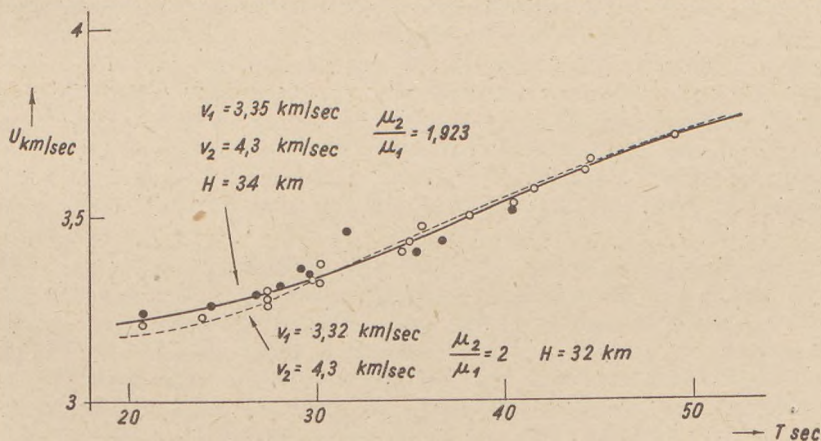


Fig. 2. Dispersion curves of the Love-waves of two Southern Chinese Shocks. The full and dashed lines indicate, respectively, the theoretical curves computed from the data shown in the figure. The empty circles designate the observed data of the shock of I. 27, 1931, the full circles those of the shock of XII., 15, 1934.

It can be seen on the map that one-third of the Love-wave path crosses mountains of high elevation, which ought to be characterized by a deep root according to the principle of isostasy. The results obtained do not reflect this crustal thickening. Maybe this is due to the circumstance that in the path sector off the mountains the crustal thickness is very small.







# UNTERSUCHUNG DER REPRÄSENTATIVITÄT EINER MIKROKLIMASTATION

Z. DOBOSI

Meteorologisches Institut der Eötvös-Universität, Budapest  
(Eingegangen: 27. Juli, 1959)

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Aufsatz beschreibt eine Methode, mittels welcher unter den mikroklimatischen Messungen die mikroadvektionsfreien Angaben von solchen, die durch die Einwirkung der Umgebung beeinflusst wurden, unterschieden werden können. Die Temperaturmessungen in der Bodennähe der Mikroklimastation Erdöhátpuszta aus den Jahren 1953—1957 werden analysiert. Es wird nachgewiesen, dass die Mikroadvektion auf dieser Station eine systematische Erscheinung ist. Auch die die Mikroadvektion hervorruhenden Gründe werden untersucht.

Wie bekannt, bereitet es oft Schwierigkeiten, für Mikroklima- und agrometeorologische Stationen eine in Hinsicht auf ihren Wärmehaushalt mit der Oberfläche der Station identische Umgebung von hinreichend grossem Umfang und von homogener Oberfläche zu sichern. Falls diese Bedingungen nicht erfüllt sind, werden unsere Beobachtungswerte nicht nur von der Oberfläche der Station, sondern infolge der Mikroadvektion auch von der Umgebung abhängen, folglich werden die Messwerte unserer Station bezüglich eigener Oberfläche nicht in vollem Masse als repräsentativ gelten. Jedoch ist die Repräsentativität z. B. bei Wärmehaushaltmessungen, bei den Messungen der oberflächlichen Verdampfung mittels Austausch, unentbehrlich, und folglich ist eine Untersuchung der Repräsentativität der Mikroklimastationen begründet.

Wir wollen im folgenden eine Methode anführen, durch welche entschieden werden kann, ob ein gemessener Luftzustand durch die Wirkung der betreffenden Oberfläche, oder aber durch Mikroadvektion entstanden ist. Mit dieser Methode kann festgestellt werden, ob und in welchen Fällen in den Angaben einer Mikroklimastation der Einfluss der Umgebung sich bemerkbar macht, also inwiefern die Angaben in Bezug auf die Oberfläche der Station als repräsentativ angesehen werden können.

Als Anwendung unserer Methode zeigen wir die Rolle der Mikroadvektion in den Angaben der Mikroklimaforschungsstation Erdöhátpuszta im Zeitpunkte 14 Uhr.

Die vertikale Fortpflanzung der Wärme am Tage, also wenn sich die Wärme aufwärts überwiegend durch Austausch vermittelt, kann im Mikroraum durch die Schmidt'sche Formel mit genügender Genauigkeit berechnet werden:

$$Q(z) = A(z) c_p \frac{dt(z)}{dz}$$



wo  $Q(z)$  die durch eine in der Höhe  $z$  über der Oberfläche befindlichen horizontalen Flächeneinheit fließende Wärmemenge in der Zeiteinheit bedeutet,  $A(z)$  der Austauschkoefizient in derselben Höhe,  $c_p$  die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck und  $dt(z)/dz$  der vertikale Temperaturgradient in der Höhe  $z$  ist.

Falls im Mikrogebiet die Wärmeübertragung stationär ist, so ist die durch zwei übereinanderliegende Flächeneinheiten in den Höhen  $z_1$  bzw.  $z_2$  tretende Wärmemenge gleich gross und im Falle einer homogenen Oberfläche gleich der Luftabfuhrkomponente des oberflächlichen Wärmeaushaltes. Diese Gleichheit erhält in der Gleichungsform, dividiert durch  $c_p$ , die Gestalt:

$$A(z_1) \frac{dt(z_1)}{dz} = A(z_2) \frac{dt(z_2)}{dz} \quad (1)$$

d. h. die Produkte der Austauschkoefizienten und der Temperaturgradienten sind entlang einer Vertikale konstant.

Zur Bestimmung der Austauschkoefizienten hat B u d y k o (2) eine Formel angegeben, die auch den Temperaturgradienten der bodennahen Luftschichten in Betracht nimmt, und deshalb gegenwärtig als am exaktesten gilt:

$$A(z) = k_0^2 z \frac{\Delta u}{\log \text{nat} \frac{z_2}{z_1}} \left[ 1 + \frac{m g}{T} \frac{\Delta T}{\Delta u^2} \left( \frac{\log \text{nat} \frac{z_1}{z_2}}{\log \text{nat} \frac{z_3}{z_4}} \right) \right]$$

wo  $A$  der Austauschkoefizient,  $k_0$  die Kármán-Konstante ist,  $z$  die Höhe, in welcher der Wert von  $A$  angegeben ist,  $\Delta u$  der Unterschied zwischen den Windgeschwindigkeiten in den konstanten Höhen der Windgeschwindigkeitsmessung  $z_1$  und  $z_2$ ,  $\Delta T$  der Temperaturunterschied zwischen den konstanten Höhen der Temperaturmessung  $z_3$  und  $z_4$ ,  $T$  der Mittelwert der Temperatur zwischen diesen beiden Höhen in Kelvingraden,  $g$  die Schwerebeschleunigung,  $m$  die Mächtigkeit der bodennahen Luftschicht, in welcher der Wert  $A$  des Austauschkoefizienten linear mit der Höhe variiert. Wenn wir den Wert des Austauschkoefizienten in unsere Formel (1) setzen und reduzieren, so erhalten wir

$$z_1 \frac{dt(z_1)}{dz} = z_2 \frac{dt(z_2)}{dz}$$

Wenn wir weiter die Werte  $z_1 = z$ ,  $z_2 = 1$  in unsere Gleichung einsetzen, erhalten wir für den Gradienten in beliebiger Höhe

$$z \frac{dt(z)}{dz} = \frac{dt(1)}{dz}$$

und den Wert

$$\frac{dt(1)}{dz} = a$$



einsetzend, erhalten wir für den Gradienten

$$\frac{dt(z)}{dz} = a z^{-1}$$

in Einvernehmen mit der von K. B r o c k s gefundenen empirischen Formel. Brocks hat nämlich anhand der Bearbeitung eines enormen Beobachtungsmaterials festgestellt, dass in der untersten Schicht der Atmosphäre der Temperaturgradient abwärts zunimmt. Die Abhängigkeit des Gradienten von der Höhe gibt die empirische Formel

$$\frac{dt(z)}{dz} = a z^b$$

an. Am Tage ist  $b$  in guter Annäherung gleich  $-1$ , während es in der Nacht zwischen  $1/5$  und  $1/20$  schwankt (3).

Wenn wir unsere Formel integrieren, so erhalten wir die Temperatur selbst, als eine Funktion der Höhe  $z$ . Es sollen die Integrationsgrenzen  $1$  und  $z$  sein, dann gilt

$$t(z) = t(1) + \int_1^z a z^{-1} dz$$

$$t(z) = t(1) - a \log \text{nat}(z)$$

Aus dieser Formel ist ersichtlich, dass die vertikale Temperaturverteilung im Mikroräum im stationären Falle logarithmisch ist.

Wir haben bei der Ableitung unserer Formel folgende Voraussetzungen angewandt:

1. Die vertikale Wärmeströmung ist stationär.
2. Nach oben pflanzt sich die Wärme nur durch Austausch fort.
3. Bewegungsmenge und Wärmemenge tauschen sich mit dem gleichen Austauschkoefizienten aus.
4. Die aktive Oberfläche ist in horizontaler Richtung aus dem Standpunkte des Wärmehaushaltes homogen.

Wir wollen nun diese Voraussetzungen eingehend studieren. Voraussetzung 1. ist nicht streng gültig, da durch eine gegebene Fläche in zwei verschiedenen Höhen nur dann die gleiche Wärmemenge hindurchfließt, wenn sich die Temperatur zwischen den beiden Höhen nicht verändert. Das kommt jedoch nur in den seltensten Fällen vor. Zur Kontrolle dessen, ob die Wärmeströmung stationär ist, wollen wir die Wärmemenge berechnen, die sich in einer  $1$  m hohen Luftsäule von  $1$  cm<sup>2</sup> Querschnitt anhäuft, falls sich die Temperatur dieser Säule sehr rasch, um  $10$  C° in einer Stunde, zunimmt. Die Wärmekapazität dieser Luftsäule von  $100$  cm<sup>3</sup> Rauminhalt beträgt  $0,028$  gcal/cm<sup>2</sup>-Grad. Die gesuchte Wärmemenge ist zehnfach so viel, nämlich  $0,280$  gcal. Nach unseren Wärmehaushaltmessungen ist das im Verhältnis zu der Wärmemenge, die im allgemeinen den Boden durch Konvektion verlässt, so klein, dass sie vernachlässigt werden kann und folglich die



vertikale Wärmeströmung selbst im Falle einer derartigen ausgesprochen ausserordentlichen Erwärmung in guter Annäherung als stationär angesehen werden darf.

Voraussetzung 2. war, dass sich die Wärme nach oben ausschliesslich durch Austausch fortpflanzt. Das ist auch nur eine Annäherung, da doch ein anderer Prozess auch tätig ist, nämlich die durch Strahlung verursachte scheinbare Konduktion, die jedoch am Tage bei der Temperaturverteilung vom Einstrahlungstyp neben dem durch Austausch verursachten Wärmestrom vernachlässigt werden kann. Die Nichterfüllung dieser Voraussetzung in der Nacht hat zur Folge, dass in der empirischen Formel von Brocks der Wert des Exponenten in der Nacht nunmehr nicht  $-1$  beträgt, folglich, dass die aus der Formel durch Integration erhaltene logarithmische Temperaturverteilung in der Nacht nicht mehr gültig ist.

Die dritte Voraussetzung ist, dass sich Wärmemenge und Bewegungsmenge mit identischem Koeffizienten austauschen. Diese Voraussetzung ist nach den Erfahrungen im Mikroräum erfüllt. Jedoch sind bekanntlich die Wege, die die Konvektionselemente in der freien Atmosphäre zurücklassen, so gross, dass ein beträchtlicher Energieverlust durch Reibung und Turbulenz auftritt und deshalb diese zwei Arten der Energie in der freien Atmosphäre bereits mit verschiedenen Austauschkoefizienten auftreten.

Die Erfüllung von diesen Voraussetzungen wird auch dadurch angedeutet, dass die von uns auf theoretischem Wege abgeleitete Formel mit der aus Mittelwerten abgeleiteten empirischen Formel von Brocks tagsüber, d. h. unter Einstrahlung, gut übereinstimmt.

Für uns ist Voraussetzung 4. von Wichtigkeit. Laut dieser ist unser Ergebnis nur über einer homogenen Oberfläche gültig. Die logarithmische Kurve wird durch den Wärmehaushalt der lokalen Oberfläche bedingt. Dieser Umstand gibt uns die Berechtigung, unser Ergebnis nicht nur auf Mittelwerte, sondern auch auf Einzelfälle zu erstrecken. In den einzelnen Fällen ist daher das Abweichen von der logarithmischen Verteilung das Ergebnis der Advektion einer fremden Luftmasse im Mikroräum.

So verfügen wir nun über das gesuchte Kriterium, welches uns im Einstrahlungsfalle über die Anwesenheit der Advektion und die Abweichung der Temperatur der advectierten Luftmasse von den durch die logarithmische Kurve dargestellten lokalen Verhältnissen unterrichtet.

Als Anwendung des logarithmischen Kriteriums haben wir in den ausgewählten fünf Jahren des Beobachtungsmaterials von Erdőhátpuszta die relative Häufigkeit der Fälle bestimmt, in welchen die vertikale Temperaturkurve logarithmisch war.

Unsere Ergebnisse sind in der untenstehenden Tabelle zusammengefasst.

*Tabelle I.*

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
—	—	51,9	22,7	46,0	36,5	34,0	25,2	32,4	47,5	37,9	—



Wie ersichtlich ist über das ganze Jahr die relative Häufigkeit der Fälle mit logarithmischer Temperaturverteilung in der bodennahen Luftschicht recht klein. Die relative Häufigkeit der Anwesenheit „fremder Luftmassen“ bei unserer Station war im allgemeinen über 60%, und nur in den Monaten März und Oktober betrug sie kleinere Werte. Für die Wintermonate teilen wir im Mangel von Messungen in 10 cm Höhe keine Angaben mit.

Zu der Begründung der Häufigkeitsverteilung der Mikroadvektion im Laufe des Jahres sind besondere Untersuchungen notwendig. Untenstehend versuchen wir die eingehendere Analyse dieser Erscheinung anhand der Vorzeichen der vertikalen Temperaturgradienten.

Die untenstehenden Tabellen sind aus Messwerten der Jahre 1953—57 abgeleitet worden. Auf unserer Station sind Messungen in drei Höhen, von 10, 50 und 100 cm, vorgenommen worden.

Tabelle II. zeigt die relativen Häufigkeiten der Fälle, in denen sowohl in der Schicht zwischen 10 und 50 als auch in der zwischen 50 und 100 cm gleichzeitig ein isothermischer Vertikalgradient der Temperatur auftritt.

Tabelle II.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
7 <sup>h</sup>	23,5	15,7	8,6	1,2	3,2	4,6	3,5	6,6	7,1	9,6	13,7	21,9
14 <sup>h</sup>	16,7	16,2	6,8	—	—	—	—	1,1	3,6	1,2	8,3	14,3
21 <sup>h</sup>	8,4	5,8	3,8	1,2	3,5	7,6	3,4	3,4	2,5	2,5	1,6	14,5

Wie ersichtlich, ist die Häufigkeit der Isothermen am grössten im Winter, wogegen im Sommer meistens ein Minimum vorliegt. Das ist besonders für die morgendlichen und mittäglichen Zeitpunkte gültig. Abends um 21<sup>h</sup> liegt das Hauptmaximum im Winter, in Dezember, allerdings mit einem kleinen Nebenmaximum in Juni. Die Minima liegen in den Monaten April, September, Oktober, November.

Mit der Ausnahme der Spätfrühlings- und Sommermonate ist folglich unter den drei Zeitpunkten die Isothermienhäufigkeit am Morgen die grösste. In diesen Monaten ist die Luft verhältnismässig trocken, es gibt im bodennahen Raum keinen beträchtlichen vertikalen Dampfdruckgradienten, daher ist die Kurve der Taupunkthöhe isothermisch. In den Monaten, wo um 7 Uhr noch keine bedeutende Erwärmung anfang, fällt die Temperatur-Höhenkurve häufig mit der Taupunktkurve zusammen. Ein anderer Faktor spielt jedoch bei der Zustandebringung der Erscheinung auch mit, nämlich der Umstand, dass im Winter die vertikalen Temperaturgradienten verhältnismässig klein sind und folglich die vermischende Wirkung des Windes leicht zu einer Isothermie führt.

In den Monaten mit höherem Sonnenstand vermindert sich die Isothermienhäufigkeit sowohl am Morgen als auch mittags erheblich, da die zunehmenden Einstrahlungsgradienten bereits nicht so leicht durch Windmischung in Isothermie überführt werden können.

Die relative Häufigkeit der negativen Gradienten ist aus Tabelle III. ersichtlich. Die Tabelle enthält diejenigen Fälle, in welchen die Temperaturdifferenzen zwischen 10 und 100 cm Höhe negativ waren. Die Werte sind in Prozenten aller Beobachtungsfälle ausgedrückt.



Tabelle III.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
7 <sup>h</sup>	57,0	70,0	65,5	23,2	8,6	7,7	2,4	3,3	20,0	48,2	48,4	43,7
14 <sup>h</sup>	48,7	19,1	13,6	1,3	—	—	—	3,3	3,6	12,1	27,8	32,8
21 <sup>h</sup>	62,5	72,4	69,8	37,1	37,7	44,0	42,7	36,0	48,2	76,0	44,4	45,1

In allen drei Zeitpunkten ist die Häufigkeit des Ausstrahlungsgradienten im Winter, in der Periode der Ausstrahlung, am grössten. Im Sommer nimmt mit dem Vorschreiten der Einstrahlung die Häufigkeit ab.

Der Zeitpunkt 21<sup>h</sup> gehört im ganzen Jahre zu der Ausstrahlungsperiode. Jedoch ist dieser Zeitpunkt im Sommer noch nicht weit von der Einstrahlungsperiode entfernt, so dass in dieser Jahreszeit die Abkühlung in der Bodennähe noch nicht bedeutend ist.

Selbstredend weisen die Fälle mit positiven Temperaturgradienten in beiden Fällen auf einen dem vorangehenden Falle entgegengesetzten jährlichen Gang hin (Tabelle IV.)

Tabelle IV.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
7 <sup>h</sup>	16,7	11,4	6,9	35,4	55,9	64,6	68,2	49,4	28,2	12,0	18,2	17,2
14 <sup>h</sup>	29,5	55,9	57,6	75,0	83,7	86,1	92,4	78,0	73,7	55,4	37,5	30,0
21 <sup>h</sup>	13,8	13,1	3,8	8,6	24,7	27,2	22,5	16,8	18,4	8,8	28,6	19,4

Bemerkenswert ist das Sommermaximum in den Gradienten abends um 21 Uhr. In dieser Ausstrahlungsperiode kann ein positiver Gradient hauptsächlich nur durch kalte Advektion im Mikroräum verursacht werden. Dieser Umstand weist darauf hin, dass an Sommerabenden in der Gestaltung des Temperaturgradienten die kalte Mikroadvektion eine nicht zu verkennende Rolle spielt.

Zwecks einer eingehenderen Untersuchung der Situation hat der Verfasser die relative Häufigkeit der Fälle tabellarisch aufgestellt, in welchen der Gradient in unserem Mikroräum in der unteren Schicht zwischen 10—50 cm positive, in der oberen, zwischen 50 und 100 cm negative Werte annahm. (Tabelle V.)

Tabelle V.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
7 <sup>h</sup>	2,8	1,5	8,7	12,1	23,7	15,4	18,8	25,3	29,5	20,5	10,6	6,3
14 <sup>h</sup>	—	2,9	10,2	11,2	11,6	11,1	2,2	9,9	13,1	22,9	9,8	7,2
21 <sup>h</sup>	5,6	—	9,4	6,1	16,5	13,6	14,6	21,4	17,3	7,6	7,9	11,3

Im Jahresgang ist die Verschiebung der Höchstwerte auf die Herbstmonate bemerkenswert, welche Erscheinung in allen drei Zeitpunkten auftritt.



Die umgekehrte Lage, d. h. die relative Häufigkeit der Fälle mit negativen Gradienten in der unteren und positiven in der oberen Schicht enthält die Tabelle VI.

Tabelle VI.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
7 <sup>a</sup>	0,0	1,4	10,3	28,1	8,6	7,7	7,1	15,4	15,2	9,6	9,1	10,9
14 <sup>b</sup>	5,1	5,9	11,8	12,5	4,7	2,8	5,4	7,7	6,0	8,4	16,6	15,7
21 <sup>a</sup>	9,7	8,7	13,2	47,0	17,6	7,6	16,8	22,4	13,6	5,1	17,5	9,7

In den Angaben der Tabelle VI. entfällt das Häufigkeitsmaximum morgens und abends auf die Frühlingsmonate, and am Mittag bemerken wir ein Maximum zweiter Ordnung in April.

Die Lage steht nun, im Besitz der letzten drei Tabellen, klar vor uns. Um unsere Messtation herum befindet sich kahler unbebauter Boden. Dieser wird seinerseits durch Ackerland umgeben. Der Boden um unsere Station ist infolge seiner grösseren Dichte von grösserer Wärmeleitfähigkeit.

Die jährlichen Höchstwerte in Tabelle IV. abends um 21 Uhr in den Monaten V, VI, und VII werden dadurch verursacht, dass die Einstrahlungsperiode in diesen Monaten nicht lange vor dem gegebenen Zeitpunkt endet. Um unsere Station haben sich noch nicht so hohe Ausstrahlungsgradienten entwickelt als in den umgebenden, mit Vegetation bewachsenen, weniger gut leitenden Teilen. Die dortige, bereits stärker abgekühlte Luft fliesst folglich über die verhältnismässig wärmere, infolge von hochgeförderter Wärme weniger schnell abkühlende Luft, so dass sich dort eine Temperaturverteilung vom Einstrahlungstyp entwickelt.

Das herbstliche Häufigkeitsmaximum in Tabelle V. verdankt sein Zustandekommen ähnlichen Umständen. Der unten positive, oben negative Gradient bedeutet, dass in der Mitte — bei 50 cm — die Luft kühler ist als weiter oben und unten. Folglich erhielt diese Schicht kühlere Luft durch Advektion. Kühlere Luft konnte in der herbstlichen Abkühlungsperiode nur von den schlecht leitenden Teilen der bebauten oder bewachsenen Umgebung über die gut leitende, noch verhältnismässig wärmere, die sommerliche Wärme leichter abgebende Oberfläche unserer Station geraten. In der mit dem Boden sich berührenden Schicht kommt durch die Wirkung des wärmeren Substrats ein positiver Gradient zustande.

Tabelle VI. lehrt, dass im Frühling die Lage umgekehrt ist. In April erwärmt der Boden sich schon beträchtlich, jedoch ist die Erwärmung der gut leitenden, die Wärme den umgebenden tieferen, im Sommer kälteren Schichten gegenüber gut abgebenden Bodenteile etwas verzögert. Folglich ist die Oberfläche unserer Station im Frühling in allen Tageszeiten kälter als in den umgebenden Gebieten der weniger wärmeleitenden bebauten Substrate. Die aus Tabelle VI. ersichtlichen unten negativen, oben positiven Gradienten zeigen, dass warme Luft in die mittlere Schicht in 50 cm Höhe advectiert wurde. Diese Luft rührt von den umgebenden Gebieten her und brachte über die kalte Oberfläche der Station in der Bodennähe einen negativen Gradienten vom Ausstrahlungstyp zustande.



Die Ergebnisse lenken die Aufmerksamkeit auf den Umstand, dass in unserer Station — wie in jedem Gebiet mit inhomogener Oberfläche — die Mikroadvektion eine systematische Erscheinung ist. In den Messwerten macht sich die Wirkung der umgebenden Gebiete mit unterschiedlicher Oberflächengestaltung bemerkbar, so dass diese Messwerte, für die das Kriterium der logarithmischen Temperaturverteilung nicht erfüllt ist, in Bezug auf die eigentliche Stationsoberfläche nicht als repräsentativ angesehen werden dürfen.

#### LITERATUR

1. Dobosi Z.: Egy mikroklimatikus jelenség értelmezése a talajfelszín hőháztartása alapján. (Die Deutung einer mikroklimatischen Erscheinung anhand des Wärmehaushaltes der Bodenoberfläche.) *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* **10**, 3—4.
2. Будыко, М. И.: Испарение в естественных условиях. Ленинград. 1948.
3. Brocks, K.: Über den täglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperatur. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **5**, 1948.



# ON THE ORIGIN OF THE RED SEA

L. EGYED

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest

(Received 31<sup>st</sup> August, 1959)

## SUMMARY

In spite of a number of similar features, the Red Sea differs from the African rifts in that it is accompanied by positive isostatic anomalies. Girdler has interpreted this anomaly by supposing the surge of a basic mass along the axis of the Red Sea. He thinks the negative anomalies of the African rifts to be due to a different mechanism.

Author shows that the entire rift system, the Red Sea included, may be derived from crustal tension, involving also the upper 6—700 kilometres of the mantle, which are supposed to be rigid and mechanically coupled to the crust. The crust and this part of the mantle are that part of the Earth which may be termed with right "tectonosphere". The young phase of rift formation involves a thinning of the tectonosphere layer, by fracturing near the surface, and by plastic deformation in the mantle. The thickness of the crust being small as related to that of the tectonosphere, the sialic crust will sink, thus bringing about a negative gravity anomaly.

At the same time, the plastic deformation leads to the accumulation of heat energy, resulting in the formation of a magma chamber. In the mature stage of rift formation the basic magma thus formed may surge along deep fractures in the neighbourhood of the surface, giving rise to the positive isostatic and magnetic anomalies interpreted so well by Girdler. This mature phase is encountered in the Red Sea, while the Gulf of Suez and the Gulf of Aqaba are still in the young phase.

The inspection of Fig. 1. shows the Red Sea and the African rifts to belong to one and the same contiguous rift system. The morphological similarity becomes even more marked when the proportion of smallest width to greatest depth is considered. However, gravity measurements in the Red Sea have unearthed a difference which seems to be significant, namely that there is a zone of positive isostatic anomalies along the Red Sea axis, while the rest of the African rifts are characterized by negative isostatic anomalies of 50 to 100 milligals (Fig. 2). The Gulfs of Suez and of Aqaba, which are rifts themselves, exhibit negative isostatic anomalies, in spite of being continuations of the Red Sea (Fig. 3). Airborne magnetometry in the Red Sea area has demonstrated a characteristic magnetic anomaly along the Red Sea axis.

Recently, R. W. Girdler (1) has attempted an explanation of the gravity and magnetic anomalies of the Red Sea. In a paper entitled "The relationship of the Red Sea to the East African rift system", he has shown that both gravity and magnetic anomalies can be interpreted by supposing the existence of a basic mass along the axis of the Red Sea, which has risen into the neighbourhood of, or even up to, the surface. For this reason, he deducts the origin of the Red Sea from tensile stresses in the crust, with magma masses from below the crust surging along the rift line. On the other hand, for the African rifts he considers two possibilities of different nature.



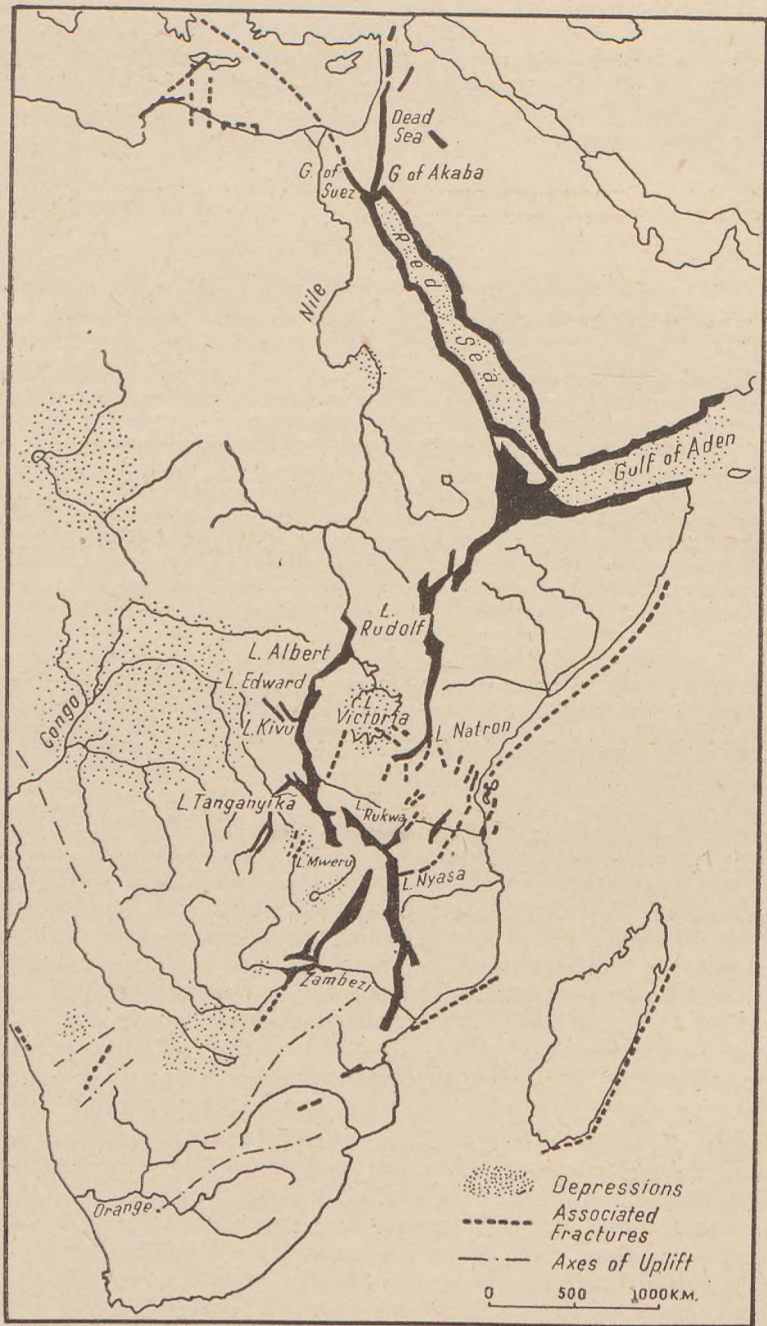


Fig. 1. Map of the East-African Rift Valley System



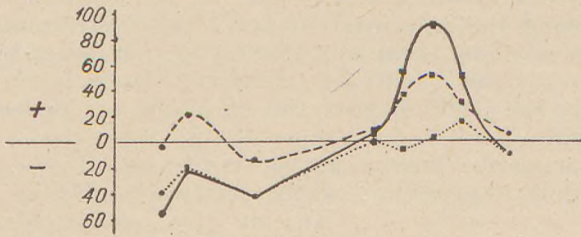


Fig. 2. Gravity anomalies across the Red Sea, after Girdler

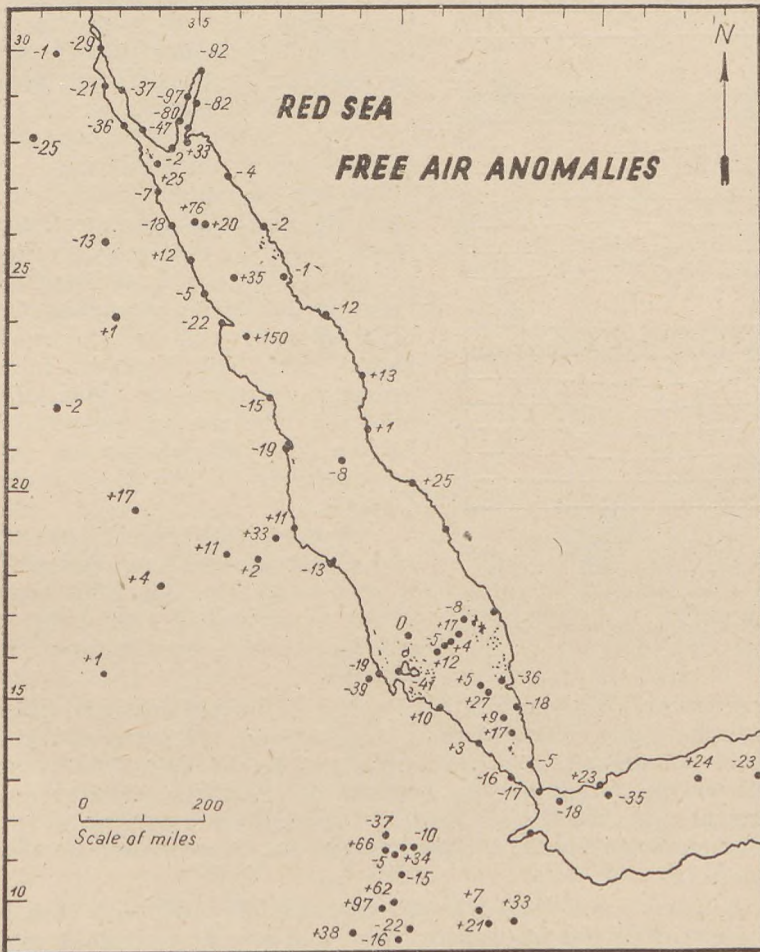


Fig. 3 Free air anomalies in the Red Sea area, after Girdler



Either the tensile stress was smaller, resulting merely in the sinking of the central blocks along the marginal rift faults, or the rifts were formed by compressive stresses along these same faults, as postulated by Bullard (2). He pays, however, due attention to the circumstance that both geologically and geophysically the Gulfs of Suez and of Aqaba are perfect counterparts of the African rifts.

In the following the present author wishes to give a more uniform and more plausible explanation of the formation of both Red Sea and African rifts, and to refute, at the same time, some generally accepted erroneous ideas on crustal structure.

First of all, the author would like to point out that there is no contiguous layer of latent magma beneath the crust, i. e. beneath the Mohorovičić interface, which latter is by no means a thermal boundary. Consequently, a pressure decrease in itself will not result in a melting of the magma.

To corroborate this statement, the following evidence is offered: In the areas of the continental shields (Africa, Canada, Russian Platform) the geothermal gradient is about 1 centigrade per one hundred metres (3), corresponding to a temperature of 300 to 350 centigrades in a depth of 35 kilometres. A sharper rise of temperature with depth occurs in areas of younger orogenies only. This indicates at once that the rise in temperature is due to the heat of deformation of rocks, accumulated in the poorly conductive silicates.

A subcrustal temperature of 200 to 500 centigrades was reached at by J. F. Lovering, too (4). This temperature is, however, far below the point of fusion of the silicates constituting crust and mantle.

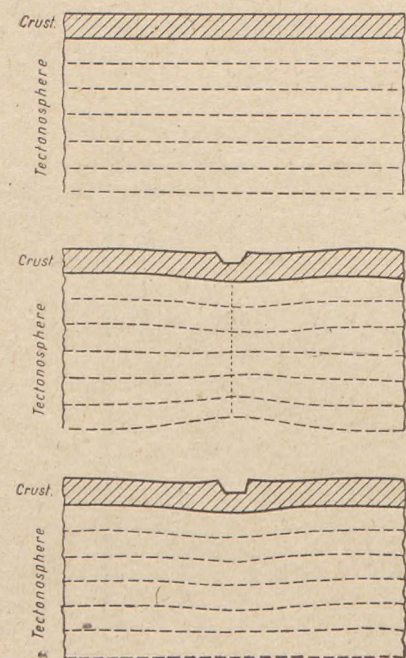


Fig. 4. A distended part of the „tectonosphere”, with a rift feature.

a) Trajectory system without rift ; b) Trajectory system with rift, when the gravity field is neglected ; c) Trajectory system with rift modified by the gravity

The origin and hypocentral distribution of deep-focus earthquakes indicates that the temperature in the mantle reaches the temperature of fusion of the involved silicates in a rather great depth, of about 750 kilometres.

Furthermore, an increasing number of scientists seem to accept the proposition (4) that the Mohorovičić interface is not due to any change in chemical composition, but that it represents a pressure-dependent phase transition.

All the above said leads to the unavoidable conclusion that from the point of view of crustal mechanics, crust and mantle cannot be regarded as two independent systems, with the crust gliding and swimming upon the mantle, because the crust is, in fact, closely coupled with the upper part of



the mantle, of some hundreds of kilometres thickness. Therefore, the phenomena observed on the surface are the results of a play of forces upon an earth shell of such thickness. The term "tectonosphere", if correctly used, should designate this shell.

Let us consider now the problem of origin of the magmatic masses invading the terrestrial crust. It was mentioned above that in areas of more intense deformation a heat reserve is accumulated. Most of the energy of fracturing, friction and especially of plastic deformation are converted in the Earth into heat. The heat conductivity of the silicates constituting crust and mantle being very poor, the heat thus formed is accumulated with small loss. A series of appropriate deformations may raise the temperature to the point of fusion (at one atmosphere), so that in the zones of plastic deformation some nests of latent magma will come to exist. If the pressure drops, as e. g. due to the formation of a fracture, these nests will melt and rise into the upper parts of the mantle and the crust, respectively.

This concept gives a quite simple and uniform explanation for the origin of the African rifts and the Red Sea. Namely, due to tensile stresses caused by the expansion of the Earth, a zone of tension is formed in the crust of the Earth. In the first place, the uppermost rigid part of the crust is disrupted and superficial faulting occurs. As part of the profile is no more able to bear

tensile stresses, the tension will increase in the cross section below the ruptured zone, and the system of trajectories shown in Fig. 4. is developed (a). Because of the presence of the gravity field, this trajectory zone is asymmetrical (b). The tectonosphere will undergo a plastic deformation, in the first place in the zone of smaller cross section, i. e. below the ruptured zone of the surface. Thus, a magma nest is gradually formed.

Thus, in the first stage a rift is formed, manifesting itself mainly in superficial morphology. The thinning — disregarding the morphologically conspicuous rift zone — is distributed in the entire tectonosphere, and only a small

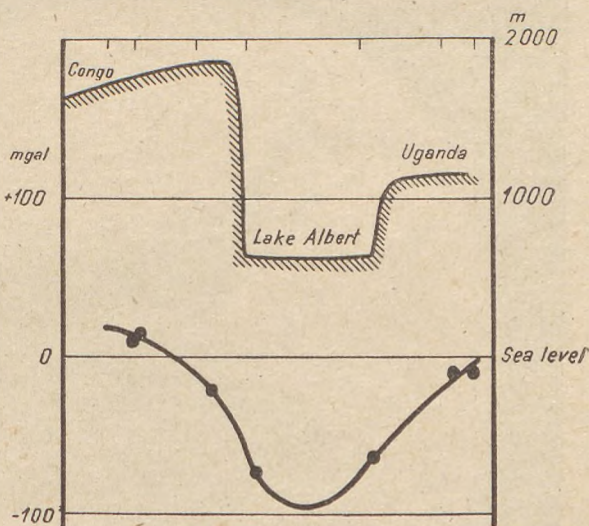


Fig. 5. Gravity anomalies over the Lake Albert Rift Valley

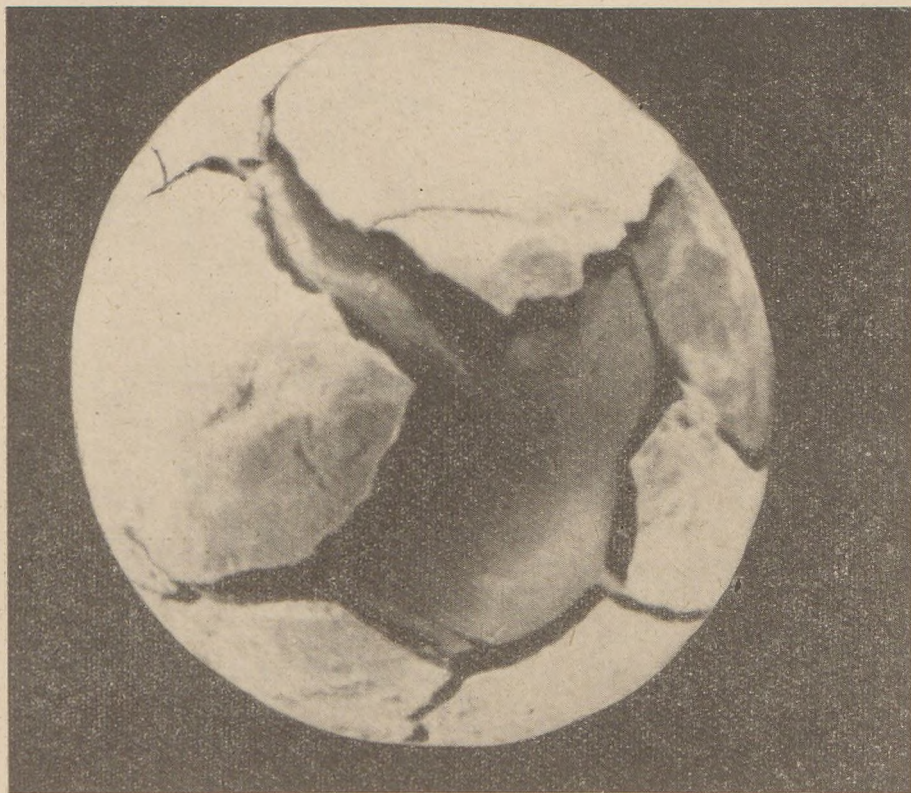


Fig. 6. Cross section of the Red Sea with the intruded magmatic mass



part of it involves the crust. Because of the asymmetry of the trajectories, the Mohorovičić interface will sink rather than rise. The size of the vertical movements is minute as related to the thickness of the tectonosphere.

When considering the distribution of the gravity anomalies we find, under the assumption of an isostatic compensation after Airy and Heiskanen, e. g. in the case of Lake Albert (depth of bottom 300 metres



*Fig. 7.* The experiment of Kádár, showing Red Sea-like features

below the sea), a gravity deficit corresponding to a horizontal column 1,35 kilometres thick, 40 kilometres wide, situated in a depth of 35 kilometres and characterized by a density contrast of 0,6 cgs. This body gives rise to a negative isostatic anomaly of roughly 60 milligal, while the actual anomaly is 95 milligal. The difference may be due to the sediments accumulated on the bottom of Lake Albert, which assumption is corroborated, according to Girdler, by a rather sharp decrease of the anomalies in the area of the lake.

If the deformation due to tension reaches such a degree as to grant the formation of a magma nest and a deep fracture connecting the same with



the surface along the axis of the rift, as seen in the case of the Red Sea, the surging melt will fill the empty space due to rifting and there is developed that complex of phenomena which was so lucidly treated by Girdler. The tension in the Gulf of Suez and Akaba region has reached the first stage only. That is why the anomalies are negative there.

The fact that morphological patterns resembling the Red Sea can come to exist in a crust subjected to tensile stresses was beautifully illustrated by

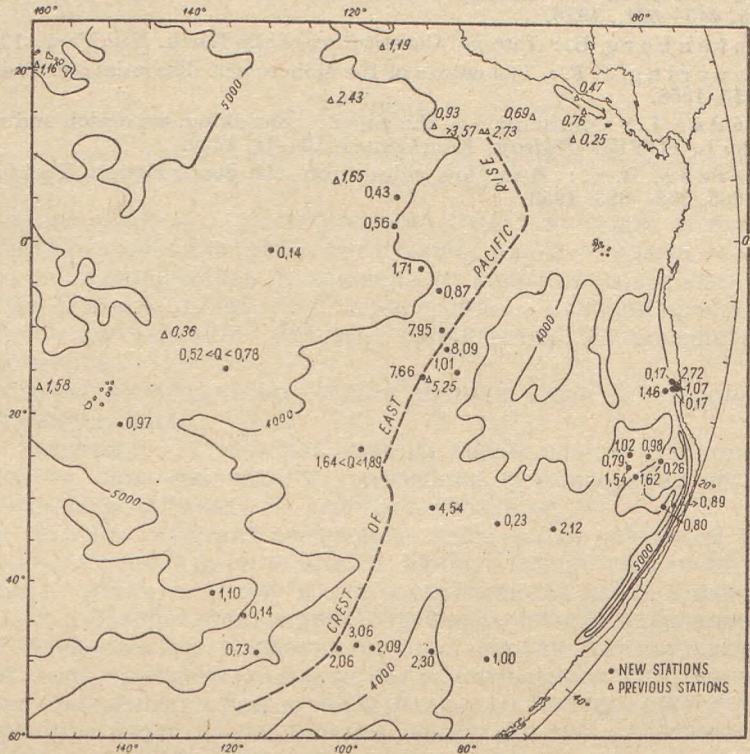


Fig. 8. The distribution of heat flow in the area of Albatross plateau according to the data of Herzen

experiments of L. Kádár, which consisted in the cracking of a plaster of Paris shell smeared on a balloon by inflating the same (5).

The continuation of the rift system can be seen in the zones of tension of the Mid-Atlantic Ridge. Along these zones there is a belt of elevated temperature which can result eventually in the formation of a magma nest, as is amply proved by heat flow measurements in the environment of the mid-oceanic ridges, with a peak of heat flow values along the ridge axis and with decreasing values on both sides. The strained condition of the rift systems is shown by intense seismicity along the African rifts as well as along the mid-oceanic ridges.



It is unnecessary to derive the heat flow anomaly of the mid-oceanic ridges from an ill-proved magma current hypothesis (6), as the above interpretation gives a natural and even quantitatively correct explanation of the heat flow phenomena in question.

#### REFERENCES CITED

1. Girdler, R. W.: The relationship of the Red Sea to the East African System. *Quart. J. Geol. Soc. London*, **104**, 79—105, 1958.
2. Bullard, E. C.: Gravity measurements in East Africa *Phil. Trans. Roy. Soc. A.* **235**, 445—531., 1936.
3. Gutenberg, B.: Internal Constitution of the Earth. *New York*, 1951.
5. Lovering, J. F.: The nature of the Mohorovičić discontinuity. *Trans. AGU.* **39**, 946—955. 1958.
5. Kádár L.: Contribution to the paper: „Shrinking, expansion and magmatic currents” by L. EGYED *Földrajzi Közlemények*, 16—18. 1959.
6. Herzen, R. v.: Heat flow values from the South-Eastern Pacific. *Nature* **183**, No. 4665. 882—883. 1959.



## К ВОПРОСУ ОБ ОБРАЗОВАНИИ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Л. ЭДЬЕД

Геофизическая кафедра Университета им. Этвеша, Будапешт  
(Поступило 29 сентября 1959 г.)

### РЕЗЮМЕ

Автором дается новое и простое объяснение образования солнечной системы на основании данных Дирака — Гильберта.

Изучение вопроса о происхождении Земли приводит к вопросу об образовании солнечной системы. Этот вопрос является одним из наиболее сложных, но одновременно и важнейших вопросов современного естествознания. О важности его, но в то же время и о наличии проблем свидетельствует существование большого количества занимающихся этим вопросом теорий.

К решению вопроса автор желает приблизиться со стороны строения и динамики Земли.

Для солнечной системы характерны определенные закономерности, следовательно, при правильном толковании формирования ее, закономерности должны вытекать из самого толкования.

Тер Хаар отмечает следующие особенности солнечной системы:

1. Закономерности орбиты планет. Орбиты планет солнечной системы имеют почти круговую форму и они располагаются почти в одной и той же плоскости. Направления орбит отдельных планет одинаковы и совпадают с направлением вращения Солнца. Между плоскостью орбит и экваториальной плоскостью Солнца нет значительного расхождения.

2. Закономерность в расстояниях планет от Солнца, сформулированная в прошлом столетии по опытам, известная под названием закона Боде—Титцуса и выражающаяся соотношением

$$R_n = \frac{C}{2^n} + D$$

где  $n$  — порядковый номер планет считая со внешних,  $R_n$  — радиус орбиты, а  $C$  и  $D$  — постоянные. Этот закон точно не справедлив и особенно для внешних планет он не действителен.

3. Разделение планет на внешние и внутренние: внешние характеризуются большой массой, малой средней плотностью, повышенной скоростью осевого вращения и сравнительно большим количеством спутников. Внутренние планеты имеют сравнительно высокую среднюю плотность, малую массу, осевое их вращение несколько медленнее и совсем не имеют, или имеют лишь небольшое количество спутников.

4. Распределение момента импульса и массы солнечной системы: момент импульса Солнца составляет всего 2% от момента импульса всей



системы, а общая масса планет равна лишь 1/700 части всей массы системы.

Рассматривая первую группу закономерностей создается впечатление, что массы образовали когда-то массу Солнца вокруг его экватора. Это послужило основой для теорий об отрыве планет от Солнца.

Относительно закономерностей, наблюдающихся в расстояниях планет от Солнца, большинство теорий не могло дать объяснения. К наиболее логичному объяснению пришел *О. Ю. Шмидт* со своей теорией о захвате, и именно это означало самую положительную сторону его теории. Однако в толковании имелась некоторая самовольность и больше всего подчеркивалась математическая сторона результатов.

Третья группа закономерностей объяснялась большинством теорий при помощи произвольных предположений.

Четвертый вопрос оказался самым сложным и именно им можно было доказать несостоятельность большинства гипотез. Даже теория о захвате, предложенная *О. Ю. Шмидтом*, могла дать объяснение по вопросу момента импульса солнечной системы только путем предположения, что вещество, слагающее планеты, имеет происхождение от посторонних частиц большой скорости, следовательно *О. Ю. Шмидт* по существу высказал гипотезу, что момент импульса планет имеет постороннее происхождение и даже современный момент импульса Солнца обусловлен посторонними причинами.

В сущности теории об образовании солнечной системы полны отдельными предположениями, гипотезами и даже наилучшие из них могут лишь показать, что их предположения не противоречат явлениям, наблюдаемым в галактике.

Попытаемся приблизиться к этой проблеме с использованием опытов и результатов современной физики, начиная именно с наиболее сложного вопроса, вопроса о моменте импульса.

В первом приближении можно предполагать, что момент импульса любой планеты в отдельности, является постоянным, ввиду того, что возмущением остальных планет в первом приближении можно пренебречь.

В этом случае:  $mvR_n = \alpha = \text{const}$

Здесь  $m$  — масса планеты,  $v$  — скорость и  $R_n$  — радиус орбиты. Но существует и равенство между центробежной силой и притяжением:

$$\frac{m v^2}{R_n} = \frac{f m M}{R_n^2}$$

где  $M$  означает массу Солнца, а  $f$  — гравитационный коэффициент.

Из указанных двух равенств выводится соотношение:

$$f R_n = \frac{\alpha^2}{M m^2} = \beta_n = \text{const}$$

А это означает, что при постоянстве и правильном распределении момента импульса, предполагать происхождение планет от Солнца можно только при условии, что гравитационный коэффициент  $f$  был в свое время существенно большим.

И действительно, в конце тридцатых лет *Дирак* [1] пришел к заключению о наличии обратной пропорциональности между гравитационным



коэффициентом и параметром возраста мира, т. е. что  $f = \frac{\kappa}{t}$ , где только значение  $\kappa$  представляет собой универсальную постоянную, а  $t$  является постоянно увеличивающимся параметром времени. Однако физиками в основном этот вывод *Дирака* не был принят. Само доказательство *Дирака* было довольно неубедительны. Среди физиков создалось мнение, что теория гравитационного поля, в котором гравитационный коэффициент считается непостоянным, выходит за пределы теории общей относительности и нельзя ее привести в согласие с последней. Тем не менее в последнее время концепция *Дирака* снова пришла в центр интереса и в 1956 г. *Гильберт* [2] показал, что исходя из рациональных предположений, соотношение  $f = \frac{\kappa}{t}$  можно вывести и из теории общей относительности. Он даже определил современное значение параметра возраста мира и получил его равным  $4,1 \cdot 10^9$  лет. А это значение хорошо совпадает с возрастом Земли, определенным радиоактивными методами и составляющим  $4,2 \cdot 10^9$  лет.

Следовательно результаты *Дирака—Гильберта* позволяют одновременно предполагать происхождение планет от Солнца и постоянство момента импульса.

Однако исследования *Рамзея* привели к заключению, что внутри планет одно и то же вещество находится в разной фазовом состоянии под высоким давлением и каждый переход в другое состояние связан с значительным увеличением плотности. При сравнительно не слишком высокой температуре отдельные фазовые состояния определяются в первую очередь давлением. А ввиду того, что давление связано с ускорением силы тяжести, и следовательно и с гравитационной постоянной, границы фаз изменяются. Таким образом в первое время преобладали фазы, характеризующиеся весьма высоким давлением, т. е. Солнце имело чрезвычайно высокую плотность и очень малый объем. Непосредственным следствием этого является то, что начальная скорость вращения Солнца была, по сравнению с теперешней, весьма большой.

Таким образом нам следует исходить из стадии, когда параметр возраста мира имел весьма малое значение,  $t \ll 1$ , и предполагать лишь, что Солнце содержало по существу массу всей современной солнечной системы.

Вследствие существования равенства  $f = \frac{\kappa}{t}$ , найденного *Дираком* и *Гильбертом*, и на Солнце имело место большое ускорение силы тяжести и в Солнце господствовала вышеуказанная фаза высокого давления. Начальный радиус  $r_0$  Солнца являлся весьма малым, а скорость вращения, т. е. угловая скорость  $\omega_0$  — очень большой.

Однако, учитывая изменение гравитационного коэффициента во времени, границы фаз, характеризующихся высоким давлением, приходились на все большие глубины, в результате чего часть вещества, слагающего Солнце, перешла из высокой фазы в более низкую. Следствием этого было уменьшение плотности, а одновременно с уменьшением плотности снизилась и величина средней плотности и таким образом объем Солнца должен был увеличиться. Ввиду того, что снижение давления пропорционально в первую очередь линейному размеру Солнца, увеличение объема его измеряется также в первую очередь увеличением радиуса.



В первом приближении, при весьма малом значении  $t$  это увеличение можно считать пропорциональным времени. Таким образом радиус Солнца можно написать в виде  $r = r_0 + \alpha t$  где  $\alpha = \text{const}$ .

Однако, в связи с увеличением радиуса, как центробежная сила, так и ускорение силы тяжести на экваторе Солнца находились в положении постоянного уменьшения. Вместе с тем ускорение силы тяжести изменялось и за счет сокращения гравитационного коэффициента со временем, ввиду того, что  $f = \frac{\kappa}{t}$ . Таким образом на экваторе Солнца ускорение силы тяжести должно было иметь значение

$$g_s = \frac{\kappa M}{t (r_0 + \alpha t)^2}$$

Но в отношении момента импульса Солнца, вращающегося вокруг своей оси, действительно уравнение

$$\omega \sum m_i r_i^2 = \gamma = \text{const}$$

и это позволяет вычислить значение центробежного ускорения на экваторе Солнца, поскольку

$$r \omega^2 = \frac{r \gamma^2}{(\sum m_i r_i^2)^2} = \frac{A}{(r_0 + \alpha t)^3}$$

Сопоставляя это значение с ускорением силы тяжести, имеющем место на экваторе Солнца, можно показать, что не обращая внимание на фактор  $\frac{1}{(r_0 + \alpha t)^2}$  ускорение изменяется со временем в виде  $\frac{B}{t}$ , а центробежное ускорение — в виде  $\frac{A}{r_0 + \alpha t}$ . Изменение этих двух функций видно из прилагаемого графика.

Очевидно, что при  $A - \alpha B > 0$  будет иметься определенное время  $t_1$ , когда на экваторе Солнца действующее на массы притяжение и центробежное ускорение будут равняться друг другу и таким образом часть массы Солнца может оторваться от него и начать самостоятельное движение. Однако, после указанного отрыва масс радиус Солнца сокращается и легко понять, что на новом экваторе Солнца центробежная сила становится меньшей, а притяжение большим, чем до отрыва. Вследствие этого указанный процесс может повторяться. Однако из графика видно, что для отрыва масс требуется все более длительный промежуток времени и после определенного отрыва этот процесс больше уже не может повториться.

Из вышеизложенного само по себе вытекает, что орбиты планет совпадают как с экватором Солнца, так и между собой, но и то, что они должны иметь круговой характер.

Оторвавшиеся массы определяются уравнением  $f R_n = \beta_n$ , где, как уже сказано выше,  $\beta_n$  является постоянной.

Поскольку  $f = \frac{\kappa}{t}$ , можно написать равенство

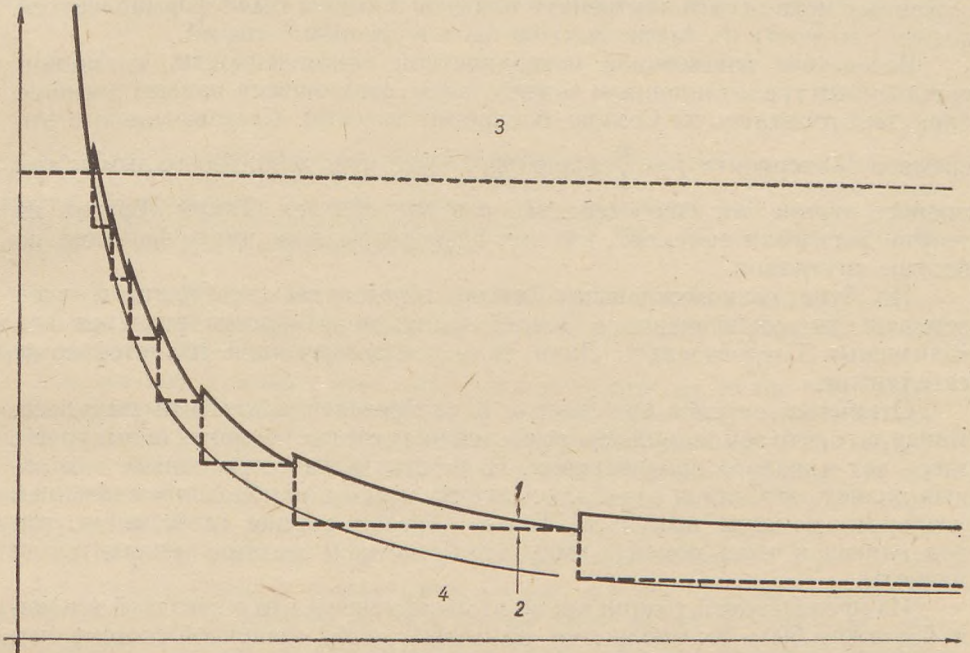
$$\frac{r_n}{t_n} = \frac{R_n}{t}$$



где  $R_n$  — радиус современной орбиты планеты, а  $r_n$  — радиус ее в моменте отрыва, т. е. в моменте  $t_n$ . Но ввиду того, что значение  $r_n$  приближенно равняется  $r_0 + \alpha t_n$ , то

$$R_n = \frac{r_0 + \alpha t_n}{t_n} = \left( \frac{r_0}{t_n} + \alpha \right) t$$

Однако, если посмотрим на приведенный график и учтем массу отдельных планет, то увидим, что отдельные значения  $t_n$  (но по крайней мере часть их)



Фиг. 1.

1. Величина притяжения на экваторе Солнца
2. Величина центробежной силы на экваторе Солнца
3.  $\frac{A}{r_0 + \alpha t}$
4.  $\frac{B}{t}$

грубо считая в два раза больше вышеуказанного значения, т. е. приближенно  $t_n = 2^n \cdot t_0$ , следовательно, в согласии с законом Бодэ—Тиццуса:

$$R_n = \left( \frac{r_0}{2^n t_0} + \alpha \right) t = \frac{C}{2^n} + D$$

В начале температура Солнца не должна была быть слишком высокой. Пластическая деформация, сопровождавшая увеличение объема, повлекла за собой превращение громадных количеств энергии в теплоту. Высокая температура, представлявшая собой большую тепловую энергию, обеспе-



чила расплавленное состояние солнечной системы. Однако в этом состоянии, благодаря чрезвычайно большому гравитационному притяжению, самые верхние части резко разделились и определенное смешивание могло быть вызвано лишь появлением конвекционных потоков. Итак, очевидно, что планеты, образовавшиеся раньше, должны были иметь более низкую плотность, чем образовавшиеся позже, ввиду того, что на поверхности располагаются наиболее легкие вещества. Следовательно отрывом масс в каждом случае увеличилась и средняя плотность, также как и плотность вещества на поверхности Солнца. Ввиду того, что в соответствии с вышеизложенным механизмом внутренние планеты должны были формироваться позже, плотность их также должна быть в среднем большей.

Вследствие повышенной поверхностной напряженности, вызванной повышенным гравитационным воздействием, создавшиеся раньше внешние планеты оторвались от Солнца большими массами. Следовательно в это время в зависимости  $f = \frac{z}{t}$  значение  $t$  было еще довольно малым и так процесс отрыва мог еще несколько раз повторяться. Таким образом из теории логически вытекает, что эти планеты должны иметь значительно больше спутников.

Но Луна, сопровождающая Землю, образовалась из Солнца по всей вероятности одновременно с Землей и они могут рассматриваться как «близнецы». Следовательно Луна является захваченной планетой но не сателлитом.

Открытым остался еще вопрос о распределении момента импульса. Ввиду того, что вся теория основывается на постоянстве момента импульса, здесь нет никакого противоречия. И действительно, при отрыве отдельных планет, от Солнца отделялись всегда массы с наибольшим значением удельного момента импульса. Таким образом вполне естественно, что подавляющая часть момента импульса Солнечной системы приходится на планеты.

Из предлагаемой теории кроме этого вытекает, что в звездной вселенной должно быть больше систем, подобных нашей солнечной системе, чем одинокие звезды. При современном состоянии техники обоснование этого соображения еще весьма трудно, однако несомненно, что сами астрономы приходят к заключению о наличии гораздо большего количества звездочных систем, имеющих планеты, нежели это предполагалось несколько десятилетий тому назад.

Возможно, что в первое время радиоактивному распаду препятствовала чрезвычайно большая величина гравитационного ускорения может быть этим объясняется и хорошее совпадение параметра возраста Земли, вычисленного из радиоактивного распада с параметром возраста мира, полученным из гравитационного коэффициента.

Изложенная теория несомненно имеет еще много недостатков. Открытым остался вопрос о том, почему начались в Солнце ядерные реакции. Необходимо определить численные значения начальных параметров. Решение всех этих вопросов является задачей будущего. Однако автору кажется необходимым представить перед международной общественностью уже и вышеизложенное.

1. Dirac, P. A.: *Proc. Roy. Soc. A.* 165, 199. 1938.

2. Gilbert, C.: *Monthly Notices Roy. Astr. Soc.* 116, 648—690. 1956.



# DEEP REFLECTIONS AND CRUSTAL STRUCTURE IN THE HUNGARIAN BASIN

J. GÁLFI and L. STEGENA

State Geophysical Survey and Geophysical Institute,

Eötvös University, Budapest

(Received: 15<sup>th</sup> August, 1959)

## SUMMARY

According to earlier and recent reflection measurements the thickness of the crust in Hungary is 24 kilometres on the average, with a gabbro layer of 4 to 5 kilometres mean thickness. The thickness of the crust increases at the basin centre, with smaller values all around. The results of reflection and refraction work agree well and the results of earthquake evaluations also fit into the picture.

The deep-reflection work of the previous years (1,2) was resumed in the IGY. This paper contains the new results and the joint evaluation of all measurements hitherto performed.

The new measurements were carried out in *Putnok* [6], in the neighbourhood of *Szerencs* [7] and *Szolnok* [8]. The *Tótkomlós* deep reflection was obtained in the course of routine seismic work. The localities of the earlier [1-5] and recent [6-7] deep reflection measurements are plotted on an isostatic anomaly map of Hungary (Fig. 1). The map is based on a recent recomputation of the gravity network (3) and therefore it differs somewhat from the isostatic anomaly map shown in our previous papers.

A recording which is characteristic of our new set of measurements is that of *Szolnok* [8]. Between 1,8 and 2,0 sec there is the reflection of the basement, and after an empty strip there is an uncertain reflection around 6,0 sec. At 8,28 sec there is a well-defined arrival, with subsequent reflection traces. A less well-defined deep reflection with, however, a good line-up occurs at 9,56 sec. The deep-reflection recordings of *Hajduszoboszló* [1] were of a similar structure. After the reflection from the basement there is likewise an empty strip, with two deep reflections at 7,45 and 8,62 sec limiting a zone of arrivals. Therefore, the 8,28 sec reflection of *Szolnok* was correlated with the 7,45 of *Hajduszoboszló* and the 9,56 of *Szolnok* with the 8,62 of *Hajduszoboszló*. The early arrivals were considered to be reflections from the *Conrad* interface, the latter ones from the *Mohorovičić* interface. This assumption was corroborated by a deep refraction profile between *Szolnok* and *Hajduszoboszló* (4). Let us state that there is no repetition of reflections in our seismograms, so that the arrivals which are considered to be deep reflections cannot possibly be multiple reflections. That part of the *Szolnok* recording which shows the deep reflections is presented as Fig. 2.

In the record of *Putnok* no reflection occurs from the basement. At 6,0 sec there is a well-defined arrival. At 7,45 sec and 8,55 sec there are reflections with good line-up, with traces of reflections in between. The *Szerencs* seismogram is similar: an unclear arrival around 6 sec, good reflections at 7,25 and



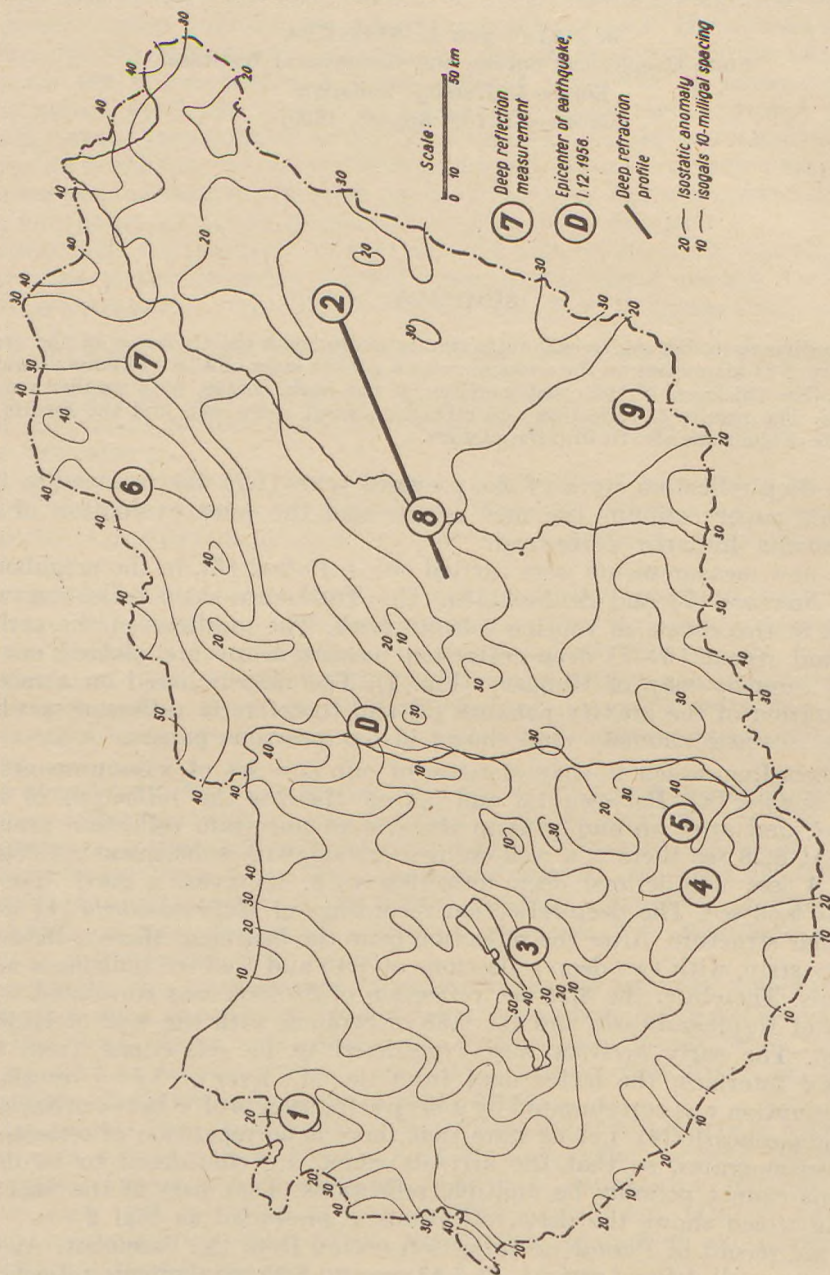


Fig. 1. Distribution of deep reflection and refraction measurements in Hungary in comparison with the isostatic anomalies



8,25 sec. The traces of reflections between the two well-defined arrivals are also present. This is illustrated by part of a seismogram from Putnok, showing deep reflections (Fig. 3).

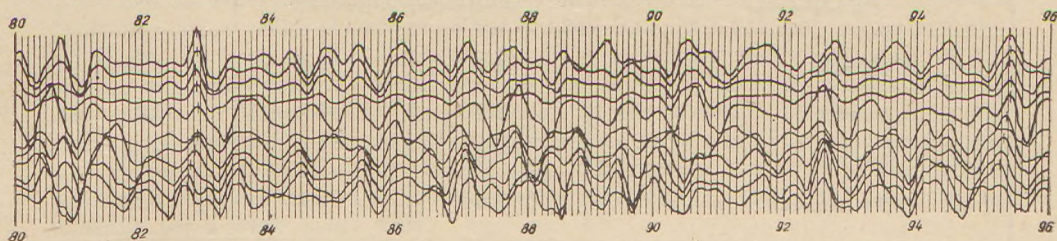


Fig. 2. Part of the deep reflection recording at shot point 8 (Szolnok)

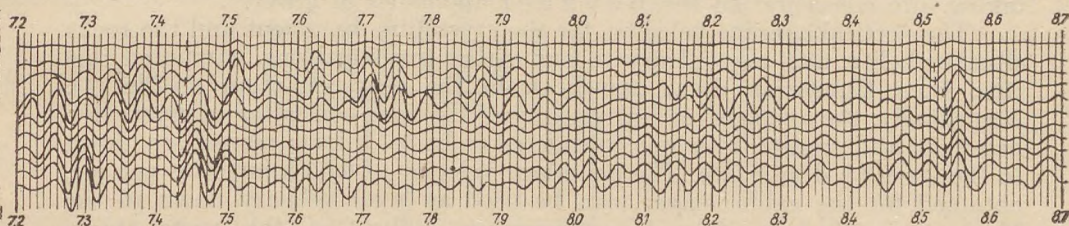


Fig. 3. Part of the deep reflection recording at shot point 6 (Putnok)

In the *Tótkomlós* seismograms, two characteristic reflections of good line-up, also conspicuous by an amplitude increase, occur at 7,30 and 8,30 sec respectively, limiting a strip of very weak reflection traces.

Of the deep-reflections above mentioned, we will refrain for the time being from an interpretation of the arrival at 6,00 sec. Of the rest, the early ones are considered to correspond to the Conrad interface, the latter ones to the Mohorovičić interface.

All the seismograms were taken with apparatus of Hungarian make. The geophones employed were low-frequency ones (7 cps). In the Szolnok case low-pass filtering was employed with an upper frequency limit of 60 cps, in the rest of the cases a narrow-band resonance filtering of 30 to 40 cps peak frequency. The waves were generated with 150 to 400 kilograms of dynamite per shot, distributed into 5 to 7 holes of 20 metres depth and fired simultaneously. The *Tótkomlós* reflections were obtained by a charge of some kilograms of dynamite in a single hole.

To determine the depth of the seismic interfaces we have thought the relatively loose sediments (clayey-sandy Tertiary and somewhat better consolidated thin Mesozoic) to be removed, i. e. we have, to simplify computations, corrected the travel times to the surface of the crystalline basement. The data necessary for correction are listed in Table 1.

It must be pointed out that the depth of the crystalline basement in the cases of Szerencs and Putnok was indicated neither by seismic work, nor by deep drillings, so that the depth and average velocity values necessary to



Table 1.

Serial	Locality	Thickness km	Wave velocity km/sec	Correction time sec
6.	Putnok	1,8	2,4	1,50
7.	Szerencs	1,8	2,4	1,50
8.	Szolnok	2,5	2,4	2,08
9.	Tótkomlós	1,5	2,4	1,25

compute the correction were extrapolated from neighbouring territories, by taking into consideration the Bouguer anomalies of gravity.

The vertical average velocity, for the crystalline basement and the rocks situated below was, as contrary to our earlier investigations, computed this time from Hungarian data, namely from the deep-refraction profile (4). Accordingly, the average vertical velocity of the zone consisting of crystalline basement and granite layer was considered to be 5,7 kilometres per sec, down to the Conrad interface. The boundary velocity of 6,65 kilometres per sec, obtained for the gabbro layer, can be used as layer velocity down to the Mohorovičić interface. In our previous publications the crustal thickness was computed by applying seismic velocities from Germany. It was now recomputed with the Hungarian velocity values. The travel times and the depths of interfaces are listed in Table II.

Table 2.

Serial	Locality	Travel-time		Depth below surface	
		Conrad	Mohorovičić	Conrad	Mohorovičić
		interface (sec)		interface (km)	
1.	Sopron .....	6,82	7,83	16,3	19,7
2.	Debrecen .....	7,45	8,62	19,2	23,2
3.	Karád .....	7,78	—	20,8	25,2*
4.	Pécs .....	7,57	9,25	21,5	27,2
5.	Bonyhád .....	7,52	9,62	19,1	25,9
6.	Putnok .....	7,45	8,55	18,8	22,6
7.	Szerencs .....	7,25	8,76	18,2	23,2
8.	Szolnok .....	8,28	9,54	20,2	24,5
9.	Tótkomlós** .....	7,30	8,30	18,8	22,3
	Average .....			19,2	23,6

\* = extrapolated value.

\*\* = values kindly communicated by the Seismic Department of the Hungarian Oil Trust.



The travel-time data are uncorrected and, accordingly, the depths of the interfaces are measured from the topographic surface. The *Karád* [3] recording has lacked the Mohorovičić reflection. Therefore the value of total crustal thickness was computed by adding to the depth of the *C o n r a d* interface the average thickness of the gabbro layer (4,4 kilometres), as computed from the rest of the seismograms. To facilitate the visualizing of the results we have drawn crustal profiles for each of the shot points (Fig. 4). The column "Mean value" is composed of the average thicknesses of the individual layers. For the sake of comparison we have added an average column of the refraction line, under the heading "Refraction", as well as the crustal profile computed from the *Dunaharaszti* earthquake, 1956 (5), which is an average for a very large area.

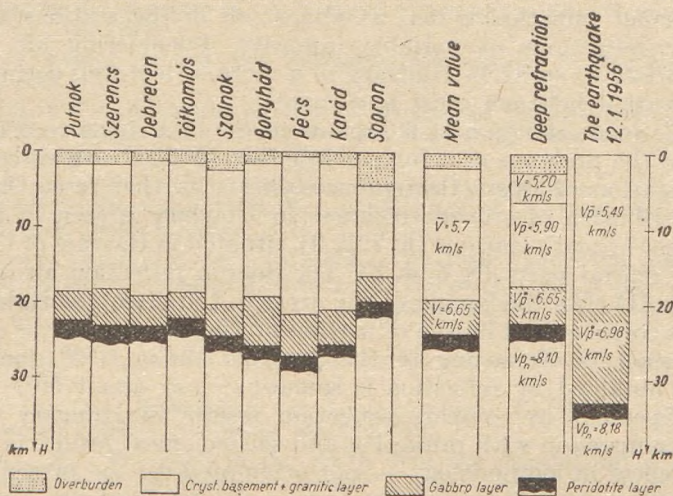


Fig. 4. The structure of the crust in Hungary

The "continental" nature of the Hungarian part of the crust, i. e. the existence of a thick granitic layer below the crystalline basement, is proved in good quantitative agreement by the entire bulk of data. If we consider in the following the crystalline basement to be part of the granitic layer, we may state that the continental granite layer in Hungary is — with some deviations — 19 to 20 kilometres thick. As to the intermediary layer of gabbroid constitution, the results of reflection and refraction measurement agree quite well on a thickness of 4 to 5 kilometres. The value of 12 to 13 kilometres, computed from earthquake data, lies somewhat farther off. We have already pointed out elsewhere (4) that this is probably due to the fact that the *Dunaharaszti* earthquake was registered at a number of observatoires where crustal structure significantly differs from that of the Hungarian Basin. Therefore, in spite of this apparent contradiction, the presence of a gabbro layer of small thickness beneath Hungary is considered to be proved.

A question open to criticism in our days is that of the existence of an intermediary layer of gabbroid composition, i. e. the problem of the subdivision of the crust (6). Measurements in Europe and especially in Germany



point to the existence of a well-defined and contiguous basaltic or gabbroid layer (7); even the threefold subdivision of the crust was proposed in some instances. In the Hungarian refraction profile an "intermediary layer" with a velocity of 6,65 kilometres per sec for the compression wave was readily detected. The pairs of well-defined reflections in the recordings also point to the existence of a gabbro layer. The definiteness of the reflections — indicative of the sharpness of the transition in elasticity — is by no means uniform. In the Hajduszoboszló seismogram the Mohorovičić reflection is well-defined, while the Conrad is rather poor. In Szolnok the Mohorovičić reflection is indicated only by line-up, while the Conrad reflection is conspicuous by its elevated amplitude and pulse-like wave shape. At Tótkomlós both reflections are well-defined, at Putnok and Szerencs both are poor.

It is further remarkable that at almost all of the stations there occur intermediary reflections of variable intensity. Considering all that, it is more appropriate to speak in Hungary of a more or less well-defined, layered zone of transition between crust and mantle.

A well-defined reflection at 6,0 sec, occurring in a single record (Putnok), may indicate the presence of a further interface (F ö r t s c h discontinuity?). The interpretation of this reflection necessitates further research.

The distribution of crustal thickness in Hungary is seen in Fig. 4. The crust is thinner beneath stations (6. 7. 2. 9), situated in the east of the country, than in the central parts (8. 5. 4. 3). The Sopron reflection also indicates a thinner crust (1). The thickening of the crust in the direction Hajduszoboszló to Szolnok is corroborated by the refraction profile. The dip of the Mohorovičić interface is, according to that profile, about 1,50° due west. The average dip obtained by reflection is somewhat less, about 50°.

It is expedient to compare reflection results in Hungary with those abroad. (A comparison with refraction and seismological results is — because of the differences in methodology — not attempted for the present.)

The German measurements were carried out North of the Alps (Swabian Platform 7, 8, 9, 10, 11, 12), in the Rhine valley around Strasburg and Mainz (9, 13) and on the southern border of the northern German Plain.

The picture is completed by French measurements West of the Alps (14, 15, 16). The measurements around the Alps are liable for comparison inasmuch as, just as the ones of Hungary, these were situated in the neighbourhood of a young mountain chain. The data for comparison are listed in Table 3.

Table 3.

	German Plain	Strasburg	Mainz	Swabian platform	Hungary
Conrad interface ..	12—14	17—18	13—20	17—20	19
Mohorovičić interface .....	—	—	—	28—30	24

There is almost no difference as regards the depth of the Conrad interface. However, the gabbro layer is significantly thicker. It thins out some-



what on the western rim of the Alps (16), although not so much as in the Carpathian Basin. The total crustal thickness is by 6 to 8 kilometres greater than in Hungary.

In general, the data seem to indicate that the Hungarian part of the crust is relatively thin. The gabbro layer, of rather uniform thickness, is also thin. Towards the centre of the basin the thickness increases, due to the increasing thickness of the granite layer, with almost parallel dips of Conrad and Mohorovičić interfaces.

#### REFERENCES CITED

1. Gálfi J.—Stegena L.: Szeizmikus reflexiók mérésével meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. (Some results of the reflection seismic method concerning the structure of the Hungarian part of the Earth's crust.) *Geofizikai Közlemények*, 6, 1—2. 1957.
2. Gálfi J.—Stegena L.: Tiefenreflexionsversuche in Ungarn. *Geol. Rundschau*, 46, 26. 1957.
3. Renner J.: A magyar gravitációs alaphálózat végleges feldolgozása. (Final elaboration of the measurements of the national Hungarian network of gravity bases.) *Geofizikai Közlemények*, VIII. 105—141. 1959.
4. Gálfi J.—Pálos M.: Kísérleti refrakciós kéregkutatás a Magyar medencében. (Experimental refraction investigation of the crust of the Hungarian Basin.) *Geofizikai Közlemények*, 1959. (In press.)
5. Bisztricsány E.—Csomor D.: Az 1956. január 12-i földrengés és a Föld kérgének felépítése a Magyar Medencében. (The earthquake of Jan. 12., 1956 and the structure of the Earth's crust in the Hungarian Basin.) *Geofizikai Közlemények*, 6, 37. 1957.
6. Bederke, E.: Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. *Geol. Rundschau*, 45, 231—233. 1957.
7. Schulz, G.: Reflexionen aus dem kristallinen Untergrund im Gebiet des Pfälzer Berglandes. *Zeitschr. f. Geophys.* 23, 225. 1957.
8. Caloi, P.: The crust of the Earth from the Appennines to the Atlantic. *Zeitschr. f. Geophysik*, 24, 65. 1958.
9. Closs, H.: Explosions en Allemagne, 1956—1958. Lecture delivered in the Utrecht (1958) session of the European Seismological Council (CSE). Abstract in *Bergakademie*, 10, 7, 401, 1958.
10. Reinhard, H. G.: Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes. *Freiberger Forschungshefte*, C 15, 28—44. 1954.
11. Reich, H.: In Süddeutschland seismisch ermittelte tiefe Grenzflächen und ihre geologische Bedeutung. *Geol. Rundschau*, 46, 1. 1957.
12. Reich, H.: Über seismische Beobachtungen bei den grossen Steinbruchsprengungen in Blaubeuren. *Geol. Jahrbuch*, 68, 225. 1953.
13. Dohr, G.: Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes. *Geol. Rundschau*, 46, 17. 1957.
14. Beaufils, Y. etc.: Enregistrement des ondes séismiques provoquées par des grosses explosions. *Travaux Scientifiques, Série A. Publications du Bureau Central Séismologique International*, 19, 327—329. 1956.
15. Rothé, J. P.: Les expériences seismiques dans les Alpes en 1956. *Comptes Rendus de C. N. F. de Géod. et Géophys.* 79, 1956.
16. Labrouste, Y.: Explosions dans les Alpes françaises. Lecture, delivered in the Utrecht (1958) session of the European Seismological Council (CSE). Abstract in *Bergakademie*, 10, 7., 401. 1958.







# DIE ZEITLICHE VERBREITUNG VON PALECTRIX IN DEN JURASSISCHEN SCHICHTEN DES NÖRDLICHEN BAKONY-GEBIRGES

B. GÉCZY

Paläontologisches Institut der Eötvös Universität, Budapest.  
(Eingegangen : 29 Juli 1959)

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Dünnschliffe der jurassischen Kalksteine aus dem Nördlichen Bakony-Gebirge enthalten in einer grossen Anzahl mikroskopische, dünne, längliche, eigenartig gebogene Kalkkörperchen. Die Forscher der mediterranen Mikrofazies sehen in diesen, teils Bruchstücke von Muschelschalen (*Halobia*, *Posidonia*), teils Algen (*Paleotrix*, *Ferasin* 1956). Die ausführliche Neubearbeitung des klassischen Profils von Csernye im Nördlichen Bakony-Gebirge ergab, dass diese Kalkkörperchen, in denen Verfasser Algenreste sieht, zeitlich vom obersten Glied des mittleren Lias bis zum Ende des Doggers anzutreffen sind. Die Häufigkeit dieser Reste weist darauf hin, dass diese Kalksteine im offenen mediterranen Meer zur Ablagerung gelangt sind.

L a p p a r e n t veröffentlichte (1923) im Zusammenhange mit der Charakterisierung der Radiolarienkalksteine die Zeichnung des Dünnschliffes von einem triadischen Gestein. In diesem befanden sich neben den Radiolarien auch dünne, gebogene, mikroskopische Kalkkörper. L a p p a r e n t hielt diese Kalkkörperchen für die Bruchstücke von Halobien-Schalen und erwähnte, dass die bajotischen Schichten von Majorca, in denen die Radiolarien von den Schalentrümmern von *Posidonia* begleitet werden, eine ähnliche Ausbildung zeigen. Er wies auch auf das kretazische Vorkommen dieser Fazies hin. Die Untersuchung der Mikrofazies nahm in den letzten Jahren erfreulicherweise einen bedeutenden Aufschwung und im Zusammenhange mit diesen Untersuchungen hat man anlässlich der Bearbeitung von Dünnschliffen von jurassischen Gesteinen aus der mediterranen Provinz erfahren, dass diese eigenartigen Kalkkörperchen eine grosse horizontale Verbreitung aufweisen. Ihr Auftreten wird aus dem Gebiete des Aquitanischen Beckens von C u v i l l i e r (1951, 1954), J u l l i a n (1953) und D u f a u r e (1958), aus dem Gebiete der Balearen und der Sierra Betica von C o l o m (1955), aus Marokko von C u v i l l i e r (1954), aus Sizilien von G i a n o t t i (1958), von der Halbinsel Sinai von S a i d - B a r a k a t (1958), aus der Umgebung von Brescia von Z a n m a t t i - S c a r p a (1957) und aus den Feltriner Alpen von F e r a s i n (1956) angegeben. Die erste Angabe für ihre Verbreitung in Ungarn ist M a j z o n (1956) zu verdanken. Diese Reste sind in den roten, knolligen, tonigen Kalksteinschichten aus der Tiefbohrung von Kiskörös (im Gebiete der Grossen Ungarischen Tiefebene) von einer Teufe von 1496 m in einer grossen Anzahl zu sehen. M a j z o n erkennt die Verbindung dieser durch die Kalkkörperchen charakterisierten Mikrofazies mit der jurassischen Ausbildung von der Provence und Marokko, und weist, unter Berufung auf das Material H a n t k e n s, auf den ähnlichen Charakter der oberliassischen Kalksteine im Gerece—Gebirge (Pisznice bei Piszke) hin. In den jurassischen

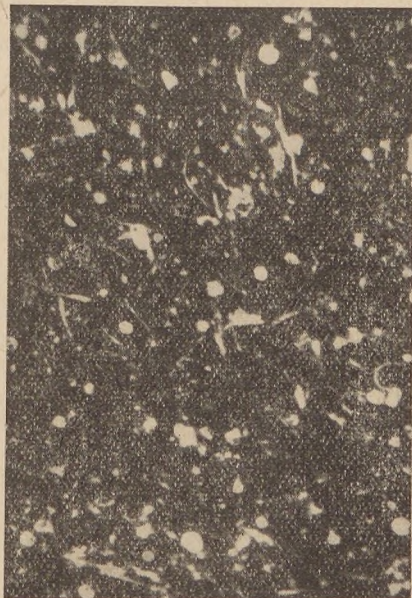


Schichten des sog. Túzkövesgrabens von Csernye im Gebiete des Nördlichen Bakony-Gebirges sind diese Kalkkörperchen ebenfalls häufig. Auf Grund der reichen Ammonitenfauna der einzelnen Schichten, deren monographische Bearbeitung von Prinz (1904) gegeben wurde, kann auch ihre zeitliche Verbreitung festgestellt werden.

Der Túzkövesgraben liegt in der Nähe der Ortschaft Mór, etwa 5 km südlich von Bakonycsérnye, westsüdwestlich von den Braunkohlenbergwerken von Kisgyón, am südlichen Abhang des Rákosberges. Das Liegende der jurassischen Schichten wird hier vom rhätischen Dachsteinkalkstein gebildet, der den Hauptdolomit überlagert. Über dem Dachsteinkalkstein liegt konkordant der liassische Schichtkomplex mit seinen fahlgelben, dickbankigen, dichten Kalksteinen vom Dachsteintypus, ferner mit grauen, stellenweise auch Hornsteinknollen, und Hornsteinbänke führenden Kalksteinen und dann mit in linsenförmigen Zwischenlagerungen auch Crinoideen und Brachiopoden führenden Kalksteinen von Hierlatz-Fazies, die in den Dünnschliffen zwar viele Foraminiferen und Spongiennadeln aufweisen, die erwähnten Kalkkörperchen aber noch nicht enthalten. Diese erscheinen erst in den gut geschichteten, roten, Styololithen und Manganknollen führenden mittleren liassischen Kalksteinen, die konkordant den unterliassischen Schichtkomplex überlagern und auch hier sind sie nur selten zu sehen. Auch im unteren Glied des oberen Lias (in den Schichten mit *Hildoceras bifrons*), in den tonigen dunkelroten Kalksteinen, spielen sie immer noch eine untergeordnete Rolle. Im höheren Glied des oberen Lias, in den hellroten, weniger tonigen Kalksteinschichten, für die von den Ammoniten hauptsächlich die Dumortierien und die Pleydellien mit ihrer Häufigkeit charakteristisch sind, kommen diese Kalkkörperchen bereits massenhaft, ja sogar stellenweise sozusagen in einer gesteinsbildenden Menge vor. Im rosigen-äpfelgrünen, knolligen Kalksteinkomplex des unteren Doggers, für den *Tmetoceras* und die verschiedenen Ludwigen charakteristisch sind, sind diese Reste ebenso häufig, wie in den dichteren und hauptsächlich *Stephanoceras*-Arten führenden bajotischen Kalksteinen. Die Schichten des Bath, Callov und Oxford sind infolge der nachträglichen Auslösung von Ammoniten verhältnismässig schwer zu gliedern. Sie bestehen aus gutgeschichteten weissen, hornsteinführenden Kalksteinen, in denen die Kalkkörperchen stellenweise ebenfalls häufig auftreten. Dagegen fehlen sie schon in den jüngeren Serien des Jura, in den mit *Aspidoceras acanthicum* gekennzeichneten Kimeridgeschichten. Auf Grund des Profils von Csernye reicht also die zeitliche Verbreitung dieser Kalkkörperchen im Gebiete des Nördlichen Bakony-Gebirges vom oberen Teil des mittleren Lias bis zum Malm. Im Gebiete des Aquitanischen Beckens weisen Cuvillier (1954) und Dufauré (1958) auf eine ähnliche zeitliche Verbreitung dieser Kalkkörperchen hin.

Über die systematische Lage der Kalkkörperchen sind die Meinungen verschieden. Nach Said-Barakat (1958) sind sie massenhafte Anhäufungen von Halobien-Bruchstücken, nach Colom (1955) Anhäufungen von *Halobia* und *Posidonomya*, nach Lapparent (1923) und Gianotti (1958) Anhäufungen von *Posidonia*, während Dufauré (1958) in ihnen im allgemeinen eine massenhafte Anhäufung von Molluskenschalenrümern sieht. Andererseits werden sie von Cuvillier (1951, 1954), Jullian (1953) und Ferasin (1956) zu den Algen gerechnet. Mit Vorbehalt hält sie auch Majzon (1956) für Algen, während Zannatti-Scarpa (1956)





*Tafel I, Abb. 1—4. Dünnschliffe mit Paleotrix von Csernye*

*Abb. 1—3: aalenischer Knollenkalkstein*

*Abb. 4: hornsteinführender Kalkstein aus dem Oberdogger*



in diesen Resten ein gemeinsames Vorkommen von Algen und Halobien sieht. Jedenfalls ist in den jurassischen Ablagerungen das Vorkommen der triadischen Halobien sehr unwahrscheinlich. Es könnte sich noch eher um die charakteristischen, dünnschaligen Muscheln des Jura, nämlich um Posidonien und Steinmannien handeln. In den Dünnschliffen sind aber die für die Schalen von *Posidonia* so charakteristischen Wachstumslinien nicht zu sehen und auch die mehr oder minder kreisrunden Querschnitte, die man beim Durchschneiden von ganzen Muschelschalen erwarten könnte, nicht vorhanden. In Csernye ist ausserdem aus der Makrofana insgesamt ein einziges Exemplar von einer *Posidonia* bekannt. Wenn man also die Kalkkörperchen als Teile von Muschelschalen betrachten würde, müsste man mit einer vollkommenen Zertrümmerung der Posidonien rechnen, welcher Annahme die Tatsache widerspricht, dass in demselben Schichtkomplex die Ammonitenfauna ungestört eingebettet und ausserdem auch die eventuell abgetrennten Wohnkammern von Ammoniten an Ort und Stelle anzutreffen sind. Wenn man alle diese Tatsachen in Betracht zieht, scheint es viel wahrscheinlicher zu sein, dass die Kalkkörperchen von Algen herkommen. Eine sichere Lösung des Problems könnte durch die Neubearbeitung der von L a p p a r e n t (1923) publizierten triassischen Halobienschichten sowie durch die Untersuchung der Dünnschliffe der posidonienführenden Kalksteine erreicht werden. Bis dahin ist aber das Verfahren von F e r a s i n (1956) begründet, der diese Kalkkörperchen als Algen betrachtet und nach einer ausführlichen Beschreibung sie unter dem Namen *Paleotrix* in die Literatur eingeführt hat. Obwohl eine generische Bestimmung eines Organs in der Paläobotanik, das System der Aptychen in der Paläozoologie oder aber die Formengruppierung der Paläoichnologie ebenfalls nur künstliche Kategorien sind, hat ihre Anwendung die wissenschaftliche Arbeit doch in einem bedeutendem Masse erleichtert.

Durch die Probleme der Systematik werden die paläogeographischen Folgerungen nicht berührt. Auf Grund der Vorkommensbedingungen wurden vom Gesichtspunkte der Lebensweise sowohl im Falle der Muscheln wie auch in dem der Algen aus nur diejenigen in Betracht gezogen, die eine pelagische Lebensweise führen. Das massenhafte und eine lange Zeit hindurch andauernde Vorkommen im Schichtenkomplex des Nördlichen Bakony-Gebirges weist auf eine Beständigkeit des pelagischen Charakters hin. Die Verbindung der jurassischen Ablagerungen im Nördlichen Bakony-Gebirge mit den Gebieten der mediterranen Provinz ergibt sich also nicht nur aus der Zusammensetzung der Ammonitenfaunen, sondern wird auch durch den Charakter der Mikrofazies bestätigt. In Csernye könnte eventuell die gleiche Häufigkeit der Ammoniten und *Paleotrix* vielleicht auf eine produktionsbiologische Verbindung dieser beiden Gruppen hinweisen. Diese mikroskopisch kleinen pelagischen Organismen dürften als Nahrung für die Ammoniten gedient haben, da die Ammoniten wahrscheinlich eine planktonfressende Lebensweise geführt haben müssen, weil sie keinen Kauapparat besaßen.

#### LITERATUR

1. Colom, G.: Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and the Atlantic area. *Micropaleontology*, 1, 1955.
2. Cuvillier, J.: Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale. Brill, Leiden, 1951.



3. Cuvillier, J.: Niveaux-répères à Algues calcaires dans la stratigraphie d'Aquitaine. *XIX. Cong. Geol. Int. Sect. XIII.* 1952.
4. Dufaure, P.: Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine. *Rev. de Micropaléontologie* **1**, 1958.
5. Ferasin, F.: Geologia dei dintorni di Cimolais, *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **20**, 1958.
6. Gianotti, A.: Deux faciès du Jurassique supérieur en Sicile. *Revue de Micropaléontologie*, **1**, 1958.
7. Jullian, Y.: Présentation de microfaciès Jurassiques du Languedoc. *XIX. Cong. Geol. Int. Sect. XIV.*, 1952.
8. Lapparent, J.: Leçons de Pétrographie, *Paris*, 1923.
9. Majzon L.: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. (Neuere stratigraphische Ergebnisse der ungarischen Erdölbohrungen.) *Földt. Közl.* **86**, 1956.
10. Prinz Gy.: Az északkeleti Bakony idős jurakorú rétegeinek faunája. (Die Fauna der älterjurassischen Schichten im NÖ-lichen Bakonygebirge.) *Magy. Földt. Int. Évkönyv*, **15**, 1904.
11. Said—Barakat: Jurassic microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt. *Micropaleontology* **4**, 1958.
12. Zanmatti—Scarpa: Studio di alcune „microfazies” del Bresciano. *Bol. Serv. Geol. Ital.* **78**, 1956.







# A NEW ORE OCCURRENCE IN THE ENVIRONMENT OF NAGYGALYA, NAGYLIPÓT AND ARANYBÁNYAFOLYÁS, MÁTRA MOUNTAINS, NE-HUNGARY

J. KISS

Department of Mineralogy, Eötvös University, Budapest  
(Received 17<sup>th</sup> July, 1959)

## SUMMARY

As a result of an ore geological survey in 1955 and 1956, the outlines of a new ore zone emerge south and southwest of Nagygalya Peak, Mátra Mountains. The ore traces are partly connected with silicified and carbonatized zones of vein-like shape: however, impregnations and disseminations of ore also occur. The observations have up to now demonstrated at least four zones of NW—SE strike, which may be, as suggested by scarce outcrops, connected by transverse veins of lower-temperature hydrothermal formation.

The ore-bearing zone was developed in the lower levels of the stratovolcanic framework of the Mátra Mountains, not having reached the so-called second lava flow, forming the bulk of the Mátra Mountains. This latter consists of a more or less uniform augite andesite, while the underlying first lava flow consists of differently decomposed varieties of a hypersthene andesite which can readily be classed according to a new rock system by Professor E. Szádeczky—Kardoss.

The stratovolcanic structure of the area is made up of the following formations:

1. Augite-andesite lava flow 2. Andesite dikes of variable composition	Upper Tortonian-Sarmatian
3. Ore veins 4. Silicified veins 5. Hypersthene andesite and its decomposed varieties 6. (Pseudo) agglomerate 7. II. rhyolite tuff 8. Rhyolite tuff with agglomerate 9. Grey and greyish-yellow sandstone	Tortonian stage
10. Grey to greyish-green "Schlier" 11. I. rhyolite tuff 12. Sandstone	Helvetian stage
13. Cross-stratified sandstone 14. Coarse conglomerate	Burdigalien stage
15. Glauconitic sandstone 16. Grey clay marl	Oligocene

The ore-bearing veins are generally of three sorts:

- a) carbonatic-silicic ore-bearing veins,
- b) highly crystalline ore veins with quartz druses,
- c) silicic veins of greyish colour with chalcedony and opal, indicating low-temperature development.



Ore microscopy and X-ray analysis have shown the mineral association of the veins to be as follows :

<i>ore minerals:</i>	<i>gangues:</i>
native gold	quartz
chalcopyrite	amethyst
sphalerite	fluorite
galena	baryte
pyrite	
tetrahedrite	
tetradymite	
bismuthite	
tellurite	
native tellurium	
Pb-Zn-ochre	
smithsonite ?	

The new ore occurrence belongs, according to its elemental association, to the genetical system of the long-known Gyöngyösorösi ore deposit, which, in its turn, belongs to the structural unit of the Western Mátra Mountains. The latter is divided by a large fault of NE—SW strike from the East Mátra Mountains ore area, which is characterized by a totally different element and mineral association.

The differences between the two ore formations are retraced to structural features of the basement and to the regeneration of ancient ore formations.

The petrographical and ore geological survey of the named area was carried out, together with hand-instrument mapping, in the summers of 1955 and 1956. In the course of this work such problems were chiefly attacked, the solution of which promised to shed some light on the hitherto almost untouched interrelation between hydrothermal alteration and ore genesis, and to yield a basis for eventually planning mining operations on this ore.

The investigated area is bordered towards the North by the Nagygalya crest, towards SE by the line Rudolftanya—Parádsasvár, and by the Mátraháza—Parád highway, towards SW by the line Kiszgalya—Körösnyaktető and by the concurrence of Aranybányafolyás and Szénpatak valleys. It is made up by a rock series consisting of andesite and its so-called "mantle formation", which was, in lack of more detailed investigations, considered by J. Noszky Sen. to be a "metamorphosed" series and identified by him with the hydrothermally altered rocks occurring around the Gyöngyösorösi ore veins.

In the course of the building of the new highway to Galyatető Peak, F. Papp (1935) observed in the newly-opened exposures a silicification of some intensity in the environment of Kislipót, Nagylipót and Kiszgalya (?) peaks. According to his findings, silicification has thoroughly altered the tuff and a rock he termed dacite, resulting in the formation of hydroquartzite, with chalcedony and phenocrysts of "rock crystal" in the cavities. In silicified tuff he occasionally found tridymite. The kaolinitic decomposition of the rocks he found to be prevailing in "dacite" and tuff underlying pyroxene andesite. He identified by macroscopic observation his "dacite" with the amphibole andesite of Vörösvár, Fehérkő and Lahóca (?) Peaks, containing the more acid members of the feldspar family as well as quartz. He also thought to have recognized in them some features of the Börzsöny Mountains amphibole dacite and of the Nagybánya (Transylvania) dacite as well.

In 1936, F. Papp observed intense silicification in the area between Nyesettvár, Nagylipót and Nagylápa. Hydrothermal alteration has most intensely touched an "amphibole-dacitic" rock (?) containing locally rich



catterings of pyrite. As a summary he stated that the propylitization, kaolinization and the presence of pyrite in the area warrant an exploitation by mining only if the named sulphide disseminations prove to contain precious metals.

J. Mezősi has, by petrological investigation and mapping, shown that the hydrothermally altered varieties of andesite, cropping out on Galyatető, Mogyorósorom and Lápafő peaks, are differently decomposed products of a pyroxene andesite cropping out in the deeper gorges of the Aranybányafolyás valley. The feldspars of the rock are kaolinized, their one-time presence is in some instances but indicated by calcite fillings. In his opinion the coloured constituents — presumably hypersthene and different sorts of augite — were altered into serpentine. In one hardly altered rock of greenish tint he has established the presence of 2,94 per cent of pyrite.

According to J. Mezősi there is no indication at all of significant ore enrichment, excepting the pyrite impregnations, as the hydrothermal alteration has led to dissemination of scarce pyrite, to kaolinization and precipitation in some instances of calcite, and the precious metal content of pyrite cannot under such circumstances be significant.

The quartzite cone of the Asztagkő Peak, touching the southern border of the mapped area, held by J. Noszky Sen. to be the result of ancient geyser activity, and the adjoining quartzite crest of NNE-SSW strike, were considered by G. Szurovy to be a hydrothermal formation identical with the sulphide veins of Gyöngyösorosi (18). He demonstrated the presence of sphalerite, pyrite and marcasite, antimonite, baryte, quartz, tridymite and, more recently, of galenite, cervantite and calcite.

The mapping apart and delimitation of the andesite varieties in the field has presented great difficulties and up to now it was carried out on rather general lines only. It was deemed sufficient to call the rocks hydrothermally or exogenetically altered, without attempting to indicate more accurately the process of alteration by nomenclature. A great advance was made in this field by the introduction of the new system of rocks established by E. Szádeczky—Kardoss as a result of investigations in the Mátra Mountains. This system makes possible to distinguish and genetically define the altered varieties of magmatic rocks and it gives quite a new basis for delimiting the magma-geological structure of any given area.

### Geological build of the area

The stratigraphical and stratovolcanic structure of the area is analyzed in the pertinent work of J. Noszky Sen. and P. Rozlozsnik. They have dealt with the progress of sedimentation in the area, the fitting of the Miocene sediments into the general outlines of Miocene stratigraphy, in a manner which is in complete harmony with our present-day knowledge, so that in the present paper we will consider these problems only inasmuch as is necessary to give an insight into the general geological structure of the area.

The oldest formation of our area is the dark grey to greenish grey clay marl occurring in the deeper gorges cut into the Parásasvár crest, the upper parts of the marl gradually passing into a psammitic series. These sediments represent, according to J. Noszky Sen. and P. Rozlozsnik, the Rupelian and Chattian stages of the Oligocene. A full profile of the Neogene



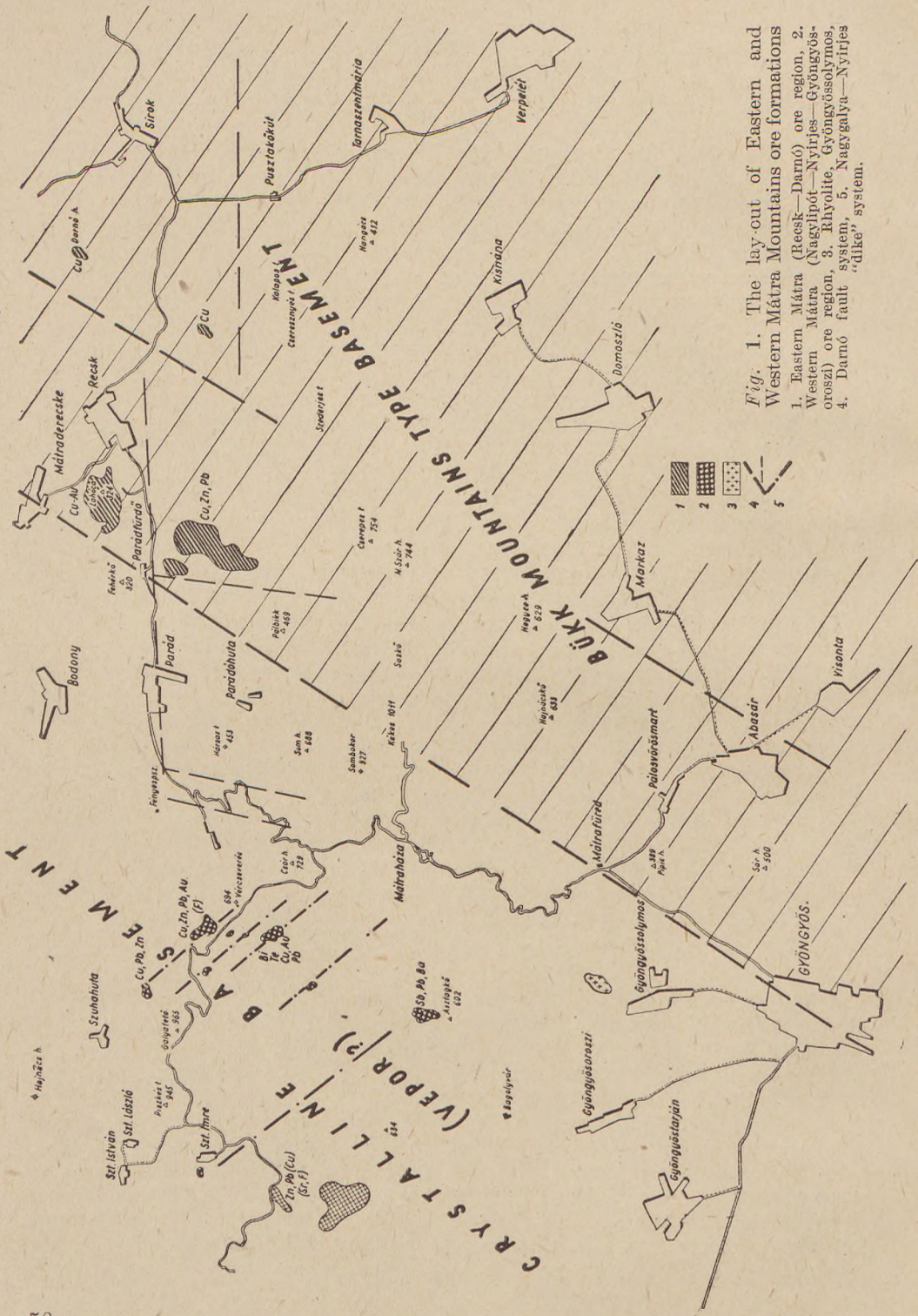


Fig. 1. The lay-out of Eastern and Western Mátra Mountains ore formations

1. Eastern Mátra (Beesk—Darnó) ore region.
2. Western Mátra (Nagylipót—Nyirjes—Gyöngyös—oroszi) ore region.
3. Kivolyite, Gyöngyöslyomos, system.
4. Darnó fault
5. "dike" system.



marine and pyroclastic sequence is seen in the valleys of the Kőszöri and Vészes Creeks running along the border of our area (Fig. 1). As seen there, above the greenish-grey clay marl and the Chattian sandstone, of quite subordinate thickness in the Vészes Creek profile, there follows with a hardly recognizable angular unconformity a coarse conglomerate of fist-size boulders, passing upwards into a cross-stratified sandstone having a double-peak grain size distribution characteristic of fluvial sands. This formation opens up a new cycle of sedimentation, that of the Burdigalian stage, closed by the so-called "lower rhyolite tuff", lying on the top of these sands. The rhyolite tuff gradually develops from the sandy series, with a dip identical at first ( $210/31^\circ$ ), then slowly changing into a southerly one. Above the tuff there is a bank of coarse conglomerate of 1–2 metres thickness, dipping  $8^\circ$  towards  $195^\circ$ , which upwards becomes alternately sandy and clayey-foliated, with dips in the southwestern sector ( $235/4^\circ$ ). Here the rock becomes intensely micaceous. With this series, consisting in its bulk of detritic material, begins the Helvetian which consists of 150 to 160 metres of the so-called Schlier. Around the middle of the same there is a tuffaceous interbedding, containing as much as 24,17 per cent of pyrite. Above, the series becomes somewhat sandy, continuing later in the previous clay marl facies of conchoidal fracture. Around the top of this series silicified wood debris, awaiting further study, is very frequent, with trunks of some metres length (in the valleys of Vészes and Csevice creeks). Above the Schlier a relatively loose yellow — reddish-yellow sandstone represents the first member of the Tortonian sedimentary cycle. Above, the sequence consists exclusively of pyroclastites: of tuffy agglomerate, passing gradually into a biotite-rich, pumice-bearing so-called

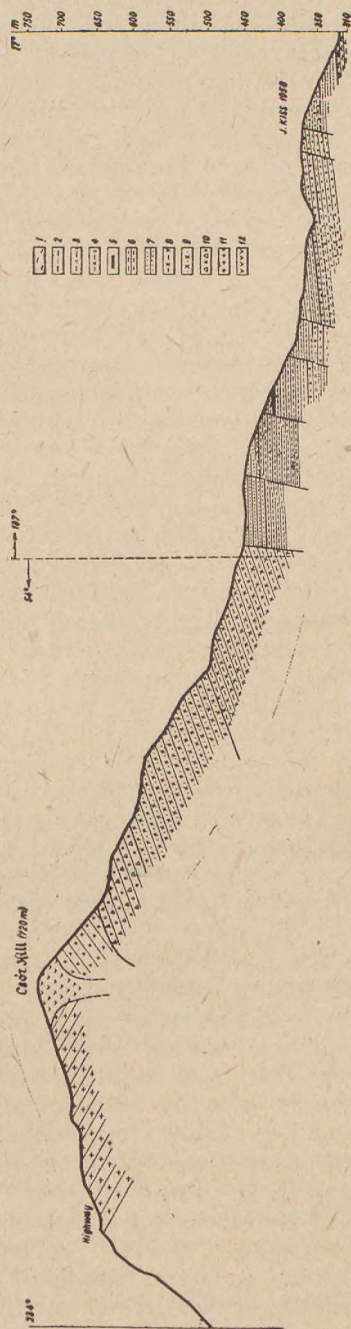


Fig. 2. Geological profile through Vészes Creek

1. Middle and upper Oligocene marl and sandstone, 2. Burdigalian sandstone and conglomerate, 3. Burdigalian rhyolite tuff; Helvetian, 4. Conglomerate and sandstone, 5. Pyrite, 6. Schlier; Tortonian, 7. Sandstone, 8. Agglomerate tuff, 9. No II rhyolite tuff horizon, 10. Pseudoagglomerate, 11. Augitic hypersthene andite. Sarmatian (?), 12. Hypersthene augite andite.



middle rhyolite tuff, containing relatively few andesitic detritus. This becomes again agglomerate-like around the top, and melts into the "pseudoagglomerate" of Csórhegy—Bagolykő—Vércverés peaks. The different varieties of andesite, occurring in morphologically characteristic dikes and lava-flows, have broken through this latter pseudoagglomerate.

As was seen above, the volcanic activity in the area treated has commenced with an acid magma product, with the eruption of a rhyolitic tuff in the Burdigalian stage. After a short period of quiet in the lower Helvetian it revives in the middle and upper Helvetian, yielding an agglomerate which at the beginning contains andesitic material but which is held together by a cement of rhyolitic composition. This is succeeded by a magma product of purely rhyolitic nature, changing upwards into andesite again. The II. rhyolite tuff series contains the material of an older, subvolcanic andesite body, not found in our area proper, of as yet unsolved magmagenetic situation and time of origin. The rock genesis connected with the andesite lava commences essentially with a "pseudo-agglomerate" around the middle of the Tortonian, going with some smaller interruptions through the Sarmatian as well. *The growing thickness of the lower and middle Miocene sequence towards the South with a reduced series in the north, in the foreland of the Nagygyalya, and with more differentiated facies around Kékes Peak and the Nagybatony—Salgótarján Basin shows that the volcanic activity was also shifted towards the SE and S respectively from the Nagygyalya center.*

Lava rocks occur in the form of lava flows, ancient neck-like cones (Nyesettvár, Kisgyalya, Bagolykő etc.) and dikes. The lava flows are readily distinguished morphologically. In our area there occur two banks of lava of different time of origin. *The lower consists of augitic hypersthene andesite, situated above the pseudoagglomerate, with predominant phenocrysts of 0,2 to 0,4 millimetres and above, with a proportion of the melanocratic ingredients of 1 : 10 to 1 : 18. (Plate V.). The upper one is the andesite variety forming the bulk of the Mátra Mountains, a hypersthene augite andesite darker and more massive than the lower one, mostly consisting of grains of 0,1 to 0,3 millimetre and below. The proportion of the melanocratic ingredients is intensely variable, augite being always in excess of hypersthene, occasionally with a total lack of hypersthene. These two banks of lava occur throughout in bodies of NW—SE strike (Plate VI.).*

The andesite dikes are of an extremely variable structure. Their sequence of formation may be deduced from their petrographical features, as follows :

1. The dikes occurring at a higher terrain level can be of two types : a) *the lateral continuation in a fissure of the root of a lava flow* ("parasitic volcano", Csór Hill), and b) *the root of a denuded lava flow*, especially in places where there is only the debris of the augitic hypersthene andesite flow left. These two kinds of dike are essentially of the same nature.

c) *The dikes occurring at a lower terrain level* (Fortress Hill of Parádsasvár, Csevice Creek, the court of Rudolf Farm, Aranybányafolyás creek, N and NW side of Nyesettvár) are, presumably with the exception of the sulfo and sulfocarbo varieties, *the late products of a residual magma* which have broken out along the lateral fissures of the mountain (Rudolftanya, Nyesettvár). These have generally broken out through or around the rim of the lower lava flow and consist of entirely unaltered minerals. On the other hand, the dikes classed as sulfo or sulfocarbo andesites occur partly in the Neogene sedi-



ments (Várhegy ?) and partly in hydrothermally altered andesite (lower lava flow) and its "mantle formation", and their hypo- and metavolcanic features have been caused by the nature of their environment.

The main features of the variable andesite and "mantle" formations of the area will be summarized from the point of view of the new system of E. Szádeczky—Kardoss.

I. The chloritization of the hypersthentic augite andesite forming the upper lava flow is but very rarely observed. This most frequent andesite type of the Mátra Mountains contains as much as 35 to 40 per cent of vitreous ground mass. The feldspars are generally arranged in a fluidal pattern. The plagioclases and pyroxene varieties forming the porphyric ingredients occasionally reach the size of 0,5 millimetre (typical orthomagmatite).

The analysis results and Niggli parameters of the top andesite of Kiskalya Peak are as follows :

Hypersthentic augite andesite cap, Kiskalya			
N° of sample: 776		Analyst Mrs. K. Guzy	
SiO <sub>2</sub> .....	56,86%	al	= 34,59
TiO <sub>2</sub> .....	0,76	fm	= 32,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	18,71	c	= 23,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1,54	alk	= 9,38
FeO .....	5,54	-----	
MnO .....	0,13	k	= 0,45
MgO .....	3,00	mg	= 0,48
CaO .....	6,93	O	= 0,13
Na <sub>2</sub> O .....	1,69	si	= 178,9
K <sub>2</sub> O .....	2,12	ti	= 1,79
+H <sub>2</sub> O .....	1,80	p	= 0,92
-H <sub>2</sub> O .....	0,74	h	= 9,19
CO <sub>2</sub> .....	0,36	c/fm	= 0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,06		
S .....	0,07		
	100,38%	V. section	
-O .....	0,04	peleecitic magma type. Completely identical with data of andesite-labradorite from Ile de Martinique.	
	100,34%		

II. The lower lava flow consists of augitic hypersthene andesite with occasionally some biotite. Texturally and regarding its products of alteration, this is the most variegated andesite type, consisting of the following varieties :

a) Only the *melanocratic ingredients of about 0,1 millimetre* size of the ground mass are chloritized: *hemichloroandesite*.

b) *Hypersthene* is entirely chloritized, *augite* totally unaltered: "*hemichloroandesite*" (?).

c) *All melanocratic ingredients chloritized*, the rock consists of plagioclase, pseudomorphs of chlorite after the dark ingredients and bushy aggregates of chlorite in the ground mass. This kind of alteration is presumably due to transvaporization rather than hydrothermal alteration: *hypochloroandesite* (Plate I.).

d) *The dark ingredients were altered into chlorite with an opacitic rim of magnetite: chloroandesite.*

e) *The one-time dark ingredients are substituted by pyrite and subordinate*



*chlorite*. There are two types : 1. Pyrite forms a rim ; the interior of the crystal consists of chlorite : *chlorosulfoandesite*. 2. Pyroxene is entirely substituted by pyrite : *sulfochloroandesite* (Plate IV.).

III. The rock has suffered carbonatization of variable extent.

a) Only the *ground mass* is carbonatized : *hypocarboandesite*.

b) Of the dark ingredients, *hypersthene* is carbonatized, eventually together with *augite* : *carboandesite*.

c) *Leuco- and melanocratic ingredients* are both carbonatized (mostly in dikes or along hydrothermal fissures) : *metacarboandesite*.

d) *Feldspars* are carbonatized, the ground mass consists of chlorite (mostly in case of andesite dikes) *chlorocarboandesite*.

e) The magmatic ingredients are wholly substituted by *all three* of the epigenetic minerals (only in hydrothermally altered areas) : *chloro-carbo-sulfoandesite*.

f) *Feldspars* are altered only. This rock type is most frequent in the ore-bearing silicified zones of lava and tuff rocks : *hydroandesite* and "*hydro-pyroclastite*" (pseudotuff).

g) A rock variety by itself is the *augitic hypersthene andesite* containing nodes of light blue, pale greenish-blue chalcedony, corresponding to a *chalcidonous chloroandesite*.

h) The body of intensely altered, rounded lava rubble occurring on the rim of Nagygyalya and Csórhegy are relegated to the *pseudoagglomerates*. The varieties of spherical fissuring and "tuffy" cement (as e. g. below Bagolykő and Csórhegy Peaks) were also relegated to this group.

### Volcanic dikes

1. *Carboandesite of Csevice Valley, Parádsasvár*. The rock consists of two ingredients : an iron-bearing calcite related to siderite, occurring in a proportion of about 35 to 40 per cent, of fine feldspar laths of about the same amount, and of fine chlorite aggregates in the ground mass. The carbonate content shows a variance in the lateral sense. Towards Kislipót the dike is developed in a type much resembling the "hybride andesite" described by G. P a n t ó from Gyöngyösoroszi : it contains lens-shaped oriented inclusions of calcite, and rarely of quartz. According to P. K r i z s á n, its chemical composition and Niggli parameters are as follows :

Carboandesite dike, Csevice Creek, Parádsasvár			
Analyst P. Krizsán			
SiO <sub>2</sub> .....	56,30%	al	= 27,5
TiO <sub>2</sub> .....	1,00	fm	= 33,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16,00	c	= 21,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	9,00	alk	= 14,5
MnO .....	0,14	si	= 164,10
MgO .....	3,62	ti	= 2,3
CaO .....	6,87	c/fm	= 0,64
Na <sub>2</sub> O .....	3,65		
K <sub>2</sub> O .....	2,35		
+H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> .....	1,20		
	100,16%	IV. section	
		normal dioritic magma type	



The hypoparallel dikes of the Fortress Hill of Parádsasvár, consisting of chlorocarboandesite with all melanocratic ingredients altered, occurring in the Chattian sandstone, differ from the previous rock type inasmuch as they are of a characteristic intergranular texture. Between laths of intermediary to basic feldspar there are nodes of chlorite and of a carbonate resembling siderite. The texture very much resembles that of the pyroxeneless diabases of the Darnó Hill, with a significant difference, however, in chemical constitution. The Várhegy chloro-carboandesite is composed, according to analyst E. Donát h—P é c s i, as follows :

SiO <sub>2</sub> .....	53,08	al	=	28,4
TiO <sub>2</sub> .....	1,28	fm	=	33,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15,64	c	=	23,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3,84	alk	=	15,5
FeO .....	0,71	si	=	175,7
MnO .....	0,19	ti	=	3,2
MgO .....	4,59	k	=	0,28
CaO .....	6,51	mg	=	0,68
Na <sub>2</sub> O .....	3,49	c/fm	=	0,70
K <sub>2</sub> O .....	2,09			
+H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> .....	5,74			
-H <sub>2</sub> O .....	0,86			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	1,93			
	99,98%			

normal dioritic magma  
type related to the pyrox-  
ene-mica diorite of Elec-  
tric Peak

2. *Andesite dikes of basaltic appearance (Rudolftanya, Nyesettvár, and highway between Mátraszentimre and Nagygalya).*

The dike of 330°—150° strike and of some 25 metres width in the court of Rudolftanya Farm apparently occurs at the boundary of the lower (kaolinitized) lave flow and the kaolinitized II. tuff horizon. It can be followed in a length of 50 metres. The rock is of an exceedingly fine-grained, massive texture and of basaltic appearance. Under the microscope it resembles a feldspar basalt. The ground mass consists of a fine mesh of feldspars, with some porphyric feldspar grains and hypersthene and augite inclusions of pea size. The feldspar crystals of "trachytic" arrangement flow around the porphyric ingredients, which make up no more than 10—12 per cent of the rock (microandesite?). The porphyric feldspars are somewhat sericitized, and their extinction shows them to be of an Ab<sub>30</sub>—An<sub>70</sub> composition. The small feldspar laths (10—20?) appear to be bytownitic in constitution. The vitreous ground mass is about 60 per cent.

The small spot of rock of basaltic appearance below the Nyesettvár Peak is not of a homogeneous consistency: it has a wholly vitreous variety and another one showing lathy jointing.

The vitreous variety, consisting of a vitreous mass in its bulk, contains some plagioclase laths, chloritized melanocratic ingredients, pyrite and magnetite.

The non-chloritized melanocratic ingredients are hypersthene and sometimes augite. The latter is diopsidic and in some instances titanaugite. There is a quite subordinate amount of occasional olivine grains, subject to partial serpentinization. The labrador and bytownite feldspars may contain inclusions of pyroxene and other minerals.



The other variety, of the lathy jointing, is similar in composition, with somewhat less of vitreous and chloritized ground mass and more of plagioclase in hypoparallel arrangement.

Vitreous andesite dike, Rudóftanya					
Analyst Mrs. K. Guzy					
SiO <sub>2</sub> .....	58,48%	al	=	27,28	
TiO <sub>2</sub> .....	1,12	fm	=	12,07	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	17,80	c	=	17,76	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,86	alk	=	9,45	
FeO .....	5,83				
MnO .....	0,01	si	=	150,4	
CaO .....	6,45	ti	=	2,17	
MgO .....	2,05	p	=	0,23	
Na <sub>2</sub> O .....	2,70	h	=	0,25	
K <sub>2</sub> O .....	1,66	k	=	0,29	
+H <sub>2</sub> O .....	2,83	mg	=	0,39	
-H <sub>2</sub> O .....	0,70	O	=	0,82	
CO <sub>2</sub> .....	trace	c/fm	=	0,8	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,21	V. section			
	100,70%				

3. In the bed of the *Aranybányafolyás creek* there occur a number of dikes which can be distinguished from the surrounding rock macroscopically as well as microscopically. These dikes are of a general NW—SE strike; however, there are exceptions to that.

The dikes contain no melanocratic ingredients at all, the latter being generally replaced by pseudomorphs of pyrite. The feldspars are partly porphyritic, 0,1 to 0,5 millimetres in size, of labradorbytownite composition, partly replaced by carbonates. The plagioclases of the ground mass are andesitic and occasionally of even more acid constitution (carbo-sulfo andesite). Such dikes also occur in the bed of Lipótfolyás Creek below the new Keepers' house of the Nyirjes.

Vitreous andesite of basaltic appearance, Nyestetvár					
Analyst Mrs. K. Guzy					
SiO <sub>2</sub> .....	53,37%	al	=	25,49	
TiO <sub>2</sub> .....	1,16	fm	=	29,32	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	18,26	c	=	20,06	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,83	alk	=	10,36	
FeO .....	6,79				
MnO .....	0,01	si	=	123,00	
CaO .....	7,91	ti	=	2,07	
MgO .....	3,06	p	=	0,21	
Na <sub>2</sub> O .....	3,26	h	=	0,14	
K <sub>2</sub> O .....	1,90	k	=	0,28	
+H <sub>2</sub> O .....	1,47	mg	=	0,44	
-H <sub>2</sub> O .....	0,36	o	=	0,21	
CO <sub>2</sub> .....	0,10	c/fm	=	0,68	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,21	V. section			
	100,69%	Ossipite-gabbroidic magma type			



4. The dike occurring in the part of Aranybányafolyás intersecting the great silicified zone of the Nyirjes contains 7,99 per cent of pyrite. The carbonates forming the rim of this dike contains porphyric plagioclases of 2—3

Pyritized rock dike, Aranybányafolyás			
Analyst Mrs. K. G u z y			
SiO <sub>2</sub> .....	58,63%	al	= 36,08
TiO <sub>2</sub> .....	0,66	fm	= 30,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	18,30	c	= 20,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,61	alk	= 13,07
FeO .....	5,59		
MnO .....	0,06	si	= 196,3
MgO .....	2,70	ti	= 3,6
CaO .....	5,60	p	= 0,85
Na <sub>2</sub> O .....	2,23	k	= 0,42
K <sub>2</sub> O .....	2,60	mg.	= 0,46
+H <sub>2</sub> O .....	2,20	o	= 0,05
-H <sub>2</sub> O .....	0,37	c/fm	= 0,62
CO <sub>2</sub> .....	0,16	k	= 66,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,06		
S .....	1,43		
	101,20%	IV. section	
—O	0,72	Peléeitic magma type,	
	100,48%	andesite, Mont Pelée	

millimetre size, forming 25 to 30 per cent of the rock. The feldspars are partly carbonatized (the carbonate being related to siderite), and the fissures are filled by pyrite. The ground mass consists to about 70 per cent of a felsitic web with much pyrite and scarce magnetite.

### Silicified andesite nests

The lower lava flow contains around the Nagylipót as well as around the ore-bearing area of the Nyirjes some black to greenish-black silicified nests of variable size and fist-sized nodes which pass gradually into the apparently fresh surrounding rock. They are much more frequent between Nyirjes and Kövesorom than around Nagylipót and Nagylápafő. *These are more intensely differentiated parts of andesite*, having undergone a silicification of greater intensity, rather than the results of hydrothermal processes. The ground mass is no amorphous rock glass, but an aggregate of mostly crystalline quartz, eventually of a SiO<sub>2</sub> variety tending towards the chalcedony state, in which there occur porphyric grains of disseminated hypersthene, augite and plagioclases of andesinic-labradoric constitution. The ratio augite-hypersthene is 1 : 10. Beside pyroxene there is much magnetite and lots of pyrite.

### Hydrothermal rock varieties (endometavolcanites)

In the investigated area the above-named rock types enjoy a great vertical and horizontal extension and according to the observations hitherto made they are restricted to the horizon of the middle rhyolite tuff and the lower lava flow. The upper lava horizon was not touched by this hydrothermal influence; this circumstance serves to delimit the time of origin of the ore formation.



The decomposition and alteration of the rocks is most intense in the ore-bearing and silicified zones; in these areas it was not nearly possible, even by microscopic investigation, to map apart the lower lava flow and the "mantle formation", partly of rhyolitic, partly of andesitic nature, connected with the middle rhyolite tuff.

The most intense decomposition has occurred below Nagygyalya Peak (between Kövesorom and Péterhegy), at the Rudolftanya farm, at Nagylipót, Nagylápafő, Nyirjes, Aranybányafolyás, as well as on the southern rim of Nagyszarvasfolyás and Nagybikk.

The decomposition manifests itself in a total alteration of siallic as well as femic constituents. After a first initial sericitization the minerals have undergone kaolinitization, and subsequent carbonatization, while the dark ingredients were mostly altered into chlorite and into pyrite pseudomorphs. The formation of oxy varieties occurred but very seldom.

A montmorillonitization of the siallic ingredients in a basic medium can at present be observed only in the environment of Csórhegy Hill, where there occur nodes above fist size of "Fuller's earth" in "pseudoagglomerate" and in the upper parts of the II. tuff horizon. It seems that south of Csonkabérec, toward Asztagkő Peak, the decomposition has gone on in a similarly basic medium, as in this direction the occurrence of montmorillonite becomes increasingly frequent, and around Asztagkő there are already bentonite lenses and bodies of greater extension in a baryte-rich surrounding (as in the court of Asztagkő quarry).

1. The totally decomposed *carbonatized rock* around the Nagylipót (dacite according to F. Papp) is of a microcrystalline texture with the outlines of the ancient porphyric feldspars (Plate III). There are not even traces of dark ingredients left. The plagioclases are substituted by sericite, pyrite and eventually by quartz. Some of the feldspars, substituted by sericite and kaolinite, exhibit traces of polysynthetic twinning, indicative of intermediary to basic chemical composition, so that the rock could not even originally be a dacitic or even more acid lava product. The traces of the ancient dark ingredients have the characteristic oblong shape of hypersthene, indicating that the rock originally belonged to the augitic hypersthene andesite of the second lava flow.

This same assumption is corroborated by the analysis results of J. Mezősi and E. Donáth-Pécsi, proving the rock to be andesite.

2. In the *Aranybányafolyás-Nyirjes area* the decomposition is even more intense than in Nagylipót and Nagylápafő. Intense kaolinitization has totally erased the individuality of the rocks corresponding to the lower lava flow and the second tuff horizon. However, the presence and hydroandesitic development of the lower lava flow could be demonstrated with certainty in the well dug in the court of the Nyirjes Keepers' house.

The analyzed rock was found at the deepest part of the Aranybányafolyás valley, at a point falling within the ore-bearing zone. According to its location, it belongs to the bedrock of the decomposed upper lava flow (hydroandesite) where similarity in decomposition makes impossible to define the limit of the two formations. The microscopic and chemical analyses have indicated the presence of a rhyolitic magma product belonging to the second tuff horizon, with a remarkable potassium content. Beside its sericite and hydromica content, the rock also carries much kaolinite, as contrary to the



usual process of hydrothermal alteration, so that, although not fully proven as yet, a potassium metasomatism of some sorts may be assumed here.

	%
SiO <sub>2</sub> .....	57,70
TiO <sub>2</sub> .....	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	18,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1,99
FeO .....	2,36
MgO .....	0,08
CaO .....	6,11
Na <sub>2</sub> O .....	3,75
K <sub>2</sub> O .....	1,58
+H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> .....	3,75
-H <sub>2</sub> O .....	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	1,62
	99,98

3. Above the "Lajos" Keepers' house, in the landslides and eroded gullies of the Nagybikk, there occurs an *intensely kaolinitized rock* of dacitic appearance with locally some quite fresh hypersthene crystals, while the ground mass and the porphyric feldspars were altered into a submicroscopic kaolinitic

Hydrothermally decomposed yellow-white "hydroandesite" (?), Aranybányafolyás			
Analyst Mrs. K. Guzy			
	%		
SiO <sub>2</sub> .....	57,76	al	= 31,01
TiO <sub>2</sub> .....	0,84	fm	= 8,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	19,29	c	= 1,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	6,41	alk	= 20,54
FeO .....	0,13		
MnO .....	trace	si	= 157,60
CaO .....	0,39	ti	= 1,70
MgO .....	0,46	p	= —
Na <sub>2</sub> O .....	2,62	h	= 0,39
K <sub>2</sub> O .....	7,82	k	= 0,66
-H <sub>2</sub> O .....	0,93	mg	= 0,06
+H <sub>2</sub> O .....	3,31	O	= 0,61
CO <sub>2</sub> .....	—	c/fm	= 0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	trace	II. section	
	99,96		

mass. The minute, intricate pores of the rock are filled by idiomorphic and bud-shaped hematite. This rock is a hydroandesite. *The dark ingredients seem to be unaffected by pure kaolinitic decomposition, undergoing alteration only in the presence of hydrogen sulphide and carbonatic solutions (Plate II).*

4. Between Aranybányafolyás and Kisgalya, on the rim of a nose jutting-out below Nagyszarvasfolyás, a tuff is encountered with more or less fresh biotites and cavities of several centimetres size, lined with quartz. It contains also rounded lapilli of bean size. The undecomposed feldspars occurring here



and there are oblong crystals of sanidine and extremely acid plagioclase. The idiomorphic quartzes of the cavity fillings replace pumice. These features prove the rock to be a rhyolitic magma product, corresponding to the middle rhyolite tuff.

### Ore genesis

The delimitation of the ore-bearing zones of the area was performed by the simultaneous application of surface observations and geochemical methods. The latter consisted in an application of the dithionite micro-reaction method and of the trace element analysis of the ashes of plants, e. g. of moss.

Dithionite, particularly sensitive to Pb, Zn and Cu, has yielded a positive reaction especially with the waters of springs and creeks of two drainage areas, namely that of Csevice Creek below Nagylápafő and Nagylipót and of Lipótfolyás and Aranybánya-folyás. The ashes of moss growing on the silicified outcrops of both Nyirjes and the Nagylipót environment (e. g. *Eurhynchium zetlerstadtii*, *Plagiochile aspernoidai*, *Dicranum scoparium*, *Isoetium rivi-parum*), were found to contain lead by a microchemical reaction, and cobalt, titanium and chrome by spectral analysis (I. K u b o v i c s).

Silicified outcrops are concentrated in two greater areas: Nagylipót and Aranybánya—Nyirjes. However, there occur a number of silicified specks of variable size elsewhere: below Nagygyalya, between Péterhegy and Körösnnyaktető, in a zone of the Nyirjes crest below the 795 metre point, in a number of places along Nyirjesi-folyás and Lipótfolyás, in a greater outcrop below Nagyszarvasfolyás, on that side of Körösnnyaktető and Nagybikk which looks down the Szénpatak valley, and in scattered outcrops below Nyesettvár, in the creek bed below Rudolftanya Farm, in the bed of Csevice creek and between Nagylápafő and Vércverés. The latter are considered to be alluvial boulders and scree.

In lack of appropriate outcrops it was impossible to define a vein-like or other shape of the geological bodies, of which the silicified blocks are parts. The occurrence of the silicified outcrops at different terrain levels and along a definite strike line suggest some veins of steep dip, delineating two more or less parallel tectonical directions:

- a) of a NW—SW strike connecting Kövesorom and Nagylipót, Peaks,
- b) pointing towards Nagygyalya along the Nagyszarvasfolyás—Aranybánya-folyás line.
- c) It may be further assumed, although the necessary exposures are lacking, that the line Mátraszentimre—Körösnnyaktető—Asztagkő forms a separate unit. This area will necessitate further research.

The outcrops indicate that the two firstnamed "ore fields" consist of several "vein-like zones", probably connected by transversal "veins" of "reduced" thickness. The development of this pattern made possible by the intensely decomposed rock of the II. lava bank and of the middle rhyolite tuff, wherein vein- and dike-like formations of variable strike, or eventually of a cobweb pattern, could have formed as well as silicic impregnations of no particular strike.

1. In the *Nagylipót* and *Nagylápafő* area the outlines of at least three veins are apparent, the two lateral ones being of NW—SE strike, while the direction of the central one is uncertain. The lateral "vein" at the foot of



Kislipót is partly of a brecciated texture, with mostly dark-grey ore of colloid grain size. In some parts of the vein chalcedony and liver opal of greyish tint was encountered. Predominating minerals are pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite and native gold. The latter occurs seldom in pyrite, more frequently in the form of independent disseminations. (Gold was demonstrated by the B ü r g process, keeping the polished rock surface in a furnace at 700 centigrades for several hours, whereby the gold is left unchanged after the oxidation of all the sulphide ores.)

An analysis of the material of the surface outcrop has yielded the following results (J. C z i b u l k a, Laboratory of Reesk Ore Mine) :

		%
I. Pb	=	0,23
Zn	=	0,30
Cu	=	trace
Fe	=	4,45
II. Pb	=	0,10
Zn	=	0,40
Cu	=	0,10
Fe	=	4,09
Au	=	2,07 gr/t
Ag	=	5,50 gr/t

The sulfides occur disseminated in insulated nests ; their interrelation and sequence of formation cannot be determined. The mineral containing the silver indicated by analysis could not be demonstrated as yet. The lime-yellow dust occurring on the surface of "ore-rich" rock parts is presumably a Pb—Zn ochre. I. K u b o v i c s has found in this dust beside Pb and Zn some silver, copper, arsenic and titanium as well. The presence of arsenic suggests tetrahedrite, presumably carrying the demonstrated silver. Tetrahedrite was found up to now only in the ore-bearing silicified rock below Nagygalya, in minute amounts beside chalcopyrite pyrite and galena (Plate XII.). In the two other "vein" zones of Nagylipót a weak pyrite dissemination was found with subordinate chalcopyrite. Beside the gangue minerals hematite, idiomorphic quartz and sorts of chalcedony and opal, indicated already by F. P a p p, we have also found amethyst.

The chemical composition of grey, massive vein rock is (according to Mrs. K. G u z y, Analyst) :

	%
SiO <sub>2</sub> .....	97,60
TiO <sub>2</sub> .....	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,26
FeO .....	0,12
Ign. loss .....	0,09
	100,48

2. *Nyirjes—Aranybányafolyás.* The vein rock of this area differs from that of the Nagylipót ore field inasmuch as in the cavities there occur phenocrysts of transparent quartz of 3—4 centimetre size, with the (hOhl) rombo-



hedron and (1010) prism faces. Some of the quartzes are amethyst, rose quartz and sceptre quartz varieties.

The higher degree of crystallinity of the vein rock is apparent, although there occur also massive microcrystalline varieties resembling the Nagylipót rock. The analysis data of the vein rock are according to Mrs. K. G u z y :

	%
SiO <sub>2</sub> .....	93,20
TiO <sub>2</sub> .....	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,55
FeO .....	0,34
Ign. loss. ....	0,02
	98,71

The mineral constitution is exceedingly variable.

*Ore minerals :*

native gold .....	Au
chalcopryrite .....	CuFeS <sub>2</sub>
pyrite .....	FeS <sub>2</sub>
galena .....	PbS
sphalerite .....	ZnS
tetradymite .....	Bi <sub>2</sub> Te <sub>2</sub> S
bismuthite .....	Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>
tellurite (tellurium ochre) .....	TeO <sub>2</sub>
native tellurium .....	Te
goethite .....	FeOOH

*Gangue minerals :*

quartz .....	SiO <sub>2</sub>
baryte .....	BaSO <sub>4</sub>
calcite .....	CaCO <sub>3</sub>

Native gold is quite subordinate, it was up to now demonstrated exclusively in the debris of silicified vein rock in the Aranybányafolyás creek bed.

Most frequent ore minerals are chalcopryrite and pyrite, with subordinate sphalerite and galena. Here chalcopryrite is the first formation, while sphalerite and galena are younger. The relation of gold to pyrite and chalcopryrite, respectively, is unclear ; up to now, gold was found in insulated grains.

The bismuth tellurides, which were up to now, according to K. S z t r ó k a y and S. K o c h, found only at Nagyörzsöny (Örzsöny Mountains) and Zsubkó (Slovakian Ore Mountains) within the Carpathian Basin (15), were given a detailed treatment. They show no connection at all with the rest of the sulphides. Up to now they were found only in the large quartzite blocks cropping out around Nyirjesi-folyás.

Tetradymite (Bi<sub>2</sub>TeS) occurs in steel-grey aggregates of plates and grains of 0,8 millimetre and smaller size in dove-gray massive quartzitic vein rock. On the bigger plates the sheaf-like arrangement of minute flakes according to (0001) is visible even to the naked eye. The smaller flakes make, because of the bluish tint of their surface colouring, a molybdenite-like impression. Under the ore microscope the mineral is white with a yellowish hue. It has a greyish-white, slightly greenish light-grey pleochroism, especially apparent when contrasted with adjacent bismuthite. Its colour of anisotropy is yellowish-brown-grey, more apparent under oil immersion. On the base face the reflection intensity is somewhat smaller and the mineral appears to be entirely isotropic. The gangue along the rim of greater crystals is, as it were, "imbued"



with tetradymite, containing a multitude of idiomorphic crystals, the cleavage flakes of which were in some instances shifted in a cardpack-like manner. (Plate XI.)

In some of the tetradymite fields occur islands of bismuthite, of smaller reflection intensity and of a comparatively grey tint, arranged parallel to the long axis of the tetradymite crystals. Bismuthite is white with a slightly bluish pleochroic hue. Pleochroism is more readily observed along the rim of the grains: it is white, to light grey; creamy white to greyish white in oil immersion. Between crossed nicols, anisotropy is intense but not of a vivid colour. In oil it is a much more vivid grey, greyish brown, with a greenish-yellow tint in some instances. Cleavage plates according to (001) are clearly visible, extinction is straight as related to this cleavage. Bismuthite is somewhat harder than tetradymite, wherefore its grains are of sharp outlines. In some cases the outlines are vague and the mineral shows a myrmekitic intergrowth with tetradymite. (Plates VII, VIII, IX, X.)

Beside bismuth, tellurium and sulfur the microchemical study has also yielded antimony, while a spectral analysis by Mrs. A. Földvári has demonstrated Sn and Mo as well.

The X-ray pattern data of tetradymite are shown in the following table:

Tetradymite, Nyirjes X-ray analysis by Mrs. E. Györe		Tetradymite, Zsubkó, Banská Štiavnica Mine District, Slovakia	
Int.	d <sub>hkl</sub>	Int.	d <sub>hkl</sub>
—	—	20	5,20
—	—	70	4,72
w	4,584	—	—
w	3,560	20	3,57
w	3,366	50	3,38
—	—	20	3,20
xx	3,054	400	3,04
—	—	20	2,72
vwv	2,644	50	2,63
vwv	2,471	50	2,50
w	2,401	50	2,42
x	2,256	100	2,26
—	—	70	2,14
m—x (d)	2,099	70	2,08
—	—	60	2,05
w	1,921	70	1,91
vw	1,799	20	1,81
m (d)	1,734	50	1,73
m	1,652	70	1,63
—	—	50	1,59
m—w (d)	1,549	70	1,55
vwv	1,493	20	1,49 (d)
m (d)	1,428	70	1,43 (d)
w	1,368	20	1,38
m	1,343	50	1,34
m	1,291	90	1,29
w (d)	1,254	70	1,25
vw	1,222	20	1,23
w	1,207	70	1,20
vw	1,181	20	1,18

xx = very strong, x = strong, m = medium-strong, w = medium, vw = weak, vwv = very weak, (d) = diffuse line



The most intense lines bismuthite, at 3,50, 2,08 and 1,93 are lacking; however, some diffuse lines are coincident with lines of bismuthite. This is explained by the predominance of tetradymite and the subordinate role of bismuthite: the lines of the latter are suppressed or overshadowed by the intense lines of tetradymite.

In cavities besides tetradymite and bismuthite there occur also yellow to lemon-yellow dusty cavity fillings. These contain locally some black, metallic-looking, minute crystal splinters invisible to the naked eye, from which only tellurium could be demonstrated. The microchemical study of the yellow dust has yielded Te, Pb, Sb and Bi. A spectral analysis by I. K u b o v i c s has further proven the presence of the following elements:

V	Cr	Ti	Ni	Co	Cu	Mo	Sn	Mn	B
+	tr	tr	tr	tr	+	(tr)	(tr)	tr	++

The presence of strong traces of vanadium and of volatile boron is rather unexpected.

*Thus, the lemon-yellow dust is a sort of mixed ochre with tellurium ochre (tellurite) and native tellurium for main ingredients. The evaluation of the X-ray pattern of the Nyirjes ochre proves the presence of tellurite.*

In stibnite, occurring in the court of the Asztagkő quartzite quarry, we have demonstrated microchemically with certainty the presence of tellurium, although ore microscopical analysis has revealed no tellurium mineral.

Let us note that stibnite occurs there in two generations, *a*) in independent greater crystals mostly incrustated by yellow antimony-ochre, cervantite, and *b*) in minute needles within marcasite, with the surface of the marcasite transformed into idiomorphic pyrite (Plate XIII).

At two points of the area (see map), some 800 to 900 metres west of Rudolftanya Farm, and in the bed of Aranybányafolyás Creek, below the bridge of the cart-track to Nagybikk, there occur incrustations and infiltrations consisting of oxidic manganese ore (wad-pyrolusite) indicating the proximity of orebearing zones.

The "manganese ore" at Rudolftanya was disclosed by a newly-built forest road and was found to be a local enrichment of restricted extension. The "ore" occurs at two levels: it forms *a*) a cobweb-like pattern in the kaolinitically decomposed lower lava bank and *b*) a redeposited layer of 5 to 15 centimetres thickness immediately below the soil. Its chemical composition is ideally close to formula, with however, no practical significance.

*Manganese ore*

Analyst Mrs. K. G u z y

	%
MnO <sub>2</sub> .....	57,16
CoO .....	0,03
NiO .....	0,04
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	trace
—H <sub>2</sub> O .....	5,69
+H <sub>2</sub> O .....	10,73
insolubles .....	8,55



The dark incrustations of the Aranybányafolyás environment contain chemically demonstrable amounts of vanadium; on the other side, the manganese content is less than one tenth of the former ore.

	%
MnO <sub>2</sub> .....	3,39
CoO .....	0,04
NiO .....	trace
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,02
FeO <sub>3</sub> .....	7,46
TiO <sub>2</sub> .....	0,67
—H <sub>2</sub> O .....	3,57
insolubles .....	68,75

### Ore mineralogical evaluation and practical significance of the area

The ore formations of the Mátra Mountains occur in two areas, namely, a western (Gyöngyösoroszi) and an eastern one (Recsk). *Their elemental associations are essentially identical, the quantity proportions of the elements, the mineral associations and history of formation being, however, totally different.* From the investigations of K. S z t r ó k a y, the following elemental distribution emerges for the two Mátra Mountains ore regions :

E-Mátra	{ Recsk	predominating :	Cu, Au, Ag (S, Se)
		subordinate :	Pb, Zn, Bi
	{ Darnó	spectral :	Sn
		predominating :	Cu
W-Mátra	{ Nagygalya	spectral :	Pb, Zn, Sr
		predominating :	Pb, Zn, Cu
	{ Nagylipót	predominating :	Cu, Zn, Pb, Au
		subordinate :	F, Ba
	{ Nyirjes	predominating :	Bi, Te, Zn, Pb, Cu
		subordinate :	Sb, Ba
		spectral :	Sn, Mo, B, V
		predominating :	Sb, Zn, Pb, Ba
{ Asztagkő	subordinate :	Cu, Fe	
	{ Gyöngyösoroszi	predominating :	Zn, Pb (Cu)
subordinate :		Au, Sb, Sr, Ba (F)	

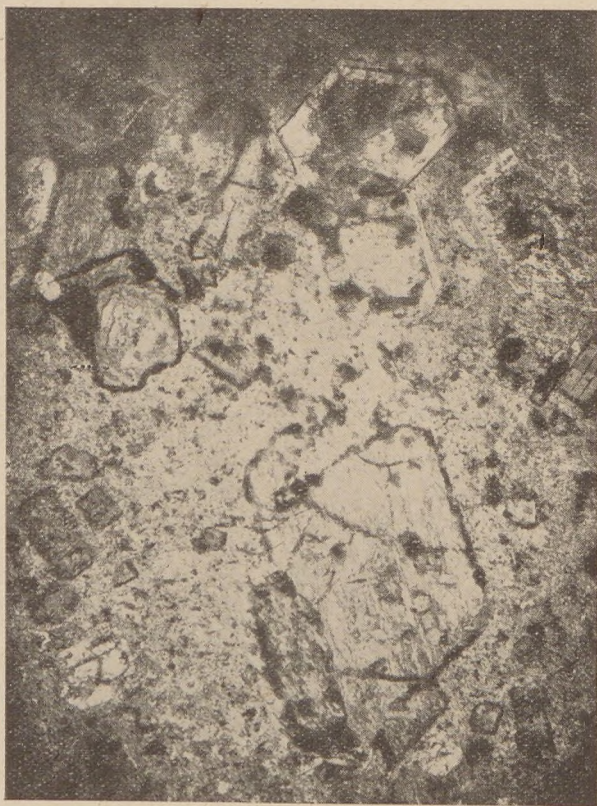
The elemental association indicates that the area described above occupies a *transitory situation* between the Recsk and Gyöngyösoroszi "ore centres", although both its ore genetical and geochemical features tend to relegate it to the Gyöngyösoroszi "system". This remarkable circumstance is — in the author's opinion — due to tectonical causes. The Eastern Mátra zone lies between the points Parádsasvár—Parád—Recsk and the Darnó thrust line, above a downthrown Meso-Palaeozoic basement of entirely different constitution, connected with the Bükk Mountains. On grounds of analogies from the Darnó Hill and the Bükk Mountains, the ore of the Palaeogene volcanites (Recsk and environment) seems to *reflect*, as it were, *the ore formations of a deeper-seated basic magma product.*

The ore zone of the Western Mátra Mountains was developed along a fissure system transverse to the thrust line of the Darnó Hill. It widens signi-



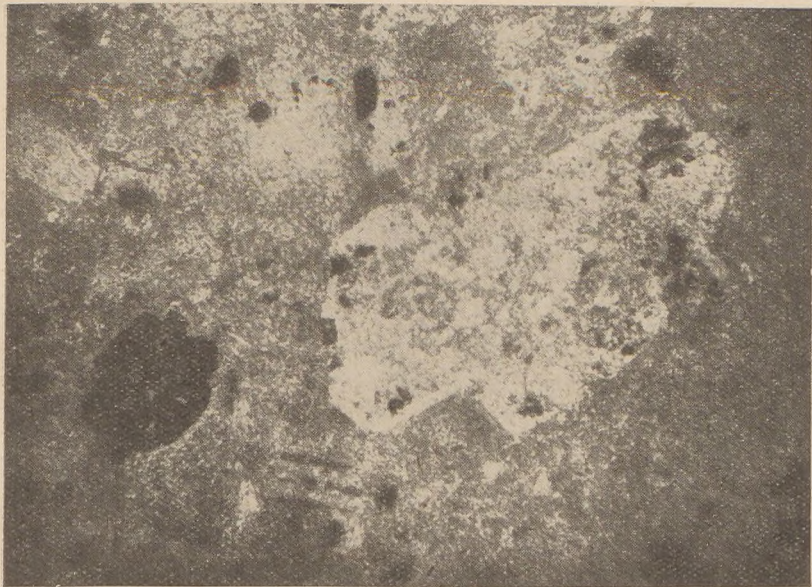
ificantly where the two systems of structural lines seem to meet. The greater independent lava masses of Nagygalya, Csórhegy and Kékes etc., were likewise formed at similar intersections. The Zn, Pb, Sb, Te, Bi, Ba, F association of the Western Máttra ore region indicates a connection with an acid to neutral magma. From this circumstance, as well as from the presence of granite xenoliths in the Gyöngyössolymos rhyolite, the conclusion follows that the western ore zone overlies a basement consisting partly or entirely of "Palaeozoic", "Praepalaeozoic" acid intrusives (Vepor Mountains). The different chemical nature of the western and eastern ore formations is due, in our opinion, to the fact that they carry the elements, mobilized (regenerated) by Tertiary volcanism, of the ancient ore formations of two different types of basement. This is apparently corroborated by radioactivity measurements (verbal communication), showing a recognizable peak around the western ore zone and none around the eastern one (Fig. 1).

#### EXPLANATION OF PLATES



I. Chloroandesite. Hypersthene and augite turned totally into chlorite. Aranybányafolyás. + N, 22,5x.



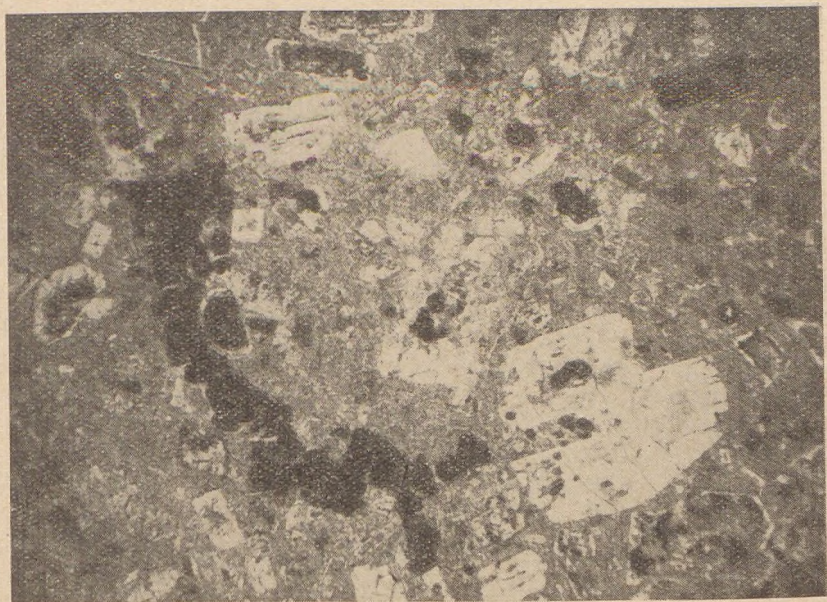


II. Hydroandesite. In the ground mass of pure kaolinite the outlines of feldspars are only visible. Hypersthènes are fresh. Nagybikk N, 22,5x.

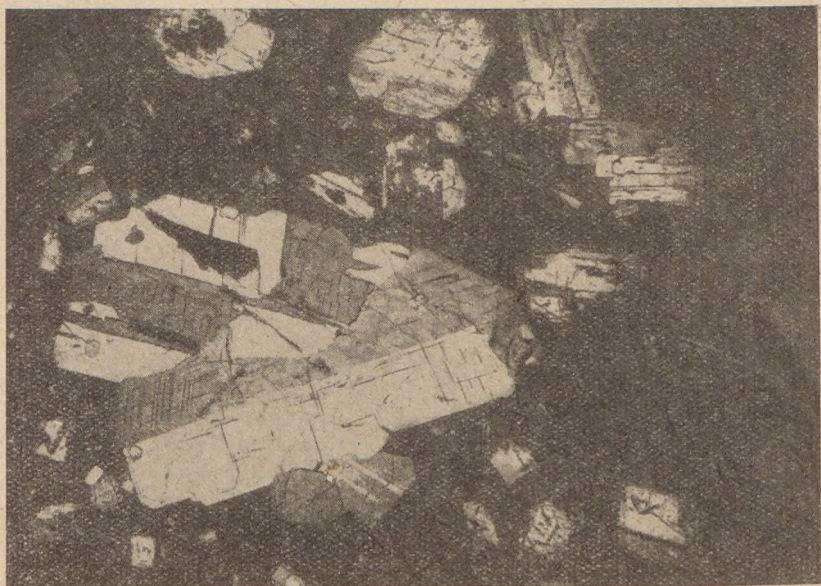


III. Hydroandesite. The outlines of one-time feldspars and dark ingredients are visible in the kaolinitic ground mass Nagylipót—Nagylápaő. N, 22,5x.





IV. Sulfochloroandesite. The independent aggregates of pyrite and its pseudomorphs after dark ingredients are conspicuous. Aranybányafolyás N, 22,5x.

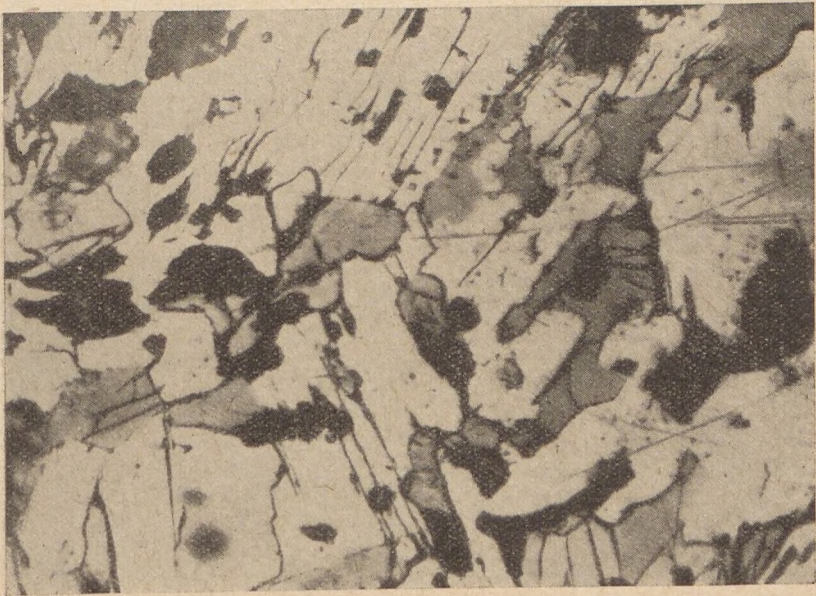


V. Texture of lower lava flow. Kiszgalya, +N, 22,5x.



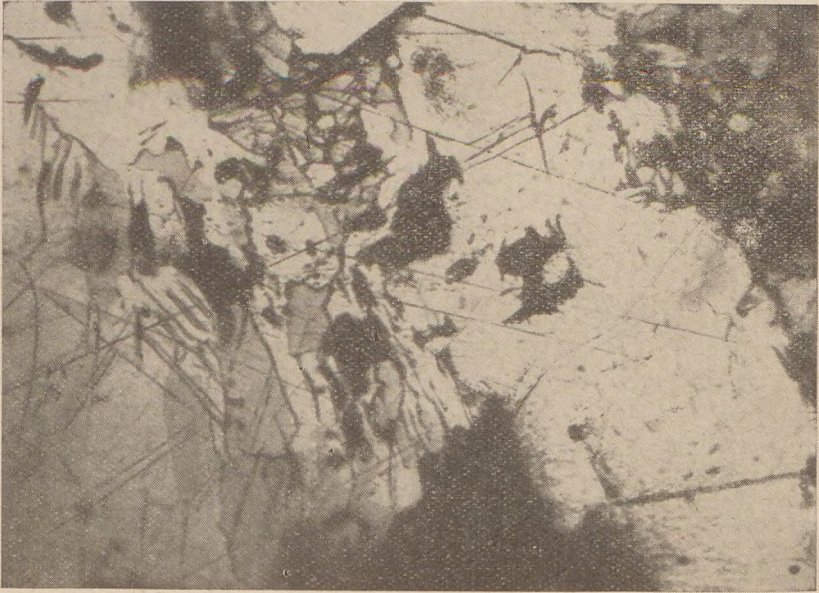


VI. Texture of upper lava flow. Kiszgalya, +N, 22,5x.

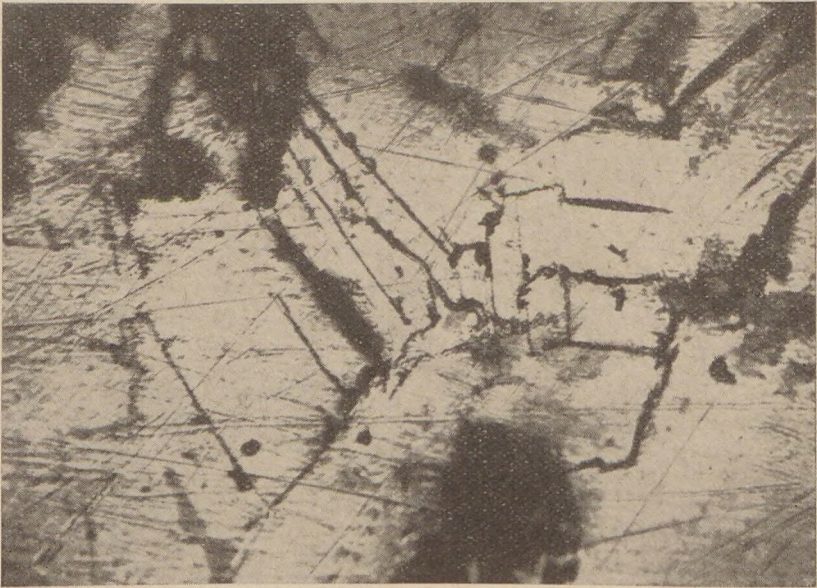


VII. Oriented intergrowth of tetradymite and bismuthite. Nyirjes. Oil immersion, N, 45x.



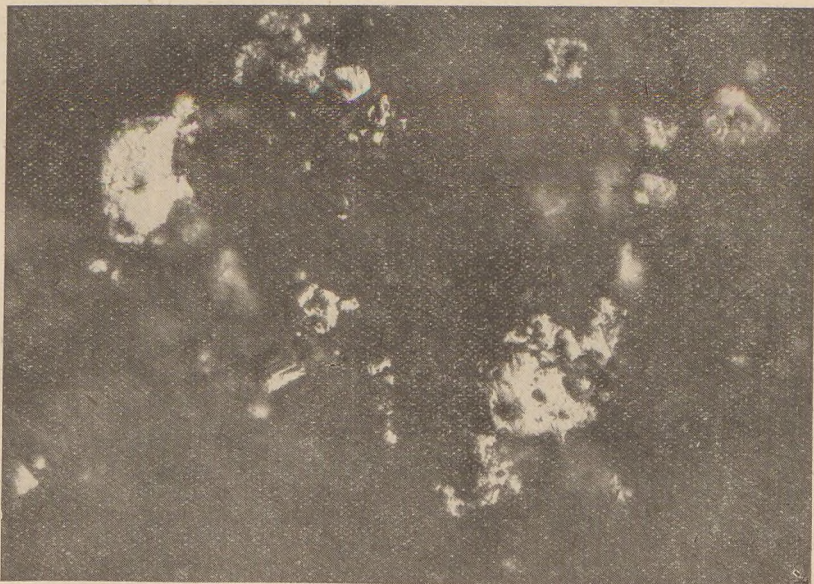


VIII. Oriented intergrowth of tetradymite and bismuthite. Nyirjes. Oil immersion, N, 45x.

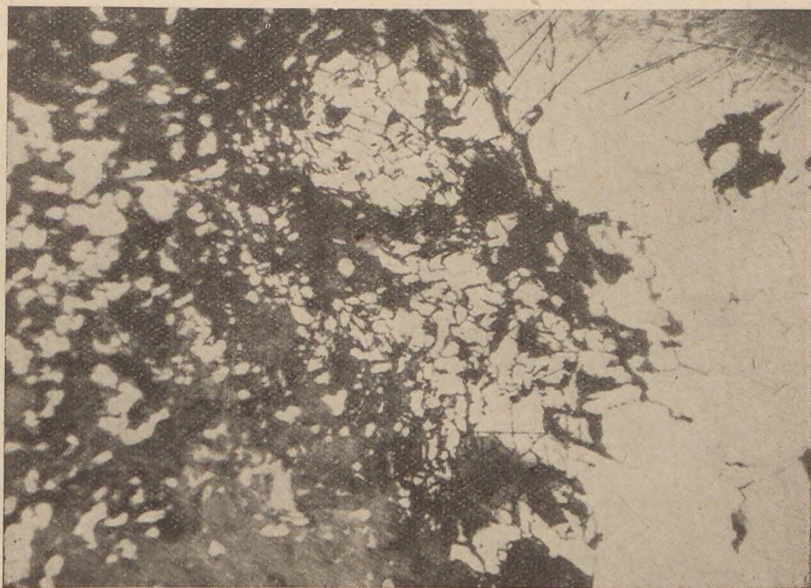


IX. A cardpack-like arrangement of cleavage flakes of tetradymite. Nyirjes. Oil immersion, N, n4 45x.



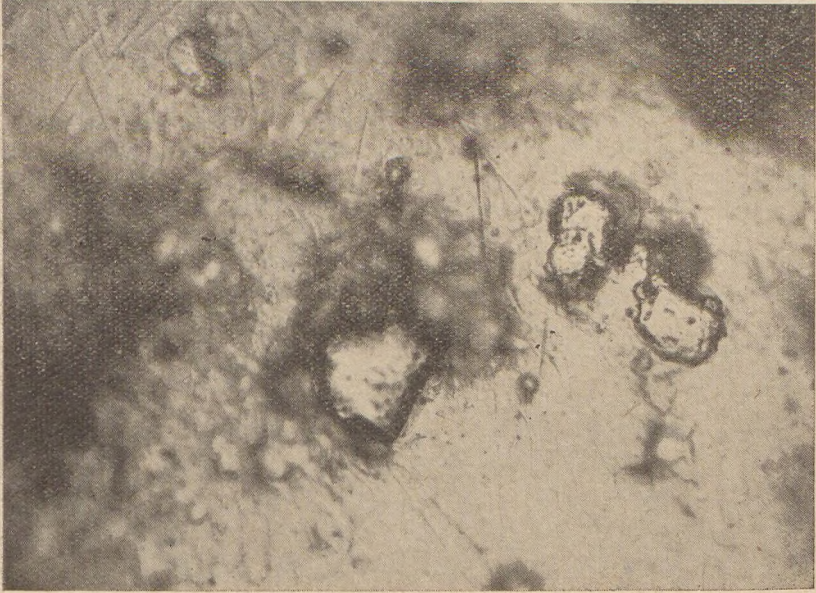


X. A sponge-like network of tetradymite crystals in a quartzite matrix (black). Nyirjes. Oil immersion, N, 45x.

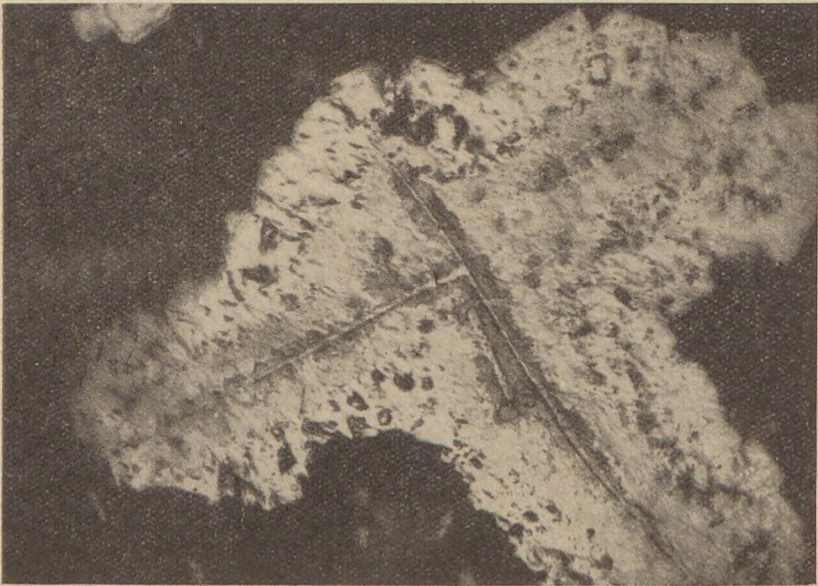


XI. Independent nests of chalcopyrite in vein quartz. Aranybányafolyás. N, 45x.





XII. Disseminated pyrite and chalcopyrite. Nagylipót. N, 22,5x.



XIII. An stibnite needle in marcasite, with pyrite crystals lining the rim of marcasite. Asztagkő. Oil immersion, N, 180x.



## REFERENCES CITED :

1. Helke, A.: Die jungvulk. Gold-Silber Erzlagerstätten d. Karpathenbogens. *Arch. f. Lagerstättenforschung*. Berlin, 1938.
2. Kisvarsányi G.: Parádfürdő környéki ércesedés. (An ore occurrence around Parádfürdő.) *Földt. Közl.* **84**, 191—200. 1954.
3. Kiss J.: Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnóhegyen. (Ore geological studies around the Darnó Hill near Sirok.) *Földt. Közl.* **88**, 27—41. 1958.
4. Kiss J.: Ércföldtani véleményezés a Nagygyála környéki mangánércelőfordulásról. (Ore geological report on the manganese ore occurrence around Nagygyála.) Manuscript. 1955.
5. Mauritz B.: A Mátra hegység eruptív kőzetei. (The eruptives of the Mátra Mountains.) *Math. és Term. Tud. Közl.* **30**, 4. 1909.
6. Mezősi J.: Kékes és Galyatető környékén végzett földtani térképezés. (Geological mapping in the environment of Kékes and Galyatető Peaks.) *MÁFI Évi Jel.* 1950. pp. 103—112.
7. Mezősi J.: Jelentés a Ny-i Mátrában végzett kőzettani térképezésről. (Report on petrological mapping in the Western Mátra Mountains.) *MÁFI Évi Jel.* 49—52. 1951.
8. Noszky J.: A Mátra hegység geomorfológiai viszonyai. (Geomorphological features of the Mátra Mountains.) *A Debreceni Tud. Társ. Honism. Biz. Kiadványa* **III**. 8—10. 1926/27.
9. Papp F.: Új feltárások a Nagygyála körül. (New exposures around Nagygyála Peak.) *Földt. Közl.* **65**, 275. 1935.
10. Pantó G.: Bányaföldtani felvétel Recsk és Parád környékén. (Mine geological survey in the environs of Recsk and Parád villages.) *MÁFI Évi Jel.* 1949. pp. 67—75.
11. Pantó G.: A recski Lahoca felépítése és érce. (Structure and ore of the Lahoca Hill near Recsk.) *Földt. Közl.* **81**, 146—152. 1951.
12. Ramdohr, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1950.
13. Rozlozsnik P.: Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán Parád, Recsk és Mátraballa között. (Geological studies on the Northern flank of the Mátra Mountains between Parád, Recsk and Mátraballa.) *Földt. Int. Évi Jel.* 601—620. 1933—35.
14. Szádeczky—K. E.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. (On some basic problems of the study of volcanic mountains.) *Földt. Közl.* **88**, 171—200. 1958.
15. Sztróka K.: Über den Wehrlit (Pilsenit). *Annal. Historico—Naturalis Musei Nat. Hung.* **34**, 75—103. 1946.
16. Sztróka K.: Recski ércek ásványos összetétele és genetikai vizsgálata. (Mineralogical composition and genetical study of ores from Recsk.) *Mat. Term. Tud. Értesítő*, **59**, 722—748. 1940.
17. Sztróka K.: A gyöngyöSOROSZI ércelőfordulás mikroszkópos vizsgálata. (Microscopic investigation of the GyöngyöSOROSZI ore occurrence.) *Mat. Term. Tud. Ért.* **58**, 904—917. 1939.
18. Szurovy G.: Ásvány-kőzettani megfigyelések a Mátra hegység déli részéről. (Mineralogical and petrographical observations in the Southern part of the Mátra Mountains.) *Mat. Term. Tud. Ért.* **59**, 701—721. 1940.
19. Koch S.: Bizmutásványok Kárpát-medencéből. — (Bismuth Minerals in the Carpathian Basin.) *Acta Univ. Szegediensis.* **2**, 1—16. 1948.
20. Koch S.—Grasselly Gy.: The Minerals of the Sulphide Ore Deposit of Nagybörzsöny. *Acta Univ. Szegediensis.* **6**, 1—23. 1952.







# PARALLELISIERUNG DER UNTERPLEISTOZÄNEN BILDUNGEN VON PAKS UND VILLÁNY ANHAND DER DIASTROPHISCHEN ANSCHAUUNG

P. KRIVÁN

Geologisches Institut der Eötvös-Universität, Budapest  
(Eingegangen 1. Oktober, 1959)

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Parallelisierung der Unterpleistozänbildungen von Villány und Paks, und die Vergleichung der Pleistozängliederung durch Biostratigraphie und Sedimentgeologie zwischen verschiedenen Gebieten im Allgemeinen ist ein alter Wunsch der ungarischen Pleistozänforschung. Obwohl die Wege einer solcher Parallelisierung meistens nur schwierig gangbar sind, ergab die Vergleichung der Pakser und Villányer Profile infolge der günstigen geologischen Gegebenheiten und der modernsten und gründlichsten geologischen Analysen an beiden Stellen konkrete Ergebnisse. Die genaue Bestimmung der stratigraphischen Position der unterpleistozänen Orogenphasen an beiden Stellen, sowie die Erkenntnis der Natur und Eigenart der Bewegungen gab uns den Schlüssel zur Parallelisierung beider Schichtreihen und bewies gleichzeitig die Richtigkeit der angewandten Verfahren bzw. ihrer Ergebnisse, die auf verschiedenen Wegen identische stratigraphische Feststellungen in den zwei Gebieten ergeben haben.

Die Ergebnisse können im folgenden summiert werden :

1. Die erste, mit Sicherheit feststellbare Orogenphase des Pleistozäns entfällt auf dem Beginn der Villányer Phase bzw. der Phase  $G_2$ . Diese Orogenbewegung hat eine, einer Dilatation in NS-Richtung entsprechende Horst- und Grabenstruktur zustande gebracht.

2. Die zweite Orogenphase des Pleistozäns fand an der Wende der Bihar- und Villányer Phase bzw. zu Beginn der  $M_{1\ skl}$ -Phase statt. Diese Phase ist durch Kompression in der Richtung N—S, und durch entsprechende gestaute Strukturen gekennzeichnet.

3. Das Alter der durch die erste Orogenphase noch berührten jüngsten Schicht im Pakser Pleistozän entspricht anhand der früher ausgeführten stratigraphischen Gliederung des Ziegelei-Profiles der Wende  $G_1$ — $G_2$ . Sie besteht aus Waldboden über Löß. In ihrem Liegenden kommt die erste sichere Spur der ältesten Lößbildung im Pakser Profil und gleichzeitig in ganz Mitteleuropa, des Lößes  $G_1$  vor.

4. Die zweite Orogenphase hat bereits die Schichtfolge  $G_2$ ,  $G_2$ — $M_{1\ r}$ ,  $M_{1\ kl}$ ,  $M_{1\ r}$  auch betroffen. Diese Schichtreihe kann mit der Schichtfolge von Villány, wie in der Tabelle im Text sichtbar, parallelisiert werden. Folglich ist eine der Lößbildung  $G_2$  entsprechende Bildung aus dem Villányer Gebirge bislang noch unbekannt: die durch Kretzoi in die Phase  $G$ — $M$  eingereichte rote Tonbildung entspricht in Paks einer Bodenbildung ( $G_2$ — $M_{1\ r}$ ), die Erosionsphase  $M_{1a}$  dem Schluß der Bodenbildung ( $M_{1\ kl}$ ), und die Bildung des Lößtegles  $M_{1b}$  der Lößbildung ( $M_{1a}$ ). Die in Klammern gesetzten Bezeichnungen zeigen Verfassers stratigraphische Stellungnahme an.

5. Die Bihar-Phase endet mit der Entwicklung der Lößschicht  $M_{2b}$  von Villány. Die Pakser Schlußbildung der Bihar-Phase ist gleichfalls Löß. Sein Alter ist von mir in  $M_{1\beta}$  festgesetzt worden. Folglich sind die Bezeichnungen  $M_{2b}$  und  $M_{1\beta}$  synonym.

6. Die strukturellen Verhältnisse des durch die Aufschlüsse bei der Bencze-Kneipe und bei der Eisenbahnstation nach N und S ergänzten Pakser Fundamentalprofils (Ziegelei-Profil) sind in Fig. 12. sichtbar.

7. Die in unseren Untersuchungen angewandte diastrophische Anschauung ist nicht nur ein Werkzeug der Parallelisierung entfernter Pleistozänbildungen, sondern auch anwendbar zu einer Kontrolle und gegenseitigen Ergänzung der auf verschiedenen Wegen abgeleiteten Systeme der Pleistozänstratigraphie.



8. In erster Annäherung lassen sich die in beiden Gebieten bemerkbaren Orogenphasen mit den alt- und jungwalachischen Phasen vergleichen. Die Klärung dieser Frage birgt den Keim einer Fernparallelisierung der mitteleuropäischen Pleistozänreihen.

9. Obwohl wir die Beweisung der Theorie von Milanković und Bacsák nicht im entferntesten angestrebt haben, müssen wir feststellen, daß sich das chronologische System der Genannten — bei der von mir angewandten Methode der Parallelisierung der gegenseitig konformen Serien, und bei der Betonung der gegenseitigen Unabhängigkeit — als gut anwendbar erwies. Es wäre höchste Zeit, daß die Vertreter des negativen Widerspruchs einmal ihren eigenen Standpunkt revidieren, und nicht nur die scheinbar widersprechenden Angaben sammeln, sondern auch das Werk von Bacsák studieren würden, da sich doch letzterer seit zwei Jahrzehnten gegen die Anwendung in der stratigraphischen Gliederung der von den Opponenten als Zielpunkt ausgewählten Strahlungskurve wehrt. Was nun die entscheidende Bedeutung der  $C^{14}$ -Angaben betrifft, so besteht ein Widerspruch zwischen den beiden Systemen absoluter Chronologie nur dann, falls wir die Strahlungskurve als Vergleichungsgrundlage nehmen, und hauptsächlich, falls man die rasch ansteigende Ungenauigkeit der  $C^{14}$ -Angaben über fünfzehntausend Jahre zu Ungunsten des Milanković-Systems wertet.

Da die Besprechung dieser Probleme gegenwärtig zur Aktualität heranreife, wollen wir demnächst die Position und Wertung des Milanković-Systems in einer zusammenfassenden Studie erörtern.

Durch diese Schrift geht ein alter Wunsch in Erfüllung. Verfasser hat darin die Parallelisierung der durch Säugetierfaunen gekennzeichneten und gegliederten Unterpleistozänbildungen von Villány und des Säugetierreste nur vereinzelt enthaltenden, höchstens nur malakologisch gekennzeichneten Pakser klassischen Pleistozänprofils unternommen. Begründet war dies Unternehmen auf die fünf Jahre vorher publizierte Pakser Monographie (14) und die kurz nachher erschienene großzügige Villány-Arbeit von M. Kretzoi (13). Der Schlüssel zur Lösung der Aufgabe ist uns durch das eingehende Studium des Pakser Autobahneinschnittes in die Hand gegeben worden.

### Die Entstehung des Pakser Autobahneinschnittes bei der Eisenbahnstation

Es mußten zur Gelegenheit der Konstruktion der Autobahn Nr. 6., Budapest—Pécs, im Abschnitt Dunakömlöd—Paks, gegenüber der Eisenbahnstation Paks (106,561—106,730 km) in 1952 Untersuchungen betreffs der Böschungsbeständigkeit vorgenommen werden. Die Stabilität der sich über die Autobahn erhebenden Lößklippe durch Wassersättigung ist nämlich derart beeinträchtigt worden, daß Hangrutschungen zu befürchten waren. Zur Behebung der Gefahr hat F. Papfalvy (18) die Ausbildung einer durch Terrassen gegliederten Böschung vorgeschlagen mit einem Böschungswinkel von  $40^\circ$ , bei einem Sicherheitskoeffizienten von 1,2. Er hat seine Meinung auf die bodenmechanische Untersuchung der durch ihn ausgesteckten vier Bohrungen basiert. Da meine Untersuchungen über das Pakser Pleistozän-Grundprofil zu dieser Zeit gerade im Gange waren, hat F. Papfalvy die Ergebnisse seiner bodenmechanischen Untersuchungen sowie auch die Bohrproben mir freundschaftlich zur Verfügung gestellt.

Teilweise ist die Lößklippe bei der Eisenbahnstation von Paks bereits vor den Untersuchungen von Papfalvy abgeschnitten worden. Aus einer der Schichten, des derart entstandenen Aufschlusses ging der berühmte, viele Debatten erregende fossile Säugetierfund von P. Stefanovits



hervor (14, Fig. 5), dessen Fundschicht bereits zur Gelegenheit der Arbeiten über das Pakser Pleistozän-Fundamentalprofil (des weiteren: Ziegelei-Profil) mit der dortigen entsprechenden Schicht parallelisiert wurde.

Wie bereits in der Einführung erwähnt, ist der Schlüssel der Parallelisierung der Pakser und Villányer Unterpleistozän-Profile das Profil bei der Pakser Eisenbahnstation: um jedoch diesen Schlüssel mit Nutzen anwenden zu können, müssen wir das Profil bei der Eisenbahnstation mit dem der Ziegelei parallelisieren.

### Zusammenhang der Pakser Lößprofile bei der Eisenbahnstation und in der Ziegelei

Das Ziegelei-Profil von Paks, von internationalem Ruhm und Bedeutung, ist das wichtigste Pleistozän-Fundamentalprofil in Mitteleuropa. Laut unserer gegenwärtigen Kenntnisse ist es das vollständigste äolische Profil des mitteleuropäischen Pleistozäns. Die nahezu 60 m mächtige Pleistozän-Serie umfaßt die Zeit von der Günz-Mindel-Interglaziale bis zum Ende der Würmvereisung.

Es sollte m. E. zum Typusprofil des mitteleuropäischen Pleistozäns erklärt werden, u. zw. neben der lückenlosen Serie seiner, die aufeinanderfolgenden Phasen des Pleistozäns repräsentierenden Schichten, und der daraus folgenden Sicherheit der stratigraphischen Deutung, auch wegen seiner umfassenden sedimentgeologisch-stratigraphischen Bearbeitung und Synthese (14).

Als Ergebnis meiner in 1954 abgeschlossenen Untersuchungen habe ich die bislang von mehreren Verfassern für Günz gehaltenen (24, 4, 8, 1, 31) Schichten für jünger erklärt, und die bis dorthin betonte Vollständigkeit der Schichtfolge in der Ziegelei auf die Zeitspanne zwischen der Interglaziale Günz-Mindel und Ende Pleistozän beschränkt (14). Daß die nach meiner Auffassung vorgenommene stratigraphische Gliederung des Ziegelei-Profiles der Wahrheit entsprechen dürfte, wurde unterstützt dadurch, daß im Aufschluß bei der Eisenbahnstation unter der untersten, altmindelischen Lößschicht der Ziegelei noch zwei weitere, vermutlich den beiden Günz-Vereisungsphasen entsprechende Lößschichten zum Vorschein kamen. Damit haben wir die untere Grenze der Pleistozänserie erreicht, da unter diesen Schichten bereits präpleistozäne (Prägünz-) Süßwassertone liegen (Fig. 2).

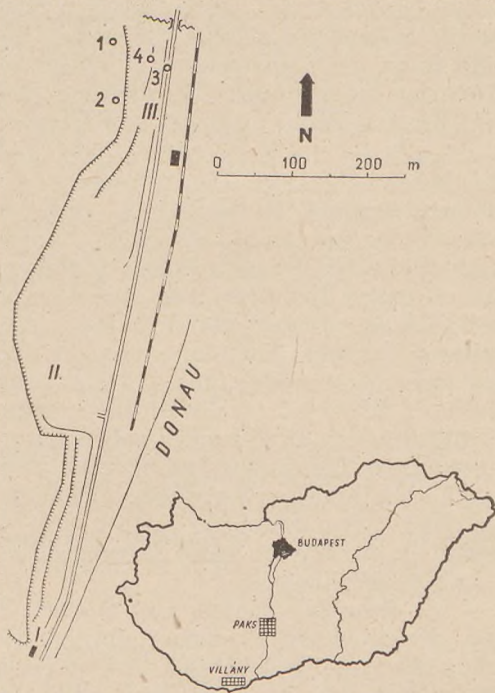


Fig. 1. Grundriss der Aufschlüsse von Paks. I. Aufschluß bei der Bencze—Kneipe, II. in der Ziegelei, III. bei der Eisenbahnstation. 1—4: Die Bohrungen bei der Eisenbahnstation



Obwohl der Aufschluß bei der Eisenbahnstation zur Zeit meiner Untersuchungen in der Ziegelei hergestellt wurde, geriet seine Bearbeitung teils wegen der bedeutenden Zeitanprüche der Materialbearbeitung, teils wegen prinzipieller Erwägungen in den Hintergrund. Die Meinungsverschiedenheiten bezüglich der chronologischen Gliederung und Einfügung des Ziegelei-Profils erforderten nämlich in erster Reihe die Klärung der Lage, die Abschließung der Debatten. Das wurde bezweckt durch meine mit modernen Methoden durchgeführte Bearbeitung, deren Beschreibung auch die Bewertung der früheren Beobachtungen und Untersuchungsergebnisse enthielt.

Ich habe die Sicherheit meiner stratigraphischen Stellungnahme durch den bohrprofilartigen Darstellungsstil des zusammenfassenden Profils in der Monographie (14, Beilage Nr. 3.) zu betonen gewünscht. Die längsprofilartige Darstellung des im N—S-Streichen aufgeschlossenen Ziegelei-Profils und die Andeutung der chronologischen Stellungnahme in dieses Profil, hätte nämlich nur zu neuen Debatten über die Richtigkeit der chronologischen Einfügung und der Gliederung geführt. Diese Debatten sind hervorgerufen worden dadurch, daß das Auftreten äolischer Ablagerung und Abtragung nebeneinander eine allgemeinbekannte Erfahrungstatsache ist, sodaß die Verbindung äolischer Schichten im Profil die Synchronisierung von zeitlich nicht zusammengehörenden Bildungen ergeben kann. Obwohl die Abtragungs- und Ablagerungserscheinungen auf dem Festland tatsächlich eng miteinander verbunden sind, müssen wir dieses Bedenken besonders im Falle von Lößschichten als übertrieben ansehen; jedoch war dieser Umstand doch ein Argument gegen die Mitteilung eines Längsprofils der gut verfolgbareren Schichten des Ziegelei-Aufschlusses.

Ich wünschte das oben formulierte Bedenken schon *ab ovo* zu entkräften, deshalb habe ich meine eingehenden Sedimentuntersuchungen an zweifellos übereinanderliegenden Proben entlang von Vertikalprofilen angeführt. Aus dieser Art der Sammlung ergab sich von selbst eine bohrprofilartige zusammenfassende Darstellung.

Es wäre jedoch falsch, anhand der Besprochenen anzunehmen, daß ich bei der Begründung meines Standpunktes in beschränkter Weise nur die Untersuchungsergebnisse am „Bohrprofil“ herangezogen habe. Bei der Formulierung meiner Feststellungen habe ich alle vorangehende Beobachtungen, Untersuchungsergebnisse, die Angaben meiner eigenen Untersuchungen sowie die anderswo im Ziegelei-Profil erzielten Befunde bearbeitet und, falls notwendig, auch die Erfahrungen aus dem S vom Ziegelei-Profil liegenden Aufschluß der Benzke-Kneipe und aus dem nördliche gelegenen Aufschluß bei der Eisenbahnstation in Betracht genommen (14).

Die Herstellung der Verbindung mit dem Profil bei der Eisenbahnstation war schon deshalb notwendig, um das entscheidende Argument des unterpleistozänen Säugetierfundes von *Stefanovits* gegen diejenige Geologen in den Kampf führen zu können, die den Pakser äolischen Komplex samt und sonders in die Würmstufe einzureihen wünschten (27).

Da die Aufschlüsse in der Ziegelei und bei der Eisenbahnstation einander naheliegen (14, Fig. 5), und da die Schichten zwischen beiden entlang dem dazwischenfallenden Teil des Steilhanges ziemlich gut verfolgt werden können, konnte ich die Schichttreihen der beiden Aufschlüsse ohne weitere Hilfsannahmen parallelisieren. Damit ist die stratigraphische Lage des Profils bei der Eisenbahnstation bereits gegeben. Obwohl die Zusammenhänge der beiden



Aufschlüsse auf der Oberfläche ziemlich gut verfolgbar sind, habe ich bei der Parallelisierung der beiden Aufschlüsse auch die sichtbaren Zusammenhänge besonders scharf kontrolliert und dabei den Sedimentanalysergebnissen der über und unter dem Aufschluß bei der Eisenbahnstation durchteuften Bohrungen besonderes Augenmerk gewidmet.

Nördlich von der Ziegelei steigen die Schichten sanft an. Folglich läuft das nach dem Aufschluß bei der Eisenbahnstation hin verlängerte Ziegelei-Profil dem „Einfallen“ entgegen, sodaß im Aufschluß bei der Eisenbahnstation bereits die älteren Pleistozänglieder zutage treten, wogegen die Ablagerungen der würmischen Phase infolge ihrer herausgehobenen Lage größtenteils abgetragen worden sind (Fig. 2). Die oben und unten durch Bohrangaben ergänzte Schichtreihe des Aufschlusses bei der Eisenbahnstation illustriert vom präglazialen Süßwasserton bis zum Anfang der Würm-Glaziale in kontinuierlicher Reihe die Ereignisse besonders der großen Glazialen.

Bei der stratigraphischen Einfügung des Ziegelei-Profiles haben wir da Prinzip der chronologischen Parallelisierung gegenseitig konformer Sequenzen angewandt. Das benötigte zwei Grundlagen: 1. Die Kenntnis der paläoklimatologischen Wandlungen im Pleistozän als chronologisches Etalon, 2. die Klärung der Natur und Reihenfolge der klimatischen Wandlungen in der Schichtreihe des Profils.

Da die erste Bedingung nicht zu befriedigen war, weil es wegen der größten Vollständigkeit des Pakser Profils in ganz Mitteleuropa an einem induktiven, auf Grund von Klimaveränderungen konstruierten Chronologie-Etalon mangelte, mußte ich notwendigerweise das durch Deduktion gewonnene, bislang feinste klimageschichtliche System des Pleistozäns, das von Milanković und Bacsák anwenden. Vorhergehend mußte ich jedoch die geologische Deutung dieses Systems ausführen (14).

Diese deduktive Tätigkeit führte zu einer gewissen Erkenntnis der Klimaverhältnisse im mitteleuropäischen Pleistozän. Da jedoch diese Tätigkeit nicht ohne kritische Betrachtungen und Zusammenschau der betreffenden Angaben vor sich ging, habe ich das aus dem Milanković—Bacsák-System entwickelte klimageschichtliche Etalon erst *nach* der induktiven, traditionell-geologischen Bearbeitung der untersuchten Schichtreihe und *nach* der Bestimmung der Natur und Reihenfolge der in den Schichten sich spiegelnden klimageschichtlichen Geschehnisse angewandt.

Es muß immerhin betont werden, daß sich das System von Milanković—Bacsák bei der chronologischen Vergleichung als gut anwendbar erwies, jedoch auch, daß ich, der Fehler meiner Vorfahren bewußt, nicht unbedingt alles in das Profil hineinschauen wollte, was das Milanković-System „vorschreibt“. Es ist nämlich meine Überzeugung, daß das Bestreben zur Beweisung der Theorie von Seiten der Geologen — in einer Zeit, wo man noch überhaupt nicht wußte, in welcher Hinsicht man der Milanković-Theorie „helfen“ soll — der Theorie mehr geschadet hat, als die ganze Menge der C<sup>14</sup>-Angaben, da die Parallelisierung der letzteren mit dem chronologischen Etalon von Milanković—Bacsák gar nicht so große Schwierigkeiten bereitet, wie es manche haben wollen. Ich bin des weiteren überzeugt, daß die Berechnungen von Clemence und die dadurch beanspruchte Revision nicht nur das Wesen der Theorie nicht berühren werden, sondern sogar die Stabilität der Theorien von Milanković und Bacsák weitgehend fördern werden.



Das Prinzip der chronologischen Parallelisierung gegenseitig konformer Sequenzen ist an sich nichts neues. Es wird seit langem in der Varvenchronologie und in der Dendrochronologie mit Erfolg angewandt. Neuestens ist es von E. Neubrandt—Végh (29) zur Parallelisierung von Obertriasbildungen herangezogen worden.

Nach alledem werde ich selbstredend mit den chronologischen Angaben des Ziegelei-Profiles auch die dort entwickelte Nomenklatur übernehmen. Die Unterscheidung von eisbildenden („kryophilen“) und eisfressenden („kryophoben“), sowie teilweise eiserstörenden („semikryophoben“) und teilweise eisbildenden („semikryophilen“) Phasen, sowie die Betonung der Notwendigkeit ihrer Erkennung ist jedenfalls berechtigt, da doch die Untersuchungen in der Ziegelei die Erkennung, bzw. die Möglichkeit der Erkennung der genannten Phasen bereits bewiesen haben.

Die Möglichkeit der Nachweisung von „kryophilen“, eisbildenden Phasen hat bereits M. Staub (25) im Zusammenhang mit der paläoklimatologischen Deutung der Flora von *Felek* gezeigt, in einer ebenso empirischen Weise wie mir im Aufschluß der Ziegelei die Nachweisung noch weiterer eiserstörender und teilweise eiserstörender bzw. teilweise eisbildenden Phasen gelang. Dabei sind die Erkenntnisse von M. Staub durch keinerlei Bestrebungen zu einer Rechtfertigung irgend eines Systems suggeriert worden; er hat nicht im vornherein gewußt, was er finden wollte; und doch war das Ergebnis das Auffinden des Köppen-schen Prinzips, nämlich daß zur Entstehung der Vereisungen nicht eine allgemeine Abkühlung, sondern vielmehr eine ausgeglichene Temperaturverteilung, die Zugegenheit niederschlagsreicher kühler Sommer und milder Winter notwendig ist. Dieses Prinzip ist jedoch von Staub so früh formuliert worden, daß er auf taube Ohren stieß, sodaß Köppen auf einem grundverschiedenen Wege, durch klimatologische Erfahrungen und Erwägungen zu derselben Folgerung gelangen mußte. Es ist nicht notwendig zu betonen, daß Köppen nichts über das empirische Erkenntnis von Staub wußte, obwohl man vier Jahrzehnte vorher die Quartärliteratur noch zu überblicken fähig war.

Der Umstand, daß ich sechs Jahrzehnte nach den Forschungen von Staub bereits bewußt die Unterscheidung nicht nur der vereisten und eisfreien, sondern auch der eisbildenden und eiserstörenden Phasen anstrebe, bedeutet keinesfalls, daß meine Ergebnisse aus der Milanković—Bacsák-Theorie fließen, wie weit auch diese die klimatologisch einheitliche Erklärung der Entstehung und des Verfalls der Glazialen fördern mochte. Daß ich die obige Nomenklatur zum ersten Male bei der geologischen Deutung der Milanković—Bacsák-Theorie anwendete, geschah darum, weil ich die Parallelisierung des deduktiven und induktiven Systems durch eine identische Nomenklatur zu erleichtern bzw. ermöglichen wünschte: ich wollte nämlich die Deduktion zu einem Grade führen, wo sie sich bereits mit der Induktion berührt. Mit anderen Worten wollte ich damit die Sprache der Möglichkeit und der Wirklichkeit auf einen gemeinsamen Nenner bringen.

Das in der Monographie mitgeteilte System der Pleistozängliederung ist nur insofern abgeändert worden, daß die Zweiteilung der Vereisungsphasen der Mindel<sub>1</sub>, Riß<sub>1</sub> und Würm<sub>1</sub> die dort festgestellt wurde, hier schon durch die Bezeichnungen M<sub>1α</sub>, M<sub>1β</sub>, R<sub>1α</sub>, R<sub>1β</sub>, W<sub>1α</sub>, W<sub>1β</sub> betont worden ist. Weitere Abkürzungen: PG: Prägünz; G: Günz-, M: Mindel-, R: Riß-, W: Würmphase, kl: Kryophil, skl: Semikryophil, tu: Tundraphase.







Die stratigraphische Gliederung des Eisenbahn-Aufschlusses ist aus Fig. 2 ersichtlich.

Das zusammenfassende sedimentgeologische Profil der vier Bohrungen, anhand deren das Profil bei der Eisenbahnstation (Fig. 3—6) konstruiert wurde, ist entsprechend der in der Monographie angewandten Methodik zusammengestellt worden. Es sind daraus die detaillierte petrographische Aufbauung, die Korngrößenverteilung, und die daraus folgenden Eigenschaften der Ablagerungen ablesbar. Da die Schichtreihen durchwegs aus dem Gesichtspunkte der Vereisung betrachtet worden sind, und auch dabei die uns nächstgelegene, bestbekannte Glaziale der Würm als Grundlage gewählt wurde, bin ich bei der Bestimmung der Korngrößengrenzen aus den Eigenschaften des Lösses, und zwar des würmischen Lösses im Ziegelei-Profil ausgegangen.

Die Korngrößengrenzen sind:  $D_1$ :  $< 0,02$ ,  $D_2$ :  $0,02-0,05$ ,  $D_3$ :  $0,05-0,1$ ,  $D_4$ :  $> 0,1$  mm  $\varnothing$ . Unter  $D_1$ , wird der Anteil der Fraktion  $< 0,02$  mm  $\varnothing$  über 26% verstanden. Ihre Unterscheidung wird durch den durchschnittlichen Pelitgehalt von 26% des würmischen Lößkomplexes in der Ziegelei begründet.

$D_2 + D_3$  ist die kennzeichnende Stammfraktion des Lösses, worin im allgemeinen  $D_2$  größer ist als  $D_3$ . Der Durchschnittswert von  $D_2/D_3$  ist meistens über 1,4—1,5, mit einer oberen Grenze um 4. Die Zunahme der Fraktion  $D_3$  kann den Wert des Bruches bis 0,7 herabdrücken, jedoch ist das ein Sonderfall, der das Ende oder den Beginn einer Lößbildung kennzeichnet. Da das äolische Schwebungsvermögen der Körnchen über 0,05 mm  $\varnothing$  rasch abnimmt, zeigt das Vordringen der Fraktion  $D_3$  in einem Sediment von äolischer Genetik die stärkere Strömung des ablagernden Mediums, des Windes, sowie den Umstand, daß die zu der Ablagerung der feineren Fraktionen notwendige Windstille nur selten eintrat bzw. nicht lange dauerte.

Das Verhältnis  $D_2 + D_3/D_1$  kennzeichnet die entgegengesetzte Lage. Sein Wert schwankt im Würmlöß der Ziegelei zwischen 2 und 3, sinkt jedoch im Riß-Komplex bis 1 herab. Daraus haben wir im Falle der Rißperiode auf eine langdauernde Windstille, die die wiederkehrende Staubbeförderung gesetzmäßig begleitet und zu einer vollkommenen Reinigung der Atmosphäre führt, geschlossen. Da die epigenetischen Vorgänge (Bodenbildung usw.) die Fraktion  $D_1$  außergewöhnlich anreichern und dadurch den Wert des obigen Verhältnisses vermindern können, habe ich in meinen Folgerungen über Lößbildung den Prozessen der Verwitterung besonderes Augenmerk gewidmet.

Die Sortierung ist durch den Quotienten der Quartilwerte  $\left( S = \frac{Q_{75}}{Q_{25}} \right)$  und durch die Höhen der Maxima der Kornverteilungskurven gekennzeichnet worden. Zur Charakterisierung der schlechten Sortierung habe ich die Nebenmaxima der Kornverteilungskurven herangezogen, da eine schlechte Sortierung durch die vorangehenden beiden Angaben nicht immer zur Genüge gekennzeichnet wird. Die vorherrschende Windgeschwindigkeit und deren Stabilität kann aus der Lage bzw. der Stabilität des Verteilungshöchstwertes, ihre Schwankung aus der Schwankung der Lage des Höchstwertes bzw. aus der Erscheinung von Nebenmaxima ergründet werden.

Die Nebenmaxima der Kategorie  $D_1$  können auch durch Prozesse der Verwitterung entstanden sein, jedoch können diese Prozesse leicht erkannt werden.



# 1 Bohrung

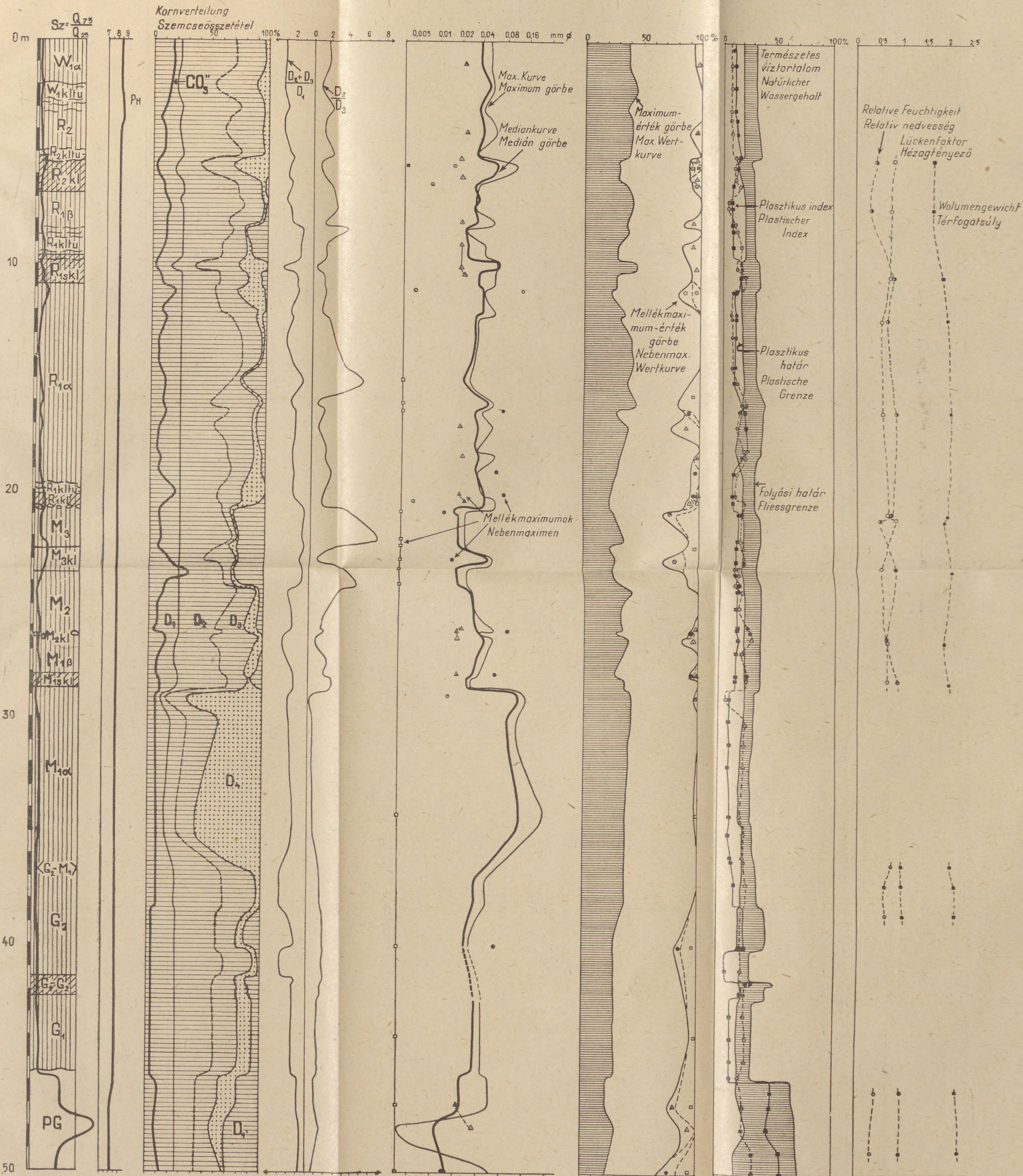
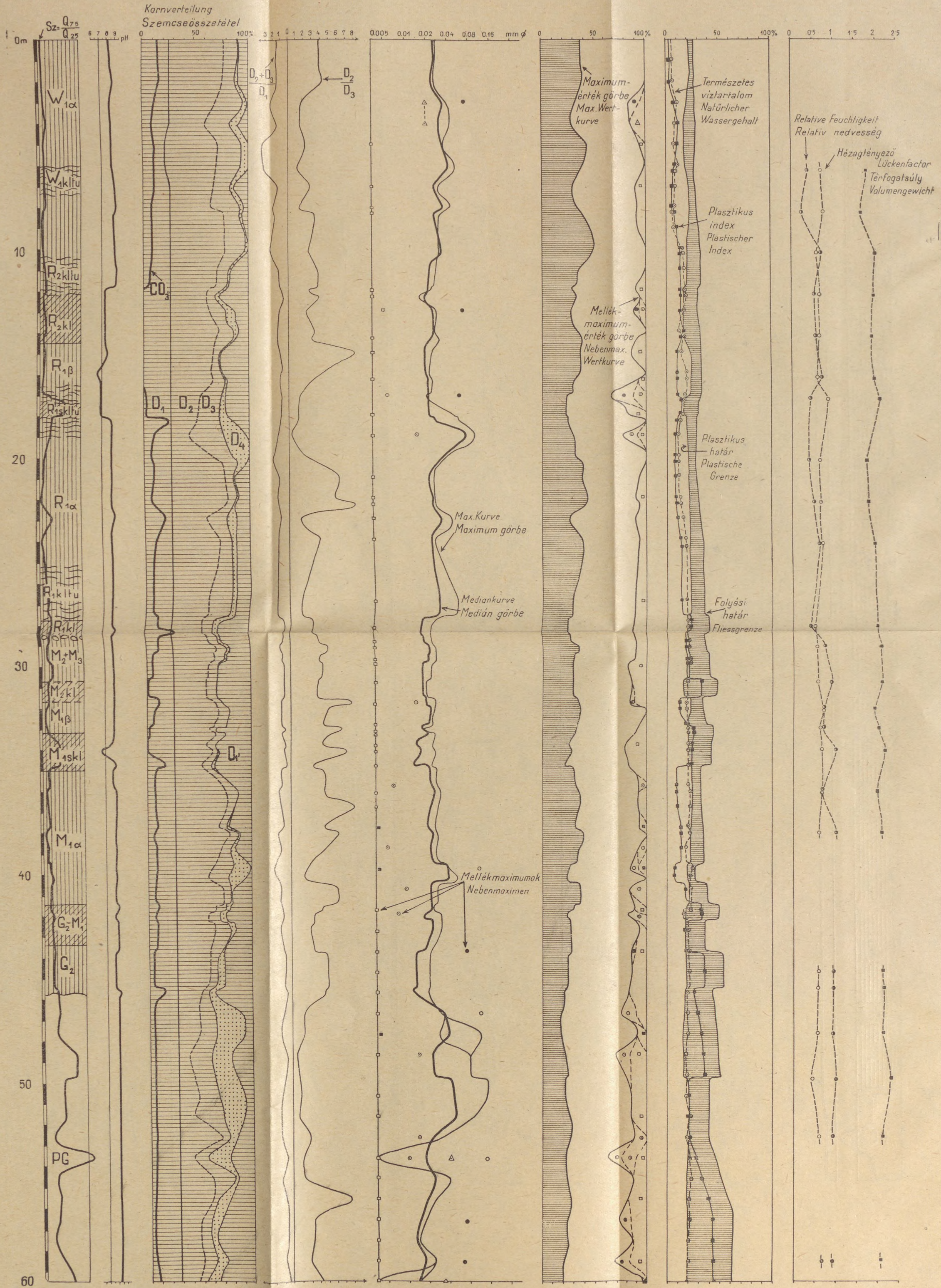


Fig. 3.



# 2 Bohrung





### 3 Bohrung

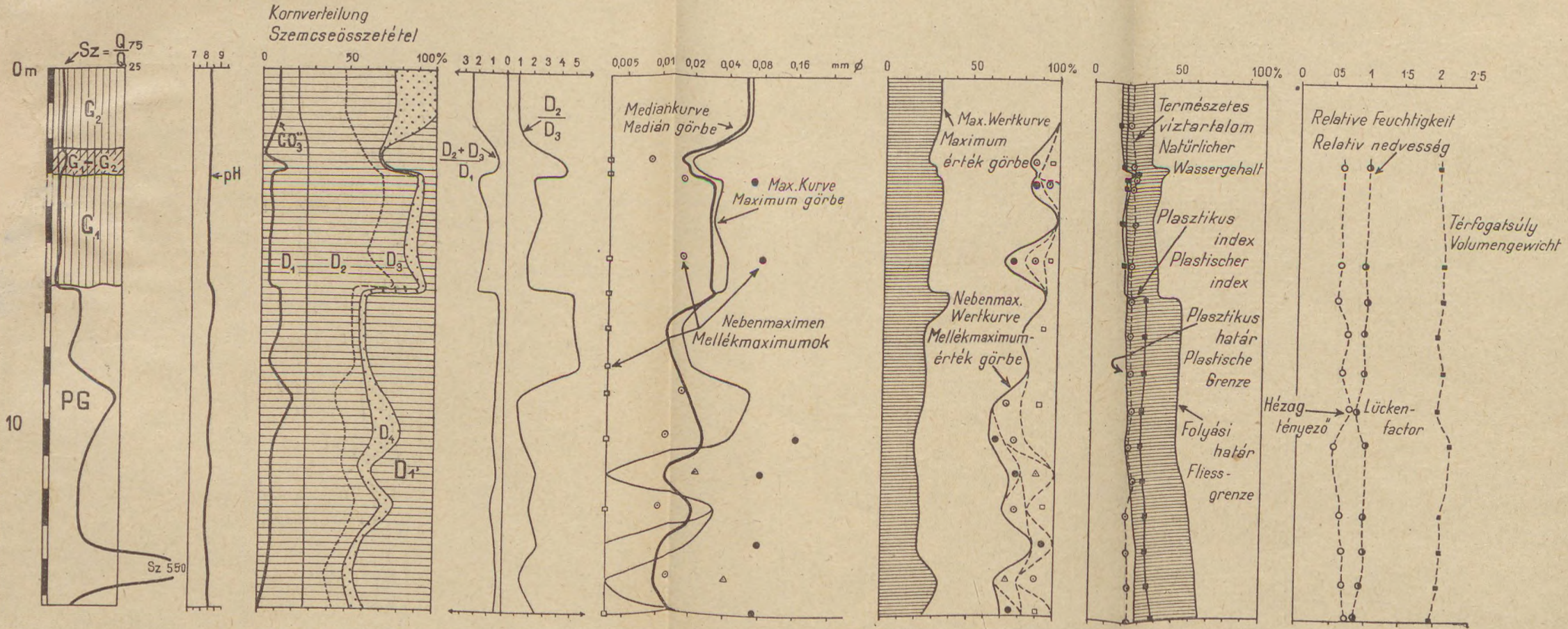


Fig. 5.







Das bodenmechanische Profil leistete bei der Erkennung der stofflichen Veränderungen im Profil eine willkommene Hilfe.

In den Bohrprofilen des Aufschlusses bei der Eisenbahnstation weisen die Sedimentanalysergebnisse einer und derselben Schicht eine gewisse Streuung auf. Dieser Umstand wird nicht so sehr durch die Veränderungen der Konsistenz im horizontalen Sinne erklärt, als durch die Methodik der Probeentnahme, die nicht ein kontinuierliches Profil anstrebte, und meistens die makroskopisch wahrnehmbaren Veränderungen vor Augen hielt.

### Die Prägünz-Günzschichten des Profils bei der Eisenbahnstation und ihre Bedeutung

Die älteste Lößschicht im Ziegelei-Profil ist auf  $M_{1a}$  datiert worden. Dagegen fanden sich unter dem fossilen Boden im Liegenden der Lößschicht  $M_{1a}$  im Aufschluß bei der Eisenbahnstation noch zwei weitere Lößschichten, die voneinander durch eine Lage von fossilem Boden getrennt werden. Bohrungen 1, 3, 4 haben alle beide Lößschichten durchteuft, wogegen Nr. 2. nur die obere vorfand.

Anhand ihrer Lagerung gehören die beiden untersten Lößschichten chronologisch in die Günz<sub>1</sub>-, bzw. Günz<sub>2</sub>-Phasen. In ihrem Liegenden befindet sich ein ziemlich eintöniger Tonkomplex.

Die sedimentologischen Eigenschaften des liegenden Tonkomplexes sind an den Bohrungsproben der Bohrungen 1, 2 und 3 studiert worden. Der Ton tritt nicht zutage; er ist dem Niveau der Autobahn (96,9 m ü. d. Adria) in Bohrung 2. am nächsten.

Um die Veränderungen der ablagernden Prozesse und gleichzeitig der klimatischen Erscheinungen verfolgen zu können, hat sich früher die diagrammatische Darstellung der Korngrößenverteilungen der aufeinanderfolgenden Bohrproben (14, Fig. 4—9, 11) als zweckmäßig erwiesen. Da wir im gegebenen Falle die Ablagerungsverhältnisse und klimatische Eigenschaften des frühen Unterpleistozäns zu erkennen wünschen, haben wir die unter-

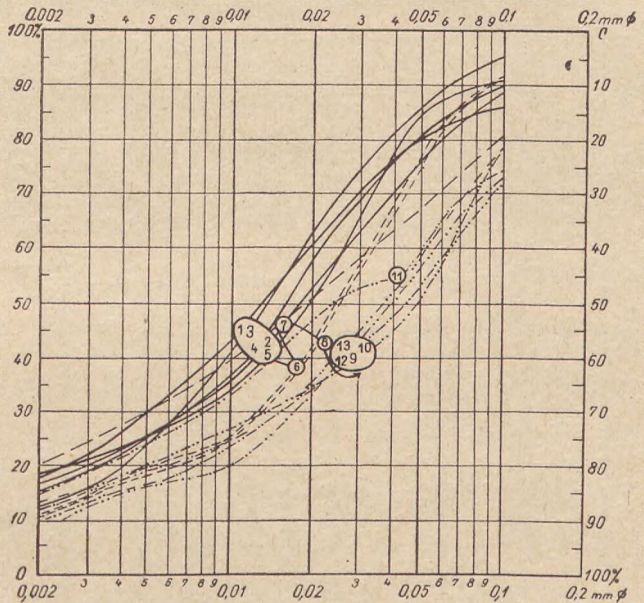


Fig. 7. Korngrößenverteilungskurven der prägünzischen Tonserie in der Bohrung 2. (1—13: 60,0—47,0 m). Die Numerierung der Proben erfolgte in stratigraphischer Reihenfolge. Der Pfeil zeigt die Richtung der Ablagerungsveränderungen an



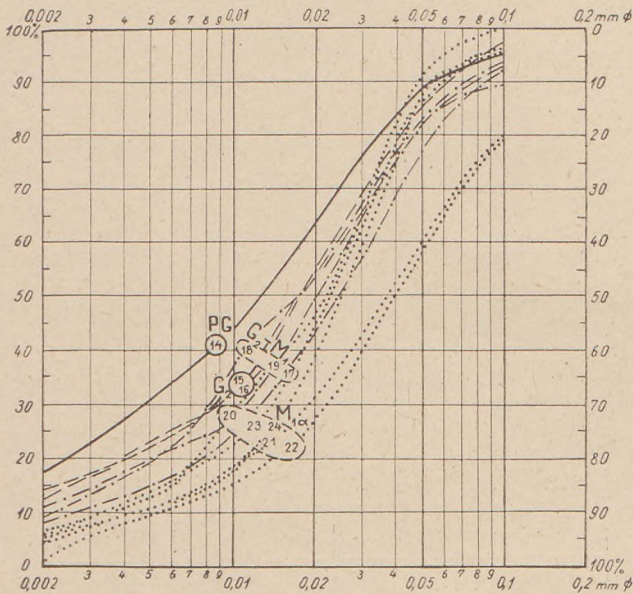


Fig. 8. Korngrößenverteilungskurven der Günz- und Altmindel-Bildungen in Bohrung 2. Numerierung der Proben fortlaufend (14—24 : 46,0—38,3 m). Das Diagramm zeigt die Sedimentierung zwischen beiden Orogenphasen an

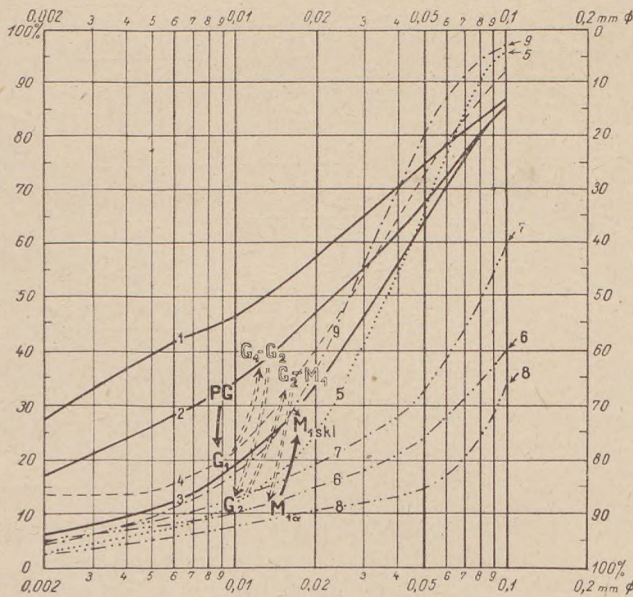


Fig. 9. Korngrößenverteilungskurven der Günz- und Altmindel-Bildungen in Bohrung 1. (1—9: 48,0—28,0 m). Das Diagramm deutet die Veränderungen der Ablagerung vor der zweiten Orogenphase an

ren Abschnitte der einzelnen Bohrprofile in ähnlicher Weise dargestellt (Fig. 7—11).

Der liegende Ton ist ein graues, Kalkkonkretionen mit Trocknungsrissen enthaltendes, bis zur aufgeschlossenen Teufe recht eintöniges klastisches Sediment. Geologisch ist es ein Tonstein, Pelit, anhand seiner Kornverteilung ein Übergangssediment, die neben der tonigen Fraktion ( $< 0,002 \text{ mm } \phi$ ) auch bedeutende Mengen von Schluff ( $0,002—0,02 \text{ mm } \phi$ ) und Feinsand ( $0,02—0,1 \text{ mm } \phi$ ) enthält. Dementsprechend sind die Kumulativkurven flach, die Sortierung schlecht.

Das Alter dieser Ablagerung ist anhand ihrer Position zweifellos präpleistozän, prägünz. Fazial ist sie, soweit man aus den petrographischen Eigenschaften bestimmen kann, lakustrisch. Der Umstand, daß die Günzschichten ohne eine bedeutendere wahrnehmbare Diskordanz über dem Ton lagern, zeugt davon, daß die lakustrische Ablagerung nicht lange vor dem Beginn des Pleistozäns zu Ende ging.

Die oberpannonische Stufe kommt



in Liegenden des Ziegelei-Profils und weiter südlich in Aufschluß bei der Benze-Kneipe in sandiger Fazies vor. Die kleine Entfernung zwischen den Aufschlüssen der Eisenbahnstation und der Ziegelei sowie der große lithologische Unterschied verbietet es, die oberpannonische sandige Entwicklung und den Ton bei der Eisenbahnstation als heteropische Fazies anzusehen, obwohl sich der Tonkomplex nach dem Süden nicht fortsetzt, und die Bohrungen bei der Eisenbahnstation den oberpannonischen Sand selbst nach 15 m Vordringen im Ton nicht erreicht haben. Da in den Gebieten S von der Eisenbahnstation über dem oberpannonischen Sand unmittelbar die höheren Pleistozänglieder (Günz-Mindel bzw. Mindel-Riß) liegen, ist es zu vermuten, daß sich der Tonkomplex auch südlich von der Station entwickelte, nachher jedoch der pleistozänen Abtragung anheimfiel.

Obwohl gegenwärtig das Alter des liegenden Tones im Aufschluß bei der Eisenbahnstation nicht genau angegeben werden kann, ist es nicht mehr anzuzweifeln, daß seine

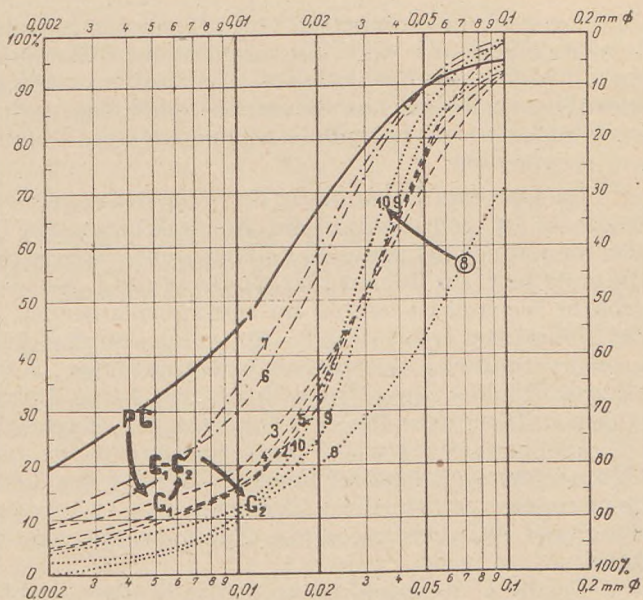


Fig. 10. Korngrößenverteilungskurven der Günzschichten in Bohrung 3. (1—8: 7,2—1,2 m). Proben 9 und 10 stellen das Schlußglied von  $G_2$  aus Bohrung 4. dar und sind zur Ergänzung der günzischen Sedimentierungsgeschehens angeführt

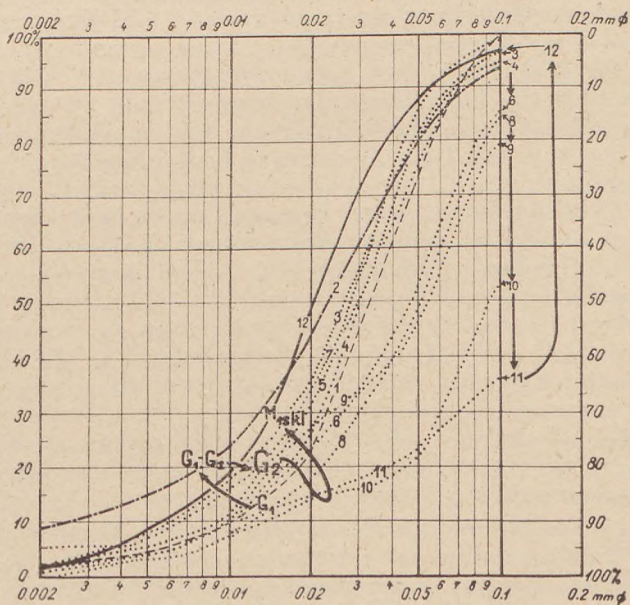


Fig. 11. Veränderungen im Gange der Ablagerung laut Untersuchungen an Bohrproben der Bohrung 4, zwischen  $G_1$ — $G_2$  und  $M_{1skl}$  (1—12: 20,15—11,30 m)



Bildung postoberpannonisch und präpleistozän war. Er konnte sich vielleicht kontinuierlich aus dem oberpannonischen Sandkomplex entwickelt haben, und folglich das Schlußglied der Sedimentierung aus dem zunehmend versüßten pannonischen Binnensee darstellen, jedoch ist das augenblicklich noch zu beweisen. Deshalb bezeichne ich diese Bildung bis auf neuere Angaben als prägünzisch.

Da hier eine Behandlung der Unterteilungsfragen des Spätpliozäns nicht bezweckt ist, gehen wir zu der Kennzeichnung der Günzschichten über. Über den monotonen Schichten des lakustrischen Tones (Fig. 7) liegt scharf begrenzt die erste bzw. (in Bohrung Nr. 2) die zweite Lößschicht des Pleistozäns. Dieser scharfe Wechsel ist sowohl im zusammenfassenden sedimentologischen Profil der Bohrungen 1, 2, 3 (Fig. 3—5), als auch in den die Veränderungen der Korngrößenverteilung illustrierenden Diagrammen (Fig. 8—10) auffallend. Die Grenze Prägünz-Günz<sub>1</sub> ist in Bohrungen 1 und 3 studiert worden (Fig. 9, 10), wogegen die Grenze Prägünz-Günz<sub>2</sub> in Fig. 8 gezeigt wird.

Die gewählte Darstellungsweise spricht für sich. Die Lößschichten des Günz zeigen den kennzeichnenden Verlauf der Lößkurven, wogegen in der trennenden verwitterten Lößschicht ( $G_1-G_2$ ) infolge epigenetischer Tonbildung und -Konzentration die Zunahme der Fraktion  $D_1$  bemerkt werden kann.

Da die Probeentnahme in den Bohrungen nicht überall gleich dicht war, habe ich die Schicht  $G_2-M_1$  in der Bohrung Nr. 2 (Fig. 8), den Übergang in die Schicht  $M_{1a}$  in den Bohrungen 1, 2 und 4 (Fig. 9, 8, 11) und die Schicht  $M_{1skl}$  in den Bohrungen Nr. 1 und 4 (Fig. 9, 11) untersucht.

Die Kryonphasen  $G_1, G_2, M_{1a}$  ergaben kennzeichnende Lößkurven. In der  $M_{1a}$ , entsprechend der Lage in der Ziegelei, ist die Lößbildung bis zu der völligen Bedeckung der umgebenden  $G-M$ -Flugsandgebiete durch Löß durch verzerrte Kurven gekennzeichnet, die lössigem Flugsand, bzw. flugsandhaltigem Löß entsprechen, da in den Pausen der Lößbildung beweglicher Flugsand in die Lößgebiete eingblasen wurde. Später zeigen die Kurven jedoch bereits typische Lößbildung an, mit abnehmenden Anteilen von Flugsand (Fig. 8, 9, 11). Die vollkommene Bedeckung der umgebenden Flugsandgebiete fand nur zur Zeit der Bildung der  $M_{1skl}$ -Schicht statt. Ich möchte bemerken, daß ich im Laufe meiner Untersuchungen in der Ziegelei bei der Untersuchung der Phasen  $R_{1a}$  und  $W_{1a}$  vollkommen identische Umstände vorfand.

Die Bodenbildungsvorgänge der Phasen  $G_1-G_2, G_2-M_1, M_{1skl}$  haben zu der lehmigen Verwitterung der Lößoberflächen geführt, und dementsprechend haben sich die Veränderungen in der Korngrößenverteilung größtenteils auf die Kategorie  $D_1$  beschränkt (Fig. 8—11). Im durch Pfeile angedeuteten Verlauf der Ablagerung weisen die abnehmenden  $D_1$ -Werte auf eine Vereisung, die zunehmenden auf eisfreie Phasen hin. Die Bezeichnungen  $G_1-G_2$  und  $G_2-M_1$  enthalten selbstredend auch die den Vereisungen  $G_2$  bzw.  $M_1$  vorangehenden Kryophilphasen; die obige Anwendung der Bezeichnungen erfolgte nur der Einfachheit halber.

Die Erkenntnis der beiden unteren,  $G_1$ -bzw.  $G_2$ -Lößschichten und der damit verbundenen verwitterten Lösser der Phasen  $G_1-G_2$  und  $G_2-M_1$  hat die Wichtigkeit des zusammengefaßten Profils von Ziegelei und Eisenbahnstation erhöht. Die Auffindung dieser Schichten kann gewissermaßen als eine Rechtfertigung der Gliederung des Ziegelei-Profiles, des sog. Fundamentalprofils angesehen werden, falls wir vor der Bildung der untersten Lößschicht



im Aufschluß bei der Eisenbahnstation keine Phase der Lößbildung, keine Vereisung mehr erwarten. Unabhängig davon sind jedoch die beiden, auf die Kryonphasen  $G_1$  und  $G_2$  datierten Lößschichten des letzteren Aufschlusses die zweifellos ältesten Zeugen der mitteleuropäischen Lößbildung, anhand welcher die problematische Lößbildung in den beiden Günzer Kryonphasen als bewiesen gelten darf.

### Eigenschaften, Alter und Bedeutung der im Aufschluß bei der Eisenbahnstation nachweisbaren unterpleistozänen Orogenphasen

Bei der Konstruktion des Profils bei der Eisenbahnstation ist die Verbindung der Schichten nicht nur auf die Sedimentanalysen an den Bohrproben, sondern auch auf die Beobachtungen und Messungen im Aufschluß begründet worden. Die Konstruktion des Profils oberhalb der Schicht  $M_{1\ skl}$  bereitete keine besonderen Schwierigkeiten, umso mehr die Darstellung des älteren Profilverteiles, da über dem Bohrpunkt Nr. 3 die Spuren einer Hangrutschung zu erkennen waren, deren Achse senkrecht zu der Aufschlußebene lag (Fig. 2). Die Entstehung dieser Hangrutschung kann jedoch nur durch die Annahme einer jähen morphologischen Veränderung, einer tektonischen Treppe auf der vorliegenden  $M_{1\sigma}$ -Oberfläche, erklärt werden.

Es läßt sich anhand meiner Beobachtungen im Profil feststellen, daß die Oberflächen der Schichten, die nach dem  $M_{1\ skl}$  gebildet wurden, sanft nach S einfallen. Dagegen weist die Schicht  $M_{1\ skl}$  im nördlichen Teil des Aufschlusses ein entgegengesetztes Einfallen auf. Die Verbindung der noch älteren Schichten ergab jedoch wieder südliches Einfallen.

Der Umstand, daß das Einfallen auch im ältesten Profilverteil seine südliche Richtung und Winkel beibehält, und gleichzeitig innerhalb von 60 m (Bohrungen 2—3, Fig. 2) die zu erwartenden Schichten  $G_1$  und  $G_1-G_2$  ausbleiben (Bohrung Nr. 2), und die Bohrung anstatt ihrer bereits den Prägünz-Ton erreichte, deutet orogene Bewegungen an, im Laufe welcher es im Profil zu der Bildung von Horst- und Grabenstrukturen kam.

In Bohrung 2 liegt die Lößschicht  $G_2$  unmittelbar über dem Prägünz-Komplex, wogegen sie weiter nördlich in den anderen drei Bohrungen (Fig. 2) bereits über der Schicht  $G_1-G_2$  liegt. Da der im Süden des Profils bei der Eisenbahnstation konstruierte Horst durch die Lößschicht  $G_2$  bedeckt wird, mußte sich die Bewegung zwischen den Phasen  $G_1-G_2$  bzw.  $G_2$  oder genauer, *unmittelbar vor dem Beginn der Lößbildung*  $G_2$  abgespielt haben. Das wird auch unterstützt dadurch, daß in Bohrung 2 die Spuren der Bodenbildung, die der anfänglichen Kryophilphase der Phase  $G_2$  entsprechen sollte, nicht vorzufinden waren.

Damit haben wir jedoch das strukturelle Bild im nördlichen Teil des Aufschlusses bei der Eisenbahnstation noch nicht völlig erfaßt. Die Hangrutschung, die vor der Phase  $M_{1\ skl}$  eintrat, lenkt nämlich unsere Aufmerksamkeit auf spätere tektonische Vorgänge, wobei quer zur Ebene des Aufschlusses, mit O—W-Streichen, Horst- und Grabenbildungen zustandekamen. Da der problematische Teil des Profils innerhalb von 25 m durch drei Bohrungen erfaßt worden ist, kann auch die tektonische Skizze des nördlichen Profilverteiles gefertigt werden, wenn man Abscherungen und Aufschiebungen infolge einer N—S gerichteten Kraft voraussetzt (Fig. 2). Der Zeitpunkt dieser Stauungs-



vorgänge kann ebenso genau festgesetzt werden wie der der vorherigen Bewegung; wird nämlich sowohl die Oberfläche der Hangrutschung wie auch die der untergeschobenen Partie durch die Schicht  $M_{1skl}$  bedeckt, so nimmt das Einfallen der genannten Schicht entsprechend der Natur der Bewegungen, nördlich von der Bruchlinie eine von der allgemeinen Richtung im Aufschluß abweichende nördliche Richtung auf.

Die zweite Orogenphase erfolgte daher nach der Bildung der Lößschicht  $M_{1a}$ - und vor den Verwitterungsvorgängen der  $M_{1skl}$ . Die Sicherheit dieser Feststellung wird erhöht dadurch, daß zur Entstehung der Hangrutschung ein niederschlagreiches Klima, die Durchnetzung der unter der wasserführenden  $M_{1a}$ -Schicht liegenden tonigen Schicht  $G_2-M_1$ , die Labilisierung der entlang der Bruchlinie N-S instabil gewordenen steilen Treppe notwendig war. Klimatisch bedeutet das, daß die zweite Orogenphase in der anfänglichen Periode der  $M_{1skl}$  stattfinden mußte. Ich möchte noch hinzufügen, daß die Notwendigkeit der Hangbeständigkeitsuntersuchungen von Pappalvy gleichfalls durch die Durchnetzung der wasserundurchlässigen Schicht  $G_2-M_1$  bzw. durch die dazu führende gute Wasserführung der  $M_{1a}$ -Schicht entstanden ist.

In dem N-S streichenden tektonischen Graben, der in der anfänglichen Periode der  $M_{1skl}$  entstanden ist, können wir die wichtigste morphotektonische Präformierung der Steilklippen am rechten Donauufer und des Donautales erblicken.

Im unterpleistozänen Komplex des Aufschlusses bei der Eisenbahnstation haben wir im obigen zwei Orogenphasen erkannt und chronologisiert. Die erste dieser Phasen bewirkte eine Dilatation, die zweite eine Kompression in der Richtung des Profils. Die Achse der Spannungselipse hat jedoch vom Anfang  $G_2$  bis zu der Phase  $M_{1skl}$  eine Rotation erlitten.

Von dem Horst, der in der Orogenphase zu Beginn der  $G_2$  entstand (Bohrung Nr. 2., Fig. 4) ist infolge seiner herausgehobenen Lage die Lößschicht  $G_1$  und die Bodenschicht  $G_1-G_2$  abgetragen worden. Da südlich vom Aufschluß bei der Eisenbahnstation der prägünzische Tonkomplex fehlt, und die Unterpannonserie bei der Bence-Kneipe bereits zutage tritt, unmittelbar von dem Flugsand  $G_2-M_1$  überlagert, scheint der Hast bei der Eisenbahnstation einseitig zu sein, und man geht in südlicher Richtung durch immer höhere Verwerfungstreppe dem zentralen Kern des Horstes entgegen. Diese strukturelle Lage, die nach dem Süden zunehmende Reliefenergie, und die damit verbundene Abtragung erklärt die Abwesenheit der prägünzischen Serie im Süden des Pakser Profils. Die Abtragung kann anhand der Lage des Flugsandes  $G_2-M_1$  über dem Pannonkomplex auf die Phase  $G_2-M_1$  gesetzt werden, in Einklang mit der obigen tektonischen Deutung.

Die Entwicklungszeit des bis in die Mitte des Ziegelei-Profiles dauernden südlichen Einfallens kann auf die am Anfang des  $M_{1skl}$  auftretende Orogenphase gesetzt werden, d. h. auf den Zeitpunkt, in welchem das Einfallen der südlich von der Ziegelei liegenden Teile nach Norden umkippte. Die derart entwickelte Struktur hat die Achse des im Aufschluß bei der Bence-Kneipe beobachtbaren Erosionstales stetig nach N verschoben, wodurch die neben der Bence-Kneipe entstandene  $M_3-R_1$ -Talung entlang der Böschung in nördlicher Richtung bis in die Achsenlinie der Mulde „herabrutschte“.

Es würde vielleicht zu weit führen, wenn man die beiden ersten Phasen der morphotektonischen Entwicklung der unter dem Namen Mezöföld zu-



sammengefaßten morphologischen Einheit mit den beiden, im Profil bei der Eisenbahnstation nachgewiesenen Orogenphasen in Zusammenhang bringen wollte, jedoch muß diese Möglichkeit doch untersucht werden, da im Gebiete des Mezöföld dadurch die erste Gelegenheit zur Feststellung der stratigraphischen Lage der pleistozänen Bewegungen gegeben ist. Das großzügige morphologische Werk von L. Ádám, S. Marosi und J. Szilárd über das Mezöföld, beruht in tektonisch-chronologischer Hinsicht sowieso nur auf die Erwägung der Möglichkeiten, im besten Falle mit der Methode der Elimination, und die dadurch erreichten Folgerungen werden bloß durch die aneinandergereihten aussagenden Sätze auf den Rang von Tatsachen erhoben.

In diesem Kapitel muß die Tätigkeit von F. Pávai-Vajna im Gebiete rechts von der Donau erwähnt werden. Pávai-Vajna war der erste, der die Einfallen der zwischen die Lössschichten eingeschalteten fossilen Bodenhorizonte als Dislokation auffaßte.

Obwohl in terrestrischen Bildungen die Durchprägung der Morphologie des Untergrundes, das Zustandekommen eigenartig äolischer Lagerungsformen (Flugsand), die dauernde Exposition und die daraus sich ergebende dauernde Möglichkeit abtragend-morphogenetischer Prozesse derartige Folgerungen nicht rechtfertigt, muß man doch die Bedeutung der Feststellung von Pávai-Vajna betonen, da er mit seinen kühnen Ansichten die Aufmerksamkeit auf die Quartärbewegungen lenkte; wie man es im Pakser Profil nachweisen kann, sind seine sonst auf labilen Grundlagen fußenden Aussagen in großen Zügen doch gültig.

Der von Pávai-Vajna eingeschlagene Weg ist jedoch voller Schwierigkeiten. Es wäre falsch, seine Methode in die

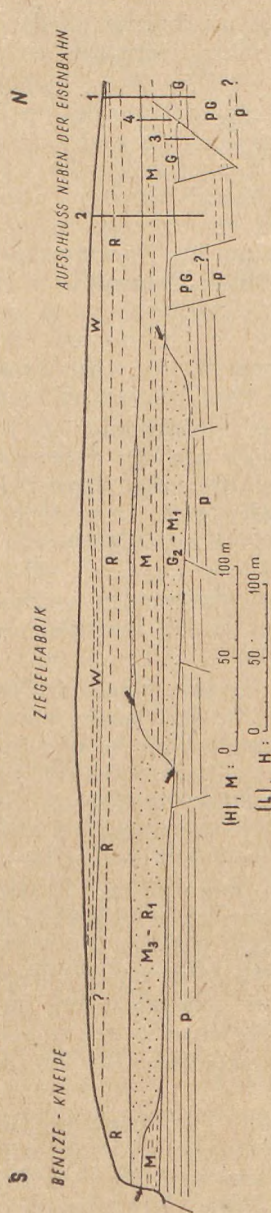


Fig. 12. Tektonisches Übersichtsprofil zwischen Benze-Kneipe und dem Aufschluß bei der Eisenbahnstation. Zeichenerklärung:

W: Weissenau, R: Ribb, M<sub>2</sub>-R<sub>1</sub>: Mindel-Ribb, M: Mindel, G<sub>2</sub>-M<sub>1</sub>: Günz-Mindel, G: Günz, Pg: Prägnitz, P: Pilsen, Pfeile: Erosionsoberflächen, 1-4: Die Bohrungen bei der Eisenbahnstation. — Die infolge der alt- und jungwalachischen Phasen entstandenen morphologischen Veränderungen haben eine bedeutende postorogene Abtragung bewirkt. Diese wird durch die S von dem Aufschluß bei der Eisenbahnstation vorgelegenden Denudationsoberflächen belegt. Die Abtragung G<sub>2</sub>-M<sub>1</sub> hat sich zwischen Benze-Kneipe und im Aufschluß bei der Eisenbahnstation ausgewirkt, dagegen läßt sich die Abtragung G<sub>2</sub>-M<sub>1</sub> bis zur Ziegelfabrik verfolgen. Der Umstand, daß die Denudation in der „gr. B.“ Interglaziale (M<sub>3</sub>-R<sub>1</sub>) in ihren Ausmaßen weit geringer war als die Denudation G<sub>2</sub>-M<sub>1</sub>, zeugt davon, daß der Denudation, die auf die Phase G<sub>2</sub>-M<sub>1</sub> festgesetzt wurde, bereits nur eine frühere, bedeutende Abtragsphase voranging. Diese vermittelt feststellbare Denudationsphase steht mit der ersten strukturellen Zergliederung des pliozänen Beckenteiles im Zusammenhang, als Folge der pasadenischen Bewegungsphase an der Pilo-Pleistozän-Wende. Im Sinne dieser Auffassung sind die Bruchflächen der alt- bzw. jungwalachischen Strukturen bereits an der Grenze der Pilo-Pleistozän präformiert worden.



Praxis einzuführen, jedoch wäre es nicht weniger falsch, die Möglichkeit, die Lagerung der Pleistozänsschichten eventuell durch Dislokation erklären zu können, schroff abzulehnen.

### Stratigraphische Lage, Natur und Bedeutung der orogenen Bewegungen im Villányer Unterpleistozän

Ich habe auf die großzügige Villány-Monographie von M. Kretzoi bereits in den einleitenden Zeilen hingewiesen. Die unterpleistozänen Bewegungen werden darin erstmalig biostratigraphisch genau festgelegt.

Im Laufe der Untersuchung der spaltenausfüllenden Säugetierfaunen im Villányer Gebirge erkannte Kretzoi zwei aufeinanderfolgende Faunengesellschaften, zwei Faunenwellen. Die erste hat er mit dem Namen Villányer, die zweite mit dem Namen Biharer Faunagesellschaft bezeichnet. Obwohl er eine von der meinen verschiedene stratigraphische Sprache spricht, strebte Kretzoi doch dahin, die Zusammenhänge seiner Kategorien mit der von mir angewandten alpinen Nomenklatur klarzulegen. Dieser Umstand ermöglicht es, die biostratigraphische und sedimentgeologische Gliederung des Pleistozäns erstmalig zu verknüpfen, ohne jedoch dabei die Nomenklatur der einen oder anderen Disziplin für die andere zwingend machen zu wollen. Die verschiedenen Nomenklaturen haben nämlich auch ihre guten Gründe.

Unsere äolischen Pleistozänserien weisen, ob es sich um das Pakser Fundamentalprofil oder um das *Felsőszentivány*-Profil zwischen Donau und Theiß (16) handelt, recht wenig Möglichkeiten einer stratigraphischen Gliederung der Interglazialen auf. Diese Gliederung scheint jedoch anhand der Säugetierresten in den Kluftausfüllungen und in den Süßwasserkalken ausführbar zu sein. Die Gliederung der G—M-Interglaziale kann eben im genannten Werk von Kretzoi betrachtet werden, wogegen die säugetierpaläontologische Gliederung der R—W-Interglaziale durch D. Jánosy (10) angeschnitten worden ist.

Da wir zur Zeit die interglazialen Phasen anhand von terrestrischen Bildungen, die an sich die Klimaschwankungen anzeigen würden, noch nicht zur Genüge kennzeichnen können, und da das Vorkommen der interglazialen Flugsande nur die Inter-Lage andeutet, jedoch keine Möglichkeit zur weiteren Gliederung gibt, müssen wir in dieser Hinsicht auf biostratigraphische Methoden zurückgreifen, ob diese nun auch auf mollusken-, oder säugetierfaunistischer oder aber auf paläobotanischer Grundlage beruhen.

Wenn auch die Zukunft die Erkenntnis solcher sedimentären Fazies ergeben würde, die zur Unterscheidung der interglazialen Klimaschwankungen anwendbar wären, würde das uns in Hinsicht auf die zu erzielenden stratigraphischen Ergebnisse nicht minder skeptisch machen. Es ist nämlich allgemein bekannt, daß die Interglazialen, im Gegensatz zu den Glazialen, durch gesteigerte Abtragungsprozesse gekennzeichnet sind, die die Gültigkeit derartiger Untersuchungen sowieso nur auf die stetig sinkenden Gebiete beschränken würden.

Falls Kretzoi die Zusammenhänge mit der alpinen Nomenklatur gar nicht oder falsch angegeben hätte, würde sich doch noch eine Möglichkeit der Parallelisierung ergeben. Nämlich findet sich die Faunagesellschaft der Villányer Phase in einem Kluftsystem von O—W-Streichen, wogegen die



Funde der unmittelbar darauffolgenden Bihar-Phase in Klüften von N—S-Streichen vorkommen, die nach der Schließung der O—W-Klüfte zustandekamen. Diese Umstände zeugen von einer rechtwinkligen Drehung der Spannungsellipse: die Entstehung und Eröffnung von O—W-streichenden Spalten zu Beginn der Villányer Phase und die Schließung derselben auf der Wende der Bihar- und Villány-Phasen, mit der gleichzeitigen Entstehung und Eröffnung von Spalten von N—S-Streichen. Mit dem Wort „Entstehung“ will ich keineswegs die Möglichkeit einer eventuellen Präformation ausschließen, eine solche hat jedoch in unserem Falle keine Bedeutung.

Wenn wir die Ereignisreihe der Pakser Pleistozänbewegungen denen von Villány anschließen, so erhalten wir sofort die Festlegung der Zusammenhänge der beiden Serien, die Fernkorrelation der beiden Fazien. Damit sind wir jedoch zu der biostratigraphischen Kontrolle der Pakser stratigraphischen Ergebnisse gelangt.

### Parallelisierung der Unterpleistozänentwicklungen von Paks und Villány anhand der diastrophischen Anschauung

Auf eine Anwendung des orogenetischen Zeitgesetzes finden wir in der Quartär-Literatur kein Beispiel. Die Ursache dafür ist nicht etwa eine Ungültigkeit dieses Gesetzes im Quartär; die Quartärchronologie wendet ja alle Methoden der Parallelisierung an, deren sie habhaft werden kann; jedoch mangelte es bislang an einer genauen Kenntnis der Quartär-Orogenphasen und es fehlen im allgemeinen die Gegebenheiten der Altersbestimmung und Parallelisierung, auch falls es solche Phasen geben sollten.

In seinem Villány-Werk stellte M. Kretzoi orogene Erscheinungen fest. „Es war möglich, durch feinstratigraphische Methoden, und innerhalb der durch diese bedingten Zeitrahmen, zwei, den Villányer und Bihar Faunenphasen entsprechende Sedimentierungsrhythmen und zwei aufeinander normale tektonische Effekte festzustellen“ (13, p. 123). So ist die erste Voraussetzung zur Anwendung des diastrophischen Prinzips im Pleistozän durch M. Kretzoi bereits geschaffen worden. Er hat jedoch auch die Möglichkeiten der Anwendung erkannt: neben den aufgezählten stratigraphischen und Lagerungsangaben können wir noch eine weitere Kontrolle der Reihenfolge der Faunen entwickeln, durch welche die Einreihung der einzelnen Faunen in die Villány- oder Bihar-Phase, wenn auch nicht die unmittelbaren Zusammenhänge der einzelnen Horizonte, festgestellt werden können, auch ohne das Auftreten von kennzeichnenden Faunenelementen. Es konnte nämlich festgestellt werden, daß sämtliche Fundstellen, die in Spalten von O—W-Streichen liegen, eine Fauna von Villány-Alter ergeben haben, wogegen die etwa N—S gerichteten Spalten des Kluftsystems ausnahmslos Faunen der Biharphase führten (13, p. 93).

Wenn wir die Ergebnisse über die Alter der Orogenphasen für einen Moment außer Acht lassen, und über die stratigraphische Lage der orogenetischen Vorgänge im Aufschluß bei der Eisenbahnstation vorerst gar nichts voraussetzen, nur das Profil und die Natur der in ihm festgestellten Bewegungen, sowie deren Unterschiede vor Augen halten, so sind wir bereits bei der ersten Anwendung des diastrophischen Prinzips im Pleistozän gelangt. Es ist nämlich die rechtwinklige Verdrehung der Spannungsellipse im Unterpleistozän



des Villányer Gebirges bekannt. Das Alter der dort wahrgenommenen orogenen Erscheinungen entfällt auf den Beginn der Villány- bzw. auf die Wende der Villány- und Bihar-Phasen. Wenn wir eine parallele Entwicklung des orogenen Geschehens im Pakser Aufschluß annehmen, so haben wir bereits eine Parallelisierung der Orogenphasen und somit auch der Stratigraphie der beiden Fundstellen vor uns. Demnach entfällt die erste Orogenphase im Aufschluß bei der Pakser Eisenbahnstation auf den Beginn der Villányer Phase, und die Zweite auf die Wende der Villányer und Bihar-Phasen. Folglich entspricht die nach der ersten Phase abgelagerte und von der zweiten berührte Schichtreihe ( $G_2, G_2-M_1, M_{1skl}, M_{1\alpha}$ ) der Villányer, und der untere Teil der hangenden Schichtreihe der Bihar-Phase.

Die Parallelitäten sind wie folgt :

Villányer Gebirge			Paks, Aufschluß b. d. Eisenbahnstation	
Bihar-Phase	$M_{2b}$	Löß	Lößbildung	$M_{1\beta}$
	$M_{2a}$	Erosion	Abschluß der Bodenbildung	$M_{1skl}$
	$M_1-M_2$	Roter Ton	Bodenbildung	
2. Orogen-Phase				
Villány-Phase	$M_{1b}$	Lößtegel	Lößbildung	$M_{1\alpha}$
	$M_{1a}$	Erosion	Abschluß der Bodenbildung	$M_{1kl}$
	G—M	Roter Ton	Bodenbildung	$G_2-M_1$
		—	Lößbildung	$G_2$
1. Orogen-Phase				

M. Kretzoi erkannte in je einem Horizont der Villányer- bzw. Bihar-Phasen „Pluviale Erosionsdiskordanzen“. Ihre Zeitpunkte hat er auf die  $M_{1a}$ - bzw.  $M_{2a}$ -Perioden gesetzt. Diese können mit der anfänglichen  $M_{1kl}$ -Phase der Mindel<sub>1</sub>-Glaziale sowie mit der  $M_{1skl}$ -Phase, die die Mindel<sub>1</sub>-Glaziale zweiteilt, parallelisiert werden.

$M_{1kl}$  sowie auch  $M_{1skl}$  werden durch ozeanisches Klima gekennzeichnet. Da Kretzoi mit der Adjektive „pluvial“ ein extrem niederschlagsreiches Klima zu kennzeichnen wünschte, und von der üblichen Meinung dieses Termins im Mediterraneum absah, versteht sich die oben beschriebene Parallelisierung mit den  $M_{1a}$ - und  $M_{2a}$ -Phasen von selbst. Der Umstand, daß ich die Phase  $M_{2a}$  mit dem zweiten Teil der  $M_{1skl}$ -Phase parallelisiert habe, ergibt sich daraus, daß meine früheren Untersuchungen die Gliederung der  $M_1$ ,  $R_1$ - und  $W_1$ - Vereisungsphasen in je zwei Kryonphasen festgestellt haben. Jedoch kann die Semikryophilphase zwischen  $M_{1a}$  und  $M_{1\beta}$  ( $M_{1skl}$ ) ebenso durch ozeanisches Klima gekennzeichnet werden, wie die der Phase  $M_{1a}$  entsprechende  $M_{1kl}$ -Phase : deshalb kann die durch Kretzoi vorgenommene Parallelisierung im wesentlichen als richtig bezeichnet werden, da die Fauna interstadieller Art und die damit verbundene Sedimentfazies sowie die darauf folgende Erosionsphase im Villányer Gebirge von jedem Forscher, der auf den klassischen Grundlagen des alpinen Systems steht, auf die  $M_1-M_2$  bzw.,



$M_{2a}$  gesetzt worden wäre. Es ist nun eine grundverschiedene Frage, daß die  $M_1$ -Phase, den  $R_1$ - und  $W_1$ -Phasen ähnlich, durch eine „Interstadiale“ ( $M_{1skl}$ ) zweigeteilt wird, und daß deshalb die ersten beiden Horizonte der Bihar-Phase nicht der  $M_{2kl}$ , sondern der  $M_{1skl}$  entsprechen.

Der Lößtegel  $M_{1b}$  kann mit dem Löß der  $M_{1a}$ , der Löß  $M_{2b}$  mit dem Löß der  $M_{1b}$  parallelisiert werden. Kretzoi hat für die Dauer der Entstehung beider Bildungen die Gegenwart einer Steppe, eventuell einer bewaldeten Steppe angenommen, das Klima dürfte jedoch nach den Pakser Erfahrungen nicht so streng gewesen sein, wie etwa in den wüstmischen Kryptonphasen.

Die Verbindung des Kretzoi'schen Systems der biostratigraphischen Nomenklatur und des alpinen Systems ist durch M. Kretzoi in der auf der linken Seite der Tabelle ersichtlichen Weise vorgenommen worden. Wie weit sein Verfahren richtig war, kann durch Vergleich mit meiner chronologischen Stellungnahme, in der rechten Spalte, ersehen werden. Die Unterschiede sind unwesentlich und leicht erklärbar: Kretzoi ging aus dem klassischen alpinen System aus, ich habe dagegen bereits die Ergebnisse der Pleistozängliederung im Pakser Fundamentalprofil vor Augen gehalten.

Wie in der Einführung erwähnt, geht durch diese Arbeit ein alter Wunsch in Erfüllung. Die säugetierpaläontologische und sedimentgeologische Quartärnomenklaturen haben sich darin in der ersten Anwendung der diastrophischen Fernkorrelation im Pleistozän die Hand gereicht. Ich fühle, daß beide Seiten die ersten notwendigen mühsamen Schritte gemacht haben, um dieses Ziel zu erreichen, und obwohl wir unsere gegenseitigen Ergebnisse mit kritischen Augen betrachtet haben — oder vielleicht ebendeshalb —, können wir nun uns darüber freuen, daß wir auf verschiedenen Wegen, durch die Identität der Ergebnisse, der Erkenntnis der Wahrheit nähergekommen sind.

#### LITERATUR

1. Ádám L.—Marosi S.—Szilárd J.: A paksi löszfeltárás. (Der Lößaufschluß bei Paks.) *Földrajzi Közlemények*, 2 (78), 239—254. 1954.
2. Ádám L.—Marosi S.—Szilárd J.: A Mezőföld természeti földrajza. (Physikalische Geographie des Mezőföld.) Budapest, 1959.
3. Bacsák Gy.: Az interglaciális korszakok értelmezése. (Die Deutung der interglazialen Perioden.) Budapest, 1940.
4. Bacsák Gy.: A skandináv eljegesedés hatása a periglaciális övön. (Die Wirkung der skandinavischen Vereisung in der Periglazialzone.) Budapest, 1942.
5. Bacsák Gy.: Az utolsó 600 000 év földtörténete. (Die Erdgeschichte der letzten 600 000 Jahre.) *M. Áll. Földt. Int. Vitaillései*, 221—269, 1944.
6. Bacsák Gy.: A Milanković-elmélet védelme. (Verteidigung der Milanković-Theorie.) Manuskript. 1954.
7. Bacsák Gy.: A pliocén és a pleisztocén az égi mechanika megvilágításában. (Pliozän und Pleistozän im Lichte der himmlischen Mechanik.) *Földtani Közöny*, 85, 70—105. 1955.
8. Horváth A.: A paksi pleisztocén-üledékek csigái és értékelésük. (Die Gastropoden der Pleistozänablagerungen von Paks und ihre Bewertung.) *Allattani Közlemények*, 44, 171—188. 1954.
9. Horváth A.: A délföldi löszábra rétegsorának puhatestű faunája. (Molluskenfauna der Schichtreihe des südföldischen Lößplateaus.) Vortrag auf der Wandersitzung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft zu Szeged. 1958.
10. Jánossy D.: A Lambrecht Kálmán barlang felsőpleisztocén gerinces faunája és a rissz-würmi interglaciális problémája. (Die oberpleistozäne Säugetierfauna der Lambrecht-Höhle und das Problem der Rib-Würm-Interglaziale.) Kandidatenthesen Manuskript. 1959.



11. Köppen, W.—Wegener, A.: Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, 1924.
12. Kretzoi M.: Adatok a Magyar medence negyedkori tektonikájához (Beiträge zur Quartärtektonik des Ungarischen Beckens.) *Hidrológiai Közöny*, **35**, 1—2. 1955.
13. Kretzoi M.: A Villányi hegység alsópleisztocén gerinces faunái. (Die unterpleistozänen Säugetierfaunen des Villányer Gebirges.) *Geol. Hung. Ser. Pal.* **27**, 1—264. 1956.
14. Kriván P.: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. (Die klimatologische Gliederung des mitteleuropäischen Pleistozäns und das Fundamentalprofil von Paks.) *M. All. Földt. Int. Évk.* **43**, 1—152., 1955.
15. Krivánné Hutter E.: Az abszolút időszámítás növénytani módszere. (Eine botanische Methode der absoluten Zeitrechnung.) *Földtani Közöny*, **86**, 183—186. 1956.
16. Miháltz I.: A délföldi lösztábla rétegsora. (Die Schichtreihe der Lößtafel im südlichen Alföld.) Vortrag auf der Wandersitzung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft zu Szeged. 1958.
17. Moldvay, L.: Die äolische Sedimentation *Acta Geol.* **4**, 271—320. 1957.
18. Pappfalvy F.: Talajmechanikai szakvélemény a 6. sz. út 106 561—106 730 km szelvényei közötti szakaszán levő magaspart biztosítása és kiszáritása tárgyában. (Bodenmechanische Begutachtung betreffs der Sicherung und Austrocknung der Steilklippe im Abschnitt 106 561 bis 106 730 km der Autobahn Nr. 6.) Manuskript. 1952.
19. Pávai-Vajna F.: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. (Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdkruste.) *Földtani Közöny*, **47**, 249—258. 1917.
20. Pávai-Vajna F.: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. (Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdkruste.) *Földtani Közöny*. **55**. 63—85. 1926.
21. Pávai-Vajna F.: A magyarországi Dunamedence rétegtana és hegyszerkezete. (Stratigraphie und Tektonik des ungarischen Donaubeckens.) Manuskript. 1952.
22. Pávai-Vajna F.: Az alföldi Dunamellék rétegtana és hegyszerkezete. (Stratigraphie und Tektonik des alföldischen Donaubeckens.) *M. All. Földt. Int. Évi Jel.* **69—74**. 1953.
23. Pávai-Vajna F.: 1953. évi intézeti felvételeim összesítő jelentése. (Zusammenfassender Bericht über meine Aufnahmen im Rahmen des Instituts.) Manuskript. 1953.
24. Scherf, E.: Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage. *Verhandl. d. III. Internat. Quart. Konf.* Wien, 1936. 237—247. 1938.
25. Staub M.: Magyarország jégkorszaka és flórája. (Eiszeitalter und Flora in Ungarn.) *Földtani Közöny*, **21**, 10—41. 1891.
26. Stefanovits P.—Kléh Gy.—Szűcs L.: A paksi löszfal anyagának talajtani vizsgálata. (Pädologische Untersuchung des Pakser Lößprofils.) *Agrokémia és Talajtan*, **3**, 397—404. 1954.
27. Sümeghy J.: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. (Probleme der Pliozän- und Pleistozänstratigraphie in den ungarischen Becken.) *M. All. Földt. Int. Évi Jel.* **83—109**. 1953.
28. Vadász E.: Földtörténet és földfejlődés. (Erdgeschichte und Erdentwicklung.) Budapest, 1957.
29. Véghné Neubrandt E.: A gerecsehegységi triász üledékföldtani vizsgálata. (Sedimentologische Untersuchung der Triasbildungen im Gerecsegebirge.) Kandidatenthes. Manuskript. 1957.
30. Wittmann, O.: Gibt es auch im Diluvium orogene Phasen? *Geol. Rundschau*, **32**, 337—367. 1941.
31. Žebera K.: Beszámoló a magyarországi negyedkori képződményeken végzett tanulmányutam tapasztalatairól. (Bericht über die Erfahrungen meiner Studienreise durch die ungarischen Quartärbildungen.) *M. All. Földt. Int. Évi Jel.* **529—539**. 1955.



# DER SCHUTTKEGEL DER DONAU IN DER GROßEN UNGARISCHEN TIEFEBENE

M. PÉCSI

Geographisches Institut der Eötvös Universität, Budapest

(Eingegangen: 3. August, 1959)

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Aufbau und die horizontale und vertikale Verbreitung des Schuttkegels der Donau in der Großen Ungarischen Tiefebene (Alföld) hat seit langer Zeit mehrere Forscher der Geologie und Geographie beschäftigt.

Aus den abgeklärten Ergebnissen langdauernder Debatten, in der Kenntnis der im letzten Jahrzehnt gefertigten zahlreichen artesischen und Schurfbohrungen, und durch die Anwendung von mineralogisch-petrographischen und Abrollungsanalysen konnten sowohl betreffs der Ausdehnung, wie auch betreffs der Entwicklung des Schuttkegels der Donau im Alföld neue Feststellungen getroffen werden:

I. Es wurde festgestellt, daß 1. das Geschiebe größtenteils fluvialer Herkunft ist und in S—SÖ-licher Richtung sich verfeinert, 2. die Fortsetzung des bei Budapest noch am Tage befindlichen Schuttkegelschotters zwischen Donau und Theiß in südlicher Richtung in einer immer größeren Tiefe vorgefunden wird, 3. die ältesten Schotterbildungen des Donauschuttkegels vom Alföld um Budapest, die pleistozänen Alters sind in Höhen von 250 bis 120 m ü. d. M. liegen, wogegen sie von Vecsés aus untertage tauchen und bei Nagykőrös und Kiskunfélegyháza in 250 m Teufe u. d. heutigen M. vorliegen, 4. im Gebiet des Lößplateaus der Bácska pleistozäne Ablagerungen auch in Mächtigkeiten über 100 m vorkommen, 5. die pleistozäne Schichtreihe sowohl zwischen Donau und Theiß als auch entlang der Theiß viel mächtiger ist als es die bisherigen Angaben andeuten.

II. Der Schuttkegel der Donau in der Großen Ungarischen Tiefebene kann in drei Teile gegliedert werden. 1. der Teil am Alföldrande, 2. der Teil auf der Tiefebene, 3. der Schuttkegel im gegenwärtigen Donautal. Es hat sich im Laufe der Untersuchungen herausgestellt, daß die Schuttkegelteile am Tiefenrand den Feststellungen der Literatur und der eingebürgerten Auffassung entsprechend von der Donau abstammen. Es konnte eine Erklärung für die Entstehung der kreuzgeschichteten Sande um Gödöllő gefunden werden, und es wurden Daten gewonnen bezüglich des Alters der Schuttkegel-Terrassen V und IV sowie über die Ursachen ihrer Ausschürfung.

In der Entwicklung der Schuttkegelterrasse Nr. V haben sowohl die tektonischen, als auch die klimatologischen Faktoren mitgespielt. In der Entstehung der Terrasse Nr. IV spielte vor allem die tektonische Senkung der Tiefebene eine wichtige Rolle. Die tieferen Terrassen sind von den Randbrüchen der Tiefebene verursacht worden. Es hat sich endlich herausgestellt, daß der Schuttkegel zwischen Donau und Theiß den Typ derjenigen Art von Schuttkegelbildung darstellt, bei welcher die Entwicklung des Schuttkegels durch mehrere Phasen wiederholter Abschiebungen entlang von Verwerfungstrep-pen für längere Zeit aufrechterhalten wird.

Endlich werden einige Angaben über die Lage der wasserspeichernden Pleistozän-schichten zwischen Donau und Theiß vorgelegt.

Seit den Anfängen der ungarischen geologischen und geographischen Literatur haben sich zahlreiche Forscher mit der oberflächlichen Formen-kunde des Schuttkegels zwischen Donau und Theiß, mit der Entwicklung der dortigen Sedimente befaßt. Es wurden mehrere umstrittene Theorien über die Entstehung und Klassifizierung der oberflächlichen und tieferen Bildun-



gen aufgestellt. Die durch die Meinungsverschiedenheiten hervorgerufenen heftigen Debatten sind bis zum heutigen Tage nicht verebbt. Es genügt, sich auf die „Tagung über die Quartärgeologie der Tiefebene“ in Jahre 1953 oder auf die Geologische Wandersitzung 1958 in Szeged zu berufen.

Heute wie früher sind die am heftigsten umstrittenen Fragen die der horizontalen und vertikalen Verbreitung der Donausedimente im Tiefland zwischen Donau und Theiß und die Ausmaße bzw. die Tiefenlage des Donau-Schuttkegels um Budapest in den Richtungen S und SO. Weitere Probleme sind, wann die Donau ihr heutiges, in Richtung Nord-Süd verlaufendes Bett einnahm, bzw. ob sie überhaupt im Laufe des Pleistozäns je eine südöstliche Abflußrichtung besaß. Die Antworten auf diese Fragen haben sich, dem jeweiligen Stande der Forschungen entsprechend, sehr verschiedenartig gestaltet.

Nach der Meinung von J. Szabó (1862) verlief die Donau im ganzen Pleistozän entlang einer Bruchlinie am Westrand der Großen Ungarischen Tiefebene. Der Historiker F. Salamon (1876), der als erster Bearbeiter der Geschichte von Budapest die natürlichen Gegebenheiten und die Entwicklungsgeschichte der hiesigen Erdoberfläche eingehend studierte, behauptete, daß die Donau in der Umgebung von Budapest erst an der Wende Pliozän-Pleistozän erschien. Die Donau soll die Visegráder Enge — die früher eine Meeresenge gewesen sein dürfte — durchschnitten und ihren Schuttkegel um Pest zu Beginn des Pleistozäns abgelagert haben. Dieser Kegel soll weit in die heute tiefstliegenden Teile der Tiefebene, bis in die Umgebung des Theißtales gereicht haben. Auch Halaváts (1896) hielt anhand von eingehenderen Studien und von einer Zahl von Bohrprofilen die 50 bis 100 m mächtigen Schichten, die zwischen Donau und Theiß unter dem Flugsand liegen für fluvial. Andererseits fließt die Donau laut Cholnoky (1910) seit dem Anfang des Pleistozäns in ihrem gegenwärtigen Bett am Westrand der Tiefebene. Cholnoky behauptete, daß das Gebiet zwischen Donau und Theiß von einer einheitlichen pleistozänen Lößdecke bedeckt war, die im Holozän von Nordwesten her durch den Wind mit Flugsand aus dem Überschwemmungsgebiet der Donau überdeckt wurde.

Demnach spielte laut Cholnoky die Donau im Laufe des ganzen Pleistozäns keine aktive Rolle in der Gestaltung des — seines Erachtens auf einem Untergrund von Löß liegenden — Sandrücken zwischen Donau und Theiß. Diese Auffassung von Cholnoky hat sich in der einheimischen und ausländischen Literatur weitgehend eingebürgert, obgleich doch E. Scherf (1925—28) in Besitz von detaillierten Bohrungsergebnissen schon früh gegenüber Cholnoky die Ansicht vertrat, daß die NW—SO verlaufenden Mulden zwischen Donau und Theiß keine Deflations-, sondern Erosionssenken, und zwar alte, vom Wind aufgefüllte Donaubetten sind, die seit dem oberen Pleistozän von der Windwirkung noch nicht eingeebnet wurden. Die Feststellung von Scherf, daß die Donau in der Ausgestaltung des nördlichen Teiles der Ebene zwischen Donau und Theiß fast in der ganzen Pleistozänzeit erheblich mitwirkte, erweckte in der geographischen Literatur für lange Zeit keinen Widerhall.

Später hat sich J. Sümeghy (1939, 1944, 1950) eingehend mit der Entstehung der Sedimente im Gebiet zwischen Donau und Theiß befaßt. Er hat einen beträchtlichen Teil der Bohrungsangaben vom betreffenden Gebiet kritisch untersucht, teilweise auch Bohrungsprofile zusammengestellt.



Anhand von diesen gelangte er zu der Ansicht, daß die Donau nach dem Durchbruch der Visegráder Enge bis zum Ende des Pleistozäns schräg durch die Ebene zwischen Donau und Theiß in die Richtung der großen Senke im zentralen Alföld abfloß. Sie setzte ihren Schütt größtenteils in der von S ü m e g h y nachgewiesenen levantischen Mulde von Vecsés—Cegléd—Keeskémét ab, füllte diese auf und stieß mit vereinzelt Armen nach dem Süden vor: der stärkste Arm verlief am Ende des Pleistozäns in der Richtung Szabadzállás—Szeged. Laut S ü m e g h y hörte dieser schräge Abfluß der Donau nach dem SO erst am Anfang des Holozäns auf, als ihre Richtung, wie bereits besprochen, durch die Senke von Kalocsa nach dem Süden abgelenkt wurde.

Folglich besteht laut den Bohrprofilen und der darauf beruhenden Auffassung von S ü m e g h y der größte Teil des Gebietes zwischen Donau und Theiß, der Sandrücken des Kiskunság, überwiegend aus Donauschutt. Die oberflächlichen Flugsanddünen wurden durch den Wind aus den Sedimenten der Schuttkegel zustandegebracht, während der fleckenweise auftretende Löß sich am Ende des Pleistozäns an den von den Überschwemmungen verschonten Teilen bildete.

Gleichzeitig mit J. S ü m e g h y, und im Besitz seiner Angaben, hat auch B. B u l l a (1937—38, 1947, 1951, 1953) die Schuttkegelnatur des Sandrückens zwischen Donau und Theiß betont. Er hat im Gegensatz zu C h o l n o k y behauptet, daß es in der Tiefebene nirgends eine zusammenhängende ursprüngliche altpleistozäne Lößdecke gibt und daß die Löße im Alföld sich in der letzten Eisphase bzw. in der Fichten-Birken-Phase bildeten. Im wesentlichen stimmt der Standpunkt von B u l l a mit dem von S ü m e g h y überein, der Unterschied liegt bloß darin, daß laut B u l l a die Donau ihr gegenwärtiges Bett nicht im Holozän, sondern bereits im Jungpleistozän, im letzten Interglazial einnahm und ausschürfte. Diese Behauptung ist von B u l l a durch die Nachweisung der spätpleistozänen Terrasse (Nr. II/a) am rechten Donauufer unterstützt worden.

Die Auffassung von B u l l a und S ü m e g h y wird durch die meisten Forscher der physischen Geographie und Geologie, die sich neustens mit der Frage befaßt haben, geteilt. Ob jedoch der Sandrücken des Kiskunság ein Schuttkegel ist oder nicht, ist eine noch nicht vollständig gelöste Frage. Gleichzeitig mit den Forschungen von B u l l a und S ü m e g h y hat sich mit der Frage auch I. M i h á l t z eingehend beschäftigt (1947, 1950, 1953, gemeinsam mit U n g á r: 1954), und erhielt ein abweichendes Ergebnis. Nach M i h á l t z verlief die Donau, wie bereits von C h o l n o k y behauptet, im Pleistozän im Großen und Ganzen entlang ihres heutigen Laufes. M i h á l t z konnte in den von ihm überaus sorgfältig untersuchten 10 bis 30 m tiefen Bohrungen am Sandrücken des Kiskunság nirgends fluviale Sande finden. Dagegen konnte er bis 30 m Tiefe untereinander 5—6 Lößhorizonte nachweisen, die voneinander durch Flugsandlagen getrennt waren (M i h á l t z, 1953). Das Alter der sechs Horizonte hat er anhand der durch G. B a c s á k (1942) und P. K r i v á n (1953) weiterentwickelten Pleistozänchronologie von Milankovič bestimmt. Die obersten drei Horizonte hat er den drei Glazialen des Würm, die Horizonte IV und V den beiden Rißglazialen und Horizont VI dem Glazial Mindel<sub>2</sub> gleichgesetzt. M i h á l t z schreibt, daß dieses Profil mit den Perioden von B a c s á k auffallend gut übereinstimmt, indem nämlich das Klima der Glaziale den Perioden der Lößbildung,



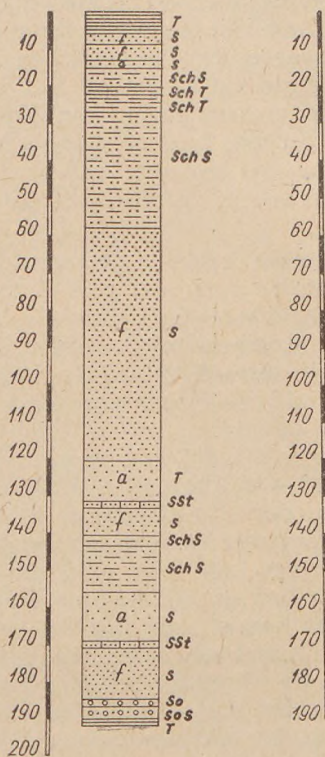
das der Interglaziale den Perioden der Flugsandbildung entsprechen würde. Alles in allem sind die pleistozänen Ablagerungen des Sandrückens zwischen Donau und Theiß sämtlich äolisch, folglich konnte die Donau in dieser Periode nicht durch das genannte Gebiet streifen.

Allerdings, falls es in den obersten 20–30 Metern Sediment des Rückens keine fluvialen Ablagerungen gibt, wie durch die minutiösen Untersuchungen von Mihá l t z bewiesen, konnte die Donau zu dieser Zeit wirklich nicht schräg durch das genannte Gebiet geflossen sein; folglich mußte sie ihren Schutt im gegenwärtigen N–S-lichen Tal ablagern. Jedoch ist eine Altersbestimmung anhand des genannten Schemas meiner Meinung nach stark zu bezweifeln. Die Meinungsunterschiede beruhen in erster Reihe auf diesem Umstand. Von den stellenweise etliche hundert Meter Mächtigkeit erreichenden postpannonischen Schichtreihen des Rückens zwischen Donau und Theiß konnten unmöglich nur 20 bis 30, höchstens 50 m im Pleistozän entstanden sein. Dementsprechend hat auch Mihá l t z in seinem noch nicht publizierten Vortrag anlässlich der geologischen Wandersitzung zu Szeged seine oben beschriebene Auffassung etwas abgeändert und die in etwa 100 m Tiefe auftretenden Fluvialschichten der Bohrung Szentiván bei Baja ins Altpleistozän eingereiht.

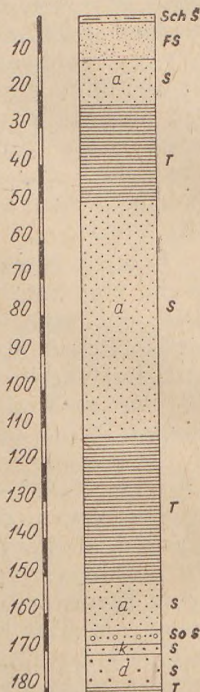
### Aufbau und Ausmaße des Schuttkegels der Donau im Alföld

Der Verfasser mußte zu den Fragen von Verbreitung und Entwicklungsgang des Schuttkegels im Laufe seiner Untersuchungen über das Donautal notwendigerweise Stellung nehmen (Pé c s i, 1959). Dementsprechend wird er zuerst den sedimentären Aufbau des Gebietes zwischen Donau und Theiß schildern. Zu diesem Zweck sind die Angaben der obengenannten Forscher sowie mehrere Hunderte von Profilen artesischer und anderweitiger Schurfböhrungen eingehend studiert worden. Weiterhin wurden zur Lösung der Frage der Abstammung des Schuttes auch zahlreiche Sedimentanalysen durchgeführt.

Nagykőrös  
Konservenfabrik



Kiskunhalas





Kiskunfélegyháza

Kiskunmajsa

Szeged

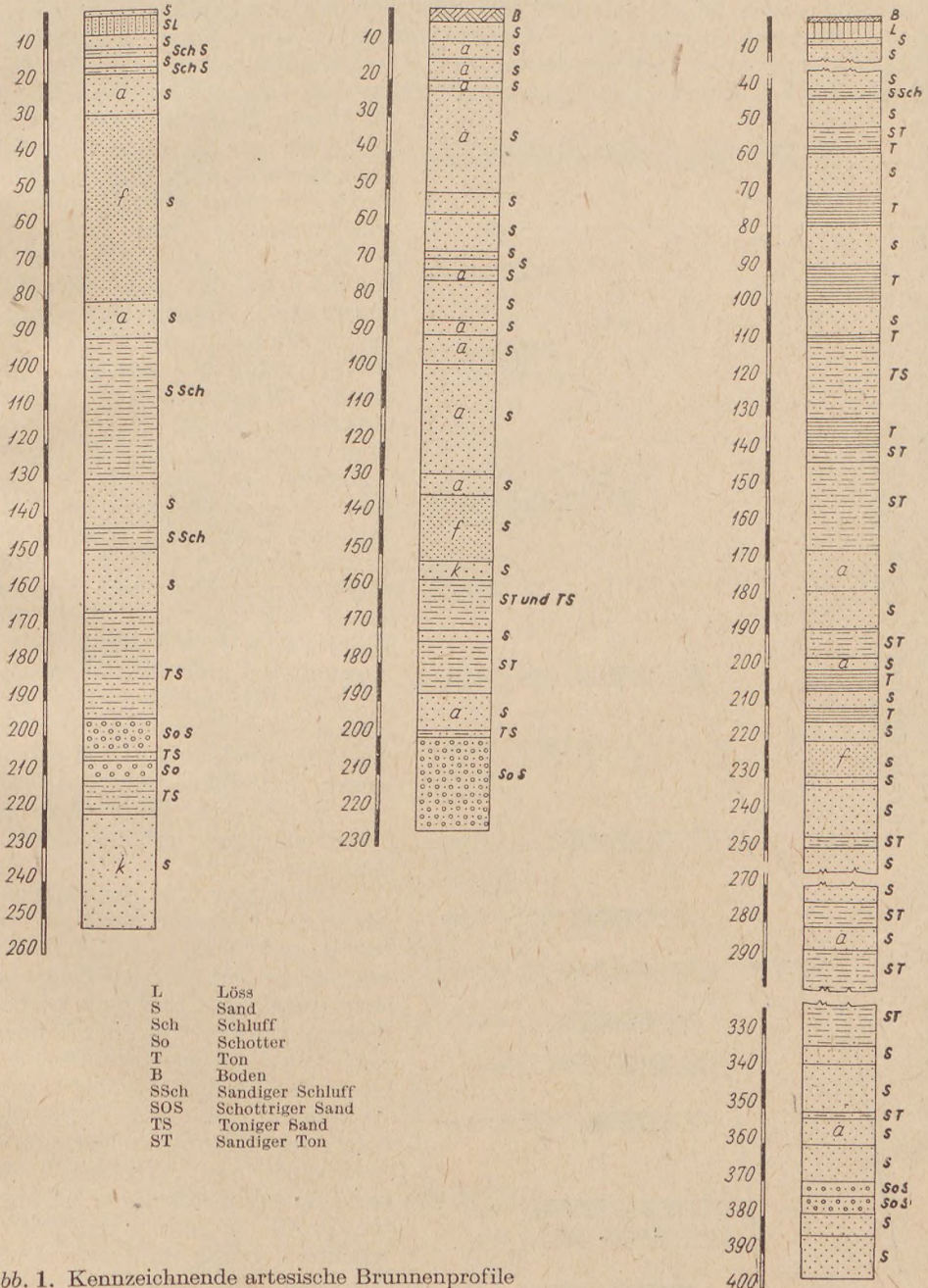


Abb. 1. Kennzeichnende artesische Brunnenprofile  
aus dem Gebiet zwischen Donau und Theiß

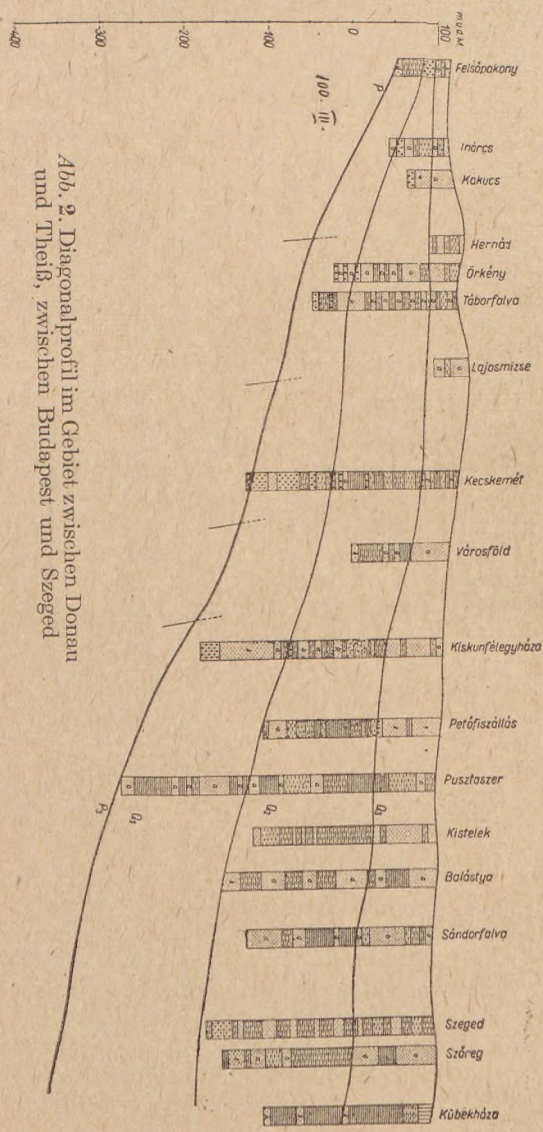


Zur Unterstützung der Auffassung von I. Mihály hat P. Szabó (1955) Schwermineralanalysen der Sandproben von 10 bis 30 m Teufe aus den Bohrungen des Profils zwischen Kistelek und der Theiß gemacht. Diese Untersuchungen haben angeblich die Abstammung der Sandlagen zwischen den Lößhorizonten aus dem Wassersammelgebiet der Theiß festgestellt. Falls die genannten Angaben richtig sind, so müssen die betreffenden Ablagerungen der Körös und Theiß ganz jungen Alters sein. Dagegen hat Mihály

die oberste 30 m mächtige Schichtreihe bis auf die Mindel-Glazial zurückgesetzt; die Unrichtigkeit dieser chronologischen Einteilung wurde bereits von Bulla, Scherf, Sümeghy und Kádár auf dem Alföldkongreß angedeutet. Weitere Gegenargumente sind von M. Erdélyi (1955) gebracht worden. Ich möchte meinerseits noch weitere hinzufügen. Zuerst ist es theoretisch unmöglich, daß in einem sinkenden Terrain, wie in der Mitte des Gebietes zwischen Donau und Theiß, der Bohrmeißel in einer Teufe von 30 m bereits altpleistozäne Schichten erreicht haben soll, — wie das das Mihály'sche Profil durch Baja, Kiskunhalas und Pusztaszer behauptet. Wir möchten nun anschauen, was die Praxis, nämlich die Bohrprofile in dieser Hinsicht lehren, und welche Sedimente von den artesischen und anderen Schurfbohrungen erbohrt worden sind (Abb. 1., 2.).

Wir haben unter den Bohrungen in den Gebieten der größeren Städte und Gemeinden die Profile mit den zuverlässigsten Angaben ausgewählt. Wir haben ein besonderes Augenmerk denen, die nach dem Bohrprofil Quarzsotter oder Grobsand enthalten, gewidmet. Es können nämlich die Profile der gebohrten Brunnen selbst innerhalb einer und derselben Stadt recht unterschiedlich sein. Obwohl die Profile in Abb. 1 und 2 einleuchtend genug sind, möchte ich ihre Bewertung doch durch einige Gesichtspunkte erleichtern.

Abb. 2. Diagonalprofil im Gebiet zwischen Donau und Theiß, zwischen Budapest und Szeged





Bei Kecskemét hat man die Schichtreihe mit grobem Fluvialschotter zwischen 220 und 240 m, bei Kiskunfélegyháza zwischen 250 und 300 m erbohrt. Obwohl die Zahl der Schotter- bzw. Grobsandhorizonte von Kiskunfélegyháza nach Szeged zu abnimmt, so bleiben doch einige von ihnen beständig. In den Bohrungen von Szeged sind einige Schotterschichten, besonders aber die mit Tonlagen abwechselnden Sandschichten bis zu einer Teufe von 1000 m zugegen.

In Abb. 3 ist die zunehmend markante Absenkung der Pannonschichten in die Richtung der von S ü m e g h y angenommenen zentralen Senke der Tiefebene bemerkenswert. In der Bohrung von Hódmezővásárhely wurde das Pannon selbst in einer Teufe von 1000 m hoch nicht erreicht.

Im gegenwärtigen breiten Überschwemmungsgebiet der Donau erreicht nach den Bohrungsangaben die Mächtigkeit der groben schottrigen tal-aufschüttenden Fluvialablagerungen bei Szabadszállás noch nicht die 30 m, wegen sie bei Soltszentimre bereits 50 m, bei

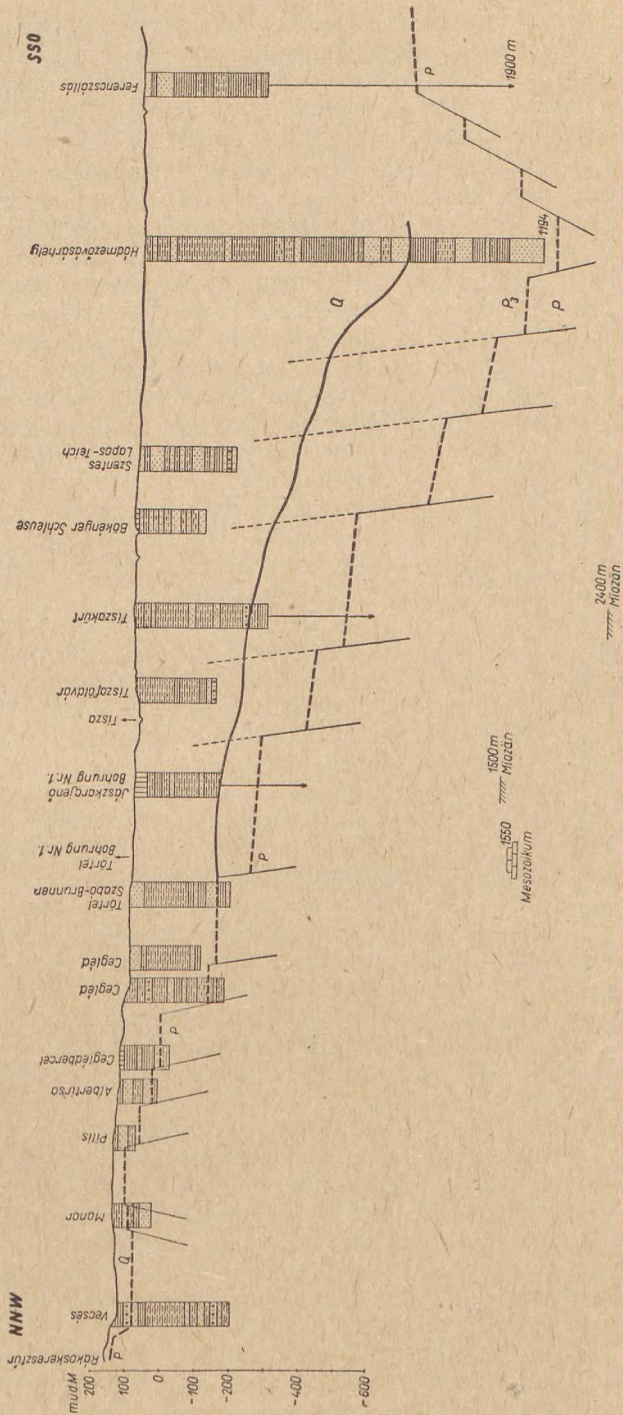


Abb. 3. Diagonalprofil im Gebiet zwischen Donau und Theiß, zwischen Budapest und Hódmezővásárhely



Tabdi 100 m übertrifft (Abb. 4). Letzterer Ort liegt schon in der von S ü m e g h y angedeuteten Senke von Kalocsa. Weiterhin haben die Bohrungen von Kiskunhalas, Jánoshalma, Bácsalmás und Tompa im Süden des Landes zwischen Donau und Theiß etliche Grobsand- und Schotter-schichten zwischen 50 und 80 m Teufe durchbohrt.

Das Profil in Abb. 5 verläuft in der ungefähren Richtung N—S zwischen Donau und Theiß. Es zeichnet auch die erbohrten, bzw. durch Schwere-messungen angedeuteten Tiefenlagen der pannonischen Schichten und des mesozoischen Untergrundes auf. Nach dem Profil kommt die von S ü m e g h y nach-gewiesene große Zweigdepression der Alföldsenke von der Mitte des Alföld zwischen Cegléd und Kiskunhalas nach Nordosten herüber, und verliert sich nach den Angaben der Abb. 2 im südlichen Vorland der Pester Ebene. Wie durch Brunnenbohrungen bewiesen (für Einzelheiten s. P é c s i 1959), wird die genannte Dep-ression, die S von dem Hügelland von Gödöllő anfängt, nach dem SSO hin immer tiefer und zugleich keilartig breiter, so daß sie sich mit einer breiten Mündung in die zentrale, bis 1000 m tiefe postpannonische Senke des Alföld öffnet.

Die Profile und die einzelnen Bohrungen zeigen einleuchtend die Verfeinerung des Schuttes in S—SO-licher Richtung. Zwischen Keeskemét und Kiskun-félegyháza sind die Schotter-schichten noch recht häufig und mächtig, wogegen in der Linie Kiskunfélegyháza—Kistelek—Mindszent und südlich davon, die sandigen, sandig-schlammigen und sandig-tonigen Schichten in einer immer größeren Zahl vorkommen. Diese zeigen eine noch nicht hinreichend erklärte rhythmische Abwechslung untereinander (Abb. 1). Der fluviale Ursprung der Ablagerungen, sowie auch der Umstand, daß diese die Fortsetzungen der nördlicheren größeren Ablagerungen bilden, geht aus ihren Lager-ungsverhältnissen und ihrer Aufeinanderfolge sowie aus der Mannigfaltigkeit der Bohrprofile in einer und derselben Ortschaft klar hervor, und wird auch durch die Abrollungsanalysen am Schottermaterial aus Bohr-proben (Schotter und Grobsand) bewiesen (Pécsi M.—Mme E. Pécsi-Donáth, 1960; Tabelle Nr. 5.).

Die meisten Schotterproben konnten aus den Bohrungen um Nagykorös gewonnen werden. Diese weisen, wie aus der Tabelle ersichtlich, einen ausgesprochenen danubischen Abrollungsgrad auf. Die Schotterproben fan-den sich in den zehn Bohrungen in verschiedener Tiefenlage. Die höchste lag 220 m, die tiefste 380 m unter der Oberfläche. Diese Schotter sind Fortsetzungen in die Tiefe von Schuttkegelschottern, die in der Umge-bung von Budapest noch am Tage liegen.

Die Abrollungsanalysen beweisen in einleuchtender Weise, daß der Schutt in der nach SO keilartig sich ausbreitenden Senke zwischen Donau und Theiß nur danubischer Abstammung sein kann.

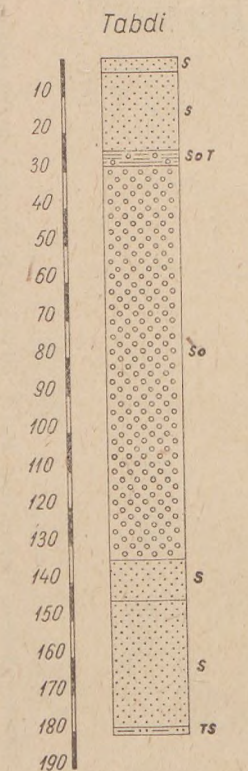


Abb. 4. Profil des ar-tesischen Brunnens von Tabdi, aus der Kalocsaer Senke



Da die Schotter von Nagykörös gewiß von der Donau herkommen, ist es schon wegen der Form und Orientierung der Mulde recht schwer, eine andere als südöstliche Transportrichtung vorzustellen. Die aus dem nordöstlichen Mittelgebirge herkommenden Wasserläufe (Abb. 6) haben meist an der Aufschüttung der augenfälligen Jászságer Depression gearbeitet, oder aber durch dieselbe in die zentrale Senke der Tiefebene vorgedrungen. Wir können uns jedoch auch darauf berufen, dass die Wasser- und Schuttführung der Nebenflüsse, wie jetzt, so auch in der Vergangenheit viel kleiner als die der Donau war.

Solange die Donau mit der Aufschüttung der Depression von Kecskemét—Cegléd beschäftigt war, haben auch die Wasserläufe Transdanubiens Schutt in die Tiefebene gefördert, und zwar bis zum jeweiligen Rande des hin und her wandernden Donau-Schuttkegels. So können laut M. Erdélyi (1955) die Schotter aus den Bohrungen zwischen Baja und Tompa und weiter südlich transdanubischer Abstammung sein. Sümeghy war auch derselben Meinung. Nach ihm verzweigte der südlichste Arm der schräg durch das Land zwischen Donau und Theiß fließenden Donau etwa bei Kiskörös nach SO. Südlich und südwestlich von dieser Linie lagen Gebiete, die von der Donau bis Ende Pleistozän nicht besucht worden sind. Es wurde bereits von P. Treitz (1903) betont, daß die Donau vor der Entwicklung ihres gegenwärtigen Tales verästelt nach O bzw. SO durch das Land zwischen Donau und Theiß zog, nördlich von der Linie Kiskörös—Soltvadkert. Ihr Abfluß nach dem Süden ist durch Schotterkegel, die von Transdanubien her in die Tiefebene herüberreichten, gehemmt

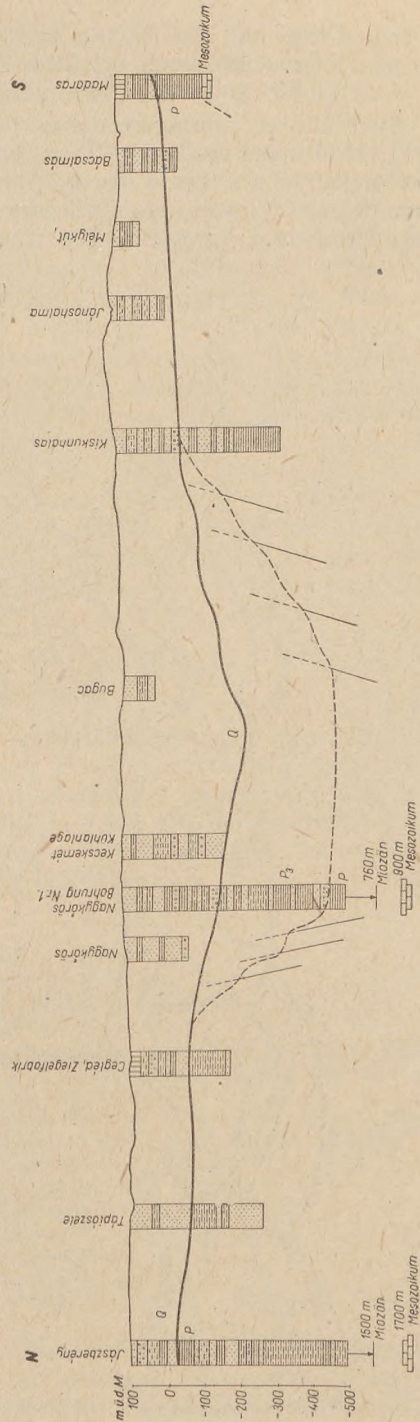


Abb. 5. Profil des Gebietes zwischen Donau und Theiß, zwischen Jászszerény und Tompa



worden. Diese hat die Donau später durchschnitten, jedoch sind ihre Überbleibsel stellenweise noch erhalten. Treitz hält u. a. den Sand im Unterteil der steilen Lößwand von Császártöltés für eine derartige Bildung (1903).

Auch die Abrollungsanalysen beweisen, daß die Schotter im unteren Teil der Kalocsaer Senke aus Transdanubien herkommen, da sie einen kleineren Abrollungsgrad aufweisen als die Donauschotter. Diese Annahme wird auch durch die petrographische Zusammensetzung der Schichten am Boden der genannten Senke bewiesen. Die Anwesenheit des Schuttes der Flüsse Ur-

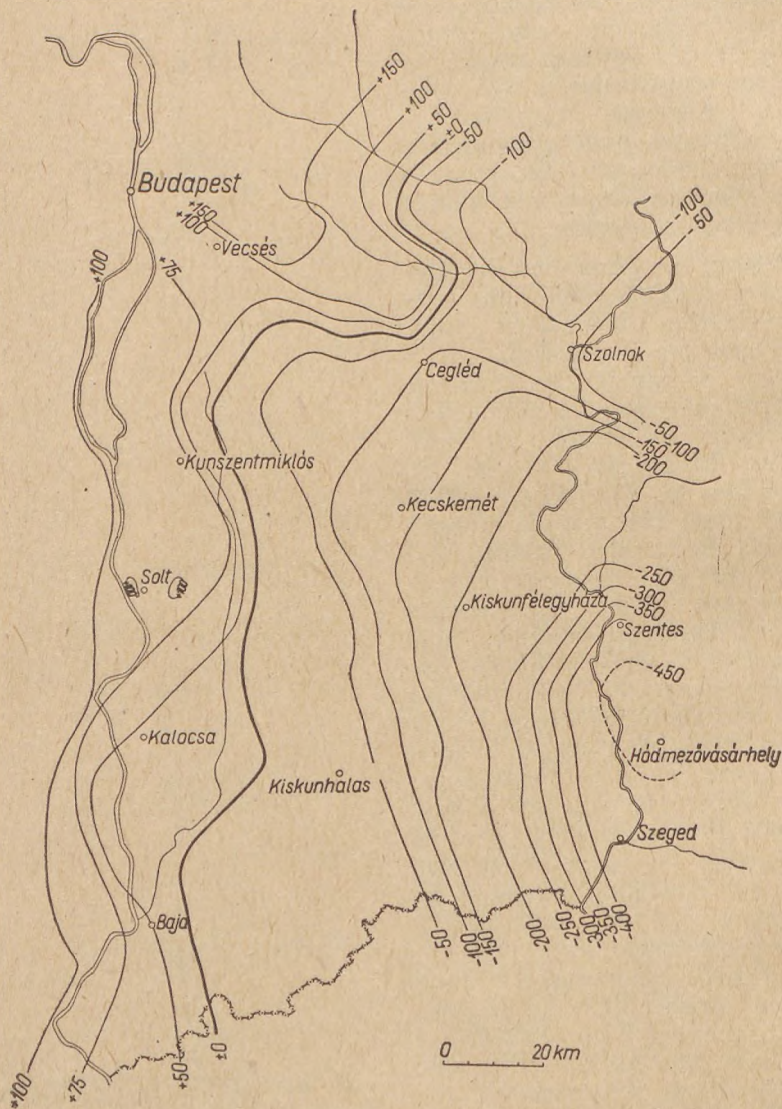


Abb. 6. Mächtigkeitkarte der Pleistozänablagerungen zwischen Donau und Theiß. Entworfen von J. Urbancsek, unter Beachtung der Gesichtspunkte des Verfassers



Kapos und Ur-Sárvíz im Westen und Süden des Gebietes zwischen Donau und Theiß ist folglich eine reelle Möglichkeit. Andererseits zeugt die kleiner als danubische Abrollung der Quarzkiesel im Schotter in 50 m Teufe der Bohrung Törtel 2 dafür, daß in der letzten Phase der Aufschüttung der Jászság auch von NO Schutt durchkommen konnte, bis an den Nordstrand des Donau-Schuttkegels, in das Randgebiet des Hügellandes von Gödöllő.

Selbstredend gab es im mächtig sich ausbreitenden Schuttkegel auch unüberschwemmte Teile bzw. stagnierende Mulden von längerer oder kürzerer Dauer. Dort konnten, zeitlich und räumlich sich abwechselnd, äolisch-terrestrische bzw. lakustrisch-sumpfige Ablagerungen entstehen. So kann man m. E. die mannigfaltige Schichtreihe der Bohrungen und Profils erklären.

Für die Struktur und Tiefenlage des Schuttkegels zwischen Donau und Theiß ist die räumliche Verbreitung der ältesten schottrigen Donausedimente überaus kennzeichnend. In den Teilen des Donauschuttkegels um Budapest liegen die ältesten schottrigen Ablagerungen in einer Höhe von 250 bis 120 m ü. d. M. (Oberfläche der Schuttkegelterrasse V). Von Vecsés an liegen sie 20—30 m tief unter der Oberfläche in einer absoluten Höhe von 100 m. In den Bohrungen von Cegléd kommen sie wenigstens 200 m unter der Oberfläche, d. h. ungefähr 100 m u. d. M. vor. Um Nagykovács befinden sie sich 150 bis 250 m, bei Kiskunfélegyháza etwa 250 m unter der heutigen Meeresfläche.

### Angaben über das Alter der Schuttkegelablagerungen

Die Molluskenfaunen der in den letzten Jahren durchgeteufte artesischen Brunnen sind durch die Mitglieder der Staatlichen Geologischen Anstalt gründlich bearbeitet worden. Wegen Platzmangel können all die Untersuchungsergebnisse unmöglich aufgezählt, ja sogar die Schichtprofile der einzelnen Brunnen nicht in ihrer vollen Länge mitgeteilt werden; es werden nur die tieferen Partien einzelner Brunnen beschrieben.

#### Szolnok-Schwefelsäurefabrik

287,00—315,50 m

toniger Sand

*Candona parallela* Müll.,

*Ilyocypris bradyi* Sars.;

Pleistozän

338,00—351,00

sandiger Ton, gelb, kalkig, glimmerführend, mit Lignit Spuren, Schalenbruchstücken, Ostracoden;

*Rotalia beccarii* L. 1 abgewetztes Exemplar. (Hegedüs Gy.), 334,00—351,00: *Candona parallela* Müll.,

*Ilyocypris bradyi* Sars.,

*Limnocytheris incisa* Dahl,

*Cycloocypris laevis* Müll.,

*Candona balatonica* Daday,

*Paracypris* sp. ind.

*Metacypris* sp. ind.; Pleistozän Zalányi

Aus dem 339 m tiefen Brunnen der Staatlichen Wirtschaft von Alesisziget bei Szolnok kamen auch Gastropoden pleistozänen Charakters zutage. Das war auch bei der 339 m tiefen Bohrung in der Ziegelfabrik von Szolnok der Fall. Obwohl die Bohrungen von Szolnok etwas östlich vom Schuttkegel liegen,



haben die sandig-tonigen Schichten dieser Bohrungen die besterhaltenen Pleistozänmollusken hergegeben.

Die Bohrung im Parkbad von Hódmezővásárhely hat noch in Tiefen von 500—600 m Schichten mit Molluskenfaunen pleistozäner Prägung durchteuft. Bei den Bohrungen von Szentes und Szeged hat man es mit einem ähnlichen Fall zu tun.

*Szentes, Brunnen der Staatlichen Wirtschaft Ujváros*

175,00—211,00 m

sandiger Ton

*Candona parallela* G. W. Müll.,

*Cyclocypris laevis* O. F. Müll.,

*Ilyocypris bradyi* G. O. Sars.

Chara-Früchte

237,00—268,00 m

sandiger Ton

*Candona parallela* G. W. Müll.,

*Cyclocypris laevis* O. F. Müll.

*Ilyocypris bradyi* G. O. Sars.

Pleistozän

Der 186 m tiefe artesische Brunnen an der Eisenbahnstation Lakitelek hat in seiner ganzen Teufe Schichten mit Bruchstücken von Pleistozänmollusken erbohrt. Die Bohrung blieb in einer 11 m mächtigen schottrigen wasserführenden Schicht stehen

*Martfü, Schulbrunnen*

225,00—228,00 m

Ton

*Cyclocypris laevis* O. F. Müll.,

*Ilyocypris bradyi* G. O. Sars.,

*Candona parallela* G. W. Müll.,

Pleistozän

*Artesischer Brunnen der Maschinenstation Sándorfalva*

229—232 m

Ton

*Candona parallela* G. W. Müll.,

*Ilyocypris bradyi* G. O. Sars.,

*Limnocytherea incisa* Dahl.,

*Cyclocypris* sp. ind. Gesamteindruck :

Pleistozän

Aus Bácsalmás sind durch M. Erdélyi (1955) mehrere Bohrungen bekanntgegeben worden, deren Schichtreihen in Teufen um 80—100 m noch Molluskenfaunen pleistozäner Prägung erhielten.

Aus der Tiefenlage von 90—100 m der Katymärer Bohrung hat F. Bartha gleichfalls eine Pleistozänfauna bestimmt.

In einer 147 m tiefen Bohrung bei Tompa sind folgende Fossilien bestimmt worden :

103,00—109,00 m

sandiger Ton

*Gyraulus albus* Müll.,

*Segmentina nitida* Müll.,

*Bithynia* cfr. *tentaculata* L.,

Viele Opercula,

*Candona parallela* G. W. Müll.,

*Candona balatonica* Dada y,

*Cyclocypris laevis* O. F. Müll.,

*Ilyocypris bradyi* G. O. Sars;

Pleistozän

M. Schwáb)



Letztere Angaben beweisen, daß pleistozäne Schichten selbst in der Mitte der Lößtafel in der Bácska bis zu Teufen über 100 m vorkommen (Abb. 1.). Es ist weiterhin ersichtlich, daß die pleistozäne Schichtreihe im ganzen Gebiet zwischen Donau und Theiß, aber auch entlang der Theiß wesentlich mächtiger ist als bisher vermutet (Abb. 6).

### Entwicklungsgeschichte des Donau-Schuttkegels in der Tiefebene

Die Entwicklung des Schuttkegels ist mit der postpannonischen Entwicklungsgeschichte der Tiefebene aufs engste verbunden. Deshalb müssen die geologischen und strukturellen Eigenschaften des betreffenden Teiles der Tiefebene kurz erwähnt werden. Die Grundzüge des geologischen und geophysikalischen Aufbaues werden durch die Schweremessungen (L. Kőrössy, 1954, V. Scheffer, 1958) und Tiefbohrungen zur Genüge gekennzeichnet. (S. die Isogammenkarte von Ungarn in Scheffer, 1958, sowie Kertai: Die Mächtigkeit der postsarmatischen Sedimente in Ungarn). Die Mächtigkeit der Beckenablagerungen sowie die Tiefenlage des Beckenuntergrundes wird in großen Zügen durch die Karte von Kertai angegeben, es können jedoch von dieser Karte auch die wichtigsten Strukturlinien abgelesen werden. Über die Streichrichtungen im Beckenuntergrund zeichnet die Schwerekarte ein ganz ähnliches Bild. Demnach kann man im Norden des Landes zwischen Donau und Theiß die NO—SW-Haupttendenz und dazu senkrechte Richtungen erkennen, ähnlich wie im Ungarischen Mittelgebirge. Jedoch werden um die Mitte unseres Gebietes, südlich von Kecskemét, die O—W gerichteten Tendenzen vorherrschend, wobei auch hier die Richtung NO—SW bemerkbar bleibt.

Aus unserem Gesichtspunkte ist z. B. die aus der Richtung von Alsónémedi nach Pesterzsébet heraufreichende Schweretiefbucht von Interesse, die in die Richtung des tektonischen Tales von Pilisvörösvár zeigt. Im Einklang mit den Schweremessungen konnte hier eine Synklinale in den Tertiärschichten nachgewiesen werden (Bartkó—Szébenyi, 1947). In dieser Tiefachse liegt auch die große Depression östlich von Örkény, die nicht nur zwischen Donau und Theiß, sondern im ganzen Lande die höchsten negativen Schwerewerte aufweist. Weiter, aber in derselben Richtung liegt das Minimum von Kiskunfélegyháza, wo auf der Karte von Kertai die postsarmatischen Sedimente mit Mächtigkeiten von 3500 m auftreten (größte Mächtigkeit im ganzen Lande). Diese Schwereminima werden, wie aus der Schwerekarte von Ungarn ersichtlich, durch NO—SW streichende relative Hochgebiete voneinander getrennt. Ein auffallendes Beispiel dafür ist der Schwerehoch um Bugyi—Ürböpuszta, wo durch einen von jungen Ablagerungen bedeckten Triashorst ein Schwereüberschuß verursacht wird. Der Triaskalk ist bei Ürböpuszta in einer Tiefe von bloß 230 m, weiter nördlich und auch südlich 1200 m tief erbohrt worden. Derartige Strukturen wird es wohl auch anderswo geben.

In der nordwestlichen Ecke des Gebietes zwischen Donau und Theiß gibt es eine andere wichtige Struktur, die des NW—SO streichenden Schweretiefs von Gödöllő—Monor. Die Bohrungen von Gödöllő haben erwiesen (s. die



Erklärungen zu der Geologischen Karte von Ungarn), daß hier die pannonischen Schichten in synklinaler Lagerung vorkommen.

Diese Depression und die Reihe der vorhin beschriebenen NW—SO streichenden Depressionen mochten als Richtlinien und Erosionsbasen sowie Sedimentierungsräume für das durch die Vácer Enge fließende Wassersystem gegolten haben.

J. S ü m e g h y (1955) ist, anhand von Untersuchungen mehrerer Jahrzehnte, zu der Erkenntnis gelangt, daß das Zentrum der Senkung der Tiefebene und gleichzeitig die Erosionsbasis und der Sedimentierungsraum der Flüsse des Mitteldonau-Beckens, im oberen Pliozän und auch Anfang Pleistozän in der Theiß—Maros—Ecke lag. Diese Senke reichte in Keilform nach Nordwesten bis in das gegenwärtige Zwischengebiet von Donau und Theiß herüber. Laut S ü m e g h y haben die Flüsse der Tiefebene zuerst die zentrale Senke der Tiefebene aufgefüllt, und erst dann die Umgebung derselben. Deshalb sind die altoberpliozänen (levantischen) Fluvialbildungen weniger weit verbreitet als die altpleistozänen.

Der Schuttkegel der Donau in der Tiefebene kann nach räumlicher Lage und Entwicklung in drei Teile gegliedert werden, nämlich 1) der Teil am Tiefebene- rand, 2) der Teil in der Tiefebene, 3) der Teil im heutigen Donautal.

### Die Entwicklung des Schuttkegels am Rande der Tiefebene

Die danubische Entstehung dieses Schuttkegels ist in der Literatur im allgemeinen nicht angezweifelt worden. Die Spitze des Kegels liegt etwas südlich von Vác, und zieht nach meinen Untersuchungen in der Form von Schuttkegelterrassen durch die Pester Ebene (P é c s i 1956, 1958). Auf die Entstehung der äußeren älteren sandig-tonigen Teile, der Sande des Hügellandes um Gödöllő aus dem Schuttmaterial teils der Donau, teils ihrer Nebenflüsse hat als erster S ü m e g h y (1955) hingewiesen. Verfasser war im Laufe seiner Arbeiten im Donautal unabhängig zu derselben Auffassung gelangt (1958). Dementsprechend ist die Gödöllőer Hügel Landschaft größtenteils nicht ein in einer Hochlage übriggebliebener Teil der pannonischen Schichtenreihe, sondern eine oberpliozän-astische überwiegend sandig-kreuzgeschichtete Serie von etliche hundert Meter Mächtigkeit. Die nördliche Spitze des Schuttkegels ist später von der Donau zerstört worden. Dieses Gebiet hat, am Rand der Tiefebene liegend, nach der Meinung von S ü m e g h y seit seiner Entwicklung nicht wesentlich gesunken. M. E. hat es sich vielmehr zusammen mit dem Mittelgebirge sogar etwas gehoben, wogegen sein südöstliches Drittel, von Ceglédbercel bis zur Tiszaebene, bereits etwas gesunken ist.

Die zahlreichsten und zuverlässigsten morphologischen und geologischen Beobachtungen und Bohrungsergebnisse stehen uns über den randlichen Schuttkegel der Donau, der bis heute an der Oberfläche liegt, zur Verfügung. Deshalb bin ich bestrebt, den Entwicklungsgang der Schotterkegel in ihren Einzelheiten in erster Reihe durch den Formenschatz und den Bildungen dieses Kegelteiles belegt zu erläutern. Ich möchte damit auch die Gliederung der Pleistozänablagerungen der Tiefebene um einen Schritt weiterführen. Auch über die schuttkegelbildende und formgestaltende Wirkung der jungen Krustenbegungen habe ich weiteres Beweismaterial angesammelt.



## Entstehung des kreuzgeschichteten Grobsandes um Gödöllő

Im östlichen, größeren Teil der Pester Ebene ging bis zum Ende des Oberpannons eine binnenseeische Sedimentierung vor sich, und die dadurch entstandenen sandigen und hauptsächlich tonigen Ablagerungen nehmen ein großes Gebiet ein. Die spätpannonischen sandigen Bildungen bezeugen bereits ein langsames Zurückziehen des Sees und eine Vermischung fluvialer und lakustrischer Ablagerungen.

In der postoberpannonischen Senke, über den binnenseeischen Ablagerungen des Spätpannons am östlichen Rande der heutigen Pester Ebene und besonders östlich davon, entlang der Achse Gödöllő—Irsa, haben sich weitverbreitet die mächtige Schichten eines sog. kreuzgeschichteten Fluvialsandes abgelagert. Diese Bildung ist auf faunistischer Grundlage von M. Mottl (1940), und anhand stratigraphischer Analogien von Sümeghy (1955) in die astische Stufe des Oberpliozäns eingereiht worden. Die Ablagerung dieser stellenweise über 200 m mächtigen hauptsächlich sandigen Schichtreihe hat lange gedauert, vermutlich bis ins Pleistozän und vielleicht auch darüber hinaus. Sie besteht nicht ausschließlich aus Donauschutt, jedoch hat anhand des Abrollungsgrades (Tabelle 1) neben einigen Flüssen aus den Nordkarpaten bereits auch die Urdonau an der Anhäufung der riesigen Sandmenge teilgenommen. Die ursprüngliche Verbreitung und Lage des kreuzgeschichteten Sandes ist heute schwer zu rekonstruieren. Während seiner Ablagerung und in der seitdem verflossenen langen Zeit ist er durch die exogenen Kräfte weitgehend zerstört, sein oberflächlicher Formenschatz umgestaltet worden. Über die tektonischen Bewegungen, die in diesem Gebiet aktiv waren, haben wir nur lückenhafte Angaben. Szentes (1940), Pávai Vajna (1938) und Sümeghy (1948, 1953, 1955) stellen nur soviel fest, daß der südöstliche Teil sank, während sich der nordwestliche erhob. Zwischen die Sandschichten haben sich Linsen von Ton und sandigem Ton eingelagert: es läßt sich daraus und aus der Schichtung und Textur der Sandschichten folgern, daß in morphologischer Hinsicht das ganze Gebilde zuerst deltaartig abgelagert wurde, wonach es sich am Rande des sich nach dem Süden zurückziehenden Binnen-sees der Tiefebene in einen feinkörnigen Schuttkegel umgestaltete.

Nach der Mitteilung von P. Coteţ (1957) liegt auch am Westrand der Oltenischen Ebene eine riesige Masse Grobsand an der Basis der ältestpleistozänen danubischen Schotterterrasse. Ich hatte Gelegenheit, die dortigen Verhältnisse zu studieren und sie mit denen am Alföldrand zu vergleichen. Auf dieser Grundlage kann, obzwar im Mangel von Sedimentanalysen, vermutet werden, daß die Bildung der levantischen Sande am Ostrand der Oltenischen Ebene mit der der größtenteils danubischen kreuzgeschichteten Sande am Alföldrand parallelisiert werden kann, auch wenn die letzteren vielleicht aus einem älteren Ablagerungsstadium herrühren.

Diese langdauernde, hauptsächlich sandige Sedimentation ist von Prozessen begleitet worden, deren Verlauf durch die Analyse der Ablagerungen und der noch erhaltenen oberflächlichen Formen schon besser erkennbar und interpretierbar ist.

Die Schuttkegelbildung hörte für längere Zeit auf, dann setzte sie sich jedoch unter veränderten Umständen fort, bloß wurde das Schuttmaterial größer und es kam auch zur Bildung von Terrassen.



## Die Entstehung der ältesten Schuttkegel- terrasse (Nr. V) und die vorangehende mächtige Erosion

Die vorhin skizzierte Oberflächengestaltung und die Oberflächenmorphologie ist durch die Krustenbewegungen der rhodanischen Phase an der Wende Pliozän-Pleistozän und durch die Klimaveränderung am Anfang des Pleistozäns weitgehend verändert worden. Infolge der rhodanischen Phase kamen die Karpaten, sowie auch unsere Mittelgebirge ins Steigen, wogegen in der Tiefebene erneuerte Senkungen vor sich gingen. Die durch S ü m e g h y (1944, 1948, 1950, 1951, 1954, 1955) nachgewiesenen und vom Verfasser bestätigten Grabensenken zwischen Kecskemét und Cegléd sowie das kraftvolle Einsinken der postpannonischen Depression in der Mitte der Tiefebene mag dazu beigetragen haben, daß die kreuzgeschichteten Sande von Gödöllő von den auf die Tiefebene tretenden Donauarmen so weitgehend erodiert wurden.

S ü m e g h y setzt diese rasche und seit dem Pannon zweitstärkste Absenkung auf das Ende der astischen Stufe und noch später. *Meines Erachtens sollte man das Pleistozän von dieser großen Erosionsperiode nach der Asti-Stufe rechnen.* Die dadurch entstandene Senke ist jünger als die zwischen Gödöllő und Irsa und hat sich im Laufe oder nach der Auffüllung derselben gebildet.

Die Entstehung einer neuen, sich allmählich ausbreitenden lokalen Erosionsbasis SO von Budapest, bei Cegléd und bis Kecskemét, führte zu einem erhöhten Fall der Flußbetten und vor allem zu dem der Urdonau. Dieser Prozeß ist durch die relative Steigung des Vulkangebirges von Visegrád—Börzsöny noch mehr betont worden. Die Urdonau hat einerseits in der Pester Ebene ihre Abflußrichtung verändert, da sie durch die neue Senke südlich von der Linie Gödöllő—Irsa angezogen wurde, und andererseits hat sie auch ihren Mechanismus gewechselt, und schnitt sich scharf in die früher abgelagerten Sande ein. Diese Erosion griff in kurzer Zeit bis ins Visegráder und Börzsönygebirge zurück. Die größere Reliefenergie befähigte den Fluß zum Transport einer gröberen Schuttmasse. Dieser Prozess wird durch die Erosion der westlichen und südwestlichen Teile des kreuzgeschichteten Sandes angedeutet. Die östliche steile Grenze der Pester Ebene zwischen Mogyoród—Kerepes—Nagytarcsa—Pécel—Ecsér, vermutlich entlang einer Bruchlinie, ist *ein Beweis für die Erosionstätigkeit der spätpliozänen-frühpleistozänen Donau.* Infolge der erhöhten Erosionswirkung ist die Senke zwischen Cegléd—Kecskemét durch die seit Anfang des Pleistozäns erheblich angereicherten gröberen Geschiebe der Donau allmählich aufgeschüttet worden. Früher hat die Donau überhaupt keine Sedimente in dieses Gebiet transportiert. Auch die pleistozäne Klimaveränderung hat sich im Mechanismus des Flusses zunehmend bemerkbar gemacht. Der Wasserhaushalt wurde infolge des glazialen Klimas (Günz) immer extremer, und die Menge des Schuttes nahm zu. An der Wende Pliozän-Pleistozän hat die Donau, zur Zeit ihrer Abschwenkung in die Richtung Cegléd—Kecskemét ihren Schuttkegel südöstlich von der heutigen Pester Ebene aufgebaut.

Vorerst hat der Fluß im Gebiet der Senke in zunehmendem Maße einen Unterlaufcharakter angenommen. Die Senke wurde nämlich durch die Entwicklung und das Fortschreiten des Schuttkegels immer mehr aufgeschüttet, dadurch nahm der Fall und damit die erodierende Kraft auch in den höheren Teilen ab. Der Schuttkegel der nach der Senke Cegléd—Kecskemét fließenden



Donau schritt in die Richtung der heutigen Pester Ebene mit zunehmender Geschwindigkeit zurück. Fast gleichzeitig mit diesem Prozess ist jedoch das Gebiet des Visegráder, Börzsöny- und Cserhátgebirges durch die gebirgsbildenden Kräfte gehoben worden. Demzufolge blieben die zu dem Rück-

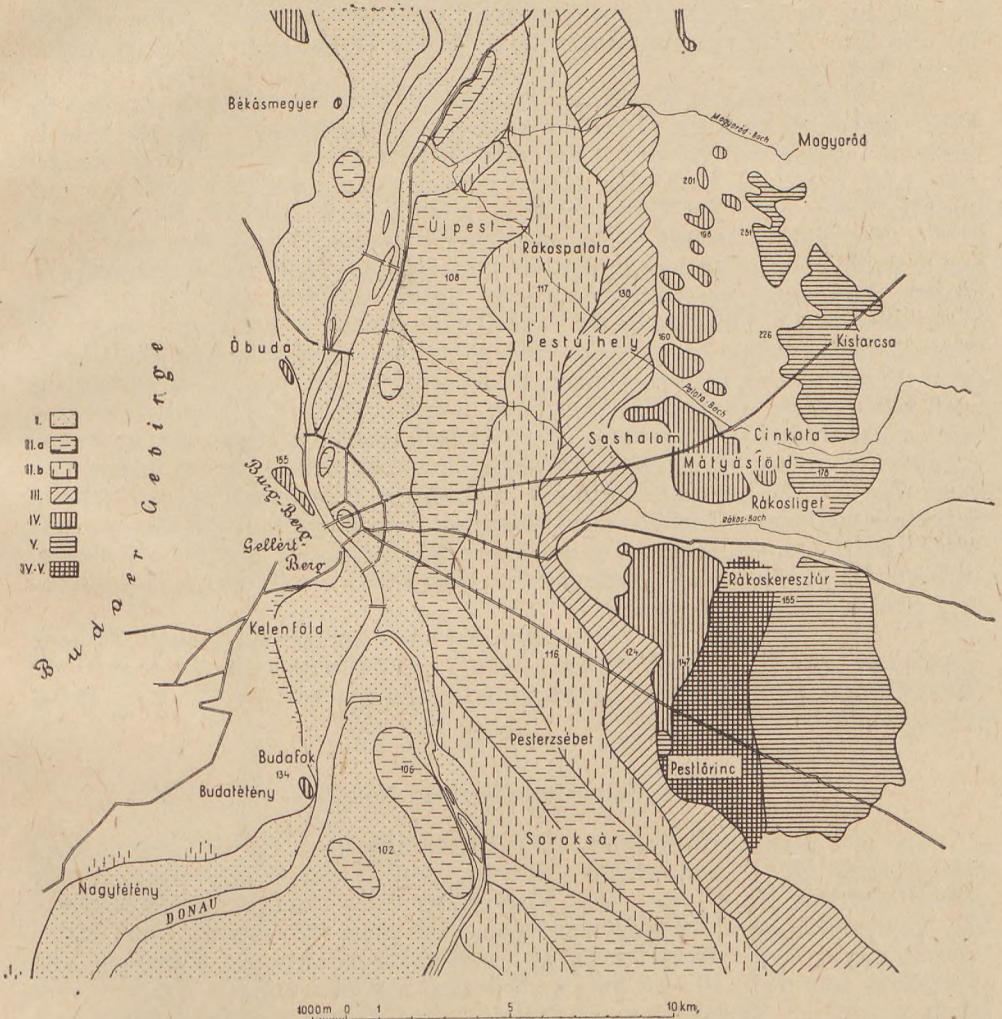


Abb. 7. Terrassenmorphologisches Bild des danubischen Schuttkegels am Rande der Tiefebene

I—V. = Terrassen

wärtsschreiten des Schuttkegels günstigen Umstände eine lange Zeit hindurch erhalten. Die Voraussetzungen der Schuttbildung sind folglich durch Krustenbewegungen und klimatische Faktoren geschaffen worden. In Präglazial war infolge der Krustenbewegungen der Tiefenschurf intensiv.

Darauffolgend ging im ersten Glazial eine zunehmend grobe, schottrige



Schuttablagerung vor sich, die die Aufschüttung der Senke und die Bildung des Schuttkegels zur Folge hatte.

Der mächtige frühpleistozäne Schuttkegel kann aus den heute noch am Tage liegenden Schuttkegelresten und aus den Bohrprofilen rekonstruiert werden. Die Mächtigkeit des Schuttkegels betrug in der Umgebung von Budapest anhand der heute zu beobachtenden Überreste über 30 m, nahm südlich zu, und ihre Ablagerungen verschwinden heute in südlicher Richtung unter jungen Sedimenten.

Die oberflächlichen Reste des frühpleistozänen Schuttkegels wurden in Abb. 7 mit V. bezeichnet. Über das Alter seiner Entstehung geben die Fossilfunde aus den Schottern gute Auskünfte (Halaváts 1898, Schlesinger 1922, Mottl 1941). Die *Mastodon borsoni*-Fauna wird von M. Mottl und M. Kretzoi für Günz gehalten, wird jedoch durch Z. Schréter in das Oberpliozän verlegt (1958). Die Meinungsverschiedenheiten sind nicht nur deshalb wichtig, weil sie in der Altersbestimmung und in den zugrundeliegenden Anschauungen Unterschiede beweisen, sondern auch darum, weil nach alledem die Ablagerung des betreffenden Schuttes entweder bereits im Oberpliozän beginnen konnte oder nach einer anderen Möglichkeit, die Mastodonreste aus älteren Sanden können umgelagert worden sein. Meiner Meinung nach war auf der Wende Plio-Pleistozän in erster Reihe die besprochene Vertiefung und Einschneidung tätig. Der Großteil des Schuttmaterials kam vermutlich am Anfang des Pleistozäns diskordant über dem Astisand liegen. Das kann die Ursache der Behauptung sein, daß die Fossilfunde in den tieferen Schotterlagen noch oberpliozäner Prägung sind. Dagegen wird das glaziale Alter eines überwiegenden Teiles dieser Schotterdecke dadurch bewiesen, daß ein Teil dieses Schuttkegelschotters über einer bereits durch Kryoturba-tion erfaßten Oberfläche liegt.

Im Laufe neuester Untersuchungen hat man im Wiener Becken ähnliche Ergebnisse erzielt. Die *Mastodon borsoni* enthaltenden Laaerberger und Wienerberger Terrassen sind in das Günz eingereiht worden (Finck-Majdan, 1954).

#### Die Schuttkegelterrasse No. IV

In der Pester Ebene kommt innerhalb der Überreste des frühpleistozänen Schuttkegels Nr. V und westlich davon (Abb. 7) der tiefere Horizont der Schotterterrasse Nr. IV vor. Vom Mogyoróder Bach bis zum Rákosbach sind die Niveaudifferenzen der zwei Terrassen recht gross (20—50 m). Nach Süden nimmt dieser Unterschied stetig ab, und beträgt zwischen Kóbánya und Pestlőrinc nur noch 10—15 m. Der Schotter des Schuttkegels Nr. V taucht südlich von der Ziegelei von Pestlőrinc unter denjenigen des Schuttkegels Nr. IV.

Aus den morphologischen sowie mineralogisch-petrographischen Gegebenheiten und den Lagerungsverhältnissen des Schotterhorizonts Nr. IV läßt sich folgern, daß die Donau ihre aufschüttende, schuttkegelbildende Tätigkeit auf der Pester Ebene wiederum veränderte und sich in die Oberfläche ihres frühpleistozänen Schuttkegels recht scharf hineinschnitt.

Wir können aus den morphologischen Eigenschaften sowie den mineralogisch-petrographischen und Lagerungsverhältnissen des IV. Schotterhorizontes dahinschließen, daß die Donau in der Pester Ebene wieder einmal mit



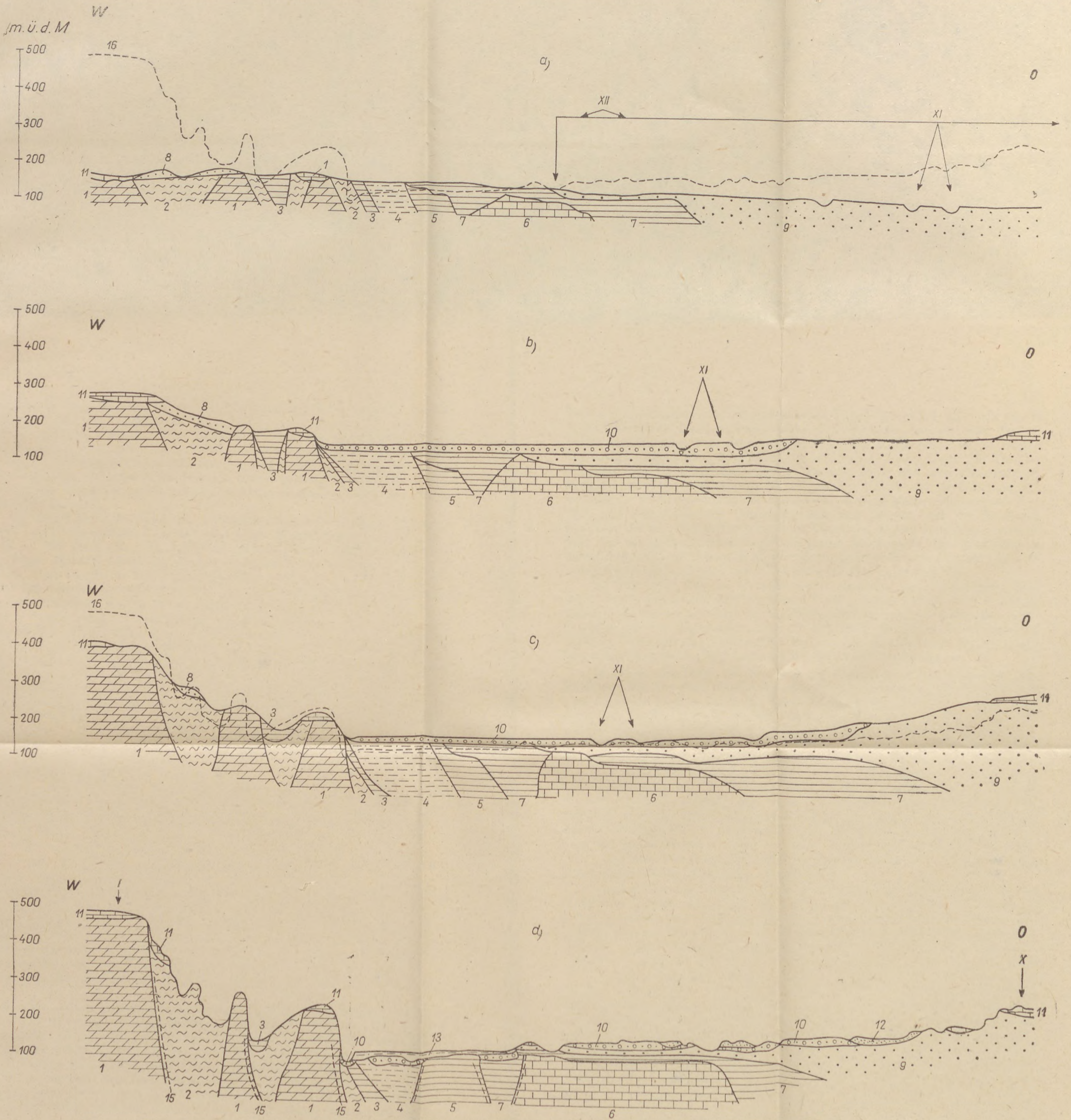


Abb. 8. Entwicklungsgang der Schuttkegelbildung am Tiefenrand in der Pester Ebene

a — Horizont von Asti, b — Günz-Eiszeit, c — Mindel-Eiszeit, d Gegenwart I — Széchenyi-Berg, X — Erdő-Berg von Rákoshegy, XI, XII — die U-Donau und ihre Nebenflüsse, 1 — Dolomit, 2 — Budaer Mergel, 3 — Kisceller Ton, 4 — mediterrane Schichten, 5 — sarmatischer Ton, 6 — sarmatischer Kalkstein, 7 — panonischer Sand, 9 — Sand aus dem Oberpliozän, pleistozäner Schotter, 11 — Süßwasserkalkstein, 12 — Flugsand, 13 — Flußsand und Schlamm, 14 — künstliche Aufschüttung, 15 — Bruch, Verwerfung, 16 — gegenwärtige Oberfläche



ihrer aufschüttenden schuttkegelbildenden Tätigkeit aufließ und sich scharf in die Oberfläche ihres frühpleistozänen Schuttkegels einschnitt. Der Tiefenschurf war, bis Pestlőrinc nachweisbar, so kräftig und rasch, daß die Donau die vorher angehäuften Schichten alle durchschnitt und sogar die Tertiärschichten der Unterlage ausmeißelte. Daraus, sowie aus dem viel gröberen Material des Schotterhorizontes Nr. IV (Gerölle bis 20—30 cm Durchmesser) und aus der im Verhältnis zu der Terrasse Nr. V recht kleinen Mächtigkeit (1—3½ m) und sehr schlechten Sortierung läßt sich folgern, daß die Erosionsfähigkeit der den IV. Schotterhorizont bildenden Donau sich sehr verstärkt hat. Auf der anderen Seite weist die, kleine Mächtigkeit der Schotterdecke darauf hin, daß die Donau in diesem Horizont ihren Schutt in einer viel kürzeren Zeitspanne anhäufte, als es bei Horizont Nr. V der Fall war.

Es fragt sich, was die Ursache dieses neuesten, zweiten kräftigen Einschnittes der Donau gewesen sein konnte? Ob sich eine auf die erste Vereisung folgende Klimaveränderung, das an Niederschlägen reichere Klima der interglazialen Zeit im allgemeinen, oder die Erhöhung des Falles sich derart auswirkte? Vielleicht das gleichzeitige Auftreten beider Faktoren. Unsere Angaben weisen jedoch in erster Linie auf die Erhöhung des Laufes hin.

In den oberen Teilen des Profils in der Tongrube der Pestlőrincer Ziegelei kann man die über ganz oberflächennahen Pannonschichten bzw. über Fluvialsand liegende 1—2 m mächtige Schotterschicht des IV. Horizonts gut beobachten. Entlang der südöstlichen Wandung der Grube läuft ein NW—SO streichender Bruch, einwandfrei gekennzeichnet durch die zementierte Sandausfüllung. Kaum etliche hundert Meter südöstlich sind in den dortigen Schottergruben die pannonischen Schichten so tief abgesunken, daß sie in den 8—10 m tiefen Aufschlüssen überhaupt nicht mehr zutage treten. Nördlich und nordwestlich von der Verwerfung ist der Schotterhorizont Nr. IV bloß 1—2 m mächtig, dagegen mißt er in der genannten Schottergrube 4—5 m und liegt an Stelle von pannonischen Tonen oder Sanden über dem Schotter des Schuttkegels Nr. V. Südöstlich dieser NW—SO streichenden Bruchlinie sind die pannonischen Schichten in eine tiefere Lage gesunken. Das wird durch eine Zahl von Bohrungen in der Umgebung belegt. Gleichzeitig ist auch der frühpleistozäne Schuttkegel mitgesunken.

Demnach ist der steilere Fall der am V. Horizont auf der Pester Ebene fließenden Donau durch die Absenkung des Gebietes SO von Pestlőrinc, einem Ausläufer der Neueinsenkung der Vecsés—Kecskeméter Mulde verursacht worden. Nördlich von der neuen Senke schneidet sich die Donau scharf in ihren vorigen Schuttkegel ein, und vertiefte ihr Bett im Laufe dieser Ausschürfung bis zum heutigen IV. Terrassenhorizont. Südlich und südöstlich von der neuen Bruchlinie fand die Bildung des neuen Schuttkegels an, die im heutigen Zwischengebiet von Donau und Theiß einen in SSO-licher Richtung langgestreckten flachen Schotterkegel ergab. Ihre Achse zeigte vermutlich in die Richtung der damals immer noch sinkenden Senke von Vecsés—Kecskemét, die von der Donau zu dieser Zeit mit Schichten normaler Lagerung allmählich aufgeschüttet wurde. Der Schotterhorizont Nr. IV setzt sich auch nördlich von der Pester Ebene fort. Seine westliche Grenze reichte bis zu dem östlichen Rand des Budaer Gebirges. Zu dieser Terrasse gehören u. a. auf dem rechten Ufer (Abb. 8) der Budaer Burgberg (Kéz, 1933), auf dem linken das Gebiet von Kőbánya. Wie aus der Abbildung ersichtlich, umfaßte diese Terrasse ein sehr breites Gebiet, fast die ganze Pester Ebene. Folglich kann auch Terrasse



Nr. IV als ein Schotterkegel aufgefaßt werden, die sich infolge der Aufschüttung der von der Pestlörincer Verwerfung südlich-südöstlich liegenden Senke in einer tieferen Lage als der frühpleistozäne Schotterkegel bildete. Nördlich von der Bruchlinie fand jedoch eine Einschneidung der Donau statt, und demzufolge wuchs der Schuttkegel im Laufe der allmählichen Ausgleichung der Böschungslinie nach dem Norden zu, in das vorher seitlich und in die Tiefe ausgeschürfte Tal, in der Richtung der nördlicheren Talenge. Der frühpleistozäne Schuttkegelhorizont Nr. V erhöhte sich terrassenartig über den Horizont des Schuttkegels Nr. IV. Da es sich hier nicht um eigentliche Talterrassen handelt, kann eine derartige Terrasse vielleicht mit Recht eine *Schuttkegelterrasse* genannt werden (Pécsi 1955), zur Unterscheidung von den durchgehenden Tal- und stadialen Terrassen. Die Schuttkegelterrasse bildet laut L. Kádár einen Übergang zwischen beiden (1955), wobei sie jedoch in der Pester Ebene den tektonisch bedingten Terrassen nähersteht.

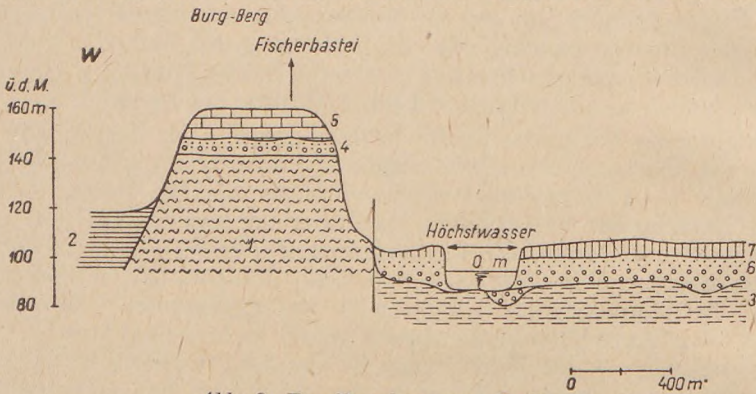


Abb. 9. Der Burgberg von Buda

1 — Budaer Mergel, 2 — Kisceller Ton, 3\* — mediterraner sandiger Ton, 4 — Terrassenschotter und Sand, 5 — Süßwasser-Kalkstein, 6 — Schwemmschotter und Sand, 7 — künstliche Aufschüttung

Über das Alter der Aufschüttung der Schuttkegelterrasse Nr. IV erhalten wir Angaben durch die zahlreichen gut erhaltenen Säugetierfaunen aus den Schottern des Kisceller Plateaus in Alt-Buda bzw. des Budaer Burgberges. Diese sind in der Literatur eingehend behandelt worden (Mottl, 1942, Kéz, 1933, Schréter 1912, Schafarzik-Vendl 1929). Demnach kann die Ablagerung der die Reste von *Elephas trogontherii* enthaltenden Terrasse ins Mindel gesetzt werden. Der Schuttkegelschotter ist auf dem Kisceller Plateau und auf dem Burgberg später noch von Süßwasserkalkstein überlagert worden (Abb. 9), dessen Alter, gleichfalls nach Säugetierfunden, auch ins Mindel gesetzt wird. Demnach durfte die Einschneidung der Donau von dem V. bis zu dem IV. Horizont von Ende Günz bis zu der ersten Hälfte des Mindels gedauert haben.

Es ist kein Zufall, daß das Alter der Bildung der Schuttkegel IV und V mit dem Mindel bzw. Günz übereinstimmt, jedoch soll man daraus noch nicht unbedingt darauf schließen, daß sie, oder besonders die Einschneidung, ausschließlich oder doch hauptsächlich durch Klimaschwankungen bedingt wurden. Wie aus den morphologischen und geologischen Angaben hervorgeht, können wir als Hauptgrund der Einschneidung die verschiedenen neuen Senkenbildungen ansehen.



## Die Entwicklung der tieferen Terrassen

Südlich von Pestlőrinc, d. h. im südlichen Teil der Pester Ebene taucht auch der Schuttkegel Nr. IV rasch unter die Oberfläche, jedoch entlang einer gerade senkrecht zu der vorherigen, nämlich NW—SO streichenden Bruchlinie.

In Betracht der von Miháلتz (1947) entworfenen Bohrprofile des Donau—Theiß-Kanals liegen die für den Schuttkegel Nr. IV kennzeichnenden groben Gerölle in einer Tiefe von 5—10 m unter Tage, überdeckt von einem feineren, lockeren fluvialen Sediment. In der großen Schottergrube von Dél-egyháza scheint die untere Lage der über dem pannonischen Ton liegenden 8—10 m mächtigen Schotterschicht, in Hinsicht auf die petrographische Zusammensetzung wie auch auf die Abrollung, mit dem Schotter des IV. Schuttkegels identisch zu sein.

Die Schuttkegelterrasse Nr. IV hört in der Pester Ebene nach dem Westen mit einem scharfen Rand und einer kräftigen Treppe (20—30 m) entlang seiner Berührung mit Terrasse Nr. III auf. Die dritte Terrasse (25—35 m über dem Nullpunkt der Donau) ist von kleinerem Umfang und Breite als die bisher beschriebenen und späteren Terrassen. Zusammensetzung, Korngröße und Abrollung des Schotters weichen von denen der Terrasse Nr. IV ab. Die Unterscheidung dieses Horizontes von den tieferen Terrassen wird durch seine größere relative Höhe und durch die größere Abrollung der einzelnen Kieselsteine begründet (Pécsi M.—Mme E. Pécsi-Donáth, 1960; Tabelle Nr. 5). Auf der Oberfläche kann man die abweichende Höhenlage kaum irgendwo bemerken, jedoch wird sie durch die Bohrungsangaben klar angedeutet (Abb. 10). Auf der Oberfläche wird nämlich die Grenze durch Flugsand verwischt.

Der dritte Schotterhorizont zieht südlich von Budapest in der Richtung Pestimre—Gyál—Felsőpakony—Alsópakonypuszta nach Südosten hin. In diesem Gebiet zeigt die Lage des IV. Schotterhorizontes an, daß er entlang einer NW—SW streichenden Bruchlinie abgeschoben wurde. Zwischen den Schottern Nr. IV von Pestlőrinc (140 m ü. d. M.) und den gleichen Schottern entlang des Donau—Theißkanals (90—95 m ü. d. M.) gibt es einen Höhenunterschied von 45—50 m.

Den genauen Verlauf der Bruchlinie kennen wir nicht, jedoch können wir anhand der Lage des Schotterhorizontes Nr. III vermuten, daß sie in die Richtung Pestimre—Keckemét verläuft. Folglich war die Fließrichtung der Donau selbst in dieser Periode (nach dem Mindel-Glazial) noch eine SO-liche. Die NO—SW streichenden Brüche haben sich zu dieser Zeit zweifellos wieder erneuert, jedoch können ihre morphologischen Auswirkungen wegen der noch jüngeren NW—SO-lichen Brüche nur schwer erkannt werden. Das Ausmaß der Eintiefung der Donau von der IV. bis zu der II. Terrasse kann man um Budapest durchschnittlich auf 25—35 m einschätzen (Abb. 8). Diese beträchtliche Einsenkung dürfte auch durch eine an Ort und Stelle noch nicht genau nachgewiesene Verwerfung im Süden der Pester Ebene, etwa entlang der Linie Dunaharaszti—Alsónémedi, verursacht werden. Die Senkung, die die Oberfläche der Terrasse Nr. IV südlich von Budapest um 40—50 m tiefer verlegte, war die nordwestlichste Auswirkung der großen Pleistozänensenke zwischen Donau und Theiß.

Die Einschneidung dürfte unmittelbar vor Beginn der Bildung des Süßwasserkalksteins von Kiscell und Burgberg angefangen haben, da an den



genannten Stellen unter dem Süßwasserkalkstein, jedoch über dem Donauschutt lokales Sediment, Detritus lokaler Abstammung vorliegt. Der Kalkstein- und Dolomiddetritus über dem Donauschotter zeugt davon, daß die Einschneidung der Donau in die Terrasse Nr. IV begonnen hat. Die Einschneidung konnte während der Bildung des Süßwasserkalksteins nicht allzu groß gewesen sein, da in diesem Falle auch die letzteren sich abwärts verschoben hätten. Weiterhin ist auch die Thermalquellentätigkeit erneuert worden durch die Krustenbewegungen, die die Einschneidung der Donau in die Terrasse Nr. IV verursacht haben. So müssen wir den Anfang der Einschneidung der Donau bis zu der III. Terrasse unmittelbar nach dem zweiten Teil der Mindel-Vereisung setzen. Über die Dauer dieser Einschneidung mangelt es an Angaben. Vermutlich war sie im Laufe des „großen“ Mindel-Riss-Interglazials noch tätig.

Die Bildungszeit des Terrassenhorizonts Nr. III auf der Pester Schuttkegelebene läßt sich nur indirekt feststellen. Eine altersbestimmende Fauna hat diese Terrasse bislang noch nicht ergeben. Morphologisch liegt sie zwischen jungpleistozäner (Würm-) und älterpleistozäner (Mindel-) Terrasse, so können wir ihre Entwicklung zwischen beide, nämlich ins Mittelpleistozän setzen.

Auf dem Schuttkegel am Alföldrande liegt in 16—20 m Höhe über dem heutigen Donaupegel die *Terrasse Nr. II/b*. Ihre Höhe ist etwa um 10—15 m tiefer als die der Terrasse Nr. III. Wie aus Abb. 10 ersichtlich, ist die Einschneidung der Donau vom Horizont Nr. III bis zu dem Horizont Nr. II/b stark genug ausgeprägt und leicht nachweisbar. Der Stufenunterschied ist zwar viel kleiner als zwischen den beiden vorangehenden Horizonten. Die morphologische Lage der Terrasse Nr. II/b erweckt den Eindruck, als ob die der Aufschüttung der Terrasse II/b vorangehende Erosion in bedeutendem Maße von der tektonischen Bewegung verursacht worden wäre, die die III. Terrassenhorizonte der in die Kleine und Große Ungarische Tiefebene austretenden Flüsse tief unter die Oberfläche versenkte und im Gebiet des Mittelgebirges große Niveauunterschiede in der Lage der Terrassen Nr. III. zustandebrachte.

Vor der Aufschüttung der Terrasse Nr. II/b war die Senkung der Zweigdepression zwischen Donau und Theiß im Gebiet von Kiskunfélegyháza—Kiskunhalas und Szeged so stark, daß die Donau selbst noch zur Zeit der Aufschüttung der Terrasse Nr. II/b in dieser Richtung abfloß, obzwar damals bereits die Entwicklung der Randsenke zwischen Kalocsa und Baja angefangen haben dürfte. Letztere hat die Donau nur mit einer gewissen Verzögerung an sich gezogen, nachdem die Flußarme zwischen Donau und Theiß schon genügend aufgeschüttet waren und der Fortschritt der Einsenkung am Rande von Transdanubien rascher wurde. Zuerst gab es offenbar Seitenarme in beiden Richtungen. Besonders klar tritt die der Aufschüttung der Terrasse Nr. II/b vorausgehende Bewegung im Terrassensystem der Visegráder Enge hervor (Pécsi, 1959).

Der Verlauf der Terrasse Nr. II/b wird durch Abb. 7 veranschaulicht. Diese Terrasse zieht in der Richtung Dunakeszi—Rákospalota—Pestújhely—Zugló—Népliget—Kispest—Pestimre—Ócsa in breitem Streifen dahin und verliert sich im Süden unter jüngeren Sedimenten. Dagegen scheint sie sich am Westrand des Rückens zwischen Donau und Theiß in SSO-licher Richtung fortzusetzen.



Die zwischen Dunaharaszti und Taksony nach SO anlaufende flache Mulde ist eigentlich eine Schar ganz junger Bruchlinien, entlang denen die (16—22 m über Donaupegel liegende) Terrasse Nr. II/b am Rande des heutigen tiefländischen Donautales aufhört. Später hat sich die Donau bis in das Niveau der Terrasse Nr. II/a eingeschnitten. Dazu hat auch die Zunahme der Senkung im Raum von Bugyi und Kalocsa—Mohács beigetragen. Diese Zunahme hat bereits am Anfang des Jungpleistozäns begonnen und den allgemeinen N—S-lichen Verlauf der Donau zustandegebracht (S ü m e g h y 1948, 1950, B u l l a 1953).

Die Krustenbewegung, die der Aufschüttung der Terrasse II/a voranging, und auch teilweise auch im Laufe derselben tätig war, hat auf die morphologische Ausgestaltung des Donautales eine größere Wirkung ausgeübt als die vorhin besprochene Bewegungsphase. Man muß diese Behauptung gewissermaßen relativ bewerten, da die uns zeitlich näherliegenden Veränderungen immer größer anmuten können als die älteren, bei sonst gleichem Umfang. Bei Beachtung dieser Perspektiventäuschung möchte ich nun mit einigen Angaben die Auswirkung der letzteren Bewegung auf die Ausgestaltung des morphologischen Bildes im Donautale schildern. Durch die Bewegungen dieser Phase ist die Randsenke zwischen Kalocsa—Mohács—Baja entwickelt worden, die die im größeren Teil des Pleistozäns schräg südöstlich ablaufenden Donauarme in die heutige N—S-liche Richtung einschwenken ließ.

Der in dem heutigen Donautale südlich von der Linie Dunaharaszti—Alsónémedi—Ócsa nachweisbare Schotterhorizont ist bereits von tieferer Lage. Diesen tieferliegenden Schotterhorizont nennen wir Terrasse Nr. II/a. Anhand der in ihr vorgefundenen Fauna (*Mammuth*-Zähne) ist er noch spätpleistozän, und ist auf der Szentendre-Insel, im Raume des Budapester Häusermeeres und auf der Ósepel-Insel in dichten Bohrungsnetzen vielfach nachgewiesen worden.

Die Höhe dieser Terrasse über dem Nullpegel der Donau beträgt 8—12 m im Durchschnitt, und kann südlich von der breiten flachen Mulde, die entlang der Spur des Donau—Theiß-Kanals bis Kunszentmiklós verläuft, in Oberflächennähe fast überall verfolgt werden.

Die Senke zwischen Dunaharaszti—Taksony, in welcher der Donau—Theißkanal anfängt, hat jedoch auch den spätwürmischen Horizont II/a noch zerschnitten, da durch diese Senke auch noch die holozäne Donau abließ. Folglich hat sich eine schmale SO-lich gerichtete Senke Ende Pleistozän—Anfang Holozän wieder erneuert und einen Nebenarm der Donau südöstlich nach Sári—Alsódabas abgelenkt, von wo aus dieser, durch die Senke von Kalocsa angezogen, seinen Weg nach Süden fortsetzte.

Im Süden der Pester Ebene haben jedoch die spätjungpleistozänen Bewegungen noch eine andere kennzeichnende tektonische Linie zustandegebracht. Diese ist NO—SW gerichtet. Beide Bruchsysteme konnten bei Gelegenheit des Erdbebens vom 12. Januar 1956 in den Rißrichtungen klar nachgewiesen werden (S. S o m o g y i, 1956, L. B e n d e f y 1958). Die stärkeren Risse waren NO—SW gerichtet, also genau übereinstimmend mit der Richtung des Donauarmes von Soroksár. Die im Jungholozän zunehmend absinkende Mulde entlang dem NO—SW streichenden Bruch hat den im Altholozän südöstlich von Dunaharaszti abzweigenden Donauarm in seine gegenwärtige Fließrichtung, nach SW abgelenkt. Die Bewegungen und Senkungen entlang den holozänen Verwerfungen haben die Abflußrichtung der Donau und dadurch auch die Gestaltung der Oberflächenmorphologie im



Raume unmittelbar südlich von Budapest wesentlich beeinflußt. Die alt- und jungholozänen Betten und Fließrichtungen der Donau zeigen im genannten Gebiet, und auch anderswo, die Stellen und die auch heute noch oberflächengestaltenden Wirkungen der jungen Krustenbewegungen klar an. Gleichzeitig lenken die Krustenbewegungen die Aufmerksamkeit auf die Lage und Richtung gefährdeter Gebiete.

Entlang der durch spätjungpleistozänen-frühholozänen Krustenbewegungen hervorgerufenen Brüche wurde der Hauptstrom der Donau allmählich nach Westen verdrängt und dieser hat die vorangehenden älteren Schuttkegelterrassen der Reihe nach zerstört.

E. S c h e r f hat — im Widerspruch mit der meridionalen Verwerfungstheorie von L ó c z y d. Ä. — auch behauptet, daß die allgemeine südliche Richtung der heutigen Donau eigentlich durch sich schneidende, NO—SW und NW—SO streichende Brüche bedingt worden ist (1947).

### Der Schuttkegel der Donau in der Tiefebene

Laut S ü m e g h y (1954) griff *der Schuttkegel der Donau* in der Tiefebene nicht nur auf das Land zwischen Donau und Theiß, sondern auch auf das Gebiet östlich der Theiß hinüber. Der Schuttkegel der Donau verlor sich nämlich in der Senke der zentralen Tiefebene. Verfasser deutet das im Sinne von T r e i t z und S ü m e g h y derart, daß das ganze Gebiet zwischen Donau und Theiß ein riesiger Schuttkegel ist, an deren Aufschüttung in kleinerem Maße auch Flüsse aus Transdanubien und aus dem Nördlichen Mittelgebirge teilgenommen haben, teils zur Zeit, als die Donau noch nicht durch die Visegráder Enge in die Tiefebene floß, teils nachher, als sie ihren Weg schräg durch die heutige Kiskunság in die Senke der zentralen Tiefebene nahm.

Dieser Schuttkegel ist jünger als der des Gödöllöer Hügellandes und hat sich etwas weiter südwestlich entwickelt, in NW—SO-licher Richtung, in einer sich ausbreitenden Keilform. Im wesentlichen ist er eine Fortsetzung des ältesten (V) und auch der jüngeren randlichen Schuttkegel. In Bohrungen konnte er von der Fortsetzung der kreuzgeschichteten Gödöllöer Sande in der Tiefe nicht mit Gewißheit unterschieden werden. Anhand der Auswertung von vielen Hunderten von Bohrungen scheinen die kreuzgeschichteten (levantischen) Astisande von Gödöllő in jenen dem Becken zu sich allmählich verfeinernden — stellenweise stark erodierten — Ablagerungen ihre Fortsetzung zu finden, die unter den untersten Grobsand- und sandigen Schotterlagen und über den oberpannonischen Schichten liegen.

Wie bei der Besprechung der Entwicklung des randlichen Schuttkegels dargelegt, wird der Schuttkegel in der Tiefebene durch Verwerfungstreppen in die Tiefe gesenkt. Er nahm am Anfang des Pleistozäns entlang einer zwischen Keeskemét—Kiskunfélegyháza—Szentés—Szeged verlaufenden Achse ein großes Gebiet ein. Westlich reichte er bis zu dem Ostrand des heutigen Donautales (T r e i t z, S ü m e g h y, E r d é l y i, B u l l a). Das Überschwemmungsgebiet der heutigen Donau ist auch 20—30 km breit. Die Sedimente dürften sich auf dem Schuttkegel zeitlich und räumlich neben- und übereinander abgelagert haben.

Die Senke in der zentralen Tiefebene sank im Laufe des Pleistozäns weiter, jedoch wurde sie durch ein reiches Schuttmaterial allmählich aufgeschüttet.



Nebst dieser Senke gingen entlang von NW—SO und senkrecht dazu streichenden Brüchen am nordöstlichen Rand der Zweigsenke zwischen Donau und Theiß — bis zum Südrand der Pester Ebene — wiederholte Abschiebungen vor sich. Ihre Spuren sind auf der Oberfläche der Terrassen auf der Pester Ebene tatsächlich nachgewiesen worden. Von seinem eigenen Schuttkegel verdrängt, wurde der Hauptarm der Donau in westliche Richtung, etwa auf den Ostrand des heutigen Donautales verschoben. Selbstredend spielten dabei die randlichen Brüche und Senkungen auch eine Rolle. Die südlichste Verzweigung der Donau schnitt sich nördlich von Kiskőrös in südöstlicher Richtung bis in das heutige Theißtal durch. Westlich von den Donauarmen reichten die Schuttkegel der von Transdanubien kommenden Flüsse in die Tiefebene herüber (Abb. 10).



Abb. 10. Abflußrichtung der Donau in der Tiefebene zur Zeit des letzten Interglazials nach Sümeghy

**Der jüngste Schuttkegel der Tiefebene:  
das gegenwärtige Donautal**

Das gegenwärtige durchschnittlich 20—30 km breite Überschwemmungsgebiet des Donauabschnittes in der Tiefebene ist selbst ein Schuttkegel. Auch hierin geht die Aufschüttung im wesentlichen nach den Gesetzen der Schuttkegelbildung vor sich. Eingehende Beobachtungen darüber sind anderswo in allen Einzelheiten beschrieben worden (Pécsi 1959). In dieser Hinsicht sind wir uns mit Sümeghy und auch mit Miháلتz vollkommen einig. Die Meinungsverschiedenheit besteht bloß darin, daß — wie besprochen —



laut S ü m e g h y das heutige Donautal eine seit dem Frühpleistozän bestehende Bildung ist, wogegen laut Mihály die Donau im größeren Teil des Pleistozäns im jetzigen Tale verlief. Morphologisch besser belegbar ist die Meinung von Bulla, Erdélyi und noch mehreren Verfassern, die meinen, daß die Donau ihr heutiges Tal seit dem letzten Interglazial einnahm. Verfasser stimmt jedoch S ü m e g h y in dem zu, daß die Donau, die durch Kiskőrös, durch das Land zwischen Donau und Theiß in südöstlicher Richtung abfloß, von der Randsenke von Kalocsa—Baja—Mohács in die heutige N—S-Richtung abgelenkt wurde. Sie hat dabei die Schuttkegel der transdanubischen am Alföldrand zerstört.

Im heutigen Donautal ist bis zu der Kalocsaer Senke die fluviale Ablagerung im Durschnitt 15—20 m mächtig, wogegen sie im Gebiet der Senke sogar 90—100 m ausmacht. Die fluviale Serie liegt über pannonischem Ton bzw. sandigem Ton.

### Der durch die Randbrüche der Tiefebene entstandene Schuttkegel

Im Laufe der oben umrissenen Entwicklung des randlichen Schuttkegels der Tiefebene kann man wiederholte Krustenbewegungen nachweisen in der Zone, wo die Hauptmasse des Schuttkegels unter die Oberfläche taucht.

*Folglich vertritt der Schuttkegel zwischen Donau und Theiß den Typus derjenigen Schuttkegelbildung, bei der der Prozeß durch wiederholte Randtreppenabbrüche für längere Zeit aufrechterhalten bzw. erneuert wurde. Auf die Möglichkeit einer derartigen Schuttkegelbildung hat früher einmal L. K á d á r hingewiesen (1955).*

In seiner Arbeit schildert er die Bildung eines solchen Schuttkegels — m. E. im allgemeinen richtig, — bei welchem die Randtreppe nur einmalig in Bewegung kam. Er bemerkt jedoch, daß die Schuttkegel meistens durch langsame, stetige Hebungen oder aber durch mehrfach wiederholte Bewegungen zustandekommen. Über die Entwicklung des letzteren Typs spricht er nur im allgemeinen. Wenn — nach seiner Meinung — der Schuttkegel von tektonischen Brüchen beeinflusst wird, so wird dadurch der Prozeß der Schuttkegelbildung erneuert und mit den Auswirkungen der Brüche kombiniert. K á d á r meint, daß falls die Krustenbewegung stetig und langsam ist, die Schuttkegelbildung beständig bleibt. Für den letzten Fall ist besonders der Schuttkegel an der Kleinen Tiefebene ein gutes Beispiel. Verfasser hat K á d á r s Auffassung über den allgemeinen Fortschritt der Schuttkegelbildung durch ein konkretes Beispiel unterstützt. Gleichzeitig muß er jedoch ablehnen, was K á d á r über Entstehungsweise und -Alter des Kiskunságer Donauschuttkegels schrieb.

Es kann nämlich nicht nachgewiesen, ja sogar anhand aller Angaben nur bezweifelt werden, daß die Visegráder Enge im Jungpleistozän und durch Regression verursacht wurde, wie es K á d á r will. Demnach hätte nämlich die durch das Vácer Tor fließende Donau nur seit dem Jungpleistozän an der Aufschüttung seines Schuttkegels gearbeitet haben. Diese Auffassung von K á d á r beruht auf einer falschen Interpretierung meiner früheren Ergebnisse. Ich habe nämlich nachgewiesen, daß im Schuttkegel um Budapest die Zusammensetzung und Korngrößenverteilung der Schuttkegelterrasse Nr. V von denen der jüngeren Terrassen verschieden ist (P é c s i 1956). Ich habe



auch — im Einklang mit mehreren früheren Forschern (Halaváts, Schafarzik, Bódi) — bewiesen, daß im Abschnitt der Donau zwischen Vác und Budapest dieser der älteste Schuttkegel ist, der bereits Schuttmaterial aus den Alpen enthält. Ich habe weiterhin nachgewiesen, daß die sechs Terrassenschotter in diesem Abschnitt zweifellos alle miteinander aus Donauschutt bestehen. Zur Zeit der Bildung der Schuttkegelterrasse Nr. V war die Donau bereits ein von den Alpen bis in die Tiefebene ungestört durchlaufender Fluß, der durch den Engpaß von Visegrád in die Tiefebene trat. Es ist gänzlich unvollständig, daß die Donau denjenigen groben und mächtigen Schutt, der auf der Pester Ebene und bis zu der Mitte des Landes zwischen Donau und Theiß in die Umgebung von Cegléd—Kecskemét—Nagykörös bis 200—300 m Tiefe vorkommt, nur seit Anfang Neupleistozän abgelagert hätte. *Die Anwesenheit der sechs Donauterrassen bei Budapest schließt selbst die Möglichkeit der Annahme einer neupleistozänen Regression nach Kádár vollkommen aus.*

### Praktische und theoretische Beziehungen

Ich möchte endlich die Aufmerksamkeit auf gewisse *praktische* Beziehungen meiner Untersuchungen lenken. Die nebenstehenden Abbildungen und Profile über die Verbreitung und Mächtigkeit des Schuttkegels zwischen Donau und Theiß geben eine genügend detaillierte Grundlage zur Wasserforschung. Was die Alterseinteilung der Bohrprofile betrifft, scheint es angemessen zu sein, die untersten Schotter und Grobsandlagen noch ins Pleistozän einzureihen. Die oberpliozänen (levantischen) Fluvialbildungen des Schuttkegels sollen unter diesen liegen. Das wird auch durch die in den Bohrungen vorgefundene, weiter oben beschriebene Molluskenfauna belegt. Jedoch halten wir nicht das für entscheidend, sondern den Umstand, daß selbst der älteste Terrassenschotter, der bei Budapest am Tage liegt, noch ins Frühpleistozän gehören kann. Wir können nämlich, wenn es so ist, in den weiter entfernten, südlicheren Teilen des Schuttkegels auch nicht auf wesentlich ältere Schotterbildungen stoßen. Die Abrollungsanalysen zeugen auch davon, daß z. B. die Schotterlagen aus der Bohrung von Nagykörös (in 220 bis 380 m Tiefe) mit den älteren Terrassen (Nr. IV und V) der Budapester Umgebung gleichaltrig sind. Dadurch werden auch einige früher für levantisch gehaltene Ablagerungen ins Pleistozän verschoben. Alles in allem können wir die pleistozäne Schichtreihe mit Gewißheit bis zu den untersten grobsandig-schottrigen Schichten erweitern. Im Süden des Landes zwischen Donau und Theiß (zwischen Kistelek und Szeged) ist die Gliederung nur deshalb schwierig, weil das Geschiebe sich verfeinert und seine Mächtigkeit stark zunimmt. Wo und wie lang auch grobe sandige Ablagerungen in Überschuß geraten, können diese nur zu der pleistozänen Aufschüttung gehören.

Auch aus der Analyse der Teufen artesischer Brunnen geht hervor, daß diese zwischen Donau und Theiß ihr Wasser fast ausnahmslos aus einer, der untersten sandig-schottrigen Schichtreihe entsprechenden Tiefe gewinnen. Die untere Grenze des Pleistozäns wird in den Bohrungen durch die größeren Sedimente klar angedeutet, jedoch erleichtern die Abwechslungen der schottrigen und grobsandigen Schichten auch die Gliederung des Pleistozäns. Die größeren Schichten deuten den Anfang je eines neueren Ablagerungszyklus an, in Abhängigkeit von der zeitweise verstärkten Senkung im Zentrum der



Tiefebene. Später werden die gröberen sandig-schottrigen Schichten von feinerem sandigem Schlamm und Ton abgelöst. Die in den Bohrproben feststellbare Zyklizität der pleistozänen Alfldsedimente ist von Miháلتz (1955) auch anhand von Krustenbewegungen, durch die stufenweise Senkung der Tiefebene gedeutet worden. Er nimmt in der Umgebung von Szeged eine Mächtigkeit von 50 bis 150 m für die Pleistozänschichten an. In dieser Schichtreihe weist er drei, regional beständige grobsandige Schichtreihen nach und strebt diese mit dem dreifachen pleistozänen Terrassensystem von Bulla (1941) in Einklang zu bringen, welches bereits von Bulla selber für unzeitgemäß gehalten wird. Der in 1941 erschienene Aufsatz von Bulla über die Flußterrassen des Karpatenbeckens widerspiegelt noch die veraltete dreifache Pleistozängliederung. In seinem Buch „*Allgemeine physikalische Geographie*“ (1954) und auch früher spricht Bulla bereits von vier Pleistozänterrassen. Nach meinen neuesten Untersuchungen (Pécsi 1956, 1959) denke ich, behaupten zu dürfen, daß es im bergigen Abschnitt des Donautales wenigstens fünf Pleistozänterrassen gibt. Dagegen kommt im Vorland des Gebirges eine kleinere Zahl von Terrassen vor. Demnach ist es ungeklärt, mit welchen drei Pleistozänterrassen die drei grobsandigen Schichtreihen von Miháلتz in der südlichen Tiefebene parallelisiert werden können.

Ein weiteres Problem ist, daß die beiden letzten Sedimentationszyklen von Miháلتz im Raum von Szeged Mächtigkeiten unter 20 m besitzen. Eine Sortierung der Sedimente innerhalb einer Schichtreihe von so kleiner Mächtigkeit kann auch durch den Sedimentierungsmechanismus des Flusses verursacht werden (Pécsi 1959); es reihen sich solche Zyklen übereinander, falls sich das betreffende Gebiet in Senkung befindet. Im Laufe seiner Verschiebungen kann der Fluß seine eigenen früheren Ablagerungen erodieren, wie das auch aus den Profilen von Miháلتz hervorgeht.

Nichtsdestoweniger sind die drei aufeinanderfolgenden Sedimentationszyklen von Miháلتz Realitäten, bloß können sie nicht ohne weiteres in drei Pleistozänterrassen parallelisiert oder in Zusammenhang gebracht werden, schon deshalb nicht, weil sich im Pleistozän mehr als drei Terrassen bildeten, und des weiteren weil, wie nachgewiesen, die pleistozäne Schichtfolge in der südlichen Tiefebene und im Lande zwischen Donau und Theiß stellenweise dreimal mächtiger ist, als es Miháلتz annimmt. In den Bohrungen zwischen Donau und Theiß und entlang der Theißsenke können solcher Sedimentierungszyklen noch mehrere, von ähnlicher Mächtigkeit und Struktur, nachgewiesen werden.

Unter Anwendung der neueren Faunenbestimmungen und durch die Zusammenfassung der kleineren Sedimentierungszyklen wies J. Urbancsek in einem Profil schräg durch das Land zwischen Donau und Theiß eine dreifache Gliederung nach.

Wir haben die Ablagerungen des Schuttkegels der Donau in der Tiefebene, wie im entwicklungsgeschichtlichen Teil eingehend besprochen, mit der Ablagerung und Ausbildung der Terrassen Nr. V, IV, III und II/b der Budapest Umgebung parallelisiert. Wir haben den mächtigeren untersten Horizont des dreifachen Sedimentzyklus von Urbancsek, der den Beginn der Schuttkegelbildung zwischen Donau und Theiß vertritt, mit der Schuttkegelterrasse Nr. V (Schotter von Pestlőrinc) parallelisiert. Diese hat sowohl im Inneren als auch an den Rändern des Schuttkegels die größten Sedimentmächtigkeiten geliefert. Die mittlere Serie kann mit der Terrasse Nr. IV, die



oberste mit den Terrassen Nr. III und II/b der Budapester Umgebung gleichaltrig sein. Zur Zeit der Ausbildung der letzten pleistozänen Terrasse Nr. II/a verlief die Donau bereits im heutigen N—S-gerichteten Tal, sodaß der Großteil der Ablagerungen dieser Periode überwiegend von der Kalocsaer Senke verschluckt worden ist. In dieser Zeit — wahrscheinlich seit dem letzten Interglazial — waren im größten Teil des Rückens zwischen Donau und Theiß die äolischen Bildungen vorherrschend. Die Löß- und Flugsandablagerungen konnten im sinkenden Terrain bis zu unseren Tagen die 30—40 m erreicht und sogar übertroffen haben. •

Aus der Mächtigkeitsverteilung der Quartärsedimente in der Tiefebene sowie aus der Lage der Quartärterrassen der Donau kann auf die Ausmaße der Krustenbewegungen der jüngsten geologischen Periode geschlossen werden (P é c s i 1958). E g y e d (1957) ging bei der Bestimmung der Ausmaße gegenwärtiger Krustenbewegungen auch aus der Mächtigkeit der Quartärmächtigkeitskarte von J a s k ó (1948) zur Verfügung. Laut dieser sind die Mächtigkeiten der Quartärschichten im Gebiet zwischen Donau und Theiß am größten, entlang der Theiß und ergeben im Durchschnitt 100 bis 200 m, während sie auch links von der Theiß nicht mehr als 350 m betragen. Dagegen beträgt anhand der oben angeführten Angaben die Pleistozänmächtigkeit auch zwischen Donau und Theiß 350 m und sogar mehr, und in der Senke der zentralen Tiefebene in der Theiß—Maros-Ecke können wir etwa mit doppelten Beträgen rechnen. In der Bohrung Hódmezővásárhely ist die Mächtigkeit der postpannonischen Schichten mehr als 1000 m; in einer Teufe von 1100 m hat man die pannonischen Schichten noch nicht angetroffen. Die Abb. 6 nach J. U r b a n e s e k stellt die Mächtigkeitsverhältnisse anhand der neuesten Bohrungsangaben im Gebiet des tiefländischen Schuttkegels der Donau in einleuchtender Weise räumlich dar.

Die Karte zeigt mangels der entsprechenden Zahl von Bohrungsangaben die zwischen pannonischen und pleistozänen Ablagerungen liegenden sog. oberpliozänen (levantischen) Schichten nicht an: Verfasser wolte gerade von diesen feineren Ablagerungen die gröberen des Unterpleistozäns unterscheiden. Die sehr oft schon limnischen Ablagerungen des Oberpannons können sowieso nur schwierig von den oberpliozänen (levantischen) Schichten unterschieden werden.

Die größte durchschnittliche Mächtigkeit (300—600 m) der Pleistozän-schichten sowie die Lage ihrer Basis im Verhältnis zur Meeresfläche zeugt davon, daß die Tiefebene im Pleistozän eine wesentliche Senkung erlitt. Wenn wir des weiteren auch die über 1000 m betragende Mächtigkeit der Postpannonschichten ins Auge fassen, so ist der Senkungsbetrag in der postpannonischen Senke der Tiefebene noch auffallender und es wird klar, daß die größte lokale Erosionsbasis der Karpatenbecken im Oberpliozän und auch im Pleistozän die Tiefebene war. Der oberpannonische See zog sich im Laufe der Hebung des karpatischen Rahmens von der Tiefebene vollständig zurück. In dieser Zeit lag die Oberfläche in der Tiefebene, in uneinheitlichem Maße gehoben, über der Meeresfläche. Jedoch liegen heute diese Ablagerungen des Pannonendes, z. B. in der Bohrung von Hódmezővásárhely, in einer Teufe von über 1000 m u. d. M.

Diese Situation kann nur dadurch verstanden werden, wenn man voraussetzt, daß sich der Gebirgsrahmen in dieser Periode fortwährend erhob und



daß der Becken derweil stetig gesunken ist, und die Senke immer durch die Flüsse im notwendigen Maße aufgeschüttet wurde: sonst läge ja der pannonische Binnensee heute noch in unserem Lande.

#### LITERATUR

1. Bacsák Gy.: A skandináv eljegesedés hatása a periglaciális övön. (Die Wirkung der Vereisung in der Periglazialen Zone.) *M. Orsz. Meteorológiai és Földmágneseégi Int. kisebb kiadványai*, **13**, 1942.
2. Bartkó L.—Szabényi L.: Előzetes jelentés a pestszenterzsébeti sósvíz földtani viszonyairól. (Vorläufiger Bericht über die geologischen Verhältnisse des Salzwassers von Pestszenterzsébet.) *Jelentés a jövedéki mélykutatás 1946. évi sókutató munkálatairól*, 154—159. 1947.
3. Bendefy L.: Szeizmotektonikai vizsgálatok Budapest főváros környékén. (Seismotektonische Untersuchungen in der Umgebung der Hauptstadt Budapest.) *Földr. Ért.* **7**, 141—166. 1958.
4. Bódi B.: A budapestkörnyéki harmadkori kavicsok közettani vizsgálata, különös tekintettel a levantei kavicsképződésekre. (Petrographische Untersuchung der tertiären Schotter aus der Umgebung von Budapest, mit besonderer Beachtung der levantischen Schotterbildungen.) *Földt. Közl.* **68**, 180—207. 1938.
5. Bulla B.: Der pleistozäne Löß im Karpathenbecken. *Földt. Közl.* **67**, 33—62. 1937—1938.
6. Bulla B.—Mendöl T.: A Kárpát-medence földrajza. (Geographie des Karpathenbeckens.) Budapest, 1947.
7. Bulla B.: A Kiskunság kialakulása és felszíni formái. (Entwicklung und Oberflächenmorphologie des Kiskunság.) *Földr. Könyv- és Térképtár Ért.* **12**, 101—116. 1951.
8. Bulla B.: Az Alföld felszínének kialakulása. (Entwicklung der Oberfläche in der Ungarischen Tiefebene.) *Az 1952. évi Alföldi Kongr.* Budapest, 1953.
9. Cholnoky J.: Az Alföld felszíne. (Die Oberfläche der Grossen Ungarischen Tiefebene.) *Földr. Közl.* **34**, 413—436. 1910.
10. Cotet, P.: Cimpia Olteniei. Bucuresti, 1957.
11. Egyed L.: A kéregmozgások okai és a magyarországi kéregmozgások. (Die Ursachen der Krustenbewegungen und die Krustenbewegungen in Ungarn.) *Geofiz. Közl.* **6**, 47—52. 1957.
12. Erdélyi M.: A Duna-völgy nagyalföldi szakaszának víztároló üledékei. (Die wasserführenden Ablagerungen im ungarischen Abschnitt des Donautales.) *Hidr. Közl.* **35**, 159—169. 1955.
13. Fink, J. und Majdan, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. *Jahrbuch der geol. Bundesanst.* **97**, 211—249. 1954.
14. Halaváts Gy.: Az Alföld Duna—Tisza közötti részének földtani viszonyai. (Die geologischen Verhältnisse des zwischen Donau und Theiß liegenden Teiles der Großen Ungarischen Tiefebene.) *Földt. Int. Évk.* **11**, 101—173. 1895.
15. Halaváts Gy.: A Budapest-vidéki kavicsok kora. (Das Alter der Schotter der Budapester Umgebung.) *Földt. Közl.* **28**, 291—299. 1898.
16. Jaskó S.: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a Keinozoikumban. (Abtragung und Aufschüttung in Ungarn im Känozoikum.) *Földt. Közl.* **77**, 26—38. 1947.
17. Kádár L.: A hordalékkúpok fejlődése. (Die Entwicklung der Schuttkegel.) *I. Magyar Földrajzi Kongresszus*, Budapest, 1955. Kézirat.
18. Kádár L.: A magyarországi futóhomokkutatás eredményei és vitás kérdései. (Ergebnisse und Probleme der Flugsandforschung in Ungarn.) *Földrajzi Közl.* **4** (80), 143—158, 1956. (a)
19. Kertai Gy.: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. (Die Struktur der ungarischen Becken und Erdöllagerstätten anhand der Ergebnisse der Erdölschürfung.) *Földt. Közl.* **87**, 383—394. 1957.



20. Kéz A.: A budai Várhegy teraszkavicsa. (Der Terrassenschotter des Burg-  
hügels von Buda.) *Földr. Közl.* 57, 266—268. 1933.

21. Körössy L.: Adatok az Alföld északnyugati részének földtani ismereté-  
hez. (Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Tiefebenteiles.) *Földt.*  
*Közl.* 83, 3—12. 1953.

22. Kretzoi M.: A negyedkor tagolása gerinces fauna alapján. (Die Gliede-  
rung des Quartärs auf Grund der Säugetierfaunen.) *Alföldi Kongresszus.* Budapest, 1953.

23. Kriván P.: A pleisztocén földtörténeti ritmusai. Az új szintézis. (Die  
erdgeschichtlichen Rhythmen des Pleistozäns. Die neue Synthese.) *Alföldi Kongresszus.*  
Budapest, 1953.

24. Miháltz I.: A Duna—Tisza-csatorna geológiai viszonyainak tanulmányo-  
zása. (Die Untersuchung der geologischen Verhältnisse des Donau—Theiß Kanals.)  
Budapest, 1947.

25. Miháltz I.: A Duna—Tisza köze déli részének földtani felvétele. (Geolo-  
gische Aufnahme im südlichen Teil des Gebietes zwischen Donau und Theiß.) *Földt.*  
*Int. Évi Jel.* 139—143. 1950.

26. Miháltz I.: Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása. (Gliederung  
der Quartärschichten in der Tiefebene.) *Alföldi Kongresszus.* Budapest, 1953.

27. Miháltz I.—Ungár T.: Folyóvízi és szélfújta homok megkülönbözte-  
tése. (Unterscheidung fluvialer und äolischer Sande.) *Földt. Közl.* 84, 17—28. 1954.

28. Mottl M.: A gödöllői vasúti bevágás középső pliocénkorú emlős faunája.  
(Die mittelplozäne Säugetierfauna aus dem Bahneinschnitt bei Gödöllő.) *Földt. Int. Évk.*  
32, 255—265. 1939.

29. Mottl M.: Pliocén problémák és plio—pleisztocén határkérdés. (Pliozän-  
Probleme und die Grenzfrage Plio-Pleistozän.) *Földt. Int. Besz.* 1940. 4. szakülés. 43—63.  
1941.

30. Mottl M.: Adatok a hazai ó- és új-pleisztocén folyóteraszok emlős faunájá-  
hoz. (Beiträge zu den Säugetierfaunen der einheimischen alt- und jungpleistozänen  
Flußschotter.) *Földt. Int. Évk.* 36, 65—70. 1942.

31. Miháltz I.: Erosionszyklen-Anhäufungszyklen. *Acta Univ. Szegediensis.*  
*Miner-Petrogr.* 8, 51—62. 1955.

32. Pávai Vajna F.: Jelentésem az 1936. évi fővároskörnyéki geológiai és  
hegyszerkezeti felvételeimről. (Mein Bericht über meine geologischen und tektonischen  
Aufnahmen in der Umgebung der Hauptstadt im Jahre 1936.) *Földt. Int. Évi Jel.* 329—  
342. 1936—38. (a).

33. Pécsi M.: A Duna-völgy magyarországi szakaszának kialakulása. (Die  
Entwicklung des ungarischen Donautalabschnittes.) *Magyar Földr. Kongr.* Budapest,  
1955 (c). Kézirat.

34. Pécsi M.: Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Duna-  
völgy Pozsony (Bratislava)—Budapest közötti szakaszáról. (Neuere Daten zur Tal-  
entwicklung und Morphologie aus dem Donauabschnitt zwischen Pozsony [Bratislava]  
und Budapest.) *Földr. Ért.* 5, 21—41. 1956 (a).

35. Pécsi M.: A Pesti-síkság kialakulása. (Die Entwicklung der Pester Ebene.)  
Im Band *Budapest természeti képe*, Budapest, 1958.

36. Pécsi M.: Das Ausmass der quartären tektonischen Bewegungen im unga-  
rischen Abschnitt des Donautales. *Petermanns*, Geogr. Mitt. 102, 274—280. 1958.

36/a. Pécsi M.—Mme. E. Pécsi—Donáth: Méthodes de recherche  
d'histoire de l'évolution des vallées et des terrasses. *Annales Univ. Sc. Budapestinensis.*  
 *Sectio Geol.* III. 1960.

37. Salamon F.: Buda-Pest története. (Die Geschichte von Buda-Pest. I.  
Teil.) Budapest, 1878.

38. Scheffer V.: Adatok a Kárpátmedencék regionális geofizikájához. (Bei-  
träge zur regionalen Geophysik der Karpatenbecken.) *Geofiz. Közl.* 7, 1—50. 1958.

39. Schafarzik—Vendl: Geológiai kirándulások Budapest környékén.  
(Geologische Ausflüge in der Umgebung von Budapest.) Budapest, 1929.

40. Scherf E.: Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfoló-  
giai viszonyai és ezeknek összefüggése a talajalakulással, különösen a sziktalajképződés-



sel. (Geologische und morphologische Verhältnisse des Pleistozäns und Holozäns in der Grossen Ungarischen Tiefebene und ihre Beziehungen zur Bodenbildung insbes. für die alkali Bodenentstehung.) *Földt. Int. Évi Jel.* 1925—28. 265—273.

41. Scherf E.: Szénhidrogének és sósvizek felkutatásának lehetősége a Duna—Tisza közén. (Die Möglichkeiten der Erdöl- und Salzwasserschürfung zwischen Donau und Theiss.) *Jel. a Jöv. Mélykut.* 1946. évi sókutató munk. Budapest, 97—153. 1947.

42. Schlesinger, G.: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. *Geol. Hung.* 2, 1. Budapest, 1922.

43. Schréter Z.: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben. (Die Spuren der Tätigkeit tertärer und pleistozäner Thermalquellen im Budaer Gebirge.) *Földt. Int. Évk.* 19, 197—262. 1912.

44. Schréter Z.: Budapest és környékének geológiája. Ezen belül a pliocén és a negyedkor. (Die Geologie von Budapest und Umgebung; näher: Pliozän und Quartär.) Im Bande „*Budapest természeti képe*”. Budapest, 1958.

45. Sóbányi Gy.: A törmelékkúpok keletkezése. (Die Entwicklung der Schuttkegel.) *Földr. Közl.* 17, 11—25. 1893.

46. Somogyi S.: Megfigyelések Budapest környékén az 1956. január 12-i földrengéstől sújtott területen. (Beobachtungen in der Umgebung von Budapest, in dem vom Erdbeben am 12. Januar 1956 betroffenen Gebiet.) *Földr. Ért.* 5, 129—134. 1956.

47. Sümeghy J.: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. (Zusammenfassender Bericht der pannonischen Ablagerungen des Győrer Beckens, Transdanubiens und des Alföld.) *Földt. Int. Évk.* 32, 67—157. 1939.

48. Sümeghy J.: A Tiszántúl. (Das Gebiet links von der Theiss.) *Magyar Tájak földtani leírása*, 6, Budapest, 1944.

49. Sümeghy J.: Hidrológiai tanulmány a Duna—Tisza köze ipari és ivóvízellátásának kérdéséről. (Hydrologische Studien im Gebiet zwischen Donau und Theiß.) *Hidr. Közl.* 30, 280—292. 1950 (a).

50. Sümeghy J.: A Duna—Tisza közének földtani vázlata. (Geologische Skizze des Gebiets zwischen Donau und Theiß.) *Földt. Int. Évi Jel.* 1950. 262—263.

51. Sümeghy J.: Földtani adatok a Duna—Tisza köze északi részéről. (Geologische Angaben über den nördlichen Teil des Landes zwischen Donau und Theiß.) *Földt. Int. Évi Jel.* 97—98. 1948.

52. Sümeghy J.: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. (Pliozän und pleistozänstratigraphische Probleme der ungarischen Becken.) *Földt. Int. Évi Jel.* 107—108. 1951.

53. Sümeghy J.: Magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. (Zusammenfassende Schilderung des ungarischen Pleistozäns.) *Földt. Int. Évi Jel.* 395—403. 1953.

54. Sümeghy J.: Magyarország talajvíz-viszonya. (Die Bodenwasserverhältnisse in Ungarn.) Budapest, 1954.

55. Sümeghy J.: A magyarországi pliocén és pleisztocén. Tudományok doktora disszertáció. (Das ungarische Pliozän und Pleistozän. Dissertation zur Erhaltung der akademischen Doktorwürde.) Manuskript, 1955.

56. Szabó J.: Budapest geológiai tekintetben. (Budapest in geologischer Hinsicht.) Budapest, 1879.

57. Szabó P.: A Duna—Tisza közti felső pleisztocén homokrétegek származása ásványos összetétel alapján. (Die Herkunft der oberpleistozänen Sande zwischen Donau und Theiss anhand ihrer mineralogischen Zusammensetzung.) *Földt. Közl.* 85, 442—456. 1955.

58. Treitz P.: A Duna—Tisza közének agrogeológiai leírása. (Agrogeologische Beschreibung des Gebietes zwischen Donau und Theiß.) *Földt. Közl.* 33, 298—316. 1903



# MÉTHODES DE RECHERCHE D'HISTOIRE DE L'ÉVOLUTION DES VALLÉES ET DES TERRASSES

M. PÉCSI—Mme E. PÉCSI—DONÁTH

Institut de Géographie de la Faculté des Sciences, Budapest,  
et

Institut de Minéralogie et de Pétrologie de la Faculté des  
Sciences, Budapest

(Reçu le 28 Juillet, 1959)

## RÉSUMÉ

C'est la recherche de terrasse qui nous amène le mieux à la connaissance de l'histoire de l'évolution des vallées fluviales. Dans le domaine de la recherche de terrasse, ce sont la détermination d'âge des terrasses et l'identification des terrasses non-continues les unes aux autres et aux sédiments de bassin qui sont nos tâches principales.

Parmi les méthodes de recherche, nous avons employé en méthodes directes de la détermination de l'âge des terrasses 1° les trouvailles paléontologiques, 2° les trouvailles archéologiques, 3° les résultats des analyses palynologiques, parfois 4° la position stratigraphique, 5° les phénomènes de solifluction et cryoturbation, en ce qui concerne la distinction des formations pléistocènes et holocènes, 6° les résultats des examens génétiques des sols, dans les zones des crues. 7° D'autre part, la position morphologique des terrasses a été employée comme méthode indirecte.

Pour l'identification des terrasses non-continues les unes aux autres et aux sédiments de bassin, nous avons employé 1° l'examen minéralogique et pétrographique des graviers, 2° l'examen des minéraux lourds des sables, 3° l'examen d'éroussé des graviers et des sables, élaboré par E. Szádeczky-Kardoss.

En ce qui concerne la composition minéralogique et pétrographique, on a pu constater des concordances dans le cas des mêmes terrasses et des différences dans le cas des terrasses d'âge divers, ces dernières permettent de tirer des conclusions concernant le territoire d'ablation et les actions ultérieures qui ont affecté les terrasses. Quant à l'identification des terrasses, c'étaient les examens d'éroussé des graviers qui se sont prouvés les plus efficaces. Par cette méthode, on pu distinguer *a)* les graviers du Danube d'avec ceux de ses affluents, *b)* les graviers des terrasses danubiennes de divers âges. *c)* Il est apparu que les indices d'éroussé des graviers déposés pendant les périodes interglaciaires et l'Holocène sont tour à tour supérieurs à ceux des graviers déposés pendant les périodes glaciaires. *d)* Les mesures d'éroussé des matières des forages profonds — consistant pour la plupart en sable — indiquent que la partie prépondérante du cône de déjection de l'Entre-deux-fleuves Danube—Tisza est de provenance danubienne. *f)* Le cône de déjection du Danube passe bien au S de Nagykőrös, dans la région entière de l'Entre-deux-fleuves Danube—Tisza et à l'E.

La recherche de l'histoire de l'évolution des vallées fluviales est un problème des plus attrayants de la géomorphologie. Les modes, les causes et l'âge de formation des vallées marquent, en général et par leurs détails, la base ou pour ainsi dire la clef des connaissances de l'évolution du bassin versant entier. Par conséquent, on ne peut interpréter du point de vue géomorphologique la formation de l'aspect actuel de la surface qu'en connaissant, d'une manière plus ou moins précise, l'histoire et le cours de l'évolution des vallées fluviales.

La connaissance de l'histoire de l'évolution des vallées fluviales se fonde sur la détermination du nombre, c'est-à-dire sur la recherche de terrasse. Chaque terrasse marque une étape de l'évolution de la vallée; si l'on réussit à



déterminer l'âge de la déposition des alluvions d'une terrasse donnée, on peut indiquer par là une certaine période de l'histoire de l'évolution. Cependant, pour connaître l'histoire de l'évolution des vallées fluviales, il ne suffit pas d'indiquer l'âge de formation d'une ou deux terrasses, mais il faut déterminer, d'une manière directe ou indirecte, le cours du développement de toutes les terrasses si possible. Pour déterminer l'âge et la position relatifs des terrasses, les méthodes y employées portaient surtout sur l'examen analytique des alluvions du Danube.

## I. Méthodes employées à la détermination de l'âge des terrasses

### 1. Méthode directe

a) Au cours des recherches antérieurs de la vallée du Danube, on a généralement déterminé l'âge de déposition des alluvions des terrasses non continues, mais de hauteur identique ont été considérées comme appartenantes à la même terrasse dont l'âge était déterminé par celui de la faune. Parmi les trouvailles paléontologiques, c'étaient surtout les Vertébrés fossiles qu'on a considéré comme caractéristiques, car la valeur des Mollusques pléistocènes en fossiles caractéristiques — surtout en ce qui concerne la subdivision détaillée — est encore problématique. Récemment, quelques auteurs mettent en doute la valeur caractéristique des Vertébrés fossiles mêmes, en soulignant que ces restes pouvaient être apportés par l'eau, des couches anciennes. (A. K é z, 1958). En effet il y en a beaucoup d'exemples, par conséquent il faut avoir de la précaution en ce qui concerne l'emploi des faunes de Vertébrés à la détermination de l'âge des terrasses ou à l'identification des parties éloignées de certaines terrasses.

Au cours de nos examens, nous avons particulièrement tenu compte de ce que nous venons de dire. Quand même, ces trouvailles peuvent déterminer certaines limites d'âge : à savoir si, dans une certaine terrasse, on trouve une faune des Vertébrés du Pléistocène supérieur — à côté des formes anciennes — cette terrasse n'est pas inférieure au Pléistocène supérieur quand bien même sa hauteur serait différente de la hauteur moyenne des terrasses du Pléistocène supérieur. Cependant, ces données sont trop rares pour pouvoir déterminer la corrélation et l'âge de formation des systèmes de terrasses d'un grand fleuve, simplement sur la base des données paléontologiques.

b) *Les trouvailles archéologiques et les analyses palynologiques* se sont révélées caractéristiques en ce qui concerne la détermination d'âge, surtout dans les zones des crues et les terrasses basses.

c) En certains cas, la *position stratigraphique* détermine bien l'âge de la déposition des matières de la terrasse. Quelques terrasses du Danube sont couvertes de travertin, renfermant des faunes de Vertébrés. Dans ce cas-là, on peut déterminer avec une certaine précision la limite supérieure dans le temps du développement de la terrasse, par le moyen du Vertébré fossile, trouvé dans le travertin.

d) Pour distinguer les formations holocènes d'avec celles pléistocènes, nous avons pris en considération — comme c'est habituel — les *phénomènes de solifluction*. Si nous avons trouvé des « coins » ou « sacs » glaciaires entre les galets, nous avons rangé la terrasse respective dans le Pléistocène. Aux



terrasses anciennes, on a pu souvent observer qu'un processus de cryoturba-tion antérieure et ses formes subissaient, ultérieurement plusieurs actions plus ou moins intenses mais bien distinguables, qui apparaissent bien par leurs formes plus nettes.

e) *Les terrasses couvertes de loess terrestre* peuvent également être rangées parmi les terrasses pléistocènes. Cependant, on ne peut pas appliquer cette règle en sens inverse : une terrasse sans couverture de loess peut appartenir au Pléistocène. On peut aussi se servir du nombre de *zones de sol fossile* pour déterminer approximativement l'âge de la terrasse. Toutefois, le nombre des zones de sol fossile est bien variable de secteur en secteur dans un complexe de loess qui couvre des terrasses du même âge ; non seulement parce que la cou-verture de loess a pu entretemps se dénuder, mais encore parce que ces zones ne se sont pas développées en nombre égal dans le complexe de loess de la même terrasse.

f) En général, il est difficile de distinguer les terrasses du Pliocène supé-rieur d'avec celles du début du Pléistocène. Dans le cas où on observe les restes des phénomènes de solifluction de 3 à 4 ou 5 m de profondeur dans la matière de la terrasse et *la couche perturbée par la solifluction est couverte d'une couche de galets encore non-perturbée par des « sacs » et « coins » glaciaires, mais dont le niveau supérieur a pu être affecté par la glaciation pléistocène*, les galets au-dessus du niveau inférieur de cryoturba-tion sont sans doute pléistocènes.

g) Dans la zone des crues, c'était *l'examen génétique des sols* qui nous a fourni des renseignements sûrs quant à la distinction des alluvions anciennes et plus jeunes.

C'était ce que nous venons de dire que nous avons considéré comme *méthode directe de détermination de l'âge* des terrasses.

## 2. Méthodes indirectes de détermination d'âge

Nous avons pris pour méthode indirecte de détermination d'âge la *position morphologique* relative des terrasses. L'on sait que dans une coupe transversale d'une vallée, un niveau relativement plus haut d'une terrasse d'âge détermi-nable doit être considéré comme plus ancien, tandis que le niveau plus bas est considéré comme plus jeune.

a) Si l'on a réussi à déterminer l'âge de la déposition des matières d'une terrasse d'une certaine hauteur, d'une manière directe ou indirecte, dans un secteur de la vallée du Danube, *le niveau situé à la même hauteur relative peut généralement être* considéré comme appartenant à la même phase. Mais, sous ce rapport, il faut avoir de la précaution. Notamment, on voit souvent que *des terrasses du même âge ne se trouvent point à la même hauteur*, si l'on prend en considération tout le secteur hongrois du Danube. Même la hauteur relative des terrasses du Pléistocène supérieur est variable dans le secteur de la Hongrie du Danube. Cette observation se rapporte encore mieux aux terrasses plus anciennes de même âge, dont le cours montre souvent des oscillations dépassant de plusieurs douzaines ou même de 100 m (v. tableau I.).

En connexion avec ce que nous venons de traiter ci-dessus, s'est posée une question, à savoir comment pourrait-on démontrer, avec une certitude absolue, la connexité des terrasses qui sont situées à hauteurs différentes mais qui se sont formées dans la même phase, et *vice versa*: comment pourrait-on démontrer



Rive droite	Rive gauche	Distance de l'em-bou-chure	Niveau 0 de Danube au-des-sus du mer	Champs d'inondation		I.		II/a.	
				J	B	J	B	J	B
	Bratislava	1868	129,22		3		6		11
Oroszvár	—	1856	125,18	3		6		10—	
Dunaremete	—	1825	113,92	3		6		12—	
Nagybajcs (Győr)	—	1801	108,30	2		5		10	
Gönyü	—	1791	106,88	3		5		10	
Ács	—	1780				5		10	
Komárom	Komarno	1767	104,52	3		6		11	
Szőny	—	1753				5		10	
Dunaalmás	—	1751	103,80	3		5		10	
Neszmély	—	1749		3		5		9	
Sütlő	Bucs	1743					5	8	7
Lábatlan	—	1737	102,78	3	3	5	5	7	—
Nyergesújfalu	Köbölkút	1733			3	5	5	9	8
Tát	Ebed	1727							
Esztergom	—	1718	101,61	2,5	2,5	6		10	
Basaharc	Szob	1707		3		5	7		13
Pilismarót	Zebegény	1705		3	3	5		14	14
Dömös	—	1700		3		6		14	
Visegrád	Nagymaros	1694	100,96			6	6	14	14
Dunabogdány	Nógrádverőce	1683	99,54	3	3	6	6	14	15
Tahi	Vác	1679	98,79	3		6	6	12	15
Szentendre	Felsőgöd	1671	98,22	4	4		6	12	12
Békásmegyér	Mogyoród	1658		4	4	7	6	11	12
Budapest, Óbuda	Újpest	1653	96,96	3	3	6	6	10	11
Budai Várhegy	Mátyásföld— Kőbánya	1646	95,65			7	6	10	10
Bpest, Budafok	Pestlőrinc	1636	94,97		3	7	7	11	11
Ercsi	(Bugyi)	1613	93,27	3—4	3	6—7	6—7	10	10
Adony	(Dömsöd)	1598	92,35	3—4	3—4	6—7	6—7	10*	10*
Rácalmás	(Tass)	1586	91,42	3—4	3—4	6—7	6—7	10*	10*
Dunapentele	Szalkszéntmárton	1580	90,95	—	3—4	—	7—8	—	10*
Dunaföldvár	Solt	1560	89,58	—	4	—	7—8	—	10*
Paks	Kalocsa	1531	86,06	5—6	5—6	—	8—9	14	—
Tolna (Dombori)	Fajsz	1506	84,20	4—6	4—6	7—9	7—9	14	—
Bátaszék	Baja	1479	81,72	5—6	5—6	9—10 <sup>2</sup>	7—8	—	14
Mohács	—	1446	79,88	5—6	5—6	8—9	8—9	12—13 <sup>4</sup>	12—13 <sup>5</sup>



II. b		III.		IV.		V.		VI.		VII.		Remarques
J	B	J	B	J	B	J	B	J	B	J	B	
	20		50		70		100					— sur les marges — sur les marges
20		32		52								
20				45								
19				54								
21				56								
23				78								
27		47		78		120		170		210		
22		37		72		120		150		210		
	13	43						170	↔	170		
—	12	37		72		120		160		200		
20	12	46		68	77			140		170		
				80	78			130	↔	130		
18		48	40	78								
24	24		80		80		120					
22		70	80	120	130	170		200		250		
26		90		150								
	26	80	80	140	160	200	210	230	230	275	280	
20	20	75		120		170		205				
34	19	66			90		145	130				
22	18											
	21		38	63	80	110	150					
	20		34		63		120					
	20		30	58	53		80					
16	21		29	38	45		60					<sup>1</sup> Ócsa
	16 <sup>1</sup>											* dans petites taches
												<sup>2</sup> terrasses de Sárköz
												<sup>3</sup> Rive haute de Kecel—Baja
												<sup>4</sup> Terrasse de Mohács
												<sup>5</sup> Terrasse du Bácska du Sud
—	16—18 <sup>3</sup>											
—	20 <sup>3</sup>											
—	20—22 <sup>3</sup>											
—	15—17 <sup>3</sup>											



que les terrasses de hauteur relative analogue dans la coupe longitudinale de la vallée du Danube ne sont pas toujours connexes.

b) Nous avons souvent identifié des terrasses de hauteur différente et un peu éloignées, mais génétiquement connexes, en suivant leurs cours dans la vallée du Danube et en comparant cette terrasse à la *position morphologique des autres terrasses*.

En connexion avec cela, il faut éclaircir ce qu'on entend par position morphologique des terrasses. Cette notion comprend non seulement la hauteur relative des terrasses, mais encore leur position comparée les unes aux autres dans toute la partie hongroise de la vallée du Danube et, à l'intérieur de celle-là, dans les secteurs divers de la vallée.

La hauteur relative des terrasses est interprétée de plusieurs manières dans la littérature de morphologie. Au cours de notre travail, nous avons toujours comparé la hauteur des terrasses au niveau 0 du Danube, ce qui est récemment devenu de pratique courante. Les auteurs étrangers prennent souvent pour base le niveau moyen ou — comme c'est recommandé par le comité international de terrasse — le niveau de débordement c'est-à-dire le niveau où le fleuve commence à occuper la zone des crues. Cette dernière conception serait logique, mais comme on verra plus bas, ce niveau est bien variable dans les secteurs divers du Danube.

Comme il est facile de déterminer le niveau 0 du Danube, nous l'avons pris pour base de la hauteur relative de la terrasse. Cependant, cela a le désavantage que l'oscillation du niveau du Danube dépasse souvent 7 à 8 et même 10 m au-dessus du niveau 0, on doit donc marquer les hauteurs maxima des zones des crues par des chiffres analogues. Peut-être semble-t-il qu'une zone des crues haute de 6 à 8 m est une terrasse. C'est pourquoi la hauteur relative des plus basses terrasses exemptes des crues est, par endroit, de 10 à 12 m au moins.

Les auteurs antérieurs mentionnent souvent la terrasse de l'Holocène supérieur. Tous sont d'accord que ce niveau correspond à la zone des crues actuelles. Cependant, la zone des crues ne peut être appelée terrasse, elle se transforme en lit si le fleuve change de lit. Nous ne considérons comme terrasses que les niveaux qui ne sont pas surmontés par les crues les plus grandes ou bien qui n'ont pu être surmontés avant la construction des digues. A notre avis, la première terrasse exempte des crues dans le secteur des montagnes centrales du Danube c'est la terrasse dite de l'Holocène inférieur.

Le plus souvent, on compte la hauteur de la surface de la terrasse jusqu'à la surface des graviers. A la surface des terrasses basses, on trouve des alluvions plus fines de quelques mètres d'épaisseur, sur les alluvions véritables du lit fluvial c'est-à-dire sur les graviers et le sable grossier. Cette matière, de même qu'une partie considérable des alluvions plus grossières se sont dénudées des terrasses plus hautes. Nous avons donc une hauteur réelle, mesurable, de terrasse et une hauteur théorique, restituée. Cette dernière doit être prise en considération quand on restitue les coupes longitudinales et transversales des terrasses anciennes, pour se faire une image juste du cours et de la position des terrasses.

Il est particulièrement important d'en tenir compte quand il s'agit de la détermination de la hauteur relative des terrasses rocheuses où on ne trouve plus que quelques lambeaux des alluvions fluviales.



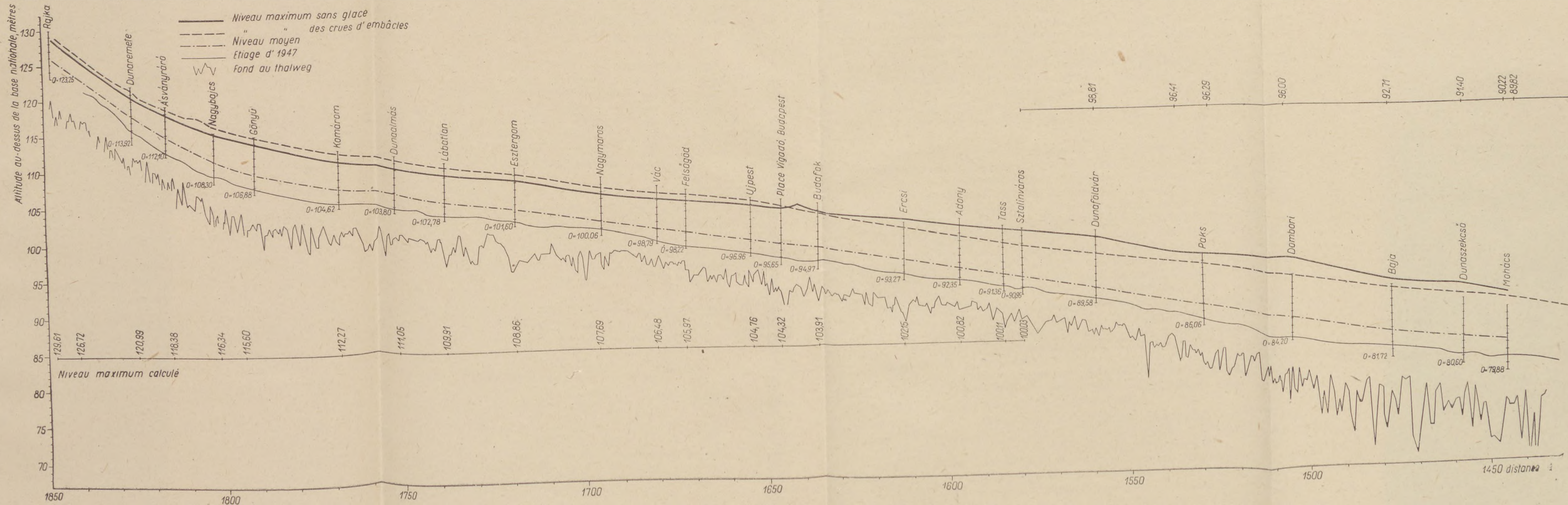


Fig. 1. Profil longitudinal du secteur de Hongrie du Danube



Il a fallu déterminer l'épaisseur moyenne des alluvions fluviales sur quelques terrasses du Danube pour pouvoir évaluer — approximativement — leur hauteur originelle — théorique — par rapport aux profils incomplets, actuels, des terrasses anciennes. Dans les coupes actuelles du lit, le Danube ne dépose des alluvions qu'à 8 ou 10 m de profondeur au-dessous du niveau 0. (V. le profil du fond du lit, fig. 1.) Les « chaudrons » que l'on voit à ce profil, atteignent même de 8 à 10 m de profondeur au-dessous du niveau 0. Comme les chaudrons se déplacent en aval dans le lit et le lit se déplace même en sens horizontal au niveau de la zone des crues du fleuve, sur la base de l'actualisme, il faut supposer que le Danube a remanié le fond de la vallée jusqu'à une telle profondeur, c'est-à-dire il a déposé des alluvions de 8 à 10 m d'épaisseur au-dessus du niveau 0. Nous avons déjà mentionné que le niveau maximum au-dessus du 0 atteint de 7 à 8 m. Si les eaux sont tellement hautes, les alluvions peuvent se déposer dans les zones des crues de 7 à 8 m de hauteur. La différence entre les deux valeurs extrêmes fait de 15 à 18 m, c'est-à-dire le mécanisme actuel du Danube peut accumuler une série alluviale de 15 à 18 m d'épaisseur dans la vallée.

Il est caractéristique de l'accumulation des alluvions que le fleuve transporte et dépose toujours dans le thalweg les alluvions caillouteuses et sableuses les plus grossières. Les « chaudrons » représentés à la figure, sont des trappes où les graviers et éboulis grossiers se déposent. Une partie de ces alluvions reste là. Quand les chaudrons sont remblayés, surtout des alluvions grossières, ils passent en aval et — par les déplacements du lit — même latéralement. Les alluvions les plus grossières ou les parties élevées du lit sont recouvertes d'alluvions de plus en plus fines, et à la fin, dans la zone des crues, se déposent les alluvions les plus fines, comme on le voit à la fig. 2. Il va de soi que la série alluviale déposée peut être remaniée par suite des déplacements et migrations du lit fluvial, ce qui se traduit par un profil bien variable.

A notre avis, ce processus explique même le fait que, dans les affleurements de terrasse, on trouve les éboulis, les alluvions les plus grossières sur le lit rocheux, c'est-à-dire au fond d'autrefois du lit. Cette constatation est appuyée par beaucoup de données des forages et affleurements de la zone des crues du Danube. On en trouve des exemples dans le rapport du Comité International de Terrasse (1948), notamment lors de la construction du réservoir de Boulder Dam, les excavateurs ont mis au jour des grumes abattues, de 36 à 40 m de profondeur des alluvions du lit du Colorado.

Les alluvions de la zone des crues du Danube consistent donc en deux séries bien différentes. La série inférieure contient du sable et gravier grossiers, la série supérieure est constituée de sable très fin, vase et argile.

On peut observer le même phénomène dans certains affleurements complets des terrasses. L'épaisseur de ces profils complets — qui sont bien rares, mais on en trouve quand-même à plusieurs endroits — atteint de 12 à 15 m. Cela prouve que l'épaisseur moyenne des apports fluviaux du Danube devait être 15 m dans les phases antérieures de l'accumulation des graviers, de même qu'à l'époque actuelle. Dans certains cas problématiques, on a dû compléter à cette mesure les séries alluviales des profils incomplets des terrasses actuelles ou des terrasses rocheuses pour pouvoir restituer le fond d'autrefois de la vallée, comme surface véritable de la terrasse.

Dé là, on peut encore induire, que le nouveau fond de la vallée fluviale devait se baisser de 15 à 20 m, dans le fond d'autrefois, pour que le fleuve for-



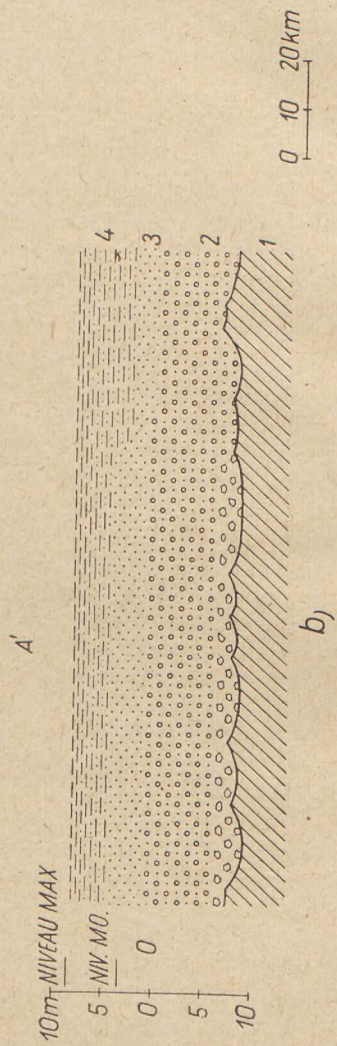
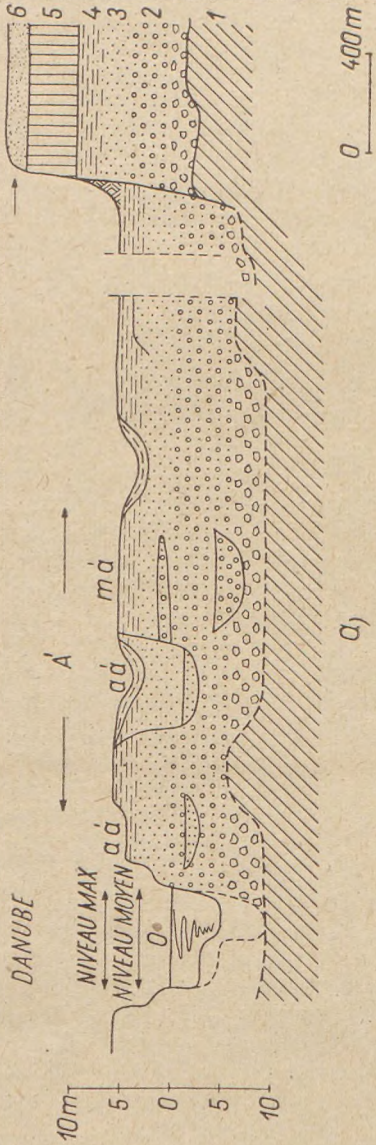


Fig. 2. Profil schématique des alluvions de la zone des crues du Danube



mât une terrasse rocheuse, en coupant la série alluviale entière du fond antérieur.

Cependant, les méthodes décrites ci-dessus n'ont pas toujours été suffisantes pour identifier les terrasses non-continues du Danube ; par conséquent on a dû employer même d'autres méthodes. De ce point de vue, c'étaient l'examen *minéralogique et pétrographique* détaillé des matières des terrasses et la *détermination de l'indice d'éroulé* des graviers quartzeux qui se sont avérés les plus efficaces. A savoir, nous avons vu, au cours des recherches, qu'on pouvait nettement distinguer les graviers de certaines terrasses de tel secteur d'avec ceux des terrasses immédiatement inférieures ou supérieures, sur la base de leur composition minéralogique et pétrographique ou de leur indice d'éroulé.

## II. Identification des terrasses non-continues les unes aux autres et aux sédiments de bassin

### 1. Composition minéralogique et pétrographique des graviers de terrasse du Danube

Le Danube transporte une quantité considérable des apports suspendus et charriés dans son lit actuel, même dans le secteur de Hongrie. Les graviers charriés, apportés en Hongrie, sont déposés dans leur entier. Selon le tableau 2 (Bogárdi 1955), l'apport charrié du Danube fait plus de 100 000 m<sup>3</sup> par an à Dunaremete (granulométrie moyenne de 10 à 15 mm), presque neuf-dixièmes de ces matières se déposent déjà au cône de déjection de la Petite Plaine Hongroise. A Nagybajcs, le Danube ne transporte que 12 000 m<sup>3</sup> et la granulométrie moyenne de l'apport se réduit bien (5 à 6 mm). En aval de Budapest, la plupart des apports charriés ne consiste qu'en graviers grossiers dont le fleuve transporte de 15 000 à 30 000 m<sup>3</sup> par an. Le tableau montre aussi que l'apport suspendu, consistant surtout en fraction sableuse, du fleuve arrivant à la Grande Plaine augmente. Les apports de cette granulométrie ne proviennent pas exclusivement du secteur supérieur, de la Petite Plaine, mais le fleuve augmente ses apports, chemin faisant. Cela veut dire qu'il y a une alternance des secteurs où les alluvions se déposent et où ils sont de nouveau emportées.

Jusqu'à Fajsz, le lit du Danube consiste en gravier. A Dunaremete, la granulométrie moyenne est de 15 à 20 mm, à Budapest quelque 10 mm, à Fajsz 1 mm ; à Baja, on ne trouve plus au fond que du sable (de 0,3 à 0,4 mm). En comparaison des apports charriés, les apports suspendus font 1,3 à 1,4 millions de m<sup>3</sup> au cône de déjection de la Petite Plaine et de 5 à 10 millions de m<sup>3</sup> dans la Grande Plaine. Cela montre que peu d'apports suspendus arrivent à la Petite Plaine, et même une partie de ceux-là s'y dépose, par conséquent la plupart des apports suspendus transportés dans le secteur de la Grande Plaine, de même qu'une partie considérable des sables charriés, proviennent du sable et du loess de rives et des affluents. Il est très caractéristique que l'apport suspendu double de quantité entre Fajsz et Baja, de 5,9 millions de m<sup>3</sup> à 10,1 millions de m<sup>3</sup>. Ce phénomène ne s'explique qu'en partie par l'apport de vase à loess des tributaires Sio et Kapos venant de la région de loess de la Transdanubie. La plupart des apports sont transportés par forte crue. Il en résulte que *la plupart des alluvions sont déposées par forte crue et immédiatement*



### Granulométrie, concentration et poids caractéristiques

Localité	Granulométrie moyenne des			Concentration g/m <sup>3</sup>
	alluvions suspendues	alluvions charriées	matières du lit	des alluvions ;
	mm			
1. Dunaremete .....	0,04	10—15	15—20	40
2. Nagybajes .....	0,04	5—6	10—13	60
3. Dunaalmás .....	0,05—0,06	0,2—0,3	11—12	76
4. Nagymaros .....	0,07—0,08	0,2—0,3	15	100
5. Sztálinváros .....	0,06—0,07	0,3	10—15	115
6. Fajsz .....	0,06	0,4	1,0	110
7. Baja .....	0,06	0,3	0,3—0,4	130

après et c'est alors que le fleuve forme son lit et la zone des crues. En période des basses eaux et de niveaux moyens, le fleuve ne fait que rectifier son lit formé pendant les crues.

Il est nécessaire de connaître les quantités des apports actuels, suspendus et charriés, du Danube et la granulométrie des particules charriées pour pouvoir comparer les alluvions trouvées dans les profils des terrasses de divers secteurs à celles actuelles et pour comprendre la structure de celles-ci.

En ce qui concerne l'identification ou la distinction des terrasses du Danube, l'analyse de la composition minéralogique-pétrographique des graviers danubiens et l'examen de la granulométrie moyenne des terrasses respectives se sont avérés très importants.

Plusieurs chercheurs se sont occupés, d'une manière approfondie, de l'examen minéralogique-pétrographique des graviers de terrasse du Danube. (Schaфарzik—Vendl 1929, Szádeczky-Kardoss 1938, Bódi 1938, Mauritz 1958). En possédant les résultats de ces recherches fondamentales, nous n'avons eu besoin que des examens complémentaires, surtout pour rassembler des données des secteurs encore non examinés du Danube. Le tableau présente les pourcentages des constituants des graviers du lit du Danube, de la zone des crues et des terrasses diverses. Nous avons composé le tableau partie sur la base des analyses de F. Kaszánitzky. (V. tableau 3.)

a) Tout d'abord, le tableau montre que 80 à 90% des graviers des alluvions actuelles et anciennes du Danube consistent en quartz et quartzite. Le pourcentage a été calculé sur 100 ou par endroit sur 200 grains de gravier.

b) Les 10 à 20% restant montrent une composition variée, sous l'action du changement des roches du bassin versant, des apports des affluents et de la résistivité des graviers de diverse dureté. Par exemple dans le secteur de la Petite Plaine le granit et le gneiss sont bien fréquents, mais ils se désagrègent et s'émoussent pour la plupart jusqu'à Dunaalmás. On en trouve encore dans le secteur inférieur, mais seulement dans la fraction grossière, sans entrer en ligne de compte.

Au bord de l'E de la Petite Plaine — à Almásfüzitő — la composition minéralogique des graviers de la zone des crues de Danube a été la suivante : quartz, quartzite, lydite, granit, granit à muscovite et biotite (du Tatra),



## des alluvions du Danube, aux diverses stations d'observation

Poids suspendu			Poids charrié			Maxima correspondant à ln V de		
kg/sec	t/an	m <sup>3</sup> /an	kg/an	t/an	m <sup>3</sup> /an	concentration	poids suspendu	poids charrié
valeurs moyennes des années 1931 à 1940						g/m <sup>3</sup>	kg/sec	
76	2 397 000	1 387 000	5,9	186 000	103 000	700	3500	60
180	5 680 000	3 210 000	0,7	22 000	12 000	800	6000	100
240	7 555 000	4 200 000	1,2	38 850	21 600	800	6000	40
320	10 100 000	5 620 000	0,8	25 200	14 000	1000	6600	11,5
370	11 700 000	6 500 000	0,9	28 400	15 800	1000	7000	8
340	10 722 000	5 957 000	1,6	50 000	28 000	800	5000	7
580	18 291 000	10 162 000	1,4	44 000	24 000	900	5000	8

gneiss à muscovite, schiste micacé, grès à grains fins, opale hépatique, calcaire à cornéenne, dolomie à cornéenne, calcaire rouge, calcaire gris foncé, calcaire gris clair à grains fins, calcaire jaune à veines de calcite blanche, calcaire marneux, calcaire très sableux, brèche calcaire, dolomie, sable cimenté, ségrégation limonitique de fer. Cette énumération ne contient pas le pourcentage parce qu'on a choisi les échantillons d'une quantité considérable de graviers, mais elle nous informe de la qualité des roches sédimentaires.

Par exemple l'andésite et le travertin manquent dans le secteur de la Petite Plaine. La quantité du calcaire diminue dans la Petite Plaine. A partir de la Montagne Centrale de Transdanubie, le pourcentage du calcaire augmente de nouveau. Dans les terrasses anciennes de l'avant-pays du N de la Montagne Gerecse, le travertin est également fréquent.

A partir du défilé de Visegrád, on trouve de l'andésite ou du tuf andésitique dans chaque terrasse. La proportion des graviers des roches volcaniques, dans ce secteur, prouve qu'il s'agit des alluvions du Danube. Les andésites manquent dans les graviers miocènes plus anciens.

c) En général, ils est caractéristique de la composition des graviers des terrasses anciennes — dans la Petite Plaine comme dans d'autres secteurs — que les graviers du calcaire ou des roches carbonatées ne s'y présentent qu'en traces où ils représentent 1 ou 2%. E. Szádeczky-Kardoss (op. cit.) a analysé la composition pétrographique de beaucoup de graviers de terrasse. Sur la base de ces analyses, il a démontré que la quantité des graviers des roches carbonatées diminuait graduellement au fur et à mesure que les terrasses étaient plus anciennes, ce qu'il expliquait par une dissolution ultérieure. Cette constatation a été confirmé par nos observations.

Par exemple dans les environs de Budapest, les graviers de calcaire ou dolomie sont bien rares dans la terrasse V (Tableau 3, lignes 28, 29, 30, 34). En même temps, ils sont fréquents dans la terrasse IV. Les graviers de cette terrasse-ci sont plus grossiers, leur granulométrie moyenne est plus grande (v. tableau 4.). Sur la base de cette double différence, on a pu bien distinguer les deux systèmes de terrasses et identifier les graviers de composition analogue. A savoir, dans ce secteur, la hauteur relative des terrasses n'est pas identique, par conséquent, il aurait été impossible d'identifier les parties de terrasses, situées à diverses hauteurs.



Tableau 4.

Terrasse V.				Terrasse IV.	
Granulométrie mm	Pestlőrinc niveau inf. %	Rákos- keresztúr %	Kistarcsa %	Pestlőrinc niveau sup. %	Mátyásföld %
200—100	—	—	—	1	1
100 à 50	—	2	2	4	4
50 à 20	34	21	18	37	40
20 à 10	39	43	45	35	25
10 à 5	26	32	29	16	27
5 à 2	1	2	6	7	3

Dans l'avant-pays du N de la Montagne Gerecse, on a pu distinguer la terrasse IV d'avec la terrasse V, plus haute, également sur la base des examens minéralogiques-pétrographiques. Là aussi, on trouve très peu de gravier de travertin dans la terrasse V, tandis qu'il y en a beaucoup dans la terrasse IV (v. tableau 3, ligne 22). Il y avait souvent des cas analogues et on a pu identifier les terrasses à plusieurs endroits. Cette méthode était particulièrement importante dans les cas où on n'aurait trouvé la solution du problème ni sur la base de la hauteur relative ni d'autres données.

## 2. Territoire d'ablation des graviers du Danube

De la composition minéralogique et pétrographique des graviers du Danube (tableau 3) et de la quantité des apports grossiers transportés dans les coupes transversales observées du lit (tableau 2) (Bogárdi 1955), on peut induire à la provenance ou même au territoire d'ablation des graviers. Il y a eu des cas où il était nécessaire de déterminer et même prouver si un certain dépôt de graviers — surtout ceux haut situés — était d'origine danubienne ou il appartenait simplement au territoire d'ablation des Carpathes intérieures.

Les mesurages de la station d'observation des apports à Dunaremete et ceux exécutés sur le Haut-Danube de Hongrie (données de Z. Károlyi) montrent que la plupart des graviers proviennent des bassins versants situés hors des Carpathes, surtout de ceux alpins.

L'apport grossier de plus de 100 000 m<sup>3</sup> par an du Danube arrivant à la Grande Plaine, se dépose, pour la plupart, jusqu'à Komárom. Le lit actuel ne reçoit pas d'apport graveleux d'autres affluents, jusqu'à Komárom. Notamment, les affluents de droite (Rába, etc.) ne transportent pas de quantité considérable de gravier dans le lit actuel du Danube. Auparavant, les affluents déposaient leurs apports graveleux au bord du vaste cône de déjection du Danube, et le cas de la rive gauche était bien analogue. Les fleuves Vág, Nyitra, Zsitva ont accumulé leurs alluvions au bord affaissant de la Petite Plaine, au N du cône de déjection du Csallóköz. Le Danube démolissait périodiquement cette matière alluviale, il en transporte même actuellement, mais le pourcentage de celle-là est bien inférieur à la proportion des matières provenant des Alpes. D'après le tableau 2, l'apport charrié du Danube fait 12 000 m<sup>3</sup> (granulométrie moyenne de 5 à 6 mm) par an à Nagybajes, tandis que 21 000 m<sup>3</sup> à







Dunaalmás, en aval de l'embouchure des affluents de gauche. Cependant, là, la granulométrie moyenne diminue brusquement (de 0,2 à 0,3 mm), c'est-à-dire c'est la fraction sableuse qui augmente. Cette augmentation considérable de la fraction sableuse se montre bien, en aval des embouchures des fleuves Vág, Nyitra, Zsitva, dans l'indice d'éroulé de la fraction sableuse des terrasses anciennes (Mme Pécsi 1958 ; v. encore le tableau d'éroulé des graviers du Danube). Ces données montrent clairement que les affluents transportant des apports des Carpathes ont déposé leurs éboulis grossiers au bord de la Petite Plaine, avant d'être arrivés au lit du Danube.

Les tributaires qui se jettent dans le Danube dans le secteur des Montagnes Centrales, notamment le Garam et l'Ipoly, transportent des alluvions plus grossières, graveleuses. Les mesurages d'apport, exécutés dans le profil de Nagymaros (tableau 2) appuient cette constatation.

Les analyses pétrographiques des graviers des terrasses situées dans les environs de Budapest montrent qu'on y trouve des graviers des roches des Alpes, des Carpathes et des Montagnes Centrales de Hongrie (Pécsi 1959).

Toutes les terrasses (I à V) du cône de déjection, situées dans la Plaine de Pest indiquent l'activité accumulative et érosive du Danube, car la composition minéralogique et pétrographique des graviers montre que le Danube passait des Alpes, par le défilé de Visegrád, à la Grande Plaine, à l'époque de la formation des terrasses. Il faut souligner ce fait parce que selon quelques auteurs — par exemple L. K á d á r (1957) — le Danube n'ait apparu sur la Plaine de Pest ou bien dans le défilé de Visegrád que dans le Pléistocène supérieur. Ces chercheurs-là ignorent probablement la composition des graviers des environs de Budapest.

### 3. Composition minéralogique des sables du Danube

Dans la vallée du Danube ou dans le voisinage, on trouve souvent des séries sédimentaires de sable grossier, à stratification fluviale et d'une étendue considérable, dont l'origine ou bien la déposition n'ont pas encore été éclaircies. C'était surtout l'origine des sables à stratification entrecroisée des bords de la Petite Plaine et des collines situées entre Gödöllő et Irsa, au bord NE de la Grande Plaine qui a attiré notre attention. Sur ces couches de sable, les plus anciens graviers de terrasse du Danube gisent en forte discordance, elles sont donc plus anciennes. Quand même, il se pose la question de savoir si elles sont en connexion avec la formation du Paléodanube. Vu que ces couches entrecroisées de sable sont bien vastes et leur caractère est assez homogène, on a l'impression qu'elles ont été déposées par un cours d'eau abondant mais tranquille. E. S z á d e c z k y - K a r d o s s (1938) a été le premier à démontrer pareils courants anciens, fluvio-lacustres, d'une part vers la partie méridionale de la Transdanubie, d'autre part vers la Grande Plaine, à travers la Petite Plaine.

Nous avons examiné les pourcentages de la composition minéralogique de ces sables et nous les avons comparés à la composition des sables qui provenaient sûrement des terrasses du Danube. En outre, nous avons analysé quelques autres échantillons de sable d'origine problématique.

Le tableau montre surtout la composition minéralogique des sables des terrasses du Danube (d'après P. S z a b ó). Voici les traits caractéristiques des sables du Danube (V. tableau 5.):



Composition minéralogique des échantillons de sable (en pour cent) (Analyses de P. Szabó)

	Détritus de roches carbonatées	Détritus de roches non-carbonatées	Grenats	Amphiboles	Pyroxènes	Micas	Staurélite	Cyanite	Tourmaline	Zirkon	Epidote	Rutile	Sillimanite	Andalousite	Apatite	Minéraux carbonatés	Magnétite	Limonite	Titanite	Corindon	Olivine
1. Győr-Sash, terrasse II/b .....	9,3	17,8	30,0	15,0	9,3	4,3	5,0	1,4	0,7	—	2,1	0,7	—	—	—	1,4	2,9	—	—	—	—
2. Banai b, terrasse VI à V .....	14,3	11,6	46,4	7,2	2,7	3,6	2,7	0,9	0,9	0,9	1,8	—	—	—	—	0,9	5,4	0,9	—	—	—
3. Bábolna* .....	5,5	22,2	20,8	13,9	6,9	9,7	—	1,4	0,7	0,7	6,9	0,7	—	—	—	—	4,2	—	—	—	—
4. Ácsteszér (Fossé de Mór) .....	39,0	15,2	26,8	3,0	1,8	4,3	1,2	0,6	0,6	—	0,6	1,2	—	—	0,6	3,7	1,8	—	—	—	—
5. Bakonyárkány (Fossé de Mór) .....	8,1	9,8	57,0	3,8	2,6	3,8	1,3	1,3	0,9	—	—	4,3	—	—	—	5,5	1,3	0,4	—	—	—
6. Kőmlőd* .....	3,9	28,6	19,4	3,9	2,6	2,6	2,6	0,6	0,6	1,3	1,9	0,7	0,7	—	—	4,5	24,6	1,9	—	—	—
7. Bartusek psz., terrasse II/b .....	18,1	21,2	10,0	18,7	2,1	12,5	2,5	0,6	—	—	5,0	0,6	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—
8. Kisigmánd* .....	22,0	14,7	24,3	8,8	2,9	6,6	5,1	0,7	1,5	0,7	8,8	0,7	—	—	—	—	1,5	0,7	—	—	—
9. Tápszentmiklós, sable fluvial?	16,9	12,9	21,8	16,9	7,3	5,6	—	—	1,6	—	3,2	0,8	—	—	—	9,7	3,2	—	—	—	—
10. Tatai Szabó b., terrasses IV à V .....	28,7	16,9	15,4	11,0	2,9	9,4	2,9	0,7	1,5	—	5,2	2,2	—	—	—	2,9	3,7	—	—	—	—
11. Ádám-major, terrasse VI .....	14,8	23,0	12,8	11,5	10,8	1,3	1,3	2,0	0,7	1,3	6,8	2,7	0,7	—	—	0,7	9,5	—	—	—	—
12. Neszmély, terrasse IV .....	29,7	23,6	14,2	9,5	3,4	6,1	2,7	0,7	0,7	0,7	2,0	0,7	—	—	—	4,7	1,3	0,7	—	—	—
13. Vác, usine „Forte”, terrasse II/b .....	12,7	27,4	12,7	12,0	3,5	17,6	0,7	0,7	0,7	—	2,8	1,4	0,7	—	—	7,0	1,4	—	—	—	—
14. Pócsmegyer, terrasse II/a .....	13,0	27,9	17,5	12,3	3,2	6,5	3,9	3,2	1,3	—	1,9	1,3	0,7	—	—	0,6	3,9	3,9	—	—	—
15. Veregyháza (sable fluvial) ..	31,7	17,4	18,9	11,4	4,5	0,8	2,3	0,8	0,8	—	2,3	0,8	—	—	—	4,5	3,8	—	—	—	—
16. Gödöllő* .....	11,5	41,5	12,3	2,3	9,2	3,8	0,8	1,5	1,5	—	6,9	2,3	—	—	—	3,8	2,3	—	—	—	—
17. Csömör, HÁV, terrasse V .....	7,4	22,0	22,0	2,2	6,6	3,7	7,4	4,4	1,5	0,7	11,8	1,5	—	—	—	—	5,3	2,9	—	—	—
18. Kőbánya, briqueterie* .....	0,7	17,6	38,0	1,4	5,6	12,7	4,2	2,1	0,7	—	9,9	0,7	—	—	—	—	4,9	—	—	—	—
19. Pestőbrnne, briqueterie* .....	7,0	21,1	28,2	4,2	5,6	9,2	3,5	—	2,1	—	7,0	1,4	0,7	—	—	—	3,5	—	—	—	—
20. Paks (sable entre les couches de less) .....	10,6	21,9	8,7	0,7	4,0	7,3	5,3	1,3	2,7	1,3	12,0	2,7	—	—	—	2,0	14,0	0,7	1,3	0,7	—
21. Császártöltés, sable au-dessous du loess .....	20,7	21,4	13,6	11,7	3,2	6,5	3,9	0,6	—	—	4,5	0,6	0,7	—	—	—	3,2	—	—	—	—

\* Sables fluviaux a stratification entrecroisée.



a) Dans le sable du Danube, c'est en général le pourcentage des détritiques de roches carbonatées qui est haut. Mais la valeur moyenne se diminue souvent dans les terrasses anciennes, car le rôle de la dissolution ultérieure y était important (tableau 5, lignes 1 et 17).

b) Parmi les minéraux lourds, c'est le pourcentage des grenats qui est le plus haut, puis c'est celui des amphiboles. En général, le pourcentage des amphiboles est bien inférieur à celui des grenats.

c) Parmi les minéraux lourds des échantillons de sable qui peuvent être considérés comme danubiens, le pourcentage des roches magmatiques est supérieure à celui des sables pannoniens.

d) Le haut pourcentage des staurolites de la zone de schiste cristallin des Alpes est aussi caractéristique des alluvions danubiennes.

Bien qu'on tienne compte de toutes ces caractéristiques-là, nous n'affirmons pas qu'on puisse indiquer, *en chaque cas*, avec une certitude absolue, le fleuve qui a déposé le sable en question. Il faut souligner que la composition des échantillons de sable pris dans les terrasses du Danube a été bien variée suivant les cas. Par exemple les échantillons 1, 2, 7, 10 du tableau 5 ont été pris dans les terrasses du secteur de la Petite Plaine du Danube, et ils montrent une composition minéralogique bien variée. La différence entre le sable entrecroisé de Gödöllő (au bord de la Grande Plaine) et l'échantillon pris dans la terrasse V de Csömör (dans les environs de Budapest) n'est pas suffisante pour tracer une limite nette, en ce qui concerne leur origine. On peut supposer que la plupart des sables de cette dernière aient été apportés par l'eau, du sable entrecroisé plus ancien, de type de Gödöllő. Cependant, la composition du sable de Gödöllő est bien variée à son tour. La quantité des constituants provenant des schistes cristallins est considérable, ce qui indique qu'il s'agit d'un territoire alpin d'ablation, tandis que les détritiques des roches non carbonatées, la haute teneur en pyroxène et épidote, montrent que la région volcanique voisine appartenait au territoire d'ablation.

La différence est encore moins considérable entre le sable fluvial à stratification entrecroisée de la Petite Plaine (Kisigmánd) et le sable de la terrasse la plus ancienne de Petite Plaine (mont Szabóhegy à Tata). On pourrait donc mettre en liaison le sable entrecroisé avec le Paléodanube. Cependant, le fleuve a, chemin faisant, bien relavé les sables, par conséquent une partie considérable des sables déposés ne provient pas du territoire d'ablation, mais de la démolition des dépôts anciens. Nous avons montré ce processus, en connexion avec les apports actuels du Danube. A notre avis, on peut expliquer par là, la composition variée des sables du Danube.

#### 4. Examens d'éroulé du sable et du gravier

Quant à l'identification des terrasses du Danube, nous avons acquis des résultats bien sûrs, en combinant les analyses que nous venons de traiter avec l'examen d'éroulé (méthode c p v) élaboré par E. Szádeczy-Kardoss.

Nous avons déjà rendu compte de l'emploi de cette méthode aux recherches de la morphologie des terrasses, de même que des résultats acquis (Pécsi—Mme Pécsi, 1959). Nous avons analysé plus de 100 échantillons ; les résultats de ces analyses ont déjà été publiés (Mme Pécsi 1958,



Tableau 6.

Numéro d'ordre	Localité	Fleuve	Valeurs			Granulo- métrie mm	Hauteur relative m
			c	p	v		
<i>Graviers du lit actuel du Danube</i>							
1.	Mosonmagyaróvár graviers dans le lit	Danube	2,7	0,2	7,1	15	
			3,3	0,4	6,3	8	
			3,5	0,6	5,9	0,3	
2.	Almásfüzitő, dragage, graviers du lit	Danube	2,1	0,5	7,5	15	
			2,7	0,4	6,9	8	
3.	Budapest, pont „Lánchíd”, gra- viers du lit	Danube	2,1	0,7	7,2	15	
			2,3	0,3	7,4	8	
			3,7	1,3	5,6	0,3	
4.	Uzod, graviers du lit	Danube	2,3	0,3	7,4	15	
			2,2	0,7	7,1	8	
			3,6	0,9	5,5	0,3	
<i>Graviers des affluents</i>							
5.	Nádasd, graviers de la zone des crues	Rába	4,2	1,3	4,5	15	
			3,5	1,3	5,2	8	
6.	Ják	Gyöngyös	3,8	2,5	3,7	15	
7.	Koroncó	Marcal	6,1	0,6	3,3	15	
			7,0	0,3	2,7	8	
8.	Magyarpusztá	Répce	5,7	1,4	2,9	15	
			6,9	0,7	2,4	8	
9.	Nagyigmánd	Kocsi-p.	8,1	0,0	1,9	15	
<i>Graviers de terrasse du Danube</i>							
10.	Almásfüzitő, dragage, graviers du lit	Danube	2,0	0,5	7,5	15	
			2,7	0,4	6,9		
11.	Almásfüzitő, sup.	Danube, zone des crues	2,0	0,5	7,5	15	7
12.	Dunaalmás	Danube, terrasse II/a	2,5	0,5	7,0	15	
			3,2	—	6,8	8	
			4,1	0,7	5,2	0,3	
13.	Neszmély	Danube, terrasse II/b	2,4	0,5	7,1	15	
			3,1	0,1	6,8	8	
			3,8	0,5	5,7	0,3	
14.	Neszmély	Danube, terrasse III	2,5	0,7	6,8	15	
			2,9	0,8	6,3	8	
			4,1	1,1	4,8	0,3	



Numéro d'ordre	Localité	Fleuve	Valeurs			Granulo- métrie mm	Hauteur relative m
			c	p	v		
15.	Dunaalmás	Danube, terrasse IV	2,8	0,5	6,7	15	70
			3,3	0,3	6,3	8	
			3,6	0,6	5,8	0,3	
16.	Neszmély	Danube, terrasse V	3,0	0,4	6,6	15	110
			2,9	0,5	6,6	8	
			3,4	0,6	6,0	0,3	
17.	Dunaalmás, Kőpíte	Danube, terrasse VI	3,5	0,2	6,3	15	170
			3,2	0,7	6,1	8	
			4,0	0,8	5,2	0,3	
18.	Dunaalmás— Dunaszentmiklós	Danube, terrasse VII	2,4	0,1	7,5	15	220
			2,5	0,6	6,9	8	
			4,4	0,8	5,2	0,3	
19.	Budapest, pont „Lánchíd”, graviers du lit	Danube	2,1	0,7	7,2	15	
			2,3	0,3	7,4	8	
			3,7	1,3	5,0	0,3	
20.	Budapest	Danube, terrasse II/a	2,1	0,6	7,3	15	10
			3,0	0,9	6,1	8	
21.	Budapest, nouveau settlement de la rue Kerepesi	Danube, terrasse II/b	1,7	0,6	7,7	15	22
			2,6	0,1	7,3	8	
			2,9	0,9	6,3	0,3	
22.	Budapest, Rákosszentmihály (Szentgyörgytelep)	Danube, terrasse III	2,2	0,3	7,5	15	30
			3,0	0,2	6,8	8	
			4,2	0,9	4,9	0,3	
23.	Budapest, Árpád- föld	Danube, terrasse IV	2,5	0,3	7,2	15	60
			3,4	0,3	6,3	8	
			5,1	0,5	4,4	0,3	
24.	Kistarcsa	Danube, terrasse V	2,6	0,5	6,9	15	110
			3,4	0,3	5,9	8	
			5,3	0,8	3,9	0,3	

*La même terrasse à altitudes différentes*

25.	Budapest, Cinkota chemin de fer	Danube, terrasse V	2,6	0,4	7,0	15	115
			5,6	0,6	3,8	0,3	
26.	Budapest, forêt de Cinkota	Danube, terrasse V	2,2	0,9	7,1	15	70
			3,5	0,1	6,4	8	
			4,5	1,3	4,2	0,3	
27.	Budapest, Rákoskeresztúr	Danube, terrasse V	3,4	0,2	6,4	15	55
			3,1	0,6	6,3	8	
			4,5	1,3	4,2	0,3	
28.	Budapest, Pestlőrinc, sur la rue Üllői	Danube, terrasse V	2,1	0,9	7,0	15	30
			3,2	0,4	6,3	8	
			4,9	0,4	4,7	0,3	
29.	Gyál	Danube, terrasse V	2,9	0,1	7,0	15	20
			3,1	0,6	6,3	8	
			4,9	0,6	4,5	0,3	



Numéro d'ordre	Localité	Fleuve	Valeurs			Granulo- métrie mm	Profondeur au dessous de la surface
			c	p	v		
<i>Émoussé des graviers des forages profonds de la Grande Plaine</i>							
30.	Ócsa, forage de puits	Danube	2,2	0,8	7,0	15	7— 13
31.	Ócsa, forage de puits	Danube	2,1	1,1	6,8	15	22— 26
32.	Dunapataj, forage de puits	Danube	1,8	1,3	6,9	15	28— 30
33.	Törtel, forage de pétrole		3,9	0,8	5,3	8	50— 55
34.	Nagykörös, forage de pétrole No 2.	Danube	2,5	0,7	6,8	8	365—380
35.	Nagykörös, forage de pétrole No 3.	Danube	3,1	0,5	6,4	8	300—320
36.	Nagykörös, forage de pétrole No 6.	Danube	2,3	1,4	6,2	15	220—240
37.	Nagykörös, forage de pétrole No 8.		3,7	1,2	5,1	15	240—280
38.	Nagykörös, forage de pétrole No 9.	Danube	2,7	0,9	6,4	15	240—250
39.	Kalocsa, forage		3,8	1,1	6,1	15	19— 24
40.	Nagykörös, forage No 7.		2,5	1,5	6,0	15	245—255
41.	Nagykörös, forage No 3.		3,6	0,9	5,4	8	265—280
42.	Nagykörös, forage No 3.		3,2	0,7	6,1	8	280—300
43.	Kiskunfélegyháza		5,6	1,0	3,4	0,3	240
44.	Szeged, Coopérative „Felszabadulás”		5,7	0,9	3,4	0,3	100—105
45.	Szeged, Coopérative „Felszabadulás”		5,3	0,7	3,9	0,3	200—205
46.	Szeged, Coopérative „Felszabadulás”		5,9	1,0	3,1	0,3	270—275
47.	Szeged, Coopérative „Felszabadulás”		6,0	0,9	3,1	0,3	475—480



Numéro d'ordre	Localité	Fleuve	Valeurs			Granulo- métrie mm	Hauteur relative m
			c	p	v		
<i>Émoussé d'autres graviers de terrasse du Danube</i>							
48.	Györszentiván	Danube	2,9 3,6	0,2 1,8	6,9 4,6	8 0,3	10—11
49.	Ördögásta-hegy, niveau inf.		2,8	1,4	5,8	15	55
50.	Ács	Danube, terrasse II/b	2,2 2,9 3,4	0,8 0,1 1,3	7,0 7,0 5,3	15 8 0,3	18—20
51.	Dunaalmás	Danube, terrasse IV	2,8 3,3 4,5	0,5 0,3 1,0	6,7 6,3 4,5	15 8 0,3	75
52.	Dunaszentmiklós, Öreg-hegy, au-des- sous du travertin	Danube, terrasse VII	2,4 2,5 4,4	0,1 0,6 0,8	7,5 6,9 4,8	15 8 0,3	210
53.	Dunaszentmiklós, Öreg-hegy, au des- sus du travertin	Danube, terrasse VI	2,7 1,9 4,1	1,1 0,1 0,7	6,2 8,0 5,2	15 8 0,3	220
54.	Szob, à l'ouest du Calvaire	Danube, terrasse II/a	1,0	1,8	7,2	15	50
55.	Szob, au N de la station du chemin de for	Danube, terrasse II/b	0,5	1,8	7,7	15	200
56.	Szob, versant du S du mont Kereszt-hegy	Danube, terrasse III	0,8	2,7	6,5	15	170
57.	Nagymaros, Kereszt- bére	Danube, terrasse VII	2,2 3,4	0,4 0,5	7,4 6,1	15 8	250
58.	Vác	Danube, terrasse II/a	2,1 2,7 3,6	0,7 0,3 0,5	7,2 7,0 5,9	15 8 0,3	15
59.	Tahi	Danube, terrasse II/b	2,5 3,4 3,4	0,3 0,4 1,4	7,4 6,2 5,2	15 8 0,3	35
60.	Tahi, Hegyesd	Danube	2,2	0,5	7,3	15	120
61.	Csörög, Öreg-hegy	Danube, terrasse IV	3,1 3,0 4,3	0,1 0,6 0,7	6,8 6,4 5,0	15 8 0,3	80



Numéro d'ordre	Localité	Fleuve	Valeurs			Granulométrie mm	Hauteur relative m
			c	p	v		
62.	Budapest, Csepel	Danube, terrasse II/a	2,4	0,3	7,3	15	10
			3,0	—	6,7	8	
			3,5	0,6	5,9	0,3	
63.	Alsónémedi	Danube, terrasse IV	2,5	0,4	7,1	15	15
			3,2	0,5	6,3	8	
			4,7	0,8	4,5	0,3	
64.	Délegyháza	Danube, terrasse IV	2,9	0,1	7,0	15	14
			3,1	0,8	6,1	8	
			4,1	0,5	5,4	0,3	
65.	Uszod	Danube, Holocène	2,3	0,3	7,4	15	
			2,2	0,7	7,1	8	
			3,6	0,9	5,5	0,3	
<i>Émoussé des graviers d'autres époques géologiques</i>							
66.	Neszmély	Pannonien	3,5	0,6	5,9	15	
			3,7	0,5	5,8		
67.	Sashalom	Helvétien	4,0	1,1	4,9	15	

Pécsi 1959). Les résultats les plus importants du point de vue méthodologique et ceux récents sont à voir au tableau 6.

Pour faire mieux comprendre ce qui suit, nous résumons brièvement la méthode de mesure d'éroussé de Szádeczky-Kardoss et les résultats acquis par cette méthode.

#### *La méthode de mesure d'éroussé*

De parmi les graviers d'une certaine terrasse, on choisit 25 ou 50 grains de quartz ou quartzite, dont le plus grand diamètre soit de 10 à 20 mm, sans considération de leur forme. — Si c'est possible, on soumet à l'examen deux autres grandeurs granulométriques (8 mm et 0,3 mm de diamètre maximum) des sables ou graviers de la même terrasse. Après avoir débarassé chaque grain des impuretés argileuses et calcareuses, on y trace au crayon les trois aires perpendiculaires les unes les autres, si possible de manière que l'une passe par un papier millimétré, la longueur des parties concaves, droites (Planes) et convexes, puis on fait la somme de toutes les valeurs de  $c p v$ . On compte le pourcentage de ces valeurs par rapport à la circonférence, et pour convertir en nombre simple, on divise par 10. Alors, on obtient les valeurs  $c p v$  de chaque gravier. Puis on calcule séparément les moyennes de  $c$ , de  $p$  et de  $v$  des 25 grains. La moyenne de  $c$  caractérise bien l'éroussé. Sur la base des examens de Szádeczky-Kardoss (1935) la mesure devient très précise si l'on divise par deux la valeur de  $p$  — qui est la source des erreurs subjectives — et on l'ajoute à la moyenne de  $v$ . Par conséquent, on a récemment caractérisé l'éroussé par la formule  $v + p/2$ . De là, on peut calculer l'espace parcouru



par le gravier, en employant l'équation  $\log km = 0,39 \left( v + \frac{p}{2} \right)$  (Strausz 1952).

Vu que l'application de cette méthode se heurte à des difficultés, même en cas d'une granulométrie de 8 mm et il est impraticable dans le cas de 0,3 mm, nous avons photographié ces grains-là et nous avons mesuré les valeurs  $c p v$  à la circonférence (c'est-à-dire en une dimension). La précision de ces mesures était suffisante (Mme Pécsi, 1958).

En déterminant les indices d'émoissé de trois grandeurs granulométriques d'un affleurement, nous avons acquis des résultats bien reproductibles et utilisables.

Les indices d'émoissé des alluvions danubiennes ont été variés dans les diverses grandeurs granulométriques. En général, la valeur de l'indice augmente dans le domaine de 0,3 à 20 mm. A partir de 20 mm, l'indice d'émoissé diminue un peu. Cela résulte, d'une manière naturelle, du mode de transport des alluvions et de la composition des grains. Des éboulis de 30 à 40 mm et même plus grands, il serait bien difficile de recueillir 25 grains intacts, en outre c'est la valeur de  $p$  (surface plane) qui est grande pour la plupart. Il va de soi que l'indice d'émoissé de la fraction sableuse est inférieur aux graviers de grandeur moyenne.

#### *Détermination de l'indice d'émoissé par méthode de comparaison*

La mesure d'émoissé est une méthode qui exige beaucoup de temps et il est généralement impossible de l'appliquer sur le terrain. Cependant, il est souvent nécessaire de déterminer sur place l'origine d'une couche de gravier ou des graviers épars. Notamment, on voudrait connaître le fleuve qui les a déposés, ou s'il s'agit des graviers danubiens, etc.

Pour faciliter l'orientation sur le terrain, nous avons monté une série photographique d'échantillons de grains de sable et gravier de divers degré d'émoissé, suivant la conception de Szádeczky-Kardoss (v. planches I à X).

Nous avons séparément déterminé les indices d'émoissé de 25 grains de quartz des échantillons de chaque grandeur granulométrique de 0,2, 0,32, 0,63 et de 1 à 20 mm. Ensuite, nous avons mis sur un tableau les photographies des grains de degré d'émoissé identique et les avons photographiées; la planche I contient les photographies des grains de sable ou gravier dont la valeur varie de  $v + \frac{p}{2} = 0,5$  à  $v + \frac{p}{2} = 1,5$ , la planche II représente ceux de  $v + \frac{p}{2} = 1,5$  à  $v + \frac{p}{2} = 2,5$ , etc.

A l'aide de ces planches et avec un peu de routine, on peut assez rapidement et facilement déterminer l'indice approximatif d'émoissé de l'échantillon en question, sur le terrain. La méthode de la détermination est la suivante : on choisit 25 ou 50 graviers de quartz de diamètre similaire et on les compare un à un aux graviers des planches, puis on pose chacun à côté de la planche à laquelle son émoissé ressemble le mieux.



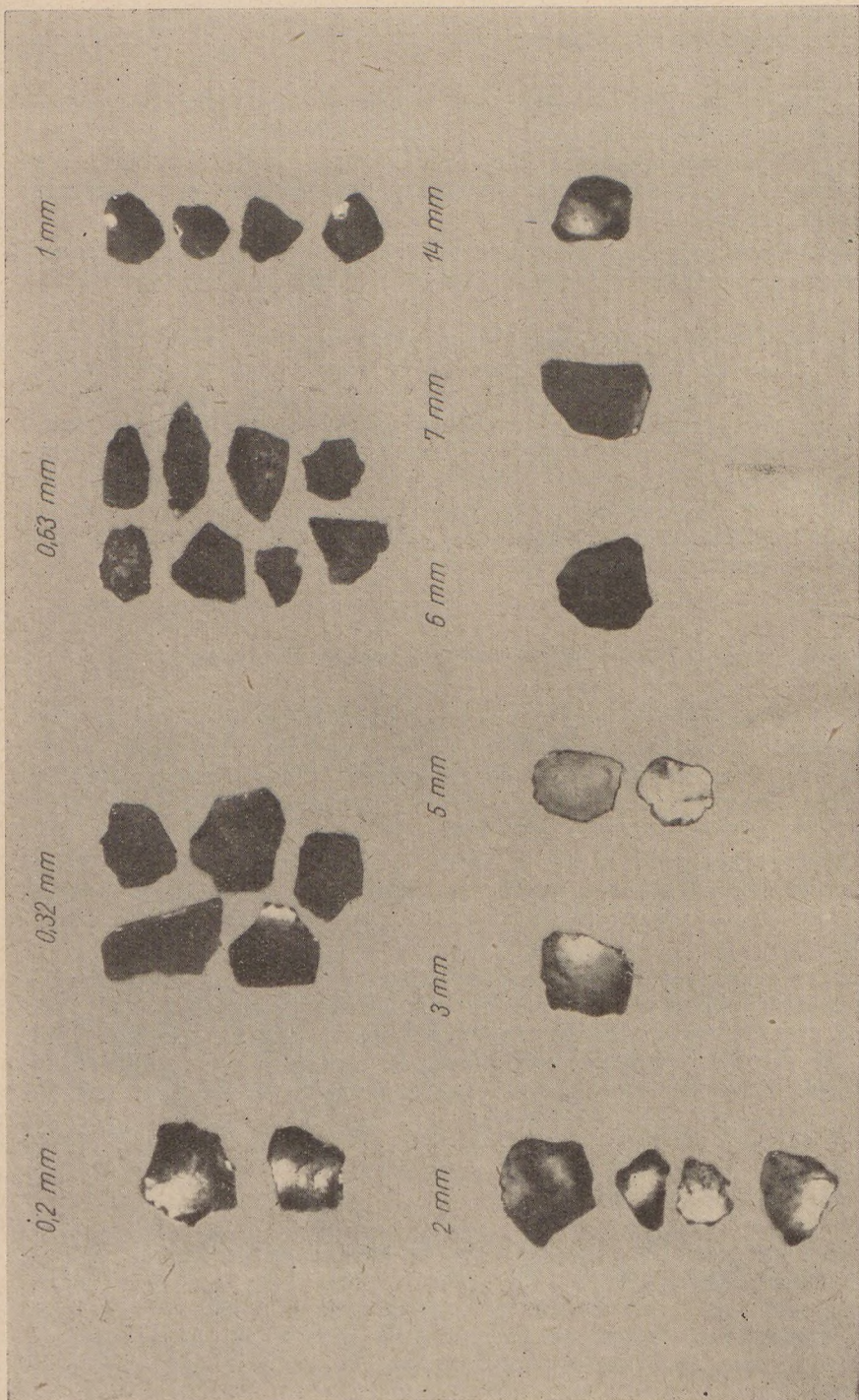


Planche 1. L'indice d'éroussé: 1

$$\left(v + \frac{p}{2} = 0,5-1,5\right)$$



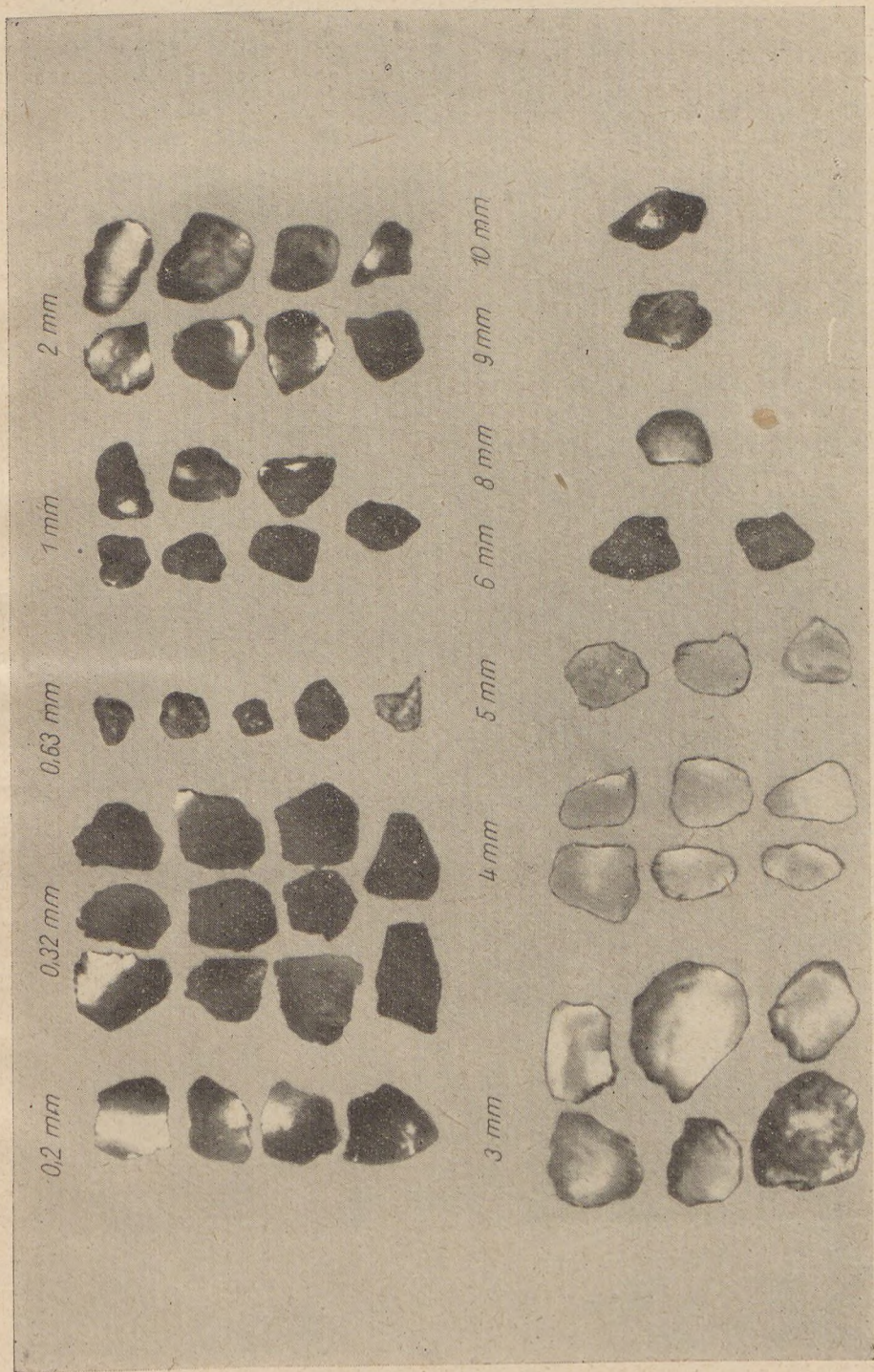


Planche 2. L'indice d'éroussé : 2

$$(v + \frac{p}{2} = 1,5 - 2,5)$$



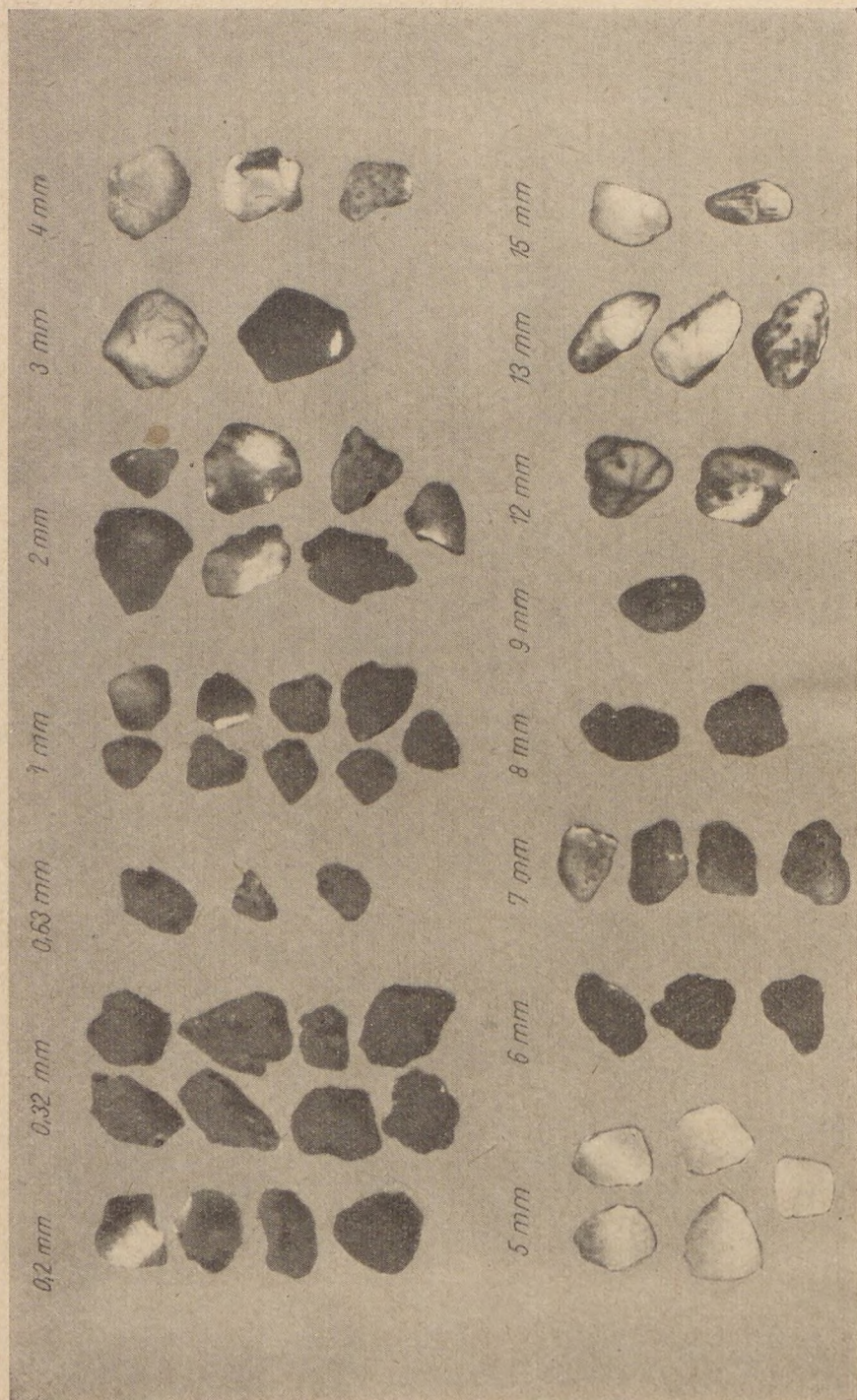


Planche 3. L'indice d'émousé: 3

$$\left(\psi + \frac{\rho}{2} = 2,5-3,5\right)$$



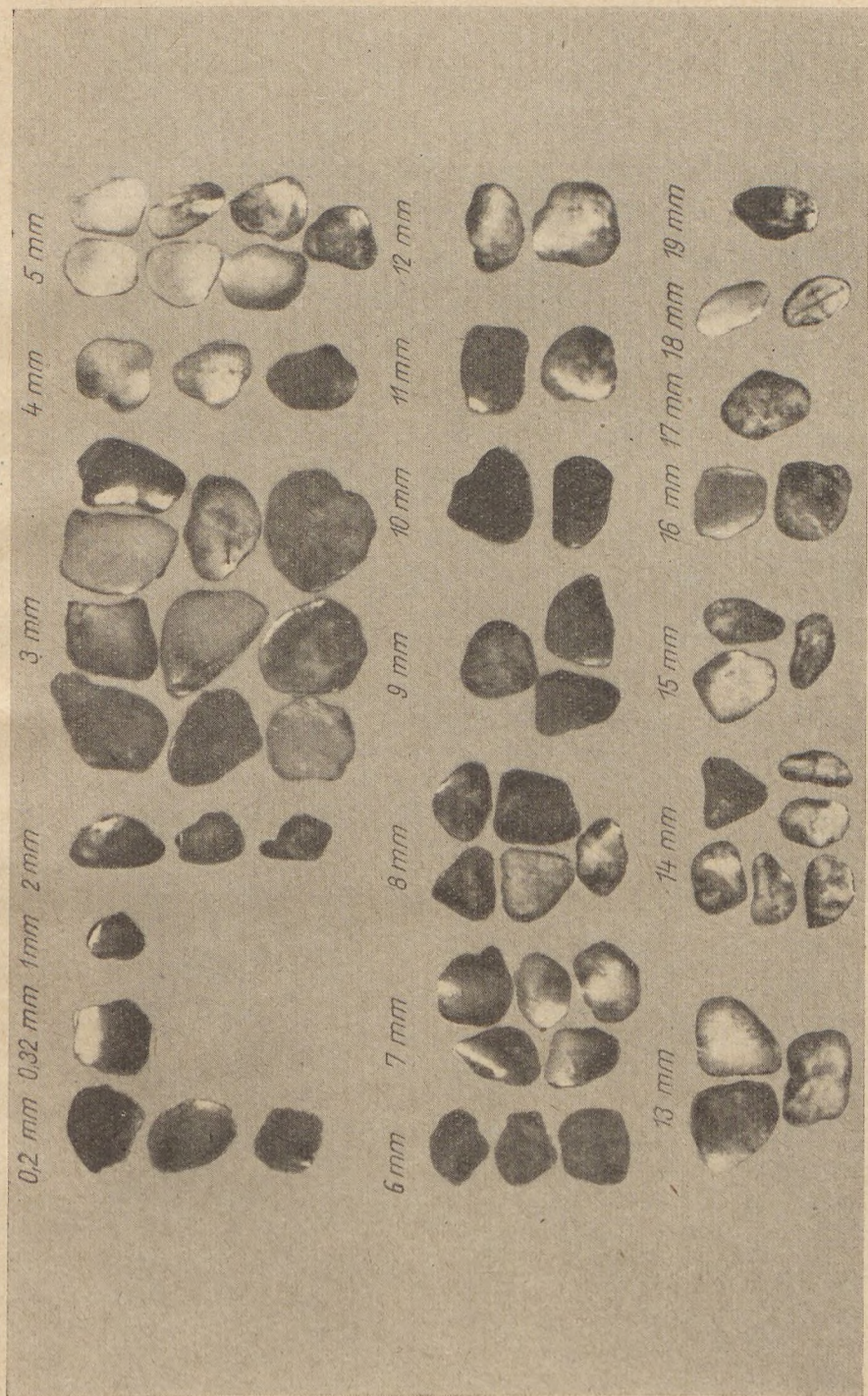


Planche 4. L'indice d'éroussé: 4

( $v + \frac{p}{2} = 3,5-4,5$ )



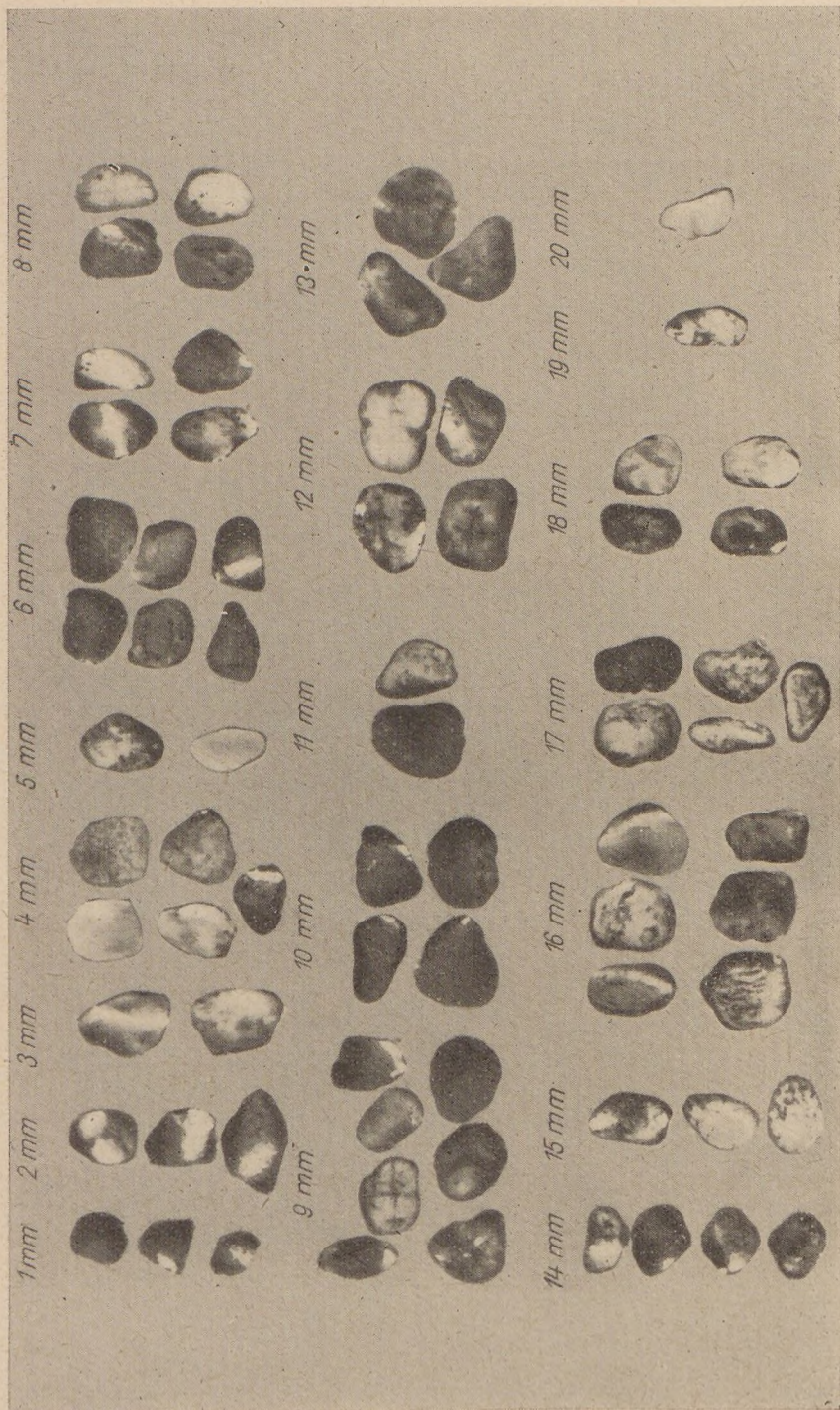
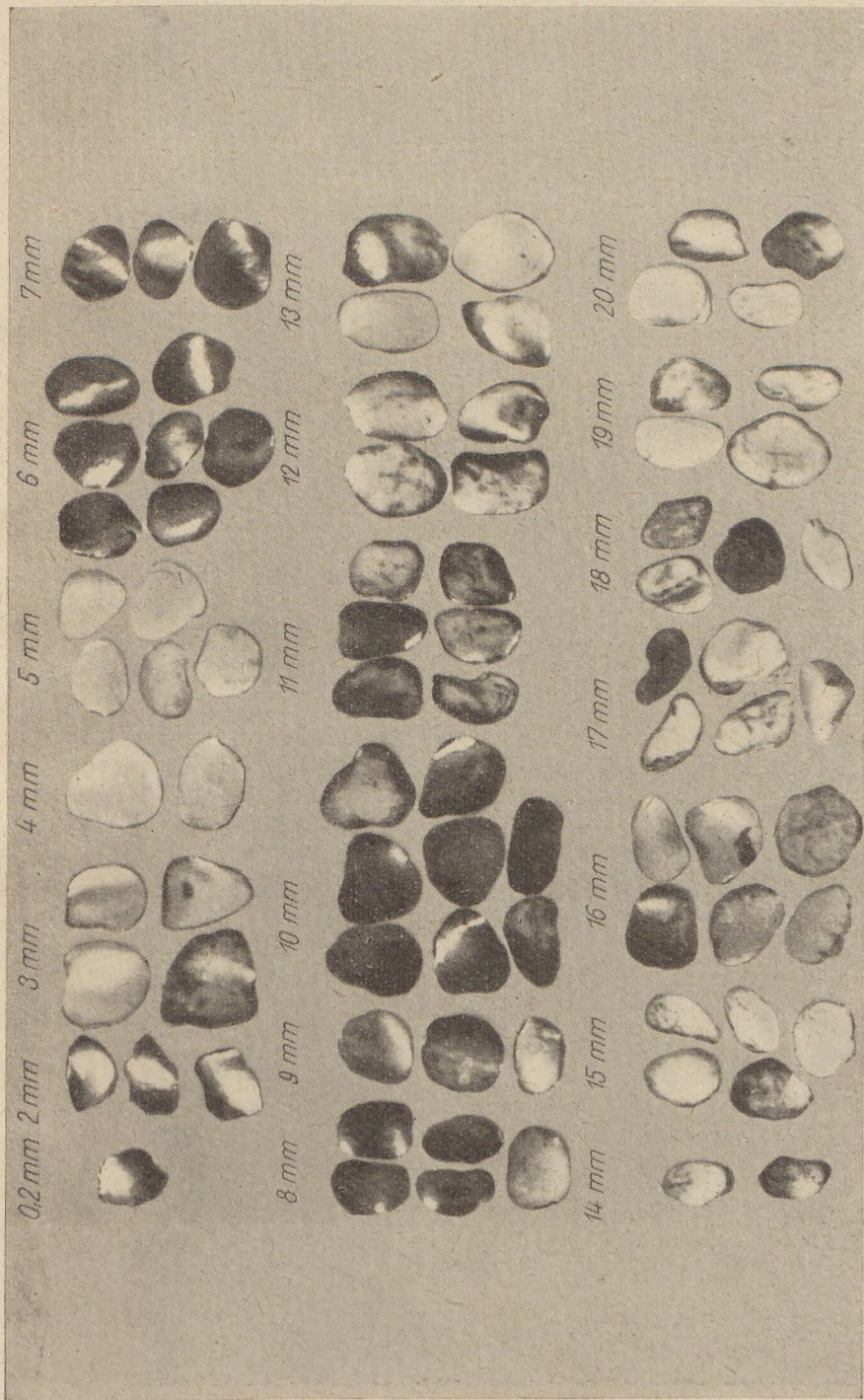


Planche 5. L'indice d'éroussé: 5

$$(p + \frac{p}{2} = 4,5 - 5,5)$$

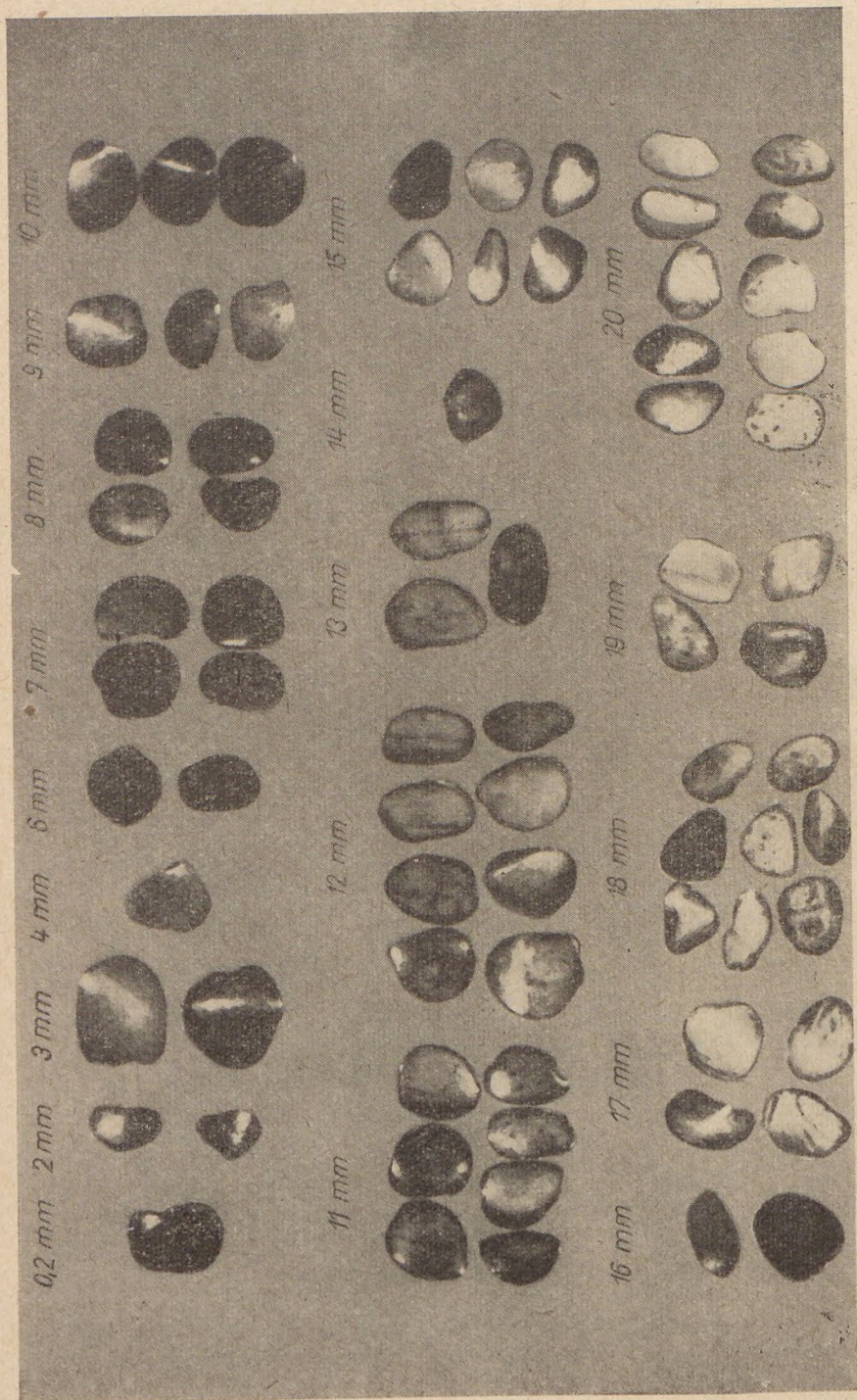




Planché 6. L'indice d'écaoussé: 6

$$(v + \frac{p}{2} = 5,5 - 6,5)$$





Plaque 7. L'indice d'éroussé: 7

$$\left(v + \frac{p}{2} = 6,5 - 7,5\right)$$



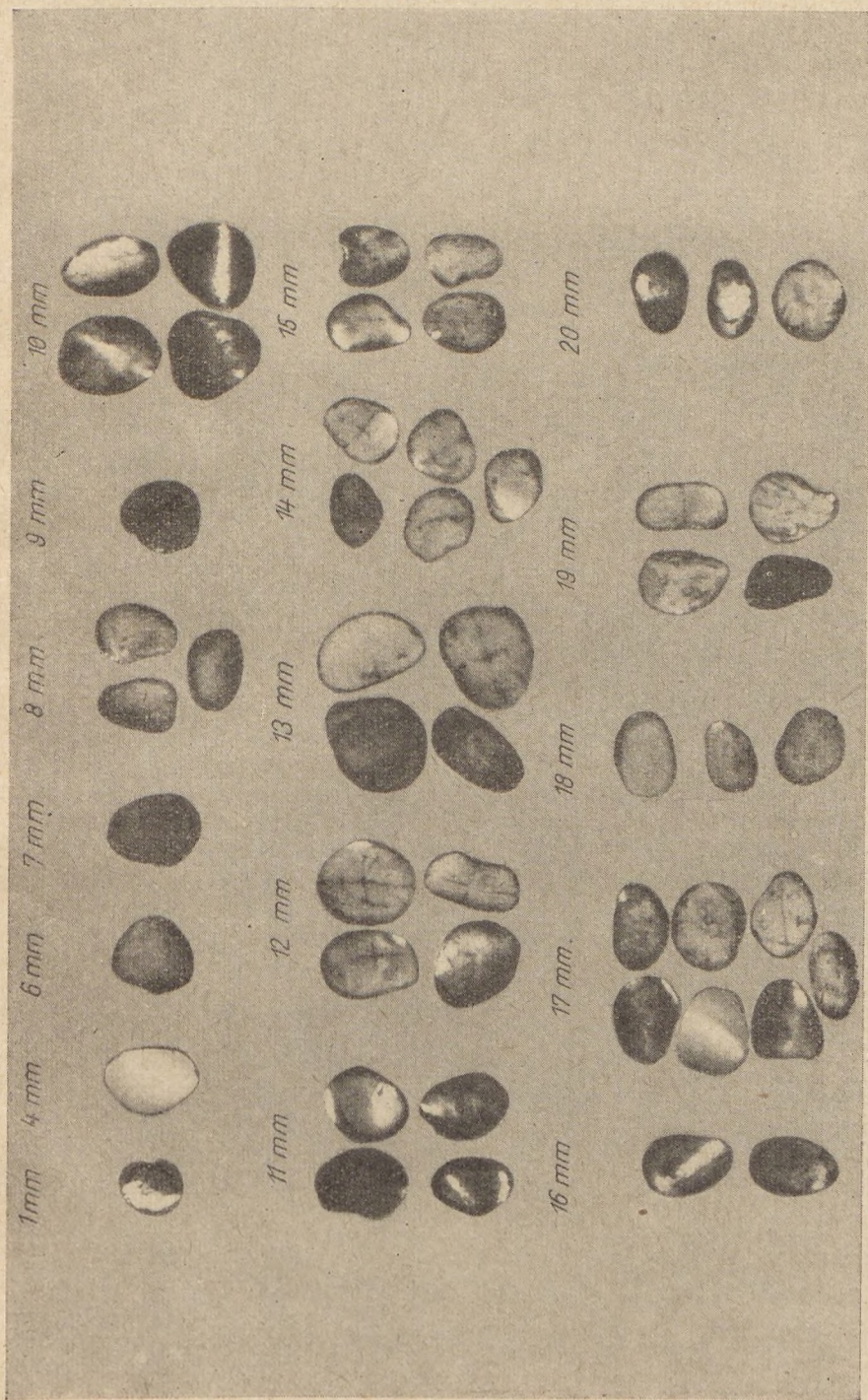
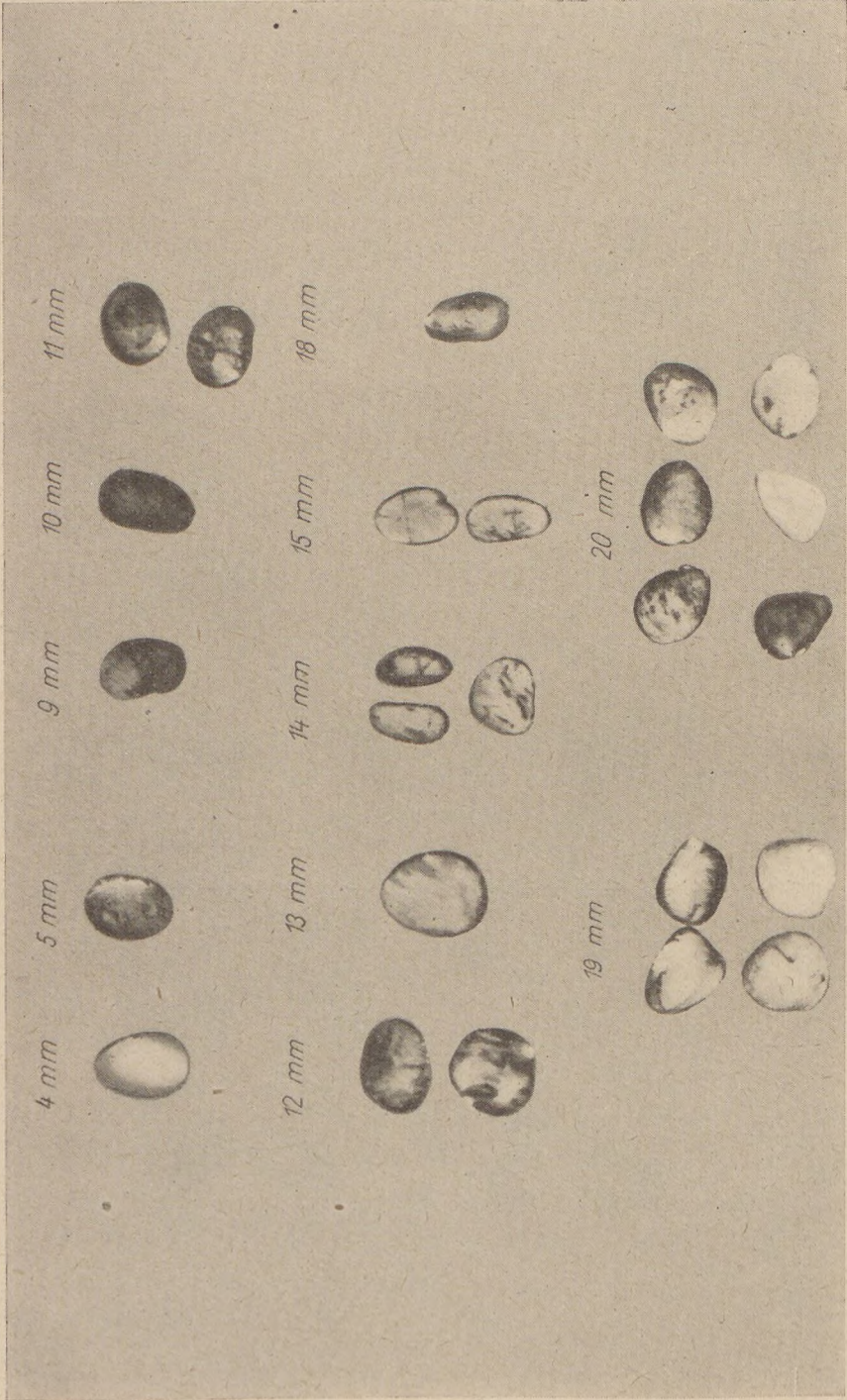


Planche 8. L'indice d'émoussé: 8

$$\left(v + \frac{p}{2} = 7,5 - 8,5\right)$$

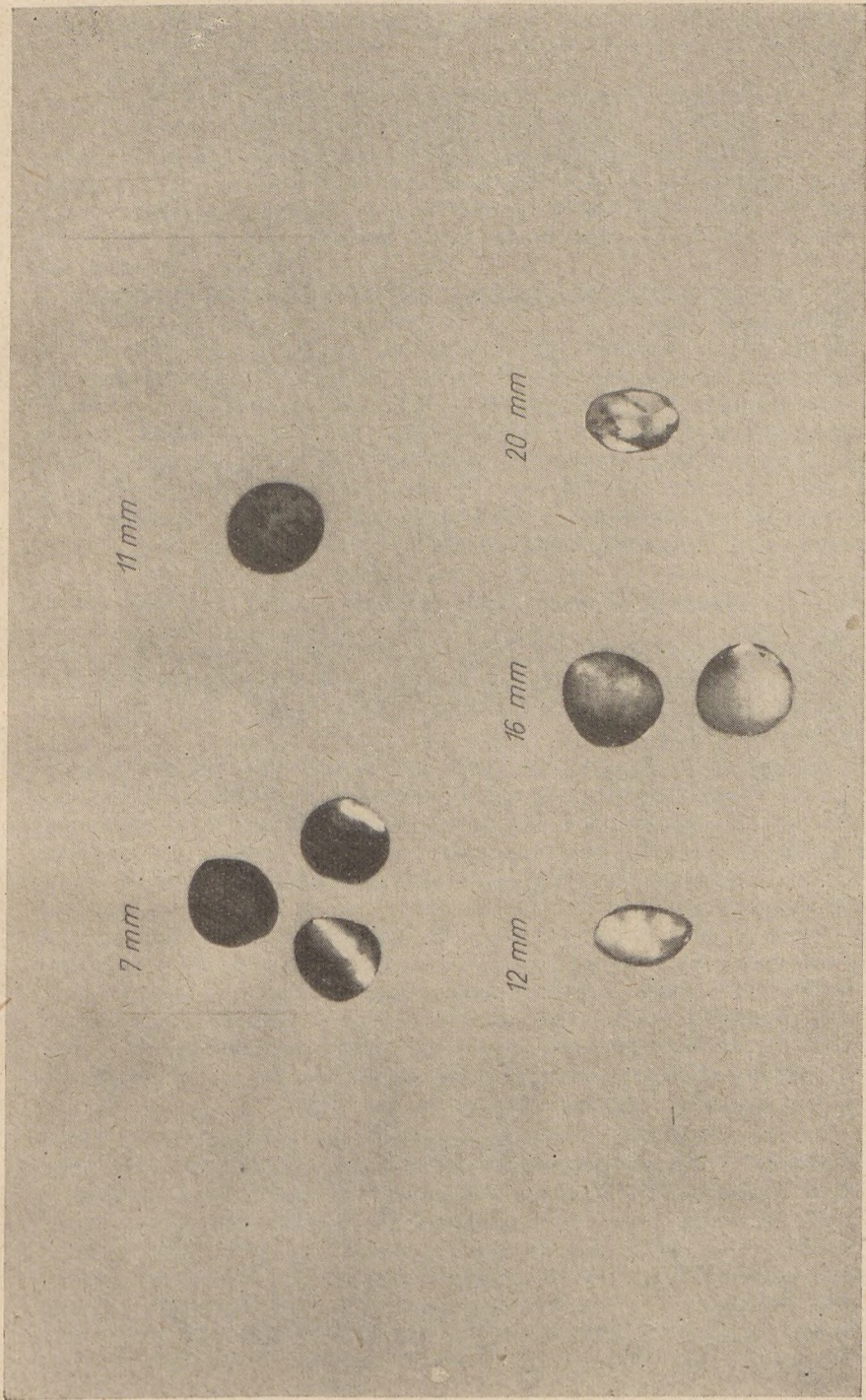




Plaque 9. L'indice d'éroussé: 9

$$\left( v + \frac{p}{z} = 8,5-9,5 \right)$$





Plaque 10. L'indice d'éroussé: 10

$$\left(\nu + \frac{\nu}{2} = 9,5-10\right)$$



Par exemple si dans un échantillon de quelques 15 mm en diamètre, contenant 25 graviers de quartz, on trouve

2 grains de 4 degrés d'émoissé	$4 \times 2 = 8$
4 grains de 5 degrés d'émoissé	$5 \times 4 = 20$
7 grains de 6 degrés d'émoissé	$6 \times 7 = 42$
8 grains de 7 degrés d'émoissé	$7 \times 8 = 56$
3 grains de 8 degrés d'émoissé	$8 \times 3 = 24$
1 grain de 9 degrés d'émoissé	$9 \times 1 = 9$
	$159 : 25 = 6,3$

la moyenne calculée de la manière ci-dessus (6,3) détermine l'indice d'émoissé de l'échantillon entier.

Il va de soi qu'on peut obtenir un résultat plus précis par l'analyse de mesure. Cependant les planches ci-jointes sont propres et même nécessaires à contrôler nos mesures et à les comparer à celles d'autres chercheurs. Au cours des travaux de laboratoire, la série des planches peut être remplacée par des graviers mesurés par nous-mêmes, en plaçant les graviers d'un, de 2, etc. degrés d'émoissé dans des boîtes particulières. De cette manière, si l'on possède une série complète, on peut accomplir les comparaisons à des corps tridimensionnels et on s'approche mieux des valeurs vrais d'émoissé.

#### *Résultats obtenus par la méthode $c p v$*

Par cette méthode on peut nettement distinguer les alluvions du Danube d'avec celles des affluents, sur la base de l'indice d'émoissé des graviers. (Les indices d'émoissé des graviers du Danube varient entre  $v = 6$  et  $v = 5$ . (Tableau 6, lignes 1 à 9.)

*b)* En descendant le Danube, l'indice d'émoissé des graviers du lit actuel augmente graduellement. Il est vrai que la valeur de  $v$  diminue de quelques sous-décuples, entre Almásfüzitő et Budapest. Ce phénomène est probablement dû aux apports des affluents des montagnes centrales. Nous avons examiné de ce point de vue même les graviers de terrasse de la vallée du Danube. Nous avons choisi deux coupes transversales de la vallée où la série des terrasses superposées était la plus complète. L'un de ces secteurs est situé dans les montagnes centrales, entre Dunaalmás et Neszmély, l'autre profil est celui du milieu de la Plaine de Pest. Au tableau 6, les cases 10 à 18 montrent les indices d'émoissé des graviers de terrasse de ce profil-là, les cases 19 à 24 indiquent ceux de ce profil-ci. D'après cela, les indices d'émoissé (valeur de  $v$ ) des graviers des terrasses diverses entre Dunaalmás et Neszmély sont en général inférieurs à ceux des mêmes terrasses des environs de Pest.

*c)* Il y a une régularité bien caractéristique, notamment, entre Dunaalmás et Neszmély, l'indice d'émoissé ( $v$ ) des graviers des terrasses (échantillons 12 à 17) augmente des terrasses plus hautes vers les terrasses plus basses, excepté la terrasse supérieure (VII) (échantillon 18). On peut observer une tendance analogue — concernant toutes les grandeurs granulométriques — dans le cas de l'indice d'émoissé du profil transversal de Budapest (échantillons 21 à 24). Bien que la différence entre les indices d'émoissé des terrasses superposées des profils mentionnés ne soit pas grande — elle ne fait que quelques sousdécuples — la différence est démontrable et peut-être est-elle régulière.



Il y a quand même des exceptions. Dans le profil transversal de la vallée entre Neszmély et Dunaalmás l'indice d'émoissé des graviers de 15 mm en diamètre de la terrasse supérieure (VII) est  $v = 7,5$  (échantillon 18). Dans la terrasse immédiatement inférieure (VI),  $v = 6,3$  (échantillon 17). Il est impossible que cette différence tellement considérable soit due à une erreur de mesure. Sur la base de cette différence des indices d'émoissé on distingue nettement les graviers des deux terrasses les uns des autres, naturellement dans un secteur quelconque. *De cette manière, on a plusieurs fois réussi à distinguer ou identifier deux affleurements de graviers de terrasses non continues, sur la base des mesures d'émoissé.*

d) Il est aussi apparent que les indices d'émoissé des graviers de la terrasse VII de Dunaalmás (échantillon 18) et ceux du Danube actuel (échantillons 10 et 11) sont bien analogues les uns aux autres et beaucoup plus hauts ( $v = 7,5$ ) que l'indice d'émoissé des terrasses II/a à VI (échantillons 12 à 17) où la valeur de  $v$  varie entre 6,3 et 7. Par conséquent, on a pu constater que l'indice d'émoissé des graviers transportés et déposés pendant les périodes glaciaires est inférieur à celui des graviers déposés dans l'Holocène ou à l'époque préglaciaire.

Même sur la base d'autres phénomènes morphologiques, nous supposons — bien que cette supposition doive être prouvée dans la suite des observations — que *les indices d'émoissé des graviers transportés et déposés pendant les périodes glaciaires sont tour à tour inférieurs à ceux des graviers déposés d'une manière analogue pendant l'Holocène ou les périodes interglaciaires et préglaciaire.* Afin de prouver cette supposition, nous avons mesuré, à plusieurs reprises, les graviers de nouveaux échantillons des affleurements susmentionnés, mais nous avons obtenu des résultats analogues. De la même façon, nous avons remesuré l'indice d'émoissé des graviers des niveaux les plus élevés du défilé de Visegrád (secteur des montagnes centrales du Danube) et ces indices étaient aussi hauts (à Nagymaros, Keresztbérc :  $v = 7,5$  à Tahy, Hegyesd :  $v = 7,4$ ). Ces résultats fortifient notre supposition. On peut démontrer que l'indice d'émoissé des graviers danubiens déposés pendant les périodes glaciaires est plus bas parce que la couche de glace et de neige dans la région des sources du Danube et de ses tributaires était beaucoup plus étendue pendant les périodes glaciaires que pendant les périodes libres de glace. En outre, les détritits produits sous l'action de la glace et de la gelée se sont accrus et se sont souvent portés jusqu'au pied de la montagne, c'est-à-dire ils étaient moins roulés avant d'arriver au lit de la rivière principale ou de l'affluent, au fond des vallées. C'est pourquoi le parcours des alluvions glaciaires était généralement plus court et leur indice d'émoissé est plus bas.

e) Dans les cases 25 à 28 du tableau, on trouve les indices d'émoissé des graviers des terrasses dont l'appartenance à la même phase a été déterminée par d'autres méthodes — sur la base de données morphologiques et de la composition minéralogique des graviers — avant l'application de la méthode de mesure d'émoissé (P é c s i, 1956). Dans la Plaine de Pest, la hauteur relative de la terrasse diminue considérablement du N vers le S (v. tableau 1.). Il fut donc particulièrement important de voir si les mesures d'émoissé confirmaient les constatations antérieures concernant l'identité de la terrasse. Aux échantillons 25 à 28, l'indice  $v$  des graviers est de valeur presque égale, en tenant compte de deux grandeurs granulométriques. Au cours des examens pétrographiques antérieurs, l'échantillon de Gyál (29) n'a pas été analysé ; il était



difficile, même du point de vue morphologique, d'indiquer la terrasse à laquelle il appartenait. Sur la base des mesures d'éroulé, il est probable qu'il appartient aussi à la terrasse marquée de V (peut-être à celle marquée de IV) dans la Plaine de Pest, mais il est impossible qu'il appartienne à la terrasse II. Toutes ces données prouvent que *les indices d'éroulé des graviers de terrasse déposés dans la même phase d'un secteur quelconque sont analogues*.

Nous avons déjà publié des données y relatives (M e P é c s i 1958), depuis lors, les résultats de plusieurs mesures ont confirmé la règle.

f) Sur la base de l'analyse des matériaux des forages profonds de l'Entre-deux-fleuves Danube—Tisza, on a pu relever le fait que la plupart des matières du cône de déjection de l'Entre-deux-fleuves Danube—Tisza étaient de provenance danubienne. Les résultats des examens — v. les cases 30 à 32, 34 à 36 et 38 du tableau — indiquent des indices d'éroulé caractéristiques du Danube. Dans le forage d'Ócsa, nous avons examiné les couches de gravier de 7 à 26 m ; à Dunapataj, celles de 28 à 30 m ; dans les environs de Nagykőrös, les couches graveleuses commençaient à 220 m et l'horizon le plus profond à gravier a été traversé à environ 360 ou 380 m. Dans les sables des échantillons des forages de Szeged, nous avons jusqu'ici déterminé des indices d'éroulé caractéristiques du Danube, entre 100 et 250 m de profondeur.

Sur la base de dépouillement des données des échantillons provenant de l'Entre-deux-fleuves Danube—Tisza, on peut considérer comme certain que le Danube a transporté, sur son cône de déjection jusqu'à la latitude de Nagykőrös, même des alluvions à graviers grossiers et ces alluvions s'y trouvent entre 300 et 400 m de profondeur. Il en résulte aussi qu'on trouvera probablement des alluvions danubiennes, dans les profondeurs, au S de Nagykőrös dans la région entière de l'Entre-deux-fleuves Danube—Tisza ou bien à l'E.

Au cours de nos recherches morphologiques, les valeurs exactes obtenues par le moyen de la méthode *c p v* nous permettent bien souvent d'identifier les terrasses d'une manière sûre, même à défaut d'autres données de même que de distinguer les alluvions sableuses et graveleuses déposées par de divers cours d'eau.

## BIBLIOGRAPHIE

1. B ó d i B. : A Budapest környéki harmadkorú kavicsok közettani vizsgálata különös tekintettel a levantei kavicsképződésekre. (Examen pétrographique des graviers tertiaires des environs de Budapest.) *Földtani Közöny*, 68, 180—207, 1938.
2. B o g á r d i J. : A hordalékmozgás elmélete. (La théorie du transport des alluvions.) Budapest, 1955.
3. K á r o l y i Z. : A felső-dunai hordalék-tanulmányok eddigi eredményei. (Résultats des études d'alluvions du Haut-Danube.) *Vízügyi Közlemények*, 82—96. 1951.
4. K á d á r L. : Die Abhängigkeit der Terrassen und Lössbildung von Quartären Klimaveränderungen in Ungarn. *Biuletyn peryglacjalny*, 371—404. 1956.
5. K é z A. : Opponensi vélemény Pécsi M. : „A Duna-völgy magyarországi szakaszának kialakulása” c. kandidátusi értekezéséről. (Discussion de la thèse „Sur l'évolution du secteur hongrois de la vallée du Danube” par M. Pécsi.) *Földrajzi Értesítő*, 8, 119—121. 1958.
6. M a u r i t z B. : Budapest és környékének közei és ásványai. „Budapest természeti képe” című gyűjteményes munkában. Szerkesztő Pécsi M. (Roches et minéraux des environs de Budapest en : „Géographie physique de Budapest”) Budapest, 1958.
7. P é c s i M. : A Duna-völgy magyarországi szakaszának kialakulása I. Az 1955. évi Magyar Földrajzi Kongresszuson elhangzott előadás. (Évolution du secteur hongrois



de la vallée du Danube. *Communication présentée au I<sup>er</sup> Congrès Géographique Hongrois*, Manuscript, 1955.) Kézirat, 1955.

8. Pécsi M.: Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Duna-völgy Pozsony (Bratislava)—Budapest közötti szakaszáról. (Nouvelles contributions à l'évolution et à la morphologie de la vallée du Danube entre Bratislava et Budapest.) *Földrajzi Értesítő*, 5, 21—41. 1956.

9. Pécsi M.: A Duna-völgy magyarországi szakaszának kialakulása II. Kandidátusi vita anyaga. (Évolution du secteur hongrois de la vallée du Danube. Thèse. Manuscript.) 1958.

10. Pécsi M.: A Pesti síkság kialakulása. „Budapest természeti képe” című gyűjteményes munkában. Szerkesztő Pécsi M. (Développement de la plaine de Pest. En : „Géographie physique de Budapest.”) Budapest, 1958.

11. Pécsi M.: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszín-alaktana. (Développement et morphologie de la vallée du Danube en Hongrie.) Budapest, 1959.

12. Pécsiné Donáth É.: A Duna-terraszkavicsok görgetettségi vizsgálata. (Émoussé des graviers de terrasse du Danube.) *Földtani Közöny*, 88, 57—75. 1958.

13. Pécsi M.—Pécsiné Donáth É.: Elemző módszerek alkalmazása a geomorfológiai kutatásban. (Application des méthodes analytiques dans les recherches géomorphologiques.) *Földrajzi Értesítő*, 8, 165—178. 1959.

14. Schafarzik—Vendl: Geológiai kirándulások Budapest környékén. (Excursions géologiques dans les environs de Budapest.) Budapest, 1929.

15. Strausz L.: A Dunántul DNY-i részének kavicsképződményei. (Les graviers de la partie du SW de la Transdanubie.) *Földtani Közöny*, 79, 8—68. 1949.

16. Strausz L.: Kavicsstanulmányok a Dunántul középső részéről. (Études sur les graviers de la partie centrale de la Transdanubie.) *Földtani Közöny*, 82, 119—136. 1952.

17. Szabó P.: A Duna—Tisza közti felső pleisztocén homokrétegek származása ásványos összetétel alapján. (La provenance des sables pléistocènes supérieurs de l'Entre-deux-fleuves Danube—Tisza, sur la base de leur composition minéralogique.) *Földtani Közöny*, 85, 442—456. 1955.

18. Szádeczky-K. E.: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. *Zentralblatt f. Min. usw.* 389—401. 1933.

19. Szádeczky-K. E.: Adatok a görgetési határ kérdéséhez. (Contribution au problème de la limite d'émoussé.) *Földtani Közöny*, 65, 38—50. 1935.

20. Szádeczky-K. E.: Geologie der Rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. Sopron, 1939.







# ÜBER DIE BESTIMMENDEN FAKTOREN DER TEMPERATUR- EXTREMWERTE

F. RÁKÓCZI

Meteorologisches Institut der Eötvös-Universität,  
Budapest.

(Eingegangen : 27. Juli 1959)

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Verfasser untersucht die Zusammenhänge zwischen den Extremwerten der Temperatur, dem relativen Geopotential und der Strahlungsmenge. Er stellt fest, dass in der Gestaltung der extremen Temperaturwerte das relative Geopotential eine viel wichtigere Rolle spielt als die Strahlungsmenge. Der abgeleitete Zusammenhang (1b) gibt unter gewissen Beschränkungen die Möglichkeit einer Prognose der Extremwerte.

Die Untersuchung der Faktoren, die die Extremwerte der Temperatur ausgestalten, ist sowohl in synoptischer als auch in klimatologischer Hinsicht wichtig. Landwirtschaft, Medizin, Verkehr, Industrie treten immer öfter mit dem Anspruch auf, dass der Meteorologe die wahrscheinlichsten Extremwerte der Temperatur prognostizieren soll.

Die Frage wird durch die vielen Faktoren, die in der Gestaltung der extremen Temperaturwerte eine Rolle spielen kompliziert. Viele Forscher streben die Lösung dieses Problems auf theoretischem Wege oder mittels empirischer Formeln an. Wenn wir alle Faktoren in Betracht ziehen, führt die Lösung auf theoretischem Wege zu sehr komplizierten, praktisch nicht immer anwendbaren Formeln. Deshalb sind die Verfasser benötigt, auch bei theoretischen Lösungen gewisse Faktoren herauszuheben und andere zu vernachlässigen (2, 7).

Die empirischen Formeln streben daher — in Anbetracht der genannten Schwierigkeiten — eine annähernde Lösung aus den Erfahrungen abzuleiten. Selbstredend sind die empirischen Formeln nur für die Stelle und für die Umstände gültig, für die sie aufgestellt worden sind.

Wir wollen im gegenwärtigen Aufsatz zwei wichtige Faktoren ins Auge fassen, die bei der Gestaltung der Höchst- und Mindestwerte der Temperatur mitwirken.

Wie bekannt, hängt die Entwicklung von extremen Temperaturwerten ab:

- a) vom Wärmegehalt der Atmosphäre,
- b) von der strahlenden Energie,
- c) von der Dichte der Bewölkung,
- d) von der Verdampfung und latenten Wärme,
- e) von der Albedo der Oberfläche.

Unter den aufgezählten fünf Faktoren werden wir in unseren Untersuchungen den ersten dreien Augenmerk widmen. Von der Analyse der laten-



ten Wärme und der Verdampfung werden wir absehen, da diese die Erreichung unseres Zieles allzu sehr komplizieren würden.

Wir werden die Bewölkung insofern in Acht nehmen als es sich auf die effektive Ausstrahlung auswirkt, und wir werden unsere Formeln über die Temperaturmaxima für drei verschiedene Grade der Bewölkung ableiten. Im Falle eines Temperaturhöchstwertes gehören in die erste Klasse die Fälle, wo die Bewölkung kleiner ist als 3,5 Zehntel, in die zweite Klasse fallen diejenigen Fälle mit einer Bewölkung zwischen 3,5 und 6,5, während die dritte Klasse die Fälle mit einer Bewölkung über 6,5 Zehntel enthält. Im folgenden werden wir alle Mengen, die sich auf die Klasse I beziehen, mit einem Index I und die auf die beiden anderen Klassen bezogenen mit entsprechenden Indizes II und III versehen. Weiterhin bezeichnen wir die auf die Temperaturmaxima bezogenen Werte mit einem Exponenten M, die auf die Minima bezogene mit einem Exponenten m. Was die Terminologie betrifft, werden wir die Klasse I als klar, die Klasse II als wolkig, die Klasse III als bewölkt bezeichnen. Unsere Untersuchungen umfassen das Material aus den Jahren 1954—56. Da wir von der Verdampfung und der latenten Wärme abzusehen wünschen, haben wir die Tage mit Niederschlägen am Vormittag ausser Acht gelassen, und gleichfalls auch jene, die durch grössere Niederschläge am Nachmittag des vorigen Tages gekennzeichnet sind. In den genannten Jahren haben, je nach Monaten die in Tabelle I angegebene Zahlen von Tagen unseren Anforderungen entsprochen :

Tabelle I

Die Verteilung auf Klassen und Monate der bearbeiteten Tage

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr
Klasse I.	6	6	8	11	15	9	14	34	35	18	5	5	166
Klasse II.	13	13	15	20	25	26	25	19	30	15	12	13	226
Klasse III.	35	38	64	49	45	47	45	25	19	48	46	61	522
$\Sigma$	54	57	87	80	85	82	84	78	84	81	63	79	914
m	79	77	83	75	82	72	77	77	82	79	53	79	915

Wie bekannt, gibt es lineare Zusammenhänge zwischen den Temperaturhöchstwerten und dem relativen Geopotential von 500/1000 mb einerseits, und den Temperaturkleinstwerten und dem relativen Geopotential von 850/1000 mb andererseits (1, 5, 9).

Im folgenden werden wir die relative Geopotentiale von 500/1000 bzw. 850/1000 mb als den integrierten Wärmegehalt der Luftsäulen zwischen den Schichten von 500 und 1000, bzw. 850 und 1000 mb auffassen.

Der andere bestimmende Faktor der extremen Temperaturwerte ist die im Laufe der Entwicklung des Temperaturhochs einfallende Strahlungsmenge bzw. die effektive Ausstrahlung im Laufe der Nacht. Zur Klärung der Frage, für welche Periode die Summierung der gemessenen Globalstrahlung, vom Sonnenaufgang an gerechnet, vorgenommen werden soll, haben wir die relative Häufigkeit der Aufbauungsdauer der Temperaturmaxima untersucht. Im Laufe der Bearbeitung der Häufigkeiten ist uns der Gedanke genommen, die Häufigkeitsverteilung für die sommerliche und winterliche Jahreshälfte getrennt zu untersuchen.

Die getrennten Häufigkeitsverteilungen sind in Abb. 1. illustriert.



Der gemeinsame Zug der Kurven ist, dass in der winterlichen Jahreshälfte die grösseren Häufigkeitswerte um 14 Uhr auftreten, während im sommerlichen Halbjahr ausser 14 Uhr auch die Zeit von 15 Uhr ziemlich hohe Häufigkeiten aufweist. Wir haben bezweckt, die Strahlungsmenge anzuwenden, die für die Mehrzahl der Fälle charakteristisch ist, darum haben wir im Sommer bis 16 Uhr, im Winter bis 15 Uhr die Menge der einfallenden Globalstrahlung summiert. Wir haben die effektive Ausstrahlung aus der abendlichen Temperatur, Feuchtigkeit und Bewölkung berechnet, und zwar in  $\text{cal/cm}^2 \text{ min}$  und den derart erhaltenen Wert mit der Länge der Nacht multipliziert.

Wir schreiben den Zusammenhang der wahrscheinlichen Werte von Strahlungsmenge, Temperaturextremum und relativem Geopotential (6) in folgender Form auf:

$$Y = a + b_1 X_1 + b_2 X_2, \quad (1a)$$

wo  $Y$  das Temperaturextremum,  $X_1$  die in der Morgendämmerung (500/1000 mb) bzw. am vorigen Nachmittage (850/1000 mb) bestimmten Geopotentialunterschiede,  $X_2$  die Menge der einfallenden Strahlung bedeutet und  $a$ ,  $b_1$ ,  $b_2$  empirisch zu bestimmende Konstanten darstellen.

Zur Berechnung der Konstanten  $b_1$  und  $b_2$  stehen uns folgende Gleichungen zur Verfügung:

$$\begin{aligned} [x_1 x_1] \cdot b_1 + [x_1 x_2] \cdot b_2 &= [x_1 y] \\ [x_2 x_1] \cdot b_1 + [x_2 x_2] \cdot b_2 &= [x_2 y] \end{aligned} \quad (2)$$

wo  $[ \ ]$  das Gauss'sche Summierungszeichen und  $x_1$ ,  $x_2$ ,  $y$  die Abweichungen der entsprechenden Werte vom Mittelwert bedeuten. Nach dem Eliminationsverfahren von Gauss erhalten wir

$$b_2 = \frac{[x_2 y \cdot 1]}{[x_2 x_2 \cdot 1]} \quad \text{und} \quad b_1 = \frac{[x_1 y]}{[x_1 x_1]} - \frac{[x_1 x_2]}{[x_1 x_1]} b_2. \quad (3)$$

Folglich müssen zur Bestimmung von  $b_1$  und  $b_2$  die folgenden Operationen vorgenommen werden:

$$\begin{aligned} [x_2 y \cdot 1] &= [x_2 y] - \frac{[x_1 x_2]}{[x_1 x_1]}, \\ [x_2 x_2 \cdot 1] &= [x_2 x_2] - \frac{[x_1 x_2]}{[x_1 x_1]} [x_1 x_2] \end{aligned}$$

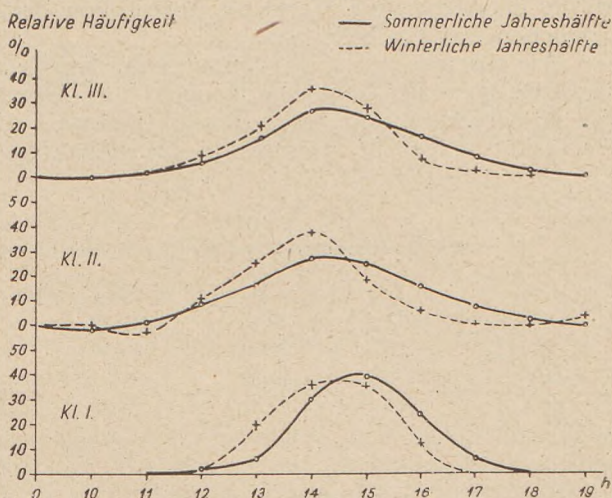


Fig. 1. Die relative Häufigkeit der Einstellzeiten der Temperaturmaxima



Zur Bestimmung der freien Konstante  $a$  dient die folgende Gleichung :

$$a = \bar{Y} - b_1 \bar{X}_1 - b_2 \bar{X}_2, \quad (4)$$

wo die überstrichenen Werte die Mittelwerte der entsprechenden nicht überstrichenen Mengen bedeuten.

Wie gesehen, ist zur Bestimmung der konstanten Mengen die Berechnung der Mittelwerte der fraglichen Mengen, ihrer Abweichungen von den betreffenden Mittelwerten und deren Produktsummen notwendig. Die gewünschten Werte sind in Tabelle II, aufgelöst auf die einzelnen Klassen, dargestellt.

Tabelle II

Die die Charakteristiken der Gleichungen bestimmenden Konstanten

	$\bar{Y}$	$\bar{X}_1$	$\bar{X}_2$	$[y \ y]$	$[x_1 \ x_2]$
I.	20,7	55,18	339,32	16 909,62	407,41
II.	17,5	54,68	328,15	22 561,08	514,79
III.	11,8	54,29	196,54	45 872,16	956,36
$m$	5,3	13,48	68,40	69 393,21	208,46

	$[x_2 \ x_2]$	$[y \ x_2]$	$[y \ x_1]$	$[x_1 \ x_2]$
I.	3 003 478,03	156 548,29	2 322,91	18 389,07
II.	5 605 306,70	258 311,96	2 975,83	28 203,00
III.	10 566 939,62	542 559,48	5 511,21	53 624,26
$m$	482 690,95	-62 058,99	3 491,40	-2 539,09

Anhand der Werte in der Tabelle gestalten sich die gesuchten Gleichungen wie folgt :

$$\begin{aligned}
 Y_I &= -240,87 + 4,573 X_{II} + 0,025 X_{2I}, \\
 Y_{II} &= -237,26 + 4,521 X_{III} + 0,023 X_{2II}, \\
 Y_{III} &= -213,08 + 4,030 X_{III} + 0,031 X_{2III}, \\
 Y_m &= -188,65 + 15,079 X_{Im} + 0,137 X_{2m}.
 \end{aligned} \quad (1b)$$

Wir bezeichnen den partialen Korrelationskoeffizienten durch  $r_{1M}$ , falls es sich um die Korrelation zwischen Temperaturmaximum und relativem Geopotential handelt, und mit  $r_{2M}$ , falls er die Zusammenhänge zwischen Globalstrahlung und Temperaturmaximum representieren soll. Der Ausdruck  $r_{1m}$  bezeichnet den partialen Korrelationskoeffizienten zwischen Temperaturminimum und Geopotential, wogegen  $r_{2m}$  die Korrelation zwischen effektiver Ausstrahlung und Temperatur beschreibt. Die Werte der einzelnen partialen Korrelationsfaktoren sind wie folgt :

$$\begin{aligned}
 r_{1MI} &= 0,81 ; \quad r_{1MII} = 0,87 ; \quad r_{1MIII} = 0,83 ; \quad r_{1m} = 0,92, \\
 r_{2MI} &= 0,71 ; \quad r_{2MII} = 0,72 ; \quad r_{2MIII} = 0,78 ; \quad r_{2m} = -0,32.
 \end{aligned}$$

Die enge Verbindung zwischen den einzelnen Mengen wird auch schon durch die hohen Werte der Koeffizienten angedeutet. Wir wollen den Wert von  $r_{2m}$  besonders herausheben : sein negativer Wert drückt den physikalischen Umstand aus, dass je grösser die effektive Ausstrahlung, desto tiefer



das Temperaturminimum liegt. Sein relativ niedriger Wert wird dadurch erklärt, dass es nicht die Verbindung zwischen Abkühlungswert und effektiver Ausstrahlung beschreibt, sondern auf den Zusammenhang zwischen Temperaturminimum und Austrahlung hindeutet. Das Temperaturminimum hängt, wie der Zusammenhang mit dem integrierten Wärmegehalt der Luft zeigt, in grösserem Masse von diesem letzteren ab. Wir erhalten jedoch charakteristischere Kennwerte, wenn wir mit der Hilfe der Messzahlen  $C_1$  bzw.  $C_2$  die Frage untersuchen, inwieweit die eine oder die andere Menge in der Bestimmung des abhängigen Variablen  $Y$  mitspielt. Nach der Theorie der Korrelationsrechnung mit mehreren Veränderlichen ist

$$C_1 = b_1 \frac{[x_1 y]}{[y y]}, \quad C_2 = b_2 \frac{[x_2 y]}{[y y]}. \quad (5)$$

Die entsprechenden Werte von  $C_1$  und  $C_2$  sind :

$$C_{1MI} = 0,628 ; C_{1MII} = 0,592 ; C_{1MIII} = 0,485 ; C_{1m} = 0,754, \\ C_{2MI} = 0,236 ; C_{2MII} = 0,263 ; C_{2MIII} = 0,365 ; C_{2m} = 0,112.$$

Die Masszahlen  $C$  zeigen, den Korrelationsfaktoren ähnlich, dass in der Bestimmung der Extremwerte der Temperatur der integrierte Wärmegehalt eine wichtigere Rolle spielt als die Strahlungsmenge. Die Annahme scheint wahrscheinlich, dass der Wärmegehalt den Wert des Höchst- bzw. Kleinstwertes bestimmt, wogegen die Strahlung für die Schwankungen um diesen Wert verantwortlich ist.

Die Werte des Korrelationsfaktors  $r_2$  bzw. der Masszahl  $C_2$  in den einzelnen Klassen scheinen auffallend zu sein. Offenbar ist die einfallende Globalstrahlung an klaren Tagen am grössten und an bewölkten Tagen am kleinsten. Doch tritt  $r_2$  und  $C_2$  gerade in den klaren Tagen mit einem Minimum und in den bewölkten mit einem Maximum auf. Wir wollen jedoch beachten, dass auch an den von uns als klar gekennzeichneten Tagen eine Bewölkung bis 3 Zehntel auftreten kann. Andererseits können wir aus der ersten Tabelle sehen, dass die Zahl der klaren Tage in den Sommermonaten in Verhältnis zunimmt. In Anbetracht dieser Umstände können wir sagen, dass wir in diesen Tagen mit einer gewissen Cumuluswolkenbildung zu rechnen haben. Jedoch stammt die zur Bildung der Cumuluswolken notwendige Energie aus der Einstrahlung her. Eine grössere Bewölkung ist meistens mit einer Frontbildung verbunden, so dass an solchen Tagen ein grösserer Teil der absolut genommen kleineren einfallenden Strahlung auf die Erwärmung der unteren tieferen Luftschichten entfällt.

Die partialen Korrelationskoeffizienten und die Masszahlen  $C$  geben nur über die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Elementen Auskunft. Die Kennzahl der Güte der Korrelation zwischen den drei Elementensystemen ist der vollständige Korrelationskoeffizient :

$$R^2 = 1 - \frac{[y y \cdot 2]}{[y y]}, \quad (6)$$

wo

$$[y y \cdot 2] = [y y \cdot 1] - \frac{[x_2 y \cdot 1]}{[x_2 x_2 \cdot 1]} [x_2 y \cdot 1]$$



und in letzterer Gleichung

$$[y y \cdot 1] = [y y] - \frac{[x_1 y]}{[x_1 x_1]} [x_1 y]$$

Zur Bestimmung von  $R^2$  sind auch die Werte der Tabelle II notwendig. Die Werte des vollständigen Korrelationskoeffizienten sind :

$$R_{MI} = 0,928, R_{MII} = 0,929, R_{MIII} = 0,931, R_{MIV} = 0,980.$$

Folglich weisen die Werte des vollständigen Korrelationskoeffizienten in allen Fällen auf eine sehr enge Verbindung hin.

Eine Kennzahl der Güte der Korrelation ist neben dem vollständigen Korrelationskoeffizienten das durch

$$G^2 = 1 - \frac{m^2}{\sigma_0^2} \quad (7)$$

gegebene Güte-Mass. Hier ist

$$m = \sqrt{\frac{[y y \cdot 2]}{N - 2}} \quad \text{und} \quad \sigma_0 = \sqrt{\frac{[y y]}{N}}, \quad (8)$$

wo  $N$  die Zahl der Fälle bedeutet. Die Werte von  $G^2$  für die einzelnen Klassen sind :

$$G_{MI}^2 = 0,860; \quad G_{MII}^2 = 0,859; \quad G_{MIII}^2 = 0,863; \quad G_m^2 = 0,966.$$

Wie  $R$ , so zeugt auch das Gütemass von einer sehr engen Korrelation.

Es bleibt noch zu beweisen, dass die bearbeiteten drei Jahre eine hinreichen lange Periode zur Beweisung des Zusammenhanges darstellen. Diese Frage kann im Lichte des Ausdrucks

$$S = R \sqrt{N} \quad (9)$$

untersucht werden. Falls dieser Wert grösser als 3 ausfällt (6), so kann die bearbeitete Reihe als hinreichend betrachtet werden. In unserem Falle nimmt  $S$  die untenstehenden Werte an :

$$S_{MI} = 11,94; \quad S_{MII} = 13,96; \quad S_{MIII} = 21,26; \quad S_m = 29,63.$$

Folglich ist zur Nachweisung des Zusammenhanges die Serie von drei Jahren mehr als hinreichend.

Wir haben im nächsten Schritt anhand von (1b) die Prognose der wahrscheinlichsten Werte der Temperaturmaxima und -Minima versucht. Zu diesem Zweck haben wir im Falle der Temperaturmaxima den in geopotentialen Hektometern ausgedrückten Wert des aus dem nächtlichen Radiosondenaufstieg gewonnenen relativen Geopotentials von 500/1000 mb, sowie den zu erwartenden Wert der Globalstrahlung nötig. Im Falle von Temperaturminima brauchen wir die Bestimmung der effektiven Ausstrahlung und den in geopotentialen Hektometern ausgedrückten Wert des im vorigen Nachmittag gemessenen relativen Geopotentials von 850/1000 mb. Die Geopotentiale werden durch die Radiosondenmessungen geliefert; die in der Aufbauzeit der Temperaturmaxima einfallende Globalstrahlung wird — in



monatlichem Durchschnitt — anhand der bearbeiteten drei Jahre in Abb. 2 dargestellt.

Selbstredend finden wir den gleichmässigsten Gang an den klaren Tagen, jedoch ist der Gang der wolkigen Tage noch hinreichend regelmässig. Der jährliche Gang der bewölkten Tage ist bereits nicht so gleichmässig, jedoch noch immer regelmässig genug, um mittels der auf die einzelnen Tage bezogenen Werte die Prognose vornehmen zu können.

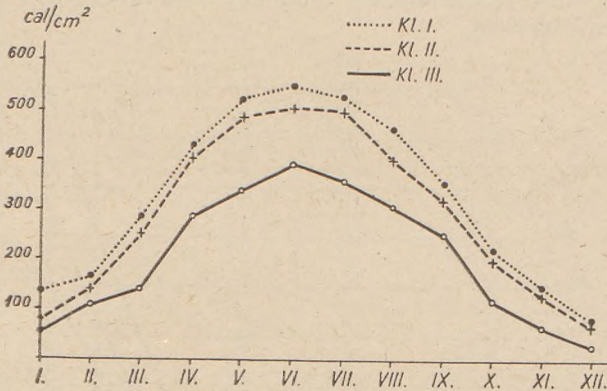


Fig. 2. Monatsdurchschnitte der den Temperaturhöchstwert gestaltenden Globalstrahlung

Die Bestimmung der effektiven Ausstrahlung haben wir mit der Methode von H. M. Bolz und H. Fritz vorgenommen (11). Laut dieser Methode ist im Falle eines wolkenlosen Himmels die Rückstrahlung ( $G_0$ ) gegeben durch

$$G_0 = s \sigma T^4. \quad (10)$$

Den Wert von  $\sigma T^4$  finden wir in tabellarer Form in (11), wogegen die vom Dampfdruck  $e$  abhängigen  $s$ -Werte nach H. M. Bolz und H. Fritz die folgenden sind:

Tabelle III

Die Werte von  $s$  laut H. M. Bolz und H. Fritz

$e$ mm	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	—	0,637	0,686	0,720	0,745	0,762	0,775	0,784	0,792	0,798	0,803
10	0,803	0,807	0,811	0,813	0,815	0,816	0,817	0,818	0,819	0,819	0,819

Im Falle einer Bewölkung muss man den Wert  $G_0$  mit einem von der Art und Verbreitung der Wolke abhängigen Faktor  $C$  multiplizieren:

$$G_w = G_0 C \quad (11)$$

Die Werte des Faktors  $C$  sind in Abb. 3 ersichtlich.



Endlich können wir den Strahlungsverlust eines schwarzen Körpers ( $SV_w$ ) wie untenstehend berechnen:

$$SV_w = \sigma T^4 - G_w. \quad (12)$$

Wir haben anhand der monatlichen Durchschnitte der Globalstrahlung und der mit der Methode von H. M. Bolz und H. Fritz bestimmten Strahlungsverluste die Prognose der extremen Temperaturwerte für den 10., 20. und 30. eines jeden Monats versucht. Unsere Ergebnisse sind in Tabelle IV zusammengefasst.

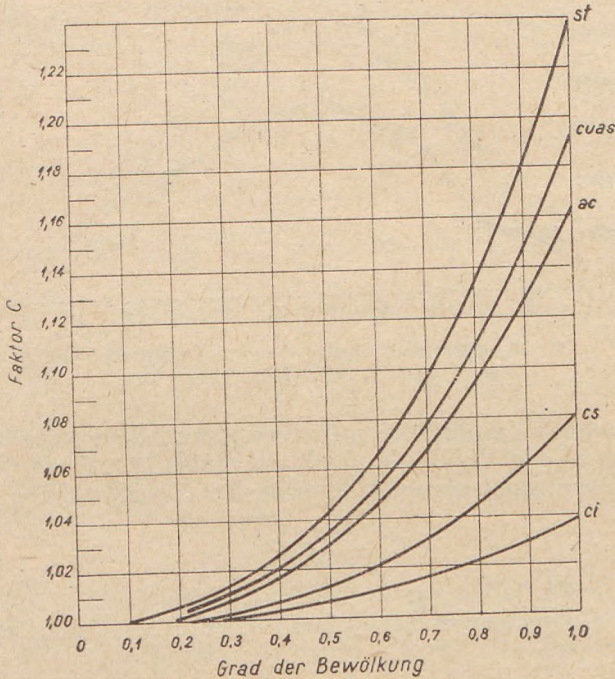


Fig. 3. Die Werte des Faktors C zur Bestimmung der Rückstrahlung eines bewölkten Himmels, nach H. M. Bolz und H. Fritz

Es geht aus unserer Tabelle IV die synoptische Anwendbarkeit des Verfahrens hervor. Wenn wir die Genauigkeit der Voraussage innerhalb des üblichen Intervalles von  $3^\circ$  zu halten wünschen, so können wir die Temperaturminima mit einer etwa 86 prozentigen, die Maxima mit einer 83 prozentigen Wahrscheinlichkeit vorhersagen. Wir bemerken noch im Zusammenhang mit Tabelle IV, dass wir deshalb den 10., 20. und 30. eines jeden Monats gewählt haben, um soweit wie möglich eine gleiche Zahl günstiger und ungünstiger Tage zu erhalten. Die Richtigkeit dieser Wahl wird bewiesen dadurch, dass wir im Laufe einer vorhergehenden Analyse über Eintreffungswahrscheinlichkeit (12) für eine Genauigkeitsschwelle von  $3^\circ$  eine Wahrscheinlichkeit von 85% erhalten haben.



Die gemessenen und prognostizierten Extremwerte der Temperatur

Datum	Minimum °C			Maximum °C		
	Gemessen	Berechnet	abs. Wert des Unterschiedes	Gemessen	Berechnet	abs. Wert des Unterschiedes
1957. I. 10	— 4,0	— 5,4	1,4	—0,7	7,2	7,9
I. 20	—12,1	—11,9	0,2	—5,6	3,1	8,7
I. 30	— 6,6	— 1,0	5,6	1,0	6,7	5,7
II. 10	1,3	3,9	2,6	13,6	7,8	4,8
II. 20	— 2,5	— 4,7	2,2	9,1	8,2	0,9
II. 28	— 3,8	— 8,4	4,6	5,0	3,5	1,5
III. 10	— 3,0	— 5,6	2,6	8,5	8,3	0,2
III. 20	5,0	2,4	2,6	20,7	18,3	2,4
III. 31	1,2	— 1,5	2,7	13,1	11,4	1,7
IV. 11	7,6	9,9	2,3	15,9	18,1	2,2
IV. 20	7,6	6,7	0,9	15,4	13,5	1,9
IV. 30	13,4	10,9	2,5	26,2	23,7	2,5
V. 10	4,2	3,1	1,1	12,0	15,0	3,0
V. 20	14,5	13,7	0,8	28,6	26,7	1,9
V. 30	4,6	6,0	1,4	—	—	—
VI. 10	14,8	16,5	1,7	29,4	25,5	3,9
VI. 20	15,9	13,4	2,5	28,6	28,9	0,3
VI. 30	17,4	15,2	2,2	32,6	31,0	1,6
VII. 12	17,4	20,1	2,7	23,6	25,2	1,6
VII. 19	14,5	14,6	0,1	27,7	27,1	0,6
VII. 30	14,6	13,9	0,7	23,6	24,3	0,7
VIII. 10	16,9	14,1	2,8	26,4	28,2	1,8
VIII. 20	9,7	14,0	4,3	23,6	23,2	0,4
VIII. 30	9,5	6,3	3,2	19,7	19,8	0,1
IX. 10	14,3	12,9	1,4	25,1	22,7	2,4
IX. 20	9,0	8,7	0,3	23,4	22,1	1,3
IX. 30	9,4	8,3	1,1	14,5	17,0	2,5
X. 10	6,0	5,4	0,6	18,7	21,3	2,6
X. 20	9,9	9,9	0,0	18,8	18,3	0,5
X. 30	5,2	2,6	2,6	16,5	18,5	2,0
XI. 10	3,9	5,7	1,8	14,3	13,2	1,1
XI. 20	1,0	— 1,6	2,6	4,0	1,2	2,8
XI. 30	— 6,0	— 4,2	1,8	1,4	3,2	1,8
XII. 10	2,4	2,4	0,0	7,2	5,0	2,2
XII. 20	— 0,6	— 3,5	2,9	2,9	3,5	0,6
XII. 30	— 2,1	1,4	3,5	—1,3	2,2	3,5

Es wäre vorzuschlagen, anstatt der monatlichen Durchschnitte der Globalstrahlung die Werte der prognostizierten Globalstrahlung anzuwenden, jedoch kommt das vorläufig noch nicht in Frage, da eine derartige Methode in Bezug auf Budapest uns gegenwärtig noch nicht zur Verfügung steht.

Unsere Methode mit einem früher entwickelten Verfahren (5, 9) und mit den Ergebnissen anderer Verfasser (3, 7) vergleichend, können wir feststellen, dass sich mit der Einführung der Analyse der Strahlungen die Anwendbarkeit der Vorhersageformel auf das Doppelte erhöht. Es spricht auch der Umstand für die praktische Anwendbarkeit der Formel, dass man mit ihrer Hilfe die wahrscheinlichsten Werte der zu erwartenden Temperaturextreme rasch bestimmen kann. Jedoch ist ihre Anwendung begrenzt dadurch, dass — da es



sich um eine statistische Methode handelt — sie in erster Reihe für die Stelle gültig ist, wofür sie aufgestellt worden ist, nämlich für das Observatorium von Budapest.

#### LITERATUR

1. Scherhag, R.: Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin, 118. 1948.
2. Reuter, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. Wien, 143—149. 1954.
3. Knizek, F. und Reuter, H.: Über den Wärmehaushalt der unteren Luftschichten an heiteren Tagen und die Prognose des Maximums der Lufttemperatur. *Arch. f. Met. Geoph. u. Biol. S. A.* **9**, 324—338. 1956.
4. Bucsi J.: A hőmérséklet délelőtti alakulásának előrejelzése az éjjeli rádiószondás felszállás alapján derült napokon. (Vorhersage der vormittäglichen Gestaltung der Temperatur anhand des nächtlichen Radiosondenaufstiegs für klare Tage.) *Berichte* 270—282. 1953.
5. Rákóczi F.: Az 500/1000 mb-os relativ geopotenciál kapcsolata a napi hőmérsékleti maximummal derült napokon. (Die Verbindung zwischen dem relativen Geopotential von 500/1000 mb und dem täglichen Temperaturmaximum an klaren Tagen.) *Időjárás*, **61**, 419—423.
6. Bogárdi J.: Korreláció-számítás és alkalmazása a hidrológiában. (Korrelationsrechnung und Anwendungen in der Hydrologie.) Budapest, 117—120. 1952.
7. Reuter, H.: Forecasting Minimum Temperatures. *Tellus*, **3**, 141—147. 1951.
8. Lamp, W.: Angenäherte Bestimmung des Temperaturminimums bei Ausstrahlungsnächten auf dem Flughafen Rhein. — *Main. Met. Rundschau*, **10**, 170—172.
9. Rákóczi F.: Kísérlet a hőmérsékleti minimum előrejelzésére a 850/1000 mb-os relativ geopotenciál alapján derült napokon. (Versuch einer Voraussage des Temperaturkleinstwertes anhand des relativen Geopotentials von 850/1000 mb für klare Tage.) *Időjárás*, **62**, 83—99.
10. Kozma F.: A harmatpont és a helyi fagyelőrejelzések. (Der Taupunkt und die lokalen Frostvoraussagen.) *Időjárás*, **60**, 159—167.
11. Bolz, H. M. und Fritz, H.: Tabellen und Diagramme zur Berechnung der Gegenstrahlung und Ausstrahlung. *Zeitschrift f. Met.* **4**, 314—317. 1950.
12. Rákóczi F.: A hőmérsékleti maximumot kialakító két fontos tényező vizsgálatáról. (Über die Untersuchung zweier wichtigen, das Temperaturmaximum bestimmenden Faktoren.) *Időjárás*, **63**, 1—6.



# ON AN UP-TO-DATE MODIFICATION OF THE CONCEPT OF MINERAL SPECIES

K. I. SZTRÓKAY

Department of Mineralogy, Eötvös University, Budapest

(Received : September 28<sup>th</sup>, 1959)

## SUMMARY

The modernization of the earlier concept of mineral species, which has become obsolete in the first place, from the point of view of crystal chemistry, seems to be an ever increasing necessity. Taking as a basis the initiative of A. N. Winchell, the author proposes to define the individuality of the natural solid phase by the crystal lattice type. That would not only inhibit the unnecessary increase of the number of mineral names, but lead also to significant simplifications on systematics.

In the present state of the development of science, we are in possession of an enormous bulk of knowledge concerning the extremely variable multitude of natural crystal compounds, the minerals. This bulk can—just as in the other branches of natural science—be mastered and ordered only by appropriate systematizing. With the increasing amount and progressing evaluation of knowledge, this drive towards systematizing has, in the course of the history of science, gone necessarily through several stages of evolution. The basic unit of systematics being the species, the development of science has inevitably brought about some changes in the delimitation and definition of the concept of mineral species as well.

It is known that in the age of A. G. Werner the minerals were chiefly distinguished by their external features. The requirement of physical and chemical homogeneity first came to the foreground in the work of R. J. Haüy, resulting in the elimination of rocks and "petrefacts", frequently named among minerals in previous enumerations. Some time later, J. J. Berzelius considered the minerals to be identical with or analogous to laboratory-made compounds, which has led to a quite significant and none too advantageous turn in the development of the specimen concept. It was only around the middle of the last century that the concept of the mineral species was defined by combining the chemical composition with the correlate physical properties and morphic features. This definition was, up to the last decades, found to be sufficient for delimiting the individualities of minerals. Progress in the applied methods of investigation has led to the elimination of a significant part of formerly given mineral names, based upon incomplete determination of the nature of the mineral; and to a number of simplifications by condensing and identifying minerals formerly relegated to different species.

However, in the light of our present knowledge the definition of a mineral species is dependent on somewhat different conditions, so that a new definition of the species concept seems to be warranted. In the first place, it is necessary to be aware of the fact that a mineral is a natural crystalline phase whose



chemical composition, valued as its principal property, is necessarily subject to variations, and whose chemical as well as physical properties will be variable in dependence on structural properties. Therefore, as contrary to previous definitions, the mineral is not a simple molecular compound in which the quality and quantity relations of the constituting atoms is throughout and invariably identical, as expressed by the — customary — chemical formula.

A lattice structure is a set of geometrically defined points. Within this set, there are sub-sets of points of identical position. Theoretically, a filling of geometrically identical points by chemically identical atoms is postulated. It is well known that this ideal case is almost never attained in solids of natural origin. It is not only that geometrically identical points are occupied by chemically different atoms, but that there occur in the lattice positions also atoms not mentioned at all in the formula, and, moreover, with varying valences, without destroying the original structural framework. At the same time, however, all the properties of the natural solid phase depend much more on the lattice positions of the atoms than on the chemical nature of the same. It is proven by a number of examples that the physical properties of a compound can be widely different in spite of strictly identical chemical composition. It is sufficient to quote the diamond-graphite or the disthene-sillimanite pairs.

It is an unavoidable consequence of what has been said above that the introduction of new points of view to the definition of the mineral species is imperative. The first of these is that the individuality of the mineral, the independence of the crystalline phase rests with the *lattice type*. It was A. N. Winchell who first called attention to the fact that the mineral species concept is rather obsolete, being based more or less on traditions and manifesting itself only in mineral nomenclature.\* He was led to this statement by the construction of his well-known and useful diagrams showing the variations of physical properties in dependence on variations of chemical composition. Since that time, there were several authors who, in some form or other, expressed the necessity of modernizing the species concept. Among our Hungarian colleagues, it was E. Nemečz\*\* who most determinedly advocated modernization, applying some new ideas to the systematic treatment of silicates and some of the oxide minerals.

In mineral systematics, up-to-date modification of the species concept would lead to significant changes, mostly to simplifications. The sequences of chemical compounds which were formerly considered to be separate minerals formed by the mixing of two or more molecules, will be to-day classed as belonging to one and the same structural type and, consequently, to one and the same mineral species, with the original minerals regarded eventually as varieties of the new one. We may cite as an example the series of rhombic pyroxenes, varying (theoretically) from the composition  $Mg_2Si_2O_6$  to the composition  $Fe_2Si_2O_6$ ; it is usual to mention in this series the well-known names enstatite, bronzite and hypersthene. This example shows clearly that the natural unit of systematics must necessarily be the common denominator of this sequence, namely the structure, in which the silicate framework is

\* A. N. Winchell—H. Winchell: Elements of optical mineralogy, 4. Edit. Part II. London, 1951.

\*\* Nemečz E.: Szilikátásványok és azok teleptana (Silicate minerals and their paragenesis), Veszprém, 1954.



neutralized by  $Mg^2$  and  $Fe^2$  cations in varying proportions : the formation of a "pure", one-cation mineral, the so-called "minal" is never formed. Therefore, to express the application of a new specimen concept, let us accept the suggested term "enstenite", formed by condensation out of the three original names. In this sense, the three former minerals are subspecies or varieties of the new one, defined by arbitrary limits. Another well-known example is that of the garnet family, where there occurs no chemically "pure" phase, either. However, within the populous group formed by combinations of substitution there emerge two sub-groups of more closely related population, differing from each other in lattice dimensions as well as in other properties : *pyralspite* (the population of Al-garnets, pyrope, almandite and spessartite) and *ugrandite* (the population of Ca-garnets : uvarovite, grossularite and andradite). Within the categories of systematizing, it is not even necessary for most of the species serving as bases of systematics to apply nomenclatural modifications of this kind. It is sufficient to refer to the term tourmaline, being a collective structural name for a given group of compounds. In this case the individual varieties (elbaite, dravite, schoerl) were quite correctly, though not always consciously, regarded and treated as varieties of the species. Also worth mentioning is one of the most intensely studied rock-forming mineral groups, that of plagioclases. Here, not only the extreme members *Ab* and *An* were taken for separate mineral species, but especially in earlier times, also the intermediery varieties, although the definitions of the component ratios have, since the time of G. Tschermak (1864), undergone quite frequent changes. When considering recent investigations, it would be essential to define the plagioclase sequence systematically by a single lattice type and to distinguish within that the single-cell (albite, oligoclase, andesine) and double-cell (labradorite, bytownite, anorthite) subspecies by their more continuous substitution, with the ancient names considered as varieties.

Let us quote as a special example that of the multiple oxides of spinel lattice. Here, the specimen concept cannot be brought to bear by giving names as was done above, as the rather predominant occurrence of the  $R^3$  cations, situated in exchangeable positions, defines in itself some subspecies which contain further varieties according to the accompanying bivalent cation. Therefore, we have to apply the term "spinel-lattice minerals" or simply, "spinel", utilizing and generalizing the name of one of the subspecies.

Of course, when deliberating on the independence of the structural type as a basic unit of systematics, it is nevertheless necessary to keep in mind and correctly evaluate crystal chemical relations of other kinds. Types of identical lattice, built up by identical atoms, which can pass into each other by continuous structural changes, with only the residual differences vanishing by sudden rearrangement, will have to be termed homoeotype modifications, just as before, instead of subspecies (as e. g. the  $SiO_2$  structures).

There are some further structure types, built up likewise by identical atoms in identical coordination, which exhibit, nevertheless, some specific geometrical differences in the relative position of their bonds. In such cases the problem whether we have to deal with a separate mineral species will depend on the magnitude of the deviation from the ideal structure. There occur some characteristic examples in the family of layer lattices. The structural variations of graphite or the micas could be mentioned, in which, as is well known, the relative position of one layer relative to another is characterized



by a certain amount of geometrical displacement, with identical position occurring only at greater intervals. This mild form of structural polymorphy does not necessarily imply that the structures with a layering sequence differing from the ideal one should be regarded as separate species. However, if the differences in the layering sequence are greater, as in the case of the kaolinite-dickite-nacrite group, and especially if a random disorganization arises (halloysite), it is warranted to consider the different structures as independent species.

For a new, up-to-date rearrangement of our knowledge it is a basic requirement to accentuate, as far as made possible by the present state of mineralogy, the points of view of the new specimen concept. Beside that, it can be expedient or even justified to distinguish subspecies and varieties by appropriate names.

These points of view, if not in exactly the same form, can readily be recognized in the new attempts at systematization, as e. g. in one of the most up-to-date and most widely known works, the "*Tables*" by H. Strunz,\* where most of the "series" (*Reihe*) defined within the smallest categories are simultaneously structural types to be separated as new mineral species according to the new concept.

A mineral system reconstructed by applying the above-said ideas would, beside meeting the requirements of our time by presenting an application of the principles of crystal chemistry, also offer some other theoretical and practical advantages. For one, the number of mineral species would significantly decrease, and a better understanding of the chemical and physical interrelations of the varieties belonging to one lattice type would be reached at, instead of the lexicographical heap of data presented up to now. On the other hand, such a rearrangement would be a valuable asset in grouping the minerals according to united crystal chemical-geochemical principles — which is likewise most timely — and thus would gradually lead to the building-up of greater categories out of the common traits of the smaller ones, and thus to a necessary construction of the whole mineral system.

\* H. Strunz: Mineralogische Tabellen 3. Aufl. Leipzig, 1957.



# OBERTRIADISCHE SEDIMENTBILDUNG IM RAUM DES GERECE- UND VÉRTESGEBIRGES

E. NEUBRANDT-VÉGH und J. ORAVECZ

Institut für Angewandte Geologie der Eötvös Universität, Budapest

(Eingegangen : 15. August 1959)

## ZUSAMMENFASSUNG

Verfasser befassen sich nach der Berührung ihrer Arbeitsmethodik mit der stratigraphischen Gliederung und sedimentologischen Kennzeichnung der Obertriasbildungen im Gerece- und Vértesgebirge. Sie stellen fest, dass die beiden Gebirge aus je vier tektonischen Einheiten verschiedenen stratigraphischen Aufbaus bestehen. Aus den tektonischen Verhältnissen können auch über Alter und Bildung der Bauxite im Gebiet Rückschlüsse gezogen werden.

### 1. Allgemeiner geologischer Überblick

Die Hauptmasse des Gerece- und Vértesgebirges besteht aus Dolomit des Karn und Nor, aus norischem Kalk und dolomitischem Kalk, und Rhätkalk. Die Schichtreihe ist von grosser Mächtigkeit und monoklinaler Lagerung, nach N bzw. NW einfallend, so dass die Jura- und Kreidebildungen, die tektonisch zur Grundgebirgseinheit gehören, überall der Trias angebunden an den nördlichen bzw. nordwestlichen Gebirgsrändern auftreten. Eine Ausnahme ist nur der Bauxit, der durchwegs an den südöstlichen Rändern des Gebirges über der denudiert-korrodieren verkarsteten Oberfläche der älteren Bildungen liegt. Das Tertiär umrandet das zur Zeit seiner Ablagerung strukturell bereits unmissene Gebirge von allen Seiten, und kommt auch in Becken und Buchten zwischen und in den Gebirgen in Form von mannigfaltigen und von Stelle zu Stelle verschiedenen Schichtreihen vor. Im wesentlichen werden die schwer gegeneinander abgrenzbaren Einheiten des Gerece- und Vértesgebirges durch ein derartiges Eozän-Oligozänbeckensystem, nämlich durch dasjenige von Tatabánya und Nagygyháza, voneinander getrennt.

Die mächtige monoklinale Masse des Gerecegebirges wird durch NS streichende Gräben in drei Horstzüge geteilt. Diese Struktur wird nach Norden zu verschwommener und setzt sich nach Süden im Vértesgebirge nicht mehr fort. Im Vértesgebirge wiederholt sich die karn-norische Schichtreihe ohne Zwischenschaltung von Beckenbildungen entlang von Störungen, die der Streichrichtung der Schichten fast parallel verlaufen.

Laut unseren neuesten Untersuchungen ist die Berührung der karn-norischen Dolomitserie und der nor-rhätischen dolomitischen Kalkstein- und Kalksteinserie in beiden Gebirgen überall tektonisch. Diese tektonische Linie ist wohl ein Teil der im Budaer Gebirge von F. Horusitzky nachgewiesenen und im Bakonygebirge bei Litér sich fortsetzenden tektonischen Linie, entlang welcher sich verschiedene Bildungen der norischen Stufe berühren. Die Natur der Störung kann im Vértes- und Gerecegebirge nicht er-



kannt werden, jedoch scheint es sich eher um eine Blattverschiebung entlang einer steil einfallenden, als um eine Überschiebung entlang einer sanft ansteigenden, Fläche zu handeln.

## 2. Methodik der Untersuchungen an Triasbildungen

Die angewandten Methoden sind durch die Natur der Gesteine und durch den Zweck der Untersuchungen bedingt worden. Letztere waren zweifach: 1. Auffindung solcher eigentümlicher Gesteins- bzw. Faziestypen, die die Parallelisierung der Schichtreihen verschiedener Aufschlüsse und eine feinere Unterteilung der Triasserie ermöglichen; 2. Klärung des Geschehens der Sedimentbildung durch die Analyse der Umstände und Ereignisse der Ablagerung.

In einer verhältnismässig einheitlichen, stetigen und eintönigen Schichtreihe wie die Triasbildungen des Vértes- und Gerecsegebirges, kann dieses zweifache Ziel nur durch in alle Einzelheiten eingehende Untersuchungen erreicht werden.

Der erste Schritt ist eine folgerichtige, vollständige Probensammlung. Wir haben aus jeder, mit dem unbewaffneten Auge unterscheidbaren Schicht aller Aufschlüsse Proben entnommen und zugleich die Mächtigkeit der betreffenden Schichten bestimmt. Zwischen der Eigenart und Mächtigkeit der Schichten scheint nämlich ein eindeutiger Zusammenhang zu bestehen. So konnten in den Steinbrüchen vollständige Schichtreihen gesammelt werden; dagegen verschwinden die in ihrer Textur und Zusammensetzung überaus kennzeichnenden dünnen Schichten häufig in den natürlichen Aufschlüssen der entlang von Bruchlinien verlaufenden steilen Felsklippen, zwischen den mächtigen Dolomit- und Kalkschichten. Sie können durch Schichtfugengleitung zerschert, durch Verwitterung zerstört werden, und die mächtigeren Schichten schliessen sich über ihnen zusammen, oder aber werden sie durch Erdreich, Verwitterungsprodukte und Vegetation verdeckt. Fölglich enthalten die Schichtreihen der Steinbrüche durchwegs viel mehr dünne zwischengelagerte Schichten als etwa die in die unmittelbare Fortsetzung der Steinbrüche fallenden natürlichen Aufschlüsse. Bei der Auswertung der Untersuchungsergebnisse muss dieser Umstand natürlich vor Augen gehalten werden.

Die gleichzeitig mit der Probeentnahme vorgenommene makroskopische Untersuchung der Gesteine im Feld ist durch systematische Laboratoriumsuntersuchungen ergänzt worden. Die wichtigsten unter diesen waren die mineralogischen und textuellen (Korngrößen- und Korngestaltverteilungs-) Untersuchungen unter dem Mikroskop, die mikrochemischen Analysen, die Prüfung der Menge, Qualität (durch DTA) und mikromineralogischen Zusammensetzung der unlöslichen Reste, sowie die chemische Feststellung des Verhältnisses von Eisen, Kalzium und Magnesium untereinander im Gestein. Darüber hinaus haben wir in gewissen Fällen Röntgenuntersuchungen, Festigkeitsbestimmungen und vollständige chemische Analysen herangezogen.

## 3. Stratigraphische Einteilung der Triasserie im Gerecse- und Vértesgebirge

Es erwies sich anhand der eingehenden Untersuchungen als möglich, die Serie in mehrere, auch makroskopisch unterscheidbare Horizonte zu teilen.



Alle Horizonte sind dadurch gekennzeichnet, dass sie nicht nur eine einzige Art vom Gestein, sondern Schichten verschiedener Mächtigkeiten und Texturen enthalten, sodass nur die Gesamtheit der verschiedenen Gesteinstypen als kennzeichnend für einen Horizont gelten darf. Die Ablagerung ging in einem gleichbleibenden Sedimentationsraum und in derselben Fazies im wesentlichen stetig vor sich, sodass die einzelnen Horizonte gegeneinander nicht scharf abgegrenzt sind und Zwischenlagen besitzen, die sowohl zu der liegenden wie zu der hangenden Serie gerechnet werden können. Gewisse Schichten führen charakteristische Fossilien, sodass die ganze Gruppe in den grösseren erdgeschichtlichen Rahmen einwandfrei eingepasst werden kann.

Die im Gerecsegebirge früher nachgewiesenen 14 Horizonte sind nun durch tiefere Glieder im Vértesgebirge erweitert worden, sodass sich heute die in der beigelegten Tabelle zusammengefassten Bildungen unterscheiden lassen.

#### 4. Sedimentologische Charakterisierung der Schichtreihe

Vom Gesichtspunkte der Sedimentbildung aus kann die Ablagerungsreihe in drei Teile gegliedert werden. Der älteste ist der Abschnitt des ladinischen Gyroporellendolomits, der mittlere enthält die bituminösen dolomitischen Kalksteine, der oberste aus den Dolomiten, dolomitischen Kalksteinen und Kalksteinen der Oberkarn-, Nor- und Rhätstufen besteht. Ladinischer Dolomit kommt nur in einzelnen Schollen bzw. kleineren Flecken vor, wogegen die Raibler Schichten der Karnstufe in zerscherten Schollen entlang der Aufschuppungszone am S—SÖ-lichen Gebirgsrand auftreten, in ziemlich unzulänglichen Aufschlüssen. Dagegen kann die Oberkarn-Nor-Rhätreihe in guten Aufschlüssen und einer kontinuierlichen Ablagerung studiert werden, und obzwar sie sich entlang von Brüchen öfters wiederholt, können ihre Fazieslage und Ablagerungssequenz geklärt und deren Regelmässigkeiten festgestellt werden:

a) Die Dolomitbildung wird in dieser Schichtreihe allmählich durch Kalksteinbildung verdrängt.

b) Die durch eine reiche Molluskenfauna gekennzeichneten tieferen Schichten werden von fast rein chemischen Ablagerungen abgelöst: diese reichern sich nach oben an biogenen Elementen an, überwiegend Foraminiferen, Kalkalgen, Korallen, Megalodonten, Paramegalodonten und Oolithbildungen. Dementsprechend kann die Schichtreihe oben und unten auch faunistisch, in der Mitte nur petrographisch unterteilt werden.

c) Die Ablagerung ist durchwegs abwechselnd, rhythmisch. Die abwechselnden Schichten sind etwa bis zu den durch massenhaftes Auftreten von *Worthenia solitaria* gekennzeichneten Lagen dickbankig; die Bänke sind von annähernd gleicher Mächtigkeit. Darüber kommen zwischen den vorherrschenden mächtigen Bänken mit einheitlicher, kristalliner oder massiver Textur einschaltungsartig dünne Schichten abweichender Zusammensetzung und Textur vor, die aus zur Unterteilung der Schichtreihe anwendbaren kennzeichnenden Gesteinsarten bestehen. Die Einschaltungen weisen in mancher Hinsicht monotone Veränderungen auf. So werden sie nach oben zunehmend dünner und seltener. In den unteren Teilen sind sie vorherrschend porös und löchrig, wogegen nach oben die massiveren Typen zur Vorherrschaft gelangen.



An der unteren Grenze der Kalksteinserie werden auch die Einschaltungen kalkiger, mit einer auffallenden Zunahme des Gehaltes an unlöslichen Stoffen, in Abhängigkeit von der Abnahme des Dolomitgehaltes ; weiter oben werden sie jedoch wieder reiner.

Die Einschaltungen sind meistens plattig bis blättrig. Die Schichtung ist unten gröber, uneinheitlicher, infolge der Poren und Hohlräume gewellt. Nach oben geht die Schichtung in parallele Blättrigkeit über.

In der Kalkstein- bzw. dolomitischen Kalksteinserie werden zwischen den Einschaltungen die Schichten authigenetischer Brekzien immer häufiger und stellen mit ihren mannigfaltigen Entwicklungen interessante Farben im Gesamtbild der Schichtenfolge dar.

Wenn wir die beschriebenen Eigenschaften zu deuten versuchen, erhalten wir folgendes Bild :

a) Die Ablagerung durfte in einem offenen, jedoch ganz seichten Meere vor sich gehen. Bewiesen wird das durch das massenhafte Auftreten von Kalkalgen in mehreren Partien der Schichtreihe, durch die dickschaligen Lamellibranchiaten, die häufige authigenetische Brekzienbildung, sowie durch die überaus empfindliche Rhythmizität der Sedimentierung. Innerhalb der Serie kann nur der Raibler hornsteinführende Dolomit und der damit verbundene bituminöse Kalkstein, Plattendolomit sowie der untere Teil der dolomitischen Kalksteinserie das Ergebnis einer Sedimentbildung in tieferem Wasser sein. Dieser Unterschied kommt auch in der Zusammensetzung der Fauna klar zur Geltung.

b) Die rhythmischen Veränderungen in der Ablagerung müssen mit Klimaveränderungen zusammenhängen, da man so viele Oszillationen nicht recht vermuten kann. Die Dauer der Sedimentationsperiode stimmt in guter Annäherung mit der Dauer der grossen Klimaperioden überein.

Aus den Veränderungen kann eine allmähliche Erwärmung des Klimas abgelesen werden. Unterstützt wird diese Annahme durch die Beschleunigung der Kalkbildung sowie durch die Wandlungen der Fauna.

c) Was die Erklärung der Dolomitisierung betrifft, können wir am besten der Theorie des epigenetischen Ionaustausches im Kalkschlamm zustimmen. Die geschichteten, und zwar in beständigen Mächtigkeiten entwickelten Dolomitlagen können weithin verfolgt und parallelisiert werden, ohne ungeschichtete, riffartige Massen zu enthalten. Die dolomitischen Einschaltungen enthalten immer eine grössere Menge unlöslicher Reste als die hangenden und liegenden Kalksteinschichten und sind durchwegs dünner als letztere. Wenn wir den Gehalt an unlöslichen Stoffen in beiden Schichten auf eine Schicht von 1 m Mächtigkeit verteilt, bzw. konzentriert denken, so erhalten wir annähernd identische Konzentrationen. Das kann nur bedeuten, dass in der Sedimentation drei Faktoren dürften entscheidende Rollen gespielt haben : die Kalkausscheidung, die Beimischung terrigener Stoffe und die Dolomitisierung der abgelagerten Kalkschichten aus dem Meereswasser. Unter diesen sind zweifellos die Kalkausscheidungen am empfindlichsten. Wenn wir die Lieferung des terrigenen Materials als gleichmässig ansehen und die Ionaustauschfähigkeit des Meerwassers für konstant halten, so erhalten wir folgendes Ergebnis : im Falle schneller Kalkbildung mischt sich das unter einer gleichen Zeitdauer eingeführte terrigene Material einer grösseren Masse von Kalk bei, folglich erhalten wir einen reineren Kalkstein. Infolge der schnelleren Ausscheidung



wirkt das Meerwasser für eine viel kürzere Zeit auf den Kalkschlamm ein, so dass die Dolomitisierung überhaupt nicht oder nur im bescheidenen Masse auftritt, im Gegensatz zu dem Falle langsamer Kalkbildung.

## 5. Tektonische Ergebnisse

Wir möchten zu der in ihren grossen Zügen bekannten Tektonik der beiden Gebirge nur einige Angaben und Gedanken beitragen.

Die Grundzüge der Tektonik beider Gebirge bilden mächtige langstreichende Aufschuppungen und jüngere Querbrüche. Die Querbrüche werden durch Abschiebungen noch jüngeren Alters zerschnitten. Die einzelnen Bruchsysteme treten in den einzelnen Teilen des Gebirges mit verschiedener Dominanz auf.

Entlang der ältesten, nur das Grundgebirge berührenden Aufschuppungen treten im Süden des Vértesgebirges die Raibler Schichten wiederholt zutage, wogegen die unterkarnischen Schichten ausbleiben und Oberkarn sich mit Ladin berührt. Entlang demselben Bruchsystem zeigt die Hauptdolomitreihe des Vértesgebirges zweimalige vollständige Wiederholung. Die obersten Glieder der Raibler Reihe kommen hier und da auch in den ältesten Gliedern des zweiten, nordwestlichen Zuges vor.

Endlich berührt sich am Nordwestrand des Gebirges die norische Dolomit- und Dachsteinkalksteinreihe gleichfalls entlang von Brüchen dieses Systems. Hier muss man zwischen Dolomit und Kalkstein eine bedeutende Schichtlücke oder, noch eher, die Aneinanderschiebung verschiedener Fazies voraussetzen. Die Berührungslinie von Dolomit und Kalkstein kann auch im Gerecsegebirge, jedoch auch in den östlich davon liegenden vereinzelt Schollen verfolgt werden.

Diese Bruchsysteme teilen — wie besprochen — das Vértesgebirge in vier, das Gerecsegebirge in zwei mächtige tektonische Einheiten. Die Bruchlinien können auch stratigraphisch gut verfolgt werden, jedoch werden sie auch durch die üppige Bildung von tektonischen Brekzien, durch Zerstäubung des Dolomits, und an der Seite der Kalksteine durch das Auftreten mächtiger roter kalzitischer Spaltenausfüllungen indiziert. Das Alter dieser Bewegungen kann binnen ziemlich engen Rahmen festgestellt werden. Der unterkretazische Krinoidenkalkstein nahm nämlich in den Bewegungen noch teil, folglich ist die Bewegung postunterkretazisch. Andererseits liegen die Bauxitlagerstätten bereits über die aufgeschuppte Struktur, folglich ist die Bewegung älter als die Bauxitbildung. Die Altersfrage des Bauxits ist noch nicht einwandfrei gelöst, jedoch konnte er sich nicht später als Anfang des Eozäns gebildet haben. Zwischen der tektonischen Revolution und der Bauxitbildung musste, aber in Anbetracht der Ausmasse der damaligen Verkarstung, eine bedeutende Zeit verfließen haben, sodass wir das Alter der Bewegungen in der austrischen Phase festsetzen können. Diese Feststellung stimmt mit denen von K. T e l e g d i—R o t h über die Bewegungen im Bakonygebirge überein.

Die tektonische Lage und Lagerungsverhältnisse des Bauxits können aber auch zur Klärung einer anderen wichtigen Frage herangezogen werden. Da der Bauxit in einem zur Zeit seiner Bildung bereits emporgehobenen, nach NW einfallenden Gebirgstheil, u. zw. im SW-Teile desselben also in seinen am stärksten herausgehobenen Teilen zu liegen kam, kann man das Grund-



## Petrographische und paläontologische Gliederung der Triasbildungen im Gereese- und Vértésgebirge

		Petrographische Entwicklung	Kennzeichnende Fossilien
R h ä t t u f e	D a c h s t e i n k a l k	Hellgrauer, massiver, in vielen Bänken foraminiferenführender Triasinen-, und oolithischer Kalkstein mit Korallenbruchstücken, mit grünen Tonbändern in den tieferen Zonen	<i>Paramegalodus eupalliatius</i> Frech <i>P. incisus</i> Frech var. <i>cornuta</i> Frech <i>P. incisus</i> Frech <i>Conchodus infralasiacus</i> Stoppani
		Massiver grauer Kalkstein mit megalodontenführenden Bänken, mergelig-knolligen Einlagerungen, in den tieferen Teilen mit gebänderten, roten Einschaltungen mit grünen Tonbändern, und seltenen, Triasinen und Oolithe führenden Bänken	
		Weisser-hellbrauner, hellgrauer Kalkstein, dickplattig, mergelig, mit Bänken dolomitischen Kalksteines, und sehr seltenen, Foraminiferen (Triasinen) führenden und gelbrot gebänderten Einschaltungen von dolomitischen Kalksteinbänken mit Hohlraumausfüllungen aus Kalzit	<i>Megalodus gümbeli</i> Stoppani
		Weisser massiver bzw. hellgrauer Kalkstein mit schwarzer Kalkbrekzie und Calcarenit, mit Bänken weissen korallenführenden und gelbrot gebänderten dolomitischen Kalksteines mit Hohlraumausfüllungen von Kalzit	
N o r s t u f e	H a u p t - d o l o m i t	Weisse, gelbe bis hellgraue Kalksteine, massive bzw. kristalline Kalksteine, mit rot-gelb gebänderten Bänken mit Einsprenglingen und Hohlraumausfüllungen von Kalzit, mit Einschaltungen von dickplattigem mergeligem dolomitischem Kalkstein und weissem kristallinem kalkigem Dolomit	<i>Megalodus complanatus</i> G ü m b. <i>Megalodus böckhi</i> H ö r n. <i>Megalodus laczkói</i> H ö r n.
		Weisser bis gelblicher Kalkstein mit Einschaltungen von feingebändertem bituminös-dolomitischem Kalkstein und weissem kristallinem Dolomit, und mit grünen Tonschnüren	
		Weisser massiver Kalkstein abwechselnd mit rosa kristallinem Kalkstein	Entlang tektonischer Linien
		Hellbrauner und weisser massiver Dolomit mit Bänken aus schneeweißem zähem Dolomit	



		Petrographische Entwicklung	Kennzeichnende Fossilien
N o r s t u f e	H a u p t d o l o m i t	Weisslicher und hellbrauner massiver, stellenweise mittelmässig körniger Dolomit mit wellig-gebänderten, löchrigen und massivzähen Dolomiteinschaltungen und mit schneeweissen massiven körnigen Dolomitbänken	
		Roter löchriger Dolomit in Abwechslung mit hellen und dunkleren braunen massiven harten Dolomitbänken, mit Einschaltungen aus löchrig-geschichtetem rötlichem, und braunem körnig brechendem Dolomit	<i>Megalodus paronai</i> di Stefano
		Roter löchrig-gebänderter Dolomit mit massiven braunen harten Dolomitbänken und Einlagerungen von braunem körnig-brechendem Dolomit	mit Myophorien
		Spröder, hellbrauner, kantig zerfallender Dolomit, weisserhellbrauner mittelkörniger Dolomit, brauner, körnig brechender Dolomit, abwechselnd mit hellem und dunklerbraunem massivem hartem Dolomit, mit Einschaltungen von hellbraunem löchrig-gebändertem Dolomit	
		Weisslich-hellbrauner löchriger Dolomit mit härteren braunen Bänken und seltenen löchrig-gebänderten Schichten	mit Myophorien
		Abwechslung von hellbraunen massiven und löchrig-gebänderten mächtigen Bänken	Sehr reiche Fauna (siehe die untenstehende Liste)
K a r n s t u f e	Raibler Fazies	Dunkelbraune massive Schichten in Abwechslung mit dünnen hellerbraunen kristallinen Bänken	<i>Nucula</i> -Arten, turritellenartige turmförmige Schnecken
		Weisser, grobkristalliner und glatter Dolomit, mit hellbraunen kristallinen und grauen massiven gebänderten Bänken in den oberen Partien	Seltene Spuren kleiner Megalodonten
		Violettbrauner dunkler plattiger Dolomit abwechselnd mit violetten feingebänderten Bänken und braunem massivem Dolomit	<i>Aulacothyrus zirlensis</i> W. <i>Terebratulata piriformis</i> S. <i>Cornucardia hornigi</i> Bittn. <i>Cuspidaria gladius</i> Laube <i>Anodontophora</i> sp. Kleine Gastropoden



		Petrographische Entwicklung	Kennzeichnende Fossilien
Karnstufe	Raibler Fazies	Bituminöser Kalkstein	<i>Anodontophora</i> sp. <i>Avicula caudata</i> Stopp. <i>Gervilleia</i> sp. <i>Myoconcha</i> sp. <i>Terquemia</i> sp., <i>Zygopleura hybrida</i> Mstr. <i>Loxonema stoppanii</i> Winkler Krinoidenstielglieder
Ladinstufe		Weisser kristalliner Dolomit	<i>Gyroporella</i> <i>Diplopora</i>

Lamellibranchiaten: *Anodontophora* sp., *Arcomya* sp., *Dicercocardium curionii* Stoppani, *Gervilleia* sp. ind., *Limex protei* Münster, *Macrodon elongatus* Bittner, *M. curionii* Bittner, *Megalodus amplus* Kutassy, *M. amplus* Kut. var. *rotundata* Kutassy, *M. hungaricus* Kutassy, *M. guembeli* var. *inaequium bonata* Kutassy, *M. complanatus* Guembel var. *segestana* di Stefano, *M. triquetus* Woehrm. var. *pannonica* Frech, *M. vértésensis* Kutassy, *M. böckhi* Hoernes, *M. hoernesii* Frech var. *rotundata* Vigh, *M. seccoii* Hoernes, *M. negativus* Dank, *M. pannonicus* Dank, *M. lineatus* Dank, *M. elegans* Dank, *Myoconcha* cfr. *bassani* Tommasi, *M.* sp., *Myophoria inaequicostata* Klipstein, *M. inaequicostata* K. var. *angustiata* Kut., *M. laevigata* Zieten, *M.* cfr. *chenopus* Laube, *M.* cfr. *picta* Lepsius, *M.* cfr. *carolirivai* Tommasi, *M. woehrmanni* Bittner, *Mysidioptera woehrmanni* Salomon, *M. marginata* Broili, *M.* sp. ex aff. *cainalli* (Stoppani), *Pecten (Entolium) discites* Schlotheim, *P. (E.) lavaredanus* Frech, *Pinna* sp. ind., *Placunopsis alta* Giebel, *Pleuromya loeschmanni* Frech, *P. infida* di Stef., *P.* sp. ind. (aff. *lata* Parona und ex aff. cf. *lata* Galdieri non di Stefano), *P. ambigua* Bittner, *Schafhäüllia mellingi* Hauer, *Sch.* cfr. *cingulata* Stoppani, *Solenomya semseyana* Bittn.

Gastropoden: *Acteonina scalaris* Münster, *Amauropsis tyrolensis* Laube, *Anoptychia* cfr. *villata* Koken, *Euomphalus* cfr. *canavarii* Tommasi, *Loxonema* sp., *Purpuroidea excelsior* Koken, *P.* nov. sp., *Stephanocosmia (Tyrsoecia) compressa* Münster, *Telleria* sp., *Turritella saxoni* Koken, *T.* cfr. *trabalis* Ammon, *Worthenia contabulata* Costa, *W. escheri* Stoppani, *W. subgranulata* L., *W.* sp. ind.

material der Bauxitbildung nicht aus dem Nordwesten, aus der Kleinen Ungarischen Tiefebene herleiten. Im Nordosten des Gebirges kommt Bauxit selbst in Spuren nicht vor. Das zeugt zweifellos dafür, dass das Bauxitmaterial aus dem im Südosten dahinziehenden, heute grösstenteils durch neogene Ablagerungen überdeckten Kristallinzug herrühren kann. Im Laufe seines Transports erreichte das Bauxitmaterial die karbonatische, verkarstete Oberfläche des Vértés- und Gerecsegebirges und ist ausgefällt, abgelagert worden.

Die Querstörungen treten nördlich und südlich von der grosstektonischen Grenze von Dolomit und Kalkstein in unterschiedlicher Weise auf. Im südlichen Teil, d. h. im südlichen Gerecse- und im Vértésgebirge kommen die im Mittelgebirge üblichen NW—SO streichenden Querbrüche vor. Diese Brüche sind meistens disjunktiven Charakters mit bedeutenden horizontalen Bewegungskomponenten neben der vertikalen Bewegung.

Nördlich bzw. nordwestlich von der genannten Linie streichen die Querbrüche annähernd NS-lich. Diese gliedern das Gerecsegebirge in die genannten drei Horste und die entsprechenden Grabenzonen. So wird das heutige Antlitz



des Gebirges durch diese Brüche ausgeprägt, die die älteren Schuppenbildungen verwischen.

In diesen Bewegungen hat bereits auch der Bauxit sowie die Eozän-Oligozänserie teilgenommen, sodass sie vermutlich mit den steirischen Bewegungen verbunden werden können. Örtlich kommen in der genannten tektonischen Einheit auch O—W streichende Brüche vor, die mit den nord-südlichen gleichaltrig zu sein scheinen.

Die *jüngsten Bruchsysteme* drücken sich in der Rejuvenation der älteren Richtungen aus, und spielen in erster Reihe in der Ausgestaltung der heutigen Morphologie und vielleicht in der Zerschneidung der Schollen in noch kleinere Teile eine Rolle. Ihr Alter kann innerhalb unseres Gebietes nicht mit Gewissheit festgestellt werden, es wird sich wohl um postsarmatisch-präpannonische bzw. intrapannonische Bewegungen handeln.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Strukturanalyse im Vértes- und Gerecsegebirge keine wesentlichen Unterschiede gegenüber der Struktur des Bakonygebirges und der anderen Gliedern des Mittelgebirges erwiesen hat.







# ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ОБЪЕМНОГО ВЕСА ОТДЕЛЬНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ВЕНГЕРСКОГО БОКСИТА

Э. НЕЙБРАНДТ-ВЕГ

Кафедра прикладной геологии Университета им. Этвеша, Будапешт,  
(Поступило 1 сентября 1955 г.)

Геофизической кафедрой Университета намечено проводить гравиметрические работы в бокситоносных районах горы Вертеш. Для подготовки этих работ потребовалось хотя бы приблизительно определить плотности отдельных разновидностей боксита, а также и покрывающих и подстилающих бокситные залежи горных пород. Для сопоставления было выполнено также и определение объемного веса образцов различного типа, взятых с других районов. Полученные данные приводятся ниже.

<i>Горные породы из покрова</i>	<i>Объемный вес:</i>
1. Нуммулиновый известняк .....	2,59
2. Нуммулиновый известняк .....	2,61
3. Миллиолино-альвеолиновый перекрывающий известняк .....	3
 <i>Образцы боксита</i>	
4. Из верхнего горизонта боксита, с. Искацентдьердь .....	1,78
5* Боксит для производства металлических красок, с. Гант .....	1,94
6* Боксит для производства огнеупорных материалов, с. Гант .....	1,97
7* Боксит, с. Гант .....	1,70
8* Промышленный боксит для производства алюминия, с. Гант .....	1,65
9. Пестроцветный боксит (подавляющая масса бокситового тела; с. с., Гант и Искацентдьердь .....	1,73
10. Боксит; с. с. Чабрендек, Таркань .....	1,88
11. Белый боксит; с. Пилишчаба .....	1,68
12. Боксит; с. с. Баконьнана, Перепуста .....	2,10
13* Бокситовый конгломерат для производства железа .....	2,16
14. Бокситовый гравий из конгломерата; с. Нежа .....	2,52
15. Боксит с выветрелой поверхности доломита; с. Обарок .....	2,60
16. Железистый боксит, с. Петроша, область Бихар .....	3,21
17. Алунитовый бугор из боксита, с. Гант .....	1,65
 <i>Горные породы из подошвы боксита</i>	
18. Глинистый боксит; с. Надьхаршань .....	2,35
19. Кремнистая глина; с. Надьхаршань .....	2,42
20. Переработанная подошва боксита; Феньефа .....	3,10
21. Дахштейнский известняк; г. Кишкопас и Будаийские горы .....	2,69
22. Дахштейнский известняк; с. Халимба .....	2,66



Данные анализа образцов, отмеченных знаком\*

№№ образцов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	.
5.	40,5	21,0	22,0	2,5	14
6.	62,5	9,5	9,5	2,5	16
7.	61	2,4	19,6	2,2	14,8
8.	58,6	4,4	18	2,6	16,4
13.	48	7,5	29,5	2,0	13

Из вышеприведенных данных видно, что объемный вес боксита, пригодного для производства алюминия, почти на единицу меньше объемного веса горных пород покрова и подошвы. Таким образом при помощи гравиметрического метода вполне возможно выявить разницы, наблюдающиеся в плотностях.

Объемный вес боксита увеличивается с увеличением содержания в нем кремнекислоты и железа. В качестве примера можно указать на железистый боксит из с. Петроши, а также на образцы, полученные в зоне размытых или выветрелых участков, обогащенной окисью железа. Самые ценные промышленные виды боксита имеют наименьший объемный вес, следовательно у них получается наибольшая разница по сравнению с подошвой и покровом.



## CONTENTS — INHALT

<i>Balkay B.</i> : On some rift-like features of the Little Hungarian Plain .....	3
<i>Balkay B.</i> : The tectonics of the Cenozoic volcanism in Hungary .....	7
<i>Bisztricsány E.</i> — <i>Kiss Z.</i> : A computation of average crustal thickness from Love-wave dispersion, for a Eurasian wave path .....	15
<i>Dobosi Z.</i> : Untersuchung der Repräsentativität einer Mikroklimastation .....	19
<i>Egyed L.</i> : On the origin of the Red Sea .....	27
<i>Egyed L.</i> : К вопросу об образовании солнечной системы .....	35
<i>Gálfi J.</i> — <i>Stegena L.</i> : Deep reflections and crustal structure in the Hungarian Basin .....	41
<i>Géczy B.</i> : Die zeitliche Verbreitung von Paleotrix in den jurassischen Schichten des Nördlichen Bakony Gebirges .....	49
<i>Kiss J.</i> : A new ore occurrence in the environment of Nagygalya, Nagylipót and Aranybányafolyás, Mátra Mountains, NE-Hungary .....	55
<i>Kriván P.</i> : Parallelisierung der unterpleistozänen Bildungen von Paks und Villány anhand der diastrophischen Anschauung .....	83
<i>Pécsi M.</i> : Der Schuttkegel der Donau auf der Grossen Ungarischen Tiefebene .....	103
<i>Pécsi M.</i> — <i>Mme E. Pécsi</i> — <i>Donáth</i> : Méthodes de recherche d'histoire de l'évolution des vallées et de terrasse .....	135
<i>Rákóczi F.</i> : Über die bestimmenden Faktoren der Temperatur-Extremwerte .....	171
<i>Sztróckay K. I.</i> : On an up-to-date modification of the concept of mineral species .....	181
<i>Neubrandt</i> — <i>Végh E.</i> — <i>Oravec J.</i> : Obertriadische Sedimentbildung im Raum des Gerecse- und Vértesgebirges .....	185
<i>Neubrandt</i> — <i>Végh E.</i> : Об определении об'емного веса отдельных разновидностей венгерского боксита .....	195







10.301 — Egyetemi Nyomda, Budapest — F. v. : Janka Gyula

Tankönyvkiadó Vállalat

A kiadásért felel: Vágvölgyi Tibor igazgató

Felelős lektor: Dr. Jakabfi László

Műszaki vezető: Horváth János

Műszaki szerkesztő: Orlai Márton

A kézirat nyomdába érkezett: 1960. január

Megjelenés: 1960. június

Példányszám: 600

Terjedelem: 17,5 (A/5) iv. 80 ábra + 6 melléklet

Készült: Monotype szedéssel, íves magasnyomással,  
az MSZ 5601—54 és az MSZ 5602—55 szabvány szerint











6423

A MŰVELŐDÉSÜGYI MINISZTER RENDELETÉRE

★

TANKÖNYVKIADÓ, BUDAPEST