

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1972. ÉVRŐL

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ЗА 1972 Г.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR L'ANNÉE 1972

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF 1972

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1972

MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET, BUDAPEST

1974. MÁJUS

Szerkesztette:
a MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
Kiadványszerkesztő Csoportja
Gergelyffy L.-né vezetésével

Szakreferens:
HÁMOR G.

Fordította:
KECSKÉS B.
KOVÁCS S.-NÉ

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet
Felelős kiadó: DR. KONDA JÓZSEF
Készült a Magyar Állami Földtani Intézet Házinyomdájában, IBM Composer írószedőgépen,
rotaprint sokszorosítással
Terjedelem: 27,5 (A/5) ív – Példányszám: 1100 – Engedélyszám: 93 191/1974
Felelős vezető: Balogh Ernő
Műszaki szerkesztő: Simonyi Dezső

TARTALOM – CONTENT

KONDA J.: A Magyar Állami Földtani Intézet 1972. évi munkája	7
--	---

Regionális munkák

Észak-Magyarország

HÁMOR G.: Az Észak-Magyarországi Osztály 1972. évi kutatási eredményei	15
HÁMOR G.: A Börzsöny hegység D-i részének ősföldrajzi vázlata	23
JANKOVICH I.: Adatok a Börzsöny hegység DNY-i peremének rétegtanához	33
NAGY B.: A magyarországi hidrotermális szulfidásványok Se-tartalma	39
BÖJTÖSNÉ VARRÓK K.: Metaszomatikus ércesedés nyomai a Bükk hegység É-i részén	49
RADÓCZ GY.: Zostera–Bryozoa–Spirorbis biocönózis a borsodi miocénből	55
HALMAI J.: A Fót és Csomád közötti terület harmadidőszaki képződményei	65
KROLOPP E. – RADÓCZ GY.: Pleisztocén képződmények Bükk-szenterzsébet környékén	87

Síkvidék

RÓNAI A.: Jelentés a Síkvidéki Kutató Osztály 1972. évi működéséről	101
JASKÓ S.: Neogén medenceüledékeink szinorogén szedimentációja	115
ÓDOR L.: A légifényképek alkalmazása a hajdúnánási terület 1:100 000-es földtani térképezésénél	125
CSABA L.: A M. Áll. Földtani Intézet 1972. évi alföldi rétegvízszint-megfigyelési eredményei.	133

Dunántúli-középhegység

JÁMBOR Á.: Beszámoló a Középhegységi Osztály 1972. évi tevékenységéről	141
GIDAI L.: Az É-dunántúli eocén 1972. évi vizsgálatának eredményei	147
JÁMBOR Á. – KORPÁS L.: A nagygörbői szerkezetkutató fúrás	161
GREGUSS P.: Új fenyő-féleség az eplényi jurakori mangánérc bányából	167

Mecsek–Villányi-hegység

DETRE CS.: A mecseki és villányi-hegységi anizuszi képződmények biosztratigráfiai határainak és tagolhatóságának problémái	189
--	-----

Módszertani munkák

Hidrogeológia

SZEBÉNYI L.: Az alföldi mélységi vizek nyomás- és áramlási viszonyai	199
LOVÁSZ GY.: Hegységi területen felszínre kerülő felszín alatti vízkészlet meghatározásának módszertani kérdései	213
VÉGH S.: A szénhidrogének és a természetes vízkészletek számítógépi programjairól	223

Anyagvizsgálat

RISCHÁK G. — VICZIÁN I.: Agyagásványok bázisreflexióinak intenzitását meghatározó ásványtani tényezők	229
---	-----

Térképszerkesztés

H. DEÁK M.: Beszámoló a Térképszerkesztési Osztály működéséről	257
--	-----

Információ

VECSERNYÉS GY. — DOMOKOS M.-NÉ: A külföldi földtani irodalom központi figyelése, feldolgozása és nyilvántartása a MÁFI-ban	263
KENAWY, A. I.: Nagy-Foraminiférák a tébai alsóeocén rétegösszetételből (kivonat)	312
BARAKAT, M. G. — ABDEL HADY, Y. E.: Salum környékének (ÉNy-Egyiptom) rétegtani és ősföldrajzi felépítése a neogén folyamán (kivonat)	339

* * *

KONDA, J.: On the work of the Hungarian Geological Institute (MÁFI) in 1972	10
---	----

Regional Works

North Hungary

HÁMOR, G.: Results of investigation carried out by the North Hungary Department in 1972	20
HÁMOR, G.: Paleogeographical scheme of the southern part of the Börzsöny Mountains	31
JANKOVICH, I.: Contribution to the stratigraphy of the SW margin of the Börzsöny Mountains	37
NAGY, B.: Se-content of hydrothermal sulphide minerals in Hungary	48
BÖJTÖS-VARRÓK, K.: Traces of metasomatic ore mineralization in the northern Bükk Mountains	53
RADÓCZ, GY.: A Zostera-Bryozoa-Spirorbis biocoenose from the Borsod Basin	58
HALMAI, J.: Tertiärlagerungen des Zwischenraumes von Fót und Csomád	86
KROLOPP, E. — RADÓCZ, GY.: Pleistocene sediments in the environs of Bükkcenterzserbet	99

Lowlands

RÓNAI, A.: Report on the work of the Lowland Research Department in 1972	114
JASKÓ, S.: Synorogenic sedimentation in the Neogene basins of Hungary	123
ÓDOR, L.: Application of aerial photographs to geological mapping in the area of Hajdúnánás	132
CSABA, L.: Results of artesian water level studies on the Great Hungarian Plain	140

Transdanubian Central Mountains

JÁMBOR, Á.: Bericht über die Tätigkeit der Abteilung Transdanubisches Mittelgebirge im Jahre 1972	145
GIDAI, L.: Results of investigations on the Eocene of North Transdanubia in 1972	159
JÁMBOR, Á. — KÖRPÁS, L.: Strukturbohrung von Nagyörbő	165
GREGUSS, P.: A new representative of Coniferae from the Jurassic manganese ore mine of Eplény	173

Mecsek–Villány Mountains

DETRE, CS.: Problems of biostratigraphical boundaries and divisibility of the Anisian formations in the Mecsek and Villány Mountains	196
--	-----

Methodology**Hydrogeology**

SZEBÉNYI, L.: Pressure head and flow conditions of deep artesian waters in the Great Hungarian Plain	211
LOVÁSZ, GY.: Methodological problems for the determination of underground water resources returning to the surface in mountainous areas.	221
VÉGH, S.: About the computer programs of hydrocarbons and natural water resources	227

Material Testing

RISCHÁK, G. — VICZIÁN, I.: Mineralogical factors determining the intensity of basal reflections of clay minerals.	255
---	-----

Map Editing

H. DEÁK, M.: Report on the work of the Map-Editing Department.	261
--	-----

Information

VECSERNYÉS, GY. — DOMOKOS–GOMBOSI, M.: Centralized observation, processing and recording of foreign geological literature at the Hungarian Geological Institute	268
KENAWY, A. I.: Large Foraminifera from the Lower Eocene Thebes Formation, Taramsa Section, Qena, Egypt	271
BARAKAT, M. G. — ABDEL HADY, Y. E.: Stratigraphy and paleogeographic construction of Salum District during the Neogene	313

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1972. ÉVI MUNKÁJA

A M. Áll. Földtani Intézet 1972. évben is jelentős erőt fordított az 1955. évi Földtani Tanács-i határozatok alapján kibontakozott kutatási ciklus záró- és utómunkálataira.

A tárgyév folyamán folytatódott az ország hálózatos rendszerű, *200 000-es földtani térképsorozatának* nyomdai úton történő közreadása. Az év során megjelent a Kaposvár jelű térképlap, a Székesfehérvár és a Veszprém jelű lapok magyarázóí. A nagyobb méretarányú térképek közül megjelentek a Füzérradvány–Széphalom és Sárospatak 25 000-es, valamint a Cserkút, Pusztamarót, Hird és Nagymányok jelű 10 000-es lapok. Térkép-magyarázó füzeteket adtunk ki a Cserkút, Füzérradvány–Széphalom, Pécs-ÉNY és Sárísáp jelű lapokhoz.

Az év során kerültek közreadásra a MÁFI *Évkönyv*-sorozatában a „Dorogi-medence eocén földtana” (LV. kötet 1. füzet), a „Dorogi-medence eocén molluskái” (LV. kötet 2. füzet), valamint a „Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében” (LVI. kötet 1. füzet) c. munkák.

Megjelent továbbá az *Évi Jelentés* sorozat 1970-es kötete és a *Módszertani Közlemények* „Geokémia” c. füzete.

A *Bakony hegység* területéről 6 db 25 000-es fedett–fedetlen változatú, közös magyarázójú térképlap nyomdai szerkesztésre kész kézírata készült el. Kiegészítő adatgyűjtés és adatértékelő munka folyt a hegység pliocén képződményein. A hegység északi részének előkutatása során 100 000-es eocén elterjedési és kifejlődési térképek, két 25 000-es prognózistérkép, valamint egy 10 000-es lap készült el kéziratban.

Elkészült a *Kelet-Mecsek* 21 lapból álló 10 000-es földtani térképsorozata és az ennek alapján szerkesztett 25 000-es földtani térképe, kézirat formában.

Lezártuk a *Mátra hegység* földtani viszonyai c. monográfia kéziratát.

Tovább folytatódott a *Tokaji-hegység* földtanának monografikus összefoglalása és a felderítő perlitkutatás.

Az Intézetnek az *ország egészére kiterjedő vizsgálatai* közül említést érdemel a magyarországi paleozóikum áttekintő alapozó vizsgálata s az eredmények kéziratosszefoglalása, valamint a mezozóikum és a pliocén átfogó vizsgálata.

Az Intézet kibontakozóban levő vagy végrehajtás alatt álló feladatai szemléltetően jelzik, hogy hazánkban a földtani előkutatással szemben támasztott igényei jelentősen növekedtek, sokréttűekké váltak. Ma is a nyersanyagkutatási–bányászati tevékenység igényei a legjelentősebbek. Ezen belül a korábbihoz képest növekedett az építőipari nyersanyagkutatás tudományos megalapozása iránti igény részaránya. E mellett a mérnöki előtervezési gyakorlat megerősödése, a környezetvédelmi problémák növekvő mértékű jelentkezése fokozta az igényt az építésföldtani előkutatási munka, a Balaton környékén és városaink területén kibontakozott építésföldtani térképezés termékei iránt. Növekvő érdeklődés tapasztalható a regionális építési és mezőgazdasági tervezési gyakorlat részéről az Alföld hálózatos rendszerben készülő, 100 000-es részletességű térképsorozatai iránt is. Részletes építésföldtani térképeink – az Alföld-kutatás keretében készülő áttekintő mérnökföldtani, agrogeológiai, vízföldtani célú térképváltozatok – a regionális tervezés során legáltalánosabban használható adatok ábrázolása mellett, mintegy helyzetképét adják a területen működő földtani folyamatok egyensúlyának. E térképek a helyzetkép jellegéből adódóan megítélhetővé, esetenként mérhetővé teszik mind a természetes, mind a mesterséges hatásokra bekövetkező változásokat. Munkánk így a környezetvédelmi tevékenység földtani ismereti alapjainak előkészítését is jelenti.

Az Intézet nyersanyagkutatási célú munkái közül a jelentős erő-koncentrációval végzett *Börzsöny hegységi* kutatómunkát említjük első helyen. A hegység 1:50 000 méretarányú földtani ismeretességi és a megelőző kutatási adatokra alapozott fedetlen földtani térképének elkészültét követően mintegy 270 km² terület részletes földtani felvétele, sekélymélységű feltárása és anyagvizsgálata készült el. Kézírtos formában lezártuk a Letkés, Kismaros, Szokolya jelű 25 000-es, valamint a Szokolya, Kóspallag, Márianosztra jelű 10 000-es térképlapok és magyarázóik kéziratát. A felvett térképlapok területén megoldottuk a paleogén, helvét, tortónai vulkáni működés termékeinek megbízható térképi elhatárolását. Felderítő kutatást előkészítő vizsgálatokat folytattunk a paleogén vulkanizmus felvételi területen megismert ércindikációin. Ércindikációkat ismertünk meg a fiatalabb vulkáni működés mezozoos képződményekkel érintkező területrészein. Bővült a hegységre vonatkozó szerkezeti, ősföldrajzi adatok köre. A hegység paleozoos–mezozoos aljzatára vonatkozó és általában a mélyebb zinti ércesedés lehetőségeinek tisztázásához szükséges ismeretek kellő bővülése azonban csak a geofizikai vizsgálatok értékelése, értelmezése után lemélyíteni tervezett mélyfúrásoktól várható.

Megkezdtük a *Recsk–Rudabánya* közötti szerkezeti öv kutatási programjának összeállításához szükséges előkészítő munkálatokat. Geokémiai vizsgálatokat végeztünk a régebben mélyített rudabányai fúrások anyagán. A vizsgálati eredményeket a földtani kifejlődési-szerkezeti ismeretekkel egybevetve igazoltuk az ércesedés rétegtani szinthez kötött jellegét, kimutattuk a telepkepződés szerkezetföldtani feltételeit. A *Bükk hegység ÉNy-i részén* szerkezethez kötött kovás metasomatikus ércindikációt ismertünk fel. Az *Aggteleki-hegységben* geokémiai prospekciós módszerrel polimetallikus ércesedés lehetőségére utaló, kisebb méretű anomáliát mutattunk ki Szinpetri környékén.

Az Alföld-kutatás keretében az év során kézíratos elkészült a 19 lapváltozatot tartalmazó Tiszafüred jelű 100 000-es térképsorozat. Befejeződött az anyag-

vizsgáló tevékenység, az Eger és Mezőkövesd jelű lapokon. Elvégeztük a Hajdúnánás jelű lap sekélymélységű feltárómunkálatait.

A *Balaton környék* építésföldtani felvétele keretében elkészültek a Balatonaliga, a Keszthely-É, a Gyenesdiás—Vonyarcvashegy jelű 10 000-es térképsorozatok. Előkészítő felvételi munka folyt azonos méretarányban a Balatonvilágos, Balatonszárszó—Balatonföldvár, Fonyód jelű lapok területén.

Budapest területéről elkészültek a 10 000-es méretarányú János-hegy, Csillebérc, Cinkota jelű lapsorozatok. Előkészítő felvételi tevékenység folyt a Rákosliget és Pestlőrinc jelű lapokon.

Az ország nagyobb részére vagy egészére kiterjedő munkálatok közül legjelentősebb a felszín alatti dinamikus vízkészletek becslésére, majd számítására irányuló munka. Az elvégzett vizsgálatok arra utalnak, hogy bár artézi édesvizeink utánpótlódnak, a nagy vízkivételi helyeken jelentős víznívócsökkenés tapasztalható. Békéscsaba környékén a nívócsökkenés értéke az elmúlt 10 esztendő alatt 1,5–2,0 méternek adódott.

Hasonlóképpen nagy fontosságú hazánk földtani tájegységei 100 000-es részletességű, ismeretességi helyzetkép jellegű földtani térképeinek készítésében történő részvételünk. Ennek keretében elkészült a *Dunántúli-középhegység* É-i részének földtani térképe, a *Bakony hegység* földtani, bauxitföldtani és megkutatottsági térképe, valamint *Észak-Magyarország Ny-i részének* (Börzsöny, Cserhát—Nógrád—Mátra, Nyugat-Borsod) fedetlen földtani, fúráspon, mélyföldtani-szerkezeti, kőszénföldtani, földtani ismeretességi térképe. Elkészült továbbá a *Dél-Dunántúl* megkutatottsági térképe.

A *módszertani feladatok* közül első helyen említendő a légi kutatás alkalmazása a Börzsöny hegység komplex földtani térképezésénél (fotogeológiai és fototektonikai kiértékelés). Az informaticai (geomatematikai) módszerek alkalmazása terén automatikus térképrajzolással, a terepi anyagleírás algoritmizálásával, valamint a röntgen rutinfelvételek automatikus értékelésének megvalósításával foglalkoztak Intézetünkben. Folytatódott a számítógépi programtár fejlesztése. Megkezdődtek a mélyfúrási adatok gépi tárolásának, visszakeresésének, számítógépre vitelének előkészítő munkálatai. Eredményes gazdaságföldtani munka folyt az ország legfontosabb hasznosítható ásványi nyersanyagai alapvető adatainak számítógépre vitele terén (kőszén, bauxit).

Folytatódott az országos agyagásvány-kataszter készítése.

A geomikrobiológiai munkák a tárgyévben három irányban folytak: a magmás kőzetek mállasztása, kísérletek a réz bakteriális kinyerésére karbonátos réz-ércből és üveghomok bakteriális vastalanítása. Ez utóbbi téma lényegében befejeződött és félüzemi kísérletek végzésére az iparágak átadtuk.

* * *

Területi földtani szolgálataink közül folyamatosan fejlődve változatos tevékenységet fejtett ki az észak-magyarországi, a közép-dunántúli és a dél-dunántúli; újonnan alakult meg a Dél-alföldi Területi Földtani Szolgálat. Legjelentősebb munkáikat az építőanyagipari nyersanyagkutatás, a felszínmozgásos területek kataszteré-

nek készítése, mérnökföldtani, környezetvédelmi—természetvédelmi témakörökben végeztek.

Az Intézet dokumentációs szolgáltatásai a megszokott mederben folytak. A *Könyvtár* olvasóterme mintegy másfélszázezer kötetet, kölcsönző szolgálata 5123 kötetet forgalmazott. Éves gyarapodása 1994 mű és 1722 kötet folyóirat, valamint 70 mű mikrofilmen. Összesen 805 cserésünk van. *Földtani térképtárunk* 609 db térképpel és 1399 db térképmagyarázóval gyarapodott; 2818 térképet, ill. magyarázót kölcsönzött. *Adattárunk* 804 db új jelentéssel, 811 fűrasi dokumentációval gyarapodott és 13 191 db dokumentációt kölcsönzött. *Múzeumunk* a gyűjtemények kiegészítése és rendezése mellett igen jelentős tudománytörténeti és hagyatékk-feldolgozási munkát is végzett.

Intézetünk nemzetközi kapcsolataira az 1972. évben az alábbi adatok jellemzőek: 10 országból 59 vendéget fogadtunk. Tudományos konferencián, értekezleten 23 munkatársunk vett részt, 7 szocialista és 6 kapitalista országban. Tanulmányúton 47 munkatársunk volt, 7 szocialista és 2 kapitalista országban.

Kereskedelmi úton szakértőként 3 munkatársunk járt (Iránban, Líbiában, ill. Marokkóban). Nigériában 2, Guineában, Maliban és Guyanában pedig 1–1 szakértőnk dolgozott.

Hangsúlyozott kiemelés érdemel Intézetünk expedíciós tevékenysége. 13 fős *III. mongóliai* földtani térképező expedíciónk befejezte terepi munkáit és megkezdte az összesen 6 db 100 000-es térképlapra vonatkozó zárójelentés összeállítását. A tárgyévben kezdte meg működését 5 tagú *kubai* expedíciónk, amely Oriente tartomány 250 000-es földtani térképezését végzi. Első munkaévüket eredményesen zárták.

DR. KONDA JÓZSEF
igazgató

ON THE WORK OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE (MÁFI) IN 1972

In 1972 the Hungarian Geological Institute kept on devoting considerable efforts to terminate the research project that had been launched with the 1955 decision of the Geological Council of Hungary.

During the year being reported the printing of the 1:200 000-scale geological map series of the country was continued. The map of the quadrangle „Kaposvár”, the explanatory booklets to the maps of the „Székesfehérvár” and „Veszprém” quadrangles were issued. Of the maps of larger scale, the maps of the 1:25 000-scale quadrangles „Füzérradvány-Széphalom” and „Sárospatak” and of the 1:10 000-scale quadrangles „Cserkút”, „Pusztamarót”, „Hird” and „Nagymányok” were printed. In addition,

explanatory booklets for the quadrangles „Cserkút”, „Füzérradvány-Széphalom”, „Pécs NW” and „Sárisáp” were published.

The year 1972 could witness the publication of the monographs „L'Éocène de la région de Dorog” (Vol. LV, fasc. 1), „Die eoazäne Molluskenfauna des Doroger Beckens” (Vol. LV, fasc. 2) and „Quartärsedimentation und Klimageschichte im Becken der Ungarischen Tiefebene (Alföld)” (Vol. LVI, fasc. 1) in the *Annals serial* of MÁFI.

In addition to the above, the volume 1970 of the *Annual Report* serial and the fascicle „Geokémia” (Geochemistry) of the serial *Módszertani Közlemények* (Methodological Communications) were issued.

For the territory of the *Bakony Mountains*, the manuscripts of 6 quadrangles of the 1:25 000-scale geological map were got ready for editing in two versions: drift (with the Quaternary inclusive) and solid (with the Quaternary peeled off), with a common explanatory booklet. Supplementary data sampling and interpretation work was conducted in connection with the Pliocene formations of the area. During the surveying of the northern part of the mountains the manuscripts of maps showing the distribution and facies of the Eocene formations, scale 1:100 000, of two prognostic maps at 1:25 000 and of one geological map at 1:10 000 were compiled.

For the *Mecsek Mountains*, a complete 1:10 000 series of the geological map of the eastern mountain sector consisting of 21 quadrangles and the resultant 1:25 000-scale geological map of the area were completed, in form of manuscript.

The manuscript of a monograph on the geology of the *Mátra Mountains* was finished.

The monographic compilation of the geology of the *Tokaj Mountains* and searches for perlite were continued.

Out of the *nationwide investigations* of the Institute, the all-round fundamental studying of the Hungarian Paleozoic and the compilation of the results in manuscript and the integrated investigations of the Mesozoic and Pliocene are worth mentioning.

* * *

MÁFI's working projects under development or execution show eloquently that the Nation's need for geological surveying and reconnaissance work have considerably increased and become diversified. It is the needs of the prospecting and mining industries that are still the most significant. In this connection the importance of the need for scientific research work of quarrying orientation has relatively increased. In addition, the intensification of civil engineering designing activities and the problems faced increasingly in environmental control have urged for large-scale engineering geological studies and for having the products of the engineering geological mapping launched in the surroundings of Lake Balaton and the municipal areas of the cities. A growing concern of regional planners of engineering and agricultural projects has been experienced in respect of the 1:100 000-scale map series of the Alföld (Great Hungarian Plain) being prepared in a regular system of quadrangles. Our detailed engineering geological maps – the small-scale geotechnical, agrogeological and hydrogeological map variants being compiled under the

Alföld Project – do not only record the data most widely utilizable for regional planning, but they also give a kind of portrayal of the equilibrium of the geological processes active in the mapped area. Given this portrayal function, these maps allow the users to forecast and, occasionally, even to assess the potential consequences of both the natural processes and artificial interventions. Accordingly, our work represents the preliminary assessment of the geological fundamentals of environmental control.

Of the prospecting-oriented activities of MÁFI, let us mention in the first place the *Börzsöny Mountains* Project being developed with a considerable concentration of efforts. After the completion of a map recording the state of geological knowledge at 1:50 000 and of a geological map (solid) compiled on the basis of earlier results, the detailed geological field-mapping, shallow drilling, trenching and sample processing of an area of about 270 km² were completed. The manuscripts of the maps and explanatories of the quadrangles „Letkés”, „Kismaros” and „Szokolya” at 1:25 000 as well as those of the quadrangles „Szokolya”, „Kóspallag” and „Márianosztra” at 1:10 000, were finished. In the mapped quadrangles the products of Paleogene, Helvetian and Tortonian volcanism could be reliably delimited on the maps. Preparations to reconnaissance work were undertaken on the ore indications that had been discovered in the mapped area of Paleogene volcanism. Ore indications were discovered in zones where Tertiary volcanism is in contact with Mesozoic formations. The gamme of tectonic and paleogeographic data on the mountains was widened. An amplification of the knowledge concerning the Paleozoic-Mesozoic basement of the mountains and allowing the exploration of potential ore mineralization at deeper levels cannot be expected until the deep boreholes to be sunk after the interpretation of the geophysical results are available.

The preparatory work necessary for the development of the research programme of the *Recsk-Rudabánya* Structural Zone was commenced. Geochemical investigations of materials from earlier boreholes of Rudabánya were carried out. By comparing the results with geological and structural evidence, we managed to verify the stratigraphic control of the ore mineralization and to explore the tectonic conditions of ore deposition. In the *northwestern part of the Bükk Mountains* a structure-controlled siliceous, metasomatic ore indication was recognized. Geochemical prospecting in the vicinity of Szinpetri village on the *Aggtelek Karst* allowed us to detect a minor anomaly suggesting the potential availability of polymetallic ore mineralization.

Under the *Alföld Project* the manuscript of the map of the quadrangle „Tiszafüred” at 1:100 000, consisting of 19 map-sheet variants, was finished during the year. The processing of materials from the quadrangles „Eger” and „Mezőkövesd” was completed. In the quadrangle „Hajdúnás” shallow drilling and trenching were carried out.

In the framework of the *engineering geological mapping* of the *Lake Balaton region* the map series of the quadrangles „Balatonaliga”, „Keszthely N” and „Gyenesdiás-Vonyarcvashegy” at 1:10 000, were finished. Preliminary field-mapping work of the same scale was conducted in the quadrangles „Balatonvilágos”, „Balatonszárszó-Balatonföldvár” and „Fonyód”.

For the *municipal area of Budapest*, the map-sheet series of the 1:10 000-scale

quadrangles „János-hegy”, „Csillebérc” and „Cinkota” were completed. Preliminary field mapping was conducted in the quadrangles „Rákosliget” and „Pestlőrinc”.

Of the activities covering the major part or the whole of the country's territory, the work aiming at the estimation and calculation of the dynamic underground water resources is most significant. As suggested by the available results, despite the recharge of the country's artesian freshwater resources, a considerable depression of the ground-water table can be observed in places of major water production. For instance, in the vicinity of Békéscsaba this figure was found to have attained 1.5 to 2.0 m during 10 years.

Of similarly great importance is our participation in the preparation of the 1:100 000-scale geological maps of Hungary's regional geological units portraying the state of knowledge of the respective areas. In this connection the geological map of the northern part of the *Transdanubian Central Mountains* as well as the geological and bauxite-geological maps and the map of the state of exploration of the *Bakony Mountains* were finished. For the western part of North Hungary (Börzsöny, Cserhát-Nógrád-Mátra and West Borsod), the following types of maps were prepared: geological (solid), borehole map, subsurface geological and coal-geological map and map of the state of geological knowledge. In addition, the map of the state of geological exploration of *Southern Transdanubia* was finished.

Of the *methodological tasks*, the application of aerial methods to the integrated geological mapping of the Börzsöny Mountains (photogeological and photo-tectonic interpretations) should be mentioned in the first place. In the domain of the application of mathematical geology, several problems like the automation of map plotting, the algorithmization of describing field materials and the automation of the interpretation of routine X-ray diffractometric data, were studied. The development of the bank of computer programs was continued. Preliminary work on the computerization of the storage and retrieval of deep drilling information has been started. Fruitful economic geological activities were conducted in the domain of developing computer systems for the storage of the basic data of the country's most important mineral resources (coal, bauxite).

The preparation of the national cadastre of clay minerals was continued.

Geomicrobiological activities were conducted in three directions: artificial weathering of magmatic rocks; experiments for the bacterial recovery of copper from carbonate copper ores; bacterial deferrification of glass sands. The last-mentioned project was essentially completed and given over to the industry to carry on testing at semi-industrial level.

* * *

Under continuous development, three of our territorial geological services, those of North Hungary, Central Transdanubia and Southern Transdanubia, conducted diversified activities. In addition, the South Alföld Geological Service was

established. The Services were active mainly in exploring raw materials for housing and engineering structures; preparing a cadastre of the areas of unstable ground; other engineering geological subjects; environmental control and nature conservation.

The documentation services of MÁFI acted in conventional channels. The Reading Room of the *Library* attained a turnover of about 150 000 items. The stock of the Library was increased by 1994 books and 1722 fascicles of periodicals and 70 papers recorded on microfilms. The number of exchange partners attained a total of 805. The *Geological Map Depository* was complemented with 609 maps and 1399 explanatory booklets; 2818 maps, resp. explanatories were lent out to clients. MÁFI's *Data Bank* was complemented with 804 new reports and 811 items of borehole documentation, and 13 191 items of manuscripts were lent out. In the *Museum*, beside complementing and systematizing the collections, the staff carried out valuable work on the history of science and legacy processing.

MÁFI's international relations in 1972 can be characterized by the following data: 59 visitors were received from 10 countries. 23 MÁFI collaborators attended scientific meetings in 7 socialist and 6 capitalist countries. 47 staff scientists made study-tours to 7 socialist and 2 capitalist countries. 3 of our collaborators were on commercial missions (Iran, Lybia and Morocco). Two staff scientists of MÁFI worked in Nigeria, one in Guinea, one in Mali and one in Guyana.

Particular emphasis should be placed on MÁFI's expedition activities. In *Mongolia* our IIIrd Geological Mapping Expedition (a team of 13 persons) finished its fieldwork and began to draft its final report concerning a total of 6 quadrangles of the 1:100 000-scale geological map.

1972 was the year when our *Cuban* Expedition (5 persons) started the geological mapping of Oriente province at 1:250 000. They completed their first year's programme with satisfactory results.

DR. JÓZSEF KONDA

Director

AZ ÉSZAK-MAGYARORSZÁGI OSZTÁLY 1972. ÉVI KUTATÁSI EREDMÉNYEI

Írta: HÁMOR GÉZA

Az Észak-Magyarországi Osztály 1972. évben a Börzsöny hegység, a Börzsöny–Nógrád–Mátra–Ny-borsodi tájegység, a Mátra és a Tokaji-hegység területén végezte a Központi Földtani Hivatal által meghatározott kutatási feladatait.

Börzsöny hegység

A hegység komplex kutatása három fő feladat köré csoportosítható: 1:10 000-es részletességű földtani térképezés, 1:25 000-es részletességű földtani térképezés és tematikus vizsgálatok (1. ábra).

1. *1:10 000-es részletességű földtani térképezés.* A tervén során elkészültek a Szokolya (PENTELENYI L.), Kóspallag (NAGY G.), Márianosztra (NAGY B.) jelű térképlapok fedetlen földtani térképei jelkulccsal, ideális rétegoszloppal, földtani szelvényekkel, alapadatgyűjteményei és térképmagyarázói teljes dokumentációval.

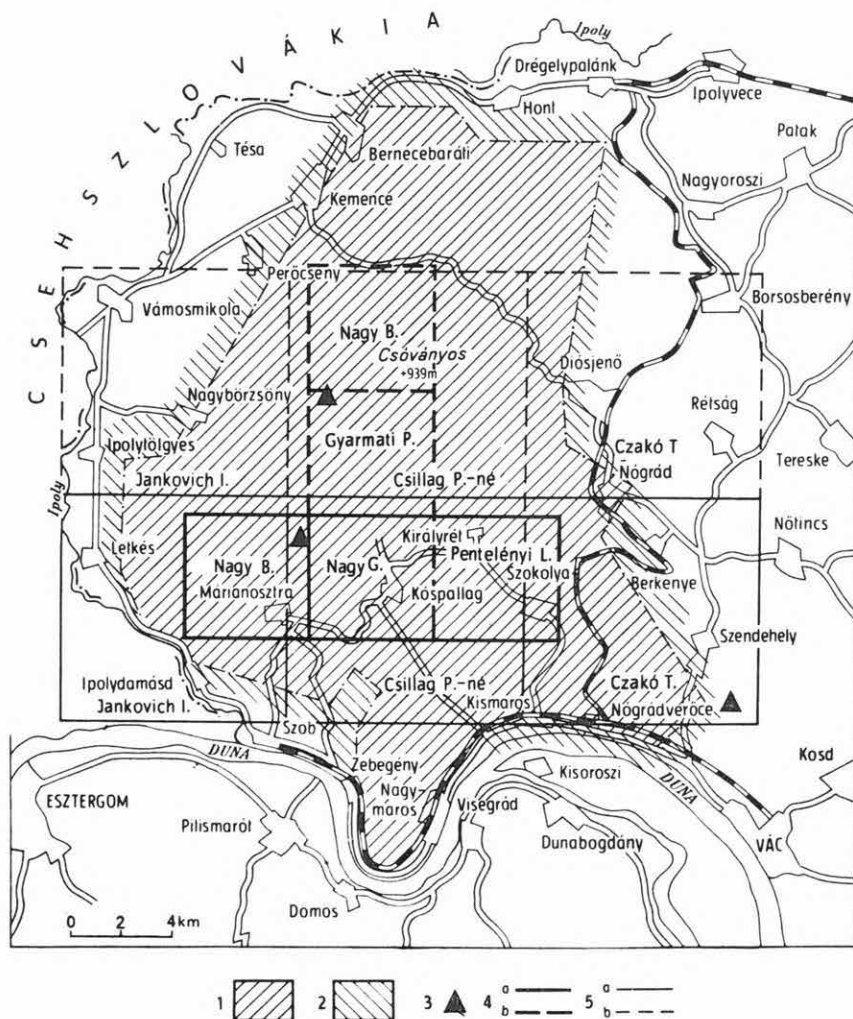
2. *1:25 000-es részletességű földtani térképezés.* Ugyancsak elkészültek a Letkés (JANKOVICH I.), Kismaros (CSILLAG P.-NÉ), Szokolya (CZAKÓ T.) jelű térképlapok fedetlen földtani térképei jelkulccsal, ideális rétegoszloppal, földtani szelvényekkel, alapadatgyűjteményei és térképmagyarázói teljes dokumentációval.

Az 1. és 2. pontok szerint elkészült mintegy 270 km² terület részletes földtani felvétele, feltárása és anyagvizsgálata.

A nagyobb részletességgel vizsgált központi területeken 1000X100 méteres hálózatban elektrokémiai térképezést végeztünk 63,3 km szelvényhosszal, 651 alapkőzetig hatoló feltárásból végzett mintavétellel és annak anyagvizsgálatával. Ezen belül az 50X50 méteres hálózatú sűrítőméréseket 11,3 km szelvényhosszon készítettük el, 228 alapkőzetig hatoló feltárással és azok anyagának vizsgálatával. A redox és pH anomáliatérképek 1:50 000-es méretarányúak (NAGY G.).

Elkészítettük egyidejűleg a hegység 1:50 000-es méretarányú földtani ismeretességi és egységesített fedett földtani térképét a rendelkezésre álló alapadatokból kompilatív úton.

A 3 db 1:25 000-es térképlap területén ez év során lemélyítettünk 25 db térképező sekélyfúrást 3026,3 folyóméter összerjedelemben.



1. ábra. A Börzsöny hegység átfogó földtani vizsgálatának terve 1971–1974. évben
 1. Vulkanéri terület, 2. üledékes terület, 3. ércesedés, 4. 10 000-es méretarányú sztereografikus térképek: *a* = elkészült 1972-ben, *b* = tervezett 1973-tól, 5. 25 000-es méretarányú Gauss–Krüger térképek: *a* = elkészült 1972-ben, *b* = tervezett 1973-tól

Fig. 1. Comprehensive geological investigations of the Börzsöny Mountains as planned for 1971–74

1. Volcanic area, 2. sedimentary area, 3. mineralization, 4. stereographic maps of 1:10 000-scale: *a* = completed in 1972, *b* = planned for 1973 and on, 5. Gauss–Krüger maps of 1:25 000-scale: *a* = completed in 1972, *b* = planned for 1973 and on

Elkészült és befejeződött továbbá 3 db kutatótáró műszaki rekonstrukciója. Az anyagvizsgálat volumenét a mintegy 3800 db elkészült vizsgálat jellemzi.

3. A *tematikus munkák* előrehaladásáról összefoglaló jelentést készítettünk, továbbkutatási javaslatokkal (HÁMOR G. – NAGY G. – NAGY B. – GYARMATI P.).

A munka tudományos és gazdasági eredményeit szintén ebben foglaltuk össze, ezért itt az eredményeknek csak rövid vázlatát adjuk.

A rétegtani eredmények közül mindenekelőtt a részletezés megnövekedését (és ezáltal pontosabbá tételét) emeljük ki. Az eddigi munkák jelkulcsa általában 10–12 tételes bontásban, új térképeink az észlelési változatokon 33, a földtani változatokon 29 részre történő bontásban mutatják be képződményeinket.

Új megvilágításba került a vulkáni működés időrendje és a képződmények térbeli elhelyezkedése. Ezek közül elsősorban a paleogén vulkáni működés kimutatását, a helvét és torton vulkanizmus elkülönítését és elhatárolását, valamint üledékes fekélyképződmények korának bebizonyítását emelem ki. Új adat a DNy-i és K-i területek rupéli, a középső területek egerien slír és a K-i területek egerien „becskei összletének”, valamint a kárpáti chlamyszos homokkő összletnek a kimutatása. A vulkáni formációk közül a dácit és piroklastikumai, a vegyes képződmények, valamint az idős és fiatalabb andezitek elhatárolása és területi elterjedésének kimutatása emelhető ki. Új adatokkal gazdagodott a terület eddig ismeretlen *ösföldrajzi és szerkezetföldtani képe*, ezen belül továbbra is nyitott kérdés maradt azonban (mélyfúrások hiányában) a paleozóos–mezozóos aljzat minősége és települési helyzete.

A kutatás *gyakorlati* eredménye elsősorban a terület elkészült és hiánypótló földtani térképe, továbbá a légifénykép-kiértékelés felhasználása és a komplex földtani–geofizikai felvétel első ízben történt megvalósítása. A térképezett terület ércesedése nagyrészt szerkezetileg preformált zónákhoz kötött; az ércesedés részben a paleogén vulkáni formációhoz (Bezina), részben – ezévi adataink szerint – a karbonátos mezozóos összlet és fiatal vulkáni formáció érintkezéséhez (Szendehely) kapcsolódik.

A Szendehely 2. sz. és 5. sz. térképező fúrásaink piritos–hematitos ércesedést tártak fel a metasomatikus dolomitoid dachsteini mészkőben. Ugyanitt tűzálló agyag, bauxitos agyag és barit képződményeket is találtunk.

Továbbkutatási javaslatainkat az alábbiakban foglaljuk össze:

- a) Szükséges a terület földtani felvételének folytatása a jelenlegi területtől É-ra, három 1:25 000-es lap szélességében egy lap magasságáig. Ezen belül továbbra is szükséges a frekvenciált területek 1:10 000-es részletességű felvétele. Kívánatos lenne az így kimaradó D-i (Nagymaros) és É-i (Perőcsény–Kemence–Hont) területek egyidejű átnézetes reambulálása.
- b) A program teljesítéséhez nélkülözhetetlenek tartjuk legalább 4–6 db 500 méteres szerkezetkutató fúrás lemélyítését a tisztázatlan rétegtani, vulkáni fejlődéstörténeti, vulkáni fácies- és szerkezetföldtani kérdések eldöntésére.
- c) Javasoljuk a felderítő kutatás előkészítő fázisának megindítását az eddigi munka eredményeképpen kimutatott indikációkon. Ez a bezinai területen néhány régi bányavágot hozzáférhetővé tételét, az anomáliák lehetőleg ferde fúrással történő feltárását, az elektrokémiai szelvényezés kiterjesztését, illetve néhány anomália sűrítő mérésekkel történő lehatárolását jelenti, a szendehelyi területen pedig 2–3 szerkezetkutató fúrás lemélyítését, a felszínközeli (200–300 m) triász és a vulkáni tömegek kontaktusának megismerésére.

A Börzsöny–Nógrád–Mátra–Ny-borsodi tájegység

1. Az 1:100 000-es méretarányú földtani térkép összeállítása érdekében elkészítettük a terület egységes jelkulcsát, amely 55 egységre bontva mutatja be a terület földtani felépítését. Elkészült a Mátra, Bükk, Borsodi-medence Ny-i része, cserhát–nógrádi terület, Börzsöny hegység térképanyagának azonos méretarányra történő kicsinyítése nyomdai, illetve kartográfiai úton. Elvégeztük az irodalmi anyag, valamint a fúrási adatok katalogizálását és nagyrészt kiértékelését, összegyűjtöttük, rendszereztük a fellelhető fúrási anyagokat és központi mintaanyag-raktárt hoztunk létre. Mintegy 260 db kiegészítő anyagvizsgálattal törekedtünk az alapvető problémák anyagvizsgálati úton történő megoldására, illetve megközelítésére. Helyszíni egyeztető bejárásokat végeztünk a fennmaradó kérdések értelmezésére. Revideáltuk az egyes képződmények felszíni elterjedését és egységesítettük a teljes anyagot, majd ezt követően megszerkesztettük a terület quartertől fedetlen földtani térképét. A szerkesztés során a szükséges mértékig egyeztetettük a határon túli csehszlovák területek térképi adatait, helyszíni bejárással is. Alapos ősföldrajzi és fácieselemzések, valamint a meglevő tektonikai adatok alapján a szerkesztés során szerkezetföldtani kiértékelést is végeztünk.

Elkészültek a következő 1:100 000-es méretarányú változatok: Börzsöny–Cserhát–Nógrád–Mátra–Ny-borsodi terület fedetlen földtani térképe (HÁMOR G.), fúráspon t térképe (FORGÓ L.), mélyföldtani-szerkezeti térképe (HÁMOR G.), kőszénföldtani térképe (JANKOVICH I.) és földtani ismeretességi térképe (CZAKÓ T.).

Előkészítettük továbbá 1973-ban történő lezárásra a terület építésföldtani–mérnökgeológiai ismeretességi térképét (HALMAI J.), gazdaságföldtani térképének és szénhidrogén-földtani prognózisárak alapadatait (HALMAI J.), fúrási alapadat gyűjteményét (FORGÓ L.). A munkát nagymértékben nehezítette a topográfiai alaptérkép késői (1972. december) kézhezvétele.

2. A munka tudományos és gyakorlati eredménye mindenekelőtt az a tény, hogy az ország e népgazdaságilag jelentős tájegységéről először készült az újrendszerű részletes földtani felvételekre alapozott, anyagvizsgálati adatokkal dokumentálható, a geofizikai adatokkal korreláló, sokoldalúan kiértékelt, korszerű, egységes szemléletű és módszerű fedetlen földtani térkép. A szerkezetföldtani viszonyoknak az adott méretaránynak megfelelő részletességű tisztázása megfelel a komplex földtani térkép követelményeinek.

A gazdasági jelentőségű gyakorlati eredményeket elsősorban ebből kapjuk: olyan új szerkezetföldtani, ősföldrajzi, rétegtani és faciológiai összefüggéseket sikerült a munka során tisztázni, amelyek megalapozottá teszik további prognosztikus munkánkat, elsősorban a szénhidrogén-, színesérc-, barnakőszén-, lignit- és néhány vegyesásványi anyag kutatása terén. A konkrét eredmények közül elsősorban a D-i Cserhát szénhidrogén lehetőségeinek kimutatását, a recski, mátrai, börzsönyi színesércek szerkezetföldtani lehatárolását emelem ki. Ugyanakkor fény derült arra a megdöbbentő tényre, hogy a mintegy 10 100 km² nagyságú területen (az ország területének több mint egytized része!) mindössze 35 fúrás érte el a mezozoós vagy annál idősebb alaphegységet, ha az alaphegység-kibúvások közvetlen peremét (Duna-balparti rögök) és az intenzíven kutatott recski területet nem tekintjük. Ezen belül a középső, 2600 km² nagyságú ÉNy–DK irányú területsávon (a Galga-vonal és a Sóshartyán–Szentkút–Parád törésvonal között) pedig

egyetlenegy alaphegységig hatoló mélyfúrás sem volt még, pedig itt található az ország egyik legnagyobb vastagságú (2500–3000 m) paleogén medencekitöltése.

Mátra hegység

1. A „*Mátra hegység földtani viszonyai*” című monográfia szöveges része és földtani térképe elkészült. A szöveges rész 1168 szabvány gépelt oldalból, 193 szövegközi grafikus és fénykép-mellékletből, valamint 47 tábla közettni mikrofénykép felvételből áll (VARGA GY. – CSILLAG P.-NÉ).

A monográfia tudományos jelentőségét jelzi, hogy a hegység egész területéről összefoglaló földtani vizsgálat 1927 óta nem történt. ID. NOSZKY J. monografikus összefoglalása a hegység vulkanitjainak sokrétűségét, az elsődleges és másodlagos elváltozások változatosságát még nem tárgyalja, ezért a jelenlegi monográfia az első, mely teljes, regionálisan értelmezett földtani és közettni képet nyújt egy gazdaságilag is fontos vulkáni komplexumról.

A monográfia mellékleteként elkészült a hegység 1:50 000-es méretarányú fedetlen földtani térképe, a sekély- és mélyszerkezet-kutató, valamint a térképező fúrások térképe és egy gazdaság-prognózis térkép, mely utóbbi adatokat és szempontokat nyújt a jövőbeni kő- és ércbányászat számára.

2. A Mátra hegység 1:10 000-es térképsorozatának és szöveges magyarázóinak szerzői kéziratjai elkészültek és nagy részben szerkesztés alatt állnak.

Tokaji-hegység

Az 1:25 000-es térképek és térképmagyarázók nyomdai közreadása mellett a tokaji-hegységi térképezés eredményeinek monografikus összefoglalása jelenti a munka befejezését.

Elkészültek a monográfia főbb fejezetei: Bevezetés; Földrajzi áttekintés; Megismeréstörténet; Földtani áttekintés; Hegység szerkezet (PANTÓ G., kiegészítette GYARMATI P.); A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa (GYARMATI P.); A Tokaji-hegység savanyú vulkanizmusa (ILKEYNÉ PERLAKI E.); A Tokaji-hegység üledékes képződményei (PENTELENYI L.); A tokaji-hegységi vulkanizmus kőzetkémiai jellegzetességei (GYARMATI P.); Foraminifera-vizsgálatok a Tokaji-hegység miocén képződményeiből (KORECZNÉ LAKY I.); Légi-geofizikai mérések (WÉBER B.–GÉRESI GY.).

Az eddig elkészült rész 736 gépelt oldal szövegből, 36 táblázatból, 116 fotótáblából, 20 mellékletből és 120 szövegközi ábrából áll.

Elkészült a monográfia mellékleteként a „Tokaji-hegység földtani térképe” (1:50 000-es méretarányban) monográfia-fejezetekkel egyeztetett, javított, kéziratoss változata (GYARMATI P. – ILKEYNÉ PERLAKI E. – PENTELENYI L.).

Nem készült el a monográfia gazdaságföldtani fejezete, ZELENKA T. másirányú lekötöttsége miatt.

A munka tudományos eredményeinek gyakorlati felhasználása a monografikus összefoglalással párhuzamosan megkezdődött. Tanulmány készült már 1971-ben a tokaji-hegységi andezitbányászat fejlesztésének földtani lehetőségeiről (GYARMATI P.), megtörtént a felderítő fázisú perlitkutatás Telkibánya környékén (ILKEYNÉ PERLAKI E.).

A telkibánya-kőgáti perlitterület felderítő kutatásának eredményei

1972-ben készült el ILKEYNÉ PERLAKI E. vezetésével az előző év folyamán mélyített 7 db kutatófúrás anyagának ásvány-kőzettani, fénytörés, kémiai, fajsúly, térfogatsúly, derivatográfiás, röntgen, szinkép és technológiai, valamint (technológiai) kontroll vizsgálata.

A terepi térképezési adatok és anyagvizsgálati eredmények alapján különböző perlittípusok voltak elkülöníthetők.

Az obszidián jellegű perlit, a gyöngyköves perlit és a kettő kombinált, átmeneti típusa többnyire az alsóbb szinteket képviseli, az előfordulás felső részét zömmel a horzsa-köves szerkezetű perlit adja, mely gyakran váltakozik autobreccsásodás eredményezte perlitbreccsával.

A fúrások alapján a 72 méter vastagságú perlittestnek – közel 200 db minőségi vizsgálat alapján – mindössze 5 %-a bizonyult nem műrevalónak.

RESULTS OF INVESTIGATION CARRIED OUT BY THE NORTH HUNGARY DEPARTMENT IN 1972

by
G. HÁMOR

In 1972 the North Hungary Department fulfilled its research duties scheduled by the Central Geological Office for the Börzsöny Mountains, Börzsöny–Nógrád–Mátra–W-Borsod region, and the territory of the Mátra and the Tokaj Mountains.

The Börzsöny Mountains

The Mountain's comprehensive investigation may be grouped around the following three main tasks: geological mapping of 1:10 000-scale, geological mapping of 1:25 000-scale and special thematic research projects.

1. *Geological mapping of 1:10 000-scale.* During the year, the map-sheets of Szokolya (L. PENTELENYI), Kóspallag (G. NAGY), Márianosztra (B. NAGY) were finished.

2. *Geological mapping of 1:25 000-scale.* The map-sheets of Letkés (I. JANKOVICH), Kismaros (E. CSILLAG–TEPLÁNSZKY), Szokolya (T. CZAKÓ) were drawn up.

3. A *synthetizing report* on the progress of thematic research work was prepared with suggestions concerning further research (G. HÁMOR, G. NAGY, B. NAGY, P. GYARMATI).

The scientific and economic results of the work were included in that report. Therefore only a short review of the results is given here.

First of all, mention should be made of the more detailed and thus more accurate stratigraphical results. The legend adopted in the preceding works generally included 10–12 terms, on the new maps however, 33 terms have been distinguished in the case of the documentation map versions and 29 terms on the conventional geological ones.

A new light was thrown upon the chronological order of volcanic activities and the position in space of the formations. Mention should be made primarily of Paleogene volcanism, the differentiation and delimitation of Helvetian and Tortonian volcanism, and the verification of the age of the underlying sedimentary rocks. New data are the discovery of the Rupelian Sequence in the southwestern and eastern territories, that of the Egerian Schlier Sequence in the central territories and that of the Egerian „Becske Sequence” in the eastern territories as well as that of the Chlamys Sandstone Sequence of Carpathian age. From among the volcanic formations the vertical and lateral delimitation of the dacites and their pyroclastics, of the mixed rocks and of the older and younger andesites should be emphasized. The unknown *paleogeographical* and *tectonical* features of the territory were enriched by new data; though the quality and mode of occurrence of the Paleozoic–Mesozoic basement remained – for lack of deep drilling – an open problem also further on.

The practical results of this research are on the one hand the geological map of the territory, meeting a long-felt need, and on the other, the interpretation of aerial photographs and the accomplishment for the first time of a complex geological–geophysical mapping. The ore mineralization of the mapped territory is largely controlled by tectonic structures; it is partly related to the Paleogene volcanic formation (Bezina), and – according to our this year’s data – partly to the contact between the Mesozoic carbonate sequence and the young volcanic formation (Szendehely).

The Börzsöny–Nógrád–Mátra–W-Borsod region

1. For the compilation of *geological maps of 1:100 000-scale* the unified legend of the territory was drawn up; according to it, the geological column of the territory was broken down to 55 terms.

The following map-sheets were prepared (at 1:100 000-scale): a geological map of the Börzsöny–Cserhát–Nógrád–Mátra–W-Borsod region (G. HÁMOR) with the Quaternary peeled off, map of drilling points (L. FORGÓ), subsurface geological and tectonic map (G. HÁMOR), map of lignite geology (I. JANKOVICH), map showing the degree of geological exploration (T. CZAKÓ).

2. *The scientific and practical result of the work* is that such new tectonical, paleogeographical, stratigraphical and faciological relationships could be recognized, which provide a sound basis for further prognoses, mainly with a view to prospecting for hydrocarbons, base metal ores, lignite and some other minerals. Regarding the tangible results, the revealing of potential hydrocarbon resources in the southern Cserhát Mountains and the tectonical control of the base metal ores at Reesk, in the Mátra and the Börzsöny Mountains have to be emphasized.

The Mátra Mountains

The manuscript of the monograph „*The geological conditions of the Mátra Mountains*” was finished (GY. VARGA and E. CSILLAG-TEPLÁNSZKY).

As a supplement to the monograph, the geological map of the mountains at 1:50 000 with the Quaternary peeled off, the map of shallow and deep structural and survey drilling and an economic-geological (prognostic) map supplying data for future quarrying and ore-mining were prepared.

The Tokaj Mountains

Beside the publication of maps and explanatory fascicles of 1:25 000-scale, a monographic summing up of the mapping results for the Tokaj Mountains testifies that the work has been completed.

As a supplement to the monograph, the manuscript of the „Geological Map of the Tokaj Mountains” (scale 1:50 000) was made ready for printing, collated with the relevant chapters of the monograph and corrected (P. GYARMATI – E. ILKEY-PERLAKI – L. PENTELENYI).

Prospecting in the Telkibánya-Kőgát perlite area

On the basis of surveying data and analytical results, several types of perlite could be distinguished.

The quality testing of nearly 200 samples of the 72-m-thick perlite body showed that only 5 per cent of it are not workable (E. ILKEY-PERLAKI).

A BÖRZSÖNY HEGYSÉG D-I RÉSZÉNEK ÖSFÖLDRAJZI VÁZLATA

Írta: HÁMOR GÉZA

A Börzsöny hegység 1:25 000-es, ezen belül helyenként 1:10 000-es részletességű földtani térképezése a terület D-i részén 1972-ben befejeződött. Az egyes térképlapok szerzőitől (CSILLAG P.-NÉ, CZÁKÓ T., JANKOVICH I., NAGY B., NAGY G., PENTELENYI L.) beérkezett anyagok egyeztetése, egységesítése során végzett kiértékelő munkám, valamint tematikus kutatási feladataim és az alapszelvények, térképező fúrások feldolgozása alapján rövid összefoglalást kívánok adni a terület ösföldrajzi képéről, saját rétegtani és szerkezetföldtani elképzeléseimről, különös tekintettel az érckutatás alapvető kérdéseire.

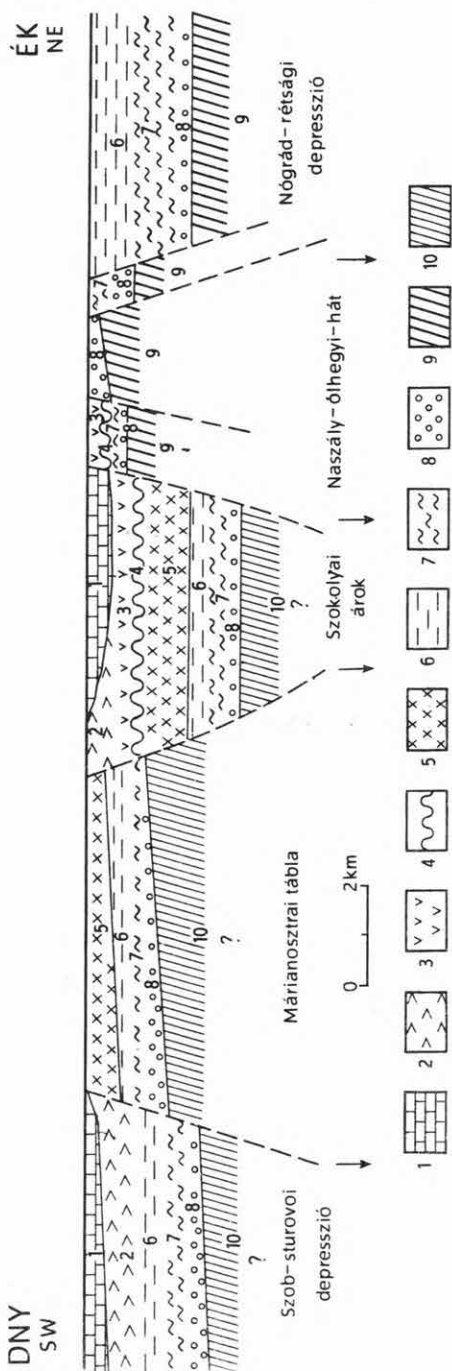
Nagyszerkezeti és ösföldrajzi megfigyelések

A térképezett terület mesterséges kivágata miatt ösföldrajzi adataink is korlátozottak. Az ösföldrajzi kiértékelés lehetősége ennek ellenére – a nagyszerkezeti egységeknek a térképszerkesztés során történt elkülönítése alapján – adott. Az 1:25 000-es térképlapok által fedett területen öt ösföldrajzi-nagyszerkezeti egységet különítettem el (1, 2. ábra):

1. nógrád–rétsági oligocén depresszió,
2. naszály–ól-hegyi kiemelt hátság,
3. szokoljai árok,
4. márianosztrai tábla,
5. szob–sturovoi badenien depresszió.

E nagyszerkezeti egységek ÉNy–DK, egyes szakaszon NyÉNy–KDK irányú törésszerekkel határolódnak el és a fiatal szerkezetalkító fázisok idején rendszeresen felújultak.

1. Az oligocén kezdetén (l a t t o r f i) a terület egy ÉK–DNY irányú szerkezeti elemekkel preformált, feltehetően DK felé nyitott medence és ÉNy-on kiemelt helyzetű alaphegység között helyezkedett el. Nem teljesen kizárt, hogy a kristályos és mezozoós alaphegységen idősebb paleogén (eocén) üledékfoszlányok is megtalálhatók. A kiemelt alaphegység-perem valószínűleg ÉK–DNY-i csapású volt, a partközeli sávban (Naszály) sekélyvízi, időnként felszínre is kerülő mezozoós zátonyok helyezkedtek el. A r u p é l i



2. ábra. A Börzsöny hegység (D-i rész) ősföldrajzi-nagyszerkezeti egységeinek vázlatos szelvénye

1. Bádénien üledékek, 2. bádénien vulkanitok, 3. kárpátien vulkanitok, 4. kárpátien üledékek, 5. oligocén vulkanitok, 6. egerien üledékek, 7. rupéli, 8. latorfi, 9. mezozoós alaphegység, 10. feltételezett alaphegység

Fig. 2. Schematic section of paleogeographic-mesotectonic units in the Börzsöny Mountains (southern part)

1. Badenian sediments, 2. Badenian volcanics, 3. Carpathian volcanics, 4. Carpathian sediments, 5. Oligocene volcanics, 6. Egerian sediments, 7. Rupelian, 8. Latorfian, 9. Mesozoic basement, 10. supposed mass

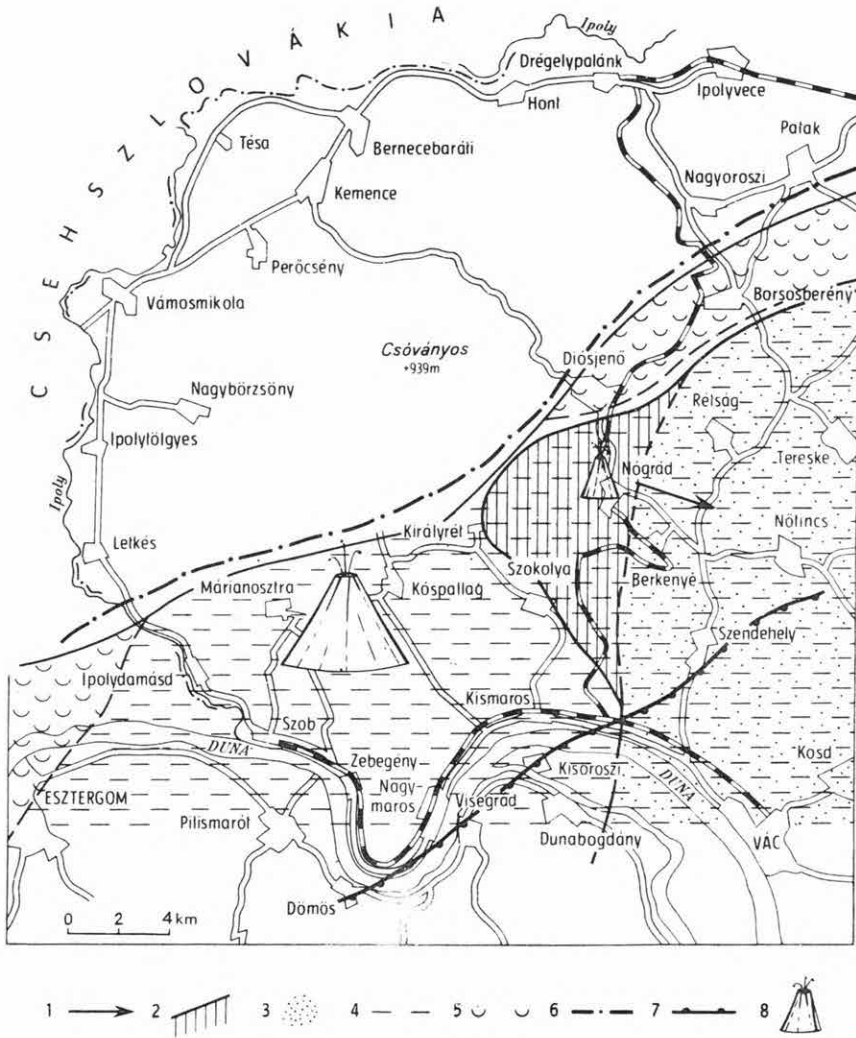
emeletben kiteljesedő transzgresszió maximális tengerelőntése túlterjedt az idősebb képződményeken, a Magas-Börzsöny alatt azonban már nem valószínűsítjük jelenlétét. A k a t t i (egerien) emelet idején jutnak először szerephez a fent említett nagyszerkezeti egységek (szávai fázis). Az üledékgyűjtő eddig viszonylag egyenletesen süllyedő alzata ÉNy–DK irányú pászttákra bomlott. A két szárnyon, az 1. és 2. nagyszerkezeti egység, valamint Ny-on az 5. nagyszerkezeti egység területén a kiemelkedés fokozott ütemű, folyamatos és szakaszos volt; a partszegélyen vissza-visszatérő lagúna-, majd teljesen szárazföldi képződményekkel [Kovács, Diósjenő (egerien partszegélyi, részben félsóvízi fauna), Szélesmező, Nógrád („becskei összlet”)], az említett zátonyos partközeli sávban glaukonitos kavics, keresztrétegzett homok képződéssel. A középső területeken (4. nagyszerkezeti egység) továbbra is slír-jellegű üledékképződés folyt (3. ábra).

A nagyjából ebben az időben megindult oligocén vulkáni működés hozta létre a márianosztrai tábla vulkáni felépítményeit (az oligocén vulkáni összlet itt a legvastagabb, ÉK felé egyre vékonyabb). A szakaszosságot a vulkáni sorozat kezdő (sőt néhol középső) tagozatába (Só-hegy) betelepülő, ingressziós jellegű slír-képződmények jelzik. Nem ismeretes jelenleg pontosan, hogy az oligocén vulkáni működés kiterjed-e a 3. nagyszerkezeti egység (szokolyai árok) területére is. Ez annak függvénye, hogy Négyhánynál a dáцитláva padok között megismert üledékes betelepüléseknek oligocén vagy helvétii kora lesz-e bizonyítható. A betelepülésekre NAGY G. hívta fel a figyelmet, az árkolással történt feltárás után JANKOVICH I. gyűjtött belőle Echinoidea maradványokat.

2. Az alsómiocén e g g e n b u r g i e n emelet idején már az összes egységünk kiemelkedett, csak az 1. nagyszerkezeti egység, a nógrád–rétsági depresszió ÉK-i részén (Nagyoroszi) folyt üledékképződés. Az ottangien emelet idején ez is megszűnt.

3. A középsőmiocén k á r p á t i e n emelet kezdetét jelentő óstájér fázis új ösföldrajzi helyzetet teremt (4. ábra): a 3. és 4. nagyszerkezeti egységet elválasztó kismaros–nagybörzsönyi törésrendszerrel DNy-ra levő márianosztrai terület kiemelkedett és az ÉK felől DNy-ra előnyomuló tenger az 1., 2. és 3. nagyszerkezeti egység területét előntötte. A transzgresszió ÉNy-i határa nagyjából a jelenlegi Börzsöny peremére tehető, DK-i határa a Verőce–Rétság vonalára, DNy-i határát az említett törésvonal alkotta. A hamarosan meginduló II. vulkáni ciklus helyenként jól rétegzett, vízbe hullott biotitamfibol piroklasztikumokat és lávapadokat alkotott. A ciklus végét jelzi a „középső riolituffa”, melyet mindmáig csak Magyarút környékéről ismerünk, bár RAVASZNÉ BARANYAI L. véleménye szerint ez is egy szubvulkáni képződmény lepusztult, vízben áthalmazott terméke. Figyelemre méltó, hogy az említett DNy-i peremtörés mentén, nagyjából a 3. és 2. nagyszerkezeti egységek területén folyt le a kárpáti vulkanizmus, DNy felé képződményei nem ismertek. A vulkáni sorozat vastagsága a szokolyai árok területén a legnagyobb, de pontosabban meg nem határozható.

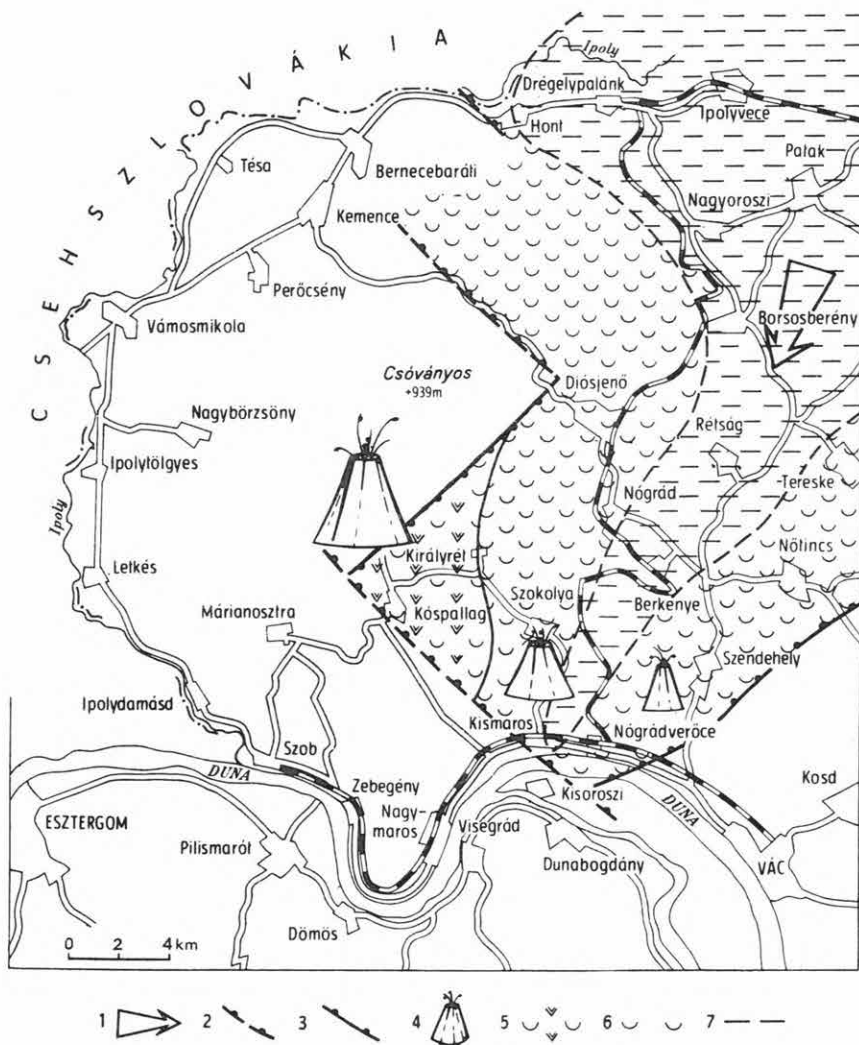
4. A b á d e n i e n emeletet megelőző újstájér fázis hatására az ösföldrajzi helyzet ismét változott (5. ábra): az 1. és 2. nagyszerkezeti egységek kiemelkedtek, és valószínűleg egyidejűleg megindult az a tömegében legnagyobb méretű vulkáni működés, amely a Hideg-hegy–Csóványos felépítményének alsó részét alkotja (andezit–dáцит rétegvulkáni összlet, piroxénamfibol-andezit). A kiemelt területtől DK-re a partszegélyi övben vasas andezitkonglomerátum, vízbe hullott agglomerátumok és tufák, kovaszalagos édesvízi



3. ábra. A Börzsöny D-i részének ősföldrajzi vázlatja (oligocén)

Üres rész: kiemelt területek; 1. regresszió iránya, 2. becskei összlet, 3. galukonitos összlet, 4. slír összlet, 5. kovacovi összlet (2–5. egerien), 6. rupéli partszegély, 7. lattorfai partszegély, 8. paleogén vulkáni működés (nagyságrenddel)

Fig. 3. Paleogeographic scheme of the southern Börzsöny Mountains (Oligocene)
Blank: elevated areas; 1. direction of the regression, 2. the complex of Becske, 3. glauconitic complex, 4. Schlier Sequence, 5. complex of Kovacov (2–5 Egerian), 6. Rupelian coastline, 7. Lattorfian coastline, 8. Paleogene volcanic activity (with order of magnitude)

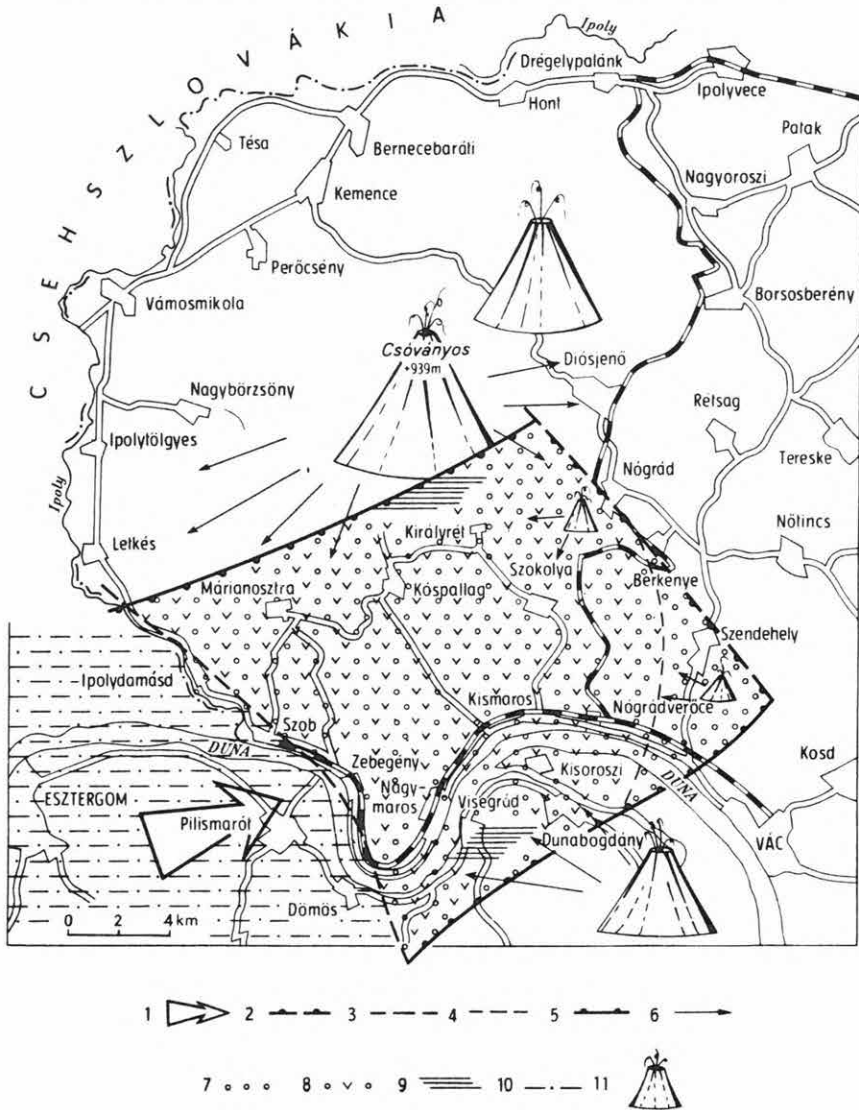


4. ábra. A Börzsöny D-i részének ősföldrajzi vázlatja (kárpátién)

Üres rész: kiemelt területek; 1. transzgresszió iránya, 2. szerkezetileg preformált partvonal, 3. partvonal, 4. kárpátién vulkáni működés (nagyságrenddel), 5. vulkáni sorozat üledékes betelepülésekkel, 6. chlamyszos homok, kavics (partszegélyi kifejlődés), 7. slír összlet (nyítvízi kifejlődés)

Fig. 4. Paleogeographic scheme of the southern Börzsöny Mountains (Carpathian)

Blank: elevated areas; 1. direction of transgression, 2. structurally controlled coastline, 3. coastline, 4. Carpathian volcanic activity (order of magnitude), 5. volcanic series with sedimentary interbeddings, 6. Chlamys-bearing sand, gravel (littoral facies), 7. Schlier Sequence (offshore facies)



5. ábra. A Börzsöny D-i részének ősföldrajzi vázlata (bádenien kezdetén)

Üres rész: kiemelt területek; 1. transzgresszió iránya, 2. szerkezetiileg preformált partvonal, 3. szerkezetiileg preformált fácieshatár, 4. fácieshatár, 5. partvonal, 6. vulkáni anyagszállítás iránya, 7. abráziós konglomerátum, 8. hidropiroklasztikumok, 9. üledékes betelepülések, 10. nyíltvízi kifejlődés, 11. bádenien vulkáni működés (nagyságrendekkel)

Fig. 5. Paleogeographic scheme of the southern Börzsöny Mountains (at the beginning of the Badenian)

Blank: elevated areas; 1. direction of transgression, 2. structurally controlled coastline, 3. structurally controlled facies boundary, 4. facies boundary, 5. coastline, 6. the direction of volcanic supply, 7. abrasional conglomerate, 8. hydropyroclastics, 9. interbedded sediments, 10. offshore facies, 11. Badenian volcanic activity (order of magnitude)

mészkö (Magyarkút, Ól-hegy), DNY-ra pedig üledékes betelepülésekkel váltakozó agglomerátum-sorozat képződött (Bagolybükki-völgy, Letkés stb.). A Törökmezőtől K-re levő azonos képződmények kitörési centruma kérdéses. Az ekkor már kiemelt helyzetű Naszály-tömeg azt látszik alátámasztani, hogy esetleg a felújult ÉK—DNY-i irányú idős törések mentén történt a vulkáni felépítmény kialakulása.

A felsőbádenien idején különül el egymástól a márianosztrai tábla kiemelkedésével a szokolyai árok és a szob—sturovoi bádenien depresszió. Utóbbira a kisalföldi kifejlődés jellemző, előbbire hazai közephegységi kifejlődéseink. A kettőt elválasztó márianosztrai táblára csak egy-egy erősebb oszcilláció lithothamniumos zátonyképződményei kapaszkodnak fel. Az egyidejű vulkáni működés egyre kisebb területre koncentráldik és augitos hiperszténandezit lavát hoz létre.

5. A terület negyedkori ösföldrajzi viszonyaival kapcsolatban két érdekes jelenségre hívjuk fel a figyelmet. Az egyik a kvarcitkavics-lepel, amely DK-ről, D-ről övezi a jelenlegi 250—300 méteres magasságban a Börzsönyt. A másik a szélesmezői „éleskavicsok” problémája. Mai elképzeléseink szerint ezeket egy, a hegységet DK felől megkerülő ős-Ipoly teraszkvavicsainak tartjuk, amelyek kiemelkedése után deflációs úton jöttek létre a szélfújta kavicsok. A kavicsfoszlányok jelenlegi magassága fiatal epirogén mozgásokra utal.

Összefoglalás és ércföldtani következtetések

A fentiekben vázolt ösföldrajzi fejlődéstörténet adataiból egyértelműen következik, hogy a vulkáni működés térben és időben K—ÉK felé tolódott el.

Megelőző vizsgálatokból ismert a dorog—pílisi eocén vulkanizmus. A márianosztrai táblán bizonyítottan tekintjük a felsőoligocén vulkáni működést. Az első ércesedés e területnek szerkezetileg preformált ÉK-i peremén jött létre. A kárpátien vulkanizmus a következő nagyszerkezeti egységre, a szokolyai árokra koncentráldik. Az ehhez kapcsolódó ércesedés a terület ÉK-i szegélyzónájához kapcsolódik. A naszály—ól-hegyi kiemelt hátság hematitos—limonitos ércnyomai feltehetően csak lepusztított, áthalmozott „vaskalapját” jelzik ennek az ércesedésnek.

Figyelemre méltó azonban e törési zóna másik, ÉK-i oldalán, javaslatomra Szendehely körül feltárt (Szendehely 2. sz. és 5. sz. fúrás) hidrotermális—metaszomatikus ércesedés (pirit, hematit, barit, kalcit), amelynek nyomai (metaszomatikus dolomitoidosítás) a Naszály-tömegben is felismerhetők. E területtel kapcsolatban ércföldtani szempontból három igen fontos tényt nem szabad figyelmen kívül hagynunk: a) egyedül itt érintkezik felszínen vagy felszínközelsben a Börzsöny környékén a mezozóikum karbonátos tömege, ugyancsak nagytömegű vulkanittal; b) a mezozóikumot lefedő kompakt oligocén összlet lehetőséget nyújt a feltörő hidrotermák lefojtására; c) nagyszerkezeti analógiák alapján (a recski ércesedés a Darnó-vonal és a sóshartyán—szentkúti törés kereszteződésében; a gyöngyösoroszi ércesedés a Darnó ÉNy-i és hollókö—hasznos—gyöngyösoroszi törések kereszteződésében alakult ki) a *poltari nagyszerkezeti vonal és a perőcsény—naszályi haránttörés találkozásánál levő szendehelyi terület is nyújthat ércföldtani perspektívákat.*

A bádenien vulkanizmus fő tömege az eddig említett területektől ÉK-re (Csóványos–Hideg-hegy csoport) helyezkedik el. Lehúzódo lepelképződményei természetesen D-en (Törökmező) és DNy-on (Letkés) is megtalálhatók.

Tekintettel a vulkanizmus vázolt, DNy-ról ÉK felé történő vándorlására, a nagy-szerkezeti egységek elhelyezkedésére és elhatárolására, a bizonyíthatóan többszöri (sokszor ellentétes előjelű) mozgásokra e határzónák mentén – úgy véljük, hogy az ércesedés további kutatását ezen ÉNy–DK-i irányú zónák és a keresztesző hosszanti törésirányok találkozási pontjaira kell koncentrálnunk. E zónák, részben mint a mélyből feltörő anyagok szállítócsatornáit, részben mint szerkezeti mozgások révén zúzott, elő-készített befogadó szerkezetek, elsőrendű fontosságúak.

PALEOGEOGRAPHICAL SCHEME OF THE SOUTHERN PART OF THE BÖRZSÖNY MOUNTAINS

by
G. HÁMOR

The 1:25 000-scale geological mapping in the southern part of the Börzsöny Mountains and locally a more detailed mapping of 1:10 000-scale was finished in 1972. The author wishes to give a brief review of the territory's paleogeography, of his own stratigraphical and tectonic concepts with a special view to the basic problems of ore prospecting, according to his evaluation and harmonization and uniformization of the data received from the authors of the individual map-sheets (E. CSILLAG–TEPLÁNSZKY, T. CZAKÓ, I. JANKOVICH, B. NAGY, G. NAGY, L. PENTELÉNYI) after processing the results of his own thematic research work and of standard stratigraphic sections, as well as boreholes survey.

Mesotectonic and paleogeographic observations

Because of the limitations due to the topographic grid of the mapped territory, the available paleogeographic data are also limited. In spite of this, the possibility for a paleogeographic evaluation is granted because the tectonic units could be separated during the compilation of the map. In the territory covered by map-sheets of 1:25 000-scale, five paleogeographic-mesotectonic units can be distinguished (Figs 1 and 2):

1. Oligocene Depression of Nógrád–Rétság,
2. Naszály–Ól-hegy Ridge,
3. Szokolya Graben,
4. Márianosztra Platform,
5. Badenian Depression of Szob–Sturóvo.

These tectonic units are separated by fault systems, showing NW–SE, or in some sections, WNW–ESE trend, regularly renewed during the later tectogenetic phases. The paleogeographic development pattern of the area can be seen in Figs 3, 4, and 5.

General conclusions and metallogenic implications

From the above-outlined paleogeographic evolutionary data, it follows unambiguously that volcanic activity was shifted in time and space to E–NE.

The Eocene volcanism of Dorog–Pilis is known from earlier investigations. The Upper Oligocene volcanic activity on the Márianosztra Platform can be taken for proved. The first mineralization manifests itself on the structurally controlled NE margin of this territory. The volcanism of Carpathian age was concentrated on the next tectonic unit: the Szokolya Graben. The associated mineralization is confined to the NE marginal zone of the territory. The hematitic-limonitic ore traces on the Naszály–Ól-hegy Ridge presumably represent only the eroded, redeposited „iron cap” of this mineralization.

However, worth of mention is the hydrothermal metasomatic mineralization (pyrite, hematite, barite, calcite) on the other, NE side of the fault-zone, exposed in the environs of Szendehely (boreholes Szendehely-2 and -5); the traces of which (metasomatic dolomitization) can be traced also within the mass of the Naszály. Concerning this territory, three very important metallogenic factors cannot be let out of consideration: (a) This is the only place where in the environs of Börzsöny the surface to near-surface carbonate mass of Mesozoic age contacts with a similarly huge volcanic mass; (b) the compact Oligocene complex covering the Mesozoic makes possible the damping down of the ascending hydrotherms; (c) on the basis of tectonic analogies (the mineralization of Recsk developed at the crossing of the Darnó Line and the fracture of Sósartyán–Szentkút, while the mineralization of Gyöngyösoroszi at the intersection of the fracture lines of Darnó NW and Hollókő–Hasznos–Gyöngyösoroszi) *the Szendehely area at the junction of the megatectonic line of Poltár and the transversal fracture of Peröcsény–Naszály also looks promising for metallogeny.*

To the NE of the above-mentioned territories occurs the main mass of Badenian volcanism (Csóványos–Hideg-hegy group). In fact, its sheets stretching downslope can be found in the south (Törökmező) and SW (Letkés).

Considering the above-outlined migration of volcanism from SW to NE, the location and boundaries of tectonic units, the repeated movements (often differential) along these boundary zones, it can be deduced that further searches for mineralization should be concentrated to the junctions of these NW–SE zones and of the longitudinal fracture-lines crossing them. These zones are of first-rate importance, partly as the transporting channel ways of the ascending magma, partly as host structures tectonically fractured and controlled.

ADATOK A BÖRZSÖNY HEGYSÉG DNY-I PEREMÉNEK RÉTEGTANÁHOZ

Írta: JANKOVICH ISTVÁN

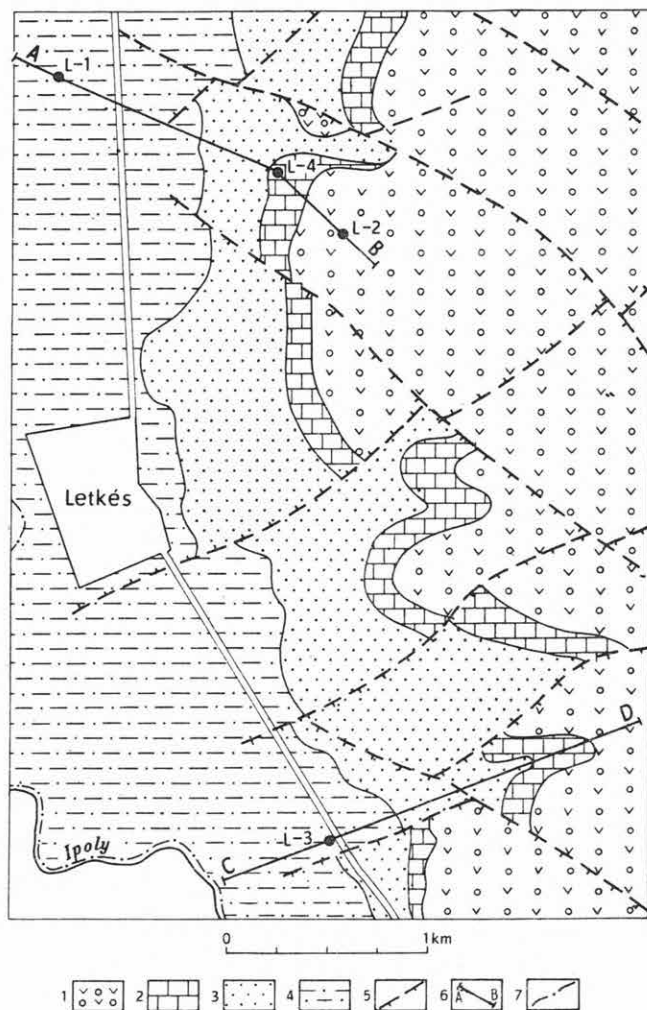
A MÁFI által 1971-ben megkezdett Börzsöny hegységi 1:25 000-es méretarányú földtani felvétel során került sor a hegység DNY-i peremének térképezésére is. Az újabb kutatások sok tekintetben megerősítették a korábbi szerzők e területről közölt észrevételeit, ezen túlmenően pedig finomították azokat. E rövid összefoglalás célja az Ipoly-tölgyestől Szobig húzó hegységperem vázlatos földtani felépítésének, valamint a felszíni feltárásokból kevésbé ismert medencekifejlődésű bádénien képződménynek ismeretése (1. ábra).

Az irodalom (BÖCKH J. 1899, MAJER I. 1915, REICH L. 1952, Cs. MEZNERICS I. 1956) alapján ismeretes, hogy a Börzsöny vulkáni tömegét DNY-ról a bádénien üledékes képződmények a következő főbb kőzetkifejlődésben szegélyezik: lajtamészke, molluszkás homok, molluszkás márga és agyagos homok. A lajtamészke, a sárga molluszkás homok gazdag faunája több felszíni feltárásból is ismeretes; a hegységperemtől távolabb eső, az előzőeknél mélyebbvízű fáciest képviselő molluszkás agyagos homokkővet, agyagmárgát – mely az Ipoly völgyében pleisztocén és holocén üledékek által fedett – a térképező sekélyfúrások (Letskés-1, Letkés-3.) révén sikerült részletesebben megismerni (2. ábra).

A Letkés-1. sz. fúrás 50 m, a Letkés-3. sz. fúrás 45 m vastagságban harántolt szürke finomszemű homokkővet, melyben több helyen néhány mm-től néhány cm-ig terjedő vastagságú finomszemű andezithomok betelepülés figyelhető meg. Valószínű, hogy az összlet É felé az Ipoly-völgyben kivastagodik. Az összlet fekéje rétegvulkáni összlet, andezit és andezittufa-agglomerátum. Ez a képződmény a Letkés-4. sz. fúrás adatai alapján 250 m-nél is nagyobb vastagságú lehet. Gyakorik a vastag agglomerátum összletben a vékonyabb üledékes közbetelepülések: konglomerátum, kavics, homok, homokkő, homokos agyag. Gyakran néhány mm-től 1–2 cm-ig terjedő vastagságú szenes agyag is megfigyelhető.

A Letkés-2. sz. fúrás 145 m vastag andezitagglomerátum harántolása után 18 m vastag kavicskonglomerátumban állt le. Innen néhány cm vastag agyagmárga betelepülésből KORECZNÉ LAKY I. a bádénien emelet alsó részére utaló alább felsorolt m i k r o f a u n á t határozta meg:

Spiroplectamina carinata (D'ORB.), *Spiroloculina tenuis* ČŽŽ., *Marginulina cristellaroides* ČŽŽ., *Robulus convergens* BORN., *Bolivina dilatata* RSS., *B. plicatella* CUSHM., *Plectofrondicularia*



1. ábra. Letkés környékének földtani térképe

1. Rétegvulkáni összlet üledékes közbetelepülésekkel, 2. lithothamniumos mészkő és kavicskonglomerátum, 3. sárga molluszkás homok, 4. szürke, agyagos homokkő (1-4. bádenien), 5. szerkesztett vető, 6. földtani szelvény, 7. országhatár

Fig. 1. Geological map of the vicinity of Letkés

1. Stratovolcanic series with interbedded sedimentary layers, 2. Lithothamnium limestone and pebble conglomerate, 3. yellow molluscan sand, 4. grey clayey sandstone (1-4. Badenian), 5. hypothetical fault, 6. geological section, 7. frontier

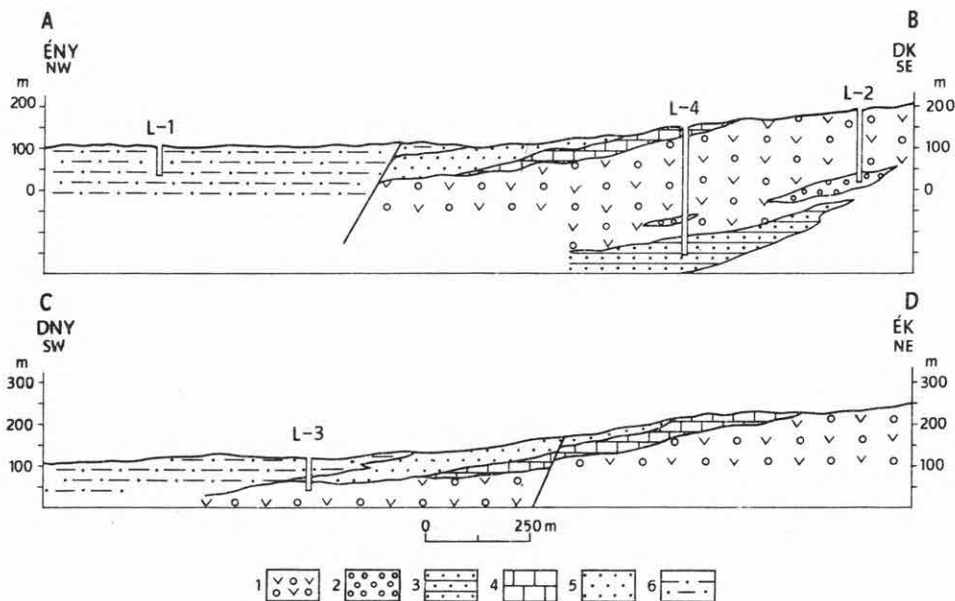
sp., *Pullenia bulloides* D'ORB., *Cibicides ungerianus* (D'ORB.), *Gyroidina soldanii* D'ORB., *Eponides haidingerii* (D'ORB.), *Ceratobulimina contraria* (RSS.), *Cassidulina crassa* D'ORB., *Ehrenbergina serrata* RSS., *Globigerina bulloides* D'ORB., *G. folita* BOLLI, *G. concinna* KARR.

A Letkés-4. sz. fúrás a rétegvulkáni összlet átfúrása során 145 m-től egyre gyakrabban harántolt vékony, néhány dm-től 1–2 m vastagságig terjedő üledéket (kavics, homok, agyagmárga, szenes agyagzsinór), majd 157 m-től 300 m-ig egyveretű, szürke, fauna-mentes andezitanyagú homok, homokkő összletet fúrt.

A Letkés-3. sz. fúrással feltárt 45 m vastag agyagos homok, agyagmárga faunája az alábbi:

Mikrofauna (KORECZNÉ LAKY I. meghatározása szerint):

Bathysiphon filiformis SARS, *Spiroplectammina deperdita* (D'ORB.), *S. carinata* (D'ORB.), *Bigenerina agglutinans* D'ORB., *Martinottiella communis* (D'ORB.), *Quinqueloculina schreibersii* D'ORB., *Qu. buchiana* D'ORB., *Qu. pulchella* (D'ORB.), *Adelosina laevigata* D'ORB., *A. pulchella* D'ORB., *Spiroloculina canaliculata* D'ORB., *S. excavata* D'ORB., *S. tenuis* CŽJŽ., *Sigmoilina arenaria* (BRADY), *S. celata* COSTA, *Pyrgo bulloides* D'ORB., *Robulus inornatus* (D'ORB.), *R. convergens* BORN., *Dentalina pauperata* D'ORB., *Guttulina austriaca* D'ORB., *G. problema* D'ORB., *Pyrulina fusiformis* (ROEMER), *Globulina gibba* D'ORB., *Glandulina laevigata* D'ORB., *Uvigerina macro-*



2. ábra. Földtani szelvények Letkés környékéről

1. Rétegvulkáni összlet üledékes közbetelepülésekkel, 2. homokos kavics, kavics, 3. homok, homokkő, 4. Lithothamnium mészkő és kavicskonglomerátum, 5. sárga, molluszkás homok (1–5. badenien), 6. szürke, agyagos homokkő

Fig. 2. Geological sections from the vicinity of Letkés

1. Stratovolcanic series with interbedded sedimentary layers, 2. sandy gravel, gravel, 3. sand, sandstone, 4. Lithothamnium limestone and pebble conglomerate, 5. yellow molluscan sand (1–5. Badenian), 6. grey clayey sandstone

carinata PAPP – TURNOVSZKY, *U. pygmoides* PAPP – TURNOVSZKY, *Reussella spinulosa* (RSS.), *Bulimina aculeata* D'ORB., *B. buchiana* D'ORB., *Bolivina dilatata* RSS., *Virgulina schreibersiana* CŽJŽ., *Nonion soldanii* (D'ORB.), *N. boueanum* (D'ORB.), *Cibicides dutemplei* (D'ORB.), *C. ungerianus* (D'ORB.), *C. boueanus* (D'ORB.), *Eponides haidingerii* (D'ORB.), *E. schreibersii* (D'ORB.), *E. tenera* (BRADY), *Cancris auriculus* (F.–M.), *Ceratobulimina contraria* (RSS.), *Cassidulina crassa* D'ORB., *Siphonina reticulata* CŽJŽ., *Planorbulina mediterraneensis* D'ORB., *Globigerina woodi* JENKINS, *G. bulloides* D'ORB., *G. triloba* (RSS.), *Orbulina suturalis* BRON., *O. bilobata* (D'ORB.), *Sphaeroidina bulloides* D'ORB., *Amphistegina hauerina* D'ORB., *Rotalia papillosa* BRADY, *Heterostegina simplex* D'ORB.

Makrofauna (JANKOVICH I. meghatározása szerint):

Gastropoda: *Monodonta (Oxystele) convexodepressa* COCCONI, *Turritella (Zaria) cfr. spirata* BROCCHI, *Sandbergeria perpusilla* (GRAT.), *Polynices (Lunatia) helicina* (BROCCHI), *Marginella (Cryptospira) philippii* MONT., *Nassa (Uzita) restituana hoernesii* MAY., *Terebra (Myurella) cfr. exbistriata* SACCO, *Fusus* sp., *Dentalium vitreum* SCHRÖTH., *D. michelottii* HÖRN. *Bivalva*: *Leda (Lembulus) fragilis* CHEMN., *L. (Lembulus) nogradensis* BOGSCH, *Leda (L.) bonelli* (BELLARDI), *Arca (Arca) diluvii* LAM., *Amussium cristatum* BRONN var. *badensis* FONTANNES, *Cardita (Cardiocardita) partschi* GOLDF., *C. (Megacardita) cfr. jouanneti* dertavícula SACCO, *Begonia (Glans) rudista* LAM., *Codokia* sp., *Erycina* sp., *Laevicardium cyprium* BROCCHI, *L. (Trachycardium) multicostatum* (BROCCHI), *Angulus (Morella) donacinus* (LINNÉ), *Tellina* sp.

A fúrás által harántolt agyagos homok, homokkő nehézásványai között a vulkáni eredésű ásványok dominálnak, melyek a Börzsöny tömegét alkotó hiperszténes amfibolandezitekből kerülhettek az üledékbe.

Fentiek alapján a feltárt összlet kora a bádenien emeletben jelölhető ki. A fáciesviszonyokra sekélytengeri nyíltvízi neritikus környezet jellemző.

IRODALOM

- BOGSCH L. 1936: Tortonien fauna Nógrádszakálról. – Földt. Int. Évk. 31.
- BOGSCH L. 1943: Homokos fáciesű tortonai fauna a Mátraverebély melletti szentkúti-kolostor környékéről. – Földt. Int. Évk. 36.
- BÖCKH H. 1899–1902: Nagymaros környékének földtani viszonyai. – Földt. Int. Évk. 13.
- CICHA, I. – SENES, J. – TEJKAL, J. 1967: Die karpatische Serie und ihr Stratotypus. – Slov. Akad. Bratislava.
- CS. MEZNERICS I. 1950a: A hidasi (Baranya m.) tortonai fauna. – Földt. Int. Évk. 39.
- CS. MEZNERICS I. 1950b: A Salgótarjáni szénmedence miocén molluskafaunája. – MÁFI Könyvtára. Kézirat.
- CS. MEZNERICS I. 1956: A szobi és letkési puhatestű fauna. – Földt. Int. Évk. 45.
- CS. MEZNERICS, I. 1969: Nouvelles Gastropodes et Lamellibranches pour la faune hongroise des gisements tortonien inférieurs de la Montagne de Bükk. – Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 61.
- FRIEDBERG, W. 1911–1936: Mollusca miocaenica Poloniae. – Soc. Geol. Pologne.
- JANKOVICH I. 1972: Márianosztra jelű 1:25 000-es lap (térkép és magyarázó). – MÁFI Adattár. Kézirat.
- KÓKAY J. 1966: A herend-márkói barnakőszénterület földtani és őslénytani vizsgálata. – Geol. Hung. Ser. Geol. 36.

- MAJER I. 1915: A Börzsöny hegység É-i részének üledékes képződményei. – Földt. Közl. 45.
- REICH L. 1952: A Börzsöny hegység Ny-i peremének mediterrán képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról.
- STRAUSZ L. 1962: Magyarországi miocén mediterrán csigák határozója. – Akad. Kiadó. Budapest.
- STRAUSZ L. – SZALAI T. 1943: Várpalotai felső-mediterrán kagylók. – Besz. a Földt. Int. Vita-üléséről. 5. 4.

CONTRIBUTION TO THE STRATIGRAPHY OF THE SW MARGIN OF THE BÖRZSÖNY MOUNTAINS

by

I. JANKOVICH

The sedimentary deposits of the southwestern foothills of the Börzsöny Mts. are dealt with. Molluscan marls and clayey sandstones poorly known from surficial exposures have been cut in 50 and 45 m thickness by survey drilling (Letskés-1, Letskés-3.). 53 foraminiferal species (determination by I. KORECZ-LAKY) and 20 mollusc species (determination by I. JANKOVICH) recovered from borehole Letskés-3. are listed. The geological map of the surroundings of the boreholes (Fig. 1.) and the schematical geological section of the southwestern margin of the mountains (Fig. 2.) are presented and discussed.

A MAGYARORSZÁGI HIDROTERMÁLIS SZULFIDÁSVÁNYOK

Se-TARTALMA

Irta: NAGY BÉLA

A M. Áll. Földtani Intézet Geokémiai Osztályán 1964-ben megkezdett területi ritkafém-kutatási munka során az ismert ércesedések ásványtársulásait is rendszeresen vizsgáltuk. Célunk ezzel az volt, hogy néhány fontosabb és főleg a hidrotermális ércesedésekhez kötött ritkaelem hazai előfordulásait megismerjük.

Néhány elemre vonatkozó vizsgálatainkról korábban már beszámoltunk (ZENTAI P. 1967, NAGY B. – ZENTAI P. 1969, NAGY B. 1970, ZENTAI P. – NAGY B. 1971). Jelen munkában a hazai hidrotermális szulfidásványok Se-tartalmának vizsgálati eredményeit mutatjuk be.

Geokémiai ismereteink szerint a szelén túlnyomóan a vele rokon és ionrádiusz szerint is közel álló kén mellett (szulfidásványokban) rejtve fordul elő (ionrádiuszok: S^{2-} 1,74 Å, Se^{2-} 1,92 Å), ritkábban pedig önálló szelénásványok alakjában található.

A hidrotermális ércásványokban kötött Se mennyisége a keletkezési hőmérséklet csökkenésével a tapasztalat szerint általában csökken, aminek magyarázata az lehet, hogy a hőmérséklet csökkenésével a méretkülönbségek toleranciája, s így a helyettesíthetőség is csökken.

A szelénnek magyarországi hidrotermális ércesedésekben való előfordulásairól ez ideig SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1955), KISVARSÁNYI G. (1955), TÖRÖK K. (1962), GAGYI-PÁLFY A. (1962) és KOCH S. (1966) közölt kizárólag a kelet-mátrai ércesedési területre vonatkozó adatokat, ahol a szelénnek önálló ércásványát, a guanajuatitot is ismerjük. Az a tény, hogy a többi hazai hidrotermális ércesedési területről ez ideig nem voltak hozzáférhető Se-adataink, irányította figyelmünket arra, hogy ezek ásványtársaságát is szelénre megvizsgáljuk.

Vizsgálatainkhoz először az ismert velencei-hegységi, Börzsöny hegységi, Mátra hegységi, rudabányai és telkibányai ércelőfordulások anyagait gyűjtöttük be, majd ezeket ásványok szerint szeparáltuk és elemeztettük. Később vizsgálatainkat néhány ásványtani érdekességgel is kiegészítettük, ilyenek voltak a budai-hegységi, dunazug-hegységi, erdőmecskei, sárospataki, tállyai és a mád–bombolyi ércindikációk szulfidásványai.

A Se-elemzéseket a MÁFI röntgenlaboratóriumában RISCHÁK G. irányításával PEIKER GY.-NÉ Mueller univerzális röntgenfluoreszcenciás spektrométerrel végezte.

A Se-meghatározás műszaki adatai RISCHÁK G. leírása szerint a következők voltak:
Gerjesztés: Mo/Nb röntgensóvel. 54 mA – 16 kV.

Sugárdetektor: scintillométer – munkapont 750 V-nál.

Felvétel módja: regisztrálással, Gamma egycsatornás amplitúdó analízátorral.

Goniométer sebesség: 1 °/perc.

Regisztrálási sebesség: 1200 mm/óra.

Analizátor kristály: amennyiben a minta nem tartalmazott zavaróelemként W-ot, LiF; amennyiben a W jelenléte zavart, akkor topáz.

A meghatározás külső standard módszerrel történt. A kalibráció a következő összetételű szintetikus alapanyag felhasználásával készült:

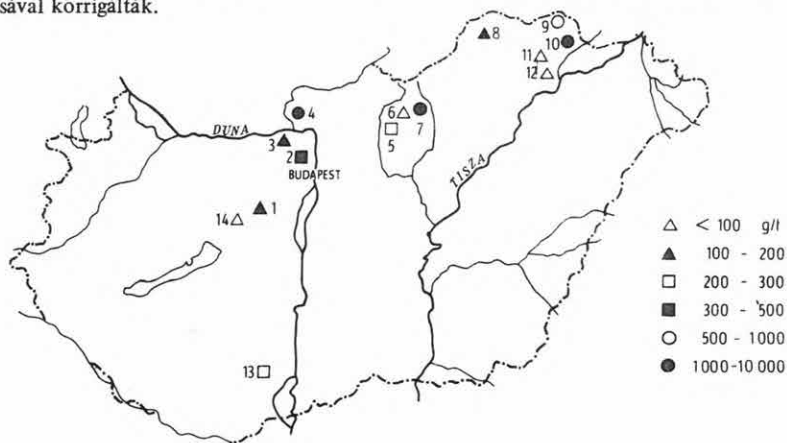
Pb ₂ CO ₃	40 g
CuCO ₃	20 g
Fe ₂ O ₃	50 g
ZnO	50 g

Kimutatási határ: LiF analizátor kristállyal 100 g/t Se

Topáz analizátor kristállyal 50 g/t Se

A meghatározás hibája: 20 % rel.

Az alapanyag-hatásváltozást a nettó impulzusszámnak a háttér intenzitásával képzett hányadosával korrigálták.



1. ábra. A magyarországi hidrotermális szulfidásványos előfordulások átlagos Se-koncentrációi

1. Velencei-hegység (Pátka, Szűzvár, Pákozd, Velence), 2. Budai-hegység (Csillaghegy, Róka-hegy), 3. Dunazug-hegység (Lepence-patak, Esztergom), 4. Börzsöny-hegység (nagybörzsönyi ércesedési terület), 5. nyugat-mátrai v. gyöngyösoroszi ércesedési terület, 6. közép-mátrai ércesedési terület (nagy-lápfői tárók, parás-savvári Béke-táró stb.), 7. kelet-mátrai (parádfürdői és recsk-lahócai tömzsős) ércesedés, 8. rudabányai ércesedési terület, 9. telkibányai ércesedési terület, 10. sárospataki (Botkői-kőfejtő) Hg-ércindikáció, 11. Tállya 15. sz. mélyfúrás, 12. mádbombolyi kaolinbánya, 13. erdősmecskei gránitfejtő, 14. szabadbattyáni ércesedés

Fig. 1. Average Se-concentrations of Hungary's hydrothermal sulphide ore deposits

1. Velence Mts. (Pátka, Szűzvár, Pákozd, Velence), 2. Buda Mts. (Csillaghegy, Róka-hegy), 3. Dunazug Mts. (Lepence brook, Esztergom), 4. Börzsöny Mts. (Nagybörzsöny ore mineralization area), 5. ore mineralization area of Gyöngyösoroszi, eastern Mátra Mts., 6. ore mineralization area of the central Mátra Mts. (drifts at Nagylápfő, Béke adit, etc.), 7. ore mineralization area of the eastern Mátra Mts. (ore stocks of Parádfürdő and Recsk-Lahóca), 8. Rudabánya ore mineralization area, 9. Telkibánya ore mineralization area, 10. Hg ore indication at Sárospatak (Botkői quarry), 11. borehole Tállya-15, 12. kaoline pit at Mádbomboly, 13. granite quarry at Erdősmecske, 14. Szabadbattyán ore mineralization

Az ismertetett módszerrel a különböző lelőhelyekről 181 db ércásványt vizsgáltunk meg, melyek adatait az 1. táblázat tartalmazza. Az adatokból lelőhelyek szerint és ércásványok szerint átlagokat számoltunk és ezek alapján az egyes területekre jellemző koncentrációkat térképen is ábrázoltuk (1. ábra).

Vizsgálati adataink szerint az átlagos Se-koncentrációkat tekintve kétségkívül a már ismert kelet-mátrai (recsk-lahócai és a parádfürdői) ércesedési terület a legjelentősebb, ahol luzonitban 8800 g/t, enargitban 5580 g/t, tennantitban 2900 g/t, piritben 1000 g/t, szfaleritben pedig 556 g/t átlagos Se-mennyiségeket találtunk. Ehhez hasonlóan nagyon érdekes a nagybörzsönyi ércesedési terület is, ahol arzenopiritben 6750 g/t, kalkopiritben 1960 g/t, galenitben 460 g/t, szfaleritben 310 g/t, pirrhotinban 165 g/t és piritben 122 g/t átlagos Se-tartalmat mutattunk ki.

A magas szelén-koncentrációknál meg kell még említenünk, hogy a sárospataki (Botkői-fejtő) Hg-ércindikáció területéről származó cinnabaritban 10 000 g/t Se-t találtunk, a kísérő ásványokban (galenit, pirit) mennyisége viszont már a kimutatási határ alatt van.

Az előző területek magas koncentrációihoz viszonyítva figyelemre méltó még a telkibányai ércesedési terület piritjeinek átlagos 660 g/t-s Se-tartalma is.

A szelén magyarországi előfordulásainak igen érdekes vonása, hogy a sárospataki terület kivételével, magasabb koncentrációkkal csak azokon a területeken jelentkezik, ahol az Au-nak is jelentősebb dúsulásait ismerjük.

A gyakorlati szempontból fontos szulfidérc-lelőhelyeink ásványtársaságában az előzőknél lényegesen kevesebb szelént találtunk. A gyöngyösoroszi ércesedési területen piritben 245 g/t, wurtzitban 238 g/t, kalkopiritben 236 g/t, szfaleritben 107 g/t, antimonitban 92 g/t és galenitben 53 g/t átlagos Se-t határoztunk meg.

A velencei-hegységi, pátkai működő ércbánya, a szűzvári és pákozdi felhagyott ércbányák, illetve a velencei érckutató akna ércásványainak Se-koncentrációi is csak egészen jelentéktelenek. A molibdenit 110 g/t, a szfaleritek átlagosan 58 g/t Se-tartalmúak.

A rudabányai ércesedési terület szulfidásványai szintén csak gyenge nyomokban tartalmaznak szelént. A megvizsgált ásványok közül a galenit 106 g/t és a markazit 80 g/t átlagos Se-tartalommal bír; a szfaleritben, piritben és a kalkopiritben mennyisége a kimutatási határ alatt van.

Az ún. közép-mátrai ércesedési területen az általunk megvizsgált szfalerit, galenit, pirit és kalkopirit Se-tartalma a vizsgálati módszer kimutatási határa alatt van.

A bevezetőben említett néhány egyéb szulfidásványos indikáció területéről származó ásványok közül a legmagasabb Se-koncentrációt egy csillaghegyi piritmintából kaptuk, ahol a mennyisége 480 g/t volt. Ezt követi az erdősmecskei molibdenit 240 g/t-s koncentrációja. Gyenge nyomként megtaláltuk még a dunazug-hegységi lepence-pataki ércindikáció piritjeiben, ahol átlagos mennyisége 50 g/t.

A többi szulfidérc-indikáció területéről (Tállya, Mád–Bomboly, Szabadbattyán) származó ásványok Se-tartalma a vizsgálati módszer kimutatási határa alatt van.

A területi összehasonlításokkal egyidőben a megvizsgált magyarországi szulfidásványok Se-koncentrációit irodalmi adatokkal is összevetettük (2. táblázat). Ebből kitűnik, hogy néhány ásvány esetében az általunk megadott koncentrációk az irodalmi

A megvizsgált magyarországi hidrotermális szulfidérc-ásványok Se-tartalma

Lelőhely	Ásvány	Se g/t	Saját mintaszám
Szabadbattyán	galenit	< 100	255
<i>Velencei-hegység</i>			
Szűzvár	szfalerit	< 100	112
Pátka	szfalerit	100	291
	szfalerit	< 100	249
	galenit	< 100	288
	galenit	< 100	290
	galenit	< 100	289
Pákozdi fluoritbánya	galenit	< 100	
Velence, Retezi lejtakna	molibdenit	110	264
Nadap, Kőbánya	pirit	< 100	252
<i>Dunazug-hegység</i>			
Lepence-patak völgye	pirit	< 100	278
	pirit	< 100	279
Esztergom, Kálvária-hegy	pirit	100	282
	pirit	< 100	283
Róka-hegy	metacinnabarit	< 100	
	pirit	480	265
<i>Mecsek hegység</i>			
Erdősmecske	molibdenit	240	315
<i>Börzsöny hegység</i>			
Nagybörzsöny, Altáró	galenit	1000	223
	galenit	148	81
	szfalerit	< 100	80
	szfalerit	< 100	83
	szfalerit	< 100	228
	szfalerit	< 100	84
	szfalerit	< 100	222
	szfalerit	< 100	85
	szfalerit	< 100	225
	pirrotin	430	232
	pirrotin	< 100	272
	pirrotin	< 100	270
	pirrotin	< 100	271
	pirrotin	< 100	244

I. táblázat folytatása

Lelőhely	Ásvány	Se g/t	Saját mintaszám	
Nagybörzsöny, Altáró	pirrhotin	< 100	196	
	pirrhotin	< 100	224	
	kalkopirit	< 100	229	
	kalkopirit	3900	195	
	arzenopirit	10000	194	
	arzenopirit	< 100	269	
Nagybörzsöny, Alsó-Rózsa táró	szfalerit	670	231	
	szfalerit	520	243	
	kalkopirit	1100	233	
	kalkopirit	2300	234	
	pirrhotin	230	276	
	arzenopirit	10000	274	
	arzenopirit	10000	235	
	pirit	125	275	
	pirit	< 100	193	
	Nagybörzsöny, Felső-Rózsa táró	arzenopirit	135	246
Nagybörzsöny, Ludmilla-táró	galenit	230	242	
Nagybörzsöny, Fagyosasszony-táró	wurtzit	< 100	241	
	szfalerit	< 100	247	
	kalkopirit	< 100		
Kuruc-pataki ércesedés	pirit	175	250	
<i>Mátra hegység</i>				
<i>Gyöngyösorosi ércesedés</i>				
Károly-telér	galenit	< 100	107	
	szfalerit	< 100		
	szfalerit	110	95	
	szfalerit	200	96	
	szfalerit	< 100	106	
	szfalerit	< 100	147	
	szfalerit	110	154	
	kalkopirit	< 100	148	
	kalkopirit	270	73	
	kalkopirit	575	97	
	kalkopirit	250	148	
	pirit	138	153	
	pirit	100	152	
	Károly-telér, 250. szint	wurtzit	< 100	207
	Károly-telér, 200. szint	wurtzit	525	72
	Malombérci-telér	galenit	< 100	204

I. táblázat folytatása

Letőhely	Ásvány	Se g/t	Saját mintaszám
Malombérci-telér	wurtzit	< 100	199
	wurtzit	< 100	202
	szfalerit	< 100	201
	szfalerit	< 100	203
	szfalerit	525	105
Aranybányabérci-telér	wurtzit	< 100	198
	szfalerit	< 100	197
	szfalerit	100	108
Arany Péter telér	galenit	165	118
	szfalerit	< 100	117
Péter–Pál telér	szfalerit	< 100	113
Kiskút-telér	szfalerit	< 100	114
Bányabérci-telér	pirit	290	50
	gélpirit	< 100	51
	kalkopirit	< 100	182
	kalkopirit	< 100	49
	galenit	< 100	179
Bányabérci I. telér	galenit	< 100	184
Bányabérci II. telér	galenit	< 100	181
	galenit	< 100	184a
	galenit	< 100	48
	szfalerit	< 100	178
	szfalerit	< 100	180
	szfalerit	< 100	183
	szfalerit	< 100	47
	szfalerit	< 100	211
	szfalerit	< 100	109
	galenit	< 100	263
Bányabérci feltárás	szfalerit	260	258
	szfalerit	< 100	212
	szfalerit	< 100	259
	szfalerit	< 100	260
	kalkopirit	260	218
	pirit	800	262
	gélpirit	280	256
	antimonit	160	177
	galenit	< 100	216
	galenit	< 100	217
Szentimre-telér 422 m tszf.	galenit	< 100	213
Szentimre-telér 608 m tszf.	galenit	< 100	134
Mátraszentimre 2. sz. f. 267,2 m	galenit	< 100	

1. táblázat folytatása

Lelőhely	Ásvány	Se g/t	Saját mintaszám
Mátraszentimre 2. sz. f. 803,1 m	szfalerit	< 100	136
Mátraszentimre 2. sz. f. 803,1 m	pirit	< 100	135
Asztagkő	antimonit	< 100	305
	antimonit	< 100	306
<i>Közép-mátrai ércesedés</i>			
Nagylápafő, 7-es táró	galenit	< 100	32
	galenit	< 100	9
	galenit	< 100	24
	szfalerit	< 100	1
	szfalerit	< 100	4
	szfalerit	< 100	10
	szfalerit	< 100	22
	szfalerit	< 100	26
	szfalerit	< 100	27
	szfalerit	< 100	28
	kalkopirit	< 100	29
	pirit	< 100	30
Nagylápafő, Teodor-telér	szfalerit	< 100	14
	kalkopirit	< 100	12
Nagylápafő, 4-es táró	galenit	< 100	44
	szfalerit	< 100	41
	pirit	< 100	42
Béke-táró	szfalerit	< 100	57
	szfalerit	< 100	65
	kalkopirit	< 100	59
	kalkopirit	< 100	64
	kalkopirit	< 100	67
	kalkopirit	< 100	165
	pirit	< 100	63
	pirit	< 100	66
Nagylipót	szfalerit	< 100	122
Nyirjes I. táró	szfalerit	< 100	123
	szfalerit	< 100	124
	szfalerit	< 100	185
	szfalerit	< 100	187
	kalkopirit	< 100	186

1. táblázat folytatása

Lelőhely	Ásvány	Se g/t	Saját mintaszám	
<i>Kelet-mátrai ércesedés</i>				
Recsk, II. tömzs	enargit	6500	142	
	enargit	< 100	128	
Recsk, VIII. tömzs	enargit	7200	143	
	luzonit	7600	144	
	luzonit	10000	145	
	tennantit	2700	149	
	pirit	1000	169	
	markazit	< 100	141	
Recsk, 2038-as fejtés	szfalerit	550	150	
Hegyes-hegy	tennantit	3100	151	
	szfalerit	1150	101	
Jószomszéd-táró	szfalerit	700	104	
Etelka-táró	szfalerit	< 100	219	
Orczy-táró	szfalerit			
<i>Rudabányai ércesedés</i>				
Rudabánya	galenit	150	110	
	galenit	< 100	296	
	szfalerit	< 100	119	
	szfalerit	< 100	120	
	kalkopirit	< 100	171	
	kalkopirit	< 100	297	
	kalkopirit	< 100	298	
	pirit	100	293	
	markazit	< 100	111	
	markazit	165	156	
	markazit	< 100	294	
	markazit	< 100	295	
	<i>Tokaji-hegység</i>			
	Telkibánya	pirit	1250	237
pirit		220	238	
Telkibánya, Kaolin-táró	pirit	1010	253	
	pirit	159	236	
	szfalerit	< 100	87	
Telkibánya, Lobkowitz-táró	szfalerit	< 100	89	
Telkibánya, 2. sz. f. 947,7–949,0 m	galenit	< 100	132	
Sárospatak, 12. sz. f. 162,6 m	pirit	< 100	280	
Sárospatak, 13. sz. f. 27,5 m	pirit	< 100	281	
	pirit	< 100	304	
Sárospatak, 14. sz. f. 52,7 m	cinnabarit	10000	251	
Sárospatak, botkői kőbánya	pirit	< 100	131	
Tállya	pirit	< 100	303	
Mád–Bomboly	pirit	< 100		

2. táblázat

A magyarországi hidrotermális szulfidásványok
Se-koncentrációinak szélső értékei

Szulfidásványok	Minta darabszám	Magyarországi Se-koncentrációk g/t-ban (szélső értékek)	Irodalmi* Se-adatok g/t-ban (max. menny.)
Antimonit	3	<100–160	9
Arzenopirit	5	<100–10 000	144
Cinnabarit	1	10 000	40
Enargit	3	<100–10 000	75
Galenit	29	<100–1000	20 000
Kalkopirit	22	<100–3900	1000
Luzonit	2	7600–10 000	
Markazit	5	<100–165	20
Melnikovit	2	<100	7
Metacinnabarit	1	<100	
Molibdenit	2	110–240	340
Pirit	23	<100–1250	30 000
Pirrhotin	8	<100–430	52
Szfalerit	62	<100–1150	120
Tennantit	2	2700–3100	1500
Wurtzit	5	<100–525	

*FEISER, J. (1966) és SZINGYEJEVA, H. D. (1959)

adatokkal jól egyeznek. Szembetűnő különbség csak a cinnabarit, arzenopirit, enargit és luzonit esetében látszik. Ezek az eltérések véleményünk szerint inkább az irodalmi adatok hiányosságaiból, mint elemzési hibáinkból adódnak, mivel korábban más módszerrel végzett (elektrogravimetriás) vizsgálatokkal enargitban és luzonitban velünk azonos nagyságrendű Se-koncentrációkat határoztak meg (TÖRÖK K. 1962).

Összegezve vizsgálatainkat megállapíthatjuk, hogy Magyarország területén a korábban is ismert és gyakorlati szempontból is fontos kelet-mátrai (recsk-lahócai) dúsulásokhoz hasonlóan a nagybörzsönyi és a telkibányai szulfidásványok szintén komoly Se-koncentrációkat tartalmaznak. Ezek a dúsulások műrevaló érckészlet esetén gyakorlati szempontból is számottevőek lehetnének.

IRODALOM

- FEISER, J. 1966: Nebenmetalle. Die metallischen Rohstoffe. – 17. Band. F. Enke Verlag, Stuttgart.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1967: A ritkaelem dúsulások felismerésének alapelvei. – Földt. Int. Alk. Kiadv.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1970: Összefoglaló értékelő jelentés a területi ritkaelemkutatás tájékoztató jellegű kutatási fázisának eredményeiről. – Földt. Int. Kiadv.

- GAGYI-PÁLFFY A. 1962: A járulékos és nyomelemek kutatásának helyzete Magyarországon. Tájékoztató kataszter. – OÉÁB Adattár. Kézirat.
- KISVARSÁNYI G. 1955: Összefoglaló jelentés a Recsk–Parádfürdői ércelőfordulásokról és a Recski Ércbánya ércvagyon becslése. – Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- KOCH S. 1966: Magyarország ásványai. – Akad. Kiadó, Budapest.
- NAGY B. 1970: A magyarországi hidrotermális szfaleritek In-tartalmának vizsgálata. – Földt. Közl. 100. 3. pp. 285–292.
- NAGY B. – ZENTAI P. 1969: Recski ércminták platinatartalmának vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről, pp. 351–353.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. – Akad. Kiadó, Budapest.
- SZINGYEJEVA, H. D. 1959: Mineralogia tipi mesztorozsdenyj i ocnovije cserti geohimii szelena i tellura. – Izd. Akad. Nauk SzSzSZR.
- TÖRÖK K. 1962: A szelén előfordulása a recski ércben. – Doktori értekezés. Kézirat.
- ZENTAI P. 1967: Hazai nyersanyagok reniumtartalmának vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 536–565.
- ZENTAI P. – NAGY B. 1971: Hazai szulfidérccek platinatartalmának vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1968-ről, pp. 399–403.

Se-CONTENT OF HYDROTHERMAL SULPHIDE MINERALS IN HUNGARY

by
B. NAGY

Summarizing the results of his investigations, the author concludes that, similarly to the accumulations of practical importance, discovered earlier at Recsk and Lahóca, eastern Mátra Mountains, Hungary, the sulphide minerals of Nagybörzsöny and Telkibánya also contain considerable concentrations of Se. In case of availability of commercial ore reserves, these accumulation might prove to be significant even from the practical viewpoint.

According to the author's investigations, the sulphide minerals of the economically important ore mineralization areas in the western Mátra Mts. (Gyöngyösoroszi), the Velence Mts. (Pátka) and the Rudabánya Mts. have only insignificant Se-content.

The selenium content of the sulphide minerals of the ore mineralization area of the central Mátra Mts. is below the detectability limit of the applied method.

Out of the examined ore indications it is the Hg ore indication of Sárospatak (quarry at Botkő) that shows the highest Se-content: 10 000 p.p.m. In the rest of the areas the Se-concentrations are substantially lower. Of these it is only the pyrite of Csillaghegy and Róka-hegy, the molybdenite of Erdősmecke and the pyrites of the Dunazug Mts. that are conspicuous with regard to their Se-content. As for the ore indications of Tállya, Mád–Bomboly and Szabadbattyán, no Se could be detected in their sulphide minerals.

METASZOMATIKUS ÉRCESEDÉS NYOMAI A BÜKK HEGYSÉG É-i RÉSZÉN

Írta: BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA

A Bükk hegység É-i részén a paleozóos összletben végzendő ércutatást a MÁFI ritkafémkutatói programja keretében felismert – régebben szingenetikusnak tartott – kalkofil elem dúsulási tendencia alapján javasoltuk.

A munka során a felsőkarbon sorozatra vonatkozó adatainkat kiegészítettük a perm képződmények geokémiai vizsgálatával, emellett elvégeztük az ércesedés genetikájára felvilágosítást nyújtó ásvány-kőzettani vizsgálatokat. A kőzetminták színképelemzését a MÁFI Színképlaboratóriuma, az ásvány-kőzettani vizsgálatokat VETŐNÉ ÁKOS É. végezte. Munkánkhöz BALOGH K.: A Bükkhegység földtani képződményei c. monográfiáját és annak 1:100 000-es méretarányú földtani térképét használtuk fel.

A vizsgált képződmények leírása

A Mályinkától D-re eső terület legidősebb képződménye a felsőkarbon agyagpala, mely kevés homokkő- és konglomerátum-betelepülést tartalmaz. Az aránylag egységes agyagpala összlet felső szakaszában mészkőbetelepülések jelennek meg. A felsőkarbon mészkő mikrokristályos, sötétszürke vagy fekete színű. A kőzetben sokszor tapasztalunk vöröses vagy barnás, limonitos elszíneződést, főleg az erősebben töredezett, breccsásodott változatokban, melyekben a limonitosodás mellett kisebb-nagyobb mértékű kovásodás is megfigyelhető. Az összetöredezett mészkő kilúgozott üregeiben az okkeres kitöltés mellett kvarcos–kalcitos szegélybevonatok vannak.

Gyakoriak a kőzetben az egymást metsző *kvarc-, kalcit-, ankerit-erek*, melyek esetenként *magnetit, hematit, galenit, kalkopirit és pirittartalmúak*. Az ankerites, kovás erekben talált ércnyomok mellett, a palásság síkjával párhuzamosan, *frontokban, sávokban jelentkező ércesedést* is találtunk, mely kovásodással jár együtt. *Ércanyaga galenit, pirit, kalkopirit, magnetit és sziderit*.

A képződménysor következő tagja az alsóperm tarka homokkő és agyagpala. A homokkőben gyakoriak a különböző méretű *kvarcerek*, ritmusos kiválású kalcittal és helyenként *sulfidos ércnyomokkal* – galenittel, kalkopirittel és pirittel.

A perm rétegsort sejtes dolomit és a bitumenes felsőperm mészkő összlet zárja.

Szerkezeti viszonyok

Vizsgálatainkat a Bükk hegység É-i részén levő boltozat területén végeztük. A fel-tolódási övekkel kombinált boltozat az É-i Bükk legfontosabb szerkezeti eleme, mely ÉK–DNy-i, majd enyhe ívben K–Ny-i csapásirányba hajolva követhető a Bükk hegység K-i végződéséig, ahol a boltozattengely K-i dőlése miatt a paleozoikumnál fiatalabb mezozoos képződményeket is magába foglalja.

Munkaterületünkől Ny-ra az észak-bükki boltozattal tektonikus öv mentén érint-kező Upponyi-hegység alsókarbon képződményei húzódnak.

Az észak-bükki boltozat jellegzetes szerkezeti eleme a felsőkarbon mészkő–agyag-pala és az alsóperm homokkő–agyagpala sorozat határán keletkezett feltolódási öv. Ebben a hosszan követhető zónában a felsőkarbon és az alsóperm képződmények csaknem függő-leges helyzetűek, breccsásodottak, esetenként kovásodottak, limonitosodottak, kvarcos-kalcitos–sziderites erekkel átjártak és helyenként szulfidos ércnyomokat tartalmaznak.

Adataink szerint ez a mélyszerkezeti öv teremtette meg a kedvező előfeltételeket a metasomatikus folyamatok számára, melyeknek érchozó jellegét terepi megfigyeléseinken kívül a geokémiai és ásvány-kőzettani vizsgálatok is igazolták.

A vizsgálati adatok értékelése

A geokémiai adatok értékeléséhez készített 1. táblázat képződményfajtánként és elemenként (22 nyomelemre) tartalmazza a mértani átlagot és a maximális értéket. Emellett közli a dúsulás mértékét (TUREKIAN–WEDEPOHL átlagértékeihez viszonyítva) és az átlag fölötti dúsulást mutató minták %-os mennyiségét.

A vizsgált rétegsorban az alsóperm homokkőre vonatkozó geokémiai adatok mutatják a legtöbb elem legnagyobb átlagos dúsulását. A homokkőben dúsuló elemek két csoportra oszthatók. Egy részük a lehordási terület sajátosságait tükrözi, ilyenek a Be, Zr, Y, esetleg a Mo és Sn, melyek savanyú magmás kőzetterületről történt lehordására utalnak. A geokémiai adatokat megerősítették a kőzettani vizsgálatok, mert a perm homokkő vékonycsiszolatában savanyú magmatittöredékeket találtunk.

Mindhárom elem dúsulása a torlatképződés lehetősége szempontjából figyelemre méltó, miután a Be 10-szeres, a Zr 4-szeres, az Y 3-szoros dúsulása figyelhető meg. A Mo mennyisége 32-szerese, az Sn 12-szerese a homokkőre vonatkozó átlagoknak. Dúsulási tendenciára utal a Be, Zr, Y magas átlagértékein kívül az is, hogy az anomális dúsulást mutató minták százalékos mennyisége viszonylag nagy.

A perm homokkőben dúsuló elemek másik csoportjának dúsulását másodlagos tényezők okozzák. A dúsuló nyomelemek közül az Ag háromszoros, az As 31-, Co 80-, Cu 10-, Nb 920-, Ni 21-, Sb 740-, Sc 33-, V 4-, Zn 7-szeres dúsulást mutat. A Co, Ni, V és a Zn magas átlagértékei az anomálishan dúsuló minták nagy százalékos mennyiségével társulnak.

A rétegsor többi képződményében nem különíthetők el a dúsulást előidéző okok szingenetikus, ill. másodlagos tényezőkre, miután a másodlagos dúsulás erőteljes volta az elsődleges hatásokat elfedi.

1. táblázat

A Bükk hegységi felsőkarbon–perm képződmények
geokémiai adatainak összesítő táblázata (ppm)

	Perm								Karbon			
	felső		alsó						felső			
	Mészkö		Dolomit		Agyagpala		Homokkő		Mészkö		Agyagpala	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
Ag	7	0,6	27	0,6	17	1	9	1	11	6	8	0,4
	2	0,1	5	0,2	3	0,2	3	0,2	7	0,3	2	0,1
As	12	250	18	250	6	160	7	160	29	250	15	400
	47	47	73	73	3	35	31	31	57	57	10	132
Ba	21	2500	36	1600	33	1000	69	2500	37	160	46	1000
	36	357	45	452	1	423	18	967	31	310	1	523
Be	–	–	–	–	11	16	28	25	1	4	15	4
	–	–	–	–	1	2	10	5	1	0,4	1	2
Co	28	16	45	16	44	60	62	60	45	25	46	60
	47	5	90	9	2	33	80	24	59	6	2	30
Cr	32	40	54	40	28	160	21	160	31	60	53	160
	0,4	17	2	21	1	104	2	61	2	17	1	79
Cu	51	160	27	250	50	160	44	100	23	250	53	160
	10	38	15	69	1	51	10	51	15	60	2	83
Ga	41	25	54	10	33	40	44	40	35	16	46	40
	1	4	1	5	1	28	2	19	1	3	1	18
Mn	41	1600	54	4000	55	1600	30	6000	34	2500	53	1600
	0,4	521	1	1381	1	877	24	1214	1	806	1	796
Mo	5	25	–	–	39	10	21	25	7	100	31	16
	10	4	–	–	2	5	32	6	26	10	3	7
Nb	–	–	–	–	22	60	21	160	2	1000	23	100
	–	–	–	–	2	21	920	46	513	154	3	27
Ni	35	40	27	60	17	160	37	100	20	160	53	100
	1	12	1	28	1	65	21	43	1	17	1	55
Pb	35	160	36	100	66	60	46	100	27	1000	38	160
	3	24	3	31	2	39	7	47	6	51	3	55
Sb	–	–	18	100	6	100	19	160	–	–	23	100
	–	–	165	33	15	22	740	37	–	–	27	41
Sc	–	–	–	–	33	40	28	60	2	16	53	60
	–	–	–	–	1	19	25	25	2	2	0,4	7
Sn	–	–	–	–	39	25	28	25	4	6	30	16
	–	–	–	–	2	10	12	7	6	3	1	6
Sr	51	4000	45	6000	55	1000	35	2500	47	4000	30	4000
	2	1557	2	1450	1	363	33	673	2	984	3	1070
Ti	35	600	45	600	55	2500	28	2500	30	1600	46	2500
	0,4	187	1	344	0,3	1491	1	1722	0,4	193	0,2	1104

	1		2		3		4		5		6	
V	21	40	45	60	28	160	48	160	36	100	46	160
	1	16	1	23	1	108	4	86	1	20	0,5	72
Y	–	–	–	–	28	160	37	250	6	100	15	160
	–	–	–	–	2	45	3	114	0,5	16	2	47
Zn	2	160	9	250	44	400	48	2500	4	160	38	400
	1	21	4	71	3	229	7	99	1	23	3	224
Zr	12	100	54	60	28	1600	21	1000	10	600	30	1000
	2	37	2	43	2	310	4	913	4	78	2	288

Jelmagyarázat:

anomálisan dúsuló minta (%)	maximális érték ppm-ben
dúsulási faktor	mértani átlag ppm-ben

Feltehetően nem szingenetikus a kalkofil elemek dúsulása a perm sejtes dolomitban, ahol az Ag 5-szörös, az As 70-szeres, a Ba 45-szörös, a Co 90-szeres, a Cu 15-szörös dúsulását tapasztaltuk, a képződményre vonatkozó átlagokhoz viszonyítva. Másodlagos hatásra utal a dolomit helyenkénti kovásodása is.

A felsőkarbon mészkő nyomelem-dúsulási tendenciáját az üledékképződés után bekövetkezett folyamatok okozzák. Ezt geokémiai adatainkon kívül a később ismertetendő ásvány-kőzettani vizsgálatok eredményei is igazolják.

A másodlagos hatásra dúsuló elemek közül az Ag 7-szeres, az As 57-szeres, a Co 59-szeres, a Cu 15-szörös, a Mo 26-szoros, a Pb és Sn 6-szoros, a Nb 500-szoros dúsulást mutat. A Mo és Nb a rétegsorban itt szerepel legnagyobb értékkel.

A minták nagy százalékában dúsul az Ag (11%), As (29%), Co (45%), Cu (23%), Pb (27%).

A paleozóos rétegsor két tagja, a felsőkarbon agyaggala és a felsőperm mészkő kalkofil elem dúsulása nem éri el az eddig tárgyalt képződményekben tapasztalt nyomelem-dúsulás mértékét, azonban ezek is a fentiekhez hasonló nyomelemek kisebb mérvű dúsulási tendenciáját mutatják.

Geokémiai adatainkból leszűrt genetikai következtetésünket – mely szerint a kalkofil elemek dúsulási tendenciáját nem szingenetikus folyamatok okozzák – megerősítették az ásvány-kőzettani vizsgálatok eredményei. Ezek rávilágítottak arra, hogy a képződmények egy része metasztatikus kovásodás, szideritesedés hatására átalakult. Azokon a területeken, ahol a metasztatikus folyamatok legerőteljesebben mutatkoznak, teljes anyagkicserélődés ment végbe és megjelentek a metasztatikus kovásodással, szideritesedéssel együtt keletkező ércásványok: magnetit, hematit, galenit, kalkopirit, malachit és pirit. Az ércanyag eloszlása nem egyenletes, helyenként a magnetit dúsulása tapasztalható, másutt a szulfidos ércek mennyisége növekszik.

A perm homokkőben, mely a metaszomatikus folyamatokhoz kevésbé kedvező alapanyagot szolgáltatott, az érchozó oldatok a köztrésekben ritmusos kiválású kvarc–kalcit–sziderit ereket hoztak létre szulfidos ércesedéssel: galenittel, kalkopirittel, pirittel.

Geokémiai és ásvány-kőzettani eredményeink világosan mutatják, hogy nem egyes képződményekhez kötött szingenetikus nyomelem-dúsulásról van szó, hanem az *észak-bükki boltozatban jelentkező, szerkezethez kötött, csaknem valamennyi vizsgált képződményre kiterjedő metaszomatikus ércképződési folyamattal állunk szemben.*

Összefoglalás

A munka eredménye a Bükk hegység területén érchozó metaszomatikus folyamatok felismerése, melynek jelentőségét a Darnó szerkezeti öv közelében végbement ércesedési folyamatokkal kapcsolatos ismereteink kiterjesztése adja.

Továbbiakban feltétlenül szükségesnek látjuk a metaszomatikus folyamatok során keletkezett magnetites–hematitos és szulfidos ércesedés továbbnyomozását az észak-bükki boltozat K-i és DNy-i folytatásában, a vizsgálatokat a mezozoós képződményekre is kiterjesztve.

TRACES OF METASOMATIC ORE MINERALIZATION IN THE NORTHERN BÜKK MOUNTAINS

by

K. BÖJTÖS–VARRÓK

The result of the present work consists in the recognition of metalliferous metasomatic processes in the territory of the Bükk Mountains. This is important because the evidence of the metallization processes in the vicinity of the Darnó Fault Zone could thus be widened.

It is considered to be of utmost necessity to go on tracing further the magnetitic-hematitic and sulphidic ore mineralizations produced by metasomatic processes in the eastern and southwestern continuations of the North Bükk anticline, thus extending the investigations to the Mesozoic formations as well.

ZOSTERA – BRYOZOA – SPIORBIS BIOCÖNÓZIS A BORSODI MIOCÉN BŐL

Írta: RADÓCZ GYULA

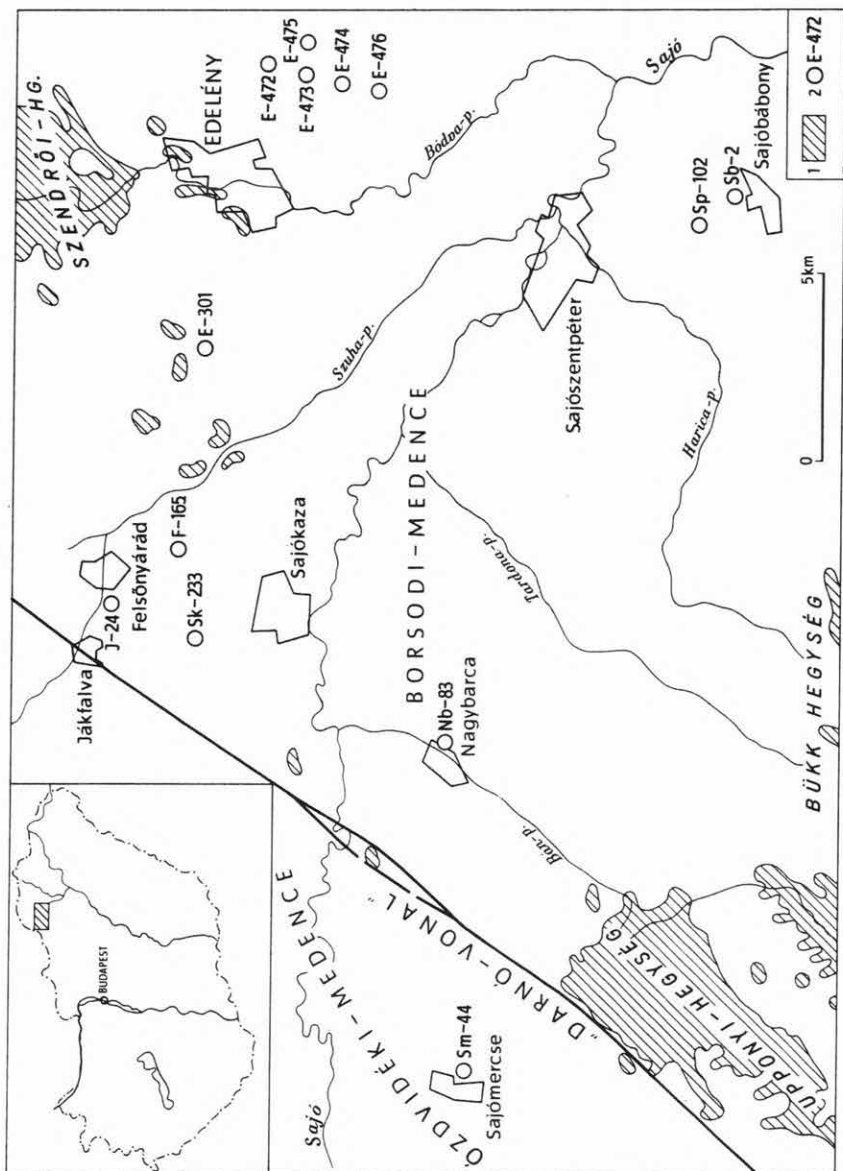
E biocönózist a Bükk hegységtől É-ra, a Borsodi-medence (1. ábra) barnakőszén-kutató mélyfúrásainak anyagfeldolgozása során, a helvét (ottnangien) rétegsorban figyeltük meg (2. ábra).

Az együttes minden jelentősebb barnakőszén-telep fölött megtalálható, pontosabban, a barnakőszén-telepeket követő transzgressziós szakaszok tengeribe hajló, de még csökkentsósvízi homokos és agyagos aleurit összletében mutatkozik, esetenként 1–2 m vastagságú rétegekben (I–II. tábla).

A maradványok megjelenési módja a következő: a helvét összlet kisciklusainak említett szakaszaiban gyakran észlelhető, hogy egyes réteglapok barna fűszálszerű maradványain (tengeri fűféléin) 1 mm körüli nagyságú fehér *Spirorbis* házíkok sorakoznak. Mellettük *Bryozoák* (főként a fűszálakat bekéregző alakok) és egyéb ősmaradványok is megfigyelhetők. Kevés *Spirorbis* a fűszálak mellett szabadon is előfordul.

A tengeri fűfélék 1–2–5 mm szélesek, töredékes hosszuk 40–80 mm és általában igen rossz megtartásúak. Az eddigi vizsgálatok alapján leginkább a *Zostera* (hínár)-, esetleg a *Posidonia* (békaszőlő)-félékkel azonosíthatók, pontos meghatározásuk azonban ma még nem végezhető el. Mintegy 3–4 fajt képviselnek. A 2 mm átlagszélességű lapos fűszálak legtöbbször 1, 6–7, vagy 18–20 ér húzódnak. Mint ismeretes, a tengeri fűfélék általános elterjedésük a mai tengerek sekély mélységű régióiban, egyes fajok 60 m-nél mélyebbre is lehúzódnak. Némelyek csökkentsósvízben, lagúnákban és folyótorkolatokban is előfordulnak, de a tiszta édesvízben már nem találhatók meg. Az apályvonal alatti mélységben élő tengeri rétek homokos–iszapos aljzaton települnek és általában sajátos élővilággal rendelkeznek. A borsodi miocénben a sajátos együttesből a *Bryozoák* és a *Spirorbis*-alakok szinte egyetlen esetben sem hiányzanak a *Zosterák* mellől.

A Bryozoáknak ez ideig két fajt sikerült itt megtalálnunk. Meghatározásukat IFJ. DUDICH E. végezte. A leggyakoribb faj a *Membranipora* cf. *lacroixii* AUDOUIN, amely fűszálakon lemezes bekéregzésként mutatkozik (II. tábla 3.). Ezek az alakok gyakran igen rossz megtartásúak. A faj a burdigalaitól máig ismeretes sekélytengeri rétegekből. Jelenleg a Földközi-, az Északi-, a Keleti- és a Vörös-tengerben, valamint Új-Zéland parti vizeiben él az árapály övtől 720 m-ig. E faj mellett a borsodi miocénben a *Porella cervicornis* (PALLAS) fordul elő. Ez nem bekéregző, hanem önálló telepekkel jelentkezik

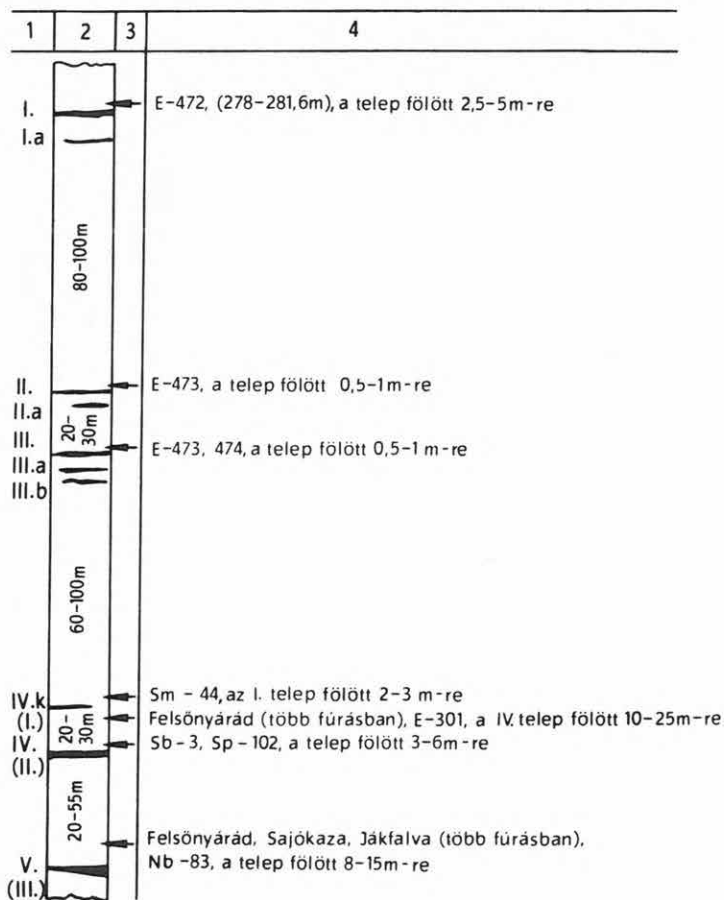


1. ábra. A vizsgált kutatófúrások területének térképvázlata

1. Paleo-mezozoos képződmények a felszínen, 2. a kutatófúrások helye, jele és száma

Fig. 1. Sketch map of exploratory drilling in the region under study

1. Paleozoic-Mesozoic formations on the surface, 2. location symbol and number of exploratory boreholes



2. ábra. A Zostera–Bryozoa–Spirorbis biocönózisok rétegtani helyzete a Borsodi-medence helvét összletében

1. Barnakőszén-telepek jele (az Ózd vidéki telepek jelét zárójelben közöljük), 2. a barnakőszén-telepek helyzete, 3. a biocönózisok helyzete, 4. a biocönózisok vizsgált előfordulási helye a fúrás jelével és számával. – E = Edelény, Nb = Nagybarca, Sb = Sajóbáony, Sm = Sajómercse, Sp = Sajószentpéter

Fig. 2. Stratigraphic position of the Zostera–Bryozoa–Spirorbis biocoenose within the Helvetian complex in the Borsod Basin

1. Symbols of lignite seams (the symbols belonging to the Ózd-region are given in brackets), 2. position of the lignite seams, 3. position of the biocoenoses, 4. location of occurrence of the studied biocoenoses, with the symbol and number of the drilling

(II. tábla 3.). Alakjai a középsőeocéntől kezdve ismeretesek. Jelenleg az Atlanti-óceánban és a Földközi-tengerben élnek, általában 20–100 m (elvéve 250 m) mélységben.

A *Spirorbis*ok 1 mm átmérőjűek, általában rossz megtartásúak s a *Spirorbis (Dexiospira) commutatus* (ROVERETO) alakkörbe sorolhatók.

A nevezett biocönózist bezáró és kísérő rétegek egyéb ősmaradványai: *Liquidambar* termés, *Rotalia beccarii* (L.), *Nonion granosum* (D'ORB.), *Elphidium striatopunctatum* (F. et M.), *Theodoxus pictus* (FÉR.), *Cardium arcella* DUI. és *Ostracodák*. Ezenkívül néhol kevesebb *Pitaria*, *Potamides*, *Ostrea* (kis forma), *Abra*, *Congeria* és *Decapoda* alak is megfigyelhető. Ezek többsége olyan csökkentsósvízi alak, amely a normál sótartalmú tenger közelségét jelzi, de attól, ill. a szóban forgó rétegsor *Robulus*, *Globigerina*, *Corbula*, *Arca* és *Echinoidea*-maradványokat tartalmazó tengeribb összetétől határozottan elkülönülő rétegekben található.

Mint ismeretes, a borsodi helvét összlet ciklusaiban felfelé egyre gyakoribbak a marin képződmények. Az alsó két (V. és IV.) barnakőszén-telepet elválasztó összletben még e biocönózist tartalmazó rétegek képviselik a legsősabb kifejlődést. A IV. telep fölött azonban a tengeribb jellegű corbulás–arcás összetétől már jól elkülönülten jelentkeznek a biocönózist tartalmazó rétegek. Az Egercsehi–Ózdi-medence területéről (ahol a helvét összletben a normál sótartalmú tengeri képződmények sokkal gyakoribbak, mint a Borsodi-medencében) ez ideig csupán az É-i területről (Sajómercse környékéről) sikerült kimutatni ilyen biocönózist.

A fentiek alapján a Borsodi-medence *Zostera*–*Bryozoa*–*Spirorbis* biocönózisai a barnakőszén-telepektől induló ciklusok transzgressziós szakaszának egy közbenső, csökkentsósvízi, árapály öv alatti (20–30 m, esetleg nagyobb vízmélységű) környezetére utalnak. Mint a 2. ábrán látható, minden jelentősebb kisciklus transzgressziós szakaszában megtalálhatók (általában 1–10 m távolságra a barnakőszén-telepek fölött).

E maradványoknak fáciesjelző szerepük mellett közvetlen gyakorlati jelentőségük is van, miután a barnakőszén-kutató fúrások elsődleges anyagvizsgálata során a barnakőszén-telepek közelségét szintén jelzik.

A ZOSTERA–BRYOZOA–SPIRORBIS BIOCOENOSE FROM THE BORSOD BASIN

by
GY. RADÓCZ

This biocoenose was observed to the north of the Bükk Mountains, while processing the material sampled from deep exploratory drilling for Helvetian (Ottangian) lignite (Fig. 2.) in the Borsod Basin (Fig. 1.).

This assemblage occurs above every lignite seam of importance; more precisely, it is present in the sandy and clayey siltsone sequence, still brackish, though tending to

become marine, of the post-lignite transgressional phases in layers occasionally up to 1–2 m thick (Tables I–II).

In the Borsod Basin, the biocoenoses of *Zostera–Bryozoa–Spirorbis* belong to an intermediary brackish-water environment below the tidal zone (20–30 m, or eventually deeper), which existed during the transgression phase subsequent to brown-coal deposition. As can be seen in Fig. 2., they are present in the transgressional phase of every significant microcycle (generally at 1–10 m above the lignite seam).

Beside their role as index fossil, these fossils are of direct practical importance, showing the proximity of the brown-coal deposits already as a result of the primary analysis of lignite exploratory drilling materials.

I. Tábla – Plate I

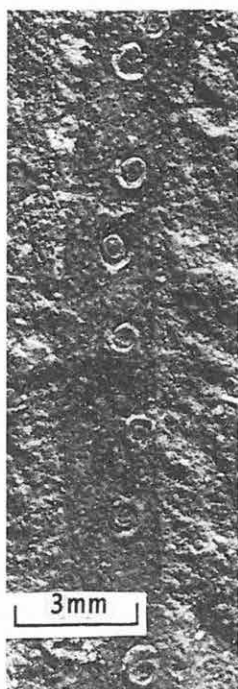
1. Spirorbis és Bryozoák irányított helyzetű Zosterákon. Felsőnyárád 165. sz. fúrás V. barnakőszén-telepe fölött.
- 2–5. Spirorbiszok Zosterákon. A 4. képen Bryozoa is bekérgezte a Zosterákat (de mindkettő igen rossz megtartású); az 5. képen a függőlegesen álló Zostera erezete helyenként szépen látszik.
Borsodi-medence, IV–V. barnakőszén-telep között.

* * *

1. Spirorbis and Bryozoa on oriented Zostera specimens. Above lignite seam No V, in borehole Felsőnyárád-165.
- 2–5. Representatives of Spirorbis on Zostera specimens. The Zostera specimens in Fig. 4. are coated (incrustation) (both Bryozoas are, however, poorly preserved); in Fig. 5. the veining of vertically standing Zostera can be seen here and there.
Borsod Basin, between lignite seams IV and V.



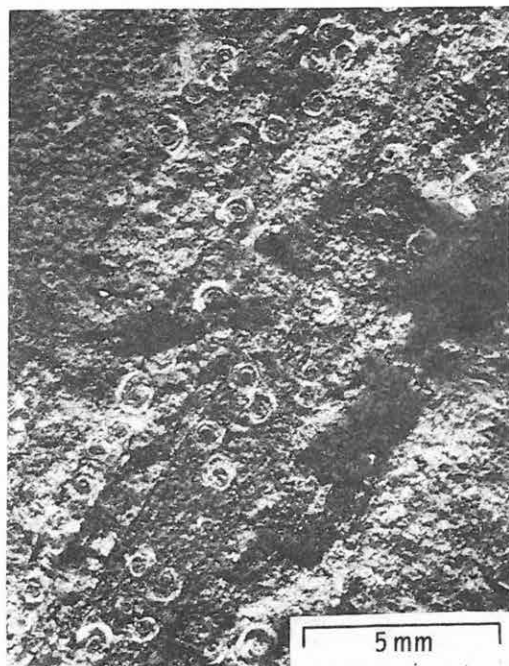
1



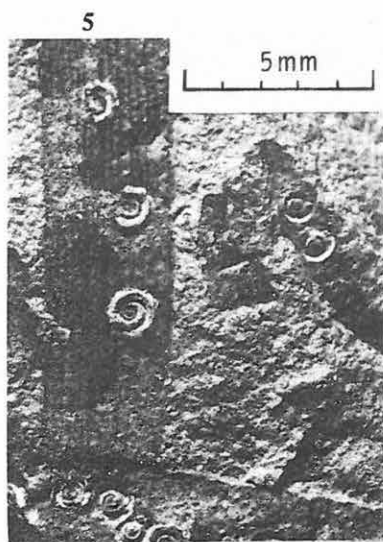
2



3



4



5

II. Tábla – Plate II

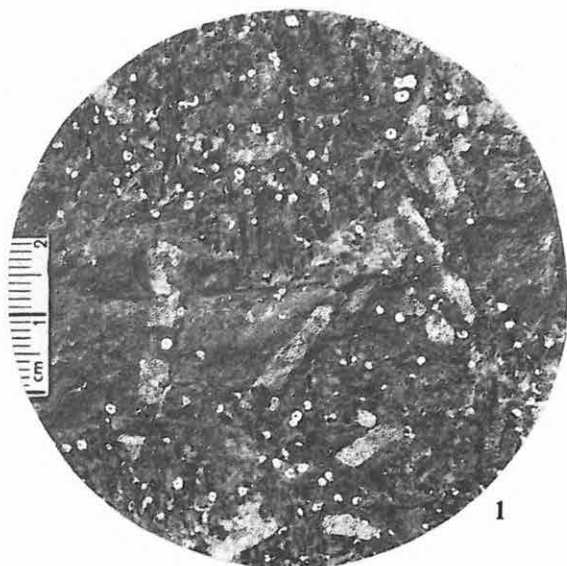
1. *Zostera*–*Bryozoa*–*Spirorbis* biocönózis. A *Zosterákat* vékony fekete szálcscák, a *Bryozoákat* a vastagabb fehér rudacsok, a *Spirorbiszokat* pedig az apró fehér pontok jelzik.
Edelény 473. sz. fúrás II. telepe fölött.
2. Ua. kevesebb *Bryozoával*.
Sajószentpéter 102. sz. fúrás IV. telepe fölött.
3. *Bryozoák* a Felsőnyárád 165. sz. fúrás V. barnakőszén-telepe fölötti biocönózisból. A hosszabbak *Zosterát* bekéregzőek (*Membranipora*), míg a kép bal alsó sarkában az önálló telepeket alkotó (*Porella*) alak látható. A képen néhány *Theodoxus* vázának részlete is látható.
4. *Zostera*–*Bryozoa*–*Spirorbis* biocönózis, bekéregző *Bryozoa*-teleppel (a kép jobb felső részén).
Edelény 473. sz. fúrás II. telepe fölött.
5. Ua. önálló *Bryozoa*-telep töredékekkel.
Felsőnyárád 165. sz. fúrás V. barnakőszén-telepe fölött.

* * *

1. *Zostera*–*Bryozoa*–*Spirorbis* biocoenose. The representatives of *Zostera* are denoted by thin black lines, the *Bryozoas* by thicker white bars, while the *Spirorbis* by small white dots.
Above seam II in borehole Edelény-473.
2. The same but with fewer *Bryozoas*.
Above seam IV in borehole Sajószentpéter-102.
3. *Bryozoas* from the biocoenose above lignite seam No V in borehole Felsőnyárád-165. The longer forms occur as incrustations on *Zostera* specimens (*Membranipora*), while in the lower corner of the figure a species (*Porella*) forming individual colonies can be observed. Parts of a few *Theodoxus* tests can be seen in the figure, too.
4. *Zostera*–*Bryozoa*–*Spirorbis* biocoenose, with incrusting bryozoan colonies (in the upper right corner of the figure).
Above seam II in borehole Edelény-473.
5. The same with remnants of individual bryozoan colonies.
Above seam No V in borehole Felsőnyárád-165.



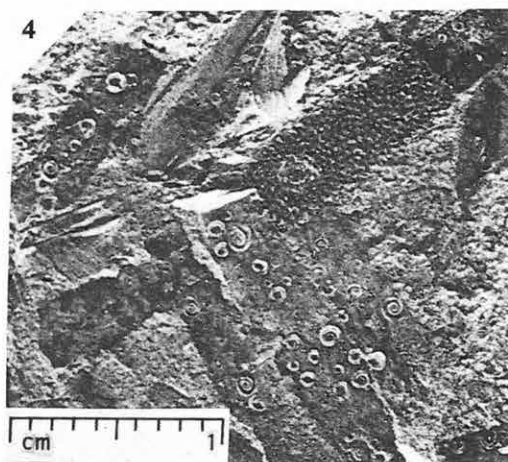
3



1



2



4



5

A FÓT ÉS CSOMÁD KÖZÖTTI TERÜLET HARMADIDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEI

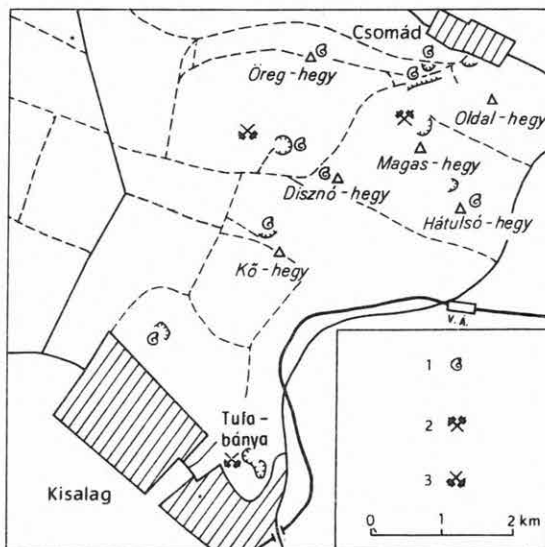
Irta: HALMAI JÁNOS

Kutatástörténeti áttekintés

A gödöllői dombvidék ezen ÉNy-i, morfológiailag szigetszerűen kiemelt részén található oligocén–miocén képződmények tanulmányozásának nagy jelentőségére mutatott rá már korábban is a hazai miocén több kiváló kutatója (ID. NOSZKY J. 1929, 1935, HORUSITZKY F. 1926 és mások), főleg a határviták – csomádi anomias homok, praescabariusculusos homok – során. Az utolsó részletes felvétel 1938-ban volt, ezért szükségszerűvé vált a reambuláció. A terület fontosságát figyelembe véve szakdolgozati témaként, a Magyar Állami Földtani Intézet támogatásával, 10 km²-nyi terület rétegtani és őslénytani vizsgálatát végeztem el Fót és Csomád között (1. ábra).

Fentiek alátámasztására részletes tárgyalás és kritikai értékelés nélkül csak utalok a területről készült munkákra, megemlítve BEUDANT, F. S. (1922), SZABÓ J.

(1858), BÖCKH J. (1872), VOGL V. (1907), HALAVÁTS GY. (1910), TELEGDY RÓTH K. (1912), STRAUZ L. (1925), HORUSITZKY F. (1926, 1934), ID. NOSZKY J. (1929, 1935), WEKERLE I. (1932), ROZLOZNIK P. (1935), BARTKÓ L. (1937), PÁVAI VAJNA F. (1938), MAJZON L. (1939), SCHMIDT E. R. (1939), SZENTES F. (1948), CSIKY G. (1956), CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1960) munkásságát. E sorból



1. ábra. A Fót és Csomád közötti terület vázlatos helyszínrajza

1. Ősmaradvány-lelőhely, 2. működő bánya, 3. felhagyott bánya

Abb. 1. Lageskizze des Zwischenraumes von Fót und Csomád

1. Fossilfundort, 2. Grube in Betrieb, 3. aufgelassene Grube

külön kiemelném ROZLOZSNIK P. térképező munkáját, amely során a ma elkülöníthető képződmények 95 %-át felismerte és megállapította helyes egymásutániságukat.

Rétegtani felépítés

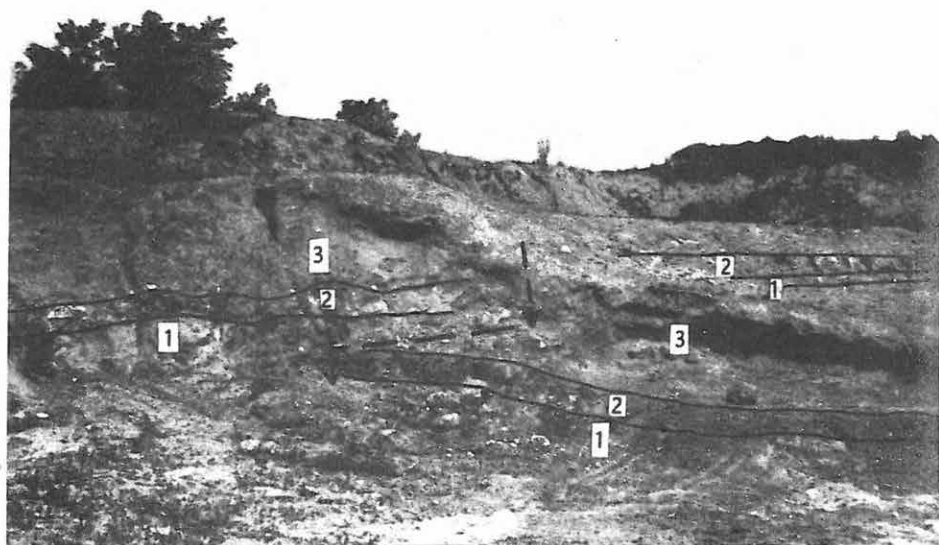
A triász alaphegységet, a felsőeocént és az idősebb oligocén képződményeket SCHMIDT E. R. (1939) és CSÍKY G. (1956) részletesen ismertette az őrszentmiklói, veresegyházai és csomádi szénhidrogénkutató fúrásokat tárgyaló munkájában. Ezek ismétlésétől eltekintünk.

Oligocén

Egerien

Molluszkás, homokos agyag

A csomádi Disznó-hegy ÉNy-i nyúlványán levő felhagyott kavicsbányában (1. ábra) tanulmányozható. A feltárás szelvényének alsó tagozatát (2. ábra) alkotja. Az alsó réteg 80 cm kékesszürke agyag. Homoktartalma 10 %, kőzetliszt 40 %, CaCO_3 -tartalma



2. ábra. Disznó-hegy ÉNy-i nyúlványán levő kavicsbánya

1. Egerien, molluszkás, homokos agyag, 2. ottngangien, nagy-pectenes-anomiás homok, homokkő,
3. ottngangien, *Chlamys angelonii*-s kavics, homok

Abb. 2. Schottergrube am NW-Ausläufer des Disznó-hegy

1. Egerien, molluskenführender sandiger Ton, 2. Ottngangien, Sande und Sandsteine mit grosswüchsigen Pecten und Anomien, 3. Ottngangien, Schotter und Sand mit *Chlamys angelonii*

13–18 %. Felső rétege 70 cm barnásszürke agyag, 30 % homoktartalommal. A tagozatból kevés Foraminifera, Ostracoda, Spatangida, 17 Lamellibranchiata-, 3 Gastropoda-faj és 1 indet. Echinodermata-lenyomat került elő. Faunalistáját az 1. táblázat tartalmazza.

Fácies: A faunaegyüttes egyértelműen a sekély szublitorális zónára – esetleg annak védettebb részére – jellemző. A tengermélység maximálisan 30 m-re becsülhető, a tengervíz sótartalma 30 ‰ körül ingadozhatott.

Kronológiai értékelés: 6 faj került elő, mely kizárólag az egerien emelet idején élt: *Cerastoderma edule thunense*, *Acanthocardia bojorum*, *Corbula descendens*, *Lutraria oblonga soror*, *Turritella beyrichi*, *Protoma diversicosata*. A felsorolt fajok, valamint a budafoki facio-sztratotípussal való kőzettani és őslénytani hasonlósága (hasonló biofácies) alapján a kavicsbánya alsó tagozata bizonyíthatóan az egerien emelet felső részébe sorolható.

Miocén

Eggenburgien

A vizsgált területen egyaránt hiányoznak az eggenburgien szárazföldi és tengeri képződményei. Ez a kavicsbányában észlelhető diszkordancia alapján egész Fót környékére valószínűsíthető.

Ottningien

Nagy-pectenes–anomiás homok, homokkő

Ez a típusos transzgressziós bázisképződmény (2. ábra) az előző fejezetben említett kavicsbánya középső tagozatát alkotja. Az egerien agyagra *diszkordánsan* települ. Vastagsága 70–100 cm. Kőzettilag változatos, gyakori a lencsés kifejlődés.

Az alsó részén uralkodóan zöldesszürke, középszemcsés homok található, egyes lencsékben „óriás”-kavicsokkal. A homok közepesen osztályozott, szemcséi nem koptattak. Nehézsásványai kizárólag metamorf eredetűek: magnetit, gránát, zoizit, turmalin, tremolit, staurolit, epidot, klorit, rutil, disztén. Uralkodó mennyiségű a gránát. A könnyű frakció 1–2 muszkovitlemezen kívül metamorf eredetű kvarcból áll. Az „óriás”-kavicsok eléri a 40–50 cm-es nagyságot. Közöttük elég gyakori a kovásodott fatörzs. A kavicsok anyaga: kvarc, kvarcit, gneisz, metamorf pala(?). A lencsés településű aprókavics szemcsenagysága 5 mm – 4 cm, anyaga kizárólag kvarc, kvarcit, lidit. Más lencséből erősen limonitos–durvaszemcsés homok, szürkésbarna nem koptatott homokkő, márga és levelesen elváló agyag került elő. A homokkő kötőanyaga limonitos–karbonátos. Az elegyrészek nagysága finom- és durvaszemcsés között változik. Fő alkotórész a szögletes kvarc, mellette kevés földpát és jelentős mennyiségű metamorf kvarc jelentkezik. Igen gyakoriak a Bryozoa-töredékek. A homokkő cementációja feltehetően egyidejű az üledék-képződéssel. A márga és a levelesen elváló agyag világosszürke, világossárga színű. Ős-maradványt nem tartalmaz. Feltételezhetően az egerien agyag áthalmazódása, átiszapoló-

Az egerien homokos agyag faunája és az egyes fajok kronológiai elterjedése

	Rupélien	Egerien	Eggenburgien	Ottmangien	Kárpátien	Bádenien
<i>Lamellibranchiata</i>						
<i>Nucula</i> sp.						
<i>Nucula</i> cf. <i>comta</i> GOLDFUSS, 1837						
<i>Nucula comta</i> GOLDFUSS, 1837	+	+				
<i>Lucina</i> sp.						
<i>Saxolucina bellardiana</i> (MAYER, 1864)	+	+	+	+	+	+
<i>Lucinoma</i> sp.						
<i>Lucinoma</i> cf. <i>borealis</i> (LINNÉ, 1767)						
<i>Thiasira</i> cf. <i>flexuosa</i> (MONTAGU, 1803)						
<i>Cerastoderma edule thunense</i> MAYER, 1887		+				
<i>Acanthocardia bojorum</i> MAYER, 1887		+				
<i>Venus</i> sp.						
<i>Pitar</i> sp.						
<i>Pitar polytropha</i> ANDERSON, 1958	+	+	+			
<i>Pitar</i> cf. <i>beyrichi</i> (SEMPER, 1861)						
<i>Angulus</i> sp.						
<i>Angulus nystii</i> (DESHAYES, 1860)	+	+	+			
<i>Macoma elliptica</i> (BROCCHI, 1814)	+	+	+	+	+	+
<i>Lutraria oblonga soror</i> MAYER, 1867		+				
<i>Lutraria</i> cf. <i>lutraria jeffreysi</i> (DE GREGORIO, 1884)						
<i>Corbula</i> sp.						
<i>Corbula descendens</i> (VON KOENEN, 1893)		+				
<i>Corbula gibba</i> (OLIVI, 1792)	+	+	+	+	+	+
<i>Tracia</i> sp.						
<i>Gastropoda</i>						
<i>Turritella</i> sp.						
<i>Turritella venus</i> (D'ORBIGNY, 1852)		+	+			
<i>Turritella beyrichi</i> HOFMANN, 1870		+				
<i>Protoma diversicostata</i> SANDERBERG in GÜMBEL, 1861		+				

dása során kerülhetett ebbe a szintbe. A felső szintben már uralkodóvá válnak a 3–5 cm-es kavicsok, melyek a felette következő szintben jutnak túlsúlyra. Ősmaradványt kizárólag a lazábban cementált homokos lencsék tartalmaznak. A kagylók 85 %-a kőbél. 1–2 Ostracoda, Spatangida, 54 Lamellibranchiata, 9 Gastropoda, 1–1 Balanus, Bryozoa és Echinodermata került elő. A faunalistát a 2. sz. táblázat tartalmazza.

Ezzel a szinttel azonosítottam a csomádi templomtól D-re 150 m-re található erősen limonitos, középszemcsés homokot, melynek vastagsága közel 2 m. Nehézásványai: kvarc, metamorf kvarc, gránát, muszkovit, klorit, limonit, disztén, turmalin, biotit. Meghatározhatatlan Ostreákat és nagyon rossz megtartású egyéb molluszkát is tartalmaz, melyek közül még töredékes példányt sem sikerült gyűjteni.

Fácies: A meghatározott faunaegyüttes meleg–mérsékelt (mediterrán) égví tengerre jellemző. A litorális zóna 10–20 m-es mélységében, erősen mozgatott, árapály által érintett partközeli sávra jellemző. A tengervíz sótartalma 30–32 ‰ közötti lehetett.

Kronológiai értékelés: Csak egy értékelhető faj került elő, a *Chlamys malvinae*. Ez a faj ottnangiennél idősebb képződményekben nem fordul elő, bár a bádenien emelet végéig élt. A ottnangienbe sorolást alátámasztja a képződmény közettani „önállósága” a szomszédos litológiai egységek felé. A kárpátien emeletbe sorolást kizárja, hogy a chlamyszos homok és e szint közt még egy tagozat helyezkedik el, ugyanis ma általánosan elfogadott, hogy az Északi-középhegység területén a chlamyszos homok a kárpátien transzgresszió bázisképződménye.

Bár a biofácies nagyon hasonlít az eggenburgien nagy-pectenes–anomiás rétegekére, a fentiek alapján bizonyítottnak látom az ottnangien emeletbe sorolását.

Chlamys angelonii-s–anomiás homok, kavics

A rétegtagozat két feltárásban tanulmányozható. Az egyik az előző képződményeknél már említett kavicsbánya, a másik a csomádi templomtól DNy-ra 200 m-re levő feltárás. A kavicsbányában a szelvény felső rétegtagozatát alkotja, ahol a fekéből *folymatosan fejlődik ki*. Fedője nem észlelhető, de feltételezhető a chlamyszos homok konkordáns települése. A csomádi templom közelében levő feltárásban a feké és a fedő sem észlelhető.

A kavicsbánya feltárása: A szürke kavicsösszlet mérhető vastagsága a kavicsbányában 4 m. A kavicsok mérete 2–6 cm, ritkán a 10 cm-t is eléri. Jól lekerekítettek, anyaguk főképp kvarc, kvarcit, lidit, elvéve bitumenes fekete mészkő, homokkő. Az összlet felépítésében 20–30 %-nyi mennyiségben kissé meszes homok is részt vesz. Felső részében 50 cm vastag, 10 m széles konglomerátum-tömb található. Kötőanyaga márgás, erősen meszes. Átmenete a kavicsba teljesen folyamatos. A szelvény Ny-i részén gyakoriak a limonitsávok. Ezek egyenlő vastagságúak és azonos távolságra követik egymást. Gyakoriak a mészgumószerű képződmények is.

A csomádi templomtól 200 m-re levő feltárás: Zöldesszürke, gyengén tufás, durvaszemcséjű homok. Osztályozatlan, ásványzemcséi szögletesek. 2–5 cm-es meszes lencsék és kevésbé meszes rétegek váltakozásából áll. Nehézásványai: gránát (sok), magnetit, turmalin, zoizit, staurolit, bázisos plagioklász. A szemcséken gyakori a limonitos bevonat. Az ásványok metamorf lehordási területre utalnak.

Az összlet mikrofaunát nem tartalmaz. A molluszkák közül 10 faj, illetve 2 Brachiopoda-faj került elő. A kavicsbányában jellemző a Chlamyszok és Ostreák túlsúlya,

Az ottngangien nagy-pectenes – anomias homok–homokkő faunája
(I., II. tábla) és az egyes fajok kronológiai elterjedése

	Egerien	Eszenburgien	Ottngangien	Kárpátien	Bádenien
<i>Lamellibranchiata</i>					
<i>Yoldia</i> sp.					
<i>Yoldia</i> cf. <i>rovasendae</i> SACCO, 1898					
<i>Glycymeris</i> sp.					
<i>Glycymeris</i> aff. <i>cor</i> (LAMARCK, 1805)					
<i>Glycymeris pilosa deshayesi</i> (MAYER, 1868)	+	+	+	+	+
<i>Chlamys</i> sp.					
<i>Chlamys incomparabilis</i> (RISSO, 1826)	+	+	+		+
<i>Chlamys opercularis</i> LINNÉ, 1758		+	+	+	+
<i>Chlamys malvinæ</i> DUBOIS, 1851			+	+	+
<i>Flabellipecten</i> sp. I. típus (tournali-incrassata átmeneti alak)					
<i>Flabellipecten</i> sp. II. típus					
<i>Lima (Acesta)</i> cf. <i>miocenica</i> (SISMONDA, 1842)					
<i>Lima (Limatula)</i> sp.					
<i>Anomia</i> sp.					
<i>Anomia ephippium</i> LINNÉ, 1758		+	+	+	+
<i>Anomia ephippium rugulostriata</i> BROCCHI, 1814		+	+	+	+
<i>Anomia ephippium pregibbosa</i> SACCO, 1900		+	+	+	+
<i>Anomia ephippium costata</i> BROCCHI, 1814		+	+	+	+
<i>Anomia ephippium orbiculata</i> (BROCCHI, 1814)		+	+	+	+
<i>Anomia ephippium aspera</i> PHILIPPI, 1844		+	+	+	+
<i>Modiolus</i> sp.					
<i>Astarte</i> sp.					
<i>Cyclocardia scalaris</i> (SOWERBY, 1825)	+	+	+	+	+
<i>Lucina</i> sp.					
<i>Lucinoma</i> aff. <i>borealis</i> (LINNÉ, 1766)					
<i>Lucinoma</i> cf. <i>barrandei</i> (MAYER, 1871)					
<i>Taras (Diplodonta)</i> sp.					
<i>Taras (Diplodonta) rotundata</i> (MONTAGU, 1803)	+	+	+	+	+
<i>Taras (Diplodonta) trigonula</i> (BRONN, 1848)		+	+	+	+
<i>Cardium</i> sp.					
<i>Laevicardium</i> sp.					
<i>Venus</i> sp.					
<i>Venus multilamella</i> LAMARCK, 1818	+	+	+	+	+

2. táblázat folytatása

	Egerien	Eggenburgien	Ottngangien	Kárpátien	Bádenien
<i>Pitar</i> sp.					
<i>Pitar italica subtriangula</i> (SACCO, 1900)		+	+	+	+
<i>Tellina</i> sp.					
<i>Tellina</i> cf. <i>incarnata</i> LINNÉ, 1758					
<i>Donax</i> sp.					
<i>Psammobia</i> sp.					
<i>Psammobia</i> cf. <i>faeroensis</i> (CHEMNITZ, 1782)					
<i>Sanquinolaria</i> cf. <i>vespertina</i> (CHEMNITZ, 1792)					
<i>Solenocurtus antiquatus vindobonensis</i> (MEZNERICS, 1954)		+	+	+	+
<i>Solen</i> sp.					
<i>Ensis</i> sp.					
<i>Ensis</i> cf. <i>ensis</i> (LINNÉ, 1758)					
<i>Lutraria</i> sp.					
<i>Ervilia</i> sp.					
<i>Ervilia pusilla</i> (PHILIPPI, 1836)		+	+	+	+
<i>Corbula</i> sp.					
<i>Corbula gibba</i> (OLIVI, 1792)	+	+	+	+	+
<i>Thracia</i> sp.					
<i>Thracia</i> cf. <i>convexa</i> (WOOD, 1815)					
<i>Thracia pubescens</i> (PULTNEY, 1799)	+	+	+	+	+
Gastropoda					
<i>Patella</i> sp.					
<i>Turritella</i> sp.					
<i>Turritella</i> cf. <i>terebralis</i> LAMARCK, 1822					
<i>Turritella vermicularis</i> BROCCHI	+	+	+	+	+
<i>Protoma</i> cf. <i>cathedralis quadricincta</i> (?) SCHAFFER					
<i>Fusus</i> sp.					
<i>Cylichna</i> sp.					
<i>Scaphander</i> sp.					
<i>Vermetus</i> sp.					
<i>Balanus</i> indet.					
Bryozoa					
<i>Lunulites</i> sp.					
<i>Echinodermata</i> indet.					

a csomádi feltárásban pedig az Anomiák, Chlamys töredékek és a Mühlfeldtia nagy száma. Jellemző az összletre a *Chlamys angelonii* nagy mennyisége mindkét feltárásban. A faunalistát a 3. sz. táblázat tartalmazza.

3. táblázat

Az ottngangien – Chlamys angelonii-s – anomias homok, kavics faunája (II., III. tábla) és az egyes fajok kronológiai elterjedése

	Disznó-hegy	Csomádi feltárás	Eggenburgien	Ottngangien	Kárpátien	Bádenien
<i>Lamellibranchiata</i>						
<i>Hinnites ercoliana</i> COCCONI, 1873		+		+	+	
<i>Chlamys</i> sp.	+	+				
<i>Chlamys angelonii</i> (MENEHINI, 1859)	+	+		+	+	+
<i>Chlamys opercularis</i> LINNÉ, 1758		+	+	+	+	+
<i>Chlamys</i> ex gr. <i>opercularis</i> LINNÉ, 1758	+					
<i>Chlamys</i> cf. <i>malvinae</i> DUBOIS, 1851		+				
<i>Chlamys malvinae</i> DUBOIS, 1851	+			+	+	+
<i>Chlamys multistriata</i> (POLI, 1791)		+	+	+	+	+
<i>Chlamys</i> ex gr. <i>tourнали</i> DE SERRES, 1829	+					
<i>Anomia ephippium</i> LINNÉ, 1758	+	+	+	+	+	+
<i>Crassostrea gryphoides</i> (SCHLOTTHEIM, 1813)	+		+	+	+	+
<i>Ostrea</i> sp.	+					
<i>Ostrea frondosa</i> DE SERRES, 1829	+		+	+	+	?
<i>Ostrea lamellosa</i> BROCCHI, 1814	+		+	+	+	+
<i>Brachiopoda</i>						
<i>Terebratula sinuosa pedemontana</i> (LAMARCK, 1818)		+		+	+	
<i>Mühlfeldtia truncata oblita</i> (MICHELOTTI, 1839)		+		+	+	

Fácies: A meghatározott fajok típusos melegvízi alakok, mai rokonaik a mediterrán zónából ismeretesek. A litorális zónában 15, max. 27 m mélységben élhettek. A tengervíz sótartalma 32 ‰ körül lehetett.

Kronológiai értékelés: 5 faj volt értékelhető: *Hinnites ercoliana*, *Chlamys malvinae*, *C. angelonii*, *Terebratula sinuosa pedemontana*, *Mühlfeldtia truncata oblita*. Ezek a miocénben csak az ottngangien emelettől kezdve ismertek, nincsenek meg az eggenburgien loibersdorfi típusú faunájában és csak a *Chlamys malvinae* és a *C. angelonii* található meg a bádenien emeletben is. A többi faj bádenien emeletbeli előfordulására hazai adat nincs. Ezen fajok, valamint a felette következő chlamyszos homok – a Cserhát-

ban végig követhető és jól rögzíthető kárpátien bázisszint – alapján a *Chlamys angelonii*-s összlet az ottngien emelet felső részébe sorolható.

K á r p á t i e n

Ősmaradvány-mentes homokos kavics

Két feltárásban vizsgálható a csomádi Magas-hegy ÉK-i és DNY-i oldalán. Az ÉK-i kavicsbányát ma is művelik. A két feltárás kifejlődése azonos.

A képződmény vastagsága 8 m. Szürke, jól rétegzett, ősmaradvány-mentes, homokos kavicsösszlet. A rétegzettséget a sűrű limonitsávok alapján lehet felismerni. Az 1–6 cm átmérőjű kavicsok anyaga kvarc, kvarcit, mészkő. Mennyiségük a limonitsávokban jóval nagyobb, mint a köztes rétegekben. Feltételezhető, hogy a Magas-hegy tetejét borító bryozoás mészkő közvetlenül a kavicsösszleten települ. Ennek alapján, a chlamyszos homok heteropikus fáciesének véve, feltételezhetően a kárpátien emeletbe sorolható. Fúrás segítségével el lehetne dönteni, hogy a kavicsösszlet alsó része esetleg az ottngienben képződött.

Chlamyszos homok–homokkő

Típusos feltárása a kisalagi Kő-hegy É-i oldalán, az egykori Imreháza-major romja mellett található (3. ábra). A fekükképződmény felé átmenet nem figyelhető meg, a település feltételezhetően *konkordáns*.

Az összlet vastagsága 6,3 m. Uralkodóan keresztarétegzett, finom- és középszemű homok, jól követhető szintekben közbetelepült, 20–40 cm vastag, max. 2 m vízszintes kiterjedésű homokkő-lencsékkel. A homok sárga–barnássárga–vörösbarna színű, erősen limonitos, lemezesen rétegzett. A homokban egyes sávokban 0,5–2,0 cm-es zöldesszürke agyagbetelepülés észlelhető. Nehézasványai metamorf eredetűek, többségük metamorf kvarc, plagioklász, kevés zöld amfibol.

A homokkövek kötőanyaga kalcit. Elszórtan Bryozoa-töredéket is tartalmaznak.

A homokkőlencsék főként a feltárás felső harmadában uralkodóak. Ebben a részben megnő a karbonáttartalom, ami a bryozoás mészkőbe történő átmenetet jelzi. Az egész rétegtagozatra jellemző a Chlamyszok nagy száma, főleg a felső, meszes rétegekben. Mintegy 95 %-uk konvex oldalával felfelé irányítottan helyezkedik el. A búb DK-i irányban áll.

Eltérő kifejlődés látható a Csomád községből az Oldal-hegyre vezető út bevágásában: szürkés–zöldes színárnyalatú, homokos, meszes kötőanyagú konglomerátum (kvarc, kvarcit). A Chlamyszok vastagabb héjúak, nagyobb termetűek, mint a kő-hegyi típusok.

Ugyanez a típus fordul elő az Öreg-hegyen is, ahol tektonikusan, vető mentén érintkezik a fedő bryozoás mészkővel.

A faunagyűjtés során több Foraminifera-faj, 1 Radiolaria, 11 Lamellibranchiata, 3 Brachiopoda, 2 Cidaris-tüske, 1 Bryozoa került elő. A kagylók közül a Chlamyszok a fauna 90 %-át alkotják. A faunalistát a 4. sz. táblázat tartalmazza.



3. ábra. A Kő-hegy É-i oldalán levő chlamyszos homok-feltárás (kárpatien). (Foto: HALMAI J.)
 Abb. 3. Aufschluss von chlamysführendem Sand (Karpátién) am Nordhang des Kő-hegy. (Foto: J. HALMAI)

Fácies: Mindegyik alak jól átvilágított, oxigéndús, erősen mozgatótt vízű sekélytengeri környezetet utal. Tengermélység 15, max. 40 m lehetett.

Kronológiai értékelés: Szintjelző alak nem került elő. Két Molluszkafaj van, mely eddigi ismereteink szerint csak az ottnangián–kárpatien emeletekre szorítkozik, ez a *Hinnites ercolaniana* és a *Flabellipecten vinassai* és ugyancsak kettő, mely a kárpatien emeletben jelenik meg: a *Pecten revolutus* és a *Terebratula macrescens*. Ezeket a fajokat nem fogadtam el biztos korhatározónak, bár jellemzőek a kárpatien rétegekben, különösen a *Pecten revolutus*. A kárpatien emeletbe sorolást az északi-középhegységi analógia alapján tartottam szükségesnek.

Bryozoás homok, meszes homokkő, durva mészkő

A területen ez a képződmény található a legnagyobb elterjedésben. Ez fedi a Kő-hegy–Kisalag közötti területet, a Disznó-hegyet, a Hátulsó-hegy egy részét, a Magas-hegyet és az Oldal-hegyet. Két szép feltárása van: az egyik Kisalag Ny-i szélétől, a műúttól ÉK-re 500 m-re, a másik az Oldal-hegy – már az előző fejezetben említett – útbevágásában. Az utóbbi feltárásban látható, hogy a fekvő kő-hegyi chlamyszos homokra *konkordánsan* települ. Felfelé a határ nem észlelhető.

Kisalagi feltárás: Legalsó rétege egy szemétdörben figyelhető meg. Sárgás színű, finomszemű homok, kemény márgás lencsével. A felső rétegek a dombon levő „bányában” tanulmányozhatók.

A kárpáti chlamyszos homok – homokkő faunája
(II., III., IV. tábla) és az egyes fajok kronológiai elterjedése

	Oldal-hegy	Kő-hegy	Eggenburgien	Ottmangien	Kárpátien	Bádenien
Lamelibranchiata						
<i>Hinnites</i> sp.	+	+				
<i>Hinnites ercolaniana</i> COCCONI, 1873		+		+	+	
<i>Pecten revolutus</i> MICHELOTTI, 1847		+			+	+
<i>Flabellipecten vinassai</i> UGOLINI, 1907		+		+	+	
<i>Chlamys bollenensis</i> (MAYER, 1876)		+	+	?	+	
<i>Chlamys macrotis</i> SOWERBY, 1847		+		+	+	+
<i>Chlamys multistriata</i> (POLI, 1791)		+	+	+	+	+
<i>Chlamys scabrella</i> LAMARCK, 1819	+	+	+	+	+	+
<i>Chlamys scabrella hungarica</i> MEZNERICS, 1960	+	+		+	+	
<i>Ostrea edulis</i> LINNÉ, 1766		+	+	+	+	+
<i>Anomia ephippium</i> LINNÉ, 1758			+	+	+	+
<i>Modiolus</i> sp.	+					
Brachiopoda						
<i>Terebratula</i> n. sp.		+				
<i>Terebratula macrescens</i> DREGER		+			+	+
<i>Terebratula cf. sinuosa pedemontana</i> (LAMARCK, 1818)		+		+	+	+
Bryozoa						
<i>Reptomulticava</i> sp.	+	+				

Finomszemcséjű, keresztretegződéses, meszes homok, közbetelepült kavicsos durvamész-kő-lencsékkel. A lencsék vastagsága 2–10 cm, kiterjedésük eléri a 2 m²-t is. Igen gyakoriak a keresztretegződések zárószögében. Karbonáttartalma 19–30 %. Ez elég alacsonynak tűnik, de figyelembe kell venni a kavicsok (kvarc) viszonylag nagy mennyiségét, valamint azt, hogy ez a képződmény biolithosornak tekinthető, melyben az aragonit mennyisége is néha elég nagy. Vékonycsiszolatban közepesen lekerékített metamorf kvarckavicsok láthatók. Gyakoriak a limonitszemcsék és a Bryozoa-metszetek. Jellegzetessége a kifejlődésnek, hogy Molluszka-faunát nem tartalmaz. Feltárt vastagsága 10 m.

Oldal-hegyi feltárás: Közvetlenül a chlamyszos homokkő-konglomerátumra bryozoás homok települ. Jól rétegzett, keresztretegződés nem figyelhető meg. Színe fehéressárga. Ez a réteg 1 m vastag, felette újból megjelenik a chlamyszos homokkő-konglomerátum 0,5 m vastagságban. Kifejlődése hasonló az alsó rétegehez, csak jóval meszesebb. Felette ismét fehéressárga bryozoás homok következik (4 m), míg végül az Oldal-hegy tetején durva, kissé limonitos, sárga színű mészkő található (1 m).

Molluszka-fauna nem került elő. 64 Foraminifera-fajt, Radiolariát, szivacsút, Ostracodát és Spatangidát sikerült kimutatni. Tömegesen, kőzetalkotó mennyiségben vannak jelen a Bryozoák és igen nagy számban Balanuszok. A Bryozoák határozása igen nehéz, ezért csak alakköröket határoztam meg: *Cellaria* sp., *Reteropora* sp., *Crisia* sp., *Idmidronea* sp., *Hornera* sp., *Lunulites* sp. A Balanuszok törött, kis lemezekben kerültek elő, ezért csak *Balanus* sp.-t lehetett meghatározni.

F á c i e s: Az egész összlet zátonyhoz hasonló képződményként – biolithosor – fogható fel. A felépítő szervezetek fény- és oxigénigényesek, csak normál sótartalmú vízben élnek. Ma az Adriában találunk legközelebb recens Bryozoa-telepeket. Itt 30, maximálisan 90 m mélységig találhatók. 30 méter alatt tömegesen fordulnak elő. Ezek alapján a főtí bryozoás összlet 30–50 m közötti tengermélységben képződhetett. (Bár a Balanuszok tömeges előfordulása, még ha töredékes formában is, külön magyarázatra szorul.)

Kronológiai értékelés: HORVÁTH M. vizsgálatai szerint a Foraminiferák között csak egy faj van, a *Globigerina cyperoensis ottningensis*, mely az ottningien–kárpátién rétegekre szorítkozik. Előfordul még több faj, mely a kárpátién emeletben jelenik meg: *Bolivina plicatella mera*, *Anomalinoidea badensis*, *Uvigerina parkeri*. Ezen fajok alapján megállapítható, hogy a főtí bryozoás összlet a kárpátiénnél nem idősebb. A kárpátién emeletben sorolást a főtí somlyó-hegyi és a bántapusztai balanuszos–bryozoás kifejlődésekhez való hasonlósága miatt (ezeken a helyeken faunáival igazolt a kárpátién) tartom szükségesnek.

Középső riolittufa összlet

Három jól elkülöníthető rétegtagból áll. Ezek közül kettő települési viszonya tanulmányozható. Az összlet alsó és felső határa nem látható. Feküje valószínűleg a bryozoás összlet, fedőjük rétegtanilag pannon, mivel a környéken Rákospalotáig badenien, illetve szarmata kifejlődés nincs.

1. rétegtag: A kisalagi riolittufabánya K-i oldalában vető mentén került a felszínre. Alsó rétege bentonitos, barnás színű agyag (CaCO₃ tartalma 0,81 %), felette 1 m zöldesszürke, durvaszemcséjű homok következik 20 cm-es kavicsbetelepüléssel. A kavicsok anyaga: kvarc, lidit, mészkő, horzsakő. Andezitkavicsokat nem tartalmaz. A rétegtagozatra éles határral települ a riolittufa.

2. rétegtag: Szintén az előbb említett bányában fordul elő. Alsó része 1 m vastagságú, durvaszemcsés, nagy horzsaköves riolittufa. Erre 20 cm-es jól rétegzett fehér riolittufa települ. Dőlése: 300/10°. A biotitlemezek a réteglapokkal párhuzamosan helyezkednek el. Rétegzettségé vízi lerakódásra utal.

A felső réteg 5 m vastag fehéres, világosszürke, rétegzetlen riolittufa. Jellemzőek a nagy horzsakövek és biotitok. Vékonycsiszolatban biotit, kevés oxiamfibol, nagy zónás plagioklászok és sötét, átalakult szemcséből álló, andezit-félékre emlékeztető alapanyag figyelhető meg. Megjelenésük a kavicsok formájához hasonló. Ebben a felső rétegben gyakoriak az 5–10 cm-es bombák. Ezek vékonycsiszlati vizsgálata metamorf kvarcot, kevés ikerlemezes plagioklászot, limonitszemcséket és kevés Bryozoa-töredéket mutatott ki. Az alapanyag kalcitos. Ennek alapján bizonyítottnak látom a riolittufa összlet bryozoás mészkő feletti települését.

3. rétegtag: Zöldes árnyalatú, világos színű, tufitos, laza homokkő alkotja. Szemcseméret maximálisan 5 mm. Nehézsávyai: kvarc, muszkovit, klorit, staurolit, biotit, gránát, epidot, disztén, limonitosan bevont szemcsék. Alsó részében (riolittufa-bányában) kavicsbetelepülés figyelhető meg (50 cm). A kavicsok anyaga kvarc, lidit (uralkodó), mészkő, homokkő. Ez a kifejlődés a riolittufa-

bányától ÉNy-i irányban közel 1 km-en át nyomozható (Kisalag É-i részén levő dombvonulat). Alsó és felső határa nem látható.

Cserhát hegységi analógia alapján az összlet a *kárpátien* emelet felső részébe, a bádénien–kárpátien emelet határára tehető.

Neogén fejlődéstörténet és korreláció

A területen az eggenburgien emeletben nem képződött üledék, sőt valószínűleg egy kevés az egerienből is denudálódott. A diszkordancia a szávai mozgásokkal hozható kapcsolatba. Az ottnangien tengeri üledék típusos kavicsos, nagy-pectenes–anomiás transzgressziós rétegsorral indul. A sekély szublitorális övet a későbbi miocén képződmények egyike sem lépte túl. A kárpátien emelet kezdetén kisebb epirogén mozgások zajlottak le. Erre utalnak a magas-hegyi kavicsösszlet sűrű limonitsávjai is. A tengerelőntés kulminációs szakasza a kárpátien emelet végére esik. Ekkor képződött a bryozoás mészkő és heteropikus fáciése, a slír.

A miocén – különösen alsóbb részének – korrelációja okozta a legnagyobb nehézséget. A problémát csak nehezíti az eggenburgien üledék és az ottnangien szárazföldi barnakőszéntelepes összlet hiánya. Az ottnangienben kimutatott tengeri összlet elsősorban a fót–somlyó-hegyi és a bántapusztai kifejlődéshez kapcsolódik, mivel a Cserhátban nem ismeretes nagy-pectenes ottnangien. Faunisztikailag csak a Flabellipectenek nagy számát tudom bizonyítékként felhozni, mivel a többi alak pontosan nem volt meghatározható. A közettani hasonlóság is igen nagy. A felsőottnangien kavicsösszlet Pecten-töredékek alapján a cinkotai kavicsal megegyező szintbe sorolható.

A kárpátien emeletben mind a Cserhát hegységi, mind a pomázi és bántapusztai kifejlődéssel megállapíthatók kapcsolatok. A chlamszós homok (az oncophorás rétegek felett települő kárpátien bázisszint) végig nyomozható a Cserhát hegységben, de megvan a Börzsöny DK-i részén is. A bryozoás mészkő, illetve heteropikus fáciése, a slír, K felé Püspökhatvanig nyomozható, Ny felé rokonságot mutat a bántapusztai bryozoás–balanuszos összlettel. Ezek a helyeken valószínűleg helyettesíti a chlamszós homokot.

A újstájer mozgások jelentős hatással voltak a területre. Ennek eredménye a riolituffa. A szárazföldi összletben néhol ismételt vízi lerakódást lehet tapasztalni (réteges riolituffa). A vizsgált területtől DK-re, Mogyoródon a vulkáni képződmények sorát vastag andezithomok egészíti ki. Ez már a bádénien emelet vulkánosságának kezdetét jelzi.

A riolituffa az Északi-középhegységben végig megtalálható, korrelációra nem szoruló szint.

IRODALOM

- BARTKÓ L. 1937: Földtani és őslénytani adatok Rákosszentmihály és környékének oligocén-miocén kori rétegeihez. – Doktori értekezés. Kézirat.
- BEUDANT, F. S. 1822: Voyage mineralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. – Paris.
- BÖCKH J. 1872: Fóth, Gödöllő, Aszód környékének földtani viszonyai. – Földt. Közl. 2. pp. 6–18.

- CICHA, I. — SENES, J. — TEJKAL, J. 1967: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Parathetys. 1. M₃, Karpatien. — V. Slov. Akad. V. Bratislava.
- CSEPREGHY—MEZNERICS, I. 1960: Pectinides du Neogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique. — Mém. Soc. Géol. France. N. Sér. 39. Mém. 92. pp. 1–56.
- CSIKY G. 1956: A budapestkörnyéki újabb szénhidrogénkutatások és azok földtani eredményei. — Földt. Közl. 86. pp. 373–388.
- HALAVÁTS GY. 1910: Neogénkori üledékek Budapest környékén. — Földt. Int. Évk. pp. 259–358.
- HORUSITZKY F. 1926: Új adatok a budapestkörnyéki miocén sztratigráfiájához. — Földt. Közl. 56. pp. 21–30.
- HORUSITZKY F. 1934: Megjegyzések a budapestkörnyéki burdigalien kérdéséhez. — Földt. Közl. 64. pp. 312–334.
- HORUSITZKY F. 1935: A budapestkörnyéki dunabalsparti dombvidék földtani képződményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1933-35-ről. II. pp. 941–987.
- HORUSITZKY F. 1937: A budapestkörnyéki aequiptenes rétegek koráról. — Földt. Közl. 67. pp. 131–146.
- JÁMBOR Á. 1969: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről. pp. 135–143.
- MAJZON L. 1939: Budapest környéki kattiai rétegek Foraminiferái. — Földt. Int. Évi Jel. 1933-35-ről. II. pp. 1047–1117.
- ID. NOSZKY J. 1929: A Magyar Középhegység schlier rétegei. (Adalékok a Schlier-kérdés megoldásához.). — A debreceni Tisza I. Tud. Társ. II. oszt. Munk. 3. 2. pp. 81–128.
- ID. NOSZKY J. 1935: Budapest környékének helvécién rétegei. — Földt. Közl. 65. pp. 163–182.
- ID. NOSZKY J. 1940: A Cserhát-hegység földtani viszonyai. — Magy. Tájak Földt. Leírása.
- PÁVAI VAJNA F. 1942: Jelentésem az 1938. évi budapestkörnyéki geológiai felvételekről. — Földt. Int. Évi Jel. 1936-38-ről. II. pp. 399–465.
- ROZLOZSNIK P. 1939: Csomád, Fót—Váchartyán környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1933-35-ről. II. pp. 851–879.
- SCHMIDT E. R. 1939: A kincstár csonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásai. — Földt. Int. Évk. 34. 1. p. 204.
- STRAUSZ L. 1925: Újabb adatok Fót alsó mediterrán faunájához. — Földt. Közl. 55. pp. 212–217.
- SZABÓ J. 1858: Pest—Buda környékének földtani leírása. — Term. Tud. Pályamunkák 1.
- SZENTES F. 1948: Budapest Dunabalspart távolabbi környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- TELEGDI-RÓTH K. 1912: A Magyar Középhegység É-i részének felsőoligocén rétegeiről, különös tekintettel az Eger vidéki felső oligocénre. — Koch emlékkönyv. pp. 111–126.
- VOGL V. 1907: Adatok a fóti alsómediterrán ismeretéhez. — Földt. Közl. 37. pp. 243–246.
- WEKERLE I. 1932: Csomád és környékének oligocén és miocén kori üledékei. — Doktori értekezés. Kézirat.

I. Tábla — Tafel I

1–2. *Flabellipecten* sp.

3. *Lunulites* sp.

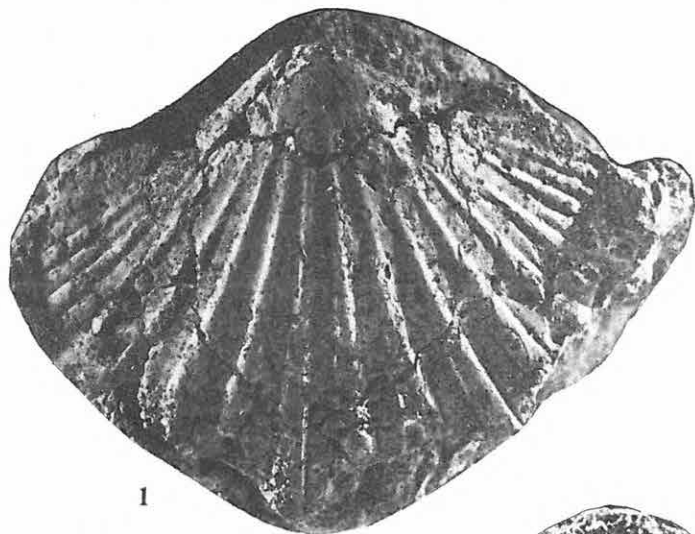
4. *Thracia pubescens* (PULTNEY)

5. *Chlamys malvinae* DUBOIS

N = 0,9X

L e l ő h e l y: Disznó-hegy, ÉNy-i kavicsbánya; ottngangien, nagy-pectenes—anomiás homok, homokkő.
F u n d o r t: Disznó-hegy, Schottergrube im NW; Ottngangien, Sande und Sandsteine mit grossen Pecten und Anomien.

Fotó: KLINDA L.



1



3



2



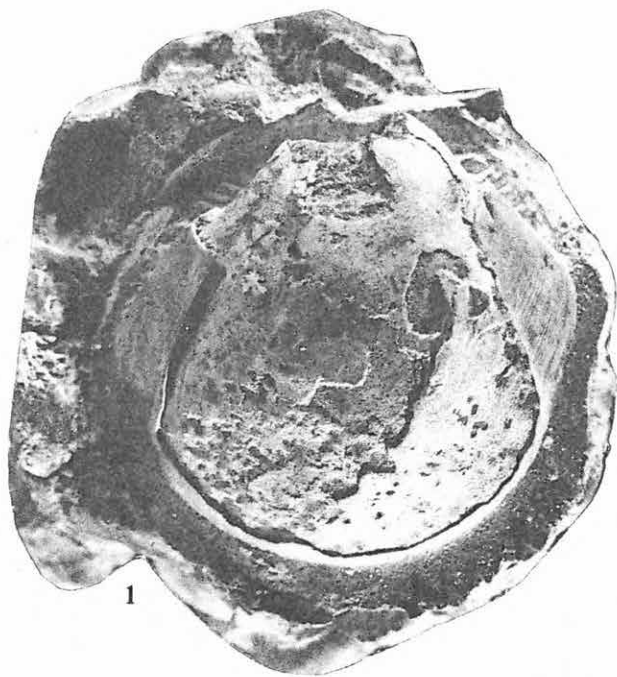
4



5

II. Tábla – Tafel II

1. *Glycymeris pilosa deshayesi* (MAYER) 0,9X
Disznó-hegy, ÉNy-i kavicsbánya; ottngangien, nagy-pectenes–anomiás homok, homokkő. – Disznó-hegy, Schottergrube im NW; Ottngangien, Sande und Sandsteine mit grossen Pecten und Anomien.
2. *Chlamys multistriata* (POLI) 0,9X
Kő-hegy; kárpátien, chlamyszos homok–homokkő. – Kő-hegy, Karpatien, chlamysführender Sand und Sandstein.
3. *Terebratula macrescens* DREGER 0,9X
Kő-hegy; kárpátien, chlamyszos homok–homokkő. – Kő-hegy, Karpatien, chlamysführender Sand und Sandstein.
4. *Mühlfeldtia truncata oblita* (MICHELOTTI) 2,5X
Csomádi templomtól DNy-ra 200 m-re levő feltárás; ottngangien, *Chlamys angelonii*-s kavics, homok. – Aufschluss 200 m südwestlich von der Kirche von Csomád; Ottngangien, Schotter und Sand mit *Chlamys angelonii*.
5. *Chlamys angelonii* (MENEZHINI) 0,9X
Disznó-hegy, ÉNy-i kavicsbánya; ottngangien, *Chlamys angelonii*-s kavics, homok. – Disznó-hegy, Schottergrube im NW; Ottngangien, Schotter und Sand mit *Chlamys angelonii*.



III. Tábla – Tafel III

1. *Pecten revolutus* MICHELOTTI
2. *Chlamys scabrella hungarica* MEZNERICS
- 3–4. *Hinnites ercolaniana* COCCONI
5. *Terebratula* n. sp.
6. *Terebratula sinuosa pedemontana* (LAMARCK)

N = 0,9X

Le l ő h e l y: 1–5. K ő-hegy; kárpátien, chlamyszos homok–homokk ő, 6. Csomádi templomtól DNy-ra 200 m-re lev ő feltárás, ottngangien, *Chlamys angelonii*-s kavics, homok.

F u n d o r t: 1–5. K ő-hegy; Karpátien, chlamysf őhrend er Sand, Sandstein, 6. Aufschluss 200 m s űdwestlich von der Kirche von Csomád; Ottngangien, Schotter und Sand mit *Chlamys angelonii*.

Foto: KLINDA L.



1



2



3



4



5



6

IV. Tábla – Tafel IV

1–17. *Chlamys scabrella* LAMARCK

18–24. *Chlamys macrotis* SOWERBY

N = 0,9X

L e l ő h e l y: Kő-hegy; kárpátien, chlamyszos homok–homokkő.

F u n d o r t: Kő-hegy; Karpatien, chlamysführender Sand und Sandstein.

Fotó: KLINDA L.



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



15



16



17



18



19



20



21



22



23



24

TERTIÄRABLAGERUNGEN DES ZWISCHENRAUMES VON FÓT UND CSOMÁD

von
J. HALMAI

Verfasser hat die Reambulation des Zwischenraumes von Fót und Csomád durchgeführt. Im Laufe der Untersuchungen konnten folgende Bildungen unterschieden werden:

1. Molluskenführende, sandige Tone des Egeriens
2. Sande und Sandsteine mit grosswüchsigen Pecten und Anomien des Ottnangiens
3. Schotter und Sande mit *Chlamys angelonii* des Ottnangiens
4. Terrestrische Schotter des Karpatiens
5. Chlamysführende Sande und Sandsteine des Karpatiens
6. Bryozoenführende Sande, Kalksande und grobkörnige Kalke des Karpatiens
7. Mittlerer Rhyolithtuffkomplex.

Das wichtigste Ergebnis der Untersuchungen war der Nachweis der Eggenburgien-Sedimentationslücke. Nach der Meinung des Verfassers sind die Korrelationsglieder der einzelnen Bildungen wie folgt:

Die Sande mit grosswüchsigen Pecten und Anomien des Ottnangiens stimmen mit dem Ottnangien von Somlyóhegy bei Fót (Serie mit *Pecten fótensis*) und von Bántapuszta, der chlamysführende Schotter mit dem Schotter von Cinkota, der chlamysführende Sand des Karpatiens mit den Typen von Cserhát (Egyházasgerge), die bryozoenführenden Sande und grobkörnigen Kalke mit dem bryozoenführenden Schlier von Püspökhatvan bzw. dem Bryozoenkalk von Pomáz überein. Ein Aequivalent des terrestrischen Schotterkomplexes ist bisher unbekannt.

Wegen der beschränkten Grösse des untersuchten Gebietes wäre es unbegründet, aus den von hier gewonnenen Ergebnisse weitgehendere Schlüsse zu ziehen. Die Möglichkeit hierfür wird sich nach dem endgültigen Abschluss der Reambulation der Umgebung von Fót ergeben.

PLEISZTOCÉN KÉPZŐDMÉNYEK BÜKKSZENTERZSÉBET KÖRNYÉKÉN

Írta: KROLOPP ENDRE – RADÓCZ GYULA

Az észak-magyarországi, harmadidőszaki képződményekből felépített dombvidéken a negyedkori képződmények az orográfiai viszonyoknak megfelelően foltszerűen helyezkednek el, nagyobb egységes felületet nem alkotnak (ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. 1969). Vastagságuk legfeljebb 20–30 métert ér el a Nagyalföld É-i peremének 50–200, a medence déli részének pedig 800 métert is meghaladó negyedkori üledéksorával szemben (KROLOPP E. 1970).

Vizsgált területünkön, a Heves–Borsodi-dombság pétérvásárai medencéjében, a negyedkori törmelékes eredetű képződmények a felsőoligocén–alsómiocén glaukonitos homokkő és aleurit (slír) összetel egyenetlen felszínére települnek. A pleisztocénben lerakódott kőzetek a dombok tetején és a völgyekben egyaránt előfordulnak, esetleg mindkét helyről hiányoznak. A felszínfejlődést jelző teraszmaradványok azonban általában még ilyen esetekben is jól tanulmányozhatók.

Típusos lösz területünkről nem ismeretes. A SZÉKELY A. (1961) által leírt „palóclösz”, a löszös és kőzettörmelékes homok, valamint a fosszilis talajrétegek az egykori környezettől függően, hol szárazföldi, hol pedig álló-, vagy folyóvízi fáciesekhez kapcsoltnak képződtek.

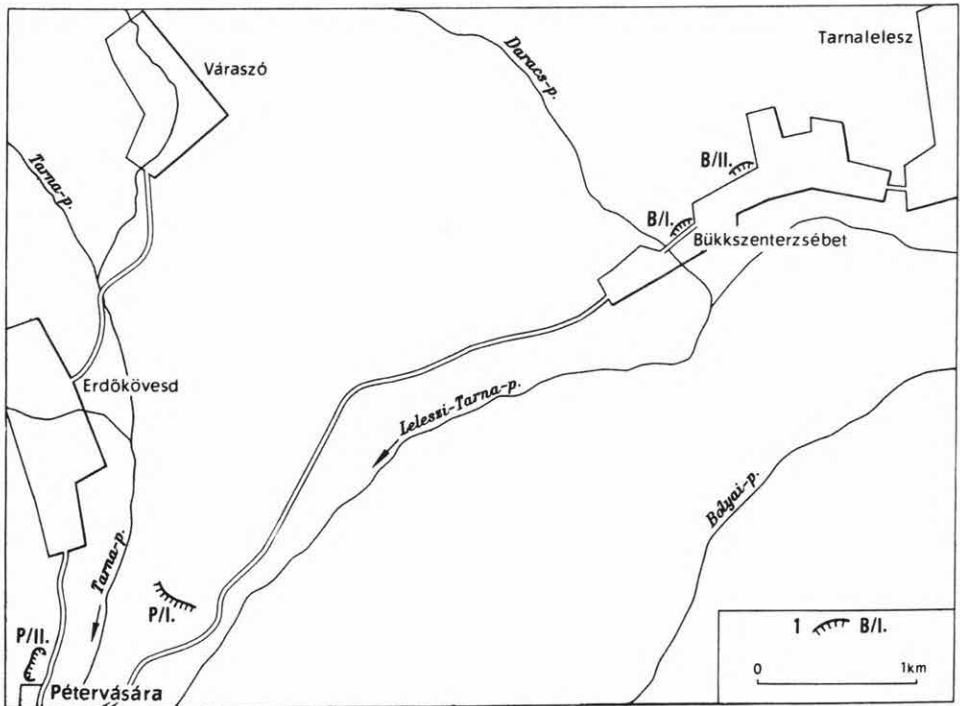
A terület legjelentősebb szelvényét az utóbbi években létesült bükkszenterzsébeti feltárás (B/I) szolgáltatja, amely két eróziós–deráziós völgy közötti háton található. Ezt a 40–50 m magas, ÉNy–DK irányú dombot a Leleszi-Tarnába torkolló Daracs-(Darázs-) patak és a vele párhuzamosan húzódó deráziós szárazvölgy határolja. A feltárás a két völgynek a Leleszi-Tarna alluviális szintjére lépésénél, 200–210 m tszf. magasságban van, közvetlenül a műút mellett (1. ábra). A feltárásban jól látszik, hogy a közel vízszintesen települő pleisztocén rétegeket az említett völgy elvágtá (2. ábra). Ez a tény erőteljes fiatal pleisztocén–holocén lepusztulást bizonyít.

Mivel a bükkszenterzsébeti feltárásból viszonylag gazdag kővületanyag került elő, amelynek előzetes vizsgálata Würm-nél idősebb képződmények jelenlétére utalt, elhatároztuk a feltárás, majd a környék pleisztocén képződményeinek részletesebb tanulmányozását. A földtani vizsgálatokat RADÓCZ GY., a Mollusca-fauna feldolgozását KROLOPP E. végezte, míg a sztratigráfiai és kronológiai kiértékelést közösen állítottuk össze. Ez úton mondunk köszönetet KRETZOI M.-nak a gerinces-paleontológiai anyag meghatározásáért és LÖRINCZ H.-nak a pollenvizsgálatokért.

Az egyes feltárásokat az alábbiakban ismertetjük:

B/I. sz. feltárás (2.–3. ábra) rétegsora:

1. Sárga és szürkésbarna (limonitos, illetve limoniteres) keresztarétegzett folyami kavics, középszemű homok, mintegy 1,5 m vastagságban. A kavics anyaga főként a közeli



1. ábra. A Bükk-szenterzsébet környékén vizsgált pleisztocén feltárások helyszínrajza

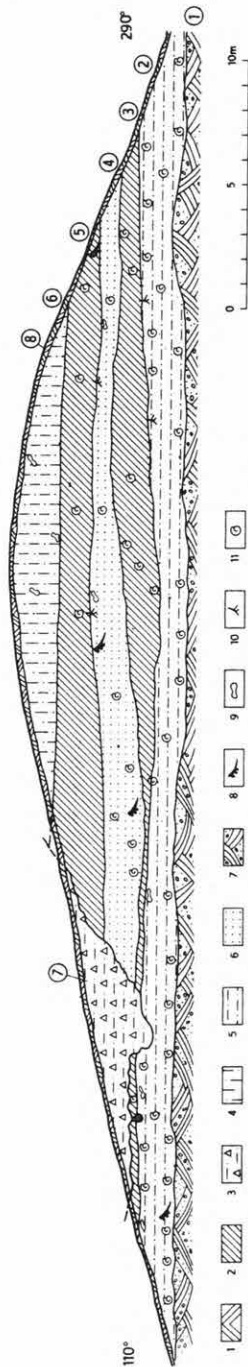
1. Feltárás helye és jele

Fig. 1. Lay-out of Pleistocene exposures in the environs of Bükk-szenterzsébet

1. Location and sign of exposure

glaukonitos homokkő összletből származik. A gyakran lapos, általában 1–3 cm nagyságú homokkő-kavicsok mellett néhány riolittufa- és sok apró (2–3 cm nagyságú) lidit és kvarckavics is található. A réteg felső határa környékéről előkerült bemosott terciér Mollusca-héjtöredékek mellett csupán néhány pleisztocén fajt tartalmaz kis egyedszámban (1. táblázat). A 10 vízi faj közül 2 tekinthető folyóvízi alaknak, azonban a többi is megél lassúbb folyású vizekben. A 4 szárazföldi faj kor és ökológiai igény szempontjából közömbös.

2. A folyóvízi összletre elmosódó határral, nagyrészt ártéri, illetve mocsári környezetben lerakódott, felfelé egyre kötöttebb, 0,5–1,5 m vastag, alul sárgásszürke homokos (2a réteg), középen zöldes (2b réteg), felül fehéresszürke (2c réteg), mészkiválásos agyagos iszap, illetve aleurit települ. Felső határa alatt mészkonkréciós zsinórokat, máshol ugyanebben a szintben gyökérnyomokat tartalmaz. Ennek a rétegnek gazdag, 22 vízi és 10 szárazföldi fajból álló Mollusca-faunája van, amelynek egyedszáma egyes szintekben a kilogrammonkénti 1200 db-ot is meghaladja. A fajok zöme növényzettel benőtt álló, vagy lassan folyó vízre jellemző. A dominanciaértékek változása felfelé a kopoltyús vízi-csigák egyedszám-csökkenését és ezzel párhuzamosan az apró termetű vízi tudóscsigák



2. ábra. A bükk-szenterzsébeti B/I. sz. feltárás szelvénye

1. Recens talaj, 2. fosszilis talaj, 3. talajmorzsa, 4. homokos lösz, 5. agyagos, homokos aleurit, 6. homok, 7. keresztretegzett kavicsos homok. — 8. Gerinces maradvány (fog- és csonttöredék), 9. mészkonkrécó, 10. gyökérvány, 11. molluszka. ① = rétegek száma

Fig. 2. Section of exposure B/I. at Bükk-szenterzsébet

1. Recent soil, 2. fossil soil, 3. clay with soil fragments and sand, 4. sandy loess, 5. clayey, sandy siltstone, 6. sand, 7. cross-bedded gravelly sand. — 8. Remnants of vertebrates (tooth and bone fragments), 9. lime concretions, 10. root traces, 11. molluscs. ① = number of strata

A bükkszenterzsébeti B/I. és B/II. sz. feltárás

Fajok	B/I. feltárás				
	1. r.	2a. r.		2b. r.	
	db	db	%	db	%
Vízi fajok:					
<i>Unio</i> sp.	+				
<i>Sphaerium corneum</i> (L.)	+			1	0,1
<i>Pisidium milium</i> HELD.	+	5	1,9	10	0,8
<i>Pisidium</i> cf. <i>henslowanum</i> (SHEPP.)	2				
<i>Pisidium</i> sp.		14	5,3	85	6,9
<i>Valvata cristata</i> MÜLL.	1	100	37,7	323	26,1
<i>Valvata pulchella</i> (STUD.)		24	9,1	91	7,3
<i>Bithynia leachi</i> (SHEPP.)	+	33	12,4	133	10,7
<i>Bithynia operculum</i>					
<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)				12	1,0
<i>Stagnicola palustris</i> (MÜLL.)		25	9,4	44	3,6
<i>Radix peregra</i> f. <i>peregra</i> (MÜLL.)				19	1,5
<i>Radix peregra</i> f. <i>ovata</i> (DRAP.)				6	0,5
<i>Galba truncatula</i> (DRAP.)	1			3	0,2
<i>Aplexa hypnorum</i> (L.)				7	0,6
<i>Planorbis planorbis</i> (L.)	1	39	14,7	290	23,4
<i>Anisus spirorbis</i> (L.)					
<i>Anisus vortex</i> (L.)		1	0,4	12	1,0
<i>Anisus leucostomus</i> (MILL.)		2	0,8	20	1,6
<i>Anisus septemgyratus</i> (RM.)					
<i>Bathyomphalus contortus</i> (L.)		3	1,1	24	1,9
<i>Gyraulus</i> cf. <i>laevis</i> (ALD.)	2	14	5,3	133	10,7
<i>Armiger crista</i> (L.)		1	0,4	13	1,0
<i>Segmentina nitida</i> (MÜLL.)		1	0,4	6	0,5
<i>Hippeutis complanatus</i> (L.)	+	3	1,1	6	0,5
<i>Acroloxus lacustris</i> (L.)				1	0,1
Vízi fajok összesen:	7	265	100,0	1239	100,0
Szárazföldi fajok:					
<i>Carychium minimum</i> MÜLL.					
<i>Succinea putris</i> (L.)		2		1	
<i>Succinea elegans</i> RISSO				9	

1. táblázat

és a B/I. sz. fúrás Mollusca-faunája

B/I. feltárás									B/I. fú- rás	B/II. feltárás	
2c. r.		3a. r.	3b. r.		3c. r.		4. r.	5. r.	0,1– 3,3 m	2. r.	3. r.
db	%	db	db	%	db	%	db	db	db	db	db
8	1,5		4	1,5	6		3				
36	6,9		17	6,5	2						
15	2,9		3	1,1							
20	3,8		6	2,3							
					2						
23	4,4		10	3,8							
			1	0,4							
3	0,6				12						
4	0,8		4	1,5							
279	53,7	+	77	29,5			4				
					35						
1	0,2										
19	3,7		3	1,1			2				
1	0,2										
111	21,3		1	0,4							
			129	49,4			1				
			3	1,1							
			1	0,4							
			2	0,8							
520	100,0	+	261	99,8	57		10				
					13	2,5	8				
3			2		11	2,1					
3					44	8,3					

Fajok	B/I. feltárás				
	1. r.	2a. r.		2b. r.	
	db	db	%	db	%
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.	3	3		9	
<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLL.)		1		1	
<i>Vertigo pygmaea</i> (DRAP.)				4	
<i>Vertigo antivertigo</i> (DRAP.)		+		3	
<i>Vertigo angustior</i> JEFF.					
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	2			3	
<i>Vallonia pulchella</i> (MÜLL.)	2	2		9	
<i>Vallonia costata</i> (MÜLL.)				4	
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BR.)					
<i>Chondrula tridens</i> (MÜLL.)					
<i>Clausilia dubia</i> DRAP.					
<i>Clausilia pumila</i> C. PFR.					
<i>Clausiliidae</i>				1	
<i>Nesovitrea hammonis</i> (STRÖM)					
<i>Limacidae</i>					
<i>Bradybaena fruticum</i> (MÜLL.)					
<i>Helicella hungarica</i> SOÓS et H. WAGN.					
<i>Trichia</i> cf. <i>hispida</i> (L.)					
<i>Monachoides</i> cf. <i>rubiginosa</i> (A. SCHM.)					
<i>Cepaea vindobonensis</i> (FÉR.)					
Szárazföldi fajok összesen:	7	8		44	
Vízi fajok:	7	265	97,1	1239	96,6
Szárazföldi fajok:	7	8	2,9	44	3,4
Összesen:	14	273	100,0	1283	100,0

r = réteg, + = töredék

számának növekedését mutatja az elmocsarasodás bizonyítékaként. A szárazföldi fajok enyhe, csapadékos éghajlatra utalnak. A pollenvizsgálat igen kevés pollen jelenlétét mutatta ki. Ezen belül aránylag több légyszárú növény (pl. *Artemisia*, *Hypnum*) mellett *Pinus silvestris* és *Pinus haploxylon* típusú pollen került elő, utóbbinak rétegtani jelentőség lehet tulajdonítani. Előkerült néhány közelebbről nem meghatározható csonttöredék is.

3. A következő réteg 0,1–1,5 m vastag, alul sötétszürke, középen zöldes (alsó részében limoniteres), felül sötétszürke-fekete kőzetlisztes agyag. Ez a képződmény a

1. táblázat folytatása

B/I. feltárás									B/II. fű- rás	B/II feltárás	
2c. r.		3a. r.	3b. r.		3c. r.		4. r.	5. r.	0,1- 3,3 m	2. r.	3. r.
db	%	db	db	%	db	%	db	db	db	db	db
12			9		87	16,5	4			11	
					+		+				
2			1		6	1,1				1	
1							1				
					30	5,7	1				
			+		4	0,8	31		18	42	1
3			3		34	6,4	13				
			2		21	4,0	1			16	
							1				
			+		5	0,9	+	1	4	3	
							1				
					260	49,2					
					2	0,4					
					5	0,9					
								1			
							2		3	15	
					3	0,6			+	3	
					1	0,2		+			
24			17		528	100,0	63	2	25	91	1
.											
520	95,6		261	91,0	57	1,0	10				
24	4,4		17	9,0	528	99,0	63	2	25	91	1
544	100,0		278	100,0	585	100,0	73	2	25	91	1

feltárás legelső talajszintje. Jelentős vastagságingadozása a következő réteg lerakódása előtti lepusztulással magyarázható. Mollusca-faunája ugyancsak hármass tagolódást mutat. Legelső részében (3a réteg) kevés héjtöredéken kívül csupán a *Planorbis planorbis* vízcicsiga néhány példányát sikerült megtalálni. A középső, világosabb (zöldes) szint (3b réteg) aránylag gazdag mocsári faunát tartalmaz (14 vízi, 7 szárazföldi faj), amely az előző (2. sz.) réteg faunájához hasonló. Legfelső szintjében (3c réteg) a feltárás közepén vizsgált szelvényben csupán héjtöredékeket találtunk. A feltárás Ny-i oldalán azonban

5 vízi és 17 szárazföldi fajból álló fauna került elő. Míg az eddigi alsóbb szintekben a vízi fauna mellett a szárazföldről bekerült fajok példányszám-aránya csupán 5 % körüli értéket ért el, addig itt fordított a helyzet: a vízi fajok egyedszám-aránya mindössze 1 %. Ebből következik, hogy míg a talajszint alsó tagja tulajdonképpen pangó víz alatt képződött mocsári talaj, illetve humuszanyagokban dús mocsári iszap, addig a felső szint létrejöttét már a feltöltődés és szárazra jutás után lejátszóó folyamatok határozták meg. Egyébként a csigafauna enyhe és mérsékelt csapadékos klímára utal. Néhány csigafaj (így az 50 %-ot elérő és így domináns *Clausilia pumila*, valamint a *Carychium minimum*, *Cepaea vindobonensis*) felsőpleisztocén képződményeinkből csupán a Würm legidősebb részéből és idősebb interstadiális, illetve interglaciális szakaszból ismeretes. Az előkerült apróemlős-maradványok (*Microtus arvalis* és *Clethrionomys* sp.) kor szempontjából közömbösek. A pollenvizsgálat néhány lombosfa (*Alnus*, *Fraxinus*), illetve lágyszárú növény (*Rhus*, *Hypnum*) jelenlétét mutatta ki.

4. Az előző réteg egyenetlenül erodálódott felszínére sárgásbarna, aprókavicsos, iszapos folyóvízi homok települ 0,5–1,5 m vastagságban. Felfelé egyre kötöttebbé (meszesebbé és agyagosabbá) válik, legfelül 0,2–0,3 m vastag mészkiválásos és gyökérnyomós szinttel. Helyenként limonitos lencséket tartalmaz. Mollusca-faunája 4 vízi és 12 szárazföldi fajból áll. A példányszám-arány is a szárazföldi fauna túlsúlyát mutatja: a vízieké mindössze 14 %-ot ér el. A szárazföldi fauna az előző rétegektől jelentősen különbözik: uralkodnak a nagy ökológiai tűrőképességű, löszre is jellemző fajok (pl. *Pupilla muscorum*), míg a nedvességkedvelők egyedszám-aránya kisebb. Figyelemre méltó a *Vallonia tenuilabris* jelenléte, amely a pleisztocén hűvös szakaszainak jellemző faja. A klíma a malakológiai adatok alapján mérsékelt hűvös és száraz lehetett. Az itt talált csontmaradványok közül egy orrszárvú fogtöredéke az alsó- és középsőpleisztocénre jellemző *Rhinoceros etruscus*-ra utal és így rétegtani jelentőségű. Előkerült továbbá néhány halfaj (pl. csuka, *Esox lucius*) foga is.

5. Az előző rétegre 1,5–2,0 m vastag sötétszürke–fekete kőzetlisztes agyag, a feltárás felső fosszilis talajszintje következik. Alsó, világosabb részében gyakoriak a néhol függőleges helyzetű limoniterek. Ugyanitt mészkonkréciós réteg is található. Csigafaunája – esetleg későbbi kioldódás miatt – igen gyér, csupán 3, enyhe klímára utaló szárazföldi faj jelenlétét sikerült megállapítani. Néhány nagyobb emlősállat közelebről meg nem határozható csonttöredéke is előkerült.

6. Az előző talajszint közel vízszintes felszínére rétegzett, elszórtan aprókavicsos, homokos lösz összetel („palóclösz”) települ, maximálisan 1,8 m vastagságban. Rétegződését sötét és sárgásbarna sávottség is hangsúlyozza. Valószínűleg egy magasabb helyzetű, talajzónát is tartalmazó löszrétegnek még a pleisztocén folyamán áthalmazott maradványa.

7. A feltárás Ny-i részén a 2. sz. réteggel bevágódó keskeny völgykitöltés látható (2. ábra). A kitöltő anyag sárgásbarna, homokos–löszös–agyagos kevert lerakódás, néhol rétegződés nyomaival. Úgy tűnik, hogy a 6. sz. rétegbe is bevágódik, így annál fiatalabb.

8. Az előző képződmények egyenetlen felszínére 10–20 cm vastag recens talaj-réteg települ.

A feltárás felett a domb ÉNy felé mintegy 500 m-en belül további 30–35 m-t emelkedik. Hogy a feltárás fiatalabb képződményeit is megismerjük, és a rétegsor magasabb helyzetű tagjait tovább követhessük a feltárás felett, annak peremétől 18 m-re 7 m mélységű kézifúrást (B/I. sz.) mélyítettünk (3. ábra).

B/I. sz. kézifúrás rétegsora:

7,0–6,7 m-ig: Sötétbarna-fekete kőzetlisztes agyag (fosszilis talaj), gyökérmenti mészkiválásokkal. Szelvényünk szerint azonos a B/I. sz. feltárás felső talajrétegével. A palinológiai vizsgálat néhány *Pinus silvestris* pollent és gombaspórát mutatott ki.

6,7–4,3 m-ig: Világos sárgásbarna, néhol aprókavicsos löszös finomhomok. Alsó részében erősebben agyagos sávokkal, legalul apró mészkonkréciókkal. Középe táján 20 cm vastag, középszemű homokréteggel. Az öszlet felső része löszösebb. A feltárás 6. sz. rétegéhez hasonló megjelenésű.

4,3–3,3 m-ig: Sötétbarna-fekete kőzetlisztes agyag (fosszilis talaj). Alsó része világosabb és kevertebb anyagú, sok apró mészkonkrécióval. A pollenvizsgálat néhány lágyszárú növény (pl. *Menyanthes trifolia*, *Compositae*) jelenlétét mutatta ki.

3,3–0,1 m-ig: Világos barnássárga homokos lösz, elvéve apró mészkonkrécióval, néhol sok muszkovittal. Az alsó részéből előkerült 4 szárazföldi csigafaj a lösz-szelvények enyhébb klímájú szakaszaiban szokott előfordulni.

Bükkszenterzsébet környékén még számos pleisztocén feltárás található, ezek közül bemutatjuk a Bükkszenterzsébet II. (B/II.) és a Pétervására I. (P/I.) sz. feltárást. A B/II. feltárás a B/I.-től kb. 500 m-re ÉK-i irányban, mintegy 5–10 m-rel magasabban található (1. ábra).

B/II. sz. feltárás rétegsora:

1. Kavicsos, vékonyrétegzésű folyóvízi homok. A homokkő-kavicsok között 6–8 cm átmérőjük is gyakoriak. Hasonlít a B/I. sz. feltárás alsó rétegéhez.

2. Az előző rétegre, attól éles határral elváló, 2 m vastag homokos „palóclösz” következik, helyenként apró kavicsokkal. Több helyen mészkonkréciók és 6–7 cm átmérőjű krotovinák találhatóak benne. Csigafaunája 7 szárazföldi fajból áll, amelyek melegebb–szárazabb klímára utalnak és a képződmény áthalmazott jellegét valószínűsítik. Néhány csonttöredéket tartalmaz.

3. A feltárás K-i szélén, a szomszédos fiatalabb delle lejtőjéhez tartozóan 1,5–2,0 m vastag barna, néhol vörösfoltos fosszilis talaj látható. Ennek kora fiatal pleisztocén lehet. Egyetlen csigafaj, a *Pupilla muscorum* került innen elő.

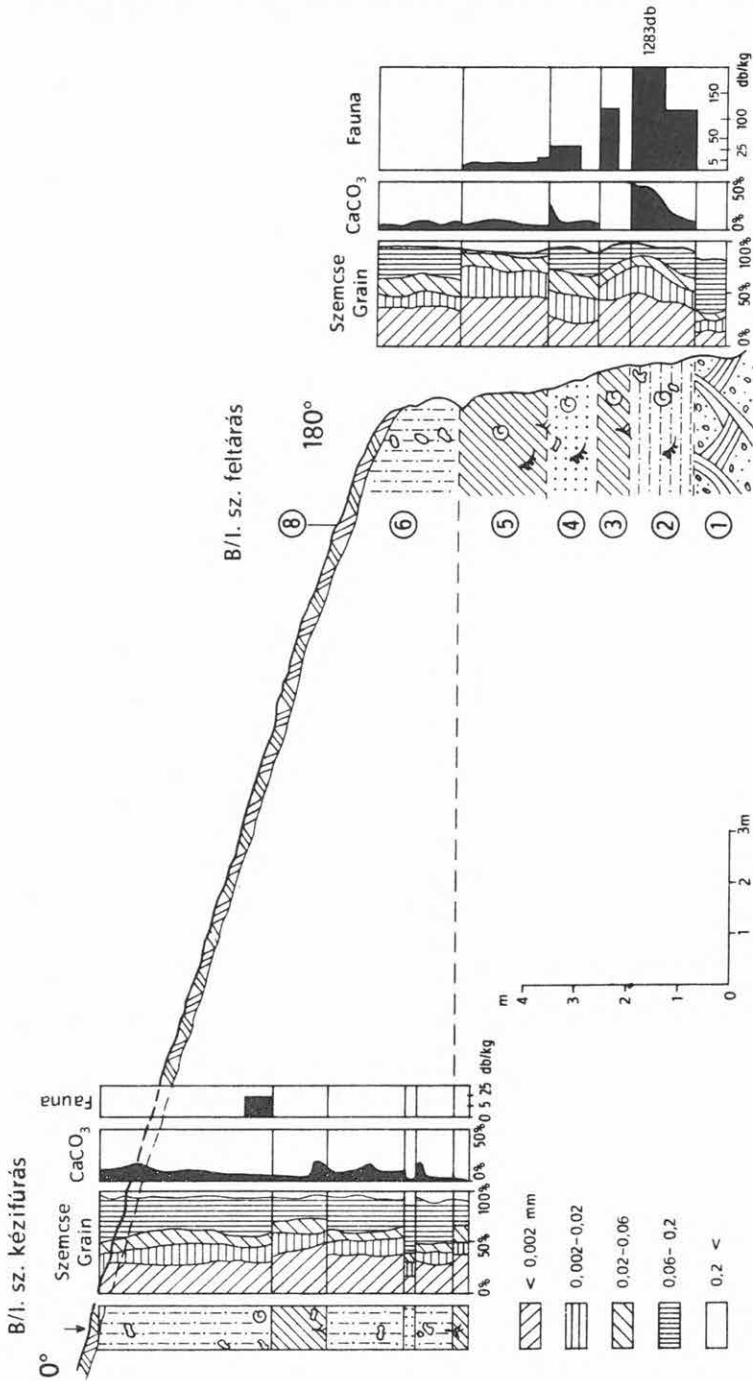
4. 10–30 cm vastag recens talajréteg.

A bükkszenterzsébeti szelvények alsó kavicsos, keresztarétegzett folyami homok öszletét a pétervásárai P/I. jelű homokbánya tárja fel a legteljesebben. Ez a feltárás a Tarna és a Leleszi-Tarna öszszögellésében fekszik, 190–200 m tszf. magasságban (1. ábra).

P/I. sz. feltárás rétegsora:

1. Harmadidőszaki fekü (slír).

2. 1–5 m közt változó vastagságú kavicslencsés, keresztarétegzett folyóvízi homok.



3. ábra. A bükk-szenterzsébeti B/I. sz. kézifúrás és B/I. sz. feltárás szelvényei. (Jelmagyarázatot l. a 2. ábránál.)

Fig. 3. Sections of hand drilling B/I. and exposure B/I. at Bükk-szenterzsébet. (For legend, see Fig. 2.)

A feltárás középső és DK-i felében az előző réteg 1 m vastag felső szakasza talajosodott, a szemcsék közti teret barna kőzetlisztes-agyagos talajképződmény tölti ki.

3. Barna-sötétbarna fosszilis talaj, elszórta durvahomokkal és 2–4 mm átmérőjű aprókavicsal, alsó és felső határán 10–40 cm vastag mészfelhalmozódási szinttel.

4. 2,0–2,5 m vastag világosbarna, gyengén talajosodott „palóclösz”, illetve löszös homok. Helyenként durvahomok és aprókavics ebben a feltárásban is előfordul.

5. 10–15 cm vastag recens talajréteg.

Bükkszenterzsébet környékének pleisztocén képződményeit legjobban a B/I. feltárás rétegsora képviseli. A sztratigráfiai és kronológiai kérdések megoldását ezért ennek a feltárásnak adataira alapozva és az alábbi szempontok figyelembevételével kísérhetjük meg:

a) a rétegsor bázisát folyóterasz alkotja;

b) az üledéksor közettani jellege és Mollusca-faunája alapján folyóvízi üledékekből állóvízben lerakódott képződményeken keresztül szárazföldi üledékképződéssel záródó réteggösszetlet állapíthatunk meg;

c) az őslénytani leletek a rétegsor alsó harmadának alsó-, vagy középsőpleisztocén korát igazolják (KRETZOI M. 1969).

A földtani történések egymásutánját vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a legalsó réteg egy jelentős pleisztocénkori folyó teraszképződménye. A folyó irányváltozása, esetleg vízhozamának csökkenése folytán az üledék szemcsenagysága felfelé egyre finomabbá vált. A későbbiek folyamán az élő folyóval való kapcsolat megszűnt és állóvízi, majd mocsári üledékek rakódtak le. Az első, egyébként kettős talajréteg alsó részének kialakulása még vízhez kötött, a tulajdonképpeni szárazföldi talajképződéstől eltérő folyamat lehetett. Faunája alapján azonban hasonló klimatikus és vegetációs körülményeket kell feltételeznünk, mint amelyek löszképződményeink talajszintjeinek létrejötté idején uralkodtak. Így a mocsári iszap – fosszilis talaj sorozatot egy „inter-szakasz”, tehát interglaciális, vagy interstadiális képződményének tarthatjuk. Ezt a megállapítást a Mollusca-fauna is alátámasztja.

A talajszintet fedő aprókavicsos homok ismét folyóvízi képződmény. Jól látható, hogy a feltárás Ny-i oldalán a kettős talajréteg jelentős részét ennek a folyóvíznek az eróziója lepusztította. Hogy volt-e eredetileg valamilyen üledék a homokréteg és a talajszint között, az nem állapítható meg, csak valószínűsíthető a két, jelenleg egymással érintkező réteg szárazföldi csigafaunájának jelentős eltérése miatt. A szóban forgó kavicsos homokot mindenesetre a rétegsor bázisát adó terasznál fiatalabb folyóterasznak, vagy ugyanazon teraszrendszer fiatalabb tagjának kell tekintenünk. Miután belőle *Rhinoceros etruscus* került elő, ez a faj pedig a Mindel végén kihalt, így a réteg kora sem lehet Mindel-nél fiatalabb. A Mollusca-fauna mérsékelt hűvös és száraz klímára, glaciális, illetve stadiális szakasz kezdeti, vagy befejező részére utal. Feltehetően a homokréteget az alpi nomenklatura szerint Mindel₂-be, az alatta levő fosszilis talajt az állóvízi képződményekkel Mindel₁₋₂ interstadiálisba kell sorolnunk. A homokrétegre következő, ugyancsak kettős talajszint így a Mindel–Riss interglaciális üledéke lehet. Természetesen nincs kizárva az sem, hogy a feltárásban található egész rétegsor – a legfelső réteget kivéve – a tágabb értelemben vett Mindel-nek csupán valamely részét képviseli. Ismeretes ugyanis,

hogy az újabb adatok alapján a Mindel szakaszon belül jóval több klímaváltozással kell számolnunk, mint korábban feltételeztük (KRETZOI M. 1956, JÁNOSSY D. 1969).

A Bükk-szenterzsébeti rétegsor felső része kizárólag szárazföldi eredetű, zömében eolikus képződményekből épül fel. A rendelkezésre álló adatok nem elégségesek annak eldöntésére, hogy ezek a rétegek Riss, vagy Würm korúak-e. Jórésztük áthalmazottnak látszik. Az a megfigyelés, hogy a holocén erózió ezeket a már áthalmazott képződményeket érte, mindenesetre Riss, vagy idősebb Würm voltukat valószínűsíti, mivel áthalmazódásukat is még a pleisztocénben rögzíti.

A Bükk-szenterzsébet környéki többi feltárás rétegsorának bázisképződményét folyóvízi homok, illetve kavicsréteg adja, amely a B/I. sz. feltárás legalsó rétegével párhuzamosítható. Azonos terazon, de különböző mértékben kifejlődött rétegsorokról van tehát szó, ahol elsősorban a B/I. sz. feltárás középső (mocsári iszap és talaj) rétegei hiányoznak, vagy kevésbé jellegzetesek.

Összefoglalás

A Bükk-szenterzsébet környéki negyedkori képződmények vizsgálatának eredményeit elsősorban abban látjuk, hogy alsó- illetve középsőpleisztocénre utaló faunát tartalmazó üledékek jelenlétét tudtuk kimutatni.

Ez a tény egyúttal arra is figyelmeztet, hogy az eddig általában felsőpleisztocénnek tekintett (SZLABÓCZKY P. 1970) észak-magyarországi kvarter képződmények alatt több helyen idősebb negyedkori üledékeket is fel kell tételeznünk.

IRODALOM

- ÁDÁM L. — MAROSI S. — SZILÁRD J. 1969: A magyarországi dombságok negyedkori fejlődésének főbb vonásai. The main features of quaternary morphogenesis in the hilly regions of Hungary. — Földr. Közl. 17. 3. pp. 255–271.
- JÁNOSSY, D. 1969: Stratigraphische Auswertung der europäischen mittelpleistozänen Wirbeltierfauna (Teil I). — Berichte d. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geol. Paläont. 14. 4. pp. 367–438. Berlin.
- KRETZOI M. 1956: A Villányi-hegység alsópleisztocén gerincesfaunái. Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges. — Geol. Hung. Ser. Pal. 27. pp. 1–264.
- KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. — Földr. Közl. 17. 3. pp. 179–204.
- KROLOPP E. 1970: Őslénytani adatok a nagyalföldi pleisztocén és felsőpliocén rétegek sztratigráfiájához. Paläontologische Beiträge zur Stratigraphie der pleistozänen-oberpliozänen Schichtenfolge der Grossen Ungarischen Tiefebene. — Őslénytani Viták 14. pp. 5–43.
- SZÉKELY A. 1958: A Tarna-völgy geomorfológiája. Geomorphologie des Tarna-Tales. — Földr. Ért. 7. 4. pp. 389–417.
- SZÉKELY A. 1961: A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái. Formation and surface forms of the Mátra Mountains and its environment. — Kand. ért. Kézirat. Budapest.

- SZÉKELY A. 1969: A magyar középhegyvidék periglaciális formái és üledékei. Periglacial landforms and sediments in Hungarian Central Mountains range. – Földr. Közl. 17. 3. pp. 272–289.
- SZLABÓCZKY P. 1970: Útmutató az 1970. májusi borsodi negyedkorföldtani és építésföldtani tanulmányúthoz. – Magyarhoni Földt. Társ. p. 32. Kézirat.

PLEISTOCENE SEDIMENTS IN THE ENVIRONS OF BÜKKSZENTERZSÉBET

by

E. KROLOPP – GY. RADÓCZ

The Quaternary sediments of North Hungary occurring – in conformity with the orographic conditions – in patches, scarcely attain the thickness of 20 to 30 m (A. SZÉKELY 1958, 1961, 1969).

In the Pétervására Basin the Quaternary sediments can be studied sporadically in a remarkable thickness. The sequence of greatest variety is that of Bükkszenterzsébet, exposed along the road on the ridge between the Daracs streamlet flowing into the Leleszi-Tarna and the derasional valley running parallel with it (Figs 1–3).

The lowermost strata exposed is an about 7.5-m-thick gravelly fluvatile sand. It is overlain by yellowish grey, further greenish grey flood plain i.e. marshy loam which – on the basis of its rich molluscan fauna (Table 1) – was developed on a relief covered by dense aquatic vegetation under a mild and humid climate. It is followed by dark grey silty clay (fossil soil). This latter can be divided into two parts. Whereas the lower part was originated in a quiet water body or swamp, the upper part, as can be proved by its molluscan fauna, may have developed already on a dry land that had emerged as a result of accumulation under a mild and moderately humid climate. The fossil soil is overlain by fluvatile silty sand with small gravels, the molluscan fauna of which is the witness of a moderately cold and arid climate. This is followed again by a dark grey, silty clay (fossil soil). The last Pleistocene member in the exposure is a redeposited „Palóc-Loess” covered thinly by recent soil.

For the completion of the sequence a borehole was put down by hand-power on the hill above the exposure (Fig. 3). Here the „Palóc-Loess” is followed again by a new soil layer overlain by sandy loess, whose scarce Gastropoda fauna suggests a rather mild climatic phase.

The Pleistocene section of Bükkszenterzsébet and mainly the exposure, furnished a material rich in fossils of stratigraphic value. The molluscan fauna consisting of 25 aquatic and 24 terrestrial species (Table 1), as well as the few pollen grains and the vertebrate remnants do not only serve for the reconstruction of environmental conditions but they furnish valuable data for age determinations as well. The molluscan fauna testifies to a pre-Würm age of the lower aquatic part of the sequence, while the fossil *Rhinoceros*

etruscus, recovered from the second fluvial bed, excludes its being younger than Mindel. Accordingly, the upper, eolian strata can be of later Pleistocene, Riss or Würm, age.

Generally, the Quaternary sediments of North Hungary have so far been regarded as Upper Pleistocene (P. SZLABÓCZKY 1970). The discovery at Bükkszenterzsébet of Lower to Middle Pleistocene fossiliferous sediments, however, suggests the possibility of the occurrence of older Pleistocene formations in North Hungary as well.

JELENTÉS A SÍKVIDÉKI KUTATÓ OSZTÁLY
1972. ÉVI MŰKÖDÉSÉRŐL

Írta: RÓNAI ANDRÁS

Az 1972. év mind az Alföld-kutatásban, mind Budapest mérnökgeológiai térképezése terén kiemelkedő jelentőségű. A komplex Alföld-kutatás az első kísérleti jellegű év (1964) után kilencedik évébe lépett. A feltárások módszere kialakult, az anyagvizsgálatok köre és részletessége határozottá vált, a feldolgozás szempontjai, módszere kiállta az első kritikákat; felvázolható volt a munkálat menetének további terve; jelentkeztek az első gyakorlati hasznosítási igények adatgyűjteményeinkkel, vizsgálati eredményeinkkel, térképeinkkel szemben.

Éppen az igények jelentkezése sürgette a munkálatok ütemének gyorsítását. 1971-ben kísérletet tettünk egy második térképező csoport felállítására, 1972-ben pedig próbaképpen megindítottuk a feltárásokat két százezres lapon. Ez azt jelentette, hogy az Alföld 45 000 km² területéből 1965–1972 között 15 600 km²-en elvégeztük a korszerű sekélyfeltárásokat, 10 800 km²-en az anyagvizsgálatokat is befejeztük és közel 9000 km²-en elkészítettük a kiértékelő térképsorozatotok (17–21 változatot laponként). A kísérleti év azonban megmutatta azt is, hogy a jelenlegi létszám, költségkeret és laborkapacitás mellett az évi 2 db százezres lap (3200 km² terület) anyagvizsgálata és feldolgozása nem végezhető el. A jövő feladata tehát nem a felvételi ütem gyorsítása, hanem az eddigi ütem és feldolgozási színvonal biztosítása.

A 100 000-es méretarányú *alföldi atlaszok kiadása* 1969 óta egyrészt költség, másrészt szerkesztői és nyomdai kapacitás hiánya miatt szünetel. Kidolgoztuk egy 1:200 000-es méretben való színes kiadás módját, ami lehetővé tenné, hogy a kéziratban felgyűlt anyagot gyorsabban és jelentősen kisebb költséggel közreadhassuk. Jelenleg 4 atlaszfüzet 76 színes térképlapja és 52 melléktérképe vár sokszorosításra, továbbá 3 magyarázó füzet több színes és fekete-fehér szövegekőzti ábrával.

Kísérleti évnék számít 1972 a *Budapesti Térképező Csoport* munkájában is. 1971-ben készültek el a térképezési irányelvek a Központi Földtani Hivatal kiadásában. Ez a térképezési utasítást helyettesítő anyag is csak kísérleti jellegű, hiszen nem áll rendelkezésre konkrét példa a különböző térképváltozatok mindegyikének elkészítésére Budapest különböző jellegű területein. A topográfiai alaptérképek egy része is csak 1971. év folyamán, sőt egyes lapok év végén készültek el, így 1972 volt az első olyan év, amely a munkálatok tervszerű menetéről és az eredményekről számot adhatott. E próbaév azt

mutatta, hogy az anyaggyűjtés — észszerű határok között — évente 3 db tízezres lapon elvégezhető, a feltérési, anyagfeldolgozási és térképszerkesztési munka azonban két évre húzódóan végezhető csak el az előírt 14 változatban.

A mérnökgeológiai térképezésnek sajátos jellege nemcsak szokványos feltáró és feldolgozó munkát kíván, hanem sokféle ágazó anyaggyűjtést és rendszerezést, rendszeres ismétlődő megfigyeléseket kiválasztott vagy kiépített pontokon (pl. talajvízszint-ingadozás), a műszaki beavatkozások már előidézett és folyamatban levő hatásainak vizsgálatát stb. A térképezés tehát folyamatosan működő szervezetet kíván és az egész év folyamán rendszeresen biztosított méréseket, észlelést, felügyeletet. Az 1972. próbaév tapasztalatait az évi munkák lezárása után kell belső elbírálás alá vonni és megfelelő tapasztalatcserét folytatni a közreműködő vagy érdekelt más intézményekkel.

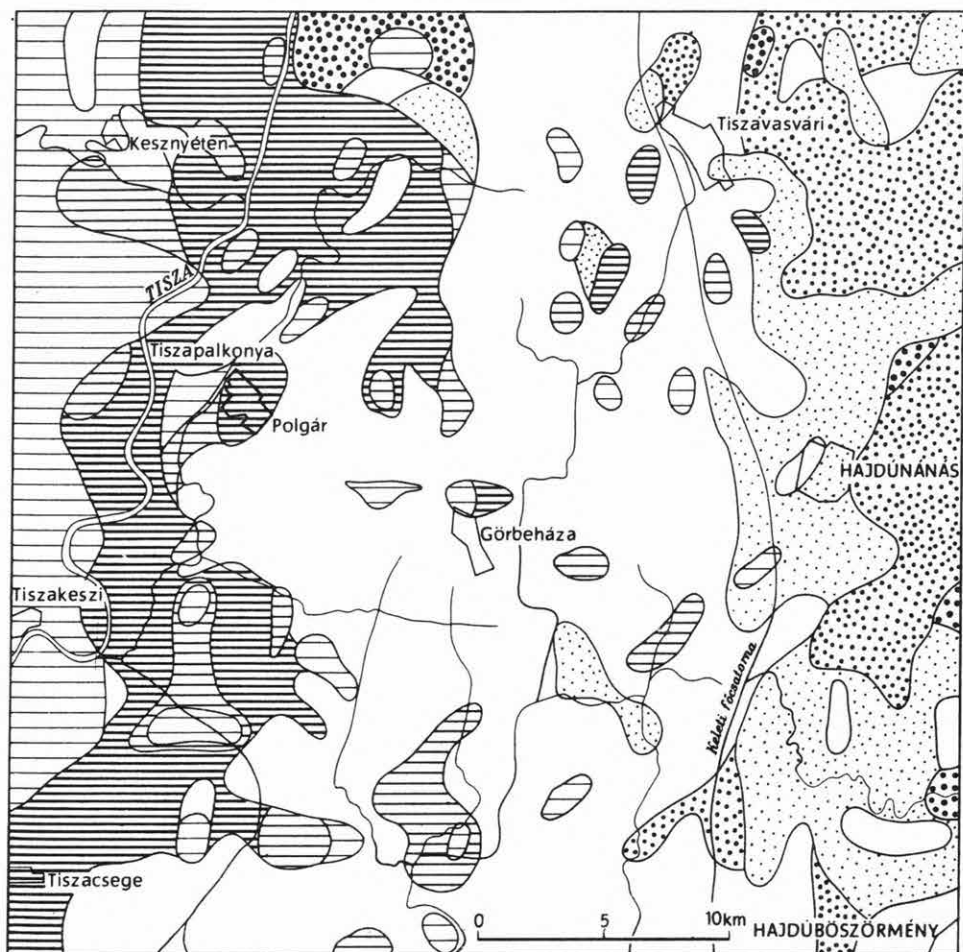
Az évi munkák elért eredményei tekintetében az *Alföldi Csoportnál* ki kell emelni az L-34-7 jelű Hajdúnánás-i lap feltérési eredményeit. 357 tíz méteres sekélyfúrás mélyítettek le a területen szabályos rendben, de nem egyenletes fedésben. 9 db Ny-K-i és 5 db É-D-i irányú szelvényben másfél kilométeres távközökben telepített fúrásokkal a felszínközeli rétegekről megbízható földtani szelvényeket szerkesztettek.

A Tisza-part, Hortobágy, Hajdúság, Hajdúhát egymáshoz kapcsolódó tájain a földtani képződmények felszíni elhelyezkedéséről, érintkezéséről e szelvények az eddigi ismereteknél jóval részletesebb és egyenletesebb tájékoztatást adnak. Feltárták a fúrások a Sajó hordalékkúpjának legfiatalabb rétegeit és a felszínközeli kavicsok helyzetét, továbbá a Hortobágy síkjának lösszel borított és nagy vastagságban finom kőzetliszttel (iszappal) fedett részeit. A lösztakaró a Hajdúságon É-ről D-re haladva vastagságban erősen növekszik. A makroszkópos adatok alapján 10 m mélységig elkülönítették a futóhomokos és löszös területeket a folyóvízi üledékkel s főleg finomszemű agyagfélésekkel feltöltött területektől, s ezáltal az építésföldtani tájtérképek kidolgozásához jó alapot adtak.

A hajdúnánási térképlap területén a 10 m mélységig agyagos üledékkel borított területeket, továbbá a 3-6-10 m vastag folyóvízi és futóhomok rétegek elhelyezkedését az 1. ábra mutatja, erősen egyszerűsítve. A lap területén végzett felvételi munkáról ÓDOR L. és KUCHEN Z. adott részletes, jól kidolgozott jelentést.

Feltérési munka folyt 1972-ben az L-34-27 Dabas jelű százezres lapon is. Itt 446 db sekélyfúrás mélyítettek le, de egyharmad részüket csak 1-3 m mélységig, minthogy a felszínközeli kavicsrétegekbe a kézifúrókkal behatolni nem tudtak. E feltérások tisztázták a Duna-völgy fiatal kavicsfeltöltésének felszín alatti mélységét a lap területén, a Duna-völgy és a Hátság képződményeinek érintkezését s főleg a talajvíztükör helyzetét a Duna-völgyben és a Duna-Tisza közti homokhátság szélén. A feltárt viszonyok építésföldtani érdekek mellett agrogeológiai szempontból is fontosak, hiszen a felszíni képződmények rétegsora, a talajvíztükör helyzete, a talajosodás, szikesedés, tőzegesedés, mészsapkválások folyamatára ad felvilágosítást. A kavicsrétegek, mint fontos víztartók, a helyi csökutas öntözés lehetőségeire is rávilágítanak. E tekintetben nagy fontosságú a minden fúrásból vett talajvízminták kémiai elemzése.

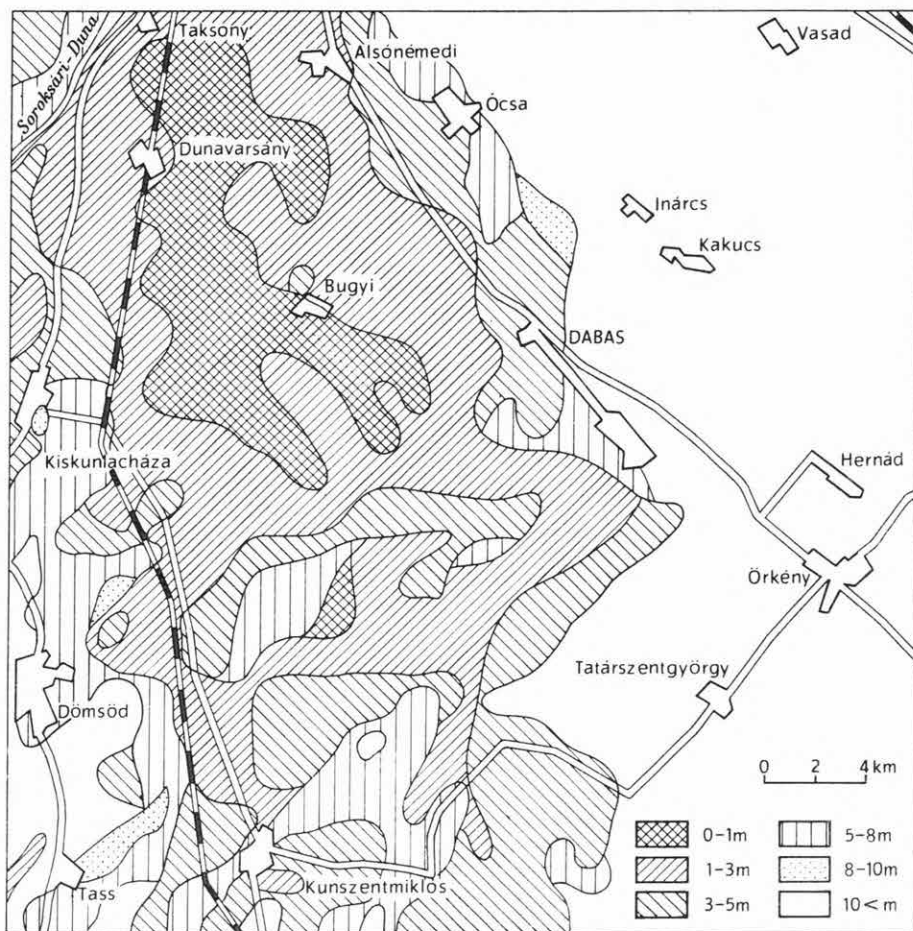
A kavicsfekü mélységét a felszín alatt erős kicsinyítésben és egyszerűsítésben a 2. ábra mutatja be.



1. ábra. A homokrétegek vastagsága és genetikai elkülönítése a hajdúnánási térképlapon. Szerkesztette ÓDOR L. 1972

Fig. 1. Thickness of the sand layers and their genetical differentiation on the map-sheet of Hajdúnánás. Plotted by L. ÓDOR, 1972

The thickness of fluvial sand layers: 1-3; thickness of eolian sand layers: 4-6; no sand layer: 7



2. ábra. A kavicstakaró felszínének mélysége a térszín alatt Taksony–Dabas–Kunszentmiklós környékén. Szerkesztette: KUTI L. 1972

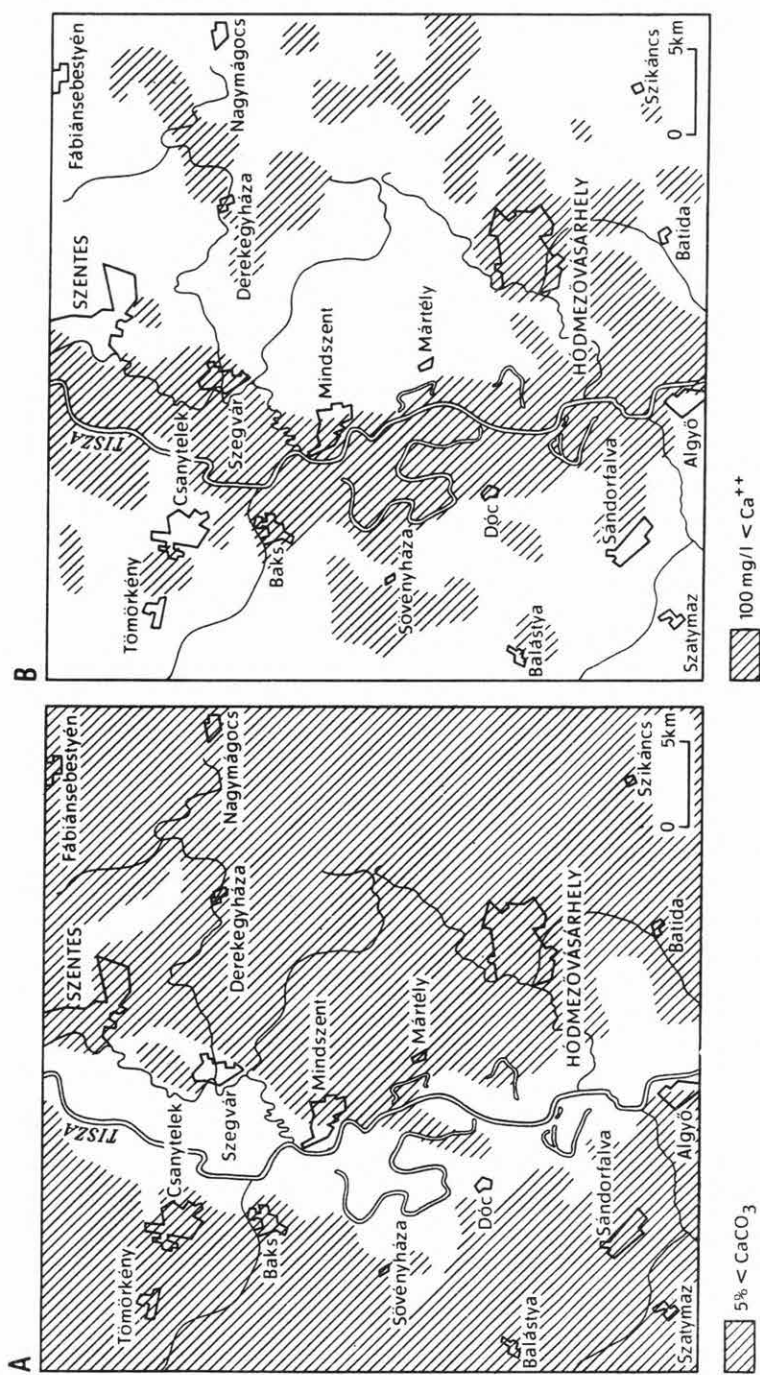
Fig. 2. Depth of the gravel-sheet as referred to the surface in the environs of Taksony–Dabas–Kunszentmiklós. Plotted by L. KUTI, 1972

Az *agrogeológiai kutatást* Intézetünk újra előtérbe helyezte alföldi munkálatainknál, folytatni kívánva század eleji úttörő tevékenységünket. 1971-ben kezdtük meg részletes térképeink és vizsgálati adataink felhasználásával a mészkarbonát felhalmozódásának és eloszlásának vizsgálatát a Tisza mentén, ahol a talaj mészben való szegénysége elég nagy területeken gátja az intenzív mezőgazdasági hasznosításnak. További vizsgálatokat igényelt a talaj és a talajvíz mésztartalmának összehasonlító vizsgálata és a talajvíz sóinak a víztartó rétegek anyagával való kapcsolatának tanulmányozása. E téren feltűnő jelenség mutatkozott a talaj és talajvíz mésztartalma közötti különbségben. Egyszerű példát mutat erre a 3. ábra a hódmezővásárhelyi lap területéről.

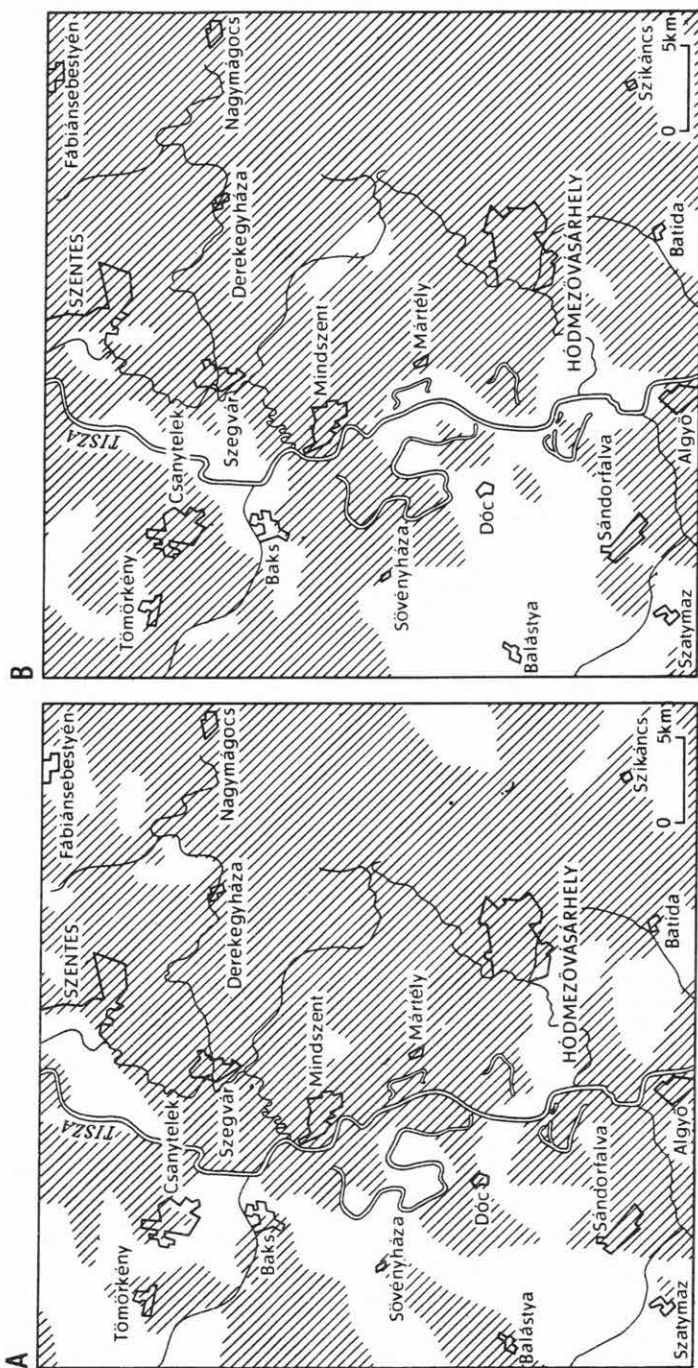
Részletes vizsgálat alá vettük mezőgazdasági érdekekből a *talajvíz oldott sóinak* alakulását a Tisza menti homokos, löszös, agyagos képződményekben. Az a feltűnő különbség, amit a talajvíz oldott anyagainak mennyisége és összetétele igen kis távolságon belül mutat, földtani magyarázatra vár. Világos és közérthető összefüggés adódik a közelfelszíni rétegek agyagossága és a talajvíz oldatainak töménysége között. A homokos rétegsorokból legfeljebb mészanyagot tud a talajvíz nagyobb mennyiségben kioldani. Azért a homokos térszínek talajvizei általában kevés oldott só-tartalmaznak és az oldat kalciumhidrogénkarbonátos jellegű. Az agyagos rétegsorokból a víz sokkal több anyagot tud kioldani s ezért ilyen területeken a talajvizoldat tömény. Erre az összefüggésre 4. ábránk világít rá.

A talajvíz oldott sói azonban nemcsak az ún. vízvezető, vagy víztartó réteg szemcsézettségétől függenek, hanem mindazoktól a rétegektől, amelyeket a talajvíz függőleges ingadozása során átjár. Márpedig a talajvíztűkőr a Tisza menti löszös–agyagos területeken évente 2–3 métert ingadozik, a sok év alatt elért ingadozása pedig 5–7 m is lehet. A sűrűn rétegzett alföldi rétegsorokban ez az ingadozás igen különböző rétegeket érinthet. A rétegsor pedig – folyóvízi üledékekről lévén szó – szomszédos területeken is nagyon különböző lehet. A legtöbb oldható anyagot adó agyagos rétegek kisebb vagy nagyobb szerepet játszhatnak az ingadozási zónában. Az ingadozási zóna azért játszik különleges szerepet a talajvizoldat alakulásában, mert alacsony talajvízállás idején ebben a zónában erős oxidáció folyik és ez elősegíti az oldható anyagok gyarapodását a magas vízállás során belépő víz számára. Tehát nemcsak a felszínközeli rétegek általános agyagossága játszik szerepet a talajvíz sóinak alakulásában, hanem az is, hogy az ingadozási zónában milyen agyagrétegek, vagy általában milyen finomszemű rétegek vannak.

Szerepet játszik ezen túl az is, hogy hol alakultak ki a szedimentáció során talajrétegek, tözegek, mészkakkumulációs vagy gipszes rétegek, amelyek ma a felszín alatt különböző mélységben, mint fosszilis talajok és talajmaradványok, fiatalabb üledékektől eltakarva találhatók. További befolyást gyakorol a talajvíz kémiájának alakulására a mélyebb rétegekből, nagyobb nyomás alól felszivárgó víz, amely ugyan az Alföldön eléggé egységes típusú, azonban a szivárgás lehetőségei a lencses szerkezetű folyóvízi üledéksorban nagyon különbözőek. Befolyást gyakorolnak a talajvíz kémiai jellegének alakulására a felszíni párolgás és a csapadék által oldatba vitt és a benedvesedéssel lefelé szivárgó anyagok. Mindezek a tényezők együttesen felelősek azért, hogy tájanként különböző típusú a talajvíz, azon az általános összefüggésen túl, hogy az agyagos rétegsorok talajvizében mindig sokkal több oldott só-találunk, mint a durvaszemcsés rétegekben.



3. ábra. Mész tartalom a talajban 1,5 m mélységben (A) és a talajvízben (B) a hódmezővásárhelyi térképleapon. Szerkesztette: RÓNAI A., 1972
 Fig. 3. Lime content in the soil at 1.5 m depth (A) and in the ground water (B) on the map-sheet area of Hódmezővásárhely. Plotted by A. RÓNAI, 1972



4. ábra. Az agyagos rétegsor és a talajvíz sótartalma közötti összefüggés a hódmezővásárhelyi térképlapon. Szerkesztette: RÓNAI A. 1972
 A ábra: Agyag- és iszapfrakció (0,00–0,02 mm φ) a rétegen 40% felett, B ábra: 1000 mg/l-nél több oldott só a talajvízben
 Fig. 4. Relationship between the clayey sequence and the salt content of ground water as shown on the map-sheet of Hódmezővásárhely. Plotted by
 A. RÓNAI, 1972

A: clay and loam fraction (0.00–0.02 mm φ) exceeding 40% in the layer, B: dissolved salt content surpassing 1000 p.p.m. in the ground water

A hódmezővásárhelyi területen a legfontosabb kation (nátrium) és anion (szulfát) mennyiségét a talajvízben 5. ábránk szemlélteti. A kép összevetendő azzal a helyzettel, amit a 4. ábra mutat.

A Síkvidéki Kutató Osztály térképező és szerkesztő munkájának alapja a feltérési munkákat követő *anyagvizsgálat*. A sekélyfúrásokból általában félméterenként, a középmélységű fúrásokból általában méterenként vett minták sokoldalú vizsgálata külön szediment-laboratórium szervezését tette szükségessé Szolnokon, a részletes térképezés indulásakor. Az azóta mutatkozó teljesítmény és az eredmények helyesnek mutatták ezt a lépést. A külön laboratórium nemcsak mennyiségi tekintetben teljesíti a nagy feltérési tevékenység folytán előálló szükségletet, de biztosítja az egységes és ellenőrzött minőségét is a vizsgálatoknak. Az Intézet központi laboratóriumaira és specialistáira csak a különleges vizsgálatok maradnak, így a homokok ásványtani vizsgálata, a paleontológiai vizsgálatok és az igen nagy fontosságú vízkémiai elemzések.

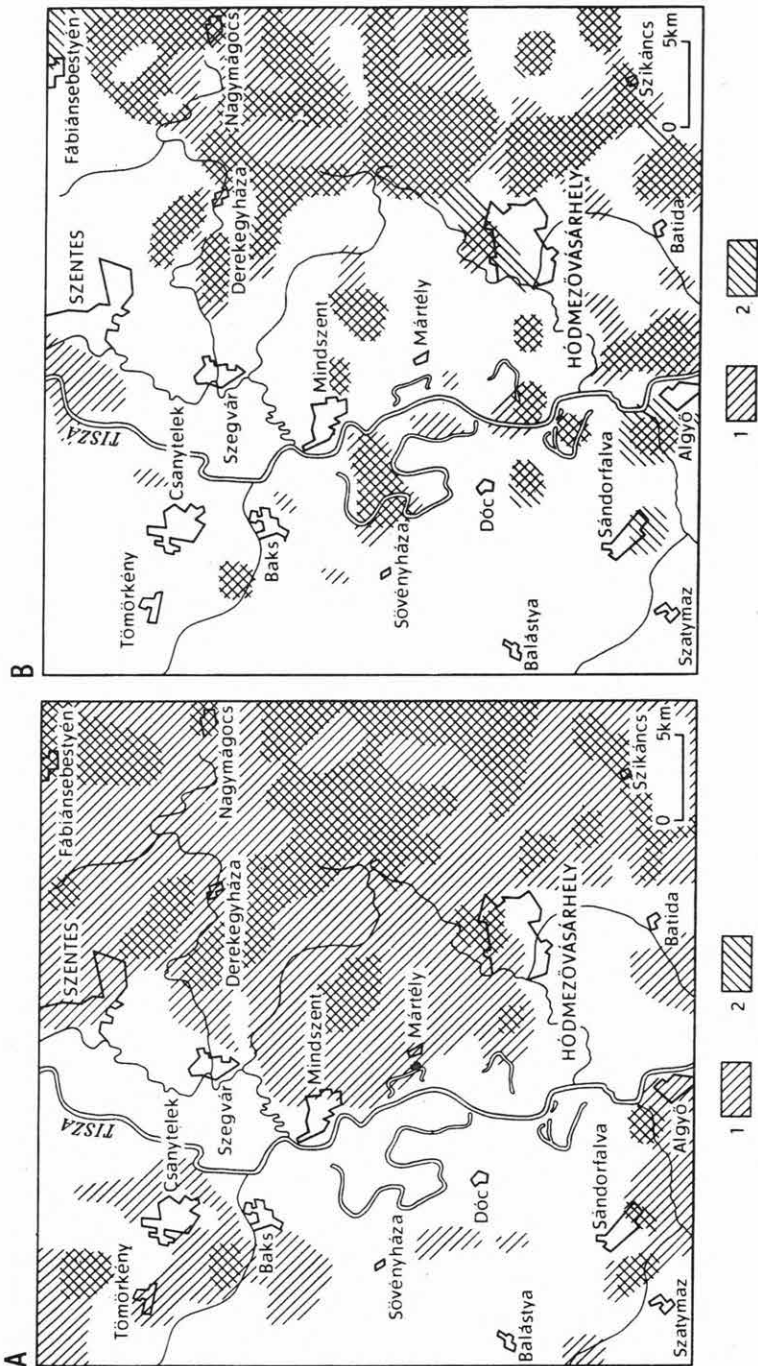
A szolnoki szediment-laboratórium teljesítménye érzékelteti az anyagvizsgálati munkák terjedelmét. Ez a munka nemcsak a készülő feldolgozások, térképek és szelvények készítésénél hasznosítható, hanem az Alföld felszínközeli rétegeinek és a középmélységű fúrások helyén a mélyebb rétegeknek földtani adattára is. A százezres térképlapok szerint a fúrásokból vett minták területi rendben lerakott anyagvizsgálatai minden érdeklődő számára gyors tájékoztatást nyújtanak a várható rétegsorokról, azok talajfizikai tulajdonságairól, a talajvíz helyzetéről, annak kémiájáról. A leggyakoribb vizsgálatok száma Szolnokon az utolsó 5 évben a következőképpen alakult:

	1968	1969	1970	1971	1972
szemcsevizsgálat (Köhn)	5635	6424	7779	6437	7928
szemcsevizsgálat szitálással	722	1701	1608	745	723
karbonát-meghatározás	6414	7019	9288	7451	8188
pH-mérés	6540	6855	9620	7211	8188
konzisztencia-vizsgálatok	1036	595	413	37	254
természetes víztartalom mérés	1345	2793	1953	2531	907

A II. térképező csoport feltérásainak anyagvizsgálatát az Intézet központi laboratóriuma végezte. A szemcsevizsgálatra leadott minták száma a kecskeméti és dabasi lapok sekélyfúrásaiból 2486 volt.

A *feldolgozó és szerkesztő munka* eredménye 1972-ben a tiszafüredi 1:100 000-es lap földtani, építésföldtani, vízföldtani, agrogeológiai, mélyföldtani és gazdaságföldtani térképsorozatának elkészítése, vagyis a *Tiszafüred Atlasz* megszerkesztése. Az Atlasz 19 térképből és 20 melléktérképből, valamint földtani szelvényekből és fúrás-szelvényekből áll. Az egyes lapok szerkesztői: BOCZÁN B. (5 lap), URBANCSEK J. (1 lap), KÖRÖSSY L. (2 lap) és RÓNAI A. (11 lap).

A tiszafüredi lap területére esik a kiskörei vízlépcső (Tisza II.) és az öntözés alá vont vagy vonni tervezett terület jelentős része. A további építések és az öntözés hatásainak vizsgálata a terület felszínközeli földtani viszonyainak ismeretét éppúgy megkívánja, mint a mezőgazdasági termelés és a talajművelés jövőbeli kialakítása. A térképlapok

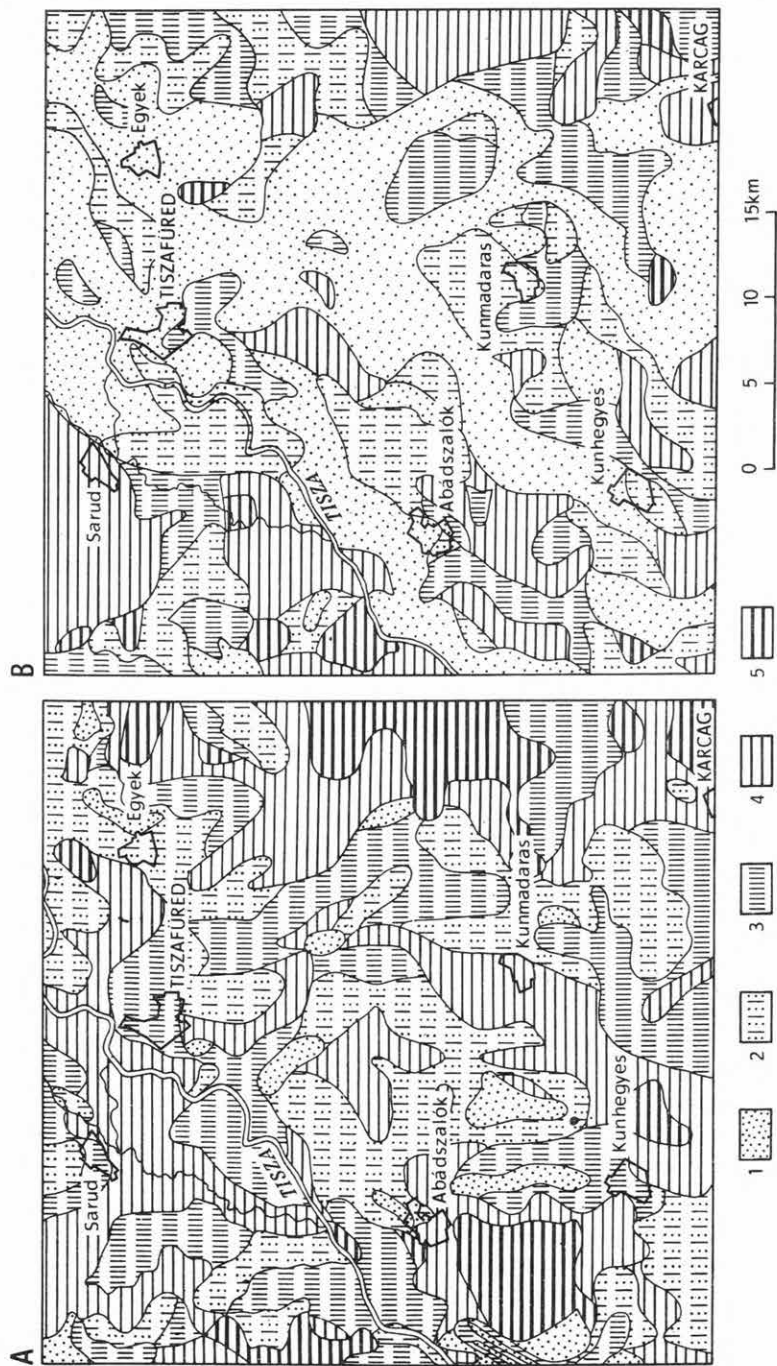


5. ábra. A talajvíz nátrium-ion (A) és szulfát-ion (B) tartalma a hódmezővásárhelyi térképlapon. Szerkesztette: RÓNAI A. 1972

A ábra: 1. 40% egyenértéken felüli Na^+ , 2. 1000 mg/l-nél több Na^+ ; B ábra: 1. 40% egyenértéken felüli SO_4^{2-} , 2. 1000 mg/l-nél több SO_4^{2-}

Fig. 5. The sodium-ion (A) and sulphate-ion (B) content of the ground water on the map-sheet of Hódmezővásárhely. Plotted by A. RÓNAI, 1972

A: 1. Na^+ exceeding 40% equivalent, 2. Na^+ exceeding 1000 p.p.m.; B: 1. SO_4^{2-} exceeding 40% equivalent, 2. SO_4^{2-} content exceeding 1000 p.p.m.



6. ábra. A felszín alatt található képződmények a tiszafüredi térképlapon 2 m mélységben (A) és 10 m mélységben (B). Szerkesztette: RÓNAI A. 1972

1. Homok, 2. iszapos, löszös homok, 3. lösz és infúziós agyagos lösz, 4. finom közetliszt, iszap, 5. agyag

Fig. 6. Subsurface formations at 2 m (A) and 10 m (B) depth on the map-sheet of Tiszafüred. Plotted by A. RÓNAI A. 1972

1. Sand, 2. muddy, loessic sand, 3. loess and infusional clayey loess, 4. fine silt, loam, 5. clay

egyszerűbb változatainak illusztrálására 6. ábránkon leközzöljük a 6. és 8. térképváltozat kicsinyített és egyszerűsített rajzát. A két lap a 2 m mélységben, ill. a 10 m mélységben várható képződményeket ábrázolja építésföldtani szempontból, tehát csak közzétani jellegükkel.

A közepmélységű feltárások során 1972-ben lemélyítettünk Erdőtelken egy 400 m mély fúrást, Szarvason egy 1000 m mélységűre tervezett fúrásból 900 métert. Ez utóbbi helyen, több hónapig tartó mentési munkálatok miatt, nem lehetett a fúrást befejezni. Az erdőtelki fúrás az Alföld É–D-i tengelyében lemélyített alapfúrások legészakibb tagja. Szolnok–Besenyszög–Jászladány–Hevesvezekény egyenes folytatásában – légvonalban alig tíz kilométerre az északi hegyperemtől – arra hivatott, hogy a negyedkori üledék-képződést és a plio-pleisztocén átmenetet a Mátra–Bükk lába előtt bemutassa. A fúrásból kiépített 3 rétegvízfigyelő kút a hegyvidékről az alföldi medencébe bevezető vízadó rétegekben végbemenő nyomásváltozásokat regisztrálja. A három észlelés alá vont vízvezető réteg mélysége: 39–48 m; 237–249 m; 311–321 m. A két sekélyebb kút a felső- és alsópleisztocén rétegek vízmozgását észleli, a legmélyebb kút a felsőpannon rétegekbe nyúlik.

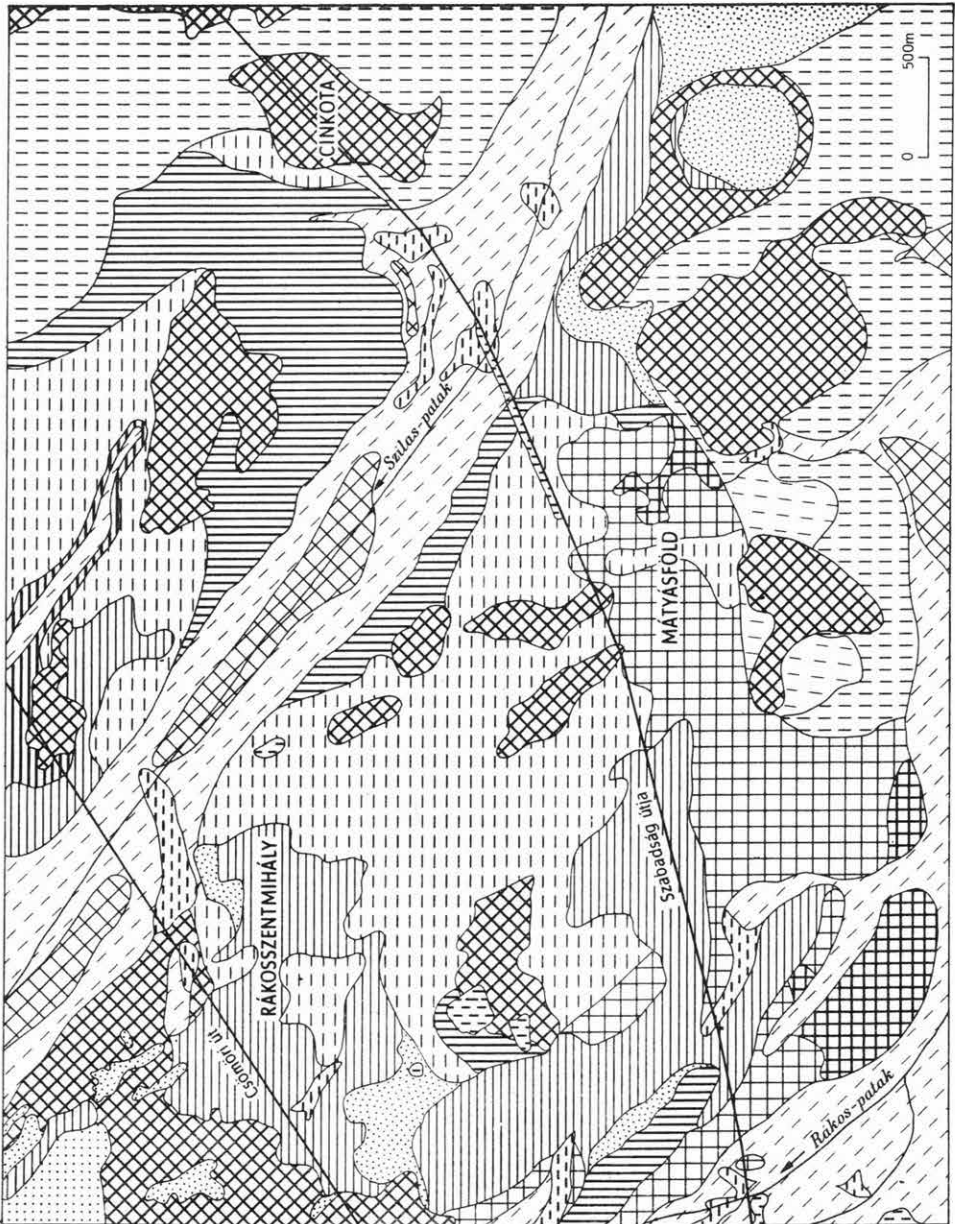
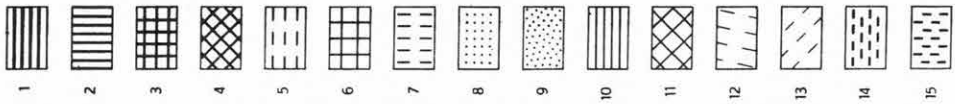
Szarvason az 1000 méteres fúrásból szintén három rétegvízészlelő kutat kívánunk kiépíteni kb. 200, 400 és 800 m mélységben. A 200 m-es kút 1972-ben elkészült. Ezzel rétegvízfigyelő kútjaink száma az Alföldön 30-ra emelkedett.

Az észlelő kutak megfelelő műszerezése állandó gondja osztályunknak. A felszín alatti vízszintek mérése (ún. negatív kutak) könnyen megoldható, de azok a kutak, ahol a nyugalmi vízszint 10–16 m magasan van a terep fölött, centiméteres pontossággal nehezen mérhetők. További igény az eddig bevezetett heti egyszeri mérés helyett a folyamatos mérés, amely a több napos, vagy több órás ingadozásokat is kimutatná. E szükségletből kiindulva egy kutunkra (Besenyszög) automata folyamatos vízszintmérő készüléket (Steremat) szereltünk fel kísérletképpen. Statikus (alkoholos) vízszintmérő műszerünk 9 kútban, higanyos 2 pozitív kutunkban működik. Kísérleteket végeztünk a Replint-féle műszerekkel, de eredeti állapotukban magas vízszintű kútjainkban centiméteres nagyságrendű ingadozásokra nem tudtuk alkalmazni őket.

A mélyföldtani kutatásban ez évben figyelmünk előterében az Alföld déli részének medencealjzata volt. SZEPESHÁZY K. két jelentést adott be: 1. A Duna–Tisza köze déli részének metamorf képződményei; 2. A Tizántúl déli részének alsókréta korú képződményei. Ugyanő elkészítette a kecskeméti százezres lap magyarázójához a mélyföldtani fejezetet. A negyedkori rétegek részletesebb feltárása és a medencealjzat közzétani vizsgálata mellett ez évben megindítottuk a pannon képződmények részletesebb vizsgálatát (ÓDOR L. – HORVÁTH I.).

A kainozóikum magyarországi és szomszédos területi tanulmányozásával foglalkozott igen behatóan JASKÓ S., aki külső munkatársként gazdag jelentéssel és térképekkel támogatta az Osztály munkáját („Üledékképződés a pliocénkori Paratethysben és környékén”).

A Síkvidéki Kutató Osztály keretébe tartozik a budapesti csoport, amely SZÜTS S. vezetése alatt és az FTV-vel együttműködve a főváros 1:10 000-es méretarányú mérnökgeológiai térképezését végzi. Az 1972. év az első olyan év volt, amikor ismert



feladatot a rendelkezésre álló alaptérképeken kellett megoldani, a kezdet mindenkori nehézségeivel együtt.

A térképezés párhuzamosan folyt a budai (SZABÓNÉ DRUBINA M. és RAINCSÁK GY.-NÉ) és a pesti (SZÜTS S.) oldalon. A budai térfélen két lap, egyenként 17 térkép-változatot tartalmazó földtani atlasza készült el: a János-hegy és Csillebérc jelzésű lapok; a pesti oldalon 18 térkép-változatban a cinkotai atlasz. Feltáró és anyaggyűjtő munka folyt a Rákoskeresztur, Rákosliget, Pestlőrinc jelű lapokon. Tovább folyt Budapest és környéke szerkezetföldtani feldolgozása (WEIN GY.), ugyancsak 1:10 000-es méretben.

A budapesti 1:10 000-es térképsorozat változatainak illusztrálására 7. ábránkon bemutatjuk a cinkotai lap területén 1,5 m-ben elhelyezkedő képződmények alapozási adottságait ábrázoló térképet (SZÜTS S.).

Magyarország tektonikai térképsorozatának előkészítő munkálatait WEIN GY. szervezte 1972-ben. E munkájában anyagfeldolgozással, statisztikai alaptáblák összeállításával és alapszelvényekkel támogatta őt az Osztályról SZEPESHÁZY K., JASKÓ S. és RÓNAI A.

Az Osztály tagjai több terven kívüli feladatot is megoldottak ez évben, hazai szakmai egyesületekben és külföldi kongresszusokon előadásokkal, bizottsági vitákban szerepeltek.

7. ábra. Alapozási adottságok 1,5 m mélységben a cinkotai 1:10 000-es térképlapon. Szerkesztette: SZÜTS S. 1972

1. Agyag, agyagmárga (felsőoligocén), 2. homokos kavics, kavicsos homok (helvét), 3. riolituffa (torton), 4. homokos kavics, kavicsos homok (pleisztocén V–IIb. terasz). [1–4. Jó teherbírású képződmények ($\sigma_a > 4,5 \text{ kp/cm}^2$).] – 5. Homoklisztes homok, -iszap, -agyag, homok, tufás homok (helvét), 6. mállott, helyenként bentonitosodott riolituffa (torton), 7. homok, iszapos homokliszt, iszap, agyag (felsőpannon–felsőpliocén), 8. homok (pleisztocén II/b terasz), 9. futóhomok (felsőpleisztocén), 10. iszapos homok, -homokliszt mésziszap-csíkokkal, kavicsos homokbetelepülésekkel (felsőpleisztocén), 11. kavicsos homok, alárendelten homokos kavics (holocén). [5–11. Közepes teherbírású képződmények ($\sigma_a 4,5\text{--}2,5 \text{ kp/cm}^2$).] – 12. Homokos homokliszt, iszapos homokliszt lencsékkel (felsőpannon), 13. homoklisztes homok, iszapos homok, -homokliszt, iszap (holocén). [12–13. Kis teherbírású képződmények ($\sigma_a < 2,5 \text{ kp/cm}^2$).] – 14. Szerves agyag, -iszap, -homokliszt (holocén), 15. feltöltés (14–15. Kedvezőtlen teherbírású képződmények.)

Fig. 7. Foundation properties at 1.5 m depth, on the map-sheet of Cinkota (1:10 000). Plotted by S. SZÜTS, 1972

1. Clay, clayey marl (Upper Oligocene), 2. sandy gravel, gravelly sand (Helvetian), 3. rhyolite tuff (Tortonian), 4. sandy gravel, gravelly sand (Pleistocene terraces V–IIb). [1–4. Highly resistant formations ($\sigma_a > 4,5 \text{ kp/cm}^2$).] – 5. Silty sand, loam and clay, sand, tuffaceous sand (Helvetian), 6. weathered, locally bentonitized rhyolite tuff (Tortonian), 7. sand, loamy silt, loam, clay (Upper Pannonian–Upper Pliocene), 8. sand (Pleistocene terrace IIb), 9. sand dune (Upper Pleistocene), 10. loamy sand, silt with calcareous loam bands, interbedded gravelly sand (Upper Pleistocene), 11. gravelly sand, subordinated sandy gravel (Holocene). [5–11. Formations of a moderate resistance ($\sigma_a 4,5\text{--}2,5 \text{ kp/cm}^2$).] – 12. Sandy silt with loamy silt lenses (Upper Pannonian), 13. silty sand, loamy sand, loamy silt, sand (Holocene). [12–13. Formations of low resistance ($\sigma_a < 2,5 \text{ kp/cm}^2$).] – 14. Organogenic clay, loam, silt (Holocene), 15. upfil. (14–15. Formations of unfavourable resistance.)

REPORT ON THE WORK OF THE LOWLAND RESEARCH
DEPARTMENT IN 1972

by
A. RÓNAI

The complex mapping of the Great Hungarian Plain at 1:100 000 was conducted in the map-sheet area of Hajdúnánás, where the development and position of the fluvialite Holocene and eolian Pleistocene sediments were investigated. In this regard Fig. 1. can be taken for example.

Some excavation was undertaken in the map-sheet area of Dabas (scale 1:100 000) where the deeper-situated gravel layers of the Danube Valley provide the most important basis for mapping, as sketched in Fig. 2.

It was a special task to develop such agrogeological projects which can be parallelized with the geological mapping work and can rely on the data of the latter. A study was prepared on the lime content of the near-surface layers and the ground water. Another study concerned the changes in the chemical character of the ground water in clay-bearing soils (Figs 3, 4, 5).

In 1972 the Quaternary layers were traversed by drilling in the districts of Erdőtelek and Szarvas for the determination of the boundary of Pliocene and Pleistocene and the subdivision of the Quaternary series. From the borehole of Erdőtelek three deep-water observation wells were developed for the aquifers at depth of 39–48 m, 237–249 m and 311–321 m.

Under this programme the geological atlas of map-sheet Tiszafüred, scale 1:100 000, was completed in 19 different versions including geological, engineering geological, hydrogeological, agrogeological and subsurface geological maps. A reduced and schematic example of the atlas is given in Fig. 6.

Papers were written on the lithological conditions of the basin basement and the launching of investigations into the Pannonian.

Under the 1:10 000-scale Budapest Engineering Geological Project the complete geological atlases and explanations of three map-sheet areas were completed this year, those of János-hegy, Csillebérc and Cinkota, each in 17 versions. A reduced and schematic example of these is shown in Fig. 7.

In addition to the above, the members of this Department took part in international conferences and got several publications printed in this year.

NEOGÉN MEDENCEÜLEDÉKEINK SZINOROGÉN SZEDIMENTÁCIÓJA

Írta: JASKÓ SÁNDOR

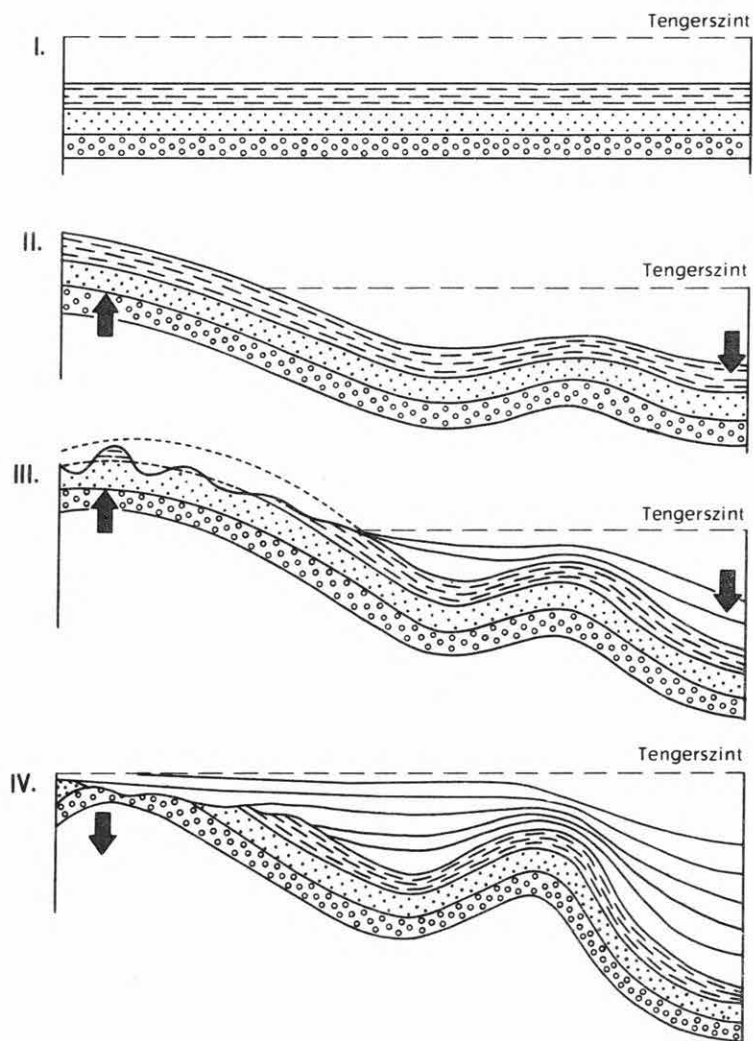
A Pannóniai-medence neotektonikai térképének megszerkesztéséhez az 1972. év folyamán összegyűjtöttem és kiértékeltem Magyarország és a szomszédos területek mélyfúrásainak rétegsorrend-adatait a publikált szakirodalomból. E munka részletes eredményei az ország szerkezetföldtani kiértékelésének keretében egy későbbi időpontban kerülnek közlésre. Az eddig elvégzett munka során azonban felmerült egy kérdés, amelynek egyértelmű megválaszolása az elméleti és a gyakorlati jellegű földtani kutatások szempontjából egyaránt már most előnyös lenne. A kérdés, hogy a neogén medence-üledékeinket ért hegységképző hatások szakaszosan nyilvánultak-e meg, vagy pedig hosszú földtörténeti időn át változatlanul folyamatosak voltak.

Közismert, hogy erről a kérdésről két eltérő felfogás alakult ki a világirodalomban:

1. A STILLE (1924) által felállított „orogenezis időtörvény” szerint az üledéksorokat szétválasztó tektonikai diszkordanciák rövid, orogén periódusokban keletkeztek. Ezt a felfogást általában a hegységekben térképező geológusok vallják.

2. A SATSZKIJ (1951) és BELOUSZOV (1962) által megfogalmazott „szinorogén üledékképződés” elmélet szerint a tektonikai mozgások az üledékképződési folyamatokkal egyidejűleg történtek s szögdiszkordanciák csak a rétegtani hézagoknál észlelhetők. Ez a felfogás a medenceüledékekkel foglalkozó irodalomban terjedt el.

A két felfogás közötti eltérés oka az, hogy ugyanaz a tektonikai folyamat más hatású a medenceperemeken, mint a medence belsejében. A medenceperemek rétegsorai-ban fellépő szögdiszkordanciáknak a nagysága mindig egyenlő a két képződmény lerakódása között végbement mozgásfolyamat előrehaladásával. A medence belsejében viszont, ahol megszakítatlan az üledéksor, a hatás csak abban nyilvánul meg, hogy a boltozatok és sasbércek tetején vékonyabb, a teknőkben és árkokban pedig vastagabb rétegek keletkeztek. A besüllyedő részek ugyanis mintegy természetes derítő medencét alkotnak. A nagyobb keresztmetszet miatt felettük lelassul a cirkuláló vízáramok sebessége, csökken a szállítóképeség és a fenékre rakódik a lebegő hordalék. Így a szedimentáció folyamatosan kiegyenlíteni igyekszik a medencefenék egyenlőtlen mélységkülönbségeit. A réteghatár-felületek nem párhuzamosak egymással, hanem a kiemelt területrészek felé konvergálnak. Ilyen módon a fiatalabb üledékek laposabb, az idősebb üledékek pedig zavartabb településűek (1. ábra).



I. ábra. Leegyszerűsített szelvényvázlatok az üledékképződésben mutatkozó eltérések szemléltetésére, szinorogén gyűrődés esetében

Fig. 1. Simplified profile sketches showing the differences in sedimentation in the case of synorogenic folding

Megjegyzendő, hogy az 1. ábrán bemutatott szelvényvázlat-soron látható medence-szerkezeti formákat számos konkrét esetben valóban kimutatták mélyfúrások segítségével. A bakui olajmezőkön (BELOUSZOV 1962) és a romániai olajmezőkön (KREJCI-GRAF 1950) mutattak ki szinszedimentációs gyűrődéseket.

A zistersdorfi törés mentén a Bécsi-medencében (JANOSCHEK 1942) és a Wille-szénmedencében, Nyugat-Németországban (DOLEZALEK 1969) írták le konkrét példáit a neogén szinszedimentációs töréses szerkezeteknek.

Már KÖRÖSSY is rámutatott (1963, p. 168), hogy „a neogén medence aljzatának vertikális mozgásai által létrejött szerkezeti formák felismerhetők a mélyfúrások összesítő szelvényeiből. Ha a szerkezeti formák a neogén üledékképződés valamely szakasza utáni mozgásokkal alakultak ki, a mozgás előtti rétegek vastagsága közel egyforma az utólag képződött kiemelkedés felett és oldalain is. A mozgás idején képződött rétegek között diszkordanciák, kiékelődési övek, üledékvastagság-különbségek vannak. A mozgás után ismét változatlan vastagságú rétegek következnek”. Megvan tehát a lehetőség, hogy a vetődések két oldalán levő rétegsorok vastagság-különbségeiből, vagy megegyezéseiből következtethessünk az egyes földtörténeti időszakok alatti elmozdulásokra. Szinorogén rétegsorok esetén kiszámíthatjuk a vetők mentén történt mozgás időnkénti gyorsulását vagy lassulását is.

A Pannóniai-medence neogén rétegeiről szerkesztett szelvényrajzaimból kiválasztottam 30 olyan vetőt, amelyeknél a fúrások egymáshoz közel fekvése lecsökkenti a szelvényrajz szubjektív jellegét és ezeknél (emeletenkénti bontásban) méréseket és számításokat végeztem arra vonatkozóan, hogy a réteghatárok mennyire távolodtak el egymástól a vetősík két oldalán (1. táblázat). Két rétegösszlet bázisátára (pl. szarmata—alsópannon, vagy alsópannon—felsőpannon réteghatár) elmozdulásainak különbsége egyenlő a létrejöttük-höz eltelt időszak (szarmata) alatt végbement elmozdulás nagyságával.

A 2. ábrán bemutatott szelvényrajz-részlet jellemző példáját mutatja a fúrások alapján megszerkeszthető felépítésformáknak. Természetes, hogy a kialakítható tektonikai kép megbízhatósága arányos a fúrásálózat sűrűségével és a fúrásokon keresztül szerkeszthető szelvényrajzok pontosságával. E tekintetben eltérések adódnak a Pannóniai-medence különböző részei között.

Való igaz, hogy a most megvizsgált példák kis száma és a nyert adatok szórása miatt egyelőre nem állíthatunk fel általános érvényű törvényszerűségeket, csupán valószínű következtetéseket vonhatunk le belőlük. A jövőben elvégzendő további, nagyobb számú mérés és számítás növelni fogja az elvégzendő újabb matematikai—statisztikai elemzés kiinduló bázisát és ezáltal javítani fogja a levonható következtetések megbízhatóságát is.

A mostanáig elvégzett mérések számával elosztva a hozzájuk tartozó elmozdulások összes folyóméter-mennyiségét, a következő lekerekített átlagszámok adódtak: a neogén talp átlagos elmozdulása 660 m, a miocénben 320 m, az alsópannonban 340 m, a felsőpannonban 240 m, a felsőpliocénben 110 m, a negyedkor folyamán pedig 130 m elmozdulás következett be.*

*Mivel az alkalmazott osztószám koronként más és más, ezért az ilyen módszerrel kapott számok összege természetszerűleg nem egyezik meg az egész neogénre megadott számértékkel, hanem annál több lesz.

A Pannóniai-medence neogénben kialakult vetői mentén

A vetődést két oldalról lehatároló fúrások	A vetődés csapásiránya (fok)	A vető mentén történt	
		a teljes neogénben	
		m	%
Mihályi 3. – Mihályi 4.	5–185	600	100
Jobaháza – Pásztori	5–185	700	100
Pásztori – Szany	80–260	1100	100
Szany – Vaszar 5.	80–260	900	100
Takácsi 2. – Pápa	45–225	300	100
Übersbach – Bachselten	30–210	1700	100
Sótony – Káld	20–200	750	100
Muraszombat – Filovci	180–360	1400	100
Filovci – Resznek	45–225	800	100
Resznek – Szilvagy	175–355	500	100
Zalatárnok – Bak 2.	130–310	150	100
Āak 1. – Pölöske	170–350	100	100
Baja – Érsekcsanád 6a.	160–340	450	100
Sükkösd – Miske 1.	160–340	200	100
Miske 1. – Miske D.	160–340	500	100
Táborfalva 2. – Lajosmizse 3.	10–190	kb. 300	100
Algyő 22. – Algyő 21.	75–255	kb. 1500	100
Martfű – Rákóczi falva 2.	80–260	kb. 500	100
Egerlövő – Mezőkövesd 2.	80–260	1000	100
Kunbaja 3. – Csikéria 3.	150–330	250	100
Ásotthalom 2. – Ásotthalom 1.	150–330	kb. 850	100
Hódmezővásárhely – Csanádalberty	170–350	kb. 2200	100
Csanádalberty – Pitvaros 1.	170–350	700	100
Dombegyháza – Battonya	155–335	200	100
Törtel 14. – Szolnok SzH 1.	5–185	450	100
*Turkeve 5. – Turkeve 7.	140–320	200	100
*Kisújszállás 5. – Karcag 2.	170–350	400	100
*Karcag 1. – Nádudvar 15.	160–340	200	100
*Nádudvar 19. – Hajdúszoboszló 17.	160–340	700	100
Hajdúszoboszló 25. – Ebes	160–340	50	100
Összesen:		19650	100
Átlag:		655	–

– = a képződmény hiányzik

0 = a rovatnak megfelelő elmozdulás a tárgyidőszak alatt nem mutatható ki

kb. = pontos adat hiányzik, hozzávetőlegesen becsült érték

* = a 2. ábrán feltüntetett vetők

1. táblázat

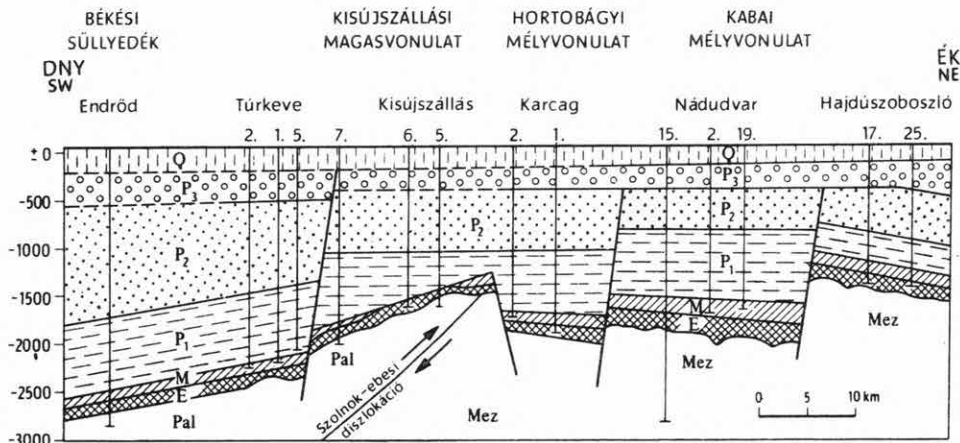
történt vertikális irányú elmozdulások nagyságadatai

elmozdulás nagysága

miocénben		alsópannonban		felsőpannonban		felsőpliocénben		negyedkorban	
m	%	m	%	m	%	m	%	m	%
—	—	200	34	300	50	50	8	50	8
—	—	100	14	600	86	0	0	0	0
600	55	0	0	500	45	0	0	0	0
600	66	0	0	300	34	—	—	0	0
50	17	250	83	—	—	—	—	—	—
1700	100	0	0	0	—	—	—	—	—
300	40	200	27	250	33	—	—	—	—
50	4	850	61	500	35	—	—	—	—
100	13	400	50	300	37	—	—	—	—
100	20	100	20	300	60	—	—	—	—
0	0	50	34	100	66	—	—	—	—
0	0	0	0	100	100	—	—	—	—
50	11	50	11	50	11	100	22	200	45
0	0	0	0	50	25	50	25	100	50
500	100	0	0	0	—	0	—	0	0
50	17	50	17	200	66	0	—	0	0
300	20	400	27	400	27	400	26	0	0
200	40	300	60	0	—	0	0	0	0
400	40	400	40	200	20	—	—	0	0
150	60	0	0	0	—	0	0	100	40
50	6	400	47	150	18	0	0	250	29
800	36	1200	54	200	10	0	0	0	0
50	7	300	43	200	29	50	7	100	14
0	0	0	0	200	100	0	0	0	—
50	11	250	56	0	—	50	11	100	22
0	0	0	0	100	50	100	50	0	0
0	0	400	100	0	—	0	0	0	0
0	0	0	0	200	100	0	0	0	0
0	0	600	86	100	14	0	0	0	0
0	0	0	0	0	—	50	100	0	0
6100	31	6500	33	5300	27	850	4	900	5
321	—	342	—	241	—	106	—	129	—

Három statisztikai kördiagramon, földtani korok szerint, külön-külön mutatom be a vetőket. A diagramokon minden vonal egy-egy vetőnek felel meg. A vonal iránya az illető vető csapásirányát mutatja, a vonal hossza pedig az elvetési magassággal arányos (3. ábra).

A miocén és pliocén üledékeket harántoló fővetők 170° – 350° és 80° – 260° csapásúak. A csekély elvetési magasságú és aránylag rövid távolságon át követhető kisebb vetők száma nagy és csapásirányuk meglehetősen szórtságot mutat. Egyedüli kivételt képez



2. ábra. Tízszerezesen túlmagasított földtani szelvény néhány tiszántúli mélyfúrásról

Q = negyedkor, P₃ = felsőpliocén, P₂ = középsőpliocén, P₁ = alsópliocén, M = miocén, E = eocén, Mez = mezozoikum, Pal = paleozoikum

Fig. 2. Geological section of some deep drillholes east of the Tisza river (vertical scale exaggerated 10X)

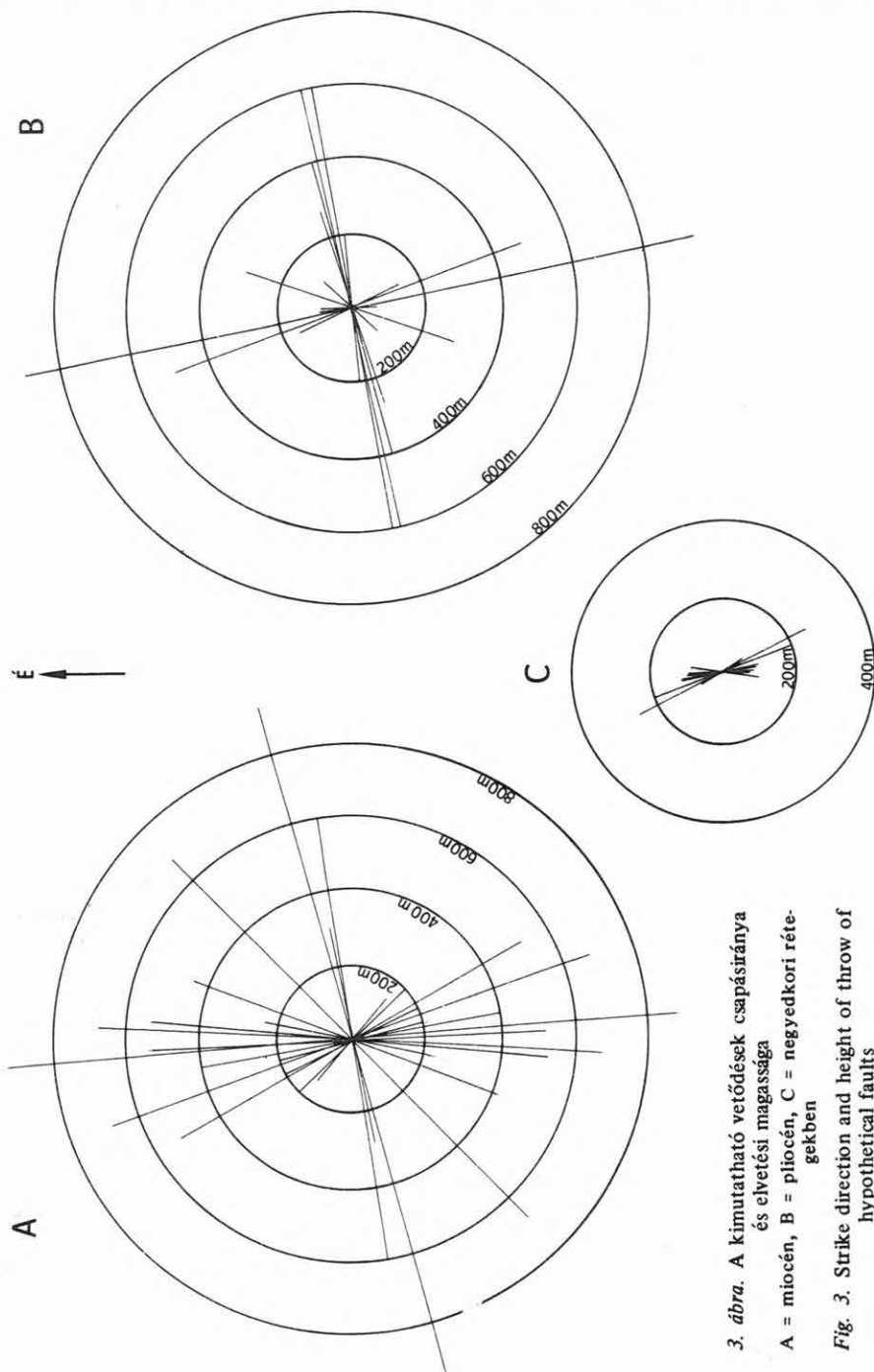
Q = Quaternary, P₃ = Upper Pliocene, P₂ = Middle Pliocene, P₁ = Lower Pliocene, M = Miocene, E = Eocene, Mez = Mesozoic, Pal = Paleozoic

a 90° – 270° és a 130° – 310° irányok közé eső 40° -os szektor. Ebben a szektorban egyetlen vető sem húzódik a megvizsgált 30 darab közül.

A negyedkorban történt elmozdulások mértéke csekély, átlag 100 m körül van. Egyetlen egy esetben éri el a 250 m-t. Adataink szerint kivétel nélkül mindenütt egyedül az ÉÉNy–DDK-i csapású vetők mentén tartott még a mozgás a negyedkorban is.

Megvizsgáltam azt is, hogy van-e valami kapcsolat a vetők elvetési magassága és az elvetett rétegsor vastagsága között. Az adatok nagy szórása arra mutat, hogy a medenceperemi vékony rétegsorokban éppúgy előfordulnak nagy elvetési magasságú vetők, mint a medenceközép vastag üledékeiben. Hozzávetőlegesen annyi mondható, hogy a Pannóniai-medence neogén üledékeit feldaraboló vetődések elvetési magassága az esetek jelentős számában eléri a felét a lerakódott üledékvastagságnak.

Érdekesebb eredményekre jutunk azt tanulmányozva, hogy a neogén szerkezeti irányok hogyan változnak vidékenként. Tektonikai térképünkre tekintve szembeötlő, hogy a Dunántúlon és Észak-Magyarországon dominálnak az ÉÉK–DDNy-i csapású vetők.



3. ábra. A kimutatható vetődések csapásiránya és elvetési magassága
 A = miocén, B = pliocén, C = negyedkori rétegekben

Fig. 3. Strike direction and height of throw of hypothetical faults

A = Miocene, B = Pliocene, C = Quaternary

A Mecsek és a Villányi-hegység környékén viszont a KÉK–NyDny-i csapású vetők vannak túlsúlyban. A Réz-hegység, Kodru Moma és Királyerdő tövében NyÉNy–KDK-i, illetve K–Ny-i csapása van a fővetőknek. A Bicskei-öbölben úgyszólván kizárólag ÉÉNy–DDK-i irányú vetőket találunk.

Az elmondottakból kitűnik, hogy a medenceperemeken – vidékenként változóan – egy-egy adott főirány a jellemző. Ezzel szemben a medence középső részein, vagyis a Duna–Tisza közén s a Tiszántúl javarészen mindezek az előbb felsorolt szerkezeti irányok egymást keresztül-kasul keresztelve fordulnak elő, s keveredésük zegzugos körvonalakkal szétszabdalt rögmozaikot eredményezett.

Az elvégzett számításokból az tűnik ki, hogy a Pannóniai-medence azon belső területein, ahol a középsőmiocéntól a pliocén végéig nagy vastagságú üledéksorok jelentősebb rétegtani hézagok nélkül halmozódtak egymásra, ott a tektonikus mozgások folyamatosan mentek végbe, lépést tartva az üledékképződés sebességével. Fialat neogén rétegsorainkban mindössze egyetlen jelentősebb rétegtani hézag, az ún. prepannon erózió időszaka mutatható ki. De még ez a prepannon erózió sem nyilvánult meg mindenütt egyformán. Helyenként jelentős volt a hatása, másutt kevésbé nyilvánult meg, ismét másutt nyomait sem találjuk. Bonyolítja a helyzetképet az, hogy az alsópliocénig a mai Pannóniai-medence közepén egy kiemelkedés volt, amelyet csak helyenként és vékony rétegben fedtek el miocén üledékek. Ezt a kiemelt helyzetű belső részt körülvevették a Kárpátok és Dinaridák belső oldalán húzódó miocén tengermedence részek nagy vastagságú rétegsorai. A miocén és pliocén korok határán a medencealjzat rögökre darabolódott szét, helyenként nagy tektonikus árkok süllyedtek be, amelyek megőrizték a miocén üledékeket. Másutt viszont a kiemeltebb rögök tetejéről a prepannon erózió letarolta az üledékeket. Ez a bonyolult helyzet magyarázza, hogy a geológus szakemberek felfogása eltérő egymástól, annak megfelelően, hogy az illető munkaterületén milyen viszonyok uralkodtak. Így pl. BODZAY (1968, p. 88), SZEPESHÁZY (1971, p. 313), KÖRÖSSY (1971, p. 201) prepannon erózióról ír. Velük ellentétben JASKÓ S. (1939, p. 117), VITÁLIS I. (1937) és JÁMBOR Á. (1969, p. 133) szarmata–alsópannon átmeneti rétegeket ismertet. Megjegyzendő, hogy az Erdélyi-medence neogénjét tárgyaló román szakirodalomban – a magyarországihoz hasonlóan – ugyancsak megoszlanak a vélemények a szarmata–pannon üledékfolytonosságról (GRÄF–PANA–FESCI 1971, p. 62).

IRODALOM

- BELOUSSOW, W. W. 1962: Basic Problems in Geotectonics. – New York.
- BODZAY I. 1968: Magyarország délnyugati részein kifejlődött miocén képződmények rétegtani és ősföldrajzi vázlata. – Földt. Közl. 98.
- DOLEZALEK, B. 1969: Beziehungen zwischen Sedimentation und Tektonik im Deckengebirge der Ville. – Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen. Bd. 16.
- DUBAY L. 1962: Az Észak-zalai-medence fejlődéstörténete a kőolajkutatók tükrében. – Földt. Közl. 92.
- GRÄF, I. – PANA, I. – FESCI, V. 1971: Die Sarmat-Mäot Grenze im Gebiet des oberen Archita-Tals östlich von Sighisoara. – Geologie, 20.

- JANOSCHEK, R. 1942: Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. – Oel und Kohle, 38.
- JASKÓ S. 1939: Adatok az Alcsut–Etyeki-dombvidék földtani ismeretéhez. – Földt. Közl. 69.
- JÁMBOR Á. 1969: Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről.
- KÖRÖSSY L. 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. – Földt. Közl. 93.
- KÖRÖSSY L. 1971: Mélyföldtani és fejlődéstörténeti vázlatok a magyarországi pannonból. – A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. Akad. Kiadó, Budapest.
- KREJCI-GRAF, K. 1950: Über die Phasen der Gebirgsbildung. – Geol. Rundschau, 38.
- SATSZKIJ, N. SZ. 1951: O dileteljnosztü szkladkoobrazovanija i o fazah szkladcsatoszti. – Izv. Akad. Nauk SzSzSzR. Szer. Geol.
- STILLE, H. 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – Berlin.
- SZEPESHÁZY K. 1971: A Tiszántúl középső részének miocén képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1968-ról.
- VITÁLIS, I. 1937: Ein neuer Baglivien-Fundort in den sarmatisch-pontischen „Übergangsschichten“ des Blumentales. – József Nádor Egyet. Bánya- és Kohómérv. Oszt. Közl. 9.

SYNOROGENIC SEDIMENTATION IN THE NEOGENE BASINS OF HUNGARY

by
S. JASKÓ

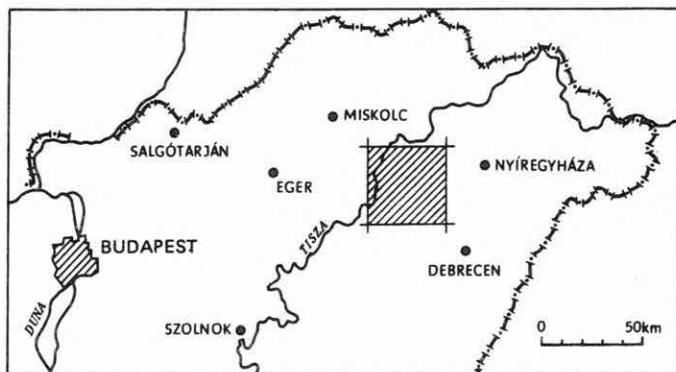
The location and size of the faults crossing the Neogene and Quaternary deposits can be well observed in the geological sections plotted on the basis of deep drilling in the Pannonian Basin (Fig. 2.). On both sides of the faults, though contemporaneous, the strata are of different thickness. In the deeper-lying places the sediments show a thicker development, and in the higher situated places a thinner one. From this it can be concluded, that the faults developed not following the end of sedimentation, but it was a long-lasting tectonic movement without any discontinuity in sediment deposition. Within the basin there are continuous and conformable sequences. On the contrary, on the margins of the basins, the sedimentation was locally and temporarily interrupted, as manifested by the lack of some stratigraphic horizons, further by erosional and angular unconformities. The angular unconformity is so much greater as longer the time interval was between the deposition of the overlying and of the underlying sediments (Fig. 1.).

In Fig. 3. the strike direction and the height of throw of the faults in Miocene, Pliocene and Quaternary layers are shown. The basic data used for the compilation of these circle diagrams are given in Table 1.

A LÉGIFÉNYKÉPEK ALKALMAZÁSA A HAJDÚNÁNÁSI TERÜLET 1:100 000-ES FÖLDTANI TÉRKÉPEZÉSÉNÉL

Írta: ÓDOR LÁSZLÓ

A M. Áll. Földtani Intézetben RÓNAI ANDRÁS vezetésével folyik az a munka, amelynek célja az Alföld 1:100 000-es méretarányú földtani térképlapjainak elkészítése. Az 1964-ben megindult 1:100 000-es Alföld-térképezés során bizonyos problémák megoldásához már korábban is használtak légifényképeket. Egy teljes térképlap légifelvételinek áttekintésére, földtani értelmezésére 1972-ben a hajdúnánási térképlap felvétele során adódott lehetőség (1. ábra).



1. ábra. A hajdúnánási 1:100 000-es térképlap helyszínrajza
Fig. 1. Layout of map-sheet of Hajdúnánás (scale 1:100 000)

A légifényképek vizsgálatára közvetlenül a terepi időszak befejezése előtt került sor. Az 1956-ban, 4000 m-es repülési magasságból készített kb. 1:20 000-es méretarányú sztereopárok előzetes földtani értékelését a Hadtörténeti Intézet Térképtárában végeztük el.

A légifényképek földtani értelmezésének eredményei

A fényképanyag értékelésének megkezdésekor a korábbi talajtani, árvíz-elterjedési és földtani térképek anyagára, az Alföldre vonatkozó publikációkra, valamint az 1972. évben végzett terepi megfigyelésekre s a sekélyfúrások anyagának makroszkópos vizsgálá-

tára támaszkodtunk. A korábbi adatok és megfigyelési eredmények alapján körvonalazódtak azok a problémák, amelyek megoldását a légifényképek vizsgálatával kívántuk előmozdítani. Ezek két csoportra oszthatók: 1. egyes képződmények elterjedésének pontosabb körülhatárolása, 2. a képződmények genetikájának és korviszonyainak közelebbi meghatározása. A hajdúnánási területen ez azt jelentette, hogy vizsgálni kellett a Tisza és a Sajó meder- és ártéri fáciéseinek elterjedését, valamint a terület K-i felén lefolyt eolikus üledékképződés jellegzetességeit.

A síkvidéki földtani térkép a felszín üledékeiről, azaz a kőzettani összetételről, a képződmények genetikájáról és koráról tájékoztat. Az előzetes értékelésre fordított viszonylag rövid idő nem tette lehetővé, hogy a fényképeken a kőzettani összetétel finomabb változásait nyomon kísérjük, a genetikai problémák és közvetve a korviszonyok azonban megoldhatónak bizonyultak. A légifényképek vizsgálata az alábbi eredményeket adta:

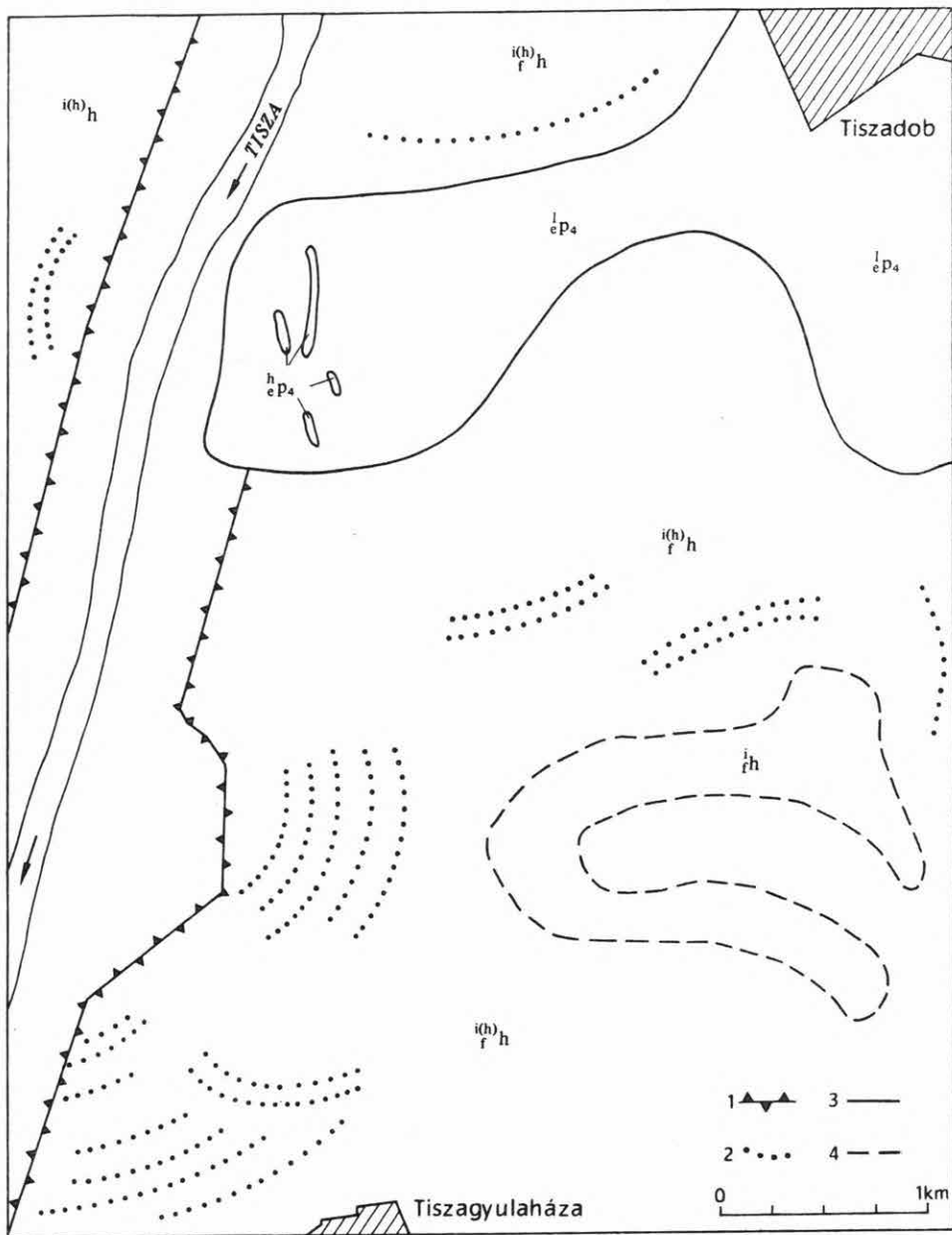
- a) a Tisza (és a Sajó) holocén és óholocén meander-öve határának kijelölését,
- b) az ártéri holocén üledékek elterjedésének körülhatárolását,
- c) az eolikus képződmények elterjedésének megállapítását a Hajdúháton és a Hortobágy É-i részén.

A meanderöv jellegzetességei

A meanderöv az a terület, amelyet a kanyargó, oldalazó erózióval helyét változtató folyó bejár, amelyen belül a folyó mélységétől függő vastagságban kialakul a folyóvízi üledékciklus (a felfelé finomodó szemnagyságú sorozat). Területe az ártérnél jelentősen kisebb.

A légifényképeken a legkönnyebben felismerhető sajátosságokkal rendelkezik (2. ábra). Ami külső morfológiáját illeti, élesen elhatárolódik az ártértől és az idősebb képződményektől. A határvonalak ívelt, karéjos formák, többnyire morfológiailag mélyebb helyzetű elhagyott medrek, sugaruk a meanderező folyó görbületére utal. A meanderöv szélessége a vizsgált területen 1,5–10 km-ig terjedő. A belső felépítésre jellemző az élő meder, az elhagyott medrek, morotvák, övzátanosorok megjelenése. Az övzátanosorok körkörös és párhuzamos lefutása a terület mezőgazdasági művelése ellenére is mindenütt jól látható és követhető. Részletes elemzéssel elkülöníthető a különböző meanderrészek képződési egymásutániséga is. A régebbi, szélső helyzetű, óholocén meanderrészek és övzátanosorok rajzolata a nagyobb vastagságú finomszemű üledékekkel való takartság következtében kissé elmosódott. Nemcsak a meanderöv szegélyén jelentkező karéjos formáknak, hanem az övön belüli különböző helyzetű övzátanosoroknak a sugara is a folyó görbületét jelzi. Így a Sajó övzátanosorai kb. 150–200 m, míg a Tisza övzátanosorai kb. 1300–15000 m sugarúak.

Az 1972-ben lemélyített sekélyfúrások a meanderövben kialakult folyóvízi üledékciklust maradéktalanul igazolták. E területre kb. 60 db fúrás esett, amelyek az alul talált kavicsos durvahomoktól a finom kőzetlisztig terjedően, felfelé fokozatosan finomodó sorozatot tártak fel. Ezekre a jellegzetességekre azért tértünk ki, mert a régebbi földtani felvételek, a korbesorolásokban tükröződő genetikai elképzelések ennek az övnek a képződményeire vonatkozóan tartalmazzák a legtöbb problémát és ellentmondást.



2. ábra. Desifirózási vázlat

1. Gát, 2. övätonysorok, 3. a meanderöv határa, 4. elhagyott meder. $i_f^{(h)}h$ = holocén folyóvízi iszap, homok, $l_e p_4$ = pleisztocén lösz, $h_e p_4$ = pleisztocén eolikus homok

Fig. 2. Sketch of deciphering

1. Dam, 2. point bars, 3. boundary of the meander belt, 4. oxbow lake. $i_f^{(h)}h$ = Holocene fluviatile silt, sand, $l_e p_4$ = Pleistocene loess, $h_e p_4$ = Pleistocene eolian sand

A homokos képződmények jelenlétét és körülhatárolását az esetek többségében jól adják meg a korábbi térképek, így pl. a KREYBIG-féle talajtani és talajtájegység-térképek s a későbbi földtani felvételek. Gyakori viszont az az eset, hogy azokon a területeken, amelyekben a légifényképeken jól kirajzolódnak a Tisza holocén vagy óholocén övzátonyai (azaz a meanderövön belül), a régebbi térképek egymás mellett ábrázolnak pl. holocén öntéshomokot és pleisztocén löszös homokot. A pleisztocén képződményekbe vágódó meanderező folyó a régebbi üledékeket a folyó mélységének megfelelő vastagságban feldolgozza és saját fiatalabb üledékeit, övzátonyát hagyja hátra. Ahol az övzátony oldalirányú vándorlása folyamatos volt, ott idősebb földtani képződmény kibúvása nem lehetséges. A meanderöv egészét tekintve az idősebb képződményektől élesen elkülönülve, morfológiailag kiemelkedve „szigetek, félszigetek” maradhatnak vissza. Ilyen „félszigetet” mutat be a 3. ábra.

A Tisza folyóvízi üledékciklusának jellegzetességeit nemcsak a földtani térkép, hanem a földtani szelvény szerkesztésekor is figyelembe kell venni. Ami tehát a meanderöv méreteit illeti, kb. tizegynéhány méter vastag és 1,5–2 km-től 10 km-ig terjedő, változó szélességű, felfelé finomodó szemcsenagyságú homoktesttel kell számolnunk, amely élesen határolódik el K-en az ártéri üledékekkel fedett pleisztocén képződményektől, Ny-on a Sajó hordalékkúpjától.

Összefoglalva: A légifényképek értékelésével pontosan körülhatárolhatók azok a területek, amelyek azonos vagy hasonló deszifirózási ismérvekkel (tónus és rajzolat) rendelkeznek, azaz mutatják a belső áradási síkság morfológiai jellegzetességeit (meder, elhagyott meder, övzátony, folyóhát stb.). A deszifirózás nyomán lehetővé válik a terület képződményeinek földtani, genetikai értelmezése.

Az ártér holocén üledékei

A képződmények genetikáját és korbeosztását tekintve, e területrésze vonatkozóan is, a korábbi földtani felvételeken a fentiekben leírtakhoz hasonló problémákkal találkozunk. Az árvízmentesítő és lecsapoló munkálatok múlt évszázadban történt megkezdése előtt, a hajdúnánási térképlapnak a Tisza vonalától K-re eső területe két részre volt osztható:

- a) az állandóan vagy az év legnagyobb részében víz alatt álló területekre,
- b) az árvizek alkalmával hosszabb-rövidebb ideig vízzel borított területekre.

E kétfajta területrészt ki együttesen a Hajdúnánásig, illetve nagyjából a Keleti-főcsatorna vonaláig terjedő terület túlnyomó részét. Az 1938-as árvízterkép (l. Irodalom-ban) alapján pontosan körvonalazható volt az a terület (kb. a 94 m-es szintvonal rajzolják ki), ahol a felszínen a Tisza holocén ártéri üledékeivel kell számolnunk, tehát a pleisztocén képződményeket csak a felszín alatt találhatjuk meg, illetve esetleg azokon a (94 m feletti) szigeteken, amelyeket az árvízterkép is feltüntet.

E területrész légifényképei kevésbé jellegzetesek. É-on és K-en a szomszédos, pleisztocén löszös képződményekkel fedett területektől a felvételek sötétebb tónusa alapján az ártér elhatárolódik. Többhelyütt láthatók az időszakos vízzel borítottságra utaló sötét tónusú formák és kanyarulatok. Egy-két helyen valószínűleg eltemetett meandert,

eltemetett övzátónysort jelző, világos rajzolatú formák is láthatók. Ezek azonban elszigetelten jelentkeznek; a fúrások anyagával nem bizonyítható egyértelműen egy eltemetett meanderöbbe való tartozásuk, igazolásukhoz néhány 10 m-nél mélyebb fúrásra lenne szükség.

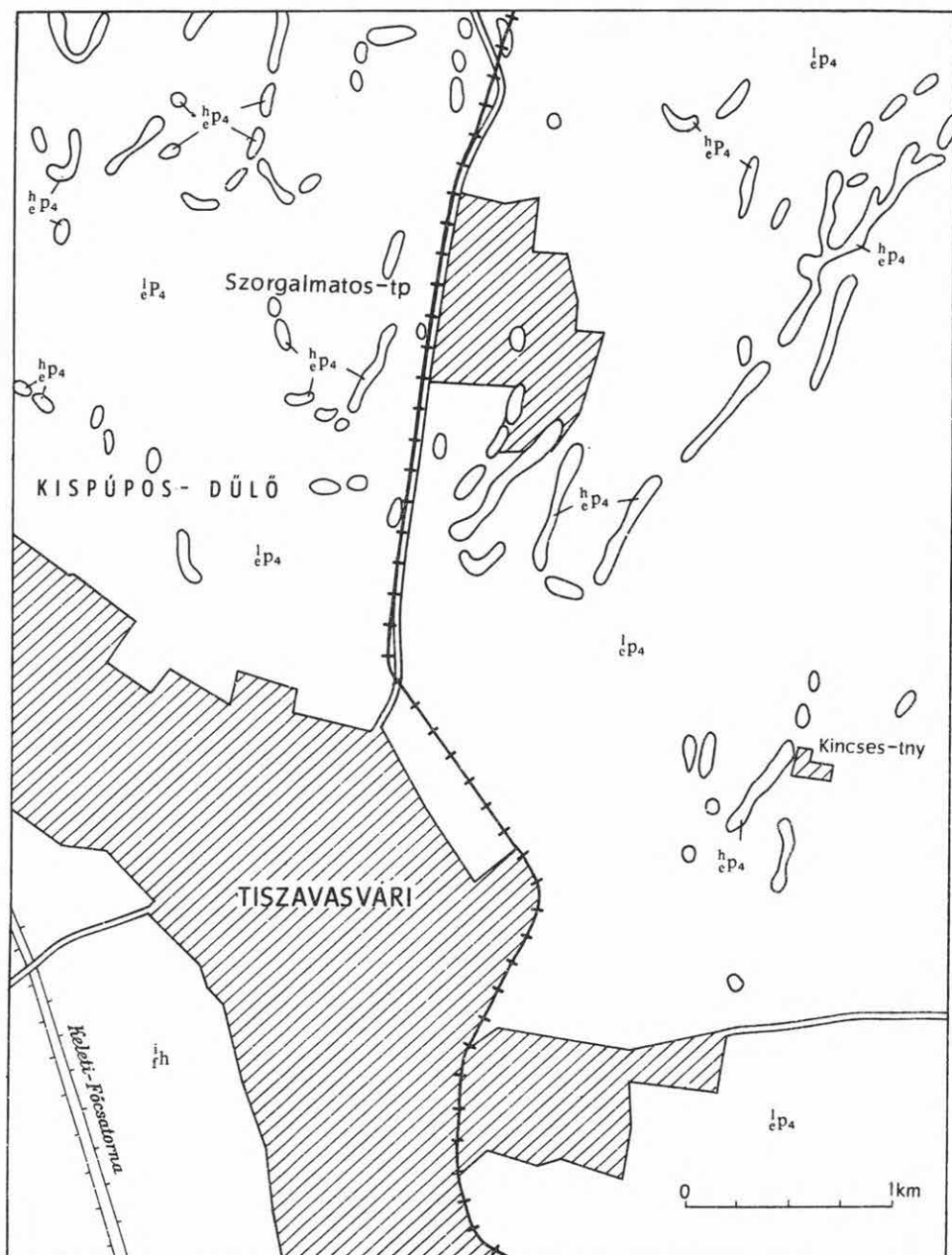
Az eolikus képződmények elterjedése

A korábbi földtani felvételek (KREYBIG, SÜMEGHY stb.) adatai közül főleg a homokokra vonatkozó információk vethetők egybe a légifényképek földtani értelmezésének eredményeivel. A Hajdúháton és a Tiszadobtól DK-re eső területrészen az eolikus formák felismerése és térképi elkülönítése nem okozott gondot. E terület desifirózási ismérvét az eolikus formák jellegei határozzák meg: az ívelt lefutású, ÉK–DNy-i (néha ÉNy–DK-i) sorokba rendeződő, sarlószerű, féregszerű formákat (4. ábra) hosszan, néha kilométereken át követhetjük, felismerhetjük a mezőgazdasági művelés elfedő hatása ellenére, s néhány esetben ott is, ahol erre pl. az 1:25 000-es térkép morfológiája semmilyen utalást nem tartalmaz. A féregszerű rajzolatok, amelyek világosabb tónusban tűnnek elő a sötétebb környezetből, jellegzetes szélbarázdákat, garmadákat, maradógerinceket jelölnek ki. A desifirózással a buckák gerincvonala, a humuszanyagokban legszegényebb, lepusztuló terület határolható körül. Az esetek jó részében ezek a pleisztocén dűnék eltemetett formák, ugyanis a buckák homokját változó vastagságban (0,5–4,0 m) befedi a pleisztocénvégi löszös homok, homokos lösz, lösz. A légifényképek segítségével Hajdúhát és Tiszadob környékén az eolikus homokok korábbi, esetenkénti pontatlan és hiányos ábrázolása korrigálható. A desifirózási jelek azt is lehetővé tették, hogy az eolikus képződményeket olyan helyen is felismerjük, ahol ezek jelenlétét korábban nem jelezték. A Hortobágy É-i részén, Görbeházától DK-re kb. 4 km-re ismerünk fel ilyen „féregszerű” eolikus formákat. Az eolikus homok jelenlétét egy itt mélyült sekélyfúrás anyaga is igazolta.

Következtetések

Az előzőket összefoglalva elmondható, hogy a légifényképek eredményesen használhatók az alföldi területek földtani térképezéséhez. Nagy segítséget adtak mind a képződmények körülhatárolásához, mind a genetikai problémák tisztázásához. Természetesen még több haszonnal járhat már a térképezés előkészítési fázisában való alkalmazásuk. Az azonos desifirózási jeleket mutató, azonos megjelenésű s ily módon nagy valószínűséggel azonos genetikájú területek elkülönítése után több figyelmet szentelhetünk a bizonytalan részeknek, az átmenetek, határok nyomozásának, s még inkább céltudatosan tárhatjuk fel az egyes képződmények földtani jellegzetességeit és ezzel hatékonyabbá tehetjük a fúrásos kutatást.

A légifényképekről hasznos adatokat kaphatunk a talajvíz elhelyezkedéséről, mozgási irányáról s a különböző talajféleségek területi elterjedéséről is. A hajdúánási terület légifényképanyagának tanulmányozásakor ezekkel a problémákkal nem foglalkoztunk, ezért csupán jelezni szeretnénk, hogy a fényképanyag ilyen célra is alkalmasnak látszik.



4. ábra. Desifrózási vázlat. (Jelmagyarázatot 1. a 2. ábrán.)

Fig. 4. Sketch of deciphering (for the legend, see Fig. 2.)

IRODALOM

- BUDAYNÉ DARÁZS E. — DOBOS I. — JAKUCS L. — URBANCSEK J. 1953: A Hortobágy és a Hajdúság 1:25 000-es földtani felvételei. — MÁFI Adattár, kézirat.
- KREYBIG L. 1938: Magyarország geológiai és talajismereti térképeihez. — Földt. Int. kiadv.
- KREYBIG L. 1944: Magyar tájak talajism. és termeléstech. leírása. A Tiszántúl. — Magy. Tájak Földt. Leírása.
- Magyarország vízborította és árvízjárta területei az árvízmentesítő és lecsapoló munkálatok megkezdése előtt (1:600 000). 1938: Földműv. Min. Vízrajzi Int. szerk.
- PÉCSI M. (szerk.) 1969: Magyarország tájföldrajza II. A tiszai Alföld. — Akad. Kiadó.
- PETTIJOHN, F. J. — POTTER, P. E. — SIEVER, R. 1972: Sand and Sandstone. — Berlin, Heidelberg, New York.
- RÓNAI A. — MOLDVAY L. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-IV. Debrecen. — Földt. Int. kiadv.

APPLICATION OF AERIAL PHOTOGRAPHS TO GEOLOGICAL MAPPING
IN THE AREA OF HAJDÚNÁNÁS
(scale 1:100 000)

by
L. ÓDOR

In 1972, relying on earlier geological maps and data, and on shallow drilling informations, the geological interpretation of the aerophotographic material of the 1:100 000-scale Hajdúnánás map-sheet was completed. With the aid of aerial photographs the geological map could be corrected, on the one hand, by more precise delimitation of the range of formations, on the other, by solving of some genetical and age problems. On the basis of interpretational characteristics, the Holocene and Early Holocene meander belt of the Tisza river could be isolated, the extension of Holocene sediments of the flood plain and that of the Pleistocene eolian formations were determined. Mention was made of the effect of interpretational results on the elucidation of the geological development of certain territories.

A M. ÁLL. FÖLDTANI INTÉZET 1972. ÉVI ALFÖLDI RÉTEGVÍZSZINT-MEGFIGYELÉSI EREDMÉNYEI

Írta: CSABA LÁSZLÓ

Az 1964 óta folyó alföldi komplex földtani térképezés során, az elsődlegesen földtani megismerés céljára fúrt középmélységű kutakat állandó rétegvízfigyelő kúttá képezik ki és ezeken az észlelés folyamatosan történik.

Az észlelés eredményei nélkülözhetetlenek az illető terület földtani megismerésénél és felhasználhatók a vízkészlet-gazdálkodás területén is.

A MÁFI Síkvidéki Osztálya az 1. táblázatban felsorolt kutak rendszeres észlelését végzi. A kutak száma 1972. év végén 26 volt.

A felsorolt kutak a telepítési elvek, a létesítés során végzett mintavételek, vizsgálatok és észlelések, a telep műszaki kiképzése, a műszerezés, valamint az adatszolgáltatás és feldolgozás tekintetében megfelelnek azoknak az előírásoknak is, melyeket az OVH VIKÖZ az Országos Rétegvízfigyelő Hálózat kiépítéséről összeállított tanulmánytervében rögzített.

A rétegvizek szintváltozásainak folyamatos regisztrálására – különösen pozitív kutak észlelésére – vonatkozó hazai tapasztalat kevés, bármily régóta meglévő igényről is van szó. Felhasználható tapasztalatokat főleg az országos karsztvízszint-észlelés – ezen belül is elsősorban a budapesti hévizek műszeres mérése – szolgáltatott. E területeken is csupán a negatív kutak és a felcsövezett pozitív kutak mérése tökéletes. A lezárt pozitív kutak nyomásváltozásának folyamatos regisztrálása a mai napig megoldatlan probléma, pedig az Alföldön éppen e kúttípus folyamatos megfigyelése kínálná a legértékesebb adatokat.

A külföldi irodalomból az tűnik ki, hogy a vízszint-regisztrálások még számos országban kezdetleges stádiumban vannak. A rétegvizek – különösen a pozitív kutak – észlelése tekintetében világszerte mutatózó „lemaradás” főként annak tulajdonítható, hogy ilyen mérési feladat a világnak csak kevés helyén van. Ezek között szerepel a magyar Alföld is. A pozitív és negatív vízszintű rétegvizek megfigyelésének kérdése tehát – amellet, hogy országos jelentőségű – jellegzetes alföldi probléma.

A vízszintmérési módszerek értékelése kúttípusok szerint

A) *Negatív kutak* (14 db)

A kutakon alkalmazott mérési módszer – az ún. sípoló leengedése a víztükörig és a zsinór lemérése – kezdetlegessége ellenére értékelhető adatokat szolgáltatott 1972-ben is.

A rendszeres észlelésbe bevont kutak adatai

1. táblázat

A kút neve	Típusa	Talpmélysége (m)	Talajszint (m A.f.)	Nyugalmi vízszint (m A.f.)
Egyek XA.	A	100	91,50	87,78
Egyek XB.	A	200	91,44	88,10
Egyek XC.	A	700	91,53	90,52
Hevesvezekény XA.	A	100	92,07	88,93
Hevesvezekény XB.	C	200	92,06	98,84
Hevesvezekény XC.	C	600	91,97	99,36
Jászládány XIVA.	C	350	87,28	91,63
Jászládány XIVB.	C	950	87,28	99,68
Besenyszög VIA.	A	100	87,67	82,55
Óballa XA.	A	100	87,08	81,98
Óballa XB.	A	300	87,02	83,78
Szolnok IV.	A	100	86,81	82,30
Törökszentmiklós XVII.	A	100	86,54	79,66
Tószeg XVA.	A	100	87,67	83,59
Tószeg XVB.	B	300	86,86	90,84
Kengyel XXA.	A	100	87,04	82,51
Kengyel XXB.	B	300	87,53	86,65
Kengyel XXC.	B	500	87,53	87,94
Öcsöd XA.	A	100	82,72	79,99
Öcsöd XB.	B	300	82,72	86,65
Cserkeszőlő IVA.	A	100	86,79	82,98
Cserebökény XXA.	A	100	83,37	80,89
Csongrád VA.	C	700	83,14	98,34
Csongrád VB.	C	1200	83,14	93,66
Mindszent VA.	C	500	83,75	91,15
Mindszent VB.	C	1500	83,75	93,40

A = negatív kutak

B = felcsövezett pozitív kutak

C = felcsövezetlen pozitív kutak

Az év végén érkezett be a Steremat cégtől megrendelt egy-egy Steremat TL kézi vízszintmérő és Steremat TS vízszint-regisztráló műszer, melyeknek kipróbálása azonnal megkezdődött. Már az első két hónap eredményei alapján biztosnak látszik, hogy a műszereknek használatba vételével a negatív kutak mérése megoldódott. A Steremat TL kézi vízszintmérő alkalmas azoknak a kutaknak a mérésére, amelyeknél a heti egy mérési adat elegendő. A Steremat TS vízszint-regisztráló az eredeti áttétel (1:5, 1:10, 1:20) kiiktatásával alkalmassá vált arra, hogy a kutakban jelentkező – esetenként csak néhány

mm-es – vízmozgást is jelezze. Ezzel lehetővé vált annak a kimutatása, hogy a kutakban van-e valamely ciklikus ingadozás, illetve egy héten belül különböző irányú mozgás.

B) Felcsövezett pozitív kutak (4 db)

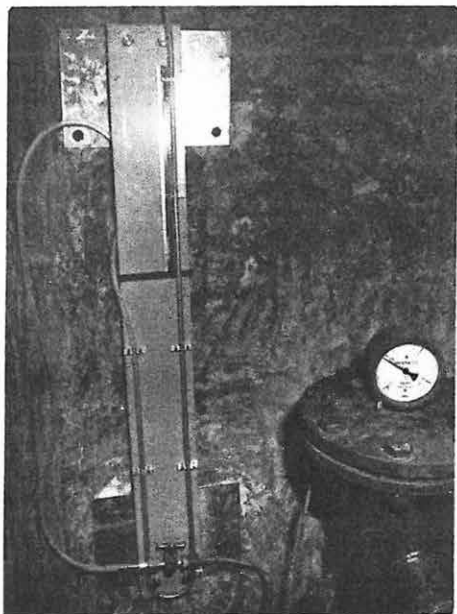
E kúttípusból 2 db mérhető a Steremat műszerekkel, további 2 db mérését a MÁFI műhelyében készült műszerrel oldjuk meg.

Az év első felében e kúttípusnál került kipróbálásra az 1971-ben beszerzett Replin típusú higanyos nyomásregisztráló műszer. A vízmozgást 1:20 arányban lekicsinyítő műszer azonban kb. féléves megfigyelés után sem jelzett vízszintváltozást a kengyeli 500, a tószegi 300 és az öcsödi 300 m-es talpmélységű kutakban. Mivel a műszereken az ismételten elvégzett ellenőrzésekkor sem találtunk olyan hibát, amely a gyártót vagy az eladót terhelné, a műszereket leszereltük. Felhasználásukra a C típusú kutaknál kerül sor.

C) Felcsövezetlen pozitív kutak (8 db)

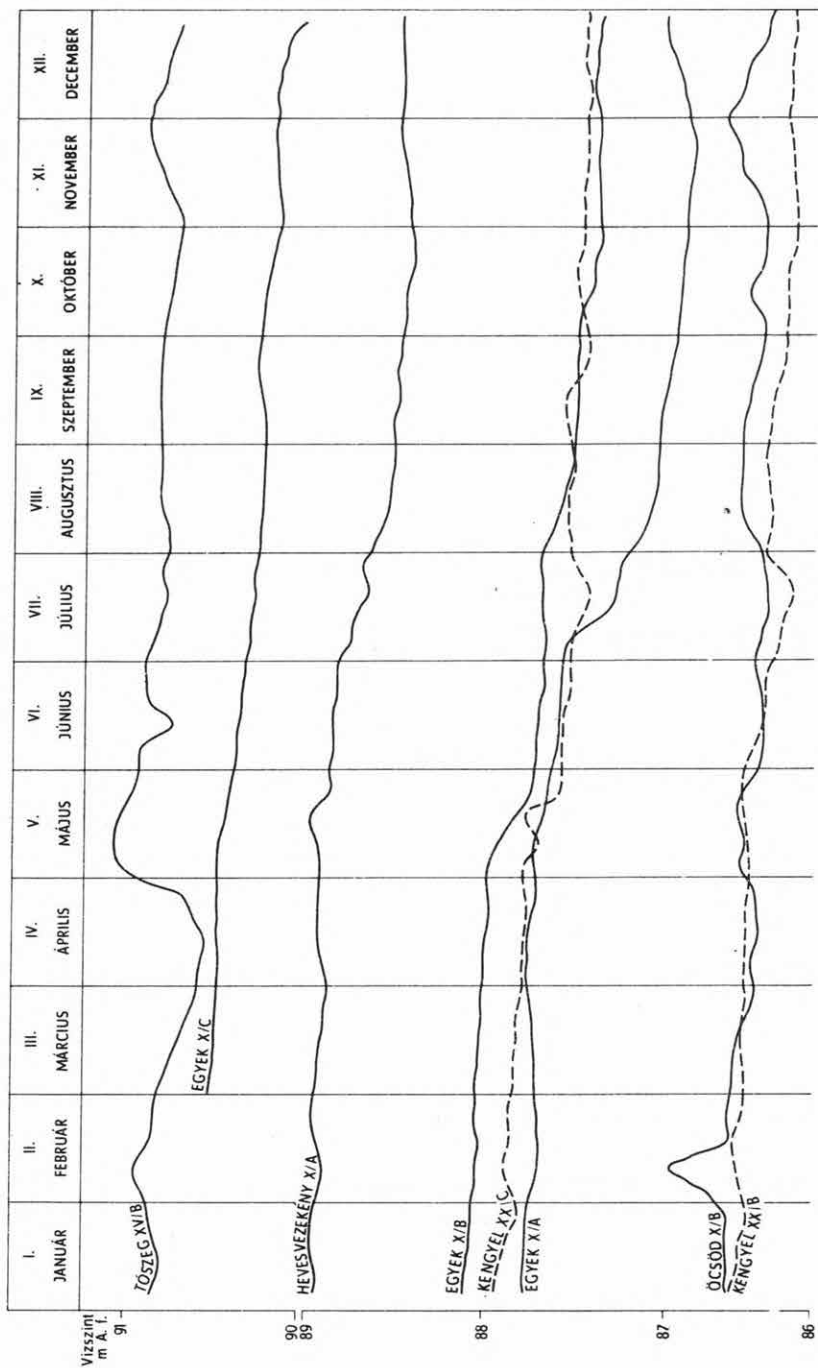
A legtöbb problémát e kúttípus és ezeknek is az 1 at-nál nagyobb nyomású mérőhelyei (4 db) jelentik. A kutakon 1972-ben az Orsz. Földtani Kutató- és Fúró Vállalat Északmagyarországi Üzemegysége saját gyártmányú, ún. statikus vízállásmérőket és manométereket szerelt fel.

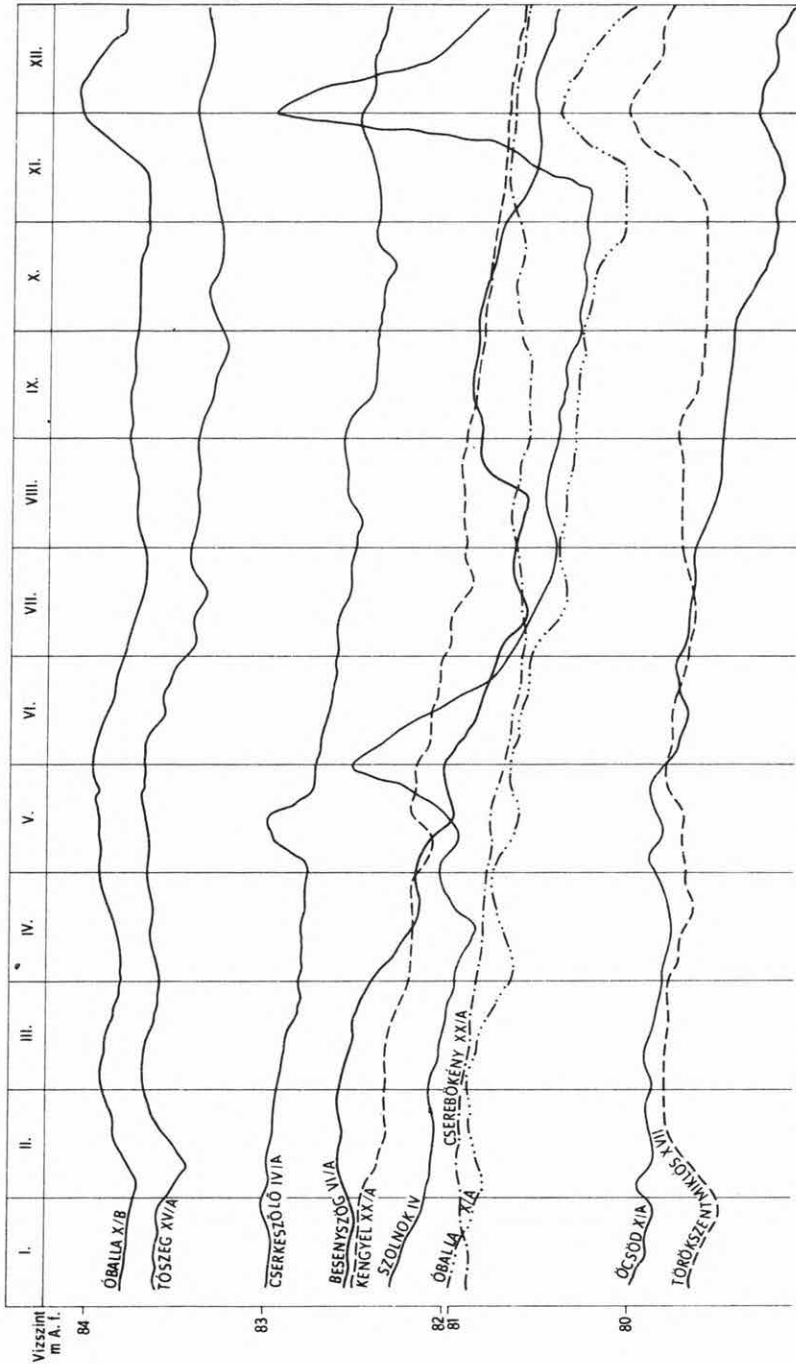
E két műszertípus az év során csak igen ritkán jelzett azonos nyomásértékeket, közöttük az eltérés 8–138 cm vízoszlop között változik. Azokon a kutakon, ahol 3 db manométerrel végeztünk párhuzamos méréseket, megállapítható volt, hogy ugyanazon kúton 3 manométerrel 3 különböző nyomásérték olvasható le. Az eltérés 40–50 cm vízoszlopnak felel meg. Sajnos a statikus vízállásmérők sem szolgáltatnak értékelhető adatokat. Ez kiderül azokból a több deciméteres, esetenként 1–2 méteres eltérésekből, melyeket az Alföld vízkivételől nem befolyásolt kútjain e műszerekkel egyik hétről a másikra mértünk, másrészt a párhuzamos mérésekből, melyek során az egymás után elvégzett mérések egymáshoz képest 10–30 cm vízoszlopnak megfelelő eltérést adtak. Ezen eltérések indokolhatók azzal, hogy a műszerekhez esetenként tapasztalati skálát vettek fel, rajtuk kalibrálási lehetőség nincs, a műszerek mérőfolyadéka (denaturált szesz) pedig részben elpárolog, részben elcsöpög. (Működése egyébként azon alapul, hogy a kútnyomást gumitömlőbe vezetik és a tömlő kitégulása következtében a szesz egy mérőcsőben megemelkedik.)



1. ábra. Higanyos nyomásmérő műszer lezárt pozitív kutakon

Fig. 1. Mercury gauging device on shut-in positive wells





2. ábra. Vízszint-változások az Alföldön 1972-ben (MÁFI kezelésében levő A és B típusú kutak)

Fig. 2. Water level fluctuations in 1972 on the Great Plain (A- and B-type wells managed by the Hungarian Geological Survey)

E tapasztalatok alapján a manométerek és a statikus vízszintmérők adatait felhasználni csak tájékoztató jelleggel lehetett.

A statikus vízszintmérő műszereket az év végéig fokozatosan leszereltük, hogy helyükre higanyos nyomásmérőket, illetve – a Replin műszerek méréshatárának kibővítésével – nyomásregisztrálókat szereljünk fel.

A higanyos nyomásmérő műszert (1. ábra) 1972 folyamán fejlesztettük ki KESSLER H.: Budapest hévizei (VITUKI 1968) c. tanulmányban közölt cikke alapján, néhány célszerű módosítással. Ezek közül a legfontosabb az átlátszó pvc-cső alkalmazása volt az üvegcső helyett, illetve a kút mérésenkénti megnyitásának és lezárásának elkerülése. A mérőcsőben levő higany állandóan kiegyenlítve tartja a kútnyomást, a nyomásérték bármikor leolvasható, szemben azzal a gyakorlattal (pl. statikus vízszintmérő), amely a kútat lezárva tartja és csak a mérés idejére nyitja ki és vezeti a nyomást a műszerbe.

A higanyos nyomásmérővel mért első mérési adatokat összehasonlítva az eddigi módszerrel nyert adatokkal, az alábbiakat kapjuk:

<i>Kút neve</i>	<i>Stat. vízszintmérő cm</i>	<i>Manométer cm</i>	<i>Higanyos nyomásmérő cm</i>
Jászladány XIV/A	428	455	411
Jászladány XIX/B	1190	1100	1095
Csongrád V/B	1032	1040	1320

A heti egyszeri leolvasások mellett szükség van a folyamatos vízszint-regisztrálásra is. Ennek megoldására az első próbálkozás a Replin műszer méréshatár- (eddig max. 1 at) kibővítése és az áttétel módosítása. Az átalakított műszer max. 15 m talajszint feletti vízszint észlelésére alkalmas 1:7 arányú kicsinyítéssel.

A Replin műszer tehát, amely eredetileg negatív kutak mérőszondás figyelésére készült, felhasználható pozitív kutak mérésére is. Az érzékelő- és tápegység kiiktatásával egyszerű U-csöves regisztráló nyomásmérőhöz jutunk, melynek méréshatárát az U-cső szárainak meghosszabbításával, áttételét a két csőszár átmérőjének variálásával érhetjük el. Legfeljebb 10 mm átmérőjűre csökkentett mérőcsőben még elhelyezhető olyan úszó, melynek mozgása az írószerkezetre átvihető. E problémákat a MÁFI-ban házilag megoldottuk.

A Replin műszerek használhatóvá tételének egy másik kísérletét is elvégeztük. A módosított műszerben a higanyszinten nyugvó úszó 20-szorosan kicsinyített mozgását mérlegkar követi, melynek a tengelytől való távolsága 1 egység, a másik kar (a tengely és az írószerkezet közötti) pedig 20 egység. Így a vízmozgás az eredeti léptékben regisztrálható. Az átalakított Replin műszerek kipróbálása 1973-ban történik majd meg.

Az 1972. évi mérési eredmények vázlatos értékelése

A megfigyelt kutakban a rétegnomás változásából eredő nyugalmi vízszintváltozás az év folyamán néhány dm, helyenként 10 dm-t meghaladó nagyságrendű volt. Ez utóbbi azonban valószínűleg a pozitív kutakon működtetett mérőműszerek pontatlanságából ered.

A vízszintek 79 és 100 m Adria feletti magasság között oszlanak meg. Legmélyebben a Törökszentmiklós XVIIA, legmagasabban a Jászladány XIVB. kút vízszintje helyezkedett el.

A vízszint-változás iránya 1972-ben alapvetően csökkenő volt. Az általánosan csökkenő tendenciájú görbékben az év során ugrásszerű változások voltak. E változások egy része a statikus vízszintmérővel észlelt kutakban jelentkezett. Ezek értékelése a műszerek pontatlansága miatt nem célszerű. Viszont értékelhető a negatív kutakban, melyeknek vízáadó rétegeire feltehetően hatással van a közeli folyó vízszint-változása, vagy a mélységi vízáramlás.

Az 1972. évi megfigyelések is azt a már korábban észlelt jelenséget (RÓNAI A. 1969) bizonyítják, hogy e változások valamilyen formában tükröződnek a rétegvizekben. Így a Szolnok IV. sz. kútban az év folyamán kétszer alakult ki árhullám, az egyik május utolsó napjaiban, a másik november végén – december elején. Különösen a második esetben volt ez kiugró, amikor 6 további kútban is megfigyelhettük (Törökszentmiklós XVII, Öcsöd XA, Öcsöd XB, Óballa XA, Óballa XB, Cserkeszőlő IVA).

A megfigyelt kutak vízmozgás-görbéinek jellege azonos volt az Egyek XA. és az Egyek XB. kutakban, de ugyanezek megegyeznek a Hevesvezekény XA. kút görbéjével is. Azonos lefutásúak még a görbék a Besenyszög VIA, Óballa XA, XB kutakban, a Kengyel XXB, XXC. kutakban és az Öcsöd XA, XB. kutakban (2. ábra).

A csupán vázlatosan bemutatott összefüggések kiderítésére 1972-ben tehát újabb adatsorokat kaptunk. Ezeknek részletes elemzése csak hosszabb idő adatsorainak birtokában, külön tanulmány keretében lehetséges. Az adatgyűjtés szempontjából az 1972-es év döntő jelentőségű, mert a rétegvízszintek mérés technikájának tökéletesedésével, főként a folyamatosan regisztráló műszer (Steremat TS) alkalmazásával és a rétegnyomást bizonyítottan vagy feltehetően befolyásoló tényezők (vízkivétel, folyóvízszintek változása, légnyomás-változás, csapadék, holdjárás, földrengések stb.) összegyűjtésével lehetőség nyílt a rétegvíz-utánpótlódások, a víztartók közötti térbeli összefüggések, a csapadék és a felszíni vízjárások és a rétegvízszint-változások tér- és időbeli kapcsolatának vizsgálatára, valamint annak kiderítésére, hogy a karsztvizekben megfigyelt vízlengés és árapály jelenségek (CSABA L. 1973) kimutathatók-e az Alföld különböző mélységben megcsapolt rétegvizeiben.

IRODALOM

- Budapest hévizei. – VITUKI 1968.
- CSABA L. 1973: Vízlengés és árapály jelenségek a felszínalatti vizekben. – Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről. Felszíni és felszínalatti vizek észlelő hálózatának tervezési módszerei. – VIZDOK 1970. F 3950.
- KGST országok vízállásiróinak összehasonlítása. – VIZDOK 1970. F 4109.
- Országos Rétegvízfigyelő Hálózat. – VIKÖZ tanulmányterv és javaslat. 1971.
- Piezométerek kialakítása talajvízszint észleléshez. – VIZDOK 1969. F 2957.
- RÓNAI A. 1968: Mélységi vízmegfigyelő kutak telepítésének földtani feltételei medenceterületeken. – Hidr. Közl. 48. 1.
- RÓNAI A. 1969: Időszakos nyomásváltozások a mélységi víztartó rétegekben. – Hidr. Közl. 49. 3.

RESULTS OF ARTESIAN WATER LEVEL STUDIES ON THE
GREAT HUNGARIAN PLAIN

by
L. CSABA

In 1972, the Hungarian Geological Survey carried out systematic observations with the aid of 26 medium-sized wells, for the study of artesian water on the Great Plain. The results of these observations may be used in geological investigations of the territory, and for the study of the country's artesian water resources as well.

In 1972 the main organizational difficulty consisted in the choice and purchase of up-to-date devices. The Steremat (GDR) devices proved to be most suitable for single measurements and continuous registration serving as a basis for future development.

On the information obtained during this year, the general decrease of artesian water level and the parallel water level fluctuation of some wells at a given time could be determined.

BESZÁMOLÓ A KÖZÉPHEGYSÉGI OSZTÁLY 1972. ÉVI TEVÉKENYSÉGÉRŐL

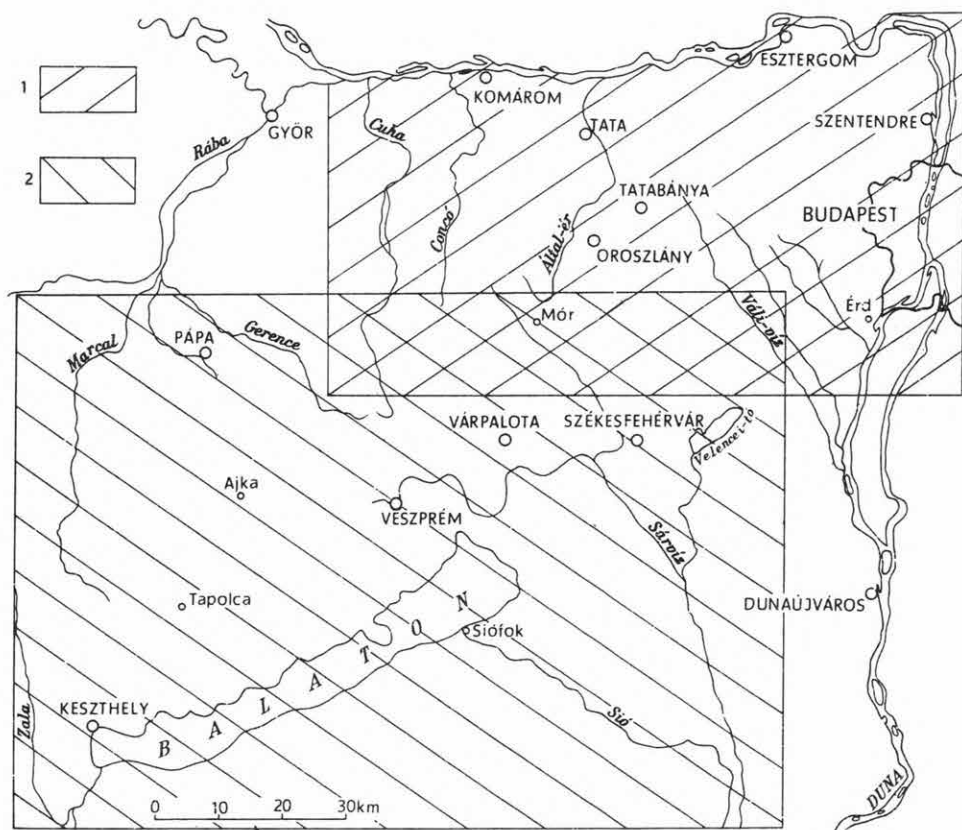
Írta: JÁMBOR ÁRON

Középhegységi tevékenységünknek az 1972. tervévben négy főiránya volt: a 100 000-es méretarányú földtani térképek szerkesztése; a korábban elkészült új rendszerű 25 000-es földtani térképek nyomdai munkálatainak előkészítése; a Dunántúli-középhegység pannon képződményei földtani ismeretanyagának összefoglalása; és részvétel a bauxitkutatói munkálatokban.

100 000-es méretarányú földtani térképek

a) A százezres méretarányú földtani térképek szerkesztése keretében el kellett készítenünk a Dunántúli-középhegység *bakonyi és vértesi-gerecse-budai-hegységi* tájegységének *fedett földtani térképét*. Ezek szerkesztéséhez a SZENTES F. által korábban összeállított kétszázszoros sorozat alapanyagául szolgáló százezres lapokat használtuk fel, rajtuk azonban lényeges rétegtani és kontúrbeli változtatásokat hajtottunk végre. A változtatások alapjául az 1957 óta folyó új rendszerű huszonötzörös felvételek és a dunántúli idős paleozóikum, fiatal mezozóikum, eocén, oligocén, továbbá a neogén képződmények vizsgálata során nyert rétegtani eredmények szolgáltak. Az általunk elkészített térkép így a SZENTES F.-féle eredetihez képest – a perm-triász területek kivételével – jelentős változásokat szenvedett. A medenceterületek jobb bemutatása céljából a pannon képződmények 100, illetve 50 m-es vastagságvonalait is feltüntettük ezeken a térképeken, melyeknek területét az 1. ábra mutatja be. A térképek összeállításában BERNHARDT B., GYALOG L., MÉSZÁROS J., SOLTI G. és SZENTHE I. vett részt a szerző vezetésével.

b) A bakonyi tájegység *bauxitföldtani térképét* ugyancsak százezres méretarányban szerkesztettük meg, felhasználva a bauxitkutató minden eddigi adatát. A térképen feltüntettük a fedő, illetve a fekvő képződmények és a bauxitkibúvások területét, a megkutatott bauxittesteket, ezek bányászati szempontból lényeges adatait, az eocén és felsőkréta képződmények elterjedési területét, a reménybéli területeket, valamint a készletbecslési határokon kívüli lényeges fúrásokat. Ebből a munkából jelentős részt vállalt SZANTNER F., a Bauxitkutató Vállalat főgeológusa. Mellette BERNHARDT B., GYALOG L. és JÁMBOR Á. dolgozott a lap összeállításán.



1. ábra. A Dunántúli-középhegység 1:100 000-es földtani tájegységi térképeinek területe
1. Vértes–gerecse–budai-hegységi tájegység, 2. bakonyi tájegység

Abb. 1. Gebiet der regionalen geologischen Karten von 1:100 000 des Transdanubischen Mittelgebirges
1. Landschaftseinheit Vértes–Gerecse–Buda-Gebirge, 2. Landschaftseinheit Bakony-Gebirge

c) A százezres földtani megkutatottsági térképen az eddigi földtani felvételek méretarányát és szintjét, a készletbecslésekkel már lefedett területeket, s az ezeken kívüli nyersanyagkutató mélyfúrások helyét tüntettük fel. Ez a térkép a bakonyi tájegység földtani ismeretességének egyszerű áttekintését teszi lehetővé.

A térképszerkesztő munka során a csereszegtomaji piritkutatás területétől a gánti bauxittelepeket feltáróig, mintegy 25 000 db fúrás adatait tekintettük át. A fúrási adatok gyűjtése közben arra a véleményre jutottunk, hogy rétegsorukat és alapadataikat védetté és egyben kölcsönösen hozzáférhetővé kellene tenni.

25 000-es méretarányú új rendszerű térképek

A korábbi években elkészült 25 000-es új rendszerű földtani térképek közzététele érdekében egygé dolgoztuk össze az ajkai, padragkúti, szentgáli, úrkúti, márkói és tót-

vázsonyi lapokat, s ezek földtani magyarázóját is. Ezt a munkát MÉSZÁROS J. mongóliai feladatai miatt PEREGI Zs. és SOLTI G. végezte el, összeállítva a hat magyarázóból az egész területre vonatkozó földtani magyarázó szövegeket, illetve a közös szelvényeket, jelkulcsot és rétegoszlopot.

A Dunántúli-középhegység pannon képződményei

A Dunántúli-középhegység pannon képződményeire vonatkozó földtani ismeretanyag összefoglalása időszerűvé és indokolttá vált, nemcsak az általános tudományos célok miatt, hanem a következő évek földtani felvételezési munkáinak a peremi pannon területek felé való várható eltolódása miatt is. Kétirányú munkánk során egyrészt összegyűjtöttük a vonatkozó irodalmi adatokat – mintegy 1000 tétel – s elsősorban újabb ismereteink alapján értékeltük azokat, másrészt feldolgoztuk a hegység területén 1972-ben mélyített fúrások pannon rétegorait. Így került sor a kocsai Kocs-3, a siófoki Sf-3, a tatai Tvg-45, 47, 48, 51, 52, 53, 54, az Ősi-67, 68, 69. és a szöci Sz-897. sz. fúrások dokumentálására. Ezeket a munkákat túlnyomórészt JÁMBOR Á. végezte.

Ugyancsak feladatunk volt a hegységbeli és hegységperemi területek pannon képződményeket harántoló mélyfúrásainak összegyűjtése is.

Felderítő bauxitkutatás

A Központi Földtani Hivatal távlati hitelkeretéből a Bauxitkutató Vállalat 1972-ben a suri Sr-6, 9, 11, 14, 15, a csákberenyi Csbr-53, 89, a csákvári Csv-35, 36, a gánti Gp-28, 29, a szári Sz-11, 12, a veszprémvarsányi Bszl-10. és a sümegi S-28. sz. fúrást mélyítette le. Mindezeket közösen fel is dolgoztuk. A rétegorok laboratóriumi vizsgálata folyamatban van. A suri Sr-14. sz. fúrás csak 1973 elején fog befejeződni. A fúrások az alábbi bauxitindikációkat találták:

Sr-9.	280,0 – 283,7 m	bauxit
Sr-11.	332,4 – 333,0 m	bauxitos agyag
Csbr-53	82,4 – 90,7 m	bauxitos, dolomittörmelékes agyag
Csbr-89.	394,0 – 397,0 m	bauxitos agyag és agyagos bauxit
Csv-36.	8,0 – 12,7 m	bauxitos agyag
	23,3 – 26,2 m	bauxitos agyag
Gp-29.	27,1 – 30,5 m	bauxitos agyag
Sz-11.	74,5 – 74,8 m	bauxitkavicsos agyag
Sz-12.	39,0 – 40,0 m	bauxitos agyag
Bszl-10.	120,9 – 125,0 m	dolomittörmelékes, bauxitos agyag

A Szár-11. sz. fúrásban ezen kívül 1,0–56,5 m-ig, egymással váltakozó fehér és sárga limonitos kvarchomok rétegeket tártunk fel. A közelben – Bicskétől D-re – ezt a képződményt *öntödei homoknak* fejtik.

A Csbr-53. és a Csbr-89. sz. fúrás a középsőeocén miliolinás mészkő összletben 8 ill. 13 db, az egymástól kb. 800 m-re levő két fúrás között viszonylag jól párhuzamosít-

ható 0,1–1,5 m vastag kőszéntelepet illetve kőszenes agyagot harántolt. A kőszéntelepek közül azonban a legvastagabb is csak 1 m-es volt, így viszonylag magas, 4500 feletti kalória-értékük ellenére bányászati objektumként nem jöhetnek számításba. A barnakőszéntelepes összletnek a csákerényi paleogén medencében való korlátozott elterjedése, illetve a telepeknek Magyaralmás, Iszkaszentgyörgy felé való gyors kiékelése, elagyagosodása miatt a kutatási lehetőségek is erősen korlátozottak. A Csbr–89. sz. fúrás bauxit-indikációja alapján a csákerényi medencében még van lehetőség a bauxittelepek feltárására, itt tehát továbbkutatás szükséges.

* * *

Az Osztály főfeladatai mellett kisebb kutatási feladatokat is megoldott. A tervében fejeződött be a Nagygörbő–1. sz. alapfúrás, amely 1517 m-ben szenon globotruncanás–inoceramuszos márga összletben állt le. A fúrást vízmegfigyelő kúttá képezték ki. A vízszint a felszín alatt 20,60 m-ben, 147,80 m A. f. magasságban állt be 1972 májusában. Ez a főkarszt szintje, bár a fúrásnak hidrogeológiai szempontból csak az 1240–1500 m közötti középsőeocén nummulinás mészkőve nyitott, mivel az e feletti rész ki van csövezve, az eocén mészkő alatti 1332,8–1517,0 m-ig terjedő globotruncanás márgarétegek pedig vízzárók.

Az év során a fúrás harmadidőszaki rétegeinek anyagvizsgálatát a Földtani Intézet Laboratóriumai befejezték. A terepi és laboratóriumi vizsgálatok alapján az Osztály összefoglaló jelentést készített erről a fontos harmadidőszaki rétegsorról. A fúrásban harántolt eocén rétegeket GIDAI L., a szenon rétegeket pedig HAAS J. és EDELÉNYI E. dolgozta fel.

Az ÉK-dunántúli tájegység földtani térképének szerkesztéséhez a már meglévő fúrások adatainak kiegészítéseképpen KOVÁCS Z.-nal, a Dorogi Szénbányák geológusával együtt megnéztük, illetve feldolgoztuk a Gyermely–16, a Bajna–31, 32, 33, 34. és 35. sz. barnakőszén kutató fúrások rétegsorát. A dunántúli oligocén képződmények sztratigráfiája szempontjából lényeges eredményeket hoztak a fenti fúrások, amennyiben a piliscsabai Pcsb–3. sz. fúrásához nagyon hasonló tagolódású oligocén összletet tártak fel: két tengeri–csökkentsósvízi összletet, köztük tarkaagyag betelepüléssel. A Pcsb–3. sz. fúrás rétegsorát, illetve annak jelentőségét JÁMBOR Á. et al.-nak 1971-ben az Évi Jelentés az 1969. évről c. kötetben közölt cikkében ismertették.

A Központi Földtani Hivatal megbízásából JÁMBOR Á. is résztvett a Dunántúli-középhegység területére vonatkozó távlati bauxitkutatási terv kidolgozásában, ahol a földtani térképezés feladatait fogalmazta meg.

BERICHT ÜBER DIE TÄTIGKEIT DER ABTEILUNG TRANSDANUBISCHES MITTELGEBIRGE IM JAHRE 1972

von
Á. JÁMBOR

Die Tätigkeit der Abteilung erfolgte in vier Hauptrichtungen: Anfertigung von geologischen Karten im Maßstab 1:100 000; Vorbereitung zum Drucken von früher angefertigten geologischen Karten von neuem System in 1:25 000; Zusammenfassung des geologischen Tatsachenmaterials über die pannonischen Bildungen des Transdanubischen Mittelgebirges; Teilnahme an Sucharbeiten auf Bauxite.

Im Rahmen der ersten Aufgabe wurde die abgedeckte geologische Karte, die Karte des Erkundungsgrades und die Karte der Bauxitlagerstätten von zwei Regionen des Transdanubischen Mittelgebirges (Abb. 1.) angefertigt. Im Gegensatz zur Serie der Karten von 1:200 000 wurden für die geologischen Karten von 1:100 000 fast alle Ergebnisse der in den letzten 15 Jahren durchgeführten Kartierungsarbeiten und stratigraphischen Untersuchungen benutzt. Bei der Redaktierung der Karte der Bauxitlagerstätten wurde es mit F. SZANTNER, dem Hauptgeologen des Bauxit-Erkundungsbetriebes eng zusammengearbeitet.

Zur Vorbereitung der Herausgabe von geologischen Karten im Maßstab 1:25 000 nach neuen Prinzipien wurden Arbeiten an Aufnahmematerial und Erläuterungen von 6 Kartenblättern aus dem südlichen Bakony-Gebirge vorgenommen.

Für die Zusammenfassung des geologischen Tatsachenmaterials über die Pannonablagerungen des Transdanubischen Mittelgebirges wurde im Berichtsjahr die betreffende geologische Literatur – ca. 1000 Arbeiten – vor allem im Lichte der neuen Forschungsergebnisse ausgewertet. Ausserdem wurde auch die pannonische Schichtenfolge der im uns interessierenden Gebiet im Berichtsjahr niedergebrachten Kernbohrungen – ca. 12 – bearbeitet.

Im Auftrag des Zentralamtes für Geologie beteiligte sich die Abteilung aktiv an den Sucharbeiten auf Bauxite, die im nördlichen Bakony- und im Vértes-Gebirge vorgenommen wurden. In diesem Raum wurden auf Kosten des Budgetes des Zentralamtes 5 bzw. 8 Bohrungen niedergebracht. In 8 von diesen Bohrungen wurden Bauxitindikationen nachgewiesen.

Im Berichtsjahr beendeten die Mitglieder der Abteilung die Bearbeitung der oligozänen und neogenen Serien der geologischen Basisbohrung Nagygörbő–1 NW vom Keszthely-Gebirge und liessen auch die betreffenden Laboruntersuchungen vornehmen.

Im Nordteil Transdanubiens wurden die Untersuchungen der oligozänen Bildungen fortgesetzt und die Schichtenfolge der Lignitschürfb Bohrungen Gyermely–16, Bajna–31, –32, –34 und –35 bearbeitet.

AZ É-DUNÁNTÚLI EOCÉN 1972. ÉVI VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI

Írta: GIDAI LÁSZLÓ

1972-ben az É-Dunántúl földtani előkutatása keretében VÍGH G., KAISER M., CSIMA K. és NAGY GY.-NÉ geológusok közreműködésével a következő feladatokon dolgoztunk:

1. A Dunántúli-középhegység É-i része 1:100 000-es méretarányú eocén-, eocén barnaköszén- és negyedkori térképének megszerkesztése.

2. A héreg–tarjáni és a csordakút–mányi terület 5 változatból álló 1:25 000-es méretarányú földtani és prognózistérkép-sorozatának megszerkesztése.

3. Felderítő földtani előkutatás.

4. A Lábatlan-D 1:10 000-es méretarányú térképlap földtani térképének megszerkesztése, magyarázójának és földtani alapadat-gyűjteményének összeállítása.

A feladatok sorrendjében a következő eredményekről számolhatunk be:

1:100 000-es méretarányú térképek szerkesztése

Az *eocén képződmények* elterjedését, kifejlődését általában a méretaránynak megfelelő pontossággal állapítottuk meg az É-dunántúli területen. Az elterjedési határ Mór–Pusztavám–Bokod–Dad községektől Ny-ra bizonytalanak tekinthető. Hasonló a helyzet a Budapest-déli terület Ny-i határával. Egymástól elkülönült szerkezeti egységként tekinthető a lencse-hegyi, a buda–pilisi, a dunaszentmiklósi, a vértestolnai, a vértessomlói, a várgesztesi, a tatabányai eocén terület. A mór–pusztavám–oroszlányi eocén területnek a Bakony ÉNy-i előtere felé vannak kapcsolatai. A dorogi, bajnai, tarjáni és a nagygyháza–csordakút–mányi terület szerkezeti–kifejlődési összefüggése valószínűsíthető. A vértessomló–gercesei és buda–pilisi – Budapest-déli területek között élesen körvonalazódik az *infraoligocén Telegdi-Roth küszöb* (GIDAI L. 1971a). Analóg ezzel a Gerecse–tatai rögcsoport–dadi maximum–Magas-Bakony közötti, eocénnél fiatalabb képződményekkel fedett hátság. Ezekre nagyjából merőleges a környe–vértessomló–kőhányás-pusztai letarolt, oligocén képződményekkel elfedett szerkezeti magaslat.

Az *eocén barnaköszén térképünk* a barnaköszén ösztlet elterjedését és kifejlődési viszonyait tünteti fel. A több ezer fúrás eredményének figyelembevételével szerkesztett

térkép szerint az eocén barnakőszén összlet a méretaránynak megfelelő pontossággal jól körülhatárolható. A jelenleg felderítő—előzetes—részletes kutatás alatt álló területeken kívül felderítő kutatást javasolunk a Mór—Pusztavám községtől K-re a Csóka-hegy rög-vonulata és a mór—székesfehérvári országút között.

Földtani előkutatásra, részletesebb földtani—geofizikai felvétellel és szerkezetkutató fúrások lemélyítésére javasoljuk a „dadi maximum” déli részét és az ettől Ny-ra levő szerkezeti süllyedékek területét.

A távolabbi jövő kutatási feladatát képezi a Dunazug-hegység területén és Érd—Diósd környékén kis valószínűséggel feltételezett eocén barnakőszén-telepek nyomozása. E téma keretében dolgoztuk ki a Dunántúli-középhegység északi része előkutatási célprogram-javaslatát (GIDAI L. 1972a).

A jelenleg rendelkezésre álló felvételek alapján KAISER M. megszerkesztette a Dunántúli-középhegység É-i részének 1:100 000-es *negyedkori térképét*. Elkülönítette a fontosabb kifejlődéseket, megállapította elterjedésüket.

1:25 000-es méretarányú földtani és prognózistérképek szerkesztése

A Héreg—tarjáni és csordakút—mányi területről az alábbi 1:25 000-es méretarányú földtani és prognózistérkép-változatok készültek el:

1. A Héreg—tarjáni és a csordakút—mányi terület földtani térképe.
2. A Héreg—tarjáni és a csordakút—mányi terület eocén mélyföldtani térképe.
3. Az eocén barnakőszén összlet fekvő rétegcsoportja kifejlődési és vastagsági viszonyai a Héreg—Tarján és Csabdi—Mány közötti területen.
4. Az eocén barnakőszén összlet térképe a Héreg—Tarján és Csabdi—Mány közötti területen.
5. A Héreg—tarjáni és a csordakút—mányi terület mezozóos alaphegység-térképe.

A térképsorozat az eocén összlet, valamint a fekvő és a barnakőszén rétegcsoportok kifejlődési, elterjedési viszonyai és a települési mélység megismerése céljából készült. A barnakőszén-kutatás szempontjából levonható további következtetések:

A *nagygyházai területtől D-re* mintegy 2 km², a *csordakúti területtől D-re* kb. 1,5 km² nagyságú területen kiegészítő kutatást kell végezni, annak eldöntése érdekében, hogy a területen az eocén képződmények megvannak-e. A *Csordakút-Ny* és *Csordakút-K* produktív részterületek között kb. 6 km² ismeretlen kifejlődésű terület van, ahol eocén barnakőszén-telepek és bauxit is valószínűsíthető. A nagyjából Tükrös-major, Vasztélypuszta és Csabdi község ÉNy-i vége között elhelyezkedő területen részletes geofizikai kutatást és szerkezetkutató fúrásokat javasolunk. Az a tény, hogy ettől az ismeretlen kifejlődésű területtől Ny-ra és K-re levő produktív területek kutatása már részletes fázisban is befejeződött, sürgőssé teszi a feladat megoldását. A Tarján—12. sz. fúrás eredménye alapján valószínűsíthető, hogy a csordakúti és a tarjáni eocén területek nem függnek össze, köztük oligocénnel elfedett triász hátság van.

A mányi eocén terület É felé, Gyarmat-puszta irányában folytatódhat.

Felderítő barnakőszén-kutatás

1. Héreg–tarjáni terület. A Héreg–Tarján és Csabdi–Mány közötti terület felderítő kutatási tervét 1966-ban dolgoztuk ki először (GIDAI L. 1966). Időközben a MÁELGI SZABADVÁRY L. irányításával a kutatásra javasolt területen a medencealjzat és a nagyobb szerkezeti vonalak meghatározása céljából részletes, helyenként 1:10 000-es részletességűnek megfelelő szeizmikus és geoelektromos méréseket végzett. Az újabb geofizikai eredmények figyelembevételével 1972-ben a terület felderítő kutatási tervét újra kidolgoztuk, jóváhagyásra a Központi Földtani Hivatalhoz felterjesztettük. A felderítő kutatást a terv alapján végeztük (1. ábra). Minden egyes fúrás helyét – telepítésük előtt – az illetékes geofizikus szakemberekkel egyeztetjük, elsősorban azért, hogy az előre jelezhető szerkezeti vonalakat kikerüljük. 1972-ben 8 fúrást mélyítettünk le (Tarján–7, –9, –10, –11, Héreg–7, –8, Gyermely–7, Csabdi–93).

A Héreg–7. sz. fúrás 191,9 m-ben, a Tarján–10. sz. 394,1 m-ben, a Tarján–12. sz. kb. 195 m-ben oligocén alatt triász alaphegységbe jutott. A korábbi MÁK-fúrások és az 1971-ben mélyített Héreg–6. sz. fúrás eredményeit is figyelembe véve ÉNy–DNy-i irányú, oligocénnal elfedett triász hátság körvonalai bontakoznak ki, amely a Héreg–1. sz. és Héreg–5. sz. fúrással kimutatott és a Tarján–7, –8, –9, –11. és Héreg–8. sz. fúrással jelzett eocén előfordulási területek közé ékelődik.

Produktívnak tekinthető a Tarján–9, Tarján–7, Héreg–8. sz. fúrás.

A *Tarján–9. sz. fúrás* vázlatos rétegsora:

0,0–355,0 m quarter, oligocén
355,0–437,9 m eocén
437,9–468,2 m triász

Az eocénon belül a következő szenes képződmények (2. ábra) voltak: 424,7–430,4 m-ig 5,7 m vastag, általában kis fajsúlyú, jó minőségű barnakőszén, átlagos fűtőértéke 4148 Kcal/kg. A fúrásban harántolt szenes képződményekből 20 cm-enként végeztettünk minőségi vizsgálatokat.

A *Tarján–7. sz. fúrás* vázlatos rétegsora:

0,0–185,5 m quarter, oligocén
185,5–308,0 m eocén
308,0–350,0 m triász

Az eocén több 10–20 cm vastag barnakőszén és agyagos barnakőszén rétegen kívül az alábbi szenes képződményeket tartalmazta (3. ábra):

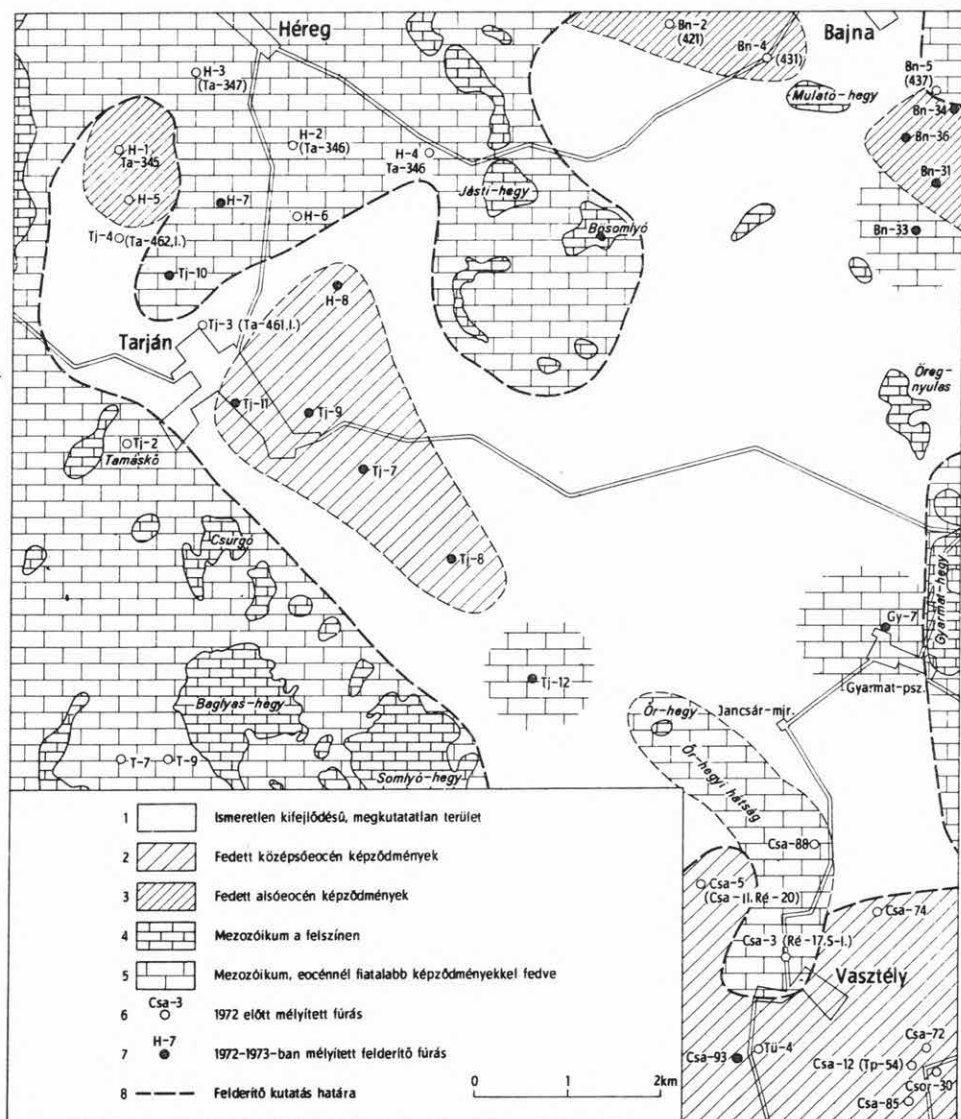
190,5–191,0 m	0,5 m palás, agyagos barnakőszén	} felső telepcsoport
193,0–193,5 m	0,5 m palás, agyagos barnakőszén	
299,5–300,4 m	0,9 m palás, agyagos barnakőszén	} alsó telepcsoport
304,3–308,0 m	3,7 m fényes, könnyű fajsúlyú barnakőszén	

Az elemzés eredménye: a 3,7 m vastag telep átlagos fűtőértéke 5359 Kcal/kg.

A *Tarján–11. sz. fúrás* vázlatos rétegsora:

0,0–308,0 m quarter, oligocén
308,0–390,2 m eocén
390,2–430,0 m triász

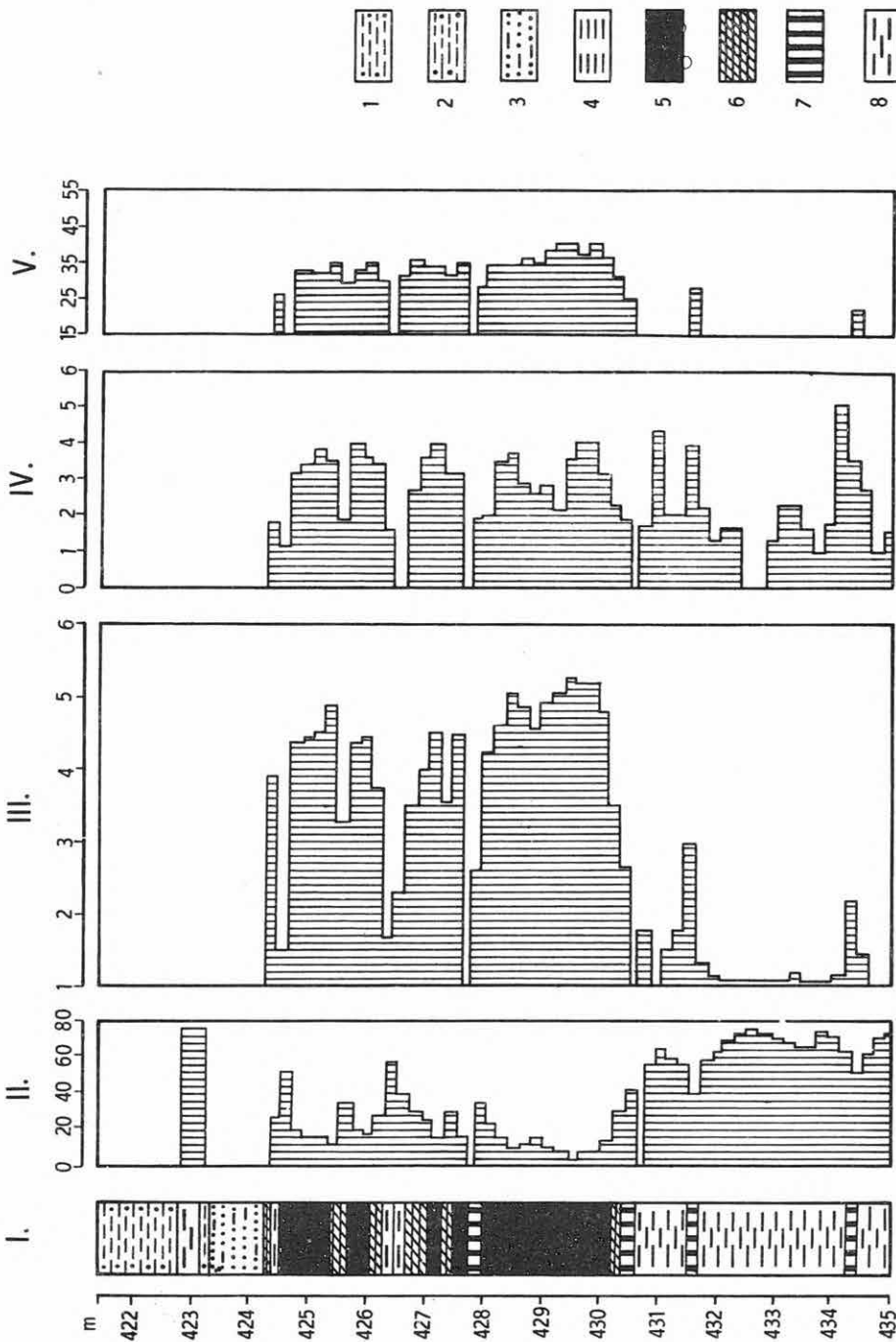
A fúrás 340,5–358,3 m között kimutatta az eocén barnakőszén összletet, produktív széntelepek nélkül, meddő kifejlődésben.



1. ábra. Mélyföldtani vázlat a tarján-gyarmat-pusztá-vasztélyi felderítő kutatási terület eocén képződményeiről

Fig. 1. Subsurface geological scheme of the Eocene deposits explored at Tarján-Gyarmat-pusztá-Vasztély

1. Unknown development, unexplored territory, 2. Middle Eocene underground, 3. Lower Eocene underground, 4. Mesozoic on the surface, 5. Mesozoic covered by post-Eocene deposits, 6. hole drilled before 1972, 7. exploratory drilling of 1972, 8. limit of explored area



2. ábra. A Tarján-9. sz. fűrásban harántolt barnaköszén-telpek elemzési adatai

Fig. 2. Analyses of the brown coal seams intersected by borehole Tarján-9

I. Földtani szelvény; 1. homokos aleurit, 2. homokos agyagos aleurit, 3. aleuritos homok, 4. agyag, 5. barnaköszén, 6. palás barnaköszén, 7. palás-agyagos barnaköszén, 8. barnaköszénes agyag. - II. Hamutartalom (%). - III. Fűrőérték (Kcal/kg). - IV. Kén (%). - V. Illó-tartalom (%).

I. Geological section: 1. sandy silt, 2. silty silt, 3. aleuritic brown-coal, 4. clay, 5. brown-coal, 6. schistose brown-coal, 7. schistose-clayey brown-coal, 8. brown-coal bearing clay. - II. Ash-content (%). - III. Calorific value (Kcal/kg). - IV. Sulphur (%). - V. Volatile matter content (%).

A Héreg–8. sz. fúrás vázlatos rétegsora:

0,0–368,9 m quarter, oligocén

368,9–401,4 m eocén

401,4–460,0 m triász

A fúrás 368,9–371,9 m között 3,0 m vastag, fényes és palás barnakőszén-padok váltakozásából álló telepet mutatott ki (4. ábra). A barnakőszén-telepek fölött hiányzik a faunás eocén fedő, természet-rikus kifejlődésű oligocén homok- és agyagrétegek települnek rá. A részletes palinológiai és szénkőzet-tani vizsgálatok (IHAROSNÉ LACZÓ I. és OFKFKV Komlói Laboratórium) igazolták a telepek eocén korát. A 368,9–371,9 m között települő 3,0 m vastag telep átlagos fűtőértéke 3724 Kcal/kg.

1972. évi programunk befejezéseként még a következő fúrások lemélyítésére került sor:

Gyermely–7. sz. fúrás: A Gyarmat-hegy nyugati előterében levő szerkezeti sülyvedéket volt hivatott feltárni. 500,5 m mély; 495,0 m-ben, oligocén alatt jutott bele a triász dolomitból álló aljzatba.

Csabdi–93. sz. fúrás: A Szent-László víz mellett, viszonylag nyugodt szerkezeti helyzetű területen, a produktív Csordakút-Ny és Csordakút-K közötti terület földtani–szerkezeti viszonyainak megismerése céljából mélyült.

A *Csabdi*–93. sz. fúrás vázlatos rétegsora:

0,0– 4,0 m quarter

4,0–295,1 m oligocén

295,1–346,4 m eocén, produktív barnakőszén-telepek nélkül

346,4–359,7 m triász dolomit-breccsa és breccsás dolomit

359,7–431,6 m triász dolomit

Produktív barnakőszén-telepet nem tartalmaz. Számolnunk kell azzal, hogy a Csordakút-Ny és Csordakút-K közötti területen az idősebb eocén képződmények – köztük a barnakőszén – hiányoznak. A kérdés véleményünk szerint további vizsgálatot igényel.

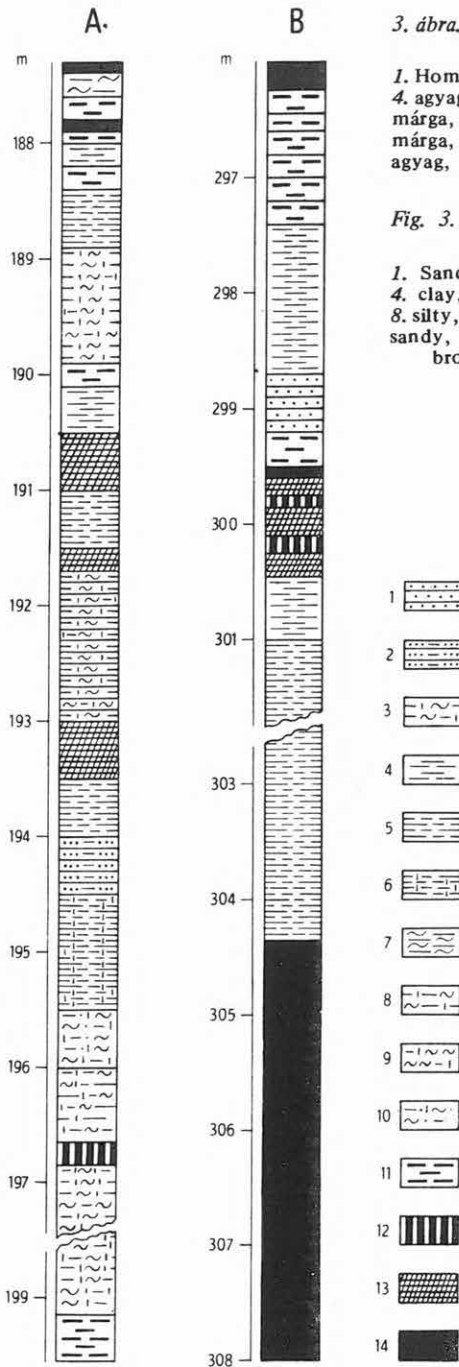
J a v a s l a t o k:

a) A bauxitkutatás és a szénbányászat igényeit figyelembe véve javasoljuk, hogy a M. Áll. Földtani Intézet térképezési programjába vegye fel a Nagyegyháza–Tarján–Gyermely–Mány községek által határolt terület 1:10 000-es méretarányú térképezését.

A térképezésre javasolt terület nagysága: 13 db teljes 10 000-es lap, 3 db laprészlet, amely valamivel több, mint 1 db 10 000-es lap területe.

A térképezésre javasolt terület a szénbányászat egyik legfontosabb tartalék- és perspektívikus területe É-Dunántúlon. Fokozza a munka jelentőségét, hogy a *tatabányai szénbányászat jövőjének biztosítása e területen látszik legvalószínűbbnek*. Az eddigi fúrás-eredmények és indikációk alapján e területnek népgazdasági szinten is jelentős bauxitvagyon van. VADÁSZ E. (1942) bauxitot jelzett az 524, 535, 539. és az 553. sz. Nagyegyháza határában mélyült fúrásokban. 2,8 m vastag ipari minőségű bauxitot harántolt a Csa–12. sz. fúrás (GIDAI L. 1968). A Bauxitkutató Vállalat elemzése szerint a Csabdi–72. sz. és a Csabdi–78. sz. fúrás szintén ipari minőségű bauxittelepeket mutatott ki (MÁFI Adattár).

A 10 000-es méretarányú térképezést az is indokolja, hogy a következő években e területeken nagy volumenű bauxit- és barnakőszén-kutatás valósul meg. A térképezési munka eredményét a kutatásnál, annak kiértékelésénél, a bányászati létesítmények tervezésénél igen hatékonyan lehetne felhasználni.

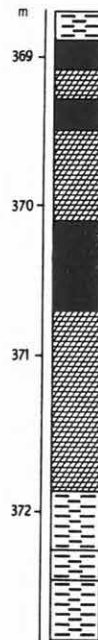


3. ábra. A Tarján-7. sz. fúrás felső (A) és alsó (B) barnakőszén összelete

1. Homokkő, 2. aleuritos homokkő, 3. meszes, márgás aleurit, 4. agyag, 5. aleuritos agyag, 6. meszes, aleuritos agyag, 7. agyagmárga, 8. aleuritos, meszes agyagmárga, 9. aleuritos, meszes márga, 10. aleuritos, homokos, meszes márga, 11. kőszenes agyag, 12. agyagos barnakőszén, 13. palás barnakőszén, 14. barnakőszén

Fig. 3. Upper (A) and lower (B) brown-coal formations in borehole Tarján-7

1. Sandstone, 2. silty sandstone, 3. calcareous, marly silt, 4. clay, 5. silty clay, 6. calcareous, silty clay, 7. clay-marl, 8. silty, calcareous clay-marl, 9. silty, calcareous marl, 10. silty, sandy, calcareous marl, 11. carbonaceous clay, 12. clayey brown-coal, 13. schistose brown-coal, 14. brown-coal



4. ábra. A Héreg-8. sz. fúrásban feltárt eocén barnakőszén összelet. (Jelmagyarázatot l. a 3. ábrán.)

Fig. 4. Eocene brown-coal formation uncovered by borehole Héreg-8 (for legend, see Fig. 3.)

b) Az 1972. évi felderítő kutatási eredmények alapján javasoljuk, hogy *Nagyegyháza–Tarján–Gyermely–Mány* községek között 1973-ban fejezze be az ELGI a részletes geofizikai felvételt. Utána folytassuk a felderítő kutatást Tarjától keletre és délkeletre, a három produktív fúrással feltárt terület lehatárolása és az összefüggések nyomozása céljából, Csabdi–Tükrös-major, Vasztély-puszta és Bajna irányában. Javasoljuk továbbá az eddigi eredmények kutatási zárójelentésben való összefoglalását.

2. *Mány-É.* Az 1970-ben mélyített Csabdi–74. sz. fúrásunk egyértelműen igazolta azt a korábbi feltevéssünket (GIDAI L. 1971a, p. 95), hogy a mányi produktív terület ÉNy-on nincsen lehatárolva. A mányi terület legészaknyugatibb fúrásaitól (Má–23, Tp–61, ill. Csa–12, Tp–54.) 1,1 ill. 1,7 km-re telepített Csabdi–74. sz. fúrás a következő négy műrevaló telepet mutatta ki, viszonylag kiemelt szerkezeti helyzetben:

<i>Mélységköz (m)</i>	<i>Vastagság (m)</i>	<i>Átlag f. é. (Kcal/kg)</i>	<i>A telep talpának tszf. magassága (m)</i>
302,6–304,0	1,4	4750	– 87
312,8–314,5	1,7	4973	– 97
320,8–322,0	1,2	5051	–105
327,8–329,2	1,4	4852	–112

J a v a s l a t:

A Csabdi–74. sz. fúrástól É-ra, a Gyarmat-pusztai szerkezeti süllyedék irányában, K-re és DNy-ra felderítő kutatási szinten tovább kell kutatni az eocén barnaköszén-telepeket.

3. *Várgesztes.* FÜLÖP J. szakmai javaslatára KNAUER J. végezte el a terület bauxit-földtani felvételét. Ezután került sor a terület komplex geofizikai felmérésére. KAKAS K. alaphegység-térképe szerint e kis medence két ÉNy–DK-i irányú árokra tagolódik, az egyik a falutól DNy-ra, a másik ÉK-re. A falu a két árok közötti hátságon helyezkedik el.

KORPÁS L. és SZABADVÁRY L. javaslatára a falutól DNy-ra levő árokban, a falu szélétől kb. 260 m-re mélyítettük le 1971-ben a *Várgesztes–1.* sz. fúrást. A fúrás 110,1–117,1 m között 7,0 m vastagságban mutatta ki az eocén barnaköszén összetet. A 111,7–114,9 m közötti 3,2 m-es egybefüggő telepszakasznak az átlagos fűtőértéke 4231 Kcal/kg. Ha a 110,1–116,7 m közötti 6,6 m vastagságú barnaköszén, palás barnaköszén és agyagos barnaköszén-rétegek átlag fűtőértékét számoljuk ki, 3415 Kcal/kg értéket kapunk (5. ábra).

1972-ben a *Várgesztes–1.* sz. fúrás eredménye alapján tervezett felderítő kutatási programot valósítottuk meg.

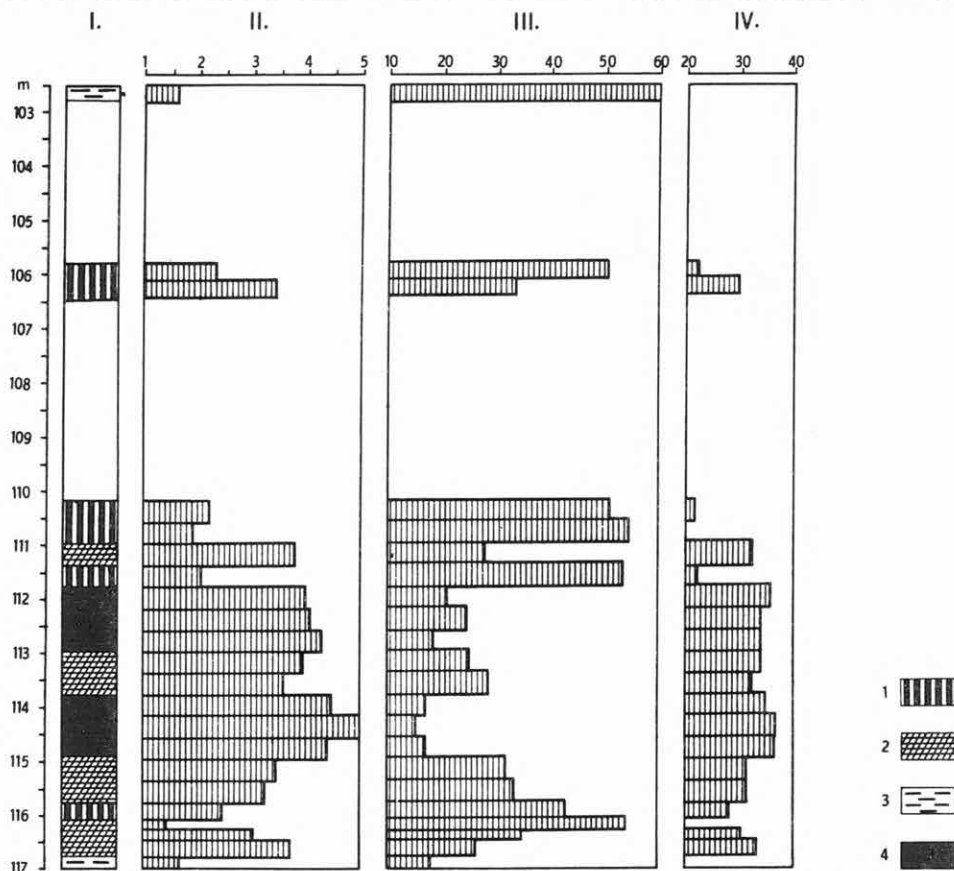
A *Várgesztes–2.* sz. fúrás 64,4 m-ben, a Vg–3. sz. fúrás 106,6 m-ben, a Vg–4. sz. fúrás 67,4 m-ben, a Vg–6. sz. fúrás 45,6 m-ben, a Vg–7. sz. fúrás 58,3 m-ben oligocén alatt triászba jutott. A kutatási területen eddig csak az 1971-ben mélyített Vg–1. sz. fúrástól É-ra telepített Vg–5. sz. fúrás harántolt eocént és szenes képződményt.

A *Várgesztes–5.* sz. fúrás vázlatos rétegsora:

0,0–48,7 m quarter, oligocén

48,7–79,9 m eocén

79,9–88,0 m triász



5. ábra. A Várgesztes-1. sz. fúrásban harántolt barnakőszén összetétel elemzési adatai

I. Földtani szelvény: 1. agyagos barnakőszén, 2. palás barnakőszén, 3. barnakőszenes agyag, 4. barnakőszén. — II. Fűtőérték (Kcal/kg). — III. Hamutartalom (%). — IV. Illó-tartalom (%)

Fig. 5. Analyses of the brown-coal formation intersected by borehole Várgesztes-1

I. Geological section: 1. clayey brown-coal, 2. schistose brown-coal, 3. carbonaceous clay, 4. brown-coal. — II. Calorific value (Kcal/kg). — III. Ash-content (%). — IV. Volatile matter content (%)

A fúrás 73,9–76,7 m között 2,8 m vastag, 2414 Kcal/kg, 77,1–78,5 m között 1,4 m vastag, 2438 Kcal/kg átlag fűtőértékű agyagos barnakőszén-telepet harántolt (6. ábra A).

Javaslat:

Javasljuk a kutatási eredményeket zárójelentésben összefoglalni és a területet előzetes és részletes kutatásra a Tatabányai Szénbánya Vállalatnak átadni.

4. Vértessomló. Eddig két fúrás mélyült le a területen.

A Vértessomló–22. sz. fúrás vázlatos rétegsora:

0,0– 37,6 m quarter, oligocén

37,6–171,3 m eocén

171,3–181,5 m triász

A fúrás 128,3–129,1 m között 0,8 m vastag, a MEO elemzések szerint kőszenes agyagnak minősülő képződményt fúrt. A 129,8–131,4 m közötti 1,6 m-es szenes szakaszon belül csupán két 20 cm-es részlet fűtőértéke van 2000 Kcal/kg értéken felül, a további 1,2 m kőszenes agyagnak minősíthető (6. ábra B).

A Vértessomló–23. sz. fúrás vázlatos rétegsora:

0,0– 9,5 m quarter

9,5–116,0 m eocén

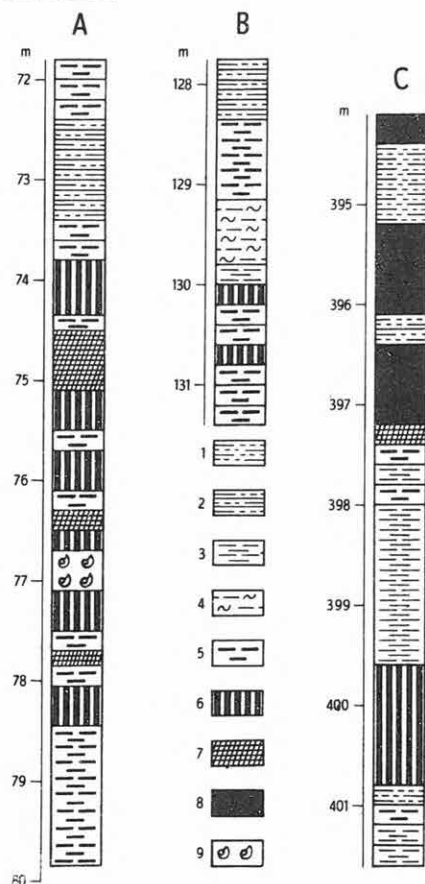
116,0–141,5 m triász, repedezett, töredezett dachsteini mészkő; a repedések között helyenként vörös agyag

141,5–160,0 m triász, repedezett, a repedések mentén kioldódott, helybenmaradt, szálban álló dachsteini mészkő

A középsőeocén millecaputos–perforatusos rétegcsoport a szenes rétegcsoport kimaradásával közvetlenül települ a triász anyagú törmelékenes rétegcsoporra.

J a v a s l a t:

Javasoljuk a tervezett további két fúrás lemélyítése után a kutatási zárójelentés készítését.



5. Vértés Ny-i előtere. A mór–pusztavám–oroszlányi eocén képződmények Ny-i és É-i irányban való továbbnyomozása céljából fúrásokat mélyítettünk, a geofizikai mérési eredmények figyelembevételével:

Az Oroszlány–1920. sz. fúrás a Bokod II. eocén szenterület ÉNy-i folytatásában az eocén képződmények továbbnyomozása és kifejlődésének megismerése céljából mélyült az Általér jobb partján, a bokodi legelőn. Vázlatos rétegsora a következő:

0,0– 25,0 m quarter: talaj, homok

25,0–287,0 m oligocén: homok, agyag, aleurit

287,0–404,4 m eocén: aleurit, agyag, barnakőszén

404,4–650,0 m kréta: apti agyag, krinoideás mészkő

A fúrás a következő eocén barnakőszén-telepeket mutatta ki (6. ábra C):

6. ábra. A Várgesztes-5. sz. (A), Vértessomló-22. sz. (B) és az Oroszlány-1920. sz. (C) fúrásokban feltárt eocén barnakőszén-összet

1. Agyagos aleurit, 2. agyagos aleurit, 3. agyag, 4. aleuritós agyagmárga, 5. kőszenes agyag, 6. agyagos barnakőszén, 7. palás barnakőszén, 8. barnakőszén, 9. Mollusca lumachelle

Fig. 6. Eocene brown-coal formation exposed in boreholes Várgesztes-5 (A), Vértessomló-22 (B) and Oroszlány-1920 (C)

1. Clayey silt, 2. clayey siltstone, 3. clay, 4. silty clay-marl, 5. carbonaceous silt, 6. clayey brown-coal, 7. schistose brown-coal, 8. brown-coal, 9. molluscan lumachelle

- 394,1–394,4 m 0,3 m fényes barnakőszén (4897 Kcal/kg, 4934 Kcal/kg)
 396,4–397,4 m 1,0 m felső része jó minőségű fényes barnakőszén, alsó része matt színű, kissé átszőtt, gyengébb minőségű barnakőszén (4442 Kcal/kg)
 399,6–400,8 m 1,2 m agyagos barnakőszén (2357 Kcal/kg)

A fúrás eredménye alapján valószínű, hogy a Bokod II. eocén szénterület ÉNy-i és É-i irányban jelentősen tovább bővíthető.

Az *Oroszlány–1992.* (–1922.) sz. fúrás az Oroszlányi Hőerőmű hűtőtávanak ÉNy-i sarkánál mélyült. A következő vázlatos rétegsort tárta fel:

- 0,0– 9,0 m quarter: humusz, lösz
 9,0–354,6 m oligocén: homok, agyag, aleurit
 354,6–381,8 m triász: mészkő

A fúrás eocén képződményeket nem harántolt, az oligocén összlet közvetlenül települ a triászra. E fúrás eredménye is bizonyítja, hogy Bokod és Oroszlány között olyan letarolt triász hátság van, ahol az oligocén közvetlenül települ az alaphegységre.

Kocs–3. sz. fúrás. A geofizikai mérések a dadi maximum vonulattól Ny-ra, Császár–Szend–Kocs községek vonalában szerkezeti süllyedék-sort jeleznek. A legészakibb süllyedék keleti oldalán telepítettük a Kocs–3. sz. fúrást. A fúrás a következő képződményeket tárta fel:

- 0,0– 1,5 m quarter: talaj
 1,5–162,8 m pannon: aleurit, agyagmárga
 162,8–600,1 m oligocén: agyag, homok, aleurit
 600,1–656,8 m eocén: *N. perforatus*-os márga rétegcsoport
 656,8–675,2 m eocén: molluscás–nummuliteszes agyagmárga, aleurolit
 675,2–688,4 m eocén: aleuritos tarkaagyag
 688,4–719,0 m barnásszürke, homogén, rétegtetlen mészkő sok repedéssel
 719,0–746,3 m mezozoikum dachsteini mészkő, homogén, rétegtelen; felső része breccsás

A fúrás nem mutatott ki sem eocén barnakőszén-telepet, sem bauxitot.

J a v a s l a t o k:

a) A régi móri bányászat, a márkus-hegyi, a Bokod I–II. kutatási területek nyugati határa és az eocén képződmények valószínűsíthető Ny-i elterjedési határa (nagyjából Dobos-pusztá–Bokod közötti vonal) között, valamint a Bokod II. kutatási terület É-i határa és a valószínűsített É-i elterjedési vonal között mintegy 30 km² nagyságú területen felfedező kutatást javasolunk.

b) Az előbbi területtől Ny-ra, a császár–szend–kocsi süllyedékek, valamint a dadi maximum területére földtani előkutatást javasolunk 1:25 000-es méretarányú térképezéssel, részletező geofizikai mérésekkel és további szerkezetkutató–rétegtani fúrások lemélyítésével.

c) Az eddigi fúrási adatok alapján is megállapítható, hogy a tatabányai és az oroszlányi eocén területet olyan nagyobb összefüggő terület választja el, ahol az eocén képződmények hiányoznak. Tapasztalataink szerint kisebb-nagyobb eocén foltok, denuvációs reliktumként, e területen is lehetnek. A Kömlőd–Tata–Vértesszőlős–Kecskéd helységek által körülhatárolt területet az eddigi fúrások alapján még nem lehet meddőnek nyilvánítani. Egy hossz- (Kömlőd–Baj községek vonala) és egy keresztshelvény (Tatabánya–Patár-hegy – Kocs–Tata között fele távolságban húzott vonal) mentén 3–3 fúrást javasolunk lemélyíteni.

A lábatlani 1:10 000-es méretarányú földtani térkép

A dorogi terület felvételre és kiadásra tervezett 17 db 10 000-es térképlapja közül a tervén során befejeztük az utolsónak, a Lábatlan-D jelűnek a szerkesztési munkálatait (GIDAI L. – KAISER M. – VÍGH G.). Megszerkesztettük a quartertől fedetlen térképet, a negyedkori változatot, a szükséges rétegoszlopot és metszeteket, megírtuk a magyarázót és összeállítottuk a földtani alapadat-gyűjteményt.

IRODALOM

- GIDAI L. 1966: A Bicske–Zsámbéki és a Héreg–Tarjáni terület felderítő kutatási terve. – Földt. Int. Adattár, kézirat.
- GIDAI L. 1968: A felderítő barnakőszénkutatás helyzete és lehetőségei a Dunántúli Középhegység ÉK-i részén. – Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról, pp. 125–134.
- GIDAI L. 1971a: A mányi, a szomor–zsámbéki és a bajnai eocén kifejlődési területek földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 93–113.
- GIDAI L. 1971b: A Vértes–Gerecse és a Buda–Pilis hegységek közötti infraoligocén (Telegdi-Roth) küszöb. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 115–121.
- GIDAI L. 1971c: Jelentés a Várgesztes 1-es sz. fúrásban kimutatott eocén barnakőszéntelepekről. – Földt. Int. Adattár, kézirat.
- GIDAI L. 1972a: A Dunántúli-középhegység északi részének előkutatása. (Előkutatási célprogram.) – Földt. Int. Adattár, kézirat.
- GIDAI L. 1972b: A Héreg–Tarjáni és a Csabdi É-i terület felderítő kutatási terve. – Földt. Int. Adattár, kézirat.
- HOFFER E. – KAKAS K. – NYITRAI T. – RÁNER G. – SZABADVÁRY L. 1972: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli Középhegységben. – MÁELGI Évi Jel. 1971-ről, pp. 15–25.
- KAKAS K. 1971: A Vértes platón telepítendő 5 fúrás kutatási javaslata. – MÁELGI jelentése, kézirat.
- KAKAS K. – LÁNYI J. – LISZT F.-NÉ – RÁNER G. – SIMON A. – SZABADVÁRY L. 1971: Komplex geofizikai kutatások a Dunántúli Középhegységben. – MÁELGI Évi Jel. 1970-ről, pp. 15–21.
- RÁNER G. 1971: Jelentés az 1970. évi Héreg–Tarjáni geofizikai mérésekről. – MÁELGI jelentése, kézirat.
- RÁNER G. – SZÉNÁS GY. 1972: Jelentés az Oroszlány–Bokod–Dad–Környe közötti területen 1971-ben végzett geofizikai kutatásról. – MÁELGI jelentése, kézirat.
- VADÁSZ E. 1942: Eocén kérdések. – Földt. Közl. 72., pp. 151–170.

RESULTS OF INVESTIGATIONS ON THE EOCENE OF
NORTH TRANSDANUBIA IN 1972by
L. GIDAI

This study outlines the investigations accomplished in 1972 in the North Transdanubian territory. The main objectives of these investigations were: the assessment of the mineral resources of the area, the foundation of further scientific research work and the exploration of some geologically prepared and prospective territories.

1. The „*Eocene Map*” of the area scale 1:100 000 with the post-Eocene formations peeled off was prepared, and on this basis it was possible to determine for the whole territory of North Transdanubia, in general rather precisely, in conformity with the scale, the extension and development of the Eocene formations. From Mór–Pusztavám–Bokod–Dad villages to the west, this limit of extension is obscure. Similar is the case with the western boundary of the Budapest South area. Separate tectonical units are the Eocene areas of Lencse Hill, Buda–Pilis, Dunaszentmiklós, Vértestolna, Vértessomló, Várgesztes, Tatabánya. The Eocene area of Mór–Pusztavám–Oroszlány shows connections with the northwestern foreland of the Bakony Mountains. The existence of structural-faciological connections between the Dorog, Bajna, Tarján and Nagygyháza–Csordakút–Mány areas seems to be probable. The *infra-Oligocene Telegdi-Roth swell* is sharply delineated between the Vértes–Gerecse and Buda–Pilis and Budapest South areas (L. GIDAI 1971a). A similar development is shown by the ridge between the Gerecse–Tata horst group, the gravimetry maximum of Dad and the Magas Bakony, overlain by post-Eocene deposits. Roughly perpendicular to them is the eroded structural high of Környe–Vértessomló–Kőbányáspusztá, overlain by Oligocene formations.

The *Eocene Brown Coal Map* represents the extension of the brown-coal formation and its faciological conditions. The Eocene brown-coal formation can be well traced with an accuracy corresponding to the scale of the map drawn up on the basis of the results of some thousands of boreholes.

M. KAISER drew up a 100 000-scale *map of the Quaternary* in the northern Transdanubian Central Mountains on the basis of the available surveying information. On this map the major developments have been separated and their extension determined.

2. For the territories Héreg–Tarján and Csordakút–Mány five varieties of 1:25 000-scale *geological and prognostic maps* were drawn up.

3. A report is given on the results of *brown-coal prospecting* in 1972 in various areas of North-Transdanubia.

4. *Map-sheet of Lábatlan at 1:10 000*. Of the 17 map-sheets of 1:10 000-scale planned for the Dorog area during the fiscal year the editory work of the last one, that of Lábatlan-S was completed (L. GIDAI, M. KAISER and G. VÍGH). Thus the following were drawn up: a map with the Quaternary peeled off, a Quaternary version, the corresponding stratigraphic columns and sections and explanatory fascicles and a collection of fundamental geological data.

A NAGYGÖRBŐI SZERKEZETKUTATÓ FÚRÁS

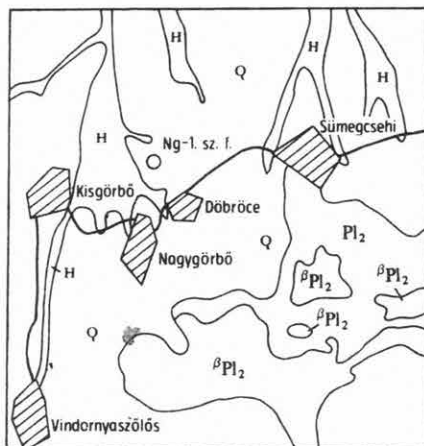
Írta: JÁMBOR ÁRON – KORPÁS LÁSZLÓ

A nagygörbői Ng-1. sz. szerkezetkutató fúrást a Központi Földtani Hivatal megbízásából az Országos Földtani Kutató- és Fúró Vállalat Miskolci Üzemzetősége mélyítette le 1971. április 24. – 1972. április 14. között a Keszthelyi-hegység É-i előterében (1. ábra). A fúrás földtani célja a neogén és paleogén medenceüledékek kifejlődési viszonyainak tisztázása, további konkrét adatok nyerése a hegységperemi és medencejellegű felsőkréta üledékek rétegtani- és fácieskapcsolatainak értelmezéséhez, valamint a szenon képződmények medencealjátának feltárása. Az alapvető rétegtani problémák megoldásán túlmenően várható volt, hogy to-

vábbi támpontot nyújt majd a Keszthelyi-hegység É-i előtere felsőkréta korú barnakőszéntelepes rétegcsoportjának és bauxit-perspektíváinak megítéléséhez, valamint vízföldtani viszonyainak tisztázásához.

A fúrás telepítését a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet geofizikai vizsgálata előzte meg. Ennek keretében a jelenleg legkorábbi módszerrel szeizmikus hossz- és keresztmetszvény mérésre került sor, s a fúrásnak az e szelvényben kijelölt reflektáló szintek földtani ellenőrzése is feladata volt. A fúrást és a szeizmikus szelvényt a Központi Földtani Hivatal Kutatási Főosztálya tűzte ki. Műszaki ellenőrei BOHN P. (KFH), KÁRPÁTI L. (KFH) és KORPÁS L. (MÁFI), majd JÁMBOR Á. (MÁFI) voltak.

A fúrást kezdettől talpig teljes magvétellel mélyítették, ezt a lyuk vízmegfigyelő kúttá való kiképzése követte. A szabadon hagyott főnummulinás mészkövön keresztül ugyanis a főkarszt vízszintje (147,81 m A.f.m) állt be a lyukba.



I. ábra. A nagygörbői Ng-1. sz. fúrás helyszínrajza

H = holocén áradmány, Q = pleisztocén homokos lösz, β Pl₂ = felsőpannon bazalt, Pl₂ = felsőpannon homok, agyag

Abb. 1. Lageplan der Bohrung Nagyörbő Ng-1

H = holozánes Alluvium, Q = pleistozäner sandiger Löss, β Pl₂ = oberpannonischer Basalt, Pl₂ = oberpannonischer Sand, Ton

A fúrás neogén és oligocén szakaszának dokumentálását a MÁFI Középhegységi Osztályának szakemberei – KÖRPÁS L., JÁMBOR Á., CSIMA K., JAKUS P., BERNHARDT B., SZENTHE I. geológusok és BENCE G. geológus technikus – végezték. Az eocén szakaszt GIDAI L. geológus dolgozta fel, majd a szenon globotruncanás–inoceramuszos márga dokumentálását HAAS J. és EDELÉNYI E. geológusok végezték el. A begyűjtött anyagot a MÁFI laboratóriumai vizsgálták. A fúrás maradék maganyaga a MÁFI szépvizéri raktárában nyert elhelyezést.

A fúrás vázlatos rétegsora a következő (I. melléklet):

0,0 –	0,5	m	holocén talaj
0,5 –	9,2	m	pleisztocén homok
9,2 –	210,7	m	felsőpannon homok, agyagmárga, kőzetliszt; lignittelepecskékkel
210,7 –	322,0	m	alsópannon agyagmárga, aleurit, homok
322,0 –	350,7	m	szarmata (volhyniai) durvamészke, amely transzgressziós kavicsal kezdődik
350,7 –	706,0	m	torton (badenien) homok, agyagmárga, kőzetliszt, mészkő, dácittufa; 350,7 – 410,7 m-ig felsőtorton, 410,7–706,0 m-ig alsótorton
706,0 –	923,0	m	felső?-helvétii (kárpatien) homok, agyagmárga, kőzetliszt, dácittufa, alján 897,0–897,5 m-ig xilités barnakőszén-teleppel
923,0 –	1023,2	m	alsó?-helvétii (ottngien) agyag, agyagmárga, tarkaagyag, kavics, alján dácittufával
1023,2 –	1067,0	m	burdigalai (eggenburgien?) kavics, agyag
1067,0 –	1232,3	m	oligocén tarkaagyag, kavics, konglomerátum
1232,3 –	1315,0	m	középsőeocén nummuliteszes–alveolinás mészkő
1315,0 –	1332,8	m	középső- esetleg alsóeocén kőszenes agyag, agyag és kavics
1332,8 –	(1517,0)	m	felsőkréta globotruncanás–inoceramuszos márga és mészkő

A fúrást, amely 1500,0 m-ig volt tervezve, 1517,0 m-ben, bár a triász feküti még nem értük el, költségkeret hiányában a globotruncanás–inoceramuszos márga egy erősen meszes padjában leállítottuk.

A fúrás által harántolt kainozóos rétegsor mind a hegységközi, mind a medenceterülettel jól korrelálható. Rétegsorának sztratigráfiai jelentősége, elsősorban a neogén tekintetében ebben áll, mert az magán viseli a medencebeli kifejlődés bélyegeit (nagy vastagság, túlnyomórészt nyíltvízi kifejlődés), de emellett a hegységperemi medencék bélyegei is – szentelepek, báziskavicsok – felismerhetők. Ez az első eset, hogy olyan rétegsort harántoltunk végig magvételrel, amely a zalai medencék neogénjével lényegében azonos, s így az ottani szórványos biosztratigráfiai adatok helyes megítéléséhez kulcsot szolgáltat. Az 1315,0–1232,3 m között feltárt középsőeocén korú mészkő teljes egészében egyezik a Sümeg, Csabrendek, Gyepükaján, Nyirád térségében felszínről ismert és számos fúrásban harántolt nummuliteszes, illetve alveolinás mészkővel. A fedőjében települő, az oligocéntól a szarmatáig terjedő megszakítás nélküli összlet (1315,0–350,7 m között) transzgresszív oligomiocén üledékféléklussal kezdődik. A ciklus jellegzetes kifejlődésű, a hegység területén máshol általában csak oligocén–alsómiocén korbesorolású, eocén mészkő és triász dolomitkavicsokban gazdag, helyenként eocén andezitkavicsokat tartalmazó folyóvízi konglomerátummal kezdődik, amelyet a szelvényben felfelé haladva

fokozatosan vált fel homok- és kavicsrétegekkel tagolt, a Bakonyban ismert és megszokott teresztrikus tarkaagyagos közettípusokkal képviselt üledékképződés. Az 1023,2–1017,3 m között feltárt „alsó riolittufa”, valamint a 923,0–892,0 m közt harántolt „barnakőszén-telepes rétegcsoport” jól jelzi egyrészt a Herendi-medence hasonló képződményeivel a fácies-azonosságot, másrészt a fokozatos transzgressziót. Ezek segítségével az I. mellékleten feltüntettük a legvalószínűbb korbeosztási lehetőséget. Megjegyezzük azonban, hogy a széntelepes összlet esetén besorolása a herendi és várpalotai telepekével nem egyezik, de véleményünk szerint az alsó és középső riolittufa felismerhető rétegsorunkban (1023,2–1017,3 m illetve 752,4–665,6 m között). Ezek segítségével a telepes összlet korának esetén való megítélése Magyarország nagyobb része mediterrán széntelepeinek besorolásával megegyező. Kétségtelen, hogy ezeknek a tufáknak „alsó” és „középső” riolittufa besorolását egyelőre csak települési helyzetük bizonyítja, ezt azonban elég súlyos érvnek érezzük a mellékelt korbeosztáshoz. A „széntelepes összletből” üledékfolytonossággal kifejlődő, slírfaciesű, felsőhelvétai és torton emeletbe sorolható tengeri üledékeket 923,0–350,7 m között tárta fel a fúrás. A két emelet közötti terepi határmegvonás egyrészt az észlelt „középső riolittufa” (752,4–751,9 m között), másrészt a 706,0–705,3 m között harántolt lithothamniumos mészkőpad alapján történt. A hegységperemen számos feltárásból ismert alsótorton abráziós konglomerátum – tekintettel a fúrás medencebelseji helyzetére – ezen a területen nem fejlődött ki.

A jellegzetes durvamészki kifejlődésű szarmata üledékek (350,7–322,0 m között) alapkavicsal települnek torton fekküjükön. A durvamészki, közettani kifejlődése alapján, a Dunántúli-középhegység környékén ismert szarmata összletnek csak felső részét képviseli. A Dunántúli-középhegység ÉNy-i peremén eddig még nem tapasztalt módon az alsópannon képződmények a szarmatából üledékfolytonossággal fejlődnek ki. Az alsópannon al-emelet alsó részét (322,0–254,5 m között) a Tapolcai-medencében ismert abráziós gyöngykavics heteropikus fáciesének tekinthető homok, míg felső részét (254,5–210,7 m között) a Középhegység peremi területein általános elterjedésű egyveretű kifejlődésű *Congerina czjzeki*-s agyagmárga képviseli. Az alsópannon képződmények legalsó részének teljes voltát a rétegek kapcsolódásán túl az eddigi tapasztalatok* alapján mindig a pannon alján megjelenő, itt 312,9 m-ben észlelt dacittufa, illetve bentonit meggyőzően bizonyítja. Az üledékfolytonossággal, de cikluskezdettel kifejlődő felsópannon emeletbe tartozó üledékek litológiailag három szakaszra (210,7–81,7 m, 81,7–46,0 m és 46,0–9,2 m között) tagolhatók.

A negyedidőszaki üledékeket kvarc- és liditkavics, valamint bazalttörmelék tartalmú polírozott felületű szemcsékből álló futóhomok képviseli.

A több-kevesebb gyakorlattal terepen elvégezhető, elsősorban közettani alapú rétegtani beosztással természetesen nem elégedtünk meg ilyen jó feltárást adó fúrásnál, mert nagyobb távolságú rétegtani korrelációra főként az ősmaradványok nyújtanak lehetőséget. Elvégeztettük a Foraminifera-, a makrofauna- és a pannon képződmények palinológiai vizsgálatát is. Az idősebb neogén palinológiai feldolgozását pénzühiány miatt fel kellett függesztenünk.

*JÁMBOR Á. – KORPÁSNÉ HÓDI M. 1971: A pannóniai képződmények szintezési lehetőségei a Dunántúli-középhegység DK-i előterében. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről.

A neogén képződmények Foraminiferáinak vizsgálatát KORECZNÉ LAKY I. végezte. Vizsgálati adatai alapján a következő véleményt alakította ki:

„A fúrásból vizsgált minták közül a 322,0–337,0 m közötti szakasz a szarmata emelet *Nonion granosum*-os fáciesét jelölte. 344,0–373,0 m között felsőtorton *Rotalia papillosa*-s szint mutatható ki (hidasi széntelepes összlet fedője).

A fúrás 389,0–892,0 m között alsótorton rétegeket harántolt. A faunaegyüttesben plankton és bentosz alakok egyaránt megtalálhatók, helyenként nagy faj- és egyedszámokban. Az összleten belül finomabb szintezés nem lehetséges, mivel együtt találhatók a lagenidaes, globigerinás, orbulinás és amphisteginás szintek fajai. A képződmények sekélytengeri lerakódások, csupán helyenként (483,0 m; 545,0 m; 550,0 m) mutatkozott partszegélyre utaló kifejlődés. Foraminiferák mellett Radiolariák, Bryozoák, Mollusca maradványok, Ostracodák, Echinodermata tüskék és vázelemrészek, halfogak, halmaradványok és otolithusok teszik változatossá a faunaképet.

A 776,0–778,6 m közötti szakasz azonban nem illik a torton rétegsorba. Az igen apró termetű Foraminiferák és a tömegesen előforduló szivacsstűk és szivacskepletek a felsőhelvét (kárpáti) slírre utalnak. 892,0–1090,3 m között helvét (ottnangien) képződmények következtek, amelyek Foraminiferát nem tartalmaznak. A 892,0–890,8 m-ig terjedő szakasz halmaradványokban, molluszkákban és Operculumokban gazdag. Ez az operculumos szakasz jól azonosítható a Hidasi-medence, valamint a sümegi S–25. sz. fúrás 332,0–336,0 m közötti azonos helvét szakaszával. Helyenként (955,0–962,6; 977,0–979,0 m) elég sok Chara termés található az iszapolási maradványokban. Hasonló kifejlődés ismeretes a Mecsek hegységi helvét képződményekben is. Néhány mintában szenesedett növénymaradvány található, amelyek esetleg az ottnangien széntelepes kifejlődésekkel lennének azonosíthatók.”

Ez az összefoglalás lényegében megfelel a litosztratigráfiai képnek. Elterést egyrészt az alsó, faunamentes szakaszok értékelésénél és a szarmata–felsőtorton határ kijelölésében találtunk. A szarmata alsó határa litosztratigráfiai és fejlődéstörténeti alapon 350,7 m-nél egy alapkavics réteg alján adható meg, s ez kis méretű diszkordanciát is jelent. Viszont e felett még felsőtorton Foraminifera faunaegyüttes jelenléte volt rögzíthető.

Hasonló eltérést tapasztaltunk a felsőtorton alsó határának megadásánál is, amely felett ugyancsak még alsótorton mikrofauna-együttes volt. Nyilvánvaló azonban, hogy ha a rétegtani határok kijelölését ciklusos összletekben a ciklushatárok figyelembevételével végezzük el, beosztásunk a mindennapi gyakorlat számára alkalmasabb lesz, mintha csak a Foraminifera vizsgálati eredményeket vesszük figyelembe.

A miocén makrofauna vizsgálata — BOHNNÉ HAVAS M. — alapján a szarmata és a felsőtorton határa tekintetében a Foraminiferák által nyújtottal azonos képet kaptunk azzal, hogy a felsőtorton fauna az alsótortontól partszegélyi jellegében tér el.

A torton alsó határa tekintetében a Foraminiferák által adottal nem egyezik, azonban a molluszka faunák fácies-jellegében az előbbi határnál ugyancsak határozott változás észlelhető.

A molluszka fauna a helvét összlet alját lényegében a litosztratigráfiai alapon kijelölt 1067,0 m-nél jelölte ki, de az innen kikerült erősen csökkentsósvízi együttes kort aligha bizonyít, így az alsómiocén kijelölését az alsó riolituffa alatt jogosnak érezzük.

A pannon makrofaunát KÖRPAŠNÉ HÓDI M. vizsgálta, véleményét az alábbiakban foglalta össze:

„A nagygörbői Ng–1. sz. fúrás Mollusca-faunával igazolható pannon rétegsora 322,0 m-ig tart. Alsó- és felsőpannon határ pontosan nem adható meg. Az utolsó felsőpannon minta 159,0 m, az első alsópannon anyag pedig 217,5 m-ből származik.

Makrofaunisztikailag az alsópannon mindhárom szintje valószínűsíthető, de kifejlődése nem jellegzetes. Az alsó két szint igen szegényes faunával, kis rétegvastagságban található. A pannon rétegsor alsó 3,0 m-es szakaszán olyan *Limnocardium* sp.-k találhatóak, amelyek a Dunántúli-középhegység több fúrásából is ismertek és mindenütt az alsópannon legalját jelzik. A következő szint 311,0–239,0 m között *Parvidacna laevicostata*, *Limnocardium lenzi asperocastatum*-mal jellemezhető. A fauna igen szegényes, önmagában e két faj nem jelzi biztosan a középső szintet, de jelen esetben összekötő kapocs az alsó- és felső szintet jelző faunaegyüttesek között, mindkettőtől elkülönül, de átmenettel kapcsolódik is. Tehát az alsópannon faunaegyüttes folyamatos üledékképződést jelez, réteghiányt nincs alapunk feltételezni. A további 12 db alsópannon minta a *Congeria czjzeki* jellemezte szint kifejlődését igazolja. Felsőpannon alsó szintjét jelzi a 159,0 m-től megvizsgált 6 db minta. Kivételt csak a 32,5–33,0 m képez, amelynek faunája szintre nem jellemző. Ez a fauna csak aligsósvízi fáciest jelez, bemosott szárazföldi fajokkal, a többi felsőpannon csökkentsósvízi képződményekkel szemben.”

KÖRPAŠNÉ HÓDI M. véleménye szerint tehát a *C. ungula caprae*-s és a *C. balatonica*-s szint faunisztikailag nem különíthető el. Üledékközzetani alapon – félciklus kezdet, lignittelepecskék – azonban 81,7 m-ben jelölhető ki, abban az értelemben, hogy ez az a határ, amely felett általában *balatonica*-s, e felett pedig általában *ungula caprae*-s faunák jelennek meg.

STRUKTURBOHRUNG VON NAGYGÖRBŐ

von

Á. JÁMBÖR – L. KÖRPAŠ

Die Strukturbohrung Nagyörbő Ng–1 wurde im Auftrage des Zentralamtes für Geologie der VR Ungarn durch die Betriebsleitung Miskolc des Landesunternehmens für geologische Erkundung und Bohrung vom 24. April 1971 bis 14. April 1972 im nördlichen Vorland des Keszthelyer Gebirges niedergebracht. Der geologische Zweck der Bohrung war die Klärung der Ausbildungsverhältnisse der neogenen und paläogenen Beckenablagerungen, die Gewinnung weiterer konkreter Angaben für die Deutung der stratigraphischen und Faziesbeziehungen zwischen den Gebirgsrand- und Beckenausbildungen sowie die Erschließung des Beckenuntergrundes der Senonablagerungen. Über die Lösung von grundlegenden stratigraphischen Problemen war zu erwarten, dass die dabei gewonnenen Ergebnisse weitere Anhaltspunkte zur Beurteilung der oberkretazischen

Braunkohlenserie und Bauxitperspektiven sowie der hydrogeologischen Verhältnisse des nördlichen Vorlandes des Keszthelyer Gebirges liefern würden.

Dem Ansatz der Bohrung gingen geophysikalische Untersuchungen durch das *L. Eötvös Geophysikalische Institut (ELGI)* voran. Dabei wurden seismische Längs- und Querporfilvermessungen mit der modernsten Methode durchgeführt. Ausserdem hatte diese Bohrung zur Aufgabe, die in diesem Profil angegebenen Reflexionshorizonte geologisch zu kontrollieren.

Die Bohrung wurde vollständig, von Bohrlochmündung bis Bohrlochsohle, mit Kerngewinn abgeteuft.

Hierunter wird eine Skizze der Schichtenfolge der Bohrung angegeben (s. Beilage I):

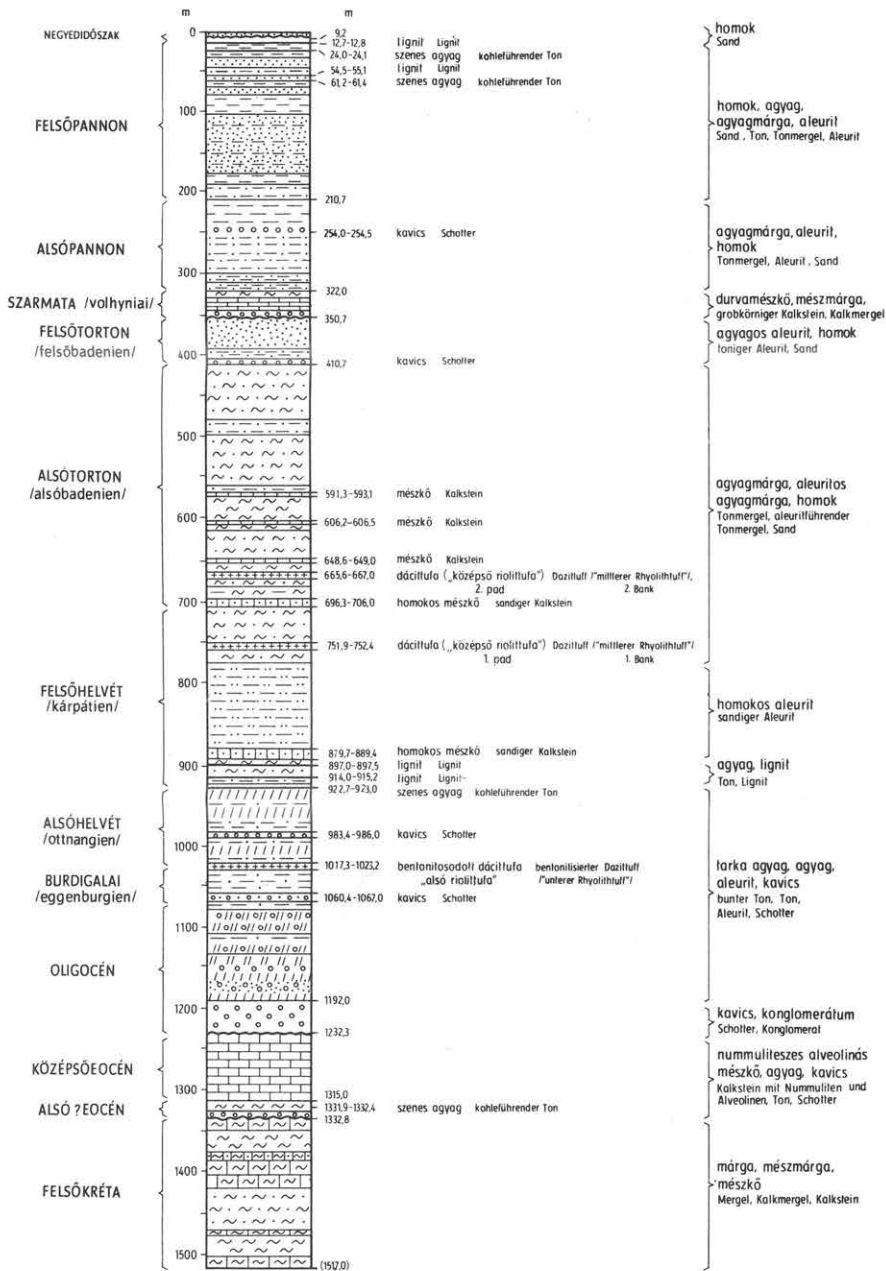
0,0 –	0,5	m	holozäner Boden
0,5 –	9,2	m	pleistozäner Sand
9,2 –	210,7	m	oberpannonischer Sand, Sandmergel, Schluff mit Lignitlagen
210,7 –	322,0	m	unterpannonischer Tonmergel, Aleurit, Sand
322,0 –	350,7	m	sarmatischer (volhynischer) grober Kalkstein, der mit Transgressionsschotter beginnt
350,7 –	706,0	m	tortonischer (Badenien) Sand, Tonmergel, Schluff, Kalkstein, Dazittuff. Von 350,7 bis 410,7 m Obertorton, von 410,7 bis 706,0 m Untertorton
706,0 –	923,0	m	ober(?)helvetischer (Karpatrien) Sand, Tonmergel, bunter Ton, Schotter, mit Dazittuff; an der Basis, von 897,0 bis 897,5 m, mit einem xylytischem Lignitflöz
923,0 –	1023,2	m	unter(?)helvetischer (Ottangien) Ton, Tonmergel, bunter Ton, Schotter, an der Basis mit Dazittuff
1023,2 –	1067,0	m	burdigalischer (Eggenburgien?) Schotter und Ton
1067,0 –	1232,3	m	oligozäner bunter Ton, Schotter, Konglomerat
1232,3 –	1315,0	m	mitteleozäner Nummuliten–Alveolinen-Kalk
1315,0 –	1332,8	m	mittel-, eventuell untereozäner kohleführender Ton, Ton, Schotter
1332,8 –	(1517,0)	m	oberoligozäner Globotruncanen–Inoceramen-Mergel und -Kalkstein

A NAGYÖRBBŐI Ng-1.sz. FÚRÁS SZELVÉNYVÁZLATA

PROFILSKIZZE DER BOHRUNG NAGYÖRBBŐ Ng-1.

Összeállította: Jámor Á. - Korpás L. 1972

Zusammengestellt von Á. Jámor - L. Korpás 1972



ÚJ FENYŐ-FÉLESÉG AZ EPLÉNYI JÚRAKORI MANGÁNÉRC BÁNYÁBÓL

Írta: GREGUSS PÁL

1969-ben TASNÁDI KUBACSKA A., SZABÓ Z., KONDA J. és SZABÓ O. társaságában az eplényi mangánérc bányában egy kb. 6 m hosszú és 30–35 cm átmérőjű törzsdarabot talált szürke, júra időszaki radiolariás agyagmárgában.

A fa tracheidáiban az araucaroid vermes-gödörkék mellett párosan haladó vagy sűrű spirális vastagodások vannak, faparenchimája igen kevés. A bélsugár-falak vastagok és vékonyak. A vastag falakban apró, a vékony falakban nagyobb kör alakú, udvarmentes circoporus gödörkék, más vékony falú bélsugársejtekben pedig jellegzetes 2–10 araucaroid gödörke van, a fában lyzigén járatok haladnak. Mindezek olyan jellegzetes sajátságok, amelyek együttesen sem a ma élő, sem a kihalt fenyőknél nem fordulnak elő. A kövületet ezért *Pseudoagathoxylon eplényense* n. g. et n. sp. névvel jelölöm.

Pseudoagathoxylon n. g.

Típus faj: *Pseudoagathoxylon eplényense* n. g., n. sp.

D i a g n ó z i s: A másodlagos fában függőleges lyzigén gyantajaratok haladnak, egyes tracheidák falában egy sorban laza és sűrű araucaroid gödörkék vannak, másokban laza vagy sűrű spirális lécek haladnak. A bélsugarak egyrétegűek és általában heterogén szerkezetűek, a vékony falak keresztvezetési mezőiben részben 2–10 araucaroid, más vékony- és vastag falú bélsugársejtekben kicsi ill. nagy udvar nélküli circoporusos gödörke helyezkedik el. A fában nagyon kevés hosszanti parenchyma van.

Pseudoagathoxylon eplényense n. sp.

D i a g n ó z i s: Az évgyűrű-határ feltűnő, a tracheidák keresztmetszetei lekerekítettek. Az évgyűrűben lyzigén gyantajaratok vannak. A bélsugarak egyrétegűek. A korai tracheidák radiális falában a laza és szoros araucaroid vermes-gödörkék egy sorban helyezkednek el. A tavaszi tracheidák némelyikében párosan, a kései fában sűrűn haladó spirális vastagodások láthatók. A hosszanti parenchyma igen kevés, a sejtek végfala aránylag vastag, síma vagy csomós. A hosszanti lyzigén gyantajaratok függőlegesen és egymással párhuzamosan haladnak. A nagyobb járatokban a gyantakötegek fa alakúan

ágaznak el. A bélsugarak 1–16 sejt magasak, általában heterogén szerkezetűek. Falaik részben vékonyak, részben vastagok, vagy vegyesen vastagok–vékonyak. A vastag falak keresztződési mezőiben mindig magános, kör alakú apró, a vékony falakban 1–2 nagy és kör alakú circoporos gödörke van.

A vastag falú bélsugársejtek tangenciális falaiban egyetlen apró, kör alakú gödörke van. A vékony falú bélsugársejtek tangenciális falai vékonyak, bennük gödörke nincs.

Stratum typicum: Radiolariás agyagmárga, júra

Locus typicus: Eplényi mangánérc bányá

Holotypus: Kovásodott fatörzs metszetekkel. A vizsgált anyag a Magyar Állami Földtani Intézet Ősnövény Gyűjteményében van.

Leírás:

1. *Keresztcsiszolatok.* A keresztcsiszolatok szerkezete egy őstípusú fenyő-féleségre utal. Az évgűrűhatárok jól észrevehetőek (I. tábla 1–3). Az évgűrűkben a bélsugarak egyrétegűek és aránylag ritkán, 2–25 tracheida szélességre, sugárirányban haladnak, faparenchymasejt aránylag kevés, faluk vastagsága alig különbözik a tracheidákétól. Az egyes évgűrűk általában szélesek, némelyik 75–85 tracheida széles. A tracheidák keresztmetszetei lekerekítettek, üregük kör, ellipszis, vagy 5–6 szögletű. Az évgűrűhatáron a tracheidák keresztmetszetei ellaposodnak, üregeik ilyenkor rövidebb vagy hosszabb, lekerekített téglalapok. A korai fa a késeibe fokozatosan megy át és az évgűrűhatáron egymástól elég jól elkülönül. A korai tracheidák sugármérete 65–70 μ , a késeieké 35–40 μ között ingadozik, szélességük is kb. ugyanennyi. A bélsugársejtek tangenciális mérete 17–20 μ .

A fában hosszanti gyantajaratok haladnak, rendszerint az évgűrűk közepén helyezkednek el, nagyságuk különböző. Méretük 70–150 μ között váltakozik. Keresztmetszeti szerkezetükben világosan mutatják, hogy lyzigén eredetűek; a hálózatosan elágazó gyantás tömeg között a feloldódott tracheida maradványok nagyon jól észrevehetőek (I. tábla 3–4).

A gyantajaratok radiális és tangenciális szerkezetét a hosszcsiszolatokban jobban tanulmányozhatjuk. A II. tábla 1. képén világosan látszik a gyantajaratok hosszanti lefutása, néhol csak 3–50 tracheida távolságra függőlegesen és párhuzamosan haladnak egymás mellett. Ezek a hosszanti járatok egymással nemigen anasztomizálódnak, ellenben az egyes járatokban a gyantakötegek már hálózatosan ágaznak el. Itt az egyes kötegek oldalágakkal kapcsolódnak egymáshoz és valóságos gyantaköteg-hálózatot alkotnak. A kötegekben sejtszerkezetet megállapítani nem lehetett, de amint a II. tábla 2–4. képe mutatja, a vastagabb ágakból vékonyabb oldalágak is erednek, szélességük 20–70 μ között változik. Ezek nem sejtes szerkezetű gyantajaratok. Itt nincsenek gyantajaratokat kibélelő vékony (Pinus) vagy vastag falú (Picea, Larix) epithel sejtek, a járatok lyzigén módon jöttek létre. A gyantajaratok keletkezése tehát vagy a hosszanti tracheidákból vagy a hosszanti parenchyma sejtekből, vagy pedig a bélsugár sejtekből indul ki, amelyekben szintén igen gyakori a gyanta-tartalom.

Ezt a feltevést valószínűsíti a II. tábla 5. képe, amelyen világosan látszik, hogy egyes tracheidák gyantaanyaggal vannak kitöltve és hogy ez a gyantaanyag kezdetben a

hosszanti tracheidákban folydogált. A IV. tábla 1. képen is jól látszik, amint az araucaroid módon vermes-gödörkés tracheida belsejét gyantyszerű anyag tölti ki. Gyantyszerű anyagukat igazolja az is, hogy még a metszetekben is élénk sárga vagy kissé sárgásbarna színűek és finoman szemcsések.

2. Radiális szerkezet.

a) *Hosszanti tracheidák.* A tracheidák radiális falában a vermes-gödörkék részint araucaroid módon (IV. tábla 3–4.), részben pedig lazán (IV. tábla 1.), tehát modern módon helyezkednek el. A vermes-gödörkék mérete 26–27 μ , a nyílás általában kör, méretük 6–7 μ . Egyes korai tracheidákban a spirális lécek mintegy 15–20 fokos szög alatt, általában párosan és lazán, máskor viszont sűrűbben haladnak. Egyes kései tracheidákban ezek a párosan haladó részek a hossz tengelyre merőlegesen, néhol meg-megszakítva, máshol viszont mintha apró gyöngyfüzér szerű részecskékből lennének összetéve. Lehetséges, hogy az ilyen szerkezet kialakításához a dezorganizáció is nagy mértékben hozzájárult. De még ezeken a helyeken is a párosával haladó léces szerkezet határozottan felismerhető (III. tábla 2–4.). Ilyen párhuzamosan haladó léces vastagodás az élő fenyők között csak a Taxaceae-ben és Torreya, Cephalotaxus-félékben fordul elő. A fában a vermes-gödörkék mellett néhol spirális vastagodás is van, amely elsősorban a Taxaceae-re, a tracheidák araucaroid és modern vermes-gödörkézettsége viszont inkább az Araucariaceae-re és némileg a Podocarpaceae-re jellemző.

b) *Hosszanti parenchyma sejtet* a radiális metszetben szerző csak egyet talált. Méretei a radiális oldalon 17–20 μ , a hosszanti méretek 170–180 μ között ingadoznak. A tangenciális és radiális falakban apró és kerek gödörkék láthatók. A végfalak aránylag vastagok, rajtuk apró bibircsek vagy vastagodások (IV. tábla 5.) vannak.

c) A *bélsugarak* általában egyrétegűek. A magasabbak a közepükön néha 2 sejtre szélekednek. A bélsugársejtek magassága 25–26 μ , 3 sejt magassága 75 μ . Egy sejt magassága tehát 25 μ , szélessége 20–21 μ . Ez is általában Araucaria jelleg. Szerkezetük különösen a tangenciális metszeteken látszik jól. Érdekessége ennek a fának, hogy a bélsugársejtek falai részben vastagok, részben vékonyak (VII. tábla 1–4.), vagy teljesen vastagok, ill. teljesen vékonyak. A falak vastagságának megfelelően a bélsugársejtek vízszintes, radiális és tangenciális falainak gödörkézettsége is különböző lehet. A vékony falúak és téglalap alakúak általában araucaroid módon gödörkézettek (V. tábla 2–5.), a tisztán vastag falú bélsugarak gödörkézettsége már nem araucaroid, hanem kör alakú, tehát podocarpoid ill. dacrydioid (a VI. tábla 1. képen három bélsugár szerkezete látszik). A vastag falak sötét, a vékonyabb falak világos színűek. Az V. tábla 2–6. képen egyes vékony falú bélsugársejt keresztvezetési mezőiben 4, 6, 8, 10 araucaroid gödörke helyezkedik el, bár a nyílás nem mindig araucaroid jellegű. Ilyen gödörkézettség látszik az V. tábla 2, 3, 4, 5. képen is. Az élő fenyők közül ilyen araucaroid keresztvezetési mezők csak az Araucariákban fordulnak elő. Ennek alapján ezt a kövületet valamilyen Araucaria–Agathis-féleségnek kellene tartanunk. Ilyen keresztvezetési mezői ill. araucaroid gödörkézettsége volt az *Agathoxylon hungaricum* (ANDREÁNSZKY) GREGUSS fajnak is (V. tábla 6.). Más bélsugársejtek kör alakú gödörkézettsége azonban ennek a feltevésnek ellentmond (VI. tábla képei), különösen akkor, ha a hosszanti tracheidák spirális vastago-

dását is figyelembe vesszük, amit a III. tábla 3. képén a párhuzamosan haladó lécek is igazolnak.

d) *A bélsugársejtek circoporusos gödörkézettsége.* Egyes bélsugársejtekben nem araucaroid, hanem kétféle circoporusos nyílás van, amit a VI. tábla képei is igazolnak. Az 1. képen a nyílak a vékony falú bélsugársejtek falában aránylag nagy kör alakú circoporusos nyílásokat mutatnak. Különösen jól látszik két ilyen gödörke a 4. képen a két nyílnál. Ilyen kör alakú nagy gödörkék létezését igazolja a felső jobb sarok szélén levő két bélsugársejt tangenciális képe, amelynek radiális oldalán is jól látszik a nagy gödörke. A radiális és tangenciális oldalakat, ill. a nagy gödörkéket a szakadozott vonalak kötik össze. Méretük $20-22 \mu$. A nagy gödörkével ellentétben a 3. képen a nyílak végeinél csak a vastag falú bélsugársejtek sokkal kisebb apró, kör alakú gödörkézettsége látszik. A vastag falakban csak apró, kör alakú nyílások vannak. Ezek mérete $6-7 \mu$. Ilyen apró, kör alakú, udvar nélküli nyílásszerkezetet mutat a 3. kép bal oldalán bekeretezett bélsugárszerkezet is, ahol a bélsugársejtek vízszintes és radiális falai vastagok, ellenben a tangenciális oldalon a vékony falú gödörkék helyein csak apró, kör alakú nyílások vannak. A szakadozott vonalak jelzik a megfelelő apró, kör alakú gödörkék nagyságát és elhelyezkedését. Ugyancsak ez látszik a 6. képen is, ahol a vastag falon két kör alakú, udvar nélküli gödörke helyezkedik el. Ugyanilyen kör alakú nyílások vannak a vastag falú bélsugár sejtek tangenciális falaiban is (VII. tábla 4, 1b.). Az 1c. kép világosan mutatja azt is, hogy eme circoporusos gödörkézettség mellett a kép jobb oldalán a vékony falú bélsugársejtekben, ill. a mögöttük levő tracheidákban az apró gödörkék araucaroid módon rendeződnek el. A bélsugarakat illetően megállapítható, hogy alkotó elemei részben vékony, részben vastag falúak, a vízszintes falak általában vastagok, a radiálisak pedig vagy vékonyak vagy vastagok. A vékony falakban általában nagy és kerek, a vastag falakban pedig apró, kör alakú „dacrydioid” gödörkék helyezkednek el. Ilyen bélsugárszerkezet elsősorban a Podocarpaceae-re (Dacrydium) jellemző. Eme kétféle dacrydioid bélsugárszerkezet mellett azonban ennek a fának olyan vékony falú bélsugársejtjei is vannak, amelyeknek keresztveződesi mezőiben egy-két, ritkán három egymás feletti sorban 4, 6, 12 apró araucaroid gödörke is elhelyezkedhet. Ez viszont már az Araucariaceae-re jellemző.

e) *Szegélyparenchyma.* A IV. tábla 2. képén a vastag falú bélsugár alsó- és felső szegélyén, a két nyílnál, valószínűleg hullámos vonalú szegélyparenchyma helyezkedik el. Az Araucariaceae családnál, főként az Agathis-féléknél ilyen ritkán fordul elő (GREGUSS 1970). A IV. tábla 2. képén a középső nyílnál a vastag falú bélsugársejt lemezes szerkezete és alakja tökéletesen hasonlít az Araucariaceae-k heterogén bélsugársejtjeinek vastag falú alakjaihoz.

3. *Tangenciális szerkezet.* A VII. tábla 1. képe a bélsugarak tangenciális elrendeződését, nagyságát és szerkezetét mutatja. Jól látszik, hogy a bélsugarak a fában elég ritkán haladnak, magasságuk 2–16 sejt. Finomabb szerkezetük a VII. tábla képein látható. A 2. és 3. kép egy 9 és egy 8 sejt magas bélsugárszerkezetet ábrázol. Az egyes bélsugársejtek falai csak vékonyak, mások viszont részben vékonyak, részben vastagok, sőt ugyanannak a bélsugársejtnek az egyik radiális fala vastag, a másik meg vékony.

A 3. képen a radiális falak mind vastagok, sőt a nyilaknál három sejtfalban apró, kör alakú gödörke is látszik. A 4. képen mindkét bélsugárban a sejtek falai részben vastagok, részben vékonyak. A felső bélsugárban a felső- és alsó sejt fala vastag, a középső vékony falú. A felső- és alsó szöglet sejtben apró, circoporosus, kör alakú gödörke van, ugyanígy az alsó bélsugár legfelsőbb vastag falú sejtjének tangenciális falában is. Az 1c. képen a bélsugársejtek vízszintes falai vastagok, a radiális falak ellenben vékonyak, ugyanakkor a vékony radiális falakban nagy, kör alakú (itt ellipszis) gödörke látszik a nyilnál. Az 1a. képen a vízszintes falak mind vastagok, a radiális falakban részint vastag falú és kerek, a vékony falúakban pedig nagy kör alakú gödörkék vannak. Az 1b. képen a szerkezetek azt is szemléltetik, hogy egyes bélsugarak radiális falaiban részint apró és vastag falú, másokban nagy és vékonyfalú gödörkék helyezkednek el, a vízszintes falak általában vastagok. Ilyen heterogén bélsugárszerkezet sem a ma élő, sem az ismert kihalt fenyő-félékben eddig nem volt ismeretes.

M e g j e g y z é s: A kövület anatómiai sajátosságai alapján egyetlen ma élő fenyő-családdal sem azonosítható teljesen. Genetikai kapcsolatba csupán egy úrkúti liász korú Agathoxylon-nal hozható. Kövületünkben is éppen úgy, mint a Taxaceae és Cephalotaxaceae családoknál, vannak párosan haladó spirális lécek. A kereszteződési mezőkben a kör alakú circoporosus (dacrydioid) gödörkézettség, valamint a tracheidák lekerekített keresztmetszetei a Podocarpaceae-val közös vonás. Sokban hasonlít kövületünk az élő Araucaria-félékhez. Megegyeznek egymással a tracheidák lekerekített keresztmetszeteiben, némileg a faparenchyma jelenlétében, a hosszanti tracheidák vermes-gödörkéinek araucaroid szerkezetében. Közös vonás a kereszteződési mezőkben levő vékony falú bélsugárparenchymasejt, a tracheidák araucaroid gödörkézettsége és azok gyanta-tartalma, esetleg a heterogén bélsugársejtek előfordulása.

Kövületünk, mivel tracheidáiban párosával haladó spirális vastagodások haladnak, továbbá a bélsugarak heterogének és a kereszteződési mezőkben részben araucaroid, részben circoporoid gödörkék is vannak, az Araucariopitys fajokkal nem azonosíthatók. Hasonlóképpen a Planoxylon-nal sem azonosítható, főként az előbb említett sajátosságok miatt. Az Arctoxylon-tól is különbözik bélsugarának gödörkézettsége, továbbá tracheidáiban a spirális vastagodások jelenléte miatt. Nem azonosítható a Brachyoxylon fajokkal sem, mivel azoknál spirális vastagodás nincs.

Valószínű, hogy kövületünk valamilyen *Lebachia* vagy *Ernestiodendrum*-féleség lehetett, melyek külső habitusukban, de különösen a levelek szerkezetében az Araucariaceae- és Podocarpaceae leveleire hasonlítottak. EMBERGER (1968) szerint is „L'anatomie est encore mal connue. Elle est typiquement coniférale, caractérisée par un bois secondaire identique à celui des Dadoxylon paléozoïques et des Araucariacées vivantes.”

Kövületünk az *Araucarioxylon spirale* GREGUSS fajtól részben kereszteződési mezőknek gödörkézettségében, részben bélsugarainak heterogén szerkezetében különbözik. A Torreyoxylon-nal (kréta) viszont abban egyezik meg, hogy mindkettőben párhuzamosan kettős spirális lécek haladnak, azonban bélsugaraiknak szerkezetében határozottan különböznek egymástól. Némi hasonlóság mutatkozik a Platyspiroxylon-okkal (perm), amelyekben szintén párhuzamosan haladó kettős spirális vastagodások haladnak (pl. a *Pl. heteroparenchymatosum* GREGUSS fajnál a bélsugársejtek falai ugyancsak vastagok

és vékonyak lehetnek), valamint, hogy hosszanti parenchímájuk van, azonban a keresztzöldési mező gödörkéi sem nem araucaroidok, sem nem circoporosusak.

Kövületünk legjobban az Eplény közelében levő úrkúti bányából származó felsőliász korú *Agathoxylon hungaricum* (ANDREÁNSZKY) GREGUSS fajhoz hasonlít. Kövületünk keresztmetszete különbözik az *Agathoxylon hungaricum*-tól, mivel évgyűrűiben lyzigén módon keletkezett nagy gyantatómlók haladnak (I–II. tábla). A vastag falú bél-sugársejtek tangenciális falaiban egyetlen apró (VII. tábla 4.) udvarmentes circoporosus gödörke van, radiális és vízszintes falai vékonyak és vastagok. A vékony falakban nagy, a vastag falakban apró kerek, udvar nélküli circoporosus gödörkék vannak (VI. tábla) és a gyantajáratokban a gyantakötegek fa alakúan ágaznak el. Mindezek olyan bélyegek, amelyek alapján kövületünket nem lehet jellegzetes *Agathoxylon hungaricum*-nak tartani s bár az *Agathoxylon* jelleg kétségtelen, az úrkúti kövülettől mégis határozottan különbözik. Kövületünkben ugyan a ma élő *Agathis* jelleg dominál, de mivel a leírt *Agathoxylon* fajtoktól eltér, a *Pseudoagathoxylon* genusz-névvel láttuk el.

IRODALOM

- ANDREÁNSZKY G. 1954: Ösnövénytan. – Budapest.
- BHARADWAJ, D. C. 1952: On a new species of *Taxoxylon* Unger from the Jurassic of Rajmahal Hills, Bihar, India. – *Lloydia* 15, pp. 234–240.
- BOSELT, G. 1958: Neue Koniferen aus dem Unteren Keuper und ihre Beziehung zu verwandten Fossilien und Rezenten. – *Wiss. Zeitschr. Univ. Jena* 7.
- BOUREAU, E. 1956: Anatomie végétale. – Paris.
- GAUSSEN, H. 1970: Les Gymnospermes Actuelles et Fossiles XI. – *Fac. Sci., Toulouse*.
- GOTHAN, W. 1904: Zur Anatomie lebender und fossiler Gymnospermenhölzer. – *Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.* 44, pp. 1–108.
- GREGUSS P. 1952: Magyarországi mezozóoi famaradványok. – *Földt. Közl.* 82, pp. 9–12.
- GREGUSS, P. 1955: Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. – Budapest.
- GREGUSS, P. 1961: Permische fossile Hölzer aus Ungarn. – *Palaeontogr. B.* 109, pp. 131–146.
- GREGUSS, P. 1970: Heterogeneous medullary rays in *Araucariaceae*. *New Research in Plant Anatomy.* – *Suppl. Bot. Journ. Linnean Soc.* 63, pp. 83–86. London.
- PILGER, R. 1926: Die Coniferen. In Engler-Prantl.: *Die natürlichen Pflanzenfamilien* 13. – Leipzig.
- SCHULTZE-MOTEL, J. 1961: Gymnospermen-Hölzer aus dem Jura des nördlichen Harzvorlandes: *Protophyllocladoxylon quedlinburgense* n. sp. – *Monatsber. Deutsch. Ak. Wiss. Berlin*, pp. 418–425.
- SCHULTZE-MOTEL, J. 1962: Literatur über die Gattung *Dadoxylon* Endlicher (*Araucarioxylon* Kraus). – *Geol.* 11. pp. 716–731.
- SIMONCSICS, P. 1955: Verkiesselte permische Stammreste von dem Mecsek Gebirge. – *Acta Biol. Szeged* 1, pp. 46–62.
- TUZSON J. 1906: A balatoni fossilis fák monografiája. – *A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I.*
- ZIMMERMANN, G. 1953: Anatomische Untersuchungen an Kieselhölzern aus dem Stubensandstein Württenbergs. – *Palaeontogr. B.* 93.

A NEW REPRESENTATIVE OF CONIFERAE FROM THE JURASSIC
MANGANEOUS ORE MINE OF EPLÉNY

by
P. GREGUSS

In 1969, A. TASNÁDI-KUBACSKA, accompanied by Z. SZABÓ, J. KONDA and O. SZABÓ, found in the grey, Jurassic radiolarian clay-marls of the manganese ore mine of Eplény a trunk fragment about 6 m long and 30–35 cm in diameter.

In the tracheids of the tree, along the araucaroid-bordered pits, there are some pairs or dense spiral-shaped swellings. The parenchyma is very scarce. The walls of the medullary rays are thick and thin. While in the thicker walls there are tiny circopored pits without aureole, in the thinner ones they are larger and rounded. There are also some other thin-walled cells of medullary rays with 2 to 10 characteristic araucaroid pits. In the wood there are lysigenous channels. All these characteristic features are never met with either in now-living or extinct conifers. Therefore the fossil has been named *Pseudoagathoxylon eplényense* n. g. et n. sp.

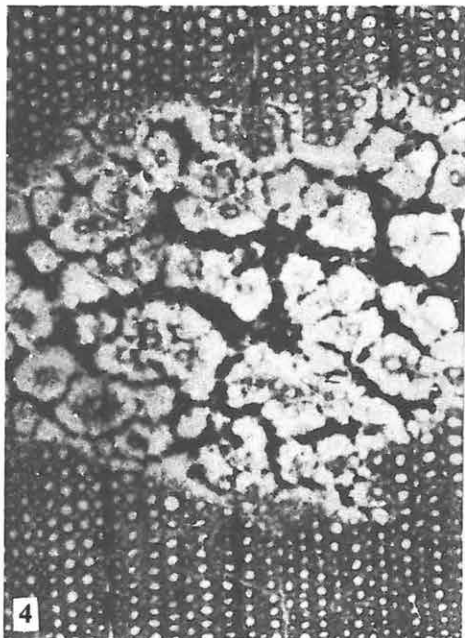
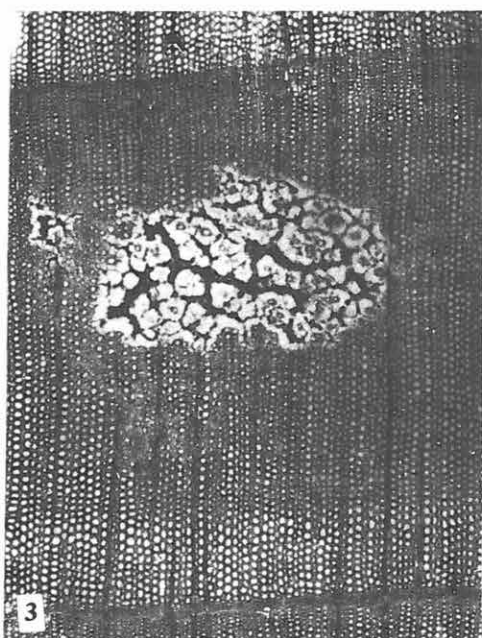
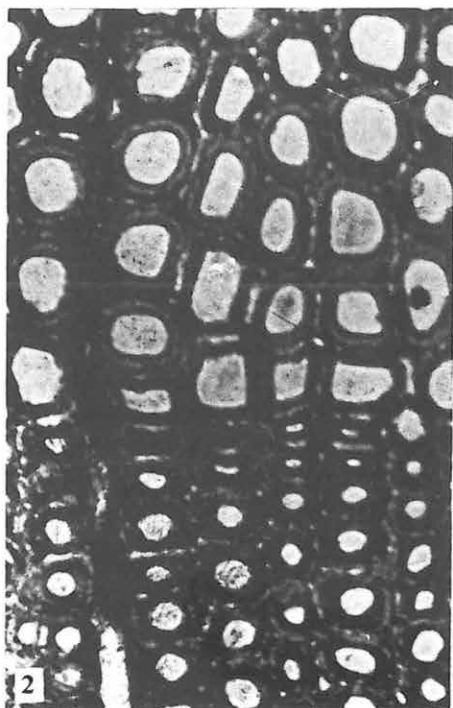
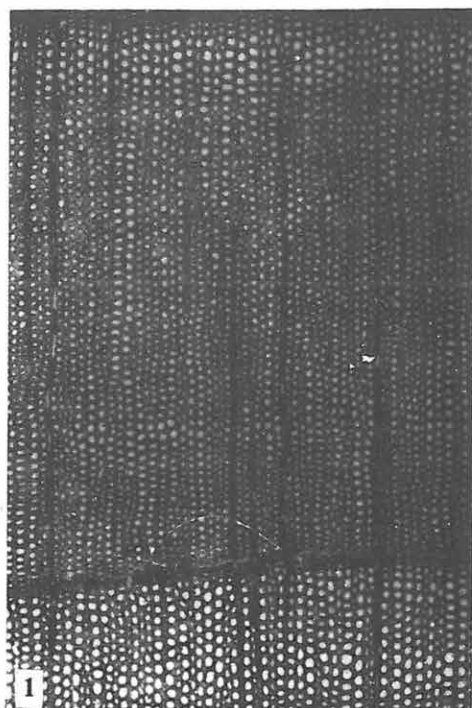
I. Tábla – Plate I*Keresztmetszeti szerkezetek*

1. Évgyűrű-határ. 80X
2. Ua. 320X
3. Évgyűrűben gyantajarat-képződés. 70X
4. Ua. 160X; egyes mezőcskékben a feloldott tracheidák maradványai. 160X

* * *

Structures seen in cross-section

1. Growth-ring boundary. 80X
2. Ditto. 320X
3. Resin channel development in the growth-rings. 70X
4. Ditto 160X; in some areas with the remnants of dissolved tracheids. 160X



II. Tábla – Plate II

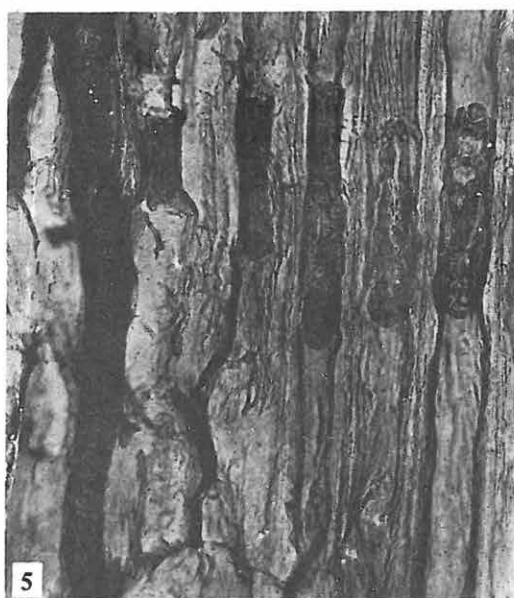
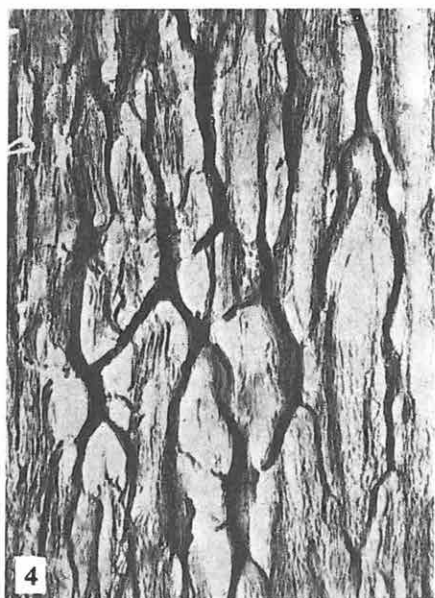
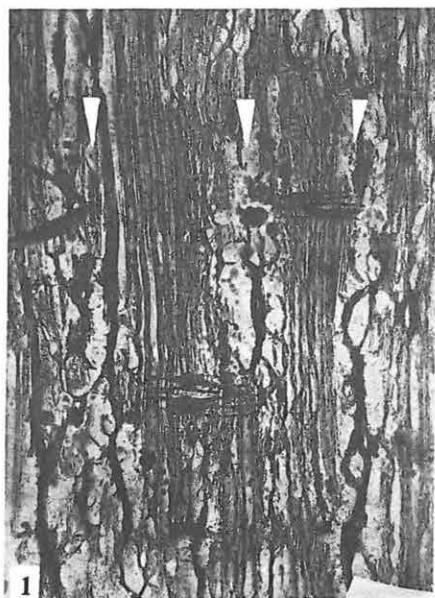
Sugár irányú (radiális) metszetek

1. A gyantajáratok függőleges és párhuzamos lefutása. 120X
- 2–3. A járatok elágazása. 200X
4. Egy szélesebb gyantatömlőben a gyantakötegek hálózatos elágazása és lefutása. 160X
5. Egy gyantajárat oldala. 500X

* * *

Radial sections

1. Vertical and parallel run of the resin channels. 120X
- 2–3. Ramifications of channels. 200X
4. Net-like ramification and run of the resin bundles in a larger resin tube. 160X
5. The side of a resin channel. 500X



III. Tábla – Plate III

A tracheidák szerkezete

1. Sugár irányú sorokban elhelyezkedő tracheidák spirális vastagodása. A fekete vonalkák baloldalt az összetartozó páros léceket jelzik. A vastagabb vonalnál és a nyílnál talán gyűrűs vastagodás. 400X
2. Párhuzamosan haladó léces vastagodás. 400X
3. Spirális vastagodású lécek az *Agathoxylon hungaricum* fajnál. 400X
4. Az *A. hungaricum* páros-léces vastagodása. 400X
5. A kései fában párosan és vízszintesen elhelyezkedő vastagodások. 400X
6. A kései fában a lécek szakadozottak és vízszintes helyzetbe rendeződtek. 400X
7. Az *A. hungaricum* páros-léces vastagodása. 400X

1–5. Radiális metszet

6–7. Tangenciális metszet

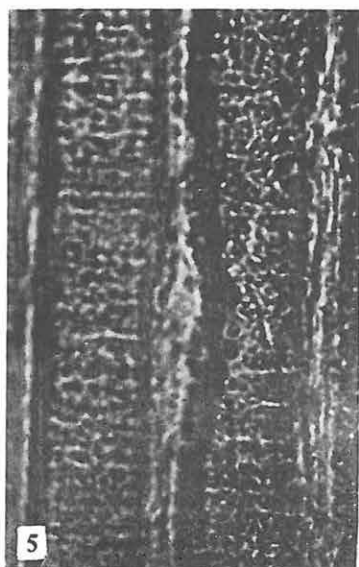
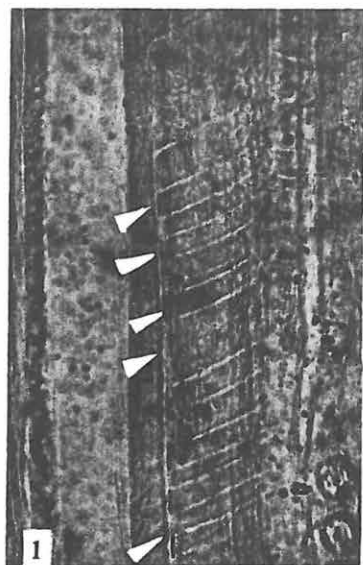
* * *

Structure of the tracheids

1. Spiral thickening of the tracheids ranged in radial rows. The black lines on the left, mark the interconnected pairs of laths. At the thicker line and at the arrow there is perhaps a ring-like thickening. 400X
2. Thickening of parallel laths. 400X
3. Spiral thickened laths in *Agathoxylon hungaricum* species. 400X
4. Thickened pairs of laths in *A. hungaricum*. 400X
5. Thickenings arranged in pairs and horizontally in the tardy wood. 400X
6. Discontinuous and horizontally arranged lathes in the tardy wood. 400X
7. Thickened laths in pairs of *A. hungaricum*. 400X

1–5. Radial sections

6–7. Tangential sections



IV. Tábla – Plate IV

A tracheidák gödörkézettsége

1. Modern és araucaroid vermes-gödörkék a tracheidák radiális falában. Jobboldalon a nyílnál az araucaroid vermes-gödörkéket gyantaanyag önti el. 160X
2. A tracheidában modern gödörkézettség. 400X
3. Jellegzetes araucaroid gödörkézettség a tangenciális falakon. Ezt mutatja jobboldalt egy vastag falú bélsugár keresztmetszete. 160X
4. Araucaroid és modern gödörkézettség a tracheidákon. 160X
5. Hosszanti parenchymasejt. 200X

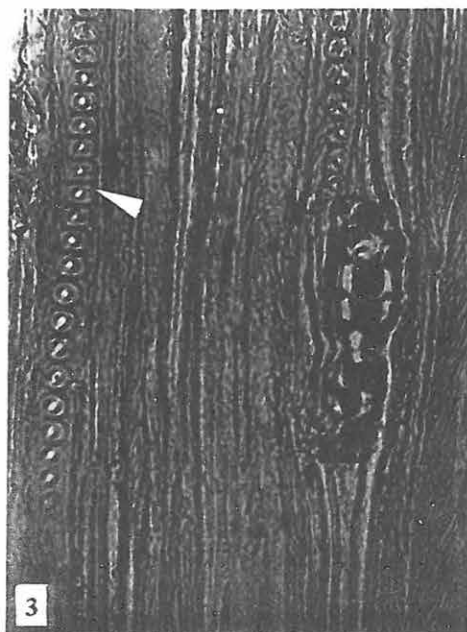
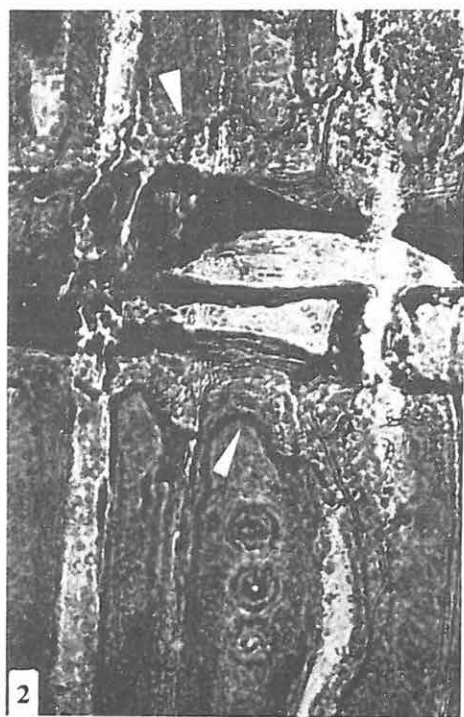
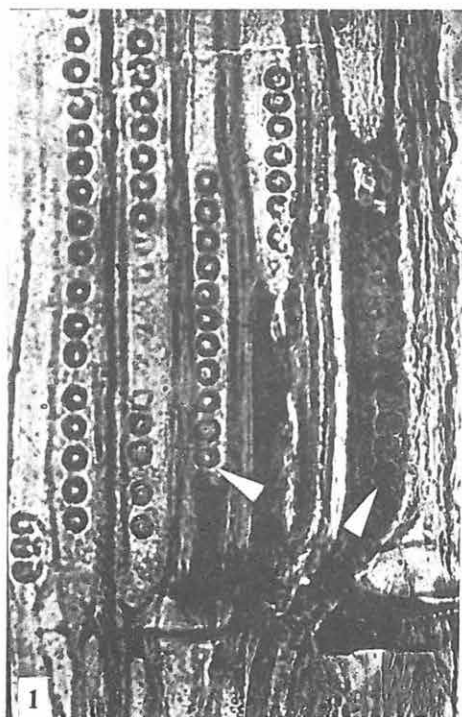
- 1, 2, 4. Radiális metszet
3, 5. Tangenciális metszet

* * *

Pitting of tracheids

1. Modern and araucaroid-bordered pits in the radial walls of the tracheids. The araucaroid-bordered pits are filled by resin substance (on the right side at the arrow). 160X
2. Modern pitting in tracheids. 400X
3. Characteristic araucaroid pitting in the tangential walls. It can be seen also in a cross section of the thick-walled medullary ray. 160X
4. Araucaroid and modern pitting in tracheids. 160X
5. Longitudinal parenchyma cell. 200X

- 1, 2, 4. Radial sections
3, 5. Tangential sections



V. Tábla – Plate V

Araucaroid gödörkézettség a bélsugársejtek radiális falain

1. Három bélsugár radiális szerkezete. A vékony falú és fekvő bélsugársejtek mindkét végükön kihegyesednek. 65X
2. Téglalakú, vékony falú bélsugársejtek falában 2–5 araucaroid gödörke. A felső nyílásnál, a tracheidában, spirális vastagodás. 400X
3. A vékony falú bélsugársejtekben 4–12 Agathis-jellegű gödörke. 200X
4. Részlet a 3. képről. A nyílánál a keresztteződési mezőben 10 araucaroid gödörke. 400X
5. A téglalakú bélsugársejtekben (a nyilaknál) 10–10 araucaroid gödörke. 550X
6. Kereszteződési mező az *Agathoxylon hungaricum* fajnál. 400X

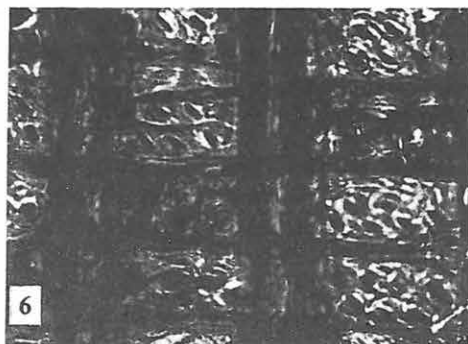
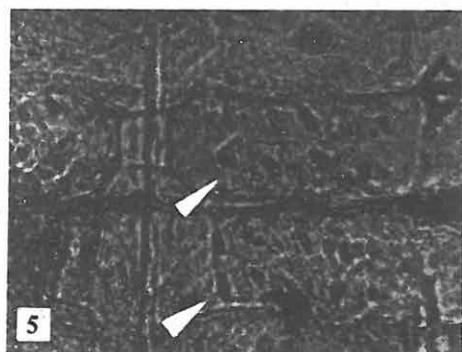
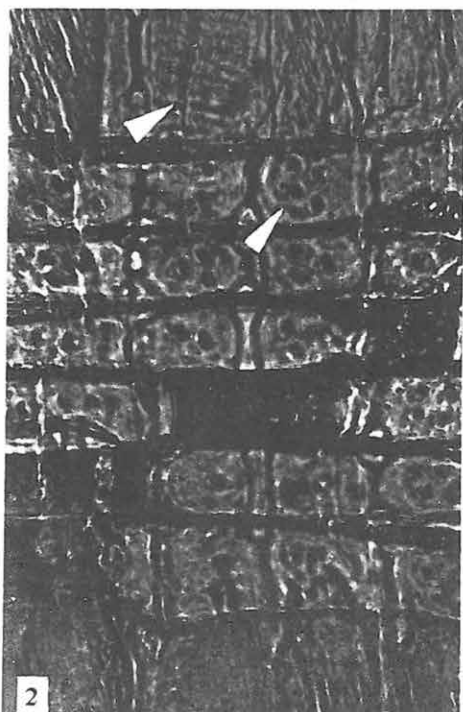
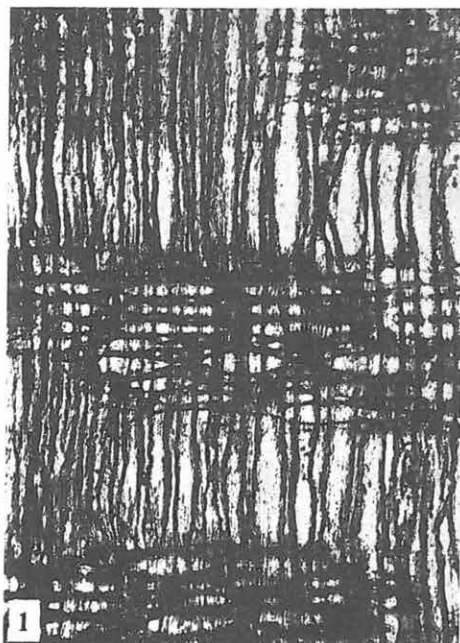
1–3. Radiális metszet

* * *

Araucaroid pitting in the radial walls of medullary ray cells

1. Radial sections of three medullary rays. The thin-walled and lying medullary rays are pointed at both ends. 65X
2. In the walls of the rectangular, thin-walled medullary ray cells there are 2 to 5 araucaroid pits. At the upper opening of the tracheid, there is a spiral thickening. 400X
3. In the thin-walled medullary ray cells there are 4 to 12 Agathis-like pits. 200X
4. Part of Fig. 3. At the arrow, in the area of crossing there are 10 araucaroid pits. 400X
5. In each rectangular medullary ray cell (at the arrows) there are 10 araucaroid pits. 550X
6. Area of crossing at the *Agathoxylon hungaricum* species. 400X

1–3. Radial sections



VI. Tábla – Plate VI

Circoporusos gödörkék a vékony- és vastag falú bélsugársejteken

1. Kihegyesedő hordó alakú, fekvő bélsugársejtek. A felső nyílnál a bélsugársejt vastag falú, a vékony falrészletekben a gödörke nagy, kör alakú. 400X
2. Az *Agathoxylon hungaricum* bélsugár szerkezete. 250X
3. A vastag falú bélsugársejtek falainak apró, kör alakú, circoporusos gödörkéi. A kép bal oldalán egy bélsugár tangenciális szerkezete. A szaggatott vonalak a radiális apró gödörkéket kötik össze a jobboldali kép megfelelő apró, circoporusos gödörkéivel. 400X
4. A vékony falú bélsugársejtben két nagy, kör alakú nyílás. A második nyílást szaggatott vonal köti össze a jobboldali alsó bélsugársejt megfelelő nagyságú radiális gödörkéjével. 650X
5. A bélsugársejtek radiális falaiban kis- és nagyobb circoporusos gödörkék. 550X
6. Ua. 650X
7. Ua. 300X

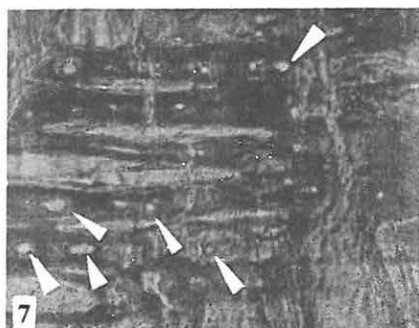
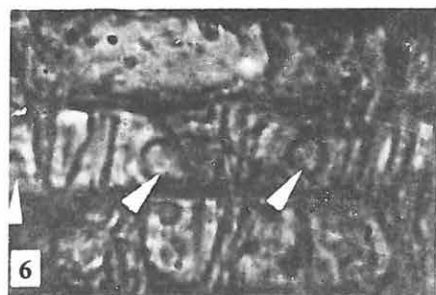
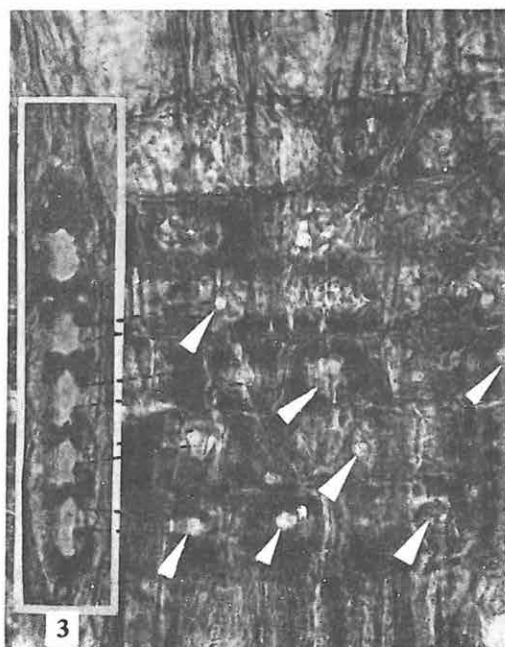
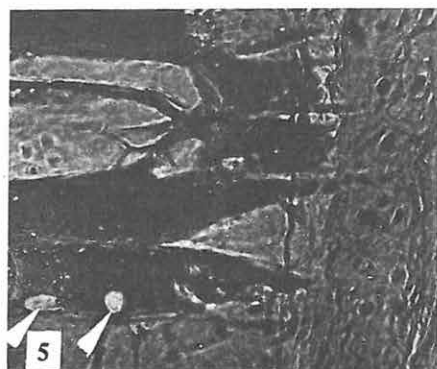
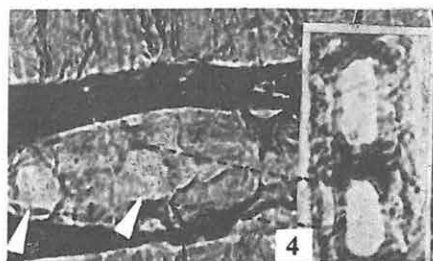
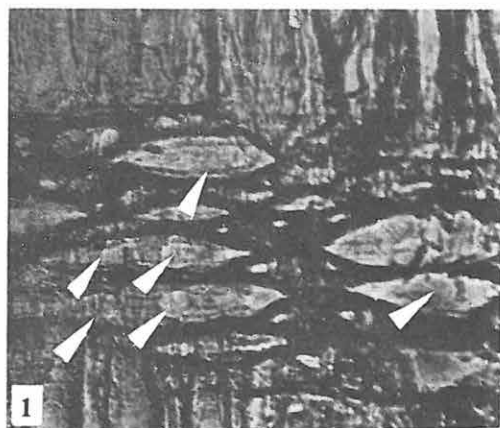
1–3. Radiális metszet

* * *

Circopored pits in thin- and thick-walled medullary ray cells

1. Barrel-shaped, lying medullary ray cells becoming pointed. At the upper arrow the cell of medullary ray is thick-walled, at the thin parts of the wall the pit is large, circular. 400X
2. Medullary ray structure of *Agathoxylon hungaricum*. 250X
3. The small, circular circopored pits in the walls of the thick-walled medullary ray cells. Tangential structure of a medullary ray on the left side of the figure. The broken lines connect the small radial pits with the corresponding small circopored pits (on the figure at right). 400X
4. Two circular openings in the thin medullary ray cell-walls. The second opening is connected by broken line with the radial pit of corresponding size of the medullary ray cell on the lower right side. 650X
5. Smaller and larger circopored pits in the radial medullary ray cell-walls. 550X
6. Ditto. 650X
7. Ditto. 300X

1–3. Radial sections



VII. Tábla – Plate VII

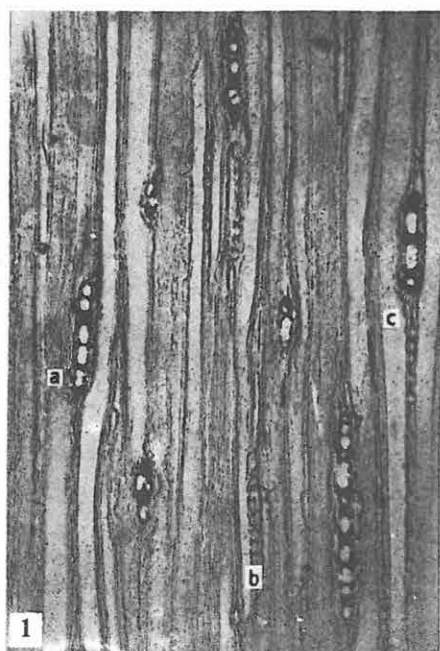
A bélsugarak tangenciális szerkezete

1. A bélsugarak elrendeződése a tangenciális oldalon. Megfigyelendők az a, b, c jelzésű bélsugarak. 70X
2. 9 sejt magas bélsugár. A radiális falak részben vékonyak, részben vastagok. 400X
3. 8 sejt magas, vastag falú bélsugár. A 3., 7., 8. sejt radiális falaiban apró, kör alakú gödörkék. 500X
4. Két vékony- és vastag falú bélsugár. Az alsó bélsugár két vastag falú sejtjében apró, kör alakú gödörke. A felső bélsugár két vastag falú sejtjének tangenciális falában kör alakú apró gödörke. 250X
- 1a. Az 1. képen az „a” jelzésű bélsugár nagyított képe. A radiális falak vékonyak. 600X
- 1b. Az 1. képen a „b” jelzésű bélsugár nagyított képe. A vízszintes és radiális falak részben vastagok. A vastag falakban apró, a vékonyakban nagy és kerek nyílások vannak (1. a nyilaknál). Néhány vastag falú bélsugársejt tangenciális falában apró, kör alakú nyílások vannak. 600X
- 1c. Az 1. képből a „c” jelzésű bélsugár nagyított képe. A nyílnál, a radiális oldalban nagy, kör alakú (itt ellipszisnek látszó) gödörke van. 600X

* * *

Tangential structure of medullary rays

1. Order of the medullary rays on the tangential side. Note medullary rays a, b, c. 70X
2. 9-cell-high medullary ray. The radial walls are partly thin and partly thick. 400X
3. 8-cell-high, thick medullary ray. Minute, circular pits in the radial walls of cells 3, 7 and 8. 500X
4. Two thin- and thick-walled medullary rays. Minute, circular pit in the two thick-walled cells of the lower medullary ray. Circular, minute pit in the tangential wall of two thick-walled cells of the upper medullary ray. 250X
- 1a. Magnified image of medullary ray „a” of Fig. 1. The radial walls are thin. 600X
- 1b. Magnified image of medullary ray „b” of Fig. 1. The horizontal and radial walls are partly thin, partly thick. In the thick walls there are minute, in the thin ones large and circular openings (see at the arrows). Minute, circular openings in the tangential wall of a few thick-walled medullary rays. 600X
- 1c. Magnified image of medullary ray „c” of Fig. 1. On the radial side a large, circular pit (here an ellipsoid) can be observed at the arrow. 600X



A MECSEKI ÉS VILLÁNYI-HEGYSÉGI ANIZUSZI KÉPZŐDMÉNYEK BIOSZTRATIGRÁFIAI HATÁRAINAK ÉS TAGOLHATÓSÁGÁNAK PROBLÉMÁI

Írta: DETRE CSABA

A mecseki és villányi-hegységi anizuszi képződmények, egy rétegcsoport kivételével, nagyon ősmaradvány-szegények és ez megnehezíti biosztratigráfiai lehatárolásukat és tagolásukat.

Az eddigi rétegtani beosztások főleg litológiai alapon történtek, a szerzők elsősorban a litozónákat vették tekintetbe.

Mindkét hegységben található egy olyan ősmaradványokban gazdag rétegcsoport, mely jó vonatkoztatási alapot nyújt az alatta és felette levő képződmények kronológiai besorolásához. Több lelőhely faunájának részletes kvantitatív vizsgálatával – az abundancia viszonyok alapján – ebben a faunadús rétegcsoportban sikerült mindkét hegységben párhuzamosítható lokális érvényű abundancia zónákat kimutatni. E faunadús rétegcsoport alatt és felett levő rétegcsoportok olyan gyér faunákat tartalmaznak, melyek finomabb biosztratigráfiai célokra alkalmatlanok, legtöbb esetben az anizuszi emeletre sem kifejezetten jellemzőek. Az eddigi irodalom alapján anizuszinak tartott magasabb tagozatokban mindkét hegységben található egy olyan ősmaradványos rétegcsoport, mely már az anizuszinál fiatalabb képződményekre utal.

Vizsgálataink elsősorban a Brachiopodákra, ezenkívül a Crinoideákra és Molluscu-mokra terjedtek ki. Felhasználtuk az eddig még szórványos Conodonta vizsgálatok eredményeit is.

Mecsek hegység

Az anizuszi alsó határa

Előljáróban le kell szögezni, hogy a werfeni és anizuszi emeletek határsztratótipusa még nincs kijelölve és így a határ biosztratigráfiailag is definiálatlan.

A korábbi irodalomban az anizuszi kezdő tagjaként jelölt „határdolomit” semmi nemű biokronológiailag értékelhető ősmaradványt nem tartalmaz. Az alatta fekvő „lemezes mészkőcsoport” campili kora a *Costatoria costata* (ZENKER) kagylómaradványokkal bizonyítottan tekinthető. Eképpen a „határdolomit” anizuszi besorolása,

valamint a campili–anizuszi határ megvonása a mészkő–dolomit érintkezésénél biostratigráfiai szempontból nem kifogásolható.

TOLLMANN A. (1968) a *Costatoria costata* (ZENK.) különböző „hydaspi” és „gutensteini” lelőhelyeken történő előfordulása alapján a faj biozónáját kiterjeszti az alsó-anizuszira is. Másrésztől azonban e képződmények rétegtani helyét erősen vitatják (KRAUSS, H. 1914, pp. 292–293; KUEHN, O. 1962, p. 186).

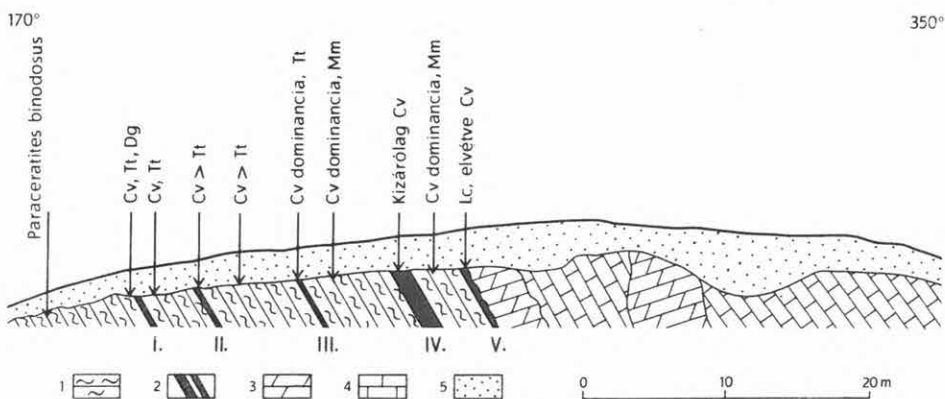
Úgy tűnik – mint ahogyan már PIA, J. (1930. p. 136) is utal rá – hogy ez a faj különösen a felsőcampili, ill. röt képződményekben gyakori. A kérdés általános revízióval történő rendezéséig a *C. costata* biozónáját PIA, J. (l. c.) alapján a campili alemelethez korlátozottan fogadjuk el.

Az anizuszi képződmények biosztratógráfiai tagolhatósága

A dolomit felett vastag mészkő összlet következik, melyet litofaciológiai megfontolásból a korábbi irodalom teljes egészében az anizuszi emelethez sorolt.

A mészkő összlet alsó tagozatát gyér molluscumos, helyenként Crinoidea-dús rétegek képviselik. A Crinoidea faunát – az eddigi vizsgálatok szerint – a *Dadocrinus gracilis* (BUCH) faj nyéltagjai és karzei alkotják. Itt is kimutatható a faj abundanciája, amely az alpi triász kifejlődések számos alsóanizuszi lelőhelyéről ismert. Maga a *Dadocrinus gracilis* fiatalabb triász rétegekben is előfordul (a Mecsek és Villányi-hegységben is), így nem indokolt ezeket a *D. gracilis* abundanciájú rétegeket „gracilis zóna” néven összefoglalni.

E képződmény felett bitumenes mészkő, mészmárga rétegekből álló, viszonylag vékony rétegcsoport következik (NAGY E. 1968-féle 5. anizuszi rétegcsoport), amely a



I. ábra. A Misina D-i oldalán, a serpentin-kanyar alatti útbevágás szelvénye

1. Mészkőgumós mészmárga, 2. biomorf mészkőpadok, 3. másodlagos dolomit, 4. crinoideás, pados mészkő, 5. lósz, talaj. – Cv = *Coenothyris vulgaris*, Tt = *Tetractinella trigonella*, Mm = *Mentzelia mentzeli*, Lc = *Lima costata*, Dg = *Dadocrinus gracilis*

Fig. 1. Section at the road-cut under the serpentine road bend on the southern slope of the Misina
1. Calcareous marl with limestone nodules, 2. biomorphic limestone banks, 3. secondary dolomite, 4. crinoidal, bedded limestone, 5. loess, soil

mésző összleten belül biokronológiai tájékozódást nyújt; faunája túlnyomó többségében Brachiopodákból áll. Legjobb feltárásban a Misina D-i oldalán levő útbevágásban található, melyet a brachiopodás rétegcsoport típuslelőhelyeül jelöltünk ki (1. ábra). Ezt a szelvényt a kvantitatív faunaértékelések céljából igen részletesen begyűjtöttük és megvizsgáltuk. Így az alábbi megállapításokat tehetjük:

A legelső, még Brachiopodákat nem tartalmazó rétegekből előkerült jó megtartású Ammonoidea-maradvány, a *Paraceratites binodosus* (HAUER) fajjal azonosítható (DETRE 1973a). Ez a lelet biosztratigráfiai szempontból igen fontos, mivel a felsőanizuszi alsó részét, azaz a PIA, J. (1930) értelmezésében használt „pelsőit” jelzi. Közvetlenül felette néhány méteres szakaszban a *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.) faj tömeges jelenléte észlelhető. Számuk nem sokkal marad el a vele együtt jelentkező és domináns *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.)-étől. Ennek alsó rétegeiben, különösen a legelső biogén mészőpadban, gyakoriak a valószínűleg *Dadocrinus gracilis* (BUCH) fajhoz sorolható Crinoidea nyeltagok. Felfelé a *Coenothyris vulgaris* faj egyre inkább dominánssá válik, míg alulról a negyedik biogén mészőpad faunáját már csak ez a faj alkotja. A középső részen előfordul a *Mentzelia mentzeli* (DUNK.). A legfelső, az 5. biogén mészőpadban a *Lima costata* (SCHLOTH.) kagylófaj válik uralkodóvá.

A brachiopodás rétegcsoport különféle előfordulásait vizsgálva azt látjuk, hogy a dominancia viszonyok között eltérések vannak, mint arra már NAGY E. (1968) is utalt.

A pécsi piricsizmai D-i köfejtő még felszíni kibúvásban található legfelső brachiopodás padjának faunája főleg *Coenothyris vulgaris*-okból áll, hasonlóan a misinai szelvény legfelső brachiopodás rétegeéhez. Itt a *Tetractinella trigonella* nagyon ritka, előfordul a *Decurtella decurtata* (GIR.) és nagyon ritkán a *Spiriferina fragilis* (SCHLOTH.), valamint a *Mentzelia mentzeli* (DUNK.).

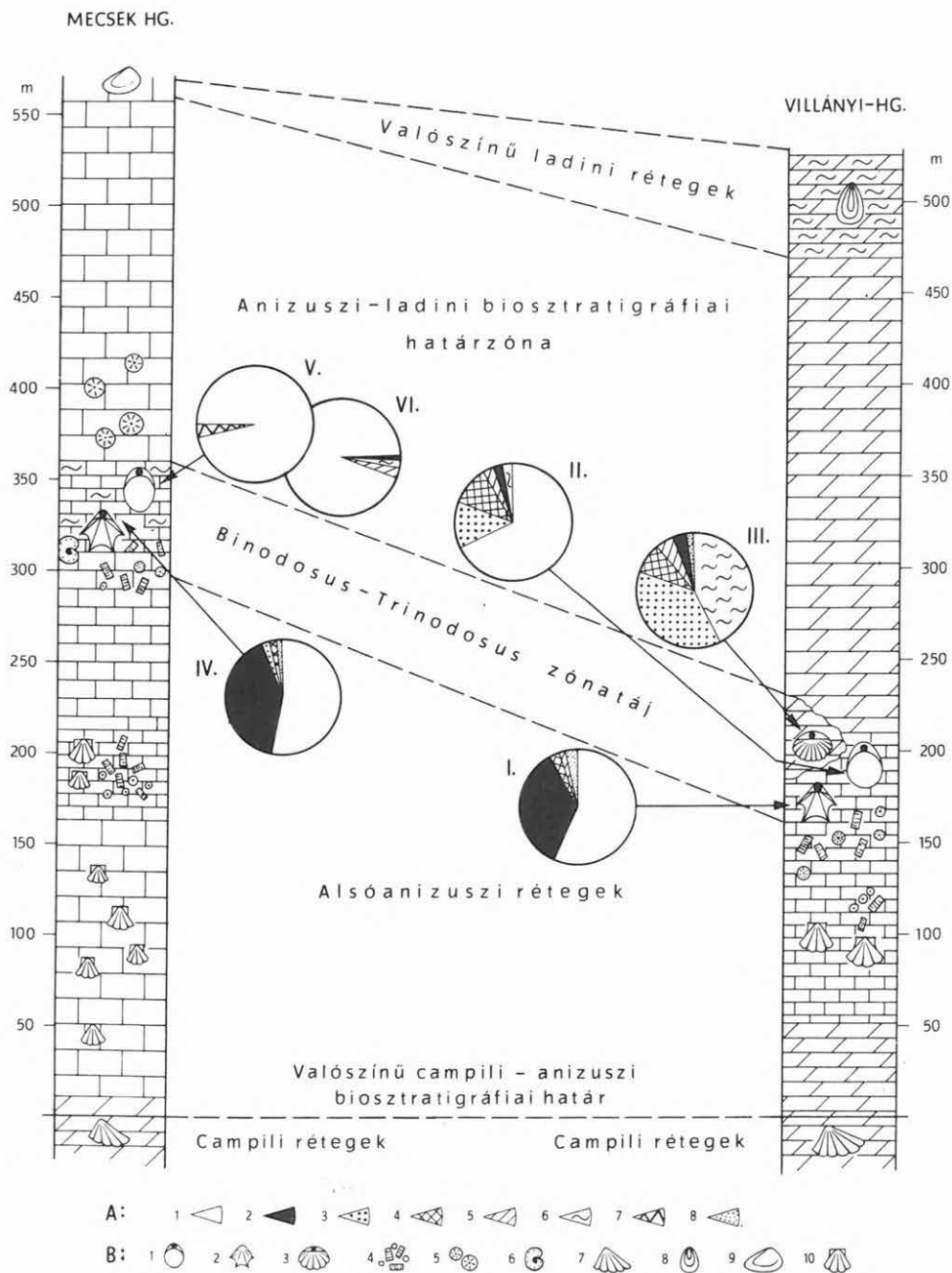
A misinai 4. számú, *Coenothyris vulgaris*-os mészőpadban BÓNA J. (1971) felsőanizuszi jellegű Conodonta faunát talált.

Külön figyelmet érdemel a NAGY E. (1968, p. 52) által leírt gorcikai szelvény, melynek brachiopodás rétegeiben gyakran említi a *Spiriferina fragilis* (SCHLOTH.) fajt. E faj gyakorisága, az alpi és germán analógiák alapján, általában a felsőanizuszi–alsóladini elemek idejére tehető.

Az anizuszi felső határa

A mésző összlet következő tagozatainak (NAGY E. 1968, 6., 7. és 8. anizuszi rétegcsoportjainak) korára vonatkozóan semmilyen biokronológiai adatunk nincs. Figyelemre méltó azonban a 9. rétegcsoport, az ún. „trigonoduszos mészőpad”. Ezt a képződményt először VADÁSZ E. (1935) említi és bár megjegyzi, hogy a fauna ladini–karni határ tájékát sejteti, mégis az anizuszihoz sorolta. NAGY E. (1968, p. 82.) ugyanígy járt el, szintén utalva arra, hogy ez a fauna inkább az anizuszinál fiatalabb korra enged következtetni.

Az e rétegekből származó Trigonodus maradványok rossz megtartásúak és fajra nem határozhatók meg. Az eddig leírt Trigonodus fajok zöme a felsőtriásból ismert (főleg karni, ill. keuper), egy eléggé bizonytalan dinári, anizuszi korbesorolású *T. sandbergeri* alfaj, valamint egy szibériai, még bizonytalanabb korú, alsótriásnak jelölt faj, a *T. orientalis* BITTN. kivételével.



Véleményünk szerint az eddig rendelkezésünkre álló biosztratigráfiai adatok arra utalnak, hogy a Mecsek hegységben az anizuszi–ladini határ a mészkő összlet és a felette következő növénymaradványos agyagos–márgás rétegek litológiai határánál jóval mélyebben húzódik, mint azt STUR, D. (1874) óta az összes szerző megvonta.

Villányi-hegység

Az anizuszi alsó határa

A legidősebb felszíni képződmény az ún. „gyüdi dolomit” (DETRE Cs. in litt., NAGY E. – NAGY I. in litt. és RAKUSZ – STRAUZ 1953 megjelölése szerint: „alsó-anisusi dolomit”). Ez a képződmény nagyon faunaszegény és a gyér makrofauna alapján ugyanúgy lehet werfeni is, mint anizuszi.

A Bisse 1. sz. fúrás révén, a gyüdi dolomitrétegek alatt megfűrt *Costatoria costata* (ZENKER) kagylómaradványokat tömegesen tartalmazó dolomitrétegek átharántolásával fontos új biosztratigráfiai adatokhoz jutottunk. Ez a kagylófaj – mint már az előbbiekben említettük – a felsőcampili jellegzetes ősmaradványa, így nem követünk el nagy pontatlanságot, ha a folyamatos rétegsorban az anizuszi alsó határát a faj kimaradásánál vonjuk meg és a felette folytatódó dolomitot már anizuszinak tekintjük.

Az anizuszi képződmények biosztratigráfiai tagolhatósága

Rétegsorunkban a dolomit felett helyenként kagylókat (főleg *Unionites fassaënsis*, *Hoernesia socialis*, *Entolium discites*), a magasabb szintekben Crinoidea-nyéltagokat tartalmazó mészkőcsoport [RAKUSZ – STRAUZ (1953) „guttensteini, alsóanisusi mész-

2. ábra. A Mecsek és villányi-hegységi anizuszi képződmények biosztratigráfiai kolumnája

A kördiagramok megjelölése:

A feltárások Brachiopoda faunájának taxonok szerinti mennyiségi megoszlása: I. Szavai kőfejtő, II. Zuhánya-bánya, III. villányi-hegységi „felsőanizuszi dolomit”, IV. Misina D-i oldalán levő feltárás alsó része, V. ua. felső része, VI. Piricsizma D-i kőfejtő

A) A kördiagramokban szereplő jelek: 1. *Coenothyris vulgaris*, 2. *Tetractinella trigonella*, 3. *Mentzelia mentzeli*, 4. *Aulacothyris angusta*, 5. *Decurtella decurtata*, 6. *Spiriferina fragilis*, 7. *Lima costata*, 8. egyéb

B) A rétegszlopokban szereplő jelek: 1. erősen *Coenothyris vulgaris* domináns rétegek, 2. *Tetractinella trigonella* abundáns rétegek, 3. *Spiriferina fragilis* domináns rétegek, 4. *Dadocrinus gracilis* abundáns rétegek, 5. ? *Encrinurus liliiformis* előfordulása, 6. *Paraceratites binodosus* előfordulása, 7. *Costatoria costata* előfordulása, 8. *Lingula christomani* előfordulása, 9. *Trigonodus* rétegek, 10. anizuszin belüli tagolásra alkalmatlan Molluscumok előfordulása

Fig. 2. Biostratigraphic column of the Anisian in the Mecsek and Villány Mountains

Explanation for the circle diagrams:

Quantitative distribution brachiopods by taxa in the exposures: I. Szava quarry, II. Zuhánya mine, III. „Upper Anisian dolomite” in the Villány Mountains, IV. lower part of the exposure on the southern side of the Misina, V. upper part of the same, VI. southern quarry at Piricsizma

A) Legend of the circle diagrams: 1. *Coenothyris vulgaris*, 2. *Tetractinella trigonella*, 3. *Mentzelia mentzeli*, 4. *Aulacothyris angusta*, 5. *Decurtella decurtata*, 6. *Spiriferina fragilis*, 7. *Lima costata*, 8. others

B) Legend of the stratigraphic logs: 1. strata with predominance of *Coenothyris vulgaris*, 2. layers with abundant *Tetractinella trigonella*, 3. strata with the dominance of *Spiriferina fragilis*, 4. strata abounding in *Dadocrinus gracilis*, 5. occurrence of ? *Encrinurus liliiformis*, 6. occurrence of *Paraceratites binodosus*, 7. occurrence of *Costatoria costata*, 8. occurrence of *Lingula christomani*, 9. strata with *Trigonodus*, 10. occurrence of molluscs unsuitable for finer subdivisions within the Anisian

köve”] következnek. A fenti fauna az anizuszin belül közelebbit nem jelöl. Vizsgálataink szerint a lokális elterjedésű crinoideás rétegek faunáját túlnyomórészt a *Dadocrinus gracilis* nyéltagjai alkotják (DETRE 1971a). Ezek a *D. gracilis* abundanciájú rétegek párhuzamosíthatók a hasonló mecsekiekkel. A Villányi-hegységben ez a mészkő sok helyen erősen dolomitos és ilyen esetben semmiféle ősmaradványt nem tartalmaz.

Ezekre a rétegekre üledékfolytonossággal következnek a villányi-hegységi anizuszi rétegsor egyetlen biosztratigráfiailag jól tagolható rétegcsoportja. Ez a Brachiopoda-dús rétegcsoport az eddigi vizsgálataink alapján két abundancia-zónára különíthető el (2. ábra):

1. A *Coenothyris vulgaris* dominanciájával és a *Tetractinella trigonella* szubdominanciájával jellemezhető alsó zónára. Ebben kísérő alakok: *Aulacothyris angusta* (SCHLOTH.), *Decurtella decurtata* (GIR.), *Enantiostreon difforme* (SCHLOTH.), és rendkívül ritkán Ceratites-szerű Ammonoideák.

2. Uralkodólag *Coenothyris vulgaris*-okat tartalmazó felső zónára, melynek legjellemzőbb kísérői az *Aulacothyris angusta* (SCHLOTH.), *Mentzelia mentzeli* (DUNK.). A *Tetractinella trigonella* csak extrém ritkaságú komponense a faunának.

A *T. trigonella* szubdominanciájú zónába sorolható a szavai, a *C. vulgaris* vezetésű hoz pedig a zuhánya-bányai lelőhely (2. ábra).

A Zuhánya-bányából BÓNA J. (1971) felsőanizuszi utaló Conodonta faunát határozott meg.

A következő rétegcsoport, a „templomhegyi dolomit” [DETRE in litt., RAKUSZ – STRAUSZ (1953) „felsőanisusi dolomit”-ja] nagyon faunaszegény. Egyes, ma már sajnos nem azonosítható lelőhelyekről (különösen HOFMANN K. 1873-as gyűjtéséből, Máriagyűd környékéről és a ma már nem létező vokányi feltárásokból) gyér Brachiopoda és Crinoidea fauna került elő. Ezek a lelőhelyek valószínűleg közvetlenül a brachiopodás mészkő összlet felettiek voltak, tehát a fauna a dolomit összlet legalsó rétegeiből származhat.

E gyér Brachiopoda fauna, szemben a *Coenothyris vulgaris* dominanciájú fekvő rétegekével, egyetlenegy *Coenothyris vulgaris*-t sem tartalmaz. Leggyakoribb faja a *Spiriferina fragilis* (SCHLOTH.). Előfordul a *Decurtella decurtata* (GIR.) is.

Lehetségesnek tartjuk, hogy a brachiopodás mészkő és a dolomit határa nem izokron felület és így a brachiopodás dolomit tulajdonképpen egykorú a brachiopodás mészkővel és a megváltozott faunaspektrumnak paleoökológiai eredete van. A másodlagos dolomitosodást feltételezve, lehetséges az is, hogy a dolomitosodás során a vékony *Coenothyris vulgaris* teknők „eltűntek”. A brachiopodás mészkő összletben is találtunk erősen dolomitos rétegeket, melyekben a *Coenothyris vulgaris*-ok hiányoznak.

Az anizuszi felső határa

A dolomit összlet legfelső tagjának a villányi vasúti megállóval szemközti kőfejtő képződményeit tekinthetjük. E dolomit–dolomitmárga rétegekben tömegesen fordul elő a *Lingula christomani* SKUPHOS, mely az É-alpi partnachi képződmények egyik jellemző ősmaradványa (SKUPHOS, 1893). E *Lingula* faj jelenléte nem lehet döntő bizonyíték a ladini korbesorolás mellett, de valószínűsíti azt. Az anizuszi–ladini határ pontos meghúzása a dolomit összleten belül ma még lehetetlen.

A fentiek alapján az alábbi következtetéseket tehetjük:

A mecseki és villányi-hegységi anizuszi rétegsor alsó határa némi fenntartással meghúzható a campili fauna kimaradásánál. Mindkét hegység anizuszi rétegsorában megtalálható egy viszonylag vékony, igen faunadús rétegcsoport, melynek faunája az alpi analógiák alapján a felsőanizusziba sorolható (Binodosus–Trinodosus zónatáj). E felett mindkét hegységben vastag, biokronológiailag nem értékelhető, ősmaradványokban nagyon szegény mészkő- (Mecsek), illetve dolomit- (Villányi-hg.) összlet következik. A következő biokronológiailag értékelhető képződmény az anizuszinál magasabb triász tagozatokra utal (a Mecsekben a trigonodoszus mészkő, a Villányi-hegységben a *Lingula christomani*-s dolomit, dolomitmárga), így az anizuszi–ladini határ az eddigi irodalomban megvontnál lényegesen mélyebben húzódik. pontos megvonásához azonban még további részletes őslénytani vizsgálatok szükségesek.

IRODALOM

- ALLASINAZ, A. 1966: Il Trias in Lombardia. (Studi geologici e paleontologici.) XVIII. La fauna a Lamellibranchi dello Julico (Carnico medio). – Riv. Ital. Paleont. 72. 3. pp. 609–752.
- ASSERETO, R. 1971: Die Binodosus Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Abt. I. 179. 1–4. pp. 27–53.
- BÁLDI T. 1971: A rétegtani osztályozás és nevezéktan elvei. – Őslénytani Viták, 17. pp. 23–54.
- BÓNA J. 1971: Dél-dunántúli triász Conodonták. – Kézirat.
- BÖCKH J. 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. – Földt. Int. Évk. 4. pp. 129–287.
- CCX, L. R. 1969: ?Family Pachycardiidae Cox, 1961. – In Moore, R. C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca 6. Bivalvia. pp. N467–N468.
- DETRE CS. 1971a: A Villányi hg.-i triász makrofauna újrvizsgálata. – Doktorai értekezés 192 p.
- DETRE CS. 1971b: A Hofmann-féle hegyszentmártoni anizusi Ophiuroidea-leletek: Hofmannistella transdanubica n. gen. n. sp. (On fossil Ophiuroidea collected by K. Hofmann at Hegyszentmárton, Hungary). – Földt. Közl. 101. pp. 406–413.
- DETRE CS. 1972: Működési jelentés az 1972. évi anisusi Brachiopoda vizsgálatokról. – MÁFI Adattár, kézirat.
- DETRE CS. 1973a: A mecseki triász legjobb megtartású és első rétegtanilag értékelhető Ammonoidea lelete. – Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről, pp. 276–282.
- DETRE CS. 1973b: Mit nevezünk pelsóinak? (Was ist pelsonisch?). – Földt. Közl. (Sajtó alatt.)
- DETRE CS. (in litt.): A Villányi-hegységi triász rétegtani címszavai. – Lex. Strat. Internat. (Sajtó alatt.)
- DIENER, C. 1923: Lamellibranchiata triadica. – Foss. Cat., I. Animalia, pars 19, 256 p.
- GAETANI, M. 1969: Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie (Trento). – Riv. Ital. Paleont. 75. 3. pp. 469–546.
- GANEV, M. – SZTEFANOV, SZ. – CSATALOV, G. 1970: Granicata mezsdu dolnija Trias v tetevenszko (Centralen predbalkan). – Izv. Geol. Inszt. Szer. Sztrat. Lit. kn. 19. pp. 5–14. Szófia.
- GÉCZY B. 1964: Szint, életszint, időszint. (Zone, Biozone, Chronozone). – Földt. Közl. 94. pp. 132–135.
- GÉCZY B. 1971: Az őslénytani rétegzonosítás alapjai. – Őslénytani Viták, 17. pp. 3–13.

- HOFMANN, K. 1876: Mittheilungen der Geologen der k. ungar. geologischen Anstalt über ihre Aufnahmearbeit in den Jahren 1874 und 1875. – Verh. k. k. Geol. Reichsanst. pp. 22–24.
- JÁMBOR Á. 1966: Megfigyelések a Ny-mecseki triászban. (Observations in the Triassic of the Western Mecsek Mts.) – Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 15–19 (19–21).
- KRAUSS, H. 1914: Zur Nomenklatur der alpinen Trias. „Guttensteiner Kalk.” – Geogn. Jahresh. 26. Jg. 1913, pp. 262–263.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. – TOLLMANN, A. 1967: Crinoiden aus dem Zentralalpinen Anis. (Leithagebirge, Thörler Zug und Radstätter Tauern) – Wissensch. Arbeiten aus dem Burgenland, 36. pp. 1–33.
- KUEHN, O. 1962: Gutensteiner (Dolomit, Gruppe, Kalk, Massenkalk, Plattenkalk) Schichten. In: Lex. Strat. Internat. V. 1. Europe, n. 8. Autriche, pp. 184–186.
- KUTASSY, E. 1931: Lamellibranchiata triadica II. – Foss. Cat. I. Animalia, pars 51. pp. 262–477.
- LÓCZY L. (JUN.) 1912: A Villányi- és Báni-hegység geológiai viszonyai. – Földt. Közl. 42. pp. 672–695.
- NAGY E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. (Triasbildungen des Mecsek-Gebirges.) – Földt. Int. Évk. 51. 1. pp. 1–198.
- NAGY E. – NAGY I. (in litt.): A Villányi-hegység triász képződményei. – Kézirat.
- PÁLFY M. 1901: Geológiai jegyzetek néhány dunamenti kőbányáról. – Földt. Közl. 31. pp. 177–183.
- PIA, J. 1930: Grundbegriffe der Stratigraphie. – Wien (Franz Deuticke) p. 252
- RAKUSZ GY. – STRAUZS L. 1953: A Villányi-hegység földtana. (La géologie de la Montagne de Villány.) – Földt. Int. Évk. 41. 2. pp. 1–27 (28–37).
- ROSENBERG, G. 1952: Verlage einer Schichtnahmentabelle der Nord- und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 42–43 (1949–1950). pp. 235–247.
- SKUPHOS, T. G. 1893: Über die Entwicklung und Verbreitung der Partnachschichten in Voralberg und im Fürstentum Lichtenstein. – Jahrb. Geol. Reichsanst. 43. pp. 145–178.
- STUR, D. 1874: Neueste Ausbeute an fossilen Pflanzenresten in der Umgegend von Fünfkirchen. – Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst. p. 115.
- TOLLMANN, A. 1968: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. – Verh. d. Geol. Bundesanst. 1–2, pp. 28–44.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsek hegység. (Das Mecsek-Gebirge.) – Magy. Tájak Földt. Leírása, I. pp. 1–148 (149–160).
- ZAPFE, H. 1971: Die Stratotypen des Anis, Tuval und Nor und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie und Biostratinomie der alpinen Trias. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 54. 2. pp. 579–590.

PROBLEMS OF BIOSTRATIGRAPHICAL BOUNDARIES AND DIVISIBILITY OF THE ANISIAN FORMATIONS IN THE MECSEK AND VILLÁNY MOUNTAINS

by
CS. DETRE

The several-hundred-metres thick Anisian carbonate rocks in the Mecsek and Villány Mountains (South Hungary) are poor in fossils except for a single 20–50 m thick brachiopod-rich series. Thus their biostratigraphical delimitation and division are very

difficult. In earlier literature mainly the lithological characteristic were taken into consideration while delimiting and dividing the Anisian.

In both Mountains the boundary between the Werfenian and Anisian can be traced on the upper boundary of the *Costatoria costata* (ZENK.) Beds. Above them, in both areas follows a sequence with sporadic molluscs. In its upper part there are local crinoidal limestone lenses containing, as shown by the results obtained hitherto, mainly ossicles and brachialia of *Dadocrinus gracilis* (BUCH). These are overlain by the one and only biochronologically evaluable member of the Anisian sequence in the Mecsek and Villány Mountains. Here the fauna consists overwhelmingly of brachiopods. The dominating form is the *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.). In the lower part of the group of strata the abundance of the *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.) species can be observed, while in the upper member the prevalence of *Coenothyris vulgaris* is conspicuous. *Decurtella decurtata* (GIR.) occurs in both members in subordinate quantity. In the layers with abundant *Tetractinella trigonella* the ossicles of Crinoidea occur frequently, especially in the Mecsek Mountains. These probably belong to *Dadocrinus gracilis*. The upper member includes a Conodonta fauna of Upper Anisian character (BÓNA 1971).

On the basis of the ammonoid *Paraceratites binodosus* (HAU.), the brachiopod *Decurtella decurtata* (GIR.) and the Conodonta fauna of Upper Anisian character found in the immediate footwall, the brachiopod bearing group of strata of the Mecsek Mountains can be assigned to the Binodosus-Trinodosus zone or so.

In the Mecsek Mountains, above this brachiopod-bearing layers follows a thick, biochronologically not evaluable limestone sequence with sporadic fossils. The following, biochronologically evaluable horizon is a limestone bed containing great masses of poorly preserved *Trigonodus*, which is – unlike mentioned in relevant literature – most probably not of Anisian but of Ladinian age. The fauna contains specimens of belonging to the group of *Trigonodus sandbergeri* though not allowing a more precise identification. This species is especially frequent in the Germanic „Lettenkohle”

In the Villány Mountains the brachiopod-rich limestone beds in overlain by a thick, dolomite member devoid of fossils. Also a dolomite with scarce brachiopods is known, the fauna of which is characterized by the total absence of *Coenothyris vulgaris* in it, the predominant form being *Spiriferina fragilis* (SCHLOTH.) and *Decurtella decurtata* (GIR.) being also present. The exact position of these beds within the sequence is uncertain. At the top of the thick dolomite member there are dolomites and dolomitic marls with abundant *Lingula christomani* (SKUPHOS) Lingulida remnants which can be parallelized, though with reservations, with the North Alpine Ladinian Partnach Beds.

The precise determination of the boundary between the Anisian and Ladinian is in either of the two areas impossible.

AZ ALFÖLDI MÉLYSÉGI VIZEK NYOMÁS- ÉS ÁRAMLÁSI VISZONYAI

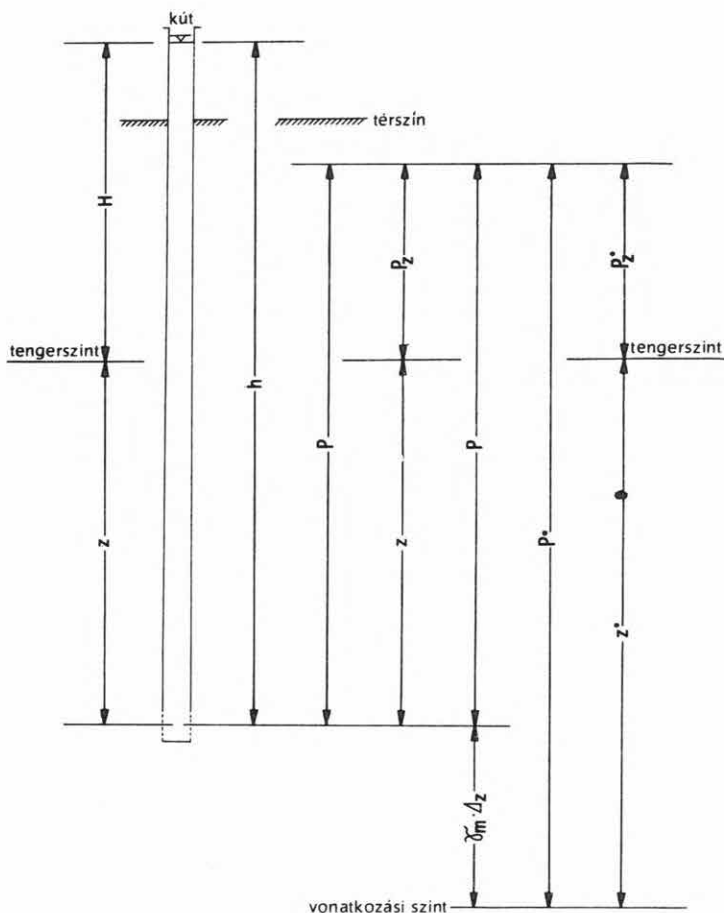
Írta: SZEBÉNYI LAJOS

A nagymértékben megindult alföldi hévízfeltárások igen becses adatokat szolgáltatnak az Alföld mélyén uralkodó hidrogeológiai helyzetre vonatkozóan. A nagyarányú hévízfeltárás egyben sürgeti a szerzett számos hidrogeológiai mérési adat kiértékelését. Sürgetővé vált a mélységi vizek utánpótlódási lehetőségének, a statikus és dinamikus készlet mennyiségének tisztázása.

Az alföldi hévizek túlnyomó része a negyedkori és pliocén rétegekből nyeri vizét, melyekben a víz áramlása nagy távolságra lehetséges. Ezért — a hidrodinamikai megfontolásokon felül — messzemenően figyelembe kell venni a földtani viszonyokat. Attól még távol vagyunk, hogy egységes képet alakítsunk ki, de az adatgyűjtésen felül szükséges menetközben is megkísérelni a kiértékelést, hogy a legvalószínűbb lehetőségek felvázolásával útmutatást kapjunk a legfontosabb kutatási, mérési feladatokhoz.

A gyakorlati kérdések tisztázásához és a kutatási módszerek megválasztásához egyaránt szükséges, hogy víztípusokat különítsünk el. Így vetődött fel a mélységi víz fogalma is. Bizonyos mélységen alul a víz hőmérséklete, rugalmas összenyomódása és rendszerint a sótartalom megnövekedése is olyan fajsúlyváltozásokat okoz a vízben, hogy a víz nyugalmi szint adatait átszámítás nélkül már nem használhatjuk fel a víz áramlási irányának meghatározásához, illetőleg mozgási lehetőségének tisztázásához. Ez a mélység kb. 500 m körül van, ahol már regionális vizsgálatnál sem hanyagolhatók el a fenti tényezők. Ebben a mélységben az Alföldön már rendszerint 36 °C körüli vagy melegebb víz található, tehát a hazai osztályozás szerint már termális víz (hévíz). A nagy hőmérséklet, nyomás, gáztartalom miatt a szivárgási viszonyok sem olyan egyszerűek, mint a felszín közelében.

A mélységi vizek áramlási és utánpótlódási lehetőségeinek bizonyításában a nyomásviszonyok tisztázása döntő jelentőségű, különösképpen a fiatal medencéink területén. Ha a mélységi víz nyomása a hidrosztatikus nyomásnál lényegesen nagyobb, akkor feltehetően — bizonyos határon felül pedig bizonyíthatóan — geosztatikus nyomás alatt áll, így nincs meg a lehetősége az utánpótlódásnak. A hidrosztatikai nyomás körüli értékek döntően az utánpótlódás mellett bizonyítanak megfelelő földtani felépítés esetében. Tájékoztató adatokat szolgáltathat a vegyi jelleg is, de az ország jelenleg legsürgetőbb problémájú mélységi víz területén, az Alföldön, a nyomásviszonyok tisztázása oldja meg elsősorban az utánpótlódó összletek lehatárolását.



I. ábra. Mélységi víz nyomás- és vízszint-értékeivel kapcsolatos paraméterek egymáshoz való viszonya

H = nyugalmi vízszint tszf. m, z = vízadó szint tszf. helyzete, h = nyugalmi vízszint vízoszlopa (m), P = tényleges nyomás (att/10), P_z = tengerszinthez viszonyított tényleges nyomás, P^* = átszámított nyomás (att/10), P_z^* = tengerszintre vonatkoztatott átszámított nyomás, z^* = vonatkozási szint helyzete

Fig. 1. Interconnection of the parameters of deep artesian water pressure head and water level values

H = piezometric level, referring to sea level (m a.s.l.), z = position of the aquifer referred to sea level, h = length of water column within the well (m), P = real pressure in the aquifer (att/10), P_z = real pressure in relation to sea level, P^* = pressure value converted to meters (att/10), P_z^* = pressure converted to values corresponding to sea level, z^* = situation of the reference level

Az Alföld gyakorlati szempontból számításba vehető mélyégi, termális vizei csaknem kizárólag a felsőpannon vagy az alsópannon legfelső részében található nagy horizontális kiterjedésű homokos, homokköves szintjeiből származnak (KÖRÖSSY L. 1972). Az egész Alföldre kiterjedő több ezer méter mély pleisztocén–felsőpannon medencében horizontális és vertikális irányban is adott a felszín alatti víz áramlási lehetősége közettani, földtani felépítés alapján. A mélység felé haladva az első regionálisan is vízzáró öszlet az alsópannon agyagmárga (KÖRÖSSY L. 1972: 3. sz. szint). E földtani felépítés szabja meg az áramlási viszonyok tisztázásához használható módszereket.

A felszín alatti víz áramlási irányát vízvezető kőzetben legszemléletesebben a hidroizohipsza térkép adja meg, mely a vízvezető kőzetben észlelt nyomás alatti, vagy szabad felszínű vízszinteket tünteti fel. A felszín közelében el is fogadható, hogy a vízszint-különbségeket azonosítsuk a nyomáskülönbséggel. Azonban a felszín alatti víz nem feltétlenül a magasabb vízszintű helyről áramlik az alacsonyabb vízszintű helyre, hanem a nagyobb nyomású helyről áramlik a kisebb nyomású hely felé. Ezt a paradoxont, vagyis hogy esetleg a kisebb nyomású területen magasabb vízszintet tapasztalunk ugyanabban a vízvezető közegben, azzal magyarázzuk, hogy a víz fajsúlycsökkenése a hőtágulás vagy gáztartalom hatására áll elő, amint azt már az előzőekben kifejtettük. Ezért a nagyobb mélységekben (500 m-nél mélyebben) nem hidroizohipsza, hanem nyomástérképeket kell használnunk az áramlási, utánpótlódási utak tisztázására.

Kis területen belül a mélyégi nyomástérkép szerkesztése aránylag egyszerűen megoldható, azonban regionális térképek szerkesztése egy-egy nagy medence egészére kiterjedően, különleges problémákat vet fel. Különösképpen nehéz a helyzet a magyar pliocén–pleisztocén medencében, ahol nincsenek nagy távolságon keresztül a medenceperemig követhető vízzáró rétegek közé zárt vízvezető rétegek. Megkíséreltük a mélyégi vizek esetében is a nyomásadatokat földtani szintekre vonatkoztatni, de nem kaptunk egymással összeköthető adatsorokat. A magyar pliocén–pleisztocén medence rendszertelenül váltakozó vízvezető és vízrekesztő képződményeiben nincs földtanilag adott vezető szint, így az egyetlen reális megoldás csak az lehet, hogy a nyomásadatokat különböző mélységű síkokra vonatkoztatjuk. Ezt az utat követtük és a nyomásviszonyokat –500, –1000 és –1500 m-es tengerszint alatti vonatkozási síkokra kíséreltük meg vetíteni.

Folyadék szintek, illetőleg folyadéknyomások egy vonatkozási szintre való vetítését a magyar nyelvű szakirodalomban legegyszerűbben SCSELKACSEV–LAPUK (1952) könyve adja meg, ezért az ott található szakkifejezéseket használom némi kiegészítéssel (1. ábra).

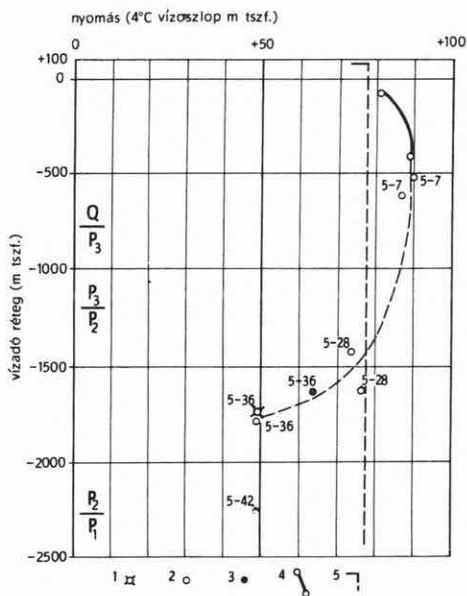
Mélyégi víz esetében különbséget kell tennünk a nyugalmi vízszint (piezometrikus szint), a folyadékoszlop-nyomás, az átszámított nyomás és a tényleges nyomás (telepnyomás) között. A fogalmakat legjobban megvilágíthatjuk azzal, hogy a közöttük levő összefüggéseket felírjuk:

$$H - z = h ;$$

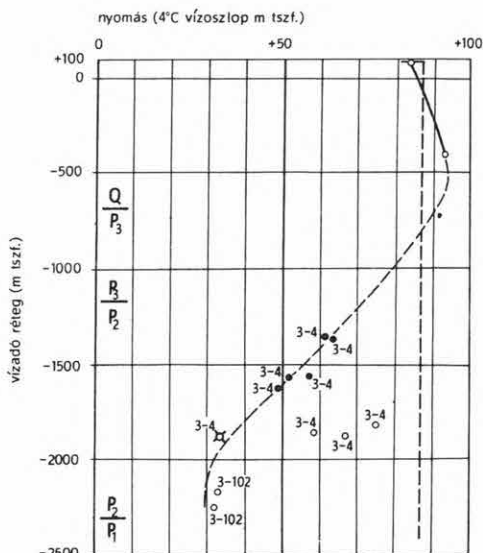
$$h = \frac{P}{\gamma}$$

ahol:

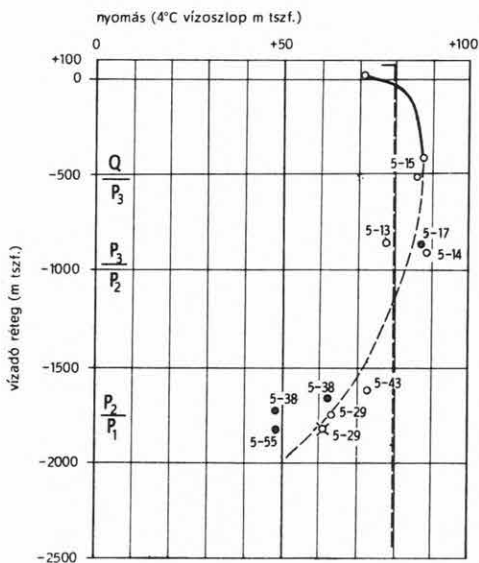
H = a folyadékoszlop-nyomás tengerszinthez viszonyított magassága, vagyis a piezometrikus magasság. Tehát a kútban észlelt nyugalmi vízszint, tengerszinti magasságban kifejezve (tszf. m);



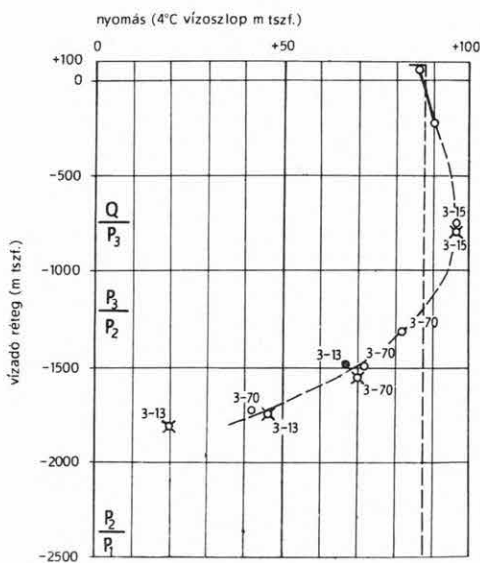
2a. ábra
Fig. 2a



2b. ábra
Fig. 2b



2c. ábra
Fig. 2c



2d. ábra
Fig. 2d

- z = a tényleges nyomásmérés, illetőleg a vízáadó réteg tengerszinthez viszonyított helyzete (tszf. m);
 h = a folyadékoszlop tényleges magassága a kútban, a rétegtől a vízszintig;
 P = tényleges (telep) nyomás a földkéreg (a réteg) egy adott pontjában (a pórusokban, hézagokban uralkodó nyomás). Pl. mélyégi manométeres nyomásméréssel a megnyitott réteg szintjében észlelt érték, vagy a nyugalmi vízszint-adatból megfelelő korrekciókkal egységnyi fajsúlyra átszámított vízoszlop-nyomás. A hidrogeológiában gyakran az atmoszféra helyett az att/10 mértékegységet használják, ami normál nyomás mellett megfelel 1 méteres 4 °C vízoszlopnak. A továbbiakban mi is így használjuk, amikor is mértékegysége egyszerűen – méter.
 γ = a víz fajsúlyja, illetőleg annak átlaga a tényleges nyomásmérés feletti folyadékoszlopban (g/cm³).

Ahhoz, hogy a különböző helyen és szintben mért tényleges nyomásértékeket egymással összehasonlíthassuk, azokat egy bizonyos vonatkozási szintre kell vetítenünk. A legegyszerűbb, de – amint azt alább látjuk – közelítő megoldás, hogy a méterben kifejezett nyomásértékeket tengerszint feletti helyzetükben adjuk meg, vagyis a tényleges nyomásértékhez (az előjelek figyelembevételével) hozzáadjuk a vízáadó réteg tengerszint alatti (feletti) magasságát. Tehát:

$$P_z = P + z$$

ahol:

P_z = a tengerszintre átszámított nyomás közelítő értéke (m). Tehát az a szint, amit a víz akkor foglalna el, ha a kútban és a földkéregben is egységnyi fajsúlyú víz lenne.

A mélyégi víz nyomásviszonyainak térképi ábrázolására több kísérletet végeztünk. A tényleges nyomásértékeknek országos térképre való felrakása hidrogeológiailag semmit sem mutat. A tengerszintre átszámított nyomásértékek országosan már adnak valamilyen képet, de a különböző mélységben mért adatok oly nagy szórást mutatnak, hogy ebben a formájában nem volt alkalmas arra, hogy izovonalakat szerkesszünk. Megkíséreltük ezért – ugyanúgy, mint ahogy azt a hideg rétegvizeknél tettük – hogy földtani koronként szétválasztva több térképen ábrázoljuk az adatokat. Ez utóbbi esetben azonban az volt a baj, hogy az adatok túlnyomó többsége a felsőpannonba esett, melynek finomabb színtezése a medence egészére vonatkozóan még nem megoldott. Megkíséreltük statisztikus módszerrel, hogy a felsőpannonon belül szintekre bontsuk a hévizes rétegeket, de ez sem vezetett kielégítő eredményre, s így nem maradt más hátra, minthogy mesterségesen megválasztott tengerszint alatti síkokkal válasszuk szét, illetőleg csoportosítsuk a vízáadó rétegeket és ilyen bontásban végezzük el a térképi ábrázolást.

2a-d. ábra. Artézi vizek tengerszintre átszámított nyomása

5–36. Kút hévízkataszteri száma; Q = negyedidőszak, P₃ = levantei, P₂ = felsőpannon, P₁ = alsópannon; 1. manométeres mérés, 2. nyugalmi vízszintmérés nem gázos szintből, 3. gázos 4. hideg artézi vizek (< 35 °C) átlaga, 5. helyi erózióbázis

Fig. 2a-d. Hypsometrically converted pressure values of artesian water

5–36. Thermal cadaster number of the well; Q = Quaternary, P₃ = Upper Pliocene, P₂ = Middle Pliocene, P₁ = Lower Pliocene; 1. measurement by manometer, 2. static level measurement in case of non-gaseous water, 3. in case of gaseous water, 4. mean static level of cold artesian waters (< 35 °C), 5. land surface

Az I. és II. melléklet a hévízkutakban észlelt nyomásviszonyokat ábrázolja tengerszintre vonatkoztatva, egyaránt feltüntetve a manométeres „telepnyomás” mérési adatokat és a nyugalmi vízszintből számítottakat. Az I. melléklet a -750 m tsz.-nél sekélyebb vízadó rétegtől, a II. melléklet pedig a -750-tól -1250 m tsz.-ből származó mélységi vizek nyomásviszonyait ábrázolja. A kiértékelés a VITUKI Hévízkatasztere (1965, 1971) alapján készült. A térkép számadatai az egy községen belül fúrt kutak átlagértékét adják.

A térképekből jól látható, hogy az Alföldön ezekből a szintekből már rendelkezünk elegendő adattal ahhoz, hogy az izodinam vonalakat 10 m-es közökkel megszerkesszük egy kis méretarányú térképen.

A -1250 m tengerszintnél mélyebbről származó vizek nyomásviszonyaiban olyan anomáliákat tapasztaltunk, ami arra utal, hogy a tényleges nyomások ilyen módon való vetítése a tengerszintre és egyszerű átlagolásuk ezekben a szintekben félrevezető lehet.

A mélységi vizek, folyadéknyomások egy megadott vonatkozási szintre való vetítése ugyanis megköveteli, hogy a vizsgált réteg alatt vagy felett levő rétegtartalom tényleges fajsúlyát vegyük figyelembe (1. ábra):

$$P^* = P + \gamma_m \cdot z$$

ahol:

P^* = átszámított nyomás valódi értéke vonatkozási síkban, vagyis nemcsak a kútban, hanem az egész rendszerben (rétegben, telepben) uralkodó folyadékfajsúly figyelembevételével (m);

z = az észlelés mélysége, vagy a vízadó réteg és a vonatkozási sík közötti függőleges távolság (m);

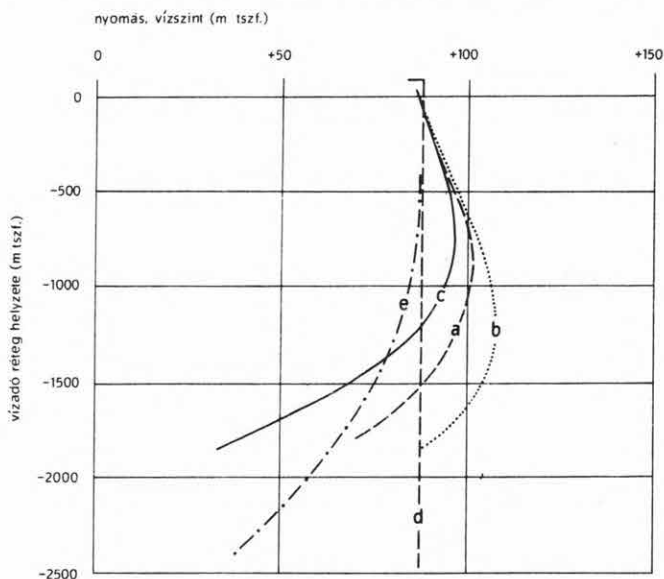
γ_m = mélységi tényleges folyadékfajsúly átlagértéke a „ z ” szakaszon (g/cm^3).

A távolabbi területek és a felszínnel való összevetés szempontjából célszerű az így átszámított nyomásokat is a tengerszintre vonatkoztatni, ami csak abból áll, hogy a vízoszlop méterben kifejezett átszámított nyomásához hozzá kell adni a vonatkozási szint tengerszint adatát, az előjelek figyelembevételével (1. ábrán: P_2^*).

A -1500 m tsz. alatti mélység körüli és annál mélyebb rétegekből származó vizek esetében a nyomásoknak vonatkozási szintre történő átszámítása helyett célravezetőbbnek látszott empirikus utat követni. Első lépésként a nagyobb számú mélységi nyomásadattal rendelkező községekben a nyomásviszonyokat közvetlenül a mélység függvényében vizsgáltuk meg. A vizsgálatokat mélységi nyomásdiagramokkal végeztük a „Magyarország Vízföldtani Atlasza”-ból (SCHMIDT 1961) ismert módon (2 a-d. ábra).

A vizsgált községek az Alföld közepén vannak. Egyrészt azért választottuk elsőnek ezt a területet, mivel hévíz szempontjából ez a legfontosabb terület, ezenkívül itt rendelkezünk a legtöbb megbízható adattal.

A grafikonokban a vízszintes tengelyen a tényleges nyomás értékei szerepelnek a tengerszintre vonatkoztatva (1. ábrán: P_2). Mivel a függőleges tengelyen az értékeket a vízadó réteg tényleges mélységében raktuk fel, itt nincs szükség átszámításra, vagyis vonatkozási síkra való vetítésre. Kihúzott vastag vonallal a hideg artézi vizek igen nagy számú adatából szerkesztett átlagnyomás értékeit adtuk meg. A hévízkutak adatait egyenként ábrázoltuk. Szerepel az összes adat válogatás nélkül, ami a „Hévízkataszter”-ben található, hogy a mérések szórása és a korrekciós számítások megbízhatósága is látható legyen. A nyomásadatok a mérési módtól függetlenül ugyanazt a vonalat követik. A meg-



3. ábra. Átlagnyomás görbék a gyulai kutak adatai alapján

- a) Tiszta víz nyugalmi szintje, b) gázos víz nyugalmi szintje,
c) rétegvíz tényleges nyomása, d) elméleti hidrosztatikai nyomás,
e) tényleges hidrosztatikai nyomás

Fig. 3. Average pressure curves plotted on the basis of data gained from the wells at Gyula

- a) Static water level in the wells of clear water, b) static water level in the wells of gaseous water, c) real pressure of artesian water, d) theoretical hydrostatic pressure, e) real hydrostatic pressure

bizhatóbbnak tartott manométeres (talpnyomás) mérésadatokkal legtöbb esetben nagyon jól összeesnek a nyugalmi vízszintből számított nyomásadatok, még gázos kút esetében is. Egyedül Békéscsabánál találunk néhány erősen kiugró adatot, melynek magyarázatát egyelőre nem tudjuk.

Ezek a grafikonok meglepő eredményt szolgáltattak, ugyanis az eddigi kiértékelések szerint, melyek azonban csak a hideg artézivizes rétegekre terjedtek ki, az Alföld központi részén a tényleges nyomás tengerszintre vonatkoztatott értékeinek a mélység függvényében való növekedését tapasztalták. Ez azt jelenti, hogy a nyomásgradiens pozitív, amikor is – amint látható a grafikonok felső részén – az átlaggörbe a függőleges tengelytől a pozitív irányban tér el. Ez a pozitív irány a mélységben itt –1000 m tszf. alatti mélység körül negatívba csap át, meglepően alacsony értékeket képviselve. Ezek a –2000 m körüli nyomásértékek oly kicsik, hogy erre nehéz magyarázatot találni. E nyomásértékek magyarázata szorosan összefügg hévizeink utánpótlódásának kérdésével.

Mielőtt azonban az utánpótlódási viszonyokat tárgyalnánk, szükséges néhány, a mélyégi nyomásgrafikonokkal kapcsolatos kérdést, fogalmat tisztázni.

A problémákat Gyula város kútjainak nyomásgörbéi alapján ismertetem (3. ábra). A rajzon szereplő átlagvonalakat a 2d. ábrán megadott tényleges észlelések alapján szer-

kesztettem. Az ábrán a következő paraméterek görbéi fordulnak elő (ugyanolyan ábrázolási módban, mint a 2. ábrán):

- a) tiszta víz nyugalmi szintje
- b) gázos víz nyugalmi szintje
- c) rétegvíz tényleges nyomása
- d) elméleti hidrosztatikai nyomás
- e) tényleges hidrosztatikai nyomás.

a) és b) tehát a ténylegesen észlelt vízszintadatok, melyek kb. 500 m mélységig azonosnak vehetők a tényleges nyomással (c).

c) A réteg tényleges nyomása, mely manométerrel a réteg szintjébe leeresztve közvetlenül mérhető, vagy a nyugalmi vízszintadatokból a megfelelő korrekciós tényezővel számítható. Mint láthatjuk, ez a korrekció -1500 m-ben már tiszta víz esetében kb. 20 m, gázos víznél pedig kb. 35 m.

d) Az elméleti hidrosztatikai nyomást vagy semleges nyomást úgy szokás számítani, hogy vízoszlopban, azaz méterben kifejezve a méter-mélység mérőszámával veszik azonosnak, vagy a mélység mérőszámát osztják tízzel, s így megkapják att-ban. Nagyon megszokott dolog, hogy a víz nyomásadatait ehhez viszonyítják, vagyis ennek alapján jelentik ki, hogy a rétegvíz nyomása a hidrosztatikus nyomásnál kisebb, vagy nagyobb-e és ebből igyekeznek következtetéseket levonni a víz eredete, áramlása, utánpótlódása szempontjából. A leglényegesebb, amit ezen a 3. ábrán kívánok bemutatni, hogy 500 m-nél nagyobb mélységben ez az eljárás teljesen elfogadhatatlan, a viszonyítás ily módon félrevezethető lehet vízföldtani szempontból. Ugyanis a hidrosztatikai nyomáshoz való viszonyításnak csak az lehet a vízföldtani értelme, hogy azt vizsgáljuk, vajon a felszíni, vagy felszínközeli vízzel (talajvíz) milyen jellegű kapcsolata van, vagy lehet a mélyebb vizeknek. Megfelelő vízvezetési lehetőségek esetében ugyanis, ha a rétegvíz nyomása kisebb a hidrosztatikai nyomásnál, akkor a rétegvíz a felszínről kaphat utánpótlást (negatív nyomásgradiens), vagy ha a rétegvíz nyomása nagyobb a hidrosztatikai nyomásnál, akkor a rétegvíz táplálhatja a felszíni vagy felszínközeli vizeket. Ez az elgondolás nagyobb mélységben azonban csak akkor fogadható el, ha nemcsak egyszerűen a mélység mérőszámát vesszük azonosnak a nyomás mérőszámával, hanem azt megszorozzuk a rétegben levő víz tényleges fajsúlyával, vagyis a rétegben észlelt tényleges nyomást a tényleges hidrosztatikai nyomással hasonlítjuk össze.

e) A tényleges hidrosztatikai nyomás tehát egy olyan nyomást tüntet fel, ami akkor állna elő, ha a vizsgált szakasztól a felszínig végig vízvezető porózus képződmények lennének és a víz nyugalomban lenne. Természetesen figyelembe kell venni a vizsgált területen uralkodó mélységi hőmérséklet-viszonyokat és sótartalmat, vagyis a pórúsvíznek a mélység függvényében való fajsúlyváltozását. Tehát

$$P_h = z \cdot \gamma_m$$

ahol:

P_h = tényleges hidrosztatikai nyomás (att/10, m)

z = mélység

$\gamma_m =$ a „z” mélység feletti, terepszintig számított vízoszlop átlagos fajsúlya, mely a réteg-hőmérséklet, a vízoszlop önsúlya okozta rugalmas összenyomódás és a vizek átlagos sótartalma alapján számítható.

Mint a gyulai példából látható, a tényleges hidrosztatikai nyomás nagy mélységben lényegesen eltér az elméletitől. Ennek a jelenségnek az elhanyagolása téves következtetések levonására adhat alkalmat.

A magyarországi fiatal medencék hévíz utánpótlódásának a kérdése döntő a kitermelhető vízkészlet szempontjából. Amíg nincs eldöntve, hogy van-e utánpótlódásuk, addig a dinamikus készletszámításnak semmi értelme sincs. Sokan, jórészt óvatosságból, általában nem számolnak itt az utánpótlódással.

Eddigi tapasztalat szerint a termelt hévíznek csak kisebb hányada származhat statikus készletből. Ugyanis, ha számításba vesszük a statikus készlet legfőbb genetikai típusait, úgymint:

- a) pórúsvíz kiürülése (helyére gáz léphet),
- b) rétegtömörülés (kompakció, konszolidáció) által kiszorított víz,
- c) kőzet és víz rugalmas tágulása által felszabaduló víz,

megállapíthatjuk, hogy mindegyik eset egyaránt azzal a következménnyel jár, hogy a kutak nyomásának lényegesen le kellene csökkennie. Ez pedig nem következett be, amint arra KORIM (1972) is utal: Szentes térségében évek óta részletes hévízkút termelési adatmegfigyelések folynak. 21 db működő hévízkút, 80 km²-nyi területen egyenlőtlenül elszórva, 1600–2400 m-es mélységből termel. „A telepenergia-készlet az eddigi mintegy 40 millió m³-nyi víz kitermelése után lényegesen nem változott” (KORIM 1972). A telepenergia-készlet változatlanágán azt érti, hogy sem a víz nyomása, hozama, sem hőmérséklete észrevehetően nem változott. Ez a 40 millió m³ hévíz óriási mennyiség, a kutak területén (80 km²) elosztva félméteres vízborítást jelentene, vagyis ha a víz rétegtömörülésből származna, akkor itt a térszínnek átlagban 50 cm-rel meg kellett volna süllyednie és ugyanakkor, valamint más genetikájú statikus készlet esetében a kutak nyomásának lényegesen le kellett volna csökkennie és vegyi összetételüknek megváltoznia. Ez pedig nem történt meg. Még több hasonló példát lehetne felsorolni. Ezért elsősorban az utánpótlódás útjait, lehetőségeit kell kutatnunk.

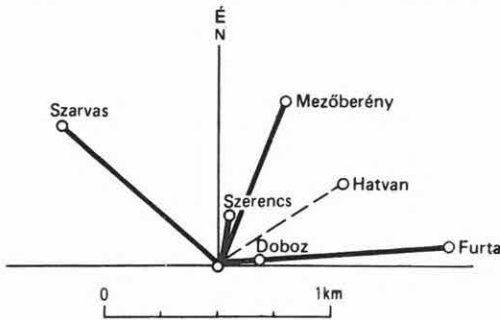
Fiatal medencénk hévizeinek utánpótlódását közvetve a csapadékból ugyanazokon az útvonalakon képzelhetjük el, mint a hideg artézi vizekét:

- a) medence-peremről
- b) medencén belüli hátságokból
- c) eltemetett karsztból
- d) törésvonalakon keresztül.

A medence-pereméről és a belső hátságokról való utánpótlódás irányát, útvonalát az I. és II. mellékleten bemutatott nyomástérképek adják meg.

Az eltemetett karsztból való utánpótlódás az Alföld belsejében eddigi ismereteink szerint nem várható.

Ez évi munkánk során az Alföld középső részén tapasztalt nyomás-anomáliák elemzése a törések jelentőségére hívta fel a figyelmet. Az Alföld fiatal töréseinek jelentő-



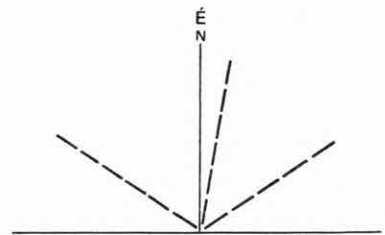
4. ábra. Egymást befolyásoló tiszántúli artézi kutak egymás közötti iránya és távolsága

Fig. 4. Direction and distance between interfering artesian wells east of the Tisza

szerint maximálisan 10–20 km-es közzel mindenhol találhatunk olyan törésvonalakat, zónákat, amelyek vertikális irányban vízvezetőként szolgálnak. Természetesen az Alföld fiatal laza üledékeiben a nyitott hasadék-jelleg csak a kötöttebb márgásabb képződményekben képzelhető el, de a homokos rétegekben is elősegítheti a fellazulás a szivárgási tényező vertikális komponensének megnövekedését. Sőt elképzelhető, hogy a törésvonalakban vertikális irányú kimosások (vizek) keletkeznek. A ténylegesen nyitott hasadékokat az egymást nagy távolságról befolyásoló artézi kutak bizonyítják (SZEBÉNYI 1957). A III. melléklet feltünteti mindazokat az eseteket, melyeket irodalomból, vagy irattári anyagból sikerült fellelnem. A nevezett helyeken a két-két, egymás hozamát befolyásoló artézi kút oly nagy távolságra van egymástól és a hatás oly nagy mértékű, hogy az ott ismert finomszemcséjű porózus kőzetekben lejátszódó hidrodinamikai viszonyokkal nem magyarázható. Ilyen hatás nagy távolságra csak nyitott hasadékokban képzelhető el, ami egyébként jól ismert jelenség a budapesti karsztos hévízkutak esetében. A 4. ábra grafikonjából leolvasható, hogy az egymást befolyásoló artézi kutak egymástól való távolsága 200–1000 m volt. Feltűnő az irányok rendezettsége, mely irányok túlnyomórészt egybeesnek SCHERF E. (1967) által Tiszagyulaházán a sós talajvizek geokémiai kutatása alapján meghatározott törési irányokkal (5. ábra). Még feltűnőbb azonban, hogy ezek az észlelt hasadékok mind ráesnek a SUMEGHY J. (1944) által az Alföldre megállapított fiatal fő törési zónákra (III. melléklet).

Még egy érdekes megfigyelésre kívánom felhívni a figyelmet ezekkel a kutakkal kapcsolatban: a két-két egymást befolyásoló kút általában hasonló mélységből kapja vizét. Ez bizonyítja azt, amit már előbb kifejtettem, hogy a hasadék nyitott állapotban csak egy-egy kötöttebb rétegben lehet, – a közbeeső homokos rétegekben a hatás eloszlik, s így más vízadó szint kútját nem tudja befolyásolni.

ségével a rétegvizek vezetése szempontjából többen foglalkoztak. Földtani, geomorfológiai, geotermikus alapon SUMEGHY (1944) jelölte ki először a legfőbb fiatal, tehát még a pleisztocént is megmozgató fő törési vonalakat, zónákat (III. melléklet). SCHERF (1967) és ERDÉLYI (1960) csak lokálisan foglalkoztak a törésekkel. SCHERF E. a Tiszántúl déli részén, ERDÉLYI M. pedig a Hajdúságban végzett vizsgálataik alapján tételeznek fel elég sűrű hálózatos törérendszert és igyekeztek is azt alátámasztani földtani és vízföldtani adatokkal. Vizsgálataik



5. ábra. Törésiirányok Tiszagyulaházán SCHERF E. megállapítása szerint

Fig. 5. Direction of fractures at Tiszagyulaháza according to E. SCHERF

A nyitott hasadékokat tehát az Alföld fiatal üledékeiben bizonyítottak kell elfogadnunk. Hogy ezek a nyitott hasadékok a hévíztartó rétegekig is lehatolnak és a felszín közeléig vezetik a vizet, azt a geotermikus anomáliák bizonyítják. Ennek legszebb példája a Tiszakécske, Lakitelek környékén megismert anomália (III. melléklet). A Tiszakécske–Lakitelek anomáliának még az is nagy fontosságot ad, hogy ott olyan részletes kutató, ellenőrző vizsgálatok folytak (BÉLTEKY 1966), melyek alapján kétségtelenül megállapítható, hogy a 200 m mélység körül talált 38–42 °C-os víz törésvonal mentén száll fel és ennek mennyisége is számítható az ellenőrző kutatás alapján. Nem karsztos kőzetekben ez a tiszakécske–lakiteleki anomália a legnagyobb. Ezen kívül fokozatosan kisebb geotermikus anomália igen sok található az országban. A III. melléklet feltünteteti azokat a geotermikus anomáliákat, melyeknél a számított geotermikus gradiens az alábbi értékeknél kisebb:

1. valóságos geotermikus gradiens esetében, ha kisebb 11 m^oC-nál, tehát abban az esetben, ha tényleges mélyégi hőmérsékletmérés történt;
2. ha a látszólagos geotermikus gradiens kisebb 14 m^oC-nál, tehát abban az esetben, ha a geotermikus gradienst kifolyó víz hőmérsékletéből számították.

E határértékeket BÉLTEKY L. (1966) statisztikája alapján választottam ki. BÉLTEKY gyakorisági eloszlási diagramot készített a Magyarországon számítható geotermikus gradiens adatokból, külön-külön szerkesztve a valóságos és a látszólagos geotermikus gradiens adatokból. Az eloszlás szabályos haranggörbét ad, azonban a kis értékeknél van egy különálló, az általános szórásból kiugró kis csoport. Ezek határa a fenti két határérték.

A III. mellékletből világosan látni, hogy a geotermikus anomáliák túlnyomó része a SÜMEGHY J. által kimutatott fiatal törésvonalakra esik, ezzel bizonyítva azoknak mélyeségi hévízszállító jellegét.

Ezeknek a törésvonalaknak a mélyeségi víz-szállítóképessége igen jelentős lehet, pl. a tiszakécskei anomália fenntartásához, STEGENA L. (1971) szerint, 2200 m³/nap felszálló hévíz szükséges.

Az ilyen nagy természetes hévíz-feltörés nemcsak a vízforgalom fenntartása szempontjából fontos tényező, hanem egyben a mélyeségi víz nyomásviszonyait is befolyásolja. Éppen ilyen törésvonalak, hévíz szállító nyitott hasadékok hatásával magyarázható a Tiszántúl déli részén a már említett, 1500–2000 m mélység körüli alacsony nyomás, azaz a +30–+50 méter tengerszintre átszámított vízoszlopnymomás. Ugyanis a nyitott hasadékokban éppúgy, mint a kutakban, a víz hőtágulásának hatására nyomáscsökkenés áll elő.

A Tiszántúl déli részén a –2000 m-ben észlelt +50 m tszf. magasságra átszámított nyomás 2050 att/10 tényleges nyomásnak felel meg. Vizsgáljuk meg, ha a tiszakécskeihez hasonló anomália alatt –2000 m-ben ugyanekkora nyomást tételezünk fel, mi lesz a víz nyomása egy nyitott hasadékban a –200 m-es szinten, vagyis +80 m-es térszín mellett 280 m-es mélységben?

Fel kell tételeznünk, hogy a tiszakécskeihez hasonló hasadékok lehatolnak a fő hévíztartó szintekig, vagyis példánk esetében –2000 m-ig. Tehát e hasadék alján is kb. 2050 att/10 nyomás (Pm) kell legyen és 120 °C; a hasadék tetején pedig –200 m-en 40 °C. A vetőben tehát 1800 m vízoszlop van (h), melynek átlagos fajsúlya a fenti nyomás és hőmérséklet viszonyok mellett (SCSELKACSEV–LAPUK 1952):

tiszta víz esetében $(\gamma_t) = 0,974$

gázos víznél $(\gamma_g) = 0,971$

A nyitott hasadéokban levő vízoszlop nyomása (P_v)

$$P_v = h \cdot \gamma$$

tiszta víz esetében (P_{vt}) 1753,2 att/10

gázos víznél (P_{vg}) 1747,8 att/10

A nyitott hasadék tetején (–200 m tsz. a.) a tényleges nyomás (P_r) tehát:

$$P_r = P_m - P_v$$

ami gázmentes víz esetében

$$2050 - 1753,2 = 296,8 \text{ att/10}$$

gázos vízzel számolva

$$2050 - 1747,8 = 302,2 \text{ att/10}$$

Tiszakécske környékén 280 m mélységben a tényleges nyomás 280 att/10 körül van, vagyis ez azt jelenti, hogy az artézi vizek ebből a szintből kb. a térszínig emelkednek. A vető tetejére számított nyomás (296,8–302,2 att/10) ennél jóval nagyobb, ami azt jelenti, hogy megvan a lehetősége annak, hogy a vető mentén a hévíz feláramoljon a felszínközeli hideg artézi vizes szintekbe és nyomáscsökkenést okozzon a hévíztartóban. Ez elég nagy távolságra terjedhet ki, hiszen a hideg artézi víz és a termálvíz tényleges nyomása között elég nagy különbség van:

$$296,8 - 280 = 16,8 \text{ att/10}$$

$$302,2 - 280 = 22,2 \text{ att/10}$$

Ez azt jelenti, hogy a termális vetők csapoló hatása 50–100 km-es távolságra is kiterjedhet. Az artézi vízszint térképeink tanúsága szerint az Alföldön kb. ilyen távolság kell a 20 méteres (att/10) nyomásszint eséshez.

Összefoglalva az elmondottakat, az alföldi termálvizek alacsony nyomása bizonyítéka annak, hogy e hévizek hidraulikai-, vagyis áramló vízrendszerbe tartoznak. Egyes szintek feltűnően alacsony nyomását elsősorban a vetők megcsapoló hatásának tulajdoníthatjuk. A már említett III. melléklet szerint számos termális vonal és nyitott hasadék mutatható ki az Alföldön belül is. Az eddigi mérések azt bizonyítják, hogy a jelenlegi termelés lényegesen nem csökkentette a hévizek nyomását. A fenti megállapítások alapján jogosan feltételezhetjük, hogy a kitermelt termális (mélységi víz) nagyrésze utánpótlódik.

IRODALOM

- BÉLTEKY L. 1966: Magyarország területének geotermikus viszonyai az 1956–1965. évi kútfúrásokban végzett hőmérséklet mérések alapján. – Hidr. Közl. 46. 9. sz.
- ERDÉLYI M. 1960: A Hajdúság vízföldtana. – Hidr. Közl. 40. 2. sz.

- KORIM K. 1972: Nagymélységű porózus víztároló rendszereink jellemzői, működés módja és kutatási módszerei. – VITUKI, Tudományos Napok II. ülészak 2.
- KÖRÖSSY L. 1972: Mélyföldtani és fejlődéstörténeti vázlatok a magyarországi pannonból. (A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai.) – Akad. Kiadó, Bpest.
- SCHERF E. 1967: Mikrotektonikai és hidrojeomorfológiai kapcsolatok az Alföld déli részén és ezeknek gyakorlati jelentősége. – Hidr. Közl. 47. 6. sz.
- SCHMIDT E. R. 1961: Magyarország vízföldtani atlasza. – Földt. Int. kiadv.
- SCSELKACSEV V. N. – LAPUK B. B. 1952: Földalatti hidraulika. – Nehézipari Könyvkiadó, Bpest.
- SZEBÉNYI L. 1957: Az artézi víz utánpótlódásának kérdése az Alföld északi peremén. (Kand. ért.)
- STEGENA L. 1971: Szénhidrogén akkumuláció és földtani vízáramlás a magyar medence üledékeiben. – II. Anyag és Energiaáramlási Ankét. Akad. Kiadó, Bpest.
- SÜMEGHY, J. 1929: Die geothermischen Gradienten des Alföld. – Földt. Int. Évk. 28. 3.
- SÜMEGHY J. 1944: A Tiszántúl. – Magy. Tájak Földt. Leír. 6.
- VITUKI 1965, 1971: Magyarország hévízkútjai, I–II. k.

PRESSURE HEAD AND FLOW CONDITIONS OF DEEP ARTESIAN WATERS IN THE GREAT HUNGARIAN PLAIN

by
L. SZEBÉNYI

The southeastern, lowland region of Hungary is the basin of the Great Hungarian Plain extending to the south and east beyond the frontiers and filled up with loose, unconsolidated Pannonian (Pliocene) and Quaternary sediments attaining a maximum of 3500 m thickness. These basin-filling sediments, apart from the lowermost horizons, include many water-bearing sand and sandstone beds. As the geothermal gradient is rather low, an average of 20 m/°C, great volume of thermal water could be exposed from a depth of 800–2000 m.

The chemical character and pressure conditions of water indicate that there is a possibility of recharge of the exploited thermal water. Thus, both the means and size of the recharge must be determined.

Special maps were compiled for studies concerning the pressure conditions of the various horizons. It can be observed that the run of isolines on the maps compiled for the deeper horizons with pressure data converted to meters referring to sea level, is similar to those obtained for the near-surface artesian waters (Annexes I and II). Only some recent data obtained by manometer, in the older wells merely piezometric measurement was carried out and the results were converted to real pressures, taking into consideration the thermal extension, elastic compression and salt and gas content of water (Fig. 1), according to the following relations:

$$P_z = P + z = h \cdot \gamma + z$$

where:

P_z = pressure converted to meters referring to sea level (m a.s.l.)

P = real pressure in the aquifer (at/10)

z = position of the aquifer as referred to sea level (m a.s.l.)

h = length of water column within the well (m); $h + z$ = piezometric level (m a.s.l.)

γ = average specific weight of water in the well (g/cm^3)

Fig. 3 shows that at a depth surpassing 500 m there is a significant difference between piezometric level and real pressure converted to hypsometric values. As the comparison of the local circumstances is done on the basis of hydrostatical pressure, it would be purposeful to correct this, with the real specific weight of the subsurface water.

The water flows from the marginal area to the central part of the Great Plain, thus here an increase of hypsometrically converted pressure as a function of depth can be expected. Generally, this may be the fact, however, there are also some deviations (Figs 2a, b, c). Since multi-annual exploitation did not cause any significant change in the water pressure head, the low pressure, observed in the deep, may be considered as a natural state. This low pressure can be explained by the presence of open, water-conducting fracture lines. Because of low topography the open fracture lines within the Great Plain basin could reduce pressure similarly to a well under exploitation. This can be verified by calculations.

In spite of the loose sediments in the Great Plain there are several open fracture lines, as evidenced by geothermal anomalies and some cold artesian wells showing an interference of long distance (Supplement III. and Figs. 4, 5).

In conclusion, thermal water movement in the Great Hungarian Plain is influenced not only by waters percolating from the marginal area to the interior of the basin, but also the open fracture lines play a significant role. Water transfer by fracture lines has greatly contributed to the development of the natural tapping system.

Supplement I. Pressure in thermal wells ($> 35^\circ\text{C}$). (Strata tapped above -750 m; water column of 4°C , in m a.s.l.). – Compiled by L. SZEBÉNYI and Á. MARCZELL–MOLNÁR, 1972

a) Minimum, average, maximum, b) pressure data calculated on the basis of static water table, c) gaseous layer, d) pressure of aquifer measured in the depth, e) number of data considered (No)

Supplement II. Pressure in thermal wells ($> 35^\circ\text{C}$). (Strata tapped between -750 m and -1250 m; water column of 4°C , in m a.s.l.). – Compiled by L. SZEBÉNYI and Á. MARCZELL–MOLNÁR, 1972. (For legend, see Supplement I.)

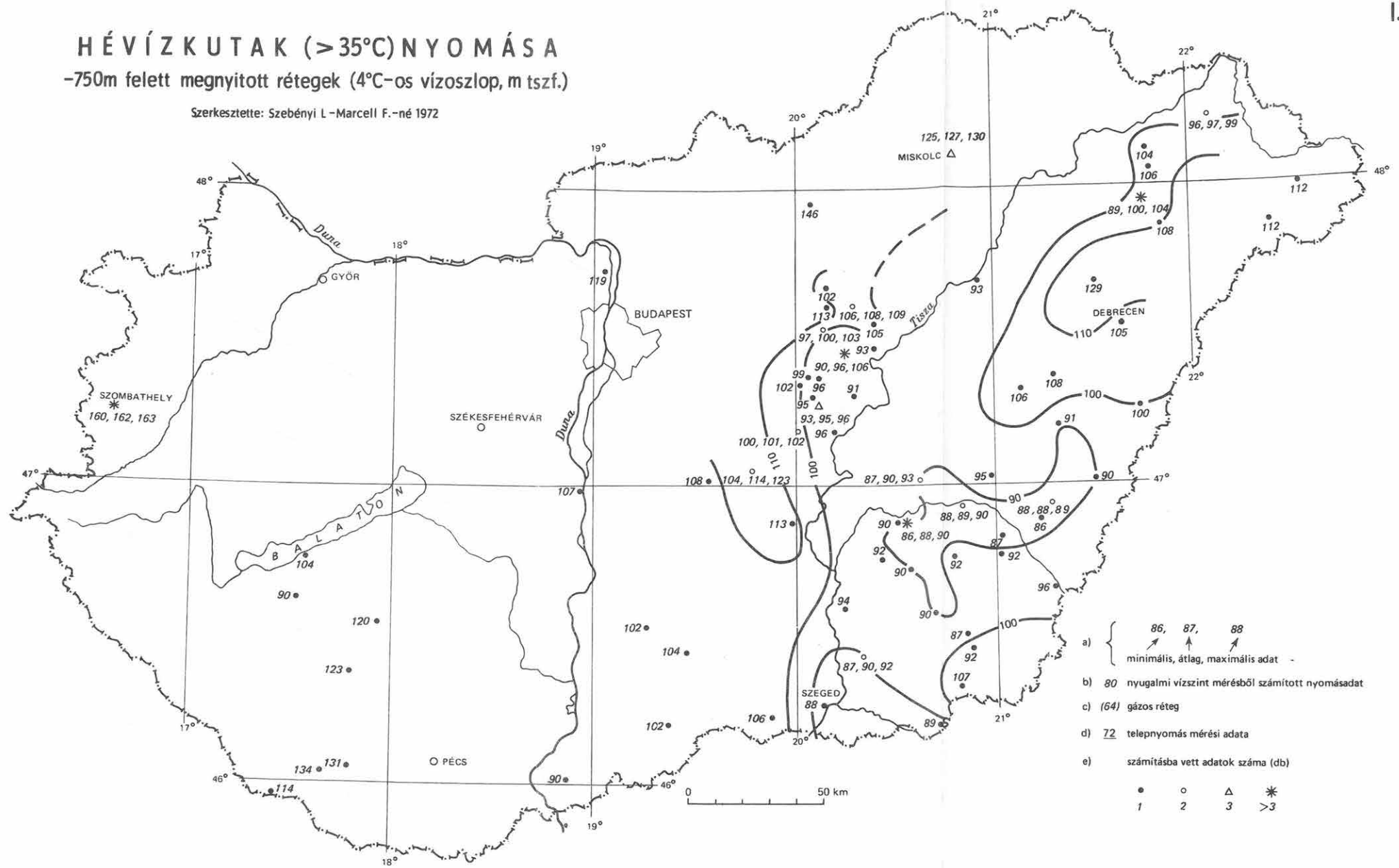
Supplement III. Geothermal anomalies and Quaternary fractured lines. – Compiled by L. SZEBÉNYI, 1972

1. Virtual geothermal gradient (temperature measured in outflowing water) (< 11 m/ $^\circ\text{C}$; VITUKI),
 2. apparent geothermal gradient (temperature measured in the profound) (< 14 m/ $^\circ\text{C}$; VITUKI),
 3. 16 most characteristic geothermal anomalies after SÜMEGHY (1929), 4. artesian wells, interfering of long distance, 5. thermal anomaly lines (SÜMEGHY 1929), 6. youngest main fractured lines in the Great Hungarian Plain (SÜMEGHY 1944)

HÉVÍZKUTAK (>35°C) NYOMÁSA

-750m felett megnyitott rétegek (4°C-os vízoszlop, m tszf.)

Szerkesztette: Szabényi L-Marcell F.-né 1972



HÉVÍZKUTAK (>35°C) NYOMÁSA

-750m és -1250m között megnyitott rétegek (4°C-os vízszlop, m tszf.)

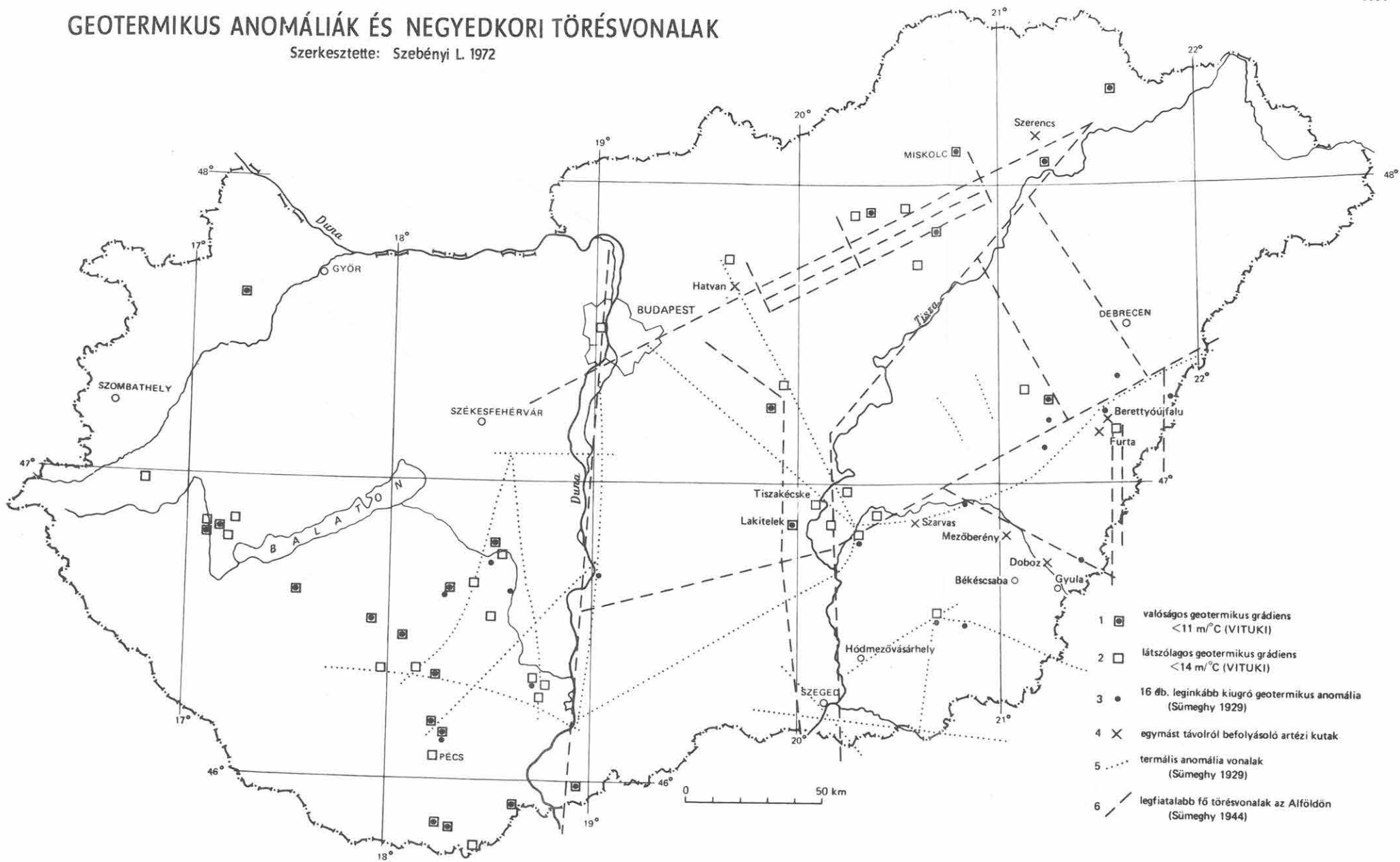
Szerkesztette: Szabényi L.-Marcell F.-né 1972



Jelmagyarázatot lásd az I. mellékleten

GEOTERMİKUS ANOMÁLIÁK ÉS NEGYEDKORI TÖRÉSVONALAK

Szerkesztette: Szebényi L. 1972



- 1 valószínűsített geotermikus grádiens <math>< 11 \text{ m}^\circ\text{C}</math> (VITUKI)
- 2 látszólagos geotermikus grádiens <math>< 14 \text{ m}^\circ\text{C}</math> (VITUKI)
- 3 16 db. leginkább kiugró geotermikus anomália (Sümeghy 1929)
- 4 egymást távolról befolyásoló artézi kutak
- 5 termális anomália vonalak (Sümeghy 1929)
- 6 legfiatalabb fő törésvonalak az Alföldön (Sümeghy 1944)

HEGYSÉGI TERÜLETEN FELSZÍNRE KERÜLŐ FELSZÍN ALATTI VÍZKÉSZLET MEGHATÁROZÁSÁNAK MÓDSZERTANI KÉRDÉSEI

Írta: LOVÁSZ GYÖRGY

A hegységi területek részletes hidrogeológiai feltárása az egyre nagyobb mértékben jelentkező gazdasági igények miatt fokozottan előtérbe lép. Területfejlesztési feladataink megoldása során kiemelt helye van a hegységi, illetve hegységperemi területeknek. Ezért a M. Áll. Földtani Intézetben megindult – egyelőre kísérleti jelleggel – hegyvidéki területeinknek 1:100 000-es méretarányú vízföldtani reambulációja. Ehhez a programhoz csatolva vizsgáltuk a felszíni vízfolyások vízhozama és a felszín alatti dinamikus vízkészlet közötti összefüggést. Ha megtaláljuk a megnyugtató korrelációt a terület sokévi csapadékviszonya és ugyanazon térség felszíni lefolyástól mentes, kizárólag forrásokból táplálkozó vízáradóképessege között, akkor a népgazdaság számára hosszú távon is meg tudjuk határozni a dinamikus vízkészletnek azt a részét, amely, mint említettük forrásokban lát napvilágot és válik a társadalom számára, viszonylag rentábilis módon felhasználhatóvá.

A következőkben egy rentábilis és viszonylag megbízható meghatározás-módszerről számolunk be, mely *a dinamikus vízkészletnek azt a részét adja meg, mely a völgytalpon, illetve felette, forrásokban lát napvilágot.*

A kutatási feladat megoldásakor szem előtt kell tartani a gazdaságossági szempontok és ennek függvényében az eredmények realitását. Olyan módszert kell tehát keresni, amelynek segítségével viszonylag olcsón megbízható, a valóságot jól megközelítő számzerű adatokat kaphatunk.

Vannak azonban a vizsgálatnak szűkebb értelemben vett hidrológiai, ill. hidrogeológiai célkitűzései is, amit a gazdaságosságon belül feltétlenül számításba kell venni.

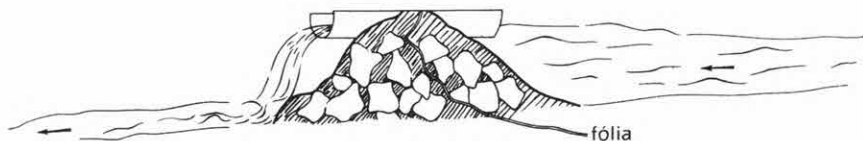
Igy tehát végeredményben egy hegység vagy dombvidék felszín alatti vízkészletének meghatározásakor olyan módszert kell kiválasztani, amely a fent említett irányadó szempontokat, tehát a gazdaságosságot, a reális eredményeszerzést és a hidrogeológiai célkitűzést megfelelően kielégíti.

A fent említett tényezők közötti egyensúly kialakítása megkívánja *a kutatások műszerezettségének, az észlelés gyakoriságának, egyáltalában a kutatás időbeli tartamának és a mérési helyek térbeli kiválasztásának* alapos mérlegelését, gondos meghatározását.

a) Az itt ismertetett kutatások *m ű s z e r e z e t t s é g e* túlzottan nagy beruházást nem igényel. Miatán kishozamú felszíni vizek mennyiségének méréséről van szó, így a közbözés vagy pedig a természetes mederben folyó vízmérési módszerek jöhetnek számí-

tásba (BARANYAI S. 1966). A köbözési módszerhez bukógát szükséges, amely lehet egy ponton állandóan beépített, vagy hordozható. Hogy melyik módszert választjuk, ez a helytől, ill. a várható vízhozamtól és anyagi lehetőségeinktől, s a kihasználástól, azaz az észlelés gyakoriságától és a kutatás időtartamától függ.

Az általunk használt, állandóan kiépített bukógát egyik változata a *föld-, ill. kőgátba épített műanyagfóliához ragasztott műanyagcső* (1. ábra). Ez csak akkor válik be, ha a mérési pont felett olyan kicsiny a vízgyűjtő, hogy a nagyintenzitású csapadék hatására kialakult árhullám nem rombolja szét. A tapasztalat viszont az, hogy 1 km² vízgyűjtővel rendelkező mérési ponton esett 10–15 mm/5^h csapadékból származott felszíni lefolyás 5–6 kg súlyú kövekből épített gátat is el tud mozdítani, ill. úgy megkáro-



1. ábra. A műanyagfólia-betétes földgát vázlatos keresztmetsvénye

Fig. 1. Schematic cross-section of the dike with plastic foil pane

sítani, hogy az eső utáni észlelés előtt a gátat helyre kell állítani. Ez idővesztést jelent, és így ezek nem teljesítik egyik legfőbb funkciójukat: hogy az észlelő párperces munkával tudjon pontos hozamot mérni.

Az állandóan kiépített bukógát másik változata a *betongátas megoldás*. Ez a nagy-csapadékoknak is kitűnően ellenáll. Ha azonban a kutatási feladat megoldására rövid idő, 1–2 év áll rendelkezésre és az észlelés ritka, akkor nem gazdaságos. Kiépítéséhez ugyanis 4–5 óra, cement, gépkocsi kiszállítás, időleges mederelterelés stb. szükséges.

A harmadik változat a *hordozható bukógát*. Előnye a maximális pontosság, hátránya azonban a beépítéssel járó idővesztés. A hordozható gát mérete adott, és ehhez kell keresni a megfelelő mederszélességet. Ez is idővesztést jelent. Ha tehát ezzel a módszerrel dolgozik az észlelő egy nagyobb területen, sok mérési ponton, akkor veszélyben van a mérések időbeli homogenitása. A hordozható bukógát jellegénél fogva csak egy bizonyos vízhozam-értékig használható. Nagyobb vízhozam esetén más módszerhez kell folyamodni. Ez további kényelmetlenséget jelent, amennyiben a nehézkes szerkezeten kívül más módszerű méréshez szükséges berendezéseket is kell biztosítani. Ha a mérési pont gépkocsival nem közelíthető meg, akkor mindkét módszerű méréshez szükséges kellékeket kell vinni a mérési ponthoz, mert nem tudni, melyikre lesz szükség. Végeredményben tehát a hordozható bukógát a mérést, ill. a méréshez szükséges időt csak bizonyos m³/sec érték alatt egyszerűsíti. Az egyes pontokon várható értéket azonban előre nem ismerjük, így jó, ha mindkét mérési rendszer kellékei nálunk vannak. Ez viszont kényelmetlenséget és időtöbbletet jelent.

A vízhozammérés történhet *mérőszármnyal* is, amely a nedvesített szelvény, az átlagos mélység és a közepes vízsebesség függvényében adja a hozamot. Ez a módszer szintén kíván némi előmunkálatokat a kijelölt mérési pontokon. Ebben az esetben

miniatűr mederrendezést kell végrehajtani. Ennek kapcsán – a mi hegyvidéki viszonyaink között – 1–3 m hosszú mederszakaszt kell rendezni, azaz minden ponton azonos minőségű anyaggal kell bélelni a medret, hogy az érdességi tényező mindenütt azonos legyen, ill. homogén legyen az innen kapott hibatényező. Ez a módszer ezenkívül vízhozammérő szárnyat is igényel, aminek nemcsak elég nagy mérési hibája van, de maga a felszerelés is meglehetősen drága. Ezt lehet csökkenteni, ha egy nagyobb terület mérési pontjain egy fő, egy műszerrel mér. A mérési módszer előnye, hogy az árvizek – megfelelő kiépítéskor – nem tesznek a kiképzett mederben kárt és viszonylag gyorsan, max. negyedóra alatt végezni lehet a méréssel. Hátránya némi pontatlanság. Egyik hibalehetőség az érdességi tényező elméletileg számított képletében, a másik a minden szárnynál tapasztalható sebességmérési hibánál van, amely különösen a lassú áramlásnál, tehát az alsó mérési határnál tapasztalható. Ez utóbbit ki lehet küszöbölni a mesterséges meder összeszorításával. Ezáltal a sebesség és a vízmélység növekszik. Ez a hozammérési módszer nagy vizek mérésakor mindenképpen használható, mert a hibaszázalék ekkor, a mért nagy tömeghez képest, kicsi.

A mérési módszerek használhatóságát illetően tehát nem lehet egyértelműen állást foglalni.

Ha a kutatási idő több éves, a mérések gyakorisága legalább két hónap és a mérési pontokhoz csak néhány km²-nyi vízgyűjtő tartozik, akkor az állandóra kiépített betonbukógát ajánlható. A kiépítéssel járó többletköltségek a mérés pontosságában és a gyors észlelésben mindenképpen megtérülnek.

Ha a kutatási idő rövid, a mérések ritkák, akkor a hordozható bukógát, de inkább a meder-mérés kombinációja a rentábilisabb.

b) Az észlelés gyakoriságának rendkívül nagy gazdasági és szakmai jelentősége van. A gazdaságosság nyilvánvalóan az észlelés gyakoriságának csökkenésével növekszik. A túl kevés mérés viszont nem sok szakmai mondanivalót tesz lehetővé. Ebben a vonatkozásban új és az eddiginél valósabb hidrológiai szintézist csak több méréssel tudunk produkálni. Közvetlen gyakorlati célú kutatások esetén, ha a kivitelező részéről kevés idő áll rendelkezésre a vizsgálatok végzéséhez, akkor az észlelés-gyakoriság szakmai és gyakorlati szempontból egyaránt szinte a legfontosabb tényezővé lép elő.

A gyakoriság végeredményben a kutatási feladattól függ. Amennyiben csak tájékoztató, jellegű felmérésről van szó, az évi kétszeri mérés elegendő. Az egyik a tavaszi hóolvadást követően, a másik október elején ajánlatos. Pontos dátum ebben a kérdésben természetesen nem adható. Leghelyesebb a tavaszi és őszi időszakban a meteorológiai helyzetet figyelni. Ez különösen a tavaszi mérésekhez szükséges, mert ha pl. 20–25 cm vastag hótakaró van, aminek zöme egy meleg hullámra elolvad, a méréseket meg kell kezdeni, mert ez a hóolvadás fogja a tavaszi maximális forrásvízhozamot adni, nem pedig az ezt követő kisebb mértékű olvadás. Hasonlóan nem adható biztos dátum ősszel sem. Ha már szeptemberben van egy hosszantartó, 2–3 hetes csapadékmentes időszak, akkor már ajánlható a mérések elvégzése, mert az ezt követően beköszöntő esőzéseket nem valószínű, hogy hosszú száraz periódus követi.

Az észlelés gyakorisága, ill. az észlelés időpontjának az esőzések utáni jó megválasztása, a domborzat, a geológiai adottságok fontos függvénye. Hegységi felszínen, ahol a

domborzat ill. talajerózió függvényében a szilárd kőzet igen közel van a felszínhez, a hólvasítás után helyes a mérést pár napon belül elvégezni. Általános megfigyelés ugyanis az, hogy homogén kőzetfelépítés esetén a magasabb térszíneken hamarabb szűnnek meg a források, mert az azokhoz tartozó felszín alatti vízgyűjtők kisebbek. A gyorsabb kiürülés oka azonban nemcsak ez, hanem a mélyebb szintekre való szivárgás. Ilyen esetben pl. érdemes a források feléledését és elapadását, ill. hozamváltozását függőleges irányban is megfigyelni és tanulmányozni, mert érdekes hidrogeológiai folyamatokra deríthetünk fényt. A vékony talajtakaróval fedett hegységi térszíneken az őszi mérésekkel természetesen nem kell így „sietnünk”.

Egészen más időközben kell észlelnünk, ha részletesebb mennyiségi felmérést végzünk. A Mecsek hegységben szerzett tapasztalatok azt igazolják, hogy megbízható eredményeket csak kéthavonként végzett mérésekkel tudunk létrehozni. Különösen áll ez akkor, ha különböző kőzetminőségek vízháztartását és szolgáltatott vízmennyiségét kívánjuk meghatározni. A tavasi kiürülést egészen pontosan csak a havi észlelésekkel tudjuk nyomon követni. *A kéthavonkénti mérésekkel azonban a kiürülés és a nyári csapadék hatására történt vízhozam-módosulásokat nagy vonalakban már nyomon tudjuk követni.*

Az a tapasztalat, hogy a karbonátos, törmelékes és vulkanikus kőzetekből épült felszíneken egyaránt kimutatható egy hosszabb (4–5 napos) csapadékos periódusnak forrásvízhozam-növelő hatása. Sőt ilyenkor, kőzetminőségre való tekintet nélkül, a lejtők magasabb pontjain is megjelennek az időszakos szivárgások, amelyek a talajfelszínhez közeli térbeli hidrográfiai rendszer vizeit vezetik a felszínre. Ezek egyenként nem, de néhány km²-es vízgyűjtőben csoportosítva már mérhetőek. Ha ezeket a jelenségeket is célunk megismerni és mennyiségileg meghatározni, akkor tulajdonképpen a pár napos csapadék után is mérnünk kell. A különböző kőzetfajták (mész, homok, márga stb.) vízháztartását, azonos csapadékmennyiség hatására bekövetkező vízáradékos állapotát stb. csak ezzel a módszerrel tudjuk tapasztalataink szerint vizsgálni. Ha ilyen kutatási feladatunk van, akkor az észlelési időpontokat a meteorológiai helyzet függvényében kell megállapítanunk. Ha a helyzet úgy kívánja, lehet kéthetenként, de ha száraz időben a vízhozamok stagnálnak, lehet havonta is észlelni.

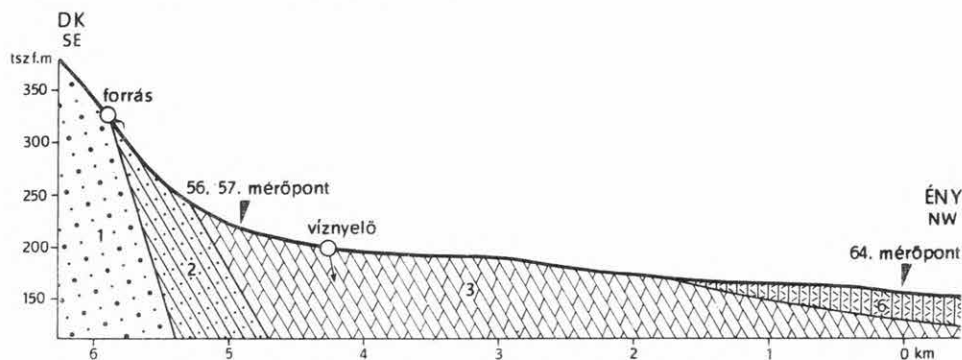
Miután a leggyakoribb kutatási cél egy terület fenti értelemben vett felszín alatti vízkészletének meghatározása, 1:100 000-es méretarányú felméréshez a kéthavonkénti méréseket megfelelően találjuk. Megítélésünk szerint ezzel az észlelés-sűrűséggel a mérési pontok feletti tényleges vízforgalom 90 %-át tudjuk mérni.

c) A mérési pontok térbeli kiválasztása mind szakmai, mind gazdaságossági szempontból rendkívül döntő. A dinamikus vízkészlet felszínre kerülő részének meghatározásánál ezt tartjuk a legfontosabb módszertani kérdésnek.

Az észlelési pontok térbeli rendjét elsősorban a kutatási cél határozza meg. Ha az a feladatunk, hogy minél rövidebb idő alatt tájékoztató adatokat gyűjtsünk, akkor leg-helyesebb a nagyobb (10–20 km²) vízgyűjtő területű, de természetes vízü víznyelések mérése. Meggyőződésünk szerint döntő a vízgyűjtő természetes jellege. Meg kell győződnünk arról, hogy a vízzel, amit mérünk, nem gazdálkodnak-e a mérőpont felett. Ha van vízhasználat, akkor nyilvánvalóan az objektum felett mérünk. Másik rendkívül fontos

alapelv az, hogy ezekhez a természetes vízfolyásokon levő észlelőpontokhoz tartozó vízgyűjtők minden esetben egymáshoz illeszkedjenek és így egységes területet képezzenek. Csak ezzel a helykiválasztó módszerrel tudunk egységes, összefüggő területre vonatkoztatott vízkészletet számolni. Gyakori, hogy a felszín alatti vízgyűjtő nem azonos a felszíni-vel. Ez a nem karbonátos kőzetnél is előfordul. Ha azonban a mért vízgyűjtő nagy, akkor előáll az a kedvező helyzet, hogy a források zömének vízgyűjtője ugyanabban a mért területben marad, tehát ilyen vonatkozásban a vízgyűjtő egészére vonatkoztatott méréseink pontosabbak. Ha ugyanis egy forrás nemcsak „X”, hanem a szomszédos „Y” vízgyűjtőből is szerzi vizét, ez hibát nem jelent, mert az „Y” vízgyűjtő is része a lejjebb mért nagy vízgyűjtőnek. Ilyen jellegű hibát csak a nagy vízgyűjtő peremén fekvő források okozhatnak.

Ennek a telepítési rendszernek van egy újabb előnye is. Ezzel a módszerrel viszonylag pontosan meg lehet állapítani a vízgyűjtő területét. Ha forrásokat vagy forráscsoportokat mérünk, akkor a vízgyűjtő gyakorlatilag meghatározhatatlan, mert – mint említettük – a legtöbb esetben a felszíni és felszín alatti vízgyűjtő térben nem azonos. A területmeghatározás pedig rendkívül lényeges, mert a vízkészletet végül is a fajlagos lefolyás ($\text{m}^3/\text{nap} \cdot \text{km}^2$) értékben helyes megadni.



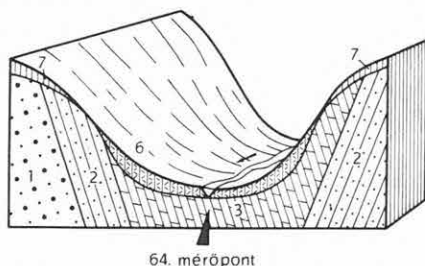
2. ábra. A Petőcz-patak völgyének geológiai hossz-szelvénye

1. Perm homokkő, 2. alsótriász pala, 3. alsótriász dolomit, 4. középsőtriász mészkő, 5. miocén agyag, 6. pleisztocén törmelék, 7. pleisztocén lösz

Fig. 2. Longitudinal geological section of the Petőcz valley

1. Permian sandstone, 2. Lower Triassic schist, 3. Lower Triassic dolomite, 4. Middle Triassic limestone, 5. Miocene clay, 6. Pleistocene detritus, 7. Pleistocene loess

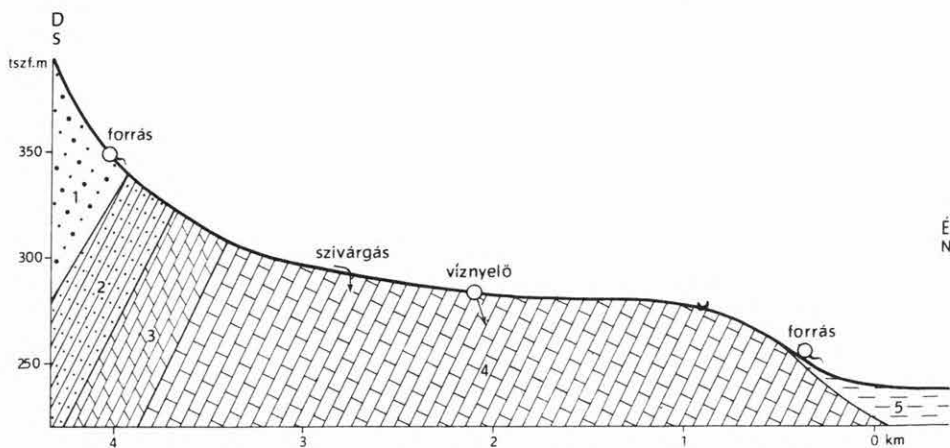
A mérési pont-hálózat térbeli telepítésével kapcsolatban rendkívül fontos tudományos és gyakorlati jelentőségűnek tartjuk a hossz-szelvényben való többszöri, de minimum kétszeri mérést. A hidrogeológiai kutatásban a dinamikus vízkészlet meghatározásánál rendkívül fontos a felszínre került vízmennyiség további sorsának tanulmányozása. Ez egyet jelent a mederből történő el- és beszivárgás kimutatásával és mennyiségi meghatározásával. Ennek a rendkívül fontos hidrogeológiai jelenségnek pontos feltárása lehetővé teszi az egyes geológiai egységek vízháztartásának jobb megismerését. Szinte általános jelenség az, hogy egy völgy heterogén földtani képződményekbe vésődik. A hossz-szelvény-



3. ábra. A Petőcz-patak völgyének geológiai tömbszelvénye a 64. mérőpontnál. (Jelmagyarázatot l. a 2. ábrán.)

Fig. 3. Geological block diagram of the Petőcz valley at gauging point 64. (For the legend, see Fig. 2.)

geológiai felépítésű a Mecsek hegységi Szuadó-völgy (4. ábra). Ez is permi homokkőből indul, de rövid alsótriász szakasz után középsőtriász anizuszi mészkőbe vágódik. Orfű térségében pedig miocén agyagban tesz meg alig párszáz métert. A permi homokkőből származó víz itt is eltűnik a víznyelőkben; amikor azonban a völgy eléri az említett agyagot, forrás (Sárkány-forrás), illetve szivárgások jelennek meg. Ezek az agyag által a karsztban felduzzasztott víz „túlsordulásának” tekinthetők. Korábbi vízfestések adatai alapján (VASS B. in SZABÓ P. Z. 1961) állítható, hogy a hidrológiai kép tovább bonyolódik. Az anizuszi mészkőben levő víznyelők vize ugyanis az orfűi Vízfő-forrásban lát napvilágot. A völgyben feltárt hidrológiai jelenség tehát nem értelmezhető úgy, hogy a víznyelőkben elnyelt víz felduzzad a miocén agyag felett és az említett forrásokban, szivárgásokban túlsordul. Az elnyelt víz mennyisége, mely egyelőre megfelelő módszer hiányában sajnos meghatározhatatlan, a felszín alatt tovább áramlik és másutt (Vízfő) lát napvilágot.



4. ábra. A Szuadó-völgy geológiai hossz-szelvénye. (Jelmagyarázatot l. a 2. ábrán.)

Fig. 4. Longitudinal geological section of the Szuadó valley. (For the legend, see Fig. 2.)

Úgy gondoljuk, ez a két példa elegendő bizonyíték a hossz-szelvényben történő többszöri mérések jelentőségének igazolására. Mecseki méréseink során minden völgyben, ahol két különböző ponton mértünk, kivétel nélkül mindig jelentős mennyiségváltozást tapasztaltunk.

Ennek a kérdésnek sokoldalú, tehát nemcsak alaptudományi kutatási szempontból történő értékelése kapcsán meg kell állapítani, hogy ha célunk kizárólag a gyakorlati igények kielégítése, vagyis annak a megállapítása, hogy egy bizonyos szelvényben mennyi a vízkészlet, a hossz-szelvényben történő többszöri mérés kissé jelentőségét veszti. Ha azonban a tudomány alapos munkát akar végezni és a megbízó erre többek között megfelelő időt is rendelkezésre bocsát, akkor még ebben az esetben is helyes a többszöri mérés. Megállapítva ugyanis a hossz-szelvényben található kőzetek hidrogeológiai sajátosságait, a földtani kutatás javaslatot tehet a völgyzárógát áthelyezésére és ebből következően a vízkészlet gazdaságosabb kihasználására.

A kutatások során *feladat lehet a különböző kőzetek vízáadó képességének, vízháztartásának tanulmányozása*. Tapasztalatunk, hogy ezt a kérdést heterogén földtani felépítésű hegységben csak hozzávetőlegesen lehet tanulmányozni. A kisebb-nagyobb vastagságú kőzetek egymás alatti helyzetben a vizet nyilvánvalóan egymásnak átadják, ill. átveszik. Ezt a belőlük származó víz kémiai jellege is igazolja. Így tehát tiszta vízháztartású típusokat csak akkor lehet kimutatni, ha az illető kőzetfajta meglehetősen nagy kiterjedésű és morfológiai helyzete következtében a szomszédos kőzetből nem kaphat vizet. Ha tehát *heterogén földtani felépítésű hegységben az egyes kőzetfajták vízháztartását akarjuk tanulmányozni, akkor a hossz-szelvényben sűríteni kell a mérési pontokat*. Ebben az esetben viszont rendkívül bizonytalaná válik a területegységre való vonatkoztatásunk, hiszen lehetetlen megállapítani azt a vízgyűjtő területet, amely egy kibúvó, vizet adó rétegforráshoz tartozik. Ezekben az esetekben nyilvánvalóan meg kell elégednünk a hozam abszolút értékével és csak ezt hasonlíthatjuk össze más képződményekből származó hozamokkal.

d) Fontos módszertani kérdés néhány mért adatnak hosszú időre történő, lehetőleg megbízható kivételése. A gyakorlati célú kutatásoknak tulajdonképpen ez a legfontosabb célkitűzése. Kiindulva a csapadékmennyiségek és ezek gyakorisága, valamint a források vízáadó képessége közötti kapcsolatból, elvi megfontolások alapján úgy tűnik, helyes, ha a mérési időszak csapadékvizonyait ugyanazon terület sokévi átlagos csapadékvizonyaival hasonlítjuk össze. *A mért hozamok valószínűségének meghatározásához a módszertani alap a csapadékvizonyok hasonlósága*. Fel kell tárnunk a mérési év csapadékvizonyainak jellegét, és meg kell határozunk, hogy ez a jelleg sokévi átlagban mennyire valószínű. Feltételezve, hogy azonos csapadékvizonyok mellett azonos a felszín alatti lefolyás, megállapíthatjuk, hogy amilyen valószínűsége van a mérések évében kialakult speciális csapadékvizonyoknak, ugyanolyan valószínűsége van a mért felszín alatti hozamoknak is.

A csapadékvizonyokat több módszerrel tárhatjuk fel. Első megközelítésben összehasonlíthatók a havi, illetve évi csapadékmennyiségek. Példaként a Mecsekben 1972-ben végzett méréseinket említjük. A Kán-patak torkolatában végzett évi három mérésünk szerint az 1972. évi forrásokból származó lefolyás $0,434 \text{ l/sec} \cdot \text{km}^2$. Ez a $6,7 \text{ km}^2$ -es vízgyűjtőben $91,7 \text{ mm}$ lefolyási magasságnak felel meg.

A terület csapadék-klimáját a szomszédos Abaliget jellemzi, ahol a 70 éves (1901–1970) közepes csapadékösszeg 873 mm. Az évi csapadékos napok átlagos száma 97,5, 1972-ben az évi csapadékösszeg 946 mm volt. Ez a csapadékmennyiség 70 évi átlagban mindössze 1,4 %-os valószínűséggel fordult elő akkor, ha az évi összeg értéke körül ± 5 %-os toleranciával képzünk gyakorisági kategória határt. Ha tehát csak ezt az elnagyolt paramétert vesszük figyelembe, akkor az 1972-ben mért hozamok mindössze 1,4 %-os valószínűségűek.

Nyilvánvaló azonban, hogy ha a csapadékviszonyokat kissé részletesebben feltáró paramétereket használunk, akkor kiderül, hogy az 1972-es év csapadékviszonyai nagyobb valószínűségben fordultak elő a 70 év átlagában. Ha megvizsgáljuk, hogy az 1972-es év havi csapadékösszegei milyen valószínűséggel fordultak elő a 70 év alatt, és a kapott 12 db havi csapadékösszeg valószínűségi számot átlagoljuk, akkor már 3,6 %-os valószínűséget kapunk. A csapadékviszonyok jelleg-feltárását természetesen még lehet fokozni. Közismert, hogy a felszín alatti vízáradékpességre igen nagy hatással van a csapadék intenzitása, és az egy periódusban (pl. 24 óra alatt) hullott mennyisége. Ez utóbbi, éven belüli mennyiségi súlyának megállapítására módszert dolgoztunk ki (LOVÁSZ GY. 1972). Lényege az, hogy megállapítjuk az évi összegben belüli %-os arányát az 5 és 10 mm-es mennyiségi kategóriákba sorolt napi csapadékösszegeknek. Ezzel az egyszerű módszerrel tehát gyorsan megállapítható, hogy az egyes években és sokévi átlagban az évi összegek hány %-át képezik a beszivárgás számára fontos napi csapadékösszegek. Elméleti megfontolások alapján igen valószínű, hogy az ezzel a módszerrel végzett csapadék-klima összehasonlításunkkor kapott valószínűségi szám jobban megközelíti a lefolyással keresett kapcsolat reális értékét, hiszen olyan paramétert használunk az összehasonlítás alapjául, amelyikre a légérzékenyebben reagál nemcsak a felszín alatti, de nagy mennyiségi kategóriák vonatkozásában a felszíni lefolyás is. A probléma elméleti tovább-bontását jelenti az egyes évszakok csapadékjellege, és a felszín alatti lefolyás kapcsolata. E tekintetben KESSLER H. (1954) karsztos területekre vonatkozóan már végzett jelentős kutatásokat. Ez azonban természetesen a nem karsztos kőzetek vízháztartására csak nagy vonásokban vihető át. Újabb, még kutatásra váró kérdés az összehasonlításakor használt kategóriák nagysága. Itt most ± 5 %-os határral dolgoztunk, de egyáltalában nem biztos, hogy ezt a 10 %-os értékingadozást nem lehet-e növelni. Erre a rendkívül fontos kérdésre azonban csupán egy évi mérés nem bizonyul elégségesnek. Úgy tapasztaljuk eddigi adatainkból, hogy minimum 5 évi sorra van szükség. A fenti elvi—módszertani vázlat nyilvánvalóan nem akart probléma-megoldó lenni, csupán egy egyszerű, gyors és viszonylag megbízható prognóziskészítés módszertani lehetőségére kívánt rávilágítani.

IRODALOM

- BARANYAI S. 1966: Utasítás a vízhozammérések végrehajtására. — Vízügyi Műsz. Tájékoztató Iroda, Bp.
- KESSLER H. 1954: A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség megállapítása karsztvidéken. — Vízügyi Közl. pp. 179–188.

- LOVÁSZ GY. 1972: A csapadék új módszerű kvantitatív analízise. — Kézirat. Pécs.
- SCHMIDT E. R. (szerk.) 1961: Magyarország Vízföldtani Atlasza. — MÁFI Bpest.
- SZABÓ P. Z. 1961: A Mecsek és a Villányi-hegység barlangjai. — Karszt és Barlangkutató. pp. 2–30.

METHODOLOGICAL PROBLEMS FOR THE DETERMINATION OF UNDERGROUND WATER RESOURCES RETURNING TO THE SURFACE IN MOUNTAINOUS AREAS

by
GY. LOVÁSZ

According to the author, for the determination of dynamic underground water resources returning to the surface in form of springs or seepages a method may be chosen which is economical and satisfies adequately the collecting of real results and is apt to serve for hydrogeological purposes. To establish an equilibrium among these three factors, the thorough considerations of the instrumental research, the frequency of observations, the suitable siting of the gauging stations and a reasonable period of research is required.

On the basis of the method outlined by the author, the instrumentalization of the research does not demand special investments, as in every case the spillover gauging is suggested.

The frequency of observations merely depends on the aim of prospect. For information purposes an annual twofold (spring and autumn) gauging is enough. By a two-monthly gauging, however, the partly discharge of the underground catchment and the change of water runoff due to summer precipitation can be traced in a broader line.

The siting of the gauging points is a decisive factor from both technical and economical aspects. For the surface and underground catchment areas connected with the gauging stations, it would be advisable to be interconnected on the largest possible surface. Thus the mentioned ratio of underground water resources can be determined for a larger contiguous area by relatively few observations. If the watercourse passes through different hydrogeological units, for the exploiting of water balance, a gauging on the boundary of the units may be needed too.

The period of research depends on the aim of analysis. For informative data only, gauging for a year is enough. On the contrary, if the aim is the perspective determination of water resources by forecasting then a minimum of five years' gauging would be necessary.

At the end of the paper, the author gives a methodological outline for a long-range project of the measured data. For this the precipitation conditions of the year under investigation has to be revealed, with the aid of as much as possible parameters affecting underground water resources. Theoretically, the assumption is right that the probability of special precipitation conditions developed within the year under investigation is the same as the probability of the measured underground runoff.

A SZÉNHIDROGÉNEK ÉS A TERMÉSZETES VÍZKÉSZLETEK SZÁMÍTÓGÉPI PROGRAMJAIRÓL

Írta: VÉGH SÁNDOR

A szénhidrogén-telepek és a természetes víztárolók készleteinek gépi adathordozókon történő nyilvántartása Magyarországon alakulóban levő munkafolyamat. A gépi adatfeldolgozás megindításakor természetesen már tudnunk kell, hogy a később erre alapozható számítógépi műveletek révén várható-e költségfordításaink megtérülése.

Ismert tény az, hogy a magyarországi kőolaj- és földgázkészletek az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt hatáskörébe tartoznak, amely a jogelődök nyomában haladva a szénhidrogének kutatását és termelését már az első indikációk felfedezése óta folyamatosan végzi az ország területén. A M. Áll. Földtani Intézetben létrehozott Gazdaságföldtani Osztály az ásványvagyon-termelés költségfüggvényeinek rendszerében helyet biztosított a szénhidrogéneknek is. Másik tervbe vett feladat lenne az éves készletmérlegek gépi kezelése, ami a központi (Országos Ásványvagyon Bizottság: OÁB) nyilvántartás korszerűsítését és megkönnyítését volna hivatott szolgálni. Tudatosítani kell viszont azt, hogy a számított-, letermelt-, újonnan feltárt ipari készletek nyilvántartása gépi úton is csak egyszerű számtani művelet sor, amelynek eredményét a termelési módszerek menetközbeni változtatása az éves időtartam tört része alatt is elavulttá teheti.

A szénhidrogén-készletek számítógépi programjainak alapjául szolgáló matematikai megközelítések, vagyis a tárolórendszerek „többfázisú, numerikus modelljeinek” kidolgozása üzemgazdasági, rezervoár-mérnöki igények kielégítése érdekében történik (HEINEMANN Z. 1972), tehát közvetlen ipari célt szolgál.

Az országos vízkészletekkel való gazdálkodás jelenlegi helye (Országos Vízügyi Hivatal, Vízkészletgazdálkodási Központ: VIKÖZ) és módja már történetileg is másféppen alakult ki. Ma már rendszeresen kiadják a Vízkészletgazdálkodási Évkönyvet, s az magában foglalja a tárgyév hidrometeorológiai adatait, továbbá a vízgazdálkodás területi egységeinek részletadatait. Kidolgozták a számítógépi programokat, és az anyag összeállítására évről évre fejlődő adatközlés alapján nyílik lehetőség. Különleges figyelmet csak azért fordítunk erre a kérdésre, mivel a Földtani Intézetben (SZEBÉNYI L. 1972) is folyik ilyen jellegű, regionális elemző-összesítő munka az olyan természetes felszín alatti vízkészletekről, melyekről még nem rendelkezünk országos összesítéssel.

A természetes vízkészletek számíthatósága

A vizet olyan természetes nyersanyagként is definiálhatjuk, amely a többi ásványi nyersanyaggal szemben az adott lelőhelyen részben vagy egészben pótlódhat, illetve ki-termelése a dinamikai készlethatáron belül elméletben időhatár nélkül lehetséges. Ezt a pótlódó készletet, de még az elérhető hézagterek készletfogyasztással kiüríthető statikus mennyiségét is ugyanolyan értelemben „ásványvagyon”-nak tekintjük, mint a hagyomá-nyosan annak tartott ásványvagyont, mivel az emberi felhasználás vonatkozásában közöt-tük kvalitatív különbség elvileg nincs.

Számunkra a *hasznosítható vízkészletnek* volna – a fentebb vázolt értelemben – jelentősége. KOVÁCS GY. (1970) szerint az alábbi három összetevőről van szó:

- a) *statikus készlet* a vizsgált rétegsorok hézagterében (térfogatmennyiség);
- b) természetes *dinamikus vízkészlet*, vagyis az a hozam, amely a felszín alatti vizek-hez évente átlagosan hozzááramlik (vízhozam-dimenzió);
- c) a termeléssel létrehozott *járvékos készlet*, amely a víztermelés hatására meg-változott állapotban hozzáfolyó és elfolyó dinamikus készletkülönbség (víz-hozam-dimenzió).

A víztermelés során a statikus készlet részleges vagy teljes felhasználására kényszer-ből is sor kerül, ami a tárolórendszer fizikai paramétereire (tömörség, nyomásviszonyok) kihatással van. Adott esetben felszín alatti, zárt, utánpótlást nem kapó víztartók leművelésére is sor kerülhet (vízbányászat), néha jelentős hozammennyiséggel és hosszú időn keresztül, amikor a nyomásszint süllyedését kell számítással előrejeleznünk (készlet-fogyasztás a piezometrikus változás függvényében). Számolnunk kell továbbá a voltakép-pen elsődleges felszíni vízkészlettel is, részben a kölcsönhatások miatt, részben pedig azért, mert a természetes- és a medrekben hagyandó mennyiségkülönbségből itt is meg kell határozni a hasznosítható vízkészletet. A módosító tényezők egy csoportja a vízigény kielégítését szolgálja, míg a másik tényezőcsoport (használt víz, szennyvíz, bányavíz) növeli ugyan a használható készletet, de ugyanakkor minőségromlást is előidézhethet.

Mint látható, itt valójában igen sokrétű feladatról van szó, s az összetevőknek csak egy része határozható meg a vizek természetes állapota alapján, esetleg régi adatokból (még a dinamikus hozam megállapítása is körültekintő elemzést kíván). Az *összes hasznosítható vízkészlet* csak egy-egy, víztermelő objektumokkal határolt és azok által beszórt vízgazdálkodási területen határozható meg, ahol üzemszerű vízfelhasználás törté-nik, s ahol rendszeres mérést és megfigyelést végeznek a szükséges adatok terepi és labo-ratóriumi meghatározásával együtt.

Ha csak a legfelső, szabad (talaj-, karszt-) vízszintet és az a fölött regisztrálható vizeket vesszük figyelembe, akkor is, valamely meghatározott kiterjedésű vízüzemi területen az időegység alatt bekövetkezett mennyiségváltozás mérlegszerű jelzése csak rendszeres kísérlet sor alapján születhet meg. A vízmérleg összeállításának módszer-tanát a szakirodalom bőségesen tárgyalja (pl. SILINE-BEKCHOURINE 1967). Eszerint, ha ismerjük az áramlási viszonyok néhány, hosszabb időre állandónak vehető jellem-zőjét (pl. a μ telítési faktort, az f talajvízáramlási szelvényisélességet), akkor csak a

szabad talajvízszint változását (Δh) meghatározó eseménysor komponenseinek összege valamely t időpontban:

$$\sum_{i=1}^{i=n} (\mu \Delta h)_i = \frac{1}{\Delta f} \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta q \Delta t)_i + \sum_{i=1}^{i=n} (Q \Delta t)_i,$$

ahol Q jelöli a felszínről jövő teljes talajvízutánpótlást, q pedig a felszín alatti elfolyás (illetve hozzáfolyás) mértékét. A terület teljes vízmérlegéhez a felszíni vizek és a szivárgási övben fennmaradó víz mennyiségváltozását, a természetes és mesterséges vízutánpótlás, valamint a természetes és mesterséges megcsapolás teljes mértékének különbségét számítjuk a vízszlop egységében, illetve a készlet jellegének megfelelő dimenziókban. (A legfelső talajvízszint állandó vagy időszakos nyomásalattiságát a számítási metodikában is meg kell különböztetni.)

Ami a nyomás alatti rétegvíz-készlet m^3/s dimenzióját illeti, a vízgazdálkodási terv követelményeinek ismeretében meghatározható, hogy az adott érték megfelel-e a dinamikus készletnek, vagy pedig bizonyos – a fentebb említett mértéken túlterjedő – ütemű készletfogyasztást is figyelembe vesz. A mérleg elkészítésének a gyakoriságát a célszerűség dönti el, így némely öntözőrendszerben óránkénti vízmérleg vált szükségessé az öntözési csúcsidőben, s ezt automatikus vezérléssel oldják meg.

Nagyobb kiterjedésű vízüzemi területeken az ún. kísérleti részterület adatait analóg módon az egész egységre kivetítik. Alapfeltétel az azonos hidrometeorológiai övbe való tartozás, pontosabban a vízföldtani körülmények megfelelő mértékű analógiája.

Könnyen belátható, hogy a víztermelés területi és mélységbeli kiterjesztése során a vízgazdálkodás olyan bonyolult számítási rendszert alkot, amely már az elektronikus számítógép alkalmazását teszi szükségessé, különben a helyzet gyors áttekintéséről és valós prognózisok készítéséről többé szó sem lehet. Itt az egymásmellettség kiemelésével azt is hangsúlyozni kell, hogy a vízföldtani dokumentáció egyszeri összeállítása és gépi adathordozókon történő rögzítése önmagában még keveset jelent, hiszen folyamatos és valós prognózisokra van szükség, ami megfelelő részletességű és mélységű, időben folyamatosan regisztrált *adatsorokra* támaszkodhat. A hasznosítható vízkészletek meghatározása tehát szabályos ritmusú időszakosokban végrehajtható összetett feladatsor, amelynek bármelyik t időpontban meghatározott eredményét semmiképpen sem szabad abszolútizálni. Azt pedig, hogy a komponensek bármelyike szignifikánsnak tekinthető-e, azt a vízgazdálkodási gyakorlat dönti el.

Az emberi használattól mentes és a csak részben kihasznált készleteknek termelésre figyelembe vehető hányadát „perspektivikus” vízvagyonnak tekintjük. Ezek fokozatos feltárása és bekapcsolása a vízgazdálkodás fejlődését fémjelzi, ugyanakkor viszont a vízfeltárási lehetőségek határát szűkíti. A vízkészlet védelme és a vele történő helyes gazdálkodás ezáltal nemzetgazdaságilag egyre fontosabb lesz.

Az egyes vízelemek tárolórendszereinek áramlási viszonyaira vonatkozó összes állapotjellemzők rendszeres és kellő pontosságú meghatározása útján a rezervoár-viszonyokat már olyan, numerikus modellezési eszközökkel lehet megközelíteni, amelyek

a számítógépi programok alapjául szolgálhatnak. Ilyen összetett feladat azonban csak a hidrológia valamennyi ágazati tevékenységének arányosított összefogása útján oldható meg.

Összefoglalás

A magyarországi szénhidrogén-telepek és a természetes víztárolók készleteivel kapcsolatos számítógépi programok kidolgozásának állapotát és lehetőségeit elemezve, mondanivalónk lényegét az alábbiakban lehet kivonatolni:

1. A magyarországi szénhidrogén-készletek mennyiségi és minőségi paramétereinek évi mérlegét gépi adathordozókon rögzíthetjük, noha a művelet gazdaságossági vonatkozásait csak a jövő tisztázná. Ettől teljesen különálló folyamat a többfázisú tárolórendszerek numerikus modelljeinek kidolgozása, ami közvetlen ipari célok, üzemi feladatok megvalósítására alkalmas számítógépi programok lefuttatását teszi lehetővé.

2. A hasznosítható felszíni és felszín alatti vízkészletek számontartása az előbbinél még dinamikusabb megoldást igénylő vízgazdálkodási feladat, amelynek a végrehajtása folyamán a víztároló- és vezető-rendszerek megfelelő részletességű ismerete és az összes hidrometeorológiai tényezők figyelembe vétele után a vízmérleg és annak prognózisa számítógépi programozás által meghatározható. A vízkészletekkel való üzemszerű gazdálkodás területi és mélységbeli kiterjesztése e programok keresettségét növelni fogja. A csak részben kihasznált vízkészletekre vonatkozó, szórványos hozam adatok csak tájékoztató jellegűek, mivel a vízkészletszámítás egy adott terület összes hasznosítható vízkészletét mérlegszerűen, dinamikus változásaiban regisztrálja.

3. A hasznosítható – nagyrészt utánpótlódó – vízkészletet a szükséges paraméterek ismerete esetén éppúgy „ásványvagyonnak” tekintjük, mint a hagyományosan annak tartott anyagokat, mivel az emberi felhasználás vonatkozásában közöttük kvalitatív különbség elvileg nincs. Megkülönböztetünk „perspektívikus” vízvagyont is. Első közelítésben ide tartoznak a vízföldtani adatok alapján becsült, ember által nem érintett készletek és a már megcsapolt, azonban csak szórványos, hézagos vagy elavult mennyiségi- és hozam adatokkal jellemzett készletek is. Cél a vizsgálatok arányosítása és összehangolása útján a tárolórendszerek természeti valóságát jól megközelítő vízföldtani modellek kialakítása és azok matematikai megközelítése.

IRODALOM

- HEINEMANN Z. 1972: Szénhidrogéntelepek kétdimenziós, háromfázisú numerikus modellje. – Bány. Koh. Lapok, 5. (105.) 1. p. 1.
- KOVÁCS GY. 1970: A víz felszínalatti előfordulási formáinak jellemzése. – Földt. Közl. 100. 1. p. 23.
- SILINE-BEKCHOURINE, A. 1967: Hydrogeology of Irrigated Lands. – Foreign Languages Publishing House. Moszkva.
- SZEBÉNYI L. 1972: Rétegvízkészlet alapadatok regionális értékelése Magyarország pleisztocén–pannon medencéiben. – Földt. Int. Évi Jel. 1970-ről, p. 209.
- Vízkészletgazdálkodási Évkönyv, 1970. – OVH Vízkészletgazd. Közp. Budapest.

ABOUT THE COMPUTER PROGRAMS OF HYDROCARBONS AND NATURAL WATER RESOURCES

by
S. VÉGH

Regarding the studies on the conditions and possibilities of development of computer programs concerning Hungarian hydrocarbon deposits and the resources of natural water storages, the gist of the question may be summarized as follows.

1. The annual balance of the quantitative and qualitative parameters of Hungarian hydrocarbon resources can be registered in data collectors, although it remains for future studies to clear the economic bearings of the operation. A completely different process is that of the development of numerical models of multi-phase storage-systems which enable the drawing up of computer programs suitable for direct industrial purposes for the carrying out of operational objectives.

2. A water development project requiring an even more dynamic realization is the record of utilizable surface and underground water resources. Under such a project the satisfactory detailed knowledge of the water storage and drainage systems and all the hydrometeorological factors considered allow one to determine the water balance and its prognosis by computer programs. The demand for such programs will be steadily increased by the horizontal (areal) and vertical (depth) extension of the operational management of water resources. The scarce flow and yield data of water resources used only partially are of an informative character, since at water resources calculation all the utilizable water resources of a given territory are registered in form of a balance with their dynamic variations.

3. When knowing the necessary parameters of the utilizable water resources being for the most part recharged, these may be regarded as „mineral resources”, as in principle, considering their use by man, there is no qualitative difference between them and the materials traditionally regarded as such. „Perspective” water resources can also be differentiated. At first approximation, these include water resources evaluated on the basis of hydrogeological data and those untouched by man, or already tapped, characterized only by scarce, imperfect or outdated quantitative and flow-and-yield data. The aim is to develop hydrogeological models well simulating the nature of storage systems on the basis of the adjustment and harmonization of analyses and their mathematical approach.

AGYAGÁSVÁNYOK BÁZISREFLEXIÓINAK INTENZITÁSÁT MEGHATÁROZÓ ÁSVÁNYTANI TÉNYEZŐK

Írta: RISCHÁK GÉZA – VICZIÁN ISTVÁN

Az agyagásványok kvantitatív röntgendiffrakciós meghatározására általában a bázisreflexiókat használják, mint a legjellemzőbb és legerősebb reflexiókat. Az agyagásványok bázisreflexióinak relatív intenzitásaival azért érdemes külön is foglalkozni, mert várható, hogy ezek egymáshoz viszonyított értékeit kevésbé befolyásolják az orientációból eredő hibák, mintha azokat más, nem orientálódó ásványok reflexióihoz viszonyítanánk. Földtani szempontból is sokszor elég csak az agyagfrakció összetételének ismerete. E dolgozatban – a NÁRAY-SZABÓ I. és munkatársai (PÉTER É. – KÁLMÁN A. 1964, NÁRAY-SZABÓ – PÉTER 1964, 1967) által kidolgozott módszert alapul véve – annak lehetőségeit vizsgáljuk meg, hogy a bázisreflexiók intenzitása hogyan használható fel a mennyiségi meghatározás céljaira.

Az agyagásványok mennyiségi meghatározása a NÁRAY-SZABÓ – PÉTER T.-NÉ-féle módszerrel

Az irodalomban számos közleményben találunk egyszerre többféle agyagásványról relatív intenzitás-adatokat, amelyekből kiszámíthatók a NÁRAY-SZABÓ – PÉTERNÉ-féle konstansok relatív értékei még akkor is, ha a dolgozatok szerzői – e módszert nem ismerve – azokat nem is adják meg kifejezetten. A konstansok relatív értékeinek kiszámítási alapja a PÉTERNÉ és KÁLMÁN (1964) által közölt alapképletből következő:

$$\frac{K_i}{K_j} = \frac{W_i}{W_j} \cdot \frac{I_j}{I_i}$$

összefüggés, ahol

K_i és K_j az „i” és „j” az ásványok NÁRAY-SZABÓ – PÉTERNÉ-féle konstansai (rövidítve: „N-Sz-P-állandók”)

W_i és W_j az „i” és „j” az ásványok súlyaránya a mintában és

I_i ill. I_j az „i” és „j” az ásványok kiválasztott bázisreflexióinak intenzitása.

Az összehasonlíthatóság kedvéért úgy számítottuk át a közölt adatokat, hogy egy minden esetben előforduló ásvány konstansát egységnyinek választottuk ($K_j = 1$). E célra legalkalmasabbnak a kaolinit látszik, amelynek legállandóbb a szerkezete és összetétele az agyagásványok közül és így leginkább várható, hogy bázisreflexiójának intenzitása is állandó. Az átszámítással kapott adatokat az 1. táblázat foglalja össze. Az alapul vett irodalmi adatok a következő egységes kísérleti körülmények között végzett mérésekből származnak:

- diffraktométeres intenzitásmérés,
- intenzitás mérőszáma: csúcsterület,
- $\text{CuK}\alpha$ -sugárzás,
- orientált vagy közel orientált preparátum (smear-on-glass módszer, mintatartóba felülről betöltött anyag lesimitva stb.; néhány nem-orientált preparátumról kapott eredményt is figyelembe vettünk, ezeket külön megjelöltük).

Az 1. táblázatból kitűnik, hogy még az így kiválasztott adatok között is lényeges különbségek vannak, bár az azonos tendenciák a legkülönbözőbb eredetű mérési adatokban is megnyilvánulnak. Ezek a különbségek természetesen részint azokból a kisebb kísérleti különbségekből adódhatnak, amelyeket már nem tudtunk figyelembe venni az összehasonlításkor, de véleményünk szerint elsősorban a vizsgált ásványok változatosságának tulajdoníthatók, annak, hogy ugyanazok a nevek az egyes szerzőknél nem jelentenek azonos összetételű és szerkezetű fázisokat. Ez a körülmény már több kutatót indított szkeptikus következtetésekre a kvantitatív meghatározás lehetőségeit illetően (pl. VAN DER MAREL 1966).

E nehézségeket e dolgozatban úgy kíséreljük meg csökkenteni, hogy az egyes ásványcsoportokon belül meghatározzuk a bázisreflexiók intenzitását legjobban befolyásoló tényezőket és ezek segítségével pontosabban körülhatároljuk a legfontosabb agyagásványok esetében a konstansok érvényességi határát. Végső célunk az, hogy ezeknek az ásványtani tényezőknek megtaláljuk a röntgendiffraktogramon mérhető mérőszámait és így a konstansok változását e mérőszámok függvényében tudjuk megadni.

Bázisreflexiók intenzitásarányainak meghatározása számítással

Az egyes reflexió-intenzitások abszolút értékének, valamint a kísérleti technika módosító függvényeinek ismeretében teljes biztonsággal meg lehetne határozni a kvantitatív módszerek függvényállandóit. A számított intenzitások arányából meghatározhatók a NÁRAY-SZABÓ – PÉTERNÉ-féle konstansok. A feladat összetettsége miatt több részre kell tagolni a problémát és így megoldani. Az első lépés az ideálisan mozaikszerkezetű és a bázislap síkjával a röntgenpreparátum síkjában tökéletesen orientált agyagásvány-por abszolút reflexió-intenzitásának a kiszámítása, az irodalomban található adatokból. A következő lépés a reális kristályszerkezet, majd a reálisan előállítható orientációs viszonyok figyelembevétele a kísérletek során.

Agyagásványok bázisreflexióinak Náray-Szabó – Péterné-féle konstansai
(Relatív intenzitásadatok alapján számított értékek)

Irodalmi hivatkozás	k _d 001 7 Å	kl 002 7 Å	m 002 10 Å	i 001 10 Å	mm 001 14 Å	mm (glikólos) 001 18 Å
Schultz (1960)	1,5 -(2)	-	-	-	-	0,4 - 0,5
Brindley-Kurtossy (1961)**	1,2 -1,4	-	-	-	-	-
Sudo et al. (1961)	-	0,8	-	1,2	0,5	-
D'jakonov (1963)**	1,25	-	1,25	1,4-2,1	0,4-0,8	-
Náray-Szabó – Péterné (1964)	-	1	-	1	0,33	-
Schultz (1964)	1,4*-(2*)	-	-	2*	-	-
Theisen – Bellis (1964)	-	-	-	2,4	0,9	-
Biscaye (1965)	-	-	-	2,5	-	0,8
Bradley (1966) (in Scafe – Kunze 1971)	-	1	-	2,5	-	0,63
Fiedler (1966)**	-	-	-	-	-	0,5
Geraszimov et al. (1966)	-	-	-	2,05	0,88	-
Störr (1966)**	1,1	-	-	-	-	-
Unger (1966)**	-	-	1,4-1,7	(4,9-6,9)	-	0,25-0,4
Mossmann et al. (1967)	-	-	-	1,5-1,8	-	0,5***
Náray-Szabó – Péterné (1967)	-	1	-	1,5	0,27-0,37	-
Viczian (1967)	-	-	0,9	1,1	0,37-0,9	-
Bolewski et al. (1970)	-	-	-	2	-	0,5

* = 300 °C-on hevített anyag

** = nem orientált preparátum

*** = glicerinnel kezelt montmorillonit (zárójelben a 3. táblázat átlagainál
figyelembe nem vett adatok)

k_d = rendezetlen kaolinit

kl = klorit

m = muszkovit

i = illit

mm = montmorillonit

a) *Az abszolút reflexió-intenzitás számítása*

Por-diffrakciós módszereknél a reflexió abszolút intenzitását az ún. DARWIN-egyenlet írja le:

$$I^0_{(hkl)} = \frac{e^4 \lambda^3 V_s A T}{32 m^2 c^2 R} \cdot p \Phi_{(hkl)} F^2_{(hkl)} \frac{1}{U},$$

amelyben:

$I^0_{(hkl)}$	a keresett abszolút intenzitás a primer sugárra vonatkoztatva
e, m, c	egyetemes állandók az ismert dimenziókkal
λ	a hullámhossz
V_s	a primer sugárral átjárt mintatér fogat (cgs)
A	az alkalmazott röntgenmódszertől és a minta összetételétől függő abszorpciós állandó
T	abszolút hőmérséklet
R	a D.S. - kamra ill. a goniométerkör sugara (cgs)
p	a multiplicitás tényező
$\Phi_{(hkl)}$	a kombinált Lorentz- és polarizációs faktor, az ún. szögfüggvény
$F_{(hkl)}$	a struktúrfaktor (struktúr-amplitúdó)
U	a kristály elemi cella-térfogata (cgs)

A DARWIN-egyenlet jelentősen egyszerűsíthető, ha mindig azonos készülékkel, közel azonos hőmérsékleten és szűk BRAGG-szögtartományban dolgozunk. Ezek a feltételek teljesülnek az agyagásványok bázisreflexióinak meghatározásakor, ezért a DARWIN-egyenlet a következő alakba megy át:

$$I^0_{(hkl)} = K \frac{A}{U} F^2_{(hkl)} \Phi_{(hkl)}, \quad \text{ahol: } K \text{ állandó.}$$

Mint láttuk, a NÁRAY-SZABÓ – PÉTERNÉ-féle konstansok számításához csak az $I^0_{(hkl)}$ intenzitások arányát kell ismernünk, ami azt jelenti, hogy a képletből a K konstans is kiesik. A fennmaradó tényezőket a szerkezet ismeretében és az izomorf helyettesítések függvényében számítottuk, felhasználva az irodalomban közölt struktúrfaktor adatokat.

b) *A reális kristályszerkezet figyelembe vétele*

Az agyagásványok esetében a rétegszerkezet lehetőséget biztosít szabályos és szabálytalan rétegsorrenddel létrejövő ásványok felépülésére is. Ha a rétegek önmagukban szabályosak és szabályos rövid periódussal ismétlődnek, hibátlan szerkezetű agyagásványt kapunk. Ezekben belül a különböző politip módosulatok jól észlelhető, de finom különbségeket mutatnak, amelyek sokszor önálló elnevezést tesznek lehetővé lényegében véve ugyanannál az ásványnál. Ha sem a rétegsorrend, sem a rétegek felépülése nem szabályos, akkor szabálytalan, kevert réteggű, rosszul kristályosodott és átmeneti jellegű agyagásványok jönnek létre. A szabályos agyagásványoknál elméletileg nincs akadálya annak, hogy akár számítással, akár részben kísérleti, részben elméleti úton meghatározzuk a DARWIN-egyenlet szerkezeti állandóit. A szabálytalan felépülésű ásványoknál azonban fokozódnak

a nehézségek és gyakorlatilag számíthatatlanok az állandók, ha mind a rétegsorrend mind a rétegszerkezet szabálytalan.

Szabályos szerkezetek esetében pontos intenzitás-adatokat nyerhetünk a szerkezet-módosító izomorf helyettesítések ismeretében. Ezeket gyakran a röntgendiagramból is kiolvasható paraméterekkel ellenőrizhetjük. Kis agyagásvány-koncentráció és sok komponens tartalmazó kőzet esetében azonban a szükséges információt csak nagy bizonytalansággal tudnánk megkapni. Ilyenkor segítséget jelent az agyagásványok dúsítása, de sokszor még ez sem elég és így sem jutunk kellő információhoz. Ezen a ponton szükségessé válhat a termikus és infravörös spektroszkópiai vizsgálatok bevonása is.

Azt lehet mondani, hogy a reális kristályszerkezet hatását legtöbbször számításba lehet venni a szabályos szerkezetű agyagásványoknál. A szabálytalan szerkezetek esetében mindig meg kell elégedni nagyobb összefoglaló csoportok meghatározásával. Itt tehát nem beszélhetünk mennyiségi meghatározásról.

c) A preparátum orientációs hibáinak figyelembe vétele

Az abszolút intenzitásadatok olyan preparátumra vonatkoznak, amelynek a síkjával párhuzamosan helyezkednek el az agyagásvány-lemezek. Ez a követelmény a gyakorlatban nem valósítható meg tökéletesen a kőzetben jelenlevő, nem-pikkelyes alakú egyéb ásványszemek miatt, ezért a mért bázisreflexió-intenzitások mindig kisebbek a számított-nál. Az eltérés függ a preparátum-készítés módjától és a kérdéses agyagásvány alaki tényezőjétől. A két tényező egyetlen korrekciós állandóba foglalható egy adott preparációs technikánál. A korrekció alapja az, hogy megmérjük egy bázis- és egy prizma-reflexió intenzitását és ezek hányadosát összehasonlítjuk ugyanezeknek az elméleti intenzitás-hányadosával, pl.:

$$\left(\begin{array}{c} I_{(002)} \\ I_{(060)} \end{array} \right)_{\text{elméleti}} : \left(\begin{array}{c} I_{(002)} \\ I_{(060)} \end{array} \right)_{\text{kísérleti}} = k,$$

így:

$$I_{\text{korrigált}} = k \cdot I_{\text{kísérleti}}.$$

A főbb agyagásvány-csoportok áttekintése

Kaolinit-csoport

A kaolinit-csoportban az izomorf helyettesítés lehetősége erősen korlátozott, ezért az intenzitás-változásokat elsősorban csak a szerkezeti rendezetlenség és a szemcsenagyság okozza. E két tényező hatását a porfelvételen a 001 csúcs félmagasság-szélességével (B^0) szokás jellemezni. B^0 függvényében vizsgálva 001 intenzitását, ill. ebből számított konstansát (K), a 2. táblázaton látható értékeket kapjuk (ha a legélesebb reflexiójú kaolinitek konstansát az egyes vizsgálatosorokban mind 1-nek tekintjük).

A 2. táblázaton közölt adatsorhoz a következő megjegyzéseket tehetjük:

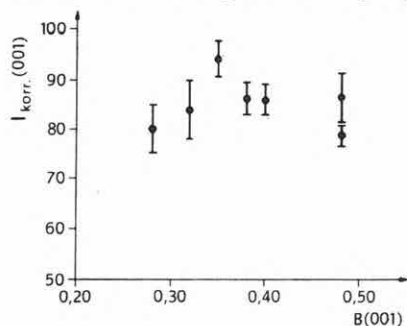
2. táblázat

Szerző	$\frac{K}{K_0}$	B^0 intervallum ($2\theta^\circ$)
Brindley, Kurtossy (1961)	1,0 – 1,2	0,21–0,37
D'jakonov (1963)	1,0 – 1,25	0,28–0,48
Viczián (1967)	1,0 – 1,05	0,35–0,53
Fiedler (1968)*	1,0 – 1,2	0,21–0,38
Fiedler (1968)*	1,25– 1,5	0,45–0,58
metahalloisit:		
Brindley, Kurtossy (1961)	1,4	0,69

K_0 = a közölt vizsgálati adatsor legélesebb reflexiójú (B^0 = minimális) kaolinitjének konstansa

* = szóbeli közlés

A kaolinit 001 reflexiójának konstansa a csúcs szélesedésével párhuzamosan nő BRINDLEY – KURTOSY (1961, Fig. 3) adatai alapján. D'JAKONOV adataiban nem vehető észre ilyen egyértelmű összefüggés, ha a méréshez felhasznált ásványok szennyeződéseinek mennyiségét is számításba vesszük (1. ábra; az eredeti adatokat a nem-szerkezeti szennyeződések megadott mennyiségei és az $\frac{I(001)}{I(060)}$ orientációs index figyelembe vételével szennyeződésmentes és egyformán orientált anyagokról kapható intenzitásokká számoltuk át). Saját adataink (VICZIÁN 1967) igen jól egyeznek egymással, bár csak három különböző ásványt vizsgáltunk meg. FIEDLER igen nagyszámú, különböző típusú kaolinitet vizsgált meg, adatait – önkényesen – az 1,2 K/K_0 értéknél két csoportra bontottuk (ez a határ kb. $0,4^\circ B$ -nak felel meg). FIEDLER egy későbbi dolgozatában (1969) a következő eredményre jut: „az erős rendezettségi különbségek ellenére a legtöbb kaolinit bázisreflexióinak intenzitása jobban egyezik, mint az az eddigi közleményekből kitűnt”.



1. ábra. Összefüggés a kaolinit 001 reflexiójának félmagasságban mért szélessége $B(001)$ és intenzitása $[I_{\text{kor.}}(001)]$ között D'JAKONOV (1963) adatai alapján

$I_{\text{kor.}}(001)$ önkényes egységekben, $B(001)$ $2\theta^\circ$ egységekben vannak megadva

Fig. 1. Relationship between the half peak breadth of kaolinite $B(001)$ and its intensity $I_{\text{corr}}(001)$ on the basis of DIAKHOV's data (1963)

$I_{\text{corr}}(001)$ is plotted in arbitrary units and $B(001)$ is in $2\theta^\circ$ units

Mindezek alapján célszerűnek látszott a $0,6^\circ B$ értéknél kisebb szélességű kaolinitnek konstansát egységesen 1-nek tekinteni. Ezzel a rendelkezésünkre álló adatok alapján kb. 10%-os hibát követünk el.

A N–Sz–P-állandók számításakor is 1,00-

nek tekintettük a kaolinit konstansát. Az abszolút kaolinit-intenzitás számításánál BRINDLEY és ROBINSON (1946) struktúrfaktor-adatait használtuk fel.

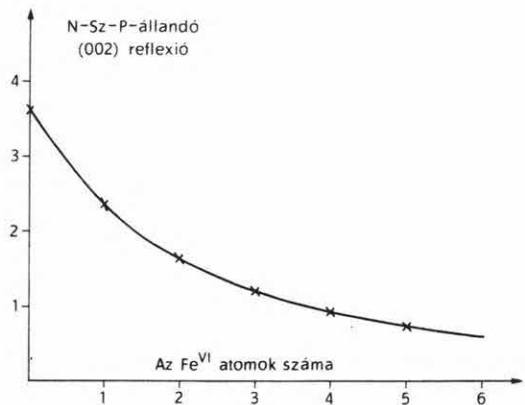
A kaolinitre kapott, viszonylag jól egyező adatok is csak bizonyos megszorításokkal érvényesek. BRINDLEY és KURTOSSY rámutatott az orientációs fok állandó szinten tartásának fontosságára (1961, 1962). Ha ezt sikerül is megvalósítani, igen kis szemcse-nagyságú kaolinitnek, talajok, laterites kőzetek igen rosszul kristályosodott, vagy amorf hártáival bevont kaolinitásványai a fentieknél lényegesen gyengébb reflexiók intenzitásokat (nagyobb N–Sz–P konstansokat) adnak (VAN DER MAREL 1961, 1962, 1966). Nem érvényes az intenzitás viszonylagos állandósága szerves anyag jelenlétében sem: OPPITZ (1958) szerint már néhány % szerves anyag (humusz) is jelentősen lecsökkenti a kaolinit reflexióinak intenzitását. Ilyen esetekben a konstans az előbbieknél többszöröse is lehet.

Az amorf hártábevonat ill. a mikrokristályos szennyezés hatása esetenként csökkenthető ezeknek az anyagoknak az óvatos leoldásával. Hangsúlyozni kell azonban, hogy önmagában a N–Sz–P módszer egyébként is csak akkor használható, amikor az amorf anyag mennyisége elhanyagolható a kristályos fázis mennyisége mellett.

Klorit-csoport

A klorit-csoporton belül a bázisreflexiók intenzitását befolyásoló tényezők közül elméletileg legjobban az oktaéderez pozícióban való Fe (+Mn+Cr+Ti)→Mg helyettesítés hatása ismert. A BROWN (1955), BRINDLEY és GILLERY (1956), valamint OVCSINNIKOV (1971) által számított F(001) struktúrfaktorok értékeiből kitűnik, hogy ez az izomorf helyettesítés csak a páros rendű bázisreflexiók intenzitását befolyásolja, a páratlan rendűekét nem. Ennek alapján célszerűnek látszana valamelyik páratlan rendű reflexiót kiválasztani a kvantitatív analízis céljaira. 001 kevésbé alkalmas, mert a montmorillonit zavarhatja. Alkalmasabb a 003, ennek konstansa számításunk szerint minden kloritra egyöntetűen 4,4, ha a vas megoszlását a „talk” és „brucit” rétegek között szimmetrikusnak tételezzük fel (5. ábra).

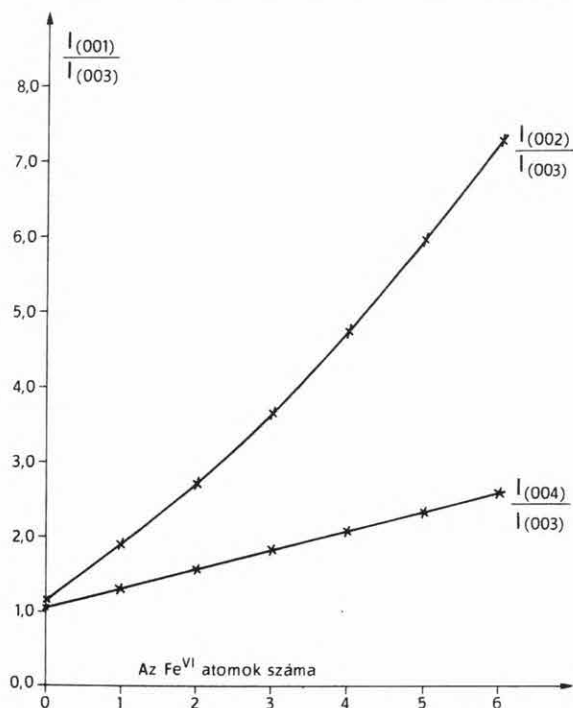
A 003 reflexió hátránya viszont, hogy sokkal kisebb intenzitású, mint a páros rendű 002 és 004 reflexió. Valószínűleg ez az oka, hogy a legtöbb szerző mégis a 002 intenzitását méri. Mint az 1. táblázatból látható, ennek



2. ábra. A klorit 002 reflexiójára vonatkozó N-Sz-P-féle állandó értékének változása az oktaéderez pozícióban levő vasatomok számának (Fe^{VI}) függvényében (6 oktaéderez pozíciót alapul véve; Fe^{VI}-megoszlás aszimmetriája a „talk”- és „brucit”-rétegek között: 0)

Fig. 2. Variation of the NÁRAY-SZABÓ-PÉTER constant concerning with the 002 reflection of chlorite in function of the number of iron atoms (Fe^{VI}) in octahedral position; (taking into consideration 6 octahedral positions; the asymmetry of Fe^{VI} distribution between the „talk” and the „brucite” layers is taken equal to 0)

intenzitását szinte egyöntetűen egyenlőnek veszik a kaolinit 001 csúcsának intenzitásával (tehát konstans 1). Ez az egyöntetűség azonban inkább a bizonytalanságnak köszönhető, mint a pontos adatoknak. Ez abból is látszik, hogy a legtöbb szerző nem adja meg az általa vizsgált klorit Fe- és Mg-tartalmát, ez pedig, mint láttuk, befolyásolja az intenzitást.



3. ábra. Határozó görbék a kloritok oktaéderes vastartalmának (Fe^{VI}) meghatározásához (6 oktaéderes pozíciót alapul véve; Fe^{VI} megoszlás aszimmetriája a „talk”- és „brucit”-rétegek között: 0)

Fig. 3. Working curves for determination of octahedral iron content (Fe^{VI}) of chlorites (taking into consideration 6 octahedral positions; the asymmetry of Fe^{VI} distribution between the „talc” and the „brucite” layers equals 0)

Ugyanakkor ez a csúcs egybeesik a kaolinit 001 csúcsával, és az, hogy a két ásványra azonos konstanssal számolnak, szétválasztásuk nehézségéből is eredhet (1. alább).

Számítással meghatároztuk az oktaéderes pozícióban levő vastartalom (Fe^{VI}) függvényében a (002) reflexió N–Sz–P-féle állandóinak változását (2. ábra). Mint a 2. ábrából látható, 002-nek 1 körüli konstansa csak $\text{Fe}^{\text{VI}} \approx 4$ esetén van.

E megfontolások alapján célszerűnek látszik az Fe^{VI} -tartalom ellenőrzése magából a diffraktogramból. Ennek meghatározására az említett struktúrfaktor-adatokból kiszámolható, ugyanannak az ásványnak különböző reflexióira vonatkozó intenzitás-arányai

adnak lehetőséget (SCHOEN 1962, PETRUK 1964). Az irodalomban ajánlott mérőszámok közül legmegbízhatóbbnak PETRUK határozó görbéje látszik, amely a Fe-tartalmat az

$$\frac{I(002) + I(004)}{I(003)}$$

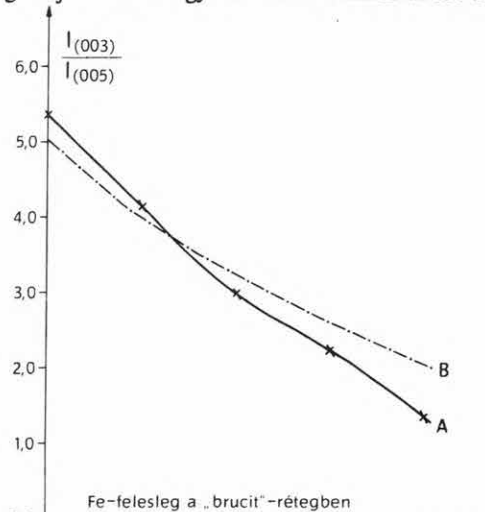
arány függvényében adja meg. [PETRUK diagramja csak a nagyobb vastartalmaknál tér el kissé negatív arányban a BRINDLEY és GILLERY adatai alapján számított görbétől. Az eltérésre GOTTARDI (1967) talált egy lehetséges magyarázatot.]

Előnyösebbnek tartjuk ehelyett csak az $\frac{I(002)}{I(003)}$, vagy ha ez vonalkoincidencia miatt kedvezőtlen, az $\frac{I(004)}{I(003)}$ összefüggést alkalmazni (3. ábra), mivel az előbbi érzékenyebb, az utóbbi pedig zavarmentesebb, mint a PETRUK-féle összevonás.

Jelentős tényező a Fe aszimmetrikus megoszlása a klorit „talk”- és „brucit”-rétegei között, mert ez a páratlan rendű reflexiókat is befolyásolja. Ezt PETRUK javaslatára az $\frac{I(003)}{I(005)}$ intenzitás-aránnyal ellenőrizhetjük, amely szimmetrikus megoszlás esetén kb. 3-mal egyenlő. Az általunk számolt görbe ettől kissé eltér (4. ábra). Az eltérés okát nem ismerjük, mert PETRUK nem közli az általa használt számítási eljárást. A 4. ábra ismeretében meg tudjuk határozni az aszimmetrikus vas-megoszlású kloritok 003 reflexiójának tényleges N–Sz–P-féle állandóit (5. ábra).

A klorit-csoporton belül lehetséges többi izomorf helyettesítés, így a tetraédes $\text{Si}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{IV}}$ és az oktaédes $\text{Al}^{\text{VI}}-\text{Mg}^{\text{VI}}$ -helyettesítés kevésbé befolyásolja a struktúrfaktorokat, ezért hatásuk a Fe^{VI} -helyettesítés mellett elhanyagolható. Külön csak a dioctaédes Al-kloritot (suoitot) érdemes megemlíteni, amelynél a 002 reflexió konstansa 1-nél lényegesen nagyobb, a 003 reflexió konstansa a trioktaédes kloritokéhoz hasonló lehet [BRINDLEY és GILLERY (1956) struktúrfaktor-adatai alapján].

Nincs egelőre adatunk arra, hogy a politípiá milyen mértékben befolyásolja az intenzitást. Csökkenti a lehetséges hibát az a tapasztalat, hogy a természetben előforduló kloritok többsége egyféle politíp módosulathoz (Iib) tartozik (BROWN és BAILEY 1962).

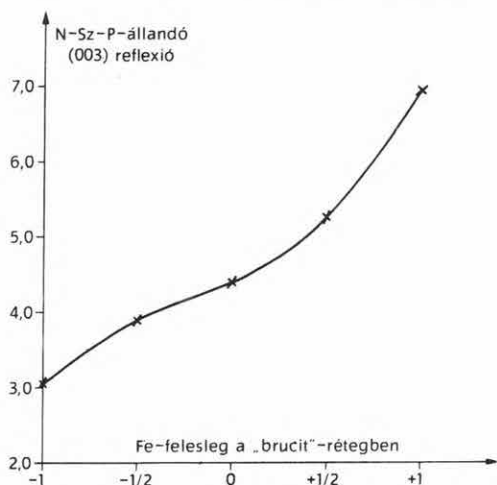


4. ábra. Határozó görbe a kloritok „brucit”-rétegében helyet foglaló többlet-vas ill. vas-hiány meghatározásához

„A” görbe: BRINDLEY és GILLERY (1956) struktúrfaktori alapján általunk számolt határozó görbe; „B” görbe: PETRUK (1964) határozó görbéje

Fig. 4. Working curve for determination of iron excess or iron deficit in the „brucite” layer of chlorites

Curve „A”: working curve calculated by the present authors on the basis of the structure factor values of BRINDLEY and GILLERY (1956); curve „B”: working curve of PETRUK (1964)



5. ábra. A klorit 003 reflexiója N-Sz-P-féle állandójának változása, ha a vas egyenlőtlenül oszlik meg a „talk”- és a „brucit”-rétegek között

Fig. 5. Variation of the NÁRAY-SZABÓ-PÉTER constant of the 003 reflection of chlorite, if iron is disproportionately distributed between „talc” and „brucite” layers

Az eddigi megfontolások csak viszonylag jól kristályos kloritokra vonatkoznak. Gyengén kristályos „talajkloritok” (VAN DER MAREL 1964), montmorillonitból fémhidroxid beépülésével keletkezett kloritszerű komplexek reflexiós képessége a jól kristályosodott kloritokénál sokkal kisebb, ennek megfelelően konstansa 1-nél sokkal nagyobb lehet.

Kaolinit és klorit meghatározása egymás mellett

Mint láttuk, a 7 Å-nél mért intenzitása a kaolinit és klorit együttes mennyiségére jellemző. Ezt szét kell osztanunk a két ásvány között akkor is, ha a két ásvány mennyiségét 002 alapján akarjuk meghatározni, és akkor is, ha a klorit összetételét PETRUK módszerével kívánjuk ellenőrizni.

Az irodalom leggyakrabban a két ásványnak a 3,5 Å körüli reflexiók alapján való elválasztását ajánlja. GIBBS (1967) határozó-görbét közöl, ahol a kaolinit/klorit súlyarányt az $\frac{I(3,58 \text{ \AA})}{I(3,52 \text{ \AA})}$ intenzitásarány függvényében ábrázolja (I = csúcsmagasság). JOHNS et al. (1954), BISCAYE (1964, 1965) és HENDERSON (1971) szerint első közelítésben a 12 Å-nél levő csúcs intenzitása a kaolinit és klorit között a 3,5 Å körüli 002 indexű kaolinit-csúcs ($d = 3,58 \text{ \AA}$) és 004 indexű klorit-csúcs ($d = 3,52 \text{ \AA}$) intenzitásának arányában osztható szét. E szétosztási mód feltételezi az intenzitások arányának állandóságát mindkét ásványnál. Számításaink szerint annyiban módosul ez a kép, hogy a klorit $\frac{I(002)}{I(004)}$ intenzitásarányát nem lehet állandónak venni, mivel annak értéke függ a vastartalomtól. Feltehető, hogy a kaolinit $\frac{I(001)}{I(002)}$ aránya is változik a kristályossági fok függvényében (STÖRR 1966), ez azonban még nem bizonyított tény. Így pl. a D’JAKONOV (1963) adataiból számított $\frac{I(001)}{I(002)}$ arányok szerint nem mutatható ki semmi összefüggés B(001)-el. Ezért a kaolinitnél az állandó $\frac{I(001)}{I(002)} = 1,84$ értékét vettük alapul BRINDLEY és ROBINSON (1946) nyomán.

Az intenzitások megoszlását tehát a következő összefüggés írja le:

$$\frac{I_{(001)}^{\text{kaolinit}}}{I_{(002)}^{\text{klorit}}} = C \cdot \frac{I_{(002)}^{\text{kaolinit}}}{I_{(004)}^{\text{klorit}}}$$

ahol C a klorit Fe^{VI}-tartalmától függő arányossági tényező, amelyet számításaink alapján a 6. ábra ad meg. Az 1:1 arányú megosztás (C = 1) tehát csak Fe^{VI} ≈ 2 esetben jogosult.

Csillám-agyagásványok csoportja

Az 1. táblázatban – az egyes cikkek eredeti adatainak megfelelően – külön tüntettük fel a muszkovit (szericit) és illit konstansait. Szembetűnő a két ásvány konstansai közötti különbség: míg a muszkovité 1 körül mozog, az illit 2, 3, sőt egyes szerzőknél még több is lehet.

Legfontosabbnak tehát az látszik, hogy e két ásványt és átmeneiteket el tudjuk különíteni a röntgen-diagramon. A két ásvány kémiai összetételében (1), politip módosulataiban (2), kristályossági fokában (3), valamint uralkodó szemcse nagyságában (4), különbözik egymástól. Ezek közül

1. a kémiai összetétel nem határozható meg egyértelműen röntgendiffrakcióval (1. alább);

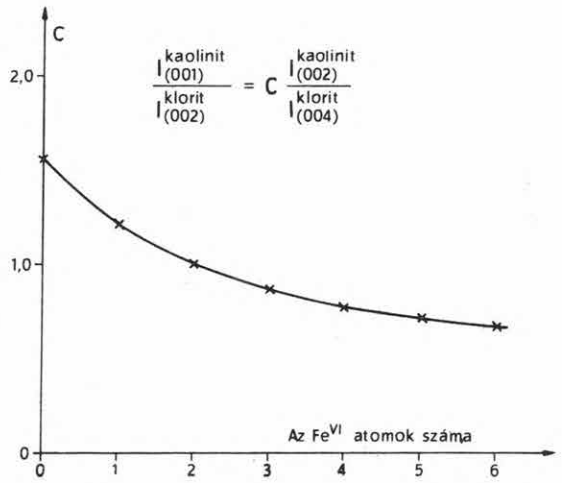
2. a muszkovitra a 2M, ritkábban az 1M politip módosulata, az illitre a rendezetlen 1Md módosulat jellemző. Ezek hkl reflexióik alapján jól megkülönböztethetők (YODER–EUGSTER 1955), de ha keverten fordulnak elő a kőzetben, pontos arányuk megállapítása

– az erre vonatkozó sikeres kísérletek $\left(\frac{2M}{2M + 1Md} \text{ arány} \cdot \frac{I_{3,74 \text{ \AA}}}{I_{2,58 \text{ \AA}}} \right)$ alapján: VELDE,

HOWER 1963, ill. $\frac{I_{2,80 \text{ \AA}}}{I_{2,58 \text{ \AA}}}$ alapján: MAXWELL, HOWER 1967) ellenére is – nehézkes és spe-

ciális felvételeket igényel;

3., 4. marad tehát a szerkezeti rendezetlenség és a kis szemcse nagyság, amelyhez az illitnél általában több-kevesebb duzzadó komponens közberetegzése járul. Mindezek együttes hatása – többek között – a bázisreflexiók kiszélesedésében nyilvánul meg. A 001 csúcs kiszélesedése LAPHAM és JARON (1964) vizsgálatai szerint elsősorban az



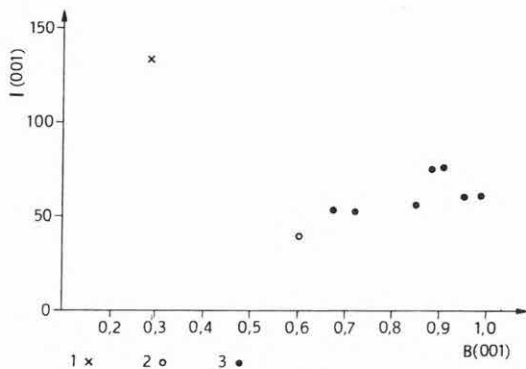
6. ábra. Határozó görbe a 7 Å-ös kaolinit/klorit egybeeső reflexió intenzitásának szétoztásához, a kaolinit (002)/klorit (004) intenzitásmegosztás segítségével a klorit Fe^{VI}-tartalma függvényében, BRINDLEY és ROBINSON (1946), ill. BRINDLEY és GILLERY (1956) strukturfaktorainak felhasználásával

Fig. 6. Working curve for the separation of the interfering intensity of 7 Å kaolinite/chlorite reflection with the aid of kaolinite (002)/chlorite (004) intensity distribution in function of the Fe^{VI} content of chlorite, using the structure factor values of BRINDLEY and ROBINSON (1946) and BRINDLEY and GILLERY (1956), respectively

illitben levő „szerkezeti feszültségektől” függ, a szemcsenagyság csökkenése és a csúcskiszéledés között nem találtak jó összefüggést.

Mindezek figyelembe vételével legegyszerűbbnek látszik a dioktaédes muszkovit–illit sort a $d = 10 \text{ \AA}$ -ös bázisreflexió kiszéledésével jellemezni. Erre több empirikus jellemző terjedt el: WEAVER (1960)-féle „élességi arány”, KUBLER (1966)-féle „kristályossági fok”, félmagasság-szélesség $2 \vartheta^\circ$ -egységekben (B^0 , D’JAKONOV 1963), csúcs „nyílászöge” (D^0 , LAPHAM – JARON 1964) stb. Sajnos ennek ellenére az egyes szerzők – az „illit”, illetve „szericit”, „muszkovit” megjelöléseken kívül – a legtrikább esetben jellemzik az általuk mennyiségileg vizsgált ásványt valamilyen ilyen mértékszámmal, így arra nézve, hogy a konstans hogyan változik a csúcskiszéledés függvényében, csak kevés kvantitatív adat áll rendelkezésünkre:

LAPHAM és JARON (1964) úgy találta, hogy a csúcskiszéledéssel párhuzamosan jelentősen csökken az intenzitás, ha mérőszámának a csúcsmagasságot választjuk. Adataikat felhasználva, a muszkovit konstansához képest az illitre a kristályossági foktól függően 5–15, sőt maximálisan 27,5-szörös konstansok adódnának. Ha azonban az intenzitást nem a csúcsmagassággal mérjük, mint az említett szerzők, hanem a területtel, ez a nagy különbség a konstansok között erősen lecsökken.



7. ábra. A dioktaédes csillámok 001 reflexiójának intenzitásváltozása a csúcskiszéledés függvényében D’JAKONOV (1963) mérési adatai alapján

$I = a$ 001 csúcs korrigált intenzitása önkényes egységekben, a csúcsterülettel mérve, a minták szennyeződéseinek és vastartalmainak figyelembe vételével. $B(001) = a$ 001 csúcs félmagasságban mért szélessége $2\vartheta^\circ$ egységekben. – 1. Muszkovit, 2. glaukonit, 3. illit („hidrocsillám”)

Fig. 7. Variation of the intensity of the 001 reflections of dioctahedral micas in function of peak-broadening on the basis of DIAKHONOV’s data (1963)

$I = a$ corrected intensity of the 001 peak is in arbitrary units, measured by the peak area and considering the contamination and iron content of the samples. $B(001) = a$ breadth measured at peak-half height of the 001 reflexion in $2\vartheta^\circ$ units. – 1. Muscovite, 2. glauconite, 3. illite („hydromica”)

Ez látszik D’JAKONOV (1963) méréseiből is (7. ábra), aki egy tiszta muszkovit és 7 különböző kristályossági fokú illit relatív intenzitását ($I = \text{csúcsterület!}$) a 001 reflexió $2 \vartheta^\circ$ egységekben mért félmagasság–szélességének (B^0) függvényében vizsgálta. Korrigálva az egyéb zavaró tényezők (szennyezések, vastartalom) hatását, az ő adataiból az következik, hogy a jól kristályos muszkovit ($B = 0,28^\circ$) konstansának az illitek ($B = 0,68 - 0,98^\circ$) konstansa csak 1,8–2,2-szerese. A konstans az illitek csoportján belül B -vel nem mutat egyértelmű összefüggést, de inkább kissé növekszik, mint csökken.

Saját megfigyeléseink szerint (VICZIÁN 1967) egy viszonylag éles csúcsú ($B = 0,54^\circ$), hidrotermális eredetű 1M–1Md–illit konstansa a 2M-muszkoviténak csak 1,2-szerese volt.

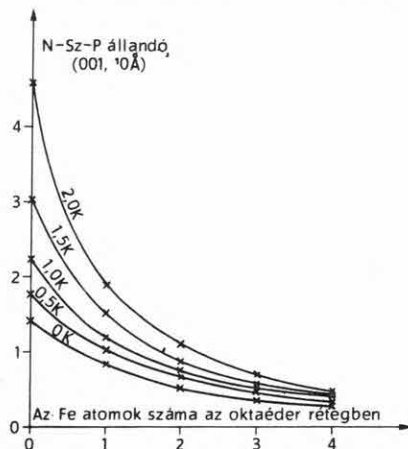
MOSSMAN et al. (1967) közölt adatai alapján az általuk vizsgált, igen széles bázisreflexiójú Fithian illit ($B = 1,4^\circ$) konstansa 1,5 – 1,8. Ez az érték is arra utal, hogy még az igen ren-

dezetlen illitek konstansa sem változhat túl nagy határok között, ha intenzitásnak a csúcsterületet tekintjük.

Az eddig elmondottak azonban csak kis vastartalmú, Al-ban gazdag illitekre és muszkovitokra vonatkoznak. Az oktaéderez réteg vastartalma jelentősen megnöveli a 10 Å-ös csúcs intenzitását és ezzel együtt lecsökkenti konstansát. D'JAKONOV (1963) számításai alapján – 2 oktaéderez pozíciót figyelembe véve – ha a Fe^{VI}-tartalom 0,03-ról 0,72-re növekszik, a konstans mintegy a felére, 0,51-szeresére csökken. Saját számításainkban a dioctaéderez Al^{VI}–Fe^{VI} helyettesítést vettük figyelembe (8. ábra). A kapott eredmények összhangban vannak az eddig elmondottakkal.

A csillámok Fe^{VI}-tartalmának meghatározása a diffrakciós adatokból csak elég nagy bizonytalansággal lehetséges. A b₀ tengely, ill. d(060) mérésével csak az (Fe+Mg)^{VI} együttes mennyiségét határozhatjuk meg a muszkovit–fengit sorra CROWLEY – ROY (1964), CIPRIANI et al. (1968), SCHWANDER et al. (1968), az illitekre HOWER – MOWATT (1966) és MAXWELL – HOWER (1967) adatai alapján (9. ábra).

Hasonlóképpen az $\frac{I(001)}{I(002)}$ bázisreflexiók intenzitásaránya is mind a Fe^{VI}, mind a Mg^{VI}-tartalommal párhuzamosan növekszik, bár a Fe^{VI} függvényében sokkal erősebben (BRADLEY – GRIM in BROWN 1961, KLINGEBIEL – LATOUCHE 1962, ESQUEVIN 1969). Így mindkét adatból csak felső határt kaphatunk a Fe^{VI} mennyiségére. A (Fe + Mg)^{VI} összegben belül a két kation arányának becslésére HUBNER (1968) az $\frac{I(004)}{I(005)}$ intenzitásarányt ajánlotta, amely igen érzékenyen változik az Fe/Mg hányados függvényében. Ugyanakkor a rétegekzi K-tartalom csökkenése is növeli 001 intenzitását. A kálium mennyiségét is az $\frac{I(001)}{I(002)}$ hányados segítségével határozhatjuk meg (10. ábra), bár a kísérletek szerint elég nagy szórással (WHITE 1962, WHITE et al. 1961, WEAVER 1965, NEMECZ – VARJÚ 1970). Ha tehát pl. d(060) helyzetéből látszik, hogy a csillám nem ideálisan Al^{VI}-tartalmú, $\frac{I(001)}{I(002)}$ elsősorban már nem a káliumra jellemző, így a nagy (Fe + Mg)^{VI}-tartalmú csillámok K-tartalmának meghatározására ez a módszer nem alkalmas.

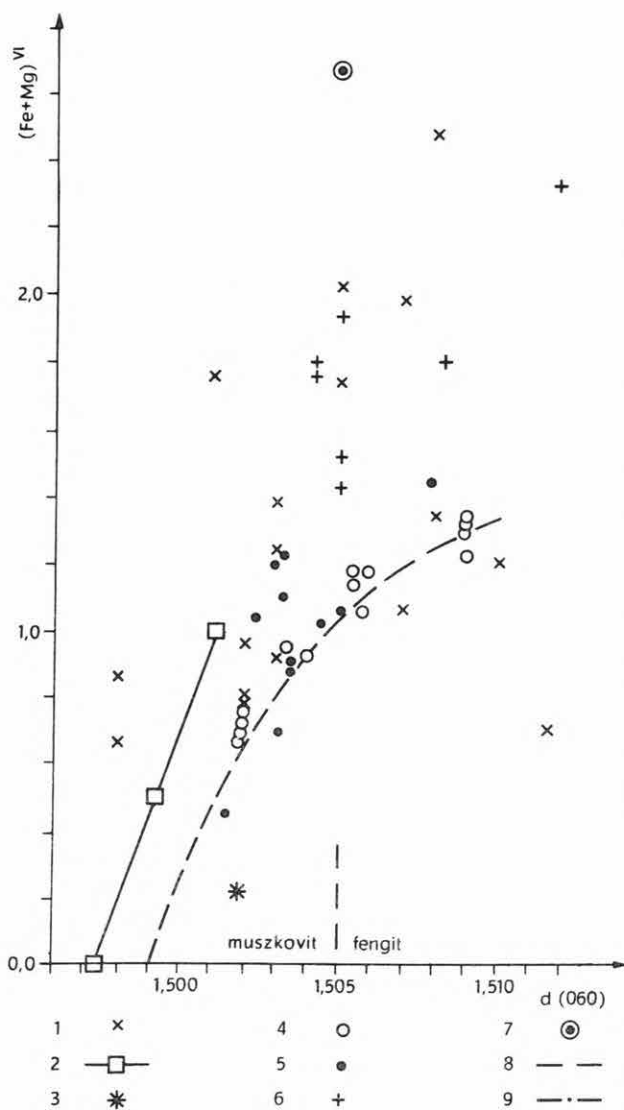


8. ábra. A 10 Å-nél levő reflexió N-Sz-P-féle állandójának függése a dioctaéderez csillámok oktaéder rétegében helyet foglaló vasatomok számától és a rétegekzi K-tartalomtól, BROWN (1955) struktúrfaktorait felhasználva és a $(K, H_2O)_2 (Al, Fe)^{VI}_4 (Al, Si)_8 O_{20} (OH)_4$ képletet alapul véve

Fig. 8. Dependence of the NÁRAY-SZABÓ – PÉTER constant of the 10 Å reflection on the number of iron atoms taking place in the octahedral layer of dioctahedral micas and on the interlayer K content, utilising of the structure factor values of BROWN (1955) and the following formula: $(K, H_2O)_2 (Al, Fe)^{VI}_4 (Al, Si)_8 O_{20} (OH)_4$

Ilyen esetekben tájékoztatást nyújthat az, hogy bizonyos laza összefüggés van a K-tartalom csökkenése és a 001 csúcs kiszélesedése között is (LAPHAM – JARON 1964): széles 001 reflexió biztosan kis K-tartalmat jelent, éles csúcsa azonban a legkülönbözőbb K-tartalmú illiteknek is lehet.

Az összetételből eredő, intenzitást befolyásoló tényezőket tehát a röntgenfelvételtől nehéz ellenőrizni. Javítja viszont a helyzetet, hogy a különböző tényezők hatásai a



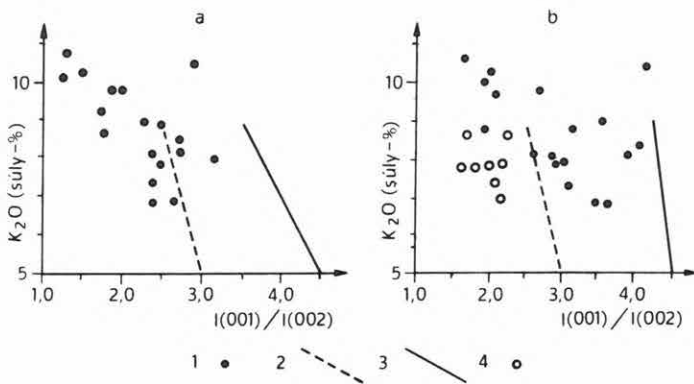
9. ábra. Összefüggés a dioctaédres csillámok oktaédres rétegének $(\text{Fe} + \text{Mg})^{\text{VI}}$ tartalma $[\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ -re számolva] és $d(060)$ értéke között, különböző szerzők adatai alapján

1. Muszkovit és fengit (SCHWANDER et al. 1968), 2. szintetikus muszkovit–fengit sor (CROWLEY–ROY 1964), 3. muszkovit (D'JAKONOV 1963), 4. illit (duzzadó réteg < 15% HOWER–MOWATT 1966), 5. illit–montmorillonit kevert szerkezet (duzzadó réteg > 15%, HOWER–MOWATT 1966), 6. illit (D'JAKONOV 1963), 7. glaukonit (D'JAKONOV 1963), 8. MAXWELL–HOWER (1967) határozó görbéje HOWER–MOWATT (1966) adatai alapján, 9. SASSI (1972) által javasolt muszkovit–fengit határ

Fig. 9. Relation between the content of $(\text{Fe} + \text{Mg})^{\text{VI}}$ of the octahedral layer of dioctahedral mica (calculated in $\text{O}_{20}(\text{OH})_4$) and the value of $d(060)$ according to different authors

1. Muscovite and phengite (SCHWANDER et al. 1968), 2. series of synthetic muscovite–phengite (CROWLEY–ROY 1964), 3. muscovite (DIAKHONOV 1963), 4. illite (swelling layer content < 15%, HOWER–MOWATT 1966), 5. illite–montmorillonite mixed structure (swelling layer content > 15%, HOWER–MOWATT 1966), 6. illite (DIAKHONOV 1963), 7. glauconite (DIAKHONOV 1963), 8. MAXWELL–HOWER (1967) working curve relying on data of HOWER–MOWATT (1966), 9. muscovite–phengite boundary as suggested by SASSI (1972)

természetben általában szerencsésen kiegyenlítődnek. A muszkovitnak illite való átmene-
te során a szemcsenagyság és a szerkezeti rendezettség csökkenése növeli az ásvány 001
reflexiójának N–Sz–P-konstansát, ugyanakkor ezzel általában együtt jár a $(\text{Fe}+\text{Mg})^{\text{VI}}$
tartalom növekedése és a K-tartalom csökkenése, amelyek viszont csökkentik fenti
konstans értékét. Bár – mint az 1. táblázatból látható – az illitek konstansa általában
nagyobb a muszkovitokénál, ez a különbség nem olyan nagy, mint azt külön-külön a
tényezők alapján várni lehetne. Így pl. a D'JAKONOV (1963) által közölt illitek konstansai
– e tényezők együttes hatására – 1,4–2,1 között mozognak.



10. ábra. Összefüggés illitek K_2O tartalma és $\frac{I(001)}{I(002)}$ intenzitás aránya között, különböző szerzők adatai alapján

a) Intenzitás = csúcsmagasság, b) Intenzitás = csúcsterület. 1. WEAVER (1965), 2. WHITE et al. (1961): számított összefüggés, 3. WHITE et al. (1961): kísérletileg talált összefüggés illit mesterséges kilúgozásával kapott anyagon, 4. NEMECZ–VARJÚ (1970)

Fig. 10. Relation between the K_2O content of illite and the ratio of $\frac{I(001)}{I(002)}$ intensity, according to the data of different authors

a) Intensity = peak height, b) intensity = peak area. 1. WEAVER (1965), 2. WHITE et al. (1961): calculated relationship, 3. WHITE et al. (1961): experimental relationship obtained for a material gained by artificial leaching of illite, 4. NEMECZ–VARJÚ (1970)

A jól-kristályos csillámokon belül a muszkovit és a fengit konstansai között különbséget kell tenni, ez utóbbi nagyobb vastartalmának megfelelően.

Számításaink szerint is a dioktaéderes csillámok N–Sz–P-féle konstansai erősen függenek az oktaéderes réteg vastartalma mellett a rétegekzi K-tól (8. ábra). Látszólag ellentmondás, hogy a nagy K-tartalom növeli a N–Sz–P-konstans értékét, míg a kísérleti adatok szerint a muszkovit konstansa kisebb az illiténél. Ez azonban csak azt mutatja, hogy a két ásvány reflexiók képességének különbsége elsősorban nem K-tartalmuk különbségéből ered, hanem a 239. oldalon levő 4. pontban említett tulajdonságok eltéréseiből.

Metamorf kőzetekben a metamorfózis előrehaladtával növekszik a K helyettesítése Na-mal, így egyes esetekben ennek a helyettesítésnek az intenzitásra gyakorolt hatását is

figyelembe kell venni, bár a Na csak kisebb mértékben változtatja a bázisreflexió erősségén.

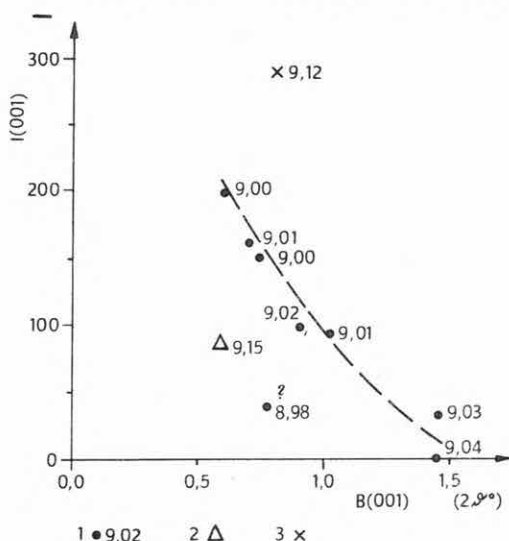
A csillámban levő $\frac{Na}{Na+K}$ arány meghatározására ZEN és ALBEE (1964) ill. GUIDOTTI (in FREY 1969) adott meg egy-egy összefüggést $d(002)$ -vel, amelyeket CIPRIANI et al. (1968) tovább javított b_0 figyelembe vételével.

A kaolinithoz hasonlóan már néhány % szerves anyag is erősen lecsökkenti az illit bázisreflexióinak intenzitását (HÜBNER 1968).

Montmorillonit-csoport

Mivel a montmorillonit-szerkezet alapeleme is csillámszerkezetű szilikátréteg, az oktaédes Fe-tartalom, amely itt is lényegesen megnöveli 001 intenzitását (WIEGMANN et al. 1966, Fig. 5.), első közelítésben a montmorillonit-csoporton belül is a b_0 tengely, ill. $d(060)$ mérésével határozható meg (9. ábra).

A 001 csúcs kiszélesedése a szerkezeti rendezettség és a szemcsenagyság csökkenését



11. ábra. Összefüggés a montmorillonit-csoport 001 reflexiójának kiszélesedése és intenzitása között D'JAKONOV (1963) adatai alapján

$B(001)$: a 001 reflexió félmagasságban mért szélessége $2 \vartheta^\circ$ egységekben, $I(001)$: a 001 reflexió intenzitása önkényes egységekben. — 1. Montmorillonit s.s., számadat: b_0 (Å), 2. nontronit, 3. hektorit

Fig. 11. Relation between the 001 reflection breadth and the intensity of the montmorillonite group according to DIAKHONOV (1963)

$B(001)$: breadth measured at peak-half height of the 001 reflection in $2\vartheta^\circ$ units, $I(001)$: the intensity of 001 reflection in arbitrary units. — 1. Montmorillonite s. str., numerical data: b_0 (Å), 2. nontronite, 3. hectorite

jelzi. D'JAKONOV (1963) adatai szerint kis vastartalmú, Na-mal kezelt montmorillonitoknál ($b_0 = 9,00-9,03$ Å) jó összefüggés található 001 $2 \vartheta^\circ$ egységekben mért félmagasság-szélessége (B^0) és 001 intenzitása között (11. ábra). Éles csúcsok intenzitása a széles csúcsok többszöröse is lehet. Igen széles csúcsok ($B = 1,45^\circ$) szinte teljesen eltűnnek.

A montmorillonit-csoporton belül az eddigieknél nagyobb szerepet játszik a rétegek közti térben elhelyezkedő ionok és molekulák hatása a bázisreflexió intenzitására. TALVENHEIMO és WHITE (1952, Table 1.) szerint a Na-montmorillonit esetében $I(001)$ mintegy a $3/4$ -e, a K-montmorillonit esetében az $1/2$ -e a Ca- és Mg-montmorillonit intenzitásának, ez utóbbiak azonban nem különböznek egymástól. FIEDLER (1966) adatai alapján egyes természetes állapotukban is alkáli-montmorillonitok intenzitása kisebb, másoké nagyobb, mint a föld-alkáli Cheto-típusoké, bár az eltérés egyik irányban sem jelentős. NÁRAY-SZABÓ I. és PÉTER T.-NÉ (1964, 1967) a Na-változat intenzitását nagyobbak talál-

ta a Ca-változaténál. További nehézséget jelent, hogy emellett még e kationokkal való telítettség mértéke is változhat és hatással lehet az intenzitásra (adatok K-, Ca-ra: TALVENHEIMO – WHITE 1952; Mg-ra: WIEGMANN et al. 1966). Mindezek alapján elsősorban az okoz jelentős bizonytalanságot, ha a rétegek közötti térben jelentős mennyiségben vannak egy vegyértékű kationok [$d(001) = 12-13 \text{ \AA}$].

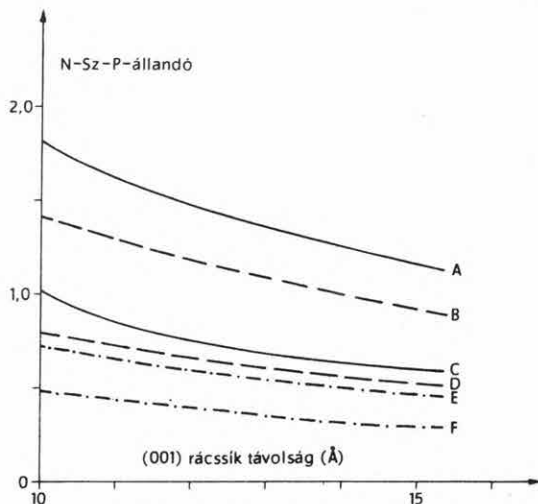
E kationok zavaró szerepét úgy szokták kiküszöbölni, hogy egyenesen egyféle kationra cserélik le az ásvány valamennyi rétegek közötti kationját (pl. Mg-ra). Uralkodóan Ca-montmorillonitok [$d(001) = 14-15 \text{ \AA}$] esetén ez kevésbé szükséges, a Ca- és Mg-változat hasonló reflexiós képessége miatt. Szerencsére üledékes kőzetekben a Ca-típus a legelterjedtebb.

A montmorillonit hidratációs állapota és különböző szerves komplexek újabb, tényezőket jelentenek az intenzitás kialakulásában, amelyek a struktúrfaktoron kívül az elemi cella méretét és a kis 2θ -szög tartományban a reflexiós szög re érzékeny trigonometrikus faktort is nagymértékben megváltoztatják.

Úgy látszik azonban – nagy szórásuk ellenére is – hogy a kísérleti adatokban nincs jelentős különbség a kezeletlen és a szerves komplexben levő montmorillonitok konstansai között (1. táblázat).

Ezt igazolják számításaink is, amint azt a 12. ábra mutatja. Bár a rétegek közötti kationtól és a montmorillonitok vastartalmától függően jelentős eltérések vannak, ezek a különbségek egy adott ásványon belül 14 \AA felett már nem jelentősek.

Minden görbe egy határérték felé tart a duzzadás erősödésével, sőt az egyes, egyébként kezeletlen állapotban eltérő N–Sz–P-féle állandót mutató montmorillonitok is közelebb kerülnek egymáshoz. A 12. ábrából az is látható, hogy az irodalmi adatok szórása valószínűleg a kristálykémiaili adatok pontatlan ismeretéből származik. [Itt jegyezz-



12. ábra. A montmorillonitok N-Sz-P-állandóinak függése a (001) rácscsík távolságtól és a rétegek közötti Mg^{++} kation mennyiségétől

A számításnál felhasznált adatok: elemi cella a_0 és b_0 paramétere és az oktaéderes réteg kationjainak mennyisége: BROWN (ed.) 1961, Table IV. 2. (2), (3), (4); rétegek közötti kation és struktúrfaktorok: WIEGMANN et al. 1966,

Abb. 7. (korrigálva)

A	– Beidellit, rétegek közötti kation	: 0,5 Mg^{++}
B	– Wyoming bentonit	” : 0,5 Mg^{++}
C	– Beidellit	” : 0,3 Mg^{++}
D	– Wyoming bentonit	” : 0,3 Mg^{++}
E	– Nontronit	” : 0,5 Mg^{++}
F	– Nontronit	” : 0,3 Mg^{++}

Fig. 12. Dependence of the NÁRAY-SZABÓ–PÉTER constants of montmorillonites on the (001) spacing and the quantity of the interlayer Mg^{++} cation

Data used for calculation: parameters a_0 and b_0 of unit cell and quantity of cations in the octahedral layer: BROWN (ed.) 1961, Table IV, 2. (2), (3), (4); interlayer cation and structure factors: WIEGMANN et al. 1966,

Abb. 7. (corrected)

zük meg, hogy a 12. ábra konstansainak számításakor felhasznált struktúrfaktor-adatokról (WIEGMANN et al. 1966, Abb. 7.) fel kellett tételeznünk, hogy azokban – talán sajtóhiba folytán – egy nagyságrendi tévedés van. Ezt javítanunk kellett ahhoz, hogy a kísérleti megfigyelésekkel megegyező nagyságrendű N–Sz–P-konstansokat kapjunk.]

Az említett etilenglikolos és glicerines komplexeknek a montmorillonit meghatározásában több előnyük is van: csökkentik az eltérő hidratációból és a különböző kicserélhető kationokból adódó intenzitásingadozásokat, emellett elkülönítik a 001 reflexiót a szintén 14 Å körül levő zavaró klorit- ill. vermikulit-csúcsoktól. Hátrányuk viszont, hogy ha duzzadó komponenset tartalmazó kevert rétegű ásványok is vannak a mintában, ami főleg az agyagfrakcióban igen gyakori, azoknak szintén a nagyobb d-értékek felé eltolódott reflexiói összeadódnak a montmorillonitéval. Másrészt az expandált illit–montmorillonit-típusú kevert szerkezet 001/002 reflexiója 9–10 Å körül zavarhatja az illit meghatározását is. Ilyenkor a 17–18 Å-ös csúcs területéből csak a minta összes duzzadó agyag-ásvány-tartalmára lehet közelítő becslést adni. A pontos meghatározás azért nem lehetséges, mert nem ismerjük eléggé a kevert rétegű ásványok intenzitásának a glicerines, ill. etilenglikolos kezelés hatására bekövetkező változását.

A kezeletlen állapotban, ill. szerves komplex formájában való kvantitatív meghatározás nehézségeinek kiküszöbölésére több szerző hevítéssel kombinált módszert javasolt (SCHULTZ 1960, 1964; SUDO et al. 1961 stb.): 300 °C-os hevítés hatására a nem duzzadó agyagásványok még változatlanok maradnak, míg a montmorillonit bázistávolsága 10 Å-re esik össze, és így a hevített montmorillonit megnöveli a 10 Å-ös csúcs intenzitását. Ezt a növekedést megkapjuk, ha kivonjuk a kapott intenzitásból az illit 10 Å-ös csúcsának hevítés előtti intenzitását. Ez a módszer feltételezi, hogy a 10 Å-re összeesett montmorillonit 001 reflexiójának intenzitása megegyezik az illitével. Ez az azonos szerkezet miatt ugyan közelítőleg igaz lehet, de természetesen mindazokkal a tényezőkkel itt is számolni kell, amelyek a normális illit intenzitását is megszabják. SCHULTZ (1964) adatai alapján a 300 °C-ra hevített montmorillonit konstansa 0,8–1,2-szerese az illitének, SUDO et al. (1961) adatai alapján 1,1-szerese, tehát több zavaró tényezőtől függően ugyan, de lényegében megegyezik vele. Ugyanakkor a trioktaédes montmorillonit ásványok (nontronit) hevített változatának konstansa pedig a vastartalmú illitekhez hasonlóan az alumínium-változatokénak 0,4–0,5-szöröse (SCHULTZ).

Számításaink szerint (12. ábra) a 10 Å-re „összeesett” bázistávolságú montmorillonit N–Sz–P-konstansa közel áll az illitéhez, de nagymértékben függ a rétegekzi kationtól. Az oktaédes vastartalom itt is erősen csökkenti a konstanst.

A hevítéssel szemben is hátránya, hogy ha olyan kevert rétegű ásvány van a mintában, amelynek egyik komponense 10 Å-ös ásvány a másik komponense montmorillonit vagy vermikulit, ez utóbbiak hevítésre szintén 10 Å-re esnek össze és nem választatók el a tiszta montmorillonittól.

Kevert rétegű agyagásványok

A kevert rétegű agyagásványok bázisreflexióinak intenzitását mindazok a tényezők befolyásolják, amelyek szélső összetevőik intenzitását is megszabják. E tényezők ellenőrzése a diffraktogramból itt még nehezebb, mert a bázisreflexiókat e célra nem alkalmaz-

illitével durván megegyezik. Ugyanígy a hevített trioktaéderes vermikulit—illit kevert szerkezet konstansa az illitének mintegy a fele.

E módszer előnyei és hátrányai ugyanazok, mint amelyeket már a montmorillonitnál tárgyaltunk. Ha egyidejűleg fordul elő a mintában illit, illit—montmorillonit és montmorillonit is, a hevített intenzitást a kezeletlen és glikolos intenzitásokkal kell összehasonlítani (RUDOLPH 1968).

A szabályosan kevert rétegű agyagásványok közül eddig mindössze egy rektorit (allevardit) konstansáról van tudomásunk: 12,43 Å-nél levő csúcsának konstansa (az általunk használt rendszerben) 0,80 (NÁRAY-SZABÓ—PÉTERNÉ 1967).

A kísérleti adatok összefoglalása

Az előbbieken láttuk, hogy a tárgyalás sorrendjében fokozatosan bonyolultabbá váltak a tárgyalt ásványcsoportok bázisreflexióinak intenzitása és az ásványcsoportok tulajdonságai közötti összefüggések. A 4. táblázatban ezeket foglaljuk össze, megadva az egyes intenzitást befolyásoló tényezők lehetséges mérőszámait is.

Következtetések

a) Az agyagásványok bázisreflexióira megadott NÁRAY-SZABÓ — PÉTERNÉ-féle állandók valójában nem „állandók” egy-egy ásványcsoporton belül, ha nem rögzítjük az ásvány pontos szerkezetét és összetételét. Az intenzitás-ingadozások néhány kristálytani okra vezethetők vissza. Ezek közül az oktaéderes és rétegeközi izomorf helyettesítések és rácsparaméter-változások hatását számítással meg tudtuk határozni.

b) Sikerült kristálytani adatokból számítással meghatározni az eddig kísérletileg ismert NÁRAY-SZABÓ — PÉTERNÉ-féle konstansokat, különböző izomorf helyettesítések és rácsparaméterek esetére. A számított és kísérletileg kapott adatok a konstansok változási tendenciáira vonatkozólag jól egyeznek. Az abszolút értékekben mutatkozó eltérések valószínűleg a figyelembe nem vett tényezőkkel (szerkezeti rendezetlenség stb.) magyarázhatók.

c) A használt módszer az agyagásványok meghatározására általában nem nevezhető szigorúan kvantitatívnek, mert a diffraktogramokról leolvasható mérőszámok összefüggése a konstansok változását legjobban meghatározó tényezőkkel általában csak nagy pontatlansággal, vagy egyáltalán nem ismert. Így a kvantitatív meghatározás pontosabbá tételére csak az a lehetőségünk marad, hogy az egyes ásvány-csoportokat (pl. csillámok) ne egy-egy általános konstanssal jellemezzük, hanem azokon belül egy-egy kisebb csoportra megadjuk e mérőszámok segítségével az alkalmazható konstans érvényességi határait.

d) Ugyanakkor az ásványok kémiai összetétele és röntgendiffrakciós jellemzői közötti laza összefüggés a röntgendiffrakciós vizsgálat kémiai elemzéssel való ellenőrzését is bizonytalanná teszi. Ha ugyanis a kvantitatív röntgenes eredményekből számított és az elemzéssel kapott kémiai összetétel eltér egymástól, az eredhet a minta ásványai feltételezett kémiai összetételének hibájából is.

A módszer egy másik ellenőrzési lehetősége lenne a szintetikus ásványkeverékek vizsgálata. Ennek az agyagásványok esetében az a hátránya, hogy a tisztán rendelkezésre

4. táblázat

Agyagásványok bázisreflexióinak intenzitását befolyásoló ásványtani tényezők és röntgendiffrakciós meghatározásuk lehetőségei

Agyagásvány-csoport, a kiválasztott reflexió indexe és $d(\text{Å})$	Szerkezeti rendezetlenség és szemcsenagyság	Fe oktaédres koordinációjában	Rétegtípusú kationok			Keverési arány, rétegsorrend szabályossága
			K	Na	Ca, Mg	
kaolinit, 001, 7	B^0 hkl-reflexiók	–	–	–	–	–
klorit, 002, 7	B^0 hkl-reflexiók	$\frac{I(002) + I(004)}{I(003)}$ $b_0, d(060)$ F(001)	–	–	–	–
csillám-agyagásványok, 001 vagy 002, 10	B^0 hkl-reflexiók $\frac{I(10 \text{ Å})}{I(10,5 \text{ Å})}$	$\frac{I(001)}{I(002)} \rightarrow \text{Fe} + (\text{Mg})$ $b_0, d(060)$ $\frac{I(004)}{I(005)} \rightarrow \frac{\text{Mg}}{\text{Fe}}$	$\frac{I(001)}{I(002)}$ (ha Mg + Fe = konst.) B^0	d(001) $b_0, d(060)$	–	–
montmorillonit, 001, 14	B^0	$b_0, d(060)$	d(001)	d(001)	d(001)	–
kevert rétegű agyag- ásványok (10–14), 001/001, 10–14	–	$b_0, d(060)$	–	–	–	(keverési függvény) d(001/001)

Ajánlott konstansok

Ásvány	Reflexió		K	K érvényességének röntgen-diffrakciós kritériumai
	hkl	d(Å)		
kaolinit	001	7,1	1,0	$B < 0,6^\circ 2\vartheta$
metahalloysit	001	7,1	1,25	$B > 0,6^\circ 2\vartheta$
klorit (általában)	003	4,7	4,5	$\frac{I(003)}{I(005)} \approx 3$
klorit ($2 < \text{FeVI} < 4$) (6 oktaédres pozíciót alapul véve)	002	7,2	1,0	$S < \frac{I(002) + I(004)}{I(003)} < 9$ ha $\frac{I(003)}{I(005)} \approx 3$
muszkovit (2M)	002	10,0	1,25	$B < 0,4^\circ 2\vartheta$ $d(060) < 1,505 \text{ \AA}$ $\frac{I(002)}{I(004)} < 3$
fengit (2M)	002	10,0	1,0	$B < 0,4^\circ 2\vartheta$ $1,505 \text{ \AA} < d(060) < 1,520 \text{ \AA}$
illit (1Md)	001	10,0	2,0	$B > 0,4^\circ 2\vartheta$ $\frac{I(001)}{I(002)} < 3$
montmorillonit (dioktaédres)	001	12–14	0,5	$B < 1,2^\circ 2\vartheta$ $d(060) < 1,505 \text{ \AA}$

montmorillonit (dioktaédes, etilén-glikollal kezelt)	001	17–18	0,5	$d(060) < 1,505 \text{ \AA}$
montmorillonit (dioktaédes) és illit–montmorillonit kevert rétegű ásvány (300–400 °C-on hevített)	001	10	2,0	$d(060) < 1,505 \text{ \AA}$
illit–montmorillonit kevert rétegű ásvány (6:4–8:2, éles reflexió)	001/001	10,7–12,4	1,0	$d(060) < 1,505 \text{ \AA}$ $d(001/001) < 12,4 \text{ \AA}$
illit–montmorillonit kevert rétegű ásvány (0:10–5:5, éles reflexió)	001/001	12,5–14	0,5	$d(060) < 1,505 \text{ \AA}$ $12,5 \text{ \AA} < d(001/001)$
illit–montmorillonit kevert rétegű ásvány széles reflexió	001/001	10–14	0,5	$d(060) < 1,505 \text{ \AA}$
Egyéb rétegszilikátokra és agyagásványokra vonatkozó adatok az irodalomban:				
biotit		10,0	0,6	Viczián, 1967
biotit		10,0	~0,5	Bristol, 1968
paragonit		9,6	} ~1,2 ~1,4	Martin Pozas, 1968
paragonit		4,8		in González Martínez et al. 1970
glaukonit	001	10,0	2,2	D'jakonov, 1963
glaukonit	001	10,0	2,5	Viczián, 1967
pirofillit	004	4,6	~1,5	Henderson, 1971
nontronit	001	14	0,9	D'jakonov, 1963
hektorit	001	14	0,3	D'jakonov, 1963
rektorit (allevardit)	002	12,4	0,8	Náray-Szabó–Péterné, 1967

álló agyagásvány-típusok nem felelnek meg a kőzetben előfordulóknak, a kőzetekből tiszta agyagásványfrakciók kinyerése viszont nagyon nehéz. Így a tiszta komponensek keverékein meghatározott konstansok nem vihetők át minden további nélkül természetes keverékekre (kőzetekre).

E két ok, valamint más vizsgálati módszerek hibái azt is megnehezítik, hogy a természetes kőzetek vizsgálati eredményeinek pontosságát egyáltalán ellenőrizni tudjuk.

e) A mért diffrakciós jellemzők segítségével pontosabban körülhatárolt ásványokra az 5. táblázatban adjuk meg a rendelkezésünkre álló adatok alapján leghelyesebbnek látszó konstansokat. A leggyakoribb ásványokra az 1. táblázatban összegyűjtött adatokat átlagoltuk (1–2 kiugró érték kivételével) és kikerekítettük a legközelebbi 1/4-re. Az 5. táblázatban végül függeléként összegyűjtöttünk néhány olyan rétegszilikátra vonatkozó konstans, amelyekről csak egy-egy szórványos adat ismert.

f) Az elvégzett mérések azt mutatják, hogy a fentiek figyelembe vételével az általunk használt módszerrel jól reprodukálható, a valóságot eléggé jól megközelítő félkvantitatív becslések végezhetőek. Számos célra ez a pontosság is megfelelő, amit a módszer alkalmazásának széles köre is mutat.

IRODALOM

- BISCAYE, P. E. 1964: Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. – *Am. Min.* 49. 9–10. pp. 1281–1289.
- BISCAYE, P. E. 1965: Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. – *Geol. Soc. Am. Bull.* 76. 7. pp. 803–832.
- BOLEWSKI, A. – KUBISZ, J. – PARACHONIAK, W. – KLAPYTA, Z. 1970: Produkty degradacji mik w skalach montmorillonitowych karbonu gornoslaskiego. II. Skaly montmorillonitowe z Milowic. – *Prace Min.* 22. pp. 7–44.
- BRINDLEY, G. W. – GILLERY, F. H. 1956: X-ray identification of chlorite species. – *Am. Min.* 41. 3–4. pp. 169–186.
- BRINDLEY, G. W. – KURTOSSY, S. S. 1961: Quantitative determination of kaolinite by X-ray diffraction. – *Am. Min.* 46. 11–12. pp. 1205–1215.
- BRINDLEY, G. W. – KURTOSSY, S. S. 1962: Quantitative determination of kaolinite by X-ray diffraction. A reply to H. W. van der Marel. – *Am. Min.* 47. 9–10. pp. 1213–1215.
- BRINDLEY, G. W. – ROBINSON, K. 1946: The structure of kaolinite. – *Min. Mag.* 27. 194. pp. 242–253.
- BRISTOL, C. C. 1968: The quantitative determination of minerals in some metamorphosed volcanic rocks by X-ray powder diffraction. – *Canad. J. Earth Sci.* 5. 2. pp. 235–242.
- BROWN, G. 1955: The effect of isomorphous substitutions on the intensities of (001) reflections of mica- and chlorite-type structures. – *Min. Mag.* 30. 229. pp. 657–665.
- BROWN, G. (ed.) 1961: The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. – *Min. Soc., London.*
- BROWN, B. E. – BAILEY, S. W. 1962: Chlorite polytypism: I. Regular and semi-random one-layer structures. – *Am. Min.* 47. 7–8. pp. 819–850.
- CIPRIANI, C. – SASSI, F. P. – BASSANI, C. V. 1968: La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. – *R. C. Soc. Ital. Min. Petr.* 24. 2. pp. 153–187.

- CROWLEY, M. S. — ROY, R. 1964: Crystalline solubility in the muscovite and phlogopite groups. — *Am. Min.* 49. 3–4. pp. 348–362.
- D'JAKONOV, JU. SZ. 1963: O vozmozsnoštzi kolicsesztvannogo rentgenograficeszkogo opredelenija kaolinita, gidroszljud i montmorillonitov. — „Rentgenogr. min. szür'ja” 3. pp. 85–106.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. — FERRERO, J. — KUBLER, B. 1968: Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme. — *Sedimentology* 10. 2. pp. 137–143.
- ESQUEVIN, J. 1969: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. — *Bull. Centre Rech. Pau* 3. 1. pp. 147–153.
- FIEDLER, G. 1966: Quantitative röntgenographische Phasenanalyse von Mineralen. Teil I. Bestimmung von Quarz, Kaolinit und Montmorillonit. — *Zeitschr. Angew. Geol.* 12. 3. pp. 130–135.
- FIEDLER, G. 1969: Möglichkeiten zur röntgenographischen Abschätzung des Fehlordnungsgrades von Kaolinit und sein Einfluss auf die quantitative Phasenanalyse (Autorreferat). — *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. B. Min. Lagerst.* 14. 2. pp. 189–190.
- FREY, M. 1969: Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. — *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.* 137.
- GERASZIMOV, V. N. — LEBEDEVA, G. V. — FRANK-KAMENECKIJ, V. A. 1966: O vozmozsnoštzi ispol'zovanija difrakcii rentgenovszkih lucej dlja kolicsesztvannogo analiza glinisztiüh polikomponentnüh szisztem. — *Vopr. Min. Oszad. Obr.* 7. pp. 32–47.
- GIBBS, R. J. 1967: Quantitative X-ray diffraction analysis using clay mineral standards extracted from the samples to be analysed. — *Clay Min.* 7. 1. pp. 79–90.
- GONZÁLEZ MARTÍNEZ, J. — FENOLL HACH-ALI, P. — MARTIN VIVALDI, J. L. 1970: Estudio mineralógico de niveles arcillosos del trias alpujárride. — *Bol. Geol. Min.* 81. 6. pp. 620–629.
- GOTTARDI, G. 1967: On a systematic error in the X-ray determination of the iron content of chlorites and biotites. — *Am. Min.* 52. 9–10. pp. 1573–1575.
- HENDERSON, G. V. 1971: The origin of pyrophyllite-rectorite shales of North Central Utah. — *Utah Geol. Min. Surv. Spec. Stud.* 34. pp. 1–46.
- HOWE, J. — MOWATT, T. C. 1966: The mineralogy of illites and mixed-layer illite-montmorillonites. — *Am. Min.* 51. 5–6. pp. 825–854.
- HÜBNER, M. 1968: Beitrag zur mineralogisch-chemischen Untersuchung an Gliedern der Illit-Hydro-muskovit-Gruppe. — *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. B. Min. Lagerst.* 13. 4. pp. 417–443.
- JOHNS, W. D. — GRIM, R. E. — BRADLEY, W. F. 1954: Quantitative estimations of clay minerals by diffraction methods. — *J. Sed. Petr.* 24. 4. pp. 242–251.
- KLINGEBIEL, A. — LATOUCHE, C. 1962: Étude cristallographique des illites dans les séries éocènes du Bordelais. — *C. R. Ac. Sci. Paris* 255. 1. pp. 142–144.
- KUBLER, B. 1966: La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. — *Coll. Étages Tect. La Baconnière, Neuchâtel, Suisse*, pp. 105–122.
- LAPHAM, D. M. — JARON, M. G. 1964: Rapid quantitative illite determination in polycomponent mixtures. — *Am. Min.* 49. 3–4. pp. 272–276.
- LIPPMANN, F. 1960: Röntgendiagramme von Tonmineralen mit unregelmässiger Wechsellagerung Glimmer-Montmorillonit. — *Fortsch. Min.* 38. 2. pp. 176–182.
- MACEWAN, D. M. C. 1961: The effect of structural irregularities on the quantitative determination of clay minerals by X-rays. — *Acta Univ. Carolinae, Geol. Suppl.* 1. pp. 83–90.
- MAREL v. d., H. W. 1961: Quantitative analysis of the clay separate of soils. — *Acta Univ. Carolinae, Geol. Suppl.* 1. pp. 23–82.
- MAREL v. d., H. W. 1962: Quantitative determination of kaolinite by X-ray diffraction. A reply to G. W. Brindley and S. S. Kurtossy. — *Am. Min.* 47. 9–10. pp. 1209–1213.

- MAREL, v. d., H. W. 1964: Identification of chlorite and chlorite-related minerals in sediments. — *Beitr. Min. Petr.* 9. 5. pp. 462–480.
- MAREL v. d., H. W. 1966: Quantitative analysis of clay minerals and their admixtures. — *Contr. Min. Petr.* 12. 1. pp. 96–138.
- MAXWELL, D. T. — HOWER, J. 1967: High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt series. — *Am. Min.* 52. 5–6. pp. 843–857.
- MOSSMAN, M. H. — FREAS, D. H. — BAILEY, S. W. 1967: Orienting internal standard method for clay mineral X-ray analysis. — *Clays and Clay Min.* 15. Conf. pp. 441–453.
- NÁRAY-SZABÓ I. — PÉTER T.-NÉ 1964: Agyagok és talajok ásványi elegyrészeinek mennyiségi meghatározása diffraktométerrel. — *Földt. Közl.* 94. 4. pp. 444–451.
- NÁRAY-SZABÓ, I. — PÉTER, É. 1967: Die quantitative Phasenanalyse in der Tonmineralforschung. — *Acta Geol. Hung.* 11. 4. pp. 347–356.
- NEMECZ E. — VARJÚ GY. 1970: Sárospatak (hidrotermális illit-montmorillonit) kémiai és szerkezeti sajátosságai. — *Földt. Közl.* 100. 1. pp. 11–22.
- OPPITZ, R. 1958: Über den Einfluss von Humus auf die röntgenographische quantitative Mineralanalyse. — *Tonindustrie-Z.* 82. pp. 526–527.
- OVCSINNIKOV, SZ. I. 1971: Kolicsestvvennoe opredelenie hlorita i gidroszljudü v glinisztüh otlozsenijah neftegazovüh mesztorozsdenij (na primere Tjumenszkoi oblasti). — *Izv. Vüszs. Ucs. Zaved., Geol. Razv.* 14. 3. pp. 64–67.
- PÉTER, É. — KÁLMÁN, A. 1964: Quantitative X-ray analysis of crystalline multicomponent systems. — *Acta Chim. Hung.* 41. 4. pp. 413–422.
- PETRUK, W. 1964: Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X-ray diffractometer. — *Am. Min.* 49. 1–2. pp. 61–71.
- RUDOLPH, H. 1968: Sedimentpetrographische Untersuchungen von rezenten Sedimenten der westlichen Ostsee (Mecklenburger und Lübecker Bucht). — *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. B. Min. Lagerst.* 13. 6. pp. 637–681.
- SASSI, F. P. 1972: The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 18. 2. pp. 105–113.
- SCAFE, D. W. — KUNZE, G. W. 1971: A clay mineral investigation of six cores from the Gulf of Mexico. — *Marine Geol.* 10. 1. pp. 69–85.
- SCHOEN, R. 1962: Semi-quantitative analysis of chlorites by X-ray diffraction. — *Am. Min.* 47. 11–12. pp. 1384–1392.
- SCHULTZ, L. G. 1960: Quantitative X-ray determination of some aluminous clay minerals in rocks. — *Clays and Clay Min.* 7. Conf. pp. 216–224.
- SCHULTZ, L. G. 1964: Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 391-C.
- SCHWANDER, H. — HUNZIKER, J. — STERN, W. 1968: Zur Mineralchemie von Hellglimmern in den Tessiner Alpen. — *Schw. Min. Petr. Mitt.* 48. 2. pp. 357–390.; 49. 2. pp. 341–342.
- STÖRR, M. 1966: Zur quantitativen röntgenographischen Bestimmung der Minerale der Kaolinit-Gruppe. — *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. B. Min. Lagerst.* 11. 3. pp. 343–350.
- SUDO, T. — OINUMA, K. — KOBAYASHI, K. 1961: Mineralogical problems concerning rapid clay mineral analysis of sedimentary rocks. — *Acta Univ. Carolinae, Geol. Suppl.* 1. pp. 189–219.
- TALVENHEIMO, G. — WHITE, J. L. 1952: Quantitative analysis of clay minerals with the X-ray spectrometer. — *Anal. Chem.* 24. 11. pp. 1784–1789.
- THEISEN, A. A. — BELLIS, E. 1964: Quantitative analysis of clay mineral mixtures by X-ray diffraction. — *Nature* 204. 4964. pp. 1228–1230.

- UNGER, H. 1966: Quantitative röntgenographische Phasenanalyse von Mineralien. Teil II: Die Bestimmung von Tonmineralverhältnissen. — Zeitschr. Angew. Geol. 12. 4. pp. 197–198.
- VELDE, B. — HOWER, J. 1963: Petrological significance of illite polymorphism in Paleozoic sedimentary rocks. — Am. Min. 48. pp. 1239–1254.
- VICZIÁN I. 1967: Üledékes ásványok mennyiségi röntgendiffraktométeres meghatározásának tapasztalatai. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 567–576.
- WEAVER, C. E. 1960: Possible uses of clay minerals in search for oil. — Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 44. 9. pp. 1505–1518.
- WEAVER, C. E. 1965: Potassium content of illite. — Science 147. 3658. pp. 603–605.
- WHITE, J. L. 1962: X-ray diffraction studies on weathering of muscovite. — Soil. Sci. 93. 1. pp. 16–21.
- WHITE, J. L. — BRONSON, R. D. — BAILEY, G. W. 1961: X-ray diffraction method for determination of the degree of weathering of micaceous clay minerals in soils. — Acta Univ. Carolinae, Geol. Suppl. 1. pp. 351–359.
- WIEGMANN, J. — HORTE, C. H. — KRANZ, G. 1966: Mineralanalytische Untersuchungen an Gliedern der Montmorillonitgruppe. — Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. B. Min. Lagerst. 11. 3. pp. 317–342.
- YODER, H. S. — EUGSTER, H. P. 1955: Synthetic and natural muscovites. — Geoch. Cosmoch. Acta 8. 5–6. pp. 225–280.
- ZEN, E-AN — ALBEE, A. L. 1964: Coexisting muscovite and paragonite in pelitic schists. — Am. Min. 49. 7–8. pp. 904–925.

MINERALOGICAL FACTORS DETERMINING THE INTENSITY OF BASAL REFLECTIONS OF CLAY MINERALS

by

G. RISCHÁK and I. VICZIÁN

For the greater part the methods developed on quantitative determination of the clay minerals by X-ray diffraction are based upon intensity measurement of the basal reflections. Many experimental data were collected on the relative intensity of the minerals, which are well comparable, by the aid of the concept of NÁRAY-SZABÓ – PÉTER constants. The constants compared in such a way (Table 1) show a rather great dispersion. This demands a regular analysis of the factors affecting intensity.

In the first part of the study, the rate of intensity is expressed with the help of the DARWIN formula concerning absolute intensity. For calculation of the rate of intensity only those factors have to be considered from the expressed absolute intensity, which – in spite of identical experimental circumstances – are different in each mineral; these have been called comprehensively: mineralogical factors. On the basis of layer-structure factors given in literature it was possible to calculate the expected variation of the constants of NÁRAY-SZABÓ – PÉTER as a function of various isomorphous substitutions.

In the second part of the paper, the most important factors affecting intensity are discussed in detail. Beside theoretical calculations some experimental data concerned have been collected, too. A part of them can be estimated on the basis of the X-ray diffractogram itself (Table 3). Most important are:

1. Structural disorder and minute grain size usually concomitant of the former are mainly associated with the broadening of basis reflexions (Figs 1, 7, 11) and partly with the disappearance of hkl-reflexions. This is significant in every mineral-group treated in this study.

2. Iron substitution in the octahedral layer (Figs 2, 5, 8, 12). It can be verified by the intensity ratio of basal reflections (Figs 3, 4) and b_0 -measurement (Figs 9, 11); except for kaolinite, it is significant in each group.

3. Inter-layer cations in minerals of mica structure (Figs 8, 10, 12). It can be verified by the intensity ratio of the basal reflections and by the precise measurement of the $d(001)$ value.

4. Mixing function in mixed-layer clay minerals. This can be determined only by special structure-analysis.

The number of factors influencing intensity increases from kaolinite to mixed-layer minerals. Kaolinite has been chosen as a basis of reference as its intensity is the most constant.

With the review of the factors influencing intensity, the great variety of constants published in literature and calculated by the authors becomes obvious. Control of these factors is difficult even by diffractogram characteristics, because the obtained interrelations are only of a statistical nature. Generally, there is no other alternative than the separation of some smaller groups within each group of minerals on the basis of criteria measured on the diffractogram whose most probable valid constants are given (Table 4). With their aid, the quantitative determination of clay minerals is well reproducible, it can be held for a semi-quantitative method, which approaches reality fairly well.

BESZÁMOLÓ A TÉRKÉPSZERKESZTÉSI OSZTÁLY MŰKÖDÉSÉRŐL

Írta: H. DEÁK MARGIT

A földtani felvételezésnek és térképezésnek elsőrendű feladata a földtani viszonyok megismerése, s az ismeretek eredményeinek írásban és térképen való rögzítése, majd közreadása, hogy a népgazdaság különböző ágazataiban azokat felhasználhassák. A M. Áll. Földtani Intézet Térképszerkesztési Osztályának feladatkörébe tartozik e térképek, térképmagyarázók és egyéb földtani vonatkozású írásos dokumentumok nyomdai előkészítése, illetve sokszorosítása.

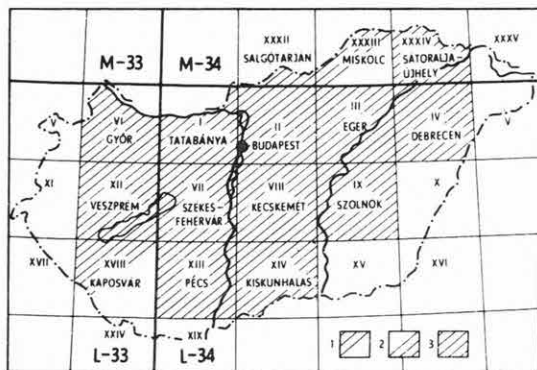
A sokszorosítást részben *külső nyomdakkal*, részben házi nyomdánkkal végeztetjük. Térképeket az Offset Nyomdában és a Kartográfiai Vállalatnál nyomtatunk. Az Egyetemi Nyomdában készül szöveges kiadványaink nagyrésze (Évkönyv, Geologica Hungarica, Alkalmi kiadványok, stb.).

Házinyomdánkban térképeket, szöveges kiadványokat egyaránt készítünk. Nyomdánk 1965 óta működik; 1969 októberéig csak térképeket, rotairógéppel előkészített anyagot vagy fényszedéssel készült kisebb jelentőségű munkákat sokszorosított. 1970-ben, az IBM Composer szedőírógép beszerzésével, próbaképpen megkezdtük az 1:25 000 és 1:10 000 méretarányú térképek magyarázóinak előállítását, 1971-ben pedig a „MÁFI Évi Jelentése az 1970. évről” c. kötetet szedtük ki és 1972. I. negyedében a kötetet házi nyomdánkban kinyomtattuk. Azóta, miként ez a kötet is, az Évi Jelentés házi nyomdánkban készül. Így az utóbbi években a több mint háromszorosára emelkedett külső nyomdai árak miatt lecsökkent mennyiségű kiadványaink számára jelentős összeget tudtunk átadni. Ugyancsak emiatt végzi el a technikai szerkesztőség a külső nyomdákban készülő térképek litográfiai munkáit is.

A Térképszerkesztési Osztály – tervfeladatai mellett – rendszeresen segíti rajzi, térképszerkesztési, sokszorosítási vonalon főhatóságunkat és a földtani kutatásban dolgozó intézményeket.

Térképszerkesztési munkák

Az év folyamán az országos 1:200 000 méretarányú földtani térképsorozat „Kaposvár” jelű térképlapja készült el, ezzel 15-re emelkedett a kinyomtatott térképlapok száma. A sorozathoz tartozó térképmagyarázók közül megjelent a „Veszprém” és



1. ábra. 1972. dec. 31-ig megjelent 1:200 000 méretarányú térképek és magyarázók

1. Térkép, 2. magyarázó, 3. térkép és magyarázó

Fig. 1. Maps and explanatory fascicles of 1:200 000-scale published before 31st December 1972

1. Map, 2. explanatory, 3. map and explanatory

magyarázóját, valamint a „Tarcál–Tokaj” jelű térképet. Ezeket 1973-ban adjuk közre. A 17 db térképlapból álló sorozatból 13 db térkép és 13 db magyarázó már megjelent. A térképek közül csak a „Nyíri” jelű, valamint a „Hollóháza–Füzérkajata” jelű lapok hiányoznak. Ezek megjelentetését szerzői javítások késleltetik.

A Bakony hegység területéről újabb 1:25 000 méretarányú térkép nem jelent meg.

1:10 000 méretarányú térképsorozatokat adunk ki a Mecsek hegység, a Dorogi-medence és a Mátra hegység területéről.

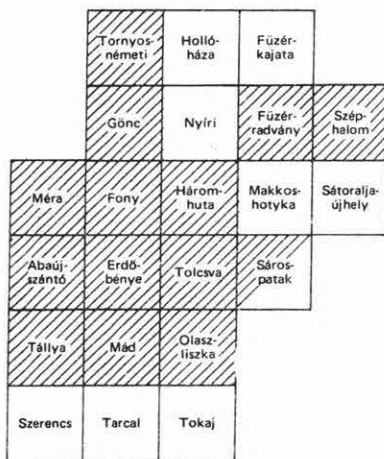
A Mecsek hegységi sorozatban 1972-ben három térképlap jelent meg: a „Hird”, a „Nagymanyok” és a „Cserkút”. A térképmagyarázók közül a „Cserkút” és a „Pécs-ÉNy” című füzeteket adtuk ki. A hegység területéről eddig 12 db térkép jelent meg és 11 db térképmagyarázó (3. ábra). A nyomásra kész „Mánfa” jelű térkép is megjelenik 1973. év folyamán.

A Dorogi-medence területéről a „Pusztamarót” jelű 1:10 000 méretarányú térképlap jelent meg két változatban, valamint a „Sárisáp” c. térképmagyarázó. A területről 1973. január 1-ig összesen 8 db térképlap jelent meg két-két változatban (4. ábra), valamint 9 db térképmagyarázó. Nyomdában vannak az „Esztergom-DK” jelű,

„Székesfehérvár”. Összesen 13 db 1:200 000 méretarányú térkép magyarázóját adtuk eddig közre (1. ábra).

Nyomdakész a „Mohács” jelű térkép és magyarázója; megjelenésük 1973. év végére várható.

Az 1:25 000 méretarányú térképsorozat a Tokaji-hegység és a Bakony hegység területéről készül. 1972. év folyamán a Tokaji-hegységről a „Füzérradvány–Széphanalom” és a „Sárospatak” jelű térképek, valamint a „Füzérradvány–Széphanalom” c. térképmagyarázó jelent meg (2. ábra). Nyomásra készítettük elő a „Makkoshotyka–Sátoraljaújhely” jelű térképet és



2. ábra. 1972. dec. 31-ig a Tokaji-hegység területéről megjelent térképek és magyarázók. (Jelmagyarázat az 1. ábrán)

Fig. 2. Maps and explanatory fascicles on the territory of the Tokaj Mountains published until before December 1972.

(For legend, see Fig. 1.)

				Magyar- egregy	Kárász	Szászvár	Nagy- mányok	Bonyhád
				Kis- battyán	Kis- újbánya	Óbánya	Mecsek- nádasd	Ófalu
				Komló	Hosszú- hetény É	Zengő- várkony	Apát- varasd	
Hetvehely	Abaliget	Mecsek- rákos	Mánfa	Pécs- Vasas	Hosszú- hetény D	Pécsvárad		
Bükkösd	Bakonya	Pécs ÉNy	Pécs- bánya- telep	Pécs- Meszes	Hird			
Boda	Kövágó- szőlős	Cserkút	Makár					

3. ábra. 1972. dec. 31-ig a Mecsek hegység területéről megjelent térképek és magyarázók. (Jelmagyarázat az 1. ábrán)

Fig. 3. Maps and explanatory fascicles on the territory of the Mecsek Mountains published before 31st December 1972. (For legend, see Fig. 1.)

„Esztergom-DNy” jelű, a Duna menti ún. töredéklapok, a „Nagysáp”, a „Mogyorósbánya” és a „Piliscsev” jelű térképlapok. Megjelenésük 1973 végére várható.

A Mátra hegységi 1:10 000 méretarányú térképlapok közül a „Rózsaszentmárton” és a „Recsk–Csákánykő” jelűek nyomdakészek. Nyomdában vannak a „Rózsaszentmárton”, a „Recsk–Csákánykő” és az „Apc” c. térképmagyarázók. A hegység területéről eddig 7 db térkép és 7 db térképmagyarázó jelent meg (5. ábra).

Kiadványszerkesztési munkák

Az Intézet geológusainak, tudományos kutatóinak munkái közül a „MÁFI Évkönyve” c. sorozat LV. kötetének 1. füzetében GIDAI L.: „A dorogi terület eocénje”, a 2. füzetben KECSKEMÉ TINÉ KÖRMENDY A.: „A Dorogi-medence eocén Mollusca faunája” c. munkák jelentek meg. Az LVI. kötet 1. füzete pedig RÓNAI A.: „Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében” c. munkát tartalmazza.

A kiadvány szerkesztés, az IBM csoport, a nyomda és a kötet szerkesztésének közös munkáját dicséri a „MÁFI Évi Jelentése az 1970. évről” c. kötet, mely KONDA J. igazgató

Lábatlan É	Nyerges- újfalú	Táti- sziget	Eszter- gom DNy	Eszter- gom DK	
Lábatlan	Mogyo- rós- bánya	Tokod	Dorog	Kesztlőc	Pilis- szen- t- lélek
Pusztá- marót	Nagysáp	Sárisáp	Csolnok	Leányvár	Piliscsev

4. ábra. 1972. dec. 31-ig a Dorogi-medence területéről megjelent térképek és magyarázók. (Jelmagyarázat az 1. ábrán)

Fig. 4. Maps and explanatory fascicles on the territory of the Dorog Basin published before 31st December 1972. (For legend, see Fig. 1.)

	Tar- /Fenyves- puszta/	Nagy- bányász- /Szoros- patak- bányatelep/	Szuha /Mátra- almás/	Parádsasvár /Mátrai Állami Gazdaság/	Parád	Recsk	
Pásztor	Hasznos /Mátra- keresztes/	Mátra- keresztes	Mátra- szent- imre	Parád- sasvár	Parád /Parád- óhuta/	Recsk /Csákány- kő/	Pusztá- kőkút
Szurdok- püspöki	Gyöngyös- pata /Nagy- parlag/	Gyöngyös- tarján /Gyöngyösi érbánya/	Gyöngyös- solymos /Gyöngyösi érbánya/	Gyöngyös /Mátra- háza/	Markaz /Kékes- tető/	Domoszló /Hoszu- hagy/	Kisnána
Apc	Gyöngyös- pata	Gyöngyös- tarján	Gyöngyös- solymos	Gyöngyös /Mátra- füred/	Absásr		
Rózsa- szent- márton							

5. ábra. 1972. dec. 31-ig a Mátra hegység területéről megjelent térképek és magyarázók. (Jelmagyarázat az 1. ábrán)

Fig. 5. Maps and explanatory fascicles on the territory of the Mátra Mountains published before 31st December 1972. (For legend, see Fig. 1.)

és SZEBÉNYI L. főosztályvezető kezdeményezésére készült Intézetünkben. A kötet megtervezésén, gondos kivitelezésén HÁMOR G. szakreferens, GERGELYFFY L.-NÉ kiadványszerkesztő csoportvezető, SIMONYI D. IBM csoportvezető, BALOGH E. nyomdavezető szakmai képességeik javát adva dolgoztak. Az IBM szedést AMBRUS I.-NÉ, a nyomást BIHARI Zs. gépmeister végezte.

1972. év végére a kiadványszerkesztő és az IBM csoport sajtó alá rendezte a „MÁFI Évi Jelentése az 1971. évről” c. kötetet is, mely házi nyomdánkban 1973. év I. negyedében elkészült. A kiadványszerkesztő csoport külső nyomdában való nyomásra előkészítette még az Évkönyv LIII. kötet 2., 3. füzetét és az LV. kötet 3., 4. füzetét.

A M. Áll. Földtani Intézet két új kiadványsorozatát indított. Az egyik a „Módszertani Közlemények”, melynek első füzeté a „Geokémia”. Külföldi propaganda célokat szolgál a második sorozat, a „MÁFI Special Papers”, melynek első füzeté a terepi felvételezés dokumentálásának módszereit és előírásait ismerteti angol nyelven.

Az új sorozatok formatervezését, technikai szerkesztését, rajzolását, szedését, nyomását, kötését osztályunk munkatársai készítették.

E jelentősebb munkákon kívül a technikai szerkesztés, az IBM csoport és a nyomda dolgozói még sok, különféle, kisebb-nagyobb példányszámú térképet, szöveges kiadványt, nyomtatványt készítettek el. A fotolaboratóriumban közel 29 000 db fotonagyítást, a fénymásolóban 19 000 db-nál több fénymásolatot, 89 000 db stencilt készítettek az Intézet különböző osztályainak. A köteteket 10 000 db broszúrát és könyvet kötött be, mindemellett számos más kasírozási, hajtogatási stb. igényt is kielégített.

1972. év folyamán a Térképszerkesztési Osztály létszáma 50 fő, ebből a térképszerkesztésen 6, a technikai szerkesztésen 14, a kiadványszerkesztésen 5, az IBM csoportban 4, a nyomdában 10, a kötetekben 3, a fotolaboratóriumban 3, a fénymásolóban 1 munkatársunk dolgozott. Nyugállományban levő dolgozóink közül négyen segítik rendszeresen munkánkat.

Az Osztály évi feladatainak és azon felül is vállalt munkáinak sikeres elvégzéséhez sok segítséget nyújtottak a hosszú évek óta együtt dolgozó csoportok (az osztály munkatársainak 64 %-a 5–20 éve dolgozik az Intézetben) és a nyomdában működő szocialista brigád. A jövő évben jelentős fejlődés várható az átszervezett technikai szerkesztő csoport, a kibővült IBM csoport munkájában, valamint a nyomda részleges fejlesztésével a szöveges kiadványok közreadása terén.

REPORT ON THE WORK OF THE MAP-EDITING DEPARTMENT

by
M. H. DEÁK

The main task of geological surveying and mapping is the study of the geological conditions and the report in writing and on maps of the results of experiences, which is followed by their publication to enable their use in the various branches of national economy. It falls in the line of duty of the Hungarian Geological Survey's Map-Editing Department to prepare for print and to reproduce these maps, explanatory fascicles and other geological documentations.

Reproduction is partly done by *external printing offices* and on the other part, in the *Institute's Printing Shop*, where both maps and textual publications are printed. The Institute's Printing Shop produced from 1965, the year of its setting up, to 1969 only maps, rotaprint materials or it reproduced some less important photo-composed papers. In 1970, after having purchased an IBM Composer type-setting machine, the drawing up of maps of 1:25 000- and 1:10 000-scale was started, while in 1971 the setting of the volume „Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1970” was done and in the first quarter of 1972 that volume was printed in the Institute's Printing Shop. Thence the Annual Report issues have been made in the Institute's Printing Shop.

Map-editing works

During this year the geological map-sheet „Kaposvár” of the national 1:200 000-scale map series was prepared and thus the number of printed map-sheets has attained 15. Of explanatory fascicles of that series the „Veszprém” and „Székesfehérvár” items were published. A total of 13 explanatory fascicles of maps of 1:200 000-scale have been published up to now (Fig. 1).

The map-series of 1:25 000-scale of the Tokaj and Bakony Mountains are in preparation. In the year 1972 appeared the maps „Füzéradvány–Széphalom” and „Sárospatak” (Tokaj Mountains) and the explanatory fascicle „Füzéradvány–Széphalom”. From the map-series including 17 map-sheets, 13 maps and 13 explanatory fascicles have already been published (Fig. 2).

As for the Bakony Mountains, no new 1:25 000-scale map of the territory was published.

Map-series of 1:10 000-scale will be published for the areas of the Mecsek Mountains, Dorog Basin and Mátra Mountains.

In the Mecsek Mountains series three map-sheets were published in 1972: those of „Hird”, „Nagymányok” and „Cserkút”. Out of the explanatory fascicles the volumes of „Cserkút” and „Pécs-NW” were issued. So far 12 maps and 11 explanatory fascicles representing the territory of the Mountains have been issued (Fig. 3).

For the Dorog Basin the 1:10 000-scale „Pusztamarót” map-sheet in two versions and also the explanatory fascicle of „Sárisáp” were printed. About this territory 8 map-sheets in two versions each, and 9 explanatory fascicles were issued by January 1, 1973 (Fig. 4).

Out of the map-sheets of the Mátra Mountains (1:10 000) those of „Rózsaszentmárton” and „Recsk–Csákánykő” are ready for print. From this territory 7 maps and 7 explanatory fascicles have been published as yet (Fig. 5).

Paper-editing work

From among the works of the geologists and other staff scientists of the Hungarian Geological Institute, the following publications appeared: „L'Eocène de la Région de Dorog” by L. GIDAI (Annals of the Hungarian Geological Institute, Vol. LV. fasc. 1.) and „Die eozäne Molluskenfauna des Doroger Beckens” by A. KECSKEMÉTI–KÖRMENDY (Annals of the Hungarian Geological Institute, Vol. LV. fasc. 2.). Vol. LVI. fasc. 1. contains the work „Quartärsedimentation und Klimageschichte im Becken der Ungarischen Tiefebene (Alföld)” by A. RÓNAI.

The Hungarian Geological Institute started two new publication series (in Hungarian). One of them is the „*Módszertani Közlemények*” (Methodological communications), its first fascicle being devoted to „*Geokémia*” (Geochemistry). The second series serves foreign publicity purposes, and its first fascicle, „*MÁFI Special Papers*”, expounds, in English language, the instructions for surveying on the field. Format design, technical editing, drawing, type-setting, printing and binding of these new serials are done by this Department's staff.

In 1972, the Map-Editing Department's staff numbered a total of 50 persons; that is, 6 staff members worked on map-editing, 14 on technical editing, 5 on paper-editing, 4 in the IBM Team, 10 in the Printing Shop, 3 in the Book-Binding Shop, 3 in the Photolaboratory, and 1 on blue-printing. Four members-in-retirement on our staff have regularly helped our work by part-time contributions.

The successful execution of the annual plan and also of works undertaken out of schedule were greatly enhanced by the fact that about 64% of the staff-members of this Department have worked for 5 to 20 years at the Hungarian Geological Survey and by the organization of a socialist brigade at the Printing Shop.

A KÜLFÖLDI FÖLDTANI IRODALOM KÖZPONTI FIGYELÉSE, FELDOLGOZÁSA ÉS NYILVÁNTARTÁSA A MÁFI-BAN

Írta: VECSEERNYÉS GYÖRGY és DÓMOKOS MIKLÓSNÉ

Közismert, hogy az a hatalmas földtani adattömeg, melyet a világ minden részén egyre fokozódó ütemben folyó nyersanyagkutatás napról napra termel, ma már szinte áttekinthetetlen. Ezek az információk azonban nem mellőzhetők sem a hazai kutatások módszertani fejlesztésében (elegendő csak a fotogeológiai módszerek rohamos fejlődésére utalni), sem azoknak a külföldi földtani kutatásoknak reális tervezésében és kivitelezésében, amelyek a népgazdasági tervezésben jelentős súllyal szerepelnek.

E mellett e kutatási tevékenység a nagy földtani kérdések egyre egzaktabb magyarázatát adja, ismerete tehát a korszerű földtannal való lépéstartás szempontjából sem közömbös.

A M. Áll. Földtani Intézet *Információs Csoportja* 1971 nyarán kezdte meg az Intézet könyvtárába beérkező külföldi folyóirat- és könyvanyag rendszeres figyelését és azoknak a közleményeknek a regisztrálását, amelyek a magyar földtani kutatás számára elvi és módszertani tájékoztatást, vagy a kutatás és az expedíciós munkák tervezéséhez részint általános, részint az egyes területekre és nyersanyagfajtákra vonatkozó részletes földtani információt nyújtanak.

Célfeladatok megoldására, egyes kérdések megválaszolására a csoport már korábban is végzett irodalmi kutatásokat. E munka során hatalmas, nagyobbrészt kivonatolt cimgyűjtemény jött létre — és számos adatösszefoglalás (ún. „recherche”) készült el. Ezt az anyagot most folyamatosan peremlyukkártyákra visszük át.

Jelenleg azokat a közleményeket regisztráljuk és dolgozzuk fel, melyek:

- napjainkban lezajló földtani folyamatokat írnak le és elemeznek, melyek nálunk a múltban hatottak és működésük eredményeként létrejött képződmények hazai kutatásaink munkaterületét képezik. Ilyenek például a jelenleg „élő” vulkanizmussal foglalkozó publikációk, melyek az észak-magyarországi vulkáni területek kutatásában jelentős segítséget nyújthatnak, vagy a recens üledékképződés folyamatait ismertető cikkek;
- a földtani képződmények rendszerezésével (pl. a kataklasztos–milonitos kőzetek újabb rendszere) és általánosan a földtani nomenklatura fejlődésével foglalkoznak;
- a regionális földtani kutatás, földtani térképezés újabb eredményeit közlik (pl. külföldi földtani szolgálatok évi jelentései, földtani térképezési jelentések, egyes földtani–szerkezeti egységeket leíró publikációk stb.);

– a nyersanyagkutatás újabb módszereit – elsősorban terepi módszereket – tárgyalják (fotogeológia és interpretáció, kutatások eseménytörténete „case history” stb.);

– a nyersanyagkutatás gyakorlati eredményeit közli;

továbbá a

– gazdaságföldtani tárgyú közlemények, termelési statisztikák;

– a nyersanyagkészletek, a nyersanyagtermelés (bányászat) földrajzi eloszlása és az abban bekövetkező változások;

– a nyersanyagkutatás és ipari struktúra;

– bibliográfiák.

A földtani tárgyú publikációkon kívül regisztráljuk a földrajzi irodalom egy részét is, elsősorban a geomorfológia tárgykörébe tartozó közleményeket. Nem érdektelenek azonban azok sem, melyek a népesség eloszlásában, vagy a termelési struktúrában bekövetkező változásokat ismertetik. Ezek nagyon fontos szerepet kaphatnak regionális, hidrojeológiai feladatok meghatározásában, vagy valamely nyersanyagkutatási igény kialakulásában (pl. építőipari nyersanyagok esetében).

Nem regisztráljuk – legalábbis rendszeres és teljességre törekvő módon nem – a földtani térképeket a Térképtár munkájával történő átfedés minimálisra csökkentése miatt.

A nyersanyag-statisztikák, bányászati adatok gyűjtésének továbbfejlesztéseként a világ fontosabb nyersanyagtelepeinek kataszterét is össze kívánjuk állítani, mely peremlyukkártyákon nyilvántartva tartalmazná az egyes nyersanyag-telepek főbb földtani jellemzőit, készletének ismert adatait és minőségét, valamint a teleppel foglalkozó fontosabb irodalom adatait.

A MÁFI-ba beérkező külföldi szakirodalom folyamatos figyelése és feldolgozása természetesen csak első lépcsőjét képezi annak a programnak, amely az Intézet könyvtárában felhalmozott informatív értékű publikációk feldolgozását irányozza elő. Ez a retrospekció – márcsak méreteinél fogva is – bizonyos válogatást tesz szükségessé. Gyakorlati megfontolásokból kiindulva az 1950. év előtti irodalmat csak különleges esetekben vesszük figyelembe.

Az irodalmi információk feldolgozásának és tárolásának módszerei

A figyelt publikációk bibliográfiai adatait peremlyukkártyákon gyűjtjük.

A felmerülő kérdések szinte minden esetben földrajzi helyre, területre vonatkoznak, ezért a kártyákat országonként csoportosítjuk. Így elkerülhetővé válik a lyukkártyák földrajzi adatokkal való túlterhelése; csak néhány, az egyes országokon belül további csoportosítást jelentő adat felvitele szükséges. Ezek országonként specifikusak. Algériát véve például, az alábbi földrajzi felosztás szükséges: Atlasz-vidék, Szahara, Ahaggar-hegység. Egyiptom esetében a beosztás a következő: arab Núbiai-masszívum területe; Keleti-Sivatag és Színai-félsziget; Nílus-völgy és a delta; Nyugati-Sivatag és az oázis-medencék; Nyugati-Sivatag északi pereme.

Minden közleményt – az egyes országokra specifikus földrajzi beosztáson túl – három jelleg alapján tartunk nyilván. Ez meghatározza egyúttal a visszakeresés lehetőségeit is.

E jellegek a következők:

- a közlemény terjedelme és tárgyköre,
- általános földtani tartalma, továbbá
- alkalmazott földtani (gazdaságföldtani) tartalma.

A terjedelem alapján megkülönböztetünk monografikus jellegű és rövidebb közleményeket, pl. folyóiratokban megjelent cikkeket. Ez nem esik mindig egybe a könyvtári gyakorlatban használatos nomenklatúrával, ugyanis a periodikák (vagyis folyóiratok, közlönyök, évi jelentések stb.) gyakran közölnek földtani monográfiákat (példaként a földtani intézetek kiadványai említhetők). Földtani információ-kereséskor azonban nem mindegy, hogy a kiválasztott címhez 3 oldalnyi szöveg tartozik-e ábra nélkül, vagy 250 oldalas leírás számos térképmelléklettel.

Tárgykör szerint megkülönböztetjük az egyes területek földtani leírásait, a kirándulásvezetőket, a térképmagyarázókat, az egyes nyersanyagtelepeket, bányaműveleteket ismertető publikációkat, külön kezelve az indikációk leírását, továbbá a módszertani tárgykörű cikkeket, kutatástörténeteket, földrajzi leírásokat stb.

A feldolgozás elvi szempontjainak bemutatására felsorolunk néhány nyilvántartási szempontot és információkeresési lehetőséget az „általános földtan” terén:

- a magmatizmus folyamatai
- a vulkanizmus folyamatai
- mélylési magmás kőzetek, magmás összletek
- vulkáni és szubvulkáni kőzetek, vulkáni összletek
- savanyú és intermedier kőzetek
- bázisos kőzetek
- ultrabázisos kőzetek
- a tengeri üledékképződés folyamata
- laterit-talajok és képződésük stb.

A publikáció így többnyire két vagy három szempont szerint is nyilvántartásba kerül, vagyis a visszakeresésnél több oldalról is megközelíthető.

Az információs rendszert K/6 méretű (11×16 cm) kétsoros peremlyukkártyákra terveztük.

Ezen a kártyán 64 lyukpár áll rendelkezésünkre. Ha a visszakereshetően tárolt fogalomcsoportok száma nem haladja meg a 64-et, módunkban áll a legegyszerűbb és leggyorsabb kódolási rendszert, a *direkt* bejelölést választani.

Az *indirekt* módszer, amely sokkal több időt kíván mind a lyukasztásnál, mind a visszakeresésnél, azzal az előnnyel jár az előbbivel szemben, hogy a visszakereshető fogalmak számát tetszés szerint növelhetjük.

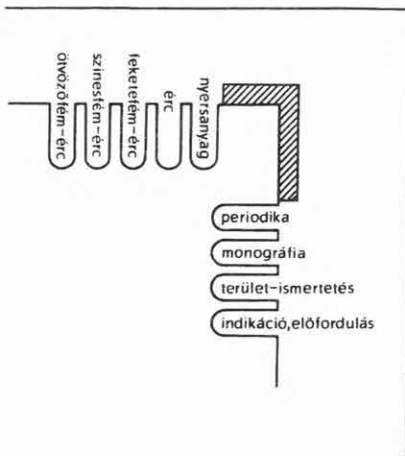
Az előbbieken felvázolt információs rendszer 54 fontosabb fogalomcsoportot tartalmaz, módunkban áll tehát a munka fő részét direkt módszerrel megoldani. Egy dologban kell kódoláshoz folyamodnunk mégis: az országok neveit indirekt jelöléssel vesszük a kártyára.

Az országok szerinti lyukasztás csak azért szükséges – hiszen, mint előbb mondtuk, a kártyákat országok szerinti bontásban tároljuk –, hogy ha a kiválogatott kártyák a munka során összekeverednének, visszahelyezés előtt szét tudjuk választani őket.

	I ₄ I ₂ I ₁
Algéria	U . . .
Egyiptom	U . . .
	. . U . .
	U U . .
	U . U . .
	. . U . .
	U . U . .
	U . U . .

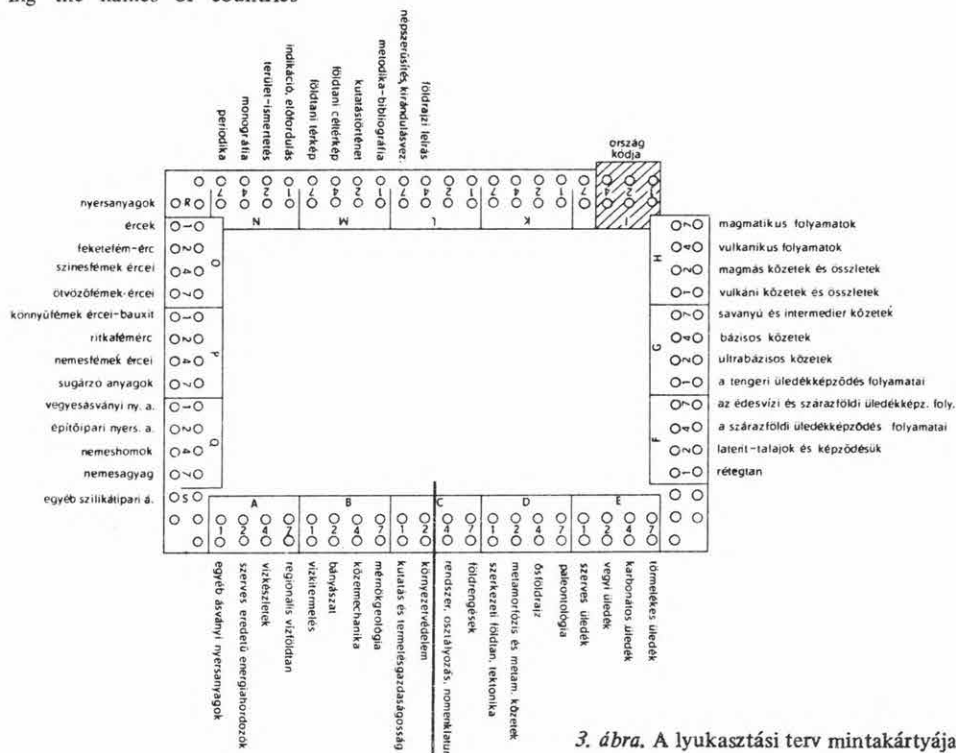
1. ábra. Az országnevek jelölésére használt kódtábla

Fig. 1. Codes used for recording the names of countries



2. ábra. A leolvasó sablon egy részlete

Fig. 2. Part of the reading pattern



3. ábra. A lyukasztási terv mintakártyája

Fig. 3. Model punching card

Direkt jelölésmóddal annyi lyukpárra lenne szükségünk, ahány ország irodalmával dolgozunk, tehát kb. 70–80-ra. Így, egy kódtábla segítségével 3 lyukpáron jelöljük az országokat, a kártya $I_1 - I_2 - I_4$ jelű lyukpárjain (1. ábra).

A feldolgozási munka megkönnyítésére leolvasó-sablont is készítettünk. A sablonra helyezett kártya eltakarja a feliratokat, csak azon a helyen látszik a felirat, ahol a kártyát kilyukasztották. Így le tudjuk olvasni a kártya olyan jellemzőit is, amelyek írással nincsenek rögzítve rajta, csak lyukasztással. A 2. ábránkon a sablon egy részlete látható.

A lyukasztási terv mintakártyája 3. ábránkon látható.

Az eddig végzett munka tapasztalatai

Az elmúlt év folyamán számos kérdésben volt alkalmunk különböző vállalatok, intézmények részére tájékoztatást nyújtani, ami publikációs adattárunk gyakorlati használhatóságára vonatkozólag is érdekes tapasztalatokat eredményezett.

Az igények nagyon változatosak voltak. Néhány példa 1972. évi munkánkból ezt jól szemlélteti. Így adatösszeállítást készítettünk a Gari-river (Nigéria, Kano állam) vízgyűjtő területének földtani viszonyairól. A rendelkezésre álló publikációk alapján kielégítő választ lehetett adni az alapösszlet felszínén a mállott öv vastagságára vonatkozó kérdésre, amely – a feladat jellegéből következően – a legfontosabb problémák egyike. (A trópusi mállási öv vastagságát pontos fúrási adatokkal tudtuk jellemezni.)

Ugyancsak fúrási rétegorokkal, a víztároló kőzetösszletek mélységére, vízleadó képességére és a kitermelhető víz minőségére vonatkozó pontos adatokkal, a kutak átlagos vízhozamával tudtuk megválaszolni azt az igényt, melyben Nigéria vízföldtani egységeinek jellemző adatait kérték az Intézettől.

Feladataink között szerepel még annotált ércföldtani bibliográfia összeállítása a Balkán hegység és a Dinaridák területéről stb.

Az új kutatásokra általában olyan területeken, vagy olyan feladatkörrel kerül sor, ahol – különösen a fejlődő országokban – még részletesebb földtani felvétel vagy kutatás nem volt. Ennek ellenére – amint a fenti példákból is látható – regionális földtani leírások, analógiák stb. alapján kis területekre vonatkozó specifikus kérdésekre is kielégítő tájékoztatást nyújtó – néha nagyon konkrét – információt lehet adni. Különösen hasznosak a Földtani Szolgálatok évi jelentései, melyek legtöbbször az egyes fúrásokig és bányatelkekig terjedő részletességű anyagot tartalmaznak.

Az adatösszeállítások időszükséglete – feldolgozott és előkészített (annotált) dokumentációs anyagot tételezve fel – nagyon csekély.

A lyukkártyákon nyilvántartott publikációk alapján a fentiekhez hasonló témákban – beleértve a publikációk átnézését és a feltett kérdés szempontjából való értékelését is – az általános tájékoztatás csak egy-két napot vesz igénybe (nem számítva az anyag összeállításának, sokszorosításának stb. időszükségletét, amely az előbbinél lényegesen nagyobb).

Két szakember munkáját véve alapul – akik közül az egyik az irodalom-figyelést és feldolgozást, a másik a kiértékelést végzi – évente kb. 8–10 átfogó analízis (pl. nyersanyagtermelési struktúraváltozások tendenciáinak elemzése) és 30–40 kisebb – valamely területre, vagy nyersanyagfajtára vonatkozó – adatösszeállítás készíthető el.

CENTRALIZED OBSERVATION, PROCESSING AND RECORDING OF FOREIGN GEOLOGICAL LITERATURE AT THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE

by
GY. VECSENYÉS — M. DOMOKOS—GOMBOSI

The literature reaching the library of the Hung. Geol. Institute is regularly observed and processed by the Information Team of the Documentation Department. The purpose of this work is to establish a readily manageable catalogue of the geological literature allowing the easy access in a suitable thematic grouping of the new methods and results in the geosciences, the new economic-geological data, the new results of raw material prospecting according to the current and potential needs. The processing of earlier literature — back-dated generally to 1950 — is processed as well.

The registration of publications grouped according to countries is effected on edge-punched cards. The recorded data on the model-card (Fig. 3.) of the punching plan are as follows:

Types of publications

- N 7 = periodical
- N 4 = monograph
- N 2 = description of an area
- N 1 = indication or deposit of mineral raw material
- M 7 = geological map
- M 4 = special geological map
- M 2 = historical review
- M 1 = methodology-bibliography
- L 7 = popularization, excursion guide
- L 4 = geographical description

General geology

- H 7 = magmatic processes
- H 4 = volcanic processes
- H 2 = igneous rocks and complexes
- H 1 = volcanic rocks and complexes
- G 7 = acidic and intermediary rocks
- G 4 = basic rocks
- G 2 = ultrabasic rocks
- G 1 = processes of marine sedimentation
- F 7 = processes of fresh water- and continental sedimentation
- F 4 = processes of continental sedimentation
- F 2 = lateritic soils and their formation
- F 1 = stratigraphy
- E 7 = detrital sediment

- E 4 = carbonatic sediment
- E 2 = chemogenic sediment
- E 1 = organogenic sediment
- D 7 = paleontology
- D 4 = paleogeography
- D 2 = metamorphism and metamorphic rocks
- D 1 = structural geology, tectonics
- C 7 = earthquakes
- C 4 = systematics, classification, nomenclature

Economic geology

- R = mineral raw materials
- O 1 = ores
- O 2 = black metal ores
- O 4 = base metal ores
- O 7 = composition metal ores
- P 1 = light minerals, bauxite
- P 2 = rare metal ores
- P 4 = precious metal ores
- P 7 = radioactive substances
- Q 1 = non-metallic mineral raw materials
- Q 2 = raw materials for construction
- Q 4 = high-quality sands
- Q 7 = high-quality clays
- S = other minerals for the silicate industry
- A 1 = other mineral raw materials
- A 2 = organogenic energy-carriers
- A 4 = water resources
- A 7 = regional hydrogeology
- B 1 = water production
- B 2 = mining
- B 4 = geomechanics
- B 7 = engineering geology
- C 1 = economy of research and production
- C 2 = environment control

Codes of country names: I₁, I₂, I₄

The basic principles of the observation and/or processing of literature and methods of their recording on punched cards are discussed in detail. Special attention is paid to the experiences gained so far in using the resulting data file.

LARGE FORAMINIFERA FROM THE LOWER EOCENE THEBES FORMATION, TARAMSA SECTION, QENA, EGYPT*

by

A. I. KENAWY

Geology Department, Assiut University, Egypt

INTRODUCTION

Lower Tertiary rocks have a wide distribution in Egypt. They were first recognized by DELANOUE (1868). The first definite reference to the Lower Eocene was made by FRAAS (1867) in his book „Aus dem Orient”. FRAAS described under the name of „Callianassa Bank” a stage of *Nummulites planulatus* D'ORB., the Suessonian Stage in Egypt. According to FRAAS, this nummulitic formation extending from the „Hill of the Dead” at Assiut to the base of the limestones of Wadi Khasheb near the Pyramids. FRAAS regarded this formation as belonging to the lower levels of the Eocene.

In 1868 D'ARCHIAC and DELANOUE admitted the existence of beds of Londinian (Lower Eocene) age in the hills behind Thebes near Luxor.

ZITTEL (1883) was the first to describe a measured detailed section at El Guss Abu Said, at the extreme west end of Farafra Oasis. ZITTEL equated the Lower Eocene with the „Libysche Stufe”. He further subdivided the „Libysche Stufe” into an „Unterlibysche Stufe” which was considered to be early Lower Eocene and an „Oberlibysche Stufe” which was considered to be late Lower Eocene. ZITTEL took the *Alveolinae* as the basis of his classification: Lower Libyan characterized by *Alveolina oblonga* D'ORB. and Upper Libyan characterized by *A. frumentiformis* SCHW.

FOURTAU (1912) adopted the following classification for the Lower Eocene in Egypt:

Limestone with <i>Alveolinae</i>	= Ypresian and Cuisian
Limestone with <i>Operculina libyca</i> SCHW. and flint nodules	= Thanetian and Sparnacian.

BLANCKENHORN (1921) stated that the Lower and Upper Libyan Stages correspond more or less to the European Lower Eocene, that is, the Suessonian and Ypresian or Londonian Stage. He mentioned that the Lower Libyan Stage (*Operculina* Limestone or *Alveolina* Limestone) contains the following large Foraminifera:

In the first place is *Operculina libyca* and *Alveolina* of the spherical forms (*Alveolina decipiens* and *A. pasticillata* SCHW.). *Nummulites* are represented by the following species: *Nummulites fraasi*, *N. solitaria* and *N. deserti* DE LA HARPE, *N. biarritzensis* var. *praecursor* DE LA HARPE, *N. ramondi* DEFR. and *N. variolaria* LAM. In addition, BLANCKENHORN added *Assilina minima* and *Heterostegina ruida*.

BOUSSAC (1913) denied the existence of any Lower Eocene formation in Upper Egypt. He claimed that the whole of the Libyan Stage must be regarded as Lutetian in age, that is Middle and not Lower Eocene.

CUVILLIER (1930) divided the Eocene formations into a Lower Eonummulitic and an Upper Mesonummulitic. He stated that „the Lower Eocene is much less developed than had been represented

*The author expresses his gratitude to DR. J. KONDA, Director of the Hungarian Geological Institute, Budapest, for permitting to print this paper. He is also grateful for the technical advices he has received from the Hungarian specialists.

before, particularly in the Nile Valley, where only the upper beds of the Eonummulitic make their appearance”.

CUVILLIER (1937) described a section on the left bank, opposite Luxor (Gebel Gurnah). In the limestone he found a large number of megafossils with some large Foraminifera as: *Operculina libyca* SCHW., *O. aff. ammonea* LEYM. and rarely *Nummulites atacicus* LEYM. In the upper limestone CUVILLIER found a large number of *Nummulites globulus* LEYM. The whole of the formation was ascribed by CUVILLIER to the Upper Londonian (upper portion of the Lower Eocene).

CUVILLIER (1938a) described a Lower Eocene section in a cliff in Wadi Khizam to the east of the village Khizam, a little to the north of Luxor. He recorded the presence of *Nummulites atacicus* LEYM. and *Ostrea multicosata* from the limestone with flint at the summit of the section.

SAID (1960) proposed to drop the terms „Lower Libyan” and „Upper Libyan” since they indicate (in his view) no geographic locality and do not conform to the modern concept of stratigraphic classification. He gave the term „Thebes Formation” for the Lower Libyan and the term „Minia Formation” for the Upper Libyan.

THEBES FORMATION

This is a formational name which is referred to in the literature as „Lower Libyan”, „*Operculina* Limestone” or „Limestone with Flint”.

HUME (1911) remarked two types of this formation: „HUME'S Luxor type” at Luxor, characterized by the abundance of *Operculina libyca*, *Lucina* and other large *Echinoidea*; and „HUME'S Qena type”, where it is non-fossiliferous and is composed of white limestone which is similar to the underlying Chalk unit which he gave the term „Serai Limestone”.

BISHAY (1961) subdivided the Thebes Formation in the country to the east of the Nile Valley between Assiut and Minia into two formations: a lower non-fossiliferous limestone with flint (Assiut Chalk Formation) and an upper nummulitic limestone unit (Manfalut Formation).

SAID (1962) defined this unit as composed of massive limestone with flint bands which tops the Esna Shale in many parts of the Stable Shelf. The type locality of this formation is at Thebes, opposite Luxor. According to SAID, this formation is of remarkably uniform lithological characteristics throughout the Stable Shelf. SAID assigned this formation in the type locality to the Ypresian. He considered this formation to represent the open sea facies of this age in Egypt.

The Thebes Formation is of wide extent and has been recorded from the Nile Valley. It is developed to the east of the Red Sea range in Quseir, Safaga reach and in Sinai peninsula, where it forms the Egma tableland, locally known as the Egma Limestone. In the Western Desert, this formation crops out in the eastern scarp of Kharga Oasis and extends further south to the latitude of Aswan where at Kurkur, it attains a thickness of about 90 meters.

Location: The Taramsa section (Gebel El Gir) lies in the western side of the Nile facing Qena, about 7 kilometers south of a village known as Taramsa (Fig. 1).

Section: The section (Fig. 2) consists of limestone about 250 meters thick overlying the upper part of the Esna Shale unit which is composed of marly limestone about 20 meters thick. The lower part of the Esna Shale unit as well as the underlying Chalk and Dakhla Shale units are not represented in this section.

The following is a description of this section from top to bottom:

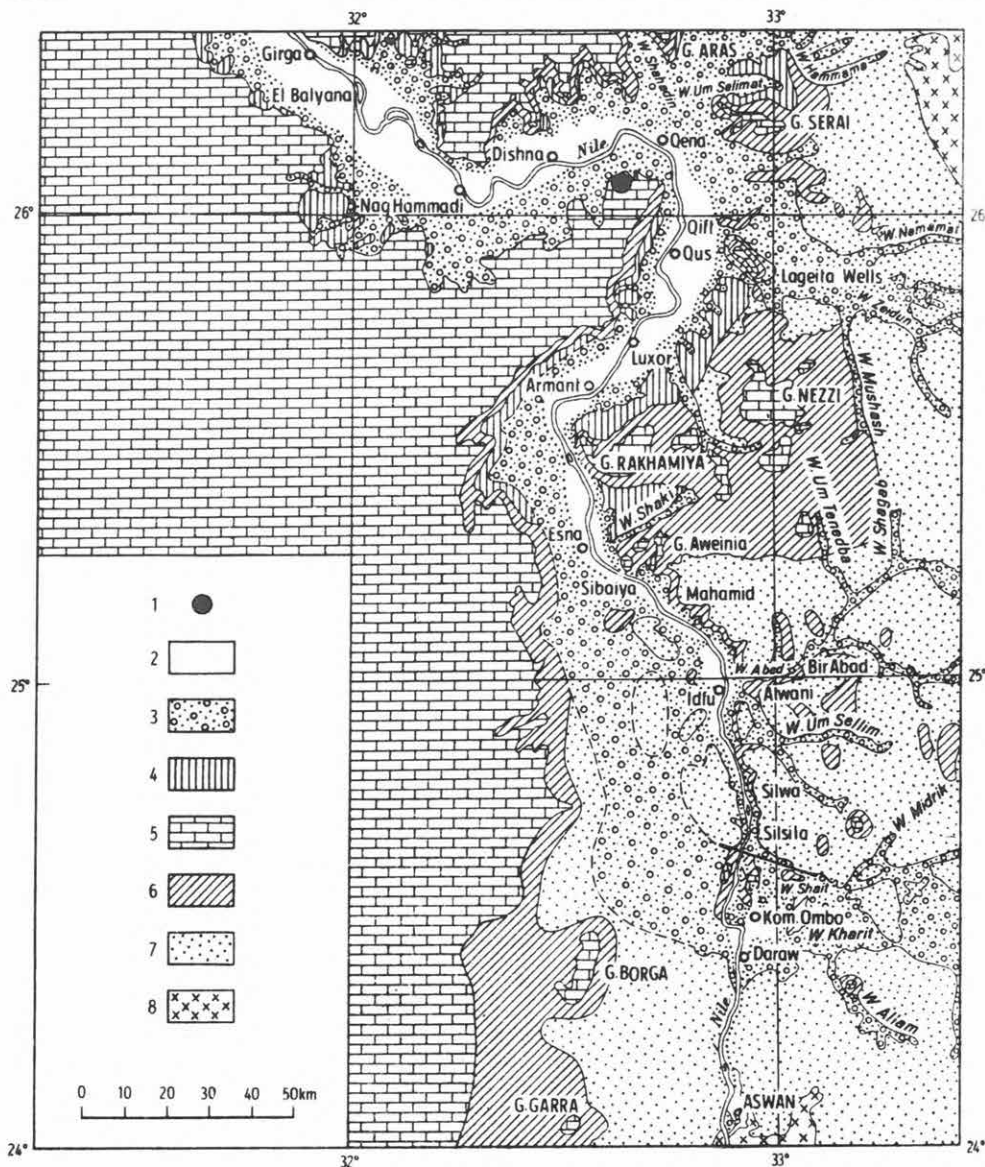


Fig. 1. Geological map of the Nile Valley from Aswan to Qena (after R. SAID 1962)

1. Location of Taramsa section, 2. Nile Alluvium, 3. Pleistocene, 4. Pliocene, 5. Thebes Formation or Serai Limestone, 6. Esna Shale, chalk, Dakhla Shale, phosphate formation, 7. Nubia sandstone, 8. basement complex

1. ábra. A Nílus-völgy földtani térképe Aswan és Qena között (SAID, R. 1962 nyomán)

1. A Taramsa-i feltárás helye, 2. Nílus-hordalék, 3. pleisztocén, 4. pliocén, 5. tébai rétegösszet (Sera-i mészkő), 6. Esna-i pala, írókréta, Dakhla-i pala, foszfátos képződmény, 7. núbiai homokkő, 8. alaphegység

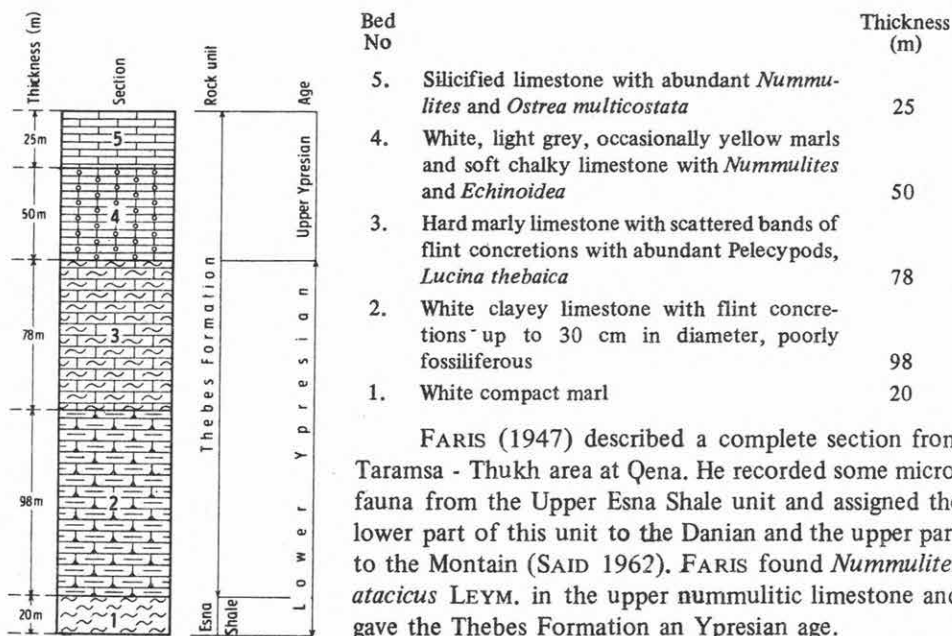


Fig. 2. Taramsa section

1. Compact marl, 2. clayey limestone with flint concretions, 3. marly limestone, 4. nummulitic chalky limestone, 5. silicified limestone

2. ábra. A Taramsa-i feltárás rétegsora és korbeosztása

1. Tömött márga, 2. tűzköves, agyagos mészkő, 3. márgás mészkő, 4. Nummulites, írókréta tartalmú mészkő, 5. kovásodott mészkő

G. thebaica, *G. imitata*, *Hastigerina aspera*, *H. micra* and *Globigerina triloculinoidea*. He also found *Nummulites subramondi* together with this plankton. He assigned the age of this formation to the Lower Eocene (Ypresian).

Recently, KRASHENINNIKOV and PONIKAROV (1964) described the same section at Gebel Gurnah. They divided this succession according to its planctonic faunal content into different zones. The Esna Shale unit is divided into a lower *Globorotalia subbotinae* Subzone, a middle *Globorotalia marginodentata* Subzone and an upper *Globorotalia aragonensis* Subzone. They attributed the age of this Esna Shale unit to the Lower Eocene. KRASHENINNIKOV and PONIKAROV divided the Thebes Formation according to its lithology into 8 beds. They studied the planctonic Foraminifera of this unit and included it in the *Acarinina pentacamerata* Subzone. They placed this formation in the upper part of the Lower Eocene.

Paleontology

The present paper illustrates the planktonic Foraminifera of the upper part of the Esna Shale unit in Taramsa section (Gebel El Gir). It describes and illustrates the large Foraminifera of the Thebes Formation. The large Foraminifera of this formation have not been described before. In this formation, the study of lamellibranchs, echinoids and other macrofossils did not help at all in trying to subdivide this formation into biozones. *Nummulites* are the most common and can be used for this purpose. Other genera of large Foraminifera such as *Discocyclina*, *Operculina* and *Assilina* are also common.

Planktonic Foraminifera of the Esna Shale unit: The top 20 meters of the Esna Shale at the base of the section are characterized by a rich planktonic foraminiferal assemblage. The most important species are:

<i>Globorotalia rex</i> MARTIN	(Pl. I, Fig. 1a)
<i>G. aequa</i> CUSHMAN and RENZ	(Pl. I, Fig. 1b, 2b)
<i>G. quetra</i> BOLLI	(Pl. II, Fig. 1b, 2b)
<i>G. formosa formosa</i> BOLLI	(Pl. I, Fig. 2a)
<i>G. aragonensis</i> NUTTALL	(Pl. II, Fig. 1a, 2a)
<i>Globigerina perolata</i> BOLLI	(Pl. II, Fig. 1c).

This fauna can be correlated well with the *Globorotalia rex*, *G. formosa formosa* and *G. aragonensis* Zones in the Upper Springs Formation in Trinidad (BOLLI 1957) and with that of the Gulf and Atlantic Coastal Plains, USA (LOEBLICH and TAPPAN 1957); at the same time with that of the upper 28 meters of the Esna Shale unit in Gebel Aweina, near Esna, Egypt (SAID and SABRY 1964) and the upper part of the Esna Shale unit in Gebel Gurnah, opposite LUXOR (KRASHENINNIKOV and PONIKAROV 1964). The age of this unit as assigned by all the previous authors is Lower Eocene (Ypresian).

Planktonic Foraminifera of the Thebes Formation: The upper silicified limestone of the Thebes Formation of Taramsa section includes a distinct planktonic foraminiferal assemblage, together with the large Foraminifera. The most important species is *Globorotalia thebaica* SAID (Pl. VI, Fig. 2a). This species is characterized by its small test; subrounded periphery; inflated chambers arranged in a low trochospiral and its smooth surface. SAID (1960) described this species from the Thebes Formation of Gebel Gurnah, near Luxor, together with other species of planktonic Foraminifera. SAID attributed this formation to the Lower Eocene (Ypresian).

Large Foraminifera: The most important microfaunal elements found in the Thebes Formation are the large Foraminifera. The large foraminiferal species identified from the Thebes Formation in this section are:

Family: NUMMULITIDAE

Subfamily: *Nummulitinae*

Genus: *Nummulites* LAMARCK, 1801

Nummulites atacicus LEYMERIE

N. globulus LEYMERIE

N. solitarius DE LA HARPE

- N. burdigalensis* DE LA HARPE
N. partschi DE LA HARPE
N. planulatus (LAMARCK)
N. aquitanicus BENOIST
N. munchisoni BRUNNER
N. pratti D'ARCHIAC et HAIME
N. sp. aff. distans DESHAYES

Genus: *Assilina* D'ORBIGNY, 1826

- Assilina placentula* (DESHAYES)
A. cf. laxispira (DE LA HARPE)

Subfamily: *Heterosteginae*

Genus: *Operculina* D'ORBIGNY

- Operculina libyca* SCHWAGER

Family: DISCOCYCLINIDAE

Genus: *Discocyclina* GÜMBEL, 1868

- Discocyclina mestieri* VAUGHAN
D. stephensoni VAUGHAN

Genus: *Aktinocyclina* GÜMBEL, 1870

- Aktinocyclina* sp.

I. Nummulites

In the identification of the different Nummulites species in the Thebes Formation, there were some difficulties. The Nummulites occur in the hard marly limestone or in the silicified limestone, therefore it was very difficult to separate them from the surrounding rock. About 35 thin sections were prepared in the laboratory of the Geology Department, Assiut University. Tangential and equatorial sections are rarely observed, the majority are axial sections.

The present author was acquainted with the identification of the different Nummulites species of the Paleocene and Lower Eocene from his previous work on the large Foraminifera of the Ultrahelvetikum from the Bavarian Alps (Ph. D. THESIS).

For the identification of the different Nummulites sections, the author has used the following characteristics:

Tangential sections:

- arrangement of the granules;
- size of the test;
- pattern of the septal filaments.

Equatorial sections:

- the character of the spire (regular or irregular);
- the character of the spiral lamina (thick or thin);

the form of the septa, the number of the septa in a quarter of a whorl in the B-Form (Microspheric form) and in one whorl in the A-Form (Megalospheric form);
 the form of the marginal cord, the ratio of the marginal cord in proportion to the height of the chamber;
 the form of the chamber, the ratio of the height of the chamber to its length;
 the size of the proloculum in the A-Form.

Axial sections:

form of the section $\frac{\text{Diameter}}{\text{Thickness}}$;

the character of the spiral lamina;

the character of the alar prolongation;

the ratio of the marginal cord in proportion to the spiral cavity;

the arrangement of the pillars.

We shall use the following abbreviations for the description of the different Nummulites species:

$\frac{Dm}{Th}$ = $\frac{\text{Diameter (mm)}}{\text{Thickness (mm)}}$

$\frac{W}{R}$ = $\frac{\text{Number of whorls}}{\text{Radius (mm)}}$

M. = The size of the proloculum in the A-Form (mm)

P. = The ratio of the thickness of the marginal cord in proportion to the height of the chamber in the equatorial section and to the spiral cavity in the axial one.

K. = The ratio of the height of the chamber in proportion to its length.

In this paper, the author follows the classification proposed by SCHAUB (1951) in his study on the Paleocene and Lower Eocene Nummulites of the „Schlierenflysch” in Switzerland:

The group of *N. burdigalensis*:

smooth forms: *N. solitarius* DE LA HARPE

N. globulus LEYMERIE

granulated form: *N. burdigalensis* DE LA HARPE.

The group of *N. partschi*:

smooth form: *N. atacicus* LEYMERIE

granulated form: *N. partschi* DE LA HARPE.

The group of *N. planulatus*:

smooth form: *N. planulatus* (LAMARCK)

granulated form: *N. aquitanicus* BENOIST.

The group of *N. distans*:

N. purchisoni BRUNNER

N. pratti D'ARCHIAC et HAIME

N. sp. aff. distans DESHAYES.

The group of *Nummulites burdigalensis*

a) Smooth forms

Nummulites solitarius DE LA HARPE, 1883

(Pl. III, Fig. 1b; Pl. III, Fig. 2b; Pl. IV, Fig. 2a, b)

1883. *Nummulites solitaria* – DE LA HARPE, pp. 176–177; pl. 31, fig. 18–19.1951. *Nummulites solitarius* DE LA HARPE – SCHAUB, pp. 97–98, fig. 25–28.1961. *Nummulites solitarius* DE LA HARPE – SAID and Kerdany, p. 325, textfig. 7, fig. 2a, b, c.

Dm Th	W R	Number of septa in whorl			P	K	M
		1	2	3			
$\frac{2.0}{.1}$	$\frac{3}{1.0}$	6	8	12	$\frac{1}{4}$	2–1	.1

Tangential section: Test small; with polar pustule and radial to slight sigmoidal septal filaments.

Equatorial section: Lenticular form; the windings of the spiral lamina are rapidly increasing; paucispiral, composed of 3 whorls only. The marginal cord is thin, it is about $\frac{1}{4}$ the height of the chamber. The septa are regular, slightly curved, they are thick at the base and very thin on the roof of the chamber.

Axial section: It is characterized by its biconvex form: by the thin marginal cord and the triangular spiral cavity.

Occurrence: Different sections from this species are found in the upper part of the marly limestone beds of the Thebes Formation.

Distribution: DE LA HARPE found this species in Farafra Oasis (El Guss Abu Said) in the Libyan Desert, Egypt. SCHAUB described this species from the Upper Paleocene; Paleocene-Ypresian transition and from the Lower Ypresian of the Schlierenfisch in Switzerland. SAID and Kerdany recorded this species from the upper part of the Esna Shale and the lower part of the Farafra Limestone in Farafra Oasis, Egypt.

Age: The range of this species is from the Upper Paleocene to the Lower Ypresian.

N. B.: This species is often confused with *Nummulites deserti* because they are similar externally. However, *N. solitarius* has the whorls increasing more rapidly and the septa are curved, thick at the base. In *N. deserti* the whorls are increasing slowly, the septa are upright.

Nummulites globulus LEYMERIE, 1846

(A-Form: Pl. IV, Fig. 1a, b)

1926. *Nummulites Guettardi* D'ARCHIAC – DONCIEUX, p. 59, fig. 15–18; pl. 5, fig. 8–12.1937. *Nummulites globulus* LEYMERIE – DAVIES, p. 22, pl. 3, fig. 3.1951. *Nummulites globulus* LEYMERIE – SCHAUB, p. 106, fig. 47–51.

Axial section:

$$\frac{Dm}{Th} = \frac{A\text{-Form } 1.3}{.7}, \quad \frac{B\text{-Form } 1.8}{1.0}$$

The most important character of this species is its biconvex form; the spiral lamina is thick; the alar prolongation is very narrow; the marginal cord is thick, it is about half the spiral cavity; the pillars run from the center of the test in a bundle building a large polar pustule on the surface.

Occurrence: Large number of sections of this species are observed in the upper part of the marly limestone of the Thebes Formation.

Distribution: DAVIES found this species in the Lower Eocene beds of the Punjab Salt Range in India. SCHAUB recorded this species from the lower part of the Schlierenflysch in Switzerland.

Age: Lower Ypresian.

b) Granulated form

Nummulites burdigalensis DE LA HARPE, 1926

(A-Form: Pl. VI. Fig. 1a, b, Fig. 2b; B-Form: Pl. VIII, Fig. 2a)

1911. *Nummulites lucasanus* DEFRANCE in D'ARCHIAC – BOUSSAC, p. 52, pl. 2, fig. 14–15.

1919. *Nummulites lucasi* D'ARCHIAC – DOUVILLÉ, p. 59, pl. 1, fig. 24–27, 37–38.

1951. *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE – SCHAUB, p. 114–115, fig. 74–81; pl. 1, fig. 13–17.

A - F o r m

Equatorial section: Diameter = 2 mm, $P = \frac{1}{3}$, $M = .2$ mm. The proloculum is small, it is somewhat spherical, the second chamber is hemispherical. The whorls are regular, slowly increasing in height as added, 4 whorls in a radius of 1.0 mm. The marginal cord is somewhat thick. The septa are upright in the first whorls and gently curved in the later ones. The height of the chambers is greater than its length.

Tangential section: The septal filaments are radial to slightly sigmoidal, they give off side branches. A close set of granules are seen at the pole of the test, the granules appear at the junction of the septal filaments with the later spiral lamina.

B - F o r m

Axial section: $\frac{Dm}{Th} = \frac{4}{.15}$, $\frac{W}{R} = \frac{4}{2}$, $P = \frac{1}{3}$. The form of the section is lenticular; the spiral lamina is rather thick; the marginal cord is somewhat thick. The most important character of this species is the arrangement of the pillars, they diverge from the center of the test to the surface, appearing on the surface as small granules on the septal filaments, they are more concentrated at the pole of the test.

Occurrence: This species is recorded in the silicified limestone of the Thebes Formation.

Distribution: D'ARCHIAC and BOUSSAC found this important Lower Eocene species in „Bos d'Arros”, France. DOUVILLÉ also recorded this species from „Gan, La gare de Gan” and „la Tuilerie de Gan”, France. SCHAUB described this species from the upper part of the Schlierenflysch, Swiss Alps.

Age: *N. burdigalensis* is an important species in the Upper Ypresian.

The group of *Nummulites partschi*

a) Smooth form

Nummulites ataticus LEYMERIE, 1846

(A-Form: Pl. VII, Fig. 2a; B-Form: Pl. III, Fig. 1a; Pl. III, Fig. 2a, Pl. V, Fig. 1a)

B - F o r m

1911. *Nummulites ataticus* LEYMERIE – BOUSSAC, pl. 3, fig. 15; pl. 4, fig. 14.

1919. *Nummulites ataticus* LEYMERIE – DOUVILLÉ, p. 38, fig. 2, pl. III, fig. 1–5.

1929. *Nummulites ataticus* LEYMERIE – LLEUCA, p. 102, pl. IV, figs. 2–10, pl. V, figs. 1–5.

1951. *Nummulites ataticus* LEYMERIE – SCHAUB, p. 133, figs. 137–139.

Axial section: $\frac{Dm}{Th} = \frac{7.0}{2.3}$, $\frac{W}{R} = \frac{7}{3.5}$, $P = \frac{1}{3}$. The form of the test is lenticular; the whorls are regular. The spiral cavity is narrow, triangular. The spiral lamina is thick; the alar prolongation is very narrow. No pillars present, the surface is smooth.

A - F o r m

1919. *Nummulites subatacicus* nov. sp. – DOUVILLÉ, p. 41, fig. 3; pl. III, fig. 7–8.

1926. *Nummulites subatacicus* DOUVILLÉ – DONCIEUX, p. 35, pl. IV, fig. 6–10.

1938. *Nummulites subatacicus* DOUVILLÉ – FLANDRIN, p. 57, pl. IV, fig. 20–23.

Axial section: Like the B-Form. $M = .4$ mm.

Occurrence: This species is abundant in the upper part of the nummulitic limestone of the Thebes Formation.

Distribution: DOUVILLÉ found this species in the Lower Eocene of the Aquitaine. LLEUCA described this species from the Ypresian of Spain. FLANDRIN recorded this species from the Ypresian of Algeria. SCHAUB mentioned this species in the Lower Ypresian of the Schlierenflysch in Switzerland.

Age: Lower Ypresian.

b) Granulated form

Nummulites partschi DE LA HARPE, 1880

(A-Form: Pl. V, Fig. 2a; Pl. VII, Fig. 1a; Pl. IX, Fig. 2a; Pl. X, Fig. 1a; B-Form: Pl. X, Fig. 1b)

A - F o r m

1880. *Nummulites Oosteri* – DE LA HARPE, p. 38, pl. 3, fig. 1–3.

1919. *Nummulites Lucasi* D'ARCHIAC – DOUVILLÉ, p. 59, pl. 1, fig. 28–31.

1929. *Nummulites oosteri* DE LA HARPE – LLEUCA, pp. 174–175, fig. 38.

1951. *Nummulites partschi* DE LA HARPE, A-Form – SCHAUB, p. 140. pl. 4, fig. 3–9 and 13–15.

T a n g e n t i a l s e c t i o n: The septal filaments are sigmoidal. The granules appear at the intersection of the septal filaments with the marginal cord, they are seen spirally arranged between the septal filaments.

A x i a l s e c t i o n: $\frac{Dm}{Th} = \frac{2.5}{1}$, $\frac{W}{R} = \frac{3}{1.2}$, $P = \frac{1}{3}$, $M = .3$. The form of the test is biconvex; the whorls are regular, the spiral lamina is thick; the spiral cavity is triangular; the alar prolongation is very narrow; the marginal cord is somewhat thick; the pillars are thick, they begin from the marginal cord of each whorl, having a spiral arrangement.

B - F o r m

1880. *Nummulites Partschi* – DE LA HARPE, p. 37, pl. 3, fig. 1–7.

1919. *Nummulites granifer* nov. sp. – DOUVILLÉ, p. 45. pl. 2, fig. 5–8.

1929. *Nummulites partschi* DE LA HARPE – LLEUCA, pp. 171–173, fig. 37.

1951. *Nummulites partschi* DE LA HARPE – SCHAUB, p. 140, fig. 159–165; pl. 3, fig. 16–18; pl. 4, fig. 1–2.

A x i a l s e c t i o n: $\frac{Dm}{Th} = \frac{5}{1.2}$, $\frac{W}{R} = \frac{5}{2.5}$, $P = \frac{1}{3}$. The form of the test is lenticular.

The whorls increase very slowly in height as added; the spiral lamina is thick as well as the marginal cord. The most important character is the arrangement of the pillars, they begin from the edges of each marginal cord towards the surface appearing on the surface in a spiral line. The alar prolongation is very narrow giving it resemblance to an *Assilina*.

O c c u r r e n c e: A large number of sections of this species specially the A-Forms are observed in the upper part of the chalky and silicified limestones of the Thebes Formation.

D i s t r i b u t i o n: This species was for the first time described by DE LA HARPE from the Eocene of the „Flysch” of the „Wiener Wald”. DOUVILLÉ found this species in „Gan, Bos d’Arros” and the Pyreneans in France. LLEUCA described *N. partschi* A and B-Forms from the Lower Lutetian of Spain. SCHAUB recorded this species from the upper part of the Schlierenflysch in Switzerland.

A g e: Upper Ypresian.

The group of *Nummulites planulatus*

a) S m o o t h f o r m

Nummulites planulatus (LAMARCK), 1804

(A-Form: Pl. V, Fig. 2b; Pl. VII, Fig. 2b; Pl. VIII, Fig. 1b; Pl. VIII, Fig. 2b)

1804. *Lenticulites planulata* – LAMARCK, p. 168 (fide SCHAUB, 1951)

1883a. *Nummulites elegans* SOWERBY – DE LA HARPE, p. 175, pl. 7, fig. 12–23.

1911. *Nummulites planulatus* LAMARCK – BOUSSAC, p. 13, pl. 1, fig. 9.

1919. *Nummulites subplanulatus* – DOUVILLÉ, p. 49, fig. 6–7.

1938. *Nummulites planulatus* (LAMARCK) in BOUSSAC – FLANDRIN, p. 31, pl. 1, fig. 1–4.

1951. *Nummulites planulatus* LAMARCK, A-Form – SCHAUB, p. 175, fig. 244–247.

Tangential section: Characterized by the falciform septal filaments with transverse trabeculae. The last whorl is seen in this section, the septa are thin and gently curved. The height of the chamber is about twice its length. The marginal cord is very thin. There are no pillars.

Axial section: $\frac{Dm}{Th} = \frac{2.0}{.5}$, $\frac{W}{R} = \frac{4}{1}$, $P = \frac{1}{4}$, $M = .2$. It is characterized by the lenticular form; rapidly increasing whorls, paucispiral; very thin marginal cord and very narrow alar prolongation.

Occurrence: This species is abundant in the silicified limestone of the Thebes Formation.

Distribution: *Nummulites planulatus* is an index large Foraminifera in the Ypresian of Belgium (Ypern) and the Paris Basin (Cuis). It is a common species in the Ypresian of Algeria, Morocco and Tunisia. SCHAUB described *N. planulatus* in the Schonisandstone of the Schlierenfylsch (Upper Ypresian) in Switzerland.

Age: Upper Ypresian.

b) Granulated form

Nummulites aquitanicus BENOIST, 1888

(Pl. VIII, Fig. 1a)

1889. *Nummulites laevigata* var. *aquitana* – BENOIST, pp. 12–14, pl. 1, 2 (fide SCHAUB, 1951).

1910. *Nummulites aquitanicus* BENOIST – DOUVILLÉ, p. 50, pl. 4, fig. 13; pl. 5, fig. 1–5.

1926. *Nummulites aquitanicus* BENOIST – LLEUCA, p. 165, fig. 34.

1951. *Nummulites aquitanicus* BENOIST – SCHAUB, p. 182, fig. 264–266; pl. 7, fig. 1–4.

Axial section: $\frac{Dm}{Th} = \frac{3}{1.2}$, $\frac{W}{R} = \frac{4}{1.4}$, $P = \frac{1}{4}$. In this section we notice the whorls of the spiral lamina increase very quickly in height, the test is paucispiral. The spiral lamina is very thin as well as the marginal cord. The pillars are seen arising from the marginal cord to the surface, they are more accumulated near the pole of the test.

Occurrence: One section only of this species has been recovered from the upper silicified limestone of the Thebes Formation.

Distribution: DOUVILLÉ described this species from the Ypresian of Gan, France. He considered it to be a transitional form between *N. planulatus* in the Lower Eocene (Ypresian) and *N. laevigatus* in the Lower Lutetian. LLEUCA recorded this species from the Ypresian of Spain. SCHAUB found this species in the upper Schlieren Sandstone (Upper Ypresian).

Age: Upper Ypresian.

The group of *Nummulites distans*

Nummulites murchisoni BRUNNER, 1950

(Pl. IX, Fig. 1)

1853. *Nummulites murchisoni* BRUNN. – D'ARCHIAC and HAIME, p. 138, pl. 8, fig. 20–24.

1883a. *Nummulites murchisoni* BRUNNER – DE LA HARPE, p. 150, pl. 4, fig. 3–8.

1929. *Nummulites purchisoni* BRUNNER – LLEUCA, p. 87, pl. II, fig. 5–7; pl. III, fig. 5–7.

1939. *Nummulites purchisoni* BRUNNER – FLANDRIN, p. 24, pl. II, fig. 4.

1951. *Nummulites purchisoni* BRUNNER – SCHAUB, p. 194, fig. 285a-c, 286a-c.

Axial section: $\frac{Dm}{Th} = \frac{3.5}{.3}$, $\frac{W}{R} = \frac{4}{1.7}$, $P = \frac{1}{3}$. The form of the test is flat with a central boss. The whorls of the spira increase rapidly in height as added especially the last, giving it the form of an *Operculina*. The test is lax or paucispiral. The spiral lamina is very thin. The spiral cavity is triangular and is very high; the alar prolongation is very narrow.

Occurrence: One axial section of this species has been recovered from the silicified limestone of the Thebes Formation.

Distribution: DE LA HARPE recorded *N. purchisoni* from „Bastennes” and „Bos d’Arros” in France. According to the size of the test of this species, DE LA HARPE divided this species into two varieties: *N. purchisoni* var. *major* is very large, its diameter is 20 mm, and *N. purchisoni* var. *minor* is smaller, its diameter is from 9–14 mm. He assigned the age of the former to the Lutetian, and the age of the later to the Ypresian. FLANDRIN described this species from the Lutetian of Algeria. LLEUCA mentioned *N. purchisoni* from the upper Lower Eocene of Spain. SCHAUB found this species in the Upper Schlieren Sandstone of the Schlierenflysch in Switzerland (Upper Ypresian).

Nummulites pratti D’ARCHIAC et HAIME, 1853

(A-Form: Pl. VII, Fig. 1b; Pl. VII, Fig. 2c; Pl. XI, Fig. 1a)

1853. *Nummulites Pratti* nov. sp. – D’ARCHIAC et HAIME, p. 137, pl. VIII, fig. 15.

1951. *Nummulites pratti* D’ARCHIAC et HAIME – SCHAUB, p. 201, fig. 301a-c, 302a-c.

Axial section: $\frac{Dm}{Th} = \frac{1.2}{.5}$, $\frac{W}{R} = \frac{3}{.8}$, $P = \frac{1}{2}$, $M = .3$. It is characterized by its biconvex form; by the large proloculum; the thin spiral lamina and the very narrow alar prolongation.

Occurrence: This species is common in the sections of the upper nummulitic limestone of the Thebes Formation.

Distribution: SCHAUB found this species in the upper part of the Schonisandstone unit, the middle of the upper Schlieren Sandstone of the Schlierenflysch in Switzerland.

Age: Upper Ypresian.

Nummulites sp. aff. *N. distans* DESHAYES

(A-Form: Pl. X, Fig. 2)

1951. *Nummulites* sp. aff. *N. distans* DESHAYES, A-Form – SCHAUB, p. 202, fig. 303–306.

Axial section: $\frac{Dm}{Th} = \frac{1.5}{.6}$, $\frac{W}{R} = \frac{3}{.7}$, $P = \frac{1}{3}$, $M = .6$. The axial section of this species resembles that of *N. pratti*, but it differs from it in the following characters: the large spherical proloculum, the large spiral cavity, the thin spiral lamina.

Occurrence: This species is rarely observed in the sections of the upper silicified limestone of the Thebes Formation.

Distribution: SCHAUB found this species in the upper half of the upper Schlieren Sandstone of the Schlierenflysch in Switzerland.

2. *Assilina*

Assilina placentula (DESHAYES), 1838

A - F o r m

(Pl. IX, Fig. 2b; Pl. X, Fig. 1c; Pl. XI, Fig. 1b)

1853. *Nummulites Leymeriei* nov. sp. — D'ARCHIAC et HAIME, p. 153, pl. 11, fig. 9a-c, 10a, b, 11, 12.

1951. *Assilina placentula* (DESHAYES) — SCHAUB, p. 210, fig. 316–320.

Oblique section: $\frac{Dm}{Th} = \frac{2}{1.2}$, $P = \frac{1}{3}$. The test is small, with subrounded periphery. It is composed of 4 whorls. The spiral cavity is triangular; the marginal cord is somewhat thick; the pillars issue from the marginal cord to the surface, they are more closely spaced near the pole of the test.

Occurrence: This species is observed in the sections of the upper silicified limestone of the Thebes Formation.

Distribution: DESHAYES described this species from the Upper Ypresian of Sebastopol (Crimea, USSR). D'ARCHIAC and HAIME found this species in the Lower Eocene of „Columbres, San-Vicente de la Barquera (Santander) Spain, Burgberg (Grunten) (Vorarlberg); Mattsee (Salzburg) Austria”. SCHAUB recorded *A. placentula* from the Upper Ypresian of the Schlierenflysch in Switzerland.

Assilina cf. laxispira (DE LA HARPE), 1926

(Pl. VII, Fig. 1c)

A part of *Assilina* section similar to that of *A. laxispira* is observed. It is characterized by the lax whorls; the thick marginal cord and the arrangement of the pillars. SCHAUB described this species from the upper Schlieren Sandstone of the Schlierenflysch in Switzerland.

Age: Upper Ypresian.

3. *Operculina*

Operculina libyca SCHWAGER, 1883

(Pl. III, Fig. 2c)

1885. *Operculina libyca* — SCHWAGER, p. 142, pl. 29, fig. 2.

1953. *Operculina libyca* SCHWAGER — LE ROY, p. 42, pl. 11, figs 14–15.

1961. *Operculina libyca* SCHWAGER — SAID and KERDANY, p. 327, textfig. 8.

Axial section: The test is small, flat, with sharpe edge; the test is lax, composed of 3 to 4 whorls, increasing in height rapidly as added.

Occurrence: A small number of axial sections of this species are found scattered among *Nummulites solitarius*, *N. ataticus* and *N. globulus* in the sections of the upper part of the marly limestone of the Thebes Formation.

Age: Lower Ypresian.

4. *Discocyclina*

Discocyclina mestieri VAUGHAN, 1945

(Pl. XI, Fig. 2)

1945. *Discocyclina (Discocyclina) mestieri* – VAUGHAN, p. 37, pl. 12, fig. 2 (fide Catalogue of Foraminifera)

Vertical section: The section shows a distinct central knob about half the diameter of the test. The diameter of the test is about 6 mm, the thickness in the center is 1.5 mm. The equatorial chambers are convex towards the periphery; the lateral chambers are irregular in shape and size, they form 18 layers in the center, their boundaries are not definite, on the periphery there are only 7 layers. Some of the lateral chambers communicate with other chambers on their sides, and with those in adjacent layers. In the central domed part of the test 8 thick pillars emerge to the surface as strong papillae.

Occurrence: One section of this species is observed in the silicified limestone of the Thebes Formation.

Distribution: VAUGHAN described this species from the Paleocene and Lower Eocene rocks in America.

Discocyclina stephensoni VAUGHAN, 1929

(Pl. V, Fig. 1b)

1929. *Discocyclina stephensoni* – VAUGHAN, p. 16, pl. 6, fig. 2–4. (fide Catalogue of Foraminifera)

Vertical section: Test flat, more or less undulate, thin, slightly increasing in thickness towards the center, without any umbo. Diameter about 7 mm, thickness in chambers are not observed. The equatorial zone is very thin. The lateral chambers are well defined, and very narrow; over the center of the test, they form 6 layers and near the periphery about 3 layers. Small papillae are only slightly developed.

Occurrence: Large number of sections of this species are found in the upper silicified limestone of the Thebes Formation.

Distribution: VAUGHAN recorded this species from the Lower Eocene of Mexico.

5. *Aktinocyclus**Aktinocyclus* sp.

(Pl. XI, Fig. 1c)

Vertical section: The test is flat with a diameter of about 7 mm; the central area is umbonate. The umbonate area is surrounded by a flange, across which are 2 other umbonate parts. The central boss as well as the two other umbonate parts bear 4 pillars which radiate to the surface appearing as strong papillae. The interradial areas bear very minute papillae. The equatorial chambers are elongate rectangular; the lateral chambers are piled up in vertical columns.

Occurrence: One section of this genus is observed from the sections of the upper silicified limestone of the Thebes Formation.

Distribution: This genus is recorded from the Lower Eocene of Aquitaine, Switzerland; Bavaria and from the Upper Eocene of Italy.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The micropaleontological studies on the samples collected from the Taramsa section result in the following conclusions:

1. The upper part of the Esna Shale unit of Taramsa section is rich in planktonic Foraminifera. The following species are recorded from this unit: *Globorotalia aequa*, *G. quetra*, *G. formosa formosa*, *G. aragonensis* and *Globigerina perolata*.

This fauna can be correlated well with the *Globorotalia rex*, *G. formosa formosa* and *G. aragonensis* Zones of the Upper Lizard Springs Formation in Trinidad (BOLLI 1957) and with that of the Gulf and Atlantic Coastal Plains, USA (LOEBLICH and TAPPAN 1957a, b). In Egypt, this fauna is equivalent to that of *Globorotalia aragonensis* and *Acarinina pentacamerata* Subzone of the upper part of the Esna Shale unit in Gebel Gurnah, Luxor (KRASHENINNIKOV and PONIKAROV 1964). The age of this unit as considered by the above authors is Lower Eocene (Ypresian). The author considers this unit to be of Lower Ypresian age.

2. The Thebes Formation overlying the Esna Shale in Taramsa section has a characteristic large foraminiferal assemblage with the following species: *Nummulites solitarius*, *N. globulus*, *N. burdigalensis*, *N. partschi*, *N. atacicus*, *N. planulatus*, *N. aquitanicus*, *N. murchisoni*, *N. pratti*, *N. sp. aff. distans*, *Assilina placentula*, *A. laxispira*, *Operculina libyca*, *Discocyclus stephensoni*, *D. mestieri* and *Aktinocyclus* sp. This fauna has not been described or recorded before from the Thebes Formation. The age of this formation is attributed to the Ypresian. It is found that the large foraminiferal content resembles that recorded from the Ypresian of other parts of the world: the Bavarian Alps, Swiss Alps, Paris Basin, Italy, Spain and North Africa (Algeria, Morocco and Tunisia).

Tab. 1 – 1. táblázat

Stratigraphic distribution of the large Foraminifera from the
Thebes Formation of Taramsa sectionA Taramsa-i feltárás tébai rétegösszletében előforduló
nagy-Foraminiferák fajlétői

Thebes Formation		Species	Genus (group)
Nummulites solitarius Zone	Nummulites planulatus Zone		
Lower Ypresian	Upper Ypresian		
----- _____	_____	<i>N. solitarius</i> <i>N. globulus</i> <i>N. burdigalensis</i>	Group of <i>N. burdigalensis</i>
_____	_____	<i>N. atacicus</i> <i>N. partschi</i>	Group of <i>N. partschi</i>
	_____ _____	<i>N. planulatus</i> <i>N. aquitanicus</i>	Group of <i>N. planulatus</i>
	_____ _____ _____	<i>N. murchisoni</i> <i>N. pratti</i> <i>N. aff. distans</i>	Group of <i>N. distans</i>
	_____ _____	<i>A. placentula</i> <i>A. laxispira</i>	<i>Assilina</i>
_____		<i>O. libyca</i>	<i>Operculina</i>
	_____ _____	<i>D. mestieri</i> <i>D. stephensoni</i>	<i>Discocyclina</i>
	_____	<i>Aktinocyclina</i> sp.	<i>Aktinocyclina</i>

3. According to the *Nummulites* content of the Thebes Formation, this can be subdivided into two zones (Tab. 1).

- a) Lower, *Nummulites solitarius* Zone which is characterized by the presence of *Nummulites solitarius*, *N. globulus*, *N. atacicus* and *Operculina libyca*. The age of this zone is Lower Ypresian (SCHAUB 1951).
- b) Upper, *Nummulites planulatus* Zone: this zone is characterized by the presence of *Nummulites planulatus* together with *N. burdigalensis*, *N. partschi*, *N. aquitanicus*, *N. murchisoni*, *N. pratti*, *N. aff. distans*, *Discocyclina stephensoni*, *D. mestieri* and *Aktinocyclina* sp. This zone is of Upper Ypresian age (SCHAUB 1951).

BIBLIOGRAPHY

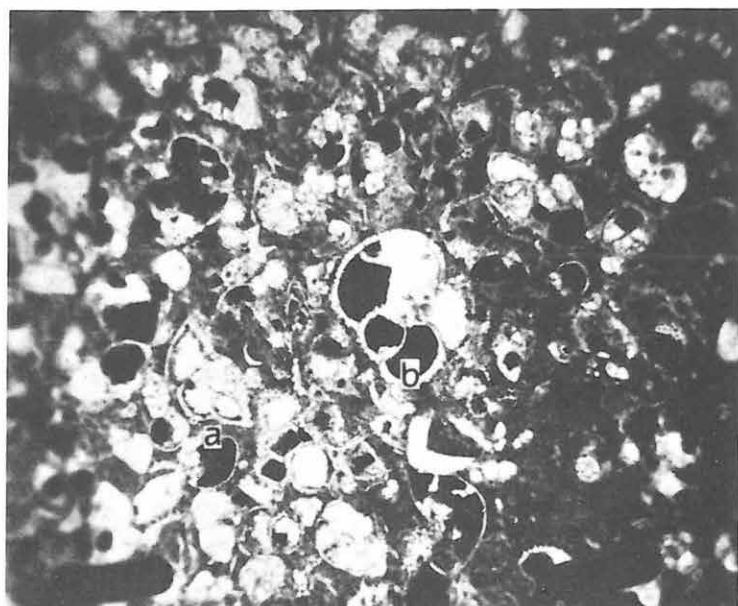
- D'ARCHIAC, A. — HAIME, J. 1853: Description des animaux fossiles du groupe Nummulitique de l'Inde, précédée d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites. — Paris.
- BLANCKENHORN, M. 1921: Handbuch der regionalen Geologie, Aegypten. — VII. Abt. 9. pp. 74–106.
- BISHAY, Y. 1961: Biostratigraphic study of the Eocene in the Eastern Desert between Samalut and Assiut by the large Foraminifera. — Third Arab. Petrol. Congr. Alexandria, 7 p.
- BOLLI, H. M. 1957: The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene — Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad. — B. W. I. U. S. Nat. Mus. Bull. 215, pp. 61–81, pls. 15–20.
- BOUSSAC, J. 1911: Etudes paleontologiques sur le Nummulitique alpin. — Mém. pour Serv. à l'expl. Carte Géol. Détail. de la France, pp. 1–437, pls. 1–22.
- BOUSSAC, J. 1913: Observations nouvelles sur le Nummulitique de la Haute Egypte. — C. R. S. Soc. Geol. France, pp. 62–65.
- CUVILLIER, J. 1930: Révision du Nummulitique égyptien. — Inst. Egypte, Mém. 16. pp. 1–371, pls. 1–25.
- CUVILLIER, J. 1933: Nouvelle contribution à la paléontologie du Nummulitique égyptien. — Inst. Egypte, Mém. 22. pp. 1–76.
- CUVILLIER, J. 1935: Etude complémentaire sur la paléontologie du Nummulitique égyptien. — Inst. Egypte, Mém. 28. pp. 1–81.
- CUVILLIER, J. 1938a: La série sédimentaire à l'Est de Khizam (Haute Egypte). — Bull. Inst. Egypte, 20. pp. 151–153.
- CUVILLIER, J. 1938b: Crétacé et Nummulitique à l'Est de Chaghab (Haute Egypte). — Bull. Inst. Egypte, 20. pt. 2 pp. 247–263.
- CUVILLIER, J. — SACAL, V. 1951: Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine Occidentale. — Leiden, pp. 1–90. pls. 1–90.
- DAVIES, A. M. 1935: Tertiary Faunas. — London, pp. 1–406.
- DAVIES, L. M. 1937: The Eocene beds of the Punjab Salt Range. — Palaeontol. Indica. Geol. Survey India, 24. 1. 77 p. 7 pls.
- DELANOUVE, J. 1868: Note sur la constitution géologique des environs de Thèbes. — C. R. Acad. Sci. Paris, 67. pp. 701–707.
- DONCIEUX, L. 1926: Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault. — Ann. Univ. Lyon. N. S. I. 45. pp. 1–99. 8 pls.
- DOUVILLÉ, H. 1919: L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. — Mém. pour serv. à l'expl. de la carte géol. Détail. de la France, 79 p. 7 pls.
- ELLIS, B. F. — MESSINA, A. R. 1940: Catalogue of Foraminifera. — Amer. Mus. Natural Hist. Spec. Publ. New York.
- FARIS, M. I. 1947: The contact of the Cretaceous and Eocene rocks in the Taramsa — Tukh area (Quena, Upper Egypt). — Bull. Inst. Egypte, 28. pp. 73–85.
- FLANDRIN, J. 1938: Contribution à l'étude paléontologique du Nummulitique algérien. — Mat. Carte géol. Algérie, Ser. 1. 8. 155 p. 15 pls.
- FOURTAU, R. 1912: Sur les divisions de l'Eocène en Egypte. — C. R. Acad. Sci. Paris.
- HAGN, H. 1955: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — Int. Sedim. Petr. Ser. 1. 174 p. 71 pls.
- DE LA HARPE, PH. 1883a: Etude des Nummulites de la Suisse et révision des espèces éocènes des genres Nummulites et Assilina. — Mém. Soc. Pal. Suisse, 10. pp. 141–180. pls. 3–7.

- DE LA HARPE, PH. 1883b: Monographie der in Aegypten und der Libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. – *Palaeontogr.* 30. pp. 155–216, pls. 30–35.
- HUME, W. F. 1911: The effects of secular oscillation in Egypt during the Cretaceous et Eocene periods. – *Geol. Soc. London, Quart. Journ.* 67. pp. 118–148.
- HUME, W. F. 1965: Geology of Egypt. – *Geol. Survey and Min. Research Dept., Cairo*, 3. Pt. II. 734 p.
- KRASHENINNIKOV, V. A. – PONIKAROV, V. P. 1964: Zonal stratigraphy of Paleogene in the Nile Valley. – *U. A. R. Geol. Survey*, 32. Cairo. 26 p.
- LE ROY, L. W. 1953: Biostratigraphy of the Maqfi section, Egypt. – *Geol. Soc. Amer. Mem.* 54. pp. 1–73, pls. 1–13.
- LLEUCA, F. G. 1929: Los Nummulitidos de Espana. – *Com. de Invest. Paleontologicas y Prehistoricas. Mem.* 36. Madrid. 400 p. 34 pls.
- LOEBLICH, A. R. – TAPPAN, H. 1957a: Planktonic Foraminifera of Paleocene and early Eocene age from the Gulf and Atlantic Coastal plains. *Studies in Foraminifera: Pt. I. Planktonic Foraminifera.* – *U. S. Nat. Mus. Bull.* 215. pp. 173–197, pls. 40–64.
- LOEBLICH, A. R. – TAPPAN, H. 1957b: Correlation of the Gulf and Atlantic Coastal Plain Paleocene and Lower Eocene Formations by means of planktonic Foraminifera. – *Journ. Pal.* 31. 6. pp. 1109–1137.
- POKORNY, V. 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. – 1. VEB Deutscher Verl. Wissensch. Berlin, 582 p.
- ROZLOZSNIK P. 1924: Bevezetés a Nummulinák és Assilinák tanulmányozásába. – *Földt. Int. Évk.* 26. 1.
- ROZLOZSNIK, P. 1929: Studien über Nummulinen. – *Geol. Hung. Ser. Pal.* 2. pp. 108–110.
- SAID, R. 1960: Planktonic Foraminifera from the Thebes Formation, Luxor, Egypt. – *Micropal.* 6. 3. pp. 277–286. pl. I.
- SAID, R. 1962: The Geology of Egypt. – *Elsvier Publishing Co. Amsterdam and New York.* 377 p.
- SAID, R. – Kerdany, M. T. 1961: The geology and micropaleontology of the Farafra Oasis, Egypt. – *Micropal.* 7. 3. pp. 317–336. pls. 1–2.
- SAID, R. – SABRY, H. 1964: Planktonic Foraminifera from the type locality of the Esna Shale in Egypt. – *Micropal.* 10. 3. pp. 375–395, pls. 1–3.
- SCHAUB, H. 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenfylsches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. – *Schweiz. Pal. Abh.* 68, pp. 1–222, pls. 1–9, textfigs. 1–336, table 1.
- SCHWAGER, C. 1883: Die Foraminiferen aus den Eocaenablagerungen der libyschen Wüste und Aegyptens. – *Palaeontogr.* 30. pp. 79–154.
- ZITTEL, K. A. 1883: Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete von Aegypten. – *Palaeontogr.* 30. pp. 1–147.

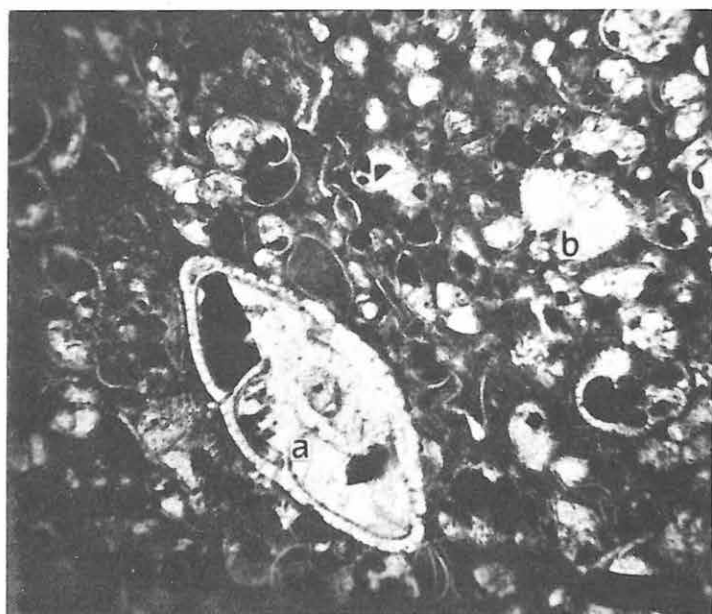
Plate I. – I. Tábla

Photomicrograph of a thin section in the upper marly bed of the Esna Shale unit. –
Esna-i pala, felső márgapad.

1. a) *Globorotalia rex* MARTIN
 b) *Globorotalia aequa* CUSHMAN and RENZ
 X 50
2. a) *Globorotalia formosa formosa* BOLLI
 b) *Globorotalia aequa* CUSHMAN and RENZ
 X 70



1



2

Plate II. – II. Tábla

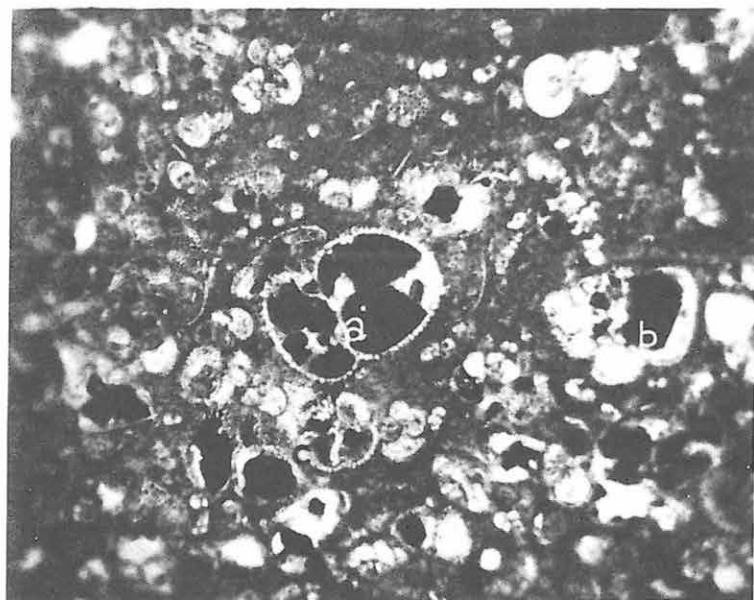
Photomicrograph of a thin section in the upper marly bed of the Esna Shale unit. –
Esna-i pala, felső márgapad.

1. a) *Globorotalia aragonensis* NUTTALL
- b) *Globorotalia quetra* BOLLI
- c) *Globigerina perolata* BOLLI

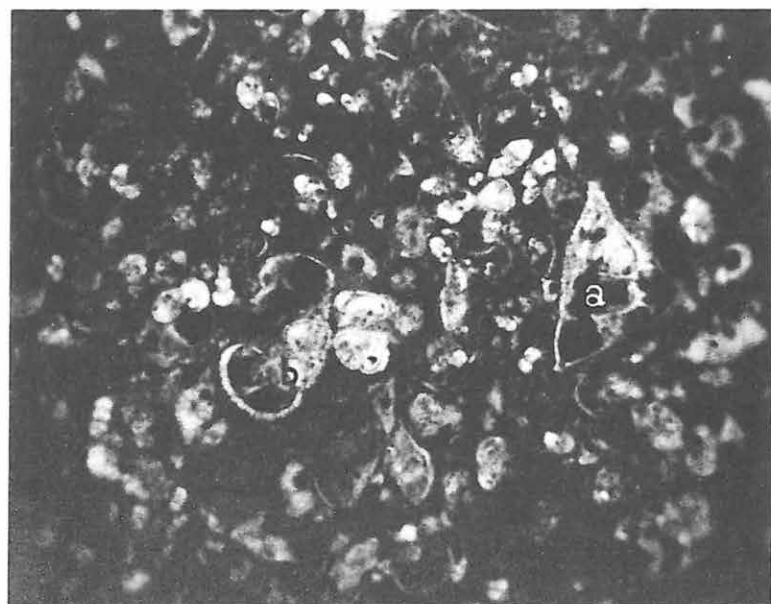
× 22

2. a) *Globorotalia aragonensis* NUTTALL
- b) *Globorotalia quetra* BOLLI

× 22



1



2

Plate III. – III. Tábla

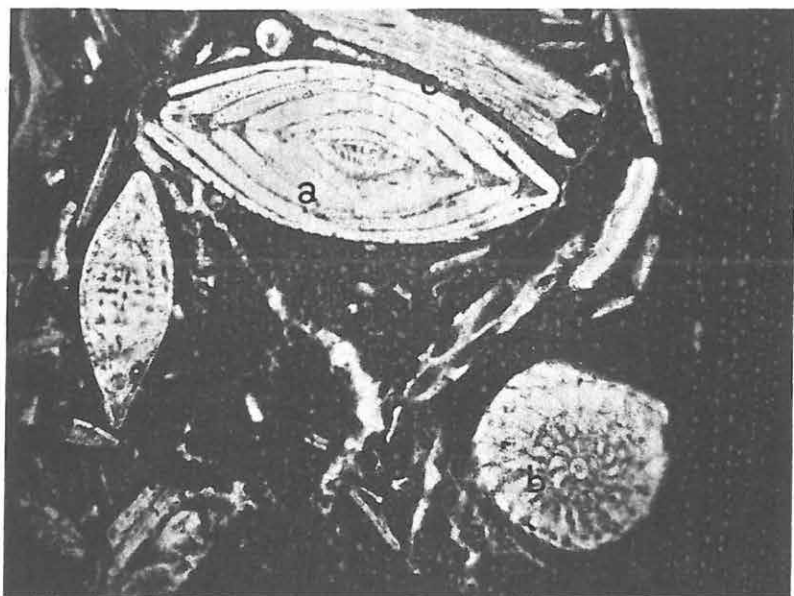
Photomicrograph of a thin section in the marly limestone of the Thebes Formation. –
Tébai rétegösszlet, márgás mészkő.

1. a) *Nummulites atacicus* LEYMERIE, B-Form
- b) *Nummulites solitarius* DE LA HARPE, A-Form
- c) Pelecypod shell

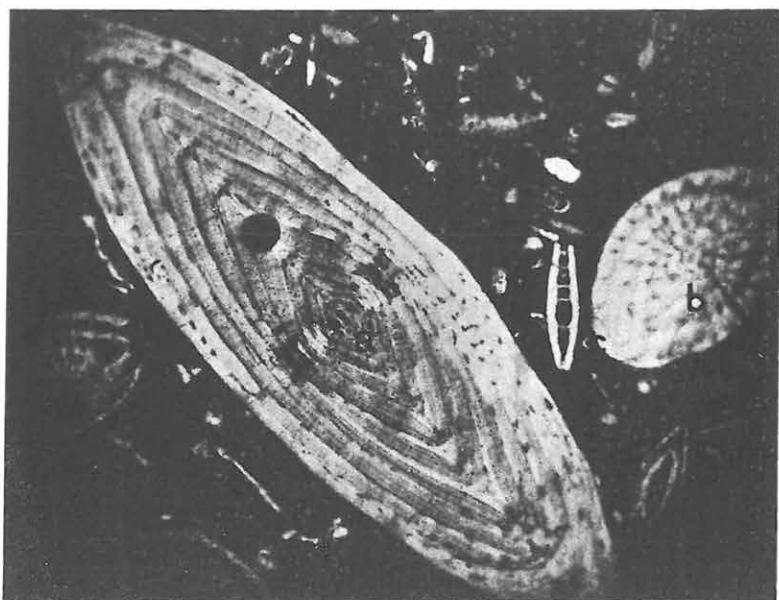
× 17

2. a) *Nummulites atacicus* LEYMERIE, B-Form
- b) *Nummulites solitarius* DE LA HARPE
- c) *Operculina libyca* SCHWAGER

× 17



1



2

Plate IV. — IV. Tábla

Photomicrograph of a thin section in the marly limestone of the Thebes Formation. —
Tébai rétegösszlet, márgás mészkő.

1. a) *Nummulites globulus* LEYMERIE, A-Form

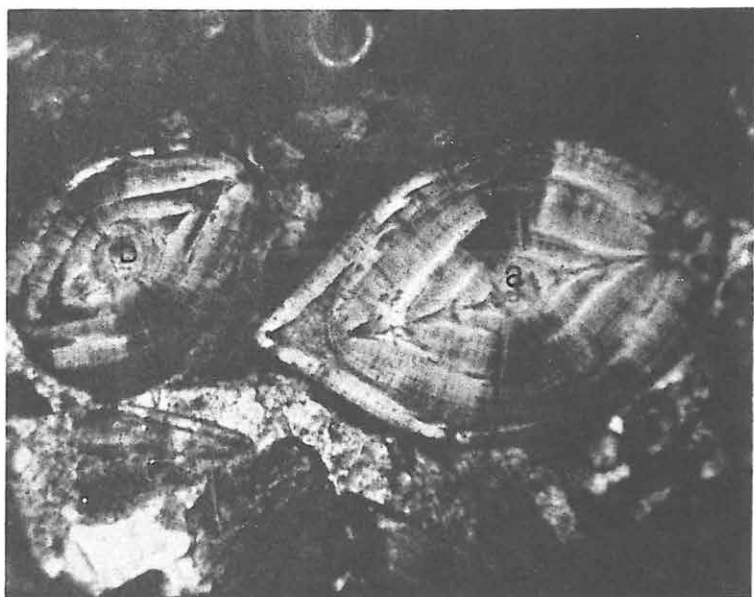
b) *Nummulites globulus* LEYMERIE, A-Form

× 35

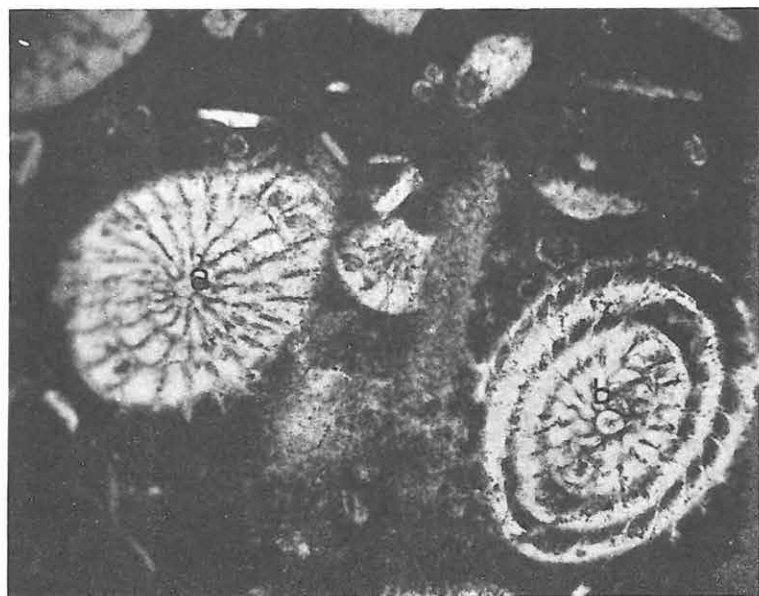
2. a) *Nummulites solitarius* DE LA HARPE, A-Form

b) *Nummulites solitarius* DE LA HARPE, A-Form

× 22



1

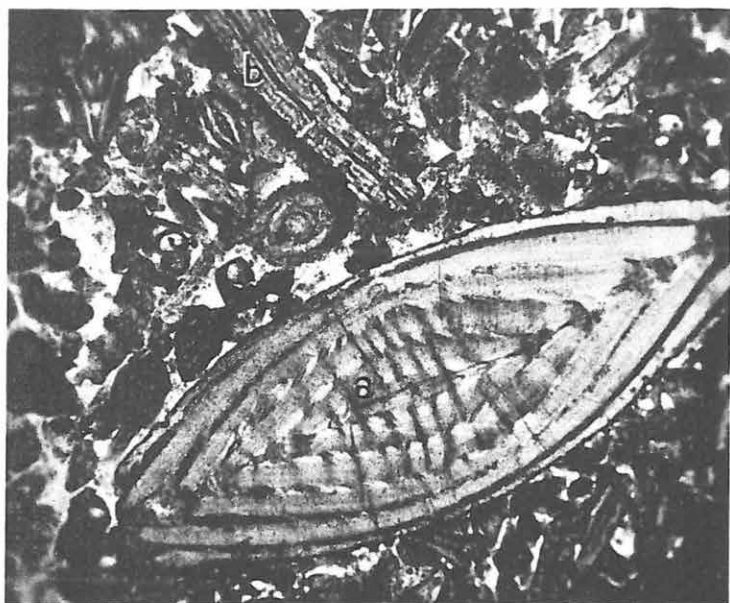


2

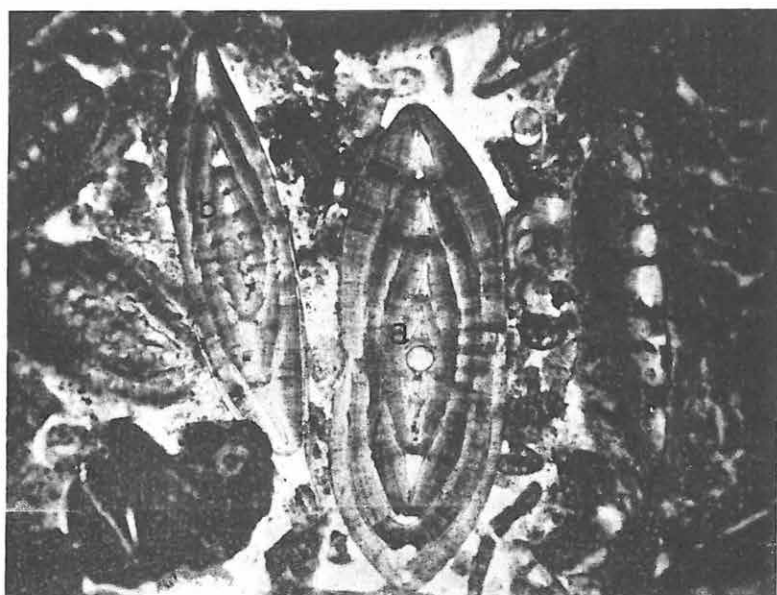
Plate V. — V. Tábla

1. Photomicrograph of a thin section in the nummulitic limestone of the Thebes Formation. — Tébai rétegösszlet, nummuliteszes mészkő.
 - a) *Nummulites atacicus* LEYMERIE, B-Form
 - b) *Discocyclina stephensoni* VAUGHAN× 22

2. Photomicrograph of a thin section in the upper silicified limestone of the Thebes Formation. — Tébai rétegösszlet, alsó kovásodott mészkő.
 - a) *Nummulites partschi* DE LA HARPE, A-Form
 - b) *Nummulites planulatus* (LAMARCK), A-Form



1

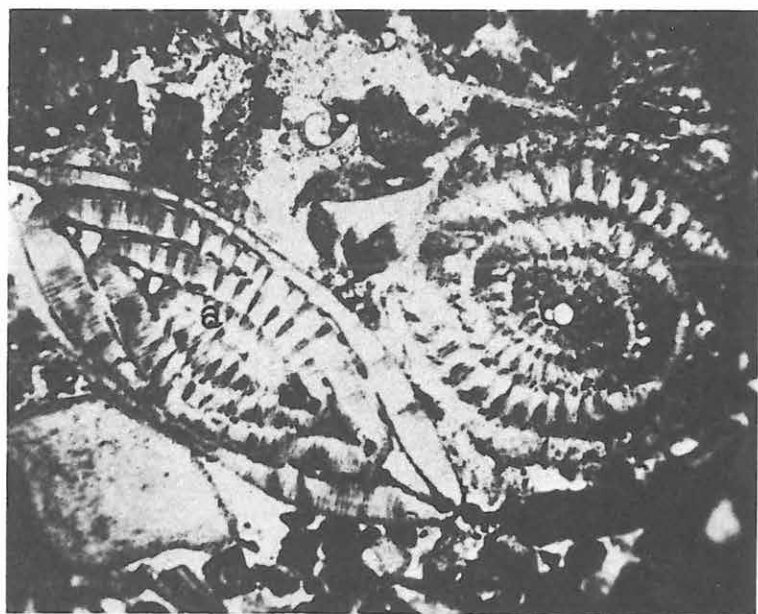


2

Plate VI. – VI. Tábla

1. Photomicrograph of a thin section in the nummulitic limestone of the Thebes Formation. – Tébai rétegösszlet, nummuliteszes mészkő.
 - a) *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, A-Form
 - b) *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, A-Form× 22

2. Photomicrograph of a thin section in the nummulitic and silicified limestones of the Thebes Formation. – Tébai rétegösszlet, nummuliteszes és kovásodott mészkő.
 - a) *Globorotalia thebaica* SAID
 - b) *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, A-Form× 35



1



2

Plate VII. – VII. Tábla

Photomicrograph of a thin section in the nummulitic and silicified limestones of the Thebes Formation. – Tébai rétegösszlet, nummuliteszes és kovásodott mészkő.

1. a) *Nummulites partschi* DE LA HARPE, A-Form
b) *Nummulites pratti* D'ARCHIAC et HAIME, A-Form
c) *Assilina* cf. *laxispira* (DE LA HARPE)
X 22
2. a) *Nummulites atacicus* LEYMERIE, A-Form
b) *Nummulites planulatus* (LAMARCK), A-Form
c) *Nummulites pratti* D'ARCHIAC et HAIME, A-Form
X 22



1

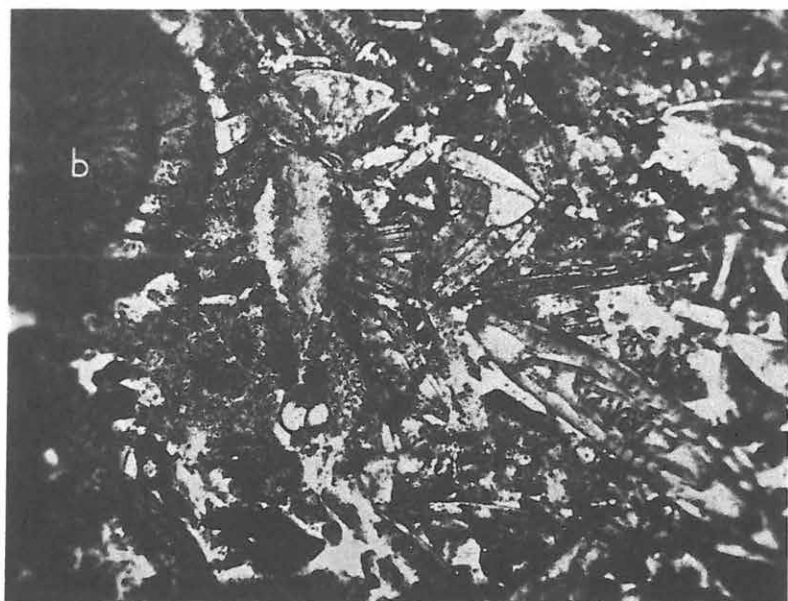


2

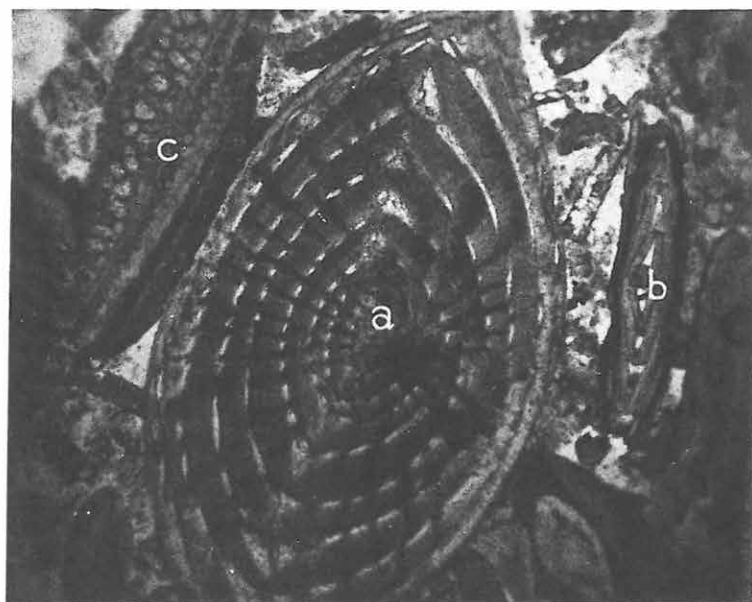
Plate VIII. — VIII. Tábla

1. Photomicrograph of a thin section in the upper silicified limestone of the Thebes Formation. — Tébai rétegösszlet, felső kovásodott mészkő.
 - a) *Nummulites aquitanicus* BENOIST
 - b) *Nummulites planulatus* (LAMARCK), A-Form× 22

2. Photomicrograph of a thin section in the upper nummulitic limestone of the Thebes Formation. — Tébai rétegösszlet, felső kovásodott mészkő.
 - a) *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, B-Form
 - b) *Nummulites planulatus* (LAMARCK), A-Form
 - c) Pelecypod shell× 22



1



2

Plate IX. – IX. Tábla

1. Photomicrograph of a thin section in the upper silicified limestone of the Thebes Formation. – Tébai rétegösszlet, felső kovásodott mészkő.

Nummulites murchisoni BRUNNER × 22

2. Photomicrograph of a thin section in the nummulitic limestone of the Thebes Formation. – Tébai rétegösszlet, nummuliteszes mészkő.

a) *Nummulites partschi* DE LA HARPE, A-Form

b) *Assilina placentula* (DESHAYES), A-Form

× 22



1



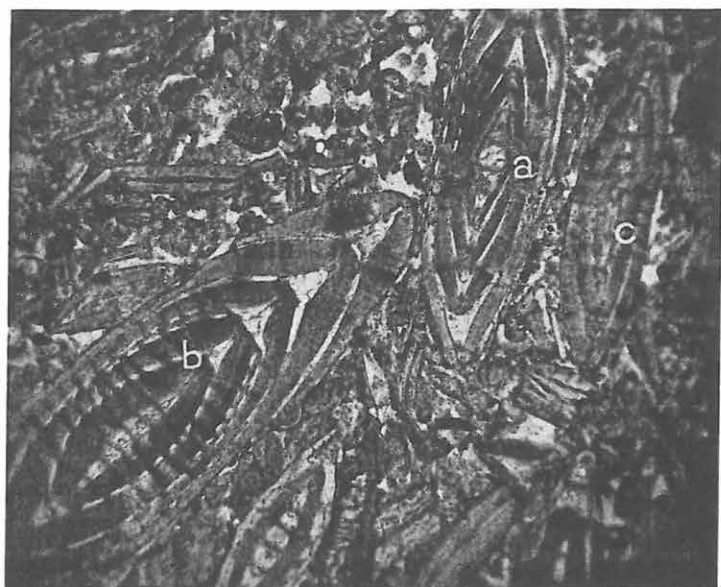
2

Plate X. – X. Tábla

1. Photomicrograph of a thin section in the silicified limestone of the Thebes Formation.
– Tébai rétegösszlet, kovásodott mészkő.
 - a) *Nummulites partschi* DE LA HARPE, A-Form
 - b) *Nummulites partschi* DE LA HARPE, B-Form
 - c) *Assilina placentula* (DESHAYES), A-Form× 22

2. Photomicrograph of a thin section in the upper silicified limestone of the Thebes Formation. – Tébai rétegösszlet, felső kovásodott mészkő.

Nummulites sp. aff. *N. distans* DESHAYES A-Form × 35



1



2

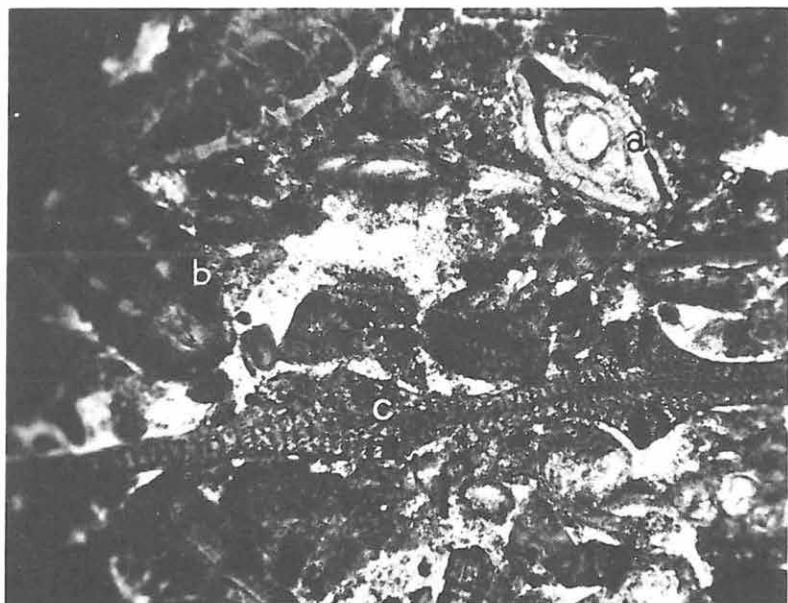
Plate XI. – XI. Tábla

Photomicrograph of a thin section in the silicified limestone of the Thebes Formation. –
Tébai rétegösszlet, kovásodott mészkő.

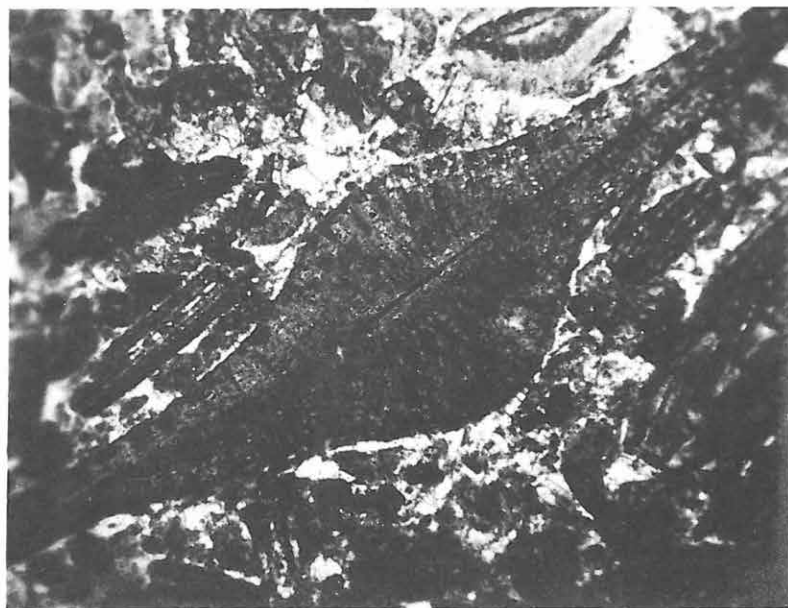
1. a) *Nummulites pratti* D ARCHIAC et HAIME, A-Form
- b) *Assilina placentula* (DESHAYES), A-Form
- c) *Aktinocyclus* sp.

× 35

2. *Discocyclus mestieri* VAUGHAN × 22



1



2

NAGY-FORAMINIFERÁK A TÉBAI ALSÓEOCÉN RÉTEGÖSSZLETBŐL

(Taramsa-i feltárás, Qena, Egyiptom)

Írta: KENAWY, A. I.

A bevezetés áttekintést ad az egyiptomi eocén irodalmáról és kutatástörténetéről, különös tekintettel a Téba (Luxor) környéki alsóeocénre.

A „Tébai Formáció” szinonimái: „alsólibiai”, „operculinas mészkő”, „tűzköves mészkő”. Típusterülete a Nílus völgyében van, Téba (Thebes) város közelében (1. ábra).

A Taramsa-i feltárás (Gebel El Gir) a Nílus nyugati partján van, Qena közelében, Taramsa falutól 7 km-re délre.

A fekü az ún. „Esna-i pala”, gazdag plankton-Foraminifera faunával (*Globorotalia rex*, *G. formosa formosa*, *G. aragonensis*). Kora alsóeocén.

Magát a tébai rétegösszletet ebben a feltárásban mintegy 250 m vastag tűzköves agyagos mészkő (2), márgás mészkő (3), Nummulites tartalmú mészkő (4) és kovásodott mészkő (5) képviseli (2. ábra). Ennek legfontosabb plankton faja a *Globorotalia thebaica*.

A dolgozat lényege a rétegösszlet nagy-Foraminifera együttesének ismertetése. Ebben a Nummulites, Assilina, Operculina, Discocyclina és Aktinocyclina genuszok képviselői szerepelnek. A fajok őslénytani leírása a dolgozat fő része.

A Nummuliteseket a SCHAUB-féle módszer és rendszertan szerint írja le a szerző. A *N. burdigalensis* csoportból a vonalazottakat a *N. solitarius* és a *N. globulus*, a pontozottakat a *N. burdigalensis* faj képviseli. A *N. partschi* csoportból a vonalazott *N. atacicus* és a granulált *N. partschi* van jelen a szelvényben. A *N. planulatus* csoportot itt a vonalazott névadó faj és a pontozott *N. aquitanicus* képviseli. Végül a *N. distans* csoportból a *N. purchisoni*, a *N. pratti* és egy *N. aff. distans* került elő.

Az Assilina-közül az *A. placentula* és az *A. cf. laxispira* szerepel. Ezen kívül az endemikus *Operculina libyca*, továbbá a *Discocyclina mestieri*, a *D. stephensoni*, végül pedig egy *Aktinocyclina* sp. leírása egészíti ki az őslénytani részt.

Az egyes fajokat fényképtáblákon axiális és tangenciális metszetek illusztrálják.

A rétegtani következtetések az alábbiak:

1. Az „Esna-i pala” plankton-Foraminiferák alapján a trinidadi *Globorotalia rex*, *G. formosa formosa* és a *G. aragonensis* zónáknak felel meg (alsóeocén).

2. A nagy-Foraminiferák alapján a tébai rétegösszlet is yprèsi korú. Ezen belül két szint különböztethető meg (2. táblázat):

a) Az alsó, *Nummulites solitarius*-os szint, a névadó faj mellett *N. globulus*, *N. atacicus* és *Operculina libyca* jelenlétével. Kora alsóyprèsi.

b) A felső, *Nummulites planulatus*-os szint, amelyben a névadó fajt *N. burdigalensis*, *N. atacicus*, *N. partschi*, *N. aquitanicus*, *N. purchisoni*, *N. pratti*, *N. aff. distans*, *Assilina placentula*, *A. laxispira*, *Discocyclina mestieri*, *D. stephensoni* és *Aktinocyclina* sp. kíséri. Kora felsőyprèsi.

STRATIGRAPHY AND PALEO GEOGRAPHIC CONSTRUCTION OF SALUM DISTRICT DURING THE NEOGENE

by

M. G. BARAKAT and Y. E. ABDEL HADY
Faculty of Science, Cairo University, Egypt

I. Introduction and Previous Work

The Neogene sediments cover about 12% of the Egyptian territory. Generally, they rest unconformably over older rocks and the upper limits of the Pliocene strata are artificial and undeterminable. Neogene outcrops in northern Egypt were not thoroughly investigated, however, local and wide spaced studies were undertaken without regional correlation and precise comprehension.

This study is mainly concerned with rock and biostratigraphy of the Neogene sediments occurring in Salum area at the North Western corner of the Western Desert. It aims to throw light on and brings up a better understanding for the stratigraphical, paleontological and paleoecological characters of this remote district during this episode.

The basic data upon which this investigation is constructed are in the form of three stratigraphic sections selected at Wadi Aqrab, Wadi Halfaya and to the SE of Salum Second World War Cemetery (Fig. 1). The 1st two sections are concerned with the Miocene age, while the last one deals with the Pliocene age. All columnar sections are located in the area between:

Long. $25^{\circ}6'$ – $25^{\circ}20'$ East

Lat. $31^{\circ}26'$ – $31^{\circ}35'$ North

The first paleontological work carried out for the Miocene strata of the North Western Desert was conducted by FUCHS (1883). Later, a number of eminent authors devoted a great deal of their investigations to Neogene deposits of Egypt in general, and to the North Western Desert in particular. Among these we have CANU (1912), FOURTAU (1920), MARCHETTI (1934), STAINFORTH (1948), SHATA (1955, 1957), SAID (1962a, 1962b), SOUAYA (1963), EL SHAZLY, SHATA and FARAG (1964), ABDALLAH (1966), BECKMANN et al. (1967), OMARA and OUDA (1968), ISMAIL and SELIM (1968), EL-GAMAL (1968), SELIM (1969), ABBASS and EL-SENOUSSI (1967) and the most detailed work of FARIS, ABBASS and EL-GAMAL (1969). In the last-mentioned investigation, the Marmarica Limestone (SAID 1962a) was raised to a group status in which all non clastic lithostratigraphic units were included. These authors retained the Libyan formational names for the Miocene rocks of Salum district. Their investigations were based on Echinoids and Pectinids. Local biostratigraphic zonation was introduced and the different rock units were well defined.

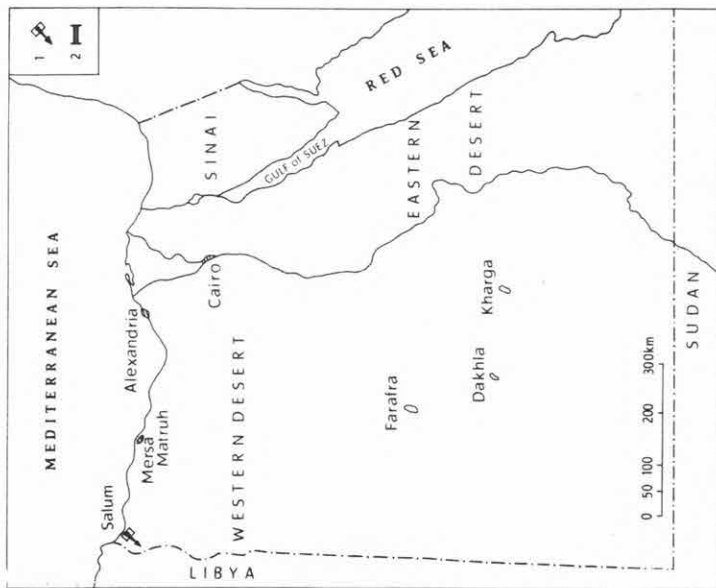


Fig. 1a.
1a. ábra

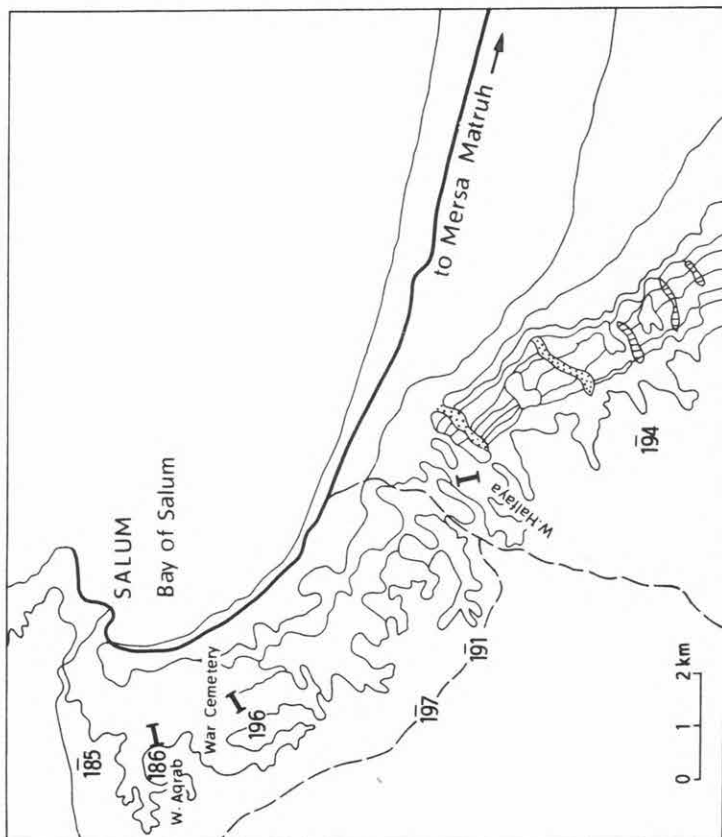


Fig. 1b.
1b. ábra

Fig. 1a-b. Location map of the studied sections in Salum area
1. Studied area, 2. place of sections

1a-b. ábra. A Salum környéki feltárások helyszínrajza
1. Tanulmányozott terület, 2. szelvények helye

II. Stratigraphy

The sediments exposed in the investigated area, are mainly of marine, shallow marine and reefal facies. They belong to the Miocene, Pliocene, Plio-Pleistocene, Pleistocene and Recent. This work is mainly concerned with the Miocene and Pliocene sediments.

Miocene

The Miocene is subdivided stratigraphically into Lower Miocene and Middle Miocene.

1. *Lower Miocene.* It is mainly composed of sparites, sometimes showing dolomitization especially at the base. It includes few interbeds of sandy limestone with glauconite grains and iron oxides. Among the diagnostic microfossils recognized in this time unit, we have *Operculina complanata* (DEFrance), *O. carpenteri* SILVESTRI, *Amphistegina lessoni* D'ORBIGNY, *Borelis melo* (FICHTEL and MOLL), together with the megafossils *Echinolampas oldrichi* TWITCHELL, *Parascutella stefaninii* (DESIO) and *Ostrea frondosa* DE SERRES.

2. *Middle Miocene.* It is represented by micrites partially stained with iron oxides interbedded with few marly streaks. It is capped by a conglomerate bed of 7 meters thickness. The characteristic fauna separated are: *Miogypsina intermedia* DROOGER, *M. cushmani* VAUGHAN, *Heterostegina costata* (D'ORBIGNY), *Operculina carpenteri* SILVESTRI and *Borelis melo* (FICHTEL and MOLL), together with the megafossils, *Echinolampas amplus* (FUCHS) and *Agassizia cyrenaica* DESIO.

Two sections representing these series in Salum district were measured, sampled and studied. The 1st section was selected at the entrance of Wadi Aqrab where the Lower Miocene is represented by the sequence from bed no. 1 to bed no. 8, and the Middle Miocene is represented by the interval from bed no. 9 to bed no. 16. The second section was collected at Wadi Halfaya to the East of Salum town by about 10 km, where the Lower Miocene is represented by the sequence from bed no. 1 to bed no. 10, and the Middle Miocene is represented by the interval covered by bed no. 11 to bed no. 22.

The following is a detailed description of the Miocene strata at *Wadi Aqrab* (Suppl. I.). Its cumulative thickness amounts to 156 m and it is represented from top to base as:

	<i>Thickness in m</i>
Helvetican (thickness 125 m)	
16. Limestone, white to pale yellow, fossiliferous with echinoid spines, Miliolids, Algal and Bryozoan remains.	8.5
15. Limestone, pale yellowish with few sparry calcite, fossiliferous with <i>Scutella isidis</i> FOURTAU and <i>Clypeaster</i> sp.	7
14. Limestone, yellowish grey, being of microsparite with Algae, Bryozoa and reworked shell fragments.	17

	<i>Thickness in m</i>
13. Limestone, grey to pale brown, being of micrite highly fossiliferous with <i>Pecten cristatocostatus</i> SACCO, <i>Clypeaster martini</i> DESMOULINS, <i>Borelis melo</i> (FICHTEL and MOLL), Ostracods, Bryozoa and reworked shell fragments.	40
12. Limestone, white to pale brown, weathers yellowish brown with <i>Miogypsina cushmani</i> VAUGHAN, <i>Echinolampas hemisphaericus</i> LAMARCK, <i>Amphistegina</i> sp. and <i>Heterostegina</i> sp.	25
11. Limestone, pale grey, hard and cavernous, being of microsparite with <i>Lithothamnium</i> sp.	2
10. Limestone, brownish yellow, partially dolomitized, composed mainly of micrite but tends to be sparry in parts, fossiliferous with <i>Miogypsinoides</i> sp., <i>Lithophyllum</i> sp., Bryozoan and Pelecypod remains.	15
9. Limestone, white to pale grey, composed of sparry calcite with few micrite, fossiliferous with <i>Miogypsina intermedia</i> DROOGER, <i>Agassizia cyrenaica</i> DESIO and <i>Ostrea frondosa</i> DE SERRES.	10
Burdigalian (thickness 31 m)	
8. Limestone, white, composed mainly of micrite with patches of microsparite, angular quartz grains and iron oxides, fossiliferous with <i>Operculina complanata</i> (DEFRANCE), <i>Nonion scaphum</i> (FICHTEL and MOLL) and <i>Amphistegina</i> sp.	3.5
7. Limestone, yellowish, glauconitic and sandy in parts with well sorted quartz grains and few argillaceous matter, poorly fossiliferous.	1.5
6. Limestone, white to pale brown, vuggy in part, composed of micrite altering to microsparite, fossiliferous with <i>Parascutella stefaninii</i> (DESIO), <i>Heterostegina</i> sp., Echinoid spines and Algal remains.	2
5. Limestone, pale yellowish, shaly in parts, with some streaks of iron oxides, composed mainly of sparite with little micrite and quartz grains.	3.5
4. Limestone, white to grey, partially dolomitized, composed of microsparite slightly ferruginous, fossiliferous with <i>Borelis melo</i> (FICHTEL and MOLL), <i>Quinqueloculina laevigata</i> (D'ORBIGNY), <i>Clypeaster altus</i> (KLEIN), <i>Chlamys submalvinae</i> (BLANCKENHORN), <i>Lithophyllum</i> sp. and <i>Archias</i> sp.	9
3. Limestones, white to pale yellowish, composed of microsparite with detrital quartz grains, fossiliferous with <i>Operculina carpenteri</i> SILVESTRI, <i>Heterostegina</i> sp. and Bryozoan fragments.	4
2. Limestone, white, weathers pale yellowish, composed of microsparite fossiliferous with <i>Echinolampas oldrichi</i> TWITCHELL, <i>Clypeaster oxybaphon</i> JACKSON, <i>Operculina</i> sp. and Miliolids.	5
1. Dolomite, grey, hard, massive and compact with few micrites and well developed dolomite rhombs characterized by dark nucleus.	2.5
Base unexposed.	

The following is a detailed description of the second Miocene section cropping out at *Wadi Halfaya*, about 10 km to the east of Salum (Suppl. I.). Its cumulative thickness amounts to 112 m and it is represented from top to base as:

	<i>Thickness in m</i>
Post M. Miocene – L. Pliocene (thickness 7 m)	
23. Conglomeratic sandy limestone, pale brown, to reddish brown fossiliferous with Middle Miocene fauna and includes reworked rock fragments.	7
Helvetian (thickness 65 m)	
22. Limestone, white, partially dolomitized, highly fossiliferous with Miliolids, Bryozoan and Algal remains.	6
21. Limestone, white to pale yellowish, fossiliferous with <i>Borelis melo</i> (FICHTEL and MOLL), <i>Ostrea frondosa</i> DE SERRES and other undifferentiated Molluscan shell fragments.	7
20. Limestone, creamish white, slightly vuggy, composed mainly of micrite with marly interbeds.	2.5
19. Limestone, white, composed of fine grained micrite fossiliferous with <i>Echinolampas</i> sp. and Bryozoa.	1.5
18. Limestone, white, composed of micrite and rounded quartz grains, fossiliferous with <i>Operculina carpenteri</i> SILVESTRI, <i>Nonion</i> sp. and Rotalid forms.	7
17. Limestone, white to pale brown, composed of microcrystalline calcite with few ferruginous matter, fossiliferous with <i>Lithophyllum</i> sp. and thick pelecypod shell fragments.	7
16. Limestone, creamish white, composed of micrite with secondary euhedral calcite and few quartz grains, fossiliferous with <i>Clypeaster martini</i> DESMOULINS, <i>Echinolampas amplus</i> FUCHS and Miliolids.	7
15. Limestone, whitish to grey, composed of micrite with few scattered sparry calcite, fossiliferous with <i>Echinolampas hemisphaericus</i> LAMARCK, <i>E. amplus</i> FUCHS and Algal remains.	4
14. Limestone, white to pale yellowish, weathers brown, composed mainly of micrite, fossiliferous with <i>E. italicus</i> LAMBERT, <i>Clypeaster</i> sp. and reworked shell fragments	5
13. Limestone, white, weathers brown, composed of micrite and few scattered microsparry calcite, as cavity filling, fossiliferous with <i>Lithothamnium</i> sp., <i>Lithophyllum</i> sp. and Bryozoan remains.	5
12. Limestone, pale reddish to whitish, fossiliferous with <i>Scutella isidis</i> FOURTAU and <i>Echinolampas hemisphaericus</i> LAMARCK.	5
11. Limestone, pale yellowish, weathers dark brown, composed of microsparry calcite with quartz grains, fossiliferous with <i>Miogypsina intermedia</i> DROOGER, <i>Amphistegina lessoni</i> D'ORBIGNY, <i>Heterostegina costata</i> D'ORBIGNY and reworked shell fragments.	8
Burdigalian (thickness 40 m)	
10. Limestone, pale yellowish, moderately hard, composed of micrite with few quartz grains, fossiliferous with <i>Operculina complanata</i> (DEFRANCE) and <i>Amphistegina</i> sp.	2
9. Limestone, white to pale yellowish, fossiliferous with <i>Parascutella stefaninii</i> (DESIO) and <i>Clypeaster</i> sp.	3.5
8. Limestone, pale yellowish, massive and unfossiliferous.	2.5

	<i>Thickness in m</i>
7. Limestone, pale yellowish, composed mainly of micrite with few sparite, fossiliferous with <i>Balanus</i> sp., Algal and Bryozoan remains.	2.5
6. Limestone, pale greyish, weathers reddish brown, fossiliferous with <i>Echinolampas semiorbis</i> GUBBY and <i>Pecten</i> sp.	3
5. Limestone, pale yellowish, composed of micrite and microsparite filling small cavities, with <i>Lepidocyclus</i> sp., <i>Lithothamnium</i> sp. and <i>Lithophyllum</i> sp.	2.5
4. Limestone, whitish grey, partially dolomitized and unfossiliferous.	5
3. Limestone, slightly sandy, weathers brown, composed of micrite together with few argillaceous matter.	7
2. Limestone, pale brown, interbedded with dark brown ferruginous matter, fossiliferous with <i>Operculina carpenteri</i> SILVESTRI, <i>Parascutella stefaninii</i> (DESIO) and <i>Clypeaster altus</i> (KLEIN).	7
1. Dolomite, pale greyish, weathers pale brown with few rounded to subrounded quartz grains. Base unexposed.	7

Biostratigraphic zones

The Miocene surface sections measured, sampled and studied at Wadi Aqrab and Wadi Halfaya are differentiated into 3 biostratigraphic zones, arranged from base to top as:

1. **Operculina complanata Zone** (thickness 23 m):

This zone is delineated by bed no. 3 and bed no. 8 in Wadi Aqrab section and attaining a thickness of about 23 m. In Wadi Halfaya, it is recognized ranging from bed no. 5 to bed no. 10 and acquiring a thickness of more than 16 m. The microfaunal association is mainly composed of *Operculina carpenteri* SILVESTRI, *Amphistegina lessoni* D'ORBIGNY, *Robulus rotulatus* (LAMARCK) and *Borelis melo* (FICHTEL and MOLL).

2. **Miogypsina intermedia Zone** (thickness 25 m):

It extends in bed no. 9 and no. 10 of Wadi Aqrab section and ranges from bed no. 11 to bed no. 14 in Wadi Halfaya section. Its thickness amounts to 25 m. The microfaunal association is mainly composed of *Heterostegina costata* D'ORBIGNY, *Nonion elongatum* D'ORBIGNY and *N. scaphum* (FICHTEL and MOLL).

3. **Miogypsina cushmani Zone** (thickness 25 m):

It is recorded in bed no. 12 at Wadi Aqrab section having a thickness of about 25 m. Its microfaunal association is mainly composed of *Eponides schreibersii* (D'ORBIGNY), *Nonion scaphum* (FICHTEL and MOLL) and *Borelis melo* (FICHTEL and MOLL).

It should be pointed out that both *Miogypsina intermedia* DROOGER and *M. cushmani* VAUGHAN are nearly identical from the statistical point of view. Also the occurrence of *Borelis melo* (FICHTEL and MOLL) in both the Burdigalian and Helvetian agrees well with the conclusions of REISS and GVIRTZMAN (1966).

The first biostratigraphic zone dates back to the Burdigalian while the last two zones are of Helvetian age. The Burdigalian-Helvetian boundary is conformable both from the paleontological and lithological criteria.

Pliocene

The Pliocene is represented in the investigated area by the lower subdivision which is composed of limestone, porcellaneous and marly at the base grading to sandy at the top. The increase of clastics took place at the expense of calcareous matter. The following is a detailed description of the Pliocene section, measured and sampled to the southeast of *Salum Second World War Cemetery* (Suppl. II.). It is represented from top to base as:

Thickness
in m

- | | | |
|----|--|------|
| 4. | Limestone, white, slightly sandy, weathers brown with few argillaceous interbeds. It is highly fossiliferous with <i>Nodosaria farcimen</i> SILVESTRI, <i>N. maculata</i> SCHWAGER, <i>Globigerina falconensis</i> BLOW, <i>Orbulina bilobata</i> (D'ORBIGNY), etc. | 21.5 |
| 3. | Limestone, pale yellowish, marly, weathers pale brown and with flint interbeds in parts. It is highly fossiliferous with planktonic and benthonic elements, the most important of which are: <i>Globorotalia acostaensis</i> BLOW, <i>G. obesa</i> BOLLI, <i>G. scitula</i> (BRADY), <i>G. hirsuta</i> (D'ORBIGNY), <i>Globigerinoides obliquus</i> BOLLI, <i>G. triloba triloba</i> (REUSS), <i>G. triloba immatura</i> LE ROY, <i>Bulimina elongata</i> D'ORBIGNY and <i>Cibicides gibbosa</i> (TERQUEM), etc. | 26.5 |
| 2. | Limestone, white, marly and friable. It is highly fossiliferous with <i>Sphaeroidinellopsis grimsdali</i> (KEIJZER), <i>S. rutschi</i> (CUSHMAN and RENZ), <i>Globorotaliodes hexagonus</i> (NATLAND), <i>Globigerina nilotica</i> VIOTTI and MANSOUR and <i>Porticolasphaera transitoria</i> (BLOW), etc. | 29 |

Post Middle Miocene – Lower Pliocene

- | | | |
|----|--|---|
| 1. | Conglomeratic sandy limestone; pale brown to reddish with calcareous fragments and reworked M. Miocene fauna.
Base unexposed. | 1 |
|----|--|---|

Biostratigraphic zones

The Lower Pliocene strata, recorded here for the first time, are differentiated into 2 biostratigraphic zones correlable with other localities in the world in general and the Mediterranean basin in particular. These two zones are arranged from base to top as:

1. Sphaeroidinellopsis Zone (thickness 23 m):

It is delineated by the first appearance of planktonic elements with *Sphaeroidinellopsis* species above the conglomeratic limestone and the rash appearance of *Globorotalia hirsuta* (D'ORBIGNY). The microfaunal association is mainly composed of *Globigerina falconensis* BLOW, *G. nilotica* VIOTTI and MANSOUR, *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Sphaeroidinellopsis grimsdali* (KEIJZER), *S. rutschi* (CUSHMAN and RENZ), *Porticolasphaera transitoria* (BLOW) together with abundant benthonic elements.

2. *Globorotalia hirsuta* Zone (thickness 30 m):

It is recognized above the *Sphaeroidinellopsis* Zone, being restricted mainly to bed no. 3 and attaining a thickness of 30 m. The microfaunal association is mainly composed of *Globorotalia scitula* (BRADY), *G. menardi tumida* (BRADY), *Globigerinoides obliquus* BOLLÉ, *G. sacculifera* (BRADY) and many other benthonic forms.

The Lower Pliocene age is justified due to the occurrence of *Globorotalia hirsuta* (D'ORBIGNY), *G. sacculifera* (BRADY) and *G. menardi tumida* (BRADY) (DONDI and PAPETTI 1967). This is further substantiated by the presence of *Sphaeroidinellopsis rutschii* (CUSHMAN and RENZ) and *S. grimsdali* (KEIJZER).

The relation between the Lower Pliocene and the Middle Miocene is unconformable as revealed both by lithological and paleontological investigations. The sudden change from the reefal compact limestone of Middle Miocene to the open marine marly porcellaneous limestone of the Lower Pliocene and the abrupt change in faunal content add further evidence to this unconformable relation. Furthermore, the occurrence of conglomeratic bed between the uppermost Middle Miocene and the lowermost Lower Pliocene confirms this relation.

III. Microfacies and Paleocology

'The microfacies study is accomplished here on the basis proposed by CUVILLIER (1956), HAGN (1955), REY and NOUET (1958), HANZAWA (1961) and later studies conducted during the last ten years. The terminology proposed by FOLK (1959, 1962) is followed in describing the carbonate rocks. The study of thin sections frequently affords a truthful picture of the environment, and microfacies based upon index micro-organisms may have the value of stratigraphical zones (MISIK, 1966). The method followed by GHORAB and ISMAIL (1957) in enumerating the different types of microfacies is preferred in this study.

A/ MICROFACIES

Lower Miocene microfacies

The following are the most diagnostic microfacies associations encountered in this time unit. They are arranged chronologically from base to top and differentiated into lithofacies and biofacies associations as follows:

Association No. 1

(Pl. I Fig. 1)

Dolostone (lithofacies association):

It is composed of unfossiliferous microcrystalline carbonate in the form of well developed dolomite rhombs with dark brown nucleus. The micrite ooze matrix includes

little ferruginous matter as well as fine grained quartz grains. Such an association reflects a relatively deep neritic environment. Similar facies was reported by ISMAIL and EL-DAKKAK (1967) in Cairo–Suez district.

Association No. 2

(Pl. I. Fig. 2)

Sandy micrite (lithofacies association):

It is mainly composed of quartz grains, ill-sorted, embedded in a microcrystalline calcareous ground mass. Patches of argillaceous matter are encountered. Such an association reflects sublittoral marine environment not far from the shore.

Association No. 3

(Pl. II. Figs 1 and 2)

Borelis melo biomicrite (biofacies association):

It is composed of microcrystalline carbonate with sparry calcite and few scattered quartz grains, fossiliferous with *Borelis melo* (FICHTEL and MOLL), *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp. and small Forams as Miliolids and Rotalid forms. Algae are defined as *Mesophyllum* sp. and *Lithothamnium* sp. mixed with reworked shell fragments. Such an association reflects near shore condition of inner neritic environment.

Association No. 4

(Pl. III. Fig. 1)

Operculina biomicrite (biofacies association):

It is composed of microcrystalline micrite with microsparry calcite in parts. Few scattered angular quartz grains are encountered. It is highly fossiliferous with *Operculina complanata* (DEFRANCE), *O. carpenteri* SILVESTRI, *Heterostegina* sp., Bryozoa and Echinoid spines, together with reworked shell fragments. These litho- and biofacies characters indicate a shallow agitated water condition of inner neritic to reefal environment with large foraminiferal bioherm.

Middle Miocene microfacies

Association No. 5

(Pl. III, Fig. 2)

Miogypsina biomicrite (biofacies association):

It consists of microsparry calcite with few scattered cryptocrystalline calcite and quartz grains partially stained with iron oxides. It is highly crowded with *Miogypsina intermedia* DROOGER and *M. cushmani* VAUGHAN, *Amphistegina* sp. together with small Foraminifera and reworked shell fragments. These litho- and biofacies characters reflect a shallow condition of inner neritic to reefal environment.

Association No. 6

(Pl. IV. Fig. 1)

Algal Bryozoa biomicrite (biofacies association):

It is made up of microcrystalline carbonate with few sparry calcite patches. It is fossiliferous with *Mesophyllum* sp., Bryozoa and large Forams. Such a type of association reflects a reefal environment affected by weak water currents at a shallow depth.

Association No. 7

(Pl. IV. Fig. 2)

Borelis melo biomicrite (biofacies association):

It is composed of micritic ground mass with detrital quartz and glauconite grains. It is fossiliferous with *Borelis melo* (FICHTEL and MOLL), *Quinqueloculina* sp., Rotalid form, Bryozoa and reworked shell fragments. This association reflects sheltered conditions of reefal environment with intermittent, mildly reducing medium.

Association No. 8

(Pl. V. Fig. 1)

Bryozoa biomicrite (biofacies association):

It is composed of microcrystalline calcite with cavities filled by secondary sparry calcite and rare angular to subangular quartz grains. It is highly fossiliferous with Bryozoa, reworked shell fragments, Echinoid spines and other organic remains. Such an association reflects near shore conditions of inner neritic environment.

Lower Pliocene microfacies*Conglomeratic limestone*

(Pl. V. Fig. 2)

This pebbly limestone is dated to post Middle Miocene — pre Lower Pliocene and in polished hand specimen, it is composed of ill-sorted pebbles reaching 4.5 cm in diameter with reworked Middle Miocene organic remains embedded in a sandy ground mass. Deposition of these pebbles took place in continental to epicontinental conditions under the influence of erosion and rapid sedimentation.

Association No. 9

(Pl. VI. Fig. 1)

Conglomeratic biomicrite (biofacies association):

It is composed of carbonate pebbles mainly of micrite ooze with quartz grains rounded to subrounded, highly fossiliferous with small Foraminifera of Middle Miocene affinity as Miliolids and Rotalid forms together with reworked organic remains. Such a

facies reflects unstable conditions that took place by the close of the Middle Miocene and the outset of the Lower Pliocene.

Association No. 10

(Pl. VI. Fig. 2)

Marly biomicrite (biofacies association):

It is made up of cryptocrystalline micrite with microsparite and fair amount of argillaceous matter rendering the thin section dark grey in appearance. It is highly fossiliferous with *Globigerinas*, *Globorotalias*, *Rotalid* forms and *Sponge* spicules. Such an association denotes open marine facies of at least semipelagic warm sea of normal salinity.

B/ PALEOECOLOGY

This study is based on the analysis of the various organisms, peculiarities of their cohabitation and accurate interpretation of the lithological inter-relationship previously described. It is an attempt to build up the paleoecologic construction of Salum district during Neogene time.

The lowermost beds of the Lower Miocene (Burdigalian) are composed of microcrystalline, euhedral, rhombic to subrhombic dolomite crystals, the majority of which possess an opaque nucleus. It is slightly vuggy with minute calcite crystals, as secondary filling with no trace of organic remains. These lithological characters indicate deposition of the calcareous material in a comparatively deep condition of the neritic zone. Dolomitization was probably influenced by metasomatic replacement in fairly shallow, warm and magnesium rich environment.

Stratigraphically, this dolomite grades gradually into sandy micrites, sometimes with siliceous concretions. This type of facies reflects deposition in fairly shallow conditions of the neritic zone receiving clastics from a near-by landmass. The silica may have been transported in a colloidal form where decrease in alkalinity caused its accumulation in finely divided sediments. The occurrence of glauconite, on the other hand, reflects that deposition took place in a mildly reducing environment (WELLER 1960). These micrites change to biomicrites fossiliferous with *Borelis melo* (FICHEL and MOLL), calcareous Algae, *Rotalid* and *Miliolid* forms together with Molluscan shell fragments. Such litho- and biofacies associations are related to shallower conditions in the belt of turbulent waters (HECKER 1965) and this corresponds to the fore-reefal transitional zone.

The transitional zone of the Lower Miocene is followed by dominant biosparites grading to sparites with few interbeds of sandy micrite. Calcareous debris fill the space between the frame builders and is bound in place by Algae and other encrusting organisms. The older fore-reef community is replaced by others of reef summit habitats as *Amphisteginas*, *Miogypsines* and *Operculines*. This environment is closely related to the back reef conditions in which light, temperature and abundance of food and oxygen are the most diagnostic.

This reef biocommunity is well developed in the inner neritic zone representing the transitional stage between the Burdigalian and Helvetian. Intermittent short lived invasions and retreats took place and resulted in the formation of alternating micrites and biomicrites with remarkable percent of Algal and Bryozoan fragments.

To resume, it should be emphasized that the environmental conditions, that prevailed during the Neogene in Salum district are differentiated into five well defined types. They start with open marine basinal conditions, followed by fore-reef shoal transitional zone and then back reef conditions. This sequence is attributed to regressional phase and it is assigned to Lower, early Middle and late Middle Miocene times. By the advent of Lower Pliocene further shallowing took place and this resulted in the formation of basal conglomerate. It is then succeeded by open basinal conditions representing a transgressional phase.

The terms transgression and regression are used in the sense of reef movements respectively toward and away from the adjacent land mass. The Neogene succession in Salum district represents a change of facial conditions and reef migration with time in one and the same locality.

IV. Summary and Conclusions

The Neogene sediments of Salum district were critically studied both from stratigraphical and paleontological points of view. This study was carried out through the investigation of 3 stratigraphic sections measured and sampled from the Miocene and Pliocene outcrops and resulted in:

1. The Miocene sediments were classified into 3 biostratigraphic zones, arranged from top to base as: *Miogypsina cushmani* Zone, *M. intermedia* Zone and *Operculina complanata* Zone. The first 2 zones were dated back to the Helvetian and the last one to the Burdigalian.
2. The Pliocene sediments were also differentiated into 2 biostratigraphic zones, arranged from top to base as: *Globorotalia hirsuta* Zone and *Sphaeroidinellopsis* Zone and these two zones date back to the Lower Pliocene.
3. The relation between the Lower and Middle Miocene was proved to be conformable while the relation between the Middle Miocene and the Lower Pliocene was found unconformable.
4. Microfacies analyses lead to the construction of the Neogene basin with its paleo-ecological characters. It commenced with basinal open marine conditions, followed by fore-reefal transitional zone to back-reef conditions succeeded by the emergence of the land mass and the formation of conglomerates. It is then terminated by upper basinal open marine conditions. These zones were dated back to Lower, early Middle, late Middle Miocene, early Lower and Lower Pliocene respectively.

ACKNOWLEDGEMENTS: The authors wish to express their gratitude to Prof. DR. I. A. FARAG, Head of Geology Dept., Faculty of Science, Riyadh University, Saudi Arabia, for his help and valuable leading comments. Thanks are also due to DR. ALI SADEK, Geology Dept.,

Faculty of Science, Cairo University for his help during the identification of large Foraminifera. We are also deeply grateful to DR. A. MANSOUR (I. E. O. C.) for his advice and co-operation in the identification of planktonic Foraminifera. The authors express their gratitude to DR. J. KONDA, Director of the Hungarian Geological Institute, Budapest, for permitting to print this paper.

BIBLIOGRAPHY

- ABBASS, H. L. — SENOUSI, M. Y. 1969: A study of some Miocene Bryozoa from Um El Rakham area, West Matruh, Egypt. — 6th Arab Scientific Con. Damascus. (In press.)
- ABDALLAH, A. M. 1966: Stratigraphy and structure of a portion in the North Western Desert of Egypt (El Alamein-Dabaa-Qattara-Moghra areas) with reference to its economic potentialities. — Geol. Serv. Egypt, paper no. 45, Cairo.
- BECKMANN, J. P. — EL HEINY, I. — Kerdany, M. T. — SAID, R. — VIOTTI, C. 1967: Standard planktonic zones in Egypt. — Proc. 1st International Conf. Plank. Microfoss., Geneva, I, pp. 92–103, 1 textfig.
- CANU, F. 1912: Etude comparée de Bryozoaires Helvétique de l'Egypte avec les Bryozoaires vivantes de la Méditerranée et de la Mer Rouge. — Inst. Egypt. Mem. 6, pp. 185–236, pls. 10–13.
- CUVILLIER, J. 1956: Stratigraphic correlations by microfacies in Western Aquitaine. — p. 337, pls. 100, Leiden.
- DONDI, L. — PAPETTI, I. 1967: Biostratigraphical zones of Po valley Pliocene. — Committee Mediterranean Neogene stratigr. Proc. IV Session, pp. 63–98, figs. 1–3, pls. III–V, Bologna.
- EL-GAMAL, M. M. 1968: Geology of Salum area, Western Desert. — M. Sc. Thesis, Faculty of Sc., Ain Shams University.
- EL-SHAZLY, M. M. — SHATA, A. — FARAG, A. M. 1964: Geology, Pedology and Hydrology of Mersa Matruh area. — Egypt. J. Geol. 8. 1.
- FARIS, M. I. — ABBASS, H. L. — EL-GAMAL, M. M. 1969: Contribution to the stratigraphy of the Miocene rocks of the Salum area, North Western Desert, Egypt. — 6th Arab Scientific Con. Damascus. (In press.)
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — A. A. P. G. 43. 1. pp. 1–38.
- FOLK, R. L. 1962: Spectral division of limestone types in classification of carbonate rocks. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1.
- FOURTAU, R. 1920: Echinodermes néogènes de l'Egypte. — Egypt. Surv. Dept. 101. p. 213, pls. 5.
- FUCHS, T. H. 1883: Beiträge zur Kenntnis der Miozänfauna Aegyptens und der Lybischen Wüste. — Paleontogr. 30.
- GHORAB, M. A. — ISMAIL, M. M. 1957: A microfacies study of the Eocene and Pliocene East of Helwan. — Egypt. J. Geol. 1. 2. pp. 105–124.
- HAGN, H. 1955: Fazies und Microfauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — Int. Sedim. Petr., Ser. 1, E. J. Brill, Leiden.
- HANZAWA, S. 1961: Facies and micro-organisms of the Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sediments of Japan and her adjacent Island. — Int. Sedim. Petr. Ser. 5. Leiden.
- HECKER, R. F. 1965: Introduction to Paleocology. — Elsevier Publ. Co. Inc. New York.
- ISMAIL, M. M. — EL-DAKKAK, M. W. 1967: Stratigraphical microfacies studies of the Eocene and marine Miocene of Gebel Iweibid area, Cairo-Suez district. — Bull. Faculty of Sci. Alex. Univ. III. 2. pp. 259–283.
- ISMAIL, M. M. — SELIM, A. A. 1968: Stratigraphy of El-Salum area; Western Desert, UAR. — Bull. Fac. Sci. Alex. Univ. (In press.)

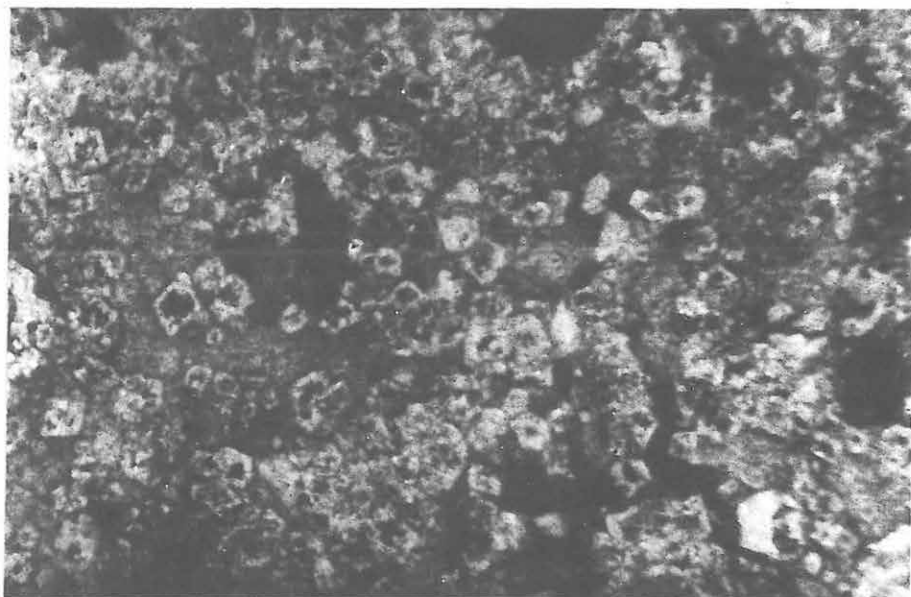
- MARCHETTI, M. 1934: Note illustrative per un abbordo di Carto Geologica della Cirenaica. — Boll. Soc. Geol. Ital. 53.
- MISIK, M. 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. — Bratislava.
- OMARA, S. — OUDA, K. 1968: Pliocene Foraminifera from the subsurface rocks of Burg El-Arab Well no. 1, Western Desert, Egypt. — 3rd African Micropaleont. Coll. Cairo.
- REISS, Z. — GVIRTZMAN, G. 1966: Subsurface Neogene stratigraphy of Israel. — Comm. Mediterr. Neogene Stratigraphy, Proc. 3rd session in Bern, pp. 312–346, 5 textfig., pls. 12.
- REY, M. — NOUET, G. 1958: Microfacies de la region Prerifaine et de la moyenne Moulouya. — Leiden.
- SAID, R. 1962a: The geology of Egypt. — Elsevier Publ. Co. Amsterdam and New York.
- SAID, R. 1962b: Über das Miozän in der Westlichen Wüste, Aegypten. — Geol. Jahrb. 80.
- SELIM, A. A. 1969: Geology of El-Salum area, Western Mediterranean coastal zone, UAR. — Ph. D. Thesis, Faculty of Sci. Alexandria Univ.
- SHATA, A. 1955: An introductory note to the geology of the northern portion of Western Desert of Egypt. — Bull. Inst. Desert Egypte, 5. 2, pp. 96–100, 3 textfigs.
- SHATA, A. 1957: Geology and geomorphology of Wadi El Kharuba area. — Bull. Inst. Desert Egypte, 10. pp. 91–120. 9 textfigs. 1 map, 5 plates.
- SOUAYA, F. J. 1963: On the Foraminifera of Gebel Gharra, (Cairo–Suez road) and some other Miocene samples. — J. Paleont. 37. 2.
- STAINFORTH, R. M. 1948: Report on the micropaleontological studies of the Egyptian Neogene. — Rept. Standard Oil Co., Egypt.
- WELLER, J. M. 1960: Stratigraphic principles and practice. — Harper et Brothers, New York.

Plate I. — I. Tábla

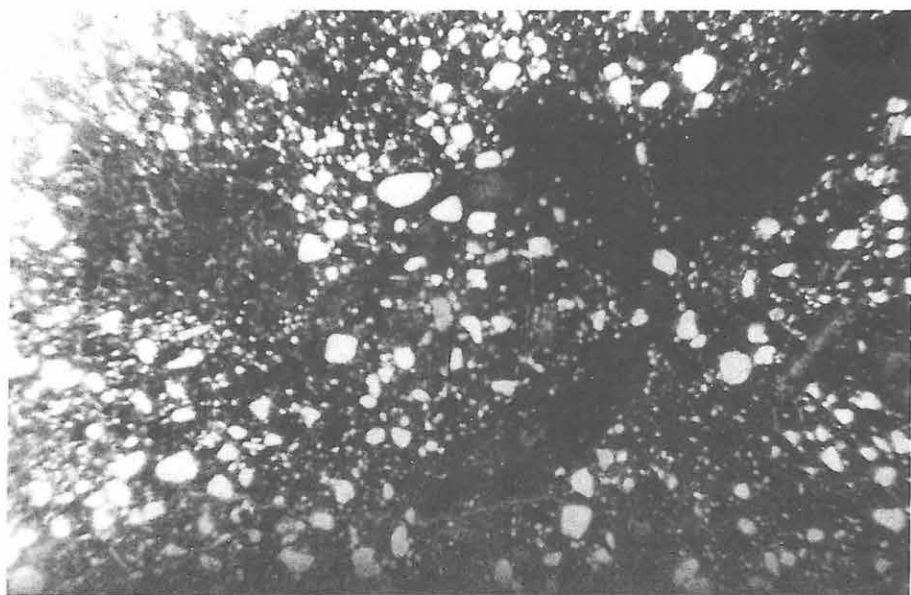
1. *Dolostone*: composed mainly of dolomite rhombs with dark nucleus embedded in a fine grained carbonate material. X 10
Lower Miocene, Wadi Halfaya section, sample no. 100h
2. *Sandy micrite*: made up of micrite with some ferruginous matter and quartz grains.
X 80
Lower Miocene, Wadi Halfaya section, sample no. 102h

* * *

1. „*Dolostone*” (szerves vagy szervetlen eredetű töredékekből és konkreciókból álló dolomit): főleg dolomit-romboéderekből áll, finomszemcsés karbonátos anyagba ágyazott sötét nucleusszal. 10X
Alsómiocén, Wadi Halfaya-i feltárás, 100h. sz. minta
2. *Homokos mikrit*: mikritből áll, némi vasoxid-tartalmú anyaggal és kvarcsezemcsékkel. 80X
Alsómiocén, Wadi Halfaya-i feltárás, 102h. sz. minta



1



2

Plate II. — II. Tábla

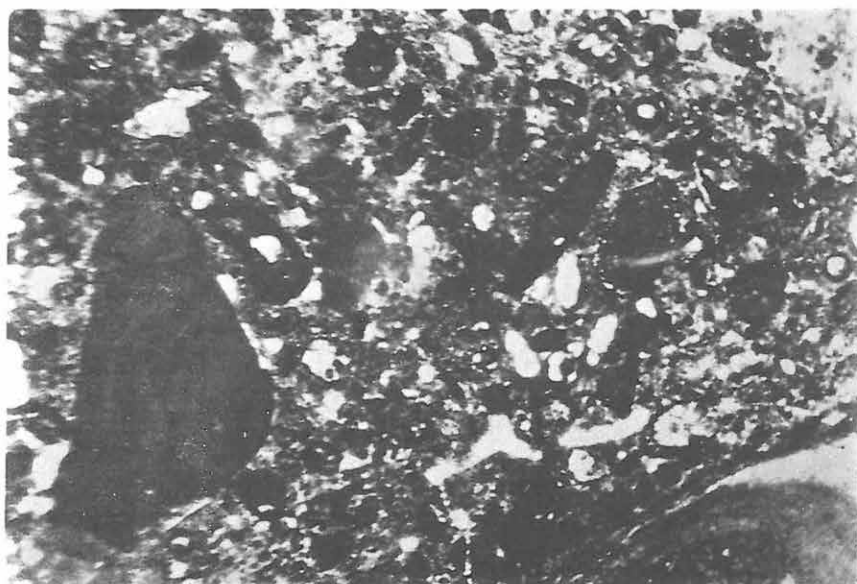
1. *Borelis melo biomicrite*: composed of fine grained calcareous matter, fossiliferous with *Borelis melo* and undifferentiated large Forams. X 20
Lower Miocene, Wadi Aqrab section, sample no. 6a.
2. *Borelis melo biomicrite*: consists of fine grained calcareous matter, with *Borelis melo* calcareous Algae, Miliolids and unidentified organic remains. X 25
Lower miocene, Wadi Aqrab section, sample no. 6a.

* * *

1. *Borelis melo-s biomikrit*: finomszemcsés meszes anyag, ősmaradványokkal, *Borelis melo*-val és közelebbről meg nem határozott nagy-Foraminiferákkal. 20X
Alsómiocén, Wadi Aqrab-i feltárás, 6a. sz. minta
2. *Borelis melo-s biomikrit*: finomszemcsés meszes anyag, *Borelis melo*, meszes alga, Miliolida és közelebbről meg nem határozott szerves maradványokkal. 25X
Alsómiocén, Wadi Aqrab-i feltárás, 6a. sz. minta



1



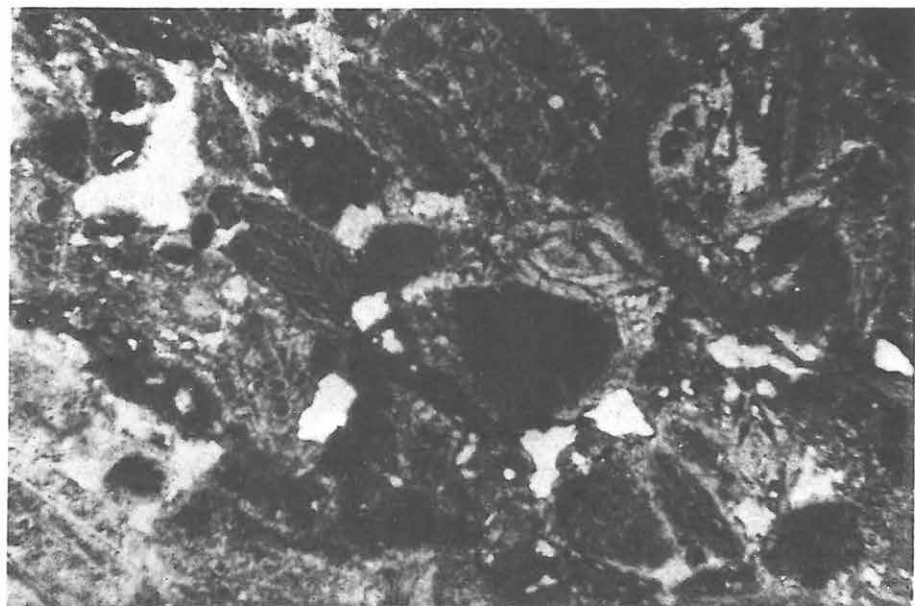
2

Plate III. — III. Tábla

1. *Operculina biomicrite*: composed of microcrystalline micrite, highly fossiliferous with *Operculina complanata*, *O. carpenteri* and reworked shell fragments. X 10
Lower Miocene, Wadi Aqrab section, sample no. 14a
 2. *Miogypsina biomicrite*: composed of microsparry calcite crowded with *Miogypsina intermedia* and *Amphistegina* sp. with small Forams and shell fragments. X 15
Middle Miocene, Wadi Aqrab section, sample no. 15a
- * * *
1. *Operculina-s biomikrit*: mikrokristályos mikritből áll, amely ősmaradványokban gazdag: *Operculina complanata*, *O. carpenteri* és áthalmazott váztöredékek. 10X
Alsómiocén, Wadi Aqrab-i feltárás, 14a. sz. minta.
 2. *Miogypsina-s biomikrit*: mikropátos kalcitból áll, sok *Miogypsina intermedia* és *Amphistegina* sp., kisméretű Foraminiferákkal és váztöredékekkel. 15X
Középsőmiocén, Wadi Aqrab-i feltárás, 15a. sz. minta



1



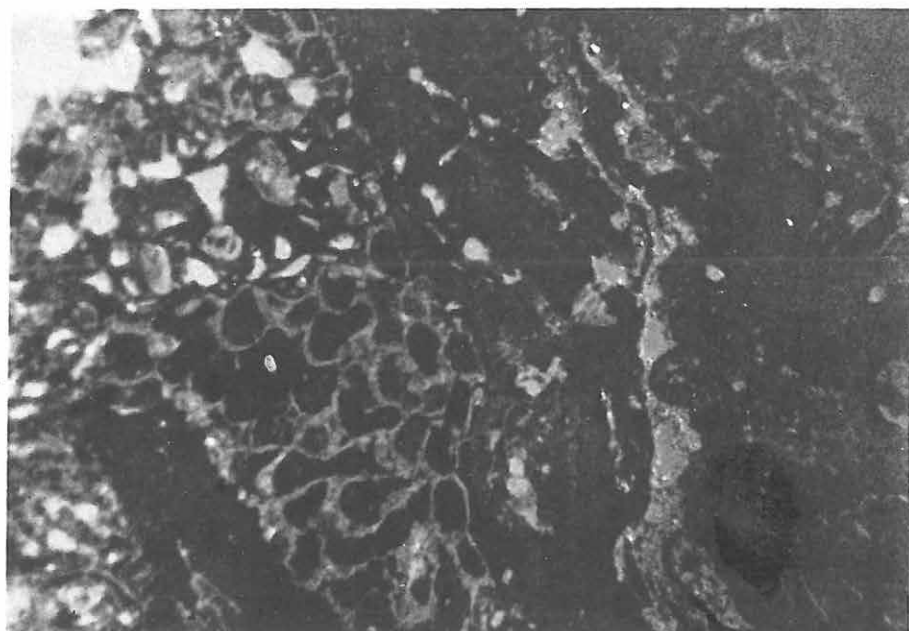
2

Plate IV. — IV. Tábla

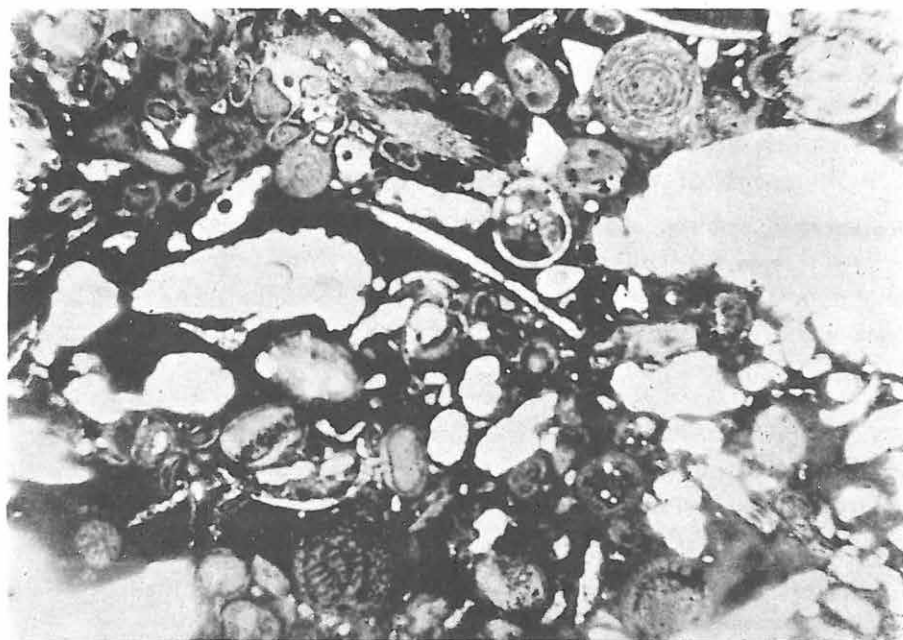
1. *Algal Bryozoa biomicrite*: made up of microcrystalline carbonate, fossiliferous with *Mesophyllum* sp. and Bryozoan remains. X 15
Middle Miocene, Wadi Halfaya section, sample no. 112h
2. *Borelis melo biomicrite*: built up of micrite with detrital quartz and glauconite grains, fossiliferous with *Borelis melo*, Miliolids, Rotalid forms and shell fragments. X 20
Middle Miocene Wadi Aqrab section, sample no. 22a

* * *

1. *Algás bryozoás biomikrit*: mikrokristályos karbonátból áll. Ősmeradványai: *Mesophyllum* sp. és Bryozoák. 15X
Középsőmiocén, Wadi Halfaya-i feltárás, 112h. sz. minta
2. *Borelis melo-s biomikrit*: törmelékes kvarcból és glaukonitos szemcsékből álló biomikrit ősmaradványokkal: *Borelis melo*, Miliolida, Rotalida és váztöredékek. 20X
Középsőmiocén, Wadi Aqrab-i feltárás, 22a. sz. minta



1



2

Plate V. – V. Tábla

1. *Bryozoa biomicrite*: consists essentially of microcrystalline calcite and secondary sparry calcite with angular to subrounded quartz grains: fossiliferous with Bryozoa Echinoid spines and other organic remains. X 18

Middle Miocene, Wadi Aqrab section, sample no. 23a

2. *Conglomeratic limestone* (polished hand specimen): composed of ill-sorted pebbles with reworked Middle Miocene organic remains. X 0.75

Post Middle Miocene – Lower Pliocene, Wadi Halfaya section and section SE of Salu Second World War Cemetery, samples nos. 122h and 1c

* * *

1. *Bryozoás biomikrit*: főleg mikrokristályos kalcit, alárendelten szögletes vagy legöbolyített kvarc szemcsés pátos kalcit. Ősmaradványai: Bryozoa, Echinoidea túske egyéb szerves maradványok. 18X

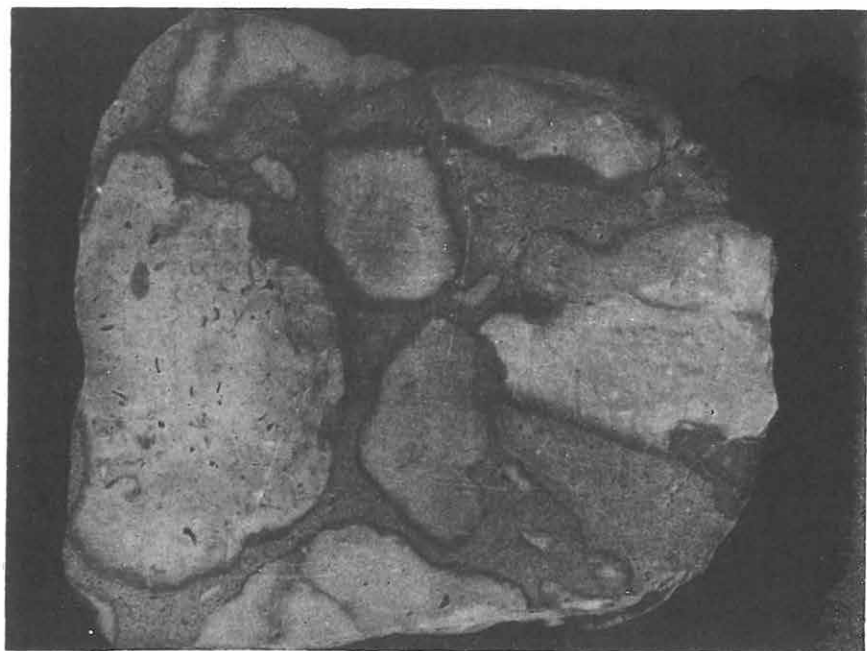
Középsőmiocén, Wadi Aqrab-i feltárás, 23a. sz. minta

2. *Konglomerátumos mészkő* rosszul osztályozott kavicsokkal, áthalmazott közép: miocén szerves maradványokkal (csiszolt kézipéldény). 0,75X

Középsőmiocén felső része – alsópliocén; Wadi Halfaya-i feltárás, valamint a Salu világháborús temetőtől DK-re levő feltárás; 122h. és 1c. sz. minta



1



2

Plate VI. — VI. Tábla

1. *Conglomeratic biomicrite*: composed mainly of micritic ooze with quartz grains, rounded to subrounded, highly fossiliferous with Miliolids and other foraminiferal tests. X 8

Post Middle Miocene — Lower Pliocene, Wadi Halfaya section and section SE of Salum Second World War Cemetery, samples nos. 122h and 1c

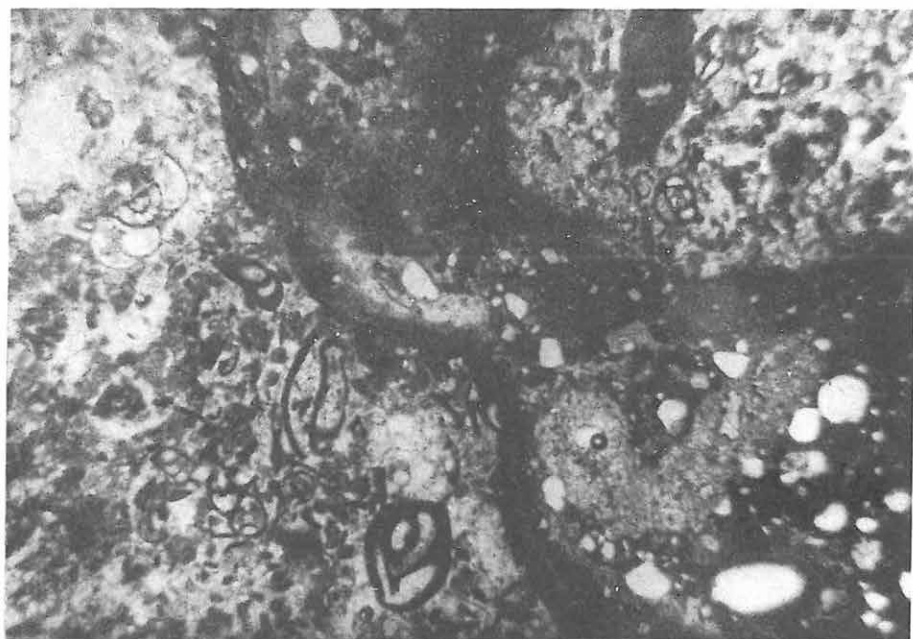
2. *Marly biomicrite*: made up of microcrystalline micrite with fair amount of argillaceous matter, abundant Globigerinas, Globorotalias, Rotalid forms and sponge spicules. X 10
Lower Pliocene, section SE of Salum Second World War Cemetery, sample no. 14c

* * *

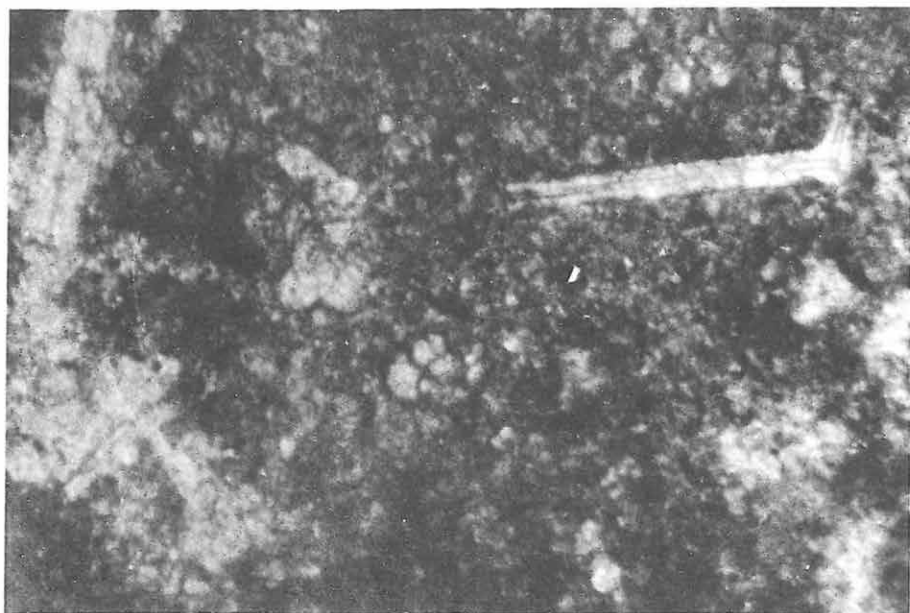
1. *Konglomerátumos biomikrit*: főleg legömbölyített vagy csaknem gömbölyű kvarc-
szemcséket tartalmazó mikrites iszap, sok Miliolida és egyéb Foraminifera-vázzal. 8X
Középsőmiocén felső része — alsópliocén, Wadi Halfaya-i feltárás, valamint a Salum-i
világháborús temetőtől DK-re levő feltárás, 122h. és 1c. sz. minta

2. *Márgás biomikrit*: mikrokristályos mikrit, agyagos kötőanyaggal. Ősmaradványai: sok
Globigerina, Globorotalia, Rotalida és szivacsstűk. 10X

Alsópliocén, a Salum-i világháborús temetőtől DK-re levő feltárás, 14c. sz. minta



1



2

ملخص

الطباقية والبناء الجغرافي القديم لمنطقة السلموم خلال الدهر النيوجيني

بقلم

يحيى السيد عبد الهادى

٥

محمد جابر بركات

كلية العلوم – جامعة القاهرة

يعالج هذا البحث التتابع الطبقي والخواص الجغرافية القديمة لمنطقة السلموم بالركن الشمالي الغربى من جمهورية مصر العربية خلال الدهر النيوجيني وقد بنيت هذه الدراسة على تحليل ثلاثة قطاعات جيولوجية من حيث محتوياتها الحفرية وتكوينها الصخري .

ينتمى اثنان من هذه القطاعات الى صخور العصر الميوسينى الاسفل والمتوسط وقد جمعت عيناتها وقدر سمك طبقاتها من منطقتى وادى عقرب ووادى حلقاية . أما القطاع الثالث فيمثل صخور العصر البليوسينى الاسفل درست فى المنطقة الجاورة لقبرة الحرب العالمية الثانية جنوب شرقى مدينة السلموم .

وقد قسمت رواسب العصر الميوسينى باستخدام المثقبات الكبيرة الى ثلاث نطاقات حيوية . كما أرخت رواسب هذا العصر الى الميوسينى الاسفل (البورد جالى) والميوسينى المتوسط (الهلفيتى) وقد أمكن تقسيم رواسب العصر البليوسينى باستخدام المثقبات الهائمة الى نطاقين حيويين وأرخت الى البليوسين الاسفل .

كما تم التعرف على أربعة وعشرين نوعا من الصحن الدقيقة وأخترت من بينها عشرة أنواع ممثلة استخدمت فى تفسير الظواهر الترسيبية وتطور حوض الدهر النيوجيني بالمنطقة وقد ساعدت على تفهيم الظروف البيئية القديمة التى كانت سائدة اثناء الترسيب .

وتعتبر هذه الدراسة رائدة من حيث تسجيل رواسب الميوسينى الاسفل والبليوسينى الاسفل لاول مره فى هذه المنطقة وبالتالى تقسيمها الى نطاقى حيوية وضاهاتها بنظيراتها فى حوض البحر الابيض المتوسط .

SALUM KÖRNYÉKÉNEK (ÉNY-EGYIPTOM) RÉTEGTANI ÉS ŐSFÖLDRAJZI FELÉPÍTÉSE A NEOGÉN FOLYAMÁN

Írta: BARAKAT, M. G. és ABDEL HADY, Y. E.

A dolgozat Salum környékén három alapszelvény feldolgozását tűzte ki céljaul. A terület Egyiptom ÉNy-i sarkában, a Földközi-tenger partján van, a szelvények pontosabb helyét térkép rögzíti (1. ábra). A kiválasztott három szelvény közül kettő, a Wadi Aqrab és Wadi Halfaya jól ismert feltárásai az alsó- és középsőmiocénnek, sok nagy-Foraminiferával; a harmadik a Salum-i második világháborús temetőnél levő, alsópliocén plankton foraminiferás képződményeket tár fel.

A neogén képződmények fontosságát különösen kiemeli az a tény, hogy Egyiptomban az ország területének 12 %-át neogén üledékek borítják. Az ÉNy-i Sivatag miocénje jól ismert már régóta és különösen az utóbbi két évtizedben sokan foglalkoztak ezzel, de a karbonátos üledékek csiszolatban történő vizsgálata, mikropaleontológiai, üledékközet-tani és paleoökológiai értékelése eddig hiányzott.

A vizsgált alapszelvények rétegtani és mikropaleontológiai elemzésével a terület miocénjében (alsó- és középsőmiocén) három biozónát, az alsópliocénben két biozónát sikerült kimutatni.

A **miocén** tagolása a következő (2. és 3. ábra):

Alsómiocén. Főként sparitokból áll, gyakran, különösen a mélyebb részein, dolomitostott. Homokosabb mészkő közbetelepülések is találhatóak, melyekben glaukonit és vasoxid is van.

Operculina complanata zóna: vastagsága 30–40 m. Jellemző fajok az *Operculina complanata* (DEFRANCE), *O. carpenteri* SILVESTRI, *Amphistegina lessoni* D'ORBIGNY, *Borelis melo* (FICHTEL et MOLL), *Robulus rotulatus* (LAMARCK), valamint az *Echinolampas oldrichi* TWITCHELL, *Parascutella stefanii* (DESIO) és *Ostrea frondosa* DE SERRES.

Középsőmiocén. Általában mikritekből áll, gyakran vasoxidos, tetején 7 m vastag konglomerátummal.

Miogypsina intermedia zóna: vastagsága kb. 25 m. Jellemző mikrofaunája: *Miogypsina intermedia* DROOGER, *Heterostegina costata* D'ORBIGNY, *Nonion elongatum* D'ORBIGNY és *N. scaphum* (FICHTEL et MOLL).

Miogypsina cushmani zóna: vastagsága kb. 25 m. Mikrofaunáját jellemzi: *Miogypsina cushmani* VAUGHAN, *Eponides schreibersii* (D'ORBIGNY), *Nonion scaphum* (FICHTEL et MOLL) és *Borelis melo* (FICHTEL et MOLL).

A **pliocén** mikrofaunája igen gazdag bentosz- és planktonban egyaránt. Kőzet-tanilag mészkőből áll, mely alul inkább márgás, felül fokozatosan homokosabb lesz. Csak alsópliocén található, mely két zónát tartalmaz, alulról felfelé ezek a következők:

Sphaeroidinellopsis zóna: vastagsága 23 m. Jellemző faunája: itt lépnek fel a *Sphaeroidinellopsis* nemzetség fajtái és a *Globorotalia hirsuta* (D'ORBIGNY). Egyéb fajok a *Globigerina falconensis* BLOW, *G. nilotica* VIOTTI et MANSOUR, *Globigeri-*

noides bisphericus TODD, *Sphaeroidinellopsis grimsdali* (KEIJZER), *S. rutschi* (CUSHMAN et RENZ), *Porticulusphaera transitoria* (BLOW).

Globorotalia hirsuta zóna: vastagsága 30 m. A mikrofauna-együttes fő összetevői: *Globorotalia scitula* (BRADY), *G. menardi tumida* (BRADY), *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *Gl. sacculifera* (BRADY), gyakori más bentosz formák között.

A vizsgálatok másik fő iránya a *mikrofaciések* elemzése, melynek során összesen tíz asszociációt különböztetnek meg, mindegyiknél külön megjelölve, hogy biofaciás vagy litofaciás asszociációról van szó. Ezek bemutatására szolgál a hat fényképtábla.

A karbonátos kőzetfaciések elemzésénél FOLK (1959, 1962) terminológiáját alkalmazzák. A vékonycsiszolatok elemzése helyes képet ad a képződés körülményeiről, felismerhető rétegtani értékű mikrofossziliák esetén még biozónák is megállapíthatók (MISIK 1966).

A vizsgált képződmények *paleoökológiai* elemzését részben az őslénytani vizsgálatokra, részben a kőzettani- és mikrofaciás-értékelésekre alapozták.

A miocén kezdetén (burdigal) a neritikus zóna mélyebb részét jelző karbonátos üledék képződött, mely metaszmotikusan dolomitosodott. Ez fokozatosan átmegy homokos mikritbe, néhol kova-konkréciókkal. Ez sekély neritikus körülményeket jelez, közeli szárazföldről származó törmelékkel. A kovaanyag szállítódása kolloid formában történt, és felhalmozódását az alkália tartalom csökkenése okozta. A glaukonit előfordulása alapján az ülepedés közepesen reduktív környezetben történt (WELLER 1960). A mikritek egyre inkább biomikritté válnak, mészalagák, *Borelis melo*, egyéb Foraminiferák és molluszka héjakkal. Ez a lito- és biofaciás a zátonyok előtti átmeneti zónának felel meg (HECKER 1965), sekélyebb vízi, erősen áramlásos körülmények mellett.

Feljebb uralkodó a biosparit, sparit, közbetelepülő homokos mikrittel. Sok a meszes kitöltő anyag, igazi zátonylakók találhatóak itt (Amphisteginák, Miogypsinák és Operculinák). Ez a környezet a zátony mögötti életfeltételeket jelzi, amire jellemző a fény, meleg, táplálék és oxigén bősége.

Ez a zátony életközösség felel meg a burdigal és helvét átmenetének, és a belső neritikus övet képviseli. Gyakran ingadozó tengerelöre nyomulások és visszahúzódások eredményezik a váltakozó mikrit–biomikrit összetetet, sok algával és Bryozóával.

A Salum-i terület neogénjét paleoökológiailag elemezve öt szakasz különíthető el:

1. kezdeti nyílttengeri medence környezet,
2. ezt követő sekélyvízi, zátonyok előtti öv,
3. majd zátony mögötti képződmények.

Ezt regressziós fázis zárja, mely megfelel az alsómiocénnek, valamint a középsőmiocén alsó és felsőbb részének. Az alsópliocénben további sekélyülés van:

4. mélyebb részén konglomerátum, melyet
5. nyitottabb feltételeket jelző transzgressziós fázis követ.

1. Dolomit, 2. mészkő, 3. márgás mészkő, 4. homokos mészkő, 5. agyagpalás mészkő, 6. üreges mészkő, 7. ősmaradvány tartalmú mészkő, 8. konglomerátumos mészkő, 9. írókréta

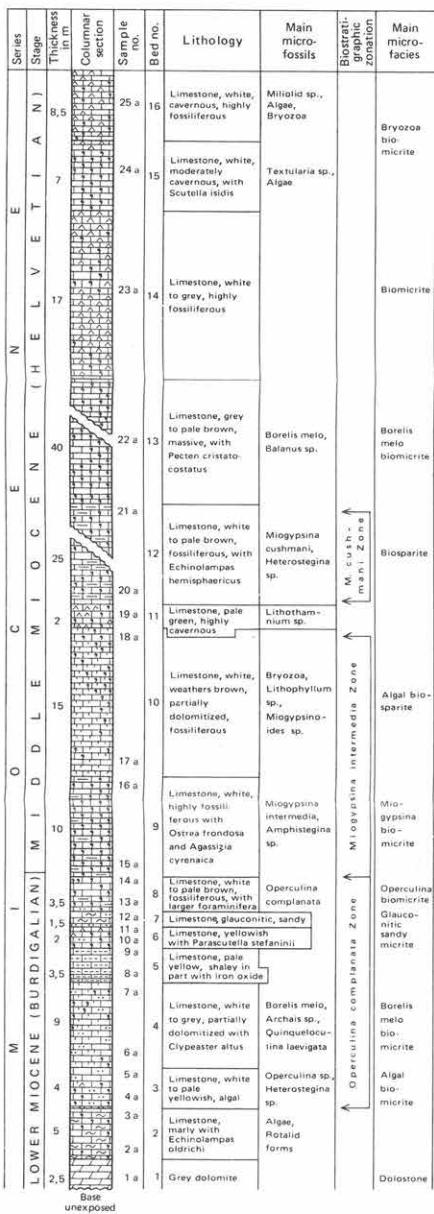
II. Melléklet. A Salum-i világháborús temetőtől DK-re levő pliocén feltárás szelvénye. – Szerkesztette BARAKAT, M. G. – ABDEL HADY, Y. E.

1. Konglomerátumos mészkő, 2. márgás mészkő, 3. tűzköves mészkő

COLUMNAR SECTION OF MIOCENE ROCKS AT WADI AQRAB (SALUM DISTRICT)

I.

AT WADI HALFAYA (EAST OF SALUM)



- 1 Dolomite
- 2 Limestone
- 3 Marly limestone
- 4 Sandy limestone
- 5 Shaly limestone
- 6 Cavernous limestone
- 7 Fossiliferous limestone
- 8 Conglomeratic limestone
- 9 Chalky limestone

COLUMNAR SECTION OF PLIOCENE ROCKS

II.

SOUTH EAST OF SALUM WAR CEMETERY

