

ANNALES
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS II.
1958

REDIGIT
L. EGYED



TANKÖNYVKIADÓ, BUDAPEST
1959

ANNALES
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS II.
1958

REDIGIT
I. EGYED



TANKÖNYVKIADÓ, BUDAPEST
1959

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.

CRUSTAL STRUCTURE BELOW HUNGARY

by

B. BALKAY

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest
(Received : Sept. 10th, 1958)

SUMMARY

After a definition of the term "crust of the Earth", the information obtained by deep reflection data for the Hungarian part of the crust is analyzed. By a new method called the method of surplus anomalies further information about crustal thickness is drawn from deep drilling and gravity anomaly data. The Hungarian crust is shown to be thinner than the European average and the crustal thickening of the Alps to cease at the western frontier of the country. The evolution of the present weak crust from the rigid one of the Mesozoic is thought to have taken place in two steps of tension accompanied by intense volcanic effusions and followed by subsidence due to isostatic readjustment.

Introduction

In the light of up-to-date geology and geophysics, that part of the Earth which carries the tension and suffers the deformation due to tectonic forces is the crust. The upper part of the crust, accessible to direct tectonical investigation, and consisting to a great extent of sediments of small strength, carries but a small fraction of tectonic load: it has but the role of a strain gage, registering and indicating tectonic deformation. Consequently, for the tectonic history and evolution of a given area, the strength and structure of the crust below is of utmost importance. This is one of the reasons which have accelerated research on crustal structure in most of the world and this is why it is worth while to investigate into crustal structure below Hungary, whose complex geological structure makes it into one of the more puzzling parts of Europe. As will be seen, the understanding of the properties of the underlying crust will to some extent aid the solution of structural problems.

In proceeding to study the Hungarian part of the crust, we will first of all define what we will exactly understand under this term. We will then analyze the distribution of crustal thickness on the hand of geological and geophysical data available and, finally, we will try to give an account of the process that led to the evolution of the present crustal structure.

Definition of the Crust

1. In general opinion, the lower boundary of the crust is defined by the Mohorovičić discontinuity. We will accept this definition, there being no reason to reject it.

2. The problem of the upper boundary of the crust is not nearly as simple. For the upper boundary we may choose the following surfaces :

1. topography,
2. the basement in the geophysical sense,
3. the basement in the geological sense (after B u b n o f f),
4. the surface of the crystalline,
5. the surface of the „primordial crust”.

Let us consider these surfaces one by one. Topography, for one, has the advantage of being very well-defined and well-known. However, from the point of view of crustal statics, such a definition of the upper crustal boundary is rather misleading, as the more or less thick sedimentary series of small strength will then also belong to the crust, and consequently the strength of a crustal section of one and the same thickness will be much different, depending on the percentage of unconsolidated sediments in the profile. Thus, for the purposes of crustal tectonics, this definition should be avoided.

The basement in the geophysical sense is a surface across which the main parameter of the prospecting method employed (seismic velocity, electrical resistance, density) takes a considerable jump. Consequently, such a basement definition will depend on the geophysical method used and rocks ranging in age from Palaeozoic to Eocene will come to be regarded as the basement in one and the same profile. The equivocality of this definition is a serious disadvantage.

The geologist's basement complex in the sense of B u b n o f f is the bulk of intensely folded or faulted, consolidated but not metamorphosed formations. The lower boundary of this unit is coincident with the upper one of the crystalline and/or metamorphosed complex. Both the upper and lower surfaces of the basement complex could be used as the upper boundary of the crust with equal right. However, in the case of Hungary a great number of borings have reached the former one, whereas the latter one has been touched only where the crystalline immediately underlies unconsolidated sediments. On the other hand, from the point of view of strength, the consolidated sediments do not differ much from the bulk of the crust. All in all, the definition of the upper boundary of the crust by the surface of the basement in the above sense seems to be most advantageous.

There remains to be considered the surface of the "primordial crust". However, although theoretically there must have been such a surface, it is impossible in practice to locate it at present, except perhaps in the areas of the ancient shields.

3. Considering the above said, we will define in the following the crust as the zone of rocks situated between the Mohorovičić surface and the geological basement. Somewhat deviating from general usage, we have drawn the stratigraphic limit of the basement complex at the transition upper to lower Cretaceous. The tectonical reason for this was that the most intense period of Alpine orogeny touching Hungary was the Austrian one, occurring just at this time, whereas the geophysical reason was that in the country the average density and seismic velocity of rocks older than upper Cretaceous are but slightly different, while those of the younger rocks are much different from the corresponding parameters of the crust. Where the lower Cretaceous formation is lacking, the surface of the youngest underlying formation beneath is con-

sidered to be the boundary of the crust. Thus, in some areas this surface might be even the surface of the crystalline.

4. As to the subdivision of the crust thus defined, the general subdivision into a granitic and basaltic layer will be accepted. However, the notations „granitic” and „basaltic” will not be considered to refer to petrographic composition, as *a*) the upper layer contains — according to our definition — consolidated sediments as well, and is, according to recent investigations, rather granodioritic in nature, and *b*) the lower layer, if of a basaltoid composition at all, has to be gabbroic rather than basaltic. The notations are considered to refer to the physical parameters of the layers, namely a velocity of longitudinal waves of about 5,6 km/sec for the upper and 6,5 km/sec for the lower layer and a density of 2,67 cgs for the upper and one of 3,0 cgs for the lower layer.

As to the Fört sch discontinuity, observed in Germany by F ö r t s c h (1) and later also by others, it has not yet been demonstrated in Hungary up to now.

The ideal section of the crustal structure as above defined is seen in Fig. 2.

Distribution of crustal thickness

1. Valuable data on crustal structure were yielded by the deep reflexion experiments of G á l f i and S t e g e n a (2, 3). The depth of the Conrad-surface was determined at five points, four of which have also yielded the depth of the Mohorovičić discontinuity. The main results of these experiments are listed in Table I. In comparison with the similarly listed European data it is seen that the seismic velocities are not much different from those of other parts of our continent but that the *thickness of the crust is by some 5 to 7 kilometres less than the European average.*

Table I

Locality	Depth of Conrad discontinuity kms	Depth of Mohorovičić discontinuity kms	v_2 km/sec	v_3 km/sec	Reference
Dunabaraszti Earthquake Jan. 12., 1956	20,20	33,00	5,49	6,98	Bisztricsány-Csomor (4)
Csapod	16,6	19,6	5,8	6,0	Gálfi-Stegena (2)
Hajduszoboszló ...	19,5	23,0	5,8	6,0	Gálfi-Stegena (2)
Karád	21,1	—	5,8	6,0	Gálfi-Stegena (2)
Hegyhátmaróc ...	19,5	24,5	5,8	6,0	Gálfi-Stegena (2)
Szalatnak	21,8	28,1	5,8	6,0	Gálfi-Stegena (2)
Haslach	20—22	29—33	5,9	6,5	Fört sch (1)
Helgoland	10,7	27,4	5,6	6,4	Bartels (5)
Caucasus	20	48 ?	5,6	?	Twaltwadse (6)
South Germany ...	19 ?	31 ?	?	?	Reich (7)
Blaubeuren	20	28	5,9	6,5	Reich (8)
Murnau	17—18	30—31	5,5	6,0	Dohr (9)

In certain regions, as e. g. in the Californian Coast Ranges, most of the information on crustal structure is derived from natural earthquakes. However, Hungary being a greatly aseismic territory, the first seismological crustal analysis was carried out in 1956 by Bisztricsány and Csomor (4). The results are also seen in Table I. The depth of the Mohorovičić discontinuity is seen to be around the European average; this was to be expected, as, the depths of the interfaces being averages along the wave paths as shown in Fig. 1., the smaller depth in the Carpathian Basin is compensated by the greater depth across the surrounding mountain chains.

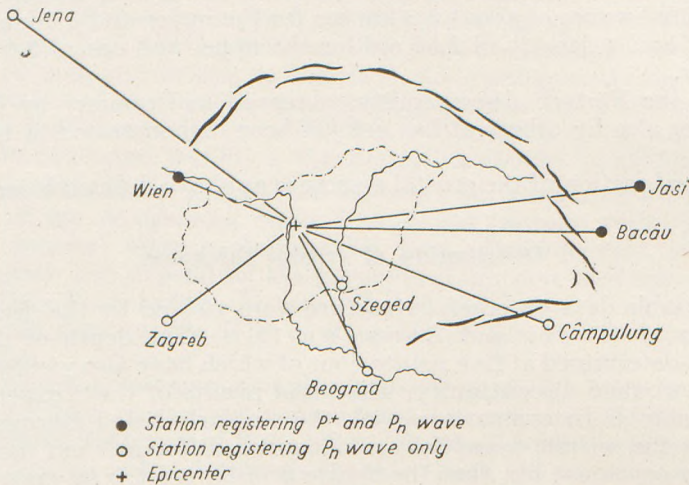


Fig. 1. Wave paths of the Earthquake of January 12, 1956 as analyzed by Bisztricsány and Csomor (4.)

2. The great disadvantage of deep reflection and refraction work is the high cost, so that the points at which the crustal parameters are determined

are, and will continue to be scarce. Although for a time Hungary occupied the first place in Europe as to the areal density of deep reflections, and although further work is planned, the smaller details of crustal relief will not emerge from the results of deep-seismic work only. Therefore a somewhat different approach was attempted, yielding information as to crustal structure on the basis of deep-drilling and gravity material already at hand.

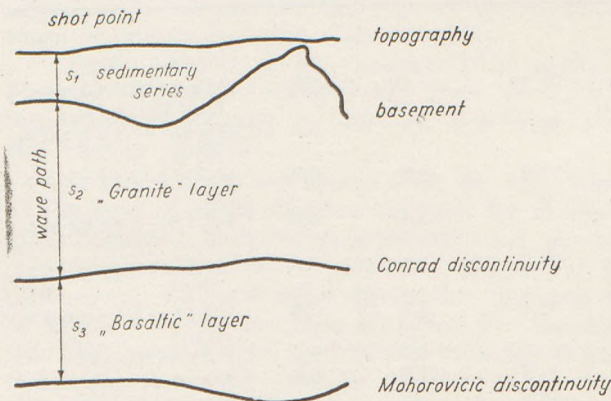


Fig. 2. Ideal section of the crust as defined by the author showing the wave path of a deep reflection wave

The idea utilized thereby was the following : If the unconsolidated sediments are removed from above the basement and substituted by rock of density equalling that of the crust, part of the Bouguer gravity anomaly will be compensated. The remaining part will be due — as the undulations of topography are eliminated by terrain and topographic corrections — to the undulations of the Mohorovičić surface. Disregarding the effect of eventual horizontal density changes in the crust, the remaining gravity anomaly will be roughly inversely proportional to the depth of the Mohorovičić discontinuity. Let us call this remaining part of the Bouguer anomaly the „surplus anomaly”.

3. To put this principle into practice, it would be necessary to know the average density and thickness of the unconsolidated sediments for a sufficiently close-spaced network of points. For part of the network of deep drill-

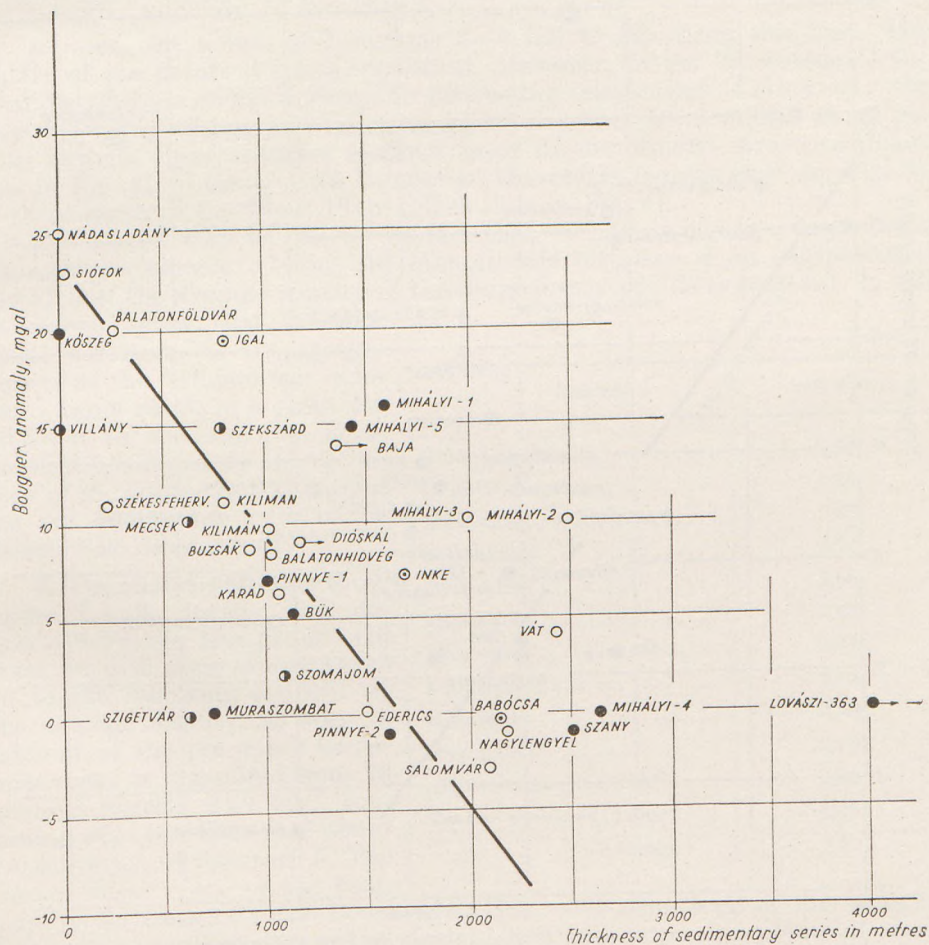


Fig. 3. Basement depth vs. Bouguer anomaly for deep drillings having reached basement; Transdanubia. The dots Mihályi 2-3 and Vát ought to be black ones.

lings in Hungary the thickness of the unconsolidated sediments is known. However, up to now no data concerning the average density of the sedimentary series were published. To circumvent this difficulty, the following method was applied.

We have plotted the Bouguer anomaly for each drilling which reached basement against the depth of the basement, as seen in Figs. 3—4. Fig. 3 contains the drillings of Transdanubia, Fig. 4 those of the rest of the country. If the Mohorovičić interface is supposed to be an equipotential surface and

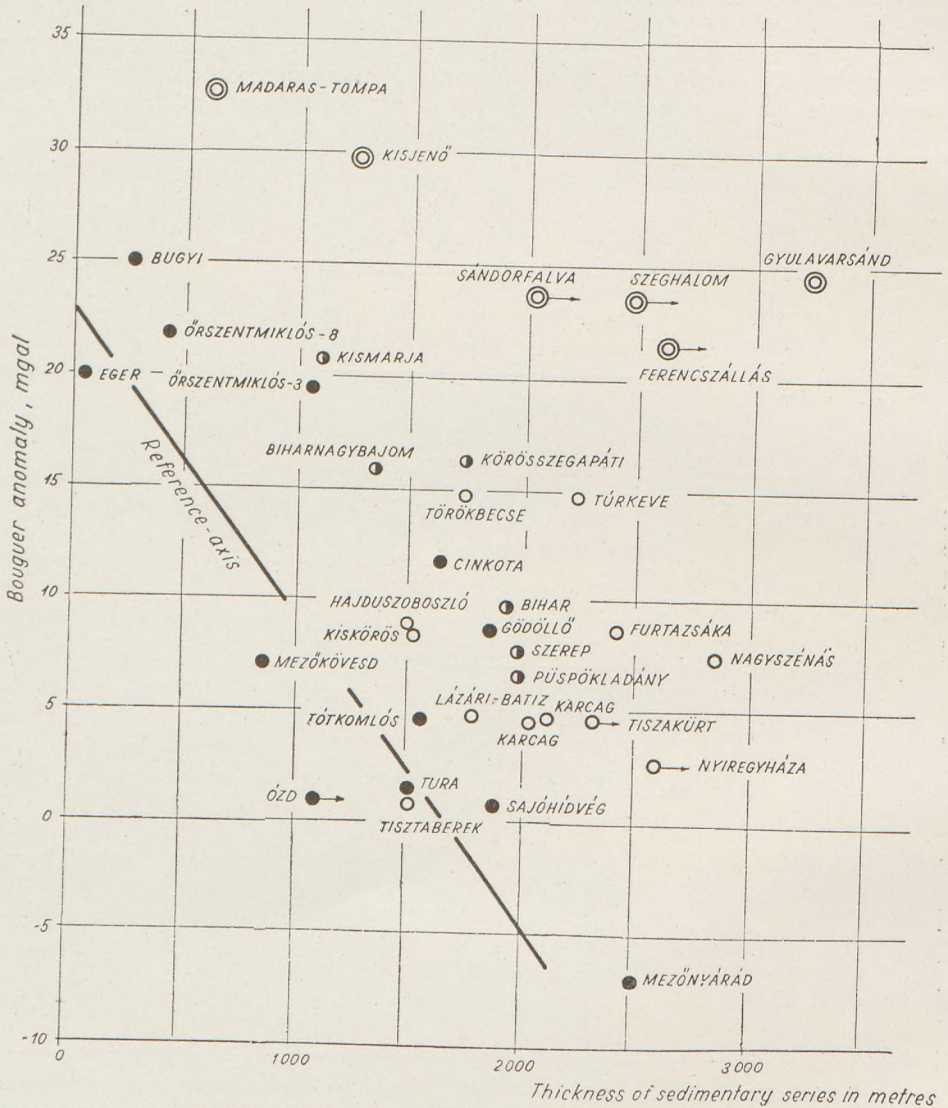


Fig. 4. Basement depth vs. Bouguer anomaly for deep drillings having reached basement: area East of the Danube

the average density of the sediments above basement to be constant, the points referring to the individual drillings should be situated along a straight line. The equation of this line can be obtained by substituting in thought the sediments above the basement by a plane parallel horizontal plate whose thickness equals the basement depth and whose density equals the difference of the density of the crust and the average density of the sediments. This is the principle employed also in the well-known Bouguer correction. The equation thus obtained is

$$\Delta g_B = -41,9 (2,67 - \sigma_A) h + D \quad (1)$$

where Δg_B is the Bouguer anomaly in milligals, σ_A the average density of the sedimentary series in g cm^{-3} , and h the basement depth in kilometres. The constant term D depends on the system of gravity measurements in which the Bouguer anomaly is considered.

As seen, the points of Diagrams 3—4 fail to fall along this line. The scatter of the points is quite important. However, in the knowledge of the areal distribution of the drillings an interesting relationship is observed: the plots belonging to one and the same structural unit are arranged along parallel straight lines, thus for instance those of the Mihályi structure (black dots in Fig. 3), of the Central Hungarian Mountains (empty dots in Fig. 3), or those north of the Great Plain (black dots in Fig. 4).

The scatter may be due to the fact that we have made two improbable assumptions, namely *a*) that the Mohorovičić interface is an equipotential and *b*) that the average density of the sedimentary profile is constant. It will be shown below that the horizontal variations of the average density of the sedimentary complex cannot result in a point distribution as seen in Fig. 3—4, and that consequently the deviations of the points from a straight line are due to the relief of the Mohorovičić discontinuity.

4. The analysis of some thousands of bulk density data, determined by the Hungarian Oil Trust on drill core samples, has led to the following results: *a*) The average density, as seen in Table II, of the pre-upper Cretaceous rocks as computed from 23 values is exactly 2,67 cgs., confirming what has been said about the definition of the crust. *b*) The average density σ_A of the sedimentary series is 2,23 cgs. Considering this value, the slope of the straight line in (1) is 18,4. The slope of the straight line approximating points of identical structural position in Fig. 3 is 14,9. The agreement is quite good. *c*) The variations of average density are mostly due to the fact that the density of a

Table II

Rock type	Bulk density
Chlorite quartzite	2,72
Chlorite quartzite	2,65
Mica schist	2,60
Mica schist	2,74
Mica schist	2,66
Mica schist	2,58
Mica schist	2,77
Mica schist	2,52
Mica schist	2,68
Mica schist	2,70
„Epimetamorphic rock” ...	2,63
Triassic average (12 data) ..	2,66
Average :	2,67

given kind of sediment — e. g. clay shale — of course varies with depth below surface. The average composition of the sedimentary sequence is quite constant, with clay shale predominating. Exceptions occur only where there are thicker interbeddings of volcanic ash, whose density, however, varies much like that of clay shale. Thus the average density of the sequence will be somewhat smaller where basement depth is small and vice versa. If this variable density is, with the assumption of e. g. a linear variance with depth, introduced into (1), one obtains a parable whose curvature within the considered interval is rather small so that it can be approximated by a straight line. The slope of this line is about 16,0. What is important, however, is that *the variation of average density does not at all explain the structure-dependent scatter of the points*, so that the latter must be due to undulations of the Mohorovičić interface.

5. Let us choose a "normal", reference crust. Let this crust be that underlying the Central Hungarian Mountains. The points along this structural unit are connected by the "reference line" in Figs. 3—4. Now the gravity effect of the Mohorovičić interface's undulation will be given by the ordinate difference in Fig. 3—4 between any point and the point of the "reference line" situated vertically above or below. This ordinate difference is called "surplus anomaly". As a first approximation, let us suppose a linear relation between the depth of the Mohorovičić interface and the amount of sur-

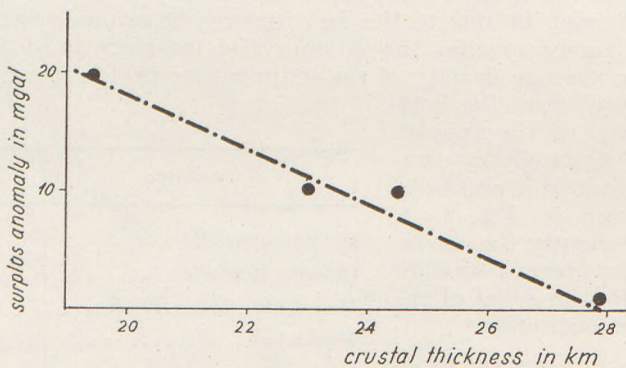


Fig. 5. Crustal thickness vs. surplus anomaly for the deep reflection shot points as given in (2.)

plus anomaly. The constants defining this linear relation may be determined by plotting the depth of the Mohorovičić discontinuity as given at the four Hungarian points of Table I against the surplus anomaly at these points. The result is Fig. 5. The linear relation is seen to prevail. To make the surplus anomalies easier readable, we have constructed a separate axis calibrated in surplus anomaly, as seen in Fig. 6.

6. On the hand of surplus anomaly values, a crustal thickness chart of a given territory may be constructed. For the Western part of Hungary such a chart is shown in Fig. 7. The points having served as a basis for this chart are those represented in Fig. 6. The most important feature shown by this chart is that the *crustal thickening of the Alps* ceases at the western boundary of Hungary and *does not continue below this country*.

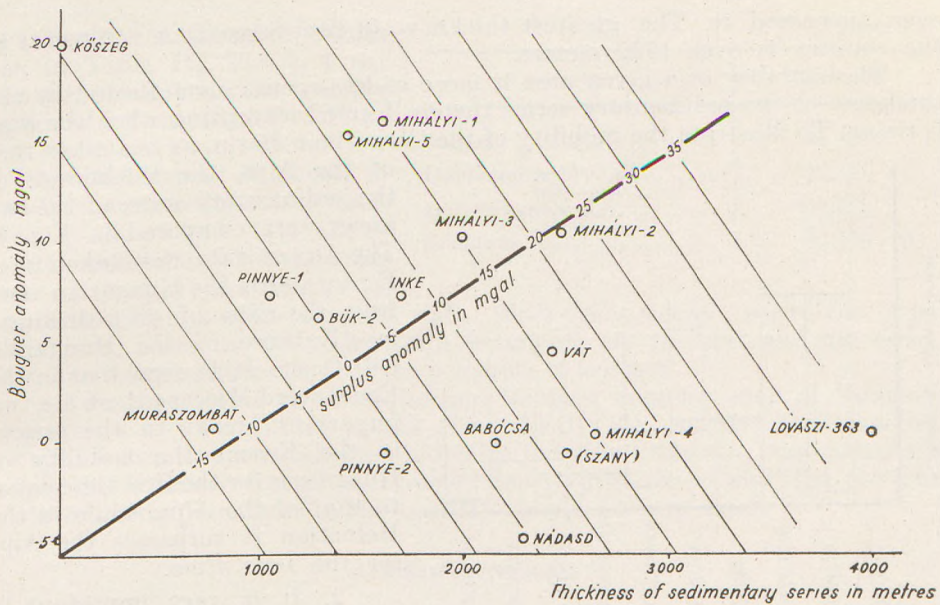


Fig. 6. Surplus anomaly reading graph

7. As to the rest of the country the construction of a crustal thickness chart is under way. Meanwhile let us state that the thickest part of the crust below Hungary occurs in the area of the Mecsek Mountains, while the thinnest points are around Lovászi (Southern part of Fig. 7.) and along the southern border between Danube and Tisza Rivers.

The geological evolution of present crustal structure

1. The most striking feature of Hungarian tectonics is that while up to the Cretaceous the Carpathian Basin was a most rigid part of the crust, which yielded even to the most intense paroxysms of Alpine mountain building by small-scale folding and overthrusting (Saxonotype tectonics) only, after the Cretaceous its mobility has suddenly increased, became of the same order of magnitude as that of the Alps, and in the Pannonian stage of the Pliocene

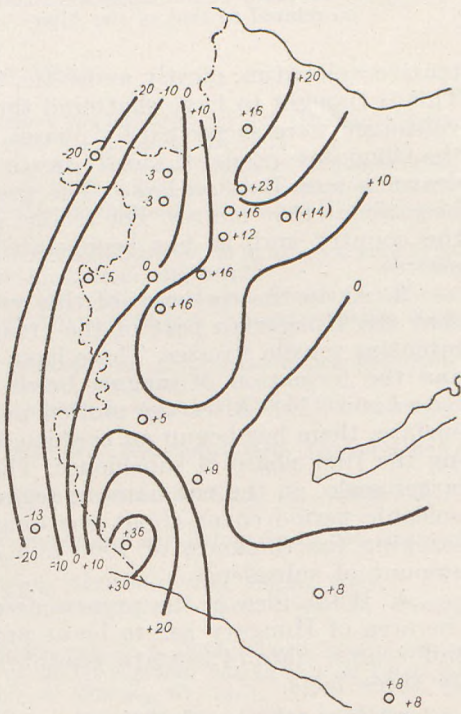


Fig. 7. Surplus anomaly chart for Western part of the country

even surpassed it. The greatest thickness of post-Sarmatian sediments in the country is over 4000 metres.

The mobility of a given area is more or less accurately reflected by the thickness of the sedimentary series therein formed, excepting when the area is rising. To illustrate the mobility of the Carpathian Basin, as related to that

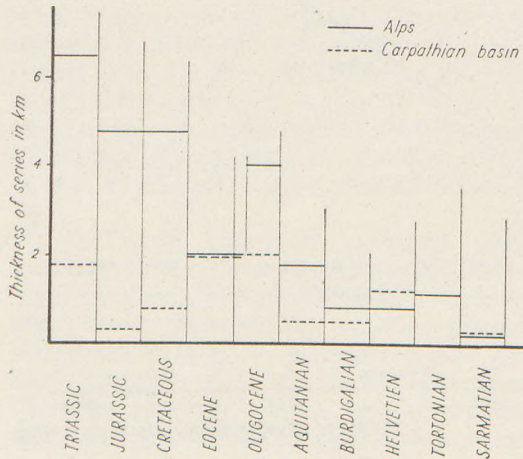


Fig. 8. Mobility of the Hungarian Basin as related to that of the Alps

of the Alps, the thicknesses of the sedimentary series of the two areas were compared in Fig. 8. The Alpin data were taken from Kraus (10), the Hungarian ones from the data of deep drillings, mostly those of the Hungarian Oil Trust. It is seen that in the Eocene and Miocene there are two important breaks in the series: in the Eocene the mobility of Hungary is for the first time equal to that of the Alps, while in the Helvetian it surpasses the Alps for the first time.

2. It is very important to note that after a Mesozoic evolution almost entirely lacking volcanism, in the Eocene, and especially in the Miocene, ex-

tensive volcanism, mostly andesitic, has taken place in the Carpathian Basin. This is thought to have shattered the formerly so rigid crust. Both phases of volcanism were succeeded by phases of subsidence, of which the first one, in the Oligocene, occurred mostly north of a line of east-northeasterly direction, drawn across Balaton Lake. The greatest amount of subsidence may have been about 1500 metres. The second phase of subsidence has touched most of the country and, as has been stated, its greatest amount was about 4500 metres.

3. As to the tectonics of this volcanism, all evidence seems to indicate that the Hungarian part of the crust was after the Cretaceous subjected to intensive tensile stresses. These have brought about a weakening of the crust and the formation of magma herds by a mechanism e. g. as proposed by Contini (11). After the molten magma thus formed was delivered to the surface, there has begun an isostatic adjustment of the disturbed crust, causing the first phase of subsidence. The process was then repeated at a much larger scale, on the one hand as regards the volcanism: the products of this volcanic period cover about one quarter of the country with effusive series reaching the thickness of 1000 m; and on the other hand, as regards the amount of subsidence.

4. If the idea of the process described in the above point is right, then the area of Hungary has to be at present — the subsidence having come to end — in a state of isostatic equilibrium. That this is indeed so, is indicated by three facts.

a) If on the hand of the deep reflection data we compute the pressures of the four crustal profiles of Table I upon a level of compensation of 40 kms,

we obtain the pressure values seen in Table III. The ± 1 per cent deviation may be readily explained by inaccuracies of the data used.

b) The map of thickness of post-Sarmatian sediments as compiled by Kertai (12) shows an antiparallelism to the distribution of crustal thicknesses as

determined from surplus anomaly data. With other words: where the crust is thinnest, there the post-Sarmatian sediments are thickest, and *vice versa*. This is in exact agreement with the principle of isostasy.

c) On considering the isostatic and Bouguer anomaly map of Hungary as proposed by Facsinay and Szilárd (13) one sees that the two are almost exactly identical. This indicates that the "isostatic" anomalies are mostly due to above-crustal uncorrected density differences and that the true isostatic anomaly in most of the country should be very small.

Acknowledgements

The author wishes to thank the directory and the colleagues of the *Hungarian Oil Trust* to have made available the deep-drilling and bulk density data used in preparing this paper.

REFERENCES CITED

1. Förtsch, O.: Analyse der seismischen Registrierungen der Grosssprengungen bei Haslach im Schwarzwald am 8. April, 1948, *Geol. Jahrb.* **66**, 1952.
2. Gálfi, J. and Stegena, L.: Szeizmikus reflexiók mérésével meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről (Some data on the crustal structure below Hungary as determined by the reflection seismic method). *Geofizikai Közlemények*, **6**, 1957.
3. Gálfi, J. and Stegena, L.: Tiefenreflexionsversuche in Ungarn zum Studium der kontinentalen Aufbau, *Geologische Rundschau*, **46**, 1947.
4. Bisztricsány, E. and Csomor, D.: Microseismical evaluation of the earthquake of January 12, 1956, and the crustal structure of the Hungarian basin. *Acta Geol. Ac. Sci. Hungaricae*, **5**, 1958.
5. Bartels, J.: Wissenschaftliche Ergebnisse der geophysikalischen Beobachtungen der Sprengung auf Helgoland, *Geol. Jahrbuch*, **64**, 1950.
6. Twaltwadse, G.: Stroenie zemnoi kory v verchnei Kartli, *Soobscheniya Ak. Nauk Grusinskoj SSR*, **9**, 1950.
7. Reich, H.: In Süddeutschland seismisch ermittelte tiefe Grenzflächen, *Geologische Rundschau*, **46**, 1957.
8. Reich, H.: Über seismische Beobachtungen der PRAKLA...., *Ztschr. d. d. geol. Ges.*, **104**, 1952.
9. Dohr, G.: Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes, *Geologische Rundschau*, **46**, 1957.
10. Kraus, E.: Baugeschichte der Alpen, *Akademieverlag*, Berlin, 1951.
11. Contini, C.: Terremoti, vulcani e giacimenti di vapore naturale, *Annali di Geofisica*, **9**, 1956.
12. Kertai, Gy.: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutató eredményei alapján (Structure of the Hungarian basins and oil fields as determined by results of oil prospecting), *Földtani Közlöny*, **87**, 1957.
13. Facsinay, L. and Szilárd, J.: A magyar országos gravitációs alaphálózat (The base network of gravity stations in Hungary), *Geofizikai Közlemények*, **4**, 1956.

Table III

Locality	Pressure atm.
Csapod	11,932
Hajduszoboszló	11,887
Hegyhátmaróc	11,805
Szalatnak	11,735

On the secular variation of the level surface of gravity

by

G. BARTA

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest.
(Received: 25th July, 1958)

SUMMARY

It is known that a 50-year period pulsation can be observed in the secular variation of the geomagnetic field as well as in the angular velocity of the Earth.

Author explains these phenomena by the movement of the Earth's core and comes to the conclusion that a similar oscillation must be present also in the secular variation of the observed average sea-level series.

Indeed, using data of different distant mareograph stations, a 50-year period undulation in the trend of the curves can be established. The above phenomena refer to a general worldwide process.

A pulsation of 50 years period was demonstrated in the angular velocity of the Earth by Brouwer (5). The period of this pulsation coincides with that of the secular pulsation of the terrestrial magnetic field (4, 8). The variation in angular velocity cannot be retraced to external astronomical causes, and the mass rearrangements on the surface of the Earth are insufficient to explain the amount of variation (7). The change in angular velocity observed in the time span 1910 to 1930 was so great as to postulate a sinking of the ocean level by 63 cm (*Handbuch der Physik*, XLVII, 1956, p. 18). However, no more than one tenth of this level change could be demonstrated even in isolated extremal cases. The assumption that the core is at times advancing, at other times regressing with respect to the surface does not account for the fact of angular velocity variation, it only takes into consideration the consequences of the same. Therefore we are forced to assume the mass rearrangement causing the change to take place in the Earth's interior.

In previous papers the author has pointed out that the Brouwer-period of terrestrial angular velocity goes parallel with the longitudinal wave of the secular variation of the geomagnetic field (3, 4). The author has concluded there that if the longitudinal wave of secular variation is to be felt in the angular velocity of the Earth, the main secular variation should also affect the angular velocity. Moreover, if the individual longperiod variations of the magnetic field are connected with the shift of the Earth's core, the mass rearrangement should cause a variation of the gravity field by a period of similar duration (1). Of course, the gravity measurements of appropriate accuracy are lacking and thus there is not much practical point in advancing this question, but it is to be considered that with a change in mass distribution the shape and spacing of the equipotential surfaces of gravity should also change. These were, as a matter of fact, for a long time past determined with great accuracy by sea level measurements and from the last century

measurement series of sufficient accuracy are available. — The value of g may also be changed by an increase of the Earth mass or by a change in its radius, but these effects are so small as to be scarcely demonstrable by data covering one century.

However, the height of sea level is influenced by the effects of stellar mass rearrangements reflected by tidal phenomena, by weather phenomena and currents and finally by the tectonical displacement of the point of observation. The effects of short-period astronomical and climatical influences can, however, significantly be reduced by computing running averages.

The geological movements may be classed in two groups: sudden faulting (as e. g. the change of mean sea level by 133 cm in consequence of the Tokyo earthquake of 1923) and slow level changes of the crust (as e. g. the slow rise of Scandinavia). The sudden movements can be taken into account relatively easily, but the slow level changes may in a period as short as one century affect the general lay-out of the equipotential surfaces.

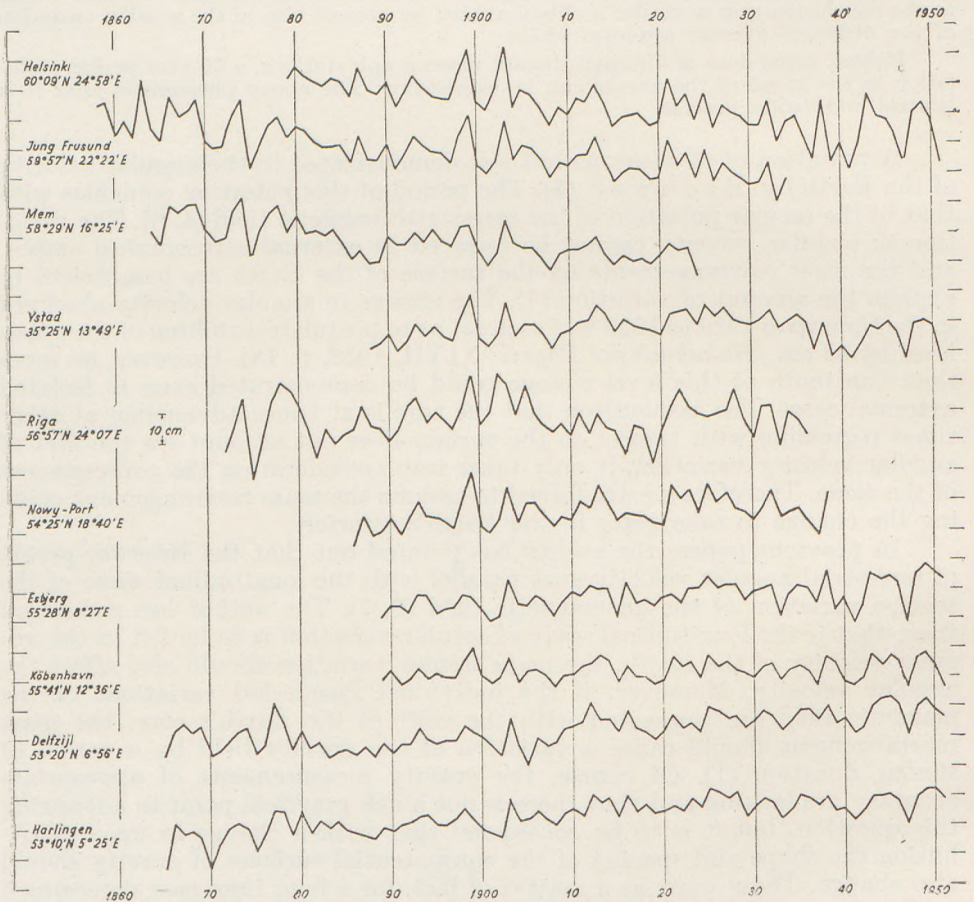


Fig. 1. The variations of annual mean sea level in North Europe

The crucial question is, consequently, whether a period of about 50 years can be demonstrated in the trend of the changes of sea level and if between the trends of stations great distances apart there will be found a certain parallelism or eventually antiparallelism. If so, then the component in question of the sea level undulation can be regarded as an universal, global phenomenon, touching the entire surface of the Earth. However, the number of stations of continuous series or such where the eventual breaks of the series can be overbridged with some exactness is rather small even in worldwide relation.

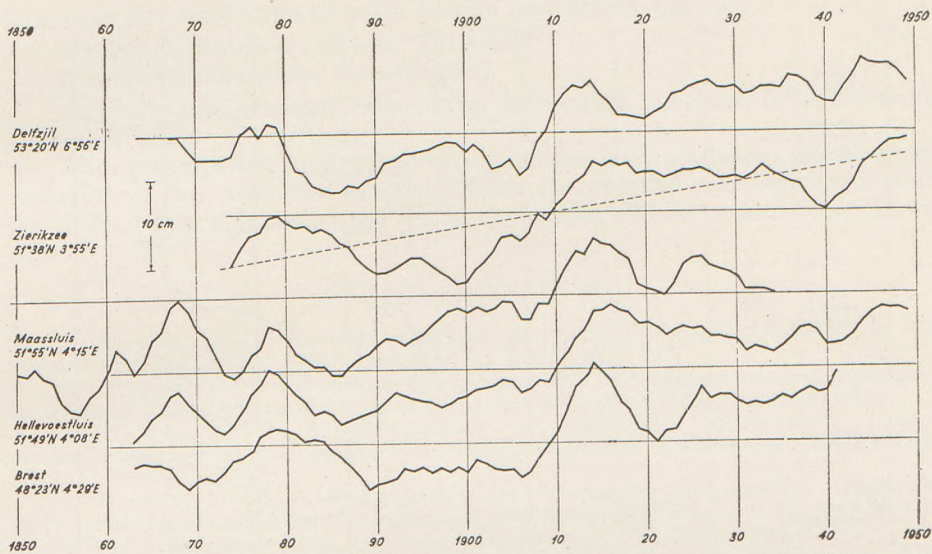


Fig. 2. The variations of sea level as indicated by data from stations of the Netherlands, Belgium and France (five-year running averages). The dotted line indicates the supposed linear variation

In Fig. 1 the series of the annual mean sea levels — i. e. the temporal variation of the sea level — is shown for the North European stations (10). It is remarkable that for all of them the variation is rather capricious around the years 1875, 1900 and 1945, indicating a periodicity of about 40 years. This characteristic is valid for all North Europe and the data of the curves presented are corroborated by a great number of series of other stations not presented here.

Farther south in the Netherlands, Belgium and France the trend of mareograph observations is somewhat different (Fig. 2). The course of the series is analogous, and some stations indicate a definite 50-year period wave. The average trend of the series is rising, as opposed to the North European ones.

The Dunbar station of England exhibits a 50-year period of a decreasing general trend. In Fig. 3 the sea level changes of Sidney, Aberdeen-Dunbar, Honolulu, Bombay, Tunis are shown.

To corroborate the Honolulu curve the series of the Panama stations Cristobal and Balboa were presented. The latter ones point out the fact that

the variation shown by Honolulu is valid for an enormous area. The importance of the Honolulu series consists in exhibiting a definite antiparallelism as related to the Dunbar series. The trend of the over-all change is opposite, too; the data observed in England are decreasing, those of Hawaii, however, rising. It is interesting to note that the Bombay and the much similar Tunis series is also antiparallel to the Dunbar one, while Sidney coincides with the latter with respect to the general trend as well as with respect to the 50-year period. The sea-level curves shown in Fig. 3 definitely exhibit a wave of about

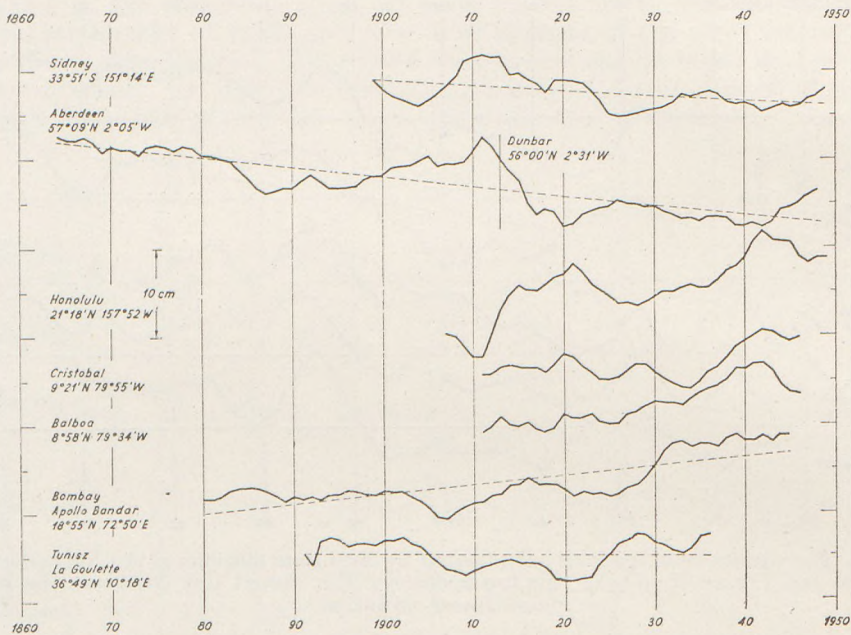


Fig. 3. The variations of sea level at different points of the Earth (five-year running averages). The dotted line indicates the supposed linear variations

50 years period. It is essential that at stations with decreasing general trend of the sea level the 50-year wave has a minimum at the time when at stations with an increasing general trend the 50-year wave is at maximum. Both these extremes coincide with the maximum of the magnetic longitudinal wave (1930). From this it may be concluded that both phenomena may be retraced to one basic cause and that this basic cause possesses such a composite period.

The parallelism and antiparallelism of the sea level changes observed at different points of the Earth surface indicate the fact that in the long-period undulations of sea level a general phenomenon touching the entire Earth is reflected. If the basic phenomenon causing this disturbance should be the supposed shift of the Earth's core perpendicular to the axis of rotation (2), it should have a number of other consequences too. A similar period should have to appear e. g. in the nutation of the Earth. From the investigations of A. Labrousse and Mme Y. Labrousse (6) we know that the undulation of pole height also had a minimum about 1910 and a maximum about

1930, i. e. a period of about 40 years. Summarizing the above said we may state that the secular variation of the terrestrial magnetic field has had

- a relative minimum around 1910,
- a relative maximum around 1930,
- a relative minimum around 1950,

the angular velocity of the Earth has had

- a relative minimum around 1910,
- a relative maximum around 1930,

and that the amplitude of polar-height undulation has had

- a relative minimum around 1910 and
- a relative maximum around 1930.

Similarly, the extremes of sea level undulation have also occurred around 1910 and 1930.

The quantitative analysis of the synchronous undulation of the secular variation of the terrestrial magnetic field, the angular velocity of the Earth, the shift of pole height and the sea level changes will be treated in a following paper.

REFERENCES CITED :

1. Barta, Gy.: On the variations of gravity, *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio geologica*, **1**, Budapest, 1957.
2. Barta, Gy.: Report on the geomagnetic and telluric research carried out in Hungary during the period of 1954—57. *Acta Technica XVIII*, Budapest, 1957.
3. Barta, Gy.: A földmágneses tér évszázados változásáról. (On the secular variations of the geomagnetic field), *Geofizikai Közlemények*, **VI**, Budapest, 1957.
4. Barta, Gy.: A földmágneses tér évszázados változásának longitudinális és transzverzális effektusa (Longitudinal and transversal effects of the secular variation of the geomagnetic field), *Geofizikai Közlemények*, **VII**, Budapest, 1958.
5. Brouwer, D.: A new discussion of the changes in the Earth's rate of rotation. *Proc. of the National Acad. Sci.*, 1952.
6. Labrouste, A.—Mme Labrouste, Y.: Composantes périodiques de la variation des latitudes. *Annales de Géophysique*, **2**, 1945.
7. Munk, W. and Revelle, R.: On the geophysical interpretation of irregularities in the rotation of the Earth. *Monthly notices of the Royal Astronomical Society, Geophysical Supplement* **6**, London, 1952.
8. Slaucitajs, L.: Some notes on secular variation. *Centr. of Baltic University*, **6**, Pinneberg, 1948.
9. Vestine, E. H.: On variations of the magnetic field, fluid motions, and the rate of the Earth's rotation. *Journal of Geophysical Research*, **58**, 1953.
10. *Association d'Océanographie Physique*. Monthly and annual mean heights of sea level up to and including the year 1936; 1937 to 1946; 1947 to 1951. *Publication scientifique* **5—10—12**.

PALÄOÖKOLOGISCHE FAZIES-ANALYSE DER BURDIGAL-HELVETISCHEN SCHICHTREIHE VON BUDAFOK IN DER UMGEBUNG VON BUDAPEST

von

T. BÁLDI

Paläontologisches Institut, Eötvös Universität, Budapest
(Eingegangen: 19. Juni, 1958)

ZUSAMMENFASSUNG

Die reichen untermiozänen Faunen aus der Umgebung von Törökbálint und Budafok werden paläoökologisch untersucht. Die methodischen paläoökologischen Analysen lassen Folgerungen über die geologische Fazies und die stratigraphische Einteilung zu.

Einführung

Südwestlich von Budapest, im Süden des Budaer Gebirges breitet sich das grossräumige Neogenplateau von Bia-Tétény aus. Die Basis dieses Plateaus besteht aus oberoligozänem sog. Pectunculussand mit *P. obovatus*, während wir an seinen höchsten Teilen eine zusammenhängende Tafel tortonischer Konglomerate und Leithakalke, sowie von darübergelegenen sarmatischen Grobkalken finden. Es liegen zwischen Pectunculussand und den tortonarmatischen Bildungen bis 80–150 Meter mächtige lockere, detritale Bildungen, die nach unseren Untersuchungen die burdigalische und helvetische Stufe lückenlos ausfüllen. Die aus abwechselndem Schotter, Sand und Ton bestehende detritale Serie führt eine reiche Fauna. Diese hat den Gegenstand unserer paläoökologischen Untersuchungen gebildet.

Die paläoökologischen Untersuchungen standen mit der geologischen Reambulierung des Gebietes im Zusammenhang (1). Wir möchten nun vor Inangriffnahme der eigentlichen paläoökologischen Analyse die Ergebnisse unserer geologischen Untersuchungen kurz zusammenfassen, und gleichzeitig eine Skizze der stratigraphischen Verhältnisse in der Umgebung von Budafok geben.

Die älteste Formation im Gebiet, der Pectunculussand wird — als eine typische Entwicklung der kattischen Stufe nach Fuchs — von den meisten Forschern für oberoligozän gehalten. Neuestens wurde sie von I. Csépreghy-Meznerics als Vertreter der Aquitanstufe angesehen [24, 25]. Wir haben anhand unserer Studien gezeigt, dass der Pectunculussand mit der Verarmung der Foraminiferenfauna und mit der Zunahme des Sandgehaltes sich allmählich aus dem „Kisceller“ Tegel des Rupels entwickelt (1). Folglich liegt zwischen „Kisceller“ Tegel und Pectunculussand eine mächtige Übergangsserie aus glimmerführendem, sandigem Ton, und der Pectunculussand stellt bloss eine dünne Deckschicht dieser Serie dar. Es stellt sich nun die Frage, ob diese dünne Deckschicht noch ins obere Oligozän oder bereits zum Aquitan gehört? Der Pectunculussand ist mit dem oligozänen und

nicht mit dem miozänen Sedimentationszyklus verbunden. Ein Beweis dafür ist der allmähliche Übergang aus dem Mitteloligozän, oder besser aus den glimmerführenden, sandigen Übergangsschichten, die bereits als ein Glied des Oberoligozäns betrachtet werden können, weiterhin — wie es anhand der Aufschlüsse am Pacsirtaberg anzunehmen ist — die transgressive Lagerung der Burdigalschichten im Hangenden. Andererseits lassen sich zweifelsohne neue mediterrane Formen in der Fauna des Pectunculussandes feststellen. Er kann daher als ein abschliessendes Glied des oligozänen Sedimentzyklus betrachtet werden, der jedoch auch schon miozäne Faunenelemente führt. Deshalb betrachten wir den Pectunculussand als die letzte Bildung des Oligozäns, über der, nach dem Ausbleiben der terrestrischen, durch eine Sedimentlücke gekennzeichneten Aquitanstufe die burdigal-helvetische Serie mit transgressiven sandigen Schottern und litoralen Ablagerungen liegt. Diese Feststellung muss jedoch teils in Mangel einer Neuuntersuchung der klassischen Fauna von Törökbálint, teils infolge der ungünstigen Aufschlussverhältnisse als vorläufig betrachtet und durch noch weitere Belege unterstützt werden.

Bezüglich der stratigraphischen Lage und Unterteilung der — nach unserer Meinung burdigal-helvetischen — detritischen Schichtreihe, die dem oberen Oligozän aufliegt, gibt es in der ungarischen Fachliteratur verschiedene Ansichten. Halaváts (7) wollte in ihnen das Aquitan und Burdigal, Lőrenthey (23) und Schafarzik (35) nur das Burdigal, Földvári (4) „oligo-miozäne“ Übergangsschichten und ihnen diskordant überlagerte helvetische Bildungen, endlich Horusitzky (13) die Burdigal- und Helvet-Stufen erkennen. I. Csepreghy-Meznerics (24, 25) betrachtet den tieferen Teil der detritischen Serie, der über dem, ihrer Meinung nach aquitanischen, Pectunculussande liegt, als burdigalisch (Schichten mit grossen Pectines). Nach der neueren Meinung von F. Horusitzky (13a) ist der Pectunculussand oberoligozän, während die Trümmerserie die Aquitan-, Burdigal- und Helvet-Stufen enthält. Im Hangenden dieser Reihe liegt am Sasberg bei Budafok Rhyolithtuff, anderswo jedoch tortonisches Konglomerat.

Gerade bei der Klärung der stratigraphischen Lage dieser vielumstrittenen Schichtreihe haben die paläoökologischen Untersuchungen gute Dienste geleistet. Die betreffende Schichtreihe ist nämlich durch die kleine horizontale und vertikale Verbreitung der Fazies gekennzeichnet, u. zw. in dem Masse, dass die ganze Serie eigentlich aus „Linsen“ kleinerer oder grösserer Ausbreitung besteht, wobei das Sedimentmaterial und die Fauna in jeder Linse anders ist. Unsere Arbeitsmethode bestand darin, dass wir jede „Linse“, die in den Aufschlüssen erreichbar war, einzeln einer sedimentpetrographischen und paläontologischen Untersuchung unterzogen haben. Des weiteren nahmen wir auch die räumliche Lage der einzelnen „Linsen“ in Betracht: wir haben durch vermessene Profile die Aufeinanderfolge und räumliche Lage der „Linsen“ und der Fazies festgesetzt. Die paläoökologische Analyse war mit den paläontologischen Studien verbunden, kann jedoch heute noch gar nicht als abgeschlossen betrachtet werden. Sie war im allgemeinen nur auf die Untersuchung der anorganischen Faktoren — wie Wasserbewegungen, Wassertiefe, Salzgehalt, Qualität des Meeresbodens — beschränkt. Jedoch war auch bei einer Arbeit mit so kleinen Ansprüchen die biostratinomische Untersuchung eine unentbehrliche Voraussetzung. Anhand der letzteren strebten wir die ehemaligen Biozöosen und die verbundenen Biotope zu rekonstruieren.

ren. Es war jedoch auch so unmöglich, auch die produktionsbiologischen Verhältnisse zu ergreifen. Bei der Bewertung der Biozönosen wird die Forschung der Zukunft unseres Erachtens den Weg der Vergleichung so gut wie möglich rekonstruierter fossiler Biozönosen mit denen des rezenten Meeresbodens einschlagen, wobei die Kenntnis der letzteren seit der Tätigkeit von Petersen mit grossen Schritten vorschreitet. Wir konnten jedoch dieses Prinzip wegen der Mangelhaftigkeit der rezenten Literatur und der schlechten Erhaltung der Faunen leider nicht konsequent durchführen.

Wir haben dann, nach der Analyse der Fazies anhand der obigen Prinzipien, die „rekonstruierten Biotope“ — entsprechend der Aufeinanderfolge der Fazies in den Profilen — in eine zeitliche Sequenz geordnet, und haben dadurch die „Entwicklungskurve“ des Budafoker Gebietes binnen der betrachteten erdgeschichtlichen Periode erhalten, welche gleichzeitig einen vorzüglichen Schlüssel zur Lösung des Problems der stratigraphischen Einteilung gab.

Unsere Abhandlung teilt sich derart im folgenden in zwei Teile: es folgt im ersten Teil die Beschreibung der paläoökologischen Analyse der einzelnen Fazies, während im zweiten die stratigraphische Wertung der paläoökologischen Analysen besprochen wurden. Unsere Arbeit besteht folglich teils aus einer Faziesanalyse, die auf der Forschung der ökologischen Verhältnisse der einzelnen Faunen (Biofazies) beruht, teils aus der Klärung der zeitlichen Veränderungen der ökologischen Faktoren, der Ökogenese.

Paläoökologische Analyse der einzelnen Fazies

Es hat sich im Laufe der paläoökologischen Untersuchungen herausgestellt, dass die mannigfaltigen Fazies auf verhältnismässig wenige Grundtypen zurückgeführt werden können. Diese sind:

I. Grober Sand und sandiger Feinschotter mit einer *Pecten-Ostrea-Anomia*-Fauna. Das wesentliche Bildungsgebiet dieser Fazies ist die Tiefenzone von 30 bis 40 Meter, sie mochte jedoch stellenweise bis zum Ebbepegel emporreichen.

II. Feinsand mit *Pitar-Solen-Lutraria-Paphia*-Fauna. Die wesentliche Bildungszone reichte von der flachen, sandigen litoralen Zone¹ bis zur Tiefe von etwa 30 m.

III a) Fossilleerer Feinsand, Grobschotter, sandiger Schotter, Ton mit Pflanzenspuren. Flachstrandfazies.

III b) Feingeschichteter blättriger Feinsand mit Pflanzenabdrücken. Flachstrand.

IV. Grober schottriger Sand, Schotter, Konglomerat mit *Balanus concavus* Bronn indiziert den flachen, schottrigen Strand einer geschlossenen, geschützten Bucht (Ästuarium mit normalem Salzwasser).

V. Feinsand, sandiger Ton mit Bänken von *Crassostrea gryphoides* (Schloth). Er zeigt ein plio-brachyhalines Ästuarium von einigen Metern Tiefe an.

V a) Kreuzgeschichteter, schottriger Grobsand mit allochthonen *Crassostrea*-Schalen.

¹ Zwischen Ebbe- und Flutpegel.

VI. Grauer Mergel mit Foraminiferen. Kennzeichnend für ein plio-brachyhalines Ästuarium von etlichen Metern Tiefe.

VII. Fluvialer Sand, Ton, Schotter, mit verkieselten Baumstämmen. Terrestrisch.

I. Grobsand und sandiger Feinschotter mit *Pecten-Ostrea-Anomia-Fauna*. Wir haben in dieser Gruppe auf ersten Blick wesentlich verschiedene, in grundlegenden Zügen jedoch übereinstimmende Fazies zusammengefasst. Wir können die folgenden gemeinsamen Eigenschaften aufzählen:

Das einschliessende Sedimentgestein (*Lithofazies*) besteht aus gelbem, glimmerigem Sand aus kantigen Quarzkörnern, schwach sortiert, mit einer häufigsten Korngrösse zwischen 0,1 bis 2 mm. Der Sand führt stellenweise mehr oder weniger Schotter, die Grösse der einzelnen Kiesel übertrifft jedoch auch in diesem schottrigen Sand die 2 cm nicht.

In der Fauna (*Biofazies*) ist der wesentlichste gemeinsame Zug die Vorherrschaft des Epifauna-Charakters². Das kommt in der Vorherrschaft der *Pecten-Anomien*arten, der *Ostrea edulis* und *Balanus concavus* zum Ausdruck. Die kennzeichnenden Arten sind³: *Pecten pseudobeudanti* Dep. et Rom., *P. hornensis* Dep. et Rom., *P. fuchsi styriaca* Hilb., *P. beudanti* Bast., *Chlamys gigas* Schloth., *Ch. palmata* Lam., *Ch. holgeri* Poli, *Ch. varia* L., *Ch. submalvinae* Blank., *Anomia ephippium* L. Formen aus dem Kreis der *Ostrea edulis* L.,⁴ *Balanus concavus* Bronn, *B. crenatus* Brug., *B. hungaricus* Kolosváry. Nur stellenweise kommen vor: *Pteria studeri* Lam., *Mytilus Haidingeri* Hörn., *Calyptrea chinensis* L., *Ancilla glandiformis* Lam., *Monodonta amedei* Brong., *Oliva clavula* Lam., *Pirula condita* Brong., und die schon eher infaunenartigen *Glycymeris*-Arten und

Turritella badensis Sacco. Foraminiferen und Ostracoden fehlen vollkommen.

Einen guten Einblick in die biostatinomischen Verhältnisse der besprochenen Fazies gewährt der kleine Aufschluss in der Grube neben dem Weg am Pacsirtaberg. Es liegt über fossilarmem Feinsand eine 5 cm mächtige Schicht aus lauter alleinstehenden Muschelschalen. Mehr als dreiviertel dieser Schalen sind die mächtigen der Art *Glycymeris fichteli* Desh., es kommen hier jedoch auch *Ostrea edulis* L. und *Chlamys gigas* Schloth. vor. Es ist schon auf



Fig. 1.

den ersten Blick auffallend, dass sämtliche Schalen von 5–10 cm Durchmesser in der Position „gewölbt oben“ eingebettet worden sind. (Fig. 1.)

Die Muschelschale ist den Wasserbewegungen gegenüber dann in der stabilsten Lage, wenn die Schale mit ihrem Rand dem Untergrund aufliegt,

² Nach Petersen ist die Epifauna die Gesamtheit sessiler oder beschränkt mobiler Formen, die am verfestigten Sediment oder an festen Objekten des Meeresbodens (Gerölle, Felsen, Schalen, Pflanzen) haften. Dagegen bilden die in das Sediment eingebohrt lebenden Wesen die sog. Infauna (Jones, [14], Thorson, [39]).

³ Die Bestimmung der *Pecten*-Fauna ist durch I. Csepregy—Meznerics nachgeprüft worden.

⁴ Die von *O. edulis* unter den Namen *Ostrea adriatica*, *lamellosa*, *frondosa* unterschiedenen Arten fraglicher Berechtigung sind hier unter dem Namen *Ostrea edulis* zusammengefasst.

mit ihrer Wölbung nach oben (Müller, [27]). Wir können daher aus der Tatsache, dass die *Glycymeris*-, *Chlamys*- und *Ostreens*schalen alle miteinander in dieser Lage liegen, darauf schliessen, dass diese grossgewachsenen Schalen durch ansehnliche Wasserbewegungen übereinander gehäuft worden sind, die sie zugleich gezwungen haben, diese stabilste Lage einzunehmen. Alldas zeigt, dass 1. die Faunavergesellschaftung allochton ist und 2. dass sie in einer Wassertiefe gedieh, die starke Wasserbewegungen noch zulies.

Diese aus Muschelschalen bestehende Schicht von 5 cm Mächtigkeit wird von grobem Sand überlagert, der die häufigen, viel kleineren Schalen von *Anomia ephippium* L. und *Chlamys submalvinae* Bl ank. führt. Diese beiden kommen vereinzelt auch unter den mächtigen Formen vor, massenhaft jedoch nur in der höheren Schicht. In auffallender Weise sind diese auch grösstenteils in der stabilsten Lage eingebettet. Diese Sortierung der Muschelschalen nach Dimension und spez. Gewicht kann auf die Wirkung der Wasserbewegungen zurückgeführt werden.

Wie angeführt, gibt es innerhalb des Faziestyps mit *Pecten-Anomia-Ostrea* gewisse kleinere Unterschiede im Sediment sogut wie in der Zusammensetzung der Faunen. Im erwähnten Pacsirtaberger Sand mit *Anomia ephippium* L. und *Chlamys submalvinae* Bl ank. sind die Anomien dünn-schalig mit schwach entwickelten Rippen. Demgegenüber findet man grob-schalige und stark gerippte Anomien in einer sandigen Schotter-schicht der Schottergrube am Keresztberg, wo neben den häufigen Anomien *Balanus concavus* Bronn, *Pecten pseudobeudanti* Dep. et Rom., *P. hornensis* Dep. et Rom., *Chlamys varia* L., *Ch. palmata* Lam., *Ostrea edulis* L. vorkommen. Zweifelsohne hat sich der sandige Schotter am Keresztberg in einem seichteren, stärker bewegten Wasser ausgebildet als der Sand vom Pacsirtaberger, eine Tatsache, die neben den gröberen Anomien-schalen auch durch das gröbere Sediment und die Anwesenheit des *Balanus concavus* bewiesen wird. Anderswo können die Epifaunen wieder mit Infaunen-Elementen vermengt sein, so kommen z. B. in der Sandgrube am Pacsirtaberger in sandigem Feinschotter neben *Chlamys scabrella* Lam. und *Ostrea edulis* L. auch *Turritellen* sowie *Glycymeris* cfr. *pilosa deshayesi* May. vor.

Diese *Pecten-Anomia*-Fauna, obwohl sie mehr oder minder allochton ist, stammt doch im Lichte ihrer ökologischen Einheitlichkeit aus einer einzigen Biozönose. Letztere besteht ausnahmslos aus stenohalinen Arten mit Anspruch auf normalen Salzgehalt.

Es war bereits den biostratinomischen Verhältnissen zu entnehmen, dass die *Pecten-Anomia*-Fauna in einem bewegten Medium existierte. Derselbe Umstand wird auch durch die Grobheit des einschliessenden Sedimentmaterials bewiesen. Von Lorenz wird anhand der rezenten Fauna der Quarnero eine Fazies der *Pectines* und *Ostreen* zwischen 4 und 20 m Tiefe beschrieben (vgl. Leidenfrost, 22). Er bemerkt, dass in dieser Zone „die Wirkung der Strömungen lebhaft, die der Wellen schwach“ ist. Alles in allem sprechen diese Tatsachen dafür, dass die *Pecten*fauna im Burdigal von Budafok im bewegten Wasser, u. zw. in der Strömungszone lebte. Auf die Verbreitung der *Pecten*-arten ist die Korngrösse des Sediments auch durch einen weiteren Umstand, nämlich durch den Oxygeengehalt des Wassers bestimmend, wie es von Oyama und Yamamoto (30) gezeigt wurde. Bei dem Aufquirlen von feinkörnigem Sediment wird nämlich der Oxygeengehalt des Wassers dermassen verringert, dass die *Pectines* nicht überleben können. Darum ist es verständ-

lich, dass sie durchwegs mit grobkörnigem Sediment verbunden vorkommen⁵.

Wir haben die Meerestiefe betreffend, in der diese *Pecten-Anomia-Ostrea*-Fauna lebte, bereits auf die Untersuchungen von Lorenz hingewiesen, der die rezente *Pecten-Ostrea*-Fazies der Quarnero aus einer Tiefe von 4 bis 20 m beschrieb. Wir können auch die etwas spätere Feststellung von K o l o s v á r y (16) zitieren, der die *Pectines* und *Ostreen* aus dem tieferen Teil der Zone von 1 bis 35 m Tiefe der Adria nachgewiesen hat. — Selbstverständlich ist die Vergleichung mit der Quarnero nicht ganz stichhaltig, da schon vor einem halben Jahrhundert S c h a f f e r festgestellt hat, dass im Burdigal von Mitteleuropa tropisches Klima und dem Ostindischen Archipel ähnliche Verhältnisse herrschten (36). Wir wollen darum einen Blick auf die rezenten Pectenfaunen des Ostindischen Archipels werfen.

Zahl der Stationen mit *Pecten*

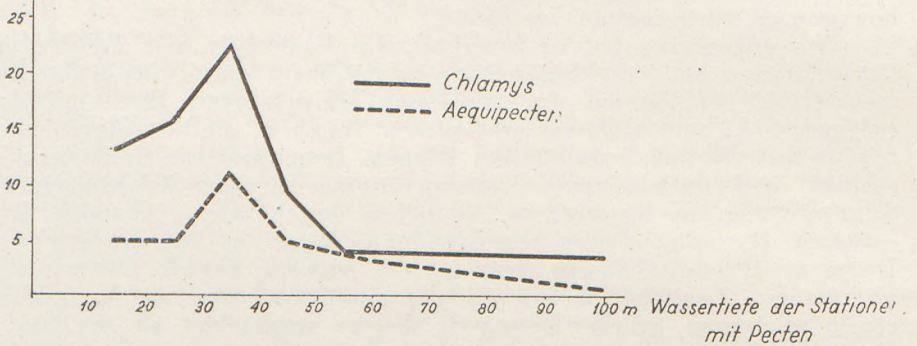


Fig. 2.

Diese Gegend ist von der „Siboga“-Expedition besucht, und deren *Pecten*-Material von Dautzenberg und Bavay bearbeitet worden. Sie haben von 55 Stationen 19 *Chlamys*arten und von 21 Stationen 8 *Aequipecten*arten beschrieben. Sie haben auch die Meerestiefe der Stationen bekanntgegeben. Wir haben diese auf dem nebenstehenden Diagramm dargestellt (Fig. 2). Es ist ersichtlich, dass die Häufigkeit sowohl der *Aequipecten* als auch der *Chlamys* zwischen 30 und 40 m Tiefe ein scharfes Maximum aufweist.

Wir können folglich feststellen, dass die *Pecten-Ostrea-Anomia*-Fauna von Budafok in einer Tiefenzone von dem Ebbepegel bis zur Tiefe von 30—40 m lebte. Es waren in dieser Zone in der Bestimmung der Eigenarten des Meeresbodens und folglich auch der Faunen zum Teil der Wellengang, und in der tieferen Zone besonders die Strömungen massgebend. Die kleineren lokalen Verschiedenheiten haben die sedimentpetrographischen und faunistischen Unterschiede innerhalb der Fazies bestimmt. Zu gewissermassen ähnlichen Ergebnissen gelangte F u c h s, indem er feststellte, dass die *Pecten-Ostreen*-schichten der Eggenburger Schichten im oberen Teil der *corallina*-Zone in einer Tiefe über 20 m abgelagert worden sind (5).

Wir halten für wichtig aus dem geologischen Standpunkte aus zu betonen, dass der sog. Anomiensand aus dem Gebiet links von der Donau eine mit

⁵ Auf die *Amussien* bezieht sich das nicht.

dem Budafoker *Pectines*, *Anomien* und *Ostreen* führenden Sand identische Fazies darstellt, und wie die Faunenuntersuchungen von I. Csepregy-Meznerics bewiesen haben, dem auch in seiner stratigraphischen Lage gleichsteht (24). Die aus kleingewachsenen *Chlamys*, *Ostreen*, *Exogyren*, *Anomien*, *Turritellen* und *Balanus* bestehende Fauna der Walla'schen Sandgrube von Cinkota, in einem kreuzgeschichteten feinschotterführenden Grobsand eingeschlossen, ist mit der Budafoker Fazies auch identisch, mit dem Unterschied, dass hier die Strömungen auch durch Kreuzschichtung belegt werden. Wir möchten daraus selbstverständlich keine stratigraphischen Folgerungen ziehen, denn gerade die leitenden Pectenformen des Burdigals sind vom letzteren Ort vollkommen abwesend, und obwohl der Pecten sand von Cinkota faziell mit dem von Budafok gleich ist, doch stellt er nach I. Csepregy-Meznerics eine jüngere, helvetische Bildung dar.

II. *Feinsand mit Pitar-Solen-Lutraria-Paphia-Fauna*. Der Pectenfazies gegenüber ist hier das Sediment ein feinkörniger, gelber Sand mit Toneinschlüssen und Konkretionen.

Aus der feinkörnigen Natur der Ablagerung folgt der Infaunen-Charakter der Biofazies. *Solen subfragilis* Eichw., *Pitar islandicoides* Lam., *Lutraria lutraria* L., *Paphia benoisti praecedens* Kautsky, *Cardium hians* Brocc., aus denen die Fauna besteht, sind alle Formen, die ein wühlendes Leben führten, und nach ihrer mehr oder minder vollkommenen Anpassung an diese Lebensweise mehr oder minder tief in den Sand drangen. *Pitar*, *Cardium* und *Paphia* konnten sich mit ihren grossen ovalen Schalen keineswegs so tief einbohren wie die gestreckten *Solen* und *Lutraria* (Flattely — Walton, [3]).

In der burdigalischen Schichtreihe am Kereszt-Berg, wo die betreffende Fazies in der kennzeichnenden Entwicklung studiert werden kann, ist ersichtlich, dass die Muscheln mit beiden Schalen, in ihrer originellen Position erhalten worden sind — mit der Ausnahme der nicht allzu tief eindringenden *Pitar*- und *Cardium*-Arten, unter welchen es auch isolierte unregelmässig gelegene Schalen gibt. Es mag folglich festgestellt werden, dass die Fauna nicht nur ökologisch einheitlich, sondern auch autochton ist.

Indem wir unter den rezenten Infaunen-Lebensgemeinschaften den Analog der *Pitar-Solen-Lutraria*-Vergesellschaftung von Budafok suchen, müssen wir uns auf die Arbeit von Thorson beziehen, der aus dem Persischen Golf eine Lebensgemeinschaft aus *Cytherea*, *Spisula*, *Tellina*, *Ensis* und *Cardium* erwähnt (39). In unserer Fauna wird *Spisula* durch *Lutraria*, *Ensis* durch *Solen* ersetzt. In Zusammenhang mit der aus dem Persischen Golf beschriebenen Biozönose gibt Thorson eine Tiefe von 4 bis 50 m an und bespricht sie als ein Glied der *Venus*-Gemeinschaften (*Venus communities*). Unseres Erachtens ist die *Pitar-Solen-Lutraria*-Fauna vom Kereszt-Berg eine burdigalische Analogie, Isozönose der rezenten *Venus*-Gemeinschaften.

Die Unterschiede von der *Pecten-Anomia-Ostrea*-Fauna rühren von den Unterschieden des Meeresbodens und auch des Sedimentmaterials her. Dort, wo infolge der schwächeren Wasserbewegung die feineren Korngrössenklassen abgelagert wurden, siedelte anstatt der Pectenfauna die *Pitar-Solen*-Fauna an. Wir betrachten die Annahme, dass diese beiden Faunen unbedingt verschiedene Meerestiefen anzeigen sollen, als unbegründet.

Etwas verschieden von dieser Fazies ist der in der Kereszt-Berger Schichtreihe sichtbare Grobsand mit Unmengen von *Ancilla glandiformis* Lam.

neben *Tellina planata lamellosa* D. C. G., *Pecten pseudobeudanti* Eep et Rom und einer stark gerippten *Pitar*art. Diese Entwicklung erinnert an die seichtmeerischen (litoral, bis 10 m Tiefe) rezenten *Tellina*-Gemeinschaften. Besonders in den Tropen ist für diese Lebensgemeinschaft das massenhafte Auftreten der *Ancillen* und *Terebrae* kennzeichnend (vgl. Thorsen, 39). Diese konnte jedenfalls an stärker bewegten Stellen entstanden sein als der Feinsand mit *Pitar* und *Solen*, welcher Umstand neben der größeren Korngrösse des Sedimentes auch durch die unregelmässige Einbettung isolierter Muschelschalen und im allgemeinen durch eine lumachellenartige Anhäufung der Schalenbruchstücke belegt wird.

III a) *Fossilerer Feinsand, Grobschotter, sandiger Schotter, Ton mit Pflanzenspuren*. Da diese keine Fossilien führen, tritt zu Kosten der paläoökologischen Analyse die sedimentpetrographische Untersuchung in den Vordergrund. Diese zeigt eine gute Sortierung, Korngrössenverteilungen mit einem Maximum, — seltener mit zweien — und eine vorzügliche Abrollung der Kiesel. Diese Fazies tritt in der Form von mehr oder minder dünnen (max. 3 m) Einlagerungen innerhalb der *Pecten*-fazies auf. Gerölle von 10—15 cm Durchmesser bilden häufig Bänke von 5—10 cm Mächtigkeit. Diese vertreten wahrscheinlich eine litorale Fazies.



Fig. 3.

III b) *Feingebänderter blättriger Feinsand mit Pflanzenabdrücken*. Er ist aus dem burdigalischen Komplex des Paesirta-Gebirges bekannt. (Fig. 3.)

Bräunlichvioletter, brauner, etwas größerer glimmerführender Sand wechselt in feinen Bändern mit grauem bzw. gelblichbraunem etwas feinerem tonigem Sand ab. Die Mächtigkeit der Bänder übertrifft nur selten die 2 cm, im allgemeinen beträgt sie 2—3 mm. Diese feingebänderte Schichtung führt zu einer blättrigen Absonderung. Das Sediment enthält stellenweise linsenförmige Mergelkonkretionen von bis 50 cm Durchmesser. Die Schichtflächen sind mit Abdrücken von Wasserpflanzen besät. Die Bildungsverhältnisse dieser Formation werden durch die Untersuchungen von Häntzschel über die Sedimentierung der flachen rezenten Wattenmeere am Nordsee (Aussen — Jade) beleuchtet (8). Er zeigte, dass die litoralen Ablagerungen oft feingebändert sind. Wie in unserem Falle, ist diese feine Bänderung durch die Abwechslung sandigerer und tonigerer Schichten verursacht. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten mag von den Bruchstücken des Millimeters bis zu 2 cm reichen. Häntzschel bemerkt, dass die verstorbenen Pflanzen, in erster Reihe die zerfetzten Überreste der *Zostera*, selbständige Detritusschichten bilden können. Die oben zitierten Beobachtungen machen die litorale Entstehung der feingeschichteten Feinsandschichten mit Pflanzenabdrücken von Budafok im grössten Masse wahrscheinlich.

IV. *Grober schottriger Sand, Konglomerat mit Balanus concavus*. Die Gesteinsfazies besteht aus Quarzit-, Quarz-, Granitgneis-, Granit-, Lydit- und verkieselten Amphibolandesitgeröllen bis Faustgrösse, die mit Kalk verkittet sein können, weiterhin aus gelbem, glimmerführendem Feinsand.

Die begleitende Fauna besteht fast ausschliesslich aus den in grosser Zahl auftretenden *Balanus concavus* Bronn. Nach Kolosváry (19) kommen in Budafok drei Unterarten des *B. concavus*, nämlich *B. concavus concavus* Bronn, *B. concavus chesapeakensis* Pilsbry und *B. concavus glyptogoma* Pilsbry vor. Gleichfalls nach den Untersuchungen von Kolosváry (20) heftet sich *B. concavus concavus* auf Gerölle und Ostreenschalen, *B. concavus chesapeakensis* auf Gerölle, endlich *B. concavus glyptogoma* auf Pectenschalen an. Diese Feststellung wird durch unsere eigene Beobachtung unterstützt, dass nämlich in der Geröllfazies der ausschliesslich auf Gerölle anhaftende *B. concavus chesapeakensis* stark vorwiegt. Die auf Pecten- und Ostreenschalen angewachsenen Abarten von *B. concavus* treten in erster Reihe in der Pectenfazies auf. Neben den *B. concavus* sind vereinzelt auch *Pecten*-Bruchstücke vorzufinden, für deren Bestimmung der Verfasser I. Csepregy - Meznerics danken muss. Sie gehören zu den Arten *Pecten subbenedictus fotensis* Meznerics und *Pecten solarium* Lam. Die Unterart *P. subbenedictus fotensis* ist auf die Helvetstufe beschränkt (26).

In biostratinomischer Hinsicht gibt es zwei Weisen, in denen die *Balanus* im Schotter und Konglomerat erscheinen: 1. in der Form von mit Geröllen vermengten, zerbrochenen Schalenstücken („Bruchschill“), 2. in auf kleineren oder grösseren Geröllen angewachsenen *Balanus*-Kolonien. Letztere Erscheinung zeigt die Autochtonie der *Balanus*.

In ökologischer Hinsicht ist das auffallendste Problem das Anhaften der *Balanus* auf grobe Gerölle. Wie bekannt, ist der litorale Grobschotter zu der Entwicklung eines benthonischen Lebens äusserst ungünstig, da die durch die Wogen in Bewegung geratenen Gerölle selbst die härtesten Schalen zermürben (Hesse-Allee-Schmidt, [11]). Der rezente *B. concavus* lebt an Echinoiden, Krebsen, Molluskenschalen (Henry, [10]), sie sind sogar auf sandigem Boden beobachtet worden, nie jedoch an Geröllen. Wir können jedenfalls feststellen, dass das massenhafte Auftreten von *B. concavus* auf dem Schotterboden des Budafoker Meeres nur derart vorzustellen ist, dass die Stärke der Wasserbewegung zum Rollen und Aufwühlen der Gerölle unzulänglich war. Diese Annahme schliesst jedoch die Möglichkeit einer abrasiven Steilküste a priori aus. Der Schotter mag aus fluvialen Transport herrühren, was sonst bewiesen wird von der Beobachtung, dass in allen Profilen über oder unter den Sand- oder Schotterschichten mit *Balanus*, oder wenigstens in ihrer unmittelbaren Nähe, *Crassostrea*-Bänke vorkommen (s. u.), die auf brackische, ästuarine Lebensbedingungen hinweisen. So erkennt man z. B. an den westlichen Ausläufern des Sasberges etliche Meter über der Konglomeratbank mit *Balanus*, mit der Einschaltung einer fossilereen sandigen Schotterschicht, eine *Crassostrea*-Bank. An den nordöstlichen Teilen des Sasberges ist die Lage umgekehrt, hier liegt der Balanussand über die *Crassostrea*-Bänke.

Ein weiterer Beweis würde von der Untersuchung der Abrollung der Gerölle zu erwarten sein, nach den bisherigen Beobachtungen sind nämlich die Kiesel und Gerölle der Balanusschotter keineswegs so intensiv abgerollt wie die marinen Schotter im allgemeinen.

Nachdem die Frage der Herkunft des Schotters derart geklärt wurde, bleibt noch immer eine andere Frage offen: Welcher Umstand mag für die Schwäche der Wasserbewegungen verantwortlich gewesen sein? Zwei Möglichkeiten stehen vor uns: wir können 1. eine Wassertiefe annehmen, bei

der die Bewegungen schon abgeschwächt sind, 2. eine geschützte Bucht, an deren Küsten die Brandung so schwach war, dass sie die durch die Flüsse zerstreuten groben Gerölle nicht mehr zu bewegen vermochte.

Wir wollen betreffs der ersten Möglichkeit zuerst die Tiefenverbreitung des rezenten *Balanus concavus* betrachten. Er lebt, wie bekannt, in mehreren Abarten ausschliesslich im Stillen Ozean, u. zw. an den westamerikanischen Küsten von Kalifornien bis Peru und im Indopazifik (Philippinen, Australien, Hong-Kong; K o l o s v á r y, [20]). Nach einer Abhandlung von K o l o s v á r y (18) kommt der rezente *B. concavus* bis zu einer Tiefe von 305 m vor. H o e k erwähnt die Art aus „seichten Gewässern“ (12), H e n r y beschreibt zahlreiche Exemplare des *Balanus concavus pacificus* von einer sandigen Flachküste in Kalifornien (10), und K r ü g e r zählt ihn zu den litoralen Arten (29). Es tritt selbst von den ebenso spärlichen wie ungenauen Angaben hervor, dass der rezente *B. concavus*, obwohl er auch ziemlich tief zu dringen vermag, sich auch im Seichtwasser wohllich fühlt.

Die paläobiologische und zöologische Untersuchung des fossilen *Balanus concavus* von Budafok verrät uns etwas mehr. M o o r e hat am rezenten *B. balanoides* beobachtet, dass die höchstgelegenen Exemplare, die am längsten trockengelegt, der Sonne und der Austrocknung am längsten ausgesetzt waren, die dicksten Kalkplatten entwickelt haben (vgl. K r ü g e r, p. 345, [29]). In Budafok kommt der *B. concavus*, wie bereits erwähnt, auch in der Pecten-Anomien-Fazies vor. Die Hauptverbreitzungszone dieser Fazies mag die Tiefe zwischen 30 und 40 m gewesen sein, wenn sie jedoch auch höher verlegt wurde, hätte sie den Ebbepegel selbst dann nicht durchschreitet. Die hier wohnenden *B. concavus* sind folglich nie trockengelegt worden. Wenn wir die Exemplare des *B. concavus*, die in der Gesellschaft der Pectines, Ostreen und Anomien vorkommen, mit denen der ausschliesslich nur *Balanus* führenden Sande und Schotter vergleichen, finden wir, dass die letzteren viel massigere, stärkere Kalkplatten aufweisen als die Exemplare der Pectenfazies, für welche die dünne, gebrechliche Schale kennzeichnend ist. Wenn wir die Feststellungen von M o o r e mit unseren eigenen Beobachtungen vergleichen, so können wir als wahrscheinlich annehmen, dass die *Balanus* der Balanussande und Schotter, der Gefahr der Austrocknung ausgesetzt, dickere Kalkplatten entwickelt haben.

Desgleichen weist auch das massenhafte und ausschliessliche Auftreten von *Balanus concavus* auf die litorale Abstammung der betreffenden Fazies hin. Es ist nämlich eine allgemeine Erscheinung, dass unter extremen Lebensbedingungen eine Fauna mit kleiner Arten-, jedoch grosser Individuenzahl erscheint. Die Tatsache, dass *B. concavus* in dieser Fazies von praktisch gar keiner anderen Form begleitet wird, zeigt extreme Lebensbedingungen an. Die litorale Umgebung ist jedoch der extremste Biotop auf Erden (F l a t t e l y — W a l t o n, [3]).

Wir meinen, dass die aufgezählten Tatsachen dazu hinreichen, um die erste Annahme bezüglich der tieferen Entstehung der Schotterfazies mit *Balanus* zu verwerfen und festzustellen, dass die *Balanus concavus*-Fauna am schottrigen Flachstrand einer geschützten, stillen Bucht, in der litoralen Zone gedieh.

Wir müssen endlich noch eine Tatsache vermerken. Es wurde bereits besprochen, dass die *Balanus* in dieser Fazies teils in der Form von mit den Geröllen vermengten Bruchstücken von Kalkplatten, teils in der Form von

auf die Gerölle angewachsenen intakten Häusern erscheinen. Die Gerölle, die die letzteren tragen, sind ausnahmslos entweder unvollkommen abgerollte, breite, aus ihrer stabilen Lage schwer herausbewegbare Formen, oder aber von den *Balanus* derart umgewachsen, dass das Geröll eine stabile Form erhielt. Da der Grossteil der wohl erhaltenen *Balanus* auf solche stabile Gerölle anhaftet, lässt sich folgern, dass nach dem Aufwachsen der *Balanus* die Geschützttheit der Bucht nachliess und die Brandung die weniger stabilen, leichter aus ihrer Lage herauskommenden Gerölle abzurollen begann, indem sie die anhaftenden Balanusgehäuse zertrümmerte.⁶ Dagegen blieben die auf stabiler abgesetzten, schwerer beweglichen Geröllen gebauten Gehäuse, die viel schwächeren mechanischen Beanspruchungen ausgesetzt waren, unbeschädigt.



Fig. 4.

Unsere Untersuchungen über die durch *Balanus concavus* gekennzeichnete Schotter-, Konglomerat- und Sandfazies zusammenfassend können wir feststellen, dass das Sedimentmaterial durch Flüsse in eine geschützte, stille Bucht gefördert wurde. In dieser Phase gediehen die Bänke der *Crassostrea gryphoides* (Schloth.) Nach dem Aufhören der fluvialen Wirkung, d. h. nach dem Anwachsen des Salzgehaltes bis zum normalen, kam es zu der massenhaften Ansiedlung von *Balanus concavus* Bronn an den schottrigen Flachstränden der geschützten Bucht. Sooft es in der Bucht zu intensiverer Brandung kam, wurden die an labileren Geröllen anhaftenden Balanusgehäuse zerstört.

V. Feinsand, sandiger Ton mit Bänken der *Crassostrea gryphoides* (Schloth.)⁷. Diese Fazies kann an den westlichen Ausläufern des Budafoker Sasberges, sowie zu Érd, auf der nordöstlichen Seite von Höhepunkt 140 bei Györgyliget vorteilhaft studiert werden. Auf der erwähnten Stelle bei Budafok liegt eine ungef. 1 m mächtige *Crassostrea*-Bank über Grobschotter. Die einzelnen Exemplare sind mit beiden Schalen dicht aneinander liegend, häufig miteinander verwachsen. Die Hohlräume zwischen den Schalen werden durch grauen und gelben sandigen Ton ausgefüllt. An einigen Schalen lassen sich die Gänge der *Vioa* (= *Cliona*) sp. bemerken; es kommen weiters, neben *Crassostrea gryphoides* (Schloth.) die winzigen Gehäuse von *Balanus amphitrite* Darwin⁸ vor.

Die *Crassostrea*-Bank von Érd ist 80 cm mächtig und liegt über gräulich-gelbem glimmerführendem Feinsand. Die *Crassostreen* sind, mit beiden Schalen erhalten, äusserst dicht placiert. Die Hohlräume zwischen den Individuen

⁶ Wenn die von Schäfer eingehend beschriebenen (37) Mikro-Bohralgen bei der Entwicklung dieses Detritus überhaupt eine Rolle spielten, so dürfte diese minimal gewesen sein, somit wir nur ganz vereinzelt Spuren vorfanden, die als Gänge von Bohralgen gelten konnten.

⁷ Die amerikanische Literatur wendet den Termin „Reef“ = Riff anstatt „Bank“ zur Bezeichnung angehäufter *Crassostreen*schalen an.

⁸ Bestimmung durch G. Kolosváry.

sowie der Innenraum der Doppelschalen, der Raum des Weichkörpers, werden an den tieferen Stellen von tonigem Sand, weiter oben von schottrigem tonigem Sand ausgefüllt. Hier finden wir gar keine Spuren von *Balanus* oder Bohrschwämmen.

Beide Bänke sind autochthon, die Überbleibsel ehemaliger *Crassostrea*-„Riffe“.

Bevor wir die paläoökologische Analyse angreifen würden, müssen wir kurz die nomenklatorischen und taxionomischen Verhältnisse der *Crassostrea gryphoides* besprechen, die neuestens von Rutsch (34) behandelt worden sind. Genannter weist darauf hin, dass der Name *Crassostrea crassissima* Lam. hundert Jahre hindurch unberechtigt angewandt wurde, da diese Art bereits sieben Jahre vor Lamarck durch Schlotheim mit dem Namen „*Ostracites*“ *gryphoides* beschrieben wurde. Folglich sind die Benennungen *Crassostrea crassissima* und *Crassostrea gryphoides* absolute Synonymen. Die gleichfalls durch Schlotheim beschriebene *C. gingensis* kann von *C. gryphoides* nicht unterschieden werden, da biologische Beobachtungen in Zusammenhang mit der rezenten *C. virginica* gezeigt haben, dass die Form der Valve von lokalen Gegebenheiten abhängt. So sind die Formen *gryphoides* und *gingensis* „Ökofenotypen“ einer und derselben Art. Daher gehören die von Budafok bisher unter *C. crassissima* und *C. gingensis* beschriebenen Fossilien in eine einzige Art, die *C. gryphoides* (Schloth.). Die Identität der Arten *C. gryphoides* und der rezenten *C. virginica* (Gmelin) ist noch fraglich. Obwohl dieses letztere Problem noch weiterer Forschungen bedarf, unterliegt nach Rutsch die sehr enge Verwandtschaft keinem Zweifel.

Die enge Verbundenheit der *C. gryphoides* mit der ökologisch vorzüglich erforschten Art *C. virginica* gibt uns die Möglichkeit, letztere zur Basis unserer paläoökologischen Betrachtungen zu wählen.

Nach Pulley ist *Crassostrea virginica* entlang der Ostküsten Nordamerikas von Neuschottland (Cape Cod) bis Panama verbreitet (Rutsch, [34]), sie formt jedoch „Riffe“ nur an den nördlichen Küsten des Golfes und an den Ostküsten Amerikas nördlich von Florida (Ekman, [2], p. 55). Sehr ähnliche Arten sind bekannt aus der Gangesdelta und aus den japanischen Ästuarien (*Ostrea gigas*) (Rutsch, [34]).

Nach Parker kann *C. virginica* verbreitete „Riffe“ nur in einer ästuarinen Umgebung, bei einem Salzgehalt von 12 bis 19 Promille bilden (31). Nach Amey können sich die Larven in Wasser von über 30 Promille Salzgehalt nicht mehr entwickeln (31). Süßwasser können sie auch nur für kurze Zeit vertragen. Deshalb sterben im Falle einer starken Steigerung oder Abschwächung des Salzgehaltes im von *Crassostrea virginica* bewohnten Ästuarium die „Riffe“ ab. Es gibt für jedem dieser beiden Fälle rezente Beispiele. So hat nach Butler 1945/46 die Flut des Susquehanna River den Salzgehalt der Chesapeake Bay so stark herabgesetzt, dass bis 70% der Individuen der hiesigen *Crassostrea*-Bank verstarben. Die am Leben gebliebenen Tiere konnten sich nur dann weiterentwickeln, als der Salzgehalt die 6 Promille wieder erreichte (Rutsch, [34]). — In der Umgebung von Rockport in Südtexas gibt es riesige Buchten, die mit dem Golf von Mexiko nur durch enge Kanäle verbunden sind. Diese Buchten erhalten Zufluss durch kleine Flüsse. Parker hat bewiesen, dass der Salzgehalt dieser Buchten von der Wasserzufuhr durch diese Flüsse abhängt. Dementsprechend schwankte der Salzgehalt vor 1948 im allgemeinen zwischen 5 und 25 Promille,

während er von 1948 bis 1953 infolge der verminderten Wasserzufuhr sogar 40 Promille erreichte und im allgemeinen um 36 Promille lag (31). Demzufolge liess die Produktivität der *Crassostrea*-Bänke in den Buchten zwischen 1948 und 1953 nach, und marine Formen (*Ostrea equestris*) begannen an ihnen anzusiedeln.

Nach Hedgpeth vermag *Crassostrea virginica* zwischen durchschnittlichen Temperaturen von 10 bis 25° C zu gedeihen (Rutsch, [34]).

Die rezenten *Crassostrea*-Bänke leben in Texas in Buchten von 1—4 m Tiefe, ihre Mächtigkeit ist 3,6 m (der Unterteil bereits in Sediment gebettet) und sind mit tonigen Sedimenten verbunden (Norris, [28]). Wenn wir all diese rezenten Beobachtungen auf die autochthonen *C. gryphoides*-Bänke des Miozäns von Budafok anwenden, so können wir feststellen, dass sie eine plio-brachyhaline Umgebung andeuten und es ist anzunehmen, dass sie ebenso in einem Ästuarium von etlichen Metern Tiefe gelebt haben wie ihre rezenten Nachkommen. Dass der Salzgehalt dieses miozänen Ästuariums ebenso schwankte wie der der rezenten, wird bewiesen durch den Umstand, dass auf der Budafoker *Crassostrea*-Bank *Balanus amphitrite* Darwin, eine ziemlich stenohaline Form, ansiedeln konnte. Sein Eindringen ins Ästuarium ist durch die periodisch wiederkehrende Erhöhung des Salzgehaltes ermöglicht worden.

Wir müssen hier erwähnen, dass in der grossen Schottergrube am Kereszberg ein mächtiges kreuzgeschichtetes schotteriges Grobsandkomplex aufgeschlossen ist, in dem wir nur vereinzelt die Schalen der *C. gryphoides* auffanden. Die hiesigen Exemplare sind zweifelsohne allochthoner Abstammung. Auch an rezenten Bänken beobachtet man, dass in Küstennähe die Austernschalen durch die Brandung zersträut und mit Sand vermengt werden (Norris, [28]).

Eine andere solche schottrige Sandschicht mit allochthonen *Crassostrea*-Schalen ist am Pacsirtaberg aufgeschlossen. Hier sind die *Crassostrea*-Schalen mit Schalen anderer, teils mariner, teils brackischer, gleichmassen allochthoner Molluskenarten, wie *Pecten* sp., *Cyrena brongniarti* Lam., *Cardium kübecki* Hauer, *Turritella badensis rotundata* Schaff., *T. terebralis gradata* Menk., *T. terebralis* Lam., *Tympanotonos margaritaceus* Brocc., *Ancilla glandiformis* Lam., *Oliva clavula* Lam., vermischt.

VI. Grauer Foraminiferenmergel. Enthält die untenstehende Foraminiferenfauna von kleiner Arten-, jedoch grosser Individuenzahl: *Elphidium macellum* F. N., *Nonion soldanii* D'Orb., *N. communis* D'Orb., *Streblus beccarii* L., *Cibicides lobatulus* W. J.⁹. Überdies kommen auch Seeigelstacheln vor. Da diese Entwicklung zwischen Schichten mit *Crassostrea* liegt, haben wir ihre Fauna mit den rezenten Foraminiferenfaunen in den Ästuarien des Mexikanischen Golfes verglichen. Das auffallende Ergebnis ist wie folgt: Nach Lehman (21) besteht die Foraminiferenfauna der 1,5 Meter tiefen Matagorda Bay in Texas mit einem Salzgehalt von 2 bis 20 Promille hauptsächlich aus *Streblus beccarii* L., neben einigen *Elphidium*- und *Nonion*arten. Die grosse Individuen- und kleine Artenzahl ist auch hier kennzeichnend. In der gleichen Bucht leben auch Bänke von *Crassostrea virginica*.

Es besteht also kein Zweifel, dass die Foraminiferenfauna von Budafok ebenso in einem brackischen Ästuarium lebte, wie die Bänke von *Crassostrea gryphoides*. Die Echinoidenstacheln sind wohl allochthon.

⁹ Die Bestimmungen sind durch R. Nyirö nachgeprüft worden.

VII. *Fluvialer Ton, Sand, Schotter mit verkieselten Baumstämmen.* Diese Fazies enthält kreuzgeschichteten Quarzit- und Quarzschotter, mehr oder minder feinkörnigen Quarzsand mit zwischengelagerten grauen oder gelben schieferigen Tonlinsen, die ausser verkieselten Baumstämmen keine Fossilien führen.

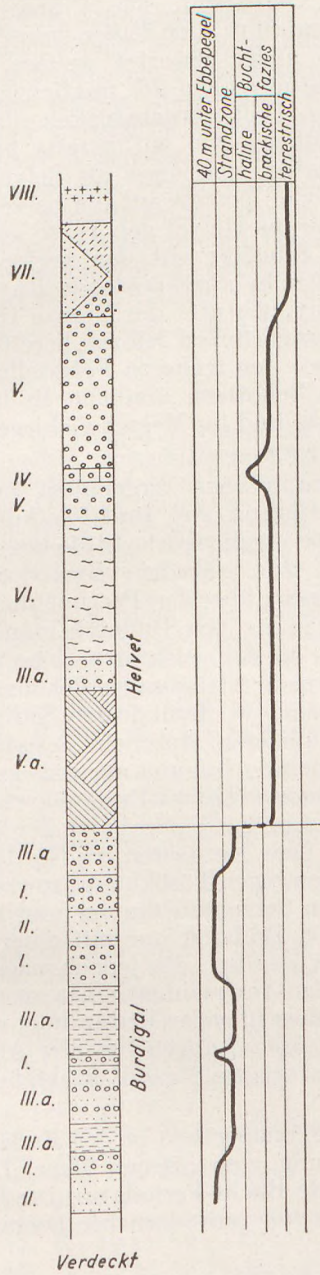
Die erdgeschichtliche Wertung der paläoökologischen Untersuchungen

Wir nehmen als nächste Aufgabe die Verfolgung der zeitlichen Veränderung der ökologischen Faktoren, der Ökogenese vor. Zu diesem Zweck haben wir die Aufeinanderfolge der einzelnen Faziestypen im Profil der Fig. 5 dargestellt. Die Verschiebung der Fazies zeigt auch die Veränderung der ökologischen Faktoren während der Deposition der detritalen Sedimentreihe zwischen dem oberoligozänen Pectunculussand und den tortonischen Bildungen an.

Die tiefste Partie der detritalen Serie ist am Pacsirta-Berg mehr oder minder wohl aufgeschlossen. Hier liegt der Brackwasser anzeigende, schottrige Grobsand mit allochthonen Crassostreenschalen, marinen und brackischen burdigalischen Faunenelementen über dem Oberoligozän. Dieser ist bereits im Laufe der Faziesanalyse besprochen worden. Darauf folgt der ebenfalls besprochene feingeschichtete, litorale Verhältnisse anzeigende Feinsand mit Pflanzenabdrücken. Weiter oben finden wir eine abwechslungsreiche Serie der verschiedenen Abarten der *Pecten-Anomia-Ostrea*-Fazies vor, die das endgültige Übergreifen des Meeres indiziert. Die sich derart ergebende „Entwicklungskurve“ zeigt klar die Transgression des Meeres und die transgressive Lagerung ihrer Produkte über dem Oligozän.

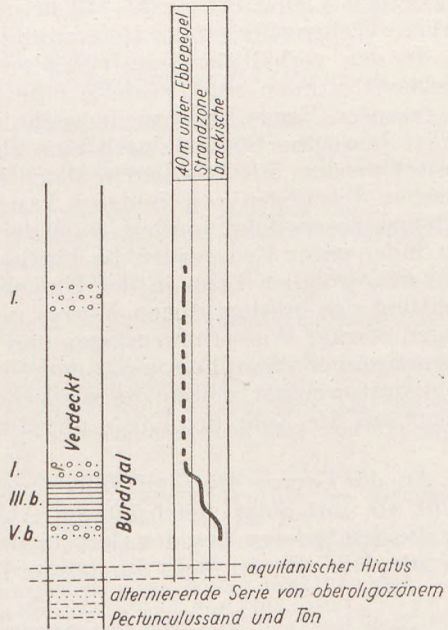
Der Profil von Keresztberg-Sasberg durch die dortigen Aufschlüsse ist gleichsam eine Fortsetzung des Pacsirtaberger Profils. Im Profil nach oben fortschreitend treffen wir vorerst bis zu einer gewissen Höhe ausschliesslich die *Pecten-Anomia-Ostrea*-Fazies, weiterhin die durch *Pitar*, *Solen* und *Paphia* gekennzeichnete Fazies und eine abwechselnde Sequenz litoraler Bildungen. Es kommt jedoch über diese ein Komplex, in dem keine der obengennanten Fazies mehr wiederkehrt, sondern die *Balanus*- und *Crassostrea*-Bänke vorkommen. Wir haben die anhand der paläoökologischen Analyse die durch *Balanus*- und *Crassostrea*-Bänke gekennzeichneten Fazies unter dem Namen „Bucht-Fazies“ zusammengefasst. Diese geht nach oben in die terrestrischfluviale Serie über. Endlich wird die detritale Serie am Sasberg von einem Rhyolithuffhorizont abgeschlossen.

Es geht aus dem obigen klar hervor, dass die detritale Serie einen einzigen selbständigen Sedimentationszyklus darstellt, die mit einer Transgression anfängt und mit einer Regression in zwei Phasen schliesst. Bei der Einführung dieses Zyklus in die allgemeinen Rahmen der Stratigraphie sind wir imstande, aus einigen sicheren Anhaltspunkten auszugehen. I. Csepregy-Meznerics hat anhand der Revision der Pectenfauna von Budafok das burdigalische Alter der „Schichten mit grossen Pectines“ bewiesen (24, 25). Nachdem die Pectenfazies an den tieferen Teilen unseres Profils auftritt, gehört der untere Teil der untersuchten Schichtreihe zweifellos in die burdigalische Stufe. Fraglich ist noch das Alter der *Balanus-Crassostrea*-Schichten, die um die Mitte der Schichtreihe liegen. In Budafok tritt *Balanus concavus* bereits in den burdigalischen Schichten auf, ist von anderen Fundstätten Ungarns



KERESZTHEGY - SASHEGY

M = 1 : 250



PACSIRTAHEGY

Fig. 5.

aus den helvetischen und tortonischen Schichten bekannt, so ist er aus dem stratigraphischen Standpunkte nicht allzu vielsagend. Die Crassostreen-Fazies ist in ganz Europa¹⁰ vorzufinden, und kommt in allen Stufen des Miozäns vor. Diese kann daher stratigraphisch auch nicht bewertet werden. Dass es doch gelungen ist, die genauere stratigraphische Lage der fraglichen Serie zu bestimmen, ist den vereinzelt auftretenden Pectenbruchstücken, die mit den *Balanus* gemeinsam vorkommen, zu danken. Wie wir bereits bei der eingehenden Beschreibung erwähnt haben, haben sich diese als helvetische Arten herausgestellt. So fällt die „Bucht-Periode“ bereits auf die helvetische Stufe. Wenn jedoch die „Bucht-Periode“ schon ins Helvet gehört, so gehören zwangsläufig auch die fluvialen Sande und Schotter mit den verkieselten Baumstämmen ins Helvet und der die Schichtreihe abschliessende Rhyolithuff muss mit dem sogenannten „mittleren Rhyolithuff“ der Grenze Helvet-Torton identisch sein, der als Leithorizont im ungarischen Miozän bereits gute Dienste geleistet hat. Das steht in Einklang mit den früheren Feststellungen, laut denen die den Budafoker terrestrischen Schottern ähnliche Bildungen in der Umgebung von Sopron, im Bakony-Wald und im Mecsek-Gebirge auch in die helvetische Stufe gehören; (vgl. V a d á s z, [40]).

Um die paläoökologischen und stratigraphischen Ergebnisse unserer Untersuchungen im früheren Miozän in der Gegend von Budafok kurz zusammenzufassen, stellen wir folgendes fest: Die burdigalische Stufe liegt nach der kurzen, durch Hiatus gekennzeichneten aquitanischen Emersion mit brackischen und Flachstrandbildungen transgressiv über den Pectunculussand. Das burdigalische Meer erreichte in der Umgebung von Budafok manchmal und örtlich Tiefen bis zu 30—40 m, und war in der seichteren Zone durch starken Wellengang, in der tieferen durch intensive Strömungen gekennzeichnet. In den verhältnismässig ruhigeren Partien, wo feinkörnige Sedimente abgelagert worden sind, siedelte eine aus wühlenden Muscheln bestehende, den rezenten *Venus*-Lebensgemeinschaften ähnelnde Infauna an, wogegen die stärker bewegten Stellen durch eine *Pecten-Anomia-Ostrea*-Epifauna charakterisiert werden, mit Fossilien in allochthoner Lage. Die Fortsetzung der burdigalischen Bildungen von Budafok kann nach dem Nordosten im Nördlichen Mittelgebirge verfolgt werden. Nach dem Westen gegen Törökbálint sowie nach dem Süden gegen Érd werden die burdigalischen Schichten dünner und keilen dann aus. Folglich kann in der Umgebung von Budafok nur mit einer Einbuchtung des burdigalischen Meeres gerechnet werden, die jedoch nach den Zeugen starker Wasserbewegungen und nach der Anwesenheit einer normalen marinen stenohalinen Fauna mit dem offenen Meer in enger Verbindung stand. Nichtsdestoweniger weisen die wiederholten Einschaltungen litoraler Ablagerungen auf die Nähe der Küste und auf oszillatorische Strandverschiebungen hin.

An der Grenze Burdigal-Helvet nahm die Wassertiefe in der Budafoker Bucht ab, mit einer gleichzeitigen Abschnürung vom offenen Meer. Damit fing die den tieferen Teil des Helvets ausfüllende Bucht-Periode an. Die Bucht war mit dem offenen Meer durch eine Passage von veränderlicher Breite ver-

¹⁰ Nach R u t s c h (34) kann die *Crassostrea*-Fazies des Rhönetales bis ins Wiener Becken verfolgt werden. Wir können hiermit diese Angabe bis nach Ungarn erweitern. Diese Fazies ist sogar, wie dem Verfasser durch persönliche Mitteilung von Prof. R. L. Merklin bekannt, auch in grossen Teilen der Sowjetunion (sog. Tarchansker Horizont) verbreitet, wo sie nach Merklin mit den Oncophorenschichten verbunden, ins Helvet gehören mag.

bünden. Die seichte, bloss etliche Meter tiefe Bucht war derart Einflüssen von gegenseitig veränderlicher Intensität, teils des offenen Meeres, teils der Flüsse ausgesetzt. Dementsprechend war der Salzgehalt in ständiger Schwankung. Die Bucht beherbergte in der brackischen Periode *Crassostrea*-Bänke und gewisse euryhaline Foraminiferen. Sooft der Salzgehalt in der Bucht zunahm, drangen marine stenohaline Formen ein, wie durch die Anwesenheit von *Balanus amphitrite* belegt. Bei länger fortdauernder Normalisierung des Salzgehaltes siedelten ausgedehnte Kolonien von *Balanus concavus* an.

Die seichte Bucht wurde mit der Zeit vollkommen von den Flüssen aufgefüllt, deshalb finden wir in den oberen Partien des Komplexes fluviale Schichten, die den oberen Teil des Helvets ausmachen. Die Regression wurde, gleichsam endgültig, abgeschlossen vom „mittleren“ Rhyolithtuff. Darauf folgend ist das Gebiet von einer erneuerten Transgression im Torton überschwemmt worden; ihre Beschreibung übertritt jedoch die Grenzen unserer Abhandlung.

LITERATUR

1. Báldi, T.: Újabb adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz. (Neuere Angaben zu den stratigraphischen Verhältnissen der Umgebung von Budafok und Törökbálint). *Földt. Közl.* 88. 1958. (Unter Druck.)
- 1a. Dautzenberg, Ph.—Bavay, A.: Les Lamellibranches de l'expédition du Siboga. Siboga Expeditie 53. b. 1920.
2. Ekman, S.: Zoogeography of the sea. London 1953.
3. Flattely, W.—Walton, L.: The biology of the sea-shore. London 1922.
4. Földvári, A.: Beiträge zur Stratigraphie der Oligozän-Miozän-Schichten des Plateaus von Bia-Tétény. *Ann. Mus. Nat. Hung.* 26. 1929.
5. Fuchs, Th.: Über die bathymetrischen Verhältnisse der sogenannten Eggenburger und Gauderndorfer Schichten des Wiener Tertiärbeckens. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften, Math. Naturw. Kl.* 109. 1890/91.
6. Haas, F.: Ökologie der Muscheln. *Bronns Klassen und Ordnungen ...* 3—5. 1941/1956.
7. Halaváts, Gy.: A neogén üledékek Budapest környékén. (Die neogenen Ablagerungen in der Umgebung von Budapest). *Földt. Int. Évk.* 17. 1910.
8. Häntzschel, W.: Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer-Ablagerungen. *Senckenbergiana* 18. 1936.
9. Gekker, R. F.: Végvényije v paleoekologiju. Moszkva 1957.
10. Henry, D. P.: Studies on the sessile Cirripedia of the pacific coast of North-America. *Univ. of Wash. Publ. in Oceanography* 4. 1942.
11. Hesse, R.—Allee, W. C.—Schmidt, K. P.: Ecological Animal Geography. New-York—London 1951.
12. Hoek, P. P. C.: The Cirripedia of the Siboga-expedition. Siboga Expeditie 31 b. Leyden 1913.
13. Horusitzky, F.: Megjegyzések a Budapest környéki burdigalien kérdéséhez. (Bemerkungen zur Frage des Burdigals um Budapest). *Földt. Közl.* 64. 1934.
- 13a. Horusitzky, F.: Felső oligocén. Katti emelet. Budapest természeti képe. (Oberoligozän, kattische Stufe, in „Naturgeschichtliches Bild von Budapest“). *Bpest.* 1958. p. 72.
14. Jones, N. S.: Marine Bottom Communities. *Biol. Rev.* 25. 1950.
15. Kautsky, F.: Die boreale und mediterrane Provinz des europäischen Miozäns und ihre Beziehungen... *Mitteil. d. Geol. Ges. Wien* 18. 1925.
16. Kolosváry, G.: A függélyes élettájak tagozódása az Adriában. (Die Gliederung der vertikalen Biotope in der Adria). *Debreceni Szemle* 1939. november.
17. Kolosváry, G.: *Balanus hungaricus* n. sp. *Földt. Közl.* 71. 1941.
18. Kolosváry, G.: Balaniden-Studien. *Zool. Anz.* 135. 1941.
19. Kolosváry, G.: Über tertiäre Balaniden Ungarns II. *Pal. Zeitschr.* 23. 1942.
20. Kolosváry, G.: Über die fossilen Formen von *Balanus concavus* Bronn in Ungarn. *Ann. Mus. Nat. Hung. Par Min. Geol. Pal.* 35. 1942.

21. Lehmann, E. P.: Statistical study of Texas Gulf Coast foraminiferal fa-
cies. *Micropaleontology* **3**. 1957.
22. Leidenfrost, Gy.: Adatok a Quarnero zoogeográfiájához. (Angaben zu
der Zoogeographie der Quarnero). *Állattani Közlem.* **7**. 1908.
23. Lőrenthey, I.: Újabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üle-
dékeinek geológiájához. (Neuere Angaben zur Geologie der Tertiärablagerungen in der
Umgebung von Budapest). *Mat. Termud. Ért.* **29. 30**. 1911/12.
24. Csepregyhyné Meznerics I.: Stratigraphische Gliederung des unga-
rischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*
1956.
25. Csepregyhyné Meznerics I.—Seneš, J.: Neue Ergebnisse der
stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordun-
garn. *Neues Jahrb. f. Geol. u. Pal. Monatsh. Abt. B* 1957.
26. Csepregyhyné Meznerics I.: A magyarországi neogén Pecten-
félék és rétegtani jelentőségük. (Die ungarischen Pectiniden und ihre stratigraphische
Bedeutung). (Unter Druck.)
27. Müller, A. H.: Grundlagen der Biostratonomie. *Abh. Dtsch. Akad. d. Wiss.*
Berlin 1950.
28. Norris, R.: Buried Oyster Reefs in some Texas Bays. *J. of Pal.* **27**. 1953.
29. Krüger: Cirripedia. *Bronns Klassen u. Ordn...* **5**. 1940.
30. Oyama, K.: Stratigraphical review for Pecten ecology. *Congr. géol. Int. C. R.*
19 sess. Alger 1952. Sect. 3. Fasc. 15 p. 95—97. 1954.
31. Parker, R.: Changes in the Invertebrate Fauna apparently attributable
to salinity changes in the bays of Central Texas. *J. of Pal.* **27**. 1953.
32. Parker, R.: Macro-invertebrate assemblages as indicators of sedimentary
environs in East Mississippi delta region. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* **40**. 1956.
33. Puffer, R.—Emerson, W. K.: The Molluscan Community of the
Oyster-Reef Biotope on the Central-Texas Coast. *J. of Pal.* **27**. 1953.
34. Rutsch, R. F.: Die fazielle Bedeutung der Crassostrea (Ostreidae, Mol-
lusca) im Helvétien der Umgebung von Bern. *Eclogae Geol. Helv.* **48**. 1955.
35. Schafarzik, F.: Budapest főváros legújabb térképezéséről. (Über die
neueste Kartierung von Hauptstadt Budapest). *Mat. és Termud. Ért.* **39**. 1922.
36. Schaffer, F. X.: Zur Kenntnis der Miozänbildungen von Eggenburg.
Sitzb. d. k. Akad. Wiss. **119**. 1910.
37. Schäfer, W.: Die geologische Bedeutung von Bohrorganismen in tierischen
Hartteilen, aufgezeigt am Balanidenschill der Innenjade. *Senckenbergiana* **20**. 1938.
38. Sieber, R.: Neue Beiträge zur Stratigraphie und Faunengeschichte des
österreichischen Jungtertiärs. *Petroleum* **33**. 1937.
39. Thorson, G.: Bottom Communities (Sublitoral or Shallow Shelf), *Geol. Soc.*
Am. Memoir **67**. 1957.
- 39a. Thiele, J.: Handbuch der systematischen Weichtierkunde. *Jena* 1932/35.
40. Vadász, E.: Magyarország földtana. (Die Geologie Ungarns.) *Budapest*
1953.
41. Vadász, E.: Földtörténet és földfejlődés. (Erdgeschichte und Erdentwick-
lung.) *Budapest*, 1957.

ON THE DETERMINATION OF EARTHQUAKE MAGNITUDES

by

E. BISZTRICSÁNY

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest
(Received : June 20 1958)

SUMMARY

The paper consists of two parts. In the first one the magnitude equation for Budapest is derived on the hand of 229 shallow-focus shocks. This equation is good for an epicentral distance of $10^\circ < \Delta^\circ < 180^\circ$. The mean error of magnitude determination is 0,34 M . In the second part a new approach to magnitude determination is treated. According to this new method there is a linear connection between the magnitude of the shock and the logarithm of the decay time ($F - eL$) of the same. The mean error of magnitude determination on the hand of this new relation is 0,32 M .

The magnitude of a shallow shock is computed after Gutenberg [1] by

$$M = \log \frac{A_{20}}{B} + C = \log A_{20} - \log B + C \quad (1)$$

M being the magnitude of the shock, A_{20} the maximum soil amplitude of the surface waves of 20 sec period, C a constant depending on the location and characteristics of the instrument, and B the amplitude of the so-called zero-magnitude shock at a distance identical to that of the shock in question.

When considering the central part of (1) it is seen that the magnitude is, as a matter of fact, the logarithm of a ratio, namely the ratio of the amplitude of a shock of unknown magnitude to that of a zero magnitude shock, the distance of the epicenters being the same.

Gutenberg has given a formula [1] for $-\log B$, namely

$$-\log B = 5,04 + \frac{1}{2} \left[48,25 \kappa (\Delta^\circ - 90^\circ) + \log \sin \Delta^\circ + \frac{1}{3} (\log \Delta^\circ - 1,954) \right] \quad (2)$$

where κ is the absorption coefficient of the surface wave and Δ° the epicentral distance.

As in this equation $-\log B$ is, within a broad interval, an approximately linear function of $\log \Delta^\circ$, it may be written as

$$-\log B = a \log \Delta^\circ + b$$

Substituting the latter into (1) we obtain

$$M = \log A_{20} + a \log \Delta^\circ + b + C$$

Rearranging we get the form

$$Y = M - \log A_{20} = a \log \Delta^\circ + c' \quad (3)$$

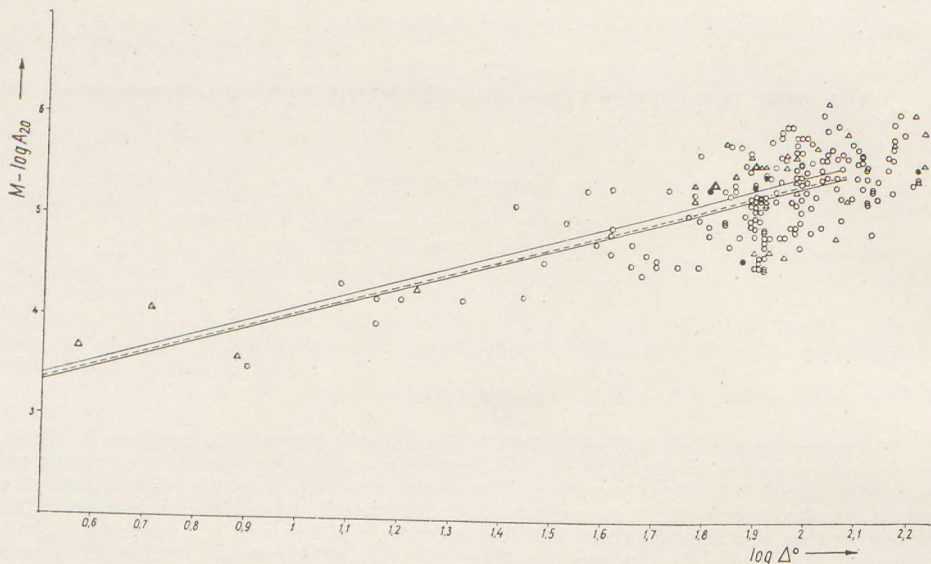


Fig. 1. The lines of the magnitude equations for Budapest. The circles represent magnitudes determined by Pasadena, the triangles those determined by different stations. The lower line refers to the circles, the upper one to the triangles, the dotted line to the mean value of the former ones

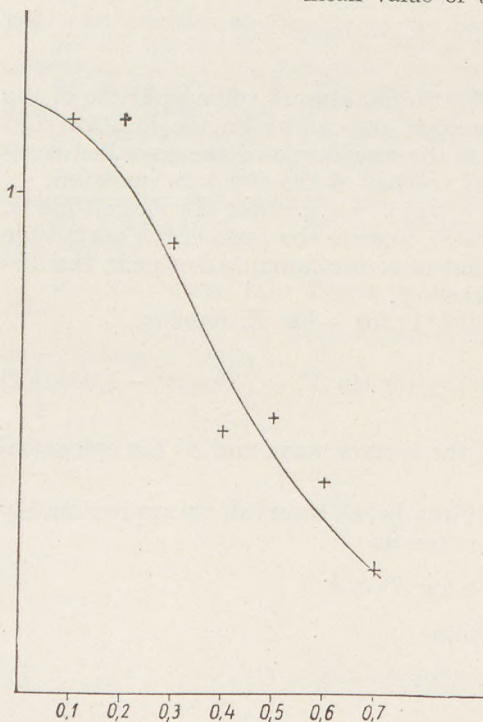


Fig. 2. Frequency of the deviations (ΔM) with respect to Equation (4)

and on the hand of known pairs of Y and Δ° we may proceed to compute a and C . In the knowledge of the latter we may determine the magnitude of any shock of an epicentral distance of $10^\circ < \Delta^\circ < 180^\circ$.

By the method just described we have, using the data of 229 shocks, determined the magnitude equation of the Wiechert-pendulum of Budapest. a and c' were computed by the well-known method of least squares.

The magnitudes of 191 of the 229 shocks were determined by Pasadena. The magnitude equation for Budapest, as determined by (3) (Fig. 1) is

$$M = \log A_{20} + 1,37 \log \Delta^\circ + 2,67 \quad (4)$$

Subdividing the two sides of the line into zones of the width of two tenths of a unit, we may determine the scatter of the data. The equation of the distribution function is

$$\gamma = \frac{1,86}{\sqrt{\pi}} e^{-1,78^2 x^2} \quad (5)$$

(see Fig. 2.). This is not much different from a normal Gaussian distribution, the mean error $\sqrt{\frac{[xx]}{n}}$ of the magnitude determination being $\pm 0,34 M$. 81 per cent of the points is within a scatter range of 0,5 M units, 50 per cent within one of 0,26 M units.

When preparing on the basis of (4) the table of the values $\Delta M = M_{\text{Budapest}} - M_{\text{Pasadena}}$ and plotting the values on a map, we obtain Fig. 3.

Considering our map we see that proceeding from Greece eastwards, first of all the Grecian shocks are more intense, those of the area southeast of the Kaspian somewhat less strong than indicated by Pasadena. There is no systematic deviation for the shocks of Central Asia. Most of the Japanese shocks are felt to be more intense, while those of the East Indies as well as the Alaskan ones come in less strong. The American shocks are generally weaker than the Asiatic ones.

On writing the logarithms of the amplitudes beside the appropriate point in Fig. 1 we obtain a set of data being characterized by an inverse proportionality of A to $M - \log A_{20}$ belonging to one and the same value of $\log \Delta^\circ$. In other words, the Wiechert-pendulum shows the great shocks to be somewhat greater, the small ones to be somewhat smaller than they are actually. If it will be possible to find a relation between $\log A_{20}$ and $x = \delta (\log A_{20})$, x being the distance of the point from the straight line, it will be possible to reduce the error in determining M . Of course, the upper and lower limits of x will depend on the epicentral distance of the shocks. For this reason we have chosen 10 distances characterized by the greatest abundance of points — and have plotted the values belonging thereto by the notation $y = \log A_{20}$, $x = \delta (\log A_{20})$ and approximating the set of points thus obtained by a straight line $y = a_0 x + a_1$ (Fig. 4). The slope of all the straight lines is negative and a_1 is dependent on Δ° .

Thus it may be written that

$$\log A_{20} = a \delta (\log A_{20}) + b (\Delta^\circ) \quad (6)$$

and

$$b (\Delta^\circ) = \alpha \log \Delta^\circ + \beta \quad (7)$$

or, substituting (7) into (6),

$$\log A_{20} = a \delta (\log A_{20}) + \alpha \log \Delta^\circ + \beta \quad (8)$$

Rearranging

$$\log A_{20} - \alpha \log \Delta^\circ = a \delta (\log A_{20}) + \beta \quad (9)$$

α being equal to 1,37 (from [4]), it is possible in the knowledge of A_{20} and Δ° to determine a and β by means of least squares. Thus (8) becomes

$$\log A_{20} = -1,2 \delta (\log A_{20}) - 1,39 \log \Delta^\circ + 4,7 \quad (10)$$

Rearranging and dividing by 1,2 :

$$\delta (\log A_{20}) = -0,83 \log A_{20} - 1,16 \log \Delta^\circ + 3,81 \quad (11)$$

Thus (4) obtains the correction term (11),

$$M = \log A_{20} + 1,37 \log \Delta^\circ + 2,67 + \delta (\log A_{20}) \quad (12)$$



Fig. 3. The regional distribution of ΔM . Full circles represent $\Delta M > 0,26 M$, empty circles $\Delta M < 0,26 M$, cross in circle $-0,26 M > \Delta M > 0,26 M$

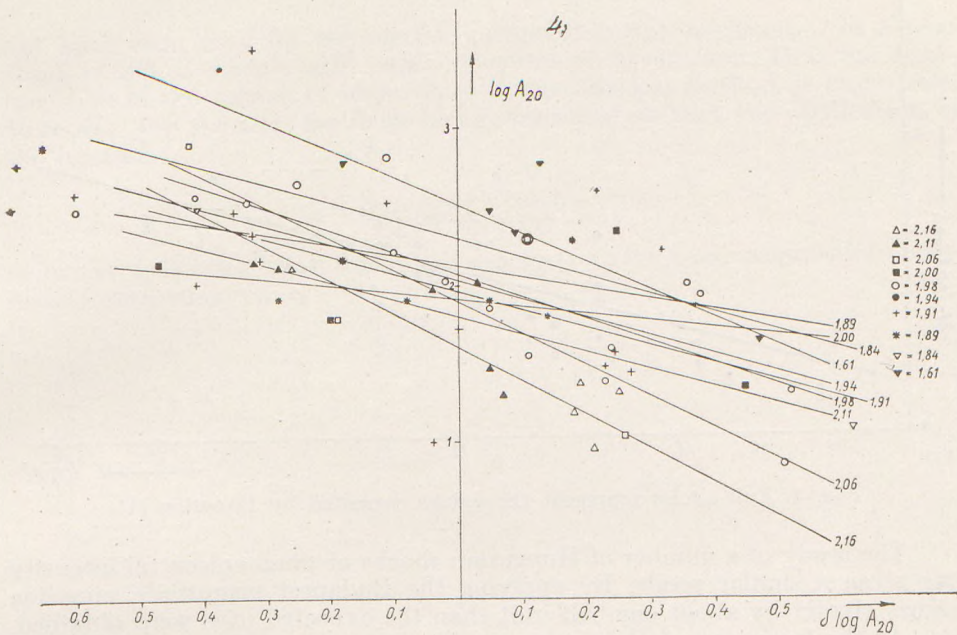


Fig. 4. $\log A_{20}$ versus $\delta(\log A_{20})$. The numbers beside the straight lines denote the epicentral distance $\log \Delta^\circ$

Substituting (11) into (12):

$$M = 0,17 \log A_{20} + 0,23 \log \Delta^\circ + 6,44 \quad (13)$$

The great value of the constant term is caused by the fact that the data used to determine (10) were all between $1,61 < \log \Delta^\circ < 2,21$. However, in this distance range, shocks weaker than $6,5 M$ pass unnoticed by the Budapest Wiechert-pendulum.

When applying formula (13) to the shocks of the years 1929-30-31, the points will of course be situated differently (Fig. 5). The mean error computed for these 28 shocks is $0,39 M$, greater than the value of $0,34 M$ obtained for the entire lot. However, after applying the correction, the mean error will decrease to $0,22$. The advantageous effect of the correction is visible at a glance in Fig. 5.

The magnitude determination of earthquakes was based by Richter [2] on the amplitudes of the long waves of shallow shocks. As already stated, the amplitude registered is distance-dependent and also influenced by the characteristics of the instrument.

By applying (4), good results are obtained even for epicentral distances as small as $\Delta^\circ = 10^\circ$. However, the magnitudes of nearer shocks will be overestimated by this method. A good illustration of this fact is the sequence of Grecian shocks, some 12 degrees of Prague, whose magnitudes were determined by Athens as well as by Prague. We have compared the magnitudes of the 22 shocks of the time span 1953-1955 (Fig. 6), with the result that the Athens data are throughout greater $0,4 M$ than those of Prague.

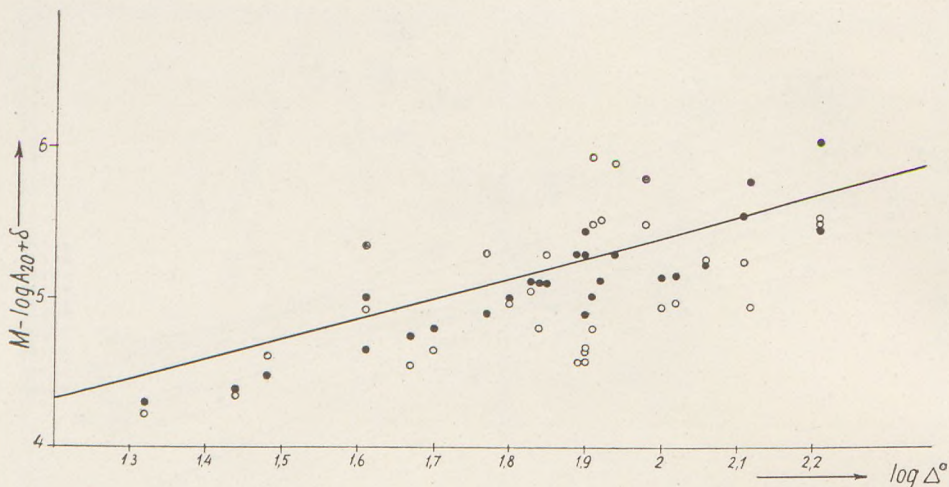


Fig. 5. Full circles represent the values corrected by Equation (11)

The study of a number of Hungarian shocks of small epicentral intensity has given a similar result. By applying the Budapest magnitude equation values greater by about one-half unit than the expected ones were obtained.

As the frequency of Hungarian shocks registered at distances above 5-6 degrees is about one for 20 to 30 years, it was impossible to determine a magnitude equation for the weak shocks in our country. On the other hand, even if the magnitudes of some near shocks would have been known, these could

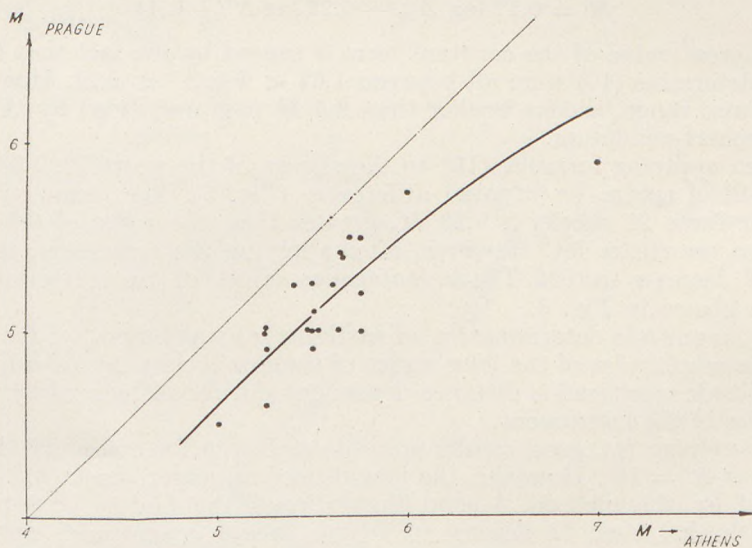


Fig. 6. Magnitudes determined by Prague versus Magnitudes determined by Athens. If the magnitude equations of the two stations would be equivalent, the points should lie along a straight line of 45 degrees slope

not have been used for the method outlined, as the seismogram of a near shock is almost illisible with paper velocities of 20 mm/min. Thus the determination of the period, of importance in the classical method, is impossible. Moreover, the signal is far from being sinusoidal so that the application of the formula

$$a = \frac{A \cdot V}{\sqrt{4h^2 u^2 + (u^2 - 1)^2}}$$

is incorrect. Because of all this it was necessary to try a new approach to magnitude determination.

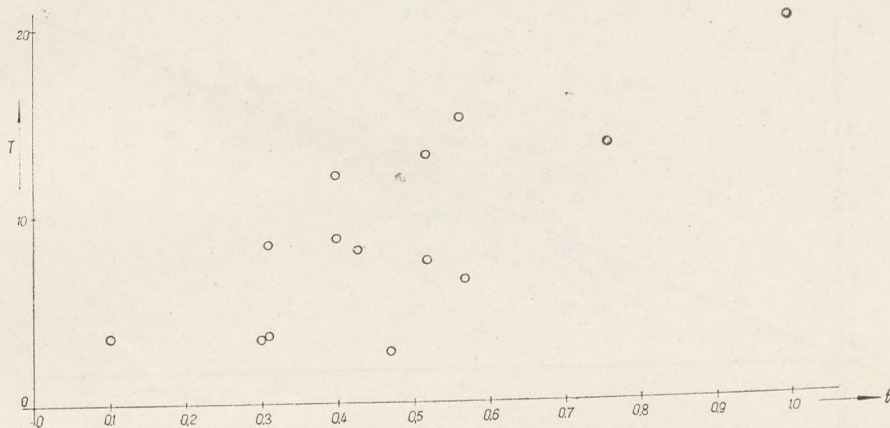


Fig. 7. Explosion registered at a distance of 27 kilometers. Mass of explosive (T) plotted against duration of surface wave (t)

A great help to this work was given by the Prague Seismological Report [3] [4] [5] of the years 1953-55, containing the data of 25 blasts of known amount of explosive and wave duration. Of these we have selected those of identical locality so as to have the amount of explosive as the only variable parameter. The study of these data has shown that the duration of the soil movement generated by the blast increase with the amount of dynamite sprung (Fig. 7).

If there is some kind of similarity between the artificial and natural shock, it is correctly assumed that with the latter a similar relation between the energy and the duration of soil movement must hold. The appropriateness of this assumption is proven by the following line of thought.

If the duration t of the decay of the tremor at a given epicentral distance depends on the amount of explosive, D by

$$D = C t^\beta$$

and if a proportionality of the elastic energy E generated to D is assumed, i. e.

$$E = \gamma D$$

then the relation

$$\log E = \log \gamma + \log D = \log \gamma + \log C + \beta \log t$$

will hold, wherein, applying the notation

$$\log \gamma + \log C = \alpha$$

we obtain

$$\log E = \beta \log t + \alpha$$

Comparing with Gutenberg's

$$\log E = a M + b$$

(M being the magnitude), we obtain

$$M = c \log t + d$$

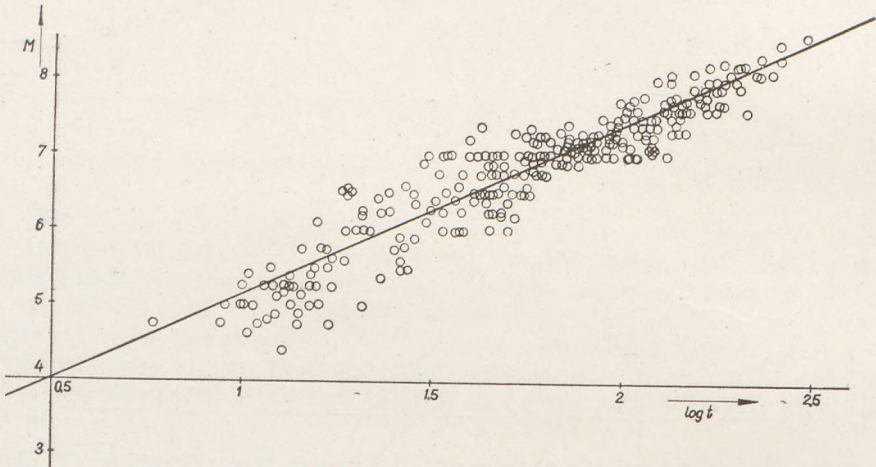


Fig. 8. t : duration of surface wave, M : magnitude of shock

According to the deduction the magnitude is a linear function of the logarithm of the decay time of the earth waves.

In case of a natural shock the picture will be somewhat more confused because of the dispersion of the individual phases and the changes in duration dependent thereon. Of course, the fact that the change of duration caused by dispersion is distance-dependent had to be taken into account also in this case.

The most reliable pendulum in Hungary is the Wiechert one in Budapest, ($V \sim 190$, $T \sim 10$, $E \sim 5$). Therefore the studies to be described were based on the data of this instrument. In the period 1931 to 1955, 295 shocks whose magnitudes were given by Prague or Pasadena were registered by the Budapest pendulum. It was insufficient to apply Pasadena data only, as it was necessary to include the weak near shocks of the Balkans. Of the 295 shocks mentioned the magnitudes of 208 ones were determined by Pasadena, of 2 ones by Budapest and of the rest by Prague.

For these shocks we have computed the duration in minutes of the surface wave by the formula $F - eL$, F being the time of the ceasing of the tremor, as usual in seismology, and eL the time of arrival of the surface wave. The magnitudes of the shocks were plotted, with no regard to epicentral distance, against the logarithm of wave duration (Fig. 8).

It was seen at a first glance that scatter was no greater than with the usual methods of magnitude determination. This was somewhat striking as the epicentral distance which ranged from 4 to 160 degrees was completely left out of account.

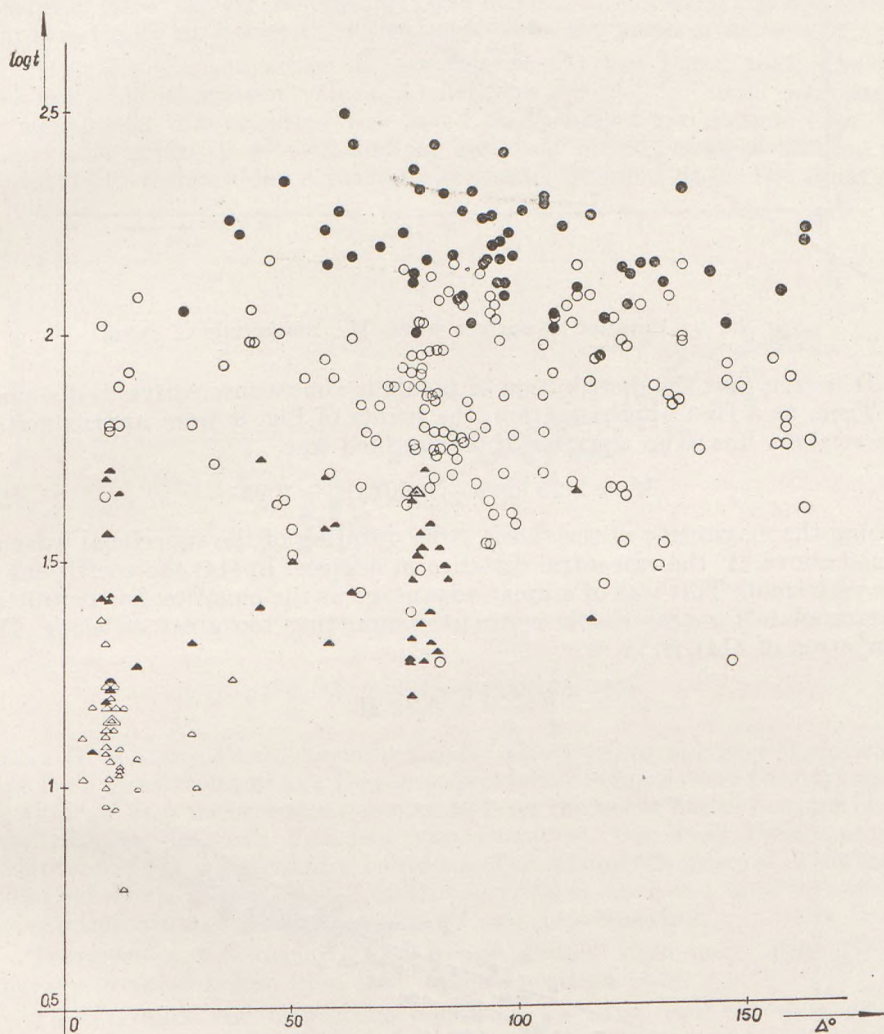


Fig. 9. t : duration of surface wave, Δ : epicentral distance in degrees. $M \geq 7,5$: black dots. $6,5 \leq M < 7,5$: circles. $5,5 \leq M < 6,5$: black triangles. $M < 5,5$: empty triangles

Subsequently we have plotted the logarithmus of the surface wave duration against epicentral distance for four magnitude categories, namely $M < 5,5$; $5,5 \leq M < 6,5$; $6,5 \leq M < 7,5$; $7,5 \leq M$; with four different signs (Fig. 9).

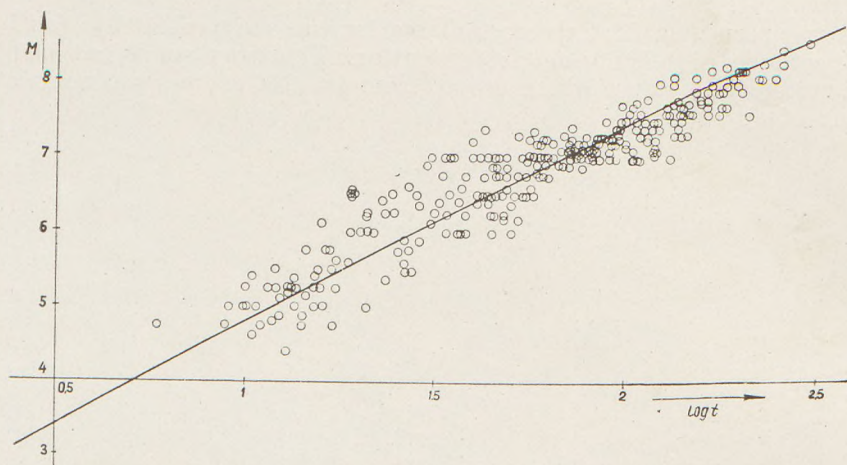


Fig. 10. t : duration of surface wave, M : magnitude of shock

It is seen that the distribution of points is almost insensitive to distance. Then, as a first approximation, the points of Fig. 8 were approximated by a straight line. The equation thus obtained was

$$M = 2,25 \log t - 0,001 \Delta^\circ + 2,92 \quad (14)$$

M being the magnitude of the shock, t the duration of the superficial wave as defined above, Δ° the epicentral distance in degrees. In (14) the coefficient of Δ° is very small. This was of a great advantage as the equation has permitted to extrapolate for near shocks without committing too great an error. The mean error of (14) is

$$\sqrt{\frac{[xx]}{n}} = 0,32 M$$

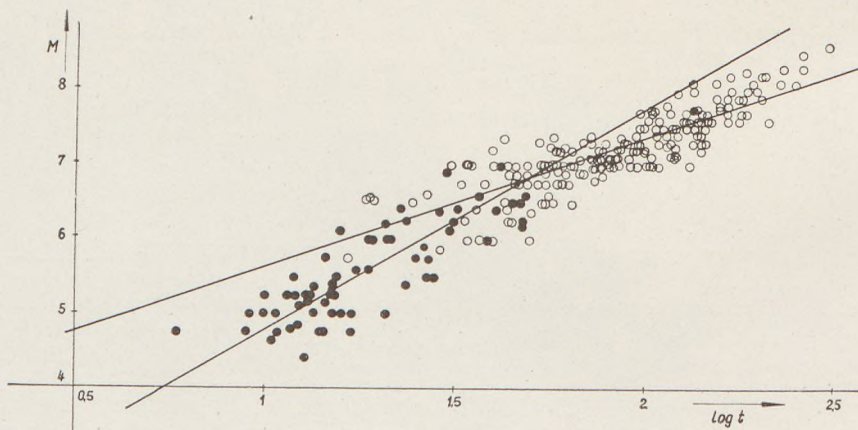


Fig. 11. Magnitudes given by Pasadena designated by circles, those given by Prague by dots

Fig. 8 has given the impression that an approximation by a parable would be more to the point. The quadratic approximation was performed and the equation

$$0,0063 M^2 + 0,306 M - 0,623 = \log t \quad (15)$$

obtained. Here, the coefficient of Δ° was neglected. However, this approximation is actually no better than the former one, the mean error being $0,33 M$.

After a prolonged series of investigations it was found that even (14) does not yield magnitude values of sufficient accuracy for small magnitudes. As mentioned, this equation was based on Pasadena and Prague data. The magnitudes given, if plotted against $\log t$, do not lie along a straight line (Fig. 11) but rather along a pair of intersecting straight lines. The usual pro-

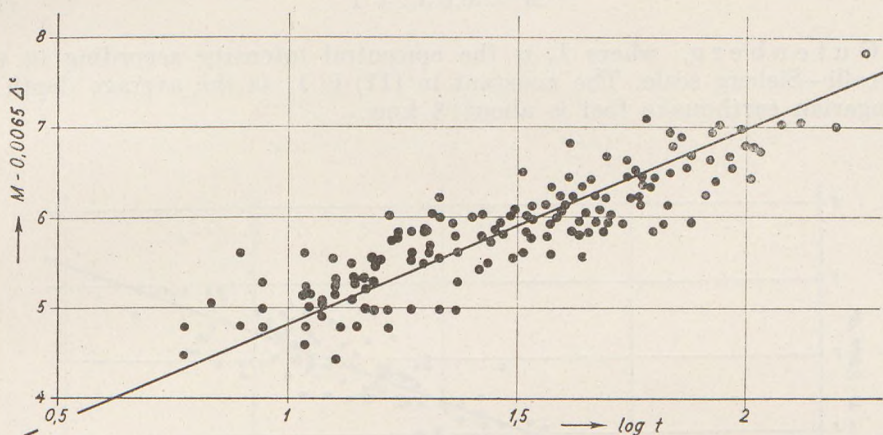


Fig. 12. Magnitude equation (16)

cedure is to apply Pasadena values only. However, in our case these would have been insufficient as the Budapest pendulum is insensitive to shocks weaker than $M = 6$ registered by Pasadena; on the other hand, because of the great distance between Pasadena and Budapest, the weak shocks around Budapest are not registered by Pasadena. The magnitude interval of mutually registered shocks is $6 \leq M \leq 8,5$. This interval is much too small and makes the determination of shocks of e. g. $M = 3$ too uncertain.

Therefore it was deemed best to use Prague data only, although the accuracy of these is less than that of the Pasadena ones.

To determine the magnitude equation, we have used the data of 170 shallow shocks given by Prague ([3], [4], [5]) for the interval 1953-55. The epicenters of these have been more than 10° off Prague. Therefore the relative error of their magnitudes is within $\frac{1}{4} M$.

The coefficients of the equation

$$M = a \log t + b \Delta^\circ + c$$

were determined by the method of least squares. The values $F - eL$ were derived from "Rapport microseismique de l'Institut National Seismologique

de Hongrie 1953—1955". This procedure is subject to errors due to eventual misprinting, but it has the advantage that it is easily checked and precludes personal likes and dislikes of the operator.

The equation obtained is (Fig. 12)

$$M = 2,12 \log t + 0,0065 \Delta^\circ + 2,66 \quad (16)$$

The mean error of magnitude determination is $0,32 M$, thus the probable error is within the usual range of $\frac{1}{4} M$.

(16) yields very good results even for weak shocks, as compared with the values obtained by the equation

$$M = 0,6 J_0 + 1 \quad (17)$$

of Gutenberg, where I_0 is the epicentral intensity according to the Mercalli—Sieberg scale. The constant in (17) is 1, as the average depth of Hungarian earthquake foci is about 8 kms.

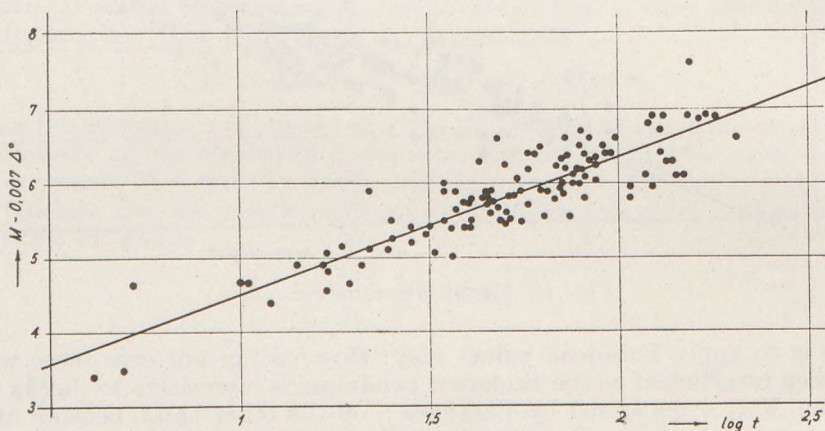


Fig. 13. Magnitude equation for Prague (18)

On comparing (16) with equation (3) in [6], relating to the Prague Wiechert-pendulum, and established on data taken from the report [3], [4], [5], the agreement is found to be very good. The mentioned equation (3) reads :

$$M = 1,85 \log t + 0,007 \Delta^\circ + 2,66 \quad (18)$$

The coefficient of Δ differs by 5 ten thousandths, while the constant is identical up to two decimals. The discrepancy of the coefficient of $\log t$ is due to the greater sensitivity of the Prague pendulum. The coefficient of Δ° may be neglected for small distances for both instruments. Thus the magnitudes of Hungarian shocks may be readily calculated by equation

$$M = 2,12 \log t + 2,66$$

REFERENCES CITED :

1. Gutenberg, B.: Amplitudes of surface waves and magnitude of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* **35**. 3—12. 1945.
2. Richter, C. F.: An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seism. Soc. Am.* **25**. 1—32. 1935.
3. Vaněk, J.—Nykles, J.: Bulletin československých seismických stanic Praha, Čeb. Hurbanovo, Skalnaté Pleso ročník 1953, Praha 1954.
4. Vaněk, J.—Nykles, J.—Molnár, A.: Bulletin československých seismických stanic Praha, Čeb. Hurbanovo, Skalnaté Pleso ročník 1954, Praha 1955.
5. Kárník, V.—Vaněk, J.—Nykles, J.: Bulletin československých stanic Praha, Čeb. Hurbanovo, Skalnaté Pleso ročník 1955, Praha 1956.
6. Bisztricsány, E.: On a new method of determining earthquake magnitude (Manuscript sent into *Travaux Scientifiques*, Serie A).

PALÄOGEOGRAPHISCHE UND PALÄOBIOLOGISCHE VERHÄLTNISS DER BUDAPESTER UMGEBUNG IM OBEREZOÄN UND UNTEROLIGOZÄN

von

E. DUDICH, jr.

Paläontologisches Institut, Eötvös-Universität, Budapest
(Eingegangen : 8. Juli, 1958)

ZUSAMMENFASSUNG

Die komplexe geologische und paläontologische Untersuchung der priabonischen und lattorfischen Bildungen im Budaer-Gebirge führte zu paläogeographischen Feststellungen. Auf Grund paläoökologischer Analysen wurden 6 Horizonte in den Fazies-typen unterschieden, wobei besonders die *Bryozoen-Zönosen* in Betracht gezogen wurden. Zwischen den beiden mitteleuropäischen Tethysprovinzen fand ein Faunenausgleich statt.

Einführung

Es gibt über das Budaer-Gebirge eine überaus reiche geologische und paläontologische Literatur. Es stehen uns sogar in paläobotanischer Hinsicht recht viele Angaben zur Verfügung. Versuche einer Skizze der Entwicklungsgeschichte des Gebietes von der Trias bis zum Holozän sind von A. V e n d l und F. H o r u s i t z k y angestellt worden. In diesen grosszügigen Übersichten sind die feineren Einzelheiten jedoch zwangsläufig vernachlässigt worden.

Der paläogeographische Rahmen, in dem das hier zu betrachtende Gebiet von ungef. 400 km² gehört, ist von E. S z ó t s in seiner Monographie über das ungarische Paläogen geschildert worden.

Wir haben unsere eigenen Untersuchungen auf die priabonische Stufe des Obereozäns und auf die Lattorfsschichten des Unteroligozäns erstreckt. Wir trachteten innerhalb der Möglichkeiten eine komplexe Untersuchung mit den modernsten Mitteln der geologischen und biologischen Wissenschaften auszuführen: wir nahmen instrumentelle stratigraphische Profilvermessungen vor, sowie sedimentpetrographische und teils mineralogischpetrographische Untersuchungen der Schicht für Schicht gesammelten Gesteinsproben verschiedener Schichtreihen, die eingehende paläontologische Bearbeitung der Bryozoenfauna, und endlich eine paläobiologische (sowie paläoökologische) Auswertung aller bisher beschriebenen Faunen- und Florenelemente.

Bei der Anwendung von Literaturangaben haben wir in erster Reihe die mitgeteilten Tatsachen in Betracht gezogen, mit der Beachtung der Genauigkeit von Beobachtung und Beschreibung, und nur an zweiter Stelle die Folgerungen und Anschauungen der Verfasser.

Aus den Mosaikstückchen der Literatur- und eigenen Beobachtungsangaben haben sich im grossen Ganzen zwei „Blätter“ der Geschichte des Budaer-Gebirges zusammengefügt: diese umfassen zeitlich etwa 8–10 Millionen Jahre.

Wir werden im folgenden nicht der Reihe der Untersuchungen und Folgerungen entlanggehen, da diese, vielfach verflochten, teils nur in ihrer gegenseitigen Beleuchtung verständlich werden, sondern die logische Schilderung eines zusammenfassenden Bildes vornehmen.

I. Geologisch-stratigraphische Übersicht

Unser Gebiet liegt am östlichen Ende des Ungarischen Mittelgebirges. Das mesozoische Grundgebirge besteht aus karbonatischen Gesteinen der Trias, u. zw. aus Dachsteinkalk und mehreren Arten z. T. hornsteinführenden Dolomits.

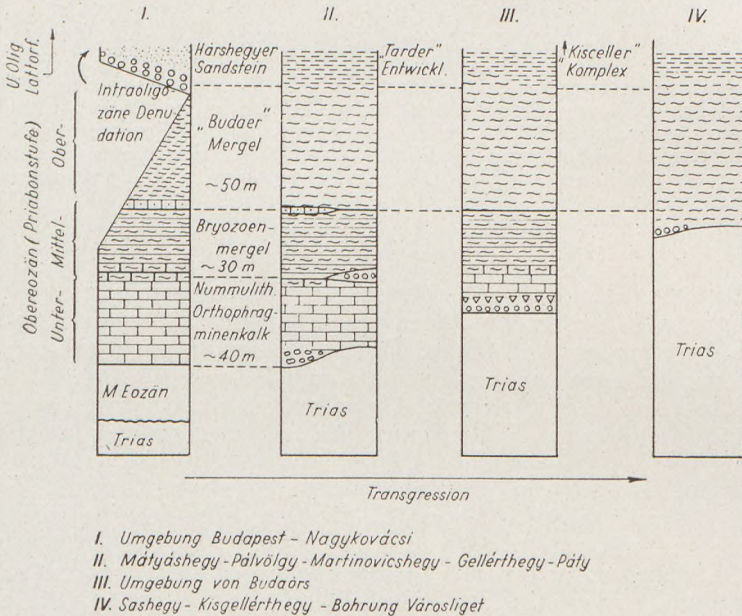


Fig. 1.

Die Schichtenreihe des Deckgebirges war in den vergangenen hundert Jahren der Gegenstand mannigfacher Studien. Sie beginnt im nordwestlichen Teil des Gebietes mit einer untereozänen terrestrischen Tonserie. Es folgen darauf eine Braunkohlenformation und eine limnische, später zunehmend brackische und endlich ausgesprochen marine mitteleozäne Sequenz.

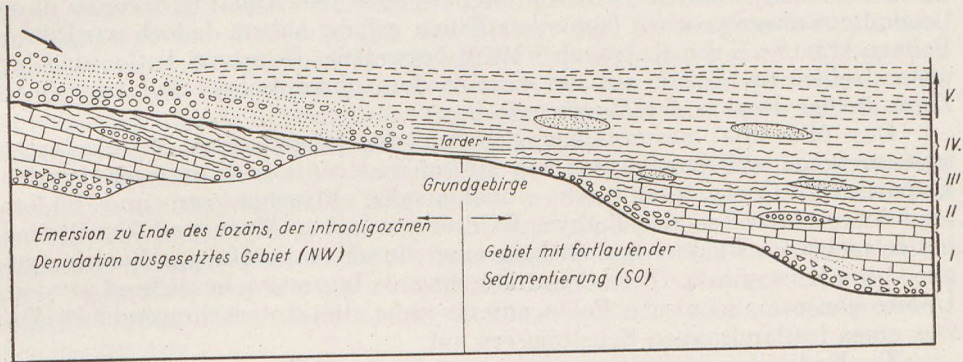
Im Gebiet im engeren Sinne beginnt die Schichtenreihe des Deckgebirges an gewissen Punkten mit dem Mittel-, im allgemeinen jedoch nur mit dem Obereozän. Wir teilen in Fig. 1 die Haupttypen von zusammenfassenden stratigraphischen Kolonnen mit, und trachten in Fig. 2 die Neben- und Aufeinanderfolge der sedimentären Entwicklungen nach der Faziesregel von Walther in einem einzigen Diagramm darzustellen.

Der sogenannte „Hárshegyer Sandstein“ liegt überall diskordant teils unmittelbar über Trias, teils über Obereozänkalk oder dem sog. „Bryozoen-

mergel", und geht konkordant und graduell ins mitteloligozäne (Kisceller-) Tegel über, wie das im Tale der Rózsika-forrás (Quelle) beobachtbar ist.

Geologisch liegt es an der Hand, die Grenze Eozän-Oligozän mit der Emersion, die die Voraussetzungen zur Bildung des Hárshegy Sandsteines geschaffen hat, zu identifizieren. Demnach bilden die obereozänen Ablagerungen einen kleinen Sedimentzyklus (sog. Mikrozyklothem), in dem die Ablagerungen des übergreifenden Meeres übereinander sowie auch nebeneinander vorkommen, die Ablagerungen der Regression jedoch wegen der rapiden Emersion und Abtragung fehlen. Ein solcher Zyklus ist für die epikontinentale Fazies kennzeichnend.

Es geht aus dem grossen zusammenfassenden Profil klar hervor, dass eine scharfe Gegenüberstellung gleichzeitiger (homochroner) und zeitlich etwas verschobener (bloss homotaxer) Bildungen innerhalb einer zeitlich und



- I Priabonische Stufe unteres Glied = „Horizont des Nummulithen - Orthophragminenkalkes.“
 - II. " " mittleres Glied = „Horizont des Bryozoenmergels“
 - III. " " oberes Glied = „Horizont des Budaer Mergels“
 - IV Latorfstufe = „Hárshegy Sandstein“ und „Tarder Horizont.“
 - V. Rupelstufe = „Horizont des Kisceller Tegels“
- ~ Erosionsfläche der intraoligozänen Denudation

Fig. 2.

räumlich so engbegrenzten geologischen Einheit wahrhaftig nur durch eine ausserordentliche Starrheit der Anschauung erklärt werden kann.

Die sedimentäre Formation zeigt einen Übergang zwischen dem Paläogen des Transdanubischen Mittelgebirges und den nordwestlichen Teilen des Ungarischen Mittelgebirges. Sie entwickelt sich aus dem ersteren, ist jedoch später, besonders im Oligozän, ausgesprochen mit dem letzteren verbunden.

Wir werden demnächst aus der Annahme ausgehen — anhand welcher wir auch das grosse prinzipielle Profil konstruiert haben —, dass die Budaer- und Piliser-Struktureinheiten, die durch H o r u s i t z k y anhand der Triasfazies unterschieden werden, in Oberozän und Unteroligozän eine einzige paläogeographische Einheit bildeten, d. h. dass alle in dieser Zeitspanne entstandenen Ablagerungen unseres Gebietes ohne wesentliche horizontale Verschiebungen, in autochthoner Lage liegen. Soll sich die Auffassung von F. H o r u s i t z k y, dass es auf der Eozän-Oligozängrenze im Rahmen der pyrenäischen Phase eine Überschiebung von mehreren zehn Kilometern Schubweite gab, dass also die Ablagerungen der Piliser-Einheit in ihrer heuti-

gen Lage allochthon sind, als richtig erweisen, so wird man bei der paläogeographischen Reproduktion die beiden Einheiten entsprechend auseinanderziehen müssen. In diesem Falle müssen wir jedoch die Unkenntnis der paläogenen Übergangsfazies zwischen beiden Einheiten eingestehen.

II. Allgemeine paläogeographische Angaben

Nach der paläoklimatologischen Karte von Köppen-Wegener aus 1924 lag der Nordpol im Eozän bei 45 Grad nördlicher Breite und 160 Grad östlicher Länge. Folglich soll der Südpol, bei 45 Grad südlicher Breite und 20 Grad westlicher Länge gelegen haben. Demnach lag die Umgebung der heutigen Stadt Budapest — mit Rücksicht auf die damalige Verteilung der Kontinente — kaum zwei Breitengrade über dem Äquator. So muss diese Gegend ein ausgesprochen tropisches Klima gehabt haben. Jedoch wird diese Pollage von Schwarzbach (1950) bezweifelt. In seiner Auffassung lag unser Gebiet im Eozän auf der Grenze der subtropischen und tropischen Zone, in der Region der Westwinde.

Das über die mesozoischen Schollen des Ungarischen Mittelgebirges transgredierende Paläogenmeer war ein epikontinentales Randmeer des den karpatischen Geosynklinalraum einnehmenden Flyschmeeres, und bildete als solches einen Teil der Tethys. Es drang von den Alpen und Norditalien her in mehreren Phasen vor, entlang einer durch mannigfaltige Buchten gegliederten Küstenlinie. Dieser Vordrang mag als Ingression bezeichnet werden. Unsere ganze einheimische Paläogenserie weist die abwechslungsreichen Fazies eines festlandsnahen Schelfmeeres auf.

Zu Ende des Mitteleozäns trat eine weitere Transgression in östlich-nordöstlicher Richtung ein. So kam an den Peripherien des Bükk-Gebirges die Verbindung mit dem Becken der Nordostkarpaten und wahrscheinlich auch mit dem Transsylvanischen Becken zustande. Diese Annahme wird durch gemeinsame Faunaelemente (*Nummulites intermedius*) belegt. Die Bucht des Budaer-Gebirges zeigt im Obereozän den weiter westlich bzw. nordwestlich gelegenen Gebieten gegenüber eine gewisse Absonderung (vielleicht durch eine submarine Schwelle?). An der Eozän—Oligozän-Grenze zieht sich infolge der relativen Hebung von Transdanubien der betreffende Teil des Randmeeres zurück und gibt einer Denudationsperiode den Weg frei. Diese ist nichts anderes als die von K. Telegdi Roth erkannte „infraoligozäne (richtiger intraoligozäne) Denudation“. Da demzufolge die Verbindung mit südwestlichen Meeren aufhörte, kommt im Oligozän eine immer stärker betonte Ähnlichkeit zum norddeutschen Faziesgebiet zur Geltung.

Die *Küstengestaltung (Paläaktologie)* ist der intensiven tektonischen Gliederung und dem mannigfaltigen denudativen Formenschatz des Gebietes entsprechend abwechslungsreich. Die Transgression des Eozänmeeres fand nämlich eine verkarstete Schollenmorphologie vor sich.

Die im geologischen Teil näher zu beschreibenden, aus den lokalen Gesteinsmaterialien des triassischen Grundgebirges bestehenden groben Basalkonglomerat- und Brekzienschichten weisen auf steile, abrasive Küstenteile hin. An anderen Stellen, wo ein aus foraminiferenführendem Kalzilitit entstandener Nummulitenkalk unmittelbar über terrestrische Tone liegt, erkennen wir die Spuren des ehemaligen Flachstrandes. Man darf den Nachweis der

ehemaligen Küstenlinie keinesfalls nur mit der Anwesenheit grober detritaler Ablagerungen verbinden.

Die Eigenschaften der Ingression sind durch die allmähliche Senkung des Gebietes sowie durch die nordwest-südost streichenden Grabentäler bedingt worden. Es kamen im entstandenen Budaer Meerbusen Inseln verschiedener Grösse und Untiefen vor. Das gab zu der Entwicklung von vielerlei Biofazies Anlass.

Wir können zwei Hauptphasen der Küstenverschiebung unterscheiden :

1. Ein stetiges Übergreifen des Obereozänmeeres infolge der allmählichen Senkung des Gebietes, bis zur vollständigen Überschwemmung des heutigen Budaer-Gebirges.

2. Das Entstehen einer Nordost—Südwest streichenden Küste in Zusammenhang mit der verhältnismässig schnellen, kräftigen Hebung Transdanubiens. Der Verlauf dieser Küstenlinie kann genau nicht bestimmt werden, da die Zunahme der Reliefenergie, das Sinken der Erosionsbase im Budaer-Gebiet zu einer grosszügigen Steigerung der fluvialen Erosion und Ablagerung führte. Deshalb wechseln sich in der Fazies des sog. Hárshegyer Sandsteines fluviale und litorale Schotter und Sande miteinander und sogar mit festländischen und marinen Tonschichten ab (Fig. 3).

Es hat sich derart auf dem Gebiet des heutigen Budaer-Gebirges eine geomorphologische Inversion abgespielt: anfangs war der südöstliche Teil der Erosion preisgegeben, mit einer intensiv gegliederten subärischen Oberflächengestaltung, während der nordwestliche Teil mit Wasser überschwemmt war; dann aber wurde die nordwestliche Gegend trockengelegt und die südöstliche begann immer tiefer zu sinken. Die Ablagerung ging mit der Senkung gleichzeitig vor.

Unsere Untersuchung umfasst gerade die Zeitspanne dieser geomorphologischen Inversion: vom Anfang der spätmittelozeänen Ingression bis zum Anfang der Ablagerung der mitteloligozänen Tegel. Diese zeigt nämlich den Anfang der dritten Phase, der erneuerten Senkung der nordwestlichen Gegend an.

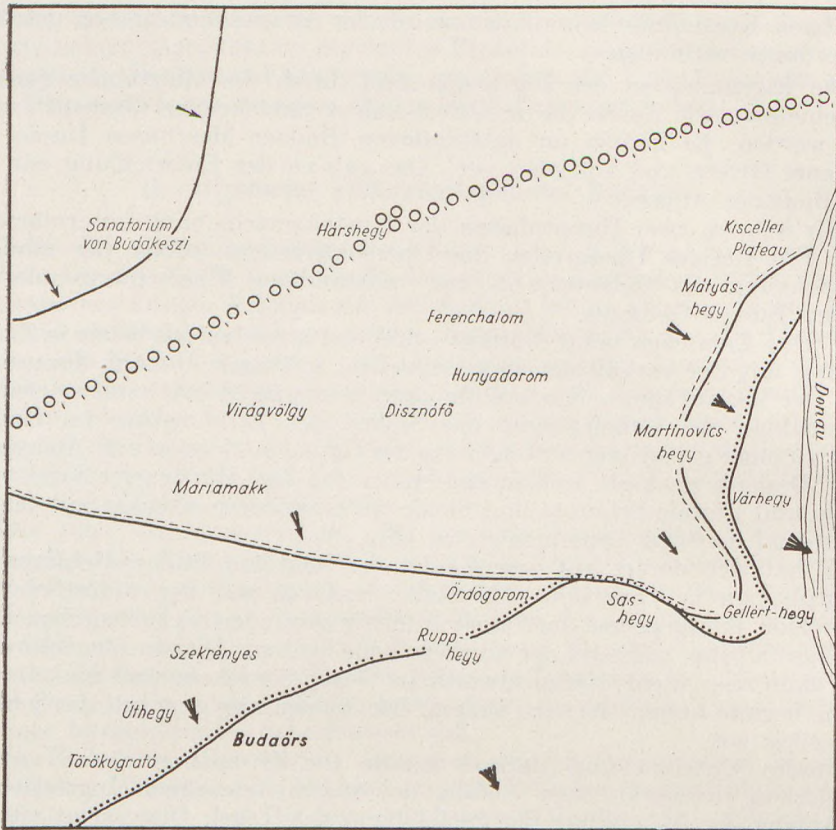
Unser Gebiet war demnach im Obereozän eine Einbuchtung des Meeres, das das Ungarische-Mittelgebirge bedeckte, während es im Unteroligozän eine südwestliche Bucht im Meer des Nordöstlichen Mittelgebirges darstellte.

III. Geographie und Lebewelt des Küstengebietes

Wir haben über das Küstengebiet spärlichere und ungewissere Kenntnisse als über die Sedimentierungs- und biologischen Verhältnisse des Meeres.

Wir können als Grundlage die Tatsache nehmen, dass die Unterlage aus Triasdolomit und -kalk als ein Teil des Transdanubischen Mittelgebirges angesehen werden kann. Sie hat einen mit dem der alten Triasschollen des Bakony- und Vértes-Gebirges identischen Entwicklungsgang durchgemacht. Ein Zeichen dafür ist die spurenhafte Anwesenheit im Budaer-Gebirge (Nagykovácsi, Piliscsaba, Budakeszi, Zugliget, Ferenchalom) der dort auch wirtschaftlich wichtigen Bauxitbildung.

In der Jura- und Kreideperiode war unser Gebiet Festland. Das tropische Klima führte zu einer intensiven Abtragung. Die feuchtwarme Luft und die Anwesenheit der mächtigen karbonatischen Gesteinsreihen gab die



Angenommener Verlauf der Küstenlinie

— am Ende des Lutets

- - - im unteren Priabon

..... im mittleren Priabon

Im oberen Priabon war das ganze Gebiet überschwemmt

○,○,○, Küstenlinie der Emerision zu Ende des Eozäns Nur das Gebiet im SO blieb auch weiter überschwemmt.

Die Pfeile zeigen die Richtung der Transgression in den einzelnen Phasen an.

Fig. 3.

Möglichkeit einer Verkarstung tropischen Typs, die hauptsächlich die Oberflächenmorphologie umgestaltete. Hemmend auf diesen Prozess wirkte jedoch die tektonische Gegliedertheit. Ein Urkarst wie im Bakony- und Vértes-Gebirge, jedoch weniger entwickelt, mit bescheideneren Formen, musste sich hier entwickelt haben. Die Hauptperiode der Verkarstung war die Kreide. Da die Karsterscheinungen von kurzer Lebensdauer sind, können die Züge des Urkarsts am heutigen Anlitz des Budaer-Gebirges kaum noch bemerkt werden. Nur in der nordwestlichen Gegend sind mit bauxitischem Material gefüllte Senken durch die mitteleozäne Transgression mit Sediment überdeckt worden. In den übrigen Gebieten sind diese Formen (nach der Auffassung von

Z. Szabó—Pál) bereits vor der obereozänen Transgression durch Prozesse der Peneplanation zerstört worden.

Die Karstwasserfläche muss infolge der intensiven Peneplanation recht hoch gelegen sein. Ein Beweis dafür ist die kennzeichnende Karstkohlenbildung der unmittelbar anliegenden Gebiete: das Karstwasser hat die chemischen Eigenschaften der Torfmoore unmittelbar beeinflusst. Es gab zweifelsohne auch Karstquellen im Gebiet. Es ist möglich, dass wir ähnlich den Verhältnissen des heutigen Dinarischen-Karstes auch mit untermeerisch aufbrechenden Karstquellen rechnen müssen.

Der Beginn der Thermalquellentätigkeit im Budaer-Gebirge ist post-eozän und kann mit dem miozänen Vulkanismus in Zusammenhang gebracht werden. Das kiesige Bindemittel des sog. Hárshegyer Sandsteines wird aber von Manchen für fast syngenetisch, höchstens epigenetisch, noch im Oligozän entstanden gehalten.

Über das Relief der Topographie haben wir keine verlässlichen Angaben. Gewisse paläobotanische Funde weisen auf Höhen von 4—500 m ü. M. hin. Eine so intensive vertikale Gliederung der unmittelbaren Küstengegend wird jedoch von anderen Seiten nicht bestätigt.

Über *bodenkundliche* (*pädologische*) Angaben verfügen wir überhaupt nicht. Wir könnten als fossile Böden (im weiteren Sinne) höchstens die roten Tonschichten aus dem Unter- und Miozän betrachten. Des weiteren sind wir vollkommen auf Spekulation hingewiesen.

Die Triaskalke und Dolomite des Grundgebirges ergeben im Durchschnitt 0,5% Unlösliches. Letzteres besteht aus 63% SiO_2 , 12% Fe_2O_3 , und 25% Al_2O_3 .

1. Die Verwitterung des Dolomits ist lediglich eine Zermürbung. Diese liefert besonders im feuchten, tropischen Klima eine grosse Menge von Detritus, führt jedoch zu einer für die Vegetation ungünstigen Bodenbildung. Letzten Endes führt dieser Prozess zu der Entstehung einer halbkahlen Karstfläche, die in phytogeographischer Hinsicht in die Gruppe *Rupideserta* gehört.

2. Über dem Triaskalk konnte sich ein tropischer, humusreicher Waldboden entwickeln. Seine Entwicklung ist durch das auf die Festländer gefallene andesitische Tuffmaterial, und auch durch den siallitischen Detritus der weitergelegenen kristallinen Grundgebirgsteilen gefördert worden. Die Kieselsäure ist aus diesen akzessorischen Materialien durch die sowieso basischen, doch infolge der Verwesung pflanzlicher Stoffe noch basischer werdenden Bodenwässer (Kartswässer) ausgelaugt worden.

3. Der dritte Bodentyp, den wir auf Grund der Pflanzenwelt anzunehmen haben, ist die an organischen Stoffen reiche, für das Gedeihen einer üppigen Pflanzenwelt günstige Boden der miozänen Torfmoore.

Über die Lebewelt dieser Böden haben wir gar keine Angaben.

Unsere paläoklimatologischen Folgerungen sind in erster Reihe auf die festländische Flora basiert. Anhand deren lässt sich in unserem Gebiet mit einer fast vollen Sicherheit ein tropisches Klima mit reichen und gleichmässig verteilten Niederschlägen und intensiver Sonnenbestrahlung im Obereozän annehmen.

Im Unteroligozän nahm die mittlere Temperatur etwas ab, das Klima ging in ein subtropisch geartetes über: die Verteilung der Niederschläge wurde auch unregelmässiger.

Betreffs der *Windverhältnisse* beziehen wir uns auf S c h w a r z b a c h, laut dessen Schema unser Gebiet in die Zone der Westwinde fiel. In dieser Hinsicht ist uns der wiederholte andesitische Tufffall behilflich. Ein Teil des gefördertsten feinen vulkanischen Staubes rührt zweifellos aus dem Velenceer-Gebirge her. Das bedeutet einen westlich-südwestlichen Wind. Ein anderer Teil kann mit grösster Wahrscheinlichkeit aus der Gegend des heutigen Mátra-Gebirges hergeleitet werden, d. h. aus dem Nordwesten. Über die zeitliche Abwechslung und Verschiebung dieser zwei entgegengesetzten Windrichtungen können wir nichts weiteres aussagen.

Die bedeutenden Unterschiede in der Temperatur und Ausstrahlung zwischen den Oberflächen des Meeres und des karstischen Festlandes muss zu einer täglichen Abwechslung der „Land“-und „Seewinde“ geführt haben.

Im Budaer-Gebirge sind die massenhaften Anhäufungen pelagischer Planktonwesen (Globigerinen, Pteropoden) in neritischen, ja manchmal ausgesprochen litoralen Ablagerungen kennzeichnend. Diese konnten wohl durch den Seegang eines vom offenen Meere her wehenden Windes in Küstennähe getrieben worden sein.

Wir haben eine verhältnismässig gute Einsicht in die *Floraeverhältnisse* der sich im Norden und Nordwesten an unser Gebiet anschliessenden eozänen Kohlenbecken. Es sind aus unserem Gebiet im engeren Sinne Angaben über die Pflanzenreste des Nummulitenkalkes von T u z s o n und R á s k y, über die Flora des sog. Budaer-Mergels von R á s k y, über die Pflanzenreste des sog. Kisceller-Tegels von A n d r e á n s z k y und ebenfalls von R á s k y gegeben worden.

Pflanzengeographisch sind diese Floraelemente der ostindisch-malaischen Floragruppe verwandt. Nach den paläobotanischen Angaben war im Eozän die Pflanzenwelt der Umgebung des ganzen Nummulitischen Mittelmeeres (der Tethys) dieser stark ähnlich.

1. Es gab in den Zeiten vor dem Obereozän im basischen Wasser der Torfmoore, in denen es zur Entstehung der „Karstkohlen“ kam, ein reiches bakterielles Leben. Der Reichtum dieser Braunkohlen an organischem Schwefel ist auf die Aminosäuren Cystin, Cystein und Methionin dieser Mikroorganismen zurückzuführen.

Im Mitteleozän des Doroger-Bergrevieres wurden durch E. S z á d e c z k y - K a r d o s s anhand kohlenpetrographischer Untersuchungen Kohlenbildungen im Waldmoor (ufernah) und Sumpf (in dem Beckeninnern) unterschieden. Man hat Pilzsporen, Hyphen, Harzklumpen, zusammengesetzte dicke Bastgewebenteile und Farnsporen vorgefunden. In Tatabánya wechseln sich in den aufeinanderfolgenden Kohlenflözen Braunkohlentypen verschiedener Abstammung ab, Algakohlen, Sporopollenite, Kutikelkohlen und Wurzelkohlen.

Eine nichtmoorige limnische Ausbildung kennen wir aus Solymár, von der Grenze Unter- und Mitteleozän. Es kamen darin Reste aus der Klasse *Charophyceae* des Stammes *Chlorophyta* (grüne Algen) vor, und zwar 7 Arten *Kosmogyra*, 3 Arten *Clavator*, *Chara Voltzii*.

Aus dem Mitteleozän von Nagykovácsi ist durch R á s k y die *Chara strobilocarpa* var. *ellipsoidea* beschrieben worden.

2. Aus dem unteren Horizont des Obereozäns (unterpriabonische Stufe) kamen aus marinen Schichten Landpflanzenreste zum Vorschein. Der verhältnismässig reichste Fundort ist die nummulitische Kalkserie am Martino-

vics-hegy (früher Kleiner-Schwabenberg). Von hier ist die folgende Flora beschrieben worden (die Pflanzenreste werden nach dem botanischen System von S o ó aufgezählt):

Angiospermae, Stamm der Bedecktsamer, **Dicotyledoneae**, Reihe **Fagales**, *Quercocoxylon* sp., ein nicht näher bestimmbarer Stammstück einer Eichenart. Gelangte wahrscheinlich als Schwemmholz in den litoralen Kalkschlamm.

Die nähere systematische Position des mit dem Namen *Monotis oenigensis* beschriebenen Blütenrestes mit fünffacher Symmetrie und 1,8 cm langen Kelchblättern ist unbekannt.

Monocotyledoneae, Reihe **Spadicifloreae**, **Palmae** = Familie der Palmenarten.

Eine verhältnismässig grosse Anzahl von Palmenfrüchten ist zum Vorschein gekommen. Diese mochten durch Wasser befördert in die marinen Sedimente geraten sein.

Nipa sp., eine halophyle, salzwasserfreudige Mangrovenpalme.

Actinorhysis eocaenica (*Carya ventricosa* = *Juglandites eocaenica*). Ihre rezente verwandte Art ist eine 40 m Höhe erreichende, hochstämmige südostasiatische Palme.

Aus dem mittleren Horizont des Obereozäns (dem sog. Bryozoenmergel) kennen wir überhaupt keine Urpflanzenreste. Allem Anschein nach sind die Pflanzentrümmer, die ins stark bewegte, oxygenreiche Wasser geraten waren, schnell der Verwesung anheimgefallen, so dass es nicht zur Fossilisation kam.

3. Aus dem oberen Horizont des Obereozäns ist schon eine viel reichere Pflanzenassoziation beschrieben worden. Die Flora dieses sog. Budaer-Mergels besteht grösstenteils aus Blättern. Unter den Früchten sind die Flügelfrüchte vorherrschend. Das zeigt eine Beförderung aus etwas grösserer Entfernung durch den Wind.

Pteridophyta: Stamm d. farnartigen Pflanzen; **Pteropsida** = Klasse der Farne; **Filicales** = Reihe der Farngewächse; Abdrücke aus der Familie *Polypodiaceae*: *Pteris budensis*.

Gymnospermae: Stamm der Nacktsamer; **Coniferae**: Klasse der Nadelbäume. Bruchstücke von Zweigen von Arten, die feuchten Boden vorziehen. *Cephalotaxaceae*: *Cephalotaxus* sp. *Taxodiaceae*: *Sequoia* sp. *Taxodium* sp. Die Taxodien (Sumpfyypressen) Bäume mit periodischem Laubfall und Atemwurzeln. *Cupressaceae*; *Libocedrus* sp. *Tetraclinis brongniarti* (Flügelfrüchte).

Angiospermae: Stamm der Bedecktsamer; **Dicotyledoneae**; **Leguminosae** = Reihe der Hülsenfrüchte; *Mimosaceae*; *Mimosites Haeringiana* (mehr als 80 Blättchen).

Reihe **Terebinthales** (meistens baumartige Gewächse); *Simaroubaceae*; *Ailanthus confucii* (Götterbaum): das häufigste Pflanzenrest. Mehr als 170 Früchte, jedoch kaum einige vollkommen unversehrt. *Anacardiaceae*: *Embothrites borealis*: 33 Flügelfrüchte. *Malpighiaceae*: *Tetrapteris harpyarum* (es kamen fast 20 Früchte zum Vorschein). Diese ist eine *lianartige* Pflanze.

Reihe **Rhamnales**: *Zizyphus zizyphoides*, ein Strauch, 230 Blätterfragmente, mit einer Träufelspitze von 2 cm Länge. *Zizyphus ovata*. Kleine Blüten. Die Blätter und Blüten von *Zizyphus* sind vermutlich die Reste einer und derselben fossilen Art.

Reihe **Malvales**; *Malvaceae*: *Kydia palaeocalycina*. 20 Abdrücke von verhältnismässig guter Erhaltung und Blattfragmente. *Kydia hungarica*, 3 Exemplare. Die Blätter und Blüten sind vermutlich Reste einer und derselben fossilen Art. Die Kydien sind heute in Burma und in der Himalaya baumartige Pflanzen. *Sterculiaceae*: *Tarrietia hungarica* (aus der Verwandtschaft der Kakaobaum-Arten).

Reihe **Urticales**; *Urticaceae*: *Maoutia hungarica*: mehrere übereinandergepresste Blätter. Sie können mit den Blättern der rezenten *Maoutia puya* gut verglichen werden. Diese wächst heute auf der Insel Jawa in der unteren Region der Gebirge, 400—700 m über Meereshöhe, in lichten Wäldern, in der Form von Sträuchern von bis 5 m Höhe.

Reihe **Fagales**: buchenartige Bäume; *Betulaceae*: *Betula sp.*, Birke. Mehr als 60 Früchte. *Hooleya hermis*. Mehr als 60 Früchte, wahrscheinlich eine ausgestorbene Verwandte der *Betula*.

Reihe **Juglandales**: nussbaumartige Bäume; *Engelhardtia bronjniarti*, Abdrücke von 7 Früchten. Die rezente Verwandtschaft gedeiht in Ostindien.

Reihe **Myricales**; *Myricaceae*: *Myrica sp.*

Wir haben die von Szádeczky festgestellte Wald- und Riedmoorentwicklung des unteren und mittleren Eozäns, die ökologisch in die Gruppen Emersi- bzw. Submersiherbosa gehören, nur der Vollständigkeit halber erwähnt. Die Flora der geologisch einheitlichen obereozänen, priabonischen Kalk- und Mergelserie gehört in die Gruppe Lignosa = Pflanzengesellschaft der Wälder, u. zw. in diejenige der tropischen Regenwälder: *Pluvialignosa*. Diese ist durch hydrophile und thermophile Pflanzen gekennzeichnet. Die Laubkrone ist dicht, die Schlingpflanzen, Lianen sind häufig. Die Trüfelspitzen sind kennzeichnend. Der untere Horizont besteht im wesentlichen aus Farnen. Weitere Einzelheiten (Moosteppich) usw. sind paläobotanisch nicht festzustellen.

Die *Nipa*-Palme weist auf einen Mangrovenwald im seichten Salzwasser eines Flachstrandes hin.

Die Tatsache, dass es in der Flora neben den Palmen auch Fichten gibt, steht mit unserer Deutung nicht in Widerspruch. Letztere waren nämlich Anfang des Tertiärs ökologisch weiter als heute verbreitet. Überdies ist in tropischen Bergwäldern heute noch eine intensive Mischung von Pflanzen abweichender Klimaansprüche festzustellen.

Betula hooleya und *Maoutia* sind die typischen Laubbäume und Sträucher, wie sie unter ähnlichen rezenten Umständen 400 bis 700 m über Meereshöhe vorherrschen. Ihr Vorkommen in bedeutender Zahl mag auf die starke vertikale Gliederung des Terrains hinweisen. Etwas weiter hinter den Küsten, in etlichen 100 m Höhe zeigt die Pflanzenbedeckung an den Bergen einen Übergang in den Typ Laurilignosa = Lorbeerwälder.

Selbstverständlich ist eine quantitative cönologische Bewertung unmöglich. Stratigraphisch deutet die Flora nach der Wertung von K. Rásky das Obereozän an. Das stimmt mit unseren geologischen, und später zu beschreibenden paläontologischen Befunden gut überein.

Eine ökogenetische Sukzession war nur in der sumpfigen Entwicklung im kohlenproduktiven Mitteleozän zu beobachten (die genannte alternierende pflanzliche Zusammensetzung der sechs Flöze zu Tatabánya). Die Beschreibung dieser Sequenz übertritt die Grenzen unseres Gegenstandes.

Zur Untersuchung der klimatischen Sukzession müssen wir auch die Floren des Unter- und Mitteloligozäns in Betracht ziehen.

4/a Aus der unteroligozänen sog. Hárshegyer Sandsteinreihe sind bloss einige Blätter von *Quercus* (Eiche) und *Cinnamomum* (Zimt) bekannt. Es kamen aus dem sog. Tarder foraminiferenfreien Tonmergel nebst einem quadrimeren Kelchblatt (*Abelia*? Reihe **Rubiales**) die Überreste der *Engelhardtia brongniarti* zum Vorschein.

4/b Aus dem Szépvölgy (Schöntal) bei Óbuda ist aus dem unmittelbar dem Budaer-Mergel überlagerten Lattorfer Tegel eine üppige Flora durch K. R á s k y beschrieben worden. Man kann über die relative Häufigkeit der einzelnen Arten nichts aussagen, da die Zahl der einzelnen Exemplare der vorgefundenen Arten sehr klein (1 bis 10) ist.

Pteridophyta = Stamm der farnartigen Pflanzen; **Sphenopsida** = Klasse der Keilfarne; Ungewisse Rhizomenknollen von *Equisetum*; **Pteropsida** = Klasse der Farne; **Filicales** = Reihe der Farngewächse.

Nach A n d r e á n s z k y: *Polypodiaceae*: *Osmunda legányii*, *Adiantites* sp., *Phegopteris decussata*, *Rhipidopteris palaeopeltata*.

Gymnospermae = Stamm der Nacktsamer; **Coniferae** = Klasse der Nadelbäume; *Abietaceae*: *Pinites*? zwei Zapfen; *Pinus palaeostrobis*, Zapfen; *Taxodiaceae*: *Taxodium distichum*; *Sequoia sternbergi*, Zweigstücke.

Der aus diesen Schichten beschriebene fossile Harz, der sog. Kiscellit, kann als Produkt bisher näher nicht bestimmbarer Koniferen betrachtet werden.

Angiospermae = Stamm der Bedecktsamer; Klasse **Dicotyledoneae**; Reihe **Magnoliales**; *Lauraceae* = Familie der Lorbeerbäume: *Laurus primigenia*, *Laurus princeps*, *Laurus hungarica*, *Cinnamomum scheuchzeri* (Zimtbaum), *Persea speciosa*.

Reihe **Leguminosae**; *Mimosaceae*: *Acacia philippi* (die Akazien gehören zu den vorherrschenden Bäumen der sog. Monsunwälder); *Papilionaceae*: *Dalbergia bella*; *Caesalpinaceae*: *Cercis harmati*, *Cassiophyllum berenices*.

Reihe **Terebinthales**; *Anacardiaceae*: *Cotinus* sp. (Heute ein mediterraner Strauch, der zusammen mit *Quercus pubescens* Karstbuschwälder bildet).

Reihe **Rhamnales**; *Rhamnaceae*: *Rhamnus decheni*;

Reihe **Ericales**; cf. *Andromeda* sp. (ihre Anwesenheit in der unteroligozänen Flora ist unwahrscheinlich, da sie ein kalkphober, hochgebirgischer Zwergstrauch mit geringem Wärmeanspruch ist).

Reihe **Urticales**; *Ulmaceae* = ulmenartige Bäume; *Ulmus* sp., Ulme; *Zelkova ungeri*;

Moraceae: *Ficus kräuseli* (eine Feigenart). Reihe **Fagales**; Familie *Fagaceae*: *Quercus furcinervis*, *Quercus neriifolia*, *Quercus göpperti*.

Betulaceae: *Betula* sp.

Reihe **Juglandales**; *Pterocarya denticulata*.

Reihe **Myricales**; *Myricaceae*: *Myrica lignitum*.

Reihe **Salicales** = Verwandtschaft der Weidenbäume. *Salicaceae*: *Salix elongata*.

Monocotyledones; Reihe **Spadiciflorae**; *Palmae* = Familie der Palmen; *Attaleinites apiculata*.

5. Aus den höheren Schichten des Csillaghegyer Steinbruches der Óbudaer Ziegelwerke, aus bestimmt mitteloligozänen (rupelischen) Tegelschichten ist durch K. R á s k y folgende Flora beschrieben worden :

Pteridophyta = Stamm der farnartigen Pflanzen. **Sphenopsida** = Klasse der Keilfarne ; Reihe **Equisetales** : *Equisetum lombardianum*.

Gymnospermae = Stamm der Nacktsamer ; **Coniferae** = Klasse der Nadelbäume ; *Abietaceae* : *Pinus* sp. *Taxodiaceae* : *Sequoia sternbergi* ; *Araucariaceae* : *Araucaria hungarica*.

Angiospermae = Stamm der Bedecktsamer ; **Dicotyledones** ; Reihe **Magnoliales** ; *Lauraceae* : *Cinnamomum scheuchzeri*.

Reihe **Leguminosae** : unbestimmte Blattreste, sowie die Fam. *Caesalpiniaceae* : *Cercis parvifolia*, *Cercis hungarica*, *Cercis spokanensis*.

Reihe **Fagales** ; *Fagaceae* : *Quercus cupula* (?), *Quercus drymeia*.

Reihe **Myricales** ; *Myricaceae* : *Myrica* cfr. *lignitum*.

Von systematisch unbestimmter Lage ist der Blütenrest *Porana* sp. (vielleicht *Abelia* ?).

Monocotyledones ; Reihe **Graminales** = Gräser ; *Arundo* sp. (oder *Bambusium* sp. ?)

Reihe **Spadiciflorae** ; *Palmae* : *Sabal haeringiana*, eine Pflanze der Savannen und Galerienwälder.

In Vergleich mit den obereozänen Floren ist in diejenigen des Unter- und Mitteloligozäns das Vordringen der Gattungen *Laurus*, *Cinnamomum*, *Cercis*, sowie das Auftreten von *Ficus*, *Acacia*, *Ulmus*, *Salix* auffallend. Wenn man bedenkt, dass hier von einer allochthonen, in die marinen Schichten eingeschwemmten Flora die Rede ist, so kann man die gleichzeitige Einbettung zweier verschiedenen Pflanzenvergesellschaftungen, nämlich der *Laurilignosa* (Lorbeerwälder) und der *Hiemilignosa* (Monsunwälder) erkennen.

Nach der Wertung von R á s k y ist der subtropisch-mediterrane Charakter ausgeprägt, mit wenig temperierten und etwas mehr tropischen Elementen. Die Verhältnisse dürften denen der heutigen Monsungebiete Mittel- und Südostasiens sowie der südöstlichen Sumpfgebiete (Swamps) der Vereinigten Staaten ähnlich gewesen sein. Zur Unterscheidung kleinerer ökologischer Einheiten sind die Angaben unzulänglich.

Demnach beweist die Pflanzenwelt, dass das Klima im Oligozän etwas kühler wurde, vom tropischen ins subtropische wechselte und durch weniger gleichmässige Niederschlagsverteilung gekennzeichnet wurde. So gingen die obereozänen Pluviilignosa—Laurilignosa in das Ensemble Laurilignosa—Hiemilignosa über.

Während wir oben die der photosynthetischen Herstellung organischer Stoffe fähigen Grünpflanzen beschrieben haben, werden wir nun die Tiere, die Verbraucher solcher Stoffe betrachten.

Die Angaben über die *Tierwelt* des Festlandes sind recht lückenhaft. Es kamen insgesamt 3 *Perissodactylen*- (Nashorn-) Reste zum Vorschein :

Hypsolophiodon csobánkanus (aus obereozänem Konglomerat), *Eggy-sodon* sp. ind. und *Ronzotherium velaunum*, letzteres aus oligozänem Tegel. Der *Ronzotherium*-Rest befand sich im sog. Tarder Komplex, das keine marinen Fossilien führt. Sein Alter ist nach M. K r e t z o i der Lattorfer Stufe entsprechend. Über weitere festländische Tiere haben wir keine Angaben.

Paläogeographisch kann eine gewisse *Sequenz der Landschaften* um die Küste festgestellt werden:

1. die mitteleozänen Karstsümpfe,
2. die obereozänen tropischen Karstwälder,
3. die unteroligozäne Landschaft von grosser Reliefenergie, gekennzeichnet durch intensive fluviale Erosion.

Es ist klar ersichtlich, dass bei der paläogeographischen Rekonstruktion der einzelnen Umgebungen nur die wichtigsten landschaftgestaltenden Kräfte (Geofaktoren) hervortreten, nämlich bei der ersten die *petrographisch-hydrologisch-biologischen*, bei der zweiten die *geomorphologisch-klimatisch-biologischen*, bei der dritten die *tektonisch-geomorphologisch-hydrologischen Verhältnisse*.

Die obereozäne Transgression besass eine verebnende, „reliefzerstörende“ Wirkung, während die Emersion zu Ende des Eozäns als ein „reliefbildender,“ gliedernder Prozess erscheint.

IV. Sedimentologische und paläobiologische Verhältnisse in der See

A) Die Lithofazies

Eigentlich stellt jede Schicht eine Lithofazies für sich dar, da sie in irgendeiner Hinsicht von der liegenden und hangenden Schicht abweicht. Der besseren Übersicht halber gehen wir jedoch auf solche Einzelheiten nicht ein, und haben in unseren Profilen gewisse Verallgemeinerungen getroffen.

Innerhalb der untersuchten Periode gehört unser Gebiet durchwegs zu der Entwicklungsgruppe des offenen kontinentalen Schelfes nach *Nalivkin*. Wir dürfen nach der Küstennähe, der starken Gliederung der Küste und dem niederschlagsreichen Klima eine starke Zufuhr von detritalem Material erwarten. Diese mögen sein

- a) die lokalen, abrasiven Trümmer der Steilküsten,
- b) fluvial gerolltes und geschwemmtes Geschiebe,
- c) äolisches Material.

Diese können in unserem Gebiet auch in der Tat unterschieden werden.

a) Die Brandung des steigenden obereozänen Meeres hat an den Steilküsten Hornsteinbrekzien und Dolomitzkonglomerate aus stark bewegtem, bearbeitetem Material zustandegebracht. Der tiefer als die Brandungszone geratene Kalk- und Dolomiddetritus ist zu Brekzien zementiert worden. Deren charakteristische Eigenschaft ist der unmittelbare Übergang in feinkörnige Mergel- oder Kalkfazies.

b) Die fluvial gerollten Kiesel sind in den groben detritischen Ablagerungen des Obereozäns untergeordnet (meistens Andesitgerölle aus grosser Entfernung). Die Sandfraktion ist fast vollkommen abwesend, vermutlich wegen der auswaschenden Wirkung der Brandung. Ausnahmsweise kommen auch Sandsteinflecke kleinerer Verbreitung vor (Budaörs).

Der grösste Teil des mitteloligozänen sog. Hárshegy Sandsteines geriet durch fluvialen Transport in seine heutige Lage, obwohl gewisse Schichten lokales Material führen und Brandungserscheinungen aufweisen. Das Komplex ist daher genetisch uneinheitlich. Bei einem Teil des fluvialen Detritus

müssen wir auch die weitertreibende, umsortierende Wirkung der Brandung und Strömungen voraussetzen. Die Klärung der Lage sowie der zeitlichen Verschiebung der Küste in der Periode des Hárshegyer Sandsteines würde gerade durch die konsequente Verfolgung und Unterscheidung der fluvialen — marin umgearbeiteten — rein marin-abrasiven Schichten ermöglicht werden.

Die Korngrösse schwankt zwischen breiten Schranken vom Grobschotter bis zum Ton.

Die Zusammensetzung und Abstammung des terrigenen Detritus ist binnen der ganzen untersuchten Periode ziemlich einheitlich. Nach den Untersuchungen von F. K a s z a n i t z k y kommen, von spärlichen Andesitkieseln abgesehen, im Gesteinsmaterial des groben Detritus Bruchstücke von Triashornstein, plutonischem und Gangquarz, und verschiedentlichen ortho- und parametamorphen Quarziten vor. Wir haben anhand der Untersuchungen der Feinfraktion (0,25 mm) gefunden, dass diese vom Nummulitenkalk bis zum rupelischen Tegel, abgesehen von kleineren Abweichungen, einheitlich von einem plutonisch-magmatischen bzw. epi-mesometamorphen Abtragungsgebiet hergeleitet werden kann. Weiterhin kommen noch die Minerale des Amphibolandesits vor. Das wichtigste Abtragungsgebiet dürfte die Umgebung des heutigen Velencei-tó (Velenceer-Sees) gewesen sein. Im Eozän-Oligozän dürfte diese kristalline Zone weiter als heute nach ONO gereicht haben. Wir haben jedoch keine unmittelbare Belege dafür, dass dieses Komplex südlich oder südwestlich von unserem Gebiet am Tag gelegen wäre.

Im Unteroligozän konnte anhand der Gestaltung paläogeographischer Verhältnisse eine Zufuhr von Detritus auch aus dem Norden, aus der Richtung des heutigen Vepor-Gebirges vor sich gegangen sein.

c) Durch äolischen Transport gelangten in unser Gebiet die Aschen (Anemopyroklastite) des obereozänen Andesitvulkanismus. Die Ausbrüche haben sich mehrfach wiederholt. Die Tuffe der vorobereozänen Ausbrüche fielen auf verkarstetes Terrain. Auf dem Ferenc-halom (Franz-Hügel) füllt der Tuff die Karstklüfte von Dolomit aus. Innerhalb des Obereozäns haben die Aschen der Ausbrüche, grösstenteils ins Meereswasser gefallen und mit kalzigem Sediment vermengt, zur Entstehung von Tuffitschichten geführt. Solche kommen bei Solymár und am Martinovics-hegy (Berg) bei Budapest in Orthophragminen-Nummulitenkalk vor, sie liegen bei Budaörs zwischen Konglomeratschichten, auf dem Mátyás-hegy (Matthias-Berg) und Apáti-szikla (Felsen) im Bryozoenmergel, endlich bei dem Statistischen Amt im Budaer-Mergel.

Die Ausbrüche setzten sich noch im Oligozän fort, es kommen Tuffbänder auch im Tegelkomplex vor.

Die Tuffbildung ist auch in Hinsicht auf die stoffliche Zusammensetzung uneinheitlich. Der in manchen Fundorten vorgefundene Quarz hat sich zwar als allotigen erwiesen, sodass wir durchwegs mit Andesittuffen zu tun haben, jedoch unterscheiden S z é k y - F u x und B a r a b á s

1. Amfibolandesittuffe (Nagykovácsi, Budakeszi, Budaörs),
2. Biotitandesittuffe (Budakalász, Mátyás-hegy (Berg) ; nach den Untersuchungen des Verfassers auch bei Budaörs).

Die ersteren können vom obereozänen Vulkanismus des Velenceer-Gebirges, die letzteren von dem des Mátra- und Börzsöny-Gebirges abgeleitet werden.

Das nichtpyroklastische feine Trümmermaterial zeigt laut der Korngrößenverteilung nicht äolische, sondern fluviale Eigenschaften.

Neben dem terrestrischen Detritus nahmen in der Bildung der untersuchten Gesteinstypen auch Stoffe chemischer und organischer Abstammung teil. Entsprechend dem Aufbau der Küste aus karbonatischem Triasgestein enthalten die Sedimente sowohl des Flachstrandes als auch der Steilküste viel CaCO_3 , ja manchmal auch verhältnismässig viel MgCO_3 . Das Karbonatgehalt nimmt allmählich ab von den durchschnittlichen 90% der Nummuliten-Orthophragminen-Kalkfazies bis zu den durchschnittlichen 40–50% des rupelischen Tegels.

Da der karbonatische Aufbau der Umgebung beständig war und die Wassertemperatur nicht wesentlich abnehmen durfte, jedoch in zeitlich gleichlangen Perioden immer mächtigere und mächtigere Schichtreihen entstanden sind, müssen wir annehmen, dass anstatt einer abnehmenden Intensität der Fällung von CaCO_3 eine zunehmende Förderung terrigener Stoffe vor uns steht. Das war der Umstand, der zum Zunehmen des Tongehaltes der Sedimente an der Wende Eozän-Oligozän führte. Das ist in gutem Einklang mit der geomorphologischen Inversion, die die beschleunigte Produktion von terrigenem Detritus herbeiführte.

Die ausgesprochen biolithartigen Gesteine des Obereozäns wurden nach und nach durch Sedimente ersetzt, in deren Bildung die Lebewelt eine geringere Rolle spielte.

Obwohl in der Fauna auch kolonienbildende Koralle vorkommen, gibt es unter den Gesteinfazies keine ausgesprochenen organischen „Riffbildungen“ (Bioherme).

Zuerst verliert die gesteinsbildende Tätigkeit der grossen Foraminiferen (*Nummulites*, *Orthophragmina*) an Bedeutung, dann die der Rotalgen (*Lithothamnium*), und endlich die der Bryozoen. Dagegen werden die kleinen Foraminiferen immer bedeutender.

Im Obereozän wird der Flachstrand durch folgende Anordnung der Lithofazies gekennzeichnet:

1. Litoraler Sand und Schlick, mit dem massenhaften Auftreten von grossen Foraminiferen. Nach der Verfestigung: Nummuliten-Orthophragminenkalk (Biocalcarenit).

2. Schlick mit kleinen Kieseln und Kalksandkörnern. Nach der Verfestigung: mergeliger Kalk.

3. Feiner lehmiger Kalkschlamm von einheitlicher Kornverteilung. Nach der Verfestigung: Kalkmergel.

Die Fazies an der obereozänen Steilküste sind:

1. Die Brandungszone mit stark abgerolltem Grobschotter. Nach der Verfestigung — in Abhängigkeit vom verarbeiteten Material — Konglomerat aus lokalen Stoffen oder Hornsteinbrekzie.

2. Weniger stark abgerollter, kantiger Abrasionsdetritus unterhalb der Brandungszone. Mit schlickigem Bindemittel. Nach der Verfestigung: Brekzie mit mergeligem Bindemittel, Brekzie mit Hornsteinsplittern.

3. Kalksand und Schlamm mit unebenen Schichtflächen, verhältnismässig vielen terrigenen Mineralkörnern, Bruchstücken kalkiger Fossilien, evtl. mit Hornsteinsplittern. Nach der Verfestigung: ineinander verzahnte, linsenartig gelagerte Mergel und Kalke.

4. Feiner Kalkschlamm von einheitlicher Kornverteilung. Ging infolge der Auspressung des Wassers durch hydrostatische Belastung schnell in festen Kalk oder Mergel über. Kann infolge lokaler Schollenhebungen die Form untermeerischer Bänke annehmen, die durch den Seegang z. T. zertrümmert werden. So kann ein intraformationaler Psephit oder Rudit, eine autigenetische Brekzie entstehen. Diese enthält immer viel mehr Fossilien, obwohl in zertrümmertem Zustand, als der grobe Detritus in der Brandungszone.

Ende des Obereozäns wird die marine Transgression vollständig, die Budaer Einbuchtung vertieft sich, die Sedimentierungsverhältnisse werden gleichmässiger. Die steilen Küstenstreifen werden verebnet (abrasive Peneplanation). Es geht eine gleichmässige Kalkschlamm-Bildung vor sich, mit lokalen kalkigen oder sandigen Linsen. Die Verfestigung führte zu der Entstehung der sog. Budaer Mergelschichten.

Das untere Oligozän brachte durch die Emersion des nordwestlichen Teilgebietes abwechslungsreiche Faziesverhältnisse mit.

Das neu emporgehobene, mit Sedimentfüllung verebnete Terrain war der Entstehung eines Flachstrandes günstig. Die normale Anordnung der Fazies am Flachstrand ist jedoch durch die intensive Zufuhr von Detritus und durch die Änderungen dieser Zufuhr stark gestört worden.

Dementsprechend wurden in der litoralen Zone fluviale Schotter und Sand abgelagert und es kam auch zu der Entstehung von Tonen. Mehr wasserwärts entstanden sandig-kalkige Tone, noch weiter fluvial verfrachtetes, marin angehäuften Grobdetritus. Diese ganze, in ihrem Lithofazies so mannigfaltige Entwicklung wird mit dem Namen Hárshegyer Sandstein bezeichnet. Diese Faziessequenz liess nur ganz feines Material in die Richtung des offenen Meeres durch, sodass in der weiter aussen folgenden Zone feine schlickig-tonige Sedimente zustandekamen. Diese enthalten auffallend viel Pyrit, was eine mit Schwefelhydrogen gesättigte Umgebung und rapide Sedimentation andeutet. Das ist die sog. Tarder Fazies.

Mit der Vervollkommnung der intraoligozänen Denudation kommt es zu einer erneuerten Senkung des nordwestlichen Gebietes. Infolge der Abnahme an Reliefenergie hört die Bildung des groben litoralen Hárshegyer Sandsteines auf. Im Seichtmeer wechseln sich, dem Strömungsbild entsprechend, in unregelmässiger Verbreitung schlickig-tonige bzw. sandige Entwicklungen ab. Das ist für das rupelische Tonkomplex kennzeichnend: gröbere Trümmer (Gerölle von geschiefertem Ton) kommen darin nur ausnahmsweise vor.

Im Unteroligozän konnte eine Steilküste nur durch lokale Schollenbewegungen entstehen. Stellenweise finden wir im Hárshegyer Sandsteinkomplex ein regelmässiges Abrasionskonglomerat oder Brekzie aus lokalem Material, mit Spuren von Bohrmuscheln. Dem offenen Meere zu folgen hier die Fazies genau so wie beim Flachstrand aufeinander.

Als fremde Elemente in der Obereozän-Unteroligozän-Serie treten Glaukonitkörnchen auf. Diese können nicht als an Ort und Stelle entstanden betrachtet werden. Teils sind sie sehr selten, teils entsprechen die Umstände der uns bekannten Voraussetzungen der Glaukonitbildung (langsame Ablagerung, intensive Strömungen, verhältnismässig grössere Tiefe um 200 m, an der Grenze von Schelf und kontinentalem Abhang) nicht. Das Glaukonit kann am einfachsten aus dem Nordwesten, aus der Glaukonitfazies des Esztergomer-Beckens hergeleitet werden. Es ist kennzeichnend, dass zu Beginn des Ober-

eoziän, wo wir anhand der benthonischen Fauna eine untermeerische Schwelle zwischen unserem Gebiet und dem Esztergomer-Becken voraussetzen, keine Glaukonitkörner unter den Mineralen vorkommen. Zu Ende des Obereozäns treten sie im Budaer-Mergel schon auf. Sie kommen in grösserer Zahl im oligozänen Tegel vor, diesem konnten sie jedoch auch durch Erosionsvorgänge zugeführt worden sein.

B) Die Biofazies

Während wir die Lithofazies anhand der Sedimentierungsverhältnisse der heutigen Schelfbildungen zu deuten trachteten, wünschen wir bei der Behandlung der Biofazies die Ergebnisse der die rezente marine Lebewelt erforschenden biologischen Wissenschaft auf unser Fossilienmaterial anzuwenden. Die Zeitspanne der Entstehung der untersuchten Schichtreihe ist zu klein, biostratigraphisch zu eng, um phylogenetische Gedankengänge zu gewährleisten. Sie ist jedoch lang genug, um ein behutsames Vordringen ins Gebiet der paläontologischen Zönologie und Ethologie (Ökologie) im Sinne von *Dollo* zu erlauben. Wir wünschen damit die Rahmen der bisherigen deskriptiv-systematischen, höchstens auf einige vereinzelte ökologische Bemerkungen beschränkten Mitteilungen zu durchbrechen.

Im Vorangehenden berühren wir kurz die Verhältnisse im Mitteleozän. Wir werden die Lebewelt der in unserem Gebiet unterscheidbaren drei Horizonte des obereozänen Priabons und auch die Biofazies des Lattorfs eingehender behandeln. Zum Schluss werden wir noch die Umstände im Mitteloligozän kurz beschreiben.

Wir werden binnen jeder einzelnen Periode die Behandlung nicht nach der systematischen Reihenfolge der Lebewesen, sondern der chorologischen Gliederung der marinen Lebewelt entsprechend durchführen. Nach der ökologischen Zoogeographie ist diese wie folgt:

Biozyklus: Lebekreis: das Meer. Seine Lebewelt ist der Halobios.

Biochor: Seichtmeer: Neritikum (Schelf).

Biosynoekien: Gesamtheiten von Biotopen innerhalb des Seichtmeeres.

1. *Fazial:* die Wasseroberfläche. Ihre Lebewelt ist das Nekton. Enthält Wesen, die keine zur Fossilierung geeigneten starren Skeletteile haben.

2. *Pelagial:* das offene Wasser. Das ist ein „zweiphasiges“ System (Ökosystem):

a) das Medium,

b) die Biomasse; diese besteht aus zwei Teilen. Die Gesamtheit der aktiven, frei beweglichen Formen, das Nekton, die der passiven schwebenden Lebewesen, das Plankton.

3. *Benthal:* der Meeresboden. Das ist ein „dreiphasiges“ System:

a) das Medium,

b) die Unterlage (Substratum),

c) die Biomasse. Diese zerfällt auch in zwei Teile, in ein aktives, frei bewegliches, vagiles und in ein passives, ortsgebundenes sessiles Benthos. Die Larven vieler sessiler Arten sind schwimmfähig und weisen eine gewisse „Substratselektivität“ auf, nach den Gesichtspunkten der mineralogischen und petrographischen Natur des Substrats sowie nach seinem Gehalt an organischen Stoffen.

Das Benthal lässt sich in weitere Teile, sog. Biotope dritter Ordnung (*tertiäre Biotope*) gliedern.

Von diesen ist die sog. *supralitorale Region* (die durch aufspritzende Wellen periodisch benetzte Zone) geologisch nicht zu verfolgen.

Die *litorale Region* reicht bis zu 40 m Tiefe. Einige Verfasser unterscheiden darin die nur periodisch überflutete Zone zwischen Flut- und Ebbepegel. Deren geologischer Nachweis stösst gleichfalls auf grosse Schwierigkeiten, so dass wir diese des Weiteren nicht unterscheiden wollen.

In die *sublitorale Region* gehören alle Teile des Schelfes unter der litoralen Region.

Die weitere Einteilung dieser beiden Zonen kann anhand der zonalen Anordnung der belichtungsabhängigen Algenvegetation erfolgen. Unmittelbar unter der Oberfläche (0–20 m) befinden sich die Grünalgen (*Chlorophyta*), etwas tiefer (20–50 m) die Braunalgen (*Phaeophyta*), und am tiefsten (50–120 m) die Rotalgen (*Rhodophyta*). Die Zone der letzteren wird nach der häufigsten Familie oft auch Corallinenzone genannt. Die Üppigkeit und Zusammensetzung der Algenvegetation übt einen wichtigen Einfluss auf die Tierwelt aus.

Die litoralen und sublitoralen Regionen werden nach anderweitigen Gesichtspunkten in *sekundäre Biotope* eingeteilt, nämlich nach der Natur des Substrats. Es werden felsige, grobschottrige, sandige und kalkschlammige Biotope zweiter Ordnung unterschieden. Deren Lebewelt ist eine heterotypische Assoziation, eine Vergesellschaftung verschiedener Arten.

Man kann bei der Untersuchung der rezenten Lebewelt auch noch kleinere Einheiten, *primäre Biotope* unterscheiden, und die Einteilung kann sogar noch weiter verfeinert werden. Es liegt an der Natur der Sache, dass derartige Unterteilungen in den Obereozän- und Unteroligozän-Bildungen unseres Gebietes kaum mehr möglich sind. Die Behandlung derartiger Einzelheiten, die in Zusammenhang mit den einzelnen Profilen beobachtet werden konnten, kann in diesem zusammenfassenden Rahmen nicht unser Ziel sein.

Wir werden bei der Rekonstruktion der Lebewelt vor Augen behalten, dass die aus einer gewissen Lithofazies herstammende Fossiliengesellschaft (Taphozönose) nicht einheitlich ist: unter den benthonischen Wesen mögen planktonische und nektonische geraten sein. Die zusammen verstorbenen Wesen (d. h. die Glieder der Thanatozönose) gehören auch nicht zwangsläufig zu der heterotypischen Assoziation eines und desselben sekundären Biotops. So kann bei starkem Aschenregen das gemeinsame, massenhafte Aussterben planktonischer und benthonischer Wesen erfolgen.

Wir wollen die tatsächlich in eine und dieselbe Assoziation gehörenden Fossilien in eine Paläozönose oder Biofazies zusammenfassen. Wir sind dessen bewusst, dass diese erstens einen breiteren Rahmen ergibt als die ehemalige eigentliche Biozönose, da sie die Überreste mehrerer primärer Biotope enthält; zweitens ist sie der eigentlichen Biozönose gegenüber lückenhaft, da deren zahlreiche Mitglieder, sogar ganze Gruppen von Lebewesen, nicht fossilisiert wurden. Folglich können die ursprünglichen Biozönosen nicht einmal im Prinzip vollständig rekonstruiert werden. Die Ungewissheit ist besonders gross bei der Bestimmung der zahlenmässigen Verhältnisse der einzelnen Arten. Wir haben deshalb nur die Vorherrschaft, untergeordnetes bzw. seltenes Auftreten der einen oder anderen Tiergruppe, womöglich noch Gattung

oder Art in der besprochenen Biofazies anzugeben versucht (charakteristische, endemische und Reliktarten).

Die produktionsbiologischen Verhältnisse können nur in den größten Zügen rekonstruiert werden. In der Nährstoffkette des Meeres wird die Rolle der Produzenten organischer Stoffe von den photosynthetisierenden pflanzlichen Organismen gespielt. In unserem Falle ist uns ein Teil der benthonischen Rotalgen auch in fossiler Erhaltung bekannt. Über die Anwesenheit von Braun- und Grünalgen, sowie des für die Ernährung der marinen Tierwelt so wichtigen Phytoplanktons sind wir auf Vermutungen angewiesen. Das vom Festland eingewehte pflanzliche Material mag auch als Nährstoff gedient haben, in erster Reihe den saprophagen Tieren. Die Verbraucher sind auch hier die verschiedenen karnivoren, herbivoren, saprophagen Tiere. Wie am Festland, gehören die Abbauer organischer Stoffe auch im Meere in die Gruppe der Bakterien, die zur Fossilisierung ungeeignet sind.

I. Das Meer des Mitteleozäns (lutetische Stufe) drang bis ins NO unseres Gebietes, nach Nagykovácsi—Pilisvörösvár vor. Die wiederholte Schwankung der Küstenlinie führte zu mehrfacher Repetition der Fazies in der Schichtenfolge.

Wir unterscheiden im unteren Lutet

1. ein Basalkonglomerat,
2. eine Lumachelle mit *Ostrea supranummulitica*,
3. einen Miliolinen-Alveolinen-Orbitolithenkalk. Im letzteren sind die Muschelgattungen *Phacoides* und *Modiolus* häufig. Entsprechend den optimalen Lebensbedingungen der Miliolinen und Alveolinen setzen wir die Entstehung dieser Bildung in die Tiefzone 20—60 m.
4. Tegel mit Nummuliten und Mollusken, mit den Resten von *Calianassa*-Krebsen. Die Bildungstiefe mag 60—80 m betragen haben.

Im oberen Lutet wechseln sich limnische und brackische, kohlenproduktive Schichtreihen mit marinen ab. Die marine Sedimentierung ist sandig-kalkiger Natur, mit dem sog. Molluskenmergel als Hauptentwicklung. Die häufigsten Mollusken sind *Brachyodontes corrugatus*, *Globularia incompleta*, *Diastoma roncanum*, *Tympanotonos diaboli*, *Potamides fuchsi* und *Pyrgulifera sp.*, eine Reliktform aus dem Untereozän. Von den Hydrozoen sind die vielen *Millepora sp.* kennzeichnend. Von den Krebsen sind zahlreiche *Ostracoden* aus diesen Schichten beschrieben worden. Eine Merkwürdigkeit ist die einzige Zirripedie, *Protobalanus hantkeni*.

In der Entwicklung bei Nagykovácsi kommen auch Bryozoen vor. Dominiert ist *Steginoporella sp.*, daneben kommen noch vor *Cupularia sp.*, *Spiropora sp.*, *Crisia sp.* Diese Entwicklung kann in die litorale Region gesetzt werden.

II. Obereozän. Unteres Glied der Priabonstufe, („Horizont des Nummuliten-Orthophragminen-Lithothamnienkalkes“).

Pelagial.

Das Nekton wird hauptsächlich durch die Zahnreste von ganoiden Fischen in ziemlich grosser Zahl vertreten.

Die Vorherrschaft steht den Haifischarten zu: *Carcharodon angustidens*, *Carcharodon megalodon*, *Carcharodon heterodon*, *Lamna elegans*, *Lamna gracilis*, *Lamna cuspidata*, *Lamna contortidens*, *Notidanus primigenius*.

Weiterhin kommen vor *Psammodus laevis*, (!) *Nummopolatus* sp. Die Anwesenheit dieser Raubfische lässt auf die hiesige Existenz anderer, nicht karnivorer Fische schliessen.

Das Plankton — soweit es aus den Kalkdünnschliffen festzustellen war — bestand nebst spärlichen Valvatellen (Pteropodenschnecken) aus einer Zahl von Globigerinen.

Diese litorale Ablagerung enthält die nekroplanktonisch verfrachteten Gehäuse von mehreren Nautilusarten: *Nautilus ellipticus*, *Nautilus regalis*, *Nautilus lingulatus*, *Nautilus zigzag*, *Aturia* cfr. *crookana*. Diese kommen auch in den hangenden Schichten vor.

Benthal.

Litorale Region

1. Wir betrachten als charakteristische Entwicklung die auf einer Konglomeratbasis fussenden Ostreenbänke. Am Martinovics-hegy (Berg) kommt nebst *O. roncana* und *martini* auch *O. gigantea* vor. Aus Csobánka und Páty ist nur das massenhafte Auftreten von *O. cymbula* bekannt. In dieser Entwicklung sind auch die Bohrmuscheln (*Teredo tournali*, *Lithophaga zignoi*) und Schalenschnecken (*Patella haueri*) kennzeichnend. Auf dem Apáti-szikla (-Felsen) sind Bohrmuschelgänge mit Brekzienmaterial ausgefüllt (Felsküste).

2. „Kalksand-Flachstrand“ mit grossen Foraminiferen: *Nummulites fabianii*, *Nummulites incrassatus*, *Orthophragmina ephippium*, *Orthophragmina pratti*, *Orthophragmina papyracea*.

Die Lithothamnien sind in dieser Entwicklung spärlich und es kommen nur einige dünnchalige Muschelarten vor. Am häufigsten ist noch *Lucina priabonensis*. Unter den kleineren Foraminiferen findet man in grosser Zahl *Heterostegina carpathica*, *Bulimina hantkeni*, *Operculina ammonica*.

3. Sandsteinfazies mit Kalkbindemittel, Vorherrschaft der Seeigel. Nur örtlich (Solymár). Dominante Arten sind *Echinanthus scutella*, *Echinolampas similis*, *Echinolampas subsimilis*.

4. Kalkschlammiges, schnell verfestigtes Substrat, reich an Korallen und Decapodenkrebse, mit verhältnismässig weniger Seeigeln und Muscheln. Das typische Vorkommen liegt am Martinovics-hegy (Berg), kommt aber auch im Zugliget, am Mátyás-hegy (Berg) und bei Páty vor.

5. Kalkschlammiges Substrat, mit vielen Foraminiferen, (hauptsächlich Orthophragminenarten), vielen Seeigeln, Muscheln, Schnecken, verhältnismässig wenig Krebse. Die Korallen sind ganz untergeordnet. Die Zahl der Lithothamnien ist schwankend. Kommt nebst dem Martinovics-hegy (Berg) auch bei Páty und Csobánka vor. Die Schneckenfauna von Páty ist auffallend reich. Dagegen haben sich bei Csobánka Asteridentäfelchen gefunden.

In den Dünnschliffen der Kalke der Entwicklungen 4 und 5 fanden wir eine grosse Zahl der Bryozoe *Crisia* sp. Diese leben an Braunalgen haftend. Darum reihen wir diese beiden Entwicklungen in die Braunalgen-Laminarien-Zone der litoralen Region ein; wir betrachten No. 4. als oberflächennahe Fazies infolge des reichen Vorkommens von kolonienbildenden Korallen, Tieren von grossem Anspruch auf Licht, die mit Zooxanthellen in Symbiose leben.

Leider wurde die reiche Korallen-, Mollusken-, Krebs- und Seeigelfauna der Entwicklungen 4 und 5 zusammen verarbeitet, so dass wir die Formen der

beiden Biofazies artenweise nicht separieren können. Deshalb führen wir nur die wichtigsten Arten der zusammenfassenden Faunenliste an. Über die Häufigkeitsverteilung der beschriebenen 8 Hexakorallenarten besitzen wir keine Angaben. Als einzige Oktokoralle kommt in der Fauna *Isis brevis* vor. Von den Muscheln (16 Arten) sind *Amusium corneum*, *Spondylus buchi* und *Gryphaea brongniarti* am häufigsten. Unter den 20 Schneckenarten herrschen *Pleurotomaria bianconi* und *Ampullina perusta* vor. Häufig ist überdies *Tubulostium spirulaeum*. Unter den 34 Arten der durch L ö r e n t h e y und B e u r l e n monographisch bearbeiteten Decapodenarten sind die 5 Arten der Gattung *Calianassa* am häufigsten, sowie *Ranina reussi*, *R. bittneri*, weiterhin *Micromaia tuberculata* und *Palaeocarpilius macrocheilus*.

Sublitorale Region

6. Kalkschlammige, durch üppige Lithothamnienvegetation charakterisierte Entwicklung. Muscheln, Schnecken, und Seeigel wie zuvor, mit vielen benthonischen Foraminiferen. Die Korallen sind sehr selten, dagegen treten Bryozoen auf: *Onychocella angulosa*, *Steginoporella haidingeri*, *Cellepora sp.*, *Cumulipora sp.*

Nach den Angaben von C a n u - B a s s l e r bzw. V i g n e a u x sind diese inkrustierende, als Seichtwasserwesen erkannte Arten. Diese Entwicklung kommt am Martinovics-hegy (Berg), am Mátyás-hegy (Berg), am Gellért-hegy (Berg) und im Zugliget vor.

7. Mergelige Entwicklung (Budakeszi). Viele Lithothamnien, vereinzelt Trochosmilien. Neben den ziemlich reichen Muscheln und Schnecken finden sich Serpula-Röhren, ungewisse Krinoiden-Reste und eine *Cellepora sp.* Im Profil wechselt diese Entwicklung mit No. 4 ab. Die Bildungstiefe dieser beiden sublitoralen Fazies mag zwischen 40 und 80 m betragen haben.

Es wäre interessant, die Unterschiede der Faunen in den einzelnen Aufschlüssen durchgehend zu analysieren. Dazu haben wir jedoch momentan keine Möglichkeit. Wir erwähnen nur, dass am Mátyás-hegy (Berg) der Kalk sandiger ist als am Martinovics-hegy (Berg) und Korallen und Seeigel in kleinerer Arten- und Individuenzahl enthält. Die Armut der Mátyás-Berger und das Reichum der Martinovics-Berger Krebsfauna mit 16 endemischen Arten ist auffallend.

III. Obereozän, mittleres Glied der Priabonstufe, („Horizont des Bryozoenmergels“).

Pelagial

Aus dem Nekton sind im wesentlichen die Zähne derselben Haifischarten bekannt, wie aus dem vorigen Horizont.

Im Plankton sind die Globigerinen (*G. bulloides*, *G. triloba*) in grosser Zahl vertreten.

Benthal.

Litorale Region

Die Brandungszone an der Steilküste (Budaörs, Ördögörom, Szemlő-hegy (Berg), ist fossilleer.

1. Am Martinovics-hegy (Berg) und Gellért-hegy (Berg) kommt eine ungef. 20 m tiefe und stark bewegtes Wasser andeutende schottrige Entwick-

lung mit Hornsteinsplittern, Bruchstücken von Seeigeln, Muscheln und Bryozoenkolonien vor.

2. Nummuliten-Korallenkalk, mit wenig Muscheln und inkrustierenden Bryozoen. Nebst mehreren Orthophragminenarten kommen häufig vor *Nummulites fichteli*, *Rhabdophyllia* sp.

Unter den Bryozoen: *Crisia* sp., *Idmonea gracillima*, *Oncousoecia varians*.

Diese vermutlich zwischen 20 und 40 m Tiefe entstandene Entwicklung ist für die Budaörser Umgebung charakteristisch.

Sublitorale Region

3. Kalkschlammige Entwicklung, durch die Vorherrschaft der Lithothamnien gekennzeichnet, mit vielen grossen Foraminiferen nebst Bryozoen. Zwischen ersteren tritt auch *Nummulites budensis* auf. Unter den Bryozoen sind *Micropora polysticha* und die verschiedenen Schizoporellen-Steginoporellen-Arten prädominant. *Idmonea gracillima* und *Oncousoecia varians* sind subdominante Formen. Die restlichen Bryozoenarten sind akzessorisch. Die häufigste Muschelart ist *Spondylus buchi*. Korallen und Wurmgänge kommen vereinzelt vor.

4. Eine Entwicklung auf mergeligem Substrat, in stark bewegtem sauerstoffreichem Wasser. Indem Nr. 3 ein „Bryozoenkalk“ ist, ist Nr. 4. der eigentliche Bryozoenmergel. Unter den Grossforaminiferen kommt neben *Nummulites fichteli* auch *N. budensis* vor. Es wurden aus dieser Entwicklung auffallend viele Kleinforaminiferen beschrieben. In der Makrofauna sind die Seeigel in Übermacht. Diese haben — den Krebsen des vorigen Horizontes entgegen — am Mátyás-hegy (Berg) ihre günstige Umgebung gefunden und zählen dort 13 Arten, während vom Martinovics-hegy (Berg) bloss 5 beschrieben worden sind. An beiden Fundstätten ist *Schizaster lorioli* häufig.

Die Dekapodenkrebse sind zahlenmässig unbedeutend, und es gibt unter ihnen keine ausgesprochenen Seichtwasserformen.

Die Muschelfauna beschränkt sich auf 6—7 Arten. Am häufigsten sind noch *Chlamys biarritzensis* und *Spondylus radula*. Schnecken sind ganz selten. Dagegen sind Krinoiden häufiger: *Pentacrinus didactylus*, *Rhizocrinus pyriiformis*, *Bourgetocrinus goniaster*, *Bourgetocrinus thorenti*.

Auch die Brachiopoden treten in dieser Entwicklung auf: *Terebratulina tenuistriata*, *Terebratulina caputserpentis*, *Terebratula* sp., *Argiope* sp.

Korallen gibt es nur ausnahmsweise, dagegen treten die Bryozoen zur vorherrschenden Gruppe der Vergesellschaftung vor. Die klassische Lokalität ist Mátyás-hegy (Berg)-Szépvölgy, von wo 50 Arten beschrieben worden sind. Diese Zahl umfasst jedoch die Formen mehrerer Schichten, ja sogar von drei verschiedenen Entwicklungen. Deshalb teilen wir diese zusammenfassende Liste hier nicht mit.

Im typischen Bryozoenmergel sind *Onychocella angulosa* und *Batopora multiradiata* die dominanten Arten. Subdominant sind *Steginoporella elegans*, *Idmonea gracillima*, *Mecynoecia proboscidea*, *Micropora coriacea*; die restlichen Bryozoen können als akzessorisch betrachtet werden. Die optimalen Bedingungen für all diese Arten herrschen um 80 m Tiefe vor. Fast alle sind inkrustierende, stärkerer Wasserbewegung angepasste Arten. Diese haben am Boden des Seichtmeeres einen „Bryozoenrasen“ gebildet, wie heutzutage im Karibischen Meer, wo dessen Verbreitung gross, aber ziemlich lückenhaft ist. Das Ensemble wird durch mehr oder weniger Lithothamnienknollen ergänzt.

5. Tonige, lockere Mergelentwicklung. Unter den dominanten Batoporenarten wird der Typ *multiradiata* von *conica* unterdrückt. Subdominant sind *Acropora coronata* und *Porina papillosa*. Ziemlich häufig sind die kennzeichnenden hochgewachsenen, mannigfach verzweigten Kolonien der *Cellaria macrostoma*. Auch die Kolonien von *Hornera concatenata* und *Hornera frondiculata* kommen oft vor. Diese sind üppig verzweigte, hochgewachsene Formen, die tieferes Wasser bevorzugen. Grosse Foraminiferen sind selten, jedoch gibt es eine reiche begleitende Kleinforaminiferenfauna.

Serpula-Röhren kommen in allen Entwicklungen des Bryozoenmergels vor.

IV. Obereozän, oberes Glied der Priabonstufe („Horizont des Budaer-Mergels“).

Pelagial

Nekton: Vom Gellért-hegy (Berg) ist eine reiche Fischfauna bekannt. Diese enthält nebst küstennahen Formen auch solche des offenen Meeres, Zähne von *Galeocerdo* und *Notidanus*; *Clupea longimana*, *Alosa? budensis*, *Scomber voitestii*, *Sarda? sp.*, *Lepidopus glerisianus*, *Meletta sardinites*, *Meletta crenata*, *Lepidopides brevispondylus*. Gleichfalls zum Nekton gehört *Sepia hungarica*.

Das Plankton ist durch das Reichtum an Globigerinen gekennzeichnet. *Globigerina bulloides* ist häufiger als *Globigerina triloba*. Die nekroplanktonischen Nautilusse kommen auch hier vor.

Zwei Horizonte enthalten massenhaft Pteropoden: der untere führt Balantien, der obere Valvatellen. Beide Horizonte sind mit Tuffbändern und mit dem massenhaften Auftreten von Globigerinen verbunden. Vermutlich kann in der Herbeischwemmung von Unmengen neritischen Planktons sowie in der Verfrachtung der vulkanischen Asche der Wind eine wichtige Rolle gespielt haben. Die Sedimentierung des Tuffmaterials mag zum grossartigen Absterben der Planktonwesen beigetragen haben.

Benthal.

Litorale Region

1. Die Brandungzone kann nicht recht gut umrissen werden. Ein Patellenfund unterstützt die Annahme, dass der Budaer-Mergel stellenweise eine litorale Bildung darstellen kann (wo er unmittelbar übers Grundgebirge übergreift).

2. Man trifft stellenweise über dem Bryozoenmergel gelagert eine stark detritale, kalksandige, kleine Foraminiferen und Lithothamnien führende, an Crisien reiche Schicht vor. Diese Stellen können als Untiefen, submarine Bänke aufgefasst werden.

Allgemein überwiegend ist die Entwicklung der

Sublitorale Region

3. Den Bildungsverhältnissen des Bryozoenmergels entsprechende, Lithothamnien führende Entwicklung mit *Nummulites budensis*. Orthophragminen kommen nur vereinzelt vor. Die häufigsten Seeigel sind *Echinolampas subsimilis* und *subellipticus*, die häufigste Muschel *Chlamys biarrizensis*.

Kennzeichnend ist das Ensemble der Bryozoen, das in der Individuenzahl dem Bryozoenmergel nahesteht, jedoch in Verhältnis dazu artenarm ist mit verschobenen Dominanzverhältnissen. Dominant ist *Batopora multiradiata*, subdominant *Steginoporella haidingeri* und *Cellaria macrostoma*. Es kommen weiterhin vor *Entalophora attenuata*, *Idmonea gracillima*, *Hornera sp.*, *Celleporaria sp.*, *Spiropora sp.*

Die häufigen Kleinforaminiferen deuten den 6. Paläogenhorizont von M a j z o n an.

Die soeben beschriebenen Einschaltungen sind es, wegen derer man früher Bryozoenmergel und Budaer-Mergel als eng zusammengehörige Bildungen betrachtete.

4. Besonders faunenreich ist die etwas lehmigere Mergelentwicklung der Várhegy (Budaer-Burghügel). Es kamen hier nebst der überaus reichen Seeigelfauna (29 Arten) auch Schnecken und Muscheln zum Vorschein (*Xenophora subextensa*, *Pleurotomaria budensis*, *Spondylus radula*). Es fanden sich auch unbestimmbare Krebsreste. Die Bryozoenvergesellschaftung ist auch ungewöhnlich reich: *Cellaria macrostoma*, *Batopora conica*, *Batopora multiradiata*, *Steginoporella haidingeri*, *Porina papillosa*, *Hornera concatenata*, *Acropora coronata*, *Idmonea gracillima*, *Celleporaria sp.*

Auffallenderweise scheint *Onychozella angulosa*, eine inkrustierende Form aus seichtem Wasser, ziemlich häufig zu sein. Mit der Ausnahme der für die Wassertiefe charakteristischen Batoporen sind die übrigen Bryozoen hochgewachsene Formen, die tieferes Wasser bevorzugen.

Die grossen Foraminiferen des Bryozoenmergels sind in dieser Entwicklung abwesend. Das ganze Antlitz der Entwicklung ist von demjenigen des eigentlichen Bryozoenmergels verschieden.

5. Die charakteristische Entwicklung des Budaer-Mergels, mit sehr reicher Kleinforaminiferenfauna, dem 6. Horizont von M a j z o n entsprechend.

Die Muscheln werden nur durch einige Arten vertreten, jedoch sind die Schnecken häufiger als im typischen Budaer-Mergel. Unter den Brachiopoden trifft man auch *Crania sp.* und *Rhynchonella sp.* Die Krinoiden werden häufiger. Die einzige Koralle ist *Isis brevis*, ziemlich selten.

Die Bryozoen sind in dieser Entwicklung häufig genug, kommen jedoch nicht in gesteinsbildenden Mengen vor. Überwiegend sind die Gattungen *Hornera* und *Idmonea*: *Cellaria macrostoma* ist auch reichlich vertreten; unter den Spiroporen übernimmt *serrata* die Führung. Unter den Entalophoren ist *pulchella* häufiger als *proboscidea*. Unter den Batoporen ist die Art *conica* am häufigsten.

All das macht eine Bildungstiefe von 100–120 m wahrscheinlich.

V. Unteroligozän, Lattorfer Stufe („Horizont des Hárshegyer Sandsteins“).

Pelagial

Die marine Natur gewisser Schichten des Sandsteinkomplexes wird durch die *Lamna*-Zähne und Halitherienreste von Pilisvámos und Üröm sowie durch Abdrücke von Fischwirbeln belegt.

Aus schieferig-tonigen Schichten kamen Reste von Schildkröten und Fischabdrücke zum Vorschein, neben bereits beschriebenen Abdrücken von Festlandpflanzen.

Benthal.

Litorale Region

1. Eine litorale Entwicklung wird durch *Teredo tourнали* und *Ostrea brongniarti* bei Pilisvörösvár, durch *Ostrea gigantea* bei Budakeszi und durch die Ausfüllungen von Borhrmuschelgängen an etlichen anderen Stellen angedeutet.

2. Intensiv detritisch, schottrigsandige Entwicklung mit wenigen grossen Foraminiferen (*Lepidocyclina dilatata*). Die Molluskenfauna ist mit 11 Schnecken- und 5 Muschelarten auffallend reich. Von Solymár kennen wir auch ungewisse Korallen- und Krebsreste.

3. „Tarder“ Entwicklung. Foraminiferenleere, pyritführende Tegel-schichten mit Pflanzenresten und Fischabdrücken, ohne Reste von kalkigen Skeletteilen eines benthonischen Faunas.

Sublitorale Region

4. Weiter ab von der Küste wird der Budaer-Mergel lehmiger. In diesen Schichten kommen Bryozoen nur ganz vereinzelt vor. Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse muss von einer eingehenderen Kennzeichnung abgesehen werden. Es ist anzunehmen, dass gewisse Schichten, die man zum Budaer-Mergelkomplex, und andere, die man bereits zum Kisceller-Tegel zählt, eigentlich hiehergehören.

Es ist auffallend, dass in der bisher bekannten Fauna der Lattorfstufe keine Seeigel vorkommen.

VI. Die Fauna der Übergangsserie ins Mitteloligozän (Kisceller-Tegel).

Pelagial.

Nekton

Die Fischfauna ist reicher als zuvor. Die Haifischarten spielen eine untergeordnetere Rolle. Die sind überwiegend pelagische Arten von grossem Körperbau. Ihre Einbettung war rapid (bei gewissen Exemplaren können noch die Umrisse des Magens und der Gedärme unterschieden werden). Die Rolle der Cephalopoden gewinnt auffallend an Wichtigkeit: *Sepia harmati*, *Sepia kiscellensis*, *Spirulirostra bellardii*, *Necroteuthis hungarica*. Nach den Untersuchungen haben diese an Ort und Stelle gelebt, in Fundort ist ein primärer Thanatop.

Aus dem Plankton ist nebst Globigerinen die Pteropode *Vaginella sp.* bekannt.

Benthal

1. Feinkörnige, tonige Entwicklung, mit einer reichen Fauna aus dünn-schaligen Amussien, Semipecten, Tellinen und anderen Mollusken.

2. Grobkörnigere, sandige Entwicklung, mit der Dominanz von *Aequipecten-* und *Venus*-Arten.

Leider ermöglichen die uns zur Verfügung stehenden Angaben eine folgerichtige Unterscheidung der Lebewelt der obigen zwei Substrata nicht, so dass wir die Fauna dieser offenbar verschiedenen Entwicklungen nur zusammengefasst behandeln werden. Weder können wir anhand der Fauna die litorale und sublitorale Zone unterscheiden.

Die ziemlich häufigen Seeigelreste gehören zu schlammbewohnenden dünnchaligen Arten. *Asteria* sp. kommt auch vor. Eine Spezialität ist *Pseudospidura hungarica* (eine *Ophiurites*-Art). Aus dem Kreis der Krebse sind nebst Decapodenscheren schlechter Erhaltung zwei Cirripedienarten: *Scalpellum lóczyi* und *Scalpellum hungaricum* beschrieben worden. Die anwesenden Brachiopoden sind *Terebratulina tenuistriata*, *Terebratulina caputserpentis*, *Argiope* sp. Die einzige Koralle ist *Isis brevis*.

Die Bryozoen sind selten, ihre Bearbeitung ist im Gange begriffen. Schon feststellbar ist die Anwesenheit der aus dem deutschen Lattorf bekannten Art.

Batopora stoliczkai.

Die Muschelfauna ist auffallend reich an Ostreen.

Es sind insgesamt 388 Muschelarten beschrieben worden. Die reichsten sowohl an Arten als auch an Individuen sind *Lucina*, *Tellina*, die *Venus*-Typen, *Siliqua*, *Saxicava*, *Neraea* und *Pholadomya*. In Schwemmhölzern sind die Wohngänge von *Teredo* häufig.

Die Fauna stimmt am besten mit der norddeutschen überein. Die bisher beschriebene Schneckenfauna zählt 370 Arten. Am häufigsten sind *Rostellaria*, *Turbo*, *Solarium*, *Natica*, *Chenopus*, *Galeodea*, *Volutilithes*, *Athleta*, *Pleurotoma*. Ziemlich oft zu finden sind *Pleurotomaria*, *Trochus*, *Xenophora*, *Murex*, *Fusus*,

Lyria, *Oliva*.

Unter den Pteropoden kamen *Cleodira*, *Balantium*, *Vaginella* und die für das hessische Mitteloligozän kennzeichnende *Styliola* zum Vorschein.

Die weitere eingehende Kennzeichnung dieser Mitteloligozänfauna übertritt die Rahmen unseres Gegenstandes. Wir haben sie nur der Ergänzung der Faunensequenz halber erwähnt.

Nach der Aufzählung der Tatsachen wollen wir nun die Deutung der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Litho- und Biofazies, d. h. die Aufzeichnung der Gestaltung der ökologischen und zönologischen Verhältnisse in der Budaer-Bucht angreifen.

Wie es aus den bisherigen hervorgeht, kann die auf petrographisch-geologischer Grundlage fussende Faziesenteilung auf paläobiologischem Wege verfeinert und dagegen die zeitliche Verschiedenheit identischer Lithofazies anhand der Unterschiede der Lebewelt belegt werden.

Nach all dem ist die zusammenfassende Faziesverteilung wie folgt (Fig. 4):

Priabonische Stufe, unteres Glied

Steilküste

1/a Fossilleeres Konglomerat und Brekzie aus lokalen Materialien.

1/b Entwicklung mit Ostreenbänken, Bohrmuscheln.

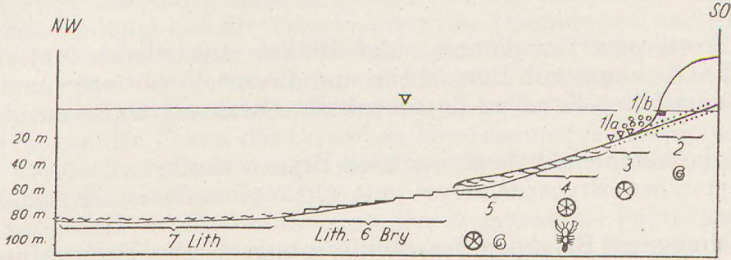
Flachstrand

2. „Sandstrand“ mit Nummuliten und Orthophragminen. Zone der Grünalgen bis 20 m Tiefe.

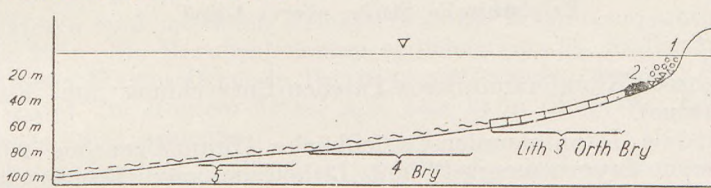
3. Kalkiger Sand mit der Dominanz von Seeigeln. (Ungef. 20 m Tiefe.)

4. Kalkschlamm mit der Dominanz von Korallen und Krebsen.

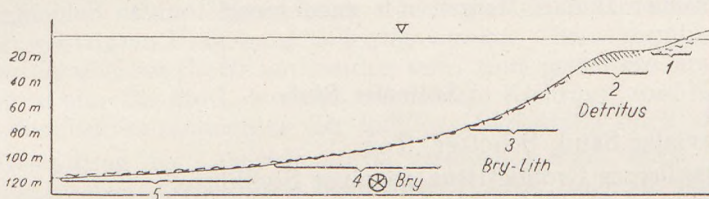
Priabonstufe, unteres Glied



Priabonstufe, mittleres Glied



Priabonstufe, oberes Glied



Lattorfer Stufe

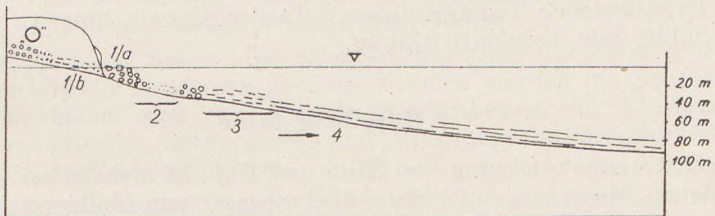


Fig. 4.

5. Kalkschlamm mit Orthophragminen und Seeigeln. Entwicklung 4 und 5 vertreten die Braunalgenzone mit *Crisia* (20–50 m).

6. Lithothamnienkalk mit inkrustierenden Seichtwasserbryozoen.

7. Lithothamnienmergel.

Die Tiefe von Entwicklung 6 und 7 mag auf 40–80 m gesetzt werden.

Priabonische Stufe, mittleres Glied

Steilküste

- 1/a Fossilleeres Konglomerat und Brekzie aus lokalen Materialien.
- 1/b Entwicklung mit Lumachelle und Hornsteinsplittern (ungef. 20 m).
2. Nummuliten-Korallen-Bryozoenkalk (Braunalgen-Crisienzone, 20—40 m).
3. Lithothamnien-Orthophragminen-Bryozoenkalk.
4. Typischer Bryozoenmergel mit Orthophragminen, Krinoiden, Brachiopoden.
5. Lehmigerer Bryozoen-Foraminiferenmergel. Die Entwicklungen 3—5 konnten in einer Tiefe von 40 bis 100 m, in der angegebenen Reihenfolge entstanden sein.

Priabonische Stufe, oberes Glied

Flachstrand

1. Bryozoen-Kleinforminiferen-Patellen-Entwicklung am Flachstrand (Grünalgenzone).
2. Detritale Lithothamnien-Crisienbänke (Braunalgenzone 20—50 m).
3. „Pseudo-Bryozoenmergel“ mit Lithothamnien: Rotalgenzone 50—80 m.
4. Entwicklung vom Typ der Várhegy (Burghügel) mit viel Seeigeln und Bryozoen, 80—1100 m.
5. Typischer Budaer-Mergel, mit zunehmend tonigen Schichten, 100—120 m.

Lattorfer Stufe

O/ Fluvialer Sand, Schotter, Ton.

- 1/a Fossilleerer Grobdetritus an einer Steilküste.
- 1/b Ton und Sand am Flachstrand.
- 2/a Seichtwasserentwicklung mit Austern.
- 2/b Schottriger Sand mit Lepidocyclinen und Mollusken.
3. Pyritführende Tegelschichten („Tarder Entwicklung“).
4. Sublitorale Tegelentwicklung.

Rupelische Stufe

Flachstrandentwicklung von Sand und Ton, in mehrfacher Abwechslung dem offenen Meere zu, mit einer überwiegend aus Mollusken bestehenden Fauna.

Paläoökologische Auswertung.

Die Entstehung und Eigenschaften der Zönosen bzw. Assoziationen des Benthos sind durch folgende Faktoren bestimmt worden:

1. Die Natur (Festigkeit, Korngröße) des Substrats.
2. Die Durchbewegtheit und Oxygenkonzentration des Wassers.
3. Die Belichtungsverhältnisse in Abhängigkeit von der Tiefe.

Wir haben in erster Reihe die Fazieswesen in Betracht gezogen (Kalkalgen, kolonienbildende Korallen, Bryozoen). Die Gestaltung der Bryozoenver-

gesellschaftungen ist durch die Tiefenverhältnisse bedingt worden, jedoch nur vermittelt durch Substrat, Algenvegetation und Bewegtheit des Wassers. Die fortwährende Senkung rief die Verschiebung der Dominanzen und die Veränderung der Zusammensetzung des Ensembles hervor, im Sinne der *Thienemann'schen* Regel der Verschiebung der Lebensbedingungen. Der Umstand, dass im oberen Glied der Priabonischen Stufe, in derjenigen Fazies des Budaer-Mergels, die der Fazies des typischen Bryozoenmergels entsprach, deren originelle Vergesellschaftung nicht mehr zu bestehen vermochte, spiegelt eine Wirkung des Zeitfaktors wider.

Der Salzgehalt des Meeres war nach dem Zeugnisse der Fauna normal. Die Entwicklungen beherbergen eine Fülle stenopolyhaliner Formen. Eine Ausnahme ist die „Tarder“ foraminiferen-, seeigeln- und korallenfreie Entwicklung. Hier kann man vielleicht die versüssende Wirkung der grossen Wasserflüsse der intraoligozänen Denudation in Betracht ziehen.

Im unteren und mittleren Priabon war die Wassertemperatur zweifelsohne über 20°: die Korallenkolonien gedeihen freudig. Stellenweise traten jedoch kälteres Wasser liebende Bryozoen (*Micropora coriacea*, *Peristomella coccinea*, später die *Hornera*-Arten) auf. Das kann die lokale Kühlwirkung kalter Karstquellen andeuten.

Im oberen Priabon, und später im Oligozän sind die Korallenkolonien abwesend, die Rolle der Kalkalgen ist auch wesentlich geringer. In der Fisch- und Molluskenfauna sind die Elemente nördlicher Sippung häufiger. Auf dieser Grundlage kann eine gewisse Abnahme der Temperatur vermutet werden.

Die „Tarder“ Entwicklung kann durch die Annahme einer schwefelwasserstoffgesättigten Umgebung gedeutet werden. Diese konnte durch die Verwesung organischer Stoffe entstanden sein, und gestaltete einerseits die Umgebung in eine für die Lebewesen ungünstige Richtung, und hat andererseits die Fossilisationsaussichten der kalkigen Skeletteile stark abgesetzt.

Die Gestaltung der Lebewelt wurde vermutlich auch durch die wiederholten vulkanischen Aschenregen beeinflusst. Deren Rolle im massenhaften Absterben der Globigerinen und Pteropoden wurde bereits besprochen. Auf die Benthoswesen mögen diese vermittelt durch die Zugrunderichtung der planktonischen Nährstoffe und durch die zeitweilige Beeinflussung der chemischen und Belichtungszustände ausgewirkt haben.

All diese Faktoren haben eine selektive Wirkung ausgeübt. Durch das Ausbleiben und Spärlicherwerden gewisser Formen wurden die Zönosen „ungesättigt“: es haben sich weitgehende Möglichkeiten zur Einwanderung neuerer Formen ergeben, infolgedessen aufs Mitteloligozän das ganze Bild der Biosynökie sich radikal veränderte.

Nach den besprochenen wird der Überblick der Zusammenhänge zwischen den Veränderungen der Umgebung und der Gestaltung der Lebensgemeinschaften nicht schwerfallen.

Wir möchten nur betonen, dass wir in der Bryozoengemeinschaft gewisse Vikariierungserscheinungen feststellen konnten; zwischen den Arten *polystycha* und *coriacea* der Gattung *Micropora*, *hardingeri* und *elegans* der Gattung *Steginoporella*, *multiradiata* und *conica* der Gattung *Batopora*, *catenata* und *serrata* der Gattung *Spiropora*, und endlich *pulchella* und *proboscidea* der Gattung *Entalophora*. Es sind diese nicht zeitliche, sondern fazielle, in erster Reihe tiefenzonengemässe Substitutionen.

Paläozoogeographisch schliesst sich die Fauna des Obereozäns nach den Bryozoen, Mollusken, Krebsen und Seeigeln eng an die Lebewelt des norditalienischen Mittel- und Obereozäns an. Die Untersuchung der Krebse und Bryozoen deutet einen Zusammenhang mit dem Siebenbürgischen Becken wenigstens für den mittleren Horizont des Priabons. Demnach erfolgte in dieser Zeit eben in unserem Gebiet ein Faunenausgleich zwischen den südöstlichen und südwestlichen Asten der Tethys.

Im Unteroligozän fällt immer stärker der Zusammenhang mit der norddeutschen Entwicklung auf. Paläogeographisch ist es klar, dass die unmittelbare Verbindung mit Italien mit der Emersion Transdanubiens aufhörte.

Schlussbemerkungen

Wir trachteten in unserer Abhandlung das Prinzip des Aktualismus soweit wie möglich anzuwenden. Wir sind dessen bewusst, dass die Anwendung des „biologischen Aktualismus“ in der Paläobiologie grosse Vorsicht erheischt, und nur mit der bestmöglichen Inbetrachtung aller geologischer Angaben, in Einklang mit letzteren und mit der Vermeidung allzu weitgehender Detailbetrachtungen vorgenommen werden kann.

Wir hoffen, dass es gelang, die auffallenden Widersprüche in unserer Fachliteratur, nämlich dass nach einigen Verfassern die Fauna des Mergelkomplexes der des Nummulitenkalkes, nach anderen der des rupelischen Tegels ähnelt, weiterhin, dass nach einen die Faunen der Bryozoen- und Budaer-Mergel im wesentlichen identisch, nach anderen weit verschieden ist, wenigstens zum Teil aufzulösen.

Der Widerspruch hat sich nämlich daraus ergeben, dass die verschiedenen Verfasser verschiedene Tiergruppen mit grösserem Gewicht in Rechnung gezogen haben, und nur die Zahl der Arten, nicht aber ihre Häufigkeit betrachteten. Dabei haben sie die Klärung der Faziesverhältnisse vernachlässigt.

Wir können zusammenfassend feststellen, dass

1. die Fauna des sog. Bryozoenmergels mit der des sog. Nummuliten-Orthophragminenkalkes darum so viel gemeinsame Züge zeigt, weil

a) die beiden Entwicklungen räumlich und zeitlich unmittelbar aneinandergereiht sind,

b) der Nummuliten-Orthophragminenkalk auch mergelige Einschaltungen und der Bryozoen-Mergel auch kalkige Entwicklungen führt.

2. Die Fauna des Budaer-Mergels ist der des Bryozoen-Mergels darum in vielen Hinsichten ähnlich, weil

a) die beiden Formationen zeitlich kontinuierlich verbunden und petrographisch identisch sind, jedoch der Budaer-Mergel im Durchschnitt eine etwas offenere und etwas tiefere Faziesgruppe darstellt,

b) gewisse Partien des Budaer-Mergels unter Umständen entstanden sind, die denen des typischen Bryozoen-Mergels entsprechen.

3. Die Fauna des Budaer-Mergels ist der des Kisceller-Tegels in gewissem Masse ähnlich, weil

a) der erste im fortlaufend überschwemmten Gebiet mit einer zunehmenden Lehmigkeit der Ablagerung kontinuierlich in den letzteren übergeht, und ebendarum gewisse Schichten einmal zu diesem, einmal zu jenem gezählt worden sind :

b) beide ein Ausbleiben der eozänen Formen aufweisen, da die Deck-schichten der Mergelgruppe bereits an der Grenze Eozän-Oligozän entstanden sind, als bereits die nördlich-nordöstlichen Verbindungen durch die be-ginnende Emersion zerrissen wurden. In den Zönosen von gestörtem Gleich-gewicht treten nach und nach die Faunenelemente der nördlichen Oligozän-entwicklung auf.

LITERATUR

1. Andreánszky, G.: Adatok a hazai harmadkori flóra ismeretéhez. (Beiträge zur Kenntnis der einheimischen tertiären Flora). *Földtani Közlöny*, **81**. 1951.
2. Andreánszky, G.: Újabb harmadidőszaki páfrányok. (Neuere Tertiär-Farne) *Földtani Közlöny* **81**. 1952.
3. Balogh, J.: A nagykovácsi medence geol. viszonyai. (Geologische Verhältnisse des Beckens von Nagykovácsi). 1924 (*Doktorarbeit*).
4. Bartkó, L.: Adatok a Budai-hegység felépítéséhez. (Beiträge zum Aufbau des Budaer Gebirges.) *Jahresbericht des Geologischen Instituts*, 1944.
5. Bányai, M. — Kiss-Kocsisné: Adatok a Budapest környéki eocén elterjedéséhez. (Angaben zur Verbreitung des Eozäns in der Umgebung von Budapest). *Földtani Közlöny* **85**. 1955.
6. Bódogh, E.: Geológiai tanulmányok Budakeszi környékén. (Geologische Studien in der Umgebung von Budakeszi.) *Doktorarbeit*. Geologisches Institut der Universität Szeged.
7. Bogsch, L.: Adatok a kiscelli agyag ujlaki és pasaréti feltárásának ismeretéhez. (Beiträge zur Kenntnis der Ujlaker und Pasaréter Aufschlüsse des Kisceller Tegels.) *Doktorarbeit*. 1929.
8. Bokor, Gy.: A Budai-hegység nyugati peremének földtani viszonyai. (Geologische Verhältnisse am westlichen Rand des Budaer Gebirges). *Földtani Közlöny*, **69**. 1939.
9. Canu, F. — Bassler, R. S.: A synopsis of American early tertiary Cheilostome Bryozoa. *Washington*, 1917.
10. Canu, F. — Bassler, R. S.: North American Early Tertiary Bryozoa. *Washington*, 1920.
11. Canu, F. — Bassler, R. S.: Contribution à l'étude des Bryozoaires d'Autriche et de Hongrie. *Paris, Bull. Soc. Géol. Fr.* **24**. 1924.
12. Cori, C. J.: Bryozoa. *Kükenenthal's Handbuch der Zoologie*. Berlin, 1941.
13. Dollo, L.: La paléontologie éthologique. *Bull. Soc. Belg. de Pal. et Hydr.* **23**. 1909.
14. Ekman, Sven: Zoogeography of the Sea. *London*, 1953.
15. Fekete, Z.: Adatok a hárshegy-i homokkő geológiájához. (Beiträge zur Geologie des oligozänen Sandsteines der Umgebung von Budapest) *Földtani Közlöny*, **65**. 1935.
16. Ferenczi, J.: Adatok a buda-kovácsi hegység geológiájához. (Daten zur Geologie des Buda-Kovácsier Gebirges). *Földtani Közlöny*, **55**. 1925.
17. Földvári, A.: A Dunántúli Középhegység eocén előtti karsztja. (Der vor-eozäne Karst des Transdanubischen Mittelgebirges). *Földtani Közlöny*, **63**. 1933.
18. Gekker, R. F.: Vvedenie v paleoekologiju. (Einführung in die Paläoökologie). *Moszkva*, 1957.
19. Hantken, M.: A buda-esztergomi vidék szerves testek képezte kőzetei. (Die durch organische Körper gebildeten Gesteine der Buda-Esztergomer Umgebung.) *Math. Term. Tud. Közl.* **4**. 1865/66.
20. Hantken, M.: A budakeszi márga mikroszkópi faunája. (Die mikroskopische Fauna des Budakeszer Mergels). *Math. Term. Tud. Ért.* **VI**.
21. Hantken, M.: A budai Albrecht-úton feltárt márgarétegek faunája. (Die Fauna der am Albrechtstrasse in Buda aufgeschlossenen Mergelschichten). 1871.

22. Hantken, M.: Az ürömi és zugligeti márga. (Die Mergel von Üröm und Zugliget.) *Földtani Közlöny* **2**. 1872.
23. Hantken, M.: A budai márga. (Der Budaer Mergel.) *Jahrbuch des Geologischen Instituts*. 1873.
24. Hantken, M.: A Buda vidéki óharmadkori képződmények. (Alttertiäre Bildungen der Umgebung von Buda.) *Földtani Közlöny*, **10**. 1880.
25. Hantken, M.: Új adatok a buda-nagykovácsi hegység és az esztergomi vidék föld- és őslénytani ismeretéhez (Neue Beiträge zur geologischen und paläontologischen Kenntnis des Buda-Kovácsér Gebirges und der Umgebung von Esztergom). 1884.
26. Hantken, M.: Catalogue of the Bryozoa found in the lower oligocene marl (Clavulina Szabói beds) of the country of Buda in Hungary.
27. Hantken, M.— Hofmann, K.— Halaváts, Gy.: Budapest és Tétény vidéke. (Die Umgebung von Budapest und Tétény.) 1902.
28. Hedgpeth, Joel W.: Treatise on Marine Ecology and Paleontology. *Baltimore*, 1957.
29. Hegedűs, Gy.: Adatok a Pilis-hegység földtani ismeretéhez. (Beiträge zur geologischen Kenntnis des Pilisgebirges). *Földt. Int. Évi Jel.* 1945/47.
30. Hofmann, K.: A buda-kovácsi hegység földtani viszonyai. (Geologische Verhältnisse des Buda-Kovácsér Gebirges). *Földt. Int. Évk.* **1**. 1871.
31. Hofmann, K.: Adalék a buda-kovácsi hegység másodkori és régibb harmadkori képződései puhányfaunájának ismeretéhez. (Ein Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfaunen der sekundären und alttertiären Bildungen des Buda-Kovácsér Gebirges). *Földt. Int. Évk.* **2**. 1872.
32. Hofmann, K.: Megjegyzések trachytanyagok a hazai óharmadkori lerakódásokban való előfordulására nézve. (Bemerkungen über das Vorkommen von Trachytmaterial in den einheimischen alttertiären Ablagerungen). *Földtani Közlöny* **9**. 1879.
33. Hofmann, K.: Buda vidékének némely óharmadkori képződéséről. (Über gewisse alttertiäre Bildungen der Umgebung von Buda). *Földtani Közlöny* **10**. 1880.
34. Horusitzky, F. és Vigh Gy.: Az óharmadkori vulkánosság újabb nyomai a Budai-hegységben. (Neuere Spuren des alttertiären Vulkanismus im Budaer Gebirge). *Földtani Közlöny* **63**. 1933.
35. Horusitzky, F.: A Budai-hegység földtani alkata. (Geologischer Aufbau des Budaer-Gebirges). 1955.
36. Horusitzky, H.: Budapest székesfőváros geológiai viszonyairól. (Über die geologischen Verhältnisse der Haupt- und Residenzstadt Budapest. *Földtani Közlöny* **63**. 1933.
37. Kaszanitzky, F.: A hárshegyi homokkő ásvány-kőzettani vizsgálata. (Mineralogisch-petrographische Untersuchung des Hárshegyer Sandsteines). *Földtani Közlöny* **86**. 1956.
38. Kerekes, J.: Morfológiai adatok a Budai-hegység kialakulásához. (Morphologische Beiträge zur Entstehung des Budaer Gebirges). *Hidr. Közl.* **18**. 1938.
39. Koch, A.: Die geologischen Verhältnisse in Umgebung von Solymár. *Verh. Geol. R—A*. 1871.
40. Kolosváry, G.: Eine neue Balanide aus dem ung. Eozän. *Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung.* **40**. 1947.
41. Kolosváry, G.: A Dunántúl eocén koralljai. (Eozäne Korallen Transdanubiens.) *Földtani Közlöny*, **79**. 1949.
42. Kolosváry, G.: Az árapályöv őselettani szempontból. (Die Ebbe-Flutzone in paläobiologischer Betrachtung). *Földtani Közlöny*, **83**. 1953.
43. Korim, K.: A Nagykovácsitól délre fekvő terület földtani viszonyai. (Geologische Verhältnisse des Gebietes südlich von Nagykovács). *Doktorarbeit*, 1946.
44. Kretzoi, M.: Alttertiäre Perissodactylen aus Ungarn. *Ann. Mus. Nat. Hung. P. Min. Geol. Pal.* **33**. 1940.
45. Kretzoi, M.: Necroteuthis n. g. a kiscelli oligocénből. (Necroteuthis n. g. aus dem Kisceller Oligozän). *Földtani Közlöny*, **72**. 1942.
46. Kretzoi, M.: A legidősebb magyar ősemlecs-lelet. (Der älteste ungarische Ursäugetierfund). *Földtani Közlöny*, **83**. 1953.
47. Kubacska, A.: Adatok a Nagyszál környékének geológiájához. (Beiträge zur Geologie des Nagyszálberges). *Földtani Közlöny*, **55**. 1925.

48. Kubinyi, F.: Az óbudai szépvölgyi nummulitmészakóban talált halfogakról. (Über die im Nummulitenkalk des Széptales vorgefundenen Fischzähne). *Földt. Munk.* **2.** 1863
49. Leél—Össy, S.: A magyarországi karsztosodás kezdetei. (Die Anfänge der Verkarstung in Ungarn). *Földr. Ért.* 1952.
50. Lőrenthey, I.: Pteropodás márga budapesti óharmadkori képződményekben (Pteropodenmergel in Alttertiärbildungen von Budapest). *Földt. Közl.* **33.** 1903.
51. Lőrenthey, I.: Újabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üledékeinek geológiájához. (Neue Beiträge zur Geologie der Tertiärablagerungen in der Umgebung von Budapest). *Mat. Term. Tud. Ért.* **29.** 1911.
52. Lőrenthey—Beuerlen: Die fossilen Dekapoden der Länder der Ungarischen Krone. *Geol. Hung. Ser. Pal.* **3.** 1929.
53. Lőwy, B.: A budai Kis-Svábhegy földtani viszonyai. (Geologische Verhältnisse des Budapester Kleinen Schwabenberg). *Doktorarbeit*, 1928.
54. Majzon, L.—Teleki, G.: A városligeti II. mélyfúrás. (Die Tiefbohrung Városliget Nr. 2.). *Hidr. Közl.* **20.** 1940.
55. Meznerics, I.: Die Brachiopoden des ungarischen Tertiärs. *Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. P. Min. Geol. Pal.* **36.** 1943.
56. Méhes, K.: Budapest vidékének eocén ostracodái. (Eozänen Ostrakoden der Umgebung von Budapest). *Geol. Hung. Ser. Pal.* **12.** 1936.
57. Méhes, K.: Az oligocén lepidocyclinás képződmények előfordulása Soly máron. (Ein Vorkommen der oligocänen Lepidocyclinenschichten bei Solyvár). *Besz. M. Földt. Int. Vitaul. Évi Jel. jüggelék.* 1943.
58. Nalivkin, D. V.: Ucsenie o faziach. (Faziologie.)
59. Nicklés, J. M. & Bassler, R. S.: A synopsis of American fossil Bryozoa including bibliography and synonym. *Bull. U.S. Geol. Survey Washington*, 1909.
60. id. Noszky, J.: A Dunabalszparti hegyrögök környezetének geológiai viszonyai. (Geologische Verhältnisse der Schollen links von der Donau). *Földt. Int. Évi Jel.* **I.** 1936/38.
61. id. Noszky, J.: A kiscelli agyag Mollusca-faunája. (Molluskenfauna des Kisceller Tegels). *Ann. Mus. Nat. Hung. P. Min. Geol. et Pal.* **32. 33.** 1939. 1940.
62. Oppenheim, P.: Die Priabonaschichten und ihre Fauna im Zusammenhange mit gleichaltrigen und analogen Ablagerungen. *Palaeontographica* **47.** 1900/1901.
63. Papp, F.: Bauxit a Zugligetből. (Bauxit aus dem Zugliget). *Földtani Köz-löny* **64.** 1934.
64. Pávay, E.: A budai márga ásatag tuskőncei. (Fossile Echiniden des Budaer Mergels). *Földt. Int. Évk.* **3.** 1875/78.
65. Pávay—Vajna, F.: F. eocén kvarcetrachit (riolit) tufa a budai Mátyás-hegyen (Obereozänen [Rhliolith-] Quarztrachyttuff am Budaer Mátyás-Berg). *Földtani Köz-löny*, **42.** 1912.
66. Pergens, Ed.: Note préliminaire sur les Bryozoaires fossiles des environs de Kolosvár. *Bruxelles*, 1887.
67. Pergens, Ed.: Bryozoaires des environs de Buda. *Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydr.*, **10.** 1896.
68. Radnóty, E.: Harmadidőszaki rétegek kifejlődése a Budai-hegység zugligeti részén. (Die Entwicklung tertiärer Schichten in der Zugligeter Umgebung des Budaer Gebirges). *Földtani Köz-löny*, **75/76.** 1945/46.
69. Ráskó, K.: Fosszilis Chara-félék termései a városligeti II. sz. mélyfúrásból és a pécsi ivóvízkutató fúrásokból. (Die Früchte fossiler Charaarten aus der Tief-Bohrung Városliget II und aus den Wasserschürfungen bei Pécs). *Földtani Köz-löny*, **71.** 1941.
70. Ráskó, K.: A Budapest környéki kiscelli agyag oligocén flórája. (Oligozäne Flora des Kisceller Tegels bei Budapest). *Földtani Köz-löny*, **73.** 1943.
71. Ráskó, K.: Dunántúli fosszilis Charophyta termékek (Fossile Charophytenfrüchte aus Transdanubien). *Földt. Int. Évi Jel.*, 1949.
72. Ráskó, K.: Fosszilis növények a budapesti „budai” márgaösszletből. (Fossile Pflanzen aus dem Budaer Mergelkomplex in der Umgebung von Budapest). *Földtani Köz-löny*, **86.** 1956.
73. Reuss, A. E.: Über einige Bryozoen aus dem deutschen Unteroligozän. *Sitzb. k. k. Akad. d. Wiss. I. Abt.* 1867.
74. Rozlozsnik, P.: Adatok a buda-kovácsi hegység óharmadkori rétegeinek ismeretéhez. (Beiträge zur Kenntnis der Alttertiärbildungen des Buda-Kovács-Gebirges). *Földt. Int. Évi Jel.*, **1925/1928**; 1935.

75. Schafarzik, F.: A Gellérthegy geológiai viszonyairól (Über die geologischen Verhältnisse des Gellértberges), *Földtani Közlöny*, **50**. Budapest, 1920.
76. Schréter, Z.: Barton emeletbeli nummulites-es mészkő előfordulása a Gellérthegyen (Vorkommen bartonischen Kalksteines am Gellértberg), *Földtani Közlöny*, **39**. 1909.
77. Schréter, Z.: Harmadkori hévforrások a Budai-hegységben (Tertiäre Thermalquellen im Budaer Gebirge), *Földt. Int. Évk.*, Budapest, 1912.
78. Schubert, R.: Magyarországi harmadidőszaki halotholithusok (Tertiäre Fischtolithen aus Ungarn), *Földt. Int. Évk.* **20**. 1912.
79. Schwarzbach, M.: Das Klima der Vorzeit. *Stuttgart*, 1950.
80. Soó, R.: Fejlődéstörténeti növényrendszertan (Entwicklungsgeschichtliche Pflanzensystematik), *Budapest*, 1953.
81. Soó, R.: Növényföldrajz (Pflanzengeographie), *Budapest*, 1953.
82. Strausz, L.: A csobánkai felsőeocén (Das Obereozän von Csobánka), *Földtani Közlöny*, **53**. 1923.
83. Szabó, J.: Pest-Buda környékének földtani leírása (Die geologische Beschreibung der Umgebung von Pest-Buda), *Budapest*, 1852.
84. Szabó, J.: Budapest területének földtani fejlődése (Geologische Entwicklung des Gebietes von Budapest), *M. Akad. Ért.*, **16**. 1856.
85. Szabó, N.: Adalékok a Hármashatárhegy geológiájához (Beiträge zur Geologie des Hármashatár-Berges), *Budapest*, 1946, *Doktorarbeit*.
86. Szabó, P. Z.: Magyarországi karstformák klimatörténeti vonatkozásai (Klimageschichtliche Aspekte ungarischer Karstformen), *Földrajzi közlemények*, **2**, 1956.
87. Székely-Fux, V., — Barabás, A.: A dunántúli felsőeocén vulkánosság (Der obereozäne Vulkanismus in Transdanubien), *Földtani Közlöny*, **83**. 1953.
88. Szörényi, E.: A budai márga és faunája (Der Budaer-Mergel und seine Fauna), Beilage zu *Földtani Szemle*, 1929, Budapest (*Doktorarbeit*).
89. Szörényi, E.: Adatok a harmadkori Sepia-félék ismeretéhez (Beiträge zur Kenntnis der tertiären Sepien), *Földtani Közlöny*, **63**. 1933.
90. Szóts, E.: Magyarország eocén (paleogén) képződményei (Die Eozän- [Paläogen]-Bildungen Ungarns), *Geol. Hung. Ser. Geol.* **9**. 1956.
91. Sztróka, K.: A budai márga közettani vizsgálata (Petrographische Untersuchung des Budaer-Mergels), *Földtani Közlöny*, **62**. 1932.
92. Telegdi-Roth, K.: Paleogén képződmények elterjedése a Dunántúli-Középhegység északi részében (Verbreitung der Paläogenbildungen im Norden des Transdanubischen Mittelgebirges), *Földtani Közlöny*, **54**. 1923.
93. Telegdi-Roth, K.: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység ÉNY-i peremén (Spuren einer infraoligozänen Denudation am NW-lichen Rand des Transdanubischen Mittelgebirges), *Földtani Közlöny*, **57**. 1927.
94. Telegdi-Roth, K.: A Vác melletti Kósd községnél átfúrt eocénkorú széntelep (Der bei der Gemeinde Kósd bei Vác durchbohrte eozäne Kohlenflöz), *Földtani Közlöny*, **31**. 1901.
95. Toborffy, Z.: A Budapest környéki oligocénról, különös tekintettel a geológiai korhatárok megállapítására (Übers Oligozän der Budaester Umgebung, mit besonderer Rücksicht auf die Feststellung der geologischen Altersgrenzen), *Földt. Int. Évi Jel.*, **1917/19.**; 1923.
96. Vadász, E.: A dunabalparti idősebb rögök őslénytani és földtani viszonyai (Die geologischen und paläontologischen Verhältnisse der älteren Schollen links von der Donau), *Földt. Int. Évk.*, **18**. 1910.
97. Vadász, E.: Eocén-kérdések (Eozän-Probleme), *Földtani Közlöny*, **72**. 1942.
98. Vendl, A.: Reambulierung in der Umgebung von Budaörs, *Földt. Int. Évi Jel.*, 1917/19.
99. Vendl, A.: A kiscelli agyag (Der Kisceller Tegel), *Földt. Int. Évk.*, **29**.
100. Vigh, Gy. — Horusitzky, F.: Karsthidrológiai és hegyszerkezeti megfigyelések a Budai-hegységben (Karsthydrologische und tektonische Beobachtungen im Budaer-Gebirge), *Földt. Int. Évi Jel.*, **4**, 1933/35.
101. Vogl, V.: Tanulmányok az eocén Nautilusok köréből (Studien über eozäne Nautilusse), *Földtani Közlöny*, **38**. 1908.
102. Vogl, V.: A pizskei bryozoás márga faunája (Fauna des Bryozoenmergels bei Piszke), *Földt. Int. Évk.*, **18**. 1910.

103. V o g l, V.: Az eocén és oligocén képződmények határa Budapest környékén (Die Grenze der Eozän-und Oligozänbildungen bei Budapest), *Budapest*, 1912.
104. W a g n e r, J.: Kiscelli k. oligocén rétegek kétkopoltyús cephalopodái és új Sepia-féle a magyar eocénből. (Dibranchiaten der Mittloligozänschichten bei Kiscell und eine neue Sepie aus dem ungarischen Eozän,) *Ann. Mus. Nat. Hung., Min. Geo. Pal.*, **31**. 1937/38.
105. W a s m u n d: Die Verwendung biosoziologischer Begriffe in der Biostratonomie. *Verh. Nathist. Mediz. Heidelbg.*, **16**. 1929.
106. W e i l e r, W.: Két magyarországi oligocén halfauna (Zwei Fischfaunen aus dem ungarischen Oligozän), *Geol. Hung. Ser. Pal.* **11**. 1933.

ON THE ORIGIN OF TERRESTRIAL HEAT FLOW

by

L. EGYED

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest
(Received 1958 march 15)

SUMMARY

It is proposed that at least part of the heat being transferred in terrestrial heat flow is due to a plastic release of the elastic stresses caused by the expansion of the Earth. This mechanism at the same time makes understandable the fact that terrestrial heat flow is independent of crustal structure.

The Earth as a thermodynamical system may be described by the relation between the heat loss, the amount of mechanical work and the change in internal energy as follows:

$$dQ = dW + dU$$

The value of dQ may be obtained if the value of heat flow rate is known. The latter is about $1,0-1,2 \mu$ cal/cm² sec on the average. Calculating the flow for the entire surface of the Earth and for the period of one year we obtain $6 - 8 \cdot 10^{27}$ erg for the heat loss.

On the hand of the assumption of a contracting Earth, the value of dW was looked upon as positive, and attempts were made to derive at least part of dQ from contraction.

However, investigations on the Earth's interior have shown that instead of contracting, the Earth undergoes expansion [1, 2, 3]. The rate of expansion is such that the radius of the Earth increases by half a millimetre per year. The essentials of the Earth model from which the hypothesis of Earth expansion was derived are as follows:

The inner and outer core and the mantle of the Earth represent three different states of one and the same silicatic ground material. Of these three states, the two internal ones are unstable, so that the state of the inner core is continuously decaying into that of the outer core and the latter into that of the mantle. This process results in a decrease of the average density and consequently in an increase of the volume of the Earth.

This Earth model offers a possibility for estimating the amount of mechanical energy evolved. In the outlined process the internal energy works against the gravity field by lifting the mantle by at least half a millimetre per year.

The work done is

$$dW = 4 \pi R^2 \cdot dR \cdot g \cdot \Delta \cdot \sum \sigma$$

R being the Earth radius, $dR = 5 \cdot 10^{-2}$ cm the annual rate of increase of the same, Δ the thickness of the layer of density σ , and g the acceleration of gravity in the mantle. On computing this value we obtain $3,5 \cdot 10^{29}$ erg per year.

The presence of mechanical energy postulates a source wherefrom it can be derived. Consequently, the heat loss being about only 2 per cent of the energy computed above, the internal energy change has to be of the order of magnitude of $3,5 \cdot 10^{29}$ erg per year.

The source of the mechanical energy is assumed to be the state transition from the unstable state into the stable ones.

Let us compute the amount of energy attributed to one molecule. A radius increase by dR is equivalent to a volume change of

$$dV = 4\pi R^2 dR = 2,55 \cdot 10^{17} \text{ cm}^3$$

Let us denote the volume of the molecules undergoing the mentioned state change by V_0 before and by $V_0 + dV$ after the same. The density of the mantle along the core boundary being 5,66 egs, and that of the core being 9,71, it follows that

$$9,71 V_0 = 5,66 (V_0 + dV)$$

or

$$V_0 = 1,4 dV = 3,56 \cdot 10^{17} \text{ cm}^3.$$

The mass of the transformed material is, consequently,

$$dM = 9,71 V_0 = 3,46 \cdot 10^{18} \text{ g}.$$

If the mantle is assumed with Birch [4] to consist of a mixture of Mg_2SiO_4 and Fe_2SiO_4 , i. e. if the average molecular weight is 170, this same mass will be equivalent to

$$2,04 \cdot 10^{16} \text{ moles}.$$

Multiplying this by Avogadro's Number, $L = 6,02 \cdot 10^{23} \text{ mole}^{-1}$, the number of the molecules involved amounts to

$$n = 1,23 \cdot 10^{40}.$$

The energy in electronvolts necessary to lift the crust by the requisite amount is

$$dW = 3,5 \cdot 10^{29} \text{ erg} = 1,19 \cdot 10^{41} \text{ eV}.$$

On this basis, the energy attributed to one molecule has to be

$$\frac{dW}{n} = 17,8 \text{ eV}.$$

Considering that

$$dW = 4\pi R^2 \cdot dR \cdot g \cdot \Delta \cdot \sum \sigma = p \cdot dV$$

p being the pressure on the core boundary, the above relation may be rewritten to read

$$dU = pdV^* = 17,8 \text{ eV}$$

equalling the energy liberated by the transition of one molecule from the metallic into the nonmetallic state.

The conduction band of a molecule, which gives rise to the metallic phase, exists also in the normal solid as an excited state. Its height above the ground level may be measured directly by the absorption of ultra-violet

light. Taking into account the available data, the measurements on quartz are of more immediate interest. Gleason has shown that the conduction band in quartz lies about 10,9 eV above the ground state. Comparing this value with the 17,8 eV obtained above, the agreement can be called more than good. The energy developed by such a state transition is, consequently, sufficient to bring about the volume increase postulated.

As regards now the heat loss of the Earth, this was formerly thought to go on at the expense of the internal heat reserve of our planet. Later on, after the discovery of radioactivity, it was attempted to deduce the heat radiation from radioactive decay, on the assumption that most of the crust consists of granite.

The heat generated by radioactivity in a granitic crust was quite sufficient to replace the heat lost and because of the absence of a granitic crust from beneath the oceans the heat flow was expected to be much less above the latter than above the continents. However, the latest investigations in the Pacific [5] had the remarkable result that with the exception of 3 anomalous places — where the heat flow rate was even greater than elsewhere — the average heat flow was $1,2 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$, while the average for the Atlantic was found to be 1,1 units. Consequently, the distribution of heat flow rate is independent of crustal structure.

The fact that the average heat flow in continental and oceanic areas is about equal can by no means be fortuitous; on the contrary, it calls for an explanation of some kind. Moreover, it indicates the source of terrestrial heat flow to be situated at a great depth. Therefore, the idea to identify the material of the crust with that of granite intrusions has become illusory.

It can be shown, however, that the essential part of the thermal energy involved in heat flow may be derived from the energy liberated by the volume increase of the Earth. For, in consequence of the volume increase due to state transition, the particles of the mantle — being according to all observations, a solid — will undergo elastic deformation. The elastic energy stored up in a volume unit is approximately

$$w = k \theta^2$$

k being the incompressibility, and θ the relative volume change. Consequently, the energy of deformation in a part of the crust of volume V becomes

$$W = k \theta^2 V$$

Clearly, the annual change in deformation energy will be

$$\frac{dW}{dt} = 2k \theta V \frac{d\theta}{dt}$$

Its value may be written, when assuming an annual radius increase of dR , as

$$\frac{dW}{dt} = \left[\frac{32 \pi}{3} R^2 \cdot dR \cdot \Delta \cdot \sum \frac{1 - \sigma}{\rho} \right] \cdot p = C \cdot p$$

σ being the Poisson-constant, Δ the thickness of the layer involved, ρ the distance of the layer from the Earth's center and p the strength of material.

According to experiments, the value of p for rocks corresponding to the upper parts of the mantle is about $1-2 \cdot 10^{10}$ dyne per sq.cm [6]. On the other hand, the experiments of Goranson [7] have proved that the strength is almost independent of pressure. As by the above formula C equals $2,95 \cdot 10^{17}$ egs and

$$10^{10} \leq p \leq 2 \cdot 10^{10} \text{ dyne cm}^{-2}$$

it follows that the relation

$$3 \cdot 10^{27} \text{ erg/year} \leq \Phi_0 \leq 6 \cdot 10^{27} \text{ erg/year}$$

will hold where Φ_0 is the annual heat flow. The heat flow thus estimated is seen to be of the same order of magnitude as the observed one.

Summing up we may state that part of the heat energy may be simply derived from the plastic release of elastic stresses accumulated in greater depths, whereby the energy of deformation is changed into heat energy. This process yields an essential part of the heat transported by heat flow and because of this the rate of the latter is independent of crustal structure.

REFERENCES CITED :

1. Egyed L.: A Föld belső szerkezetének új elmélete és annak földtani-geofizikai következményei. (A new theory of the internal constitution of the Earth and its geological-geophysical consequences). *Földtani Közlemény* **85**. 1955. p 277—318.
2. Egyed L.: The change of the Earth's dimensions determined from paleogeographical data. *Geofisica pura e appl.* **33**. 1956. p. 42—48.
3. Egyed L.: A new dynamic conception of the internal constitution of the Earth. *Geologische Rundschau* **46**. 1957. p. 101—121.
4. Birch, F.: Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Research* **57**. 1952. p. 227—289.
5. Bullard, E. C. — Maxwell, A. E. — Revelle, R.: Heat flow through the Deep Sea Floor. *Advances in Geophysics III*. (ed. Landsberg), New York, 1956.
6. Birch, F. — Schairer, J. F. — Spicer, H. C.: Handbook of physical constants. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **36**. 1942.
7. Goranson, R. W.: Effect of pressure on physical phenomena in the crust. *Trans. AGU.* **30**. 1949. p. 187—189.

ÜBER DAS ABSTERBEN UND DIE EINBETTUNG DER AMMONITEN

Von

B. GÉCZY

Paläontologisches Institut,
Eötvös Universität, Budapest
(Eingegangen: 18. April, 1958)

ZUSAMMENFASSUNG

Bei der Mehrzahl der *Ammoniten*, da die Kontraktion beim Verenden zu einer Senkung führt, sind Biotop und Einbettungsort in horizontaler Richtung mehr oder minder identisch, in vertikaler Richtung dagegen mehr oder minder abweichend.

Die Frage, ob die *Ammoniten* nach dem Tode an Ort und Stelle eingebettet oder aber die leeren Schalen postmortal noch verfrachtet werden, bildet sowohl vom biologischen wie auch vom stratigraphischen Gesichtspunkte aus ein wichtiges Problem, dessen Lösung sich anlässlich der Bearbeitung der ungarischen Jura-*Ammoniten* als eine unumgängliche Aufgabe erwies. Vom biologischen Gesichtspunkte aus ist die Feststellung der Art und Weise der Verbreitung als Vorbedingung jeder zöologischen und zoogeographischen Untersuchung zu betrachten. Darüber hinaus hat es sich während der Neubearbeitung der klassischen Lias-Dogger-Fauna von Csernye (Bakony-Gebirge) herausgestellt, dass mehrere Detailprobleme — so z. B. die Mass- und Merkmalabweichungen von Formen, die zu einer Art gehören — eng mit der Frage der Einbettung zusammenhängen. In der Untersuchung der Einbettungsbedingungen — die die stratigraphische Seite unseres Themas darstellt — spielen wieder jene Abweichungen eine nicht weniger wesentliche Rolle, die sich aus dem Umstand ergeben, ob die Schale leer oder aber mit dem Weichkörper zusammen zur Einbettung gelangte. Der Kenntnis der Einbettungsbedingungen wird auch in der Deutung der „gemischten Faunen“ alpinen Charakters eine Bedeutung zugeschrieben.

Die leere Schale des in der Indo-Westpazifischen Faunaprovinz um die Fidschi-Inseln und um die Philippinen lebenden *Nautilus* wird postmortal nach weitgelegenen Gebieten, an die Küsten Afrikas, Japans und von New South Wales verfrachtet. Dasselbe trifft auch für *Spirula* zu. Die leeren Schalen von *Spirula*, die in tropischen und subtropischen Gebieten Meerestiefen von 100—1750 m bewohnt, sind in ufernahen Bildungen weltverbreitet bekannt.

Auf Grund der heutigen Verbreitung der *Nautilus*- und *Spirula*-Schalen läge es an der Hand anzunehmen, dass auch in der erdgeschichtlichen Vergangenheit die gekammerten und mit Gas gefüllten Cephalopodengehäuse ähnlich zur Verbreitung gekommen sind. Auf eine Möglichkeit der postmortalen Verfrachtung wurde bereits von D'Orbigny (1849) hingewiesen. Walther hat in seinem epochemachendem Werk (1893—94) auch die stratigraphische Bedeutung der Verfrachtung erwähnt. Seiner Auffassung

nach ist die Verbreitung sowie die Häufigkeit der leeren *Cephalopoden*-Gehäuse sowohl von der Lebensweise und den Lebensbedingungen des Tieres, wie auch von der Umwelt und der Wassertiefe gleich unabhängig.

Diese Auffassung von Walther kann innerhalb der Klasse der *Cephalopoden* für die *Nautiloideen* mit Recht als allgemeingültig angenommen werden. Kobayashi (1954) erklärt die Verbreitung der tertiären *Nautiloideen* im Gebiete Japans mit einer nekroplanktonischen Verfrachtung durch Meeresströmungen. Bei den *Ammoniten* liegen aber die Dinge anders. Bei diesen spricht in vielen Fällen auch die Erhaltung des Materials gegen einen postmortalen Transport (Haug 1900). Das Gehäuse der *Ammoniten* ist oft dünner als das der *Nautiloideen*. Die evoluten Gehäuse, die mit Ohrenbildungen oder mit langen Stacheln versehen sind, können sehr leicht verletzt werden und doch sind diese in den Ablagerungen oft in einem einwandfreien Erhaltungszustand vorzufinden. Im Kreise der evoluten *Nebenformen* sind zahlreiche Typen bekannt, die infolge ihrer Gestalt, und noch mehr infolge ihrer Grösse viel zerbrechlicher als die *Spirula*-Schalen sind. Trotzdem ist der beschädigte Erhaltungszustand für die von den heutigen Meeren ans Ufer geschwemmten *Spirula*-Schalen charakteristisch. Gegen eine postmortale Verfrachtung spricht ausser dem Erhaltungszustand das Auftreten der *Ammoniten* an den einzelnen Fundorten. In manchen Fundorten spricht die Art des Vorkommens sowie ein völliges Fehlen von jeder Sortierung nach Gestalt und Grösse der Schalen schon vornherein gegen die Annahme, dass die *Ammoniten*-Schalen zusammengeschwemmt worden sind (Lange 1952). Darüber hinaus lässt die Zusammensetzung der Fauna, wie darauf Haug bereits 1900 hingewiesen hat, in vielen Fällen in der Thanatocoenose die ursprüngliche Biocoenose vermuten. Auch die Variationsuntersuchungen bestätigen, dass zwischen den eingebetteten Formen Populationsverbindungen vorhanden sind. Dafür liefert Trueman (1941) ein Beispiel, der die *Promicroceraten* von Marston Marble auf Grund der Grössenunterschiede in 5 verschiedene Generationen teilen konnte. Auch ein regionaler Vergleich der Fundorte weist auf einen ursprünglichen Zusammenhang der Faunen hin. So gelang es Scott (1943) die *Ammoniten* der verschiedenen, in einer grossen Ausdehnung vorkommenden Kreide-Fazies in Texas der Wassertiefe nach zu unterscheiden. Ebenso konnte sich auch Bencke (1905) auf die geschlossene geographische Verbreitung der *Phylloceraten* und der *Lytoceraten* berufen, als er gegen eine Möglichkeit des postmortalen Transports Stellung genommen hat. Die grosse Häufigkeit dieser Formen in den Ablagerungen des offenen Meeres spricht besonders gegen die Bedingungen eines Transportes, da die Anhäufung der leeren Schalen durch Transport in der Nähe des Meeresufers erfolgt (Uhlig 1911). Ausser der räumlichen Anordnung der Faunen erweist sich in vielen Fällen in manchen Fundorten auch zeitlich ein regelmässiger Zusammenhang. So ist in Csernye die Dominanz der *Phylloceraten* und *Lytoceraten*, die auf einen alpinen Charakter hinweisen, vom Mittellias bis zum Oberdogger beständig (Géczy 1958). Der räumliche und zeitliche Zusammenhang der Faunen ergibt sich offenbar nicht aus dem Fehlen der verfrachtenden Kraft, des sich bewegenden Mediums. Das Vorhandensein von Meeresströmungen im Laufe des ganzen Mesozoikums ist anzunehmen, wenn auch ihre Intensität während des Jura infolge der ausgeglichenen Klimaverhältnisse unter der heutigen geblieben ist. Viele Zeichen zeigen dafür, dass man eher mit der anderen Bedingung des Transportes, mit dem Leerwerden der

Schalen zu rechnen hat, d. h. die Einbettung erfolgte mit dem Weichkörper zusammen. Darauf weisen die *Ammoniten*-Schalen hin, bei denen auch die Aptychen erhalten geblieben sind (Benecke 1905) und noch mehr der *Oppelia*-Fund von Solnhofen, bei dem auch der Mageninhalt vorhanden ist (Gürich 1924, Schwarzbach 1936). Auch die wichtige Theorie von Kovács (1956) nimmt eine Einbettung mit dem Weichkörper zusammen an. Mit dem Verwesen der Weichteile erklärte Kovács die Ausscheidung der Mangankruste, die die *Ammoniten*-Schalen des Bakony-Gebirges bedeckt. In Kenntnis dieser Angaben ist es leicht zu verstehen, dass Walther seine Auffassung bald einer Revision unterzog (1897) und den postmortalen Transport nur noch in manchen Fällen, vor allem für das plötzliche Auftreten von Formen annahm.

Im Falle der *Ammoniten* dürfte man also mit dem Ausbleiben der Verfrachtung von leeren Gehäusen und mit einer Einbettung, die sich von der der *Nautiloideen* unterscheidet, rechnen. Da wir es hier mit einem postmortalen Vorgang zu tun haben, ist die Einbettung mit dem Weichkörper zusammen nicht unmittelbar als eine Folge der benthonischen Lebensweise zu erklären. Während der *Nautilus* infolge seiner Nahrungsweise als ein benthonisches Tier aufzufassen ist, sind die *Ammoniten* auf Grund ihrer morphologischen Merkmale eher als schwimmende, also nektonische Lebewesen zu betrachten. Nach der Annahme von Daqué (1921) spielt im Absinken der Gehäuse der meist in den oberen Niveaus des Meeres lebenden *Ammoniten* im allgemeinen das Mehrgewicht eine Rolle, das sich daraus ergibt, dass die Septen meistens dichter aufeinander folgen und die Wohnkammer recht lang ist. Die massenhafte Einbettung der *Ammoniten* wäre aber lediglich auf Grund dieser beiden Gesichtspunkte schwer zu verstehen. Eine lange Wohnkammer lässt auf einen Weichkörper grossen Ausmasses folgern. Durch das Herausfallen desselben — da sein spezifisches Gewicht das des Meereswassers übertrifft — wird das Gehäuse leichter. Ebenfalls ist es fraglich, ob die Septen tatsächlich eine Rolle in der Vermehrung des Gewichtes spielen können. Bei den von Trueman (1941) untersuchten *Ammoniten* betrug das Gesamtgewicht der Septen nur etwa 3–6% des Gewichtes vom ganzen Gehäuse. Dieser niedrige Prozentsatz lässt sich durch die Dünne der Septen erklären. Ein schweres Septum würde übrigens auch der von Daqué angenommenen hydrostatischen Funktionen widersprechen. Das Fehlen einer postmortalen Verfrachtung bei den *Ammoniten* erklärte Diener (1912) mit den komplizierten Lobenlinien, indem die reiche Gliederung des Septumrandes auch eine engere Verbindung mit dem Weichkörper mit sich bringt, die das Loslösen des Weichkörpers von der Wohnkammerwand verhindert, was beim *Nautilus* mit den einfachen Lobenlinien bald erfolgt. Die Verbindung zwischen Weichkörper und Gehäuse, die übrigens durch den Haftmuskel viel mehr gesichert sind, erklärt noch nicht das rasche Absinken. Die Auftreibung an die Oberfläche sowie die Verfrachtung bei der rezenten *Spirula*, obwohl sie ein Innenskelett besitzt, erfolgt doch gleich nach dem Absterben des Tieres und der Einsetzung der Verwesungsvorgänge am Weichkörper (Brunn 1943).

Um Dieners Theorie zu ergänzen, muss noch dem von dem des *Nautilus* abweichenden raschen Absinken der *Ammoniten*-Gehäuse auch der nach vorne gerichteten Konvexität der Scheidewände eine Rolle zugeschrieben werden. Nach Solger (1901) ist die Septumform bei den Ectoco-

lien unter den *Cephalopoden* durch die gegenseitige Wirkung vom inneren Gasdruck und äusseren Wasserdruck bedingt. Geht der Septumbau in den höheren Wasserniveaus, wo also der niedrige Wasserdruck einen Überdruck des inneren Gases verursacht, vor sich, dann wird infolge dieses Überdruckes der Weichkörper nach vorne gespannt und so werden Scheidewände mit nach vorne gerichteter Konkavität gebaut (*Ammoniten*). Bei solchen Formen aber, die in einer grösseren Wassertiefe leben, wo also ein Überdruck des Wassers dem inneren Gas gegenüber zur Geltung kommt (*Nautilideen* und die alten *Goniatiten*), wird infolge dieses Wasserüberdruckes ein Septum mit nach vorne gerichteter Konkavität gebaut. Da die Zeitdauer des Septumbaues für das Tier zwangsweise eine Ruheperiode bedeutet, können wir die Gegenmeinung von Pia (1914), der zwischen dem Vorwärtsrücken des Weichkörpers und dem gleichzeitigen Wasserüberdruck einen Widerspruch sieht, schwer verstehen. Unabhängig von Solger muss man schon aus einer rein mechanischen Überlegung aus annehmen, dass der Aufenthaltsort der *Ammoniten* während des Septumbaues in den höheren Wasserregionen gewesen sein muss. Nach P f a f f (1911) soll die nach vorne konvexe Scheidewand mechanisch, vom Gesichtspunkte des Druckes aus eine günstige Konstruktion darstellen, da ein dem Druck ausgesetztes Gewölbe eine sechsfach so grosse Belastung zu ertragen imstande ist als eine dem Zug ausgesetzte konkave Septumfläche. Eine Vorbedingung des Baues von einem nach vorne konvexen *Ammoniten*-Septum ist allerdings der nach vorne gewölbte Weichkörper. Dieser Zustand kann aber auch nur beim niedrigen Wasserdruck vorkommen.

Durch die Form des entstandenen Septums wird die vertikale Bewegung des Tieres in grossem Masse beeinflusst. Als K e f e r s t e i n (1862—66) sich mit den Verhältnissen des rezenten *Nautilus* befasst, nimmt er an, dass die Senkung und Hebung durch eine Regulierung des Gasvolums im Raum zwischen dem letzten Septum und der Hinterwand des Körpers erfolgt. Seine Annahme wurde durch die Berechnungen von M e i g e n (1870) unterstützt. Da das Gewicht des Gehäuses und Weichkörpers mit dem des ausgedrungenen Wassers mehr oder minder identisch ist, genügt schon eine Änderung des Gasvolums im hinteren Teil der Wohnkammer, um ein Sinken oder Heben hervorzurufen. Allerdings zweifeln Pia (1923), Walther (1919—1927) und B e r r y (1928) die hydrostatische Bedeutung des Wassers an. Und tatsächlich: vom funktionellen Gesichtspunkte aus ist das *Ammoniten*-Gehäuse weniger plastisch als die Schwimmblase der Fische, was schon übrigens auch vom höheren Spezialisationsgrad der Fische folgt. Dagegen ist sowohl beim *Nautilus* auch als bei den *Ammoniten* der Gasgehalt vor dem Septum, zumindest bis zum Abschluss des Schalenbaues, abgesehen von den Ruheperioden während des Septumbaues eine Vorbedingung des Wachstums. Dass dieses Gas in der vertikalen Bewegung tatsächlich eine Rolle spielt, wird auch dadurch wahrscheinlich gemacht, indem auch bei der heutigen *Spirula*, die nur ein reduziertes Innenskelett ohne Wohnkammer besitzt, die Senkung und Hebung vermutlich durch die Veränderung des Gasvolums vor dem letzten Septum vor sich geht (B r u n n 1943). Die Theorie von K e f e r s t e i n wird von S c h m i d t (1925) für die *Ammoniten* verwendet, wobei die durch die abweichende Septumform hervorgerufene Differenz in der Bewegung eine Beachtung findet. Die Kontraktion der Muskeln am hinteren Körperteil verursacht beim *Nautilus* mit konkaven Septen eine Vergrös-

serung des Gasvolums und dadurch eine Hebung des Tieres, während wir bei den *Ammoniten* mit einem entgegengesetzten Fall zu tun haben. Da hier die hintere Körperwand nach vorne gewölbt ist, wird durch die Muskelkontraktion die Körperwand gerade und dadurch das Gasvolum vor dem letzten Septum geringer. Bei den *Ammoniten* bringt die Muskelkontraktion die Senkung des Tieres mit sich.

Beobachtungen im Kreise der Mollusken zeigen dafür, dass die Schnecken mit einem in das Gehäuse zurückgezogenen Weichkörper und die Muscheln mit zusammengeschlossenen Klappen verenden. Die ähnlicherweise angenommene Muskelkontraktion führt beim *Nautilus* zur Hebung. Darum sind an der Oberfläche des Meeres nur sterbende oder nach grossen Gewittern kraftlos herumgeschwommene *Nautilus*-Exemplare zu sehen (Stenzel 1957). Im letzteren Fall kann angenommen werden, dass die konvulsive Kontraktion eine Folge des Kampfes gegen den Sturm ist. Beim Verenden der *Ammoniten* dürfte man ebenfalls mit einer Kontraktion der Muskeln rechnen, die aber bei diesen, da die Septen anders geformt sind, eine Senkung hervorruft. Durch die Kontraktion zieht sich das Tier völlig in das Gehäuse ein, womit es verständlich wird, dass vom Weichkörper der *Ammoniten* von Solnhofen ausserhalb der Wohnkammer überhaupt keine Abdrücke bekannt sind (Arkell 1957). Das Einziehen des Weichkörpers in das Gehäuse verursacht, da die Geschwindigkeit des Sinkens in einem entgegengesetzten Verhältnis zum durch die Gestalt hervorgerufenen Widerstand steht, eine Vergrösserung der Senkungsgeschwindigkeit, wodurch das Gehäuse tiefer als der Aufenthaltsort am Leben heruntersinken kann. Durch diesen Umstand ist die Häufigkeit der *Ammoniten* in solchen Gebieten, die keine Bedingungen für ein reiches benthonisches Leben besitzen, zu erklären (Solnhofen, Holzmaden sowie die Ablagerungen des tieferen jurassischen Mittelmeeres).

Das weitere Schicksal des auf den Meeresgrund gesunkenen Kadavers hängt nun von den physikalischen und chemischen Einwirkungen, die dort herrschen, ab. Nach der Verwesung des Weichkörpers kann das Gehäuse sich nachträglich erheben, wenn die Fäulnisgase sich nicht entfernen können und die durch die Verwesung der Weichteile erfolgte Gewichtsveränderung nicht durch die sich auf das Gehäuse ablagernden oder in die Wohnkammer eingedrungenen Sedimente kompensiert wird. Eine Phase dieses Vorgangs wird von Rothpletz (1909) in seiner Solnhofener Ammoniten-Analyse gezeigt, wo der Gasgehalt des leeren Gehäuses das abgelagerte Sediment aufgewölbt hat. Untergeordnet kann mit der Hebung des Gehäuses auch die Möglichkeit eines postmortalen Transports eintreten. Gegenüber der postmortalen Verfrachtung anderer Benthosformen (wie z. B. *Gastropoden*, *Echiniden*, ja sogar *Lamellibranchiaten*, die nach den Beobachtungen Schäfers aus dem Jahre 1953 ebenfalls eine postmortale Verfrachtung erleiden können) kann hier eher nur eine lokale in Betracht gezogen werden. Dasselbe gilt auch im Falle der Formen des seichten Meeres, wo die Wellen oder die Strömungen die Schalen zusammenschwämmen können.

Im allgemeinen kann also festgestellt werden, dass bei der Mehrzahl der *Ammoniten*, da die Kontraktion beim Verenden zu einer Senkung führt, Biotop und Einbettungsort in horizontaler Richtung mehr oder minder identisch, in vertikaler Richtung dagegen mehr oder minder abweichend sind.

LITERATUR

- Arkell, W. J.: Mesozoic Ammonoidea in C. Moore: Treatise on Invertebrate paleontology L. Mollusca 4. Cephalopoda. *Geol. Soc. Amer. Univ. Kansas Press.* 1957.
- Benecke, E. W.: Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lotharingen. *Abh. Geol. Spez. Kart. Els. Loth. N. F. VI.* Strassburg 1905.
- Berry, E. W.: Cephalopod Adaptations. *Quart. Rev. Biol.* **III.** Baltimore 1928.
- Brunn, A.: The biology of *Spirula spirula*. *Dana-rep.* **24.** Copenhagen 1943.
- Dacqué, E.: Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. Berlin 1921.
- Diener, C.: Lebensweise und Verbreitung der Ammoniten. *Neues Jb. f. Min. Geol. Pal.* **II.** Stuttgart 1912.
- Géczy, B.: A csérnyei jura Cephalopodák mennyiségi értékelése. *Földtani Köz-löny* **88.** Budapest 1958.
- Gürich, G.: „Ammonitenbrut“ von *Oppelia steraspis* nach Michael. *Zentralblatt f. Min. Geol. u. Pal.* Stuttgart 1924.
- Haug, E.: Les Géosynclinaux et les aires continentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **III.** Ser. 28. Paris 1900.
- Keferstein, W.: Cephalopoda in Bronns: Klassen und Ordnungen der Weichtiere II/2. Leipzig 1862—1866.
- Kobayashi, T.: A contribution toward palaeo-flumenology.... *Jap. Jour. Geol. Geogr.* **XXV.** Tokyo 1954.
- Kovács, L.: Manganerzausscheidung in den jurassischen Ammonitenmeeren. *Mitt. d. Berging. Geol. Ing. Techn. Univ.* **XIX.** Sopron 1956.
- Lange, W.: Der untere Lias am Fonsjoch und seine Ammonitenfauna. *Palaeontographica.* **A. 102.** Stuttgart 1952.
- Meigen, W.: Ueber den hydrostatischen Apparat des *Nautilus pompilius*. *Arch. f. Naturgeschichte.* **36.** Berlin 1870.
- Pfaff, E.: Über Form und Bau der Ammonitensepten und ihre Beziehungen zur Suturlinie. *Jber. d. Niedersächs. Geol. Ver.* **IV.** Hannover 1911.
- Pia, J.: Über die ethologische Bedeutung einiger Hauptzüge in der Stammesgeschichte der Cephalopoden. *Ann. d. Nat. Hist. Mus.* **XXXVI.** Wien 1923.
- Pia, J.: Untersuchungen über die Gattung *Oxynoticeras*. *Abh. d. K. K. Geol. Reichsanst.* **XXIII.** Wien 1914.
- Rothpletz, A.: Über die Einbettung der Ammoniten in die Solnhofener Schichten. *Abh. d. II. Kl. d. K. Ac. d. Wiss.* **XXIV.** München 1909.
- Schäfer, W.: Schwimmende Verfrachtung von Muschelklappen. *Natur u. Volk.* **83.** Frankfurt a/M. 1953.
- Schmidt, M.: Ammonitenstudien. *Fortschritte d. Geol. u. Pal.* **10.** Berlin 1925.
- Schwarzbach, M.: Zur Lebensweise der Ammoniten. *Natur u. Volk.* **66.** Frankfurt a/M. 1936.
- Scott, G.: Palaeobiological factors controlling the distribution and mode of life of Cretaceous Ammonoids.... *Journ. of Pal.* **14.** Tulsa 1940.
- Solger, F.: Die Lebensweise der Ammoniten *Naturw. Wochenschr. N. F. I.* Jena 1901.
- Stenzel, H. B.: *Nautilus* in Treatise on Marine Ecol. *Pal. Geol. Soc. Amer. Mem.* **67.** Baltimore 1957.
- Trueman, E.: The Ammonite-body-chamber, with special reference to the buoyancy and mode of life of the living Ammonites. *Quart. Journ. Geol. Soc.* **96.** London 1941.
- Uhlig, W.: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. *Mitt. Geol. Ges.* **IV.** Wien 1911.
- Walther, J.: Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena 1893—1894.
- Walther, J.: Ueber die Lebensweise fossiler Meeresthiere. *Zeitschr. d. Geol. Ges.* **XLIX.** Berlin 1897.
- Walther, J.: Allgemeine Palaeontologie. Berlin 1919—1927.

TRACES DU VOLCANISME ANDÉSITIQUE PLEISTOCÈNE SUPÉRIEUR (RISSIEN) DE LA ZONE DES CARPATHES DANS LE PROFIL DE LOESS FONDAMENTAL DE PAKS

par

P. KRIVÁN

Institut Géologique de l'Université des Sciences Loránd Eötvös,
Budapest

(Manuscrit reçu le 19 mars 1958)

RÉSUMÉ

On peut observer dans la coupe pleistocène fondamentale de Paks, entre 24,2 et 24,3 mètres, un dépôt de poussière volcanique (anémopyroclastite) épais de 2 à 5 cm. Au point de vue de la géologie sédimentaire, sa matière consiste en tufite liée à une éruption d'andésite à amphibole, avec un mode de formation singulier, pas encore décrit dans la littérature. L'entremêlement du matériau détritique volcanique et d'autre origine, compris dans la notion de la tufite, s'est effectué au cours d'une transportation aérienne, à l'état flottant (anémotufite, anémopyrolutite, et même anémopyroalfitite), sans aucune intervention de l'eau. Pendant la déposition continentale l'apport de la poussière loessigène a été continu, ce qui indique la stabilité des conditions de la circulation atmosphérique, la direction orientale constante du mouvement de l'air. Cela, par contre, rend probable que le lieu de l'éruption se trouvait parmi les volcans d'andésite des Carpathes du SE. D'après nos recherches antérieures détaillées des conditions géologiques sédimentaires-stratigraphiques, cette dernière manifestation des phénomènes volcaniques des Carpathes, se rajeunissant vers l'est, tombe à la première moitié de la section rissienne du Pleistocène. De plus près : elle succède à la section cryogène (semicyrophyte) divisant la glaciation rissienne 1. La date de l'éruption tombe entre les années 1800—201,000 à 203,000 avant notre ère, selon la chronologie absolue de Milanković—Bacsák.

L'étude de la formation de l'anémotufite ouvre de nouvelles voies pour la recherche du volcanisme pleistocène dans la zone de la formation du loess. Il nous faut diriger notre attention vers elle surtout aux environs des terrains volcaniques jeunes.

Au cours de l'étude géologique sédimentaire-stratigraphique détaillée du profil pleistocène fondamental de Paks nous avons rencontré dans l'ensemble de loess rissien un développement de roche singulier. Nous avons pensé de pouvoir expliquer par un changement de climat la formation de la couche détritique, meuble, finement granulée, riche en biotite fraîche, de couleur jaune-citron vive. Mais déjà nos recherches antérieures n'ont pas confirmé cette hypothèse, ni en admettant son origine par l'altération du loess situé au-dessous, ni par aucune sorte d'origine aquatique. Nous avons aussi pris en considération une origine éolienne analogue à celle du loess, mais que nous avons

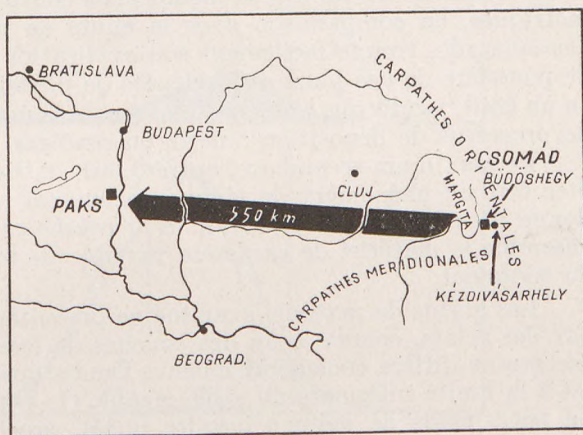


Fig. 1.

dû écarter à cause de la grande différence des caractéristiques des roches. La couche intercalée entre les couches de loess du mur et du toit, d'un développement géologique identique, n'a pu se former,* dans des conditions atmosphériques identiques, que par *flottement éolien*. D'après la différence de sa matière avec les couches de loess du mur et du toit et ses caractéristiques minéralogiques elle est d'origine *pyroclastique*. Son apparition est un phénomène extraordinaire, indépendant de tout changement de climat, et lors de l'étude géologique sédimentaire-stratigraphique du profil fondamental de Paks, nous l'avons soumis séparément à une étude détaillée [7].

La composition granulométrique du matériau étudié est très rapprochée à celle du loess du mur et du toit (fig. 2). La différence se montre dans le déplacement du maximum vers la fraction fine et dans l'apparition d'un maximum secondaire. Son degré de division est plus grand que celui des couches de loess voisines. La comparaison avec des analyses de loess (16, 17, 10, 8, 7, 11, etc.), de chutes de poussière récentes (12, 15, 9) et des cendres du groupe des volcans Descabezado (Chili) (14) montre que la courbe présente, de même, l'allure caractéristique des sédiments éoliens transportés en flottant dans l'air avec un maximum principal situé entre 0,02—0,05 mm de diamètre. Le degré du maximum principal n'atteint pas l'état de division exceptionnel ni de la chute de poussière de 1941, ni de celle des cendres du volcan Descabezado, mais il se range bien entre les valeurs extrêmes des maxima observés pour le loess. L'état de division plus menu, mais confiné aux mêmes classes granulométriques, en comparaison avec la chute de poussière de 1941 et celle du Descabezado, trouve facilement son explication en admettant que les dépôts de poussière de nos jours et les dépôts de poussière volcanique se sont formés en un trait, tandis que les dépôts de loess et la matière examinée sont le produit de processus de déposition *réitérés* ou *continus*, de longue durée.

Le maximum secondaire, entre 0,003—0,004 mm de diamètre, peut aussi bien être un phénomène de sédimentation, car notre analyse granulométrique donne un résultat se rapportant à *la couche entière*, dans laquelle se trouve ensemble le matériel de caractère variable de toute la durée de la formation du sédiment.

Les grains du matériel examiné ne présentent pas d'usure, ils sont formés par des éclats, comme ceux des couches de loess voisines. Mais le tassement des grains diffère considérablement. Tandis que le poids du volume du loess est à la limite inférieure du sable meuble (1, 44), la couche intercalée possède un petit poids de volume insolite (0,85), proche de la limite inférieure de celui de la tourbe, malgré que sa composition granulométrique plus fine soit plus favorable à un tassement plus serré.

La formation des couches de loess voisines a eu lieu, sans doute, dans une zone sèche de steppes — steppes boisées. Le fait que la couche intercalée possède une structure meuble, poreuse au lieu de celle à laquelle on pourrait s'attendre d'après sa composition granulométrique, prouve la continuité des conditions arides ; ainsi l'on doit chercher la cause du changement du matériau non pas dans un changement du milieu dans lequel a eu lieu la déposition et des conditions climatiques, mais dans le changement survenu dans la *qualité* des matériaux transportés.

Ce changement de la qualité se révèle non seulement dans la composition granulométrique, mais aussi dans la caractéristique minéralogique du sédiment. Selon M. Herrmann il y a dans la couche intercalée un ensemble de minéraux pyrogènes *d'origine volcanique* et des minéraux accessoires *d'origine diverse*.

Dans le groupe *pyrogène* sont présents — avec de l'amphibole verte, idiomorphe, de développement allongé-prismatique, de la biotite brune, pseudohéxagonale, de l'apatite aciculaire, accessoire — des grains d'opale et de verre volcanique, qui avec les grains de magnétite et de grenats observés, peuvent être rattachés, quant à leur origine, au volcanisme andésitique le plus récent de la zone carpathique, aux éruptions volcaniques observées dans les Carpathes du SE (4). Les minéraux *accessoires* sont représentés, à côté du quartz dominant dans la fraction de 0,1–0,12 mm de diamètre, par de l'épidote rare, usé, fragmentaire, originaire de schistes cristallins, de l'orthose usé, provenant de roches magmatiques de profondeur ou de schistes cristallins, et de la muscovite de développement fragmentaire.

Les grains des minéraux attribuables à l'éruption de l'andésite à amphibole ont la forme de petits éclats frais, par contre la surface des minéraux accessoires est fortement usée. On peut observer la différence dans l'usure des deux

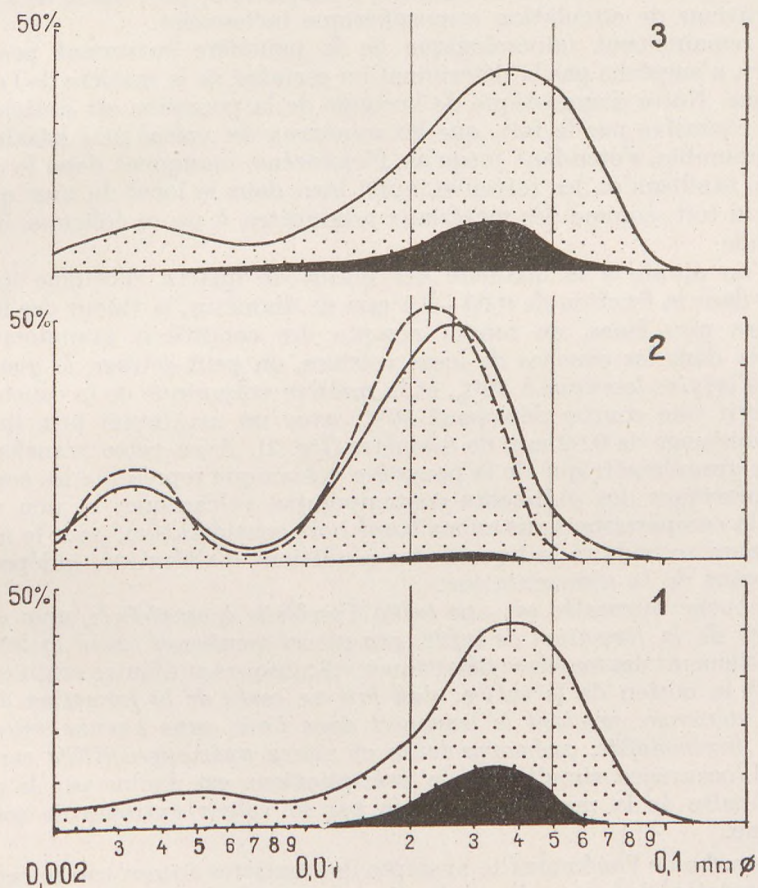


Fig. 2.

Fig. 2. Courbe granulométrique de la tufite d'andésite à amphibole (2) et des couches de loess du mur et du toit (1, 3). La ligne hachée à côté de la courbe de la tufite indique la composition granulométrique de la poussière volcanique exemptée du matériel loessique, la courbe intérieure, à champs noir, indique la distribution du CaCO_3 .

groupes aussi sur la même espèce de minéral, si l'on compare les minéraux concordants de la couche intercalée et de la roche encaissante. Mais on doit qualifier comme provenant des sables mouvants, venant de l'ouest, l'origine des minéraux lourds du loess, au-dessus de la déterminabilité microscopique (13,7), de même que les minéraux accessoires de la couche intercalée, la muscovite et les grains inférieurs à 0,1 mm de diamètre exceptés. Le transport roulé éolien donne l'explication de l'usure de la surface des minéraux lourds du loess et de la couche intercalée. En opposition avec les minéraux lourds, déterminables au microscope, du loess, les minéraux légers et les minéraux lourds submicroscopiques d'un diamètre inférieur à 0,1 mm se sont avérés en général, comme étant des produits provenant hors des Carpathes par transportation aérienne à l'état flottant (6, 7).

La matière de la couche intercalée dans le loess présente une origine double: une origine *loessique*, en soi-même déjà double, et une origine de *poussière fine volcanique*, de caractère d'andésite à amphibole, provenant de l'est sous des conditions de circulation atmosphérique inchangées.

Le remaniement minéralogique de la poussière survenant pendant le transport, n'empêche pas la détermination certaine de la matière de l'éruption volcanique. Notre diagnostic de l'origine de la poussière est soutenu d'une manière exclusive par le fait, que les minéraux du volcanisme basaltique de la Transdanubie, s'étendant jusqu'au Pleistocène, manquent dans le matériel examiné, tandis qu'on les retrouve, aussi bien dans le loess du mur que dans le loess du toit, comme des matériaux accessoires, à usure éolienne, d'origine occidentale.

Si l'on ajoute à la quantité des grains de quartz, d'origine loessique, présents dans la fraction de 0,05—0,1 mm de diamètre, la valeur des fractions accessoires plus fines, en tenant compte des conditions granulométriques constatées dans les couches de loess voisines, on peut estimer la *quantité du matériel d'origine loessique* à 20%, et la matière volcanique de la couche intercalée décrit une courbe dépassant 50%, avec un maximum principal situé dans le voisinage de 0,02 mm de diamètre (fig. 2). Avec cette transformation la courbe granulométrique de la poussière volcanique représente les conditions granulométriques des sédiments contemporains volcaniques et non volcaniques. À la comparaison nous avons laissé hors considération, pour le moment, le maximum secondaire indiquant des conditions d'altération, indépendantes du processus de la sédimentation.

La couche intercalée est une *tufite d'andésite à amphibole*, avec un mode particulier de la formation de tufite, pas encore mentionné dans la littérature. L'entremêlement des matières détritiques volcaniques et d'autre origine, appartenant à la notion de la tufite, s'est fait au cours de la formation du loess, par voie aérienne, pendant le transport dans l'air, sans aucune intervention de l'eau (*anémotufite*, *anémopyrolutite* et même *anémopyroalfitite* caractéristique). L'occurrence simultanée de précipitations est exclue par la porosité extraordinaire de la matière, indiquée par la valeur extrême de son poids de volume.

La courbe de l'anémotufite exempte des matières accessoires se rapproche du cours *original* de la poussière volcanique, mais cela n'est pas encore suffisant, même en tenant compte des exemples connus (14, 9) pour pouvoir indiquer le lieu et la distance de l'endroit d'origine. La tendance à flotter dans l'air des parties à diamètre moindre de 0,05 mm est excellente (5, 11). Elles sont

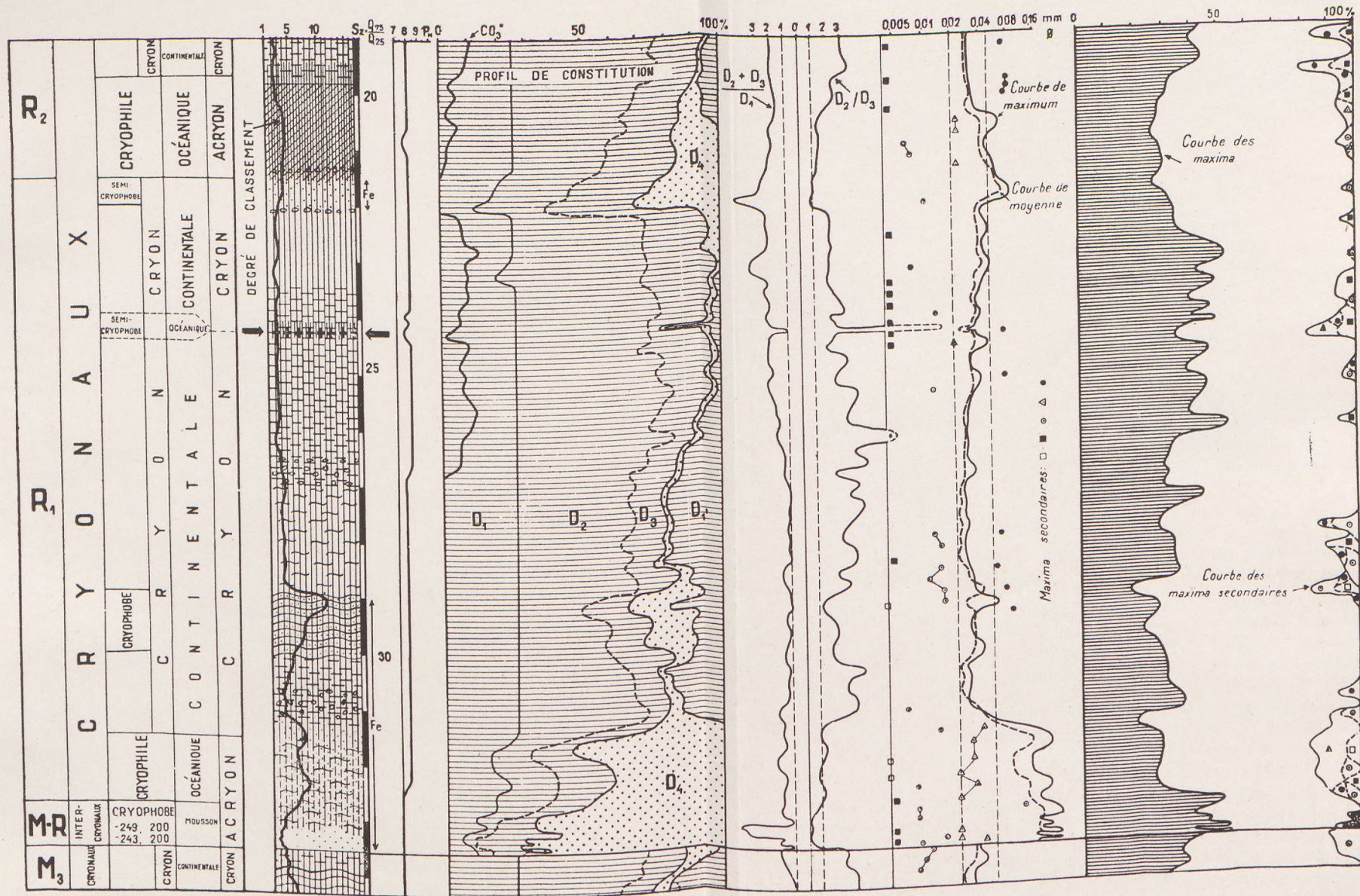


Fig. 3. Coupe géologique-sédimentaire de l'ensemble russe contenant la couche d'anémotifite. 1: tuffite d'andésite à amphibole; 2: loess de steppe a) à structure de terrain sec, b) à structure de terrain humide; 3: loess de steppe boisée a) à structure de terrain sec, b) à structure de terrain humide; 4: „loess d'infusion”; 5: loess de marais a) sableux, 6: a) loess sableux, b) sable mouvant loessique; 7: loess et sable mouvant ruisselé; 8: sable mouvant; 9: loess de steppe boisé altéré; 10: concrétions calcaires; 11: coloration ferrugineuse.

transportées, en dépendance des conditions de la circulation atmosphérique, à des distances presque *quelconques* sans changement notable de leur composition granulométrique. La courbe granulométrique de la poussière volcanique indique le *grand calme atmosphérique durant la formation du dépôt*, par un mouvement d'air descendant, et ne permet pas l'évaluation de la distance, autant moins, que la composition granulométrique initiale au-dessous de la limite supérieure de 0,1 mm de diamètre est *indéterminée et inconnue*.

La composition chimique de l'anémotufite et du loess qui en forme le mur et le toit présente aussi, pareillement à la composition minéralogique, des différences notables (Tableau 1).

Tableau 1.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	perte au feu	total %
anémotufite	42,10	0,57	25,66	5,39	0,44	0,40	3,64	0,45	0,32	20,42	99,39
loess du mur et du toit	58,30	0,14	11,16	3,68	—	2,90	8,41	1,07	1,83	11,48	98,97

La teneur en Al₂O₃ est significative, selon l'analyse aux rayons par Sztróky elle appartient à l'illite. La quantité des minéraux d'argile donne l'explication de l'apparition du maximum secondaire dans la fraction fine qui, par conséquent, n'est pas le produit d'un processus de sédimentation, mais dérive d'un *processus d'altération*.

La quantité des alcalis, par contre, a une valeur petite, rare, ce qu'on peut expliquer par des processus d'éluviation qui ont eu lieu après la formation du dépôt. L'apparition de l'illite, qu'on peut attribuer à la décomposition des fines particules de verre et de feldspaths, est du même sens.

Il y a aussi une différence notable dans le rapport CaO : MgO. La teneur en CaCO₃ de la tufite est insignifiante et correspond à la teneur en CaCO₃ du loess accessoire, avec la différence que le rapport CaO : MgO est déplacé en faveur du CaO, ce qui indique aussi des *processus d'altération* (7). Dans le loess encaissant ce rapport a une valeur proche à celle du départ avec des valeurs plus grandes pour le MgO. La corrélation entre la teneur en CaCO₃ et la composition granulométrique est représentée par la figure 2.

Comme produits des processus d'altération on aperçoit des minéraux de fer submicroscopiques et, sur la surface des grains, un enduit ferrugineux.

La couche d'anémotufite se dépose progressivement sur la couche de loess formant le mur, mais elle s'en différencie par la couleur, la texture et les caractères minéralogiques. Dans sa composition le matériau loessique prend aussi part jusqu'à 20%, mais la poussière volcanique envoie complètement les caractéristiques propres, et par son apparition soudaine elle produit l'apparence d'une interruption de la formation du loess. Dans la coupe de la briqueterie la couche d'anémotufite est visible dans une section de 25 m environ, les travaux d'exploitation de l'usine nous ont empêché d'établir sa continuation. Son gisement suit, conformément aux couches de loess altéré, les ondulations faibles du terrain ancien.

Quant au temps de la formation de l'anémotufite et de la dernière manifestation du volcanisme andésitique de la zone des Carpathes, notre étude stratigraphique antérieure donne des renseignements (7) (fig. 3.). *Le volcanisme andésitique a eu lieu dans la première partie de la section rissienne du Pleistocène* (R_1). De plus près : il suit la section cryogène, semicryophyle, divisant la période glaciaire R_1 , et l'époque de l'éruption tombe entre 1800 et 201,000—203,000 avant notre ère, selon la chronologie absolue de Milankovič — Bacsák (1).

La formation de l'anémotufite ouvre une voie nouvelle pour la recherche du volcanisme pleistocène dans la zone de la formation du loess. Nous devons tourner vers elle notre attention, surtout dans les environs des terrains volcaniques jeunes.

Nous mentionnons encore que nous avons des indications de l'activité pleistocène des volcans andésitiques du sud de la montagne Hargita (Csomád, Büdöshegy) consistant en des couches de pierre ponce de 1—2 dm dans la terrasse wurmienne de la rivière Feketeügy, dite «terrasse de la ville» (2). Mais l'âge wurmien de l'activité volcanique accompagnée d'éjections de pierre ponce est discutable, parce que — selon la coupe de Bányai — la 3-me, respectivement avec l'Holocène la 4-me, terrasse a été creusée dans des sédiments de remplissage de bassin, pour ainsi dire comme une terrasse de roche. Dans ce cas, en tenant compte de l'évolution morphologique du Bassin de Háromszék, la couche à pierre ponce indique un volcanisme survenu avant la section mindélienne, mais encore pleistocène, et la formation de la terrasse comme élément de la forme seule a eu lieu au Wurmien. Si, par contre, nous admettons que le creusement de la terrasse wurmienne a été précédé, au commencement de la section, par un remplissage partiel du bassin, la formation de la couche à pierre ponce coïncide avec la section cryophile initiant la glaciation wurmienne 1. Pour trancher la question il faudrait faire de nouvelles recherches sur le terrain, mais il n'est pas douteux que la couche d'anémotufite de la coupe fondamentale de Paks et la couche à pierre ponce de Kézdivásárhely (Tárgul Săcuse) sont les produits de deux périodes distinctes de volcanisme andésitique.

L'âge de l'intercalation de tuf andésitique de la 3-me terrasse entre Étfalva et Gidófalva (Zoltan-Ghidfalău), connue d'après la description de Bulla (3), est déjà plus certain ; il est possible qu'il s'agisse d'une formation syngénétique avec l'anémotufite de Paks.

On pourrait fixer avec une grande précision le temps de la dernière manifestation du volcanisme de la montagne Hargita si l'on effectuait des sondages dans les sédiments du fond des deux lacs de cratère de la montagne Csomád, des lacs Szent Anna et Mohos, et soumettait les échantillons à un examen géologique-sédimentaire. Dans ces lacs sans écoulement la poussière fine loessigène des sections glaciaires du Pleistocène s'est amassée comme sédiment lacustre. La couverture d'eau permanente du sédiment est favorable à la conservation des pollens et sa continuité, sans lacunes, rend, avec le matériau pollénique, la division stratigraphique tellement certaine, que l'on peut établir la date de la dernière éruption volcanique avec une grande probabilité même en temps absolu. Ces recherches peuvent mener à des constatations intéressantes se rapportant à la nature des phénomènes postvolcaniques.

BIBLIOGRAPHIE

1. Bacsák, Gy. — Pliozän- und Pleistozänzeitalter im Licht der Himmelsmechanik. *Acta Geologica*, **3**. 1955.
2. Bányai, J. — Kézdivásárhely vidéke Háromszék vármegyében (Les environs de Kézdivásárhely, com. Háromszék). *Földt. Közl.* **47**. 1917.
3. Bulla, B. — A két csiki medence és az Oltvölgy kialakulásáról (De la formation des deux bassins de Csik et de la vallée du fleuve Olt). *Földr. Közlemények*, **76**. 1948.
4. Herrmann, M. — Varga, S. — Tusnádfürdő környéki andezitek (Les andésites des environs de Tusnádfürdő). *Földt. Közl.* **80**. 1950.
5. Kölbl, L. — Studien über den Löss. *Mitt. d. Geol. Ges. in Wien.* **23**. 1930.
6. Kriván, P. — Die erdgeschichtlichen Rhythmen des Pleistozänzeitalters. *Acta Geologica*, **2**. 1953.
7. Kriván, P. — A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény (La division climatologique du Pléistocène en Europe Centrale et le profil de loess de Paks). *M. All. Földt. Int. Évk.* **43**. 1955.
8. Miháltz, I. — Hozzászólás Kádár L. „A lösz keletkezése és pusztulása” c. előadásához (Remarques au discours de L. Kádár »La formation et destruction du loess»). *M. T. A. II. Oszt. Közl.* **4**. 1954.
9. Miháltz, I. — Az 1941. évi porhullás (La chute de poussière de l’an 1941). *Földt. Közl.* **85**. 1955.
10. Mihályiné Lányi I. — A magyarországi löszváltozatok és egyéb hullóporos képződmények osztályozása (La classification des variétés de loess et d’autres formations de poussières éoliques). *Alföldi Kongresszus, M. T. A.* 1953.
11. Moldvay, L. — Az eolikus üledékképződés törvényei (Les lois de la sédimentation éolique). Előadás a M. Földtani Társulat 1956. máj. 30-i előadóülésén. (Sous presse.)
12. Schafarzik, F. — Az 1901. március 11-i porhullásról (La chute de poussière du 11 mars 1901). *Földt. Közl.* **31**. 1901.
13. Szabó, I. — Adatok a paksi löszfal genetikai viszonyaihoz (Données aux conditions génétiques du mur de loess de Paks). *Agrokémia és Talajtan*, **3**. 1954.
14. Sztrókay, K. — A Descabezado (Chile) vulkán csoport 1932. évi kitöréséből származó vulkáni hamu közettani vizsgálata (L’examen pétrographique des cendres volcaniques, provenant de l’éruption du groupe des volcans de Descabezado (Chile) de l’an 1932). *Földt. Közl.* **66**. 1936.
15. Vadász, E. — Üledékképződés a szelek szárnyán (Sédimentation sur les ailes du vent). *Földt. Ért.* 1942.
16. Vendl, A. — Takáts, T. — Földvári, A. — A Budapest környéki löszről (Du loess des environs de Budapest). *Mat. és Term. tud. Ért.* **52**. 1935.
17. Vendl, A. — Takáts, T. — Földvári, A. — Újabb adatok a Börzsöny hegység löszének ismeretéhez (Contributions à la connaissance du loess de la montagne Börzsöny). *Mat. és Term. tud. Ért.* **54**. 1936.

ON THE MAGNETOELASTIC PROPERTY OF THE EARTH'S CRUST

by

P. SZEMERÉDY

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest

(Received Sept 3, 1958)

SUMMARY

The shifts of magnetic anomalies caused by earthquakes can be satisfactorily explained by the magnetoelasticity of the Earth's crust. Earthquakes bring about a rearrangement of elastic strain in parts of the crust, resulting in a lasting change of its average magnetic susceptibility. The estimative calculation carried out in the present paper shows that a change of susceptibility by some per cents is sufficient to modify the Earth's magnetic field by the actually observed amount. Moreover, an instantaneous strain rearrangement in the crust can — according to the calculations presented — generate an electromotive force of considerable intensity. However, the probability of observing the electromotive force deriving from the magnetoelastic effect is slight, as it will mostly be covered by telluric variations and by the seismoelectric phenomenon.

Introduction

As it is known, the susceptibility and remanent magnetic momentum of a ferromagnetic substance is strongly dependent on the mechanical strains and temperature [1]. Lately, the magnetostrictive behaviour of rocks was drawn into consideration in interpreting the results of palaeomagnetic investigations. It has been demonstrated that mechanical stresses will call forth important changes in the remanent magnetic momentum of rocks (2). Considering this all the assumption seems to be warranted that in the crustal zone of relatively great magnetic susceptibility, i. e. in the zone of temperature below the Curie-point, susceptibility will depend to a considerable degree on mechanical stresses. The Curie-point of rocks depends, according to investigations at the Carnegie Institute, but slightly on pressure. This means that, considering a Curie-temperature of 500 centigrades and a reciprocal geothermal gradient of 33 metres per centigrade, the ferromagnetism of rocks will prevail up to depths of 10 to 15 kilometres.

Instantaneous rearrangements of stress in the Earth's crust occur on the occasion of earthquakes.

The shift of magnetic anomalies attributed to an earthquake was first observed by Humboldt. According to him the Cumana tremor of 1779 has brought about a change of 48' in inclination. Similarly he measured a change of 28' of inclination and a decrease by 5 per cent of the horizontal component in Lima, after an earthquake in 1802 (3).

Shifts of magnetic anomalies were observed by Kato around Kuttuaro Lake in consequence of the earthquake of May 29, 1938 (4). With a similar

point Rothé has stated that the magnetic anomalies of the weakly seismic Paris basin are subject to temporal variation (5).

The above mentioned anomaly shifts are attributed to mass rearrangements and temperature and pressure changes. The latter will act upon the anomaly structure of the area in question by the means of influencing the magnetic susceptibility of the ferromagnetic rock complex. It is deemed to be unwarranted to assume mass rearrangements of great volume in the crust. Consequently, the observed changes have to be attributed to changes in magnetic susceptibility and remanent momentum. The range of possible strain variation is much broader than that of temperature variation. It is therefore assumed that the susceptibility and remanent magnetic momentum will be significantly modified by stress rearrangements in the first place.

In the present paper an attempt will be made to interpret local anomaly shifts solely by the hypothesis of "susceptibility change due to stress rearrangement". It will be further shown, that the instantaneous stress rearrangement occurring with earthquakes may generate a considerable electromotive force in the crust as well.

To estimate the intensity of the magnetoelastic effect to be expected we will construct a simple model. Let us assume that the mechanical stresses bring about a homogeneous isotropic change of magnetic susceptibility within a sphere of the radius R . The electrical conductivity of the sphere and its environment is taken to be zero. Let us study the local changes of horizontal and vertical intensity (δH and δZ) caused by a change in susceptibility in a horizontal plane above the sphere. The electromotive force will be studied by considering circular circuits in planes parallel to the above mentioned one. — It is not worth while to consider the sedimentary rocks of the crust. In magmatic rocks the susceptibility is of the order of magnitude of 10^{-3} to 10^{-4} cgs, much greater than in most sedimentary rocks (6).

Estimation of δH and δZ

The change in field intensity due to susceptibility change will be determined by the aid of the magnetic potential function.

The potential of the sphere of permeability μ situated in a medium of permeability μ' is given by the expression

$${}^k\Phi = F \left(\frac{\mu - \mu'}{\mu + 2\mu'} \frac{R^3}{r^3} - 1 \right) \xi$$

wherein F is the total intensity of the assumedly homogeneous terrestrial magnetic field, and the significance of ξ may be read from Fig. 1. The permeability μ' of the surrounding medium being constant and approximately equal unity, we have

$${}^k\Phi = F \left(\frac{\mu - 1}{\mu + 2} \cdot \frac{R^3}{r^3} - 1 \right) \xi.$$

Considering that

$$\mu = 1 + 4\pi\kappa$$

(κ being the magnetic susceptibility):

$${}^{\kappa}\Phi = F \left(\frac{4\pi\kappa}{3 + 4\pi\kappa} \cdot \frac{R^3}{r^3} - 1 \right) \xi.$$

Hence, the change of magnetic potential due to a unit change of susceptibility is

$${}^{\kappa}\Phi'_\kappa = \frac{3 \cdot 4\pi F}{(3 + 4\pi\kappa)^3} \cdot \frac{R^3}{r^3} \xi \approx \frac{4\pi F R^3}{3 r^3} \xi; \quad (4\pi\kappa \ll 1).$$

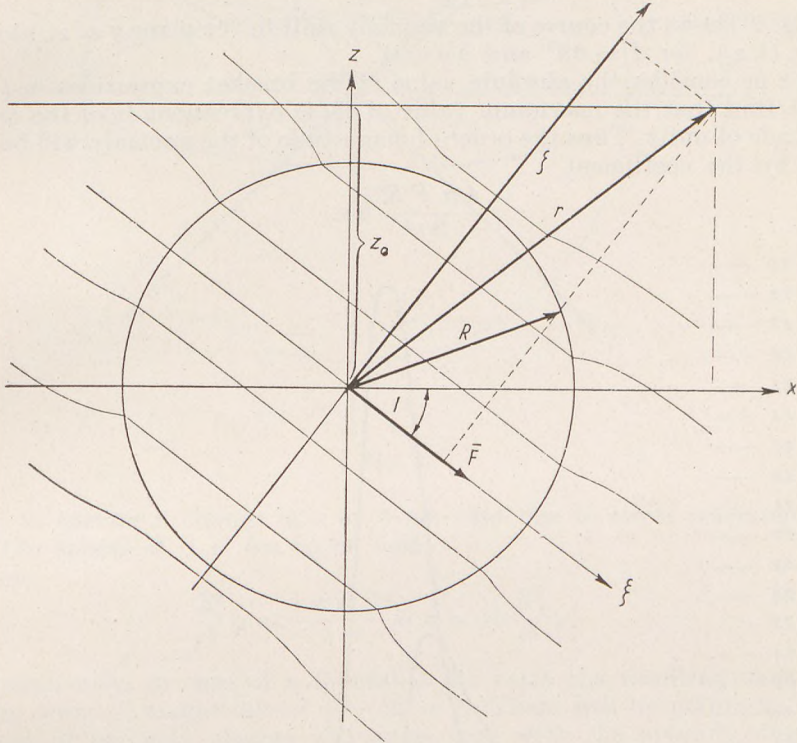


Fig. 1.

Applying the coördinate transformation

$$\xi = x \cos I - z \sin I$$

as shown by the figure, we obtain

$${}^{\kappa}\Phi'_\kappa = \frac{4\pi F R^3}{3 r^3} (x \cos I - z \sin I).$$

The derivate of this expression in the direction ($-z$) yields the change of the z -component, δZ , corresponding to a unit change in susceptibility:

$${}^{\kappa}Z'_\kappa = - \frac{\partial {}^{\kappa}\Phi'_\kappa}{\partial z} = \frac{4\pi F R^3}{3 r^3} \left\{ \sin I + \frac{3z(x \cos I - z \sin I)}{r^2} \right\}. \quad (1)$$

Hence

$$\delta Z = {}^k Z'_x \delta \kappa.$$

A similar consideration yields the horizontal component of the field intensity change:

$${}^k H'_x = -\frac{\partial {}^k \Phi'_x}{\partial x} = \frac{4 \pi F R^3}{3 r^3} \left\{ \frac{3 x (x \cos I - z \sin I)}{r^2} - \cos I \right\} \quad (2)$$

and

$$\delta H = {}^k H'_x \delta \kappa.$$

Fig. 2 shows the course of the anomaly shift in the plane $z = z_0$, along the line (x, O, z_0) , for $I = 63^\circ$ and $\delta \kappa = 1$.

Let us consider the absolute value of the bracket expressions in (1) and (2). We find that the maximum value of these expressions is of the order of magnitude of unity. Thus the order of magnitude of the anomaly will be determined by the coefficient

$$\frac{4 \pi F R^3}{3 r^3} \delta \kappa.$$

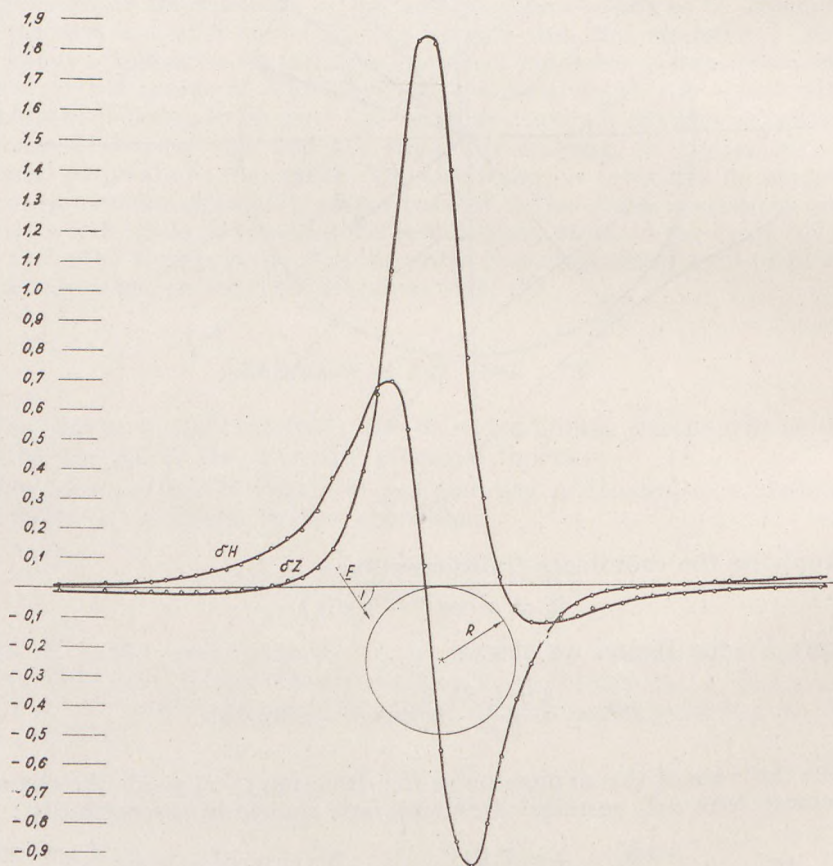


Fig. 2.

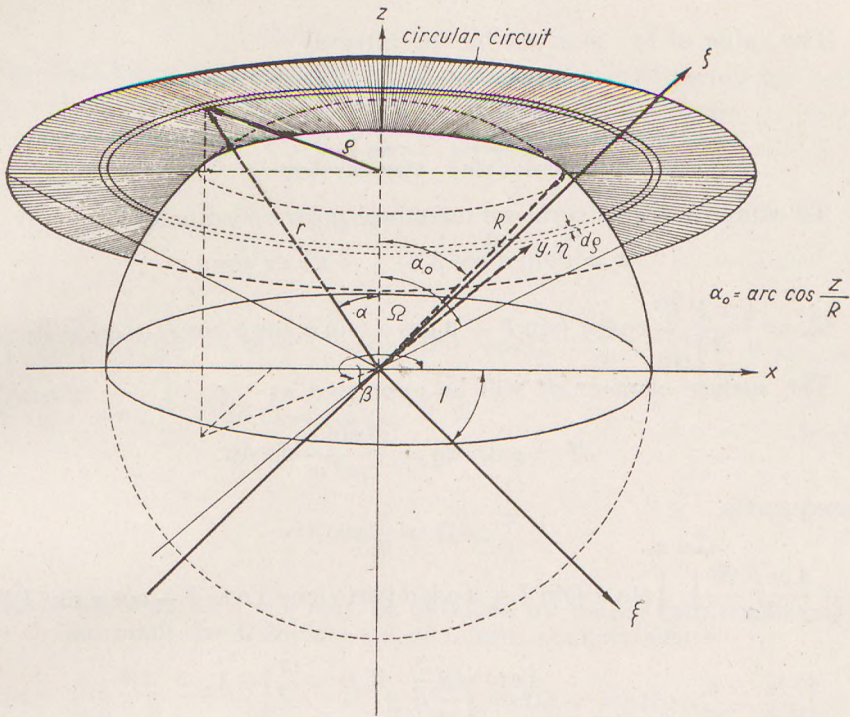


Fig. 3.

Let us assume a change of κ by 5 per cent due to stress rearrangement within the sphere R , i. e. $\delta \kappa$ to be 0,05.

Then

$$\frac{R^3}{r^3} \gamma \leq \frac{4 \pi F R^3}{3 r^3} \delta \kappa \leq 10 \frac{R^3}{r^3} \gamma.$$

Consequently, in case of a favorable R/r ratio the resulting shift may reach the order of magnitude of 10γ ($R \leq r$). There will be points in which the values of anomaly change will agree well with the actually observed ones.

On the electromotive force generated by earthquakes

The change of susceptibility caused by the stress rearrangement due to an earthquake will engender a change in the magnetic flow and consequently generate an electromotive force in the crust. Let us consider the electrical circuit potential along a circle of the center $(0, 0, z)$, whose plane is perpendicular to the Z axis and whose angle of vision from the center of the sphere is 2Ω . The specific change of flow φ'_x , surrounded by the circuit, will generally be composed of two parts: of ${}^k\varphi'_x$, the flow of the circular ring situated without the sphere R and of ${}^b\varphi'_x$, the change of flow surrounded by the circle of intersection of the sphere and the horizontal plane (Fig. 3).

$$\varphi'_x = {}^k\varphi'_x + {}^b\varphi'_x.$$

The value of ${}^k\varphi'_x$ is given by the integral

$$\underbrace{\frac{d}{d\kappa} \int B_n df}_{\text{circular ring}} \approx \underbrace{\int {}^kZ'_x df}_{\text{circular ring}}.$$

To compute the integral we introduce polar coördinates :

$$x = r \sin \alpha \cos \beta ; \quad z = r \cos \alpha$$

$${}^kZ'_x = \frac{4 \pi F R^3}{3 z^3} \cos^3 \alpha \{ \sin I + 3 \cos \alpha (\sin \alpha \cos \beta \cos I - \cos \alpha \sin I) \}.$$

The surface element df will be expressed as

$$df = \varrho d\beta d\alpha = \frac{z^2 \sin \alpha}{\cos^3 \alpha} d\alpha d\beta.$$

Consequently,

$${}^k\varphi'_x = \frac{4 \pi F R^3}{3 z} \int_{\alpha=\alpha_0}^{\alpha=\Omega} \int_0^{2\pi} \sin \alpha \{ \sin I + 3 \cos \alpha (\sin \alpha \cos \beta \cos I - \cos \alpha \sin I) \} d\beta d\alpha$$

$$\alpha_0 = \begin{cases} \arccos \frac{z}{R} & \text{if } 0 \leq \frac{z}{R} \leq 1. \\ 0 & \text{if } \frac{z}{R} > 1. \end{cases}$$

The term $\arccos z/R$ is the half angle of vision of the circle of intersection as regarded from the center of the sphere.

The above integral yields the value

$${}^k\varphi'_x = \begin{cases} \frac{8 \pi^2 R^3 \sin I}{3 z} \left[\cos^3 \Omega - \cos \Omega + \frac{Z}{R} - \frac{Z^3}{R^3} \right] F & 0 \leq \frac{z}{R} \leq 1. \\ \frac{8 \pi^2 R^3 \sin I}{3 z} [\cos^3 \Omega - \cos \Omega] F & \frac{z}{R} > 1. \end{cases}$$

To obtain ${}^b\varphi'_x$ we take the potential of the magnetic field within the sphere :

$${}^b\Phi = -\frac{3 F}{3 + 4 \pi \kappa}.$$

By a procedure analogous to that of determining ${}^kZ'_x$ we get

$${}^b\Phi'_x \approx \frac{4 \pi F}{3} (x \cos I - z \sin I).$$

Hence

$${}^bZ'_x = -\frac{\partial {}^b\Phi'_x}{\partial z} = \frac{4 \pi F \sin I}{3}.$$

The field being homogeneous, ${}^b\varphi'_x$ is obtained by multiplying the surface by ${}^bZ'_x$. The surface to be considered is, according to the figure

$$f = (R^2 - z^2) \pi.$$

Consequently

$${}^b\varphi'_x = \frac{4 \pi^2 F}{3} \sin I \cdot (R^2 - z^2)$$

and

$$\varphi'_x = \begin{cases} \frac{4 \pi^2 F}{3} \sin I \left[R^2 - z^2 + \frac{2 R^3}{z} \left(\cos^3 \Omega - \cos \Omega + \frac{z}{R} - \frac{z^3}{R^3} \right) \right] & 0 \leq \frac{z}{R} \leq 1 \\ \frac{8 \pi^2 F}{3} \sin I \frac{R^3}{z} [\cos^3 \Omega - \cos \Omega] & \frac{z}{R} > 1 \end{cases}$$

where

$$\arccos \frac{z}{R} \leq \Omega \leq \frac{\pi}{2}.$$

The value of φ'_x at $z = 0$ may be obtained by taking into consideration the restriction made for Ω by the aid of a limit computation.

$$\begin{aligned} (\varphi'_x)_{z=0} &= \lim_{z \rightarrow 0} \frac{4 \pi^2 F}{3} \sin I \left[R^2 - z^2 + \frac{2 R^3}{z} \left(\cos^3 \Omega - \cos \Omega + \frac{z}{R} - \frac{z^3}{R^3} \right) \right] = \\ &= \frac{4 \pi^2 F}{3} \sin I \left[R^2 - z^2 + \frac{2 R^3}{z} \left(\frac{z^3}{r^3} - \frac{z}{r} + \frac{z}{R} - \frac{z^3}{R^3} \right) \right]_{z=0} = \\ &= \frac{4 \pi^2 F}{3} \sin I \left[R^2 - 2 R^3 \left(\frac{1}{R} - \frac{1}{r} \right) \right]. \end{aligned} \quad (3)$$

The voltage induced in the circuit of the angle of vision of 2Ω by a susceptibility change of $\delta \kappa$ during the time interval dt will be

$$V = \begin{cases} -10^{-8} \frac{\delta \kappa}{dt} \frac{4 \pi^2 F}{3} \sin I \left[R^2 - z^2 + \frac{2 R^3}{z} \left(\cos^3 \Omega - \cos \Omega + \frac{z}{R} - \frac{z^3}{R^3} \right) \right] & 0 \leq \frac{z}{R} \leq 1, \\ -10^{-8} \frac{\delta \kappa}{dt} \frac{8 \pi^2 F}{3} \sin I \frac{R^3}{z} (\cos^3 \Omega - \cos \Omega) & \frac{z}{R} > 1, \end{cases}$$

considering the relation

$$V = -10^{-8} \frac{\delta \kappa}{dt} = -10^{-8} \frac{d\varphi}{\delta \kappa} \frac{\delta \kappa}{dt} = -10^{-8} \varphi'_x \frac{\delta \kappa}{dt}.$$

The value of the circuit potential is maximum for the circle of infinite radius lying in the plane $z = 0$:

$$V_{\max} = -10^{-8} 4 \pi^2 F \sin I R^2 \frac{\delta \kappa}{dt}.$$

This follows from the expression

$$V = - 10^{-8} \frac{4 \pi^2 F}{3} \sin I \left[R^2 + 2 R^3 \left(\frac{1}{R} - \frac{1}{r} \right) \right] \frac{\delta \kappa}{dt}.$$

One third of this voltage arises along the horizontal great circle of the square :

$$V = - \frac{10^{-8} 4 \pi^2 F}{3} \sin I R^2 \frac{\delta \kappa}{dt}.$$

The variation of the circuit potential $V = \oint E_s ds$ with the distance z in different horizontal planes is seen in Fig. 4. For Curve I, $\varrho = R$, for Curve II, $\varrho = 2R$, ϱ being the radius of the circular loop. As to the order of magnitude of the electromotive force arising, the value $10^{-3} R^2 - 10^{-2} R^2$ Volts is obtained for the plane $z = 0$, with $\delta \kappa = 0,05$, $dt = 1$, $I = 63^\circ$ (R in kilometres).

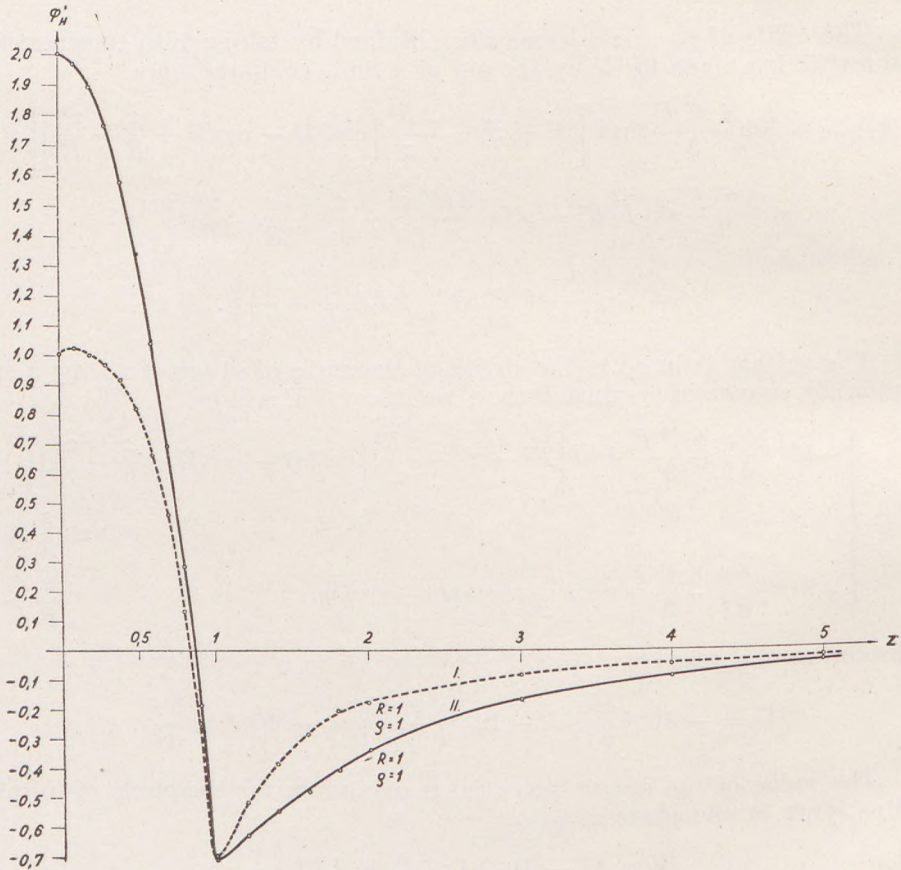


Fig. 4.

Conclusions

If considering the magnetoelastic effect, the magnetic anomaly shifts occurring in connection with earthquakes may be satisfactorily interpreted. The assumption of a change of susceptibility by some per cents is a much more probable one than the assumption of mass rearrangements of temperature changes.

The observation of the arising electromotive force on the surface will in most probability be seriously handicapped by telluric variations and by the seismoelectric phenomenon. However, an eventual observation of this effect will possibly shed useful light upon the mechanics of earthquakes.

REFERENCES CITED

1. Bjelow, K. P.: Erscheinungen in ferromagnetischen Metallen. *VEB. Verlag Technik* Berlin 1953.
2. Graham, John W.—Buddington, A. F.—Balsley, J. R.: Stress-Induced Magnetizations of some Rocks with Analyzed Magnetic Minerals. *Journ. of Geophys. Research*, **62**. № 3.
3. Steiner, L.: A föld mágnese jelenségei. Budapest, 1923.
4. Kato, J.: Investigation of the changes in the Earth's magnetic fields accompanying Earthquakes and volcanic eruptions; on the strong Earthquake of May 29th 1938 which occurred near Kuttuaro lake. *Hokkaido Sc. Rep. Tôhoku Imp. Univ. I.* № 3. Sendai 1940.
5. Lapina, M. J.: Geomagnetism i seismicheskiye iavleniya. *Isv. Akad. Nauk U.S.S.R.* 1953.
6. Barta, Gy.: Földmágnesség. *Akadémiai Kiadó* Budapest, 1957.

THE APPLICATION OF X-RAY ANALYSIS TO THE STUDY OF METEORITES

by

K. I. SZTRÓKAY

Department of Mineralogy
Eötvös University, Budapest

(Received : Sept. 26th, 1958)

SUMMARY

It has been found that of the predominating components of the meteorite of Kaba (Hungary), iron-poor olivine ($Mg : Fe = 3 : 1$) is in excess as related to pyroxenes. Of the latter, clinoenstatite is the more enriched component. An important part is played further by highly oxidized iron, in the form of magnetite, carrying beside most of the total iron content also part of the nickel content. α -iron and sulphide were not observed in the X-ray pattern ; however, as a further oxidic component, a Mg-Al spinel could be demonstrated.

Introduction

The processes used for determining the composition of meteorites do, especially in case of stony meteorites, not always express the true composition of the meteorite. The amount of material available for study being mostly very small, the possibilities of optically determining the mineralogical composition are much restricted indeed. Even if e. g. in the class of crystalline chondrites it is possible to define the well-developed constituents, with the smaller-sized components of cracked consistency having a great number of inclusions, and especially with the finely distributed ground mass, one is reduced to conjectures. Thus our knowledge concerning the predominant crystalline phases and their quantity relations, and especially concerning the role of the more special meteoritic constituents is in a number of cases by far not satisfactory. The problem was raised in one of the later papers by H. B. Wiik (6), in connection with considerations regarding the classification of the chondrites after Urey and Craig and the eventual further subdivision of the main divisions *H* and *L* as introduced by Urey and Craig. Wiik directs attention to the sources of error consisting in the application of routine chemical analysis methods and in the insufficient knowledge of the mineralogical composition, which are able to render all attempts at norm computation of this kind completely illusory. One of the bases of the latest classification is total iron content, and the state of ionization of iron, respectively. Wiik points out that this principle of valuation contains a contradiction inasmuch as in one and the same meteorite it reckons with all three states of oxidation of iron (metallic, ferrous, ferric), and he thinks that where the analysis yields minute amounts of metallic iron, or none at all, most of iron has to be in the ferric state. The problem is of special importance as regards the mineralogical composition of carbonaceous chondrites.

The considerations and experiences above outlined have prompted the author to add — in connection with a concrete case — new detail investigations to the usual line of meteorite research.

X-Ray investigation of the carbonaceous chondrite from Kaba (Hungary)

There is at present under way a reinvestigation of the carbonaceous meteorite fallen in 1857 in the environment of the village Kaba. In the course of this work, to complete chemical analysis, thin section and ore microscopic procedures, X-ray analysis of the material was also carried out. This has yielded on the one hand, a more precise establishment of the predominant components of the meteorite, and on the other, the presence of a crystalline phase hitherto unknown in meteorites. The results do, in general, serve as data of reference for that peculiar group of meteorites, carbonaceous chondrites.

The Kaba carbonaceous meteorite is a typical chondrite of brown-black ground material. For the purposes of X-ray analysis a finely pulverized sample of 1 gram weight was available. The grain size of the powder was 0,01 to 0,001 mm, so that there was no need of further pulverizing. The sample being magnetically susceptible in its entirety, the separation and concentration respectively of components was done by the aid of a heavy liquid (methylene iodide, $D = 3,3$) and a sample separated for investigation from both fractions by a mediumstrength permanent magnet (without touching the powder). Further investigated were the insoluble residue of dissolution in hydrochloric acid previous to chemical analysis (9) as well as the white to greyish-white crystalline filling of the cavities occurring in the meteorite.

The Debye-Scherrer patterns were registered by the aid of a Fe tube ($\lambda_a = 1,9359$ kX), with a radian chamber, and with an exposure of 6 hours at 40 kV, 8 mA. The evaluation of the films was done with an accuracy of 0,1 mm. The line intensities were estimated. Corrections were carried out on the hand of computed values of a simultaneously taken X-ray-gram of a halite sample ($a_0 = 5,6282$ kX).

1. The X-ray analysis results of the fraction separated by methylene iodide and extracted by permanent magnet are listed in Table 1.

On the hand of reflexion values and observed intensities it may be stated that this fraction mostly consists of magnetite, accompanied by olivine and a small amount of pyroxene.

A crystalline magnetite sample from Tyrol has served as a basis of comparison. On comparison it is seen that the X-ray pattern of the meteorite has yielded all the magnetite lines. The intensities do also agree well, considering that the magnetite concentration in the meteorite is smaller than in the reference material.

Because of the intense occurrence of K_{β} -radiation at some points, we have also carried out the indexing of magnetite; this procedure has much aided the determining of the other two components and the appropriate evaluation of the observed lines, respectively. In a number of cases, e. g. in those of the lines Nos 7, 12, 15, 19, 22, the relatively great intensity and partly diffuse character of the lines may be explained by the fact that here the olivine and pyroxene lines have almost or entirely coincided with β -reflections of magnetite.

By the aid of the line series we have determined the lattice constants of both magnetite samples. That of the Tyrolian sample used for reference is $a_0 = 8,3734$, as related to that of the magnetite from the meteorite:

$$a_0 = 8,3791 \text{ kX.}$$

Table 1

Serial	„Heavy” magnetic fraction, Kaba		Magnetite Tirol			Olivine (orig. unknown)			Clinoenstatite Kentucky	
	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	hkl	I	d _{hkl}	hkl	I	d _{hkl}
1	10	5,123	—	—	—	50	5,10	002	—	—
2	10	4,809	16	4,800	111	—	—	—	—	—
3	10	4,314	—	—	—	—	—	—	—	—
4	20	3,875	—	—	—	70	3,89	102	—	—
5	12	3,706	—	—	—	40	3,72	110	—	—
6	26	3,497	—	—	—	60	3,49	111	10	3,50
7	20	3,261	16	3,261	220 β	—	—	—	20	3,29
8	12	3,158	—	—	—	—	—	—	100	3,16
9	20	3,047	—	—	—	50	3,01	201	—	—
10	40	2,955	30	2,955	220	—	—	—	40	2,96
11	26	2,859	—	—	—	—	—	—	100	2,87
12	50	2,814	40	2,784	311 β	80	2,77	013	10	2,80
13	100	2,519	100	2,521	311	90	2,52	210	80	2,53
14	26	2,460	11	2,416	222	90	2,46	211	80	2,46
15	30	2,305	24	2,310	400 β	40	2,35	020	—	—
16	30	2,268	—	—	—	80	2,27	122	—	—
17	10	2,167	—	—	—	50	2,17	220	—	—
18	50	2,093	32	2,092	400	—	—	—	80	2,09
19	16 (d)	2,011	20	2,010	322,(332 β)	30	2,03	221	40	2,01
20	10	1,941	10	1,925	422 β	20	1,96?	—	40	1,98?
21	10	1,886	16	1,887	—	20	1,88	150	—	—
22	30 (d)	1,787	26	1,780	333 β	10	1,80	142, 151	40	1,79
23	30 (d)	1,753	—	—	—	100	1,75	240	40	1,77
24	20	1,711	20	1,694	422	—	—	—	20	1,73
25	10	1,676	—	—	—	30	1,67	241	10	1,68
26	20	1,635	20	1,637	510, 431	30	1,64	232	10	1,64
27	70	1,613	64	1,615	333, 511	30	1,62	152	80	1,61
28	10	1,578	—	—	—	30	1,57	030	10	1,59
29	16	1,511	—	—	—	60	1,50	400	100	1,52
30	80	1,484	80	1,484	440	60	1,48	206	100	1,49
31	10	1,410	10	1,416	530, 433	—	—	—	—	—
32	10	1,395	—	—	—	50	1,40	—	—	—
33	20	1,376	—	—	—	—	—	—	100	1,38
34	16	1,355	—	—	—	50	1,35	—	40	1,36
35	24	1,328	10	1,328	620	—	—	—	—	—
36	16	1,315	—	—	—	20	1,30	—	—	—
37	30	1,279	20	1,280	533	—	—	—	60	1,29
38	20	1,265	16	1,268	—	10	1,25	—	80	1,27
39	16	1,212	10	1,213	444	—	—	—	40	1,21
40	25	1,122	—	—	—	—	—	—	—	—
41	50	1,092	—	—	—	—	—	—	—	—

We will yet come back to the interpretation of the deviation between the two lattice constants.

A further study of the X-ray pattern has yielded the demonstration of olivine. Although a number of its lines almost coincide with those of magnetite (13, 14, 19, 21, 22, 26, 27, 30), and in consequence of the greater concentration of magnetite there has been a shift of intensities, and although some of the rest of the lines of olivine coincide with those of clinoenstatite or both magnetite and clinoenstatite, or appear in the form of closely adjacent lines, there is a number of lines being specific of olivine. Of course, the intensities of these are smaller because of the smaller olivine concentration of the meteorite. The indices of olivine were computed according to the new orientation and the dimensions of the unit cell determined from lattice plane distances belonging solely to olivine. The lattice constants computed for olivine are :

$$a_0 = 6,006 \quad b_0 = 4,761 \quad c_0 = 10,2605$$

As a third mineral component one of the members of the pyroxene group could be demonstrated. There occur here also a number of line coincidences ; however, the presence of clinoenstatite was reliably established by considering additive intensities as well as specific clinoenstatite lines and their relative intensities. The values were compared with those of a Cumberland Falls (Kentucky) clinoenstatite.

Two of the lines of the pattern could not be identified ; these are considered to derive either of β -radiation or of another meteorite component. The lines of α -iron are entirely absent, so that this mineral has not even reached a demonstrable concentration by the procedures of enrichment employed.

2. Of the further results of the X-ray pattern series we will now present those concerning the non-magnetic fraction of the "light fraction" obtained on separation with methylene iodide. Here a total of 46 lines was evaluated, the results being listed in Table 2.

The results shown in Table 2. establish the predominance of olivine. Another main component is clinoenstatite. The definite presence of magnetite in this sample is rather remarkable. Most of the lines are established to be those of olivine by the good agreement of intensities as well as by the d_{hkl} values. As following from the nature of the powder sample, there occur likewise a number of line coincidences ; however, in such cases the additive intensities offer a good possibility of orientation. The presence of olivine is proved by lines 1, 3, 5, 6, 7, 10, 19, 20, 25, 33, 36, 38, 39, 43. Some of the important reflections coincide, as earlier, with one or both of the two other main components (13, 15, 16, 22, 25, 27, 31).

In the small- and medium-angle range the indexing of olivine was carried out, too : the index belonging to the line № 43 was also established.

On the hand of reflection values belonging to olivine the following lattice constants were determined :

$$a_0 = 6,008 \quad b_0 = 4,756 \quad c_0 = 10,2501$$

Another important group of lines indicates, in this case too, the presence of clinoenstatite. However, this silicatic constituent is much less intensely concentrated than olivine : the independent appearance of the characteristic lines Nos 9, 12, 34, 35, although with intensities smaller than those of the reference substance, prove the presence of clinoenstatite.

Table 2

Serial	„Light“ non-magnetic fraction, Kaba		Olivine (orig. unknown)			Clinoenstatite Kentucky		Magnetite, Tirol		
	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	hkl	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	hkl
1	20	5,104	50	5,10	002	—	—	—	—	—
2	10	4,829	—	—	—	—	—	16	4,800	111
3	20	4,298	20	4,29	011	—	—	—	—	—
4	10	4,106	—	—	—	—	—	—	—	—
5	40	3,880	70	3,89	102	—	—	—	—	—
6	20	3,706	40	3,72	110	—	—	—	—	—
7	30	3,497	60	3,49	111	10	3,50	—	—	—
8	10	3,279	—	—	—	20	3,29	16	3,261	220 β
9	20	3,158	—	—	—	100	3,16	—	—	—
10	10	3,052	50	3,01	200	—	—	—	—	—
11	40	2,970	—	—	—	40	2,96	30	2,955	220
12	16	2,858	—	—	—	100	2,87	—	—	—
13	50	2,775	80	2,77	013	(10	2,80)	40	2,784	311 β
14	10	2,711	—	—	—	10	2,72	—	—	—
15	100	2,527	90	2,52	210	80	2,53	100	2,521	311
16	60	2,462	90	2,46	211	80	2,46	—	—	—
17	10	2,374	40	2,35	020	—	—	—	—	—
18	(10	2,334)	—	—	—	—	—	24	2,310	400 β
19	30	2,268	80	2,27	212	—	—	—	—	—
20	20	2,157	50	2,17	022	—	—	—	—	—
21	20	2,090	—	—	—	80	2,09	32	2,092	400
22	16	2,023	30	2,03	122	40	2,01	20	2,010	322
23	10 (d)	1,935	—	—	—	(40	1,98)	10	1,925	422 β
24	10	1,791	10	1,80	115	40	1,79	26	1,780	333 β
25	50 (d)	1,753	100	1,75	024	(40	1,77)	—	—	—
26	10	1,709	—	—	—	(20	1,73)	20	1,715	422
27	20	1,676	30	1,67	124	10	1,68	—	—	—
28	30	1,633	30	1,64	223	10	1,64	20	1,637	510, 431
29	40	1,611	(30	1,62)	—	80	1,61	64	1,615	333
30	10	1,571	30	1,57	030	(10	1,59)	—	—	—
31	50	1,479	60	1,48	—)100	1,52	80	1,484	440
32	10	1,410	—	—	—)100	1,49	—	—	—
33	20	1,395	50	1,40	—	—	—	10	1,416	530, 433
34	10	1,377	—	—	—	80	1,38	—	—	—
35	10	1,359	—	—	—	40	1,36	—	—	—
36	20	1,348	50	1,35	—	—	—	—	—	—
37	10	1,327	—	—	—	—	—	10	1,328	620
38	20	1,315	40	1,32	—	—	—	—	—	—
39	10	1,294	20	1,30	—	60	1,29	—	—	—
40	10	1,278	—	—	—	—	—	20	1,280	533
41	20	1,263	—	—	—	80	1,27	16	1,268	—
42	10	1,213	—	—	—	40	1,21	—	—	—
43	10	1,183	10	1,19	040	—	—	—	—	—
44	10	1,174	—	—	—	—	—	—	—	—
45	10	1,166	—	—	—	—	—	—	—	—
46	10	1,148	—	—	—	—	—	—	—	—

Table 3

Serial	Acid-insoluble fraction, Kaba		Clinostatite Kentucky		Enstatite, Bamle	
	l	d _{hkl}	l	d _{hkl}	l	d _{hkl}
1	20	4,364	—	—	40	4,38
2	10	3,836	—	—	20	4,00
3	10	3,465	10	3,50	60	3,55
4	20	3,294	20	3,29	—	—
5	40	3,171	100	3,16	100	3,16
6	50	2,993	(40	2,96)	80	2,91
7	100	2,887	100	2,87	—	—
8	10	2,785	10	2,80	60	2,78
9	10	2,697	10	2,72	60	2,69
10	50	2,532	80	2,53	80	2,53
11	40	2,445	80	2,46	—	—
12	10	2,352	—	—	40	2,38
13	20	2,220	—	—	40	2,23
14	40 (d)	2,122	80	2,09	60	2,11
15	30	2,024	40	2,01	40	2,05
16	20	1,978	40	1,98	40	2,01
17	10	1,931	—	—	60	1,95
18	26	1,780	40	1,79	60	1,78
19	30	1,607	80	1,61	40	1,61
20	10	1,566	10	1,59	—	—
21	30	1,529	100	1,52	50	1,52
22	20	1,487	100	1,49	80	1,49
23	20	1,467	—	—	60	1,47
24	10 (d)	1,438	—	—	20	1,45
25	30	1,378	100	1,38	60	1,39
26	16	1,358	40	1,36	40	1,36
27	20	1,291	60	1,29	60	1,30
28	30 (d)	1,265	80	1,27	60	1,27
29	20 (d)	1,217	40	1,21	40	1,21

As regards the repeated appearance of magnetite, it has to be stressed again that the pulverized meteorite substance is magnetically susceptible in its entirety, a fact that can be explained beside the high concentration of magnetite by its fine distribution and occurrence in the silicates in the form of inclusions. This is why it is present also in the fraction lighter than methylene iodide. The circumstance that it is contained even by the non-magnetic fraction in demonstrable quantities is due to the presence of a nickeliferous variety of smaller susceptibility. The certain presence and relatively high concentration of magnetite is indicated by the four independent magnetite lines (2, 26, 37, 40), as well as the two β -reflections determined in the smaller angle range. To further the solution of the magnetite problem, of importance with carbonaceous chondrites, a computation of lattice constants was carried out this time, too, (on the hand of the mentioned lines) with the result

$$a_0 = 8,378 \pm 0,003 \text{ kX}$$

3. A further X-ray pattern was taken of the residue of dissolution by hydrochloric acid in connection with chemical analysis.

This sample suffered, because of the hydrochloric acid treatment, a concentration of hydrocarbons causing a wide amorphous ring and a general

foggedness of the entire film area. Consequently, the reflections of the acid-insoluble components have appeared only in the middle angle range and only 29 lines could be determined with certainty. The results of evaluation are shown in Table 3.

On the hand of the reflections observed, the insoluble residue is dominated by Mg-rich pyroxenes, above all by the monoclinic enstatite which appeared also in the previous samples. The d_{hkl} values and intensities of the lines show a good agreement. Because of the hydrocarbon content the concentration is, here too, smaller than in the reference substance, resulting in an omission of weaker and a weakening of stronger lines. The lines 1, 2, 12, 13, 17, 23 and 24 agree with the d_{hkl} values of rhombic enstatite. It is remarkable that in the fraction separated by acid treatment neither pentlandite, determined under the microscope, nor any other acid-insoluble component was concentrated above the level of demonstrability. Consequently, there is a predominance of Mg-rich enstatite varieties in the insoluble residue, as was already indicated by the results of chemical analysis (9).

4. In some parts of the stone meteorite white spots are visible, being, as a matter of fact, cavity fillings of stretching or ramifying shape. The inside of the spots of locally 1 to 2 cm length and 2 to 3 mm width is filled by a granular fibrous crystalline aggregate of higher refractive index. The powder diagram prepared of this material has yielded an unexpected result. The data of the pattern are listed in Table 4.

It may be established on the hand of the results that the crystalline aggregate mostly consists of spinel ($MgAl_2O_4$), accompanied by pyroxenes, in the first place by clinoenstatite, and by smaller amounts of rhombic enstatite.

The appearance of magnesium aluminate spinel in the capacity of a meteorite constituent has made necessary comparative studies for the sake of more exactly determining the values. As a reference substance a quite light, greyish-white translucent crystalline spinel from Ceylon was chosen, which, on the hand of its chemical composition may be regarded to be a

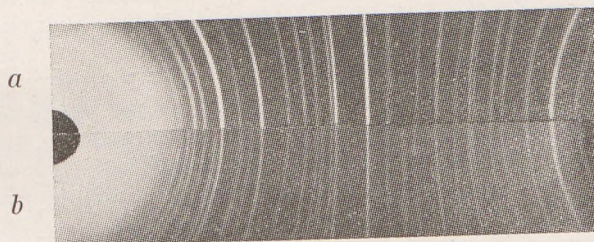


Fig. 1. Powder diagrams of the crystalline cavity fillings of the Kaba meteorite and of a spinel crystal from Ceylon. *a* — spinel, Ceylon; *b* — meteorite, Kaba (Hungary)

$MgAl_2O_4$ free of isomorphous admixtures. For the sake of comparison also the indices belonging to the individual lattice plane distances were determined. As the pyroxenes of lower symmetry possess in the small angle range a number of closely-spaced reflections, there occur, as seen in the table, a number of coincidences and the spinel lines emerge only in the medium and great angle ranges (18, 22, 25, 34, 37, 39). However, the two first lines of the series are also independent reflections of spinel. The agreement of spinel reflections and intensities is, however, most strikingly demonstrated by the comparison of the powder diagrams of the two substances (Fig. 1).

Table 4

Serial	White inclus. Kaba		Spinel, Ceylon			Clinostatite Kentucky		Enstatite Bamle	
	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	hkl	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}
1	16	5,184	10	5,20	111 β	—	—	—	—
2	20	4,643	30	4,67	111	—	—	—	—
3	30	3,288	—	—	—	20	3,29	50	3,30
4	40	3,171	—	(3,143	220 β)	100	3,17	100	3,16
5	50	2,970	—	—	—	40	2,96	50	2,95
6	60	2,855	60	2,859	220	100	2,87	70	2,86
7	10	2,785	—	—	—	10	2,80	—	—
8	60	2,681	—	—	—	10	2,72	50	2,70
			50	2,627	311 β ?	—	—	—	—
9	50	2,516	—	—	—	80	2,53	60	2,53
10	100	2,430	100	2,435	311	80	2,46	60	2,47
11	—	—	10	2,333	222	—	—	—	—
12	30	2,286	—	—	—	—	—	—	—
13	40	2,225	30	2,230	400 β	—	—	—	—
14	50	2,123	—	—	—	80	2,09	60	2,11
15	80	2,019	80	2,020	400	80	2,01	20	2,05
16	30	1,969	—	—	—	40	1,98	}20 }40	}1,97 }1,96
17	20	1,823	10	1,814	422 β	—	—	—	—
18	40	1,715	40	1,707	511 β	—	—	}20 }20	}1,73 }1,70
19	30	1,652	40	1,651	422	—	—	—	—
20	30	1,603	—	—	—	80	1,61	50	1,604
21	40	1,577	40	1,576	440 β	10	1,59	—	—
22	80	1,565	80	1,558	511	—	—	—	—
23	20	1,525	—	—	—	100	1,52	40	1,519
24	30	1,506	—	—	—	}100 }100	}1,49 }1,47	30	1,485
25	100	1,429	100	1,430	440	—	—	—	—
26	20	1,409	—	—	—	10	1,39	}40 }80	}1,418 }1,390
27	30	1,365	10	1,366	531	40	1,36	20	1,360
28	—	—	10	1,289	—	—	—	—	—
29	—	—	16	1,278	620	—	—	—	—
30	—	—	10	1,250	—	—	—	—	—
31	—	—	26	1,235	533	—	—	—	—
32	10	1,220	10	1,219	622	40	1,21	40	1,227
33	10	1,192	10	1,192	642 β	10	1,19	30	1,186
34	20	1,167	30	1,168	444	—	—	—	—
35	10	1,161	10	1,162	731 β	10	1,16	10	1,162
36	10	1,148	—	—	—	10	1,14	10	1,150
37	20	1,132	30	1,134	711	—	—	—	—
38	10	1,114	10	1,116	800 β	—	—	—	—
39	40	1,085	30	1,082	642	—	—	—	—
40	—	—	40	1,051	731	—	—	—	—

The lattice constants of the two structures also exhibit a remarkably good coincidence. The lattice constant of the Ceylon spinel is $a_0 = 8,086 \pm 0,003$ kX. The cell dimension of the spinel component found in the meteorite (as computed exclusively by the lines of the above listed serials) is

$$a_0 = 8,084 \pm 0,003 \text{ kX.}$$

The rest of the lines is doubtlessly due to enstatite reflections. Although the d_{hkl} values and intensities prove the presence of clinoenstatite in the first place, some lines may be interpreted as indicating that of rhombic enstatite.

Conclusions

On the hand of X-ray analysis results in the first place the unusual enrichment of magnetite may be stated. Its lines are observed in all of the fractions separated from the base substance by heavy liquid and magnetic procedures. Of course, greatest intensities occur with the "heavy magnetic" fraction. However, in the "heavy non-magnetic" fraction magnetite is also observed. It can be similarly demonstrated in the "light" magnetic and non-magnetic fractions of which the treatment has been omitted from this paper.

This experience sheds some light upon part of the difficulties encountered in the classification of carbonaceous chondrites according to Urey and Craig (3) and Wiik (6). It is seen that a significant part of the relatively high "total iron" content occurs in oxidic rather than silicatic bond, mostly in the form of the trivalent cation. Thus α -iron is also almost entirely lacking because of the high-grade oxidation and magnetitization respectively. Similarly, the sulphide component is also subordinate as related to the rest of the stony meteorites. In this way the problem as to what mineral contains the chemically demonstrated nickel (1,3–1,5%) of this peculiar meteorite group has arisen. Is it present as an isomorphous admixture in some of the silicates (as e. g. in olivine), or is it held by some other component? The approach to this problem is made possible in the first place by the X-ray analysis results above described.

B. I. Mikheev and A. I. Kalinin (8) have carried out computations of the lattice constant of magnetite in stony meteorites. They state, on having compared the value $a_0 = 8,370$ kX obtained for the Modvinovka meteorite with a number of analyzed ferri-spinels, that the latter is close to the lattice constant of Tyrolian magnetite given by T. Gebhardt (2) ($a_0 = 8,367$ kX) and to that of artificial magnesioferrite ($a_0 = 8,360$). As the variation of the lattice constant in the spinel group depends on the radii of the bi- and trivalent cations and on their role in the structure, the two authors have proceeded to compute the function describing this correlation, and have obtained the result that the cation distribution in magnetite of the Modvinovka meteorite is, according to the lattice constant observed, $(\text{Fe}_{0,75} \text{Fe}_{0,17}) \text{Fe}_2 \cdot \text{O}_4$. This signifies that the magnetite of the stony meteorites has an inverse structure to be explained by high-grade ionization. As in carbonaceous chondrites, we have to reckon, according to all indications, with an exceptionally high state of ionization, it should be expected that the abundance of the ferrication of smaller radius brings about a further decrease of the lattice constant. On the contrary, the lattice constant of the Kaba meteorite's magnetite

was proved to be larger in both cases. Table 5 represents the values obtained, as compared to pertaining literature data.

Table 5

	Origin	Reference	a_0 kX
Magnoferrite	Artificial	Clark, Ally, Badger, 1931 (1)	8,366
Magnetite	Tyrol	Gebhardt, 1933 (2)	8,367
Magnetite	Modvinovka, meteorite	Mikheew, 1958 (8)	8,370
Magnetite	Kaba, meteorite	Sztrókay, 1958 (9)	8,378
Magnetite	Kaba, meteorite	Sztrókay, 1958 (9)	8,379
Trevorite (Ni-ferrite)	Artificial	Palache-Berman- Frondel, 1946	8,41

It is certain that in the present case the ferro-cation of the magnetite lattice is substituted neither by bivalent manganese ($a_0 = 8,474$) nor by zincum ($a_0 = 8,42$), not even partially. The increase of lattice dimensions may thus be only caused by nickel. The fact that the increase is not greater may be explained by assuming that, because of the intensely oxidized nature of the mineral, part of the the R' positions is also filled in by ferri-cations, thus tempering the lattice dilatation due to the introduction of nickel. Thus we have to record the new result that a significant part of the nickel content of carbonaceous meteorites occurs in oxidic bond, more accurately in magnetite. Besides, this statement is also corroborated by microscopic investigations.

As to the lattice constants of olivine, predominant silicatic constituent, the following values were obtained by calculation on the hand of two X-ray patterns :

a_0	b_0	c_0
6,006	4,761	10,2605
6,008	4,756	10,2501

As known, the lattice constants of fayalite increase in proportion with the Fe content from forsterite towards fayalite. On the hand of the value obtained, as well as applying the method of calculation given by Mikheew and Kalinin, the Mg and Fe contents of the Kaba meteorite are approximately in a proportion 3 : 1, i. e. the formula of this olivine is approximately $(Mg_{75}, Fe_{25})_2SiO_4$.

As regards the pyroxenic constituents (monoclinic and rhombic enstatite), it may be stated that clinoenstatite is much more abundant than rhombic pyroxene, but that the role of both is subordinate as related to that of olivine.

The Mg-Al spinel, found in the randomly distributed cavity fillings, is a mineral phase hitherto unknown from meteorites. Its demonstration by X-ray analysis does not only increase the number of oxidic constituents of carbonaceous chondrites, but it gives another proof of the successful application of the X-ray method in meteorite research.

REFERENCES CITED

1. Clark, S. L., Ally Abda and Badger, A. E.: The Lattice Dimensions of Spinels. *Am. Journ. of Sc.* **22**. 1931. 539.
2. Gebhardt, T.: Präzisionsmessung der Gitterkonstante von Magnetit vom Greiner in Tirol. *Centralbl. f. Min.* 40. 1933.
3. Urey, H. C. and Craig, H.: The Composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **4**. 1953. 36.
4. Mueller, G.: The properties and theory of genesis of the carbonaceous complex within the cold bokevelt meteorite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*. **4**. 1953. 1.
5. Sztrókaу, K. I. and Földváry-Vogl, M.: A new stone meteorite from Hungary. *Acta Geol. Hung.* **2**. 1954. 313.
6. Wiik, H. B.: The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **9**. 1956. 279.
7. Kvascha, L. G.: Über einige Typen von Steinmeteoriten. *Chemie der Erde*. **19**. 1958. 249.
8. Михеев, В. И. и Калинин, А. Н.: Применение рентгенометрического метода к исследованию вещественного состава метеоритов. *Метеоритика* **15**, 1958.
9. Sztrókaу, K. I., Tolnay, V. and Földváry-Vogl, M.: Re-investigation of the carbonaceous Meteorite from Kaba, Hungary. *Acta Geol. Hung.* 1959. *In press*.

CONTENTS — INHALT

<i>Balkay, B.</i> : Crustal structure below Hungary	3
<i>Barta, G.</i> : On the secular variation of the level surface of gravity	15
<i>Báldi, T.</i> : Paläoökologische Fazies-Analyse der burdigal-helvetischen Schichtreihe von Budafok in der Umgebung von Budapest	21
<i>Bisztricsány, E.</i> : On the determination of earthquake magnitudes	39
<i>Dudich, E. jr.</i> : Paläogeographische und paläobiologische Verhältnisse der Budapest Umgebung im Obereozän und Unteroligozän	53
<i>Egyed, L.</i> : On the origin of terrestrial heat flow	89
<i>Géczy, B.</i> : Über das Absterben und die Einbettung der Ammoniten	93
<i>Kriván, P.</i> : Traces du volcanisme andésitique pleistocène supérieur (Rissien) de la zone des Carpathes dans le profil de loess fondamental de Paks	99
<i>Szemerédy, P.</i> : On the magnetoelastic property of the Earth's crust	107
<i>Sztróky, K. I.</i> : The application of X-ray analysis to the study of meteorites	117



A kiadásért felelős a Tankönyvkiadó Vállalat igazgatója — 1959 — Kiadásra előkészítette: Kallós Edéné — Műszaki vezető: Horváth János — Műszaki szerkesztő: Heimler Kálmán — A kézirat nyomdába érkezett: 1959. febr. hó — Megjelenés: 1959. jún. hó — Példányszám: 450 + 100—100 különnyomat — Terjedelem: 11 (A/5) iv — 41 ábra — Készült monó szedésről, íves magasnyomással, az MSZ 5601—54 és az MSZ 5602—55 szabványok szerint

7093 — Egyetemi Nyomda, Budapest — F. v.: Janka Gyula

6420

A MŰVELŐDÉSÜGYI MINISZTER RENDELETÉRE

★

TANKÖNYVKIADÓ, BUDAPEST