

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



605

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1963. ÉVRŐL

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ЗА 1963 Г.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR L'ANNÉE 1963

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF 1963

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1963

Kulatói Házipéldány

150.



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1965 SZEPTEMBER

Szerkesztők:

H. Dr. Deák M. és Gergelyffy L.-né

Fordító:

Kecskés B.

Szerkesztő bizottság:

*Dr. Fülöp J., Konda J., H. Dr. Deák M., Dr. Földvári-Vogl M., Dr. Hajós M., Dr. Nagy E.,
Dr. Pantó G., Dr. Rónai A.*

MŰ: 606—a—6500

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Harkai József

Azonossági szám: 40 917 — Ívterjedelem: 54.32 A/5

Mellékletek száma: 6 — Példányszám: 860

TARTALOM — CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

FÜLÖP J.: A Földtani és a Geofizikai Intézet együttműködéséről	9
Vízföldtan	
SCHMIDT E. R.: Az 1963-ban készült termálkutakról és a hévízfeltárásról általában	19
OZORAY GY.: Rétegvíz-emeletek az Alföldön	27
Dunántúl	
<i>Mecsek</i>	
WEIN GY.: A Mecsek hegység „Északi Pikkely”-ének földtani felépítése	35
HÁMOR G.—HAJÓS M.—RAVASZNÉ BARANYAI L.: A K-i Mecsek miocénjének hasznosítható anyagai	53
NAGY L.-NÉ: A mecseki neogénben talált planktonszervezetek fáciesjelző szerepe	69
<i>Bakony</i>	
NOSZKY J.—NEMESNÉ VARGA S.: Foszfor-feldúsulás az É-i Bakony középsőkréta rétegsorában	77
GÓCZÁN F.: A bakonyi felsőkréta vegetáció fejlődéstörténeti vázlata	85
MÉHES K.: Magyarországi Orbitolina-vizsgálatok	95
<i>Dorog</i>	
I. LACZÓ I.: A Dorogi-medence alsóeocén barnakőszéntelepeinek szénközöttani vizsgálata	107
PÁLFALVY I.: Nipa-maradványok a budai felsőeocénből	117
SIPOSS Z.: A Buda—Esztergom vidéki oligocén üledékösszlet fácieselemző vizsgálatának módszertani kérdései és eredményei	121
KROLOPP E.: A Dorog—Esztergomi-medence pleisztocén képződményeinek biosztratigráfiai vizsgálata	133
<i>Egyéb dunántúli területek</i>	
BÖJTÖSNÉ VARRÓK K.: A nyugat-magyarországi kristályos palák geokémiai vizsgálata	149
RISCHÁK G.: A Velencei-hegység magmás közettípusainak geokémiai vizsgálata	157
RÓNAI A.—BARTHA F.—KROLOPP E.: A kulcsi löszfeltárási szelvénye	167

Észak-Magyarország*Mátra*

VIDACS A.: A Mátra hegységben 1963-ban végzett ércföldtani vizsgálatok eredményei	189
VARGÁNÉ MÁTHÉ K.: Tektonikai folyamatokhoz kapcsolódó geokémiai elváltozások a Mátra hegység D-i részének andezitjeiben	197
CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.: A Mátra hegység középső részének fedőandezit-változatai	207
VARGA GY.: A nyugat-mátrai mikroandezit és elváltozásai	215
PÁLFALVY I.: Ginkgo levélmaradvány Petőfibánya felsőpannonjából	223

Tokaji-hegység

PANTÓ G.: A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei	227
ERHARDT GY.: A Tokaji-hegység ÉNy-i peremének újharmadkori üledékes képződményei	243
GYARMATI P.: A Mád 23. sz. alapfúrás földtani eredményei	249
ZENTAI P.: A tokaji-hegységi geokémiai adatok feldolgozásának tapasztalatai	265

Egyéb észak-magyarországi területek

BÁLDI T.—CSEPREGHYÉ MEZNERICS I.—NYÍRÓ R.: A kelet-börzsönyi oligocén—miocén rétegek biosztratigráfiája	279
RADÓCZ GY.: Vízföldtani megfigyelések Észak-Borsodban a feketevölgyi barnaköszén-területen	311

Módszertani rész

JÁRÁNYI I.—CSAJÁGHY G.—VIDACS A.: Biokémiai tényezők szerepe andezitek mállásában	321
RAPPNÉ SÍK S.—TOLNAY V.: Az üledékes kőzetek geokémiai vizsgálatának módszertani problémái	327
RISCHÁK G.: Röntgenfluoreszcenciás szinképelemzés alkalmazása a földtani kutatásban	337

Térképszerkesztés

RÓNAI A.: Jelentés az INQUA nemzetközi negyedkori térképszerkesztő bizottságának 1963. június 4—9-ig Budapesten tartott üléséről	347
--	-----

Táblák	355
------------------	-----

* * *

FÜLÖP J.: Sur la coopération entre l'Institut Géologique de Hongrie et l'Institut de Géophysique „Roland Eötvös”	12
--	----

Hydrogeology

SCHMIDT E. R.: Über die in 1963 errichteten Thermalbrunnen und über die Erkundung von Thermalwässern im allgemeinen.	23
OZORAY GY.: Water-bearing horizons of the Great Plain	32

Transdanubia*Mecsek Mts*

WEIN GY.: Geology of the „Northern Thrust Sheet” of the Mecsek Mts	49
--	----

HÁMOR G.—HAJÓS M.—RAVASZ-BARANYAI L.: Nutzbare Bodenschätze des Miozän im östlichen Mecsekgebirge	67
NAGY E.: Sur le rôle des organismes planctoniques du Néogène de la Montagne Mecsek, comme indicateurs de faciès	73
<i>Bakony Mts</i>	
NOSZKY J.—NEMES-VARGA S.: Accumulation de phosphore dans le Crétacé moyen du secteur septentrional de la Montagne Bakony	84
GÓCZÁN F.: Outlines of the Upper Cretaceous floral evolution in the Bakony Mts	90
MÉHES K.: Orbitolina studies in Hungary	105
<i>Dorog Basin</i>	
I. LACZÓ I.: Kohlenpetrographische Untersuchung der untereozänen Braunkohlenlagerstätten des Doroger Beckens	114
PÁLFALVY I.: Nipa-Reste aus dem Obereozän von Buda	119
SIPOSS Z.: Methodische Fragen und Ergebnisse der Faziesanalyse des oligozänen Schichtkomplexes der Umgebung von Buda und Esztergom	130
KROLOPP E.: Biostratigraphische Untersuchung der Pleistozänbildungen des Dorog—Esztergomer Beckens	144
<i>Other Transdanubian territories</i>	
BÖJTÖS-VARRÓK K.: Geochemical survey of crystalline schists in Western Hungary	153
RISCHÁK G.: Geochemical study of igneous rock types in the Velence Mts	164
RÓNAI A.—BARTHA F.—KROLOPP E.: Profil des Lössaufschlusses bei Kulcs	183
North Hungary	
<i>Mátra Mts</i>	
VIDACS A.: Ergebnisse der in 1963 im Mátra-Gebirge durchgeführten geologischen Erkundungsarbeiten auf Erze	193
VARGA-MÁTHÉ K.: An tektonische Vorgänge gebundene geochemische Veränderungen in den Andesiten im O-Teil des Mátra-Gebirges	203
CSILLAG-TEPLÁNSZKY E.: Deckandesit-Abarten im zentralen Raum des Mátra-Gebirges	213
VARGA GY.: Microandesite and its alterations in the Western Mátra Mts.	220
PÁLFALVY I.: Ginkgo-Blattrest aus dem Oberpannon von Petőfibánya.	224
<i>Tokaj Mts</i>	
PANTÓ G.: Pre-Tertiary formations of the Tokaj Mts (Hungary)	237
ERHARDT Gy.: Late Tertiary sediments on the NW border of the Tokaj Mts	248
GYARMATI P.: Geological results of the key-drilling Mád No 23	262
ZENTAI P.: Preliminary statistical evaluation of geochemical data from the Tokaj Mts	277
<i>Other regions of North Hungary</i>	
BÁLDI T.—CSEPREGHY-MEZNERICS I. et NYÍRÓ R.: Biostratigraphie des dépôts oligocènes-miocènes dans le secteur oriental de la Montagne Börzsöny	308
RADÓCZ GY.: Hydrogeologische Beobachtungen in Nord-Borsod, im Braunkohlenbecken von Feketevölgy	319

Methodology

JÁRÁNYI I.—CSAJÁGHY G.—VIDACS A.: Biochemical agents contributing to weathering of andesites	325
RAPP-SÍK S.—TOLNAY V.: Methodological problems of the geochemical study of sedimentary formations	333
RISCHÁK G.: Application of X-ray fluorescence spectrography in geological research	344

Cartography

RÓNAI A.: Report on the meeting of the Editing Committee of the International Map of the Quaternary of Europe, Budapest, 4-9 June, 1963	352
---	-----

Plates	355
-------------------------	-----

* * *

<i>Фюлпн Й.</i> : О сотрудничестве между Венгерским Геологическим институтом и Геофизическим институтом им. Лоранда Этвеша	15
--	----

Гидрогеология

<i>Шмидт Э. Р.</i> : О термальных колодцах, построенных в 1963 г. и о вскрытии термальных вод вообще	24
--	----

<i>Озораи Дь.</i> : Горизонты пластовых вод на Большой Венгерской Низменности	33
---	----

Задунайский край*Горы Мечек*

<i>Веин Дь.</i> : Геологическое строение «Северной чешуи» гор Мечек	51
---	----

<i>Хамор Г.—Хайош М.—Равас-Бараньаи Л.</i> : Полезные ископаемые восточной части гор Мечек	68
--	----

<i>Надь Э.</i> : Роль планктонных организмов мечекского неогена как индикаторов фаций	75
---	----

Горы Баконь

<i>Носки Й.—Немеш-Варга Ш.</i> : Обогащение фосфора в среднемеловой толще северной части гор Баконь	84
---	----

<i>Гоцан Ф.</i> : Схема истории развития верхнемеловой растительности гор Баконь	92
--	----

<i>Мехеш К.</i> : Об изучении орбитолин в Венгрии	106
---	-----

Дорогский бассейн

<i>И. Лацо И.</i> : Углететрографическое изучение нижнеэоценовых буроугольных пластов	115
---	-----

<i>Палфальви И.</i> : Остатки Ни́ра из будайского верхнего эоцена	119
---	-----

<i>Шитоши З.</i> : Методические вопросы и достижения аналитического изучения фаций олигоценовой толщи окрестностей Буды и Эстергома	131
---	-----

<i>Кролопн Э.</i> : Биостратиграфический анализ плейстоценовых образований Дорогско—Эстергомского бассейна	146
--	-----

Другие районы Задунайского края

<i>Бейтеш-Варрок К.</i> : Геохимическое изучение кристаллических сланцев Западной Венгрии	155
---	-----

<i>Ришак Г.</i> : Геохимическое исследование типов магматических пород в горах Веленце	164
--	-----

<i>Ронаи А.—Барта Ф.—Кролопн Э.</i> : Разрез обнажения лесса в районе с. Кулч.	185
--	-----

Северная Венгрия*Горы Матра*

<i>Видач А.</i> : Результаты проведенных в 1963 г. в горах Матра геологоразведочных работ на полиметаллические руды	194
<i>Варга-Мате К.</i> : Геохимические изменения, связанные с тектоническими процессами в андезитах южной части гор Матра	204
<i>Чиллаг-Теплански Э.</i> : Разновидности кровельных андезитов в центральной части гор Матра	213
<i>Варга Дь.</i> : Микроандезиты и их превращения в западной части гор Матра	221
<i>Палфальви И.</i> : Остатки листьев Ginkgo из верхнего паннона с. Петёфибана	225

Токайские горы

<i>Панто Г.</i> : Дотретичные образования в Токайских горах (Венгрия)	239
<i>Эрхардт Дь.</i> : Позднетретичные осадочные образования северо-западной окраины Токайских гор	248
<i>Дьярмати П.</i> : Геологические результаты изучения опорной скважины Мад № 23	263
<i>Зенгаи П.</i> : Опыт обработки геохимических данных Токайских гор	278

Другие районы Северной Венгрии

<i>Бальди Т.—Чепреги-Мезнерич Е.—Ньирё Р.</i> : Биостратиграфия олигоценовых и миоценовых толщ восточной части гор Бёржён	309
<i>Радоц Др.</i> : Гидрогеологические наблюдения в Северном Боршодае, в буроугольном бассейне Фекетевёльд	319

Методическая часть

<i>Ярани И.—Чаяги Г.—Видач А.</i> : Роль биохимических факторов в выветривании андезитов	325
<i>Рапп-Шик Ш.—Толмаи В.</i> : Методические проблемы геохимического изучения осадочных пород	335
<i>Ришак Г.</i> : Применение рентгено-флюоресцентной спектрографии при геологических исследованиях	345

Картирование

<i>Ронаи А.</i> : Отчет о заседании Редакционной коллегии Международной карты четвертичных отложений Европы, состоявшемся с 4 по 9 июня 1963 г. в Будапеште	353
---	-----

Таблицы	355
--------------------------	-----

A FÖLDTANI ÉS GEOFIZIKAI INTÉZET EGYÜTTMŰKÖDÉSÉRŐL

A Földtani Intézet 1958-ban kibontakozott új munkaprogramja az elmúlt évek során ismertté tette a mecseki, a bakonyi, a dorogi, a mátrai, a tokaji és a síkvidéki kutatócsoportok nevét. Elmélyült és sokoldalúvá vált a földtani vizsgálat ezeken a területeken. A kutatómunkában résztvevő szakemberek évről-évre bemutatták a munka előrehaladását jelző részeredményeket. A Földtani Intézet beszámoló ülései, a Földtani Társulat előadó ülései, egyetemi doktori és akadémiai disszertációk jeleztek a munka sikeres előrehaladását és színvonalát. Jutott erő arra is, hogy közben lehetőséget biztosítsunk a korábban kezdett munkák eredményes befejezéséhez, és az Intézet 90 éves fennállásának emlékére nemzetközi konferenciát szervezzünk. A mecseki alsóliász köszénösszetétel korszerű földtani anyagvizsgálata, a bauxit- és mangánképződés ősföldrajzi feltételeinek nyomozása, a Dorogi-medence alsóeocén köszénösszetételének gazdaságföldtani vizsgálata, a jelentős eredményeket hozó Mátra hegységi színesérckutató, a síkvidékek talajvízviszonyainak sokrétű feldolgozása és „Magyarország vízföldtani atlasza” jelzik a végzett munka közvetlen gazdasági jelentőségét és kapcsolatait.

Intézeti tevékenységünk az elmúlt évben új szakaszba jutott. Nyomdai úton közreadtuk a KGST országok földtani szerveivel egyeztetett előírások szerint, egységes szelvénykeretben készülő országos 200 000-es földtani térképsorozat Eger, Miskolc és Debrecen jelű lapjait — a síkvidékeken földtani, fedetlen földtani, talajvízkémiai, talajvízszint, mérnökgeológiai és gazdaságföldtani változatban, a hegyvidéken pedig földtani és gazdaságföldtani kivitelben. Nyomás alatt áll a földtani kifejlődési egységek szerint 100 000-es méretarányban tervezett térképsorozat első lapja, amely a Bükk hegységet és távolabbi környékét ábrázolja. A Tokaji-hegység és a Mátra hegység területéről közreadtuk az első 25 000-es, ill. 10 000-es méretarányú földtani és „észlelési” földtani térképlapot, földtani és „észlelési” földtani térképmagyarázóval együtt. Nyomdában van egy 10 000-es térképlap a Dorogi-medence területéről és nyomdába adásra készítünk elő két darab Mecsek hegységi 10 000-es földtani térképlapot. Térképlaponként mintaanyag-gyűjtemény készül, amely a vizsgált hegység, vagy medence földtani felépítését reprezentáló közettani gyűjteménnyel együtt egy-egy új egységét alkotja az ugyancsak korszerűen újjáépülő ásványtani, teleptani és rétegtani gyűjteményünknek. Összegyűjtöttük, katalogizáltuk és rendszertani egységek szerint őrizzük a magyarországi originális ősmaradványokat. Nyomás

alatt álló katalógusukat a soron következő, XXII. Nemzetközi Földtani Kongresszuson kívánjuk bemutatni. Befejezéshez közeledik az országban eddig lemélyült összes mélyfúrás egységes rendszerű, központi nyilvántartása.

A földtani anyagvizsgálat terén jelentős fejlődést hozott a Földtani Intézet 1962-ben megszervezett Geokémiai Osztálya. A geokémiai kutatás rövid idő alatt szerves részévé vált az egyes területeken folyó részletes földtani vizsgálatoknak.

Új lehetőségeket és új feltételeket jelent a hazai földtani kutatás számára, hogy az elmúlt év során lehetővé vált a Földtani és a Geofizikai Intézet munkájának közös irányítás alatt történő összehangolása. Ennek szükségességét fokozta, hogy a Földtani Intézet előzőkben ismertetett és jelentősen előrehaladt munkája mindaddig lényegében nélkülözte a Geofizikai Intézet közreműködését az ország rendszeres és átfogó földtani vizsgálatában. A két intézet együttes erőfeszítéseinek hatékonyságát nagy mértékben fokozza a jövőben, hogy a korszerű földtani kutatás nélkülözhetetlen alapfeltétele, a mélyfúrások is megfelelő mértékben és módon állnak jelenleg a Földtani Intézet rendelkezésére.

Milyen változtatásokat tett szükségessé a Földtani és a Geofizikai Intézet munkájának összehangolása?

A Geofizikai Intézet számára is fő feladatként kellett megjelölni az ország rendszeres és átfogó geofizikai vizsgálatát, továbbá a Földtani Intézet által munkába vett, s népgazdasági fontosságuk szerint rangsorolt vizsgálati területek részletes és sokoldalú geofizikai tanulmányozását. El kell végezni az összes korábbi vizsgálatok adatainak összegyűjtését, azoknak a tervbevett új vizsgálatok eredményeivel való egybevetését és földtani értelmezését. Meg kell szervezni a vizsgálati eredmények térképi és összefoglaló szöveges formában való közreadását. Kiemelkedő fontosságú, önálló feladat marad a geofizikai módszer- és módszerkutatás területe.

Az egész magyar geofizikai kutatás területén érvényesíteni kell a szakemberképzés, az alapkutatás, a rendszeres és átfogó jellegű országos vizsgálatok, az ipari célkutatás és a hasznos ásványi anyagok bányászatát elősegítő geofizikai vizsgálatok szervezeti önállóságát és azok indokolt igények szerinti arányos fejlesztését.

A Geofizikai Intézet belső szervezetét is célszerű az új feladatoknak megfelelően, legalább a három nagy országrész szerint: egy dunántúli, egy északmagyarországi és egy alföldi — komplex geofizikai vizsgálatok végzésére alkalmas — egységre osztani. Ez a szervezeti keret biztosíthatja a tervfeladatok nagyobb állandóságát, a speciális hozzáértést, az elmélyült munkát és a más szervekkel való kapcsolatok jobb kiépítését: végeredményben tehát a hatékonyabb, gazdaságosabb és eredményesebb munkát.

A vázolt elvek és szempontok figyelembevételével készítettük el a Földtani és Geofizikai Intézet távlati és 1964. évi munkatervét. Az ország áttekintő jellegű, 200 000-es hálózatos rendszerű és 100 000-es, földtani kifejlődési területek szerinti térképsorozatainak elkészítését, a földtani mellett geofizikai változatú sorozatok formájában is tervbevettük. Az ország eddigi geofizikai vizsgálatainak eredményeit 1 000 000-s méretarányú térképlapokból álló atlasz formájában is elkészítjük. Korszerű, részletes, sokoldalú együttműködés elsősorban az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt jelentős anyagi támogatásával induló Alföld-kutatás területén lesz megoldható. A felszíni és felszínközeli képződmé-

nyek sokoldalú földtani (üledékföldtani, rétegtani és szerkezetföldtani), mérnökgeológiai, vízföldtani és geofizikai vizsgálatát tervezzük. A néhány száz méter vastagságot elérő pleisztocén és ezer métert is meghaladó felsőpannon képződmények földtani kifejlődésének, szerkezeti viszonyainak geofizikai vizsgálatokkal és mélyfúrásokkal való feltárása és megismerése az Alföld mélységi vízkincsének beható megismerésére vezet. Az alsópannon rétegösszlet és a medencealjzaton települő idősebb harmadkori képződmények, valamint magának a medencealjzatnak a tanulmányozása elsősorban a szénhidrogénkutatás érdekeit szolgálja, emellett egyre nagyobb figyelem fordul a hévizek feltárása és felhasználása felé is. A Geofizikai Intézet emellett folytatni fogja a már eddig is eredményes kéregkutatási programját.

Észak-Magyarországon befejezzük az országos átnézetes gravitációs felmérésben még hiányzó területek vizsgálatát, és előkészítő munkát végzünk a harmadkori medencék későbbi időpontban tervezett részletes földtani kutatása számára.

Lehetőségeinkhez mérten, nagy részletességű geofizikai mérésekkel és részletes geofizikai térképek szerkesztésével fogunk kapcsolódni a folyamatban levő részletes földtani térképezés munkájához. Ez a térképező jellegű munka számbeveszi és a korszerű megismerés szintjére emeli a vizsgált területen rendelkezésre álló korábbi kutatások adatait, az új vizsgálatok révén jelentősen továbbfejlesztve azokat. A rendszeres és átfogó jellegű térképezés nemcsak a jövő lehetőségeinek felmérését, a gyakorlati jellegű feladatok tudományos megalapozását jelenti, hanem a vizsgálat alatt álló területeken, a térképező munka időszakában felmerülő legfontosabb földtani kapcsolató problémák megoldásába való közvetlen bekapcsolódást is.

A Földtani és Geofizikai Intézet munkájának összehangolásával egyidejűleg kezdjük meg az ország rendszeres mérnökgeológiai felvételét, részletes és áttekintő mérnökgeológiai térképek szerkesztését. Ezzel a munkával elsősorban a hazánkban nagy fontosságú vízepítési, területrendezési, településfejlesztési tevékenységet kívánjuk földtani ismeretek rendelkezésre bocsátásával megalapozottabbá tenni, kedvezőbb és kevésbé költséges megoldások kiválasztását elősegíteni és magát a létesítményt biztonságosabbá, a célnak leginkább megfelelővé tenni.

Törekvéseinket viszonylag gyorsan kívánjuk sikerre vinni. 1968—69-ig, a Földtani Intézet 100 éves és a Geofizikai Intézet 50 éves fennállásának évfordulójáig áttekintő és részletes földtani, geofizikai és mérnökgeológiai térképek és az újirányú vizsgálatok eredményeit összesítő szöveges munkák egész sorát kívánjuk elkészíteni és közreadni. Az országos intézeteknek ez a népgazdasági célkitűzéseket szolgáló eredményes munkája lehet csak méltó a föld-tudományok művelése terén sok elismerést kivívott előtörténetükhöz.

DR. FÜLÖP JÓZSEF
igazgató

SUR LA COOPÉRATION ENTRE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE ET L'INSTITUT DE GÉOPHYSIQUE ROLAND EÖTVÖS

Au cours des années précédentes le nouveau programme de travail de l'Institut Géologique qui fut lancé en 1958, a fait connus les noms des groupes de recherche régionaux, notamment ceux de Mecsek, Bakony, Dorog, Mátra, Tokaj et régions plaines. Les recherches géologiques s'intensifient et acquièrent des aspects multiples dans ces régions. Les spécialistes qui ont participé à ces travaux présentaient chaque année les résultats marquant le progrès des travaux. Les comptes-rendus présentés aux séances de travail de l'Institut et de la Société Géologique de Hongrie et les thèses de docteur ès sciences, présentées soit à la Faculté, soit à l'Académie des Sciences ont bien marqué la réussite et le haut niveau des ces activités. Cependant, on n'a pas manqué d'assurer la possibilité pour achever efficacement les travaux déjà commencés et pour organiser une conférence internationale à l'occasion du 90^e anniversaire de la fondation de l'Institut. Analyse géologique moderne du complexe houiller liasique inférieur de la Montagne Mecsek; investigation des conditions paléogéographiques de la formation de bauxites et de minerais de manganèse; examen économique-géologique du complexe houiller éocène inférieur du bassin de Dorog; prospection de métaux non-ferreux dans la Montagne Mátra qui a fourni des résultats importants; étude complexe des propriétés physiques du sol des plaines hongroises et édition de l'«Atlas hydrogéologique de la Hongrie» — voilà les données principales qui indiquent l'importance économique directe des travaux effectués.

L'année passée, notre Institut aboutit à une nouvelle étape. On a publié les feuilles «Eger», «Miskolc» et «Debrecen» de la carte géologique de Hongrie au 200 000^e, rédigées suivant les instructions élaborées et coordonnées par les services géologiques des pays-membres du Conseil d'Entraide Économique. Les feuilles des régions plaines sont préparées en variantes: carte géologique avec la couverture quaternaire, la même sans couverture quaternaire, carte du chimisme des eaux souterraines, carte de la nappe phréatique, carte de la mécanique des sols et carte des gisements minéraux; tandis que celles des régions montagneuses sont construites en variantes; carte géologique et carte des gisements minéraux. La première feuille de la série de cartes géologiques au 100 000^e, envisagées pour les unités géologiques majeures, se trouve sous presse. Cette feuille représente la Montagne Bükk et les régions limitrophes. En ce qui concerne les régions des montagnes Tokaj et Mátra, on en a publié une feuille de carte géologique et une feuille de carte géologique «d'observation» au 25 000^e pour la Montagne Tokaj et au 10 000^e pour la Montagne Mátra. Toutes les deux variantes ont été pourvues d'une note explicative. Une feuille au 10 000^e du bassin de Dorog se trouve également sous presse. En outre, on prépare pour l'impression deux feuilles au 10 000^e de la Montagne Mecsek. Pour chaque feuille on rassemble une collection d'échantillons qui, s'ajoutant à la collection pétrographique représentant la géologie de la montagne ou du bassin respectif, va former une nouvelle unité de nos collections pétrographique, minéralogique et stratigraphique lesquelles sont également soumises à une réorganisation moderne. On a mis au point l'enregistrement des échantillons types de fossiles récoltés en Hongrie et on a rédigé leur catalogue, de sorte qu'ils

fussent conservés conformément à leur attribution systématique. On envisage de présenter leur catalogue — qui est en état d'impression — à la XXII^e session du Congrès Géologique International. La compilation d'un cadastre central uniforme embrassant tous les sondages profonds creusés dans le pays sera achevée sous peu.

Le laboratoire géochimique organisé en 1962 à l'Institut Géologique a fourni une contribution considérable à l'analyse des échantillons géologiques. Pendant une période courte la prospection géochimique est devenu partie intégrante des recherches géologiques détaillées effectuées dans certaines régions.

De nouvelles possibilités et conditions s'offrent pour les recherches géologiques en Hongrie grâce au fait que l'année passée il est devenu possible de coordiner, sous une direction commune, les travaux de l'Institut Géologique et de l'Institut Géophysique. Cela fut d'autant plus nécessaire que l'activité bien avancée de l'Institut Géologique — qui vient d'être exposé — était jusqu'à présent privée de la collaboration de l'Institut Géophysique dans le domaine de l'examen géologique détaillé et compréhensif du pays. L'effectivité des efforts communs des deux instituts va s'intensifier considérablement, du fait que l'Institut Géologique peut se disposer maintenant — dans une mesure et d'une manière satisfaisantes — des forages profonds, condition fondamentale et indispensable des recherches géologiques modernes.

Que sont les changements nécessaires pour la coordination des travaux de l'Institut Géologique et de l'Institut de Géophysique ?

Il a fallu prescrire à l'Institut de Géophysique aussi d'entreprendre l'examen géophysique régulier et compréhensif du pays, ainsi que l'étude détaillée et multilatère des régions qui ont été mises en ouvrage par l'Institut Géologique et qui ont été classifiées selon l'importance économique de leur sous-sol. Il faut mettre au point les données de toutes les recherches précédentes et les mettre en comparaison avec les résultats des nouvelles mesures envisagées, afin d'aboutir à leur interprétation géologique. On doit organiser la publication des résultats de recherche sous la forme de cartes et de mémoires. La recherche d'instruments et de méthodes géophysiques demeure une tâche indépendante et d'une importance extraordinaire.

Dans tout le domaine des recherches géophysiques hongroises il faut réaliser l'indépendance de l'organisation de l'éducation, des recherches scientifiques fondamentales, des mesures régulières couvrant tout le territoire du pays, ainsi que des prospections et des recherches géophysiques destinées à faciliter l'extraction minière de substances minérales utiles. Il les faut amplifier conformément aux exigences motivées.

Eu égard aux tâches nouvelles, il paraît être utile de réorganiser même la structure de l'Institut de Géophysique, en la divisant au moins en trois sections — capables de faire des recherches géophysiques complexes — dont chacune serait chargée de l'étude d'une des trois unités géographiques majeures de la Hongrie: Transdanubie, Hongrie Septentrionale et Grande Plaine Hongroise. Cette structure d'organisation peut garantir une plus grande stabilité des objectifs du plan, une compétence satisfaisante, une activité approfondie et l'établissement de contacts plus serrés avec les autres organes, c'est-à-dire une activité plus efficace, plus économique et plus fructueuse.

C'est en considération des éléments et aspects qui viennent d'être esquissés

que nous avons dressé le plan perspectif de l'Institut Géologique et de l'Institut de Géophysique, ainsi que leur plan pour l'année 1964. Il est envisagé de publier la série de cartes synoptiques du pays au 200 000^e et la série de cartes au 100 000^e pour chaque unité géologique régionale non seulement en variantes géologiques, mais aussi en variantes géophysiques. Les résultats des recherches géophysiques faites jusqu'à présent en Hongrie seront aussi documentés sous la forme d'un atlas composé de feuilles au 1 000 000^e. Une collaboration multilatère et approfondie pourra être réalisée surtout dans le domaine des recherches concernant la Grande Plaine qui seront mise en marche avec une subvention considérable du Trust National de l'Industrie de Pétrole et Gaz. On projette d'accomplir un examen complexe de la géologie (lithologie, stratigraphie et tectonique) et de la hydrogéologie des formations superficielles et sub-superficielles, ainsi que de leur propriétés mécaniques et géophysiques. L'exploration et la reconnaissance des conditions lithologiques et tectoniques des formations pleistocènes — dont la puissance atteint quelques centaines de mètres — et de celles du Pannonien supérieur — dont la puissance est supérieure à 1000 m — par des mesures géophysiques et des sondages profonds fourniront des données précises sur les ressources d'eaux souterraines de la Grande Plaine. L'étude du complexe du Pannonien inférieur et des formations tertiaires plus anciennes reposant sur le bas-fond du bassin, ainsi que celle du bas-fond même, a pour but, en premier lieu, la prospection de hydrocarbures. En outre, une attention de plus en plus grande est aussi accordée à la prospection et utilisation des eaux thermales. Parallèlement à ces travaux, l'Institut de Géophysique continuera son programme de recherche de l'écorce terrestre qui a déjà fourni des résultats remarquables.

En Hongrie Septentrionale on finira l'examen des territoires qui n'ont pas encore été couverts de mesures gravimétriques et on effectuera des travaux géophysiques préparatoires à la recherche géologique détaillée des bassins tertiaires, envisagée pour une date ultérieure.

Au fur et à mesure que leurs possibilités le permettent, les géophysiciens vont prêter leur concours aux travaux des levés géologiques détaillés courants, en exécutant des mesures géophysiques serrées et en construant des cartes géophysiques détaillées. Ces travaux de caractère cartographique mettront en évidence les données sur les recherches faites antérieurement dans les régions respectives et les élèveront au niveau des connaissances actuelles, grâce au fait que s'y ajouteront les résultats des recherches nouvelles. Les levés réguliers et compréhensifs et la construction de cartes correspondantes permettent non seulement de mettre en balance les possibilités futures et de créer la base scientifique de la réalisation des objectifs pratiques, mais aussi de se livrer immédiatement à la solution des problèmes géologiques les plus importants que l'on a confrontés au cours des levés.

Simultanément à la coordination des travaux des deux instituts, on commence les levés systématiques ayant pour but la rédaction de cartes détaillées et synoptiques de la mécanique des sols. Ces travaux sont destinés, en premier lieu, à consolider les activités de grande importance dans le domaine des constructions hydrauliques, de la planification régionale et de l'urbanisation, à faciliter la choix de solutions plus avantageuses et moins expansives et à rendre

même les établissements plus sûrs et aussi utiles que possible, grâce aux renseignements qu'ils fourniront pour les organisations respectives.

Nos efforts sont à mener à bonne fin dans un délai relativement court. Jusqu'au centenaire de l'Institut Géologique et au cinquantenaire de l'Institut de Géophysique qu'on célébrera en 1968—69, nous voulons mettre au point et publier une ample série de cartes synoptiques et détaillées en variantes sus-mentionnées, ainsi que nous comptons éditer un grand nombre de mémoires sur les résultats des recherches introduites en ces directions nouvelles. Ce n'est que cette activité productive poursuivant les objectifs de l'économie nationale qui peut être digne de l'histoire de nos instituts de compétence national ayant de grands mérites dans le domaine des sciences de la Terre.

DR. J. FÜLÖP
Directeur

О СОТРУДНИЧЕСТВЕ МЕЖДУ ВЕНГЕРСКИМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ИНСТИТУТОМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ИНСТИТУТОМ ИМ. ЛОРАНДА ЭТВЕША

Благодаря развернувшейся в 1958 г. новой программе работы Геологического института, в прошлые годы стали широко известными исследовательские группы, предназначенные для изучения гор Мечек и Баконь, Дорогского бассейна, гор Матра, Токайских гор и равнинных областей, соответственно. В этих областях геологические исследования были сильно углублены и стали весьма разносторонними. Участвовавшие в исследовательской работе специалисты публиковали из года в год частичные результаты, маркировавшие прогресс работы. Отчетные заседания Геологического института, доклады на заседаниях Венгерского Геологического Общества, диссертации на соискание степени университетского доктора и на соискание ученой степени кандидата или доктора геолого-минералогических или других наук свидетельствовали о преуспевании работ и о высоком уровне ее. При этом хватило силы, чтобы успешно завершить начатые раньше работы и организовать международную конференцию по мезозою в честь девяностолетия Института. Современное геологическое изучение нижнелайсовой угленосной толщи гор Мечек; изучение палеогеографических условий образования бокситов и марганцевых руд; горно-геологическое изучение нижнеэоценовой угленосной толщи Дорогского бассейна; добившиеся значительных успехов поисково-разведочные работы на полиметаллические руды в горах Матра; комплексная оценка режима грунтовых вод равнинных областей и составление «Гидрогеологического Атласа Венгрии» — вот главные моменты, маркирующие непосредственное экономическое значение и прямые связи проделанной работы.

В прошлом году деятельность нашего Института вошла в новый этап. Вышли из-под печати листы «Эгерь», «Мишкольц» и «Дебрецен» геологической карты Венгрии масштаба 1 : 200 000, составляемой в унифицированной

проекции согласно инструкциям, согласованным с геологическими службами стран-членов СЭВ. Изданные листы были оформлены для равнинных областей в вариантах: геологическая карта, геологическая карта со снятым четвертичным покровом, карта химизма грунтовых вод, карта уровня грунтовых вод, инженерно-геологическая карта и карта полезных ископаемых; для горных областей в вариантах: геологическая карта и карта полезных ископаемых. Под печатью находится первый лист картосерии масштаба 1 : 100 000 в разбивке, соответствующей геологическому районированию страны. Данный лист изображает горы Бюкк и их более широкий район. Для территории Токайских гор и гор Матра были изданы первые листы геологической карты масштаба 1 : 25 000 и «наблюдательной» геологической карты масштаба 1 : 10 000 с соответствующими объяснительными записками. Сдан в печать лист карты масштаба 1 : 10 000 для Дорогского бассейна и подготавливаются к печати два листа геологической карты масштаба 1 : 10 000 для гор Мечек. Образцы, относящиеся к отдельным листам, группируются как отдельные коллекции, составляющие — вместе с литологическими коллекциями, показательными для геологического строения отдельных изученных массивов или бассейнов — новые единицы минералогической коллекции, коллекции месторождений полезных ископаемых и стратиграфической коллекции, которые также восстанавливаются на современных началах. Оригинальные палеонтологические образцы, происходящие из Венгрии, были собраны в общую коллекцию, зарегистрированы на каталогах и теперь они хранятся в распределении, соответствующем их систематической принадлежности. Находящиеся под печатью каталоги мы хотим представить на очередной XXII-ой сессии Международного Геологического Конгресса. Приближаются к завершению работы по созданию центрального кадастра всех глубоких буровых скважин, заложенных до сих пор на территории страны.

Значительное развитие в области лабораторного изучения геологических материалов влекла за собой организация в 1962 г. Геохимической лаборатории при Венгерском Геологическом Институте. Геохимические исследования стали за короткий срок органической частью детальных геологоразведочных и исследовательских работ, проведенных в отдельных районах страны.

Благодаря увязке работ Геологического и Геофизического институтов в прошлом году под общим руководством, возникли новые возможности и условия для геологических исследований и геологоразведочных работ в Венгрии. Необходимость такого мероприятия было обусловлено и тем, что вышеизложенная, значительно продвинувшаяся работа Геологического института была до сих пор существу лишена сотрудничества Геофизического института в систематическом и комплексом геологическом изучении страны. Эффективность общих усилий обоих институтов будет значительно увеличиваться, так как глубокие скважины — предпросылки современных геологоразведочных работ теперь уже в должной мере доступны Геологическому институту.

Какие изменения потребовались для увязки работ Геологического и Геофизического институтов?

Необходимо было поставить и перед Геофизическим институтом, в качестве главной задачи, систематическое и всеобъемлющее, геофизическое

изучение страны, а также детальное и разностороннее геофизическое изучение районов, выделенных по порядку их важности для народного хозяйства. Необходимо выполнить сбор данных по всем измерениям, произведенным раньше и сопоставить их с результатами намеченных новых геофизических работ, а также осуществить их геологическую интерпретацию. Следует организовать опубликование результатов измерений в виде карт и монографий. Самостоятельной задачей подчеркнутой важности останутся исследования по геофизическому приборостроению и методические исследования.

В области всей венгерской геофизики необходимо добиться организационной самостоятельности и обоснованно пропорционального развития подготовки квалифицированных кадров, научно-обосновывающих исследований, систематических геофизических работ общегосударственного масштаба, геофизических поисково-разведочных работ и обосновывающих разработку полезных ископаемых геофизических измерений.

Ввиду новых задач, желательно подразделить и внутреннюю организационную структуру Геофизического института по региональному принципу на не менее трех единиц способных провести комплексные геофизические работы, каждая из которых была бы приурочена к одной из трех макрорайонов страны: Задунайский край, Северная Венгрия и Большая Венгерская Низменность. Такая организационная схема сможет обеспечить большую стабильность плановых задач, специальную компетентность, тщательную работу и лучшую увязку контактов с другими органами: в конечном итоге — более эффективную и экономичную работу.

С учетом вышеизложенных принципов и положений был разработан перспективный план работы Геологического и Геофизического институтов, а также план их работы на 1964 г. В плане предусмотрено разработать и оформить вышеупомянутые обзорные карты Венгрии кроме геологических вариантов также в геофизических вариантах. Результаты проведенных до сих пор геофизических работ будут обобщены также в виде атласа, состоящего из листов масштаба 1 : 100 000. Современное, разностороннее и тесное сотрудничество будет осуществимо прежде всего в области изучения Большой Венгерской Низменности, благодаря значительной материальной поддержке со стороны Государственного Треста нефтегазовой промышленности. Намечено провести разностороннее изучение геологических (литологических, стратиграфических и тектонических), инженерно-геологических, гидрогеологических и геофизических условий поверхностных и приповерхностных образований. Разведка геофизическими измерениями и глубокими скважинами и познание геологического строения и тектонических условий плейстоценовых отложений мощностью до нескольких сотен метров и верхнепаннонских отложений мощностью свыше тысячи метров позволят точно подсчитать запасы подземных вод Большой Венгерской Низменности. Изучение толщи нижнего паннона и налегающих на фундамент бассейна древнетретичных отложений, а также изучение самого фундамента служат прежде всего интересам разведки на углеводороды; кроме этого, все больше и больше внимания обращается на вскрытие термальных вод и на их освоение. Наряду с этими работами, Геофизический институт будет продолжать выполнение своей программы по изучению земной коры, где достигнуты уже значительные результаты.

В Северной Венгрии будет закончено изучение областей, еще не заснятых в рамках обзорной гравиметрической съемки страны и будут проведены работы по подготовке к детальному геологическому изучению третичных бассейнов, намеченному на более поздний срок.

По мере своих возможностей, геофизики вносят свой вклад в дело производящегося детального геологического картирования путем крупномасштабных геофизических измерений и составления детальных геофизических карт. В этой работе картировочного характера будет учтен и современным способом интерпретирован наличный фактический материал прежних исследований в изучаемых районах, причем в свете новых работ будет обеспечено дальнейшее развитие изученности. Детальное и комплексное картирование представляет собой не только оценку возможностей на будущее и научное обоснование задач практического значения, но и непосредственное участие в решении важнейших геологических проблем, возникающих в изучаемом районе в ходе съемочных работ.

Одновременно с согласованием работы Геологического и Геофизического институтов были начаты систематическая инженерно-геологическая съемка страны и составление детальных и обзорных инженерно-геологических карт. Эти работы предназначены в первую очередь для того, чтобы более надежно обосновывать геологическими данными необычайно важные для нашей страны работы по гидротехническим сооружениям, региональному планированию и развитию населенных пунктов; чтобы способствовать подходам, связанным меньшими расходами и чтобы добиться наиболее безопасной и целесообразной конструкции соответствующих объектов.

Свои задачи мы хотим выполнять сравнительно быстро. До столетия Геологического института и пятидесятилетия Геофизического института, отмечаемых в 1968—1969 гг., мы хотим составить и опубликовать ряд обзорных и детальных геологических, геофизических и инженерно-геологических карт, а также ряд монографических работ, обобщающих результаты новых исследований. Только эффективная работа этих институтов общегосударственной компетентности, направленная на решение народно-хозяйственных задач, может быть достойной их славных традиций в области геологических наук.

Д-р Й. Фюлён
директор

AZ 1963-BAN KÉSZÜLT TERMÁLKUTAKRÓL ÉS A HÉVÍZFELTÁRÁSRÓL ÁLTALÁBAN

Írta: DR. SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT

1963. évben igen magasra emelkedett a hévízfeltárára vonatkozó igények száma. Ez évben 35 szakvéleményt adtunk ki. Szakvéleményeink alapján 8 termál ill. langyos vizű kút készült el, jórészt az OVIFUV kivitelezésében.

Ezzel az 1952 óta hévízfeltárára adott szakvéleményeink száma 174-re emelkedett, amiből 78 termálkút készült el és üzemel. Évente az emberek millióinak nyújt ez lehetőséget termál- és gyógyvíz kezelésre, fürdésre, sportolásra, lakóépületek és kórházak fűtésére, melegvízellátására, textil- és kendergyárak, vágóhidak, mezőgazdasági üzemek, primőr- és virágkertészetek stb. hévizigényeinek kielégítésére.

Az 1963-as termálkutatok főbb adatait az 1. sz. táblázatban foglaltuk össze. Ebben csak a két utolsóelőtti, gazdaságossági mutatókat tartalmazó oszlop szorul talán kisebb magyarázatra. Az első az egy méter fűrésra eső vízhozamot, a második oszlop számai pedig az egy méter fűrésra eső és 10°C-nál melegebb vízmennyiség által szállított kg/cal-t mutatja.

Egyes esetekben sajnos még most is előfordul, hogy a szakvéleményeinkben foglaltak figyelmen kívül hagyásával mélyítenek le termál fűrésokat.

Néha ivóvízre telepített fűrésokat mélyítenek a javasoltnál tovább, míg végül is melegvizet kapnak (Vésztő, Abony), amelyet az eredeti célra nem, vagy csak korlátozott mértékben tudnak felhasználni. Máskor viszont nem fűrés le a kutat elég mélyre, így a szükségelt és remélhető eredményt vízmennyiségben és hőfokban nem érik el s ezzel a lehetőségek tisztázása is bizonytalan időre elmarad. Sarkad esetében indokolt lett volna az előírányzott mélységet betartani, mert bár Mezőtúr—Gyoma—Mezőberény—Békéscsaba—Békés—Gyula térségében a tektonikai és hidrológiai viszonyok nem kedveznek a bő vízhozamnak, Mezőtúr és Gyula hévízfűrésai alapján 1400—1500 m-ig mégis valamivel több vizet remélhettünk volna.

A kisvárdai 1180 m-ig lemélyített termálvízfűrésnél is beigazolódt, hogy a felsőpannon mélyebb része viszonylag jobb vizet szolgáltató homokrétegeket tartalmaz, és pedig 540—545, 550—558 és 568—580 m közötti mélységben. Ezek közül a két utóbbi, de különösen az alsó réteg szakszerű kipróbálásra alkalmasnak látszik. Az eredeti szakvéleményünkkel egyezően tehát változatlanul az a nézetünk, hogy Kisvárdán legfeljebb 600 m-ig érdemes melegvízfeltárára kísérletet tenni, mivel ott a mezozoikum jelenléte bizonytalan, az oligocén és miocén pedig igen vastag lehet. 600 m-ben 38°C körüli talphőmérséklet várható.

Hévízes kútjaink hibája, hogy ott ahol gázzal együtt fordul elő a hévíz, nem a gázos kutak hidrodinamikai törvényszerűségeinek megfelelően készülnek a kútfejek.

Hiba továbbá, hogy a cső-nyitások (belövések, hasítások stb.) túl nagy szintkülönbséggel készülnek. Erre a 2. sz. táblázat néhány példát mutat.

1963-ban létesített

Kút helye <i>a</i>	Térszín Adria fm. <i>b</i>	Mélység (fm) <i>c</i>	Nyugalmi vízszint m± <i>d</i>	Vizhozam	
				l/p <i>e</i>	üzemi szint <i>f</i>
Debrecen	125,79	1196,25	—34,7	1700	?
Tuka, Kendergyár	89,46	993,10	+ 8,5	450	+1,5
Békés	84,57	1198,00	+11,0	175	+1,2
Komádi, Kendergyár	90,52	(csöv. 983,4) 1002,00	+ 8,3	600 492 300	+0,5 +2,5 +6,0
Sarkad, Kendergyár	88,82	1115,00	+ 9,6	130	+0,8
Nyíregyháza	106,76	898,47	— 1,2	800	—18,9
Szeged, Textilgyár	80,67	2000,00			
Pétfürdő		155,60	+ 0,3	480 2000	±0 kompr.

Szakvéleményező: SCHMIDT E. R.

Földtani kor: Pl_3^1 = felsőpannon alsó része Pl_2 = felsőpannon

Pl = pannon

T = triász

2. táblázat

Kút helye	Rétegnytások		Vizhozam l/p	Hőfok C°
	mélysége m	szint- különbsége m		
Gyula	1336—1843	507	500	71
Győr	1511—1964	453	2000	68
Békés	762—1193	431	175	50
Gyöngyöshalász	323— 690	367	360	30
Szombathely	600— 937	337	630	37
Hódmezővásárhely	751—1080	330	1300	43
Tuka	642— 954	312	450	52
Szarvas	476— 787	311	1000	44
Szegvár	591— 896	305	1200	36
Mezőberény	719—1008	289	300	50
Fehérgyarmat	716— 998	282	350	47
Szolnok	827— 997	170	1800	56
Debrecen	895—1030	135	1700	64
Szeged	1750—1866	116	1450	90
Földes	1135—1236	101	450	65

termálkutak

1. táblázat

Hőmérséklet C°		Geotermikus grádiens (talp) i	Rétegnyitások helye (m) j	Kor k	fm-enként	
talp g	kiömlő víz h				l/p l	l/p · (t C° - 10°) m
1010 m-ben 68	64	17	895—1030 4 réteg	Pl ₂	1,42	76,68
950 m-ben 63	52	17,92	642—954 6 réteg	Pl ₁	0,45	18,90
1100 m-ben 73	50	17,42	762—1193 8 réteg	Pl ₂	0,15	6,00
58	51	20,89	773,5—907,5 8 réteg	Pl ₂	0,6	24,60
62	38	21,47	776—778, 894—896 970—971, 1095—1102	Pl ₂	0,12	3,36
67	48	15,41	663—672, 678—682 686—710, 882—892	Pl	0,89	33,82
				Pl ₂		
	21		54—64	T	3,08 12,85	35,42 147,78

Mivel a jól rétegzett és különböző mértékben vizet vezető kőzetösszletek egyes tagjai eltérő nyomás alatt állnak, világos, hogy a rétegnyitás nemcsak a vízhozamot, hanem a hőfokot és a nyugalmi vízszintet is erősen befolyásolja, miután ezek egymással korrelációban állanak. Tájékoztatásul szolgáljon erre a 3. sz. táblázat.

Az artézi vizek nyomását és piezometrikus nivóját a közlekedési edények törvényszerűsége, a hidrosztatikai és a kőzetnyomás, a hőfok, a gáz- és ásványtartalom szabja meg. A hidrosztatikai és a kőzetnyomás a földtani és kőzettani viszonyoktól függően igen változatosan fonódnak össze.

A víz hőokozta kiterjedésének és az ezzel kapcsolatos térfogatsúly változásának figyelmen kívül hagyása esetén a 4. sz. táblázaton feltüntetett %-os hibát követhetjük el a nyugalmi vízszint megítélésénél.

Könnyen lehet, hogy a 3. sz. táblázatban közölt nyugalmi vízszinteket is, részben szintén ilyen hibák terhelik, ezért közülük egyesek esetleg csak látszólagosak. Nem üzemelő kút esetén ugyanis a hőmérséklettel együtt a nyugalmi vízszint is csökken. Ugyanez következik be, ha a vízből kiválik és elillan a gáz.

A nyomásviszonyok, a nyugalmi vízszint és a termelési lehetőségek megállapításánál tehát mindezeket és még sok egyebet (dinamikai viszonyokat stb.) figyelembe kell venni, ha nem akarunk tévedésbe esni. E téren azonban még sok a tennivaló.

3. táblázat

A feszültség alatt álló víz abszolút és relatív nyugalmi szintjének különbözősége

Helység	Térszín Afm.	Mélység m	Nyug. vízsz.	Vizadó réteg m	Kor	Absz. nyug. vízsz.
Szeged	85,00	1900	+48,0	1750—1866	Pl ₂	133,00
Karcag	88,42	1500	+41,0	1277—1334	Pl ₂ ¹	129,42
Tiszaöldvár	85,68	1050	+30,0	949—1015	Pl ₂	115,68
Győr	113,61	2000	+29,0	1511—1964	Pl ₁ —Pl ₂	142,61
Pápa	140,20	825	+28,0	802—820	K ₂	168,20
Újszeged	83,00	1013	+19,0	910—991	Pl ₂ —Pl ₃	102,00
Nyíregyháza-Sóstó II. sz. f.	101,54	800	+10,0	710—739	Pl ₁	111,54
Nyíregyháza-Sóstó III. sz. f.	101,66	601	+4,4	490—575	Pl ₂	106,06
Mátészalka	119,44	1009	—5,2	902—989	Pl ₁	114,34
Sárvár	154,37	990	—10,2	916—987	Pl ₂ ¹	144,07
Kiskunhalas	133,00	988	—21,0	815—973	Pl ₂ ¹	112,00
Budapest, MÁVAG	116,59	701	—23,1	412—640	M ₂ —Ol ₂	93,50
Dunaújváros	132,00	1014	—25,0	578—660	Pl ₂ ¹	107,00
Mélykút	130,60	671	—26,2	526—646	Pl ₂ ¹	104,40
Debrecen	125,79	1196	—34,7	895—1030	Pl ₂	91,09
Szombathely	212,43	1721	—47,0	600—937	Pl ₂	165,43
Alcsut	226,00	382	—98,0	256—345	K	128,00

Földtani kor: Pl₃ = felsőpliocén (levantei)Pl₂¹ = középsőpliocén (felsőpannon alsó része)Pl₂ = középsőpliocén (felsőpannon)Pl₁ = alsópliocén (alsópannon)M₂ = középsőmiocénOl₂ = középsőoligocénK₂ = középsőkréta

K = kréta

4. táblázat

Víz hőfok C°	Térfogatsúly kg/m ³	Hiba %
4	1000	—
30	995	0,5
45	990	1,0
65	980	2,0
80	970	3,0
90	964	3,6
97,5	960	4,0

ÜBER DIE IN 1963 ERRICHTETEN THERMALBRUNNEN UND ÜBER DIE ERKUNDUNG VON THERMALWÄSSERN IM ALLGEMEINEN

VON
DR. E. R. SCHMIDT

In 1963 wurden 35 Gutachten ausgearbeitet. Auf Grund unserer Gutachten wurden 8 Thermal-, bzw. Lauwasserbrunnen errichtet.

Damit belief sich die Zahl der Gutachten, die von uns seit 1952 zwecks Thermalwasser-Erkundung gegeben wurden, auf 174, wovon 78 Thermalbrunnen fertig und bereits in Betrieb sind. Diese Brunnen ermöglichen jährlich die Thermal- und Heilwasserbehandlung von Menschenmillionen und bieten die Möglichkeit zum Baden, Schwimmen, zur Heizung von Wohn- und Krankenhäusern, zur Warmwasserversorgung und zur Befriedigung der Thermalwasserbedürfnisse von Textilfabriken, Hanfspinnereien, Schlachthöfen, landwirtschaftlichen Betrieben, Primeur und Blumengärtnereien usw.

Die wichtigsten Angaben über die in 1963 gebauten Thermalbrunnen sind in Tabelle 1 zusammengefasst. Die vertikalen Kolonnen der Tabelle enthalten, nebst laufender Nummer, folgende Angaben: *a)* Stelle der Brunnen, *b)* Abs. Höhe in m, *c)* Bohrungstiefe in m, *d)* Ruhewasserspiegel in m, *e)* Wasserergiebigkeit in l/min., *f)* Betriebwasserniveaus, *g)* Sohlentemperatur, *h)* Wassertemperatur, *i)* Geothermischer Gradient bezogen auf die Sohle, *j)* Stelle des Schichtöffnens, *k)* geologisches Alter der wasserführenden Schichten, *l)* und *m)* Rentabilitätsindices und zwar *l)* Wasserergiebigkeit auf ein Bohrmeter in l/min. und *m)* auf ein Bohrmeter entfallende und über 10°C gelieferte Wärmemenge in kg/cal [l/p · (t C°—10)]; Name des Begutachters unten.

Hier soll es auf den Fehler hingewiesen werden, dass an jenen Stellen, wo das Thermalwasser mit Gas gesättigt ist, die Brunnenköpfe nicht den hydrodynamischen Gesetzmässigkeiten der Gaswasserbrunnen gemäss ausgebildet werden.

Ein Fehler ist ausserdem die Tatsache, dass die Rohrperforationen mit zu grossen Niveaudifferenzen ausgeführt werden. Tabelle 2 zeigt einige Beispiele dafür.

In dieser Tabelle zeigt die 1. Kolonne die Stelle (Stadt) des Brunnens, die 2. Kolonne die Tiefe der angezapften Schichten in m, die 3. Kolonne die Niveaudifferenz der angezapften Schichten, die 4. Kolonne die Wasserergiebigkeit in l/min, die 5. Kolonne die Wassertemperatur in C°.

Tabelle 3 führt Beispiele an, die veranschaulichen, dass der absolute und der relative Ruhespiegel des unter Spannung befindlichen Wassers sehr verschieden sein kann. Die 7 Kolonnen dieser Tabelle enthalten folgende Angaben:

Ort, Höhe über dem Meeresspiegel in m, Tiefe des Brunnens in m, Ruhewasserspiegel in m, Tiefe des Wasserspenders in m, geologisches Alter der wasserführenden Schichten, absoluter Wasserruhespiegel in m.

Wird die Wärmeausdehnung des Wassers und die damit verbundene Veränderung seines Raumgewichtes ausser Acht gelassen, so können bei der Beurteilung des Ruhespiegels die in Tabelle 4 in % angegebenen Fehler begangen werden.

Die erste Kolonne der Tabelle gibt die Temperatur des Wassers in C° die zweite das Raumgewicht in kg/m^3 und die dritte den Fehler in % an.

Bei der Bestimmung der Druckverhältnisse, des Ruhespiegels und der Förderungsmöglichkeiten müssen also alle diese Gesichtspunkte und noch viele andere Bedingungen (dynamische Verhältnisse usw.) berücksichtigt werden, um gewisse Fehlgriffe zu vermeiden.

О ТЕРМАЛЬНЫХ КОЛОДЦАХ, ПОСТРОЕННЫХ В 1963 Г. И О ВСКРЫТИИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ВООБЩЕ

Д-р Э. Р. Шмидт

В 1963 г. было издано 35 экспертиз. На основе наших экспертиз было построено 8 колодцев с термальной или тепловатой водой, соответственно.

Таким образом, количество экспертиз, составленных гидрогеологическим отделом Венгерского Геологического института за период от 1952 г., возросло до 174. На основе этих экспертиз завершено строительство 78 термальных колодцев, которые уже работают. Эти термальные колодцы предоставляют миллионам людей возможность пользоваться термальными и лечебными водами, купаться, заниматься водным спортом; кроме этого, они служат базой для снабжения населения горячей водой, для отопления жилых домов и больниц, а также для удовлетворения потребностей в термальной воде текстильных и пенькоперерабатывающих фабрик, скотобоен, сельскохозяйственных объектов, в том числе для выращивания ранних культур, цветоводства и т. п.

Основные данные заложенных в 1963 г. термальных колодцев были обобщены в таблице 1. В вертикальной колонне таблицы приведены, кроме порядковых номеров, следующие данные: *a)* местоположение колодцев, *b)* высотная отметка в м, *c)* глубина скважины в м, *d)* гидростатический уровень воды в м, *e)* дебит в л/мин., *f)* рабочий уровень воды, *g)* температура на подошве, *h)* температура воды, *i)* геотермический градиент относительно подошвы, *j)* места перфораций, *k)* геологический возраст водоносных горизонтов, *l)* и *m)* показатели рентабельности, в том числе *l)* удельный дебит на один погонный метр бурения в л/мин. и *m)* количество расхода воды свыше $10 C^{\circ}$, приходящееся на один метр бурения в ккал $[l/p \cdot (tC^{\circ} - 10)]$; имя эксперта.

Однако наши термальные колодцы имеют определенные недостатки: Где термальная вода насыщена газом, устьевые арматуры оформляются не соответственно гидродинамическим закономерностям газоносных вод колодцев.

Недостатком считается также факт, что перфорации труб (прострелы, расщепления и т. п.) осуществляются через слишком большие промежутки по вертикали. Несколько примеров по этому поводу приводятся на таблице 2.

На этой таблице колонна 1 показывает местоположение (город) скважины, колонна 2 дает глубины перфораций в м, на колонне 3 показана величина про-

межутков между перфорациями, на колонне 4 указывается дебит в л/мин, на колонне 5 температура воды в $^{\circ}\text{C}$.

На таблице 3 приводятся примеры, иллюстрирующие возможные большие расхождения между абсолютным и относительным гидростатическими уровнями находящейся под напором воды.

В 7 колоннах данной таблицы содержатся следующие данные: местоположение колодца с указанием высотной отметки в м, глубина колодца в м, гидростатический уровень воды в м, глубина водозабора в м, геологический возраст водоносных горизонтов, абсолютный гидростатический уровень воды в м.

Если игнорируются термическое расширение воды и связанное с ним изменение объемного веса, то получаются приведенные на таблице 4 процентные ошибки при оценке гидростатического уровня.

Колонна 1 таблицы показывает температуру воды в $^{\circ}\text{C}$, в колонне 2 приводится объемный вес в $\text{кг}/\text{м}^3$, в колонне 3 — процентаж ошибки.

Следовательно, во избежание ошибок при определении гидростатического уровня и возможных рабочих дебитов следует учесть все вышеуказанные факторы и ряд других факторов (динамические условия и т. п.).

RÉTEGVÍZ-EMELETEK AZ ALFÖLDÖN

Írta: OZORAY GYÖRGY

A rétegvíz-rendszerek emeletes elhelyezkedése

A vízföldtani törvényszerűségek levonását megnehezíti, hogy az adatok nem azonos víztartó összletre vonatkoznak. Aki a szénhidrogéntároló boltozatok pangó sós vízből arra következtet, hogy az alföldi medence kitöltésében egyáltalán nincs vízmozgás, éppúgy tévedésbe esik, mint aki a hegylábi törmelékletjtők szabad szemmel, vagy kezdetleges eszközökkel megfigyelhető erőteljes vízáramlását az egész medencekitöltésre extrapolálja. A hiba oka azonos: helyi jelenségből levonható következtetés megalapozatlan, túlzott általánosítása.

Közismert, hogy egyes jelentős összletek (pl. a negyedkori folyami összlet) porózus lencsési-rétegei a településmód és a helyi szerkezet okozta kiékelődések ellenére összefüggenek. Nagyszámúszelvényben vizsgálva, bonyolult térbeli összefüggést látunk. Ez teszi szükségessé, hogy a helyi vízföldtani képen túlmenően az összletet regionálisan tanulmányozzuk.

Az összefüggés azonban nem terjed tetszés szerinti mélységig. A nagy vastagságú és horizontális elterjedésű vízzáró képződmények, melyek az oligocén, miocén és pannon összletben találhatóak, a medencekitöltés porózus anyagában tárolódó és mozgó rétegvíztömeget különálló rétegvíz-horizontokra, rétegvíz-emeletekre tagolják. Ezek vegyi összetétele, nyomásállapota, dinamizmusa, eredete és utánpótlása egymástól igen különböző.

Az Alföld ÉNy-i előterében (Vác—Gödöllő) pl. a következő vízemeletek különíthetők el:

a) *Felszínközeli rétegvíz-emelet.* Kisebb térbeli egységekre bomlik, rétegvízforrásokban és -sorokban jelenik meg. Utánpótlása felszíni, vegyalkata helyi tényezőktől függ.

b) *Alföldi artézi medence vízemelete.* Porózus kőzetben szivárgó rétegvíz, közeli, de közvetett felszíni utánpótlással. Nyugalmi vízszintje DK-re csökken, áramlási iránya: DK-i. Vegyi jellege: Ca—Mg-hidrogénkarbonátos. Hőmérséklete a mélység felé, az 1—2000 mg/l körüli összes oldottanyag-tartalom a mélység és DK felé nő.

c) *Oligocén vízzáró összlet porózus lencséinek vízemelete.* Fosszilis és kompaktációs vizek, melyek csak a geokémiai migráció mértékéig mozognak. Magas oldottanyag-tartalom és tengeri elemtársulás jellemzi.

d) *Alaphegységi vízemelet.* A víz a karsztos kőzet repedéseiben mozog, felszíni karsztból pótlódik és DK felé áramlik.

A Nyírség és környezete alatt is több vízemelet különül el.

a) *Talajvíz-emelet.* Helyenként a talajvíz önálló vízemeletet alkot. Utánpótlása felszíni és saját lefolyása van a Tiszába.

b) *Kis oldottanyag-tartalmú, Ca—Mg-hidrogénkarbonátos vizek a negyedik kori folyami összletben.* Felszíni utánpótlást nyernek részben közvetlenül, részben rövid távról oldalról. A víz áramlása (tehát utánpótlása is) néhol élénk (Bereg—Szatmári-síkság ÉK-i fele).

c) *Közepes oldottanyag-tartalmú, sziksós vizek a magasabb pannon üledéksorban.* Utánpótlásuk hosszú úton a felszínről történik.

d) *Nagy oldottanyag-tartalmú, konyhasós vizek a mélyebb pannon és a szarmata üledéksorban és talán a vulkáni összletben.* A földtani jelenben felszíni utánpótlásuk elhanyagolható.

e) *Az alaphegységi vízemeletre* csak a távoli sárospataki fúrás ad támpontot.

Vízföldtani vizsgálatok során mindig meg kell határoznunk azt a vízemeletet, amelyikkel foglalkozunk.

Az egyes vízemeletek kapcsolata

Az egyes vízemeletek nincsenek tökéletesen elszigetelve. A földtani idők során migráció történik egyikből a másikba. Szerkezeti vonalak mentén élénkebb a vízmozgás és anyagátadás is történik (Tiszagyulaháza: konyhasós talajvíz; északmátrai csevicék: CO₂- és metán-feláramlás). Ha földtani időben és méretekben gondolkodunk, az Alföld medencekitöltésének egészét tekintetbe kell vennünk.

Az egyes vízemeletek elkülönülése tehát nem azt jelenti, hogy egyáltalán nincs köztük vízcseré, hanem azt, hogy nagyságrendekkel kisebb, mint egy horizonton belül. Az egyes horizontok hidraulikája eltérő; nemcsak a vízmozgás méretei különböznek (akár nagyságrendekkel is), hanem jellege is más.

Eltérő sebességgel mozgó víz sávjai egy vízemeleten belül

Közismert, hogy a hegylábi törmeléklejtők görgetegében, eltemetett folyómedrek kavicsában a víz sokszorta gyorsabban mozog, mint akárcsak közepes- és nagyhomokban is. De tartósan csak ott használhatjuk ki a gyors vízáramlás lehetősége nyújtotta előnyöket, ahol a tápláló és fogyasztó terület közt megszakítatlan a „földalatti csatorna” (Mosoni-üst, Bereg—Szatmári-síkság ÉK-i fele). Nem vehetjük alapul az Alföld kavics-tömegét 10, vagy 10⁻¹, homok-tömegét 10⁻², 10⁻³ k tényezővel a medence mélyében mozgó víz mennyiségének kiszámításához. A víz gyakran kénytelen a kavics- és homokrétegeket elválasztó finomszemű, vagy iszapos rétegeken áthatolni; a legszűkebb keresztmetszet határozza meg a mozgó víz sebességét, tehát az áthatoló víz tömegét is.

A víz azokban a sávokban mozog aránylag gyorsan, ahol ilyen gátakat nem talál. (Pl. a Nyírség szerkezeti preformált ó- és középpleisztocén folyóvölgyeinek eltemetett kavics-sávjai.) A közvetlen szomszédságban a vízszivárgás már nagyságrendekkel lassúbb lehet.

Elszigetelt kavicslencsék vize nemcsak könnyen kimerül, de kedvezőtlen vegykutatú is. Az alig cserélődő víznek ui. több ideje van sókat kioldani az

aránylag stabil ásványokból is, másrészt az oldott anyagok lassabban szállítódnak el.

De találunk pangó, öntözésre, vagy egyéb felhasználásra alkalmatlan vizet nagy kiterjedésű kavicsostestekben is. A szabálytalan alakú kavicsostelepek utánpótlási és elfolyási területe közt a vízmozgás élénk. Az áramlás zugaiban viszont pangó, alig cserélődő rétegvíz-tömegek tárolódnak, melyekben a káros sók feldúsulnak. Ilyenkor a kivehető vízmennyiség nem hiányzik, de a minőség nem megfelelő. Elvben ugyan kellő hosszú üzem után a vízminőség javul, mert új, mesterséges áramlást indítunk meg. Olyan bányászathoz hasonlíthatjuk az ilyen vízkivételt, ahol túl sok meddőt kell megmozgatni, hogy a hasznos anyaghoz jussunk. Ilyen holt zugot okoz a dunai síkság homokos kavicsának vízáramlásában a solti pannon rög. (Solt, Sós-kút-II. csőkút, 17,69 m: 5630,2 mg/l; jóval K-ebbre Akasztó, Ökördi-II. csőkút, 28,44 m: 454,2 mg/l összes oldottanyag-tartalom.)

Oldott és lebegtetett anyagszállítás

Van olyan elképzelés (SIMON L. 1963), hogy az áramló rétegvizek szilárd részecskéket szállíthatnak. Ezt laboratóriumi körülmények közt kellene kivizsgálni. Első hozzávetéssel megadhatjuk ezen tényező nagyságrendjét. Az Alföldön 100 km távolságra 100 m magasságkülönbség már tetemes hidraulikus esésnek számít. Durva kavicsban 10^2 cm/sec k tényezővel számolva, a Darcy-képlet szerint

$$v = k \cdot i$$

az áramló víz sebessége mindössze 10^{-1} cm/sec-nak adódik. Ez legfeljebb koloid részecskék megmozdításához elegendő. Fenti hatás legfeljebb különleges esetekben érvényesülhet (törmelékletők, folyami kapuk hordalékkúpjai, erős depressziós tölcserék, „talajvízesés”-ek), továbbá földtani idők során, a kőzetdiagenezisnél.

Sokkal jelentősebb az oldottanyag-szállítás. A rétegvizek oldottanyag-tartalma igen különböző lehet. (Magosliget: durva homokos kavics, 44,70 m: 192,1 mg/l; de ismerünk százszor ekkora oldottanyag-tartalmú vizeket is.) Durva becsléshez a rétegvizek sőtartalmát 1000 mg/l-nek vehetjük.

Már kifejtett okból nem reális az Alföld üledéktömegéből és a k tényezőtől kiindulni az áramló víz tömegének meghatározásához. Hiszen nem tudjuk a tényleges hidraulikus esést sem. Egy telített rétegben a hidraulikus esés 0, vízmozgás nincs, bármekkora legyen is a k vízáteresztőképesség együttható.

Az Alföld 100 m mély és 500 km hosszú szelvényén, ha a metszet 10% -át szabad pórusfelületnek vesszük, 10^{-4} cm/sec áramlási sebességet tételezve fel, másodpercenként 500 m³ víz haladna keresztül. Ez 0,5 tonna oldott anyagnak felelne meg. Évente, kerekítve 15 milliárd m³ víz és 15 millió t oldott anyag. Ezeknek a számoknak az értéke azonban, a módszer elvi hibái miatt, igen kétséges.

Helyesebb, ha megnézzük, hova távozik el az a vízfelesleg, melynek pótlódása az áramló rendszert mozgásban tartja, akkor következtethetünk annak mennyiségére is.

A rétegvízháztartás „kiadás” rovata

a) A rétegvizek egy része mesterséges megcsapolással, artézi kutakon át távozik.

b) Természetes körülmények közt is a medence belsejében a rétegvizek egy része a talajvízhorizont kiadásait (párolgás, elfolyás, talajvízkutak) fedezi.

A magyar Alföldön az artézi kutak évi vízhozama kb. 500 millió m³/év. (Az ismert adatok többnyire a maximális üzemi vízhozamra vonatkoznak: ez a lehetséges évi víztermelés. Ez 1 164 811 l/p = 612,4 millió m³/év, az 1959. évi adatok szerint.)

Ha a talajvíz rétegvízből történő pótlását 100—200 mm vízborítással vesszük egyenlőnek (RÓNAI), azt tételezzük fel, hogy tízszer-hússzor akkora vízmennyiség emelkedik fel a talajvíz-horizontba, mint amennyi artézi kutakon át távozik. Azaz évi 5—10 milliárd m³ víz és 5—10 millió t oldott anyag.

Ezek a nagy számok sok ellenvetést váltottak ki. Pl. a vízkészlet elégtelenségét, vagy a szükséges vízmozgás túl gyors voltát vetették ellene. De amíg nem korrigálódnak a talajvízforgalomra vonatkozó adataink, ilymértékű pótlást kell feltételeznünk. Fentebbi számítás szerint pedig 10⁻⁴ cm/sec áramlási sebesség elegendő a 10 milliárd m³/év nagyságrendű vízszállításhoz.

Hogy ekkora anyagszállítás igen rövid földtani idő alatt nem eredményez (sajátos esetektől eltekintve) evaporitképződésig menő felszíni sófelhalmozódást, ez főképp a felszínen és felszín alatt lefolyó és a Dunába jutó csapadék- és talajvíz kilúgozásának köszönhető. A magyar medence vaskapui lefolyása tehát a sóháztartás szempontjából egyáltalán nem elhanyagolható.

Függőleges áramlási lehetőségek és sótartalom

Az Alföldön a vizek sótartalmának függőleges eloszlása általában a következő szabályszerűséget mutatja:

1. A talajvíz tetemes oldottanyag-tartalmú.

2. A felszínközeli rétegvizek kb. 20 m-től 100—300 m-ig (felső rétegvíz-emelet) hígabbak.

3. A rétegvizek oldottanyag-tartalma lefelé növekszik. Kb. 100—300 m alatt (második rétegvíz-emelet) a sótartalom eléri, vagy többszörösen meghaladja a talajvizét.

Ezt a megfigyelést a Földtani Intézet több ezer vízvizsgálata támasztja alá. Példák:

Tisztaberek, talajvíz	2,9 m-ből:	626,6 mg/l oldott anyag,
Tisztaberek, rétegvíz	59,0 m-ből:	291,4 mg/l oldott anyag,
Tisztaberek, rétegvíz	1343,2 m-ből:	13 300,0 mg/l oldott anyag.

A két első minta vegyi jellege Ca-hidrogénkarbonátos, a harmadiké konyhasós.

Tiszalök környékén, talajvizek:	1500—2000 mg/l oldott anyag,
Tiszalök, rétegvíz	96,0 m-ből: 693,0 mg/l oldott anyag,
Tiszalök, rétegvíz	291,2 m-ből: 2257,7 mg/l oldott anyag.

A talajvíz és a felsőbb rétegvíz Ca—Mg-hidrogénkarbonátos, az alsóbb rétegvíz szikós jellegű.

Ha a rétegvíz alulról fölfelé hatolva részben pótolja a talajvíz párolgás veszteségeit, érthető, hogy a talajvízben az oldott sók feldúsulnak.

Alulról (a mélyebb vízrétegből) azonban a felszínközeli rétegvíz csak kis részben pótolhatja a talajvíznek átadott vízmennyiséget. Annak vize töményebb

és eltérő vegyalkatú. A felszínközeli rétegvíz „kiadásait” elsősorban a medenceperemről pótolhatja, kis oldottanyag-tartalmú vízből, saját horizontján belül. Ez horizontális áramlást jelent, azaz a víz cserélődését, felfrissülését.

A bepárlódás miatt tömény talajvíz, és a stagnálás miatt tömény rétegvíz közti hígabb felszínközeli rétegvíz léte tehát elsősorban annak áramlásával, cserélődésével magyarázható.

Igaz, a felszínközeli rétegvíz befogadó kőzetei beltavi, folyami és eolikus üledékek, ami eleve különbséget jelent kioldható sókban a mélyebb fekvésű tengeri üledékekhez képest. Mégsem ez a döntő tényező. Élénkebb vízmozgás ui. a tengeri eredetű kőzeteket hamar átmossa, megfosztja konyhasó stb. tartalmuktól. Hegyvidékeink tengeri eredetű kőzetekből fakadó forrásai pl. Cl-ionban igen szegények.

Az első részben a vízemeleteket a nagy regionális vízrekesztő összletek által elválasztott porózus rétegsorok vizeként, nagy települési—kőzettani egységek vizeként szemléltük. Az oldottanyag-tartalom eloszlása arra mutat, hogy az élénk áramlás és kis oldottanyag-tartalom jellemezte felső vízemelet lefelé kb. 100—300 m mélységben kis, helyi vízrekesztő mentén is elhatárolódik. Az ennél mélyebb rétegek vize természetes körülmények közt a felszínig tartó vízkörzésbe nem kapcsolódik be. Kivételt képeznek az egyveretű kőzettani felépítésű kavicsüstök, a meleg-, vagy ásványos víz feláramlásával jelzett szerkezeti vonalak és az artézi kutas megcsapolás.

A rétegvizek földtani kora

Földtani szemlélet szerint a víz folyékony kőzet. Földtani kora azzal jellemezhető, mikor volt utoljára a felszíni vizek (tengerek, csapadék stb.) része, eltekintve itt a juvenilis vizek kérdéséről.

A mélyebb, elzárt rétegek gyakran tartalmaznak fosszilis vizet. A konyhasós, jódos—brómos víz dúsult tengervíz. Földtani kora a befogadó kőzetével azonos (Tisztaberek: szarmata, Órszentmiklós: oligocén), de idősebb víz is keveredhet hozzá.

Az alulról elzárt talajvízfoltok vize jelenkori. Az élénken áramló rétegvizek valószínűleg szintén jelenkoriak. Lehet ugyan, hogy egy részük a pleisztocén óta nem volt felszínen. A medenceperemtől a medence belsejéig tartó hosszú utat igen lassan teszi meg a víz. Még ha 10^{-1} cm/sec áramlási sebességet veszünk is, 300 km út megtételéhez 1 millió év szükséges.

Így az Alföld oldalirányú felszíni utánpótlást nyerő, pannon rétegekből fakasztott artézi vizei aligha lehetnek levanteinél fiatalabbak, amellet részben fosszilis vizet is tartalmazhatnak. Ha egy rétegből az eláramlás gyenge, telítődése után újabb vizet alig vesz fel, víztartalma alig cserélődik.

Valószínű tehát, hogy még a gyengén ásványosodott vizek is idősebbek földtani korban, mint első rátekintésre vélnénk. A vegyi összetétel ui. (főleg a makroelem-tartalom) csak a nagyon jellegzetes tengeri, metamorf stb. összetételnél nyújt támpontot. Éppen ezért a rétegvizek abszolút kormeghatározása aktuális tudományos feladat. Ennek révén biztosabban tudnánk meghatározni a rétegvíz-körzésben résztvevő vízemelet vastagságát, ezen keresztül az évi vízutánpótlás mennyiségét is.

IRODALOM

- ALFÖLDI L.: Jelentés az 1962. évi ENSZ-konferenciáról. (Alkalmazott tudomány és technológia gyengén fejlett területek megsegítésére.) — Kézirat.
- ERDÉLYI M. 1960: A Hajdúság vízföldtana. — *Hidr. Közl.* **40.** 2. pp. 90—105.
- ERHARDT GY. 1962: A sárospatak-végardói hévíz. — *Hidr. Közl.* **42.** 6. pp. 514—517.
- FODOR T.-NÉ 1962: A csökutas öntözés lehetőségei Pest megye Duna—Tisza közí részén. — *Földr. Ért.* **13.1.** pp. 113—121
Kézirat.
- LÁNG G.—OZORAY GY. 1957: A dunabalpárti karsztos alaphegységrogók vízföldtani problémái. — Kézirat.
- MAJOR P. 1962: Öntözés talajvízkutakból Szabolcs—Szatmár megyében. — VITUKI. Kézirat.
- OZORAY GY. 1964: A Nyírség, a Bereg—Szatmári síkság és a Bodroghöz vízföldtana. — *Földr. Ért.* **13.** 1. pp. 113—121.
- RÓNAI A. 1951: Az Alföld talajvíz térképe.
- RÓNAI A. 1956: A magyar medencék talajvíze, az országos talajvíz térképező munka eredményei. — *Földt. Int. Évk.* **46.** 1.
- SCHERF E. 1948: A szabolcsmegyei sósvizek (Tiszagyulaháza stb.) geológiai, hidrológiai és kémiai viszonyai. — Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól. pp. 159—233.
- SCHMIDT E. R. 1939: A kincstár csonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásai. — *Földt. Int. Évk.* **34.** 1.
- SIMON L. 1963: Néhány vízföldtani törvényszerűségről. — *M. Földr. Társ.* — MTA Földrajztud. Kutatócsoport.
- SIMON L. 1963: Az öntözéses mezőgazdaság lehetőségei a Nyírségben. — *Földr. Ért.* **12.** 3. pp. 313—339.
- SÜMEGHY J. 1944: A Tiszántúl.
- UBELL K. 1962: A felszín alatti vízkészlet. — *Hidr. Közl.* **42.** 2. pp. 94—104.
- URBANCSÉK J. 1963: A földtani felépítés és a rétegvíznyomás közötti összefüggés az Alföldön. — *Hidr. Közl.* **43.** 3. pp. 205—218.

WATER-BEARING HORIZONS OF THE GREAT PLAIN

by
Gy. OZORAY

The water stored within the sedimentary filling of the Great Plain occupies independent horizons separated by thick and extensive impervious rock suits. Proper water exchange between two adjacent horizons takes place along tectonic lines only, while elsewhere water movement is restricted to migration. The kinetics of water undergoes changes by zones within one single horizon. For instance, in gravels of buried river valleys the movement of water is faster, but large gravel deposits themselves, may include „dead” portions with stagnant water.

The velocity of subterranean streaming of water cannot exceed 10^{-1} cm/sec. even under the most favourable conditions. The content of dissolved mineral substances varies between 192 p.p.m. and the centuple of this figure. On the average, it may be assumed to have a value of 1000 p.p.m. The yield of artesian wells is about 500 million m^3 per year. The annual loss of ground-waters (evaporation, migration) is by 100 to 200 mm more than the amount infiltrating from the surface. This deficiency is recovered by water ascending from the upper artesian horizon. In this way some 5 to 10 000 million m^3 of water and 5 to 10 million metric tons of dissolved matter are added each year to the ground-water resources (regional water circulation). In closed ground-water ba-

sins evaporites are formed (meadow limestone, alkali soils); in other cases salts are leached from the soil.

The chemical composition of water provides information, among others (origin, age, tectonics), on conditions of flow of water.

a) Ground-water (to about 20 m depth). Recharged from meteoric waters and from the subjacent „upper artesian level”. Supersaturated due to evaporation.

b) Upper artesian horizon (to about 100—300 m). Recharge from below insignificant; discharge into ground-water considerable. Loss recovered from the margin of the basin. Horizontal water movement rather fast, of the order of 10^{-4} cm/sec. Water being exchanged. Low content of solutes.

c) Deeper water-bearing horizon. Water exchange of slow rate. Abundance of solutes high.

Geologically, water is dated from that time when it last entered surface currents or precipitation (or magma, in case of juvenile waters). The age of fossil marine waters included in deep-seated, isolated lenses coincides with that of the enclosing rock (though older water may also interfere). The water of ground-water basins isolated from the subjacent water-bearing rocks is Holocene. The near-surface artesian waters on basin margins date from the Holocene-Pleistocene. When judging by the velocity of flow, in the central part of the basin even the less mineralized artesian waters cannot be younger than Levantine. The next research task is to determine the absolute age of waters.

ГОРИЗОНТЫ ПЛАСТОВЫХ ВОД НА БОЛЬШОЙ ВЕНГЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Д-р. Озориш

Масса вод, содержащихся в заполняющих бассейны отложениях, расчленяется мощными и широко распространенными водоупорными толщами на водносные горизонты. Между отдельными водоносными горизонтами массовый обмен водами осуществляется только по тектоническим линиям, впрочем имеет место только миграция. Движение вод изменяется по зонам даже в пределах одного горизонта. Например, в галках погребенных речных долин вода перемещается сравнительно быстро, но «мертвые» участки с застойными водами имеются даже внутри крупных галечниковых тел.

Скорость движения подземных вод достигает в крайнем случае 10^{-1} см/сек даже в наиболее благоприятных условиях. Содержание растворенных веществ колеблется от 192 мг/л до стократной величины этого числа и составляет в среднем примерно 1000 мг/л. Дебит артезианских колодцев достигает около 500 миллионов м^3 в год. Потери грунтовых вод (испарение, сток) превышают объем восполнения с поверхности ежегодно на 100—200 мм. Дефицит восполняется за счет запасов верхнего горизонта пластовых вод (значит, за счет притока снизу). Ежегодно примерно 5—10 000 миллионов м^3 воды и 5—10 миллионов тонн растворенных веществ восходит снизу в

горизонт грунтовых вод (региональная миграция вод). В закрытых бассейнах грунтовых вод образуются эвапориты (луговые известняки, солончаки); в иных случаях соли выщелачиваются из почвы.

По химическому составу можно судить в частности (кроме возраста, генезиса, тектоники) об условиях движения воды:

а) Грунтовые воды (примерно до 20 м). Они восполняются за счет атмосферных осадков и за счет притока из подстилающего их «верхнего горизонта пластовых вод». Благодаря испарению, грунтовые воды насыщены растворенными веществами.

б) Верхний горизонт пластовых вод (примерно от 100 м до 300 м). Восполнение снизу ничтожное; потери в пользу грунтовых вод значительные. Недостающее количество воды восполняется с бортов бассейна. Горизонтальное движение воды сравнительно оживленное, примерно порядка 10^{-4} см/сек. Вода меняется, содержание растворенных веществ в ней небольшое.

в) Более глубокие водоносные горизонты. Обмен водами происходит медленно, содержание растворенных веществ велико.

Геологическим возрастом воды считается время, когда она входила последний раз в состав поверхностных водоемов или атмосферных осадков (или же магмы, если мы имеем в виду ювенильные воды). Возраст ископаемой морской воды глубинных, закрытых (погребенных) линз совпадает с возрастом вмещающей породы (но к ней могут примешиваться и более древние воды). Грунтовые воды закрытых с низу бассейнов имеют голоценовый возраст. Приповерхностные пластовые воды на борту бассейна имеют голоценовый-плейстоценовый возраст. Судя по скорости движения вод, во внутренней части бассейна даже менее минерализованные пластовые воды не могут быть моложе левантинского яруса. Следующей задачей исследований является определение абсолютного возраста рассматриваемых вод.

A MECSEK HEGYSÉG „ÉSZAKI PIKKELY”-ÉNEK FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

Írta: DR. WEIN GYÖRGY

A Mecsek hegység legérdekesebb és egyben legbonyolultabb földtani egysége az „Északi Pikkely”. A K—Ny-i irányban húzódó mezozoós rétegekből felépített, morfológiailag is elkülönülő egységet délen vastag miocén rétegekkel kitöltött medence, északon a pliocén előtér határolja. A keskeny mezozoós sáv pikkelyes felépítést létrehozó szerkezeti vonalak mentén emelkedett ki. A szerkezeti egység megjelenési formája tette indokolttá a jelenleg is használatban levő „Északi Pikkely” elnevezést.

Az „Északi Pikkely”-t, a legújabb vizsgálatok és feltárások alapján kialakult szemlélet szerint, tulajdonképpen „Északi Pikkelyek övének” kellene neveznünk, hiszen az egész kiemelt helyzetű mezozoós zóna nem egy, hanem négy nagy és több kisebb szerkezeti vonal mentén feltölt pikkelyből áll. Ha figyelembe vesszük a kiemelt helyzetű mezozoós vonulat szerkezetét, úgy az „Északi Pikkely” tulajdonképpen nem egyszerűen pikkelyes szerkezetű, hanem *pikkelyes szerkezetű kipréselt ék*, illetve több ékből felépült szerkezetű tektonikai egység. De nem szándékunk az olyan találoán jellemzett és a földtani irodalomban már meggyökeresedett kifejezést megváltoztatni, csupán annak kialakulásáról és szerkezetéről kívánunk korszerű képet nyújtani.

Történeti áttekintés

Az első és még ma is korszerű földtani leírást és térképet a Mecsek hegység északi részéről 1872—1876 évben HOFMANN K. készítette és 1 : 28 000 méretű térképe alapján készült el az 1880—1888-ban kiadásra került 1 : 144 000 méretű színes földtani térkép is. 1910—1916 közti időben VADÁSZ E., a Mecsek hegység reambulációja során, az „Északi Pikkely” területéről 1 : 25 000 méretű földtani felvételt készített. Ennek alapján adta közre 1935-ben a Mecsek hegységről összefoglaló munkáját, melyhez mellékelten 1 : 75 000 méretű földtani térkép is megjelent. Szakvélemények formájában elsősorban VITÁLIS I. és VITÁLIS S. nyújtottak értékes adatokat a területről. VITÁLIS S. 1927-ben az „Északi Pikkely” Mázától Ny-ra eső részéről 1 : 5000 méretű részletes földtani térképet és jelentést készített, mely nyomtatásban nem jelent meg. A felszabadulást követő ipari fellendüléssel egyidőben megindult mecseki kőszénkutatóval kapcsolatosan IFJ. NOSZKY J. 1948 és 1950-ben térképezte a terület Mázától K-re eső részét 10 000 és a Ny-i területet 1 : 5000 méretarányban. Csak a terület K-i részéről

jelent meg nyomtatásban ismertetés térképvázlattal. WEIN GY. 1951-ben, ugyancsak a Földtani Intézet megbízásából, Váralja környékéről készített új 1 : 5000 méretű topográfiai alapra földtani térképet. BALOGH K., IMREH L. és KILÉNYI T. 1955-ben, 1 : 5000 méretű alapon, a Mázától K-re eső területéről készítettek a bányászati adatok feltüntetésével és felhasználásával, korszerű földtani térképet. Ez a térkép és a hozzátartozó ismertetés nem jelent meg a Földtani Intézet Évi Jelentéseinek sorában. Munkájuk értékét annál is inkább ki kell emelni, mert adataikat és térképüket ennél a munkánál is nagy mértékben felhasználtuk.*

Meg kell még emlékeznünk az 1949-ben megalakult bányageológusi szolgálat során az „Északi Pikkely” kőszénbányáinál szolgálatot teljesítő KOPEK G., MAUL E. és WEIN GY. bányageológusok értékes adatgyűjtő és kiértékelő munkájáról is, akik nélkülözhetetlen adatokat nyújtottak az „Északi Pikkely” földtani felépítésének megismeréséhez. A bányageológusi szolgálat bevezetését megelőzően hasonló eredményességgel térképezte a szászvári bányát DRENYOV-SZKY B. bányamérnök. A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet gravitációs és szeizmikus mérései (ÁDÁM O., KILCZER GY., SZABÓ GY., SZÉNÁS GY.) első-sorban a neogén rétegekkel fedett alaphegység helyzetére vonatkozólag nyújtottak adatokat ezen a területen. SZÉNÁS GY. munkája (1961) a geofizikai mérések eredményeit foglalja össze. A régi, és 1950 után újra megindult fúrási tevékenység a terület mélyföldtanának felderítéséhez nyújtott nélkülözhetetlen adatokat.

A vázolt előzmények után került sor 1960-ban a Földtani Intézet megbízásából szerző munkájára, mely során, a régi adatok figyelembevételével mellett az egész „Északi Pikkely”-t 1 : 5000 méretarányban újratérképezte.

Az „Északi Pikkely” földtani felépítése

Ha összehasonlítjuk az „Északi Pikkely” és a kisújbanjai medence mezozoos rétegsorát (I. melléklet), azok kifejlődésében és vastagságában lényeges különbségek figyelhetők meg, melyek arra utalnak, hogy a mecseki parageoszinklinális É-i peremén már ebben az időben eltérő viszonyok uralkodtak.

A felszínről ismert legidősebb középsőtriász mészkő—dolomit rétegsor teljesen megegyezik a Mecsek hegység egyéb területeiről ismert hasonló kifejlődésű kőzetekkel. De már a ladini emeletet nem a közmert wengeni pala képviseli, hanem a Villányi-hegységből is ismert dolomitos márgakifejlődés, melyből itt és a Villányi-hegységben is *Saurius* maradványok kerültek elő.

A felsőtriászt tarka palás agyag és arkózás homokkő rétegek építik fel, melyek a váraljai előfordulásban kisebb szerkezeti vonal mentén érintkeznek mind a fekü ladini, mind a fedő kőszéntelepes összlet tagjaival. Vastagságuk a V. 5. fúrás alapján mintegy 350 m-nek határozható meg, tehát a Mecsek D-i részén levő 500—600 m-hez képest csökkent vastagságúak. Váralján a szerkezeti vonalak hatásának tulajdonítható a felsőtriász rétegsor még ennél is jóval vékonyabb kifejlődése.

A kőszéntelepes összletet a legelső kőszénteleppel választhatjuk el a felsőtriász rétegsortól. A kőszéntelepes összlet jóval vékonyabb és lényegesen keve-

*1957-ben a MÁFI munkatársai: HÁMOR G., HETÉNYI R., LÉDECZI E. és PERLAKI E. térképeztek a területen

sebb telepet tartalmaz, mint a tőle D-re kifejlődött Máza D-i terület, illetve a Komló és Pécs környéki rétegsorok. A kőszéntelepes öszlet a Pikkely területén belül Ny felé vastagodik, a telepek száma és vastagsága nő. Nagymányokon az öszlet 120 m vastag. Ebből három telep érdemes művelésre 4,5—5,0 m-es vastagságban. Mázán már öt telepet fejtenek 8,7—13,0 m vastagságban. Szászváron a telepek száma kilencre emelkedik és vastagságuk 47,8 m. Meg kell jegyezni, hogy a telepek ilyen rendkívüli nagy vastagsága nagyrészt az erős tektonizáltságnak tulajdonítható. *Feltűnő a kőszéntelepek K-ről Ny felé való vastagodása.* A kőszéntelepek vastagodási irányából kialakított ösföldrajzi kép arra utal, hogy az egykori lápterület Ny-i irányban terjedt, mögötte egykori partvonnallal. Ezek szerint joggal tételezhető fel, hogy az „Északi Pikkely” Ny-i részén eredetileg vastag, fejtésre érdemes kőszéntelepek keletkezettek, melyeknek csak roncsait tárta fel a régi, kutató jellegű bányászat. A kőszéntelepes csoport bányászati értékelésénél szem előtt kell tartanunk, hogy az „Északi Pikkely” a Mecsek hegység rendkívül erősen tektonizált egysége. Az idősebb gyúrt formákon kívül a fiatalabb hegységképződési fázisok töréses szerkezetben megnyilvánult formái mélyreható változást hoztak létre az eredetileg egyöntetű kifejlődésű kőszéntelepeken. Nemcsak elterjedésüket, hanem vastagságukat és szerkezetüket is átfórmálták (milonitosodás) a hegység szerkezeti folyamatok, ezért a Mecsek hegység legszeszélyesebb elterjedésű és változó vastagságú telepeit találhatjuk itt. Ehhez járul még az „Északi Pikkely” nyugati részén kiterjedt formában jelentkező trachidolerit szubvulkánosság. A trachidolerit-telérek és teleptelérek kokszosító és beolvasztó hatásuk folytán rontották a telepeket. Éppen ezek a körülmények voltak azok, melyek az „Északi Pikkely” nyugati részén telepített kutatásoknak és kisebb bányászkodásnak határt szabtak. *Minden ezen nehézségek ellenére Ny-i irányban várható a telepkivastagodás, és a terület szerkezeti felépítésének jobb ismerete alapján éppen az „Északi Pikkely” nyugati részét jelölhetjük meg kisebb jelentőségű kőszénelőfordulások kutatási területé-ként.*

A kőszénösszletre a fedőhomokkő csoport települ, melynek vastagsága Nagymányokon az 50 m-t sem haladja meg, míg Szászvárnál már 300 m. Főleg középfinomszemű homokkő és alárendelten homokos agyagmárgarétegekből felépült epikontinentális üledéksorában igen gyakoriak a *Gryphaeák*ból, *Cardiniák*ból álló lumasella közbetelepülések. Ennek alapján az egész öszletet „gryphaeás rétegeknek” is nevezték. A homokkőösszletnek nyugat felé való kivastagodása, valamint a szemnagyság durvulása és a kőszéntelepek nyugat felé való vastagodása arra utal, hogy *a törmelékanyag lehordási területét az „Északi Pikkely”-től nyugatra tételezzük fel.*

A júra rétegsor a fedőmárga-összlettel egészen a bath emeletig a kisújbnai területhez képest csökkent vastagságú (193 m) foltosmárga kifejlődésben ismeretes. Az alsó részén kevésbé foltos, de végig egyöntetű márga-rétegsornak a mecseki medence középső részén 1539 m vastag foltosmárga—homokkő—mészkeösszlet felel meg. A két kifejlődés közt a leglényegesebb különbség az üledéksor nagy vastagsága és durvább lehordási anyagban való gazdagsága. Ennek okát elsősorban talán a süllyedés különböző gyorsaságú ütemében, és valószínűleg a tengeráramlatok hatásában és természetesen a lehordási terület-től való távolságban is kell keresnünk.

A bath emelet után a felsődoger—malm és berriázi folyamán lényeges

különbség nem figyelhető meg a két üledékképződési terület mezozóos lerakódásai között. Nyílttengeri karbonátos üledékek veszik át a szerepet a berriázi emelet után bekövetkezett kiemelkedésig. Érdekes fáciése az „Északi Pikkely” júrájának a 7 m vastag szürke és vörös krinoideás mészkő. A bajóci foltosmárga és bath vörös-gumós márga közt helyezkedik el az alul szürke, felső részén vörös színű krinoideás mészkő, melyben a szászvári bányavölgyben nagy *Brachiopodák*at lehet találni. Hasonló kifejlődésű, VADÁSZ E. által még aaléni emeletbe sorolt rétegeket ismerünk Pusztakisfaluról, ahol a mecseki júra parageoszinklinális déli szegélyét jelzi ez a neritikus viszonyok közt keletkezett kőzet. A felette települő, a mecseki júraban vezérszintként szereplő, bath vörös-gumós márgarétegek alsó részét helyenként, — így a Szászvárbányától ÉNy-ra fekvő Csiszárlegelőn — repedezett kalciteres szürke mészkő helyettesíti. A kallóvi rétegek teljes egészükben sárga, vékonypados, kovás mészkő formájában fejlődtek ki. A kisújbányai medencéből ismert hármastagoltaságú, tűzkőben gazdag fáciése itt nem ismeretes. Az oxfordi emelet nem különíthető el a kallóvitól, csak helyenként figyelhető meg szemcsés, tarka kifejlődés a kallóvi rétegek felső részén. A kimmeridzei gumós mészkőösszlet vékonyabb, de hasonló kifejlődésű. A titon emeletet vastagpados fehér—szürkésfehér mészkő képviseli, melynek magasabb részén a padok vékonyabb kifejlődésűek. Alsó, rózsaszínű, tömeges és felső, fehér, lemezes mészkőfajtaát nem ismerjük. A berriázi emeletet itt is szürke márgás mészkő képviseli, mely helyenként lencsés kifejlődésű átmenettel érintkezik a trachidolerit-összlettel. Magyaregregynél, a falu É-i végén, a patak szurdokvölgyének jobb oldalán, a valangini trachidolerit-összlet alsó tufarétegei közt néhány méter vastag és nem sokkal szélesebb márgás mészkőlencsék fejlődtek ki, átmenetet képezve a berriázi karbonátos rétegek és valangini vulkanitok közt. Hasonló átmenetet figyelhetünk meg Szászvárnál a Lipssehegy É-i oldalán is. Más helyeken viszont a trachidolerit-vulkanitok diszkordánsan települnek a mélyebb malm, dogger sőt a liász rétegekre is.

A valangini trachidolerit-összlet diszkordáns települési viszonyai a kisújbányai medencében is rögzítik az ebben az időben lejátszódott újkimmériai hegységképződési fázist. A fázis, ahogy azt a Mecsek hegység egyéb területein már kimutattuk, itt is feltételezhetően kezdeti gyűrődésekben és alárendelten töréses szerkezetek kialakulásában jelentkezett. A szászvári Lipssehegy É-i lejtőjén nyitott kőfejtőben, melyben a malm mészkőrétegeket fejtik, ÉÉK-i irányú nyílt törésben 1,5 m vastag trachidolerittufa betelepülést figyelhetünk meg. Feltételezhetően a törés a trachidolerittufa keletkezése előtt jött létre és így az az újkimmériai mozgások terhére írható. A trachidolerit-vulkanizmus is a júra nyugodt üledékképződési ciklusát követő újkimmériai mozgásokhoz kapcsolódik.

Az „Északi Pikkely” trachidolerit-összletének vastagsága a kisújbányai medenceihez viszonyítva annak többszöröse. *A rétegsor kivastagodásának irányából, az „Északi Pikkely” felszíni és szubvulkáni trachidolerit-vulkanitjainak Ny-i irányba való szaporodásából arra következtethetünk, hogy az egykori trachidolerit-vulkanizmus tevékenységének központja az „Északi Pikkely” nyugati végének környékén lehetett.* Erre utalnak MAURITZ B. közzétanti megállapításai is.

A kréta ennél fiatalabb üledékes kőzeteire vonatkozóan e területen a Vékényi-völgy felső szakaszán levő feltárások nyújtanak némi felvilágosítást. A trachidolerit-láva, -tufa és -agglomerátum összletre ittalig koptatott trachidolerit-kavicsokból álló konglomerátum települ, melyben vastaghéjú kagylótöre-

dékekből álló, vékony, homokos mészközlencsék települnek, igazolva a rétegsor tengeri közegben való lerakódását. Ennek a sorozatnak felső részén a trachidolerites, homokos és kavicsos rétegek között vékony szenes agyag betelepülést tár fel a vízmosás. Az árokban feljebb haladva erősen legömbölyített — ököl, sőt fejnagyságú — trachidolerit-görgetegből álló rétegsor zárja le az áthalmazott rétegsoportot.

Szerkezeti érintkezéssel, két törésvonal mentén beékelte helyzetben az erősen legömbölyített kavicsanyagú konglomerátumok között figyelhetjük meg a Mecsek hegységből egyedül erről a helyről ismert vörös globotruncanás márgát, melyet mikrofaunája alapján SIDÓ M. cenománnak határozott meg. Az áthalmazott trachidolerites réteg korára vonatkozóan azzal a feltevéssel élhetünk, hogy kőzettani hasonlóság alapján azt a kisújányai medencéből kövületekkel igazolt haterivi konglomerátum—homokkő-összlettel azonosítsuk. A magasabb helyzetű és nagyobb fokú koptatottságot mutató trachidolerit-konglomerátum esetleg már az alsókréta magasabb részébe sorolható, hogy így némiképpen szűkítsük azt a hézagot, mely az haterivi és cenomán emeletek között mutatkozik. Ezt a kérdést a további anyaggyűjtésnek és faunafeldolgozásnak kell eldönteni.

Az egész kréta rétegsor összehasonlításából azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a kisújányai medencében feltárt valangini—haterivi rétegsor dél felől északi irányban vastagodik. A trachidolerit-összlet Kisújányánál 50 m, a Márvári-völgyben 190 m, a Mázai D-i területen 675 m-nél is vastagabb, de a fűrások itt teljes vastagságában még nem harántolták. Az „Északi Pikkely” területén mintegy 600 m-re tehető az alsókréta vastagsága. A rétegsor É-i irányban történő kivastagodása elsősorban a trachidolerit-vulkanitok és azok áthalmazott anyagának terhére írható. *A trachidolerit vulkánosság termékeinek a Mecsek hegység É-i szegélyén történt felhalmozódása a mecseki parageoszinklinális É-i részének fokozott mérvű süllyedését és az üledékgyűjtő területnek — a júra szedimentációs ciklushoz viszonyítva — ebbe az irányba való áthelyeződését jelzi.* Az üledékgyűjtő ilyen jellegű kifejlődése és vándorlása a Mecsek hegység alsókréta utáni szerkezetének kialakulását döntő módon befolyásolta, de erre a szerkezeti részben még bővebben kitérünk.

A felsókréta után az „Északi Pikkely” területe is szárazulattá vált. A helvét emelet első, durva szárazföldi eredetű üledéksora majdnem kizárólag a trachidolerit-összlet lehordási termékeiből áll. A nagymányoki Szarvas- és Rezső-tárókban és Váralján az anizuszi rétegsor között, szerkezeti vonal mentén elhelyezkedő riolituffa is — bár rétegtani helyzetét mindezekig kövületekkel nem sikerült igazolni — a helvét tufaszórás eredményeként fogható fel. A helvét konglomerátumoktól elkülönült helyzetét és látszólagos függetlenségét tekintve, nincs kizárva az a lehetőség, hogy szárazföldre hullva és nyílt törésvonalba bemosódva megőrződött a további abráziótól és a helvét transzgressziót megelőzően került jelenlegi helyére.

A mázai bányában kihajtott feküvágatok közül több elérte a helvét durva konglomerátumot, mely eróziós diszkordanciával és szögeltéréssel települ a gyúrt és meredeken É felé dőlő kőszéntelepességre. Az „Északi Pikkely” D-i előterében kifejlődött miocén süllyedékben ismert alsó, durvább összetételű, 10—15 m vastag biotitos riolituffát itt nem ismerjük. Esetleg ennek felelhet meg a mázai bányától D-re megfigyelhető vékonyabb, de ugyancsak biotitos riolituffaréteg, mely a konglomerátumok közé települt. A helvét trachidoleritből

álló konglomerátumokat régebben sok esetben összetévesztették a valangini trachidolerit-összlettel, illetve az hauerivi trachidolerit-konglomerátummal. Ha ebbe az összletbe tartozó édesvízi kövületekkel ezt a kérdést nem lehet eldönteni, úgy elsősorban a helvétii trachidolerit-kavicsok barna vasoxidhártya bevonata az, mely alapján leginkább meg tudjuk különböztetni egymástól az egyforma körülmények közt, de más földtani időben keletkezett törmelék-közeteket.

A helvétii rétegsor magasabb részét az „Északi Pikkely” É-i oldalán Mázánál durva konglomerátumos—homokos riolittufitos rétegek építik fel. Itt a trachidolerit-anyag már háttérbe szorul a gránit és mészkő előnyére. A miocén rétegsort összefüggően Magyaregregytől Ny-ra, a csigási szelvényben tanulmányozhatjuk, ahol a durva, alsó trachidolerit-konglomerátum rétegek felett — melyekben melániás, uniós közbetelepüléseket is ismerünk — kavicsos—homokos rétegsor következik a trachidolerit-anyag háttérbe szorulásával. Ebben az összletben többnyire átmosott riolittufit rétegeket találhatunk, melyek majdnem mindig homokos elegyrészt, ritkábban biotitot is tartalmaznak, kőzettanilag finomabb szerkezetűek, lágyabbak és sokszor bentonitosodtak. Ezeket a tufás, kavicsos rétegeket ismerjük a Kárászi-völgy felső részéből, a Váraljai-völgyből és a szászvári Béke-akna mélyítésénél is ezeket tárták fel. Az „Északi Pikkely” D-i előterében, a pikkely szerkezeti érintkezésénél is ezeket a rétegeket találjuk, míg az alsó durva biotitos riolittufát a miocén medence közepén és déli peremén láthatjuk a felszínen. A rétegsor lehordási területére vonatkozó fejtegetéseknél VÉGH S. megfigyeléseire hivatkozunk, aki az alsó trachidolerit-konglomerátumot helyi kőzetekből felépítettnek tartja és rövid szállítottságot állapít meg. A magasabb helyzetű kavicsos—homokos rétegek szemcséinek koptatottsága, valamint a Mecsek-ből ismeretlen kétszillámú gránit alkotórészei, és azon megfigyelése alapján, miszerint a trachidolerit-kavicsok mennyisége Ny-ról K felé csökken, VÉGH S. azt a következtetést vonta le, hogy a miocén üledéksor ezen szakaszának lehordási területe a Mecsektől Ny-ra terülhetett el. JÁMBOR Á. miocén kavicsvizsgálatai kimutatták, hogy az „Északi Pikkely”-től Ny-ra eső területeken (Árpádtető—Bakóca) D-ről É-i irányban lefutó folyók halmozták fel az alsóhelvétii kavicsos összletet. Ez a látszólagos ellentét könnyen megérthető, ha az É felé igyekvő folyók K felé való elhajlását tételezzük fel és így mindkét szerző vizsgálati eredményét elfogadhatóan megmagyarázhatjuk.

A helvétii üledéksor következő tagja a halpikkelyes agyagmárga, melynek magasabb részében találjuk a növénymaradványos riolittufitot, ennek még enyhe mediterrán klímára utaló flóramaradványait PÁLFALVY I. ismertette.

Ezután következik a tengeri makro- és mikrofaunát tartalmazó „slír” kifejlődésű rétegsor, melyet VADÁSZ E. beosztásával szemben IFJ. NOSZKY J. nyomtatásban meg nem jelent 1 : 5000 méretarányú földtani térképén már a torton emeletbe sorol, a Komló környéki hasonló kifejlődésű tengeri agyagmárgákkal együtt. Részünkről, a könnyebb térképezhetőség és a jól érzékelhető diasztrófikus határ miatt, a régebbi felfogással megegyezően, elsősorban a „slír” rétegsor magasabb részén jelentkező regresszív jellegű (növénymaradványos üledékek, mikrofaunát nem tartalmazó rétegek) üledéksorára éles transzgressziót jelző, kavicsos durvamészkő és konglomerátumos rétegekkel települő „lajtamészkő” kifejlődésű összlettel kezdjük a torton emeletet. KORECZNÉ LAKY I. a helvét—torton rétegsorok mikrofaunájának feldolgozása alapján VADÁSZ E. és

HÁMOR G. felfogásával szemben a „slír” rétegeket Magyaregregy környékén is már a torton emeletbe sorolja. Vékony, de nagyobb területen át is nyomozható, finom szerkezetű dacittufit-réteget ebben az összetben is megfigyelhetünk. Azonosítás céljaira a térképezés során az első durva biotitos riolituffán kívül csak a halpikkelyes márga és „slír” rétegek finom tufit rétegeit sikerült felhasználni. A kavicsos—homokos rétegsor tufái szeszélyes vastagságúak és korlátolt kiterjedésűek. Kőzettani jellegeik alapján sem lehet azokat egymástól elválasztani, amiért is rétegtani azonosítás szempontjából nincs jelentőségük.

A torton transzgresszió jellegzetes rétegeit az anomias kavicsokkal induló lajtamészró faciesben kifejlődött homokos mészkőlerakódások képviselik, melyek felfelé még durvább konglomerátumos rétegekké mennek át. Ezekből került elő az oly nagy érdeklődést keltő magnetitomb és számos kisebb görgeteg. SZTRÓKAY K. részletes vizsgálatai megállapították azt, hogy a magnetit a trachidolerit-magmával kapcsolatosan keletkezett. Ugyanitt, a torton konglomerátum elegyrészeiben, talált olyan ércet is tartalmazó kőzeteket (porfirrit vagy ortofir) is, melyek már csak gránitmagmával hozhatók kapcsolatba. Tehát az eddigi kutatások szerint a torton konglomerátumban két, egymástól független ércelőfordulásnak áthalmazott darabjait figyelhetjük meg. Az elsődleges előfordulások helyére vonatkozóan a kutatások mindezeitig nem adtak választ.

A helvéti rétegsor az „Északi Pikkely” D-i előterében 1300 m körüli vastagságú. Az ilyen nagymérvű kivastagodásnak okát az „Északi Pikkely” D-i előterében húzódó miocén vályú gyors süllyedésében kereshetjük. A helvéti alsó konglomerátum csaknem kizárólagos trachidolerit anyaga arra utal, hogy az „Északi Pikkely” Ny-i részén ma is nagy vastagságban ismert alsókréta trachidolerit-összlet a lepusztulásnak nagyrészt áldozatul esett, és a kialakuló helvéti előmélységben halmozódott fel. A torton emelet üledékei nem észlelhetők az „Északi Pikkely” D-i előterében. Ez arra enged következtetni, hogy a kisújban nyai medence és az „Északi Pikkely” közötti harmadkori süllyedék képződése ekkor már befejeződött és az „Északi Pikkely” kialakulásának fázisa talán már a miocén alatt megindult. A miocén rétegek magasabb tagjait, így a szarmata rétegeket is, csak Hidas környékéről ismerjük, ahol fokozatos átmenettel a torton tengeri rétegeiből fejlődtek ki. Az alsópannon agyagmárga, a H. 53. sz. fúrás adatai értelmében, diszkordánsan települ a gyüredezett szarmata agyagmárga-rétegekre.

A pannon rétegsor felső részét az „Északi Pikkely” É-i előteréből ismerjük a M. 3. sz és M. 4. sz. fúrások adataiból. E szerint itt 600 m vastag felsópannon rétegsort harántolt a fúrás anélkül, hogy mélyebb rétegeket vagy a mezozoos alaphegységet elérte volna. A szalatkai és Györe 1. sz. fúrásban a felsópannon rétegsor alatt közvetlenül mezozoos rétegsort tártak fel, amiből arra lehet következtetni, hogy a Mecsek hegység É-i előterében kialakult keskeny miocén előmélység K—Ny-i irányban húzódhatott. A pannon rétegsor pedig még északra az „Északi Pikkely” É-i előterében kialakult előmélységben halmozódott fel. A rétegsor a mélyebb szintekben agyagos, felfelé homokos közbetelepülésekben gazdagodik. A felsópannon rétegek abrázios konglomerátuma az „Északi Pikkely” mezozoikumára néhány fokos É-i irányú dőléssel, diszkordánsan települ.

A pleisztocén lösz 10—30 m vastag, a nedvesebb klímaszakaszokat három—öt agyagos szint képviseli.

Hegység szerkezeti viszonyok

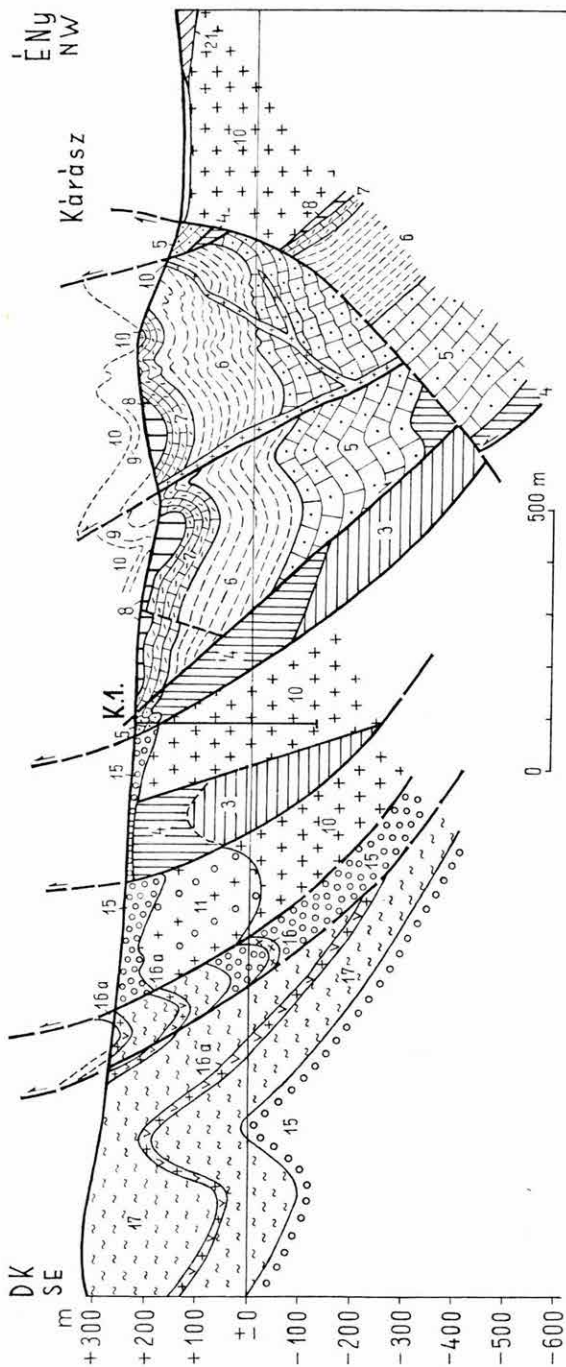
Figyelemmel kísérve a mecseki júra parageoszinklinális üledékgyűjtőjének a földtani korok alatt végbement változásait, megfigyelhetjük, hogy az a júra szedimentációs ciklus után az újkimmériai mozgásokat követően É-i irányba vándorolt és az alsókréta időszak alatt már a jelenlegi Mecsek hegység É-i részén alakult ki a vastag alsókréta rétegsorral kitöltött medence. A kréta üledékgyűjtő medence kialakulása nyilvánvalóan összefüggésben volt az újkimmériai mozgásokkal és az ezzel kapcsolatos trachidolerit-magmatizmussal is. Ezek a földtani események a parageoszinklinális É-i szegélye felé helyezték át a földtani folyamatok súlypontját, és már ebben az időben ráütik bélyegüket a csak jóval később kialakult „Északi Pikkely” földtani egységére. *Az újkimmériai mozgásoknak kell tulajdonítanunk a fentiekben leírt eseményeken kívül a kezdeti gyűrődést és a ma már nehezen megfogható töréses szerkezet kialakulását itt, és a Mecsek hegység egyéb területein is.*

Az üledékképződés menete, ahogyan azt az hauterivi konglomerátumos rétegsor, valamint a magasabb, erősen legömbölyített trachidolerit konglomerátum összlet is jelzi, nyugtalan, egy esetleg több transzgresszióval lerögzíthető mozgásciklussal zavart lehetett, egészen az egyelőre folyamatos kréta üledéksorral ki nem mutatható cenománig. A kréta rétegsorban a távoli lefordási területre utaló elegyrészek hiánya arra engednek következtetni, hogy — a trachidolerit vulkanizmus által emelt hegyektől eltekintve — a környéken egyéb idősebb kőzetből felépült hegység nem emelkedett ki az egykori tengerből. Vagyis igen óvatos fogalmazásban arra következtethetünk, hogy a júra mélyebb tagjainak üledéksorából kimutatható Ny-i irányban sejtett szárazföld ebben az időben már nem létezett, illetve törmelékanyaga ide már nem jutott el.

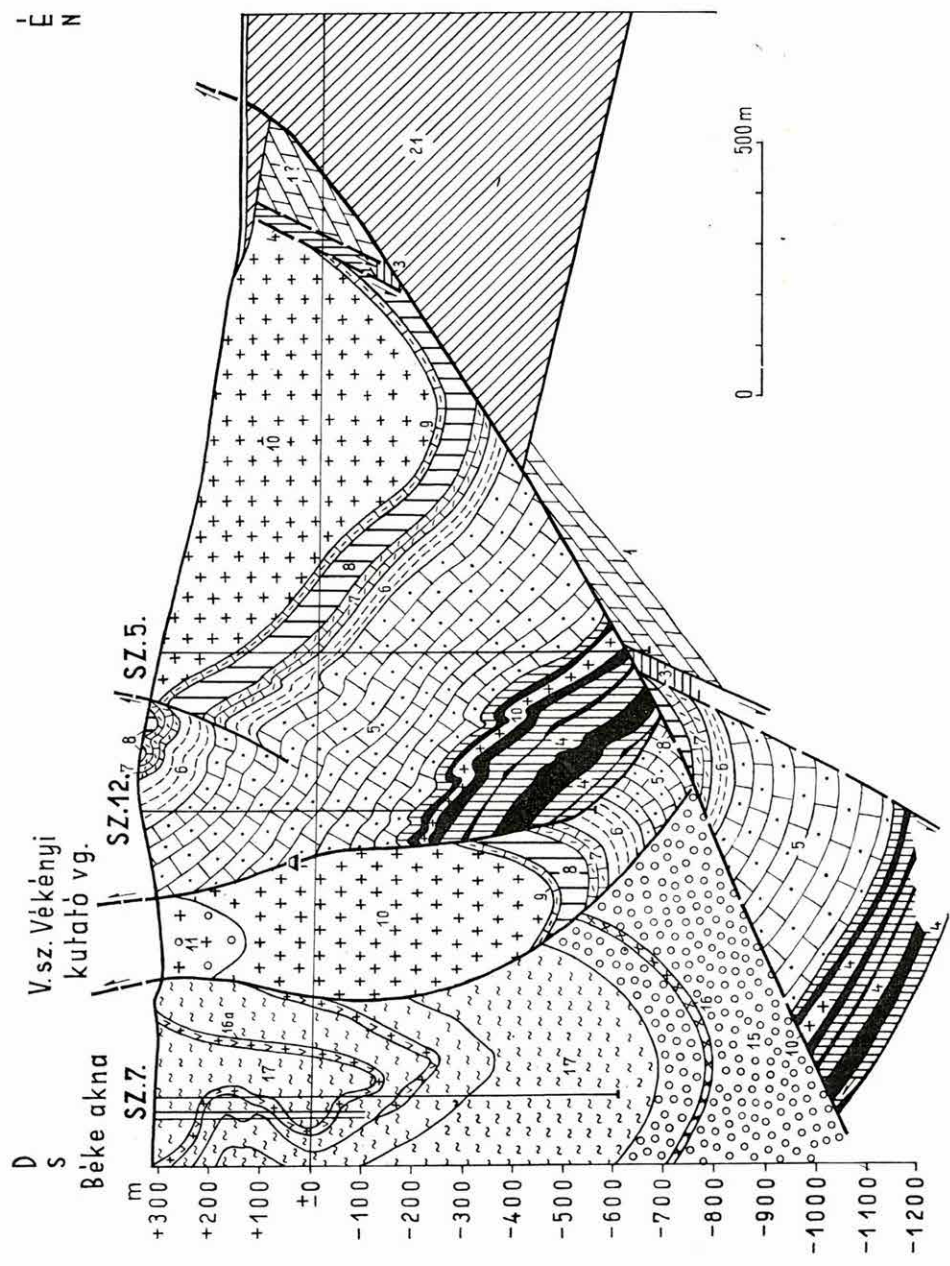
Részint még az alsókréta magasabb részében és a felsőkréta cenomán globotruncanás márga lerakódását követő időszakban zajlott le az ausztriai és szubherciniai hegységképződési fázis, melyek egymástól sem itt, sem a Mecsek hegység egyéb területein nem különíthetők el és lényegileg a mezozoós rétegsornak gyűrt formáit hozták létre. Ez a hegységképződési ciklus igen erősen rányomta bélyegét a Mecsek hegységre és így természetesen az „Északi Pikkely”-re is. Ennek a fázisnak tulajdoníthatjuk a Nagymányoknál felszínen megfigyelhető és a mészkőtárókban feltárt triász rétegsor gyűrt formáit, valamint a kőszénteleges összlet gyüredezett teknő formáját, melyet egészen Mázáig követhetünk. Az „Északi Pikkely” Ny-i részén is hasonló gyűrődéses formák észlelhetők a mezozoós rétegsorban, azzal a különbséggel, hogy itt a fiatal pikkelyes feltolódásokban intenzívebben jelentkező fiatal mozgásformák nagymértékben elfedték az idősebb szerkezeti elemeket.

A felsőkréta után az „Északi Pikkely” területe is teljesen kiemelkedett a tengerből és egészen a helvétii emeletig szárazulat maradt. A hosszú szárazföldi időszak alatt lejátszódott hegység szerkezeti mozgásokról csak annyit tudunk, hogy a gyűrt szerkezet kialakulása után és a miocén rétegsor lerakódása előtt mind hosszanti, mind haránt irányú vetők keletkeztek.

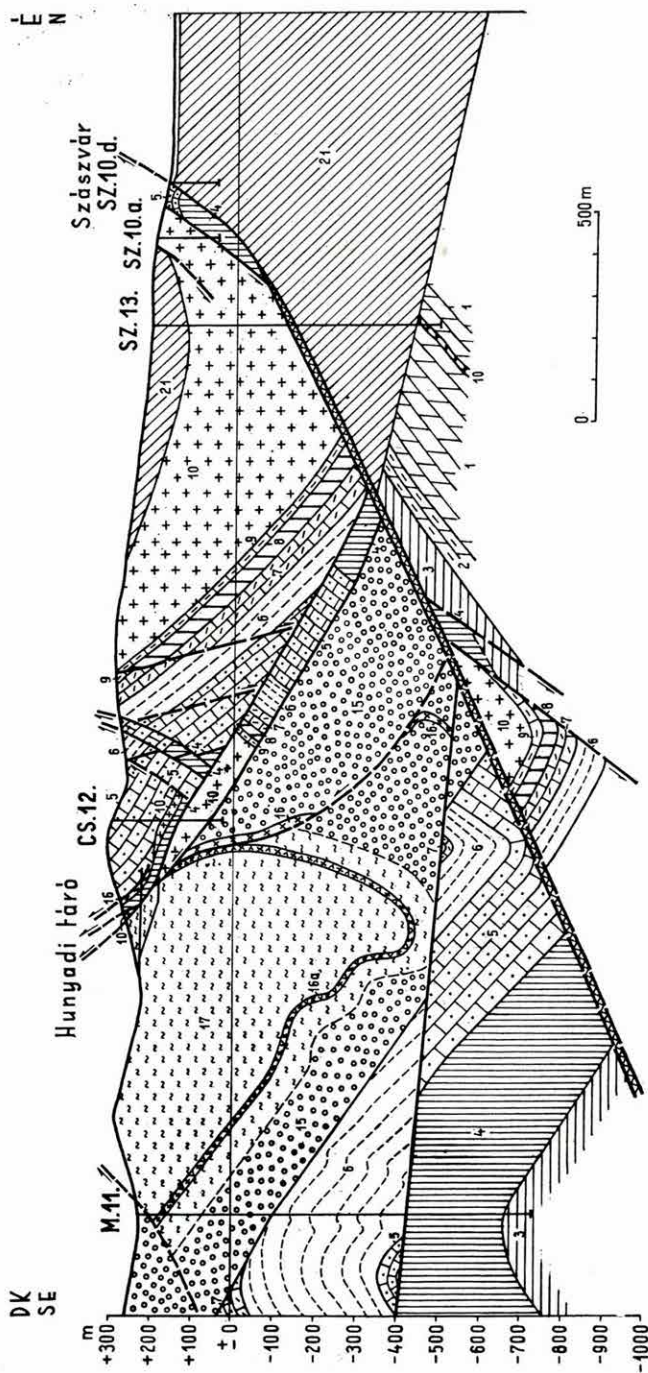
A miocén rétegsor a gyűrt és törésekkel átjárt mezozoós tönkhegység erőteljesen lepusztított felszínére rakódott le. A helvétii emelet alsó, igen durva szárazföldi eredetű konglomerátumos rétegsorának kialakulása idején az „Északi Pikkely” a mai értelemben még nem létezett. A helvétii folyamán — az „Északi



I. ábra. Szelvény a Kárszi völgyön át. (Jelmagyarázatot I. a II. sz. mellékleten.)
 Fig. 1. Section across the Kársz valley. (See explanation to Inset pl. II)



2. ábra. Szelvény a szászvári Béke-aknán keresztül (Jelmagyarázatot I. a II. sz. mellékleten.)
 Fig. 2. Section across the Béke shaft at Szászvár. (See explanation to Inset pl. II)



3. ábra. Szűvény a Hunyadi-tárho — Szászvár vonalában. (Jelmagyarázatot I. a II. sz. mellékleten.)
 Fig. 3. Section along the Hunyadi adit — Szászvár. (See explanation to Inset pl. II)

Pikkely” D-i előterében — keletkezett igen vastag rétegsor arra utal, hogy itt egy előmélység alakult ki, a feltételezhetően K—Ny-i irányban kifejlődött szerkezeti vonalak mentén. Az „Északi Pikkely” D-i irányban történő feltorlódása valószínűleg csak a szarmata rétegsor lerakódása után indult meg. Erre vonatkozólag figyelembe vettük a H. 53. sz. fúrás adatait, mely szerint a zavartalan helyzetű alsópannon rétegsor a gyüredezett szarmata agyagmárgára települ. A hidasi bányában és a felszínen is megfigyelhető, hogy az ÉK—DNy-i irányú redőkbe gyúrt torton és szarmata rétegekre diszkordánsan nyugodt, néhány fokos É-i lejtésű felsőpannon rétegsor települ. Ugyanilyen jellegű a felsőpannon abráziós konglomerátumokkal induló homokos rétegsora, mely — Nagymányok—Szászvár vonalán — az „Északi Pikkely” mezozóos tönkfelületére, enyhén É-i irányban lejtő felület mentén települ. *A felsorolt megfigyelések alapján megállapítható, hogy ez az igen nagymérvű és az „Északi Pikkely” kialakulásának legfontosabb időszakát jelző mozgás fő fázisa a szarmata után kezdődött és a felsőpannon előtt már befejeződött.* Ezt a hegységképződési szakaszt azonosíthatjuk a szarmata után, részben az alsópannon alatt lejátszódó rhodáni fázissal.

A D felé irányuló pikkelyek több mint egy kilométert tolódtak fel a miocén rétegekre. A homloki részen általában meredek, a mélység felé ellaposodó jellegű feltolódási sík szabálytalan lefutású, néha függőleges, sőt visszahajló is lehet. Mint már megjegyeztük, nemcsak egy pikkely keletkezett ebben az időben, hanem négy nagyobb és ezeken belül több kisebb, melyek egységesen hozták létre a feltorlódott helyzetű mezozóos övet. Keletkezésük sorrendjében az *első pikkely* Nagymányoktól D-re helyezkedik el és a helvétii durva konglomerátumból álló rétegsorával a magasabb helvétii tengeri rétegsorra torlódott fel. A szerkezeti vonal a tőle É-ra kialakult következő pikkelyvonal alá bukik. Ezzel egyidejű és feltételezhetően azonos Ny-i folytatásának tekinthető, főleg miocén és K-i részén kréta rétegsorból felépített *a vékényi és magyaregregyi völgyek között kifejlődött pikkely.* Szászvárbányánál erre a szerkezetre is reátolódik a tőle É-ra feltornyosuló, legnagyobb kiterjedésű, *második vagy középső pikkely.* Ezt a Nagymányoktól—Magyaregregyig húzódó pikkelyt Mázánál egy még fiatalabb ÉK—DNy-i irányú törésvonal kettéválasztja. A K-i rész a Ny-ihez képest magasabb helyzetbe került, aminek következtében Nagymányok—Máza vonalon a mezozóos rétegsor idősebb tagjai, míg Szászvár—Magyaregregy szakaszon a fiatalabb mezozóikum építi fel az „Északi Pikkely”-t. Az „Északi Pikkely”-en belül, különösen a Ny-i területeken, számos mellékpikkelyt sikerült felderíteni. Legszébb példáit Magyaregregynél láthatjuk, ahol az egregyi patak szurdoka három, déli irányban feltorlódott pikkelyt tárt fel. A pikkelyek magjában a júra mélyebb, dogger—liász tagjai kerültek szerkezeti érintkezésbe a valangini rétegekkel. A szászvári bányához vezető iparvasút bevágásában a liász rétegsor egy részét átbuktató, É-i irányú pikkelyeződést figyelhetünk meg. Tekintettel az É-i vergenciára, valószínűleg ez a forma még az idősebb kréta mozgások során jött létre. A Vékenyi-völgyben a globotruncanás agyagmárga is fiatal, D-i vergenciájú szerkezeti vonalak közé van beékelve.

A kárász—magyaregregyi szakaszon *harmadik pikkely* figyelhető meg. E pikkely a kőszénteleges összetletig tárta fel a mezozóos rétegeket.

A három pikkely feltorlódásával egyidejűleg, az annak D-i előterében levő miocén rétegsor is meggyűrődött, melyet felszíni feltárásokban, valamint újabb MAUL É. a szászvári Béke-aknában is megfigyelt.

A fentiekben vázolt nagyarányú hegységszerkezeti mozgásokkal még nem fejeződött be az „Északi Pikkely” kialakulása. A fúrási és geofizikai mérések adatai szerint az „Északi Pikkely” É-i előterében legalább 600 m vastag pannon rétegsor fejlődött ki. *A gyorsan süllyedő É-i előtérben így kialakult egy pannon előmélység, mely a felsőpannon alatt és után megújuló kelet kaukázusi fázisnak megfelelő hegységszerkezeti mozgások okozta összenyomó hatásra nagyarányú, É felé történő feltolódásokat váltott ki.* Legszembetűnőbben a Sz. 13. sz. fúrásban vált ismertté ez az újszerű és a Mecsek hegységből mindeztideig ismeretlen szerkezet. A fúrásban a pikkely alsókréta trachidolerit-összlete alatt 10 m vastag tektonikus breccsa után újból felsőpannon rétegsorba jutott a fúró. A felsőpannon alsó részén kifejlődött abráziós kavics alatt ugyanolyan diszkordáns helyzetben, mint azt a felszíni feltérásokban is láthatjuk, az anizuszi mészkő helyezkedik el. *A feltolódás mértéke itt is meghaladja az egy kilométert.* A feltolódási sík dőlése a fúrási adatokból számítva 25—30°-nak vehető. Ugyanezt a D felé dőlő feltolódási síkot érte el a Sz. 5. sz. fúrás is az „Északi Pikkely” Szászvár—Vékény közötti szakaszán. A szerkezeti vonal Szászvártól Ny felé Kárászon át a Guttmann-aknáig nyomozható. Hasonló jellegű ÉK—DNy-i irányú, de fúrásokkal még fel nem tárt szerkezeti vonalat figyelhetünk meg Váralja—Máza vonalán is. *A szerkezeti vonal É-i előterében, mely az „Északi Pikkely” középső pikkelyét két részre vágja, a V. 1. és M. 3. sz. fúrások adatai szerint hirtelen kivastagodó felsőpannon rétegsor fejlődött ki, és az É-i vergencia felsőpannon utáni érvényesülését vonta maga után.*

Az „Északi Pikkely” az ilyen formában egymásután létrejött É-ra és D-re lejtő szerkezeti vonalak mentén, a változó helyzetű előterek hatására, ék formájában préselődött ki. A jelenlegi formájában kialakult „Északi Pikkely”-t, ezután már csak a pleisztocén és holocén alatt sem nyugvó mozgások bolygatták kismértékben. Az „Északi Pikkely” további emelkedését ezeknek az egészen fiatal mozgásoknak tulajdoníthatjuk. Ugyancsak ennek tulajdonítható a nagymányoki mészkőbányában megfigyelt, pleisztocén agyaggal kitöltött, nyílt haránttörés is.

Összefoglalás

Az „Északi Pikkely” kialakulásának mozzanatait követve már a júra rétegsor lerakódásánál megfigyelhetjük azt, hogy a kisújányai medence üledékeihez képest csökkent vastagságú lerakódások keletkeztek, amit elsősorban a terület kisebb mértékű süllyedésével magyarázhatunk. Az újkimmériai mozgások alatt helyenként teljes kiemelkedést tapasztalhatunk. A Mecsek hegység egyéb területeivel egyidejűleg itt is valószínűsíthető a kezdeti gyűrődéses és törésszerű szerkezet kialakulása, melyet a trachidolerit-vulkanizmus követett. A vulkáni működés központja a rendelkezésre álló vastagsági és kőzettani adatok alapján az „Északi Pikkely” Ny-i részének környékére esik. A kisújányai szinklinális területének kréta rétegsora különbözik az „Északi Pikkely”-étől, ami elsősorban a D-ről É-i irányban történő kivastagodásban és az ezzel kapcsolatos durvább kifejlődésében jelentkezik. Igen fontos kifejlődésbeli különbség még az is, hogy az É-i részen a felsókréta (cenomán) rétegsor maradványait is meg lehetett találni. Ezekből a jelenségekből arra lehet következtetni, hogy a mecseki para-geoszinklinális a kréta időszakban É-i irányban vándorolt és miniatűr orogén

üledékgyűjtőként viselkedett. Ennek további következménye az, hogy az így kifejlődött kréta elömlésében nagy vastagságú durva, alig áthalmazott üledéksor keletkezett. Az elömlés szerepe a kréta fő gyűrődési fázisok (ausztriai—szubhercin) alatt szembetűnő volt. A Komlótól Máza D-i területig nyomozható, elszakadt és É—ÉNy-i irányban feltolódott pikkelyes szerkezetek ott alakultak ki, ahol a vastag kréta elömlések azt mechanikailag lehetővé tették. A szoroson vett „Északi Pikkely” területén a kréta mozgások ugyanúgy, mint a Mecsek hegység egyéb területein, gyűrt formákat hoztak létre, de eltekintve bizonytalan korú, északi vergenciát jelző feltolódásoktól, kifejezett északi irányú mozgást sehol sem sikerült a mezozoós szerkezeti elemekben észlelni. A kréta tengervályu keskeny lehetett, amit alátámasztanak a szalatkai, valamint győrei fúrás adatai is, melyekben kréta üledékeket már nem észleltek.

A felsőkréta—paleogén szárazföldi időszak alatt feltételezhetően nagymérvű lepusztulás és el nem különíthető töréses szerkezet formálta a területet. A helvétii üledéksor alsó, egészen durva, rövid szállítást szenvedett anyaga mecseki kőzetekből áll. A magasabb, de még mindig folyami szállítás következtében kialakult kavicsos—homokos rétegek anyaga a Mecsekből ismeretlen kőzetanyagot is tartalmaz, azonkívül szemnagysága K-ról Ny felé növekszik. Ezek alapján feltételezzük, hogy itt a lefordás iránya Ny-ról K felé történt. A miocén rétegsor, akárcsak a kréta üledékek, a Mecsek hegység É-i előterében vékony pásztaban, nagy mértékben kivastagszik. Ez a miniatűr üledékgyűjtő a szarmatáig bezárólag fennáll. A Mecsek hegység É-i részén a miocén rétegsorban ismételtelen jelentkező riolit és riolitos dácittufa ennek az időszaknak riolitos vulkanizmusára utal. Erre vonatkozólag a szekszárdi fúrás által feltárt riolitra kell hivatkoznunk. A miocénben kialakult sülyledéknek döntő szerepe volt az „Északi Pikkely” kialakulásánál. Az „Északi Pikkely” keletkezése geomechanikailag a besülyedő miocén üledékgyűjtő É-i előterének D-re — az elömlés felé — történő feltolódásaként fogható fel. Az intenzív rhodáni orogén fázis É—D-i irányban ható nyomása az „Északi Pikkely” mezozoós merev kőzetekből felépített tömegét a kisebb ellenállás irányába, tehát D-re, a miocén elömlés felé pikkelyezte fel. Az É-i Pikkelytől É-ra, elsősorban a felsőpannon alatt, nagymértékű sülyedés következett be, melynek eredményeként itt vastag pannon üledékanyaggal kitöltött elömlés alakult ki. A keletkaukázusi hegységképződési fázis ugyancsak É—D irányban ható nyomására az „Északi Pikkely” most már az új elömlés szabta lehetőségek értelmében É felé, a felsőpannon rétegekre tolódott fel. Ezután a pleisztocén folyamán az É-i előtérhez viszonyítva az „Északi Pikkely” kiemelkedett és elnyerte mai formáját.

IRODALOM

- JÁMBOR Á.—SZABÓ J. 1961: Mecsek-hegységi miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményei. — Földt. Közl. 91. 3.
- HOFMANN K. 1907: Adatok a pécsi hegység geológiájához. — Földt. Közl. 37.
- HOFMANN K.—BÖCKH J. 1876: Beilage II. Mitteilungen der Geologen d. k. Ung. Geol. Anstalt über d. Aufnahmearbeiten in den Jahren 1874 und 1875. — Verh. d. k. k. Geol. R. A.
- LÖRÉNTHEY I. 1890: A nagymányoki (Tolna megye) pontusi emelet és faunája. — Földt. Int. Évk. 9. 4.
- LÖRÉNTHEY I. 1893: A szekszárdi, nagymányoki és árpádi felső pontusi lerakódások és faunájuk. — Földt. Int. Évk. 10. 4.
- MAURITZ B. 1958: Két újabb vulkáni kőzettípus a Mecsek hegységből. — Földt. Közl. 88.

- NOSZKY J. IFJ. 1950: A magyaregregyi lajtamészko feltárások sztratigrafiai viszonyairól. — Földt. Közl. **80**.
- NOSZKY J. IFJ. 1953: A Mecsek hegység ÉK-i szegélyének földtani vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről.
- PÁLFALVY I. 1952: Miocén növénymaradványok a Mecsek hegységből. — Földt. Közl. **82**.
- PÁLFALVY I.—VÉGH S. 1957: Vulkáni tufavizsgálatok a Mecsek hegység északkeleti részén. — Földt. Közl. **87**.
- Pécs és Szekszárd vidéke* 1 : 144 000 térképe. 1880—1888.
- SCHIEFFER V.—KÁNTÁS K. 1949: A Dunántúl regionális geofizikája. — Földt. Közl. **79**.
- SIDÓ M. 1961: A vékényi völgy felső kréta rétegeinek mikropaleontológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évk. **49**. 3.
- SOÓS I.—JÁMBOR Á. 1960: Növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Mecsek hegység helvétii kavicsösszletéből. — Földt. Közl. **90**.
- STRAUSZ L. 1942: Adatok a dunántúli neogén tektonikájához. — Földt. Közl. **72**.
- SZABÓ P. Z. 1950—1951: A Mecsek hegység vízrajzi kutatása. — Földr. Ért. 4—6; és 1—3, 7—9.
- SZABÓ P. Z. 1953: A Mecsek karsztvízrendszere. — Hidr. Közl. **33**. 7—8.
- SZÉNÁS, Gy. 1961: Case History of a Complex Geophysical Prospecting over a Highdisturbed Structure (the Mecsek Mountains). — Acta Techn. **37**. 1—2.
- SZTRÓKAY K. 1941: A mecsekhegységi magnetit. — Földt. Közl. **71**.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsek hegység.
- VAJK R. 1943: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. — Földt. Közl. **73**.
- VÉGH S. 1956: Üledékes közettani vizsgálatok Hidas-Váralja környékén. — Földt. Közl. **86**.
- VÉGH S. 1959: A Keleti Mecsek hegység helvétii képződményeinek üledékföldtana. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról.
- VITÁLIS S. 1936: A máza-szászvári villamostelepvezérlése. — Hidr. Közl. **16**.
- WEIN Gy. 1951: A mecseki szénvagyon keletkezése. — Földr. Ért. 10—12.
- WEIN Gy. 1952: A Mecsek hegység hidrogeológiája. — Földr. Ért. 2.
- WEIN Gy. 1953: Földtani vizsgálatok Máza és Váralja környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről.
- WEIN Gy. 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti Mecsekben. — Földt. Int. Évk. **49**. 3.
- WEIN Gy. 1962: A „Máza-déli” feketekőszénterület (Mecsek-hegység) földtani felépítése. — Bányászati Lapok 10.

GEOLOGY OF THE “NORTHERN THRUST SHEET” OF THE MECSEK MTS

by
DR. GY. WEIN

When analyzing the succession of the events which have led to the formation of the “Northern Thrust Sheet” we can observe that the Jurassic series deposited here is of restricted thickness as compared to the sediments in the Kisújbánya basin. This may be explained, first of all, by the reduced subsidence of the area. During the Late Kimmerian movements some portions of the area emerged completely. It seems that here initially some folds and fractures were formed, simultaneously with tectonic deformations of other areas of the Mecsek Mts which were followed by trachyoleritic volcanism. The centre of the volcanic activity was situated somewhere in the western part of the “Northern Thrust Sheet”, as suggested by its thickness and petrographic characteristics. The Cretaceous series of the Kisújbánya geosyncline differs from that of the “Northern Thrust Sheet”, which is reflected primarily by its thickening from S to N and by the coarser grain size of the corresponding sediments. In addition,

a very important difference is that in the northern sector the remnants of the Upper Cretaceous (Cenomanian) series could also be discovered. These phenomena suggest that in the Cretaceous the Mecsek parageosyncline was shifted northwards and appeared as a miniature, orogenic sedimentary basin. As a result of this fact, a very thick, scarcely reworked sedimentary series was deposited in this Cretaceous foredeep. The foredeep played a remarkable role in the main (Austrian—Sub-Hercinian) of the Cretaceous folding phases. The imbricated structures of N—NW direction traced from Komló to the area S of Máza, were developed where the mechanical conditions for this process were provided by the thick sediments of the Cretaceous foredeep. In the area of the "Northern Thrust Sheet" s. str. the Cretaceous movements generated folded features too, as they did in the other parts of the Mecsek Mts. However, apart from some northward-trending thrust faults of doubtful age, pregnant northward movements could be nowhere observed in the Mesozoic tectonic elements. The Cretaceous marine trough may have been narrow, as shown by the information obtained from the boreholes at Szalatnak and Györe, in which no Cretaceous sediments were found.

In the continental period of the Upper Cretaceous—Paleogene, the area was presumably modelled by large scale denudation and by an unspecified fracture system. The lower extremely coarse-detritic member of the Helvetic sedimentary sequence is made up of rocks which originated in the Mecsek Mts themselves and which, consequently, were transported over short distances only. The upper gravelly-sandy beds of invariably fluvial origin contain also rock materials unknown from the Mecsek Mts. In addition, their grain size increases from E to W. For these reasons, we suppose that removal proceeded from W to E. In the northern foreland of the Mecsek Mts the Miocene series, like the Cretaceous one, attains remarkable thickness only in a narrow zone. This miniature sedimentary basin existed till the Sarmatian inclusively. The rhyolites and rhyolitic dacite tuffs recurring in the Miocene series of the northern part of the Mecsek Mts are indicative of the rhyolitic volcanism of this period. In this connection we have to refer to the rhyolites exposed by drilling at Szekszárd. The Miocene subsidence played a decisive role in the formation of the "Northern Thrust Sheet". Geomechanically, this process can be conceived as a southward (towards the foredeep) overthrust of the northern foreland of the subsiding Miocene sedimentary basin. The compression acting southward of the intense Rhodanian orogeny pushed the mass of the "Northern Thrust Sheet" built up of rigid Mesozoic rocks towards the Miocene foredeep which was less resistant. North of the "Northern Thrust Sheet" a large-scale subsidence took place starting with the Upper Pannonian. This resulted here in the formation of a foredeep filled with thick Pannonian sediments. As a result of the compressive stress of the East-Caucasian orogenic phase, which acted similarly from N to S, the "Northern Thrust Sheet" had to overlap the Upper Pannonian on the north, owing to the conditions determined by the new foredeep. Later, during the Pleistocene it uplifted higher than the northern foreland and received its present shape.

Inset plate II. Geological map of the “Northern Thrust Sheet”. — Plotted by DR. GY. WEIN.
Legend: Trias: 1. grey limestone and dolomite, 2. marly dolomite, 3. sandstone, variegated schistous clay. Jurassic: 4. hard coal, schistous clay, sandstone, 5. sandstone and gryphaean clayey marl, 6. grey marl, locally spotted, 7. crinoidal limestone, red marl, yellow siliceous limestone, 8. pink and white limestone. Cretaceous: 9. greenish-grey limestone, 10a. natron trachyte, 10. stratovolcanic trachydolerite sequence and trachydolerite dykes, 11. slightly rounded trachydolerite conglomerate, 12. rounded trachydolerite conglomerate, 13. red marl with Globotruncana. Miocene: 14. basic rhyolite tuff, 15. conglomerate and variegated clay, 16. lower rhyolite tuff, 16a. rhyolite tuff and tuffite layers, 17. marine, gravelly and sandy layers, 17a. clayey marl and “schlier” layers, 18. dacite tuffite, 19. coarse-grained, gravelly and sandy limestone, 20. conglomerate. Pliocene: 21. clayey-sandy layers. Pleistocene: 22. loess, talus, floodplain deposits. (See stratigraphic scheme in the explanation to Inset pl. II.) — a) dip, b) dip of reversed beds, c) fault line, d) thrust line, e) saddle, f) trough, g) horizontal displacement, h) profile line, i) tectonic breccia, j) borehole, k) working shaft, l) abandoned shaft, m) working adit, inclined shaft, n) abandoned adit, inclined shaft, o) prospecting shaft, p) spring, r) magnetite boulder.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ «СЕВЕРНОЙ ЧЕШУИ» ГОР МЕЧЕК

Д-р Дь. Веин

Прослеживая эпизоды формирования «Северной чешуи», уже в отношении юрской толщи можно отметить, что в ее пределах отлагались осадки меньшей мощности, чем в бассейне Кишуйбанья. Это обусловлено, по-видимому, прежде всего слабым опусканием рассматриваемого района. Во время позднекреммерийских движений некоторые участки полностью поднялись над уровнем моря. Кажется вероятным, что начальное складкообразование и формирование разломной структуры проявились и здесь одновременно с другими районами гор Мечек; вслед за тем последовал трахидолеритовый вулканизм. Судя по мощностям и литологическим данным, центр вулканической деятельности располагался где-то в 3-ой части «Северной чешуи». Меловая толща синклинали Кишуйбанья отличается от таковой «Северной чешуи», о чем свидетельствуют прежде всего увеличение мощности с Ю на С и соответствующий, более грубозернистый литологический состав пород. Очень важное фациальное различие заключается и в том, что в С-ой части можно было найти также останцы верхнемеловой (сеноманской) толщи. Исходя из всех этих данных, можно прийти к заключению, что в меловое время Мечекская парагеосинклиналь перемещалась в северном направлении и вела себя как миниатюрный орогенический осадконакопительный бассейн. Это позже привело к образованию мощной, слабо переотложенной толщи грубозернистых осадков в формировавшемся таким образом меловом передовом прогибе. Последний сыграл весьма заметную роль в главные фазы (австрийская—субгерцинская) меловой складчатости. Разобщенные участки, прослеживаемые от с. Комло до района «Маза-Ю», которые в С—СЗ-ом направлении чешуеобразно надвинулись один на другие, формировались там, где механические предпосылки этого существовали в мощных толщах меловых передовых прогибов. В пределах «Северной чешуи», взятой в узком смысле, меловые движения создали складчатые формы — как и в других районах гор Мечек. Однако, не считая надвигов северной вергенции неясного возраста, в мезозойских структурных элементах нигде не удалось обнаружить

таких движений, которые были бы направлены точно на север. Меловая морская мульда была, по-видимому, узкая, что подтверждается и данными заложённых в сс. Салатнак и Дьёре буровых скважин, в которых меловые отложения не были обнаружены.

В континентальный период верхнего мела — палеогена рассматриваемая область подвергалась предположительно очень сильной денудации и формированию точно не выделяемой разломной структуры. Базальная часть гелльветьской осадочной толщи весьма грубозернистого состава состоит из пород мечекского происхождения, подвергшихся транспорту в пределах небольшого расстояния. Вышележащие, но все еще флювиатильные, гравелисто-песчаные горизонты включают также породы, неизвестные в горах Мечек. Кроме этого, гранулометрия их увеличивается с В на З. На основе всех этих данных предполагается, что снос осуществлялся с З на В. В северной предгорной зоне Мечека миоценовая толща — точно как и меловые отложения — сильно утолщаются в пределах узкой зоны. Этот миниатюрный осадконакопительный бассейн существовал до сарматского века включительно. В С-ой части гор Мечек повторяющиеся несколько раз по разрезу риолиты и риолитовые туфы указывают на то, что в сарматское время проявился здесь риолитовый вулканизм. В этом отношении мы должны сослаться на риолиты, вскрытые буровой скважиной в г. Сексард. Образовавшаяся в миоцене впадина сыграла решающую роль в формировании «Северной чешуи». Геомеханически оно может быть воспринято как направленное на юг — в сторону передового прогиба — надвигание опускавшегося миоценового осадконакопительного бассейна. Действовавшее в С—Ю-ом направлении сжатие интенсивной роданской складчатости заставило массу жестких мезозойских пород «Северной чешуи» чешуеобразно надвинуться друг на друга в сторону меньшего сопротивления, значит — к югу. К С от «Северной чешуи» в основном в верхнепаннонское время имело место значительное опускание, в результате которого образовался там передовой прогиб, заполненный мощными паннонскими отложениями. Под действием также С—Ю-го сжатия В-кавказской орогенической фазы «Северная чешуя» — благодаря возможностям, определенным новым передовым прогибом — переместилась теперь уже в северном направлении и надвинулась на верхнепаннонские отложения. Позже, в плейстоцене «Северная чешуя» поднялась выше северного предполя и приобрела свою современную форму.

A K-I MECSEK MIOCÉNJÉNEK HASZNOSÍTHATÓ ANYAGAI

Írta: HÁMOR GÉZA, DR. HAJÓS MÁRTA, RAVASZNÉ DR. BARANYAI LÍVIA

E rövid összefoglalás keretében a K-i Mecsek miocén rétegösszletében található, hasznosítható ásványi nyersanyagokra vonatkozó ismeretanyagot adjuk közre. Szeretnénk a figyelmet felhívni vizsgálataink azon eredményeire, amelyek a felderítő és részletes kutatást lehetővé teszik és igénylik.

Az összefoglalás nem tartalmazza az építőanyagként közvetlenül felhasználható anyagokat, mint az építőkö, mészégetésre alkalmas mészkő, kavics, homok, agyag stb., mivel technológiai vizsgálatukra nem volt módunk és a helyi igényeket kielégítő részletes vizsgálatokra a kutatás e szakaszában nem is kerülhetett sor.

A miocén képződmények vízföldtani vizsgálatát a M. Áll. Földtani Intézet Vízföldtani Osztálya 1961. évi jelentése és a Vízföldtani Atlasz szöveges magyarázója tartalmazza. A földtani térképezés és komplex anyagvizsgálat eredményeinek feldolgozása során a következő hasznos ásványi anyagok felderítő kutatásának lehetőségeit értékeltük ki: I. *Barnakőszén*, II. *Vasérc*, III. *Diatomaföld*, IV. *Trasz*, V. *Bentonit*, VI. *Természetes báziskicserélő anyagok*. A kiértékelés összefoglaló eredményeit az 1., 2. ábra és az 1a, b. táblázat mutatja.

I. Barnakőszén

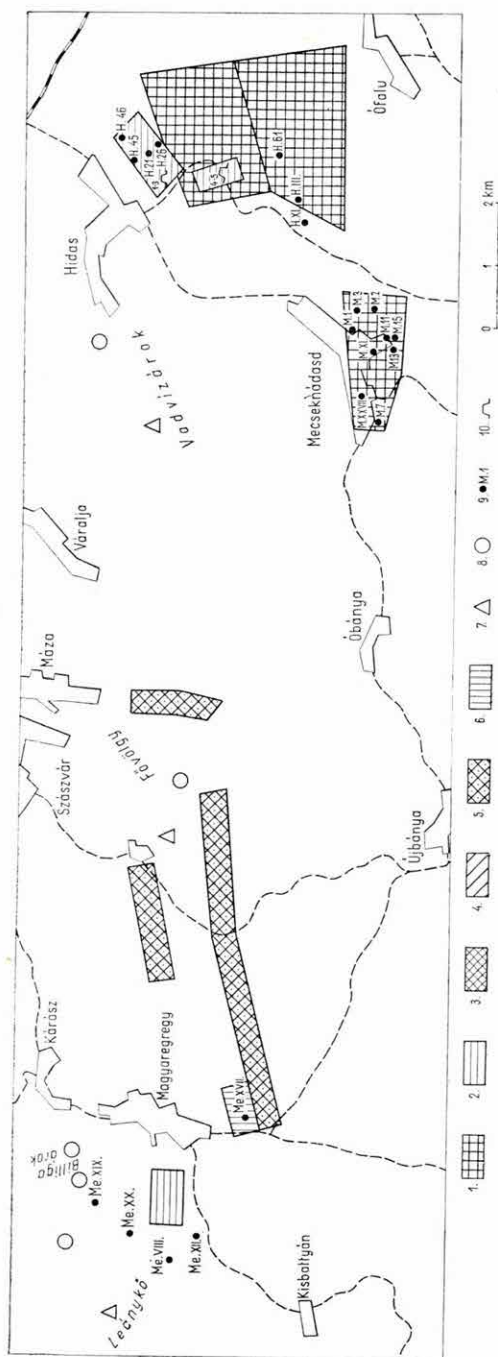
A miocén rétegösszletben barnakőszéntelepek a helvét és torton emeletben találhatóak (3. ábra).

Helvét barnakőszén

A barnakőszenes képződmények az alsóhelvét rétegösszlet felső tagozatából az ún. limnikus összletből ismertek. A mocsári üledékképződési viszonyoknak megfelelően településük lencsés, kiékelődő, vastagságuk erősen változó.

Az É-mecseki miocén területen található fás barnakőszenes agyagoktól és barnakőszén-zsinóroktól eltekintve, Mecseknádasd község területén, Apátvarasd—Pusztakisfalu környékén, Nagypall területén fejlődtek ki többé-kevésbé összefüggő barnakőszéntelepek.

A mecseknádasdi területet D-en törésvonalak határolják, ÉK, K felé a telepek kiékelődnek. Telepvastagsági adatok: a község DK-i végénél levő vízmosásban 1,6 és felette 0,4 m; az 1921. évben mélyített 1, 2, 7, 11. sz. szénkutató



fúrásokban egy-egy telep 1—1,6 m; a 6. sz. fúrásban a két telep 0,8 és 0,7 m; a 3, 12. sz. fúrásokban a három telep 0,4 m, 0,6 m és 0,8 m vastag. A Mecseknádasd XI. sz. térképező fúrásunk három 0,4 m, 0,3 m és 0,6 m vastag telepet harántolt. A Mecseknádasd XXVII. sz. fúrás barnakőszéntelepe 0,4 m vastag. A fedővastagság 15—30 m között változik. A limnikus összetétel dőlése 5—10°, fekélye középsőliászt mészkő, homokkő.

Az Apátvarasd—Pusztakislalu-i terület É-i határát szerkezeti vonalak, másutt a telepek kiékelődése vonja meg. Az apátvarasdi Szénárok feltárásában 1,2 m földes-fás barnakőszén és barnakőszenes agyag található. A fúrási adatok szerint a területen háromnagyságú telep fejlődött ki. Átlagvastagságuk 0,3—0,4 m. A Zengővárkony 41, 42. és 57. sz., a Pusztakislalu VI. sz. fúrásokban egy-egy telep vastagsága eléri a 0,6 m-t is. A fedővastagság az általános 5—10° dőlésszögnek megfelelően 6—70 m között változik.

Nagypall környékén felszíni feltárásban nem találtak barnakőszenes képződményeket. A Nagypall 1. sz. távlati fúrás 101—140 m között öt telepet harántolt, felülről lefelé 0,6 m, 0,3 m,

I. ábra. A K-i Mecsek miocénjének hasznosítható anyagai. — *Jelmagyarázat:* 1. barnakőszén, 2. diatomaföld, 3. kitermelhető diatomaföld, 4. traszanyagok, 5. természetes báziskicsérélő, 6. bentonit, 7. bentonitnyomok, 8. vasércnyomok, 9. fúrások helye, 10. külszíni feltárás

Abb. 1. Nutzbare Bodenschätze des Miozäns des O-Mecsek. — *Zeichenerklärung:* 1. Braunkohle, 2. Kieselgur, 3. bauwürdige Kieselgur, 4. Trass, 5. natürlicher Basisaustauscher, 6. Bentonit, 7. Bentonitspuren, 8. Eisenerzspuren, 9. Bohrung, 10. Aufschluss

1,6 m, 0,5 m, 0,8 m vastagságban.

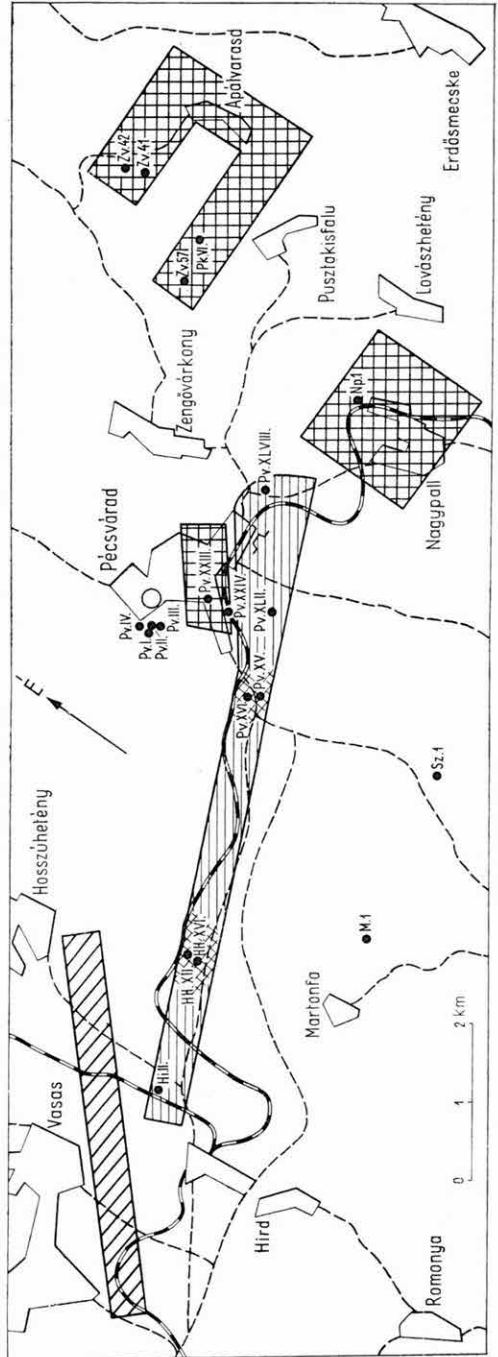
Mindhárom területen fás barnakőszéntelepek képződtek. A szórványos minőségi adatok szerint fűtőértékük 1500—1800 kg/cal közötti. Egy mecseknádasdi minta fűtőértéke meghaladta a 3000 kg/cal-t. Fentiek alapján a helvét barnakőszén továbbkutatási lehetőségei a jelenlegi bányászati és felhasználási módszerek, valamint a minőségi követelmények szerint korlátozottak és főleg a Ny-mecseki miocén fedőhegység területére szorítkoznak.

Torton barnakőszén

A torton barnakőszénképződés szintje az alsótorton lajtamészke és a felsőtorton turritellás—corbulás agyagmarga között elhelyezkedő édesvízi—fűtővízi összletben jelölhető ki.

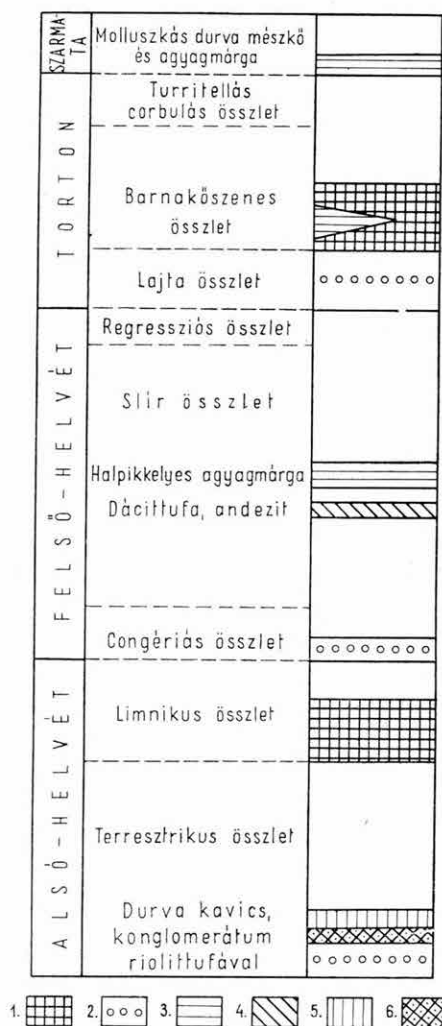
Ahol a torton üledéksor teljes, ott e szint mindenütt megtalálható. Hird környékén folyóvízi képződmények, Péccszabolcs körül barnakőszénzsinórok, barnakőszenes agyagok képviselik. Barnakőszéntelepek csak Hidas és Pécsvárad környékén fejlődtek ki.

Hidas D-i területén levő barnakőszénbánya hosszú idő óta művelés alatt álló és nagyrészt leművelt területének tárgyalása helyett a továbbkutatás kérdéseit ismeretjük. Az 1958. évben megkezdett 5000-es részletességű földtani térképezés során a régi és új adatok értékelése, valamint a Hidas III. és XI. sz. térképező fúrások adatai alapján Hidas D-i területén



2. ábra. A K-i Mecsek miocénjének hasznosítható anyagai. — (Jelmagyarázatot 1. az 1. ábránál)

Abb. 2. Nutzbare Bodenschätze des Miozäns des O-Mecsek. — (Siehe Zeichenerklärung zur Abb. 1)



3. ábra. A K-i Mecsek miocén hasznosítható nyersanyagainak rétegtani helyzete. — *Jelmagyarázat*: 1. barnakőszén, 2. vasércnyomok, 3. diatomaföld, 4. trasz, 5. bentonit, 6. természetes báziskicsérélő és trasz

Abb. 3. Stratigraphische Stellung der nutzbarren Bodenschätze des O-Mecsek. — *Zeichenerklärung*: 1. Braunkohle, 2. Eisenerzspuren, 3. Kieselsgur, 4. Trass, 5. Bentonit, 6. natürlicher Basisaustauscher und Trass

felderítő barnakőszén kutatást javasoltunk. Az ennek nyomán lemélyült Hidas 61. sz., majd a további 21 db. barnakőszénkutató fúrás igazolta, hogy az eddig fekülő képződménynek tartott lumasellás, molluskás mészkő a fedő turritellás—corbulás agyagmárga partközeli, helyettesítő fáciése, s így alatta várható a barnakőszéntelepesség megjelenése. A Hidas 61. sz. fúrás 10,5 m összvastagságban harántolt barnakőszéntelepeket. A kutatási területet É-on a hidas bányauzem ún. „déli fővetője”, Ny-on helvét képződmények, D-en törésvonal határolja. K—ÉK irányában a medence belseje felé a telepek elvékonyodnak. A területen átlag KÉK, ÉK irányú dőlésben 3—4 műrevaló telepet találunk. A műrevaló telepek összvastagsága a területen átlagosan 5,53 m. A minőségvizsgálat eredményei: a készlet 44%-a 1940 kg/cal feletti, 56%-a 1940 kg/cal alatti fűtőértékű. A fedővastagság 5—150 m között változó.

A hidas terület kutatásának felderítő szakasza lezárult, a kutatás több millió tonnát meghaladó új készletet eredményezett. A kutatás összefoglaló jelentését a Mecseki Földtani Kutató Fúró Vállalat Földtani Osztálya készítette el.

Pécsvárad község belterületén és ettől D-re, K-en és Ny-on törésvonalakkal határolt torton barnakőszenes képződmények találhatóak. Az általános dőlés D-i irányban 15—25°. A Pécsvárad XXIII. és Pécsvárad XXIV. sz. térképező fúrások két telepet harántoltak, 0,7 m és 0,6 m vastagságban. D felé a telepek kiékelődnek, elvékonyodnak. A terület további kutatása indokolatlan.

Összefoglalva: a torton barnakőszén kutatása a K-i Mecsek területén lezártnak tekinthető, a további kutatásokat a Ny-i Mecsek területére javasoljuk kiterjeszteni.

II. Vasérc

A miocén rétegösszletben bányászati szempontból számításba vehető vasérctelepek nincsenek. A szórványosan jelentkező vasércnyomok (lásd 1., 2. ábra) a távlati kutatások számára azonban esetleg hasznosítható adatokat szolgáltathatnak, így rövid áttekintést adunk róluk. Vasércnyomokat a következő szintekben találunk (3. ábra).

Alsóhelvét durvatörmelékes szárazföldi összletben Hidas—Magyaregregy közötti területrészen, a mázai fővölgyben és a hidasi Vadvízárók környékén gyűjtöttünk magnetit- és hematit-kavicsokat. Nagyságuk 4—12 cm között változó. A bezáró kavicsösszlet vizsgálata alapján feltételezhető, hogy a görgetegek folyóvízi szállítás útján a D-i kristályos tömeg területéről származnak.

Felsőhelvét abrázíós képződményekben limonitos vasércelőfordulást ismerünk meg Pécsvárad község Ny-i végén, egy 1958-ban létesített kutatóaknában. A közel K—Ny-i csapású fiatal mezozoós képződmények rétegefeire diszkordánsan felsőhelvét congeriás homok, homokkő települ. Az abrázíós törmelékanyag helyenként limonitos vasércdarabok limonittal cementált breccsája. Vasoxidtartalma 25—30% közötti. A vasas képződmény vastagsága 30—60 cm közötti, mely a felszín alatt 1—2 m mélységben települ. Mindössze néhány négyzetméternyi előfordulás, melyet már a közvetlen környékre telepített sekélyfúrások sem harántoltak. Rétegtani és szerkezeti helyzete arra utal, hogy a zengővárkonyi típusú alsókréta vasérc tektonikusan kihengerelt teleproncsát érte a felsőhelvétí abrázíó. A továbbkutatás lehetőségét szerkezeti okok zárják ki.

Magyaregregytől ÉNy-ra a Billiga- és Leánykő-árkokban több helyen feltárt nagy tömbös *alsótorton* kavics- és konglomerátum összlet a lajtamészko helyettesítő fáciése. A benne talált vastaghéjú fauna alapján partszegélyi abrázíós törmelékanyagnak tartjuk. Az árkokban a vízjárás feltáró munkájától függően, szórványosan 10—30 cm nagyságú magnetit-hömpölyök gyűjthetők. A SZTRÓKAY K. által vezetett kutatások során több tonnás hömpölyt is találtak. Az abrázíós jelleg a hömpölyök közeli elsődleges lelőhelyére utal. A fekvő slírösszlet, valamint a bezáró kavicsösszlet ősföldrajzi vizsgálata É, ÉNy-i származást bizonyít.

SZTRÓKAY K. az általunk gyűjtött újabb anyagok vizsgálata szerint az ércet martitosodott magnetitnek tartja. A Ti tartalom hiánya, a martitosodás, az ércben levő hematitfészkek pneumatolitos-szkarn genezist valószínűsítene. A közeli gránitplutonnal kapcsolatos szkarnosodás lehetőségét a Magyaregregy XIX., XX. sz. térképező fúrásokban, görgetegek alakjában talált fehér, zöldesfehér finomkristályos mészkőben látjuk. Ez közettani analógia alapján devon korinak tekinthető. A kiváló minőségű ércanyag indokoltá teszi a környék részletes kutatását. Kutatási területnek a lelőhelyektől É, ÉNy-ra levő, a miocén utáni szerkezeti mozgások révén lezökken és 100—200 m vastag pannon üledékkel fedett szerkezeti egységet javasoljuk.

III. Diatomaföld

A K-i Mecsek területén a miocén rétegösszletben három szintben találunk diatomás képződményeket (3. ábra). Közülük a legidősebb a felsőhelvétí halpikkelyes agyagmárga összlet felső határán, a második a középsőtorton barna-

kőszéntelepes összlet meddő közbetelepüléseiben és a legfiatalabb a felsőtorton — szarmata határán települ.

Az említett három diatomás szintet a K-i Mecsekben három kutatási területen: Magyaregregy, Hidas és Pécsvárad—Hosszúhetény térségében vizsgáltuk.

A magyaregregyi kutatási területen (1. ábra) a községtől NyDNY-ra, a Farkasordítói árok vízmosása tárja fel a felsőhelvétii halpikkelyes agyagmárga összlet diatomás aleurit rétegeit. A Farkasordítói ároktól K-re és Ny-ra a vízmosások és a Magyaregregy VII. és VIII. sz. térképező fúrások vizsgálata szerint a diatomás rétegek már kiékelődtek, és É-ra a Leánykői árok vízmosásaiban már csak helyenként jelentkeznek elvékonyodó betelepülésekként. A Farkasordítói feltárásban $331^{\circ}/41^{\circ}$ dőléssel 2,20—2,60 m vastagságú diatomás aleurit rétegek bukkannak a felszínre. Pleisztocén takarója változó vastagságú lösz.

A feltárás 16 rétegmintájának üledékközöttani vizsgálata alapján a kőzet diatomás, meszes aleurit. Átlag CaCO_3 tartalma kb. 29%, tehát a kőzet legnagyobb szennyezettségét a mész okozza; homoktartalma jelentéktelen, kb. 11%. A kőzetre jellemző diatomavázak 84%-a kerekded, a *Coscinodiscidae* családba tartozó planktonforma (HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1963).

Tekintettel a magyaregregyi diatomás képződmény lencses települési körülményeire, a kőzet meszes—homokos szennyezettségére, a diatomák törméléses voltára és alacsony százalékos mennyiségére, e terület további diatomaföld vizsgálata és kutatása nem indokolt, mert mennyisége és minősége ipari felhasználásra alkalmatlan.

A hidasi kutatási területen (1. ábra) a diatomás képződményeket két szintben, a középsőtorton barnakőszéntelepes, valamint a felsőtorton turritellás agyagmárga és szarmata kövületes márga közti összletben találjuk (3. ábra).

A középsőtorton barnakőszéntelepes összlet hydrobiás, meszes agyagmárga és mésziszap betelepülései helyenként erősen diatomásak. A hidasi bánya völgye három helyen tárja fel ezeket a képződményeket (Hidas 3., 4., 5. sz. feltárás; 1. az 1 sz. ábrán).

A barnakőszéntelepek közé 1,6—0,5 m vastag diatomás, hydrobiás, barnássárga mésziszap települ. Karbonáttartalma 73%, fajsúlya 2,64—2,70 g/cm³, térfogatsúlya 1,64—1,65 g/cm³, porozitása 3,75—3,92%. A kőzetet homoktartalom nem szennyezi, magas karbonáttartalmát feltehetően a kőzetben található tömeges *Hydrobia* sp. házmaradványok okozzák. A kőzetet rendkívül változatos alakú, átlag 15—85 μ nagyságú édesvízi diatomavázak alkotják (1/a táblázat). Ez a szint nem azonos a WEIN Gy. (1949) által említett, egykor kitermelt diatomaföld-szinttel.

A felsőtorton turritellás—corbulás agyagmárga és a szarmata molluszkás márga közötti diatomás rétegek a hidasi barnakőszénbánya fürdőépülete mögötti bevágásból (Hidas 1. sz. feltárás), a bánya vízművének szivattyúháza melletti Hidas 2. és 3. sz. külszíni feltárásból, és a Hidas 21., 26., 45., 46. stb. számú kőszénkutató fúrásokból ismertek. Ettől a területtől DK-re a diatomás képződmény fáciesváltozás miatt kiékel. A diatomás rétegek települési helyzetét a 3. sz. feltárásban $320^{\circ}/28^{\circ}$ átlagdőléssel észleltük. E feltárásban a diatomás összlet vastagsága kb. 9 m. Világossárga-barnássárga molluszkás és meddő diatomaföld, diatomás aleurit, agyagmárga- és márgarétegek váltakoznak itt egy-

1/a táblázat

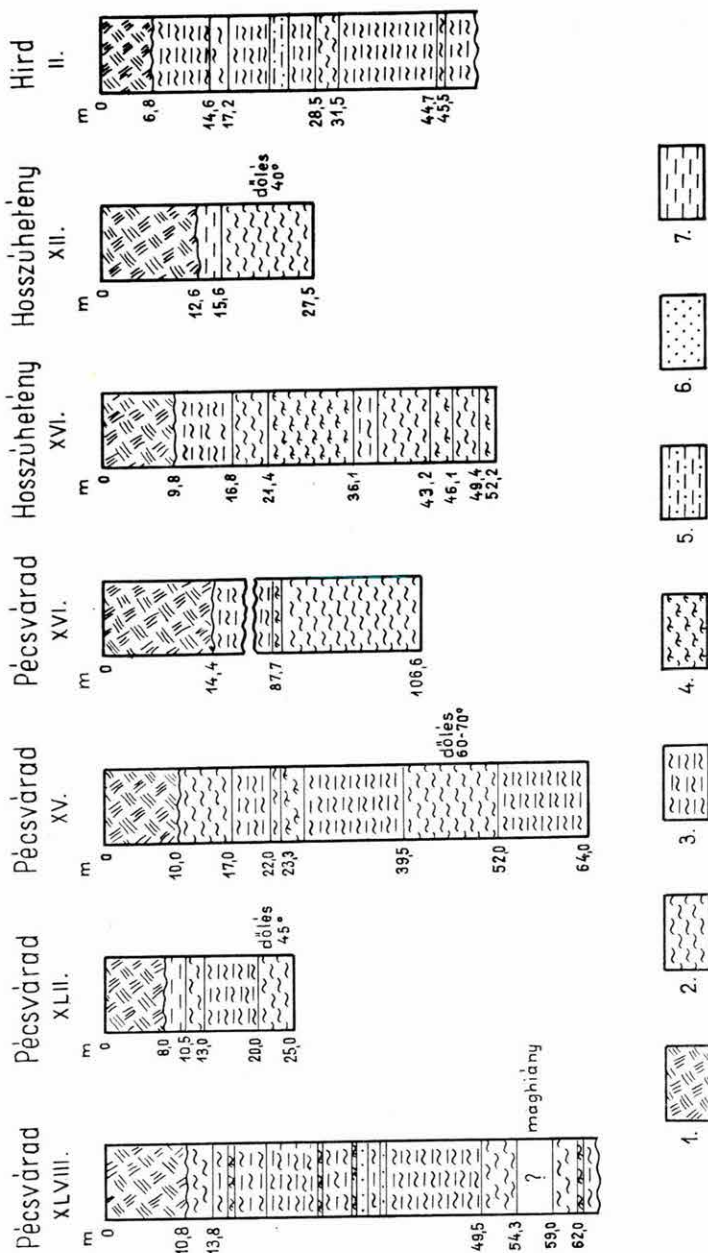
A Keleti-Mecsek diatomás képződményeinek üledékközzetani és kémiai vizsgálata

A mintavétel helye és száma	A kőzet neve	CaCO ₃ %	Fajsúly g/cm ³	Térfogat- súly g/cm	Porozitás %	A kőzetalkotó diatomavázak alakja
Hidas 1. feltárás a bányafüldő mögött	diatomás agyagmárga	16,50	2,32	2,15	7,32	különböző
Hidas 2. feltárás a kötélpálya mentén						
1.	diatomás márga	48,27	2,50	1,60	3,60	különböző
2.	diatomás márga	47,43	2,52	2,10	16,66	„
3.	diatomás márga	48,75	2,55	2,07	18,82	„
4.	diatomás aleurit	26,67	2,49	1,35	4,57	„
5.	diatomás aleurit	27,60	2,45	2,14	12,65	„
Hidas 3. feltárás a szivattyúház mögött						
1.	diatomás mészmárga	78,77	2,64	1,63	3,82	különböző
2.	diatomás márga	55,94	2,61	2,12	18,77	„
3.	diatomás aleurit	65,94	2,68	1,85	3,09	„
4.	diatomás aleurit	68,47	2,63	2,44	7,22	„
5.	diatomaföld	2,91	2,21	1,51	14,63	„
6.	diatomás agyagmárga	20,88	2,48	1,90	2,33	„
7.	diatomaföld	1,63	2,31	1,74	2,46	„
8.	diatomaföld	3,29	2,24	1,46	3,48	„
9.	diatomaföld	2,06	2,23	1,53	3,13	„
10.	diatomaföld	—				
11.	diatomaföld	6,61	2,24	1,42	3,66	„
12.	diatomás agyagmárga	30,88	2,24	1,43	3,61	„
13.	diatomás márga	55,94	2,62	1,95	2,55	„
14.	diatomás márga	44,25	2,56	1,91	2,53	„
15.	diatomás márga	39,22	2,48	1,85	2,54	„
16.	kövületes diatomás mészkő	88,50	2,64	2,57	2,65	„
Hidas 4. feltárás a bánya völgyében	diatomás mészsizap	73,26	2,70	1,64	3,92	különböző
Hidas 5. feltárás a bánya völgyében	diatomás mészsizap	73,01	2,64	1,65	3,75	különböző

A vizsgálatokat a MÁFI üledékközzetani laboratóriuma végezte

mással. A diatomaföld rétegek karbonáttartalma csekély, átlag 1,63—6,61%. A lumasellás fekü és kövületes márgarétegek karbonáttartalma 20—88% között változik. A rétegek fajsúlya 2,23—2,68 g/cm³, térfogatsúlya 1,46—2,57 g/cm³, porozitása 2,33—18,77%, a diatomavázak kőzetalkotó mennyiségétől függően. A diatomavázak igen különböző alakú és nagyságú tengeri, partközeli, főként plankton és részben fennőtt formák (1/a táblázat).

A hidas területen a hasznosítható diatomaföld rétegek, melyeket a kül-



4. ábra. A diatomaföld-rétegeket harántolt fúrások szelvénye. — *Jelmagyarázat: 1. lösz, lejtőtörmélék, 2. diatomaföld, 3. agyagmárga, 4. mészmárga, 5. agyagos homok, 6. homokkő, 7. agyag*
 Abb. 4. Profil durch die Bohrungen, die die Kieselgursschichten erreicht haben. — *Zeichenerklärung: 1. Löss, Gehängeschutt, 2. Kieselgur, 3. Tonmergel, 4. Kalkmergel, 5. toniger Sand, 6. Sandstein, 7. Ton*

színen már több helyen fejtettek is (Hidas 4., 5. feltárás), oly meredek dőléssel buknak a felszín alá, hogy külszíni termelésük ipari célokra nagyobb mennyiségben nem lehetséges. További megkutatása a jelenlegi technológiai követelmények szerint felesleges (WEIN GY. 1949).

Pécsvárad—Hosszúhetény kutatási területe földrajzi helyzete és települése alapján is a legjelentősebb.

E területen a felsőtorton turritellás—corbulás agyagmárga és a szarmata molluszkás márga között települő diatomás összetet Pécsvárad K-i szélétől egészen Hird vonaláig követhetjük. A monoklinálisan DDK-i dőlésű rétegösszetlet KÉK—NyDNY csapásirányban a következő feltárásokban észleltük:

Pécsvárad XV., XVI., XLII., XLVIII. fúrásokban; a község K-i részén, kútásásokban; a régi műút és vasútvonal találkozására közelében, az útbevéadásban; a Hosszúhetény XII. és XVI. fúrásokban; a Hird II. sz. térképező fúrásban (4. ábra).

Annak ellenére, hogy a K-i Mecsek déli előterében, Szilágy térségében a diatomás képződményeket nagyobb mélységben több fúrás is harántolta (Szilágy I. sz. Martonfa I. sz. stb.), részletes vizsgálatainkat arra a területre összpontosítottuk, ahol a diatomás képződmények települési mélysége nem haladja meg az 50 m-t.

Ennek alapján Pécsvárad és Hosszúhetény diatomaföld előfordulásait vizsgáltuk meg részletesebben (2., 4. ábra és 1/b táblázat).

Pécsváradtól DNy-ra a régi műút és a vasútvonal találkozásától kb. 70 m-re, a műút É-i oldalán, 1,5 m vastag és a Pv. XV. fúrásban 10,0 m vastag pleisztocén fedő alatt, torton—szarmata diatomaföld rétegek települnek. A külszíni feltárásban a diatomaföld összetlet vastagsága 1,5—2,0 m, a Pv. XV. fúrásban 7,0 m.

A Pv. XV. sz. fúrás 39,5—52,0 m és 55,0—58,0 m között ugyancsak világos fehéressárga, lemezes diatomás rétegeket harántolt. E rétegeket sok szervesanyag és kalcit szennyezi. Fajsúlya 2,32—2,40 g/cm³, térfogatsúlya 0,65—0,88 g/cm³, porozitása 63,3—71,9%, laza litersúlya 134,6—163,8 g/l és rázott litersúlya 156,0—256,1 g/l.

A kőzetalkotó diatomavázak alakja, nagysága igen változatos. A tengeri planktonformák uralkodnak. A rétegekben sem a kerekded, sem a pálcikaalakú vázmaradványok túlsúlya nem mutatkozik, ezért már a kőzetalkotó diatomavázak morfológiai összetétele alapján is csak az ipar bizonyos területein alkalmazható nyersanyag (I., II. tábla).

Hosszúhetény vasútállomása mellett a lemélyített Hh. XII. és Hh. XVI. sz. fúrás 15,6—16,8 m vastag pleisztocén takaró alatt 11,9 m ill. 7,6 m vastag diatomaföldet harántolt. Fiziko-kémiai adatai lényegében a Pv. XV. fúrás diatomaföld rétegeinek adataival azonosak. Fajsúlya 2,36—2,44 g/cm³, térfogatsúlya 0,60—0,80 g/cm³, porozitása 66,2—74,5%-os. Laza litersúlya 110,0—144,2 g/l, rázott litersúlya 151,7—228,0 g/l.

Lényeges eltérést csak a kőzetalkotó diatomavázak alaktani összetétele mutat. A Hh. XVI. sz. fúrás diatomaföld rétegeiben ugyanis 70%-ban uralkodnak a tű-alakú, átlag 70—110 μ hosszú diatomavázak, s ezért fel kell hívni az illetékes iparág figyelmét, hogy a szükséges nemesítési eljárás után az ipar speciális területén is hasznosítható szűrőanyag lenne (III., IV. tábla).

Vizsgálataink eredményét összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a Keleti-

A mintavétel helye	A kőzet neve	Kémiai összetétel %*						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	+H ₂ O
Pécsvárad országút mellett, külszíni feltárás	diatomaföld	63,78	0,68	5,48	1,99	0,90	8,36	6,05
Pécsvárad XV. fúrás 10,0—17,5 m 39,5—52,0 m 55,0—58,0 m	diatomaföld	42,65	0,52	8,67	3,37	0,81	14,44	12,72
	diatomaföld	44,06	0,31	6,79	2,79	0,19	17,88	9,59
	diatomaföld	35,57	0,34	7,57	2,79	0,80	21,01	10,00
Hosszúhetény XVI. fúrás 16,8—24,4 m 36,1—43,2 m 46,1—49,4 m	diatomaföld	48,21	0,39	7,20	2,81	0,07	13,83	11,05
	diatomaföld	50,41	0,37	9,95	2,88	0,09	12,69	11,62
	diatomaföld	47,36	0,34	8,14	3,02	0,68	14,36	10,47

* GUZY K.-NÉ és JANKOVITS L. elemzése.

** A vizsgálatokat az Ásványbányászati Központi Laboratórium végezte.

Mecsekben Pécsvárad—Hosszúhetény között jelentős továbbkutatásra érdemes területet tudunk kijelölni, ahol közvetlen a pleisztocén fedőrétegek letakarítása után külszíni fejtéssel hasznosítható mennyiségű diatomaföld készletek tárhatók fel.

A pécsváradai lelőhely közvetlen műút melletti és a hosszúhetényi előfordulás vasútállomás melletti helyzete az olcsó és gyors szállítást biztosítja.

IV. Trasz

A K-i Mecsek miocén képződményeinek felszíni térképezése és az ásványkőzettani vizsgálatok alapján, trasz adalékanyagként való felhasználás szempontjából a következő két tufa vehető számításba:

A mezozóos szigethegység és az É-i mezozóos pikkely közötti terület *alsóhelvét kavics—konglomerátum—homokkő—tarkaagyag üledékes összetételben* települő *piroklastikum* mintegy 4—8 km-es szakaszon nyomozható a felszínen, egyrészt a mezozóos szigethegységtől É-ra, másrészt az É-i mezozóos pikkely mentén, 25—28°-os dőlésszöggel (1., 3. ábra). A térképvázlatokon jelzett területek a max. 15 m-es fedőösszlettel letakart nyersanyagkészletre vonatkoznak. A piroklastikum vastagsága 8—15 m. A vulkáni törmelékanyag az ásványkőzettani vizsgálatok során plagioklász-riolitos összetételű ártufának — ignimbrit-jellegű piroklastikumnak — bizonyult. A kőzet vegyelemzési adatai (JANKOVITS L.) felhívják a figyelmet a szembetűnő mennyiségű +H₂O és a -H₂O tartalomra. A +H₂O mennyisége 6,3—8,8%, a -H₂O mennyisége 1,8—5,8% között változik. Mivel a traszként való felhasználhatóság lehetőségének minőségi követelménye a 6—12%-ot elérő, szárítással el nem távolítható víztartalom, a kémiai elemzések alapján indokoltnak láttuk a tufa tájékoztató jellegű trasz-minőségi vizsgálatát kérni. A vizsgálat az ÉM. Építőipari Minőségvizsgáló Intézetben készült, az MSZ 4706—53 6/1 pontja szerint. A próbatess-

I/b táblázat

—H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	S összes	CaCO ₃ %	Faj- súly g/cm ³	Tér- fogat- súly g/cm ³	Poro- zítás %	Litersúly** g/l		A közetalkotó diatom- vázak alakja
								laza	rázott	
4,57	5,68	0,10		nyom	2,17	1,69	22,11			uralkodóan pálcika- alakú
4,82	10,24	0,23	1,54	23,28	2,40	0,88	63,3	163,8	256,1	50% diszkosz-alakú
2,77	12,44	0,16	1,71	28,28	2,32	0,65	71,9	134,6	156,0	különböző „
1,46	14,56	0,36	1,47	33,10	2,59	0,99	61,7	210,1	286,0	különböző „
1,98	9,57	0,21	1,87	21,76	2,36	0,60	74,5	110,0	151,7	uralkodóan pálcika- alakú
1,93	6,99	0,23	2,31	15,89	2,37	0,80	66,2	144,2	228,0	uralkodóan pálcika- alakú
2,00	9,66	0,24	1,78	21,96	2,44	0,80	67,2	143,0	162,2	uralkodóan pálcika- alakú

teket a szabvány előírásának megfelelően 1 súlyrész őrölt trasz, 0,8 súlyrész őrölt égetett mész, 1,1 súlyrész normálhomok, valamint 0,7 súlyrész víz keverékéből állították elő. Az előírás szerint kezelt próbatetek nyomószilárdsági vizsgálatát 7 és 28 nap után végezték. A vizsgálat részletes eredményeit az alábbiakban közöljük:

Lelőhely	Nyomószilárdság kg/cm ²			
	7 napos		28 napos	
	egyenként	átlag	egyenként	átlag
1.	45,6	48,5	144	144
2.	42,0		149	
3.	52,0		143	
4.	54,2		140	

A próbatest vizsgálati ideje	Nyomószilárdság határértéke			
	I.	II.	III.	IV.
	osztályú minőségnél kg/cm ²			
7 napos	60	45	30	25
28 „	180	140	100	75

A fenti adatok alapján az alsóhelvét piroklasztikum II. (I.) osztályú trasz-ként értékelhető. A különböző idő elteltével végzett nyomószilárdsági vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a 28 napos próbatest a 7 napossal szemben további, mintegy háromszoros szilárdság-növekedést mutat. Az idevonatkozó műszaki gyakorlati kutatások alapján megállapítást nyert, hogy szinte minden egyes tufa minősége, alkalmazási lehetősége annak egyéni tulajdonságaitól függő keverési aránnyal, a keverendő komponensek célszerű megválasztásával, valamint a kezelési móddal javítható. Így például kismennyiségű gipsz hozzá-

adagolásával az esetleges későbbi szilárdság-csökkenés eredményesen befolyásolható (ÚJHELYI J. 1957). Adalékként felhasználható gipsz a Mecsek hegység területén rendelkezésünkre áll (NAGY E. 1964). A műszaki vizsgálatok alapján a K-i Mecsek alsóhelvét piroklasztikuma jóminőségű építőipari nyersanyag Pécs környéki ipari centrumunk közelében.

Traszként való felhasználás szempontjából figyelembe vehető még a felsőhelvét „*halpikkelyes agyagmárga*” *összletbe* települő *dácittufa* is. A dácittufa a hegység D-i előterében, Vasas—Hosszúhetény között van felszínen vagy felszínközelen, közelítőleg 5 km-es csapáshosszban, átlag 30—35°-os dőléssel (2., 3. ábra). Ezt a kutatási területet Ny-on és K-en szerkezeti vonalak, D felé ugrásszerűen megnövekedő fedőközet-vastagságok szorítják korlátok közé. A piroklasztikum vastagsága 6 m körüli. Az alsóhelvét piroklasztikumhoz hasonlóan, a dácittufa traszként való alkalmazhatóságának minősítésére is műszaki vizsgálatot kértünk. Az MSZ 4706—53 szabvány szerint készült próbatestek szilárdsági adatait az alábbiakban közöljük:

Lelőhely	Nyomószilárdság kg/cm ²			
	7 napos		28 napos	
	egyenként	átlag	egyenként	átlag
Vasas vasútállomás				
1.	16,8		90,5	
2.	18,2	19,3	88,9	91,3
3.	22,8		92,0	
4.	19,2		93,6	

A minőségi követelménynek megfelelően a dácittufa III. (IV.) osztályú trasz. A különböző idő elteltével végzett nyomószilárdsági vizsgálatok arra mutatnak, hogy a próbatestek szilárdságnövekedése igen jó, a 7 napos próbához viszonyítva a 28 napos annak közel ötszöröse, az alsóhelvét trasz adalékanyaggal készített próbatestek háromszoros nyomószilárdság-növekedésével szemben. Ez esetben is fennáll annak lehetősége, hogy egyedi keverési arány és kezelési mód mellett a minőség javítható.

Fentiek alapján a település helyzetet, a fedővastagságot, valamint a minőséget figyelembe véve, a trasz gazdaságos kitermelésére a mezozóos szigetehégyiségtől É-ra, a Szászvár—Magyaregregy közötti területen feltárt, alsóhelvét piroklasztikumot tartjuk alkalmasnak.

V. Bentonit

Az alsóhelvét tufa jelentős részének a képződést követő, feltételezhetően gyors áthalmazódása során, az É-i, miocén medenceresz területén, a felszínen és felszínközelen nyomozható bentonitos üledékek képződtek. Eltekintve a „limnikus összletben” Szászvár környékén, a „slír összletben” a magyaregregyi Leánykői-árokban, és a hidasí tortonban feltárt 1—2 m-es montmorillonittelepecskéktől, iparilag felhasználható mennyiségű bentonitot a Magyaregregyi—Hodácsi völgy környékén sikerült feltárni (1. ábra). A Magyaregregy XVII. sz. fúrás 38—40 m és 49—54 m közötti mélységből származó minták röntgen-diffraktométeres felvételei uralkodó mennyiségű montmorillonit jelen-

létét tükrözik, amely mellett kevés krisztobalit és csekély mennyiségű (max. 5%) kvarc mutatható ki (NAGYNÉ MELLES M.).

A kérdéses területet, bentonit kitermelése szempontjából, további felderítő kutatásra és részletes anyagvizsgálatra figyelemre méltónak tartjuk.

VI. Természetes báziskicserélő anyagok

Az előzőkben közölteken kívül, a Mecsek hegység alsóhelvétii piroklasztikumának még egy felhasználási lehetőségére kívánjuk felhívni a figyelmet (3. ábra). Az ártufa gazdaságföldtani jelentőségű, harmadik pontba foglalható iparági vonatkozása egy új, ma még gazdasági életünket kevésbé érintő iparághoz, az atomenergia iparágához kapcsolódhat.

Az alsóhelvét plagioklász-riolit ártufa ásvány-közöttani vizsgálata során kimutattuk, hogy annak túlnyomó részét (60—80%-át) a sajátos képződési körülményeknek megfelelően, egy figyelemre méltó zeolitfajta, a klinoptilolit alkotja. E zeolit, a kation-cserélő tulajdonságáról ismert ásványcsoporton belül is jelentős szerepet kapott. Ennek oka a klinoptilolit kimagasló kation szelektivitása, pH stabilitása és hőállóképessége. A klinoptilolit gyakorlati alkalmazhatóságára vonatkozó különböző vizsgálati eredmények, melyek felhasználását indokolják, az irodalomból ismeretesek (AMES 1960—1962). A vizsgálati eredmények valószínűsítik, hogy a klinoptilolit kimagasló kation-cserélő képessége annak sajátos rácsszerkezetére vezethető vissza. A kristályrácsban a kicserélődő ionok, az ún. kicserélési helyek, valamint a szerkezeti víz térbeli elhelyezkedésének rendkívül kedvező módja nyújt lehetőséget a szokatlan mértékű kation szelektivitásra. A báziskicserélődés folyamatában elsősorban az üreges zeolitrácsban levő ún. csatornák méreteinek tágassága, és a szerkezeti víz játszik szerepet. A szerkezeti víz egy része a klinoptilolit esetében kevésbé erősen kötődik az alumoszilikát-rácshoz mint más — kisebb mértékben kation-szelektív — zeolitok esetében, s így egyes kationoknak a kristályrácsba való belépését nagymértékben elősegíti.

A klinoptilolit a pH érzékeny, nem szelektív kicserélő és kis termális stabilitású műgyantákkal versenyképes természetes báziskicserélő, sok, speciális téren való felhasználás esetében. Így radioaktív szennyvizek radioizotópjainak (Sr-nak) megkötésére jól hasznosítható nyersanyag az atomenergia iparágában, a jövő számára.

Vizsgálataink alapján indokoltnak látjuk a Mecsek hegység alsóhelvétii klinoptilolitosodott ártufájának további vizsgálatát, amely a kationszűrés, illetve a báziskicserélődés intenzitásának kvantitatív mérését szolgálja. Megfelelő minőség esetében az 1. ábrán jelzett terület természetes báziskicserélő nyersanyag új forrásává válhat.

Fenti rövid áttekintésen túlmenően a rétegtani kutatások egy fontos eredményére és ennek távlati gazdasági kapcsolataira szeretnénk a figyelmet felhívni. Az 1961. év során elkülönítettük a felsóhelvétii rétegösszetétel záró, regressziós tagozatát és rögzítettük rétegtani helyzetét, ősföldrajzi viszonyait. A Középső Paratethys területére vonatkozó összefoglalásunk során rámutattunk, hogy az összletben a lengyelországi Wieliczán, az Erdélyi-medencében, a délhorvátországi Tuzla környékén, K- és Ny-Szlovákiában evaporit-képződmények települnek. Bár a hegység területén ilyen adatok nem jutottak birtokunkba

(feltehetően azért, mert szélsőségesen peremi helyzetű képződményeket vizsgáltunk), a távlati kutatásokat e rétegösszlet vonatkozásában, különösen a hegység körüli mélyebb medencék területén fontosnak tartjuk.

* * *

Összefoglalva: a K-i Mecsek területén a helvét és torton barnaköszén kutatása lezártnak tekinthető, a továbbkutatás lehetőségei a Ny-i Mecsek területén adóttak.

Felderítő kutatásra javasoljuk a Pécsvárad—Hosszúhetény közötti diatomaföldet és a Magyaregregy körüli bentonit-előfordulást.

A helvét piroklastikumok vizsgálatának eredményei lehetővé teszik e képződmények traszanyagként és természetes báziskicsereplő anyagként történő hasznosítását.

Az általános rétegtani és ősföldrajzi vizsgálatok újabb adatokat szolgáltatnak a magnetites vasérc és a felsőhelvét regressziós összlet várható hasznosítható anyagainak további kutatásához.

IRODALOM

- AMES L. L. jun. 1960: Cation sieve properties of clinoptilolite. — *The American Mineralogist* **45**, 5—6.
- AMES L. L. jun. 1961: Cation sieve properties of open zeolites. — *The American Mineralogist* **46**, 9—10.
- AMES L. L. jun. 1962a: Characterization of a strontium selective zeolite. — *The American Mineralogist* **47**, 11—12.
- AMES L. L. jun. 1962b: Effect of base cation of the cesium kinetics of clinoptilolite. — *The American Mineralogist* **47**, 11—12.
- HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1963: Magyaregregy diatomás üledékeinek életföldtani vizsgálata. — *Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról*, pp. 89—119.
- HÁMOR G. 1964: A K-i Mecsek miocén képződményei. — *Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről* I.
- KAINER F. 1951: Kieselgur. — pp. 1—283. Stuttgart.
- NAGY E. 1964: A Mecsekhegység werfeni képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — *Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről*, I. pp. 23—34.
- RAVASZSNÉ BARANYAI L. 1964: A Mecsek hegység miocén tufái. — *Doktori ért. Kézirat*.
- SCHMIDT E. R.—EMBER K.—ERHARDT GY.—LÁNG G.—OZORAY GY. 1961: A Mecsekhegység Ny-i részének vízföldtani viszonyai. — *Kézirat. MÁFI Adattár*.
- ÚJHELYI J. 1957: A tufa építőipari felhasználása. — *Építőanyag* **9**, 6.
- WEIN GY. 1949: Jelentés a hidasi diatomapala előfordulásáról. — *Kézirat. MÁFI Adattár*.

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG

I—II. Tábla — Tafel

Pécsvárad XV. sz. fúrás diatomaföld rétegének változatos alakú és nagyságú kovavázmaradványai. — Kieselpanzerreste veränderlicher Gestalt und Grösse aus den Kieselgurschichten der Bohrung Pécsvárad Nr. XV.

III—IV. Tábla — Tafel

Hosszúhetény XVI. sz. fúrás diatomaföld rétegeinek kovavázmaradványai. — Kieselpanzerreste aus den Kieselgurschichten der Bohrung Hosszúhetény Nr. XVI.

NUTZBARE BODENSCHÄTZE DES MIOZÄN IM ÖSTLICHEN
MECSEKGEBIGE

von

G. HÁMOR — DR. M. HAJÓS — DR. L. RAVASZ-BARANYAI

Verfasser veröffentlichen die Ergebnisse, die im Laufe der Untersuchung der Miozänbildungen des östlichen Mecsek durch Erkundungsarbeiten auf nutzbare Bodenschätze geliefert wurden.

Braunkohlenlagerstätten sind in zwei Horizonten, und zwar in den Süs- bis Brackwasserbildungen des unteren Helvet und des mittleren Torton zu finden. Im Raume von „Hidas S.“ wurde im Laufe stratigraphischer Untersuchungen ein beträchtlicher Braunkohlenkomplex entdeckt. In den anderen Gebieteilen sind die Braunkohlenlagerstätten wegen ihrer niedrigen Qualität und kleiner Vorräte zur industriellen Nutzung ungeeignet.

Auf Grund der paläogeographischen Auswertung der Liegendbildungen und des erzführenden Schichtenkomplexes ist das primäre Vorkommen der in mehreren Horizonten auftretenden, sekundären Magnetit—Hematit—Limonit—*Erzspuren* in den NW-Randgebieten des Gebirges zu suchen.

Zwischen Pécsvárad und Hosszuhetény wurde ein zu weiterer Erkundung würdiger, bedeutender torton—sarmatischer *Kieselgurkomplex* (Abb. 1, 2) entdeckt, der nach Abräumung des ihn unmittelbar überlagernden pleistozänen Deckgebirges durch Tagebau gewinnen werden kann. Die Untersuchungen haben nachgewiesen, dass die Kieselgur ein niedriges Locker- und Schüttelgewicht und eine hohe Porosität besitzt. Die gesteinsbildenden Diatomeenpanzer sind überwiegend stäbchenförmig. Auf Grund der physikalischen Eigenschaften und der Zusammensetzung der Diatomeenpanzer könnte also dieser Bodenschatz nach entsprechender Aufbereitung in verschiedenen Bereichen der Industrie nutzbar gemacht werden.

Die *Pyroklastite* des Miozänkomplexes sind als Trass zu industrieller Nutzung geeignet.

Der unterhelvetische plagioklasführende Rhyolith-fluttuff gehört zur Qualitätskategorie II. (I), der oberhelvetische Dazituff zur Kategorie III. (IV) (Abb. 1).

Im Laufe der teilweisen Umhäufung der unterhelvetischen Pyroklastite bildeten sich Bentonitlagerstätten, zu deren Weitererkundung unseres Erachtens das Gebiet von Magyaregregy—Hidas geeignet ist. Unter seinen eigentümlichen Bildungsverhältnissen wurde der plagioklasführende Rhyolith-Fluttuff intensiv zeolithisiert. Sein überwiegendes Hauptmineral, der Klinoptilolith ist ein natürliches Basisaustauschmittel, damit man in der künftigen Rohstoffbilanz rechnen kann (AMES L. L. JR. 1960—62).

Schliesslich lenken Verfasser die Aufmerksamkeit auf die wirtschaftliche Wichtigkeit des oberhelvetischen Regressionskomplexes im Bereiche der Erkundung auf Evaporite.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОР МЕЧЕК

Г. Хамор, Д-р М. Хайош, Д-р Л. Равас-Бараньаи

Авторы приводят результаты, полученные ими при изучении миоценовых отложений Восточного Мечека, направленном на разведку полезных ископаемых.

Буроугольные пласты были найдены в двух горизонтах: в нижнегелльветских и среднетортонских пресноводно-солонатоводных отложениях. На площади “Хидаш-Ю” стратиграфические исследования привели к открытию значительных запасов бурого угля. В других частях этой площади буроугольные пласты непригодны для промышленного использования, из-за их слабого качества и ограниченных запасов.

На основании палеогеографической оценки образований подошвы и вмещающей толщи, считаем, что первичное месторождение встреченных во многих горизонтах проявлений вторичных магнетитовых, гематитовых и лимонитовых *железных руд* находится вероятно в СЗ-ых краевых областях гор Мечек.

Между сс. Печварад и Хоссухетен нами была обнаружена пригодная для доразведки мощная толща *диатомитов* (рис. 1, 2.), которая может быть освоена открытым способом, непосредственно после отработки плейстоценовых слоев в ее кровле. По данным проведенных анализов, как в рыхлом так и в плотном состоянии, диатомиты имеют небольшой объемный вес, и пористость их велика. Породообразующие диатомовые панцыри имеют большей частью форму палочек. После соответствующего обогащения, этот материал может оказаться очень ценным сырьём для разных отраслей промышленности, судья по физическим свойствам и составу диатомовых панцырей.

Пирокластические породы миоценовой толщи представляют собой пригодное сырьё для использования в качестве трасов.

Нижнегелльветские плагиоклазово-риолитовые поточные туфы соответствуют по качеству классу II (I), а верхнегелльветские дацитовые туфы классу III (IV).

Частичное переотложение нижнегелльветских пирокластитов привело к образованию бентонитовых пластов, дальнейшую доразведку которых мы считаем целесообразным провести в районе сс. Мадярегреть—Хидаш. Плагиоклазово-риолитовые поточные туфы были значительно цеолитизированы вследствие своеобразных условий образования. Ведущим минералом их является клиноптилолит, который, будучи естественным средством для обмена катионами, является перспективным сырьём (AMES L. L., JR. 1960—62).

Наконец, авторы обращают внимание на экономическое значение верхнегелльветской регрессивной толщи, имея в виду производство поискового-разведочных работ на эвапориты.

A MECSEKI NEOGÉNEN TALÁLT PLANKTONSZERVEZETEK FÁCIESJELZŐ SZEREPE

Irta: Dr. NAGY LÁSZLÓNÉ

I.

A mecseki neogén üledékek palynológiai vizsgálata során a spóra—pollen-anyagon kívül fosszilis mikroplanktonszervezetek is előkerültek. A spormorphákhoz viszonyítva kis számban találhatók, de helytelen lenne figyelmen kívül hagyni jelenlétüket, mivel róluk fontos következtetéseket vonhatunk le.

Neogén planktonszervezeteket Magyarországról HAJÓS M. (1959) torton diatomás és BÁLDINÉ BEKE M. (1960) coccolithophoridás dolgozataiból ismerünk. BÓNA J. (1963) Coccolithophorida tanulmánya nyomdában van.

Vizsgálati anyagunkból egy Diatoma faj, a Dinoflagelláták és Hysrtrichosphaeridae-félék közé sorolható formák kerültek elő. Találtunk azonban olyan szervezeteket, melyeket incertae sedis-ként vagy a már meglévő, vagy új rendszertani kategóriákba kellett sorolnunk. Neogén mikroplankton szervezetekkel Európában MAIER (1959) és GERLACH (1961), Ausztráliában COOKSON (1953), valamint DEFLANDRE—COOKSON (1955), Amerikában NOREM (1955) és TRAVERSE (1955) dolgozatai foglalkoznak. Egy-egy neogén mikroplankton szervezetet leírtak, ill. palynológiai munkákban említettek NAGY (1958), PAČTOVÁ (1960), KRUTZSCH (1961, 1962) és mások.

A paleozóikumból, mezozóikumból és a paleogénből sokkal több irodalmi adatunk van. A mikroplankton szervezetek jelentőségét kétségtelenül fokozta az a tény, hogy a paleozóikumban és az idősebb mezozóikumban is sok olyan tengeri eredetű üledékes kőzet van, melynek rétegtani besorolása — más ősmaradványok hiányában — e szervezetek segítségével történhetett meg, de GERLACH (i. c. 1961) a miocénből is jelez sztratigráfiai értékelés számára felhasználható Histri-chosphaeridaeket.

A harmadkorban az édesvízi, vagy csökkentsósvízi üledékekből, egy más ökológiájú mikroplankton együttes előretörése figyelhető meg (KRUTZSCH 1959, 1962 Geiseltal-i eocén munkái). Ez természetes következménye az élővilág filogenetikai fejlődésének is.

II.

A palynológiai vizsgálatok során előkerült mikroplankton szervezetek éppen olyan ellenállóak kémiai reagensekkel szemben, mint a spórák és pollenek. Pontos kémiai összetételüket nem ismerjük.

A héjak kémiai összetételének kérdése több kutatót is foglalkoztatott (DEFLANDRE 1947; EISENACK 1931, 1954; MAIER 1959 és mások). EISENACK (1954, pp. 78—79) véleménye szerint közelebbről meg nem határozható, üvegátlátszóagságtól világossárgán át sötétpirosig változó színű, makromolekuláris szerkezetű van. Anyaguk nem cellulose, hanem szerves festékekkel fest-

hető, lipid karakterű, kutinszerű anyagra utal. Ez a felfogás azonos SZÁDECZKY—KARDOSS (1952) sporopolleninről alkotott felfogásával.

E szervezetek kémiai összetételének kérdése kétségtelenül felveti a rendszertani besorolás kérdését is. Különösen MAIER (i. c. p. 332) foglalkozik részletesen a földtörténet folyamán vertikálisan és horizontálisan széles elterjedésű Hystrichosphaeridae-félék kérdésével. Megállapítja, hogy az egyes Hystrichosphaeridae példányok izzítás után minden morfológiai sajátágukat megtartják, optikailag izotópok, kovasavból állók. A szervezetek organikus állományáról lumineszcencia vizsgálatokkal arra a megállapításra jutott, hogy az állati fehérjékhez hasonlóan viselkednek és ezért a mikrozooplanktonhoz sorolandók.

Áttekintve a hatalmas mikroplankton irodalom jelentős, erre a kérdésre vonatkozó részét, nem tartom helyesnek, hogy egy fizikai sajátág eldöntésére bízzuk ennek a kérdésnek a megoldását.

A kérdéssel nagyon sok kiváló szakember foglalkozott: WETZEL O. (1933, p. 78), DEFLANDRE (1947, p. 9, 12), PASTIELS (1948, pp. 35—36) stb. EISENACK ismételtén visszatér rá (1931, pp. 104—106; 1954, p. 85), amikor is a Hystrichosphaeridae-nak Peridinidae-hez való kapcsolatát morfológiai tények alapján felveti, azonban a megállapítható különbségekre is utal (1954, p. 87). A kérdés ma még nemzetközi vita tárgya és nem tekinthető lezártnak.

A planktonszervezetek nagy része kétségtelenül phytoplankton (Dinoflagelláták és kevés Diatoma). Jelenleg az ún. incertae sedis-ként kezelt genuszokról valóban nem tudjuk, hogy a phyto- vagy a zooplanktonhoz sorolandók-e.

A ma élő Protisták, valamint egyéb magasabbrendű növények és állatok különböző sejtjei, lárvái, kitartó spórái között sok az analógia és a konvergencia (DEFLANDRE 1947, fig. 2). Még ezeknél is sokszor nehéz megállapítani, hogy növényi, vagy állati szervezetek-e. A Protisták rendszerezői is rámutatnak a fennálló nehézségekre, némely egysejtű növényi, vagy állati voltának eldöntésekor (GRASSÉ 1952, p. 134).

III.

A mecseki mikroplankton anyag a Hidas 53. sz., Szászvár 8. sz., Komló 120. sz., Zengővárkony 59. sz., Zengővárkony 45. sz, Pusztakisfalú VI. sz. fúrásokból, a hidasbányai barnakőszéntelepből, valamint három Magyarereggy környéki feltárásból — a Hidas 53. sz. fúrás pannon anyagától eltekintve —, miocén rétegekből került elő. Közülük 57 fajt sikerült meghatározni, illetve 6 új genusz és 21 új fajt leírni.

Egyes formák kétségtelenül idősebb korból bemosottak. Ez érthető, mert ellenálló héjuk, kis méretük és nagy tömegük miatt könnyen fennmaradnak. ALBERTI (1961, p. 41) rámutat erre a veszélyre, de egyúttal utal a jelenség geológiai felhasználhatóságára is.

A mecseki miocén rétegekben e szervezetek segítségével júra—kréta és eocén üledékek áthalmazódására következtethetünk.

Sajnálatos körülmény a hazai plankton szervezetek eléggé fel nem dolgozott volta. Előállhat az az eset, hogy új genuszok, új speciestek előkerülésekor esetleg jó megtartású, ismeretlen idősebb formát írunk le. Ennek bizonyítása azonban csak akkor lehetséges, ha más neogén lelőhelyen ugyanúgy előkerülne, vagy az idősebb rétegek planktonanyagát tökéletesen ismernénk.

Fentiek előrebocsátásával röviden vázoló az 1962-ben általam rögzített

vegetációképek kiegészítéseképpen a planktonszervezetek segítségével megállapítható fácieseket (NAGY 1962).

A Szászvár 8. sz. fúrás (434,5—435 m) szárazföldi eredetű rétegsorából előkerült *Baltisphaeridium brevispinosum* (EISENACK) DOWNIE-SARJ., a *Micrhystriidum inconspicuum* DEFLANDRE 1937 (432,7—433,5 m), valamint a *Micrhystriidum fragile* DEFLANDRE 1937 (156,9—157,3 m) idős formák, nyilvánvalóan mezozóos üledékanyag feldolgozottságát jelzik. A 434,3—434,5 m-ben talált *Ovoidites ligneolus* (R. POT.) édesvízi képződményre utal.

A Pusztakisfalu VI. sz. és Zengővárkony 45. sz. fúrások édesvízi üledékeit az ún. sima *Ovoidites ligneolus* formák jelzik. Itt már felvetődik a kérdés, hogy vajon nem átmosott-e a *Heliospermopsis hungaricus* n. gen. et n. sp., tekintettel arra, hogy morfológiailag a *Pterospermopsis* nemzetséghez hasonlít, amelynek fajai a mezozóikumból és eocénből ismertek (DEFLANDRE — COOKSON 1955, DÖRING 1961, WETZEL 1952). A *Geiselodinium* cf. *eocenicum* KRUTZSCH eocénre utal. A *Fülöpia fimbriata* n. gen. et n. sp. pedig az *Ovoidites* sp.-vel való közös előfordulása alapján feltehetően édesvízi eredetű. Egy példány alapján azonban ez a kérdés el nem dönthető.

A Hidas 53. sz. fúrás planktonszervezeteit összességükben már felhasználtam a pollenekkel és a Foraminifera maradványokkal együtt rétegtani zónák felállítására (NAGY 1960). A *Baltisphaeridium trifurcatum* (EISENACK 1933) DOWNIE-SARJ. 1963, *B. heteracanthum* (DEFL.—COOKS. 1955), *Micrhystriidum operosum* DEFL. 1937, *M. deflandrei* VALENSI 1953, *Baltisphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp. segítségével áthalmazott mezozóos anyag jelenléte állapítható meg a 837,9—839 m, 755—757 m, 735—738 m, 688,5—690 m, 672,5—676 m, 665,1—666,8 m, 630,8—632,0 m, 534—537 m mélységek között vett mintákban. A pannonban mezozóikumból származó kőzetek feldolgozására a spóra- és pollen-anyag is utal (NAGY 1963), a planktonszervezetek eocén átmosást jeleznek, mint a *Baltisphaeridium oligacanthum* ssp. *stella* WETZEL W. és egy *Crassosphaera* sp. Hasonló megállapítást tesz BÓNA a mecseki neogén Cocolithophoridák feldolgozására vonatkozó dolgozata is (1963, kézirat).

Tengeri eredetű üledékre enged következtetni a H. 53. sz. fúrás helvét—torton és a szarmata összletében is a már említett Foraminifera maradványokon kívül (NAGY 1962) a helvét *Tyrtodiscus* sp., *Micrhystriidum microreticulatum* n. sp., *Crassosphaera* és *Cymatiosphaera* speciesek és a *Thalassiphora pelagica* EIS.—GOCHT. A *Hidasia* n. gen. speciesei társulásuk folytán valószínűleg tengerben éltek, s feltehetően autochtonok.

A torton barnaközesen fácies az *Ovoidites ligneolus* (R. POT.), *Tetraporina quadrata* BOLCH. (630,8—632,0 m, 592,7—593,1 m, 590,2—590,7 m) jelzi. A csökkentsósvíz a Mollusca- és Foraminifera-faunával egyértelműen a *Botryococcus braunii* KÜTZ. valószínűsíti.

A pannonban összevetve a Mollusca leletekkel a *Botryococcus* csökkentsósvízi, illetve a *Peridinium lambdaideum* n. sp. és az *Ovoidites ligneolus* (R. POT.) édesvízi közeget jeleznek.

A Komló 120. sz. fúrás planktonjai, a *Baltisphaeridium brevispinosum* (EIS.) DOWNIE-SARJ., valamint az *Eucommiidites* pollen, közeli liász anyag újrarendelésére utal.

A helvét—torton határon a Zengővárkony 59. sz. fúrás rétegsora (81—83

m) csökkentsósvízi rétegekkel indul *Botryococcus braunii*-val, majd édesvízi üledéket jelez az *Ovoidites ligneolus* (73,5—76 m). Ismét csökkentsósvízi a 7,56—70,5 m mintából származó *Botryococcus* mellett az *Actinocyclus ehrenbergii*, *Cooksonia circularia* n. gen. et n. sp. A fúrás felső szakaszában a fáciéseknek ezt a váltakozását mindinkább sósabb vízre utaló planktonmaradványok jelzik. A 34,0—37,5 m, 30,9—34,0 m-ig terjedő minták tengeriek, *Crassosphaera concinna* COOKS.—MAN., *Tythodiscus* sp., *Botryococcus braunii*, *Emslandia australiense* (DEFL.—COOKS.) n. comb. és Foraminifera maradványok jelentkezésével.

Összefoglalásul megállapítható, hogy a mecseki miocén rétegek palynológiai vizsgálata során meghatározásra kerülő planktonszervezetek alkalmasak arra, hogy az üledék fáciásjellegére, illetve idősebb korú üledékek újrafeldolgozására következtessünk.

IRODALOM

- ALBERTI G. 1961: Zur Kenntnis mesozoischer und alttertiär Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen von Nord- und Mitteldeutschland, sowie einigen anderen Europäischen Gebieten. — *Palaeontographica*, **116**. A. pp. 1—58.
- BÁLDINÉ BEKE M. 1960: Magyarországi miocén Coccolithophoridák rétegtani jelentősége. — *Földt. Közl.* **90**. 2. pp. 213—223.
- BÓNA J. 1963: Coccolithophorida vizsgálatok a mecseki neogén helvét-pannon rétegsorában. — *Kézirat*.
- COOKSON I. C. 1953: Records of the occurrence of *Botryococcus braunii*, *Pediastrum* and the Hystrichosphaerideae in Cainozoic deposits of Australia. — *Mem. Nat. Mus. Melbourne*. **18**. pp. 107—123.
- DEFLANDRE G. 1947: Le problème des Hystrichosphères. — *Bull. Inst. Océanogr.* **918**. pp. 1—23.
- DEFLANDRE G.—COOKSON I. C. 1955: Fossil Microplankton from Australian late Mesozoic and Tertiary sediments. — *Austr. Journ. Marin. Fresh. Res.* **8**. 2. pp. 242—313. 9.
- DÖRING H. 1961: Planktonartige Fossilien des Jura-Kreide Grenzbereichs der Bohrungen Werle (Mecklenburg). — *Geologie* **10**. 32. pp. 110—121.
- EISENACK A. 1931: Neue Mikrofossilien des baltischen Silur I. — *Palaeont. Zeitschr.* **13**. pp. 1—2.
- EISENACK A. 1954: Mikrofossilien aus Phosphoriten des Samlandischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der Hystrichosphaeriden. — *Palaeontographica*. **105**. A. pp. 49—95.
- GERLACH E. 1961: Mikrofossilien aus dem Oligozän und Miozän Nordwestdeutschlands, unter besonderer Berücksichtigung der Hystrichosphaeren und Dinoflagellaten. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **112**. 2. pp. 143—228.
- GRASSÉ P. 1952: *Traité de Zoologie*. I. — pp. 1—1072.
- HAJÓS M. 1959: A Szurdokpüspöki kovaföldrétegek algái. — *Földt. Közl.* **89**. 3. pp. 155—169.
- KRUTZSCH W. 1959: Mikropaläontologische (sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. — *Geologie*. **8**. 21—22. pp. 1—425.
- KRUTZSCH W. 1961: Beitrag zur Sporenpaläontologie der präoberoligozänen kontinentalen und marinen Tertiärablagerungen Brandenburgs. — *Ber. Geol. Gesellsch.* **4**. pp. 290—323.
- KRUTZSCH W. 1962a: Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen — sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. I. pp. 1—108.
- KRUTZSCH W. 1962b: Die Mikroflora der Geiseltalbraunkohle, III. — *Hall. Jb. Mitteldt. Erdg.* **4**. pp. 40—45.
- MAIER D. 1959: Plankton Untersuchungen in tertiären und quartären marinen Sedimenten. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **107**. 3. pp. 278—340.
- NAGY E. 1958: A mátraaljai felső-pannóniai kori barnaköszén palinológiai vizsgálata. — *Földt. Int. Évk.* **47**. 1. pp. 1—354.

- NAGY E. 1960: The application of a method of rapid evaluation in Hungarian palynology. — Acta Biol. Szegediensis **6**. 1—4. pp. 91—97.
- NAGY E. 1962: Reconstructions of vegetation from the Miocene sediments of the Eastern Mecsek Mountains on the strength of palynological investigations. — Acta Botanica **8**. 3—4. pp. 319—328.
- NAGY E. 1963: Spores nouvelles des couches néogènes de Hongrie. — Pollen et Spores. **5**. 1. pp. 143—148.
- NOREM W. L. 1955: Tythodiscus a new microfossil genus from the California Tertiary. — Journ. of Paleontology, **29**. 4. pp. 694—695.
- PAČLTOVÁ B. 1960: Rostlinné mikrofosílie (hlavně sporomorfy) z lignitových ložisek u Mydlovar v Českobudějovické pánvi. — Sborník ÚÚG, **25**. pp. 1—68.
- PASTIELS A. 1948: Contribution à l'étude des microfossiles de l'Eocène Belge. — Mém. Mus. Hist. Nat. Belg. **109**. pp. 1—77.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952: Szénközöttan. — p. 1—315.
- TRAVERSE A. 1955: Occurrence of oil-forming alga Botryococcus in lignites and other Tertiary sediments. — Micropaleontology. **1**. 4. pp. 343—349.
- WETZEL O. 1932—1933: Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreide feuersteins. — Palaeontographica. **77**. A. pp. 141—186.
- WETZEL W. 1952: Beitrag zur Kenntnis des dan-zeitlichen Microplanktons. — Geol. Jb. **66**. pp. 391—420.

TÁBLAMAGYARÁZAT — LÉGENDES DES PLANCHES

V. Tábla — Planche

1. *Botryococcus braunii* KÜTZG.
- 2—3. *Botryococcus braunii* KÜTZG.
4. *Foraminifera* maradvány (Reste de *Foraminifère*)
- 5—6. *Actinocyclus ehrenbergii* RALFS

VI. Tábla — Planche

7. *Crassosphaera concinna* COOKS.—MANUM
- 8—9. *Baltisphaeridium brevispinosum* (EIS.) DOWNIE—SARJ.
10. *Micrhystridium inconspicuum* DEFL.
- 11—12. *Micrhystridium deflandrei* VALENSI
13. *Micrhystridium fragile* DEFL.
14. *Geiselodinium* cf. *eocenicum* KRUTZSCH
15. *Tetraporina quadrata* BOLCH.
16. *Ovoidites ligneolus* (R. POT.)

SUR LE RÔLE DES ORGANISMES PLANCTONIQUES DU NÉOGÈNE DE LA MONTAGNE MECSEK, COMME INDICATEURS DE FACIÈS

par

Mme DR. E. NAGY

Les organismes microplanctoniques, définis au cours de l'examen palynologique du Néogène de la Montagne Mecsek permettent de tirer des conclusions quant au biotope ancien du bassin de sédimentation et par conséquent au faciès du sédiment.

Les auteurs ont rangé les représentantes des 57 espèces planctoniques déterminées, partie dans les genres Dinoflagellata et Hystrichosphaeridae, partie dans des nouvelles ou vieilles catégories du groupe incertae sedis.

Parmi ces organismes il y a des formes provenant du Mésozoïque et des zones inférieures du Tertiaire, à l'aide desquelles il est possible de définir l'origine des roches néogènes remaniées.

L'interprétation des séries sédimentaires a été effectuée suivant la succession de végétations établie suivant la coupe idéale du Néogène de la Montagne Mecsek.

Les sédiments mésozoïques à *Baltisphaeridium brevispinosum* EISENACK, *Micrhystridium inconspicuum* DEFL. et *M. fragile* DEFL., de même que ceux à *Ovoidites ligneolus* (R. POT.), observés dans certains échantillons du sondage Szászvár № 8, indiquent un milieu d'eau douce.

L'origine limnique des sédiments des sondages Pusztakisfalu VI. et Zengővárkony № 45 est indiqué par la présence de *Ovoidites ligneolus* (R. POT.), mais tandis que *Geiselodinium* cf. *eocenicum* KRUTZSCH marque l'Éocène, parmi les nouveaux genres *Heliospermopsis* se distingue par une oecologie incertaine et *Fülöpia* n. g., à son tour, peut représenter une faune d'eau douce, vu qu'il s'est associé à *Ovoidites ligneolus*.

Dans le sondage Hidas № 53, la présence de *Baltisphaeridium trifurcatum* (EIS.), *B. heteracanthum* (DEFL.—COOKS.), *Micrhystridium operosum* DEFL., *M. deflandrei* VAL. et un spécimen de *Baltisphaeridium* et de *Leiosphaeridia* sp. indiquent le remaniement des roches mésozoïques. Dans la série sédimentaire pannonicienne du sondage, les spores indiquent la présence de roches mésozoïques remaniées, la présence d'apports éocènes étant suggérée par *Baltisphaeridium oligacanthum* ssp. *stella* WETZEL, *Crassosphaera* sp. et de Coccolithoporidés (résultats des études de J. BÓNA). Dans la section miocène du sondage les Foraminifères sont accompagnées d'organismes microplanctoniques, notamment de *Tythodiscus* sp., *Micrhystridium microreticulatum* n. sp., *Hidasia* n. g. *Crassosphaera*, *Cymatiosphaera* et *Thalassiphora pelagica* EIS.—GOCHT., qui indiquent un milieu marin.

Le faciès lignitifère du Tortonien est marqué, outre *Ovoidites ligneolus*, aussi par *Tetraporina quadrata* BOLCH. et *Azolla*, une microspore d'eau douce.

Dans le Pannonien c'est une forme rappelant le groupe de formes d'eau douce *Peridinium* qui s'ajoute à *Ovoidites ligneolus* (R. POT.).

Dans le Miocène, de même que dans le Pannonien, les représentants de *Botryococcus braunii* indiquent un milieu saumâtre, si l'on en juge par leur comparaison avec les spécimens de Mollusques et de Foraminifères.

Dans le sondage Komló № 120 la présence d'*Eucommiidites* associée à *Baltisphaeridium brevispinosum* rappelle le remaniement de roches mésozoïques.

Dans le sondage Zengővárkony № 59, si l'on procède de bas en haut dans la série sédimentaire, les organismes planctoniques indiquent une dessalure modérée de sédiments saumâtres, puis une transition à des sédiments marins; *Botryococcus braunii* KÜTZ. et, dans la partie supérieure de la coupe, *Ovoidites ligneolus* (R. POT.), puis *Crassosphaera concinna* COOKS.—MAN., *Tythodiscus mecsekensis* n. sp., *Emslandia australiense* (DEFL.—COOKS.) montrent également un changement de faciès.

РОЛЬ ПЛАНКТОННЫХ ОРГАНИЗМОВ МЕЧЕКСКОГО НЕОГЕНА
КАК ИНДИКАТОРОВ ФАЦИЙ

Д-р Э. Надь

Микропланктонные организмы, определенные при изучении спорово-пыльцевых комплексов мечекского неогена, позволяют судить о бывшем биотопе осадконакопительного бассейна и тем самым также о фации соответствующих осадков.

Определенные 57 планктонных видов были отнесены отчасти к родам *Dinoflagellata* и *Hystrichosphaeridae*, отчасти к выделенными раньше или вновь таксономическим категориям группы *incertae sedis*.

Среди этих форм имеются мезозойские и древнетретичные формы, с помощью которых можно определить происхождение переотложившихся в неогене пород.

Оценка изученных толщ была произведена по порядку последовательности вегетаций, установленному на основании идеализированного неогенового разреза гор Мечек.

Найденные в отдельных пробах буровой скважины Сасвар № 8 мезозойские формы *Baltisphaeridium brevispinosum* EISENACK, *Michrhystridium inconspicuum* DEFL. и *M. fragile* DEFL., вместе с *Ovoidites ligneolus* (R. POT.) указывают на пресноводные условия.

О пресноводном происхождении вскрытых в буровых скважинах Пустакишфалу № VI и Зенгёварконь № 45 отложений свидетельствует *Ovoidites ligneolus* (R. POT.). Однако, если *Geiselodinium* cf. *eocenicum* KRUTZSCH указывает на эоцен, то из новых родов экология *Heliospermopsis* n. g. не выяснена. Род *Fülöpia* n. g. — судя по его ассоциации с *Ovoidites ligneolus* — представляет собой, по-видимому, пресноводный планктон.

В буровой скважине Хидаш № 53, на переотложение мезозойских пород указывают *Baltisphaeridium trifurcatum* (EIS.), *B. heteracanthum* DEFL. — COOKS.), *Michrhystridium operosum* DEFL., *M. deflandrei* VAL., а также один экземпляр *Baltisphaeridium* sp. и *Leiosphaeridia* sp. В паннонской толще этой же скважины о наличии переотложенных мезозойских пород свидетельствуют споры, о наличии эоцена же — виды *Baltisphaeridium oligacanthum* ssp. *stella* WETZEL, *Crassosphaera* sp. и *Coccolithophoridae* (результаты исследований Й. БОНА). На морские отложения в миоценовой зоне скважины указывают появляющиеся вместе с остатками фораминифер микропланктонные организмы: виды *Tythodiscus* sp., *Michrhystridium microreticulatum* n. sp., *Hidasia* n. g., *Crassosphaera*, *Cymatiosphaera* и *Thalassiphora pelagica* EIS.—GOSHT.

Тортонская буроугольная фация представляется кроме *Ovoidites ligneolus* также видом *Tetraporina quadrata* VOLCH. и пресноводной микроспорой *Azolla*.

В некоторых пробах из паннонских отложений к *Ovoidites ligneolus* (R. POT.) присоединяется и форма напоминающая группу пресноводных форм *Peridinium*.

Как в миоцене, так и в панноне *Botryococcus braunii* позволяет судить о солоноватоводных условиях, если мы сопоставляем его с находками моллюсков и фораминифер.

В скважине Комло № 120 на переотложение мезозойского материала указывает кроме *Baltisphaeridium brevispinosum* и присутствие *Eucommiidites*.

В скважине Зенгёварконь № 59 в толще снизу вверх наблюдается слабое опреснение, затем переход в морские отложения, о чем свидетельствуют следующие планктонные организмы: *Botryococcus braunii* KÜTZG., *Ovoidites ligneolus* (R. POT.), *Crassosphaea corncinna* COOKS.—MAN., *Tythodiscus mecsekensis* n. sp., *Emslandia australiense* (DEFL.—COOKS.) и т. п.

FOSZFOR-FELDÚSULÁS AZ É-I BAKONY KÖZÉPSŐKRÉTA RÉTEGSORÁBAN

Írta: DR. NOSZKY JENŐ — NEMESNÉ VARGA SAROLTA

A magyar mezőgazdaság fejlesztésének egyik lényeges követelménye a műtrágyaellátás biztosítása. A foszforműtrágyák fontossága a legjelentősebbek közé tartozik, mert előállításukhoz a foszfortartalmú nyersanyagokat, illetve a kész foszforműtrágyát importálnunk kell. Dolgozatunkban olyan hazai foszfortartalmú nyersanyagra hívjuk fel a figyelmet, amely kellő előkészítés után az ipari felhasználhatóság határát elérő nyersanyagot adhat.

* * *

Magmás kőzeteinkben a foszfortartalom apatithoz van kötve és legtöbb esetben az 1%-ot sem éri el. Szárazföldi üledékes eredetű szerves foszfortartalmú anyagaink ma már alig vannak, mert a nagyobb barlangjainkban talált guanót és guanótartalmú barlangi agyagot a két világháború alatt és az azokat követő gazdasági pangás idején már kitermelték. Nagyobb tömegű fosszilis csontfelhalmozódáshoz kapcsolódó, iparilag jelentős foszfát előfordulás országunk területén nem ismert, így a kereshető foszfátfeldúsulás lehetősége a tengeri üledékek sorára szűkölt.

Üledékes kőzeteink foszfortartalmának vizsgálata a sugárzó anyagok vizsgálatának megindulásával vette kezdetét. A permii homokkőösszletben mutatkozó foszfortartalom az idős magmás és átalakult kőzetek bomlása során szabaddá vált és áthalmazódott apatitszemcsékre vezethető vissza és legtöbbször 1% alatt marad. Jelentősebb feldúsulás a mezozoos üledékek közt található. KISS J. és VIRÁGH K. 1959. évi közleményükben a balatonfelvidéki triászban 21—28% P_2O_5 -tartalmú foszfátanyagot mutattak ki, megjegyezve azt, hogy a telep kis vastagsága miatt gyakorlatilag jelentéktelen. A budapesti Mezozoos Konferencia alkalmából végzett nagyszámú kőzetvizsgálat (CSAJÁGHY—BÁRDOSSY 1964) sem mutatott ki iparilag jelentős foszforfeldúsulást, jöllehet 2—3%-os érték is előfordult.

Az elmúlt év folyamán az Észak-Bakony területén végeztünk szelektív vizsgálatokat, a már 1930 körül megismert és a svájci Lochwald-szint kifejlődéséhez hasonló, ugyancsak felsőalbai, gumós, glaukonitos márga és mészkő-szint foszforfeldúsulási körülményeinek tisztázására.

Az É-i Bakony területének felépítésében a felsőalbai *vracni* glaukonitos márga- és mészkőszint aránylag kis foltokban figyelhető meg a terepen, mivel

az idesorolható rétegek öszvastagsága igen kicsi: 0,5—1,2, illetve 5 m között változik. A rétegsorban feltűnő — a legtöbbször zöld glaukonitszemcsékkel telehintett kötőanyagú — ököltől fejnagyságú gumókra széttagolódó, ősmaradványokban igen gazdag, főleg Cephalopodákból és tengeri sünökből összetevődő 40—50 cm vastag pad, ahol az ősmaradványok tulajdonképpen a foszforitgumóknak felelnek meg. Az ősmaradványok jórészt sötétbarna, vagy barnásszürke színűek, anyaguk kissé üveges, rideg, mechanikai hatásra legtöbbször morzsásan széteső. A külső héj és a belső vázelemek gyakran ép megtartásúak; ritkábban fehér, aprószemcsés, kéregszerű bevonatot is találunk rajtuk. A gumók kötőanyagrésze az atmoszferiliák hatására fellazul, hamuszerűvé válik, míg az ősmaradványok jó részén változást nem is látni. A mállott kötőanyagból könnyű őket kiszabadítani, egyszerűen kirostálhatók.

Az ősmaradványokban gazdag réteg felett rendszerint lemezesen szétváló, néhol cipónagyságú — gyéren ősmaradványt tartalmazó — gumókat is magabazáró, lazább mészmárga és agyagos mészmárga-rétegek következnek, csekély glaukonit-tartalommal. A gyér, de rendszerint jóval nagyobb termetű, héj nélküli, kőbélmegtartású, jellemző alsóocenomán ősmaradványok között a *Turrilites bergeri* BRONG., *T. puzosianus* D'ORB., arra utalnak, hogy élesebb határ nélkül a felsőkréta legalsó szintje a közvetlen fedő.

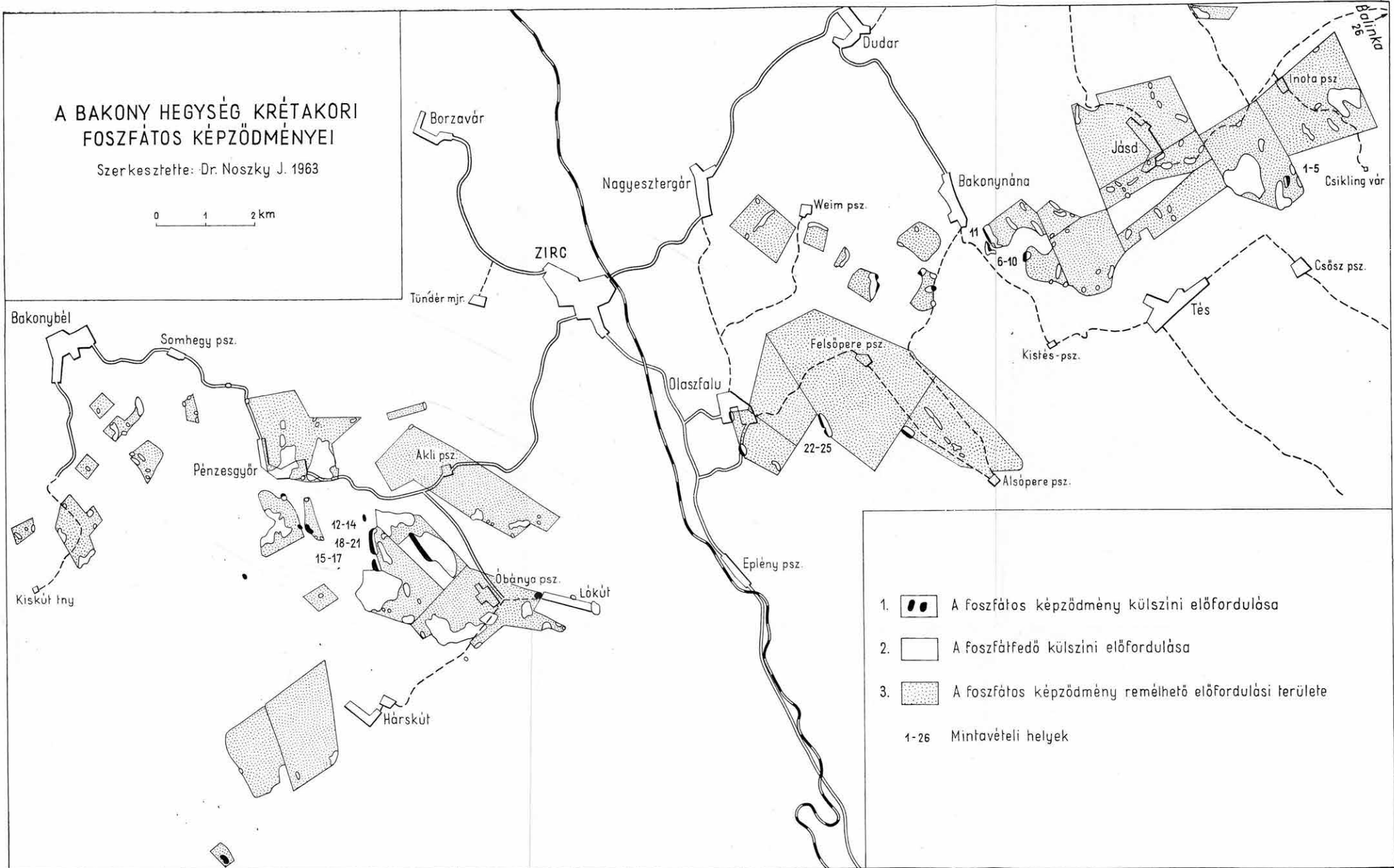
A „glaukonitos márga” szint mélyebb rétegeit tömörebb, valamivel durvább szemcsés, vastagabb padok építik fel, amelyekben az ősmaradványok már csak elvétve találhatóak. Nagyobb vastagságú kifejlődés esetén vannak olyan feltárások, amelyekben mélyebben is látni egy vagy több — foszforitos ősmaradványokban gazdagabb — padot, azonban ezekben rendszerint már a csigák, kagylók és Orbitolinák az uralkodó faunaelemek. A „glaukonitos márga” rétegek fekéjében az ún. „szürke táblás” mészkő ősmaradványokban igen szegény, homokosabb, vékonyan pados, lemezes összletét találjuk foszforitnyomok nélkül. A település jellemzését az 1. ábra szemlélteti. Jól látható rajta, hogy a 10—12°-os lejtéssel dőlő felsőalbai rétegek között nincs határozott diszkordancia. Az anyagváltozás és az ősmaradvány feldúsulás oka a tenger-mélység megváltozásának következményeként beálló fáciesváltozás.

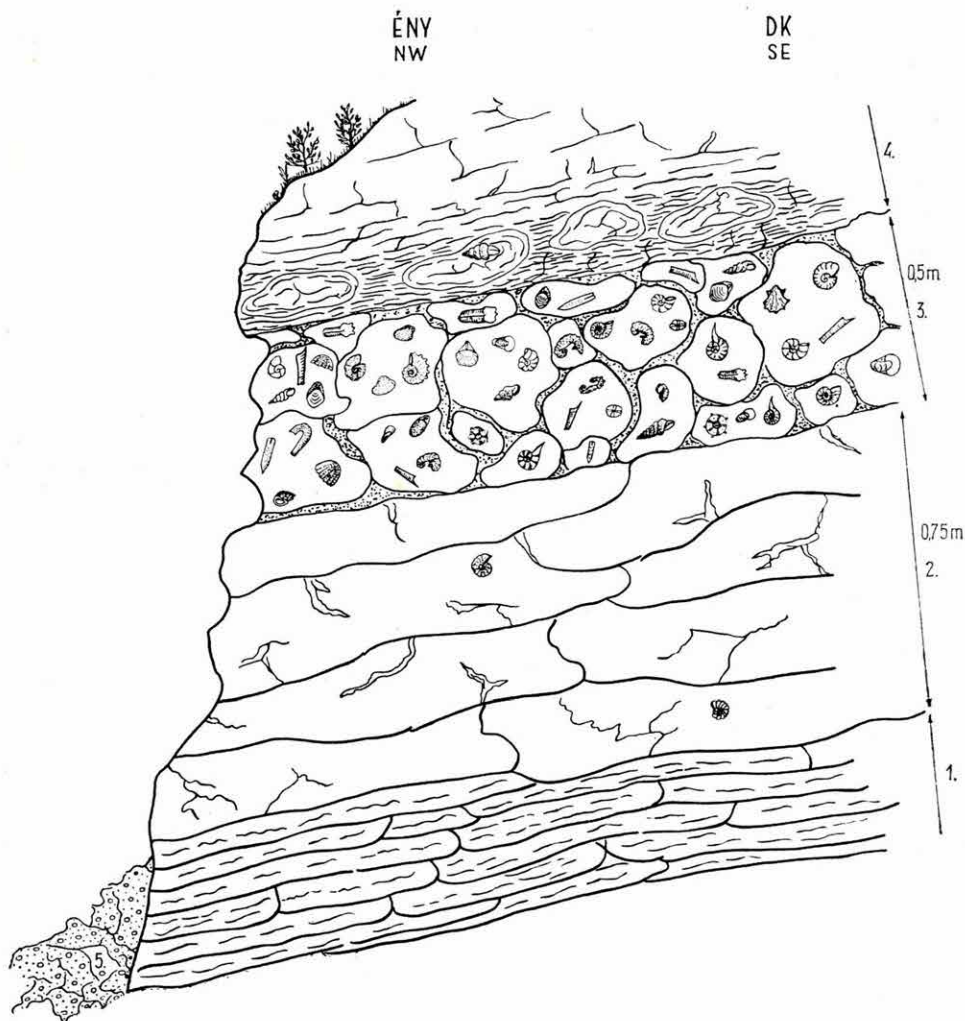
A turriliteszes márga településében helyileg az albai szintekhez képest lényeges eltérést nem mutat. Azonban a tágabb területet vizsgálva, a turriliteszes márga rátelepülésében némi diszkordancia mutatkozik. A turriliteszes márga-sorozat igen nagy vastagságú, kb. 300 méteres rétegcsoportjából az É-i Bakony területének nagy részén a felsőkréta, paleocén és alsóeocén lepusztítás során a teljes vastagságnak legfeljebb a harmadrésze, sőt sok helyen még annál is kevesebb maradt meg. A turriliteszes márgát harántoló — eléggé kis számú — fúrás azonban azt igazolja, hogy a vracioni glaukonitos márga foszforitos szintje az albai rétegekben általában megtalálható. Ezek szerint tehát az É-i Bakonyon mindazon területeit, ahol a turriliteszes márga fedő megvan, foszfát-kitermelésre alkalmasnak tekinthetjük. A kiterjedés felbecsülése érdekében az I. sz. mellékleten feltüntetettük a glaukonitos—foszforitos márga-szint terepi kibukkanásait, a fedő turriliteszes márgaelőfordulásokat. A földtani helyzet alapján — a kibúvások figyelembevételével — meghúztuk a földtani tömbök határait a felszíni előbukkanások környékére. Ezek területeit lemértük és összesítettük. Kitént az, hogy az É-i Bakonyban legalább 43 km² terület az, ahol a foszforitos rétegek kellő megkutatás esetén műrevaló anyagot

A BAKONY HEGYSÉG KRÉTAKORI FOSZFÁTOS KÉPZŐDMÉNYEI

Szerkesztette: Dr. Noszky J. 1963

0 1 2 km





1. ábra. Az É-i Bakony felsőalbai és alsócenomán szintjeinek ideális szelvénye, a foszforitos réteg feltüntetésével. — *Jelmagyarázat*: 1. szürke, táblás mészkő, 2. gyér ősmaradványos vastagpados mészkő, 3. foszfáttartalmú glaukonitos márga, 4. turriliteszes márga, 5. törmelék

Fig. 1. Section idéale des horizons albiens supérieur et cénomaniens inférieur du Bakony septentrional indiquant la couche à phosphorite. — *Légende*: 1. calcaire gris lamellaire, 2. calcaire à gros bancs, peu fossilifère, 3. marne phosphatée à glauconie, 4. marne à Turrilites, 5. débris

szolgáltathatóknak. Ha a területen a szint minimális rétegvastagságát átlagban 50 cm-nek vesszük: 21,5 millió m³ az az anyagmennyiség, amelyben a foszforittartalmú gumók feldúsultan találhatóak. A kötőanyagrészt levonása után 3–4 millió m³ 12–18% P₂O₅ tartalmú nyersanyagot bocsájthatunk a mezőgazdaság rendelkezésére.

Ezt az anyagmennyiséget figyelembe véve elhatároztuk, hogy a foszforittartalom feldúsulási körülményeit vegyvizsgálatokkal tisztázzuk. A táblázat-

ban felsorolt 26 mintát különböző lelőhelyekről gyűjtöttük be, közöttük van átlagminta, foszforitos ősmaradványoktól megtisztított kötőanyag, különböző ősmaradványokat tartalmazó kevert minta és végül állatsoportonként szétkülönített mintasor is. Az I. táblázatban összefoglalt vegyi- és színképelemzési vizsgálatok igazolták azt a feltevésünket, hogy a rétegben a foszforittartalom elsősorban az ősmaradványokhoz van kötve. A különböző ősmaradványok különböző mennyiségű foszfátot tartalmaznak.

A vegyvizsgálatokat elsősorban a P_2O_5 -tartalomra végeztük el és ennek alapján döntöttük el a többi alkotórész meghatározását. A nyert foszforpentoxid-értékeket átszámítottuk trikálciumfoszfátra. Ugyanis ez a nemzetközi összehasonlító alapérték, jele: B.P.L. (bone phosphate of lime). Az amerikai foszfátminősítés B.P.L. értékeit figyelembe véve, a bakonyi foszfátok a 30—50% közé eső, gyenge minőségű foszforanyagokhoz tartoznak (50—70% a közepes, 70-nél nagyobb a jó minőségű).

Mivel a foszfát nyersanyagok felhasználása a foszfortartalomtól kívül egyéb alkotórészeketől is függ, s ezek genetikai tájékoztatást is adhatnak, ezért részletesebb, részben teljes, részben részleges elemzéseket végeztünk a típusonként és lelőhelyenként kiválogatott mintákból. A nyomelemek meghatározására színképfelvételek készültek. Az elemzésekből világosan látható, hogy az ősmaradványok nagy foszfortartalmúak, egyesek majdnem 40% trikálciumfoszfátot tartalmaznak. A kötőanyagok általában 1% körüli P_2O_5 értékeket mutatnak. A fluor mennyisége általában követi a foszfortartalom változását, azzal együtt nő, vagy csökken. Feltűnő, hogy a kövületek belsejében a foszfátok mellett sem glaukonitszemcsék, sem agyagos részek nem láthatók s az alkáliák összege mégis kb. 1%. Ezért feltételezzük, hogy ezekben az alkáliák a foszfátokhoz vannak kötve. A kötőanyag alkáliatartalmát a glaukonittal magyarazzuk. A nagyobb mértékben változó mennyiségű kalcium részben a foszfáthoz kötött, részben pedig szerves mészkötőrmelék és a szedimentáció alkalmával kicsapódott kalciumkarbonát alakjában van jelen. Az csekély mennyiségű magnézium valószínűleg a mészkőhöz kötött. Az összes vas mennyisége kevés limonitra és csekély piritre mutat, az utóbbi jelenlétét a DTA görbén mutatózó csúcs is igazolja. A kén egy része valószínűleg szerves kötésű, a többi pirit, továbbá híg savban oldható kalciumszulfát alakjában van jelen. A minták közel azonos mennyiségű kavasvartartalma kvarc eredetű. A meglehetősen nagy szórást mutató, de aránylag kis mennyiségű alumínium részben a glaukonithoz, részben a foszfát-ásványtársuláshoz tartozhat. A szervesanyag-tartalom aránylag kis értékek között változik; ez az ásványosodás előrehaladott voltát jelenti. A biofil nyomelemek közül az organizmusokban fontos szerepet játszó réz, cink és kadmium teljesen hiányzik, ellenben a fontos katalizátorként szereplő mangán általában tizedszázalékban, a héjakban a kalciumot helyettesítő stroncium pedig századszázalékban van jelen. Ugyancsak eléri némely esetben a századszázalékot az egyes tüskebőrűek vérének lényeges nyomeleme, a vanádium is. A bór, annak ellenére, hogy a természetben a foszfor antagonistája, mégis jelentkezik, igaz, hogy csak ezredszázalékban.

A foszfát-tartalom ásványtani összefüggésének tisztázására csiszolatokat is készítettünk. A svájci és ausztriai analógiák alapján várt kriptokristályos kollofán a vékonycsiszolatban gélszerű anyagként mutatkozott. A készített vékonycsiszolati fényképek világosan mutatják, hogy a foszfátos anyag nem az ősmaradványok héjában van, hanem a testüregét tölti ki. Legszébben látni ezt

egy foszfátgumóvá alakult Scaphitesből készített csiszolaton, ahol a héj durvábban kristályos kalcitanyaga élesen elkülönül a kollofántól. Ugyanezt mutatják a Foraminiferák is.

Mivel a kollofán nem ásvány, hanem ásványképző („*mineraloid*”), mint foszfor-ásvány nem jöhet szóba, ezért a bakonyi kréta foszfátok valódi ásványtani összetételét röntgen vizsgálatokkal igyekeztünk eldönteni. BÁRDOSSY GY. volt szíves 6 minta röntgen-diffraktométeres vizsgálatát és kiértékelését elkészíteni. Vizsgálatai szerint a viszonylag foszforban dús csigákból és tengeri sünökből készített felvételeken azonos, 50–60% apatit mellett 35–40, illetve 37–42% kalcit, 4–5% kvarc mutatkozott. A Gastropodákból készített mintában az apatit 30–40%-ra, a kalcit 55–65%-ra, a kvarc 3%-ra változott. Lamellibranchiátákban az apatit 18–23%, a kalcit 65–75%, a kvarc 3%; az átlagmintában az apatit 16–21%, a kalcit 70–80%, a kvarc 3% és végül a kövületszegény anyagban az apatit 2–3%, a kalcit 85–95% és a kvarc 5%. A diffraktogramok és az elemzési adatok egybevetése alapján (BÁRDOSSY GY. és ERDÉLYI J.) a mintákban kimutatott kollofán utólagos kristályosodása útján képződött apatit, valószínűleg lewistonit, fluorapatit- és frankolit elegye. Az bizonyos, hogy a három domináns apatit-féleség keveréke adja a foszfátmennyiség zömét és az sem lehetetlen, hogy velük keveredve még más kismennyiségű apatitásvány is jelen van. Ezt azonban csak további részletekbe menő vizsgálattal lehet majd igazolni.

Röviden megemlítjük azt is, hogy az É-i Bakony foszfáttartalmú anyagai csekély mértékben sugárzást mutatnak. MÉHES K. 1958-ban végzett mérései szerint ez a sugárzás gyakorlatilag nem jelentős. Mivel azonban a foszfátokhoz kötött sugárzóanyag-ásványtársulások világszerte közismertek, a vizsgálatokat ilyen irányban is ki kellene terjeszteni.

A fentiek előrebocsátása után a foszfátanyag keletkezésének és feldúsulásának lehetőségeit a következőkben vázoljuk:

1. Az ismertetett foszfátszint sekély, lagunaszerű tengermedencében, főleg a Cephalopodák számára kedvező életkörülményeket biztosító, sok organizmussal benépesült, nyugtalan, mozgatott vízből csapódott ki.

2. A víz időnkénti pangása idején keletkező mérgező anyagok az egykori állattársulásban elkorcsosodást és hirtelen, nagy tömegben való elhalást okoztak.

3. A széteső állati hullák bomlása során a vízben nagyobb mennyiségű foszforvegyület szabadult fel, amelyet az egyúttal keletkező ammónia és egyéb bomlástermékek részben megkötöttek, részben mint katalizátorok előmozdították az említett ásványok keletkezését.

4. A feldúsulás főleg a héjak belsejében történt, anélkül, hogy a héjak anyaga lényegében megváltozott volna.

5. A foszfordúsulás a különböző állatféleségekben, élettani felépítésüknek megfelelően, különböző mértékben történt.

6. A héjaknak sokszor emlegetett nagyobb foszfortartalma szerintünk csak másodlagosan, későbbben alakulhat ki. A testüregből és a környező bekérgező anyagokból kioldódott foszfát cserébomlás útján épült be a héjba, illetve a héj anyagától eltérő, rendszerint finomszemcsés, szétporlásra hajlamos, héjszerű anyagot eredményez.

Lényegileg tehát — kis eltéréssel — COLLET első foszfátgumós keletkezési típusához sorolható a Bakony kréta foszfátjainak képződése, ahol a foszfát-

anyag a törmelékanyagot összecementálja, anélkül, hogy a héjak foszforsavas mésszé alakulnának át.

Ha a külföldi kréta foszfátelőfordulások vegyvizsgálatának eredményeit a bakonyiakkal összevetjük, kitűnik, hogy — a legjobb minőségű eocén- és oligocénkorú floridai és északafrikai óriásméretű foszfátkitermelő helyeket különválasztva — sok országban találunk a magyarországihoz hasonló értékű és összetételű előfordulásokat. Az irodalom tanúsága szerint a lelőhelyek részletes földtani megkutatása a legtöbbször már megtörtént. Sok előfordulás anyagát a gyengébb minőség ellenére is termelték és a termelést csak ott szüntették meg, ahol a jó minőségű importfoszfáttal az előfordulás termelési költségei nem tudtak versenyezni.

A táblázatból a vonatkozó irodalom hiánya miatt kénytelenek voltunk kihagyni a szovjetunióbeli, svájci és ausztriai, a bakonyi foszfátszintünkkel rétegtanilag és alkatát tekintve is azonos foszfátvonulatok vegyvizsgálati eredményeit. HEIM ARNOLD és HEIM ALBERT, TIETZE E., STUTZER O., GÖTZINGER G. leírásai és referátumai szerint azokra is jellemző az aránylag vékony kifejlődés és az ősmaradványokhoz kötött 10—18% P_2O_5 -tartalom. A Lochwald-, Durchschlög-, Luitere-i foszforitvonulatra is jellemző a nagy kalcit-némi kvarc- és glaukonitszemcse-tartalom, valamint az, hogy foszfátanyaguk szintén amorfnak látszó kriptokristályos foszfátgél (kollofán), ami röntgenvizsgálattal esetleg szintén fluorapatitnak és lewistonitnak bizonyulna.

Végző következtetésként a műtrágya-ipar szempontjából a bakonyi foszforitos rétegek továbbkutatását javasoljuk. Meg kellene vizsgálni, hogy milyen mechanikai, vagy kémiai előkészítéssel nyerhető ki gazdaságosan az ősmaradványok foszfortartalma, továbbá, hogy nem volna-e célszerű egyszerű őrlés útján esetleg savanyú talajok javítására tiszta mézspoz helyett, mint kedvezőbb anyagot nyers állapotban felhasználni. A fenti szempontok figyelembevételével a terület részletesebb földtani és ipari vonatkozású kutatását kellene elvégezni ahhoz, hogy népgazdaságunk új nyersanyaggal gyarapodhassék.

Végül köszönetünket fejezzük ki SZÁDECZKY-KARDOSS E. akadémikusnak segítő készségéért, BÁRDOSY GY.-nek a röntgenvizsgálatokért, ERDÉLYI J.-nak az ásványtani vizsgálatban nyújtott segítő készségéért, a Geokémiai Osztálynak a szinképvizsgálatokért és LÉNÁRD T.-nak a mikroszkópi fényképfelvételéért.

IRODALOM

- ALTSCHULER Z. S. — CISNEY F. A. — BARLOW J. A. 1952—1953: X-ray evidence of the nature of carbonate apatite. — Congr. Geol. Intern. Comptes Rendus XIX. session. Alger.
- BARNES V. E. 1954: Phosphorite in Eastern Llano Uplift of Central Texas. — Rep. of Invest. Bur. of Ec. Geol. 23.
- BENTOR J. K. 1952—1953: Relations entre la tectonique et les dépôts de phosphates dans le Neguev Israelien. — Congr. Geol. Intern. Compt. Rendus XIX. session. Alger.
- BLACKWELDER E. 1916: The geologic role of phosphorus. — Am. J. Sci. 4-e Ser. 42.
- BONTE A. 1941: Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure septentrionale du bassin de Paris, considérations générales sur les phosphates de chaux sédimentaires. — B. Serv. Carte Géol. F. 205. 13.
- CAYEUX L. 1938: Les phosphates Khouribga (Maroc). — C. R. somm. S. G. F. 5-e Ser. 8.
- CAYEUX L. 1939—1950: Les phosphates des chaux sédimentaires de France, France métropolitaine et d'Outre-Mer. — Serv. Carte Géol. F. 1—3.
- CHARLES G. 1952—53.: Sur l'origine des gisements de phosphates de chaux sédimentaires. — Congr. Géol. Intern. Compt. Rendus XIX. session. Alger.

- CHARLES G. 1952—1953: Cycle géochimique du phosphore et formation dans l'écorce terrestre d'amas de minéraux phosphates d'origine sédimentaire. — Congr. Géol. Intern. Compt. Rendus XIX. session. Alger.
- COLLET L. W. 1905: Les concrétions phosphatées de l'Aghulhas-Bank. (Cape of Good Hope.) — Proc. R. Soc. Edinburgh. **25**.
- FLORES T. 1952—1953: Los Yacimientos de fosfatos de calcio de Mexico. — Congr. Géol. Intern. Compt. Rendus XIX. session. Alger.
- GARDNER L. S. 1944: Phosphate deposits of the Teton Basin area Idaho and Wyoming. — Bull. U. S. Geol. Survey. **944/A**.
- HEIM ALBERT 1920: Geologie der Schweiz. — Leipzig.
- HEIM ARNOLD 1910—1916: Monographie Churfürsten-Mattstockgruppe. — Beitr. Geol. Karte Schweiz. **20**.
- KISS J.—VIRÁGH K. 1959: Urántartalmú foszfátos kőzet a balatonfelvidéki triász összletben. — Földt. Közl. **89**.
- LACROIX A. 1935: Les gisements superficielles des îles des mers équatoriales et tropicales. Ex: «Les Ressources minérales de la France d'Outre-Mer. IV. Phosphates.» — Publ. Bureau d'études géologiques et minières coloniales. **6**.
- MC CONNELL D. 1938: Structural investigation of the isomorphism of the apatite. — American Mineralogist. **23**. 1.
- MC CONNELL D. 1953: Radioactivity of phosphatic sediments. — Econ. Geol. **48**.
- POLINSZKY K.—BALLA B. 1952: Műtrágyaipar. — Budapest.
- ROGERS C. L.—TAVERA AMEZCUA E.—ULLOA S. 1952—1953: Los depositos fosforíticos de la region de Concepcion del Oro y Mazapil, Zacatecas, Mexico. — Congr. Géol. Intern. Compt. Rendus XIX. session. Alger.
- SALVAN H. 1905: Phosphates (Chapitre XIV.). Ex: Géologie des Gites Minéraux Marocains (Zone française du Maroc). — Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc. **87**. Survey Departement Egypt.: The phosphate-deposits of Egypt.
- STUTZER O. 1932: Die wichtigsten Lagerstätten der Nicht-Erze (Phosphat).
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia.
- THOMPSON M. E. 1953: Distribution of uranium and rich phosphate beds of the phosphoric formation. — Bull. U. S. Geol. Survey. **988**—D.
- WILCOX N. R. 1952—1953: The origin of beds of phosphatic chalk with special reference to those at Taplow, England. — Congr. Géol. Intern. Compt. Rendus XIX. session. Alger.

TÁBLAMAGYARÁZAT — LÉGENDES DES PLANCHES

VII. tábla — Planché

1. Glaukonitos márga. Tés, Csőszpusztai árok. — Marne glauconieuse. Tés. Fosse de Csőszpuszta. 43 × ; + Nic.
 2. Glaukonitos márgás mészkő. Tés, Csőszpusztai árok. — Calcaire marneux à glauconie. Tés. Fosse de Csőszpuszta. 68 × ; + Nic.
 3. Glaukonitos mészkő. Pénzesgyőr. — Calcaire glauconieux. Pénzesgyőr. 105 × ; || Nic.
 4. Glaukonitos mészkő foszforitos részlete. Pénzesgyőr.
 - a) mikrokristályos kalcit
 - b) apatittá alakult kollofán
 - c) limonitszemcsék
 - d) széttöredezett *Guttulina*? sp. ind.
 - e) *Scaphites* sp. kalcitos héja
- Partie du calcaire glauconieux à phosphorite. Pénzesgyőr. 105 × ; + Nic.
- a) calcite microcristalline
 - b) collophane altéré en apatite
 - c) granules de limonite
 - d) *Guttulina*? sp. ind. fragmentée
 - e) coquille calcitique de *Scaphites* sp.

ACCUMULATION DE PHOSPHORE DANS LE CRÉTACÉ MOYEN DU SECTEUR SEPTENTRIONAL DE LA MONTAGNE BAKONY

par

DR. J. NOSZKY — S. NEMES-VARGA

Les auteurs exposent — sur la base des résultats acquis au cours de l'analyse chimique de l'horizon à phosphate du Crétacé moyen (Vraconien) de la Montagne Bakony qui a été commencée il y a quelques années et achevée en 1963 — que la partie phosphorifère de l'horizon peut être considérée comme un gîte ayant même une valeur pratique.

Les auteurs constatent que la matière phosphatée indentifié auparavant au collophane, se compose essentiellement de trois minéraux d'apatite: apatite fluorique, de francolite et de lewistonite. Mais il est possible que d'autres quantités moindres de minéraux phosphatés soient aussi présentes.

Les auteurs définissent l'étendue du territoire qui se prête à la prospection de matières phosphatées crétacées dans la Montagne Bakony, ainsi que les réserves perspectives des substances, contenant 12 à 18% de P_2O_5 . En outre, ils attirent l'attention aux mesures que la prospection aurait à prendre par rapport à ces substances qui pourront s'avérer des matières premières importantes pour l'agriculture.

Annexe I. Formations phosphatées crétacées de la Montagne Bakony. — Construit par DR. J. NOSZKY, 1963.

Légende: 1. affleurement de la formation phosphatée, 2. affleurement du toit du gisement de phosphate, 3. extension probable des formations phosphatées. — 1-26; Points d'échantillonnage.

ОБОГАЩЕНИЕ ФОСФОРА В СРЕДНЕМЕЛОВОЙ ТОЛЩЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОР БАКОНЬ

Д-р Й. Носки — Ш. Немеи-Варга

В своей работе авторы излагают — на основании химического анализа фосфатоносного горизонта среднемелового (враконского) возраста, изучение которого было начато раньше и закончено в 1963 году — что содержащая фосфор часть этого горизонта может быть отнесена уже к промышленным месторождениям.

Авторы отмечают, что судя по результатам изучения шлифов и рентгеновских анализов, фосфатный материал, отнесенный раньше к коллофану, состоит из трех апатитовых минералов: из фторапатита, франколита и левистонита. Однако, возможно, что в нем присутствуют также другие фосфатные минералы в небольшом количестве.

Авторы определяют площадь, перспективную для разведки мелового фосфатного сырья в горах Баконь, предполагаемые запасы с содержанием P_2O_5 от 12 до 18%, и обращают внимание на задачи геологоразведчиков в поисках этого сырья, которое может представить большой интерес для сельского хозяйства.

A BAKONYI FELSŐKRÉTA VEGETÁCIÓ FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI VÁZLATA

Írta: DR. GÓCZÁN FERENC

A Bakony felsőkréta növényvilágáról az utóbbi évekig megbízható adatunk nem volt. EDELSTEIN (1937), SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1952, 1953) és PAÁL Á.-NÉ (1961) köszénközettani vizsgálataik során az ajkai barnaköszén anyagában harasztok, tülevelűek és lombosfák szöveti szerkezetét ismerték fel, közelebbi növénytani meghatározás nélkül. GREGUSS P. (1949) az ajkai köszénösszetleből *Podocarpoxyylon ajkaensis* GREGUSS néven fuzitzárványt írt le. Ez a néhány adat túlságosan kevés ahhoz, hogy a kor gazdag vegetációjáról megközelítően hű képet alkothassunk. A levélmaradványok begyűjtésére — melyek az egykori növényvilág legmegbízhatóbb tanúi lennének — sajnos igen kevés gondot fordítottak. Az a kétszikű lombosfa levélmaradvány és *Magnolia*-szerű termés, amelyet ZOLNAY G. az ajkai köszénteleges összetleből 1955-ben gyűjtött, még meghatározásra vár. Így területünk egykori növényvilágának megítélésében egyedül a palynológia adataira támaszkodhatunk. A felsőkréta sporomorphák növénytani kapcsolata azonban ma még világviszonylatban is kevésbé tisztázott, különösen Európában, amely palynológiaiilag az ún. *Normapolles* növényföldrajzi provinciához tartozik. Ezen a területen a rendkívül gazdag és változatos spóra—pollenegyüttesből a zárwatermők virágpora növénytanilag ma még — egy-két kivételtől eltekintve — nem határozható meg. A harasztok spórái és a nyitwatermők pollenjei azonban módot adnak az általános kép megrajzolására. Ha pedig ezek mellett figyelemmel kísérjük még a zárwatermők pollenjeinek időben jól differenciálódott csírányilás-szerkezetét és az exine általános felépítését is, akkor megbízható módon vázolni tudjuk azt a változást, ami a szantoni alemelettől a mastrichti alemelet végéig a Bakony hegység vegetációjának fejlődésében lejátszódott. Spóra—pollenegyüttesünk jól tükrözi a növényvilág fejlődéstörténetében a kréta időszakban bekövetkezett forradalmi változást. Ez a változás legszembetűnőbb a zárwatermők körében. Az albai és cenomán emeletek primitív tricolpát és kezdetleges pórúsú tricolporát polleneket szolgáltató növényei (*Quercoidae?*) mellett, a turon emeletben már olyan bonyolult exinájú és pórusszerkezetű pollenek jelennek meg, amelyeknek anyanövényei a felsőkréta növényvilágának már teljesen új arculatot adnak. Ez a vegetáció a szenonban válik teljessé. A spórákat termelő harasztok túlnyomóan még az alsókréta képviselői, de arányuk a szenon eleji szukcessziókban már lényegesen eltér az alsókréta koriakétól. A kampani transzgresszió hatására azonban ez az alsókréta

páfrány-maradványegyüttes is elveszíti asszociáció-formáló szerepét, majd a maestrichti alemelet kezdetén — egy-két faj kivételével — teljesen eltűnik, az új, már a harmadkor növényvilágához kapcsolódó együttesből.

A Bakony területén a felsőkréta növényzetének csak a szantoni, kampani és maestrichti képviselőit ismerjük. A turon emelet és koniaci alemelet sporomorpha együtteseit ez időegységek szárazföldi üledékfelhalmozódásai nem őrizték meg. Így még szembetűnőbb az a különbség, amely az alsó-, és felsőkréta pollenspektrumában megnyilvánul. Hasonló kép adódik a kréta végi és harmadkor-kezdeti képződmények növénymaradványai között is. A dániai emelet sporomorpha együttesei, melyek a felsőkréta és a paleogén vegetációja közti evolúciós átmeneti asszociációt jelentik, területünkön szintén ismeretlenek. A bakonyi felsőkréta növényvilága spóra — pollenegyüttese alapján tehát az alábbi tagolódást mutatja:

Szantoni alemelet sporomorpha asszociációja.
A bakonyi szenon leggazdagabb növénymaradványegyüttese ebben az alemeletben található. A harasztok között uralkodóan a magasabb alsókréta emeletből ismert nemzetségek képviselői szerepelnek. A ma élő páfrányok spóráival való egybevetés és a szovjet irodalom alapján a következő páfrány genuszok jelenléte valószínűsíthető: *Gleichenia*, *Cyathea*, *Cibotium*, *Dicksonia*, *Matonía*, *Pteris*, *Acrostichum*, *Lygodium*, *Aneimia*. A nyitvatermők közül az idősebb mezozóikumban virágkorát élő *Bennettitinae*-félék már teljesen eltűntek, a *Cycas*-, és *Ginkgo*-félék szerepe is erősen lecsökkent. A légszákos polleneket szolgáltató ősbibb típusú fenyőket a mai *Araucariaceae* család pollenjeihez hasonló formák váltották fel. A zárvatermőket az első primitív tricolpát és tricolporát polleneket termelő növények mellett egyrészt bonyolult pórus-szerkezetű, de rövid fajöltőjú együttes (*Complexiopollis*, *Sporopollis*), másrészt egy egyszerű csíranylás-szerkezetű, három és két pórusú pollentársulás (*Latipollis*, *Laudaypollis*) és a polyanulat pollenek első képviselőiből álló csoport (*Oculopollis*) dominanciája képviseli. Ezek mellett az *Engelhardtia* és a *Sabal* típusú palma pollenjeihez hasonló formák is gyakoriak.

A szantoni alemelet zárvatermő növényeinek pollenegyüttesére, a nagy változékonyság és formagazdagság ellenére is rányomja bélyegét azoknak a hárompórusú polleneknek következetes megjelenése, amelyek még a haraszt-spórák jellegzetes „Y” alakú exine felhasadását is magukon viselik. Ezek a formák a dehiscens vonal és a csíranylásszerkezet kombinációja alapján igen változatos megjelenésűek. Területünkön — a *Sporopollis peneserta* PFLUG faj kivételével — csak a szantoni alemeletben találhatók. Epakméjük nyilvánvalóan előbb indult és a szantoni alemeletben már csak mint végződő fajok szerepelnek (parakme). PFLUG (1953) az ilyen szerveződésű polleneket a trilét spórákból vezeti le, következésképp anyanövényüket a harasztokból származtatja. Véleményünk szerint ez a feltevés az exine struktúrája alapján, bármennyire is kézenfekvőnek látszik, nem egyeztethető össze a növényvilág fejlődéstörténetéről alkotott eddigi ismereteinkkel. Azt azonban helyesen ismerte fel PFLUG, hogy a felsőkréta zárvatermők pollenjei az exine szerkezete alapján szabályos fejlődési sorokat mutatnak. A bakonyi szenon vegetációjának fejlődéstörténeti vázolója során ezt a tényt is figyelembe vesszük.

Kampani alemelet sporomorpha asszociációja.
A szantoni alemelet harasztokban és virágos növényekben gazdag vegetációja

minden nagyobb változás nélkül megy át a kampani alemeletbe. Ezért az alsó kampaniban lényegében csak az egyes fajok dominancia-viszonyai változnak. Mindenekelőtt feltűnő a páfrányok uralomra jutása a zárwatermőkkel szemben. Közöttük is az édesvízi és elegevízi mocsarakban egyaránt jól tenyésző *Acrostichum aureum* spórájára emlékeztető mikrospórát szolgáltató páfrány, továbbá a napfénykedvelő, nyílt, csapadéokban gazdag szubtrópusi—trópusi területeken tenyésző *Cyathea*, *Gleichenia*, *Lygodium* genuszokat képviselő fajok, továbbá a jellegzetes spóra-formákat szolgáltató *Aneimia* és *Mohria* képviselőinek (*Appendicisporites tricuspidatus*, *Cicatricosisporites dorogensis*) egyes alsókampani rétegekben való dominanciája.

A nyitwatermők közül a kopált szolgáltató *Agathis*- és az inaperturát pollent termelő *Araucaria*-félék pollenjeihez legközelebb álló fenyők jutnak fontos szerephez, különösen az ajkai területen, a kőszénképződés vége felé. Ebben a társulásban érik el fénykorukat azok a szélbeporzású, bő pollentermelő, minden valószínűség szerint fa alakú zárwatermők, amelyek virágporát PFLUG az *Oculopollis* genuszba sorolta. Ezek, a pórusrégióban félkör alakú exine megvastagodásokkal rendelkező polyanulat pollenek szintén olyan csoportot jelentenek, amelyek héjszerkezete a szantoni alemelettől a maestrichti alemeletig terjedő időben szabályos változást mutatnak. Nevezetesen az oculusregió és az anulus redukálódik és közel párhuzamosan fejlődik az interloculum. Fenti zárwatermők valószínűleg ma már kihalt nemzetségek és fajok egykori képviselői. Ebben az asszociációban azonban találunk néhány olyan formát is, amely a mai trópusi *Leguminosae* (*Copaifera*), *Simarubaceae* (*Irvingia*) és *Sapindaceae* (*Thouinia*) családok egykori képviselőihez vezetnek el bennünket. Néhány pollenforma alapján a *Myrtaceae* család jelenléte is feltételezhető.

Az alsókampani alemelet vége felé általánossá vált szenon transzgresszió azonban elpusztítja területünkön annak a vegetációnak nagy részét, amely ebben az időben képződött kőszéntelepek alapanyagát szolgáltatta. E változás eredményeként a tengeri üledékek spóra—pollenegyüttesében a parti, mocsárterületek gazdag páfrányspóra anyaga helyett a nyilvánvalóan távolabbi területekről szállítottott *Extratropipollenites* genuszba tartozó, hosszú anulusú pollenszemcsék szaporodnak fel. Ez már a felsőkampani alemeletben történik. A zárwatermők közül hiányzanak a szantoni alemeletre jellemző *Complexiopollis*, *Laudaypollis* és *Latipollis* fajok. A bonyolult csíranylás-szerkezetű formákat a *Hungaropollis* fajai képviselik. Ezeknél és az extratroporátoknál feltűnően differenciálódik az ekt- és endexine. Az interloculum maximális fejlettsége következtében csaknem teljesen elkülönülnek egymástól és a pórusrégióban szinte önálló szerkezeti elemeket fejlesztenek. Míg az ektexine a csíranylás mentén centrifugálisan megnyúlt megvastagodásokat mutat, addig az endexine centripetálisan, befelé görbül és leggyakrabban endanulust fejleszt. Az alemelet vége felé uralkodó formákon pedig már megjelenik a maestrichti alemeletben továbbfejlődő feloldódási rovátká, az incidenz. Ugyanakkor az alsókampaniban uralkodó *Oculopollis* jellegzetes félkör alakú exine megvastagodásai degradálódnak, az oculusok a központi rész felé elmosódva, beleolvadnak az endexinébe, az anulusok pedig megrövidülnek. Ezek a formák már átmenetet képviselnek a *Trudopollis* nemzetség felé. Míg a transzgresszió hatására ez a flóraelszegényedés végbement, ezalatt az idő alatt a szantoni alemelettől a kampani végéig a sporomorphák evolúciós fejlődésében egyrészt

az exine differenciálódása, másrészt a pollenszemcsék méreteinek megnövekedése következett be. A felsőkampani alemeletben találjuk a legdifferenciáltabb és legnagyobb méretű, zárwatermő növényektől származó pollenformákat, amelyek növénytani kapcsolata teljesen ismeretlen. Megnyúlt póruscatornájuk és öblös vestibulumuk alapján ítélve — amelyek minden bizonnyal egyúttal a szállítást megkönnyítő légkamrául is szolgáltak — szélbeporzású növények lehettek. Ha pedig figyelembe vesszük azt a körülményt, hogy ezeket a formákat már nem a közvetlen partmenti üledékekben, hanem inkább nyílttengeri képződményekben találjuk, akkor jogosan gondolhatunk arra, hogy anyanövényeik magasabb fák lehettek.

A felsőkampani alemelet vegetációját tehát a felsőkréta mélyebb szintjeiben induló zárwatermők, illetve az alsókréta magasabb szintjeiből átjövő harasztok eltűnése mellett az alsókampaniban megjelenő formák kiteljesedése és néhány új, más, fiatalabb struktúrájú zárwatermőktől származó sporomorphák fellépése jellemzi. Ez az asszociáció egészében azonban még annak a vegetációnak folytatása, amely az idősebb felsőkréta növényvilágból bontakozott ki.

Maestrichti alemelet sporomorpha asszociációja. A bakonyi szenon-flóra forradalmi változása ebben az időben következett be. Hatása a spóra—pollen együttesben három irányban nyomon követhető. Az első és legszembetűnőbb jelenség az új asszociációban résztvevő fajok kicserélődése. A másik, nem kevésbé feltűnő változás a zárwatermők pollenjeinek exineszerkezetében megnyilvánuló leegyszerűsödés és végül a formák méretében bekövetkezett csökkenés.

A harasztok közül következetesen található az eddig csak ritkán jelentkező *Lycopodiaceae*, ill. *Selaginellaceae* és szinte egyeduralkodóvá válik a kozmopolita *Polypodiaceae* család. Ezek közül a trópusi, szubtrópusi éghajlat alatt (Új-Guinea, Polynezia, Új-Zéland) tenyésző *Leptopteris*, a trópusi Japán és Amerika területén élő *Anogramma* és a kozmopolita *Pteris*-félék képviselői a legáltalánosabbak. Az alsókampani és felsőszantoni alemeletekben még gyakori *Aneimia*- és *Mohria*-félék már hiányzanak, sőt a *Gleichenia* is teljesen háttérbe szorult ebben az asszociációban.

A nyitwatermőket a Maláji szigetvilág, Új-Zéland, Tasmania és Dél-Amerika területén honos *Dacrydium* és a Kelet-Ázsiában őshonos *Podocarpus* fenyőfélék gyér előfordulású fajai képviselik.

A zárwatermők pollenjei közül a felsőkampani alemeletre jellemző, megnyúlt anulusú extratriporátok helyébe a maestrichti alemeletben már a 12—18 μ nagyságú, leegyszerűsödött csíranylásszerkezetű *Trudopollis* fajok léptek. Úgyancsak a felsőkampaniban jelentkező néhány *Extratriporepollenites* fajon látható incidenz is a *Trudopollis* nemzetséghez tartozó formákon fejlődött tovább, csaknem a platea stádiumig (*Trudopollis praesubherzynicus* nov. sp.). A felsőszantoni alemeletben uralkodó, az ektexinében nyitott, kettős Y vonalú *Sporopollis peneserta* PFLUG új változatai — melyek a felsőkampaniban a 20 μ nagyságot is meghaladták — itt már csak 10 μ -os mérettel és monoanulat ektexinével jelentkeznek meglehetősen ritkán. Helyettük a hasonló szerkezetű *Plicapollis* (Y alakú exineredőzet a belső lamellákban van) vált gyakorivá. A szenon mélyebb szintjeiben oly változékony formában és méretben uralkodó *Oculopollis* fajok szintén csak ritkán jelentkeznek, de mindig leegyszerű-

sődött oculusokkal és fele nagysággal. Ezekkel szemben fontos szerepet nyertek a mélyebb szintekben még meglehetősen ritkán mutatkozó triporátok és triatriok, melyek egy része — a szovjet kutatók szerint — a túlnyomó többségben trópusi fajokat magába foglaló *Apocynaceae* és a Kelet-Ázsiában őshonos diófafélék családjának képviselői (*Carya*, *Platycaria*, *Engelhardtia*).

Az exine szerkezeti elemei közül leginkább az ektexine lamella-száma csökken. A porusrégióban már csak egy lamella képez anulust. A labrumképződés erősödik. Az endexine legfeltűnőbb egyszerűsödése az interloculum és endanulus egyre ritkább előfordulásában jelentkezik.

A maestrichti alemelet spóra—pollenegyüttese egészében már a paleogén flórájához kapcsolódik, ami mind növénytani rokonságuk, mind az exine szerkezeti elemeinek kialakulásában egyaránt megmutatkozik. A szenon végén megjelenő harasztok és virágos növények egyaránt a dániai emeletben és a paleocén elején bontakoznak ki és míg közülük a zárwatermők nagy része az eocén végére véglegesen letűnnek az idő szinpadáról, addig a páfrányok napjainkig végig követhetők. A felsőkréta vegetációnak a szantoni alemelettől a maestrichti alemeletig végig kísért fejlődéstörténetében tehát a kampani—maestrichti határán következett be az ugrásszerű változás.

A bakonyi felsőkréta vegetáció fejlődéstörténeti vázlatát palynológiailag pontosan csak akkor tudjuk megrajzolni, ha a teljes rétegösszlet minden sporomorpha faját — legalább mesterséges rendszer szerint — meghatározzuk és tüzetesen összehasonlítjuk a ma élő növények spóráinak és pollenjeinek héjmorfológiai és szerkezeti sajátosságaival. Az egykori vegetáció rekonstrukciójáról azonban ezután is le kell mondanunk, mert e kor zárwatermőktől származó gazdag pollenegyüttese, véleményünk szerint is, nagyrészt már kihalt nemzetségek képviselője, mint arra már több palynológus (PFLUG 1953, ZAKLINSKAJA 1960, PACLTOVÁ 1961) is rámutatott.

IRODALOM

- BOLCHOVITINA N. A. 1953: Szporovo-pülcevaja karakterisztika melovüih otlozsenij centralnüh oblasztej SzSzsZr. — Trudü Inszt. Geologicseszkih Nauk. **145**. Szer. Geol. 61.
- BOLCHOVITINA N. A. 1956: Atlas des spores et du pollen des dépôts du Jurassique et du Crétacé inférieur de la dépression de Vilioui. — Trav. Inst. Geol. Acad. Sci. **2**.
- COUPER R. A. 1953: Upper Mesozoic and Cainozoic spores and pollen grains from New Zealand. — Paleontol. Bull. N. Zeal. Geol. Surv. **22**.
- COUPER R. A. 1958: British Mesozoic Microspores and Pollen grains. A systematic and Stratigraphy Study. — Palaeontographica. B. **103**. pp. 4—6.
- COUPER R. A. 1960: New Zealand Mesozoic and Cainozoic Plant Microfossils. — Paleont. Bull. N. Zeal. Geol. Surv. **32**.
- DEÁK M. H. 1964: Contribution à l'étude palynologique du groupe d'argiles à Munieria de l'étage Aptien. — Acta Bot. Hung. **10**. 1—2.
- EDELSTEIN M. 1937: Az Ajkai szén közetani vizsgálata. — Föld. Közl. **56**.
- ERDTMAN G. 1952: Pollen Morphology and Plant Taxonomy. Angiosperms.
- GREGUSS P. 1949: Az Ajka-i f. kréta barnakőszén fuzitzárványának meghatározása. — Földt. Közl. **79**.
- KRUTZSCH W. 1957: Sporen und Pollengruppe aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. — Zeitschr. Angew. Geol. **3**. 11/12.

- KRUTZSCH W. 1959: Einige neue Formgattungen und Arten von Sporen und Pollen aus der mittlereuropäischen Oberkreide und dem Tertiär. — *Palaeontogr. B.* **105.** 5—6.
- PAÁL Á.-NÉ 1961: Az ajkai felső-kréta kori kőszéntelemek kőszénkőzettani vizsgálatainak eredményei. — *Földt. Int. Évk.* **49.** 4.
- PACLTOVÁ B. 1961: On some Plant Microfossils from Fresh-Water Sediments of the Upper Cretaceous (Senonian) in the South — Bohemian Basins. Pt. I. — *Sbornik, oddíl paleontol.* 1959. sv. **26.**
- PFLUG H. D. 1953: Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. — *Palaeontogr. B.* **96.** pp. 4—6.
- POKROVSKAJA I. M.—STELMAK N. K. 1960: Atlasz verhnemelövűh, paleocenövűh i eocenövűh szporovülcevíűh komplexszov nekotorűh rajonov SzSzsZR.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952: Szénkőzzetan.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1953: Barna- és feketekőzzénfajtáink a népgazdálkodás fejlesztésének szolgálatában. — *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* **10.** 1—2.
- SZAMOLJOVICS SZ. R. et al. 1961: Pülcü i szporü zapadnoj Szibiri Jura—Paleocen. — *Trudü, Vsesz. Neft. Naucsno-Issz. Geol. Inszt. (VNIGRI),* **117.**
- THOMSON P. W.—PFLUG H. D. 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. — *Palaeontographica B.* **94.** 1—4.
- WEYLAND H.—GREIFELD G. 1953: Über strukturbietende Blätter und pflanzliche Mikrofossilien aus den Untersenonen Tonen der Gegend von Quedlinburg. — *Palaeontogr. B.* **95.** 1—3.
- WEYLAND H.—KRIEGER W. 1953: Die Sporen und Pollen der Aachener Kreide und ihre Bedeutung für die Charakterisierung des mittleren Senons. — *Palaeontogr. B.* **95.** 1—3.
- ZAKLINSKAJA E. D. 1960: On the role of angiosperm pollen in the stratigraphy of Upper Cretaceous and Paleogene period. — *Dokladü Akad. Nauk. SzSzsZR.* **133.** 2.
- ZAKLINSKAJA E. D. 1961: On the relations between Upper Cretaceous and Paleocene Floras of Australia, New Zealand and Eurasia. According to Spore and Pollen analysis. — *Abstracts of Symposium Papers, Tenth Pacific Sci. Congr. Honolulu, Hawaii.*
- ZAKLINSKAJA E. D. 1963: Püla pokrütozemjannűh i ee znacsenie dlja obosznovanija sztratigrafii verhnego Mela i Paleogena. — *Akad. Nauk. SzSzsZR. Trudü Geol. Inst.* **74.**

OUTLINES OF THE UPPER CRETACEOUS FLORAL EVOLUTION IN THE BAKONY MTS

by
DR. F. GÓCZÁN

On the basis of our stratigraphical—palynological investigations the nearly 600 m thick Upper Cretaceous series of the Bakony Mts ranked as Santonian—Campanian—Maestrichtian is very poor in plant macrofossils and exhibits extremely high abundance of spores and pollen grains. In contrast with the single fossil leaf of deciduous tree and with the sole Magnoliaceae-like fruit remain encountered so far, the number of sporomorph species is nearly as great as 300.

The sporomorph associations of the individual sub-stages clearly reflect the changes in evolution of the Senonian flora. These changes are most conspicuous in the pollen assemblage of the young angiosperms, but they manifest themselves among the spores of the conservative ferns as well. Evolution can be assessed, by examining the replacement of species with and by tracing the changes in their abundances on the one hand, and by considering the trends and rates of variation of the elements of their shell structure on the other.

The sporomorph association of the Santonian is represented partly by persistent spores presumably deriving from the uppermost Lower Cretaceous genera *Gleichenia*, *Cyathea*, *Cibotium*, *Dicksonia*, *Matonia*, *Pteris*, *Acrostichum*, *Lygodium*, *Aneimia*, and partly by angiosperm pollen grains of mostly unknown botanical affinity which made their appearance in the Upper Cretaceous. Among others on their structure of germinal apparatus we can separate two groups, whose further evolution also proceeded in two different lines. The first group includes those primitive tricolpates, biporates and triporates, the germinal apparatus of which is made up by undifferentiated, non-inflated elements (e.g. *Tricolpopollenites sümegensis*, *Laudaypollis clarus* and some representatives of *Triatriopollenites*); the second group is represented by forms with complicated germinal structure (representatives of the genera *Complexiopollis*, *Latipollis*, *Sporopollis*, *Oculopollis*).

Along with a number of genera and species of unknown botanical relation, forms similar to the pollen grains of *Engelhardtia* and of palms of *Sabal* type are also abundant. The epacme of the species occurring in this sub-stage may have taken place in a lower horizon, since they pass into the Campanian already as ending forms.

The sporomorph association of the Campanian starts with changes in the dominance of the assemblage of the previous sub-stage and with appearance of some new genera and species. During the over-all transgression in the upper third of the Lower Campanian the Santonian elements already lose their association-forming function, being superseded by new forms. The fern spores decrease in number, the gymnosperms are represented by a few forms resembling *Agathis* and *Araucaria*, while among the angiosperms it is the poly-anulate species having elongated anulus, broad atrium or vestibulum, and distinct interloculum that predominate. These belong, for the most part, to the genera *Oculopollis*, *Hungaropollis*, and *Extratripoporopollenites*. Beside them, the species of the genera *Suemegipollis* and *Tripoporopollenites* already are considerably abundant. It is at the end of the Campanian that appear those new species, which spread by leaps and bounds in the Maestrichtian and almost completely supersede the assemblage that had formerly predominated.

The sporomorph-association of the Maestrichtian is composed of spores and pollen grains which already belong to the flora of the Paleogene. The ferns are represented by the genera *Echinatisporis*, *Microreticulatisporites*, *Polyodiaceoisporites*, *Cingulatisporites*, *Cicatricosporites*, and *Schizaeoisporites*, the gymnosperms by a few pollen grains of *Podocarpus* and *Dacrydium* type, while the angiosperms predominantly by various species of the genus *Trudopollis* whose representatives are of small size and have no interloculum and endanulus but a short anulus. It is in this group that we first encounter such a form of dissolution of the exine, which tends to develop towards the platea stage (*Trudopollis praesubherzynicus* n. sp.).

Accordingly, revolutionary changes in the phylogenetic development of the Senonian vegetation took place on the Campanian—Maestrichtian boundary.

СХЕМА ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ГОР БАКОНЬ

Д-р Ф. Гоцан

При изучении стратиграфии верхнемеловых отложений гор Баконь по спорово-пыльцевым спектрам было установлено, что отнесенная к подъярусам сантон-кампан-маастрихт толща общей мощностью 600 м, бедная растительными макрофоссилиями, отличается необычайно богатым спорово-пыльцевым комплексом. В отличие от найденного до сих пор единственного остатка листа листопадающего дерева и единственного плода типа *Magnoliaceae*, количество видов спороморф насчитывает приблизительно 300.

По спороморфным ассоциациям отдельных подъярусов четко отражается эволюционное изменение, происшедшее в растительном царстве в сенонское время. Оно наиболее резко сказывается на пыльцевых зернах молодых покрытосемянных, но проявляется даже среди спор консервативных папоротников. Эволюционное развитие может быть оценено по смене видов, фигурирующих в отдельных ассоциациях, то есть по изменению их преобладания, с одной стороны; и по направлению и степени изменений структурных элементов оболочки, с другой.

Спороморфное сообщество сантонского подъяруса представлено отчасти спорами, унаследованными у верхов нижнего мела и вероятно происходящими от родов *Gleichenia*, *Cyathea*, *Cibotium*, *Dicksonia*, *Matonia*, *Pteris*, *Acrostichum*, *Lygodium*, *Aneimia*, отчасти пыльцевыми зернами покрытосемянных неизвестной ботанической принадлежности, появившихся в верхнемеловое время. Среди последних по структуре щели разверзания можно выделить две группы, дальнейшее развитие которых также идет по двум самостоятельным линиям. К первой группе относятся примитивные трикольпаты, бипораты и трипораты, герминальный аппарат которых слагается недифференцированными, неутолщенными элементами (например: *Tricolpopollenites sümegensis*, *Laudaypollis clarus* и некоторые представители *Triatriopollenites*), ко второй — формы со сложной структурой щели разверзания (представители родов *Complexiopollis*, *Latipollis*, *Sporopollis*, *Oculopollis*).

Наряду с многочисленными родами и видами неизвестной ботанической принадлежности часто встречаются и формы, аналогичные с пыльцой пальмы типа *Engelhardtia* и *Sabal*. Эпакме видов, встречающихся в этом подъярусе, соответствует, по-видимому, более глубокому горизонту, так как они переходят в кампанский подъярус уже как завершающиеся виды.

Спороморфная ассоциация кампанского подъяруса начинается изменением преобладания сообщества предыдущей ассоциации, а также появлением нескольких новых родов и видов; затем в верхней трети нижнего кампана, в условиях всеобщего распространения трансгрессии, сантонские элементы уже потеряют свое преобладание в составе ассоциации и уступают новым элементам. Количество папоротниковых спор уменьшается, голосемянные представлены лишь одной или двумя формами, напоминающими *Agathis* и *Araucaria*, среди покрытосемянных же преобладают полианулятные виды с вытянутым анулуcom, обширным атриумом или вестибулумом и резким ин-

терлокулумом. Они относятся в основном к родам *Oculopollis*, *Hungaropollis* и *Extratripoporollenites*. Наряду с ними значительную роль играют уже и виды родов *Suemegipollis* и *Tripoporollenites*. В конце кампана появляются новые виды, которые скачкообразно процветают в маастрихте и почти полностью вытесняют сообщество, сыгравшее до тех пор преобладающую роль.

Спороморфная ассоциация маастрихтского подъяруса складывается уже спорами и пыльцевыми зернами, представляющими переход во флору палеогена. Папоротники представлены родами *Echinatisporis*, *Microreticulatisporites*, *Polypodiaceoisporites*, *Cingulatisporites*, *Cicatricosisporites* и *Schizaeoisporites*, голосемянные — несколькими пыльцевыми зернами типа *Podocarpus* и *Dacrydium*, покрытосемянные — преимущественно разными видами рода *Trudopollis* мелких размеров, без интерлокулума и энданулуса, с укороченным анулусом. В этой группе мы находим первый раз ту форму разложения экзины, которая тяготеет к развитию стадии «платеа» (*Trudopollis praesubherzynicus* n. sp.).

Следовательно, в истории развития сенонской вегетации революционное изменение имело место на границе между кампаном и маастрихтом.

MAGYARORSZÁGI ORBITOLINA-VIZSGÁLATOK

Írta: DR. MÉHES KÁLMÁN

Az Orbitolina-nemzetség legállandóbb szerkezeti eleme a ház csúcsában levő embrionális apparátus, amelynek szerkezetével HENSON (1948) és SCHROEDER (1962, 1963) foglalkozott részletesen. HENSON a barrémitől a cenomán végéig bizonyos evolúciós tendenciákat is megfigyelt az embrionális felépítésben: "The megalospheric nucleocoenoch becomes larger, less regular, and more complicated".

DOUGLASS (1960) szerint az Orbitolina egyik jellemző faji bélyege az embrionális apparátus. Ez tette lehetővé számomra az Orbitolina-vizsgálat bizonyos továbbfejlesztését: az Orbitolinák fajöltője alatt, vagyis a barrémi emelettől a cenomán emelet végéig élt Orbitolina alakok vázának embrionális felépítésében mutatkozó törvényszerű fejlődés alapján kell a rétegtani következtetéseket megállapítani. Ezen az alapon vizsgáltam a magyarországi Orbitolinák szintjelző szerepét, az egyes populációk fejlődési fokozatának megfelelően. HOFKER (1963) hasonló elgondolások alapján öt formacsoportba osztotta az Orbitolinákat. Formacsoportjai sztratigráfiai egységeket, földtani időhatárokat képviselnek a barrémi—cenomán emeletek között.

A magyarországi Orbitolinák evolúciós sorát HOFKER öt formacsoportjával egyeztetve, a VIII. tábla szemlélteti.

Az első magyarországi Orbitolina előfordulás leírása és rétegtani értékelése BÖCKH J. nevéhez fűződik, aki a Bakony hegységben, a rudistás mészkőösszletben talált Orbitolinát tartalmazó márgás mészkövet, amelyet kőzettani jellege alapján elkülönített a rudistás mészkőtől. Ezt az Orbitolinát BÖCKH J. az *Orbitolina conoidea* GRAS fajjal azonosította és a képződményt nem végelesen, a neokomba helyezte.

DOUVILLÉ H. 1933-ban a TAEGER H. által hozzá vizsgálatra küldött bakoyni requieniás mészkőből és annak közvetlen fekvőjéből az *Orbitolina discoidea* GRAS, az orbitolinás mészkőből pedig az *Orbitolina mamillata* D'ARCH. és az *Orbitolina plana* (D'ARCH.) D'ORB. fajokat határozta meg.

NOSZKY J. 1952-ben a Villányi vonulat legdélibb rögegységéből, Beremendről említ kéziratosszerű jelentésében egy kistermetű kúpos és egy valamivel nagyobb termetű, lapos Orbitolina fajt. A két faj közül az utóbbit az *Orbitolina lenticularis* (BLUM.) alakkörébe utalja.

A Gerecse hegységben FÜLÖP J. (1958) gyűjtött Orbitolinákat. Ezeket SIDÓ M. külső morfológiai alapon *Orbitolina birmanica* SAHNI, O. cf. *tibetica*

COTT., *O. lenticularis* (BLUM.) és *O. conoidea* GRAS alakoknak határozta meg.

Az orbitolinás képződmények legnagyobb kiterjedésben az Északi-Bakonyban található. Legmélyebb szintjüket TAEGER (1936) szerint mészmárgapados munieriás agyagsoport képviseli. A mészmárgapadok és mészkő-lencsék helyenként kőzetalkotó mennyiségben tartalmazzák az *Orbitolina baconica* MÉHES-t.

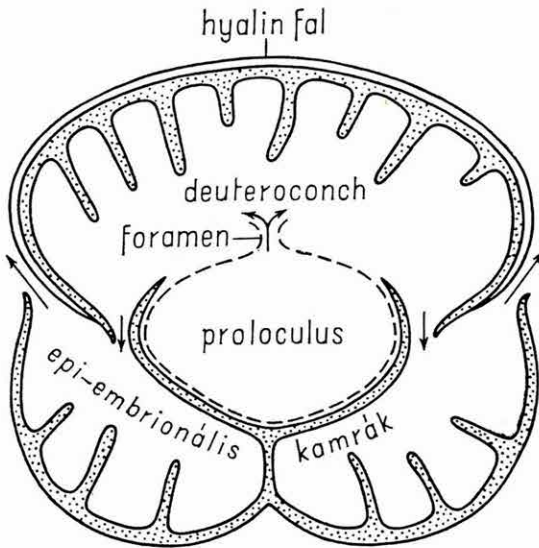
A munieriás agyagsoport márgás felső szintjeire települő zátonymészkövet NOSZKY (1934) szerint a *Pachyodonták* (*Requienia ammonia* GOLDF., *R. pellati* PAQU., *Toucasia carinata* MATH., *Agria blumenbachi* STUD.) tömeges fellépése jellemzi. A zátonymészkő felfelé a *Pachyodonták* csökkenésével makrofaunaszegény foraminiferás mészkőbe megy át. Előbbire az *Orbitolina discoidea libanica* HENSON gyér előfordulása, utóbbira az *O. praeconica* MÉHES jellemző.

A foraminiferás mészkőre települő és makrofaunában is gazdag orbitolinás mészkövet az *Orbitolina praeconica* MÉHES és az *O. texana lata* MÉHES gyakoribb előfordulása jellemzi. Az orbitolinás mészkő a faunagazdagság csökkenésével és a törmelékanyag finomodásával átmegy a szürke táblás mészkőbe, amelyben még mindig megtaláljuk, de már ritkábban az *Orbitolina praeconica* MÉHES és az *O. texana lata* MÉHES példányait.

A Villányi-hegységben a harsányhegyi és a beremendi alsókréta rétegekben két *Orbitolina* fajt észleltem. Ezek az *Orbitolina lenticularis* (BLUM.) és az *O. minuta* DOUGLASS. A többi lelőhelyen (Kistapolca, Tenkeshegy, Kistótfalu) csak az *O. minuta* DOUGLASS van jelen. A harsányhegyi és beremendi szelvényekben az *O. lenticularis*-t felváltja a vele egy ideig közös populációban élő *O. minuta* DOUGLASS.

A Vértes hegység előterében mélyített kutatófúrások közül különösen a majki és az oroslányi fúrások requieniás mészkő feletti sárgásszürke orbitolinás mészkőve tartalmazza kőzetalkotó mennyiségben az *Orbitolina texana* (ROEM.) fajt.

A Gerecse hegység erősen agglutinált házú *Orbitolina* populációja a csúcs koptatottsága s így a legjellemzőbb faji bélyeg, az embrionális apparátus hiánya miatt közelebről nem volt meghatározható. HOFKER úgy véli, hogy ez, a fajra



1. ábra. Az embrionális apparátus vertikális metszetének vázlatja HOFKER szerint

Fig. 1. Detail of the vertical section of the embryonic apparatus according to HOFKER

meg nem határozható *Orbitolina* sp. a kitöredezett embrionális apparátus helyének átmérőjét tekintve, a felsőbarrémi és alsóapti emeletnél fiatalabb időszakot nem képviselhet (HOFKER 1963. júl. 28-án kelt levélbeli közlése).

Az alsókréta képződmények rétegtani viszonyait a hazai *Orbitolina* fajok belsőszerkezeti vizsgálata alapján az 1. táblázat szemlélteti.

1. táblázat

A magyarországi kréta képződmények összehasonlító rétegtani tagolása *Orbitolinák* alapján

IDŐ	BAKONY HEGYSÉG	VÉRTES HEGYSÉG	VILLÁNYI- HEGYSÉG	GERECSE HEGYSÉG
Felső- albai	Táblás mészkő és sárgásszürke makrofaunagazdag agyagos mészkő (<i>Orbitolina texana lata</i> MÉHES) <i>Orbitolina praeconica</i> MÉHES Faunaszegény mészkő (<i>Orbitolina praeconica</i> MÉHES)			
Alsó- albai	Requeniás—agriás mészkő, kevés kisforaminiferával <i>Orbitolina discoidea libanica</i> HENSON	Sárgásszürke agyagos mészkő [<i>Orbitolina texana</i> (ROEM.)] Requeniás mészkő, kevés kisforaminiferával		
Felső- apti	Munieriás agyagcsoport <i>Orbitolina baconica</i> MÉHES-t tartalmazó mészkölcsoporttal és mészmárgával		Sárgásszürke agyagos mészkő, kevés kisforaminiferával [<i>Orbitolina minuta</i> DOUGLASS, <i>Orbitolina lenticularis</i> (BLUM.)] Rudistás mészkő, sok kisforaminiferával	
Alsó- apti— felsőbar- rémi				Tűzkőtörmelék konglomerátumos rétegösszetételű mészkörögei (<i>Orbitolina</i> sp.)

Óslénytani leírás

Ordo: *FORAMINIFERA* D'ORBIGNY 1846

Familia: *ORBITOLINIDAE* MARTIN 1890

Genus: *ORBITOLINA* D'ORBIGNY 1850

Orbitolina lenticularis (BLUM.) 1805

IX. tábla 8—9.

Magyarországon a Villányi vonulat legdélibb röghegységében, Beremenden és a Harsányhegyen (Szársomlyó) került elő *Orbitolina lenticularis*. A vizsgált példányok átmérője 3—4 mm, a maximális átmérő 6,4 mm, a magasság 1—2 mm. Az embrionális apparátus közepes átmérője 0,39 mm, a proloculuszé 0,21 mm. Irodalmi adatok szerint ez a faj a felsőbarrémi alemelettől a felsőapti alemelet aljáig élt. Magyarországi fellépését a felsőapti bázisára, kihalását pedig a felsőapti emelet felső részének az alsó határára kell tennünk a vele egy ideig közös populációban élő *Orbitolina minuta* DOUGLASS miatt.

Orbitolina minuta DOUGLASS 1960

IX. tábla 10—13.

A beremendi cementgyári kőfejtő egy karsztos repedéséből 19 db vegyileg megbontott s így belsőszerkezeti vizsgálatokra alkalmatlan példányt bocsátott rendelkezésemre NOSZKY J. A 19 példány közül 9 példánynak mikrométeresen meghatároztam külső méreteit:

Átmérő (D)	Magasság (H)	D/H
mm-ben		
2,52	1,49	1,6
2,65	1,67	1,5
3,03	2,06	1,4
3,39	1,85	1,8
3,42	2,00	1,7
3,44	2,03	1,7
3,58	1,75	2,0
3,96	2,35	1,6
4,26	2,20	1,9

Szerkezetvizsgálatokra a Villányi-hegység több lelőhelyéről (Tenkeshegy, Kistótfalu, Harsányhegy, Kistapolca, Beremend) nagy számban gyűjtött orbitolinás mészkőminták vékonycsiszolatait használtam fel. A kúpos, köldökoldalán lapos, vagy enyhén konvex-konkáv forma proloculusának közepes átmérője 0,14 mm, a deutoconché 0,30 mm. A marginális öv keskeny, az elsődleges válaszlapok közepes mérete az ephibikus (fejlett) példányok kamráiban 0,06 mm. A marginális öv kamrácskáit elsődleges, a külső részen másodlagos

válaszlapok vízszintesen és függőlegesen további kamrácskákra osztják. A radiális öv jól fejlett. A központi hálós övet nem sikerült észlelni.

A texasi Glen Rose mészkőformáció, ahonnan DOUGLASS ezt a fajt leírta, az európai alsóalbai rétegeknek felel meg. A Villányi-hegységben az *O. minuta* már a felsőapti felső részében megjelenik. Fellépésének kezdetén egy ideig közös populációban él az *O. lenticularis*-szal.

Orbitolina baconica MÉHES

X. tábla 14—16.

Holotypus: X. tábla 15. ábra. Magyar Földtani Intézet Múzeuma, Budapest. Lelt. sz.: K/1041.

Derivatio nominis: A fajmegjelölés a bakonyi előfordulásra utal.

Locus typicus: Zirc DNy-i oldalán levő árok.

Stratum typicum: Felsőapti márgás mészkő.

Diagnosis. Vékonyfalú, kerekded vagy ovaloid konvex-konkáv forma, központi dudorral (mamilla), 3,5 mm közepes átmérővel. A proloculus közepes átmérője 0,12 mm, a deuterocoenché 0,36 mm. Az epiembrionális kamraválaszlapok nem érik el a proloculus és a deuterocoench falát.

2. táblázat

Az *Orbitolina baconica* MÉHES alakvariációi

Lelőhely: Zirc (Bakony hegység)

D	H	D/H	N
mm			
1,00	0,36	2,7	4
1,10	0,37	2,9	
1,60	0,55	2,8	
1,80	0,97	1,8	
2,00	0,99	2,0	24
2,00	1,07	1,9	
2,00	0,58	3,4	
2,10	0,65	3,2	
2,50	1,19	2,1	
2,60	1,62	1,6	
3,00	1,05	2,8	87
3,20	1,59	2,0	
3,70	1,34	2,7	
4,07	1,88	2,1	60
4,18	1,65	2,5	
4,28	1,48	2,8	
4,88	1,86	2,6	
5,46	1,58	3,4	18
5,73	2,51	2,2	
6,15	2,47	2,4	5
6,19	1,65	3,7	
6,59	2,26	2,9	
6,62	2,20	3,0	
6,62	1,65	4,0	
7,17	1,23	5,8	1
7,75	2,26	3,4	1

D = (diameter) átmérő, H = (height) magasság,
N = (number) példányszám milliméterosztályonként

Külső jellegzetességek. A köldökoldal többnyire igen erősen konkáv. A kamravarratok száma a legfiatalabb kamrasorok közelében rádiuszmilliméterenként 12, a csúcs közelében 16. A ház alakvariációját a 2. táblázat szemlélteti.

Belső szerkezet. Az embrionális apparátus a ház csúcsában helyezkedik el, a főtengelyhez viszonyítva szimmetrikusan. A proloculus átmérője 0,09—0,14 mm, a deuterocoché 0,27—0,40 mm. A marginális öv keskeny, a radiális öv zezgugos kamrafolyosóinak beöblösödéseiben jól láthatók a csatornanyílások, amelyeken keresztül a protoplazma összeköttetésben volt a szomszédos kamrasorokkal. A központi hálós övben kevés törmelékeny kvarcot figyeltem meg.

Differential diagnosis. Az *Orbitolina baconica* MÉHES embrionális apparátusa fejlettebb, mint a hozzá külső méretekre legközelebb álló *Orbitolina lenticularis* (BLUM.) fajé.

Elterjedés. Az Északi-Bakony felsőapti márgás mészkövében kőzetalkotó mennyiségben található.

Orbitolina texana (ROEMER) 1849

X. tábla 17—19.

A Vértes hegységi példányok mind külső méretre, mind belső-szerkezetileg igen közel állnak a texasi példányokhoz. A vértési példányok közepes átmérője 6 mm, a texasi példányoké 5 mm. A proloculus közepes átmérője mind a vértési, mind a texasi példányoknál 0,2 mm. A marginális öv keskeny, a radiális öv jól fejlett. A centrális övet nem sikerült észlelni. A majki és az oroszányi kutatófúrások sárgásszürke orbitolinás mészkövében kőzetalkotó. Az alsóalbaira jellemző faj.

Orbitolina discoidea libanica HENSON 1948

XI. tábla 20—23.

A Bakony hegységi példányok belső szerkezeti méretei meghaladják a HENSON megadta méreteket. A Bakony hegységi példányok maximális átmérője 6 mm, a közelkeleti példányoké 5,5 mm. A Bakony hegységi példányok proloculusának átmérője 0,16—0,20 mm, a közelkeletieké 0,04—0,11 mm. Vékonyfalú, enyhén kúpos forma, központi dudorral. A háza peremi részeken elvékonyodik. A nagyobb mikroszférás példányok háti felületén a kamravarratok száma rádiuszmilliméterenként 14. Evolúciós megfontolások alapján kora Magyarországon az alsóalbai felső részére tehető.

Orbitolina praeconica MÉHES

XI. tábla 24—28 és XII. tábla 29.

Holotypus: XI. tábla 25. ábra. Magyar Állami Földtani Intézet Múzeuma, Budapest. Lelt. sz.: K/1042.

Derivatio nominis: Az új faj nevét az *Orbitolina conica*-hoz hasonló külső morfológiai megjelenése után kapta.

Locus typicus: Hárskút község északi határa (Bakony hegység).

Stratum typicum: Felsőalbai sárgásszürke mészkő.

Diagnósis. Közepes méretű, kúpos forma. Az embrionális apparátus egy proto- és egy deuterococonchra különül. A proloculus közepes átmérője 0,27 mm, a deuterococonché 0,70 mm. Az epiembrionális kamraválaszlapok elérik a proloculus és a deuterococonch falát.

Külső jellegzetességek. A kisebb példányok szabályos vagy befelé ívelt palástú kúpok, a nagyobb példányok lépcsőszerűen szakaszos formák, mindkét esetben központi dudorral. Kerekded forma 8 mm maximális, 3 mm közepes átmérővel. A köldökoldal a kisebb példányoknál gyengén konkáv, vagy gyengén konvex. A konkáv nagyobb példányok egyenletesen vastagok.

Belső jellegzetességek. Az embrionális apparátus a ház csúcsában, a főtengelyhez viszonyítva részarányosan helyezkedik el. A proloculus közepes átmérője 0,27 mm, a deuterococonché 0,70 mm. Az epiembrionális kamrák összetettek és rövid válaszlapokkal apró cellákra osztottak. A marginális és a radiális öv fejlett, a főválaszfallal egyenletesen vastagok. A hálós övnek csak részletei figyelhetők meg a centrális rész elmosódottsága miatt. A ritkább mikroszférás egyed embrionális kamrái trochospirálisak.

Elterjedés. Magyarországon az Északi-Bakony orbitolinás mészkővében mindenütt gyakori. Helyenként közös populációban találjuk a nagyméretű *Orbitolina texana lata* MÉHES-sel. Az orbitolinás mészkőre települő szürke táblás mészkő alsó padjaiban is megtalálható.

Mérethatárok	Átmérő (D)	Magasság (H)	D/H
	mm-ben		
Maximum	8	3,6	2,2
Minimum	1	0,7	1,4
Közép	3	1,8	1,6

Orbitolina texana lata MÉHES

XII. tábla 30—32, és XIII. tábla 33.

1962. *Orbitolina texana* ssp. SCHROEDER: pp. 184—185.

Holotypus: XII. tábla 31. ábra. Magyar Állami Földtani Intézet Múzeuma Budapest. Lelt. sz.: K/443.

Derivatio nominis: Az *Orbitolina texana*-nál nagyobb átmérőjére utal a latin „lata” jelző.

Locus typicus: Alsóperei Tunyokhegy (Bakony hegység).

Stratum typicum: Felsőalbai orbitolinás mészkő.

D i a g n o s i s . Nagyméretű, lapos, hullámos, a háti felületen a varratvonalak koncentrikus gyűrűivel díszített alak. A proloculus közepes átmérője 0,4 mm, a deuterocoché 1,2 mm.

K ü l s ő j e l l e g z e t e s s é g e k . Maximális átmérője 40 mm, átlagos átmérője 28 mm, magassága 2 mm. A varratvonalak száma rádiuszmilliméterenként 7.

B e l s ő s z e r k e z e t . Az embrionális szerkezet a ház csúcsában helyezkedik el, a főtengelyhez viszonyítva szimmetrikusan. Az embrionális szerkezet átmérője a makroszférás egyedeknél 1,4 mm, a proloculuszé 0,4—0,5 mm. A marginális kamrácskák elrendezése szabálytalan. A radiális öv kamrafolyosói tranzverzális metszetükben háromszögűek. A szomszédos kamrácskákat a főválaszfalakon keresztül ferde haladó csatornák kötik össze. A központi hálós övet nem sikerült észlelni.

E l t e r j e d é s . Észak-Spanyolország, Jabel Makhul (Irak), Mahis (Transzjordánia) és Bakony hegység északi része (Magyarország), ahol az orbitolinás mészkő tetején és az orbitolinás mészkő fedőjét képező szürke táblás mészkő alján találjuk helyenként közös populációban az *Orbitolina praeconica* MÉHES-sel.

M e g j e g y z é s . A már régebben ismert ssp. leírását indokolja, hogy érvényes neve nem volt és a szakirodalomban ez ideig nem ábrázolták.

Orbitolina sp.

XIII. tábla 34—38.

Ez a faj a csúcs koptatottsága s így a legjellemzőbb faji bélyeg, az embrionális apparátus hiánya miatt nem identifikálható. Magyarországi egyedüli lelőhelye a lábatlani Kőszörűkőbánya (Gerecse hegység) alsókréta tűzkőtörmelék, konglomerátumos réteggösszletének mészkőrogei és tömbjei.

IRODALOM

- BÖCKH J. 1875: A Bakony déli részének földtani viszonyai. 2. rész. — Földt. Int. Évk. 3. pp. 40—42.
- DOUGLASS R. C. 1960: The foraminiferal genus *Orbitolina* in North America. — Geol. surv. prof. Paper 333.
- DOUVILLÉ H. 1933: Sur le Crétacé du Bakonyer Wald. — C. R. Somm. des Séances de la Soc. Géol. France, 10. pp. 117—118.
- FÜLÖP J. 1958: A Gerecse hegység krétaidőszaki képződményei. — Geol. Hung. Ser. Geol. 11. pp. 1—55. pls. 1—14.
- HENSON F. R. S. 1948: Larger imperforate foraminifera of South-western Asia. — p. 127. pl. 16. fig. 16.
- HOFKER J. JUN. 1963: Studies on the genus *Orbitolina* (Foraminifera). — p. 253. pls. 23.
- MÉHES K. 1964: The foraminiferal genus *Orbitolina* from Hungary. — Acta Geologica. 8. 1—4. pp. 265—281. Budapest.
- NOSZKY J. JUN. 1934: Adatok az É-i Bakony kréta képződményeinek ismeretéhez. — Földt. Közl. 64.
- NOSZKY J. JUN. 1948: A Komló környéki szenterület földtani viszonyai. — Kézirat. MÁFI Adattár.
- NOSZKY J. JUN. 1952: Kiértékelő jelentés 1952-ben a Villányi hegységben végzett reambuláló földtani vizsgálatokról. — Kézirat. MÁFI Adattár.

- SCHROEDER R. 1962: Orbitolinen des Cenomans Südwest-Europas. — Paläont. Zeitschr. **36**, 3/4. pp. 171—202.
- SCHROEDER R. 1963: Palorbitolina, ein neues Subgenus der Gattung Orbitolina (Foram.). — N. Jb. Geol. Pal. Abh. **117**, pp. 346—359.
- TAEGER H. 1936: A Bakony regionális geológiája. I. — Geol. Hung. Ser. Geol. **6**, pp. 1—128. pls. 1—2. textfig. 40.

TÁBLAMAGYARÁZAT — EXPLANATION OF THE PLATES

VIII. tábla — Plate

A magyarországi *Orbitolina* fajok embrionális apparátusai a felsőaptitól a cenomán felé, átmérőjük növekvő tendenciája mellett szerkezetileg tagoltabbakká válnak. — The embryonic apparatuses of the Hungarian *Orbitolina* species, grow structurally more developed and increase in diameter during the period ranging from the Upper Aptian to the Cenomanian.

- | | |
|--|--|
| 1. <i>Orbitolina lenticularis</i> (BLUM.) | } embrionális szerkezet
embryonic structure |
| 2. <i>Orbitolina minuta</i> DOUGLASS | |
| 3. <i>Orbitolina baconica</i> MÉHES | |
| 4. <i>Orbitolina texana</i> (ROEM.) | |
| 5. <i>Orbitolina discoidea libanica</i> HENSON | |
| 6. <i>Orbitolina praeconica</i> MÉHES | |
| 7. <i>Orbitolina texana lata</i> MÉHES | |

IX. tábla — Plate

8. *Orbitolina lenticularis* (BLUM.) axiális metszete. Harsányhegy (Villányi-hegység). — Axial section of *Orbitolina lenticularis* (BLUM.), Harsány Hill, Villány Mts. 25 ×
9. *Orbitolina lenticularis* (BLUM.) embrionális apparátusa. Harsányhegy (Villányi-hegység). — Embryonic apparatus of *Orbitolina lenticularis* (BLUM.), Harsány Hill, Villány Mts. 57 ×
10. *Orbitolina minuta* DOUGLASS axiális metszete. Kistapolca (Villányi-hegység). — Axial section of *Orbitolina minuta* DOUGLASS. Kistapolca, Villány Mts. 26 ×
11. *Orbitolina minuta* DOUGLASS embrionális apparátusa. Kistapolca (Villányi-hegység). — Embryonic apparatus of *Orbitolina minuta* DOUGLASS. Kistapolca, Villány Mts. 68 ×
12. *Orbitolina minuta* DOUGLASS makroszférás generációja. Alul- és felülnézet. Beremend (Villányi-hegység). — Megalospheric generation of *Orbitolina minuta* DOUGLASS. Basal and top view. Beremend, Villányi Mts. 3 ×
13. *Orbitolina minuta* DOUGLASS ferde metszete a marginális és radiális öv egy részletével. Kistótfalu (Villányi-hegység). — Oblique section of *Orbitolina minuta* DOUGLASS showing a portion of the marginal and radial zones. Kistótfalu, Villány Mts. 48 ×

X. tábla — Plate

14. *Orbitolina baconica* MÉHES makroszférás egyedei, jobbközépen egy mikroszférás példány Alul- és felülnézet. Zirc (Bakony hegység). — Megalospheric specimens of *Orbitolina baconica* MÉHES on the middle right: a microspheric specimen. Basal and top view. Zirc, Bakony Mts. 3 ×
15. *Orbitolina baconica* MÉHES embrionális apparátusa. Zirc (Bakony hegység). — Embryonic apparatus of *Orbitolina baconica* MÉHES. Zirc, Bakony Mts. 65 ×
16. *Orbitolina baconica* MÉHES horizontális metszete a marginális öv kamrácskáival, a radiális öv kamrafolyosóival, zezugos válaszfalaival és a hálós öv egy részletével. A válaszfalak beöblösödéseiben helyenként látszanak a szomszédos kamrákat összekötő csatornanyílások. Zirc (Bakony hegység). — Horizontal section of *Orbitolina baconica* MÉHES showing the chamberlets of the marginal zone, the chamber channels and zigzag partitions of the radial zone, and a portion of the reticular zone. In the reentrants of the septa the apertural pores connecting the adjacent chambers are locally visible. Zirc, Bakony Mts. 50 ×
17. *Orbitolina texana* (ROEM.) makroszférás generációja. Alul- és felülnézet. Oroszlány—majki kutatófúrás (Vértes hegység). — Megalospheric generation of *Orbitolina texana* (ROEM.). Basal and top view. Development drilling at Oroszlány—Majk, Vértes Mts. 3 ×

18. *Orbitolina texana* (ROEM.) embrionális apparátusa. Majk (Vértes hegység). — Embryonic apparatus of *Orbitolina texana* (ROEM.). Majk, Vértes Mts. 50×
19. *Orbitolina texana* (ROEM.) ferde metszete a marginális öv kamrácskáival és a radiális öv egy részletével. Majk (Vértes hegység). — Oblique section of *Orbitolina texana* (ROEM.) showing the chamberlets of the marginal zone and a portion of the radial one. Majk, Vértes Mts. 20×

XI. tábla — Plate

20. *Orbitolina discoidea libanica* HENSON embrionális apparátusa. Olaszfalu melletti Eperkés-hegy (Bakony hegység). — Embryonic apparatus of *Orbitolina discoidea libanica* HENSON. Eperkés Hill, Olaszfalu, Bakony Mts. 80×
21. *Orbitolina discoidea libanica* HENSON axiális metszete. Olaszfalu melletti Eperkés-hegy (Bakony hegység). — Axial section of *Orbitolina discoidea libanica* HENSON. Eperkés Hill, Olaszfalu, Bakony Mts. 30×
22. *Orbitolina discoidea libanica* HENSON ferde metszete. Olaszfalu melletti Eperkés-hegy (Bakony hegység). — Oblique section of *Orbitolina discoidea libanica* HENSON. Eperkés Hill, Olaszfalu, Bakony Mts. 12×
23. *Orbitolina discoidea libanica* HENSON makroszférás példánya. Alulnézet. Olaszfalu melletti Eperkés-hegy (Bakony hegység). — Megalospheric specimen of *Orbitolina discoidea libanica* HENSON. Basal view. Eperkés Hill, Olaszfalu, Bakony Mts. 3×
24. *Orbitolina praeconica* MÉHES makroszférás példánya. Alulnézet. Olaszfalu melletti Eperkés-hegy (Bakony hegység). — Megalospheric specimen of *Orbitolina praeconica* MÉHES. Basal view. Eperkés Hill, Olaszfalu, Bakony Mts. 3×
25. *Orbitolina praeconica* MÉHES embrionális apparátusa. Hárskút (Bakony hegység). — Embryonic apparatus of *Orbitolina praeconica* MÉHES. Hárskút, Bakony Mts. 39×
26. *Orbitolina praeconica* MÉHES embrionális apparátusa. Hárskút (Bakony hegység). — Embryonic apparatus of *Orbitolina praeconica* MÉHES. Hárskút, Bakony Mts. 39×
27. *Orbitolina praeconica* MÉHES mikroszférás példányának axiális metszete a becsavarodott kamrácskákkal. Hárskút (Bakony hegység). — Axial section of the microspheric specimens of *Orbitolina praeconica* MÉHES. Hárskút, Bakony Mts. 12×
28. *Orbitolina praeconica* MÉHES ferde metszete a marginális öv kamrácskáival és a radiális öv egy részletével. Olaszfalu melletti Villóhegy (Bakony hegység). — Oblique section of *Orbitolina praeconica* MÉHES with the chamberlets of the marginal zone and portion of the radial one. Villó Hill, Olaszfalu, Bakony Mts. 47×

XII. tábla — Plate

29. *Orbitolina praeconica* MÉHES eddig gyűjtött legnagyobb makroszférás példánya. Alulnézet. Domonkoskúti árok (Bakony hegység). — Largest megalospheric specimen of *Orbitolina praeconica* MÉHES sampled so far. Basal view. Domonkoskúti ravine, Bakony Mts. 3×
30. *Orbitolina texana lata* MÉHES makroszférás példányának subaxiális metszete. Alsóperei kőfejtő (Bakony hegység). — Subaxial section of the megalospheric specimen of *Orbitolina texana lata* MÉHES. Quarry at Alsópere, Bakony Mts. 5×
31. *Orbitolina texana lata* MÉHES embrionális apparátusa. Hárskút (Bakony hegység). — Embryonic apparatus of *Orbitolina texana lata* MÉHES. Hárskút, Bakony Mts. 28×
32. *Orbitolina texana lata* MÉHES makroszférás példánya. TAEGER H. gyűjtése. Hárságypuszta (Bakony hegység). — Megalospheric specimen of *Orbitolina texana lata* MÉHES. Sampled by H. TAEGER. Hárságypuszta, Bakony Mts. 3×

XIII. tábla — Plate

33. *Orbitolina texana lata* MÉHES mikroszférás generációjának ferde metszete. Domonkoskúti árok (Bakony hegység). — Oblique section of the microspheric generation of *Orbitolina texana lata* MÉHES. Domonkoskúti ravine, Bakony Mts. 5×
34. *Orbitolina* sp. Alul- és felülnézet. Lábatlan (Gerecse hegység). — *Orbitolina* sp. Basal and top view. Lábatlan, Gerecse Mts. 3×
35. *Orbitolina* sp. axiális metszete. Lábatlan (Gerecse hegység). — Axial section of *Orbitolina* sp. Lábatlan, Gerecse Mts. 6×
36. *Orbitolina* sp. tangenciális metszete. Középen a subepidermális cellaréteg egy részlete a másodlagos válaszlappokkal, fent a sugaras öv kamrafolyosóinak háromszögű metszetei és a kamrafolyosókat a főválaszfallakon keresztül összekötő csatornák (stolon), a kép alsó részében a kamrácskák elsődleges válaszlappjai láthatók. Lábatlan (Gerecse hegység). —

- Tangential section of *Orbitolina* sp. In the middle: a portion of the subepidermic cellule layer with the secondary partitions; at the top: triangular sections of the chamber channels of the radial zone and the stolons connecting the chamber channels through the main septa; at the base: primary partitions of the chamberlets. Lábatlan, Gerecse Mts. 62×
37. *Orbitolina* sp. közel horizontális metszete a peremi öv kamrácskáival, elsődleges és másodlagos válaszlappjaival és a sugaras öv egy részletével. Lábatlan (Gerecse hegység). — Subhorizontal section of *Orbitolina* sp. showing the chamberlets of the marginal zone, its primary and secondary partitions, and a portion of the radial zone. Lábatlan, Gerecse Mts. 42×
38. *Orbitolina* sp. központi részének kinagyított részlete a jellegzetes „kalcitszemek”-kel. Lábatlan (Gerecse hegység). — Enlarged portion of the central part of *Orbitolina* sp. with the characteristic “calcite eyes”. Lábatlan, Gerecse Mts. 52×

ORBITOLINA STUDIES IN HUNGARY

by

DR. K. MÉHES

Author evaluated the index role of *Orbitolina* in Hungary according to the stages of evolution of the particular populations. The evolutionary line established by him on the basis of evidence on embryonic apparatuses is compared with HOFKER's evolutionary form groups published meanwhile. In this connection, the author gives a description of the *Orbitolina* localities and species of Hungary. The limestone lenses occurring in the sequence of *Munieria* marls of the Bakony Mts are placed into the Upper Aptian, relying on the structural patterns of *Orbitolina baconica* MÉHES present in rock-forming abundance. The scarcely fossiliferous, foraminiferal limestones overlying the *Requienia-Agria* limestones at the top of the *Munieria* marl sequence mark the boundary between the Lower and Upper Albian. The grey clayey limestones with abundant macrofauna, overlying the foraminiferal limestones, as well as the grey lamellar limestones resting on them, would already correspond to the Upper Albian, to its uppermost part, as suggested by the stage of evolution of *Orbitolina praeconica* MÉHES and *Orbitolina texana lata* MÉHES.

The *Orbitolina* limestones of the Vértes Mts are characterized by *Orbitolina texana* (ROEM.), a Lower Albian form.

The yellowish-grey clayey limestones of the Villány Mts contain *Orbitolina lenticularis* (BLUM.) and *Orbitolina minuta* DOUGLASS. These two species lived for a while in a joint population and are indicative of the Upper Aptian.

In the Gerecse Mts an agglutinated specimen of *Orbitolina* was found. It could not be identified because of the corrosion of its apex. Following HOFKER's suggestion, the author refers it to the Upper Barremian—Lower Aptian boundary, in view of the diameter of the empty hole left over by the embryonic apparatus.

ОБ ИЗУЧЕНИИ ОРБИТОЛИН В ВЕНГРИИ

Д-р К. Мехеш

Руководящая роль венгерских орбитолин была оценена автором по степени развития отдельных популяций. Он сопоставляет свой эволюционный ряд, установленный на основании изучения эмбриональных аппаратов, с выделенными Гофкером эволюционными группами форм. В связи с этим, он останавливается на изложении венгерских местонахождений и видов орбитолин. Известняковые линзы внутри пачки муниериевых глин гор Баконь, на основании строения пороодообразующих представителей вида *Orbitolina baconica* MÉNES он относит к верхнеаптскому ярусу. Бедные фауной фораминиферовые известняки, налегающие на известняки с *Requienia-Agria*, представляющие кровлю пачки муниериевых глин, маркируют границу ниже- и верхнеальбских подъярусов. Серые, орбитолиновые глинистые известняки с богатой макрофауной, налегающие на фораминиферовые известняки, а также вышележащие плитчатые известняки уже соответствуют, судя по степени эволюции встречающихся в них видов *Orbitolina praeconica* MÉNES, и *Orbitolina texana lata* MÉNES, верхнему альбу и его верхам.

Орбитолиновые известняки гор Вертеш, охарактеризованы представителями *Orbitolina texana* (ROEM.) — формой нижнего альба.

Желтовато-серые глинистые известняки гор Виллань содержат два вида *Orbitolina*, которые жили некоторое время в одной и той же популяции: *Orbitolina lenticularis* (BLUM.) и *Orbitolina minuta* DOUGLASS. Эти орбитолины представляют верхнеаптский ярус.

Орбитолину, аглютинированную и из-за окатанности макушки неопределимую, найденную в горах Герече, автор — по предложению Гофкера — помещает на границу между верхним барремом и нижним аптом, на основании диаметра разрушенного эмбрионального аппарата.

A DOROGI-MEDENCE ALSÓEOCÉN BARNAKŐSZÉNTÉLEPEINEK SZÉNKŐZETTANI VIZSGÁLATA

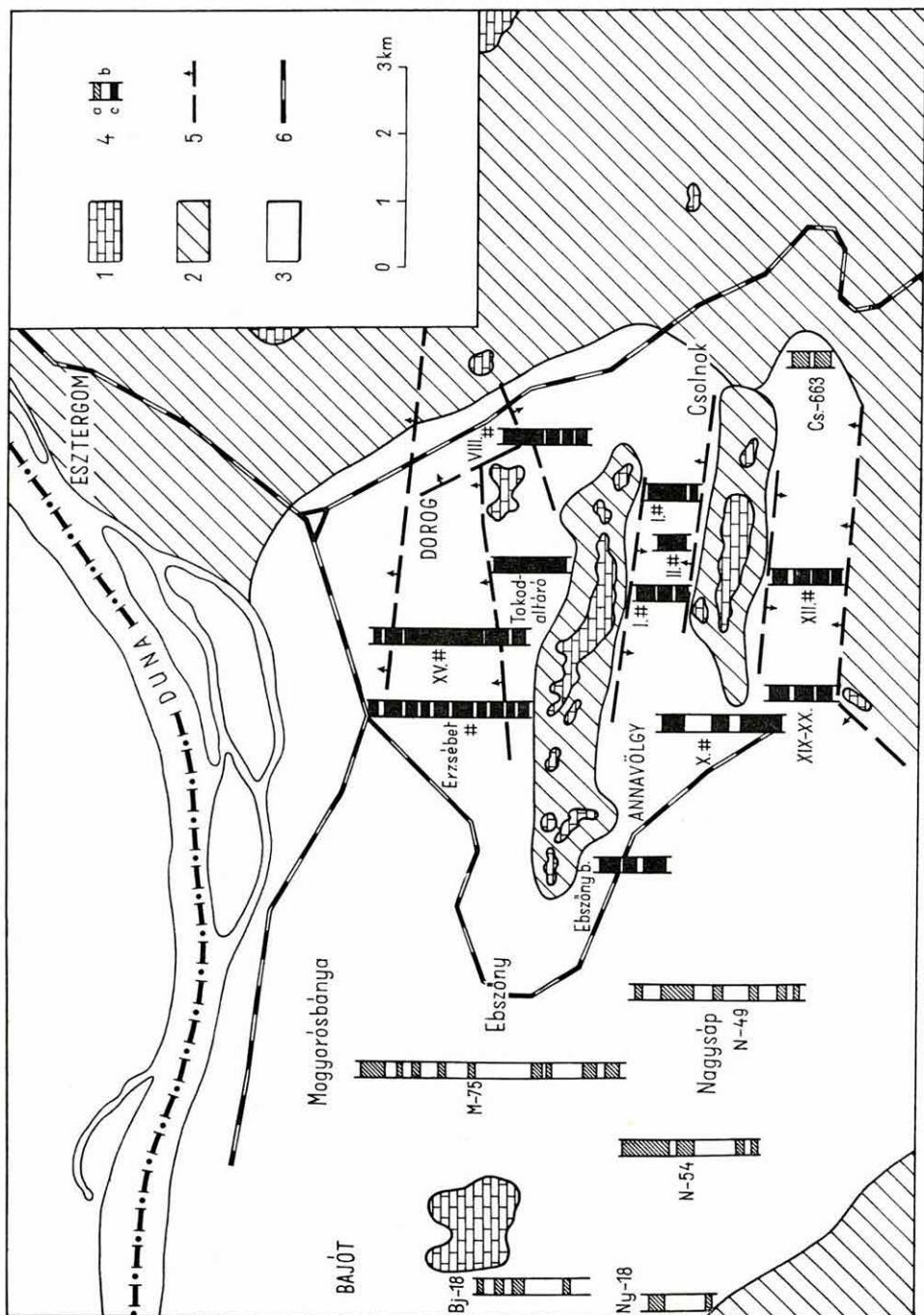
Írta: I. LACZÓ ILONA

A jelen dolgozat nem tartalmazza az eddigi vizsgálatok minden részletre kiterjedő ismertetését, csak a szénkőzettani vizsgálatokból levezethető üledékföldtani eredmények értékelését. Ezen ismeretek közreadása szükséges azért, mert a dorogi területen folyó munka az összefoglalás szakaszába jutott. Az üledékföldtani adatok segítségével szolgálhatnak a medence komplex vizsgálatahoz.

A szénkőzettani vizsgálatok részletes eredményei a munka egészének befejezésével, monografikus formában jelennek meg. Ez tartalmazni fogja: az elegyrészek százalékos eredményeinek táblázatát, a kőszén genetikai, gazdaságföldtani értékelését, a részletes ősföldrajzi képet, a lépövek rendszerét, a telepazonosítási lehetőségeket és a kémiai adatok értékelését.

Az első szénkőzettani ismereteket a dorogi alsóeocén barnakőszénre vonatkozólag POTONIE—GELLEICH (1932) tájékoztató jellegű munkájából ismerjük. Vizsgálataik szerint a barnakőszénben gyanta- és piritszemcsék, gombák spórái ismerhetők fel. Majd később SCHMIDT S. (1932), STACH E. (1934, 1935), VITÁLIS I. (1929), VADÁSZ E. (1940) irodalmi munkáiban is találunk idevonatkozó szénkőzettani adatokat. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1952) a dorogi XII. akna területén végzett szénkőzettani vizsgálatokat. Megállapítja, hogy a barnakőszén nagymennyiségű kutikulát tartalmaz és a barnakőszén túlnyomóan lépérdői kifejlődésű. Megállapítása szerint a dorogi alsóeocén barnakőszén a karsztkőszénnek típusához tartozik. A karszt egyenetlen felszíne miatt nem fejlődhetek ki nagyobb területen egységes telepek. A barnakőszén anyagát melegövi növényzet szolgáltatta. A párolgás megakadályozását szolgáló vastag védőszöveti elemek a barnakőszéntelepek anyagában gyakoriak. A védőszövetek gyakran bituminitesek. Szénkőzettani megfigyeléseinket alátámasztja KEDVES M. (1960) és KRIVÁN P.-NÉ (1959) palynológiai vizsgálata is, mely szerint a medence Ny-i és É-i területén főleg a pálmák uralkodtak, mellettük a zárvatermő fás növények és harasztfélék csak kisebb jelentőségűek voltak. A csolnoki és borókási területen, az É-i területtel ellentétben, a kőszénadó növényzetben nem a pálmák, hanem a harasztfélék és egyéb trópusi fás növények voltak túlsúlyban.

A karsztkőszén a huminites elegyrészek nagyfokú biológiai mállása jellemzi, így a barnakőszén mikroszkóp alatt, szerkezet nélküli, egynemű humi-



nitként jelenik meg. Nagyobb összefüggő növényi szövetmaradványokat a kőszénben nem találunk. A huminites alapanyag, a fiatalabb barnaköszeneinkkel ellentétben, nagyon kevés alakos elegyrészt tartalmaz. A bituminitek közül főleg xantorezinitet, gyantafoszlányokat és paraszövet töredékeit láthatjuk. Gyakoriak a mikroszporák, főleg az annavölgyi, borókási területen. Kutikula csak elvétve, apró töredékekben fordul elő. Kéregeredetű szövetmaradványokat legnagyobb mennyiségben a medence É-i, tokodaltárói és középső, csolnoki területén találunk.

Áttekintve a területet Ny-ról K-re (1. és 2. ábra) megállapíthatjuk a kifejlődésekről, hogy a háromosztatú medence Ny-i és K-i peremén mélyebb lápi, agyagos barnaköszén, kőszenes agyagos kifejlődések vannak. A medence középső részén találjuk a jóminőségű 5000 kalória feletti barnaköszéntelegeket.

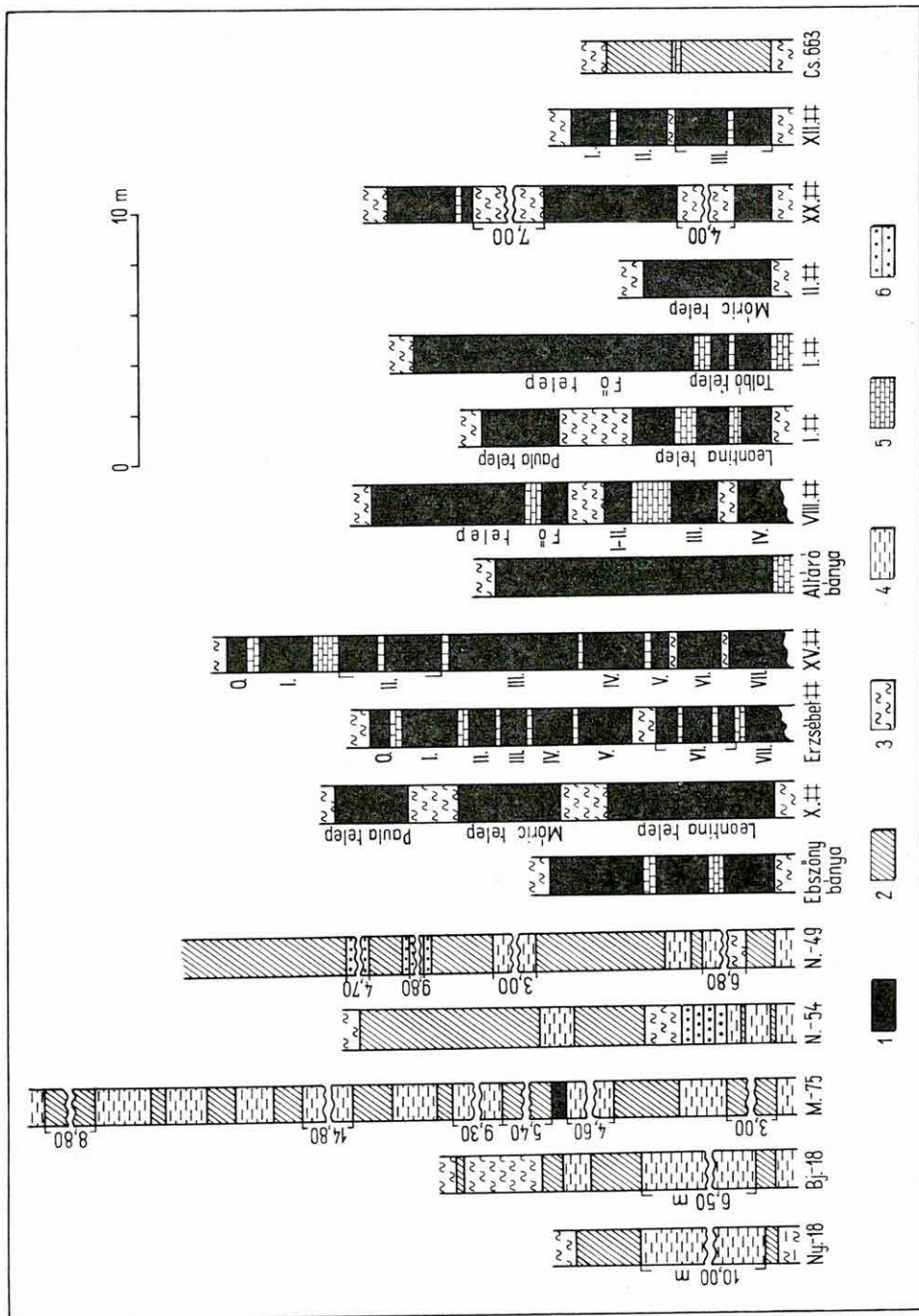
A Nyerges—Bajót kutatási területen a Bajót 18. sz., Nyergestől D-re a marótpusztai öbölben a Ny-18. sz. fúrás s a K-i leányvári területen a fúrások csak néhány méter vastag barnaköszénösszletet harántoltak. A kis vastagságuk miatt telepnek nem nevezhető kőszénpadok anyaga csak kőszenes agyagnak minősíthető, a hamutartalom mindenkor 70% felett van. Mikroszkóp alatt a „huminit” finom eloszlásban, lencsés alakban, vékony sávokként jelenik meg, mely azonban sokszor teljesen átlátszatlan oxinitnek bizonyul.

A medence középső, bányászatilag is feltárt, ill. mélyfúrásokkal megkutatott része a mogyorósi, ebszónyi telepekkel kapcsolódik a Ny-i peremterülethez. A N-54, N-49. sz. fúrások nagyvastagságú barnaköszénösszletet harántoltak. A kőszénanyag minősége a nyerges—bajóti kőszénekhez képest már javuló tendenciát mutat, de még itt is csak kőszenes agyagokat, ill. 30—40% hamutartalmú agyagos kőszéneket tudunk meghatározni. A fúrások agyagos kőszénében a partmenti növényzetből besodródott növényi részek törmelékét találjuk. Kutikula, paraszövegtöredékek és elvétve egy-egy mikroszpora látható a kőszénanyagban. A szállítás közben szétbomló fás részek közeit és az eredeti szövet üregeit meddő anyag tölti ki. Gyakori a pirit, mely nagy szabálytalan halmazokban, szemcsés alakban jelentkezik. A két fúrás telepeinek átlagos fűtőértéke a nagy hamutartalom miatt csak 2530 kcal körül van.

A bányászatilag feltárt Ebszönybányán három telepet fejtenek 11 m összletvastagságban. A kőszén vékonyiszolatban szerkezet nélküli huminitként mutatkozik, melyben az alakos elegyrészek száma nagyon kevés. A bituminitek közül az egész összletben megtaláljuk a mikroszporákat, mellettük kevés xantorezinitiszemcse és vastag kutikulatöredék fordul elő. Mennyiségük azonban csak 2% körüli. A barnaköszén még itt is helyenként erősen agyagos, így nem tartozik a Dorogi-medence jóminőségű barnaköszenei közé. A három kőszénteleg átlagos fűtőértéke csak 3730 kcal. Hamutartalma 26% körüli.

1. ábra. A Dorogi-medence alsőeocén barnaköszénösszletének elterjedése. — *Jelmagyarázat:* 1. triász alaphegység; 2. meddő terület; 3. barnaköszénösszlet elterjedése; 4. szelvény: a) kőszenes agyag, agyagos kőszén, b) meddő, c) barnaköszén; 5. vető, 6. vasútvonal

Abb. 1. Verbreitung des untereozänen Braunkohlenkomplexes des Doroger Beckens. — *Zeichenerklärung:* 1. triasisches Grundgebirge; 2. unproduktives Gebiet; 3. Verbreitung des Braunkohlenkomplexes; 4. Profil: a) kohlenführender Ton, Lettenkohle, b) Bergmittel, c) Braunkohle; 5. Verwerfung, 6. Eisenbahnlinie



A Getehegytől É-ra, a tokodi kifejlődési területen, a mélyebb szerkezeti egységben találjuk az Erzsébet- és XV. akna barnakőszéntelepeit. E területen a szakaszos süllyedés, a partszegély gyakori változása variált kifejlődést okozott. Ezen a területen ismertük meg a Dorogi-medence barnakőszénösszletének meddő beágyazásokkal legjobban tagolt területét. A 20 m körüli barnakőszénösszletben hét műre való telep van. Szénközettani vizsgálatok alapján megállapítható, hogy az alsó három telep erősen agyagos, pirites és az itt található huminit törmelékes jellegű. Fás szövet töredékeit és periblinites jellegű szövetmaradványokat lehet felismerni. Alakos elegyrész csak helyenként látható: főleg mikroszpóra és egy-egy apró gyantaszemcse. Mindkét elegyrész mennyiségben 2%-on alul marad. A felső három-négy telep már sekélyebb lápi környezetben képződhetett, mert az itt kevésbé pirites, szerkezet nélküli huminit között gyakran találunk periblinites szövetmaradványt. Fűtőértékét tekintve legértékesebb a felső három telep. Átlagos fűtőérték 4800 kcal, hamutartalom 15% körüli.

Az Erzsébet-aknánál magasabb szerkezeti egységen fekvő tokodaltárói bányaterületen a telepek egy tagban összefüggő telepet alkotnak, 6—8 m körüli vastagságban. E jelenség oka az, hogy az üledékképződés közben a terület süllyedése egyenletes volt. Szénközettani vizsgálatok alapján elmondhatjuk, hogy e területen a barnakőszén sekélylápban képződött. A vastag telep kőszénanyagát összefüggő fás és különböző megjelenésű kéregszövet maradványok alkotják. Mikroszpóra és gombaspóra nincs az egész telepben. A telep közepén a pirit erősen feldúsul s ezzel együtt a hamutartalom megnövekszik, a fűtőérték csökken. A telep átlagos fűtőértéke 4860 kcal, hamutartalma 13,81%. Az É-i területen belül ez a helyi süllyedés valószínűleg hasonló ütemben és körülmények között ment végbe, mint a csolnoki és dorogi területen. Ennélfogva a három területen található barnakőszén anyaga is azonos.

Tokod és Dorog között a Nagy-Kőszikla triász sasbérce már az üledékképződés közben kettéválasztotta a két területet. A telepek keletkezése a két területen időben egybeesik. Az É-i terület regionális süllyedése a dorogi szerkezeti egységre is rányomta bélyegeit. Ennélfogva a tokodi 8 teleppel szemben itt csak 5 telep fejlődött ki. A dorogi területhez 4 kisebb szerkezeti egység tartozik. Ezek közül a legjobban tagolt, legmélyebbre süllyedt VIII-as akna (SÍPOSS Z. 1963) kőszéntelepeit vizsgáltuk meg. A kőszénösszletben egy főtelep és négy fekütelep fejlődött ki. A telepek kőszénanyaga az altárói kifejlődéshez hasonlóan sok periblinitet és fás szövetű huminitet tartalmaz. Egyes padokban sok szuberinites anyagú paraszövetmaradványt találunk. Egy-egy mikroszpóra csak az alsó fekütelepekben található. Ennek alapján a barnakőszén sekélylápi kifejlődésűnek mondhatjuk, melynek átlagos fűtőértéke 5000 kcal körüli. Hamutartalma 10—25% körül változik.

2. ábra. A Dorogi-medence területén lemélyített fúrásokban és aknában megvizsgált alsóeocén barnakőszéntelepek. — *Jelmagyarázat*: 1. barnakőszén, 2. agyagos kőszén, 3. kőszén, 4. agyag, 5. édesvízi mészkő, 6. homokkő

Abb. 2. Untersuchte untereozäne Braunkohlenflöze in den im Raume des Doroger Beckens abgeteufte Bohrungen und Schächten. — *Zeichenerklärung*: 1. Braunkohle, 2. Lettenkohle, kohlenführender Ton, 3. Mergel, 4. Ton, 5. Süßwasserkalk, 6. Sandstein.

A középső, Gete- és Magoshegy közötti területen találjuk a klasszikus hármas osztatú Paula—Móric—Leontina telepeket. A három telep, kifejlődési változatokkal, Annavölgytől a Csolnok VI-os aknáig mindenhol követhető. A területet azonban több nagyobb, eocén utáni vető részekre osztja. Ezek a vetők adják a jelenlegi I—II. aknai bányüzemek határát. A területen vannak lokális kifejlődések, mint pl. az I. akna „F” mezejében, ahol a jellemző három telep egy főtelep és a kísérő, ún. Talbó-telepben van kifejlődve. E területhez tartozik az annavölgyi X-es és az I—II. aknák területe.

A X-es akna három barnakőszéntelepének anyaga nagymennyiségű mikrospórát tartalmaz. A felső, Leontina telepben mennyiségük eléri a 3—4%-ot is, csak a Móric telep huminites alapanyagában találunk néhány xantorezinit szemcsét a mikrospórák mellett. A X-es akna területileg és kifejlődésben összeköttetésben áll a csolnoki I—II. aknák barnakőszéntelepeivel, azonban az előbbi szénkőzettani bélyegek alapján az annavölgyi területen mélyebb lápi jellegek mutatkoznak, mint a csolnoki részen. A három telep átlagos fűtőértéke közel 5000 kcal.

Az I—II. aknák telepei szénkőzzetanilag abban különböznek a X-es akna kőszéntelepeitől, hogy itt a mikrospórák majdnem teljesen eltűnnek a kőszénből s helyette a kéregeredetű szövetféslesek, xantorezinit és gyantás származékok jelennek meg. Ennélfogva ezeket a barnakőszéneket a sekélylápi kifejlődésekhez soroljuk. Fűtőértékük több esetben túlhaladja az 5000 kcal-t.

Magoshegytől D-re, a Sárísáp—Borókás területen a XII. aknában folyik a termelés. Sárísápon a XIX. és XX. aknában most tárják fel a telepeket, míg Új-Borókáson mélyfúrásokkal való feltárás folyik. A sárísápi XIX. és XX. aknát vető választja el K-re a XII-es, Ny-ra a X-es aknától. Mind a XIX. és XX-as, mind a XII-es aknában a telepek háromosztatúságát lehet felismerni, az annavölgyi és csolnoki területhez hasonlóan.

A jelenleg mélyülő XIX—XX. akna felső telepe, szénkőzzetani vizsgálata alapján, átmeneti, spórás jellegűnek bizonyult. A huminitben mikrospórák, gombaspórák, ha nem is nagy mennyiségben, de mindenhol jelen vannak.

XII. akna három barnakőszéntelepe alacsony hamutartalmú, kiváló minőségű barnakőszén szolgáltat. A barnakőszén mikroszkópi képe annyiban különbözik a többi mélylápi jellegű barnakőszénétől, hogy itt a huminitben a kevésszámú mikrospóra mellett, átlagosan 6—8% gyantatartalmat tudunk megállapítani. A barnakőszéntelepek hamutartalma mindenkor 10% alatt marad, fűtőértékük közel 6000 kcal.

Az új borókási fúrások (Cs-663. sz. fúrás) két—három barnakőszéntelepet harántoltak, melyek kőszénanyaga erősen agyagos.

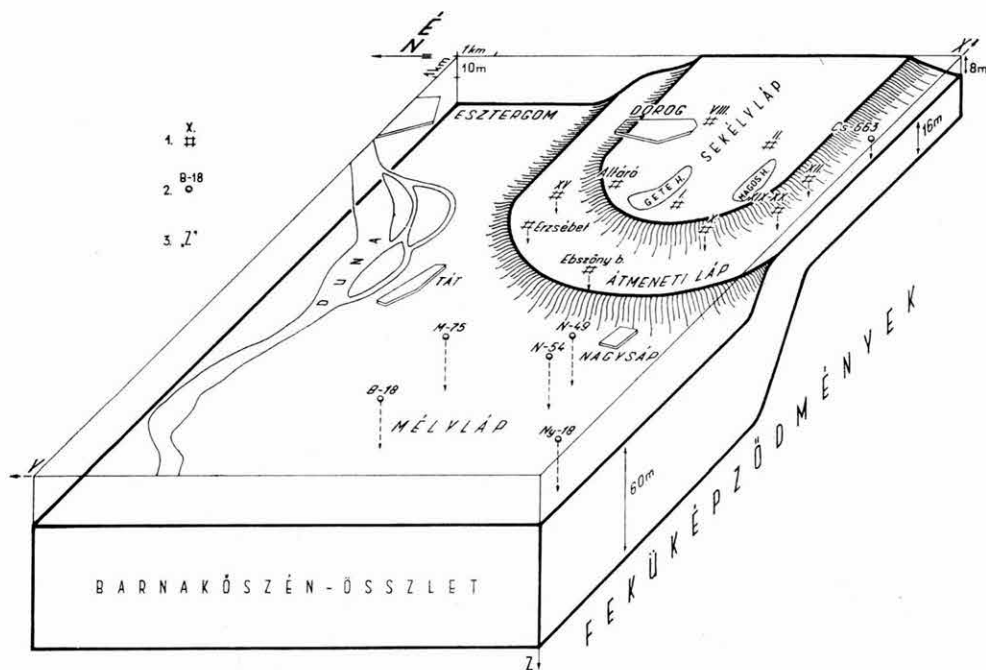
Az eddigi vizsgálatok alapján a Dorogi-medencében három lépövet tudunk elkülöníteni.

A legsekélyebb lépöv a medence közepén kiemelkedő rögök területén volt. Ide tartozik Tokodaltáró, VIII. akna, I. és II. aknák területe. A sekélylápú alakban veszi körül az átmeneti, spórás lépöv. Ebbe a lépövbe soroltuk be a XV. akna, Erzsébet-akna, Ebszönybánya, Annavölgy, XIX., XX. és XII. aknák területét. A jellemzően mélylápba tartozik Mogyorósbánya, Új-Ebszöny és a nagysápi terület. A lépöves rendszeren belül még helyi jellegű barnakőszén-fácieseket lehet kimutatni.

A három öv különbözik:

1. A telepösszlet vastagságában, ami szerint a sekélylaptól a mélyláp felé növekszik a kőszén telepösszlet vastagsága. A sekélylápban 8 m, az átmeneti lápban 16 m, a mélylápban 60 m az átlag telepösszlet-vastagság.

2. A szénkőzet minőségében: a sekély övben főleg kéreg és fa eredetű huminiteket, az átmeneti övben főleg mikropórás, a mélylápban huminit-törmelékes barnakőszénteket találunk.



3. ábra. A lápövek elrendeződésének vázlata az alsóeocén barnakőszénképződés idején. — Jelma-gyarázat: 1. akna jele, száma, 2. fúrás jele, száma, 3. „Z” értékei az egyes lápövekhez tartozó barna-kőszénösszlet vastagságát jelentik m-ben

Abb. 3. Skizze der Anordnung der Sumpfbzonen zur Zeit der untereozänen Braunkohlenbildung. — Zeichenerklärung: 1. Zeichen und Nummer des Schachtes, 2. Zeichen und Nummer der Bohrung, 3. Die „Z”-Werte zeigen die Mächtigkeit in m des zu den einzelnen Sumpfbzonen gehörigen Braunkohlenkomplexes

3. A meddő minőségében: a sekélyláp övében viszonylag sok az édesvízi mészkő közbetelepülés, az átmeneti övben a márgás kőzetek, a mélylápban pedig uralkodik az agyagos tavi üledék. A láp mélyülésével tehát a CaCO_3 tartalom csökken, s az Al-szilikátok mennyisége nő. A kémiai jellegű üledék-képződést a láp mélyülésével mindinkább a finomtörmelékes felhalmozódás váltja fel.

IRODALOM

- GRITTNER A. 1895: Szénelemzések, különös tekintettel a magyarországi szenekre. — Budapest.
- KALECSINSZKY S. 1901: A magyar korona országainak ásványszenei, különös tekintettel a chemiai összetételükre és gyakorlati fontosságukra. — Földt. Int. Gyak. kiadványa.
- KEDVES M. 1960: Etudes Palynologiques dans le bassin de Dorog. — Pollen et Spores. 2. 1.
- KRIVÁNNÉ, HUTTER E. 1959: A borókási medencérsz és az Erzsébet-akna alsóeocén kőszénlepes összeleteinek palynológiai vizsgálata. — Földt. Int. Adattár. — Kézirat.
- PAPP K. 1916: A magyar birodalom vasérc- és kőszénkészlete. — Budapest.
- PETRASCHEK, W. 1931: Das Vorkommen der Kohlen. — Handb. d. Mineralogie. 4. 3.
- POTONIÉ R.—GELLEITICH J. 1932: Über Pteridophyta-Sporen einer eoazänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn. — Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde, Berlin.
- SCHMIDT S. 1932: Az esztergomi szénmedence bányászatának ismertetése. — Budapest.
- SPOSS Z. 1963: A Dorogi 10 000-es térképlap földtani magyarázója. — Kézirat.
- STACH E. 1934: Sklerotien in der Kohle. — Glückauf, Berlin.
- STACH E. 1935: Lehrbuch der Kohlenpetrographie. — Berlin.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952: Szénközetan. — Budapest.
- VADÁSZ E. 1940: Kőszénföldtani tanulmányok. — Budapest.
- VITÁLIS I. 1929: Magyarország szénelőfordulásai. — Sopron.

KOHLENPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DER UNTEREOZÄNEN BRAUNKOHLLENLAGERSTÄTTEN DES DOROGER BECKENS

von

I. I.-Laczó

Auf Grund der bisherigen Untersuchungen lassen sich im Doroger Becken drei Sumpffzonen absondern. Die seichteste Sumpffzone hat in einer erhöhten Schollenlandschaft in der Mitte des Beckens gelegen. Zu dieser Zone gehören die Gebiete folgender Schächte: Tokodaltáró VIII, I und II. Den Seichtmoor umrandet die an Sporen reiche Übergangszone in Form eines Hufeisens. In diese Sumpffzone haben wir die Stellen folgender Schächte eingereiht: XV, Erzsébet-Schacht, Ebszönybánya, Annavölgy, XIX, XX und XII. Zum typischen Tiefmoor gehören die Gebiete von Mogyorósbánya, Új-Ebszöny und Nagysáp. Innerhalb des Sumpffzonen-Systems können noch lokale Braunkohlenfazies nachgewiesen werden.

Die drei Zonen unterscheiden sich:

1. durch die Mächtigkeit des Flözkomplexes, die vom Seichtmoor aus in der Richtung des Tiefmoores zunimmt (die Durchschnittsmächtigkeit des Flözkomplexes beträgt 8 m im Seichtmoor, 16 m im Übergangsmoor und 60 m im Tiefmoor);

2. durch die Qualität der Kohlen: in der Seichtmoorzonen sind hauptsächlich aus Krusten und Holz stammende Huminite, in der Übergangszone überwiegend Mikrosporen-Braunkohlen, im Tiefmoor aber klastische-huminitführende Braunkohlen zu finden;

3. durch die Qualität des Bergmittels: in der Seichtmoorzone treten die Süßwasserkalklagen verhältnismässig häufig auf; in der Übergangszone überwiegen die mergeligen Gesteine; im Tiefmoor herrschen die tonigen lakustrischen Ablagerungen vor. Mit der Vertiefung des Moors nimmt also der Gehalt an CaCO_3 ab, während der Anteil der Al-Silikate zunimmt. Die Sedimentation chemischer Natur wird, mit der Vertiefung des Moors, allmählich durch eine Anhäufung von feinkörnigen Sedimenten abgelöst.

УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ НИЖНЕОЦЕНОВЫХ БУРОУГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

И. И.-Лацо

Проведенные до сих пор исследования позволяют выделить в Дорогском бассейне три болотные зоны. Наименее глубокая болотная зона была расположена в приподнятой, глыбистой центральной области бассейна. К этой зоне относятся площади шахты »Токодальтаро«, а также шахт №№ VII, I и II. Мелкое болото подковообразно окружается переходной спороносной зоной. К этой зоне были отнесены шахты № XV, »Эржебет«, »Эбсёнбанья«, »Аннавёльд«, а также шахты №№ XIX, XX и XII. К типичному глубокому болоту относятся площади шахт »Модьоробанья«, »Уй-Эбсён« и район с. Надьшап. В пределах болотной системы можно выделить также буроугольные фации местного характера.

Выделенные три зоны отличаются:

1. по мощности угленосной толщи, которая увеличивается от мелкого болота в сторону глубокого (средняя мощность угленосной толщи составляет 8 м в мелком болоте, 16 м в переходной зоне и 60 м в глубоком болоте);

2. по качеству угля: в зоне мелкого болота встречаются главным образом гуминиты коркового и древесного происхождения, в переходной зоне — в основном микроспоровые угли, в глубокой зоне — бурые угли с обломками гуминитов;

3. по качеству пустой породы: в зоне мелкого болота встречается сравнительно много прослоев пресноводных известняков; в переходной зоне преобладают мергелистые породы, в глубокой зоне — глинистые, озерные осадки. Следовательно, по мере углубления болота уменьшается содержание CaCO_3 и увеличивается количество алюмосиликатов. Химическое осадконакопление сменяется накоплением все более и более тонкокластических осадков.

NIPA-MARADVÁNYOK A BUDAI FELSŐEOCÉN BŐL

Írta: DR. PÁLFALVY ISTVÁN

Genus: *NIPA* THUNBERG*Nipa burtini* (BRONGN.) ETTINGSHAUSEN

XIV. tábla 1—3.

1784. *Cocos* sp. BURTIN, p. 118, pl. XXX. f. A.1828. *Cocos burtini* BRONGNIART, p. 121. (Holotypus BURTIN által 1784-ben a brüsszeli középső-eocénból leírt termés.)1849. *Nipadites burtini* (BRONGN.) BRONGNIART, p. 88.1879. *Nipa burtini* (BRONGN.) ETTINGSHAUSEN, p. 393.1933. *Nipa burtini* (BRONGN.) REID et CHANDLER, p. 118. Pl. II. f. 1—6.

Le l ő h e l y : Budapest, Martinovicshegy (Kis-Svábhegy).

R é t e g t a n i h e l y z e t : felsőeocén (bartoni emelet) nummulinás mészkő, mészmárga.

A n y a g : kalcitosodott, illetve szenesedett termésmaradvány (3 db), amely a M. Áll. Földtani Intézet ősnövénygyűjteményében van.

Le í r á s : A legnagyobb termés 82 mm hosszú, 97 mm széles és 55 mm magas. Legnagyobb kerülete 272 mm. A termés, keresztmetszete síkjában, domború. Felületén a bordák is megfigyelhetők. A pericarpium 1—2 mm vastag. Helyenként a belső termésburok, az endocarpium is látható. Az endocarpiumot az eredeti anyagózet tölti ki. A termés határozottan rostos szerkezetet mutat és egy fejlett, kissé lapított basisyncarpicus példányra enged következtetni. A legkisebb maradvány 78 mm hosszú, 60 mm széles és 38 mm magas. Legnagyobb kerülete 152 mm. Felületén három szembetűnő borda látható.

M e g j e g y z é s : A budapesti Martinovicshegy felsőeocén nummulinás rétegeiből BÖCKH H., HANTKEN M., HAZSLINSZKY F., HOFMANN K., SCHAFARZIK F., STAUB M. és SZONTAGH T. gyűjtött növénymaradványokat. Ezek közül a *Pinus palaeostrobos* ETT., *Sequoia sternbergi* GOEPP., *Monotes oeningensis* (HEER) WLD. és az *Actinorhytis eocaenica* (TUZSON) RÁSKY az említésre méltó.

A Földtani Intézet Múzeumában újra felállított ősnövénygyűjtemény rendezése és fajrevíziója során a martinovicshegyi régi gyűjtésekből több pálmatermés került elő. Leggyakoribb alak a TUZSON (1913, p. 227) által *Juglandites eocaenica* néven leírt maradvány, amelyet RÁSKY (1956, p. 295) újabban az *Actinorhytis* nemzetségbe sorolt. SCHAFARZIK és VENDL (1929, p. 49), továbbá ANDREÁNSZKY (1954, p. 251. XIV. t. 3. á.) és SZÓTS (1956, p. 161, 169) említ fajmeghatározás és leírás nélkül *Nipa* leleteket. Gyűjteményünkben

egy szenesedett és két kalcitosodott pálmatermés van, amely a *Nipa burtini* (BRONGN.) ETT. faj alakkörébe tartozik.

A kalcitosodott legnagyobb példány leginkább SEWARD és ARBER (1903, p. 3—16, Pl. II. f. 5—6) schaeerbecki (Bruxelles) leleteihez hasonlít. SCHMALHAUSEN (1883, p. 294) Kiev közelében, a Bug partján feltárt spondylusos agyagrétegekből közölt *Nipa* terméseket. Ezek közül az előzőekben említett ősmaradvány SCHMALHAUSEN XXX. táblájának a—c alakjával hozható kapcsolatba.

RÁSKY (1948, p. 130) dudari nummulinás rétegekből közölt termése méreteiben a martinovicshegyi jól fejlett példányhoz áll közel.

A *Nipa burtini* (BRONGN.) ETT. faj alakkörébe sorolható, rendkívül nagy változatosságú pálmatermések egyébként számos lelőhelyről előkerültek. Így Anglia, Belgium, Franciaország, Olaszország és a Szovjetunió déli területeiről. Ezeken kívül Brazília, az Egyesült Államok, Afrika, Egyiptom és Borneo eocénjéből ismeretes ez a faj. Az említett lelőhelyek zömmel az eocén Tethys-tenger partszegélyével esnek egybe. A maradványok többsége a londoni, lutéci és bartoni üledékekből származik. A budapesti előfordulás egy további adat, ami világosan rögzíti, hogy a középső- és felsőeocén növénytársulásainkban többek közt a *Nipa mangrove* is szerepelt.

VADÁSZ (1960, p. 208) szerint a Budai hegységben a felsőeocén kifejlődését a bryozoás és budai márgaösszlettel zárhatjuk.

RÁSKY (1960, p. 437) az óbudai téglagyárban feltárt budai márgaösszletből *Nipa* leveleket említ. Ezekből a rétegekből egyébként az *Acrostichum aureum* L. faj alakkörébe tartozó mangrove páfrány is előkerült.

A nemzetség egyetlen élő faja a *Nipa fruticans* THUNB., amely a trópusi Kelet-Ázsiában a Ganges deltájától Ceylonig, a Maláj-félszigeten és a szigetvilágon keresztül Ausztrália északi partvidékéig elterjedt. Ez a szárnyaltlevelű, törzsnélküli pálma a parti lagunák, mangrove mocsarak sós talaján sűrű bozótokat alkot.

IRODALOM

- ANDREÁNSZKY G. 1954: Ősnövénytan. — Budapest.
- BRONGNIART A. 1828: Prodrôme d'une histoire des végétaux fossiles. — Budapest.
- BRONGNIART A. 1849: Tableau des genres des végétaux fossiles.— Extrait de Dictionnaire d'Hist. Nat. 13. — Paris.
- BURTIN F. X. 1784: Oryctographie de Bruxelles. — Bruxelles.
- ETTINGSHAUSEN C. 1879: Report on Phytopalaentological investigations of the fossil Flora of Sheppey. — Proc. R. Soc. 29.
- RÁSKY K. 1948: Nipadites burtini Brong. termése Dudarról. — Földt. Közl. 78.
- RÁSKY K. 1956: Fosszilis növények a Martinovics-hegyi (Budapest) felsőeocénből. — Földt. Közl. 86. 1—3.
- RÁSKY K. 1960: Pflanzenreste aus dem Obereozän Ungarns. — Senck. Leth. 41. 1—6.
- REID M. E. — CHANDLER J. E. 1933: The London clay Flora. — London.
- SCHAFARZIK F.—VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. — Budapest.
- SCHMALHAUSEN J. 1883: Beiträge zur tertiäre-Flora Südwest-Russlands. — Pal. Abh. Dames et Kayser 1.
- SEWARD A. C. — ARBER E. A. N. 1903: Les Nipadites des couches Éocènes de la Belgique. — Mém. du Mus. Roy. d'Hist. Nat. 2. 3.

STAUB M. 1886: A Magyar Királyi Földtani Intézet fitopaleontológiai gyűjteményének állapota az 1885. év végén. — Földt. Int. Évi Jel. 1885-ről.

Szűts E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. 9.

TUZSON J. 1913: Adatok Magyarország fosszilis flórájához III. — Földt. Int. Évk. 21.

VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Budapest.

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG

XIV. tábla — Tafel

1. *Nipa burtini* (BRONGN.) ETT. kalcitosodott termésének basalis oldala. — Basalseite der kalzitisierten Frucht von *Nipa burtini* (BRONGN.) ETT. 1/1

2. *Nipa burtini* (BRONGN.) ETT. kalcitosodott termésének apicalis nézete. — Apikalansicht der kalzitisierten Frucht von *Nipa burtini* (BRONGN.) ETT. 1/1

3. *Nipa burtini* (BRONGN.) ETT. szenesedett termésének basalis oldala. — Basalseite der verkohlten Frucht von *Nipa burtini* (BRONGN.) ETT. 1/1

Foto: PELLÉRDYÉ.

NIPA-RESTE AUS DEM OBЕРЕОZÄN VON BUDA

von

DR. I. PÁLFALVY

Im Laufe der Ordnung und Artenrevision der im Museum der Ungarischen Geologischen Anstalt wieder errichteten paläophytologischen Sammlung fand Verfasser zwei kalzitisierte und eine verkohlte Palmenfrucht, die aus den obereozänen (bartonischen) Nummulinenkalk- und Kalkmergelschichten des Martynovics-Berges (Budapest) angesammelt und noch nicht beschrieben worden waren. Diese können in die äusserst breite Variationsgruppe von *Nipa burtini* (BRONGN.) ETT. eingeordnet werden. Die Vergleichsuntersuchungen haben gezeigt, dass in den mittel- und obereozänen Phytozönosen Ungarns auch *Nipa*-Mangrove vertreten war.

Neben den *Nipa*-Früchten wurden auch zahlreiche Früchte der Palme *Actinorhytis eoacaenica* (TUZSON) RÁSKY angetroffen. Die Arten, mit denen die obigen Pflanzenreste verglichen wurden, sind heute hauptsächlich in den Gebieten Ostasiens verbreitet.

ОСТАТКИ НИПА ИЗ БУДАЙСКОГО ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА

Д-р И. Палфальви

При регистрации созданной вновь палеофитологической коллекции Венгерского Геологического Института и при ревизии старого материала автор нашёл два кальцитизированных плода пальмы и один обугленный, в мергелистых нуммулиновых известняках и мергелях верхнего эоцена (barton-

ского яруса) горы Мартиновичедь. Эти плоды еще не описаны. Они относятся к весьма широкой вариационной группе вида *Nipa burtini* (BRONG.) ETT. Корреляционные исследования показали, что и мангрове *Nipa* было представлено в средне- и верхнеэоценовых флористических ассоциациях Венгрии.

Кроме плодов *Nipa*, автор нашёл и многочисленные плоды пальмы *Actinorhysis eocaenica* (TUZSON) RÁSKY. Корреляционные аналоги рассматриваемых растительных остатков в настоящее время живут главным образом на территории Средней Азии.

A BUDA—ESZTERGOM VIDÉKI OLIGOCÉN ÜLEDÉKÖSSZLET FÁCIESELEMZŐ VIZSGÁLATÁNAK MÓDSZERTANI KÉRDÉSEI ÉS EREDMÉNYEI

Írta: DR. SIPOSS ZOLTÁN

Az Esztergom vidéki oligocén üledékösszlet vizsgálatánál a rétegtani kérdések fácieselemzéssel dönthetők el. Ehhez azonban szükséges, hogy a klasszikus budai kifejlődésekre vonatkozó megállapításokat figyelembe vegyük. Velük történő összehasonlítással, minden tényezőt számításba véve kell ezután elvégeznünk egy-egy mélyfúrásban harántolt alapszelvény fácieselemzését. Együttesen értékelve a fácieseket, vezető szinteket, ezen belül az egyes szakaszokat és az egészet összefoglaló üledékfelhalmozódási ciklusokat, kiadódik a földtani fejlődésmenet.

Eddigi megállapítások

Kiindulásként figyelembe kell venni a budai oligocén üledékek anyagvizsgálati megállapításait. A budai kiscelli agyag ásvány-kőzettani jellemzőit VENDL A. (1932) rögzítette.

JASKÓ S. (1948) hívta fel a figyelmet az alsóoligocén homokos kifejlődések Piliscsaba felé húzódó kapcsolataira, ahol a hárshegyi laza homokkő különleges előfordulásait is megtaláljuk. Budapesten a Földalatti Vasút építkezésénél, a Moszkva téri végállomáson SIPOSS Z. (1953) üledékfolytonosságot állapított meg a latorfi emeletbe tartozó tardi réteges agyagmárga és a rupéli kiscelli agyag között.

E munkálatok során a kiscelli agyag kőzettani vizsgálatát HAJÓS M. (1954) végezte el. KASZANITZKY F. (1956) az oligocén üledékösszlet alján települő hárshegyi homokkőösszletet — jellegzetes nehéz- és könnyűásvány tartalma miatt — a kiscelli agyag heteropikus fáciesének tartja.

WEIN GY. (1939) Szentendre környékének fejlődéstani görbéjén a kiscelli agyag fokozatos átmenetét jelzi a homokosabb agyagfáciesekbe, majd a rupéli emelet után a szávai mozgásokkal kapcsolatban a regressziós katti képződményeket ismerteti.

Ezen a területen SZALAI T. (1956) szerint már a pilisi törésvonaltól keletre a dorogitól eltérő fáciesek fejlődhetnek ki.

Pilisszentiván és Piliscsaba között triászra települő sárga és fehér tűzálló agyagot fedő, lazább kötésű hárshegyi homokkővet észleltem, amely az esztergomi kifejlődéshez hasonló.

Az Esztergom vidéki rupéli „kiscelli agyag” rétegtani szintézisét MAJZON L. (1957) végezte el.

A budai katti homokos kifejlődés — MAJZON L. (1935) Foraminifera vizsgálatai, és BÁLDI T. (1958) törökbálinti rétegtani megállapításai alapján — az Esztergom vidékivel azonosítható.

Ez utóbbi területen a rétegösszlet vékonyabb, mivel a felső része az oligocén után denudálódott.

A Pilis vonulat ÉNy-i részén NAGY G. (1963) vizsgálatai szerint az oligocén rétegsor hárshegyi homokkővel és tarka agyaggal indul, amelyre a változó vastagságú foraminiferás agyag települ. Ez utóbbi fokozatosan csillámos—homokos agyagba (slír-fácies) megy át. Az alsó homokkőves—foraminiferás agyagösszletet két, rövid egymásutánban következő transzgresszió, míg a felső homokos rétegeket a fokozatosan bekövetkező regresszió képződményének tekinti.

A terület Szentendre—Visegrád között húzódó szakaszának nagy részét harmadkori vulkáni képződmények borítják. Kisebb területeket neogén üledékek fednek.

A terület újabb alapfúrásai

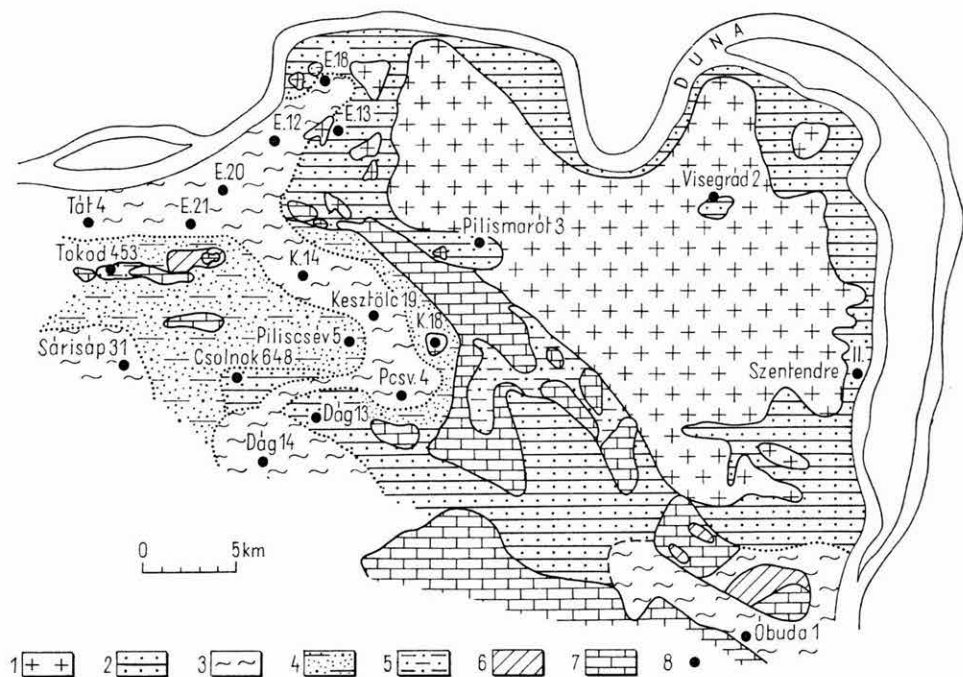
Az esztergom—budai területen a különféle területi kifejlődésekben a szerkezettől függően változtak a fáciesek. Mielőtt egy területről elkészülnek a különféle fáciestérképek, alapfúrásokon keresztül a rétegek változását részletes fácieselemzéssel kell tisztáznunk.

A területen a legvastagabban harántolt oligocén összletet a szentendrei (Sze. II.) fúrásban találjuk. A felsőoligocénből induló 1000 m-nél vastagabb oligocén összletben JÁMBOR Á.-NÉ, WEIN GY. és CSALOGOVITS I. szóbeli közlése szerint a kiscelli agyag felett katti, felső, homokosabb kifejlődés van. A Pilismarót 3. sz. fúrásban több, mint 400 m vastag az oligocén összlet (SZÉKY F. 1959). A Visegrád 2. sz. fúrásban több, mint 600 m vastag oligocén van SZÉKY F. (1963) leírása szerint. A fúrások makrofaunáját SCHRÉTER Z. és SZÓTS E., mikrofaunáját LAKY I. és SIDÓ M. vizsgálta. Mindkét fúrásban a rupéli agyag felett katti homokos rétegek települnek. A szerkezeti vonalak mentén már üledékképződés előtt mélyebb helyzetbe került területeken a dorogi tapasztalatok szerint a foraminiferás agyagmárga elterjedését mutathatjuk ki.

A fácieselemzések módszerei

A BOTVINKINA L. N.-féle fáciesciklusos és az IVANOV G. A.-féle fáciesgeotektonikai módszert vettem alapul a fáciészvizsgálatoknál. A következő módszereket alkalmaztam:

A vastagság-elemzés módja. Vastagság-vizsgálatokból több fúrás összehasonlítása után kiadódik a süllyedés iránya, mérete és partvonalváltozása. Az E. 20, és E. 21. sz. fúrások alapján megállapítható, hogy az oligocénben É-on a Duna árkos törési rendszere mentén a rupéli foraminiferás agyagmárga képződése idején volt a leggyorsabb a süllyedés. Ekkor kb. 800 m



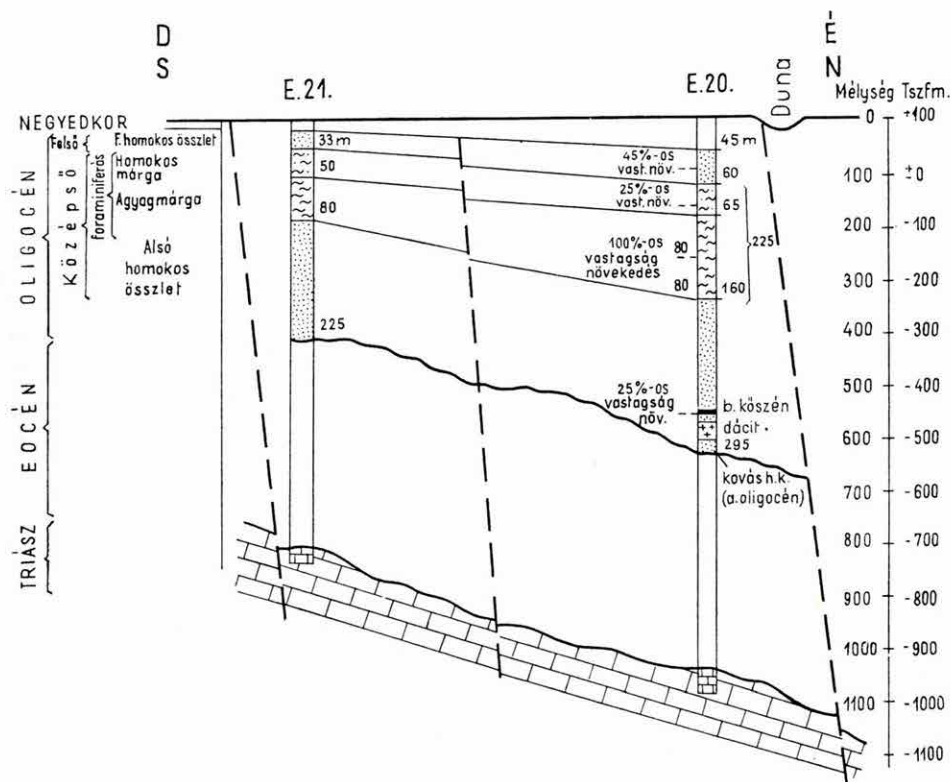
1. ábra. Az esztergom—budai oligocén terület vázlata a neogén és quarter üledékek elhagyásával. — *Jelmagyarázat*: 1. harmadkori vulkáni képződmények; 2. felsőoligocén: felső homokos összet; 3. középsőoligocén: foraminiferás agyagmárga felszínén, vagy sekély mélységben; 4. középsőoligocén: alsó homokos összet; 5. alsóoligocén: kovás, kemény homokkő; 6. eocén képződmények; 7. mezozoós képződmények. — 8. Mélyfúrás

Abb. 1. Skizze des Oligozängebietes von Esztergom—Buda unter Weglassung der Neogen- und Quartärlagerungen. — *Zeichenerklärung*: 1. tertiäre Vulkanite; 2. Oberoligozän: oberer Sandsteinkomplex; 3. Mitteloligozän; Foraminiferen führender Tonmergel an der Oberfläche oder in geringer Tiefe; 4. Mitteloligozän: unterer sandiger Komplex; 5. Unteroligozän: harter, kieseliger Sandstein; 6. Eozänbildungen; 7. mesozoische Bildungen. — 8. Tiefbohrung

távolságon belül 100%-os volt az üledékanyag vastagsági növekedése. Az alatta és felette levő homokosabb fáciesek üledékanyagának arányosan kisebb a vastagsága.

Vezetőszintek kiválasztásának módszere. Az E. 12, E. 20, E. 21, D. 121, D. 132, D. 133, D. 48 és D. 120. sz. fúrásokon keresztül szerkesztett szelvények alapján a foraminiferás agyagmárga segítségével tisztázható a rupéli alsó homokos és a katti, felső homokos kifejlődések helyzete. A két homok-, homokkőfácies ásvány-közzetani alapon sok hasonlóságot mutat. Ott különíthető jól el, ahol a foraminiferás agyagmárga kimutatható és követhető.

Az anyagvizsgálatok értékelésének módszere, az oszcilláció vizsgálata. A Szűcs S. által feldolgozott E. 20. sz. fúrás fáciesvizsgálatánál, a bakonyi területen KOPEK G. által használt őslénytani és földtani beosztást némi átalakítással alkalmaztam, hogy az a dorogi üledékgyűjtő területén is használ-



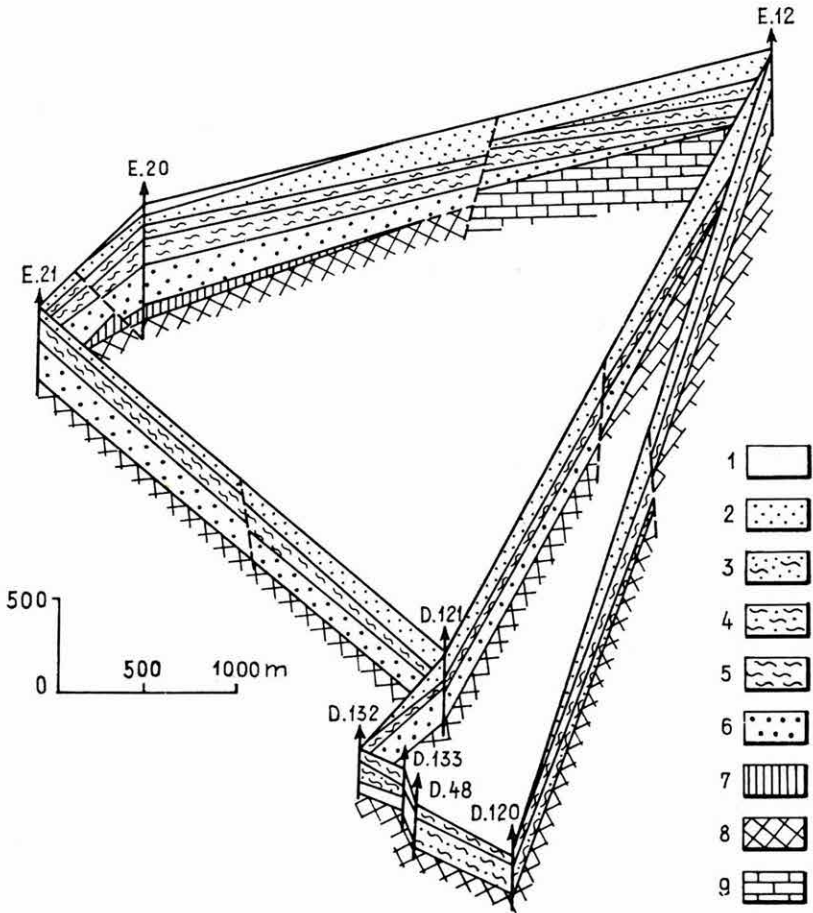
2. ábra. Fáciesek vastagsági változása az E. 20. és E. 21. sz. fúrásokban
 Abb. 2. Veränderungen in der Mächtigkeit der Fazies in Bohrungen E. 20 und E. 21

ható legyen. A vulkanológiai értékeléshez teljesen átvettem a KOPEK-féle beosztást. A kitörési centrumtól való távolság miatt változik a tufaszórás a dorogi és bakonyi területen, azonban az egy-egy időben történt vulkáni tevékenység miatt egyező módszerrel kell vizsgálni a tufásság nyomait.

A fácieselemzés már a rétegek makroszkópos leírásánál kezdődik. A dinamikai fácies-jellemzők közül a mikrotektonika, a dőlésadatok már a helyszínen megállapíthatók voltak. Az üledékképződés periodikus jelenségeit a szemcseösszetételi vizsgálatok és kőzetismétlődések alapján értékeljük.

Új módszerek alkalmazása és új eredmények

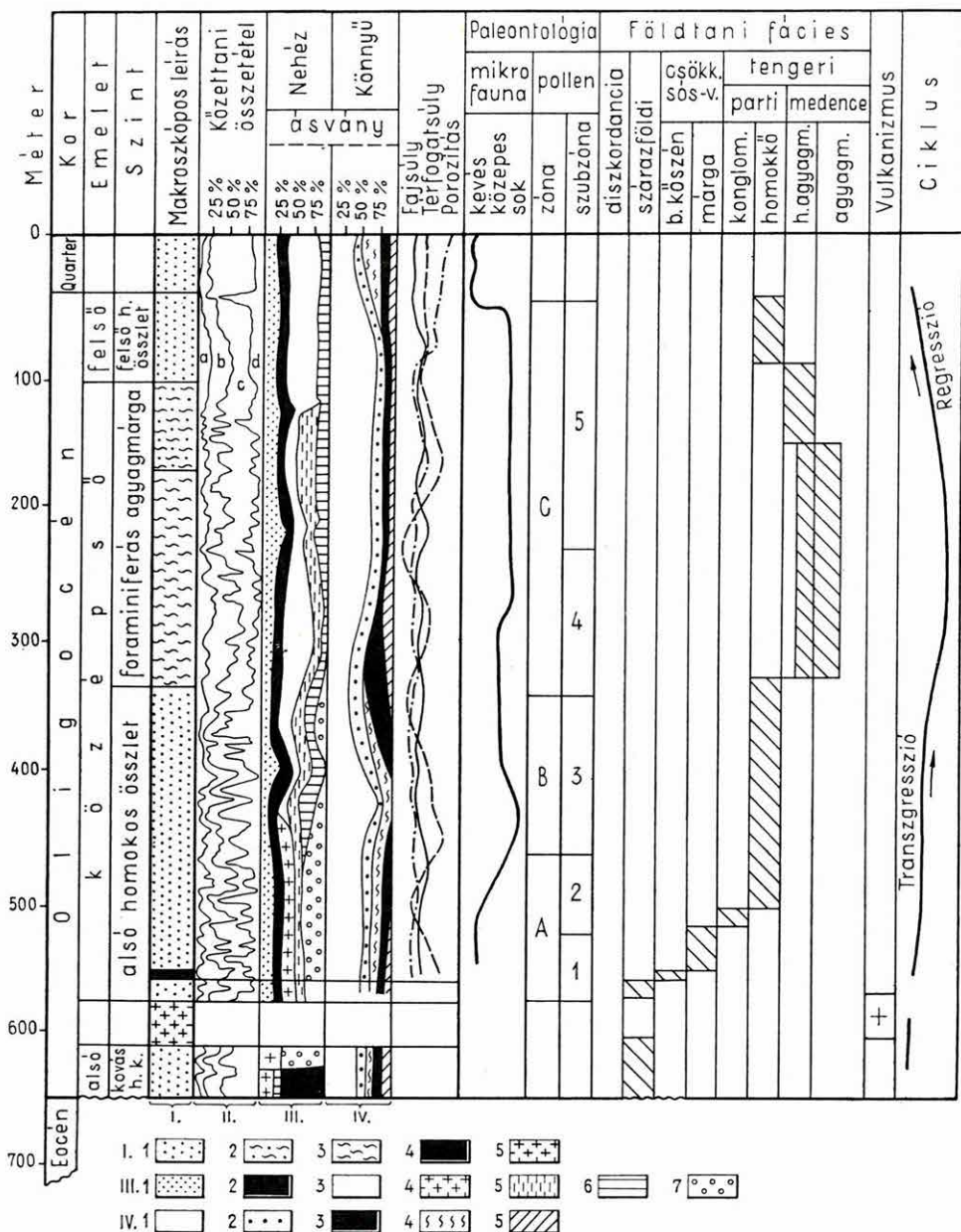
Az E. 20. sz. fúrásban a nehézasvány-összetételben beálló feltűnőbb változások is a rétegsor egy-egy fáciesváltozásánál lépnek fel. Így az alsó-oligocén alsó homokrétegeiben LENKEI A. vizsgálatai szerint sok a turmalin. A középsőoligocén alsó homokos összletben mutatkozó turmalin és a glaukonittartalom a foraminiferás agyagban lecsökken, hiányzik. Az alsó homokos



3. ábra. Földtani szelvény-metszetek az „Esztergom—Kenyérmező”-i oligocén területen keresztül.
 — *Jelmagyarázat*: Quartár: 1. ártér. Felsőoligocén: 2. felső homokos összlet. Középsőoligocén: 3. agyagos homok, 4. homokos agyag, 5. agyagmárga, 6. alsó homokos összlet. Alsóoligocén: 7. kovás homokkő. Eocén: 8. márga és homokkő. Triász: 9. mészkő

Abb. 3. Geologische Profilabschnitte durch das Oligozängebiet von „Esztergom—Kenyérmező”. —
Zeichenerklärung: Quartär: 1. Hochflutgelände. Oberoligozän: 2. oberer sandiger Komplex. Mittoligozän: 3. toniger Sand, 4. sandiger Ton, 5. Tonmergel, 6. unterer sandiger Komplex. Unteroligozän: 7. kieseliger Sandstein. Eozän: 8. Mergel und Sandstein. Trias: 9. Kalkstein

összlet felsőbb részén megjelenő biogén pirit a továbbiakban végig kimutatható az üledékösszletben. A felső homokos szint elején a karbonáttartalom lecsökken. A könnyűásványok közül nagyobb a muszkovit-felhalmozódás a sekélytengeri faciesszakasz megindulásakor. Az oszcillációs görbéből látható a földtani fácieseknek a szárazföldtől a tenger felé, majd ismét a partszegély felé való eltolódása. Az oszcillációs görbe maximuma a tengeri lerakódás idejének közepére esik.



4. ábra. Esztergom 20. sz. fúrás fácieselemzése. — *Jelmagyarázat:* I. Makroszkópos leírás: 1. homok, 2. homokos márga, 3. agyagmárga, 4. barnaköszén, 5. dácit. — II. Kőzettani összetétel: a) CaCO₃, b) agyag, c) közetliszt, d) homok. — III. Nehéz-ásvány: 1. biotit, 2. gránát, 3. klorit, 4. turmalin, 5. karbonát, 6. biogén pirít, 7. egyéb. — IV. Könnyű-ásvány: 1. kvarc, 2. kvarcit, 3. muszkovit, 4. ortoklász, 5. egyéb

A porozitás a felső homokos összlet alján a mélység felé csökken. A faj-súly és a térfogatsúly változó. A középsőoligocén összlet alján CSALOGOVITS I. legújabb vizsgálatai szerint dácit települ.

Őslénytani vizsgálatok. NAGYNÉ GELLAI Á. szerint a foraminiferás agyagmárga gazdag faunát tartalmaz és a kiscelli agyag szintjét képviseli. Alatta és felette gyérebb a fauna a földtani fácieseknek megfelelően. Ez a több, mint 200 m vastag, foraminiferás agyagmárga a területen „vezető szint”-nek tekinthető. A palynológiai vizsgálatok alapján KRIVÁNNÉ HUTTER E. három zónát és öt szubzónát különít el. Ezek közül az egyik zóna, ill. szubzóna-határ a sekélytengeri foraminiferás agyagmárga megjelenésével esik egybe. A rövid ideig tartó kőszénképződés csak agyagos, gyenge kalóriájú barnakőszénréteget eredményezett.

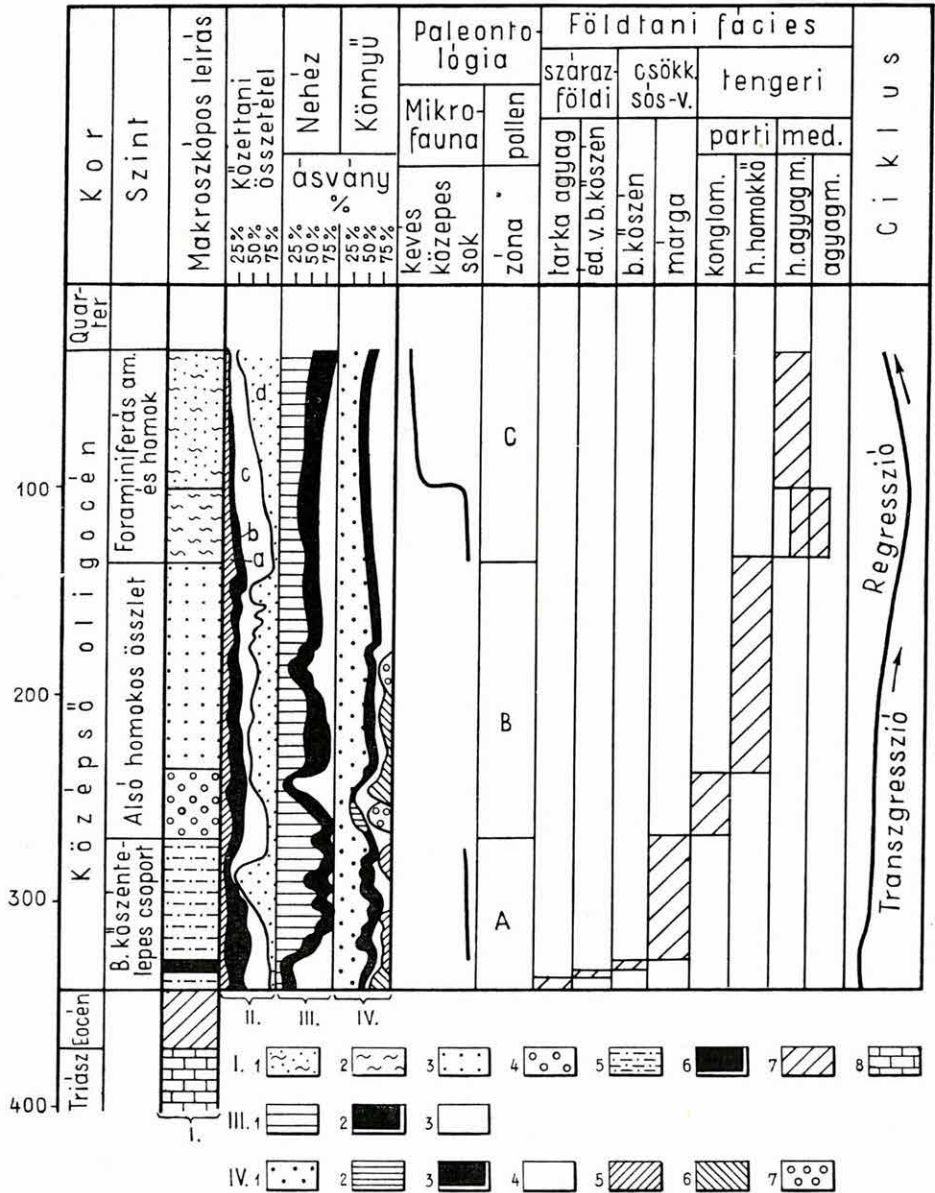
Anyagvizsgálatok összehasonlítása, értékelése. Az üledékösszlet alján levő kemény homokkő, mely az E. 20. és Óbuda 1. sz. fúrásban is jól látszik, a hárshegyi homokkőnek felel meg.

A részletesen feldolgozott fúrások közé iktatva a makroszkóposan jól feldolgozott fúrásokat, kiderült, hogy az Esztergom vidéki hárshegyi típusú rupéli homokkő az oligocén üledékösszlet alján üledékfolytonossággal megy át a felette levő oligocén képződményekbe és azokkal váltakozik. Ezt tapasztaltuk legutóbb a JUHÁSZ I. és SIPOSS Z. által leírt, SALLAI M. és SZÉKELY Á. által megvizsgált Piliscsév 5. sz. fúrásban is. Mivel azonban csak a transzgresszió megindulásának első szakaszában található ez a homokkő — mely több helyen a ciklus vezető részét képezi —, feltételezhető, hogy a rupéli emelet alján találunk olyan képződményeket, melyek a hárshegyi homokkővel azonos módon keletkeztek.

A CSÁNK E.-NÉ által feldolgozott Piliscsév 4. sz. fúrásnál is egy oszcillációs görbe mutatható ki: a transzgresszióval induló homokos szakasz után lerakódik a típusos tengeri foraminiferás agyagmárga, majd megkezdődik a regreszió. (Ezt igazolják HORUSITZKY F. vizsgálatai is, melyek szerint Dorog környékén egy nagyobb felhalmozódási ciklus mutatható ki. — Szóbeli közlés.) Piliscsévnél a sülyyedés lassúbb volt és így vastagabb a transzgressziós üledéksor, mint Esztergomnál. A vékony, agyagos, kéregeredetű periblinitet tartalmazó (I. LACZÓ I.) barnakőszéntelep felett a csökkenésvízi agyagmárga van *Rotalia beccarii* (L.)-t is tartalmazó jellemző mikrofaunával. A felette levő alsó homokos szint sokkal vastagabb, mint az E. 20. sz. fúrásban. A csökkenésvízi összlet alján sok az epigén eredetű ásvány és az agyagásványszemcse (illit és kaolinit).

Felette, az alsó homokos, Foraminiferákban szegény összletben magmás, metamorf és epigén anyag változó mennyisége mellett az ortoklász, plagioklász, muszkovit, glaukonit a jellemző könnyűásvány. A tufaszórás nyomai és a víz hőmérsékletének változására utaló glaukonitképződés tarkítja ezt az összletet, melyet VITÁLIS S. (1942, 1944) vegyes fáciesű szintnek nevez.

Abb. 4. Faziesanalyse der Bohrung Esztergom Nr. 20. — Zeichenerklärung: I. Makroskopische Beschreibung: 1. Sand, 2. sandiger Mergel, 3. Tonmergel, 4. Braunkohle, 5. Dazit. — II. Lithologische Zusammensetzung: a) CaCO₃, b) Ton, c) Schlamm, d) Sand. — III. Schwermineralien: 1. Biotit, 2. Granat, 3. Chlorit, 4. Turmalin, 5. Karbonat, 6. biogener Pyrit, 7. andere Schwerminerale. — IV. Leichtmineralien: 1. Quarz, 2. Quarzit, 3. Muskovit, 4. Orthoklas, 5. andere Leichtmineralien



5. ábra. Piliscsév 4. sz. fúrás fácieselemzése. — *Jelmagyarázat*: I. Makroszkópos leírás: 1. foraminiferás, homokos agyagmárga, 2. kiscelli agyag, 3. homok, homokkő, 4. kavicsos homok, homokkő, 5. barnakőszentelepes csoport, 6. barnakőszén, 7. márga, 8. mészkő. — II. Kőzettani összetétel: a) CaCO_3 , b) agyag, c) kőzetliszt, d) homok. — III. Nehézásvány: 1. magmás, 2. metamorf, 3. epigén eredetű ásvány. — IV. Könnyűásvány: 1. kvarc, 2. ortoklász, 3. plagioklász, 4. muszkovit, 5. glaukonit, 6. agyagásványosodott szemcse, 7. egyéb

A 100 m-t alig meghaladó foraminiferás agyagmárga alsó 30—40 m-es szakaszában gazdag mikrofauna található, mely a kiscelli agyag szintjére utal.

Az üledékanyag szemcsemérete a regresszió hatására fokozatosan durvul, gyérebb a mikrofauna is. Feldúsulnak a magmás nehézasványok. A kvarc, plagioklász és ortoklász aránya egyenletesebb, mint az alatta levő összletekben. Ebben a fúrásban az oszcillációs görbe nem kanyarodik vissza teljesen és így csak a regresszió megindulását jelzi.

Ö s s z e f o g l á s . Az oszcillációs mozgások következtében létrejöttek az üledékfelhalmozódási ciklusok. Az oligocén fáciesek összességükben egy transzgresszióval induló és regresszióval záródó ciklust alkotnak. Ezeket IVANOV G. A. nyomán (1962) fácies-geotektonikai üledékfelhalmozódási ciklusokban foglaljuk össze. A ciklusok, fáciesek beosztására, egy-egy fúrás részletes feldolgozása mellett, a régebbi egyszerűbb leírású fúrások feltüntetésével készült fáciesértékekből földtani alapszelvényeket is lehet készíteni (CSALOGOVITS I.—SIPOSS Z. 1963).

Az esztergom—dorogi fácieselemzésből adódik, hogy az oligocén üledék-összleten belül egy ciklus mutatható ki. Az oligocén alján transzgresszióval induló üledékciklus homok, homokkő anyagú, melyen belül esetleg két ütemű transzgresszió volt, mely folyamatosan tengeri agyagmárga üledékbe megy át. Az üledékciklus regresszív fázisában jelenik meg a felsőoligocén homok-összlet.

A fácieselemzés által megismert területen a sűrítő fúrásoknál már nem szükséges minden esetben a költséges anyagvizsgálat. Így a fácieselemzésnek gazdasági értéke is van.

IRODALOM

- BÁLDI T. 1958: Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz. — Földt. Közl. **88**, pp. 428—435.
- CSALOGOVITS I. — SIPOSS Z. 1963: Az ostravai köszépterület faciologiai szempontok szerint végzett geokémiai vizsgálatának, illetve módszertani részének tanulmányozása. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- HAJÓS M. 1954: A Földalatti Vasút Vérmező és Kossuth Lajos-tér közötti szakaszának földtani felépítése. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról.
- JASKÓ S. 1948: Budapest környékének geológiája. — Egyet. magántanári előadás jegyzete. Kézirat.
- KÁLI Z. 1962: Üledékciklusosság a mecseki alsó liász köszénteleges összletben. — Földt. Kutatás **5**.
- KASZANITZKY F. 1956: Az alsóoligocén (hárshegy) homokkő ásvány-közetani vizsgálata. — Földt. Közl. **86**, pp. 244—256.
- MAJZON L. 1939: Budapest környéki kattiai rétegek Foraminiferái. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről.

Abb. 5. Faziesanalyse der Bohrung Piliscsév Nr. 4. — Zeichenerklärung: I. Makroskopische Beschreibung: 1. sandiger Tonmergel mit Foraminiferen, 2. Kisceller Ton, 3. Sand, Sandstein, 4. schottriger Sand, Sandstein, 5. braunkohlenführende Schichtgruppe, 6. Braunkohle, 7. Mergel, 8. Kalkstein. — II. Lithologische Zusammensetzung: a) CaCO₃, b) Ton, c) Schlamm, d) Sand. — III. Schwermineralien: 1. magmatischen, 2. metamorphen, 3. epigenen Ursprungs. — IV. Leichtmineralien: 1. Quarz, 2. Orthoklas, 3. Plagioklas, 4. Muskovit, 5. Glaukonit, 6. tonmineralisiertes Körnchen, 7. andere Leichtmineralien

- MAJZON L. 1957: A magyarországi oligocén mikropaleontologiai rétegtana. — Akad. dokt. ért. Kézirat.
- Metodü izucsenyija oszadocsnüh porod. — Moszkva, 1957.
- NAGY G. 1963: A Dorogi-medence K-i peremének földtani felépítése. — Kézirat.
- SIPOSS Z. 1953: A budapesti Földalatti Vasút építkezésének földtani észlelései. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- SZALAI T. 1956: A Duna könyök és Naszál vidékének tektonikai vázlata. — Geofiz. Közl. **5.** p. 50—63.
- SZÉKY F. 1959: Pilismarót 3. sz. fúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról.
- SZÉKY F. 1963: Visegrád 2. sz. fúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról.
- VENDL A. 1932: A kiscelli agyag. — Földt. Int. Évk. **29.**
- VITÁLIS S. 1942: Jelentés a dorogi (929) 132. sz. fúrásról. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- VITÁLIS S. 1944: A dorogi medence oligocén rétegtani viszonyai. — Kézirat.
- WEIN GY. 1939: Szentendre környékének földtani viszonyai. — Földt. Közl. **69.** pp. 47—48.
- ZEMAN J. 1961: Facie uhlonosnych vrstev v Karvinské panvi. — Sbornik Ustred. Ústavu Geol. **26.** 2.

METHODISCHE FRAGEN UND ERGEBNISSE DER FAZIESANALYSE DES OLIGOZÄNEN SCHICHTKOMPLEXES DER UMGEBUNG VON BUDA UND ESZTERGOM

von

DR. Z. SIPOSS

Die bisherigen Ergebnisse der Vergleichsanalyse der Oligozänfazies des Gebietes von Buda und Esztergom ermöglichen die Feststellung, dass der mit Transgression beginnende Sedimentationszyklus mit einer Regression endet, die durch eine grosse Oszillationskurve verschaulicht wird. Es ist in der Regel nachweisbar, dass über dem transgressiven Sandkomplex des Rupel, den Kulminationspunkt der Transgression andeutend, neritische Tonmergel mit Foraminiferen lagern. Darauf folgt die oberoligozäne Regression, die den Sedimentationszyklus abschliesst. Bei der Untersuchung der Profile handelte Verfasser unter Berücksichtigung L. N. BOTWINKINAS Methode zur Unterscheidung der Fazieszyklen und G. A. IWANOWS faziesgeotektonischer Methode. Die Oszillationsbewegungen hatten die Entstehung der Zyklen zur Folge. Da die Fazies sich in Leitkomplexe ordnen lassen, bilden sie in ihrer Gesamtheit einen Sedimentationszyklus, der mit einer Transgression beginnt und durch eine Regression abgeschlossen wird.

Neben der detaillierten Bearbeitung der einzelnen Bohrungen, können aus den früheren Fazieskarten die sich auf einfach beschriebene Bohrungen stützen, auch geologische Grundprofile ausgearbeitet werden.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ И ДОСТИЖЕНИЯ АНАЛИТИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ФАЦИЙ ОЛИГОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ ОКРЕСТНОСТЕЙ БУДЫ И ЭСТЕРГОМА

Д-р З. Шитоши

На основании достигнутых до сих пор результатов при сопоставлении олигоценовых фаций районов Буды и Эстергома можно установить, что начинающийся трансгрессией цикл осадконакопления кончается регрессией, что иллюстрируется крупной осцилляционной кривой. Как правило, можно доказать, что на рупельскую трансгрессивную песчаную толщу налегают — как ее завершение — мелководные фораминиферовые глинистые мергели. После этого наступает завершающая седиментационный цикл верхнеолигоценовая регрессия. При изучении разрезов автор имел в виду циклический метод *Л. Н. Ботвинкиной* и фациально-геотектонический метод *Г. А. Иванова*. Седиментационные циклы были обусловлены осцилляционными движениями. Таким образом фации, поддающиеся выделению фаз и опорных литологических комплексов, образуют в своей совокупности начинающийся трансгрессией и завершающийся регрессией цикл осадконакопления.

Благодаря детальной обработке данных отдельных буровых скважин, из фациальных карт, составленных по фактическому материалу старых и сравнительно простым способом описанных скважин, можно разработать даже опорные геологические разрезы.

A DOROG – ESZTERGOMI-MEDENCE PLEISZTOCÉN KÉPZŐDMÉ- NYEINEK BIOSZTRATIGRÁFIAI VIZSGÁLATA

Írta: DR. KROLOPP ENDRE

A Dorogi-medence pleisztocén Mollusca-faunájának vizsgálatát BARTHA F. kezdte meg 1961-ben. Munkája eredményeit az Évi Jelentésben adta közre (1964).

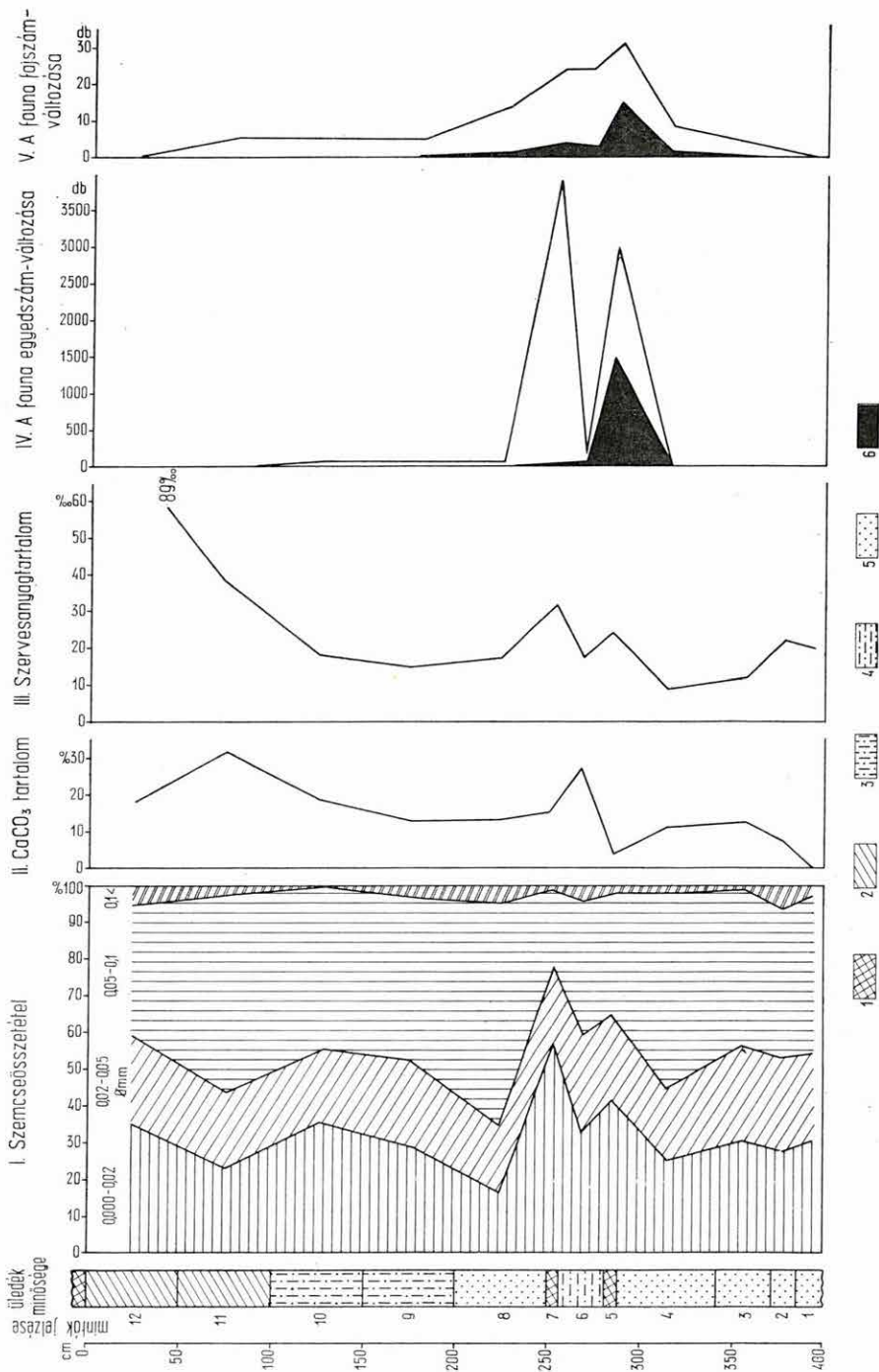
BARTHA kutatásaival arra kívánt választ kapni, hogy a korábban kidolgozott biosztratigráfiai módszerek és statisztikus kiértékelés alkalmazásával a pleisztocén szintezésénél, kronológiai és faciológiai kérdések eldöntésénél mennyiben használható fel a Mollusca-fauna. Azt már korábban megállapították, hogy a Mollusca-fauna analízise az egykori környezeti viszonyokra vonatkozóan sok érdekes adatot szolgáltatathat (SOÓS 1916, ROTARIDES 1931). A faunák egymásutánjának elkülönítésére, tehát szintezési kérdések megoldására azonban csupán az utóbbi évek statisztikus faunafeldolgozásait tekinthetjük reményre jogosító kezdeményezésnek (HORVÁTH 1953, KROLOPP 1961b).

BARTHA munkájának legnagyobb jelentőségét az adja, hogy a Mollusca-fauna kvantitatív vizsgálata alapján klímaszakaszokat tudott megkülönböztetni. Ha ezeknek a klímaszakaszoknak a pleisztocénen belül megadott helyét csupán mint lehetőséget kezeljük is, nyilvánvaló, hogy az adatok gyarapodásával a kronológiai besorolás egyre pontosabb lesz.

A Dorogi-medence pleisztocén képződményeinek biosztratigráfiai vizsgálatát 1962 nyarán átvéve, kutatásaimat a korábbi vizsgálatok által lerakott alapokon folytattam. Célom kettős volt:

Egyrészt olyan szelvények biosztratigráfiai feldolgozása, amelyeknek lehetőleg minden szintje a kvantitatív vizsgálatok számára megfelelő mennyiségű Mollusca-faunát tartalmaz. Másrészt a kvantitatív vizsgálatok segítségével felismert faunakép-változások egymással való összehasonlítása és lehetőség szerint kronológiai besorolása.

A szelvények kijelölését és begyűjtését a Dorog—Esztergomi-medence negyedkori képződményeinek térképezésével akkor megbízott MARCZIS J. segítségével végeztem. E munka során arra törekedtünk, hogy egyúttal a Dorogi Osztály tervmunkájában soron következő térképlapok és magyarázóik számára is adatokat szolgáltatassunk. Munkánk során Sárísáp és Csolnok környékén két-két, Nagysáp mellett három feltárás anyagát gyűjtöttük be finomrétegtani módszer alkalmazásával. Ezek közül jelentőségében kiemelkedik a csolnoki 8. sz. szelvény, melynek anyagát Csolnok község ÉK-i végén, az or-



szágút és a bányavasút találkozásánál észak felé induló mélyút Ny-i oldalán gyűjtöttük. A feltárás rétegeiből azonos mennyiségeket, kb. 2,5 kg kőzetanyagot iszapoltunk meg, így az egyes mintákban talált Mollusca anyag egyedszáma közvetlenül is összehasonlítható.

A rétegsor (1. ábra) alsó harmada finomhomok, amibe több kevesebb aleurit keveredik (1—4. sz. minták). E fölött két, kb. 5 cm-es barnásfekete, mocsári iszaphoz hasonló humuszos réteg következik. A köztük levő mintegy 25 cm-es aleuritos löszhöz 37% finomhomok keveredik (6. sz. minta). A két humuszos szint makroszkóposan megegyezik és szemcseösszetételük is lényegében azonos, azonban a felső rétegben a „kőzetliszt” a finomhomok rovására megnő. A rétegsor felső harmada finomhomok, majd löszös finomhomok (8—12. sz. minta), ahol a löszfrakció felfelé némileg nő. Az utolsó (12. sz.) minta már humusszal keveredik.

A gyorsvizsgálattal végzett szervesanyag tartalom vizsgálat a két sötétszínű rétegben mutatott maximumot, ha a legfelső minták humusztartalom-emelkedésétől eltekintünk, amely már a jelenkori talajképződéssel függ össze. Említésre méltó, hogy a 7. sz. minta szervesanyag tartalma meghaladta az alsó humuszos szint (5. sz. minta) értékét. A CaCO_3 tartalom — mint várható — a két humuszos horizontban a legcsekélyebb, viszont a köztes, aleuritos—homokos löszben jelentősen megnövekszik. Mindezekből az tűnik ki, hogy a két feketésbarna réteg a talajképződés valamilyen formájával függ össze és ezeket az elváltozásokat a felső 7. sz. réteg kifejezettebben mutatja.

A faunisztikai vizsgálat eredményei (1. sz. táblázat). A rétegsor alsó harmadának faunája szegényes, csupán néhány indifferens faj példányai kerültek elő. Az első humuszos rétegben a fajszám hirtelen 11-ről 32-re, az egyedszám pedig 32-ről 3096-ra ugrik fel. Ezután a löszös rétegben 24 faj 162 egyedét találjuk. A felső humuszos szintben azonos fajszám mellett ismét igen magasra, csaknem 4000-re emelkedik az egyedszám. A rétegsor felső harmadának finomhomokos—löszös mintáiban a fajszám előbb 14-re, majd 5-re csökken, az egyedszám 100 körüli. Ezek az adatok arra mutatnak, hogy a két humuszos szint keletkezésekor a hőmérséklet és csapadékvizonyok az akkori fauna fajai számára optimálisak voltak. Az alsó humuszos szintben 15 vízi fajt találunk, amelyeknek egyedei a fauna összpéldányszámának 48%-át adják. A löszös rétegben ezek száma 8%-ra, majd a felső humuszos szintben 0,8%-ra csökken. A rétegsor felső harmadának löszös homokrétegeiből egyetlen vízi csiga sem került elő.

Kitűnik tehát, hogy a két humuszos szint közt faunisztikailag igen jelentős különbség van: míg az alsóban gazdag vízi fauna van, és így az mocsári iszap-

I. ábra. A csolnoki 8. sz. szelvény rétegsorának üledék- és faunaváltozásai. — *Jelmagyarázat:* I. Szemcseösszetétel; II. CaCO_3 -tartalom; III. Szervesanyagtartalom; IV. a fauna egyedszám-változása; V. a fauna fajszám-változása. — 1. humusz, mocsári iszap, 2. humuszos lösz, 3. löszös homok, 4. agyagos homok, 5. homok, 6. vízi egyedek, ill. fajok

Abb. 1. Lithologische und faunistische Veränderungen in der Schichtenfolge des Profils Nr. 8 von Csolnok. — *Zeichenerklärung:* I. Granulometrische Zusammensetzung; II. CaCO_3 -Gehalt; III. Gehalt an organischen Stoffen; IV. Veränderung der Individuenzahl der Fauna; V. Veränderung der Artenzahl der Fauna. — 1. Humus, Sumpfschlamm, 2. humusführender Löss, 3. lössiger Sand, 4. toniger Sand, 5. Sand, 6. Individuen, bzw. Arten von Wassertieren

A csolnoki 8. sz. szelvény Mollusca-faunájának megoszlása

I. táblázat

Fajok neve	Minták jelzése									
	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
<i>Pisidium milium</i> HELD			12							
<i>Pisidium obtusale</i> (C. PFR.)			31	6						
<i>Pisidium</i> sp. indet.			877							
<i>Valvata cristata</i> MÜLL.			134							
<i>Limnaea stagnalis</i> (L.)			13							
<i>Radix peregra peregra</i> (MÜLL.)			6		2					
<i>Radix peregra ovata</i> (DRAP.)			11							
<i>Galba truncatula</i> (MÜLL.)		1	96	2	24					
<i>Aplexa hypnorum</i> (L.)			5							
<i>Planorbis planorbis</i> (L.)			65							
<i>Anisus spirorbis</i> (L.)					1					
<i>Anisus leucostomus</i> (MILL.)			4	5	2					
<i>Gyraulus laevis</i> (ALD.)			87							
<i>Armiger crista</i> (L.)			132							
<i>Hippeutis complanatus</i> (DRAP.)			5							
<i>Acroloxus lacustris</i> (L.)			2							
Vízi fajok összesen		1	1480	13	29					
<i>Carychium minimum</i> MÜLL. }			217	5	259					
<i>Carychium tridentatum</i> (RISSO) }										
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.	2	18	730	45	370	9				13
<i>Succinea</i> cfr. <i>pfeifferi</i> (RM.)						1				
<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLL.)		+	3	+		1				
<i>Cochlicopa lubricella</i> (PORRO)					8					
<i>Abida frumentum</i> (DRAP.)				2	61					
<i>Vertigo alpestris</i> ALD.				1						
<i>Vertigo pygmaea</i> (DRAP.)		2	33	9	820	1				
<i>Vertigo antivertigo</i> (DRAP.)			53							
<i>Vertigo angustior</i> JEFF.			16	6	712					
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)		2	33	18	55	62	43	23		4
<i>Pupilla triplicata</i> (STUD.)		1				1	10	53		
<i>Orcula dolium</i> (DRAP.)		1		1						
<i>Truncatellina cylindrica</i> (FÉR.)					2					
<i>Columella edentula columella</i> (G. MART.)				4						
<i>Vallonia pulchella</i> (MÜLL.)			35	3	312	2				
<i>Vallonia enniensis</i> (GREDL.)			32	16	610					
<i>Vallonia costata</i> (MÜLL.)			24	9	233	8	2	17		
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BR.)				3						
<i>Vallonia</i> sp. indet.		3								
<i>Chondrula tridens</i> (MÜLL.)			2		71					
<i>Clausilia pumila</i> C. PFR.	+	3	223	10	10					
<i>Punctum pygmaeum</i> (DRAP.)	1				7	1				
<i>Vitrea crystallina</i> (MÜLL.)		1			1	1				
<i>Perpolita hammonis</i> STRÖM				1	1					
<i>Semilimax semilimax</i> (FÉR.)			1	1						
<i>Limax</i> sp. indet.			201	15	176	3	1			1
<i>Fruticicola fruticum</i> (MÜLL.)			5	+	37					
<i>Helicella hungarica</i> Soós et H. WAGN.		+				14	23	21		+
<i>Monachoides rubiginosa</i> (A. SCH.)	1			+		8				
<i>Perforatella bidentata</i> (GMEL.)										
<i>Euomphalia strigella</i> (DRAP.)			8							
<i>Trichia hispida</i> (L.)						10		+		1
<i>Arianta arbustorum</i> (L.)						1				
Szárazföldi fajok összesen	4	31	1616	149	3753	115	79	114		19

+ : töredék

nak tekinthető, a felső humuszos réteg lényegében szárazföldi üledék, az innen előkerült néhány vízi csiga nedves réten, a fű közt meggyűlő időszakos pocsolyákban is megélt.

A szárazföldi csigafauna kvantitatív vizsgálatánál az eddigi gyakorlattól eltérő módszert alkalmaztam. Korábbi szerzők ugyanis a csigafajokat ökológiai igényük szerint csoportosították és így értékelték ki a faunát. E módszer alkalmazhatóságát nagy mértékben megnehezíti a csigafajok ökológiai igényeinek csupán hozzávetőleges ismerete. Ez azt eredményezi, hogy a kutatók eltérő szempontok szerint csoportosítják a faunát és az egyes fajok, csoportok ökológiai jelentőségét is különbözőképpen értékelik. Fossilis fajokról lévén szó, nem biztos, hogy ökológiai igényük azonos volt a megfelelő ma élő fajkéval.

Ezen szempontok figyelembevételével a csolnoki csigafauna vizsgálatánál az alábbiak szerint jártam el: a dominancia értékek kiszámítása után a fajokat aszerint csoportosítottam, hogy dominancia görbéjük melyik rétegben ér el maximumot. Ily módon három jól elkülönülő csoportot kaptam.

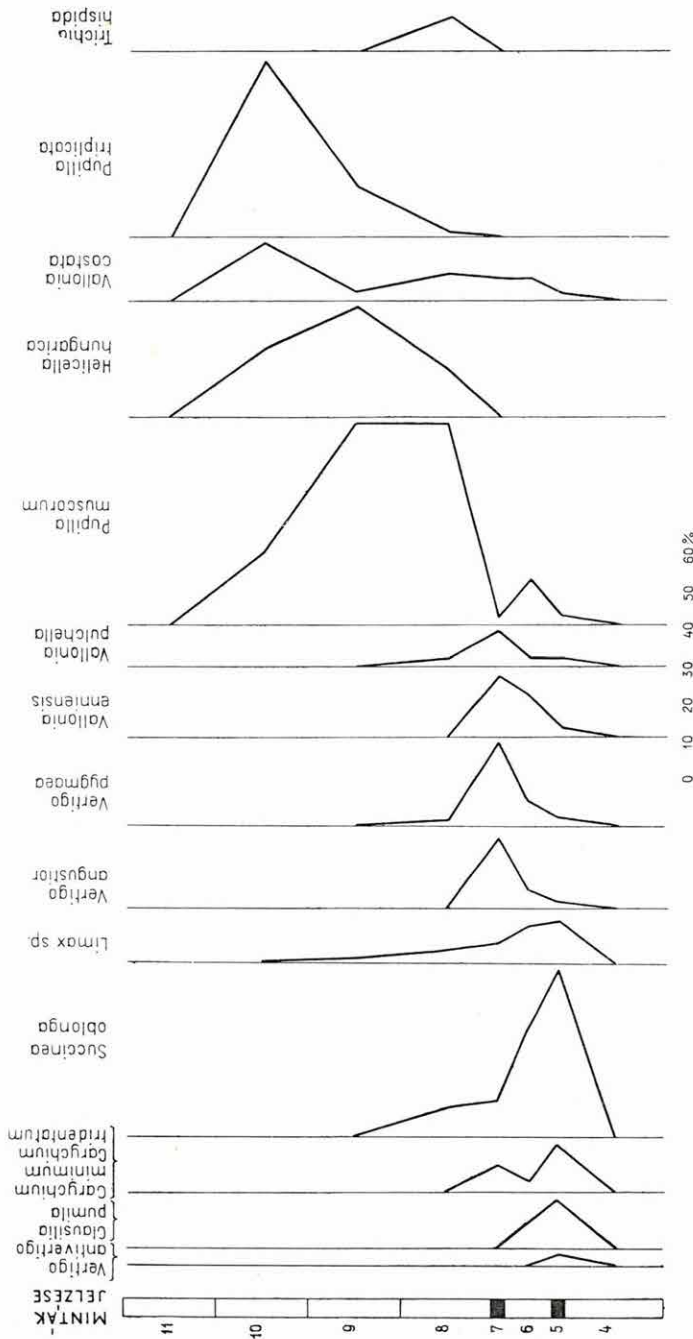
A 2. ábra feltünteti mindazokat a fajokat, amelyeknek dominancia értéke valamely rétegben a 2%-ot meghaladja. A fajok első csoportjának dominancia maximuma a gazdag vízi faunát is tartalmazó alsó humuszos rétegben van. Így nem véletlen, hogy valamennyi nedvességkedvelő. E mellett a fajok egy része, a *Vertigo antivertigo*, *Carychium minimum*, *C. tridentatum* többé-kevésbé melegigényes.

A második csoport fajai a legnagyobb dominanciát a felső humuszos rétegben érik el, ahol a vízi fauna már elenyésző. Ezek a fajok az előzőkhöz hasonlóan melegkedvelők, azonban kevésbé nedvességigényesek.

A fauna harmadik csoportjának fajai dominancia értékük maximumát a humuszos rétegek feletti löszös homokban érik el. Itt a korábban színes faunakép hirtelen egyhangúvá válik. A szóbanforgó néhány faj azonban magas dominanciával tűnik ki. Nyilvánvaló, hogy ezek nagy ökológiai tűrőképességűek és így életfeltételeiket a csigák nagy többségére nézve kedvezőtlen körülmények között is megtalálják. Egyébként szárazságtűrő, némileg melegigényes sztyep fajok, csupán a legalsó szintben található jelentős számban a nedvességigényes *Trichia hispida*. Az alsó, humuszos rétegekből hiányzik a *Pupilla triplicata*, *Helicella hungarica*, *Trichia hispida* és *Arianta arbustorum*.

A két humuszos réteg által közbezárt aleuritós löszben egyetlen faj dominancia görbéje sem mutat maximumot. Jellegzetes hidegtűrő löszcsigák (*Vertigo alpestris*, *Columella edentula columella*, *Vallonia tenuilabris*) csupán ebből a rétegből kerültek elő. Ezek a fajok csupán kis egyedszámmal szerepelnek és így az ábráról hiányzanak, együttesen mégis a fauna 6%-át adják. A két humuszos réteg melegkedvelő fajainak dominanciája ezzel összhangban csökken.

A szárazföldi Mollusca-fauna vizsgálatából tehát az alábbiakat lehet megállapítani. Az első humuszos réteg (mocsári iszap) képződésének idején az éghajlat erősen csapadékos és mérsékelt meleg volt. A növénytakaró bokros—ligetes vízparti vegetáció lehetett. Az aleuritós lösz csigafaunája az előzőhöz képest kissé szárazabb és hidegebb éghajlatot jelez. A növényzetet nyíltabb vegetáció képviselhette. A felső humuszos réteg klímája meleg, de meglehetősen száraz lehetett. A növénytakaró az előzőnél kissé ligetesebb. A felső löszös homok-réteggösszlet faunája az éghajlat jelentős megváltozását jelzi. Ez első-



2. ábra. A csolnoki 8. sz. szelvény szárazföldi csigafajainak dominancia-változása. Az 5. és 7. sz. minta a humuszos szintekből származik.

Abb. 2. Dominanzveränderungen der Festland-Schneckenarten im Profil Nr. 8 von Csolnok. Die Proben Nr. 5 und 7 stammen aus den Humus-Horizonten

sorban a klíma szélsőségesé válásában nyilvánulhatott meg. A felső humuszrétegnél hidegebb és kissé szárazabb lehetett, gyér, füves sztyep-vegetációval.

A szelvény korának megítélésénél mindenekelőtt a fauna néhány jellegzetesebb faját kell kissé részletesebben szemügyre vennünk.

A legelső humuszréteg egyik apró kagylója, a *Pisidium milium* nemrég vált ismertté a tihanyi würm kori faunából és a Buda környéki alsópleisztocén mészsizapból (KROLOPP 1961a, 1961b). Németország riss—würm interglaciális kori faunáiban gyakori (ZEISSLER 1962). A szárazföldi fajok közül a *Semilimax semilimax*-ot emelem ki, amely ugyancsak a Buda környéki mészsizapból került elő (KROLOPP 1961b), jelenleg a nyugati határszélen és a Mecsekben él (Soós 1955—59).

Figyelemre méltó továbbá a két humuszos rétegben néhány olyan faj jelenléte, amely a pleisztocén régebbi szakaszaiból több helyről előkerült, de a würmi löszfaunákban ritka, vagy egyáltalán nem fordul elő. Elsősorban a *Clausilia pumila*-t kell itt megemlíteni. Ez a faj alsópleisztocén mészsizapból, továbbá riss—würm interglaciális üledékekből (Bükk: Varbó; Süttő) ismeretes (KORMOS 1925, KROLOPP 1961b, 1964b), a würmben azonban rokon faja, a *Clausilia dubia* helyettesíti. Csupán egyetlen helyről, Tatáról került elő a würm legidősebb szakaszából (KROLOPP 1964a). Hasonló jelentőségük van a *Vertigo antivertigo*, *V. angustior* és *Euomphalia strigella* fajoknak is, amelyek az alsópleisztocénen kívül szintén csupán a würm legidősebb szakaszát képviselő tatai rétegekből ismeretesek (KROLOPP 1964a). Valószínűleg hasonló a helyzet a *Carychium minimum*, *C. tridentatum* és *Vallonia enniensis* fajokkal is, bár ezeket néhány würm-faunából is közlik, az azonban bizonyos, hogy ritkák (HORVÁTH 1953). A *Vallonia* esetében azonban téves meghatározásra is gondolhatunk.

A humuszrétegek közé zárt aleuritos, homokos löszben megjelenő hidegtűrő fajokról már megemlékeztem. Ezek közül a *Columella edentula columella* és a *Vertigo alpestris* hazánkból csak würm-kori üledékekből került elő.

A felső löszös homok-szintek nagy ökológiai tűrőképességű fajokból álló faunájáról csupán annyit lehet mondani, hogy bár ezek a fajok idősebb pleisztocén képződményekből is ismeretesek, ott csupán mint színező elemek szerepelnek.

Fenti adatokat figyelembevéve megállapíthatjuk, hogy a csolnoki szelvény Mollusca-faunánk felsőpleisztocén fejlődésének egyik fontos szakaszával hozható összefüggésbe. Ekkor váltott fel ugyanis egy színes, fajokban gazdag, enyhe klímára utaló faunát a hűvösebb, szélsőséges éghajlathoz alkalmazkodott, nagy ökológiai tűrőképességű löszfauna. Ez pedig csak a riss—würm interglaciális végén, illetve a würm₁ elején lehetett. A rétegsor képződésének idejét tehát a pleisztocénnek erre a szakaszára tehetjük.

A riss—würm interglaciális Mollusca-faunáját Csehszlovákia számos lelőhelyéről jól ismerjük (LOŽEK 1955), hasonlít a ma élő faunához, de néhány DK-kárpáti csigafaj jelenléte által mégis különbözik attól. Legjellemzőbb ilyen faj a *Helicigona banatica*, amely faj után a riss—würm faunát közép-európaszerte „banatica-faunák” néven emlegetik (ZILCH 1962). Nálunk *Helicigona banatica*-val jellemezhető fauna csupán legutóbb került elő a Bükkből (KROLOPP 1964b), de ilyen korú lehet a süttői (KORMOS 1925), valamint a tatai idősebb fauna is (KROLOPP 1964a). Utóbbi helyen, az ősemberi telephelyet is tartalmazó

forrásmészkö legalsó tagjából származik a „banatica-fauna”-val azonos korú és jellegű fauna, amely így még kétségtelenül a riss—würm interglaciális klíma-optimumát jelzi. Valamivel fiatalabb a következő tatai fauna — ezt az előzőtől több méteres édesvízi mészkő választja el — amely szinte teljesen megegyezik a csolnoki két humuszos réteg csiga tanatocönozisával. Itt is megvan a *Clausilia pumila* mellett a *Vertigo antivertigo*, *V. angustior* stb., tehát mindazok a fajok, amelyeket, mint würmi löszfaunából hiányzó elemeket emeltünk ki. Még az üledék barnásfekete színe is megegyezik.

A harmadik, előzőknél kissé fiatalabb tatai fauna, a moustéri kultúrrétegben és a felette levő homokban található. Ez viszont jellegét és egyes fajait tekintve is a csolnoki felső szintek faunájával egyezik meg, itt is nagy ökológiai tűrőképességű, száraz és aránylag meleg, de szélsőséges klímára utaló fajok kerültek elő. A Tatán észlelt faunaképváltozások tehát a csolnoki szelvényben tapasztaltakkal megegyezők.

LOŽEK (i. c.) a cseh-szlovákiai interglaciális „banatica-faunák” felett található lösz a würm₁ szakaszba helyezi. Faunája a *Helicella striata*-val jellemezhető ún. „striata-fauna”, amely a névadó fajon kívül sztyep-alakokat (*Pupilla muscorum*, *P. bigranata* = *triplicata*, *Abida frumentum*, *Chondrula tridens*) tartalmaz. A *Helicella striata*-ról meg kell említeni, hogy csupán bonctani vizsgálattal lehet elkülöníteni a mi *Helicella hungaricánktól*. Ezért nem lehetetlen, hogy a fosszilis *Helicellák* tulajdonképpen nem *hungaricák*, hanem *striaták*. Akárhogy áll is ez a kérdés, annyi bizonyos, hogy a két faj ökológiai igénye lényegében megegyezik és így a csolnoki szelvény felső részének faunáját a „striata-fauna” magyarországi megfelelőjének, korát pedig külföldi analógiák és a rétegek egymásutánjának logikája alapján würm₁-nek tekinthetjük.

Visszatérve a két humuszos szint korának pontosabb kijelöléséhez, kézenfekvőnek látszik azokat az ún. „göttweigi kettős vályogzóna”-val azonosítani. Erről a képződményről azonban GROSS kimutatta, hogy csupán bevezető hulláma annak a szakasznak, amelyet „Fellabrunn-Stillfried A” komplexusként is említenek és amelyet ő középső würm (interpleniglaciális) néven a korábbi würm₁₋₂ interstadiálissal azonosít (GROSS 1962—1963). Ez tehát a csolnoki szelvény képződményeinél fiatalabb kort jelöl.

Itt kell megemlítenünk az alsó „mocsári iszap”-ból előkerült apróemlős-fajt, amelyet KRETZOI M. *Apodemus silvaticus*-nak határozott meg. Ez a faj KRETZOI szerint a riss-würm interglaciálisban még gyakori, de a würmben csupán a W₁ még enyhe bevezető szakaszában található.

GROSS hármas würm-felosztásában az alsó, idős vagy kora-würmi szakaszt (a korábbi würm₁-et) 3 stadiálisa és 2 interstadiálisa tagolja tovább (GROSS i. c.). A két interstadiálist követő legfiatalabb stadiális volt a leghosszabb, ekkor képződhetett az eddig W₁-el jelzett löszök zöme. A csolnoki két humuszos szintet a két interstadiálissal („amersfoort” és „brörup”) azonosíthatjuk. Nincs kizárva az sem, hogy mindkettő a fiatalabb interstadiális („brörup”) képződménye.

Bárhogy is áll a kérdés, annyi bizonyos, hogy a csolnoki 8. sz. szelvény a würm korai szakaszát képviseli, alul interstadiális, felül stadiális faunával. Jelentőségét elsősorban abban látom, hogy sikerült olyan felsőpleisztocén szelvényt találni, amelyben a színes, fajgazdag Mollusca-faunát (amely azonban

már nem a riss—würm interglaciális „banatica-faunája”) szegényes löszfauna váltja fel.

Komoly jelentőségű a szelvény a Dorog környéki pleisztocén képződmények faunisztikai párhuzamosítása terén is. Nyilvánvaló ugyanis, hogy az itteni löszfaunától eltérő, ugyancsak löszben talált faunák már a würm későbbi szakaszait, tehát a korábbi terminológia szerinti würm₂ és würm₃ stadiálisokat képviselik. Régebbi, tehát riss vagy mindel löszre utaló adatokat mindezideig nem találtunk. Említésre méltó azonban, hogy Nyergesújfalu közelében a löszben a csolnokihoz hasonló „mocsári iszap” horizont hízódik, amelynek faunáját az eddigi vizsgálatok alapján BARTHA F. (1964) riss—würm interglaciális korinak tartotta. Hogy ez a képződmény nem egykorú-e a csolnokival és így nem fiatalabb-e, ezt a későbbi kutatás hivatott eldönteni.

A Dorog—Esztergomi-medence pleisztocén képződményeiből begyűjtött csolnoki 9. sz. szelvény a falu ÉK-i végén, a dorogi országút D-i oldalán fekszik, az előző feltárástól mintegy 500 m-re. A 8,3 m-es szelvényben lényeges üledékváltozás nem észlelhető, végig többé-kevésbé homokos löszből áll. Faunája (2. sz. táblázat) szegényes löszfauna, a felsőbb szintekben aránylag nagy

2. táblázat

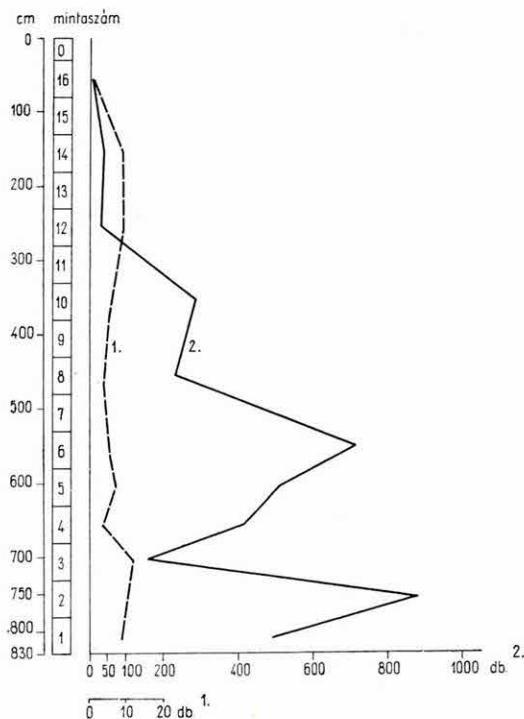
A csolnoki 9. sz. szelvény Mollusca-faunájának megoszlása

Fajok neve	Minták jelzése									
	1	2	3	4	5	6	8	10	12	14
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.	125	208	59	258	318	441	56	139	4	6
<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLL.)	+									1
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	105	115	78	159	150	246	167	130	22	25
<i>Pupilla triplicata</i> (STUD.)	215	433	7							
<i>Pupilla sterri</i> (v. VOITH)	13	34	1		4		4	8		3
<i>Orcula dolium</i> (DRAP.)									+	1
<i>Columella edentula</i> (DRAP.)	1			1	14	14	2	1		
<i>Vallonia costata</i> (MÜLL.)	3	18	1							2
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BR.)		8	3		8					
<i>Chondrula tridens</i> (MÜLL.)										+
<i>Clausilia dubia</i> DRAP.		2							2	
<i>Punctum pygmaeum</i> (DRAP.)	2	2	1						1	
<i>Vitrea crystallina</i> (MÜLL.)			2						1	
<i>Perpolita hammonis</i> STRÖM									1	
<i>Limax</i> sp. indet.		1	1	1	9					
<i>Trichia hispida</i> (L.)	22	50	4			21		3	1	1
<i>Trichia</i> cf. <i>striolata</i> (C. PER.)					8					
<i>Helicella hungarica</i> SOÓS		4	1					2		
<i>Arianta arbustorum</i> (L.)			1						+	+
Összesen:	486	875	159	419	511	723	229	283	32	39

+ : töredék

egyedszámmal. Feltűnő sajátága a *Succinea oblonga* erős dominanciája (24% és 62% közt); ez és a hidegtűrő *Pupilla sterri*, *Columella edentula* és *Vallonia tenuilabris* jelenléte jól megkülönbözteti a másik csolnoki szelvény löszfaunájától. Az alsó szintben a *Pupilla triplicata* emelkedő dominanciája me-

legedésre, a nedvességigényes *Succinea oblonga* arányszámának csökkenése ugyanakkor a klíma szárazabbá válására utal (3., 4. ábra).

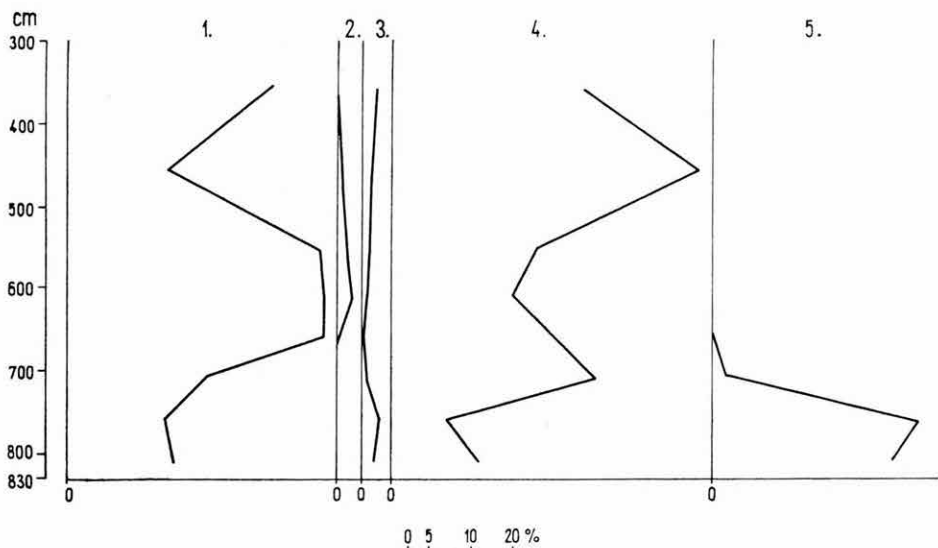


3. ábra. A csolnoki 9. sz. szelvény csigafajainak fajsám- (1) és egyedszám (2) változása

Abb. 3. Veränderungen in der Arten- (1) und Individuenzahl (2) der Gastropodenformen im Profil Nr. 9 von Csolnok

A csolnoki 9. sz. szelvény faunáját a LOŽEK által „columella-fauna” néven említett, hűvös és többé kevésbé nedvességkedvelő fajokból álló faunával hozhatjuk összefüggésbe, amelyet a korábbi würm₃ szakaszba, GROSS „fő würm-maximum”-ába helyeznek.

Nagyjából azonos korú lehet ezzel a Sárísáp község DNy-i végében, a téglagyárnál levő löszfal (6. sz. szelvény) faunája (3. sz. táblázat). Ennek alsó szakaszából néhány vízi csiga is előkerült, ezek azonban nedves réten, a fű közt időlegesen meggyűlő vízben is megélnek. A szárazföldi fauna fajai ugyanakkor ligetes vegetációra utalnak. A szelvény felső részének faunaszegénysége száraz, hűvös éghajlatot és csupán gyér növényzetet jelez. Valószínű ezért, hogy a sárísápi szelvény a würm₂₋₃ interstadiálisból a würm₃-ba átvezető szakasz képződménye.



4. ábra. A csolnoki 9. sz. szelvény csigafajainak dominancia-eloszlása. — 1. *Succinea oblonga*, 2. *Columella edentula*, 3. *Pupilla sterri*, 4. *P. muscorum*, 5. *P. triplicata*
 Abb. 4. Dominanz-Verteilung der Schneckenarten im Profil Nr. 9 von Csolnok. — 1. *Succinea oblonga*, 2. *Columella edentula*, 3. *Pupilla sterri*, 4. *P. muscorum*, 5. *P. triplicata*

A sárisápi 6. sz. szelvény Mollusca-faunájának megoszlása

3. táblázat

Fajok neve	Minták jelzése										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Galba truncatula</i> (MÜLL.)	1	1	3								
<i>Succinea</i> cfr. <i>putris</i> (L.)		1									
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	67	180	81	35	50	13	8	6			1
<i>Pupilla triplicata</i> (STUD.)									1	4	1
<i>Pupilla sterri</i> (v. VOITH)									7	11	
<i>Columella edentula</i> (DRAP.)	23	46	35	21	34						
<i>Vallonia costata</i> (MÜLL.)	6	15	2	1		3	22	22	9	2	6
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BR.)				14	76						
<i>Chondrula tridens</i> (MÜLL.)											1
<i>Limax</i> sp. indet.		6	7	7	4						
<i>Trichia hispida</i> (L.)	182	312	212	159	222	12	26	1			1
<i>Arianta arbustorum</i> (L.)	4	28	10	1	3						
Összesen:	283	589	350	238	389	28	56	29	17	17	10

IRODALOM

- BARTHA F. 1964: Biosztratigráfiai vizsgálatok a Dorog—Esztergomi-medence pleisztocén kori képződményein. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. **1.** pp. 407—415.
- GROSS H. 1962—1963: Der gegenwärtige Stand der Geochronologie des Spätpleistozäns. — Quartär. **14.** pp. 49—68.
- HORVÁTH A. — ANTALFI S. 1953: Malakológiai tanulmány a Duna—Tisza-köz déli részének felső pleisztocén rétegeiről. — Ann. Biol. Univ. Hung. **2.** pp. 417—428.
- KORMOS T. 1925: A süttöi forrásmész-komplexus faunája. — Állattani Közl. **22.** pp. 139—175.
- KROLOPP E. 1961a: A tihanyi felső-pleisztocén Molluscafauna. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról. **1.** pp. 508—511.
- KROLOPP E. 1961b: A Buda környéki alsó-pleisztocén mésziszapok csigafaunájának állatföldrajzi és ökológiai vizsgálata. — Doktori disszertáció. Kézirat. pp. 1—141.
- KROLOPP E. 1964a: Die Mollusken-fauna (in: Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn). — Arch. Hung. **43.** pp. 87—103.
- KROLOPP E. 1964b: A Helicigona banatica Rm. (Gastropoda) első pleisztocén (Riss/Würm) előfordulása Magyarországon és állatföldrajzi jelentősége. — Ann. Mus. Nat. Hung. **56.**
- LOŽEK V. 1955: Mekkysri československého kvartéru. — Rozprávi Ustredniho ústavu geologického. **17.** pp. 1—510.
- ROSTARIDES M. 1931: A lösz csigafaunája, összevetve a mai faunával, különös tekintettel a szegedvidéki löszökre. — Alföldkut. Biz. Könyvt. **8.** 6. A/8. 1. pp. 1—180.
- SOÓS L. 1916: A Brassói Fortyogóhegy praegläciális csigafaunája. — Barlangkutatás. **7.**
- SOÓS L. 1955—59: Mollusca — Puhatestűek (in: Székessy: Magyarország Állatvilága — Fauna Hungariae). — **19.** 1—3. pp. 1—270.
- ZEISSLER H. 1962: Konchylien aus dem Pleistozän von Weimar. — Freiburger Forschungshefte. **C. 151.** pp. 107—147.
- ZILCH A.—JAECKEL S. G. H. 1962: Ergänzung (zu: Ehrmann: Mollusca). pp. 1—294.

BIOSTRATIGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DER PLEISTOZÄN-BILDUNGEN DES DOROG—ESZTERGOMER BECKENS

VON
DR. E. KROLOPP

Die Weiterführung der biostratigraphischen Untersuchungen an den Pleistozänbildungen des Dorog—Esztergomer Beckens stützte sich auf die Grundlagen, die durch die früheren Forschungen (BARTHA 1964, KROLOPP 1961b) gelegt worden waren. Bei der Auswahl der Profile steckten wir uns ein doppeltes Ziel. Einerseits wollten wir Angaben zu den Kartenblättern und Erläuterungsheften liefern, andererseits suchten wir solche Profile, deren Molluskenfauna sich statistisch bearbeiten liess und somit zu einer genaueren chronologischen Einstufung der Profile geeignet zu sein schien.

Von den Aufschlüssen, an denen eine Fossilienammlung mittels feinstratigraphischer Methoden durchgeführt worden ist, wird die grösste Bedeutung dem Profil Nr 8 von Csolnok zugeschrieben.

Das untere Drittel des Profils besteht aus aleuritischem Feinsand und darüber folgen zwei Humus-Horizonte, zwischen denen aleuritische, feinsandige Löss eingeschaltet sind. Das obere Drittel des Profils wird durch mehr oder weniger sandige Löss vertreten.

Die sedimentpetrographischen und chemischen Analysen haben darauf hingewiesen, dass die Humus-Schichten von den anderen Schichten wesentlich abweichen, voneinander aber sich kaum unterscheiden lassen (Abb. 1).

Die Untersuchung der Molluskenfauna hat jedoch einen wesentlichen Unterschied zwischen beiden Humus-Schichten nachgewiesen. Die untere Schicht lieferte eine reiche Süßwasserfauna, so dass sie als Sumpfschlamm betrachtet werden dürfte, während in der oberen Schicht die Individuen der Wasserschnecken lediglich 0,8% der Gesamtzahl der Exemplare geben.

Die Dominanzveränderungen der Landformen (Abb. 2) weisen darauf hin, dass zur Zeit der Ablagerung des „Sumpfschlammes“ ein mildes und niederschlagsreiches Klima und eine Auenwald-Vegetation existiert haben mag. Im aleuritischen Löss, oberhalb des Sumpfschlammes erscheinen einige typischen „Löss-schnecken“ (*Vertigo alpestris*, *Columella edentula columella*, *Vallonia tenuilabris*). Das Klima wurde kühler, gemässigt humid, die Vegetation geringer. Die Fauna der oberen Humusschicht besteht wieder aus Arten, die auf ein mildes Klima hinweisen. Dieses Klima muss jedoch trockener gewesen sein, als zur Zeit der Ablagerung des „Sumpfschlammes“ und auch die Pflanzendecke stellte eine offeneres Grasland—Gebüsch-Vegetation dar.

Die Fauna des lössführenden Sandkomplexes, der die Humus-Horizonte überlagert, besteht nur aus einigen Arten von grosser ökologischer Adaptionsbreite. Diese lassen auf ein trockenes, gemässigt warmes, aber äusserst extremes Klima und eine Steppen-Vegetation mit spärlichem Grasbestand schliessen.

Bei der Beurteilung des Alters des Profils von Csolnok müssen wir jene Erscheinung ins Auge fassen, dass hier eine, auf milde Klimaphase hindeutende, reiche Fauna später durch eine arme Gastropoden-Gemeinschaft abgelöst wird, die sich unter dem Einfluss extremer Klimaverhältnisse befindet. Die Fauna des Tataer Schichtkomplexes — die auch eine Schicht mit moustierischer Kultur in sich schliesst — stimmt mit der Csolnoker Fauna vollkommen überein (KROLOPP 1964a). Die hiesige älteste Schicht stammt aus der Riss/Würm Zwischeneiszeit und entspricht der „banatica Fauna“ (LOŽEK 1955). Die nächste Stufe wird durch eine mannigfaltige Fauna vertreten, die auf ein mit dem der Csolnoker Fauna übereinstimmendes, mildes Klima hinweist, und dann folgt eine arme, gewissermassen stenotherme Lössfauna.

Auf Grund der obigen Überlegungen und Vergleiche dürfte man die Fauna der Humus-Schichten von Csolnok an die Basis des Würm stellen, während die Lössfauna schon die kontinentale Phase des Würm₁ vertritt. Nach der Gliederung von GROSS (1962—63) scheint es nahebestehend zu sein, beide Humus-Schichten mit den zwei Interstadialen (Amersfoort, bzw. Brörup) des Frühwürm, den lössführenden Sandkomplex aber mit dem nächstfolgenden, dritten (maximalen) Stadial zu identifizieren. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass beide Humus-Zonen die Bildungen eines und dasselben Interstadials (die des Amersfoort oder die des Brörup) darstellen. Das Profil vertritt jedenfalls diejenige Stufe des Frühwürm, in der die reiche, mannigfaltige Molluskenfauna durch eine arme „Lössfauna“ abgelöst wurde, so dass es auch vom Gesichtspunkt der Geschichte der Fauna aus wichtig ist.

Die Fauna, die durch feinstratigraphische Methoden aus den anderen Aufschlüssen (Csolnok Nr. 9, Sárísáp Nr. 6) angesammelt wurde, stammt meines Erachtens aus den tieferen Stufen des Würm (Würm₂₋₃ und Würm₃) (siehe Tabellen 2 und 3 und Abb. 3).

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОРОГСКО—ЭСТЕРГОМСКОГО БАССЕЙНА

Д-р Э. Кролопп

Биостратиграфическое изучение плейстоценовых отложений Дорогско—Эстергомского бассейна было продолжено автором на основании результатов прежних исследований (Барта, 1964; Кролопп, 1961b). При подборе разрезов мы поставили себе две цели. С одной стороны, мы хотели собрать фактический материал для карт и объяснительных записок, с другой стороны, мы искали разрезы, моллюсковая фауна которых поддается статистической обработке и тем самым представляется возможным и хронологическое подразделение разрезов.

Из разрезов, в которых были проведены детальные стратиграфические сборы, наиболее важным является разрез № 8 около с. Чолнок.

Нижняя треть разреза слагается алевритовыми мелкозернистыми песками, на которые налегают два гумусовых горизонта, окружающие прослой мелкопесчанистых лессов. Верхняя треть разреза представлена более или менее песчанистыми лессами.

Литологические и химические анализы указали на значительное отличие гумусовых слоев от других, но между собой они не различаются существенно (рис. 1).

Изучение моллюсковой фауны подтвердило значительное различие двух гумусовых слоев. Нижний из них содержал богатую пресноводную фауну, так что он может рассматриваться как болотный ил, однако в верхнем раковины пресноводных брюхоногих составляют только 0,8% от общего количества экземпляров.

Изменения в частоте наземных видов (рис. 2) указывают на то, что во время образования «болотных илов» климат мог быть умеренным и влажным, при котором произрастала рощевая-лесная вегетация. В алевритовом лессе, налегающем на болотные илы, появляется несколько характерных, психрофильных «лессовых гастропод» (*Vertigo alpestris*, *Columella edentula columella*, *Vallonia tenuilabris*). По сравнению с прежними, климат является более холодным, умеренно влажным, но растительность менее обильна. Фауна верхнего гумусового слоя состоит уже вновь из видов, указывающих на умеренный климат; но последний был, повидимому, более сухим, чем во время отложения «болотных илов», причем и растительность представляла собой более открытую, травянисто-кустарниковую вегетацию.

Фауна налегающей на гумусовые горизонты толщи лессовых песков состоит лишь из нескольких форм с большой экологической устойчивостью. Они позволяют судить о сухом, умеренно-теплом, но склонном к крайностям климате и о редко-травянистой степной вегетации.

При определении возраста чольнокского разреза надо иметь в виду прежде всего факт, что тут богатая, указывающая на умеренный климат фауна сменяется позже бедным сообществом гастропод, развивавшимся под влиянием склонного к крайностям климата. Фауна разреза у с. Тата — включающего и мустьерскую культуру — соответствует почти вполне чольнокской фауне

(Кролопн, 1964а). Возраст наиболее древнего горизонта этого разреза соответствует рисско-вюрмскому межледниковью, точнее возрасту «фауны *banatica*» (Ложек, 1955). Выше по разрезу следует зона, свидетельствующая об одинаковом с чольнокским, умеренном климате и представленная разнообразной фауной. Выше ее появляется бедная лессовая фауна, некоторые представители которой указывают на теплый климат.

Исходя из вышеизложенных соображений и сопоставлений, фауну чольнокских гумусовых слоев можно поместить на базу вюрма, а лессовая фауна представляет уже континентальный этап вюрм₁. На основании классификации Гросса (1962—63) казалось бы обоснованным параллелизировать оба гумусовых горизонта с двумя интерстадиалами (Amersfoort и Brögup) раннего вюрма, а толщу лессовых песков с последовавшим за ними третим (максимальным) стадиалом. Однако возможно, что обе гумусовые зоны являются образованиями одного и того же интерстадиала (Amersfoort или Brögup). Во всяком случае, этот разрез представляет тот этап раннего вюрма, когда богатую, разнообразную моллюсковую фауну сменила бедная «лессовая фауна», поэтому данный разрез имеет важное значение и в отношении истории развития фауны.

Фауна других обнажений (Чолнок № 9, Шаришп № 6), подверженных послынным сборам, по моему мнению принадлежит к раннему этапу вюрма (вюрм₂₋₃ и вюрм₃) (см. табл. 2, 3 и рис. 3).

A NYUGAT-MAGYARORSZÁGI KRISTÁLYOS PALÁK GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA

Írta: BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA

A ritkafémkutató program keretében ez évben a Kőszegi-hegység és a Vashegy kristályos pala képződményeinek geokémiai szempontú vizsgálatát kezdtük meg.

A munka célja, a kristályos palaösszlet nyomelemeloszlásának vizsgálata mellett, a nyomelemdúsulás lehetőségeinek általános felmérése volt.

A geokémiai munka földtani alapját a Kőszegi-hegység és a Vashegy területén 1960 év végéig végzett térképező munkánk eredményei szolgáltatták. A geokémiai munka előzményeként 1960-ban RAPPNÉ SÍK S. közreműködésével hidrogeokémiai és ehhez kapcsolódó tájékoztató geokémiai vizsgálatokat folytattunk.

Ez évben 1000 db — a hegység összes képződményeit felölelő — minta nyomelemtartalmának és ásványos összetételének részleges vizsgálatát végeztük el RISCHÁK G. és FÖLDEÁK P. közreműködésével. A munkáról itt csak részeredményeket közlünk, mert a kiegészítő vizsgálatok folyamatban vannak.

A Kőszegi-hegység és a Vashegy kristályos palasorozatának földtani jellemzésével részleteiben nem foglalkozunk, csak főbb jellemvonásaira térünk ki. Miután vizsgálatainkat a hegység fejlődéstörténeti folyamataihoz kapcsoltuk, ezt röviden ismertetjük.

A nyugat-magyarországi kristályos palákat két nagyvastagságú, sekélytengeri—partközeli keletkezésű és egy vulkáni eredetű kőzetösszlet építi fel. Ezek időrendben a következők: legidősebbek a meszes, márgás, konglomerátumos kőzetekből keletkezett *mészcsillámpalák*, *mészfillitek* és *metamorf konglomerátumok*, ezután homokos—agyagos eredetű *kvarccsillámpalák* és *kvarccsillitek* következnek. A sorozat zárótagja a diabáztufából keletkezett *zöldpalaösszlet*.

A közettársasághoz a kristályospala-sorozatba később benyomult bázisosi kőzet — feltehetően gabbró — és ennek átalakult termékei: *szerpentin*, *kloritpala*, *talkum* csatlakoznak.

A metamorf közettársaságot kialakító folyamatok legnagyobb része tektonizmushoz kötött: részben a gyűrődéses és rátolódásos, részben a töréses szerkezetalakulási fázisokhoz fűződnek.

Az alábbiakban a kőzetösszlet genetikáját és az utólagos kőzetelváltozás folyamatokat (kőzetmetamorfózis, kontakt hatások, metasztatikus folyama-

tok és hidrotermális közetváltozások) figyelembe véve ismertetjük a kőzetösszlet geokémiai jellemzőit.

A *zöldpala*-összlet nyomelem-tartalmában metamorf hatásra lényeges változás nem történt. Átlagos Cr, Ni-tartalma 100—500 g/t. Felszínközelen egyes esetekben ettől eltérő Cr, Ni-mennyiséget találunk. Mennyiségük alig 0,5 m-es szakaszon belül 4000 g/t-ra dúsul. Ehhez hasonlóan a Cu és a V felszínközeli viszonylagos dúsulása tapasztalható, annak ellenére, hogy ezek az elemek a zöldpala mélyebb szintjeiben igen kis mennyiségben jelentkeznek.

A Ni, Cr, Cu és V felszínközeli dúsulása mállási folyamatokkal, pH- és a redoxpotenciál-változásokkal, a talajvíztükör ingadozásaival függ össze.

A metamorf sorozat következő tagja a *kvarcfillit* és *kvarccsillámpala*. Ezekben a kőzetekben — főleg a fillitben — a bór jelentős mennyiségben felszaporodik. Dúsulását nem tulajdonítjuk metamorf hatásnak (ez ui. általában a bórtartalom csökkenésével járna), hanem eredeti, üledékképződéshez kötött jelenségnek. Ebben a kőzetcsoportban kis mennyiségben a Cu, V és Zn is megjelenik.

A *mészcsillámpalában* és a *mészfillitben* általában kevés nyomelemet tudtunk meghatározni. Az ezekben tapasztalható Cr, Ni, V, Cu, Pb és Zn-dúsulás másodlagos jelenségekkel kapcsolatos; részben a szerpentinésedéshez, részben későbbi hidrotermális folyamatokhoz kötött.

Mielőtt befejeznénk az üledékképződési sajátosságokkal összefüggő nyomelemeloszlás ismertetését, megemlítjük, hogy a kristályos pala terület *lepusztulásából* keletkezett pannon üledékek fás barnakőszéntelepeiben a Ge határozott dúsulása mellett helyenként Mo és Zr-nyomok is mutatkoznak.

A gabbrókőzetek *Mg-metaszomatózisa* a kőzetanyag kémizmusának és ezzel kapcsolatban nyomelem-együttesének nagyfokú átalakulásával járt.

A szerpentinösszlethez tartozó kőzetek elrendeződésében a gabbróbenyomulással kapcsolatos — ma már nagyrészt elmosódó — szerkezet mellett a későbbi rátolódásos szerkezetalakulás nyomai ismerhetők fel.

A földtani szelvények alapján végzett geokémiai vizsgálatok tisztázták, hogy az egyes főelemek és a legtöbb nyomelem mennyiségi változásai öves elrendeződésben követik a szerpentinösszlet kihengerelt, megnyúlt lencse alakját, tehát a kontakt hatások és a későbbi tektonizmus által megszabott irányítottság nyomon követhető.

Megfigyelhető ez a jelenség a Si mennyiségi eloszlásában, mely a szerpentinest szegélyén — ahol ez talkum közbeiktatása nélkül érintkezik a mellékkőzettel — csökkenő mennyiségű. Ugyanez a tapasztalat a Mg-mal kapcsolatban, amely a szegélyen viszonylag kis mennyiségben jelentkezik. Mindkét elem mennyisége a szerpentinest belseje felé fokozatosan növekszik, azonban maximumaik nem azonos helyzetűek. A Mg legnagyobb mennyiségét a szegélytől távolabb éri el a szerpentinest belseje felé, mint a Si. A szerpentinlencse magjában a Si mennyisége kissé emelkedik, a Mg-é pedig lényegesen csökken.

A kőzet nyomelemeinek dúsulása vagy csökkenő mennyisége legtöbb esetben a főelemek öves változásait követi. Leginkább szembeűnő ez a jelenség a Cr és a Ni egyenlőtlen eloszlásában. Legtöbb esetben azt tapasztaljuk, hogy ahol a Cr mennyisége növekszik, ott a Ni-tartalom csökken. A Cr és a Ni mennyiségi változásai összefüggnek a makroelemek maximum és minimum sávjainak elrendeződésével. Így pl. a Ni legnagyobb mennyiségét — az irodalmi adatokkal ellentétben — a Mg-tartalom csökkenő tendenciája mellett éri el. A Co nagyjából a Ni helyi dúsulási öveit követi.

A szerpentinés összlet és a csillámpala—fillit kőzetek érintkezése közelében az azok kémiai összetételében és nyomelemeiben megfigyelhető változások,

részben az eredeti gabbróbenyomulás kontakt jelenségeire, részben az utólagos — a szerpentinisedést és a talkosodást előidéző — metasomatikus hatásokra utalnak.

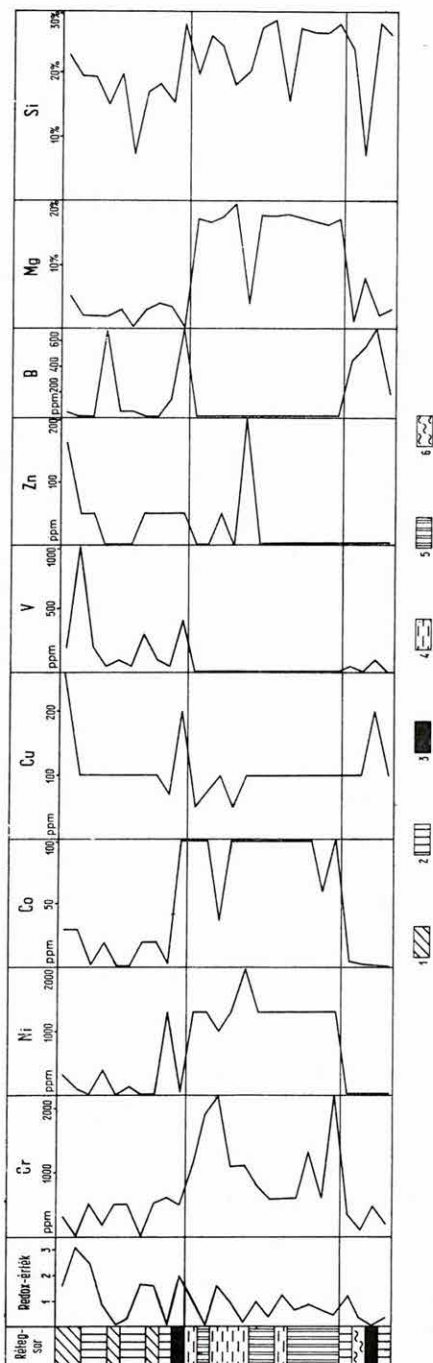
Azok az elemek, melyek a szerpentinben általában dúsulnak, a mellékkőzet közelében csökkenő tendenciát mutatnak, azonban a mellékkőzetben határozottan feldúsulnak az érintkezési szegély közelében, olyan esetben is, amikor a mellékkőzet szerpentinből távolos részein nem mutathatók ki. Több esetben az egyes elemek sem a szerpentinben, sem a mellékkőzetben nem dúsulnak, maximumaik csak az érintkezésnél mutathatók ki.

A fenti jelenségek tisztázására megvizsgáltuk a kontaktus és az érintkező kőzetek redoxpotenciál viszonyait (1. ábra). Megállapítottuk, hogy a szerpentinest szegélye mellett nagyobb redoxpotenciál-értéket kapunk, mint a szerpentinben. A szerpentinest kisebb redoxpotenciál-értékei nem egyenletesen kicsinyek, hanem *sávokban* követik egymást a viszonylag nagy és kicsiny értékek. Mindezek részben magyarázatul szolgálnak a szerpentinben és az azon kívül elhelyezkedő sávosan változó nyomelemdúsulásokra.

Végigkövetve az egyes nyomelemek viselkedését, a redoxpotenciál-értékek változásával összefüggésben megállapíthatjuk, hogy a mellékkőzetben, a kontaktus közelében magas redox-értéknél a Cu, V és Co dúsul. A szerpentinben a Cr is nagy redoxpotenciál-értéknél éri el legnagyobb mennyiségét, azonban nem mindig ezt a szabályt követi, mert

1. ábra. A Felsőcsatár 25. sz. fúrás geokémiai adatai. — *Jelmagyarázat*: 1. zöldpala, 2. csillámpala, 3. fillit, 4. szerpentin, 5. talkum, 6. konglomerátum

Fig. 1. Geochemical data of the borehole Felsőcsatár No 25. — *Legend*: 1. greenstone schist, 2. mica-schist, 3. phyllite, 4. serpentine, 5. talc, 6. conglomerate.



kisebb maximumait alacsonyabb redox-értékek mellett is megtaláljuk. A Cr mindkét esetben feltehetően más-más ásványos alakban jelentkezik. A Ni maximumai alacsony redoxpotenciál-értéknél mutathatók ki.

A kalkofil elemek megjelenése az eredeti, üledékképződési sajátosságok mellett a szerpentinésedést követő *hidrotermális hatásokkal* magyarázható. Egyes esetekben az ólom, cink 300—400 g/t mennyiségben jelentkezik. A szerpentin-kőzetekben a kalkofil elemek dúsulása a redoxpotenciál értékének csökkenésével jár.

A dinamometamorfi folyamatokat, a kontakt jelenségeket, a metasomatikus és hidrotermális kőzetelváltozásokat áttekintve megállapíthatjuk, hogy a geokémiai vizsgálatok részben alkalmat adnak a földtani megfigyelések alátámasztására, részben felhívják a figyelmet olyan jelenségekre, melyek a földtan makro-módszereivel nem követhetők.

Esetünkben lényeges kiegészítést és változást okozott a geokémiai eredmények földtani alkalmazása a vashegyi szerpentinésedés és talkosodás folyamatának értékelésében. Régebbi vizsgálataink alapján a következő átalakulási sort állapítottuk meg: gabbró—serpentin—kloritpala—talkum; aminek egyben keletkezési egymásutánt is tulajdonítottunk.

Geokémiai vizsgálataink alapján azonban arra a feltevésre jutottunk, hogy a kloritpala keletkezése a gabbró-benyomulással kapcsolatos kontakt jelenség. Erre utal a kloritpala elhelyezkedésén kívül — ez általában burkolja a serpentin — az a geokémiai megfontolás, hogy a kloritpala keletkezéséhez szükséges magasabb Si, Al és H₂O-tartalom a mellékkőzetben, a Mg- és Fe-mennyiség pedig a bázisos magmában állt rendelkezésre. A folyamat tehát transzaporizációs jelenségekkel magyarázható.

A gabbró szerpentinésedése és talkosodása későbbi átalakulási fázisban, de egy ütemben ment végbe, mégpedig Mg-metasomatózissal, amely létrehozta a Cr, Ni dúsulását és a nyomelemek öves elrendeződését. A Mg-metasomatózis tovább mélyítette a feltehetően gabbróbenyomulással kapcsolatban részben már preformált SiO₂- és Mg-elrendeződést.

A szerpentinésedés és talkosodás egyfázisú keletkezését bizonyítja az, hogy a kevésbé vagy egyáltalán nem talkosodott kloritpalák nyomelemekben szegények, ellentétben a kloritpalából keletkezett talkummal, amelyben a szerpentinhez hasonló Cr, Ni dúsulás tapasztalható.

A röntgendiffraktométeres felvételek eredményei ásványtani bizonyítékot is szolgáltatnak a fentiekhez. A talkumkőzetekből általában hiányoznak a gabbró ásványos összetételéből származó reliktum ásványok, a szerpentinben ezek — az esetek többségében — még felismerhetők.

A nyomelemek és az ásványos összetétel összefüggéseinek tisztázására kevés vizsgálat történt. A jelenlegi adatok szerint, a börtartalom nagy része turmalinként, a nikkelt szilikátok alakjában (garnierit), a króm néha kromitként jelentkezik. Egyes adatok szerint az antigorit tartalmú szerpentinek magasabb Cr, Ni tartalmúak.

Szándékunkban áll a szerpentin-kőzetek, azok kontaktusa és a mellékkőzet anyagának röntgendiffraktométeres vizsgálata, amely a földtani és geokémiai történések megismerésének további finomításához szolgáltat újabb adatokat. Emellett fontos további feladatunk a dúsítható nyomelemek, ritka-földek és Pt-fémek színképvizsgálata.

IRODALOM

- CHIDESTER A. H. 1962: Petrology and Geochemistry of Selected Talc-bearing Ultramafic Rocks and Adjacent Country Rocks in North-Central Vermont. — Geol. Surv. Prof. Paper 345. pp. 1—207.
- FAUST G. T.—MURATA K. J.—FAHEY J. J. 1956: Relation of Minor-element Content of Serpentes to their Geological Origin. — Geochimica et Cosmochimica Acta. 10. 5/6. pp. 316—320.
- HAHN-WEINHEIMER P. 1959: Geochemische Untersuchungen an den ultrabasischen und basischen Gesteinen der Münchberger Gneismasse (Fichtelgebirge). Ein Beitrag zur Klärung von Genese und Alter dieser Gesteine. — Neues Jb. f. Min. Abh. 92. 3. pp. 203—278.
- SHAW D. M. 1954: Trace elements in pelitic rocks. Part. I. Variation during metamorphism. Part II. Geochemical relations. — Bull. Geol. Soc. Amer. 65. pp. 1151—1182.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. — Budapest.
- VARRÓK K. 1962: Földtani vizsgálatok a Kőszegi-hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról. pp. 7—20.

GEOCHEMICAL SURVEY OF CRYSTALLINE SCHISTS IN WESTERN HUNGARY

by

K. BÖJTÖS-VARRÓK

The geochemical survey of the crystalline schists from the Kőszeg Mts and the Vas Hill was carried out, relying on geological sections and taking into consideration the origin of the rocks and the neogenetic processes they underwent.

The chief and trace element composition of the crystalline schists reflect a rather low degree of metamorphism. The metamorphic effects did not provoke any essential changes in the concentrations of trace elements and in the chemistry of either the marble micaschists of calcareous-marly origin, or the quartz micaschists and quartz phyllites of sandy-clayey origin. The same holds true of the greenstone schists sequence deriving from diabase tuffs. This rock assemblage bears the primary features of sedimentary and igneous rock formation. The high average boron content of the phyllites also is a primary depositional feature.

In contrast with the insignificant alteration effects of metamorphism, the *magnesia metasomatism* caused considerable changes in the trace element contents of basic rocks. In the serpentine rocks high concentrations of Cr, and Ni are observed, while the concentration of Co is rather limited.

When analysing the distribution of trace elements in particular geological sections, it was found that in the serpentine bodies the trace and chief elements are confined to distinct zones of enrichment, following the stretched and rolled shape of the serpentine lenses. Considering the position of the enrichment zones, it can be stated that the development of the zonation was a *contact phenomenon* controlled by basic injection accentuated later by Mg metasomatism and thrust faulting.

The zonation is reflected not only by changes in the concentrations of the chief and trace elements, but also by differences in the oxidation-reduction

potential (E) at the contact of the serpentine body and in the wall rock. The zones of enrichment (high concentration) of the individual elements are inter-related with the variation of the oxidation-reduction potential. E.g. Cr reaches its highest concentration at a high E value near the contact, while the enrichment of Ni takes place at a low E value in the core of the serpentine body. This is the reason why Cr and Ni are though enriched parallel with reference to the bulk of the serpentine body, their concentration peaks do not coincide.

On the rim of the serpentine body, the concentrations of trace elements are usually found to be extremely low, while in the wall rock they become prominent, due to Mg metasomatism (Cr, Ni). The country rock itself is very poor in Cr and Ni. It is often observed that some trace elements are not enriched either in the serpentine, or in the country rock, high concentrations being confined to the contact.

In certain cases the chalcophile elements show high concentrations in the serpentine and the micaschists and they mostly follow variation of the E values. (Consequently, at the contact they are confined to higher E values, while in the bulk of the serpentine to lower.) The enrichment of the chalcophile elements is likely to be connected with rock alterations due to *hydrothermal* processes.

The *process of weathering* produced high Cr—Ni concentrations confined to a narrow, near-surface zone of the greenstone schist sequence, presumably owing to oscillations of the ground-water level.

The lignite seams in the Pannonian sediments deriving from *erosion* of crystalline schist source rocks exhibit high concentrations of Ge and traces of Mo and Zr.

Geochemical investigations into this complex process furnished new results in the geological interpretation of the syn- and epigenetic processes associated with basic injections and with those subsequent to them. The earlier standpoint was to distinguish the following successive phases of metamorphism: gabbro—serpentine—chlorite schist—talc. Recent evidence suggests the formation of chlorite schists to have been a transvaporization phenomenon associated with the injection of gabbro. (The chlorite schist completely enveloping the gabbro body can be observed on its contact.) Serpentinization and the formation of talc took place later, synchronously with the Mg metasomatism which furnished Cr and Ni too. Serpentine originated from gabbroes while talc from chlorite schists.

This is proved by the fact that the concentration of trace elements in the chlorite schists is commonly very low and directly proportional to the degree of alteration into talc.

The talc streaks follow the rim of the serpentine body. It can be ascertained that they resulted everywhere from the alteration of chlorite schists.

Mineralogically, this is proved by the fact that relic minerals of gabbro usually lack in the talcs, whereas in the serpentines they can be detected.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ
СЛАНЦЕВ ЗАПАДНОЙ ВЕНГРИИ

К. Бёйтёш-Варрок

Геохимическое исследование кристаллических сланцев из гор Кёсег и Вашхедь было проведено автором на основании геологических разрезов с учетом происхождения пород и последующих метаморфических процессов.

Химизм кристаллических сланцев и состав рассеянных элементов отражают влияние сравнительно слабого метаморфизма. Под влиянием метаморфизма существенного изменения и обогащения первоначального содержания рассеянных элементов и химизма не имело место ни в известково-сланцевых известковисто-мергелистового происхождения, ни в кварцево-сланцевых сланцах и в кварцевых филлитах песчанисто-глинистого происхождения. То же самое относится и к толще зеленых сланцев диабазотуфового происхождения. Эта ассоциация пород обнаруживает типичные черты осадочного и изверженного происхождения. Сравнительно большое содержание бора в филлитах является тоже первоначальным седиментационным признаком.

В отличие от несущественных влияний метаморфизма, магниевый метасоматоз привел к значительному изменению состава рассеянных элементов основных пород. В серпентинизированных породах встречаются повышенные концентрации Cr, Ni и более слабое обогащение Co.

Благодаря изучению распределения рассеянных элементов по геологическим разрезам, было выявлено, что в серпентиновом теле рассеянные и ведущие элементы образуют зоны обогащения, приурочиваясь к вытянутой, развалцованной форме серпентиновой линзы. Учитывая расположение зон обогащения, можно установить, что формирование зональности является контактовым процессом, связанным со внедрением основных пород, что впоследствии было подчеркнуто и усилено благодаря магниевому метасоматозу и образованию надвигов.

Зональность проявляется, кроме количественных изменений ведущих и рассеянных элементов, и в разных величинах окислительно-восстановительного потенциала в приконтактной зоне серпентинового тела и около контакта в боковой породе. Зоны обогащения отдельных элементов обнаруживают связь с изменениями в значениях окислительно-восстановительного потенциала. Например, Cr достигает наибольшей концентрации при большом значении окислительно-восстановительного потенциала вблизи контакта; обогащение Ni появляется при низком окислительно-восстановительном потенциале в ядре серпентинового тела. С этими явлениями связано, что относительно серпентиновой толщи в целом Cr и Ni обогащаются вместе, но максимумы их чередуются в серпентине.

На самой кайме серпентинового тела вообще наблюдается сравнительное уменьшение содержания рассеянных элементов, в то же время как в боковой породе вдоль контакта с серпентиновым телом появляются повышенные концентрации рассеянных элементов (Cr, Ni), обусловленные метасоматозом Mg. Впрочем боковые породы не содержат этих элементов, в крайнем случае они содержатся в них в меньшем количестве. Часто наблюдается, что отдель-

ные рассеянные элементы не обогащаются ни в серпентине, ни в боковых породах, но это наблюдается только на их контакте.

В некоторых случаях халькофильные элементы имеют повышенные концентрации в серпентине и в слюдяных сланцах, в большинстве случаев приурочиваясь к изменениям окислительно-восстановительного потенциала (т. е. при больших величинах потенциала они приурочены к контакту, при меньших — ко внутренней части серпентина). Обогащение халькофильных элементов связано, по видимому, с процессами *гидротермальных* изменений пород.

Высокие концентрации Cr, Ni в толще зеленых сланцев, ограничивающиеся тонкой приповерхностной зоной, возникли, по видимому, в ходе процесса *выветривания*, в связи с колебаниями уровня грунтовых вод.

Лигнитовые пласты паннонских отложений, образовавшиеся вследствие *денудации* кристаллических сланцев, показывают помимо повышенных концентраций Ge также следы Mo и Zr.

Благодаря геохимическому анализу этого разнообразного процесса, были получены новые результаты, способствующие геологической интерпретации процессов, связанных со внедрением основных пород и с последующими изменениями. На основании прежних исследований была установлена следующая последовательность изменений: габбро — серпентин — хлоритовый сланец — тальк. По нашим новым сведениям, образование хлоритовых сланцев было обусловлено трансвапоризационным процессом, связанным со внедрением габбро. (Тело габбро окружается чехлом хлоритовых сланцев, которые наблюдаются вблизи контакта.) Серпентинизация и образование талька имели место позднее, одновременно с магниевым метасоматозом, приведшим к увеличению содержания Cr и Ni. Габбро превратилось в серпентин, хлоритовые сланцы частично в тальк.

Доказательством этого могут служить следующие факты: Хлоритовые сланцы вообще бедны рассеянными элементами и обогащаются ими по мере превращения в тальк.

Тальковые полосы протягиваются вдоль контакта серпентинового тела. Можно сделать вывод, что они образовались везде за счет изменения хлоритовых сланцев.

Минералогические доказательства: В тальке обычно отсутствуют реликтовые минералы, происходящие от габбро, в серпентине же они присутствуют.

A VELENCEI-HEGYSÉG MAGMÁS KÖZETTÍPUSAINAK GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA

Írta: RISCHÁK GÉZA

A Velencei-hegység földtani kutatása időről időre visszatérő feladat, sok éven át JANTSKY B. dolgozott a területen. Munkája eredményeit a „Velencei-hegység földtana” c. munkában foglalta össze (1957). Ez már-már lezárta a Velencei-hegységi témát, de az újabb nyersanyag-lelőhelyekért folytatott kutatás olyan helyeken is hozott eredményeket, melyeket JANTSKY „valószínűen eredményesnek” jelölt. Az újabb eredmények mind a bányászat, mind az egyéb tudományágak figyelmét ismét a Velencei hegységre fordították (KASZANITZKY, KUBOVITS, MIKÓ). Így kapcsolódott be a Geokémiai Laboratórium az ipari jellegű geokémiai kutatásba. Az 1960-tól folyó munka lezárásaként és az 1964-ben kezdődő ritkafémkutatás bevezetéséeként, átfogó, az egész hegységre kiterjedő vizsgálat alá vettük a fellelhető magmás kőzettípusokat. Munkánkat megkönnyítette, hogy az irodalmi adatokon kívül rendelkezésünkre állott a JANTSKY féle kőzetgyűjtemény, ezek kőzettani és esetenkénti kémiai elemzése, valamint a monográfia nyomelemvizsgálati táblázata is.

Vizsgálati módszer

24 nyomelem vizsgálatát színképanalitikai úton végeztük. (I. sz. táblázat). A felvételek műszaki körülményeit RISCHÁK G. (1962) a „Velencei-hegységben

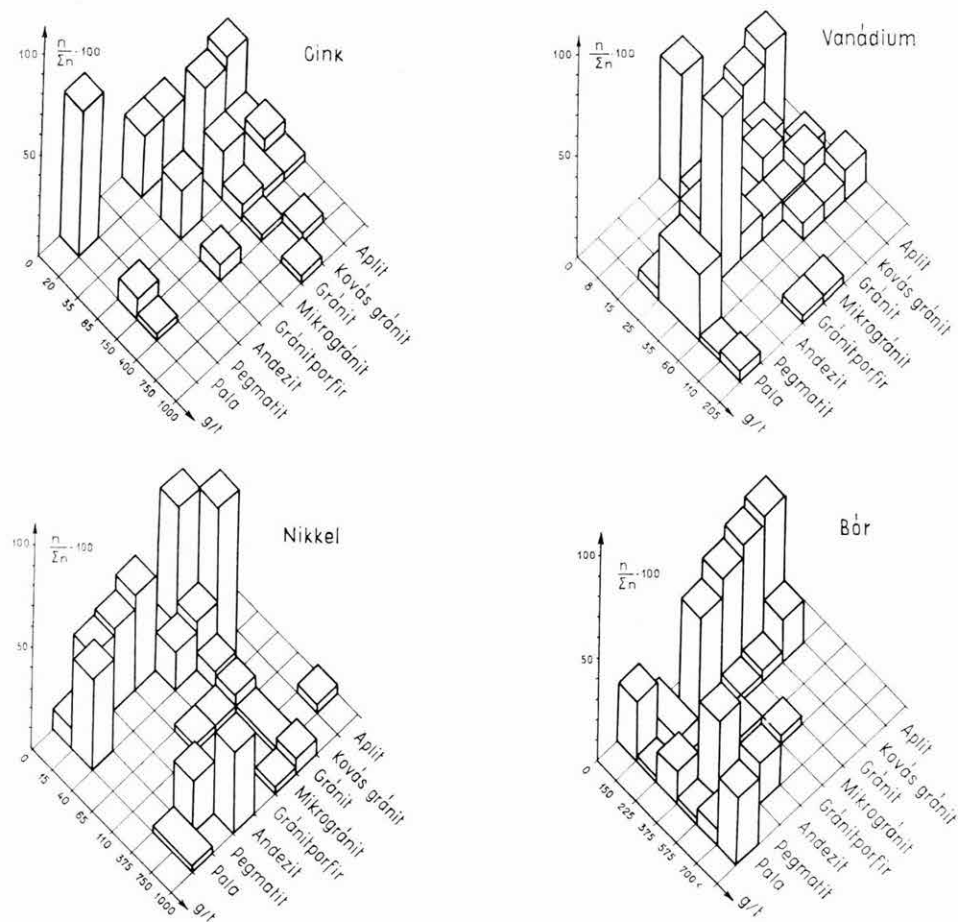
I. táblázat

Elem	hullámhossz	Elem	hullámhossz
Be	2349 Å	W	2947 Å
As	2350 ”	Ge	3039 ”
Te	2386 ”	Bi	3068 ”
B	2497 ”	Sn	3175 ”
Pb	2833 ”	V	3188 ”
Sb	2880 ”	Ag	3280 ”
Ga	2944 ”	Ta	3311 ”
Zn	3345 ”	Y	3710 ”
Co	3454 ”	Mo	3864 ”
Tl	3519 ”	In	4102 ”
Ni	3524 ”	Cr	4254 ”
		Hg	4358 ”

végzett alkalmazott geokémiai kutatások” c. jelentése tartalmazza. Az elemzővonalak ilyen kedvező megválasztását az alkalmazott 99,99% tisztaságú *Al* gerjesztő elektródák és a nagy diszperziójú spektrográf teszik lehetővé. A felvételek kiértékelését S. P. D. skála segítségével végeztük.

Adatfeldolgozás

A vizsgálati eredmények feldolgozására több lehetőség is van. Ezek közül a legpontosabb megfogalmazást a statisztikus módszer biztosítja. A statisztikai alapelvek figyelembevételével megkíséreltünk egy olyan grafikus ábrázolással összekötött korrelációs eljárást kidolgozni, amely szemléletes is és eleget tesz a megbízhatósági követelményeknek. A következőkben ezt a módszert mutatjuk be.

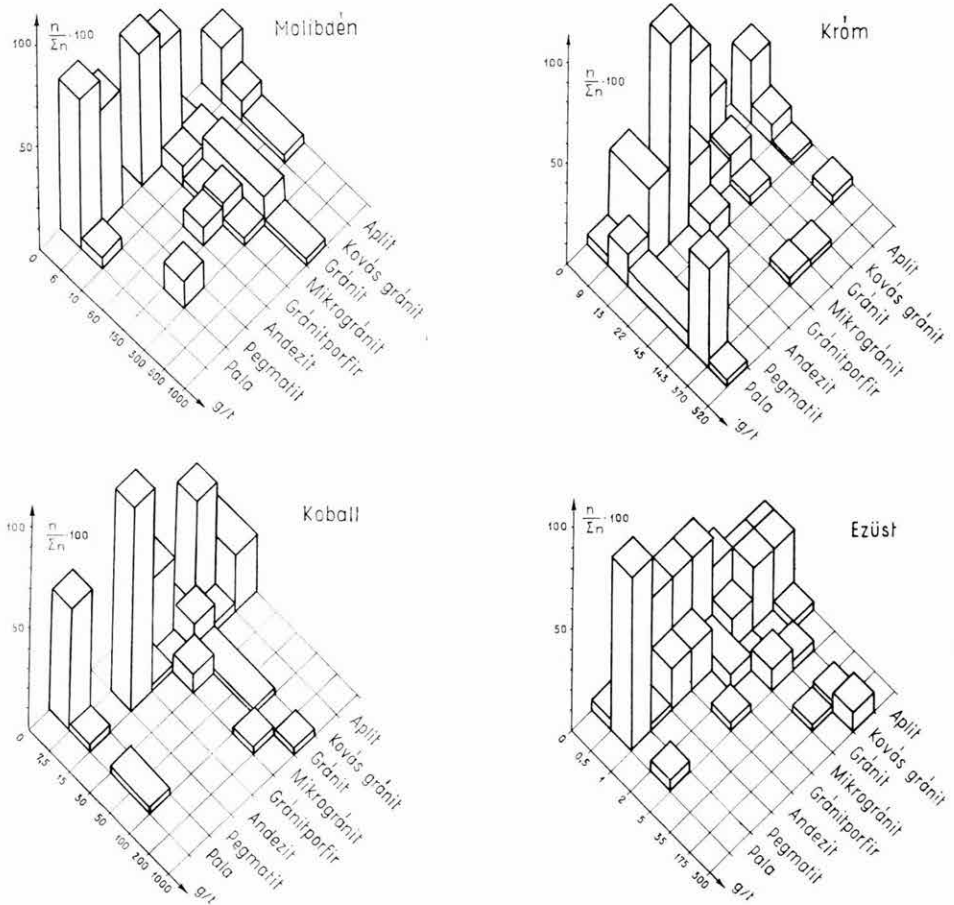


1. ábra. Elemek koncentrációjának eloszlása különböző kőzetekben
Fig. 1. Distribution of element concentrations in various rocks

A Velencei-hegység kőzettípusait a csökkenő kovasav mennyiségének sorrendjében az alábbi hét nagy csoportba sorolhatjuk. (Ez a sorrendiség nem jelent genetikai összefüggést.)

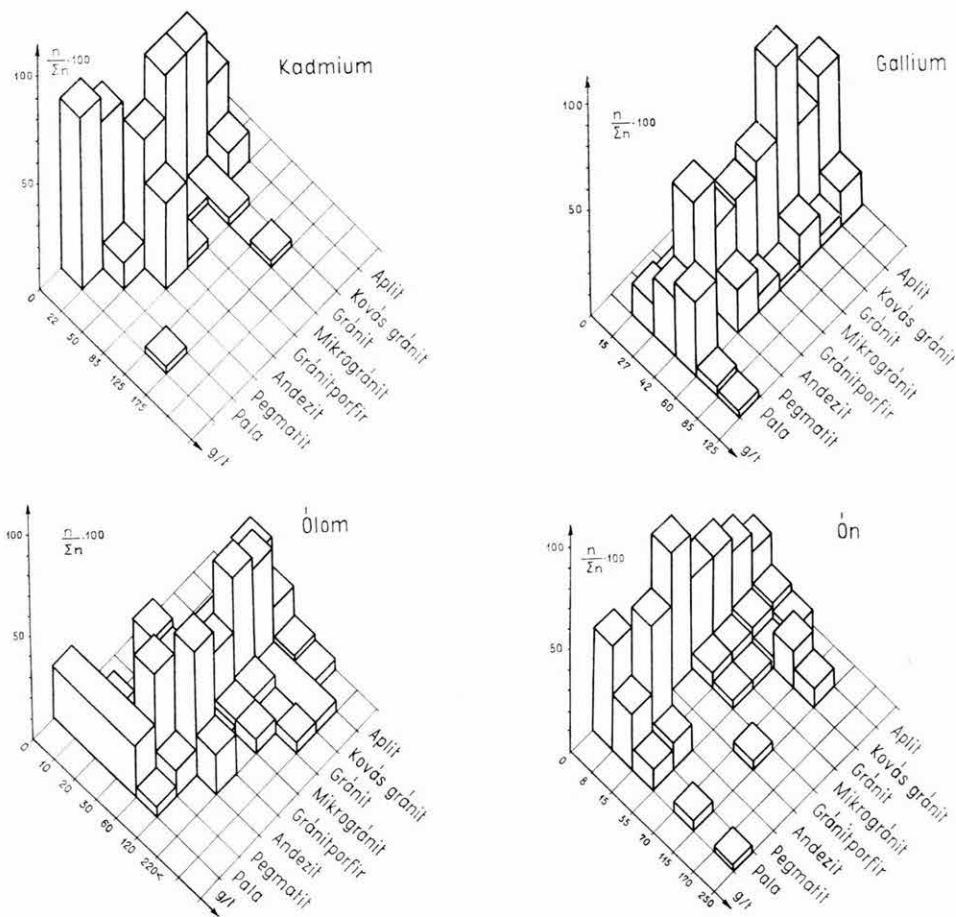
1. *Aplit*
2. *Kovás gránit*: ide soroljuk a gránit kovásodását okozó folyamatok végtermékét, bár a keletkezési mód és hőmérséklet tekintetében különbség van köztük
3. *Mikrogránit*
4. *Gránitporfir*
5. *Andezit*
6. *Pegmatit*
7. *Pala*: agyagpalából származó heterogén, részben átalakulást szenvedett kőzeteket sorolunk ide.

Kis mennyisége miatt nem vettük figyelembe a kerzantitot és a diabázt. Ez utóbbiak elhagyását az is indokolja, hogy nem tekintik szorosan a gránit intrúzióhoz tartozónak.



2. ábra. Elemek koncentrációjának eloszlása különböző kőzetekben
Fig. 2. Distribution of element concentrations in various rocks

A korrelálás során összefüggést keresünk a nyomelemkoncentrációnak egyes kőzettípusokon belüli és a kőzettípusok közötti eloszlása között. Ennek ábrázolása célszerűen az egyes elemekre külön-külön megszerkesztett háromdimenziós koncentráció eloszlási hisztogram lehet. A hisztogramot olyan térbeli koordináta rendszerbe állítjuk, amelynek Y tengelyén az elosztási százalékot tüntettük fel $\frac{n}{\Sigma n} \cdot 100$, ahol n a kőzettípuson belül egy koncentráció értékéhez tartozó kőzetminták száma, Σn az egy kőzettípushoz tartozó összes mintaszám. $\frac{n}{\Sigma n} \cdot 100$ ezért százalék jellegű, dimenzió nélküli szám, amely 0—100-ig terjedhet. Az X tengelyt a koncentráció és a Z tengelyt a kőzetek foglalják el az SiO_2 -tartalom függvényében. Ez utóbbi azonban más rendszer



3. ábra. Elemek koncentrációjának eloszlása különböző kőzetekben
Fig. 3. Distribution of element concentrations in various rocks

szerint is besorolható. Az összetartozó értékeket hisztogramként jelöljük, amint azt az eloszlási ábrák mutatják. Az eloszlási ábrák rendkívül plasztikusan mutatják az elemek geokémiai viselkedését, és azonnal szembeűnik a szóródási és dúsulási tartomány. Egyes kőzeteknél többszörös eloszlási maximumot kapunk egy adott elemre, mely statisztikai megfontolások alapján a kőzettípus heterogenitását jelöli. Ez a szabály, amint később látszik, komoly összefüggések megkeresését teszi lehetővé.

Korrelációs értelmezés

A korreláció során célszerűen a geokémiai elemcsoportosítást vesszük alapul. A vizsgálataink tárgyát képező 24 elem közül a kőzetekben csak 14 elemet találtunk, melyek statisztikai kiértékelésre alkalmasak. Ezek közül a kalkofil elemekhez (2. sz. táblázat) tartozik a *Sn, Zn, Pb, Ag, Cd, Bi, Ga, Te*. A pegmatofil elemekhez (3. sz. táblázat) tartozik a *V, Cr, Mo, Be*. A sziderofil elemekhez (4. sz. táblázat) tartozik a *Co, Ni*. A szedimentofil elemekhez (5. sz. táblázat) tartozik a *B*.

2. táblázat

Kalkofil elemek dúsulási táblázata

Elem	Kőzet	
	erősen dúsul	dúsul
Sn	kovás gránit	gránitporfir, pala
Zn	×	×
Pb	andezit	×
Ag	kovás gránit	gránitporfir, pala
Cd	—	gránit, pala
Bi	—	kovás gránit, pegmatit, pala
Ga	×	×
Te	egyes pneumatolitos gránitmintákban nyomokban található	

× jelentős dúsulása egyik kőzetfajában sincs.

3. táblázat

Pegmatofil elemek dúsulási táblázata

Elem	Kőzet	
	erősen dúsul	dúsul
V	aplit, kovás gránit, pala	mikrogránit, gránitporfir
Cr	pala	aplit, mikrogránit, gránit
Mo	pegmatit	mikrogránit, gránitporfir
Be	a kőrákáshegyi fluoritban 10—50 g/t	

4. táblázat

Sziderofil elemek dúsulási táblázata

Elem	Kőzet	
	erősen dúsul	dúsul
Co	—	gránit, mikrogránit, pala
Ni	andezit, pegmatit	aplit, gránit, pala

Szedimentofil elemek dúsulási táblázata

Elem	Kőzet	
	erősen dúsul	dúsul
B	pegmatit, pala	gránitporfir, andezit mikrogránit

Fenti összeállításokból a 6. sz. táblázat vezethető le, mely az ok nyomozására nyújt lehetőséget.

6. táblázat

Kőzet	Elem	
	erősen dúsul	dúsul
Aplit	V	Ni, Cr, Zn
Kovás gránit	Ag, Sn, V	Bi, Zn
Gránit	Ag	V, Ni, Cr, Co, Pb, Zn, Cd
Mikrogránit	—	Mo, V, Cr, Co
Gránitporfir	—	Sn, B, Mo, V, Ag, Zn
Andezit	Ni, Pb	B
Pegmatit	Bi, Mo, Ni	Bi
Pala	B, Cr, V	Sn, Ag, Zn, Cd, Co, Ni

A táblázat tanúsága szerint a kalkofil elemek geokémiai jellegüknek megfelelően jelennek meg a kőzetekben. A B és Mo jellemző dúsulása is megfelel a várakozásnak. Nem ilyen egyértelmű a V, Ni, Cr, Co és Mo dúsulása a gránitoidokban, a Pb és B jelenléte az andezitben, a Ni dúsulása a pegmatitban. A palákban a kontakt pneumatolízis miatt az elemrejtés bonyolult, de az előbbieket figyelembevételével ez is értelmezhető.

Vizsgálataim szerint a nyomelemek erős dúsulása is 1000 g/t alatt van. Ilyen koncentrációk többnyire elemrejtés és bebocsájtás eredményeként alakulnak ki. Éppen ezért a kőzeteknek azokat a komponenseit kell vizsgálat alá venni, amelyek hajlamosak az idegen elemeket befogadni. Ilyen összetevők a színes elegyrészek és a földpátok. Röntgendiffraktometrikus vizsgálataink szerint a gránit-félék földpátja az ortoklász és anortoklász között lehet. Az ionsugarak és az elektronszerkezet figyelembevételével a földpát — az Ag⁺ és Pb²⁺ kivételével — más elem rejtésére csak akkor alkalmas, ha egy bizonyos, feltehetően elég magas egyensúlyi elemkoncentráció ér el. Ezért úgy véljük, hogy a földpátok elemrejtése a megvizsgált kőzetek esetében alárendelt jelentőségű. A pegmatitoknál közismert a földpátok nyomelem hordozó szerepe, de KUBOVICS (1960) vizsgálata szerint a pegmatitokban a csillámok is rejtik a nyomelemeket. A nyomelemek hordozó ásványai végső fokon a színes elegyrészek: pl. biotit, klorit. Ez a megállapítás összhangban van KUBOVICS megfigyeléseivel, aki a Ni, Cr, Au koncentrációját pirites biotitban sorolja. Röntgendiffraktometrikus vizsgálataink azt mutatják, hogy többféle biotittal kell számolni, a leggyakrabban klorit—biotit keveréket észlelünk. A nagy rácsállandó-tolerancia miatt még akkor sem mindig sikerült szétválasztani őket, amikor a készüléket a legnagyobb felbontásra állítjuk be. Ilyen beállítás

mellett azonban az elnyúlt, lapos reflexiókból, azok alakjából következtetni lehet a reflexiókra és így a komponensekre. Tekintettel a *Debye-Scherrer* felvételek sokkal kisebb felbontóképességére, a régebbi felvételekből ritkán lehetett kimutatni azt, hogy a biotitok poliheterofázist képviselnek.

Az aplit csekély csillámtartalmára való tekintettel kevés sziderofil elemet rejthet. Ezt támasztja alá a kovás gránit is, mely alig tartalmaz nyomelemeket. A gránit a diffraktometrikus vizsgálatok szerint a biotitok mellett a kloritok egész sorozatát tartalmazza (hydrobiotit, magneziochamozit, eastonit, chromamezit). Ennek megfelelően a gránitoknak magasabb a Fe- és Mg-tartalma, mint a gránitoidoknak (kovás gránit, aplit). Sőt a gránitok o_{Fe} értéke is magasabb, így kevésbé korlátozza az elemek rejtését.

A mikrogránittól kezdve megjelenik a *Mo*, majd a *B* és egyre kisebb szerephez jutnak a kalkofil elemek. Jól látszik a két és három vegyértékű vas szerepe a mikrogránitok nyomelemdúsulásában.

$rFe^{2+} = 0,74$	$rFe^{3+} = 0,64$
$rMo^{4+} = 0,70$	$rMo^{6+} = 0,62$
$rCo^{2+} = 0,72$	$rV^{4+} = 0,63$
$rCr^{3+} = 0,63$	

Meglepő az andezit nagy *B*-tartalma és a *Pb* megjelenése, amely feltehetően az andezit utóvulkáni működésének az eredménye. A pegmatitoknál minden szabályszerű, de a palák magas turmalin-, szericit-, és muszkovit tartalma a legkomplikáltabb elemrejtést is lehetővé teszi.

E fejezet lezárásaként fel kell hívnom a figyelmet arra, hogy a bemutatott korrelációs eljárás végül is lehetőséget ad ilyen nyomelem-szegény földtani egység kőzeteinek nyomelem-asszociáció szerinti megkülönböztetésére is, így például — mint láttuk — világos különbség mutatkozik a gránitoidok között.

Nyomelemdúsulási területek meghatározása

A fentebb ismertetett statisztikai elv és az eloszlási ábrák alapján az a kérdés, hogy van-e összefüggés a magmás tevékenység horizontális elterjedése és a nyomelemek dúsulása között, egyes helyekhez tartoznak-e dúsulási területek? Az elemzési adatok térképre való felvétele azt mutatta, hogy a nyomelemdúsulás a gránittest peremén helyezkedik el és ezen az alapon meghúzhatjuk a kontakt pneumatolitos öv határát. Ez utóbbi kifejezés a helyesebb, mert ahol a palaköpeny foszlányai a belső területeken is megvannak, ott ugyanazt a képet kapjuk, mint a peremi sávban. A ritkafémkutatás a pneumatolitos zónában reményteljes.

Ö s s z e f o g l a l á s : Vizsgálat tárgyává tettük a Velencei-hegység főbb magmás kőzetelőfordulásainak nyomelem-koncentráció eloszlását. A kőzetek csoportosítása a következő volt: aplit, kovás gránit, gránit, mikrogránit, gránitporfir, pegmatit és pala. Az egyes megnevezések csak a kőzet jelenlegi állapotára vonatkoznak, jöllehet a képződési folyamatok és a hőmérsékletek lényegesen eltérhetnek. A geokémiai összefüggések feltárására olyan szemléletes grafikus módszert dolgoztunk ki, amely statisztikai alapon nyugszik. Ez a módszer finom különbségek feltárását teszi lehetővé. Tétélesen megvizsgáltuk az egyes kőzetek nyomelemeloszlását és arra a következtetésre jutottunk, hogy a

nyomelemdúsulásért a kőzetek színes elegyrészei a felelősek. A nyomelemdúsulások topográfiai eloszlása azt mutatta, hogy a kontakt pneumatolitos hatásnak kitett területek kitüntetett elemasszociációval rendelkeznek. Ezek a területek egyben reményteljesek a ritkafémkutatásra is.

IRODALOM

- JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. — Geol. Hung. **10**.
 KASZANITZKY F. 1959: A pátkai kőrákáshegyi érckutatás jelenlegi állása. — Földt. Közl. **89**. 2.
 KUBOVICS I. 1958: A sukorói Meleghegy hidrotermális ércesedése. — Földt. Közl. **88**. 3.
 KUBOVICS I. 1960: A Velencei-hegység utómagmás képződményeinek nyomelemvizsgálata. — Földt. Közl. **90**. 3.
 RISCHÁK G. 1962: A Velencei-hegységben végzett alkalmazott geokémiai kutatások. — Kézirat. MÁFI Adattár.

GEOCHEMICAL STUDY OF IGNEOUS ROCK TYPES IN THE VELENCE MTS

by

G. RISCHÁK

The distribution of trace elements in the main magmatic rock occurrences of the Velence Mts was examined. The rocks were grouped as follows: aplite, siliceous granite, granite, microgranite, granite porphyry, pegmatite, and schist. The individual terms are indicative only of the present state of the rocks, even though the processes and temperatures involved in their formation may differ substantially. For the detection of geochemical relationships, an illustrative, graphic method relying on statistical evidence was developed. This method permits to make fine distinctions. The distribution of trace elements in the individual rock types was examined separately for each particular sample and it was found that the mafic constituents of the rocks were responsible for the concentration peaks of trace elements. The topographic distribution of the concentration peaks of trace elements suggests that the areas subjected to pneumatolytic effects have prominent associations of elements. These areas are at the same time perspective for trace-element prospects.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ГОРАХ ВЕЛЕНЦЕ

Г. Рущак

Автором было изучено распределение концентраций рассеянных элементов важнейших месторождений изверженных горных пород гор Веленце. Породы были группированы следующим образом: аплит, кремнистый гранит, гранит, микрогранит, гранитовый порфир, пегматит и сланец. Отдельные названия отражают лишь современное состояние пород, но

при этом процессы и температуры их образования могут быть различными. Для выяснения геохимических взаимосвязей был разработан наглядный графический метод, основывающийся на статистических данных. Данный метод позволяет выявить даже тончайшие различия. Распределение рассеянных элементов было изучено для каждого типа пород в отдельности, причем автор пришел к заключению, что повышенные концентрации рассеянных элементов обусловлены мафическими компонентами пород. Топографическое распределение повышенных концентраций рассеянных элементов показало, что области, подвергнутые действию контактового пневматолита, обладают аномальными ассоциациями элементов. Эти области являются перспективными и для разведки на редкие металлы.

A KULCSI LÖSZFELTÁRÁS SZELVÉNYE

Írta: DR. RÓNAI ANDRÁS — DR. BARTHA FERENC — DR. KROLOPP ENDRE

A szelvény földtani ismertetése*

A Duna jobboldali magaspártja Budapeستől délre a Duna—Dráva torolatáig, közel 200 km hosszúságban, a pannon táblát fedő negyedkori képződményeket tárja fel, melyek kavicsból, homokból, löszből és löszös homokból állanak. Legelterjedtebben és legnagyobb vastagságban a lösz fejlődött ki, 20—40 m-es falakat alkotva. A geológusok és a geográfusok a paksi löszfalat tanulmányozták eddig a legrészletesebben, de találunk az irodalomban leírásokat és szelvényrajzokat a dunaújvárosi és dunaföldvári 20—25 m vastag löszrétegekről is.

A lösz fekéje a Duna jobbpartján elég hosszan nyomon követhetően felsőpannon homok vagy agyag. Vannak azonban partrészek, ahol idősebb negyedkori kavicsra, folyóvízi-, esetleg futóhomokra települt a lösz. A Dunától Ny felé távolodva, mindinkább homokrétegek ékelődnek be a lösz és a felsőpannon feké közé.

A Duna vonalában sem nyugodt fekvésűek a pannon rétegek. PÁVAI—VAJNA F. (1953) megállapította, hogy a Dunához közel, merőleges tengelyek mentén, boltozódásokat mutatnak s ezek a megfigyelések azóta több helyen beigazolódtak. A Duna kisvizének mai szintjében (88—90 m tszf.) a pannon rétegek szakaszosan megjelennek, majd eltűnnek. A dunántúli pannon tábla K felé kiugró fokain, vastag lösztakaró alatt, jelenik meg a feké, itt tetőznek az enyhén hajló ívek. E kelet felé kiugró táblarészek között olyan partszakaszok vannak, ahol a pannon feké jóval mélyebben van a Duna kisvízi szintjénél. A balparton nem magas löszfalak, hanem homokkal feltöltött völgyek és erodált felszínek néznek a Dunára.

Kulcs község a Duna jobb partján egy K felé előreugró „fokon” települt, tehát olyan térszínen, ahol a pannon rétegeket magas helyzetben találjuk a Duna kisvízi szintjében.

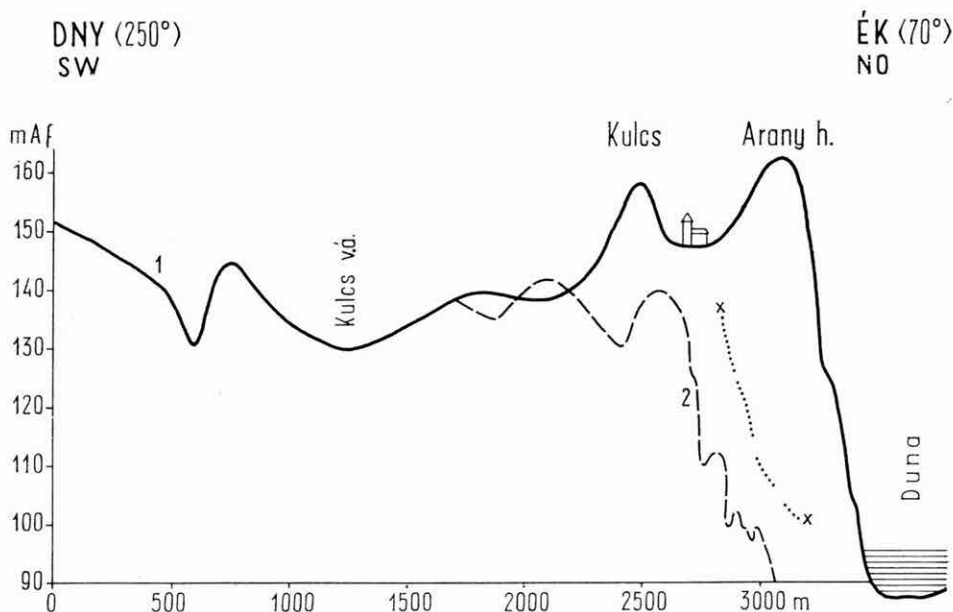
Hasonló helyzetben fekszik Dunaújváros, a dunaföldvári Öreghegy és Paks is. Ezeken a pontokon a negyedkor folyóvízi üledékei hiányoznak, mert a terület a negyedkor folyamán víznemjárta magaslatot alkotott, ellenben a legteljesebben kifejlődött rajtuk az eolikus üledékösszlet s azt csak a későbbi erózió csonkította időnként és helyenként meg.

* DR. RÓNAI A. munkája.

Az 1962. és 1963. évi 100 000-es térképszerkesztés és részleges reambuláció során a kulcsi 20—25 m vastag löszfeltárás alkalmasnak látszott a részletesebb vizsgálatra. Bár a negyedkori üledékek vastagsága nem éri el itt a paksi negyedkori fal vastagságát, várható, hogy a szelvény a pannon feküig az colikus üledékeket megközelítő teljességgel adja, tekintettel arra, hogy itt sokkal közelebb vagyunk a hegylábakhoz és a negyedkori takaró általában vékonyabb, mint 50 km-rel délebbre, Paksnál. Kulcstól É-ra 20 km-re, Ercsinél, a pannon rétegek magasan a Duna szintje fölé emelkednek. A térszín itt még alig takart, innen süllyed D felé hullámosan. Ercsi és Kulcs között csak az adonyi öblözet terül el. Ercsi az öblözet északi szárnyán van, Kulcs a délin.

A kulcsi löszfeltárás a Duna partján, Kulcs községtől É-ra a Vörösdomb oldalában van, az 1951 és 1952-es folyamkilométer között. A feltárás helyén a magasfal teteje 135 m a tenger szintje felett. A partmenti vonulat keskeny sávban a folyammal párhuzamosan 150 m-en felül emelkedik. Legmagasabb pontja 168,2 m. Kulcsnál két ilyen dombvonulat halad a part közelében egymás mellett, melyek a régi felszín maradványait őrzik. Ezek a hosszanti dombvonulatok a Dunára meredek fallal néznek, Ny felé lankásan lejtnek. A domborzat vonalaihoz hasonló a szerkezeti helyzet is. A pannon tábladarabok a Duna vonala mentén megbillentek kissé és Ny felé lejtős ferde lépcsőkben illeszkednek egymáshoz, a Mezőföld térszíne alatt egészen a Sárvíz völgyéig.

A felsőpannon rétegek felszínét a kiemelkedések helyén a löszrétegek kenyérhéjszerűen borítják be. A kulcsi feltárás helyén a magas fal teteje ugyan nem éri el a mögöttes terület magasságát, azonban éppen a kenyérhéjszerű



1. ábra. A kulcsi löszfeltárás magassági helyzete. — *Jelmagyarázat:* 1. magassági keresztmetszvény Kulcs községen át, 25-szörös túlmagyarázásban, 2. a feltárás helyének magassági szelvénye Kulcs községtől 1,3 km-rel É-ra; a két × közötti részből származnak a minták

Abb. 1. Höhenlage des Lössaufschlusses bei Kulcs. — *Zeichenerklärung:* 1. vertikales Profil durch die Ortschaft Kulcs, in 25-facher Überhöhung, 2. vertikales Profil des Aufschlusses 1,3 km N von Kulcs; die Proben sind dem Abschnitt zwischen beiden × entnommen worden

település következtében a löszfal felfelé teljesnek látszik, legfeljebb néhány méter lösz, homokos lösz, futóhomok hiányozhat róla a holocén erózió következtében.

A falban az eróziós hiány nyomait több helyen megtaláljuk. A feltárás helyén 5 m mélységben található első fosszilis talajréteg teteje egyenetlen, fagyjelenségeket és eróziós nyomokat mutat. Az első és második fosszilis talajréteg közötti 4—5 m vastag löszréteg sok és nagy mészkonkréciós hömpölye jelentősen vastagabb eredeti löszrétegre utal. Eróziós hiányt mutat a makroszkópos megfigyelés a II. és III. fosszilis talajréteg közé folyt löszrétegekben is (15—18 m).

A mintavétel akadályai miatt van feltehetően hiány a II/k és A/3 jelű rétegek közötti szakaszon, a 10—11 m-es mélységben, ahol omlás miatt a mintákat nem lehetett az előző feltárások folytatásában begyűjteni. Jelentősebb hézag van ugyanilyen okból az A/y—B/5 jelű minták között. Az együttesen 24,5 m-es vastagságú üledéksorozatot jelentő minták jó néhány méterrel vastagabb rétegcsoportot ölelnek fel a valóságban, becslésünk szerint kb. 30—35 m-t. Az omladékot a Duna magas árvizei eltakarítják. A magas fal és a jelenlegi Dunapart közötti térszínen szigetekben maradnak meg az idősebb rétegek 1—1,5 m vastag vörös agyaggal fedett (IV. fosszilis talajszint) és védett rögei. Ez valószínűleg az utolsó lösz-összlet teteje, amely alatt már a felsőpannon homok és agyag következik.

Az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt kulcsi 1. sz. fúrása 158 m tszf.-i magasságból indult ki és 87 m-ben, kb. 20 m-rel a Duna szintje alatt állapították meg a felsőpannon felszínét. Ez a fúrás azonban a Dunától és Kulcstól több mint 4 km-re Ny-ra mélyült, amerre a pannon rétegek dőlnek. Kulcsnál a pannon fekküt a Duna szintjében várhatjuk. A feltárástól É-ra kb. 1 km-re, a „Csőszháznál” a régi osztrák 144 000-es térkép jelöl is pannon kibúvást s annak nyomán a későbbi térképek is. Az 1962 évi bejárás alkalmával azonban faunával igazolt ilyen feltárást nem sikerült találni.

A kulcsi löszfal anyagának szemcseeloszlása és karbonáttartalma

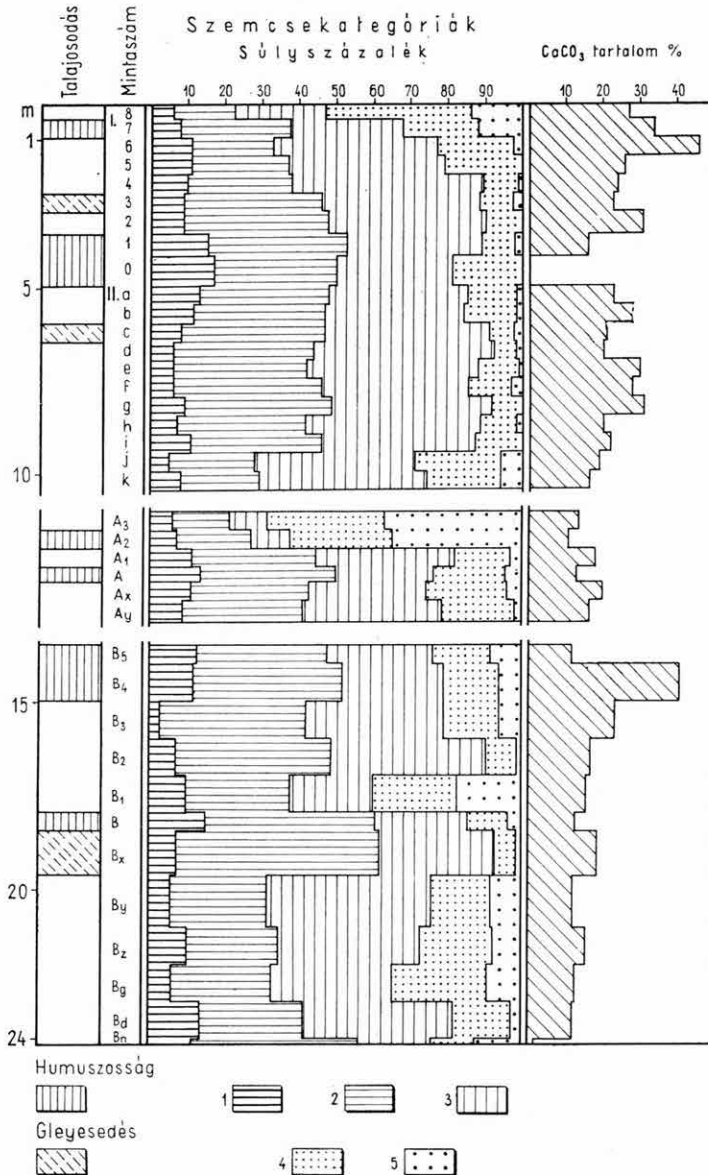
A kulcsi löszfeltárás anyagát 1962 nyarán BARTHA F. és KROLOPP E. gyűjtötték be. A kiiszapolt minták faunaképeről ők számolnak be.

A mintákat szemcseeloszlásra és karbonáttartalomra megvizsgáltuk. A vizsgálat eredményét a 2. ábra mutatja.

A négy szakaszban a 40 cm-es talajtakaró alól gyűjtött folyamatos rétegsort az 1. táblázat tartalmazza.

A rétegsor közettani kifejlődéséből a következő taglalás kísérelhető meg. A magas fal első 10 m-e alig vitathatóan a legutolsó jégkorszak (würm) terméke. Az anyag túlnyomó része szemcseeloszlás tekintetében a típusos lösznek felel meg. Az interstadiálisok hatására mutatnak a homokos löszfélésegek és a gyengén fejlett vályogzónák.

A homokosodás a löszben a talajzónák körül mindig bekövetkezik, jelezvén, hogy a melegedő és csapadékosabbá váló klíma nem kedvez a löszképződésnek, a porhullásban nyugalmi időszak következik be s a megnövekedett folyótevékenység a völgyeket homokkal tölti fel, a partok homokját pedig a szél a magasabb térszínre is elviszi. A tető felé a lösz homokosodása szintén a csapadékosabbá váló pleisztocénvégi klímára mutat, az átmenetet jelzi a holocén futóhomok-képződés korába. A tető homokos löszéből és löszös homokjából azonban jó néhány méter hiányozhat. Erre mutat az 1/3 jelű mélység-



2. ábra. A kulcsi lössfal mintáinak szemcseösszetétele. — *Jelmagyarázat:* 1. agyagfrakció 0,002 mm-ig, 2. iszapfrakció 0,02 mm-ig, 3. homokliszt 0,06 mm-ig, 4. finomhomok 0,1 mm-ig, 5. apró és közpszemű homok 0,1 mm felett

Abb. 2. Granulometrische Zusammensetzung der Proben aus der Lösswand bei Kulcs. — *Zeichen-erklärung:* 1. Tonfraktion bis 0,002 mm, 2. Schlammfraktion bis 0,02 mm, 3. Sandmehl bis 0,06 mm, 4. Feinsand bis 0,1 mm, 5. klein- und mittelkörniger Sand über 0,1 mm

1. táblázat

Mélység m-ben	Képződmény	Minta jele
0,0— 0,4	fakósárga löszös homok	I/8
0,4— 0,9	homokos lösz, gyengén humuszos	I/7
0,9— 1,4	kissé homokos lösz, sok mészkonkrécióval	I/6
1,4— 1,9	lösz, lemezes elválású	I/5
1,9— 2,4	típusos lösz, lemezes	I/4
2,4— 2,9	fakósárga-, szürke- és vöröses lösz, gleyesedő	I/3
2,9— 3,5	típusos lösz	I/2
3,5— 4,1	halvány téglavörös löszvályog, eróziós felületű, kissé agyagos- iszapos	I/1
4,1— 4,9	sötétvörös löszvályog, mésztelen, 20% homoktartalommal	I/0
4,9— 5,4	típusos lösz	II/a
5,4— 5,9	típusos lösz	II/b
5,9— 6,4	lösz, szürke- és vörös-eres, gleyesedő	II/c
6,4— 6,9	világossárga kissé, kilúgozott, típusos lösz	II/d
6,9— 7,4	világosbarna lösz, mészes, csillámokkal	II/e
7,4— 7,9	típusos lösz, gyengén vörös-eres	II/f
7,9— 8,4	típusos lösz	II/g
8,4— 8,9	típusos lösz, kissé kilúgozott	II/h
8,9— 9,4	típusos lösz	II/i
9,4— 9,9	világossárga homokos lösz	II/j
9,9—10,4	világossárga homokos lösz, konkréciókkal	II/k
10,4—10,9	világosbarna löszös homok, mészcsozókkal	A/3
10,9—11,4	sárgásbarna homokos löszvályog	A/2
11,4—11,9	típusos lösz, kissé kilúgozott	A/1
11,9—12,3	halványvörös-barna löszvályog	A
12,3—12,8	világossárga homokos lösz	A/x
12,8—13,4	világossárga homokos lösz	A/y
13,4—13,9	gyengén vörösbarna löszvályog, morzsás	B/5
13,9—14,9	világosbarna löszvályog, erősen meszes	B/4
14,9—15,9	homokos lösz	B/3
15,9—16,9	típusos lösz, kissé kilúgozott	B/2
16,9—17,9	erősen homokos lösz, konkréciókkal	B/1
17,9—18,4	vörösesbarna löszvályog	B
18,4—19,6	világossárga típusos lösz, vörös- és szürke-eres, gleyesedő	B/x
19,6—21,0	homokos lösz, vörös-eres, csillámos	B/y
21,0—22,0	lösz, közel áll a típusoshoz	B/z
22,0—23,0	világosbarna homokos lösz	B/g
23,0—23,4	típusos lösz, keményen kötött	B/d
23,4—23,5	téglavörös löszvályog	B/n

ben jelentkező gleyes szint, amely az egykori felszín alatt a talajvíztükör ingadozásának övezetét mutatja, ami a mainál jó néhány méterrel magasabb lehetett. Az interstadiális időszak mindkét talajövezete vörösbarna erdei talajféleség.

Az első jól fejlett fosszilis talajréteg (3,5—5,0 m) homokos lösztalajjal jelentkezik. Alatta 2 m mélységben szintén gleyes löszet találunk (II/c), a talajvíztükör ingadozásának a würm közepe körüli szintjét. Itt is valószínűleg jelentős üledékhiánnyal kell számolnunk. A kettőzött talajzóna közötti lösz lepusztult. A gleyes löszrétegek homoktartalma az egész üledékösszetben a legalacsonyabb. Ez arra mutat, hogy nemcsak utólagos elválkozás történt az

anyagban a talajképződéssel, a talajvíz kilügző és redukciós hatásával kapcsolatban, hanem már a keletkezés során finomabb szemcséjű anyag ülepedett le. A felszín a típusos löszfelszíneknél valamivel vízzáróbb volt, tehát időszakos vizenyős helyek a száraz klímában is kialakulhattak rajta, erre utal a vízi csiga-fauna megjelenése a gleyes rétegekben.

A kulcsi fal középső része (11—20 m között, esetleg 24 m-ig), minden valószínűség szerint a középső pleisztocénbe helyezendő. Ebből az összletből valószínűleg sok hiányzik. Három talajosodott vályogzóna tagolja és három erősen homokos övezet. A talajzónák kettőződnek. Az A/3 és A jelű mintákban jelentkező talajövezet alsó tagja erdei talaj, felső tagja inkább mezőségi. Az alsó meleg csapadékos időközre mutat, a felső csapadékosra és erősen kontinentálisra, száraz szelekkel (erős futóhomokképződés). Erőteljes talajképződés és nagy mészfelhalmozódás jelentkezik a B/5—B/4 mintákban 14—15 m körüli mélységben. Itt előbb a mezőségi talaj alakult ki, utána melegebb, csapadékosabb lett az idő, és kialakult az erdőtalaj. A csapadékosabbá válást mutatja alulról felfelé a homokarány fokozatos növekedése is. A B/4-el jelzett vastag, erősen meszes talajréteg azt mutatja, hogy a két talajöv között jelentős löszréteg pusztulhatott le, tehát itt is üledékhiánnyal kell számolnunk. A kettős vályogzóna felső tagjának (B/5) morzsalékossága a hidegebbre való időjárás fagyhatásaira vezethető vissza.

A B és B/x jelű mintákban jelentkező kettős talajzóna szintén erdőtalajt jelez. A szelvény csonka. Jelentős lösz lepusztult. E rétegek kialakulásánál elég hosszú és gyakori meleg-periódusok váltakoztak rövidebb hideg szakaszokkal.

A 24 m mélységben jelentkező, erősen fejlett vörös erdőtalaj, az alatta és felette mutatkozó hatalmas mészkonkréciók tömege és a konkréciók réteg több méteres vastagsága arra mutat, hogy a pleisztocénben jelentős klímaváltozás történt. Ezt az üledékcsoportot legvalószínűbben a középsőpleisztocén alsó határára tehetnénk, értve ez alatt az alpesi beosztás mindel—riss interglaciálisát. 15—20 m üledékösszetel maradna ezek szerint ezen a helyen az alsópleisztocén valószínűleg szintén nagyon hiányos tagjaira, amelyeket ez a szelvény nem tár fel.

Összehasonlítva a kulcsi feltárás löszfalát a dunaujvárosi fúrásokkal, a dunaföldvári löszfal leírásával (PÉCSI 1956) és a paksi szelvényvel (KRIVÁN 1955), a dunajobbparti magasfal felépítése — ezeken a pannon képződmények kiemelkedő hátain elhelyezkedő pontokon — eléggé egységesnek látszik. A paksiszelvényben KRIVÁN 10 és 12 m körül írja le felülről az első kétértelmű talajszintet. Ez a kulcsi szelvény 4—5 méterével egyezik meg. (Említettük, hogy a kulcsi löszfal tetejéből valószínűleg jó néhány méter hiányzik.) A vályogöv alul — felül lösz közé van fogva, homokréteg nem követi. E gyengén fejlett kettőzött vályogréteg a dunaujvárosi fúrásokban nem jelentkezik, valószínűleg a fúrásleírás hanyagolta el. A dunaujvárosi magasfalban csak erős homokosodás jelzi ennek a löszképződésre alkalmazatlan időszaknak a hatását.

A következő talajzóna felülről lefelé erősen homokos környezetben jelentkezik. Ez is két tagból áll és a kulcsi szelvényben felette és alatta is futóhomok van. A paksi szelvényben 19—21 m-ben jelentkezik a megfelelője, alatta homokréteg van. KRIVÁN P. feldolgozásában a riss₂-be helyezte. A dunaujvárosi fúrásokban 14—16 m-ben találjuk meg ennek a rétegnek megfelelőjét, alatta másfél méter futóhomok van. Dunaföldváron e kifejlődésnek a 26—33 m-es mélységből leírt kettős vályogzóna lehet a megfelelője, köztük lösz- és homokréteggel.

A harmadik üledékszakasz Kulcson a mintagyűjtés alsó szakaszának tíz métere, mely szünetet jelez a löszképződésben és a futóhomok megjelenését,

valamint talajosodást eredményez. Két vályogzóna jelenik meg: B/5 és B/4 jelű az egyik, B jelű a másik. 14 és 18 m mélységben az előbbi kéttagú, az utóbbi széles gleyes sáv követi alul. Az alsó vályogrész felett és alatt is homokrétegek vannak. Ennek megfelelő rétegcsoport van Dunaföldvárnál 38—41 m között, a paksi szelvényben pedig 27—34 m mélységben.

A felsorolt tagolást felülről lefelé néhány méteres löszréteg után egy negyedik melegszakasz követi. Ezt a kulcsi falban a 24 m-ből vett minta, a dunajvárosi fúrásokban 40—43 m körül (a dunaföldvári leírásban 49—50 m-ből) jelentkező vastag vörös agyag, Pakson pedig 42—43 m-ből kikerült minták képviselik. Felettük mindenütt tömött löszréteg van, feltűnően nagy és sok konkreciós hömpölyvel, alattuk pár méterre a pannon rétegek helyezkednek el.

A kulcsi pleisztocén képződmények biosztratigráfiai vizsgálata*

Kulcs közelében az olajkutató fúrások jelentős számát mélyítették le. Ezek a fúrások 70—80 m körül kezdték a magvételt és ebben a mélységben már mindenütt a felsőpannon felső részére jellemző üledékeket, majd 150 m-től *Prosodacna vutskitsi* típusú faunát találtak. Érdekes, hogy ez a faunatípus lényegében igen jelentős üledékvastagságban végig megtalálható a Kulcs 2. sz. fúrásában. 465—779 m-ig *Viviparus balatonicus*, *Melanopsis fuchsi*, *Micromelania laevis*, *Dreissena serbica*, *Limnocardium decorum*, *Hydrobia* sp. stb. fajok uralkodnak.

A Duna akkori alacsony vízállásának szintjében még nem találtunk pannon kibúváásokat. Mindenesetre a fenti fúrási adatok tanúsága szerint a pannon rétegeknek már az alacsony vízállású Duna szintjéhez közel kell lenniök.

Gyűjtéseinket az 1952 folyamkilométertől Ny-ra levő pleisztocén fal szelvényein kezdtük el, amely a Duna folyására merőlegesen 350 m-re fekszik. Gyűjtésünket a szelvény legmagasabb pontján kezdtük és így haladtunk a Duna szintje felé. Sajnos a kb. 40 m magasságú szelvény nem volt mindenütt feltárva. Teljes feltárása pedig igen nagy földmunkák elvégzését tette volna szükségessé, ezért be kellett érniük négy, omlások által feltárt, egymás alatti szakasz gondos begyűjtésével és egy dunaszinti gyűjtéssel.

Az első szelvény üledékvastagsága 5,4 m, a másodiké 5 m, a harmadiké 3 m. Ebből a három szelvényből az első kettő voltaképpen összetartozik. A második folytatása az elsőnek és csak azért nem közvetlenül egy irányban gyűjtöttünk tovább, mivel igyekeztünk mindenütt a láthatólag legtöbb faunát tartalmazó szakaszokból gyűjteni és kevés földmunkát végezni.

A harmadik szakasz már nem kapcsolódik közvetlenül a másodikhoz, attól 25 m-re van D-re és kétségteljes mélyebb szintet tár fel.

A negyedik szelvény a kulcsi Vörösdomb szelvénye, itt 10,10 m-es szelvényt vizsgáltunk meg. A 3. és 4. szelvény viszonylatában is csak az tisztázható, hogy a 4. szelvény a 3.-nál mélyebb idősebb pleisztocén képződményeket tár fel.

A négy szelvény 23,50 m-es humuszréteggel együtt 24 m rétegösszetletet tár fel. A gyűjtést 50—140 cm-ig terjedő tagolásban végeztük és a lehetőségekhez mérten minden 10 cm-es összetletből kb. 1,5 kg-ot iszapoltunk és így a kapott fauna mennyiségileg is értékelhető, illetve mintánként összehasonlítható.

A Mollusca anyag feldolgozásánál is a mennyiségi értékelhetőséget tartottuk szem előtt. Mivel a legtöbb faj már héjtöredékek alapján is felismerhető, olyan módszert kellett keresni, amelynek segítségével elkerüljük egyetlen péld-

* DR. BARTHA F. és DR. KROLOPP E. munkája.

A kulcsi szelvény

Ökológiai jelleg	A fajok neve	I.				
		4	3	2	1	
		Vízi fajok	<i>Pisidium obtusale</i> (C. PF.) <i>Pisidium</i> sp. indet. <i>Valvata cristata</i> MÜLL. <i>Valvata pulchella</i> STUD. <i>Valvata piscinalis</i> (MÜLL.) <i>Bithynia tentaculata</i> (L.) <i>Bithynia leachi</i> (SHEPP.) <i>Galba truncatula</i> (MÜLL.) <i>Galba glabra</i> (MÜLL.) <i>Limnaea stagnalis</i> (L.) cf. <i>Radix peregra peregra</i> (MÜLL.) <i>Radix peregra ovata</i> (DRAP.) <i>Physa fontinalis</i> (L.) <i>Aplexa hypnorum</i> (L.) <i>Planorbis corneus</i> (L.) <i>Planorbis planorbis</i> (L.) <i>Anisus vortex</i> (L.) <i>Anisus spirorbis</i> (L.) <i>Anisus leucostomus</i> (MILL.) <i>Bathymphalus contortus</i> (L.) <i>Armiger crista</i> (L.) <i>Gyraulus laevis</i> (ALD.) <i>Gyraulus riparius</i> (WEST.)		14 3	
nedvességkedvelők	<i>Succinea pfeifferi</i> (RM.) <i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLL.) <i>Euconulus fulvus</i> (MÜLL.) <i>Monachoides rubiginosa</i> (A. SCH.)	1	47 29 2	8 9		
„bibikvisták”	erdő-, ligetlakók	<i>Clausilia dubia</i> DRAP. <i>Perpolita hammonis</i> STRÖM. <i>Limax</i> sp. indet. <i>Trichia hispida</i> (L.) cf. <i>Helicida</i> sp. indet.		4 15	8 2	
	rét-(sztyepp)- lakók	<i>Vertigo pygmaea</i> (DRAP.) <i>Pupilla muscorum</i> (L.) <i>Vallonia pulchella</i> (MÜLL.) <i>Vallonia costata</i> (MÜLL.) <i>Punctum pygmaeum</i> (DRAP.)	2	463 1 15	123 2 154 5	1
hidegtűrők	<i>Succinea oblonga</i> DRAP. <i>Vertigo alpestris</i> ALD. <i>Pupilla sterri</i> (v. VOITH) <i>Columella edentula</i> (DRAP.) <i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BR.) <i>Semilimax semilimax</i> (FÉR.)	40	516 1 7 151 137	77 1		
xerotherm fajok	<i>Cochlicopa lubricella</i> (PORRO) <i>Abida frumentum</i> (DRAP.) <i>Pupilla triplicata</i> (STUD.) <i>Truncatellina cylindrica</i> (FÉR.) <i>Chondrula tridens</i> (MÜLL.) <i>Helicella hungarica</i> SOÓS		6 2 5	1 8 457		1
Összesen:		43	1484	881	2	

Mollusca-faunája

2. táblázat

Minták jelzése													A								B								Duna-part		
II.													A/3	A/3	A/1	A	B/5	B/4	B/3	B/2	B/1	B	Bx	By	Bd						
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k																					
	13		17 62	1	1																										
	5 2		18 4	5 4	1																										
	4 1		4 33	3 1																											
	17		2 50	5 3										1																	
	29		5 79 7	1																											
	2 4		19 35																												
14	4	4	42			4 3	20 9	6						1		10	1														
1 3	3					1 4 6	16 4 2	5								13 7									1						
														1	1											2					
1 148	373 44	7		2 1	4 3 1	8 139 5	8 235	8 29	3 21	6				2 2	2	1340 176 80	2 6 24 1					3	2		13 27 35 29	87 2 1	4 1	1		280 91 37	
60 255	522 5	129		6 1 1	15 1 1	83	3	1						1	1	670	1					1		2	18					199	
26 1				1			42	7 132	29	4				1		1	3 3 5					1			4	1					
														1	1	8	1 5	1 4	3 1 1												8
509	1028	517	22	12	43	328	396	63	25	7				11	8	2321	47					7	15	7	112	135	19	14	1	610	8

dányak töredékek formájában való többszöri számbavételét. Ezért az ép házakon kívül csupán azokat dolgoztuk fel statisztikusan, amelyeken megvolt az embrionális kanyarulatok alkotta búb. A búb alapján ugyanis kellő gyakorlattal a legtöbb faj meghatározható és a házak iszapolás közbeni megsérülése, széttörése esetén is ez a rész szinte minden esetben épen marad.

Az egyes minták Mollusca anyagát táblázatba foglaltuk, amely a fajokat ökológiai igényük szerinti csoportosításban tünteti fel (2. sz. táblázat).

Ez a csoportosítás korábbi szerzők megállapításain kívül figyelembe veszi azokat a tapasztalatokat is, amelyekre a pleisztocén Mollusca faunák kvantitatív feldolgozásánál mindeidőig jutottunk. Így azonos csoportba kerültek olyan fajok, amelyeknek ökológiáját kevésbé ismerjük, de következetesen együtt található más, ismert ökológiai igényű fajokkal (pl. *Vallonia tenuilabris*). Csoportosításunkat korántsem tartjuk véglegesnek és tévedésektől mentesnek, de a két antagonistista csoport (hideg és melegjelzők) dominancia-értékváltozásainak következetesen ellentétes voltát kedvező jel gyanánt ítéljük meg.

A kulcsi pleisztocén szelvény mintáinak csupán kisebb része szolgáltatott statisztikusan feldolgozható, 100 példány feletti Mollusca anyagot. Következéseinkben ezért — bár kisebb súlylyal — helyet kapnak a kvalitatív faunavizsgálat adatai is. Így a faunakép-változások kisebb megszakításoktól eltekintve egységes képet adnak. A vizsgált 39 mintából csupán 10 volt faunamentes (1. a 2. táblázatot).

A kulcsi szelvény faunaképváltozásainak időrendi elemzése

Mint bevezetésünkben említettük, a felsőpannon felső részét a Duna magas vízállása miatt nem tudtuk begyűjteni, de a felsőpannon és az itt kimutatható pleisztocén képződmények között a diszkordancia nyilvánvaló.

A Dunaparton, a hajóállomás közelében a pleisztocént legalul sajátos, mésszel cementált kifejlődésben találtuk meg. Csak a meleg, száraz klímát jelző *Helicella hungarica* fordult elő benne. Az említett képződmény felett mintegy 8 m-rel kezdődik az ún. „Vörösdomb” rétegsora. Legalsó rétege téglavörös, agyagos vályog, amely faunát nem tartalmaz, kétségtelen, hogy valamely interglaciális szakasz üledéke. Vastagsága kb. 1 m, de a gyűjtés helyén csupán a teteje van feltárva.

A vörös réteg felett lösz, majd váltakozva löszös és homokos üledékek következnek. A löszrétegben (B/d) a *Succinea oblonga* 33%-os dominanciája az éghajlat hűvös és nedves voltát jelzi. Melegigényes faj nem került elő innen, a 46%-kal uralkodó *Pupilla muscorum* a nagy ökológiai tűrőképességű, hidegtűrő alakokkal jelzett löszrétegek jellemző csigája, bár melegjelzők társaságában is előfordul. A fauna fajszerzősége (6 faj) mellett a viszonylagosan magas egyedszám (610) is szélsőséges éghajlatra utal. A következő rétegek mintái (B/g, B/z) csupán néhány meghatározhatatlan héjtöredéket tartalmaznak, majd az *Anisus spirorbis* vízi csigafaj egyetlen példányát találtuk (B/y). Ennek a faunaszerzőségnek okát nem a klíma még zordabbá válásában látjuk, hiszen a vízi csiga jelenléte, a B/y minta limonit-konkréciói és az üledék többé-kevésbé agyagos volta egyértelműen állóvízre, de legalábbis erősen csapadékos éghajlatra utalnak. Inkább áthalmozódás, vagy utólagos kioldódás következtében semmisülhettek meg a héjak.

A rétegsorban felfelé haladva (B/x, B) vízi és szárazföldi faunát találunk gyér faj- és egyedszámmal. A szárazföldi csigák közt melegkedvelő fajok, mint

a *Chondrula tridens*, *Helicella hungarica* is megjelennek, sőt amennyire ez a néhány példányos fauna esetén megállapítható, uralkodnak. A melegjelző fajok, a vízi fauna jelenléte és az a körülmény, hogy a B jelzésű réteg vályog, együttesen arra mutat, hogy az éghajlat enyhe, csapadékos volt. Az alacsony egyedszám nyilvánvalóan másodlagos jelenség, amelyet a vályogosodással együttjáró humuszsav héjoldó hatása okozott.

A következő két mintában az egyedszám a korábbinál magasabb. A B/1 jelzésűben még az összpéldányszám 17%-át kitevő vízi faunát találunk. A kísérő szárazföldi faunát jellegtelen „ubikvista”, nagy tűrőképességű fajok alkotják. Kétségtelen azonban, hogy az előzőhöz képest a klíma hűvösebb lehetett, erre utal a meleget jelző fajok hiánya is. Ezután a B/2 jelű mintában eltűnik a vízi fauna és ezzel párhuzamosan a nedvességkedvelő-hidegtűrő *Succinea oblonga* dominanciája a korábbi 16%-ról 2%-ra csökken. Az „ubikvista” fajok %-aránya itt is magas, de ezek között az inkább meleget kívánók: a *Vertigo pygmaea*, *Vallonia pulchella* vannak nagyobb számban.

A „Vörösdomb” rétegsorának utolsó három mintájában (B/3, B/4, B/5) az egyedszám ismét igen alacsony. A xerotherm (melegkedvelő, szárazságtűrő) fajok viszonylag magas arányszáma itt mégis szembetűnő, sőt a B/5 jelzésű mintában kizárólag ilyen fajokat találunk. Miután a három minta közül kettő vályog, a harmadik agyagos lösz, az alacsony egyedszámot ez esetben is a humuszsavak oldó hatásának tulajdoníthatjuk. Kétségtelen azonban az is, hogy a meleg, száraz éghajlat csupán néhány csiga számára megfelelő, és a feltételezhetően gyérebb növényzet miatt ezek a fajok sem élhettek nagy egyedszámban.

Az ismertetett B/5 jelzésű réteg felett még kb. 2 m vastag üledék van, amelyet azonban a hely meredeksége miatt nem lehetett megközelíteni. A következő gyűjtőhely — mint a bevezetőben említettük — a „Vörösdomb”-tól mintegy 0,5 km-re É-ra van. A köztes területen levő leszakadt és áthalmazott tömbök, rétegek miatt csupán annyit lehetett megállapítani, hogy a rétegsor, amelyet itt feltártunk, a „Vörösdomb” legfelső rétegénél magasabban kezdődik.

A legalsó két réteg (A/y, A/x) faunátlan. Utána vályogosodott szint következik, amely azonban az eddigi vályoghorizontoknál világosabb színű, kevésbé jellegzetes. Faunája — bár az alacsony egyedszám miatt nem értékelhető ki statisztikusan — határozottan melegigényes jellemvonásokat mutat (*Truncatellina cylindrica*, *Pupilla triplicata*, *Chondrula tridens*, *Helicella hungarica*).

A következő réteg (A/1) lösz, amelyben hirtelen igen magasra ugrik az egyedszám (2321 db, egyúttal a kulcsi szelvény legnagyobb egyedszámú mintája). Az egyetlen vízi csigának (*Anisus spirorbis*) különösebb jelentőséget nem tulajdonítunk, mert ez a faj nedves réteken, a fű közt meggyűlő vízben is megél. A szárazföldi faunában a nagy ökológiai valenciájú *Pupilla muscorum* szembetűnően erős dominanciával jelentkezik (58%), e mellett csupán a *Succinea oblonga* ér el aránylag magas értéket (29%). A melegkedvelők arányszáma mindössze 1%. Mindez az éghajlat hűvös, némileg csapadékos voltára utal. Az éghajlatváltozásnak hirtelen kellett bekövetkeznie, vagy üledékihiánnyal kell számolnunk.

A következő mintában (A/2) ismét igen alacsony az egyedszám és ez egyúttal a melegkedvelő fajok térhódításával jár, ami a klíma kétségtelen enyhülését mutatja. Ez az enyhülés tovább fokozódik az A/3 jelzésű vályogosodott szintben. Itt azonban a fauna az aránylag meleg klíma csapadékos voltát is jelzi, mert vízi csiga (*Planorbis planorbis*) is került elő.

A rétegsor többi tagját a feltárás meredeksége miatt nem tudtuk begyűjteni. Az ettől a helytől kb. 20 m-re D-re levő II. jelzésű szelvény legalsó feltárt rétegét azonban legfeljebb 1—2 m szintkülönbség választja el a most ismertetett A jelzésű szelvény utolsó begyűjtött rétegétől.

A II. jelzésű szelvény legalsó két mintájában mindössze három fajt talá-lunk igen kis egyedszámban, így messzemenő következtetések levonása túlzott volna. Annyit azonban megállapíthatunk — inkább a hiányzó fajok figyelembevételével —, hogy száraz, nem túl hűvös lehetett a klíma. A következő mintában az egyedszám már némileg magasabb és a melegkedvelő *Pupilla triplicata* kifejezett dominanciája aránylag meleg, száraz klímára utal. Lényegileg hasonló képet ad a felette levő, már statisztikusan is kiértékelhető minta (II/h) is.

Ezután (II/g) hűvösebbé és csapadékosabbá vált az éghajlat. Jól jelzi ezt a *Succinea oblonga* megjelenése és jelentős dominanciája (25%), vele párhuzamosan a *Pupilla triplicata* arányszámának csökkenése és néhány, a hőmérséklet iránt nem kényes, de nedvességigényes faj jelenléte (pl. *Cochlicopa lubrica*, *Euconulus fulvus*, *Limacida* sp.). Hasonló képet ad a következő minta is (II/f), bár itt az egyedszám csökken. Egy apró kagylófaj (*Pisidium* sp.) egyetlen példány is előkerült, a területnek legalább időnkénti vízzel való borítottsága bizonyítékként.

Faunisztikailag érdekes a *Semilimax semilimax* előfordulása. Ez a faj nemrég került elő a magyarországi alsópleisztocénből (KROLOPP 1961). Eddigi lelőhelyei: Buda környéke (Péterhegy, Békásmegyér, Kiscell), Csolnok. Alpesi — középeurópai faj (EHRMANN 1956, ZILCH—JAECKEL 1962); nálunk a nyugati határszélen és a Mecsekben él.

A következő minta (II/e) csekélyszámú vízi és szárazföldi faunájából a melegkedvelő *Chondrula tridens* jelenlétét emeljük ki. A felette levő réteg (II/d) csupán vízi fajok egyedeit tartalmazza. Tovább haladva a szelvényben felfelé ismét megjelennek a szárazföldi fajok. Egyedeik a faunának 35%-át (II/c) adják, majd arányszámuk 93%-ra nő (II/b). A fauna egyedszáma is emelkedő tendenciát mutat.

A vízi csigák — széleskörű elterjedésük miatt, továbbá azon körülmény folytán, hogy elterjedésüket elsősorban a víz fizikai és kémiai viszonyai határozzák meg — klimatikus következtetések levonására kevésbé alkalmasak. Ennek ellenére érdemes megemlíteni, hogy az itteni fajok többsége északi elterjedésű, tehát hidegtűrőnek minősíthető. A *Galba glabra* és *Gyraulus riparius* fajok Magyarországon ma már nem élnek, de a pleisztocénből is csupán néhány helyről említik őket (ROTARIDES 1931). A *Valvata pulchella* csupán Budapest és Szeged környékéről ismeretes (Soós 1955—1959), de a pleisztocén felső szakaszában igen gyakori volt (KROLOPP 1962).

A fauna szárazföldi fajai közül a II/c mintában a *Succinea oblonga* 71%-kal domináns, mellette 23%-ot ér el a vízparton élő *Succinea pfeifferi*. A II/b szintben a *Succinea oblonga* arányszáma 55%-ra csökken, ami a vízi fauna háttérbe szorulásával együtt jól mutatja a klíma szárazabbá válását. Megerősíti ezt a nagy ökológiai tűrőképességű *Pupilla muscorum* dominanciájának az előző 4%-kal szemben 39%-ra való emelkedése. A következő mintában (II/d) az egyedszám további csökkenése mellett a vízi fauna eltűnik. Tovább csökken a *Succinea oblonga* arányszáma (12%) is. Domináns a *Pupilla sterri*, amely az éghajlat száraz jellege mellett annak hideg voltát is jelzi. Említésre méltó azonban a melegkedvelő fajok megjelenése, bár ezek az egyedszámnak csupán 5%-át adják.

Tovább haladva a rétegsorban felfelé, vályogosodott lösz, majd átmeneti réteget találunk, mely a vályog és felette következő lösz közé iktatódik.

A két vályogos mintában a *Pupilla muscorum* egyetlen példányán kívül csupán a xerotherm *Helicella hungarica* néhány héjtörredékét találtuk. A fauna majdnem teljes hiányát ismét a száraz klímával, főleg pedig a humuszsavak oldó hatásával magyarázhatjuk.

Az I/2. minta lösze ismét statisztikusan kiértékelhető faunát szolgáltatott. A délies elterjedésű, száraz helyeken élő *Pupilla triplicata* 52%-os dominanciája még meleget jelez, de a *Succinea oblonga* (9%) már a lehülés és a növekedő csapadék irányába mutat. Megjelenik a vízi fauna is és bár az összpéldányszámnak csupán 0,2%-át adja, mégis említésre méltó, mert egyik faja, a *Valvata cristata* életfeltételeit csak többé-kevésbé állandó jellegű vízben találja meg.

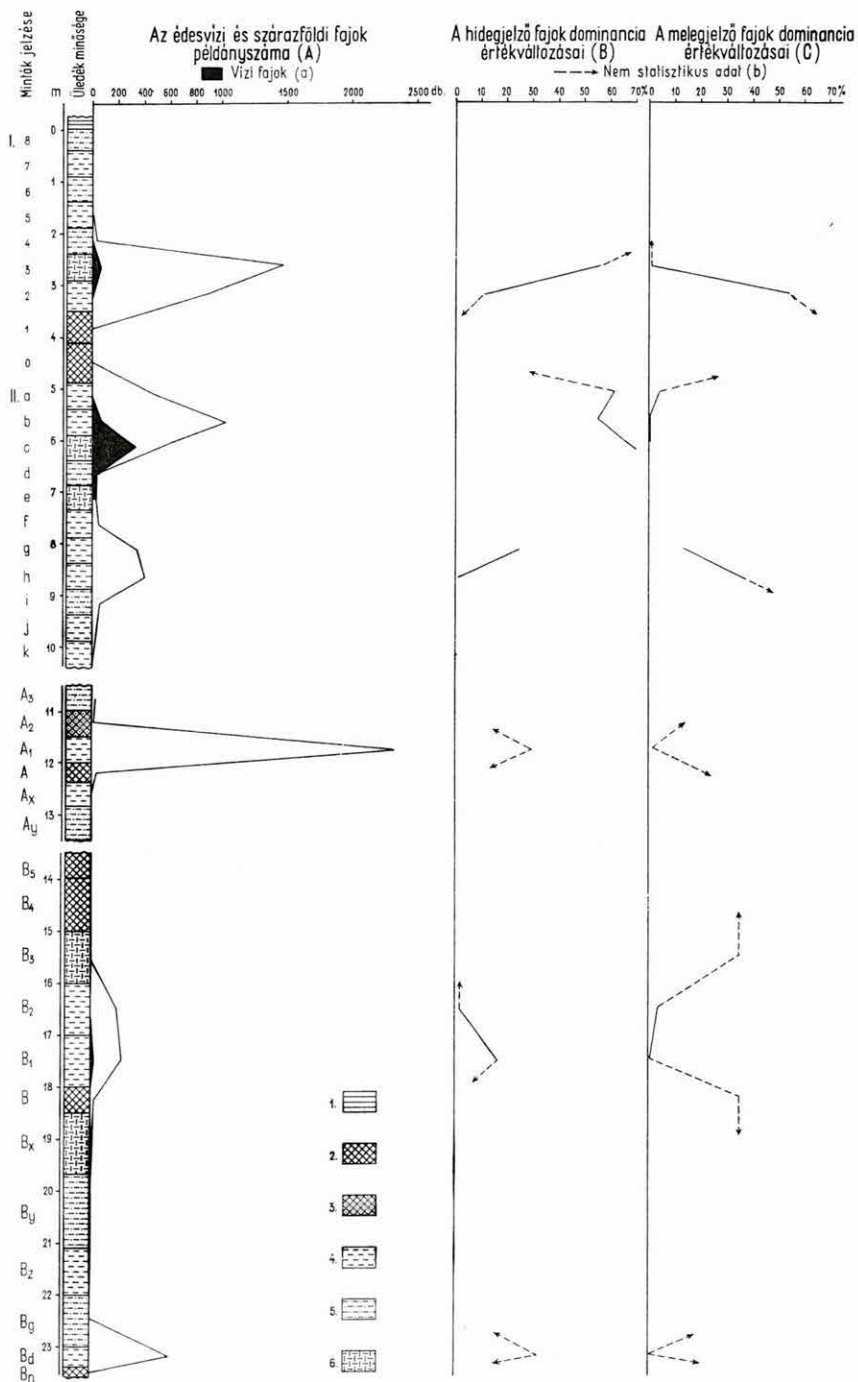
Ezután (I/3. sz. minta) a vízi fajok egyedeinek arányszáma 5%-ra emelkedik. Egyrészt időszakos pocsolyákban is megél, vannak azonban olyanok is (elsősorban a kopoltyús *Valvata piscinalis*), amelyek állandó vizek lakói. A II/b, II/c jelzésű mintákhoz hasonlóan itt is több északi elterjedésű, feltehetően hidegtűrő fajjal találkozunk. A szárazföldi faunában a nedvességigényes, ugyanakkor azonban hidegtűrő fajok (*Succinea oblonga*, *Columella edentula*) dominálnak (47%). 13%-kal kapcsolódik hozzájuk a szárazság- és hidegtűrő fajok csoportja (pl. *Vertigo alpestris*, *Pupilla sterri*, *Vallonia tenuilabris*). Jelentős még az „ubikvista” elnevezéssel jelölhető csoport is. Ide a löszfaunára jellemző nagy ökológiai tűrőképességű fajok tartoznak, amelyeket azonban nem lehet kifejezetten hidegkedvelőknek minősíteni. A melegjelző fajok (pl. *Abida frumentum*) csupán jelentéktelen számban, színező elemként mutatkoznak (dominanciaértékük 1% alatt van).

Az I/4. mintában az egyedszám az előző 1484-ről hirtelen 43-ra csökken. Ez a csökkenés nem egy vályogosodott szint közellétét jelzi, mint azt a szelvény eddigi szakaszaiban láttuk. A 43 példány között ugyanis 40 *Vallonia tenuilabris* van. Ez, az Európában a pleisztocén végén kihalt faj jelenleg Szibériában él. Bár ökológiai igényeit nem ismerjük pontosan, kétségtelen, hogy hidegtűrő, amellet nem nedvességigényes. A minta faunaszegénységét így hideg, száraz éghajlati körülményekkel magyarázhatjuk. A rétegsor legfelső, lösz és homokos lösz tartalmazó mintái (I/5, 6, 7, 8) faunamentesek voltak. Ezt a faunamentességet nem tulajdoníthatjuk a felettük levő jelenkori humuszból lezivárgó vizek esetleges savas, így mészhej-oldó hatásának. Számos vizsgált lösz-szelvényénél ugyanis a humuszréteg alatt gazdag faunát találtunk. A csigák hiányát a fentebb már említett kedvezőtlen éghajlati tényezőkkel hozzuk összefüggésbe. A klíma itt már annyira zord, szélsőségesen hideg és száraz lehetett, hogy a *Vallonia tenuilabris* sem tudott már megélni.

A kulcsi szelvény faunaképváltozásainak időrendi ismertetése után összefoglalásként néhány olyan megfigyelésünket közöljük, amelyek — véleményünk szerint — általános érvényűnek látszanak.

1. A vályogzónák faunája mindig jól és jellegzetesen elkülönül a többi képződmény (lösz, homok) tipikus megjelenési formáinak faunájától. A vályogzónából mindig hiányzanak a hidegtűrő alakok (*Vertigo alpestris*, *Pupilla sterri*, *Columella edentula*, *Vallonia tenuilabris*). Egyedül a nedvességigényes, hidegtűrő *Succinea oblonga* került elő két vályogzónából 1—1 példányban.

2. A vályogzónák faunája főleg melegkedvelő, szárazságtűrő fajokból áll. Ezek a csigák nyílt, legfeljebb bokros területeken élnek. Erdei faunát egyik vályogszint sem tartalmazott, de nem találtunk ilyen faunatársaságot más rétegben sem. Ez látszólag ellentétben áll azzal a felfogással, amely



szerint a vályogosodást az enyhébb éghajlat következtében létrejött erdősödés hozza létre. Néze-tünk szerint a vályogszintek faunája még a vályogosodás előtti periódusból, tehát a löszhullás be-fejező szakaszából származik. A száraz klíma fokozatos felmelegedésének időszaka ez. Ezután meleg és csapadékos klímazakasz következik, amely erdősödéssel és a korábbi üledék elvályogosodásával jár. Az erdei csigafauna azonban nem fosszilizálódhat, mert a humuszsavak a házakat feloldják, sőt a korábbi löszös vagy homokos réteg faunájának kisebb-nagyobb részét is megsemmisítik.

3. A vízi fauna szárazföldi kísérő fajai általában hűvös, nedves éghajlatot jeleznek. Csupán egy esetben találtunk a vízi csigák mellett melegkedvelő fajokat, ez egyúttal a vízi faunának egyetlen, vályogzónával kapcsolatos megjelenése.

4. A lösz és a homokos löszrétegek csigafaunája hűvös, nedves klímára utal. Ezért fel kell tételeznünk, hogy a löszhullás hideg-száraz klímáját gyakran — esetleg néhány évenként — hűvös, de csapadékos időszakok szakították meg. Úgy tűnik továbbá, hogy a löszhullás idején nem volt szélsőségesen hideg az éghajlat. Szelvényünknek csupán a legfelső részén találtunk száraz és igen hideg klímára utaló jeleket.

5. Az egyes fajok dominanciaérték-változásai sohasem rendszertelenek, hanem mindig össze-függésben vannak a klíma megváltozásával. Különösen jól kitűnik ez a melegjelző és hidegjelző fajok csoportjánál. E két csoport dominancia-görbéinek lefutása mindig ellentétes (3. ábra). Az átmeneti időszakot követő vagy megelőző minták kvantitatív elemzése így mindig felvilágosítást nyújt a vál-tozás irányáról.

Kronológiai értékelés

A bevezető részben már említettük, hogy a pleisztocén Mollusca fajok fajtöltője általában hosszabb, mint maga a tagolni kívánt időszak. A fauna-együttesek, illetve a fajok dominanciaértékeinek változása alapján azonban a klímajellegek egymásutánja megállapítható. A további feladatot azután ezek-nek az éghajlati szakaszoknak a pleisztocénen belüli kijelölése képezi.

Mielőtt megkísérelnénk a kulcsi szelvény kronológiai tagolását, röviden visszatérünk a biosztratigráfiai kiértékelés során felismert klímazakaszok egy-másutánjának ismertetéséhez. A szelvény téglavörös interglaciális (vagy inter-stadiális) vályoggal kezdődik, majd jellegzetes löszfaunát találunk. Ezután faunamentes szakasz, majd vízi fauna következik, amit később melegkedvelő szárazföldi fauna kísér a rétegsor közepetáján levő vályogig. A vályogzóna után átmenetileg magasabb az egyedszám, a vízi faunát itt löszfauna kíséri, majd ismét száraz meleg szakasz következik. A rétegsor itt vályogzónával zárul.

A kulcsi szelvény következő része (A jelzésű rétegsor) faunamentes sza-kasszal kezdődik, majd két vályog vékony löszréteget zár közre. A vályogzónák faunája az eddigieknek megfelelő, míg a lösz igen magas egyedszámú fauna-együttese hűvös és kissé csapadékosabb klímára utal. A második vályogzóna felett enyhe, csapadékos szakasszal zárul a rétegsor.

A szelvény harmadik része (I., II. jelzésű rétegsor) száraz, mérsékelt hideg klímazakasszal kezdődik, amely fokozatosan felmelegedik. Ezután a csapadék növekedését regisztrálhatjuk, amivel lehűlés jár együtt. Megjelenik a vízi fauna, amely a későbbiek során kizárólagos lesz. Később az ismét fellépő

3. ábra. Az üledékjelleg és a fauna ökológiai típusának összefüggése. — *Jelmagyarázat*: 1. humusz 2. löszvályog, 3. homokos löszvályog, 4. lösz, 5. homokos lösz, 6. agyagos „gleyes” lösz

Abb. 3. Zusammenhang zwischen dem Charakter des Sedimentes und dem ökologischen Typus der Fauna. — Zeichenerklärung: A) Individuenzahl der Süßwasser- und Festland-Arten; a) Süßwasserarten. B) Zahlenmäßige Dominanzveränderungen der kältevertragenden Arten, C) Zahlenmäßige Dominanzveränderungen der thermophilen Arten; b) nicht-statistische Angabe. — 1. Humus, 2. Lösslehm, 3. sandiger Lösslehm, 4. Löss, 5. sandiger Löss, 6. toniger „gleyartiger” Löss

szárazföldi fauna a hűvös és csapadékos éghajlatnak szárazabbá válását jelzi. Ezután a vályogosodott szint és melegkedvelő, szárazságtűrő fajok mutatják a klímajelleget. Utána ismét nedvesebb, hűvösebb szakasz következik vízi fauna felléptével, hogy végül is egyre szárazabbá és hűvösebbé váló ciklussal fejeződjék be a rétegsor.

A fauna alapján regisztrált klímazakaszok egymásutánjához még az alábbiakat fűzzük hozzá:

Feltűnő a „Vörösdomb” rétegsorának faj- és egyedszám-szegénysége. Figyelemre méltó továbbá a melegkedvelő fajoknak itteni következetes előfordulása, amelyet csak két ízben szakít meg „löszfauna”. Az üledék jellege is eltér a szelvény felső szintjeitől.

Végül megemlítjük, hogy a „Vörösdomb” legalsó feltárt rétege (a vályogzóna) a Duna szintjénél — ahol még pleisztocén faunát találtunk — mintegy 7–8 m-rel magasabban van.

Mindezek figyelembevételével a kulcsi szelvény kronológiai taglalását az alábbiak szerint kíséreljük meg:

A „Vörösdomb” rétegsorának legalsó, téglavörös vályogzónája a mindell—riss interglaciális legmelegebb szakaszának képződménye lehet. A „Vörösdomb” rétegsorának többi tagja is még az interglaciális alatt képződhetett. Erre utal a faunán kívül a képződmények mindegyikén tapasztalható kisebb-nagyobb fokú elváltozás, vályogosodás. Két ízben ugyan „löszfaunával” jelzett lehülés szakította meg az enyhe klímazakaszt, azonban ez a lehülés nem érte el a szelvény felsőbb szakaszainál tapasztalt mértéket.

A „Vörösdomb” rétegsora és a kulcsi szelvény következő része (A jelzésű rétegsor) közti fel nem tárt rétegösszlet rejtheti a riss időszak képződményeit. Indokolja ezt a nem felbecsülhető, de kétségtelenül jelentékeny nívó-különbség és az a körülmény, hogy ennek az időszaknak tetemes löszképződéssel kellett járnia. Jelentősebb vastagságú löszt és ennek megfelelő faunát csupán a szelvény felső részében (I., II. jelzésű rétegsor) találunk, ez azonban már kétségtelenül würmkori.

Az A jelzésű rétegsor két vályogszint közé zárt löszből álló csekély vastagságú rétegsora a riss—würm interglaciális befejező szakaszát, vagy már a würm₁ kezdetét jelöli. Eddigi vizsgálataink során (KROLOPP 1964, 1965) azt tapasztaltuk, hogy itt találunk utoljára változatosabb, színesebb faunát. A würm későbbi szakaszaiban a melegedést már elsősorban a dominanciaértékek változása és csupán egy-két melegkedvelő faj jelzi. A szélsőségesen hidegtűrő fajok (*Vertigo alpestris*, *Pupilla sterri*, *Vallonia tenuilabris*) is a würm₁-ben jelennek meg, vagy válnak uralkodóvá.

A kulcsi szelvény utolsó két összefüggő szakasza (I., II. jelzésű rétegsor) a würm₂ és a würm₃ képződményeit tartalmazza. A W₂₋₃ interstadiálist jelzi a vályogzóna. Említésre méltó, hogy a W₂ végső szakaszában és a W₃ elején vízi faunát találunk. A W₂ klímája a Kulcson képviselt szakasz alapján enyhébb volt, mint a W₃-é. A vályogzónával határos üledékektől eltekintve a két szakasz faunája nagyjából azonos. Ez a megfigyelés megerősíti azt a korábbi véleményt, amely szerint a W₂₋₃ közt nem lehet éles határt meghúzni. A fauna egyedeinek %-os megoszlása azonban a rövid ideig tartó felmelegedést is jól mutatja.

A kulcsi szelvény biosztratigráfiai vizsgálata során felismert klímazakaszok felsőpleisztocénre eső része lényegében megegyezik KRETZOI (1961) statisztikus módszerű apróemlős-vizsgálatai során szerkesztett középhőmérséklet-görbéjével. Érdekes egyezésnek tartjuk, hogy KRETZOI is a würm₃ második szakaszában észlelte a leghidegebb klímát.

IRODALOM

- EHRMANN P. 1956: Mollusca (in: Bröhrer—Ehrmann—Ulmer: Die Tierwelt Mitteleuropas). — 2. 1. pp. 1—264.
- KRETZOI M. 1961: Stratigraphie und Chronologie. — Inst. Geol. Práce. 34. i. INQUA VI. Intern. Kongr. Warszawa. pp. 313—332.
- KRIVÁN P. 1955: A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. — Földt. Int. Évk. 43. 2. pp. 363—512.
- KROLOPP E. 1961: A Buda környéki alsó-pleisztocén mészszipapok csigafaunájának állatföldrajzi és ökológiai vizsgálata. — Doktori disszertáció. Kézirat. pp. 1—141.
- KROLOPP E. 1962: Die Malakofauna der niedrigeren Aueterrasse im Grundprofil von Szekszárd. — Światowit. 24. pp. 203—210.
- KROLOPP E. 1964: Die Molluskenfauna (in: Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn). — Arch. Hung. 43. p. 87—103.
- KROLOPP E. 1965: A Dorog—Esztergomi-medence pleisztocén képződményeinek biosztratigráfiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi jel. 1963-ról.
- PÁVAI-VAJNA F. 1953: Az alföldi Dunamellék rétegtana és hegység szerkezete. — Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről. pp. 69—74.
- PÉCSI M. 1956: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalkotása. — Földrajzi Monogr. 3. p. 1—345.
- ROTARIDES M. 1931: A lösz csigafaunája, összevetve a mai faunával, különös tekintettel a szegedvidéki löszökre. — Alföldkut. Biz. Könyvt. 8. 6. A/8. p. 1—180.
- SOÓS L. 1955—1959: Mollusca — Puhatestűek (in Székessy: Magyarország Állatvilága — Fauna Hungariae.) — 19. 1—3. pp. 1—270.
- ZILCH A.—JAECKEL S. G. H. 1962: Ergänzung (zu Ehrmann: Mollusca). — pp. 1—294.

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG

XV. Tábla — Tafel

1. A kulcsi magasfal folytatása É felé a fiatal (holocén) bevágódás körvonalával. — Fortsetzung der Hochwand von Kulcs nach N, mit dem Umriß des jungen (holozänen) Einschnittes.
2. A kulcsi magasfal képe. A mintagyűjtés helyét a fal közepén álló magányos fa jelzi. — Gesamtbild der Hochwand von Kulcs. Die Stelle der Probenentnahme zeigt der in der Mitte der Wand stehende einzelne Baum.

Foto: RÓNAI.

PROFIL DES LÖSSAUFSCHLUSSES BEI KULCS

von

DR. A. RÓNAI — DR. F. BARTHA — DR. E. KROLOPP

Die Ortschaft Kulcs liegt am rechten Ufer der Donau, beim südlichen Ende der Csepel-Insel. Von einigen kleineren Lücken abgesehen erstreckt sich an der rechten Seite der Donau eine hohe Uferwand, die von Budapest nach S bis zur ungarisch—jugoslawischen Grenze und auch weiter bis zur Mündung der Dráva in einer Länge von fast 200 km verfolgt werden kann. In dieser Uferwand treten bis zur Mitte der Csepel-Insel oberpannonische Bildungen auf, die sich über das Niveau der Donau erhöhen und mit dünnen Quartärschichten (Löss, Schotter, Sand) bedeckt sind. Vom südlichen Ende der Csepel-Insel aus, d.h. S von Kulcs sinkt die Oberfläche der Pannonbildungen bis zum Niveau der

Donau und in manchen Buchten noch tiefer. Von Kulcs dem Süden zu besteht die Wand des Hochufers aus pleistozänem Löss und Flugsand. Die Uferwand ist bei Kulcs 40 bis 45 m hoch und enthält einen ziemlich beträchtlichen Teil der pleistozänen äolischen Ablagerungen. Von N nach S ist die Oberfläche des Pannons gewellt. Auf den Wellenrücken sind Löss und Flugsand (äolische Sedimente), in den Wellentälern fluviatile Sedimente, hauptsächlich Sande zu finden. Kulcs sitzt auf dem emporragenden Bogen der Pannonschichten, ebenso wie Dunaújváros, Dunaföldvár und Paks.

Der Lössaufschluss von Kulcs fällt auf die Strecke zwischen den Längepunkten 1591 und 1592 km der Donau. Die Uferwand ist hier 135 m hoch, aber das Hügeldach erhöht sich weiter bis auf 145 m. Das Niveau der Donau hat eine Meereshöhe von 95 m. Das Probenmaterial des Aufschlusses wurde an 3 verschiedenen Stellen aus einer Gesamtmächtigkeit von 24 m gesammelt. Abbildung 1 zeigt die Höhenlagen des Probensammelns.

Die granulometrische Zusammensetzung der Proben und deren Kalkkarbonat-Gehalt werden in Abb. 2 veranschaulicht. Schlussfolgerungen über die Phasen der Lössbildung und die Zyklen der Klimaschwankungen beruhen auf der Verteilung der Lehmzonen, der fossilen Bodenhorizonte und auf der Zusammensetzung der in diesen Ablagerungen auftretenden Gastropodenfauna. Die Bodenzone sind auf wärmere und humidere Klimaphasen zurückzuführen. Das Auftreten von Flugsandzwischenlagern in den Lössschichten weist ebenfalls auf ein niederschlagsreicheres Klima hin.

Die bei der Untersuchung der Lithologie der Lösswand bei Kulcs erhaltenen Angaben stimmen ziemlich gut mit den Daten über die Aufeinanderfolge der Schichten in den Lösswänden von Paks, Dunaújváros und Dunaföldvár überein. Die Klimaphasen werden auf Grund der Bearbeitung der Molluskenfauna veranschaulicht.

Das Profil bei Kulcs schliesst einen insgesamt 24,5 m mächtigen pleistozänen Schichtenkomplex auf, der aus vier Teilen besteht. Das Einsammeln der Schichtenfolge wurde in 50 bis 140 cm grossen Abständen durchgeführt, wobei die Menge des abgeschlammten Materiales ca. 1,5 kg je Probe betrug. Von den untersuchten 39 Proben waren lediglich 10 fossilifer. Die Faunen der einzelnen Proben wurden in Gruppen nach ihren ökologischen Eigenschaften in Tabelle 2 zusammengefasst. Die Dominanzveränderungen der zwei wichtigsten Gruppen (kältevertragende, bzw. thermophile Formen) wurden graphisch dargestellt. Die entgegengesetzten Verlaufsrichtungen beider Kurven bestätigten die Richtigkeit der Gruppierung (Abb. 3).

Unsere Auswertungsarbeit beruhte vor allem auf den Angaben der statistischen Bearbeitung der Fauna, aber wo solche Angaben fehlten, wurden auch die qualitativen Verhältnisse berücksichtigt.

Während der Analyse der Molluskenfauna stellte es sich heraus, dass sich die Faunen der typischen Erscheinungsformen der Lehmhorizonte und anderer Sedimente (Löss, Sand) voneinander charakteristisch und gesetzmässig unterschieden. Die Fauna der Lehmhorizonte ist jeweils eine thermophile und xerotherme Gastropodengemeinschaft, was der Natur des der Lehm bildung vorangegangenen Klimas entspricht. Die Gehäuse der Waldfauna, die dem zur Bewaldung und demzufolge zur Lehm bildung geführten Klimatypus entspricht, wurden durch die Huminsäuren aufgelöst.

Die Fauna der Lösslagen deutet in der Regel ein kühles und humides Klima an. Äusserst kaltes und zugleich trockenes Klima konnte nur im W_3 nachgewiesen werden. Die Festland-Begleiter der Wasserfaunen markierten im allgemeinen ein kaltes Klima. Das weist darauf hin, dass die Lössablagerung oft — in Zeitabständen von ein paar Jahren — durch kühle, aber humide Klimaphasen unterbrochen wurde.

Die unterste aufgeschlossene Schicht des Pleistozänprofils von Kulcs liegt 7 bis 8 m hoch über dem Spiegel der Donau. Dieser ziegelrote Lehm lagerte sich in der wärmsten Phase eines älteren Interglazials, nach unserer Meinung in derjenigen des Mindel—Riss ab. Der ihn überlagernde 10,1 m mächtige Schichtenkomplex, der durch kühleres Klima andeutende Fauna zweimal unterbrochen und übrigens durch thermophile Arten gekennzeichnet ist, datiert ebenfalls aus dem Mindel—Riss-Interglazial. Die Sedimente des Riss-Glazials überdeckt ein mehrere Meter mächtiger, aus gerutschtem und zusammengehäuftem Material bestehender Pleistozänkomplex. Die nächste Schichtgruppe (3 m) des Profils, in der für ein mildes Klima charakteristische Lehmzonen eingeschaltet sind, kann auf das Ende des Riss—Würm-Interglazials oder den Anfang des Würm₁ gestellt werden.

Die letzten zwei zusammenhängenden Abschnitte des Profils beginnen 3 bis 4 m hoch über dem vorigen Komplex und schliessen die Stufen Würm₂ und Würm₃ in sich. Für das Würm₂₋₃-Interstadial sind Lehmbildung und eine xerotherme Natur der Fauna bezeichnend.

Die Bestätigung dieser schematischen Gliederung der Chronologie des Profils von Kulcs bedarf zukünftiger biostratigraphischer Untersuchungen.

РАЗРЕЗ ОБНАЖЕНИЯ ЛЕССА В РАЙОНЕ С. КУЛЧ

Д-р А. Ронаи — Д-р Ф. Барта — Д-р Э. Кролоп

Село Кулч расположено на правом берегу Дуная, у южного окончания острова Чепель. К югу от Будапешта, вдоль правого берега Дуная — за исключением нескольких небольших перерывов — протягивается высокая береговая стена, на протяжении около 200 км, до венгерско — югославской границы и далее, вплоть до устья реки Дравы. В этой береговой стене, до середины острова Чепель, обнажаются верхнепаннонские отложения, возвышающиеся над Дунаем и покрывающиеся маломощными четвертичными отложениями (лессами, гальками, песками). К югу от южного окончания острова Чепель, т. е. от района с. Кулч, поверхность паннонских пород понижается до уровня Дуная, в отдельных заливах еще ниже. Начиная от с. Кулч, в Ю-ом направлении высокая береговая стена сложена плейстоценовыми лессами и сыпучими песками. У с. Кулч ее высота колеблется в пределах 40—45 м, и представляет значительную часть плейстоценовых эоловых осадков. С севера на юг паннонский рельеф является волнистым. На гребнях волн встречаются лессы и сыпучие пески (эоловые осадки), в долинах волн — речные отложения, большей частью пески. Село Кулч расположено на

приподнятой дуге паннонских слоев, точно так, как Дунайварош, Дунафёльдвар и Пакш.

Обнажение лессов у с. Кулч находятся на участке Дуная между 1591—1592 км. Высотная отметка береговой стены составляет здесь 135 м, но подалее вершина холма достигает 145 м. Уровень Дуная находится на высоте 95 м над уровнем моря. Отбор проб из обнажения был произведен в 3 разных пунктах, из общей мощности 24 м. На рис. 1 видно высотное положение отбора проб.

Гранулометрический состав и содержание карбонатов проб показаны на рис. 2. О фазах образования лессов и о циклах климатических колебаний можно судить по зонам суглинков и ископаемых почв, а также по содержимой в них фауне гастропод. Зоны почв являются образованиями более теплых и влажных климатических циклов. Таким же образом и появление в лессах сыпучих песков указывает на климат с обильными осадками.

Результаты изучения литологического состава лессовой стены совпадают довольно хорошо с данными по последовательности слоев в лессовых стенах около с. Пакш, г. Дунайварош и с. Дунафёльдвар. Показываемые здесь климатические циклы были выявлены на основании результатов обработки моллюсковой фауны.

В кулчском разрезе обнажается плейстоценовая толща общей мощностью до 24,5 м, состоящая из четырех частей. Отбор проб из толщи был проведен с промежутками 50—140 см, отмучивая по пробам около 1,5 кг материала. Из 39 изученных проб только 10 не содержало фауны. Фауны отдельных проб были обобщены в таблице, группируя их по экологическим группам (см. табл. 2). Изменение частоты двух наиболее значительных групп (психрофильных и теплолюбивых) изображено графическим методом. Противоположное направление двух кривых подтвердило правильность группировки (рис. 3.).

В своей оценке мы базировались прежде всего на результатах статистической обработки фаун, но при отсутствии соответствующих данных мы принимали во внимание и качественные условия.

Благодаря изучению представителей фауны моллюсков было выявлено, что фауны типичных суглинков и других осадков (лессов, песков) отличаются друг от друга своеобразно и закономерно. Фауна суглиночных зон представляет собой всегда теплолюбивую, засухоустойчивую ассоциацию гастропод, соответственно характеру климата, предшествовавшего образованию суглинков. Гумусовые кислоты уничтожили раковины лесной фауны, соответствующей климатическому типу, благоприятствовавшему облесению и тем самым и образованию суглинков.

Фауна лессовых отложений вообще является индикатором холодного и влажного климата. Крайне холодный и вместе с тем сухой климат мог быть выявлен только в W_3 . Находки одновозрастных с пресноводными фаунами наземных форм указали вообще на холодный климат. Это объясняется тем, что осадконакопление лессов часто, с интервалами нескольких лет, прерывалось холодным, но влажным климатом.

Самый нижний обнаженный слой плейстоцена в районе с. Кулч находится на 7—8 м выше уровня Дуная. Эти суглинки кирпично-красного цвета являются образованием теплой фазы одного из ранних межледниковий

(по нашему мнению миндель—рисса). Вышележащая толща, характеризующаяся впрочем теплолюбивыми видами, прерывается два раза фауной более холодного климата. Мощность ее составляет 10,1 м. Эта толща тоже соответствует по возрасту миндель—рисскому межледниковью. Отложения рисского оледенения перекрываются обвалившейся и переработанной плейстоценовой толщей мощностью нескольких метров. Следующая, залегающая между суглиночными зонами умеренного климата толща разреза (3 м) по возрасту может принадлежать к концу рисско—вюрмского межледниковья или к началу вюрма.

Последние две, связанные между собой части разреза (10,4 м) начинаются на 3—4 м выше предыдущей и включают ярусы вюрм₂ и вюрм₃. Интерстадиал вюрм₂₋₃ характеризуется суглинистостью и ксеротермными чертами фауны.

Для подтверждения вышеизложенного хронологического подразделения разреза района с. Кулч необходимо провести дальнейшие биостратиграфические исследования.

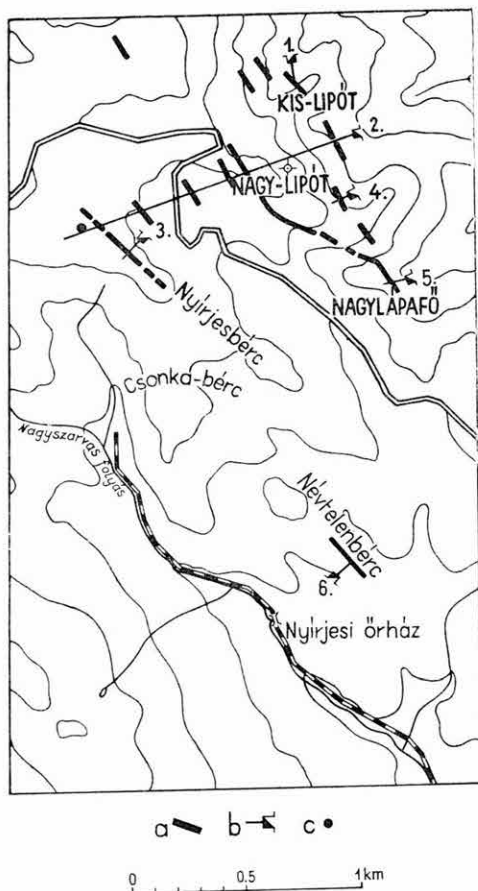
A MÁTRA HEGYSÉGBEN 1963-BAN VÉGZETT ÉRCFÖLDTANI VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEI

Írta: DR. VIDACS ALADÁR

Előző évi vizsgálataink eredményeként lényegesen kiszélesedett a Gyöngyösoroszihoz csatlakozó *nyugatmátrai ércterület*.

A Mátra hegység középső részén, a Nagy-Lipóthegy környékén 1958-ban, külszíni vizsgálatainkat követően megkezdett közvetlen telérfeltárások nyomán a *középmátrai új ércterület* pontosabb teleptani képe rajzolódott ki, mely Kiss J. 1958. évi prognosztikus adataival is értelemszerűen egybevágó. A területen a M. Áll. Földtani Intézet részére az Országos Földtani Főigazgatóság által engedélyezett távlati kutatási hitelkeretből 1958—60 évben létesített kutatóárkokkal, majd 8 külszínközeli táróval, legalább 8 jelentősebb és számtalan kisebb érctelér jelenlétét állapítottuk meg, melyekben figyelmet érdemlő színesfém ércek vannak. A Nyírjes 1. sz. fúrás tisztázta, hogy a terület belsejében az érces andezttakaró 300 m vastagságú, mely alatt már a szegélyeken korábban feltérképezett helvétai dácittufitos, majd homokos összlet van. Így ez az új érctelér megért a mélyebb szintű megkutatásra. Az e célból létesített parádsasvári kutatótáró tervezése és kitűzése 1959-ben azzal kezdődött, hogy a Nagy- és Kis-Lipót gerince alatti völgyben kibontásokkal kerestük meg az eruptívumnak és tufitos-üledékes feküjének határszintjét. A kutatást a telérek mélyebb szintjén olyan nyitópontokkal akartuk telepíteni, melyek a nagy műszaki nehézségeket rejtő helvétai üledék elkerülését biztosítják, emellett a vágatrendszer fő tengelyének iránya valamennyi ismert érctelért megüsse. De gondolnunk kellett arra is, hogy a távlati hitelfedezetű nagy kutatórendszer — kedvező gazdasági eredmény esetén — a későbbi termelőmunkák során legalább részben hasznosítható legyen, és a közeli kieséssel fenyegető recki nyersanyagot gyorsan pótolhassuk. A kutatások nyomán komoly gazdasági kilátást nyújtó érctelepek dőlésmenti vizsgálata 1964-ben történik. A középmátrai ércterület kiterjedését 1963-ig a parádsasvár—galyatető—nyírjesi őrház pontjai által alkotott háromszög jelezte.

A Gyöngyösoroszihoz fűződő nyugatmátrai és a középmátrai ércterület valamennyi megkutatott telére az ólom—cink—rézérc formációhoz tartozó mezotermális-epitermális képződmény. A nyugatmátrai és középmátrai terület között a telérek ásványos összetételében mégis alapvető eltérés mutatkozott. Előbbinél az ércet kísérő uralkodó meddőásvány a kvarc, utóbbinál a nagy tömegű kalcit, noha a nyugatmátrai telérekben a túlnyomó kvarc mellett



1. ábra. A középmátrai új ércterület helyszíni vázlatja. — Jelmagyarázat: a) érctelér; b) kutatótáró; 1. Kis-Lipót 2. sz. táró, 2. Parádsasvári táró, 3. Nyírjesi felsőtáró, 4. Nagy-Lipót 4. sz. táró, 5. Nagylápfő 2. sz. táró, 6. Névtelenbérci táró; c) mélyfúrás (Nyírjes 1.)

Abb. 1. Lageplan der neuen Vererzungszone im zentralen Teil des Mátragebirges. — Zeichenerklärung: a) Erzgang, b) Schurftstollen: 1. Stollen Kis-Lipót Nr. 2, 2. Stollen von Parádsasvár, 3. Oberer Stollen von Nyírjes, 4. Stollen Nagy-Lipót Nr. 4, 5. Stollen Nagylápfő Nr. 2, 6. Stollen von Névtelenbérc; c) Tiefbohrung (Nyírjes Nr. 1)

telért, melyet korábban a nyírjesi felső kutatótárával külszínközlemben feltártunk. A telért itt is túlnyomóan kvarc kíséri. Ez összhangban áll a Kisdgalyán megkezdett telérrákolás eddigi tapasztalataival. A Gyöngyös-roszi környéki nyugatmátrai terület É—ÉNy-i részein bányaművelés alatt

éppúgy jelen van a kalcit is, mint ahogyan a Középső Mátrában a telérekalcit nagy tömege mellett a kis mennyiségű kvarc. Átfogó ércfeldtani elgondolással szívesen láttuk volna a két ércterület összefüggését, de erre még nem volt kezünkben semmiféle tárgyi bizonyíték.

Az 1963. évi eredmények azt mutatják, hogy nemcsak a telérek érckísérő ásványtársulásában látszó különbség, de a két terület elszigeteltsége is elmosódik.

Az eddigi „középmátrai” ércterület nyugati szélén újabb ércesedési bizonyítékok váltak ismeretessé a Kisdgalya és Üvöltőhegy, továbbá a „nyugatmátrai” ércterület K-i szélén a Monostor-patak—Nagyhenc területén (CSILLAG P.-NÉ). A nyugatmátrai ércterület Ny-i irányban a Hidegkúthegy és Aranyosbérc teléres képződményeivel tovább bővült (VARGA GY.). Az eddigi legdélibb ércásványos nyomot a Gyöngyös-tarján mellett mélyített, VARGA A.-NÉ által megvizsgált Gyt. 1. sz. térképező fúrás szolgáltatta.

Ezek az adatok azt jelentik, hogy a középmátrai és nyugatmátrai ércesedés között tényleges területi összefüggés van. Más szóval a Mátrában nem két különböző kisebb, hanem egyetlen, egységes hidrotermális érc-teléres öv van. Ennek eddig ismert kiterjedése a 70 km²-et is meghaladja.

A középmátrai terület mélykutatásai a karbonátos teléreknek Ny felé való fokozatos kvarcosodását mutatják. A Parádsasvári kutatótáró végső szakasza 1963 év végén a külszín alatti 240 m mélységben is harántolta azt a nyírjesi Teodor-

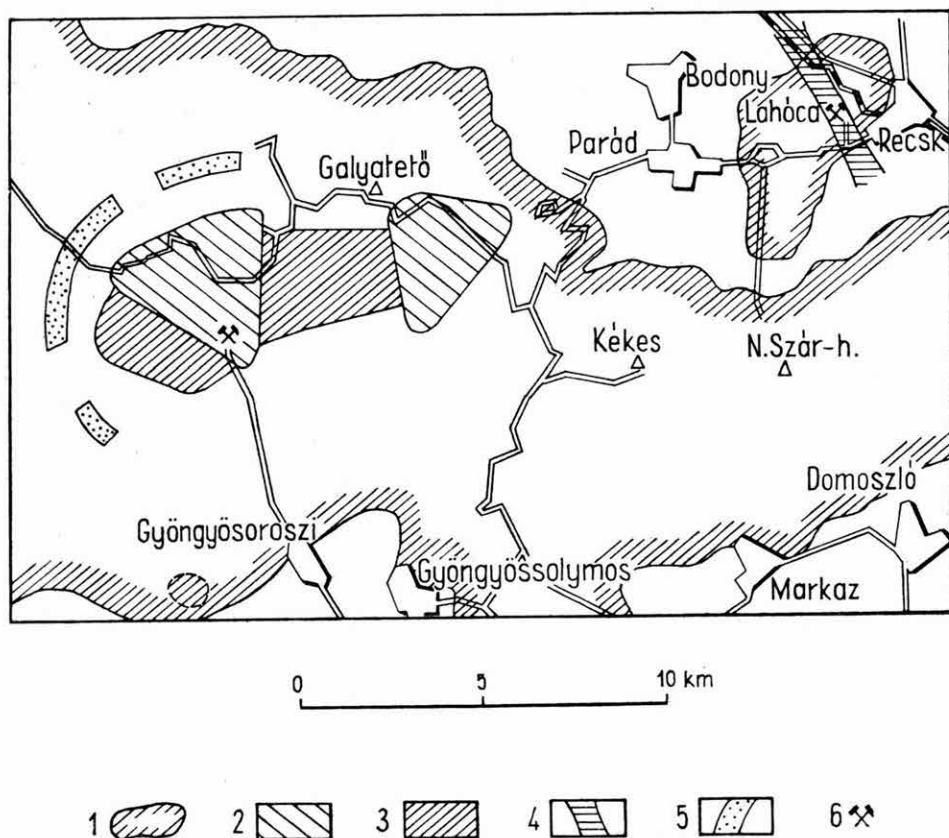
álló Nagytölgyes-, Katalin-, István-telérek kitöltésében, különösen a mélyebb szinteken, ismét a karbonát jut fokozatosan előtérbe. A mátraszentimrei Darázshegyen mélyülő szerkezetkutató fúrás 803. méterében átfúrt hidrotermális telérben az érceket kísérő meddő ásvány igen nagy túlsúlyban kalcit. Ezek alapján a most már egységesnek vehető teléres ércterület külső szegélyén gyűrű alakú karbonátos öv ismerhető fel, mely különösen a Parádsasvár környéki feltárásokban hangsúlyozódik. A karbonátos öv kifejlődésének magyarázata a mélyszerkezetben levő és a recski (V., VI., VII. sz.) mélyfúrások által feltárt mészdús mezozóos aljzatban kereshető. Mélyszerkezeti adatokból következtetni lehet arra, hogy ez a mezozóos aljzat ÉNy és É felől kiékelődően borul rá a hegység gerince alatt levő gránitplutonra. A gránitos aljzatot eddig nem értük el, de bizonyítéka az andezittakaróban zárványok alakjában több helyen észlelhető. Gránitzárvány eddig a Csákánykőn karbonátandezitből nagy mennyiségben, a Disznókőn andezitlávából és tufából, Fényespusztán tufából, a Csomoszáron andezittelérből (VARGA Gy.), a gyöngyössolyosi Kishegyen riolitból (KISS J.) vált ismeretessé.

Különösen érdekes, hogy az ércesedett terület Ny-i és ÉNy-i szegélyét övezően, a térképezés részletes vizsgálatai során, kálifeldúsulást mutató kőzeteket találtunk, amilyenhez hasonlót a Hidegkúthegyen, Péterhegyesen korábban KUBOVICS I. is észlelt (Földt. Közl. 1962. 3., p. 294.). Ezévből újabb vizsgálati bizonyítékok jutottak kezünkbe a nyugatmátrai Hidegkúthegy—Aranyosbérc, Korláthegy, a Világoshegy D-i lába és Mátraszentistván—Mátraszentlászló területéről, ahol az ércesedés mellékkőzetének, a középső rétegvulkános andezitösszletnek kőzeteiben a K_2O -tartalom 8% körüli értéket mutat, sőt, a Világoshegyről említett kőzetelemzés 9% K_2O -tartalmat adott. Az ércterületet szegélyező kálimetaszomatikus keretben még találunk ugyan hidrotermális jelenségeket, azonban ezek már csak alacsony hőfokú képződmények, mint az opál-, vörös- és főként zöldes jáspisfélék.

Mélyfúrások révén jutottunk 1963-ban készült két olyan újabb bizonyító erejű adathoz, mely élesen rávilágít az ércesedésnek rétegtani—szerkezetbeli helyzetére. Az egyiket a mátraszentimrei Darázshegyen telepített nagymélységű alapfúrás kezdő szakasza szolgáltatta. Itt a felszínen levő legfiatalabb üde „bazaltos” takaróandezit a vulkáni hasadék szélén 180 m vastagnak bizonyult. Láva- és tufaszintjeinek átfúrása után, a középső rétegvulkános, bontott andezitösszletben 267 m mélységben polimetallikus érces teléren hatolt át a fúró. A telérnek a felső üde andeziten nyoma nincs, tehát helyzete, a hegység két nagy torton andezit-erupciós főciklusához képest, újabb bizonyíték az ércesedés köztes korviszonyára. Az érckutatás értelmezésében ez azt jelenti, hogy külszíni nyom nélküli értélekeknek jelenlétét a hegység üde takaróandezitje alatti területrészekben is joggal feltételezhetjük.

A másik eredmény a gyöngyöSOROSZI ércbánya működési területének É-i részén, a Hidegkúti völgyben befejezett kutatásból származik. Itt a GyöngyöSOROSZI II. sz. mélyfúrás alapján a helvétii slíren nyugvó mediterrán vulkáni takaró vastagsága 980 m, ami a Mátra-gerinctől D felé eső hegység részekén lezökkent vulkanitok meglepően nagy tömegére utal. Ebből kiszámítható, hogy a gyöngyöSOROSZI ércbánya működési területének É-i részén a bánya Altáró-szintjét jellemző neovulkáni kőzetek az említett művelési szint alatt 650 m pillérmélységig megvannak és azokban a vertikális ércövesség által meg-

határozott ércvezetésre lehet számítani. De tisztázza ez a fúrás az ércesedésnek mélyszínti eredetét is. A helvétai átalakult agyagos-márgás üledékből, 1055 m mélységből kerültek elő a hidrotermális színesfémérc paragenezis eddig ismert legmélyebb szinti tárgyi bizonyítékai. Az innen előkerült érc ugyan nem műrevaló, de nem is csupán geokémiai nagyságrendű, mert makroszkóposan jól felismerhető a wurtzit és a kalkopirit, és néhány méterrel feljebb a galenit is. Mindezek környezetében meglepően feldúsul az epidot. A nyugatmátrai ércesedés nehézfém-tartalmának pályája tehát lenyúlik az üledékes fekvősszletbe és így csak alárendelt mértékben gondolhatunk magá-



2. ábra. A Mátra hegység hidrotermális színesércterületeinek vázlata. — *Jelmagyarázat*: 1. eruptív képződmények felszíni elterjedése, 2. 1963-ig megkutatott ércmező, 3. 1963-ban felismert ércmező, 4. kutatás alatt levő, nagymélységű feltételezett érces öv, 5. kálimetaszomatikus kőzetöv, 6. ércbánya

Abb. 2. Skizze der Verbreitung der hydrothermalen polymetallischen Vererzung im Mátra-Gebirge. — *Zeichenerklärung*: 1. Verbreitung der Eruptiva an der Oberfläche, 2. bis 1963 erkundetes Erzfeld, 3. in 1963 entdecktes Erzfeld, 4. in grosser Tiefe vermutete Vererzungszone, deren Erkundung im Gange ist, 5. kalimetasomatisierte Gesteinszone, 6. Erzgrube

ban az andezittakaróban megnyilvánult esetleges laterálszekréciós érchozzájáráásra.

Végül fontos adat a recski Lahóca andezitje alatt feltételezett nagymélységű metasomatikus érces szint létének újabb bizonyítéka. A Lahóca D-i előterében, a Recsk V. sz. fúrás korábbi pozitív eredménye után, 1963. október havában a *Recsk VI. sz. fúrás is 730—848 m között, márgás—meszes összetételben metasomatikus érctelep szintet harántolt*. 843—846 m-ben volt a legnagyobb ólom—cink—réz—ezüst-tartalmú ércfeldúsulás. A minták leggazdagabb szakaszainak Pb+Zn+Cu-tartalma eléri a 25%-ot. A kutatási elmélet alapja a Lahócat középtájon átszelő ÉÉNy—DDK-i irányú nagymélységű érces öv feltételezése. Ennek kérdésében a hegy É-i előterében tervezett Recsk VIII. sz. mélyfúrástól várunk döntő adatot.

1964. márciusában adtunk át minden kutatási adatot és a készletszámítást is magába foglaló „Összefoglaló földtani jelentést” a Gyöngyösoroszihoz kapcsolódó új érces területről, melyen a színesércbányászat néhány éve már megkezdte munkáját.

ERGEBNISSE DER IN 1963 IM MÁTRA-GEIRGE DURCHGEFÜHRTEN GEOLOGISCHEN ERKUNDUNGSARBEITEN AUF ERZE

von
DR. A. VIDACS

Im W-Teil des von miozänen Andesiten aufgebauten Mátra-Gebirges, im Bezirk der Erzgrube von Gyöngyösoroszi wiesen die Erkundungsarbeiten zahlreiche neue, polymetallische, hydrothermale Erzlager nach. Die erkundeten Vorräte der Pb—Zn—Cu-führenden Erze nahmen somit wesentlich zu. *Im zentralen Teil* des Gebirges, und zwar in der Umgebung des Galyatető und des Nagylipót-Berges zeichneten sich die Konturen einer bis jetzt unbekanntenen Vererzungszone aus. In diesem neuen Erzgebiet wurden bis jetzt 8 grössere und viele kleinere Zn—Pb—Cu-Gänge auch mittels Stollen erkundet.

Die erwähnten zwei Vererzungszone sind voneinander 4 km entfernt. Haupterzminerale sind in den beiden durch Sphalerit, Galenit und Chalkopyrit vertreten. In der mineralogischen Zusammensetzung der meso- und epithermalen Gänge schien jedoch ein grundsätzlicher Unterschied zwischen beiden Zonen zu bestehen: die nicht-metallischen Begleitminerale sind im W-Mátra durch viel Quarz und wenig Karbonat, im Zentral-Mátra durch grosse Mengen von Kalzit und sehr wenig Quarz vertreten.

Die in 1963 gewonnenen Ergebnisse weisen jedoch darauf hin, dass nicht nur der scheinbare Unterschied in den nicht-metallischen Begleitminerale der Gänge, sondern auch die Trennung der erwähnten zwei Vererzungszone verwischt ist. Dementsprechend gibt es im Mátra-Gebirge nicht zwei gesonderte, kleinere Vererzungszone, sondern eine einzige, zusammenhängende Zone von hydrothermalen Erzgängen. Die bekannte Fläche dieser Zone beträgt 70 km². Rings um die zentralen Quarzgänge am NW-, N- und NO-Rand der Zone überwiegen die karbonatischen Gänge. Im Raume der Quarzgänge treten im Andesit von der Tiefe emporgestiegene Graniteinschlüsse auf. Unterhalb

der Zone der sie umgebenden karbonatischen Gänge liegt ein an Ca reicher, mesozoischer sedimentärer Untergrund, der im NO, bei Lahóca, durch Tiefbohrungen bewiesen worden ist. Auf solche Weise lässt sich die Veränderung in der mineralogischen Zusammensetzung der Gänge auf den unterschiedlichen mineralogischen Bau des Tiefenuntergrundes zurückzuführen. Die Vererzungzone befindet sich innerhalb eines kalimetasomatisierten Gesteinrahmens, der aus Andesiten mit einem K_2O -Gehalt von 8% besteht.

Im Raume der Erzlagerstätte von Gyöngyösoroszi wurde in 1963 der neovulkanische Mantel des Mátra-Gebirges durchbohrt. Hier ist er 980 m mächtig und wird oben von Andesiten, tiefer von Dazituffen aufgebaut. Trotz dieser grossen Mächtigkeit wurde in den unter dem neovulkanischen Mantel lagernden helvetischen tonig-mergeligen Sedimenten, in 1055 m Tiefe, noch immer eine hydrothermale Erzparagenese angetroffen. Die Verbreitzungszone des Schwermetallgehaltes der Vererzung im zentralen Raum des Mátra-Gebirges reicht also in den sedimentären Liegendkomplex hinab, so dass die Möglichkeit, dass eine lateralsekretionsartige Zufuhr der Erze im andesitischen vulkanischen Mantel selbst stattgefunden hätte, sich äusserst beschränkt.

Eine andere Tiefbohrung bei Mátraszentimre hat bestätigt, dass die gangartige Vererzung auch unterhalb des obersten, frischen, „basaltähnlichen“ Andesithorizontes des Gebirges vorhanden ist, obwohl an der Tagesoberfläche keine Spuren dieser Vererzung aufzufinden sind. Die Erzlagerstätten entstanden also zwischen zwei Hauptzyklen des Andesitvulkanismus.

Die vermutete metasomatische Vererzung *im NO-Teil des Mátra-Gebirges*, unter dem Andesit der alten Erzgrube von Recsk, in einem mergelig—kalkigen Triaskomplex wurde an Hand einer neuen Bohrung bestätigt. Das ist bisher die dritte Tiefbohrung, die hier den 770 bis 840 m tief lagernden metasomatischen Horizont durchquert hat. In den reichsten Abschnitten der Kerne erreicht der Pb+Zn+Cu-Gehalt 25%. Die geologischen Erkundungsarbeiten werden in 1964 fortgesetzt. Die geologischen Merkmale weisen darauf hin, dass die Erzlager, die in der Recsker Erzgrube schon bald vollkommen abgebaut werden, eigentlich Mobilisate der sich in grosser Tiefe vollzogenen metasomatischen Vererzung darstellen.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕДЕННЫХ В 1963 Г. В ГОРАХ МАТРА ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДЫ

Д-р А. Вудац

В западной части сложенных миоценовыми андезитами гор Матра, в районе рудника Дьёндёшороси геологоразведочными работами были выявлены многочисленные новые залежи гидротермальных полиметаллических руд. Таким образом количество разведанных запасов руд, содержащих Pb—Zn—Cu, значительно возросло. *В центральной части* массива, а именно в районе горы Гальятегё и горы Надьлипотхедь была оконтурена до сих пор неизвестная рудоносная зона. В пределах этой новой рудоносной зоны центральной части гор Матра 8 крупных и ряд небольших жил Zn—Pb—Cu руд были разведаны и путем проходки штолен.

Расстояние между упомянутыми двумя рудоносными зонами составляет 4 км. Ведущие рудные минералы представлены в обеих зонах сфалеритом, галенитом и халькопиритом. По минералогическому составу мезо- и эпitherмальных жил все же существует фундаментальное различие между обеими зонами: безрудные сопутствующие минералы представлены в Западной Матре большим количеством кварца и подчиненным количеством карбонатов, в Центральной Матре огромным количеством кальцита и ничтожным содержанием кварца.

Теперь в свете результатов 1963 г. весьма ничтожной оказывается не только разница между нерудными парагенезами жил, но и изолированность обеих зон. В соответствии с этим, имеются не две самостоятельные небольшие зоны, а одна единая зона гидротермальных жил. Известная до сих пор площадь ее достигает 70 км². Вокруг центральных кварцевых жил, на северо-западном, северном и северо-восточном краях зоны преобладают карбонатные жилы. В области распространения кварцевых жил в андезитах встречаются гранитовые включения, поднявшиеся с больших глубин. Под зоной окружающих кварцевые жилы карбонатных жил лежит мезозойский осадочный фундамент, богатый Са, наличие которого на СВ в районе Лахоцы было доказано глубокими буровыми скважинами. Таким образом, изменения в минералогическом составе жил можно связывать с разнообразным минералогическим составом глубинной структуры. Рудоносная зона окружается зоной, подвергшейся калийному метасоматозу и представленной андезитовыми породами, в которых содержание К₂О составляет в среднем 8%.

В рудоносной зоне Дьёндьёшороси неовулканический покров гор Матра был пробурен в 1963 г. Здесь андезитовый и ниже дацитовый вулканический покров гор Матра достигает мощности 980 м, но в подстилающих вулканы гельветских глинисто-мергелистых осадках, на глубине 1055 м, был найден все еще гидротермальный полиметаллический парагенез руд. Следовательно, тяжелые металлы оруденения Западной Матры прослеживаются даже во внутрь подстилающей осадочной толщи, так что сильно сокращается возможность проявления в андезитово-вулканическом покрове латерально-секреционного привноса рудного материала.

Другая глубокая скважина — возле с. Матрасентимре — показала, что жильное оруденение присутствует даже под самым верхним горизонтом свежих “базальтовых” андезитов, хотя и на поверхности нет никаких следов этого. Значит, рудные месторождения образовались за промежуток времени между двумя главными циклами андезитового вулканизма.

В северо-восточной части гор Матра, под андезитами старого реческого рудника, предположенное наличие глубинного метасоматического оруденения в мергелисто-изветсковистой толще было доказано новой буровой скважиной. Это уже третья из тех глубоких скважин, которые пересекли здесь метасоматический горизонт, залегающий на глубине 770—840 м. Содержание Pb + Zn + Cu в наиболее богатых участках кернов достигает 25%. В 1964 г. поиски будут продолжены. Геологические признаки свидетельствуют о том, что рудные залежи, которые в реческом руднике будут скоро полностью отработаны, были по сути дела мобилизатами глубинного метасоматического оруденения.

TEKTONIKAI FOLYAMATOKHOZ KAPCSOLÓDÓ GEOKÉMIAI ELVÁLTOZÁSOK A MÁTRA HEGYSÉG D-I RÉSZÉNEK ANDEZITJEIBEN

Írta: DR. VARGÁNÉ MÁTHÉ KLÁRA

Hazai vonatkozásban az elváltozott kőzetek kémiai értékelésével 1958 óta SZÁDECZKY-KARDOSS E. foglalkozott. Legutóbb (1963), a Földtani Társulatnál tartott előadásában rámutatott az eddig használt számítások bonyolultságából adódó nehézségekre, leegyszerűsítve az elemzések kiértékelését és ábrázolási módját. Felhívta a figyelmet az elváltozott kőzetek kémiai elemzésének kiértékelési problémáira.

Az elváltozott kőzetek geokémiai tanulmányozására Mátrafüred környékének földtani térképezése alkalmával olyan elváltozott kőzettípust kerestünk, amely makroszkóposan megőrizte eredeti ismertető jegyeit.

Öt feltárást vizsgáltunk e szempontból: a Gyöngyöستől ÉK-re levő Sárhegy, Pipishegy és a felsőabasári Csurgó-patak völgyének feltárásait. A megvizsgált feltárások mindegyikében vetők mentén kialakult dörzsbreccsában az andezit utólagos elváltozásainak különböző fokozatai észlelhetők.

Leggyengébb az elváltozás az egyik sárhegyi feltárásnak dörzsbreccsás övén. Itt az üde andezit fedő- és fekéként takarja az átlag 210/32° dőlésű összemorzolt réteget, így elzárja a további átalakító hatásoktól.

Az előbbi feltárást folytatásában egy másik breccsásodott vető található meredekebb dőléssel, a felszín felé kiékelődve. Ez tehát hasonlóan zárt rendszer, melyen a felszíni hatás csak kis mértékben jelentkezik.

Mindkét esetben a morzolt, erek mentén limonitosodott, dörzsbreccsás öv mellett megtaláljuk az üde andezitet. A dörzsbreccsában anyagátrendeződést figyelhetünk meg, de kémiai elemzéssel kimutatható anyagkicsérlődés vagy elemmobilizáció e két esetben nincs.

Erőteljesebb változást észleltünk olyan feltárásokban, ahol az elmozdulási sík függőleges. Erre példa a két pipishegyi feltárást. Itt a törési lapok mentén leszivárgó felszíni vizek átalakító hatásával kell számolnunk. A csurgóvölgyi feltárástban kismértékű utóvulkáni hatás is fellép. Ez utóbbira a dörzsbreccsás vető közelében a litoklázis-rendszer mentén tarkára futtatott andezit és vörösre oxidált salakosodás utal.

A pipishegyi andezitfeltárások közül az első feltárást 40 cm vastag dörzsbreccsás övéből két mintát vettünk a viszonylag üde andeziten kívül: a dörzsbreccsa finomabbra morzolt, erősebben bontott részéből és a durvább, néha 6 cm átmérőjű andezittöredékeket tartalmazó, kevésbé bontott részéből.

1. táblázat

Alkotórész	1. Pipishegy D.		2. Csurgó völgy		3. Pipishegy Ny.		4. Sárhegy útbevágás		5. Sárhegy útbevágás	
	üde andezit	andezit a dörzs-breccsa övből	üde andezit	andezit dörzs-breccsája	üde andezit	andezit dörzs-breccsája	üde andezit	andezit dörzs-breccsája	üde andezit	andezit dörzs-breccsája
SiO ₂	55,31%	54,39%	52,20%	47,90%	62,54%	57,81%	55,91%	54,73%	55,99%	55,87%
TiO ₂	0,63	0,56	0,46	0,67	0,32	0,39	0,48	0,49	0,55	0,55
Al ₂ O ₃	19,68	20,26	18,59	21,16	17,49	19,15	21,18	20,24	21,60	21,64
Fe ₂ O ₃	5,11	5,82	4,13	7,87	2,94	4,04	4,75	5,73	6,10	5,71
FeO	2,71	1,92	3,30	1,35	2,27	1,71	2,36	1,28	2,60	1,00
MnO	0,11	0,29	0,15	0,19	0,19	0,15	0,13	0,13	0,13	0,19
MgO	2,19	1,90	4,63	3,08	1,93	1,74	1,58	1,37	0,88	0,00
CaO	8,04	4,73	10,38	7,78	5,08	4,52	6,57	5,25	5,67	5,81
Na ₂ O	2,97	2,37	1,76	1,39	2,98	2,02	3,08	2,80	3,12	3,10
K ₂ O	1,42	1,25	1,30	0,50	2,88	2,19	1,74	1,64	1,67	1,80
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,15	0,11	0,12	0,09	0,18	0,17	0,15	0,20
-H ₂ O	1,51	1,37	2,27	2,57	0,32	1,48	1,04	2,68	0,67	1,87
+H ₂ O	0,54	5,06	0,94	5,97	1,53	4,94	1,46	3,91	1,26	2,86
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,10	0,02	0,03	0,04
Összesen:	100,39%	100,11%	100,26%	100,54%	100,59%	100,21%	100,51%	100,44%	100,41%	100,54%

Elemző: 1—3. EMSZT M., 4—5. SOHA I.-NÉ

A bontottság fokozatai mikroszkópi vizsgálattal megfigyelhetők. A dörzsbreccsa zöldes színű kötőanyaga átalakult, homogenizálódott vagy agyagásványosodott, benne a földpátmikrolitok és a porfiros plagioklászok csaknem teljesen agyagásványosodtak, kivéve a szegélyi részüket. A porfiros piroxének töredezettek és bontottak. Gyengébb átalakulást mutat a dörzsbreccsa durvaszemű andezittörmeléke, melyben a porfiros piroxének mellett még kevés plagioklász is felismerhető. Az elváltozás a plagioklász-szemcsék közepén indul meg.

A látszólag üde andezit sem teljesen érintetlen kőzet. Alapanyagában mikroszkóp alatt kismértékű oxidálódás, foltokban megjelenő homogenizálódás és ezt kísérő enyhe agyagásványosodás figyelhető meg. Ritkábban a plagioklász belsejében is mutatkozik bontottság. A dörzsbreccsák agyagásványai a DTA vizsgálat szerint (SZÉKELY Á.) a kaolinit- és montmorillonit-csoportba tartoznak.

Az öt feltárás kőzeteinek vegyelemzési adatait az 1. sz. táblázat foglalja össze.

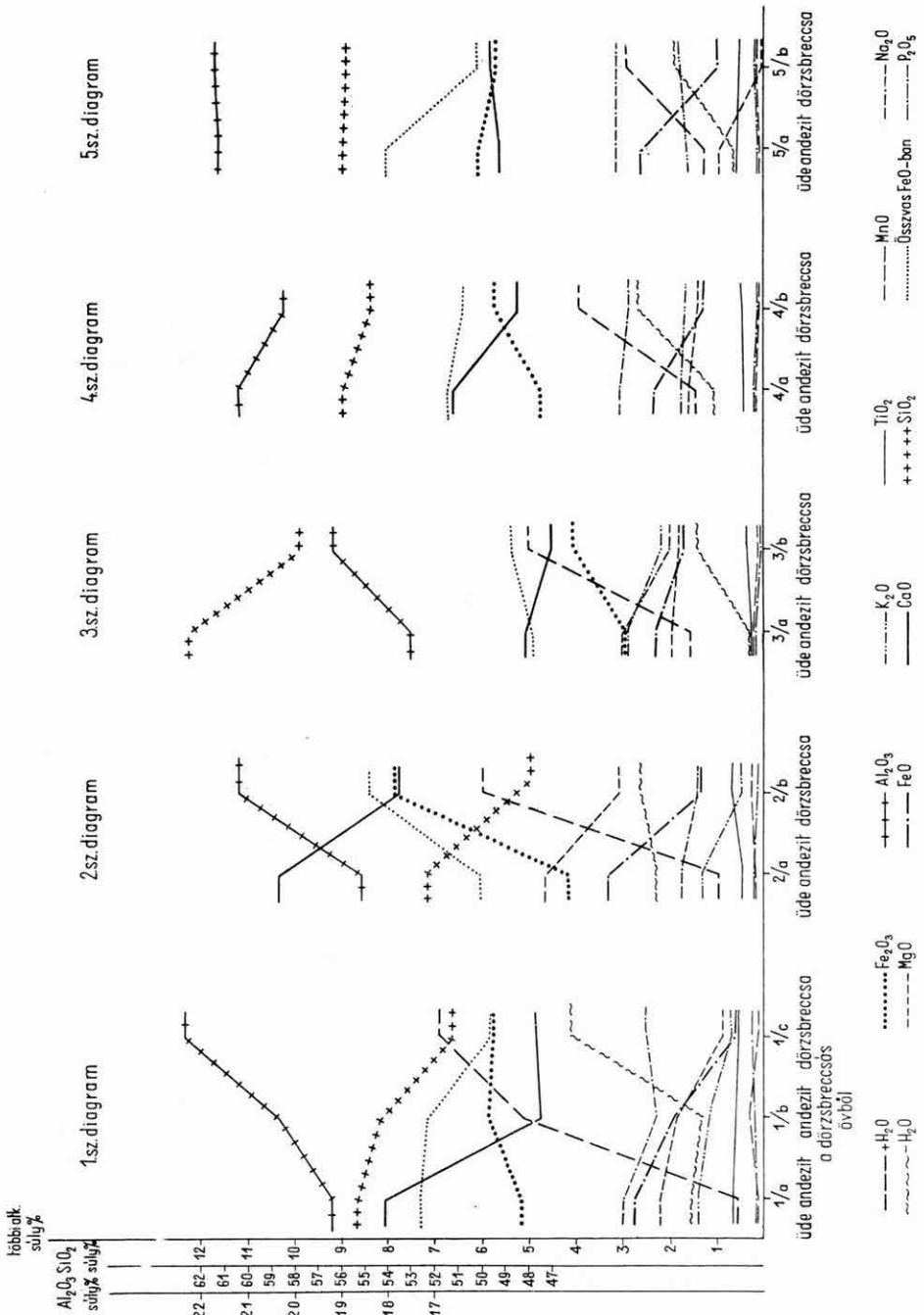
Az öt különböző andezitfeltárásból származó, azonos folyamaton átment és átalakulást szenvedett kőzetek különböző mértékű, de azonos jellegű kémiai változást mutatnak. Ezt az 1. ábra szemlélteti, melyen balról jobbra haladva az első három diagramban az erősebben elváltozott, az utolsó kettőben a kevésbé bontott típusú andezitbreccsák elemzési adatait tüntettük fel. Így erről az elváltozás mértékét leolvashatjuk.

A diagram a következő geokémiai folyamatra utal: a vető menti dörzsbreccsában — ha ez zárt rendszert alkot és felszíni hatások nem érvényesülhetnek — átrendeződés történt, de anyagkicserélődés vagy elemvándorlás nincs (lásd 1. ábrán: 4. és 5. sz. diagramot). A kőzetben csak kismértékű, elhanyagolható vízfelvétellel járó változás jelentkezik.

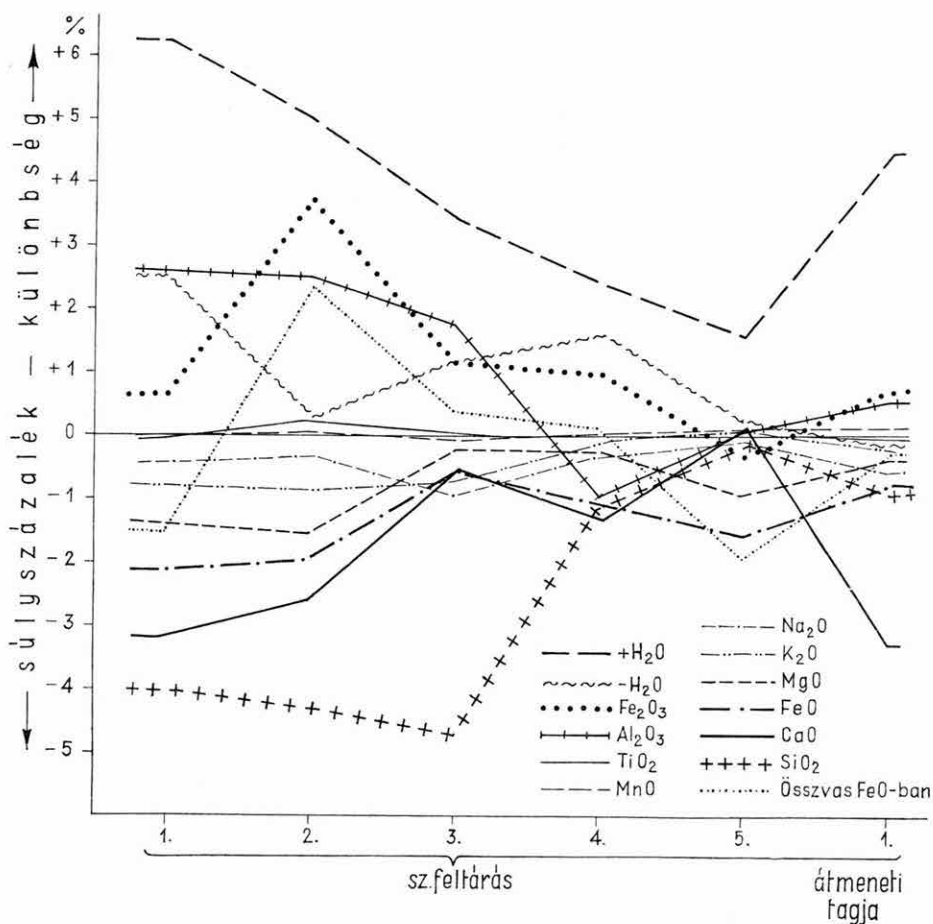
Sokkal erőteljesebb anyagkicserélődést figyelhetünk meg a felszín felé nyitott vetők dörzsbreccsaiban, ahol a kőzetet felszíni hatások is érték. E három feltárás kőzetanyaga fokozatosan erősödő elváltozást szenvedett. Az elváltozás mértékével nő a H_2O , Al_2O_3 és Fe_2O_3 és csökken a SiO_2 , CaO , FeO , MgO , Na_2O , K_2O , ingadozó vagy változatlan a TiO_2 , MnO , P_2O_5 és igen kevésé változik az FeO -ra átszámított öszvas-tartalom.

A három viszonylagosan feldúsult alkotórész egymáshoz való viszonyát a 2. ábra mutatja, amelyről az üdébb andezit és a dörzsbreccsa vegyi összetételének különbségét olvashatjuk le. A diagram felső részén ábrázolt, pozitív előjelű súlyszázalékos mennyiségek az elváltozott kőzetben növekedtek az üdébb andezithez képest, a táblázat alsó felében feltüntetett elemek mennyisége viszont csökkent. Az értékvonala távolsága a „0” pont vonalától az elemek viszonylagos változását mutatja pozitív, ill. negatív irányban. A „0” vonalához közel eső, illetve vele közel párhuzamosan futó elemek nem mobilisak, inerteek. Az inert jelző itt főleg az andezit mellékes elegyrészeit alkotó, és csak néhány tized vagy század súlyszázalékos mennyiségben szereplő oxidokra alkalmazható.

A „0” ponttól való távolságok csak viszonylagos értéként jöhetnek számításba, mivel a kőzetben eredetileg is nagyobb súlyszázalékkal jelentkező SiO_2 - vagy CaO -ban nagyobb mértékű változás jöhet létre, mint pl. a néhány százalékos alkáliák oxidjában.



1. ábra. Öt feltárás üde és elváltozott kőzeteinek elemzési adatai
 Abb. 1. Analysendaten der frischen und veränderten Gesteine von fünf Aufschlüssen



2. ábra. Öt feltárásból származó üde és elváltozott kőzet elemzési adatainak különbsége, csökkenő és emelkedő tendenciával

Abb. 2. Unterschiede zwischen den Analysendaten der frischen und der veränderten Gesteine aus fünf Aufschlüssen, mit Anführung der Tendenz der Veränderung

A törések mentén leszivárgó víz a fellazult andezitet elbontja, agyagásványosítja, megjelennek a kaolinit- és montmorillonit-csoport tagjai. Az agyagásványosodás a mikroszkópi vizsgálat szerint a plagioklász izomorf sor rovására jön létre. Ezt igazolja az 1. ábra diagramjain mutatkozó CaO-, Na₂O-csökkenés is.

Az anortit vízfelvétellel kapcsolatos kaolinosodása a CaO felszabadulásával és az Al₂O₃ és SiO₂ új ásványba való beépülésével jár. A diagram szerint viszont csökken a SiO₂ értéke. A SiO₂ csökkenést a plagioklász izomorf sor további tagjainak elbontásával magyarázhatjuk:

anortit $\text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 1 : 2$

albit $\text{Na}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 1 : 6$

kaolin $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 1 : 2 : 2$

A plagioklászokba ugyan csak kismértékben épül be a kálium, de az eredeti üde andezit üveges alapanyagában a feldúsuló SiO_2 -dal együtt megtaláljuk.

A CaO nagyarányú csökkenését az Al_2O_3 tartalom növekedése kíséri, mert az andezit bomlásakor az Al_2O_3 beépül az agyagásványokba, a CaO mobilitásában szemben. A SiO_2 csökkenése a Na_2O csökkenésével hasonló irányú. Tehát ahol az eredeti kőzet savanyúbb plagioklászokat tartalmaz, ott a mállás alkalmával a Na nagyobb mértékben vándorolhat el és így a SiO_2 leadása is erőteljesebb.

A víztartalom emelkedésével együtt jár a Fe_2O_3 emelkedése is, kivéve az 1. ábrán látható 2. sz. diagram kiugró értékét. A Fe_2O_3 több ásványba épülhet be; kisebb mennyiségben a nontronit is felveheti.

Nagyobb Fe_2O_3 feldúsulás lehetséges a magnetit nagyobb mérvű és a piroxének szegélyének kisebb mérvű oxidációjának alkalmával, ahol — mint az 1. ábra is szemlélteti — a Fe_2O_3 a FeO rovására növekedik.

Előző vizsgálatainkból ismeretes a vasoxidációnál a víz szerepe. A 4. diagram (1. ábra) a három komponens (+ H_2O , Fe_2O_3 , FeO) összefüggését is mutatja, kivéve a 2. diagramban észlelt kiemelkedő Fe_2O_3 értéket, amely a feltárásoknál említett utóvulkáni oxidációs pirometamorfizáló hatással magyarázható.

A Fe_2O_3 emelkedésével és a kőzetváltozás fokozódásával arányosan csökken a FeO. Az 2. ábrán ábrázolt FeO értékvonallal feltűnő párhuzamosságot mutat a MgO- és kisebb mértékben a CaO-éval is. Ez a jelenség további komponens-összefüggésre mutat. Ezek az oxidok ti. a már tárgyalt ásványokon kívül a piroxének alkotórészeiként is szerepelnek. A FeO-dal izomorf MgO egymással szorosabb összefüggést mutat, mint a CaO-dal. Az oxidok említett korrelációja vizsgálatainknál jellegzetesen jelentkezett. A 2. ábra rámutat arra is, hogy a montmorillonit-csoport tagjaiba a mi esetünkben nem épülhet be a MgO, hiszen a kőzetváltozás alkalmával a MgO is csökkenő mennyiséget mutat az Al_2O_3 -dal szemben.

Összefoglalva az eredményeket megállapíthatjuk, hogy:

1. A tektonikai folyamatok hatására kialakult andezit-dörzsbreccsában mozgás okozta hőhatásra átrendeződés történt, anyagkicserélődés azonban az üde kőzethez viszonyítva nincs. Ezt bizonyítják az 1. ábra 4. és 5. diagramján feltüntetett eredmények, melyek a külszíni hatásoktól elzárt dörzsbreccsákra vonatkoznak.

2. A fellazított vetőmenti dörzsbreccsákban nyitott rendszer esetén a vegyi mállás jobban érvényesül, mint a tömör andezitben (1. ábra: 1, 2, 3 diagram).

3. Az elváltozásokkal emelkedik a + H_2O , Al_2O_3 és Fe_2O_3 , csökken a SiO_2 , CaO, FeO, MgO, K_2O , Na_2O , ingadozó vagy változatlan a TiO_2 , P_2O_5 , MnO és a FeO-ra átszámított öszvas-tartalom értéke.

4. Az átalakulás mértékével párhuzamosan csökkenő alkotórészek az andezit elegyrészeinek mállásával mobilizálódnak, a viszonylag növekvő mennyiségű elemek a málláskor képződött új ásványokba épültek be. Az új ásványok a

DTA-vizsgálat szerint a kaolinit- és montmorillonit-csoport tagjai közé tartoznak.

5. Az andezit plagioklászai, az anortit és a kisebb mennyiségben szereplő albit a lesvivárgó víz hatására kaolinná alakul. A kaolinosodásnak megfelelően az Al_2O_3 és a $+\text{H}_2\text{O}$ növekedett és a CaO , Na_2O , K_2O nagyrészt, a SiO_2 pedig csak részben mobilizálódott. A MgO és FeO csökkenése a piroxének enyhébb bomlásával kapcsolatos.

6. A Fe_2O_3 mennyisége a magnetit vízfelvétellel járó oxidációja alkalmával a FeO rovására megnövekszik. Ha nemcsak a felszíni mállás változtatta el a kőzetet, hanem a vasat is hozó felszálló oldatok pirometamorfizáló hatása is érvényesül, az öszsvastartalom is feltűnően emelkedik.

IRODALOM

- KORZSINSZKIJ D. S. 1959: Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals.— New York.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. — Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. — MTA Műsz. Oszt. Közl. **23**, 3—4.
- VADÁSZ E. 1955: Elemző földtan. — Budapest.

AN TEKTONISCHE VORGÄNGE GEBUNDENE GEOCHEMISCHE VERÄNDERUNGEN IN DEN ANDESITEN IM O-TEIL DES MÁTRA-GEBIRGES

VON

DR. K. VARGA-MÁTHÉ

Die chemischen Analysen von längs Verwerfungen auftretenden tektonischen Reibbrekzien, die in fünf Aufschlüssen des S-Teiles des Mátra-Gebirges beobachtet und Probensammeln unterworfen worden waren, verglichen wir mit den Analysendaten frischer Andesite.

Die Ergebnisse der Analysen zusammenfassend, kann folgendes festgestellt werden:

1. In den durch tektonische Vorgänge zustande gekommenen Andesitreibrekzien fand — unter der Wirkung der Wärme — gewisse Umlagerung statt, die mineralische Zusammensetzung veränderte sich jedoch im Verhältnis zum frischen Gestein nicht. Das wird durch die in Diagrammen 4 und 5 der Abbildung 1 dargestellten Ergebnisse bewiesen, die sich auf eine von der Wirkung der exogenen Kräfte isolierte Reibbrekzie beziehen.

2. Im Falle eines offenen Systems kommt die chemische Verwitterung in der längs der Verwerfung aufgelockerten Reibbrekzie besser zur Geltung, als im ungestörten Andesit (Abb. 1, Diagramm 1, 2, 3).

3. Parallel mit den Veränderungen nimmt der Gehalt an $+\text{H}_2\text{O}$, Al_2O_3 und Fe_2O_3 zu und der Gehalt an SiO_2 , CaO , FeO , MgO , K_2O , Na_2O ab, wobei

die Menge von TiO_2 , P_2O_5 und MnO , sowie der auf FeO umgerechnete Gesamteisengehalt schwankt oder unverändert bleibt.

4. Mit Verwitterung der Gemengteile des Andesits wurden die parallel mit der Veränderung abnehmenden Komponente mobilisiert und die Elemente, deren Menge relativ zugenommen hatte, bauten sich in die bei der Verwitterung entstandenen neuen Mineralien ein. Nach den DTA-Ergebnissen gehören die neuen Mineralien zur Gruppe des Kaolinites und Montmorillonits.

5. Der die Plagioklase des Andesits bildende Anorthit und der in untergeordneter Menge vorhandene Albit wandelt sich zum Kaolin unter der Wirkung des einsickernden Wassers um. Infolge der Kaolinisierung nahm der Gehalt an Al_2O_3 und $+\text{H}_2\text{O}$ zu, wobei CaO , Na_2O und K_2O grösstenteils, SiO_2 aber nur zum Teil, mobilisiert wurden. Die Abnahme des MgO - und FeO -Gehaltes ist auf eine schwächere Zersetzung der Pyroxene zurückzuführen.

6. Bei der Oxydation des Magnetits, die mit Wasseraufnahme verbunden ist, nimmt die Menge des Fe_2O_3 auf Kosten des FeO zu. Wurde das Gestein nicht nur durch Oberflächenverwitterung verändert, sondern auch durch die pyrometamorphisierende Wirkung der auch Eisen führenden, ansteigenden Lösungen beeinflusst, so nimmt auch der Gesamteisengehalt auffällig zu.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ В АНДЕЗИТАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГОР МАТРА

K. Varga-Mame

Автор сопоставила химические анализы тектонических брекчий пяти обнажений андезитов с данными первоначального свежего андезита.

Подводя итоги этих исследований, можно сделать следующие выводы:

1. В андезитовых тектонических брекчиях, формировавшихся под действием тектонических движений, порода была переработана под термическим влиянием трения, но изменения вещественного состава по сравнению со свежей породой не наблюдается. Этот факт подтвержден результатами, представленными на диаграммах 4 и 5 рис. 1, которые относятся к тектоническим брекчиям, экранированным от экзогенных влияний.

2. В разрыхленных тектонических брекчиях, в случае открытой системы, химическое выветривание проявляется сильнее, чем в плотном андезите (рис. 1, диаграммы 1, 2, 3).

3. По мере изменений увеличивается количество $+\text{H}_2\text{O}$, Al_2O_3 и Fe_2O_3 , уменьшается SiO_2 , CaO , FeO , MgO , K_2O , Na_2O , при этом TiO_2 , P_2O_5 , MnO и общее содержание железа, перечисленное на FeO , колеблются или остаются неизменными.

4. Компоненты, сокращающиеся по мере изменения, были мобилизованы за счет выветривания компонентов андезита, а элементы, количество которых сравнительно увеличилось, вошли в состав минералов, образовав-

шихся при выветривании. По результатам дифференциального-термического анализа, новые минералы относятся к группе каолинита и монтмориллонита.

5. Анортит, входящий в состав плагиоклазов андезита, и присутствующий в меньшем количестве альбит превращаются в каолин под действием инфильтрирующихся вод. Вследствие каолинизации, количество Al_2O_3 и $+H_2O$ увеличилось, причем CaO , Na_2O , K_2O были большей частью мобилизованы, а SiO_2 только по меньшей мере. Уменьшение содержания MgO и FeO связано с более слабым разложением пироксенов.

6. При окислении магнетита, сопровождающемся абсорбцией воды, количество Fe_2O_3 увеличивается за счет FeO . В случаях, когда порода изменяется не только под влиянием поверхностного выветривания, а она подвергается и пирометаморфизирующему действию восходящих железосных растворов, общее количество железа тоже увеличивается.

A MÁTRA HEGYSÉG KÖZÉPSŐ RÉSZÉNEK FEDŐANDEZIT- VÁLTOZATAI

Írta: CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY ERIKA

A vizsgált terület Mátraszentimre és Galyatető között, valamint attól D-re terül el. Egymással párhuzamos, ÉNy—DK-i irányú, DK felé lejtő gerincvonulatok építik fel. A térszín erősen tagolt, a gerincek között ezekkel azonos irányú, igen mély, gyakran meredekfalú völgyek vannak. Ezek Ny-ról K felé haladva: a Kisbikk—Nagyhenc, Nagyatalkő—Kisátalkő—Hegyesd, Darázshegy, Pizskétető—Egyházbikk, továbbá a Nyesettvár—Kisgalya—Körösnnyaktető gerince és az ezeket egymástól elválasztó Monostor-patak, Csukás-patak, Bögösrétfolyás és Cseternás-patak völgye.

Körülbelül 600 m tszf. magasság alatt a gerincek és az ezeket egymástól elválasztó völgyek iránya megváltozik, É—D-i irányba fordul.

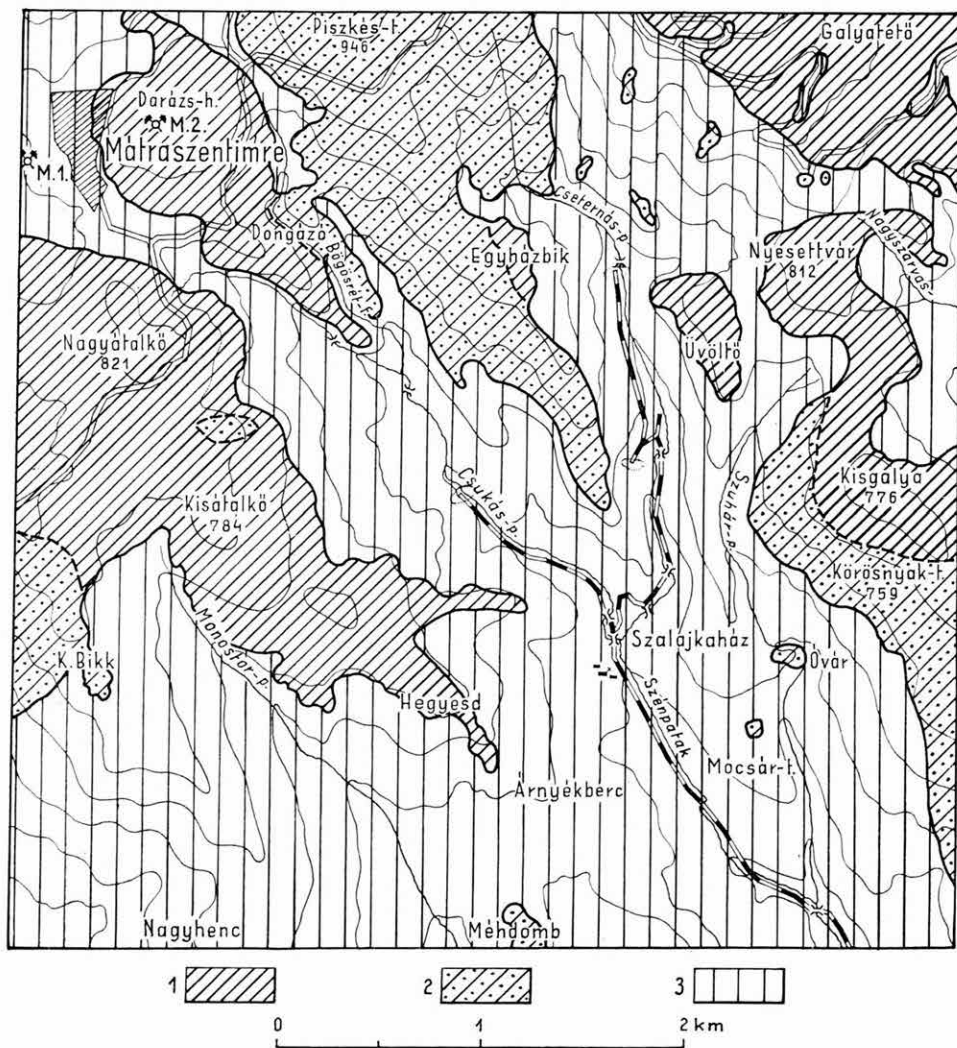
A terület közettani felépítésében a torton andezitvulkanizmus két fázisának, a középső rétegvulkános piroxénandezitösszletet létrehozó idősebb, és a fedőandezitot szolgáltatató fiatalabb vulkáni ciklus képződményei vesznek részt.

A középső rétegvulkános összlet kőzetei a legtöbb esetben igen erősen bontottak, leggyakrabban agyagásványosodtak, kovásodtak, ritkábban kloritosodtak, karbonátosodtak. A rétegvulkános összleten belül a kőzet bontottsága és a terület nagyfokú fedettsége miatt nem lehet a láva- és tufaképződményeket a felszínen egymástól elhatárolni. A lemélyített fúrások (Mátraszentimre I. és az 1. ábrán vázolt területtől K-re telepített Nyírjes I.) anyagának vizsgálata azonban arra utal, hogy a rétegvulkános kőzetösszleten belül a piroklastikum-rétegek vannak túlsúlyban. Az egy-két helyen aránylag üde állapotban felszínre kerülő lávakőzet általában durvaszemcsés augitos hipersténandezit 2—3, esetenként 4—5 mm átmérőjű, túlnyomóan plagioklász-kristályokból álló porfiros elegyrészekkel. A fúrásokkal feltárt piroklastikum lapillis, esetleg agglomerátumos—andezites por- vagy kristálytufa.

A középső rétegvulkános összlet képződményei a D felé lejtő gerinceken általában kb. 600 m tszf. magasságig észlelhetők, Mátraszentimre és Galyatető környékén azonban 800 m magasságban is megtalálhatók. Erodált térszínére települ a fiatalabb fedőandezit.

A DK felé lejtő gerinceken a vonulatok ÉNy—DK-i irányból É—D-i irányba fordulása közel egybeesik a fiatalabb és idősebb kőzetösszletek határával. Ugyanakkor a fiatalabb kőzetekből álló vonulatok iránya, vagyis az ÉNy—DK-i irány azonos a mátraszentimrei és Nagylipót környéki érces

telérek csapásával. A fenti jelenségek arra utalnak, hogy az idősebb és fiatalabb képződmények között tektonikai rendszerbeni különbség is volt. A középső rétegvulkános összlet tektonikai elemeire vonatkozóan ma már nagyon kevés adat áll rendelkezésünkre, részben az összlet lepusztulása és lefedettsége,



1. ábra. Mátraszentimre környékének vázlatos földtani térképe. — *Jelmagyarázat* 1. hiperszténés augitandezit, 2. augitos hiperszténandezit (1—2. fedőandezit), 3. középső rétegvulkános piroxénandezit-összlet

Abb. 1. Schematische geologische Karte der Umgebung von Mátraszentimre. — *Zeichenerklärung*: 1. hypersthenführender Augitandesit, 2. augitführender Hypersthenandesit (Deckandesit: 1—2,) 3. mittlerer, stratovulkanischer Pyroxenandesitkomplex

részben pedig a későbbi tektonikus mozgások miatt. Az idősebb kőzetekből álló gerincek és a közöttük húzódó völgyek iránya alapján arra következtethetünk, hogy az uralkodó tektonikai irányok a fiatalabb andezit kiömlése előtt É—D-i lefutásúak voltak, továbbá, hogy egy erre közel merőleges, kb. K—Ny-i irányú tektonikai rendszer is szerepet játszott a térszín kialakításában. Ez utóbbi törésvonal mentén D felé irányuló lezökkenés történt. Ennek eredménye a már említett jelenség, hogy míg a terület D-i részén a középső rétegvulkános összlet maximálisan kb. 600 m tszf. magasságig észlelhető, Galyatető és Mátraszentimre környékén 800 m feletti magasságban is megtalálható. A Kiszgalya—Nyestetvár—Galyatető szelvényben figyelhető meg legjobban a D felé történő lezökkenés hatása. D-ről É felé haladva a középső rétegvulkános összlet felett települ a Kiszgalya—Nyestetvár fedőandezitje, tovább É felé magasabb térszínen ismét a középső rétegvulkános összlet fennmaradt rögén járunk. Végül a Galyatető csúcsán újra fedőandezit van.

A középső rétegvulkános összlet kialakulása után, a Mátraszentimre II. sz. fúrás 187—195 m-es szakaszán is jelentkezett nyugalmi, eróziós időszak alatt jöttek létre az ÉNy—DK-i csapású törési irányok, melyek szétnyíló hasadékokat szolgáltatottak. Ezek mentén előbb az érces telérkitöltések alakultak ki, majd a hasadérendszer továbbfejlődésével, kimélyülésével egyes törésvonalak mentén nyomult fel a fedőandezit azonos irányú hasadékvulkánok alakjában.

A fedőandeziten belül mind ásványos összetétel, mind szövet alapján több típus különböztethető meg.

A fedőandezit általában sötétszürke, gyakran majdnem fekete, tömött szövetű kőzet, melyben a porfíros elegyrészek átmérője 1—2, ritkábban 3—4 mm. Ásványos összetétele alapján két nagy csoportba osztható: hiperszténos augitandezitre (a továbbiakban: *augitandezit*) és augitos hiperszténandezitre (a továbbiakban: *hiperszténandezit*). Elszigetelten, kis kiterjedésben augitandezit (a továbbiakban: *bázisos augitandezit*) is észlelhető. A hipersztén: augit arány az egyes csoportokon belül is igen változó, azonban némi szabályosság ebben mégis felismerhető. Az egyes lávaárakon belül alulról fölfelé haladva rendszerint az augit mennyisége nő, a hiperszténé pedig csökken. A kőzetváltozatokon belül a kőzet szöveti sajátosságai alapján több típus különíthető el. Megkülönböztethető *a*) üveges, *b*) devitrifikált alapanyagú andezit, továbbá *a*) típuson belül három változat, az elsőben a devitrifikált üvegállomány és a túlnyomóan plagioklász-kristályokból álló mikrolitok kb. 50—50%-os arányban vannak jelen (XVI. tábla 1), a másodikban a mikrolitok szinte teljesen hiányoznak (XVI. tábla 2), harmadikban a mikrolitok mennyisége a devitrifikált üvegállomány rovására igen nagy mértékben felszaporodik (XVII. tábla 3).

Az *a*) üveges és *b*) devitrifikált üvegállományt és mikrolitokat egyaránt tartalmazó változat mind az augitandezitben, mind a hiperszténandezitben megtalálható. A mikrolitmentes módosulat igen elterjedt a hiperszténandezitben, ezzel szemben augitandezitben nagyon ritka, míg végül a sok mikrolitot tartalmazó típus augitandezitre jellemző, hiperszténandezitben nem fordul elő. A különböző szöveti jellegek kialakulása valószínűleg a kőzet kihűlési, megmerevedési viszonyaira vezethető vissza.

Az egyes kőzetváltozatok felszíni eloszlásában, a kialakult morfológia

következményeként, szakaszosság figyelhető meg. Így Ny-ról kiindulva a Kisbikk gerince hiperszténandezit, a Nagyátalkő—Kisátalkő vonulata és a Darázshegy kúpja augitandezit, melyet a Nagy- és Kisátalkő között kisebb foltban a Kisbikk kőzetével azonos anyagú hiperszténandezit-előfordulás szakít meg. Tovább K felé haladva a Pizskéstető—Egyházbikk gerince hematiteres hiperszténandezit, az Egyházbikk csúcán kis kiterjedésű augitandezit folttal. A Nyesettvár—Kisgalya vonulata ismét augitandezit, melyhez, mint elhúzódo, eredeti törzsétől elszakadt lávafolyás maradványa, az Üvöltő is tartozik. Ugyanakkor a Kisgalya gerincének folytatásában az alacsonyabb térszínt a Körösnnyaktető környékén hiperszténandezit építi fel. A terület D-i részén, közvetlenül a rétegvulkános összletre települő kisebb, önálló fedőandezitkúpok, mint az Óvár, Mocsárodal, Méhdomb, kőzete szintén hiperszténandezit. Az egyes andezitváltozatok egymáshoz való viszonyának meghatározását a terület fedettsége, a feltárások hiánya igen megnehezíti. A Kisbikk és Körösnnyaktető hiperszténandezitjének térszíni helyzete, továbbá az Egyházbikk csúcának augitandezitfoltja alapján arra lehet következtetni, hogy a hiperszténandezit idősebb az augitandezitnél. A Kisbikk gerincének É-i folytatásában, a Nagyátalkőtől Ny-ra, magasabb térszínen megtalálható az augitandezit, mely feltehetően a Nagyátalkő—Kisátalkő lávatarakójának része, úgyszintén a Körösnnyaktető hiperszténandezitje felett települ a Kisgalyán az augitandezit. Kivételt képez a Pizskéstető DK-i irányú hiperszténandezit-vonulata, mely közel 900 m-es tszf. magasságban helyezkedik el, azonban — ha kis kiterjedésben is — ezen is észlelhető az augitandezit az Egyházbikk csúcán. A Pizskéstető—Egyházbikk hasadékrendszerében a vulkanizmus a hiperszténandezitláva szolgáltatásával javarészből megszűnt. A későbbi fázist képviselő augitandezitláva kiömlése csak az Egyházbikk csúcsára korlátozódott. A hiperszténandezit idősebb korára utal az a tény is, hogy ebben az andezittípusban gyakrabban észlelhetők kisebb mértékű utólagos átalakulások, elbontások. Ez azzal magyarázható, hogy közvetlenül a középső rétegvulkános összletre települve, az idősebb képződményt átalakító-elbontó hatások végső fázisukban kis részben még ezt a kőzetösszetletet is érintették. Így pl. a Pizskéstető környékén igen gyakoriak a kőzetben a hematitos—limonitos erek, melyek nem hasadékkitöltéseket képeznek, hanem infiltráció útján, a kőzet alapanyagának átítatásával jöttek létre (XVII. tábla 4).

Az egyes szöveti típusok elterjedési viszonyai, közelebbről az a tény, hogy a hiperszténandezitben a mikrolitmentes, az augitandezitben pedig a sok mikrolitot tartalmazó változat fejlődött ki, szintén a hiperszténandezit idősebb korát látszik bizonyítani. A hiperszténandezit hosszabb nyugalmi periódus után ömlött a felszínre, hőfokából mind a hasadékokban, mind a felszínen sokat vesztett, kihülése aránylag gyors volt, a mikrolitok kialakulása nem, vagy csak kis mértékben vált lehetővé. Az augitandezit kiömlésekor, amely közvetlenül az előbbi után következett be, a hasadékrendszer és a felszín előmelegített, a kihülés lassú volt, ami lehetővé tette a nagyszámú mikrolit kikristályosodását.

A kőzetek kemizmusára vonatkozóan a rendelkezésre álló nyolc kőzet-elemzés alapján teljes értékű számítás nem végezhető, mivel ilyen kis számú elemzés nem ad megbízható statisztikus értéket.

Az elemzési adatok az alábbiak:

1. Kisbikk	}	augitos hiperszténandezit
2. Pizskétetőtől D-re		
3. Óvár	}	hiperszténés augitandezit
4. Nagyatalkő		
5. Kisátalkő		
6. Kisgalya		
7. Nyestetvár	}	augitandezit
8. Galyatető		

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO ₂	55,93%	58,47%	56,20%	56,88%	54,76%	56,87%	53,37%	51,24%
TiO ₂	0,62	0,64	0,64	0,65	0,73	0,77	1,16	1,10
Al ₂ O ₃	17,73	17,23	18,72	17,53	19,82	17,67	18,26	18,81
Fe ₂ O ₃	2,27	3,03	2,11	2,39	2,17	1,88	2,83	6,64
FeO	4,55	4,52	5,04	4,68	4,74	5,27	6,79	2,43
MnO	0,22	0,22	0,20	0,25	0,22	0,25	0,01	0,14
MgO	3,12	1,98	3,15	2,16	3,23	2,99	3,06	4,04
CaO	7,35	5,84	7,34	7,04	7,32	7,01	7,91	10,08
Na ₂ O	2,20	2,42	2,25	2,52	2,58	2,02	3,26	2,43
K ₂ O	2,32	2,65	2,24	2,52	1,72	2,47	1,90	1,59
+H ₂ O	1,98	1,68	1,44	2,04	1,35	2,27	1,47	0,73
-H ₂ O	0,52	1,01	0,21	0,76	0,77	0,35	0,36	0,73
CO ₂	0,00	0,07	0,10	0,32	0,14	0,02	0,10	0,30
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,11	0,15	0,09	0,11	0,21	0,14
Osszesen:	99,93%	99,87%	99,75%	99,83%	99,64%	99,95%	100,69%	100,40%

(Az 1—6. sz. elemzéseket JANKOVITS L., a 7. sz. elemzést GUZY K.-NÉ, a 8. sz. elemzést BARABÁS L.-NÉ készítette.)

A szokásos közetszámításokat elvégezve, a kőzetek csoportosítása a következőképpen alakul:

NIGGLI szerint mindkét kőzettípus a kvarcdioritos magma tonalitos sorozatába sorolható, kivételt képez Galyatető (8) és Nyestetvár (7) kőzete, mely bázisosabb, leukogabbroid jellegű.

A CIPW rendszer szerint a kőzetek között csoportbeli különbség nem adódik.

ZAVARICKIJ szerint a kőzetek közül két hiperszténandezit (1, 3) és három augitandezit (4, 5, 6) a 3. osztály 10. csoportjába tartozik. Kivétel a Pizskétető hiperszténandezitje (2), mely a 2. osztály 6. csoportjába esik (sajnos az elemzés kissé bontott anyagból készült, eltérése erre vezethető vissza), úgyszintén a Galyatető (8) és Nyestetvár (7) kőzete, melyek a 4. osztály 15. csoportjának a) alcsoportjába sorolhatók.

RITTMAN szerint az augitandezit és a hiperszténandezit is labradorit—riodácit, míg a Nyestetvár kőzete (7) olivines trachandezit, a Galyatető (8) pedig pigeonit—labradorit—andezit.

A kémiai elemzések adatai és a különböző rendszerű kőzettani számítások azt mutatják, hogy a hiperszténandezit és az augitandezit vegyi összetétele között lényeges különbség nincs. Kivételt képez azonban a Nyestetvár (7) és Galyatető (8) kőzete, melyek a területen általánosan elterjedt andezitváltozatoknál bázisosabb összetételűek. Mindkét előfordulás igen kis kiterjedésű, önálló kúpként jelenik meg. A bázisosabb jellegű kis kúpok a térszín

legmagasabb pontjait fedik, a felső szinteken elterjedt augitandezitre települnek és mint ilyenek, a legfiatalabb képződményeket képviselik. Ásványos összetételükben némileg eltérnek a szélesen elterjedt augitandezittől. A Nyettvár kőzetében igen ritkán egy-egy hiperszténkristály még észlelhető, tehát ez a kőzet ásványtanilag még az átlagos hiperszténes augitandezithez volna sorolható. A Galyatető andezitjében hipersztén nincsen, azonban megjelenik az olivin.

Megállapítható tehát, hogy Mátraszentimre és Galyatető környékén a fedőandezit, mint a torton vulkáni ciklus legfiatalabb andezites képződménye, nem egységes kifejlődésű. Az egyes andezittípusok ásványtani, szöveti és kémiai különbözősége és a települési viszonyok az egyes lávaárak korbeltől és térbeli elkülönítését teszik lehetővé. Leginkább a kőzet ásványtani összetétele, közelebbről az augit—hipersztén arány jelzi az egyes lávaárak korát. A legidősebb fedőandezittípus augitos hiperszténandezit, ezt követi a hiperszténes augitandezit, míg végül a legfiatalabb képződmény az előbbieknél mind vegyi, mind ásványos összetételében is bázisosabb augitandezit.

IRODALOM

- BURRI C.—NIGGLI P. 1945: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. — Vulkaninstitut Immanuel Friedländer.
- KISS J. 1959: Nagyalya—Nagy-Lipót—Aranybánya-folyás (Mátra hegység) ércesedése és vulkanológiai felépítése. — MÁFI Adattár.
- MAURITZ B. 1909: A Mátra-hegység eruptív kőzetei. — Értekezések az ásványtan és földtan köréből.
- NOSZKY J. SEN. 1927: A Mátra hegység geomorphológiai viszonyai. — Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. kiadványa, Karcag.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. — Földt. Közl. 88.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.—VIDACS A.—VARRÓK K. és munkatársaik 1959: A Mátra hegység neogén vulkanizmusa. — MTA Nemzetközi Geokémiai Konferenciája munkálatai (sokszorosított kiadv. 2. 6.).
- VIDACS A. 1956: Jelentés az 1955. évi nyugatmátrai ércföldtani kutatásokról. — MÁFI Adattár.
- VIDACS A. 1960: A Mátrahegység radiogeológiai vizsgálata. — Kézirat. MÁFI Adattár.
- VIDACS A. 1961: A mátraszentimrei ércutató ferde mélyfúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról.
- VIDACS A. 1964: A Mátrahegység részletes ércföldtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I.

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG

XVI. tábla — Tafel

- Devitrifikált alapanyagú hiperszténes augitandezit, közepes mennyiségű földpátmikrolittal. Nagyátalkó csúcsa. — Hypersthenführender Augitandesit mit entglaster Grundmasse und mit Feldspatmikrolithen mittlerer Menge. Gipfel von Nagyátalkó. 36×; 1 Nic.
- Mikrolitokat alig tartalmazó augitos hiperszténandezit. Galyatétőtől D-re. — Augitführender Hypersthenandesit mit äusserst spärlichen Mikrolithen. S vom Galyatető. 36×; 1 Nic.

XVII. tábla — Tafel

- Sok földpátmikrolitot tartalmazó hiperszténes augitandezit. Nagyátalkó, köfejtő. — Hypersthenführender Augitandesit mit vielen Feldspatmikrolithen. Nagyátalkó, Steinbruch. 36×; 1 Nic.
- Limonit—hematit infiltráció augitos hiperszténandezitben. Pizskéstetőtől DNY-ra. — Limonitisch—hämatitische Infiltration in augitführendem Hypersthenandesit. SW vom Pizskéstető. 36×; 1 Nic.

DECKANDESIT-ABARTEN IM ZENTRALEN RAUM DES
MÁTRA-GEBIRGES

VON

E. CSILLAG-TEPLÁNSZKY

Im zentralen Raum des Mátra-Gebirges ist der Deckandesit, der die jüngste Andesitbildung des tortonischen vulkanischen Zyklus darstellt, nicht einheitlich ausgebildet. Die Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung, der Textur und dem Chemismus der Andesitabarten ermöglichen die einzelnen Lavaströme räumlich und chronologisch abzusondern.

An Hand der mineralogischen Zusammensetzung können augitführender Hypersthenandesit, hypersthenführender Augitandesit und reiner Augitandesit unterschieden werden.

Auf Grund der Textureigenschaften des Gesteines lassen sich Typen mit glasiger und devitrifizierter Grundmasse und innerhalb des letzteren Typus drei Abarten absondern:

1. Eine Abart, in welcher die devitrifizierte Grundmasse und die überwiegend aus Plagioklaskristallen bestehenden Mikrolithe ungefähr je 50% des Gesteins bilden (dieser Texturabart ist sowohl im augitführenden Hypersthenandesit, wie auch im hypersthenführenden Augitandesit vertreten);

2. Eine weitere, in welcher die Mikrolithe fast vollkommen fehlen (diese Abart kommt im augitführenden Hypersthenandesit häufig vor);

3. Endlich eine Abart, in welcher die Menge der Mikrolithe auffällig zugenommen hat (diese Abart ist für den hypersthenführenden Augitandesit charakteristisch).

In der chemischen Zusammensetzung des augitführenden Hypersthenandesits und des hypersthenführenden Augitandesits gibt es keinen wesentlichen Unterschied. Der reine Augitandesit besitzt jedoch eine im Verhältnis zu den vorigen Gesteinstypen mehr basische Zusammensetzung.

Unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse der verschiedenen Andesittypen kann festgestellt werden, dass der älteste Deckandesittypus der augitführende Hypersthenandesit ist, dem zunächst der hypersthenführende Augitandesit und schliesslich der reine Augitandesit folgen.

РАЗНОВИДНОСТИ КРОВЕЛЬНЫХ АНДЕЗИТОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ
ЧАСТИ ГОР МАТРА

Э. Чиллаг-Теплански

В центральной части гор Матра кровельные андезиты, являющиеся наиболее молодыми андезитовыми образованиями тортонского вулканического цикла, представлены разнообразными фациями. На основании расхождений минералогического состава, текстуры и химического состава андезитовых разновидностей можно разделить отдельные лавовые потоки как в пространстве, так и во времени.

По минералогическому составу можно выделить следующие типы: авгито-гиперстеновый андезит, гиперстено-авгитовый андезит и авгитовый андезит.

Текстурные свойства породы позволяют выделить типы с стекловатой и с расстеклованной основной массой; последний подразделяется на три разновидности:

1. Разновидность, в которой расстеклованная основная масса и состоящие преимущественно из плагиоклазовых кристаллов микролиты представлены по 50% (эта текстурная разновидность наблюдается как в авгито-гиперстеновом андезите, так и в гиперстено-авгитовом андезите).

2. Разновидность, в которой микролиты почти полностью отсутствуют (часто наблюдается в авгито-гиперстеновом андезите).

3. Разновидность, в которой количество микролитов значительно увеличилось (она характерна для гиперстено-авгитового андезита).

По химическому составу между гиперстеновым андезитом и гиперстено-авгитовым андезитом существенного различия не наблюдается. Однако, чистый авгитовый андезит имеет более основной состав, чем предыдущие.

На основании условий залегания разных типов андезита можно установить, что наиболее древним типом кровельных андезитов является авгито-гиперстеновый андезит, ему следует по возрасту гиперстено-авгитовый андезит и самым молодым образованием является чистый авгитовый андезит.

A NYUGAT-MÁTRAI MIKROANDEZIT ÉS ELVÁLTOZÁSAI

Írta: VARGA GYULA

A nyugati Mátrában az 1963. évi részletes földtani térképezés során az itt előforduló sajátos mikroandezitnek részletesebb vizsgálatára nyílt alkalom. E tömött anyagú kőzet eredeti színe sötétszürke, de az oxidációs és szilikációs elváltozások következtében vörössávosra vagy teljesen vörös barnára színeződött, törési felületein porfiros elegyrész szabad szemmel nem, vagy csak igen elvétve látható.

A kőzetváltozat vastagpados kifejlődésben a jobbágyi Nagy-Hársastól a Pincepatak völgyön át a Muzslatető, Vöröskőbérc és Németbérc vonaláig jelentkezik. Legjellemzőbb kifejlődései az éles bércek és szakadákszerű sziklaszirtek. Az előfordulások csaknem minden esetben ÉÉK—DDNy irányú megnyúlt formákban jelentkeznek, vagy ritkábban erre merőlegesen. E jelekből arra következtethetünk, hogy az éles bércekben jelentkező, teljesen oxidált és szilikált kőzet átalakulásához jelentősen hozzájárult a terület tektonikai feldarabolódása, mely lehetővé tette az átalakító könnyen illók felhatolását.

A kőzet egyik változata a Vöröskőbérc D-i oldalán megfigyelhető erősen hólyagos andezit. Hólyagüregeiben szabad szemmel sárgás színű laza agyag-ásvány-kitöltés észlelhető. A hólyagok nagysága általában 3—5 mm, de ritkán előfordulhat 6—8 mm-es is. A hólyagok belső falát kék vagy szürke kalcedon, vagy opálkéreg vonja be. Egyes hólyagos kőzetdarabok elválási felületén és ereiben zöldszínű opál-kiválások észlelhetők.

A mikrokristályos kőzetváltozatok tömör vastagpados előfordulásaiban két, egymástól színben eltérő megjelenést találhatunk:

I. A sötétszürke színárnyalatú üde kőzet fő ásványi alkotórészei a 100—150 μ hosszú és legfeljebb 20—30 μ vastag *plagioklász*-lécek, melyeken egyes esetekben az ikerlemezes szerkezet is felismerhető. A földpát-lécek és tük hialopilités vagy pilotaxitos elrendezésben jelentkeznek. A nagyobb földpát-lécek végein kisebbfokú szericitesedés vagy agyagásványosodás észlelhető (XVIII. tábla 1).

Az alapanyag másik jelentős ásványa a *diopszid*- vagy *augit*-jellegű monoklin piroxén. Ezek a földpátléceknél zömökebb kristályokkal jelentkeznek. A legfeljebb 80—100 μ hosszú és 25—35 μ vastagságú piroxén-mikrolitok pontosabb ásványtani meghatározása, karbonátos elváltozásuk miatt, optikai úton nem sikerült (XVIII. tábla 2).

A kőzet opak ásványa magnetit, szemcséi 10μ körüliek. A hintett magnetit helyenként slíres feldúsulásokban a kőzet színét teljesen elsötétíti (XIX. tábla 3). Porfíros elegyrészek, főleg ikerlemezes és zónás plagioklászok igen alárendelt mennyiségben fordulnak elő. Kristályai esetenként elérik a 0,5, sőt 1,0 mm hosszúságot. Belsejükben üveg-, ill. alapanyagzárványok helyezkednek el, gyakran az ikerlemezeség síkjainak megfelelően (XIX. tábla 4). Mind az alapanyag lécalakú ásványai, mind a beágyazások kristályai folyásos szerkezet szerint rendeződtek. A mikrokristályos-üveges alapanyag és a porfíros ásványok átlagos mennyiségi aránya 40 : 1.

II. Vörös vagy szürkésvörös színű, oxidatív elváltozást szenvedett kőzet, melyben az I. változatnál említett földpát- és piroxén-léceket nagy részben a magnetittartalom átalakulása során keletkezett *hematit* fedi. Egyes esetekben a magnetitkristály még felismerhető, de oxidációs átalakulása már megindult. A szabálytalan fészkek és góccok alakjában feldúsult hematit színe élénk ibolyászvörös. A porfíros ásványokat a hematitosodás nem szorítja ki teljesen, de az elváltozás ezeket is igen nagy mértékben átalakította, bennük néha rezorbációs üregek figyelhetők meg, kisebb hematitos kitöltéssel.

A mikrokristályos andezit kétféle változatának keletkezését is kétféle folyamatra vezethetjük vissza:

1. *Oxidáció.* Ebben az esetben a kovás üregek nem jelentkeznek és elváltozás csak a magnetittartalom oxidációjában nyilvánul meg, mely a kőzet elszíneződését okozza. Az ilyen oxidált kőzetváltozat viszonyát az üde kőzethez az alábbi két elemzés világítja meg:

	<i>a</i>	<i>b</i>
SiO ₂	54,88%	55,21%
TiO ₂	0,61	0,67
Al ₂ O ₃	17,59	17,50
Fe ₂ O ₃	5,80	10,92
FeO	3,41	0,07
MnO	0,44	0,44
MgO	2,21	2,03
CaO	8,40	7,22
Na ₂ O	3,20	3,20
K ₂ O	2,16	2,01
+ H ₂ O	0,40	0,69
- H ₂ O	0,77	0,27
CO ₂	0,17	0,02
P ₂ O ₅	0,15	0,17
	100,19%	100,42%

a) Üde mikroandezit, pincepataki belső köfejtő.

b) Oxidált mikroandezit, pincepataki belső köfejtő.

Elemző: SOHA I.-NÉ.

A két elemzés adataiból kitűnik, hogy a kőzet oxidációja esetén jelentősebb változás csak a Fe₂O₃ és a FeO mennyiségében történt. A Fe-tartalmú standard ásványok kiszámítása alapján bizonyítottnak vehető a csaknem maradéktalan átalakulás, mivel a két kőzet vasoxid-ásványainak mennyisége az alábbiak szerint alakul:

	<i>Magnetit</i>	<i>Hematit</i>
Változatlan kőzet	8,40%	—
Átalakult kőzet	—	10,92%

2. *Oxidáció + szilifikáció.* Az esetek nagy részében a lezajlott oxidációs folyamat után újabb alacsony hőfokú szilifikációs folyamat is megindult, mely a már átalakult kőzet repedéseiben és üregeiben opál, kalcedon, mikrokristályos kvarc, vagy ritkábban tridimitkristályok kiválásához vezetett (XX. tábla 5). A kőzet ilyenkor sávosra vagy teljesen vörösre színeződött és külsőleg jáspiszkerű, kagylós törésű. Esetenként megfigyelhető, hogy a szilifikációs folyamat ásványai ott is jelentkeznek, ahol az előzetes oxidáció nem ment végbe, de ahol mindkét átalakulás lezajlott, ott minden esetben az oxidáció előzte meg a szilifikációt.

Az így kétszeres átalakuláson átesett kőzet kémiai értékeléséhez öt elemzés készült, melyek anyagát az átalakulás mértéke alapján, különböző lelőhelyekről gyűjtöttük.

	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>	<i>g</i>
SiO ₂	56,28%	58,85%	60,17%	66,09%	67,71%
TiO ₂	0,67	0,67	0,61	0,49	0,49
Al ₂ O ₃	17,14	16,56	15,75	12,66	13,92
Fe ₂ O ₃	4,35	9,48	9,44	7,18	5,06
FeO	4,36	0,41	0,07	0,41	0,40
MnO	0,50	0,50	0,50	0,44	0,31
MgO	2,38	0,80	1,51	1,05	0,50
CaO	7,00	6,22	5,20	4,55	3,67
Na ₂ O	3,16	2,97	2,89	2,30	2,30
K ₂ O	2,41	2,27	2,65	1,74	2,16
+ H ₂ O	1,25	0,70	1,00	2,18	2,39
- H ₂ O	0,49	0,40	0,36	0,98	1,25
CO ₂	0,04	0,27	0,02	0,04	0,12
P ₂ O ₅	0,20	0,16	0,17	0,18	0,15
	100,23%	100,26%	100,24%	100,29%	100,43%

c) Sötétszürke mikroandezit, Zám-patak alsó része.

d) Vörösfoltos mikroandezit, Zám-patak felső része.

e) Vörössávos mikroandezit, Zám-patak felső része.

f) Jáspiszker mikroandezit, Németbérc felső része.

g) Vörös, hólyagos mikroandezit, Németbérc alsó része.

Elemző: SOHA I.-NÉ.

A fenti táblázatban megfigyelhető a SiO₂ fokozatos mennyiségi növekedése, melyet kizárólag az utólagos kovás exhalációs-hidrotermális folyamatok eredményének tulajdonítunk. Ugyancsak jellemző az Al₂O₃-tartalom fokozatos csökkenése, ami ebben az esetben csak azzal magyarázható, hogy az átalakulási folyamat kezdetén szericitesedett és agyagásványosodott ásványi alkotórészek a továbbiakban teljesen eltávoztak és helyüket a szabad szemmel is felismerhető tejopál vagy kalcedon töltötte ki.

A kőzet eredeti átlagos vastartalmát a *c.* elemzés mutatja be, a többi elemzés az oxidációs folyamat során felszaporodott Fe₂O₃-t és ennek megfelelően lecsökkent FeO-tartalmat bizonyít. Jellegzetes a CaO mennyisége is, mely az átalakulás növekvő mértékével ellentétben csökkenő. Okát a CaO nagyobb mobilitásában kell keresnünk. Ugyancsak némi csökkenést mutat a MgO, a Na₂O és K₂O mennyisége is. Az oxidációs és szilifikációs vegyi változásokban kifejezésre jutó csökkenő vagy növekvő irányzattal értelemeszerű összhangban áll a kőzetváltozatok ásványi összetételének változása is. A kőzetkémiai szá-

mítások szerint jelentős mennyiségi növekedés áll fenn a szabad kvarc esetében, ami a viszonylag üde minta 10%-nyi mennyiségéről az átalakult kőzetben 38%-ra emelkedett. Az utóbbit már a mikroszkópi vizsgálatok is igazolták. Az oxidációnak megfelelő növekedést mutat a hematittartalom is. A *c.* minta még nem tartalmaz hematitot, a többiben a hematit 4,5—9,5% közötti mennyiségben fordul elő. Természetes, hogy a hematittartalom függ a kőzet eredeti magnetit- és hipersztén-tartalmától is. A vizsgálatok azt mutatják, hogy az oxidáció teljes lezajlása során a hipersztén teljesen, a magnetit viszont nagyrészt átalakul, és pedig főleg hematittá, kisebb részben goethitté. A többi ásványi alkotórész változása megegyezik a vegyi elemzésekből következtethető eredménnyel.

Vulkanológiai következtetések

A területen ÉÉK—DDNy-i és erre merőlegesen sorokba rendeződött ősi vulkáni centrumok, kisebb explóziós kúpok, aktív kiömlési rések maradványai figyelhetők meg. E formákból arra lehet következtetni, hogy a vulkáni tevékenység prevulkáni törésvonalakon, esetleg kisebb árokszerű beszakadások mentén indult meg. A vulkánosság jellege uralkodóan explóziós volt. Ezt a feltevést hatalmas tufa- és agglomerátum-felhalmozódások és a gyakran található hólyagos kőzetdarabok is bizonyítják. Az explóziós működés velejárója, hogy nemcsak a centrum felépítménye repedezett össze, hanem a távolabbi környezet is. Az idősebb láva és a már részben megszilárdult piroklasztikum összetöredezése során keletkezett résrendszer lehetővé tette kezdetben a fumarolás, majd később exhalációs gázok, gőzök, végül hidrotermális oldatok felhatolását.

A kőzet magnetittartalmát túlhevített vízgőz alakította át hematittá. További átalakítása limonittá alárendelt, utólagos felszíni hatásra csak igen kis mértékben ment végbe. A feltevést a kőzettani vizsgálat is bizonyítja: a teljesen oxidált mintákban sem magnetitet, sem limonitot nem találtunk. Ugyanezt támasztja alá a kőzetkémiai kiértékelés is, ami a magnetittartalom csökkenésével, ill. kimaradásával szemben a hematit növekedését jelzi. A magnetit átalakulásával a folyamat nem zárult le, mivel az erősen oxidált, vörös színű kőzetek repedéseinek és üregeinek szegélyén ismét kisebbfokú vaskioldás ment végbe, ahol a kőzet eredeti szövete ismerhető fel, de magnetittartalom nélkül. Ez a kioldásos szegély csak 100 μ széles (XX. tábla 6).

Az utóvulkáni tevékenység fumarolás szakaszának végén megindult alacsony hőmérsékletű exhalációs-hidrotermális szakasz az üregeket opállal, kalcedonnal töltötte ki. E szakasz kezdete még feltehetően magasabb hőmérsékletű volt, mivel gyakran találni az üregek falán fennőtt tridimit-kristályokat is. Egyes helyeken, különösen a terület nyugati részein, a folyamatnak csak első szakasza, az oxidáció zajlott le. Ilyenkor a SiO_2 módosulatai nem jelentkeznek.

Ha a jelenségeket területi elterjedésben vizsgáljuk, akkor az alábbi következtetéseket vonhatjuk le: Az oxidációs elváltozás a kőzettípuson belül csaknem mindenütt jelentkezik, ahol a közelben ősi vulkáni központ, vagy aktív fumarolás réshálózat jelenléte tételezhető fel. Így a legerősebb átalakulást ész-

lelhetjük a Muzslatető K-i lejtőjén, a Vöröskőbérc D-i nyúlványán és a Németbérc körzetében, kisebb mértékben a pincepataki kőbányában.

Az oxidációs és szilikációs jelenségek együttes jelenléte csaknem kizárólag a Muzslatető és a Vöröskőbérc körzetére korlátozódik, mely terület már szegélyi régióját képezi a nyugat-mátrai hidrotermális területnek. Az átalakulást szenvedett kőzetváltozat, kőzettani és vulkanológiai megokolások alapján, a torton középső részét kitöltő, vegyes elváltozású rétegvulkáni andezitsorozat egyik felső lávaképződményét képviseli. Ezt a feltevést és a területi megoszlást tekintetbe véve feltételezhető, hogy az elváltozás második szakasza: az exhalációs-hidrotermális tevékenységhez kötött kovásodás szervesen kapcsolódott a gazdaságos értelezéket létrehozó folyamatokhoz, de annak alacsonyabb hőmérsékletű, hasznosítható nyersanyagok szempontjából meddő, peremi kifejlődését képviseli.

IRODALOM

- KERR P. F. 1959: Optical mineralogy. — Mc-Graw Hill Co. Inc. New York.
- MAURITZ B. 1910: Mátra hegység eruptív kőzetei. — MTA Math. Term. Tud. Közl. 30. 3.
- NOSZKY J. SEN. 1927: A Mátra hegység geomorphológiai viszonyai. — Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. kiadv. 3. 8—10.
- PERETT F. A. 1950: Volcanological observations. — Carnegie Inst. Washington.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. — Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány kérdéséről. — Földt. Közl. 88. 2.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.—VIDACS A.—VARRÓK K. és munkatársai 1959: A Mátra hegység neogén vulkanizmusa — MTA. Geokémiai Konf. Munk. 2.
- VADÁSZ E. 1955: Elemző földtan. — Budapest.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — 2. kiadás. Budapest.

TÁBLAMAGYARÁZAT — EXPLANATION OF THE PLATES

XVIII. tábla — Plate

1. Pilotaxitos szövétű andezit. Muzslatető K-i lejtő. A plagioklász-lécek között kissé elbontott magnetit állomány van. — Pilotaxitic andesite. E slope of Muzslatető. The interstices of the plagioclase laths are filled by partly decomposed magnetite. || Nic.
2. Augitmikrolitos finomszemcsés andezit. Németbérc alsó része. Ásványai: plagioklász- és augit-lécek, magnetit. — Fine-grained, augite-microplitic andesite. Lower part of Németbérc. Minerals included: plagioclase and augite laths, magnetite. || Nic.

XIX. tábla — Plate

3. Mikrokrisztályos andezit. Diósvölgy felső szakasza. Ásványai: földpátok és magnetit. — Microcrystalline andesite. Upper section of the Diós Valley. Minerals included: feldspars and magnetite. || Nic.
4. Ritka porfíros finomszemcsés andezit. Pincepataki felső kőbánya. Alapanyag: porfíros beágyazás = 40 : 1. — Scarcely porphyric, fine-grained andesite. Upper quarry at Pincepatak. Ground-mass: phenocrystals = 40 : 1. || Nic.

XX. tábla — Plate

5. Hólyagos mikrokrisztályos andezit. Vöröskőbérc D-i orom. Az üreg kitöltése tridimit, karbonát, kalcedon, opál és néha mikroszemcsés kvarc. — Vesicular microcrystalline andesite. S ridge of Vöröskőbérc. The cavity is filled by tridimite, carbonate, chalcedony, opal and microgranular quartz. || Nic.

6. Másodlagos vaskioldás a teljesen hematitosodott andezitben. Vöröskőbérc D-i orom. Aoldás mindig üregek szegélyén jelentkezik. — Secondary exsolution of iron in hematitized andesite. S ridge of Vöröskőbérc. Leaching always appears on the margin of cavities. || Nic.

Nagyítás 36×

Magnification 36×

MICROANDESITE AND ITS ALTERATIONS IN THE WESTERN MÁTRA MTS

by

GY. VARGA

In the western part of the Mátra Mts an andesite variety of fluidal, sometimes vesicular structure nearly free of phenocrysts, has been discovered. It represents one of the upper members of the Tortonian stratovolcanic andesite sequence.

Mineralogic composition of the rock:

1. The needle- and lath-shaped feldspar microlites of pilotaxitic or hyalopilitic arrangement occasionally exhibit fluidal structure. The average length of the crystals is 100 to 150 μ , their thickness being 20 to 30 μ .

2. Among the more bulky microlites some diopside and augite can be observed. The length of these crystals is about 80 to 100 μ . Owing to their partial decomposition, it was impossible to distinguish optically the individual varieties of monoclinic pyroxenes.

3. The opaque minerals are represented exclusively by scattered magnetite grains varying within the range of 5 to 10 μ . Concentration peaks of magnetite are locally confined to schliers.

4. Phenocrysts play a very subordinate role in the rock. Their grain size varies between 0,5 and 1,0 mm.

The rock underwent intensive oxidation due to fumarole activity and subsequent gas or vapour exhalations. Access of volatiles was considerably promoted by fracturing due to the explosive activity which was wide-spread around the volcanic centers. Mineralogically, the magnetite content of the rock was altered by oxidation to hematite and partly goethite.

The fumarole-oxidation processes of relatively high temperature were, corresponding to decreasing temperature, replaced by exhalation and later on by hydrothermal processes. The hydrothermal effects produced a number of silica modifications in the cavities and fissures of the rock. The first generation is represented by tridymite crystals 100 μ in diameter, grown on the walls of cavities. It was followed by chalcedony and opal. The latter turned later into microcrystalline quartz. The silicification due to hydrothermal processes can be correlated with the process of metamorphism in the near-by zone of hydrothermal metallization, even though it represents but a barren marginal facies of the latter.

МИКРОАНДЕЗИТЫ И ИХ ПРЕВРАЩЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ГОР МАТРА

Д-р. Варга

В западной части гор Матра были обнаружены микрокристаллические андезиты флюидалной — реже пузырьчатой — структуры, которые представляют собой один из верхних членов стратовулканической андезитовой серии тортонского яруса.

Минералогический состав породы:

1. Иголчатые и рейкообразные фельдшпатовые кристаллы имеют пилотакситовое или гиалопилитовое распределение и иногда обнаруживают флюидалную структуру. Средняя длина кристаллов составляет 100—150 μ , толщина их достигает 20—30 μ .

2. В более коренастых кристаллах наблюдаются диопсид и авгит. Длина их примерно 80—100 μ . Из-за частичного разложения не представилось возможным оптически разделить эти два минерала внутри моноклинных пироксенов.

3. Опаковые минералы представлены исключительно магнетитовыми вкрапленниками величиной 5—10 μ . Содержание магнетита местами появляется в виде шлировых обогащений.

4. Включения в породе играют совсем подчиненную роль. Величина их изменяется в пределах 0,5—1,0 мм.

Рассматриваемая разновидность андезитов была сильно окислена под влиянием фумарольных возгонов, и последовавших за ними газовых и паровых эманаций. Восходу летучих веществ значительно благоприятствовала трещиноватость, связанная с взрывной деятельностью, которая достигла очень больших размеров в районах вулканических центров. Что касается минералогического состава, то окисление превратило содержащиеся в породе магнетиты в гематит и частично в гётит.

По мере понижения температуры сравнительно высокотермальные фумарольно-окислительные процессы сменялись эхгалационными, а затем гидротермальными процессами. Гидротермальные процессы создали в полостях и трещинах породы ряд модификаций кремнезема. Первое выделение представлено тридимитовыми кристаллами величиной 100 μ , висящими со стен полостей. За ними последовало выделение хальцедона и опала, причем последний превратился в микрокристаллический кварц. Приуроченное к гидротермальным процессам окремнение можно связывать с процессами превращения близкой зоны гидротермального оруденения, но оно представляет лишь безрудную, краевую фацию гидротермальной зоны.

GINKGO LEVÉLMARADVÁNY PETŐFIBÁNYA FELSŐPANNONJÁBÓL

Írta: DR. PÁLFALVY ISTVÁN

Genus: *GINKGO* LINNÉ

Ginkgo adiantoides (UNG.) HEER

1850. *Salisburia adiantoides* UNGER, 392.

1878. *Ginkgo adiantoides* HEER, 21. T. II. f. 7—10.

Le l ő h e l y : Rózsaszentmárton, Petőfibánya.

R é t e g t a n i h e l y z e t : felsőpannon, homokos agyag.

A n y a g : Egyetlen levéllenymat, amely a M. Állami Földtani Intézet ősnövénygyűjteményében van.

L e í r á s : A levél nyeles, legyezőalakú, középtájon bemetszett. A nyélen át a lemezbe futó főér kettéágazva a levél két szélén fut végig. A főérből kiinduló oldalerek csaknem párhuzamosak, villásan elágazók. A levéllemez felső széle a *Ginkgo* levelekre jellemzően hullámos.

M e g j e g y z é s : A rózsaszentmártoni fás barnaköszénösszlet meddő rétegeiből újabban egy, kissé töredékes *Ginkgo* levelet gyűjtöttem. HEER (1868. p. 183. T. XLVII. f. 14) szahalini *Salisburia adiantoides* UNG. lelete az, amely a leírt példánnyal megegyezik. HEER (1878. p. 21. T. II. f. 7—10) később a *Salisburia adiantoides* néven leírt levelekre a nevezéktanilag helyes *Ginkgo adiantoides* nevet alkalmazta.

ANDREÁNSZKY (1955. p. 63. 18. t. 15. á.) az ónodi mélyfúrás szarmata rétegeiből ezret tekintetében a rózsaszentmártoni levéllel teljesen megegyező, de annál kisebb maradványt írt le. Ezen kívül Erdőbénye, Mikófalva, Egerbocs, Bánfalva, Sály, Felsőtárkány és a Borsod megyei Balaton szarmata üledékeiből ismeretes a *Ginkgo* levélmardványa. PÁLFALVY (1964. p. 186.) a mecseki helvétai rétegekből említi ezt a fajt. Újabban a megyaszói alsópannonból is előkerült egy példány.

Itt említhető, hogy HARASZTY (1953. p. 48.) a fás barnaköszénösszletből *Ginkgo* törzsszerkezetére emlékeztető fatörzset mutatott ki. NAGYNÉ (1958. p. 36. 5. t. 22—24. á.) pedig a terület képződményeinek palynológiai vizsgálata alapján *Ginkgo* cf. *biloba* L. polleneket határozott meg.

A *Ginkgo adiantoides* (UNG.) HEER faj Eurázsia, Észak-Amerika területéről már az alsókrétától ismeretes. Különösen a sarki tájakon volt nagy elterjedésű. A fosszilis levelek alaktanilag az élő *Ginkgoval* teljesen megegyeznek.

Összehasonlításként ezért legtöbbször a ma kis elterjedésű *Ginkgo biloba* L. fajt említik, amely Kína Csekiang tartományában természetes előfordulású. Kultúrában azonban Korea és Japán területein is megtalálható. Hazánkban télálló, ültetett parkfa.

MÄDLER (1939. p. 48.), FLORIN (1937. p. 29.) és mások szerint a harmadidőszak folyamán Európa területén a nemzetségnek olyan faja élt, amelynek epidermisz szerkezete a ma élőtől jól megkülönböztethető. Ez arra utalhat, hogy az egykor oly nagy elterjedésű *Ginkgo* a fiatalabb harmadidőszakban, mint az európai area számos más növénye, a kelet-ázsiai formáktól eltérő fejlődési irányt kezdett. Nagyon valószínű, hogy az idők folyamán megváltozott ösföldrajzi és éghajlati viszonyokhoz alkalmazkodva új egyedek jöttek létre, amelyek a szárazabb és zordabb, hűvösebb körülményeket is elviselték. A fosszilis *Ginkgo* levelek egy fajhoz sorolása és ökológiailag a ma élő *Ginkgo biloba* L. fajjal való teljes azonosítása tehát nem helyes.

A felsőpannon fás barnaköszénösszlet meddő rétegeiből a *Ginkgo adiantoides* (UNG.) HEER lenyomatán kívül egy *Platanus aceroides* GOEPP. levél, egy *Banisteriacarpum giganteum* (GOEPP.) KR. töredék és néhány *Acer platanoides* L. típusú levél is előkerült. Ezek a leletek Petőfibánya területéről új adatok.

IRODALOM

- ANDREÁNSZKY G. 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. — Földt. Int. Évk. **44**. 1. Budapest.
- FLORIN R. 1937: Die fossilen Ginkgophyten von Franz-Joseph-Land nebst Erörterungen über vermeintliche Cordaitales mesozoischen Alters. II. — Pg. **82**. B.
- HARASZTY Á. 1953: Petőfibánya barnaszeneinek mikroszkópos vizsgálata. — M. T. A. Biol. Oszt. Közl. **2**. 2—3. Budapest.
- HEER O. 1868: Miocene Flora von Nordgrönland. — Flora Foss. Arct. **1**. Zürich.
- HEER O. 1878: Miocene Pflanzen von Sachalin. — Flora Foss. Arct. **5**. 4. Zürich.
- MÄDLER K. 1939: Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main. — Abh. Senckenb. Naturf. Ges. **446**. Frankfurt a. M.
- NAGY L.-NÉ 1958: A Mátraalji felső-pannoniai kori barnaköszén palinológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évk. **47**. 1. Budapest.
- PÁLFALVY I. 1964: A Mecsekhegység helvét-torton flórája. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I. Budapest.
- UNGER F. 1850: Genera et species plantarum fossilium. Vindobonae.

GINKGO-BLATTREST AUS DEM OBERPANNON VON PETŐFIBÁNYA

VON

DR. I. PÁLFALVY

Aus den Bergschichten des oberpannonischen Lignitkomplexes von Mátraalja (Petőfibánya) beschreibt Verfasser die Art *Ginkgo adiantoides* (UNG.) HEER, die aus diesem Fundort bis jetzt unbekannt war. Ausserdem erwähnt er, dass im Laufe des Sammelns auch ein Blatt von *Platanus aceroides* GOEPP., ein Bruchstück von *Banisteriacarpum giganteum* (GOEPP.) KR. und auch einige Blattreste von *Acer platanoides* L.-Typus angetroffen wurden.

ОСТАТКИ ЛИСТЬЕВ GINKGO ИЗ ВЕРХНЕГО ПАННОНА
С. ПЕТЁФИБАНЯ

Д-р И. Палфальви

Автор описывает — как новую находку — вид *Ginkgo adiantoides* (UNG.) HEER из прослоев пустой породы в пределах верхнепаннонской лигнитовой толщи в районе подножья гор Матра (с. Петёфибания). Кроме этого он упоминает, что в ходе произведенных им сборов были также найдены листья *Platanus aceroides* GOEPP., обломки *Banisteriaecarpum giganteum* (GOEPP.) KR. и несколько ископаемых листьев типа *Acer platanoides* L.

A TOKAJI-HEGYSÉG HARMADKOR ELŐTTI KÉPZŐDMÉNYEI

Írta: DR. PANTÓ GÁBOR

A harmadkornál idősebb képződmények a Tokaji-hegységnek csak ÉK-i, határmenti sarkában található a felszínen Vilyvitány és Felsőregmec között alig 4 km²-en. Ismeretük és hegységszerkezeti értékelésük az egész hegységre nézve fontos, mivel annak közvetlen aljzatát alkotják. Felsőtortonnál idősebb harmadkori képződményekre jelentősebb vastagságban itt nem számíthatunk.

A csekély kiterjedésű, fiatal környezetükben szinte elszigetelt, idős képződmények kibúvási területe iránt mind a Zempléni-dombvidék (SZÁDECZKY GY. 1897, FERENCZI I. 1943), mind a Tokaji-hegység kutatói részéről (LIFFA A. 1943, SCHRÉTER Z. 1942, 1949; MOLNÁR J. 1961) csak „periferiális” érdeklődés nyilvánult meg. Az idős képződményekre összpontosított vizsgálatok pedig — éppen elzártságuk miatt — egyoldalú következtetésekre jutottak a határ mindkét oldalán (FÖLDVÁRI A.—PANTÓ G. 1951; BALOGH K.—PANTÓ G. 1953; PŘIBÝL A.—BOUČEK B. 1953; BOUČEK B.—PŘIBÝL A. 1955, 1959; DANK V. 1956). Ezért a zempléni harmadkor előtti képződmények összehasonlító vizsgálatát és egybefoglalt értékelését a 200 000-es térképkiadás előkészülete hozta meg. Ennek eredményeiről kívánok röviden beszámolni.

Proterozóos kristályospala. A Vilyvitány és Felsőregmec közötti határszakaszt a felszínen a Nagyerdőhegy—Mátyáshegy vonulatában, kb. 4 km² területen — aminek fele Magyarországhoz tartozik, — csillámpala—gneisz—amfibolit összlet alkotja (SZÁDECZKY GY. 1897, FERENCZI I. 1943, SCHRÉTER Z. 1949). A képződmény jellege jó, természetes feltárások hiányában a felszínen alig vizsgálható, mállott törmeléke a csillámban rendkívül dús permokarbon klasztikumétól alig különböztethető meg. Ez futólagos vizsgálat során (FÖLDVÁRI A.—PANTÓ G. 1951, BALOGH K.—PANTÓ G. 1953) idős, metamorf képződmény jelenlétének teljes kétségbevonásához vezetett. A régebbi és újabb nézetek közti véleményeltéréseket azután DANK V. (1956) MAURITZ B. mikroszkópi vizsgálata alapján alsókarbon metamorf összlet feltételezésével igyekezett áthidalni.*

*A terület nem kielégítő ismerete Magyarország 300 000-es földtani térképének szerkesztésekor, 1956-ban, különösen élesen pattant ki. SCHRÉTER Z. (1949) krisztallint és három erre települő felsőkarbon homokkő—konglomerátum-foltot jelölt ki Vilyvitány és Felsőregmec között, közel 6 km² területen. Ezzel FÖLDVÁRI A. és PANTÓ G. (1951) a „krisztallin-folt” K-i részére tett megfigyelésük alapján ama nézetüket szeggették szembe, hogy itt csillámban rendkívül gazdag, kissé préselt — való-

Az utóbbi időben Vilyvitány környékén létesített mesterséges feltárások, a V. 3. sz. fúrás és a Szőlőhegyi aknák szolgáltatottak csak olyan közetanyagot, melynek gondos vizsgálata diszténes—almandinos amfibolit fáciesű („mezozónás”) metamorf kőzetek jelenlétéről valóban meggyőződött. Az összletben szabálytalanul, vagy eddig fel nem derített rendszer szerint a következő kőzetfajták váltakoznak: kataklázos gránit, orto- és paragneisz, diszténes—staurolitos csillámpala (\pm gránát), gránátos amfibolgneisz, csillámos kvarcitpala (XXI—XXII. tábla 1—4). A savanyú kőzetek túlnyomó része parametamorf, de az ortogneisz (és kataklázos gránit) csak az üledék közé metamorfózis előtt benyomult gránitból származtatható. Az amfibolgneisz eredete bizonyossággal el nem dönthető, de bázisos eruptívumból való származása valószínűbb.

A kiindulási üledékképződés, savanyú és bázisos magmatizmus és metamorfózis időrendi besorolásánál az igen hasonló üledék- és metamorf fáciesű rahói (TKACSUK L. G.—GURSIJ D. V. 1957) és branyiszkói krisztallin alapos feldolgozásaira (KAMENICKÝ L. in FUSÁN O. 1963) támaszkodhatunk. Előbbi abszolút kormeghatározások szerint (SZEMENENKO N. P. 1960, SZEMENENKO N. P. et al. 1962) a proterozoikum legvégén (585—700 millió éve) képződött és szenvedett metamorfózist, utóbbi MÁŠKA M. — ZOUBEK V. szerint (in ZOUBEK V. et al. 1960) hasonló (asszinti) korú.

A kristályos pala összlet valamennyi tagján megfigyelhető a diaforézis (retrográd metamorfózis) többé-kevésbé előrehaladott foka, jelezvén, hogy e kőzetek hosszú földtörténeti szakaszokon át voltak már képződési körülményeiknél jóval magasabb szerkezeti emeletben. A kloritosodást, szericitesedést a felszíni hatások nagyban elősegítették, ezért a kibúvás kőzetein amfibol, disztén, staurolit csak átalakjaiban nyomozható.

Ordoviciumi porfiroid—fillit. Távlati kutatófúrásainknak köszönhető, hogy a Szepes-Gömöri Érchegység jellegzetes porfiroid—fillit képződményeinek (gölnici sorozat középső, „pacsai” tagozata: FUSÁN O. 1963) felszín alatti jelenlétét a kristályos pala összlet DNY-i előterében kimutathattuk (1. ábra). A Felsőregmec 1. sz. távlati kutatófúrás permokarbon szárazföldi üledéksorozatán indulva, újabb értékelésünk szerint 226 m-nél érte el a porfiroid sorozatot és 436,8 m-nél ebben a képződményben ért talpat (SCHWÁB M. 1963)*. A Füzér-

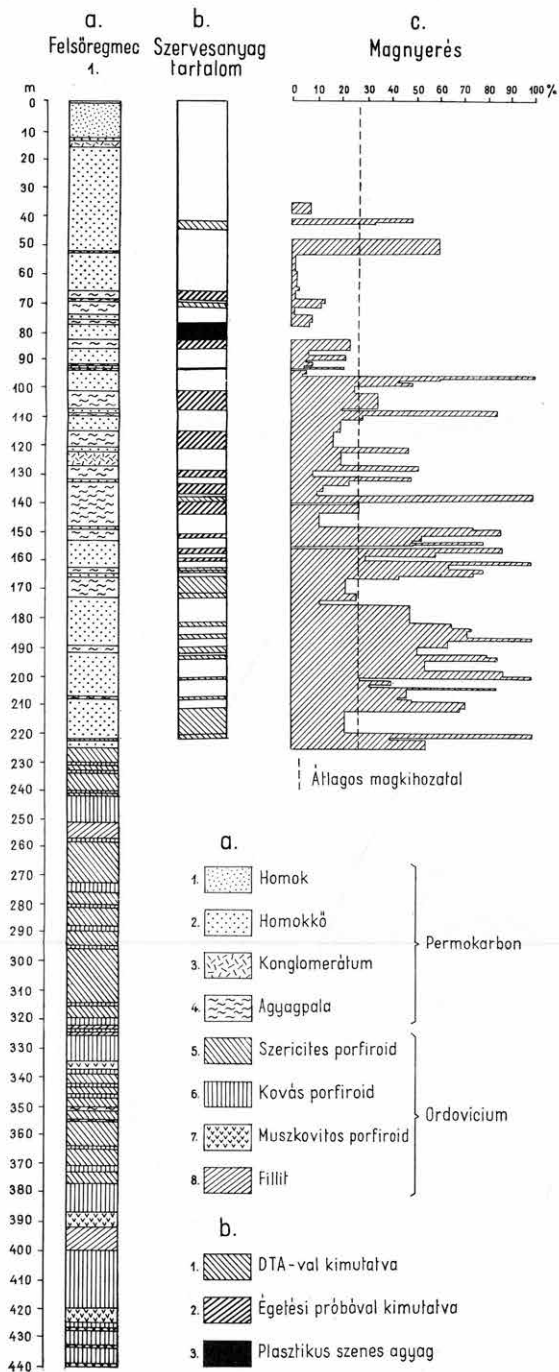
szinüleg felsőkarbon — klasztikumról van szó és ezt a folt egészén általánosították. SZÉKYNÉ FUX V. a folt ÉNY-i részén tett rövid bejárás alapján *szóban* SCHRÉTER Z. véleménye mellett foglalt állást. Időközben DANK V. (1956) térképe is megjelent, mely felsőkarbon üledékek mellett felsőkarbon előtti — feltételesen alsókarbonba sorolt — metamorfotokat különböztet meg. A 300 000-es térkép szerkesztő bizottsága ennek ellenére a FÖLDVÁRI—PANTÓ-féle álláspontot fogadta el. Természetesen ehhez igazodik a 300 000-es térképmagyarázó vonatkozó része is (BALOGH K.—HORUSITZKY F. et al. 1958) („üledékes eredetű, csillámpala-szerű képződmények”).

Ezen egységesítési szándék mellett a DANK-féle térkép képződmény-megjelölését (csillámpala helyett „csillámos pala”) veszi át *szövegében* MOLNÁR J. (1961), *térképén és szelvényén* azonban ugyanez a képződmény csillámpalaként szerepel a felsőkarbon mélyebb tagozatában.

* A fúrás alsó szakaszának első közzétani meghatározásával 256 m-ig KARDOSS F.-NÉ, 256 m-től SZÉKYNÉ FUX V. (in SCHWÁB M. 1963) foglalkozott. Az egymással váltakozó talkpala (80,05% SiO₂ és 2,20% MgO tartalommal!), kvarcit, szericites kvarcitpala, fillit és csillámpala — későbbi említésben „csillámos pala”) — meghatározással nem érthetünk teljesen egyet. A 256,2—436,0 m közötti szakasz „epi-mezometamorf jellegű kőzet, valószínűleg arkózias homokkő metamorfizációjából származik”, a vulkáni eredetnek még gyanúját sem kelthette, és a kor, sorozat, szerkezeti kapcsolat kérdését teljesen nyitva hagyta.

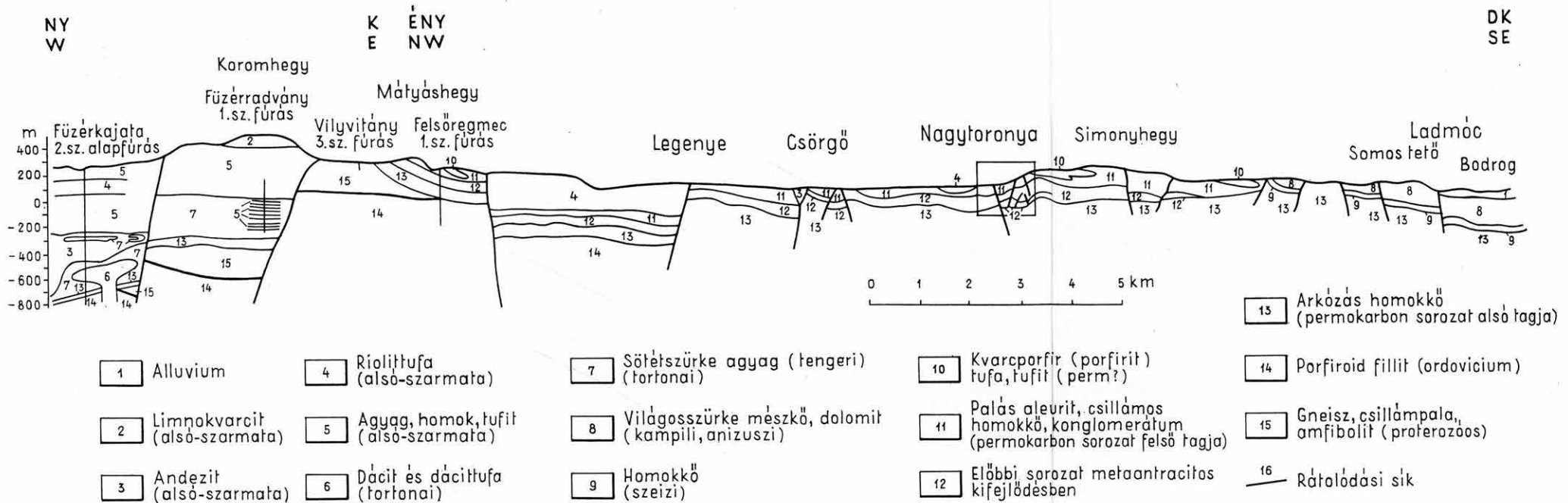
FELSŐREGMEC I.SZ. PERSPEKTÍVIKUS FŰRÁS SZELVÉNYE

Szerkesztette: Dr. Pantó G.



FÖLDTANI SZELVÉNY FÜZÉRKAJATÁTÓL LADMÓCIG

SZERKESZTETTE : DR. PANTÓ G.



kajata 2. sz. földtani alapfúrás torton üledékes—vulkáni rétegsor alatt 960,7 m mélyen érte el és 47,5 m-nyire fúrt bele a váltakozó porfiroid—fillitösszletbe (ERHARDT Gy. 1964).

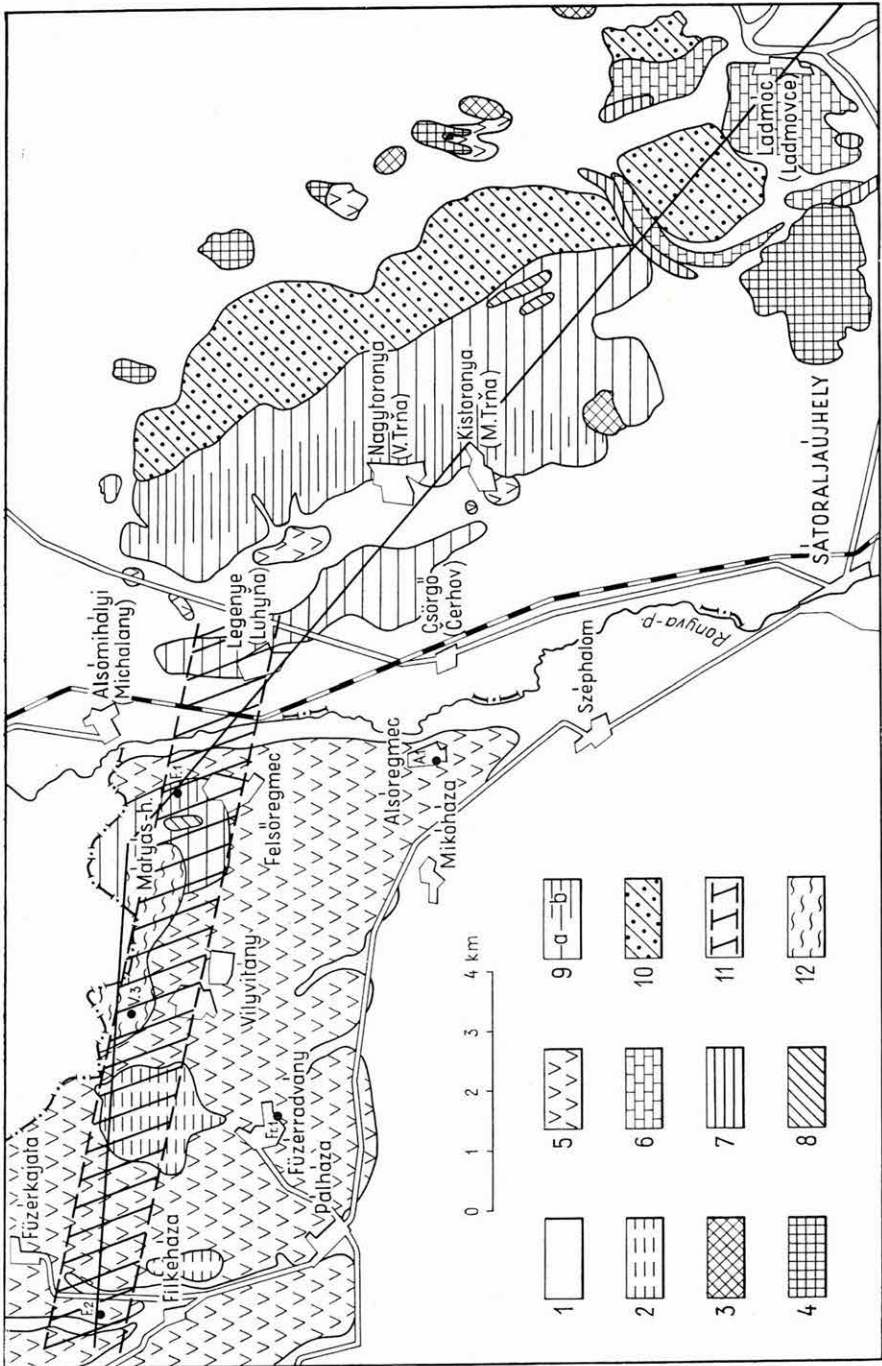
A magyar területről eddig nem ismert jellegzetes „szepességi” képződmény változatos kifejlődése mellett is jól azonosítható a típusterületnek a Földtani Intézetben őrzött összehasonlító anyagával (SCHAFARZIK F. 1904, ROZLOZSNIK P. 1912, PANTÓ G. 1940). Túlnyomórészt a savanyú piroklasztikumnak enyhébb-erősebb, de a zöldpala-fáciest túl nem lépő („epizónás”) metamorfózissal magyarázhatjuk az összlet létrejöttét. Átalakult üledék és tufit alárendelt szerepű. A dinamikus hatás (kihengerlődés és ezzel együtt a csillámosodás) változó mértékű, ahol a teljes alapanyagra, sőt valamennyi földpát-fenokristályra kiterjed. Az eredeti biotitszemek nyoma csak kloritként ismerhető fel. A járulékos apatiton és cirkonon kívül elsősorban megjelenő turmalin autopneumatolitos hatást tükröz (XXIII—XXIV. tábla 5—8).

A porfiroid sorozat jellegzetes negatívuma, hogy amfibolit-fáciessé metamorfózisra utaló ásvány (gránát, disztén, staurolit) nem található benne. Ezen az alapon különböztethető meg a csillámpalától a gyakori szövetségi hasonlóság és regresszív metamorfózis okozta konvergencia ellenére is.

Permokarbon homokkő—agyagpala, kvarcporfirtufa. A Tokaji-hegység ÉK-i sarkában (a felsőregmeci Mátyás-hegyen) mindössze néhány km²-en felszínre lépő permokarbon klasztikum fő elterjedési területe a szomszédos Zempléni-dombvidék (1. ábra). Legjobb feltárása a Felsőregmec 1. sz. távlati kutatófúrás, mely az ordoviciumi porfiroid összletre települten 226 m vastagságban magfúrással harántolta a permokarbon rétegsort (SCHWÁB M. 1963). Ezt a vastagságot a permokarbon mátyáshegyi kifejlődésére jellemzőnek tarthatjuk. A szomszédos szlovák területen ennek több, mint kétszeresével is számolhatunk. Szárazföldi, térben és időben igen változó, súlypontilag durvaszemű üledékképződés jellemző erre az összletre, amelynek anyaga a kristályos pala összlet és gránit lepusztulási törmelékének rövid szállításából ered. A rétegsor alsó fele kiegyenlítettbb szedimentációra utal, arkózás homokkő és finomhomokos pala váltakozásával (XXVII. tábla 13). A felső fele tagoltabb térszínen szélsőséges üledékfelhalmozódásról tanúskodik (durva konglomerátum — márgás mészkő). A durva klasztikumra a rendkívüli csillámgazdagság (uralkodóan muszkovit) jellemző, gyakran megtévesztően csillámpalaszzerű megjelenéssel. A finomszemű üledék szerves anyagban különösen gazdag (XXV—XXVI. tábla 9—12).

Az erősen szénült szerves anyagtól „grafitos” csillóságú agyagpala, szenes agyag és növénylenyomatos homokkő több szintben mutatkozik a Felsőregmec 1. sz. fúrás felső szakaszán (SCHWÁB M. 1963). Egyes rétegeket (pl. 78—83 m), melyekből minta nem került felszínre, széntelep gyanújával illetünk. Feljogosított erre a kb. 7 km-re levő nagy- és kistoronyai (Vel’ka a Mala Trňa) meta-antracittelepekkel való rétegtani és fáciességvezés. A karbon kőszénre való kutatás tervét a Mátyáshegyen ezért változatlanul indokoltnak tartjuk, és eddigi sikertelenségét műszaki hibákra vezetjük vissza (I. melléklet).

A permokarbon összlet képződésének időhatárai bizonytalanok. Egyedül a kőszéntelepes szint tekinthető a toronyai lelőhely makroflórája alapján (HIRMER M. in FERENCZI I. 1943, NĚMEJC F.—OBRHEL J. 1959) az ottweili (stefáni) emeletbe tartozónak. A kőszénfeküi idősebb (weszfáli), a fedő tagok fiatalabb, az alsóperembe átvezető besorolása csak közzétani alapon végzett extrapoláció.



A megindított pollenvizsgálatokkal (GÓCZÁN F.) célunk az összlet rétegtani besorolását biztosabb alapokra helyezni.

A két terület közötti hasonlóságot hangsúlyozza az is, hogy a permokarbon savanyú vulkánosság termékei („kvarcporfirtufa”) a Mátyáshegy D-i lejtőjén és Felsőregmec belterületén a „szenes csapás” D-i folytatásán éppúgy megtalálhatók, mint Kistoronyán (Királyka) (BOUČEK B.—PŘIBÝL A. 1959) (II. melléklet, 1. ábra).

Az újpaleozóikum vulkanitjait, melyek a Felsőregmec 1. sz. fúrás szelvényéből teljesen hiányoznak, csak az 1963. évi vizsgálat során ismertük fel. A Mátyáshegy D-i lejtőjén a királykaihoz hasonló (XXIX. tábla 17), másodlagosan kovásodott riódácit (kvarcporfir) tufa (V. tábla 2—4) kőzetlencseszerű elterjedése jelölhető ki, a Felsőregmec (Mátyásháza) É-i házai közé befutó árokban viszont intermedier (andezites = porfirites) szórt vulkáni törmelékkel kevert tufás homokkő padjai (XXVIII. tábla 15—16) tarkítják az összletet.

Palás vörösgyag, apró törmelékben és repedésmenti bemosásokban ugyancsak a felsőregmeci árok homokkővén, annak közvetlen jele, hogy a permokarbon sorozat triászba átvezető határképződménye (csarnahói rétegek = vrstvy černohovské) (BOUČEK B.—PŘIBÝL A. 1959) a területen is kifejlődött. E terasztrikum jelentősége, a pliocénig elterjedt, többször átdolgozott lepusztulási termékeiből ítélve, magyar területen nagyobb lehetett, mint a Zempléni-dombvidék területén (Kisbári—Szöllőse környékén), arányosan azzal, hogy itt az üledékhézag is nagyobb volt. Az ott képviselt *alsótriász (szeizi) homokkő* és lemezes mészkő magyar területen eddigi ismeretünk szerint hiányzik.

Középsőtriász mészkő—dolomit. A kibúvásban legközelebb Ladmóc (Ladmovce) belterületén ismert, gömörihez hasonló kifejlődésű, szürke, kalciteres anizuszi mészkő és breccsás meszes dolomit (1. ábra) kis mélységben való jelenléte a harmadkori vulkáni összlet fektüjében a Sárospatak 5. sz. távlati kutatófúrásból tűnt ki (FRITS J. 1964). Eszerint a hegység K-i peremén, a Botkó Nyi-lábanál 225 m mélységben levő torton dáciittufa—konglomerátum közvetlenül középsőtriászra települ. A mészkőösszlet 62 m-es magfúrási szelvénye szerint (BÁRDOSSY Gy. 1960) erősen átkristályosodott, vékonyású, biogén felhalmozódású (csiszolataiban meghatározhatatlan Foraminifera, kovaszivacs, Crinoi-

1. ábra. A Tokaji-hegység ÉK-i részének és a Zempléni dombvidéknek földtani térképe (BOUČEK B., FERENCZI I., MOLNÁR J., PŘIBÝL A. adatainak felhasználásával szerkesztette: PANTÓ G.). — *Jelmagyarázat:* 1. alluvium, 2. limnokvarcit, 3. andesite, 4. rhyolite, 5. riolittufa, tufit, alárendelten agyag (2—5. alsószarmata), 6. világosszürke mészkő, dolomit (középsőtriász), 7. homokkő (szeizi), 8. kvarcporfirtufa—tufit (perm?), 9/a. palás aleurit, csillámos homokkő, konglomerátum, 9/b. előbbi sorozat metaantracit-telepekkel (9a—b. permokarbon sorozat felső tagja), 10. arkózás homokkő (permokarbon sorozat alsó tagja), 11. porfiroid, fillit sorozat a felszín alatt (ordovicium), 12. csillámpala, gneisz, amfibolit (proterozóos)

Fig. 1. Geological map of the NE-part of the Tokaj Mts and of the Zemplén Hills (Compiled by G. PANTÓ relying on studies of B. BOUČEK, I. FERENCZI, J. MOLNÁR, A. PŘIBÝL) — *Legend:* 1. Alluvial deposits, 2. limno-quartzite, 3. andesite, 4. rhyolite, 5. rhyolitic tuff with tuffite and clay intercalations (2—5 Lower Sarmatian), 6. light-grey limestone, dolomite (Middle Triassic), 7. sandstone (Seisian), 8. quartzporphyritic tuff and tuffite (Permian?), 9/a. shaly siltstone, micaceous sandstone, conglomerate, 9/b. above series with meta-anthracitic seams (9a—b. upper member of the Permo-Carboniferous series), 10. arcose sandstone (lower member of the Permo-Carboniferous series), 11. porphyroid, phyllite series covered by Palaeozoic and Tertiary formations (Ordovician), 12. micaschist, gneiss, amphibolite (Proterozoic)

dea, Brachiopoda, Mollusca maradványok mutatkoztak) tektonikusan morszolt szakaszai részlegesen, különböző mértékben (<18,25% MgO) dolomitósodtak.

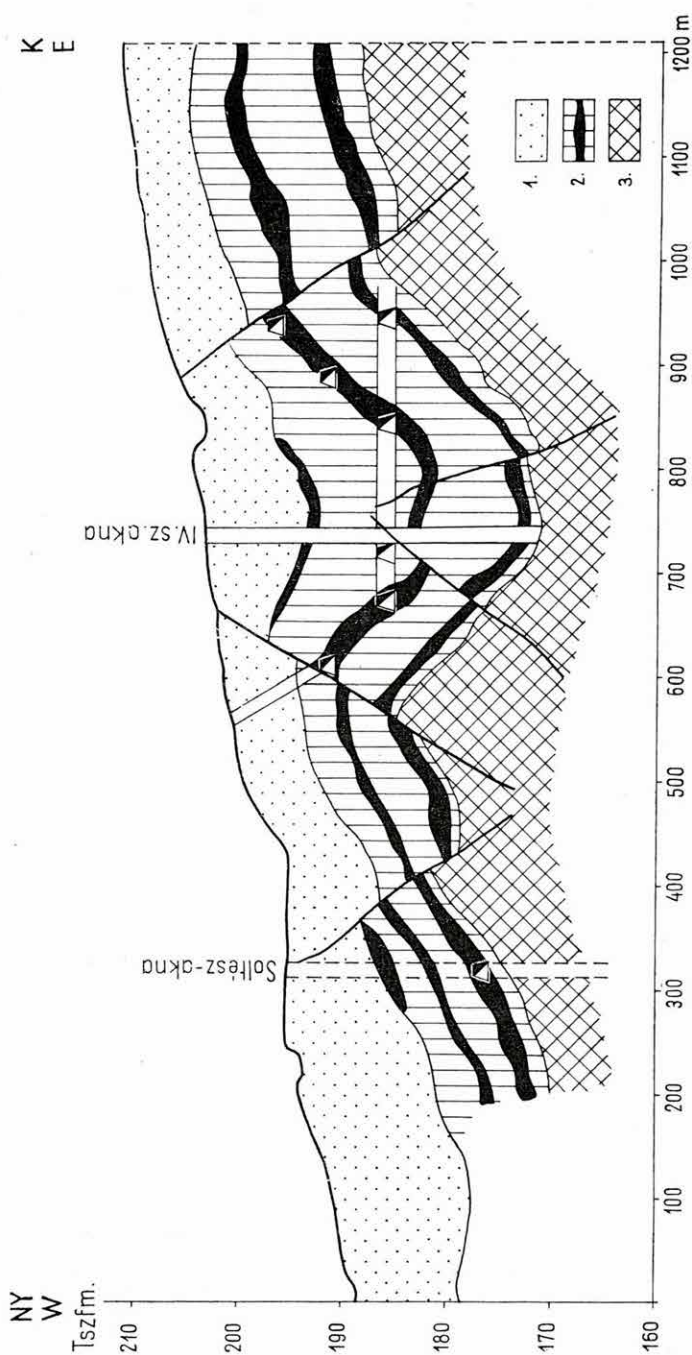
Szerkezet, fejlődéstörténet. Bár az ismertetett képződmények felszínén és felszín alatt kimutatott megjelenése 100 km²-nél kisebb területre szorítkozik, ezek mégis bonyolult fejlődésmentre és szerkezetalakulásra vetnek fényt, ami a távolabbi környezet, elsősorban a Tokaji-hegység aljzatának megítélése szempontjából döntő fontosságú.

Látszólag indokolatlanul és elszigetelten jelenik meg a mélyreható metamorfózisról tanúskodó proterozoós csillámpala—gneisz összlet ebben a közép-hegységi környezetben. Ez a felbukkanás valóban elvágja a Murától idáig megszakítatlan ÉK—DNy-i, „középhegységi”, mezozoós—harmadkori szerkezeti elemeket. Itt egy sokkal ősbibb, ÉNy—DK-i rendszer fekszik keresztbe, mely a barcai (Kassától D-re) és vilyvitányi előfordulásokon át a branyiszkói és máramarosi kristallinikum közötti mélyszerkezeti kapcsolatot jelzi (VÍSZOC'KI I. V. 1963).

Az amfibolit-fáciesű metamorfózist szenvedett proterozoós (rifeuszi) kristályos pala összlet nagyobb egységeinek a Kárpátok tektonikájában maghegység szerepet tulajdonítanak. Ezt törvényszerűen a vilyvitányi kristallinra alkalmazni túlzott általánosításnak látszik (ZOUBEK V. et al. 1960). Nemcsak mérete miatt kell ezt a maghegység jellegű kristályos öv elszakított pikkelyének tartanunk, de szerkezeti helyzete miatt is.

A gneisz—csillámpala összlet kibúvásának DNy-i lábánál a Füzérkajata 2. sz. és Felsőregmec 1. sz. fúrások tanúsága szerint a „szepességi” ópaleozoós porfiroid—fillit összlet ugyancsak ÉNy—DK-i vonulata húzódik, melynek kapcsolata ÉNy felé Kassa—Branyiszkó irányában nyomozható. Igen érdekes a képződmény K-i továbbterjedése tekintetében VJALOV és munkatársai (1963) legújabb adata az Ungvár 2. és 3. sz. fúrásban kimutatott „talkos-szericites paláról” és „sötét agyagpaláról”, ami igen valószínűvé teszi a porfiroid—fillit-összlet kárpátukrajnai jelenlétét. Ez arra is fényt vet, hogy a (rifeida) gneisz—csillámpala (Branyiszkó—Vilyvitány—Rahó) csapás és a (kaledonid—varisztid) porfiroid—fillit összlet lefutása (Aranyida—Füzérkajata—Ungvár) területünkön keresztezi egymást. Míg ugyanis Branyiszkóban az ópaleozoikum ÉK-i irányú rátolódása a kristályos magra megállapítható volt (ZOUBEK V. et al. 1960), Felsőregmecnél a szerkezeti elrendeződést csak úgy tudjuk értelmezni, hogy a „mezozónás” metamorfózisú proterozoós kristallin-pikkely, ÉNy—DK-csapású szerkezeti vonal mentén, rátolódott a zöldpala fáciesben („epizónásan”) metamorfizált, ordoviciumi porfiroid—fillit vonulatra. A rátolódás variszkszi korát valószínűsíti, hogy a permokarbon szárazföldi üledék-képződés már ebben a felpikkelyezett helyzetben érte a két összletet.

Míg a metamorf egységeket csak a hegység ÉK-i határmenti sarkában, ill. a teljes eperjes—tokaji vulkánosort nézve, annak derekán áthúzódó övben tekinthetjük a vulkáni képződmények közvetlen aljzatának, addig a permokarbon klasztikus üledékösszletnek — a riolittufában hegységszerte fellépő zárványai alapján — Szerencsig terjedően alaphegység szerepet tulajdonítunk. Ez a nem metamorf újpaleozoikum, a Felsőregmec 1. sz. fúrás tanúsága szerint, transzgresszíven települ az ópaleozoikumra. Szerkezete a kristályos aljzaténál lényegesen egyszerűbb, az erőteljes orogenetikus mozgások már elkerülték, de sok-



2. ábra. A nagytoronyai kőszénbánya szelvénye (AJTAY Z. szerint). — *Jelmagyarázat*: 1. permokarbon sorozat felső tagja, 2. metaantracitos homokkő, palaösszet, 3. permokarbon sorozat alsó tagja

Fig. 2. Section of the anthracite-mine of Vel'ka Trňa (according ing. Z. AJTAY). — *Legend*: 1. upper member of the Permo-Carboniferous series, 2. meta-anthracitic sandstone, shale series, 3. lower member of the Permo-Carboniferous series

szorosan tört és ráncolódott. Rendkívül változékony, lencsés kifejlődése miatt szerkezeti megítélése a gyenge természetes feltárások alapján bizonytalan, szerkesztéssel pedig kétségkívül félvezető (BOUČEK B.—PŘIBÝL A. 1959). Az egész permokarbon összlet hegység szerkezetének értelmezésére nézve döntő jelentőségűnek kell ítélnünk legnagyobb kiterjedésű mesterséges feltárásának, a nagytoronyai metaantracitbánya műveleteinek mondanivalóját, amit szerencsére AJTAY Z. 1943. évi szelvénye (2. ábra) híven megőrzött számunkra. Jól tükröződik ezen a kiegyenlítetlen, hirtelen vastagságváltozásokat okozó üledékfelhalmozódás és a formáción belüli erózió. A szerkezet a hajlításos igénybevétel mellett másodlagosan tört.

Erre a szerkezeti képre támaszkodva ítéljük meg a Mátyáshegy felépítését: felszínközlemben az ún. „toronyai rétegek” szeszélyes szedimentációjú tagjai kőszénfedőt — esetleg már permet — képviselnek, kvarcporfirtufa-betelepüléseikkel együtt. A Felsőregmec I. sz. fúrásban 150—226 m között (porfiroidig) harántolt kőszénfekü arkózás homokkő—aleuritpala rétegsor a „kásói rétegek” megfelelője (II. melléklet), mely a zempléni dombvidéken téves szerkezeti és rétegtani megítélés folytán nyert a kőszén csoportnál fiatalabb besorolást (BOUČEK B.—PŘIBÝL A. 1959).

A nagytoronyai bánya metaantracitjának kőszénközötti vizsgálata, amit PAÁL Á.-NÉ volt szíves vállalni, az alábbi eredményt nyújtotta:

homogén, antracitos vitrit	56,0%
heterogén, antracitos durit	15,5%
fuzit	12,5%
vitrit	9,0%
vitrinertit	7,0%
pirit	nyomokban
	<u>100,0%</u>

Az aránylag nagy mennyiségű faszöveti fuzit láperdői felhalmozódást valószínűsít.

A felsőkarbon korral nem magyarázható, nagyfokú szénülés módjára és okaira PAÁLNÉ az alábbi következtetéseket vonta le:

1. A kőszén vitrit-, durit- és fuzit-sávjai „normális” szénülés során alakultak ki.
2. A „nemesítő” hatás már lángszén állapotú kőszénen ért.
3. Kokszosodás, felfúvódás hiánya kizárja a közvetlen érintkezési termális metamorfózist.
4. Az átalakulás közvetett, kiegyenlített hőhatásra utal.
5. A metaantracit sávonként eltérő alkotását az elegyrészek eredetileg különböző reakcióképessége okozta.

A földtani környezet ismeretében ezt VITÁLIS I.-nal egyetértve úgy értelmezhetjük, hogy az antracitosodás a harmadkorban ment végbe. Oka azonban nem az andezitáttörésekben (VITÁLIS I. 1943), hanem a torton riolit-ártufaterítés hőhatásában keresendő. Ez Nagytoronyán éppúgy, mint a Mátyáshegyen közvetlenül a paleozóikumra települ, és egykori, többszáz méteres vastagságának (Alsóregmec I. sz. fúrás, SZEBÉNYI L. 1948) megfelelő hőtartalékával jelentősen átmelegíthette a permokarbon aljzatot, s abban a Nagytoronyán 40 m-nél kisebb mélységben elhelyezkedő kőszéntelepeket is (II. melléklet).

A riolit-ártufa kőszén nemesítő hatásával a Mátyáshegyen is számolhatunk: a 100 m-nél kisebb mélységben várható kőszéntelepekről itt is feltesszük, hogy antracitosodtak.

A kőszénösszlet ezen „indikátor” szerepe nemcsak az ártufa feltétlen figyelmet érdemlő termális tényezőként való elismerése szempontjából fontos, de igen becses felvilágosítást nyújt a torton utáni elmozdulások és erózió mérlegelésénél is.

IRODALOM

- BALOGH K.—PANTÓ G. 1953: Feljegyzés a sátoraljaújhelyi karbonképződményekről. — Kézirat.
- BALOGH K.—HORUSITZKY F.—KRETZOI M.—NOSZKY J.—RÓNAI A.—SZENTES F. 1958: Magyarázó Magyarország 1 : 300 000-es földtani térképéhez. — Földt. Int. Alk. kiadv. p. 115.
- BÁRDOSSY GY. 1960: Jelentés a Sároska ak 5. számú fúrás földtani anyagvizsgálatának eredményeiről. — MÁFI Adattár. Kézirat.
- BOUČEK B.—PŘIBÝL A. 1955: Zpráva o geologickém mapování Zemplinského pohori na východní východním Slovensku. — Zprávy o geologických výzkumech v roce 1954 Ú. Ú. G. Praha. pp. 13—16.
- BOUČEK B.—PŘIBÝL A. 1959: O geologických pomerech Zemplinského pohori na východním Slovensku. — Geologické práce. Zošit 52. pp. 183—222.
- DANK V. 1956: Földtani adatok az északkeleti szlovákiai határmenti területről. — Földt. Közl. 86. 2. pp. 161—166.
- ERHARDT GY. 1964: A fűzérkajatai földtani alapfúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. pp. 391—425.
- FERENCZI I. 1943: A zempléni Szigethegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ről. 1. pp. 303—439.
- FÖLDEVÁRI A.—PANTÓ G. 1951: Jelentés a Felsőregmec-Vilyvitány közötti „kristályos terület” bejárásáról. — MÁFI Adattár. Kézirat.
- FRITS J. 1964: A végardói termális vonal. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről 1. pp. 505—515.
- FUSÁN O. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, Vysoké Tatry. — p. 215.
- LIFFA A. 1943: Az Eperjes-Tokaji hegység geológiai felvételének eddigi eredményei s a felvétel ezidő szerinti helyzete. — Beszámoló, a Földt. Int. Évi Jel.-ének függeléke. 5. 7. pp. 361—377.
- MOLNÁR J. 1961: Tortonai és szarmata képződmények jellege és szerkezeti alakulása a Tokaji hegység ÉK-i részén. — Földt. Közl. 91. 4. pp. 397—404.
- NĚMEJC F.—OBRHEL J. 1959: Zpráva o výsledcích vyšetření nejvyšších sběru rostlinných otisků permokarbonské na Slovensku. — Zprávy o geologických výzkumech v roce 1957. Ú. Ú. G. Praha. pp. 165—166.
- PANTÓ G. 1940: A csucsomi ércelőfordulás mikroszkópi és genetikai vizsgálata. — Math. Term. Tud. Ért. 59. pp. 673—700.
- PŘIBÝL A.—BOUČEK B. 1953: Zpráva o geologickém mapování Zemplinského karbonického ostrova na východním Slovensku. — Zprávy o geologických výzkumech v roce 1952. S. G. U. pp. 90—92.
- ROZLOZSNIK P. 1912: Aranyida bányageológiai viszonyai. — Földt. Int. Évk. 19. 6. pp. 233—354.
- SCHAFARZIK F. 1904: Adatok a Szepesgömöri Érchegység pontosabb geológiai ismeretéhez. — Math. Term. Tud. Ért. 22. pp. 414—447.
- SCHRÉTER Z. 1942: Füzérradvány környékének hidrogeológiai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról. 3. pp. 1447—1466.
- SCHRÉTER Z. 1949: A Füzérradvány és Gönc között levő terület földtani viszonyai. — Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól. pp. 258—278.
- SCHWÁB M. 1963: Felsőregmec I. távlati kutatófúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról. pp. 379—384.
- SZÁDECCZY Gy. 1897: A Zempléni Szigethegység geológiai és közettani tekintetben. — Term. Tud. Társ. Kiadv. pp. 1—64.
- SZEBÉNYI L. 1948: Az alsóregmeci kutatófúrás. — Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól. pp. 303—307.
- SZEMENENKO N. P. 1960: O vozraszte metamorfizma porod Rahovszkogo massziva. — Materialü Karpato-Balkanszkoj Asszociáci. IV. Sz'ezd, Kiev-L'vov, 1958. 1. pp. 188—189.

- SZEMENENKO N. P.—LADŰSENSZKIJ N. R.—KOTLOVSKAJA F. I.—VETSTEJN V. E. 1962: Abszolútjutnűj vozraszt geologicseskijh formacij Karpát. — Materialű Karpato-Balkanszkój Geologicseskój Asszociacij. — V.Sz'ezd, Buhareszt, 1961. (Dokl. Szovj. geol.) pp. 173—183.
- TKACSUK L. G.—GURZSIJ D. V. 1957: Rahovszkij krisztallicseszkij masszív. (Karpátű.) — Inszt. Geologii Poleznűh Iszkopaeműh. A. N. USzSzR. pp. 1—126.
- VISZOC'KIJ I. V. 1963: Pro vik krisztalicsnogo fundamentu Karpát. — Dopovidű Akademii Nauk Ukrainszkój RSzR. 4. pp. 531—534.
- VITÁLIS I. 1943: Karbonkorű kűszűn a Zemplűni Szigethegysűgben. — MTA Mat. Term. tud. Èrt. 62. pp. 269—289.
- VJALOV O. SZ.—BUROV V. SZ.—MURAVECKIJ V. N. 1963: O haraktere fundamenta zapadnoj csaszti Zakarpatszkogo progiba. — Dokl. A. N. SzSzsR 150. 4. pp. 874—877.
- ZOŰBEK V. (red.) et al. 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. — Èskoslov. Akad. Vűd. p. 224.

TÁBLAMAGYARÁZAT — EXPLANATION OF THE PLATES

XXI. tábla — Plate

1. Gránátos csillámpala (proterozóos). Vilyvitány 3. sz. fűrás. — Garnetiferous micaschist (Proterozoic). Drilling Vilyvitány No 3. 30,8—32,0 m.
2. Disztűenes csillámpala (proterozóos). Vilyvitány 3. sz. fűrás. — Kyanite-bearing micaschist (Proterozoic). Drilling Vilyvitány No 3. 29,0—30,6 m.

XXII. tábla — Plate

3. Disztűenes csillámpala (proterozóos). Vilyvitány 3. sz. fűrás. — Kyanite-bearing micaschist (Proterozoic). Drilling Vilyvitány No 3. 20,1—21,0 m.
4. Gránátos amfibolit (proterozóos). Vilyvitány, Szűlűlűhegy, 19/63 akna. — Garnetiferous amphibolite (Proterozoic). Vilyvitány, Szűlűlűhegy, pit No 19/63.

XXIII. tábla — Plate

5. Porfiroid (ordovicium). Fűzűrkajata 2. sz. fűrás. — Porphyroide (Ordovician). Drilling Fűzűrkajata No 2. 978,7—980,0 m.
6. Turmalinos porfiroid (ordovicium). Fűzűrkajata 2. sz. fűrás. — Turmaline-bearing porphyroid (Ordovician). Drilling Fűzűrkajata No 2. 979,3—982,5 m.

XXIV. tábla — Plate

7. Porfiroid (ordovicium). Fűsűrűegmec 1. sz. fűrás. — Porphyroide (Ordovician). Drilling Fűsűrűegmec No 1. 352,0—352,5 m.
8. Tufaporfiroid (ordovicium). Fűsűrűegmec 1. sz. fűrás. — Porphyroid (tuffaceous) (Ordovician). Drilling Fűsűrűegmec No 1. 297—298 m.

XXV. tábla — Plate

9. Palás csillámos homokkű (permokarbon). Fűsűrűegmec-mátyásűhazai árok 142/63 sz. minta. — Schistose micaceous sandstone (Permo-Carboniferous). Fűsűrűegmec, ditch of Mátyásűháza, sample No 142/63.
10. Csillámos homokkű, hidrocűsillám kötűanyaggal (permokarbon). Fűsűrűegmec-Mátyásűhegy DK-i lejtű 137/63 sz. minta. — Micaceous sandstone with hydromicaceous cement (Permo-Carboniferous). Fűsűrűegmec, SE slope of Mátyásűhegy, sample No 137/63.

XXVI. tábla — Plate

11. Szenes, csillámos finomhomokkű (permokarbon). Fűsűrűegmec 1. sz. fűrás. — Coaly micaceous siltstone (Permo-Carboniferous). Drilling Fűsűrűegmec No 1. 101,8—107,8 m.
12. Kovásodott aleurit (permokarbon). Fűsűrűegmec, Mátyásűhegy 70. mèresű ponttűl indulű út. Gy.: MAURITZ B. 1956. — Silicified siltstone (Permo-Carboniferous). Fűsűrűegmec, Mátyásűhegy track leading from reference plug No 70. Coll.: B. MAURITZ 1956.

XXVII. tábla — Plate

13. Arkűza (permokarbon). Fűsűrűegmec 1. sz. fűrás. — Arcosic sandstone (Permo-Carboniferous). Drilling Fűsűrűegmec No 1. 150,1—181,3 m.
14. Szenes, kvarcporfirtufás finomhomokkű (permokarbon). Fűsűrűegmec 1. sz. fűrás. — Coaly siltstone with tuffaceous (quartz-porphyríc) admixture (Permo-Carboniferous). Drilling Fűsűrűegmec No 1. 128—136,1 m.

XXVIII. tábla — Plate

15. Porfirittufa (permokarbon). Felsőregmec-mátyásházai árok 136/63 sz. minta. — Tuffaceous porphyrite (Permo-Carboniferous). Felsőregmec, ditch of Mátyásháza, sample No 136/63.
16. Porfirít-tufit (permokarbon). Felsőregmec-mátyásházai árok 136a/63 sz. minta. — Tuffitic porphyrite (Permo-Carboniferous). Felsőregmec, ditch of Mátyásháza, sample No 136a/63.

XXIX. tábla — Plate

17. Kvarcporfir-ártufa (permokarbon). Kistoronya (Mala Trňa), Királyka. — Quartz-porphyry ash-flow tuff (Permo-Carboniferous). Mala Trňa, Királyka.
18. Csillámos, tufás homokkő (permokarbon). Felsőregmec, Mátyáshegy IV. árok. Gy.: MAURITZ B. 1956. — Micaceous, tuffaceous sandstone (Permo-Carboniferous). Felsőregmec, Mátyáshegy, ditch No IV. Coll.: B. MAURITZ 1956.

Nagyítás 36×

Magnification 36×

Foto: PELLÉRDY

PRE-TERTIARY FORMATIONS OF THE TOKAJ MTS (HUNGARY)

by

DR. G. PANTÓ

The basement rocks of the Tertiary volcanic mountain have but a very limited outcrop (4 sq. km) in its NE corner near the Czechoslovakian frontier (fig. 1.). These formations escaped thorough study and evaluation due to their small, isolated occurrence, bad exposures, peripheral position and dissection by the frontier. These are the causes of the deficiency of data and misinterpretation (FÖLDVÁRI—PANTÓ 1951). The results to be presented here, were achieved during the preparatory work of the combined Hungarian-Czechoslovakian edition of the general map sheet Sátoraljaújhely (1 : 200 000), necessitating a "bilateral" evaluation of this borderland.

Proterozoic crystalline schists. The small outcrop of crystalline schists lies between Vilyvitány and Felsőregmec. Rock types identified until now, such as cataclastic granite, ortho- and para-gneiss, kyanite-staurolite bearing micaschist (\pm garnet), garnetiferous amphibole gneiss, micaceous quartzite schist, reflect all a high-grade ("meso") metamorphism corresponding to the kyanite-almandine-amphibolite facies.

Similar metamorphic series of both sedimentary and igneous origin have extensive outcrops along a NW—SE strike both in Czechoslovakia (Černa hora, KAMENICKÝ in FUSÁN 1963) and in the Soviet Carpathians (Rakhov, TKATCHUK-GURZHIY 1957). Their late Proterozoic (Riphean) age determined by physical methods (585—700 m.y. SEMENENKO 1961, SEMENENKO et al. 1962) seems to be true of the Hungarian sector too.

Ordovician porphyroid—phyllite series. This characteristic formation of the Spis-Gemer Metalliferous Mts (Slovakia), named Pača-member of the Gelnica series (FUSÁN 1963), has so far been unknown from the territory of Hungary. Re-examination of the drilling Felsőregmec No 1 and new data of the drilling

Füzérekajata No 2 (ERHARDT 1964) evidenced the presence of a stripe of porphyroids on the S of the crystalline outcrop in the pre-Tertiary basement.

The petrographic characters observed are identical with those of Spis-Gemer (areas studied by SCHAFARZIK 1904, ROZLOZSNIK 1912, PANTÓ 1940). In Felsőregmec the dominance of volcanic (both solid and pyroclastic) material is apparent, while in the sequence of Füzérekajata there are tuffitic and sedimentary intercalations, too. Its metamorphism does not exceed "epi", greenstone schist facies.

Permo-Carboniferous sandstone, shale, quartzporphyry tuff. Both metamorphic series are covered by < 300 m thick Late Palaeozoic clastic series. The formation has a larger outcrop in the adjacent Slovakian territory (and reaches perhaps greater thicknesses, too), but relying on the xenoliths of the Tokaj volcanics its subsurface extension may exceed 1000 sq. kms.

The lower sequence of the series consists of arcose sandstones with siltstone shales. The upper one reflects extreme variability of facies between marly limestone and coarse conglomerate. Extraordinary abundance in coarse muscovite is a special feature of the uppermost part. Near the base of the upper sequence appear meta-anthracitic coal seams accompanied by coaly shales and plastic clays. These have been worked at Vel'ka Trňa in Slovakia (fig. 2) and were probably crossed by the Felsőregmec No 1 drilling too, but not observed due to insufficient recovery of cores (Inset—Plate I). Stefanian age of the coal seams was earlier established by fossil plants (HIRMER in FERENCZI 1943, NĚMEJC—OBRHEL 1959), but the stratigraphic position of the lower and higher members is not exactly defined. Palynologic studies have been initiated (F. GÓCZÁN) in order to clear the time span of the whole series.

The upper sequence is intercalated by lenses of both acid (quartz porphyry) and intermediate (porphyry) pyroclastics similar to those described from Slovakian regions (Királyka near Mala Trňa) by BOUČEK and PŘIBÝL (1959) indicating later Palaeozoic (Permian?) volcanism (Inset—Plate II).

Middle Triassic limestone and dolomite. The only proof of the presence of Anisian limestones and dolomites in the immediate foot-wall of the Tokaj volcanics is the drilling Sárospatak No 5. This karstic basement ought to have bearing on the Végardó thermal springs too (FRITS 1964). The same formations occur in the SE corner of Zemplén Hills (Ladmovce) in Slovakia on the surface.

Structural evolution. The Proterozoic crystalline schists belong genetically to the Crystalline forming the core of the Carpathian orogeny (Kohut zone) (ZOUBEK et al. 1960). The exposure of Vilyvitány—Felsőregmec belongs structurally to the NW—SE belt of Černa hora (Slovakia) and Rakhov (Soviet Carpathians) made up of similar metamorphic formations. To the small outcrop on Hungarian territory, the structural role of crystalline "core" cannot be ascribed; it is probably a smaller thrust-sheet overlapping (pushed forward from the NE) the Ordovician porphyroid—phyllite series of similar strike. This imbrication is a result of Hercynian movements as the Permo-Carboniferous transgression reached both metamorphic series in their actual position. Structural features of the Palaeo-Mesozoic formations are void of any overthrust and are dominated by fractures as shown by the profile across the coal mines of Vel'ka Trňa (AJTAY Z.) (fig. 2).

Strong metamorphism of coal (reaching anthracitic stage) (see coal-petrographic analysis made by M. PAÁL-SOLT p. 234) is not proportional either with the age or the structure of the series. Thermal metamorphism which acted upon the seam already in flame-coal stage, is ascribed consequently on both sides of the frontier to the Tortonian rhyolitic welded tuff cover reaching more than 400 m thickness (e.g. drilling Alsóregmec No 1, SZEBÉNYI 1948) which overlies closely (in a few dozen m distance) the coal seams. Coal as a sensitive "indicator" of the conspicuous thermal effect of the welded tuffs is important in estimating post-Tortonian dislocations and erosion too.

Inset-Plate I. Section of drilling Felsőregmec No 1. — Geology by G. PANTÓ.

Legend: a) Stratigraphic column: 1. sand, 2. sandstone, 3. conglomerate, 4. shale (1—4. Permo-Carboniferous), 5. sericitic porphyroid, 6. silicified porphyroid, 7. muscovitic porphyroid, 8. phyllite (5—8. Ordovician). — b) Organic matter of the rocks: 1. determined by DTA, 2. by ignition, 3. coaly plastic clay. — c) Recovery of cores: — — — average recovery.

Inset-Plate II. Geologic section from Füzérkajata to Ladmorce — by G. PANTÓ.

Legend: 1. alluvial deposits, 2. limnoquartzite, 3. andesite, 4. rhyolitic tuff, 5. clay, sand, tuffite (brackish) (2—5 Lower Sarmatian), 6. dacite and dacitic tuff, 7. dark-grey claystone (marine), (6—7 Tortonian), 8. light-grey limestone-dolomite (Campilian—Anisian), 9. sandstone (Seisian), 10. quartzporphyry, partly tuffaceous or tuffitic (Permian?), 11. schistose siltstone, micaceous sandstone, conglomerate (upper section of the Permo-Carboniferous series), 12. the same horizon with meta-anthracite seams, 13. arcose sandstone (lower section of the Permo-Carboniferous series), 14. porphyroid, phyllite (Ordovician), 15. gneiss, micaschist, amphibolite (Proterozoic), 16. plane of overthrust.

ДОТРЕТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ТОКАЙСКИХ ГОРАХ (ВЕНГРИЯ)

Д-р Г. Панто

Породы фундамента третичного вулканического массива имеют весьма ограниченные (4 км²) выходы в северо-восточном углу массива, вблизи чехословацкой границы. Эти образования до сих пор не были тщательно изучены и оценены из-за их небольшого, изолированного распространения, неблагоприятных условий обнажения, периферийного местоположения и пересечения государственной границей. Вот этим причинам и надо приписывать пробелы в их изученности и ложное толкование рассматриваемого вопроса (А. Фёльдвари и Г. Панто 1951). Приводимые в настоящей работе результаты были получены при подготовке к составлению Шаторалуйхельского листа геологической карты масштаба 1 : 200 000, издаваемого ВНР и ЧССР совместно, что потребовало «двусторонней» оценки этого пограничного района.

Протерозойские кристаллические сланцы. Небольшой выход кристаллических сланцев находится между сс. Вильвитань и Фельшерегмец. Выделенные до сих пор типы горных пород — катакlastический гранит, орто- и парагнейс, кианито-ставролитоносный слюдяной сланец (\pm гранат), гранатоносный амфиболовый гнейс, слюдяной кварцитовый сланец — отражают все высокую степень («мезо») метаморфизма, соответствующую кианито-альмандино-амфиболитовой фации.

Аналогичные метаморфические толщи как осадочного, так и магматического происхождения имеют обширные выходы, простирающиеся в СВ—ЮВ-ом направлении как в Чехословакии (*Черна гора, Камецки Фусан* 1963), так и в Советских Карпатах (*Рахов, Ткачук-Туржий* 1957). Их позднепротерозойский (рифейский) возраст, определенный физическими методами (585—700 миллионов лет, *Семененко* 1961, *Семененко* и др. 1962), кажется верным и для венгерского сектора.

Ордовикская порфиroidно-филлитовая толща. Это характерное образование Спишко-Гемерских Рудных Гор (Словакия), называемое Пачским членом Гельницкой серии (*Фусан* 1963), не было до сих пор известно на территории Венгрии. Повторное изучение кернов скважины Фельшёрегмец № 1 и новые данные скважины Фюзеркаята № 2 (*Эрхардт* 1964) выявили полосу порфиroidов в южной части выходов кристаллического фундамента в пределах дотретичного бассейна.

Наблюденные петрографические характеры совпадают с данными, полученными в Спишко-Гемерской области (площади, изученные *Шэфарзиком* в 1904 г., *Розложником* в 1912 г. и *Панто* в 1940 г.). В с. Фельшёрегмец преобладание вулканического (как массивного, как и пирокластического) материала является очевидным, в то время как в толще скважины Фюзеркаята № 2 встречаются также прослойки туффитов и осадочных пород. Степень метаморфизма не превышает стадии «эпиз», соответствующей фации зеленокаменных сланцев.

Пермо-карбонные песчаники, глинистые сланцы и кварцево-порфиroidные туфы. На обе метаморфические толщи налегает позднепалеозойская обломочная толща мощностью до 300 м. Это образование более широко обнажается на смежной территории Словакии (и наверно достигает и больших мощностей), однако, судя по ксенолитам токайских вулканитов, площадь его подземного распространения может превышать даже 1000 км².

Нижняя пачка толщи состоит из аркозовых песчаников и алевролитовых сланцев. Верхняя пачка отличается необычайным разнообразием фаций, начиная с мергелистых известняков вплоть до грубых конгломератов. Необычайное обилие грубозернистых мусковитов является характерной чертой верхов толщи. Вблизи основания верхней пачки появляются метаантрацитовые угольные пласты, сопровождающиеся углисто-глинистыми сланцами и пластичными глинами. Эти пласты разрабатываются и по сей день в с. Велка Трнья в Словакии и были вероятно пройдены также скважиной Фельшёрегмец № 1, но вследствие недостаточного выхода кернов нельзя было их наблюдать. На основе ископаемых растений был определен стефанский возраст угольных пластов (*Гирмер* в работе *Ференци* 1943, *Немейц—Обжхел* 1959), но стратиграфическое положение нижних и верхних участков толщи точно неопределено. Для выяснения промежутка времени, соответствующего всей толще в целом, были начаты спорово-пыльцевые исследования (*Ф. Гоцан*).

Внутри верхней пачки залегают линзы пирокластических пород как кислого (кварцевые порфиroidы), так и среднего (порфиroidы) состава, которые являются аналогичными с пирокластитами, описанными в Словакии (*Киралька* вблизи от Малой Трњи (*Боучек* и *Пжибыль* 1959) и которые свидетельствуют о более позднепалеозойском (пермском?) вулканизме.

Среднетриасовые известняки и доломиты. Единственным доказательством в пользу присутствия анизийских известняков и доломитов в непосредственной подошве токайских вулканитов служит скважина Шарошпатак № 5. С этим карстовым основанием должны быть связаны также термальные источники в с. Вегардо (Фрич 1964). Эти же самые отложения обнажаются в юго-восточном углу Земплинских гор (Ладмовце) в Словакии.

Структурная эволюция. Протерозойские кристаллические сланцы *генетически* принадлежат к кристаллическому фундаменту, образующему ядро Карпатского орогена (Кохутская зона) (Воучек и др. 1960). Обнажение в районе сс. Вильвитань-Фельшёрегмец *тектонически* примыкает к простирающейся с СЗ на ЮВ зоне Черной горы (Словакия) и Рахова (Советские Карпаты), сложенной аналогичными метаморфизованными образованиями. Имеющемуся на территории Венгрии небольшому выходу нельзя приписать тектоническое влияние кристаллического «ядра». Он представляет собой, повидимому, небольшую чешую, надвинувшуюся с северо-востока на толщу ордовикских порфиroidов и филлитов аналогичного простирания. Данная чешуеобразная структура обусловлена герцинскими тектоническими движениями, так как пермо-карбоновая трансгрессия застала обе метаморфические толщи в таком же положении, какое они занимают в настоящее время. Структурные условия палео-мезозойских отложений лишены всяких надвигов и характеризуются преимущественно разломами, как это видно на разрезе через угольные шахты района Велка Трнья (З. Аймау).

Сильный метаморфизм угля (достигающий степени антрацита; см. углепетрографические анализы, проведенные М. Паал-Шольт) не является пропорциональным ни возрасту толщи, ни ее структуре. Следовательно, термальный метаморфизм, действовавший на пласты уже в стадии пламенного угля, следует приписать, на обеих сторонах государственной границы, наличию покрова из спекшихся риолитовых туфов тортонского возраста, достигающих мощности свыше 400 м (например во скважине Фельшёрегмец № 1, Себеньи 1948), который залегает всего несколько десятков метров выше сгольных пластов. Уголь, как чувствительный «индикатор» четкого термального эффекта спекшихся туфов, имеет очень важное значение для оценки поулортонских дислокаций и эрозии.

A TOKAJI-HEGYSÉG ÉNY-I PEREMÉNEK ÚJHARMADKORI ÜLEDÉKES KÉPZŐDMÉNYEI

Írta: ERHARDT GYÖRGY

A Tokaji-hegység Ny-i peremén kisebb-nagyobb megszakításokkal előbukkanó szarmata és pannon agyagos—homokos—tufitos üledékek rétegtani és települési helyzete a terepi felvételek folyamán nem volt minden esetben egyértelműen meghatározható. Ennek legfőbb oka egyrészt a mikro- és makrofauna, valamint a flóra teljes, vagy részleges hiánya, illetve a rossz megtartású, töredékes kövületek meghatározhatatlansága, másrészt a képződmények nem megfelelő feltártsága.

A vázolt probléma megoldását 1963-ban a Zsujta, Abaújvár és Kéked környékén végzett földtani vizsgálatok jelentős mértékben előbbrevítették.

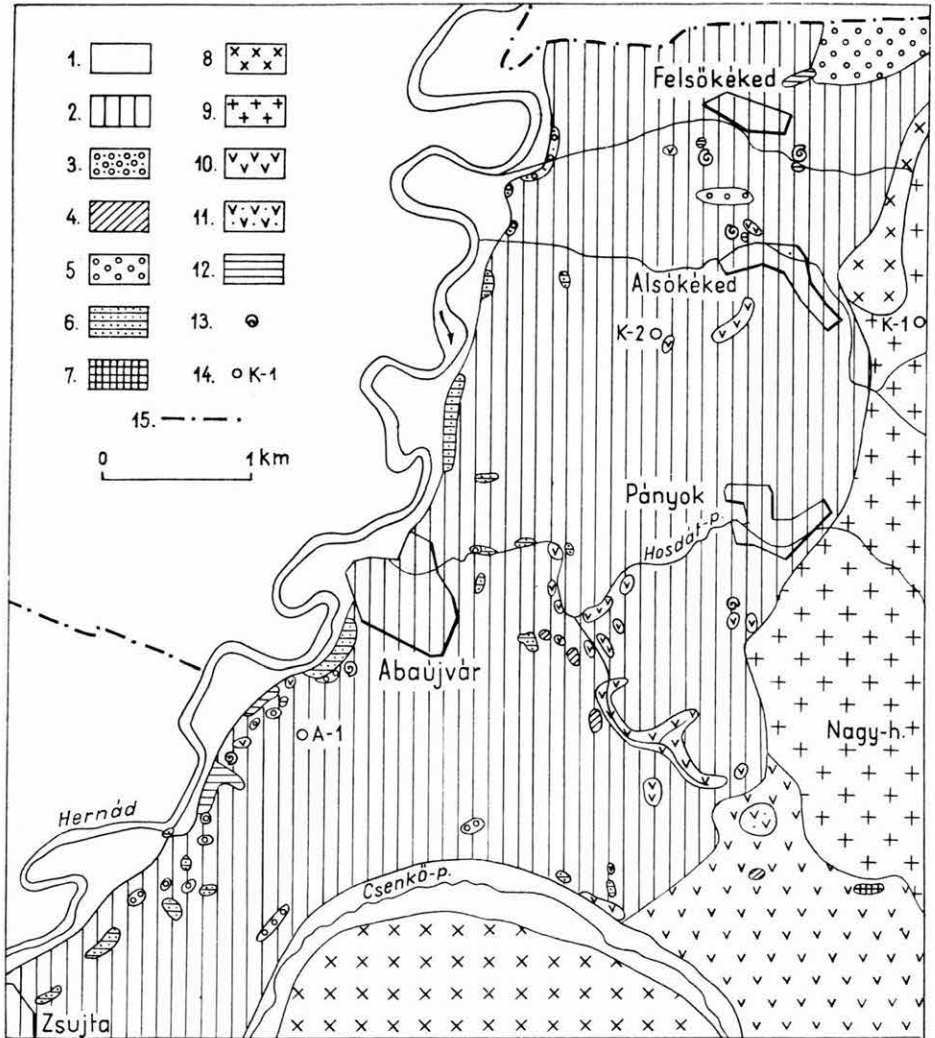
Ezen a területen a Hernád parti üledékek egymásra következősét érdemben először WOLF. H. (1869) tanulmányozta. Erre vonatkozó megállapításai — habár korkérdésben csak részben foglalt állást — ma is elfogadhatók.

LIFFA A. több munkájában (1925, 1945, 1953a, 1953b) is részletesen foglalkozott a hegység ÉNy-i peremének földtani felépítésével, azonban egyes rétegek rétegtani helyét ő sem tudta pontosan meghatározni. Felsorolt munkái egyikében (1953a) — miután röviden megemlékezett a kövületes szarmata rétegekről — így ír: „A pannóniai emelet lerakódásai nem mutathatók ki biztosan, feltételesem ide sorolhatjuk a kékesszürke és sárga színű, kövületmentes agyagrétegeket, melyekre közvetlenül lösz települ. Abaújváron a Hernád partja közelében találjuk ezeket, 3—4 m magasan feltárva.”

SCHRÉTER Z. (1948) az ÉNy-i hegységperemen általában tagolatlan szarmata képződményekről beszél, idesorolva az akkor még kövületmentesnek bizonyult rétegeket is.

Később PERLAKI E. (1960) a terület újratérképezése folyamán a LIFFA által említett bizonytalan rétegtani helyzetű képződményeket — analógiák valószínűsítésével — a pannon emeletbe sorolta.

A legújabb malakológiai vizsgálatok (BARTHA F., KROLOPP E. 1963) a kérdéses rétegek fáciesjellegét tisztázták, korát pedig a szarmatában rögzítették. Ezek figyelembe vételével az ÉNy-i hegységperem újharmadkori képződményeinek rétegtani szintjeit és kifejlődési típusait a következőkben részletezzük:



1. ábra. A Tokaji-hegység ÉNy-i peremének vázlatos földtani térképe (ILKEYNÉ PERLAKI E. 1960. évi felvétele alapján szerkesztette ERHARDT GY.) — *Jelmagyarázat*: Holocén: 1. alluvium. Pleisztocén: 2. lösz, homokos, agyagos lösz, 3. terraszkavics. Középső—felsőszarmata: 4. limnokvarcites, 5. kavics, konglomerátum, 6. agyag, homokos agyag, homok. Alsószarmata: 7. geizirit, 8. piroxénos—amfibolos dácit, 9. savanyú piroxénandezit, 10. áthalmazott riolituffa, 11. összesült riolituffa, 12. agyag, tufás agyag, tufit, homok. — 13. Kövületlelőhely, 14. térképező fúrás, 15. országhatár

Fig. 1. Schematic geological map of the NW border of the Tokaj Mts (constructed by GY. ERHARDT, relying on E. ILKEY-PERLAKI's survey in 1960). — *Legend*: Holocene: 1. alluvium. Pleistocene: 2. loess, sandy-clayey loess, 3. terrace gravel. Middle—Upper Sarmatian: 4. limnokvarcites, 5. gravel, conglomerate, 6. clay, sandy clay, sand. Lower Sarmatian: 7. geyserite, 8. pyroxenic-amphibolic dacite, 9. acid pyroxene andesite, 10. redeposited and reworked rhyolite tuff, 11. welded rhyolite tuff, 12. clay, tuffaceous clay, tuffite, sand. — 13. Fossiliferous locality, 14. mapping borehole, 15. frontier

A l s ó s z a r m a t a

Agyag, tufás agyag, tufit és homok. Az ÉNy-i peremterület legidősebb képződménycsoportja, mely több kisebb-nagyobb feltárásban bukkan felszínre (1. ábra). Ez a lagunás, néhol egészen elsőkéylül fáciesű összlet részbeni fekéje a Szurokhegy—Nagyhegy eruptív vonulatának, az áthalmozott riolittufának, sőt a szárazföldi kifejlődésű szarmata rétegeknek is.

Legszebb, gyakran igen kövületdús kibúvásai Abaújtártól kissé DNy-ra a Hernád parton, és ugyanitt, a folyóra majdnem teljesen merőleges Abaújtár—Zsujta községi határárokból ismereteseek. Anyaguk helyenként réteges—leveles agyag, tufás agyag, tufit és homok. Hasonló kifejlődésű, kövületes rétegei előfordulnak még Felső- és Alsókéked, Pányok, valamint Zsujta környékén is. Az említett helyekről LIFFA A. (1953) számos kövületet kőzetmintát gyűjtött. Őslénytani feldolgozásuk SCHRÉTER Z. nevéhez fűződik.

Újabb Cs. MEZNERICS I. és BÁLDI T. (1961, 1964) a határárok homokos fácieséből az alábbi törpenövésű fajokat mutatta ki:

Musculus sarmaticus (GAT.)
Solen subfragilis (EICHW.)
Pirenella disjuncta (SOW.)
Abra reflexa (EICHW.)
Nassa duplicata (SOW.)
Calliostoma cf. *gutenbergi* (HILB.)
Cerithiumok (agyagos betelepülésekben)

Egy más alkalommal (1962) végzett kövületgyűjtésük ezt a faunalistát csupán néhány fajjal bővítette:

Cardium plicatofittoni SINZ.
Dorsanum opinabile KOLES.
Mactra vitaliana eichwaldi LASK.
Pirenella picta (DEFR.)

A határárok feletti kibúvásokból ugyancsak törpenövésű fajokat határoztak meg:

Musculus sarmaticus (GAT.)
Cardium vindonobense PARTSCH
Mactra vitaliana EICHW.
Irus gregarius (PARTSCH)

A csehszlovák—magyar határnak a Hernádhoz való beszögellésénél, a völgszéli tufás agyagból és fehér tufitból az *Irus gregarius* (PARTSCH) és a *Cardium latisulcum* MÜNST. kivételével normális termetű fajokat írtak le:

Musculus sarmaticus (GAT.)
Ervilia dissita EICHW.
Mactra vitaliana eichwaldi LASK.
Solen subfragilis (EICHW.)
Pirenella disjuncta (SOW.)

Az említett szerzők a rétegek korát a felsorolt faunaelemek alapján az alsószarmata (volhyn) alemeletben állapították meg. KÖRÖSSY L. (1940) munkájában a határon túl Alsómislyéig terjedően mutatott ki megegyező korú rétegeket.

Az alsószarmata peremi üledékek vastagságát még nem ismerjük — a torton rétegekkel való kapcsolatuk valószínűleg konkordáns.

Középső — felsőszarmata

Agyag, homokos agyag, homok. Sokáig bizonytalan rétegtani helyzetű, általában vagy a szarmata egészébe, vagy a pannonba sorolt képződmények tartoznak ide. Pontosabb korbesorolásukat az késleltette, hogy malakológiai vizsgálatra alkalmas kövület egészen 1963-ig nem kerül elő belőlük.

A fekü váltakozva alsószarmata üledék vagy áthalmazott riolittufa, melyekre feltehetően enyhe eróziós diszkordanciával települnek.

Rétegtibúvásaik zömmel a Hernád parton, Abaújtól kissé É-ra és DNy-ra, erősen suvadásos—rogyásos térszínű területen útbevágásokban, valamint rogyás okozta, gyakran 6—8 m magas meredek feltárásokban tanulmányozható (1. ábra).

A rétegek anyaga sárgásszürke és szürke agyag, agyagos homok, valamint változó szemnagyságú homok. Az összlet helyenként vasokkeres részeket is tartalmaz.

A részletes helyszíni vizsgálatok során viszonylag gazdag ősmaradvány-társaságot csupán két, Abaújtól kissé DNy-ra eső feltárás agyagos—homokos rétegeiből sikerült begyűjteni.

BARTHA F. és KROLOPP E. (1963) a következő fajokat határozta meg:

Galactochylus aff. *sarmaticus* GAÁL

Tropidomphalus sp. (*Procampylaea*)

Helicodonta sp.

Monacha sp.

Pomatias aff. *szádeczkyi* GAÁL

Pomatias sp.

Carychium minimum MÜLL.

Goniodiscus aff. *costatus* GOTTSCH.

Triptychia aff. *suturalis* (SANDB.)

Clausilia sp.

Strobilops aff. *tiarula* (SANDB.)

Limax aff. *crassus* CLESS.

Limax sp.

Archeozonites sp.

Megállapításuk szerint „a fauna képe szarmata édesvízi és szárazföldi jellegű. Ezt igazolja a *Tacheocampylaea*-t méretben is felülmúló *Galactochylus*, a lassú kanyarulatnövekedésű *Tropidomphalus* és a sok *Pomatias*, amely a pannonban hazánk területén még nem került elő. Az sincs kizárva, hogy ez a szárazföldi szakasz átnyúlt a pannonba is.”

A kormeghatározásra vonatkozó pollen (RÁKOSI, NAGYNÉ) és mikrofauna vizsgálatok (KORECNÉ) eredménytelenek maradtak, sőt a mikromineralógiai vizsgálatok (SÁNKRNÉ) is csak a Hernád parti feltárások azonos összelethez való tartozását támasztották alá, a felsőszarmatának minősített szlovákiai feltárások ugyanilyen vizsgálatokkal történt összehasonlítása nem járt teljes sikerrel.

A középső—felsőszarmatának ez az agyagos—homokos kifejlődésű összlete előfordul még az abaújtól völgy alsó részén, Abaújtól K-i szélén, valamint egy-két kisebb kibúvásban a hegységperem más pontjain is. Vastagságát tekintve biztosan nem mondhatunk, mivel az Abaújtól DNy-i határában telepített

50 m-es térképező fúrás a feküet nem érte el. Az azonban bizonyos — a terület idősebb képződményeinek települési helyzete és előfordulásaik legalábbis azt látszanak alátámasztani — hogy ennél lényegesen nagyobb mélységi elterjedésével nem lehet számolni.

Kavics és konglomerátum. Az előbbi rétegcsoporttal azonos korú szárazföldi kavics és konglomerátum az ÉNy-i hegységperemen csak szórványosan található. A kavics egy-két esettől eltekintve (abaúvári völgy alsó szakasza) roncsszerűen, alig lehatárolható foltokban jelenik meg. A polimikt összetételű, kemény, főleg kvarcból, kvarcitból, finomszemű homokkőből, dolomitból, porfiroidból álló kovás tömöranyagú konglomerátumot Felsőkéked ÉK-i térségében észlelhetjük, ahol kisebb tömbökben és darabokban fekszik a felszínen. É-i irányban, a határon túl Hernádnádasdnál (Trštené nad Hornade) is megtalálható.

* * *

Az ÉNy-i hegységperem felszínén előforduló újharmadkori képződményeinek pontosabb megismerése és a szarmata emelet részletesebb tagolása nemcsak helyi jelentőségű, hanem kihat az egész Ny-i peremre is. Különösen a középső—felsőszarmata rétegeknek az alsószarmatától történt különválasztása jelentős, mivel a még bizonytalan rétegtani helyzetű és csupán feltételesen akár a szarmatába, akár a pannonba besorolt képződmények kormegállapításához összehasonlításos alapon újabb lehetőséget nyújt. Természetesen az ÉNy-i peremterületen a pannon képződmények meglétét nem zárjuk ki végérvényesen, hiszen a telkibányai nyereg folyóvízi eredetű, kavicsos—homokos—homokkőpados rétegei a jelenlegi elképzelések szerint a pannon—levantei emeletbe sorolt ún. kassai kavicsal párhuzamosíthatók.

IRODALOM

- BARTHA F.—KROLOPP E. 1963: Jelentés a Tokaji kutató oszt. számára végzett faunahatározásról. — Kézirat.
- CSEPREGHYÉ MEZNERICS I.—BÁLDI T. 1961: Előzetes jelentés a Tokaji-hegység területéről gyűjtött kövületek vizsgálatáról. — Kézirat.
- CSEPREGHYÉ MEZNERICS I.—BÁLDI T. 1964: Előzetes jelentés az Abaúvár környékén gyűjtött kövületes anyag vizsgálatáról. — Kézirat.
- ILKEYÉ PERLAKI E. 1960: Jelentés a Hejce, Gönc, Telkibánya, Kéked környékén 1960-ban végzett felvételről. — Kézirat. MÁFI Adattár. I. 878.
- KÖRÖSSY L. 1940: Az Abaúj-Torna megyei Hernádszadány környékének földtani leírása. — Földt. Közl. 70. 4—6. pp. 85—109.
- LIFFA A. 1925: Geológiai jegyzetek Telkibánya, Gönc és Hejce környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1920—23. évről. pp. 26—32.
- LIFFA A. 1945: Geológiai jegyzetek Zsujta és Gönc környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1941—42-ről. pp. 251—258.
- LIFFA A. 1953a: Geológiai jegyzetek Abaúvár környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1943-ról. pp. 69—71.
- LIFFA A. 1953b: Telkibánya környékének földtana és közettana. — Földt. Int. Évk. 41. 3. pp. 1—78.
- SCHRÉTER Z. 1948: A Füzérradvány és Gönc között levő terület földtani viszonyai. — Különlenyomat a „Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947—1948. évi munkálatairól” c. pénzügyminisztériumi kiadványból. pp. 258—278.
- WOLF H. 1869: Erläuterungen zu den geologischen Karten d. Umgebung v. Hajdúnánás, Tokaj und Sátoraljaújhely. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 19. pp. 235—264.

LATE TERTIARY SEDIMENTS ON THE NW BORDER OF THE TOKAJ MTS

by
GY. ERHARDT

Recent geological investigations on the NW border of the Tokaj Mts resulted in a more profound knowledge of the Late Tertiary formations and a finer stratigraphic division of the Sarmatian stage.

Particularly important is the separation of the Middle and Upper Sarmatian beds from the Lower Sarmatian, since it provides, by means of correlations, remarkable possibilities for age-determination of volcanic formations included either by the Sarmatian, or the Pannonian series.

ПОЗДНЕТРЕТИЧНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТОКАЙСКИХ ГОР

Д-р Эрхардт

Геологические исследования, проведенные в последнее время на северо-западной окраине Токайских гор, привели к более точной изученности познетретичных образований и к более дробному расчленению сарматского яруса.

Особенно важное значение имеет разделение средне- и верхнесарматских отложений от нижнего сармата, так как это значительно способствует определению возраста — путем сопоставлений — вулканитов, которые, из-за их еще не совсем ясного стратиграфического положения, были условно отнесены либо к сармату, либо к паннону.

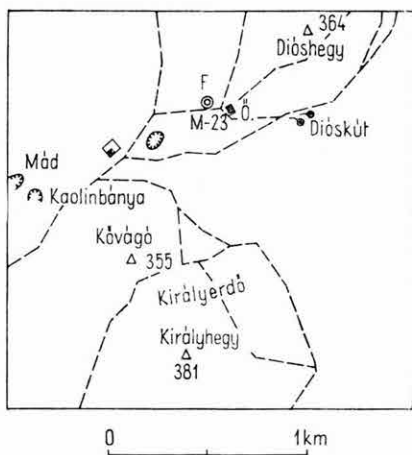
A MÁD 23. SZ. ALAPFŰRÁS FÖLDTANI EREDMÉNYEI

Írta: GYARMATI PÁL

A Tokaji-hegység kutatásában nagy lépést jelentett a hegység délkeleti részén, Mád község határában 1960 decemberében megkezdett és 1961 júliusában befejezett Mád 23. sz. földtani alapfúrás.

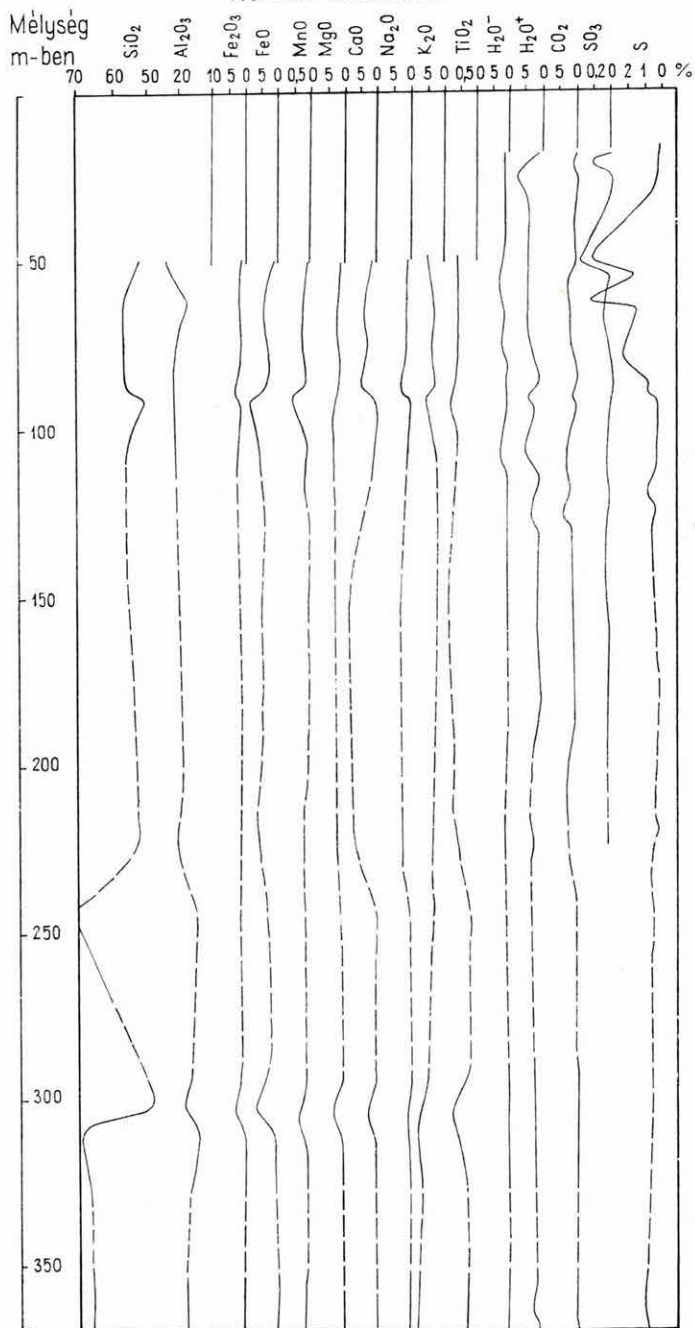
Mád községtől ÉK-re, a Dióshegy alján PANTÓ G. javaslatára telepített fúrás tervezett célja az volt, hogy a Tokaji-hegység déli—délkeleti részén annyira jellemző vegyes tufán indulva harántolja az ez alatt fekvő szarmata, esetleg idősebb vulkáni és üledékes képződményeket, tisztázza azok egymáshoz való viszonyát, majd érje el az alaphegységet és derítse fel annak kifejlődését. Ez utóbbi összetételére csak közvetett adataink voltak a riolittufa zárványai alapján. A Felsőregmecnél kibúvó permokarbon csillámos homokkő, valamint a Sárospatakon 1959-ben az Sp. 5. sz. fúrással 224 m-ben elért középsőtriász mészkő alaphegység, távolságuk miatt, Mád környékére ismét csak nagy hibalehetőséggel voltak kivetíthetők. A Szerencsi öbölben az Ásványbányászat által mélyített fúrások (Ond 19, Mezőzombor I.) rétegsora alapján valószínűvé vált, hogy a hegység ezen részén a szarmata és torton emelet addig nem ismert üledékes és vulkáni képződményei tekintélyes vastagságúak.

Az eredetileg 800 m-re tervezett fúrás 712 m-ig valóban szarmatakorai vulkáni képződményeket: andezitet, vegyes- és riolittufát, tufitot, agglomerátumot, breccsát; üledékes kőzeteket: főképpen finomszemű homokkövet harántolt, majd összesült dácittufában állt le.



1. ábra. A Mád 23. sz. földtani alapfúrás helyszínrajza
Fig. 1. Layout of drilling Mád No 23

Kémiai összetétel



2. ábra. Kémiai összetétel változása a Mád 23. sz. földtani alapfúrás felső részén

Fig. 2. Variation of chemical composition in the upper part of drilling Mád No 23

I. táblázat

A Mád 23. sz. földtani alapfúrás lazítható rétegeinek mikromineralógiai összetétele

Sor- szám	Mélység m-ben	Nehézsásvány súly %-a	Nehézsásványok darabszámléka										Könnyűsásványok darabszámléka															
			Magnetit	Biotit	Apatit	Amfibol	Augit	Hiperszén	Gránát	Pirit	Epidot	Zoizit	Klorit	Bartit	Sziderit	Limonit	Darab- szám	Kvarc	Kvarcit	Szandin	Oligoklász	Muskovit	Szercit	Üveg	Devitr.	Kalcit	Aggázásványo- sodott sz.	Kéregzett
1.	0,0— 9,0	5,8	54	4								30											2	3	11	18	35	100
2.	9,0— 16,0	1,8	5		2		4		1					88													17	100
3.	16,6— 23,2	2,1	1	2								3		94														100
4.	23,2— 24,7	0,9	3	1			1					9		86												10	17	100
5.	28,6— 30,0	3,9												30												9	60	100
6.	33,8— 38,7	19,9						10																				100
7.	47,6— 50,4	4,0	2		1											4												100
8.	62,8— 65,0	5,8																							15	25	20	100
9.	70,4— 72,7	5,7																							10	81		100
10.	75,4— 77,7	13,6																									10	100
11.	251,1—258,1	3,4																										100
12.	258,1—259,1	1,5																								80		100
13.	333,5—337,1	1,6						2																		4		100
								2	1																	20		100

Vizsgálatokat végezte: CSÁNK E.-NÉ.

Kőzettani jellemzés

A Mád 23. sz. alapfúrás 225,80 m-ig egységes benyomulású szubvulkáni piroxénandezit-testben haladt, melyet csak 24,7—31,4 m között szakít meg andezittufa-közbetelepülés. A kőzettani vizsgálattal egybevágó kémiai elemzés, minőségi szinképelemzés, DTA, mikromineralógiai vizsgálatok, geofizikai mérések eredményei alapján négy szakaszra oszthatjuk [a)—d) pontok].

a) *Erősen bontott, kaolinos, limonitos, pirites piroxénandezit* (9,00—88,70 m)

A felső, limonitosan, kaolinosan, erősen bontott, pirites, kloritos andezit 5,10 m barna agyagos nyirok és 3,90 m agyagos, limonitos kőzettörmelékes nyirok alatt kezdődik és 88,70 m-ig tart. Gyakran csaknem felismerhetetlenül bontott alapanyaga és fenokristályainak aránya, főképpen pedig az alapanyag eredetileg kisebb kristályossági foka az, ami lényegesen különbözik az alatta következő, kevésbé bontott, makroszkóposan épnek tűnő piroxénandezittől.

9,00—24,70 m-ig az erősen bontott, alig felismerhető szövetű andezit limonitos, kovásodott, uralkodóan kaolinites lebontást szenvedett. Az alapanyag hol kovás, limonitos, hol kaolinos lebontása mellett porfiros földpátjai is teljesen átalakultak, szericitesedtek és agyagásványosodtak. Repedések mentén és üregekben amorf kovaanyag mellett kristályos kvarc, alunit és krisztobalit vált ki. Piroxén fenokristályai teljesen klorittá alakultak át. Mikromineralógiai vizsgálat szerint (1. táblázat) ez a szakasz sok magnetittel, limonittal, feltűnően sok hidrotermális eredetű barittal, a könnyű ásványok között kvarccal, szanidinnel, sok szericittel és agyagásványosodott szemcsével jellemezhető. Bontottsága a kémiai elemzés csaknem 10%-os víz- és nagy SO_3 -tartalmában is tükröződik. Szinképelemzés szerint ezen a szakaszon a Mn, V, Ti igen erős, a Sr gyenge, a Co, Ga, Cr pedig igen gyenge nyomokkal jelentkezett.

A 24,70—31,40 m-ig közbetelepülő világos, zöldesszürke andezittufa ugyancsak erősen bontott. Heterogén, hialopilités, pilotaxitos, hólyagos szövetű, éles határú andezit-kőzettörmelékéből áll. Nem keveredett hozzá annyi riolitos anyag, hogy vegyes tufának nevezhetnénk. Agyagásványosodott, szericites, pirites. DTA görbéjét a mikromineralógia (1. táblázat) és a részleges elemzés (2. táblázat) adataiban hangsúlyozott pirit jellemzi, a FeO-tartalom hirtelen növekedésével. A magnetit és a felszíni oxidációból származó limonit mennyisége csökken. Ez a mélység egyben az oxidációs öv határa is.

31,40—88,70 m-ig világosszürke bontott andezit következik, amelynek szövete jól felismerhető. Pilotaxitos alapanyaga 80—85, a porfiros ásványok 12—20 térfogat %-át alkotják a kőzetnek. Az utóbbiak zöme plagioklász volt, azonban teljesen átalakultak, szericitesedtek, kalcitosodtak, alárendelten agyagásványosodtak is. Piroxénjei kloritosodtak. Ez az elbontási folyamat nemcsak repedések mentén ment végbe, hanem az egész kőzetet érintette. A másodlagos piritkiválás finom hintés és nagyobb kristályok formájában különösen szembetűnő. Kémiai összetételében is szulfo-, de főképpen hidro- és klorovulkanitos összetétele tükröződik:

	49,00—50,40 m	63,00—65,00 m	75,00—77,00 m
SiO ₂	51,05%	55,84%	55,76%
TiO ₂	0,60	0,60	0,70
Al ₂ O ₃	23,68	17,29	20,00
Fe ₂ O ₃	0,55	0,39	0,51
FeO	1,41	4,27	2,87
MnO	0,07	0,15	0,19
MgO	1,26	1,56	1,55
CaO	0,96	4,14	2,90
Na ₂ O	0,08	0,06	0,06
K ₂ O	4,49	2,99	3,94
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,27
CO ₂	0,00	2,58	1,29
+H ₂ O	4,59	4,92	4,13
-H ₂ O	2,14	1,94	2,46
SO ₃	0,38	0,10	ny
Fe*	3,90	1,20	1,67
S	4,48	1,38	1,92
	99,79%	99,59%	100,22%

(Elemző: NEMES L.-NÉ.)

*Sulfidos kötésben lévő Fe.

2. táblázat

A Mád 23. sz. földtani alapfúrás piroxénandezitjének részleges elemzési eredményei

Mélység m-ben	-H ₂ O %	+H ₂ O %	CO ₂ %	HCl-ben SO ₄ %	Pirit S%	FeO %
19,3	1,38	3,96	0,27	0,13	0,05	0,65
20,6—21,9	1,54	4,68	0,28	0,30	0,13	0,43
23,2—24,7	1,18	7,82	0,00	0,07	0,03	0,28
31,4	1,39	5,27	0,00	nyom	0,88	4,17
43,8	1,70	4,80	nyom	nyom	0,63	4,80
54,6—56,0	3,25	5,11	2,19	nyom	1,63	3,42
63,8—65,0	1,98	4,51	2,50	0,09	0,82	4,24
79,8—82,7	0,71	2,45	nyom	nyom	2,28	4,59
82,7—84,0	0,54	2,29	0,00	0,00	1,59	4,54
88,1—88,7	1,44	5,11	0,15	0,00	0,65	4,98
93,0—93,5	0,77	3,17	0,43	0,00	0,21	5,42
113,8—116,1	0,29	1,71	2,51	0,00	0,18	4,31
121,1—122,9	0,61	2,54	2,12	0,00	0,77	5,32
124,6—125,1	1,29	3,77	4,06	nyom	0,06	5,75
131,3—132,7	1,03	0,70	1,29	0,18	0,04	5,25
153,3—154,4	0,61	1,32	0,78	0,13	0,05	5,47
159,7—161,1	0,61	1,34	0,70	0,06	0,03	5,56
187,7—189,3	1,08	0,83	1,03	nyom	0,05	4,79
196,8—197,8	0,57	2,39	2,24	nyom	0,02	5,22
220,4	1,71	4,28	2,38	nyom	0,21	5,48
220,4—224,2	0,94	3,25	2,99	0,09	0,23	5,57
220,4—224,2	1,25	3,94	0,00	e. nyom	0,45	5,59
224,7—225,8	0,65	3,30	2,89	nyom	0,09	5,83

Elemzést végezte: TOLNAY V.

Nagy víz-, CO₂- és igen nagy pirittartalma mellett a két alkália aránya káliföldpát jelenlétére is utal.

Mikromineralógiai összetételében (1. táblázat) szintén a pirit, szericit, és az agyagásványosodott szemcsék uralkodnak. DTA görbéjét is a nagy mennyiségű pirit alakította. A szinképelemzés szerint a Co és a Cr, majd 66 m-nél a Sr és a Ga kimarad, a V pedig csökken.

A geofizikai mérésekben is szembetűnően jelentkezik ez a szakasz. Látványos fajlagos ellenállása kicsi, a természetes gamma-sugárzás csökkenése az erős bontottság következménye. Ugyancsak erre utal a neutron gamma aktivitás értékének csekély volta. A hőmérséklet a mélység függvényében megedeken nő (pirit oxidáció).

b) *Bontott, karbonátos, kloritos piroxénandezit* (88,70—125,10 m)

E szakasz kőzete leginkább sötétszürke, zöldesszürke, makroszkóposan ép piroxénandezithez hasonló. Vékonycsiszolatban azonban — bár az előző szakaszhoz képest valóban kevésbé bontott — szembetűnő mind az alapanyagának, mind a fenokristályainak erős bontottsága. Pilotaxitos alapanyagának földpát mikrolitjai, a fenokristályok plagioklászai szericitesedtek, karbonátosodtak, színes elegyrészei kloritosodtak. A kőzet üregeiben, pórusaiban kovásodás is megfigyelhető. Ezeknek az üregkitöltéseknek a szegélye kovaásványból áll, majd klorit vagy kalcedon következik, legfelül pedig karbonát, alárendelten agyagásvány van. Ezen a szakaszon indul meg az alapanyagban az üveg háttérbeszorulása; a mikrolitok mennyisége és nagysága a mélységgel fokozatosan nő. E szakasz összetételét jól mutatják az alábbi teljes és a 2. táblázat részleges kémiai elemzése:

	90,00—90,50 m	90,50—91,00 m	107,00—108,00 m
SiO ₂	55,40%	50,13%	54,47%
TiO ₂	0,74	0,81	0,57
Al ₂ O ₃	20,36	21,10	20,67
Fe ₂ O ₃	2,72	1,02	1,47
FeO	4,72	8,45	5,26
MnO	0,19	0,57	0,06
MgO	2,01	2,82	3,39
CaO	4,58	0,68	1,11
Na ₂ O	2,65	0,46	0,60
K ₂ O	3,88	5,54	3,33
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,14
CO ₂	0,48	2,05	—
+ H ₂ O	1,48	4,62	5,66
—H ₂ O	0,72	1,60	2,83
SO ₃	ny	0,00	0,55
S	0,62	0,57	0,00
—O	—0,25	—0,20	—
	100,69%	100,55%	100,11%

(Elemző: NEMES L.-NÉ.)

A fenti elemzések alapján kitűnik e szakasz bontott jellege. 5%-ot jóval meghaladó öszsvíz-tartalom mellett a S csökkenő, a CO₂ növekvő irányzatú. A könnyenilló tartalom lényeges csökkenése a szakasz végén nyilvánul csak meg. Itt is feltűnő a K₂O nagy mennyisége, amellyel párhuzamosan nő a FeO, MnO és TiO₂ mennyisége. Hogy ez mennyire jellegzetes kálimetaszomatikus hatás, azt a Na₂O és CaO jelentős csökkenése csak még hangsúlyozottabbá teszi.

A DTA felvétel kaolinitesen bontott, kalcitosodott kőzetre utal.

A minőségi színképelemzés szerint, a kémiai elemzésben is kiugró értékkel szereplő Mn és Ti-n kívül a Ga igen gyenge nyomokkal, a V pedig gyenge nyommal jelentkezik.

A fajlagos ellenállás-görbe jól mutatja ennek a szakasznak lefelé egyre kevésbé bontott jellegét. A hirtelen élénk ellenállásváltozás az andezit különböző mértékű bontottságát tükrözi. A hőmérséklet emelkedése az előző szakaszhoz képest lassul.

c) *Kissé bontott, karbonátos piroxénandezit (125,10—220,00 m)*

Sötétszürke, csaknem fekete, tömött kőzet. Alapanyaga holokristályos, fluidálisan sűrűn illeszkedő 2—300 μ nagyságú plagioklász mikrolitokkal, igen sok, 20—40 μ nagyságú magnetitszemmel. Ebben az alapanyagban szabálytalanul elszórtan 15—20 μ nagyságú epidot, a fluidalitás eltérő szigeteiben világosbarna-sötétbarna pleokróos turmalin jelenik meg. A fenokristályok túlnyomó része 1000—1500 μ nagyságú albit-ikerlemezes, bázisos plagioklász (8—10 térf.%), alárendelt része (3—4 térf.%) augit. Utóbbi leginkább bontott, kloritosodott és kalcitosodott. Kémiai elemzés szerint is ezt a szakaszt tekinthetjük a legépebbnek, ez tükrözi leginkább e kőzet eredeti összetételét:

148,30—149,40 m

SiO ₂	54,67%
TiO ₂	0,90
Al ₂ O ₃	19,34
Fe ₂ O ₃	1,60
FeO	4,94
MnO	0,09
MgO	2,28
CaO	8,43
Na ₂ O	3,18
K ₂ O	1,60
P ₂ O ₅	0,24
CO ₂	1,14
+ H ₂ O	0,88
— H ₂ O	0,72
	<u>100,01%</u>

(Elemző: NEMES L.-NÉ.)

A CO₂ tartalomtól eltekintve e kőzetet típusos bázisos ortovulkanitnak tekinthetjük.

A részleges elemzések adatai alapján a teljes elemzés adatait az egész szakaszra vonatkoztathatjuk. Az összvíz-tartalom 3% alatt marad, a pirit-S pedig nem éri el a 0,1%-ot.

A színképelemzés eredményei szerint ennek a szakasznak a felső részén csak a Ti és Mn jelentkezik gyenge nyommal. A kémiai elemzésben 0,9%-kal szereplő TiO₂ a színképelemzésben tehát nem jelentkezik. A szakasz alsó része már az andezitre jellemző igen erős Ti és Mn, gyenge V és Sr, igen gyenge Cr és Ga; 196,8—197,8 m között pedig igen gyenge Co és Ni nyommal jellemzett.

E szakasz igen nagy látszólagos fajlagos ellenállással, alig változó természetes gamma aktivitással jellemzett. Feltűnő a hőmérséklet emelkedésében a 162 és 200 m-nél jelentkező visszaesés. Az ellenállásgörbén 160 m-nél mutatózó kis ellenállás ugyanitt bontott szakaszra utal.

d) *Erősebben bontott, karbonátos, kloritos andezit (220,00—225,80 m).*

A világosszürkére fakult kőzet makroszkóposan és vékonycsiszolatban is hasonló a 125,10 m feletti szakasz kőzetéhez. Alapanyagában, a mélység függvényében, ismét uralkodóvá válik az üveges alapanyag, holokristályossága fokozatosan megszűnik, mikrolitjainak nagysága is lényegesen csökken. Ásványos összetételében az alapanyaghoz hasonlóan a fenokristályok is bontottak, a plagioklászok kalcitosodtak, szericitésedtek, színes elegyrészei kloritosodtak.

Kémiai összetétele ásványos összetételének megfelelő:

220,40—224,20 m

SiO ₂	51,18%
TiO ₂	0,66
Al ₂ O ₃	19,55
Fe ₂ O ₃	0,82
FeO	5,70
MnO	0,25
MgO	1,88
CaO	7,00
Na ₂ O	2,43
K ₂ O	2,86
P ₂ O ₅	0,33
CO ₂	2,99
+ H ₂ O	3,25
—H ₂ O	0,94
SO ₃	0,08
S	0,20
	100,12%

(Elemző: TOLNAY V.)

A 0,20%-kal jelentkező S a DTA görbén jellemző piritcsúcsot ad. Mind a +H₂O, mind a —H₂O és CO₂ mennyisége nő.

A nagy fajlagos ellenállás az erősödő bontottságnak megfelelően e szakaszban hirtelen csökken, a természetes gamma aktivitás pedig megnő. A hőmérséklet a mélység függvényében nem nő, hanem csökken. A termo-felvételen mutatkozó rendellenesség a piritbomlással járó hőtermelő folyamattal magyarázható.

e) *Változatos összetételű, durvaszemű vegyes tufa, agglomerátum; hipodácit és hipoandezit breccsával (225,80—360,60 m).*

E rendkívül változatos összetételű szakaszt erős utólagos meta-elváltozásainak sokfélesége még változatosabbá teszi. Az uralkodó agyagásványos, karbonátos, pirites lebontás mellett jelentős a hidrotermális káli-dúsulás. Általánosságban a riolitos és dácitos—andezites anyag keveredésének megfelelően vegyes tufa és agglomerátumként jellemezhetjük. A vulkáni anyag mellett üledékes anyag hozzákeverését is megfigyelhetjük (343,10—356,20 m).

Szemnagyság szerint négy csoportot különítettünk el:

Finomszemű, osztályozott változata alárendelt (226,95—229,60; 292,30—300,50 m). Durvaszemű, osztályozatlan változata gyakori (229,60—242,50; 343,10—356,20 m), igen durvaszemű, agglomerátumos fajtája jellemző szinteket alkot (242,50—248,60; 255,10—256,50; 313,30—316,80 m) legtekintélyesebb vastagságban azonban breccsás változata jelenik meg (258,10—292,30; 300,50—313,30; 316,80—343,10; 356,20—360,60 m).

Riolitos anyag túlsúlyával jellemezhetjük a 227,35—229,60; 242,50—248,60; 258,00; 266,00; 292,30—300,50; 313,30—321,20 m mélységű szakaszokat.

A már felsorolt breccsás szakaszok minden esetben hipodácit- és hipoandezit-beütéseket jelölnek.

Kőzettani összetételében leginkább a litoklasztos anyag uralkodik. A finomszemű alapanyag üvegtörmelékből, alárendelten kristálytöredékből, esetleg finomszemű üledékes anyagból áll. A riolitos összetételű anyagot sávós, mozaikszerűen átkristályosodott alapanyagú riolitfajta mellett riolit horzsakő képviseli, alárendelten kvarc- és földpáttöredékek. A gyakran hólyagos, máskor tömött, karbonátos, kloritosan bontott dácit és andezit képviseli a bázisos részt. Ezek mellett 2—4 cm-t is elérő homokkő és idősebb tufa zárványai jellemzik a kőzetet. A gyakran breccsásan megjelenő és 5 m-es szakaszokat is képező hipodácit alapanyaga gyakran agyagásványosodott, zeolitosodott. Eredetileg sávós, hólyagos, üveges alapanyaga átkristályosodott. Az alapanyagban tridimit és káliföldpát képződött. Földpát-mikrolitjai és fenokristályai, amelyek csak 15—20 térf. %-át alkotják ennek a kőzetnek, hidrocillámosodtak. Repedések mentén tridimit, krisztobalit, pirit és káliföldpát vált ki. A gyakori hipodácit mellett hipoandezit csak 300,50—305,70 m-ben jelentkezik. A dácit-hoz hasonlóan bontott, valószínűleg hiperszténandezit lehetett.

Az utólagos káliföldpátosodást az elemzések is hangsúlyozzák:

	242,50—248,60 m		258,00 m
SiO ₂	72,05%	Na ₂ O	0,06%
TiO ₂	0,23	K ₂ O	3,25%
Al ₂ O ₃	14,68		
Fe ₂ O ₃	0,52	(Elemző: CSAJÁGHY G.)	
FeO	2,60		
MnO	0,19		292,30—300,50 m
MgO	1,03		
CaO	0,62	Na ₂ O	0,06%
Na ₂ O	0,08	K ₂ O	3,08%
K ₂ O	2,69		
P ₂ O ₅	0,13	(Elemző: CSAJÁGHY G.)	
CO ₂	ny		
+H ₂ O	3,76		305,70—311,10 m
—H ₂ O	1,12		
S	0,40	Na ₂ O	0,09%
O	—0,20	K ₂ O	4,50%
	99,90%		
	(Elemző: GUZY K.-NÉ.)		(Elemző: CSAJÁGHY G.)

A DTA vizsgálat a szakaszra jellemző piritet és kalcitot jelzi.

Mind a színképelemzés, mind a geofizikai mérések eredményében jól jelentkeznek a dácitos és andezites szakaszok váltakozása. Így a 230, 275, 290, 303, 313 m-nél jelentkező igen erős Mn, a 300—305 m között mutatkozó igen erős Ti, gyenge V, Cr és Ga nyom; még az As és Pb igen gyenge nyomai

is jellemzik ezt a szakaszt. A nagy fajlagos ellenállású szakasz 275 és 324 m-nél dácitra és andezitre egyaránt utal.

f) *Bontott, dácitos—riodácitos összetételű igniszpumit, összesült riolittufa, vegyes tufa és riolit ártufa (360,60—523,70 m)*

E túlnyomóan a riolitos vulkánosság termékének tekinthető kőzetösszetletet öt szakaszra bonthatjuk:

1. 360,60—426,00 m-ig riodácitos összetételű igniszpumit;
2. 426,00—475,20 m-ig összesült riolittufa;
3. 475,20—480,20 m-ig finomszemű horzsaköves kristálytufa;
4. 480,20—506,90 m-ig középszemű, breccsás vegyes tufa és
5. 506,90—523,70 m-ig horzsaköves riolit ártufa.

A dácitos—riodácitos összetételű igniszpumit bontott, hólyagos, világos zöldesszürke foltos kőzet. Vékonycsiszolatban általában nehezen ismerhető fel felfúvódott, hablávából származó törmelékes szerkezete. Másodlagos ásványként sok szericit, klorit, pirit, kalcedon, tridimit és káliföldpát található. A gyakran 3 mm-t is elérő porfiros földpátok teljesen átalakultak. Csak egyetlen csiszolatban találtunk ép, zónás plagioklászta. A kémiai elemzés megerősíti a csiszolatban inkább csak sejtethető dácitos, káliföldpátosodott összetételt:

360,60—368,20 m

SiO ₂	65,77%
TiO ₂	0,34
Al ₂ O ₃	17,84
Fe ₂ O ₃	1,12
FeO	0,56
MnO	0,19
MgO	0,57
CaO	0,67
Na ₂ O	0,11
K ₂ O	7,86
P ₂ O ₅	0,36
CO ₂	ny
+H ₂ O	3,22
-H ₂ O	-0,65
S	0,89
-O	0,44
	99,71%

(Elemző: GUZY K.-NÉ.)

Színképelemzése is dácitos összetételét hangsúlyozza a Mn, Ti és Cr igen erős jelentkezésével, amely mellett V, Sr, Ga, sőt Pb, Co és Ni is kimutatható.

Az igniszpumitot egyaránt kis fajlagos ellenállás és természetes gamma aktivitás jellemzi. A hőmérséklet-emelkedés ezen a szakaszon ismét erősebbé válik.

Az ez alatt következő összesült riolittufa és finomszemű kristálytufa makroszkópos jellegei alapján, a 456,20—457,20 m között jelentkező rétegzett, áthalmozott riolittufától eltekintve, egységesen jellemezhető. Mind makroszkópos, mind vékonycsiszolati megfigyelések szerint az összesülés mértéke nő a mélyebb szintekben. A kőzet 15—20%-át alkotó alapanyag finomszemű, deformált, összetapadt üvegtörmelékéből áll. A 65—70%-kal jelentező hor-

zsakó minden esetben erősen deformált, lapított, utólagosan bontott. Mozaik-szerűen átkristályosodott riolitdarabok mellett kvarc és földpát fenokristály-töredékek ritkák (3—6%). Másodlagos ásványai között sok pirit és káli-földpát, 451,80 m-nél sok apró sziderit található. A csak öt méter vastag, finomszemű, horzsaköves kristálytufa szintén erősen összesült, főképpen horzsakövből (55—60%) és kristálytöredékekből (30—35%) áll.

A szinképelemzés szerint is jellegzetes riolitos vulkáni képződmény, amelyet a kis szakaszon erős nyomként jelentkező Mn, Cr és Ti mellett V, Sr, Pb, Ga, As, Zn, Co és Ni gyenge nyomai jellemeznek.

Igen jól tükrözi az összesülés mélységgel fokozódó mértékét a két ellenállás- és a természetes gamma aktivitásgörbe. Ez utóbbi alakításában jelentős szerepe lehet a K-tartalom növekedésének is.

A közpszemű, breccsás vegyes tufa osztályozott, áthalmazott jellegű képződmény. Vékonycsiszolatban látható, hogy többé-kevésbé legömbölyített hólyagos dácit- és riolit kőzetdarabokból áll; az alapanyag finomszemű, kristálytöredékeket csak alárendelten tartalmaz. 496,40 m-től egyre több riolitos anyagot tartalmaz és makroszkóposan szembeűnő osztályozottsága, áthalmazottsága ellenére vékonycsiszolatban egyre inkább az összesült tufa szerkezet válik uralkodóvá.

A horzsaköves riolit ártufa a vegyes tufa feletti összesült tufához hasonló megjelenésű, annál valamivel több riolit-kőzetdarabot (25—30%) tartalmaz.

g) *Agyagos homokkő, tufit- és áthalmazott riolittufa-közbetelepülésekkel* (523,70—666,50 m)

A főképpen sötét- és világosszínű, finomszemű rétegzett agyagos homokkőből (aleurit) álló rétegsor egyhangú, egyenletes szemnagyságú. Uralkodóan 50—100 μ , vagy annál kisebb szemnagyságú kvarc és csillámszemekből áll. Sötét színét nagyobb mennyiségű növényi maradvány hozzákeveredése okozza. A meghatározhatatlan, szenesedett növényi maradványokon kívül ősmaradványokban rendkívül szegény. Csupán 587 m-ben tartalmazott a finomszemű tufit foraminiferákat, amelyeket KÖRECSNÉ LAKY I. *Nodophthalmidium* sp., *Rotalia beccarii*, *Miliolina* sp., *Nonion* sp.-nak határozott meg, és amelyek alapján ezt a képződményt szarmata korinak tekinthetjük.

A szemnagyságban és színben mutatkozó élénk változások mellett a gyakori kereszttrétegzés, üledékképződéssel egyidejű és azt követő diszlokációk nyomai (mikrovetők, csúszási lapok), pirites rétegek, kalciterek fő jellemzői az üledékösszetletnek. Ritkafémtartalmában erős Mn, Ti, Sr, Cr, V nyomok mellett a Ga és Ni jelentkezik gyenge nyommal hosszú szakaszon, a Co, Pb, Zn csak rövid szakaszon és igen gyenge nyomokban mutatkozott.

A közbetelepülő riolittufa, -tufit az üledékképződéshez áthalmazott anyagával járult hozzá.

A hirtelen kőzetváltozásokat legszembeűnőbben a két ellenállásgörbe mutatja.

h) *Összesült dácittufa* (666,50—712,00 m)

A fúrásban feltárt legidősebb képződmény. Hasonló a finomszemű homokkő feletti összesült riolittufához, annál kissé erősebben zöldes árnyalatú. Irányított szerkezete szabad szemmel is, vékonycsiszolatban is felismerhető. Erősen összesült alapanyaga mellett uralkodóan irányítottan el-

helyezkedő, ellapított horzsakövet (65—70%) és sok kvarc, földpát kristálytöredéket tartalmaz (20—25%). Permokarbon, nem metamorf, csillámos homokkő zárványai gyakoriak benne. Bár kémiai összetétele bázisosabb, mint ahogyan azt a vékonycsiszolatok alapján várni lehetne, helyesebb mégis dácitufának neveznünk.

710,00—711,00 m

SiO ₂	58,34%
TiO ₂	0,19
Al ₂ O ₃	16,27
Fe ₂ O ₃	0,65
FeO	4,07
MnO	0,17
MgO	2,80
CaO	4,62
Na ₂ O	2,42
K ₂ O	1,97
P ₂ O ₅	0,07
CO ₂	3,28
+ H ₂ O	4,24
- H ₂ O	0,34
S	0,69
O	-0,34
	99,78%

(Elemző: GUZY K.-NÉ.)

Nyomelem-tartalma a riolitra, illetve andezitre jellemző asszociációk között áll, erős Mn, Ti, gyenge V, Cr, Sr, igen gyenge Ga és Zn jelentkezésével.

A fajlagos ellenállás változásai itt is az összesülés fokozatait tükrözik.

Ö s s z e f o g l a l á s . A Mád 23. sz. földtani alapfűrásban feltárt szarmata üledékes összlet képződése kismélységű, részben lefűződött medencében történhetett, amit a gyakori szenesedett növénymaradványok bizonyítanak. Egyenletes, finomszemű, homokos—agyagos összetétele nyugodt üledékképződési viszonyokra utal. A folyamatos, egyenletes üledékképződést a vulkáni kitörések dácitos-riolitos összetételű ártufa lerakódása csak átmenetileg zavarta meg. Ezek jelentős része az üledékképzőmedencében rövid szállítás után, vagy anélkül ülepedett le és vált közetté (535,50—585,00 m áthalmozott riolittufája), az erősebb vulkáni kitörés anyagszolgáltatásával azonban a medence süllyedése már nem tudott lépést tartani, a tufafelhalmozódás a vízszint fölé emelkedett. (Összesült riolit- és dácittufaszintek: 665,50—712,00 m; 426,00—523,70 m.) A nagy vastagságú összesült ártufa képződése, felhalmozódása nem egyetlen vulkáni kitörés izzó-felhőjéből származik. Szakaszosságra utalnak az áthalmozott tufa- (pl. 456,20—457,60 m) és vegyes tufa-szintek, valamint a finomszemű homokkő rétegeivel váltakozó, áthalmozott riolittufabetelepülések (581,00—585,00 és 535,50—570,00 m). Azonban az egymást gyorsan követő kitörések tufaterítései már sem szabad szemmel, sem vékonycsiszolatban nem különíthetők el.

A távolabbi, esetleg a hegység területén kívüli származású riolit ártufa képződését követő vegyes tufa és agglomerátum képződése már közeli, a

hegység területére eső vulkáni tevékenységre utal. Ennek képződése, amint azt a tufitos közbetelepülések bizonyítják (343,10—356,20 m), részben vízzel borított térszínen történt. A túlnyomóan riolitos, főképpen piroklasztikumot szolgáltató vulkanizmust bázisosabb dácitos és andezites összetételű láva benyomulása és felszínre ömlése követte. Ide soroljuk a 242,50—360,60 m között gyakori hipodácit és hipoandezit breccsás és tömör, 5 m-t is meghaladó összefüggő szakaszait, amelyeket a még közötté nem vált vegyes tufába és agglomerátumba szubvulkáni, esetleg szubmarin módon benyomult vulkanitoknak minősítünk. A fúrásban feltárt propilitisedett, albit + epidot + klorit + pirit egyensúlyi paragenezissel jellemzett piroxénandezitet típusos szubvulkáni képződménynek tekinthetjük, amelynek megszilárdulása 500 m-t meg nem haladó mélységben történt. Erre utal holokristályos alapanyaga, melynek legerősebb jelentkezése — kissé aszimmetrikusan — a nagyobb mélység felé tolódott el.

A fent ismertetett képződmények elég jól azonosíthatók a közeli, sőt távolabbi, nagyobb mélységű fúrások képződményeivel. A piroxénandezitet a Mád 62. és Mád 71. sz. fúrások tárták fel a Mád 23. sz. fúráshoz hasonló nagy vastagságban, szintén erősen bontott állapotban. Az ártufával váltakozó üledékes összetétel pedig a Mezőzombor 1., Ond 19. sz. felderítő fúrások és a Tállya 15. sz. földtani alapfúrás szarmata kori képződményeivel párhuzamosítjuk.

TÁBLAMAGYARÁZAT — EXPLANATION OF THE PLATES

XXX. Tábla — Plate

1. Bontott, karbonátos, kloritos piroxénandezit. Mád 23. sz. fúrás. — Decomposed, carbonate-chloritic pyroxene andesite. Drilling Mád No 23. 88,70 m. 29×; || Nic.
2. Kissé bontott, karbonátos piroxénandezit epidottal. Mád 23. sz. fúrás. — Slightly decomposed carbonate-bearing pyroxene andesite with some epidote. Drilling Mád No 23. 161,10 m. 29×; + Nic.
3. Erősebben bontott, karbonátos, kloritos piroxénandezit. Mád 23. sz. fúrás. — Strongly decomposed carbonate-chloritic pyroxene andesite. Drilling Mád No 23. 225,80 m. 29×; + Nic.
4. Finomszemű vegyes tufa. Mád 23. sz. fúrás. — Fine-grained mixed tuff. Drilling Mád No 23. 227,35 m. 29×; || Nic.

XXXI. Tábla — Plate

5. Hipodácit. Mád 23. sz. fúrás. — Hypodacite. Drilling Mád No 23. 259,10 m. 29×; || Nic.
6. Hipoandezit. Mád 23. sz. fúrás. — Hypoandesite. Drilling Mád No 23. 305,70 m. 29×; + Nic.
7. Bontott, riódácitos összetételű igniszpunit. Mád 23. sz. fúrás. — Decomposed ignispumite of rhyodacitic composition. Drilling Mád No 23. 368,20 m. 29×; + Nic.
8. Összesült riolittufa. Mád 23. sz. fúrás. — Welded rhyolitic tuff. Drilling Mád No 23. 451,80 m. 29×; + Nic.

XXXII. Tábla — Plate

9. Összesült riolittufa. Mád 23. sz. fúrás. — Welded rhyolitic tuff. Drilling Mád No 23. 457,60 m. 29×; + Nic.
10. Vegyes tufa. Mád 23. sz. fúrás. — Mixed tuff. Drilling Mád No 23. 499,20 m. 29×; + Nic.
11. Finomszemű homokkő szenesedett növénymaradványokkal. Mád 23. sz. fúrás. — Fine-grained sandstone with carbonized plant remains. Drilling Mád No 23. 652,40 m. 29×; + Nic.
12. Összesült dácittufa. Mád 23. sz. fúrás. — Welded dacitic tuff. Drilling Mád No 23. 712 m. 29×; + Nic.

GEOLOGICAL RESULTS OF THE KEY-DRILLING MÁD NO 23

by

P. GYARMATI

The key-drilling Mád No 23 located on the NE of the village at the foot of Diós Hill exposed Lower Sarmatian sediments deposited in shallow, isolated basins as indicated by carbonized plant remains. Its uniform silty-pelitic grain-size reflects undisturbed sedimentation conditions. This process has been interrupted but episodically by the deposition of ash-flow tuffs of rhyolitic-dacitic composition. Some parts of its material were redeposited without long travel (535,5—585,0 m). The subsidence of the basin could not always compensate the copious supply of volcanic material, therefore accumulation of some portions took place on dry surface (welded tuff horizons: 665,5—712,0; 426,0—523,7). It is by far not meant here that the formation of the more or less welded ash-flow tuff series of considerable thickness were derived from the glowing cloud of one single eruption. Rhythmicity of formation is accentuated by intercalations of reworked tuff (e.g. 456,2—457,6 m), sometimes alternating with sandstone beds (e.g. 581—585 m and 535,5—570,0 m). Demarcation of the individual depositional units, however, cannot be traced in most cases either with the naked eye or in thin sections.

In contrast to the rhyolitic ash-flow material deriving from distant sources (lying outside the mountain) the accumulation of the mixed tuff and agglomerate series (225,8—360,6 m) is fed by local volcanic activity. Subaqueous conditions of deposition and consolidation is evidenced for some portions by tuffite intercalations (343,1—356,2 m). This stage of volcanism succeeding a cycle of rhyolite tuff production is characterized by intrusion and effusion of more basic material of dacitic, rhyolitic composition. The brecciated and solid hypodacites and hypoandesites crossed between 242,5 and 360,6 m are classed as subvolcanic or submarine intrusive bodies which penetrated nonconsolidated mixed-tuff and agglomerate accumulations.

The propylitic pyroxene andesite body of considerable thickness (31,4—225,8 m) is a very typical subvolcanic formation consolidated below an overburden not exceeding 500 m. Its mineral association is determined by (depth- and body-controlled) shifts of the plagioclase + epidot + chlorite + pyrite equilibria. The same is expressed by the texture and crystallinity of the andesite, holocrystallinity being reached in the lower third of the body.

The formations exposed by the drilling can be identified with those known from the drillings of the surrounding area. The same type of pyroxene andesite was cut by the Mád drillings No 62 and No 71 with similar thickness and in strongly decomposed state. The sedimentary series alternating with ash-flow tuffs can be parallelized with the sequences reached by the drillings Mezőzombor No 1, Ond No 19 and Tállya No 15.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОПОРНОЙ
СКВАЖИНЫ МАД № 23

П. Дьярмати

Вскрытая геологической опорной скважиной Мад № 23 сарматская осадочная толща образовалась, по-видимому, в мелководном, частично изолированном бассейне, что доказывается часто встречающимися обугленными растительными остатками. Равномерный, тонкопесчанистый, глинистый гранулометрический состав осадков рассматриваемой толщи свидетельствует о спокойных условиях осадконакопления. Бесперывное, равномерное осадконакопление только кратковременно прерывалось отложением поточных туфов дацито-риолитового состава, появившихся в результате вулканических извержений. Значительная часть этих образований отлагалась в осадконакопительном бассейне после транспорта в пределах небольших расстояний — или вовсе без транспорта — и превратилась в породу (переотложенные риолитовые туфы в интервале 535,50—585,00 м). Однако, с интенсификацией вулканических извержений продукты последних постепенно заполняли медленно опускавшийся бассейн и накопившиеся туфы возвышались над уровнем воды (горизонты спекшихся риолитовых и дацитовых туфов: 665,50—712,00; 426,00—523,70 м). Мощная толща спекшихся поточных туфов накопилась из продуктов раскаленных туч не одного единственного вулканического извержения. На периодичность образования туфов указывает чередование горизонтов риолитовых туфов (например: 456,20—457,60 м), смешанных туфов и залегающих внутри тонкозернистых песчаников риолитовых туфов (581,00—585,00 и 535,50—570,00). Однако, разделить отдельные туфовые покровы быстро чередовавшихся извержений уже не представляется возможным ни невооруженным глазом, ни по тонким шлифам.

В отличие от риолитовых поточных туфов, происходящих из отдаленных источников (возможно расположенных за пределами горного массива), последовавшее за ними отложение смешанных туфов и агломератов (225,80—360,60 м) питалось уже из близких источников, расположенных внутри массива. Продукты последнего вулканизма отлагались на частично затопленную водой поверхность, как это доказывается туффитовыми прослоями (343,10—356,20 м). После этого вулканизма, который поставлял преимущественно риолиты и пирокластический материал, имели место внедрение и излияние лавы более основного, дацитово-андезитового состава. К образованиям этого вулканизма относятся часто чередующиеся горизонты брекчиевидных и плотных гиподацитов и гипоандезитов, пересеченные в интервале 242,50—360,60 м. Некоторые из этих горизонтов имеют мощность свыше 5 м. Они рассматриваются как вулканыты, внедрившиеся в еще неконсолидированные смешанные туфы и агломераты субвулканическим и возможно субмаринным способом.

Пропилитизированные пироксеновые андезиты равновесного парагенеза: альбит + эпидот + хлорит + пирит, считаются нами типичным субвулканическим образованием, консолидировавшимся на глубине, не превышавшей 500 м. На это же самое указывает и голокристаллическая основная масса, наиболее резкое появление которой смещено несколько асимметрично в сторону больших глубин.

Описанные выше образования могут быть сравнительно хорошо идентифицированы с образованиями пробуренных в близости скважин и даже тех, которые находятся более отдаленно. Пироксеновые андезиты были вскрыты скважинами Мад № 62 и Мад № 71. В этих скважинах они располагают аналогично большой мощностью и разложены так же сильно. Чередующуюся с поточными туфами осадочную толщу мы параллелизируем с сарматскими отложениями, обнажающимися в разведочных скважинах Мезёзомбор № 1 и Онд № 19 и в геологической опорной скважине Талля № 15.

A TOKAJI-HEGYSÉGI GEOKÉMIAI ADATOK FELDOLGOZÁSÁNAK TAPASZTALATAI

Írta: ZENTAI PÉTER

Valamely vulkáni területen folyó, főleg ásvány-kőzettani alapokon nyugvó földtani térképezésnek hasznos kiegészítője lehet a vele kapcsolatban összegyűlt mintaanyag geokémiai adatainak feldolgozása, mely bizonyos ismerettöbbletet nyújt a földtani kutatásnak. A feldolgozás eredményeiből felismerhetők azok az általános geokémiai törvényszerűségek, melyek segítséget nyújthatnak konkrét feladatok megoldásához. Ilyen célokkal kezdtük el a Tokaji-hegységi geokémiai adatok feldolgozását.

Az adatok gyűjtésének és felhasználásának alapelvei

A bevezetőben vázolt célok csak olyan adathalmaz feldolgozása révén érhetőek el, amely biztonsággal és helyesen képviseli a vizsgálandó területet. Ezek a feltételek akkor teljesülnek, ha a nagyszámú adat közt az egyes képződmények adatai felszíni elterjedésük arányában szerepelnek, továbbá, ha az adatok eloszlása a területen egyenletes. Ezeknek a követelményeknek az azonos szempontok szerint gyűjtött minták vizsgálati eredményeiből álló adathalmaz felel meg. Mivel ilyen mintaanyag begyűjtése és megvizsgálása nem állt módunkban, a Tokaji Osztály más célból és más szempontok szerint gyűjtött mintaanyagát bocsátotta rendelkezésünkre. E minták kőzetelemzési adataiból mintegy 180-at használtunk fel. A főelemek és nyomelemek geokémiai értékelés tekintetében azonos szerepet játszanak, ezért a teljes elemzések és a nyomelemzések eredményeit is feldolgoztuk.

Az elemzéseket átszámítva higroszkópos víztől mentes anyagra és százalékos elemkoncentrációkra, kartotékrendszerbe foglaltuk.

A nyomelemzési eredmények hasonló rendszerének elkészítése céljából a Tokaji Osztály mintagyűjteményéből választottunk mintegy háromszáz mintát, az eddigi szempontok figyelembevételével, valamint azzal az igyekezettel, hogy ezek között lehetőleg a kémiai elemzések gyűjteményében szereplő minták is jelen legyenek. Ezekben a mintákban színképelemzéssel meghatároztuk a nyomelemek koncentrációit. A nyomelemzések eredményeit is az előzőhöz hasonló kartotékrendszerbe foglaltuk.

Az adatok kiválasztása során többé-kevésbé sikerült az adatok egyenletes

területi eloszlásának követelményét megvalósítani és a képződmények részvételek kívánatos arányát megközelíteni.

Összesen 144 kémiai elemzés és 324 színképelemzés eredményei kerültek feldolgozásra.

A minták lelőhelyét és a gyűjtőtől származó kőzettani minősítést kéziratosszerű térképen tüntettük fel, mely az adatokon nyugvó későbbi geokémiai térképezés alapjául szolgálhat.

Az adatok feldolgozásának módszerei és szempontjai

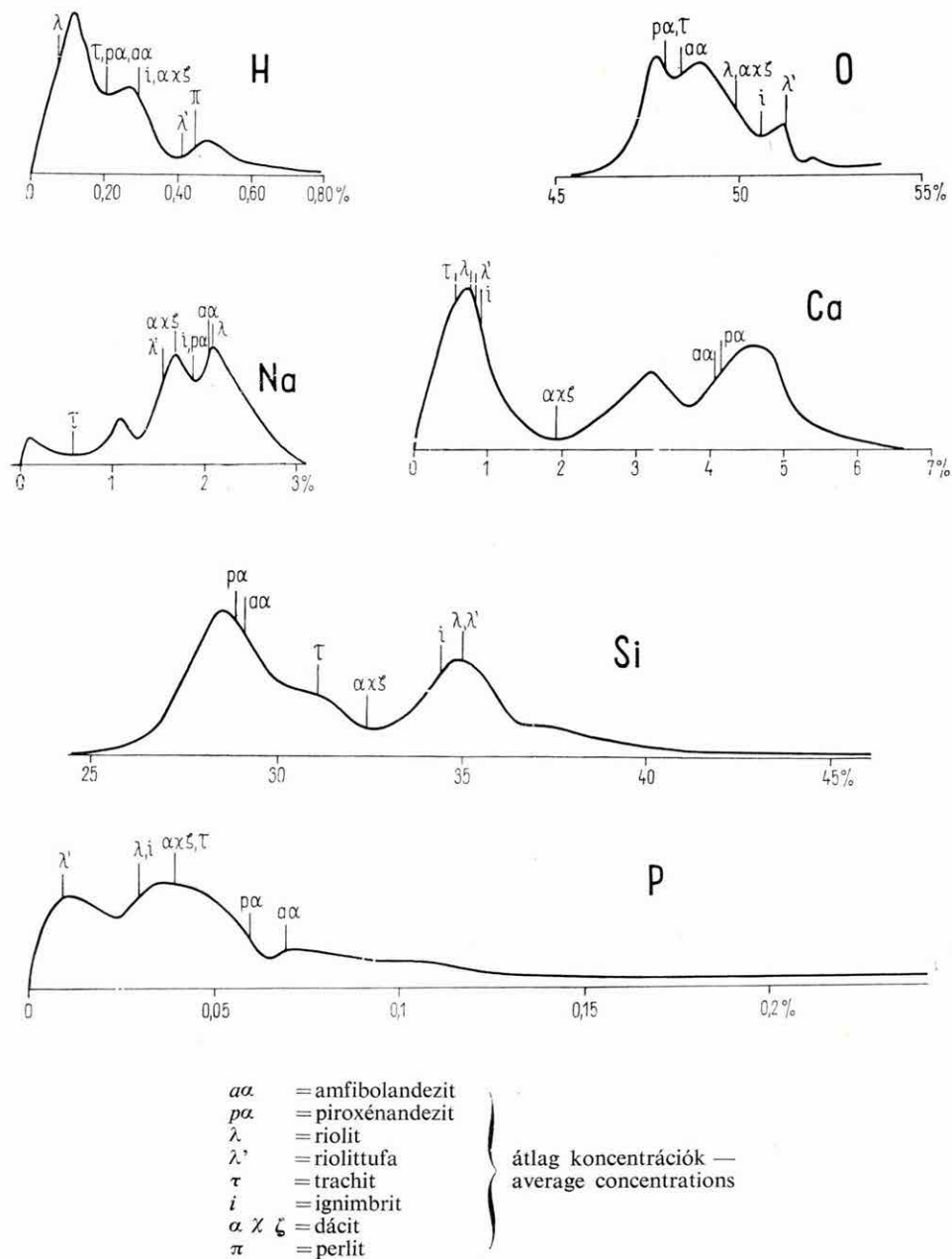
Az előzőekben ismertetett adathalmaz, még kartotékrendszerbe foglalva is áttekinthetetlen, közvetlen felhasználásra alkalmatlan; feldolgozásukat statisztikus módszerek alkalmazása könnyíti meg. Munkánk során a más tudományterületeken bevált statisztikus módszereket igyekeztünk a geokémiai igényekhez alkalmazni.

Az adathalmaz feldolgozásának elsődleges célja a rendszerezés; azonoságok és különbségek felismerése a vizsgált mérőszámok alapján: a konkrét feladat esetében tehát a Tokaji-hegység fő vulkáni képződményeinek jellemzése elemkoncentrációkkal, illetve a vizsgált elemek eloszlásának megismerése a mintaanyagban.

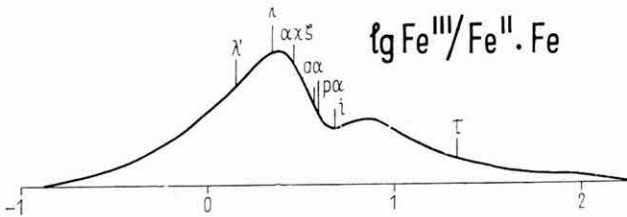
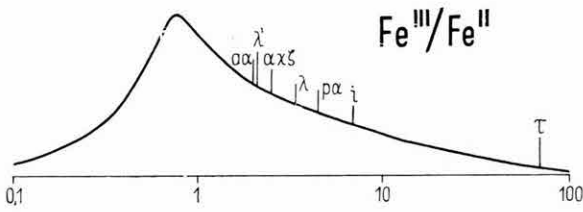
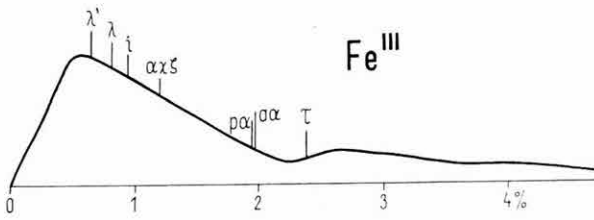
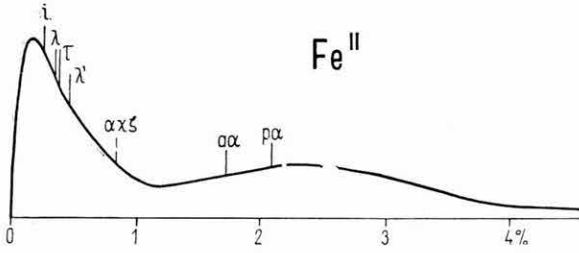
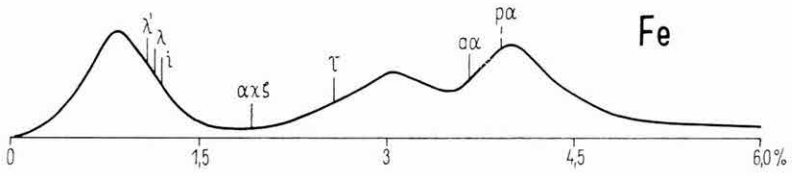
Ennek érdekében adataink alapján elkészítettük a vizsgált elemek koncentrációinak eloszlási görbéit (1. és 2. ábra), kiszámítottuk az egyes képződmények átlagos elemkoncentrációit és azok szórásait (1. táblázat).

Az eloszlási görbéket az exakt módon megrajzolható kumulatív gyakorisági görbék grafikus differenciálása révén szerkesztettük meg. A szórás jellemzésére nem a közepes szórást vagy a standard deviációt, hanem a pozitív és negatív előjellel együtt figyelembe vett átlagszórást használtuk. Ennek jelentősége a következő: ha bizonyos kőzetminták két csoportját bizonyos elemkoncentráció alapján kívánjuk megkülönböztetni, ezt nem tehetjük a jellemző mennyiségnek a két csoportra számított átlagainak pusztán különbsége alapján, hanem figyelembe kell venni a két csoportban észlelt szórás nagyságát. A szórás nagyságának szokásos jellemzői, mint közepes szórás, standard deviáció, azonban csak a GAUSS szerinti normál, tehát szimmetrikus eloszlást jellemzik egyértelműen. A természetes eloszlások általában nem ilyenek, többé-kevésbé aszimmetrikusak (AHRENS 1963), ezért csak az átlagtól tapasztalt pozitív és negatív szórás külön-külön számított értékével jellemezhetők. Ez a szórásjellemzés szemléletessé válik, ha belátjuk, hogy az átlagértékhez hozzáadva a pozitív átlagszórást, az átlagfeletti középértékét, míg levonva a negatív átlagszórást, az átlagalatti középértékét kapjuk.

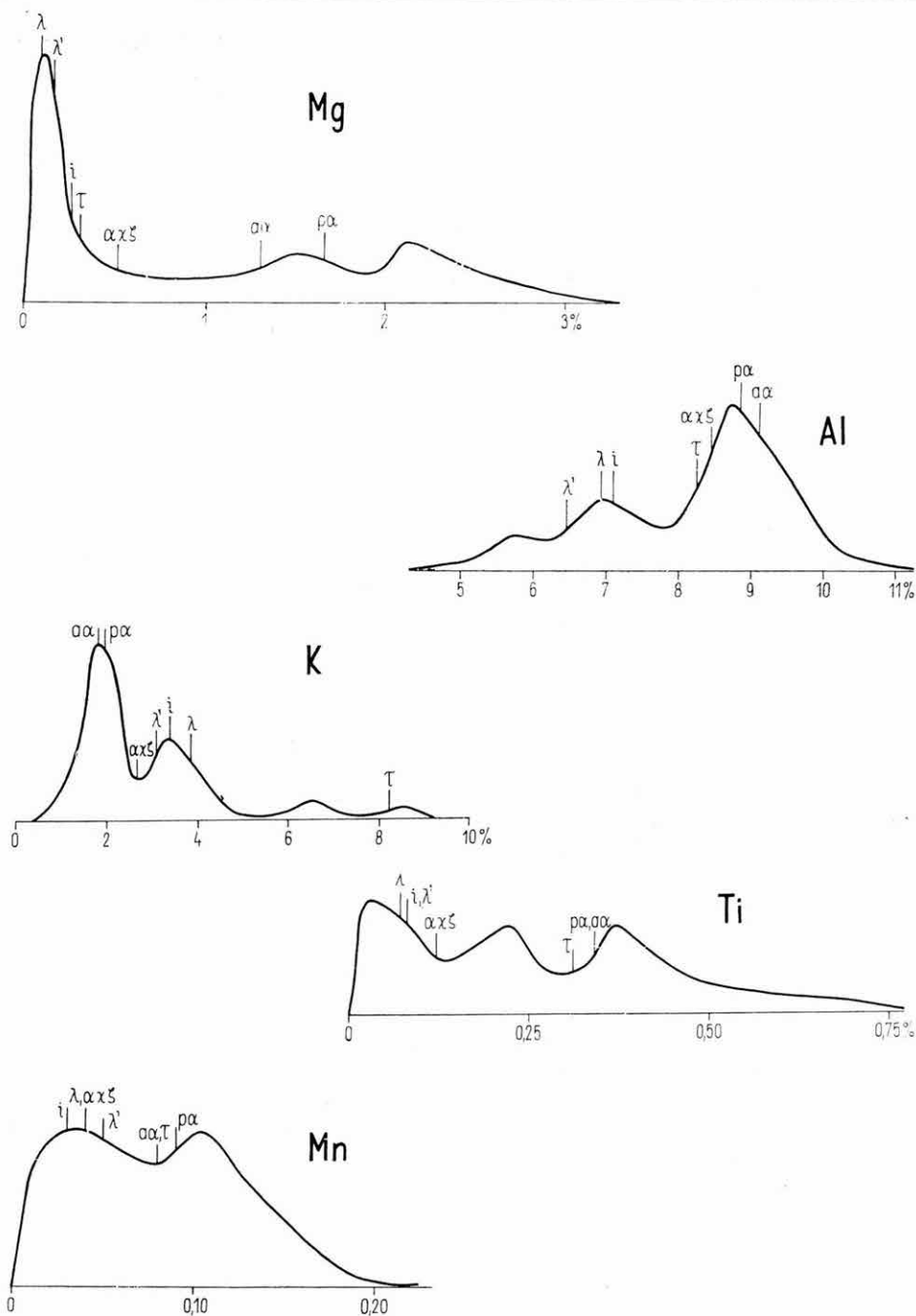
Az így jellemzett szórás számítása egyszerű, segítségével bármely eloszlás egyértelműen jellemezhető és a különbségek jól kimutathatók. A fő- és nyom-
elemek elemzési eredményeinek adataiból szerkesztett eloszlási görbék és az egyes képződmények átlagos elemkoncentrációit rögzítő vázlat a kiindulási adatok olyan összefoglalása, melyből a terület geokémiai viszonyai és az egyes elemek geokémiája jól áttekinthető, de az egyes elemek között fennálló összefüggések még nem szembetűnőek.



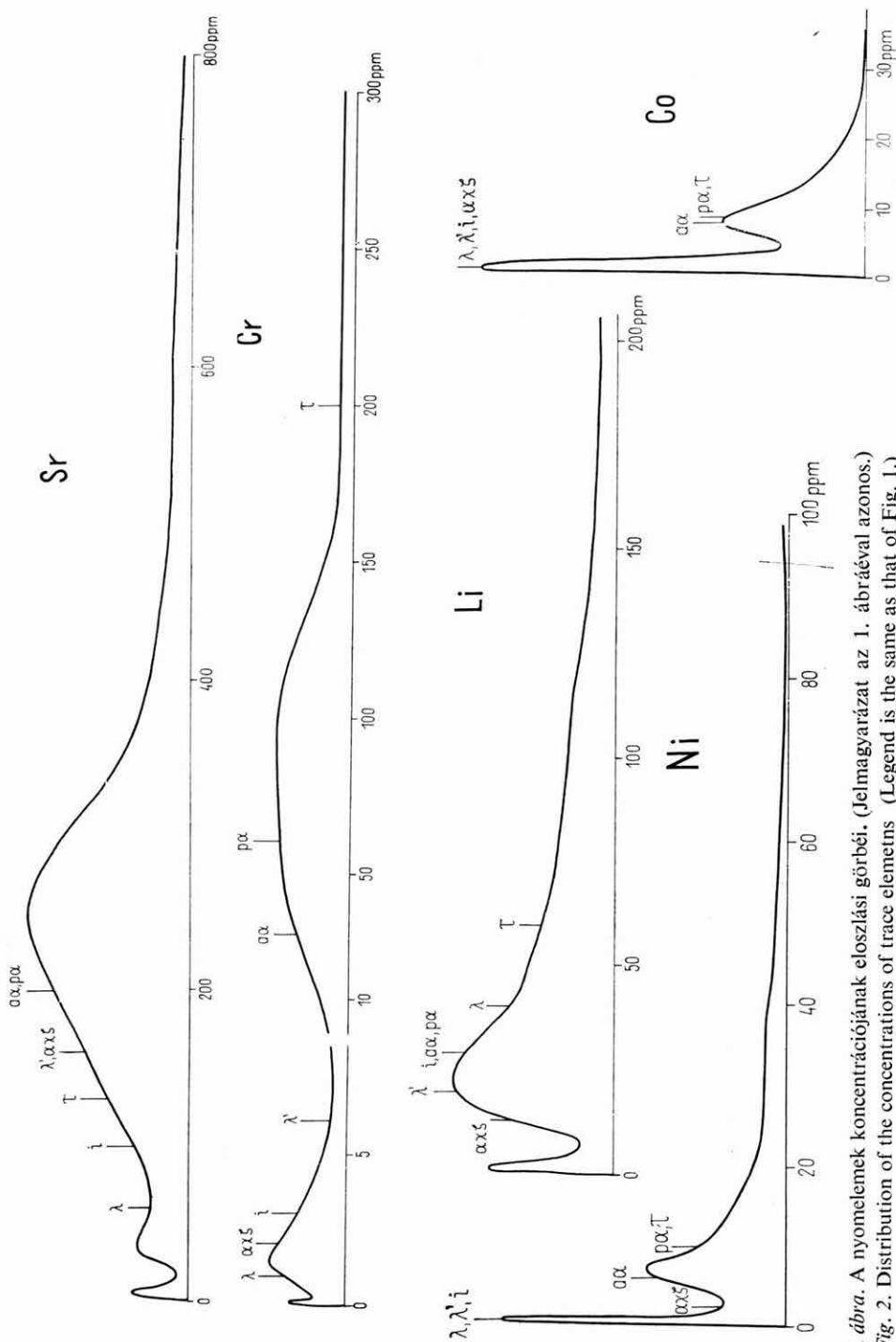
1. ábra. A főelemek koncentrációjának eloszlási görbéi
 Fig. 1. Distribution of the concentrations of major elements



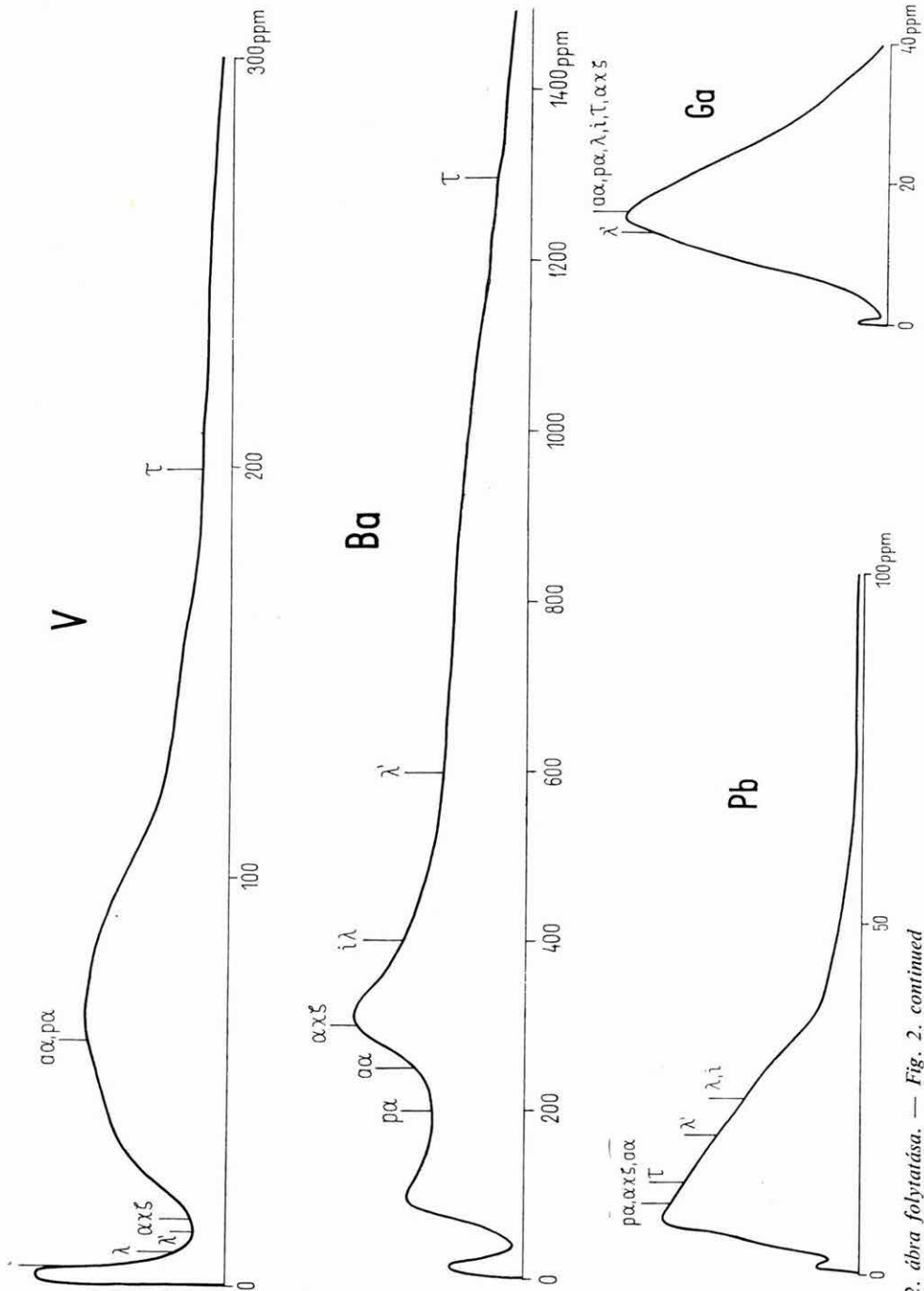
1. ábra folytatása. — Fig. 1. continued



1. ábra folytatása. — Fig. 1. continued



2. ábra. A nyomelemek koncentrációjának eloszlási görbéi. (Jelmagyarázat az 1. ábrával azonos.)
 Fig. 2. Distribution of the concentrations of trace elements (Legend is the same as that of Fig. 1.)



2. ábra folytatása. — Fig. 2. continued

A Tokaji-hegység fő vulkáni képződményeinek

	Riolit	Ignimbrit	Riolittufa
Al	6,09; 6,96; 7,27	6,26; 7,15; 7,86	5,66; 6,45; 7,39
Ba	200; 400; 800	250; 400; 600	250; 600; 1500
Ca	0,56; 0,76; 1,02	0,64; 0,91; 1,44	0,49; 0,81; 1,65
Co	(2); (2); 7	(2); (2); (2);	(2); (2); 4
Cr	0,6; 1; 3	1; 3; 16	2; 6; 30
Fe	0,79; 1,15; 2,36	0,86; 1,20; 2,40	0,89; 1,09; 1,64
Fe ^o	0,46; 0,82; 1,66	0,66; 0,94; 1,92	0,41; 0,65; 0,98
Fe ^o /Fe ^o	0,15; 0,33; 0,53	0,12; 0,26; 0,54	0,28; 0,44; 0,63
Fe ^o /Fe ^o	1,4; 3,4; 6,6	3,7; 6,9; 13,2	0,8; 2,2; 4,6
lg Fe ^o · Fe	0,10; 0,35; 0,85	0,22; 0,69; 1,07	(-0,28); 0,16; 0,60
Ga	13; 16; 25	13; 16; 25	8; 13; 20
H	riolit: 0,04; 0,07; 0,10 perlit: 0,33; 0,43; 0,57	0,09; 0,29; 0,69	0,16; 0,41; 0,47
K	3,35; 3,84; 4,57	2,80; 3,38; 3,85	2,70; 3,15; 3,88
Li	10; 40; 100	(13); 30; 100	6; 20; 50
Mg	0,02; 0,08; 0,30	0,01; 0,25; 0,74	0,05; 0,15; 0,42
Mn	0,02; 0,04; 0,09	0,01; 0,03; 0,05	0,01; 0,05; 0,09
Na	1,36; 2,08; 2,49	1,44; 1,85; 2,06	1,01; 1,54; 1,97
Ni	(1); 2; 4;	(1,3); 2; 8	(1,3); 2; 5
O	49,4; 49,9; 50,8	49,8; 50,6; 52,2	50,6; 51,3; 52,0
P	0,01; 0,03; 0,09	0,01; 0,03; 0,07	0,00; 0,01; 0,02
Pb	10; 25; 30	10; 25; 30	8; 20; 40
Si	34,2; 35,0; 35,8	33,0; 34,4; 35,6	33,5; 34,9; 36,6
Sr	30; 60; 160	50; 100; 200	60; 160; 500
Ti	0,02; 0,07; 0,11	0,03; 0,08; 0,18	0,15; 0,08; 0,15
V	(3); 8; 25	(2,5); 5; 10	(3); 13; 50

Az elemkoncentrációk közti összefüggéseket korrelációsszámítás segítségével tárhatjuk fel. A korrelációsszámítás alkalmas olyan, a függvényszerűnél lazább (gyakran számítás nélkül is felismerhető) összefüggések érvényességének jellemzésére, amilyenek a geokémiai törvényszerűségek általában. A korrelációs koefficiens értéke a felhasznált adatok számától függő biztonsággal, számszerűen jellemzi az összefüggések szorosságát. Munkánk során egy erre az alkalomra kidolgozott egyszerű korrelációs eljárást alkalmaztunk az elemkoncentrációk összefüggéseinek jellemzésére, ezeket a korrelációs koefficien-eket táblázatban foglaltuk össze (2. és 3. táblázat). Ezek a táblázatok a terület fő geokémiai összefüggéseinek alapjait tartalmazzák és lehetővé teszik azok értelmezését és felhasználását.

Az eloszlási görbék, az elemkoncentráció-átlagok és az elempárok korrelációs koefficiensei lehetővé teszik az adathalmaz felhasználását közvetlen geokémiai következtetések levonására.

Ezeknek a következtetéseknek megtételét tekintjük további feladatunknak, s ennek néhány példáját mutatjuk be a továbbiakban.

1. táblázat

elemkoncentráció átlagai s azok jellemző szórásai

Dácit	Amfibolandezit	Piroxénandezit	Trachit
8,03; 8,45; 8,95 160; 300; 400 0,49; 1,92; 2,73 (2); (2,5); 4 1,3; 2; 4	8,79; 9,16; 9,54 160; 250; 400 3,74; 4,04; 4,35 5; 8; 10 20; 30; 100	8,19; 8,87; 9,14 80; 200; 400 2,95; 4,12; 4,93 (8); 10; 20 30; 60; 130	7,29; 8,23; 8,85 % 1000; 1300; 4000 ppm 0,22; 0,52; 1,75 % (3); 10; 16 ppm 80; 200; 500 %
1,57; 1,92; 2,36 0,87; 1,20; 1,59 0,46; 0,81; 1,23 1,2; 2,6; 7,6	3,15; 3,66; 4,20 1,12; 1,96; 3,36 0,99; 1,71; 2,43 0,50; 2,1; 4,8	3,28; 3,92; 4,49 1,17; 1,85; 2,79 1,17; 2,08; 3,00 0,98; 4,5; 28,5	1,70; 2,58; 3,59 % 1,81; 2,37; 3,48 % 0,14; 0,35; 1,17 % 5,4; 17; 31
0,04; 0,47; 0,84 6; 16; 20	0,18; 0,58; 1,24 10; 16; 16	0,20; 0,59; 1,23 13; 16; 25	0,81; 1,35; 1,85 10; 16; 25 ppm
0,21; 0,29; 0,50 1,70; 2,67; 3,13 6; 13; 25 0,22; 0,51; 0,87	0,15; 0,20; 0,26 1,62; 1,86; 2,11 16; 30; 60 0,83; 1,30; 1,57	0,13; 0,20; 0,50 1,62; 1,98; 2,65 20; 30; 60 0,91; 1,65; 2,26	0,13; 0,20; 0,31 % 7,23; 8,16; 9,95 % 25; 60; 100 ppm 0,12; 0,31; 0,81 %
0,01; 0,04; 0,07 0,71; 1,68; 2,24 (1); 2,5; 4 49,0; 49,9; 52,4 0,02; 0,04; 0,08	0,05; 0,08; 0,11 1,84; 2,04; 2,25 4; 6; 10 47,9; 48,4; 48,6 0,04; 0,07; 0,14	0,05; 0,09; 0,12 1,52; 1,82; 2,19 (6); 10; 25 47,5; 48,0; 48,7 0,04; 0,06; 0,11	0,04; 0,08; 0,14 % 0,26; 0,55; 1,00 % 6; 10; 16 ppm 47,7; 48,0; 48,6 % 0,02; 0,04; 0,08 %
6; 10; 20 31,5; 32,4; 33,6 100; 160; 250 0,05; 0,12; 0,17 10; 16; 30	8; 10; 16 28,6; 29,1; 30,0 130; 200; 250 0,25; 0,34; 0,46 50; 60; 80	(6); 10; 16 28,1; 28,9; 30,2 130; 200; 300 0,22; 0,34; 0,43 20; 60; 100	6; 13; 30 ppm 29,9; 31,1; 32,1 % 60; 130; 160 ppm 0,19; 0,31; 0,45 % 100; 200; 500 ppm

Megjegyzés: A három szám közül a középső az átlagot, a baloldali az átlag alattiak középértékét, a jobboldali az átlag felettiak középértékét jelenti. Zárójeltes értékek a kimutatási határ közelében esnek.

2. táblázat

A tokaji-hegységi vulkanizmus néhány nyomelemének összefüggéseit jellemző korrelációs koefficiensek

	Li	V	Cr	Co	Ni	Sr	Ba
Pb	+0,13	-0,21	-0,23	-0,12	-0,15	-0,13	+0,09
Ba	-0,16	-0,28	-0,21	-0,33	-0,26	-0,03	
Sr	+0,13	+0,56	+0,45	+0,55	+0,43		
Ni	+0,37	+0,67	+0,79	+0,69			
Co	+0,38	+0,81	+0,96				
Cr	+0,36	+0,77					
V	+0,29						

+0,13 Megbízható pozitív korreláció

-0,16 Megbízható negatív korreláció

+0,03 Megbízható korreláció hiánya

A tokaji-hegységi vulkanizmus főelemeinek összefüggéseit jellemző korrelációs koefficiensek

3. táblázat

	$\frac{\text{Fe}'''}{\text{Fe}''}$	P	H	K	Na	Mn	Mg	Ca	Fe	Al	Ti	Si
O	-0,01	-0,45	+0,09	+0,59	+0,26	-0,41	-0,68	-0,69	-0,73	-0,52	-0,67	+0,74
Si	+0,05	-0,54	-0,15	+0,75	+0,24	-0,45	-0,78	-0,84	-0,81	-0,73	-0,65	
Ti	+0,11	+0,58	+0,04	-0,58	-0,12	+0,32	+0,58	+0,59	+0,56	+0,52		
Al	+0,08	+0,44	+0,11	-0,64	-0,26	+0,55	+0,63	+0,66	+0,71			
Fe	+0,02	+0,43	+0,08	-0,62	-0,31	+0,34	+0,61	+0,68				
Ca	-0,06	+0,50	+0,02	-0,79	-0,16	+0,38	+0,82					
Mg	-0,17	+0,42	+0,01	-0,68	-0,31	+0,45						
Mn	-0,03	+0,19	+0,12	-0,35	-0,18							
Na	-0,03	-0,10	+0,15	+0,22								
K	+0,06	-0,53	+0,15									
H	-0,24	+0,11										
P	+0,05											

+0,75 Kifejezett pozitív korreláció
 +0,59 Gyengébb pozitív korreláció
 -0,79 Kifejezett negatív korreláció
 -0,58 Gyengébb negatív korreláció
 +0,22 Kifejezett korreláció hiánya

Néhány geokémiai következtetés

1. Az adatok alapján lehetővé válik a tokaji-hegységi vulkanizmus, mint vulkáni provincia geokémiai jellemzése. A fő képződmények, a riolittufa, riolit, dácit, amfibolandezit és piroxénandezit Ca, Na és K átlagkoncentrációiból számítható Barth-féle alkálímégszám index $66\% \text{ SiO}_2$, tehát az erősen pacifikus provinciának felel meg s ez összhangban van a földtani bizonyítékokkal (PANTÓ-SZÉKYNÉ 1959). Ezen túlmenően, képet kaphatunk a tokaji-hegységi vulkáni működés kemizmusáról, ha a képződmények átlagos elemkoncentrációi és az egyes képződményeknek a közettani térkép (MOLNÁR 1962) alapján mérhető felszíni elterjedése segítségével kiszámítjuk a hegység vulkáni képződményeinek felszíni átlagos kémiai összetételét. Ebben a számításban a riolitok előfordulási körzete magába foglalja az ignimbritékét is. A két képződmény hasonló geokémiai jellege miatt ez a tény nincs hatással a számítás eredményeire (4. táblázat).

4. táblázat

A tokaji-hegységi vulkanizmus termékeinek felszíni gyakorisága, átlagos elemkoncentrációi és a hegység vulkanitjainak ebből számítható átlagos kémiai összetétele

Kőzet	Előfordulás %	O %	Si %	Al %	Fe %	Ti %	Ca %	Mg %	Mn %	Na %	K %	H %	P %
Riolittufa	43,40	51,3	34,9	6,45	1,09	0,08	0,81	0,15	0,05	1,54	3,15	0,41	0,01
Piroxénandezit	33,00	48,0	28,9	8,87	3,92	0,34	4,12	1,65	0,09	1,82	1,98	0,20	0,06
Dácit	1,20	49,9	32,4	8,45	1,92	0,12	1,92	0,51	0,04	1,68	2,67	0,29	0,04
Amfibolandezit	3,62	48,4	29,1	9,16	3,66	0,34	4,04	1,30	0,08	2,04	1,86	0,20	0,07
Trachit	0,69	48,0	31,1	8,23	2,58	0,31	0,52	0,31	0,08	2,04	8,16	0,20	0,04
Kvarcit	0,75	53,1	45,7	0,48	0,48	—	0,17	0,03	—	0,03	0,03	0,04	—
Riolit	16,70	49,9	35,0	6,96	1,15	0,07	0,76	0,08	0,04	2,08	3,84	0,25	0,03
Átlag:		49,5	32,5	7,38	2,13	0,17	2,01	0,68	0,06	1,71	2,82	0,30	0,03

E táblázat adatai azt mutatják, hogy a tokaji-hegységi vulkanizmus átlagban dácitos összetételű. A későbbiekben ez adatok alapján megkísérrelhetjük a vulkanizmus pacifikus voltának kvantitatív vizsgálatát is. Az egész hegységre számított átlagértékek közül, GOLDSCHMIDT (1954) átlagaihoz képest, szembeszökő a magas K/Na arány: 1,65 (GOLDSCHMIDT dácitátlaga 0,75), amelyből az a geokémiai következtetés vonható le, hogy a K kiemelkedő szerepe a tokaji-hegységi vulkanizmus folyamán általános, nemcsak a késői vulkáni fázisokhoz kötött; tehát a területre általában jellemző provinciális jelenség. Ezzel jár együtt a Na alárendeltebb szerepe, ami elsősorban granitofil jellegének kevésbé kifejezett voltában tükröződik (3. táblázat).

2. Az elemkoncentrációk eloszlási görbéi, melyek maximumaikkal jelzik a fő képződményeket (figyelembe véve azok előfordulásainak gyakoriságát) általában a tokaji-hegységi kétféle (riolitos és andezites) vulkanizmusnak megfelelően két maximummal rendelkeznek. Természetesen a granitofil elemek a riolitos, míg a granitofób elemek az andezites vulkanizmus termékeiben mutatnak nagyobb koncentrációt. Az átlagok általában nem térnek el jelentősen a megfelelő közettípusok szokásos értékeitől. Az egyes elemek granitofil—granitofób jellegének mértéke a korrelációs táblázatokban tanulmányozható.

A kétmaximumos eloszlási görbék bizonyítják, hogy a tokaji-hegységi vulkanizmus termékei közt nem szerepelnek jelentős gyakorisággal a riolitos és andezites elemtársulással jellemezhető képződményektől lényeges geokémiai eltérést mutató képződmények, ill. ha (kisebb gyakorisággal) fellépnek ilyenek, azokat fokozatosság kapcsolja az átlagos összetételűekhez. Ez utóbbi jelenségekről egyes eloszlási görbék aszimmetrikus maximumai és a megfelelő elemkoncentrációkhoz tartozó erősen aszimmetrikus szórásértékek tanúskodnak. A piroxénandezitek, feldolgozott adataik alapján, például a granitofób elemek bizonyos mértékű pozitív aszimmetriájú eloszlásával jellemezhetők, ami egy az átlagosnál bázisosabb tag jelenlétét sejteti, melyhez azonban fentiek értelmében folyamatos átmenet vezet. Az ilyen aszimmetrikus eloszlások alapján feltételezhető változatok területi eloszlásának tanulmányozása későbbi feladatunk.

Egyes elemek eloszlása kettőnél több maximumot mutat. Ezek a maximumok kis gyakoriságú, de elemtársulásuk tekintetében élesen elkülönülő képződményeket (pl. kvarcit) indikálnak, melyekhez nem minden esetben vezet folyamatos átmenet. Ugyanakkor más, kevésbé kifejezett geokémiai karakterű elemek eloszlásai nem mutatnak a kétféle vulkanizmusnak megfelelő két maximumot.

3. Némely elem, ill. mennyiség eloszlásában jelentkező maximumok nem kapcsolhatók valamely összetételű közettípushoz. Ugyanezen elemek, ill. mennyiségek nem mutatnak korrelációs összefüggéseket más elemek koncentrációival, tehát változásuk nincs valamely elemtársulás változásaihoz kötve.

Ilyen eloszlást mutat a H, valamint a redox-jelenségekkel kapcsolatban levő mennyiségek.

A H-tartalom eloszlási görbéjének három (növekvő H-koncentrációnak megfelelő és csökkenő gyakoriságot mutató) maximuma feltehetőleg a hegység orto-, hipo- és metamagmatitjait indikálja (SZÁDECZKY 1959).

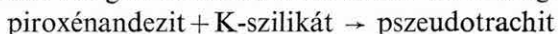
Hasonló, a kőzetkemizmustól függetlenül jelentkező eloszlást mutatnak a redoxjelenségekkel összefüggő mérőszámok; a Fe'''/Fe'' arány, amely a közet redox állapotát létrehozta, valamint a $lg Fe'''/Fe'' \cdot (Fe''' + Fe'')$ kifejezés értékei, amely lényegében a kőzetet ért oxidációs hatást jelzi, figyelembe véve annak redoxkapacitását. Különböző vastartalmú kőzetek azonos redoxhatásokra ugyanis különböző Fe'''/Fe'' arányokat érnek el, mivel magmás kőzetek redoxkapacitását lényegében a vastartalom szabja meg. Ezt veszi figyelembe a $lg Fe'''/Fe'' \cdot (Fe''' + Fe'')$ kifejezés használata. E két mérőszám eloszlási görbéi egy nagyobb oxidációs hatást szenvedett, ill. oxidáltabb állapotban levő képződménycsoport jelenlétét mutatják, melynek tagjai azonban nem rendelkeznek csak az andezites, vagy csak a riolitos vulkanizmus termékei közé.

Az egyes képződmények megfelelő redoxmérőszámainak átlagértékei ilyen módon nem különböznek egymástól szignifikánsan, hanem nagy szórásaikkal általában átfedik egymást. Még rokon kemizmusú, de eltérő redoxviszonyok között keletkezett képződmények, mint a riolit—riolittufa—ignimbrit, vagy piroxénandezit-amfibolandezit, redoxmérőszámai közti különbségek sem teljesen szignifikánsak.

Általánosságban kijelenthető azonban, hogy a tokaji-hegységi vulkanizmus termékei erősen oxidált állapotban vannak, és valamennyi képződmény átlagos redox-mérőszámai meghaladják GOLDSCHMIDT (1954) különböző effuzívu-

mokra számított átlagait. Ez, hasonlóan a H anomális eloszlásához, valószínűleg a nem ortomagmás képződmények viszonylag jelentős elterjedésére hívja fel a figyelmet (SZÁDECZKY 1959).

4. A pszeudotrachit az egyetlen képződmény, melynek átlagos oxidációs foka még ebből a magas környezetből is jelentékenyen kiemelkedik. Keletkezése tehát erős oxidációs hatásokkal kapcsolatos (CSAJÁGHY—SCHERF—SZÉKYNÉ 1953). A pszeudotrachitnak a piroxénandezitből feltételezett keletkezését a trachit és andezit átlagos összetételének ismeretében megkísérrelhetjük egy



alakú séma szerint elképzelni. Ha figyelembe vesszük az egyetlenben szereplő anyagok elemkoncentráció-átlagait, és a baloldalon szereplő anyagokat a pszeudotrachit K-tartalmának biztosításához szükséges arányban képzeljük, akkor az egyenlet jobb oldalán jelentős hiány mutatkozik néhány granitofób elem mennyiségében. Ebben a folyamatban az andezit granitofób nyomelemei (Cr, V, Co, Ni, Zn) és a K nyomelemkísérői (Ba, Tl, Ag, Pb, In) oxidációs kapacitásuk, azaz különböző ionjaik litofil vagy kalkofil hajlama szerint mutatnak vagy a trachitban, vagy az ezt kísérő ércekben relatív dúsulást. A ritka-fémkutató program keretében vizsgált elemek közül is azok mutatnak figyelemre méltó dúsulást a hegységben, melyeknek megjelenése a káliuméval a fentiekben vázolt értelemben kapcsolatos. Ezek érnek el jelentős koncentrációt egyes nagy káliumtartalmú vulkanitokban, az ezekkel járó hidrotermalitokban és azok bomlástermékeiben.

Az ismertetett néhány igen általános következtetés után további feladatoknak tekintjük, hogy az előzőkben kijelölt irányokban konkrétabb következtetéseket is levonjunk.

IRODALOM

- AHRENS L. H. 1963: Element distribution in igneous rocks. — *Geochim. et Cosmochim. Acta.* **27**, pp. 929—938.
- CSAJÁGHY G.—SCHERF E.—SZÉKYNÉ FUX V. 1953: Theoretische u. praktische Ergebnisse d. chemischen Aufschliessung des Kalitrachyts. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **2**, 1—2.
- GOLDSCHMIDT V. M. 1954: *Geochemistry.* — p. 37.
- MOLNÁR J. 1962: A Tokaji hegység 1 : 100 000-es földtani térképe.
- PANTÓ G.—SZÉKYNÉ FUX V. 1959: A Tokaji-hegység harmadkori vulkáni tevékenysége. — MTA Geokémiai Konferencia. Bpest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: A magmás kőzetek genetikai rendszere. — MTA Geokémiai Konferencia. Budapest.

PRELIMINARY STATISTICAL EVALUATION OF GEOCHEMICAL DATA FROM THE TOKAJ MTS

by
P. ZENTAI

The paper reports on the basic principles, methods and results of the interpretation of data obtained by the geochemical surveying which accompanied the geological research of the Tokaj Mts.

The chemical and trace element analyses of the samples furnished by geological investigations are evaluated by plotting the distribution of element concentrations, by determining the average concentrations characteristic of the particular formations and the characteristic dispersion pattern of the elements, as well as by computing the correlation coefficients indicating the relationships of element concentrations.

Starting from the above considerations, the author characterizes the Tokaj volcanics as a volcanic province in general and draws some conclusions on the geochemical characteristics and genesis of certain rock types as well as on the geochemical conditions of metallization. Finally, the possibilities for rare element prospects in the Tokaj Mts are outlined.

ОПЫТ ОБРАБОТКИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ТОКАЙСКИХ ГОР

П. Зентаи

Автором излагаются основные принципы, методы и результаты обработки геохимических данных, полученных при геологическом изучении Токайских гор.

Данные химического анализа и анализов на рассеянные элементы отобранных проб отображаются кривыми распределения концентрации элементов, средними концентрациями, характеризующими отдельные образования и их характерной дисперсией, а также корреляционными коэффициентами, показывающими взаимоотношение концентраций отдельных элементов.

На основании этих данных автор дает характеристику вулканизма Токайских гор, как вулканической провинции в общем; он делает некоторые выводы в отношении геохимических особенностей и образования отдельных типов пород и геохимических условий оруденения. Наконец, намечаются возможности поисков редких металлов в Токайских горах.

A KELET-BÖRZSÖNYI OLIGOCÉN—MIOCÉN RÉTEGEK BIOSZTRATIGRÁFIÁJA

Írta: DR. BÁLDI TAMÁS, CSEPREGHYÉ DR. MEZNERICS ILONA ÉS DR. NYÍRŐ RÉKA

Az Állami Földtani Intézet megbízásából, a Természettudományi Múzeummal kötött szerződés értelmében, az 1963. év folyamán rétegtani és őslénytani vizsgálatokat végeztünk a Börzsönyhegység keleti peremén meghatározott földtani szelvények szerinti rétegsorrend-, és ősmaradványanyag gyűjtéssel. Végső sorban a helyes biosztratigráfiai kép kialakítására törekedtünk, ami alapja lehet a részletes térképező munkának, vagy mélyfúrási tevékenységnek.

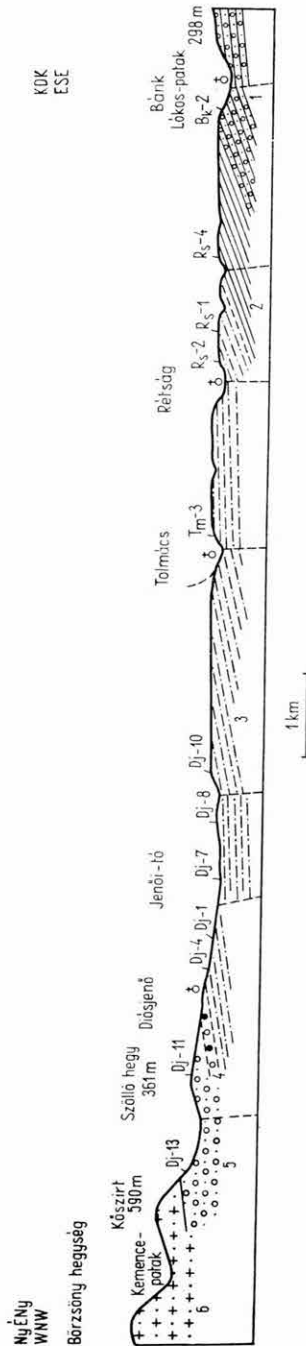
Területünk a bécsi átnézetes földtani térképezés óta a magyar földtan mostoha területei közé tartozik. ID. NOSZKY és HORUSITZKY rendszeres térképező munkájáig inkább csak tallózás-szerű, egymástól elszigetelt adatközlések láttak napvilágot. Ezek közül említésre méltó HANTKEN (1867) közleménye a Jenői-tó, a Zsibak-forrás és a Lókos-puszta — szerinte oligocén — képződményeiről. Érdekes idézni HANTKEN alábbi sorait: „Ezen vízmosásra (Jenői-tónál) figyelmeztetett DR. HÖRNES úr, aki múlt évben Magyarország egy részének beutazása alkalmából Diósjenőre is kirándulást tett, és nagyon meg volt lepve az ottani rétegekben eltemetett fauna által, a mennyiben az többnyire oly fajokból áll, melyek a németországi oligocén képletekben is el vannak terjedve” (p. 91). A későbbi közlemények közül kiemelendő GAÁL I. (1908), MAJER (1915), SÜMEGHY (1923), LIFFA—VÍGH (1937) dolgozata, majd HORUSITZKY (1942) már nagy területre kiterjedő, összesítő igényű munkája. ID. NOSZKY (1940) cserhádi monográfiája és földtani térképe felöleli a Börzsöny hegység K-i peremét is. BARTKÓ E terület jó ismerője, akinek szorgalmazására indultak meg vizsgálataink, salgótarjáni munkájában (1961—62) ugyancsak közöl adatokat Diósjenő—Nagyoroszi—Nógrád vidékéről.

A terület földtani felépítése (1. ábra) fedőhegységalakulat. A Cserhátvonalat előhegységében levő Csövár—Nézsza—Romhány körüli mezozoos és idősebb paleogén rögöktől a Börzsöny lábáig a dőlésirányok uralkodóan DNy—ÉNy-iak, amit már HORUSITZKY (1942) is megfigyelt. Bánktól elindulva Ny—ÉNy felé egyre fiatalabb képződményekkel találkozunk: az alsóoligocén feletti helyzetben kimutatható a rupéli képződmények csapásmenti sávja Rét-ság—Nőtincs vonalában, majd a felsőoligocén dombvidék, mely a Börzsöny lábáig terjed, ahol a rátelepülő helvétii összlettel együtt az andezittömeg alatt helyezkedik el (2. ábra).

A Bánk és Nőtincs vonalában, csapás mentén felszínre bukkanó középsőoligocén képződmények közzétanilag kissé eltérnek a Budapest környéki valódi „kiscelli agyag”-tól, amennyiben kevésbé agyagosak és márgások, általában aleuritós jellegűek. Ebből következően a parthoz közelebb rakódhattak le. A Bánkitól É-ra húzódó országút bevágásában (Bk-1) a szürke, lemezesen szétcső, nagyon kevés homokot tartalmazó agyag különösen *Clavulinoide*-szekben (*Clavulinoidea szabói*, *C. havanensis*), *Rhabdammina*-ban (*Rhabdammina abyssorum*, *R. annulata*) és *Uvigerina*-ban gazdag.

A Bánk és Rétság közötti völgyben, a vasút mentén egy gémeskút-nál (Rs-4), szürke aleuritós agyagot tárnak fel a vízmosások 25 m vastagságban. Ez a képződmény a változó szemcsenagyságú homokkő és konglomerátum sűrű váltakozásából álló alsóoligocén feletti helyzetben található. Makrofaunát, mint általában az itteni rupéli képződmények, nem tartalmaz, gazdag mikrofaunájában az agglutinált formák uralkodnak, ezért a rupéli rhabdamminás—cyclamminás szintbe (MAJZON 1960) soroljuk. Csapásirányban tovább követhetők a rupéli képződmények Nőtincsen (1. ábrán már nem szerepel), ahol a falu K-i végén feltárt sárga agyagos aleuritban (Nt-2) a rhabdamminás—cyclamminás mikrofauna mellett puhatestűek nyoma: *Pteropodák* és *?Malletia* sp. volt megfigyelhető.

A rupéli rétegek vastagságát illetően még becslésekbe is alig bocsátkozhatunk a hiányos feltártság miatt. Úgy gondoljuk azonban, hogy vastagságuk legfeljebb 300—500 m lehet.

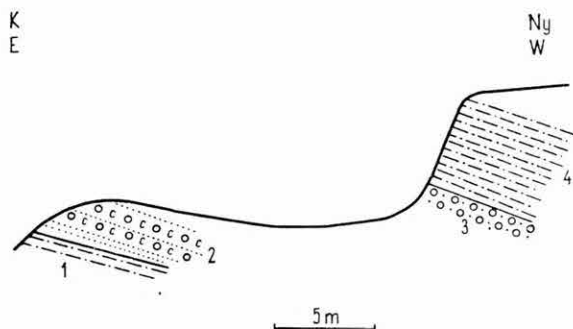


2. ábra. Vázlatos szelvény Bánk és Diósjenő között. — *Jelmagyarázat*: 1. alsóoligocén homokkő—konglomerátumösszlet, 2. középsőoligocén foraminiferás agyagos aleurit, aleuritós agyagmárga, 3. felsőoligocén homokos, agyagos aleurit és kavicsos durvahomok-összlet, 4. ?felsőoligocén kőszennyomos rétegcsoport, 5. helvétii homok, homokkő, márga, konglomerátum-összlet, 6. andezit-összlet
 Fig. 2. Coupe schématique entre Bánk et Diósjenő. — *Légende*: 1. complexe de grès et de conglomérat de l'Oligocène inférieur, 2. siltstone argileux et argile marneuse à siltstone de l'Oligocène moyen, 3. complexe de sable, de siltstone argileux et de sable graveleux grossier de l'Oligocène supérieur, 4. groupe à lentille de lignite (Oligocène supérieur?), 5. complexe de sable, de grès, de marnes et de conglomérats helvétiens, 6. complexe d'andésite

Felsőligocén

A vizgált terület legnagyobb részét ebbe az emeletbe tartozó üledékek fedik. A legalább 400—500 m vastag rétegösszletet mind kőzettani, mind őslénytani tekintetben a legváltozatosabb fáciesek építik fel: a durva kavicsos homoktól az agyagos aleuritig, a lagunáris, csökkentsósvízi, cerithiumos rétegektől a tengeri biofáciesekig terjedően. Ezek egymáshoz való viszonyát a rossz feltárási körülmények miatt nehéz megfigyelni.

A Rétságtól DK-re húzódó cigánysornál, a vasút mellett, 15 m vastagságban feltárt agyagos aleurit (Rs-1) — mely a szenesedett növénymaradványokon, levél- és áglenyomatokon kívül szegényes makrofaunát (*Nucula comta*, *Angulus*



3. ábra. A vasút melletti felhagyott homokbánya szelvénye Rétságtól K-re (Rs-2).—*Jelmagyarázat*: 1. kőszennyomos agyagos aleurit; 2. laza, közép szemű homokkő, két apró kavicsos, cerithiumos csikkal (c), 3. kavicsos, kereszt-rétegzett durvahomok, 4. bryozoás aleuritós agyag durvahomokos lencsékkel, *Diplodonta*—*Pholadomya*-faunával

Fig. 3. Coupe d'une sablière abandonnée à côté du chemin de fer à l'E de Rétság (Rs-2).—*Légende*: 1. siltstone argileux à traces de lignite; 2. grès friable à grain moyen avec deux lits minces de gravier menu à *Cerithium* (c), 3. sable graveleux grossier à stratification entrecroisée, 4. argile à siltstone avec des lentilles de sable grossier à Bryozoaires et à *Diplodonta*—*Pholadomya*

agyagos aleuritot HORUSITZKY (1942) az alsómiocén akvitáni emeletbe sorolja, egyrészt azon az alapon, hogy az alatta levő durva homokra, melynek felső határán szénzsinórok is jelentkeznek, diszkordánsan települ, másrészt azon 10 fajból álló Mollusca-fauna alapján, melyet a fenti agyagos aleuritből felsorol. A HORUSITZKY által vizsgált homokbánya beomlott, a számunkra hozzáférhető részen a kereszt-rétegzett durvahomok és az agyagos aleurit határán sem szénzsinórokat, sem diszkordanciát nem észleltünk. A HORUSITZKY által meghatározott példányokat nem láttuk, viszont újragyűjtésünk során 25 fajból álló makrofaunát (1. táblázat) nyertünk ki az agyagos aleuritből. E tengeri jellegű, különösen Bryozoákban (*Lunulites* sp.) gazdag fauna egyetlen olyan fajt sem tartalmaz, mely csak a miocénből ismert. A sok per-

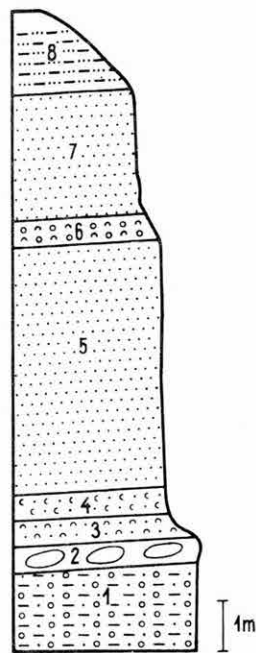
nysti, *Dentalium* sp.) tartalmaz — feltehetően a felsőligocén mélyebb tagjához tartozik. Felső, kissé homokosabb részében a *Pirenella plicata*-t is megtaláltuk, mely jelzi, hogy már a felsőligocén elején a tengeri környezettel váltakozóan partszéli képződmények is felléphetek. Még inkább meggyőződhetünk erről, ha dőlésirányban 150 m-t továbbhaladva elérjük azt a ma már erősen beomlott, vasútmenti homokkőbányát (Rs-2), melylyel HORUSITZKY (1942) is foglalkozik. A szelvényből (3. ábra) itt világosan kitűnik, hogy az alsó rétegekben két cerithiumos szinór húzódik *Tympanotonus margaritaceus*-szal és *Pirenella plicata*-val. Tehát a cerithiumos rétegek már igen mélyen jelentkeznek. A fedő

zisztens alak mellett a *Pitar beyrichi*, *P. splendida*, *Dentalium kickxi* határozottan a felsőoligocénre utal, sőt ezt támasztja alá a hazai felsőoligocénben gyakori *Chlamys incomparabilis*, *Angulus nysti*, *Pholadomya puschi* jelenléte is. Semmi sem indokolja tehát, hogy e rétegeket alsómiocénnek, illetve ilyen értelemben akvitáninak tartsuk. Megjegyzendő, hogy Pusztaberkitől DNy-ra, a Derékpatak völgyében (Pb-1) hasonló rétegsort láttunk egy homokbánya feltárásában, ahol a szintén cerithiumos csíkokat bezáró, keresztretegezett kavicsos durvahomokra ugyancsak *Pholadomya puschi*-ban, *Diplodonta rotundata*-ban és *Textularia deperdita*-ban gazdag agyagos aleurit települt. Az azonosítást még az is alátámasztja, hogy a pusztaberki feltárás pontosan ÉÉK-re, tehát csapásirányban fekszik a rétsági lelőhelytől.

Az előbbi rétegek fedőjében (Rs-1, Rs-2, Pb-1) 30 m vastag durvább törmelékes összlet helyezkedik el, melynek mikrofaunája szegényes, makrofaunájában gyakoriak a Glycymeridák. Ez a képződmény a rétsági vasútállomással szemben (Rs-3) szétporló *Glycymeris*-teknőket bezáró, kavicsos durvahomokból, valamint az erre települt finomabb szemcséjű homokból áll. ÉÉK felé, csapásirányban, a borsosberény—rétsági út mentén, a 251,9 m háromszögelési ponttól Ny-ra levő nagy homokfejtőben (Bb-1) látjuk viszont ezt az összletet (4. ábra). Az itt feltárt, uralkodóan közepes és durvaszemcséjű homokban alul glycymeridas padot találtunk (*Glycymeris latiradiata* s. l.), majd rögtön felette cerithiumos réteget (*Tympanotonus margaritaceus*, *Pirenella plicata*). Az utóbbi felett 6 m-rel molluszkás lumasella húzódik, melyben sok a *Tympanotonus* és *Pirenella*, valamint a *Galeodes* cf. *semseyiana* is előfordul. Lehet, hogy azonos az előbbi kifejlődéssel az az uralkodóan kavicsos, durvahomokos összlet (Pk-1), amely Patak község ÉK-i szélén, a pincéknél a domboldalát alkotja (5. ábra), és pontosan az előbbieket csapásirányába esik. A szelvény mélyebb részén gyakori a *Glycymeris latiradiata*

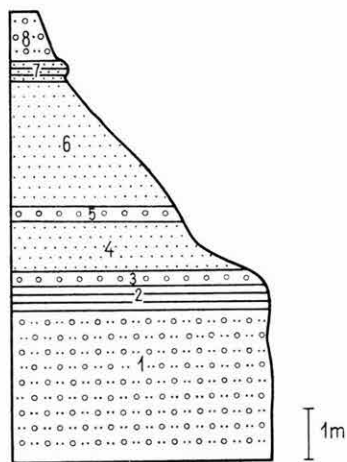
4. ábra. Homokbánya a borsosberény—rétsági országút mellett (Bb-1). — *Jelmagyarázat*: 1. gyengén osztályozott agyagos homok, fészkekbe összemossott nagy muszkovitlemezekkel és limonitos, szénült növénytörmelékekkel, 2. 1 m átmérőjű konkréciók sora, 3. közepes szemcsenagyságú homok, a *Glycymeris latiradiata* s. l. hatalmas példányaiból alkotott padok, 4. durva homok apró kavicsos lencsékkel, sok *Tympanotonus margaritaceus* és *Pirenella plicata*-val, 5. kőületszegény, sárga, laza, középszemű homokkő, 6. durva homok lumasellával (*Tympanotonus margaritaceus*, *Pirenella plicata*, *Gibbula* sp., *Galeodes* cf. *semseyiana*, *Pitar polytropa*), 7. középszemű, laza homokkő, 8. laza, agyagos homokkő

Fig. 4. Sablière à côté de la route Borsosberény—Rétság (Bb-1). — *Légende*: 1. sable argileux peu trié à lamelles grosses de muscovite, remaniées en nids et à fragments de plantes carbonisées et limonitiques, 2. série de concrétions de 1 m de diamètre, 3. sable à grain moyen, banes formés de spécimens énormes de *Glycymeris latiradiata* s. l., 4. sable grossier à lentilles graveleuses et avec beaucoup d'individus de *Tympanotonus margaritaceus* et *Pirenella plicata*, 5. grès friable jaune à grain moyen, peu fossilifère, 6. sable grossier à lumachelle (*Tympanotonus margaritaceus*, *Pirenella plicata*, *Gibbula* sp., *Galeodes* cf. *semseyiana*, *Pitar polytropa*), 7. grès friable à grain moyen, 8. grès friable argileux



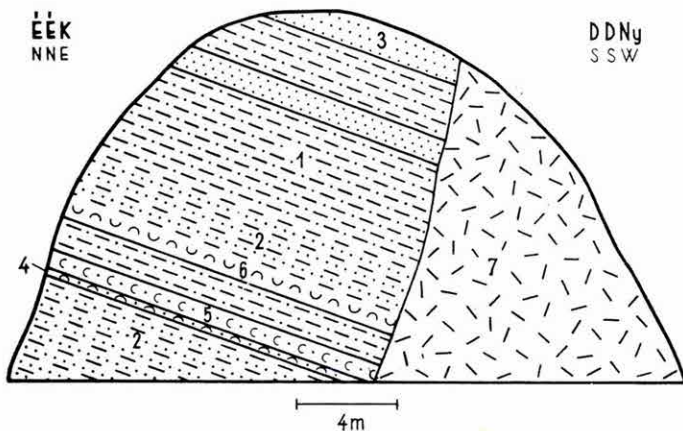
s. I., valamint a *Pitar beyrichi* SEMP. E durvahomokos képződmény mindhárom lelőhelyén (Rs-3, Bb-1, Pk-1) a fauna elsősorban a *Glycymeris latiradiata* és *Pitar beyrichi* alapján a felsőoligocénhez sorolandó.

Továbbhaladva délészirányban, Tolmácson már a felsőoligocén legmagasabb tagjával is találkozunk. A falu DK-i végénél lévő nagy feltárásban homok és agyagos homok váltakozik (Tm-3), melynek mélyebb részén *Ostrea cyathula* pad, és cerithiumos (*Tympanotonus margaritaceus*, *Pirenella plicata*) lumasella, nem sokkal ezek felett pedig glycymeridás réteg (*Glycymeris latiradiata* s. I.)



5. ábra. Feltárás Patak ÉK-i szélén a pincéknél (Pk-1). — Jelmagyarázat: 1. homok *Glycymeris latiradiata* s. I.-val és *Pitar beyrichi*-vel, 2. növénynyomos agyagcsíkok, 3. kavicspad, gyéren Glycymeridákkal, 4. sárga közép szemű homok, 5. kavicspad, 6. közép szemű homok, 7. barna, kemény homokkőpad, 8. durvahomok, aprókavicsos lencsékkel

Fig. 5. Affleurement à la limite NE de Patak, près des caves (Pk-1). — Légende: 1. sable à *Glycymeris latiradiata* s. I. et *Pitar beyrichi*, 2. bandes d'argile à vestiges de plante, 3. banc de gravier à individus sporadiques de Glycymeridés, 4. sable jaune à grain moyen, 5. banc de gravier, 6. sable à grain moyen, 7. banc de grès dur, brun, 8. sable grossier à lentilles de gravier menu



6. ábra. Feltárás Tolmács DK-i végén (Tm-3). — Jelmagyarázat: 1. agyagos aleurit, szénült növényi nyomokkal, 2. homok és agyagos aleurit váltakozó összelete, 3. szürke, közép szemű homok, 4. Ostrea-pad (*Ostrea cyathula*), 5. cerithiumos agyagos homok (*Pirenella plicata*, *Tympanotonus margaritaceus*), 6. glycymeridás pad (*Glycymeris latiradiata* s. I., *Turritella venus*, *Ostrea cyathula*), 7. törmelék

Fig. 6. Affleurement à l'extrémité SE de Tolmács (Tm-3). — Légende: 1. siltstone argileux à vestiges de plantes carbonisées, 2. alternance de grès et de siltstone argileux, 3. sable gris à grain moyen, 4. banc d'huîtres (*Ostrea cyathula*), 5. sable argileux à Cerithium (*Pirenella plicata*, *Tympanotonus margaritaceus*), 6. banc à Glycymeridés (*Glycymeris latiradiata* s. I., *Turritella venus*, *Ostrea cyathula*), 7. détritit

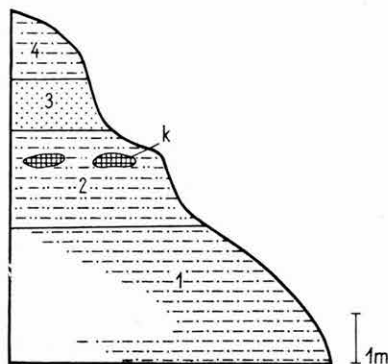
húzódik (6. ábra). E cerithiumos rétegek megjelenési módja, valamint e lelőhelytől ÉK-re, a dombtetőn mélyített kútásásból napvilágra került *Pitar undata*-k, egyaránt a diósjenői temetődomb rétegeire emlékeztetnek, melyek ott a miocén alól felszínre bukkanva a felsőoligocén magasabb tagozatát képviselik. A Sziluska-puszta melletti homokgödör (Tm-4), valamint a falu DNy-i végén mélyített homokgödör (Tm-5) kvarchomokjának mikrofaunája már ugyancsak erősen miocén-képű. HORUSITZKY (1942) Tolmácsról is említi „akvitáni” képződményeket, azonban lelőhelye sajnos már betemetődhetett. Vizsgálatunk során nem találtunk olyan adatokat, melyek az alsómiocén itteni jelenlétét határozottan igazolják.

Tolmácstól Ny-ra ÉÉK—DDNy csapásirányban jelentősebb törésvonal húzódhat, melynek Ny-i szárnyán ismét idősebb felsőoligocén, sőt Borsosberényben MAJZON (1939) és HORUSITZKY (1942) szerint a rupéli „kiscelli agyag” is felszínre kerül. Ebbe a csapásba esik a „horpácsi iszapfácies” (H-1) (HORUSITZKY) is, melynek gyengén agyagos, aleuritos, homogén finomhomokja Horpács DNy-i szélén, a borsosberényi út mellett van feltárva. Makrofauna nincs benne, azonban különösen a törökbálintira emlékeztető gazdag mikrofaunája rétegtani helyzetét a felsőoligocén mélyebb szakaszára rögzíti.

Tolmácstól Ny-ra a Jenői-tó partvidékének kövületgazdag, ugyancsak mélyebb szintet képviselő felsőoligocénje már száz évvel ezelőtt felkelte HÖRNES figyelmét. A HANTKEN (1867) által leírt feltárás ugyan ma már nem található, azonban a tó KDK-i végében emelkedő partfal, melyet SÜMEGHY (1923) az „alsó miocén felső szintjébe”, HORUSITZKY (1942) pedig az „akvitáni”-ba sorolt, jelenleg is jól tanulmányozható (7. ábra: Dj-8). Összesen 26 fajt gyűjtöttünk a mélyebb agyagos aleuritból, a turritellás homokból és a rátelepülő glycymeridás („pektunkuluszos”) padból (2. táblázat). Nehezen érthető, hogy miért könyvelték el miocén korúnak e faunát. Egyetlen miocén faj található itt, az *Euthriofusus burdigalensis*, mely azonban Eger és a Szentendrei-hegység felsőoligocénjéből is ismeretes. Ezzel szemben a *Nucula comta*, *Pitar beyrichi*, *Turricula regularis* jellemző oligocén formák, nem beszélve a nagy *Globulariákról*, és a *Paratethys* felsőoligocénjének néhány endemikus formájá-

7. ábra. A Jenői-tó DK-i végén emelkedő partfal szelvénye (Dj-8). — *Jelmagyarázat*: 1. agyagos aleurit (*Schizaster* sp., *Panopea ménardi*), 2. kövületszegény agyagos finom homok, méteres átmérőjű konkréciók (k) sorával, 3. sárga homok, összemossott lencsékből sok *Turritella venus*, *Babylonia eburnoides umbilicosiformis*, *Polinices catena achatensis*, *Ostrea cyathula*, 4. szürke agyagos aleurit, sok *Glycymeris latiradiata* aff. *subfichteli*, *Globularia gibbosa callosa*, *Pholadomya puschi* példánnyal

Fig. 7. Coupe du rivage escarpé à l'extrémité SE du lac de Jenő (Dj-8). — *Légende*: 1. Siltstone argileux (*Schizaster* sp., *Panopea ménardi*), 2. sable fin, argileux peu fossilifère avec une série de concrétions (k) d'un diamètre de 1 m, 3. sable jaune à fossiles remaniés en lentilles: *Turritella venus*, *Babylonia eburnoides umbilicosiformis*, *Polinices catena achatensis*, *Ostrea cyathula*, 4. siltstone argileux gris avec beaucoup de *Glycymeris latiradiata* aff. *subfichteli*, *Globularia gibbosa callosa*, *Pholadomya puschi*



ról: *Cardium neglectum*, *Babylonia eburnoides umbilicosiformis*, melyek a perzisztens fajok mellett kiegészítik a faunaképet. Ha csak a Paratethysen kívül fekvő lelőhelyekkel végezzük el az összehasonlítást, akkor is az alábbi eredményre jutunk: 19% oligocén, 8% miocén, 15% endemikus (csak a Paratethys felsőoligocénjében), 23% bizonytalan meghatározású, 35% perzisztens. E fauna tengeri jellegű, és egyes törökbálinti biofáciésekre emlékeztet.

Még fokozottabban tengeri fáciesre utal az a fauna, melyet a Jenőitő DNy-i oldalán húzódó dombhát oldalában, egy kis homokgödörből gyűjtötünk (Dj-7). Itt az agyagos finomhomokban 36 Mollusca fajt találtunk (3. táblázat). Bár e területet HORUSITZKY (1942) „katti”-nak térképezte, az előbb tárgyalt Dj-8-as lelőhely faunájával lényegében hasonlóságot mutat, csupán néhány „egri faj” bővíti a faunalistát. E fauna rétegtani elemzése az alábbi adatokra vezetett: 31% oligocén, 8% miocén, 11% endemikus faj (csak a Paratethys felsőoligocénjében), 11% bizonytalan meghatározású és 39% perzisztens forma. A miocénnek számított *Phacoides columbella*, *Turritella venus*, *Athleta rarispina* a Paratethysben Eger, Budafok, Pacsirtahegy környékéről már a felsőoligocénből is előkerült. Megjegyzendő, hogy a fauna 62%-a Egerben is előfordul, míg Törökbálintról csak 36%-a ismeretes. A *Diastoma grateloupi turritoappeninica*, *Babylonia eburnoides umbilicosiformis*, *Conus dujardini egerensis*, *Cominella hungarica* előfordulása hangsúlyozza az egri faunával való rokonságot.

Gazdag faunát találtunk Diósjenőtől ÉK-re, nem messze a falutól, az új, szomolyapusztai országút mellett, egy elágazó dűlőút bevágásában (Dj-24). Itt a laza, finomszemcséjű homokból, melyre agyagos aleurit települ *Pholadomya puschi*-val, 30 fajt számláló puhatestű faunát sikerült gyűjtenünk (4. táblázat). A fauna nagy termetű csigái és kagylói a meleg tengerek sekély homokpadjainak pazar Mollusca-együttesére emlékeztetnek. Biosztratigráfiai összetétele a következőképp alakul: 33% oligocén, 10% miocén, 20% bizonytalan meghatározású faj, 20% endemikus és 17% perzisztens forma. A miocénnek tekintett fajok sorában a *Venus multilamella*, a *Rostellaria dentata* jelenléte nem újdonság, mivel ezeket a Paratethys felsőoligocénjéből már több helyen kimutatták. Meglepő azonban a Paratethys alsómiocénjében (burdigaljában) oly elterjedt fajnak, a *Pitar gigas schafferi*-nek fellépte, mivel idáig felsőoligocén faunával még sosem találták együtt. Hasonlóságot mutat e fauna az egri, de különösen a kovácvai (helembai) faunával (60% közös faj), hogy csak a *Trisidos schafarziki*, *Crassatella carcarensis*, *Cardium egerense*, *Venus multilamella*, *Protoma cathedralis*, *Rostellaria dentata*, *Zonaria subexcisa* és *Cassidaria depressa* jelenlétére utaljunk.

A diósjenői Szöllőhegy DK-i nyúlványán ismét elérjük a felsőoligocén magasabb tagozatát, mely tovább KÉK felé a helvétii összlet alá dől. A temetőnél kezdődő feltárásorozat alapján kisebb-nagyobb hézagokkal rekonstruálható a teljes szelvény (8. és 9. ábra). SÜMEGHY (1923) az itteni faunákat az „alsó miocén alsó szintjébe” helyezte, míg HORUSITZKY (1942) az alul helyet foglaló turritellás homokot a „felső stampien”-be (felsőoligocén), a rákövetkező cerithiumos rétegeket viszont már az „akvitánikum”-ba (alsómiocén) sorolta és az utóbbiak fedőjéből „alsó burdigálai teresztrikum”-ot írt le.

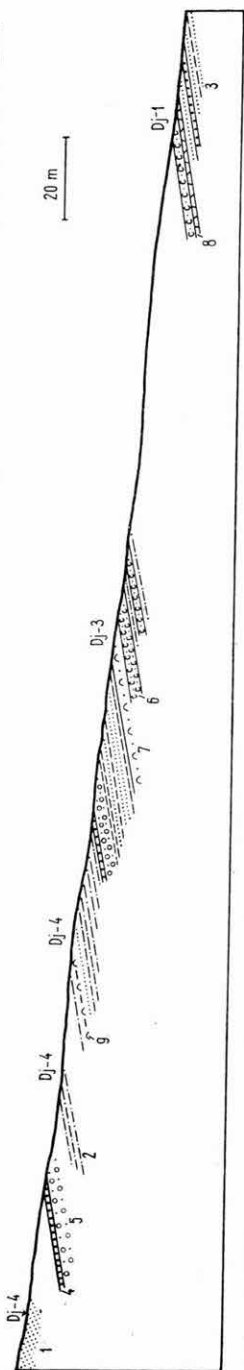
A rétegsort a temető környékén agyagos aleurit és finomabb vagy durvább szemű homok elég sűrűn váltakozó összelete építi fel, helyenként közbe-

települt homokkőpadokkal (8. ábra). A szelvény alján tengeri rétegeket találunk alig 10 m vastagságban a gyakori *Nucula comta*, *Cominella hungarica*, *Typhis* cf. *horridus*, *Angulus* sp., *Cardium heeri*, *Turricula regularis* fajokkal. A tengeri rétegek felső szakaszán finom homok észlelhető, melyben lencsékbe tömörülten nagy számban fordul elő a *Turritella venus*.

E képződmény felett, mely a templomdomb alatt borpincékben, továbbá a faluból a temetődombra vezető út bevágásában tanulmányozható (Dj-1), a falu utolsó házait elhagyva, ősmaradványgazdag pad következik. Az alig 1,5 m vastag agyagos finom homokban alul a *Cerithium*-félék uralkodnak, míg felül a *Mytilus aquitanicus* és a *Calyptrea chinensis* gyakoribb. A 22 fajból álló Mollusca-fauna (5. táblázat) erősen ingadozó sótaralmú, esetleg lagunáris, de mindenképp tengerparti fáciesről tanúskodik. A fauna kronológiai összetétele az alábbi: oligocén 9%, miocén 23%, endemikus 9%, bizonytalan meghatározású 23%, perzisztens 36%. Ez az elemzés alátámasztani látszik SÜMEGHY és HORUSITZKY megállapításait, és a fauna kétségtelenül erős miocén arculatára utal. Hogy mégis felsőoligocénbe soroljuk e faunát, annak okai a következők:

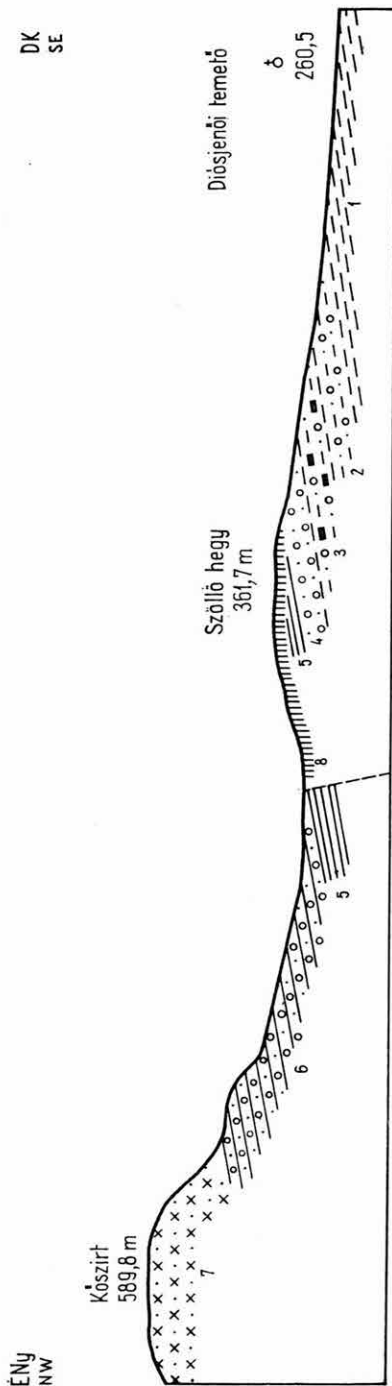
1. A szelvény magasabb szakaszán még olyan fauna tér vissza, melyben az oligocén elem messze túlsúlyban van, tehát ennek fekvője nem lehet fiatalabb.

2. Az itteni faunában miocénnek tekintett fajok egytől-egyig ismeretesek már a Paratethys felsőoligocénjéből. Így a *Mytilus aquitanicus* az egész Paratethys felsőoligocénjében elterjedt, Bajorországtól az Aral-tóig megtalálható oligocén faunatársaságban. Az *Euthriofusus burdigalensis*-t, melyet már a Jenői-tó mellől is felsoroltunk felsőoligocén fajok társaságában, szintén megtaláljuk az egri és a szentendrei-hegységi felsőoligocénben. A *Capsa lacunosa* szintén ismert a Szentendrei-hegység felsőoligocén rétegeiből, a *Pitar undata* pedig, mely a DNy-franciaországi alsómiocén jellemző faja, úgy látszik a magyarországi felsőoligocén magasabb részében a



8. ábra. A diósjenői Temetődomb (Szőlőhegy) DK-i nyúlványának szelvénye (Dj-1, Dj-3, Dj-4). — *Jelmagyarázat*: 1. sárga homok, 2. agyagos aleurit, szürke agyag, 3. sárga homok és szürke agyag váltakozó összetete, 4. barna homokkőpad, 5. kavicsos durvahomok, 6. cerithiumos agyagos homok, 7. *Pitar undata*-s finom homok, 8. turritellás réteg, 9. molluszkás homokos agyag

Fig. 8. Coupe du prolongement SE de la colline Temetődomb à Diósjenő (Szőlőhegy) (Dj-1, Dj-3, Dj-4). — *Légende*: 1. sable jaune, 2. siltstone argileux, argile grise, 3. alternance de sable jaune et d'argile grise, 4. banc de grès brun, 5. sable graveleux grossier, 6. sable argileux à *Cerithium*, 7. sable fin à *Pitar undata*, 8. couche à *Turritella*, 9. argile sableuse à Mollusques



9. ábra. Szelvény a diósjenői Szőlőhegyen át a Kőszirtig (Diósjenőtől É-ra). — *Jelmagyarázat*: 1. felsőoligocén agyag és homok, homokkópadokkal és durvahomok betelepülésekkel, gazdag faunával, 2. ?felsőoligocén kőszennyomos rétegsoport kavicsos durvahomokból álló mélyebb része, 3. ?felsőoligocén kőszennyomos rétegsoport felső része: durvahomok agyagos lencsékkel, allochton kőszencsíkokkal és lencsékkel, gyér tengeri faunával, 4. helvétii paphiás homokkő, homok, 5. helvétii „slir-szerű”, szivacsstűs, agyagos aleurit, 6. helvétii durvahomok, homokkő, konglomerátum-sorozat, melyebb részen foraminiferás, gyéren glaukonitos, agyagszikos homokkal, 7. amfibolandezit-agglomerátum, 8. pleisztocén

Fig. 9. Coupe à travers la colline Szőlőhegy à Diósjenő jusqu'au Kőszirt au N de Diósjenő. — *Légende*: 1. argile et sable oligocènes supérieurs à banc de grès et à intercalations de sable grossier, avec une faune riche, 2. partie inférieure du groupe oligocène supérieur (?) à traces de lignite, 3. partie supérieure du groupe oligocène supérieur (?) à traces de lignite: sable grossier à lentilles argileuses, à bandes et lentilles allochtones de lignite et à faune marine sporadique, 4. grès et sable helvétien à *Paphia*, 5. siltstone argileux helvétien ressemblant le „schlier”, à spicules de spongiaires, 6. série de sable grossier, de grès et de conglomérat helvétien, dans sa partie plus profonde avec du sable légèrement glauconieux, à Foraminifères et à bandes d'argile, 7. agglomérat d'andésite amphibolique, 8. Pleistocène

csökkentsősvízi, vagy partmenti biofácisek egyik „vezéralakja”, mivel a Szentendrei-hegységből nagy számban került elő, továbbá Eger környékéről is ismert. Megjegyzendő, hogy ezeknek a miocénben elterjedt *Euthriofusus burdigalensis*, *Capsa lacunosa*, *Pitar undata* fajoknak felsőoligocén előfutárai sosem teljesen azonosak a miocén típusal, általában jóval kisebb termetűek.

A szelvényen feljebb haladva, a temető bejáratánál ismét cerithiumos réteget találunk (Dj-3). Innen 18 puhatestű fajt gyűjtöttünk (6. táblázat), melyeknek kronológiai megoszlása a következő: 11% oligocén, 17% miocén, 28% endemikus, 5% bizonytalan meghatározású, 39% perzisztens. Az oligocén *Ostrea cyathula* és *Ampullina crassatina*-val szemben a *Pitar undata*, *Öcinebrina schönni* és *O. crassilabiata trivariata* képviseli a miocén elemet. Ezen rétegből került elő a *Galeodes semseyiana* több példánya is. HORUSITZKY (1942) is megfigyelte e genus jelenlétét, azonban *Galeodes lainei*-nek tartotta és ezért igen nagy rétegtani jelentőséget tulajdonított neki. Magyarországi anyagban eddig nem akadtunk *G. lainei*-re, a diósjenői példányok pedig semmi esetre sem azonosak ezzel a fajjal, hanem mindenben egyeznek az ERDŐS (1900) által a pomázi cyrenás rétegekből leírt endemikus formával.

Közvetlenül a cerithiumos padra *Pitar undata*-s finom homok települ 13 Mollusca-fajjal (7. táblázat). A rétegtani elemzés szerint itt 8% oligocén, 16% miocén, 31% endemikus, és 45% perzisztens elem észlelhető.

Az előbbi csökkentsősvízi, miocén jellegű fauna felett, a szelvény magasabb szakaszán (Dj-4), egy 23 fajból álló tengeri faunát gyűjtöttünk (8. táblázat), mely határozottan oligocén jellegű (35% oligocén, 0% miocén, 9% endemikus, 13% bizonytalan határozású, 43% perzisztens elem). E fauna bizonyítja, hogy a mélyebb csökkentsősvízi rétegek még nem tekinthetők alsómiocénnek. A felsőoligocén végső szakaszt illetően számolnunk kell tehát a ténnyel, hogy a miocén fajok száma egyes fációkban elérheti, sőt meghaladhatja az oligocén fajokét. A Dj-4-es lelőhely tengeri faunájában a *Crassatella carcarenensis*, *Clavagella oblita*, *Diastoma grateloupi turritoappenninica* uralkodik és e fauna közel 67%-a megtalálható Egerben.

A Temetődombról gyűjtött, több, mint 30 minta mikrofaunisztikai vizsgálata kizárólag felsőoligocén Foraminifera-faunát mutatott ki (10. táblázat). A cerithiumos rétegekben fajszegény *Ammonia beccarii*-s, *Nonion*-os együttes található, míg a szelvény felső, tengeri rétegeiben (Dj-4) sok fajból álló, felsőoligocén együttest észleltünk. A plankton-formák még a cerithiumos rétegekben is jelentkeznek, ami e csökkentsősvízi fációs nyílttengeri kapcsolatát bizonyítja.

Ö s s z e f o g l a l v a a következőket állapíthatjuk meg:

1. A terület 500 m vastagságot elérő felsőoligocén üledékösszletét agyagos aleurit, finom homok és durva homok váltakozó összelete alkotja. Más hazai felsőoligocén kifejlődésekkel szemben feltűnő itt a *nagyobb vastagság*, továbbá a *durva homok és kavics nagyobb szerepe az üledékösszletben*. A szentendrei-hegységi felsőoligocénnel azonban ezen a téren is feltűnő a hasonlóság.

2. A fauna változatos biofáciesekre tagolódva található, valamennyi kifejlődés *partközelségi bélyegeivel*. Vannak kis sótartalom-ingadozást tűrő tengeri együttesek (pholadomyás, glycymeridás, crassatellás, globuláriás fáciesek: Dj-4, Dj-7, Dj-8, Rs-2, Pk-1, Dj-24), azonban ezek is a tenger sekély, partközeli szakaszán keletkezettek. Vannak továbbá nagy sótartalom-ingadozásra

valló, csökkentsósvízi, tengerparti, esetleg esztuáriumokban, lagunákban keletkezett biofáciesek is (cerithiumos, ostreás, *Pitar undata*-s együttesek: Dj-1, Dj-3, Tm-3, Dj-5, Bb-1).

3. A vizsgált faunák többsége határozottan oligocén jellegű és csak a magasabb szintekben találunk jelentősebb miocén elemet, ahol a csökkentsósvízi fáciesben a miocén fajok száma túlsúlyra is juthat. Azonban az utóbbi esetben a fedőben újra megjelenő felsőoligocén fauna bizonyítja e miocén típusú együtteseknek felsőoligocénbe tartozását. A területről korábban leírt alsómiocén („akvitáni”) faunák egytől-egyig a felsőoligocén tagjainak bizonyultak.

4. A területen néhány faunatársaság fáciese a z egrikövületes rétegéhez valóban közeláll. Ezt HORUSITZKY (1942) erősen hangsúlyozta. Vannak azonban a törökbálintihoz hasonló glycymeridás és turritellás társulások, valamint a kováčovira (helembaira) emlékeztető együttesek is. E biofáciesek teljesen összefonódva sokféle átmenetet mutatnak, amiről a mellékelt faunalisták alapján bárki meggyőződhet.

5. Az 500 m vastag felsőoligocén üledékösszlet finomabb tagolására a hézagosság és a fúrások teljes hiánya miatt még nem vállalkozhatunk. Az azonban máris megállapítható, hogy az összlet üledékföldtanilag eléggé egyveretű. A finomabb és durvább szemű törmelékes kőzetek váltakozása éppúgy megtalálható a magasabb, mint a feltételezhető mélyebb szintekben. A cerithiumos, csökkentsósvízi betelepülések már a felsőoligocén összlet legalsó részén megjelennek s nem különíthető el olyan határozottan egy mélyebb, tengeri szakasz, mint — a Szentendrei-hegységet kivéve — más hazai felsőoligocén területen. *Munkahipotézisként* az alábbi tagozódást tartjuk valószínűnek: a terület felsőoligocénjének mélyebb szakaszán cerithiumos rétegek mellett túlsúlyban vannak a tengeri biofáciesek, köztük a törökbálintira és egrire emlékeztető együttesek is. Rétságon, Pusztaberkin és a Jenői-tó környékén sejtjük e szint felszíni előbuklásait. — E felett következne egy tekintélyes vastagságú durvahomokos összlet, melyben uralkodik a glycymeridás biofácies, bár itt is vannak cerithiumos rétegek [Rétság (Rs-3), Borsosberény (Bb-1), Patak]. — A magasabb szintekben a csökkentsósvízi, cerithiumos rétegek kerülnek túlsúlyra gyakran erősen miocén típusú faunával (10%-nál több miocén faj). Ugyanitt egi fáciesű tengeri faunák közbetelepülése is észlelhető, a glycymeridás együttes itt már nem található meg. A diósjenői Temetődomb (Szöllőhegy DK-i nyúlványa), Nagyoroszi (No-1), valamint Tolmács (Tm-3, Tm-4, Tm-5) feltárásait sorolnánk ide. — Végül a felsőoligocén legfelső, regressziós tagját képezné — amennyiben a későbbiekben még alaposabban beigazolódna felsőoligocén kora — a diósjenői Szöllőhegy uralkodóan durvahomokos, faunaszegény, kőszennyomos rétegcsoportja.

6. Ha a fenti hipotézis megfelel a valóságnak, akkor a Börzsöny K-i peremén is érvényesül az ország más pontjairól már leírt fokozatos regresszió elve a felsőoligocén folyamán, azzal a módosulással, hogy itt a partközelség mindig jelentősebb volt.

Kőszennyomos rétegcsoport

A diósjenői Temetődomb csökkentsósvízi és tengeri rétegek váltakozásából álló agyagos—homokos összletére, mely faunája alapján a felsőoligocén felső szakaszát képviseli, területünk legproblematisabb rétegcsoportja tele-

pül, melynek fontosságát növeli az, hogy kőszénnyomokat tartalmaz. Ezt a 100 m vastagságot elérő képződményt, melyet a diósjenői Szöllőhegy (Dj-1) alján húzódó borpincékben, továbbá az általunk mélyített kutatóaknában tanulmányozhattunk, HORUSITZKY (1942) „burdigalai teresztrikum”-nak térképezte. Jól osztályozott, homogén, muszkovitos durvahomok, vagy kereszt-rétegzett kavicsos durvahomok, néhol homokos agyagbetelepülésekkel, alkotja ezt az összetétet. Felső szakaszán (kb. felső 30 méterében) észlelhetők a kőszénlencsék. A diósjenői strandtól KDK-i irányban kb. 100 m-re mélyített aknában, továbbá e helytől nem messze, csapásirányban az egyik borpince feltárásában figyelhettük meg a kőszénnyomokat. A barnakőszén szabálytalanul szétszórt, legfeljebb 10 cm vastag és 1 m átmérőjű lencsékben jelentkezik a szürke durvahomokba ágyazva, ahol legtöbbször barna limonitos „udvar” veszi körül. A lencsék a szénülés legkülönbözőbb fokát mutatják: jó minőségű, fénylő, fekete, kagylóstörésű változattól, az úgyszólván alig szenesedett, inkább limonitos fajtáig, mely utóbbiakon a farostok is jól kivehetők. Egyik kutatóaknában méteres hosszúságú, kissé összelapított fatörzset találtunk, melynek egyes részletei jól elszenesedtek, mások viszont teljesen limonitosak voltak. A kőszénlencsék összemosott, szabálytalanul összehordott fatörzsekből keletkeztek és ebből, valamint szeszélyes települési módjukból is következik *allochton jellegük*. Mint később még rámutatunk, e kőszénnyomok már inkább *paralikus, tengermenti eredetűek*. Nincs kizárva, hogy a Börzsöny K-i peremének más pontjain nagyobb vastagságot is elérnek, erre egyes fúrási adatokból is következtethetünk (BARTKÓ 1961—62), azonban allochton jellegük szerint igen változékony telepvastagsággal kell e helyeken is számolnunk.

A kőszénnyomos rétegcsoport kronológiai helyzetét illetően biztosan állítható, hogy a felsőoligocén magasabb szintjeire települ, míg fedője a helvétii transzgressziós, paphiás homokkő, mely utóbbi a salgótarjáni chlamyszos homokkő megfelelője. Ha tehát nincs üledékhézag (erről a hiányos feltártság miatt nem vagyunk meggyőződve), akkor kézenfekvő lenne a feltételezés, hogy a salgótarjáni nagy-pectenes és szárazföldi alsómiocén, továbbá alsóhelvétii kőszéntelepés összlet heteropikus fáciesét képviseli. A tengeri alsómiocén Balassagyarmat—Romhány vonalától K-re ékelődik a felsőoligocén és a Becskén szintén kőszénnyomos teresztrikum közé, anomias—nagy-pectenes konglomerátum alakjában. E képződménynek a Börzsöny egész K-i peremén nem találni nyomát, tehát feltételezhető, hogy a diósjenői kőszénnyomos rétegcsoport az egész alsómiocént, és legalsó helvétit is (helvétii s. str.) kitölti.

A fenti rétegtani elképzeléssel szemben azonban több érv merül fel. Bár a diósjenői kőszénnyomos rétegcsoportban fauna általában nem észlelhető, mégis a felső részén, épp a kőszénlencsék tájékán, Foraminifera-faunát találtunk. Az egyik pince feltárásában (Dj-17) a még gyéren szénnyomokat tartalmazó durvahomokra kissé agyagos homok települ, melyből 20 Foraminifera-fajt iszapolunk ki: *Cyclammia* sp., *Corrosina pupoides* NYÍRÓ, *Angulogerina gracilis* (REUSS), *A. angulosa* (REUSS), *Bulimina elongata* D'ORBIGNY, *Globulina globulosa* D'ORBIGNY, *Pyrulina fusiformis* (ROEMER), *Reussella spinulosa* (REUSS), *Bolivina antiqua* D'ORBIGNY, *Bolivina* sp., *Loxostomum digitale* (D'ORBIGNY), *L. minutissimum* (SPANDEL), *L.* sp., *Nonion granosum* (D'ORBIGNY), *N. communis* (D'ORBIGNY), *N.* sp., *Elphidium hiltermanni* HAGN, *Eponides schreibersii* (D'ORBIGNY), *E.* sp., *Cancris auriculus* (FICHTEL et MOLL). Ugyanitt egy-két gyenge megtar-

tású Mollusca is előkerült. Egyik aknáinkban a kőszénlencsés homokban is voltak Foraminiferák (10. táblázat). Ez a fauna nem átmosott és élénk oligocén reminiscenciákat mutat. Bizonyítja, hogy egyrészt a kőszénnyomos rétegcsoporthoz, illetve legalább is annak felső része, nem tekinthető teresztrikumnak, a lencsék paralikus eredetűek. Másrészt a fauna idősebb jellege valószínűtlené teszi azt, hogy a kezdődő helvétai üledékciklus transzgressziós üledékeivel lenne dolgunk. E kőszénnyomok idősebbek a salgótarjáni telepeknél. A helvétai üledékciklust a csökkentsósvízi paphiás homokkő padjai nyitják meg.

Összefoglalásként tehát a kőszénnyomos rétegcsoporthoz korával kapcsolatban három lehetőséggel számolhatunk:

1. A teljes alsómiocén magában foglalja és felső, kőszénlencsékben gazdag szakasza már a salgótarjáni alsóhelvétai széntelepes csoporttal lenne egyidős. A gyér faunisztikai adatok alapján ez a lehetőség látszik a legvalószínűlenebbnek.

2. A kőszénlencsés szakasz is még az alsómiocénbe tartozik. Ebben az esetben a Balassagyarmat—Romhány vonaltól Ny-ra is fel kell tételeznünk tengeri „beütéseket” az alsómiocénben.

3. A faunisztikai adatok alapján legvalószínűbb, hogy a kőszénnyomos rétegcsoporthoz is még teljes egészében a felsőoligocénhez sorolandó és annak regressziós, legfelső tagja. Az alsómiocénben az esetben üledékhézagot, üledékhianyot jelentene a Börzsöny K-i peremén.

Hangsúlyozzuk, hogy a rossz feltérési körülmények és a gyér őslénytani adatok miatt nem tekinthetjük a problémát lezártnak, az eddigiek alapján azonban legvalószínűbbnek tűnik a harmadik megoldás, mely azonos lenne ID. NOSZKY (1940, 1941) felfogásával, azzal az eltéréssel, hogy ő a „teresztrikumot” már helvétinek tekinti, mely közvetlenül a felsőoligocénre települ.

Helvétai emelet

A Börzsöny K-i peremének helvétai üledékösszlete, bár faunában általában szegényebb, mégis jobban tagolható, mint a felsőoligocén.

Bázisán agyagos homok, szürke, kemény meszes homokkő váltakozásából áll, legfeljebb 20 m vastag tengerparti, kissé csökkentsósvízi fáciesben kifejlődött rétegcsoporthoz található, az egyedekben gazdag, fajokban szegény kagylólumasella, melyet „paphiás homokkő” néven foglalunk össze. A paphiás homokkővet a területen 3 ponton vizsgáltuk: Diósjenőtől É-ra a Szőlőhegy D-i oldalán (Dj-11), Diósjenőtől kb. másfél km-re ÉNy-ra a Zsibak-forrásnál (Dj-6) és Nagyoroszi határában a patakhídnál (No-3).

A szőlőhegyi paphiás homokkő (9. ábra) faunáját a 9. táblázat tünteti fel. Az ősmaradványok megtartási állapota igen gyenge, héjas példány alig található. A fauna 11 faja közül csak két *Paphia* faj található nagy egyedszámban, kevesebb a *Cardium*, elég gyakori itt a *Panopea ménardi*. Egy-egy példány képviseli az *Arca*, *Angulus*, *Loripes*, *Mactra* nemzetségeket, két példány pedig a *Pitaria islandicoides grundensis* alfajt. A közbetelepülő homokos fáciesben régebbi vizsgálat alkalmával *Anomia*-töredékek voltak felismerhetők.

A Zsibak-forrásnál kb. öt méteres, enyhe dőlésű szelvényben (10. ábra) a szürke csillámos homokba települt két, mintegy 40—50 cm vastag homokkőpad tartalmazza a faunát. A két homokkőpad faunája csaknem (9. táblázat) azonos, 90%-ban *Paphia*-féléből áll, ezek többnyire kőbelek, sok héjon réteg-

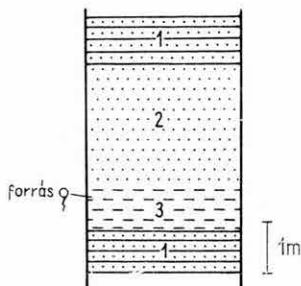
nyomás, törés észlelhető. A szőlőhegyi kifejlődéshez hasonlóan itt is a *Paphia sallomacensis* és *Paphia vetula* fajok az uralkodók, de egy-két példányban egyéb faj is található. Nagy egyedszámban jelentkezik még két *Cardium* faj (*C. edule* var. és *C. basteroti*), két *Calyptraea* (*C. chinensis taurostriatellata* és *C. sallomacensis*) és a *Solen subfragilis* is. *Panopea*, *Lutraria* egy-egy példányban, valamint fajra meg nem határozható *Turritella* található még.

Nagyoroszínál a patakhídnál felszínre bukkanó paphiás homokkő a budafoki fáciesre emlékeztető ostreás (*Crassostrea gryphoides* SCHLOTH.) — balanuszos homok fedőjében jelenik meg. A homokkő is tartalmaz *Balanus*-szeptum töredékeket. A fauna (9. táblázat) fajszegetény, az előző feltárások két gyakori *Paphia* faján kívül egy-egy példányban *Calyptraea chinensis taurostriatellata*, *Arca diluvii* és *Ostrea crassissima* található.

A fauna alapján a három fenti kifejlődés egykorúságához nem férhet kétség s bár a *Paphia*-félék uralkodnak, a képződmény korát mégsem ezek döntik el, hanem az egyedszámban kevés, de jellegzetes tengeri fauna.

A fauna kora az eddigi irodalmi adatok alapján nem egyértelmű. A zsidaki faunáról MOCSÁRI (1826), SZABÓ (1852) és STACHE (1866) tesznek említést, a kifejlődés korára először HANTKEN (1867) utal, felsőoligocénnek minősítve azt. HANTKEN azonban megjegyzi, hogy a kifejlődés a Jenői-tó melletti vízmosásban előforduló faunánál határozottan fiatalabb. Futólag foglalkozik a faunával GAÁL (1908), aki a mediterrán II-be helyezi a zsidaki faunát. SÜMEGHY (1923) is határozottan középsőmiocén képződménynek — közelebből kitörés előtti felsőmediterránnak — tekinti a faunát. LIFFA és VÍGH (1937), hivatkozva SÜMEGHY zsidak-forrasi, helvétii emeletre utaló faunájára, ezt és a Szőlőhegy D-i lejtőjén levő kifejlődést is, STRAUZ faunahatározása alapján, burdigalainak minősítik. Felfogásukat a homokos fáciesben gyűjtött *Anomia ephippium* és *Pecten (Ae.) praescabriuscula* faj előfordulására alapítják. NOSZKY SEN. (1941) a zsidaki faunát a helvétibe helyezi, a nagyoroszi kifejlődésről pedig azt írja, hogy ez már az ún. eggenburgi típusú alsómiocénre emlékeztet. HORUSITZKY (1942) a Szőlőhegy ostreás-anomiás és *Aequipecten praescabriuscula*-t tartalmazó faunájáról megállapítja, hogy itt a fauna burdigalái korával szemben nem lehet kétség s hogy a Zsidak-forrás ennek a burdigalainak egy kövületesebb padját tárja fel. NOSZKY SEN. (1940) térképe a kérdéses képződményeket helvétinek jelöli.

Mint már a fentiekben is említettük, mindhárom kifejlődés azonos korú és fáciesű, tehát a nagyoroszi lelőhely faunáját nem lehet idősebbnek tekinteni, mint a Zsidak-forrásit. A nagyoroszi feltárás fekvőjében levő ostreás kifejlődés a *Crassostrea gryphoides* SCHLOTH. fajjal inkább megerősíti a helvétii kort, melynek bizonyítására egyébként az alábbiakban térünk ki:



10. ábra. A helvétii paphiás rétegek feltárása a Zsidak-forrásnál, Diósjenőtől ÉNy-ra (Dj-6). — Jelmagyarázat: 1. szürke homokkő, főként *Paphia*-félékből álló lumaselével, 2. homok, 3. szürke agyag

Fig. 10. Affleurement des couches helvétiennes à *Paphia* près de la source Zsidak au NW de Diósjenő (Dj-6). — Légende: 1. grès gris à lumachelle consistant surtout en *Paphia* 2. sable, 3. argile grise

A paphiás homokkő faunájában kifejezetten burdigalai faj nincs. *Pitaria gigas* nincs a faunában, a „*praescabriuscula*” fajra későbbiekben utalunk, az *Anomia ephippium* nem korjelző. Burdigalai—helvétii közös fajok: *Paphia sallomacensis*, *P. vetula* és *Maetra* cf. *basteroti*. Helvétire jellemző fajok: *Cardium basteroti*, *Calyptraea sallomacensis*. Helvét—torton közös fajok: *Cardium edule*, *Arca diluvii*, *Angulus planata*, *Loripes dujardini*, *Lutraria lutraria*, *Pitaria islandicoides grundensis*, *Calyptraea chinensis taurostriatellata*. Helvét—torton kornál fiatalabb képződményekben található fajok: *Cardium* cf. *praeachinatum* (szarmata), *Paphia* cf. *tauroelliptica*, *P. intermedia*, *P. eremita laevigatella*, *P. eremita submajor*. A *Panopea ménardi* az egész miocénben — de a burdigalaitól biztosan — létező faj. A *Solen subfragilis* EICHW. faj a keleti mediterránban csak szarmata rétegekből ismert, bár COSSMANN—PEYROT az akvitáni medence alsómiocén rétegeiből is említi, megjegyezve, hogy a faj valószínűleg az egész miocén folyamán perzisztál.

Az a tény, hogy a faunában kifejezetten burdigalai faj nincs, továbbá, hogy a helvét—torton, — tehát középsőmiocén — fajok uralkodnak, bizonyítja, hogy a fauna burdigalainál fiatalabb. Helvétii korát a *Cardium basteroti*, *Calyptraea sallomacensis* fajokon kívül alátámasztja települési helyzete az andezit fekvőjében.

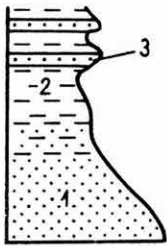
A paphiás homokkő burdigalaiba helyezésénél is a „*Pecten praescabriuscula*” faj felreismerése, illetve a fajnak tulajdonított rétegtani jelentőség kísérlett. HORUSITZKY a salgótarjáni és Pest környéki analógiák alapján az „*Aequipecten praescabriusculus* bőven előforduló teknőit” tartja bizonyítéknak a burdigalai kor alátámasztására. Sajnos, Chlamyszokat (ami egyébként *Ch. scabrella macrotis* lehet, mert a hazai faunában „*praescabriuscula*” nincs) nem sikerült gyűjtenünk. Rétegtani párhuzamosítása tehát helytálló. Valóban a salgótarjáni és a Borsod vidéki kőszénfedő rétegekkel kell párhuzamosítani a paphiás homokkővet, mely utóbbinál egyébként a paphiás rétegek is megtalálhatók, ami a részfauna bizonyító szerepe nélkül is a helvétii kort igazolja. Egyébként meg kell jegyezni, hogy a salgótarjáni kőszénfedő képződményekkel közös fajok a *Pitaria islandicoides grundensis* és a *Maetra* cf. *basteroti*, az *Arca turoiensis* DUJ. és a *Calyptraea chinensis taurostriatellata* SACCO.

A paphiás homokkő és közbetelepült homok újvizsgálata tehát GAÁL—SÜMEGHY—NOSZKY felfogását igazolja, LIFFA—VÍGH—HORUSITZKY burdigalai álláspontjával szemben.

A „paphiás rétegek” felett a diósjenői Szőlőhegyen szivacsstűs agyagos aleurit észlelhető (9. ábra). Ugyancsak „slír-szerű” képződményt észleltünk a diósjenői kastélytól (most Gyógypedagógiai Intézet) DNy-ra, a 374 m-es m. p.-on áthaladó mélyárokban (Dj-21). Az itteni szelvényről már HORUSITZKY (1942) is foglalkozott. Alulról felfelé haladva itt előbb homokkővet, majd laza, agyagcsíkos, durva homokot találunk 3 m vastagságban feltárva. Erre sötét-szürke, igen kemény, felleveledző agyagmárga következik, mely kőzetanilag teljesen azonos a honti Szakadás-árok helvétii márgájával. A különbség azonban az, hogy itt a márga alig 10 m vastag és szürke, 10—20 cm vastag homokkőpadokkal váltakozik (11. ábra). E „slír-szerű” képződmény mikrofaunájában sok a szivacsstű és a halpikkely. A márga felett nagyobb vastagságban ismét homokkőösszlet települ, mely egy helyen vékony csikban erősen koptatott *Balanus*, *Chlamys* és *Bryozoa* töredékeket tartalmaz. A homokkő csillámos

és egyes mintákban glaukonitot észleltünk. A mikrofaunában itt a szivacs-
tűk mellett eléggé gazdag, helvétii („kárpátien”) Foraminifera-együttes jelentke-
zett. Az előbbi homokkőösszlet felső részén kereszttrétegzett, kavicsos durva-
homok és kemény konglomerátum-padok vannak (12. ábra).

A Szöllőhegy és a Kőszirt nyúlványa közötti nyeregben (Dj-23), a szöllő-
hegyi szelvénytől valószínűleg kisebb vetővel elválasztva (9. ábra), a szivacs-
tűs, halpikkelyes slír-szerű márgabetelepülések felett ismét a gyéren glaukonitos
agyagszikos homokkő található, gazdag helvétii Foraminifera-
faunával. A Závoz, ill. a Kőszirt felé haladva, a foraminiferás
homokra homokkőpados durvahomok, kavics és konglome-
rátumösszlet települ, melyet Závoztól DK-re az erdőben szá-
mos feltárásban megfigyelhettünk (Dj-12, Dj-13, Dj-14). Ebben
a 100 m vastag összletben mikrofauna nincs, a makrofauna



11. ábra. A helvétii rétegek egyik feltárása a diósjenői kastélytól DNy-ra húzódó
árokban (Dj-21). — *Jelmagyarázat*: 1. sárga, agyagszikos homok, 2. sötét-
szürke, felleveledző, kemény agyagmárga szivacsstűkkel, 3. homokkőpad

Fig. 11. Affleurement de l'Helvétien dans le fossé au SW du château de Diósjenő
(Dj-21). — *Légende*: 1. sable jaune à bandes d'argile, 2. marne argi-
leuse, dure, gris foncé, exfoliée à spicules de spongiaires, 3. banc de grès

koptatott, néhány *Balanus* és ?*Anomia* töredéket találtunk. A kőzettani jelle-
gek, a gyakori kereszttrétegzés, a gyér és koptatott parti faunanyomok az
üledék tengerparti fáciesét bizonyítják. A képződményt a Závoz és a Kőszirt
csúcsa alatt andezitagglomerátum fedi, így települési helyzete alapján is még a
helvétii emeletbe soroljuk.

Ö s z s e f o g l a l v a a következőket állapíthatjuk meg:

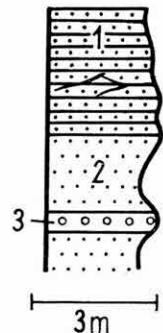
1. A Diósjenő környéki helvétii összlet a csökkentsósvízi „paphiás homok-
kő”-vel, Nagyoroszi mellett crassostreás—balanuszos padokkal transzgregdál
a felsőoligocén (esetleg alsómiocén) kőszénnyomos rétegcsoportra. Nyitott
kérdés, hogy vajon a transzgressziót lepusztulás előzte-e meg és van-e disz-
kordancia a fekvő felé?

2. A helvétii összleten belül Diósjenő környékén, alulról felfelé, az alábbi
szinteket ismertük fel: paphiás homokkő (kb. 15 m); halpikkelyes, szivacsstűs,
homokkőpados „slír-szerű” sötétszürke márga (kb. 15 m); fo-
raminiferás, gyéren glaukonitos laza homokkőösszlet (30 m);
Balanus-töredékes kavics, durvahomok, homokkő, konglome-
rátumösszlet (100 m).

3. A fenti rétegsorra a Börzsöny amfibolandezit-agglo-
merátuma települ, ami legalul még egy-két kavicsbetelepülést

12. ábra. A helvétii rétegek felső szakasza a diósjenői kastélytól DNy-ra húzódó
árokban (Dj-21). — *Jelmagyarázat*: 1. szürke, kereszttrétegzett durvahomokkő,
2. sárga durvahomok, 3. konglomerátumpad

Fig. 12. Secteur supérieur des couches helvétiiennes dans le fossé au SW du
château de Diósjenő (Dj-21). — *Légende*: 1. grès grossier, gris, à stratification
entrecroisée, 2. sable grossier, jaune, 3. lit de conglomérat

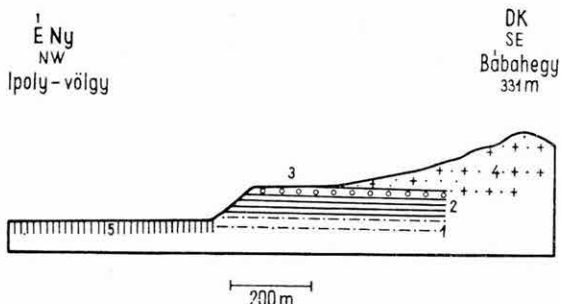


tartalmaz. Az andezitösszlet korának rögzítése itt azért sem lehet feladatunk, mivel fedőképződmények a diósjenői területen nem fordulnak elő.

4. Más területekkel összehasonlítva a diósjenői helvétai összletet, faunisztikai alapon is igazolható, hogy a salgótarjáni szénfedő cardiumos—oncophorás, chlamyszos homokkő és slír heteropikus fáciesét alkotja.

5. A diósjenői helvétai rétegek tengerparti fáciesben fejlődtek ki. A Börzsöny DK-i lábánál Kismaros környékén sekély, de nyíltabb tengeri chlamyszos homokot találunk. Finomabbszemű, slír-szerű vékony betelepülések mindkét helyen előfordulnak az egyébként durvatörmelékes összletben. Diósjenőtől É-ra a „slír” szerepe egyre nő a kavicsos durvahomok rovására és Honton már a helvétai zömét az előbbi alkotja.

A honti Szakadás-árok szelvényében (13. ábra) a molluskás homokos agyagra (*Arca hontensis*, *Polynices catena*, stb.) sötét márga vastag összlete települ *Macoma elliptica ott nangensis*, *Flabellum*-félék tömegével, melynek fedőjében az itt már mindössze 15 m-nyi vastagságra redukálódott kavicsos homok, meszes konglomerátum következik *Balanuszokkal*, *Bryozoákkal*, *Perna-paddal* és más parti maradványokkal. E parti képződményre a Bábahegy amfibolandezit-agglomerátuma települ.



13. ábra. Honttól Ny-ra a Szakadás-árok feltárásának szelvénye. — *Jelmagyarázat*: 1. laza, molluskásagyagos homok-, homokos agyag, 2. sötétszürke, kemény márga (*Macoma elliptica ott nangensis*, *Flabellum* sp.), 3. durvahomok, meszes konglomerátum *Perna*-paddal, *Bryozoákkal* és *Balanuszokkal*, 4. agglomerátum andésit-amfibolikus, 5. pleisztocén

Fig. 13. Coupe de l'affleurement dans le fossé Szakadás au W de Hont. — *Légende*: 1. sable argileux friable et argile sableuse à Mollusque, 2. marne dure, gris foncé (*Macoma elliptica ott nangensis*, *Flabellum* sp.), 3. sable grossier, conglomerat calcaire avec un lit de *Perna*, à *Bryozoaires* et *Balanus*, 4. agglomerat d'andésite amphibolique, 5. Pleistocène

és más parti maradványokkal. E parti képződményre a Bábahegy amfibolandezit-agglomerátuma települ. A honti Szakadás-árok részletes vizsgálata meghaladja e munka kereteit.

Gazdaságföldtani megjegyzések

A területen a barnakőszén a legfontosabb nyersanyag. A barnakőszén a diósjenői „kőszénnyomos rétegcsoport”-ban észlelhető, melynek kora valószínűleg a felsőoligocén legvégére tehető, azonban ennek bizonyításához még további adatokra lenne szükség. Tény, hogy a „kőszénnyomos rétegcsoport” a felsőoligocén magasabb szintjeibe tartozó cerithiumos és tengeri összletre települ, míg fedője a helvétai bázisát alkotó „paphiás rétegcsoport”.

A kőszénlencsék és kőszénzinórok a 100 m vastag „kőszénnyomos rétegcsoport” felső szakaszán (kb. felső 30 méterében) jelentkeznek, teljesen szélsőséges eloszlásban és eléggé szórványosan. Átmérőjük legfeljebb 1 m, vastagságuk 5—10 cm. A szénülés legkülönbözőbb fokát mutatják, akár egyetlen lencsén belül is, az alig szenes, limonitos fatörzsmaradványoktól a fénylő,

fekete, kagylóstörésű kőszénig. Az utóbbi jó minőségű fajtából készült elemzés az alábbi adatokat mutatja:

Pirités, kemény barnakőszén: fajsúly 1,528; nedvesség 25,92%; hamutartalom 12,02%; fűtőérték 3835 kcal/kg; kéntartalom 5,45%. Az elemzés a Nógrádi Szénbányászati Tröszt Geológiai Osztályán készült BARTKÓ főgeológus szívességéből.

Az eddig megfigyelt adatok, a vékony csíkok és lencsék szétszórt elhelyezkedése, kis mennyisége, allochton-paralikus eredete, a minőség szeszélyes változása gazdasági szempontból nem kecsegtetnek a kőszénelőfordulás nagyobb jelentőségével. Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy az eddigi adatok korántsem elégségesek a végleges állásfoglaláshoz. Legalább két perspektívikus mélyfúrásra lenne szükség ahhoz, hogy a továbbkutatás érdekességét megállapíthassuk. E két fúrás közül az egyiket Nagyoroszitól Ny-ra, a „paphiás rétegek”-en (No—3) lehetne mélyíteni, ahol a biztos felsőoligocén elérése 200 m-en belül várható, a másikat Diósjenőn a Szöllőhegy és Kőszirt közötti nyeregben, vagy pedig a falutól DNy-ra, a kastély közelében. Miután e vidékről úgyszólván alig van mélyföldtani adatunk, kívánatos, hogy e perspektívikus fúrások a kb. 800 m vastag oligocén átfúrásával az alaphegységig hatoljanak. További mélyfúrás lenne kívánatos Hont—Drégelypalánk körzetében, ahol 200—500 m mélységig az alaphegységet elérhetőnek véljük.

IRODALOM

- BARTKÓ L. 1961—62: A nógrádi barnakőszénterület földtani vizsgálata. — Kand. dissz. Kézirat.
- GAÁL I. 1908: A vácz—drégelypalánki vasúti vonal mentének geológiai vázlata. — Bány. és Koh. L. 47. pp. 550—556.
- HANTKEN M. 1867: A diósjenői homokkő és a pusztalökösi tályag. — A Magyarhoni Földt. Társ. Munk. 3. pp. 90—95.
- HORUSITZKY F. 1942: Földtani tanulmányok a délnógrádi dombvidék Ny-i részén. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, II. pp. 695—712.
- ERDŐS L. 1900: Új Pyrula faj Pomáz fiatalabb harmadkori üledékeiből. — Földt. Közl. 30.
- LIFFA A.—VÍGH GY. 1937: Adatok a Börzsönyhegység bányageológiai viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. 1930—32-ről, pp. 235—269.
- MAJER I. 1915: A börzsönyi hegység északi részének földtani viszonyai. — Földt. Közl. 45. pp. 1—39.
- MAJZON L. 1939: Budapest környéki kattiái-rétegek foraminiferái. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—1935-ről, pp. 1047—1120.
- MAJZON L. 1960: Magyarországi paleogén Foraminifera szintek. — Földt. Közl. 90. pp. 355—362.
- NOSZKY J. SEN. 1940: A Cserháthegység földtani viszonyai. — Magyar Tájak Földt. Leír. 3. pp. 1—283.
- NOSZKY J. SEN. 1941: A Börzsönyhegység ÉK-i lábának földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, I. pp. 503—519.
- SÜMEGHY J. 1923: Diósjenő környéke miocén-kori rétegei s azok faunái. — Földt. Közl. 51. pp. 31—39.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Budapest.

Rétság Rs-2 sz. lelőhely faunajegyzéke

Fajok	Egedszám	Középsőoligocén	Felsőoligocén	Alsómiocén	Középsőmiocén	Paratethys felsőoligocénje	Boreális provincia	Atlanti—mediterrán provincia
Bryozoa :								
<i>Lunulites</i> sp.	8							
Mollusca :								
<i>Nucula</i> sp.	2							
<i>Pteria phalaenacea</i> (LAMARCK, 1819) juv.	2		+	+	+	+	+	+
<i>Musculus philippi</i> (MAYER in WOLF, 1897)	1	+	+	+		+	×	+
<i>Chlamys incomparabilis</i> (RISSO, 1826)	1				+	+		+
<i>Isocardia subtransversa</i> D'ORBIGNY, 1852	3	+	+	+		+	+	+
<i>Diplodonta rotundata</i> (MONTAGU, 1803)	7		+	+	+	+	+	+
<i>Phacoides borealis</i> (LINNAEUS, 1766)	1	+	+	+	+	+	+	+
<i>Laevicardium tenuisulcatum</i> (NYST, 1843) <i>valde</i> juv.	3	+	+	+		+	+	+
<i>Cardium heeri</i> MAYER, 1887	1					+		
<i>Cardium edule thunense</i> MAYER, 1887	1		×	×	×	+	×	×
<i>Cardium</i> sp. juv.	3							
<i>Pitar beyrichi</i> (SEMPER, 1861) juv.	1		+	×		+	+	
<i>Pitar splendida</i> (MERIAN, 1851) forma <i>elongata</i>	2	+	+			+	+	×
<i>Pitar</i> cf. <i>polytropa</i> ANDERSON, 1958	3							
<i>Angulus nysti</i> (DESHAYES, 1860) juv.	1	+	+	+		+	+	
<i>Angulus postera</i> (BEYRICH, 1867) juv.	2	+	+	+	+	+	+	
<i>Psammobia</i> sp.	1							
<i>Panopea ménardi</i> DESHAYES, 1839	2	+	+	+	+	+	+	+
<i>Corbula basteroti</i> HÖRNES, 1870	1		+	+	+	+	+	+
<i>Pholadomya puschi</i> GOLDFUSS, 1837	9	+	+	+	+	+	+	+
<i>Turritella</i> cf. <i>venus</i> D'ORBIGNY, 1852	2							
<i>Turricula</i> cf. <i>regularis</i> (DE KONINCK, 1838)	1							
<i>Volutilithes</i> sp.	1							
<i>Dentalium kickxi</i> NYST, 1843	1	+	+			+	+	

Megjegyzés: + = azonos } faj v. alfaj
 × = eltérő }

2. táblázat

Diósjenő Dj-8 lelőhely faunajegyzéke

Fajok	Egyedszám	Középsőoligocén	Felsőoligocén	Alsómiocén	Középsőmiocén	Paratethys felsőoligocénje	Boreális provincia	Atlanti—mediterrán provincia
Felső, glycymeridás réteg:								
<i>Nucula conta</i> GOLDFUSS, 1837	1	+	+			+	+	
<i>Nucula</i> cf. <i>laevigata</i> SOWERBY, 1818	1							
<i>Glycymeris latiradiata</i> ex aff. <i>subfichteli</i> BÁLDI, 1962	47					+		
<i>Arcoperna</i> ex aff. <i>micans</i> (BRAUN, 1851)	1	×	×	×		×	×	×
<i>Ostrea cyathula</i> LAMARCK, 1806	6	+	+			+	+	×
<i>Cardium neglectum</i> HÖLZL, 1962	7					+		
<i>Laevicardium kováčovense</i> SENEŠ, 1958	2					+		
<i>Pitar splendida</i> (MERIAN, 1851)	6	+	+			+	+	×
<i>Psammobia</i> sp.	1							
<i>Angulus</i> cf. <i>nysti</i> (DESHAYES, 1860)	1							
<i>Panopea ménardi</i> DESHAYES, 1828	1	+	+	+	+	+	+	+
<i>Corbula carinata</i> (DUJARDIN, 1837)	2		+	+	+	+		+
<i>Clavagella</i> sp.	1							
<i>Pholadomia puschi</i> GOLDFUSS, 1837	10	+	+	+	+	+	+	+
<i>Thracia pubescens</i> (PULTNEY, 1799)	3		+	+	+	+		+
<i>Turritella venus</i> D'ORBIGNY, 1852	2					+		+
<i>Pirenella plicata</i> (BRUGUIÈRE, 1792)	1	+	+	+		+	+	+
<i>Tympanotonus margaritaceus</i> (BROCCHI, 1814)	1	+	+	+		+	+	+
<i>Diastoma</i> cf. <i>grateloupi turritoappenninica</i> SACCO, 1895	1							
<i>Polynices catena helicina</i> (BROCCHI, 1814)	2		+	+	+	+	+	+
<i>Globularia gibberosa callosa</i> n. subsp.	14	×	×			×		×
<i>Athleta</i> cf. <i>ficulina</i> (LAMARCK, 1811)	1							
<i>Babylonia eburnoides umbilicosiformis</i> (TELEGDI-ROTH, 1914)	7			×		+		×
Turritellás homok:								
<i>Ostrea cyathula</i> LAMARCK, 1806	10	+	+			+	+	×
<i>Pitar beyrichi</i> (SEMPER, 1861)	3		+	×		+	+	
<i>Pitar splendida</i> (MERIAN, 1860)	2	+	+			+	+	×
<i>Panopea ménardi</i> DESHAYES, 1828	1	+	+	+	+	+	+	+
<i>Turritella venus</i> D'ORBIGNY, 1852	sok			+		+		+
<i>Ampullina</i> sp.	1							
<i>Polynices catena achatensis</i> (RÉCLUZ in DE KONINCK, 1837)	gyak.	+	+	×	×	+	+	+
<i>Babylonia eburnoides umbilicosiformis</i> (TELEGDI-ROTH, 1914)	1			×		+		×
<i>Euthriofusus burdigalensis</i> (BASTEROT, 1825)	1			+	+	+		+
<i>Turricula regularis</i> (DE KONINCK, 1838)	2	+	+			+	+	+

Diósjenő Dj-7 sz. lelőhely faunajegyzéke

Fajok	Egyedszám	Középsőoligocén	Felsőoligocén	Alsómiocén	Középsőmiocén	Paratethys felsőoligocénje	Boreális provincia	Atlanti—mediterrán provincia
<i>Nucula comta</i> GOLDFUSS, 1837	2	+	+			+	+	
<i>Glycymeris latiradiata</i> (SANDBERGER in GÜMBEL, 1861) s. str.	34					+		
<i>Glycymeris pilosa lunulata</i> (NYST, 1836)	1	+	+	×	×	+	+	+
<i>Ostrea</i> sp.	1							
<i>Astarte gracilis degrangei</i> COSSMANN et PEYROT, 1912	1		+	×	×	+	×	+
<i>Crassatella carcarenis</i> MICHELOTTI, 1847	14		+			+		+
<i>Phacoides borealis</i> (LINNAEUS, 1767) juv.	1	+	+	+	+	+	+	+
<i>Phacoides columbella</i> (LAMARCK, 1818)	3			+	+	+		+
<i>Cardium neglectum</i> HÖLZL, 1962	1					+		
<i>Pitar beyrichi</i> (SEMPER, 1861)	5		+	×		+	+	
<i>Pitar splendida</i> (MERIAN in DESHAYES, 1860)	3	+	+			+	+	×
<i>Lutraria oblonga soror</i> MAYER, 1867	1			×	×	+		×
<i>Psammobia protracta</i> MAYER, 1893	1		+			+		+
<i>Angulus nysti</i> (DESHAYES, 1860) s. str.	3	+	+	+	+	+	+	+
<i>Angulus postera</i> (BEYRICH, 1867)	1	+	+	+	+	+	+	+
<i>Panopea ménardi</i> DESHAYES, 1828	10	+	+	+	+	+	+	+
<i>Corbula carinata</i> (DUJARDIN, 1837)	9		+	+	+	+	+	+
<i>Pholadomya puschi</i> GOLDFUSS, 1837	1	+	+	+	+	+	+	+
<i>Thracia pubescens</i> (PULTNEY, 1799)	6		+	+	+	+		+
<i>Thracia ventricosa</i> PHILIPPI, 1843	1	+	+	+	+	+	+	+
<i>Turritella venus</i> D'ORBIGNY, 1852	7			+	+	+		+
<i>Pirenella plicata</i> (BRUGUIÈRE, 1792)	1	+	+	+	+	+	+	+
<i>Tympanotonus margaritaceus</i> (BROCCHI, 1814)	1	+	+	+		+	+	+
<i>Diastoma grateloupi turritoappenninica</i> SACCO, 1895	9	×	+	+		+	+	+
<i>Polynices catena helicina</i> (BROCCHI, 1814)	9		+	+	+	+	+	+
<i>Ampullina crassatina</i> (LAMARCK, 1804)	1	+	+			+	+	+
<i>Globularia gibberosa sanctistephani</i> (COSSM. et PEYR., 1917)	1	×	+			+		+
<i>Cassidaria nodosa</i> (SOLANDER in BRANDER, 1766)	2	+	+			+	+	+
<i>Babylonia eburnoides umbilicosiformis</i> (T.-ROTH, 1914)	8			×		+		×
<i>Cominella hungarica</i> GÁBOR, 1936	1					+		
<i>Galeodes</i> cf. <i>basilica</i> (BELLARDI, 1872)	1							
<i>Turris</i> cf. <i>duchasteli</i> (NYST, 1843) s. str.	1							
<i>Turricula regularis</i> (DE KONINCK, 1838)	3	+	+			+	+	+
<i>Conus dujardini egerensis</i> NOSZKY, 1936	1			×	×	+	×	×
<i>Dentalium</i> cf. <i>kickxi</i> NYST, 1843	1							
<i>Athleta varispina</i> (LAMARCK, 1811)	3			+	+	+		+

4. táblázat

Diósjenő Dj-24 sz. lelőhely faunajegyzéke
Általában nagytermetű formák

Fajok	Egyedszám	Középsőoligocén	Felsőoligocén	Alsómiocén	Középsőmiocén	Paratethys felsőoligocéne	Boreális provincia	Atlanti—mediterrán provincia
<i>Arca gümbeli</i> MAYER, 1868	1					+		
<i>Trisidos schafarziki</i> (HORUSITZKY, 1928)	1					+		
<i>Glycymeris latiradiata</i> s. l.	11					+		
<i>Glycymeris pilosa lunulata</i> (NYST, 1836)	2	+	+	×	×	+	+	+
<i>Mytilus</i> sp.	1							
<i>Ostrea cyathula</i> LAMARCK, 1806	2	+	+			+	+	×
<i>Crassatella carcarenensis</i> MICHELOTTI, 1847	8		+			+		+
<i>Isocardia substransversa</i> (D'ORBIGNY, 1852)	2	+	+	+		+	+	+
<i>Cardium egerense</i> TELEGDI-ROTH, 1914	2					+		
<i>Cardium neglectum</i> HÖLZL, 1962	2					+		
<i>Laevicardium tenuisulcatum</i> (NYST, 1843) juv.	3	+	+	+		+	+	+
<i>Pitar beyrichi</i> (SEMPER, 1861) forma <i>transiens</i> in <i>P. lilacinoides</i> (SCHAEFFER, 1910)	9		+	×		+	+	
<i>Pitar gigas schafferi</i> KAUTSKY, 1936	3			+				+
<i>Venus multilamella</i> LAMARCK, 1918 forma <i>elongatior</i>	1			+	+	+	+	+
<i>Panopea menardi</i> DESHAYES, 1828	5	+	+	+	+	+	+	+
<i>Thracia ventricosa</i> PHILIPPI, 1843	2	+	+	+	+	+	+	+
<i>Gibbula</i> sp.	1							
<i>Protoma cathedralis</i> (BRONGNIART, 1823) s. l.	2		+	+	+	+		+
<i>Diastoma grateloupi turritoapenninica</i> SACCO, 1895	1	×	+			+		+
<i>Xenophora</i> sp.	1							
<i>Globularia gibberosa</i> (GRATELOUP, 1827) s. l.	2		+			+		+
<i>Ampullina crassatina</i> LAMARCK, 1804	1	+	+			+	+	+
<i>Rostellaria dentata</i> GRATELOUP, 1833	1			+	+	+		+
<i>Zonaria subexcisa</i> (BRAUN, 1850)	4	+	+			+	+	+
<i>Cassidaria depressa</i> v. BUCH, 1831	1	+	+			+	+	+
<i>Babylonia eburnoides umbilicosiformis</i> (TELEGDI-ROTH, 1914) forma <i>transiens</i> in <i>B. eburnoides</i> (MATHERN, 1842) s. str.	11							×
<i>Galeodes</i> sp.	3			×		+		
<i>Olivella</i> sp.	1							
<i>Athleta</i> cf. <i>rarisipina</i> (LAMARCK, 1811)	1							
<i>Turricula regularis</i> (DE KONINCK, 1838) forma <i>gigantea</i>	2	+	+			+	+	+

Diósjenő Dj-1 sz. lelőhely faunajegyzéke

5. táblázat

Fajok	Egyedszám	Középsőoligo- cén	Felsőoligocén	Alsómiocén	Középsőmiocén	Paratethys felsőoligocénje	Borealis provincia	Atlanti—medi- terran provincia
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cerithiumos réteg:								
<i>Arca</i> sp.	1							
<i>Glycymeris latiradiata</i> (SANDBERGER in GÜMBEL, 1861) s. l.	2					+		
<i>Mytilus aquitanicus</i> MAYER, 1858	sok			+	+			+
<i>Ostrea</i> sp.	3							
<i>Diplostoma rotundata</i> MONTAGU, 1803	6		+	+	+	+	+	+
<i>Cardium</i> sp.	2							
<i>Pitar undata</i> (BASTEROT, 1825)	22			+		+		+
<i>Pitar polytropa</i> ANDERSON, 1958	3	+	+	+		+	+	+
<i>Psammobia protracta</i> MAYER, 1893	1		+			+		+
<i>Capsa lacunosa</i> (CHEMNITZ, 1782) (forma <i>minor</i>)	3			+	+	+		+
<i>Gibbula</i> cf. <i>affinis protumida</i> SACCO, 1896	1							
<i>Theodoxus pictus</i> (FÉRUSAC, 1825) s. l.	2			×	×	+		×
<i>Calyptraea chinensis</i> (LINNAEUS, 1758)	16		+	+	+	+	+	+
<i>Turritella archimedis</i> BRONGNIART, 1823	2	+	+	+	+	+		+
<i>Tympanotonus margaritaceus</i> (BROCCHI, 1814)	sok	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pirenella plicata</i> (BRUGUIÈRE, 1792)	8	+	+	+	+	+	+	+
<i>Ampullina crassatina</i> (LAMARCK, 1804)	24	+	+			+	+	+
<i>Ocenebrina crassilabiata trivari-cosa</i> n. subsp.	3			+	×	+		
<i>Babylonia eburnoides umbilicosiformis</i> (TELEGD:-ROTH, 1914)	1			×		+		×
<i>Euthriofusus burdigalensis</i> (BASTEROT, 1925) (forma <i>ancestralis</i>)	2			+	+	+		+
<i>Turricula regularis</i> (DE KONINCK, 1838)	1	+	+			+	+	+
<i>Dentalium</i> sp.	1							

Diósjenő Dj-3 sz. lelőhely faunajegyzéke

6. táblázat

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cerithiumos réteg:								
<i>Ostrea cyathula</i> LAMARCK, 1806	27	+	+			+	+	×
<i>Polymesoda</i> cf. <i>convexa brongniarti</i> (BASTEROT, 1825)	6							
<i>Pitar polytropa</i> ANDERSON, 1958	15	+	+	+		+	+	+
<i>Pitar undata</i> (BASTEROT, 1825) (forma <i>minor</i>)	3			+				+
<i>Psammobia protracta</i> MAYER, 1893	5					+		
<i>Corbula carinata</i> DUJARDIN, 1837	1		+	+	+	+		+
<i>Gibbula affinis protumida</i> SACCO, 1896	2		+	+	×	+		+
<i>Theodoxus pictus bükkensis</i> (TELEGD:-ROTH, 1914)	sok			×	×	+		×
<i>Melanopsis impressa hantkeni</i> HOFMANN, 1870	4			×	×	+		×
<i>Turritella archimedis</i> BRONGNIART, 1823	2	+	+	+	+	+		+
<i>Pirenella plicata</i> (BRUGUIÈRE, 1792)	sok	+	+	+			+	+
<i>Tympanotonus margaritaceus</i> (BROCCHI, 1814)	sok	+	+	+		+	+	+
<i>Calyptraea chinensis</i> (LINNAEUS, 1758)	7		+	+	+	+	+	+
<i>Ampullina crassatina</i> (LAMARCK, 1804)	2	+	+			+	+	+
<i>Cominella hungarica</i> GÁBOR, 1936	1					+		
<i>Ocenebrina schönii</i> (HÖRNES, 1856)	1			+		+		
<i>Ocenebrina crassilabiata trivari-cosa</i> n. subsp.	3			+	×	+		
<i>Galeodes semseyiana</i> (ERDŐS, 1900)	4					+		

Diósjenő Dj-3 sz. lelőhely faunajegyzéke

7. táblázat

Fajok	Egedszám	Középsőoligocén	Felsőoligocén	Alsómiocén	Középsőmiocén	Paratethys felsőoligocénje	Boreális provincia	Atlanti—mediterrán provincia
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pitáriás réteg								
<i>Mytilus aquitanicus</i> MAYER, 1858	2			+	+	+		+
<i>Diplodonta rotundata</i> MONTAGU, 1803 (forma <i>minor</i>)	10		+	+	+	+	+	+
<i>Cardium bojorum</i> MAYER, 1887	2					+		
<i>Pitar undata</i> (BASTEROT, 1825) (forma <i>minor</i>)	63			+		+		+
<i>Psammobia protracta</i> MAYER, 1893	6					+		
<i>Angulus planatus</i> forma <i>ancestralis</i>	2			×	×	+		×
<i>Corbula carinata</i> (DUJARDIN, 1837)	3		+	+	+	+		+
<i>Turritella archimedis</i> BRONGNIART, 1823	1	+	+	+	+	+		+
<i>Theodoxus pictus bükkensis</i> (TELEGDI-ROTH, 1914)	1			×	×	+		×
<i>Tympanotonus margaritaceus</i> (BROCCHI, 1814)	1	+	+	+		+	+	+
<i>Calyptrea chinensis</i> (LINNAEUS, 1758)	1		+	+	+	+	+	+
<i>Ampullina crassatina</i> (LAMARCK, 1804)	20	+	+			+	+	+
<i>Babylonides eburnoides umbilicosiformis</i> (TELEGDI-ROTH, 1914)	3			×		+		×

8. táblázat

Diósjenő Dj-4 sz. lelőhely faunajegyzéke

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Nucula comta</i> GOLDFUSS, 1837	5	×	×			+	×	
<i>Glycymeris pilosa lunulata</i> (NYST, 1836)	1	+	+	×	×	+	+	+
<i>Pteria phalaenacea</i> (LAMARCK, 1819)	1		+	+	+	+	+	+
<i>Crassatella carcarenis</i> MICHELOTTI, 1847	32		+			+		+
<i>Diplodonta</i> cf. <i>rotundata</i> (MONTAGU, 1803)	1							
<i>Laevicardium cyprium</i> (BROCCHI, 1814) juv.	1	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pitar</i> sp. juv.	1							
<i>Venus multilamella interstriata</i> (TELEGDI-ROTH, 1914)	2			×	×	+	×	×
<i>Solecortus basteroti</i> (DES MOULINS, 1832)	1		+	+	+	+	+	+
<i>Macoma elliptica</i> (BROCCHI, 1814)	1		+	+	+	+	+	+
<i>Corbula basteroti</i> HÖRNES, 1870	2		+	+	+	+	+	+
<i>Angulus nysti</i> (DESHAYES, 1860)	1	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pholadomya puschi</i> GOLDFUSS, 1837	3	+	+	+	+	+	+	+
<i>Thracia pubescens bellardi</i> (PICTET, 1855)	1		+	×	×	+	+	
<i>Clavagella oblita</i> MICHELOTTI, 1861	7		+			+		+
<i>Diatoma grateloupi turritoapenninica</i> SACCO, 1895	7	×	+			+		+
<i>Aporrhais callosa</i> (TELEGDI-ROTH, 1914)	4					+		
<i>Polynices catena helicina</i> (BROCCHI, 1814)	2		+	+	+	+	+	+
<i>Cassidaria nodosa</i> (SOLANDER in BRANDER, 1766)	1	+	+			+	+	+
<i>Turricula regularis</i> (DE KONINCK, 1838)	3	+	+			+	+	+
<i>Conus dujardini egerensis</i> NOSZKY, 1936	1			×	×	+	×	×
<i>Dentalium kickxi</i> NYST, 1843	2	+	+			+	+	
<i>Cirripedia terguma</i> gen. indet.	1							

Díósjenő és környékének Foraminiferái

Fajok	I.	II.	III.
<i>Rhabdammina abyssorum</i> M. SARS	+		
<i>Ammodiscus</i> sp.	+		
<i>Glomospira charoides</i> (PARKER et JACOB)			+
<i>Glomospira</i> sp.	+		
<i>Cyclammina emaciata</i> (BRADY)	+		
<i>Cyclammina</i> sp.	+		+
<i>Textularia deperdita</i> D'ORBIGNY	+	+	
<i>Textularia abbreviata</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Textularia gramen</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Textularia</i> sp.	+		+
<i>Spiroplectammina carinata</i> (D'ORBIGNY)	+		
<i>Vulvulina capreolus</i> HANTKEN	+		
<i>Vulvulina</i> sp.		+	
<i>Triloculina consobrina</i> D'ORBIGNY	+	+	
<i>Triloculina</i> sp.	+		
<i>Massilina</i> sp.	+		
<i>Sigmoilina coelata</i> (COSTA)	+	+	
<i>Nodosaria vertebralis</i> (BATSCH)	+		
<i>Nodosaria</i> sp.	+	+	
<i>Dentalina acuta</i> D'ORBIGNY			+
<i>Dentalina adolphina</i> D'ORBIGNY	+	+	
<i>Dentalina filiformis</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Dentalina soluta</i> REUSS	+		
<i>Dentalina subtilis</i> NEUGEBOREN	+		
<i>Dentalina</i> sp.	+	+	+
<i>Lenticulina</i> sp.	+		
<i>Robulus arcuatostratus</i> (HANTKEN)	+		
<i>Robulus austriacus</i> (D'ORBIGNY)	+	+	
<i>Robulus intermedius</i> (D'ORBIGNY)	+	+	
<i>Robulus mayi</i> CUSHMAN et PARKER	+		
<i>Robulus cultratus</i> (MONTFORT)		+	
<i>Robulus inornatus</i> (D'ORBIGNY)	+	+	+
<i>Robulus simplex</i> (D'ORBIGNY)	+		
<i>Robulus</i> sp.	+	+	+
<i>Vaginulinopsis pseudodecorata</i> HAGN	+		
<i>Marginulina similis</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Marginulina</i> cfr. <i>hirsuta</i> (D'ORBIGNY)		+	
<i>Marginulina</i> sp.	+	+	
<i>Lagena costata</i> WILLIAMSON			+
<i>Lagena isabella</i> (D'ORBIGNY)	+		
<i>Lagena striata</i> (D'ORBIGNY)	+		
<i>Lagena sulcata</i> (WALKER et JACOB)	+		
<i>Lagena vulgaris</i> WILLIAMSON			+
<i>Pyrulina fusiformis</i> (ROEMER)	+	+	
<i>Guttulina problema</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Guttulina problema deltoidea</i> REUSS	+		
<i>Guttulina communis</i> D'ORBIGNY		+	
<i>Guttulina</i> cfr. <i>communis</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Polymorphina münsteri</i> (REUSS)	+		
<i>Polymorphina</i> sp.			
<i>Globulina aqualis</i> D'ORBIGNY	+	+	
<i>Globulina</i> cfr. <i>aqualis</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Globulina gibba</i> D'ORBIGNY	+		

Fajok	I.	II.	III.
<i>Globulina globulosa</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Globulina rugosa</i> D'ORBIGNY	+	+	
<i>Globulina spinosa</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Globulina</i> sp.	+	+	
<i>Glandulina laevigata</i> D'ORBIGNY	+	+	
<i>Glandulina</i> sp.	+	+	
<i>Sphaeroidina bulloides</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Bulimina buchiana</i> D'ORBIGNY			+
<i>Bulimina alsatica</i> CUSHMAN et PARKER	+		
<i>Bulimina elongata</i> D'ORBIGNY	+	+	+
<i>Bulimina ovata</i> D'ORBIGNY	+		+
<i>Bulimina pupoides</i> D'ORBIGNY	+	+	+
<i>Bulimina</i> sp.	+	+	+
<i>Corrosina pupoides</i> NYÍRŐ	+	+	+
<i>Corrosina</i> sp.	+		
<i>Virgulina schreibersiana</i> CZIZEK	+		
<i>Entosolenia marginata</i> WALKER et BOYS			+
<i>Reussella spinulosa</i> (REUSS)	+		
<i>Reussella tricarinata</i> NYÍRŐ	+		
<i>Reussella</i> cfr. <i>tricarinata</i> NYÍRŐ	+		
<i>Reussella</i> sp.	+		
<i>Uvigerina pygmaea</i> D'ORBIGNY	+	+	
<i>Uvigerina</i> sp.	+	+	+
<i>Angulogerina gracilis</i> (REUSS)	+	+	
<i>Angulogerina angulosa</i> (WILLIAMSON)	+		
<i>Angulogerina</i> sp.	+		
<i>Stilostomella badenensis</i> (D'ORBIGNY)	+		
<i>Stilostomella spinicosta</i> (D'ORBIGNY)			+
<i>Stilostomella</i> sp.	+		
<i>Loxostomum digitale</i> (D'ORBIGNY)	+	+	
<i>Loxostomum minutissimum</i> (SPANDEL)	+		
<i>Loxostomum sinuosum</i> CUSHMAN	+		
<i>Loxostomum</i> sp.	+	+	
<i>Plectofrondicularia poststriata</i> HAGN	+		
<i>Plectofrondicularia</i> sp.	+		+
<i>Bolivina antiqua</i> D'ORBIGNY	+	+	
<i>Bolivina beyrichi</i> REUSS	+	+	
<i>Bolivina dilatata</i> REUSS	+	+	
<i>Bolivina punctata</i> D'ORBIGNY	+		
<i>Bolivina teretum</i> CUSHMAN	+		
<i>Bolivina scalprata miocenica</i> MACFADYEN			+
<i>Bolivina</i> sp.	+		+
<i>Cassidulina crassa</i> D'ORBIGNY	+	+	+
<i>Cassidulina subglobosa</i> BRADY	+	+	
<i>Cassidulina</i> sp.	+		
<i>Nonion communis</i> (D'ORBIGNY)	+	+	+
<i>Nonion</i> cfr. <i>communis</i> (D'ORBIGNY)	+		+
<i>Nonion granosum</i> (D'ORBIGNY)	+	+	+
<i>Nonion grateloupi</i> (D'ORBIGNY)		+	
<i>Nonion pompiloides</i> (FICHTEL et MOLL)			+
<i>Nonion umbilicatum</i> (DOLLFUSS)	+		
<i>Nonion</i> sp.	+	+	+
<i>Pullenia schaeroides</i> D'ORBIGNY	+	+	+
<i>Pullenia quinqueloba</i> REUSS			+

10. táblázat folytatása

Fajok	I.	II.	III.
<i>Discorbis willardebouana</i> (RZEHAK)	+		
<i>Gyroidina girardana</i> (REUSS)	+	+	
<i>Gyroidina</i> cfr. <i>girardana</i> (REUSS)	+		
<i>Gyroidina soldanii</i> (D'ORBIGNY)	+	+	+
<i>Gyroidina soldanii mammillata</i> (ANDREAE)	+		
<i>Gyroidina</i> sp.			+
<i>Eponides budensis</i> (HANTKEN)	+	+	
<i>Eponides majzoni</i> NYIRŐ			+
<i>Eponides pygmaeus</i> (HANTKEN)	+		
<i>Eponides</i> cfr. <i>pygmaeus</i> (HANTKEN)	+		
<i>Eponides schreibersii</i> (D'ORBIGNY)	+	+	+
<i>Eponides</i> sp.	+	+	+
<i>Pseudoparella molassica</i> HAGN	+	+	
<i>Siphonina reticulata</i> (CZJZEK)			+
<i>Canceris auriculus</i> (FICHTEL et MOLL)	+	+	+
<i>Canceris turgidus</i> CUSHMAN	+	+	
<i>Canceris</i> sp.	+		+
<i>Anomalina simplex</i> (D'ORBIGNY)	+		
<i>Anomalina</i> cfr. <i>simplex</i> (D'ORBIGNY)	+		
<i>Anomalina</i> sp.	+	+	
<i>Cibicides boueanus</i> (D'ORBIGNY)			+
<i>Cibicides dutemplei</i> (D'ORBIGNY)	+	+	+
<i>Cibicides lobatulus</i> (WALTER et JACOB)	+	+	+
<i>Cibicides pseudoungarianus</i> CUSHMAN	+	+	+
<i>Cibicides ungerianus</i> (D'ORBIGNY)	+	+	+
<i>Cibicides ungerianus ungerianus</i> CICHA et ZAPLETOLOVA			+
<i>Cibicides</i> sp.	+	+	+
<i>Almaena osnabrugensis</i> (ROEMER)	+	+	
<i>Almaena</i> sp.	+		
<i>Ceratobulimina contraria</i> REUSS			+
<i>Globigerina bulloides</i> D'ORBIGNY	+	+	+
<i>Globigerina globularis</i> ROEMER	+		
<i>Globigerina oligocenica</i> BOLLI et BANNER	+		
<i>Globigerina trilobata</i> REUSS	+	+	+
<i>Globigerina</i> sp.	+	+	+
<i>Globorotalia</i> cfr. <i>menardii</i> BOLLI			+
<i>Globorotalia</i> sp.	+	+	+
<i>Asterigerina planorbis</i> (D'ORBIGNY)	+	+	
<i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ)	+	+	+
<i>Elphidium discrepans</i> (REUSS)	+		
<i>Elphidium fichtellianum</i> (D'ORBIGNY)			+
<i>Elphidium</i> cfr. <i>fichtellianum</i> (D'ORBIGNY)			+
<i>Elphidium hiltermanni</i> HAGN	+	+	
<i>Elphidium</i> cfr. <i>hiltermanni</i> HAGN	+		
<i>Elphidium inflatum</i> (D'ORBIGNY)		+	
<i>Elphidium macellum</i> (FICHTEL et MOLL)	+		
<i>Elphidium minutum</i> (REUSS)	+	+	+
<i>Elphidium polyanum</i> (D'ORBIGNY)	+		
<i>Elphidium subnodosum</i> (ROEMER)	+	+	
<i>Elphidium</i> sp.	+	+	+
<i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ)	+	+	+
<i>Ammonia</i> sp.	+	+	+

Jel magyarázat a 10. táblázathoz:

I. = Felsőoligocén Foraminifera fauna: Rétság (Rs-1 és Rs-2 alsó rétege); Patak; Nagyoroszi (No-1); Pusztaberki (Pb-1, Pb-2); Horpács (H-1); Nőtincs (Nt-1); Felsőpetény (Fp-1); Borsosbény (Bb-1, Bb-2); Diósjenő (Temetődomb Dj-4; Jenői-tó Dj-7, Dj-8, Dj-9; kőszénnyomos réteg-csoport Dj-17, Dj-18, Dj-19; Szomolya-pusztai út mentén Dj-24).

II. = Felsőoligocén legfelső szintjeinek Foraminifera faunája: Rétság (Rs-2. felső rétegei); Tolmács (Tm-3, Tm-4, Tm-5, Tm-6).

III. = Középsőmiocén jellegű Foraminifera fauna: Nagyoroszi (No-2, No-3); Diósjenő (Zsibakforrás Dj-6; kastély mögötti árok Dj-21; Szöllőhegy és Kőszirt közötti nyereg Dj-23).

BIOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS OLIGOCÈNES—MIOCÈNES DANS LE SECTEUR ORIENTAL DE LA MONTAGNE BÖRZSÖNY

par

DR. T. BÁLDI — DR. I. CSEPREGHY-MEZNERICS et DR. R. NYÍRÓ

Les auteurs ont été chargés par l'Institut Géologique de Hongrie de pratiquer des recherches sur le bord est de la Montagne Börzsöny afin d'éclaircir les questions stratigraphiques du Tertiaire, ce qui peut servir de base pour les levés géologiques détaillés et pour sondage.

A partir de Bánk vers l'W—NW, on rencontre des formations de plus en plus récentes: aux formations rupéliennes qui reposent sur l'Oligocène inférieur, succèdent des collines à formations oligocènes supérieures, lesquelles s'étendent jusqu'au pied de la Montagne Börzsöny, où, ensemble avec le complexe helvétique qui s'y superposent, elles plongent au-dessous du massif andésitique.

Les couches rupéliennes renferment une faune riche de Foraminifères. Vu que ces couches soient peu ouvertes, il n'est même possible d'évaluer leur puissance. La région étudiée est formée, pour la plupart, des dépôts de l'*Oligocène supérieur*, représentés par des faciès extrêmement variés, tant au point de vue lithologique qu'au point de vue paléontologique. En effet, on y rencontre toutes les variétés, à partir des sables graveleux grossiers jusqu'aux siltstones argileux et à partir des dépôts lagunaires saumâtres à *Cérithium* jusqu'aux biofaciès marins ordinaires. Les couches de beaucoup d'affleurements contiennent une faune abondante de Foraminifères et de Mollusques. Par rapport à l'Oligocène supérieur des autres régions de la Hongrie, les dépôts de même âge sont ici remarquablement plus puissants et les sables et graviers grossiers jouent un rôle considérable dans leur composition lithologique. Les microfaune et macrofaune sont représentées par une ample gamme de biofaciès, mais tous les faciès portent des caractères indiquant la proximité des côtes. Les faunes du Miocène inférieur, décrites auparavant dans cette région, se sont avérées, sans exception, représentantes de l'Oligocène supérieur. Les biofaciès complètement entrelacés montrent des transitions multiples. Au point de vue lithologique le complexe est assez uniforme: l'alternance de roches détritiques plus ou moins grossières peut être observée tant aux niveaux supérieurs, qu'aux niveaux vraisemblablement inférieurs.

Le complexe à traces de lignite à Diósjenő qui gît sur l'Oligocène supérieur de la colline Temetődomb, est la série la plus problématique de la région. La lignite se présente sous la forme de lentilles irrégulièrement dispersées qui ont une épaisseur de 10 cm au plus et un diamètre de 1 m. Ces lentilles montrent des degrés de carbonisation bien variés. Elles sont de nature allochtone et indiquent une origine plutôt paralique, littorale. Autour des lentilles de lignite nous avons trouvé des Foraminifères qui rappellent bien l'Oligocène, ce que paraît confirmer la conception de NOSZKY SEN. concernant l'âge des couches mentionnées.

Bien que *le complexe sédimentaire helvétique* du bord est de la Montagne Börzsöny soit généralement pauvre en fossiles, il peut être mieux subdivisé que l'Oligocène supérieur. Le complexe helvétique des environs de Diósjenő transgresse par des „grès à *Paphia*” saumâtres sur le groupe de l'Oligocène supérieur à lentilles de lignite. Près de Nagyoroszi, ce dernier est transgressé par des bancs à *Balanus* et *Crassostrea*. Dans le complexe helvétique des environs de Diósjenő on peut distinguer, du bas en haut, les horizons qui suivent: grès à *Paphia* surmontés par des marnes gris foncé de caractère de „schlier”, à bancs de grès, avec des écailles de poisson et spicules de spongiaires; celles-ci à leur tour sont suivies d'un complexe de grès friable, sporadiquement glauconieux, à Foraminifères; son toit est formé par un complexe composé de graviers, de sables grossiers et de conglomérats de grès à fragments de *Balanus*. Cette série est couronnée par les agglomérats d'andésite amphibolique de la Montagne Börzsöny.

Les couches helvétiques de Diósjenő sont représentées principalement par un faciès littoral et peuvent être considérées comme un faciès hétéropique des grès et schliers à *Cardium*, *Oncophora* et *Chlamys* qui forment le toit du gisement de charbon à Salgótarján. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de Diósjenő vers le N, les „schliers” deviennent de plus en plus abondants aux dépens des sables graveleux grossiers.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ОЛИГОЦЕНОВЫХ И МИОЦЕНОВЫХ ТОЛЩ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОР БЁРЖЁНЬ

Д-р Т. Бальди — Д-р Е. Чепреги-Мезнерич — Д-р Р. Ньирё

По поручению Венгерского Геологического Института, авторы провели исследования на восточном борту гор Бёржён, для выяснения вопросов третичной стратиграфии, что может послужить основой для детальных съёмочных работ или глубоких бурений.

К З-СЗ от с. Банк встречаются все более и более молодые отложения: налегающие на нижний олигоцен рупельские отложения покрывает верхнеолигоценый холмистый рельеф, распространяющийся до подножия гор Бёржён, где эти образования, вместе с налегающей на них гельветской свитой погружаются по простиранию под андезитовый массив.

Рупельские отложения содержат богатую фораминиферовую фауну.

Из-за слабой изученности, даже приблизительная оценка мощности этих слоев не представляется возможной.

Верхнеолигоценовые отложения составляют большую часть изученной области, которая сложена, как в литологическом, так и в палеонтологическом отношении, самыми различными фациями: от крупнозернистого песка до глинистого алевролита, от лагунных солоноватоводных церитиевых слоев до нормальных морских биофаций. Породы многих обнажений содержат богатую фауну моллюсков и фораминифер. В отличие от других верхнеолигоценовых образований, здесь бросается в глаза большая мощность отложений и значительная роль в них песков и галек. Макро- и микрофауна делится на разнообразные биофации, но все эти образования носят прибрежные характеры. Большинство изученных фаун имеет четко олигоценовый характер. Все нижнемиоценовые фауны, описанные раньше из этой области, оказались представителями верхнего олигоцена. Вполне переплетающиеся биофации содержат многие переходы. Толща в литологическом отношении довольно однообразна, чередование мелко- и грубозернистых обломочных пород наблюдается в ней как в более высоких, так и в предположительно более низких горизонтах.

Толща с проявлениями угля, налегающая на верхний олигоцен холма Теметёдомб в районе с. Диошенё, является самой проблематичной свитой рассматриваемого района. Бурые угли представлены здесь разрозненными линзами, мощностью не менее 10 см и диаметром не больше 1 м. Они обнаруживают самые различные степени карбонизации. Угольные линзы имеют аллохтонный характер и указывают на приморское происхождение. Около угольных линз была найдена фораминиферная фауна, обнаруживающая чётко олигоценовые реминисценции, которая доказала бы концепцию *Й. Носки старшего* относительно возраста этих слоев.

Толща гельветских отложений восточного края гор Бёржён расчленяется лучше, чем верхний олигоцен, несмотря на то, что она бедна фауной.

В районе с. Диошенё рассматриваемая гельветская толща, подстилаемая солоноватоводными песчаниками с "*Paphia*", налегает трансгрессивно на верхнеолигоценовые отложения с проявлениями угля. В районе же с. Надьорси она, посредством пластов с *Crassostrea* — *Balanus*, трансгредит на указанные угленосные отложения. В районе с. Диошенё можно выделить снизу вверх следующие горизонты гельветской толщи: песчаники с *Paphia*, на которых залегают темносерые "широобразные" мергели с чешуями рыб, спикулами губок и пачками песков, подстилающие толщу легко глауконитовых, рыхлых песчаников с фораминиферами, кровлю которых слагают конгломераты, содержащие обломки *Balanus*, грубые пески и песчаники. Эта толща завершается агломератами амфиболовых андезитов гор Бёржён.

Гельветские отложения в районе с. Диошенё выражены главным образом в прибрежной фации и могут считаться гетеропической фацией песчаников и шлиров с *Chlamis*, *Cardium* и *Oncophora*, образующих кровлю угольных пластов в районе г. Шалготаряна. К С от с. Диошенё роль "шлира" все более и более увеличивается за счет гравелистых грубых песков.

VÍZFÖLDTANI MEGFIGYELÉSEK ÉSZAK-BORSODBAN A FEKETEVIÖLGYI BARNAKÖSZÉN-TERÜLETEN*

Írta: RADÓCZ GYULA

A vizsgált terület rétegtani és vízföldtani szempontból kis része a többé-kevésbé egységes jellegű Borsodi-medencének.

A sötétszürke mészkőrétegeket, -lencsákat tartalmazó szericites agyagpala anyagú *medencealjzat* vízföldtani viszonyait még alig vizsgálták. Bár vastagabb víztároló rétegei nincsenek, repedések mentén — különösen a tektonikai vonalak közelében — mélysegi vizet is tartalmazhat.

A feketeviölgyi terület medencealjzatának legnagyobb árokszerű mélyedését kitöltő *burdigalai—katti(?)* összlet homokos és kavicsos rétegeiről az eddigi kutatófúrások hidrogeológiai adatokat nem szolgáltatottak. Ezért ma még nem tudjuk, hogy e porózus rétegek mennyire jelentősek vízföldtani szempontból. Az előbbieket elfedő alsó riolittufaösszlet homokos és kavicsos betelepülései már bizonyítottan víztárolók. A J. 17, 19 és 21. sz. fúrásban különböző szintekben mért nyugalmi vízszintek nem térnek el lényegesen a felette települő helvétai összlet homokrétegeihez tartozó nyugalmi vízszintektől (1. táblázat). Az *alsó riolittufa* víztároló kavicsos rétegei a *burdigalai—katti(?)* összlet homokos, kavicsos rétegeihez hasonlóan lencsés jellegűek. Ez bizonyos mértékben nehezíti a további kutatófúrások alapján tisztázandó vízföldtani kérdéseket.

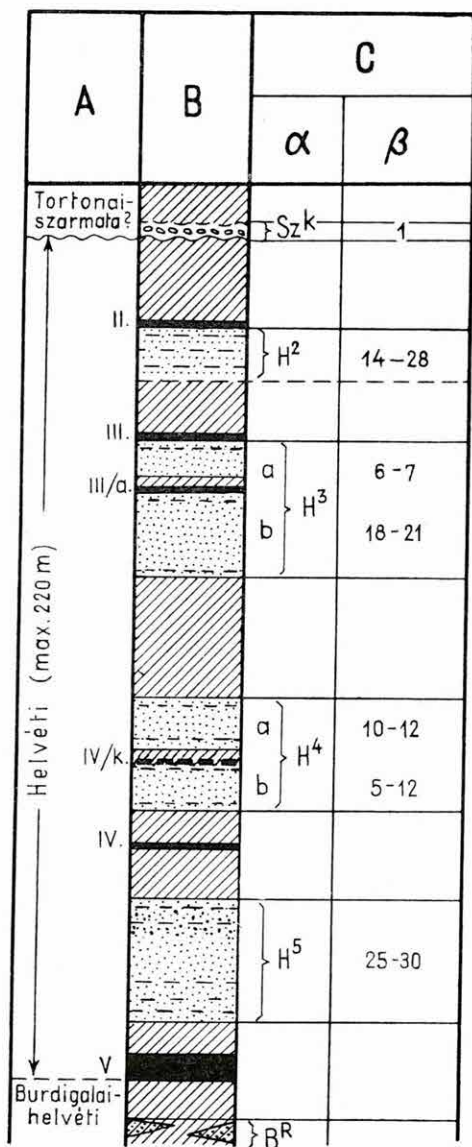
Az alsó riolittufára települő *helvétai* összlet vízföldtani viszonyait a Borsodi-medencében többször vizsgálták, azonban a feketeviölgyi területet ezideig alig említették. Egyébként az 1958-ban indult újabb kutatás előtt még a rétegtani és tektonikai felépítésről is kevés konkrét adatunk volt, noha a területen már több, mint 60 kutatófúrás mélyült és a „Feketeviölgy I. lejtősakna” építése 1956-ban 172 m kiépített szakasz után vízbetörés miatt felhagyásra kényszerült.

Az 1958. évi kutatás előtt a fúrási adatok nagy része megbízhatatlan volt. A megbízhatatlanságot csak fokozta, hogy a bizonytalanságokat a legtöbb esetben nem tüntették fel a dokumentációban és a hiányosságokra csak a dokumentációk alapos összevetése után lehetett következtetni. Jelenleg az is megállapítható, hogy az említett lejtősakna építése előtt, sőt az 1958-ban vízbetörés miatt leállított Feketeviölgy I. függőleges akna építése előtt is, elmaradt a „szükséges” értékelés.

* A dolgozat szerzőnek a MÁFI Évi Jel. 1962. évről c., 1964-ben megjelent kötetben „Földtani vizsgálatok a feketeviölgyi (észak-borsodi) barnaköszénterületen” címen publikált ismertetéséhez kapcsolódik, annak vízföldtani fejezete. Ezért e cikk már nem tér ki a földtani viszonyok ismertetésére. (Irodalomjegyzékét is l. ott.)

A már közreadott rétegtani fejezetben (RADÓCZ 1964), megállapítottuk, hogy a helvétai emelet víztartó homokrétegei az egyéb rétegekhez hasonlóan kielégítően jellemezhetők és korrelálhatók. A homokrétegek vastagsága és száma közel sem változik olyan nagy mértékben, mint arra a régebbi kutatófúrások adatai alapján következtetni lehetett.

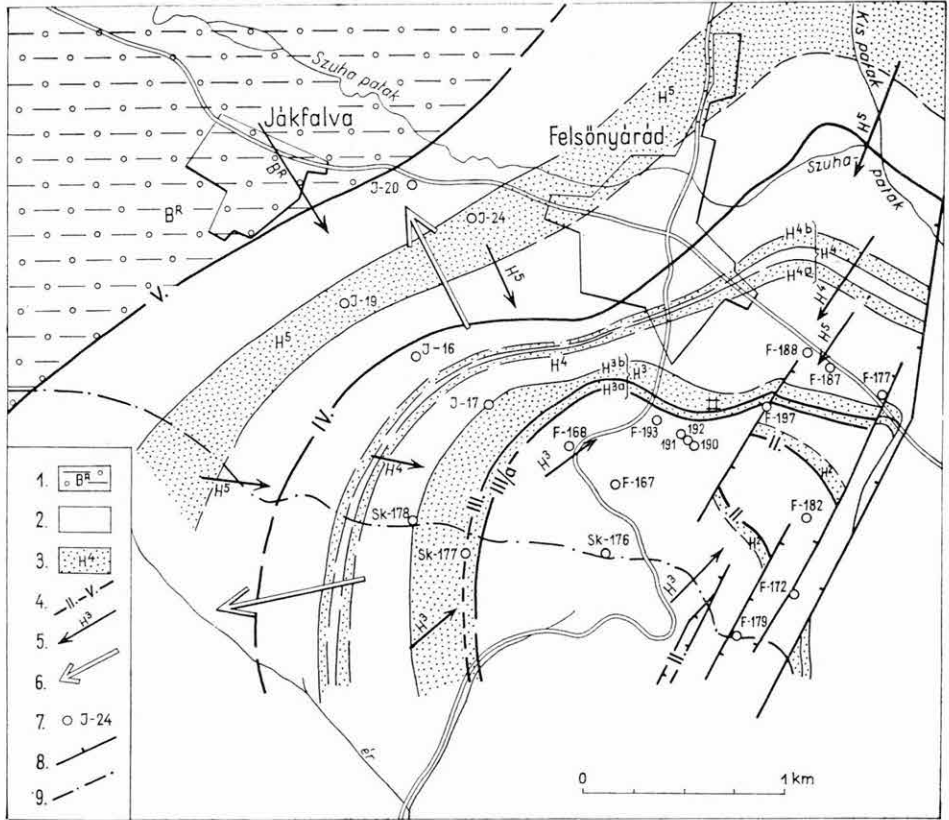
Az újabb 60 kutatófúrás gyakori magvétele és rendszeres elektromos szelvényezése mellett 22 fúrásban vízmegfigyelést is végeztek. A hidrológiai adatok alapján KISS K. és VENKOVITS I. a részletesebb hidrodinamikai viszonyok megismerését is megkísérelték (KISS K. — OLAJOS K. — RADÓCZ GY. 1960).



1. ábra. A Feketevölgy I. terület helvétai vízadó rétegeinek települési helyzete és vízföldtani felosztása. — *Jelmagyarázat*: A) Földtani kor és a barnaköszéntepek jele; B) Átlagszelvény; C) A vízadó rétegcsoportok jele (α) és vastagsága (β) m-ben. — Szk = kavics, agyagos lencsékkel, H² = homok és agyagos homok vékonyabb agyagrétegekkel, H³ = homok, kevés agyagos betelepüléssel (a közbetepült III/a barnaköszéntepele és agyagos kísérő rétegei vízzáróként szerepelnek), H⁴ = homok, laza és kötöttebb (agyagosabb) rétegekkel, középtájon vastagabb „vízzáró” rétegekkel, H⁵ = homok, legfelső részében agyagos rétegekkel, alatta kavicsos betelepülésekkel, majd a mélyebb szintekben ismét több agyagos rétegcsoporttal, BR = áthalmozott, laza és szemcsés riolittufa, illetve annak lencsés jellegű homokos és kavicsos betelepülései. — Az átlagszelvényben a ferdén vonalkázott részek a vízzáró rétegeket jelölik

Abb. 1. Lagerungsverhältnisse und hydrogeologische Gliederung der helvetischen wasserführenden Schichten des Gebietes Feketevölgy I. — *Zeichenerklärung*: A) Zeichen des geologischen Alters und der Braunkohlenflöze; B) Durchschnittsprofil; C) Zeichen der wasserführenden Schichtgruppen (α) und ihre Mächtigkeit (β) in m. — Szk = Schotter mit tonigen Linsen, H² = Sand und toniger Sand mit dünnen Toneinlagerungen, H³ = Sand mit spärlichen Toneinlagerungen (das dazwischengeschaltete Braunkohlenflöz III/a und die umgebenden Tonschichten sind wasserundurchlässig), H⁴ = Sand mit lockeren und mehr gebundenen (tonigen) Schichten, um die Mitte mit mächtigen „wassersperrenden” Schichten, H⁵ = Sand im obersten Abschnitt mit tonigen Schichten, darunter mit Schottereinlagerungen und in den tieferen Horizonten wieder mit mehreren, dünnen Tonschichten, BR = umgehäufter, lockerer und körniger Rhyolithuff, bzw. darin eingeschaltete Sand- und Schotterlinsen. — Im Durchschnittsprofil bezeichnen die schräg schraffierten Flächen die wasserundurchlässigen Schichten

Az összehasonlító vizsgálatok alapján a helvétai emelet víztároló homokrétégeit az 1. ábra szerint csoportosítottuk. A homokrétégek nagyobb csoportjainak felállítását legfőképpen az indokolja, hogy a terület nagy része vetőkkel



2. ábra. A Felsőnyárad környéki helvétai összlet víztároló rétegeinek és a víz áramlási irányainak átnézetes térképe. — *Jelmagyarázat*: 1. a helvétai összlet fekütere (alsó riolituffa), 2. a helvétai összlet uralkodóan agyag- és aleuritrétegei, 3. a helvétai összlet homok- és erősen homokos víztároló rétegei, 4. a helvétai barnaköszéntelegek lepusztulási vonala a telep jelének feltüntetésével, 5. a különféle jelű homokrétégek vízének áramlási iránya, 6. a helvétai összlet lepusztulási (elvékonyodási) iránya, 7. az áramlási irányok meghatározásához felhasznált fúrások (a szintvonalas térképet l. a 3. ábrán), 8. néhány jelentősebb tektonikai (vető) vonal a Fekete völgy I. terület K-i részén, 9. a jelenlegi felszín vízválasztója

Abb. 2. Übersichtskarte der wasserführenden Schichten des helvetischen Komplexes in der Umgebung von Felsőnyárad mit Darstellung der Strömungsrichtung des Wassers. — *Zeichenerklärung*: 1. Liegendes des helvetischen Komplexes (unterer Rhyolithuff), 2. überwiegend Ton- und Aleuritschichten des helvetischen Komplexes, 3. wasserführende Sand und stark sandige Schichten des helvetischen Komplexes, 4. Linie der Abtragung der helvetischen Braunkohlenflöze mit Anführung der Zeichen der Flöze, 5. Strömungsrichtung verschiedener Sandschichten, 6. Linie der Abtragung (Verdünnung) des helvetischen Komplexes, 7. zur Bestimmung der Strömungsrichtung herangezogene Bohrungen (siehe Isohypsenkarte in Abb. 3), 8. wichtigere tektonische (Verwerfungs-) Linien im O-Teil des Gebietes Fekete völgy I, 9. Wasserscheide der gegenwärtigen Oberfläche

sűrűn szabdalt és a gyakori, átlag 10 m magasságú vetődések az egymáshoz függőlegesen közel települő vízadó homokrétegeket sok helyen összekötik. Megfelelő nagyságú vetők természetesen (pl. a Hugó-árok 40—70 m magasságú vetőzónája) még a különválasztott övek között is kapcsolatot teremthetnek. Az ilyen nagy elvetési magasságú vetők azonban az egész Borsodi-medencében ritkák.

Megállapítást nyert, hogy egy-egy fúrásban a különböző szintű vízadó homokrétegekhez (1, 2. ábra) általában különböző szintű nyugalmi vízszintek tartoznak: a mélyebben települő homokrétegekhez általában mélyebb, a magasabban települőkhöz pedig magasabb helyzetű nyugalmi vízszint tartozik (1. táblázat). Azonban e törvényszerűség mellett ezidőszert még nincs minden vízadó szintről annyi adatunk, hogy a hidroizohipszás térképsorozatot teljesen megrajzolhassuk. Az eddigi adatokból szerkesztett hidroizohipszás térképet a 3. ábra szemlélteti.

Az ábrán azonnal szembeütönek a visszaforduló szintvonalak. Ezeket csak a helvétai összlet két alsó (H^5 és H^4) vízadó szintjénél észleltük. Ezt a képet főleg az alábbi három tényező összjátéka eredményezte:

1. *A helvétai összlet települése.* A vízszintek mélyülést jelző vonala ugyanis nagyrésztben a rétegek településének is megfelelő.

2. *A Szuha patak helyzete és kapcsolata.* A patak 145—150 m-es szintje és lefutása kapcsolatot jelez a H^5 vízadósint 150 m-es vonalával. A Szuha patak egyébként több helyen is táplálja az alatta települő helvétai homokrétegeket.

3. *A Fekete völgy I. függőleges aknából és környékéről történt huzamos vízkivétel.*

A terület vízmérési adatainak értelmezésénél — különösen a kivételesnek látszó adatok esetében, illetve a nyugalmi vízszintek adatainak a rétegtani és szerkezeti viszonyokkal való egybevetése közben — elsősorban az alábbi szempontokat kellett figyelembe vennünk:

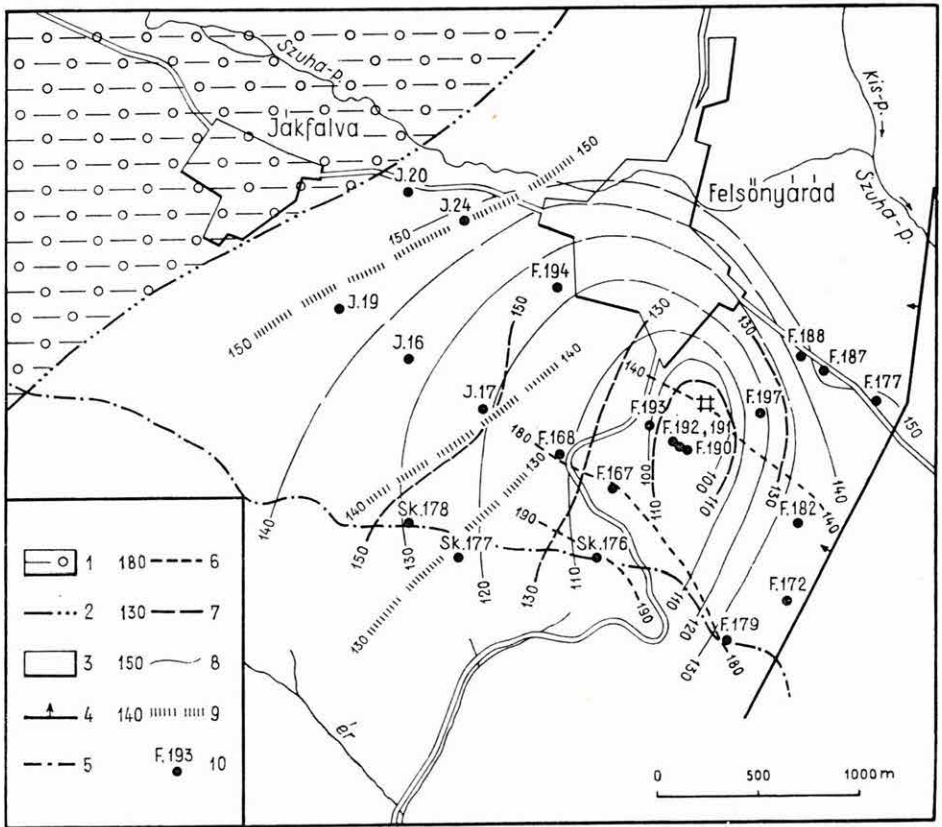
a) *A különböző homokrétegek „lepusztulási öve”.* A helvétai rétegek különféle mértékben lepusztult felszínére települő lencsés jellegű kavics, illetőleg kavicsos szint a vizsgált terület DK-i sarkától ÉNy felé haladva minden helvétai homokrétéggel érintkezik. E kavicsos szint víztartalma, és annak nyomása a felszíni és talajvizekkel való közvetlen kapcsolata miatt kisebb időközönként változik, mint a helvétai homokrétegeké általában. Ugyanakkor viszont bizonyos helyeken a helvétai homokrétegeket is változó mértékben táplálja. Ez a tény a nyugalmi vízszintekben lényeges helyi anomáliákat is eredményez (1. táblázat Sk. 176. sz. fúrás).

E kavicsos szint viszonylagos vastagsága és szivárgási tényezője az eddigi hiányos adatok alapján is sokkal változóbb lehet, mint a sokkal finomabb szemű és egyenletesebb felépítésű helvétai homokrétegeké. E kavicsos szint nemcsak felszínközeli vizeket vezet le, de a különböző szintű helvétai homokrétegek összekötésében is szerephez jut.

b) *A vetődések és törések.* A tektonikai viszonyok — mint már említettük — több helyen is összeköttetést teremtenek a különböző homokrétegek között. A III—IIIa. barnakőszéntelep környékén, valamint a IV. telep feletti két homokrétég esetében is a különböző homokrétegek egy geodéziai szintbe hozásához csupán 5—10 m magasságú vető szükséges.

Bizonyos mértékű összeköttetés jöhet létre a nem szorosan illeszkedő vetősíkok, vagy törések mentén is. De területünk K-i részén, ahol gyakoriak

az elfedett ÉK—DNY-i irányú keskeny (gyakran 100 m széles) árkok és sasbércek, több helyen előállhat olyan eset is, hogy a homokrétegek DK—ÉNy-i irányban több km hosszban is vízzáró rétegekkel érintkeznek. Az ilyen pászta



3. ábra. Az alsó riolituffa és a helvét barnaköszénteles összlet nyugalmi vízszintjeinek szintvonalas térképe Felsőnyárad környékén. — *Jelmagyarázat*: 1. a helvét összlet fektürülete, 2. a helvét összlet teljes lepusztulásának vonala, 3. a helvét összlet elterjedési területe, 4. a „Hugó-vető” vonala, 5. felszíni vízváltató, 6. a III. telep környéki (H^3) homokrétegek nyugalmi vízszintjeinek szintvonala, 7. a IV. telep feletti (H^4) homokrétegek nyugalmi vízszintjeinek szintvonala, 8. a IV—V. telep közötti (H^5) homokrétegek nyugalmi vízszintjeinek szintvonala, 9. az alsó riolituffa (B^R) homokos-kavicsos betelepüléseihez tartozó nyugalmi vízszintek szintvonala, 10. a vízföldtani megfigyelésekhez felhasznált fúrások (számszerű adataikat az 1. sz. táblázat tartalmazza)

Abb. 3. Isohypsenkarte des Ruhespiegels der Wasserhorizonte des unteren Rhyolithuffs und des helvetischen braunkohlenführenden Komplexes in der Umgebung von Felsőnyárad. — *Zeichenerklärung*: 1. Verbreitung des Liegenden des helvetischen Komplexes, 2. Linie der vollkommenen Abtragung des helvetischen Komplexes, 3. Verbreitung des helvetischen Komplexes, 4. Linie der Verwerfung „Hugó”, 5. Oberflächen-Wasserscheide, 6. Isohypse des Ruhespiegels der Sandschichten (H^3) in der Umgebung des Flözes III, 7. Isohypse des Ruhespiegels der Hangendsandschichten (H^4) des Flözes IV, 8. Isohypse des Ruhespiegels der Sandschichten (H^5) zwischen den Flözen IV—V, 9. Isohypsen der Ruhespiegel in den sandigen-kieseligen Einlagerungen innerhalb des unteren Rhyolithuffs (B^R), 10. zu den hydrogeologischen Beobachtungen herangezogene Bohrungen (die entsprechenden Werte sind in Tabelle 1 angegeben)

A Feketevölgy I. terület kutatófúrásainak 1958—59. évben végzett vízmegfigyelési adatai

A fúrás jele, száma	A harántolt vízadó csoport	A nyugalmi vízszint Adria f. m. (m)	A rétegvíz nyomása (atm.)	A vízmegfigyelés időpontja (év, hó)	Megjegyzés
F. 166	Sz ^k fölött Sz ^k H ⁵	210 203 194	?	1958. V—VII.	bizonytalan mérési adatok (iszapos öblítővizet mértek)
F. 167	H ^{3a} vagy ^b H ⁵	183 106	2—4	1959. I—V.	
F. 168	H ^{3a} H ⁴ H ⁵	178 163* 116	2 3—6 5—6	1958. VI—IX.	* vetőzóna közelében
F. 172	H ⁵	137	7	1958. IX.	csövezési bizonytalanság mellett
F. 177	H ^{3a} H ^{4b} H ⁵	150* 133* 135	2 4 7—8	1958. IX.	*vetőzónával kapcsolatban
F. 179	H ^{3b}	171	5*	1958. VIII—IX.	*vető mellett
F. 182	H ^{3a—b}	154	1—3	1958. X—XII.	vetőzónában
F. 187	H ⁵	150*	7—8	1958. XI.	*vető közelében
F. 188	Sz ^k H ^{1—5}	* **(131)	— ?	1958. X.	*„teljes vízelszőkés” **100 m nyitott szakasz mellett
F. 190	H ^{3a} H ^{3b} H ⁵	176 174 97	2 2,5 6—7	1958. X.—1959. VI.	„termelő kút”
F. 192	H ^{3a} H ^{3a—b} H ^{4a} H ^{4b} H ⁵	177 147 105 101 98	1—2 ? 2,2 2,3 6—7	1958. X.—1959. VI.	„I. megfigyelő kút”
F. 191	H ^{3a} H ^{3b} H ^{4—5}	175 153 96	1—2 2 ?	1958. X.—1959. VI.	„II. megfigyelő kút”
F. 193	H ^{3a—b} H ⁵	145 100	? 4	1959. I—IV.	
F. 194	H ⁵	122	1*	1959. III.	*bizonytalan

1. táblázat folytatása

A fúrás jele, száma	A harántolt vizadó csoport	A nyugalmi vízszint Adria f. m. (m)	A rétegvíz nyomása (atm.)	A vizmegfigyelés időpontja (év, hó)	Megjegyzés
F. 197	H ⁵	113	8—9	1958. XII.—1959.II.	
Sk. 176	Sz ^k —H ³ H ⁵	190 101	0—6 ? 8—9	1959. I—III.	
Sk. 177	B ^R	124	10—(15)	1959. III—VI.	
Sk. 178	H ^{4b} H ⁵	156—142 130	1,5—2 2,3—3	1959. IV—V.	
J. 16	H ⁵	135	2—2,5	1958. VI—VIII.	
J. 17	H ⁴ H ⁵ B ^R	*160—189 160—(122)* 143	2—3 2—5 8—(14)	1958. IX.—1959. II.	*bizonytalan mérési adatokkal
J. 19	B ^R	145	7—(13)	1959. VI.	változó és lencsés víztároló rétegekkel
J. 24	B ^R	150	7—15	1959. V—VII.	

homokrétégének a környezetétől említésre méltóan eltérő vízföldtani adatai (áramlási irány, nyomás) lehetnek. A jövő bányászkodásának a terület K-i részén fokozottabban kell felkészülni arra is, hogy a telepek művelése közben több vetőszik jelentkezik, amelyek mögött vízveszélyes homokrétég húzódik.

c) *A különböző időben rögzített vízszint adatok.* Területünkön több éven keresztül folyt mélyfúrásos kutatás és ezzel együtt vízszint megfigyelés. Minden bizonnyal kaptunk anomáliát abból következőleg is, hogy az azonos rétegből azonos módszerrel nyert vízföldtani adatokat különböző időkben észleltük. Ahol pedig az évszakonkénti nagyobb esőzések vizét a felsőbb kavicsos szintek nagyobb mennyiségben adják le, kisebb időköz esetén is jelentős lehet ez az eltérés.

d) *A bányászkodás és vízkitermelés hatása.* Felsőnyárádtól ÉK-re és K-re már évek óta folyik bányászkodás. A műveléssel kapcsolatban kiemelt vízmennyiség, valamint az aláfejtés következtében keletkezett kisebb kőzetmozgások a vízföldtani képben is említésre érdemes változást okoztak. Sok és tartós vízkiemeléssel bizonyos depresszió keletkezett. Ezzel értelmezzük a hatóságáron belül mélyült korábbi és későbbi fúrások egy részének eltérő vízszint adatait is. A bányaműveléssel kapcsolatos kőzetmozgások következtében megnyílhattak zárt vetőzónák, esetleg újabb beszakadások is keletkeztek.

Így Felsőnyárád község K-i részén a bányászkodás közeljutásakor az 1950-es években a kutakból kiapadt a víz. Újabb az 1958—59-es vizsgálatok idején mélyített és átlag 500 l/p vizet termelő Fekete völgy I. függőleges akna környékén is említésre érdemes depresszió keletkezett. 1960 óta az aknából ismét nem történik víztermelés. Feltehető tehát, hogy közben az 1959-ben megállapított hidrogeológiai viszonyok megváltoztak, újból a korábbi állapothoz igazodtak.

e) *Iszapos fúróluk és csövezési bizonytalanság mellett végzett vízmegfigyelés.* Már korábban is megállapítottuk, hogy a barnaköszénkutató mélyfúrások dokumentációjában található nyugalmi vízszint adatok helyes volta nagyrészt nem bizonyítható kielégítően. A mérés időpontjában ui. több homokréteg volt „nyitva”. Ezenkívül sok esetben az iszapos öblítővíz hatásával módosult víznívót jelezték nyugalmi vízszintnek stb.

Hasonló hiányosságok még az újabb (1958—59 évi) kutatófúrások jelentős részénél is fennálltak. Ezt csak súlyosbítja, hogy gyakran a műszaki kivitelezés lelkiismeretességében van a hiba, amelyet csak akkor látunk igazán, ha benne élünk a közvetlen kutató-fúró munkában. Ilyen esetekben célszerűnek látszott a nagy anomáliát jelző „megfigyelési adatokat” egyszerűen mellőzni.

A kutatófúrások vízmegfigyelési adatainak felhasználása előtt természetesen nem minden esetben megengedhető el a kívánt földtani értékelés. Ennek oka lehet a vízmegfigyelést igénylő fúrások egymástól való távolsága is.

f) *Tömedékelés nélkül hagyott fúrólukak.* A Fekete völgy I. épülő bánya mező területén és közvetlen környékén már több, mint 200 fúrólukat mélyítették. A fúrási munkálatok befejezése után a fúrólukak hiányos cementálása miatt sok helyen létesült közvetlen kapcsolat a különböző nyugalmi vízszintű vízáadó rétegek között, mivel a fúróluk fala a vízzáró rétegben nem minden esetben omlik, vagy duzzad össze. A viszonylag sűrűn mélyített fúrólukak tehát szintén figyelemre érdemes változást idézhetnek elő a nyugalmi vízszinteknek az idő függvényében való alakulásakor. A Fekete völgy I. függőleges akna továbbmélyítése egyébként azért állt le, mert a IV. telep szintjében érintettek egy régebbi fúrólukat, melyen át a IV. és V. telep közötti vízáadó homokrétegből több, mint egy fél évig, a munkálatok abbahagyásáig, átlagban 500 l/p víz folyt be. Ez a példa tehát figyelmet igényel a területre kiterjedő bányászkodásnál is.

Ö s s z e f o g l a l á s . A fekete völgyi barnaköszénterület vízföldtani vázlatának elkészítéséhez ez ideig csupán a helvétai homokrétegekből állt rendelkezésünkre többé-kevésbé elégséges hidrológiai adat. A kutatófúrások vízmegfigyelési adatait az első lépésben kidolgozott rétegtani és szerkezeti képpel összekapcsolva értékeltük, ami több általános és konkrét megállapítást eredményezett. Egyes nagyobb anomáliát jelző, vagy kétes értékű adat értelmezhetőségét több szempontból is vizsgáltuk és ezek alapján a további vizsgálatokhoz is segítséget nyújthatunk.

HYDROGEOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN IN NORD-BORSOD, IM
BRAUNKOHLLENBECKEN VON FEKETE VÖLGYvon
GY. RADÓCZ

Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes wurden vom Verfasser im Jahresbericht für 1962 bereits erörtert (RADÓCZ, 1964). Die vorliegende hydrogeologische Auswertung bezieht sich vor allem auf den helvetischen Komplex, da es uns nur über diesen Komplex genügende Angaben zur Verfügung stehen.

1) Die einzelnen wasserführenden Schichten stehen miteinander in tektonischem Kontakt, doch keilen einige derselben strukturell aus.

2) Der Ruhespiegel der Schichten nimmt mit der Tiefe ab.

3) Die in Abbildung 3 dargestellten hydrogeologischen Verhältnisse zeigen für manche Ruhespiegel ein trichterförmiges Bild. Als Ursachen sind folgende anzunehmen: Schichtlagerung, Zufluss aus Oberflächen-Wasserläufen und auf bestimmte Punkte konzentrierte gleichzeitige, intensive Wasserentnahme.

4) Die Wasserniveaus ändern sich zeitlich. Das Speisen von der Oberfläche verursacht nur saisonmässige, die künstliche Störung des Wasserhaushaltes aber lang dauernde Veränderungen.

5) Die Beobachtungen beim Vorhandensein von Bohrspülung oder das gleichzeitige Öffnen mehrerer Wasserträger haben gewisse Störungen zur Folge.

6) Durch die unversetzten Bohrlöcher und infolge der Auflockerung des Gesteines durch Verbruch kamen die ursprünglich isolierten Wasserhorizonte miteinander in Verbindung.

Unter Berücksichtigung der obigen Verhältnisse wurde die bei der Bergbauprojektierung benutzbare hydrogeologische Auswertung durchgeführt.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В СЕВЕРНОМ БОРШОДЕ,
В БУРОУГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ FEKETE VÖLGY*Д-р. Радоц*

Статиграфические и тектонические условия района были изложены автором в томе Годового Отчета за 1962 (RADÓCZ, 1964). В настоящей работе дается гидрогеологическая оценка, которая относится прежде всего к гельветской толще, так как только по этой толще имеются достаточные данные.

1) Отдельные водоносные горизонты имеют тектонический контакт между собой; с другой стороны, некоторые водоносные пласты структурно выклиниваются.

2) Гидростатический уровень пластов уменьшается с глубиной.

3) Иллюстрированные на рис. 3 гидрогеологические условия отображают воронкообразную картину отдельных спокойных водоносных горизонтов. Она обусловлена залеганием пластов, питанием из поверхностных водотоков и одновременным интенсивным водозабором в определенных точках.

4) Уровни воды изменяются во времени. Поверхностное питание приводит к сезонным изменениям, искусственное нарушение режима вод — к продолжительным.

5) Наблюдение в присутствии буровых шламов или одновременное вскрытие нескольких водоносных пластов влечет за собой нарушение режима вод.

6) Через незаложенные скважины и вследствие искусственного обрушения было создано сообщение между водоносными горизонтами, которые раньше в естественных условиях были изолированными.

С учетом вышеизложенных положений была разработана гидрогеологическая оценка, которая может быть использована при проектировании горных работ.

BIOKÉMIAI TÉNYEZŐK SZEREPE ANDEZITEK MÁLLÁSÁBAN

Írta: JÁRÁNYI ISTVÁN—CSAJÁGHY GÁBOR—DR. VIDACS ALADÁR

Az andezitek kémiai megbontásakor BIDLÓ (1953) és NEMESNÉ (1963) szerint a szerves savak erőteljes hatóanyagoknak bizonyultak. Mikrobiológiai vonatkozásban HASELHOFF (1909), JENSEN (1917), DEAN—WALKER (1936), LIPMAN (1931), PAINE (1938), ALEXANDROV—ZAK (1950) és mások foglalkoztak a mikroorganizmusoknak a kőzetekre kifejtett hatásával. E kutatók munkái adtak ösztönzést a szerzőknek arra, hogy a mikroorganizmusok anyagcsere termékeinek hatását vizsgálják üde andezitre.

A kísérletek célja megállapítani, hogy a mikroorganizmusok által termelt gyenge szerves savak milyen intenzitással támadják meg a kőzetet, és a megtámadott kőzet elemei milyen mértékben oldódnak ki. Távlabbi célunk az üledékképződés néhány fázisára választ kapni. Ilyen a kőzetek mállásában résztvevő szervesanyag további átalakulása és a biokémiailag kioldott elemek feldúsulása az üledékképződés során.

Ahhoz, hogy a természetben viszonylag hosszú ideig tartó mállási folyamatokat időben lerövidítsük, a következő feltételeket kellett biztosítani: optimális nedvesség és hőmérséklet, szerves szénforrás és nitrogénforrás. A fizikai mállást a kőzet felaprításával pótoltuk. A mállás ütemének fokozása végett a felhasznált C, N és S forrásokon kívül más, a mikrobák életfolyamataihoz szükséges elemet, mint a P, K, Mg, Ca, Na és nyomelemek, mint a Fe, Mn, Zn, Mo, Co stb. nem adtunk a tápoldathoz, ezzel mintegy kényszerítve a mikrobákat arra, hogy ezeket az elemeket az andezitből vonják ki.

Ezen feltételek biztosítása azonban csak a mállási folyamatok meggyorsítását és nem a természetes állapotok reprodukálását jelenti.

A kísérletek leírása. A kísérleteinkhez felhasznált andezitet a Mátra hegység Nagy-Átalkő csúcsáról gyűjtöttük. A kőzet üde, sötét, egységes szerkezetű andezit, melynek főbb ásványi alkotói: hipersztén, augit, olivin és földpát.

A kőzetet porítása után (szemcsenagyság 0,3—0,01 mm) kémiai és színképelemzésnek vetettük alá. A kémiai elemzést GUZY K.-NÉ, a színképelemzést ZENTAI P. végezte (1. táblázat).

Az elporított andezitből 170—170 g-ot mértünk be a SZOLNOKI J. által módosított Lees—Quastel-féle perkolátorokba. Párhuzamos kísérleteket állítottunk be mind szerves, mind szervesen tápoldattal kezelve. A tápoldat

Az andezit és a 60 nap után lefejtett tápoldatok hamujának kémiai és szinképelemzési adatai

Alkotórész	Kémiai elemzések			Szinképelemzések		
	eredeti andezit %	szerves oldat hamuja %	szervetlen oldat hamuja %	Elem	eredeti andezit p.p.m.	szerves oldat hamuja p.p.m.
SiO ₂	56,24	2,36	0,85	Li	< 100	< 100
TiO ₂	0,97	0,00	0,00	Ti	X100	1000
Al ₂ O ₃	18,60	1,89	nyom	Be	< 1	< 1
Fe ₂ O ₃	4,03	45,92	0,09	B	X0	10
FeO	3,13	—	—	V	X0	X00
MnO	0,20	1,57	—	Cr	100	X00
MgO	2,25	2,53	3,02	Co	X0	X00
CaO	7,55	30,70	29,27	Ni	100	100
Na ₂ O	2,45	0,83	3,91	Cu	100	100
K ₂ O	2,31	1,58	5,69	Zn	< 100	100
H ₂ O (−110°)	1,12	—	—	Ga	10	10
H ₂ O (+110°)	1,19	—	—	Sr	X00	100
P ₂ O ₅	0,17	0,01	0,00	Mo	< 1	X
CO ₂	0,18	—	—	Ag	< 0,X	1
SO ₃	0,03	9,33	57,27	Sn	< X	X
				Ba	X00	100
				Pb	X0	X0
				Ge	< 10	< 10

összetétele: 1 g NH₄NO₃, 1 g (NH₄)₂SO₄, és 20 g cukor (diszacharid) 1 liter desztillált vízben oldva. A szervetlen tápoldatból a cukor hiányzott. Mindkét tápoldatnál a pH-t 7,2 értékre állítottuk be. Minden perkolátorba 250 ml tápoldatot töltöttünk, utána az andezit mállási zónájából kitenyésztett mikroorganizmusokkal beoltottuk. A tápoldat kb. 6,5 ml/óra sebességgel keringett a közeten keresztül napi 8 órán át. A kísérletek szobahőmérsékleten folytak. A közeten átáramló tápoldatot 60 naponként lefejtettük. Ezután a perkolátorokat friss tápoldattal töltöttük fel. A lecsérélt tápoldat pH-ját megmérve a folyadékot bepároltuk, szervesanyag-tartalmát elhamvasztottuk; a hamuból kémiai és szinképelemzést végeztünk.

Mint már jeleztük, kísérleteink folyamán 60 napos ciklusokban cseréltük a tápoldatot. Ezzel kellő időt biztosítottunk a mikroorganizmusoknak az elszaporodásra, s ez az idő elegendő arra is, hogy a szervesanyag bomlástermékei a közet ásványait megtámadhassák. 60 nap múlva, a már többé-kevésbé toxikussá vált tápoldat lecserélése után, a folyamat megismétlődik.

Gondosan ügyeltünk arra, hogy az adagolt C, N és S-en kívül más idegen elem ne kerüljön a mintákba. A mintákat nem sterilizáltuk, ezzel is egy mesterseges faktort zártunk ki a kísérletből.

Eredmények. A bemért 170 g közeten levő és a bepárolt folyadék hamujából a kioldott elemi összetevők oxidjait %-ban, elemi mennyiségük súlyát mg-ban adjuk meg (1. és 2. táblázat). A szinképelemzéssel vizsgált elemek mennyiségét p.p.m.-ben adjuk meg (1. táblázat).

Kémiai elemzéssel a Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, szinképelemzéssel a Li, Be, B, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sr, Mo, Ag, Sn, Ba, Pb és Ge mennyiségi változásait vizsgáltuk.

A szerves tápoldattal (cukor) kezelt mintákról 60 nap után zöldessárga színű 5,1 pH értékű tiszta, átlátszó folyadékot fejtettünk le. Hamutartalma 250 ml-re 1911 mg. Az elemzések eredményeit lásd az 1. és 2. táblázatban.

A szervesetlen tápoldattal (cukor nélkül) kezelt mintákról 60 nap után víztiszta, szintelen 7,0 pH-jú folyadékot fejtettünk le. Hamutartalma 250 ml-re 263,5 mg. Az elemzések eredményeit lásd az 1. és 2. táblázatban.

2. táblázat

A 170 g andezitben és a tápoldatok hamujában levő elemek mennyiségi és dúsulási adatai

Elem	A 170 g andezit-elemeinek mennyisége mg-ban	A biokémiailag kioldott elemek mennyisége mg-ban	A biokémiailag kioldott elemek dúsulása az eredeti kőzethez viszonyítva %-ban	A szervesanyag nélküli mintából kioldott elemek dúsulása %-ban
Si	44697	21,04	0,05	0,002
Al	16736	19,05	0,11	nyom
Fe	8849	614,20	6,94	0,002
Mn	263,3	23,24	8,82	0,000
Mg	2307	28,95	1,25	0,210
Ca	9173	419,53	4,57	0,830
Na	3090	11,87	0,38	0,27
K	3769	24,97	0,66	0,33
P	126	0,87	0,69	nyom

Értékelés. Mint az elemzésekből látszik, kísérleteink első 60 napos ciklusának eredménye a biokémiai hatás kézzelfogható jelenségeit tárja elénk. Az értékelést a kémiai és szinképelemzési (1. és 2. táblázat) vizsgálatokra támaszkodva végeztük el. Ezen elemzésekkel a kőzet elemi összetevőinek a biokémiai hatás következtében beálló mennyiségi változásait vizsgáltuk. A kísérlet mikrobiológiai vonatkozásait most nem érintjük. Ami a szervesanyag bomlásából származó komplex termékeket illeti, vizsgálatuk külön témát ölel fel. Jelen értekezés csak a biokémiai hatások által kiváltott geokémiai jelenségeket mutatja be.

A kőzet szerves és szervesetlen tápoldattal kezelt változatai (1. és 2. táblázat) igen jól kidomborítják a szervesanyag bomlástermékeinek hatását a felhasznált üde andezitre. Figyelemre méltó tény, hogy szobahőmérsékleten 5,1-es végső pH érték mellett — ez az érték igen híg savas oldatra utal — 60 nap alatt az eredeti kőzet 1,3%-a bomlott el. Ebben az 1,3%-ban az összes Mn 8,82%-a, az összes Fe 6,94%-a és az összes Ca 4,57%-a van jelen.

A mikroorganizmusok által felhasznált szervesanyag bomlástermékei — itt a szerves savakra gondolunk elsősorban —, mint látjuk, kísérletünkben erős hatóanyagként jelentkeztek.

Ha a kőzetből kioldott elemeknek a tápoldat hamujában való mennyiségi és dúsulási sorrendjét vizsgáljuk, azt találjuk, hogy a kioldott elemek egy részének mennyiségi aránya ugyanaz maradt, mint az eredeti kőzetben volt. Más elemek mennyiségi aránya csökkent. A Cr az eredeti mennyiség többszörösére, a Mn, Fe, Ca, P, V, Co és Ag mennyisége pedig egy nagyságrenddel növekedett.

Jelentősnek találjuk az egyik biológiailag fontos elem, a P előkelő helyét a dúsulási sorrendben, mely a 2. táblázat dúsulási sorrendjében a Mn, Fe, Ca és Mg után következik. A szervesetlen tápoldattal kezelt mintákban a K és Na kisebb mérvű feldúsulását figyelhetjük meg. Ezt a beadagolt ammonium-sók kationcseréjével magyarázzuk. Ez vonatkozik a Ca-ra is.

A fent leírt változások a jelen kísérletben azt mutatják, hogy ha pl. a mikrobáknak P-ra vagy Mg-ra van szükségük, akkor bomlástermékeikkel azt az ásványt támadják meg, amelyből a legkönnyebben felvehető a hiányzó elem. Ennek folytán az ásvány összetevőinek egyensúlya megbomlik és belőle más elemek is eltávozhatnak. Ha tovább vizsgáljuk a szóbanforgó andezitre ható biokémiai befolyást, azt látjuk, hogy a vizsgált esetben a kőzet színes elegyrészei szenvedtek részleges bomlást. Ezek a színes elegyrészek pedig főleg az olivinek és piroxének. Ezt mutatja az alább közölt hamutartalom mennyiségi változása is, ahol a csökkenő hamutartalom a könnyen lebontható ásványok fogyását jelzi. A hamutartalom változása a szervesanyaggal kezelt kőzeteknél 250 ml folyadékra az első 60 nap 1911 mg, a második 60 nap 1223 mg, a harmadik 60 nap 455 mg.

Az általunk vizsgált andezit esetében azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az andezit ásványainak kristályszerkezete megszabja a biokémiai mállás ütemét és a mállási frakciók összetételét. Laboratóriumi kísérleteink azt is mutatják, hogy a Fe-ra és Mn-ra nézve a biokémiai hatás nemcsak az üledékek heterotrof és autotrof vas- és mangánbaktériumainak eleműsítő tulajdonságaiban nyilvánul meg, hanem a mikroorganizmusoknak már az üde vulkáni kőzetek mállásában is szerepük lehet, amikor szerves komplexek alakjában engedik útjukra a fokozatosan elbomlasztott kőzet elemeit.

Intézetünkben ez a kísérlet az első lépés a vulkáni kőzetek biokémiai mállásának vizsgálatára. A továbbra is folyamatban levő andezit-mállasztást követik a bazalt, riolit, gránit, gabbro stb. mállasztási kísérletei.

IRODALOM

- ALEXANDROV V. G.—ZAK G. A. 1950: Alumíniumszilikátokat oldó baktériumok. — *Mikrobiologija* 2.
- BIDLÓ G. 1953: Két hazai andezit mállási vizsgálata. — *Földt. Közl.* 83. pp. 376—380.
- DEAN H.—WALKER T. 1936: Some bacteriological and chemical effects of Ca and Mg limestones. — *Agr. Exp. Stat. Iowa Stat. Coll. Bull.* 196.
- JENSEN E. 1917: Effect of decomposing org. matter in the solubility of certain inorganic constituents. — *Journ. Agr. Res.* 9.
- HASELHOFF F. 1909: Untersuchungen über die Zersetzung der bodenbildender Gesteine. — *Landw. Vers. Stat.* 70.
- LIPMAN G. 1931: Living microorganisms in ancient rocks. — *Journ. Bacter.* 22.
- NEMESNÉ VARGA S. 1963: Andezitek kémiai mállasztása. — A *Földt. Int.*-ben elhangzott előadás.
- PAINE H. C. et al. 1938: The relationship of microorganisms to the decay of stone. — *Phil. Trans. Roy. Soc.* 222.

BIOCHEMICAL AGENTS CONTRIBUTING TO WEATHERING OF ANDESITES

by

I. JÁRÁNYI — G. CSAJÁGHY — DR. A. VIDACS

Biochemical decomposition of pyroxene-andesites from the Mátra Mts was experimentally investigated. The experiments were run by using microorganism cultures taken from the zone of weathering of andesites and treated by organic and inorganic media. The powdered rock sample (170 g) was attacked for 60 days by a circulating current of dissolved medium having a volume of 250 ml. The chemical and spectrographic analyses of the ash of the organic medium (sugar) used showed that after the 60-days-run the products of decomposition of the organic matter proved to be efficient agents affecting the rock treated at room temperature, at a pH value of 5,1. In fact, they decomposed 1,3 per cent of the original rock, and these 1,3 per cent included 8,82 per cent of the total Mn, 6,94 per cent of the total Fe and 4,57 per cent of the total Ca.

The experiments have shown that the metabolic products of microorganisms attack, first of all, the mafic constituents of the andesite.

РОЛЬ БИОХИМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ВЫВЕТРИВАНИИ АНДЕЗИТОВ

И. Ярани — Г. Чагги — Д-р. А. Видач

Авторы произвели опыты для биохимического выветривания пироксенового андезита из гор Матра. При опытах были применены микроорганизмы, обработанные органической и неорганической питательными средами и разведенные из зон выветривания андезитов. Через размелченную породу (170 г) был пропущен поток питательного раствора в количестве 250 мл в течение 60 суток. Спектральный и химический анализы золы примененной органической питательной среды (сахара) показали, что с истечением 60 суток, при значении pH 5,1, продукты разложения сильно действовали на породу, обработанную при комнатной температуре. Дело в том, что они разлагали 1,3% исходного материала, причем это 1,3% включает 8,82% от общего содержания Mn, 6,94% от общего содержания Fe и 4,57% от общего содержания Ca.

Наши опыты показали, что продукты обмена веществами микроорганизмов разлагают в первую очередь мафические компоненты андезита.

AZ ÜLEDÉKES KÖZETEK GEOKÉMIAI VIZSGÁLATÁNAK MÓDSZERTANI PROBLÉMÁI

Írta: RAPPNÉ DR. SÍK STEFÁNIA — TOLNAY VERA

Az elmúlt évben Zirc környéki júra képződményekből származó kőzeteket vizsgáltunk meg geokémiai szempontból. 110 mintában egyenként 12 főelemet és 500 mintában mintánként 25 nyomelemet határoztunk meg. A vizsgálat célja az volt, hogy olyan geokémiai adatokat állapítsunk meg, amelyekkel a képződmények lehetőleg egyértelműen jellemezhetők és más terület hasonló képződményeivel összehasonlíthatók. A nyomelemek a kőzetet ért különféle hatásokat igen érzékenyen követik, ezért segítségükkel igyekeztünk elkülöníteni a különféle képződménytípusokat és megfigyeltük a jellemző különbségeket az egyes üledékképződési szakaszok között.

A karbonátos kőzetek színképelemzésének problémái

A mészkövek színképelemzése a nagy mennyiségben jelenlevő kalciumkarbonát miatt nehéz feladat. A karbonát gyors bomlásának hatását egyes szerzők (HIRST és NICHOLLS 1958) úgy küszöbölték ki, hogy a vizsgálandó mintákat a színképelemzés előtt 900 C°-on kiizzították. Ez a módszer igen egyszerű, ezért mi is kipróbáltuk, azonban mégsem alkalmaztuk, mert a könnyen párolgó elemek koncentrációjában csökkenést észleltünk.

A mészkövekben, márgákban jelenlevő nagymennyiségű kalcium is előnytelen, mert a gerjesztési feszültséget alacsony értéken tartja s emiatt a nehezen gerjedő elemek nem mutathatók ki. Minthogy a nagy mennyiségben jelenlevő kalciumkarbonátot egyszerű és gyors módszerrel nem tudtuk eltávolítani, az ezáltal okozott hibát a felvétel körülményeinek megfelelő megválasztásával csökkentettük. Felvételeinkhez alumínium elektródot, 10 A intenzitású szagatott váltóáramú ívet használtunk és két percgig gerjesztettünk, ami alatt a vizsgálandó anyag gyakorlatilag teljesen elpárolgott. Az elemek koncentrációját a színképvonalak feketedésének fotometráálásával határoztuk meg. A karbonátos kőzetek színképelemzéséhez egyes szerzők (GOLDSMITH és munkatársai 1955, AHRENS—TAYLOR 1961) különféle minta-előkészítési módszereket ajánlanak, mint a grafitporral való keverést és a borátos ömlesztést. Ezek azonban nagyszámú kőzet elemzésekor igen hosszadalmasak, ezért csak a legmegfelelőbb gerjesztési körülmények kiválasztásával tettük vizsgálatainkat reprodukálhatóvá.

A mintákban a *B*, *Pb*, *V*, *Ag*, *Zn*, *Ni*, *Co*, *Cr*, elemeket mennyiségileg határoztuk meg. A meghatározásokhoz szükséges összehasonlító porkeverékeket száraz úton állítottuk elő. A karbonátos, kvarcos, agyagos mintákra külön-külön kiértékelő görbéket használtunk.

A minták *Ga*-, *Sn*-, *Cu*- és *Sr*-tartalmát félmennyiségi becsléssel állapítottuk meg. A *Be*, *Te*, *W*, *Ge*, *Bi*, *Nb*, *Cd*, *Ta*, *Zr*, *Tl*, *Y*, *Mo* és *In* koncentrációja a vizsgált minták egyikében sem érte el a kimutathatóság alsó határát. Az egyes elemek meghatározására a következőelemző vonalakat használtuk: *B* 2496,7 Å; *Pb* 2833,0 Å; *V* 4379,2 Å; *Ag* 3280,6 Å; *Zn* 3345,0 Å; *Ni* 3414,7 Å; *Co* 3453,5 Å; *Cr* 4254,3 Å. (A *V* 3185,39 Å legérzékenyebb vonala azért nem használható, mert a *Ca* 3185,38 Å vonala zavarja, ha a *Ca* mennyisége 2%-nál nagyobb, ezért választottuk a vanádiumnak egy kevésbé érzékeny vonalát.)

A felsorolt nyomelemek mennyiségi meghatározását geokémiai jelentőségük indokolja. KEITH és DEGENS (1959) karbonátos kőzetek agyagfrakcióinak vizsgálata során is megállapították, hogy a tengeri eredetű minták *bórtartalma* következetesen nagyobb, mint a szárazföldieké, az utóbbiakat viszont a nagyobb *galliumtartalom* jellemzi. A nagy *ólom*- és a *mangántartalom* általában az édesvízi mintákra jellemző. (Itt nem a mangánérces telepekben való feldúsulásra gondolunk.) Egyes szerzők (INGERSON 1962) a *kobalt* jelentős dúsulását észlelték anorganikus úton keletkezett mészkövekben, a *cinket* pedig szervesanyagok, mikroorganizmusok jelenlétében keletkezett mészkövekre tartják jellemzőnek (GRAF 1962). Sok mészkőben nagyobb koncentrációban találunk *nikkelt* és *kobaltot*, ezek a kalcium állandó kísérői, mert azt helyettesíteni tudják. E két elem a *mangánnal* együtt is dúsul.

Ezeknek a szempontoknak figyelembevételével meghatároztuk a képződemények nyomelemtartalmát két mélyfúrás [Olaszfalu (Eplény) E. 60, Lókút L. 2] és három felszínközeli árkolási feltárás szelvényében (Káváshegy 3319—2 és 3319—3, Lókút 3319—1).

A nyomelemek és főelemek eloszlása

A nyomelemek és a főelemek eloszlását a mélység, illetve a távolság függvényében vizsgáltuk és a következőket állapítottuk meg:

Agyagos mészkövekben a nyomelemek koncentrációja nagyobb, mint a csaknem tiszta kalciumkarbonátból álló mészkövekben, amelyekben a kalciumkarbonáton kívüli rész legfeljebb 4—5%. Ezekben a mintákban egyetlen nyomelemnek, a *stronciumnak* a koncentrációja jelentős, átlagosan 500 g/t.

Ha a kalciumkarbonáton kívüli, savban oldhatatlan maradék főleg kova-savból áll (túzkő, radiolarit), a nyomelemek koncentrációja kicsi és a legtöbb esetben a kimutathatóság alsó határa alatt marad. Egyes ilyen típusú mintákban az *ólom* és a *vanádium* értéke az átlagnál nagyobb.

Feltűnő, hogy minden olyan szelvényrészletben, ahol a mangán koncentrációja az átlagosnál nagyobb és főleg ott, ahol a *mangán négy vegyértékű*, a nyomelemek koncentrációja a legnagyobb. A *mangánnal együtt dúsul az Ag, Zn, Pb, Ni és a Co*. Egyes agyagos rétegekben az *Ag* és a *V* koncentrációja is nagyobb. A *kobalt* legnagyobb értékei kb. a mangánérces összlet felső és alsó határával esnek össze. A *nikkel* legnagyobb értékei a négyértékű mangánhoz kapcsolódnak. A *króm* koncentrációja általában kicsi és a mangánérces rétegben csak ott

nő meg, ahol a vastartalom is nagymértékben megnő. A mangánérces összletben megnő a *főelemek* közül az *összes-vas*, *Ti*, *P* és a *K* mennyisége, míg a *Na*-é változatlan marad.

Tűzköves, agyagos mészkövekben a *ferrioxid* koncentrációja a többi képződményhez viszonyítva megnő. Ilyen képződményekben viszonylag nagy a *Ni* és a *Co*, továbbá nagyobb az átlagosnál a *Cr*, *V*, *Pb* és a *B* koncentrációja.

A fő- és nyomelemek statisztikus eloszlása

Ugyanezekben a képződményekben megvizsgáltuk a főelemek és a nyomelemek statisztikus eloszlását is, melyből a különböző képződmény-típusokra lehet következtetni. Az eloszlási görbékből a következőket állapítottuk meg:

Egy szelvényen belül vizsgálva a *főelemek koncentrációinak gyakorisági eloszlását*, azok általában csak két maximumot mutatnak, jelezvén, hogy a szelvényekben két egymástól eltérő képződmény van. Ugyanezekben a feltárásokban a *Cr*-nak, *Pb*-nak és a *V*-nak csak egy nagy gyakoriságú koncentrációja van. A *B*, *Co*, *Ni* eloszlásgörbéje több esetben mutat két nagy gyakoriságú koncentrációt.

Ha az elemek eloszlását egy homogén képződményben vizsgáljuk, mint pl. az L. 2. fúrás *radiolaritos összletében*, mind a főelemek, mind a nyomelemek csak egy nagy gyakoriságú koncentrációt mutatnak. A radiolaritos összlet tehát egységes képződménynek tekinthető.

A különböző feltárásokban előforduló *krinoideás mészkövek* nyomelemeinek koncentrációeloszlása a két, mangándúsulást mutató kávéshegy szelvényben csaknem azonos. Az L. 2. fúrás szelvényének krinoideás mészköve azonban más jellegű, mert ebben a *Ni*, *Co* és *B* eloszlási görbéje két nagy gyakoriságú koncentrációt jelöl. A egyes elemekre vonatkozó eloszlási görbék összegezéséből azonban egymaximumos eloszlási összeggörbét nyerünk.

Hasonlóképpen összevetettük a különböző feltárásokban előforduló, de azonos korban és ugyanolyan körülmények között keletkezett *mangánérces összlet* nyomelemeinek eloszlását. Az *olom*, *króm* és a *bór* eloszlási görbéjén egy maximum van, a *kobalt*, *nikkel* és a *vanádium* azonban két-maximumos, a két nagy gyakoriságú koncentrációnak megfelelően. Ennek oka valószínűleg az, hogy a *nyomelemek egy része az agyagos frakcióban, másik része a mangánérces frakcióban halmozódik fel*. A koncentráció-gyakorisággörbék összegezéséből egymaximumos görbéket kapunk, ezért a két képződmény geokémiai szempontból azonosnak tekinthető.

A mészkövek frakcióinak vizsgálata

Az üledékes kőzetek keletkezését vizsgálva igen sokféle tényező egyidejű és egymásutáni hatásával kell számolni. Például egy mészkő egészének nyomelem tartalma összege azoknak a nyomelemeknek, melyeket a kőzet földtani története folyamán összegyűjtött. Ezeknek egy része a *vizes környezetből a karbonáttal együtt vált ki*. Más esetekben ugyanabban az oldatban *szol állapotban szállítódott*, vagy a már kivált csapadéokra az oldatból adszorbeálódott. Adszorpció után az ülepedő iszapon ezek az ionok kémiai reakciókkal megkötődtek. Ha az egyes elemek szol állapotban szállítódnak, *adszorpcióképességüket*

Tűzkövek nyomelemtartalmának vizsgálata

Sor-szám	Megnevezés	nyomelemek mennyisége g/t					
		B	Pb	V	Ni	Co	Cr
1.	posidoniás mészkő tűzkő	90	30	15	60	28	34
		22	22	—	42	—	30
2.	posidoniás mészkő tűzkő	70	—	30	23	—	40
		24	—	—	13	—	24
3.	posidoniás mészkő tűzkő	53	—	—	—	—	23
		15	—	—	—	—	11
4.	posidoniás mészkő tűzkő	102	23	37	55	29	37
		20	20	—	18	—	5
5.	posidoniás mészkő tűzkő	< 5	33	—	110	22	37
		< 5	29	—	44	5	17
6.	agyagos mészkő tűzkő	62	—	—	29	—	14
		23	—	—	21	—	6
7.	agyagos mészkő tűzkő	150	70	—	75	9	19
		28	22	—	32	4	9
8.	krinoideás mészkő tűzkő	34	—	—	—	—	8
		< 9	—	—	—	—	4
9.	krinoideás mészkő tűzkő	65	19	—	34	—	15
		34	—	—	—	—	7
10.	gumós mészkő tűzkő	35	27	—	75	57	13
		19	—	—	10	—	< 9
11.	gumós mészkő tűzkő	43	9	—	38	—	25
		12	< 9	—	27	—	10
12.	radiolarit tűzkő	30	46	—	110	—	8
		22	—	—	90	—	—

a szolrészecskék töltése szabja meg. Például a $\text{Fe}(\text{OH})_3$ csapadék a természetben fennálló körülmények között pozitív töltésű, ezért rajta anionok vagy anionná alakult kationok (kromát, vanadát) adszorbeálódnak. A mangán kétértékű formában sokáig ionos oldatban szállítódik, vagy agyagásványokon adszorbeálódik. Ha kiválik az oldatból, negatív töltésű részecskéket, micellákat alkot, ezért rajta kationok adszorbeálódnak (KRAUSKOPF 1955). Az oldatban szállított nyomelemek az ülepítő közegre és a csapadék kiválási folyamatokra utalnak.

A nyomelemek másik része azonban nem oldatban szállítódott az üledékgyűjtő medencébe, hanem *behordott anyaggal* és összetétele, nyomelem tartalma a lehordási terület képződményeihez hasonló. Ezért KEITH és DEGENS (1959),

HIRST és NICHOLLS (1958) nem a kőzet egészének, hanem az egyes frakciók nyomelemeinek vizsgálatát tartja jelentősebbnek. Ez utóbbi segítségével rögzíthető az eltérés a különböző körülmények mellett keletkezett üledékes kőzetek csoportjai között. Ha megfelelő jellemző nyomelemeket választunk ki, tengeri, édesvízi, szárazföldi kemofácieseket különíthetünk el.

Eddigi vizsgálataink alapján, különösen a nyomelemek statisztikus eloszlásából, arra a következtetésre jutottunk, hogy a *nyomelemek a vizsgált mintáknak nem ugyanabban a frakciójában dúsulnak* vagy jelennek meg. Ezért a kiválasztott mintákon kétféle szétválasztást végeztünk:

Tűzköves mészkőből tűzkódarabkákat preparáltunk ki és ezeknek nyomelem tartalmát az őket bezáró képződmények nyomelem tartalmával hasonlítottuk össze. Méréseink eredményét az 1. táblázat tartalmazza.

Vizsgálataink azt mutatják, hogy bár a tűzkövet kémiai beavatkozás nélkül választottuk el a bezáró képződményektől, a *nyomelemek lényegesen kisebb mennyiségben találhatók a tűzkőben, mint a bezáró mészkőben*.

Néhány kiválasztott típusmintából kémiai szétválasztást is végeztünk. Az elporított mintákat 0,1 n sósavval oldottuk. A kalciumkarbonát ilyen híg savban is feloldódik, s oldódnak mindazok az elemek, amelyek ehhez a frakcióhoz vannak kötve, továbbá a nem karbonátos frakciókból a savval könnyen kilúgozható elemek, amelyek csak adszorptíve vannak kötve, vagy ioncsere folytán kerülnek az oldatba. Más szerzők (HIRST és NICHOLLS 1958) normál ecetsavval végezték az oldást és megállapították, hogy az agyagos frakciót az ilyen tömény sav nem támadja meg. A savban nem oldható frakcióba azok az elemek jutnak, amelyek a szilikátrácsban vannak kötve. Az elválasztás nem tökéletes, mert az oldatból a kolloidok a törmelékes részben is lehetnek, de szűréskor az oldott frakcióba is juthatnak. Ezzel az eljárással tulajdonképpen a *variábilis és invariábilis részeket* tartalmazó frakciókat lehet elválasztani. Külön meghatároztuk az eredeti kőzet és a savban oldhatatlan maradék nyomelem-tartalmát, az oldható karbonátos frakciót a kettő különbségéből számítottuk.

Méréseink eredményét a 2. táblázatban foglaltuk össze. A mérési eredményekből megállapítottuk, hogy a *Pb, Ni, Co* és *Cr* az invariábilis alkotórészeket tartalmazó frakcióban jelenik meg nagyobb koncentrációban. Kivételt képeznek az erősen agyagos minták, amelyekből a *Pb* és a *Co* a variábilis frakcióban dúsul fel, lehetséges, hogy az oldás következtében vagy ioncsere folyamatok miatt. A *B* koncentrációja mindig a variábilis frakcióban nagyobb.

Összegezve eddigi vizsgálatainkat, megállapítottuk, hogy az egyes képződménytípusok nyomelem-tartalmukkal és a nyomelemek koncentráció-eloszlásával jellemezhetők. A fő- és nyomelemek koncentráció-eloszlása alapján a júra időszaki képződményekre egy elvi júra szelvény szerkeszthető az egyes elemekre. További vizsgálataink egyik célja ennek a teljes júra rétegsornak az összeállítására, amihez azután a később vizsgálatra kerülő, ilyen korú képződményeket viszonyítani tudjuk. A továbbiakban folytatni kívánjuk a képződmények frakcióinak vizsgálatát és elemezni kívánjuk a frakciók nyomelem-tartalmának geokémiai okát. Vizsgálatainkat még más indikátor nyomelemek meghatározására is kiterjesztjük, amelyek részben a tengeri és szárazföldi képződmények elválasztására, részben pedig a lehordási terület minőségére utalnak. A feldolgozandó mintákat úgy választjuk meg a zirci területről, hogy eredményeink geokémiai térképek szerkesztésének alapjául szolgálhassanak.

A nyomelemek megkötődése

Sorszám	A kőzet minősége	Savban oldható %	Savban oldhatatlan %
1.	Mangános mészkő	85,78	14,22
2.	Mangános mészkő	83,58	16,42
3.	Mangános mészkő, oxidos foltokkal	87,03	12,97
4.	Mészkő, agyagos posidonias	62,29	37,71
5.	Agyaglencse, mészkő közé települt	77,49	22,51
6.	Mészkő, glaukonitos	64,09	35,91
7.	Mészkő, krinoideás, erősen agyagos	59,35	40,65
8.	Mészkő, gumós, tűzköves	82,85	17,15
9.	Rozsdabarna agyag	19,36	80,64
10.	Agyagmárga, sávozott	17,28	82,72
11.	Agyag, mangános, meszes, krinoideás	76,16	23,84
12.	Agyag, meszes	79,13	20,87

k: eredeti kőzet

m: savban oldhatatlan maradék (invariábilis alkotórészek)

o: savban oldható frakció (variábilis alkotórészek)

+ : kisebb, mint a kimutathatóság alsó határa

ny: nyom (nem fotometrálnható)

IRODALOM

- AHRENS L. H.—TAYLOR S. R. 1961: Spectrochemical analysis. — (Pergamon Press London.)
- EARL INGERSON 1962: Problems of the geochemistry of sedimentary carbonate rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **26**. pp. 815—847.
- GRAF D. L. 1962: Minor element distribution in sedimentary carbonate rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **26**. p. 849.
- GOLDSMITH J. R.—GRAF D. L.—JOENSUU O. I. 1955: The occurrence of magnesian calcites in nature. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **7**. p. 212.
- HIRST D. M.—NICHOLLS G. D. 1958: Techniques in sedimentary geochemistry: 1. Separation of the detrital and non-detrital fractions of limestones. — *Journ. of Sedimentary Petrology*. **28**. p. 468.
- KEITH M. L.—DEGENS E. T. 1959: Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments. — *Researches in geochemistry*.
- KRAUSKOPF K. B. 1955: Sedimentary deposits of rare metals. — *Economic geology. Fiftieth Anniversary Volume*. **1**. pp. 411—456.
- LEININGER R. K. 1950: Spectrochemical determination of major constituents in limestones. — *Analytical Chemistry*. **22**. p. 1579.
- SHAW D. M. 1958: A vanadium-calcium spectral line coincidence at 3185 Å and its effect on vanadium abundance data. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **15**. p. 159.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1960: *Kőzettan III*. — Kézirat.

a mészkövek frakcióiban

2. táblázat

Nyomelemek mennyisége ppm																	
B			Pb			Ag			Ni			Co			Cr		
k	m	o	k	m	o	k	m	o	k	m	o	k	m	o	k	m	o
15	5	10	33	26	7	12	5	7	140	142	—	65	52	13	18	16	2
+	5	ny	9	10	—	15	4	11	112	92	20	55	46	9	95	86	9
—	—	—	19	18	1	21	2	19	150	139	11	50	48	2	9	9	—
41	12	29	7	ny	—	5	4	1	36	34	2	< 5	3	—	76	55	21
30	9	21	10	4	6	—	5	—	150	140	10	102	22	80	44	57	—
65	17	48	13	13	—	—	5	—	78	39	39	80	15	65	96	62	34
27	11	16	—	—	—	—	—	—	38	42	—	6	3	3	58	56	2
< 5	2	ny	20	9	11	32	6	26	135	120	15	104	82	22	12	5	7
77	+	77	46	34	12	6	4	2	85	64	21	28	4	24	87	82	5
—	—	—	28	13	15	—	4	—	> 160	> 160	—	28	24	4	85	80	5
—	—	—	60	31	29	—	2	—	> 160	> 160	—	17	17	—	68	23	45
57	13	44	14	7	7	7	1	6	136	116	20	40	25	15	34	20	14

METHODOLOGICAL PROBLEMS OF THE GEOCHEMICAL STUDY OF SEDIMENTARY FORMATIONS

by

DR. S. RAPP-SÍK — V. TOLNAY

The paper deals with the geochemical survey of the Jurassic sedimentary series of the Zirc Basin.

The purpose of these investigations was to distinguish such geochemical features of the Jurassic formations of the area, which would possibly their unequivocal characterization and correlation with analogous formations of trace regions. The spectrographic identification of trace elements was performed with an Al electrode, in arc of intermittent current having an intensity of 10 A and with generation for two minutes. During these two minutes the sample evaporated almost completely. The concentration of the elements was determined by photometering the blackening of spectrum lines. The concentration of B, Pb, V, Ag, Zn, Ni, Co and Cr was determined quantitatively in 500 samples (2 boreholes and 3 trenches). In 110 of these samples the concentration of chief elements was also determined. The quantities of Ga, Sn, Cu and Sr were assessed by semi-quantitative estimates. The concentration of Be, Te, W, Ge, Bi, Nb, Cd, Ta, Zr, Tl, Y, Mo and In did not reach the threshold value of detectability in either of the samples.

The distribution of chief and trace elements in space was found to show the following regularities:

In clayey limestones the concentration of trace elements is lower than in those pure limestones, in which the ratio of components other than calcium carbonate does not exceed 4 to 5 per cent. In the latter it is alone Sr that occurs, with an average concentration of 500 g/t.

In pronouncedly cherty, radiolaritic samples the trace elements exhibit low concentrations. In some of these samples the value of Pb and V is greater than the average.

In manganese ore-beds, especially where manganese is tetravalent, concentration peaks of Ag, Zn, Pb, Ni and Co can be observed. In some highly clayey layers the Ag and V values are found to be higher than the average. The greatest Co values are confined to the upper and lower boundaries of the Mn-rich sequence. The greatest values for Ni are usually associated with tetravalent manganese. Cr shows low concentrations in the manganese ore-bearing strata. Higher concentrations are only found in places of higher iron content. In these strata the quantity of total iron, Ti, P and K increases, while that of Na remains unchanged.

In cherty-clayey limestones a concentration peak of Fe_2O_3 was found and, parallel with this, the values for Ni and Co proved to be high and those for Cr, V, Pb and B higher than the average.

In the statistical distribution of chief and trace elements the following regularities were observed:

The frequency distribution curves of concentrations furnish approximate information on the number of rock varieties in the profile studied.

In the crinoidal limestones occurring in various exposures and outcrops the statistical distribution of trace elements is not uniform. In fact, the crinoidal limestones connected with the Mn-rich sequence show a different distribution pattern as compared to the limestones in the boreholes without concentration peak of manganese.

As regards the Mn-rich sequence formed in the same period and under the same circumstances, in various localities, the distribution curves of Pb, Cr, Ni and V appear to show two prominently frequent concentration peaks. This is probably due to the fact that some of the trace elements concentrate in the clay fraction, while others in the manganese ore fraction.

The above investigations confirm the necessity of analysing the trace elements of the limestone fractions.

The trace element content of cherts was found to be always smaller than that of the enclosing rock.

The trace element content of the "variable" (soluble in HCl) and "invariable" (insoluble in HCl) components of some samples was examined after they had been treated with acid. The following information was obtained: the abundance of B is comparatively high in prominently clayey samples, while that of Pb and Co in fractions containing "variable" components. In the non-clayey samples Pb, Co and commonly Ni and Cr show high concentrations in fractions containing "invariable" components.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Д-р Ш. Рамп-Шук — В. Толмаи

В работе рассматривается геохимическое изучение юрских отложений Зирпского бассейна.

Авторы поставили себе целью получить геохимические данные, которые однозначно характеризуют рассматриваемые образования и позволяют сопоставить их со сходными образованиями других областей. Спектрографическое определение рассеянных элементов авторы производили электродом Al в дуге переменного тока в 10 А, причем продолжительность возбуждения составляла две минуты. За это время образец испарялся почти полностью. Концентрация элементов была определена путем фотометрической регистрации почернения спектральных линий. Концентрации В, Pb, V, Ag, Zn, Ni, Co и Cr были количественно определены для 500 проб (2 глубокие буровые скважины и 3 искусственные канавы). Для 110 из этих проб определены и концентрации ведущих элементов. Содержание Ga, Sn, Cu, Sr было определено полуколичественным способом. Концентрация Be, Te, W, Ge, Bi, Nb, Cd, Ta, Zr, Tl, Y, Mo, In ни в одной из изученных проб не достигла предела чувствительности приборов.

Авторы установили следующие закономерности в пространственном распределении рассеянных элементов:

В глинистых известняках концентрация рассеянных элементов меньше, чем в чистых известняках, содержащих в крайней мере 4—5% посторонних примесей. В последних только Sr имеет среднюю концентрацию 500 г/т.

В сильно кремнистых, радиоляритовых пробах концентрация рассеянных элементов небольшая. В некоторых из таких проб содержание Pb и V выше средней величины.

В породах, содержащих марганцевые руды, особенно там, где марганец является четырёхвалентным, наблюдались повышенные концентрации Ag, Zn, Pb, Ni, Co. В некоторых более глинистых слоях содержание Ag и V превышает среднюю величину. Наибольшие значения Co наблюдались на верхней и нижней границах марганценовой толщи. Наибольшие значения Ni обычно приурочены к четырёхвалентному марганцу. Концентрация Cr в марганценом слое является небольшой и увеличивается только в местах повышенного содержания железа. В марганценом слое увеличивается общее содержание Fe, Ti, P и K, в то время как величина Na остается неизменным.

В кремнистых, глинистых известняках было наблюено обогащение Fe_2O_3 и параллельно этому были измерены большие значения Ni, Co и сверхсредние величины Cr, V, Pb, W.

В статистическом распределении ведущих и рассеянных элементов была обнаружена следующая закономерность:

По кривой частотного распределения концентрации можно приблизительно подсчитать количество присутствующих в изученном разрезе образований.

В криноидовых известняках, встречающихся в различных обнажениях, статистическое распределение рассеянных элементов неодинаково: в марган-

цоносной толще оно имеет иной профиль по сравнению с глубокой скважиной, где повышенных концентраций марганца нет.

Кажется, что кривая распределения Pb, Cr, Ni и V имеет две концентрации высокой частоты в марганценосной толще, встречающейся в разных местах, но образовавшейся одновременно и в аналогичных условиях. Это видимо обусловлено тем, что часть рассеянных элементов накапливается в глинистых, а другая в марганценосных фракциях.

Прежние исследования обосновывают целесообразность изучения рассеянных элементов в фракциях известняков.

Установлено было, что содержание рассеянных элементов в кремнях всегда меньше, чем количество этих элементов в окружающей породе.

При изучении содержания рассеянных элементов растворимых в кислоте — изменчивых — и нерастворимых в кислоте — неизменчивых — компонентов нескольких проб, после растворения кислотой, авторы наблюдали, что содержание В является большим в сильно глинистых пробах, а содержание Pb и Co увеличивается в фракциях, содержащих изменчивые компоненты. В неглинистых пробах Pb, Co, а также вообще Ni и Cr обогащаются в фракциях, содержащих неизменчивые компоненты.

RÖNTGENFLUORESZCENCIÁS SZÍNKÉPELEMZÉS ALKALMAZÁSA A FÖLDTANI KUTATÁSBAN

Írta: RISCHÁK GÉZA

A földtani kutatásban egyre jelentősebb helyet kapnak a modern műszeres vizsgálatok, melyektől nagyobb pontosságot, gyorsaságot várunk. Napjainkban az anyagvizsgálat a mikroszkópi dimenziók alá, a molekuláris méretig hatol. A nagy pontosságú szilikátelelmzések komoly felkészültségű és nagy analitikai gyakorlattal rendelkező vegyész-gárdát kívánnak. Ezek az elemzések drágák, hosszadalmasak, így a kémiai elemzés nem válhatott tömegvizsgálattá, pedig az utóbbi 20 év gyakorlatilag bebizonyította, hogy a földtani folyamatok tisztázása a kőzetek kemizmusának beható ismerete nélkül lehetetlen. Ma már nem elég a szokásos 10–16 főkomponenst megadni, mivel ezek nem jellemzik a mai kívánalmaknak megfelelően a kőzetet — csak annak végső állapotáról adhatnak felvilágosítást. A geokémia önálló tudományává válásával szükség van arra, hogy ismerjük a mellékkomponensek mennyiségét, sőt a kőzet nyomelemtársulását is. Ez utóbbiak meghatározása legtöbbször egészen eltérő a főkomponensekétől és gyakran eltérőek a pontossági követelmények is. Míg a főkomponensek koncentrációja a legbázisosabb és a legsavanyúbb kőzetek között ritkán haladja meg az egy nagyságrendet, addig a nyomelemek koncentrációja négy nagyságrenden belül mozog. Ez utóbbinál egységes relatív pontosságot elérni rendkívül nehéz, de felesleges is. A nyomelemek koncentráció-tartomány g/t-ban fejezhető ki, amely egységben 1 g/t megfelel $1,10^{-40}$ -nak.

A földtani kutatásban alkalmazható műszeres és műszer nélküli kémiai eljárásokat két csoportra oszthatjuk. Ásvány- és kőzettani vizsgálatok kiegészítéséhez és alátámasztásához igen nagy pontosságú elemzésekre van szükség. A nagy-pontosságú elemzéseket mai ismereteink szerint továbbra is a nedves eljárással dolgozó szilikát-analitikai laboratóriumok végzik. Ezen túl szükség van kissé nagyobb hibával dolgozó, a nedves úton meghatározott koncentrációt $\pm 1,5\%$ relatív hibával visszaadó gyors elemzésekre. Ezekből a fenti pontosság mellett egy nagyságrendi többleteredményt várunk. Továbbá szükség van a nyomelem-vizsgálatra is, melynek pontosságát a mintavételi hibához kell alakítani. Ez utóbbit célszerű a fényemissziós és részben röntgenfluoreszcenciás elemzésekkel végezni. Hangsúlyozni kell azonban azt, hogy megfelelő módszerrel mindkét eljárás eléri a fentebb vázolt „gyors” módszer pontosságát. Ki kell azonban emelni, hogy a később ismertetendő röntgenfluoreszcen-

ciás elemzés a teljesítmény rovására a legkényesebb pontossági igényt is kielégíti. Jelenleg a röntgenfluoreszcenciás elemzés az egyetlen eljárás, amely a nemvezető anyagok kémiai elemzését a 12. elemtől a transzuránokig a leggazdaságosabban oldja meg.

A röntgenfluoreszcenciás szinképelemzés elve, a módszer külső zavaró tényezői

A fluoreszcencia-sugárzást nagy energiájú, nagy intenzitású folytonos és koncentrált röntgen sugárnyalábbal gerjesztjük. A nagy intenzitásra és a koncentrálásra azért van szükség, mert a gerjesztés határfoka az egy százalékot sem éri el. Az észlelés érzékenységet még az is csökkenti, hogy a fluoreszcenciás sugárzás nem irányított. Az észlelés a sugárzási térszögnek közelítőleg $1/8$ -részére terjed ki. Nagy energiájú, tehát rövid hullámhosszú gerjesztő sugárzást azért alkalmazunk, hogy a gerjeszteni kívánt vonalnál nagyobb energiával tudjunk hatni az anyagra, különben a gerjesztés nem jön létre. A legérzékenyebb K sugárzás gerjesztéséhez a szokásos 50 kV maximális feszültséggel működő gerjesztő csövek energiája csak az 57. rendszámú elemig, a lanthánig elég. Az 58. elemnél már csak az L vonalak gerjeszthetők. A gerjesztő sugárforrás folytonosságához azért ragaszkodunk, mert a preparátumon mindig fellép a gerjesztő sugárzás szóródása, amely feltétel az alap sugárzásának egy részét adja. Belátható, ha a gerjesztő sugárzás vonalakat is tartalmaz, azok szintén szóródnak, így nő az interferencia lehetősége. A sugárforrás folytonossága azonban gyakorlatilag nem teljesíthető, mert a röntgenső anódja még jól megválasztott gerjesztő feszültség esetén is sugározza karakterisztikus vonalait. A röntgenső zavaró vonala kiküszöbölhető a cső anódanyagának helyes megválasztásával, így a létrejövő szórt vonalak nem zavarják a meghatározást. A másik lehetőség, hogy a cső gerjesztő feszültségét csak olyan magasra emeljük, amennyire a kívánt legrövidebb hullámhosszú vonal gerjesztése igényli. Ezzel az eljárással gyakran csökkenthető a zavaró vonalak száma és intenzitása. Ez természetesen korlátozott, a magasabb rendszámú elemek nagy gerjesztő-energia igénye miatt. Ilyen esetben a preparátummal közel azonos összetételű, de interferáló elemeket nem tartalmazó vakpróbával meg lehet állapítani a zavarási korrekciót. Egyes esetekben erre sincs szükség, mert a gondosan beállított „amplitúdó-diszkriminátor”-ral el lehet nyomni a zavaró vonalat.

Van azonban egy olyan zavaró hatás, amely nemcsak a röntgensőtől, hanem a spektrográf geometriai adottságaitól is függ, de mégis a preparátum váltja ki. Ez a zavaró hatás az inkoherens vagy Compton-szórás.

A jelenség lényegét azzal lehet körvonalazni, hogy szilárd és folyadék fázisban a molekulákká egyesült atomok vegyérték elektronjai kevésbé szilárdan vannak kötve az egyes atomokhoz, inkább az atomközi erőter hatása alatt állnak. Az így kialakult, többé-kevésbé szerkezet nélküli elektronfelhő külső forrásból folytonosan vehet fel energiát. Az elektronfelhő az atomok rendszámának növekedésével egyre szilárdabban kötődik és kvantált állapotokba rendeződik. Ebben az esetben az állapotok energiaszintjei összemérhetők a röntgensugár energiájával, tehát az elektron-eloszlás az anyagban kristályosává válik, amelyről a röntgensugárzás-energia vetemedés nélkül szóródhat. A könnyű elemek esetében, ahol az elektronfelhő statisztikus elosztású, az egyes elektronok bizonyos határokon belül folytonosan vehetnek fel energiát, a röntgensugárzás energia-deformációval szóródik: azaz az elektronoknak átadott energiával csökken az energia. A szórt sugárzásban az eredeti hullámhosszú vonal mellett a nagyobb hullámhossz felé egy újabb vonal jelenik meg az energia-

deformáció eredményeként. Ezt a szórást inkoherens szórásnak, az előbbi koherens szórásnak nevezzük. A keletkezési módból következik, hogy az inkoherens szórás folyamatosan megy át koherens szórásba, a szóró közeg rendszámának növekedésével.

Az inkoherens szórás hullámhosszának a koherensen szórt sugárzás hullámhosszához viszonyított helyzetét a következő képlet adja:

$$\Delta\lambda = \frac{h}{m_e c} (1 - \cos \delta),$$

ahol δ = gerjesztő sugár beesési szöge, amely a készülék szerkezetéből adódik, h = Planck-konstans, m_e = elektron tömege, c = a fény terjedési sebessége, λ = a sugárzás hullámhossza. A Compton-szórás zavaró hatása abban nyilvánul meg, hogy könnyen összetéveszthető a szórt vonal valamelyik elem meghatározni kívánt vonalával. Egyetlen kiküszöbölési lehetőség a preparátum anyagának hígítása magasabb rendszámú elemekkel, pl. Ba-mal. Amennyiben erre szükség van, a nyomelemek kimutatási határa a hígítás arányában lecsökken. Meg kell jegyezni, hogy ez a jelenség főként szerves anyagok és oldatok vizsgálatánál lép fel. Az általunk vizsgált alumínoszilikátok Compton-szóró képessége gyengén közepes.

A röntgen szinképelemzés belső zavaró tényezői

Első helyen kell megemlíteni — kiterjedt irodalmára való tekintettel is — az ún. matrix hatást. Tágabb értelemben véve ide sorolható a vizsgált anyag minden olyan fizikai és kémiai paramétere, amely azonos összetételű anyagok esetén különböző eredményt ad a röntgen szinképelemzés során. Újabban kevésbé általánosan értelmezik a matrix hatását és csak az úgynevezett „harmadik elem hatást” sorolják ide. A matrix hatás mind tág, mind szűk értelmezésében ismert az analitikusok előtt. Ismeri a nedves módszerrel dolgozó szilikát-analitikus is és a spektrokémikus is. Amíg nedves analízisnél kellő gyakorlattal és jó megfigyelő készséggel már a manipuláció során észrevehető és hatása gyakran megszüntethető a feltárás megismétlése nélkül, addig a fényemissziós és a röntgenfluoreszcenciás szinképelemzésnél csak a teljes kiértékelés után derül ki, hogy volt-e matrix hatás. Lényeges különbség van a matrix hatás jellegében és hatásintenzitásában a két szinképelemző módszernél. Ez a különbség főként a gerjesztés különbözőségére vezethető vissza. A fényemissziós szinkép létrejöttében a következő tényezők hatnak:

1. A vonalak igen nagy gerjesztő energia-hatásra jönnek létre. A nagy energiafőlölség miatt nehezen szabályozható a gerjesztés.

2. Az önabszorpciót kivéve, nem kell számolnunk egyéb abszorpciós hatással, mivel az atomok plazma és igen kis sűrűségű gázállapotban vannak az elektród-térben.

3. Az önabszorpciót is kiküszöböljük egy ettől mentes vonal felhasználásával.

A röntgenfluoreszcenciás szinképelemzésre ható tényezők

1. A vonalak energiája nagyon közel van a gerjesztő energiához és a primer energiaeloszlás hatása alatt áll.

2. Mind a gerjesztő, mind a fluoreszcencia sugárzás intenzitása jelentősen csökken az áthatolt rétegek abszorpciója miatt. Az anyag el nem hanyagolható sűrűsége miatt az abszorpció igen nagy lehet.

3. Nem áll módunkban válogatni alkalmas és kevésbé alkalmas vonalak között.

A legnagyobb hibát az okozza, hogy az alapanyag eredő abszorpciója mintáról mintára változik. Lényegében a másik két hibaforrás is ebből származik. Kiküszöbölhető az abszorpció pufferek alkalmazásával, nagy abszorpciós koefficiensű anyag hozzákeverésével. Ez azonban nem célszerű (bár durvább egyedi vizsgálatoknál alkalmazzák), mert a hígítás 1—2 hatványával csökkenti a kimutatási határt, és újabb hibát okoz a hígítás inhomogenitása. A matrix hatás kiküszöbölésének egyetlen megfelelő módja a közismert belső standardizálás. Az egyéb kiküszöbölési lehetőségeket a következő fejezetben ismertetjük.

A por-elemzések módszertani problémái

Gazdasági okok azt kívánják, hogy az elemzésekbe minimális előkészítő munkát fektessünk. Olyan intézménynél, ahol ugyanabból a mintából többféle elemzést is végeznek, célszerű az előkészítést egységsíteni. A Földtani Intézet színeképalitikai laboratóriuma mellett 1963-ban sor került a röntgen spektrográf felállítására is. Bevezetésével meg kellett vizsgálni, hogy a röntgen színeképelemzésnél felhasználhatók-e az emissziós színeképlaboratórium számára előkészített 100μ nagyságúra porított kőzetanyag minták. Ebben az esetben az irodalmi adatok szerint a matrix hatáson kívül a következő hibákkal kell számolnunk:

1. mineralógiai hatás,
2. porminta szemcséi közötti különbség (külső inhomogenitás),
3. szemcséken belüli inhomogenitás.

Mineralógiai tényezők. A kőzet keletkezési körülményei megszabják a kristályossági fokot, a szövetet és így közvetve, a térfogategységenként effektíve gerjeszhető atomok számát. Az ez által elkövetett hiba elég jelentős lehet azonos típusú anyagon belül is, ha a vizsgált minta nagy mennyiségű amorf anyagot tartalmaz.

Külső inhomogenitás. A szemcsék mérete, alakja, ezek eloszlása hat a preparátum tömörségére, azaz térfogatsúlyára és felületének finomságára. Ez a hiba csillámok, agyagásványok és higroszkópos anyagok elemzésénél lehet jelentős.

Belső inhomogenitás. A részecskéken belül több fázis lehetséges, amelyek között koncentráció különbség van. A külső és belső inhomogenitás által okozott hiba gyakran nem választható szét. Folyási textúrával rendelkező vulkanitoknál és szinterezett ipari műtermékeknél tapasztalható kifejezetten a belső inhomogenitás által okozott hiba.

Amíg a mineralógiai tényező az egész röntgen hullámhossz-tartományban hat, addig az inhomogenitások szerepe a hosszabb hullámhossz-tartományban a könnyűelemek elemzésénél nő meg. Kiküszöbölésük csak folyadék vagy szilárd oldatok létrehozásával történhet meg.

Az inhomogenitások által okozott hiba szemléltetésére szolgáljon ANDERMANN G. (1961) vizsgálata, aki cement nyersanyagot és végterméket vizsgált és ezen tanulmányozta az inhomogenitások hatását. ANDERMANN azt találta, hogy a röntgensugár végtelen behatolási mélysége CaO-nál 135μ , MgO-nál 20μ . Ez a méret összemérhető a szokásos cement szemcse finomsággal. A minta inhomogenitása akár külső, akár belső, árnyékolási jelenségként hat és hibát okoz. Pl. a $20-40 \mu$ átmérőjű MgO teljesen leárnyékolja a SiO_2 részecskét. Kísérletileg igazolható, hogy a MgO csak akkor nem zavarja a Si meghatározást, ha átmérője kisebb $0,003 \mu$ -nál. Ebből az következik, hogy az őrlési finomság növelésének csak akkor van értelme, ha a részecskék belül homogének.

A szilikátoknál a matrix és egyéb hatások kiküszöbölésére a gyakorlatban két módszer vált be. Az egyik módszer szerint bóraxszal, vagy Li-bórax-

szal üveggé ömlesztik a szilikátokat. Ez a „Flux” módszer. A Fluxba esetleg bekeverhetők a belső standardok. Ezt a módszert alkalmazza LONGOBUCCO R. (1962). A másik módszer szerint a kőzetmintát feltárják, szükség szerint elvégzik az elválasztásokat. A nyert oldatok könnyen elegyíthetők a belső standarddal. Ezt a módszert „S” módszerként tartja számon az irodalom. Az „S” módszer sok előnye mellett azzal a hátránnyal jár, hogy nagy a háttér-sugárzás és erősek a Compton-vonalak. Mind az „S” mind a „Flux” módszer alkalmas arra, hogy helyettesítse a nagy pontosságú szilikátelelmzést. Természetesen az a törekvés, hogy egy kis pontossági engedménnyel gyorsabb módszert kapjunk. Így születtek meg a különböző grafikus és egyéb approximációs módszerek, amelyek a matrix hatás kiküszöbölését hivatottak szolgálni (MITCHELL J. B. 1960, 1961; HEIDEL R. H. és FASSEL A. W. 1961). Ezek az eljárások az elemi összetétel közelítő ismeretében és a táblázatokból kivehető tömegabszorpciós koeficiensek segítségével megbecsülik az eredő abszorpciós koeficiensét és ezzel korrigálják a mérési adatokat.

Ismerünk azonban a fényemissziós szinképelemzésnél használt „háttér standard” módszerhez hasonló eljárást is, amely a koherens szórt sugárzást használja standardizálásra. Az eljárás lényege az, hogy a mért vonal impulzus-rátáját (továbbiakban intenzitását) valamelyik szórt csővonalhoz viszonyítjuk. A szórt sugárzás intenzitása arányos a rendszám (—3) hatványával, valamint az átvilágított atomok számával. A fluoreszcencia sugárzás intenzitása viszont a rendszám (—4) hatványával arányos. Könnyen belátható, hogy a vonalak intenzitás-viszonya csak a rendszám (—1) hatványával változik. Ez az eljárás jól kiküszöböli a sűrűség, a hőmérséklet, a gerjesztő teljesítmény-ingadozásából és részben a matrix hatásból adódó hibákat. CULLEN TH. J. (1962) ezzel a módszerrel $\pm 1\%$ relatív hibával reprodukálta a nedves szilikátelelmzés eredményeit.

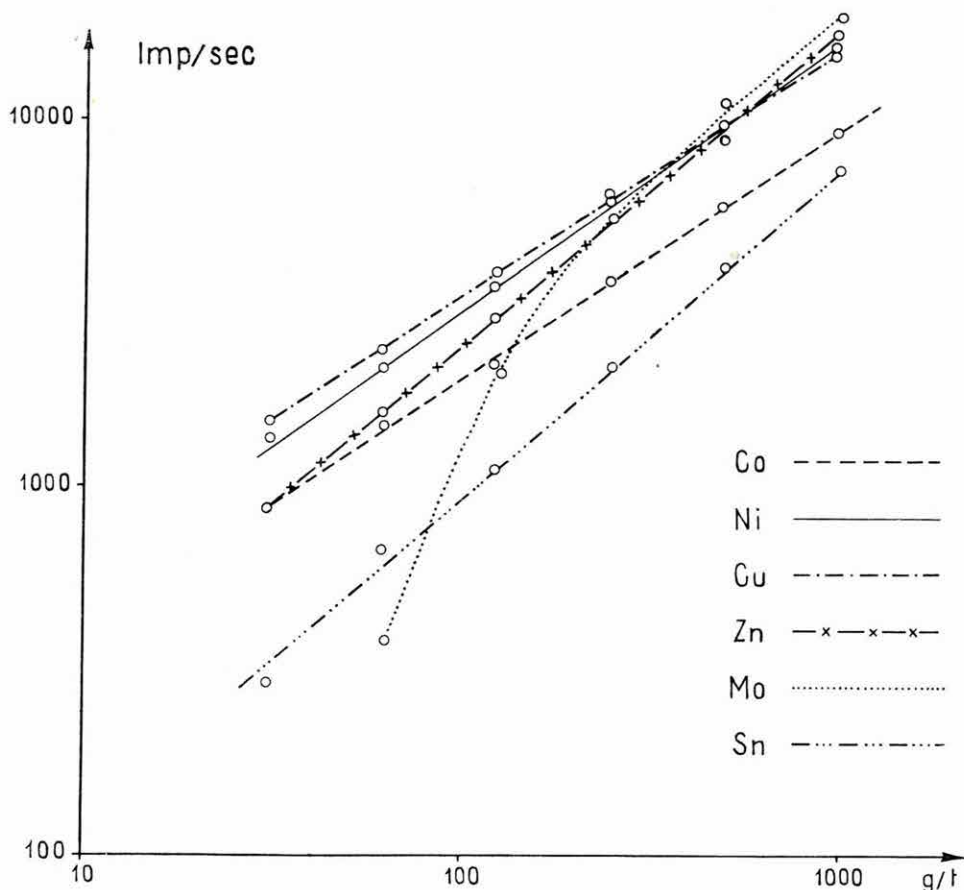
A nyomelemzések problémái

Külön problémakört jelent a röntgenfluoreszcenciás nyomelemzés, mert itt nem annyira a pontosságon, hanem az érzékenység maximális kihasználásán van a hangsúly. Szilikátok nyomelem vizsgálatánál elfogadható az eredmény akkor, ha a következő táblázatban meghatározott pontosságot kielégíti.

<i>g/t</i>	<i>relatív hiba</i>
0—100	± 25
101—500	± 20
501 fölött	± 10 -nél kisebb

Geokémiai célra ez a pontosság feltétlenül megfelelő, de más, biológiai felhasználásra is helytálló. Egyedül a félvezetők szennyeződéseinek vizsgálata kíván szorosabb hibakorlátot. A röntgenfluoreszcenciás szinképelemzésnél az elérhető maximális érzékenységet még annyira sem lehet megadni a műszer és a gerjesztés paramétereivel, mint az emissziós szinképelemzésnél. Általában azt lehet mondani, hogy a nagy rendszámú elemeket érzékenyebben lehet kimutatni könnyű matrixban, mint fordítva, továbbá azonos matrixban a közepes rendszámú elemek érzékenyebben mutathatók ki. DE VRIES J. L. (1958)

szerint igen kedvező esetben elérhető a 0,1 g/t kimutatási határ is. Véleményünk szerint ez az érzékenység-maximum a kőzetekre vonatkoztatva kissé túlzott, a reális érték 1—5 g/t. Ezt támasztja alá WEDEPOHL K. H. (1958) vizsgálata is, aki belső standarddal dolgozott. Zr, Rb, Sr, Y meghatározásánál 0,001—10% koncentráció tartományban a görbék extrapolálásával nyerhető kimutatási határ 6—60 g/t-ra tehető. WEDEPOHL vizsgálatai szerint a belső standard alkalmazása teljesen kiküszöböli a matrix hatást. Saját vizsgálataink összhangban vannak WEDEPOHL eredményeivel. A velencei-hegységi metamorf agyagpalában vizsgáltunk Sn-t, Mo-t, Zn-t, Cu-t, Ni-t és Co-t. A vizsgálat 30—1000 g/t tartományra terjedt ki. Nem használtunk belső standardot, annak ellenére, hogy az anyag 7—8% Fe_2O_3 -ot tartalmaz. Feltételezéseink szerint közepes atomsúlyú elemekre a matrix hatás jelentéktelen, ha igen kis koncentrációban vannak jelen. A vizsgált elemekre ez a feltétel helyesnek



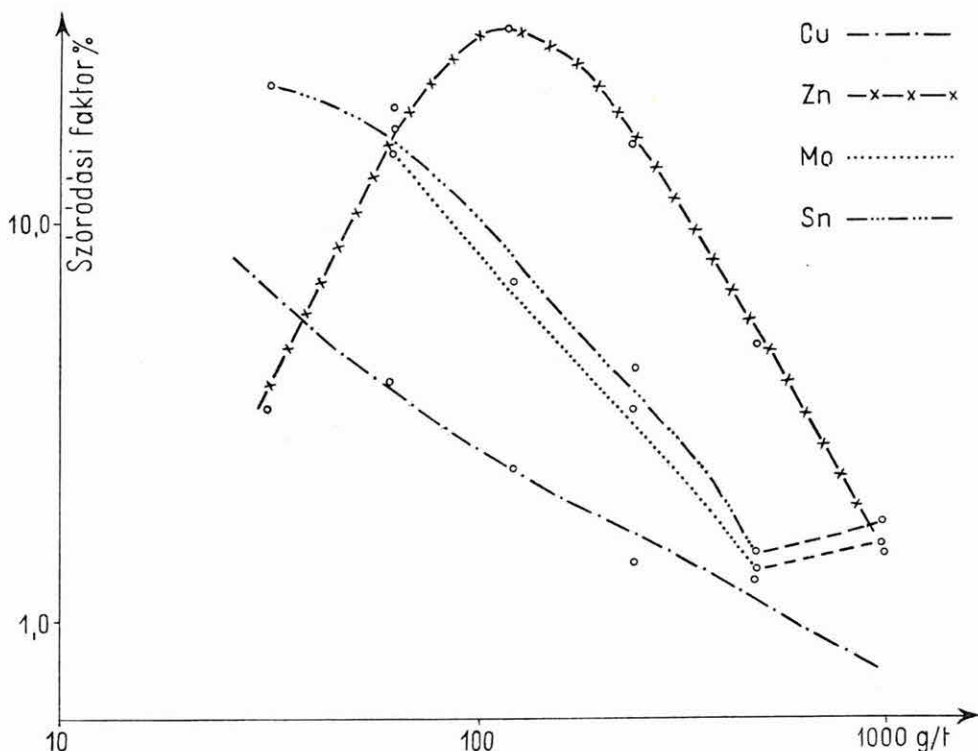
1. ábra. Kalibrációs görbék

Fig. 1. Calibration curves

bizonyult, egyedül a Cu K_{α} esetében beszélhetünk WL 1 kis intenzitású vonal esetleges interferenciájáról.

Kiértékelő görbéink pontossága meglepő, pedig az emissziós szinképelemzéshez használt 100μ finomságú anyagot használtuk fel, tablettává préselés nélkül. Közvetlenül a mylar fóliával lezárt mintatartóba szórtuk a kőzetport, különösebb tömítési procedura nélkül. A kiértékelő görbéken jelölt mérési pontok kilenc mérési adat középértékét képviselik. Minden három mérés után a preparátumot összekevertük és újból beállítottuk a hullámhosszat. Ezzel figyelembe vettük mind a szubjektív, mind az objektív hibát. Az általunk használt spektrográf Mueller C. H. F. vákuum-spektrográf. Gerjesztésére W anódú röntgensóvet használtunk 30 kV, 26 mA teljesítménnyel. Az intenzitás mérést elvégeztük középérték-regisztrálás alapján, és 32 sec idő intervallumban impulzusráta mérésel is. Ez utóbbival nyert kiértékelő görbéket az 1. ábra mutatja.

A középérték regisztrálás csak a leolvasási hibával pontatlanabb, mint az impulzusráta mérés és a leolvasási hiba miatt tér el az egyenestől a kiértékelő görbék alsó szakasza. A középérték regisztrálásának nagy előnye az impulzusráta méréssel szemben, hogy lehetővé teszi a valódi háttérsugárzás korrekciót. A hibás helyen mért háttérsugárzás hamis eredményhez vezethet, amint ezt az impulzusráta méréssel felvett Mo kiértékelő görbe mutatja. A Mo vonal a röntgenső folytonos szinképének hosszabb hullámhossz felőli oldalán helyezkedik el. Attól függően, hogy a vonal melyik oldalán mérjük a sugárzást,



2. ábra. Mérési eredmények hibaszórása
Fig. 2. Variation of error of measurements

pozitív vagy negatív hibával terheljük az intenzitás-mérést. A pozitív hibára példa a Mo görbe. Regisztrálásnál nem lehet ilyen hibát elkövetni. Az elérhető pontosságot mutatják be a koncentráció hibaszórási tényezőgörbéi. A négy legjellemzőbb esetet rajzoltuk fel a 2. ábrán. A Sn, Mo erős háttérsugárzású, így a hibaszórás nem csökken lineárisan a koncentrációval.

Meg kell jegyezni, hogy az 1000 g/t jelzett magasabb szórási százalék a minta higroszkópos tulajdonsága miatt jött létre. A Zn hibaszórása normális. A Cu anomálishan viselkedik, azaz 125 g/t értéknél maximumot mutat. Ezt valószínűleg a koherensen szórt gyenge WL I vonal abszorpciója okozza. A vizsgált 6 elem közül 31 g/t-nál csak a Sn, Mo szórása haladja meg a 10%-ot. Az átlag-szórás 5% körül van. Ezek az eredmények arra engednek következtetni, hogy nyomelemvizsgálatoknál a fentebb vázolt zavaró hatások alárendelt szerepet játszanak.

IRODALOM

- ANDERMANN G. 1961: Improvements in Cement Raw Mix. — *Anal. Chem.* **33**, 12.
- CULLEN TH. J. 1962: Coherent Scattered Radiation Internal Standardisation in X-Ray Spectrometric Analysis of Solutions. — *Anal. Chem.* **34**, 7.
- HEIDEL R. H.—FASSEL W. A. 1961: Fluorescent X-Ray Spectrometric determination of Sc in Ores and Related Materials. — *Anal. Chem.* **33**, 7.
- JOHNSON C. M.—STOUT P. R. 1958: Interferences from Compton Scattering from Matrices of Low Atomic Number. — *Anal. Chem.* **30**, 13.
- LONGOBUCCO R. 1962: Determination of Major and Minor Constituents in Ceramic Materials by X-Ray Spectrometry. — *Anal. Chem.* **34**, 10.
- MITCHELL B. J. 1960: X-Ray Spectrometric Determination of Zr, W, V, Fe, Ti, Ta and Nb Oxides. — *Anal. Chem.* **32**, 12.
- MITCHELL B. J. 1961: Prediction of X-Ray Fluorescent Intensity and Interelement Effect. — *Anal. Chem.* **33**, 7.
- SAGEL K. 1959: Tabellen zur X Röntgen-Emissions und Absorptions-Analyse. — Springer-Verlag.
- DE VRIES J. L. 1958: Spezielle Anwendungen der Röntgen-Spektroskopie. — Vorträge d. Informationstagung d. C.H.F. Mueller A.G. Hamburg in Darmstadt.
- DE VRIES J. L. 1958: Röntgen-Fluoreszenzspektralanalyse. — Vorträge d. Informationstagung d. C.H.F. Mueller A.G. Hamburg in Darmstadt.
- WEDEPOHL K. H. 1958: Röntgen-Spektralanalyse von Geochemischen Proben (Fe, Sr, Y, Zr, Rb, Ni). — Vorträge d. Informationstagung d. C.H.F. Mueller A.G. Hamburg in Darmstadt.

APPLICATION OF X-RAY FLUORESCENCE SPECTROGRAPHY IN GEOLOGICAL RESEARCH

by
G. RISCHÁK

The author discusses the role of X-ray fluorescence spectrography in relation to other analytical methods adopted in the domain of geology. He describes the principle of X-ray fluorescence spectrometers. The factors disturbing X-ray fluorescence spectrography, as compared to optical spectroscopy, are discussed.

Along with presenting the characteristics and efficiency of the disturbing factors, the author gives a brief description of the method eliminating these factors. He discusses in detail the problems of the analysis of powdered samples for trace elements and demonstrates, in the light of his own experimental results, a rapid method for detecting trace of Co, Ni, Mo, Zn and Cu.

ПРИМЕНЕНИЕ РЕНТГЕНО-ФЛЮОРЕСЦЕНТНОЙ СПЕКТРОГРАФИИ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Г. Пишак

Рассматривается роль рентгено-флюоресцентной спектрографии по отношению с другими методами изучения геологических материалов. Излагается принцип работы рентгено-флюоресцентных спектрографов. Приводятся факторы, мешающие точности рентгено-флюоресцентной спектрографии, причем последняя сопоставляется с оптической спектроскопией. Наряду с характеристикой мешающих факторов и их интенсивности дается краткая сводка по методу устранения этих факторов. Детально излагаются проблемы анализа тонкоразмелченных проб на рассеянные элементы. При этом в свете результатов собственных экспериментов автор показывает скоростной метод анализа проб на следующие рассеянные элементы: Co, Ni, Mo, Zn, Cu.

JELENTÉS AZ INQUA NEMZETKÖZI NEGYEDKORI TÉRKÉP- SZERKESZTŐ BIZOTTSÁGÁNAK 1963. JÚNIUS 4—9-IG BUDAPESTEN TARTOTT ÜLÉSÉRŐL

Írta: DR. RÓNAI ANDRÁS

A nemzetközi térképszerkesztő bizottság megalakulása és eddigi munkája

A nemzetközi földtani kongresszusból 1928-ban Koppenhágában különvált negyedkorkutató szervezet (International Association for Quaternary Research: INQUA) már első önálló kongresszusán (1932. Szovjetunió) elhatározta egy nemzetközi negyedkori térképsorozat szerkesztését és kiadását. A meginduló munkát a második világháború akadályozta, de a háború után Olaszországban (1953) és Spanyolországban (1957) tartott INQUA kongresszusok azt újra elindították. A madridi kongresszuson a szovjet küldöttek már bemutatták saját negyedkori térképeik kéziratát. Ezek a térképek 1959 és 1960 évben 5 milliós méretben nyomtatásban is megjelentek. Az európai nemzetközi térkép szerkesztését egy, a kongresszus kebeléből választott bizottságra bízta.

A térkép méretét 2,5 milliósra választották és az európai kontinens területét 15 lapra osztották be, egyenként 61×51 cm tükörmérettel. A próbamunka a 6. számú lapon indult meg, ez Nagybritannia nagyobb részét, a Skandináv félsziget déli felét, Hollandiát és Németország északi felét öleli fel. A szerkesztéssel WOLDSTEDT P. irányítása alatt a hannoveri Talajtani Kutatóintézetet (Bundesanstalt für Bodenforschung) bízták meg, ahol a szerkesztést RICHTER K. és GRAHLE H. O. végezték.

Nevezettek előkészítésében került a 6. lap kézírata 1961-ben a varsói INQUA kongresszuson a térképszerkesztő bizottság tagjai elé, ahol összehasonlították azt a Szovjetunió térképével. A bemutatott térképek igen élénk vitát váltottak ki. A vitában a magyar delegátus is résztvett, ismertetvén a nálunk folyó térképezési munkálatokat és azok problémáit. A tárgyalások során a tagok felfogása között lényeges különbségek mutatkoztak. Eltérőek voltak a két bemutatott térképen a genetikai csoportok és a közettani jelölések. A szovjet jelkulcs igen széleskörű genetikai megkülönböztetést alkalmazott, ugyanakkor közettani jelleget nem tüntetett fel. Különösen sokfelé tagolták a lejtőkön és hegylábakon kialakult áthalmazott, lemosott vagy lefolyt képződményeket. A szovjet negyedkori térkép képződményei a következő genetikai csoportokra tagolódnak:

glaciális
 fluvioglaciális
 alluviális
 limnikus-alluviális
 limnikus (és limnikus-glaciális)
 proluviális (és alluviális-proluviális)
 marin
 glaciális-marin
 vulkáni

eolikus
 eluviális
 deluviális
 eluviális-deluviális
 kolluviális
 deluviális-kolluviális
 szoliflukciós (és deluviális-szoliflukciós)
 problematikus genesisű

Ezzel szemben a német jelkulcs csak glaciális, fluviatilis, fluvioglaciális, marin és eolikus üledékeket sorolt fel, továbbá völgy- és medencekitöltéseket, valamint tavi és lápi képződményeket. A pleisztocén korbeosztás hármas tagolásában mindkét fél megegyezett. A tartalmi egyeztetés nehezebb munkája — természetesen — a lapok kidolgozóira maradt. Az előkészítő munkák során a pleisztocén felső tagjának az alpi beosztás würm glaciálisát és riss-würm interglaciálisát vették. Középsőpleisztocénbe a riss jégkort és a mindel-riss interglaciálisát helyezték s végül alsópleisztocénbe került a mindel jégkor és mindaz, ami ezt a jégkorban megelőzte. Később ez a tagolás változott.

A kongresszus Varsóban úgy döntött, hogy a fennálló vitás kérdéseket a bizottság az 1965-ben az Észak-Amerikai Egyesült Államokban tartandó újabb kongresszusig évenként tartandó összejöveteleken tisztázza és a következő kongresszuson mutassa be a próbapal mellett legalább még két lap kidolgozott anyagát. A vitában elhangzottakra való tekintettel a bizottság tagjai sorába választotta RÓNAI A. magyar küldöttet. A szerkesztésre kitézött további lapok (9, 10, 11) Közép-Európa egész területét fedlelik.

A térképszerkesztő bizottság hannoveri értekezlete

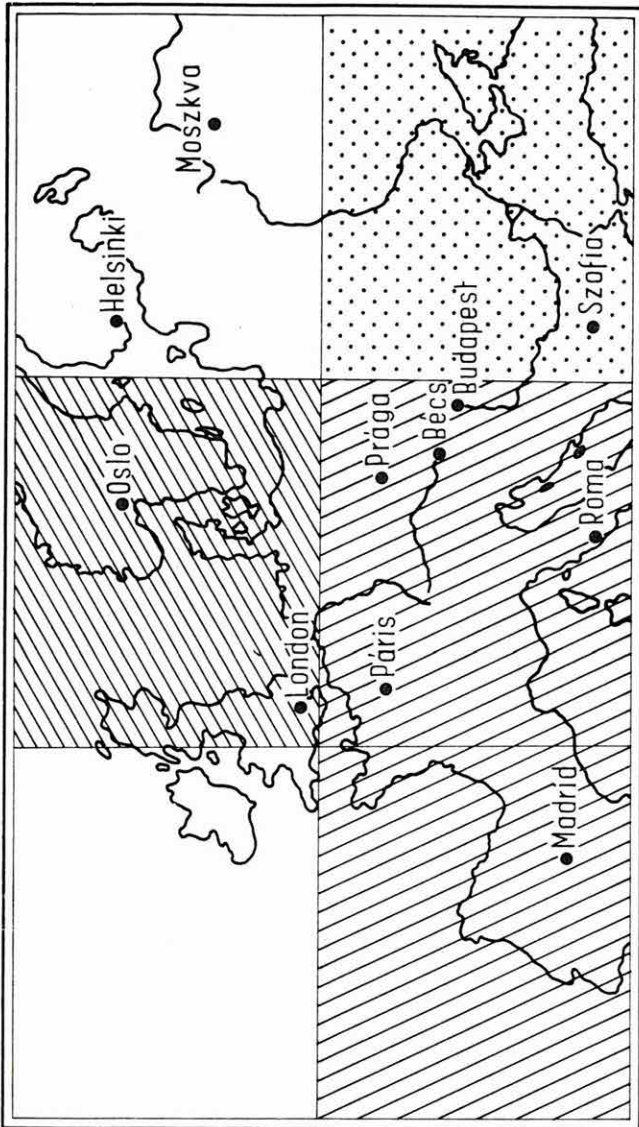
A varsói kongresszus után a bizottság főtítkára — megbízásához híven — 1962 június 4-6.-ára összehívta az első szerkesztőségi konferenciát Hannoverbe. Ennek feladata volt a 6. sz. térképlap megvitatása, az általános jelkulcs kidolgozása és a 9, 10, 11. sz. lapok szerkesztésre való előkészítése. Az ülésen csak a nyugati államok küldöttei jelentek meg s így éppen a legfontosabb vitás pontok nem kerülhettek eldöntésre.

A hannoveri ülés sikertelensége arra ösztönözte a bizottság titkárságát, hogy olyan helyet keressenek a következő ülés székhelyéül, ahol biztosítható az európai államok különböző csoportjaiból jövő szakemberek megjelenése. Evégből megkereste a Magyar Tudományos Akadémiát és a M. Áll. Földtani Intézetet és kérte, vállalják el az 1963. évi bizottsági ülés megrendezését. Mindkét intézmény beleegyező választ adott, így került sor a térképszerkesztő bizottság 1963 jún. 4-9. között tartott budapesti ülésére.

A budapesti szerkesztőbizottsági konferencia

Az előkészítést a Földtani Intézet a MTA részéről megbízott Földrajz-tudományi Kutatócsoporttal együttműködve végezte.

A meghívott bizottsági tagok a főtítkárság listája alapján a következők voltak: WOLDSTEDT P. (Bonn), ZONNEVELD J. I. S. (Utrecht, Hollandia), RICHTER K. (Hannover), GRAHLE O. (Hannover), CHOUBERT G. (Rabat, Marokkó), HANSEN S. (Charlottenburg, Dánia), VAN DER HEIDE S. (Haarlem, Hollandia), FINK J. (Wien), RÓNAI A. (Budapest), RÜHLE E. (Varsó), KRASNOV I. I. (Leningrád), SELLI R. (Bologna), CAILLEUX A. P. (Paris), TROLL K. (Bonn).



I. ábra. Európa nemzetközi negyedkori térképe, 1 : 2 500 000. — Lapbeosztás és a munkálatok állása 1963-ban: 1. próbanyomat készen, 2. szerkesztés alatt, 3. tervezés alatt

Fig. 1. International Map of the Quaternary of Europe, 1:2 500 000. — Sheet division and state of work in 1963: 1. pilot-point issued, 2. under construction, 3. under drafting

A főtítkár a szerkesztésre sorra kerülő térképlapok területére való tekintettel meghívásra ajánlotta még a következőket és egyúttal felhatalmazta a magyar szervező bizottságot, hogy a maga részéről is kiegészítse a meghívandók listáját: VONDERSCHMITT L. (Basel), KOLENKO S. (Ljubljana), ŽEBERA K. (Praha). Később érkezett javaslat felsorolta: GULLENTOPS F. (Leuven, Belgium), MACAR P. (Liège, Belgium), MARÉCHAL R. (Gent, Belgium), BENEÓ E. (Roma), SCHNEIDER H. (Hannover), DÜPHORN K. (Hannover) neveit, de közülük a beutazási okmányokat — idő hiányában — csak SCHNEIDER H. kaphatta meg.

Magyar részről a következő személyek meghívását javasolták: KRETZOI M. (Budapest), PÉCSI M. (Budapest), TRICART J. (Strasbourg), CEPEK A. G. (Berlin), LITEANU E. (Bucuresti), GALABOV J. (Sofia).

Az ülésen megjelentek és a bizottsági tárgyalásokon részt vettek: WOLDSTEDT P., ZONNEVELD J. I. S., KRASNOV I. I., GANYESIN G. S. (Leningrad), VAN DER HEIDE S., FINK J., BASSE DE MÉNORVAL E. (Paris) (CAILLEUX A. helyett), ŽEBERA K., TRICART J., CEPEK A. C., SCHNEIDER H., KRETZOI M., PÉCSI M., RÓNAI A.

A M. Áll. Földtani Intézet helyiségeiben tartott kétnapos tárgyaláson részletes vizsgálat alá vették a megjelentek a 6. sz. lapot, az északnyugat-európai terület színes próbanyomatként bemutatott térképét. A próbalapot a bírálótagok alapjaiban és részleteiben is elmarasztalták. A jelkulcs nélkülözi a tiszta tagolást, a színek és sraffok használata nem következetes, a hegyvidékek sűrű színezése miatt a tájak domborzata eltűnik a térképről. Részleteiben a térkép tartalmáról s annak helyességéről a bírálók első látásra nem tudtak nyilatkozni, de a forrásmunkák és szerzőtársak felsorolása azt mutatta, hogy a szerkesztők nem a legfrissebb adatokat használták fel, és nem vették figyelembe egyes területeken az ott kiadott hiteles forrásmunkákat. Így különösen feltűnő volt a lengyel tanulmányok és kutatási eredmények mellőzése a lengyelországi területeken. A formai kellékeknel és a kidolgozás elbírálásánál kifogás alá esett a földrajzi neveknek, város- és folyóneveknek nem a jelenlegi hivatalos nyelven való feltüntetése.

A térkép egyébként méretének megfelelően részletdús. A vonalas jelek ábrázolják a különböző korú eljegesedések határait, a tengerpartmozgásoknál a flandriai partok különböző holocén és pleisztocén előtérésének határait, a jégárok által hátrahagyott formakincs jellemző vonásait, a jégárok jelenlegi vonulási irányait, a jelenlegi tengermélységet, a tengerfenék üledékfeleségeit, a földtani megismerés során fontossá vált helyneveket és egyes képződmények típus-helyeit, végül a fontosabb archeológiai lelőhelyeket.

A szerkesztőség bemutatta az általános jelkulcs első vázlatát is. A negyedkori képződményeket kifejlődésük szerint 4 táji csoportba foglalták össze: 1. az észak-európai eljegesedés területe; 2. az alpi eljegesedés területe; 3. köztes területek és helyi eljegesedések vidékei; 4. a Földközi tenger vidéke.

Az általános jelkulcstervezet a pleisztocén három tagjának tartalmát másként állapította meg, mint az az előzetes tervekben szerepelt. A felsőpleisztocén tartalma megmaradt, a középsőpleisztocénben azonban bekerült a mindel jégkor és a günz—mindel interglaciális is. Az alsópleisztocénben csak a günz jégkor és az azt megelőző negyedkori képződmények maradtak. Ez a beosztás fedí az 1956-ban kiadott Magyarország földtani térképén alkalmazott tagolást. A bemutatott új tervezet azonban továbbra is sok ellentmondásos, bizonytalan, vagy vitatható tételt tartalmazott, ezért a bizottság nem fogadta el.

Bemutatásra került a 10. lap egy részének kézírata. Nehézséget okoz a déli államok: Olaszország és Jugoszlávia adatainak beszerzése. Éppen e megfontolásból ajánlották a bizottsági tagok, hogy az 1964. évi ülést Rómában vagy Belgrádban tartsák, ahol több lehetőség kínálkozik a hiányzó anyag megszerzésére és a megfelelő munkaerők bekapcsolására.

A magyar szervezőbizottság felhasználta az alkalmat arra, hogy a külföldi résztvevőket a magyar negyedkorkutatás eredményeivel megismertesse, másrészt, hogy a magyar és külföldi szakemberek között a kapcsolatokat fejlessze, vagy új kapcsolatokat teremtsen. Evégből a Magyar

Tudományos Akadémia helyiségében beszámoló előadást tartottak a magyar negyedkori térképezés problémáiról (RÓNAI A., PÉCSI M., KRETZOI M., MIHÁLTZ I.), ezt követően az Akadémia fogadást adott a meghívottak tiszteletére.

A bizottsági értekezletet követő kirándulás

A magyar és külföldi negyedkor-kutatók közötti eszmecsereket legsikerültebben a konferencia után rendezett kétnapos kirándulás szolgálta, amelyet a rendezőség — közkívánatra — egy nappal (vasárnap, június 9) megtoldott. A 11 külföldi résztvevőt 25-30 magyar szakember kísérte el a kirándulásra. Az első nap előírányzott útvonala: Budapest—Üröm—Solymár—Pilisborosjenő—Piliscsaba—Zsámbék—Páty—Biatorbágy—Bicske—Tata—Dunaalmás—Lábatlan—Dorog—Esztergom—Visegrád—Budapest volt. A második napé: Pestlőrinc—Mende—Tápiószőlős—Zsámbok—Tura—Gödöllő—Galgahévíz—Hatvan—Cinkota—Budapest. A harmadik napon a Balaton környékét tekintette meg a résztvevők egy része.

A kirándulásokat a MTA Földrajztudományi Kutatócsoportja készítette elő igen gondosan. Ez alkalomból nemcsak szűkszavú vezetőket kaptak a bizottság tagjai a bejárt útvonalról, hanem a magyarországi negyedkori jelenségeket és képződményeket összefoglalóan ismertető és gazdag szelvény- és vázlatanyaggal ellátott tájékoztatást is.

A negyedkori térképszerkesztés kapcsolódása más nemzetközi földtani és földrajzi térképekhez

A második világháború után eltelt közel két évtized alatt mindenütt megérett a tudományos nemzetközi együttműködés igénye. A földtan és földrajz területén — a negyedkori kutatásokban ez a két tudománykör van leginkább képviselve — ez az együttműködés elsősorban a térképezés területén lép fel igényekkel. A két világháború között megvalósított 1 000 000-s nemzetközi topográfiai térképek elkészítése mellett legnagyobb eredménye a nemzetközi együttműködésnek az európai kontinens 1,5 milliós földtani térképsorozata volt. Az általános földtani térkép kiegészítéséül szolgál a földtani kongresszus tektonikai bizottságának gondozásában szerkesztett 2,5 milliós tektonikai térkép, amelynek európai lapjait a Szovjetunió geológiai szolgálata adta ki.

De nemcsak a Földtani Kongresszus Uniójának keretében folyik olyan térképezési munka, amellyel a negyedkori nemzetközi térképszerkesztést összehangolni kell. A Nemzetközi Földrajzi Unió geomorfológiai térképsorozat kiadásán dolgozik. Az UNESCO keretében nemzetközi hidrológiai térképek szerkesztése indult meg. A KGST-ben tömörült országok és a Kárpát—Balkán Asszociáció államai tudományos szervezeteikben szintén elhatározták egyöntetű, egyezményes földtani térképek kiadását. A 200 000-es sorozat egyes lapjai már meg is jelentek (Csehszlovákiában, Magyarországon). Megalakultak az 1 milliós hidrogeológiai és mérnökgeológiai térképek szerkesztőbizottságai is.

A budapesti INQUA térképszerkesztő bizottsági ülés, ha nem is dicsekedhetik nagy eredményekkel, hasznos munkát végzett azzal, hogy rámutatott a térképszerkesztésben mutatkozó hiányosságokra, amelyek a munkát eddig lelassították és azokra a hibákra, amelyek főleg a ki nem elégítő nemzetközi érintkezésből adódtak. Amilyen mértékben az utóbbi téren javulás áll be, olyan mértékben számíthatunk jobb és gyors eredmények elérésére.

REPORT ON THE MEETING OF THE EDITING COMMITTEE OF
THE INTERNATIONAL MAP OF THE QUATERNARY OF EUROPE,
BUDAPEST, 4—9 JUNE, 1963

by
DR. A. RÓNAI

The Editing Committee of the International Map of the Quaternary of Europe, appointed by the INQUA congress in Warsaw held its meeting in Budapest between 4-9 June, 1963. At this meeting H. SCHNEIDER, representative of the Hannover Editorial Office, presented the pilot-print of sheet 6 and some partial draft-copies of sheets 9. and 10. P. WOLDSTEDT, chairman of the Editing Committee, demonstrated the general draft-legend with his critical comments.

The Committee subjected both map sheets and general legend to a thorough critical analysis and raised many objections against the basic principles and the construction of both. Concerning the content, this criticism affected the time-division of the general legend, the choice of basic data for the preparation of these maps as well as the number and content of the genetic categories. As to the cartographic techniques, it is the colours, the orthography and language of geographical names figuring on the map that were criticized.

At the Budapest meeting the members of the Editing Committee decided to bring their comments and proposals in writing to the notice of the Hannover Editorial Office, to be considered in its future work.

It was stated that the preparation of maps was faced with great difficulties in the southern countries of Europe where it was very difficult to obtain material and to find workers inclined to take up the charge of co-operation. The next meeting is to be held either on Rome or in Belgrade, in order to fill this gap.

The meeting in Budapest was the second meeting of the Committee, following the INQUA congress from 1961 in Warsaw. The first one had been held in Hannover in 1962, without attendance of the majority of members.

After the Budapest meeting the foreign members of the Committee accompanied by Hungarian Quaternary specialists, made a two-day excursion which was organized under joint auspices of the Hungarian Geological Institute and the Institute of Geography of the Hungarian Academy of Sciences.

ОТЧЕТ О ЗАСЕДАНИИ РЕДАКЦИОННОЙ КОЛЛЕГИИ МЕЖДУНАРОДНОЙ КАРТЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРОПЫ, СОСТОЯВШЕМСЯ С 4 ПО 9 ИЮНЯ 1963 Г. В БУДАПЕШТЕ

Д-р А. Ронау

Редакционная коллегия Международной карты четвертичных отложений Европы, работающая в рамках Международной Четвертичной Ассоциации (INQUA), провела заседание в Будапеште с 4 по 9 июня 1963 г. На этом заседании представитель Редакционного бюро из Ганновера *Г. Шнейдер* представил корректуру листа 6, а также частичные рукописные проекты листов 9 и 10. Председатель Редколлегии *П. Вольдштедт* представил проект общей легенды вместе со своими критическими замечаниями.

Редколлегия детально обсудила как указанные листы, так и общую легенду и высказала ряд возражений относительно принципов составления и оформления их. В отношении содержания общей легенды была подвержена критике ее хронологическое подразделение; в отношении оформления карт критиковали подбор использованных исходных данных, количество генетических групп и их содержание; в части внешнего оформления были высказаны критические замечания по подбору окрасок, по орфографии и языку приведенных на картах географических названий, в том числе городов.

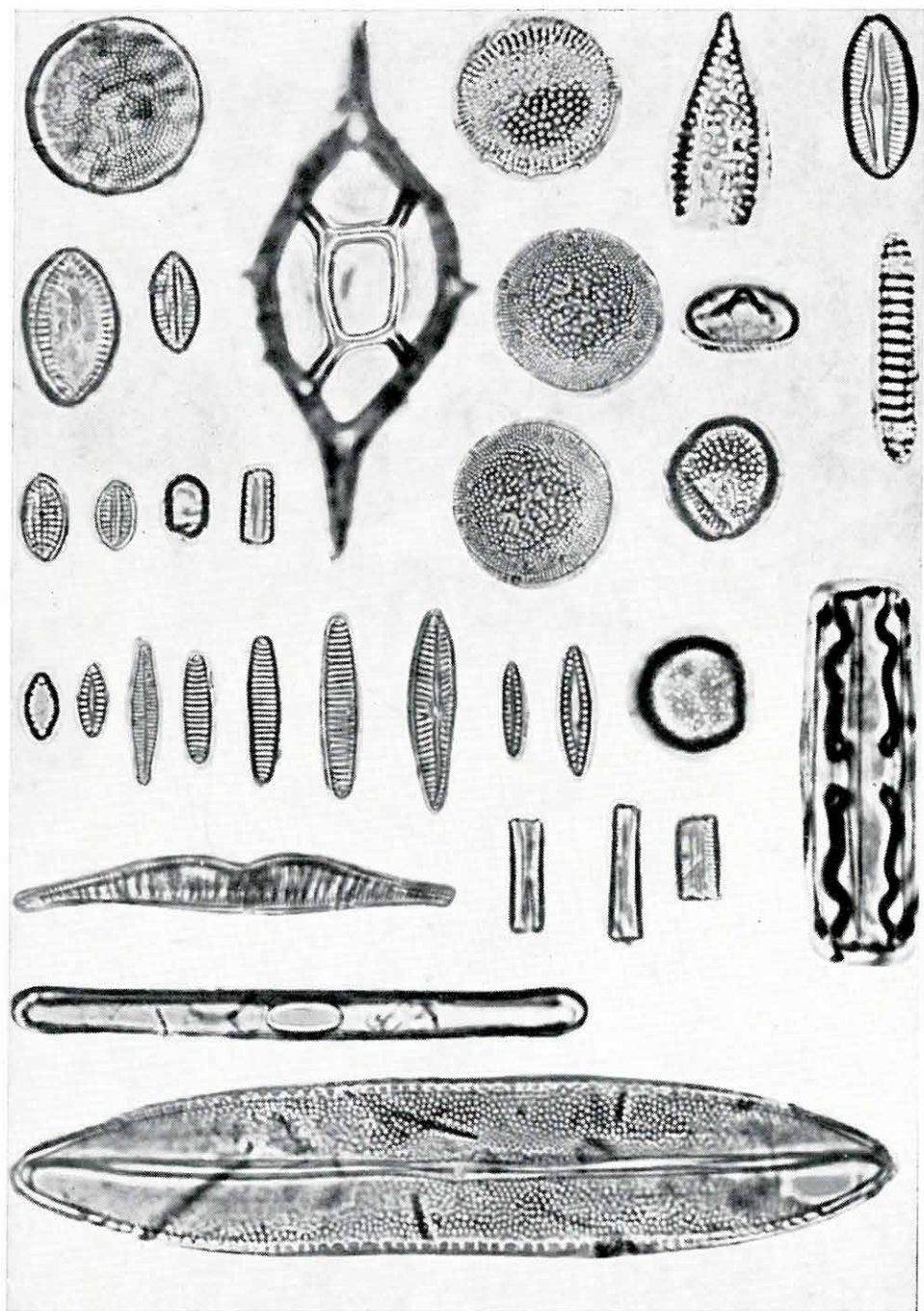
На Будапештском заседании члены Редколлегии решили сообщить свои замечания и предложения Редакционному бюро в Ганновере и в письменном виде, чтобы оно могло руководствоваться ими в ходе его дальнейшей работы.

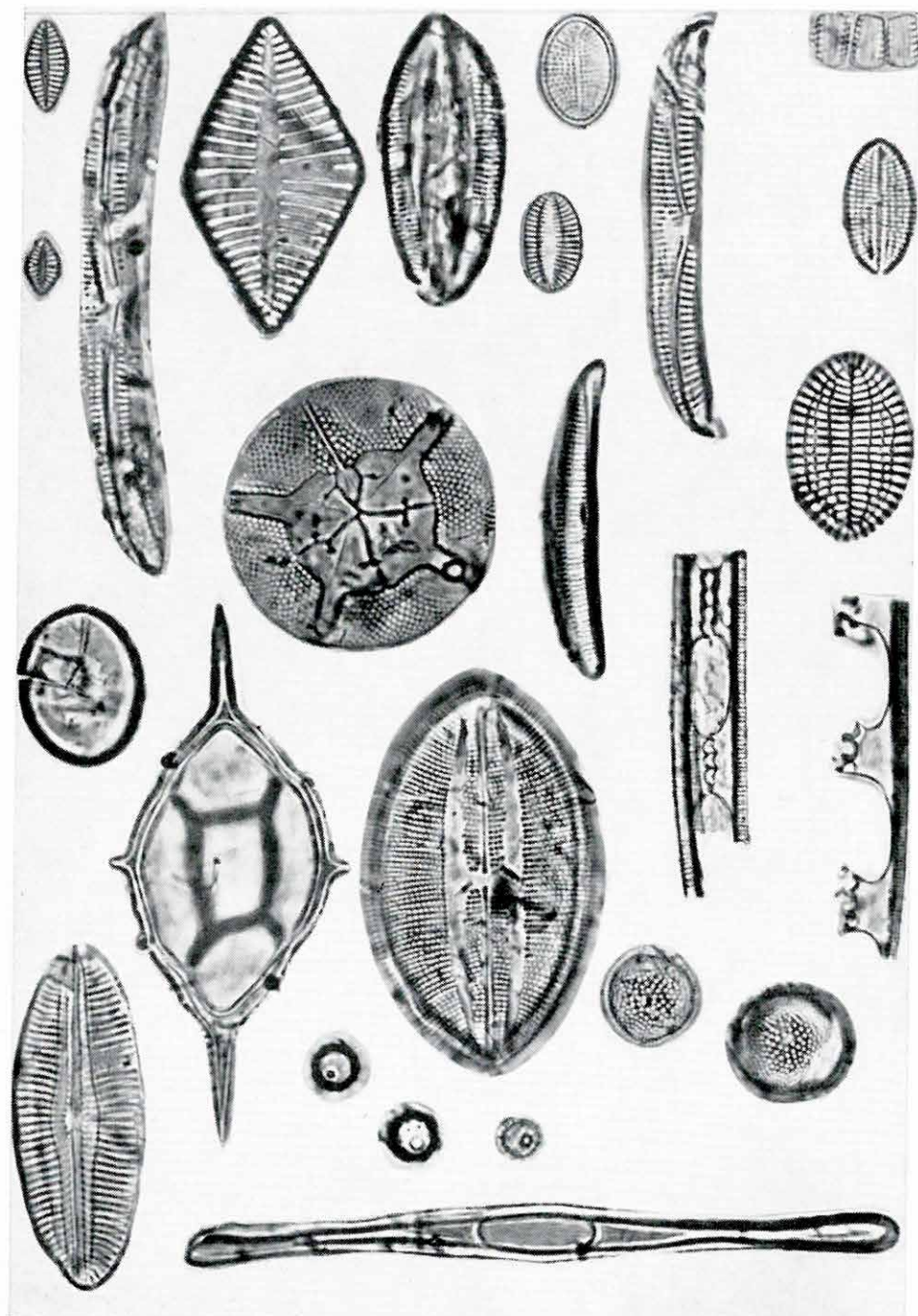
Было отмечено, что составление карт для территорий южных государств Европы сильно затрудняется, так как очень трудно получить соответствующий фактический материал для этих территорий и трудно найти специалистов, склонных сотрудничать с Редколлекцией. Для устранения этих недостатков считается желательным организовать очередное заседание либо в Риме, либо в Белграде.

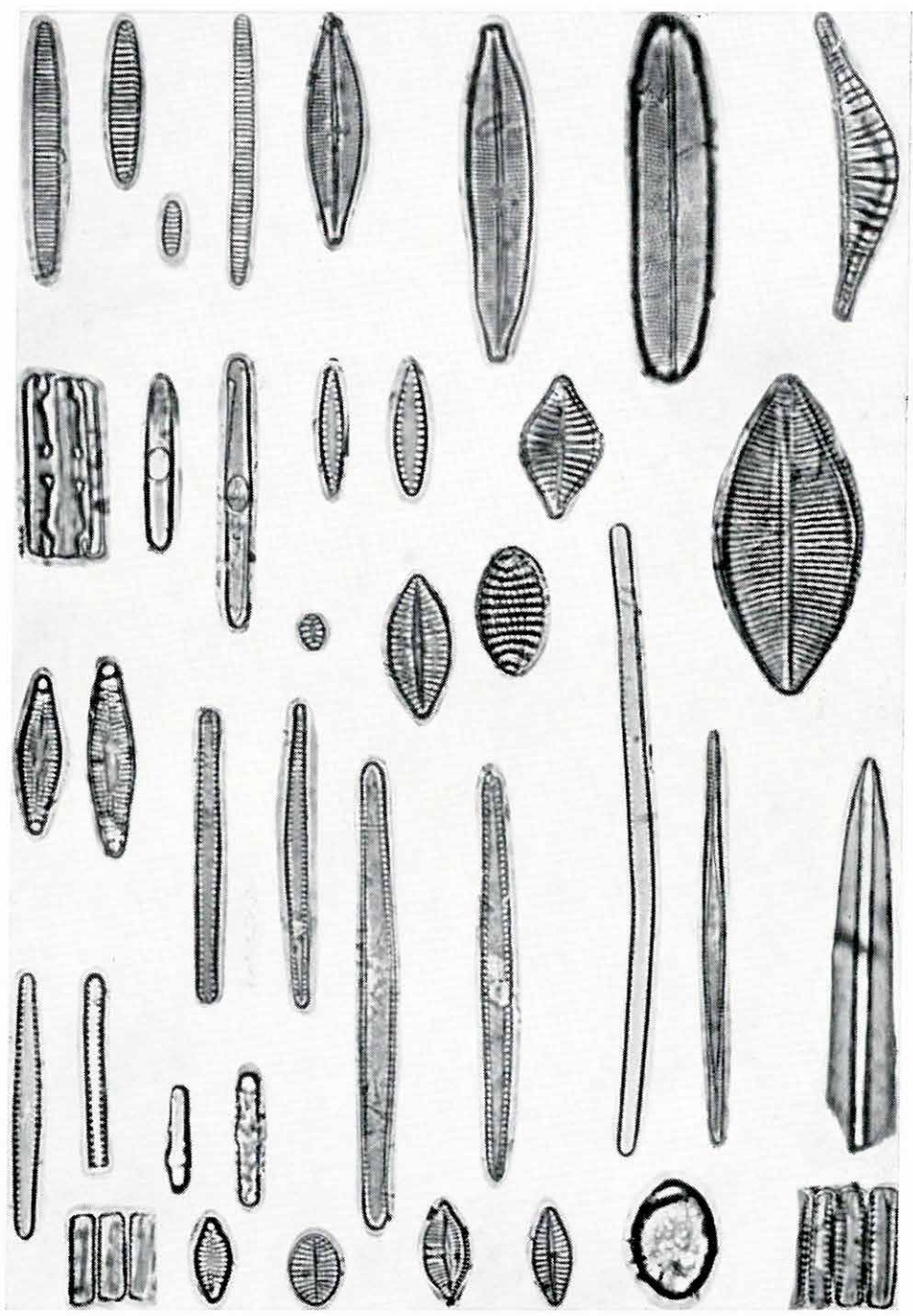
Будапештское заседание было второе по очереди заседание Редколлегии после конгресса, состоявшегося в Варшаве в 1961 г. Первое заседание имело место в Ганновере в 1962 г., но в нем большинство членов Редколлегии не приняло участия.

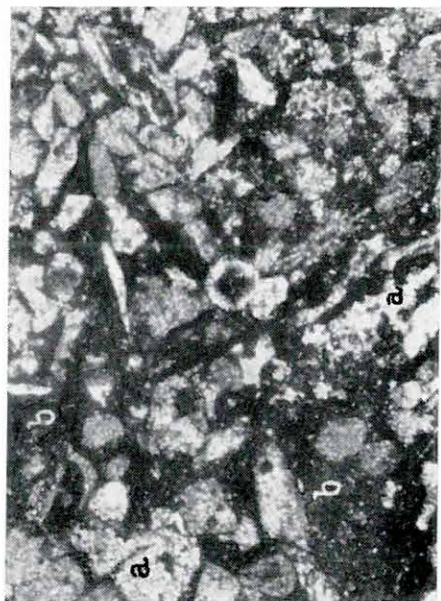
После заседания в Будапеште зарубежные участники, сопровождаемые венгерскими четвертичниками, совершили двухдневную экскурсию по Венгрии, организованную Венгерским Геологическим Институтом и Географической исследовательской группой Венгерской Академии Наук совместно.

**TÁBLÁK
PLATES
ТАБЛИЦЫ**

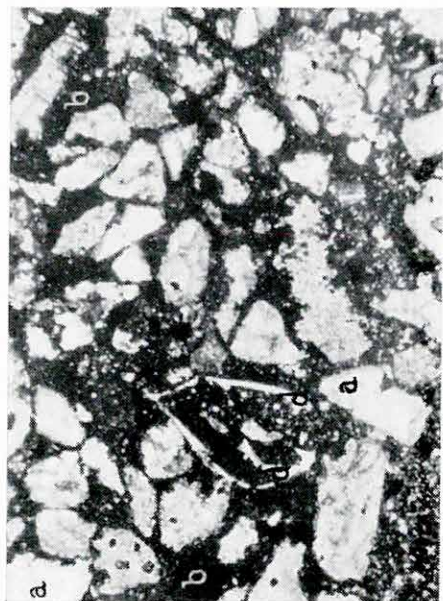








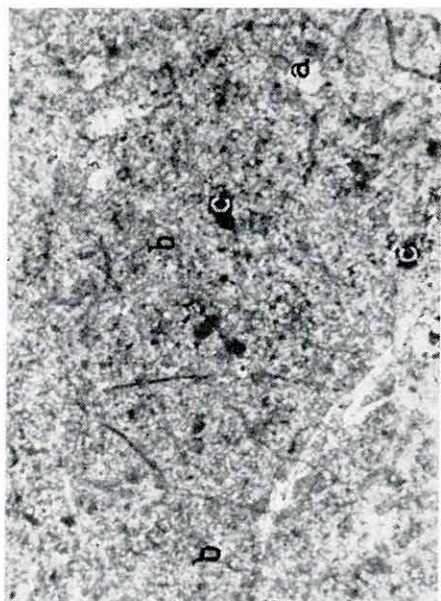
1




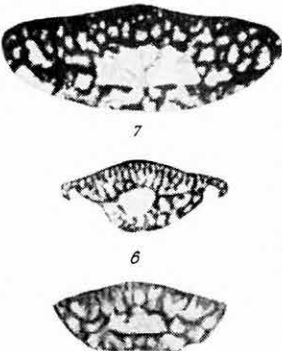
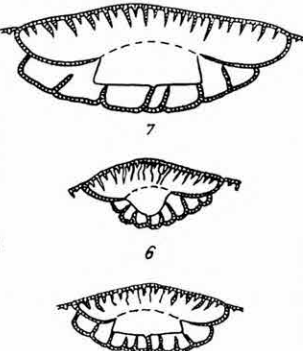


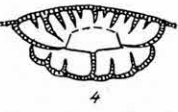


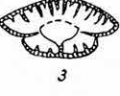






2

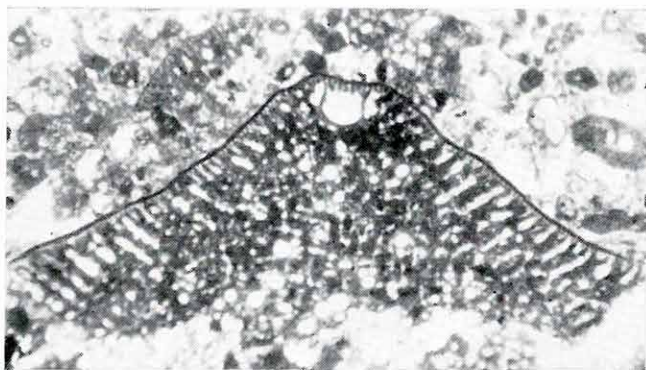


3

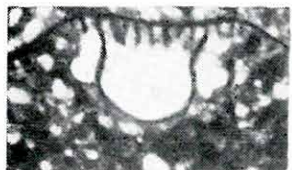


4

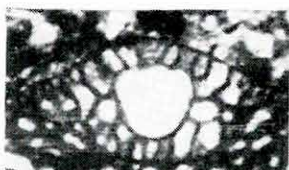
Idő Age	A magyarországi Orbitalinák evolúciós sora. Méhes K. 1963. Evolutionary line of Orbitalina from Hungary	Hofker J. evolúciós formacsoportjai J. Hofker's evolutionary form groups 1963	Classis
Cenomanian			V.
Felsőalibai Upper Albian	 		IV.
Alsóalibai Lower Albian	 		III.
Felsőaptai Upper Aptian	 		II.
Felsőaptai Upper Aptian	 		
Felsőaptai Upper Aptian	 		I.



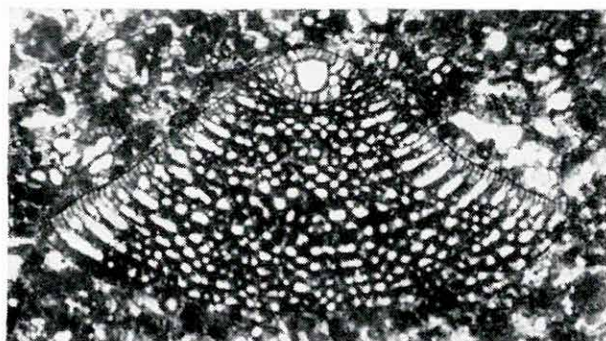
8



9



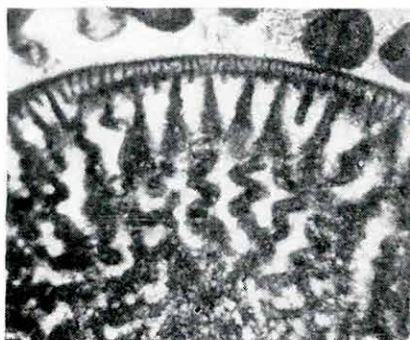
11



10



12



13



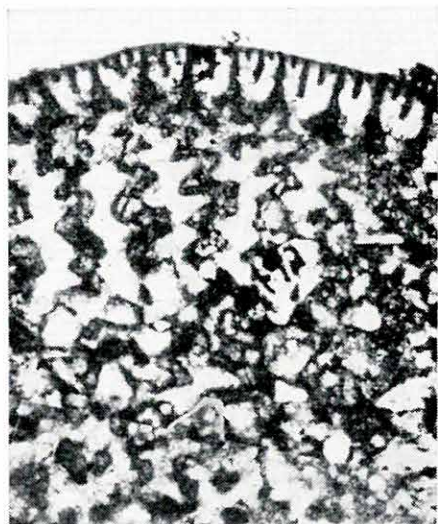
14



15



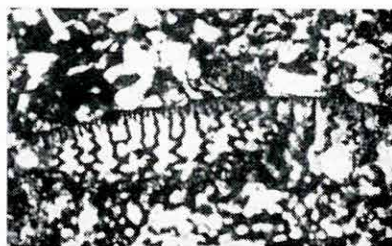
17



16



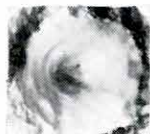
18



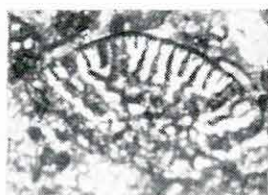
19



20



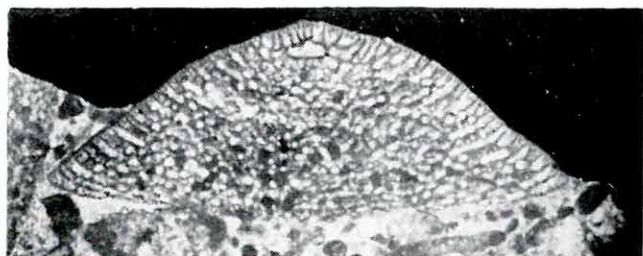
24



22



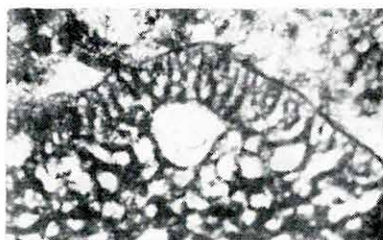
23



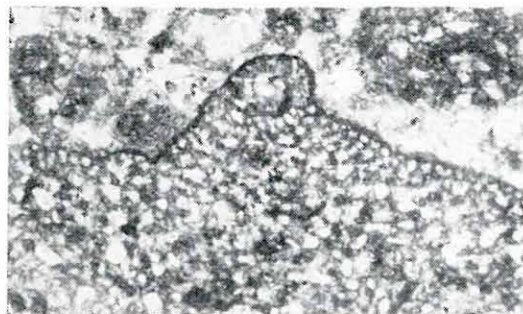
21



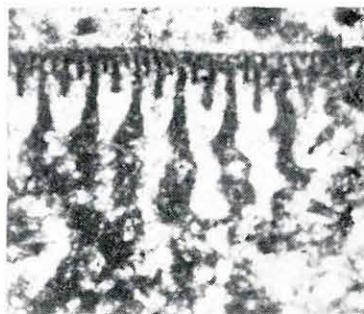
25



26



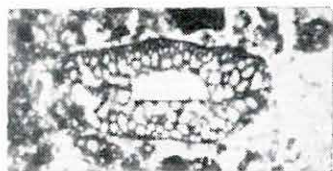
27



28



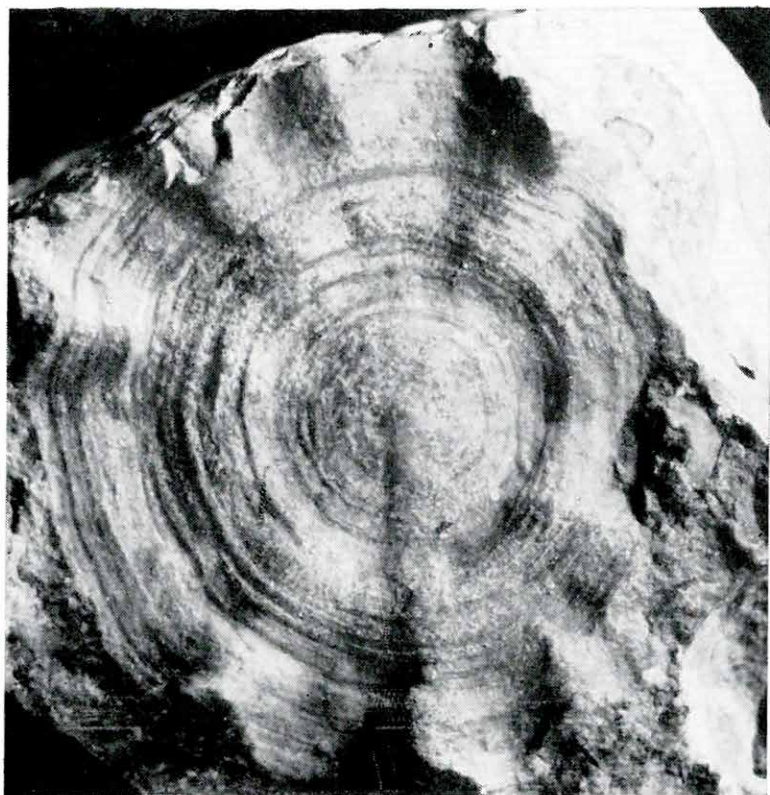
29



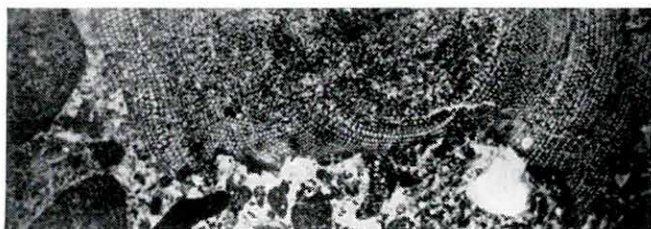
31



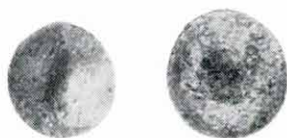
30



32



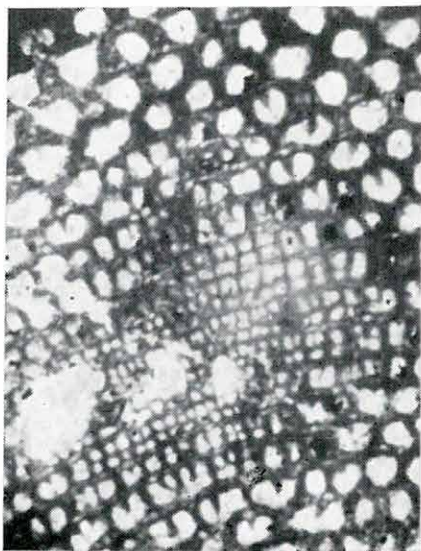
33



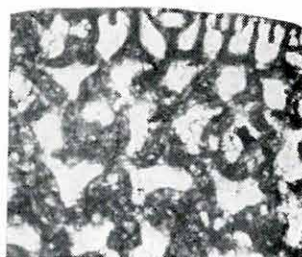
34



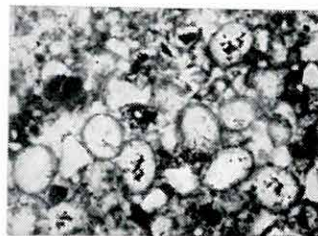
35



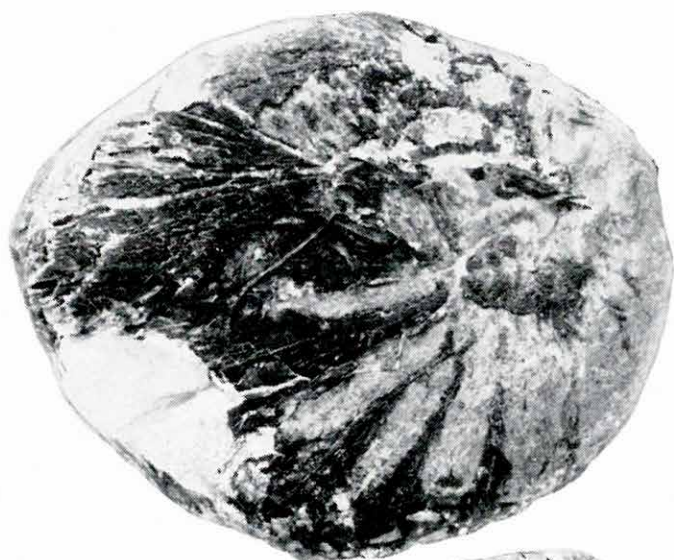
36



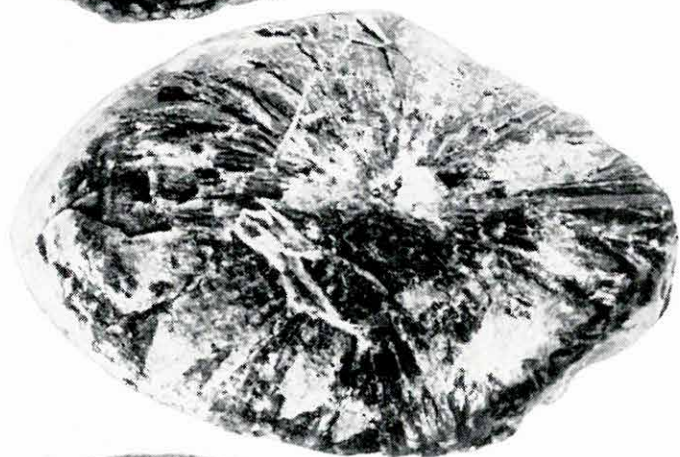
37



38



1



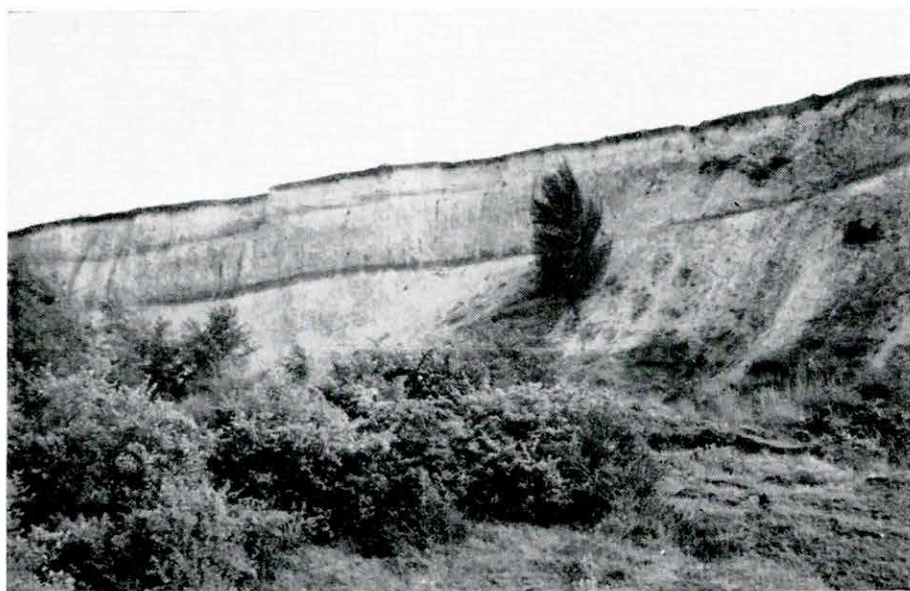
2



3



1



2



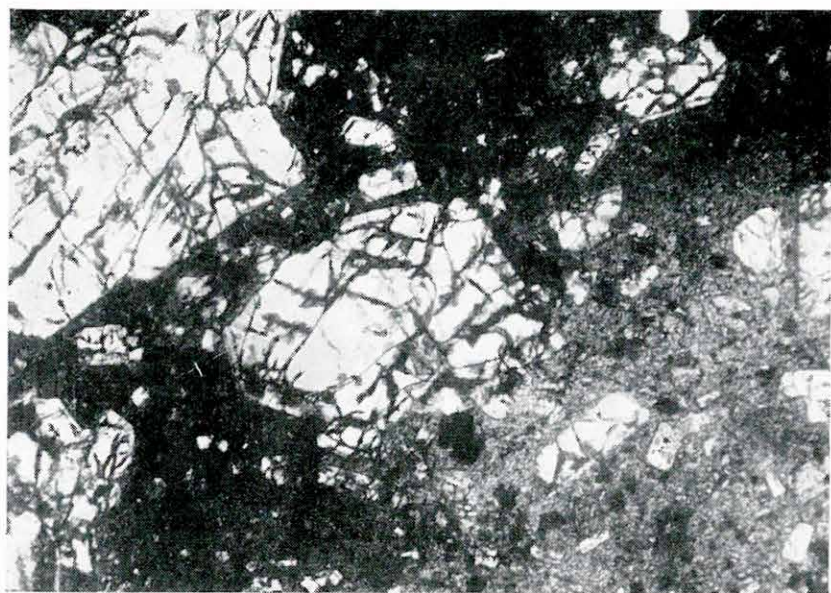
1



2



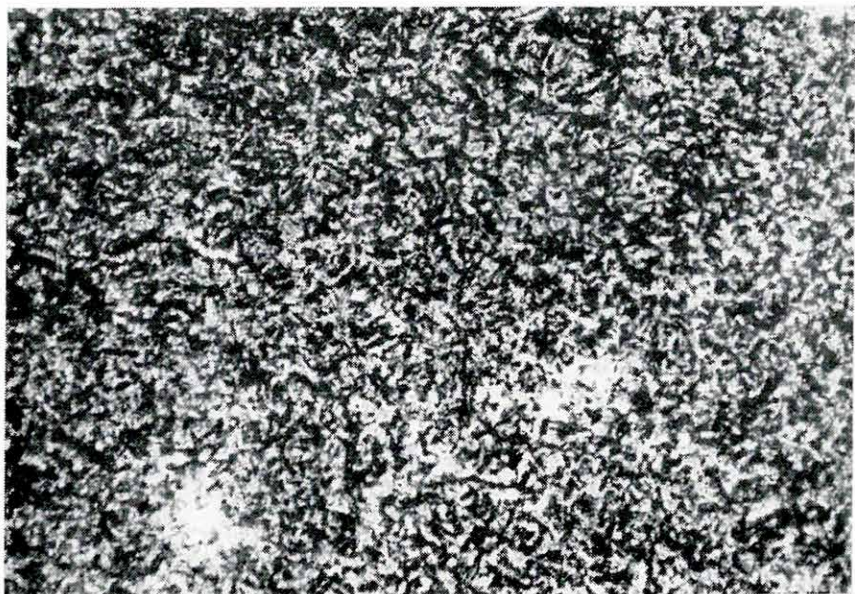
3



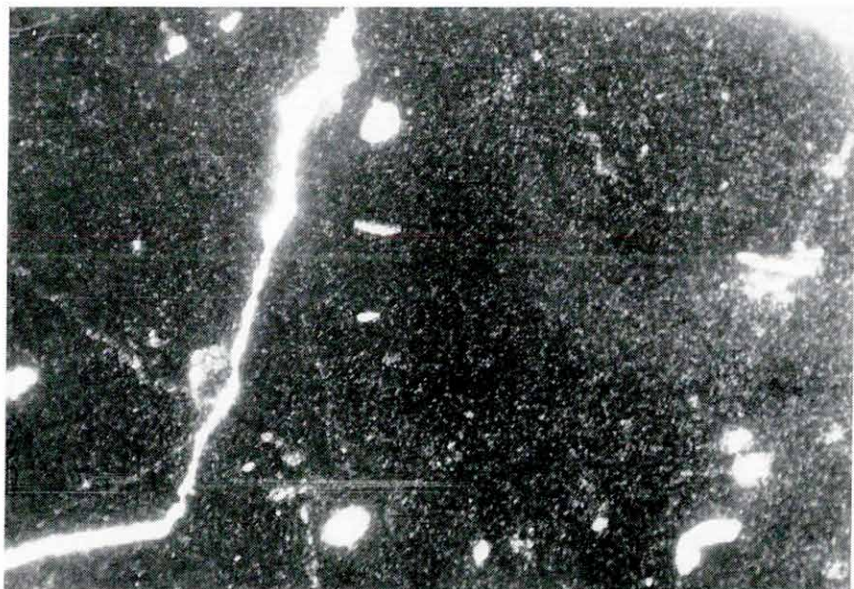
4



1



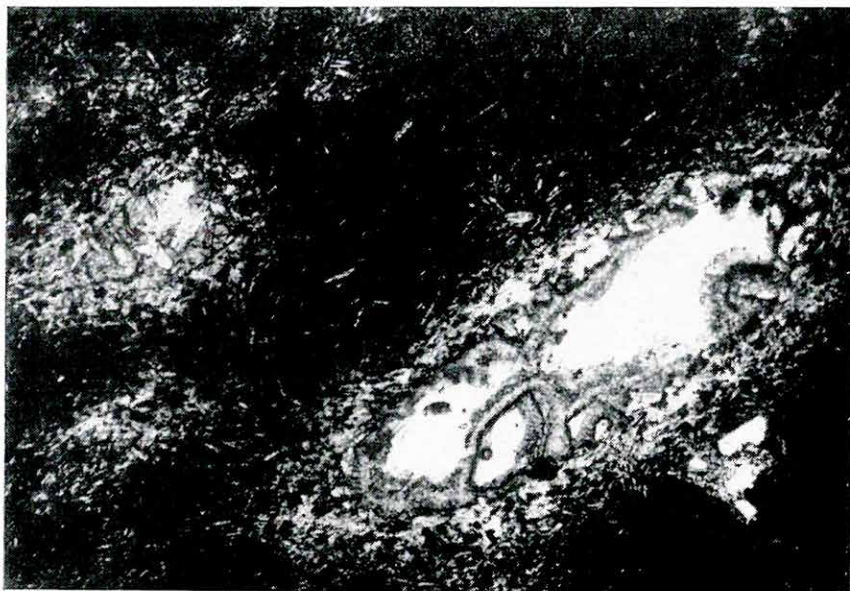
2



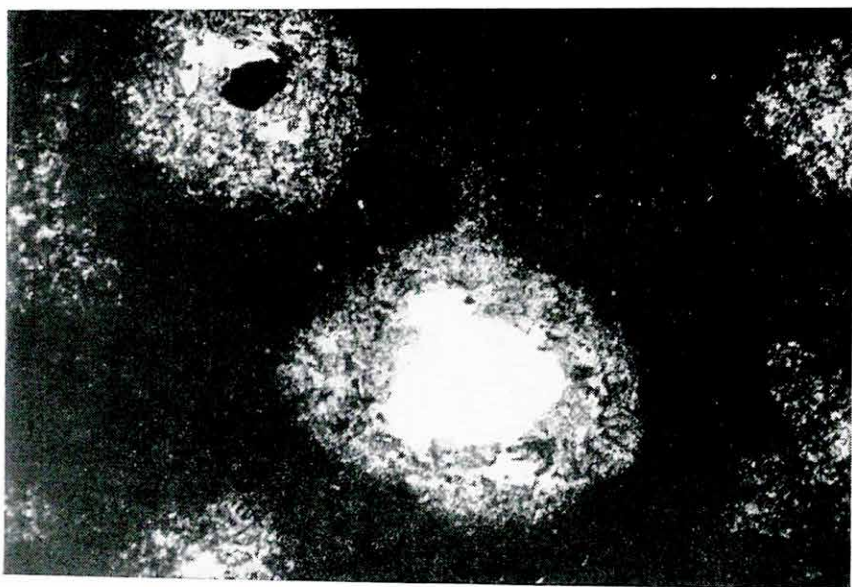
3



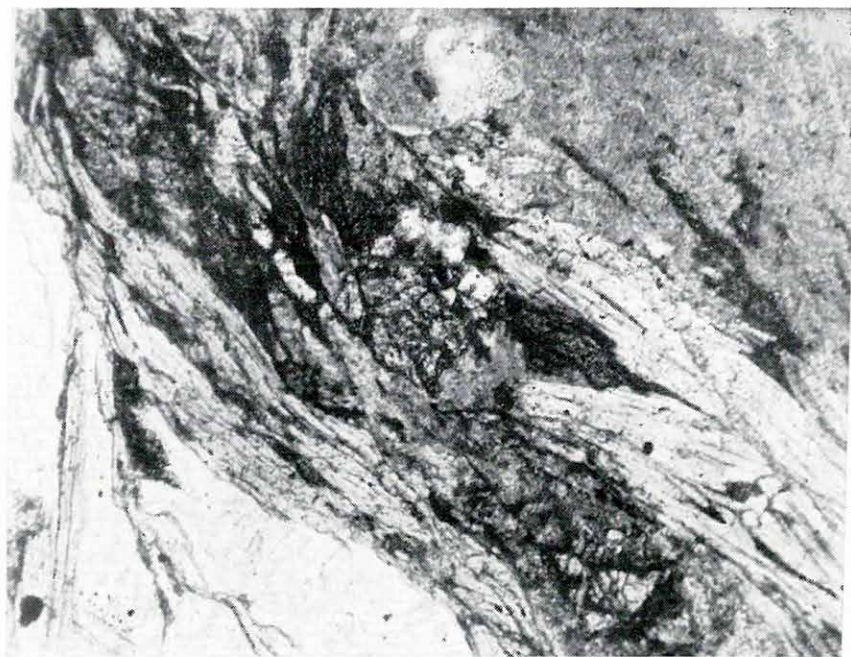
4



5



6



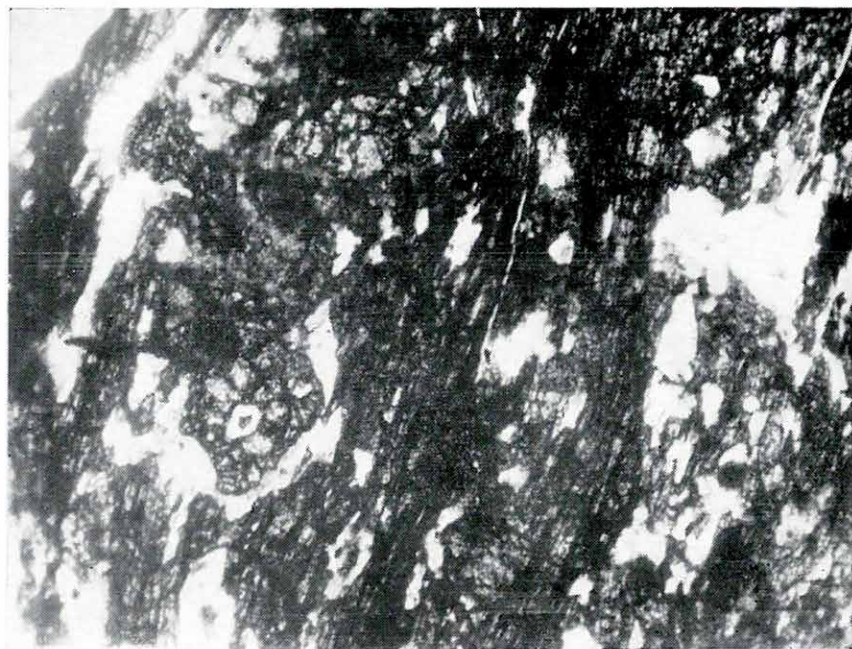
1



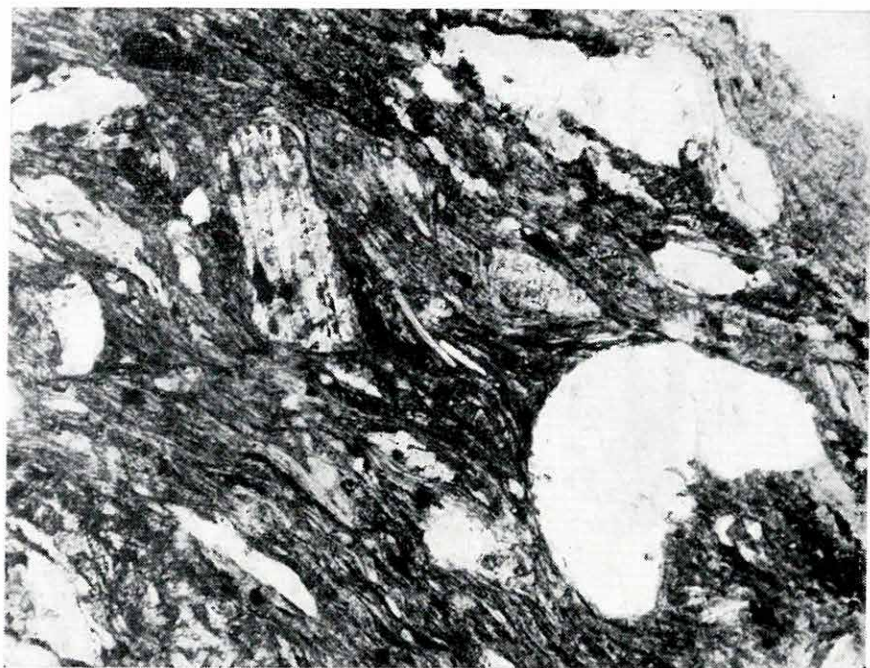
2



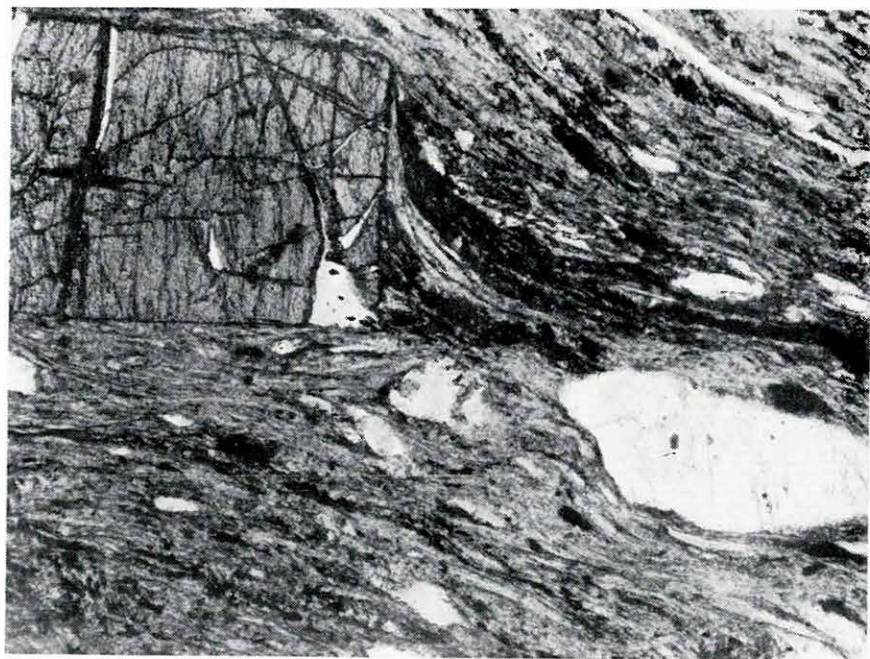
3



4



5



6



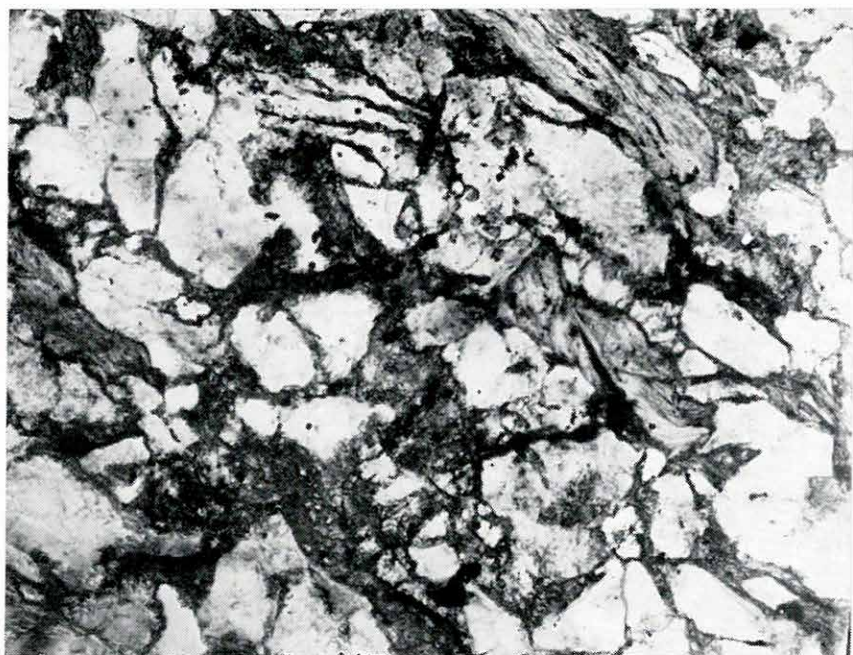
7



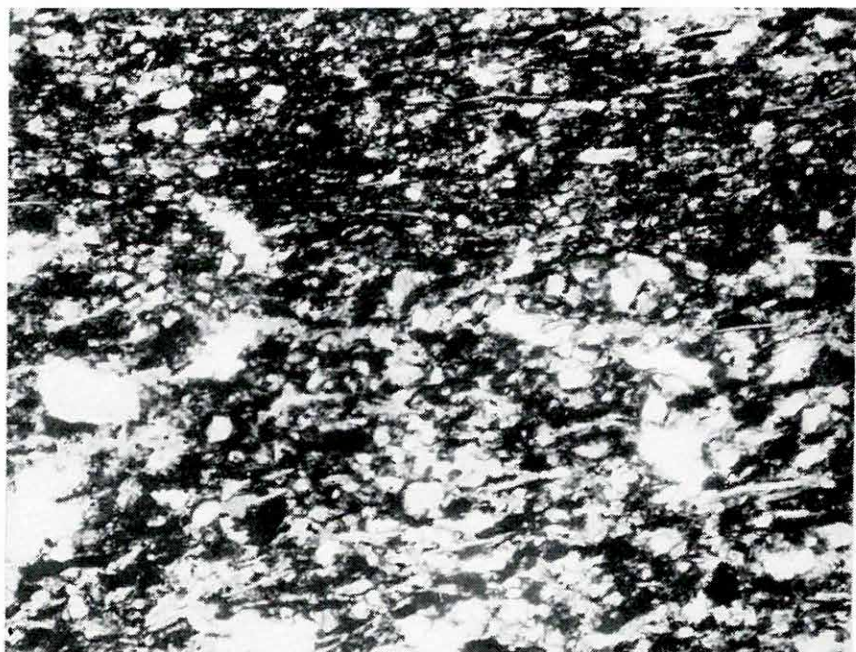
8



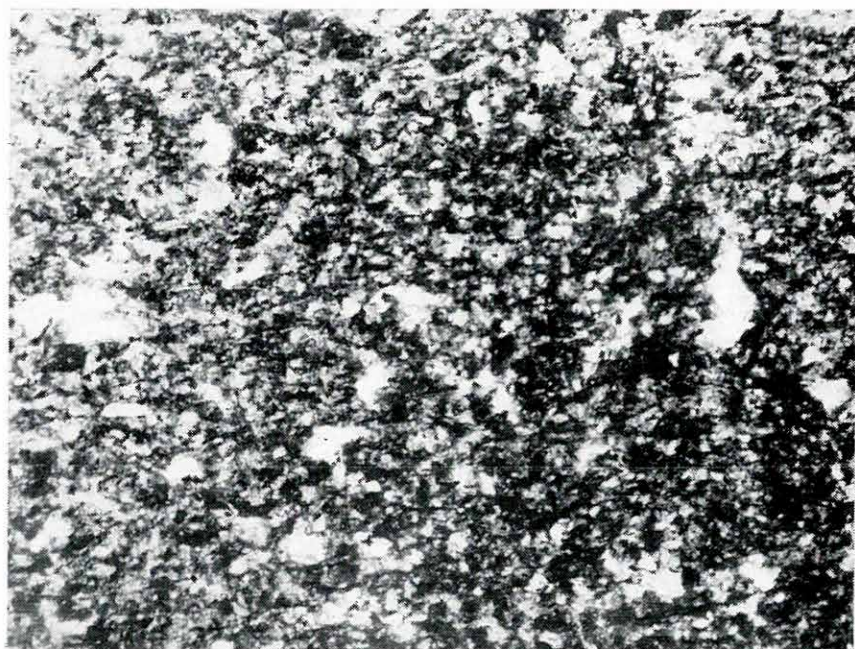
9



10



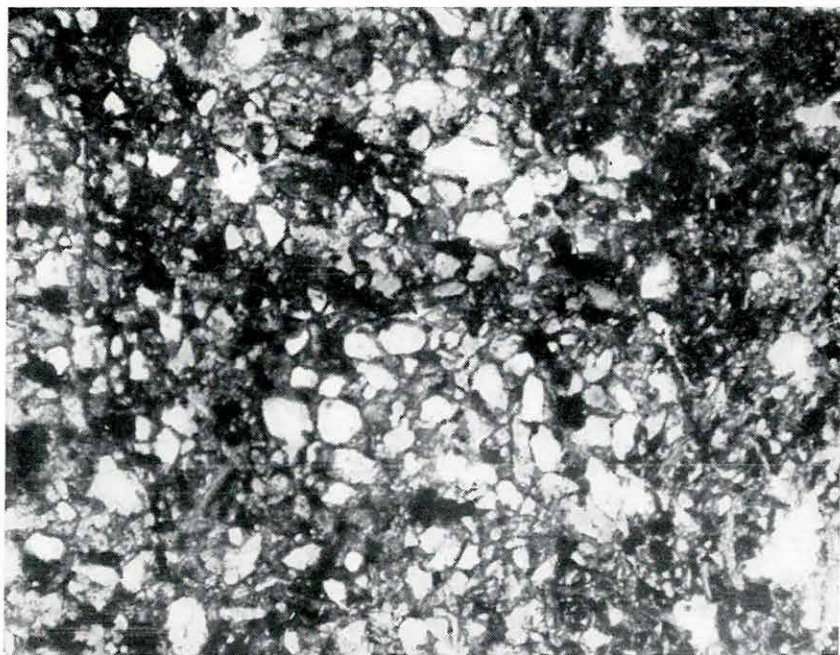
11



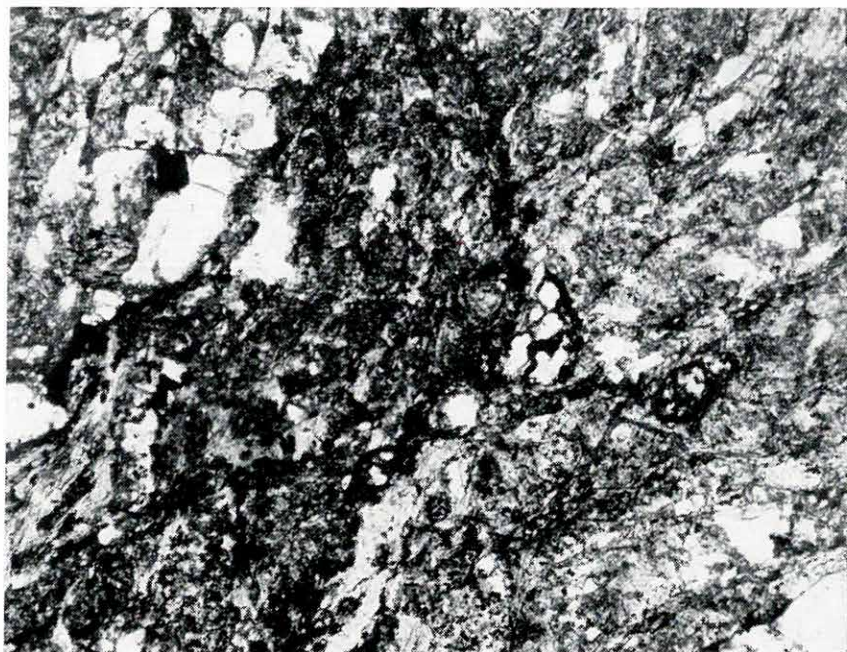
12



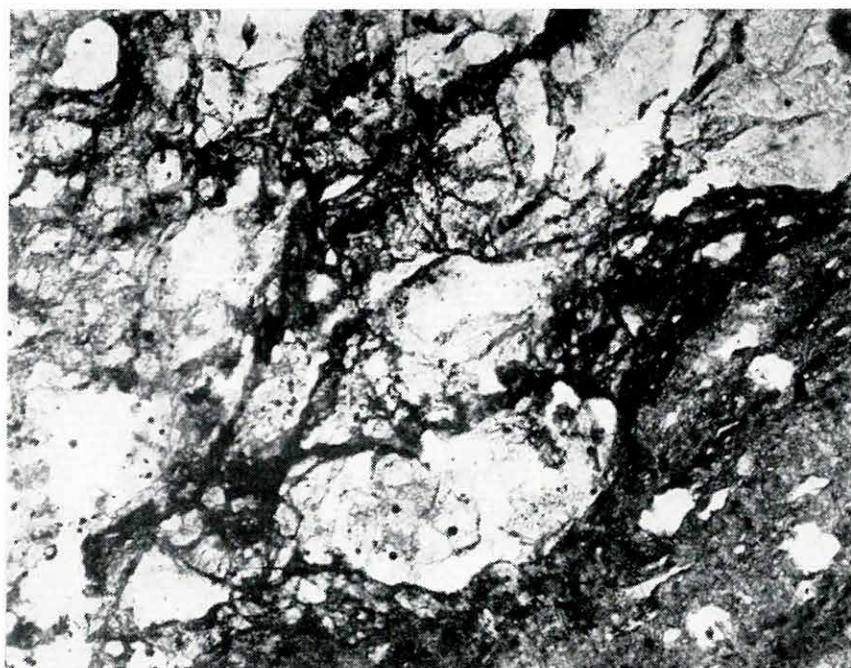
13



14



15



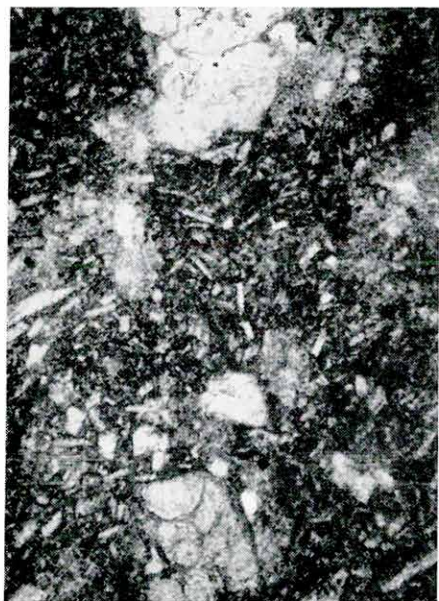
16



17



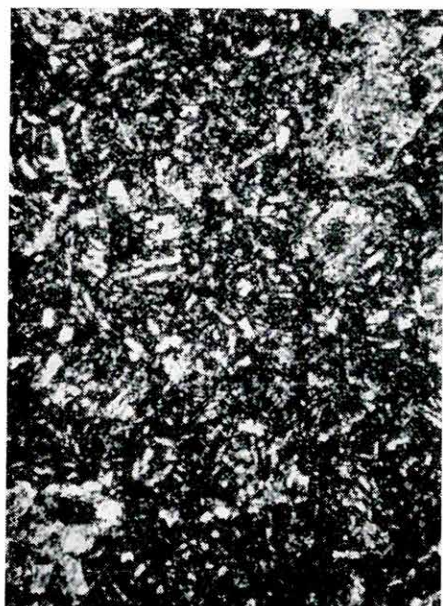
18



1



2



3



4



5



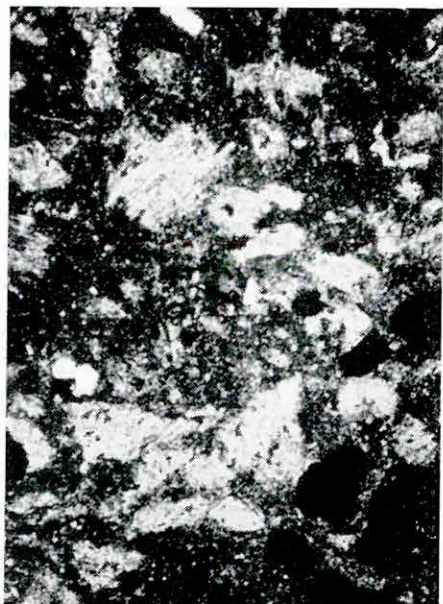
6



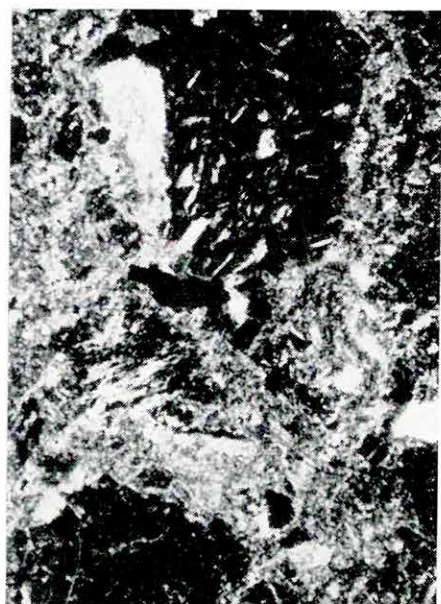
7



8



9



10



11



12