

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1981. ÉVRŐL





A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVI JELENTÉSE
AZ 1981. ÉVRŐL

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ЗА 1981 Г.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR L'ANNÉE 1981

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF 1981

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1981

MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET, BUDAPEST

1983 MÁJUS

Szerkesztette
A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
Kiadványszerkesztő Csoportja

Technikai szerkesztő
RÉMI RÓBERTNÉ
PIROS CHRISTA

Szakreferens
DR NAGY ELEMÉR

Fordító
KECSKÉS BÉLA

Nyelvi lektor
DR VÉGH SÁNDOR

HU ISSN 0368-9751

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet
Felelos kiadó DR HÁMOR GÉZA

Egyetemi Nyomda – 83 1293 Budapest, 1983
Felelos vezető Sumeghi Zoltan igazgató

Készült a Magyar Állami Földtani Intézetben
IBM Composer szedőgépen
Műszaki vezető Kőrösi Károly
Műszaki szerkesztő Horvathné Ollary Gabriella
A könyv formátuma B5
Terjedelme 47,25 (A/5) iv + mellékletek
Peldany szám 1030

TARTALOM – CONTENT

HÁMOR G A Magyar Állami Földtani Intézet 1981. évi kutatási eredményei	7
DUDICH E Anyagvizsgálati módszertani fejlesztésünk 1981. évi eredményei	21

Az Intézet sulytponti kutatási feladatai

HAAS J – JAMBOR Á Az Országos Alapszelvény Program vegrehajtásának helyzete és eredményei	27
CSÁSZÁR G Földtani terkepezés és nyersanyagkutatás a Dunántúli-közephegységben	35
HORVATH I A Velencei-hegység–Balatonföldvár földtani–ercföldtani előkutatás programja és eredményei	41
NAGY E Észak-magyarországi kutatási feladataink és vegrehajtásuk helyzete	45
RÓNAI A Az Alföld-kutatás programja	51
ZENTAY T Agrogeológiai kutatásaink helyzete	57
HAAS J – TÓTH Á A bauxit előkutatási és prognózis program és vegrehajtásának helyzete	61
KASSAI M – KÉRI J A Balaton térségének szennyeződes-erzékenységi terkepe	69
CSALAGOVICS I A muszaki- és módszerfejlesztés eredményei és időszere közepetávú feladatai	73

Regionális kutatások

Észak-Magyarország

CSILLAGNÉ TFPLANSZKY E – CSONGRÁDI J – KÖRÖSI L – PENTELÉNYI L – VETŐNÉ ÁKOS É A Borzsony-hegység központi területének földtani felépítése és ércesedése	77
NAGY B Adatok a nagyborzsonyi Rozsabánya ércesedésének genetikai ismereteihez	129
KOVÁCS S – KOZUR H – MOCK R A szendro-upponyi és a bukk paleozoikum kapcsolata az új mikropaleontológiai vizsgálatok tükrében	155
KOVÁCS S – VETŐNÉ ÁKOS E Adatok az upponyi-hegységi bazisos vulkanitok korához és korszakához	177
FENNINGER A – NIFVOLL J Földtani foglalkozás a Bükk-hegységi felső-permből (Kivonat)	201
MIHÁLY S – SOLT P Acrodus-fog a Bükk-hegység felső-permjéből	209

Alföld

CSÁSZÁR G – FRIDLÉNYI M – MATYÓK I – KOVÁCSNÉ BODROGI I A nagybaracskai furások kora központi eredményei	213
--	-----

Dunántúl

CHIKAN G Középső-miocén regressziós szelvény a Nyugati-Mecsekben	239
CHIKANNÉ JEDLOVSZKY M –KOKAI A Felső-pannoniai ábrázolt szinle a Misina–Tubes völgyben (Mecsek hegység) DNY-i oldalon	249
GÓCZÁN F –HAAS J –LŐRINCZ H –ORAVECZNE SCHEFFLER A Keszthelyi-hegység karni alapszelvény faciológiai és rétegtani értékelése (Heviz 6 sz. furás)	263
HORVÁTHNÉ KOLLÁNYI K Újabb korrelációs lehetőség a bakonyi és az EK-dunántúli terület között a Bakonyzentkíraly Bszk-3 sz. furás plankton Foraminiferái alapján	295
RÁKOSI L A dorogi barnakőszén-medence kerek-dombi kutatási területének palynológiai vizsgálata	327
BOHNNÉ HAVAS M Új típusú szarmata Cardiumok a Zsambeki-medenceben (Budajeno 2 sz. furás)	335
HORVÁTH I –DARIDÁNE TICHY M –ÓDOR L Magnezittartalmu dolomitos karbonát (beforsit) telorkozet a Velencei-hegységből	369
ÓDOR L –DARIDÁNE TICHY M –GYALOG L –HORVÁTH I Intruzív breccsak a Velencei-hegység északkeleti részén	389
GYALOG L –ÓDOR L Felső-pannoniai bázis képződmények a Velencei-hegység keleti részén	413
KORDOS L A Hosszu-hegyi-zsomboly holocén gerinces faunája	425
MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M Palynológiai vizsgálatok a Balaton fenékmintán	439

Tektonika

LELKESNÉ FELVÁRI GY –SASSI F P A magyarországi pre-alpi metamorfitek kialakulásának vázlatja	449
NÉMEDI VARGA Z A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban	467
MÉSZÁROS J A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége	485

M ó d s z e r t a n

KORDOS L Fontosabb szorványleletek a MÁFI gerinces-gyűjteményében (8 közlemény)	503
KRETZOI M Gerinces indexfajok felső-neozoi rétegtanunkban Hipparion	513
BARTHA A –FUGEDI P U Melységi geokémiai kutatás előkészítése, kőzet- és talajminták higanytartalmának (AAS) meghatározása	523
IKRÉNYI K Kőzetek szerves anyagát meghatározó készülék ismertetése (Kerogén analízator)	531

* * *

HÁMOR G Research achievements of the Hungarian Geological Institute (MÁFI) in 1981	13
*DUDICH E Achievements of the year 1981 in analytical methodological development	21

High-priority research tasks of MÁFI

*HAAS J –JÁMBOR Á The National Key Section Programme state of implementation and results	27
*CSÁSZÁR G Geological mapping and mineral prospecting in the Transdanubian Central Range	35
*HORVÁTH I Programme and results of the geological-metallogenic investigation of the Velence Mountains–Balatonfo zone	41
*NAGY E Research in Northern Hungary plans and state of implementation	45
*RÓNAI A The Great Hungarian Plain Research Programme	51

*Only in Hungarian

*ZENTAY T Present state of agogeological research	57
*HAAS J –TÓTH Á The bauxite reconnaissance and prediction programme and the state of its implementation	61
*KASSAI M –KÉRI J The vulnerability-to-pollution map of the Balaton region	69
*CSALAGOVICS I Developments in laboratory techniques results and medium-term objectives	73

Regional Works

North Hungary

CSILLAG TEPLÁNSZKY E –CSONGRÁDI J –KORPÁS L –PENTELENYI L –VETŐ-ÁKOS É Geology and mineralization of the Central Area in the Borzsony Mountains	125
NAGY B Contribution to the genesis of the Rozsabanya ore mineralization in Nagyborzsony	154
KOVACS S –KOZUR H –MOCK R Relations between the Szendro–Uppony and Bukk Paleozoic in the light of the latest micropalaeontological investigations	165
KOVÁCS S –VETŐ-ÁKOS É On the age and petrology of the basic volcanics in the Uppony Mts	198
FENNINGER A –NIEVOLL J Der erste Nachweis einer phylloodonten Zahnplatte aus dem oberen Perm des Bukkgebirges	201
MIHÁLY S –SOLT P Acrodus tooth from the Upper Permian of the Bukk Mountains	212

The Great Hungarian Plain

CSÁSZÁR G –FRIDEL MATYÓK I –KOVACS-BODROGI I Cretaceous rocks drilled at Nagybaracska (S Hungary)	238
---	-----

Transdanubia

CHIKAN G A Middle Miocene regression profile from the western Mecsek area	248
CHIKAN-JEDLOVSZKY M –KÓKAI A Late Pannonian abrasion platform on the SW slope of the Misina–Tubes range (Mecsek Mountains)	261
GÓCZÁN F –HAAS J –LÖRINCZ H –ORAVECZ-SCHEFFER A Faciological and stratigraphic evaluation of a Carnian key section (borehole Heviz 6, Keszthely Mts, Hungary)	292
HORVÁTH KOLLÁNYI K A new possibility for correlating the Eocene of the Bakony and NE Transdanubia in the light of planktonic Foraminifera from borehole Bakonyszentkirály Bszk-3	305
RAKOSI L Palynological study of the Kerek-domb area in the Dorog browncoal basin	334
BOHN-HAVAS M Novel Sarmatian Cardium species from the Zsambek basin (borehole Budajeno 2)	364
HORVÁTH I –DARIDA-TICHY M –ÓDOR L Magnesitiferous dolomitic carbonatite (beforsite) dyke rock from the Velence Mountains	388
ÓDOR L –DARIDA TICHY M –GYALOG L –HORVATH I Intrusive breccias from the north-eastern Velence Mountains	410
GYALOG L –ÓDOR L Basal Upper Pannonian formations in the eastern Velence Mountains	423
KORDOS L Holocene vertebrate fauna of the Hosszu-hegy shaft (Pilis Mts)	436
MIHÁLTZ-FARAGÓ M Palynological examination of bottom samples from Lake Balaton	448

Tectonics

LELKES FELVARI GY –SASSI F P Schema der Entstehung der praalpinen Metamorphite Ungarns	466
NEMFDI VARGA Z Structural history of the Mecsek Mountains in the Alpine orogenic cycle	483
MESZAROS J Structural and economic-geological significance of strike-slip faults in the Bakony Mountains	502

Methodology

KORDOS L Major sporadical finds from the Vertebrate Collection of the Hungarian Geological Institute (Communication No 8)	510
KRETZOI M Wirbeltier-Indexformen im ungarischen Jungneozoikum Hipparion	520
BARTHA A –FUGEDI P U Preparatory work for deep-subsurface geochemical prospecting on determining the mercury content (AAS) of rock and soil samples	530
IKRÉNYI K Pyrolytic kerogen analyses	538

* * *

Olvasóink figyelmébe

Az „Évi Jelentes” egyes tanulmányainak jellemzésére a „PASCAL GEODE Sciences de la Terre Lexique Français-Anglais, 1981” c kiadvány alapján választottunk tárgyszavakat Ezen kívül, amennyiben ezt a tanulmány témája szükségessé teszi, további szabad tárgyszavakat és azonosítókat is alkalmaztunk, melyeket zárójelben tüntettünk fel A tanulmányok Egyetemes Tizedes Osztályozás szerinti szakszamat az „Egyetemes Tizedes Osztályozás, Teljes kiadás, Bp Szabványkiadó” alapján alakítottuk ki

To Our Readers

The key words, characterizing the studies published in the Annual Report, were obtained from the following publication PASCAL GEODE Sciences de la Terre Lexique Français-Anglais, 1981 Besides, in case if the theme of the study makes it necessary, further key words (free terms) and identifiers were applied these latter two categories are paranthesized The relevant UDC numbers were selected from the following, full Hungarian edition of the Universal Decimal Classification Egyetemes Tizedes Osztályozás, Teljes kiadás Bp Szabványkiadó (FID Publ No 390)

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1981 ÉVI KUTATÁSI EREDMÉNYEI

Az 1981-es tervének, a VI ötéves terv első évének választ kellett adnia koncepcióink, célkitűzéseink, programjaink helyes vagy helytelen voltára, alkalmas méreteire, a kutatási egységek teherbírására, az egyéni hozzáállás leméresére. Ez az év alkalmat nyújtott onvizsgálatra is, elhatározásaink, döntéseink ellenőrzésére.

Az 1979–80-as évek folyamán elhatároztuk az V ötéves tervből áthuzodó programok mielőbbi befejezését, földtani térkepezési programjaink megújítását, nagyobb arányú, koncentráltabb részvételünket az országos asványi nyersanyagprognózis munkalataiban, néhány fontosabb nyersanyagkutatás végrehajtását. Elhatároztuk alapkutatási tevékenységünk erősítését és egyidejűleg kialakítottuk fejlesztési elképzeléseinket, beruházási programjainkat. 1980-ban jelentős túlmunkával, feszített tervekkel alapoztuk meg a VI ötéves terv indítását, ez alapvetően befolyásolta 1981 évi eredményeinket. A lezárt kutatási feladatok száma kevesebb mint az elmúlt évben, de ez természetes is.

Az előbb említett feladatok sorrendjében – a teljesség igénye nélkül – néhány felvillantott példával mutatjuk be tevékenységünket, elorebocsátva, hogy intézetünk fennállásának 112–113 évét eredményesen zárta, kitűzött és onként vállalt feladatait teljesítette, jelentős szellemi és anyagi tartalékokat gyűjtött az 1981-es tervben. Nem csokkent az az előny, melyet a megelőző két évben szereztünk. Kutatási feladataink volumenét 112,6%-ra sikerült teljesíteni és ezt az eredményt csökkentett létszámmal értük el.

1. Az V ötéves tervből *athuzodo programok* befejezése közül a B a k o n y hegység földtani felvételének lezárása kiemelkedő fontosságú. Ez az 1 20 000 méretarányú térképezés tényleges befejezését, a 23 éven keresztül végzett munka lezárását jelentette. A feladatot a Középhegységi osztály sikeresen teljesítette. Az év folyamán 5 db 1 10 000 ma térképlap vagy résztérkép felvételevel a felveteli munka lezárult. 7 db 1 20 000 ma térképlap nyomdai előkészítésével, 4 térképmagyarázó szerkesztésével, 1 térképlap és 2 magyarázó megjelenésével jó utemben, tervszerűen folytatódott az eredmények közre-adása. Egyidejűleg az osztálynak volt ereje ahhoz, hogy előkészítse a B a l a t o n - f e l - v i d é k i felvételi program 1982 évi megindítását. Különös és kiemelkedő fontosságú esemény, hogy kéziratban elkészült a Bakony hegység \approx 1 50 000 ma térkepe, illetve annak első, fedett földtani változata.

Ilyen áthuzodó feladatunk volt a D o r o g i - m e d e n c e 1 20 000 ma földtani térképének kiadása is. A dorogi szénbányászat 200 éves jubileumára a térkepet megjelentettük és az Intézet ajándékként átnyújtottuk a dorogi bányászok vezetőinek.

A térképező munkák közül a befejezés stádiumába jutott a Nyugati-Mecsek földtani felvétele 2 db 1 25 000 ma térképlap lezárásával

Alföldi kutatásaink utemet meggyorsítottuk Négy térképlap új felvételével, két lap közreadásával összesen 32 térképlap atlasza készült el mintegy 36 ezer km² területről, ez meghaladja az ország területének egyharmadát. Az ideiglenes felmérésű munka lehetőségét nyújtott a huszéves alföldi program 1984 évi teljes lezárására. Egyidejűleg kialakult az Alföld földtani szintézisének vázlata és elkészült 74 db vízmegfigyelő kút több évtizedes adatainak kiértékelése szintén atlasz formátumban.

A Nagyalföldön folyó munkákkal egyidejűleg volt erőnk a tervben a Kisalföld kutatási programjának előkészítésére is. Két eltérő típusú 1 25 000 ma térképlap felvételével, ill. összeállításával segítettük elő a program végleges kialakítását.

Áthúzódó feladatként tervszerűen folytatódott meg Pécs és Szeged városának 1 10 000 méretarányú építésföldtani–mérnökgeológiai térképezése.

2. Második nagy célkitűzésünk volt az Intezet földtani felvételi munkáinak felújítása. Ezt a hazai földtudomány fejlesztése, az Intezet alapvető profilja, az e téren megszerzhető tapasztalatok és a munka során kiképezhető káderek iránti igény indokolja.

Ezen munkák közül elsősorban említjük az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felvételét, amelynek célja az ottani vasercbányászati, ill. egyéb hasznosítható nyersanyagok perspektíváinak tisztázása. Az 1 25 000 ma földtani felvételt, az ehhez kapcsolódó rétegtani, szerkezetföldtani kutatást a szlovák kollégák aktív együttműködésével végezzük. A munka során a szilicei takaró helyzetére, a rudabányai feltolódás helyzetére, a Telekesi Anhidrit Formáció felszínközeli településére kaptunk értékes új adatokat és megkezdtek a geofizika által kimutatott néhány eddig ismeretlen földtani képződmény, -formáció vizsgálatát.

Másik hasonló jelentőségű munkánk a Velenicei-hegység földtani felvétele volt. Az itt elkészült 4 db 1 10 000 ma térképlap és az ezekhez kapcsolódó tematikus vizsgálatok során számos olyan új felismerés született, amely biztató a terület jövője és a felvételi munka egyik céljaként lerogzított érc kutatás szempontjából. A most megismert intruzív breccsák, ill. ezek genetikája és kora, a dolomitos karbonátok köztelemek, az andezites vulkanitok metasomatitjai, az ezekhez kapcsolódó molibdénnyomok egyaránt alkalmasak arra, hogy későbbi konkrét érc kutatási program alapjául szolgáljanak.

Külön is kiemeljük, hogy az 1981-es tervben elkészült részletes felvételi utasítás alapozta meg a lehetőségét a Balaton-felvidéki 1 20 000 méretarányú és a Kisalföldi felvételi munka 1982 évi megindításának.

3. Az asványi nyersanyagprognózisokkal kapcsolatos célkitűzéseinket a következőkben sikerült teljesíteni.

Az ország szénhidrogén prognózisának megalapozása és továbbfejlesztése érdekében a magyarországi neogen mélymedencékre vonatkozó adatgyűjtés 8 alapfúrás feldolgozásával folytatódott. A szintézist előkészítő rétegtani alapok kimunkálására további földtani alapfúrásokat dolgoztunk fel, folytatodtak a tematikus vizsgálatok (vitrinit-reflexió, különböző szervesgeokémiai vizsgálatok, a K/Ar kormeghatározási vizsgálatok stb.).

Elkészült a magyarországi harmadidőszaki vulkanitok 1 500 000 ma földtani térképe, tekintettel ezeknek a képződményeknek a szénhidrogén-genetikában, a migrációban, az akkumulációban játszott szerepére. Kulso munkatársak bevonásával elkészült a

magyarországi molassz képződmények rövid összefoglalója, megtörtént ennek nemzetközi szintű vitája és értékelése

B a u x i t prognosztika területen feladatainkat és kutatási területeinket a Magyar Alumíniumipari Trosztal egyeztetettük. Az attekintő prognózistérképek sorából – a megjelent felső-kréta bauxitszint prognózis térképe után – a középső-kréta bauxitszint térképe készült el és jelentősen előrehaladt az eocen bauxitszint térképének összeállítása is.

A területprognózisok közül, amelyek részben összefüggésben vannak már a bauxit előkutatással, a Budai–Pilis-hegységek által közbezárt medencék vizsgálatát említjük meg, amelyben kezdeti sikerekről adhatunk számot. Az áthalmazott dolomit alatti bauxitszint a Nagykovácsi-medencében beigazolódott. A minősítő vizsgálatok még folyamatban vannak.

K ö s z é n prognózis tevékenységünk során elkészült a dunántúli eocen barnaköszén 1 25 000 ma prognózistérképe. Jelentősen előrehaladtak az ehhez kapcsolódó tematikus vizsgálatok (ősfoldrajzi-, kőszénláp-vizsgálatok és a minőségi prognózis megalapozását szolgáló vizsgálatok). A mátra–bukkaljai lignitprognózis térkép próbanyomata elkészült és hamarosan megjelenik.

É r c prognosztikai tevékenységünket a Tokaji-hegység területén fejlesztettük tovább 1 50 000 ma érc- és alunitprognózis térképpel. Összefoglaltuk a Borzsony–Dunazug-hegység kutatásának az ércprognózisra vonatkozó eredményeit is.

Kiemelkedő jelentőségű eredmény az 1 500 000 ma országos é p í t ő a n y a g - prognózis térkép első három változatának összeállítása, melyeket a Területi Földtani Szolgálatok készítettek el.

A v í z prognózist szolgálja az 1 500 000 ma általános vízföldtani térkép, amely a prognózis sorozat első elkészült változata. Kéziratban elkészítettük a hazai ásvány- és termálvizek ugyanilyen méretarányú prognózistérképét is.

A z é p í t é s f o l d t a n i – m é r n o k g e o l ó g i a i prognózistérképek sorában kiemelkedő fontosságú Budapest területének 1 40 000 méretarányú, 4 változatú térkép-sorozata, melyet nyílt térképként fogunk kiadni. A Balaton környéki építésföldtani térkép szerkesztési munkájának tárgyevi eredményei szintén lehetővé teszik azonos méretarányú összefoglaló térképek megjelentetését.

Szerkesztő munka folyik az országos felszíni szennyeződés-érzékenységi térkép-sorozat 7 megyére kiterjedő részén és elkészült a balatoni agglomeráció építésföldtani–mérnökgeológiai reambulációjának programja is.

4 *Nyersanyagkutatásra* vonatkozó célkitűzéseinket sikerült – részben eredményesen – végrehajtani. A már említett b a u x i t előkutatási tevékenységen kívül néhány kisebb jelentőségű nyersanyagkutatást, vagy nyersanyagkutatást előkészítő munkát hajtottunk végre az eocén programhoz kapcsolódóan a Lencse-hegy D-1 területen, a Márkus-hegy Ny-1 területen, a csetény–szapári területen, gyakorlatilag a fűrástelepítést megelőző geofizikai vizsgálatokkal. Együttműködtünk az észak-magyarországi, borsodi és nógrádi területekre tervezett b a r n a k ö s z é n - kutatás perspektívájának tisztázásában is.

Kiemelt fontosságú feladatunk volt az ajkai barnaköszén-terület tartalékkészleteinek felderítése, ahol előzetesen kijelölt terület közül négyet kivizsgáltunk. Az Ajkához közelebb eső területek kutatása sajnos negatív eredménnyel zárult. Elmeddülés, a mélységviszonyok kedvezőtlen változása, vagy a kőszénvagyon mérete miatt nem sikerült realizálnunk a kutatásoktól várt eredményeket. A jelenleg munkában levő sumeg–ukk–nemeshanyi területen viszont a számbavételi határt elérő vastagságú és minőségű telepeket

sikerült kimutatni. Az aljzat mélységeinek változása és a minőségi változás irányának a kimutatása az 1982. évi feladata lesz és reményeink szerint ez a kutatás átalakul felderítő fázisú barnakőszen-kutatássá.

Nem kisebb jelentőségű a közepes- és Ny-mátrai ércesedés vizsgálata sem, amelynek célja a felszínközeli hidrotermális–teléres ércesedés és a mélysíntek ércperspektíváinak a megítélese 4 db 1:10 000 m-es térképlap területén komplex módszerekkel – ideértve a geofizikai módszereket is – részletes ércföldtani reambuláció folyt. Ennek eredményeképpen négy különböző típusú anomáliát sikerült a területen eltérő módszerekkel kimutatnunk. Kivizsgálásuk 1982-ben és a további évek során folytatódik.

5. Az alapkutatás iránti igény országszerte és szakmaszerte egyre növekvő Magyarországon nem alakultak ki az alapkutatásnak intézeti. A Tudományos Akadémia Geokémiai Kutató Laboratóriuma méretei és profilja miatt az igényeknek csak egy részét képes kielégíteni, így Intézetünkre már ma is és a jövőben is egyre jelentősebb feladatok hárulnak alaptudományi szinten. Minimális célkitűzésünk volt e téren az Intézet és a szakma egésze által elért eredmények alaptudományi szintű visszacsatlakoztatása.

Az ide sorolt új feladatok közül kiemelt fontosságú Magyarország 1:500 000 m-es földtani atlasza. Az atlasz kiadásával célunk szintetizálni az elmúlt 30 év gazdag földtani ismeretanyagát és térképi interpretációval biztosítani kívánjuk annak széles körű felhasználását, de nem utolsósorban így pótoljuk az 1956-ban kiadott és már kifogyott 1:300 000 m-es „Magyarország földtani térképét” is. Az előkészítő munka során kialakítottuk az atlasz szerkezetét. Terveink szerint – 80 szerző bevonásával – földtani, tektonikai, geofizikai, ősföldrajzi, hidrogeológiai, ásványi nyersanyagprognózis, műszaki földtani, agrogeológiai sorozatokat tartalmazva közel 40 térképváltozat készül majd. Tervezzük továbbá – a Magyar Néphadsereg Térképészeti Intézetével együttműködve – egyes változatok dombornyomasu kiadását is.

Az idei tervévkben elkészült felszíni földtani térkép kéziratát óriási lökést adott ehhez a munkához és ez minden nehézségével, hibájával együtt alkalmas arra, hogy továbbfejlesztve, az 1982-es tervévkben az egész sorozatnak első és legfontosabb dokumentációs lapjává váljék.

Az alapkutatási feladatok között említjük a *alapszelvény programunkat*, amelyben nagy utemben és jelentős anyagi ráfordítással folyik a legfontosabb földtani standard szelvények szabványosított felállítását, vizsgálata. 1981-ben folytatódott a felszíni alapszelvényeknek a feltarása, vizsgálata, jelentősen bővült a program a geofizikai alapszelvények teljes rendszerével és megkezdődött ásványi nyersanyagtelepeink telepítési alapszelvényeinek vizsgálata. Ennek fontossága továbbkutatási, hasznosítási, genetikai szempontból közismert. Jelentős lépése volt az alapszelvény programnak, hogy a tengelici, paksi, sziraki, igali alapfúrásokkal sikerült megteremteni a harmadidőszakú mélymedencék irányába azt az összeköttetést, amely a munkák folytatásához szükséges. A mezozoos szelvények közül a középhegységi triász alapfúrások részletes szedimentológiai és rétegtani vizsgálata emelhető ki.

Az alapkutatási feladatok között említjük a közelmúltban indult, kis anyagi ráfordítással folyó *aktuálgeológiai* vizsgálatokat, amelyeket a Balatonra koncentráltunk. Ezek az aktuálgeológiai vizsgálatok egyre közelebb kerülnek a Balaton környezetvédelméhez, mely kiemelt kormányprogram. Kubában dolgozó munkatársaink részvételével folytatódott a kubai self ilyen jellegű feldolgozása is.

Az alapkutatási feladatok sora az elmúlt tervévben – először az Intézet történetében – m ó d s z e r k u t a t á s i programokkal bővült. Az Intézet kapacitásának mindössze 1%-át kitevő, de fontosságában ennél lényegesen jelentősebb munka fejlesztési célkitűzéseiről és eredményeiről e kötetben DR. DUDICH ENDRE igazgatóhelyettes ad számot.

6 *Intezetfejlesztési tervünk* közül 1981-ben megvalósult a múzeumi rekonstrukció első uteme. Az intézeti székház III. emeletének Szabó József utcai frontját már modernizáltuk és a Népstadion felőli oldalon is gyors utemben folyik az átalakítás. A tervezett 72 új munkahely felét már használatba vettük. Az új tárolókban korszerű, tomor tárolási rendszerben helyeztük el a múzeumi anyag egy részét, módot nyújtva annak továbbfejlesztésére. Az átépítési munkák ellenére az Intézet országos tudományos szolgáltatásait az Adattár- és a Gyűjteményi osztály – jelentős többletmunkával – igyekezett fenntartani.

Elkészült Szolnokon az alföldi magmintaraktárunk, melyet az Országos Kőolaj- és Gázipari Troszttal közösen továbbfejlesztünk. Tervünk szerint az OKGT költségén további 2000 m² alapterületű – maganyagok tárolására alkalmas – raktár épülne, amely az Intézet kezelésében az összes alföldi fúrási anyag tárolására és ezzel kapcsolatos szolgáltatásokra terjedne ki.

Befejeződött a sumegi Központi Oktatási Bázis bővítése, amely mintegy 50 fő képzését, továbbképzését teszi lehetővé.

Beruházási, műszerbeszerzési lehetőségeink arányában fejlesztettük anyagvizsgáló kapacitásunkat, előtérbe helyezve az automatizálást az atomadszorpciós és röntgenvizsgálatok terén. A rutinvizsgálatok rovására jelentős előrelépés a vizsgálati eredmények kiértékelése és összefoglalása az anyagvizsgáló specialisták munkájában.

Az Információs csoport látványos eredménye a „Geoinform” fuzetek megjelentése és forgalmazása. Gazdaságföldtani tevékenységünk továbbfejlődött, az osztály megerősítésével az ásványvagyon mérleg elkészítésén kívül alapvető módszertani fejlesztést is végrehajtottunk.

7 A teljesség igénye nélkül és csak fontossági rendben rangsorolt rövid beszámoló ellenére is meg kívánom említeni néhány *megoldatlan problémánkat*, amelyeknek éppen ezért a következő években fokozott figyelmet kell kapniuk.

A hazai kapcsolatfelvételek, a továbbképzések, a nemzetközi kapcsolatokban rejlő lehetőségek széles körű felhasználása mellett sem fejlődött kielégítően a földtani adatok számítógépes feldolgozása. Hosszú vajúdas utáni konkluziónk, hogy főleg és elsősorban az intézeti alapadatok (országos jelentőségű alapfúrások, alapszelvények) feldolgozására kell koncentrálnunk, melyek alapját képezik minden további kutatásnak. Az iparági földtani szolgálatoknál kialakuló rendszerekkel való kapcsolat megteremtése útján alakítható ki a földtani adatok országos áttekintését biztosító számítógépes információs rendszer.

Sajnos nem sikerült eredményt elérnünk a paleomágneses kutatások kiszélesítése, tomegesítése és a magnetosztatográfia hazai meghonosítása terén sem. Ennek oka nagyrészt a műszerbeszerzés nehézsége volt.

Továbbra is megoldatlan maradt a szervezeti egységek gazdálkodási rendje. Bár részletkérdésekben történt előrelépés (energatakarékosság, bérmegetakarítás), a leadott hatáskoroknak megfelelő, kis adminisztráció-igényű és rugalmas gazdálkodást megvalósító rendszer kialakítása még a jövő feladata.

8 A tervében az Intézet fejlesztése, a munkaszervezés területén a kádermunka szép eredményeket hozott. Megújult az Intézet vezető testülete hat vezető csere után, két vezető hosszabbítás után és három vezető új szervezeti egységek létesítése után nevezünk ki. Két, szervezeti rendünkben szereplő kutatóosztály, a Szilárd ásványi nyersanyag prognózis osztály és a Kisalföldi osztály létszámát sikerült feltöltenünk. Tizenegy újonnan végzett kollégánk került az elmúlt évben az Intézethez, ez részben csökkentette utánpótlási gondjainkat. Továbbképzési terveink eredménye egy, az Intézetben belül szervezett geostatistikai tanfolyam és a Mémoktovábbképző Intézet által szervezett számítógépi–adatfeldolgozási tanfolyam volt. Az Intézetben belüli technikustovábbképző és műsítói tanfolyamon 33 fő vett részt.

Jelentős eredmények vannak a nyelvtanulás területén is. A tudományos minősítés vonalán két védett műsítésről és három elkeszült kandidatusi disszertációról számolhatunk be.

A garantált jutalmak és céljutalmak rendszerével továbbfejlesztettük az elmúlt évben osztonzési rendünket. A régi és az új formák együttesen alkalmasak arra, hogy tukrozhessék az intézeti munkában meglevő minőségi különbségeket és alkalmasak arra is, hogy ki-ki erőtartalékai szerint vegyen részt közös feladataink megoldásából. A tervében, az éves bérkorrekció során már eredményesen használhattuk fel a létszammegtakarításból adódott berkereteinket is, rendeztük a szaktechnikusok bérét, a nyelvpótlekok és a motorvezetői pótlekok ügyét.

Jelentős munkaszervezési feladat volt 1981-ben az 5 napos munkahetre való áttérés, ill. ennek az előkészítése. Sok gondot okozott az intézeti új munkahelyek használatbavetele is. Az ilyenkor szokásos problémák ellenére, mindket esemény megtörtént különösebb, megoldhatatlan problémák nélkül.

Le kell rogzíteni, hogy mindezen eredmények egyedül és kizárólag harmonikus környezetben és egyetértésben folytatott nagyon aktív munkában képzelhetők el, amelyet a jól működő intézeti demokracia biztosít.

9 Az Intézet hazai kapcsolatainak fejlődéséről szolva orommal állapítható meg, hogy igen kedvezően alakult az ELGI és a MÁFI közötti, a két intézet kutatói közötti, a kutatási területeken és kutatási témákban végzett közvetlen együttműködés és nagymértékben mutatkoznak ennek napi és éves eredményei.

Jelentős új hazai kapcsolat jött létre a Magyar Néphadsereg Terképeszeti Intézetével. A kialakult jó kapcsolatnak a kölcsönös előnyök mellett az a jelentősége, hogy olyan új technikával bővíti az Intézet térképiadási lehetőségeit, amelyek idáig nem álltak rendelkezésünkre és térképeink geodéziai tartalmát ugrasszerűen javítani fogják.

Tovább folytattuk kapcsolataink kiépítését a technológiai jellegű intézetekkel (BME Geodéziai Intézet, ATOMKI, OLAJTERV stb.) és tovább erősítettük elsősorban az OKGT-vel, a MAT-tal – hazai és nemzetközi együttes fellépes teren – együttműködésünket.

Nemzetközi kapcsolatainkról szolva új együttműködést letesítettünk az NSZK hannoveri Központi Foldtani Intézetével, az Ukrán Tudományos Akadémia kijevi Foldtani Intézetével. Az év orvendetes eseménye, hogy az I U G S Kutatási-Fejlesztési Programja elfogadta egyik kutatási programjavaslatunkat, amely a közép- és kelet-európai neogen osfoldrajzi térképeinek szerkesztésére és kiadására vonatkozik és ezt 1985-ig évi 5000 \$-ral támogatja. A nemzetközi kapcsolatok alakulása szempontjából nem érdektelen megemlí-

teni, hogy az R C M N S (a Mediterran Neogén Rétegtan Regionális Committee-je) az Intézet igazgatóját alelnokévé választotta 1981 szeptemberi magyarországi ülésén

10 Az év tudománypolitikai szempontból jelentős eseményei sorabol mindenekelőtt az Országos Földtani Tervanketot említjük, amely az V ötéves terv lezárását és a VI ötéves terv indítását célozta. Kiemelkedő esemény volt az MTA közgyűléséhez kapcsolódóan rendezett, a „Természeti erőforrások kutatása” c. országos főiránnyal kapcsolatos ankét, ill. a főirány geoszféra programjának elfogadása a Tudományos Tanács részéről. Mindhárom alkalommal módunk nyílt az Intézet célkitűzéseit, kutatási terveit, eredményeit ismertetni és a legmagasabb szinten megvitatni. Ennek jelentőségét az intézeti koncepciók jóváhagyása, a természeti erőforrás-kutatás terén vezető szerepének megerősítése, az alapkutatói tevékenység elfogadtatása bizonyítja.

Nagy segítséget jelentett munkánkban az MSZMP XIV. kerületi Vegrehajto Bizottságának ülése, melynek során a helyszínen felülvizsgálták a tudománypolitikai irányelvek intézeti érvényesülését.

Az elmúlt évben ismételten megszervezett Ifjúsági Parlament lehetőséget nyújtott ifjúságpolitikai, oktatási, továbbképzési munkánk áttekintésére és javítására.

Úgy érezzük, a VI ötéves terv első évének eredményei, eseményei kedvező képet mutatnak az intézeti munka folyamatosságában. Jogos reményünk, hogy feladatainkat programszerűen, magas tudományos szinten teljesíteni tudjuk. Szaktudományunk továbbfejlesztése, a hazai föld minél teljesebb megismerése érdekében.

DR. HÁMOR GÉZA

igazgató

RESEARCH ACHIEVEMENTS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE (MAFI) IN 1981

The year 1981, as the opening one of the VIth Five-Year Plan in Hungary, was to show whether our concepts, aims and programmes had been properly considered beforehand. Thus the scheduling of tasks according to the actual working capacities of MÁFI's research staffs, and the individual performances of the staff members had also to be tested. Furthermore the year provided an opportunity for the management to check up their decision-making upon a relevant self-examination.

In the years 1979–80 we decided to finish the programmes transient from the Vth Five-Year Plan as soon as possible, to renew our geological mapping, to participate, with larger share and in a more concentrated form, in the works devoted to national mineral resources prediction and to carry out some major mineral prospecting projects. We decided to intensify efforts in fundamental research and, at the same time, we formulated our ideas on development schemes and worked out our investment programmes. A considerable amount of surplus labour and stepped-up plans in 1980 enabled us to start the VIth Five-Year Plan, this would basically influence our achievements in 1981. The completed investigations are fewer in number as compared to the last year. And this is quite natural.

Without seeking to give a full coverage of our activities, we have selected a few examples to spotlight our exploits in the afore-mentioned order, stating in the preamble that our Institute completed with success the 112th–113th years of its existence, that it accomplished in 1981 its voluntary schedule and that it accumulated plenty of spiritual and material reserves. The advantage we had gained in the preceding two years did not decrease. We succeeded in accomplishing our research schedule to 112.6% and we achieved this in spite of a reduction in staff.

1 Of the *programmes transient* from the Vth Five-Year Plan the completion of the geological mapping of the Bakony Mountains is at the premium. In this context the mapping on a scale of 1:20,000 was virtually finished and a work of 23-year duration was brought to completion by the Hungarian Central Range Department. With the complete or partial surveying of 5 map-sheet areas on a scale of 1:10,000, the field-survey work was terminated. Publication of the results was continued at a good pace according to schedule. 7 map-sheets of 1:20,000 scale were got ready to printing, 4 map explanations were edited and 1 map-sheet and 2 explanations were issued. In doing so, the Department could still spare force enough for preparations for the Balaton Highland Survey Program to be launched in 1982. The completion of the draft of the Bakony Mountains geological map on a scale of $\approx 1:50,000$, i.e. its "observation map variant" has been a progress of particular importance.

The publication of the 1:20,000-scale geological map of the Dorog Basin was a similar overlapping project. The map was issued on the occasion of the bicentenary of the Dorog coal mining industry and was handed as a gift of the Institute to leading Dorog coal miners.

Of the mapping works the geological survey of the western Mecsek Mountains got to the stage of completion, as 2 map-sheets of 1:25,000-scale were completed.

The rate of lowland research was accelerated. With four map-sheets newly surveyed and two map-sheets published, atlases of a total of 32 map-sheets were prepared for an area of about 36,000 km², covering more than one third of our country. Stepped-up work in 1981 provided an opportunity for the completion in 1984 of a 20-year lowland programme. At the same time, an outline of the geological synthesis of the Great Hungarian Plain was sketched up and data files recorded for several decades in 74 observation wells were evaluated, again in the form of an atlas.

Simultaneously with the works being done in the Great Hungarian Plain, the Institute could afford the preparation of a research programme for the Little Hungarian Plain still during the fiscal year. Two map-sheet areas of different geological character (1:25,000) have been prepared to help the final formulation of the programme.

As a transient programme, the engineering-geological mapping of the towns of Pécs and Szeged was continued (1:10,000).

2 Our second goal was to renew *geological survey activities* by MÁFI as justifiable by the development of earth sciences in Hungary, the basic task of the Institute, and upon the need for experiences i.e. experts to be secured thereby.

First from among these works, the geological survey of the Aggtelek–Rudabánya Mountains should be mentioned with its aim to clear the economic perspectives of the local iron ores and other mineral deposits. The geological mapping on

a scale of 1:25,000 and the associated stratigraphic and tectonic studies are conducted in collaboration with the Slovak colleagues. Valuable new information on the position of the Silice nappe, the Rudabánya reverse fault and the near-surface occurrence of the Telekes Anhydrite Formation was acquired, and the study of some geophysically detected geological formations hitherto unknown, was begun.

Another work of similar importance was the geological survey of the Velence Mountains. From the surveying of four 1:10,000-scale map-sheet areas and the associated thematical research works some new recognitions have emerged, which might be quite promising for the economic future of the region, as stimulating ore prospecting therein. The intrusive breccias now discovered, their genesis and age, the dolomitic carbonatite dikes, the metasomatites of andesitic volcanics and the associated traces of molybdenum are all suited to serve as a basis for a special ore prospecting programme to be launched in the years to come.

Let us point out that the grounding instructions elaborated in 1981, enabled to start in 1982 a 1:20,000-scale mapping in the Balaton Highland and in the Little Hungarian Plain.

3 Our goals concerning *mineral resources predictions* could be achieved as follows.

To lay foundations for and improve predictions of the country's hydrocarbon resources, the collecting of data concerning Hungary's deep Neogene basins was continued by processing the data gained from 8 key boreholes. For the elaboration of stratigraphic bases to synthesis, additional geological key boreholes were studied and the thematic research works were continued (vitrinite reflexion, various studies on organic geochemistry, K/Ar dating, etc.).

The 1:500,000-scale geological map of the Tertiary volcanics of Hungary was prepared, with a view to the role these formations play in hydrocarbon generation, migration and accumulation. Outside workers helped to compile a brief account of Hungary's molasse formations and an international forum was convened to discuss and evaluate it.

Our tasks in the field of bauxite prognosis and our proposals concerning the areas to be explored have been co-ordinated with the representatives of the Hungarian Aluminium Corporation. Out of the planned generalizing prediction maps, the publication of a forecast map for the Upper Cretaceous bauxite horizon was followed by the completion of another one for the Middle Cretaceous bauxite horizon. Moreover a considerable progress was made in compiling the map for the Eocene bauxite horizon.

Of the regional forecasts already having been used, in part, for bauxite prospecting works, let us quote the study of the subbasins surrounded by the Buda-Pilis range, a work with some initial success. The presence of a bauxite horizon situated under redeposited dolomites in the Nagykovácsi basin has been evidenced. The qualification tests are still being carried on.

In the course of our coal prediction efforts the 1:25,000-scale prediction map of Transdanubia's lignite (brown coal) resources was brought to completion. The associated thematic studies (studies on palaeogeography, coal-accumulating swamps and coal-quality prediction) have progressed considerably. The blue-print of the Matra-Bukkalja Lignite Prediction Map has been issued and the final product is soon to appear.

Our activities in forecasting metalliferous mineral deposits were further developed in the Tokaj Mountains by compiling a map of ore and alunite prediction on a

scale of 1 50,000 The ore prediction results of the Borzsony–Dunazug Research Programme were also summarized

The compilation of the first three versions of the country-wide prediction maps for construction raw materials (1 500,000) has been a remarkable achievement by the Territorial Geological Survey Departments

G r o u n d w a t e r prediction is served by a general hydrogeological map (1 500,000) representing the first end-product of the pertinent forecast map series planned A prediction map of the same scale concerning the national mineral and thermal water resources has also been drafted

The four-variant 1 40,000-scale map-series of Budapest Metropolitan Area will be published to furnish an outstanding representative of the engineering-geological "prediction" maps

The results achieved in 1981 in editing the Engineering-Geological Map of the Balaton Region will enable the publication of synoptic maps on the same scale

Over an area comprising seven counties, editorial works for the serial compilation of a national map of vulnerability to pollution are being conducted and the programme for the engineering-geological revision of the "Balaton Agglomeration" has been worked out

4 Our efforts in *mineral prospecting* have been—at least partly—successful In addition to the b a u x i t e prospecting already referred to, a few minor mineral prospecting or reconnaissance projects were carried out in the Lencse-hegy South, the Márkus-hegy North, and the Csetény-Szapár areas, where pre-drilling geophysical measurements were performed Our staff co-operated in clearing the perspectives for a planned l i g n i t e exploration in the Borsod and Nógrád areas of N Hungary

The exploration for coal reserves in the Ajka Brown-Coal District was a task of extraordinary importance, where four out of five previously selected areas were scrutinized Unfortunately, the results in the areas adjacent to the town of Ajka have been negative owing to impoverishment, adverse changes in depth or low tonnage In the Sumeg–Ukk–Nemeshany area now being explored, however, coal seams workable in terms of both thickness and quality, could be found To determine the trend of basement depth- and quality variation will be the task to be solved in 1982 and this research is hoped to lead to renewed searches for brown-coal deposits

The investigation of the Central and Western Matra ore m i n e r a l i z a t i o n , a work aimed at assessing the odds of finding additional hydrothermal lodes near the surface or deep-situated ore bodies, is not less significant either Four 1 10,000-scale map-sheet areas were subject to a detailed metallogenic reambulation by complex methods including geophysics As a result of these efforts four different types of anomalies could be distinguished there by different methods Their further study will be carried out in 1982 and the following years

5 The need for *fundamental research* in most disciplines goes on increasing on a national scale However, no institute devoted to these tasks can be found in Hungary With restricted facilities given by its staff and scientific profile, the Research Laboratory for Geochemistry of the Hungarian Academy of Sciences can cover only a part of the needs In consequence, our Institute is being charged with more and more significant tasks in the cultivation of pure science The minimum to be achieved in this field has

been a feedback to the pure scientific level of the work results achieved by the Institute and other fellow institutions

One of the new tasks of this kind has been the compilation of the "Geological Atlas of Hungary" on a scale of 1 500,000. By publishing the Atlas, we have intended to summarize all the geological knowledge accumulated during the last 30 years. By the cartographic interpretation of these informations, we hope to guarantee an ample utilization of them and, last but not least, to find a good substitute for the "Geological Map of Hungary", scale 1 300,000, published in 1956 and now out of stock. Preparatory works have outlined the contents of the new Atlas. It is planned to comprise a total of nearly 40 map variants including geological, tectonic, geophysical, palaeogeographic, hydrogeological, mineral resource prediction, engineering-geological and agrogeological serials. Furthermore, some variants are to be issued in form of raised maps in co-operation with the Cartographic Institute of the Hungarian People's Army.

The draft of the surface geological map prepared this year has given the work an enormous impetus. With all difficulties and faults involved, this map, when improved, is apt to become, in 1982, the first and most important documentation sheet of the whole series.

It is in the context of fundamental research tasks that we mention our Key Section Programme under which some major geological standard profiles are being selected, studied assiduously and with considerable financial inputs. In 1981 the recovery and study of the surface key sections was continued, the program has been considerably widened with a complete system of standard geophysical profiles and complemented with the study of the economic-geological key sections of the Hungarian mineral deposits. The importance of these developments for the clarification of genetic conditions and for the exploration and exploitation of mineral resources is well-known. That key drilling at Tengelic, Paks, Szirák and Igal succeeded in finding a communication with the Tertiary deep basins, as a prerequisite for the continuation of the works has been an important step of the Key Section Programme. In the context of the Mesozoic profiles, the detailed sedimentological and stratigraphic studies of the Triassic key drill sections should be pointed out.

The fundamental research tasks of MÁFI have included the actual geological research recently launched with minor financial inputs and concentrated to Lake Balaton. These studies are getting increasingly closer to the environmental protection of Lake Balaton which is a stressed governmental programme. MÁFI's staff scientists took part in continued studies of this kind of the Cuban shelf.

The list of fundamental research subjects to be dealt with was widened last year, for the first time in MÁFI's history, with methodological research programmes. An account of the development objectives, and results of this work—absorbing only 1% of MÁFI's working capacity, though significantly outscoring this in importance—is given in the present issue by deputy director DR. E. DUDICH (only in Hungarian).

6. Out of our *Institute Development Projects*, the first phase of the reconstruction of the Museum was accomplished in 1981. Those frontal tracts of the IIIrd floor of the Institute's headquarters facing the Szabó József Street have been modernized and the Nepstadion side has also witnessed a rapid rate of reconstruction works still going on. Half of the 72 new working facilities planned have already been occupied by an equal

number of staff members. Part of the Collection has already been replaced to the new specimen cases enabling a more compact storage of the material and liberating free capacities for further growth. In spite of the reconstruction measures the Institute sought to keep on providing its scientific services. This could be achieved by added efforts and a considerable amount of surplus labour on the part of the Data Bank and Collections Departments.

Our Great Plain Core Depository at Szolnok, to be run jointly with the National Oil and Gas Trust (OKGT) has been put in operation. According to our plans, an additional core depository of 2000 m² size is to be built from OKGT funds. Administered by MÁFI, this depository would have to accommodate materials to be recovered from all boreholes in the Great Hungarian Plain and to provide users with corresponding services.

The widening of the Central Training Base at Sumeg, enabling the pre- or post-graduate training of a total of 50 persons, has been completed.

Our laboratory facilities were developed at a rate proportional to our facilities of financial investment. Automation in atomic adsorption and X-ray analyses were given preference. Evaluation and summarization works done by MÁFI's analysts marked a considerable progress as compared to mere routine analyses done in the preceding years.

The publication and circulation of the "Geomform" fascicles by the Information Team represented a spectacular achievement. Our economic-geological activities went on progressing. The Economic-Geological Department was strengthened and, in addition to the preparation of the National Inventory of Mineral Reserves, a basic development in methodology was also performed.

7 Not claiming to be exhaustive, but disregarding the limitations and importance-hierarchy of this report, I wish to list a few unsolved problems that should be paid particular attention in the years to come.

In spite of the contacts established and the postgraduate training courses organized in this country, and the large-scale use of the potentialities of international relations the progress in the field of computerized geological data processing has not yet been satisfactory. An odyssey of fruitless attempts has led us to conclude that efforts should be concentrated mainly and primarily on the processing of the Institute's own data files (key drill sections of national importance, key profiles, etc.) serving as a base for any further research and that a computer-backed information system ensuring a nationwide assessment of the geological data can be developed through contacts with the industrial geological services.

Unfortunately enough, our efforts to widen the scope of palaeomagnetic research, to achieve the mass production of palaeomagnetic results and to introduce magnetostratigraphy to this country, have not been successful either. This was due, for the most part, to difficulties in purchasing instruments.

8 In the domain of *labour organization* and improvement-minded cadre policy the plan year has brought about good results. The executive board of the Institute was renewed, six executives were exchanged, two executives were reinstated and three others were appointed to head new working units. The Institute was authorized to fill the staffs of two research units, the Solid Mineral Resources Prediction and Little Hungarian Plain Research Departments, which had already figured in the Institute's organogramme. Eleven new graduates entered the Institute's staff last year and thus partly relieved our

difficulties in this respect Our efforts in the domain of postgraduate training resulted in organization of a training course on geostatistics at the Institute and participation in a computerized data processing course organized by the Institute of Postgraduate Training of Engineers and Executives The postgraduate training and qualification course organized for the auxiliary staff of the Institute at its headquarters, was attended by 33 persons

Remarkable results have been achieved in the learning of foreign languages As for scientific (academic) graduation we are able to report on two admitted dissertations and three "candidate for doctor in geoscience" dissertations ready to submission

Let us point out that all these achievements would be inconceivable, unless a busy work in a harmonic atmosphere and the spirit of mutual understanding safeguarded by an internal democratic atmosphere, was done

9 Turning to the development of the *Institute's* home relations, we are glad to note that the direct co-operation between ELGI (the Geophysical Institute) and MÁFI, between the research workers of the two institutes in various study areas and research subjects has evolved very favourably and that the everyday and annual results of this co-operation are widely manifested

An important collaboration has been made with the Institute of Cartography of the Hungarian People's Army, on the basis of mutual advantages Technically, these good relations provide MÁFI with new map-printing facilities and enable to improve the geodesic content of our maps

We went on developing connections with some technological institutions [Institute of Geodesy of the Budapest Technical University (BME) Research Institute for Nuclear Physics (ATOMKI), Design Institute of the Petroleum Industry (OLAJTERV), etc] and we particularly intensified our co-operation with the National Oil and Gas Trust (OKGT), the Hungarian Aluminium Corporation (MAT) through joint participation in various projects, both national and international

As far as our international relations are concerned, a new co-operation was established with the Institut für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover, F R G , and the Institute of Geological Sciences of the Ukrainian Academy of Sciences in Kiev, U S S R The acceptance of our programme proposal for an I U G S -sponsored research development project concerning the compilation and publication of palaeogeographic maps of the Neogene in Central and Eastern Europe and the allocation of an annual support of \$ 5000 from I U G S funds up to 1985 were a striking achievement of the year It would not be entirely without interest to mention that the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (R C M N S), at its meeting held in 1981 in Hungary, elected MÁFI's director its vicepresident

10 Out of the list of the major *science policy* events of the year we should like to quote, first of all, the National Meeting on Geological Planning which was aimed at the conclusion of the Vth Five-Year Plan and the launching of the VIth Five-Year Plan The conference on the "Research on Natural Resources", government level research project, held under the auspices of the general assembly of the Hungarian Academy of Sciences and the acceptance of the geosphere programme of that project by the Scientific Council are also worthy of mention On all three occasions we had the opportunity to expound MÁFI's objectives, research plans and achievements and to discuss them at the highest authority levels, as proved by the approval of MÁFI's concepts, the consolidation of its

leading role in the research for natural resources and the approval of MÁFI's fundamental research orientation in science policy

The meeting of the XIVth District Executive Committee of the Hungarian Socialist Workers' Party, at which MÁFI's implementation of the Party's science policy directives was analyzed on the spot, has given great impetus to our work

Convened on several occasions last year, the Youth Parliament provided opportunities for reviewing and improving our activities in youth policy, education and postgraduate training

We have the feeling that the achievements of the first year of the VIth Five-Year Plan look promising as far as the continuity of MÁFI's work is concerned. Thus we rightly hope to be able to fulfil our tasks in a well-programmed way, at a high scientific level, so as to achieve further progress in our special branch of knowledge for a better understanding of our native land

DR G HÁMOR
Director

ANYAGVIZSGÁLATI MÓDSZERTANI FEJLESZTÉSUNK 1981 ÉVI EREDMÉNYEI

Az 1981-es tervév új vonása volt, hogy a módszerfejlesztés onálló témaként jelent meg a Magyar Állami Földtani Intézet tervfeladatai sorában Természetesen korábban is folyt intézetünkben módszerfejlesztés, de ez most vált a tervkonceptio szerves részévé

Célkitűzésünk a VI öteves terv feladatainak vegrehajtását segítő, az új igényekhez igazodó, összehangolt terepi, anyagvizsgálati és dokumentációs módszerek kialakítása, illetve továbbfejlesztése, az adatfeldolgozó és értelmező tevékenység színvonalának emelése a földtani előkutatás hatékonyságának és tudományos színvonalának növelese érdekében

Ezt indokolja egyfelől az Intézet alkalmazott kutatásainak rohamos fejlődése (fokozott részvétel a szénhidrogén-kutatásokhoz kapcsolódó munkákban, szinesérckutatás, nyersanyag-prognosztika), másfelől az alapkutatás fejlesztése iránti fokozódó igény Mindkettő megköveteli az értelmező–szintetizáló tevékenység korszerűsítését is

Ez feltétlenül szükségessé teszi az anyagvizsgálatnak a terepi munkával és a földtani értelmezéssel való jobb összehangolását, a laboratóriumú koron belül pedig a vizsgálati kapacitások növelését, szerkezetének korszerűsítését, hatékonyságának fokozását, a munkavédelem javítását Ehhez kapcsolódik azután az egységes dokumentálás és a korszerű adattárolás feladatukra is

Mindaz tervszerű és folyamatos módszertani kutató-fejlesztő munkát igényel

Ennek a tevékenységnek az Intézet általános műszaki fejlesztésében elfoglalt helyet, arányát CSALAGOVICS IMRE ugyanezen Évi Jelentésben található, áttekintő beszámolója ismerteti

Az első évi munkában elsősorban – de korántsem kizárólagosan – az anyagvizsgálatok korszerűsítésére helyeztük a fő súlyt Nagy gondot fordítottunk mind a kutatási, mind pedig a prognózis főosztály kutatóival való hatékony együttműködés fejlesztésére Nézetünk szerint ugyanis a földtani kutatás egységes rendszer, lancszemeinek jól és hatékonyan kell kapcsolódniuk egymáshoz Ezért fontos az anyagvizsgáló szakemberek részvétele az anyagvizsgálatok megtervezésében, esetenként a minták begyűjtésében, valamint az eredmények kiértékelésében E tekintetben a tárgyévben, egybehangzó megítélés szerint, komoly előrelépés történt Ezért köszönet illeti mindazokat, akik ezt a törekvést megértéssel fogadták és tevékenyen segítették

1 Helyzetkepek, felmerések

A további teendők iranyának, szervezési teendőinek meghatározásához át kellett tekintenünk két alapvető vizsgálati–értékelési rendszer intézeti helyzetét

1.1 A geokémiai érckutatás helyzetkepe Összesítettük az Intézetnek a geokémiai nyersanyagkutatás terén eddig folytatott (hazai viszonylatban úttörő) tevékenységét, és azt bemutattuk az IAGC (International Association of Geochemistry and Cosmochemistry) II. Alkalmazott Geokémiai Szimpoziumán Irkutszkban Módszertanilag összehasonlítottuk azzal a színvonallal, amelyet Ausztria, Franciaország, Kanada és a Szovjetunió képvisel a szakterületen (Geologische Bundesanstalt, B R G M, Geological Survey of Canada, M E R Quebec, IMGRE) Ennek alapján lényeges előrelépést tartunk lehetségesnek a szovjet együttműködési lehetőség kiaknázása útján

1.2 Az Intézet szedimentológiai laboratorumai módszereinek összehasonlítása A budapesti, a balatonfüredi és a szolnoki szedimentológiai laboratórium módszereinek összehasonlító elemzése elkerülhetetlen lépés volt az ésszerű feladat- és munkamegosztás kialakításához, a mindenkor legmegfelelőbb eljárás rugalmas alkalmazásának megszerzéséhez

2 Módszertani összefoglalások

A geokémiai érckutatás témakörében rogzítanunk kellett a mintavételi módszereket a hazai és a külföldi tapasztalatok alapján Ha ez a fázis hibás, ez alapvetően veszélyezteti az egész költséges analitikai és kiértékelő munka sikerét, sőt félrevezető eredményekhez juttathat

2.1 A metallometriai mintavétel módszertana Beszereztük és összehasonlítottuk az 11 pontban felsorolt országokban érvényes kőzet-, talaj- és hordalék-mintavételi és mintaelőkészítési előírásokat A következő lépés a hazai szabályzat kidolgozása, majd bevezetése lesz

2.2 Az atmogeokémiai mintavétel módszerei Ezeket egyelőre még nem alkalmazzuk Irodalmi összeállítás készült a Hg- és a J-gőzöknek a talajlevegőből való mintavételéről Az alkalmazási lehetőségek jelentősek, különös tekintettel a polimetallikus ércek és a porfirós rézerc kutatására

3 Módszertani füzetek kiadásához készült összeállítások

Az Intézet kiadási tevékenysége keretében a hazai földtan számára remélhetőleg hasznos segédanyagot jelentő sorozatban a kémiai analitikai módszerek után a tárgyévben a szedimentológiai és egyes nagyműszeres ásványtani–kőzetanalitikai módszerek összefoglalása történt meg Ezek a következők

3.1 Uledékközzetani vizsgálati módszerek es eredményeik felhasználása az uledékföldtan értelmezésben Ezek a tanulmányok egyrészt az Intézetben jelenleg alkalmazott (hagyományos és modern) szedimentológiai vizsgálatokat ismertetik, másrészt korszerű szakirodalmi áttekintés alapján kritikai elemzést kapunk a szedimentológiai interpretáció lehetőségeiről Nagy érdemük, hogy a túl merész, elhamarkodott értelmezés veszélyeire is felhívják a figyelmet

3 2 Kombinált termoanalitikai módszerek alkalmazása a földtani kutatásban A DTA–DTG–TG és az arra épített gáztitrimetria iránt igen széles érdeklődés nyilvánul meg világszerte, így hazánkban is. Az ezeket magas tudományos szinten összefoglaló, a lehetőségeket józanol ismertető tanulmány hézagpótló.

3 3 Röntgendiffrakciós ásványhatározás A tanulmány, végighaladva a földtani kutatás számára legfontosabb ásványokon, bemutatja a meghatározás módszereit, lehetőségeit, és számításba veendő korlátait is. Ez utóbbi különösen a mennyiségi ásványtani fáziselemzés vonatkozásában érdemel figyelmet.

3 4 Röntgenfluoreszcenciás színkepelemzés A kőzetek fő és közepes mennyiségű kémiai alkotóinak (makro- és oligoelemek) meghatározása terén e módszerben még sok, eddig nálunk nem kellően kihasznált lehetőség rejlik. Ehhez azonban az szükséges, hogy egy egységes kőzetvizsgalati rendszer szerves részévé épüljön ki, jól meghatározott feladatokkal és alkalmazási feltételekkel.

4 Módszerfejlesztés – bevezetve az intézeti gyakorlatba

E címszó olyan, nagyon különböző tevékenységeket foglal egybe, amelyek már a tárgyévben szervesen beépültek az Intézet anyagvizsgalati gyakorlatába.

4 1 Geofizikai terepi kisműszerek kísérleti alkalmazása A tevékenység első, nagyon eredményes lépése volt az UMINAG II típusú, protonprocessziós hordozható magnetométerek alkalmazása a Velencei-hegység andezitteléireinek pontos nyomonizására. Hangsúlyozni kell, hogy a módszer maga nem új, csak intézeti feladatainkra való közvetlen alkalmazása az.

4 2 A Pye Unicam SP-192 atomabszorpciós spektrométer automatizálása A külső szakértő bevonásával kialakított mérőegyüttes az SP-192 spektrométerből, egy SP 450 mintaváltóból és egy HP-975 kalkulátorból áll. A rendszerhez tartoznak a számítási programok is. Ezek segítségével a mérőrendszer igen hatékonyan használható hasonló alapanyagú minták nagy sorozatelemzésénél. Így elsősorban a tömeges metallometriánál (Velencei-hegység, Mátra) van jelentősége.

4 3 A Pye Unicam SP-9 atomabszorpciós spektrométer üzembe helyezése Ez a előzőnél igényesebb és sokoldalúbb műszer. Elektrotermikus atomizációval, langos módszerrel és lángnélküli technikával egyaránt működtethető. A tárgyévben vízminták Cu- és Mn-tartalmának meghatározására alkalmaztuk, tavlatait is elsősorban a hidrogeokémia terén látjuk.

4 4 Kőzetek gáztartalmának vizsgálata gázkromatograffal A szénhidrogén-prognózis számára igen fontos módszer. A nyílt és zárt porusterek szénhidrogén- és CO₂-gáztartalmának meghatározására alkalmas. Az újonnan kidolgozott eljárást eredményesen elsőként a Szirák 2. sz. fúrás magmuntáin alkalmaztuk.

4 5 Komplex pirolitikus módszerek kőzetek szervesanyag-tartalmának minőségi és mennyiségi meghatározására A hazai elemekből szerkesztett műszer 0,5–10% C_{org}-tartalmú kőzetek szerves anyagának vizsgálatára alkalmas. A szerves anyag fokozatos, ill. lépcsős hőbomlásának követését teszi lehetővé. Ismert szerves anyagok mérésén próbáltuk ki és a tárgyévben olajpala-vizsgálatokra alkalmaztuk.

4 6 Uledékes kőzetek ultrabolya (UV)-mikroszkopos vizsgalati lehetőségeinek tisztázása Az elvégzett kísérletek szerint az UV-fényben történő vizsgálat szervesanyag-

dus közetek es koncentratumok eseteben kozetminta-feluleten es fedetlen vekonycsiszolaton is ajánlható. Elsorban a szerves anyag eloszlására, kisebb mertekben jellegére ad felvilágosítást.

4.7 *A CONTIFLO berendezés uzemszeru munkaba allitasa* Ez a Ca^{2+} -koncentrációt mérő berendezés eredetileg orvosi célra készült. Komoly kolloidikai kutatómunka révén lehetővé vált szedimentológiai használata, jól stabilizált zagyban, 0,5% pontossággal, nagy sorozatban.

4.8 *Szemnagyságelemzés centrifugalo szedimentometerrel a 0,1–2 μm közötti tartományban* Ilyen finom szemnagyság tovább-bontására túlnyomóan agyagos uledékek genetikai, vagy alkalmazott célú vizsgálatánál van szükség.

4.9 *Uledékfoldtani statisztikai paraméterek számítása EMG-666 kisszamítógépen* Az Intézet több osztálya használja már a programokat átlagos szemátmérő, osztályozottság, ferdeség és csucsság számítására. Hasonló programok – más kalkulátorokra – készültek az Intézet szolnoki laboratóriumában is.

4.10 *Az új Phillips-Gamma-MOM „hibrid” diffraktometer uzembe helyezése* A különböző származású részegységek összeillesztésével előállt műszer a tárgyév februárja óta működik. A régi diffraktométerhez képest nagyobb felbontóképeséget és jobb minőségű felvételeket biztosít, tehát részletesebb és igényesebb kiértékelést tesz lehetővé.

4.11 *Az automata csiszolóberendezés uzemszeru ve tétele* Megtörtént, de sorozatműködése nem zavartalan (különös tekintettel a felületek párhuzamosságára).

5 Kísérleti állapotban eredményes, széles körű bevezetés előtt álló módszerek

5.1 *Bitumoid aszfalten frakciójának infravörös spektrofotometriás vizsgálata* A kőzetből extrahált bitumoid oszlopkromatográfiásan elkülönített aszfalten frakciójának vizsgálata onmagában is módszertani újdonság. Jelentősége, hogy gyors és hatékony lehetőséget ad a szerves anyag erettségének meghatározására, a mélységgel való változásának nyomonkövetésére. A tudományosan is jelentős módszert a Doboz 1 sz. fúras anyagon próbáltuk ki.

5.2 *Langtechnikájú atomabszorpció spektrometria alkalmazása vízminták automatizált sorozatelemzésére* A feladat a hidrogeokémiai sorozatvizsgálat analitikai bazisának biztosítása volt. Az automata mintaváltóval és mikroprocesszorral ellátott SP-192 spektrométer alkalmazása e célra, nagy sorozatban háromszorosra gyorsítja a vizek Ca-, Mg-, Na-, K- és Mn-tartalmának elemzését.

5.3 *Gaznyomasos kalcimeter beallitasa kalcit-dolomittartalom rutinelemzésébe* Ez a készülék osszkarbonat meghatározására jól használható. A kalcit-dolomittartalom egymás melletti megbízható mennyiségi meghatározása érdekében a kísérletek még folytatódnak.

5.4 *Pollenek es Diatomak jellemző paramétereinek kiválasztása es csoportosítása számítógépes feldolgozáshoz* Őslénytanos szakembereink végezték el azoknak az alaktani, környezeti stb. adatoknak a kiválasztását és csoportosítását, amelyek ezen ősmaradványcsoportoknak komplex számítógépes rendszerbe való bevitelénél tekintetbe veendőek. A munka folyamatban van.

6 Együttműködési javaslatok

Beruházási lehetőségeink nem kevésbé korlátozott volta miatt bizonyos vizsgálatfajták bevonása az anyagvizsgálati rendszerbe csak más intézményekkel való együttműködéssel oldható meg (Eddigi példák elektronmikroszkopos vizsgálatok az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában, radioaktív kormeghatározás a debreceni ATOMKI-nél, tömegspektrométeres izotópvizsgálatok a KBFI-nél stb.) A tárgyévben két vizsgálatfajtát tettünk az együttműködési lehetőségek szempontjából vizsgálat tárgyává

6.1 Neutronaktivációs nyomelemzés Ez elsősorban a ritkaföldfémek meghatározásához fontos, korszerű, megbízható módszer. Az elvégzett elemzés szerint a legjobb, Intézetünk részéről szerződéses formában már igénybe is vett lehetőség a Budapesti Műszaki Egyetem tanreaktorában való mintaelemzés

6.2 Szervesgeokémiai vizsgálatok fejlesztése A szervesgeokémiai vizsgálatok alapelemzése a C_{org} meghatározás. Évi néhány száz vagy egy-két ezer minta vizsgálata azonban nem indokolja saját készülék beszerzését. Inkább a VASKUT Leco-Cr-12-es készülékét kellene igénybe vennünk szerződéses formában.

7 Beruházási dönteselőkészítés

A korszerűsítés igénye minden korlátozás ellenére szükségessé teheti egyes műszerek kiegészítését, sőt esetleg új típusú nagy műszer beszerzését is. Az ilyen jellegű problémák legfontosabbja, amely ugyancsak (de más formájú) kooperációban oldható meg, a

7.1 kriogen magnetométer beszerzése a KFH döntése alapján, az ELGI-vel közösen. Ennek célja a magnetosztratiográfiai célú sorozatvizsgálatok távlati megvalósítása. A tárgyévben a piackutatás, az engedélyek beszerzése és a műszer megrendelése, valamint visszaigazolása történt meg.

7.2 Számítógépes kiértékelés a színkepanalitikában Az elkészült tanulmány több lehetőséget mérlegel. A Zeiss és magyar gyártmányú egységekből álló kombináció látszik műszakilag megfelelőnek és egyben gazdaságosan járható útnak.

7.3 Az ICP-spektrometria Az indukciósan csatolt plazmaspektrometria az optikai emissziós spektrometria új, 6–7 éve már a földtanban is világszerte széles körben alkalmazott ága. A vizsgálandó anyagot oldatba viszik, majd argon vívőgáz segítségével permetté (aeroszollá) alakítva argonplazmába vezetik. Ezt indukciós generátor hozza létre, 600 K fölötti hőmérsékleten. A különféle ionok gerjesztődnek és jellemző hullámhosszúságú fényt bocsátanak ki. A módszer igen érzékeny, gyors és pontos, sok elem meghatározására alkalmas. Az elkészült tanulmány összehasonlítóan elemzi – gazdasági számításokkal is – a különféle megoldási lehetőségeket. Véleményünk szerint indokolt az ICP rendszer beszerzése és munkába állítása a nagyszorozatú geokémiai prospekciós vizsgálatokhoz. Ennek egyik előfeltétele a mintaelőkészítés és feltárás, másik pedig az eredmények korszerű számítógépes feldolgozásának biztosítása.

8 Negatív eredmények

Módszerfejlesztésnél szükségképpen adódnak olyan esetek is, amikor a vizsgálódás negatív következtetésekkel jár. Megfelelő előkészítés után meghozott elutasító döntések zsákutcáktól és felesleges kiadásoktól óvhatják meg az Intézetet.

8.1 *Legi geokémiai módszerek* (aerospektrogeokémia) Ezek a nem is igazán geokémiai (ti nem közvetlen kémiai adatokat szolgáltató) módszerek célszerűen nagy – még nem, vagy csak alig megkutatott – területek felderítésére alkalmasak. Így előnyösen használhatók pl. Szibéria vagy Kanada egyes területein. A hazai alkalmazást, bár műszakilag nem kivihetetlen, nem tartjuk indokoltnak.

8.2 *A Zeiss AAS-1-N atomabszorpciós spektrométer automatizálása* Ez a műszer már korszerűtlen, részben alkatrészhiányos, hibás. A mért abszorbanancia-jel integrálása, a görbekorrekció automatizálása nem bizonyult gazdaságosan megoldhatónak. Így a műszer továbbra is csak egyes, korlátozott igényű feladatoknál használható.

8.3 *A DSZ-36 spektrométer továbbfejlesztésének lehetősége* Ez a műszer (a „quantométer”) 1976 óta nagy sorozatban dolgozott. Az ellenőrző mérések szerint már nem működik megbízhatóan, eredményei nem reprodukálhatók. Felújítása a szervíz véleménye szerint sem oldható meg. További használata nem indokolt.

Az „első” módszerfejlesztési év fő tanulsága, hogy rendkívül jelentős szellemi energiákat lehetett mozgósítani. A felsoroltakban számos kutató – és nemcsak kutató – lelkes, odaadó és hozzáértő munkája fekszik. E téren még nagy tartalékaink vannak. Ezeket igyekszünk a továbbiakban egyre jobban felhasználni és kamatoztatni.

DR. DUDICH ENDRE
igazgatóhelyettes

AZ ORSZÁGOS ALAPSZELVÉNY PROGRAM VÉGREHAJTÁSÁNAK HELYZETE ÉS EREDMÉNYEI

HAAS JÁNOS–JÁMBOR ÁRON

M Áll Földtani Intezet Budapest, Népstadion ut 14
H–1143

ETO 0616 55(439)(0471) 550702(439)

T á r g y s z a v a k alapszelvény, sztratotípus, Magyarország (Tolnanémedi 2,
Paks 2, Igal 7, Koveskal 9, Szirák 2, Baksa 2, Galosfa 1), témabeszámoló

Bevezetés

Az egyre bonyolultabb földtani felépítésű, kevésbe ismert és egyre nagyobb mély-
ségű szintekben folyó földtani kutatás, a korszerű dokumentációs–információs rendszer
kifejlesztése szukségessé teszi az országos mértékrendszerrel szolgáló, etalon jellegű alap-
szelvények tervszerű létrehozását és sokoldalú, korszerű vizsgálatukat. A program kereté-
ben a kiemelkedő jelentőségű földtani egységek vagy nagyobb területek, régiók felépíte-
sét reprezentáló felszíni és mélyfúrású szelvények feltárására, megőrzésére, vizsgálatára, ér-
telmezésére, továbbá országos jelentőségű, a hegységek és medencék felépítésének és szer-
kezetének vizsgálatára telepített geofizikai szelvények mérésére és értelmezésére kerül sor.*

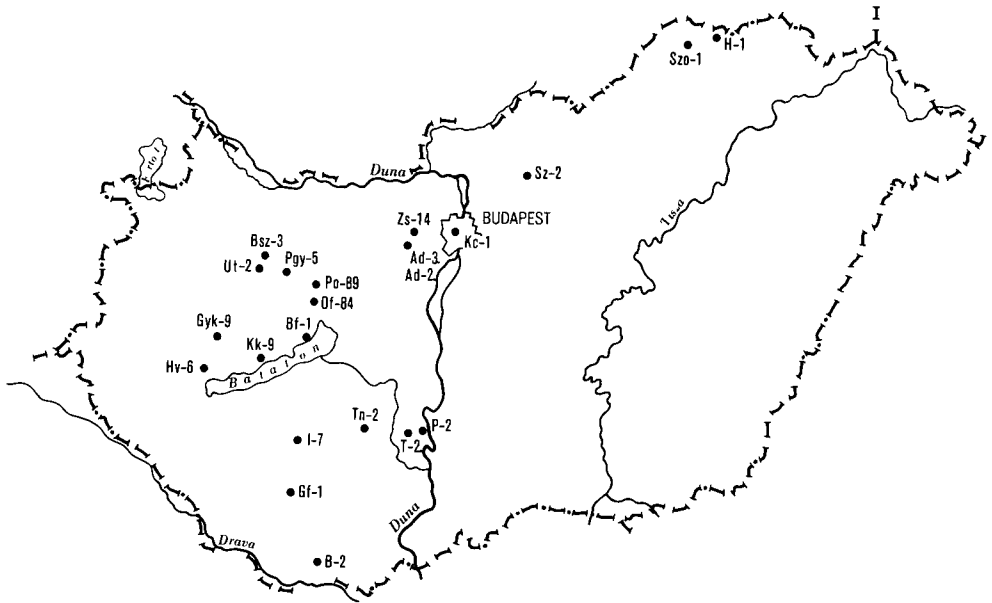
A program koncepcióját és felépítését a „MÁFI Évi Jelentése 1978-rol” c. kötetben
ismertettük. A végrehajtás során, a gyakorlati tapasztalatok alapján új szempontok is fel-
merültek, amelyek a vizsgálati irányok, módszerek gazdagítását indokolták. Ezek közül
a legfontosabbak a következők:

- ásványi nyersanyagok (bauxit, kőszén stb.) alapszelvény jellegű vizsgálata,
- alapszelvény szintű karottázs vizsgálatok és értelmezés,
- fúrómagok geofizikai ill. vízföldtani célú paraméter-vizsgálata.

Lényeges eredménynek tekintjük, hogy a víz-, bauxit-, kőszén-, sugárzóanyag-kutato
fúrások közül egyre több esetben nyílik lehetőség az alapszelvény jellegű feldolgozásra
(1. ábra). Ez azt mutatja, hogy az ipari vállalatok és kutatóhelyek, a geológustársadalom
egésze egyre inkább magáénak érzi a programot.

Jelentős előrelépésként kell megemlítenünk, hogy megkezdődik a kiemelkedő jelen-
tőségű alapszelvények vizsgálati eredményeinek publikálása. A MÁFI Évkönyv sorozatá-
ban megjelent, a Tengelic 2 sz. fúrás komplex feldolgozását közreadó munkát remélhető-
leg rövidesen követi a publikálásra előkészített Alcsútdoboz 2 sz. fúrás, majd a program
során feltárt felszíni és fúrásos szelvények feldolgozását bemutató, folyamatosan bővülő

*A program geofizikai eredményeit az Eotvos Loránd Geofizikai Intézet Évi Jelentése közli.



1 abra A cikkben említett földtani alapfúrások helyszínrajza

sorozat A teljes vizsgalatsort kozreadó tanulmányok mellett a fontos új eredményekről rovidebb cikkek formájában előzetes összefoglalások is megjelennek (Ilyen például a Hévíz 6 sz fúrás triász alapszelvény-vizsgálatairól beszámoló közlemény ebben a kötetben) Az alapszelvények vizsgálatának eredményeire épül Magyarország új földtani szintézise (Magyarország földtana), továbbá Magyarország földtani atlasza is, amelynek 1 500 000 ma térképtagjait a következő években kezdi kiadni a Földtani Intézet

Eredmények

Felszíni alapszelvények

1 Dunántúli-kozephegység

A Dunántúli-kozéphegységben a paleozóos egységek típusszelvényeinek feltárása és vizsgálata után 1981-ben lenyegében a triász szelvények feltárása is befejeződött

A Balaton-felvidéken elsősorban a középső-triász anizuszi–ladini határszelvények érdemelnek kiemelést, amelyek komplex vizsgálatának az a célja, hogy a standard kronosztratigráfiai skála e két emeletének határ-sztratotípusa a klasszikusnak számító Balaton-felvidéki területre kerüljön

A budai-hegységi triász régóta vitatott rétegtani problémájának megoldása szempontjából lényeges előrelépést jelent a Mátyás-hegy karni tűzköves mészkő és tűzköves dolomit retesgorának feltárása A retesgor vizsgálata módot ad a Zsámbék Zs-14 sz fúrásban feltart fácies-sztratotípussal való pontos korrelációra A Remete-szurdok mellett kibontott onkoidos kifejlődésű Dachsteini Mészkő szelvény tanulmányozása a felső-triász, karbo-

nátos plató-zatony komplexum rekonstrukciója szempontjából jelentős (felszíni fácies-sztratotípus)

Folytatódott a geressei és a bakonyi j u r a, alsó- és középső-k r é t a szelvények feltárása, illetve felújítása, feldolgozása

Befejeződött az alsó-dogger Tolgyhati Mészki Formáció sztratotípus szelvényenek feldolgozása, és az összefoglaló tanulmány készítése folyik Előrehaladt a felső-liasz Kisgeressei Márta vizsgálatának összefoglalása

Megkezdődött a kimmeridgei voros gumos Paliházi Mészki Formáció sztratotípus szelvényének feltárása Borzavár mellett

A Budai-hegység területén e o c e n és o l i g o c é n szelvények feltárasára is sor került Zugliget – eocén—oligocén hazai felszíni határ-sztratotípus, Szepvolgy (Pusztaszeri ut) – Budai Márta fácies-sztratotípus

2 Északi-középhegység

Az Északi-középhegységben is megtörtént a tervezett p a l e o z o o s e s t r i a s z alapszelvények legnagyobb részének feltárása Az Aggteleki-hegység területén a bodvalenkei folyamatos ladini—nóri, medence kifejlődésű tűzköves, ammoniteses mészki retegort feltáró 200 m hosszúságú szelvény erdemel kiemelest

A Baradla-barlangban a triász sztratigrafia szempontjából rendkívül fontos 8 alapszelvény került kijelölésre, pontos bemérésre és vizsgálatra A szelvények vedelmerol és megvilágításáról is gondoskodunk

A Bukkban a Kis-fennsíkon a felső-triász Kis-fennsíki Mészki Formáció gazdag Megalodus faunát tartalmazó retegort sikerült feltárni

Letisztítottuk a f e l s ő - k r é t a Nekézsenyi Konglomerátum Formáció nagymértéű hippuriteses mészki blokkokat tartalmazó kifejlődésének dédestapolcsányi szelvényét, és megkezdődött a nekézsenyi vasúti bevágásban kijelolt sztratotípus szedimentológiai és őslénytani vizsgálata Az egész régió szerkezetalakulásának megértése szempontjából lényeges és vizsgálatokkal eldöntendo kérdés, hogy a nekézsenyi szelvényben észlelt inverz gradáció szedimentológiai vagy utólagos tektonikai okokra vezethető-e vissza Ugyancsak rendkívül fontos a lehordási terület és az üledékgyűjtő jellegének megállapítása

Megkezdődött az e o c é n, illetve Noszvaj mellett az e o c é n – o l i g o c é n határszelvények feltárása is

3 Dél-dunántúli hegyvidék

A Mecsekben és a Villányi-hegységben befejeződött a p a l e o z o o s e s a t r i a s z szelvények feltárása, az utobbiak vizsgálata még folyamatban van Mind a Mecsekben, mind a Villányi-hegységben megkezdődött a jura szelvények letisztítása

Furasi alapszelvények

1 Dunántúli-középhegység

A Dunántúli-középhegység területén a t r i á s z szelvények feltárasára, illetve vizsgálatára helyeztük a fő hangsúlyt

Mint a bevezetésben említettük, befejeződött a nemzetközileg is kiemelkedő jelentőségű perm–alsó-triász rétegsort feltáró *Alcsútdoboz 2* sz. fúrás vizsgálata és értékelése

Folyamatban van a 400 m vastagságú alsó-triász rétegsort feltáró *Koveskál 9* sz. fúrás részletes vizsgálata

A fúrás vazlatos rétegsora a következő

0,0– 72,2 m	Az Aszofói Dolomit Formáció típusos dolomit, dolomitmarga képződményei
72,2–221,8 m	A Csapaki Márga Formáció zöldesszürke és vörös márga, meszmárga, aleurolit rétegsora vékony mészkő-betelepülésekkel
221,8–378,0 m	Az Arácsi Márga Formáció a típusosnál dolomitosabb kifejlődésű, a középső szakaszon vörös homokkő, aleurolit, márga váltakozással
378,0–404,0 m	A Balatoni Homokkő Formáció felső, vörös homokkő- és aleurolit-váltakozásos szakasza

A koveskáli fúrás azt az alapszelvényt egészíti ki, amely a dunántúli-kozéphegységi alsó-triász fáciesváltozásainak megismerését célozza. A korábbi években, a program keretében vizsgált alcsútdobozai, iszkahegyi és balatonfüredi szelvényekkel együtt, 200 km-es szakaszon lehet a fáciesváltozási tendenciákat tanulmányozni.

A középső-triász képződmények vizsgálatában a teljes rétegsort harántolt *Balatonfüred 1* sz. fúrás feldolgozása jelentett előrelépést. A karni Veszprémi Márga Formáció alsó részéről indulva a közphegység északi szárnyának eddig alig ismert középső–alsó-triász rétegsorát tárta fel az 1981-ben befejezett *Bakonyszucs 3* sz. fúrás (talpmélysége 930 m), amelynek feldolgozását 1982-ben kezdjük meg.

A felszínen nehezen feltárható karni Veszprémi Márga Formáció elzárt medence kifejlődésű rétegsorát több mint 600 m vastagságban harántoló *Zsambek 14* sz. fúrás értékelését befejeztük. A közphegység területén ez az egyetlen olyan szelvény, amely a formációt teljesen, a fekvő és fedő dolomit képződményekkel együtt feltárta. A szelvény a Vértes és a Budai-hegység közötti területen elsődleges hivatkozási alapot ad a Veszprémi Márga lito- és kronosztratigráfiai tagolására, és a budai-hegységi karni problémák kulcsát jelentheti.

A triász szakasz vazlatos rétegsora a következő

280,5–317,0 m	Fődolomit Formáció alsó szakasza
317,0–394,0 m	A Veszprémi Márga Formáció sötétszürke, uralkodóan márga kifejlődésű, felső és alsó részén mészkő-betelepüléseket tartalmazó felső tagozata
394,0–440,0 m	Sötétszürke tüzkes dolomit tagozat
440,0–683,0 m	Tüzkes mészkő tagozat, márga- és meszmárga-betelepülések vegyes előfordulnak
683,0–750,0 m	A Veszprémi Márga Formáció alsó sötétszürke márga tagozata mészkő-betelepülésekkel
750,0–881,3 m	A Budaörsi Dolomit Formáció felső szakasza

A Veszprémi Márgába befogazódó karbonátos plató képződmények típusszelvényét a *Hévíz 6* sz. fúrás képezi, amelyet külön cikkben tárgyalunk.

A felső-triász Dachsteini Mészkő, valamint a Fődolomit–Dachsteini Mészkő átmeneti egység észak-bakonyi típusszelvényeinek – *Ugod Ut-2*, *Porva Po-89* sz. fúrás – értékelése befejeződött. A vizsgálati eredmények rövid összefoglalása a „MÁFI Évi Jelentése 1980-ról” c. kötetben található meg.

Rendszeresen folyik a középső - k r é t a formációk sztratotípusának vizsgálata, amelynek keretében 1981-ben a Pénzeskúti Márga Formáció hivatkozási szelvényét feltáró *Pénzesgyor 5* sz és a Zirci Mészke Formáció fúrási sztratotípusát képező *Olaszfalu 84* sz fúrás feldolgozása fejeződött be

A koszén-elő kutatás során mélyült *Gyepukajan 9* sz fúrás, amely a medence és a peremi kifejlődésű szenon rétegsorok közötti átmenetet tárja fel, az előzetes vizsgálatok alapján szintén alapszelvénynek minősíthető A Nagykovácsi-medencében bauxit-elő kutatás során harántolt rétegsort e o c é n típusszelvényként dolgozzuk fel

Az e o c é n – o l i g o c é n határ, egyben a kiscelli regionális emelet határ-sztratotípusának feltárása érdekében Óbudán mélyítettük a *Kiscell 1* sz fúrást, amelynek feldolgozását az ELTE Foldtani Tanszéke által szervezett munkacsoport végzi Előrehaladott állapotban van a paleogen rétegtani szempontból kiemelkedő jelentőségű *Alcsútdoboz 3* sz fúrás feldolgozása A 870 m talpmélységű fúrás az alsó-triász, majd priabonai andezit, homok, mészke képződmények fölött harántolta a Budai Márga, Tardi Agyag, Hárshegyi Homokkő, Kiscelli Agyag és a Mányi Homok Formációkat

2 Északi-középhegység

Az Északi-középhegység területén az Aggteleki-hegységben lemélyült a *Hídvégardó 1* sz fúrás, amely átbuktatott helyzetű felső - t r i á s z rétegsort, majd alatta, szerkezeti érintkezéssel, gyengén metamorf ladini (?) agyagpala rétegsort tárt fel

Befejeződött a *Szolórsárdó 1* sz fúrás vizsgálata, amely a felszínről korábban nem ismert karni Szőlőrsárdói Márga Formáció sztratotípusa

A Cserhát és a Mátra közé benyúló medenceterületen a nagy vastagságú m i o c é n képződmények harántolása céljából telepítettük a *Szirak 2* sz fúrást, amelynek 0,0–562,0 m-ig terjedő, vízmegfigyelő kúttá kiképzett szakasza 1980-ban mélyült le Második szakasza 1981 decemberében 1929 m-ig ért el

A fúrás rétegsorat röviden az alábbiakban jellemezhetjük

- | | |
|-----------------|---|
| 0,0– 16,2 m | Pleisztocen losz és különböző, a Dunántúli Formációba tartozó agyagmárga, szenes agyag, homok, pleisztocén vagy holocén csuszamlások következtében összekevert rétegek |
| 16,2– 306,7 m | A Dunántúli Formációba tartozó átlagos felépítésű rétegek |
| 306,7– 763,7 m | A Peremartoni Formáció agyagmarga-homokkő rétegei alkotják az összletet, amelynek alsó 706,0–763,7 m közötti szakasza olisztolitos kifejlődésű, amennyiben számos, víz alatti rogyás következtében lesúvadt szarmata réteggel ékelődik bele |
| 763,7–1267,7 m | Szarmata, |
| 1267,7–1574,8 m | bádeni agyagmárga és homok rétegek váltakozásából álló összlet |
| 1574,8–1929,0 m | Bádeni andezit proklastikum (Mátrai Vulkanit Formáció) |

3 Dél-Dunántul

A dél-dunántúli területen számos nyersanyagkutató, illetve kifejezetten alapszelvény feltárásra telepített fúrás harántolt kiemelkedő jelentőségű n e o g é n és m e z o z ó o s rétegsort, illetve i d ő s k r i s t á l y o s képződményeket

A Mecsekben a Misina-tetőtől DNy-ra levő *Barany-tetőn* a Mecseki Ércbányák Vállalat által mélyített fúrás 860,3–1614,2 m között harántolt metamorf képződményeket

A feltárt szakaszon a közepes metamorf fokozatu gneisz és csillámpala a földpát blasztézis megjelenésével magas fokozatu metamorfotokba–migmatitokba megy át, a furas augen struktúrájú granitoid kőzetben állt le. Jelentősége elsősorban az, hogy egy szelvényben tárta fel a mecseki granitosodás folyamatát

A *Baksa 2* sz alapfuras a Mecsek és a Villányi-hegység közötti Gorcsonyi-hátság területén mélyült, és több mint 1100 m vastagságban harantolta a Gorcsonyi Formáció metamorf képződményeit. A feldolgozást a Szegedi József Attila Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszéke végezte, illetve irányította

A metamorf egységen belül a következő tagozatokat különítették el (SZEDERKENYI T. jelentése nyomán)

57,1– 223,7 m	Felső marvanyos tagozat
223,7– 821,8 m	Kloritos kétsillamu gneisz tagozat
821,8– 866,6 m	Alsó marvanyos tagozat
866,6– 922,2 m	Granatos kétsillamu gneisz tagozat
922,2–1200,0 m	Gránatos kétsillamu pala tagozat

4 A Mecsek és a Dunantuli-közephegység közötti terület

A Mecsek ÉNy-i előterében a MÉV által végig maggal mélyített *Galosfa 1* sz furás nyugodt településű néo-gén rétegsoranak ottnangi teresztrikus képződményei jellegzetesen mecseki kifejlődésűek. A badeni, a szarmata és az alsó-pannoniai képződmények párhuzamosítása a majdnem teljesen faunamentes és az átlagostól eltérő homokos kifejlődés miatt további vizsgálatokat igényel

A furás vázlatos rétegsora a következő

0,0– 7,3 m	Óholocen patakfordalek
7,3–308,9 m (?)	Pannoniai képződmények, amelyek két részre tagolódnak 7,3–192,0 m-ig a Dunantuli, 192,0–308,9 m-ig a Peremartoni Formációt harantoltak, de ez utóbbi is teljes egészében a <i>Spiniferites validus</i> zonába tartozik, tehát pelites kifejlődése ellenére is a felső-pannoniai emeletbe sorolando
308,9–505,4 m	Miocen szakasz, fedőjéhez fokozatos átmenettel kapcsolódik, de korjelző fauna hiányában pontos besorolása nem volt megoldható
505,4–593,2 m	A kárpai halpikkelyes agyagmarga (Budafai Formáció, Komlói Agyagmarga Tagozat) jellegzetes rétegei
593,2–888,0 m	Alsó-miocen szárazföldi tarkaagyag, homok, kavics (Szaszvári Formáció)
888,0–910,0 m	Jellegzetes alsó riolittufa kitorési centrumtól távoli, tufitos kifejlődésben (Gyulakeszi Riolittufa Formáció). Ezt vetőzóna választotta el a fekvő triász rétegektől

A furás triász–perm rétegsora is kiemelkedő jelentőségű, alapszelvény-jellegű – feldolgozása folyamatban van. Az anizuszitol a triász bázisát képviselő Jakab-hegyi Homokkőig, teljes mecseki kifejlődésű (bár a típusosnál dolomitosabb) rétegsort tárt fel, és a felső-permi Kővágószőlősi Homokkő Formációban állt le 2430 m mélységben. A permii rétegsor csatlózik a Mecsektől É-ra feltételezett kristályos hátság letezését

A Mecsek hegységtől É-ra mintegy 40 km-re a *Tolnanemedi 2* sz furás jurai rétegsort és ennek fedőjében felső-pannoniai képződményeket harantolt. Az átlagos kifejlődésű, ciklusos felépítésű, szürke, molluscás agyagmarga, aleurit, homok rétegek váltakozásából álló felső-pannon rétegsor érdekessége a kőzbeteleplő vékony dolomit-

réteg jelenléte Egy-egy ilyen dolomit az első lajoskomáromi adat óta a Dunántúl számos más furásának felső-pannoniai sorozatából is előkerült

A furás n e o g e n szakaszának vázlatos rétegsora a következő

0,0– 6,5 m	Holocen patakfordalék
6,5– 27,2 m	Pleisztocén losz összlet
27,2–204,2 m	Dunántúli Formáció szürke agyagmárga, aleurit, homok (az alján, 182,2–204,2 m-ig erősen kavicsos)

A furás 204,2–1200,1 m-ig kifejezetten mecseki kifejlődésű, de tormelékes komponensben szegényebb és nagyobb karbonattartalmú liász rétegsort tárt fel, amelynek feldolgozása még folyamatban van

A Duna partján, a Tengelic 2 sz. fúrástól 13 km távolságban létesült – ahhoz hasonló, zavartalan településű, n e o g e n rétegsort harántolt – a *Paks 2* sz. furás, amelyet a MÉV a Paksí Atomerőmű számára mélyített Terepi rétegsortát a vállalat szakembere, KÓSA L. állította össze. A rétegsor laboratóriumi feldolgozása nagyjából a MÁFI-ban 1980-ban készült el.

A furás vázlatos rétegsora a következő

0,0– 27,3 m	Holocén–pleisztocén durvahomok–kavics
27,3– 525,5 m	Dunántúli Formáció átlagos kifejlődésben
525,5– 628,4 m	Peremartoni Formáció átlagos kifejlődésben
628,4– 655,3 m	Szarmata agyagmárga, finomhomok
655,3–1089,0 m	Bádeni agyagmárga, homok, dacittufit
1089,0–1533,4 m	Kárpáti dacittufa és andezittufa (Tari Dacittufa Formáció)
1533,4–(1593) m	Kárpáti halpikkelyes agyagmárga, homok (= Budafai Formáció Komlói Agyagmárga Tagozat)

Az *Igal 7* sz. furás az igali gravitációs maximumra települt, a korábbi szénhidrogén-kutató furások közelében, elsősorban a medencealzat felépítésének tisztázása érdekében. E kérdés tisztázása az ún. igali–bukki szerkezeti–facialis ov. megítélése szempontjából kulcsfontosságú volt. A furás vékony hegyvidéki jellegű pleisztocén és medencebeli kiemelkedés feletti vékony p a n n ó n i a i rétegsor alatt (vetőzóna után) nagy vastagságú*, f e l s ő - t r i á s z karbonátos rétegsort harántolt, amely sem a középhegysegi, sem a bukki felső-triászal nem azonosítható egyértelműen.

A furás vázlatos rétegsora a következő

0,0– 13,1 m	Pleisztocén losz, agyagos losz
13,1– 597,6 m	Dunántúli Formáció átlagos kifejlődésben
597,6– 638,9 m	Peremartoni Formáció átlagos pelites kifejlődésben
638,9– 649,4 m	Vetőzóna a Peremartoni Formációból származó agyagmárga, a szarmata összletből származó ooidos mészkő és a fekv. triász mészkőből származó tormelékéből álló kőtöltéssel
649,4– 844,6 m	Nori, szürke mészkő és dolomit váltakozásából álló rétegsor
844,6–1416,6 m	Nori, szürke dolomit (helyenként elmosódó algaszonyeges szerkezettel)

*10°–70° között változó dőlésű

További terveink

A következő években, terveink szerint folytatjuk az alapszelvények feltárását, karbantartását, illetve megőrzését, tudományos feldolgozását, és meggyorsítjuk az eredmények közreadását

A felszíni alapszelvény-halozat fejlesztésénél a következő években a fiatal mezozoós (jura–kréta) és a paleogén szelvények feltárását súlyozzuk. A neogen szelvények feltárását úgy utemezzük, hogy azok az 1985-ben hazánkban rendezendő Neogén Kongresszusra készüljenek el. Ezek fő feladata – a hegyvidéki kifejlődésű területek ismereti hiányainak pótlásán túl – a peremi és medencekifejlődés közötti átmenetek feltárása. A geofizikai alapvonalak mérésével összehangoltan folytatjuk a fúrásos alapszelvények feltárását. 1982-ben az 1gal–bukki zóna megismerése céljából Tabtól ÉK-re, a Duna–Tisza köze D-1 kiemelt helyzetű részén a neogén és kréta rétegsor feltárására Bácsalmás mellett tervezünk fúrást. – A fúrasi rétegsorok feldolgozásában kiemelt figyelmet és kutatási kapacitást fordítunk a Szirák 2 és a Bakonyszűcs 3 sz. fúrára.

A hazai földtani kutatás fejlesztésének egyik bázisát jelentő alapszelvény-vizsgálatok sikeres továbbviteléhez a szaktársadalom további támogatását, együttműködését továbbra is igényeljük.

FÖLDTANI TÉRKÉPEZÉS ÉS NYERSANYAGKUTATÁS A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉGBEN

CSÁSZÁR GÉZA

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion ut 14
H–1143

ETO 061 6 55(439)(047 1) 550 812 14(234 373 3/ 5)
550 8 528 94(234 373 3/ 5)
550 82 553 94/ 96(234 373 3/ 5)

T a r g y s z a v a k földtani térképezés, köszén, prognózis, elokutatás, Dunán-
túli-kozéphegység, témabeszámoló

Bevezetes

Nyersanyagai és az azokra épülő ipar alapján a Dunántúli-kozéphegység egyike leg-
fontosabb gazdasági tájegységeinknek, amelynek rendszeres földtani kutatását éppen ezen
ipar igényének kielégítése teszi elengedhetetlenül szükségessé. A területen folyó kutatási
munkák három, fázisszerű tevékenységi körbe foghatók össze

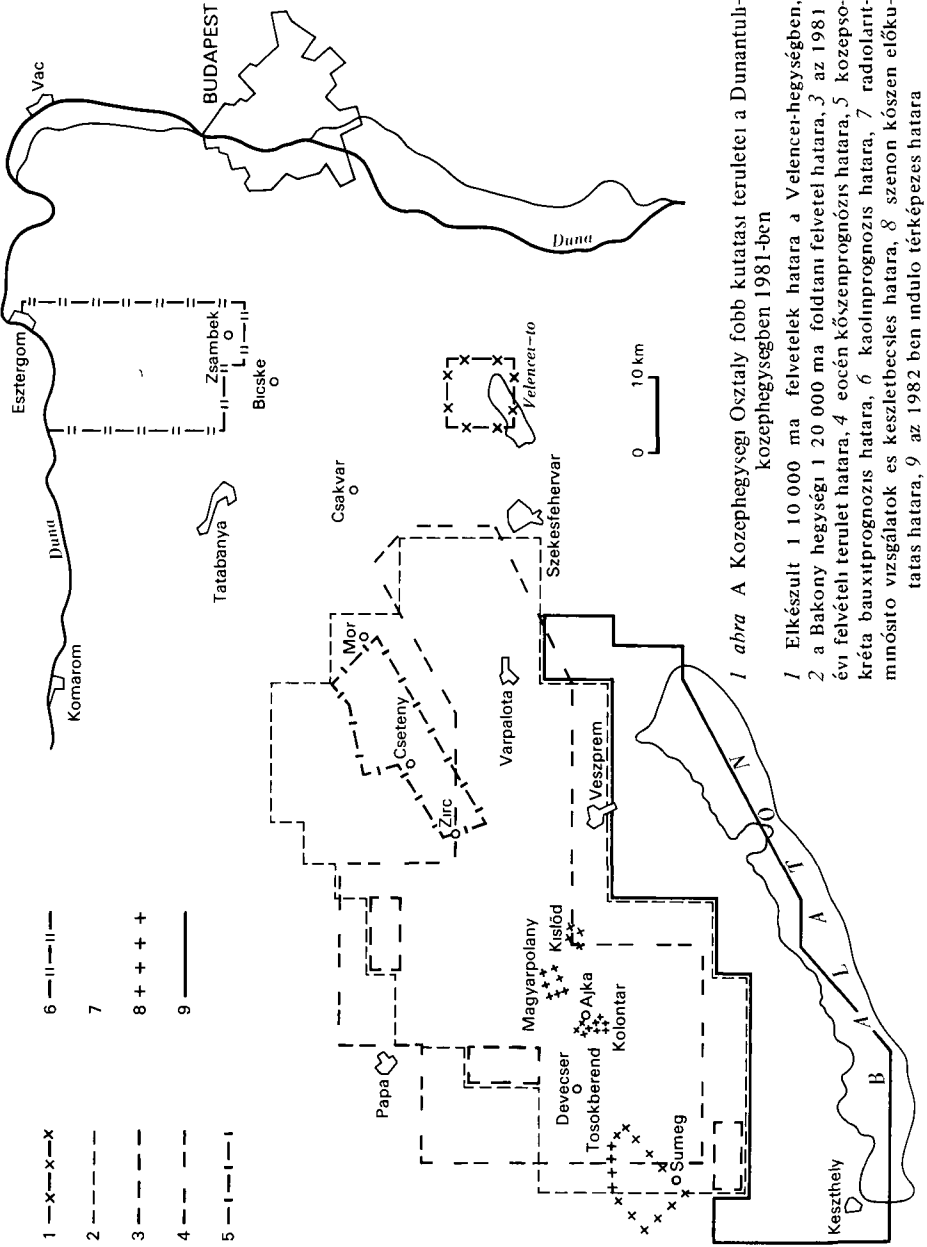
alapkutatás
előkészítő- és
nyersanyagkutatás,

melyek összehangolását az 1979-ben és 1980-ban elkészült tematikus és területi kutatási
programok hivatottak biztosítani

Az Intézet hagyományos feladatainak megfelelően a középhegységi osztály sokrétű
feladatai közül az egyik legfontosabbként a nyersanyagkutatást közvetlenül megalapozó
földtani térképezés említhető, amely 1980-ban két területen, a Bakony hegységben és a
Velencei-hegységben folyt (1 ábra). Az utóbbi évek feladatkor-bővülésével összhangban
immár közel hasonló súllyal szerepel tevékenységünkben a közvetlen nyersanyagkutatás
(köszén, bauxit, vegyesásvány, építőanyag) is. Jól egészíti ki e kettőt a jelentősen kisebb
volumenű, de azokkal szorosan összekapcsolódó és főként az alapszelvény-feldolgozások-
ból és módszertani munkákból álló alapkutatási tevékenység. Jelen beszámoló az előkészít-
ő kutatási és a kiemelt jelentőségű nyersanyagkutatási feladatokról nyújt áttekintést

Földtani térképezés

A Dunántúli-kozéphegység komplex földtani kutatása című programban a szerkezet-
földtani és rétegtani kutatás, valamint a tematikus térképek és monográfiák mellett köz-
ponti helyet foglal el a rendszeres földtani térképezés. A legújabb térképezési ciklus fon-
tos szakaszát zártuk le, 1981-ben befejeződött a két évtizeden keresztül rendszeresen vég-
zett *Bakony hegységi 1:20 000 méretarányú földtani térképezés*. Ennek utolsó szakasza
5 db – a bakonyszücsi, noszlopi, kupi, sumegi és sumegprágai – 1:10 000 ma lap felvé-



1. ábra A Középhegységi Osztály fobb kutatási területei a Dunantúli-
középhegységben 1981-ben

1 Elkészült 1 10 000 ma felvetelek határa a Velencei-hegységben,
2 a Bakony hegységi 1 20 000 ma földtani felvetelei határa, 3 az 1981
évi felvétel terület határa, 4 eocén kőszénprognózis határa, 5 közepso-
kréta bauzitprognózis határa, 6 kaolinprognózis határa, 7 radiolarit-
minősítő vizsgálatok es készletbecsles határa, 8 szenon kőszén előku-
tatas határa, 9 az 1982 ben indulo térképezes határa

tele (1 ábra), a hajmáskéri 1 25 000 ma lap fotogeológiai térképének elkészítése és 7 db korábban felvett lap lektorálásra, ill szerkesztésre való előkészítése volt

Megkezdődött a térképezés eredményeinek összegzése Ennek első fázisaként elkészítettük a hegység 1 50 000 ma fedett földtani térképet (GYALOG L, CSEREKLEI E, CSÁSZÁR G)

A két évtizedes térképezés során szerzett tapasztalatok, a technikai eszközök fejlődése és nem utolsósorban a felvételi munka eredményeinek maximális mértékű gyakorlati és tudományos hasznosítása, valamint a munka racionalizálása lehetővé és szakszerűsítette a térképezés módszerének és rendszerének újraértékelését, vagyis a *térképezési eljárás átdolgozását* Az 1 20 000 ma differenciált földtani térképezés lényege, hogy a meretarány megszabta szigorú kondíció-viszonyok a felvétel során csak irányelvként szerepelnek és ettől esetenként az egyes terulet egységek földtani és gazdasági súlyának megfelelően kívánatos is eltérni, s így rendszerbe illeszthetők az 1 5000 ma és 1 10 000 ma részlettérképek is Céljaink elérését növekvő hatékonysággal segítik a korszerűsödő technikai eszközök és módszerek (távérzékelés, geofizika)

Az előírás első alkalmazási területeul a *Balaton-felvideket* tervezzük, ahol a felvételi munka a programnak megfelelően 1982-ben indul 1990-ig befejezzük az egyes lapok felvételét, megszerkesztjük az áttekintő földtani térképet és elvégezzük a terület nyersanyag-értékelését, valamint monografikus összesítést is Az utemterv együttes kialakítása a biztosítéka annak, hogy a térképezés eredményei egyúttal alapul szolgáljanak a balatoni udulóövezet mérnökgeológiai–építészföldtani programjában foglalt feladatok teljesítéséhez is Reszben a térképezés, reszben az alapszelvény-feldolgozások eredményeire épülnek, azt hasznosítják a készülő monográfiák „A Dunántúli-kozephegység középső-kréta rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel”, „A Dunántúli-kozephegység lepusztulási szintjei” E mellett további tematikus monográfiák létrehozását is tervezzük

Magyarország 1 500 000 ma földtani térképének elkészítéséhez a dunántúli-kozephegységi tájegység kéziratos földtani térképének megszerkesztésével járultunk hozzá

Köszénprognózis

A térképező munkák eredményeinek elsődleges gyakorlati hasznosítást a nyersanyagprognózisok készítése jelenti A közephegység területen három eltérő korú (felső-kréta, eocén és miocen) köszénképződést ismerünk A bányaszat számára alapvető jelentőségű a jelenleg már ismert vagyonon kívüli lehetőségek megismerése E cél elérését szolgálják a köszénprognózisok

A szenon képződmények vizsgálata – négyéves munka – után 1981-ben fejeződött be a Dunántúli-kozephegység reménybeli eocen köszénvagyónak felmerése (1 ábra) is, és megkezdődött az alábbi térképváltozatoknak 1 25 000 ma -rol az 1 100 000 ma -ra történő átszerkesztése

- eocén elterjedési és aljzattmelység térkép
- az alsó telepes összlet vastagsági térképe
- az alsó telepes összlet összes szén vastagsági térképe
- a felső telepes összlet vastagsági térképe
- az eocén formációk lepusztulási térképe
- eocén köszénprognózis térkép

A feladatot – az érintett bányavállalatok szakembereinek (Veszprémi Szenbanyak, Oroszlányi Szénbányák, Tatabányai Szénbányák es Dorogi Szénbanyak) bevonásával – BERNHARDT B végezte A lapok nyomdai előkészítése – a programnak megfelelően – 1982 évi feladat

A négyéves munka eredményeként világosan korvonalazhatóvá vált a jelenlegi feltételek mellett reménybelinek minősíthető területek nagysága és a reménybeli vagyon erősen korlátozott volta is Tudományos és gazdasági szempontból egyaránt jelentős, hogy új megvilágításba került az eocén koszenkepződés ősfoldrajza (a transzgresszió es a tormelék-szállítás iránya es a koszenláp területi elrendeződése), de közelebb jutottunk a kőszentelek megörzödésében es lepusztulásában egyaránt fontos szerepet játszó eocén utáni szerkezetalakulás törvényszerűségeinek es konkrét formáinak megismeréséhez is

Kőszénvagyonunk jövőbeni hasznosítási lehetőségének feltárása érdekében a Kozponi Bányászati Fejlesztési Intezettel együttműködve megkezdtuk az egyes medencék kőszénének minősítő vizsgálatát Tervet dolgoztunk ki az eocén kőszénláp monografikus feldolgozására Az eddigi vizsgálatok összesítése mellett az elkövetkező évek elő- es felderítő fázisú kutatásai során e tárgy vizsgálatokat is tervezünk A fúrasos kutatás megalapozása érdekében megkezdődött az ELGI-vel közösen készített programnak megfelelően a reménybeli kőszenterületek geofizikai felmérése Ez evben az ELGI gravitációs előkészítő méréseket végzett a Lencse-hegy–É es Lencse-hegy–D, valamint a Márkus-hegy Ny-1 területen, míg a csetény–szápári területen közvetlen furástelepítést megalapozó szeizmikus es elektromágneses mérésekre került sor E méréseket a gravitációs elosztások újabb területekre történő kiterjesztése mellett 1982-ben is folytatni kívánjuk

Koszenkutatás

1978-ban az elvi es módszertani prognózis osztállyal es a Veszprémi Szénbanyak jogelődjével közösen készítettük el a szenon kőszén prognózist es a reménybeli területek előkutatási javaslatát A kutatást 1979 óta ennek alapján vegezzük Az akkor kijelölt öt reménybeli terület közül 1981-ig negynek az előkutatása zárult le A fúrasos kutatást előkészítő geofizikai mérésekre három kutatási területen Magyarpolanyban, Kolontáron es a sumeg–ukk–nemeshanyi területen került sor Az utóbbi területen 1982-ben is folytatódó méréseket az ELGI végezte A kutatást előbb MÉSZÁROS J majd PARTENYI Z irányította

A *magyarpolanyi kutatási területen* a vartnal kisebb kiterjedésű kiemelt rogre a 21,8 millió tonnás ipari vagyonnak csak kisebb hányada esik A terület ÉK-1 fele az elmeddules következtében ipari értéku vagyon nincs DNY felé javul a minőség, no a telepvastagság, de egyttal a települési mélyseg is novekszik A kutatási terület DNY-1 hatara közelében a felső, ipari értékű telep felszínitől számított mélysege 650 m E tendencia a Devecser 3 sz fúras fele tovább folytatódik es a mélység 1000 m-nel nagyobb

Az ajkai szénmedencehez DNY-rol csatlakozó *kolontari területen* a kutatás ÉNY felé a novekvő mélység mellett a medence belsejet jelző szetseprűződéses elmeddules miatt, DNY felé pedig kiékelődés miatt nem eredményezett ipari értékű vagyonnovekedést

A teljesen ismeretlen *kislodi területen* az egyetlen fúras az ÉNY felé mélyülő medencében igazolta ugyan az Ajkai Kőszén Formáció létezését, de a harantolt telepek nem ipari értékűek es a települési mélység már itt is nagyobb a kívánatosnál A *tosokberendi terület* szerkezetileg két reszre különül A DK-1 reszen eredetileg is hiányzik az Ajkai For-

máció, az ÉNy-1 részen viszont az eddigi legkedvezőbb vastagságú és minőségű előfordulást tárta fel a Dv-4 sz. fúrás 800 m-nél nagyobb mélységben. A fenti kedvezőtlen kutatási eredmények következtében az 1980. évi gravitációs előkészítés után, a szeizmikus mérésekkel egyidőben 1981-ben meg kellett kezdeni a *sumeg-ukk-nemeshanyi remenybeli terület* kutatását, ahol az igen kedvező mélységi viszonyok ellenére eddig lemélyült fúrások csupán a kutatás folytatásához szolgáltatottak indokot. A Cr-1 sz. fúrásban a legkedvezőbb vastagság mindössze 0,4 m, fűtőértéke 14 179 kJ/kg, a Zgy-1 sz. fúrásban a legjobb minőségű (16 747 kJ/kg fűtőértékű), szintén egy 0,4 m-es pad. E mellett egy 0,5 m-es, de gyengébb minőségű pad is található. A Gyepukaján Gy-9 sz. fúrásban 474,1–583,0 m között két telepcsoportban találhatók jó minőségűnek látszó telepek. A szén és a meddő aránya 486,3–491,9 m és 570,0–574,6 m között a legjobb, az előbbiben 2,2 m, az utóbbiban 3,4 m-es tiszta szén vastagsággal. Minősítő vizsgálatok azonban még nem állnak rendelkezésre.

A fentiek alapján a szerkezetileg nyugodt *sumeg-ukk-nemeshanyi* területen ipari értékű kőszenvagyonra főleg az ÉK-1, már mélyülő területrészen lehet számítani. Az előkutatás lezárására 1982-ben kerül sor és eredményes kutatás esetén megszakítás nélkül folytatódik a felderítő fázisú kutatás. Az eddigi kutatások alapján a szenon kőszénterületen az ajkait messze meghaladó mértékű kőszénláp korvonalai rajzolódnak ki. Ennek hossza 35 km, szélessége legalább 10 km. Sajnos, a legkedvezőbb vastagságú és minőségű telepek a 800–1200 m közötti mélységintervallumban találhatók, így a sok millió tonnas vagyon a jelenlegi kitermelési technológiák mellett gazdaságosan nem hasznosítható. A földtani kutatás tervezése során azonban nem hagyható figyelmen kívül, hogy ez az óriási vagyon a jövőben a technológiai váltás hatására mobilizálható értékévé válik.

A VELENCEI-HEGYSÉG–BALATONFŐ FÖLDTANI–ÉRCFÖLDTANI ELŐKUTATÁS PROGRAMJA ÉS EREDMÉNYEI

HORVÁTH ISTVÁN

M Áll Földtani Intezet Budapest, Nepstadion út 14
H–1143

ETO 061 6 55(439)(047 1) 550 812 14(234 373 1/2 Velencei-hg)
550 812 14 553 3/4(234 373 1/2 Velencei-hg)

T a r g y s z a v a k színesfemek, molibdén, előkutatás, Dunántúli-középhegység
(Velencei-hegység–Balatonfő), temabeszámoló

Bevezetés

Az előkutatásra kijelölt területen (1 ábra) a legfontosabb feladat az ipari értékű érclelőhelyek feltárása, ill előfordulási lehetőségeinek tisztázása

A megelőző, sikeres kutatások (JANTSKY B 1954, 1957) a velencei-hegységi gránitban érceléreket tártak fel Az andezites vulkanitok elváltozási típusánál megállapítottak, hogy az ún másodlagos kvarcitok csoportjába tartozik és hűtött színesércesedés kapcsolódhat hozzá Az elmúlt negyedszázad alatt ez utóbbi elváltozási típushoz kapcsolódó „porfíros” rézérclelőhelyek gazdasági jelentősége megnőtt Az eocén andezitekhez kötődő recski porfíros rézérclelőhely felfedezése és a környező országokban megismert hasonló előfordulások sora a velencei-hegységi eocén andezites vulkanitok perspektivikus értékét is megemelték

Az előkutatási program keretében tisztázni kívánjuk

a) az andezites vulkániumi összlet elterjedését, felépítését, a vulkánium centrumok, a jelentősebb szubvulkániumi testek és aljzat-átterési zónák, valamint a vulkániumi összlet elterjedését és felépítését befolyásoló szerkezeti elemek helyzetét,

b) a gránitintrúzió neogén képződmények alatti felszínét, a gránit-palakopeny érintkezési vonalának lefutását és jellegét,

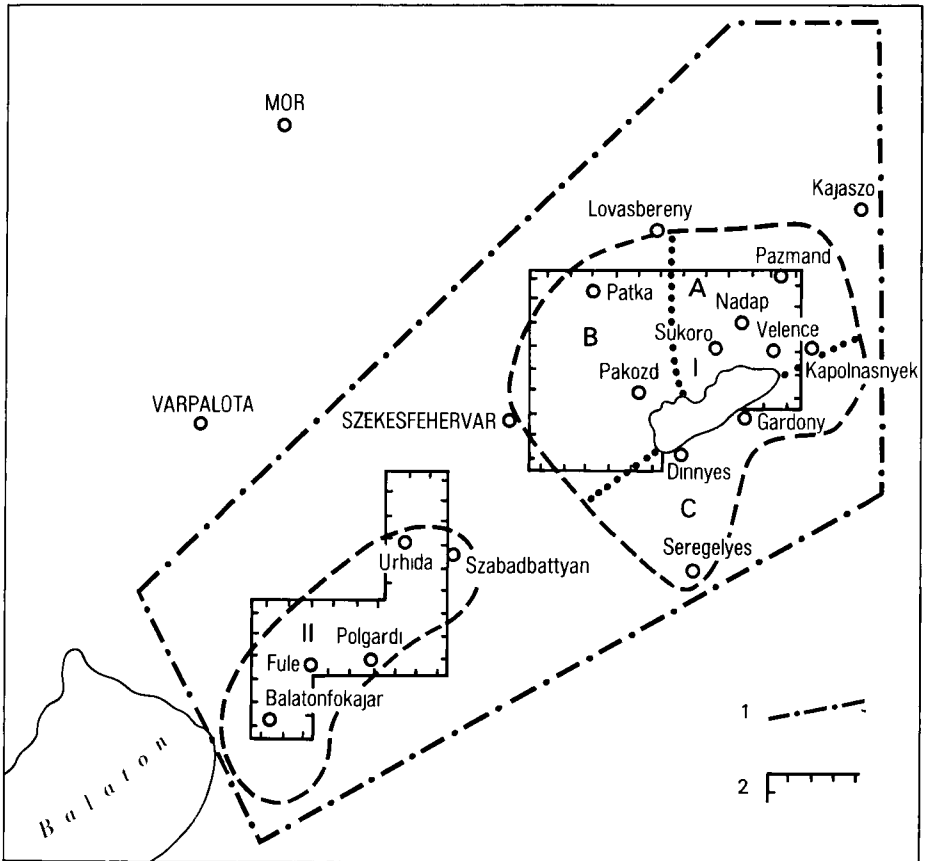
c) az ércesedésre utaló közvetlen és közvetett bélyegek területi eloszlását,

d) a gránitmagmatizmus és az andezitvulkanizmus kapcsolódó ércesedési és kőzetelváltozási típusokat,

e) az ércásvány-paragenézisek összetételét, valamint a kőzetelváltozások jellegét, összetételét és egymásutóját

A kutatási programban meghatározott célokat, feladatokat a hazai ércutatások gyakorlatában már kipróbált és ismert földtani–geofizikai* módszerek felhasználásával kívánjuk elérni, ill megvalósítani (földtani térképezés, térképező és szerkezetkutató fű-

*A terület geofizikai kutatásának eredményei az Eotvos Loránd Geofizikai Intézet Évi Jelentéseiben jelennek meg



1. ábra A Velencei-hegység–Balatonfő földtani–erctanulmányi előkutatási program területe
 1 A kutatási terület határa, 2 az 1:10 000 m-es földtani térképezés területe, A = a kelet-velencei ércmező, B = a nyugat-velencei ércmező, C = a dinnyés–seregélyesi reménybéli ércmező, I = a velencei-hegységi érces korzet, II = a szabadbattyáni érces korzet

rások, refrakciós és reflexiós szeizmika, elektromos mérések, földi mágneses és gravitációs mérések stb.)

A VI. öt éves tervidőszakban a programnak a terület kelet- és nyugat-velencei részére előirányzott munkálatai valósulnak meg.

A kutatás végrehajtása szoros együttműködésben a MÁFI és az ELGI feladata, természetesen a részfeladatok megoldásában számos vállalat és intézmény is részt vesz (Mecseki Ércbányák Vállalat, Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat, Országos Érc- és Ásványbányák, ELTE Természettudományi Kar, MTA Geokémiai Laboratorium, Kozmoponti Bányászati Fejlesztési Intézet).

Az elvégzett munkák és eddigi eredmények

A program szerinti munkákat az ELGI 1978-ban szelesebb körzetben, míg a MÁFI 1980-ban a kelet-velencei ércmező területén indította meg.

E két évben elkészült a kelet-velencei terület 4 db 1 10 000 ma terkeplapjának észlelési földtani térképe Lemélyült 13 db 50–200 m közötti mélysegű, összesen 1600 fm-nyi térképező fúrás A részletes GP felvétel nyomvonalán 50X100 m-es haloban ÓDOR L és munkatársai metallometriai mintazast vegeztek 1981 tavaszán indult meg a hegység első 1200 m-es szerkezetkutató fúrásának mélyítése Pazmánd (Pd-2) közelében A földtani térképezés során a szál- és tormelékes kibúvások lehatárolása mellett gondot fordítottunk a granitoid és andezites kőzettelérek kovetesere és települési helyzetük megállapítására a hegység szerkezeti viszonyainak tisztázása érdekében A geofizikai adatok és a térképező fúrások eredményeinek figyelembevételével ez évben a fedetlen, a pannóniai ill az eocén-mentes földtani térkepváltozatokat is megszerkesztettük

A felszíni és mélyfurasí kőzetanyagok vizsgálata zomében egy évvel később történik A térképező fúrások a hegységben új kepződmenyeket tártak fel, illetve a korábbi ismeretek bővítését tették lehetővé

1 A szubvulkáni és hipabisszikus mélységben megszilárduló magmas testek „kírobanoó”, kifúvódó maradék könnyenillói hozzák létre a telészerű testeket alkotó intruzív breccsákat Egyaránt megjelennek a gránitokban, a kontaktmetamorf palákban és az eocén andezit-eredetű metasomatitokban Jellemzően a hidrotermális elváltozást mutató képződmenyekben települnek Az általában agyagos kötőanyagú breccsák keletkezését az eocén andezitvulkanizmushoz kapcsoljuk Sukorotól 1,5–2 km-re Ny-ra feltárt előfordulási a vulkanizmus jelentős hatáskörzetére mutatnak

2 A gránitba telepuló dolomitos karbonatit kőzettelérek – eddigi adataink szerint – felső-kréta magmás tevékenység termékei Megjelenésük olyan magmas asszociációra utal, amely kizárólag a kontinentális mélytorések, ríftesedések zónájához kötődik

3 A Nadap–Pázmánd közötti elváltozott eocén andezitek elterjedési területén mélyült fúrások és a részletes terepi felvétel alapján a metasomatitok különböző hőmérsékleten keletkezett változatait vizsgálhattuk Jelenleg egyszerűsítve (és anyagvizsgálattal csak részlegesen igazolva) három lépcsős metasomatózis rajzolódik ki Időbeli egymásutánjuk és a csokkenő hőmérséklet sorrendjében a fontosabb ásványasszociációk

a) kvarc + pirofillit + topáz ± diaszpor, pirit →

kvarc + dickit + nakrit + pirit →

kvarc + kaolinit + pirit →

kvarc + szmektit + pirit

b) kvarc + alunit + pirit → kvarc + alunit + pirit + terméskén

4 A Pázmánd 2 sz szerkezetkutató fúrás 48 m-től losz és pannóniai kepződmenyek alatt kb 550 m-ig az andezites vulkanitok előbb említett a) és b) típusu metasomatitjait harántolta, majd a talpig (1200 m-ig) szerzitesedett, majd biotitosodott–magnetitesedett, alsó részen gyengén kálfoldpátosodott aprószemcsés amfibolos dioridot tárt fel Az ércesedés megbízható értékeléséhez a számos új Mo- és Cu-indikáció ellenére még nincsen elegendő adatunk Igazoltnak látszik azonban, hogy a molibdenites ásványosodás a gránitmagmatizmushoz (a közvetlen endo- és exokontakt zónában, s a feltetelezetten apikális helyzetű porfiros gránitban) és az eocén vulkanizmushoz (andezitogén metasomatitokban) egyaránt kapcsolódik

A MÁFI középhegységi osztályához tartozó téma vezetője CSÁSZÁR G, a program megvalósításában az osztály szakemberei – GYALOG L, DARIDÁNÉ TICHY M, DUDKO A, HORVÁTH I, ÓDOR L – mellett az Intézet megfelelő anyagvizsgálattal fog-

lalkozó specialistái – FARKAS L (Rtg) es FOLDVÁRI M (termikus elemzes) – valamint a geokémiai osztály munkatársai is fontos részt vállalnak

Az 1982 evi feladatok

1982-ben a nyugat-velencei 6 db 1 10 000 ma lapon indul meg a földtani térképezés. Egyidejűleg folytatódik a kelet-velencei területen 1981-ben mélyült fúrások anyagvizsgálata, illetve részletes feldolgozása es értékelese. A lehetosegek szerint a programban elfogadott további két 1200 m-es szerkezetkutató fúrásból az egyik szintén a kelet-velencei területen mélyülne az andezitösszlet jobb megismerése, az ércesedési–elváltozasi viszonyok áttekintő tisztazasa erdekeben. A másik (a harmadik) szerkezetkutató fúrás végleges helyét a megszülető kutatási eredmények figyelembevételével csak később tudjuk meghatározni.

Az előzőeknél kisebb súlyu feladatként kívánunk foglalkozni a karbonátitokhoz kötődő Nb-anomalia értékek vizsgalatával es az ehhez a magmas asszociációhoz tartozó képződmények térbeli elterjedésének megismerésével.

ÉSZAK-MAGYARORSZÁGI KUTATÁSI FELADATAINK ÉS VÉGREHAJTÁSUK HELYZETE

NAGY ELEMÉR

M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H–1143

ETO 061 6 55(439)(047 1) 550 812 14(234 373 3/ 5)
550 812 14 553 3/ 4(234 373 3/ 5)

T a r g y s z a v a k színesfémek, anhidrit, vasérc, prognózis, előkutatás,
Északi-kozephegység, témabeszámoló (Mátra–Aggtelek–Rudabányai-hegység)

Bevezetes

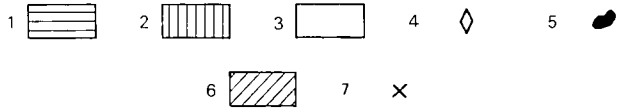
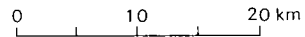
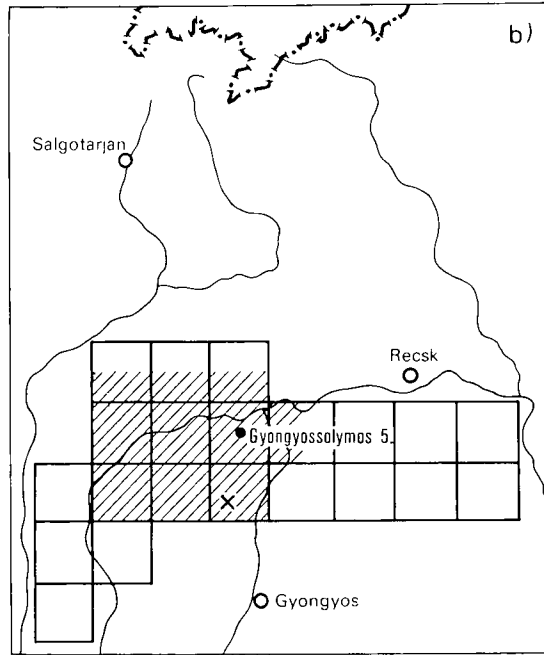
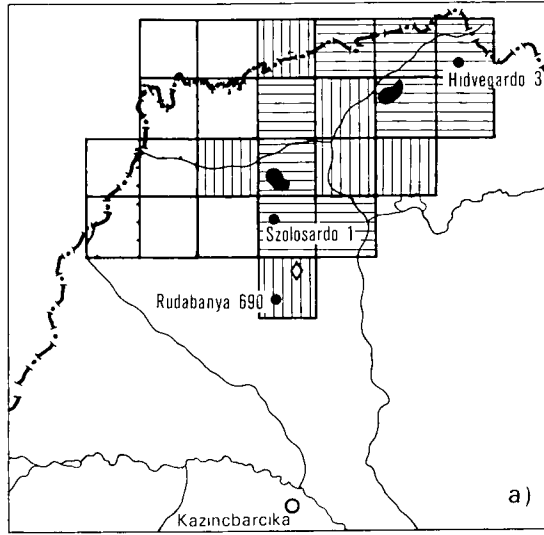
1981-ben az észak-magyarországi földtani tájegység területén elsősorban két, 1980-ban indult programra összpontosítottuk lehetőségeinket, a Kozépső- és Nyugati-Mátra színesérc-előkutatására és az Aggtelek–Rudabányai-hegység komplex földtani előkutatására. Ezek mellett ercprognózis térképeket szerkesztettünk a Borzsony–Dunazug-hegységről (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E) és a Tokaji-hegységről (GYARMATI P), öt éves előkutatási programokat dolgoztunk ki a nógrádi és a borsodi barnakőszén-medencékre – az illetékes szénbányavállalatok földtani szolgálataival együttműködve (BARTKÓ L, RADÓCZ GY) –, folytattuk az országos lignitkataszter összeállítását (JAKUS P) Elláttuk az Országos Alapszelvény Program észak-magyarországi feladatait is (PELIKÁN P, FRIDELNÉ MATYÓK I, KOVACS S, LESS GY, RÓTH L, DON GY) Salgótarjáni földtani szolgálatunk egyebek mellett folytatta az építő- és építőanyag-ipari nyersanyagok prognózisának összeállítását és az ipolytarnóci természetvédelmi terület kialakítását. Részt vettünk a nagymarosi vízlépcső előkészítő fúrásainak feldolgozásában (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E) és kutatási tervet dolgoztunk ki a Szarvaskő környéki diabázok kőbányászati felderítésére (PELIKÁN P)

A Kozépső- és Nyugati-Mátra ercelőkutatási programja

Az Országos Érc- és Ásványbánya Vállalattal és a Magyar Állam Eotvos Loránd Geofizikai Intézetével folytatott konzultációk alapján 1980 márciusában elkészült program alapvető célja a Kozépső- és Nyugati-Mátra vulkáni felépítményében és aljzatában remélhető ipari értékű színesércesedés megismerése, a terület ércföldtani perspektíváinak tisztázása, egy esetleges továbbkutatási (felderítő) fázis részére teruletszelektálás (1 ábra)

A kutatási terület 120 km² kiterjedésű, de más módszerekkel vizsgált (szerkezetföldtani térképezés, gravitációs hálózatkiegészítés stb) területe ezen túlterjed, mintegy 400 km²-t olél fel

Részletesebben ismert a Gyongyosoroszi ércbánya 6 km² felszíni kiterjedésű és a



1 abra Az aggtelek–rudabányai (a) és a mátrai (b) kutatási területek

1 Az 1980-ban felvett 1 10 000 ma térképlapok, 2 az 1981 ben felvett 1 10 000 ma térképlapok, 3 az 1982 évi felvétel területe, 4 az alsótelekesi anhidrit-előfordulás, 5 a Rudabányai hegységen kívüli nagyobb kiterjedésű mágneses anomáliák területe – 6 Az ercföldtani reambuláció ill a közép- és nyugat-mátrai ércelő kutatás területe, 7 a Karolyvár környeki szerkezet

parádsasvári lelőhely 2 km² felszíni kiterjedésű területe A mélység felé ismereteink azonban csak 500–600 m-ig megbízhatók még ezeken a részterületeken is

A program során eddig elkészült a terület központi részének bemért sarokpontos talajmetallometriai felvétele (NAGY G) Befejeződött 4 db 1 10 000 ma lap ércföldtani reambulációja (VARGA GY, KALAFUT M, CSONGRÁDI J, NAGY B), a központi es K-1 területre sz fotogeológiai–vulkánszerkezeti interpretációja (KALAFUT M) és folyamatban van a peremi 1 10 000 ma lapok szerkezetföldtani újrafelvétele (BALLA Z, HAVAS L) Befejeződött a hidrográfiai háló torlatmintázása (FÜGEDI U) A geofizikai feladatok* közül elkészült a terület kétharmadának gravitációs hálózatsűrítése és 400×50 m-es GP felmérése Megtörtént 20 km összhosszúságban három reflexios szelvény felvétele és értékelése, valamint további kb 35 km összhosszuságú szelvény felvétele Kutatóárkok és összesen 500 fm ferde és 940 fm függőleges sekelyszerkezet-kutató furas mellett mélyítés alatt áll egy db 1400 m eloiranyzatú kutatófurás (1981 november 6-i talpmélysége 1200,50 m)

Mindezek alapján egyelőre négy, ércelőfordulás szempontjából perspektívikus objektum jelölhető ki

1 Árnyékbérc–Kovácsrét környéke, ahol egymást fedő metallometriai és GP anomáliákon kívül gravitációs maximum es a szeizmikus szelvényeken intruzív tomzs látható Ezen az objektumon mélyul az említett mélyfúrás (Gyongyosolymos 5) Részletesen meg nem vizsgált rétegsorában 800 m alatt gránátos szkarn és granodiorit típusu intruzív kőzetek vannak, esetenként hintett szulfidérccekekkel

2 Károlyvár környéke, ahol légi mágneses anomáliagyűrű esik egybe egy, a légi-fotókon is kimutatható korkoros szerkezettel A szerkezetet harantolo szelvényben telepített 20–25 m mélységű sekélyfurások részletesebben még nem vizsgált rétegsorai alapján az objektum egy valószínűleg szienites (?) központi maggal rendelkező beszakadt kráter Ércföldtani jelentősége egyelőre nem ítéhető meg A szerkezet DNy-1 szelét érintő reflexiós szelvény egy nagyobb és két kisebb szubvulkáni test jelenlétét valószínűsíti

3 Somhegyese környéke, ahol a légifotókon egy gyűrűs szerkezet látható, és a recens hordalékban szfaleritdúsulást tapasztaltunk Az objektumot átszeli egy reflexiós szelvény, melynek kiértékelése még nem történt meg A Somhegyese és a Károlyvár környeki gyűrűs szerkezetek egy egyenesen fekvő közrefogják a gyongyosoroszi bánya ismert beszakadásos gyűrűjét

4 Asztagkő–Ústokfő környéke, ahol ÉÉNy–DDK-1 csapásban 500 m hosszan és

*Részletes ismertetése az Eotvos Lorand Geofizikai Intézet Évi Jelentéseiben

20 m szélességben egy atkavasodott zonában, kutatóarkaink és részletes sziklametallogometria felveteleink szerint átlagosan néhány század százalek higany található

A programot (azaz az elokutatási fazist) 1984-ben tervezzük lezárni. Ehhez a következő évben be kell fejezni a gravitációs halozatkiegészítést, a reflexios szelvények kiértékelését és el kell végezni az érchordozó objektumok részletező geofizikai (sekélyreflexiós, mágneses stb.) vizsgálatát. A program zárásáig a neogén vulkáni sorozat szerkezeti és rétegtani megismerése, valamint az aljzataban egyes objektumokon várható ércesedés feltárasa érdekében további 4–5 db, átlag 1200 m mély kutatófúrás lemélyítésére lesz szükség. A jelenleg ismert és valószínűleg érchordozó szerkezeteken kívül, a fázisnak megfelelő mértékig meg kell kutatni az ércfeldtani reambuláció és a geofizikai előkészítés során felismert újabb objektumokat. Ezek jelen ismereteink szerint a Gyöngyosoroszítól K-re levő, a kálimetaszomatózis révén kirajzolódó korkoros szerkezet mentén várhatók

Az Aggtelek–Rudabányai-hegyseg földtani elokutatási programja

A program célja a terület földtani megismerésének magasabb szintre emelése mind földtani fejlődéstörténetét, mind ércgenetikai és tektonikai modelljét illetően. Elsősorban a rudabányai vaserchanyaszat és a régió anhidritelőfordulásai számára kell a jelenleginél jelentősebb tartalékkészleteket prognosztizálni a bányászati perspektívák megítélése érdekében. A kutatás fazisa elokutatás, elsőrendű módszere a mintegy 400 km² kiterjedésű Aggteleki- és Rudabányai-hegyseg 1:25 000 kondíciójú földtani térképezése.

A programot az Országos Érc- és Ásványbányák Vállalattal való konzultációk során a MÁELGI-vel közösen dolgoztuk ki 1980 márciusában. Minthogy a rétegtani felépítés tisztázása alapvető a földtani térképezés és a szerkezeti viszonyok megítélése szempontjából – ez utóbbi nélkül viszont a nyersanyag-lehetőségek kutatása elképzelhetetlen – a program első évében a rétegtani kérdések megoldását helyeztük előtérbe. Mivel két 1:25 000 m. térképszelvény terepi felvételét végeztük, az Országos Alapszelvény Programhoz csatlakozva kiegészítettük a fontosabb formációk alapszelvény-rendszerét. A rétegtani kép még ma sem teljes, de lényegesen pontosabb a korábbinál és az 1:25 000 m. kondíciók alapjaként elfogadható (BALOGH K. 1980. A magyarországi triász korrelációja – Ált. Földt. Szemle, 15: 5–68).

A program második esztendjében (1981-ben) elkészült egy reflexios szelvény Szin–Szelcepuszta irányában (egyelőre kiértékelés nélkül) az ún. „Szilicei takaró” szerkezeti összetevőinek megkutatására. Hálózatos mágneses felvétel történt a Varboc környéki nagy kiterjedésű anomálián, sekélyreflexiós szelvényt mértek fel a rudabányai bányatelek ÉNy-i határan, elektromos és mágneses mérések történtek a kopolya-volgyi és a ménes-volgyi magnetitundikációk környékén, valamint az alsótelekesi anhidritleőhely K-i határanak pontosítására.

1:10 000 m. topográfiai lapokon befejeztük további két 1:25 000 m. lap területének terepi felvételét és lezártuk az előző évben felvett két 1:25 000 m. lap (Hídvégárdó és Szohlyet) észlelési és fedetlen változatait, valamint földtani magyarázóikat (LESS GY., DON GY., RÓTH L., KOVÁCS S., KÖRPÁS L., SZENTPÉTERY I.). Mindkét lap északi szegélye már szlovák terület, amelynek 1:25 000 m. földtani felvételét a bratislavai (GUDS) geológusok végezték (J. MELO, J. BYSTRICKY, J. PRISTEŠ, D. VASS és M. ELEČKO). Anyagaikat megkaptuk, ezáltal a két térképlapot a topográfiai laphatárig megszerkesztettük. 1981-ben lemélyült a Hídvégárdó 3. sz. alapfúrás, amely inverz felső-

triász rétegsor harántolása után 110 m-től 700 m-ig fekete, valószínűleg ladinai palas agyagkőben haladt Lemélyult a Rudabánya 690 sz szerkezetkutató fúrás a banyatelek ÉNy-i peremén, amely a rudabányai szerkezetet ÉNy-rol lehatároló lapos szerkezeti vonalat 230 m körül harántolta Itt glaukonitos slír érintkezik tektonikusan egy olyan triász rétegsorral, amely gyakorlatilag valamennyi formációt tartalmazza a raetitól a kampilug, 1000 m talpmélységig 1981-ben lehatároló kutatást kezdeményeztünk az alsótelekesi anhidrit-lelőhely ÉK-i szegelyén A készletbecslési határtól ÉK-re 100 m-re furt első fúrás 90 m-től anhidritösszetben haladt (jelenleg 165 m-es talpig), jelentősen kiterjesztve ezáltal a készlet területét A fúrásos kutatás folyamatban van, 1981-re 3 db fúrás lemélyítéset terveztük (valamennyit a tengerszintig) Celunk a perkupainál előnyösebb adottságokkal rendelkező előfordulás lehatárolása

További feladatok

Az előkutatási program során 1982-ben be kell fejeznünk a geofizikai alapozó tevékenységet és a terepi földtani felvételt A terület utolsó térképlapjait 1984-ben tervezzük átadni A területi nyersanyagprognózisokat, ill felderítő kutatási javaslatokat 1985-re kell kidolgoznunk, együtt a régió 1 50 000 ma földtani térképével

A VI ötéves tervciklusban, az említett két programon kívül az észak-magyarországi földtani tájegység területén meg kell oldanunk az alábbi feladatokat

– a Borzsony–Dunazug-hegység földtani térképének kiadását az előző ötéves tervciklus felvételei alapján,

– a Tokaji-hegység és a Tiszahát területprognózisának elkészítését,

– a Bukk–Upponyi–Szendrői-hegységek földtani előkutatási programjának kidolgozását,

– a nógrádi és a borsodi barnakőszén-medence prognózistérképeinek megszerkesztését, és a perspektivákat tisztázó előkutatási feladatokat,

– az országos alapkutatási tervekből (Alapszervény Program, az ország 1 500 000 ma földtani térképsorozata) ránk harulo kotelezettségeket

AZ ALFÖLD-KUTATÁS PROGRAMJA

RÓNAI ANDRÁS

M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion ut 14
H–1143

ETO 061 6 55(439)(047 1) 55 912(439 14)
55 912 556 33(439 14)

T á r g y s z a v a k földtani térképezés, medence-kifejldés, vízadó retegek,
Alfold, temabeszámoló

A kutatás indoklása

A síkvidékek földtani térképezésének es kutatásának több különleges feladatot kell megoldania az általános térképezéssel szemben. A hasznosítható asványi nyersanyagok feltárása mellett a térképezésnek agrogeológiai, építésföldtani, mernokgeológiai, hidrogeológiai érdekeket es ezeken keresztül a ma szuksegetlet jelentő környezetvedelmet is szolgálnia kell.

A tervezésben es végrehajtásban ezek a szuksegetlek azt jelentik, hogy az Alföld földtani kutatásának nemcsak a felszín földtani viszonyait kell feltárnia, hanem a kutatást több mélysegi szintben folytatnia es az anyagvizsgalatoknál több szakma igényeire is tekintettel kell lennie. Ebben a tekintetben különbözik a MAFI 1964-ben indított Alföld-kutató programja a megelőző felszín-földtani térképezésektől. Az új, komplex kutatás azonban számba vette minden előző térképezés elért eredményét, így az 1 75 000 méretarányu TREITZ-féle térképezés (1904–1918), az 1 25 000 ma KREYBIG-féle térképezés (1936–1944), a szintén 1 25 000 ma SUMEGHY-féle térképezése (1950–1955), az 1 100 000 ma RÓNAI-féle reambuláció (1956–1964) adatait. Ez utóbbi reambuláció mar szakított a felszín-térképezés egyoldalúságával, furásokra es az építkezéseknél végzett talajmechanikai adatok összegyűjtésére támaszkodva már 5–10 méteres mélyseggig mernokgeológiai célokra rétegsorokat adott, külön térképezte a talajvíz helyzetét es kémiaját es egy gazdaságföldtani változatot is kidolgozott. A reambuláció eredményeit 1 200 000 ma térképlapokon kinyomtatták (5 változatban) es tartalmas magyarázófüzeteket csatoltak hozzá.

A reambuláció nemcsak kiegészítette az előző térképezések eredményeit, hanem feltárta azok hiányosságait is. Így elsősorban a térképező feltárások nagyon csekély szamat, a talajmechanikai furások egyenlőtlen eloszlását, a földtani sekélyfúrasok anyagmintáinak laboratóriumi kapacitashiány miatt elmaradt vizsgalatát, a talajvízkémiai elemzések csekély számát es egyenlőtlen eloszlását, a mélyebb rétegek feltárasának hiányát. Nem foglalkozott az előző térképezés a talajvízadó rétegnek a rétegsorban elfoglalt helyzetével.

Az 1960-as években az Alföld szerepe az ország gazdasági életében újra előtérbe került. Ez adta meg a lehetőséget arra, hogy az eddigi tapasztalatok alapján egy korszerű, sokoldalú, komplex Alföld-kutatás induljon meg. Ennek tervét угyszólván menet közben dolgoztuk ki, s ez a folyamat biztosította a terv rugalmas végrehajtását és azt, hogy az első két-három év tapasztalatai alapján olyan írásos terv született, amelyet változtatás nélkül lehetett végrehajtani. Ezt a tervet, azaz az Alföld átfogó földtani vizsgálatának programját, a Központi Földtani Hivatal 1971. február 12-én elfogadta, majd 1976-ban és 1980-ban újra megerősítette.

A kutatás szervezése és irányvonala

A program az Alföld földtani kutatását három mélységi szinten írta elő.

1 *Sekélykutatás* szabályos hálózatban telepített fúrásokkal 10 m mélyeségig. Ebbe tartozott a talajvíz helyzetének, évszakos és sokévi ingadozásainak és a talajvíz kémiai tulajdonságainak vizsgálata. A fúrásminták szedimentológiai, talajmechanikai és részleges kémiai vizsgálatára 1964-ben Szolnokon kizárólag az Alföld-kutatást szolgáló laboratóriumot szerveztünk.

2 A negyedidőszaki rétegsorok feltarására és az alföldi medence legjobb vízadó rétegeinek megismerésére, valamint a vízadó rétegek vízminőségének és vízadó kapacitásának meghatározására *közepes mélységű* alapfúrásokat terveztünk telepíteni végig magvételrel és a maganyag sokoldalú vizsgálatával. A fúrások mélysege 100 és 1500 m között változott a negyedidőszaki rétegeoszlet várható vastagsága szerint. A fúrásokkal a negyedidőszaki képződmények feketjét is tisztázni igyekeztünk, ezért azok több helyen harántolták az ún. levantei rétegsort és a felső-pannóniai rétegekben álltak meg.

Mintthogy a negyedidőszaki rétegek legfőbb ásványi kincse a víz, az alapfúrásokból mélységi vízfigyelő kutakat építettünk ki. A vízadó rétegekben megfigyelt mozgások, nyomásváltozások pontos észlelése az Alföld felszín alatti vízkészletének és a víz utánpótlódásának megállapításához nélkülözhetetlen. A különböző mélységekben uralkodó hidrodinamikai állapotoknak horizontális és vertikális összehasonlítására az Alföld jellegzetes tájain lemélyített földtani alapfúrások felhasználásával 2–3–4 figyelő kutakat építettünk ki egy-egy helyen a földtani alapfúrásban megismert legjobb vízadó rétegekre.

A középmélységű földtani alapfúrásokat egy É–D-i és egy Ny–K-i szelvény irányába telepítettük. A befejező fúrásokat DNy–ÉK-i irányban terveztük. Ez a három fúrásor az Alföld minden fontos részmedencéjét volt hivatott feltárni.

3 Az alföldi medence egészének tormelékes laza kőzetanyagát, valamint a medencealjzat mélységét és kőzetanyagait a program nem saját kutatással tervezte tisztázni, hanem a *szenhidrogén-kutatások* és *geofizikai mérések* eredményeinek felhasználásával.

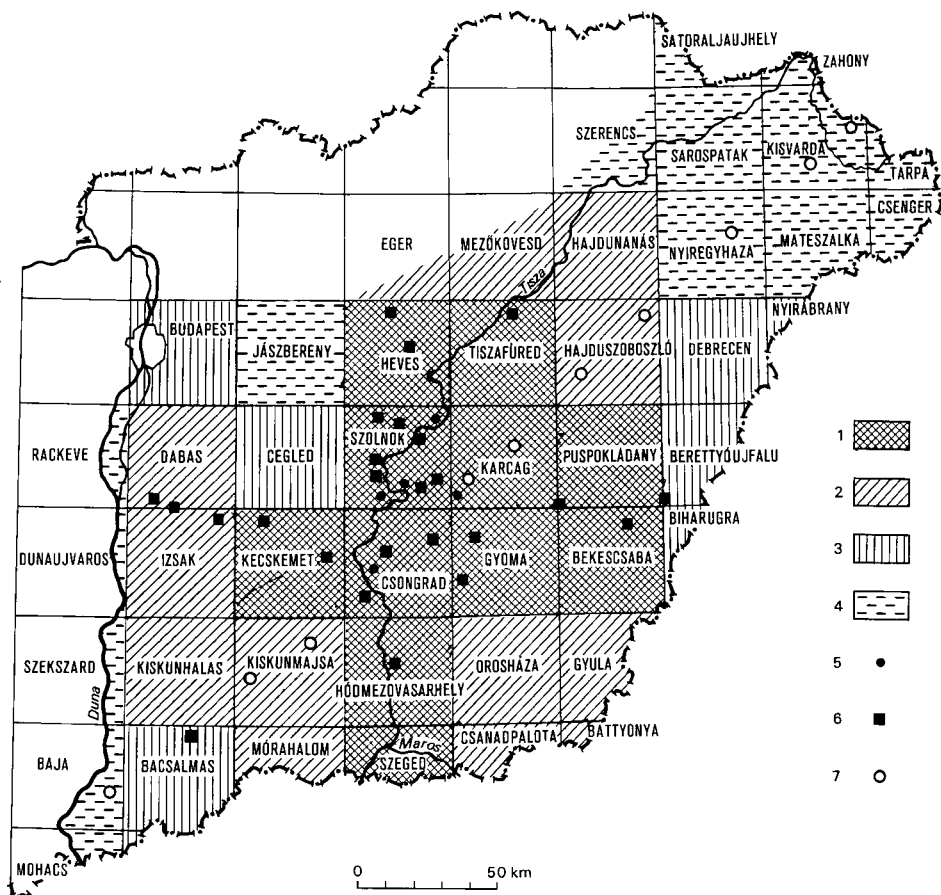
A program megvalósításának utemezése hároméves ciklusokat írt elő és egy-egy 1 100 000 ma (40×40 km) térképlapot tekintett egységnek. Az első év a feltarás, a második év az anyagvizsgálat, a harmadik a kiértékelés, térkép- és szelvenyszerkesztés éve. Az Alföld 43 teljes és toredék 1 100 000 ma térképlapjának felvétele és feldolgozásának idejét a terv 22 évben írta elő azzal a feltételezéssel, hogy az első években munkálkodó egyetlen térképező csoport létszámát két csoportra kell felfejleszteni s ennek mértékében a feldolgozó részleget is növelni. A befejezés határdeje 1986 volt.

A program teljesítése 1981 végéig

1981 elejéig az előírt munkálatok tervszerűen haladtak. Ez ideig elkészült 24 egész és toredék-lap atlasza egyenként 18–20 térképváltozattal és 16 melléktérképpel. Ezek közül 1981 végéig nyomtatásban megjelent 11 atlasz: Szolnok (1969), Csongrád (1974), Heves (1975), Tiszafüred (1975), Hodmezovásárhely (1978), Szeged (1979), Karcag (1979), Gyoma (1980), Puspokladány (1980), Kecskemét (1981), Békéscsaba (1981). Az atlaszok földtani, agrogeológiai, mernokgeológiai, hidrogeológiai, mélyföldtani és gazdaságföldtani térképváltozatokat tartalmaznak rövid magyarázó szöveggel (1. ábra).

1981-ben a Központi Földtani Hivatal a munkálatokat felgyorsítani kívánta és olyan tervezést írt elő, amely a befejezést 1985-re tűzi ki.

A középmezőségű fúrások tekintetében 1980 végéig 37 helyen alapfúrás mélyült, összesen 15 480 folyóméter teljesítménnyel. Ezek közül 25 helyen építettünk ki mély-



1. ábra Az Alföld-terkepezés állása 1981 végén

Az Alföld földtani atlasza 1. kiadva, 2. kéziratban kész, 3. feltárva, 4. a VI. ötéves terv szerinti feltárando terület, 5. földtani alapfúrás, 6. észlelo kutakka kiegészített alapfúrás, 7. tervezett alapfúrás (1981–86)

ségi vízfigyelő kutakat a felismert legmélyebb vízadóra. A többi figyelni kívánt mélységre teljesszelvényű furással építettünk ki kutakat. Ezek száma 49, összmélységük 11 000 folyométer. Az alapfurasból kiépített kutakkal együtt 1980 végén az Alföldön 65 mélységi vízfigyelő kut működött és 9 talajvízkút üzemelt a felszínközeli és mélységi vízjárás összehasonlítására. Összesen 74 kut áll figyelés alatt, ezek közül 22-t hetente kezelik mérnek, 52 kúton folyamatosan észlelő, rajzoló műszer van.

A kutatás gyakorlati és tudományos eredményei

Azon a gyakorlati hasznosításon felül, amit a térkepező osztály feltárasairól és anyagvizsgálatairól az építési és tervező irodáknak és szakintézeteknek nyújt, az Alföld-kutatás tudományos és gyakorlati eredményeiről a következő összefoglalás adható.

Az Alföld 45 000 km² területéből 41 000 km² hálózatos sekélyfurasokkal fel van tárva és a feltárasok adatai 1 100 000 lapok szerint rendezve a síkvidéki kutató osztályon rendelkezésre állanak. 36 000 km² területről a 18–20 térképlapot tartalmazó kezeiratos atlaszok elkészültek. 18 000 km² területről az atlaszok nyomtatásban rendelkezésre állnak. Ez a 18 000 km² horizontális és vertikális rétegződés tekintetében és talajvízviszonyaiban az Alföld földtanilag legváltozatosabb és legtöbb gondozást igénylő tája.

A földtani alapfurasok mint kulcsfurasok szedimentológiai, tektonikai és hidrogeológiai adatokat közölnek az Alföld legfontosabb tajaival, a Mezőségről, a Jászságról, a Duna-Tisza közéről, a Hortobágyról, a Nagykunságról, a Koros-medencéről, a Tisza középső és déli szakaszáról és az Orosházi tábláról.

Tudományos eredmény a *folyóvízi uledékciklusok* megfigyelése. Kétféle uledékciklust figyeltünk meg a negyedidőszaki rétegekben: simo ciklusokat, ahol a szemcseösszetétel a durvaból a finomba és fordítva átmenetes, és szaggatott ciklusokat, ahol a durvaszemcsés rétegek átmenettel változnak finom szemcséjűekbe, de azután – hirtelen változással – durva uledékkel indul az új ciklus. A teljes uledékösszetételt tartalmazó medencérezekben, ill. részmedencékben 10 nagyobb folyóvízi ciklus kifejlődését figyeltük meg.

Egyes furások gazdag faunaanyagából és paleoflorájából kísérletet tettünk a Kárpát-medence negyedidőszaki *klimatorténetének* összeállítására. Az eredményeket 1972-ben a MÁFI évkönyvében nyomtatásban is közzétettük.

Paleomagneses mérések alapján sikerült a plio–pleisztocén határt a Koros-medencében kimutatni és a negyedidőszaki szedimentáció időbeli lefolyását ismertetni.

Több részletes *szedimentológiai* feldolgozás készült az alapfurasokról és ezek információkat közöltek az alföldi folyók vízgyűjtő területeről, a hordalékok származásáról a negyedidőszak folyamán. A paleomagneses vizsgálatok az uledékképződés sebességéről és egyenletességéről is feltűnést keltő adatokat szolgáltatottak. A negyedidőszaki tektonikai irányok az uledékképződés menetéből és a megfigyelt szedimentációs ciklusokból Alföldszerte nagyjából ismertté lettek.

Hidrogeológiai terén az Alföld nagy részén pontos adatokat nyertünk a víztartó rétegek szemcseszerkezetéről, a vízzáró rétegekről, a rétegekben megfigyelt nyomásviszonyokról, a pozitív és negatív nyomásgradiens területeiről, a negatív nyomásgradiens pozitívba való átfordulásának mélységéről, a mélységi vizek hőmérsékleti viszonyairól, vízkémijáról, a vízkémia időbeli változásairól, a vízszíntingadozások különböző okairól és a különböző okok által előidézett vízszíntmozgások nagyságáról, időbeli eloszlásáról.

Fontos eredmény a felszín alatti vízkorzés 1000–1100 m mélységgig való megfigyelése, a lefelé szálló és felfelé szivárgó vízü vidékek kimutatása. A mélységi figyelő kutakban távoli foldrengések hatására észlelt vízlevegések amplitúdója az alföldi területek különböző szeizmikus érzékenységre mutattak rá.

Kísérletet tettünk a VITUKI-val együttműködve a mélységi vizek korának radioizotópos meghatározására.

Vízföldtani eredményeink tettek lehetővé, hogy az IAH és IASH nemzetközi tudományos egyesületek Budapesten a MÁFI rendezésében tartsák meg az „Uledékes nagy medencék hidrogeológiája” témájú konferenciájukat (1976).

Az Alföld-kutató munkáról 1965 és 1981 között 3 könyv, 13 térképmagyarázó kötet (2058 oldalon), 11 atlasz és 99 folyóiratban vagy időszakos kiadványban nyomtatásban megjelent tanulmány tanúskodik.

Kiadásra kész állapotban van egy összeállítás a mélységi vízfigyelés 1967–1980 közötti teljes mérési anyagáról, a kutak helyéről, a furások rétegsoráról és a vízáadó rétegek adatairól. A vízügyi igazgatóságok, központi vízügyi szervek, tervező irodák érdeklődési körébe tartozó gyűjtemény kiadása 1982 elejére várható.

A térkepező és adatfeldolgozó munka mellett több éve készül egy monográfikus feldolgozás a 30 éve tartó Alföld-kutatás (1950–1980) eredményeiről. Ennek befejezését 1982 végére tervezzük.

A program befejezésének terve

Az évi új feladatok mellett az osztályra hárul az eddig begyűjtött feltérési és anyagvizsgálati adat kezelése, lerakása és belőlük állandó információ szolgáltatása. Ez az anyag 12 000 sekélyfúrás, 37 középmélységű fúrás és 542 000 anyagvizsgálati eredmény kezelését és nyilvántartását jelenti. A mélységi vízszinteslelési adatok száma 26 760, a vízkémiai adatoké 270 000. 1982 évi feladat a mélységi vizek észlelési eredményeinek kiadása, 1983 évi feladat az Alföld-monográfia nyomda alá rendezése.

Új feladatként jelentkezik a VI. ötéves terv hátralevő 4 esztendejére 3 teljes 1 100 000 m² térkeplap és 7 részleplap feltérása és anyagvizsgálata (kb. 20 000 vizsgálat), 9 teljes atlasz szerkesztése (ez 162 térkeplap és 140 mellekterkép megszerkesztését és megrajzolását jelenti) és 9 toredkeplap 160 db térképváltozatának feldolgozása. Ez a teljesítmény az eredetileg tervezett határidőre, 1986. év végére is csak nagy erőfeszítéssel és szerencsés körülmények között várható. A módosított terv 1985. év végéig írt elő.

AGROGEOLOGIAI KUTATÁSAINK HELYZETE

ZENTAY TIBOR

M Áll Földtani Intezet Dél-alföldi Területi Földtani Szolgálat Szeged, Sohordo u 20/b
H-6721

ETO 061 6 55(439)(047 1) 631 4(439)

T a r g y s z a v a k talajtan, szikes talaj, homoktalaj, talajjavítás, temabeszámoló,
Magyarország

A mezőgazdasági földtan jelenlegi kutatási főirányait röviden a következőkben foglalhatjuk össze

1 Síkvidéki és hegyvidéki regionális földtani kutatások végzése, elsősorban a talaj alatti földtani képződményekre koncentrálni. A kutatás célja földtani támpontot adni a mezőgazdaság nagytáji fejlesztéséhez

2 Talajjavító nyersanyagok földtani kutatása

3 Különböző, egyéb mezőgazdasági célokra alkalmas nyersanyagok kutatása és vizsgálata

4 További feladatok megoldása a talaj környezetvédelmének földtani megalapozása, agyagaszvány-kutatás, mikroelem-kutatás, agro-hidrogeologia, építőanyag-ipari nyersanyag-kutatás, hévízfeltárás

1981-ben az első két témában oldottunk meg különböző feladatokat. Regionális földtani kutatást a Síkvidéki osztály végzett, míg a talajjavítási kérdésekkel a Területi Földtani Szolgálatok foglalkoztak. Alábbiakban a talajjavítással kapcsolatos kutatómunkáinkról számolunk be.

Ismeretes, hogy hazánk területének jelentős részét rossz minőségű talajok borítják. Nagy részük három fő csoportra osztható: 1 homoktalajok, 2 szikes talajok, 3 savanyu talajok. Ez évi kutatásaink tárgyai az alföldi homoktalajok és a mésztelen szikesek voltak.

A talajjavítás akkor hatékony, ha a javításra szoruló talajokat, a talajjavító eljárásokat és a talajjavító anyagot egyaránt ismerjük. Ennek szellemében ezévi feladataink a megjavítandó talajok asványos összetételének tisztázására és a talajjavító nyersanyagok feltárasára irányultak.

A talajjavítás napjainkban a mezőgazdaság egyik kiemelt fontosságú területe, ugyanis a jó talajok természetlaga gazdaságos növekedésnek felso hatarat megközelítették, a figyelem tehát a rossz minőségű talajok fele fordul, ahol a természetlaga növekedés meg nagy lehetőségek vannak. Ezt bizonyítja az is, hogy az 1980 évben megtartott Talajtaní Vandor-gyűlés témaköre is a *komplex mehoracio* volt, ahol különös nyomatekkel hangsúlyozták a

talajjavításnak a vízrendezéssel egyenrangú fontosságát, illetve mindkettő egyidejű sikerességét. A talajjavító nyersanyagok kutatása – hasonlóan pl az építőanyag-ipari nyersanyag-kutatáshoz – földtani feladat, s az agrogeológiának kiemelt fontosságú része.

Homoktalajok javítása

Hazánk mezőgazdasági és erdővel borított területének 22%-a, kerekén 1 400 000 ha homok, amely területből a gyengébb termékenységű, kevés humuszt tartalmazó homokterület nagysága eléri az 1 000 000 ha-t.

Homoktalajaink termékenysége sok esetben igen alacsony. Ennek egyik oka a talajok víz- és tápanyag-gazdálkodásában keresendő. A vizet gyorsan átengedik, és így víz-tároló képességük kicsi. Tápanyagmegkötő képességük is gyenge. A rossz vízgazdálkodás, a kedvezőtlen tápanyagmegkötő és -szolgáltató képesség elsősorban kis szerves és szervesetlen kolloidtartalmuknak tulajdonítható. Ebből következően a mai agrár gyakorlat szerint értelmezett komplex melioráció keretében, elsősorban a homoktalaj szerves és szervesetlen kolloidtartalmának növelésére törekszünk. Az előbb felsoroltakon kívül azonban a homoktalajok tulajdonságait a talaj fizikai-kémiai, főleg pedig mikroásványos összetétele is jelentősen befolyásolja. Ezért ezek tanulmányozása nélkülözhetetlen a talaj tápanyag-gazdálkodásának megismeréséhez, és azon keresztül a teljes értékű talajjavítás kivitelezéséhez.

Kutatásainkat a *Duna – Tisza köze D-i részén* végeztük. Kutatólétesítményeinket a Duna és a Tisza vonalára merőlegesen két egymással párhuzamos szelvényben, majd egy erre közel merőleges harmadik szelvényben mélyítettük le. A harántolt rétegek felső része a talajt, alsó része pedig az alattuk elhelyezkedő talajképző kőzetet képviseli. Helyüket úgy választottuk meg, hogy az előforduló főbb típusokat (futohomoktalaj, lepelhomoktalaj, humuszos homoktalaj, többretegű humuszos homoktalaj, humuszos hidromorf homoktalaj) mind földtani, mind talajtani szempontból megvizsgálhassuk. Összehasonlításul kiválasztottunk egy Duna-volgyi réti talajt is. A laboratóriumi vizsgálatok 1981 végére készültek el, az eredmények részletes kiértékelése az 1982. év egyik feladata. A jelenleg rendelkezésre álló adatok alapján az alábbi következtetéseket vontuk le.

– Eredeti állapotban levő homoktalaj viszonylag kevés van. A homoktalajok túlnyomó többségén kultúrhatás látszik, amely humuszos szint vagy szintek létrejöttében jelentkezik.

– Több szelvényben a humuszos szint felett ráhordott homoklepel található.

– A homoktalajok túlnyomó többségében a szelvény mélyebb rétegeiben eltemetett humuszos szintet vagy szinteket találtunk. Ezek a szintek a talaj víz- és tápanyag-gazdálkodását kedvezően befolyásolják.

– A homoktalajok egy részénél hidromorf folyamatok hatását tapasztaltuk.

Az elvégzett fizikai és kémiai vizsgálatokból az alábbiak láthatók.

– A vizsgált szelvények közös tulajdonsága a jelentős szensavas mérsz tartalom, és a 8 feletti pH érték.

– A kalciumkarbonat mennyisége általában a talajok alsó részén a legmagasabb.

– A homoktalajokban található humuszsintek vastagsága és elhelyezkedése a talajok dinamikáját tükrözi. A *futohomokot* a felszínen található viszonylag vékony és alacsony humusztartalmú „A” szint, a *humuszos homokot* a felszíntől kezdődő viszony-

lag vastag humuszszint, a *lepelhomokot* az a jelenség, hogy a humuszos szintet a felszínen humusz nélküli homokrég fed-, a *tobbretegu humuszos homoktalajokat* pedig a felszíni humuszos „A” szint alatt különböző mélységben eltemetett „A” szintek jelenlete jellemzi

A finomdiszperz frakciók ásványos összetételének vizsgálatából a következő megállapításokat tehetjük

– Az agyagfrakció mennyisége szoros kapcsolatban áll a talajképződési folyamattal. A réti talajban 20–50%, a futóhomok talajban 1,2–1,5%, a lepelhomok talajban 0,5–1,7%, a humuszos homoktalajban 2,7–6,3%, a tobbretegu humuszos homoktalajban 1,8–6,2%, a hidromorf humuszos homoktalajban 2,9–4,9% között változik. Tehát a homoktalajokban az agyagfrakció mennyisége az agyagos réti talajhoz viszonyítva egy nagyságrenddel kisebb, de a különböző homoktalajok között is jelentős különbség tapasztalható. Nagyon alacsony ez a futóhomok és a lepelhomok talajokban, míg két–háromszorosra található a különböző humuszos homoktalaj-féleségekben. Ebből a tényből két következtetés vonható le: a) a humuszos homoktalajokban a mallas intenzívebben megy végbe, b) amíg a futó- és lepelhomok talajokban a csekély mennyiségű agyagfrakció azok tulajdonságaira viszonylag kevés hatást gyakorol, addig a humuszos homoktalajokban a már jelentősebb agyagfrakció – az egyes agyagásványok nagy adszorpciós képessége miatt – a talaj víz- és tápanyag-gazdálkodását lenyegesen befolyásolja.

– A montmorillonit, illit-montmorillonit közberétegzett ásványok jelenléte a lezajlott redukciós folyamatokat jelzi.

– A finomdiszperz frakciókban általában a káliumleadás szempontjából legelőnyösebb illit típusú agyagásvány van a legnagyobb mennyiségben.

Osszefoglalóan megállapíthatjuk, hogy

– a homoktalajok termékenysége szoros kapcsolatban áll a talajképződés dinamikájával és az alattuk elhelyezkedő talajképző közzel való kölcsönhatással,

– a homoktalaj megnevezés alatt, tulajdonságait tekintve igen széles spektrumú, különböző típusú és termékenységu talajcsoportok találhatóak,

– a homoktalajokban az agyagfrakciók mennyisége igen kevés, azonban ezek mégis döntő befolyást gyakorolnak azok víz- és tápanyag-gazdálkodására,

– a homoktalajok javítása során – a kolloidokban gazdag szintek letesítése mellett – fontos az optimális ásványos összetétel biztosítása,

– a vizsgált talaj- és kőzetminták mikroelem-tartalma a növénytermesztés számára nem kielégítő. Különösen alacsony a vas-, a magan-, a cink-, a rez- és a bortartalom. A mért értékek az átlagos termékenységu talajok hasonló elemtartalmának 1/3–1/6 részét érik el. Egyedül a molibdén-ellátottság kielégítő.

A *nyírsegi homokvidéken* 1981-ben tovább folytattuk a homoktalajok javítására alkalmas, helyben fellelhető szerves és szervetlen kolloidokban gazdag javítóanyagok felkutatását (Lemélyült 500 db furás, laboratóriumi vizsgálatra leadtunk 1800 db mintát). A talajjavítás itt PRETTENHOFFER I módszere szerint, tehát a megjavítandó homokterület különböző humusztartalmu, szervetlen kolloidokban gazdag javítóanyagokkal való megterítése által történik, tereprendezéssel összekötve. Mivel ez mesztelen homokterület, a komplex talajjavítás során a talaj megszallapotának rendezése is szükséges. Az elvégzett szabadföldi kísérletek alapján a talajjavító nyersanyag 6 cm-es terítési vas-

tagsága hozta a legnagyobb termesnövekedést. A gazdaságossági számítások szerint a talajjavítás költségei a talaj adottságaitól és az éves terméstől függően általában 1–2 év alatt megtérülnek. (A nyírsegi munkákat a Központi Földtani Hivatal megrendelésére a Kelet-Tiszántúli Á. G. vezette.)

Szikes talajok javítása

Ismeretes, hogy a talajjavítási eljárások közül a mésztelen szikesek *meszezessel* való javítása csak ott eredményes, ahol a feltalaj gyengén savanyú, legfeljebb semleges kemhatas korú, s ahol a kilyugozott, kevés alkalisót tartalmazó réteg jelentékeny vastagsága. A mészsükséglet a szikesség mértékétől függ. Minél több az agyagos részben a nátrium, annál több mészre van szükség. Alapvető gazdaságossági kérdés a szállítási távolság.

A meszezesnél előnyösebb talajjavítási eljárás az, amelynél mésztartalmu, helyben található felszínközeli földtani képződményeket használunk fel. Ezt a talajtani nevezeketanban „*meszes altalajjal való terítés*”-nek, „*sárgafölddel való terítés*”-nek, vagy egészen röviden „*digózás*”-nak nevezik. Alkalmazhatósága a meszezéshez képest sokkal szélesebb körű, és olyan esetekben is javulás érhető el, amikor a meszezéssel történő javítás már nem kielégítő. A „meszes sárgaföld”-del való terítésnél a szikes talaj megjavulását nemcsak a javítóanyag mésztartalma okozza. A javításnál nagy szerepet játszik az a körülmény, hogy a szikeset a jó minőségű, magas kalciumtartalmu javítóanyaggal mintegy felhígítjuk, emellett azonban egyéb – a meszezésnél nem jelentkező – előnyös hatásokat is elérünk. Így például a terítéssel a feltalaj vastagságát mintegy 4–5 cm-rel megnöveljük, mely akkor előnyös, ha a szódas, vagy az erősen sós szint a felszínhez eredetileg igen közel volt (sekély termőrétegűség). Kisebb mélyedések a „sárgaföld” fedőrétegével, az ún. „feketeföld”-del feltölthetők, s ez megszünteti a mezőgazdasági termelés számára oly káros vízfoltok létrejöttének lehetőségét. Gyengén lúgos típusú foltok esetén, az ún. „feketeföld aláterítés”, vagyis a javítóanyag humuszos fedőrétegének felhasználása a lúgosság tompítását eredményezi, és így egységes termőkepesseggű, homogén, nagyüzemi gépi talajművelésre alkalmas táblak alakíthatók ki ott, ahol a javítóanyag helyben található.

A digózást 200 éve, 1781-ben TESSEDIK SÁMUEL vezette be, jelenlegi korszerű alkalmazási módjait PRETTENHOFFER IMRE dolgozta ki. Sajnos ez a kimondottan magyar, igen eredményes, bizonyítottan hosszú tartamhatású eljárás különböző okok miatt az elmúlt évtizedben háttérbe szorult. Napjainkban részben gazdasági, részben szakmai okok következtében azonban reneszanszát éli. 1981-ben, a Debreceni Agrártudományi Egyetem, a Magyar Tudományos Akadémia Debreceni Bizottsága és a Magyar Agrártudományi Egyesület szervezésében e tárgykörben „*Talajjavítási tanácskozás*”-t tartottak, amelyen az agrogeológiai kutatásokat mind a talajtani tudomány kutatói, mind az érintett termelőszövetkezetek és állami gazdaságok vezetői egyaránt nagyra értékelték.

A talajjavító anyagok kutatása eredményeként az előfordulások helye és minősége szempontjából ma már jelentős választékot tudunk biztosítani. Az 1981-ben Hajdú-Bihar megye déli részén feltárt és laboratóriumi vizsgálatokkal értékelt loszképződmények („digófold”) 4490 ha méasztelen szikes terület megjavítását teszik lehetővé.

A BAUXIT ELŐKUTATÁSI ÉS PROGNOZIS PROGRAM ÉS VÉGREHAJTÁSÁNAK HELYZETE*

HAAS JANOS–TÓTH ÁLMOS

M. All. Földtani Intézet Budapest, Nepstadion ut 14
H–1143

ETO 061 6 55(439)(047 1) 550 82(234 373 3/ 5)
553 492 1(234 373 3/ 5) 001 18

T a r g y s z a v a k bauxit, prognózis, Dunántúli-kozéphegység, temabeszámoló

Bevezetés

Bauxitvagyonunknak a népgazdaságban játszott szerepe kozismert. A hosszú távú tervek a tmfoldtermelés hozzatetőleges szintentartásával számolnak. Az ebből fakadó feladatokat „Az alumíniumipar hosszú távú fejlesztési programja” (1970, 1976, 1981) és „Az ország természeti erőforrásainak atfogy tudományos vizsgálata” c. kutatási foírány (1980) fogalmazza meg. Minthogy alumíniumiparunk hazai nyersanyagra épül, a hosszú távon való szintentartás egyik legfontosabb tényezője a földtani kutatás.

A Bauxitkutató Vállalat a Magyar–Szojvet Bauxit–Alumínium Expedíció lerakta alapokon 1961 óta évente újraértékeli a bauxitkutatásra reménybeli teruletet. Ezek bauxitföldtani ismeretessége – számos ok miatt – nagyon változó. A bányászati korzetektől távol eső terulet egy részének perspektivitása, kutatásra való érdemlegességének megítélese további vizsgálatokat igényel. Az 1990-es évek második feletől a termelés várhatóan részben a ma még csak reménybeliként értékelt készletekből fog történni. A fentiekből következően a reménybeli terulet lehatárolása, folosztása, földtani meg-alapozottságának és a becsült készletek valószínűségének, ill. várható kondícionnak sok-oldalú, rendszeres vizsgálata kiemelkedően fontos feladat.

A Kozponti Földtani Hivatal megbízásából a Magyar Állami Földtani Intézet az Eotvos Loránd Geofizikai Intézettel együttműködve az alumíniumiparral koncepciona-lisan egyeztetett „Bauxit előkutatási és prognózis programot” (1980) (1) készített. A programban rogzított munka elsődleges célja, hogy atfogy földtani képet adjon a táv-lati kutatási stratégia kidolgozásához, ill. megítéléséhez. A kitűzött feladatokat az Eotvos Loránd Geofizikai Intézettel kozosen, a Bauxitkutató Vállalattal együttműködésben, mas szakintézmények bevonásával tervezzük elvégezni.

*A program végrehajtásának geofizikai vonatkozásait az Eotvos Loránd Geofizikai Intézettel egyez-tetve kozoljuk. Az eredményeket részletesebben az ELGI Évi Jelentése tárgyalja.

A programban megjelölt fő feladatok

Országos áttekintő prognózis feladatok

A munka célja a magyarországi bauxitvezeték (Dunántúli-kozéphegység, Dél-Dunántúl, Bükk és Aggteleki-hegység) bauxitföldtani vizsgálatával, bauxitprognosztikai rendeltetésű áttekintő térképek megismerésével a bauxitprognózis továbbfejlesztésének földtani megalapozása, olyan területek kijelölése, ahol a bauxittelepek megléte nem kizárt, illetve, ahol csak a földtani ismeretek bővítésével lehet a telepek előfordulásának lehetőségét megítélni

A munka során olyan összegezesek is születnek, amelyek alapján a bauxitképződés, -felhalmozódás és -megőrződés regionális összefüggései és törvényszerűségei vizsgálhatók, tehát a prognózis földtani modellje továbbfejleszhető

Területegységenkénti prognózis és elokutatas

A cél az áttekintő értékelemek alapján perspektivikusnak minősített kisebb földtani egységek részletesebb bauxitföldtani értékelemével és az értékeléshez szükséges ismereti hiányok felszámolásával a továbbkutatási lehetőségek megállapítása, továbbkutatási javaslat készítése

A bauxitföldtani értékeléshez szükséges földtani ismeretek bővítésére térképezési, furási, geofizikai és anyagvizsgálati módszereket alkalmazunk

Területegységenkénti értékelő munkát a VI. ötéves tervben a Dunántúli-kozéphegységben végzünk, „a bányászati koncentrációk” jelenleg folyó kutatásának korzeten kívüli, a távlati perspektívák megítélése szempontjából lényegesnek ítélt területeken

Az értékelő munka a következő területekre terjed ki

1 A Dunántúli-kozéphegység ÉK-i része

- a) Budai-hegység–Pilis hegység
- b) Gerecse D-i előtere
- c) a közphegység eltemetett E-i szarnya–a Vertes ÉNy-i előtere

2 A Dunántúli-kozéphegység DNy-i előtere

- a) Sümeg–Ukk–Nemeshányi terület
- b) Zalaudvarnok maximumi
- c) a Keszthelyi-hegység Ny-i előtere

3 A Dunántúli-kozéphegység tengelyzónájában a középső-kréta szint vizsgálata

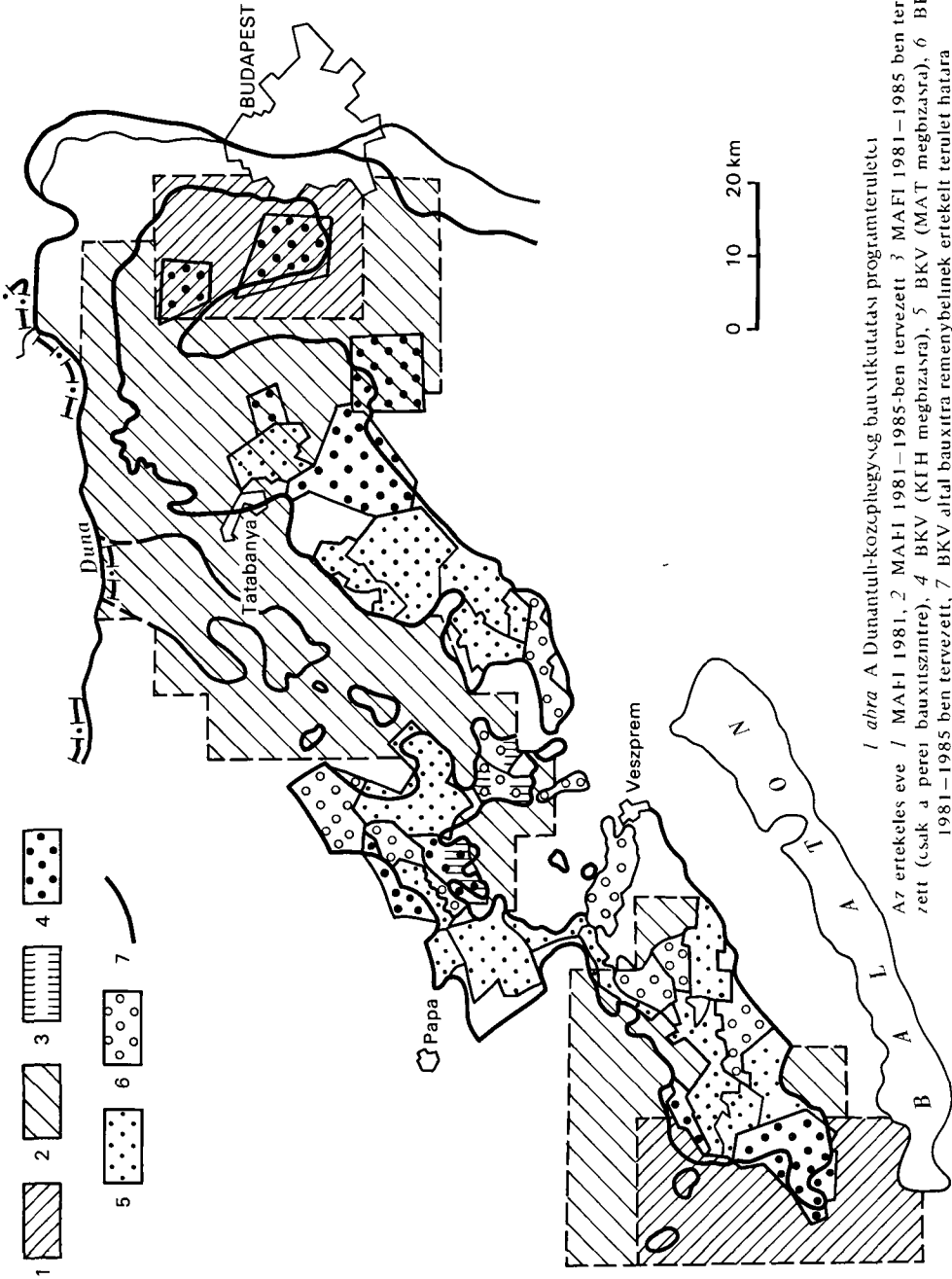
A kutatási területeket az 1. ábra mutatja. Ezen azokat a területeket is feltüntetjük, amelyekre a Bauxitkutató Vállalat elő-felderítő kutatási programot dolgozott ki, illetve, amelyek kidolgozása a VI. ötéves tervben szerepel

A feladatokat az alumíniumipar illetékes szakembereivel rendszeresen egyeztetjük és célszerű munkamegosztás kialakítására törekszünk

A bauxitprognózis és elokutatas földtani alapjainak, módszertanának fejlesztését szolgáló munkák két fontos feladatcsoportot fognak át

a) a bauxitprognózis módszereinek fejlesztését, ezen belül elsősorban a regionális földtani–genetikai modell megújítását és a terképszervezési módszerek korszerűsítését,

b) az egyes teleptípusok alapszelvényeinek sokoldalú, elsősorban genetikai célú tudományos vizsgálatát



1. ábra A Dunántúli-kozéphegység bauxitkutatási programterületén
 A7 értékesítésére / MAFI 1981., 2. MAFI 1981–1985-ben tervezett / MAFI 1981–1985-ben terve-
 zett (csak a peres bauxitüzemre), 4. BKV (KFH megbízásra), 5. BKV (MAT megbízásra), 6. BKV
 1981–1985-ben tervezett, 7. BKV által bauxitra reménybeli értékelt terület határa

A program végrehajtásának helyzete

A programban megjelölt feladatok végrehajtása a dunantuli-kozéphegységi bauxit-övezet atnezetes bauxitprognosztikai celu térképsorozata első terkepeinek szerkesztésével már 1976-ban megkezdődött. A fúrasos és a geofizikai kutatás 1980-ban indult meg. Az alapszelvény jellegű bauxitvizsgálatok előkészítő munkalatai pedig 1981-ben kezdődtek el.

Az *áttekintő prognózis feladatok* közül a Dunantuli-kozéphegység bauxitföldtani térképsorozatának szerkesztése és közreadása jelentős mértékben előrehaladt. A térképsorozat egyes lapjai a bauxitövezet elsődleges bauxitfelhalmozódási szintjeinek bauxitprognosztikailag fontos jellegait mutatják be. A potenciális fekvő képződmények elterjedésének megállapítása és minősítése céljából ábrázoljuk a bauxitszint aljzatának földtani felelő építést, továbbá az aljzat mélységet is. Alulnézetből mutatjuk be az elsődleges fedő litofacieseit. Ábrákon szemleltetjük a felhalmozódást és lefedődést meghatározó legfontosabb ősföldrajzi és fejlődéstörténeti folyamatokat, továbbá a telepek retegtani helyzetét, az egyes teleptípusokat.

Az 1978-ban megjelent 1:100 000 méretarányú, a paleozoos–mezozoos felszín (eocénál idősebb aljzat) felépítést, mélységet és az ismert telepeket ábrázoló lap után 1980-ban közreadtuk a felső-kréta bauxitszintet bemutató lapot (Az 1:100 000 méretarányban szerkesztett térképet 1:200 000 méretarányban nyomtattuk ki). 1981-ben megjelent a középső-kréta bauxitszintet megjelölő térképlap (2), és megszerkesztettük az eocén szint alulnézeti litofacies térképét (3). 1980–81 során az elsődleges szintekre kidolgozott aljzat kohezívminőségi és fedő litofacies térképekből megszerkesztettük a potenciális fekvő és fedő kombinációját ábrázoló változatokat, ill. az összevont kombinációs térképet (4). Jelenleg a szintetizáló prognózis (alapozó) térkép elkészítésén dolgozunk.

A *területegyenkénti prognózis és elokutatási munkalokat* három területen indítottuk meg.

A közephegység DNy-i részéről készült el 1980-ban a prognosztanulmány és a további kutatás első fázisára a kutatási program (5). A tanulmány 7 reménybeli területet korvonalaz, amelyből 1981-ben 3 területen indult meg a fúrasos, illetve geofizikai kutatás az ezzel egyidőben elkezdődött szenon köszénkutatással összehangoltan.

A Sümeg–Ukk közötti területen a triász dolomitra és a szenon Ugodi Mészköre területre is előfordulhatnak bauxittelepek, a felszíntől 250–500 m mélységben.

A geofizikai előkészítést az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1980-ban gravitációs halozatkiegészítő merésekkel kezdte el. A Bouguer-anomália térkép számítógépes további feldolgozása után 1981-ben a mélységi viszonyok és a szerkezeti egységek meghatározására korszerű, nagy felbontóképességű módszereket alkalmaztak. A tervezett fúrasok helyének kiválasztásához (a szenon köszénkutatási programon belül) első ízben használtak multifrekvenciás elektromágneses szondázásokat (MFS, MAXI-PROBE rendszer). A köszénkutatási program eddig leemelyített fúrasai (csabrendeki Cr-1, zalagyomorói Zgy-1, gyepukajáni Gy-9, továbbá az ukki maximumon leemelyített Ukk-3 sz.) a földtani felelő építésre vonatkozó elképzeléseket megerősítették.

A zalaudvarnokai gravitációs maximum területén a triász és a szenon képződmények diszkordáns határa 300–500 m mélységben, az Ugodi Mészkö teteje (esetleg eocén fedő-

vel) 200–300 m között várható. Az 1981 végen kezdődő sűrítő gravitációs merésektől a maximum alakjának, helyzetének pontosítást várjuk.

A Keszthelyi-hegységtől Ny-ra levő területen a felső-triász dolomit helyenként 150–300 m mélyseben található, es nem kizárt a szenon és/vagy eocen potenciális elsodleges fedő denudációs roncsainak megléte a neogén képződmények alatt. A sűrítő gravitációs méréseket az ELGI 1977-ben elvégezte. 1981-ben két szeizmikus szelvény mérésére került sor, amelyek a furásos kutatást készítik elő.

A Dunántúli-középhegység „tengelyzóná”-jának területén 1980-ban készült el a „Porvai-medence és környezetének bauxitprognosztikus értékelese” (6), amely lenyegeben a borzavári 1 25 000 ma földtani felvétel bauxitprognosztikai elemzése.

1981-ben a középső-kreta bauxitszint atfogo értékelésével folytattuk a munkát. A Zirc–Mor közötti területről 4 db 1 25 000 meretaranyu térképvaltozat készült el az albai képződmények aljzatának mélység-, valamint kőzetminőségi (ősföldtani) terkepe, az albai fedő alulnézeti litofációs terkepe es a bauxittelepeket, -indikációkat bemutatoló lap.

1981 évi feladatunk volt a Budai-hegység–Pilis-hegység prognózis-alapozó bauxitföldtani elemzésének elindítása. A rendelkezésre álló lehetőségek figyelembevételével az alábbi kérdések vizsgálatát tekintettük elsődlegesnek:

- a „pilisi köszénmedencék” köszénösszletenek bázisán kifejlődött-e a (Nagyegyháza-típusu) „áthalmazott dolomitösszlet” és alatta a Gerecse DK-i területek „főszinti bauxit”-ja,

- a Magyar–Sovjet Bauxit–Alumíniumkutató Expedíció által kutatott pilis-szantói krizsny-i-cseszti dűlői bauxitelőfordulás reambulációja, a rétegtani és a teleptani viszonyok tisztázása.

A pilisszántói területen az ELGI VLF ellenállásmérést, elektromágneses TURAM terkepezést es vertikális elektromos szondázásokat végzett a triász aljzat mélységének és szerkezeti viszonyainak tisztázására. Nagykovácsi korzetében az első két furás eredményeinek figyelembevételével kísérleti jellegű multifrekvenciás elektromágneses szondázásokra (MFS) kerül sor 1981 végén, a dolomitbreccsa, ill. „fő bauxitszint” geofizikai kutathatóságának vizsgálatára.

A furások a terveknek megfelelően a nagykovácsi és a pilisszentiváni medencében mélyultek le. A nagykovácsi medencében telepített Nk-64 és -66 sz. furás az ismert kőszéntelepes eocén összlet alatt 18,6, ill. 15,7 m vastagságban dolomitbreccsát harántolt. Alatta, tehát a nagyegyházi „fő bauxitszintnek” megfelelő rétegtani helyzetben az Nk-66 sz. f. 2,4 m vastag, viszonylag egyneműnek látszó kifejlődésben, pontminták alapján magas karbonáttartalmú bauxitos agyagot harántolt. Az Nk-64 sz. furásban e szintet voros agyag es voros agyag kotesű dolomitbreccsa képviseli. E furás a dolomitbreccsa összleten belül 10–20 cm vastagságban több rétegtben harántolt bauxit jellegű kőzetet, kőztük pizolitos kifejlődésűt is. Az Nk-66 sz. furás a kőszénösszlet bázisán több méter vastagságban harántolt „voros agyagot”. A pilisszentiváni medence Ny-i oblozetében lemélyült P1-41 sz. furás a kőszénösszlet alján csekély, néhány dm-re tehető vastagságban harántolt „áthalmazott dolomitot”, „bauxitkőzetet” azonban nem. Említésre méltó, hogy az eocén/oligocén határon a középhegységi bauxitokat megközelítő γ aktivitású „tarka agyag” volt megfigyelhető.

Összefoglalóan megállapítható, hogy a pilisi kőszénmedencék földtani felépítésére vonatkozó foltevés (7, 8) lényegében igazolódott, az áthalmazott dolomit és a bauxitos képződmények léte tény

Alapszelvény jellegű bauxitvizsgálatok

1981 folyamán megkezdtek e téma alapoza munkálatait. A célkitűzés az, hogy az egyes telep-, ill. retegtani–kifejedési típusokat jellemző kiválasztott szelvényeket sokoldalúan, részletesen és korszerűen értékeljük. Ez évi tevékenységünk a vizsgálati rendszer kialakítására és a következő reszkérdések attekintő jellegű vizsgálatára irányult genetikai–szövetani rendszer kialakítása, könnyű- és nehézásványok genetikai rendszerezése, paleomágneses tulajdonságok kimutathatósága. Az Intézetben végzett vegyi-, asványtani-, kőzettani vizsgálatokon túlmenően az egyes részfeladatokban az MTA Geokémiai Kutató Laboratorium, az ELTE Ásványtani Tanszéke, az ELTE Fizikai–Kémiai és Radiológiai Tanszéke, valamint az Eotvos Loránd Geofizikai Intézet vett részt.

Ásványtani és kőzettani vizsgálatokat végeztünk a furások telepítésének kellő megalapozásához a nagykovácsi–solymani terület régi fúrásának Szepvízieren megőrzött mintaanyagán, a buda-pilisi terület prognózis-tanulmányának készítéséhez a Budakeszi-medence bauxitkőzetem is.

A következő évek feladatai

A bauxitprognózis fejlesztésére irányuló munkánk irányait es a további feladatokat a program meghatározza, az Intézet VI. öt éves terve rogztúti „Az ország természeti erőforrásának átfogo tudományos vizsgálata” c. kutatási főirány újabb lehetőségeket teremt az ebben a munkában nélkülözhetetlen szeles korú együttműködéshez, és biztosítja a tudományos eredmények tervszerű felhasználását.

Az előttünk álló ev legfontosabb feladata, hogy a Bauxitkutató Vállalattal együttműködve elkészítsuk a Dunántúli-kozephegység bauxit perspektíváit átfogoan bemutató, szintetizáló prognózis térképet.

Az Eotvos Loránd Geofizikai Intézettel szoros kooperációban folytatjuk a terület-egysegenkénti prognózismunkát és az előkutatást. Ennek keretében

- A sumeg–ukki területen, folyamatban levő kőszén előkutatással párhuzamosan elvégezzük a bauxitprognosztikai értekelest is.

- A Keszthelyi-hegység Ny-1 előterében földtani térképezési, geofizikai és furasos módszerekkel folytatjuk az előkutatást. A kutatás első – a földtani felépítés legfontosabb bauxitföldtani vonatkozásait tisztázó – fázisának lezárását 1983-ra tervezzük.

- Elkészítjük a középső-kreta (alsoperei) bauxitszint prognosztikus értekelesét es javaslatot dolgozunk ki a további kutatásokra.

- Értékeljük a nagykovácsi, a pilisszentiváni és a pilisszántói terület kutatási eredményeit, ezek alapján kijelöljük a buda–pilisi terület további kutatásának irányait, es kutatást kezdünk a tinnye–piliscsabi oblozetben.

A következő évek új feladata az alapszelvény jellegű bauxitvizsgálatok elindítása, rendszeresse tétele. A szakemberek szeles korének bevonásával kialakítandó vizsgálati

rendszer alapján a nyírad–nagyvárkányi, iharkút–németbányai, bakonyoszlopi és nagy-egyházi szelvények, majd a későbbiekben más lelőhelyek reprezentáns szelvényeinek vizsgálatát tervezzük. A vizsgálati anyagok rendelkezésünkre bocsátásával és a vizsgálatok egy részének elvégzésével a Bauxitkutató Vállalat eddig is segítségünkre volt, közös érdekű munkánkban további együttműködésükre számítunk.

A Földtani Intézet a tudománypolitikai irányelveknek és a gyakorlati elvárásoknak, igényeknek megfelelően az elmúlt években megerősítette a nyersanyag-prognosztikai, ezen belül a bauxitprognosztikai irányú tevékenységet. Továbbra is kiemelt feladatunknak tekintjük, hogy népgazdasági szempontból meghatározó jelentőségű bauxitvagyonunk kutatását a profilunknak megfelelő területeken a kutatási eredmények felhasználásában érdekelt szervezetekkel összehangolva előrevigyuk.

A szövegben hivatkozott MÁFI készítésű kutatási javaslatok, programok, prognosztikai értékelések és térképek jegyzéke

1 Bauxit előkutatási és prognózis program 1980 (MÁFI–MÁELGI, HAAS J–TÓTH Á – CSÁSZÁR G – SZABADVÁRI L – KAKAS K)

2 Prealbai képződmények földtani térképe az albai fedőju bauxitokkal (CSÁSZÁR G) 1:100 000, és az albai emelet alulnézeti térképe (CSÁSZÁR G) 1:100 000

3 Az eocén képződmények alulnézeti litofacies térképe (TÓTH Á) 1:100 000

4 Összevont kombinációs térkép (az elsődleges fedőju bauxitszintekre) (HAAS J – TÓTH Á – CSÁSZÁR G) 1:100 000

5 A Dunantuli-kozéphegység DNY-i részének bauxit prognózisa és javaslat az előkutatás első fázisára 1981 (HAAS J)

6 A Porvai medence környezetének bauxitprognózis értékelese 1980 (CSÁSZÁR G – LANTOS M – CSEREKLEI E)

7 Javaslat az ún. „pilis-i koszénmedencek”, ill. környezetük bauxitperspektíváinak vizsgálatára 1980 (TÓTH Á)

8 A Buda–Pilis hegység bauxit prognózis-tanulmánya és előkutatási programja (MÁFI–MÁELGI, TÓTH Á – SIMON A et al)

A BALATON TÉRSÉGÉNEK SZENNYEZŐDÉS-ÉRZÉKENYSÉGI TÉRKÉPE

KASSAI MIKLÓS*–KÉRI JÁNOS**

*M Áll Földtani Intézet Dél-dunántúli Területi Földtani Szolgálat Pécs, Deryne u 9
H–7621

**M Áll Földtani Intézet Közép-dunántúli Területi Földtani Szolgálat Veszprém, Tolbuchin u 31
H–8201

ETO 061 6 55(439)(047 1) 502 5(439 Balaton)
55 912 628 516(439 Balaton)

T a r g y s z a v a k környezetvédelem, vízminőség, áteresztőképeség, Balaton,
temabeszámoló

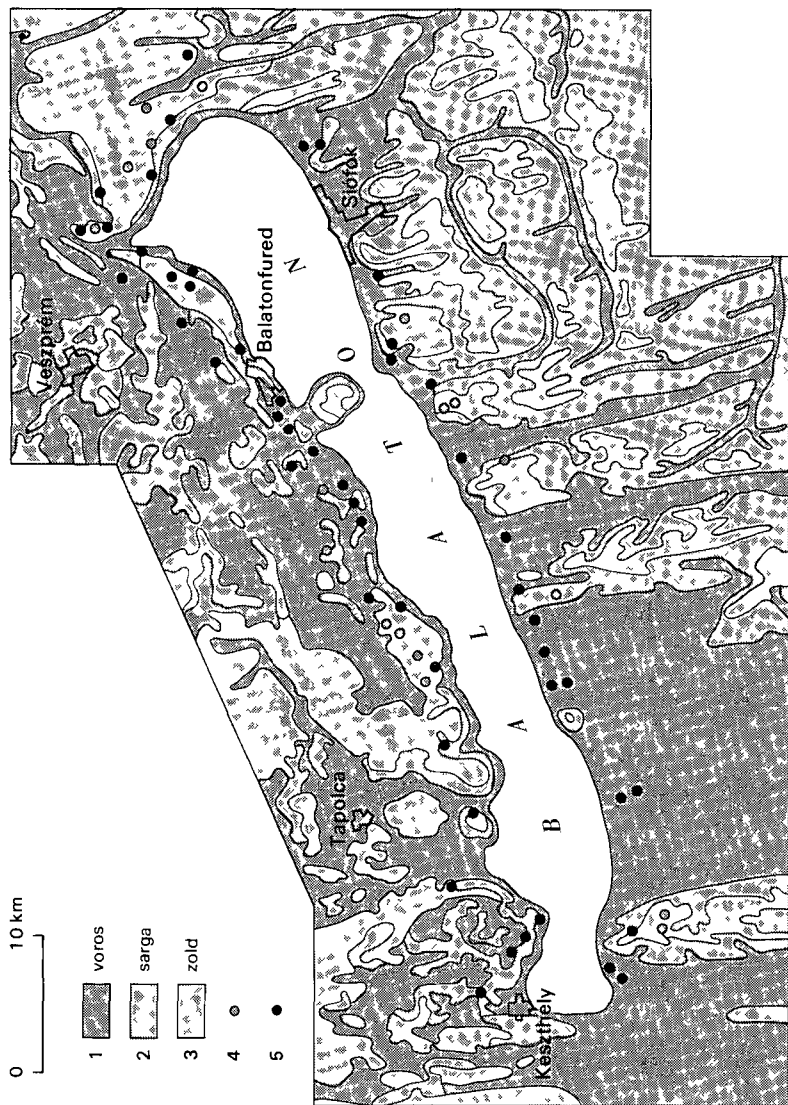
A szennyeződés-érzékenységi térképpel kapcsolatos módszertani fejlesztés 1974-ben kezdődött el a Dél-dunántúli Területi Földtani Szolgálatnál. A munkának új lendületet adott az UNESCO 1976-os hannoveri konferenciája, valamint a Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B R G M) idevágó eredményeinek helyszínen való tanulmányozása. A módszerről, valamint a pécs-baranyai ipari régió ipari hulladékainak konkrét elhelyezéséről már beszámoltunk (Évi Jelentés az 1977 évről). A baranyai központi ipari hulladéklerakó elkészülte és beindulása után megnőtt az országos érdeklődés és a Városépítési Tudományos és Tervező Intézet megrendelésére elkészült a dél-balaton, majd a Veszprém megyei Tanács megrendelésére az észak-balaton térség szennyeződés-érzékenységi térképe a két illetékes területi szolgálat kidolgozásában. A terkepek iránti társadalmi érdeklődést jelzi, hogy eddig több mint harminc szerv és szervezet igényelte és használja. A térkép nyílt minősítéssel 1982. év elején nyomtatott formában is megjelenik.

Celkitűzés, a munka terjedelme

A vizsgálat célja olyan tematikus térkép szerkesztése a Balaton térségében, amely lehetővé teszi a meglévő hulladék-lerakóhelyek vizsgálatát és új, alkalmasabb területek kijelölését. Munkánk során 1:100 000 méretarányban 4 tematikus térkepváltozatot szerkesztettünk (szennyeződés-érzékenységi, különböző védőtávolságok és attekintő változatok). A javasolt területekről 1:10 000, 1:25 000 méretarányú részletterképek és rövid szöveges magyarázó készült.

A térkepszervezés alapelvei és alapadatrendszere

A szennyeződés-érzékenységi térkép a földtani képződményeknek csak egyetlen tulajdonságát – a vízáteresztő-képességet – osztályozza színikulcs segítségével. A színikulcs a közlekedési lámpa elvét követi, amikor a piros tiltást jelent, a sarga korlátként írt elő, míg a zöld szín „szabad” utat enged az illető térségben a hulladék-elhelyezésre és szennyező iparágak telepítésére (1. ábra). A piros és zöld szín szélső értékeit takar a vízáteresztő-képesség szempontjából. Ezekbe a kategóriákba a nyílt karsztok, a kavics–ho-



1 abra A Balaton térségének szennyeződés-érzékenységi térképe (Egyszerűsített változat)

1 Felszíni szennyeződésre erősen érzékeny vízvezető, víztartó képződmények, 2 felszíni szennyeződésre kevésbé érzékeny, gyengén vízvezető képződmények, 3 felszíni szennyeződésre nem érzékeny vízjáró képződmények, 4 javasolt hulladéklerakók, 5 működő hulladéklerakók

mok területek, illetőleg a nagy vastagságu agyagok, margák stb kerülnek (E színkulcs segítségével sikerült megoldani azt az átviteli rendszert, amely a felhasználók számára egyértelművé teszi a rejtelmesnek számító földtani szakkifejezéseket)

A balatoni térség szennyeződés-érzékenységi térképenek elkészítéséhez felhasználtunk

- földtani térképeket,
- fedőledek-vastagsági, kifejlődési térképeket (negyedkor, pannon),
- fúrási adatokat (a Magyar Állami Földtani Intézet több mint ezer építésföldtani térképező fúrast mélyített a Balaton környékének 1 10 000 ma építésföldtani térképso-rozata számára, de az egyéb nyersanyagkutató furások száma is több százra tehető),
- a balatoni építésföldtani térképezés eredményeit,
- vízművek, ivóvízkutak adatait,
- építőanyag-prognózis térképeket,
- tőzegkutatósi térképeket

Ezeknek az adatrendszereknek a cél szempontjából való szintetizálása módszertanilag is érdekes feladat volt

A hulladék-elhelyezésnek a földtani alap jó vagy rossz volta nem az egyetlen kritériuma. A településtől, főúttól stb. való közegészségügyi védőtávolság szintén jelentős területet von ki a felhasználhatóság alól és ugyanígy a vízvédelmi védőpillérek által fedett területek is kiesnek. A kiadásra kerülő balatoni szennyeződés-érzékenységi térkép tartalmazza a településre, fokra vonatkozó közegészségügyi védőtávolságokat. A két rendszer együttes értékelese alapján jelölhetők ki a hulladék-elhelyezésre alkalmas területek.

A munka eredményei és a felhasználás lehetőségei

A térkép modot nyújt a már működő hulladéklerakó térségek felülvizsgálatára. A felülvizsgálat a munka elkészülte után elkezdődött és folyamatosan szüntetik meg a szennyeződésre érzékeny területeken a lerakóhelyeket. Újakat lehetőleg az általunk javasolt területeken létesítenek. Az 1. ábrán csak a parti sávra vonatkozó lerakóhelyeket tüntettük fel. Már ebből is megítélhető, hogy a működő lerakók (szennyvíziszap, kommunális hulladék) túlnyomó többsége súlyosan veszélyezteti a felszín alatti térségeket.

A térkép alapján a távlati tervezés számára az is világos, hogy a biztonságos földtani szerkezetekben való hulladék-elhelyezés nagyobb szállítási távolságokat igényel, mint eddig. A térségbe telepítendő hulladékot is termelő ipar-, vagy koncentrált állattartó telep helyének kijelöléséhez szintén alapvető e térkép ismerete. A térkép alapján készül el a balatoni térségre vonatkozó hulladék-elhelyezési koncepció.

Az 1981-es évben az ország hét megyéjére, 82–83-ban pedig a többi megyére is készül a szennyeződés-érzékenységi térkép, segítve azokon a gondokon, amelyek a hulladék-elhelyezésre és a mélységi ivóvízbázisok védelmére vonatkoznak.

A MŰSZAKI- ÉS MÓDSZERFEJLESZTÉS EREDMÉNYEI ÉS IDŐSZERŰ KÖZÉPTÁVÚ FELADATAI

CSALAGOVITS IMRE

M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

ETO 061 6 55(439)(047 34)

T a r g y s z a v a k muszerezettseg, modszerfejlesztés, tervezés, MÁFI, tema-
beszamolo

Kutatási feladataink végrehajtásának hatékonyságát és tudományos színvonalát az emberi tényező, a szakértelem, a celtudatosság és a szervezethezesség mellett jelentős mértékben meghatározza a kutatási bázis, a rendelkezésre álló eszközök műszaki színvonala. A mindenkor munkánkhoz szükséges műszaki feltételek biztosítása és a lehetőségekkel összhangban álló fejlesztések intézetünk alapvető érdeke és fontos feladata.

A kutatómunka műszaki feltételeinek fejlesztésében elért eredmények

Az elmúlt öt év beruházási–fejlesztési eredményeit áttekintve megállapítható

– Terveinknek megfelelően építési beruházásaink közel 90%-a vidéken valósult meg. Legnagyobb szabású vállalkozásunk vidéki raktár-bázis-hálózatunk kiépítése volt. Bár a befejező munkálatok áthúzódnak a VI. ötéves terv időszakára, az alapfúrások nagy értékű mûanyagának megfelelő tárolását már jelenleg is biztosítani tudjuk.

– Budapesti székházunk jogosan kifogásolható munkakörülményei és munkavédelmi helyzete sokszor és sok oldalról szóvá tett régi problémáinkat – így az energiaellátási rendszert, a laboratóriumokat és a tetőzet rekonstrukcióját – nagyrészt megoldottuk és megkezdtuk az időközben kialakított komplex felújítási program végrehajtását. A komplex program alapvető célja a munkakörülmények és munkavédelmi helyzet gyökeres javítása, amit elsősorban a Gyűjteményi osztály és a hátsó épület rekonstrukciója–átépítése révén kívánunk megoldani.

– A terepi munka korszerűsítését szolgáló és beszerezhető kézi műszereket, munkaeszközöket, gépkocsikat az intézet az igényekhez igazodva, soron kívül biztosította.

– A műszerparkunk fejlesztésére biztosított céltámogatást főként anyagvizsgáló laboratóriumaink korszerűsítésére használtuk fel, elsősorban a vizsgálatok volumenének növelése, spektrumának szélesítése és a munkavédelmi helyzet javítása érdekében. A nagyarányú fejlesztő munka eredményeként laboratóriumaink korszerűsége javult, mérés-technikai elmaradásunkat néhány fontos területen sikerült felszámolni.

– A dokumentációs terület műszaki fejlesztésének legfőbb eredményei a Pentacta mikrofilm rendszer kiépítése, a xerográfiai lehetőségek nagymértékű bővítése, a szerkesztési és nyomdai munkák korszerűsítése volt

Az eredményeket áttekintve összefoglalóan elmondható, hogy az elmúlt öt éves tervben a rendelkezésre álló eszközök, összesen 108 millió Ft felhasználásával az intézeti munka hatékonyságát, műszaki színvonalát jelentős mértékben javító, de a gazdasági–pénzügyi lehetőségek miatt korlátozott műszaki fejlesztési programot fejeztünk be. Az új korszerű vizsgálatok iránt mutatkozó növekvő érdeklődés miatt is meg kell említeni, hogy műszerparkunkból néhány, a földtani kutatásban fontos szerepet betöltő műszer – így többek között kriogén magnetométer, elektronmikroszkop, tomegspektrométer, plazma indukciós (ICP) spektrométer és számítógép is hiányzik. Az említett műszerek hiányából eredő problémáinkat az igényelt műszerekkel rendelkező társintézetekkel együttműködve sikerült megoldani. Számítástechnikai lehetőségeket az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet biztosított.

Középtávú műszaki–fejlesztési feladataink

A középtávú fejlesztési tervjavaslat megalapozása érdekében készült helyzetelemzés – összesítette és rangsorolta az előző tervperiódusból áthúzódó fejlesztési feladatokat,

– áttekintette az intézet középtávú kutatási feladatait, vizsgálta a végrehajtás műszaki feltételeit,

– széles körben felmérte, majd összesítette a középtávú fejlesztési igényeket.

A helyzetelemzést és az igényfelmerést elvegezve, a várhatóan rendelkezésre álló pénzeszközök ismeretében az intézet vezetősége olyan álláspontra jutott, hogy a fejlesztési igények nagymértékű csökkentésére, a feladatok súlyozására, a fontossági sorrend meghatározására, valamint a jelentősebb gép–műszerigények 1984–85 évekre történő átutemzésére van szükség. Ennek megfelelően alakult ki az intézet fejlesztési koncepciója.

– A központi székhazbeli munkakorulmények és munkavedelmi helyzet halaszthatatlan megjavítása érdekében az építési beruházások közül kiemelten fontos feladat a leromlott állapotban levő Szabó József utcai mellékepület és a központi székház felső szintjének átépítése, illetve felújítása.

– A vidéki raktárbázisok fejlesztésében az erőket a meglévő épületek teljes értékű használatbavételéhez szükséges munkálatok befejezésére kell összpontosítani. Gondoskodni kell a Ds–Reck polcrendszerek kiépítéséről, az anyagmozgatás gépesítéséről, a megfelelő közetvágó, durva- és középtörő berendezések beszerzéséről. A gyűjtemény egy részének elhelyezése céljából szükségessé váló új raktárépületet Rákóczi telepen kell felépíteni. Új elképzelések szerint szó lehet a szolnoki raktárbázisnak az OKGT Kőolajkutató Vállalatával közös vállalkozásban történő továbbfejlesztéséről. Egyéb vidéki létesítmények, köztük a szolnoki uledékkőzettani laboratórium felépítése 1985-ig pénzeszközök hiányában nem valósítható meg.

– A beszerzéseknel elsőbbséget kapnak a terepi munkát segítő szállító–feltaró gépek és eszközök, kezű vagy gépkocsira szerelhető kisműszerek, a legújabb módszerek alkalmazását lehetővé tevő segédeszközök.

- A műszer- és módszerfejlesztési feladatokon kívül kiemelten kell támogatni a folyamatban levő fejlesztések befejezését (vidéki raktárbázisok, szerves geokémia, csiszoló- és torórészlegek), az anyagvizsgálatok automatizálását, a kiadványkészítés meggyorsítását szolgáló beszerzéseket

Tekintettel arra, hogy az intézet kutatási feladataiban az eddigieknél nagyobb szerepet kapott a színesérc-, bauxit- és szénhidrogén-kutatás, általában véve a nyersanyag-prognosztika, várhatóan növekedni fog a nyersanyag- és kőzetgenetikai, valamint a korszerű sztratiográfiai vizsgálatok iránti igény. A kutatómunka változását figyelembe véve, a fejlesztő munkát a nukleáris- és magnetosztratiográfia, a szedimentológia, az asványfázis-analitika, a geokémiai ercprospekció és a szerves geokémia területére célszerű összpontosítani.

A biosztratiográfia, a szedimentológia, az asvány-kőzettan, a szervetlen és szerves geokémia területen a feltételezett vizsgálati igények és lehetőségek nagyrészt összhangban vannak. Az említett kutatási területeken szükségessé váló pótlólagos fejlesztés várhatóan az 1984–1985. években vegezhető el. Az izotopgeokémiai, az elektronmikroszondas, neutronaktivációs és röntgenfluoreszcenciás módszerek alkalmazásának lehetőségei a más kutatóhelyekkel kialakult munkakapcsolataink állandosításával folyamatosan biztosíthatók. Az ATOMKI-val kialakított és eddig is eredményes együttműködésünket figyelembe véve ugyanez valószínűsíthető a radioaktív kormeghatározások esetében is. Számítástechnikai feladatok végrehajtása során változatlanul számítunk az ELGI segítségére.

Társintézetünkkel, az Eötvös Loránd Geofizikai Intezettel közös vállalkozásban kívánjuk kiegészíteni az ország első korszerű, nagy teljesítményű paleomagnes laboratóriumát, amelynek munkába állásával feltehetően új szakasz kezdődik a hazai sztratiográfiában és tektonikában.

A muszaki-fejlesztési terv 1981. évi feladatainak végrehajtása

A középtávú fejlesztési terv végrehajtása 1981-ben megkezdődött. Az éves fejlesztési-beruházási terv fő célkitűzései az alábbiak voltak:

- a folyamatban levő vidéki építkezések befejezése,
- a Gyűjteményi osztály felújítása–átépítése I. szakasznak befejezése,
- a paleomagnes laboratórium eszközeinek beszerzése.

Mivel az előzetes felmerések szerint várható volt, hogy a fő feladatok végrehajtása anyagi forrásainkat nagymértékben lekotik, a terepi, laboratóriumi és dokumentációs eszköz- és műszerpark jelentős bővítésével nem számolhattunk. E teret a fő feladat az előző években megrendelt és időközben leszállított műszerek gyors üzembe állítása volt.

A folyamatban levő vidéki építkezések befejezésére tett erőfeszítések sikerrel jártak. A rakocstelepi nyíltzríni kőzettároló építése muszaki szempontból befejeződött. Ugyancsak elkészült a szolnoki raktárbázis zárt kőzettárolója is. A kőzettárolók üzembe helyezésével befejeződött a vidéki raktárbázisok kiépítésének első szakasza. Figyelemre méltó, hogy az építkezések 1,5 millió Ft-tal kevesebb ráfordítást igényeltek. Jelentős eredménynek könyvelhető el, hogy ez évben sikeresen befejeződött a sumegi Központi Oktatási Bázis (KOB) építési programja. Az utolsó létesítmény átadásával a továbbképző központ 60 főre bővítve, új laboratóriumokkal és szociális létesítményekkel felszerelve a földtani kutatás rendelkezésére áll.

A Gyűjteményi osztály átépítésének folytatása volt az 1981 év legnagyobb szabású vállalkozása. Az építés első szakaszában elkészültek az É-1 oldal új munka- és tárolóhelyei, majd az év végén gyorsított ütemben megkezdődött a második szakasz feladatainak végrehajtása, a D-1 oldal átépítése és az elkészült épületrész használatba vétele. A hatso épület felújításának, átépítésének előkészítése is folyamatban van, 1981-ben a kiviteli tervek elkészültek el.

Terveink szerint ez évben a Geofizikai Intézettel közös vállalkozásban meg kellett kezdenünk egy korszerű paleomagnes laboratórium kiépítését. Bár a Központi Foldtani Hivaltól az igényelt segítséget megkaptuk és saját erőből is beszereztünk termikus és váltoáramú lemagnező berendezéseket, a fejlesztés végrehajtása – főként Intézeten kívüli okok miatt – a tervezettnél lassabb ütemű.

Az intézeti kutatómunkát segítő egyéb eszközök és műszerek beszerzésére a lehetőségeink erősen korlátozottak voltak. A terepi és szállító munkához szükséges gépkocsi-állományt jelentős ráfordítással sikerült szinten tartani. A terepi munkát segítő beszerzések közül jelentősége miatt említést érdemel a terepi magnetometerek beszerzése és munkába állítása.

Laboratoriumi műszerparkunk egy Pye Unicam grafitkuvettás atomabszorpciós spektrofotométerrel bővült, mikroelemanalitikai lehetőségeink így nagymértékben javultak. Jelentősége miatt ugyancsak szót érdemel a szerkesztőmunka hatékonyságát javító IBM mágneskartyás író-szedőgép (composer) beszerzése is.

Fontos feladatunk a meglevo kutatási eszközök és műszerek alkalmazási lehetőségeinek új kutatási irányokhoz illeszkedő bővítése, a sorozatvizsgálatok automatizálása, a beszerzett eszközök és műszerek gyors munkába állítása. Kedvező változást jelent, hogy a VI. ötéves terv időszakában a Központi Foldtani Hivaltól módszerfejlesztésre állami kutatási megbízást kaptunk. A módszerfejlesztési lehetőségek bővülése már 1981-ben is nagymértékben éreztette kedvező hatását. Részen a javuló feltételekre vezethető vissza, hogy

- több, mint 5 millió Ft-os ráfordítás után befejeződött a röntgendiffrakciós laboratórium korszerűsítése,
- jelentős előrelépés történt a kémiai elemzések és a csiszolatkesztés automatizálásában,
- az 1981-ben beszerzett műszerek (magnetometerek, SP-9 atomabszorpciós spektrofotométer) üzembe helyezése rövid időn belül megtörtént,
- jelentős módszerfejlesztési eredmények születtek a geokémiai színesércprospekció (Hg-prospekció), a bauxitkutatás (IR és röntgendiffrakciós vizsgálatok) és a szerves geokémia (szerves anyagok pirolízis vizsgálata, a zárt porosok szerves és szervetlen gázainak vizsgálata) analitikai megalapozása területén.

A BÖRZSÖNY HEGYSÉG KÖZPONTI TERÜLETÉNEK FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE ÉS ÉRCESEDÉSE

CSILLAGNE TEPLÁNSZKY ERIKA—CSONGRÁDI JENO—KORPÁS LÁSZLÓ—
PENTELENYI LÁSZLÓ—VETŐNE AKOS ÉVA

M Áll Földtani Intezet Budapest, Népstadion ut 14
H-1143

ETO 553 43 065+553 44 065(234 373 33)
551 781 52+551 782 13(234 373 33)
551 21+551 24(234 373 33)



No 169

T a r g y s z a v a k reteg vulkan, kifejlodes, szerkezet, rupeli, badeni, metallo-
géniai prognózis, Északi-kozéphegység (Borzsony)

A szerzők dolgozatuk első részében a magas-borzsonyi reteg vulkan centruma-
ban elhelyezkedő ún. Központi terület földtani felépítését, szerkezetét és fejlődés-
történetét, második részében pedig ercesedési viszonyait ismertetik

A terület prevulkáni képződményei közé sorolják a vepori típusú kristályos alj-
zatot, továbbá a vulkáni képződmények rupeli–also-bádeni korbesorolása fekuüledé-
keit, vagyis az ún. alsó molasszt

A mintegy 1200–1500 m vastagságú, also-bádeni vulkáni összlet reteg vulkani
képződményeit három részre tagolták. A változó összetételű és szubvulkáni faciesű
képződményeket három, a réteg vulkani képződmények aösszleteivel időben összevet-
hető ciklusba sorolták. A területen három potenciális érclelohely különíthető el a
kuruc-pataki, a banya-pusztai és a rózsá-hegyi

Bevezetés

A Központi Földtani Hivatal kutatási célprogramjában* meghatározott cél – fel-
színelközeli színes- és nemesfém-ércesedés, mélyszintű színesfém-ércesedés feltárása – tel-
jesítése érdekében a Borzsony hegység komplex földtani kutatását a Magyar Állami Földtani
Intézet és a Magyar Állami Eotvos Loránd Geofizikai Intézet két szakaszban végezte el.

Az *első szakaszban*, 1970–1975 között szelvenyszerű földtani térképezéssel, átte-
kintő geokémiai felvétellel, komplex geofizikai és fúrásos, valamint bányászati kutatási
módszerekkel befejeztük a hegység regionális kutatását és kijelöltük, valamint lehatárol-
tuk a színesércesedésre legkedvezőbbnek tekintett Központi területet. Igazolva a célprog-
ramban megfogalmazott kutatási koncepciót, egyes mélyfúrásainkban feltártuk az ala-
csont fémkoncentrációjú, porfirós típusú rézércesedést.

A kutatások eredményeit az alábbi jelentések és térképek foglalják össze:

Javarészt kézíratos, 1:10 000 méretarányú térképek: GYARMATI P. 1974a, b, NAGY B. 1972a,
b, 1974a, b, NAGY G. 1972a, b, PENTELENYI L. 1972a, b, 1:25 000 méretarányú térképek: CZÁKÓ T.

*A Borzsony hegység átfogó földtani vizsgálatának programja nemes- és színesfém ércletelepek feltárá-
sainak megalapozása érdekében, (1970)

1972a, b, CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E 1972a, b, 1974a, b, JANKOVICH I 1972a, b, 1974a, b, SZEMEREY H 1974a, b, VARGÁNÉ MÁTÉ K 1974a, b, c, d, VARGA GY 1974a, b, c, d, valamint áttekintő meretarányú földtani, geofizikai szint- és parameter térképek, továbbá kéziratok kutatási jelentések BOJTOS Á-NE – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – NAGY B 1975, CZAKÓ T 1974, HÁMOR G – NAGY G – NAGY B – GYARMATI P 1973, KIRÁLY E – FEJES I – SZABÓNÉ PINTER A – SZALAY I – TABA S – VERŐ L – ZSILLE A 1973, KIRÁLY E – FEJES I – SZABÓNÉ PINTER A – SZALAY I – TABA S – ZSILLE A 1974, KIRÁLY E 1976, MITUCH E 1971, NAGY B 1974c, NAGY G 1971, ZSILLE A – DUDÁS J – PINTÉR A – SZALAY I – TABA S 1975, tematikus összefoglalások CZAKÓ T 1976, CZAKÓ T – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E 1976, HALMAI J – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – NAGY B – NAGY G – GYARMATI P – FORGÓ L 1974, HÁMOR G – NAGY G – NAGY B – GYARMATI P – KASZAP A 1974, NAGYNE GELLAI Á – OROSZNÉ HAJOS M – KÖRECNÉ LAKY I – NAGY L-NÉ 1975, NAGY B 1976, RAVASZNÉ BARANYAI L 1976, SZEBÉNYI L – VENKOVITS I 1976, SZEMEREY H 1976, VARGÁNÉ MÁTÉ K 1976, valamint a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet kiadványaiban megjelent publikációk CZAKÓ T – NAGY B 1976, CSILLAGNE TEPLÁNSZKY E – NAGY B 1976, DRASKOVITS P – DUDÁS J – KIRÁLY E – MITUCH E 1972, ERKEL A – HOFFER E – MITUCH E – ZSILLE A 1970, ERKEL A – MITUCH E – MÁRTONNÉ SZALAY E 1971, GYARMATI P 1976, HAJÓS M 1977, HÁMOR G – NAGY B – NAGY G 1973, HÁMOR G 1974, 1976, JANKOVICH I 1976, KIRÁLY E – FEJES I – SZALAY I – TABA S – VERŐ L – ZSILLE A 1973, KIRÁLY E – FEJES I – PINTÉR A – SZALAY I – TABA S – ZSILLE A 1974, KIRÁLY E – BALLA Z – DUDÁS J – SCHONVISZKY L – SZALAY I – TABA S 1976, KÖRECNÉ LAKY I – NAGYNE GELLAI Á 1977, NAGY B 1971, 1972c, 1978, NAGY B – PELIKÁN P – VIGNÉ FEJES M 1973, NAGY G – ZSILLE A 1971, NAGY G 1976a, b, PÁLFALVY I 1976, RAVASZNÉ BARANYAI L – VICZIAN I 1976, SZALAY I – TABA S – VERŐ L – ZSILLE A 1975

A második szakaszban, 1976–1980 között kitűzött feladatunk volt ipari értékű erdőfordulás feltarasa vagy kizarasa a Központi terület kuruc-pataki, bánya-pusztai és rozsa-hegyi lelohelyen. A földtani térképezéssel, geokémiai térképezéssel, komplex geofizikai, furasos és bányászati módszerekkel végzett kutatás eredményeként mindhárom lelohelyen a felszíntől 1200 m-es mélységig feltártuk az alacsony fémkoncentrációjú rézércsedest. Felszínközelen és közepes mélységig lehatároltuk, továbbá megkutattuk az egyes lelohelyeket. Megállapítottuk, hogy a Központi területen jelenleg ipari értékű színesérclelohely sem felszínközelen, sem mélyszinten nem várható.

A Központi terület kutatása mellett – támaszkodva az első szakaszban lezart regionális kutatás adataira és eredményeire – áttekintő meretarányú földtani, szerkezetföldtani, vulkán-tektonikai, valamint különböző típusú szintterképeket, prognosztérképeket készítettünk. Kéziratok kutatási részjelentésekben (BALOGH K – ÁRVÁNÉ SÓS E 1977, CSONGRÁDI J 1978a, b, CSONGRÁDI J – NAGY B 1977, ERKEL A – KIRÁLY E – VERŐ L 1978, ERKEL A – KIRÁLY E – MADARASI A – SZALAY I 1980, KISS J – GATTER I 1979, KISS J 1980, KÖRECNÉ LAKY I 1980, MARTONNÉ SZALAY E 1977, NAGYNE GELLAI Á 1980, PANTÓ GY – DOBOSSY G 1978, SZABÓ P 1980, VETŐNÉ ÁKOS É 1980), összefoglaló- és zároljelentésekben (BALLA Z – KÖRPAŠ L 1978, BALLA Z – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – CSONGRÁDI J – ERKEL A – KARAS GY – KIRÁLY E – KÖRPAŠ L – SCHONVISZKY L – SZABÓ Z – SZABÓNÉ PINTÉR A – SZALAY I – VERŐ L – VIOLA B 1979, CSILLAGNE TEPLÁNSZKY E – CSONGRÁDI J – ERKEL A – KARAS GY – KIRÁLY E – KÖRPAŠ L – MADARASI A – PENTELÉNYI L – PINTÉR A – SCHONVISZKY L – SZABÓ Z – SZALAY I – VERŐ L – VETŐNÉ ÁKOS É 1980), kutatási koncepcióvázlatokban (BALLA Z – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – CSONGRÁDI J – KÖRPAŠ L 1978) és prognózisokban (KÖRPAŠ L 1980), valamint több publikációban (BALLA Z 1977, 1978, BALLA Z – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – CSONGRÁDI J – KIRÁLY E – KÖRPAŠ L – SCHONVISZKY L – SZALAY I – TABA S – VERŐ L 1978, BALLA Z – CSONGRÁDI J – KÖRPAŠ L 1979, BALLA Z – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E

1978, BALLA Z – KÖRPÁS L 1980, BALLA Z – MÁRTONNÉ SZALAY E 1978, 1980) összegeztük a hegység felépítésére, szerkezetére és ercesedésére vonatkozó ismereteinket

A Központi terület földtani felépítését és ercesedését tárgyaló dolgozatunkban elsősorban az 1979 évi összefoglaló jelentésünkben (BALLA Z et al 1979), valamint az 1980 évi zárójelentésünkben (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E et al 1980) írottakra támaszkodunk. Egyidejűleg felhasználtuk a hegység regionális értékelésének (BALLA Z 1977, 1978, BALLA Z – KÖRPÁS L 1978, 1980) a Központi területre vonatkozó megállapításait is.

1 Földtani felépítés

A Központi terület földtani felépítését a prevulkáni, illetve vulkáni képződményeknek megfelelő tagolásban ismertetjük. A prevulkáni képződményekhez soroljuk a kristályos aljzatot, valamint az uledékes fekuosszletet vagyis az ún. „alsó molasszt”. A vulkáni képződményeket rétegvulkáni, illetve szubvulkáni sorrendben tárgyaljuk.

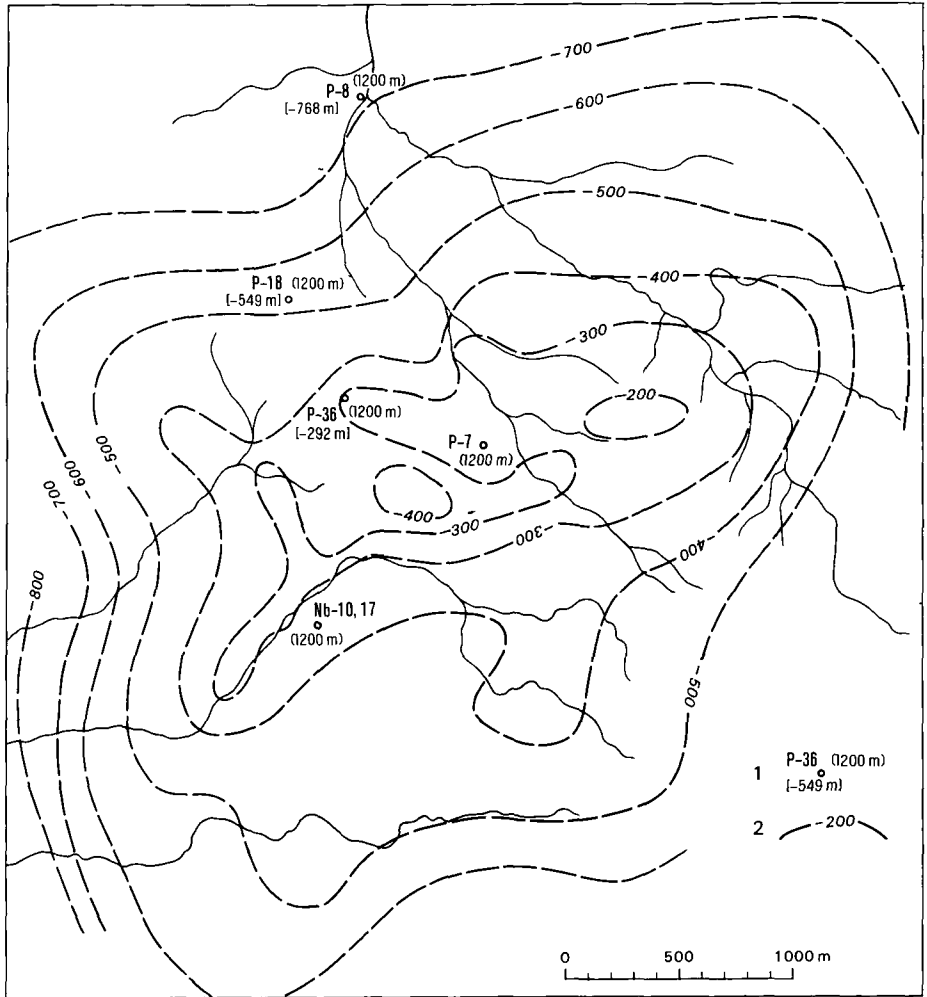
Prevulkáni képződmények

Kristályos aljzat

A vepori típusú *kristályos aljzatot* a területen három furas tárta fel (I és II melléklet) a P-8 (1139,0 m-ben), a P-18 (1066,0 m-ben) és a P-36 (804,9 m-ben). Anyaga amfibolit fáciesű gránátos, biotitos kvarccsillámpala. Valószínű kora – a határon túli analógiák alapján – felső-proterozóos. Az aljzat felszíne rendkívül fontos rétegtani viszonyítási szint és szerkezeti határfelület (1. ábra). A harántolási mélységeknél e felszínre vonatkoztatása azonban kétséges, mivel szubvulkáni intrúziók alatt, illetve azokkal váltakozva jelentek meg a kristályos palák. A P-18 és P-36 sz. fúrásban a kristályos palákat átjáró szubvulkáni testek települése tisztázatlan, a többszoros váltakozásból ítélve részben meredek lehet. Így az aljzat valóságos (eredeti) felszíne esetleg a kristályos palák megjelenési szintje felett lehet, a szeizmikus nagy sebességű aljzat felszínével való egyezés alapján azonban ez az elterés elhanyagolhatónak tűnik.

Úledékes fekuosszlet

A rétegsor és a szerkezet tisztázásában alapvető kérdés a rétegvulkáni összlet fekuosztályjainak meghatározása. A fúrású rétegsorok minden különbözősége ellenére általánosságként megállapítható, hogy a proklastikumok szerepe csökken és a szubvulkáni andezitek szerepe növekszik a mélységgel. Tengerszintnél melyebben biztosan meghatározható proklastikumok alig fordulnak elő, viszont helyel-kozzal a szubvulkáni andezitek között, illetve azokon belül – rendszerint jól észlelhető aktív kontaktussal – tisztán *uledékes anyagból* allohomokos–aleuritós „*kozbetelepülések*” jelennek meg (P-8 665,0–704,0 m, P-36 802,4–804,9 m, Nb-17 780,7–821,3 és 923,6–940,7 m, Altaró? 750 m). Ezeket a P-8 és Nb-17 sz. fúrásban szubvulkáni intrúziók közötti vagy azokon belüli foszlányoknak tekintjük és az uledékes fekuosszletbe soroljuk. Feltételezzük, hogy a vulkánosság megindulásának időpontjára a területen többszáz méter vastag uledékes összlet halmozódott fel, amelynek tulnyomó részét – mechanikai kiszorítás révén – jelen-



1 abra A kristályos aljzat felszínének mélységterkepe. A szeizmikus refrakciós és reflexiós mérések, valamint a mélyfúrák adatai alapján szerkesztette SZALAY I.

1 A nagymélységű fúrák jele és mélysége (a kristályos aljzat tengerszint alatti felszíné), 2 a kristályos aljzat tengerszint alatti felszíné.

Fig. 1 Map showing the depth of the crystalline basement surface, based on seismic refraction and reflexion measurements and deep drilling. Plotted by I. SZALAY.

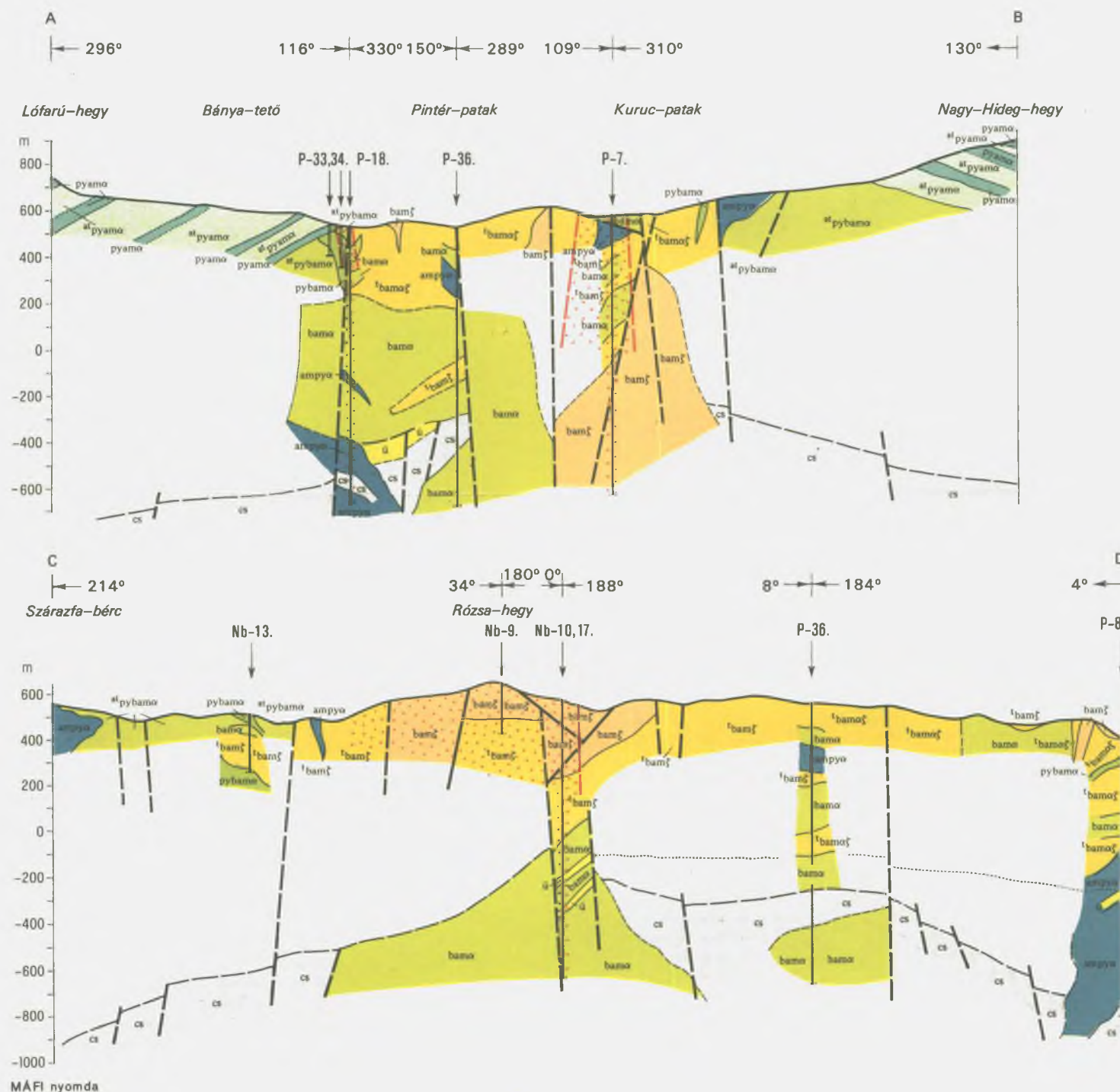
1 Symbol and depth of the boreholes (position of the crystalline basement surface below sea level), 2 isobath of the crystalline basement.

A BÖRZSÖNY HEGYSÉG KÖZPONTI TERÜLETÉNEK FÖLDTANI SZELVÉNYEI
























Szerkesztette: Pentelényi L.

GEOLOGICAL PROFILES ACROSS THE CENTRAL AREA IN THE BÖRZSÖNY MTS

Plotted by L. Pentelényi



JELMAGYARÁZAT A BÖRZSÖNY HEGYSÉG KÖZPONTI TERÜLETÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPÉHEZ ÉS FÖLDTANI SZELVÉNYEIHEZ

- | | | | | | |
|----|---|---|----|--|--|
| 1 |  | Amfibol–piroxénandezit (szubvulkáni) | 12 |  | Lávapadok feltételezett szintbeli összetartozásának jele |
| 2 |  | Amfibolandezit (szubvulkáni) | 13 |  | Szeizmikus refrakciós és reflexiós szelvények alapján feltételezett aljzatszélvényszín (csak a földtani szelvényen) |
| 3 |  | Piroxén–amfibolandezit agglomerátum, tufa és lávapad (felső rétegvulkáni alösszet) | 14 |  | Rétegvulkáni képződmények feltételezett fekvővonalára (csak a földtani szelvényen) |
| 4 |  | Piroxénes biotit–amfibolandezit és piroklasztikumai (középső rétegvulkáni alösszet) | 15 |  | Szubvulkáni test feltételezett körvonala a reflexiós szelvények alapján (csak a földtani szelvényen) |
| 5 |  | Biotit–amfibolandezit (szubvulkáni) | 16 |  | Megállapított }
Feltételezett } törésvonal |
| 6 |  | Biotit–amfiboldácit (szubvulkáni) | 17 |  | Ércmező határa |
| 7 |  | Biotit amfiboldácit– és andezitodácittufa, tufit (alsó rétegvulkáni alösszet) | 18 |  | Talajmetallometriai anomália
Cu ≥ 70 ppm
Pb ≥ 100 ppm |
| 8 |  | Feküledék–összet (csak a földtani szelvényen) | 19 |  | Lehatárolt érces zóna |
| 9 |  | Kristályos palaösszet (csak a földtani szelvényen) | 20 |  | Mélyfúrás jele és száma |
| 10 |  | Lávapadosság, lemezesség | 21 |  | Fontosabb bányavágatok (1 = Bányapuszta Bp-8, 2 = Bp-7, 3 = Bp-4, 4 = Bp-5, 5 = Bp-6, 6 = Bp-1,2, 7 = Istenáldás 1,2, 8 = Ludmilla, 9 = Felső Fagyosasszony, 10 = Alsó Fagyosasszony, 11 = Altáró) |
| 11 |  | Megállapított képződményhatár | 22 |  | Földtani szelvény nyomvonala |
| | | | 23 |  | Eróziós kalderaperem |

leg szubvulkáni intruziók helyettesítik. Emiatt a fekusztint helyzete nem határozható meg pontosan. Rekonstruálásának legkézenfekvőbb módszere a „beszorítás” meghatározásuk, meddig terjednek felülről lefele a proklastikumok és/vagy vulkáni–üledékes kőzetek, s honnan kezdődnek a tisztán üledékes összetételűek, s a fekusztintet e két mélység között tételezzük fel. Ilyen alapon a fekusztint a P-8, -36 és Nb-17 sz. fúrásban tsz. a 150–250 m körül húzódhat, de a kis-hideg-hegyi aljzatkiemelkedés tetővidékén valószínűleg tsz. f. 200–400 m-ig is feljőhet.

Vulkáni képződmények

Retegvulkáni képződmények

A rétegvulkáni összletet (I. melléklet) a regionális vázlatban (BALLA Z. –KORPÁS L. 1980), elsősorban a matrix anyaganak változása alapján, három alosszletre osztottuk az alsót lábazaton túli, vulkáni–üledékes kifejlődésben, míg a középső és felső alosszletet vulkáni felépítmények roncsaiként ismerjük.

Alsó alosszlet (^tbamα, ^tbamž)

Ez a képződmény a területen vulkáni–üledékes kifejlődésű, így jellemző rá a tufitok nagy szerepe és a proklastikumok uralkodóan finomtormelékes volta. További sajátossága az egzotikus tormelékes üledékanyag (kvarc, muszkovit) a mélységgel párhuzamosan növekvő mennyisége, amely a fekuledékekhez vezető fokozatos átmenetre utal. A fedőjében települő középső, illetve felső alosszlettől az alábbi kritériumok alapján különítettük el:

- a tufitos kifejlődések szerepének jelentős megnövekedése és egyúttal az agglomerátumos tufák mennyiségének csökkenése, illetve csaknem teljes eltűnése, a rétegsorban felülről lefelé haladva,
- kőzetanyag-változás, amelynek jellege felülről lefelé a savanyúbbá válás irányába mutat,
- a mellékkőzet anyagával kapcsolatban nem álló szubvulkáni kőzetek túlsúlyra jutása, a felszíni lávakőzetek hiánya.

Az alsó alosszlet a fekete-pataki eróziós kaldera fenekén bukkan felszínre. Felszín alatt szubvulkáni testek által közrefogott néhány m – 200 m vastagságú szakaszai jelenleg tsz. a 150 m mélységre ismertek. Tufitos–tufás kőzetekben a kristálytormelék jellemző színes ásványa a biotit, amihez több-kevesebb amfibol társul. Ásványos és kémiai összetétele uralkodóan dácitos. Fúrásokkal feltárt – azonban seholsem teljes – vastagsága 200–300 m körüli. Fedő- és fekvonalának helyzete bizonytalan.

Középső alosszlet (^{at}pybamα)

A központi terület legnehezebben térképezhető és minősíthető képződménye, amelyre az alsó és felső alosszlet közötti átmeneti helyzet jellemző. Ez egyrészt kifejezésre jut egyes proxénos–biotitos–amfibolos ásványos és kémiai összetételében, másrészt települési helyzetében. Felszíni előfordulásai az alábbi területrészekben rögzíthetők.

A *Magyar-hegy–Pogány-hegy–Rozsa-hegy–Nagyinóc* vonaltól DNy-ra a Nagy János tető környékének kivételével biotitos–amfibolos, de kis mennyiségű proxént is tartalmazó, gyakran kavicsos tufák és agglomerátumok jönnek elő. Elégé savanyú összetételük.

es az uledékes anyag nagy szerepe alapján az alsó alosszlettel lennének párhuzamosíthatók, aminek azonban ellentmond a piroxen és az agglomerátumok gyakori jelenléte

A terület ÉK-i és K-i részén, a Halyagos-tetőtől az Arolépesekig, majd a Nagy-Janos tető É-i előteréig a felső, valamint az alsó alosszlet között vegyes, változó összetételű piroklasztikumok és lavaközetek jönnek elő, utobbiak javarészt szubvulkáni intruzióként települve. A piroklasztikumok összetétele a felső alosszletéhez hasonló, amfibolos–piroxénos és az ettől elkülönülő biotitos–amfibolos–hiperszténes között ingadozik, néhol az alsó alosszlethez hasonló biotitos–amfibolozhoz közelítve. Összvastagsága elérheti a 200–300 m-t. Fekü- és fedővonalának helyzete bizonytalan.

Felső alosszlet (α^{at} pyamα, pyamα)

A képződmény a magas-borzsonyi rétegvulkán felepítménye roncsaként a *fekete-pataki eroziós kaldera oldalának felső részén* nyomozható. Az itt előbukkanó, kifelé doló lávapados–agglomerátumos rétegek kőzetanyaga szinte teljes egészében piroxén–amfibolandezitből áll. Az egyes lávapadok, illetve a kőzettelepült piroklasztikumok kőzettormelék-anyagának ásványos összetétele a piroxén–amfibolandezites és amfibol–piroxénandezites között változhat. A színes elegyrészek között nemely esetben az amfibol játsza a fő szerepet, máskor viszont alig lelhető fel a felszaporodott piroxének mellett. A tormelékanyagból egyéb andezit típusok gyakorlatilag teljesen hiányoznak. Kivételt képeznek a Csóványos Ny-1 lejtőjén, továbbá a Nagy-Hideg-hegy DK-1, D-1 és DNY-1 oldalának felső részén, valamint a Korom-bérctől ÉÉNy-ra ismert, biotitos–amfibolos litoklasztos és krisztalovitroklasztos dácitoandezit tufa és tufit szorványos előfordulása. Ezeknek jelenlegi felépítménybeli helyzetét több centrumú vulkán exploziós működésének kevert anyagaként, vagy – alsó alosszletbe való tartozásuk esetén – kiemelt szerkezeti helyzettel magyarázhatjuk.

A felső alosszletbe tartozó képződmények vastagsága 200–300 m körül lehet. Feküvonalukat a legalsó lávapad alatt vontuk meg. A képződményhatár befogásának pontosságát ±50 m-re becsuljuk.

Az előbbiekben tárgyalt egységek határai sok bizonytalansággal terheltek. A térkepi elkülönítésnél az asványtani–kémiai összetétel mellett nagy szerepet tulajdonítottunk valamely piroklasztikumféleség túlsúlyának, továbbá egyfelől a szubvulkáni testek, másfelől pedig a lávapadok jelenlétének, ill. hiányának. E megközelítéssel természetesen lemondunk a kisméretű szerkezetek kimutatásáról, viszont általánosságban véve objektívebben különítettük el a fő rétegtani és szerkezeti egységeket.

Szubvulkáni képződmények

A Központi területen, a magas-borzsonyi rétegvulkán centrumzónájában széleskörűen elterjedtek a szubvulkáni intrúziók (I és II melleklet). Anyaguk biotit–amfibol–dácit, biotit–amfibolandezit, piroxénos biotit–amfibolandezit, amfibol–piroxénandezit. Megjelenési formájuk szerint ezek különböző méretű, kis mélységben megkezdett testek, valamint változó vastagságú telérek.

A morfológiai elemzés, a legifenyképek desiffrirozása és a terepi észlelések alapján biztosan a magas-borzsonyi rétegcsoportba sorolható piroxénos–amfibolos piroklasztikumokba települve ezek közül kizárólag amfibol–piroxénandezit és amfibolandezit fordul elő, minden esetben maximum 20–30 m vastag, meredek dolésű teléreként. A biztos

magas-borzsonyi vulkanitok között nem találoztunk biotit-amfiboldácittal és biotit-amfibolandezittal, amelyek egyébként a legnagyobb elterjedésűek az eróziós kaldera mélyebb részein

A magas-borzsonyi vulkanitok között elő nem forduló szubvulkáni kőzetek kibúvásainak felső hatara az eróziós kaldera oldalában K-en 660, DK-en 610, ÉK-en, Ny-on és DK-en 520 m koruli magasságban van, mindenütt az észlelt legelső piroxén-amfibolandezit lavapad alatt, és a biztos magas-borzsonyi vulkanitok vastagsága mindenütt csak 200–300 m koruli. Mivel más kőzetanyagú telerek több helyütt kifutnak a kalderaperemi vízválaszto gerincgyűrűre, úgy véljük, hogy a csak mélyebben előforduló szubvulkáni kőzetek zöme idősebb a magas-borzsonyi rétegcsoportnál

Megfigyeléseink szerint a szubvulkáni intrúziók sorrendje az alábbi vázlattal tuk-rozhető

Korai-kozenso ciklus (az also–kozepso alosszlet szubvulkáni faciese)

első fazis biotit-amfiboldacit

masodik fazis biotit-amfibolandezit

Kozbenso ciklus (a kozepso alosszlet szubvulkáni faciese)

piroxenes biotit-amfibolandezit

Kesoi ciklus (a felso alosszlet szubvulkáni faciese)

első fazis amfibolandezit

masodik fazis amfibol-piroxénandezit

A korai-kozenso ciklus kezodmenyei

a) *A Rozsa-hegy es Pogány-hegy környeken* van a legnagyobb biotit-amfiboldácit intrúzió-csoport felszíni kibúvásainak területe meghaladja az 1 km²-t. A legsavanyúbb borzsonyi kőzetfélésegből áll, amelynek itt két fő típusa különül el, önálló testeket alkotva. A pogány-hegyi intrúzió kvarcdús granatos biotit-amfiboldácitból áll. A rózsá-hegyi intrúzió kvarcban szegény gránatos biotit-amfiboldácit. A pogány-hegy–rózsá-hegyi intrúzió fekéjében a fúrások és vágatok az alsó alosszletbe sorolt dácitos és vegyes összetételű biotitos–amfibolos–piroxénés piroklasztikumokat tárták fel. A Rózsá-hegy alatt nagyobb mélysegen a fúrásokban megismert (Nb-10, -17) és a szeizmikus refrakciós és reflexiós szelvények alapján korvonalazott, némileg bázisosabb biotit-amfibolandezit nagy kiterjedésű szubvulkáni tömege helyettesíti a fekuuledéket és az aljzatot

b) *A Kuruc-patak felso folyasanak vidéken* van a fúrásokkal legrészletesebben tanulmányozott intrúzió-csoport. Egy közel K–Ny-i csapású torésvonal ezt két részre osztja. A D-1 részen egy kb. 250×100 m felszíni kiterjedésű biotit-amfibolandezit test korvonalazódik, míg a P-7 sz. fúrás közvetlen környékén észlelhető, É-ról és K-ről torésvonallal lehatárolt test anyaga biotit-amfiboldácit. Az É-i részen a biotit-amfiboldácit egyik, kb. 80×300 m-es, szabálytalan korvonalú, de K–Ny-i irányban elnyúlt teste a P-4 és -10 sz. fúrás környékere esik. Vastagsága a fúrások alapján minimum 300 m. A P-19 sz. fúrástól Ny-ra elhelyezkedő dácittest ÉK–DNy-i irányban 300 m hosszán nyomozható, máximális szélessége 150 m. DK felé torésvonal határolja. A biotit-amfibolandezit durván 100×300 m felszíni kiterjedésű teste a P-21 sz. fúrástól KDK-ré húzódik. Hasonló hosszú és csapású, de fele ilyen vékony a Kuruc-bérc tetején húzódó azonos anyagú előfordulás, melynek telér volta valószínűsíthető. A környező fúrások (P-19, P-21) rétegsorában a biotit-amfibolandezit már piroklasztikumokkal váltakozva települ, ez a kép szétszakadozó, apofízis okként értelmezhető.

c) A Kuruc-patak alsó folyása és a Pinter-patak környékén egy kb 800×800 m-es területen a kibúvások túlnyomó részének anyaga biotit-amfibolandezit és dacit. A szubvulkáni testek mellékkőzete az alsó alosszletbe tartozó biotit-amfibolos piroklasztikum.

d) A Banya-tető környékén a P-18 és P-35 sz. fúrás a felszínközeli kisebb vastagságú biotit-amfibolandezit testeket harántolt az alsó alosszletben.

A kozbenso ciklus kezdo menyei

A piroxénos biotit-amfibolandezit mennyisége a Kozponti területen alárendelt Előfordulásai három területre korlátozódnak.

- a) a Pogány-hegy–Rózsa-hegy környékétől DNy-ra,
- b) a Kuruc-patak felső folyása,
- c) a Banya-tető környéke.

A kesoi ciklus kezdo menyei

A felső alosszletet is harántoló szubvulkáni kőzetváltozatok közül az amfibolandezit mennyisége kevés, kizárólag telérekben jelentkezik. Előfordulásai

- a) a Kuruc-patak felső folyásának környéke,
- b) a Kuruc-pataktól K-re (Rákos-patak, Oltárkő-patak),
- c) Bányapusztától DNy-ra,
- d) a Lofarú-hegy környéke.

Az amfibol-piroxénandezit egyaránt alkot teléreket és kisebb-nagyobb szubvulkáni testeket. Előfordulásai

- a) a Mogyorós-gerinc és az Aprólépések között,
- b) a Rózsa-hegytől D-re,
- c) a Kuruc-patak felső folyásának környéke,
- d) a Banya-tető környéke,
- e) a terület K-i szegelye.

f) A P-8 sz. fúrás az alsó alosszlet és az alaphegység között, tsz. a 150–800 m-ig harántolt nagy tomegű, összefüggő amfibol-piroxénandezit benyomulást.

Szerkezet

A *regionális vulkantelektónikai képen* (BALLA Z 1977, 1978, BALLA Z – KÖRÖS L 1978, 1980) a terület nagyobbik, északi része a fekete-pataki eroziós kalderába esik, a déli része pedig a borzsony-pataki beszakadásos kalderába. A fekete-pataki eroziós kaldera peremén húzódó vízvalasztó gerincgyűrű csak területünk ÉNy-i (Lófaru-hegy, Salgóvár) és DK-i részén követhető. É-on és K-en csaknem 1 km-rel azon kívül húzódik. A borzsony-pataki beszakadásos kaldera É-i és ÉK-i pereme a terület közepé táján vonul át DK–ÉNy, majd K–Ny irányban, a terület középső része így a központi boltozatból visszamaradó gyűrűszerű kiemelkedés ÉK-i szektora felé esik.

A regionális képen egyéb elemei közül a terület É-i részére esik a Kuruc-berci ellenállás- és sűrűségmaximum, amelyet korábban a magas-borzsonyi reteg-vulkán centrumában feltételezett kurtokítottalással azonosítottunk (BALLA Z 1977) – és a kis-hideg-hegyi szeizmikus aljzatkiemelkedés, amelyet a kemence-pataki kaldera közepén keletkezett másodlagos boltozatnak véltünk.

Végül a terület középső harmadat foglalja el egy szeizmikus sebességanomália, amely az aljzat szintjén sebességcsökkenéssel, a magasabb szintekben sebességnövekedéssel, az anomália területén belül pedig függőleges sebességkiegyenlítődéssel jelentkezik, s amelynek létrejöttét egy bizonytalan eredetű beszakadással és az abban lejátszódott hidrotermális kőzetbontással magyaráztuk

A területen tehát ketszeri kiemelkedést (központi és kis-hideg-hegyi boltozat) és ketszeri beszakadást (borzsony-pataki kaldera és kis-hideg-hegyi területrészt) valószínűsítettünk, továbbá meglehetősen mely lepusztulást (fekete-pataki kaldera) E folyamatok konkrét eredményének kimutatásával azonban adósak maradtunk, s a további elemzés során e hiányosság pótlására törekszünk

A rétegsor ismertetésénél megállapítottuk, hogy a területen kijelölhető biotitos–amfibolos proklastikumok az alsó alosszletbe tartoznak. Felszíni elterjedésük két területre korlátozódik: a fekete-pataki eróziós és a borzsony-pataki beszakadásos kalderára. A fekete-pataki kalderában az alsó alosszlet kb. 1,5×2 km-es területén jön elő. K-en legalább tsz. f. 550–600 m-ig, Ny-on pedig kb. tsz. f. 570–580 m-ig. A borzsony-pataki kalderában az alsó alosszlet kibúvási általában kb. tsz. f. 460–480 m-ig terjednek K és ÉK felé, pl. a rozsa-sziklai telér környéken tsz. f. 540–580 m-ig „feljutnak”. Az alsó alosszlet két elterjedési vidéke közötti terület – a Banya-patak–Nagy János tető között – É–D-1 irányban mintegy 1–1,5 km szélességben némileg besüllyedt helyzetben van, mivel a feltarások és fúrások biotitos–amfibolos–hiperszténes proklastikumokat jeleznek. Ez arra mutat, hogy a borzsony-pataki kaldera belső részei, legalábbis az É-1 és ÉK-1 peremrészekhez képest, kiemelt helyzetben vannak.

Az ÉNy-1, továbbá a K-1 és DK-1 peremrészekhez képest a belső rész helyzete fúrasok hiányában nem határozható meg. Hajlunk afele, hogy a Banya-patak–Nagy János tető közötti területet másodrendű helyi süllyedéknek tekintjük, s a borzsony-pataki kalderát a regionális szerkezetben változatlanul beszakadásos eredetűnek tartjuk. A Zalogberc–Száz-fa-berc környéke túl kevesse tanulmányozott ahhoz, hogy ennél többet alapítsunk meg szerkezetéről.

A Magyar-hegy és Nagy-Hideg-hegy közötti részt K–Ny-1 hossz-szelvényben vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a Pogány-hegy és a Rozsa-hegy között határozott grabenszinklinális korvonalazódik, amelyet a továbbiakban rozsa-hegyinek nevezünk. A Nagy-Pogány-hegy kvarcdus biotit-amfiboldácitja K felé dől, a rozsa-hegyi kvarcszegény biotit-amfiboldácit intrúzió torések között lezokkent helyzetben van. Töle K-re a reteg vulkán képződmények a mélyfúrasok és az ellenállás-szelvények tanúsága szerint 20–25°-kal dőlnek Ny-ra. A rozsa-hegyi grabenszinklinális tengelynek É-1 folytatásában, a Pintér-patak felső folyásának környékén eljövő proklastikumok az ÉNy-ra levő Banya-tetőn és a K-re levő Kis-Hideg-hegy ÉK-1 lejtőjén jóval magasabban előbukkannak alosszlethez képest feltehetően besüllyedt helyzetben vannak. A tengely D-1 folytatásában, az Nb-1 sz. fúrástól lefelé, NyÉNy-ra levő lejtőn a reteg vulkán képződmények dőlése a 7 VESz-szelvény alapján megközelíti Ny-1, s az Nb-13 sz. fúras vegyes proklastikumokat tart fel tsz. f. 230 m-ig. A rozsa-hegyi grabenszinklinális csapása tehát ÉÉK–DDNy-1, s ebben az irányban a tengelymenti besüllyedés jelei 2,5 km hosszban mutathatók ki. E besüllyedés amplitúdója az É-1 és a D-1 végeken legalább 150–200 m, a középső részen pedig kb. 250–350 m.

Az ÉÉK–DDNy csapású rozsa-hegyi grabenszinklinális a szeizmikus sebességanomália középvonalába esik, s letevése összhangban van azzal a korábbi feltételezésünkkel,

hogy a sebességanomalia egy helyi beszakadással kapcsolatos E helyi beszakadás lehetséges szélessége É-on 0,8–0,9 km körül van, a Rózsa-hegy vonalában megközelíti az 1,5 km-t, D-en pedig nem becsülhető

Az eddig kimutatott szubvulkáni intrúzió-csoportok a beszakadás szegélyére esnek, a Rózsa-hegy–Pogány-hegy környéki viszont annak közepére, oda, ahol egy harántirányú NyÉNy–KDK-i csapású, kisebb amplitudójú besüllyedéssel kereszteződik

Mindeme szerkezeti elemeket a magas-borzsonyi rétegcsoporthoz fűzi A rózsá-hegyi grabenszinklinális, a vele kapcsolatos szubvulkáni intrúziók helyzetéből (korai-közbenso ciklus) ítélve az also–középső alosszlet szerkezeti eleme, s ezekbe az alosszletekbe sorolhatók a benne lévő biotitámfibolos és biotitos–amfibolos–hiperszténés piroklasztikumok is

A korai ciklusban kepződött szubvulkáni intrúziók térszíni elterjedésének felső határa egészen veve DK-ről ÉNy fele lejt, s a Nagy-Hideg-hegy Ny-i lejtőin van legmagasabban – a harántirányú süllyedek területén A lejtés NyÉNy-i komponense származhat a hegység utólagos lebillenéséből is, így az eredeti lejtés közelítőleg DDNy-rol ÉÉK-re irányulhatott Ez a központi boltozat felszínével van összhangban, s így arra mutat, hogy a harántirányú, NyÉNy–KDK-i csapású besüllyedés korábban, a szubvulkáni intrúziók zömét elött jött létre Egyik süllyedek vulkánotektonikai jellege és kapcsolata sem világos

Külön megvilágítást igényel a *kuruc-berci kurtokított* problémája A geoelektromos ellenállás- és gravitációs képen az objektum világosan jelentkezik, bár többféleképpen korvonalazható Kőzetanyaga a felszínen bármelyik lehatárolási változatban meglehetősen heterogén s gyakorlatilag nem különbözik a környezetétől Ny-i részén amfibol-piroxénandezit (ampx) jelenik meg, K-i felében biotitos-amfibolos és hiperszténés–biotitos–amfibolos piroklasztikumok, a P-14 sz fűrés retegsorában ezek között amfibol-piroxénandezit települ több szintben, végül DK-i elvégződése környéken biotit-amfibolandezit bukkan a felszínre, amelyet a P-12 sz fűrésben már 35 m mélységben biotit-amfiboldácit vált fel, csaknem 300 m mélységig

A kuruc-berci ellenállás- és sűrűséganomalia hatója tehát a mai felszínen kőzettanilag nem különül el a környezetétől, s anyaga a magas-borzsonyi vulkánitokkal kőzettanilag gyakorlatilag nem rokonítható Kurtokítottként való korábbi értelmezését ma már nem tartjuk helytállóknak, annak ellenére, hogy a fiatalabb radiális kőzettelérek itt látszanak összpontosulni

A területen két fő toresrendszer desiffrirozható, amelyek iránya e két süllyedék tengelyével párhuzamos egy NyÉNy–KDK, néhol K–Ny és egy ÉÉK–DDNy, néhol É–D csapású A két rendszer viszonya, sorrendje nem megnyugtatóan tisztázott és csak közvetett jelekből állapítható meg Eszerint a második fiatalabb, ami összhangban áll a megfelelő irányú süllyedékek egymasutánjával

Fejlődéstörténet

A regionális fejlődésmentői vázlatnak (BALLA Z 1977, 1978, BALLA Z – KÖRÖS L 1978, 1980) a területre vonatkozó elemei a következők

A vulkanosság előtt területünkön nyílttengeri üledékképződés folyt, amely többszáz méteres összlet felhalmozódására vezetett Feltételezzük, hogy közvetlenül a bor-

zsonyi vulkánosság megindulása előtt nagyméretű boltozat alakult ki, amelynek tetővidékére esik a tárgyalt terület

E feltételezett boltozattető beszakadásával indult a vulkánosság első szakasza létrejött a nagy-volgyi kaldera, amelynek területünkre eső részén is folytatódott az uledék-képződés, s ezzel egyidőben a kalderaperemi, innen távolabb eső vulkánokból származó anyag felhalmozódása

A vulkánosság második szakaszában a nagy-volgyi kaldera közepén kialakult a központi boltozat, majd – tetejének berogyásával – a borzsony-pataki kaldera, amelynek csak ÉK-i szektora esik területünkre. E kaldera peremén kisméretű vulkánok jöttek létre, a gyűrűszerű kiemelkedés tetőpontján helyi beszakadásokkal, intenzív szubvulkáni működéssel

Jelentős erozió után a vulkánosság harmadik szakaszában jött létre a nagyméretű hegyháti rétegvulkán, amely területünkön messze túlterjedt, akarcsak a működését lezáró kemence-pataki kaldera. Utóbbi közepé táján alakult ki a kis-hideg-hegyi másodrendű boltozat, amely területünk ÉK-i részére esik, kb. 3 km atmérőjével részben túlterjedve határam. Ezután keletkezett a nagyméretű magas-borzsonyi rétegvulkán, amely megintcsak messze túlterjedt területünkön, de centruma annak É-i részébe esett. Kialvását kísérhette a borzsony-pataki kaldera kiújulása, ami DNy-i szektorának behorpadására vezetett.

A vulkánosság megszűnésétől kezdve területünk lepusztulóban van. Ennek legszembetűnőbb eredménye a kráterből keletkezett fekete-pataki eróziós kaldera, ezen lehet lemérni, milyen mélyre hatolhatott a denudáció a magas-borzsonyi rétegvulkán 1,0–1,2 km magasra becsulható kupjából csak peremi roncsok maradtak, s közepé táján melyen feltarodtak a fekélyt alkotó képződmények.

A megelőző uledékes szakasz termékei csak szubvulkáni intruziókon belül és azok között megmaradt foszlányokban vannak jelen (P-8, P-36, Nb-17 sz. f.) vagy teljesen hiányoznak (P-7, -18 és -26 sz. f.). Kifejledésük igazolja a regionalis képből levont következtetéseket, szorványos megjelenésük azonban pontosítást nem tesz lehetővé.

Az első vulkáni szakasz termékei a biotitos–amfibolos anyagu tufas–tufitos rétegek. Kifejledésük és jelentős vastagságuk igazolja azt a feltevést, hogy a borzsonyi vulkánosság a peremeken kezdődött, s a leendő központ eleinte süllyedek volt, vulkáni–uledékes anyagfelhalmozódással. E szakasz végéhez vagy a második szakaszhoz kapcsolódnak az első, viszonylag savanyúbb összetételű szubvulkáni intruziók.

A második szakasz termékei változatos, főként biotitos–amfibolos–hiperszténos anyagu tufas–agglomeratumos rétegek és hasonló összetételű szubvulkáni intruziók. A rétegvulkáni képződmények változatos köztetűni összetétele összhangban van a feltételezhető vulkánok kis méretével. Bar egyetlen ilyen vulkán sem sikerült a területen körvonaloznunk, lehet, hogy a kijelölt intruziócsoportok nemelyike egy-egy ilyen vulkán centrumát jelzi. E szakaszra tesszük a kimutatott rozsa-hegyi grabenszinklinális kialakulást s ezzel a szeizmikus sebességanomáliát létrejöttet.

A harmadik szakasz termékei közül nem sikerült felismernünk a hegyháti vulkánitokat, lehet, hogy az előző szakasz poroduktumaiba soroltak felső szintjeit kepezik, de inkább úgy tűnik, hiányoznak. E valószínű hiány lehet eróziós eredetű, de származhat abból is, hogy a hegyháti rétegcsoport nem látszik – pontosabban azonos a magas-borzsonyival, mely utóbbi piroxenes–amfibolos anyagu lavapados–agglomeratumos réteggént van jelen. Jól körvonalazható a kis-hideg-hegyi boltozat az első és második szakasz képződményeit elválasztó felület domborzatában. Világossá vált, hogy a magas-borzsonyi rétegvulkán egy meglehetősen bonyolult, heterogén, a környezetéhez képest egészben veve kiemelt szerkezetre épült rá, teljesen beborítva azt. Az ily módon létrejött szabályos vulkáni kup-összterfogataiban a magas-borzsonyi vulkánitok valószínűleg jóval kisebb szerepet játszottak, mintsem azt korábban gondolhattuk. A magas-borzsonyi rétegvulkán kialakítását kísérő események közül a borzsony-pataki kaldera újraéledését egyelőre nem sikerült igazolnunk. A vulkánizmus zoroakkordja-

kent értékeljük az ezt a felépítményt részben vagy egészen attoro amfibolandezit es amfibol-piroxénandezit anyagu telereket

A vulkanosság alatt es valószínűleg utana is jelentős tombmozgások lehettek a területen, aminek nyomait az újonnan megismert torésrendszerek igazolják, néhol jelentős elmozdulásokkal. A magas-borzsonyi rétegvulkán lepusztíttottsága vizsgálataink alapján sokkal mélyebbnek tűnik, mintsem azt korábban véltük.

Ércesedés

Lokalizációs viszonyok

A borzsonyi ércmező alatt a középső-miocén korú paleovulkáni centrum ércindikációinak összeségét értjük. Az 1976–80 között végzett kutatások az É-1 területre, ezen belül is a kis-hideg-hegyi területre szorítkoztak. A hidrotermálisan bontott kőzetek es ércindikációk elterjedése, a metallometriai anomáliák es a GP-anomáliák elhelyezkedése alapján a területrezen belül három potenciális érclelőhely különíthető el (I es II melléklet, 2 es 3 ábra) a kuruc-pataki, a rózsa-hegyi es a bányapusztai.

A színesércesedés lokalizációs viszonyai az alábbiakban jellemezhetők.

A borzsonyi ércmező esetében az ÉÉK–DDNy-1 csapású oligocén főtoréssel szubparallel meredek dőlésű repedésrendszer biztosíthatta a paleovulkáni centrum mélységi eredetű hidrotermális oldatai számára az áramlás lehetőségét. Mivel ez a repedezettség a vulkáni szerkezetet harántoló elem, a hidrotermális ércesedés a felszínközeli vulkánotektonikai szerkezetben diszkordánsan jelentkezik. Az ércmezőn belül mind az Északi, mind a Déli terület egyaránt a központi boltozatból visszamaradt gyűrűszerű kiemelkedésre esik, s így helyzetének fő meghatározója az említett repedezett sávon belül az aljzat kiemelkedése.

Az egy nagyságrenddel kisebb egységek közül csak a kis-hideg-hegyi területre vonatkozóan rendelkezünk elég adattal a lokalizációs viszonyokat illetően. Alakja elliptikus, 3,5 ill. 2 km-es tengelyhosszal, refrakciós adatok szerint a hidrotermálisan elváltozott zona alakja megközelítőleg azonos a kristályos aljzat szintjén is. Legalább részben a gyűrűszerű kiemelkedés É-1 tetőpontján létrejött lokális beszakadással esik egybe, melyet különböző korú es összetételű szubvulkáni intrúziók jarnak át (I melléklet).

Az egyes potenciális lelőhelyekre a hidrotermális színesfém-lelőhelyeken szokásos függőleges zonáció jellemző (mélyebb szinteken Cu, magasabban Pb–Zn), az eltérő mértékű erodáltság miatt más-más szint van a felszínen.

A kuruc-pataki potenciális érclelőhely

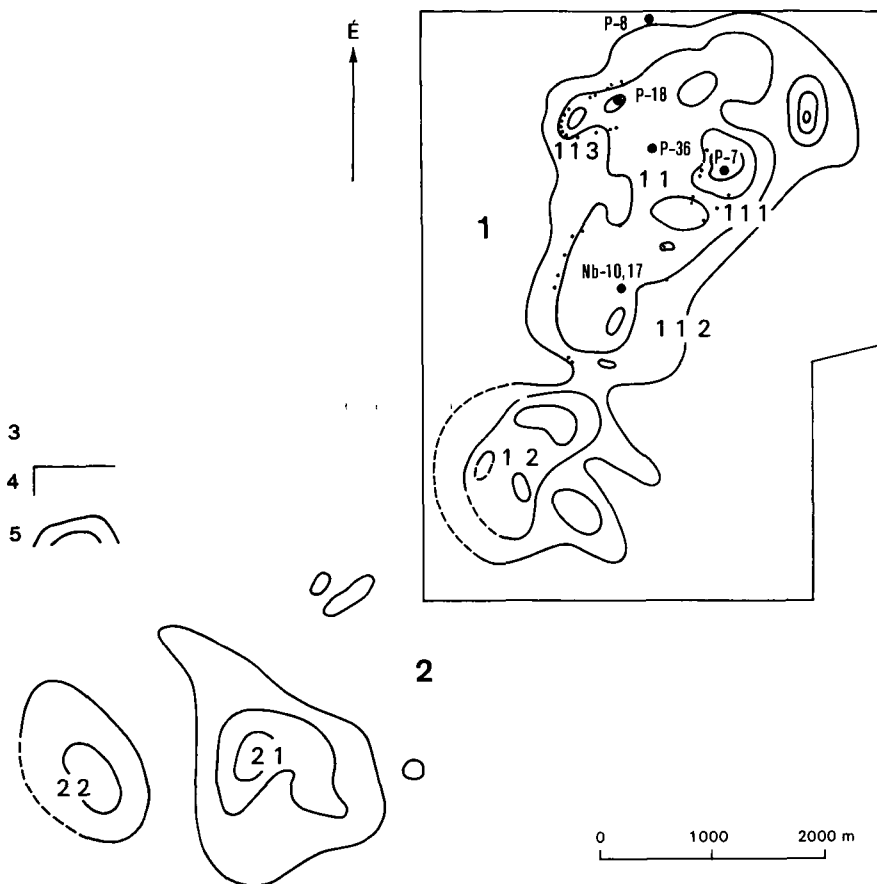
Földtani feleletes

A lelőhely egy 600X300 m-es felszíni vetületű, az also rétegvulkáni alosszetbe nyomult intrúzió csoportba esik, melyben három szubvulkáni fázis képződményei különíthetők el. Az első fázis kőzetei viszonylag nagyméretű (100–200 m felszíni átmérőjű) meredek dőlésű testek, míg a második es harmadik fázis kőzetei részben nagyobb mere-

tű testek, részben meredek dőlésű kőzettelérek A rézércesedés e szubvulkáni kőzeteknél fiatalabb és hozzájuk viszonyítva diszkordáns elhelyezkedésű

A hidrotermális asvanyosodás jellemzése és eloszlása

Az ércesedést kísérő metasomatózis fő terméke a kvarc, karbonát, agyagásvány, klorit és biotit. Alárendelten epidot, gránát és amfibol is megjelenik (1 táblázat). A másodlagos ásványok terbeli eloszlását vizsgálva a legfeltűnőbb, hogy az agyagásvány és a

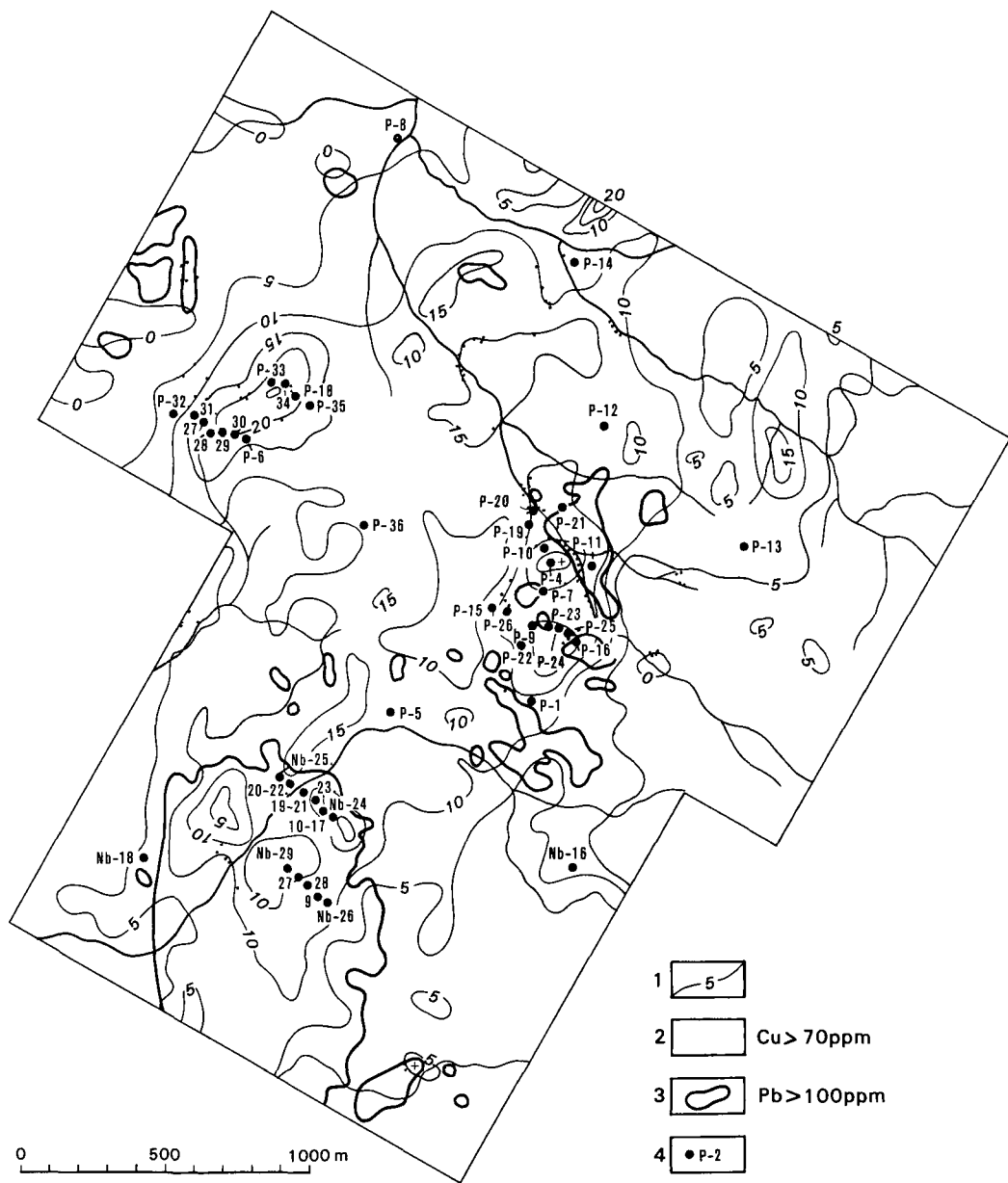


2 abra A borzsonyi ercmező erces objektumainak felosztása (BALLA Z.)

1 Északi terület 1.1 kis-hideg-hegyi területrész, 1.1.1 kuruc-pataki potenciális érclelőhely, 1.1.2 rozsa-hegyi potenciális érclelőhely, 1.1.3 bányapuszta potenciális érclelőhely, 1.2 zálog-berci területrész – 2 Déli terület 2.1 bezina területrész, 2.2 koppányi területrész – 3 Potenciális érclelőhely korvonalai, 4 a központi terület földtani térképének korvonalai, 5 polarizálhatósági izovonalak (2, 6, 10 és 15%)

Fig 2 Subdivisions of the Borzsony ore-district (Z. BALLA)

1 Northern area 1.1 the Kis-Hideg-hegy subarea, 1.1.1 the Kuruc-patak mineralization, 1.1.2 the Rozsa-hegy mineralization, 1.1.3 the Bányapuszta mineralization, 1.2 the Zalog-berci subarea – 2 Southern area 2.1 the Bezina subarea, 2.2 the Koppány subarea – 3 Outlines of mineralization, 4 outline of the geological map of the Central Area, 5 isolines of IP (2, 6, 10 and 15%)

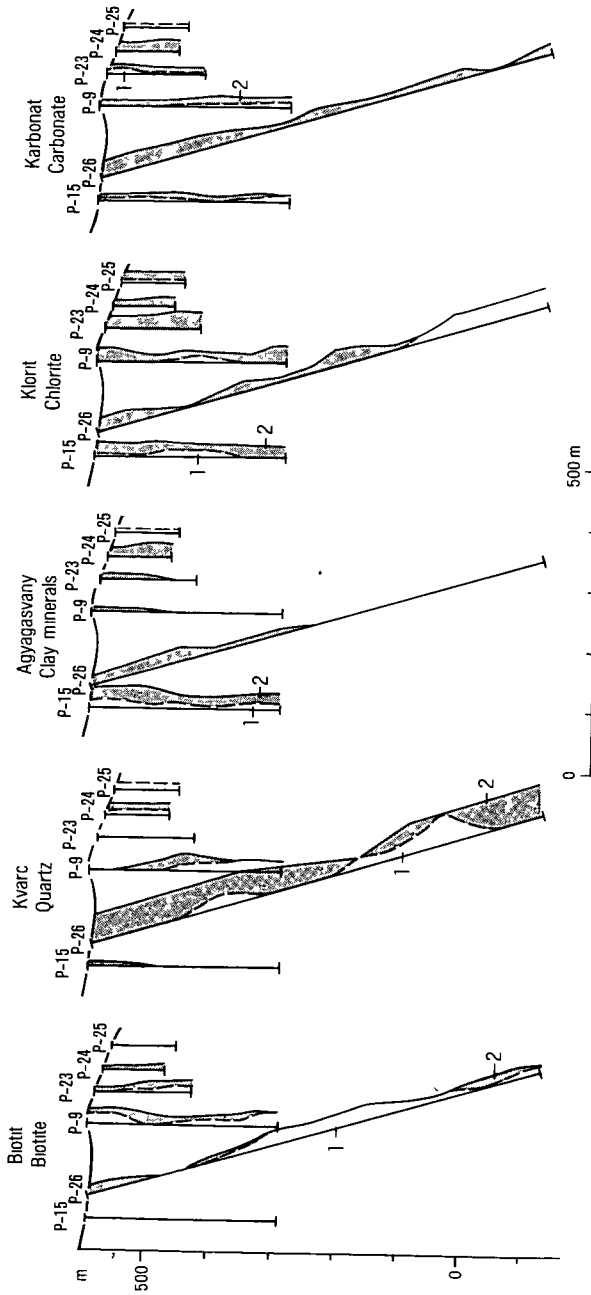


3 abra A borzsonyi ércmező északi területek GP- és talajmetallometriai anomalia terkepe (KIRÁLY E –CSONGRÁDI J)

1 GP izovonal és értéke, 2-3 talajmetallometriai anomalia, 4 mélyfuras jele és száma

Fig 3 IP and soil sampling anomaly map of the Northern Area of the Borzsony ore-field (E KIRÁLY-J CSONGRÁDI)

1 IP isoline and its value, 2-3 soil sampling anomaly, 4 symbol and number of borehole



4 abra A hidrotermális ásványok átlagos eloszlása kuruc-pataki potenciális erclelohely (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E)
Az ásványosodás gyakorisága / erős, 2 közepes A szelvény iránya NYÉNY-KDK

Fig 4 Average distribution of hydrothermal minerals the Kuruc-patak mineralization (E CSILLAG-TEPLÁNSZKY)
Intensity of mineralization / heavy, 2 moderate Direction of profile WNW-ESE

A hidrotermális ásványok átlagos számított
(Összeállította)

Jellemző előfordulások (100 m tsz f magasság felett ill alatt)	Mont morillonit	Illit– montmor	Illit	Illit– biotit	Illit– muszkovit	Hidro- muszkovit	Kaolinit	Agyag ásvány össz
Kuruc-patak								
Biotitos zona 100 m felett	2,3	0,7	3,7	0,6				7,3
Biotitos zona 100 m alatt	0,4	1,0						1,4
Összesen	1,9	0,7	3,1	0,5				6,2
Agyagas- ványos–kar- bonatos zona	7,9	1,6	11,5	0,3		1,0	0,1	22,4
Vagatok	11,4	0,9	13,7		4,0		2,0	32,0
Átlag összesen	4,7	1,1	6,8	0,4	0,2	0,4	0,1	13,7
Banya-puszta								
Furasok 100 m felett	8,8	1,1	4,8				1,1	15,8
Furasok 100 m alatt	5,2							5,2
Vagatok	30,9	2,6	4,4				2,4	40,3
Átlag összesen	12,8	1,3	4,1				1,2	19,4
Rozsa-hegy								
Furasok 100 m felett	1,2	0,3	17,4					18,9
Furasok 100 m alatt								
Vagatok	0,9	2,6	28,9					32,4
Átlag összesen	1,1	0,6	17,8					19,5
Egyes furasok								
P-8	35,6		3,1		0,5		0,5	39,7
P-12	6,1	0,4	14,5				2,2	17,2
P-13	24,0	0,5	4,2				3,2	31,9
P-14	5,6		4,6					10,2 ¹
P-36	3,7	2,3	9,4				2,5	17,9
Nb-13	9,2	1,4	14,0				0,3	24,9
Nb-16	29,4		3,8				0,4	33,6

A biotit, amiből es kvarc esetében a primér es hidrotermális frakció nem választható szét

** A = agyagásvány, Kl = klorit, B = biotit

1 táblázat

mennyisége a röntgenvizsgálatok alapján

CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E)

Klorit	Biotit	Amfibol	Kvarc	Kalcit	Dolomit	Sziderit	Rodokrozit	Karbonát össz	Illit montm	A KI B**
14,5	5,7*	2,2	27,4	5,0	0,4			5,4	1,6	26,6 52,7 20,7
20,3	11,2*	0,4	29,1	0,6				0,6	0,0	4,3 61,7 34,0
15,5	6,6*	1,9	27,7	4,3	0,3			4,6	1,6	21,9 54,8 23,3
12,3		1,1	27,7	7,2				7,2	1,5	64,6 35,4 0
5,4	1,6	4,0	31,4	4,1				4,1	1,2	82,1 13,8 4,1
13,8	3,8*	1,7	27,9	5,4	0,2			5,6	1,4	43,8 44,1 12,1
7,7	3,1*	4,1	25,0	6,4	0,2	0,1	0,2	6,9	0,5	59,4 28,9 11,7
16,0	3,0*	0,9	25,1	3,3	1,6			4,9	0,0	21,5 66,1 12,4
7,7			28,8	6,0	0,4			6,4	0,14	84,0 16,0 0
8,7	2,5*	2,8	25,8	5,9	0,4	0,1	0,2	6,6	0,3	63,4 28,4 8,2
27,8	0,4	0,8	24,5	5,5	0,2	0,1		5,8	14,5	40,1 59,0 0,9
6,4	30,8*	10,0*	27,6	0,6				0,6		0 17,2 82,8
19,8			31,7	5,1				5,1	32,1	62,1 37,9 0
25,9	1,9*	1,2*	25,5	5,2	0,1	0,1		5,4	16,2	41,2 54,8 4,0
5,9	0,7	0,6	14,8	5,0	0,2			5,2	0,1	85,8 12,7 1,5
5,4	0,5	4,9	31,3	12,6				12,6	2,4	74,4 23,4 2,2
7,0	0,4	1,0	17,0	9,5				9,5	0,2	81,2 17,8 1,0
26,0			28,0	7,4				7,4	0,8	28,2 71,8 0
13,1		1,1	26,7	14,3	1,5			15,8	2,5	57,7 42,3 0
8,5			44,9	10,1				10,1	1,5	74,6 25,4 0
1,8			19,6	6,6				6,6	0,1	94,9 5,1 0

Mikroszkópos vizsgálattal uralkodóan hidrotermális eredetűnek minősíthetők * gal jelölve

biotit ellentétesen viselkedik. Az agyagásványt általában jelentős mennyiségű karbonát kíséri. Első közelítésben tehát egy biotitos és agyagásványos–karbonátos bontási típus különíthető el. A kvarc és klorit mindkét típusban jelen van, viszonylagos mennyiségük a fő ásványokéval többnyire ellentétes módon változik, azaz dúsulásuk maximuma a biotit és agyagásvány–karbonát dúsulás váltására esik. Így a metasztatikus zonáció elvi vázlata biotit (kvarc, klorit) – kvarc, klorit (biotit, agyagásvány, karbonát) – agyagásvány, karbonát (kvarc, klorit) (4. ábra).

A jelenlegi térszínen a biotitos kőzetek kb. 400 m hosszú és max. 150–200 m széles foltban ismertek, melyet agyagásványos–karbonátos kőzetek vesznek körül legalább 100–200 m széles savban. Fúrás adatok szerint ez a kép 300 m mélységig változatlan, vagyis az előbbieken megadott átalakulási sor vízszintes zonációt tükröz. A függőleges eloszlásról tsz. f. 300 m alól csak a P-7 és P-26 sz. fúrás szolgáltat adatokat. Mindkettőben jelentkezik egy határozott biotitos maximum. A P-26-ban tsz. f. 350 és 150 m, a P-7-ben 0 és tsz. a 250 m között. E két intervallum szelvényben korrelálható. A metasztatikus zónák 75–80°-os Ny-i dőléssel települnek.

A központi biotitos zóna felett a P-7, -9 és -26 sz. fúrás szelvényében biotit, klorit és kvarc együttese van jelen. A fő zónát több kisebb biotitos ov. vagy lencse kíséri. A P-7 sz. fúrás rétegsorában a fő zóna alsó határa viszont meglehetősen élesen jelentkezik, s valószínűleg azzal magyarázható, hogy a metasztatózis a jelenlegi helyzetnek megfelelő Ny-i dőlésű repedésrendszer mentén játszódott le.

Felszínközelen a biotitos központi zónától Ny-ra és K-re agyagásványos–karbonátos zóna van. A P-26 sz. fúrás talpközeleli adatai alapján a K-i zóna kifejlődése dőlés mentén megváltozik, az agyagásvány eltűnik, a karbonát szerepe pedig lecsökken, növekszik a kvarc és a klorit mennyisége, megjelenik a biotit. Így a következő függőleges zonáció adódik felülről lefelé: agyagásvány, karbonát (kvarc, klorit) – kvarc, klorit (biotit, karbonát?).

Az ércparagenezis összefoglaló jellemzését a 2. táblázat tartalmazza. Az ércásványok eloszlása a metasztatikus zonációval szoros összefüggésben van. Az ércásványok a kőzet elválási lapjain, bevonatként, repedéskitöltésként, ritkán hunteként jelennek meg. A 0,05%-nál nagyobb rézkoncentrációk kivétel nélkül a hidrotermális biotitot tartalmazó kőzetekben fordulnak elő. A kalkopint jól beilleszthető a metasztatikus zonációba, egyértelműen a legbelső biotitos zónához kapcsolódik. A kalkopintes paragenezis jellemző kísérő ércásványai a finomszemcsés magnetit és pirít₁, ritkán szfalerit és galenit, ásványtani érdekeségként fakóérc, bornit és kalkozin is előfordul.

A biotitos zónából kilépve megállapítható, hogy a kvarc-kloritos zónában gyorsan nullára csökken a kalkopinttartalom, a magnetit helyett pedig a pirít_{II} jelenik meg, amely csak zárványok formájában tartalmaz elenyésző mennyiségű magnetitet. A kőzet összetartalma nem változik a különböző ásványos összetételű elváló zónákban. A magnetit–pirit váltás oka valószínűleg az oldatok pH-jának csökkenése a belső zónától távolodva a meteorikus vizekkel való fokozódó mértékű keveredés következtében. A legkülső agyagásványos–karbonátos zónában éri el a pirit maximális dúsulását (5% körül).

A P-7 sz. fúrás és a Kuruc-patak 6 sz. táró mintán végzett zárványhomogenizációs vizsgálatok adatait az 5. ábrán tüntettük fel. A kvarckristályok zárványai folyadék- és gázfázisúak. A homogenizációs hőmérsékletek eloszlása alapján a pirít₁–magnetit–kalkopirit paragenezis minimális képződési hőmérséklete meghaladja a 310 °C-t.



5 abra A zarvanyhomogenizacios vizsgalatok hőmérsékleti adatai kuruc-pataki potencialis erclelőhely (VETŐNÉ ÁKOS É)

Fig 5 Homogenization temperatures of two-phase liquid-gas inclusions in quartz Kuruc-patak (É VETŐ-ÁKOS)

A kuruc-pataki potenciális ércparagenezisenek összefoglalása

(NAGY B. 1978, SZABÓ P. 1980, továbbá saját vizsgálatok alapján összeállította CSONGRADI J.)

		Uralakodo ϕ μ	Becsült átlagos mennyiség (tf%)	Jellemző kristályalak	Zarványok, reliktumok	Szetelegyesedés	
Ércasványok	fo	Pirit _{I-II}	1-2	hip, xen	magnetit	-	
		Magnetit	1-2	hip, id, xen	pirit _I kalkopirit _I	ilmenit	
		Kalkopirit _I	150-250	≤1	hip, xen	magnetit	-
		Ilmenit	10-100	nyom	id, hip	-	magnetit
		Pirrotin	10-80	nyom	xen	-	-
		Hematit	10-75	nyom	hip	-	-
		Markazit	20-200	nyom	xen, hip	magnetit	-
		Szفالent	10-200	nyom	hip, xen	-	kalkopirit _I
		Galenit	10-300	nyom	xen, hip	szفالent _I kalkopirit _I	-
		Kalkozin	n a	nyom	xen	-	kalkopirit _I
		Bornit	n a	nyom	xen	-	kalkopirit _I
		Molibdenit	n a	nyom	id, hip	-	-

2 táblázat folytatása

		Uralakodo ϕ μ	Becsült átlagos mennyiség (t%)	Jellemző kristályalak	Zárványok, reliktumok	Szételegyedés
Kisero meddőanyagok		tulnyomoreszt kvarc, alárendelten kalcit				
Jellemző szövettípus		főleg hntett-es hntett-eres, ritkábban breccsas				
Kivalási sorrend		pirt _I -magnetit (\pm ilmenit)-kalkopirt _I -... (\pm bormit, kalkozin és szfalerit _I)				
Ercsavianyok jarulekos	Pirt _{II}	300-500	4-5	hup, xen	magnetit	-
	Magnetit	50-100	1-2	xen	-	-
	Szferit _{II}	150-200	nyom	xen	-	kalkopirt
	Galenit	100-150	nyom	xen	-	-
	Kalkopirt _I -II	10-60	nyom	xen	-	-
	Pirrhott	max 300	nyom	xen	-	-
Arzenopirt	n a	nyom	n a	-	-	
Kisero meddőanyagok		tulnyomoreszt agyagvasany, kalcit, alárendelten kvarc				
Jellemző szövettípus		eres, hntett-eres				
Kivalási sorrend		magnetit-pirt _{II} -egyéb szulfidok				

Rézéces
zona

Pirtes zona

hup = hupidiomorf, id = idiomorf, xen = xenomorf, n a = nincs adat

A hidrotermális zonáció korrelációja a GP és a földi magnészes anomáliakeppel

A GP-mérések behatolási mélysége 200–300 m közötti, így az eredményeket a felszínközeli vízszintes zonációval kell összevetnünk. A lelőhelyen két ÉÉK–DDNy-i csapású GP-anomaliasáv mutatkozik, melyek D felé kissé összetartanak és középen egy K–Ny-i torossal két-két részre tagoltak, melyek 150 m-es bal oldali eltolódással korrelálhatók.

A Ny-i GP-anomaliasávok hatójának a kalkopirittel együtt jelentkező hintett magnetit tekinthető. A K-i sáv az ercászányos övet K-ról kiserő agyagászványos–karbonátos–pirites zónára esik. Mivel a pirit és a magnetit polarizálhatósága és átlagos koncentrációja közel azonos, a vázolt értelmezés összhangban van adatainkkal.

A lelőhely D-i részen végzett részletes földi magnészes szelvényezés eredményei alapján a rézdúsulás öve felett intenzív magnészes anomáliák rajzolodtak ki (6. ábra) az előbbi értelmezést szintén alátámasztva.

A rezercesdes morfológiája és belső felépítése

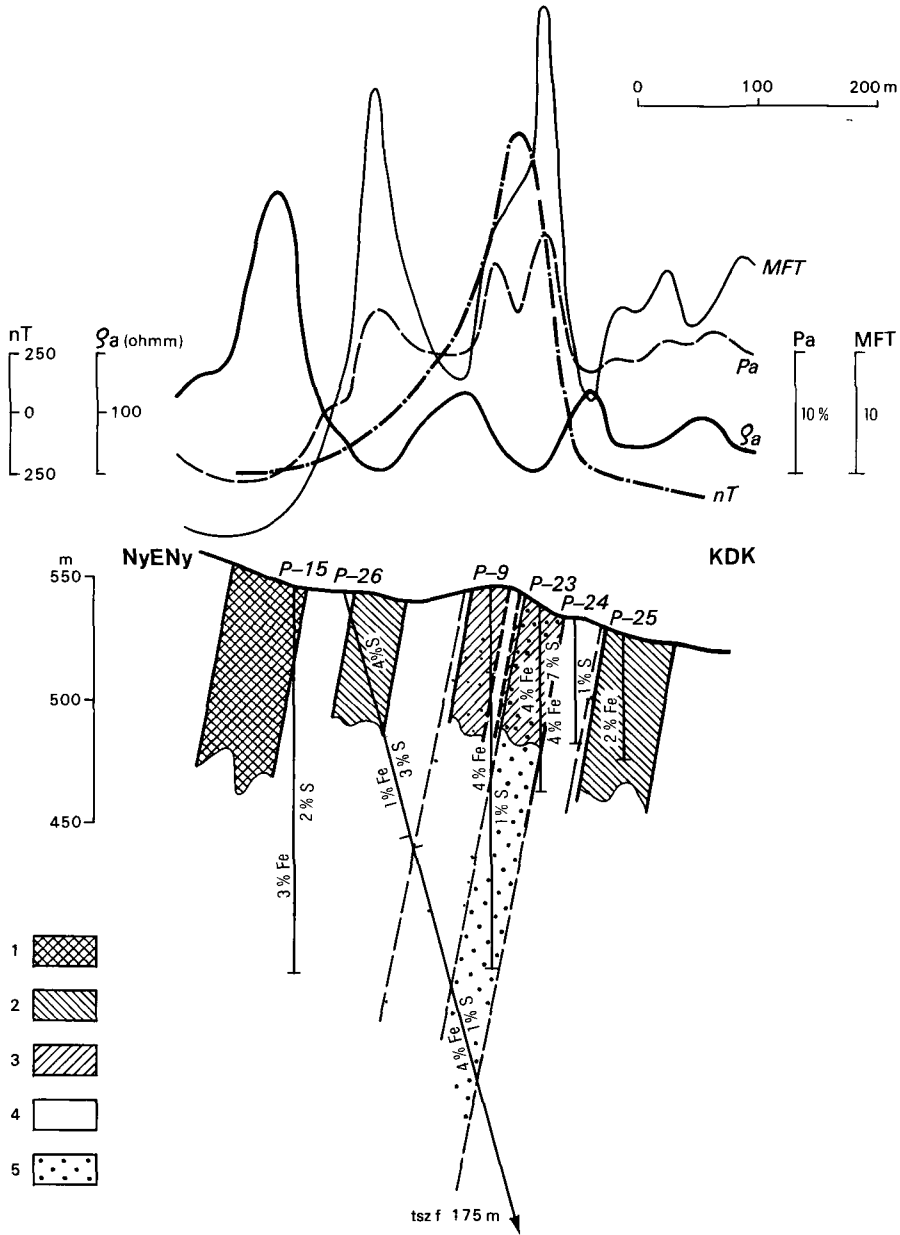
A porfiros rézérces zóna kijelölésénél kritériumként a 0,05%-nál nagyobb réztartalmat vesszük alapul. E zóna egy 75–80°-os nyugati dőlésű, felszínközeli lemezszerű testként (lineáris stockwerk-ként) jelentkezik, melynek felszíni vetülete a D-i furási szelvényben 120–130 m szélességű (7–9. ábra). A zónát középen a már említett K–Ny-i csapású törés két megközelítően azonos, 200 m csapáshosszuságú, egymáshoz képest kb. 150 m-rel elmozdult részre osztja. Az északi szakasz É fele, a déli szakasz D felé kiékelődik. Az ercesedett zóna dőlésmenti viselkedésére vonatkozóan a D-i furási szelvény szolgáltat információkat. A P-26 sz. furás elemzési adatai szerint a mélység fele a zóna fokozatos kiszélesedésevel lehet számolni, s. tsz. a 100 m-nél (a felszíntől számítva kb. 700 m mélységben) legalább 250–300 méteres szélességet ér el. A rezerces zónán belül 40–50 m vastag fő dúsulási öv jelölhető ki, amely tsz. f. 250 m szintben 0,1% Cu-tartalmú. A dúsulási öv bizonytalan csapásmenti kiterjedésű, 2–5 m-es vastagságú, 0,2% Cu-tartalmú szakaszok összességéként fogható fel.

Az említett fő dúsulási öv a D-i kutatási szelvényben a P-23, P-9 és P-26 sz. fúrások elemzése alapján a felszíntől számított 300 m-en keresztül követhető, és feltételezhetően ugyanezt az övet tárta fel a P-7 sz. furás csapás mentén 130 m-rel északabbra és dőlés mentén 500–600 m-rel mélyebben.

A fő dúsulási öv felett, néhol alatta is kisebb érces szakaszok helyezkednek el, eléggé rendszertelenül. Ilyenek lehetnek a P-9 sz. furás első 30 méterében vagy a P-7 sz. furás felső szakaszán harántolt rézdúsulások, melyek vastagsága néhány méterrel néhány tíz méterig terjedhet. A rézkoncentráció a P-7 sz. furás adatai szerint a fő dúsulási öv alatt (tsz. a 650 m-ig) fokozatosan szegényedő tendenciát mutat.

A bányapuszta potenciális érlelőhely*Földtani felépítés*

A lelőhely földtani felépítésében az alsó, középső és felső alosszlet piroklasztikumai mellett szubvulkáni kőzetváltozatok és lavakőzetek vesznek részt. A mindkét szelvényben



6 abra A kuruc-pataki potenciális érclőhely 1 sz szelvényének geofizikai értelmezési vázlatja (KIRÁLY E - SCHONVISZKY L)

1 Nagyellenállású test, 2 szulfidtartalmú ható, 3 magnetit és szulfidtartalmu test, 4 nagyobb réz-tartalmú zona, 5 rézérces zona

Fig 6 Sketch of geophysical interpretation of profile 1 of the Kuruc-patak mineralization (E KIRÁLY-L SCHONVISZKY)

1 High resistivity body, 2 sulphide containing body, 3 magnetite- and sulphide-containing body, 4 zone of comparatively high copper content, 5 copper ore zone

A banya-pusztai potenciális érlelőhely ércparagenezisének összefoglalása
(NAGY B 1978, továbbá saját vizsgálatai alapján összeállította CSONGRÁDI J)

			Uralkodó ϕ μ	Becsült átlagos mennyiség (tf%)	Jellemző kristályalak	Zárványok, reliktumok	Szét-elegyedés	
Rezercees zóna	Ércasványok	fo	Pirit	50– 500	1–2	id, hip, xen	–	–
			Magnetit	50– 200	1–4	xen	–	–
			Kalkopirit	50– 100	≤1	xen	pirit	–
		jarulekos	Szfalerit	100–1000	nyom	hip, xen	pirit	kalkopirit
			Galenit	50– 500	nyom	xen	kvarc	–
			Bornit	50– 100	nyom	xen	kalkopirit	–
	Kisero meddőasványok			tulnyomoreszt kvarc, alarendelten kalcit				
	Jellemző szövettypus			hintett-eres				
	Kivalási sorrend			magnetit [?] –pirit–kalkopirit–(±szfalerit)				
	Pirités zóna	Ércasványok	Pirit	50– 200	1–2	hip, xen	magnetit	–
Magnetit			50– 100	1	xen	–	–	
Kisero meddőasványok			tulnyomoreszt agyagászvány es kalcit, alarendelten kvarc					
Jellemző szövettypus			hintett-eres					
Kivalási sorrend			magnetit, pirit					

id = idiomorf, hip = hipidiomorf, xen = xenomorf

mintegy 100 m szélességű sávban észlelhető szubvulkáni kőzetek sorrendje tisztázatlan, valószínűleg meredek dőlésű testek

A hidrotermális ásványosodás jellemzése és eloszlása

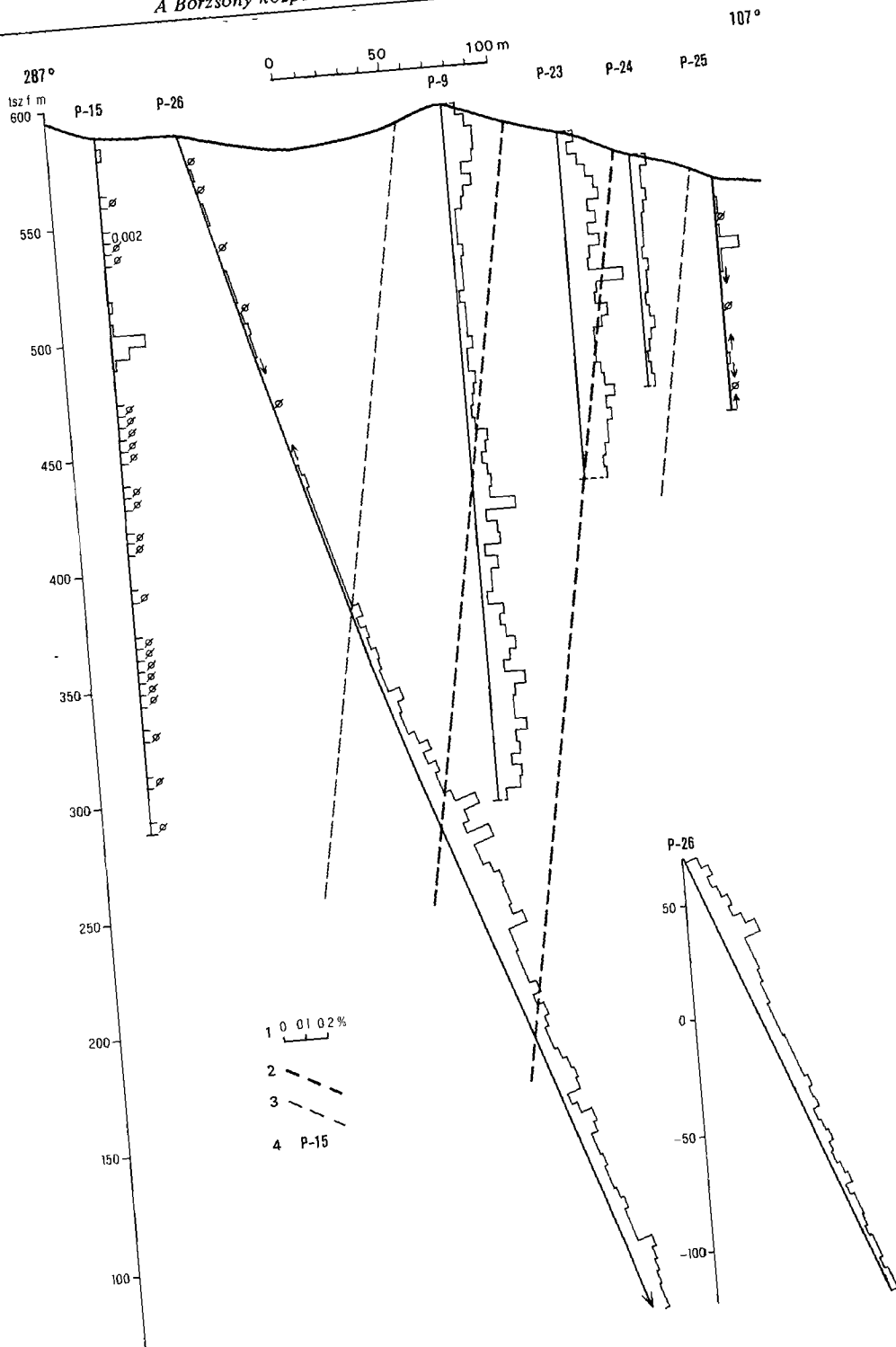
A lelőhelyen ugyanazok az ércasványok és meddő ásványok fordulnak elő, mint a kuruc-pataki potenciális lelőhelyen (3 táblázat) Térbeli eloszlásukat két fúrási szelvényben vizsgáltuk

7 abra A kuruc-pataki potenciális érlelőhely 1 sz. dolesmenti szelvénye (CSONGRÁDI J)

1 Cu-koncentració (Az elemzési adatok 5 m enkénti átlagokra atszámítva), 2 nagyobb Cu-tartalmú zóna határa, 3 rezércees zóna határa, 4 fúrasok helye és jele

Fig 7 Dip profile 1 of the Kuruc-patak mineralization (J CSONGRÁDI)

1 Cu concentration (The analytical data have been converted into averages at 5 m intervals), 2 Boundary of a zone of comparatively high Cu content, 3 boundary of copper mineralization 4 Location and symbol of borehole



A D-1 furási szelvény keleti fúrásaiban (P-6 , -30 , -39 , -28) azonos agyagásványos–karbonátos kifejlődés van jelen, gyenge kovásodással Ny felé (P-27 es -31 sz fúrásban) nő a kvarc és klorit szerepe, csökken az agyagásvány–karbonát–pirit mennyisége, minimális koncentrációban réz is mutatkozik – Az É-1 szelvényben a legkeletibb furás (P-35) rétegsora agyagásványos–karbonátos–pirites, kevés biotittal A P-18 és P-34 sz furás rétegsora biotitos–kloritos–kvarcos átalakulási típusú, alacsony réztartalommal A legnyugatibb, P-33 sz fúrásban csökkent mind a biotit, mind a kalkopirit mennyisége, így a kalkopirit–biotitos zona szélessége 100 m alatt marad

A hidrotermális zonáció és a GP-anomaliakep korrelációja

A GP térképen a bányapusztai lelőhely két részre oszlik, két-két anomaliasávval A két rész anomaliasávjai D felé, összetartásuk valószínűsítésével, egy kb 200 m amplitudójú NyÉNy–DDK csapású eltolódás feltételezésével közelítőleg korrelálhatók egymással A rézérc-ásványosodás az É-1 részen közelítőleg a Ny-1 anomaliasávval esik egybe, ugyanaz vonatkozik a D-1 részre is, a szórványos indikációkat figyelembe véve A K-1 anomaliasáv mindkét részen agyagásványos–karbonátos–pirites kifejlődésre esik

A rózs-hegyi potenciális érlelőhely

Foldtani felépítés

A lelőhely foldtani felépítésében a fekuuledek és a szubvulkáni biotit-amfibolandezitek, továbbá az alsó–középső alosszlet proklastikumai és a felettük települő, lapos dőlésű kvarcdus és kvarczegény biotit-amfiboldácit testek vesznek részt Ez utóbbi kettőt az amfibol-piroxenandezit szubvulkáni közeteri torik át A proklastikumok és a biotit-amfiboldácit jól korvonalazható, ÉÉK–DDNy csapásirányú grabenszinklinális szerkezetet formálnak (I melléklet)

A hidrotermális ásványosodás jellemzése es eloszlása

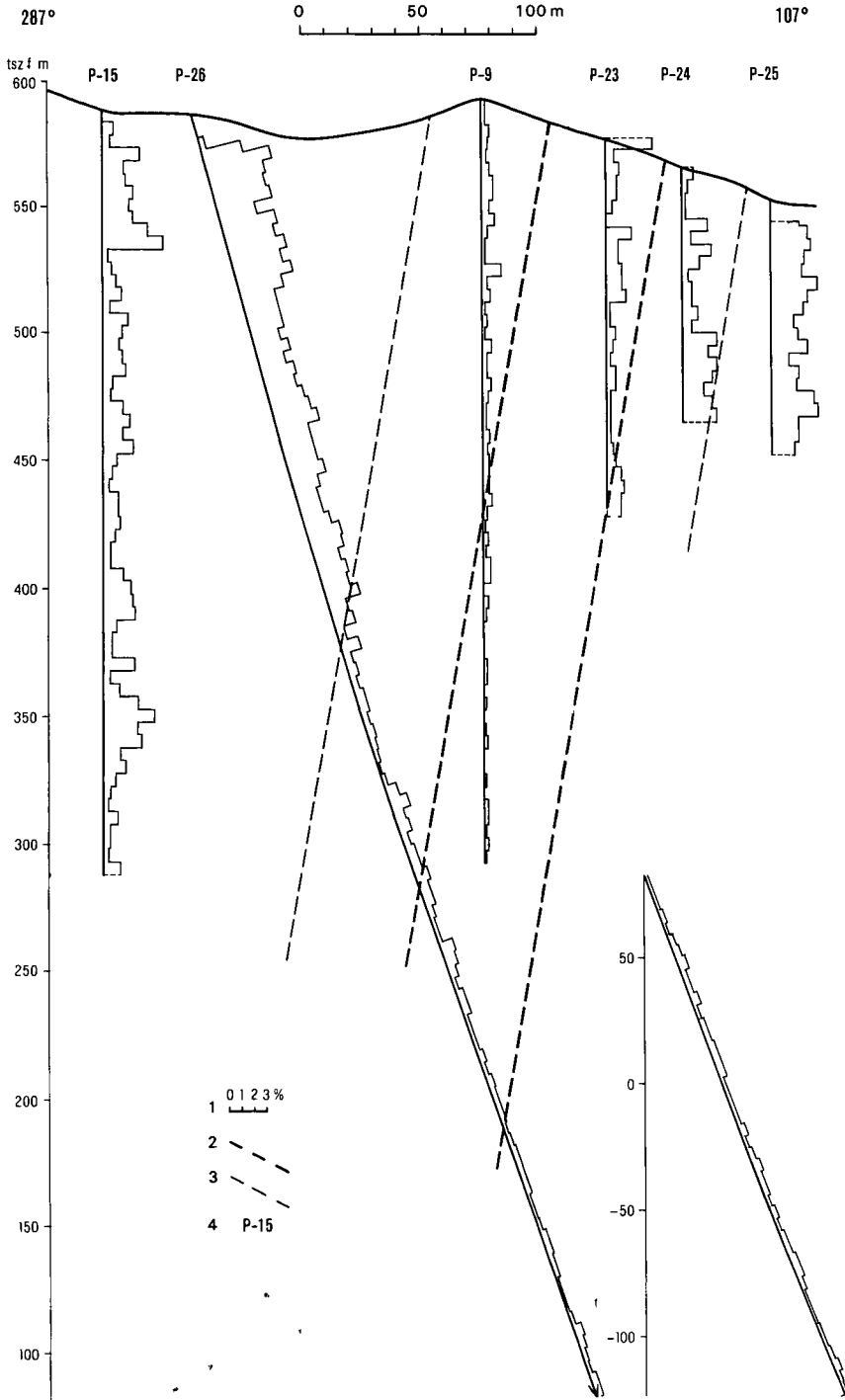
Az ercesedést kísérő metasomatózis fő termékei (1 , 4 táblázat) a kvarc, karbonat, agyagásvány, klorit és biotit A karbonat uralkodóan kalcit, elvértve dolomit és ankerit Az agyagásványok közül illit, montmorillonit, illit-montmorillonit, hidromuszkovit és illit-hidromuszkovit mutatható ki A klorit általános elterjedésű, mennyisége meghaladja az agyagásványokét A másodlagos biotit csak tsz f 100 m alatti mélységben jelenik meg szórványosan, alárendelt mennyiségben epidot, turmalin, másodlagos amfibol, granát, wollastonit és anhidrit is észlelhető A másodlagos ásványok térbeli eloszlását vizsgálva (10 ábra) itt is jól elkülönül a biotitos, valamint az agyagásványos–karbonátos bontástípus

8 abra A kuruc-pataki potenciális érlelőhely 1 sz dolesmenti szelvénye (CSONGRÁDI J)

1 S koncentracio A jelmagyarazat többi része azonos a 7 abraéval

Fig 8 Dip profile 1 of the Kuruc-patak mineralization (J CSONGRÁDI)

1 S concentration, for the other parts of the legend, see Fig 7



Az ércsványok jellemzését az irodalmi adatok (PANTO G – MIKÓ L 1964) és vizsgálataink alapján a 4 tablazatban adjuk. Az ásványok többsége ritka, figyelmünket a fő ércsványokra összpontosítva az ércelemzések és az ércoptikai vizsgálatok alapján vázoljuk térbeli eloszlásukat.

Az *E-1 szelvény* (10 és 11a–11b ábra) agyagásványos–karbonatos, valamint biotitos zónájának leggyakoribb ércsványa a tomeges, többgenerációs pirít és pirrhotin. Az agyagásványos–karbonatos zónában uralkodó pirítet lefelé fokozatosan pirrhotin váltja fel és ez lesz a biotitos zóna fő ércsványa.

A kalcopirit dusulása ($\text{Cu} \geq 0,05\%$) mindkét zónában megfigyelhető. A tsz f 340–450 m közötti (Nb-17, -23, Rozsa-akna), a tsz f 450–500 m közötti (Nb-25) és a kb tsz f 500 m-es (Nb-17, Rozsa-akna, Also Rozsa-taro), részben lehatárolt, meredek dőlésszögű lencsék az agyagásványos–karbonátos zónában települnek. Ezzel szemben a tsz f 200 m alatti dusulások (Nb-17, -22) már a biotitos zónában belülek.

Mind a lehatárolt, mind a lehatárolatlan galenit ($\text{Pb} \geq 0,1\%$) és szfalerit ($\text{Zn} \geq 0,1\%$) dusulások csak az agyagásványos–karbonátos zónában észlelhetők. Az Nb-22 és -24 sz furásban a tsz f 200 m alatti dusulások valószínűleg az agyagásványos–karbonátos és a biotitos zóna átmeneti részén helyezkednek el. A biotitos zónában tsz f 100 m alatt pedig Pb–Zn dusulás gyakorlatilag nincs.

A nemesfemtartalmú ásványok dusulása ($\text{Ag} \geq 5 \text{ g/t}$, $\text{Au} \geq 0,1 \text{ g/t}$) is az agyagásványos–karbonátos zónára korlátozódik. Az Ag-dús szakaszok helyzete a zónán belül a következő: tsz f 250–300 m (Nb-21, -24), tsz f 350–530 m (Nb-17, Rozsa-akna, Also Rozsa-taro, Felső Rozsa-taro), tsz f 450–500 m (Nb-22). Az Au-dúsulás szintjei pedig az alábbiak: tsz f 350–530 m (Nb-17, Rozsa-akna, Also Rozsa-taro), tsz f 450–500 m (Nb-25). A tsz f 100–200 m közötti Au-dúsulást az átmenet részének tekintjük. A biotitos zónában, tehát tsz f 100 m alatt Ag- és Au-dúsulás nem tapasztalható.

A nem szulfid kötésű Fe eloszlást vizsgálva megállapíthatjuk, hogy az agyagásványos zónának viszonylagosan magas (~3%) vastartalma a mélység felé fokozatosan növekszik és a biotitos zónában meghaladja az 5%-ot. A feltart intervallumon belül is követhető a mélységgel növekvő Fe-tartalom.

A *D-1 szelvényben* (12 ábra) telepített fúrasainkkal a lelőhelyet tsz f 300 m-ig megkutattva az agyagásványos–karbonátos zónát tártuk fel.

Kalcopirit dusulása ($\text{Cu} \geq 0,05\%$) nem volt kimutatható, annak ellenére, hogy az Nb-29, -28 és -27 sz furas talpig, az Nb-26 sz pedig felső 80 m-eben folyamatosan rezercnyomosnak bizonyult.

Galenitdús ($\text{Pb} \geq 0,1\%$) szakasz volt kijelölhető tsz f 500–550 m között (Nb-26), míg a szfalerit dusulása ($\text{Zn} \geq 0,1\%$) tsz f 300–550 m között volt megállapítható (a Nb-29, -28 és -27 sz furas teljes szelvényében, a Nb-26 sz furas felső 150 m-eben).

Nemesfém-dúsulás ($\text{Ag} \geq 5 \text{ g/t}$, $\text{Au} \geq 0,1 \text{ g/t}$) a zónán belül nem jelentkezett. A nem szulfid kötésű Fe mennyisége 4–6% közötti és a mélységgel párhuzamosan enyhén növekvő.

Az ércsványok függőleges zónációja vizsgálatának eredményeként megállapítható, hogy tsz f 100–200 m felett egyértelműen elkülönül a pirít–pirrhotin–szfalerit–galenit–kalcopirit- és nemesfém-tartalmú szulfidásványok együttese a tsz f 100 m – tsz a 600 m között megismert pirrhotin-, pirít-, kalcopirit vezető ásványokkal jellemezhető paragenézistől. A polimetallikus ercparagenézist az agyagásványos–karbonátos zóna jellemző ásványai, míg a rézérc-paragenézist a biotitos zóna jellemző ásványai kísérik.

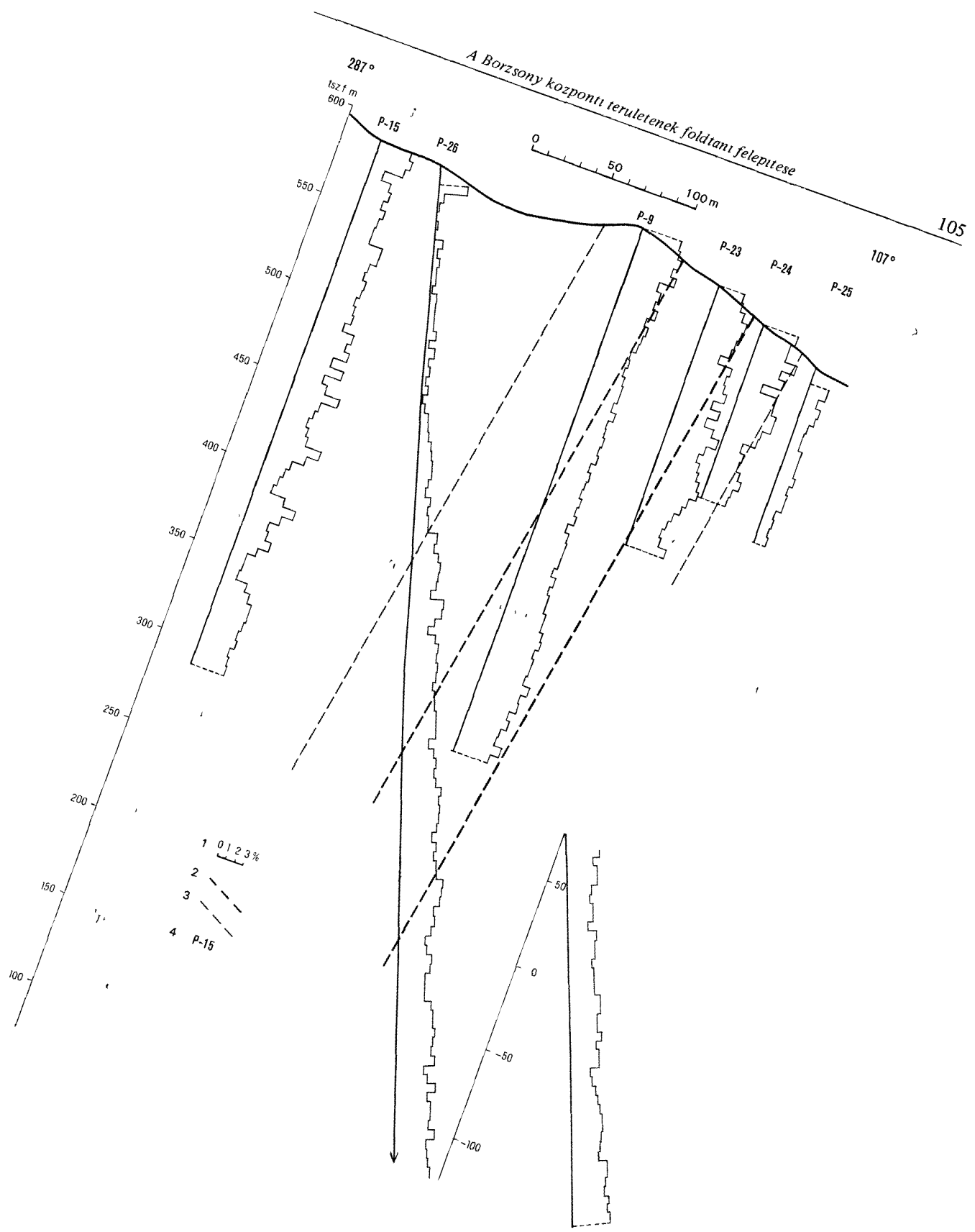
9 ábra A kuruc-pataki potenciális érlelőhely 1 sz dőlésméti szelvénye (CSONGRÁDI J)

1 Nem szulfid kötésű Fe koncentrációja. A jelmagyarázat többi része azonos a 7 ábrával.

Fig 9 Dip profile 1 of the Kuruc-patak mineralization (J CSONGRÁDI)

1 Concentration of Fe of nonsulphide bond, for the other parts of the legend, see Fig 7

A Borzsony központi területének földtani feleltése



4. táblázat

A rózsá-hegyi potenciális erctelohely ercparagenezisének összefoglalása
(KISS J –GÁTER I 1979, 1980, NAGY B 1978, PANTÓ G –MIKÓ L 1964, SZABÓ P 1980,
továbbá saját vizsgálatot alapján összeállította CSONGRÁDI J)

Ércásványok		Uralakodo ϕ μ	Becsult átlagos mennyiség (tf%)	Jellemző kristályalak	Zarványok, reliktumok	Szetelegység	
Rézérces zóna	Pirrhotin	100 – 500	3 – 4	xen	kvarc	–	
		100 – 200	1 – 2	hip, xen	pirrhotin, kvarc	–	
	Kalkopirit _I	50 – 200	< 1	xen	–	–	
	Jarulékos	Szفالerit _I	100 – 300	nyom	xen	–	–
		Galenit _I	100 – 300	nyom	xen	pirrhotin, szفالerit	–
		Arzenopirit	200 – 500	nyom	hip	–	–
		Kovellin	n a	nyom	n a	–	–
	Magnetit	100 – 1000	nyom	xen	–	–	
	Molibdenit	100 – 500	nyom	id	–	–	
	Kisero meddőásványok		kvarc				
Jellemző szövettípus		híntett-eres, eres					
Kiválasztási sorrend		magnetit – (molibdenit) – (arzenopirit) – pirit _I – pirrhotin – kalkopirit _I – pirit _{II}					

4. táblázat folytatás (1)

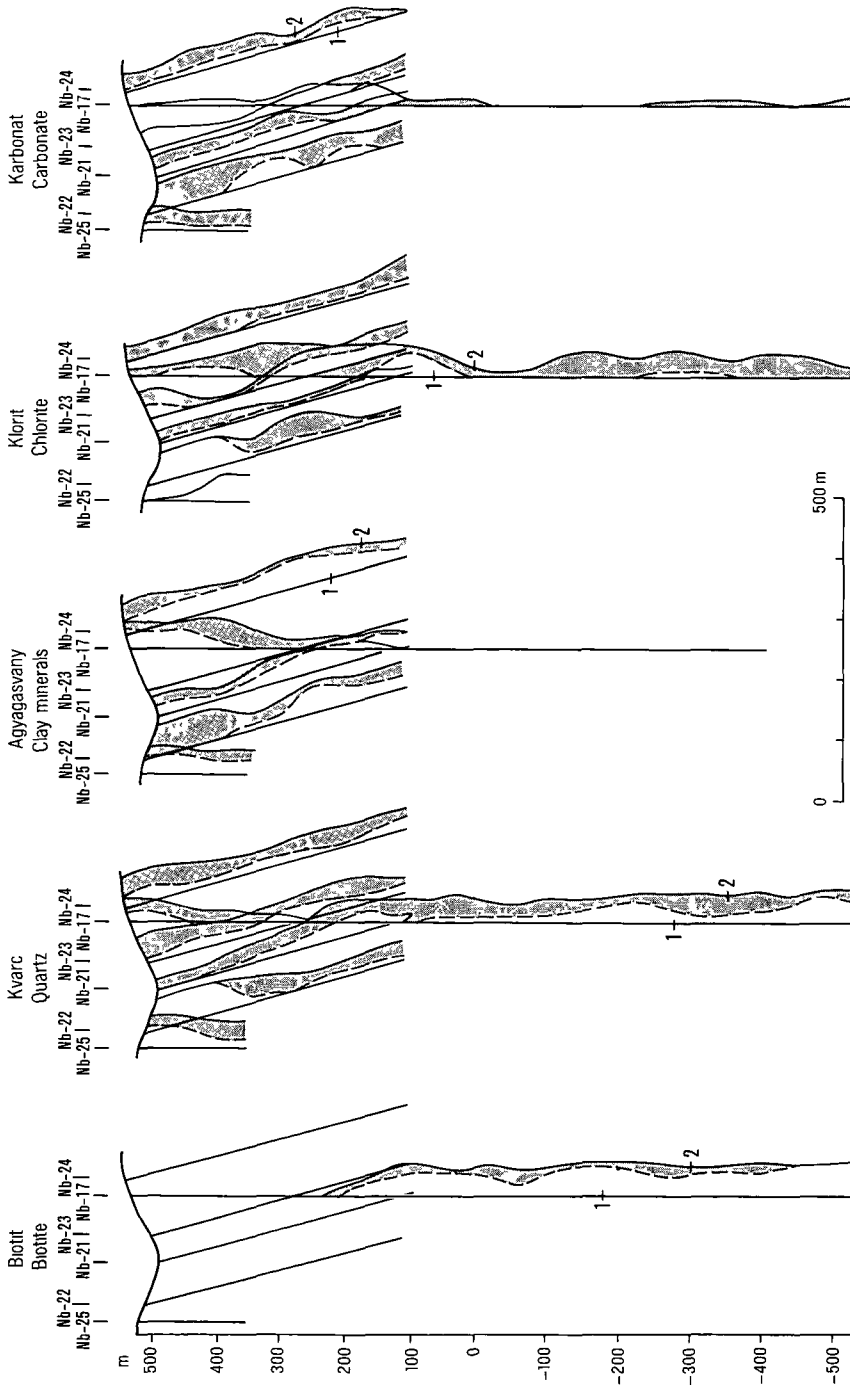
Polymetalikus erces zóna		Roszabányai típus		Ercesanyagok		jarulekos	
Pirit _{I, II}	50 → > 1000	5 - 35	hup, xen	pirhotin, szfa- lerit _{I - II} , arzeno- pirit, galenit	-		
Markazit, mel- nikovit-gelpirit	100 → > 1000	1 - 2	hup, xen kollomorf	-	-		
Pirhotin	10 - 200	1 - 2	hup, xen	pirit, szfalerit _I galenit?	-		
Szfalerit _{I, II}	50 → > 1000	5 - 6	hup, xen, id	pirit, pirhotin kalkopirit, arzeno- pirit, galenit	-		
Galenit _{I, II}	100 → > 1000	2 - 3	id, hup, xen	pirit, pirhotin kalkopirit	-		
Kalkopirit _{I, II}	10 - 300	1 - 2	xen	pirit, pirhotin, szfalerit	szfalerit		
Arzenopirit	10 - 200	nyom	id, hup	pirit, galenit	-		
Magnetit-ilmenit	10 - 100	nyom	xen, hup	-	-		
Bizmutasvanyok	-	nyom	-	-	-		
Ezutasvanyok	-	nyom	-	-	-		
Kisero meddoasvanyok		kvarc és kalcit egyarant, ritkaban sziderit, valamint agyagaszvanyok					
Jellemzo szovettipus		szemcses-tomeges, hintett-eres, eres, ritkaban breccsas					
Kivalasi sorrend		(pirit-galenit-pirhotin) (gelpirit-melnikovit-arzenopirit-szfalerit-galenit- kalkopirit-II-pirit-II-markazit)					

4 táblázat folytatás (2)

Fagyosasszonyi típus		Uralkodó ϕ μ	Becsült átlagos mennyiség (tf%)	Jellemző kristályalak	Zárványok, reiktumok	Szetelegyedés
Fagyosasszonyok jár	Pirit	n a	domináns	n a	n a	n a
	Melnikovit- gelpirit	n a	jellemző	n a	n a	n a
	Pirrhottin	n a	jellemző	n a	n a	n a
	Galenit _{II}	n a	jellemző	n a	n a	n a
	Szفالentit _{II}	n a	jellemző	n a	zarvanymentes	n a
	Kalkopirit _{II}	n a	jellemző	n a	zarvanymentes	n a
	Ezutasványok	n a	előfordul	n a	n a	n a
Kisérő meddő ásványok főleg kalcit, kevesebb kvarc, valamint agyagásvány						
Jellemző szövettípus valószínűleg eres, hirtett-eres, alárendelten szemcse-tömeges és bróccas						
Kiválási sorrend (pirrhottin) – (gelpirit – melnikovit – galenit _{II} – szفالentit _{II} – kalkopirit _{II})						

Polmetallikus erces zóna

hip = hipidiorf, id = idiomorf, xen = xenomorf, n a = nincs adat

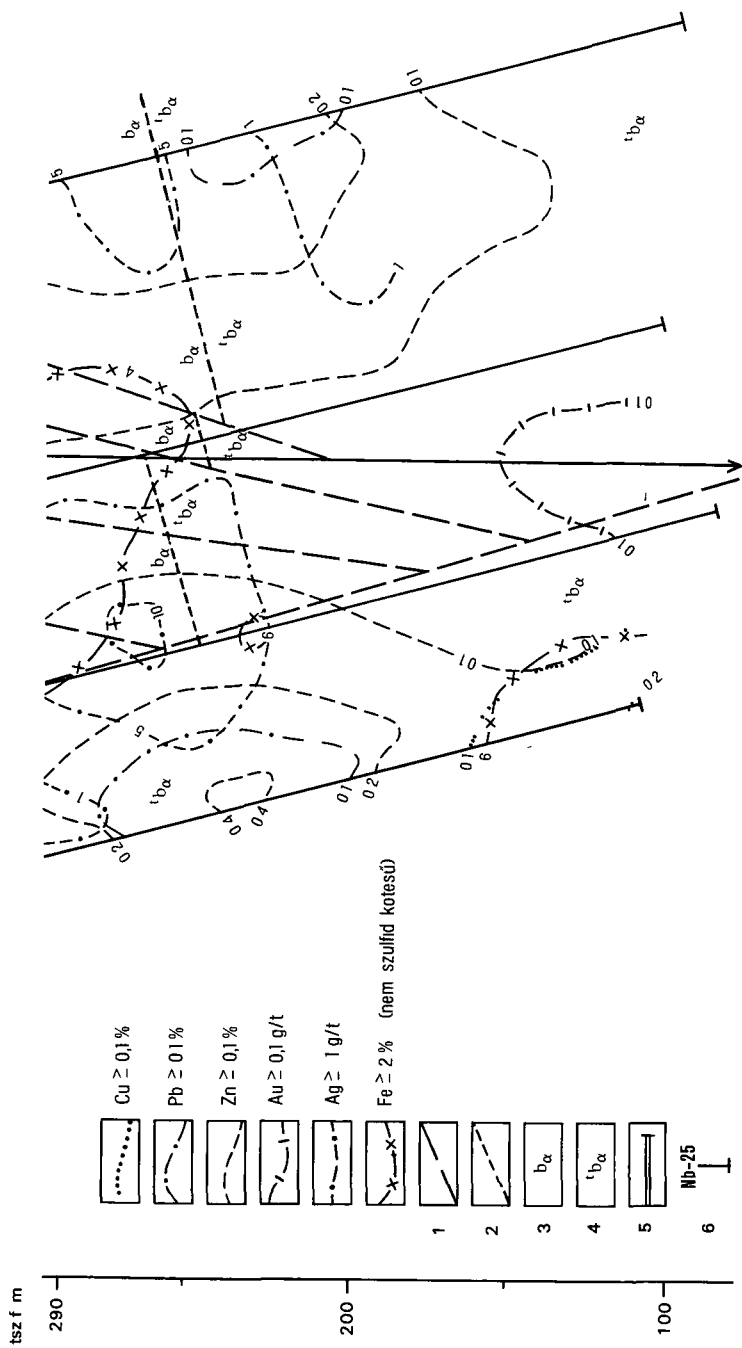


10 abra A hidrotermális ásványok átlagos eloszlása rozsa-hegyi potenciális ércelőhely (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E)

Az ásványok gyakorisága 1 erős, 2 közepes A szelvény iránya NyÉNy–KDK

Fig 10 Average distribution of hydrothermal minerals the potential Rozsa-hegy ore deposit (E CSILLAG-TEPLÁNSZKY)

Intensity of mineralization 1 heavy, 2 moderate Direction of profile WNW–ESE



11a-11b abra Az erckomponensek koncentracioja rozsa-hegyi potenciális érclelőhely 1 szelvénye (KORPAS L)
 1 Torósvonal, 2 kepzódóményhatár, 3 szubvulkáni biotitos amfibolandezit dacit, 4 granátos biotitos amfibolandezit-dacitufa, 5 banyavágat, 6 melyfuras

Fig 11a-11b Concentration of ore components profile 1 of the Rozsa-hegy mineralization (L KORPAS)
 1 Fault, 2 formation boundary, 3 subvolcanic biotite-bearing hornblende andesite-dacite, 4 garnet and biotite-bearing hornblende andesite-dacite tuff, 5 mine gallery, 6 borehole

Az ercesedes fazisai es homerseklet-viszonyai

Az ercoptikai es a zarvanyhomogenizaciós vizsgálatok (13 ábra) alapján az alábbi ercvasny-paragenezisek különíthetők el

- a >260 °C-on kezdődött pirrotin-pirrit_{I-II}-kalkopirit (szfalerit_I, ±magnetit, kovellin, molibdenit) vezető asványokkal jellemezhető rézérc-paragenezis (Fe, Cu, Zn)
- a $235-190$ °C között kialakult pirrit_{I-II} (gélpirrit-melnikovit-markazit) -pirrotin-szfalerit_I-galenit_{I-II}-kalkopirit_{I-II}-arzenopirit (±magnetit, ilmenit, Ag-, Bi-, Co-ásványok) (Cu, Pb, Zn, Au, Ag) és
- a <160 °C-on létrejött pirrit (gélpirrit-melnikovit)-pirrotin-galenit_{II}-szfalerit_{II}-kalkopirit_{III} (±Ag-ásványok) típusásványokkal jellemzhető polimetallikus (Pb, Zn, Ag, Cu) ércparagenezis

A vazolt függőleges metasomatikus zonációval összhangban a melyebb helyzetű (tsz f 100 m alatti) rezerc-paragenezist felfelé (tsz f 100–200 m felett) a polimetallikus ercparagenezisek váltják fel Eszerint az ercesedes korai fázisában keletkezett a mélyszintek rezerce, amelyet valószínűleg a fenti sorrendben követett a magasabb szintek polimetallikus erctípusainak kezdése E három fázis terben együttesen, egészében véve ugyanazon ercvezető szerkezetben jelentkezik, s így egyazon hidrotermális folyamat részeinek tekinthető A lelohely É-i részén melyített furasaink, az Altarótól É-ra kihajtott összes bányavagat, sőt az Altáro D-i harantvágatának kezdeti 200 m-es szakasza is a rózsabányai típusúnak nevezett ercesedést (PANTÓ G – MIKÓ L 1964), azaz az első és második fázis képződmenyeit tártak fel D-en viszont az Altáro D-i harantvágatának további részén, irányvágataiban és feltöresésében, valamint az Also- és Felső Fagyosasszony-tárobán a harmadik fázis képződmenyei (fagyosasszonyi típusú ercesedes) ismertek

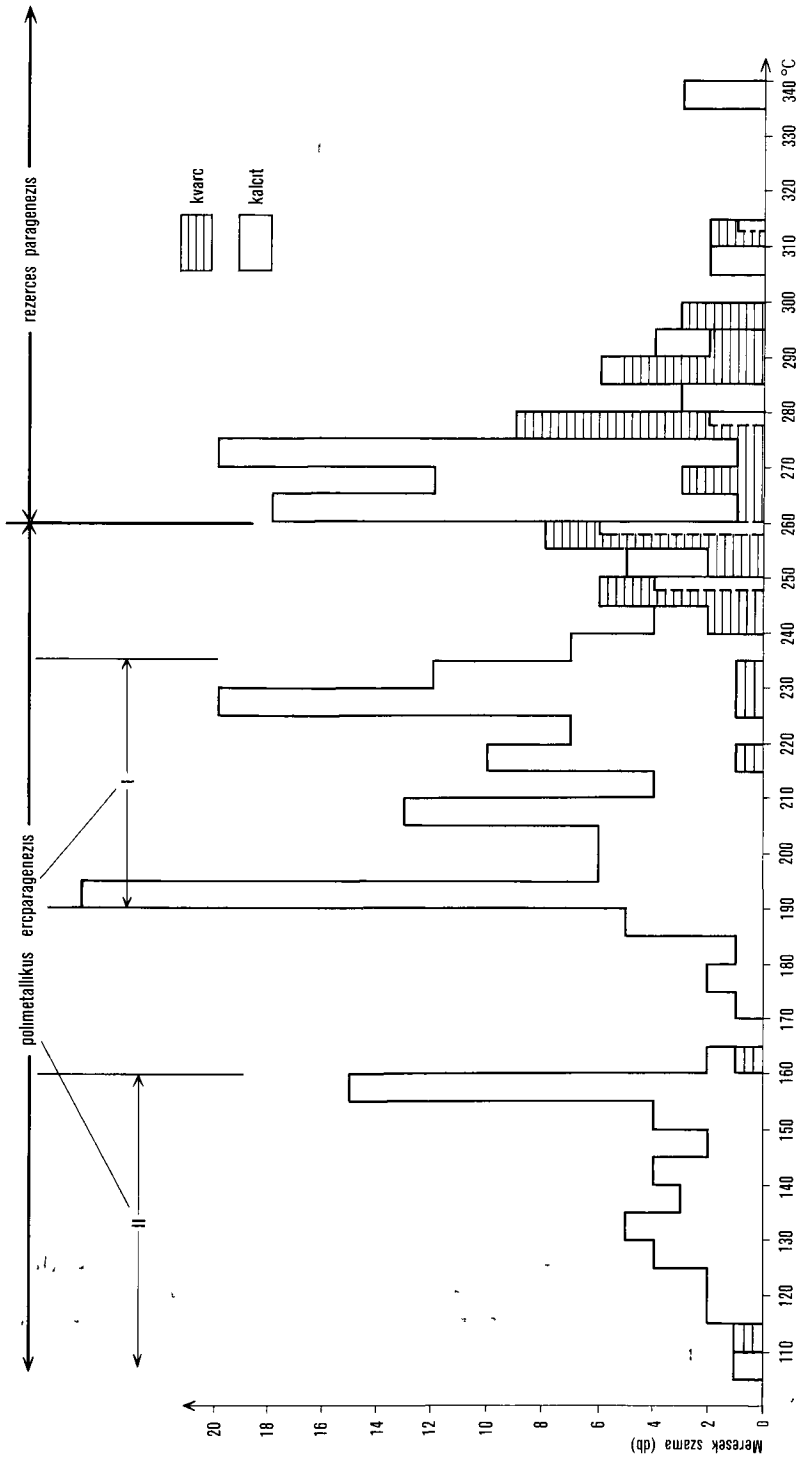
A elkülönített hőmérséklet-tartományokat az egyes fázisokkal kapcsolatos ercesedés fő tomenek kialakulásához legkedvezőbb termikus intervallumoknak tekintjük Úgy véljük, hogy a koztuk tapasztalható kis hőmérséklet-különbségek a hidrotermális ercesedes folyamatának epizodikus időtartam-valtozását jelentik

Az ercesedes es a GP-anomaliakép korrelacioja

Az ercesedes és a GP-anomaliakép korrelációs vzlatat a 14 ábra szemlélteti A furásokkal megkutatótt es a bányavagatokkal feltart területeken jó egyezés mutatható ki a GP-hatok es a lehatárolt erces zónák között A hatók a rózsahegyi területen a rózsabányai es a fagyosasszonyi típusú polimetallikus ercesedéssel kapcsolatosak A GP-hatok egysegesen NyÉNy/75–80° dőlesűek, amit a bányavagatok es a furások is igazolnak A GP-kép alapján a rezerc es a polimetallikus paragenezis nem különíthető el

12 ábra Az erckomponensek koncentracioja rózsahegyi potenciális erclelohely 2 sz szelvénye (KÖRÖS L.) Jelmagyarázatot l a 11b ábrán

Fig 12 Concentration of ore components profile 2 of the Rózsahegy mineralization (L. KÖRÖS)
For the legend, see Fig 11b



13 abra A zarvany/homogenizacios vizsgalatok rozsa-hegyi potencialis erclelohely (VLTÖNE AKOS E.)
 Fig. 13 Homogenization temperatures of two-phase liquid-gas inclusions in quartz and calcite Rozsa-hegy (E. VETŐ-ÁKOS)
 Polymetallic ore paragenesis - copper ore paragenesis

Az ercesedes morfológiája és belső felelítése

A GP-kep, a geokémiai anomáliák alapján lehatárolt, bányászati és fúrásos módszerekkel megkutatótt ÉÉK–DDNy-i csapású, haránttorésszel tagolt lelőhely hossza mintegy 1200 m, szélessége kb 200 m Északi, Rózsabányának nevezett, bányavágatokkal és fúrásokkal megkutatótt része élesen elkülönül a déli, csupán bányavágatokkal feltárt, Fagyosasszonynak nevezett részétől

A rózsabányai típusú érces zóna a bányavágatok által három szelvényben van teljes szélességében biztosan lehatárolva Az Alsó Rózsa-táró harántvágataival tsz f 491 m-en, 350 m-rel delebbre az Altárral tsz f 370–365 m között és további 150 m-re delebbre a Ludmilla-táróval és kerülővágataival tsz f 461 m-en Így tehát az érces zóna mindössze néhány 10 m-es maximális vastagsága tsz f 460–490 m tájon és kiékelődése tsz f 370–365 m fölött aligha lehet kétséges

A rózsabányai érces zónának a bányavágatok adatai alapján fent vázolt képét megerősítették, illetve kiegészítették az É-i és D-i szelvényben telepített fúrásaink (11a–11b és 12 ábra) Az É-i szelvényben a rózsabányai érces zóna maximális szélessége tsz f 500 m-en mintegy 70 m Ez lefelé egyértelműen kiékelődik és tsz f 350 m-ben gyakorlatilag megszűnik Ugyanakkor a fúrások által feltárt mélységintervallumon belül (tsz f 100 m felett) a rózsabányaihoz hasonló, azonban attól térben is elkülönülő, részben lehatárolt, részben lehatárolatlan ércdúsulások voltak tapasztalhatók Ezeknek helyzete és típusa a következő

É-i szelvény (11a–11b ábra)

tsz f 100–200 m	Cu $\geq 0,2\%$, Au $\geq 0,1$ g/t
tsz f 200–300 m	Zn $\geq 0,25$ $\geq 0,4\%$, Pb $\geq 0,1\%$, Ag ≥ 5 g/t
tsz f 300–400 m	Zn $\geq 0,1\%$, Pb $\geq 0,1\%$
tsz f 400–	Cu $\geq 0,1\%$, Zn $\geq 0,1$ – $\geq 0,25\%$, Pb $\geq 0,1\%$

D-i szelvény (12 ábra)

tsz f 300–400 m	Zn $\geq 0,25\%$
tsz f 450–550 m	Zn $\geq 0,2\%$, Pb $\geq 0,15\%$

A D-i szelvényben (12 ábra) a rózsabányai érces zóna nem konturozható olyan határozottan, mint az É-i-ban Kétségtelen, hogy csaknem valamennyi haszonelem (Cu, Pb, Zn, Ag) viszonylagos dúsulása a tsz f 350 m feletti helyzetben található és ebben az intervallumban összpontosul a harántolt „érctelérek” zome is Ugyanakkor rendkívül eles a szelvény legkeletibb fúrásában (Nb-26) tsz f 450–500 m között regisztrált fém-(Pb-, Zn-) koncentráció csökkenése Ezt a tényt az Altárral és irányvágatai adataival, valamint a GP-képpel összhangban az ercesedes meredek dőlesű K-i határaként értelmezzük

A lelőhely D-i, fagyosasszonyi részét PANTÓ G – MIKÓ L (1964) alapján ismeretjük, kiegészítve azt a GP-mérések és a geokémiai térképezés adataival A Felso-Fagyosasszony-táróval (tsz f 540 m) és csapásvágataival, az Also-Fagyosasszony-táróval (tsz f 510 m) és csapásvágataival, valamint az Altárral (tsz f 365–370 m) D-i irányvágatával, Ny-i és DNY-i csapásvágataival részlegesen megkutatótt, teléres nemesfemtartalmú (Ag) ólom- cinkercsedés lényegesen eltér az előbb tárgyalt rózsabányai típustól A legfontosabb megkülönböztető bélyege az alábbiak

- az impregnációs, tomzsos és breccsás-fészkes ercesedés helyett uralkodóvá válik a teléres ercesedési típus,

- a rózsabányai típusra jellemző ÉÉK–DDNy-i csapásirányt egyenlo arányban ÉÉK–DDNy és NyÉNy–KDK-i csapásirányok váltják fel,
- az érctelerek anyagában a Pb a vezető elem a Zn-kel szemben es a Pb dusulasa Ag dusulasával jár együtt

Ezek a változások a GP-képbén a következökeppen jelentkeznek. A GP-hatok egységes, közelítőleg ÉK–DNY-i csapásiránya az Altaró D-i irányvagatanak 210–220 m-e között észlelt, meredek D-i dölésű torési zónáján áthalado, NyÉNy–KDK-i szerkezeti vonaltól D-re gyakorlatilag É–D-i csapásirányba vált át. Ez a csapásirány mintegy 200 m hosszán követhető, majd fokozatos ÉÉK–DDNy-i irányváltozással a GP-hatok tengelye ismét az ÉK–DNY-i irányhoz közelít. A feltárt érctelerek gyakorlatilag a GP-hatok lehatárolt zónáira összpontosulnak. A fagyosasszonyi ércesedést az egységes talajmetallometriai Pb-anomálián belül külön maximum nem jelzi.

Az ércesedés morfológiájának megítéléséhez az érctelerek, a kimutatott torésvonalak síkjának meredek (50–80°) dölése, valamint a GP-hatok szintén meredek dölésű határsíkjai nyújtanak támpontokat. Ezek alapján a fagyosasszonyi érces zónát a rózsabányaiak haránttorésekkel megszakított és tagolt folytatásának tekintjük és feltételezzük szintén Ny-i, meredek dölését.

Az eddigiekben a Rózs-hegyi lelöhely felszín közeli (tsz f 200–600 m közötti) részét tárgyaltuk és megállapítottuk, hogy csapása ÉÉK–DDNy, hossza mintegy 1200 m, szélessége kb 200 m. A lelöhelyen elkülönítettük a rózsabányai és a fagyosasszonyi érces zónát. A rózsabányai zónán belül sikerült onálló érctesteket lehatárolnunk, illetve korvonaloznunk. A továbbiakban a mélyszinti ércesedésre (tsz f 200 – tsz a 600 m) vonatkozó ismereteinket foglaljuk össze.

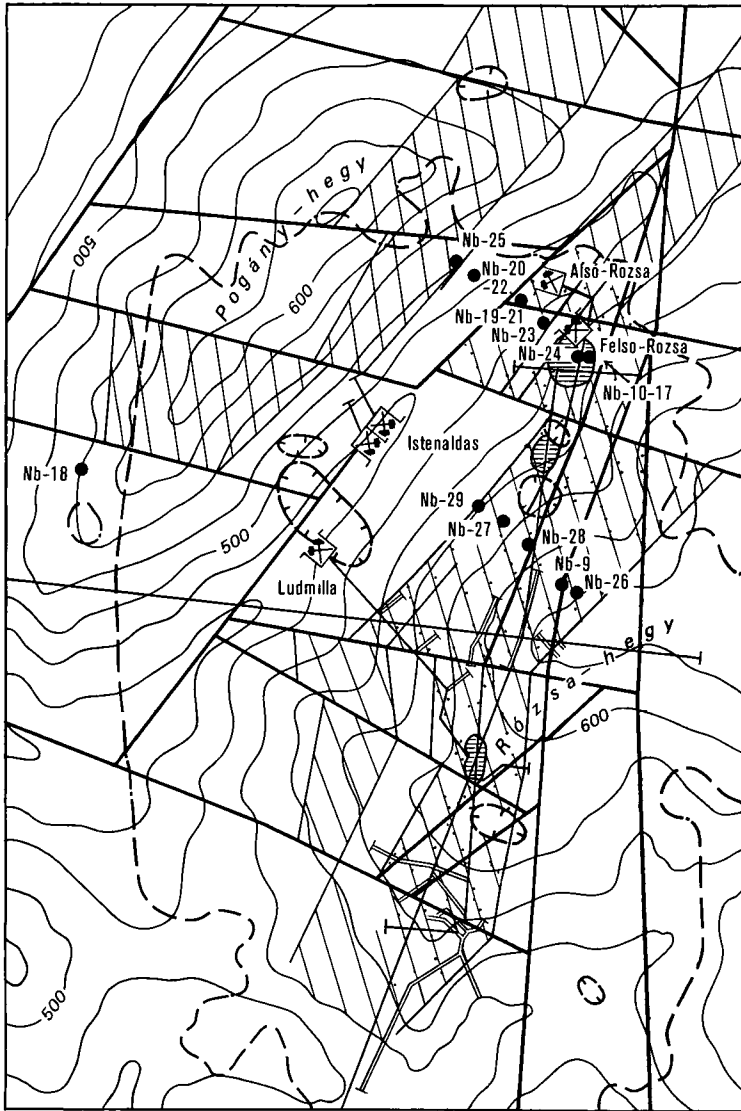
A mélyszinti ércesedés tárgyalásánál az É-i szelvény fúrásának adataira (11a–11b ábra) támaszkodunk. Kozuluk kiemelkedő fontosságú az Nb-17 sz fúrás, míg kiegészítő adatokat nyújtanak az Nb-22, -21, -23 és -24 sz fúrások. Az ércesedés települése az Nb-17 sz fúrás kalkopirit–pirrotin ereinek döléséből következtethetünk. Ezek tsz a 200–210 m körül párhuzamos hasadékokat tolnak ki és a fúrómagok tengelyével 15°-os szöveget zárnak be. Ebből kiindulva a rézérces zóna dölése 75°-ra becsulhető, a felszíni adatokból ítélve Ny felé. A zóna szélességére vonatkozóan a következöket állapíthatjuk meg. A tsz f 200 m-es szinten minimális szélessége 130 m, úgy, hogy Ny felé (Nb-22) nincs lehatárolva és a legkeletibb helyzetű Nb-24 sz fúrást ércmentesnek tekintjük. Ezeket az adatokat a mélység felé extrapolálva tsz a 600 m-en a zóna szélessége legalább 300 m, feltételezve Ny-i határának 75°-os, K-i határának gyakorlatilag függöleges dölését.

14 abra. Az ércesedés és a GP-anomaliák kapcsolata rózs-hegyi potenciális érclelöhely (KÖRÖS L.)

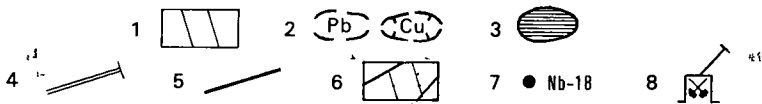
1 Felszínközeli és mélybeni GP-hatok, 2 talajmetallometriai anomália, Pb>1000 ppm, Cu>100 ppm, 3 bányavágatok által feltárt „ércest”, 4 bányavágatok által feltárt jelentösebb érctelér, 5 megállapított torés, 6 a lehatárolt érces zónák felszíni vetülete, 7 mélyfuras, 8 bányavagat

Fig 14 Relationship between ore mineralization and IP anomaly patterns the Rózs-hegy mineralization (L. KÖRÖS)

1 Near-surface and deep-situated bodies, 2 soil sampling anomaly, Pb>1000 ppm, Cu>100 ppm, 3 "ore body" developed by mine galleries, 4 major or vein developed by mine galleries, 5 observed fault, 6 surface projection of identified ore-bearing zones, 7 borehole, 8 mine gallery



0 500 m



A rezercesedés így több száz méter szélességben jelentkezik, azonban hasznofém-(Cu-) koncentrációja igen alacsony és eléggé egyenletes (0,05% koruli). Az ércesedés ott kezd koncentratibbá válni, ahol az agyagásványos–karbonátos kifejlődés megjelenik (tíz f 100–200 m felett), s felfelé egyre dúsabbá, színes- és nemesfémekben egyre gazdagabbá válik.

Az észak-borzsonyi hidrotermális ércesedés genetikai modellje

A kutatásaink adatai alapján kidolgozott és a gyakorlatban alkalmazott ércgenetikai modellünk leglényegesebb elemeit a következőkben foglaljuk össze.

Az ércesedés a borzsonyi vulkanosság második szakaszának végén játszódott le. Ezen belül a savanyúbb biotitos–amfibolos szubvulkáni intrúziókkal nem közvetlen, hanem paragenetikai jellegű kapcsolatban áll. Az ércesedés legalább három szakaszban zajlott le, jól elkülönülő és időben valószínűleg fokozatosan csökkenő hőmérséklettartományokkal. Az egyes szakaszokat nem választja el egymástól jelentősebb szünet.

A kis-hideg-hegyi területreszen az egyes lelőhelyeken határozott horizontális és vertikális zonációt mutattunk ki. A vízszintes zonáció abban nyilvánul meg, hogy a rézerc-ásványosodás egy központi helyzetű biotitos zónához kötődik, amelyet meddő (kuruc-pataki lelőhely) és/vagy polimetallikus (rózsa-hegyi lelőhely) agyagásványos–karbonátos–pirites kifejlődés vesz körül. A függőleges zonációban a meddő és/vagy polimetallikus ércesedéssel jellemezhető agyagásványos–karbonátos–pirites típus lefele, a rézercesedéssel jellemezhető biotitos–kalkopirites típus pedig felfele ékelődik ki, az említett vízszintes zonáció a kettő átfedési ovében figyelhető meg.

Egészében véve három, jellegzetes hidrotermális ásványtársasággal jellemezhető fő zóna különíthető el függőleges irányban, amelyek (vertikális kiterjedésük megjelölésével) felülről lefele haladva az alábbiak.

Felső zóna tisztán agyagásványos–karbonátos–pirites kifejlődés, rózsabányai és fagyosasszonyi típusú polimetallikus ércesedéssel kísérve. Vastagsága 200–400 m közötti. Kepződésének valószínű hőmérséklettartománya <160 °C, illetve 160–260 °C közötti.

Közepso vagy átmeneti zóna közepesen biotitos–kalkopirites, szelein meddő és/vagy rózsabányai típusú polimetallikus ércesedéssel kísért agyagásványos–karbonátos–pirites kifejlődés. Vastagsága a rózsabányai lelőhely területén kb. 100 m, míg a kuruc-pataki lelőhely esetében meghaladja a 300 m-t. Kepződésének valószínű hőmérséklettartománya a rózsabányai fúrasok alapján 160–260 °C közötti.

Alsó zóna tisztán biotitos–kalkopirites kifejlődés, rezercesedéssel kísérve. Vastagsága meghaladja a 800 m-t. Kepződésének valószínű hőmérséklettartománya a kuruc-pataki és a rózsabányai fúrasok adatai alapján 260–>360 °C.

A mai eroziós felszín a Rózsabánya a felső, a kuruc-pataki és a banyapusztai lelőhelyen pedig a középső zónán belül van, a zónahatárhoz képest mintegy 300–400 m-es szintkülönbséggel. A kuruc-pataki és a banyapusztai lelőhely zonáción belüli egymáshoz viszonyított helyzete nem volt meghatározható. A zonáció által elfoglalt és fúrásaink által feltart intervallum csaknem 1300 m, míg a becsült intervallum ennél legalább 300–500 m-rel több lehet. A fagyosasszonyi ércesedés helyzete a zonáción belül nem tisztázott. Valószínűnek tartjuk, hogy a felső zóna magasabb részéhez tartozik. Ez esetben képző-



15 abra A arzanyhomogenizációs vizsgálatok homersékletli adatainak összesítő diagramja (VETŐNÉ ÁKOS É)
 Fig 15 Cumulative diagram of the homogenisation temperatures of inclusions (É VETŐ-ÁKOS)
 Polymetallic ore paragenesis - copper ore paragenesis

dése a rózsá-hegyi furások adatai alapján kijelölhető legalacsonyabb $<165\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérséklettartományon belül

A felülről lefelé következő zónákon belül az ercászányos ov egyre szélesebbé válik a felsőben néhány 10 m (a rózsá-hegyi lelőhely felszínközeli része), a középsőben 100–120 m (kuruc-pataki és banyapusztai lelőhely felszínközeli része, a rózsá-hegyi lelőhely tsz f 100 m körüli része), míg az alsóban több száz meter (mindhárom lelőhely mélyszintjei) Ezzel együtt csökken a haszonelemek koncentrációja a felső zónára jellemző a színes- és nemesfemek dúsulása (átlagosan $\text{Cu} \geq 0,25\%$, $\text{Pb} \geq 1,0\%$, $\text{Zn} \geq 0,45\%$, $\text{Ag} \geq 12\text{ g/t}$, $\text{Au} \geq 1\text{ g/t}$), a középső zóna rezdúsulását ($\text{Cu} \geq 0,1\%$) alig kísérik Pb-, Zn- vagy nemesfém-(Ag-, Au-) dúsulások, míg az alsó zóna egyhangú, alacsony koncentrációjú rézdúsulással ($\text{Cu} \geq 0,1\%$) jellemezhető

A hidrotermális asványosodás genetikai modelljére tehát az alábbi összesítő elemzést adhatjuk Az időbeli modell a folyamatok egymásutányát illusztrálja három fázis el-kulonulásával (15 ábra)

Az első fázisban biotit (flogopit), klorit, kvarc, pirít, pirrotin és/vagy magnetit, kalkopirit_I és szfalerit_I keletkezett $>360\text{--}260\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérséklettartományban Az érc-kísérő metasomatikus kőzetek propiliteknek minősíthetők

A második fázisban agyagászvány (hidromuszkovit), karbonát, pirít_{II}, arzenopirit, számos bizmutászvány és különféle szulfosó, természetes stb vált ki mintegy $160\text{--}260\text{ }^{\circ}\text{C}$ közötti hőmérsékleten A bontott kőzetek magas hőmérsékletű argillitizáltaknak tekinthetők

A harmadik fázisban agyagászvány (illit), karbonát, kvarc, galenit, egy sor különféle ezüstászvány, szfalerit_{II} és kalkopirit_{II} képződött viszonylag alacsony hőmérsékleten ($<160\text{ }^{\circ}\text{C}$) A bontott kőzetek argillitizáltaknak minősíthetők

IRODALOM – REFERENCES

- BALLA Z 1977 Helyzetkép a Borzsony hegység földtani felépítésére és erccsedesére vonatkozó adatok egységes értelmezéséről – ELGI Évi Jel 1976-rol 20–37
- BALLA Z 1978 A Magas-borzsonyi paleovulkan rekonstrukciója – Foldt Kozl 108 (2) 119–136
- *BALLA Z – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E 1978 A borzsonyi vulkanitok petrológiájáról
- *BALLA Z – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – CSONGRÁDI J – ERKEL A – KARAS GY – KIRÁLY E – KORPÁS L – SZABÓNÉ PINTÉR A – SCHONVISZKY L – SZABÓ Z – SZALAY I – VERŐ L – VIOLA B 1979 A Rózsá-hegy–Kuruc-patak–Banyapusztai területen végzett ércföldtani kutatások összefoglaló jelentése
- BALLA Z – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – CSONGRÁDI J – KIRÁLY E – KORPÁS L – SCHONVISZKY L – SZALAY I – TABA S – VERŐ L 1978 A Borzsony hegység kutatásának újabb eredményei – ELGI Évi Jel 1977-ről 19–33
- *BALLA Z – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – CSONGRÁDI J – KORPÁS L 1978 A Borzsony–Dunazug-hegységi földtani kutatások helyzetképe és programvázlata
- BALLA Z – CSONGRÁDI J – KORPÁS L 1979 Isztorija formirovanija i vozrast Berzenszkogo i Dunazuzskogo paleovulkanov – Acta Geol 21 (4) 399–400

* = I oldt Int Adattár, kézirat

** = ELGI Adattar, kézirat

- *BALLA Z – KORPÁS L 1978 A Borzsony hegység földtani felépítése
- BALLA Z – KORPÁS L 1980 A Borzsony hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete – Foldt Int Évi Jel 1978-rol 75–101
- BALLA Z – MÁRTONNÉ SZALAY E 1978 A borzsonyi vulkáni összlet paleomagneses retegcsora – Magyar Geof 19 (2) 51–59, (3) 114–120
- BALLA Z – MÁRTONNÉ SZALAY E 1980 A Borzsony- és a Dunazug-hegység magnetosztratiográfiaja – Geof Kozl 26 57–77
- *BALOGH KADOSA – ÁRVÁNÉ SÓS E 1977 K–Ar kor meghatározások a Borzsony–Dunazug-hegység területeről származó kőzetmintakon
- *BOJTOS Á-NÉ – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – NAGY B 1975 Felderítő kutatási terv a Borzsony hegység pirrhotinos–arzenopirités és magnetites–kalkopirités (porfirios jellegű) érce-sedesere (1976–79)
- *CZAKÓ T 1972a Magyarazó a Borzsony hegység észlelési földtani térképéhez, 25 000-es sorozat, Nograd
- *CZAKÓ T 1972b Magyarazó a Borzsony hegység fedetlen földtani térképéhez, 25 000-es sorozat, Nograd
- *CZAKÓ T 1974 Jelentes a Borzsony hegységben vezetett fotogeológiai és fototektonikai vizsgálatokról 1972–74 évben
- *CZAKÓ T 1976 A Borzsony hegység szerkezetföldtana
- *CZAKÓ T – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E 1976 A Borzsony hegység fejlődéstörténete
- CZAKÓ T – NAGY B 1976 Fototektonikai és ércföldtani adatok korrelációja a Borzsony hegységben – Foldt Int Évi Jel 1974-ről 47–60
- *CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E 1972a Magyarazó a Borzsony hegység észlelési földtani térképéhez, 25 000-es sorozat, Kospallag
- *CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E 1972b Magyarazó a Borzsony hegység fedetlen földtani térképéhez, 25 000-es sorozat, Kospallag
- *CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E 1974a Magyarazó a Borzsony hegység észlelési földtani térképéhez, 25 000-es sorozat, Csoványos
- *CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E 1974b Magyarazó a Borzsony hegység fedetlen földtani térképéhez, 25 000-es sorozat, Csoványos
- *CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E 1976 A Borzsony hegység vulkáni képződményei
- *CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – CSONGRÁDI J – ERKEL A – KARAS GY – KIRÁLY E – KORPÁS L – MADARASI A – PENTELENYI L – PINTÉR A – SCHONVISZKY L – SZABÓ Z – SZALAY I – VERŐ L – VETŐNÉ ÁKOS É 1980 Zárójelentés a Borzsony hegység központi területén 1970–1980 között végzett ércföldtani kutatásokról
- CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – NAGY B 1976 A Borzsony hegység ércföldtani és teleptani vizsgálata – Foldt Int Évi Jel 1973-ról 27–36
- *CSONGRÁDI J 1978a Észlelési földtani magyarazó, Kisirtaspuszta M = 1 5000
- *CSONGRÁDI J 1978b A Rozsa-hegy nemesfemtartalmu ércesedésének vizsgálata a továbbkutatási lehetőségek szempontjából
- *CSONGRÁDI J – NAGY B 1977 Észlelési földtani magyarazó, Banyapuszta M = 1 5000
- DRASKOVITS P – DUDÁS J – KIRÁLY E – MITUCH E 1972 A Borzsony hegység felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása – ELGI Évi Jel 1971-rol 27–31
- ERKEL A – HOFFER E – MITUCH E – ZSILLE A 1970 Komplex erckutatás geofizikai módszerekkel a Borzsony hegységben – ELGI Évi Jel 1969-ről 41–48
- **ERKEL A – KIRÁLY E – MADARASI A – SZALAY I 1980 Jelentes a Borzsony hegység felépítésének és ércesedésének 1979 évi geofizikai kutatásáról
- **ERKEL A – KIRÁLY E – VERŐ L 1978 Jelentes az 1977 évi módszertani GP-mérésekről

- ERKEL A – MITUCH E – MÁRTONNE SZALAY E 1971 A Borzsony hegység felepitésének és ercesedésének geofizikai kutatása – ELGI Évi Jel 1970-ról 22–28
- *GYARMATI P 1974a Magyarazó a Borzsony hegység eszlelesi foldtani térképehez, 10 000-es sorozat, Hideghegy (Borzsony 43)
- *GYARMATI P 1974b Magyarazó a Borzsony hegység fedetlen foldtani térképehez, 10 000-es sorozat, Hideghegy (Borzsony 43)
- GYARMATI P 1976 Vulkanologiai fejlődéstörténet és közetgenetika a Borzsony hegységben – Foldt Int Évi Jel 1973-ról 57–62
- HAIÓS M 1977 Szokolya környékének diatomás üledékei – Foldt Int Évi Jel 1975-ről 39–83
- *HALMAI J – CSILLAGNÉ TEPLANSZKY E – NAGY B – NAGY G – GYARMATI P – FORGÓ L 1974 Beszámoló a Borzsony hegységben 1974 évben végzett tematikus munkákról
- HÁMOR G 1974 A Borzsony hegység D-1 részének ősfoldrajzi vázlata – Foldt Int Évi Jel 1972-ről 23–33
- HÁMOR G 1976 A Borzsony hegység kutatásának eredményei az 1973 évben – Foldt Int Évi Jel 1973-ról 23–26
- *HÁMOR G – NAGY G – NAGY B – GYARMATI P 1973 Jelentés a Borzsony hegység 1971–1972 évi komplex foldtani-ércfoldtani kutatásáról
- *HÁMOR G – NAGY G – NAGY B – GYARMATI P – KASZAP A 1974 A Borzsony hegység átfogó foldtani vizsgálata c. téma tematikus munkáinak 1973 évi eredményeiről
- HÁMOR G – NAGY B – NAGY G 1973 A Borzsony hegység D-1 részének foldtani vázlata – Foldt Int Évi Jel 1971-ről 31–46
- *JANKOVICH I 1972a Magyarazó a Borzsony hegység eszlelesi foldtani térképehez, 25 000-es sorozat, Márianosztra
- *JANKOVICH I 1972b Magyarazó a Borzsony hegység fedetlen foldtani térképehez, 25 000-es sorozat, Márianosztra
- *JANKOVICH I 1974a Magyarazó a Borzsony hegység eszlelesi foldtani térképehez, 25 000-es sorozat, Vámosmikola
- *JANKOVICH I 1974b Magyarazó a Borzsony hegység fedetlen foldtani térképehez, 25 000-es sorozat, Vámosmikola
- JANKOVICH I 1976 Adatok a Borzsony hegységi vulkanitok korához – Foldt Int Évi Jel 1973-ról 41–50
- *KISS J 1980 Borzsonyi színesérckutató furasok (P-36, Nb-21, Nb-22) anyagának ercmikroszkopiai vizsgálata és genetikai értékelése
- *KISS J – GATTER I 1979 Borzsonyi színesérckutató furasok (P-7, Nb-19, Nb-20) anyagának ercmikroszkopiai vizsgálata és genetikai értékelése
- **KIRÁLY E 1976 A Borzsony hegység felépítésének és ercesedésének geofizikai kutatása 1975-ben
- KIRÁLY E – BALLA Z – DUDÁS J – SCHONVISZKY L – SZALAY I – TABA S 1976 A Borzsony hegység felepitésének és ercesedésének geofizikai kutatása – ELGI Évi Jel 1975-ről 23–25
- KIRÁLY E – FEJES I – PINTÉR A – SZALAY I – TABA S – ZSILLE A 1974 A Borzsony hegység felépítésének és ercesedésének geofizikai kutatása – ELGI Évi Jel 1973-ról 21–27
- **KIRÁLY E – FEJES I – SZABÓNÉ PINTÉR A – SZALAY I – TABA S – VERŐ L – ZSILLE A 1973 A Borzsony hegység foldtani felepitésének és ercesedésének geofizikai kutatása 1972-ben
- **KIRÁLY E – FEJES I – SZABÓNÉ PINTÉR A – SZALAY I – TABA S – ZSILLE A 1974 A Borzsony hegység foldtani felepitésének és ercesedésének geofizikai kutatása 1973-ban
- KIRÁLY E – FEJES I – SZALAY I – TABA S – VERŐ L – ZSILLE A 1973 A Borzsony hegység felépítésének és ercesedésének geofizikai kutatása – ELGI Évi Jel 1972-ről 20–28
- KÖRÖSNÉ LÁNYI I – NAGYNÉ GELLAI Á 1977 Rendellenes novésu Foraminiferák a Borzsony hegység harmadidőszaki képződményeiből – Foldt Int Évi Jel 1975-ről 23–28

- *KORECZNÉ LAKY I 1980 A Borzsony hegység miocén képződményeinek Foraminifera vizsgálata
- *KORPÁS L 1980 A Borzsony–Dunazug-hegység szineserc prognózisa
- **MÁRTONNÉ SZALAY E 1977 Jelentés az 1977-es paleomagneses vizsgálatokról Borzsony–Dunazug
- **MITUCH E 1971 Jelentés a Borzsony hegységben 1970-ben végzett szeizmikus mérésekről
- NAGY B 1971 Jelentés a nagyborzsonyi hidrotermális ércesedés geokémiai vizsgálatáról – Foldt Int Évi Jel 1969-ről 245–269
- *NAGY B 1972a Magyarazo a Borzsony hegység észlelési földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Marianosztra (Borzsony-52)
- *NAGY B 1972b Magyarazo a Borzsony hegység fedetlen földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Marianosztra (Borzsony-52)
- NAGY B 1972c A Borzsony hegységi földtani képződmények attekintő geokémiai vizsgálata – Foldt Int Évi Jel 1970-ról 35–37
- *NAGY B 1974a Magyarazo a Borzsony hegység észlelési földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Csóványos (Borzsony-33)
- *NAGY B 1974b Magyarazo a Borzsony hegység fedetlen földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Csóványos (Borzsony-33)
- *NAGY B 1974c Jelentés a Borzsony hegységi hidrotermális ércesedési területeken 1974-ben végzett ércföldtani-, asvanytani- és geokémiai vizsgálatokról
- *NAGY B 1976 Összefoglaló jelentés a Borzsony hegységben 1971–1975 évben végzett ércföldtani és geokémiai vizsgálatokról
- NAGY B 1978 Borzsony hegységi ércesedési típusok asvanytani-, geokémiai- és ércföldtani vizsgálata – Foldt Int Évi Jel 1976-ról 77–94
- NAGY B – PELIKÁN P – VÍGHNÉ FEJES M 1973 Borzsony hegységi források hidrometallometriai vizsgálata – Foldt Int Évi Jel 1971-ről 47–59
- *NAGY G 1971 Elektrokémiai módszerek alkalmazása a Borzsony hegység áttekintő geokémiai térképezésénél
- *NAGY G 1972a Magyarazo a Borzsony hegység észlelési földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Kospallag (Borzsony-53)
- *NAGY G 1972b Magyarazo a Borzsony hegység fedetlen földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Kospallag (Borzsony-53)
- NAGY G 1976a A Borzsony hegység szerkezetföldtani viszonyai – Foldt Int Évi Jel 1973-ról 37–40
- NAGY G 1976b A Borzsony hegység áttekintő szerkezetföldtani, geokémiai és ércföldtani vizsgálata – Foldt Int Évi Jel 1974-ról 25–46
- NAGY G – ZSILLE A 1971 A Borzsony hegység nagyszerkezeti helyzete és szerkezetföldtani problémái – Foldt Int Évi Jel 1969-ről 235–243
- *NAGYNÉ GELLAI Á 1980 A Borzsony hegység oligocén képződményeinek Foraminifera
- *NAGYNE GELLAI Á – OROSZNÉ HAJÓS M – KORECZNÉ LAKY I – NAGY L. NÉ 1975 A Borzsony hegységi képződmények oszlelytani vizsgálatai
- PÁLFALVY I 1976 Középsőmiocén novenymaradványok a Borzsony hegység területeről – Foldt Int Évi Jel 1974-ről 73–76
- PANTÓ G – MIKÓ L 1964 A nagyborzsonyi ércesedés – Foldt Int Évk 51
- *PANTÓ GY – DOBOSSY G 1978 Reszjelentés a Borzsony és a Velencei-hegység közet- és ércmintáinak elektron-mikroszondás vizsgálatáról
- *PENTELENYI L 1972a Magyarazo a Borzsony hegység észlelési földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Szokolya (Borzsony-54)
- *PENTELENYI L 1972b Magyarazo a Borzsony hegység fedetlen földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Szokolya (Borzsony-54)

- *RAVASZNE BARANYAI L 1976 Borzsony hegységi furások anyagának kozettani vizsgálata
RAVASZNE BARANYAI L – VICZIAN I 1976 A Hont 1 sz furással feltart kristalyos alaphegy-
seg ásvány-kozettani vizsgálata – Foldt Int Évi Jel 1974-ról 61–72
- *SZABÓ P 1980 Jelentes a borzsonyi mélyfurások kezdozmenyeinek ércmikroszkopi vizsgálatarol
SZALAY I – TABA S – VERŐ L – ZSILLE A 1975 A Borzsony hegység felepítesenek es ércese-
desenek geofizikai kutatasa – ELGI Évi Jel 1974-ról 23–28
- *SZEBÉNYI L – VENKOVITS I 1976 A Borzsony hegység vizfoldtana (Elozetes jelentes)
*SZEMEREY H 1974a Magyarazo a Borzsony hegység eszlelesi foldtani térképéhez, 25 000-es so-
rozzat, Diosjeno
*SZEMEREY H 1974b Magyarazo a Borzsony hegység fedetlen foldtani térképéhez, 25 000-es so-
rozzat, Diosjeno
*SZEMEREY H 1976 A Borzsony hegység uledekes kozzetei
*VARGA GY 1974a Magyarazo a Borzsony hegység eszlelesi foldtani térképéhez, 25 000-es so-
rozzat, Dregelypalank
*VARGA GY 1974b Magyarazo a Borzsony hegység fedetlen foldtani térképéhez, 25 000-es so-
rozzat, Dregelypalank
*VARGA GY 1974c Magyarazo a Borzsony hegység észlelési foldtani térképéhez, 25 000-es so-
rozzat, Bernecebarati
*VARGA GY 1974d Magyarazo a Borzsony hegység fedetlen foldtani térképéhez, 25 000-es so-
rozzat, Bernecebarati
*VARGANE MÁTÉ K 1974a Magyarazo a Borzsony hegység eszlelesi foldtani térképéhez, 25 000-es
sorozat, Szob–Nagymaros
*VARGÁNÉ MÁTE K 1974b Magyarazo a Borzsony hegység fedetlen foldtani térképéhez, 25 000-es
sorozat, Szob–Nagymaros
*VARGANE MÁTE K 1974c Magyarazo a Borzsony hegység eszlelesi foldtani térképéhez, 25 000-es
sorozat, Nogradveroce
*VARGANE MÁTÉ K 1974d Magyarazo a Borzsony hegység fedetlen foldtani térképéhez, 25 000-es
sorozat, Nogradveroce
*VARGANE MÁTÉ K 1976 Jelentes a Borzsony hegység oligocen–miocén koru kavicsos uledékei-
nek vizsgálatarol
VETŐNÉ ÁKOS É 1982 Folyadek-gaz zarvanyok es az ércesedes kapcsolata a Borzsony hegység koz-
ponti reszen – Foldt Int Évi Jel 1980-ról 59–75
**ZSILLE A – DUDAS J – PINTÉR A – SZALAY I – TABA S 1975 A Borzsony hegység felepí-
tesenek es ercesedesenek geofizikai kutatasa 1974-ben

GEOLOGY AND MINERALIZATION OF THE CENTRAL AREA IN THE BÖRZSÖNY MOUNTAINS

by

E CSILLAG-TEPLÁNSZKY – J CSONGRÁDI – L KÖRPÁS – L PENTELENYI – É VETŐ ÁKOS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 553 43 065+553 44 065(234 373 33)
551 781 52+551 782 13(234 373 33)
551 21+551 24(234 373 33)

Key words stratovolcanoes, evolution, structures, Rupelian, Badenian, predictive metallogenie, Northeastern Hungarian Hills (Borzsony Mts)

The geological make up, the structure, the geological history and the ore mineralization of the so-called Central Area in the heart of the High Borzsony stratovolcano are discussed

Geology

The pre-volcanic formations are considered to include a crystalline basement of Vepor type and Rupelian to Badenian sediments, i.e. the lower molasse, underlying the volcanics. Made up of garnet-and-biotite-bearing quartz micaschist, the crystalline basement is densely interlaced by subvolcanic bodies, whereas the lower molasse of a few hundred m original thickness is replaced, for the most part, by subvolcanic intrusions, so that its sediments are known only as fragments of a few tens of metres size, surrounded by intrusives.

Varying between a thickness from 1200 to 1500 m, the Lower Badenian volcanic complex has been described as being of strato- and subvolcanic origin.

In terms of facies and characteristic mafic minerals, the stratovolcanic formations are subdivided into three parts:

– *a lower subcomplex* characterized by a biotite-hornblende, dacite-andesite composition and a finely detrital tuff to tuffite facies (i.e. one developed beyond the "socle"),

– *a middle subcomplex* characterizable by a mixed and varying, mainly biotite-containing, hornblende-pyroxene andesite composition and a fine- to coarse-detrital pyroclastic facies,

– *an upper subcomplex* characterized by a pyroxene-hornblende andesite composition and coarse-detrital pyroclastics and lava flows (volcanic cone).

The subvolcanic formations are known to be represented by varying composition and facies (local centres, bodies, sills of a few tens to a few hundreds m of size, dikes a few m to a few tens of m across).

The probable succession of their genesis may be sketched up as follows:

– *early to intermediary cycle* (~ subvolcanic facies of the lower to middle subcomplex) biotite-hornblende dacite, biotite-hornblende andesite

- *intermediary cycle* (~ subvolcanic facies of the middle subcomplex) pyroxene-bearing biotite-hornblende andesite
- *late cycle* (~ subvolcanic facies of the upper subcomplex) hornblende andesite, hornblende-pyroxene andesite

In the light of the regional volcanotectonic patterns (Z BALLA 1977, 1978, L KÖRÖSI 1978, 1980) two uplifts (Central dome and the Kis-Hideg-hegy dome) and two collapse movements (the Borzsony patak caldera, Kis-Hideg-hegy subarea) and a rather deep erosion (Fekete-patak erosion caldera) can be verified. An independent, local structural unit is the so-called Rózsa-hegy graben syncline, which certainly represents a structure element of the early to intermediary cycle of the volcanism.

Two main fault systems, a WNW–ESE (locally E–W) and a NNE–SSW (locally N–S) trending one, can be distinguished in the study area. The relation of the two systems, their chronological succession, are not yet cleared in a convincing way. Indirect features suggest, anyway, that the second one is the younger.

The elements of the regional geohistoric scheme are as follows:

- *Prior to the onset* of the volcanism the study area was the scene of pelagic sedimentation
- *In the first phase* of volcanism the central area was part of the Nagy-volgy caldera with simultaneous accumulation of volcanic and sedimentary formations (~ lower subcomplex)
- *In the second phase* of volcanism the Central dome developed in the centre of the Nagy-volgy caldera and then, with the collapse of its top, the Borzsony-patak caldera was formed with its NE sector falling to the study area. At the margin of this caldera minor volcanoes were formed and local collapses (Rózsa-hegy graben syncline) and intense subvolcanic activities took place
- *The third phase* of volcanism produced the Hegyhát-High Borzsony stratovolcano with the Central Area in its centre. Its extinction seems to have been accompanied by the rejuvenation of the Borzsony-patak caldera
- *Since the end* of the volcanism the study area has been eroded. The most striking product of this process is the Fekete-patak erosion caldera that evolved from the crater of the High Borzsony stratovolcano

Ore mineralization

In the Kis-Hideg-hegy subarea, on the basis of outcrops, soil sampling anomalies and IP anomalies, three mineralizations can be delineated: the Kuruc-patak mineralization, the Bányapuszta mineralization and the Rózsa-hegy mineralization.

Paragenetically interrelated with the more acid biotite-hornblende-bearing subvolcanic intrusions, the ore mineralization took place at the end of the second phase of the Borzsony volcanism.

It was represented by at least three phases, quite distinct, though not separated by any remarkable pause, and characterized by a gradually decreasing temperature.

At each deposit a quite distinct, horizontal and vertical zonation can be observed. The horizontal zonation is manifested by a copper ore mineralization associated with a biotite-bearing zone of central position and by a clay minerals-carbonate-pyrite facies,

nonmetallic (Kuruc-patak) and/or polymetallic (Rózsa-hegy), surrounding it. Within the vertical zonation the barren and/or polymetallic clay minerals-carbonate-pyrite zone pinches out downwards, the copper-ore-bearing biotite-chalcopyrite type does so upwards. The two zones overlap each other within a distance of 100 m or so. It is in this zone of overlap that the horizontal zonation has developed.

The zones are characterized by three characteristic hydrothermal parageneses.

Upper zone clay minerals-carbonate-pyrite facies accompanied by polymetallic ore mineralization. Thickness 200 to 400 m. Minimum formation temperature range <160 °C.

Middle or transitional zone clay minerals-carbonate-pyrite facies accompanied by a biotite-bearing chalcopyrite ore mineralization in the middle and by a nonmetallic and/or polymetallic mineralization at the margins. Thickness 100 to 300 m. Minimal formation temperature range 160 to 260 °C.

Lower zone biotite-bearing chalcopyrite facies with a copper ore mineralization. Thickness more than 800 m. Minimal formation temperature range 260 to >360 °C.

The present-day erosion surface at the Rózsa-hegy deposit is within the upper zone, at the Kuruc-patak and Bányapuszta deposits within the middle zone.

Chronologically, three phases can be distinguished.

The first phase produced biotite (phlogopite), chlorite, quartz, pyrite, pyrrhotite and/or magnetite, chalcopyrite_I and sphalerite_I that were formed at a minimum temperature of >360 to 260 °C.

In the second phase clay minerals (hydromuscovite), carbonate, pyrite_{II}, arsenopyrite, bismuth minerals, sulphosalts and native gold were formed at a minimum temperature of 160 to 260 °C.

In the third phase clay minerals (illite), carbonate, quartz, galena, silver minerals, sphalerite_{II} and chalcopyrite_{II} were formed at a relatively low temperature (<160 °C).

Supplement I Geological map of the Central Area in the Borzsony Mountains. Plotted by L. PENTE-LÉNYI

1 Hornblende-pyroxene andesites, 2 hornblende andesites (1-2 subvolcanic), 3 pyroxene-hornblende andesite agglomerates, tuffs and lava flows (upper stratovolcanic subcomplex), 4 pyroxene-bearing biotite-hornblende andesites and their pyroclastics (middle stratovolcanic subcomplex), 5 biotite-hornblende andesites, 6 biotite-hornblende dacites (5-6 subvolcanic), 7 biotite-hornblende dacite and andesite-dacite tuffs and tuffites (lower stratovolcanic subcomplex), 8 underlying sedimentary sequence, 9 crystalline schist complex, 10 lava bedding, lamination, 11 identified formation boundary, 12 symbol of lava flows supposed to belong to one and the same horizon, 13 surface of substratum suggested by seismic refraction and reflexion profiles, 14 supposed footwall line of stratovolcanic formations, 15 supposed outline of a subvolcanic body as suggested by reflexion profiles (n^{os} 8, 9, 13, 14 and 15 on the geological profile only), 16 Observed and supposed faults, 17 boundary of ore-district, 18 soil sampling anomaly, 19 delimited ore-bearing zone, 20 symbol and number of borehole, 21 major mine galleries, 22 trace of geological profile, 23 margin of erosion caldera.

Supplement II Geological profiles across the Central Area in the Borzsony Mts. Plotted by L. PENTE-LÉNYI

For the legend, see Supplement I

ADATOK A NAGYBÖRZSONYI RÓZSABÁNYA ÉRCESEDÉSÉNEK GENETIKAI ISMERETEIHEZ

NAGY BÉLA

Magyar Tudományos Akadémia Budapest, Roosevelttér 9
H-1051

ETO 5533/4 041(234 373 33)

T a r g y s z a v a k telepgenezis, potenciális telep, nemesfemek, Északi-kozep-hegység, Borzsony

A Borzsony hegység központjában a MÁELGI és a MÁFI által 1969–80 között végzett érckutatási munkák zárójelentése 1980-ban elkészült. A kutatások az ercesedések megítélése szempontjából negatív eredménnyel zárultak.

Szerző a nagyborzsonyi Rozsabánya térségében több éven keresztül végzett erc-földtani és bányaföldtani felveteleket és vizsgálatokat. Ezek, és az 1980 szeptemberében Romániában az Erdélyi Érchegységben (Muntilor Apuseni) tett tanulmányutja alkalmával szerzett tapasztalatai alapján a rozsabányai aranytartalmu–arzenopirités–pirrotinos ercesedést „breccsa pipe”-ban kifejlődött ercesedésnek tartja, amelynek sok tekintetben megfelelő analogiáját az aranyosbányai (Baia de Aries) aranyerctelepben találta meg.

A saját ércföldtani, asványparagenetikai vizsgálatai, a MÁELGI korábbi (1967–69) mérési eredményei és a felismert ércteleptani analógia alapján a rozsabányai aranytartalmú arzenopirités–pirrotinos ercesedést ipari érteku nemesfém-előfordulás reményében, további érckutatásra ajánlja.

Bevezetes

A Borzsony hegységi ercesedési teruletnek központjának tartott nagyborzsonyi Rozsabánya környékén az írásos emlékek szerint már a XVIII században ercbányászat folyt.

A XVIII század óta a területen csak eredménytelen ujranyitások történtek. Ez ismétlődött meg az ötvenes évek elején is, amikor a felszínközeli ercesedési viszonyok tisztázása nélkül az altáró szintjét megkutatták. E munka tudományos és gyakorlati eredményeinek összefoglalására 1960–64 között került sor. Ekkor született meg a nagyborzsonyi érckutatás zárójelentése (PANTÓ G – PANTÓ D – MIKÓ L 1960), amely a felszínközeli ercesedés bányaművelésre alkalmatlan voltát, mélység felé történő kitékelődését állapította meg. Az Országos Ásványvagyon Bizottság 1961-ben a jelentést és annak készletszámítását elfogadta, de a továbbkutatás szukségességét – végrehajtási határidő nélkül – fenntartotta. A nagyborzsonyi érckutatás összefoglaló értékelésének lezárásával egyidőben, illetve közvetlenül ezután váltak ismeretessé azok a hazai (Recsk) és kulföldi (Banska Stiavnica stb.) kutatási tapasztalatok, amelyek felhívták a figyelmet a hegység mélyszintű ercesedésének lehetőségeire.

Az országos ritkafémkutató program keretében a MÁFI geokémiai osztályán végzett vizsgálatok igazolták azt a régebben ismertényt, hogy a rózsza-hegyi ércesedési terület bányái kimagasló Au-, Ag-, Cu-, Bi és Co-koncentrációkkal rendelkeznek. Mindez a kutatások újraindításának szükségességét hangsúlyozta (NAGY B 1968, 1971)

Az új ismeretek a korábbiaknál kedvezőbb megvilágításba helyezték a Borzsony hegységi ércutatasok lehetőségeit és megfelelő tudományos alapot szolgáltatottak a „Borzsony hegység átfogó földtani vizsgálatának programjai, nemes- és színesfém-érctelepek feltárasainak megalapozása érdekében” c. kutatási program (1970) megindításához

A program keretében a Borzsony hegység földtani előkutatására 1971–76-ban, a részletező kutatásra pedig 1977–80 között került sor. Ebben a munkában aktív résztvevőként a hegység ércesedéseinek vizsgálatát 1971–74-ben a földtani térképezés mellett tematikus munkaként, 1975–76-ban önálló feladatként végeztem (NAGY B 1976, 1978)

Az 1977–80 között végzett részletező kutatások a Borzsony hegység Központi területének perspektíváit illetően negatív eredménnyel zárultak (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E et al 1980). Ennek ellenére az ásványparagenetikai és ércteleptani analógiák alapján ismételtén a szakmai érdeklődés előterébe szeretném állítani a jelentős nemesfém-tartalmú rózsabányai pirrhotinos arzenopirités ércesedést

A rózsabánya ércesedés ércföldtani felepitese

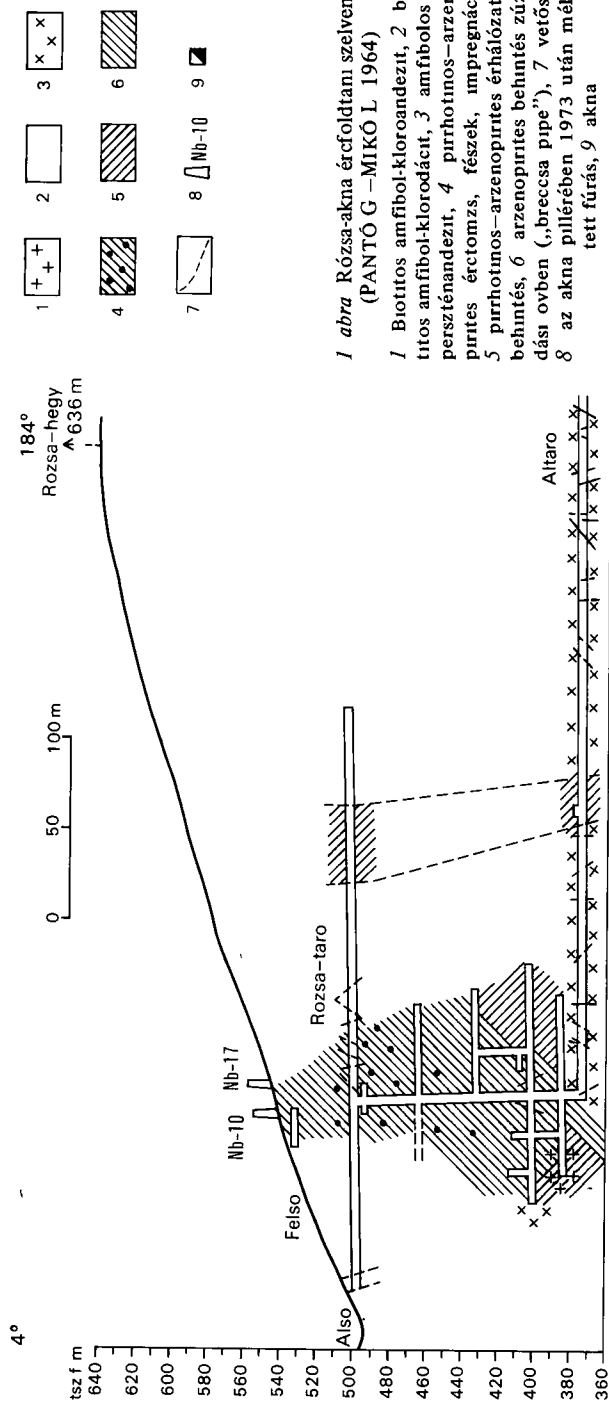
A Rózsabánya ércesedése a Rózsza-hegy ÉNY-i lejtőjén biotit-amfiboldácit és amfibolos piroxénandezit környezetben fészkes-eres impregnációs megjelenésben ismeretes. Az Also- és a Felső-Rózsza-táró, a Rózsza-akna 35, 70, 96 és 112 m-es szintjei, az Altáró É-i harántvágata, újabban a Nagyborzsony 10 és 17 sz. fúrás tárja fel (1. ábra)

Az ércesedés központjának, a bányafeltarásokkal megutott és fúrásokkal feltárt legércesebb gócznak a Rózsza-aknat tekinthetjük

A Rózsabánya ércesedésének tanulmányozása során PANTÓ G. és MIKÓ L. (1964) olyan megállapításra jutott, hogy a terület „ércesedésének megjelenéséből és eloszlásából semmilyen földtani tényező meghatározó szerepét kiolvasni nem lehet. Szerkezeti előkészítettségről egyáltalán nem beszélhetünk, hiszen az ércesedés fő jellemvonása éppen az alkalmas befogadó szerkezet hiánya. Ez okozta, hogy a Rózsabánya érce eddigi ismereteink szerint kb. 0,6 km² területen mintegy 180–200 m szintközben szabálytalanul szóródott szét hajszálvékony repedések és elválási lapok mentén.”

Vizsgálatainkból kitűnt, hogy a Rózsabánya legjelentősebb ércfeldúsulása a Felső-Rózsza-táróból nyíló akna környékén alakult ki. Az érc itt erek, zsinorok hálózatában jelenik meg, ezek kereszteződéseinél kiszélesedő fészkeket alkot. Ez az impregnációs ércesedés É–D irányban elnyúlt, szélessége közel 30 m, hossza 80 m. Ennek az impregnációs ércesedésnek a tanulmányozására tűztük ki 1973-ban az akna pilléreiben a Nagyborzsony 10 sz. fúrást, amely a 139,8–177,5 m közötti szakaszon harántolta ezt. A fúrás anyaga, valamint a kítakarított Felső- és Alsó-Rózsza-tárók számos új ércföldtani megfigyelést tettek lehetővé. A tárók kítakarítására azért volt szükség, mert az ötvenes évek ércutatósi munkái során itt az Alsó-Rózsza-táróban nem történt részletes bányaföldtani vizsgálat

A kítakarított tárók bányaföldtani felvételét és részmintázását 1976 első negyedében végeztem. E munka során az Also-Rózsza-táró impregnációs ércesedése esetében megfigyeltem, hogy az ércesedés dácitbreccsában fejlődött ki (I–II. tábla 1–4.) két központ



1 abra Rózsa-akna ércfeldtani szelvénye (PANTÓ G—MIKÓ L 1964)

1 Biotitos amfibol-kloroandezit, 2 biotitos amfibol-klorodácit, 3 amfibolos hirtészandezit, 4 pirhotinos-arsenopirités ércotomsz, fészek, impregnáció, 5 pirhotinos-arsenopirités érhálózat és behintés, 6 arsenopirités behintés zűző-dási ovben („breccsa pipe”), 7 vetősík, 8 az akna pillérében 1973 után mélyített fúrás, 9 akna

Fig 1 Metallogenic section of Rózsa shaft (G PANTÓ—L MIKÓ 1964)

1 Biotite-hornblende chloroandesite, 2 biotite-hornblende chlorodacite, 3 hornblende-hypersthene andesite, 4 pyrrhotite-arsenopyrite ore stock, nest and impregnation, 5 pyrrhotite-arsenopyrite lacework of veins and impregnation, 6 arsenopyrite impregnation in a "breccia pipe", 7 fault plane, 8 borehole sunk after 1973 into the pillar of the shaft, 9 shaft

korul az egyik a Rózsa-akna környékén helyezkedik el, a másik a D-1 irányvágat 100–140 m-e között. Az ércel impregnált és cementált dácitbreccsa erősen bontott, kovásodott, karbonátosodott, helyenként agyagásványosodott, illetve hidromuszkovitosodott (III. tábla 1–4).

Az Also-Rózsa-tároló ércesedésének legjellegzetesebb kifejlődése a Rózsa-akna közvetlen közelében az aknatér falain figyelhető meg. Az érces impregnáció az Also-Rózsa-tároló szintjén itt a leggazdagabb, az érces kitöltés alakja és a későbbiekben tárgyalandó ásványos összetétele szintén itt a legváltozatosabb. Az érc a dácitbreccsa hezagaiban, repedéseiben, szabálytalan zsinorok vagy bekérgezés alakjában jelenik meg, s néhol az erősebb fellazulások helyein fészkekké bővül.

A bányászati műveletek mélyebb szintjein PANTÓ G – MIKÓ L (1964) az ércesedés hasonló jellegét figyelte meg és ugyanezt igazolta az akna pilléreiben lefúrt Nagyborzsony 10. és 17. sz. fúrás anyaga is.

A rozsabányai ércesedés asványparagenetikai felépítése

A rozsabányai ércesedés két fázis termékeiből áll. Az első szakasz fő ércásványa a pirrhotin (IV. tábla 1), mely mellett galenit (IV. tábla 1–2), vasban gazdag szfalerit, szfaleritárványos kalkopirit (V. tábla 1–4) és pirít (IV. tábla 2) keletkezett. Ezt az érces fázist a meddőásványok közül hidromuszkovit (ERDÉLYI J – KOBLENCZ V – TOLNAY V 1957a, b) kíséri.

A második szakasz – részben az első szakasz ércei rovasára keletkezett – magasabb hőmérsékleten kivált ércásványai az arzenopirit (VI. tábla 1–4, VII. tábla 2–3) és a bizmutásványok (VI. tábla 3–4, VII. tábla 1–2 és 4). Ennek a második szakasznak az ércet szállító oldatai hozták a nemesfémeket is. A kísérő meddőásványok közül itt a sziderit és az oligonit (NAGY B 1972) említhető.

Mivel a második fázisban ugyanazokon a helyeken történt az ércek kiválása, ahol már az első szakaszban is ércásványok keletkeztek, sok kizsorítási képlet és reakciótermék szulfosó (VII. tábla 3) keletkezett. Ez a viszonylag magas hőmérséklet és a lefojtottság a magyarázata a rozsabányai ércesedés gazdag paragenézisének. KOCH S – GRASSELLY GY (1952), ERDÉLYI J – KOBLENCZ V – TOLNAY V (1957a, b), PANTÓ G – MIKÓ L (1964), A. K. SINGH (1974) és a saját vizsgálataim alapján az asványparagenézisben a következő ásványok szerepelnek.

Ercásványok termésarany, argenopirit, arzenopirit, természetes arzen, természetes bizmut, bizmuttellerid, bizmutin, bornit, cosalit, csiklovait, kubanit, emplektit, galenit, galenobizmutit, glaukodot, hessit, jamesonit, jordanit, kalkopirit, kalkopirrhotin, lollingit, magnetit, markazit, melnikovit, meneghinit, molibdenit, nagyagit?, pirít, petzít, proustit, sartorit, schapbachit, semseyit, sztannin, stefanit, sternbergit, szilvanit, szfalerit, tennantit, tetradrit, tetradimit, vallerit, wehrlit.

Meddőásványok ametiszt, ankerit, apatit, dolomit, flogopit, grosszular, hialit, hidromuszkovit, hidroparagonit, kalcit, kvarc, laumontit, oligonit, opal, ozanit, pennin, sziderit, turmalin, wollastonit.

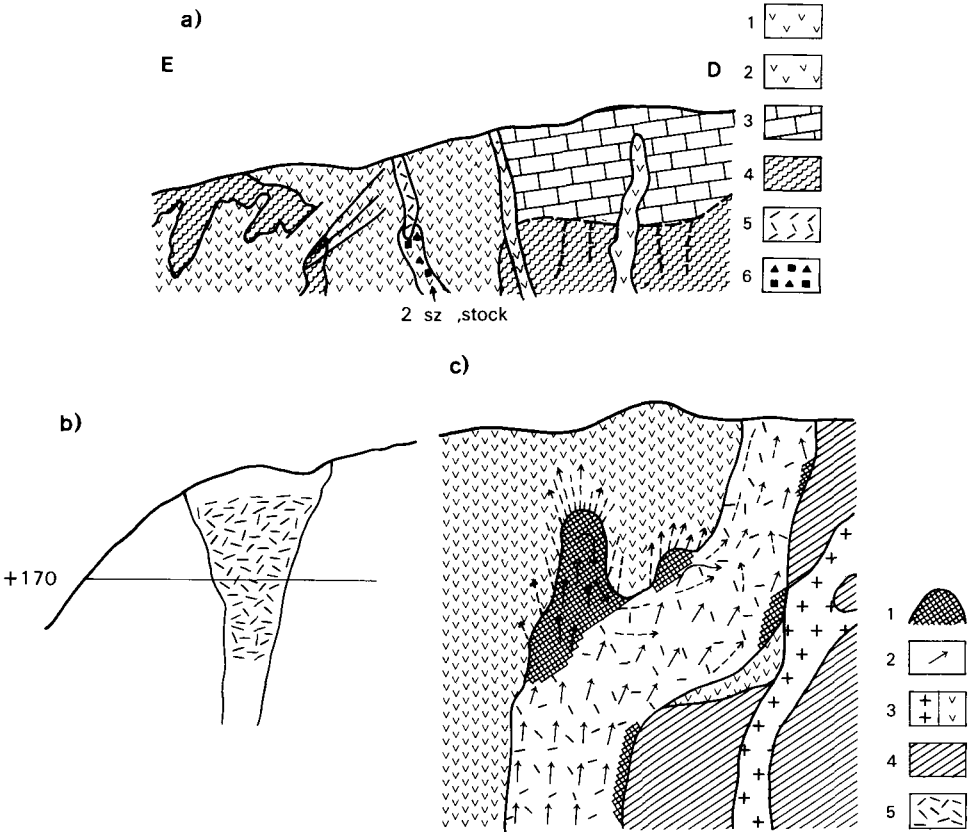
Masodlagos ásványok auripigment, azurit, bizmutokker, claudetit, cronstedtit, diadochit?, gipsz, goslarit, halotrichit, jarozit, kalkantit, krohnikit, melanterit, pisanit, realgar, rozenit, sztilpnomelan, terméken, vasokker és vivianit?

A rozsabányai ércesedés összehasonlító ercteleptani vizsgálatának eredményei

A rozsabányai ércesedés korábbi kutatói (KOCH S – GRASSELLY GY 1952, PANTÓ G – MIKÓ L 1964) részletes ásványtani és geokémiai vizsgálataik alapján – az as-

ványparagenezis hasonlósága alapján – Herzsabányával (Herja) és Óradnával (Kodra) való analógiára mutattak rá

1973-ban egy romániai tanulmányutam, valamint az Alsó-Rozsa-tárho és a Rózsa-akna pillérében mélyített Nagyborzsony 10 sz fúrás anyagának ásványtani, geokémiai és ércföldtani vizsgálatai során szerzett tapasztalataim, az ercesedés megjelenési formáját tekintve, kérdésessé tették számomra a korábban felvázolt analógia elfogadását. Ha csak az ásványparagenezisek hasonlóságot vesszük figyelembe, nincs jelentős különbség, de ha



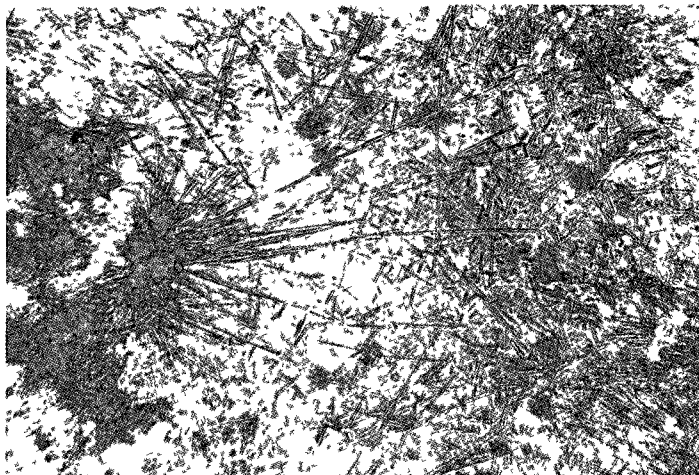
2 abra Az aranyosbányai (Baia de Aries) ercesedés összehasonlító ábrái

a) Földtani szelvény (T P GHIȚULESCU in IANOVICI et al 1969) 1 amfibolandezit, 2 biotitos amfibolandezit, 3 kristályos mészkő, 4 kristályos pala, 5 andezitbreccsa, 6 explóziós csatorna – b) A 2 sz „stock” vázlata – c) A hidrotermális érctelep elhelyezkedése „breccsa pipe”-ban (T P GHIȚULESCU in IANOVICI et al 1969) 1 aranyércesedés, 2 hidrotermak áramlási iránya, 3 amfibolandezit formációk, 4 alaphegység, 5 „breccsa pipe”

Fig 2 Comparative figures on the ore mineralization of Baia de Aries

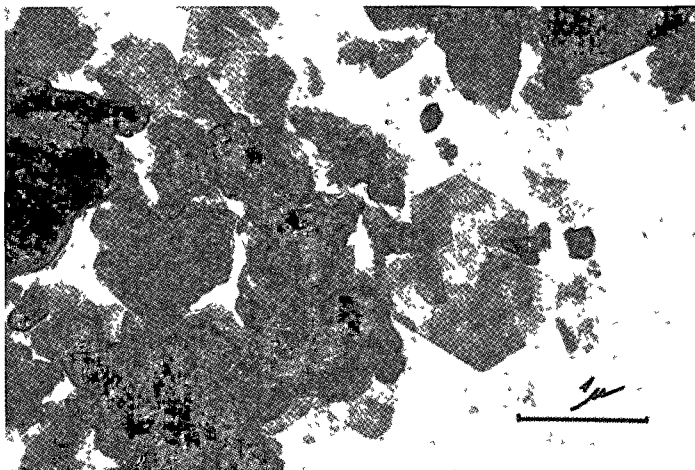
a) Geological section (T P GHIȚULESCU in IANOVICI et al 1969) 1 hornblende andesite, 2 biotite-hornblende andesite, 3 crystalline limestone, 4 crystalline schist, 5 andesite breccia, 6 explosion channel – b) Sketch of "Stock" 2 – c) Location of the hydrothermal ore deposit in the "breccia pipe" (T P GHIȚULESCU in IANOVICI et al 1969) 1 gold ore mineralization, 2 flow paths of hydrotherms, 3 hornblende andesite formations, 4 basement, 5 "breccia pipe"

az ércesedések megjelenési formáit is vizsgáljuk, már lényeges eltérésekkel találkozunk. A legfontosabb különbség az, hogy Herzsabánya (Herja) és Óradna (Kodra) teléres típusú ércesedés, Rózsabánya ércesedése pedig vulkanogén breccsához kötött impregnációs ércesedés. Ennek a különbségnek a felismerése osztonzott arra, hogy a rózsabányai ércesedést komplex módon más, Kárpátokon belüli értelepekkel is összehasonlítsam



3 abra Turmalin-nap kvarcban Nagyborzsony, Felso-Rozsa-taro hanyo,
|| N, 124 X

Fig 3 Tourmaline-"sun" (?) in quartz Nagyborzsony Felso-Rozsa adit,
|| N, 124 X

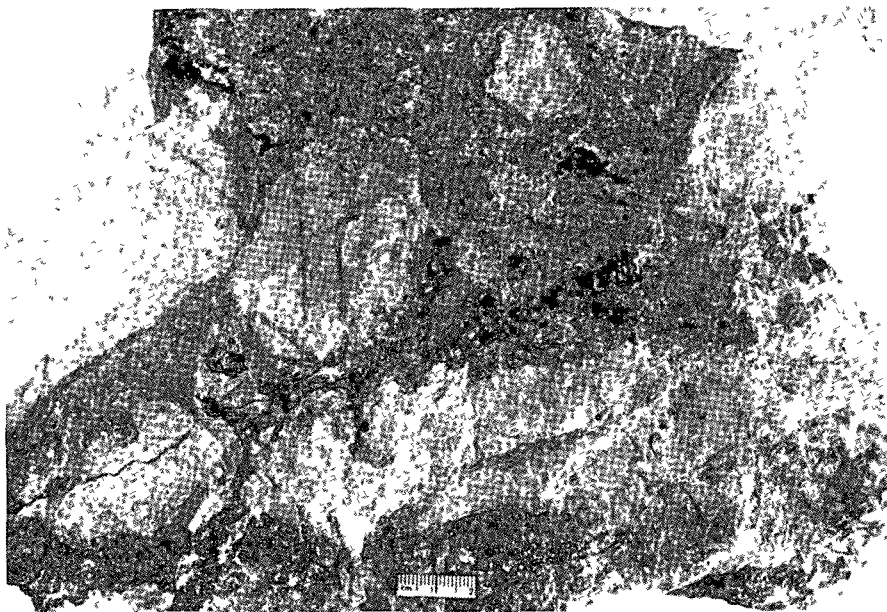


4 abra Hidromuszkovit Nagyborzsony 10 sz furas 67,70 m Elektron-
mikroszkopos felv ÁRKOSI K 17 000 X

Fig 4 Hydromuscovite Borehole Nagyborzsony 10, 67 70 m Electro-
micrograph by K ÁRKOSI, 17,000 X

Az 1980 szeptemberében az Erdélyi Érchegységben (Muntilor Apuseni) tett tanulmányutam győzött meg arról, hogy a rózsabányai ercesedés csaknem minden tekintetben az aranyosbányai ercesedéssel rokon előfordulás

Az aranyosbányai (Baia de Aries) aranyérctelep földtani szelvényét (a) és az ercesedés megjelenési formáját (c) a 2 ábra szemlélteti. A telep több, a helybeliek által „volburi”-nak vagy „stock”-nak nevezett testből áll (2 ábra b), amelyeket egytől otig számoz-



5 ábra Kovás–érces cementezésű „breccsa pipe”. A breccsa dacitanyaga vékony erek mentén hidromuszkovitosan bontott. A kovás kötőanyagban szfalerit (marmatit), pirit és kalkopirit található. Alsó-Rozsa-tároló, irányvágat 228 m (Fotó PELLÉRDY)

Fig 5 "Breccia pipe" of siliceous-ore mineralized cement. The dacite material of the breccia along thin veinlets is attacked by hydromuscovitization. Sphalerite (marmatite), pyrite and chalcopyrite can be seen in the siliceous matrix. Alsó-Rozsa adit, front entry, 228th m (Photo PELLÉRDY)

tak. Ezek nagyrészt az Afins-hegy andezitjének andezitbreccsa kitöltésű mellékkurtóiban helyezkednek el. Ezek a kurtó-breccsák – a román geológusok magyarázata szerint „elhízázott” robbanások eredményei, vagyis olyan vulkáni kitorécek, melyek nem tudtak a felszínre kerülni, a robbanások folyamán szétrodezett vulkáni anyagból breccsa kitöltésű oszlopok, breccsa „pipe”-ok képződtek (IANOVICI et al 1969). E breccsadarabok átmérője pár millimertől 2–3 m-ig változik. Az andezitdarabokat és tomboket néhány millimertől tíz centiméterig terjedő vastagságú, hidrotermális eredetű, fehéresszürke, finom szemcsés kvarckéreg cementezi.

A breccsát cementező kvarccal együtt a hidrotermális oldatokból arzenopirit, kevés szfalerit, galenit, kalkopirit, pirit, markazit, tetraedrit, tennantit, bournonit stb. mellett jelentős mennyiségű arany vált ki. Az arany itt főleg az arzenopiritben fordul elő. További érdekesség, hogy arany- és bizmuttelluridok is ismeretesek.

Ezen analógia alapján a rózsabányai ércesedést befogadó dácitbreccsa képződményt, térbeli megjelenése miatt (1 ábra) „breccsa pipe”-nak tartom. A „breccsa pipe” fogalmát a következőkben J GREEN és N M SHORT (1971) meghatározása szerint értelmezem. Ez „olyan vulkáni forma, amely neck-ként vagy diatrémaként preparálódik ki, a kitöltés anyaga breccsa, melynek anyaga szögletes, néha legombolyodott. Horizontális metszetben a kitöltés gyakran koncentrikus megjelenésű”



6 ábra Kovas–érces cementezésű „breccsa pipe”. A breccsa dácitanyaga hidromuszkovitosan bontott. A kovas kotoanyagban szfalerit (marmatit) és pirit látható. Also-Rózsa-tároló, iranyvágat 233 m (Foto PELLÉRDY)

Fig 6 "Breccia pipe" of siliceous-ore mineralized cement. The dacite material of the breccia is attacked by hydromuscovitization. Sphalerite (marmatite) and pyrite can be seen in the siliceous matrix. Also-Rózsa adit, front entry, 233rd m (Photo PELLÉRDY)

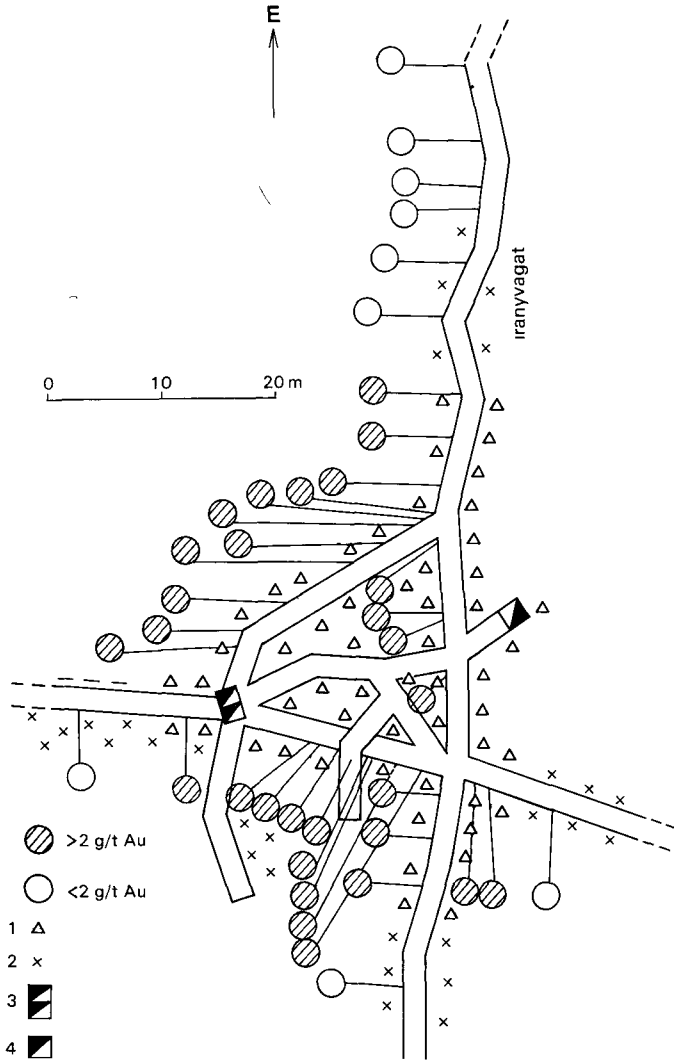
Ércteleptani szempontból D L NORTON – L M CATHLES (1973) szerint a „breccsa pipe” képződmények azért jelentősek, mert viszonylag hosszabb ideig kapcsolatban álltak gyökérszónák izzó magmás képződményeivel, a felszínhez közeli megszilárdult breccsás szövetű közettömeg repedéshálózata pedig alkalmassá vált a magmás tömegből származó különböző hőmérsékletű utovulkáni ércesedések kiválására.

Ez lehet a magyarázata annak a ténynek, amit már KOCH S (1966) is említ, hogy a rózsabányai ércesedés esetében „a rendszerben uralkodott nyomás – éppen a preformált hasadékok hiánya miatt – jóval nagyobb volt, mint amilyen a hidrotermás eredetű telérek keletkezésénél általában lenni szokott”. A magas hőmérséklet és az átlagosnál nagyobb nyomás a magyarázata a vulkáni kőzetek kísérleteiben fellépő érces telérekben szokatlan turmalin (3 ábra) megjelenésének is (KOCH S 1957).

A magas hőmérsékletű hidrotermák felhatolása a „breccsa pipe” repedéseiben tor-

tént, amelyek egyrészt elbontották hidromuskovittá (4 ábra) a dácit anyagát, másrészt ércel impregnálták ill cementálták (5–6 ábra) azt

Az ércel impregnált „breccsa pipe” aranytartalma figyelemre méltó Ez az Alsó-Rózsa-tározó–Rózsa-akna környéki ercesedés esetében (7 ábra) egyértelmű kapcsolatot mutat a „breccsa pipe” és a nemesfém-tartalom között Az ebben a képződményben mé-

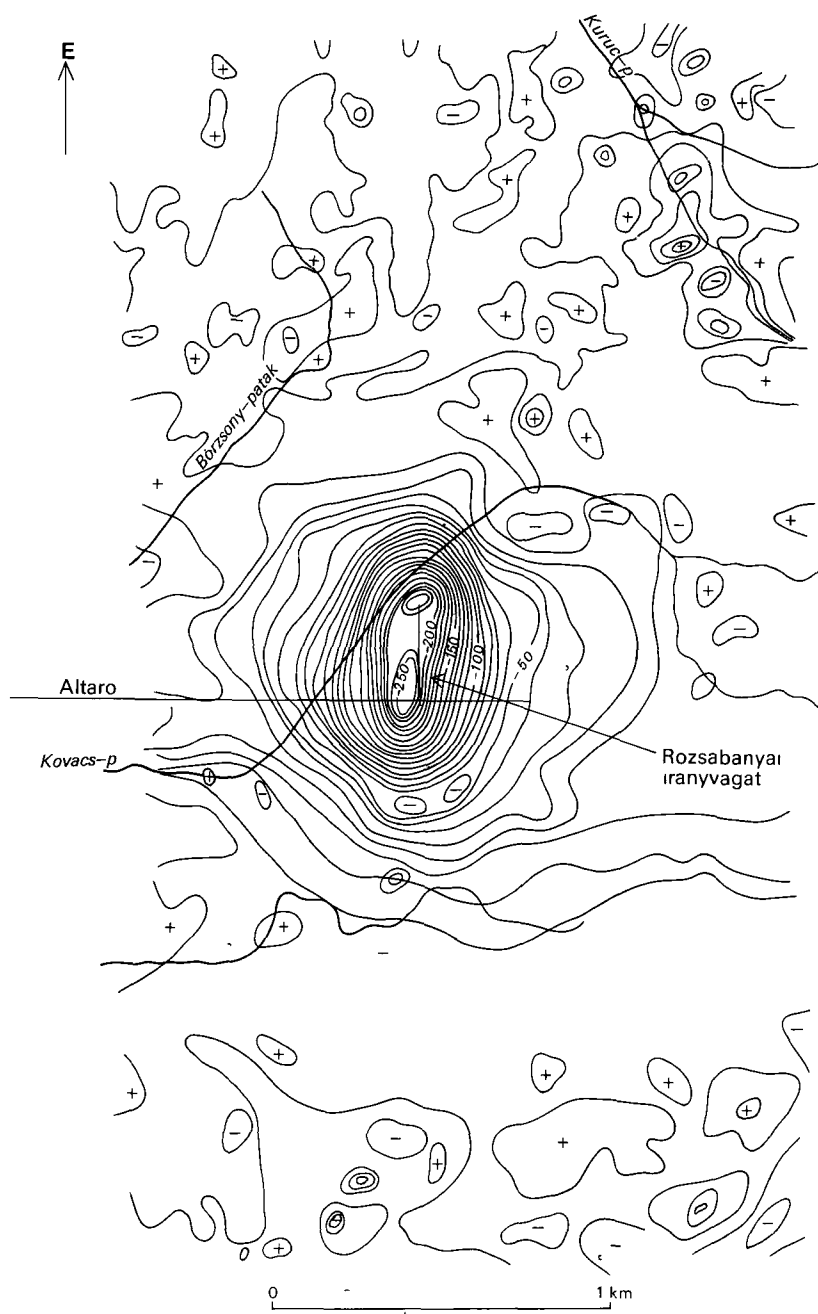


7 ábra Az Alsó-Rózsa-tározó aranyérces öve

1 „Breccsa pipe”, 2 bontott dácit, 3 Rózsa-akna, 4 légakna a Felső-Rózsa-tározó felé

Fig 7 The gold ore-bearing zone of Alsó-Rózsa adit

1 "Breccia pipe", 2 altered dacite, 3 Rózsa shaft, 4 air duct to Felső-Rózsa adit



8 abra A Rozsa-hegy környékének PS anomália térképe (ELGI 1967–68–69 évi mérések) Az izovonalak értéke 10 mV

Fig 8 PS anomaly map of the neighbourhood of Rozsa-hegy (measurements of 1967–68–69 by MÄELGI) The isolines are calibrated in 10 mV units

lyult Rozsa-akna és az aknából hajtott kutatóvágatok (7 ábra), a Nagyborzsony 10 és 17 sz fúrások e képződményre vonatkozó szakaszai az aranytartalom eloszlásának mélység felé kitért, egyenletes voltát igazolták, ami az előzőekben vázolt aranyosbányai (Baia de Arnes-1) analógia alapján várható is

A fentiek alapján, a Borzsony hegységi ún Kozponti terület ercesedése perspektívájának az 1980 évi zárójelentésben egyértelműen negatívnak beállított képén változtatni kell, legalább is a rozsabányai aranytartalmú arzenopiritos–pirrotinos ercesedés esetében Jelenlegi ismereteink alapján ugyanis nem zárható ki egyértelműen annak a lehetősége, hogy a Rózsa-akna közelében, vagy attól távolabb, a rózsa-aknaihoz hasonló „breccsa pipe” képződmények előfordulhatnak A kérdés eldöntésére a MÁELGI korábbi geoelektromos (PS) mérési eredményei (8 ábra) alapján pozitív válasz adható, mivel a rózsa-aknai erős +PS anomáliaterületől D-re a rózsa-aknainál nagyobb kiterjedésű, hasonló erősségű anomáliaterületet észleltek, amelynek a felvetett téma szempontjából megnyugtató megkutatására az elmúlt évek során sem került sor, annak ellenére, hogy a Rózsa-hegy területén két szelvényben – az említett produktív fúrásokon kívül – további öt fúrás mélyült Ezekben a változó mélységű fúrásokban a rózsa-aknai képződményekhez hasonló „breccsa pipe” képződményeket nem észleltek

Célszerű volna ezért a MÁELGI újabb geoelektromos méréseit célra orientáltan a „breccsa pipe”-okban feltételezhető ercesedések szempontjából újra értékelni – figyelembe véve, hogy ezek horizontálisan kis kiterjedésű, vertikálisan nagyobb mélységig lenyúló, különböző dőlésvizonyú testek

Mindezek figyelembevételével, az aranyosbányai analógiák alapján a rózsabányai ercesedési területet és ennek környezetét – ipari értékű nemesfém-előfordulás reményében – további ércutatásra ajánlom

IRODALOM – REFERENCES

- CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E – CSONGRÁDI J – ERKEL A – KARAS GY – KIRÁLY E – KORPÁS L – MADARASI A – PENTELENYI L – PINTÉR A – SCHONVISZKY L – SZABÓ ZS – SZALAY I – VERŐ L – VETŐNE ÁKOS É 1980 Zárójelentés a Borzsony hegység kozponti területén 1970–1980 között végzett ércfeldtani kutatásokról – Foldt Int Adattár, kézirat
- ERDÉLYI J – KOBLENCZ V – TOLNAY V 1957a Einige neue Mineralvorkommen aus der Erzscheidung von Nagyborzsony – Acta Min Petr 10 (3) 3–13
- ERDÉLYI J – KOBLENCZ V – TOLNAY V 1957b A nagyborzsonyi agyagásvány és az ercesedés néhány újabb kisérvénye – Foldt Kozl 87 400–418
- GREEN J – SHORT N M 1971 Volcanic landforms and surface features – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 519 p
- IANOVICI V – GIUSCA D – GHITULESCU T P – BORCOS M – LUPU M – BLEAHU M – SAVU H 1969 Evolutia geologica a Muntilor Metaliferi – Ed Acad R S R Bucuresti
- IANOVICI V – BORCOS M – BLEAHU M – PATRULIUS D – LUPU M – DIMITRESCU R – SAVU H 1976 Geologia Muntilor Apuseni – Ed Acad R S R Bucuresti
- KOCH S – GRASSELLY GY 1952 The minerals of the sulphide ore-deposit of Nagyborzsony – Acta Min Petr 6 (1) 1–21
- KOCH S 1957 Hydrothermal turmaline from Nagyborzsony – Acta Min Petr 10 47–50
- KOCH S 1966 Magyarország ásványai – Akad Kiado Budapest 419 p

- NAGY B 1968 Jelentés a nagyborzsonyi rozsbányai ercesedési terület hanyóiról gyűjtött erces minták aranytartalmáról – Foldt Int Adattár, kézirat
- NAGY B 1971 Jelentés a nagyborzsonyi hidrotermális ercesedés geokémiai vizsgálatáról – Foldt Int Évi Jel 1969-rol 245–269
- NAGY B 1972 Oligonit Nagyborzsonyból – Foldt Kozl 102 82–83
- NAGY B 1976 Összefoglaló jelentés a Borzsony hegységben 1971–75-ben végzett ercföldtani és geokémiai vizsgálatokról – Foldt Int Adattár, kézirat
- NAGY B 1978 A Borzsony hegységi ercesedési típusok asványtani-geokémiai és ercföldtani vizsgálata – Foldt Int Évi Jel 1976-rol 77–93
- NORTON D L – CATHLES L M 1973 Breccia pipes-products of exsolved vapor from magmas – Econ Geol 68 540–546
- PANTÓ G – PANTÓ D – MIKÓ L 1960 Zárójelentés a nagyborzsonyi szinesfém- és nemesfémérclefordulás földtani és bányászati kutatásáról – Foldt Int Adattár, kézirat
- PANTÓ G – MIKÓ L 1964 A nagyborzsonyi ercesedés – Foldt Int Évk 50 (1)
- PETRULIAN N 1973 Zăcămintă de minerale utile – Editura tehnică, București
- SINGH A K 1974 A rozsbányai (Nagyborzsony) szulfidos ercászonyok elektronmikroszkopos vizsgálata – Foldt Kozl 104 318–327

I tábla – Plate I

Bányabeli felvételek

- 1 Érchinteses-kovas cementalasu dacitbreccsa
Also-Rózsa-táró, jobb oldali 1 harántvágat 6–7 méterében
- 2 Kvarccal cementált erchintett dácitbreccsa a világos mező az érchinteses kovas kotoanyag
Also-Rozsa-táró, jobb oldali 2 harántvágat, az irányvágattól mert 5–6 méterben
- 3 Érces-kovás dácitbreccsa A sötétebb és világosabb szürke foltok az ércesedést, a világos mezők a kovás kotoanyagot szemléltetik
Also-Rózsa-táro, jobb oldali 2 harántvágat, az irányvágattól mert 7–8 méterben
- 4 Zonásan bontott dácitbreccsa
Alsó-Rozsa-táro, irányvágat 130 méterben

* * *

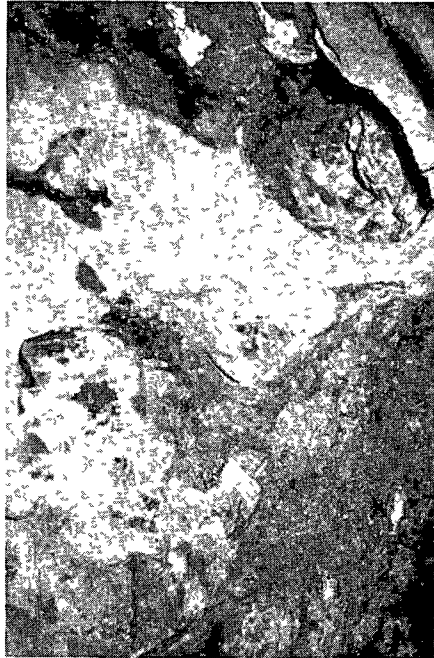
Underground photographs

- 1 Ore-impregnated to siliceous dacite breccia
Alsó-Rozsa adit, 6th to 7th m of right cross-cut 1
- 2 Quartz-cemented, ore-impregnated dacite breccia the light field represents an ore-impregnated, siliceous matrix
Also-Rozsa adit, right cross-cut 2, 5th to 6th m from the front entry
- 3 Ore-bearing and siliceous dacite breccia The darker and lighter grey patches represent the ore mineralization, the light fields the siliceous matrix
Alsó-Rózsa adit, right cross-cut 2, 7th to 8th m from the front entry
- 4 Zonally decomposed dacite breccia
Also-Rózsa adit, front entry, 130th m

10X



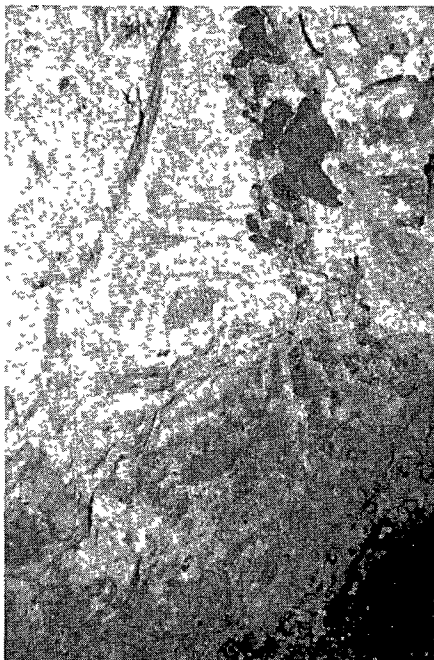
1



2



3



4

II tábla – Plate II

Bányabeli felvételek

- 1 Érces-kovás dácitbreccsa
Alsó-Rózsa-táró, irányvágat 230 méterben
- 2 Kovás-szفالentes dácitbreccsa
Alsó-Rózsa-taro, irányvágat 233 méterben
- 3 Érces-kovás dácitbreccsa
Alsó-Rózsa-táró, irányvágat 274 méterben
- 4 Kovas-pirites dácitbreccsa
Alsó-Rózsa-taró, 258 méterben

* * *

Underground photographs

- 1 Ore-bearing to siliceous dacite breccia
Alsó-Rózsa adit, front entry, 230th m
- 2 Siliceous-sphalentic dacite breccia
Alsó-Rózsa adit, front entry, 233rd m
- 3 Ore-bearing to siliceous dacite breccia
Alsó-Rózsa adit, front entry, 274th m
- 4 Siliceous-pyritiferous dacite breccia
Alsó-Rózsa adit, 258th m

10X



1



2



3



4

III tábla – Plate III

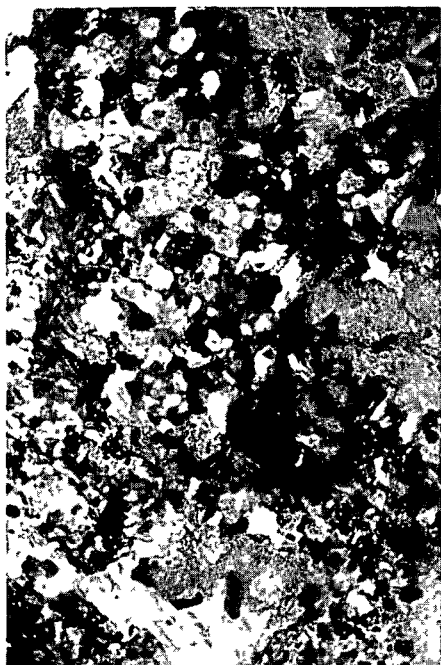
Mikroszkopos felvételek

- 1 Kovásodott–karbonátosodott–érchintett dácitbreccsa szöveti képe
Alsó-Rózsa-táró, 213 méterben
- 2 Mikroholokristályos dácit, porfíros plagioklásszal
Alsó-Rózsa-táró, irányvágat 350 méterben
- 3 Agyagásványosan bontott, mikroholokristályos dácit szöveti kepe
Alsó-Rózsa-táró, irányvágat, vágvég (372 méterben)
- 4 Erősen bontott, *kovásodott*, hidromuszkovitosodott dácitbreccsa
Alsó-Rózsa-táró, jobb oldali 1 harántvágat 7 metereben

* * *

Photomicrographs

- 1 Texture of a silicified, carbonatized and ore-impregnated dacite breccia
Alsó-Rózsa adit, 213rd m
- 2 Microholocrystalline dacite with porphyric plagioclase
Alsó-Rózsa adit, front entry, 350th m
- 3 Texture of an argillized, microholocrystalline dacite
Alsó-Rózsa adit, face (372nd m)
- 4 Heavily decomposed, *silicified*, hydromuscovitized dacite breccia
Alsó-Rózsa adit, right cross-cut 1, 7th m
+N, 50X



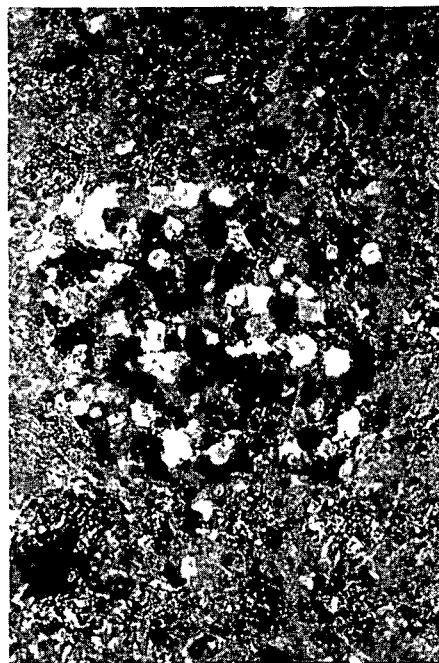
1



2



3



4

IV tábla – Plate IV

Ércmikroszkópi felvételek

(Az itt, es a kovetkezőkben bemutatott ercpreparátumok viszonylagos rossz minősége az ercanyag oxidáltságának a kovetkezménye)

- 1 Pirrhotin (pr) galenittel (ga)
Alsó-Rózsa-tároló, irányvágat 287 méterében
- 2 Arzenopirit (ap) és pirit (py) által kiszorított galenit (ga) A képen látható meddőásvány sziderit (si)
Alsó-Rózsa-tároló, irányvágat 287 méterében
- 3 Pirrhotinból keletkezett gélpirit (py), sziderit (si) és szfalerit-zárványos kalkopirit (cp)
Alsó-Rózsa-tároló, irányvágat 357 méterében
- 4 Pirrhotinból keletkezett gélpirit (py)
Alsó-Rózsa-tároló 60 méterében

* * *

Photomicrographs of ore slides

(The relatively poor quality of the ore slides shown here and hereinafter is due to oxidation)

- 1 Pyrrhotite (pr) with some galena (ga)
Alsó-Rózsa adit, front entry, 287 m
- 2 Galena (ga) replaced by arsenopyrite (ap) and pyrite (py) The nonmetallic mineral on the picture is siderite (si)
Alsó-Rózsa adit, front entry, 287 m
- 3 Gel-pyrite (py) of pyrrhotite origin, siderite (si) and chalcopyrite with sphalerite inclusions (cp)
Alsó-Rózsa adit, front entry, 357 m
- 4 Gel-pyrite of pyrrhotite (py) origin
Alsó-Rózsa adit, 60 m

||N, 68X



1



2



3



4

V tábla – Plate V

Ércmikroszkópi felvételek

- 1 Szfaleritzárványos kalkopirit (cp), pirrhotinból keletkezett pirittel (py) és gélpirittel
Alsó-Rózsa-tároló, jobb oldali 2. harantvágat, az irányvágattól számított 6 méterben
- 2 Szfaleritzárványos kalkopirit (cp) pirrhotinnal (pr) és pirittel (py)
Alsó-Rózsa-tároló, jobb oldali 2. harantvágat, az irányvágattól számított 7 méterben
- 3 Szfaleritzárványos kalkopirit (cp) pirít (py) társaságában
Nagyborzsony 10 sz f 187 m
- 4 Szfaleritzárványos kalkopirit (cp)
Alsó-Rózsa-tároló, hányó

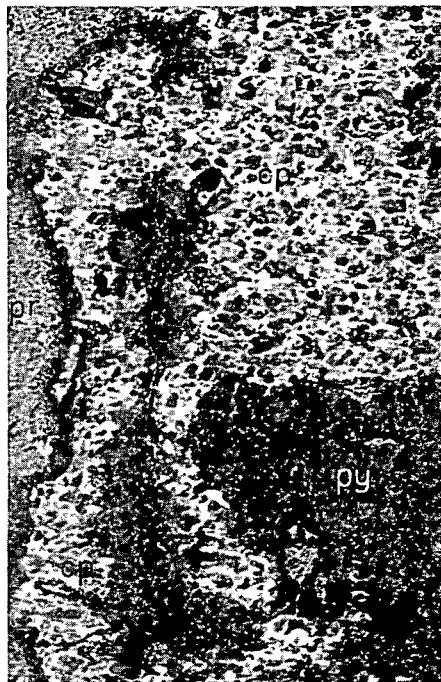
* * *

Photomicrographs of ore slides

- 1 Sphalerite-dotted chalcopyrite (cp) with pyrite of pyrrhotite (py) origin and gal-pyrite
Alsó-Rózsa adit, right cross-cut 2, 6th m from the front entry
- 2 Sphalerite-dotted chalcopyrite (cp) with pyrrhotite (pr) and pyrite (py)
Alsó-Rózsa adit, right cross-cut 2, 7th m from the front entry
- 3 Sphalerite-dotted chalcopyrite (cp) in association with pyrite (py)
Borehole Nagyborzsony-10, 187th m
- 4 Sphalerite-dotted chalcopyrite (cp)
Alsó-Rózsa adit, spoil-heap
11N, 68X



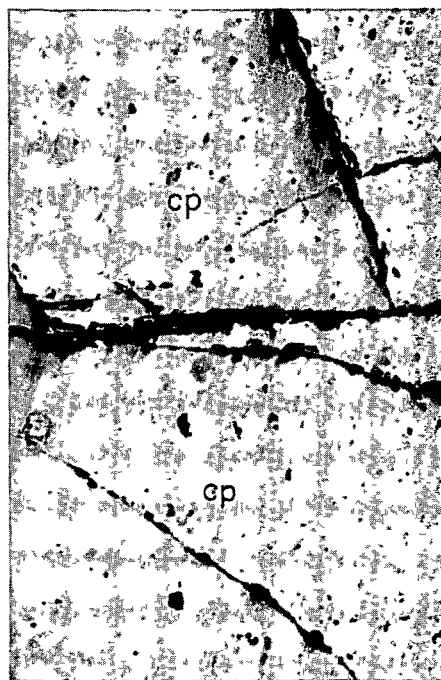
1



2



3



4

VI tábla – Plate VI

Ércmikroszkópi felvetelek

- 1 Arzenopirit (ap) sziderittal (si)
Alsó-Rózsa-taró, jobb oldali 2 harantvágat, irányvágattól számított 6 méterből
- 2 Idiomorf arzenopirit kristályok (ap) kvarcban (q)
Alsó-Rózsa-taró, jobb oldali 2 harantvágat, az irányvágattól számított 9 méterből
- 3 Szivacsos szerkezetű, tomeges arzenopiritben (ap) bizmutin (bi) kitöltések
Alsó-Rózsa-taró, hanyó
- 4 Szivacsos szerkezetű, tomeges arzenopiritben (ap) termésbizmut (Bi) kitöltések
Alsó-Rózsa-taró, hanyó

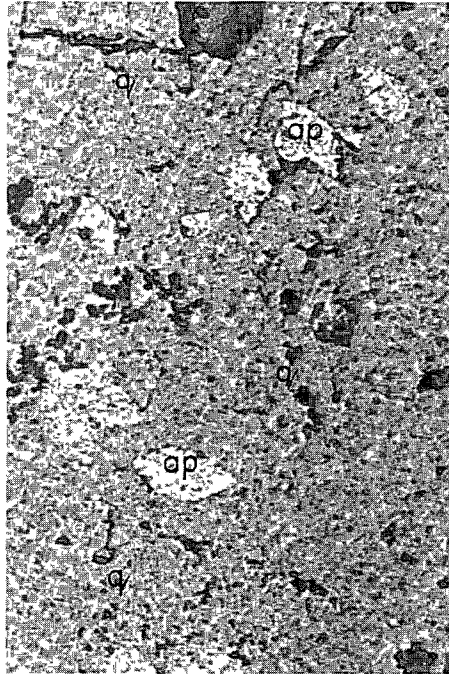
* * *

Photomicrographs of ore slides

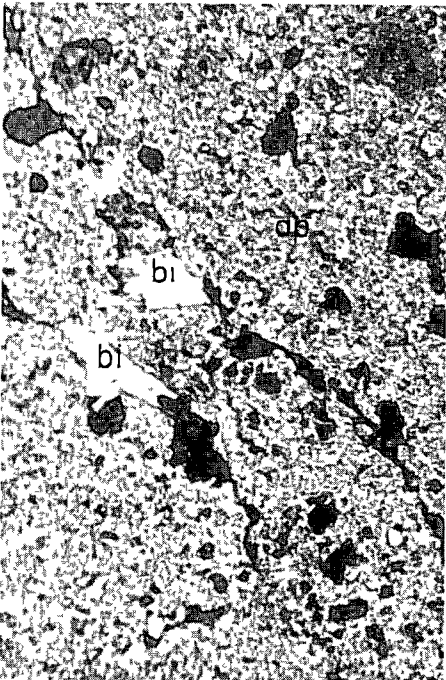
- 1 Arsenopyrite (ap) with siderite (si)
Alsó-Rózsa adit, right cross-cut 2, 6th m from the front entry
- 2 Idiomorphic arsenopyrite (ap) crystals in quartz (q)
Alsó-Rózsa adit, right cross-cut 2, 9th m from the front entry
- 3 Bismuthite fills (bi) in massive arsenopyrite (ap) of spongy structure
Alsó-Rózsa adit, spoil-heap
- 4 Native bismuthite fills (Bi) in massive arsenopyrite (ap) of spongy structure
Alsó-Rózsa adit, spoil-heap
||N, 68X



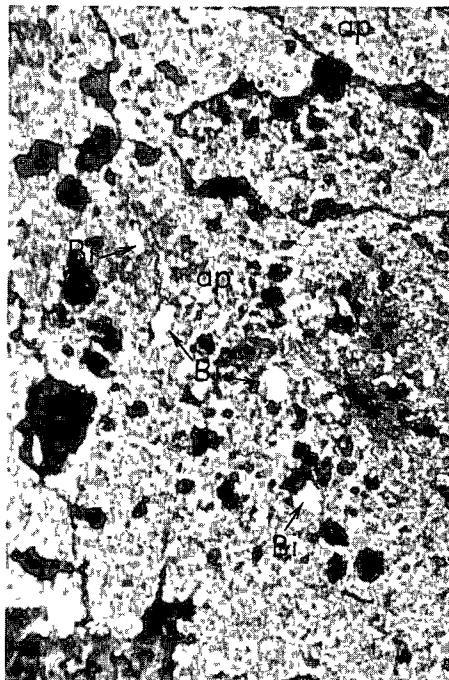
1



2



3



4

VII tábla – Plate VII

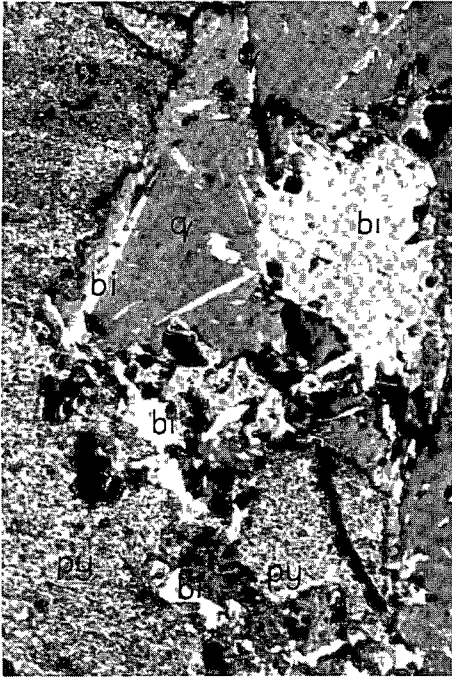
Ércmikroszkópi felvételek

- 1 Bizmutin (bi) kvarcban (q) pirít (py) társaságában
Also-Rozsa-taró, hanyó
- 2 Bizmutin (bi) arzenopirittal (ap), pirittal (py), sziderittel (si), a bizmutinban természetes arany (Au) szemcse látható
Also-Rozsa-taró, hanyó
- 3 Semseyit (se) arzenopirít (ap) és kalkoprit (cp) kíséretében
Nagyborzsony 10 sz f 148 m
- 4 Bizmutinban (bi) szetelegyedett bizmuttellurid
Also-Rozsa-taró, hanyó

* * *

Photomicrographs of ore slides

- 1 Bismuthite (bi) in quartz (q), in association with pyrite (py)
Also-Rozsa adit, spoil-heap
- 2 Bismuthite (bi) with arsenopyrite (ap), pyrite (py), siderite (si), note the native gold grain (Au) in the bismuthite
Also-Rozsa adit, spoil-heap
- 3 Semseyite (se) in association with arsenopyrite (ap) and chalcopyrite (cp)
Borehole Nagyborzsony-10, 148 m
- 4 Bismuth tellurid intergrowth in bismuthite (bi)
Also-Rózsa adit, spoil-heap
1–3 ||N, 68X
4 ||N, 170X



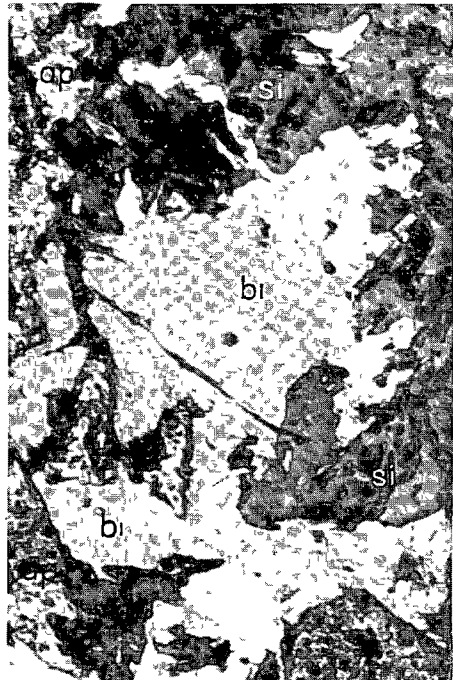
1



2



3



4

CONTRIBUTION TO THE GENESIS OF THE RÓZSABÁNYA
ORE MINERALIZATION IN NAGYBÖRZSÖNY

by

B NAGY

Hungarian Academy of Sciences Budapest, Roosevelt tér 9

H-1051

UDC 553 3/4 041(234 373 33)

Key words mineral deposits genesis, possibilities, precious metals, North-eastern Hungarian Hills, Borzsony Mts

The final report on the ore prospecting carried out between 1969 and 1980 by the Roland Eotvos Geophysical Institute (MÁELGI) and the Hungarian Geological Institute (MÁFI) in the central Borzsony Mountains was completed in 1980. These activities have aroused a negative judgment on the ore mineralization.

In the neighbourhood of the Rózsabánya deposit of Nagyborzsony, the author conducted metallogenic and mining geological studies for several years. In the light of the experiences he had gained during these activities and during his study trip to the Apusení Mts, Rumania, in September 1980, he believes the gold-arsenopyrite-pyrrhotite ore formation of Rózsabánya to represent a "breccia pipe" mineralization to which the gold ore deposit of Baia de Aries is found to be analogous in many respects.

Encouraged by his own metallogenic and mineral paragenetic results and by MÁELGI's earlier results of measurement (1967-69) and the recognized analogy in the geometry and geology of the ore bodies, the author recommends the gold-bearing arsenopyrite-pyrrhotite ore mineralization of Rózsabánya to be explored for economic accumulations of precious metals.

A SZENDRŐI–UPPONYI ÉS A BUKKI PALEOZOIKUM KAPCSOLATA AZ ÚJ MIKROPALEONTOLÓGIAI VIZSGÁLATOK TUKRÉBEN

KOVÁCS SÁNDOR*–HEINZ KOZUR*–RUDOLF MOCK**

*M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H–1143

**Katedra Geologie a Paleontologie, PFUK, 886 02 Bratislava, Gottwaldovo nám 19
Csehszlovákia

ETO 56 576 8(113 234 373 4)
551 7 02(234 373 4)

T a r g y s z a v a k sztratigráfia, tektonika, korreláció, mikropaleontologia, Ostracoda, Conodonta, paleozoikum, Északi-kozephegység (Bukk, Szendrői-hegység, Upponyi-hegység)

Az új mikropaleontológiai vizsgálatok eredményeként kiderült, hogy a Szendrői-, ill az Upponyi-hegység paleozóos rétegsora és a Bukk újpaleozoikuma között nincs rétegtani hézag, sőt valószínűleg időbeli átfedés is van. A Bukkiumban a hercyniai orogenezis nem játszott jelentős szerepet, szerkezete és metamorfózisa alpi eredetű.

Bevezetés

A Szendrői- és az Upponyi-hegység – a Szendrőládi Mészke kivételével – ősmaradványmentes formációinak kora és tektonikai helyzete a legutóbbi időig tisztázatlan volt. Az idevonatkozó régebbi munkákról BALOGH K (1964) és MIHÁLY S (1976) nyújtott összefoglalást.

BALOGH K (1964) az upponyi-hegységi paleozoikumot – elsősorban kristályosságai foka alapján – kozbulsó helyzetűnek tartotta a szendrői-hegységi idősebb paleozoikum és a bukki újpaleozoikum között. Az upponyi három sorozatot a tournéi, ill a vízei emeletbe sorolta és feltételezte, hogy ezeket a szudétai tektonofázissal kapcsolatos uledékhézag és diszkordancia választja el a Bukk fiatalabb karbon képződményeitől. Ugyancsak feltételezte, hogy a Szendrői- és az Upponyi-hegység szerkezetét ugyanazon orogén fázis alakította ki. A bukki karbon mélyebb részét képező, mészkebetelepüléseket nem tartalmazó pala–homokkő összletet a namuri (mai értelemben serpuhovi) és a baskiri emelet, valamint a moszkvai emelet mélyebb része között osztotta meg. A mészkeölcenséket tartalmazó magasabb részt pedig – elsősorban SZ E ROZOVSKAJA (1963) Fusulina-meghatározásai alapján – a moszkvai emelet felsőbb (podolszki és mjacskovói) szintjeibe és az urali emeletbe sorolta.

A Szendrői- és az Upponyi-hegységben először a korallós mészke biohermákat tartalmazó szendrői III sorozat (Szendrőládi Mészke Formáció) devon kora tisztázódott (DOBROLJUBOVA et al in BALOGH K 1964), de az I sorozat (Rakacsi Márvány Formáció) és a II sorozat (Szendrői Fillit Formáció) kora eldöntetlen maradt. SZLÁVIN (in BALOGH K 1964 és MIHÁLY S 1976) nézetei alapján, valamint a szilur képződmények

Magyarországon történt kimutatása után (ORAVECZ J 1964, 1965) a II sorozat a szilurba, míg az I sorozat az ordoviciumba került Ugyanígy az upponyi I sorozat (Upponyi Mészki Formáció) az ordoviciumba, a II és a III sorozat (Lázbérci, ill Tapolcsányi Formáció) pedig a szilurba nyert beosztást (NAGY E 1972, BALOGH K – KÖROSSY L 1974) Másrészt azonban JÁMBOR Á (1961), BALOGH K (1964) és MIHÁLY S (1976) devon, RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zs (1978), RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zs – MIHÁLY S (1978) és ÁRKAI P (1977) pedig szilur(?) -devon korúnak tartotta a Szendrői-hegység paleozóos formációt

Az „ösmaradványmentes” szendrői–upponyi paleozóos formációk kerkérdésének megoldásában – HAJÓS M (1971) és H W FLÜGEL (1975) negatív kísérletei után – az első lépést a Conodonta-vizsgálatok jelentették Elsőként H KOZUR és R MOCK (1977) talált felső-devon, alsó-karbon és baskir Conodontákat az upponyi II sorozatban A II sorozat tetejének baskir kora az upponyi és a bukki paleozoikum uledékhezag nélküli folytonosságát, valamint a szudétai orogén fázis hiányát valószínűsítette (H KOZUR – R MOCK 1977) KOVÁCS S további vizsgálatai kibővítették az upponyi paleozoikum ismeretességét

A Szendrői-hegységben ugyancsak H KOZUR és R MOCK találta az első (felső-vízéi) Conodontákat a Szendrői Fillit déli szegélyének egy allodapikus meszki-betelepusésében, a Garadna-volgy nyílásának É-i oldalán A további vizsgálatok során (KOVÁCS S) felső-vízéi és namuri (= szerpuhovi–aljo-baskir) Conodonták kerültek elő a Rakacai Márvány tetejéről és a Szendrői Fillit meszki-olisztosztrómából, valamint középső–felső-devon korúak a Szendrői-ládi Meszki-ből

A Bukk hegységben a nagyvisnyói 1 sz vasúti bevágásban filloid algás meszki-ben *Idiognathodus* sp ex gr *delicatus*-t és gazdag Ostracoda faunát találtunk

Dolgozatunknak az a célja, hogy a területen eddig végzett mikropaleontológiai (Conodonta, Ostracoda) vizsgálatoknak a három hegység paleozóos rétegsorai közti kapcsolatok szempontjából legfontosabb eredményeit ismertesse

Lelőhelyek*

Szendrői-hegység

(1 ábra)

S z r ő - 2 4 s z m i n t a Alapszelvény-feltáras a Rakacaszendőtől DNY-ra levő műútkanyarban, kékesszurke, rétegzett meszki a Rakacai Márvány Formáció tetején

Idiognathoides lateralis (HIGGINS et BOUCKAERT)

I noduliferus inaequalis HIGGINS

I noduliferus noduliferus (ELLISON et GRAVES)

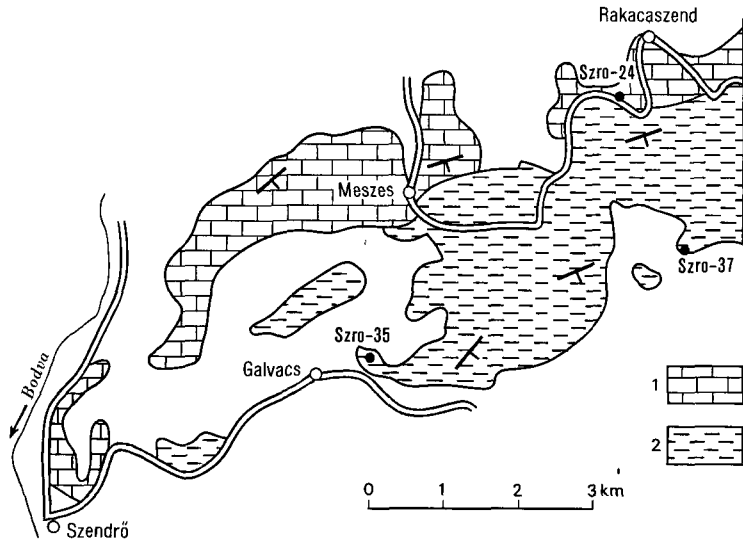
I sinuatus HARRIS et HOLLINGSWORTH

I sulcatus sulcatus HIGGINS et BOUCKAERT

Kor Alsó namuri-B (kinderscouti) (Ny-európai beosztás szerint) avagy legalso baskir (K-európai beosztás szerint)

S z r ő - 3 5 s z m i n t a Galvác K-i szomszédságában, kékesszurke meszki-olisztosztróma homokkőpalában

*Itt csak a három hegység paleozoikuma közti kapcsolat szempontjából legfontosabb mintakkal foglalkozunk



1 abra A szendrői-hegységi minták gyűjtési helyei (földtani térkép BALOGH K 1964 után)
1 Rakacai Márvány Formáció, 2 Szendrői Fililit Formáció

Fig 1 Sampling localities in the Szendrő Mts (Geological map after K BALOGH 1964)
1 Rakaca Marble Formation, 2 Szendrő Phyllite Formation

„*Gnathodus*” *bihneatus bollandensis* HIGGINS et BOUCKAERT
Idiognathoides lateralis (HIGGINS et BOUCKAERT)
I noduliferus noduliferus (ELLISON et BOUCKAERT)

Kor Alsó namuri-A (pendlei–arnsbergi)—alsó namuri-B (kinderscouti) avagy alsó-szerpuhovi—legalsó-baskiri kevert fauna

Sz r ő - 3 7 s z m i n t a Magyarkosár-hegy, a Szénvolgyben levő legdélebbi kibúvás, kékesszurke mészkő-olisztosztróma a Szendrői Fililit Formáció palái között
Cavusgnathus sp

Idiognathoides noduliferus noduliferus (ELLISON et GRAVES)
I cf sinuatus HARRIS et HOLLINGSWORTH

Kor Also-namuri-B (kinderscouti) avagy legalsó baskiri

Upponyi-hegység (2 abra)

3 6 s z (KOZUR—MOCK 1977) m i n t a A Lázberci-víztározó Ny-i oldalán vezető műút mentén, a „II sorozat” legutolsó mészkőkibúvásából, a „III sorozat” kezdete előtt
Idiognathoides cf sinuatus HARRIS et HOLLINGSWORTH

?*I noduliferus inaequalis* HIGGINS

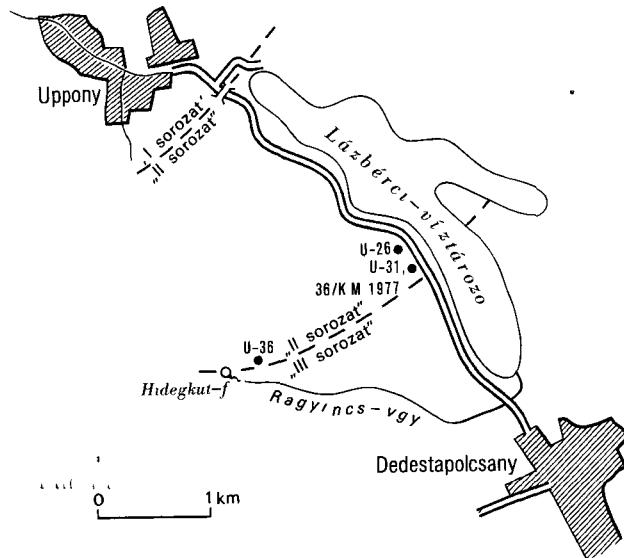
Kor Alsó namuri-B (kinderscouti) avagy legalsó-baskiri

U - 2 6 s z m i n t a Lázberci-völgy D-i része, 2055 m-re D-re a patak hídjától a műút mentén, kékesszurke, jól rétegzett mészkő

Idiognathoides lateralis (HIGGINS et BOUCKAERT)
I noduliferus inaequalis HIGGINS

I noduliferus noduliferus (ELLISON et GRAVES)

Kor Felső namuri-A (chokieni—alporti) avagy felső-szerpuhovi



2. ábra A cikkben említett upponyi-hegységi minták gyűjtési helyei

Fig. 2 Sampling localities in the Uppony Mts. referred in the text

U - 31 sz. minta Lázbérci-völgy legdélebbi mészkőkibuvása, a patak hídjától 2225 m-re D-re műút mentén, kékesszurke, rétegzett mészkő

Idiognathoides sinuatus HARRIS et HOLLINGSWORTH

Kor Alsó namuri-B (kinderscouti) avagy legalsó baskir, esetleg fiatalabb

U - 36 sz. minta Legalsó mészkőkibuvás a Miklós-völgyben (Ragyincs-völgy É-i mellék völgye) levő vízmosásban, kb. 100 m-re É-ra a „III sorozat” első liditki buvásától

Idiognathoides lateralis (HIGGINS et BOUCKAERT)

I. noduliferus noduliferus (ELLISON et GRAVES)

Kor Felső namuri-A (chokieri–alporti) avagy felső-szerpuhovi

Bukk hegység

Nagyvisnyói 1. sz. vasúti bevágás, 1. sz. minta (3. ábra)

Conodonta

Idiognathodus sp. ex gr. *delicatus* GUNNEL

Ostracoda

Acanthoscapha sp. A sensu BECKER, BLESS et SANCHEZ DE POSADA, 1977

Acanthoscapha sp. B

Acratia sp.

Bairdia cf. *auriculata* KNIGHT, 1928 sensu BECKER, BLESS et SANCHEZ DE POSADA, 1977

Bairdia (*Bairdia*) sp. sensu BECKER, BLESS et SANCHEZ DE POSADA, 1977

Bairdia? sp. A sensu BECKER, BLESS et SANCHEZ DE POSADA, 1977

Coronakirkbnya? *krejci*grafi BECKER, 1978

Discoidella sp. A sensu BECKER, BLESS et SANCHEZ DE POSADA, 1977

Kirkbnya cf. *punctata* KELLETT, 1933

Tribolbina tumida (SCOTT et BORGER, 1941)

Ezen kívül kovasodott Trilobita-maradványok is előkerültek



3 abra A nagyvisnyói 1 sz. vasúti bevágás ÉNy-i oldala

A = szurke, filloid algás mészkő, B = szurke, nagy gumós, filloid algás mészkő palabetelepedésekkel, C = kovuletes pala. Az álló alak kezében levő kalapács a Nv-1/1 sz. minta gyűjtési helyén van.

Fig. 3 Northwestern side of railway cut Nagyvisnyó N 1

A = grey, phylloid algal limestone, B = grey, phylloid algal limestone with nodular-like structure and shaly intercalations, C = fossiliferous shale. The hammer in the hand of the standing figure is put on the sampling place Nv-1/1.

Kor. Az előkerült 2 db *Conodont* csak az alakkorét lehetett meghatározni. Az *Idiognathodus delicatus* GUNNEL egyébként meglehetősen hosszú fajoltőjű alak, a baskir emelet középső részétől egészen a kaszimovi emelet közepéig ismeretes (KOZICKAJA et al. 1978). A gazdag Ostracoda fauna viszont az egész kárpáti területen az első ismert westfáli (Ny-európai beosztás szerint) vagy felső-baskir–moszkvai (K-európai beosztás szerint) korú Ostracoda együttes. Hasonló a Ny-Pireneusok westfáli Ostracoda faunájához, az eddig meghatározott 10 nagyvisnyói faj közül 5 ott is jelen van. REQUADT et al. tanulmánya (1977) szerint – ahol a szóban forgó faunát BECKER, BLESS et SÁNCZES DE POSADA leírta – a nyugat-pireneusi Ostracoda fauna kora legnagyobb valószínűség szerint westfáli-C.

Ugyancsak hasonló az aszturiai (Spanyolország) Beleno-egység magasabb westfáli-C –westfáli-D faunája, amelyből eddig csak a *Beyrichiida* rend és a *Kirkbyocopina* alrend (?*Podocopida* rend) alakjai kerültek leírásra. Közülük a *Coronakirkbya*? *krejcigrafi* BECKER (1978) a mi faunánkban is jelen van. A *Kirkbya* cf. *punctata* KELLETT, 1933 – a *Kirkbyocopina* másik képviselője a nagyvisnyói 1 sz. vasúti bevágás faunájában – ugyancsak jelen van az aszturiai westfáli-D–alsó-kantabriai képződményekben.

A *Tribolbina tumida* (SCOTT et BORGER 1941), a *Beyrichiida* rend egyetlen nagyvisnyói képviselője, eddig csak az illinoisi felső-pennsylvániaiából [Macaupin ciklotéma (≈kaszimovi)] volt ismeretes. Teljes fajoltője nem ismert, de minden valószínűség szerint nem kezdődik a felsőbb westfáli-C előtt.

A nagyvisnyói 1 sz. vasúti bevágásból előkerült Ostracoda fauna kora tehát magasabb weisztfáli-C–weisztfáli-D (a kelet-európai beosztás szerint moszkvai emelet, podolszki–mjacskovói szint), BALOGH K (1964) korbesorolásával megegyezően

Az Ostracodák (miként a phylloid algák is) sekélyvízi környezetet jeleznek, változóan gyenge, ill. mérsékelt vízmozgással

Rétegtani és tektonikai következtetések

A mikropaleontológiai vizsgálatokból kapott új adatokból az alábbi rétegtani és szerkezeti következtetések adódnak a Bukkiumra

1 *A szendrő–upponyi és a bukki paleozoikum között nincs rétegtani hézag vagy diszkordancia* A Szendrő-, ill. az Upponyi-hegységekben az *Idiognathoides sinuatus*-t és *I. sulcatus sulcatus*-t tartalmazó rétegek fedőjében még több száz, esetleg 1000 m-nél is vastagabb flisoid uledék települ, ugyanakkor a Bukkban az *Idiognathodus* sp. ex gr. *delicatus*-t és gazdag Ostracoda faunát tartalmazó rétegeknek a fekvését képező hasonló vastagságú (BALOGH K 1964 szerint 1100 m) és fáciesű uledék. Egy ilyen flisjellegű medencefáciesben valószínűtlennek tűnik, hogy közben hegységképződés és kiemelkedés történt volna. Sőt, nagyon is valószínűnek látszik, hogy a szendrő–upponyi karbon legfelső, ill. a bukki karbon legalsó része időben átfedik egymást.*

2 *A hercyniai orogenezis nem játszott jelentős szerepet a Bukkum szerkezetének kialakításában* A karbon folyamán folyamatos geoszinklinális uledékképződés volt, és csak a Rakcai Márvány karbonátplatformjának a namuri vagy serpuhovi emelet kezdetén történt szétterendezése és differenciált süllyedése tulajdonítható a más területeken leg-erősebb intrakarbon fázis, a szudétai tektonofázis gyenge megnyilvánulásának. Az érc-hegységi fázis (= curavacasi fázis Aszturiában, WAGNER 1959), amelynek kora felső-namuri–weisztfáli-A, a hochwipfeli flis típusú uledékképződés (lásd később) időintervallumán belül esik. Kiemelkedés azonban, mint az előbbieken említettük, ehhez aligha kapcsolódhatott, és mint a többi hercyniai fázis, ez sem idézhetett elő metamorfózist, mivel az upponyi devon–kozépső-karbon metamorf foka nem erősebb a bukki triász és jura képződményekéénél.** A tengernek a felső-moszkvai emelettől kezdődő, filloid algás–fuzulinidás mészkövek megjelenésével jelzett elsekélyesedése a leoni fázishoz (WAGNER 1959) kapcsolható. Sőt, a Nagyvisnyó 4 és az Ómassa 1003 sz. fúrások rétegsora alapján még jelentősebb tektonikai mozgást sem kell a kétféle fácies között feltételezni. A flis-medence feltöltődött uledékekkel, az uledékképződés sekélytengeri körülmények között folyt tovább. Itt megjegyezhetjük, hogy a Bukkiumhoz hasonló tengeri karbon (karni-alpi–dinári) kifejlődési területeken az érc-hegységi fázis egyáltalán nem nyilvánult meg, a leoni fázis pedig a geoszinklinális-peremi helyzetű Karni-Alpokban a felső-moszkvai-gzseli auernigi rétegek transzgresszióját előzi meg (H. W. FLÜGEL 1975a, 1977, SCHONLAUB

*ÁRKAI P. szóbeli közlése szerint a Szendrői Filitnek, ill. a bukki karbon alsó, karbonátmentes részének a pre-metamorf ásványtani összetétele azonos.

**Az Upponyi-hg. DK-i pereméről, a nekézsenyi Strázsa-hegyről származó alsó-devon Conodonták nem vagy alig metamorfizáltak [feketék, de nem deformáltak és nincsenek átkristályosodva KOVÁCS 1981]), míg a bukki triász Conodonták általában erősen metamorfizáltak (fehérek, erősen átkristályosodottak és deformáltak).

1979) A Bukkban az ősmaradványokkal (*Triticites acutus* stb.) bizonyított legfiatalabb karbon és az alsó(?)—középső-perm homokkő és pala között a tarófi konglomeratum települ és a karbon legteteteje, ill. a perm alsó része hiányozni látszik BALOGH K. 1964, SZABÓ I. szóbeli közlés.) Ez a tény vagy a palatini (= pfalzi) vagy a „saali” * fázissal hozható kapcsolatba, amely azonban nem lehetett elég erős ahhoz, hogy gyűrődéseket vagy pikkelyeződéseket, ill. metamorfózist okozzon, mivel egész Dél-Európában csak kiemelkedésekben és uledékhézagokban nyilvánult meg, epirogenetikus jellegű volt.

3 *A Bukkium egészének szerkezete és metamorfózisa alpi eredetű.* Az előbb említettekből következik, hogy csak egy óalpi (kréta) tektogenezis okozhatta a Bukkium konszolidációját, amelynek területe — a legújabb jura Radiolaria leletek (H. KOZUR) szerint — a devontól az alsó-krétáig többnyire mobilis volt. A paleozoos képződmények alpi metamorfózisát már H. KOZUR — R. MOCK (1977, 1979) és ÁRKAI P. — HORVÁTH Z. A. — TÓTH M. (1982) is feltételezte. Bár különbség van egyrészt a bukk mezozoikum és az upponyi paleozoikum metamorf. fokozata (pumpellyit-prehnit-kvarc fácies, ÁRKAI P. 1973 és ÁRKAI P. et al. 1982), másrészt a szendrői paleozoikum metamorf. fokozata (zoldpala fácies, kvarc-albit-muszkovit-klorit alfácies, ÁRKAI P. 1977) között, ez azonban jól magyarázható az utóbbinak a gozau előtti, északi vergenciajú tektonizmus következtében kialakult mélyebb tektonikai helyzetével.

Itt még megjegyezhetjük, hogy a szendrői és az upponyi devon—karbonból, valamint a bukk triászából előkerült Conodonták metamorf. elváltozásai egyaránt kisméretű, ill. nagyon kisméretű metamorfózisról tanúskodnak. A szendrői-hegységi Conodonták között még sok a fekete (tehát még nem fehéredett ki újra), ugyanakkor erősen deformáltak és átkristályosodtak, ez a tény elsősorban egy kishőmérsékletű — magasabb nyomású metamorfózissal magyarázható, ÁRKAI P. (1977) vizsgálataival összhangban.

4 *A Szendrői-hegység és az Upponyi-hegység új paleozoikuma — a Bukkevel együtt — dinári típusú kifejlődést mutat.* (Az összehasonlítás alapja itt a Karni-Alpoktól K-i irányban a Zágrábtól ÉK-re elhelyezkedő Medvednica-hegységig terjedő terület.) A devon a graci paleozoikumhoz hasonlít (pl. Szendrőládi Mész-kő—Barrandei Mész-kő), a középső-karbon tormelék uledékképződés azonban (a Szendrői Fillit Formáció a Szendrői-hegységben, a Lázberci Formáció egy része az Upponyi-hegységben, valamint a Szilvásvárad-i Formáció alsó, karbonátmentes tagozata a Bukk hegységben) nagyon hasonlít a Karni-Alpok, a Déli-Karavánkák és az ÉK-Dináriák hochwipfeli flisére. ** A Szendrői Fillit mész-kő-olisztosztrómának (KOVÁCS S. 1980) és a Szilvásvárad-i Formáció alsó tagozata „konglomerátum”-szintjének megfelelői G. B. VAI szóbeli közlése szerint szintén megvannak a Karni-Alpokban. *** Az Upponyi-hegység középső-karbonját már H. KOZUR — R. MOCK (1977) a hochwipfeli flissel hasonlította össze, BALOGH K. (1964) pedig igen alapos összehasonlí-

*Típus területén a „saali fázis” a gszeli-szakmari intervallumban germán típusú vulkanotektonikai mozgások összességét jelenti, a palatini (= pfalzi) fázis pedig a szakmai közvéleményben elterjedt fel fogással szemben nem a perm—triász határon volt, hanem még a Rotliegend legfelső részén belül van és az alsó—középső-perm határintervallumba esik (vö. KOZUR 1980).

**Amely maga nem tipikus flis, ha a kulső-kárpáti flissel hasonlítjuk össze.

***Ezeket az olasz geológusok mint „silicoclastic olisthostromes” tartják nyilván a hochwipfeli flisben és a Bukkban a szilvásvárad—lillafüredi szerpentin tótfaluvolgyi kanyarjában vannak feltárva (BALOGH K. 1964, p. 283).

to tanulmányai alapján a Bukk újpaleozoikumát az ÉNy-Dinardákéval, mindenekelőtt Velebit-hegységével vetette össze BALOGH K – BARABÁS A (1972) hangsúlyozta, hogy a Bukk középső- és felső-karbon képződményei a Karni-Alpok hochwipfeli és auernigi rétegeknek a megfelelői. Ugyancsak típusos dinári vonás, hogy a Bukkium kéregrészelete nem konszolidálódott a herciniai orogén ciklus során. A Rakacai Márványnak a karni-alpi–dinári területéről máshonnet eddig nem ismeretes alsó-karbon karbonátplatformját ritka kivételnek tekinthetjük.

Ami az észak felé való kapcsolatokat illeti, a Szepes–Gomori-érchegység középső-karbonja parti–partközeli kifejlődésű, míg a Bukké a parttól távolabb keletkezett (BALOGH K 1964, p 343, 360). A gomori ópaleozoikum erősebben metamorfizált, mint a Bukkium devon–karbonja. Azonban a Gomorikum vízei–weszfáli képződményei ugyanolyan kőfokú (alpi) metamorfózist mutatnak, mint a Bukkium megfelelő korú képződményei, ill. a Bukk és a Mellétei-sorozat triászja. A gomori paleozoikumban szudétai vagy fiatalabb gyűrődés nem mutatható ki (H KOZUR – H MOSTLER – R MOCK 1976), de a breton vagy reussi fázis hatása – a jelenlegi ismeretek alapján – nem zárható ki. A szilur és preszilur képződmények kissé erősebb metamorfózist esetleg a kaledóniai orogenezisnek is lehetne tulajdonítani.

IRODALOM – REFERENCES

- AMERON H W J VAN – BLESS M J M – WINKLER PRINS C F 1970 Some paleontological and stratigraphical aspects of the Upper Carboniferous Sama Formation (Asturias, Spain) – *Med Rijks Geol Dienst N S* 21 9–79 Leiden
- AUSTIN R L 1972 Problems of Conodont taxonomy with special reference to Upper Carboniferous forms – *Geol Palaeont SB1* 115–126 Marburg
- ÁRKAI P 1973 Pumpellyite-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic sequence of the Bukk Mountains, Northeast Hungary – *Acta Geol Hung* 17 (1–3) 67–83
- ÁRKAI P 1977 Low-grade metamorphism of Paleozoic sedimentary formations of the Szendrő Mountains (N-Hungary) – *Acta Geol Hung* 21 (1–3) 53–80
- ÁRKAI P – HÖRVÁTH Z A – TÓTH M 1982 Transitional very low- and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary mineral assemblages, illite-crystallinity, b_0 and coal rank data – *Acta Geol Hung* 24 (2–4) 265–294
- BALOGH K 1964 A Bukkhegyseg földtani képződményei (Die geologischen Bildungen des Bukk-Gebirges) – *Földt Int Évk* 68 (2) 246–719
- BALOGH K 1979 Válasz Szalai Tibornak „A varisztikus északi torzs és a bukki tengeri felsőkarbon, perm és triász” c cikkére – *Ált Földt Szemle* 12 99–106
- BALOGH K – BARABÁS A 1972 The Carboniferous and Permian of Hungary – *Acta Miner Petr Szeged* 20 (2) 191–207 Szeged
- BALOGH K – KÖROSSY L 1974 Hungarian Mid-Mountains and adjacent areas. In M MAHEL' (Ed.) *Tectonics of the Carpathian–Balkan regions* – *Geol Ust Dionyz Stur* 391–403
- BECKER G 1978 Flachwasser-Ostracoden aus dem hohen Westfal Asturiens (Kantabrisches Gebirge, N-Spanien) 1 Palaeocopida – *Senckenb leth* 59 (1–3) 37–69 Frankfurt a M
- BENDER K P 1980 Lower and Middle Pennsylvanian conodonts from the Canadian Archipelago – *Geol Surv Canada, Paper* 79–15 29 p Ottawa
- BLESS M J M 1974 Ostracods from Croft's End Marine Band (base of Westphalian C) of the Bristol district – *Bull Geol Surv Great Britain* 47 39–53 London

- DIMITRIJEVIĆ M 1972 Hercynian metamorphism in the central part of the Balkan Peninsula – Z Deutsch Geol Ges 123 329–335 Hannover
- FLUGEL H W 1975a Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europe – Geol Rundschau 64 (1) 1–62 Stuttgart
- FLUGEL H W 1975b Evolution and paleogeography of the Variscan of Neo-Europe – Acta Miner Petr Szeged 22 (1) 3–7 Szeged
- FLUGEL H W 1977 Palaeogeographie und Tektonik des Alpenen Variszikums – N Jb Geol Palaont Mh 1977 (11) 659–674 Stuttgart
- FULOP J 1976 A Szendrői-hegység paleozóos litosztratigráfiai egységei és azok sztratotípusai (Paleozoic stratigraphic units and stratotypes of the Szendrő Mountains) – Kézirat (Manuscript), Budapest
- GÓCZÁN F 1971 Tájékoztató jellegű rétegtani palinológiai vizsgálatok hazai karbon időszerű kepződményeken (Informative stratigraphisch-palynologische Untersuchungen an karbonischen Ablagerungen in Ungarn) – Foldt Int Évi Jel 1969-ről 677–701
- HAJÓS M 1971 Paleozoos kőzetminták kísérleti Conodonta-feltárása (Versuche zum Aufschliessen von Conodonten aus palaeozoischen Gesteinsproben) – Foldt Int Évi Jel 1969-ről 719–728
- HIGGINS A C 1975 Conodont zonation of the Late Viséan–Early Westfalian strata of the south and central Pennines of northern England – Bull Geol Surv Great Britain 53 90 p 18 pls London
- HIGGINS A C 1981 The position and correlation of the boundary between the proposed Mississippian/Pennsylvanian subsystems – Newsl Stratigr 9 (3) 176–182 Berlin–Stuttgart
- HIGGINS A C – BOUCKAERT J 1968 Conodont stratigraphy and palaeontology of the Namurian of Belgium – Mém Expl Cartes Géol et Min Belgique 10 1–64 Brussels
- JÁMBOR Á 1961 A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata (Comparaison géologique entre les montagnes de Szendrő et d'Uppony) – Foldt Int Évi Jel 1957–58-ről 103–120
- KOVÁCS S 1980 Olaszosztrómák és olaszolitok az észak-magyarországi paleomezozoikumban – Előadás a Mhoni Foldt Társ által rendezett „Bukki Napok”-on Eger
- KOVÁCS S 1981 Alsó-devon Conodonták a nekézsenyi Strázsa-hegyről (Lower Devonian conodonts from the Strázsa-hegy, near Nekézseny) – Fold Int Évi Jel 1979-ről 65–79
- KOVÁCS S – PÉRÓ CS Tectonic front of a Dinaric-type Paleozoic in North Hungary – Proc XII Congr Carp Balc Geol Assoc, Bucharest (In press)
- KOZICKAJA R I – KOSZENKO Z A – LIPNJAGOV O M – NEMIROVSZKAJA T I 1978 Konodonti karbona Doneckogo baszszjeja – Nauk dumka, 136 p Kiev
- KOZUR H 1979 Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten – Geol Palaont Mitt Innsbruck 2 (4) 155–170 Innsbruck
- KOZUR H 1980 The significance and stratigraphic position of the „Saalic” and Palatine phases – In VOZÁR J (Ed) Permian of the West Carpathians Geol Ust Dionýz Stur 65–72 Bratislava
- KOZUR H – MOCK R 1977 On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary) – Acta Miner Petr Szeged 23 (1) 91–107 Szeged
- KOZUR H – MOCK R 1979 Zur Frage der varistischen Orogenese und des Alters der Faltung und Metamorphose im innerwestkarpathischen Raum – Geol Zborn Geol Carpath 30 (1) 93–97 Bratislava
- KOZUR H – MOCK R – MOSTLER H 1976 Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „Unteren Schichtenfolge”-von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A) – Geol Palaont Mitt Innsbruck 6 (1) 1–29 Innsbruck
- LANE H R – STRAKA J J 1974 Late Mississippian and Early Pennsylvanian Conodonts, Arkansas and Oklahoma – Geol Soc Amer Spec Paper 152 144 p Boulder/Colorado

- MIHÁLY S 1976 A Szendrői-hegység paleozóos képződményeinek kora (The age of the Paleozoic formations of the Szendrő Mountains, North Hungary) – *Foldt Int Évi Jel* 1973-rol 71–81
- MIHÁLY S 1978 A Szendrői-hegység középső-devon Tabulatái (Die mitteldevonischen Tabulaten des Szendrőer Gebirges) – *Geol Hung Ser Geol* 18 115–191
- NAGY E 1972 Der Stand der Forschungen im Bereich des Paläozoikums in Ungarn – *Verh Geol B A* 1972 (2) 199–213
- NÉMETH M 1974 Newer lime-secreting algae from the Middle Carboniferous of the Bukk Mountains, Northern Hungary – *Acta Miner Petr Szeged* 21 (2) 241–252 Szeged
- ORAVECZ J 1964 Szilur képződmények Magyarországon (Silurbildungen in Ungarn und ihre regionalen Beziehungen) – *Foldt Koz* 94 (1) 3–9
- ORAVECZ J 1965 Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe tormelékes oszleteinkben (Über die erdgeschichtliche Rolle silurischer Gesteinschotter in den klastischen Schichtkomplex Ungarns) – *Foldt Kozl* 95 (4) 401–405
- PASINI M 1979 I Fusulinidi della Valle del Torrente Farma (Toscana Meridionale) – *Mem Soc Geol It* 20 323–342
- RAINCSÁKNÉ KOSÁRY ZS 1978 A Szendrői-hegység devon képződményei (Die devonischen Bildungen des Szendrőer Gebirges) – *Geol Hung Ser Geol* 18 7–113
- RAINCSÁK KOSÁRY ZS – MIHÁLY S 1979 Der geologische Bau des Szendrőer-Gebietes (Nordungarn) – In ZAPFE H (Ed) *Ergebnisse der österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) bis 1976* – *Schriften Erdwiss Komm Österr Akad Wiss* 3 251–260 Springer Verlag, Wien–New York
- RAMOVŠ S 1978 Das Paläozoikum in Slowenien – In ZAPFE H (Ed) *Ergebnisse der österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) bis 1976* – *Schriften Erdwiss Komm Österr Akad Wiss* 3 241–249 Springer Verlag, Wien–New York
- REQUADT H – BECKER G – BLESS M J M – EICKHOFF F – SÁNCHEZ DE POSADA L C 1977 Mikrofaunen aus dem Westfal der spanischen Westpyrenäen (Ostracoda, Conodonta, Foraminifera) – *N Jb Geol Palaont Abh* 155 (1). 65–107 Stuttgart
- ROZOVSKAJA SZ E 1963 Bukkhegységi Fusulinidák (Fusulinids from the Bukk Mountains, North Hungary) – *Geol Hung Ser Pal* 28 3–43
- SÁNCHEZ DE POSADA L C 1977 Ostracodes from the Upper Carboniferous of La Camacha coal mine (Asturias, N Spain) – *Rev Espanola Micropaleont* 9 (3) 411–438 Madrid
- SÁNCHEZ DE POSADA L – BLESS M J M 1971 Una microfauna del Westfahense C de Asturias – *Rev Española Micropaleont* 3 (2) 193–204 Madrid
- SCHONLAUB H P 1970 Das Paläozoikum in Österreich – *Abh Geol B A* 33 124 p Wien
- SCHRÉTER Z 1963 A Bukk-hegység felső-perm Brachiopodái (Die Brachiopoden aus dem Oberen Perm des Bukk-Gebirges in Nordungarn) – *Geol Hung Ser Pal* 28 79–179
- SOHN I G 1978 *Tribolbina* Latham, 1933, an Early Carboniferous through Permian palaeocopid ostracode genus – *Journ Res U S Geol Surv* 6 (5) 663–676 Washington
- WAGNER R H 1959 Sur la présence d'une phase tectonique „léonienne" d'âge Westphalien D dans le Nord-Ouest de l'Espagne – *C R Acad Sci* 249 2804–2806 Paris

RELATIONS BETWEEN THE SZENDRŐ–UPPONY AND BUKK PALAEOZOIC IN THE LIGHT OF THE LATEST MICROPALAEOLOGICAL INVESTIGATIONS

by

S KOVÁCS*–H KOZUR*–R MOCK**

*Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H–1143

**Department of Geology and Paleontology, Komenský University,
Gottwaldovo nám 19, 886 02 Bratislava, Czechoslovakia

UDC 56 576 8(113 234 373 4)
551 7 02(234 373 4)

Key-words stratigraphy, tectonics, correlation, micropalaontology, Ostracoda, Conodonts, palaeozoic, Northeastern Hungarian Hills (Bukk, Szendrő and Uppony Mts)

Introduction

The age and stratigraphical–tectonic position of the almost unfossiliferous series of the Szendrő and Uppony Mts was unclear for a long time. For a summary of former interpretations, see BALOGH (1964) and MIHÁLY (1976).

BALOGH (1964) considered the Palaeozoic series of the Uppony Mts, on the basis of their extent of metamorphism, to take an intermediate position between that of the Szendrő Mts and the Late Palaeozoic of the Bukk Mts. He assigned the formations of the Uppony Mts to the Tournaisian and Viséan, with a Sudetic phase-attributed hiatus and an unconformity towards the Late Palaeozoic of the Bukk. He also suggested the structure of the Szendrő and Uppony Mts to have been formed by the same orogenic episode. The lower, unfossiliferous shale–sandstone sequence of the Late Palaeozoic of the Bukk, was placed in the Namurian (now Serpukhovian), Bashkirian and Lower Moscovian stages, whereas the overlying limestone–shale sequence (with sandstones in its upper part) was considered as Upper Moscovian (Podolskian to Myachkovian horizons) and Uralian, mainly on the basis of fusulinids (determined by ROZOVSKAYA 1963).

The coral-bearing IIIrd series of the Szendrő Mts (Szendrőlád Formation), was first dated as Devonian by DOBROLYUBOVA et al. (in BALOGH, 1964), but the age of the Ist (Rakaca Marl Formation) and the IIrd series (Szendrő Phyllite Formation) were still questionable. After SLAVIN's statement and the discovery of Silurian rocks in Hungary (ORAVECZ 1964, 1965), the Szendrő Series IIrd was ranged in the Silurian and the Ist series in the Ordovician, at the same time, the Ist series of the Uppony Mts (Uppony Limestone Formation) was also ranged in the Ordovician, while the IIrd (Lázberc Formation) and IIIrd series (Tapolcsány Formation) were placed in the Silurian (E NAGY 1972, BALOGH–KÖROSSY 1974). On the other hand, JÁMBOR (1961), BALOGH (1964) and MIHÁLY (1976) suggested all the series of the Szendrő Mts to be of Devonian age. Later RAINCSÁK–KOSÁRY (1978), RAINCSÁK–KOSÁRY and MIHÁLY (1979) and ÁRKAI

(1977) suggested a Silurian(?)–Devonian age for the Palaeozoic Formations of the Szendrő Mts

The first step toward solving the age and tectonical problems of the "unfossiliferous" Palaeozoic series of North Hungary, was made by the conodont investigations. The first attempts to get conodonts from these rocks were made by HAJÓS (1971), but the samples taken by other geologists, like those examined later by H W FLUGEL in 1975, yielded no conodonts. KOZUR and MOCK (1977) were the first to find Upper Devonian, Lower Carboniferous and Bashkirian conodonts in the IInd series of the Uppony Mts. The Bashkirian age of the top of the Uppony IInd series has suggested the probable continuity of the Uppony and Bükk Palaeozoic, without a hiatus (see KOZUR and MOCK 1977). Moreover, the Sudetic episode must have not acted upon this area as generally believed by former authors. Subsequently KOVÁCS found Lower Devonian conodonts in limestones near Nekézseny, formerly supposed to be of Middle Triassic age (KOVÁCS 1981). Further sampling by him have extended our knowledge about the Uppony Palaeozoic.

In the Szendrő Mountains, the first (Upper Viséan) conodonts were found by KOZUR and MOCK in an alldapical limestone intercalation at the southern margin of the Szendrő Phyllite Formation. Later sampling by KOVÁCS yielded Upper Viséan, Serpukhovian and Lower Bashkirian conodonts from the top of the Rakaca Marl and the limestone-olisthostromes of the Szendrő Phyllite Formation, and Middle–Upper Devonian ones from the Szendrőlád Limestone Formation.

In the Bükk Mts, we have found *Idiogonathodus ex gr. delicatus* and a rich ostracod fauna in the Nagyvisnyó railway cut N 1.

Finding localities*

Szendro Mountains

(Fig 1)

S a m p l e S z r ő - 2 4 Type-section exposure in the curve of the road SW of Rakacaszend, bluish-grey bedded limestone in the top of the Rakaca Marl Formation (For fauna, see Hungarian text)

Age Lower Namurian-B (Kinderscoutian), lowermost Bashkirian

S a m p l e S z r ő - 3 5 Bluish-grey limestone-olisthostrom in the metasandstone of the Szendrő Phyllite Formation, in the eastern neighbourhood of Galvacs (For fauna, see Hungarian text)

Age Lower Namurian-A (Pendleian–Arnsbergian)–lower Namurian-B (Kinderscoutian) or lower Serpukhovian–lowermost Bashkirian mixed fauna

S a m p l e S z r ő - 3 7 Magyarkosár-hegy, southernmost outcrop in Szénvölgy, bluish-grey limestone, slumping conglomerate in the Szendrő Phyllite Formation (For fauna, see Hungarian text)

Age Lower Namurian-B (Kinderscoutian), lowermost Bashkirian

*In the present paper we deal only with samples, that are most important concerning the relations between the Palaeozoic series of the three mountains involved

Uppony Mountains

(Fig 2)

Sample N 36 (KOZUR et MOCK 1977) Last limestone exposure of the "IIrd series," before the "IIIrd series", along the road in Lázberc-volgy (For fauna, see Hungarian text)

Age Lower Namurian-B (Kinderscoutian), lowermost Bashkirian

Sample U - 26 Southern part of Lázberc-volgy, 2055 m S of the bridge along the road, bluish grey, well bedded limestone (For fauna, see Hungarian text)

Age Upper Namurian-A (Chokierian-Alportian), upper Serpukhovian

Sample U - 31 Southernmost limestone exposure in Lázberc-volgy along the road, 2225 m S of the bridge, bluish grey well-bedded limestone (For fauna, see Hungarian text)

Age Lower Namurian-B (Kinderscoutian), lowermost Bashkirian or younger

Sample U - 36 Lowermost limestone exposure in the creek of Miklós-volgy (northern side valley of Rágyincs-volgy), about 100 m N above the first lydite outcrop of the "IIIrd series" (For fauna, see Hungarian text)

Age Upper Namurian-A (Chokierian-Alportian), upper Serpukhovian

Bukk Mountains

Nagyvisnyó, railway cut N 1, sample N 1 (Fig 3)

Beside the ostracods and conodonts (see in Hungarian text) also silicified trilobite remains occur

Age The ostracods fauna from the Nagyvisnyó railway cut No 1 represents the first known Ostracoda fauna of the Westphalian from the whole Carpathian realm. This fauna is very similar to a Westphalian ostracods of the western Pyrenees. Some 5 out of 10 species determined until now from the Nagyvisnyó railway cut 1 section, are also known in this assemblage. According to REQUADT et al (1977), where these ostracods were described by BECKER, BLESS et SÁNCHEZ DE POSADA, a Westphalian C age of the western Pyrenean Ostracoda fauna is most probably

Very similar is also the fauna of the higher Westphalian C to Westphalian D from the Beleno Unit of Asturias (Spain). From this fauna only the *Beyrichiida* and the *Kirkbyocopina* were described until now. *Coronakirkbya? krejciografi* BECKER, 1978 is also known in this assemblage collected from the Nagyvisnyó railway cut No 1. *Kirkbya cf punctata* KELLETT, 1933, another representative of *Kirkbyocopina* in the Nagyvisnyó railway cut No 1, is present in the Westphalian D to Lower Cantabrian of Asturias (Spain).

The only *Beyrichiida* in fauna collected from the Nagyvisnyó railway cut No 1, *Tribolbina tumida* (SCOTT et BORGER 1941) had formerly been known from the Upper Pennsylvanian of Illinois (*Macaupin cyclothem* ≈ Kasimovian). The whole range of this species is unknown, but, most probably, its first appearance is in the higher Westphalian C.

According to the ostracods, the presence of a higher Westphalian C to Westphalian D (Moscovian stage, Podolskian and Myachkovian horizons) age is verifiable, in accordance with BALOGH (1964). No dating is feasible upon these trilobite remains.

The ostracods indicate a shallow water environment with changing, low to moderate water movement.

Stratigraphical and tectonic conclusions

The new data gained from these micropalaeontological investigations enable to draw the following consequences

1 *There is no hiatus or unconformity between the Palaeozoic of the Szendrő–Uppony Mts and that of the Bukk Mts* The strata yielding *Idiognathoides sinuatus* and *I. sulcatus sulcatus* are overlain by sediments of flyschoid character some hundred or even 1000 m thick, both in the Szendrő and Uppony Mts, and sediments with *Idiognathodus* sp. ex gr. *delicatus* and a rich Ostracoda fauna are underlain by sediments of similar thickness (according to BALOGH 1964, 1100 m), and facies in the Bukk Mts. In this flysch-like basin facies, an uplift may not have taken place within this time-interval. It is even very probable, that the uppermost parts of the Carboniferous of the Szendrő and Uppony Mts and the lowermost part of that of the Bukk Mts overlap each other.*

2 *No significant role is attributable to the Hercynian orogeny in making up the Bukkium* During the Carboniferous there was a continuous geosynclinal sedimentation and only the breaking-up and different subsidence of the Rakaca Marbl carbonate platform (Szendrő Mts) at the Viséan/Serpukhovian boundary can be related to the Sudetic phase. The Erzgebirge phase (=Curavacas phase of Asturias) of Upper Namurian to Westphalian A falls within the sedimentation of the "Hochwipfel flysch" (see later). As all other Hercynian phases it could not cause a metamorphism, because that of the Upper Devonian to Middle Carboniferous of the Uppony Mts is not stronger than that of the Triassic and Jurassic of the Bukk Mts** and because of the type of the contemporaneous sedimentation. The shallowing of the sea (appearance of algal-fusulinid limestones) in the Upper Moscovian can be assigned to the Leonian phase of WAGNER (1959). Even, according to the sequences of the boreholes Nagyvisnyó 4 and Ómassa 1003, it is not necessary to suppose significant tectonic movements between the two facies, the flysch-basin had been simply filled up and the sedimentation continued under shallow water conditions. The stronger effect of the Bretonian phase can also be excluded, because there is no evidence for a hiatus between the Devonian and Carboniferous, and the Viséan–Bashkirian rocks are overthrust by the Middle–Upper Devonian ones in the Szendrő Mts. Between the fossil-proven Upper Carboniferous (with *Triticites acutus* and so on) and the Lower(?)–Middle Permian sandstone/shale sequence the Tarófü conglomerates occur, and the uppermost part of the Carboniferous and the lower part of the Permian seem to be missing. This fact can be connected with an uplift during this time. But it could not have been strong enough to cause folding or overthrusts and metamorphism, because of its only an epigenetic character bringing about uplifts and hiatuses in the whole Mediterranean region.

3 *The structure and metamorphism of the Palaeozoic of the Bukkium is of Alpine origin* It follows from the above-mentioned facts, that only a Palaeo-Alpine (Cretaceous) tectogenesis could cause the consolidation of the area of the Bukkium, which, according

*According to a verbal communication by P. ÁRKAI, the Szendrő Phyllite and the carbonate-free lower part of the Carboniferous in the Bukk Mts display a likewise pre-metamorphic mineralogical composition.

**The Lower Devonian conodonts from the southern margin of Uppony Mts are almost non-metamorphosed [black, but not deformed and recrystallized (KOVÁCS 1981)], while the Triassic ones from the Bukk are mostly strongly metamorphosed (white, strongly recrystallized and deformed).

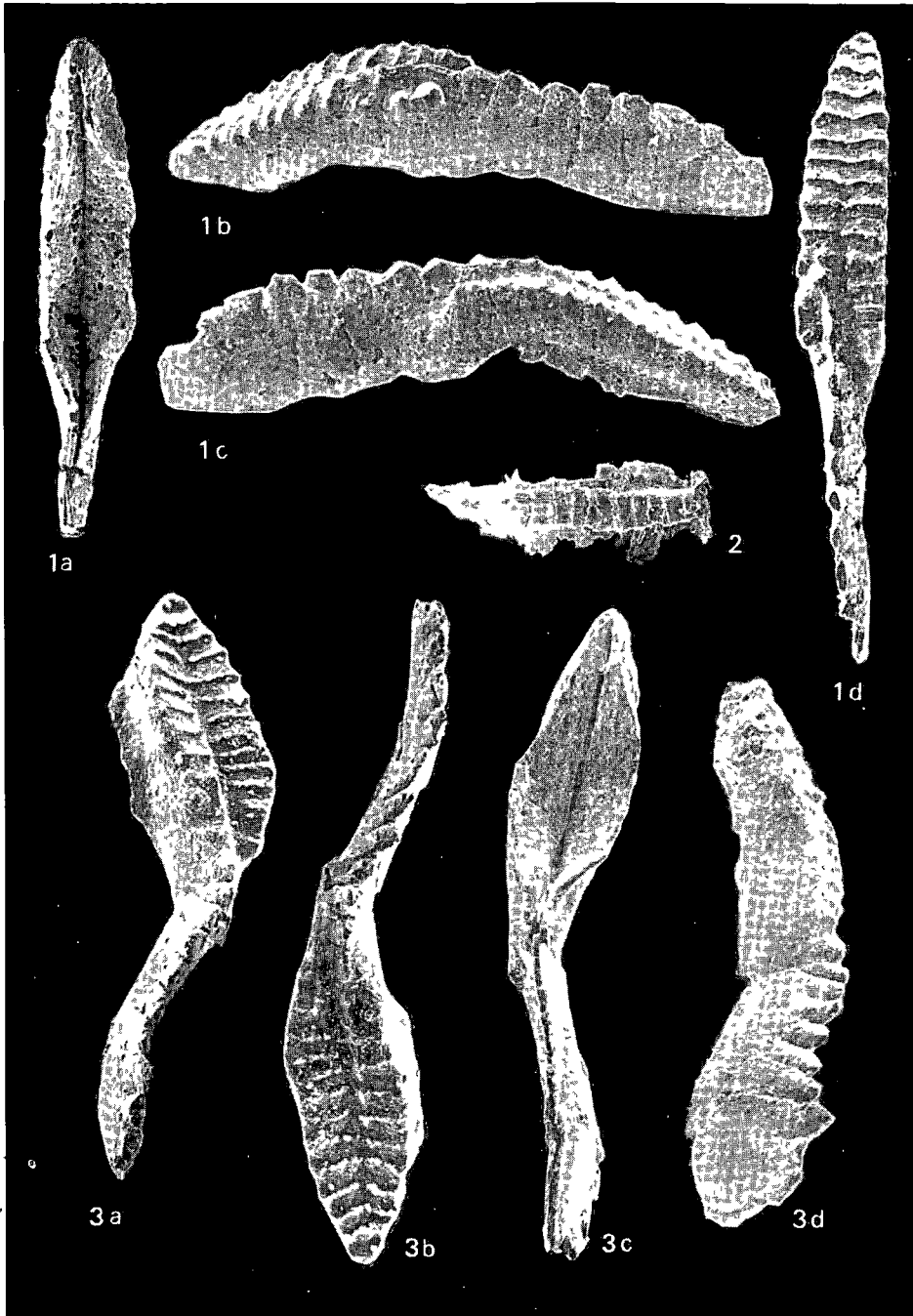
to the latest finds of Jurassic radiolarians (H KOZUR), was mostly highly mobile from the Devonian up to the Lower Cretaceous. An Alpine age of the metamorphism has already been suggested by KOZUR—MOCK (1977), KOZUR (1979) and ÁRKAI—HORVÁTH—TÓTH (1982). Though there is a certain difference in the metamorphic grade of the Uppony Palaeozoic and the Bukk Mesozoic (pumpellyite-prehnite-quartz facies, ÁRKAI 1973 and ÁRKAI et al 1982) on the one hand, and that of the Szendrő Palaeozoic (greenschist facies, quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies) on the other. It can well be explained by the deeper tectonic position of the latter, caused by the first, north-vergent movements before Gosavian time.

4 *The Late Palaeozoic of the Szendro and the Uppony Mts, together with that of the Bukk Mts, displays a typical South Alpine—Dinaric-type development* (Here the area stretching from the Carnic Alps in the west to the Medvednica Mts, NE of Zagreb in the east is considered.) The Devonian is similar to the Graz Palaeozoic, but the Middle Carboniferous detrital sedimentation (Szendrő Phyllite Formation in the Szendrő Mts, part of the "Lázberc Formation" in the Uppony Mts and the lower member, carbonate-free of the Szilvásvár Formation in the Bukk Mts) clearly resembles the Hochwipfel Flysch, which itself is not a typical flysch as compared with that of the Outer Carpathians. The limestone olisthostromes and slumping conglomerates of the Szendrő Phyllite Formation (KOVÁCS 1980) and the "conglomerate" horizons (e.g.) at the Tótfalu-volgy curve of the road that winds from Szilvásvár to Lillafüred (BALOGH 1964, p. 283) of the lower member of the Szilvásvár Formation (meaning the "silicoclastic olisthostromes" of the Italian geologists in the Hochwipfel Flysch) are also present in the Carnic Alps (G. B. VAI, personal comm.). The Carboniferous of the Uppony Mts has already been compared with the Hochwipfel Flysch by KOZUR—MOCK (1977). BALOGH (1964) has made a well-done correlation of the Bukk Late Palaeozoic with that of the NW Dinarides, especially the Velebit Mts. Also, it is a typical Dinaric feature that the Bukkium did not consolidate during the Hercynian orogeny.

As for the connections towards the north, the older Palaeozoic of the Gemericum is more metamorphosed than that of the Bukkium. The Viséan to Westphalian shows low-grade (Alpine) metamorphism similar to that in the Szendrő, Uppony and Bukk Mts, as well as in the Mesozoic of the Bukk and Meliata series. No testimonies for the actions by Sudetic or younger tectonic episodes were found (KOZUR—MOCK—MOSTLER 1976), while the existence of a Bretonic or Reussic phase cannot be ruled out, however, a little higher extent of metamorphism of the Silurian and pre-Silurian beds may also testify to a Caledonian age.

I tábla – Plate I

- 1a–d *Idiognathoides noduliferus noduliferus* (ELLISON et GRAVES)
 Upponyi-hegység, Lázbérci-volgy, U-26 sz minta Felső-szerpukhovi – Uppony Mts,
 Lázbérc valley, sample U-26 Upper Serpukhovian
 a) Alulnézet (a szabadlemez eleje preparálás közben letört) – Lower view (anterior part of blade has broken during preparation)
 b) Jobb oldalnézet – Right lateral view
 c) Bal oldalnézet – Left lateral view
 d) Felulnézet – Upper view
 100X
- 2 *Idiognathoides cf. sinuatus* HARRIS et HOLLINGSWORTH
 Upponyi-hegység, Lázbérci-volgy, 36 sz (KOZUR–MOCK 1977) minta Alsó-baskir (Csak a parapet őrződött meg) – Uppony Mts, Lázbérc valley, sample No 36 (KOZUR–MOCK 1977) Lower Bashkirian (Only the parapet is preserved)
 60X
- 3a–d *Idiognathoides sinuatus* HARRIS et HOLLINGSWORTH
 A metamorfózis következtében deformált alak, átmeneti jellegekkel az *I corrugatus* HARRIS et HOLLINGSWORTH felé – Specimen deformed due to metamorphism, with some transitional features toward *I corrugatus* HARRIS et HOLLINGSWORTH
 Szendrői-hegység, Rakacai Márvány teteje Alapszelvény-feltárás Rakacaszendőtől Ny-ra Szrő-24 sz minta Alsó-baskir – Szendrő Mts, top of Rakaca Marble, type exposure W of Rakacaszend Sample Szrő-24 Lower Bashkirian
 a) Ferde felulnézet – Oblique upper view
 b) Felulnézet – Upper view
 c) Alulnézet – Lower view
 d) Oldalnézet – Lateral view
 100X



II tábla – Plate II

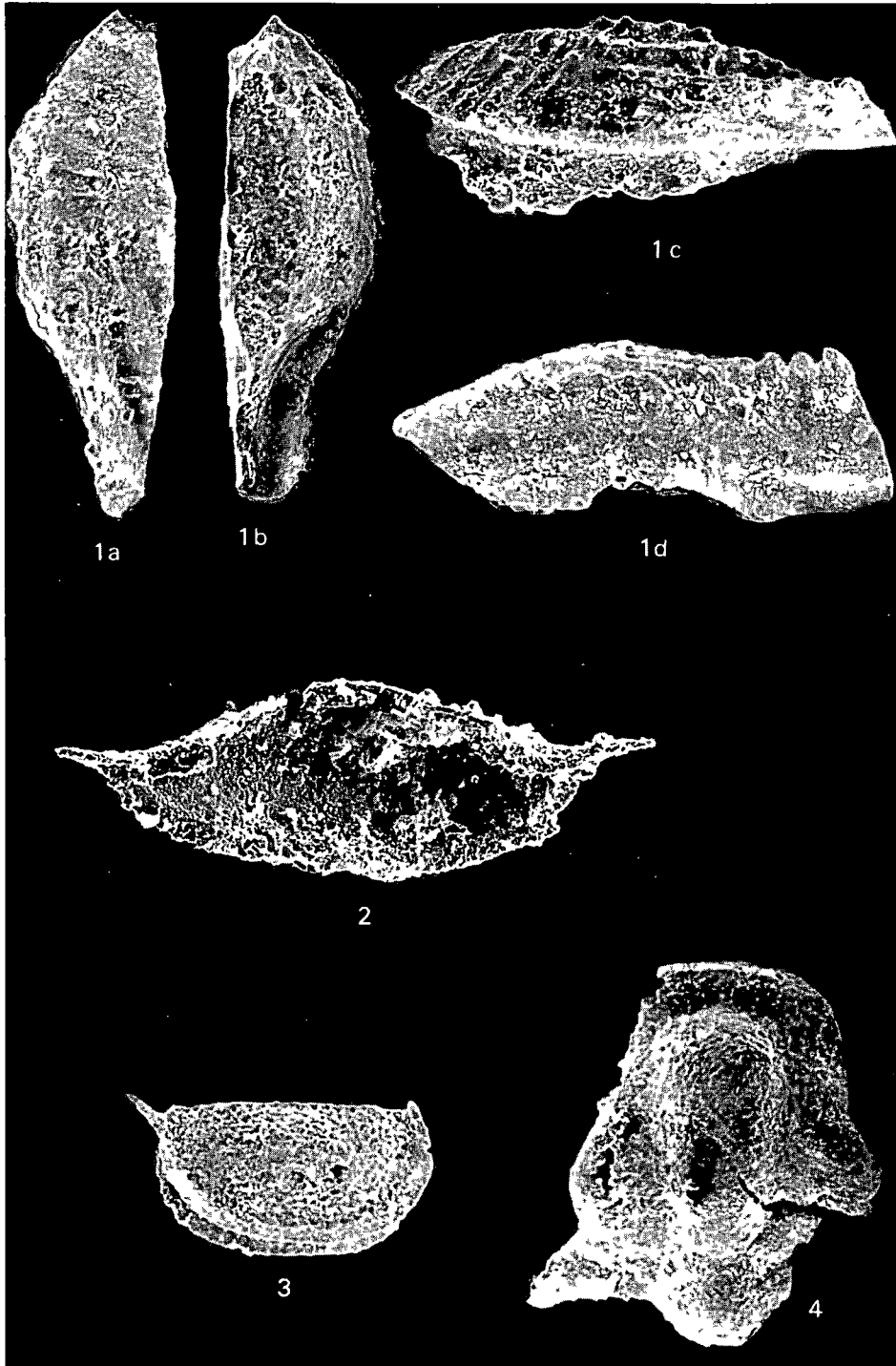
Nagyvisnyói 1 sz vasúti bevágás, 1 sz minta (filloid algás mészkő teteje, felső-moszkvai) mikrofaunája – Microfauna of sample N 1 of railway cut N 1, Nagyvisnyo (top of phylloid algal limestone, Upper Moscovian)

1a–d *Idiognathodus* sp. ex gr. *delicatus* GUNNEL
100X

2 *Acanthoscapha* sp. B
Bal teknő belső nézete – Inner view of LV
100X

3 *Coronakirkbya?* *krejci* BECKER, 1979
Jobb teknő – RV
54X

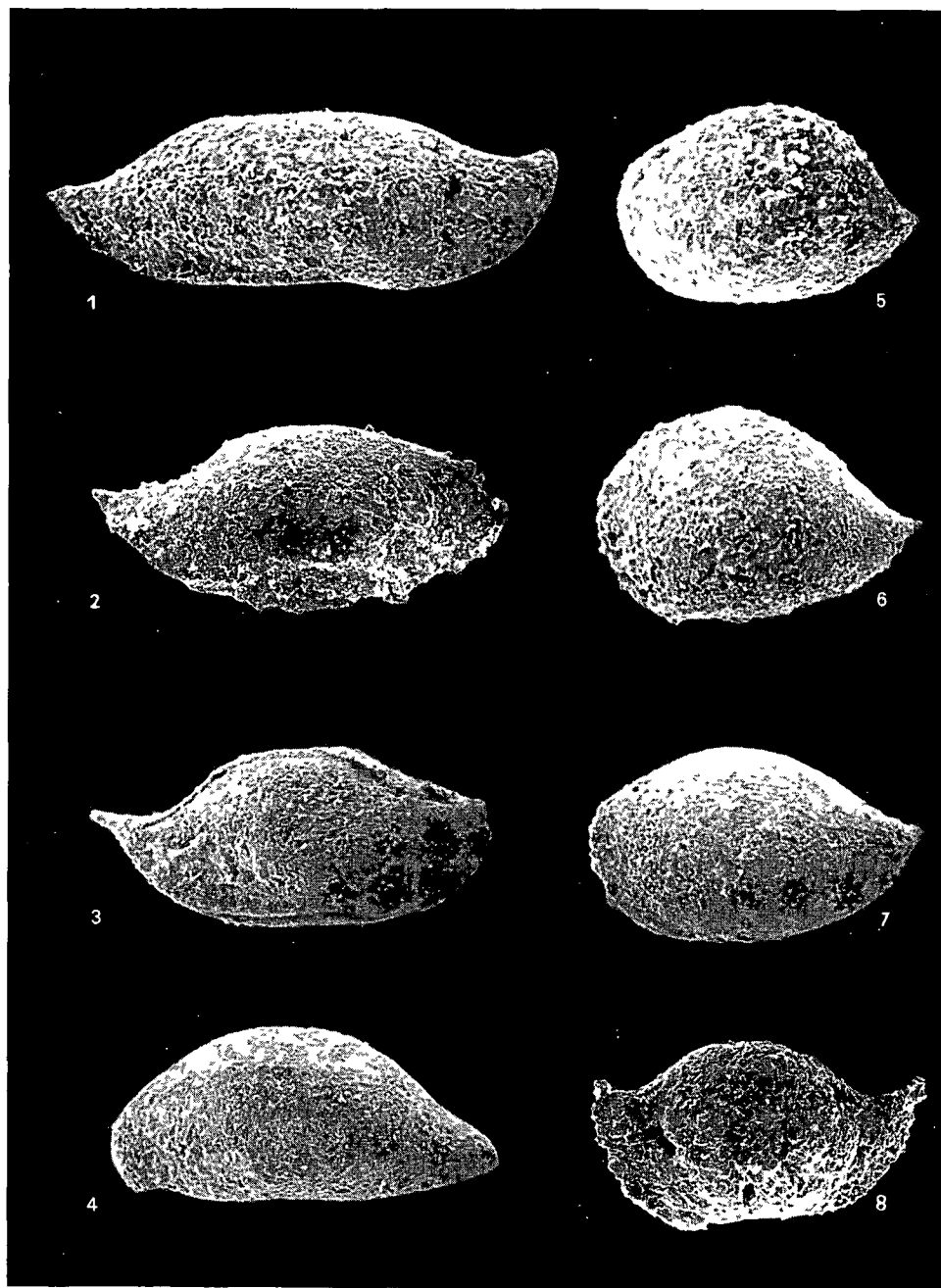
4 Trilobita maradvány – Trilobite remain
54X



III tábla – Plate III

Nagyvisnyói 1 sz. vasúti bevágás, 1 sz. minta (filloid algas mészkő teteje, felső-moszkvai)
 Ostracodái – Ostracodes of sample N 1 of railway cut N 1, Nagyvisnyó (top of phylloid
 algal limestone, Upper Moscovian)

- 1 *Bairdia* sp. A BECKER, BLESS et SÁNCHEZ DE POSADA, 1977
 Jobb teknő – RV
 40X
- 2 *Bairdia (Bairdia)* sp. A BECKER, BLESS et SÁNCHEZ DE POSADA, 1977
 Jobb teknő, optikailag kissé deformált (megnyúlt) – RV, optically somewhat de-
 formed (lengthened)
 45X
- 3 *Bairdia (Bairdia)* sp. A BECKER, BLESS et SÁNCHEZ DE POSADA, 1977
 Jobb nézet – View from right
 40X
- 4 *Acratia* sp.
 40X
- 5–7 *Bairdia* cf. *auriculata* KNIGHT, 1928 sensu BECKER, BLESS et SÁNCHEZ DE
 POSADA, 1977
 Bal teknő – LV
 40X
- 8 *Acanthoscapha* sp. A BECKER, BLESS et SÁNCHEZ DE POSADA, 1977
 Bal teknő, optikailag kissé deformált (hosszirányban megrövidült, magasságban
 megnyúlt) – LV, optically somewhat deformed (shortening in length, widening
 in height)
 75X



ADATOK AZ UPPONYI-HEGYSÉGI BÁZISOS VULKANITOK KORÁHOZ ÉS KÖZETTANÁHOZ

KOVÁCS SÁNDOR–VETŐNÉ ÁKOS ÉVA

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H–1143

ETO 552 32 551 734(234 373 3/5)

T á r g y s z a v a k vulkanit, metabazalt, kőzetan, devon, Északi-kozéphegység (Upponyi-hegység)

Az upponyi-hegységi bazisos vulkanitok a kőzettani elemzés alapján tholeites jellegű, kontinentális riftesedéssel kapcsolatos metabazaltok, melyek a spilitesedés jegeit mutatják. A tenger alatti vulkáni működés során a mészszipos szedimentációs térbe került láva a mészszipal keveredett és kezdetől fogva erős elváltozáson ment keresztül. Az ún. „II sorozat”-beli, zsinnyi és kőrözsa-tetői előfordulások a felső-devon alsobb részébe, a hegység DK-i peremén levő, strázsa-hegyi előfordulások pedig az alsó-devon alsobb részébe tartoznak. Az előbbieket csapásába eső, „metatufitos”-nak leírt mészkövek sávja valószínűleg párhuzamosítható a Szendrői-hegység hasonló korú Abodi Mészko Formációjával.

Az Upponyi-hegységben vulkáni eredetű kőzetek három csoportban fordulnak elő (1 ábra)

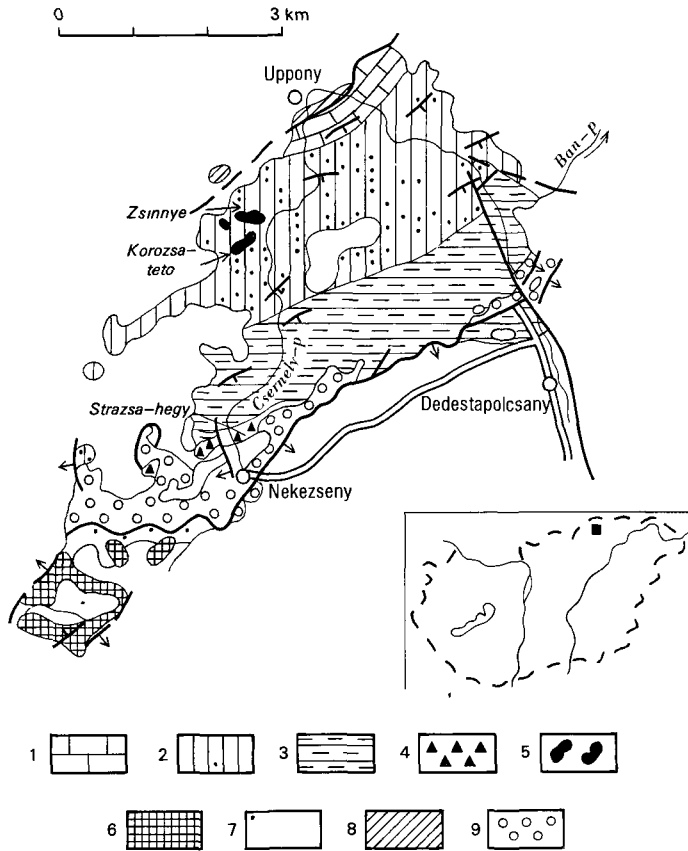
1 Az ún. „II sorozatban” („Lázberci Formáció”) a hegység Ny-i részén a Zsinnyén és a Kőrözsa-tetőn, ill. a Csernely-patak völgyének e két hegy közé behúzódó Ny-i oldal-völgyében. Ehhez csatlakoznak az innen KÉK-i irányban egészen a hegység ÉK-i pereméig, 100–150 m széles sávban húzódó „tufitos” mészkő és pala (?) kibúvások (PANTÓ G 1954).

2 A nekézsenyi Strázsa-hegyen szurke, részben crinoideás és kristályos mészkővel együtt, ill. annak csapásában több foltban a hegység DK-i pereme mentén (SCHRÉTER Z 1943, 1945).

3 A Tapolcsányi Formációból („III sorozat”) BALOGH K –PANTÓ G 1954, BALOGH K (1964, p. 279) a Nekézsenytől É-ra levő Suta-völgy környékéről említi „tufás homokkővet”, ÁRKAI P 1978 pedig a Dédestapolcsány 8 és 9 sz. fúrásokból metabazalt és „tufa” betelepüléseket.

A vulkanitok korának megítélése mindig az őket bezáró sorozatok koráról alkotott vélemények szerint változott. Ezek pedig, kormeghatározásra alkalmas ősmaradványok híján, erősen változtak.

PANTÓ G (1954) a zsinnyi és a kőrözsa-tetői előfordulásokat diabáznak, a kettő közötti oldalvölgyben levőket pedig diabasztufának minősítette. Korukat – az egész upponyi háromtagolódású uledékosszettel egyetemben – általánosságban alsó-karbonnak ítélte meg.



1 abra Az Upponyi-hegység földtani térképe a bázisos vulkanitok elterjedésének feltüntetéseivel [PANTÓ G (1954) es BALOGH K (1964) nyomán]

1 Upponyi mészkő Formáció („I sorozat”), 2 „Lázberci Formáció” („II sorozat”), 3 Tapolcsányi Formáció („III sorozat”), 4 a strázsahegy vonulat alsó-devon metabazaltjai és mészkövei, 5 metabazaltok a „II sorozat”-ban, 6 felső-perm mészkő, 7 alsó triász, 8 gutensteini dolomit, 9 gosau konglomerátum

Fig 1 Geological map of the Uppony Mts showing the extension of the basic volcanics (after G PANTÓ 1954 and K BALOGH 1964)

1 Uppony limestone Formation (“Ist Series”), 2 “Lázberci Formation” (“IIInd Series”), 3 Tapolcsány Formation (“IIIrd Series”), 4 Lower Devonian metabasalts and limestones of the Strázsahegy range, 5 metabasalts in the “IIInd Series”, 6 Upper Permian limestone, 7 Lower Triassic, 8 Gutenstein Dolomite, 9 Gosau Conglomerate

A strázsahegy előfordulást SCHRÉTER (1945, pp 168–169) diabáznak minősítette, a kísérő mészköveket pedig, Crinoidea-tartalmuknál fogva, az Aggteleki- és a Rudabányai-hegység középső-triászában fellépő crinoideás mészkövekkel parhuzamosította (SCHRÉTER 1943, pp 395–396) PANTÓ G (1954) szerint a Strázsahegy diabáztufája és -agglomerátuma „igen hasonló” a Bukkszentlászló környéki „fehérpecsetes” diabáz-

tufához és -agglomerátumhoz. Ez a hasonlóság arra osztonozta, hogy a Strázsa-hegy csapásába eső diabázokat és mészköveket (sőt az agyag- és kovapalákat, ill. homokköveket is!) térképén ladini korúnak tüntesse fel.

BALOGH K (1964) elutasította a szóban forgó agyag- és kovapalák, ill. homokkövek „megfiatalítását” és a paleozoikumból való kiválasztását, de a strázsa-hegyi vonulatban fellépő mészkövekre és diabázokra vonatkozó SCHRÉTER-, ill. PANTÓ-féle párhuzamosításokat ő sem cáfolta. Határozottan állást foglalt a diabázvulkanizmusnak a mészkövekkel való egyidejűsége mellett, de csak fenntartással sorolta azokat a bukki felső-ladini tűzköves mészkőcsoporthoz. Azt a PANTÓ G-től származó korábbi nézetet, miszerint itt egy másik, krétakori diabázvulkanizmusról is szó lehetne, ugyancsak elutasította. A zsinnyi és kőrözsa-tetői vulkanitokat tartalmazó „II sorozatot” a tournéi emeletbe sorolta.

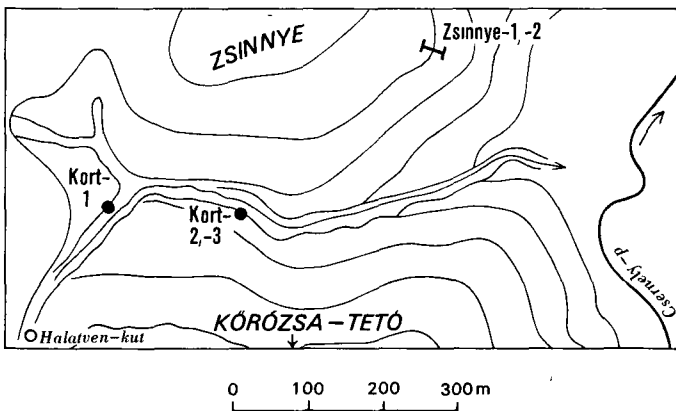
A szilur képződményeknek Magyarországon történt kimutatása (ORAVECZ J 1964, 1965) után egy ideig általánosan elfogadottá vált az upponyi „II” és „III sorozat” szilurba való sorolása (NAGY E 1972, BALOGH K –KÖRÖSSY L 1974).

A kormegítélés kérdésében biztos támpontokat csak a Conodonta-sztratigráfiai vizsgálatok szolgáltatottak (H KOZUR –R MÖCK 1977, KOVÁCS S 1981). A Lázberci-volgy szelvényéből a „II sorozatból” felső-devon–középső-karbon Conodonták kerültek elő, de nem folyamatos rétegtani sorrendben, és így kiderült, hogy az „upponyi II sorozat” vagy „Lázberci Formáció” elnevezés voltaképpen egy olyan pikkelysorozatot fog át, amelyet több különböző korú és litológiájú litosztratigráfiai egység épít fel.

A szerzők által végzett vizsgálatok a Strázsa-hegy, ill. a Zsinnye–Kőrözsa-tető vulkanitjaira és mészköveire terjedtek ki. A Strázsa-hegy korábban ladini korúnak tartott mészkövéből előkerült alsó-devon Conodontákról már beszámoltunk (KOVÁCS S 1981).

A vizsgálati eredmények ismertetése

Zsinnye
2. ábra



2. ábra A zsinnyi és kőrözsa-tetői minták helyszínrajza

Fig. 2 Layout of the sampling points of Zsinnye and Kőrözsa-tető

A Zsinnye DK-1 oldaláról kiugró hegyorron, a szálban álló sziklák lábánál világoszurke, vékonyréteges, pados, enyhén metamorf mészkő bűvik ki (Zsinnye 1 sz minta – I tábla 1) E felett egy vulkáni anyaggal keveredett, intrakonglomerátumos szerkezetű pad következik (Zsinnye 1/a sz minta), majd pedig a meredeken emelkedő sziklabordával szemben állva (amely sajnos nem nyújt folyamatos feltárást) a karbonátüledék és a vulkáni anyag összefogódását figyelhetjük meg. A bordától balra világoszurke, rosszul rétegzett, átkristályosodott mészkő sziklái látszanak, jobbra pedig zöld-zoldesszurke, erősen átalakult metabazalt. Az átmeneti zónát a mészkő erős kloritosodása (Zsinnye 1/b sz minta), ill. a kétféle anyag kisebb üledékcsumamlások révén való keveredése jellemzi. A hegyorr tetején, már a „diabázos” mészkő fedőjében, kb. 20 m-rel a legalsó kibúvások felett sötétebb kéesszurke mészkő látható (Zsinnye 2 sz minta).

A mészkő és metabazalt közötti kontakt zóna nem figyelhető meg.

Kozettani jellemzők

A világos- és sötétszurke mészkövek eredeti szövetét a metamorfózis következtében átalakult, anyaguk részben orientált szövetű, inekvigranuláris, porfirotopos xenotopos pátit. A mészkő és a vulkáni anyag keveredése makroszkóposan és mikroszkóposan egyaránt kaotikus szerkezetet eredményez.

A metabazaltban primer magmás elegyrészek nem mutatkoznak. Uralkodik a mikrokristályos, ritkán tús klorit és a kvarc, mely 100–200 μm -es kristályok halmazát alkotja. A világoszöld kloritfoltokat leukoxén koszorúzza. A kalcit mennyisége a kőzetnek kb. 30%-a. A kalcitos kőzetrészek többnyire limonittal impregnáltak. A kalcitkristályok közvetlen szomszédságában mindig xenomorf kvarc látszik. Egyes kőzetrészek plagioklászttal (albitot) is tartalmaznak. A plagioklásztlécek helyét sokszor kalcit tölti ki. A kőzet helyenként szericités, dolomitos, sziderites. A kvarckristályokat néhol sziderit utáni goethiterék járják át. A kalcit és a dolomitkristályok közötti idiomorf kvarckristályok mutatkoznak. Uralkodó opak ásvány a goethit, kevesebb a leukoxénné alakult ilmenit.

Biosztratigrafia

Conodonták	Zsinnye 1	<i>Ancyrodella</i> sp <i>Icriodus</i> sp <i>Palmatolepis</i> sp <i>Polygnathus</i> sp
	Zsinnye 1/a	<i>Ancyrodella</i> cf. <i>nodosa</i> ULRICH et BASSLER <i>Icriodus</i> sp <i>Palmatolepis</i> sp ex gr. <i>hassi-gigas</i> <i>Polygnathus</i> sp
	Zsinnye 1/b	negatív
	Zsinnye 2	<i>Polygnathus</i> sp

A meglehetősen szegényes (20–30 kg-os mintákat oldottunk!) toredékes, metamorfizált Conodonta-anyagból – két egyed kivételével – csak nemzetség-szintű meghatározás volt lehetséges. Nagyobb szintjelző értéke csak az *Ancyrodella* nemzetségnek van, amely a felső-devon legaljára szorítkozik, valamint a *Palmatolepis* nemzetségnek, amely csak a felső-devonban van jelen. A Zsinnye 1/a sz. mintából előkerült, a *Palmatolepis hassi* és *P. gigas* alakkorébe tartozó alak (IV tábla 3) az *Ancyrodella* cf. *nodosa*-val (IV tábla 2) együtt az *Ancyrognathus triangularis* vagy a *Palmatolepis gigas* zónába, vagyis a

frasnı emelet középső vagy felső részébe való tartozást jelzi (G KLAPPER—W ZIEGLER 1979, W ZIEGLER 1973)

Körözsa-tető

1 ábra

Conodontára csak a Csemely-pataknak a Kőrözsa-tető és a Zsinnye között húzódó mellékvölgyéből vettünk mintákat. A mellékvölgy alsóbb részén helyenként agyagpalát, a torkolata felett kb. 300 m-re levő egyetlen nagyobb kibúvás pedig — amelyet PANTÓ G (1954, p. 92) „vastag diabáztufa pad”-ként említ — tormelékes szövetű metabazaltot tár fel. Közvetlenül alatta a vízmósás alján egy olyan olisztosztróma-jellegű pad buvik ki, amelyben a mészkő és a vulkanit klasztjai keverednek egymással, ebből származnak a Kört-2 és -3 sz. minták. Lehetséges, hogy a felette települő pad „durva lapilliket is megőrzött” szerkezete (PANTÓ G 1954) is víz alatti csuszamlással (slumping) kapcsolatos. A kibúvástól kb. 200 m-rel feljebb a völgybevágásban kékesszurke vékonypados mészkő látható, itt vettük a Kört-1 sz. mintát.

Kőzettani jellemzők

A Kört-1 sz. minta enyhén irányított, wackestone szövetű, bioklasztos mikropátit, fő biogén komponensei a szivacsstűk, az Ostracodák és ritkábban az Echinodermata-toredékek.

A Kört-2 sz. mintában vulkáni anyag és mészkőklasztok keverednek egymással, utóbbiak között grainstone szövetű kalkarenit és wackestone szövetű, bioklaszt-tartalmú mikropátitok fordulnak elő. Kissé irányított szövet — az eredeti összetételből kifolyóan — csak az utóbbi változatban látszik. A bioklasztok utólagos elváltozás (szintaxiális továbbnövekedés, kovásodás) következtében nem határozhatók meg. Itt meg kell jegyeznünk, hogy ez a szövet a kőzetet ért metamorfózis enyhességéről tanúskodik, amely még nem vezetett az eredeti uledékes szövet teljes eltűnéséhez (I tábla 2).

A metabazaltot tartalmazó kőzetrészek kaotikus szerkezetűek. Uralkodik a kalcit, kvarc, klorit, kevesebb a dolomit, a sziderit, a szericit és az opak ásvány (I tábla 3). A kalcit (I tábla 4), a mikrokristályos kvarc (II tábla 3) és a klorit (III tábla 1) gyakran ovális korvonalú, szeszélyes alakú leukoxén koszorúk belsejét, máshol az eredetileg táblás, porfirós elegyrészek helyét tölti ki, gyakran goethittal együtt (II tábla 4). A koszorúk közvetlen környezetében kevés amfibol is előfordul. A mikrokristályos kvarcban helyenként dolomit romboéderek helyezkednek el (II tábla 2). Albitkerlemezűes plagioklasztok és elvéve piroxén is megfigyelhető a kőzetben. Az opak ásványokat leukoxén, pirrit, kalkopirrit és limonit alkotja (III tábla 2–4). A pirrit és a leukoxén közvetlen környezetében jellemző a szericit (III tábla 4). A kőzetet harántoló kalciterek itt is utólagos hidrotermális hatás bizonyítékai.

Biosztratigráfia

Conodonták	Kört-1	„ <i>Gnathodus</i> ” <i>bilineatus bilineatus</i> (ROUNDY) „ <i>Gnathodus</i> ” <i>girtyi</i> ssp <i>Paragnathodus nodosus</i> (BISCHOFF)
	Kört-2	negatív
	Kört-3	negatív

A Conodonták fekete színűek, de nincsenek átkristályosodva és nem deformáltak (IV tábla 4–5). A Kört-1 sz. mintában a *Paragnathodus nodosus* már jelen van, a

„*Gnathodus'* *bulineatus bollandensis* viszont még nincs, ez AUSTIN (1974) szerint a vizéi emelet legfelső részét jelenti (bollandi alemelet az angliai beosztásban) Mivel azonban az egyedszám kicsi (<10), nem zárható ki teljesen az utóbbi alfaj jelenléte, így az esetleges alsó-szerpuhovi kor (pendlei vagy arnsbergi alemelet az angliai beosztásban) sem Sajnos, ez a koradat a kb 200 m-rel lejjebb levő vulkanitkibúvás korának megítélése szempontjából nem vehető figyelembe, mivel koztuk nincs feltárás és az esetleges pikkelyeződések vagy rátolódások nem láthatók (egyébként is csak összehasonlítás céljaira vettük a szóban forgó mintát) Talán nem követünk el túlzott általánosítást, ha ezt a vulkanitfeltárást a színyeiivel egykorúnak tartjuk

Strázsa-hegy

1 ábra

A nekézsényi Strázsa-hegy gerincén Conodonta vizsgálathoz felvett szelvényt KOVÁCS S (1981) már ismertette A hegy DNY-i végén levő kőfejtő – az előbbi előfordulásokhoz hasonlóan – karbonátosodott, részben mandulakoves metabazaltot tár fel

Közettani jellemzők

A közettani és röntgenvizsgálatok, valamint a kémiai elemzések alapján a kőzetben uralkodik a kalcit, kvarc, klorit, illit, kevesebb a plagioklász, a kálifoldpát és a szident A tomeges vagy mikrokristályos klorit megjelenése foltos, eres, a plagioklászé tús, léces vagy xenomorf A kloritos kőzetrészek és a karbonát határán aggregátumokat képez az amfibol A tomeges klorit, kevés opak szemcsével és karbonáttal társulva, a táblás kristályok helyén azok átalakulási termékét képezi A kor vagy ellipszis alakú hólyagokat középen klorit, a külső ovekben pedig kalcedon és kalcit alkotja A hólyagok kontúrjait leukoxén adja Ennek közvetlen környezetében amfibolkristályok is gyakoriak A kőzet opak ásványa az említett leukoxén mellett kizárólag pirít, mely gyakran oxidálódott A klorit és az opak ásványok határán, erek mentén cirkonkristályok is előfordulnak Az ásványok elhelyezkedése alapján a kőzet irányított szövetű A mészkövek is általában irányított szövetűek, az eredeti uledékes szövet vagy eltűnt az átkristályosodás során, vagy csak részben őrződött meg (különösen a Conodontákat tartalmazó N-3 sz mintában, ahol a különböző bioklasztikumok – Crinoidea- és Brachiopoda-toredékek, alárendeltesen filamentumok, szivacsstűk, kérdéses Radiolariák – is jól felismerhetők) Ennél lényegesen erősebben metamorfizált mészköveket ismerünk a bukkai triászából

Biosztratigrafia

- Conodontak N-1, -2, -4, -5 sz minta negatív
 N-3 *Ozarkodina asymmetrica* (BISCHOFF et SANNEMANN)
Ozarkodina masara SCHONLAUB (V tábla 1a–c)
Ozarkodina cf. remscheidensis remscheidensis (ZIEGLER)
Ozarkodina wurmi (BISCHOFF et SANNEMANN)
Pandornellina cf. optima (MOSKALENKO)

Megjegyzés Itt csak a platform-elemeket soroltuk fel a mostanában használatos multi-elem-taxonomia értelmében, ezek a morfortaxonómiában a *Spathognathodus* nemzetséghez tartoznak Az *Ozarkodina wurmi*-t a korábbi dolgozatunkban (KOVÁCS S 1981) ZIEGLER (1973) alapján *Ozarkodina excavata excavata*-nak határoztuk meg Abban az időben úgy ítélték meg, hogy az *O excavata excavata* multi-elem-faj platform-elemének, a „*Spathognathodus inclinatus inclinatus*” WALLISER 1957-nek a „*Spathognathodus wurmi*” BISCHOFF et SANNEMANN, 1957 junior szinonímája

(WALLISER, 1964) Újabbban azonban különválasztják őket (pl SCHONLAUB 1980), aminek rétegtani jelentősége is van, mivel a „Sp” *inclinatus inclinatus* s str csak a szilurra, a „Sp” *wurmi* pedig csak az alsó-devonra szorítkozik

Ez az együttes az alsó-devonon belül a rajnai beosztás értelmében felső-gedinni, a Barrandum beosztása értelmében pedig – amelyet újabbban általánosan használnak az Alpokban – felső-lochkovi Felvetődik azonban az a kérdés, hogy a strázsa-hegyi metabazalt biztosan egykorú-e a mészkővel Mind PANTÓ G (1954), mind pedig BALOGH K (1964) több, a „diabáz és a mészkő” egykorúságára utaló jelenséget (pl vékony tufás csikok a mészkőben) figyelt meg M₁ is észleltük, hogy a diabáztufa néhol váltakozni látszik a mészkő padjaival A gerinc DNy-i végén, az első mészkőtest felett egy diabáz–mészkő anyagú intraformációs breccsa szintet találtunk (KOVÁCS S 1981 1 ábra) Ezért tehát a strázsa-hegyi metabazalt, ha nem is feltétlenül az N-3 sz mintából kimutatott *Ozarkodina delta* Conodonta-zónába esik (1 KOVÁCS S 1981 2 ábra), de mindenképpen az alsó-devonba, annak is az alsóbb részébe tartozik

A Conodonta- és kőzettani vizsgálati eredmények összefoglalása és a levonható földtani következtetések

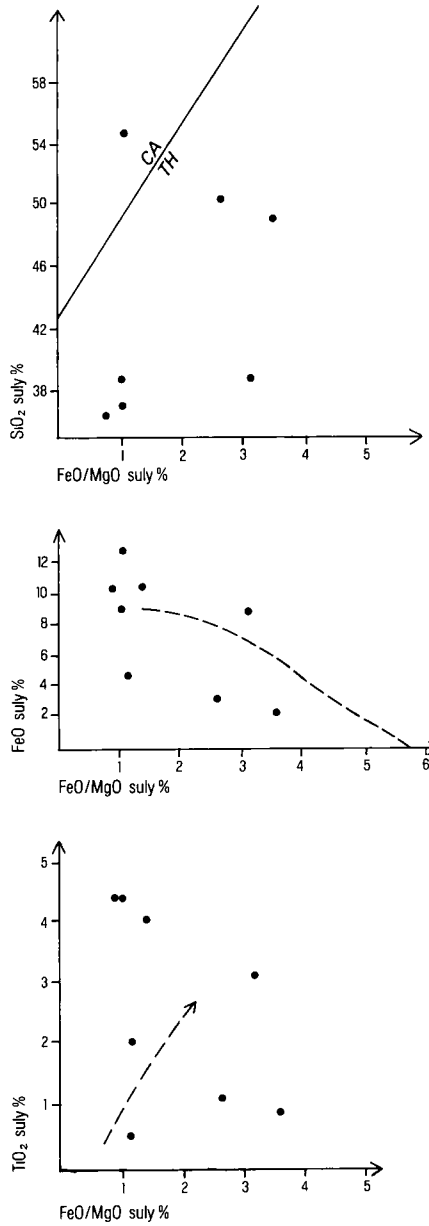
A zsinnyei, a kőrözsa-tetői és a strázsa-hegyi mészkővel keveredett metabazaltok szövete gyakorlatilag egyezik A metabazaltot alkotó ásványok aránya egy feltáráson belül is jelentősen változik Míg a zsinnyei és kőrözsa-tetői minták lenyegesen kevesebb (5–15%) illit–sericitet tartalmaznak, a strázsa-hegyi mintákban ez néha az 50%-ot is eléri A káli-foldpát mennyisége is elsősorban a strázsa-hegyi mintáknál szembetűnőbb (10–18%)

A különböző lelőhelyekről származó vulkanitok kémiai összetétele sok tekintetben eltérő A strázsa-hegyi minták SiO₂- és K₂O-tartalma általában nagyobb, de itt mutatkozik a plagioklászok albitosodásából származó, helyenkénti nagyobb Na-tartalom is (1 táblázat) A vizsgált metabazaltok helye a MIYASHIRO (1975) diagramokon (3 ábra) az erős szórás ellenére is azt sugallja, hogy azok tholeites affinitásúak, vagyis az FeO/MgO arányhoz viszonyítva aránylag nagy a TiO₂- és FeO-tartalmuk (Fe = összes vasoxid)

Megjegyezzük, hogy a MIYASHIRO-diagram egyaránt tartalmaz elváltozott és ude kőzetekből származó elemzési adatokat, ami lehetővé teszi az általunk vizsgált elváltozott kőzetekkel való összehasonlítást

Jóllehet, az általunk vizsgált feltárásokban gyakori a tomelékesnek tűnő, agglomerátumos breccsás szövet, a piroklasztikumra utaló biztos szöveti jellegek hiánya – tufára jellemző szövet tenger alatti működés során nem is jöhet létre – arra utal, hogy láva keveredett a mészisappal A mészisapos szedimentációs térbe került, részben már kristályos, részben híg folyós bazisos láva az uledékes környezettel való érintkezés pillanatától kezdve erős átalakuláson ment keresztül, és a később litifikálódó mészkő szerkezetét és szövetét is jelentősen befolyásolta.

A képződmények korát illetően Zsinnyén a metabazalt minden kétséget kizáróan egykorú a mészkővel Feltételezzük, hogy a közeli kőrözsa-tetői előfordulás is ugyanannak a tenger alatti vulkáni tevékenységnek a terméke A Conodonta-sztratigráfiai skála azonban „túl finom” ahhoz, hogy egyetlen pozitív mintából (Zsinnye 1/a) egy egész litosztratigráfiai egység szintézését végre tudjuk hajtani Ezért célszerűbb, ha a zsinnyei–kőrözsa-tetői vulkanitokat általánosságban a felső-devon alsó részébe tartozóknak tekintjük Ugyanehhez a vulkáni ciklushoz kapcsolódhat a csapásirányban egészen a hegység



3 abra Az upponyi-hegységi metabazaltok SiO₂-, FeO-ra atszámított összes vasoxid (FeO)- és TiO₂-tartalmának változása a FeO/MgO aránnyal

Fig. 3 Variation of the total iron oxide (FeO) and TiO₂ content converted to SiO₂ and FeO as a function of the FeO/MgO ratio in the Uppony Mts metabasalts

I táblázat

A Zsinnye, a Kőrözsa-tető és a Strázsza-hegy metabazaltjainak kémiai összetétele

	Kőrözsa-tető		Zsinnye DNy-1 oldala	Nekézseny–Strázsza-hegy				
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	36,98	37,48	39,33	49,67	54,83	32,86	51,01	39,56
TiO ₂	4,46	2,01	3,02	0,94	0,58	4,00	1,03	4,76
Al ₂ O ₃	11,33	9,40	9,36	13,03	20,90	13,52	14,53	13,33
Fe ₂ O ₃	1,33	1,13	7,57	1,85	1,57	2,07	1,81	1,87
FeO	8,65	7,83	1,99	0,51	3,12	7,98	1,30	10,65
MnO	0,13	0,23	0,36	0,11	0,04	0,27	0,11	0,14
MgO	10,21	7,22	2,81	0,63	3,93	6,96	1,16	12,28
CaO	10,05	12,63	16,26	14,02	2,22	13,82	10,85	5,22
Na ₂ O	0,14	0,27	0,23	6,95	0,15	0,57	1,57	0,51
K ₂ O	0,03	1,38	1,86	0,20	5,90	1,24	5,22	0,16
-H ₂ O	0,05	0,08	0,28	0,10	0,14	0,14	0,26	0,09
+H ₂ O	5,09	3,76	4,20	0,87	5,14	5,60	2,21	8,04
P ₂ O ₅	0,42	0,25	0,29	0,27	0,09	0,72	0,30	0,68
CO ₂	10,04	15,85	12,66	11,00	0,83	10,40	8,37	2,52

Elemző MÁFI DÉR I-né – PETRÁS GY -ne 1977–1978

ÉK-i pereméig nyomozható, metatufitosnak leírt (ÁRKAI P et al 1982), mar a bevezetésben említett mészkövek sávja is. Ily módon ezek valószínűleg párhuzamosíthatók a Szendrői-hegység szericites–kloritos, ugyancsak „metatufitos”-nak leírt abodi mészkövevel, amelyből az Abod Ny-1 szélén levő kőfejtőben (ahol az abodi mészkő éppen nem tartalmaz „metatufit” nyomokat) alsó-famenni korra utaló *Palmatolepis glabra pectinata* ZIEGLER került elő (KOVÁCS S –H KOZUR 1980)

Felmerül az a kérdés, hogy az Upponyi-hegység eruptív kőzetei egyazon, vagy több vulkáni ciklus termékei-e? A Conodonta-biosztratigráfiai adatok birtokában ma már biztos, hogy a hegység ÉNy-1 vergenciájú, bonyolult pikkelyes és részben gyúrt szerkezetű (ahogy már SCHRÉTER Z 1943-ban is feltételezte) Elképzelhető lenne, hogy a hegység DK-1 peremén sorakozó vulkanitok sávja [lásd PANTÓ G (1954) térképét] a Zsinnye–Kőrözsa-tető és az annak csapásába eső sáv tektonikus ismétlődését képezné. A strázsza-hegyi metabazalt azonban nem választható el a vele társult alsó-devon mészkövektől. Feltételezhető, hogy a Strázsza-hegy csapásába eső bazisos vulkanitok vonulata vele egykorú. De ezen előfordulások, valamint az egyes dédestapolcsányi fúrásokban feltárt vulkanitok korának végleges megállapítása már nem választható el a Tapolcsányi Formáció pala–homokkő–lidit összelete korának tisztázásától.

Bár mindhárom feltárás metabazaltja a spilitesedés jellegét mutatja, a földtani környezet (sekélytengeri, crinoideás mészkő a Strázsa-hegyen, de mindenekelőtt a szendrő–upponyi devon–alsó-karbon uledékfácies) és az ofiolitos sorozat mélyebb tagjának hiánya nem indokolja – sőt valószínűtlenné teszi –, hogy egy ofiolitosorozat legfelső, átalakult kőzetváltozatának jelenlétét tételezzuk fel a vizsgált területen (COLEMAN 1977) A jelenlegi adatok arra utalnak, hogy az Upponyi-hegységben tholeites jellegű, kontinentális riftesedéssel kapcsolatos bazaltvulkanizmusról van szó A keletkezési körülmények és a területet ért regionális metamorfózis következtében a metabazalt átalakulási foka a zoldpala fáciesbe való átmenetnek felel meg A Conodonták és a mészkövek között azonban helyenként enyhébb átalakulásra utaló adatokat is találtunk, ezek tisztázása és a bonyolult hegyszerszerkezettel való kapcsolatuk felderítése további részletes vizsgálatokat igényel

Joggal vetődik fel a kérdés, hogy milyen kapcsolatai vannak az upponyi bázisos vulkanitoknak a 60–70 km-rel északabbra levő gomori paleozoikum rakoveci sorozatához (a régebbi szerzők diabáz–fillit sorozata) Ennek kora még alig tisztázott, bár fő tomegében devon ofiolitos sorozatnak tartják (B HOVORKA 1980, VARGA I 1981) Azonban mind a magmás, mint a kísérő uledékes kőzetek kifejlődése annyira különbözik az uppony–szendrői devontól, hogy itt csak szárnyjellegű kapcsolatokról lehet szó

A mai nagyobb távolság ellenére is lényegesen szorosabb kapcsolatokat mutat az uppony–szendrői devon a grazi paleozoikum, a karbon pedig a Karni Alpok–Déli-Karavankák felé (KOVÁCS S –H KOZUR –R MOCK a jelen kötetben, KOVÁCS S –PÉRO Cs 1982) A grazi paleozoikumban a szilurból az alsó-devonba átnyúló, sok „diabázt” és „diabaztufát” tartalmazó fillitsorozatban, valamint az also- és mélyebb középső-devon több mészköves formációjában ismeretesek „diabáztufa” betelepülések A legfiatalabb, felső-giveti „diabáztest” a hochlantschi fáciesnek a Szendrőládi Mészkőhöz nagyon hasonló ún „Calceolaschuchten”-jében ismeretes (SCHONLAUB 1979)

IRODALOM – REFERENCES

- AUSTIN R L 1974 The biostratigraphic distribution of conodonts in Great Britain and the Republic of Ireland In BOUCKAERT J –STREEL M (Eds) International symposium on Belgian micro-paleontological limits – Geol Surv Belg 1–17 Brussels
- *ÁRKAI P 1978 A Bukk, Upponyi- és Szendrői-hegységben kijelölt paleozoos alapszelvények összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei – Foldt Int Adattár, kézirat
- ÁRKAI P –HORVÁTH Z A –TOTH M 1982 Transitional very low-and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mts, NE-Hungary mineral assemblages, illite-crystallinity, b_0 and coal rank data – Acta Geol Hung 24 (2–4) 265–294
- BALOGH K 1964 A Bukkhegység földtani képződményei – Foldt Int Évk 48 (2) 478 p
- BALOGH K –KŐROSSY L 1974 Hungarian Mid-Mountains and adjacent areas In MAHEL' (Ed) Tectonics of the Carpathian–Balkan regions – Geol Ust Dionýz Stur 391–403 Bratislava
- BALOGH K –PANTÓ G 1954 Földtani vizsgálatok Nekezsény környékén – Foldt Int Évi Jel 1953-rol 17–27
- COLEMAN R G 1977 Ophiolites – 229 p Springer Verlag
- GRECULA P –VOZÁROVÁ A –VOZÁR J 1981 Characteristic of lithotectonic profiles in geotransverse „C”, West Carpathians (Czechoslovakia) – In KARAMATA S –SASSI F P (Eds) IGCP No 5 Newsletter 3 77–79, Beograd

- HIGGINS A C 1975 Conodont zonation of the Late Viséan – Early Westfalian strata of the south and central Pennines of northern England – Bull Geol Surv Great Britain 53 90 p London
- HOVORKA D 1980 A gomori opaleozoikum és mezozoikum ofiolitjai – Foldt Kut 23 (3) 25–27
- KLAPPER G – ZIEGLER W 1979 Devonian conodont biostratigraphy In The Devonian system – Paleont Assoc Spec Papers in Palaeontology 23 199–224 London
- KOVÁCS S 1981 Alsó-devon Conodonták a nekézsényi Strázsa-hegyről (Lower Devonian conodonts from the Strázsa-hegy, near Nekezsény, Uppony Mts, North Hungary) – Foldt Int Évi Jel 1979-ről 65–79
- KOVÁCS S – PÉRÓ CS 1982 Tectonic front of a Dinaric-type Paleozoic in North-Hungary – Proc XII Congr Carp Balc Geol Assoc, Bucharest (In press)
- KOZUR H – MOCK R 1977 On the age of the Paleozoic of the Uppony Mts (North Hungary) – Acta Miner Petr Szeged 23 (1) 91–107
- MIYASHIRO A 1975 Classification characteristics and origin of ophiolites – J Geol 83 249–281
- NAGY E 1972 Der Stand der Forschungen im Bereich des Palaeozoikums in Ungarn – Verh Geol B A 1972 (2) 199–213
- ORAVECZ J 1964 Szilur képződmények Magyarországon (Silurbildungen in Ungarn und ihre regionalen Beziehungen) – Foldt Kozl 94 (1) 3–9
- ORAVECZ J 1965 Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe termelési szempontból (Über die erdgeschichtliche Rolle silurischer Gesteinschotter in den klastischen Schichtkomplexen Ungarns) – Foldt Kozl 95 (4) 401–405
- PANTÓ G 1954 Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben – Foldt Int Évi Jel 1952-ről 91–111
- SCHRÉTER Z 1945 Uppony, Dédes és Nekézsény, továbbá Putnok vidékenek földtani viszonyai – Foldt Int Évi Jel 1941–42-ről 1 161–237
- SCHONLAUB H P 1979 Das Palaeozoikum in Österreich – Abh Geol B A 33 124 p Wien
- SCHONLAUB H P 1980 Carnic Alps Guidebook to field trip A, Second European Conodont Symposium – Abh Geol B A 35 5–60 Wien
- VARGA I 1981 Problems and provisional results in the correlation of the magmatic events Part 2 Volcanic manifestations of the Variscan epoch and their correlation in the Eastern Alps and Carpathians – In KARAMATA S – SASSI F P (eds) IGCP No 5 Newsletter 3 156–165 Beograd
- ZIEGLER W (Ed) 1973, 1975, 1977 Catalogue of conodonts I, II, III – Schweizerbart'sche Verl Stuttgart

I tábla – Plate I

- 1 Világosszürke, vékonyréteges, gyengén metamorf mészkő – Light grey, thin-layered, slightly metamorphosed limestone
Zsinnye
- 2 Orientált szövetű, enyhe metamorfózist szenvedett mészkő – Limestone, slightly metamorphosed, of oriented fabric
Kőrözsa-tető 136/2
+N
- 3 A mészkő és a metabazalt keveredése kaotikus szerkezetet eredményez. A kőzetet kalcit, kvarc, klorit, szericit, leukoxén és limonit képezi – The mixing of limestone and metabasalt results in a chaotic structure. The rock is made up of calcite, quartz, chlorite, sericite, leucoxene and limonite
Kőrözsa-tető 132/1/2
+N
- 4 A kőzet kalcitanyaga ovális kontúrú, szeszélyes alakú foltokat képez. A foltok közötti részt klorit tölti ki – The calcite material within the rock forms irregular patches of oval outline. The space between the patches is filled with chlorite
Kőrözsa-tető 134/1
||N
2–4 27,5X



1



2



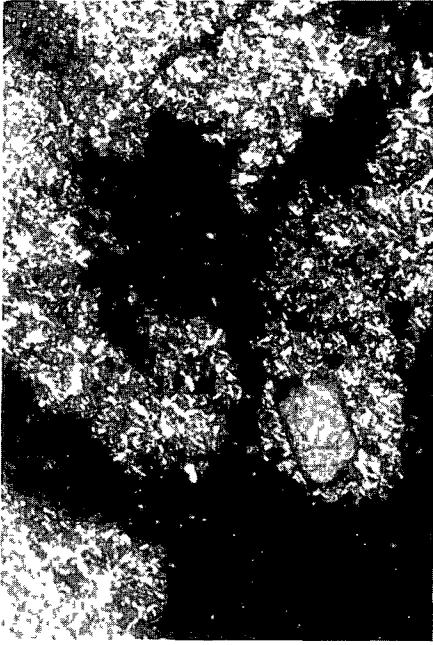
3



4

II tábla – Plate II

- 1 Mikrokristályos kvarc, kalcit, klorit, szericit és opak ásványok mellett augitkristály látható – In addition to microcrystalline quartz, calcite, chlorite, sericite and opaque minerals, an augite crystal can be seen
Kőrözsa-tető
+N
- 2 A mikrokristályos kvarcból álló foltokban dolomit-romboéderek helyezkednek el – Dolomite-rhombohedral silt in patches consisting of microcrystalline quartz
Kőrözsa-tető 132/1/1
+N
- 3 A kor vagy ovális metszetű leucoxén koszorúk belsejét mikrokristályos kvarc tölti ki – The inside of the leucoxene rims of circular or oval cross-section is filled with microcrystalline quartz
Kőrözsa-tető 132/2/2/
+N
- 4 A táblás porfíros elegyrészek helyét kvarc, klorit, kalcit és goethit foglalja el – The place of the platy porphyritic components is occupied by quartz, chlorite, calcite and goethite
Kőrözsa-tető 133/2/1
+N
1–3 68X, 4 27,5X



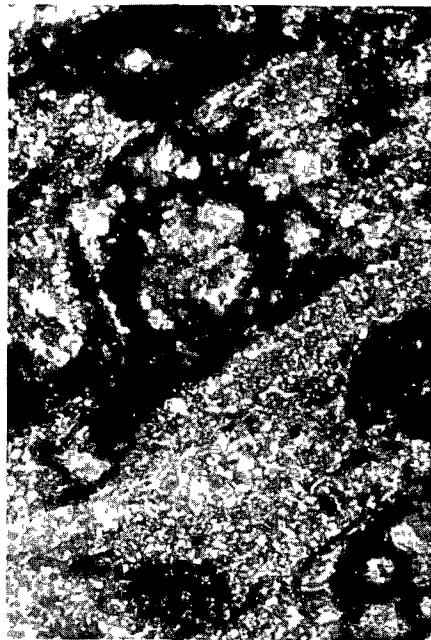
1



2



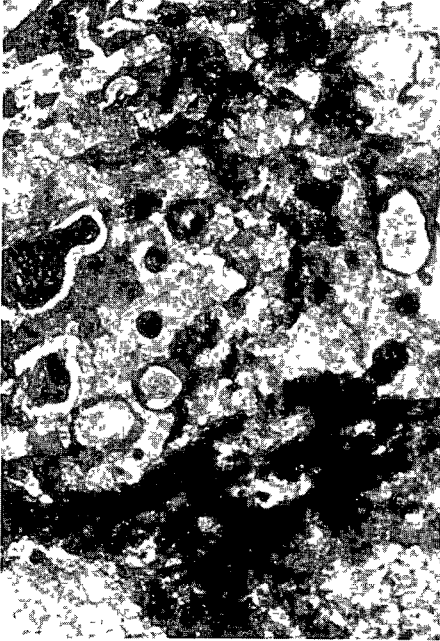
3



4

III tábla – Plate III

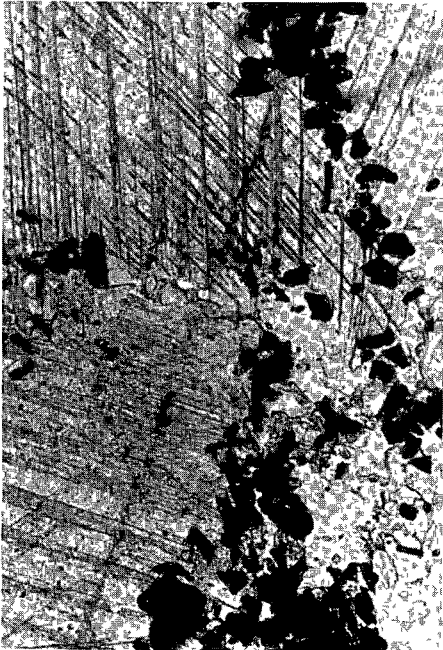
- 1 A tomeges kloritanyagú belső magot szálas, rostos, kristályos klorit, kalcit vagy kvarc, kívül pedig leukoxén koszorúzza – A massive chlorite nucleus is rimmed by fibrous, crystalline chlorite, calcite or quartz, surrounded, in turn, by leucoxene
Kőrözsa-tető 130/a/1
||N
- 2 A klorit mellett szeszélyes konturú foltokban leukoxén látható – Chlorite is seen to be accompanied by leucoxene in patches of irregular outline
Kőrözsa-tető 132/a/2
||N
- 3 Ereken, sávokban, foltokban hipidiomorf és xenomorf piritkristályok helyezkednek el – Hypidiomorphic and xenomorphic pyrite crystals occur in veinlets, bands and patches
Kőrözsa-tető 130/a
||N
- 4 A piritkristályok és a leukoxénes foltok környezetében tűs, szálas szericit jellemző – Pyrite crystals and leucoxene patches are characteristically surrounded by fibrous and acicular sericite
Kőrözsa-tető 132/a/2
+N
1–4 68X



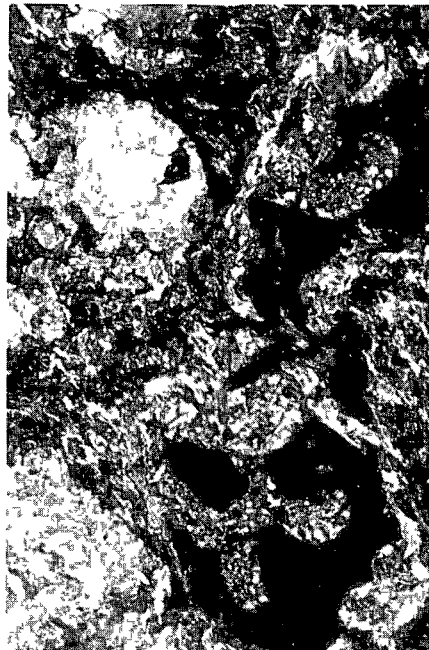
1



2



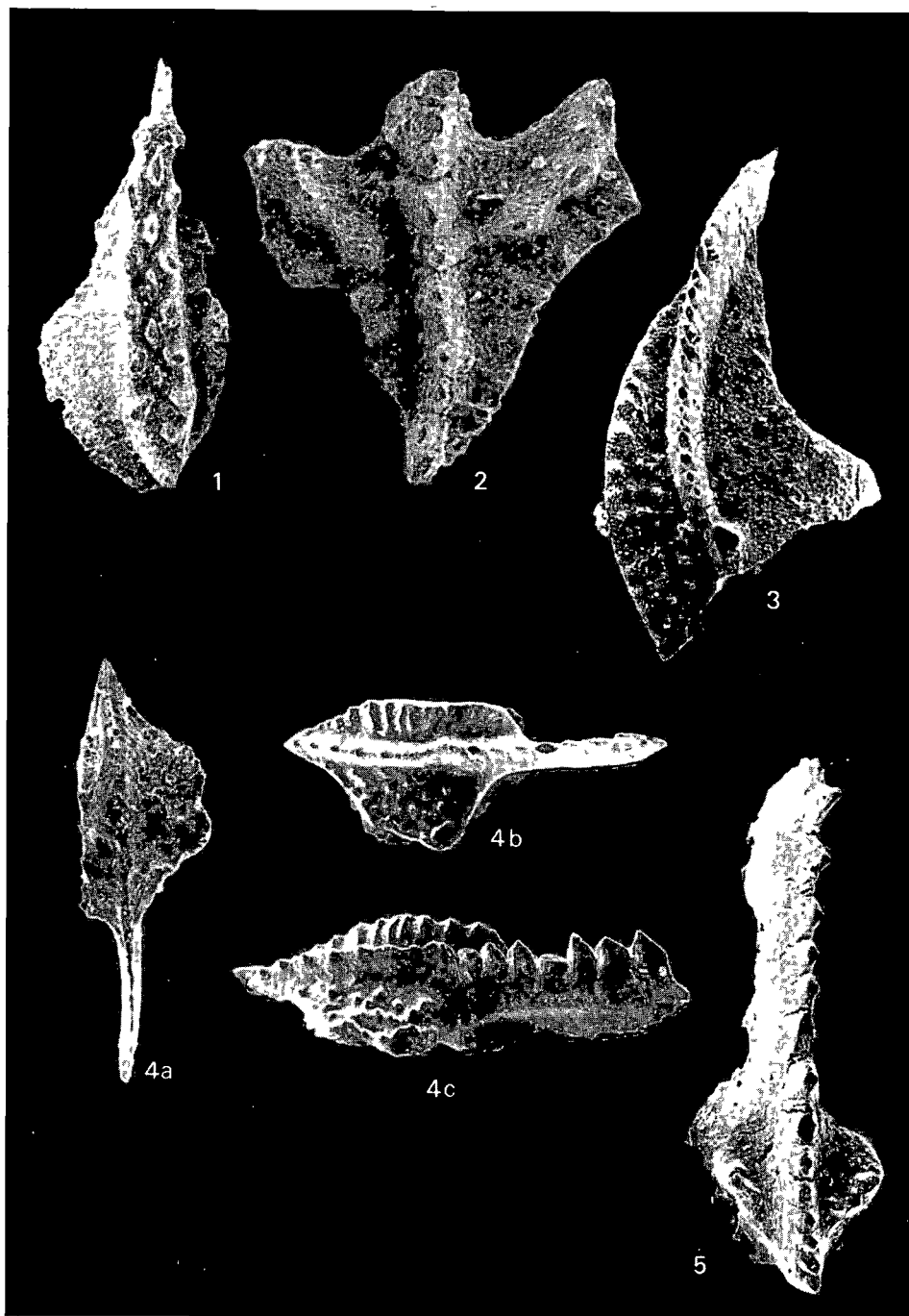
3



4

IV tábla – Plate IV

- 1 *Icriodus* sp
Zsinnye-1/A sz minta Frasnü (Frasnian)
100X
- 2 *Ancyrodella* cf *nodosa* ULRICH et BASSLER
Zsinnye-1/A sz minta Frasnü (Frasnian)
150X
- 3 *Palmatolepis* sp ex gr *hassi-gigas*
Zsinnye-1/A sz minta Frasnü (Frasnian)
100X
- 4a–c „*Gnathodus*” *bilineatus bilineatus* (ROUNDY)
Kőrozsza-tető, Kört-1 sz minta Felső-vizeí (Upper Viséan)
4a) alulnézet – lower view 100X
4b) felulnézet – upper view 90X
4c) oldal–felulnézet – lateral-upper view 107X
- 5 *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF)
Kőrozsza-tető, Kört-1 sz minta Felső-vizeí (Upper Viséan)
100X



V tábla – Plate V

- 1a–c *Ozarkodina masara* SCHÖNLAUB (Spathognathodiform-elem)
Strázsa-hegy, N-3 sz minta Felső-lochkovi (Upper Lochkovian)
100X
- 2a–e *Pandornellina cf optima* (MOSKALENKO) (Spathognathodiform-elem)
Strázsa-hegy, N-3 sz minta Felső-lochkovi (Upper Lochkovian)
100X



ON THE AGE AND PETROLOGY OF THE BASIC VOLCANICS IN THE UPPONY MTS, NE HUNGARY

by

S KOVÁCS – É VETŐ-ÁKOS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

UDC 552.32 551.734(234.373.3/5)

Key-words volcanic rocks, metabasalte, petrology, devonian, North-eastern Hungarian Hills (Uppony Mts)

Basic volcanics occur in the Uppony Mts in the group called formerly as "Ind Series" at Zsinnye and Korozsa-tető hills, on one hand, and on the southeastern margin of the mountain, at Strazsa-hegy and its strieward continuation, on the other (Fig 1). The rocks concerned were considered to represent diabases, diabase tuffs and agglomerates by the authors of former works and the afore-mentioned first two occurrences were assigned to the Silurian or the Carboniferous, while the rest was judged to be of Middle Triassic age.

At Zsinnye the volcanics are undoubtedly as old as the limestone. Between the two, a transitional zone displaying frequent slumping structures, is observable. From the limestone Frasnian conodonts have been gained (Plate IV, Fig 1–3).

From the Kórozsza-tető Upper Visean conodonts were recovered (Plate IV, fig 4–5), a 200 m section between the limestone and the volcanics, however, is hidden by covering, so that the afore-mentioned date cannot be verified for the volcanics.

The Strazsa-hegy volcanics are again synchronous with the limestone (K. BALOGH 1964), but the conodonts recovered from here belong to the deeper Lower Devonian or Upper Lochkovian (S. KOVÁCS 1981).

Petrographic analyses have shown a strong mixing of the volcanics with the carbonate country rock in all three places. In terms of composition the rocks are metabasalts. The lava, when penetrating into the space of the lime mud sedimentation, got mixed with the mud (as suggested by the slumping structures) and underwent, from the very beginning, an intensive alteration process. The present stage of the metabasalts is indicative of a transition to the greenschist facies.

The position of the analyzed metabasalts in the MIYASHIRO diagrams suggests an affinity to the tholeiites (Fig 3).

The Kórozsza-tető volcanics are held to be synchronous with those of Zsinnye. The strip of limestones described as metatuffitic can be traced from here as far as the north-eastern mountain margin (P. ÁRKAI et al 1982) and appears to belong here, too. These are considered, in general, to belong to the deeper Upper Devonian and this way appear

to be correlable with the equally "metatuffitic" Abod Limestone Formation of the Szendrő Mts

The Strázsa-hegy occurrence and its strieward extension, however, belong to a deeper Lower Devonian

All three occurrences show features of spilittization, but the absence of the deeper members of the ophiolite series and, first of all, the facies of the Devonian of the Szendrő-Uppony range make it improbable to suppose the presence of an ophiolite series here. As suggested by the data available, the Uppony Mts must have witnessed a basalt volcanism of tholeiitic nature associated with continental rifting.

The magmatic and sedimentary rocks of the Rakovec Series of Gomor Palaeozoic occurring only 60 to 70 km to the north of this area — a formation regarded to represent, in its bulk, a Devonian ophiolite series — are so markedly different from the Szendrő-Uppony Devonian that only periferic connections between the two can be spoken of. In spite of the greater distance of today, the similarity of the corresponding formations of the study area to the Graz Palaeozoic, Austria, is much more conspicuous (cf. KOVÁCS—PÉRÓ, in press).

DER ERSTE NACHWEIS EINER PHYLLODONTEN ZAHNPLATTE AUS DEM OBEREN PERM DES BÜKKGEBIRGES (UNGARN)

von

A FENNINGER–J NIEVOLL

Institut für Geologie und Palaontologie der Universität Graz, Heinrichstrasse 26,
8010 Graz, Österreich

UDC 567 016 3(113 6 234 373 4)

Key-words new data, teeth, Pisces, upper Permian, Northeastern Hungarian Hills, Bükk Mountains

Aus dem oberen Perm des Bükkgebirges wird erstmals im europäischen Raum der Nachweis einer phyllodonten Zahnplatte aus dem Jungpaläozoikum erbracht. Sie ist mit grosser Wahrscheinlichkeit platysomiden Fischen zuzuordnen und zeigt Ähnlichkeiten mit der aus dem Perm/Trias-Grenzbereich Ostgrönlands beschriebenen *Bobasatrania*.

Geologischer Rahmen

Im nördlichen Bükkgebirge treten marine, oberkarbone und permische Ablagerungen auf, die von triassischen Sedimenten überlagert werden. Auf die Problematik der Perm/Trias-Grenzziehung weisen ANTAL–BALOGH (1980) hin. Das Perm lässt sich nach den genannten Autoren in die Szentlélek und in die Nagyvisnyó Formation unterteilen. Während die bisher fossilere, klastische Szentlélek-Formation Unter- und Mittelperm vertreten soll, gehört die kalkige Nagyvisnyó Formation ins Oberperm. Eine detaillierte Bearbeitung dieser 150 m mächtigen Formation erfolgte durch ANTAL (1975), die Einstufung ins Baisahan, der unteren Unterstufe des Djulfian, geht auf FLUGEL (1973) zurück.

Die im folgenden beschriebene phyllodonte Zahnplatte wurde westlich des Mihalovits-Steinbruchs nahe der Eisenbahnstation Nagyvisnyó gefunden. Sie stammt aus dem 7 m mächtigen, hornsteinführenden Waagenophyllum-Kalk (Schichtglied Nr. 2 nach ANTAL 1975: 114, Fig. 3).

Beschreibung

Es liegt ein ca. 15×20 mm grosses Bruchstück (Taf. I, Fig. 1) einer konkaven Zahnplatte mit 12 auf der Spaltfläche sichtbaren Zähnen vor. Im zentralen Bereich der Zahnplatte haben die flachkonvexen, im Querschnitt runden Zähne einen Durchmesser von ±4 mm. Peripher sind selten ovale, spitz zulaufende Zähne beobachtbar. Sie haben einen geringeren Durchmesser (1,2×1,8 mm an der Basis). Im Querschliff können maximal 8, serial übereinander liegende Zähne beobachtet werden. Wie Taf. I, Fig. 3 zeigt, sind die zentraler gelegenen Zähne stärker abgeflacht als die periphereren. Dies könnte bedeuten,

das ein kontinuierlicher Übergang zwischen zentralen, flachkonvexen und peripheren, spitz zulaufenden Zähnen vorliegt (vgl. JOHNSON–ZIDEK 1981). Die Höhe der starker konvexen Zahne (Taf. I, Fig. 3) schwankt zwischen 0,72 und 0,80 mm, ihre Breite zwischen 2,8 und 4 mm. Die flachen zentraleren Zähne haben im allgemeinen eine Höhe von 0,28–0,52 mm und eine Breite bis 4 mm. Da es sich bei dem vorliegenden Bruchstück um eine gespaltene Zahnplatte handelt (keine primäre Oberfläche), können etwaige Abnutzungserscheinungen nicht beobachtet werden.

Nach JOHNSON und ZIDEK (1981, cum lit.) lassen die individuellen Zähne einen 3-Schichtenbau erkennen und bestehen von der Pulpa-Höhle ausgehend aus Zahnbein (Orthodontin), verändertem Zahnbein (modifiziertes Dentin) oder Acrodin und der Glasurschicht (Enamel). Wir folgen dabei in gleicher Weise wie JOHNSON und ZIDEK (1981) den Begriffsbestimmungen von PEYER (1968) und ORVIG (1973).

JOHNSON und ZIDEK charakterisieren die Orthodontinschicht im einfach polarisierten Licht durch engständige, parallel angeordnete Dentintubuli, die mehr oder weniger senkrecht zur Basisfläche stehen. Die Acrodin-Schicht (sensu PEYER 1968) hat dagegen dendritisch bzw. unregelmässig angeordnete Dentintubuli, die gegen die Enamelschicht zu allmählich auslaufen. Diese ist bei den von den genannten Autoren untersuchten Exemplaren selten beobachtbar, ausserst dünn und erscheint unter gekreuzten Nicols als weisser Saum. Die von uns untersuchten Zähne lassen im einfach polarisierten Licht (Taf. I, Fig. 4) nur undeutlich eine Gliederung erkennen, und hier auch nur bei den starker konvexen Zähnen. Sie zeigen zwei Zonen, die wir dem Orthodontin und dem Acrodin zuordnen. Sie sind durch eine ± deutliche Grenzlinie getrennt. Da keine Dentintubuli in den beiden Schichten mehr zu erkennen sind, ergeben sich keinerlei textuelle Unterschiede. Anzeichen für Enamel fehlen.

Unter gekreuzten Nicols hellt die von uns als Orthodontin gedeutete Basislage nicht auf, wogegen die Acrodin-Lage einen faserigen Aufbau zeigt (Taf. I, Fig. 5). Im peripheren Bereich eines Zahnes sind die Fasern mehr oder weniger parallel und senkrecht zur Zahnoberfläche angeordnet, während im zentralen Bereich eine „kreuzlamellenartige“ Anordnung zu erkennen ist. Eine scharfbegrenzte Enamel-Lage ist auch unter gekreuzten Nicols nicht zu erkennen. Die REM-Aufnahmen polierter Querschnitte über einen Zahn hinweg zeigen zumeist keinerlei Strukturen und erscheinen einheitlich (vgl. dagegen ORVIG 1973). Bruchflächen wurden nicht untersucht, da von einer weiteren Zerstörung der Zahnplatte abgesehen wurde. Lediglich in Teilbereichen ist ein schwaches Relief erkennbar, welches als Hinweis für das Vorhandensein von Dentintubuli gedeutet wird (Taf. I, Fig. 2). Die Elektronenstrahlmikroanalyse zeigte, dass am Aufbau der Zähne lediglich Ca und P beteiligt sind (nachweisbare Elemente) und das Ortho- und modifizierte Dentin eine gleiche Zusammensetzung haben (Abb. 1). Die Verteilung der beiden Elemente ist einheitlich.

Diskussion

Ausbildung und Aufbau der Zahnplatte lassen eindeutig eine phyllozonte Struktur erkennen. Die Zahnplatte kann mit grosser Wahrscheinlichkeit platysomiden Fischen zugeordnet werden.

Derartige bisher vor allem ab dem Mesozoikum bekannte Zahnplatten wurden von JOHNSON und ZIDEK (1981) erstmals aus unterpermischen Schichten Nord-

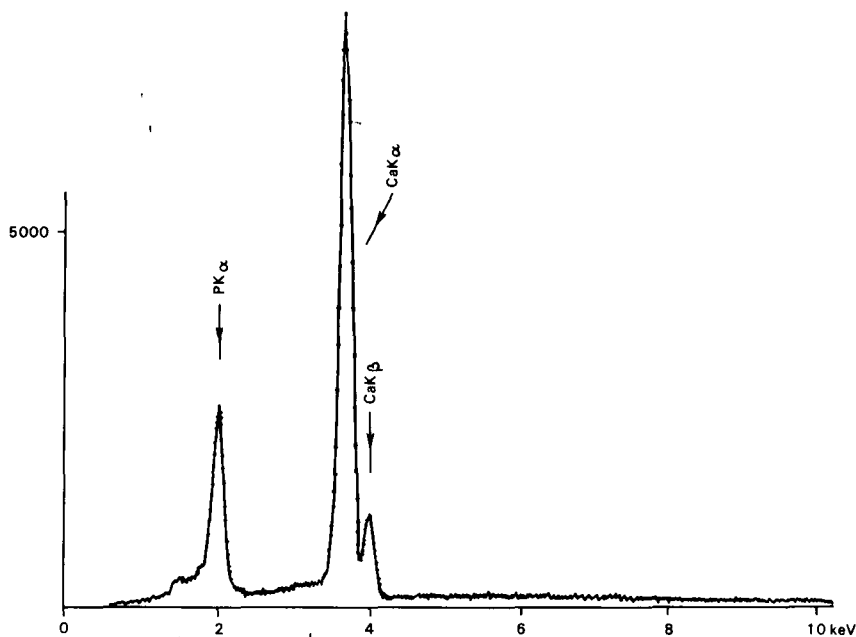


Abb 1 Elementverteilung (Ca und P) in der Orthodontinlage Bed 20 kV, Kippwinkel 3°/15

1 abra Ca es P elemeloszlas az ortodontin rétegen

amerikas beschrieben Gleichzeitig weisen sie darauf hin, dass phyllo-donte Zahnplatten aus dem Oberkarbon Amerikas (JOHNSON—ZIDEK 1981 526) zur Zeit von C POPLIN (Paris) bearbeitet werden Die von den genannten Autoren untersuchten Zahnplatten unterscheiden sich von unserer in der Grosse der Zahne (max bis 2 mm) und in der alternierenden Anordnung der Zahne übereinanderliegender Zahnsets Hinsichtlich der serialen Anordnung der Zahne zeigt unser Exemplar Ähnlichkeiten mit dem typisch triassischen Genus *Bobasatrania*, welches NIELSEN (1952) auch „from an outcrop some distance below the Permo-Triassic boundary“ beschrieb (fide JOHNSON—ZIDEK 1981) Die bei ORVIG (1973) abgebildeten *Bobasatrania*-Zahne haben aber ebenfalls geringere Basisdurchmesser

Der Lebensraum derartiger Zahnplatten-tragender Fische ist unbekannt DALQUEST (1966) und SIMPSON (1974) nehmen ein Susswasser-environment an JOHNSON und ZIDEK (1981) weisen darauf hin, dass ein Grossteil des von ihnen untersuchten Materials aus karbonatreichen Horizonten stammt, die von Algenmatten und tabulaten Korallen dominiert werden, und vermuten ein kustennahes marines environment, in dem allerdings sowohl marine als auch Susswasser-Elemente gemeinsam auftreten Sie erklären diese Faunenvermischung mit PARRISH (1978) und JOHNSON (1979) damit, dass Flüsse Susswasserformen in den kustennahen marinen Raum brachten, bzw dass Stürme für Überflutungen im Kustengebiete verantwortlich sind Ausserdem ist eine Salinitätstoleranz dieser Fische nicht auszuschliessen Wie bereits einleitend erwähnt, stammt unser Material aus dem hornsteinführenden *Waagenophyllum*-Kalk, aus dem bisher nur marine Faunen-

und Florenelemente bekannt gemacht wurden (vgl. ANTAL – BALOGH 1980 28 f.) Das die Zahnplatte umgebende Gestein weist sich als reichlich algenführender Biomikrit mit Schwammresten, Schalenbruch und diversen Kleinforaminiferen aus. In Teilbereichen ist eine spätdiagenetische Dolomitisierung erkennbar.

Danksagung

Für die Möglichkeit, im Rahmen des Abkommens zwischen dem Zentralen Geologischen Institut der VR Ungarn und der Geologischen Bundesanstalt (Österreich) das Bukkgebirge kennenzulernen und Material aufzusammeln, danken wir den Verantwortlichen Stellen Herrn Prof. Dr. K. BALOGH, danken wir für die Führung im Gelände. Die REM-Aufnahmen und die Elektronenstrahlmikroanalysen wurden freundlicherweise am Zentrum für Elektronenmikroskopie in Graz (Leitung Dr. F. GRA SENICK) von den Herren Dr. P. GOLOB und Dipl.-Ing. H. WALTINGER durchgeführt. Herrn Dr. G. JOHNSON (South Dakota Geol. Surv.) sind wir für fachliche Hinweise verbunden.

SCHRIFTTUM – IRODALOM

- ANTAL S. 1975. Subdivision of the Upper Permian Sequence of the Bukk Mountains in North Hungary – Acta Min. Petr. 22: 113–118. Szeged.
- ANTAL S. – BALOGH K. 1980. Über die Lithologie und Alter der Nagyvisnyó Formation (Oberperm, Bukk-Gebirge, Nordungarn) – In: VOZAR J. – VOZAROVA A. (Eds.) Permian of the West Carpathians. Geol. Úst. D. Stura. 25–32, Bratislava.
- DALQUEST W. 1966. An unusual paleonisciform fish from the Permian of Texas – J. Paleont. 40: 759–762. Tulsa.
- FLUGEL H. W. 1973. *Peronidella baloghi*, a new Inozoa from the Upper Permian of the Bukk-Mountains (Hungary) – Acta Min. Petr. 21: 49–53. Szeged.
- JOHNSON G. D. – ZIDEK J. 1981. Late Paleozoic phylloodont tooth plates – J. Paleont. 55: 524–536. Tulsa.
- NIELSEN E. 1952. A preliminary note on *Bobasatrania groenlandica* – Meddel. Dansk. Geol. Foren. 12: 197–204 (non vid.).
- ORVIG T. 1973. Fossila fisktänder i svepelektromikroskopet: gamla frågeställningar i ny belysning – Swedish Mus. Nat. Hist. Fauna och Flora 4: 166–173.
- PEYER B. 1968. Comparative odontology – 347 p. Univ. Chicago Press.
- SIMPSON L. C. 1974. Paleocology of the East Manitou Site, southwestern Oklahoma – Oklahoma Geol. Notes 34: 15–27.

FILLODONT FOGLEMEZ A BUKK HEGYSÉGI FELSŐ-PERMBŐL

A FENNINGER—J NIEVOLL

Institut für Geologie und Palaontologie der Universität Graz, Heinrichstrasse 26,
8010 Graz, Österreich

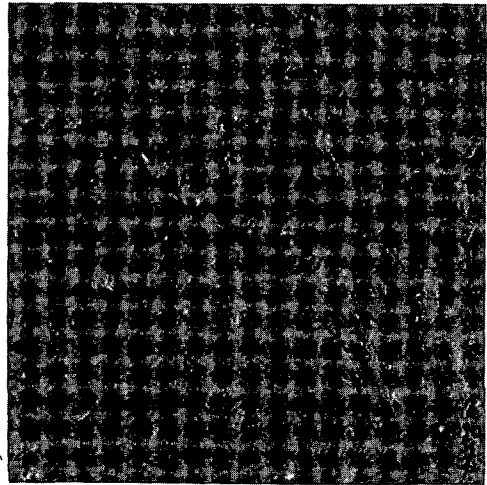
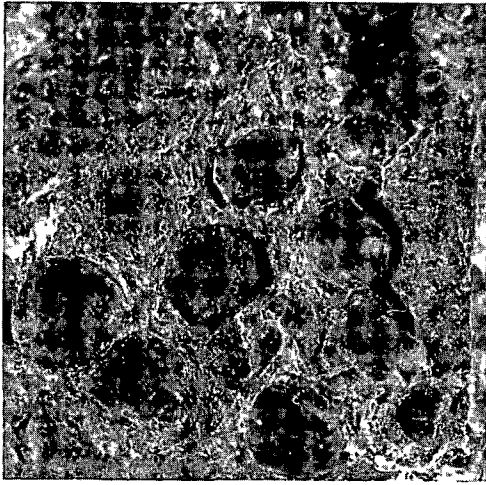
ETO 567 016 3(113 6 234 373 4)

T a r g y s z a v a k új leírás, fog, Pisces, felső-perm, Északi-kozéphegység, Bukk

A szerzők a Bukk hegység felső-permjében egy sajátos, az európai térség uppaleozoi-kumában eddig ismeretlen fillodont foglomez találtak, mely a Platysomidának a kelet-gronlandi perm—triász határrétegekből leírt *Bobasatrania* nemzetséghez sorolható. A maradvány lelőhelye a nagyvisnyói Mihalovits-kőfejtőtől Ny-ra, az állomás közelében a 7 m vastag tűzkoves korallós mészkő 2 rétege (ANTAL S 1975 114, 3 ábra)

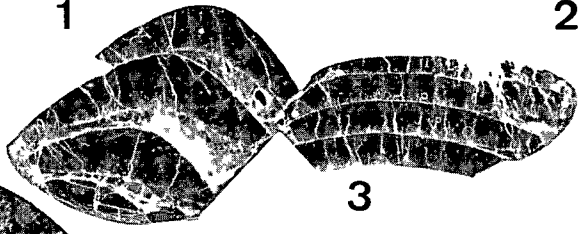
Tafel I – I tábla

- 1 Bruchstück der phyllodonten Zahnplatte Aufsicht – A fillodont foglemez toredéke
Felülnezet
2,3X
- 2 REM-Aufnahme der Acrodin-Lage Das unregelmässige Relief wird als Hinweis für Dentintubuli gewertet – Az acrodin rétegről készült REM-felvetel Feltételezzuk, hogy az egyenetlen felszín dentin-csovecskék jelenlétére utal
500X
- 3 Langsschnitt durch die phyllodonte Zahnplatte Beachte die unterschiedliche Wölbung der Zähne sowie die serielle Übereinanderstapelung – A fillodont foglemez hossz-metszete Megfigyelhető a fogak különböző gorbultsége és réteges egymás fölé halmozódása
6X
- 4 Ausbildung der Zähne im einfach polarisierten Licht – A fogak felépítése egyszerű poláros fényben
15X
- 5 Ausbildung der Zähne unter gekreuzten Nicols – A fogak felépítése keresztezett nikolok között
15X

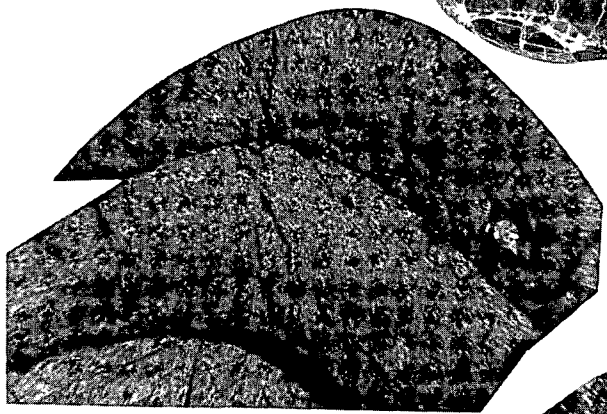


1

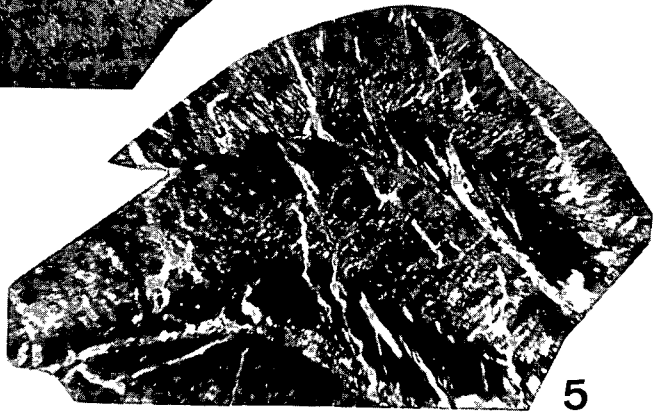
2



3



4



5

ACRODUS-FOG A BUKK HEGYSÉG FELSŐ-PERMJÉBŐL

MIHÁLY SÁNDOR–SOLT PÉTER

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion ut 14
H–1143

ETO 591 431 4 567 33(113 63 234 373 4)
567 33 016 4(113 63 234 373 4)



T a r g y s z a v a k új leiras, fog, Pisces, felső-perm, Bukk hegység

A szerzőparos ismerteti a magyarországi felső-permből első alkalommal előfordult Pisces maradványt, mely az *Acrodus* nemet képviseli. A lelet – mely a Bukk hegységéből (Nagyvisnyó, V sz. vasúti bevágás) került elő –, hazai viszonylatban ritkaságnak számít.

No 5

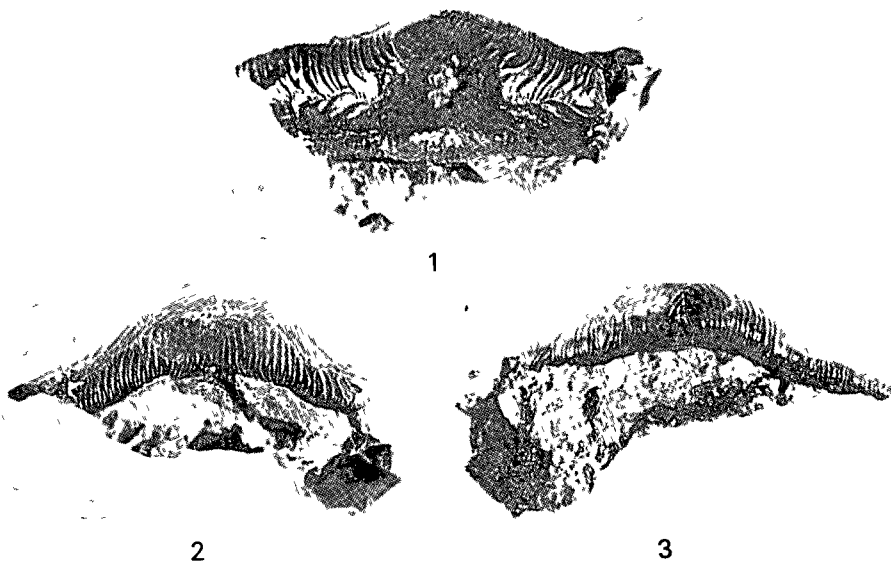
A Magyar Állami Földtani Intézet Múzeumában a paleozóos ősmaradvány-anyag rendezése–feldolgozása során MIHÁLY S. halmaradványokra bukkant. Tekintettel arra, hogy ezek a leletek kepezik a legidősebb ismert hazai tengeri gerinces ősmaradványokat, mindenkeppen indokoltnak látszott alaposabb vizsgálatuk.

Mindkét halfogat LEGÁNYI F. gyűjtötte 1933-ban Nagyvisnyón, az V sz. vasúti bevágás felső-permi lyttonias fekete mészköveből. A P 1240 lelt sz. példány sajnos annyira töredekes, hogy a közelebbi meghatározására nem vállalkozhattunk. Annál érdekesebbnek bizonyult a P 1239 lelt sz. példány, melynek meghatározásával már SCHRETER Z. is próbálkozott és a leletek gyűjteményi ceduláján „*Selachii-Hyobodonta* fog, *Acrodus-Strophodus*” néven jelölte meg. Későbbi munkájában (1959) rövid említést is tesz róla: „A gerinceseket egy *Selachius* képviseli, amelynek fogai és fogas rágólemeze kerültek elő” (p. 368).

A fognak eddig csak mintegy fele látszott ki a beágyazó kőzetből, és feltételezhető volt, hogy folytatása meg a kőzetdarabban van. A preparálás során a szinte teljesen ép fogat egészben kiemeltük a kemény mészkövből, sőt az ellendarabon a rágófelület lenyomata is tanulmányozható maradt.

A fog elliptikusan elnyúlt, hossza a csekély hiány figyelembevételével 22 mm-ben állapítható meg, legnagyobb szélessége 8 mm. Felületen hosszanti taréj húzódik, melyből sugarasan élék és barazdak ágaznak ki. Oldalso fogtípus, őrlő felületet látott el. A fog középső laterális helyzetű, csucsának erős koptatottsága alapján valószínű, hogy már nem volt használatban és lassan a kifelé forduló allkapocs revolver-fogsorából meg az állat életében kihullott.

A fog ivenek emelkedése 3 mm, tehát a hosszának alig több, mint 13%-a. Így a *Strophodus* nemzetiséget – melyre az igen meredeken ívelő fogak és a fogfelület pontozottsága jellemző – kizárhatjuk. Különben a *Strophodus*ok első képviselője a németországi also-zechsteinből (felső-perm alsó része) ismert *Strophodus arcuatus* MUNSTER.



1 abra *Acrodus gaillardoti* AGASSIZ fog – 2 ×
1 Felülnezet, 2 külső lateralis oldal, 3 belső lateralis oldal (Foto PELLÉRDY)

Fig 1 *Acrodus gaillardoti* AGASSIZ tooth 2 ×
1 Upper view, 2 outside lateral view, 3 inside lateral view (Photo PELLERDY)

Észak-Amerikából a felső-triaszról, Európából, Kelet-Ázsiából és Madagaszkárról a jurából, Észak-Afrikában a felső-krétából említik őket (PIVETEAU 1969 730)

A fog habitusa alapján az *Acrodus* nemzetségbe tartozó cápafajokra emlékeztet, ugyanakkor *Hybodus*okra jellemző bélyegek is nyomozhatók rajta (DAY 1864 57–65) A barázdák sűrűsége, rendezettsége *Acrodus* sajátosság, viszont a fog gerincének vonalában és a csúcs körül – melynek létere a központi terület kopásából következtethetünk – hullámvonalú rajzolat figyelhető meg, a *Hybodus*okra jellemző mellékkupok maradványaként (1 abra) Ezek a morfológiai bélyegek az *Acrodus gaillardoti* AGASSIZ fajra jellemzők, mellyel fogületünket azonosítjuk (AGASSIZ 1833–1843 146, Tab 22 Fig 16–20) A németországi alsó-zechstein "Kupferschiefer"-jéből leírt *Acrodus althausi* MUNSTER (1840 123, Taf VIII Fig 5, Taf III–IV Fig 6) nagyon eltér példányunktól méreteiben (hosszúsága 11 mm, legnagyobb szélessége 5 mm), valamint a fogfelület majdnem teljesen sima, s csak a fogkorona egyik oldalán visel finom redőket

Példányunk némleg hasonlít az *Acrodus nobilis* AGASSIZ fogához, azonban az valamivel hosszabb, elnyújtottabb es felületi barázdálttsága a fogíven jóval zavartabb, belső laterális íve a fogcsúcs miatt kidomborodó (MULLER 1966 128, Abb 134) A *Hybodus* nem fajai az alsó-triaszról (Spitzbergák, Gronland), a triász–középső-jurából (Észak-Amerika), középső-triasz–felső-krétából (Európa), felső-triasz–jurából (Kelet-Ázsia), jurától a krétaig (Ausztrália) és a felső-krétából (Észak-Afrika) kerültek elő Ezzel szemben az *Acrodus*ok Európából es Ázsiából a felső-permtól ismertek, ezenkívül az alsó-triasz–felső-krétából (Európa), középső-triasz–felső-krétából (Észak-Amerika), alsó-triaszról (Spitzbergák), felső-krétából (Del-Amerika) említik őket Az *A. gaillardoti*

AGASSIZ-t a középső-triászából írták le. Leletünk azt bizonyítja, hogy a faj fajoltója le-nyúlik a felső-permbe. Ezt megerősítik SCHRÉTER Z. (1959) megállapításai is más fauna-elemek alapján, mely szerint a bukkai tengerág a permii Tethys-szel a Déli-Alpok és ÉNy-Dinandák (Karni-Alpok) felé volt összeköttetésben a felső-perm felső részében („belle-rophonos emelet”)

A Selachii rend képviselői viszonylagosan ritkán fordultak elő a permii tengerekben, mint ahogy arra H. MULLER dominanciatablázatában (1966: 121, Abb. 125) is utal. A fog allochton beagyazódására utal az egyedi előfordulás, valamilyen fenékáramlás útján mosódhatott bele a beágyazó mészsízapba. Az Acrodusok ma élő leszármazottai a bika-capák (vagy más neven „Port Jackson cápa” – *Cestracton philippi* SCH.), melyek az Indiai és Csendes-oceán litorális vizeiben az Indonéz-szigetvilágban élnek (WOODWARD 1896: 89). Őrlő (durophag) fogazatuk rablő–ragadozó életmódra alkalmatlan, elsősorban külső-vazas puhatestűekkel, karlábúakkal, tuskésbőrűekkel és rákokkal táplálkoznak. Ezen rendszertani csoportok képviselői nagy számban előfordultak a nagyvisnyói V. sz. vasúti bevágás rétegeiben is.

IRODALOM – REFERENCES

- AGASSIZ L. 1833–1843. Recherches sur les poissons fossiles – Text III Atlas III 1–390 Neuchâtel
- BERG L. S. 1958. System der rezenten und fossilen Fischartigen und Fische – pp. 1–310 Berlin
- CASIER E. 1959. Contributions a l'étude des poissons fossiles de la Belgique Sélachiens et Holocephales sinemuriens de la province de Luxembourg – Inst. Roy. Sci. Nat. Belg. Bull. 35 (8) 1–27 Bruxelles
- DAY E. C. H. 1864. On acrodus anningiae Agass., with remarks upon the affinities of the genera Acrodus and Hybodus – Geol. Mag. 1: 57–65 London
- MULLER A. H. 1966. Lehrbuch der Paläozoologie III. Vertebraten Teil 1. Fische im weiteren Sinne und Amphibien – pp. 1–638 Jena
- MUNSTER G. 1840. Beiträge zur Petrefacten-Kunde III. Ueber einige Placoiden im Kupferschiefer zu Richelsdorf pp. 1–132 Bayreuth
- PIVETEAU J. 1969. Traité de paléontologie – IV (2) 1–790 Paris
- SCHRÉTER Z. 1959. A Bukk-hegység tengeri eredetű permii képződményei – Foldt. Kozl. 89 (4) 364–373
- WOODWARD H. 1896. A guide to the fossil Reptiles and Fishes in the department of geology and palaeontology – British Museum 1–129 London

ACRODUS TOOTH FROM THE UPPER PERMIAN OF THE BUKK MOUNTAINS
(NE HUNGARY)

by

S MIHÁLY–P SOLT

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H–1143

UDC 591 431 4 567 33(113 63 234 373 4)
567 33 016 4(113 63 234 373 4)

K e y - w o r d s new data, teeth, Pisces, upper Permian (Bukk Mts)

This paper contains the short morphological description of teeth of *Strophodus*, *Acrodus* and *Hybodus* genera as well as their biostratigraphical and palaeogeographical distribution. The toothfind under discussion, which represents the species *Acrodus gaillardoti* AGASSIZ, came to light from the Lyttonian limestone of the railway cutting No V at Nagyvisnyó.

Stratigraphically it belongs to the uppermost part (Bellerophon limestone) of the Upper Permian. Formerly the *Acrodus gaillardoti* was known to occur in the Middle Triassic, only, but now the time span of this species is proved to reach down to the Upper Permian. At the same time it represents the oldest known marine vertebrate remain in Hungary.

A NAGYBARACSKAI FŰRÁSOK KRÉTA KÉPZŐDMÉNYEI

CSÁSZÁR GÉZA–FRIDELNÉ MATYÓK ILONA–KOVÁCSNÉ BODROGI ILONA

M Áll Földtani Intezet Budapest, Népstadion ut 14
H-1143

ETO 552 513 08 + 552 3 08(439 11 Villányi-hg)
551 762 3/ 763 02(439 11 Villányi-hg)
56(116 23+116 3 439 11 Villányi-hg)



T á r g y s z a v a k korreláció, homokkő, meszkő, vulkanit, asvanyos összetétel, kémiai összetétel, mikrofauna, kréta, malm, fúrás (Nagybaracska B-27, B-28), Del-Dunántúl (Villányi-hegység), Erdély (Királyerdő)

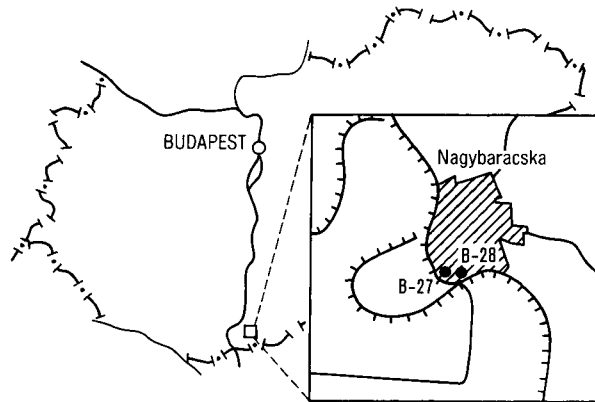
A Villányi-hegység és a Királyerdő földtani felépítésében felismert rokonság alapján kijelölt villányi zóna levezését a Duna–Tisza közti, majd később a tiszántúli szénhidrogén-kutató fúrások is igazolták. A B-27 és B-28 sz. nagybaracska vizkutató fúrások (1. ábra) azonban a zóna megerősítése mellett jelentős különbségeket is feltartak. Ezek közül a legfontosabb a szórt és kiomlási bazisos vulkanit (3., 4a., 4b. ábra) és a kréta szakaszt lezáró földpátos homokkő (4. ábra) megismerése. A dolgozat a kréta tormelékés- és meszkőrétegek, valamint a jura legvégén(?) képződött vulkanit részletes és a szokatlanul vastag fekv. malm meszkő áttekinthető ásvány-kozettani és őslénytani vizsgálati eredményeit és az azokból levonható következtetéseket ismerteti.

Kutatástörténeti előzmények

Nagybaracska környékének pannonnál idősebb képződményeiről az 1974-ben telepített első vizkutató fúrás (1. ábra) előtt konkrét ismereteink nem voltak. A Villányi-hegység és az erdélyi Királyerdő földtani felépítésében, kifejlődésében mutatkozó nagyfokú hasonlóság felismerése óta a villányi típusú mezozoikumnak a dél-alföldi területen való előfordulása, illetve azok megtalálása megfelelt a témával foglalkozó szakemberek varakozásának.

A két terület kifejlődésbeli rokonságának felismerésében nagy szerepe volt a bauxitnak. TELEGDY RÓTH K. (1937) a felső-malm és alsó-kréta között – a bihari analógiák alapján – tudatosan kereste a bauxitot a Villányi-hegységben és kutatásai során arra is felhívta a figyelmet, hogy a harsány-hegyi bauxit külsejében a francia és a bihari bauxitra emlékeztet, szemben a vértessivel. A jura–kréta egészére vonatkozóan FULOP J. (1966) írta le a hasonlóságot. Ezt az összekapcsolódást sugallja az 1:500 000 méretarányú paleozóos–mezozóos felszín ábrázoló térkép (MÁFI 1977) és ezt tükrözi a KBGA Szedimentológiai Bizottsága által 1976-ban kiadott paleotranszport térképsorozat is. T. KOVÁCS G. (1977) térképvázlatain viszont – bár ősföldrajzi vonatkozásokban nem foglal állást – a Duna–Tisza közén kiemelkedik a villányi kifejlődés.

A zóna kréta képződményeit a mai Magyarország területén hosszú ideig csak a



1 ábra A nagybaracscai B-27 és B-28 sz vizkutató furások helyszínrajza

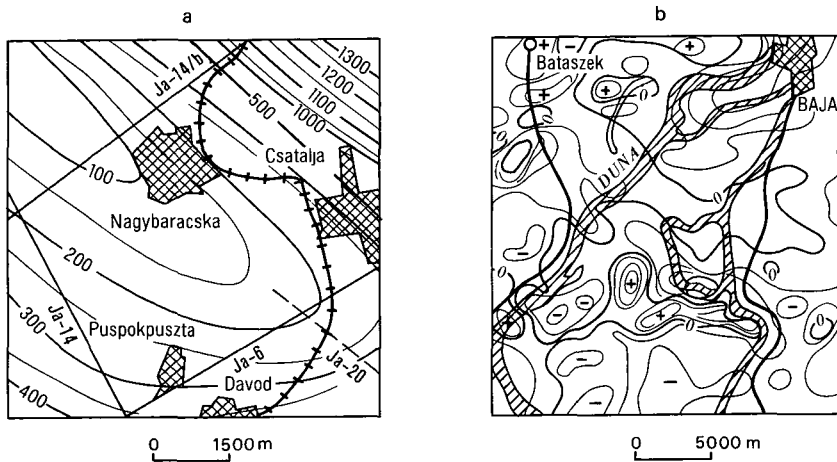
Fig 1 Layout of boreholes Nagybaracska B-27 and B-28

Villányi-hegységből ismertek A meszkő – ma Nagyharsányi Mésző Formáció – felismerése K PETERS (1863) nevéhez fűződik A fedőjében települő márgáról (Bissei Márga Formáció) elsőként RAKUSZ GY és STRAUZ L (1953) közöl ismertetést Bar nem a kreta üledékekkel együttes előfordulásként, de a mecseki kréta vulkanizmushoz kapcsolva említi meg STRAUZ (1942) az általa felismert babaracszölösi telepítés jellegű trachidolerit-előfordulást

A villányi zóna mezozoikumának mélybesüllyedt részéről információt a Duna–Tisza köze az 1950-es, a tiszántúli részen pedig a 70-es években megindult szénhidrogénkutató furások szolgáltattak Az első összefoglaló munkát CSONGRADI B-né és szerzőtársai (1970) készítették Kiemelkedő jelentősége van a zóna mindmáig legvastagabb kreta képződményeit feltáró Ottomos 3 sz furas adatait is közlő publikációnak (BERCZINE MÁRK A 1971) A terület mezozoos fúrásain előbb az ELTE munkatársai (1974) végeztek anyagvizsgálattal is kiegészített újraértékelést, később T KOVÁCS G (1977) vette revízió alá a Duna–Tisza köze D-1 részén a mezozoos képződményeket harantolt fúrások dokumentációját E korbesorolásokról és átsorolásokról összefoglalóan megállapítható, hogy az őslénytani adatok szegényes vagy nem karakterisztikus volta miatt nagyfokú bizonytalansággal terheltek

A szűkebb területen végzett geofizikai mérések Nagybaracskaán jelentős gravitációs maximumot, a geoelektromos (MÉV) és szeizmikus (OKGT) mérések a harmadidőszaknál idősebb aljzat felszínközelségét (2 ábra a) jelezték Ezek szolgáltattak alapot a furások telepítéséhez Az ország tekintető mágneses térképe (2 ábra b) itt kiterjedt anomáliát mutat

A tágabb környezet mezozoos felszínét ábrázoló első mélyföldtani térkép (1:100 000) JAMBOR Á és BARANYI I (1962) nevéhez fűződik, akik a szűkebb környezetre vonatkozó érdemi földtani adattal még nem rendelkeztek SZEDERKÉNYI T kéziratú térképen (1977) viszont nemcsak a geofizikai mérések által megalapozott adatokra építhette földtani modelljét, hanem az időközben lemélyített első vizkutató furások eredményeire is



2 abra Nagybaracska környékének szeizmikus mereseken alapulo mezozoos felszin-terkepe (a) es magesnes anomalia terkepe (b)

Fig. 2 Mesozoic surface map based on seismic results (a) and magnetic anomaly map (b) of the vicinity of Nagybaracska

Az első vízkutató fúrás B-27

A korszég vízellátásának megoldását celzó 400 m-es melynégú szakaszos magfuras, a karottázás adatokat is figyelembe véve, az alábbi rétegsort tartja fel

Holocen 10 m-ig Duna-hordalék

Pleisztocen 46,6 m-ig homok es kavics

Felső-pannon 178,0 m-ig agyag, aleurolit

Kreta (albai) 216 m-ig Nagyharsanyi Mészko Formacio

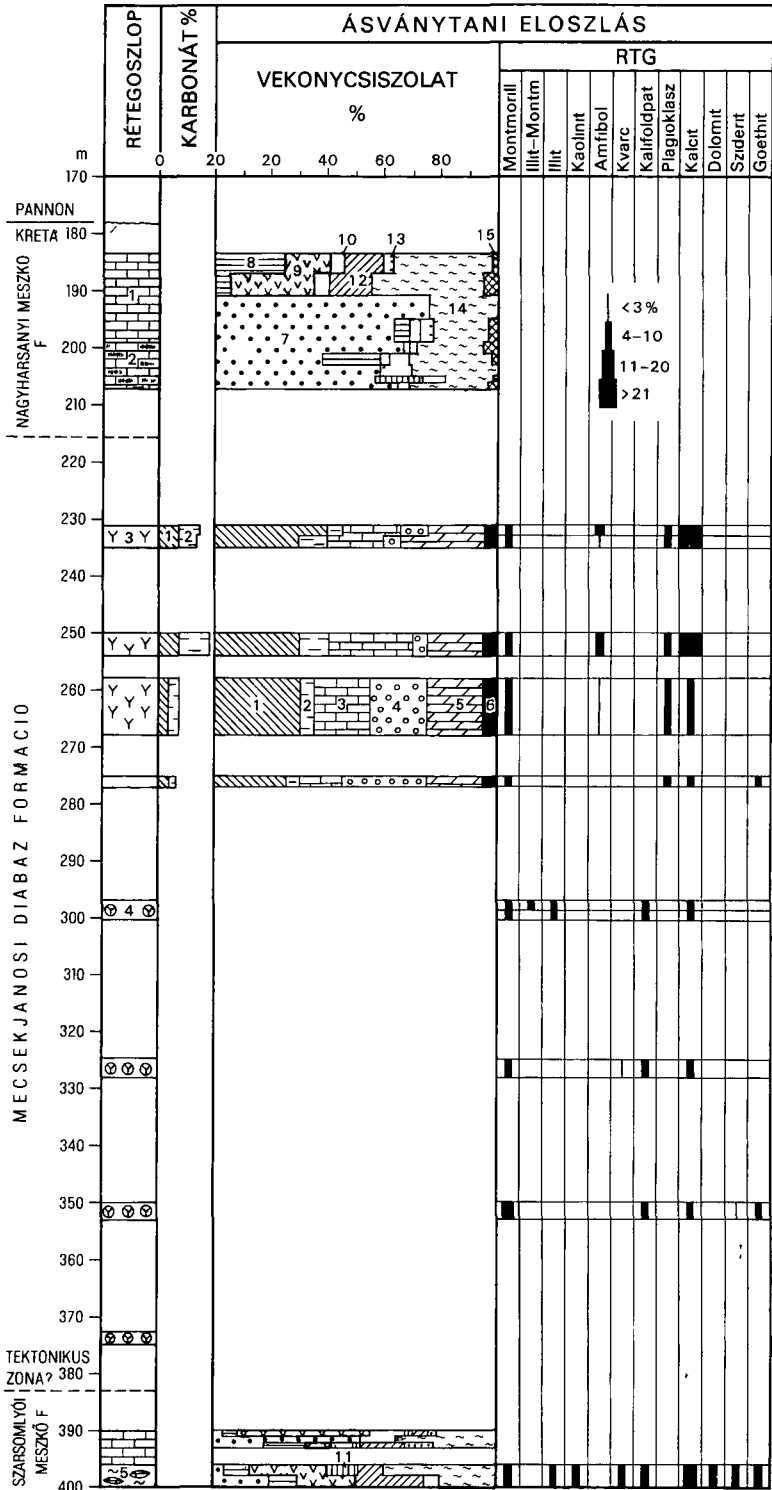
Jura–kréta határ 383 m-ig Mecsekjanosi Diabaz Formacio (lava, agglomeratum es titüt)

Jura (400) m-ig Szarsomlyoi Mészko Formacio, alarendelten aleuritos margaval

A mezozoos szakasz rétegsorat es vizsgalati eredményeit a 3 abra szemlelteti

Nagyharsanyi Mészko Formacio

A Nagyharsanyi Mészko Formacio 183,5–206,76 m kozotti maggal furt szakasza makroszkóposan ket részre tagolható A retegsor felső feleben (199 m-ig) a kőzet világoszürke es világosbarna, változó mértékben bioklasztos, pszeudooidos szövetű, alatta közepesürke színű, sötétsürke tűzkolencses, agyagfilmes, apróra tort, kalcittal sűrűn at-szótt Vékonycsiszolatban a 190 m-ig terjedő szakaszt biointrapátos szövet jellemzi, nagyszámú Echinodermata tormelekkel es Orbitolinával Ez utóbbiak közül MÉHES K közös populációban a *Palerbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) es a *Mesorbitolina bere-mendensis* MÉHES fajt határozta meg, melyek a korai albai alkorszak legelejére utalnak Mikrofauna-tartalma szegényes (Ostracoda, Bryozoa, Foraminifera?) es a makrofauna torredékek (korall, hydrozoa, alga, Pachyodonta) is jellegtelenek A 190 m alatti csiszolatok korértekű faunaelemet ugyan nem tartalmaznak, de a folyamatos kifejlődés, es a villányi analogiák alapján a mészko a barremi–albai intervallumba sorolható A néhány Echino-



dermata tormelék mellett a Globochaete és a Radiolaria mennyisége jelentős Ugyanakkor a 206,00–206,75 m-ből származó gyakori *Nannoconus? bermudezi* és a *Cadosina? lapidosa* a képzozdmény korát a korai albnál lényegesen mélyebben jelolné meg

Mecsekjanosi Diabaz Formáció

A karottázs alapján a 216–223 m-ben valószínűsíthető tektonikus zona határolja el felfelé a zoldesszurke színű, fakó kalcitlencsékkel, erekkel átszótt durvakristályos diabáz lávából (kb 280 m-ig), diabáz agglomerátumból (kb 340 m) és tufitból allo, kb 390 m-ig terjedő vulkanit rétegsort A széteső kőzet foszlányszerű csiszolatából ásványtanilag viszonylag ép szövet rekonstruálható, amely plagioklászleces–uveges alapanyag trachitos lehetett A repedéseket, uregeket karbonát, ritkábban zeolit (a rontgenvizsgálat szerint analcim) tölti ki, míg a mélyebb szintekben kloritos, glaukonitos kitöltés válik uralkodóvá

A porfirok, színes elegyrészek toredezettek, többnyire udék, de gyakori a gyengén vagy erősebben bontott, átalakult ásvány is A színes ásványok uralkodóan piroxének (augit, ensztatit és hipersztén), alárendelten amfibol és rhonit, helyenként színes elegyrész utáni karbonát (pseudomorfóza) Egyes piroxén táblák agyagvasványosak A mélyebb szintekben a színes elegyrészek nagysága csökken és kloritos, glaukonitos szegélyű mandulauregek jelennek meg, belsejükben többnyire karbonattal

Feltűnő, hogy a láváközettel ellentétben az agglomerátumban és tufitban – VICZIÁN I által végzett rontgenelemzés szerint – a plagioklászok helyet kálfoldpat foglalja el

A tufit és agglomeratum szakasz iszapolási maradéka sem mikro-, sem makrofauna elemet nem tartalmazott

Szarsomlyói Mészko Formáció

A magkezelés hiányosságai következtében az utolsó magládában tarolt változatos kőzettani összetételű maganyag eredeti sorrendje nem volt kideríthető Valószínűnek látszik, hogy a szurke mészkő és a szurke, finoman rétegzett (25–30°-os dolesű) aleuritos, margas mészkő között átmenet van és ez képezi a fúrásban feltart legalsó rétegeket E fölött, vagyis közvetlenül a vulkáni test fekéjében (390–393 m) *makroszkoposan a vulkanit fölöttire emlékeztető fehér színű, vastagpados mészko található megállapíthatatlan településben, amelynek vékonycsiszolatában változatos mennyi-*

3 abra A Nagybaracska B-27 sz furás ásvány-kőzettani vizsgálati eredményei

Rétegoszlop 1 Mészkö, 2 tűzkőlencsés mészkő, 3 diabáz, 4 diabáz agglomeratum, 5 marga, mészmarga Karbonát 1 Dolomit, 2 kalcit – Ásványtani összetétel vékony csiszolat 1 Kőzetüveg, 2 plagioklász, 3 színes elegyrész, 4 klorit, 5 karbonat, 6 opak ásvány, 7 mikrit, 8 mikropát, 9 pát, 10 átkristályosodott pát, 11 kovasodás, 12 intraklaszt, 13 pellet, 14 bioklaszt, 15 extraklaszt

Fig 3 Mineralogical and petrographic logging of borehole Nagybaracska B-27

Lithological log 1 Limestone, 2 limestone with chert lenses, 3 diabase, 4 diabase agglomerate, 5 marl, calcareous marl Carbonates 1 Dolomite, 2 calcite – Mineralogical composition (thin section) 1 Volcanic glass, 2 plagioclase, 3 mafic component, 4 chlorite, 5 carbonate, 6 opaque mineral, 7 micrite, 8 microsparite, 9 sparite, 10 recrystallized sparite, 11 silicification, 12 intraclasts, 13 pellets, 14 bioclasts, 15 extraclasts

segu Tintinnina- es Cadosina-felet ismertunk fel TARDINÉ FILÁ CZ E az intraklasztokban es az alapanyagban azonos faunaelemeket határozott meg

Calpionella alpina LORENZ 1902 (nagy és közepes formák)

Cadosina lapidosa VOGLER 1941

Cadosina parvula NAGY 1966

Crassicolaria intermedia (DURAND DELGA 1957)

Crassicolaria braevis REMANE 1962

Globochaeta alpina LOMBARD 1937

Remaniella cadishiana (COLOM 1948)

Tintinnopsella carpathica CADISH 1932 (kis forma)

Ezek a meszko korat egyértelműen a felső-titonban rogzítik

A röntgendiffrakciós vizsgálati eredmények* szerint (3 ábra) a jól rétegzett, aleuritós, sőt néha kisse homokos marga, mészmarga kőzetanalízis jeletősen eltér a tufit- és agglomeratumrétegek anyagától. Lényegesen kevesebb a montmorillonit-tartalom, jelentős az illit és a kvarc, es csupan itt volt kimutatható a kaolinit, a dolomit és a sziderit, vagyis az aleuritós mészmarga pelittartalma nem tufogén eredetű, így a tufit a mészmárganak valószínűleg nem közvetlen fedője. Erre utalnak a vékonycsiszolatok is. A szürke meszko mellett az aleuritós mészmarga rétegek is a felső-titonban valószínűsíthetők.

A második vízkutató fúrás B-28

Az első fúrás nem kielégítő eredménye következtében, a Megyei Tanács a Központi Foldtani Hivatal hathatos támogatásával újabb vízkutató fúrás telepítést határozta el. Az ugyancsak a község területén, az előző lyuktól közel 300 m-re (1 ábra) telepített fúrás az elsőtől jelentős mértékben eltérő rétegsort harántolt. A sajnálatosan keves anyag mellett a rétegsor tagolásához a karottazsszelvenyt is felhasználtuk. A rajzos szelvény (4a–4b ábra) azonban csak a maggal furt szakaszokat ábrázolja. A *felső-pannoniai bazisa* (177 m) ugyan jól egyezik az előző fúrásával, de alatta – a megelőző tektonizmust jól tükröző módon – előbb tormelékes *közepso-kréta uledékes kepzodmeny* települ kb. 237 m-ig, amely jelenleg besorolhatatlan durvatormelékes szakaszra es a Bissei Marga Formációra különül. Alatta – kb. 411 m-ig – a Mecsekjányosi Diabaz Formáció, majd a fúrás talpaig (708 m) vastagpados, néha tomeges kifejlődésű, uralkodóan szürkésfehér meszko, a Szarsomlyói Mészko Formáció következik.

Feltunó a rétegsorban a Nagyharsányi Mészko Formáció hiánya, ami a mészkőnél fiatalabb margarétegek megléte következtében csak tektonikus okokkal magyarázható.

Bissei Marga Formacio (es a foldpatos homokko)

Vizsgálataink elsősorban a kréta tormelékes, illetve a jurá–kréta határmenti vulkani eredetű rétegek megismerését céloztak. A 60 m vastag felső tormelékes rétegeknek csupan alig több mint a felet (33 m-t) fúrtak maggal. Az összlet felső 39 m-ét földpátos szürke homokkő és aleurit rétegek alkotják. Ennek alsó fele – egyebek közt a feku agyagmarga rétegek kavicsait is tartalmazó – osztályozatlan, kavicsos homokkő rétegekből áll (I. tábla 1–3 és 4. ábra szemcseeloszlási diagramm). A kepzodmeny egyértelmű lito-

*VICZIÁN I., CORNIDES I. né es SZEMETHY A. vizsgálata

sztratigráfiai besorolása jelenleg – egyetlen adat alapján – nem végezhető el. Lehet on-
 álló formáció is, de lehet a Bissei Márga Formáció tagozat rangú része is.

A vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint a homokkő uralkodó alkotója a kvarc és
 kvarcit szemcse 10–30% között változik a kötőanyagként szereplő karbonáttartalom,
 amelyhez társul még a max. 25%-ot elérő, tormelékes eredetű karbonát mennyisége.
 E homok és kavics méretű mészkőtormelékek gyakran faunások, melyek közül az
 alábbiakat sikerült meghatározni:

Tintinnopsella carpathica CADISH (kis forma)

Radolana

Ostracoda

Mollusca héjtormelekek

Globochaeta alpina LOMBARD

?Lombardia

ind. agglutinált bentosz Foraminifera

cf. *Ammobaculites* sp.

Aulotortus sp.

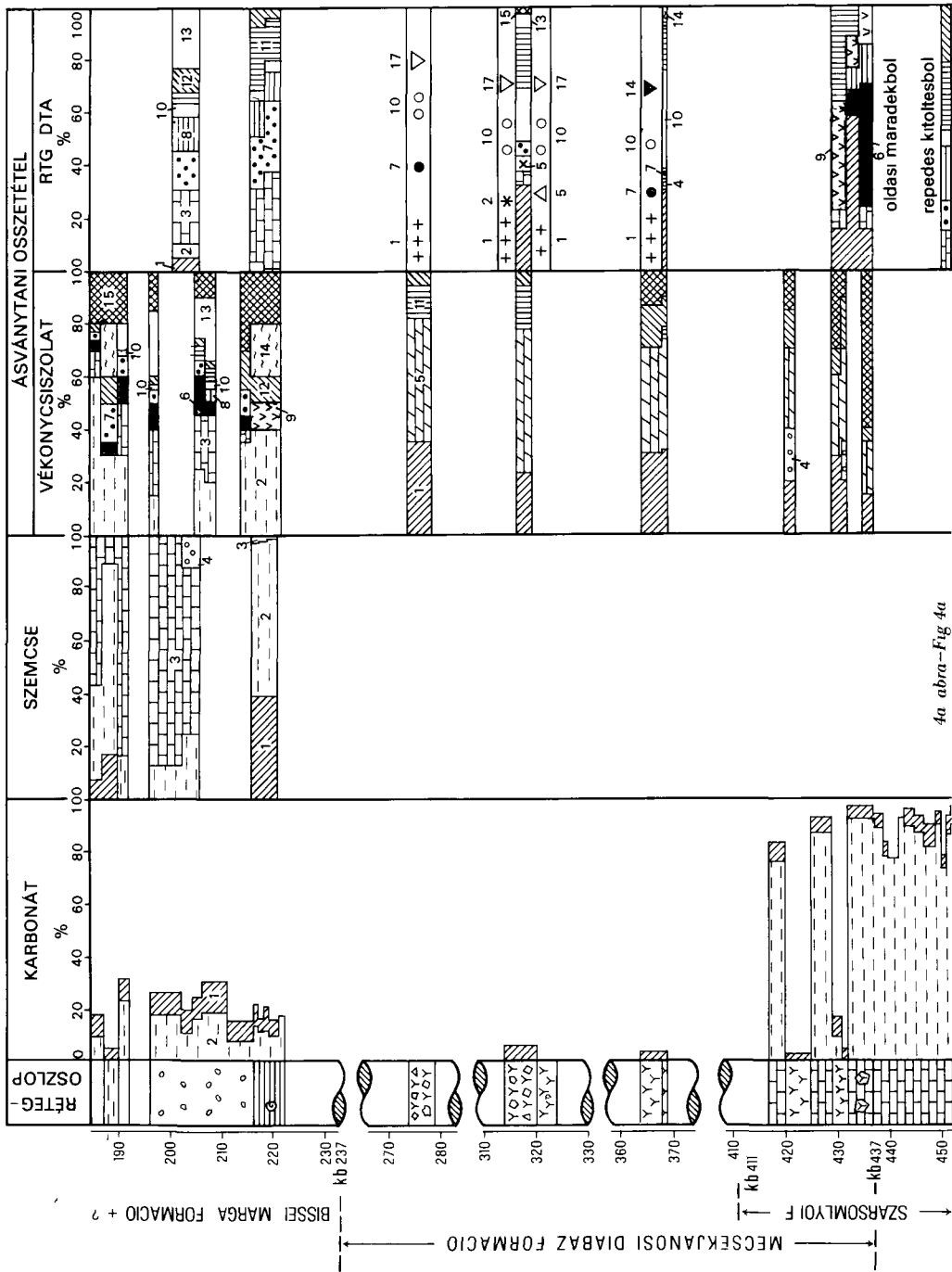
?Corall. toredék

Eszerint a karbonát anyagu tormelék egy része *felső-titon* (esetleg *berriazi*) korú és
 a többsége is valószínűleg mezozóos. Az egyetlen *Aulotortus* sp. példány elsősorban
 triászra utal, míg a ?Lombardia az alsó-titon–kimmeridge lehetőségét sejteti.

A földpattartalom legnagyobb mennyisége 15%, amiben a mállásnak is szerepe le-
 het. Megtartási állapota szerint két szélsőséges csoportra különül. A földpátok egy része
 szericitesedett, karbonátosodott, kisebbik hányada ép. Az utóbbi andezin-labradorit osz-
 sztetetelű és az elozóvel ellentétben bizonyosan a fekvő vulkanitból származik. Említésre
 méltó még a klorittartalom. E mellett – a vékonycsiszolattal szemben – az egyetlen
 innen készült röntgenfelvétel 30%-ot meghaladó agyagásványt – éspedig főként illitet –
 és szerényebb mennyiségű kvarcot igazolt, ami a földpát igen erős bontottságáról ta-
 nuskodik. Feltűnő, hogy az aleurit–homokkő rétegek faunaelemet ugyyszólván nem tar-
 talmaznak. Az egyveretű és szegényes spóra–pollen tartalom kapcsolja csupán össze a
 fekjében található szurke színű muszkovit- és biotitsillámos agyagmárgával.

Ásványtani összetételét tekintve a 216–237 m-ben települő agyagmárga lényeges
 változást nem mutat a fedő rétegekhez képest. Az egyedgazdag plankton, a fajgazdag
 mészvázu és a szegényes agglutinált bentosz fauna mellett igen rossz megtartási álla-
 potu Ammoniteseket is találtunk, melyeket HORVATH A. *Puzosia* sp.-nek és *Hamites*
 (?) sp.-nek határozott meg (5. ábra).

A mikrofauna megtartási állapota közepes, illetve gyenge, jórészt osszenyomott,
 toredezett, átkristályosodott példányokból áll. Gyakori a bakteriooprint anyagú Fora-
 minifera-kőből is. Általánosan jellemző a termetsokkenés (torpenovokedés), aminek
 valószínű oka az oxigénhiányos környezet lehetett. A meghatározott 25 nemzetség 20
 faja közül 9 plankton, 9 mészvázú-, 2 agglutinált bentosz. A fajok 15%-a az albai emelet-
 re, 65%-a az alsó–középső-krétára, 10%-a az also-krétára jellemző, 5% pedig perzisztens.
 A globigerinelloideses–hedbergellás–ticinellás társulással jellemezhető plankton csoport-
 ban az egyedszámot tekintve gyakori-tomeges a *Globigerinelloides escheri* (KAUFMANN),



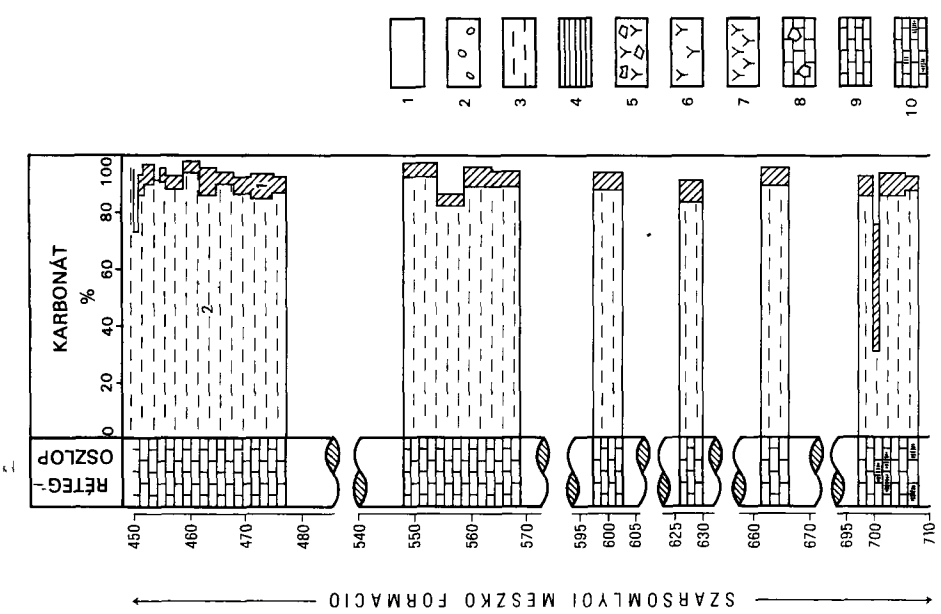
4a abra- Fig 4a

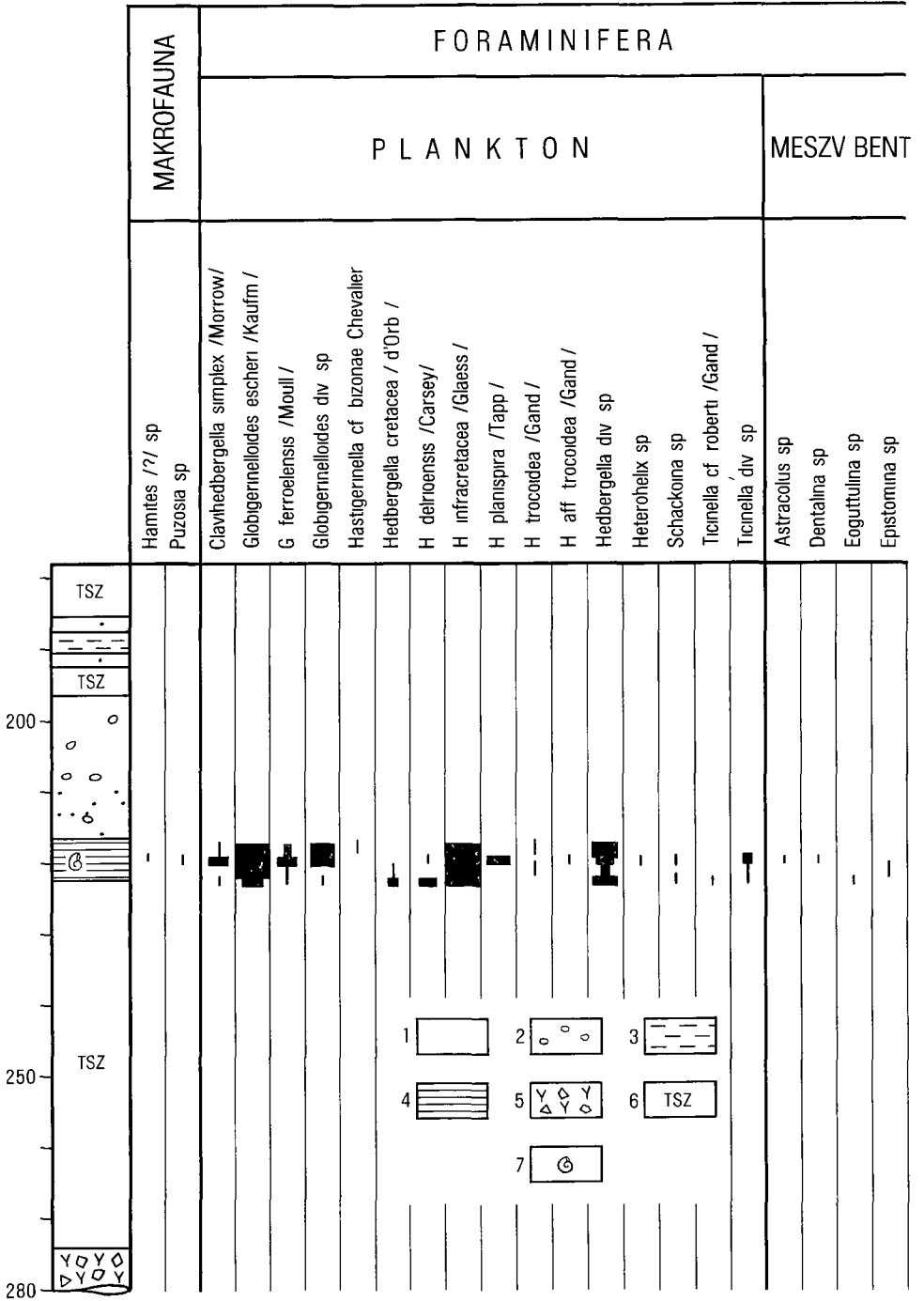
4a-4b abra A Nagybaracska B-28 sz fúrás ásvány-kozottani vizsgalati eredményei

Rétegoszlop 1 Homokkő, 2 kavicsos homokkő, 3 aleurit, 4 agyagmarga, 5 agglomerátum, 6 tuft, 7 lava, 8 vulkánit, 9 meszkő, 10 tűzkő, 11 agyag, 12 aleurit, 13 homok, 14 kaolinit, 15 szemcsés szilícium-dioxid, 16 kőzetugor, 17 kvarc, 18 kvarcit, 19 kova, 20 plagioklasz, 21 földpát, 22 csillám, 23 biotit, 24 muszkovit, 25 granat, 26 cirkon, 27 és 28 színes elegyrész, 29 opak ásványok, 30 meszkő, kavics, 31 agyagásványok, 32 karbonát, - röntgen DTA 1 Montmorillonit, 2 illit-montmorillonit, 3 illit, 4 biotit, 5 amfibol, 6 kaolinit, 7 klorit, 8 kvarc, 9 kaliföldpát, 10 plagioklasz, 11 kalcit, 12 dolomit, 13 sziderit, 14 goethit, 15 pirit A kereszttek, karikák stb a becslés gyakoriságát fejezik ki

Fig 4a-4b Mineralogical and petrographic logging of borehole Nagybaracska B-28

Lithological log 1 Sandstone, 2 pebbly sandstone, 3 siltstone, 4 clay marl, 5 agglomerate, 6 tuffite, 7 lava, 8 limestone with volcanic debris, 9 limestone, 10 limestone with chert lenses - Carbonates 1 Dolomite, 2 calcite - Grain-size composition 1 Clay, 2 siltstone, 3 sand, 4 pebble - Mineralogical composition thin section 1 Volcanic glass, 2 quartz, 3 quartzite, 4 silica, 5 plagioclase, 6 feldspar, 7 mica, 8 biotite, 9 muscovite, 10 garnet, zircon 11 and 17 mafic component, 12 opaque minerals, 13 limestone, pebble, 14 clay minerals, 15 carbonate, - X-ray DTA 1 Montmorillonite, 2 illite montmorillonite, 3 illite, 4 biotite, 5 hornblende, 6 kaolinite, 7 chlorite, 8 quartz, 9 potash feldspar, 10 plagioclase, 11 calcite, 12 dolomite, 13 siderite, 14 goethite, 15 pyrite Crosses, circles etc indicate estimated frequencies

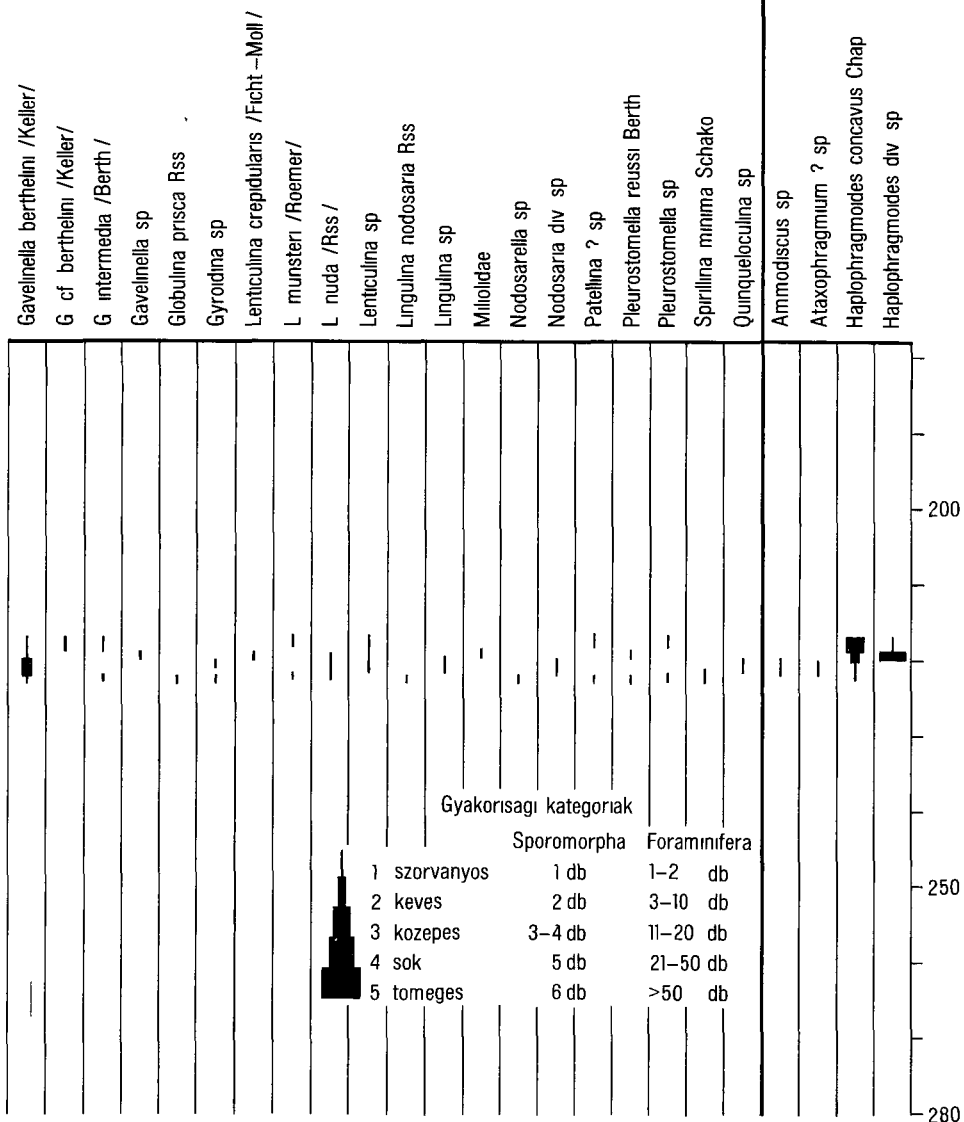




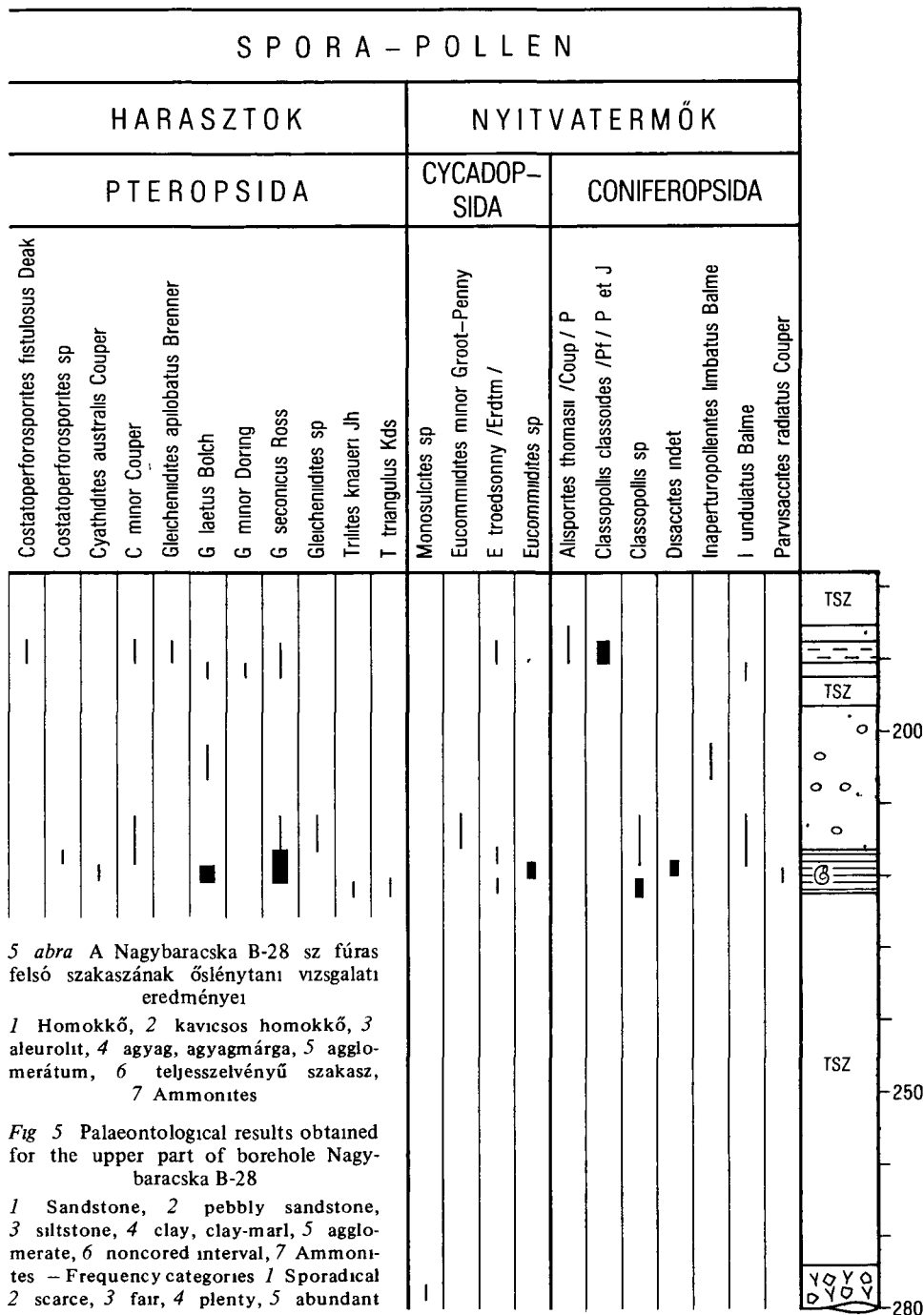
FORAMINIFERA

MÉSZVAZÚ BENTOSZ

AGGLUTINÁLT BENTOSZ



AGGL BENT	TORMELEKES BIOGEN ALKOTÓK	TENGERI MIKROPLANKTON	S P O R A - P O L L E N		
			MOHAK	INCERTAE SEDIS	HARASZTOK
					PTEROPSIDA
	Triplasia sp				
	Tritaxia cf minima Marss				
	Radiolaria				
	Szivacstű				
	Mollusca				
	Ostracoda				
	Echinodermata				
	Szenesedett növénymaradvány				
	Gonyaulax sp				
	Stereisporites aptensis Deak				
	Leotriletes sp				
	Leptolepidites verrucatus Couper				
	Rubirella major /Couper/ Norris				
	Typhodiscus sp				
	Retriletes glebulentus Kemp				
	Bikolsporites toratus /Weyl et Gr / J				
	Bikolsporites sp				
	Cicatricosporites australensis Dett				
	C breviaesuratus C,				
	C hughesi Dett				
	C minutaestratus /B / P				
	C venustus Deak				
	Cicatricosporites sp				
	Corniculatisporites alekhinii /B / K				
	C magniobatus /B / K				



a *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER), gyakori a *H planispira* (TAPPAN), közepes-szorvanyos a *Clavihedbergella simplex* (MORROW)*, *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), kevés *Ticinella* div sp, szóranyos a *Ticinella roberti* (GAND), *Globigerinelloides ferroelensis* (MOULLADE), *Hastigerinella* cf *bizonae* CHEVALIER**, *Hedbergella trocoidea* (GAND), *Heterohelix* sp és egy-egy bizonytalan *Schackoina* sp A mészvázú bentosz csoportot Gavelinella, Lenticulina, Patellina, Pleurostomella, Miliolina, Eoguttulina, Epistomina, Gyroidina, Lingulina, Globulina, Nodosarella, Spirillina genushoz tartozó fajok képviselik Az agglutinált bentoszt viszont Ammodiscus?, Ataxophragmium, Haplophragmoides, Triplasia, Tritaxia-félék képviselik kisebb egyedszámmal Kivételt képez a 218,0 m-ből származó minta, melyben gyakori az aprótermetű Haplophragmoides

Sztratigrafiai szempontból a *Globigerinelloides ferroelensis* és a *Hastigerinella bizonae* az aptira jellemző, az alsó-albaiban már szóranyos, a középső-albaiban elvétve, legfeljebb egy-egy példányuk fordulhat elő

A *Hedbergella planispira* és *H delrioensis* a felső-aptiban megjelent forma, de nagyobb egyedszámmal csak az albaiban lép fel A többi plankton faj also–közepső–kréta átmenő forma A *plankton tarsulás osszkepe also-albai* emeletre vall A biosztratigrafiai szempontból kevésbé változékony mészvázú bentosz fajok also–közepső–kréta formák, az agglutinált bentoszok pedig kréta átmenő alakok

Foraminifera faunáját összevetve a dunántúli-közephegyeségi also-albai koru (FULOP 1975) Vértessomlói Formáció és a villanyi Tenkes-hegyről származó közepső-albai koru (FULOP 1966) Bissei Formáció mintáival, a következők állapíthatók meg

1 A Vértessomlói Formáció Foraminifera együttesében a bentosz dominál, nyíltvízi, sekély-tengeri, partközeli képződmény, míg a nagybaracskai mintákban nyíltvízi, melyebbtengeri plankton dominanciája együttes szerepel A két formáció Foraminifera faunája 18 közös alakot tartalmaz Bár az összkép rendkívül hasonló, a plankton *Globigerinelloides ferroelensis* és *Hastigerinella bizonae* a Vértessomlói Formációból hiányzik, a *Globigerinelloides* szóranyosak, fajsám tekintetében is szegényesek, míg a mészvázú és az agglutinált bentosz alakok, mind faj-, mind egyedszámukat tekintve egyaránt gazdagok

2 A bissei vadászhoz mellől származó minták Foraminiferában egyedgazdagabbak, az alakok lényegesen jobb megtartási állapotúak és optimálisan fejlettek A Foraminifera fauna 80–85%-a plankton

JUHÁSZ M vizsgálatai szerint az agyagmárga sporomorpha-kepe jó egyezést mutat a Vértessomlói Formáció alsó szakaszának *Bikolisporites torosus* biozonájában találhatóéval, melynek vezerkövületei az alábbiak

Retitruletes glabulentus KEMP 1970

Corniculatisporites alakhini (BOLCH) KUVAEVA 1972

Cicatricosporites hughesi DETT 1963

Costatoperforosporites sp

Corniculatisporites magniobatus (BOLCH) KUVAEVA 1963

Ezek a formák az albaibanál idősebb uledekekben általában nem fordulnak elő, vagy csak 1–2 példányban *A zaryatermo pollenszemek hianya alapján a retegek kora a Tesi Agyagmargaenal mindenkeppen idosebb*, míg a Sumegi Márgáanal és a Koszorúkőbányai Konglomerátumnál fiatalabb Az also-aptiban gyakori Gleichenniditesek ugyan a nagybaracskai anyagban is előfordulnak, de a dominanciaviszonyok a kevés sporomorpha

*ROBASZYNSKI et al (1979) *Hedbergella simplex* (MORROW) neven atsorolta

**M MOULLADE *Hedbergella bizonae* (CHEVALIER) neven atsorolta (1966)

miatt nem állapíthatók meg A rétegek kora tehát palynológiai alapon is a korai albaiban jelölhető meg

Mecsekjanosi Diabaz Formacio

A szakaszos magfúrás következtében a vulkáni testnek mind a felső, mind az alsó határa csupán valószínűsíthető, mégpedig a 237, ill 411 m-ben A 174 m, vagyis az előző fúrásban feltarttal kb azonos vastagságú képződményből – három szakaszra oszlóan – mindössze 20 m mag állt rendelkezésre Ezt helyenként rétegzettségét mutató, többnyire erősen bontott, agyagásványosodott, néha fehér kalcitlencsés, litoklasztos, esetleg krisztalloklasztos tufit és agglomerátum rétegek (II tábla 1–3) alkotják A karottázs a 237–253 m közötti, valamint a 406–411 m közötti szakaszon lavapadok betelepülését jelzi A feku mészkő felső részében egy 5 m-es és egy 3 m-es lilásvörös és lilásszürke színű, 1–6 cm-es darabokra szeteső agglomerátumbetelepülés látszik (A mészkő és diabaz agglomerátum váltakozása miatt a 4a–4b ábrán a Mecsekjanosi Diabáz Formáció also határat a diabáznak a meszkovon belüli legalsó, a Szarsomlyói Mészkő Formáció felső határat a mészkő legfelső előfordulásánál, vagyis átfedőleg jelöltük be) A mállás következtében a ketfele képződmény érintkezési módja a felső betelepülésnél egyáltalában nem határozható meg, míg az alsó esetében mindkét képződmény tormelékéből álló breccsa figyelhető meg

Az alsó betelepülés alatti 5 m vastag meszkőreteg (437 m-ig) 0,5–3,0 cm átmérőjű, szürke színű szögletes diabaztormelék (III tábla 1–3) zár magába, ketségtelenen tevé a meszkőképződés idején induló effuzív magmatizmus levezését

A vékonycsiszolati kép alapján a vulkanitra a tipikus folyasos, trachitos szövet a jellemző az üveges alapanyagban irányítottan vagy zavartan irányítottan plagioklászlecek helyezkednek el, melyek zommal andezin és labradoritos összetételűek Röntgendiffrakciós vizsgálattal a 369 m-ből származó mintából magas hőmérsékletű plagioklaszt határozott meg VICZIÁN I, míg a mészkőben levő agglomerátum mintáiban – az első vízfúrás alsó szakaszához hasonlóan – a plagioklászok helyett kalifoldpátot igazolt (a 430,5 m-ben 41%) A kalifoldpát ugyanitt vékonycsiszolatban is megfigyelhető volt A kvarc a csiszolat alapján másodlagosnak bizonyult

A felsőbb szintek mind az alapanyagban, mind porfiros elegyrészket sok üde színes elegyrész – főként piroxént (hipersztén, augit), valamint amfibolt és rhonit – tartalmaznak, míg a mélyebb szintek csak bontott reliktaikat (szerpentin, klorit, opak ásványok) őrzik A felsőbb szakaszon gyakori az ásványos alkotók irányítottágával párhuzamos elrendeződésű, oves felepítésű (radiálisan rostos és geles) uregkítottés Anyaguk glaukonit, feltehetően kloritos agyagásvány, valamint kalcedon, illetve a – nagyobb uregkítottések esetén – kalcit

A vulkanitban a karbonát, az eres megjelenés mellett, a színes elegyrészek helyén bontási csomok formájában is felléphet Ezek anyaga lehet sugaras-gombos szerkezetű szferoziderit, szkalenoederes, illetve mozaikpát jellegű kalcit Az összes karbonát mennyisége lefelé növekedni látszik és különösen a feku mészkőben levő kőzetüveges lapilliben magas A vulkanizmus szubmarin voltat a fent említett makroszkópos megfigyelés mellett a viszonylag magas FeO-tartalom (5% körül), valamint a glaukonitos ásványok és uregkítottések valószínűsítik A vulkanit kemizmusának megállapítása céljából 4 db teljes kémiai elemzést készítettünk (1 táblázat) Ezek alapján a kőzet bazikus trachit és

Vulkanitminták kémiai vizsgálata a B-28. sz. fúrásból

	Mintavétel helye			
	278,0 m	318,0 m	368,0 m	430,5 m
SiO ₂	45,6	41,5	48,1	49,0
TiO ₂	2,37	1,95	3,38	2,17
Al ₂ O ₃	17,7	12,8	16,2	17,3
Fe ₂ O ₃	2,27	2,66	3,25	2,41
FeO	5,26	4,95	3,59	1,08
MnO	0,08	0,03	0,11	0,02
CaO	7,60	11,6	7,80	7,60
MgO	3,67	4,60	1,50	1,00
Na ₂ O	2,11	1,72	2,58	1,26
K ₂ O	2,12	1,35	2,87	6,55
+H ₂ O	3,84	5,08	3,36	3,50
-H ₂ O	3,67	6,56	3,69	2,19
CO ₂	3,30	1,25	3,33	5,37
P ₂ O ₅	0,70	4,62	0,99	0,52

savanyú (alkáli) diabáz közötti átmeneti jellegű, SiO₂-tartalma 41–49% között változik, lefelé növekvő tendenciával. A kémiai összetétel nagyfokú változása az ásványtani összetételben is érzekelhető* (4a. ábra). Az elemzési eredményeket korrekciós számítások nélkül megkíséreltük értékelni az ONUOHA által a darnói és alföldi bázisos vulkanitok értékelésére használt diagramon is, azonban a minták kős száma, a magas CaCO₃-tartalom és a szelvényben is változó összetétel miatt az eredmények nem voltak egyértelműen értelmezhetők. Ezért az ONUOHA által az alföldi bázisos vulkanitok keletkezési helyeként feltételezett marginális tenger elképzelés a nagybaracskai vulkáni test összetétele alapján csak igen bizonytalanul adaptálható.

A tufit- és az agglomerátumrétegek mikrofaunisztikai célú vizsgálata teljesen eredménytelennek bizonyult. A palynológiai vizsgálat is mindössze egyetlen rétegből (278 m) jelez 1 db Cycadopsida és 2 db incertae sedis sporomorphát. A 274 m-ből származó tengeri mikrofoszília (Gonyaulax) viszont igazolja a szórt vulkáni termék tengerbe hullását.

Szarsomlyói Mészko Formáció

A 411–708 m között települő mészko makroszkóposan két szakaszra tagolódik. A 700 m-ig terjedő felső szakasz mészko fehér, szürkésfehér, lefelé fehéresszürkébe átmenő, gyakran pszeudooidos szövetű, gyéren Echinodermata-toredékes, sztilolitos szerkezetű, míg alatta középszemcséjű, crinoideás, elmosódó kontúrú tűzkölcenséket tartalmazó mészko települ. A felső szakasz vékonycsiszolati képe igen változatos pelmikrites-től a pelpátos szöveten keresztül a biointrapátosig és az extrabiopátosig minden szövet-

*A felvételeket VICZIAN I és FOLDVÁRI M értékelte

változat előfordul. A vékonycsiszolatokban észlelhető, nem túlságosan változatos faunából a 449,5–461,0 m között kis és közepes gyakorisággal, mind az intraklasztban, mind az alapszövetben előforduló, felső-titonot jelző *Calpionella*-félék (*Calpionella alpina* LORENZ, *Crassicolaria braevis* REMANE, *C. intermedia* DURAND DELGA) érdemelnek kiemelési Ugyanezen a szakaszon és részben alatta is, elvéve egy-egy Lombardia-toredék is megfigyelhető. Bár a korértékű mikroplankton, illetve az agglomerátumot tartalmazó mészkőrétegek között 12,5 m szintkülönbség van, a kőzet folyamatos kifejlődése alapján a vulkanizmus kezdetét az azt rogzító felső-titon mészkő alapján feltételezhető szintén a felső-titonban, esetleg a jura–kréta határban jelölhetjük meg. Az alsó 8 m-es tűzköves szakasz mikroszkoposan durva biopátos szövetű. LÉNÁRD T. szóbeli közlése szerint ez valószínűleg azonosítható a Villányi-hegységben is megismert oxfordi crinoideás mészkővel. E kifejlődés egyúttal jó egyezést mutat a mecseki kifejlődéssel is, ami felveti az oxfordi korszak egységes üledékgyűjtőjének gondolatát is.

Összefoglalva

1 A területen a Villányban eddig ismert legfiatalabb jura rétegeknél (kimmeridge–alsó-titon) fiatalabb (felső-titon) rétegek létezése is igazolást nyert.

2 A vulkanizmus és az oxfordi képződmények valószínű azonosíthatósága révén valamelyest kisebbnek látszik a mecseki és villányi zona kifejlődésében mutatkozó különbség.

3 A proklastikumot és láva kőzetet egyaránt produkáló vulkanizmus kezdete a felső-titonban, esetleg a jura–kréta határban jelölhető meg. Ennek pontosítása azonban a felső, faunaszegény, lapillis mészkőszakasz további (elsősorban nannoplankton) vizsgálatától várható.

4 A mészkőben talált lapillik és a tufitban talált néhány ősmaradvány és egyéb vulkáni termék elváltozásai tenger alatti vulkanizmust igazolnak.

5 A vulkanizmus révén remélhetően közelebb jutottunk a villányi zónában a barrémi–középső-kréta Nagyharsányi Mészkő Formáció alatt települő Harsányhegyi Bauxit Formáció anyagkőzet-kérdésének megoldásához.

6 A Bissei Márga Formáció fölött (vagy abban) földpátos homokkő vált ismertté. Az ebben megfigyelhető mikroklín ásványok felvetik a villányi zónától É-ra elhelyezkedő gránitov felszínre kerülésének lehetőségét is.

IRODALOM – REFERENCES

- BARANYAI I – JÁMBOR Á. 1962 A komplex geofizikai kutatások és geológiai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dünántul területen az alaphegységkutatásban – Magyar Geofizika 3 (3–4) 166–181
- BÉRCZINÉ MÁKK A. 1971 A bacskai paleo-mezozóos rogvonulat folytatása az ottomosi területen – Földt. Koz. 101 26–33
- CSIKY G. 1963 A Duna–Tisza köze mélyszerkezeti viszonyai a szénhidrogénkutatás tükrében – Földt. Kozlem. 93 19–35
- CSONGRÁDI B.-né – JUHÁSZ Á. – MATYÓK I. 1970 Magyarország medencebeli also-kreta üledékes és magmás képződményei – OGIL Műsz. Tud. Kozl. 43–49

- DANK V 1963 A déalföldi neogén medencerészek mélyszerkezeti viszonyai és kapcsolatok a delbaranyai és jugoszláviai terulettekkel – Foldt Kozl 95 123–139
- ELGI 1967 Magyarország földmagneses térkepe – Geofiz Kozlem 16 (4)
- ELTE Foldtani Tanszek 1974 Az alföldi és DK-Dunántuli jura–kréta idoszaki kepzödmények és azok fejlődéstörténeti vizsgálata koolajfoldtani szempontbol – OKGT Adattar
- FRIZZEL L 1954 Handbook of Cretaceous Foraminifera of Texas – Univ of Texas Report of Investigations, No 22 Austin
- FULOP J 1961 Magyarország krétaidoszaki kepzödményei – Foldt Int Évk 49 (3)
- FÜLOP J 1966 A Villányi-hegység krétaidoszaki kepzödményei – Geol Hung Ser Geol 15
- FULOP J 1975 Tatai mezozoos alaphegysegrogok – Geol Hung Ser Geol 16
- HERMES J J 1966 Lower Cretaceous planctonic Foraminifera from the Subbetic of southern Spain – Geol en Mijnbouw 55 157–164
- HERMES J J 1969 Late Albian Foraminifera from the Subbetic of southern Spain – Geol en Mijnbouw 48 (1) 35–66
- ifj LÓCZY L 1912 A Villányi- és Báni-hegység geologiai viszonyai (Die geologischen Verhältnisse der Villanyer und Baner Gebirge) – Foldt Kozl 42 (9–10) 672–695
- ifj LÓCZY L 1913 Baranya varmegye déli hegyvidekenek foldtani viszonyai – Foldt Int Évi Jel 1912-rol 171–182
- LÓCZY L jun 1915 Beitrage zur Geologie und Palaontologie des Villanyer und Baner Gebirges (Ungarn) – Dissertation Budapest
- LOEBLICH A –TAPPAN H 1961 Cretaceous planctonic Foraminifera Part I Cenomanian – Micropal 7 (3) 257–304
- ifj NOSZKY J 1957 Kiértékelő jelentés az 1952-ben a Villányi-hegységben vegzett bauxitfoldtani reambulalo foldtani vizsgalatokrol – Foldt Int Adattar, kezirat
- NEAGU T 1965 Albian Foraminifera of the Rumanian Plain – Micropal 11 (1) 1–38
- ONUOHA K HOSTO 1979 Lemeztektonikai rekonstrukciok a magmas kozetek kemiai osszeteteleének vizsgálata utjan – Magyar Geofizika 20 (4) 149–158
- PETERS K F 1863 Uber den Lias von Funfkirchen – Sitzungsber d Math Nat Klass d Akad d Wiss 46 (1) 241–293
- RAKUSZ GY 1937 Adatok a Harsanyhegy bauxitszintjének ismeretéhez (Beitrage zur Kenntniss des Bauxitniveaus des Harsányberges) – Foldt Int Évi Jel 1929–32-rol 215–233
- RAKUSZ GY –STRAUSZ L 1953 A Villányi-hegység foldtana (La geologie de la Montagne de Villány) – Foldt Int Évk 41 (2)
- ROZLOZSNIK P 1936 Nagyharsányi bauxitelöfordulas – Foldt Int Adattar, kezirat
- RISCH H 1971 Stratigraphie der hoheren Unterkreide der Bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien – Paleontographica, Sonderabdruck 138 Abt A
- SIDÓ M 1975 A Tatai Formacio Foraminiferái (felsö-apti) – Foldt Kozl 105 155–187
- SISSINGH W 1978 Microfossil biostratigraphy and stage-stratotypes of the Cretaceous – Geol en Mijnbouw 57 (3) 433–440
- SLACZKA A (foszerk) 1976 Atlas of palaeotransport of detrital sediments in the Carpathian-Balkan Mountain System – 1 2 000 000, Warszawa
- STRAUSZ L 1941 Palaontologische Daten aus dem Mesozoikum des Villanyer Gebirges – Ann Mus Nat Hung pars Min Geol et Paleont 34
- STRAUSZ L 1942 Adatok Baranya geologiajához (Angaben zur Geologie des Baranyaer Komitates) – Foldt Kozl 72 (4–12) 181–192
- STRAUSZ L 1952 A Dunántul DK-i részének foldtani felepitese – Foldr Ért 1 (2)
- SCHEFFER V 1963 Adatok a Vardaridak es a Banati arok felszin alatti vonulatainak kovetesehez a Karpatmedenceben – Foldt Kozl 93 286–303

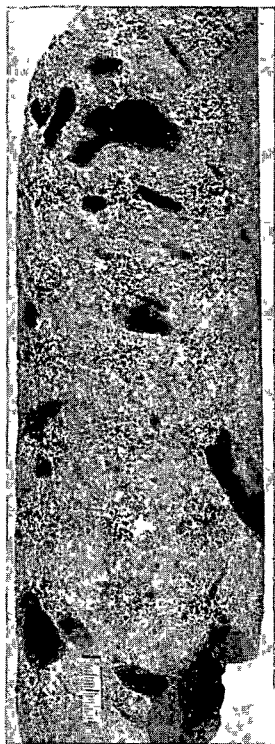
- T KOVÁCS G 1977 A Dél-Alföld mezozoikumuma – Foldt Kozl 107 (2) 150–167
- TELEGDI RÓTH K 1937 Jelentés az 1930 es 1931 években a Bakonyhegységben es a Villányban végzett bauxitkutatásokról (Bericht über die in Jahren 1930–31 im Bakony und im Villányer Gebirge durchgeführten Bauxitforschungen) – Foldt Int Évi Jel 1929–32-rol 241–293
- VADÁSZ E 1934 Das geologische Alter der Transdanubischen Bauxitbildung – Centralbl Mineral Geol Palaont B
- VADÁSZ E 1935 A dunántúli bauxitképződés és mangánkeletkezés földtani kora – Bány Koh Lapok 68 163–168, 193–197
- VADÁSZ E 1951 Bauxitföldtan – Budapest
- VADÁSZ E –FÜLÖP J 1959 Les formations Cretacées de la Hongrie – Congresso Geol Intern XX Session Ciudad Mexico, 1956 Sobretiro Symposium del Cretacico
- VERRASZTÓ Z –SZEDERKÉNYI T 1974–75 Nagybaracska 1 sz. hevizkutató furás összes dokumentációs anyaga – Foldt Int Adattár, kézirat
- VAN HINTE J E 1972 The Cretaceous time scale and planctonic foraminiferal zones – Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akad van Wetenschappen, Ser B 75 (1)
- WEIN GY 1967a Délkelet-Dunántúl hegységszerkezeti egységeinek összefüggései az oalpi ciklusban – Foldt Kozl 97 286–293
- WEIN GY 1967b Délkelet-Dunántúl hegységszerkezete – Foldt Kozl 97 371–395
- WEIN GY 1969 Újabb adatok a Villányi-hegység szerkezetéhez – Foldt Kozl 99 47–59

I tábla – Plate I

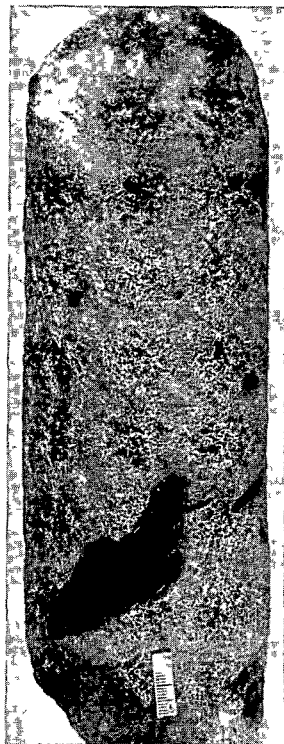
Nagybaracska B-28 sz fúrás

- 1 Foldpátos homokkő agyagmarga-kavicsokkal – Feldspar-bearing sandstone with clay-marl pebbles
205,0–205,3 m
- 2 Foldpátos homokkő agyagmarga-kavicsokkal – Feldspar-bearing limestone with clay-marl pebbles
205,0–205,3 m
- 3 Foldpátos homokkő, agyagmarga-kavicsokkal a réteg felszínén – Feldspar-bearing sandstone with clay-marl pebbles on top of the bed
208,8–209,0 m

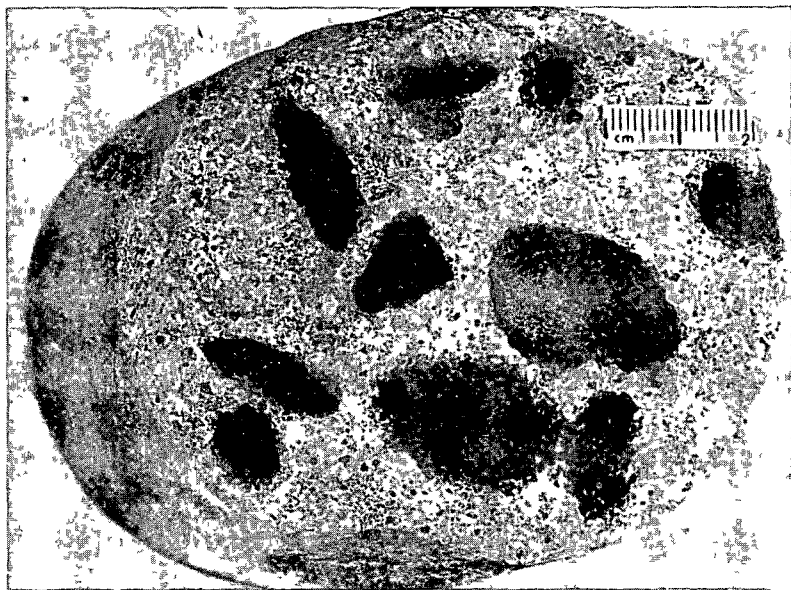
Foto PELLÉRDY



1



2



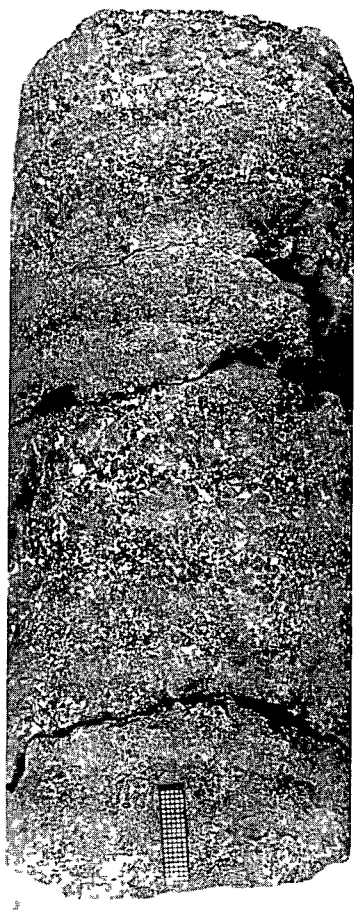
3

II tábla – Plate II

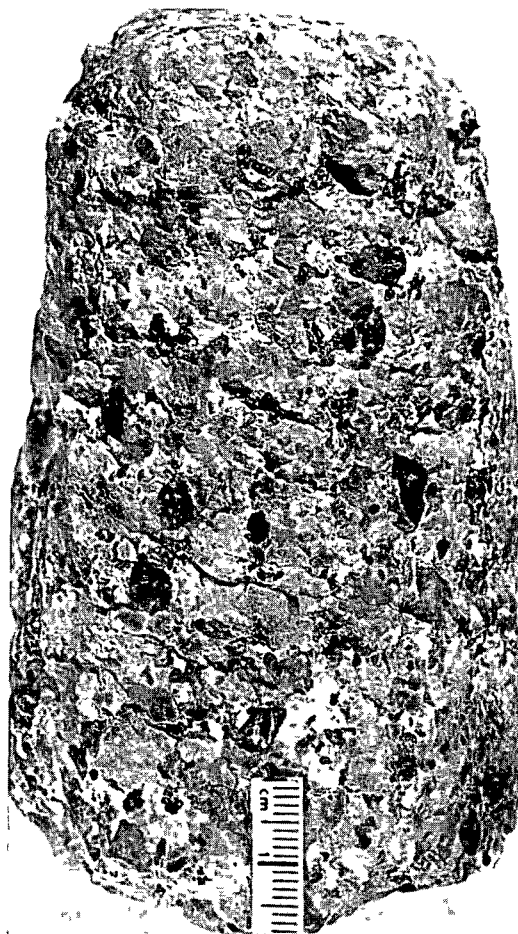
Nagybaracska B-28 sz fúrás

- 1 Osztyalyozott vulkánú szórt anyag, rétegzett, bontott, közepso szakaszán kalcit-cementációval – Sorted volcanic ejecta, stratified, altered, cemented by calcite in its middle part
320,2–320,4 m
- 2 Aprószemcséjű, kemény, trachit–diabaz agglomerátum – Small-grained, hard trachyte-diabase agglomerate
324,0 m
- 3 Rétegzetlen, lapillis, bontott diabaztűfit – Nonstratified, altered, diabase tuffite with lapilli
277,0 m

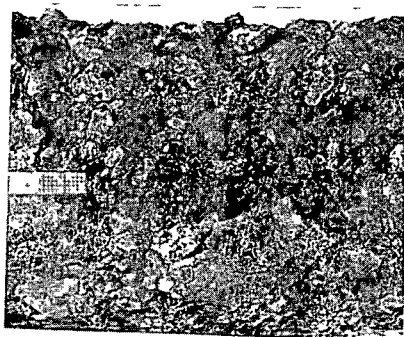
Fotó PELLERDY



1



2



3

114 115

III tábla – Plate III

Nagybaracska B-28 sz furas

1-3 Szársomlyói Mészó Formáció szórt vulkáni tormelékkel – Szársomlyo Limestone Formation with pyroclastics

436,0–436,5 m

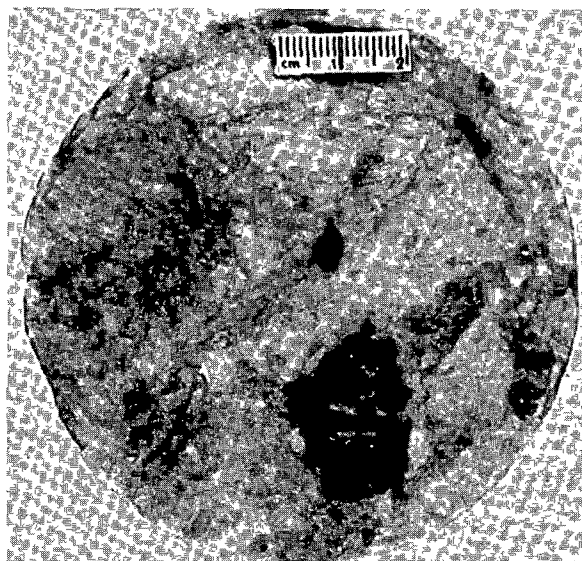
Foto PELLÉRDY



1



2



3

CRETACEOUS ROCKS DRILLED AT NAGYBARACSKA
(S Hungary)

by

G CSÁSZÁR–I FRIDEL–MATYÓK–I KOVÁCS–BODROGI

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H–1143

UDC 552 513 08+552 3 08(439 11 Villányi-hg)
551 762 3/ 763 02(439 11 Villányi-hg)
56(16 23+116 3 439 11 Villányi-hg)

Key - words correlation, sandstone, limestone, volcanic rocks, mineral composition, chemical composition, microfauna, Cretaceous, Malm, boreholes (Nagybaracska B-27, B-28), Southern Transdanubia (Villany Mts), Rumania (Pădurea Craiului Mts)

Identified on the basis of relationships in the geological make-up between the Villány Mountains (Hungary) and the Pădurea Craiului Mountains (Rumania), the presence of the Villány Zone has been verified by hydrocarbon exploratory drilling first in the Danube–Tisza Interfluve and later in the Trans-Tisza Region (E of the Tisza river) The ground-water exploration wells B-27 and B-28 at Nagybaracska (Fig 1), in turn, beside confirming the presence of the Zone, have led to the discovery of considerable differences Among these, the recognition of basic volcanic ejecta and effusives (Fig 3 and 4) and the latest Cretaceous feldspar-bearing sandstones (Fig 4) developed here, are most important Detailed or generalizing mineralogical-petrographic and palaeontological results and conclusions are presented concerning the Cretaceous detritus and limestone and the latest Jurassic volcanics, and the unusually thick Malm limestones The youngest formation is the feldspar-bearing, pebbly sandstone and clay-marl (Bisse Marl Formation?) dated palaeontologically as Early Albian (Table 1) The Nagyarsány Limestone Formation (Fig 3) can be assigned only to the Barremian-Aptian interval Well-divisible even lithologically, the volcanics (Fig 3, 4) show features suggesting a downward increase of acidity, and the plagioclases are partly replaced by K-feldspar Taken as a whole, the rock is transitional between basic trachyte and acid (alkali) diabase The poor fossil material found in the pyroclastics and the lapilli observed in the underlying limestones testify to a submarine volcanism

At places, getting strongly enriched in the upper part of the thick limestone lying at the base of the sequence, the Calpionella forms do not only record the Upper Tithonian age of the limestone, but they suggest that the volcanism here may have started earlier (Late Tithonian) than did in the Mecsek area

KÖZÉPSŐ-MIOCÉN REGRESSZIÓS SZELVÉNY A NYUGATI-MECSEKBŐL

CHIKÁN GÉZA

M Áll Földtani Intezet Budapest, Népstadion ut 14
H–1143

ETO 551 782 12/13(234 373 6)



No 25

T á r g y s z a v a k regresszió, földtani szelvény, középső-miocén, Dél-Dunántul (Mecsek)

A Nyugati-Mecsekben folyó térképezés során Bodolyabér kocség határában a badeni kora retgersoron belül jelentkező regresszió kútúő feltárását talaltuk meg. A feltarásban a fekvő nyíltvízi kifejlődésű képződményektől a fedő lajtamészkoig folyamatos retgersor figyelhető meg.

1 A feltarásban a fekvő képződmény nyíltvízi fáciesű agyagmárga. Kora a mikrofauna-vizsgálatok alapján badeni.

2 A regressziós szakasz képződményeiben homokosodás, viszonylagos faunaszegénység jelentkezik (a fauna általában nagy fáciestűrésű alakokból áll).

3 A fedő képződmény típusos lajtamészko.

4 A regressziós szakasz mikrofauna-vizsgálata mellett – figyelembe véve NAGYMAROSY A (1980) vizsgálati eredményeit is (melyek szerint a mecseki képződménysorban a Mánfai Tagozattal kezdődően már badeni nannoplankton figyelhető meg) – a regresszió biokronológiai helyet az alsó-badeniben rögzíthetjük.

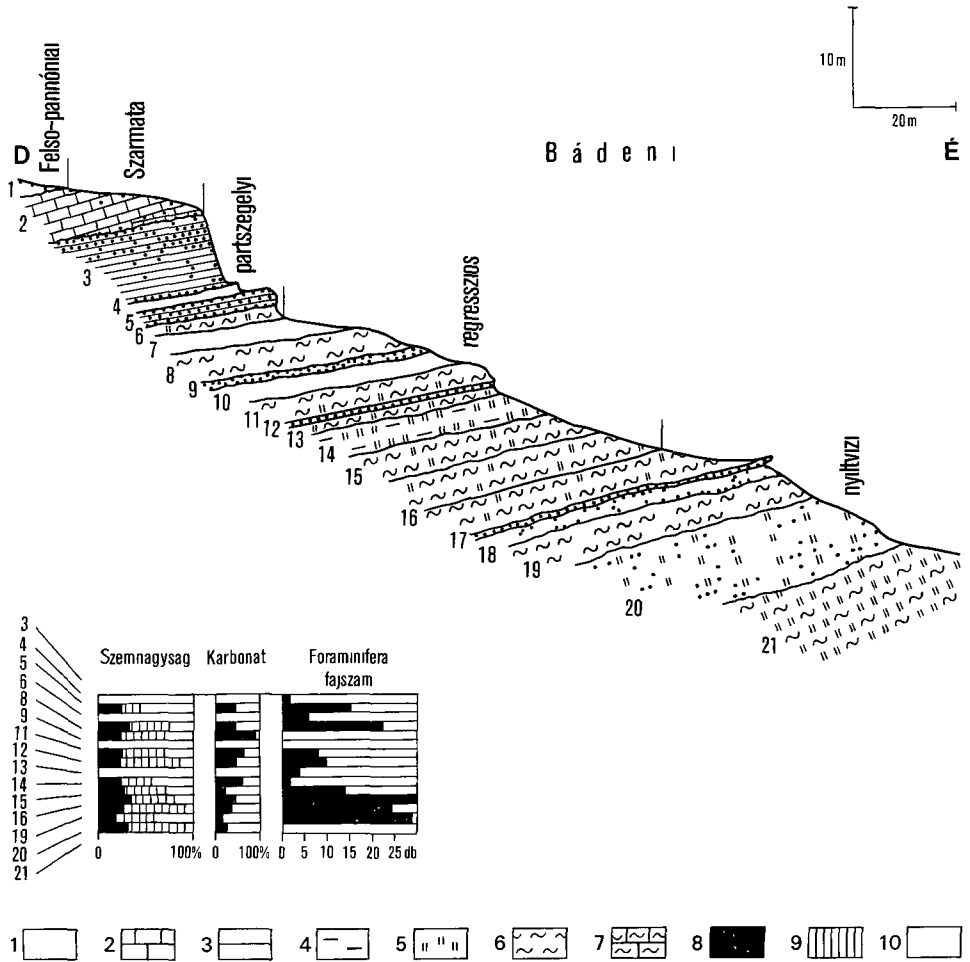
5 A bodolyabéri feltarastól Ny-ra, Kishajmás kocség közeleiben van az eddig egyedül a Nyugati-Mecsekből észlelt „felső lajtamészko” előfordulás. E két terület közötti szerkezeti határvonal a Kishajmás–Husztot közötti völgy, amely tektonikus jellege mellett számos oszfodrajzi különbség kialakulását is eredményezte.

A Nyugati-Mecsekben folyó térképezési és egységesítési munkánk során 1979-ben a Felsőmindszent és a Szágy jelű, 1:25 000 méretarányú térkeplapok területének reambulációjára és földtani felvetelére került sor.

E terület K-1 részen, Kishajmástól K-re a badeni és a szarmata kora képződmények felszíni előfordulásai már korábban is ismertek voltak. Első ízben VADÁSZ E. 1935-ben, a Mecsek hegységről szóló munkájában írta le azt a harmadidőszaki képződmények által alkotott szinklinálist, amely Magyarhertelendőtől és Bodolyabértől D-re helyezkedik el, s amelyben torton, szarmata és pontusi rétegeket talált. E szinklinálisról szelvényt is közölt STRAUSSZ L. 1942-ben két cikkében foglalkozott a területtel. Nagy jelentőségűnek tartotta a „Turritellás–Corbulás rétegek” itteni előfordulását, amit a helvét–torton határra helyezett.

A Mecseki Ércbányászati Vállalat 1959-ben és 1963-ban végzett részletes térképező munkája eredményeként számos új adat és következtetés született e területen a képződmények egymásra településével és összefogozódásával kapcsolatban. A most bemutatásra

kerülő feltárást az 1959-es, 1:25 000 méretarányú térképezés során nem írták le, az 1963-as, GLOCKNER J.-né nevéhez fűződő 1:10 000 ma térképen viszont szerepel, s a feltárás leírása is igen részletes. A térképlap magyarázójában a torton képződményekkel részletesen foglalkozott, s itt – többek között – leírta, hogy „a corbulás képződmények alsó részén az agyagos, felső felén pedig a homokos képződmények az uralkodóak. Nyugat felé ez az elkülönülés egyre szembetűnőbb lesz.” E homokosodás jelenségét nem magyarázta.



1. ábra Bodolyaber 247 sz. feltárás földtani szelvénye

1 Homok, 2 homokos mészkő, 3 homokkő, 4 agyag, 5 kőzetliszt, 6 marga, 7 mészmarga. Az üres részek a szelvényben fedett szakaszt jelentenek – A szemnagyság-diagramon 8 agyag, 9 kőzetliszt, 10 homok

Fig. 1 Geological section No. 247 at Bodolyaber

1 Sand, 2 sandy limestone, 3 sandstone, 4 clay, 5 silt, 6 marl, 7 calcareous marl. The blank parts of the profile represent sectors not exposed – Grain size diagram 8 clay, 9 silt, 10 sand

Térképezési munkánk során Bodolyabér határában olyan feltárást észleltünk, amelyben egy szelvényben figyelhető meg a bádeni képződmények egymáshoz való viszonya. A feltárást Bodolyaber D-1 részén, a régi Egyházbér és Kisbodolya között, az Újhegy felé felfutó árokban található. Hossza mintegy 250 m, a feltárt teljes rétegvastagság 35 m (1. ábra). A rétegsor nyíltvízi fáciesű kőzetlisztes márgával kezdődik (21). Ez szürke, zoldesszürke, sötét olajzöld színű, közepesen osztályozott, igen erősen kotott, csillámos, hasadozott. Rétegzetlen, makrofaunát igen nagy egyedszámban tartalmaz, nagyrészt héjas példányokat, melyek között az apró Corbulák a leggyakoribbak. Vastagsága 8 m. Felette folyamatos átmenettel kőzetlisztes homok települ (20). Ez barna, zoldesbarna, erősen kotott, egyenetlen torésű. Finomszemű, főleg kvarcból és csillámból áll, benne az ősmaradványok kioldott héjúak.

Mikrofaunája (melyet KÖRECNÉ LAKY I. határozott meg) az alábbi alakokat tartalmazza:

Robulus cultratus MONTF
Cibicides dutemplei (D'ORB)
Eponides haidingeri (D'ORB)
Robulus calcar D'ORB
Heterostegina costata D'ORB
Dentalina vertebralis BATSCH
Amphistegina hauerina D'ORB
Elphidium crispum (L.)
Globigerinoides triloba (RSS)
Cibicides boueanus (D'ORB)
C. ungerianus (D'ORB)
Rotalia beccarii (L.)
Uvigerina macrocarinata PAPP-TURNOVSKY
Asterigerina planorbis D'ORB
Bolivina dilatata RSS
Spiroplectammia carinata (D'ORB)
S. deperdita (D'ORB)
Globulina gibba D'ORB
Globigerina druryi AKERS
G. foliata BOLLI
G. falconensis BLOW
Bigenerina agglutinans D'ORB
Cibicides lobatulus (W. J.)
Robulus vortex (F. M.)
Nonion boueanum (D'ORB)
Globoquadrina globosa BOLLI

Dőlése 206/26° Vastagsága 8 m

Erre folyamatos átmenettel márgás homok települ (19). Fekete, sötétszürke színű, színét viszonylag magas diszperz szervesanyag-tartalma adja. Közepesen osztályozott, finomszemű. Főleg kvarcból és csillámból áll. Alig kotott, pikkelyesen elválo. Rétegzetlen, sok Mollusca maradvánnyal. Mikrofaunája a következő:

Robulus cultratus MONTF
Cibicides ungerianus (D'ORB)
Pullena bulloides D'ORB
Spiroplectammia carinata (D'ORB)
S. deperdita (D'ORB)

Asterigerina planorbis D'ORB
Rotalia beccarii (L)
Virgulina schreibersiana ČŽŽ
Gyroidina soldanu D'ORB
Globigerina bulloides D'ORB
G. foliata BOLLI
G. woodi JENKINS
Globigerinoides triloba (RSS)
Orbulina universa D'ORB
Nonion boueanum (D'ORB)
Uvigerina pygmaea PAPP–TURNOVSKY
Eponides haidingeri (D'ORB)
Globulina tuberculata D'ORB
Bulimina buchiana D'ORB
B. elongata D'ORB
B. aculeata D'ORB
Ceratobulimina contraria (RSS)
Nodosaria scalaris BATSCH

A rajta települő 1,2 m vastag homok (18) szintén fekete, sötétszürke, jól osztályozott, finomszemű Retegzetlen Felső 30 cm-ében erősebben kotott, homokkő jellegű (17) Erre kőzetlisztes marga települ 6 m vastagságban (16) Sárga, barnássárga, felfelé fokozatosan szürkül, sötétszürkébe megy át Közepesen osztályozott, erősen csillámos Közepesen kotott, rétegzetlen Igen sok Corbulát és Turritellát, valamint egyéb jó megtartású Mollusca-héjakat tartalmaz Viszonylag sok Foraminifera található benne

Spiroloculina striatula TEN DAM–REINHOLD
Spiroplectammia carinata (D'ORB)
S. deperdita (D'ORB)
Virgulina schreibersiana ČŽŽ
Pullenia bulloides D'ORB
Nonion boueanum (D'ORB)
N. soldanu (D'ORB)
Bulimina buchiana D'ORB
B. aculeata D'ORB
Eponides haidingeri (D'ORB)
Dentalina vertebralis (BATSCH)
Sigmoilina celata COSTA
S. asperula (KARRER)
Quinqueloculina pulchella (D'ORB)
Sigmoilina arenaria (BRADY)
Rotalia beccarii (L)
Robulus cultratus MONTF
R. inornatus (D'ORB)
Massilina haidingeri (D'ORB)
Asterigerina planorbis D'ORB
Hopkinsina bononiensis (FORN)
Spiroloculina tenuis ČŽŽ
Quinqueloculina seminula L
Globigerina bulloides D'ORB
G. woodi JENKINS
G. diplostoma RSS
G. falconensis BLOW
G. foliata BOLLI

Felfelé haladva előbb sotétszurke, rétegzetlen, 4 m vastag kőzetlisztes márga (15), majd sotétszurke színű, rosszul rétegzett, 3,5 m vastag agyagos kőzetliszt (14) következik A 15 sz. réteg mikrofaunája

Rotalia beccarui (L)
Nonion boueanum (D'ORB)
Bulimina elongata D'ORB
Globigerina foliata BOLLI
G woodi JENKINS
G apertura CUSHMAN
G bulloides D'ORB
Spiroplectammia carinata (D'ORB)
Virgulina schreibersiana ČŽJŽ
Asterigerina planorbis D'ORB
Globigerina diplostoma RSS
G concianna RSS
Cassidulina crassa D'ORB

alakok, míg a 14 sz. rétegben csak egy faj (*Globulina tuberculata* D'ORB) volt megfigyelhető Ebből a rétegből Diatoma vizsgálat is történt (OROSZNÉ HAJÓS M)

Hyalodiscus aff praelaevis KOZ
H aff kozlovi KOZ
Melosira kochu PANT
Terpsinoe americana (BAIL) RALFS
Amphora sp
Actinocyclus sp
Synedra crystallina (AG) KÜTZ

Az erre következő 80 cm-es rétegben (13) homokos, kőzetlisztes márga, homok, kőzetliszt 2–4 mm vastagságban szeszélyesen váltakozó rétegecskei települnek Sok kvarc és muszkovit ismerhető fel, főként a durvább szemű rétegekben A képződményben a fekvő kőzetanyagának darabjai helyezkednek el lencse alakú zárványok formájában, egy részüket limonitos hártya vonja be E rétegből csak

Globigerina sp
Cibicides sp
Globigerinoides triloba (RSS)

alakok kerültek elő

Erre vékony, sárga homokkő települ (12), melynek Foraminifera a következők

Nonion boueanum (D'ORB)
Rotalia beccarui (L)
Bulimina elongata D'ORB
Globigerina apertura CUSHMAN
G foliata BOLLI
G woodi JENKINS
Asterigerina planorbis D'ORB
Virgulina schreibersiana ČŽJŽ
Globorotalia obesa BOLLI

Ezen kőzetlisztes márga települ (11) Sárga, zoldessárga Közepesen osztályozott Sok muszkovitot tartalmaz Kotott, kemény, lencsésen rétegzett, a rétegvastagság max 6 cm Makrofaunát nem tartalmaz, mikrofaunájából az alábbi alakok voltak meghatározhatók

Nonion boueanum (D'ORB)

Rotalia beccarii (L)
Bulmina elongata D'ORB
Virgulina schreibersiana ČŽJŽ
Globigerina foliata BOLLI
G woodi JENKINS
Asterigerina planorbis D'ORB

Itt mintegy 1,5 m-es fedett szakasz következik (10), majd sárga, barnássárga homok (9)- és mészmárgarétegek (8) figyelhetők meg. Ez a kőzetanyag jól osztályozott, finomszemű, főleg kvarcból áll, kevesebb muszkovitot, sok mészszemcsét tartalmaz. Közepesen kotott, egyenetlen torésú, rétegzetlen. Igen nagy számban tartalmaz olyan kagylótoredékeket, amelyek felszínén hártavékony, sárgásbarna, limonitos bevonat keletkezett. Mikrofaunát nem találtunk benne.

Erre ismét mintegy 1,5 m-es fedett szakasz (7) után sárgásfehér kőzetlisztes márga (6) következik. Mikrofaunája az alábbi:

Hopkinsina bononiensis (FORN)
Eponides haidingeri (D'ORB)
Spiroplectammna carinata (D'ORB)
Asterigerina planorbis D'ORB
Cassidulina crassa D'ORB
Bulmina elongata D'ORB
B affinis D'ORB
Spiroloculina tenuis ČŽJŽ
Sigmolina arenaria KARRER
Amphistegina hauerina D'ORB
Rotalia beccarii (L)
Globulina gibba D'ORB
Nonion soldanu (D'ORB)
Globigerina bulloides D'ORB
Lagena hexagona WILL
Spiroplectammna deperdita (D'ORB)
Textularia pala ČŽJŽ
T subangulata D'ORB
Gyroldina soldanu D'ORB
Cibicides dutemplei (D'ORB)
Bulmina aculeata D'ORB

Felette 1,2 m vastag homokkő (5), 0,8 m vastagságú agyagos homok (4) és ismét homokkő (3) települ. Ez utóbbi fehérsárgásfehér, közepesen osztályozott, közép–durvaszemű, szortan aprokavicsos. Fő alkotórésze a kvarc, jelentős muszkovittartalma is van, ezenkívül mészszemcsék is nagy számban találhatóak benne. Kotott, kemény, rétegzetlen, tomegegyes megjelenésű, alsó határán 30–10 cm-es rétegzettségűvé válik. Dőlése 256/12°. Makrofaunát nem tartalmaz, de jelentős mennyiségű Lithothamnium figyelhető meg benne, mikrofaunájában pedig az alábbi alakok találhatóak:

Nonion boueanum (D'ORB)
Rotalia beccarii (L)
Elphidium crispum (L)
Cibicides lobatulus (W J)
Spiroplectammna carinata (D'ORB)
Globulina gibba D'ORB
Globigerinoides triloba (RSS)
Asterigerina planorbis D'ORB

Globulina tuberculata D'ORB
Rotula papillosa BRADY
Robulus cultratus MONTF
Amphistegina hauerina D'ORB
Spiroplectammna deperdita (D'ORB)

Fellette homokos mészkő, meszes homokkő (2) települ penakordanciával, majd kis-sé közetlisztes sárga homok (1) zárja a neogén rétegsort

A kőzetanyag makroszkópos vizsgálata alapján a feltárás rétegeit a következő f á - c i e s e k b e soroltuk be

nyíltvízi fáciesű szakasz	21–17 sz réteg
regressziós szakasz	16– 8 sz réteg
partszegelyi kifejlődés	6– 3 sz réteg
szarmata képződmények	2 sz réteg
felső-pannoniai képződmények	1 sz réteg

A terepi észlelések alátámasztására á s v á n y - k ö z e t t a n i és ö s l é n y t a n i vizsgálatokat végeztünk (Ezek egy része a Foldtani Intézetben, másik része az OFKfV Kozponti Laboratóriumában készült) A szemmagysági és karbonátvizsgálatok jól tuk-rozik a fokozatos regressziót, a kiemelkedéshez kapcsolódóan jelentkező szemmagysági durvulást

A mikrofauna vizsgálata (KORECZNÉ LAKY I) is több szempontból hozott eredményeket A szelvényrajz mellett feltüntetett grafikon megmutatja az egyes rétegekben fel-lepő fajok mennyiségét a fajszám változásai jó összefüggést mutatnak a regressziós sza-kasz fellepesével és a fedő felé való elhatárolódásával A vizsgálati eredmények megerősít-tettek a makroszkópos alapon tett megállapításainkat A feltárásban a 8–16 sz retegeket a bádemi képződménysorban jelentkező regressziós kifejlődésnek tartjuk Ezt a követke-zők tamasztják alá

A szemmagysági viszonyok változása, a homokfrakció túlsúlya felé való eltolódása a szemeloszlási diagramon jól látható (1 ábra)

A képződmények színe ezen a szakaszon válik uralkodóan oxidatív jellegűvé A fel-színi oxidáció lehetőségét kizárja, hogy a fekvőben és a fedőben, azonos felszíni korul-mények között vannak redukzív jellegű képződmények is

A feltárásban részletesen vizsgált Foraminifera fauna fajszámában a 11 rétegnél ugrásszerű csökkenés jelentkezik, s az alacsony fajszám a 8–9 rétegben 0-ra esik vissza

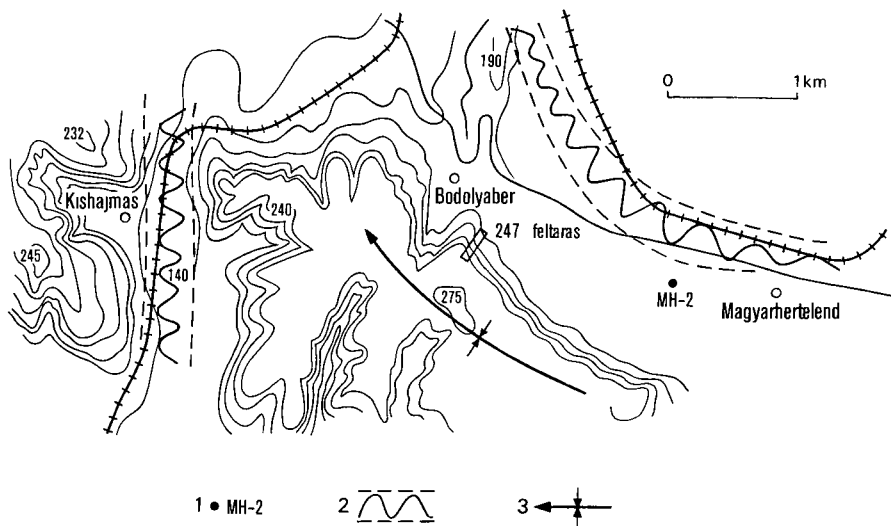
A feltárás retegeiben a regresszióra utaló egyéb nyomok is megfigyelhetők feldolgo-zott fekvőanyag a 9 es 10 sz rétegek között, toredékes, rossz megtartású makrofauna, mikroflora, limonitos bevonatok megjelenése

A faciesre erzekeny mikroflóra értékelését OROSZNÉ HAJÓS M az alábbiakban ad-ta meg

A Terpsinoe americana litoralis, helyhez kötött euryhalin faj A partmenti édes- és brakkvizek-ben is előfordul Melegebb tengerek, oceanok partja menten sziklakon tapadva él Európában ritka
A Syndra cristallina litoralis alacsony sótartalmu tengerpartokon is él

A Hyalodiscus nemzetszeg taxonjai tengerparti euryhalin planktonok, néha brakkviziek

A Melosira kochu faj eddigi ismereteink alapján hosszabb fajoltóju A középső-miocén karpati emelet felső, regressziós szakaszabol (Magyaregregy, Zengővarkony) és also-pannon uledékekből ismerjuk Mindenkör csokkentsosvízi uledékekből határoztuk meg



2 *abra* Bodolyaber környékének vazlatos térkepe
1 Furas, 2 szerkezeti zóna, 3 szinklinális

Fig 2 Schematical map of the environs of Bodolyaber
1 Borehole, 2 faulted zone, 3 syncline

A regressziós rétegcsoport k o r á r a nézve az alábbiakat állapíthatjuk meg
A nyíltvízi faciesű szakaszból bádénai nyíltvízi Foraminifera fauna került elő A regressziós szakasz keves Foraminiferája szintén bádénai kort jelez, a mikroflóra kor meghatározásra nem alkalmas A partszegélyi kifejlődésű homok–homokkő bádénai partszegélyi faunát tartalmaz Ez utóbbiban nem sikerült olyan mikrofaunát találni, amely egyértelműen eldöntötte volna also- vagy felső-bádénai korát Települési helyzetéből, a környező területeken való előfordulásából inkább az alsó-lajtamésző rétegcsoporttal való azonosítása látszik lehetőségek, faunisztikai alapon a felső-lajtamésző csak egy elszigetelt foltban mutatható ki, a kishajmási völgytől Ny-ra, a völgy által jelzett szerkezeti zóna (2 ábra) nyugati oldalán

Észleléseinket és vizsgalati eredményeinket összevetve a környező területeken végzett korábbi térkepezési eredményekkel (JÁMBOR Á–GERZSON I 1960, HÁMOR G 1970) megállapítható, hogy ilyen, a badeniben jelentkező regressziót eddig nem sikerült kimutatni

IRODALOM – REFERENCES

- GLOCKNER J -né 1965 Az Abaliget és Bodolyaber közötti terület miocén rétegeinek leírása – MÉV Irattár, kézirat
HÁMOR G 1970 A K-mecsek miocén – Földt Int Évk 53 (1) 1–371
HÁMOR G–JÁMBOR Á 1964 A K-i és Ny-i Mecsek miocén képződményeinek párhuzamosítási lehetőségei – Földt Kozl 94 (1) 53–65

- JÁMBOR Á –GERZSON I 1960 A II sz kutatócsoport 1959 evi jelentése a Mecsek hegység ÉNy-i részéről – MÉV Irattár, kézirat
- JÁMBOR Á –SZABÓ J 1961 A II sz kutatócsoport jelentése a lelohelytől É-ra levő terület 1 10 000-es földtani térképezéséről – MÉV Irattár, kézirat
- KORECZNÉ LAKY I 1968 A K-Mecsek miocén Foraminifera – Földt Int Évk 52 (1) 1–124
- NAGYMAROSY A 1980 A magyarországi badenien korrelációja nannoplankton alapján – Földt Kozl 110 (2) 206–245
- RAVASZNÉ BARANYAI L 1973 A K-mecseki miocén képződmények asvány-kozettani vizsgálata – Földt Int Évk 53 (2)
- STRAUSZ L 1942 Adatok a Dunántul neogen tektonikájához – Földt Kozl 72 (1–3) 40–52
- STRAUSZ L 1942 Adatok Baranya geológiájához – Földt Kozl 72 (4–12) 181–192
- VADÁSZ E 1935 A Mecsek-hegység – Magy Tajak Földt Leir 1 Budapest

A MIDDLE MIOCENE REGRESSION PROFILE FROM THE WESTERN MECSEK AREA


by

G CHIKÁN

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14

H-1143

UDC 551 782 12/ 13(234 373 6)

 **Key - words** regression, sections, Middle Miocene, Southern Transdanubia
(Mecsek Mts)

During mapping in the western Mecsek region, near the village Bodolyabér, an excellent outcrop of an intra-Badenian sequence was discovered. In the exposure the sequence is continuous upwards from the hemipelagic footwall up to the Leithakalk in the hanging wall.

1 In the exposure the regression sediments are underlain by hemipelagic clay-marls of Badenian age, as shown by faunistic results.

2 The regression sequence is characterized by a trend to getting more and more sandy, its fauna is relatively poor consisting generally of forms of wide palaeoecological tolerance.

3 The hanging wall is a typical Leithakalk.

4 As suggested by microfaunistic results, including those obtained by A. NAGY-MAROSY (1980)—who has stated that from the Mánfa Member onwards a Badenian nannoplankton can already be observed—biochronologically the regression may be attached to the Early Badenian.

5 The only "Upper Leithakalk" occurrence so far observed in the western Mecsek area lies west of the exposure at Bodolyabér, near Kishajmás village. The structural boundary between the two areas is represented by the valley between Kishajmás and Husztót, which, in addition to its being tectonic, is responsible for a number of palaeogeographical differences.

FELSŐ-PANNÓNIAI ABRÁZIÓS SZÍNLŐ A MISINA–TUBES VONULAT (MECSEK HEGYSÉG) DNY-I OLDALÁN

CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY MÁRIA–KÓKAI ANDRÁS

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion ut 14
H–1143

ETO 552 5 551 782 13(234 373 6)
551 3 051 551 782 13(234 373 6)

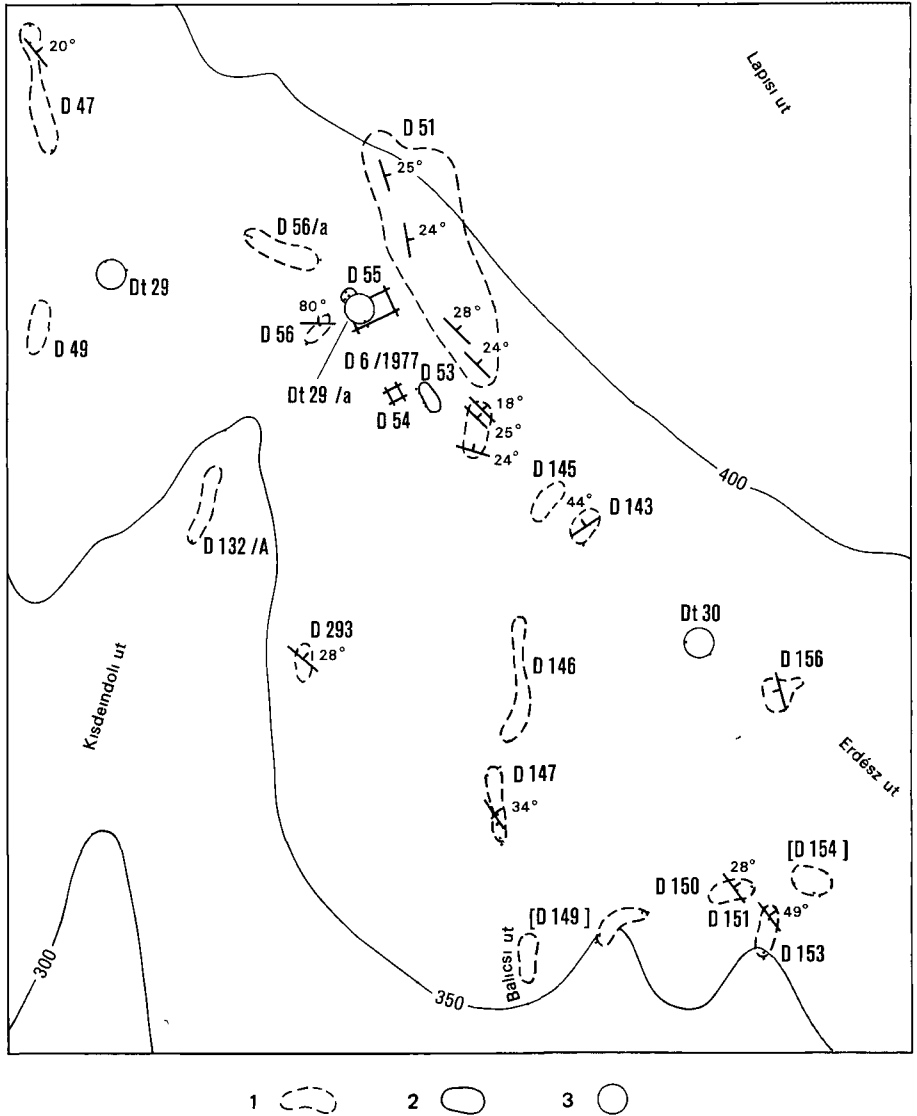
T a r g y s z a v a k abrázió, tormelékés uledekképződés, uledékes kőzetek kőzettana, felső-pannon, Dél-Dunántul (Mecsek)

A pécsi építésföldtani terkepezés során – 1976-ban – a Misina–Tubes vonulat DNy-i oldalan, az Erdész út mentén, harmadidőszaki, abráziós–partszegélyi uledékek reliktumait észleltuk néhány kibúvásban. Az itt található képződményekben nem találtunk az uledekképződés korának meghatározására alkalmas ősmaradványokat. Ezért azonos kifejlődésű, ismert koru képződmények szedimentológiai eredményeivel hasonlítottuk össze a feltárások anyagának vizsgálati eredményeit. Emellett a tagabb környezet osfoldrajzi és szerkezeti viszonyainak figyelembevetelével és értékelésével jutottunk arra a következtetésre, hogy ezek a képződmények a felső-pannon során keletkezettek. A város Ny-i reszen korábban is ismert felső-pannoniai partszegélyi uledekeket tartalmazó kibúvásokhoz viszonyított 160–170 m-es szintkülönbség a „Mecsekalja-vonal” mentén, vagy azzal közel parhuzamosan kialakult D-i vergenciájú feltolodásokkal magyarázható. A feltolodások kialakulása – makrofauna alapján – a felső-pannon alsó–középső szintjére tehető.

A pécsi építésföldtani terkepezés kezdetén, 1976-ban, a Donátus nevű, 1 5000 méretarányú térképlap felvetele során olyan fiatal képződményeket észleltünk a Misina–Tubes vonulat DNy-i oldalan, amelyek valószínűleg felső-pannoniai korúak. A kibúvások topográfiailag megegyeznek a VADÁSZ E 1931 évi, 1 25 000 méretarányú földtani felvételi térképén jelölt Erdész úti feltárásokkal. A képződmények makroszkópos és kőzetfizikai tulajdonságaira, települési és rétegtani helyzetére vonatkozó megfigyeléseink módosítják a terület harmadidőszaki uledekképződéséről és szerkezetalakulásáról eddig alkotott képet. A feltárások 370–390 m tengerszint feletti magasságon, az Erdész út mentén, a Káseindoli út torkolatától DK-re található (1 ábra).

A D 55 sz feltárásban 10 m hosszúságban, 30–50 cm talajosodott negyedidőszaki agyagos lejtőtormelék alatt 10–30 cm feltárt vastagságban homok és homokkő települ. A feku képződmény nincs feltárva.

A homok világos szürkésárga színű, szórtan kevés, 1–3 mm átmérőjű, szabálytalan és közel gomb alaku mészcsonót, mészkonkréciót tartalmaz. Középszemű, az agyag- és kőzetliszt-tartományba eső alkotórészek összesen 14%-ban vannak jelen, közel egyenletes eloszlásban. Szemcseösszetételi adatainak gyakorisági és kumulatív súlyszázaléka a



1 abra A harmadidőszaki kibúvasok földtani környezeté és megkutatottsága

1 Triász képződmények, 2 harmadidőszaki képződmények, 3 építésföldtani terkepező furások D 6/1977 = építésföldtani mesterséges kutatóárok, D 54 = ideiglenes építési feltárás

Fig 1 Geological environment and degree of exploration of Tertiary outcrops

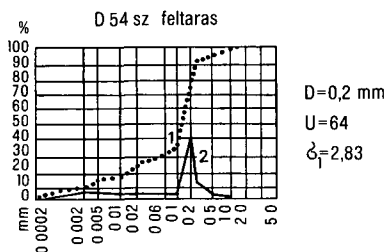
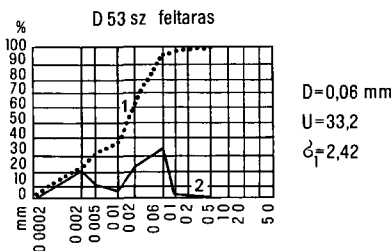
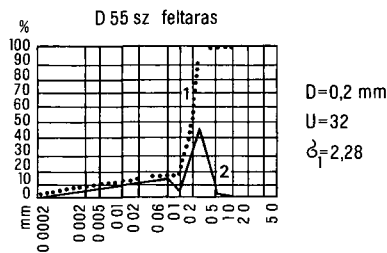
1 Triassic rocks, 2 Tertiary rocks, 3 engineering geological test-holes D 6/1977 = engineering geological trench, D 54 = provisional excavations for building purposes

2 ábrán látható [A minta kizárólagos grafikus négyzetes középeltérése (FOLK és WARD 1957) $\sigma_1 = 2,28$]

Ennek alapján a homok igen gyengén osztályozott Kalciumkarbonát-tartalma 49,3%. Ásványos összetételében dominál a színtelen kvarc, kevés a kissé bontott földpát Színes elegyrész tartalma viszonylag magas, csillámtartalma elenyésző Makroszkóposan néhány apró kőzettormelék-szemcse is felismerhető Laza, rétegzettségét nem mutat A kozbeteleplő homokkő anyagi összetételében és megjelenésében a homokkal megegyező, annak karbonátos és enyhén limonitos kötőanyaggal cementált változata Rétegfelzárte hullámos, egyenetlen A helyenként cipós megjelenésű kőzet keménysége változó, nem annyira rétegek, mint inkább lencsék formájában jelentkezik

A D 53 sz feltárásban, mely az előzőtől 50–60 m-re DK-re található, a tormelékes képződmények szintén felszínre kerülnek, de feltárt vastagságuk már csak összesen 10–20 cm A fedoban ugyancsak talajosodott negyedidőszakú agyagos lejtőtormelék települ 0,5 m-t meg nem haladó vastagságban, a feku itt síncs feltárva Itt valószínűsíthető a közvetlen környezetben kibúvásokban meglévő Lapisi Mészke Tagozat (Misina Formáció) képződményeire való diszkordáns település Lényeges különbség az előbb ismertetett feltárásban észleltekhöz képest a szem nagyság változásában jelentkezik A szemcseösszetéti vizsgálatok alapján a gyakorisági súlyszázalékos maximum a durva kőzetliszt-tartományba esik, az ennél kisebb átmérőjű szemcsék össz mennyisége pedig 62,5%-ra emelkedik (2 ábra) A rosszul osztályozott agyagos kőzetliszt egyenetlen szemeloszlású, kalciumkarbonát-tartalma 55,1%

A D 54 sz feltárás egy 2X3X2 m-es ciszterna, a D 55 sz feltárással szemben, az út D-1 oldalán létesült, azóta elfalazták Itt ugyancsak 40 cm vastagságú negyedidőszakú – többségében középső-triász mészke-tormelékéből álló – lejtőtormelék fedti az 1–1,5 m feltárt vastagságban meglévő homokot, melynek az idősebb képződményekre való települése itt sem volt megfigyelhető A barnássárga, kissé limonitos homok szemcseösszetéti adatai a 2 ábrán láthatók Az aprószemű, agyagos, kőzetlisztes homok gyengén osztályozott, egyenetlen szemeloszlású, kalciumkarbonát-tartalma 10,8%-ra csökken

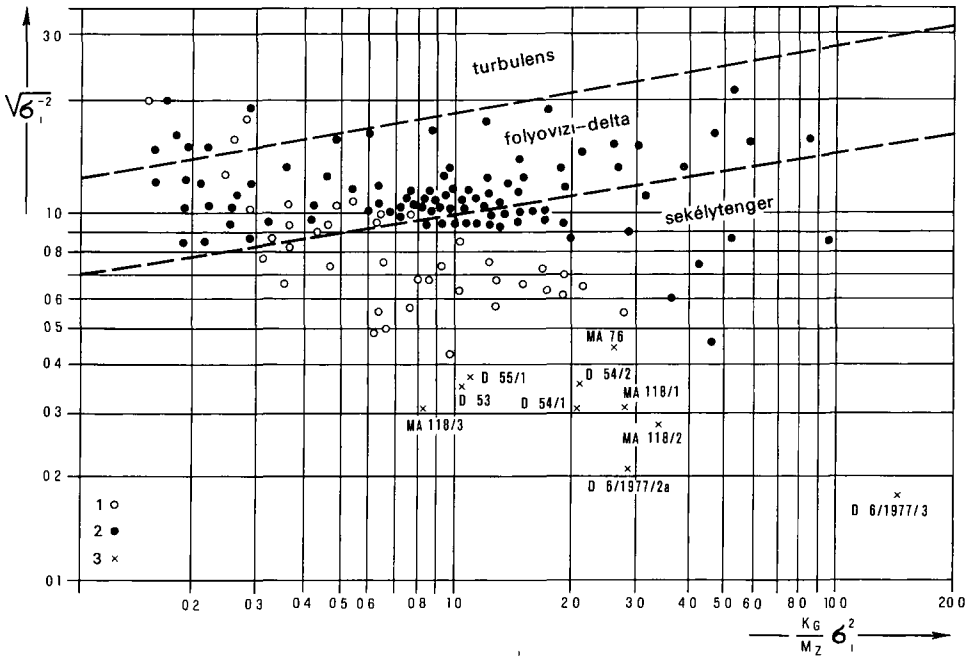


2 ábra Az Erdész uti feltarasok szemcseösszetéti adatai

1 Kumulatív súly%, 2 gyakorisági súly%
D = mértékadó szem nagyság, U = egyenlőtlenségi együttható, σ_1 = osztályozottsági koefficiens

Fig 2 Granulometric data concerning the exposures in Erdész Lane

1 Cumulative weight %, 2 frequency weight %
D = representative grain size, U = coefficient of inequality, σ_1 = coefficient of sorting



3 abra A pannon üledékkepzodes faciesjellegének változása a szemcseeloszlási paraméterek statisztikus kiértékelése alapján (KLEB B 1973 után)

1 Alsó pannon, 2 felső-pannon, 3 az általunk vizsgált feltárások, σ = osztályozottság, K_G = csucsság, M_Z = közepes szemnagyság

Fig 3 Variation of the facies pattern of Pannonian sedimentation in terms of grain size distribution parameters (by courtesy of B KLEB 1973)

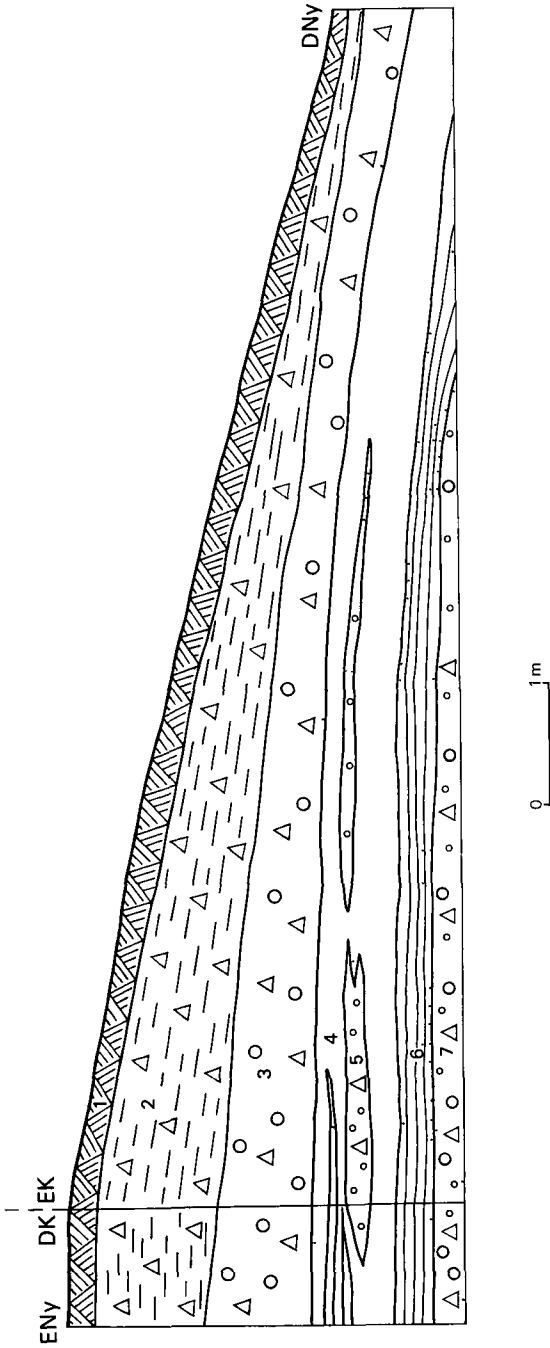
1 Lower Pannonian, 2 Upper Pannonian, 3 exposures studied by the authors, σ = sorting, K_G = curtosity, M_Z = mean grain size

Az üledék kötőanyag nélküli, laza, rétegzetlen településű, ősmaradványmentes A MIHÁLTZ-féle koptatottsági vizsgálat vízi szállításra utal (K -index = 2,4)

A három feltáras mintáinak szemeloszlási adatait B K SAHU (1964) módszerével értékelve, sekélytengeri, viszonylag magas fluiditású és energijú környezetre lehet következtetni (3 ábra) A viszonylag magas, szélsőségesen változó kalciumkarbonát-értékek részben epigenetikus hatásokat tükröznek Így a felszínhez közelebbi minták közel 50%-os CaCO_3 -tartalma a fedő, elsősorban mészkő anyagú lejtőtormelék és a talajfagyás egymásra hatásának tulajdonítható

A makroszkópos jellegzetességeiben a felső-pannoniai, partközeli üledékekhez hasonló képződmény szokatlan morfológiai és földtani helyzete kesztetett minket a feltárások környezetének részletesebb megkutatására E célból a közelben három térkepező fúrást (Dt 29, Dt 29/a és Dt 30) és egy kutatóárkot (D 6/1977) letesítettünk (1 ábra)

A fúrások közül a legnyugatibb, a Dt 29 már nem harántolt harmadidőszaki képződményeket Itt a 7,5 m vastag negyedidőszaki lejtőüledék alatt anizuszi dolomit és dolomitos mészkő található A Dt 29/a sz fúrás 20 cm talajtakaró alatt 60 cm vastag sarga, középszemű homokot, illetve laza homokkivet tart fel, majd 70 cm vastag, az ani-



4 abra A D 6/1977 sz kutatóárok földtani szelvénye
 Holocén 1 talaj, 2 kőzettormelékés agyag Pleisztocén 3 homokos kőzettormelék Felső-pannon 4 homok (finomszemű), 5 homokos kőzettormelék, kavics, 6 homokkő (finom-középszemű), 7 homokos kavics, kőzettormelék

Fig 4 Geological section of trench D 6/1977
 Holocene 1 soil, 2 clay with rock debris Pleistocene 3 sandy rock debris Upper Pannonian 4 sand (fine-grained), 5 sandy rock debris, pebble, 6 sandstone (fine- to medium-grained), 7 sandy pebble, rock debris

zuzsi mészkőre diszkordánsan települő, mészkőanyagú homokos konglomerátumot harántolt. A homokból, homokos kavicsból és laza konglomerátumból álló képződményeket legnagyobb vastagságban a Dt 30 sz. fúrás tárta fel (11,5 m). A homok itt is közép- és finomszemű, kissé limonitos, a kavicsok koptatottak, változó méretűek, sötét-szürke, bitumenes, mikrokristályos mészkő anyagúak.

A D 6/1977 sz. kutatóárokban (4. ábra) vékony talajtakaro és lejtőtormelék alatt okkersárga, vörösessárga, erősen meszes homok, homokkő és homokos konglomerátum vált ismertté. Anyaga rosszul osztályozott, a szemcsék közepesen–jól koptatottak. A homokszemcsék anyagában kvarc, szürke kőzettormelék és szintelen csillám (muszkovit) ismerhető fel. A kavicsok anyagát szürke meszkő, dolomit és harmadidőszaki homokkő alkotja.

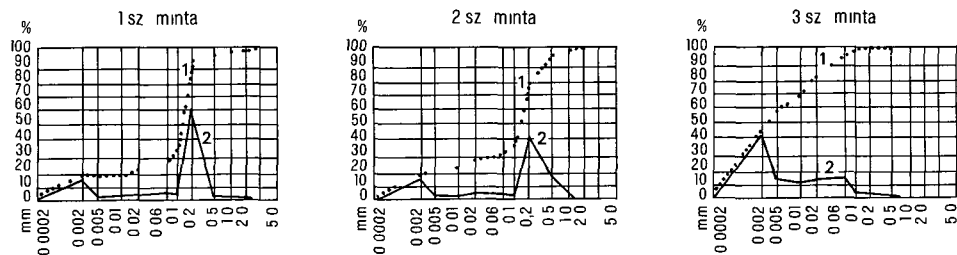
Az új feltárások adatainak felhasználásával megállapíthatjuk, hogy az uledék – a lepusztulás következtében – 40 m horizontális és kb. 15 m vertikális kiterjedésben található, mindkét irányban igen hamar kielégődik. Olyan ősmaradvány, amely egyértelműen eldönthetné a képződmény korát, egyik feltárából sem került elő.*

A kor meghatározására a korábbi irodalmi adatok értékelése és a tágabb környezetben végzett megfigyeléseink adnak lehetőséget.

Korábban az általunk ismertetett feltárásokkal csak VADÁSZ E foglalkozott. Az 1931-es keletkezű 1:25 000 és ebből levezetett, kéziratos 1:5000 méretarányú térképén két kibúvást jelöl, melyek közül a Ny-1 a D 53, D 54 és D 55 sz. feltárásunknak, a keleti pedig a Dt 30 sz. fúrás helyének felel meg. A két feltárásban észlelt képződményt a mediterránhoz sorolta, egyben megállapította, hogy a mediterrán uledékképződés a mai térszín 400 m-en (tsz. f.), a pannóniai pedig 300 m-en (tsz. f.) nem terjed túl. Ugyanezre a következtetésre jutott a fenti feltárások ismerete nélkül LOVÁSZ GY – WEIN GY (1974), LOVÁSZ GY (1977) és a pannóniai uledékképződés vonatkozásában KLEB B (1973).

Ezeket a megállapításokat megfigyeléseink nem igazolják. Szerintünk a „mediterrán” uledékek legnagyobb felszíni előfordulása a „pecsbányatelepi obolben” található Pécs területén, már csak mélyfúrások harántolták a „mediterránnal” azonosítható képződményeket. Így az 1893–94-ben mélyült satortábori fúrás 433,5–523,5 m között, az 1937-ben a Szigeti-legelőn lemélyített fúrás 552,7–762,9 m között tárta fel bádeni transzgressziós rétegsort. A várostól Ny-ra 1963-ban mélyített 1428 sz. érckutató fúrás 870,0–1317,7 m között tektonikusan becsípett sárga homokkővet, szürke mészkőanyagú konglomerátumot, meszmargát, agyagot és kőszenes agyagot harántolt. Ez a rétegsor kőzettani és paleontológiai adatok alapján jól azonosítható a kárpáti Budafai Homokkő Formáció partszegélyi uledékeivel. Ugyanez nem mondható el az Erdesz úti feltárások anyagáról, amelyet paleontológiai adatok hiányában a makroszkopos jellegzetességek mellett szedimentológiai vizsgálatok (szemeloszlás, koptatottság, mikromineralógia) alapján próbáltunk azonosítani. A D 54 sz. feltárás anyagának mikromineralógiai adatait (sajnos a feltárások beépítés miatt ma már mintavételre alkalmatlanok, így csak ez az egy adat állt rendelkezésünkre) összehasonlítva miocén (RAVASZNÉ BARANYAI L 1973) és felső-

*A kézirat lezárása után értesültünk arról, hogy a Misina–Tubes vonulat ÉK-1 oldalán, a Kantavari-köfjőtől D-re 1980. októberében lemélyített Mut 9 sz. fúrás anyagából BODOR E triász és miocén sporomorphák mellett pannón alakokat mutatott ki. A 410 m tsz. f. magasságban lemélyült fúrás anyagának részletes palynológiai vizsgálata folyamatban van.

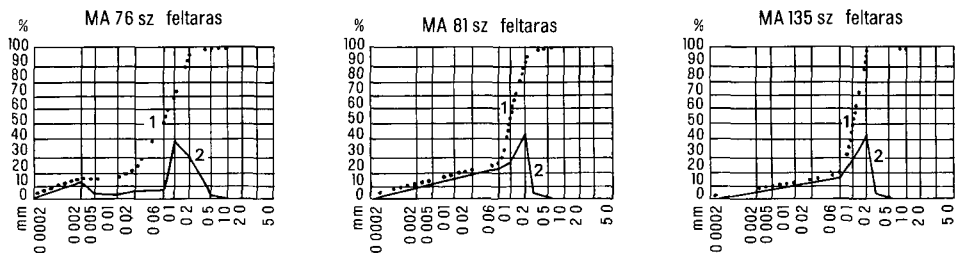


5 abra A MA 118 sz feltárás szemcseösszetéti adatai

1 Kumulatív súly%, 2 gyakorisági súly%

Fig 5 Granulometric data concerning exposure Ma 118

1 Cumulative weight %, 2 frequency weight %



6 abra A makár-hegyi feltárások szemcseösszetéti adatai

1 Kumulatív súly%, 2 gyakorisági súly%

Fig 6 Granulometric data concerning the exposures of Makar-hill

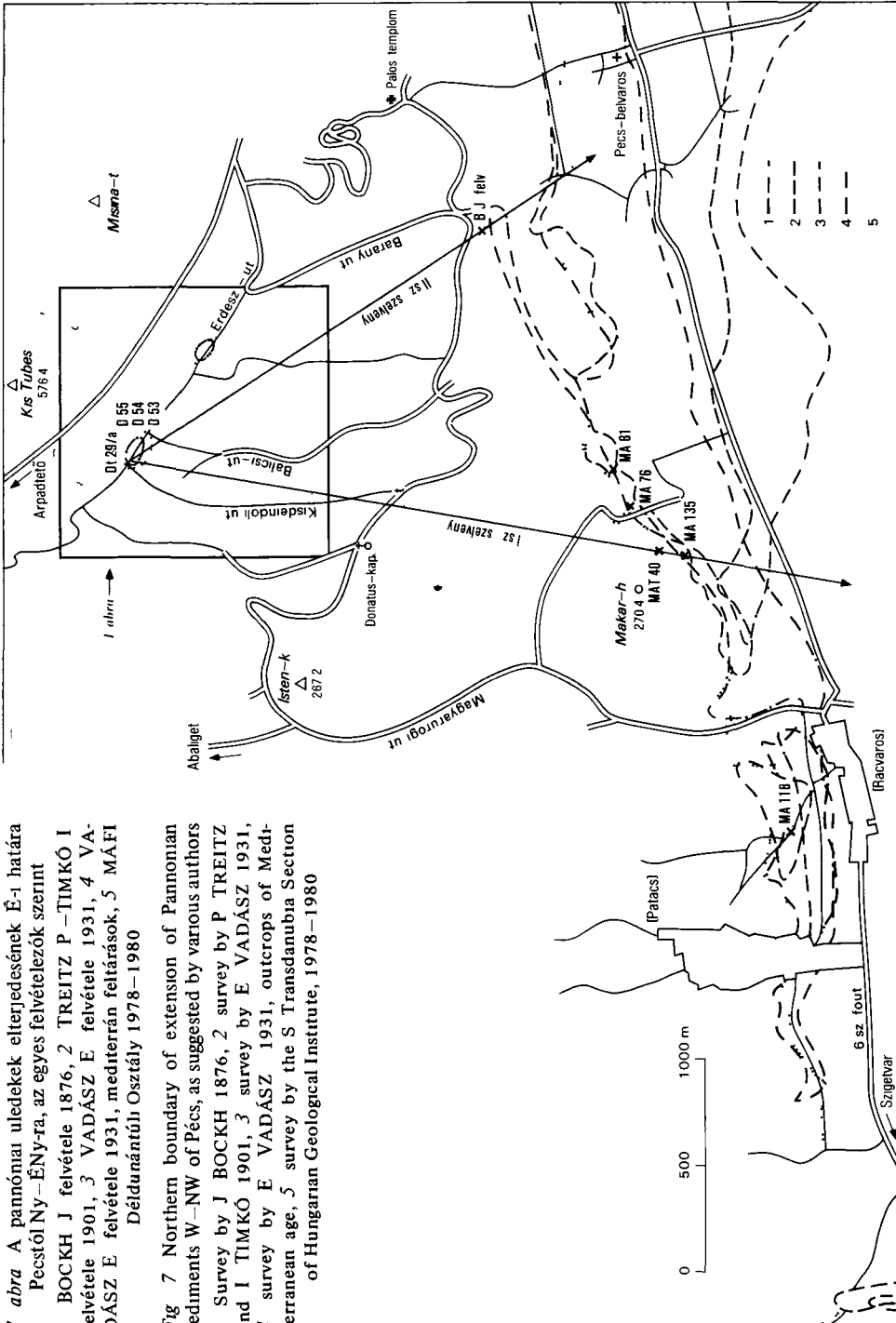
1 Cumulative weight % 2 frequency weight %

szemű homok- és homokkőrétegek, amelyek a felső-pannoniai középső – esetleg felső – szintjének elterjedési határát adják

A Makár-hegy DDK-i oldalán található további három feltárás (MA 76, MA 81 és MA 135 sz feltárás, 6 ábra) és a Cserebogár-dűlő bevágásából gyűjtött minta korrelációját (1 táblázat) a szemeloszlási adatok és a mikromineralógiai vizsgálatok eredményei teszik lehetővé

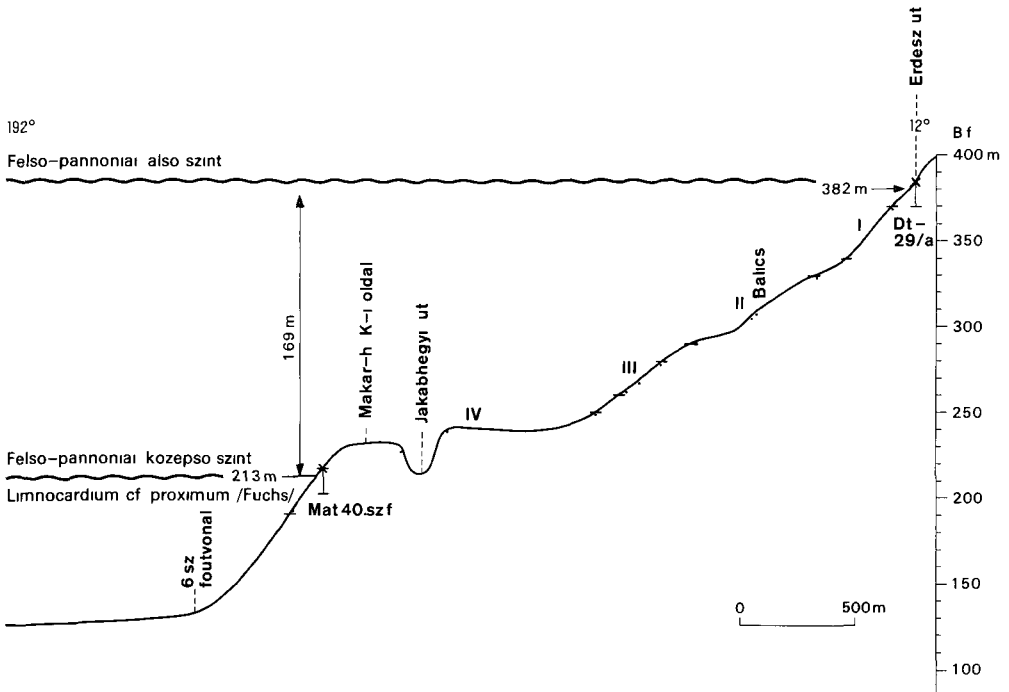
Az e feltárásokat összekötő vonal csaknem megegyezik a korábbi felvételezők által kijelölt, a pannóniai üledékek elterjedésének É-i határát jelző vonallal (7 ábra). Fontosnak tartjuk annak a ténynek a hangsúlyozását, hogy mind a négy, imént említett feltárásban a pannóniai üledékek tektonikusan érintkeznek also-, középső-triász, also-liasz és prekambrium képződményekkel.

A pannóniai partszegélyi üledékek elterjedésének megismeréséhez újabb adatot szolgáltatott a Makár-hegy DK-i oldalán 220 m tengerszint feletti magasságban lemélyített Mat 40 sz térképező fúrás, mely negyedidőszaki üledékek alatt 5,0–12,9 m-ig olyan homokkő és konglomerátum váltakozásából álló rétegsort harántolt, aminek kavicsanyagát az ún. „Mecsek-alja-vonal” mentén egymással tektonikusan érintkező képződmények adják. Így prekambrium migmatit és fillit, alsó-liasz homokkő, also-triász homokkő, agyag-



7 abra A pannóniai üledékek elterjedésének É-1 határa Pécsfőlny-ÉNy-ra, az egyes felvételezők szerint
 1 BOCKH J felvétele 1876, 2 TREITZ P-TIMKÓ I felvétele 1901, 3 VADÁSZ E felvétele 1931, 4 VADÁSZ E felvétele 1931, mediterrán feltárások, 5 MÁFI Déldunántúli Osztály 1978-1980

Fig 7 Northern boundary of extension of Pannonian sediments W-NW of Pécs, as suggested by various authors
 1 Survey by J BOCKH 1876, 2 survey by P TREITZ and I TIMKÓ 1901, 3 survey by E VADÁSZ 1931, 4 survey by E VADÁSZ 1931, outcrops of Mediterranean age, 5 survey by the S Transdanubia Section of Hungarian Geological Institute, 1978-1980



8 abra A felső-pannoniai abráziós szintek egymáshoz való viszonya a Misina D-1 oldalán I szelvény I–IV = emerziós szintek

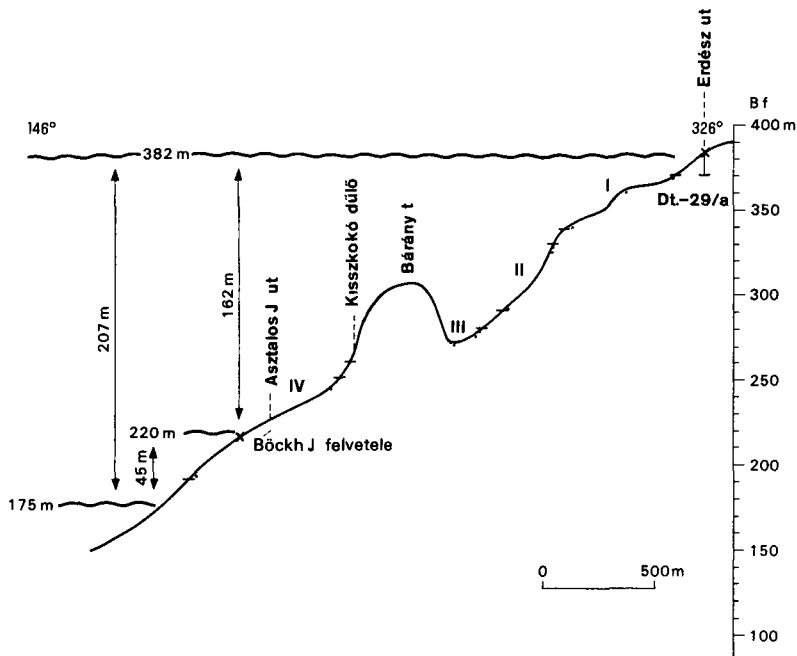
Fig 8 Correlation of the Late Pannonian abrasion platforms on the S slope of the Misina Profile I I–IV = levels of emergence

kó és meszko A fúras 8,0 m-éből, konglomeratumból KÖRPÁS L-ne *Limnocardium cf proximum* (FUCHS) maradványt határozott meg, amely a felső-pannoniai alsó–középső szintet jelzi

A fúras által feltart képződményekkel azonosítható annak a kis kibúvásnak az anyaga, amelyet BOCKH J 1876-ban készült földtani térképen a mai Surányi M ut alatt 210–220 m tengerszint feletti magasságon jelölt

Az Erdesz ut mentén megismert képződmények a két utóbbi feltaras üledékeivel közel egyidőben, vagy rovidebbel az előtt rakodtak le az egykor összefüggő partszegély mentén. A jelenleg köztük megfigyelhető 162 m illetve 169 m relatív szintkülönbség, figyelembe véve HAMOR G-nak a Mecsek-hegység neogen szerkezetalkuláshoz alkotott képet (1970), a rhodani fazisban a „Mecsek-alja-vonal” mentén, vagy azzal közel párhuzamosan kialakult feltolódásokkal magyarázható. E feltolódások kialakulása a Cserebogár-dűlőben (MA 118 sz feltaras) és a Mat 40 sz terkepező fúrasból gyűjtött makrofauna [*Limnocardium schmidtii* M HORN, *Limnocardium partschi* M HORN és *Limnocardium cf proximum* (FUCHS)] alapján a felső-pannoniai alsó–középső szintjére tehető.

KRIVÁN P 1979 évi morfológiai megfigyelései alapján az Erdesz ut menti kibúvasok és a Makar-hegy D-1 oldalán lévő feltárasok között negy ún. emerziós szintet kulo-



9 abra A felső-pannoniai abráziós szintek egymáshoz való viszonya a Misisna D-1 oldalán II szelvény

I–IV = emerziós szintek

Fig 9 Correlation of the Late Pannonian abrasion platforms on the S slope of the Misisna Profile II

I–IV = levels of emergence

nített el (8 és 9 ábra) Ezt figyelembe veve, a kiemelkedést szakaszosan folyamatosnak kell feltételeznünk A „tengeri teraszok” minősíthető szintek meredekebb szakaszai a torlódásos szerkezetalakulás során időnként gyorsabbá váló kiemelkedést jelezhetik

Véleményünk szerint e színlők kialakulásában a hegység kiemelkedését eredményező fiatalabb fázisoknak jelentős szerepük volt

IRODALOM – REFERENCES

- BOCKH J 1876 Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai – Földt Int Évk 4 (4) 129–287
- FOLK R L –WARD W C 1957 Brazos River bar – Journ Sed Petr 27 3–26
- HÁMOR G 1970 A kelet-mecseki miocén – Földt Int Évk 53 (1) 274–344
- KLEB B 1973 A mecseki pannon földtana – Földt Int Évk 53 (3)
- KRIVAN P 1979 Jelentes Pécs építészföldtani térképezésének az ELTE TTK Alkalmazott és Muszaki Földtani Tanszéke által végzett 1979 évi munkalatairól – FTI 79/7–312 ELTE 651–06 (SzM–1) 1979 (kézirat)

- LOVÁSZ GY 1977 Baranya megye természeti földrajza – Baranya Monografia Sorozat p 53 Pecs
- LOVASZ GY –WFIN GY 1974 Délkelet-Dunantul geologiaja es felszínfejlödese – Baranya Monografia Sorozat 178–184 Pecs
- RAVASZNÉ BARANYAI L 1973 A kelet-mecseki miocen képzödmenyek asvány-közzettani vizsgálata – Földt Int Evk 53 (2)
- SAHU B K 1964 Depositional mechanism from the sire analysis of clastic sediments – Journ Sed Petr 34 73–83
- VADÁSZ E 1931 Pecs város földtani szerkezete es a Tettye vízkerdese – Földt Int Adattar, kézirat

LATE PANNONIAN ABRASION PLATFORM ON THE SW SLOPE
OF THE MISINA-TUBES RANGE (MECSEK MOUNTAINS)

by

M CHIKÁN-JEDLOVSZKY—A KÓKAI

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

UDC 552.5 551.782.13(234.373.6)
551.3.051 551.782.13(234.373.6)

Key-words abrasion, detrital sedimentation, sedimentary petrology, Pannonian, Southern Transdanubia (Mecsek Mts)

During the engineering-geological mapping of the Pécs area in 1976, relics of Tertiary abrasional-littoral sediments of Tertiary age were recognized in a few outcrops along Erdész Lane on the SW slope of the Misina-Tubes range. No fossil suitable for determining the age of sedimentation could be found in the rocks here. For this reason, the results of analyses of samples from the outcrops were compared to sedimentological results obtained for formations of identical facies. In addition, consideration and evaluation of the palaeogeographic and tectonic conditions of the wider neighbourhood enabled the authors to postulate an Upper Pannonian age. The difference of 160 to 170 m in altitude compared to the Upper Pannonian littoral sediments known even earlier from the W part of the city appears to be due to reverse faults of S vergency formed along the „Mecsekalya line” or subparallel to it. Megafossils—exposure Ma 118 and test-hole Mat 40—have enabled to date the reverse faults as corresponding to the lower-middle horizon of the Upper Pannonian.

**KESZTHELYI-HEGYSÉGI KARNI ALAPSZELVÉNY FACIOLÓGIAI
ÉS RÉTEGTANI ÉRTÉKELÉSE
(Hévíz 6 sz fúrás)**

GÓCZÁN FERENC—HAAS JÁNOS—LŐRINCZ HAJNALKA—ORAVECZNE SCHEFFER ANNA
M Áll Földtani Intezet Budapest, Népstadion ut 14
H–1143

ETO 551 761 3 022(234 373 1/2 Keszthelyi-hg)
552 542 08 551 761 3(234 373 1/2 Keszthelyi-hg)

T a r g y s z a v a k sztratigrafia, fúrás (Hévíz 6), marga, sztratotípus, karni, Dunantuli-kozéphegység (Keszthelyi-hegység)

A Hévíz (Hv -) 6 sz fúrás 1978-ban vízföldtani cellal melyült (Helyet az 1. ábra helyszínrajza mutatja) A fúrás negyedidőszaki, pannóniai és miocén rétegek alatt, 180,0–530,9 m között a felső-triász karni Veszprémi Marga Formáció jelentős vastagságú szakaszát harantolta és abban állt le. Tekintettel arra, hogy a Dunantuli-kozéphegység DNy-i részén, hasonló vastagságban a képződményről magminta korábban nem állt rendelkezésre, és a fúrás eddig szinte teljesen ismeretlen kifejlődésű szakaszokat is feltárt, a rétegsor triász szakaszát regionális hivatkozási alapszelvényként (facies sztratotípus) kezeltük és az Országos Alapszelvény Program keretében részletesen vizsgáltuk.

A vizsgálat célja egyrészt a rétegtani helyzet pontos megállapítása, másrészt a faciesanalízis alapjául szolgáló ásvány-kőzettani, szedimentológiai értékelés volt.

Litológiai tagolás – kőzettani és biofaciés vizsgálatok

A Veszprémi Marga Formációnak a fúrásban feltárt 451 m vastagságú (a dőlés 20–50° között változik) szakasza kőzettanilag 3 részre tagolódik.

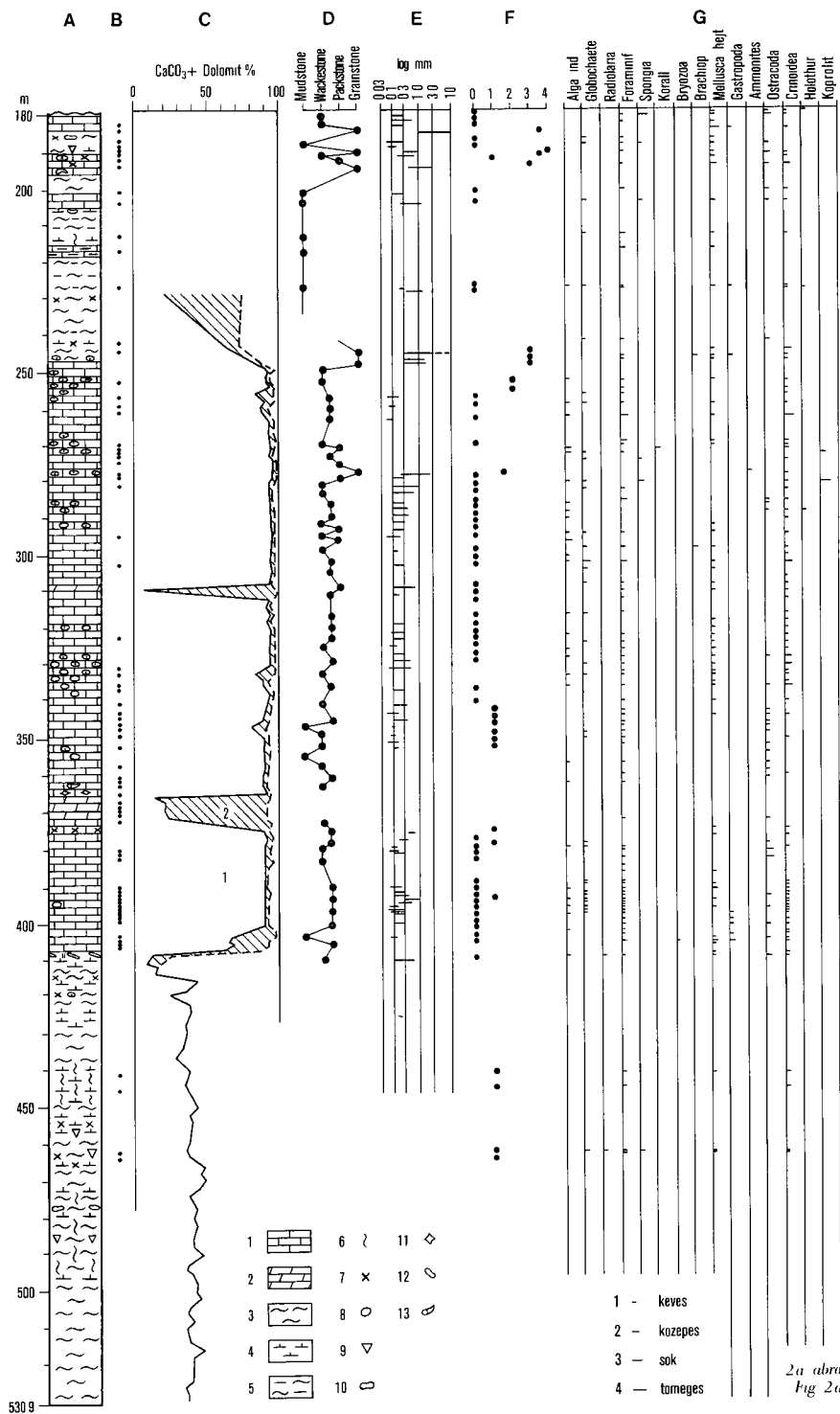
1. Az alsó szakasz (408,0–530,9 m) sötétszürke, meglehetősen egyveretű, vékonyréteges, helyenként mikroréteges marga, ritkábban meszmarga (2a–2b ábra). Gyakori a bioturbációs szerkezet.

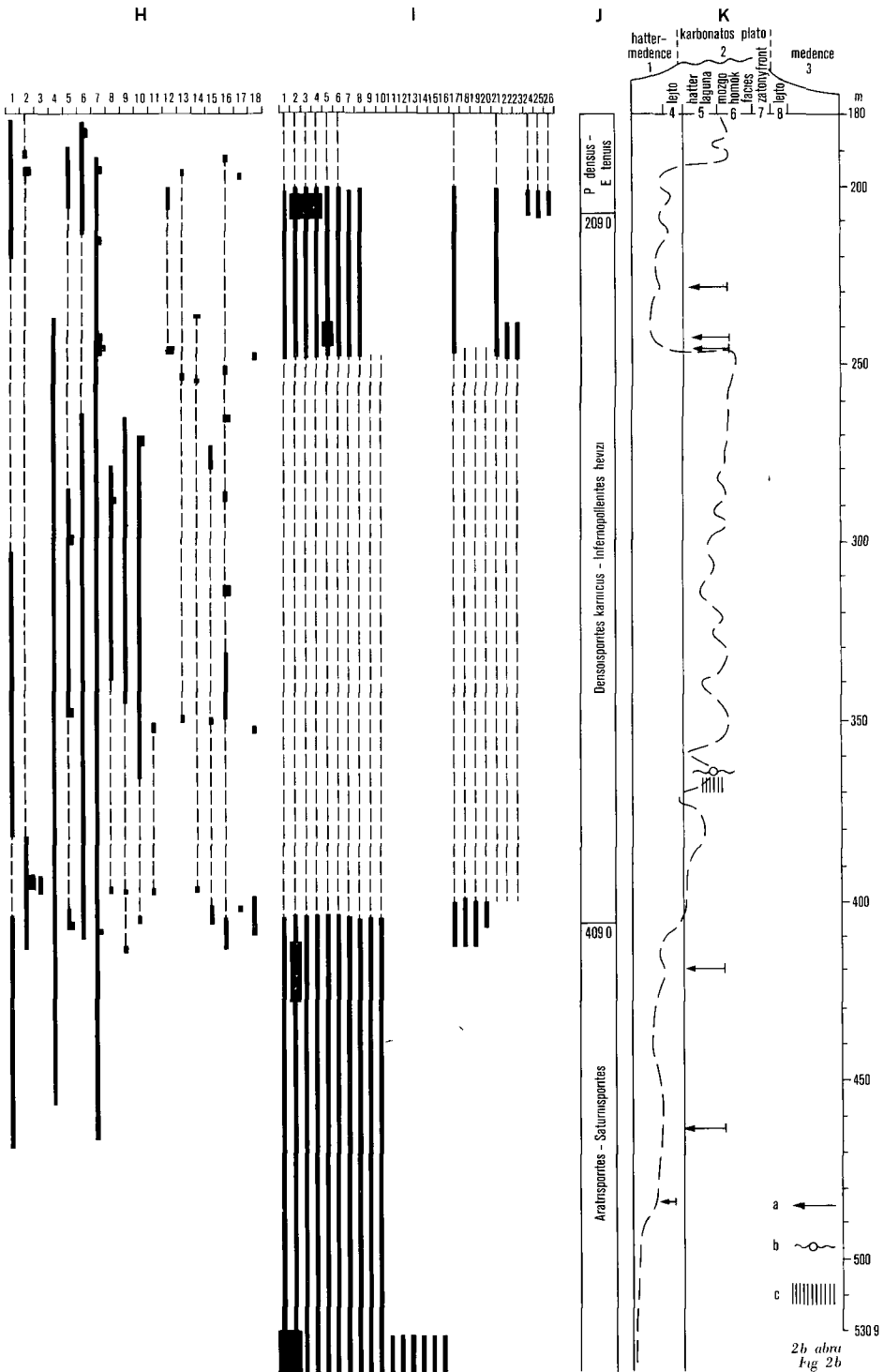
A kőzetszövet uralkodóan kőzetlisztes mikrit (néha pirites), gyakran atrikristályosodott, mikropattá vált. Az iszapolási maradék többnyire faunamentes. A 465,9–466,4 mből és a 456,0 m-ből származó biomikrit szövetű mintákban találhatunk csak szarmottevő mikrofaunát. Ezek apró, vékony, toreszerű mészházu Foraminiferák *Nodosaria raiblana* GUMBEL, *Cyclogyra cf. pachygyra* GUMBEL, *Dentalina vadaszi* OBERH., *Pseudonodosaria simpsonensis*



1. ábra A Hévíz Hv-6 sz fúrás helyszínrajza

Fig. 1. Layout of borehole Hv-6 at Hévíz.





TAPPAN, *Agathammna* sp. Kivuluk egy éles korvonalu, kristermető, metszetenben meg nem határozható Glomospira faj és Ostracoda maradványok figyelhetők meg

A monoton peltes közetben 486, 1 m-ben szabad szemmel is látható intraklaszt szemcsék figyelhetők meg, majd 421,0 m-nél 20 cm vastagságú, apró bioklasztokat, litoklasztokat és onkoid szemcséket tartalmazó betelepülést észleltünk 413,0 m fölött a közet egyre karbonatosabb lesz, 416 m fölött kézetlisztartalma is nő. E szakasz mikrofaciése is eltér az alsobb részektől. A 412,0 m-ből származó minta pelletes, alágás biopátit Gyakorkak benne a Cyanophyta maradványok és a *Thaumatoporella parvovacuifera* RAINER. A Foraminiferaek közül a *Trochammna* cf. *tabasensis* BRONN et al, *Autortus* cf. *fredii* (KRISTAN) és néhány, a Varostomatidae családba sorolható metszet ismerhető fel.

Az also szakasz legfelső része, a 408,2–410,2 m közötti réteg iszapcsúszásos szerkezetu homokos aleurolit, amelynek karbonáttartalma fölfelé fokozatosan nő. Ez képviseli az átmenetet a középső szakasz felé.

2. A középső szakasz (247,2–408,0 m) világos szurkesbarna, világos vagy közepszurke, közepesen vastag vagy vastagpados mészkő. Finomkristályos vagy afaferites. Egyes rétegek kalkarent meretű bioklasziból állnak. Helyenként gyakorkak a 0,5–2 m φ-ju onkoidok (2a ábra)

2a–2b ábra A Heviz 6 sz. furas vizsgálata

4. Retege sor 1 mészkő, 2 dolomit, 3 marja, 4 mészmárga, 5 agyagmárga, 6 bioturbacio, 7 allodapi kias bioklaszt, 8 onkoid, 9 intraklaszt, 10 plasztos felszakadás, 11 szatadasi pórus, 12 izsapesus, 13 zoldalga – B. A vekonyicsalaktok mintaveteli helye – C. Ásvány-közöttani összetétel 1 kalcit, 2 dolomit – D. Szövet típus (DUNHAM szerint) – E. Bioklaszto k merete – F. Bioklaszto k kopiatortisaga – G. Fossilia csoportok 1 keves, 2 közepes, 3 sok, 4 tomeges – H. Foraminifera k 1 *Glomospira* div. sp., 2 *Tolypanmina gregaria*, 3 *Meandrospra?* *karnica*, 4 *Pseudonodospora* div. sp., 5 *Nodospora ordinata*, 6 *Agathammna austroalpina*, 7 *Agathammnoides spirocladiformis*, 8 *Trochammna almatensis*, 9 *Trochammna tabasensis*, 10 *Trochammna alpina*, 11 *Austrocolonia cordevolica*, 12 *Dentilina hor.*, 13 *Mitlopora cuvillieri*, 14 *Pachyphloides kleibelsbergi*, 15 *Diplotremmina* sp., 16 *Autortus fredii*, 17 *Mesodiscus omeosolcus*, 18 *Vorstoma puelongense* – I. Sporomorpha 1 *Atractosporites conylassimus*, 2 *Atractosporites scabratus*, 3 *Patrinaspores densus*, 4 *Enzonidaspores tenuis*, 5 *Lunatisporites acutus*, 6 *Paracercilia scurritus*, 7 *Pracercilia granifer*, 8 *Diphicisporites mancus*, 9 *Aulispores astigmatus*, 10 *Atractosporites paraspinosus*, 11 *Infernopolentes sulcatus*, 12 *Zebra spores cornedus*, 13 *Paracercilia maljakinae*, 14 *Saturin spores jimbratus*, 15 *Lagenella martin*, 16 *Verrucosporites mortiae*, 17 *Infernopolentes heviz*, 18 *Densosporites karnicus*, 19 *Stryxspores coeksonae*, 20 *Carnisporites spinger*, 21 *Ellipsowellat spores plicatus*, 22 *Palaeospongosporites europaeus*, 23 *Paritshipolis papilliformis*, 24 *Amul spora cicatricosa*, 25 *Atrixisporites disparitus*, 26 *Enzonidaspores minus* – J. Biosztragrafia ideiglenes paleontologiai dominanciazónák – K. Fejődéstörténet 1 Hátter medence, 2 karbonátos plato, 3 medence, 4 lejtő, 5 háttér-laguna, 6 mozgó homok facies, 7 zatony-front, 8 lejtő a) bioklaszt es litoklaszt athalmazas, b) szarazra kerülés, c) korai diageneikus dolomitosodas

Fig. 2a–2b Analyses of borehole Hv-6 at Heviz

4. Lithological log 1 limestone, 2 dolomite, 3 marl, 4 calcareous marl, 5 clay-marl, 6 bioturbation, 7 allodapic bioclast, 8 oncoide, 9 intraclast, 10 soft pebbles, 11 shrinkage pores, 12 slump movement, 13 green algae – B. Sampling points of thin sections – C. Mineralogical and petrographic composition 1 calcite, 2 dolomite – D. Type of texture (according to DUNHAM) – E. Size of bioclasts – F. Roundness of bioclasts – G. Fossil groups 1 scarce, 2 fair, 3 rich, 4 abundant – H. Foraminifera – I. Sporomorphs – J. Biostratigraphy provisional paleontological abundance-zones – K. Geological history 1 back platform basin, 2 carbonate platform, 3 basin, 4 slope, 5 backreef lagoon, 6 winnowed edge sand facies, 7 reef front, 8 slope a) redeposition of bioclasts and lithoclasts, b) emergence, c) early diagenetic dolomitization

A szakasz legalsó része (402,0–408,0 m) uralkodóan átkristályosodott oobioapatit. Az ooidok sugaras szerkezetűek. Jellemzőes Foraminifera *Ophthalmidium* sp., *Agathamminoides spiroloculiformis* (ORAVECZ SCH.), *Agathammina* cf. *austroalpina* KRISTAN, *Trochammina* sp., *Cyclogyra* sp., *Variostoma praelongense* KRISTAN.

E felett algák túlsúlyával jellemezhető onkoidos, cyanophytas mikrofaciés, majd helyenként intraklasztot is tartalmazó pelpátit válik jellemzővé, *Aulotortus friedli* (KRISTAN), *Nodosaria* cf. *ordinata* TRIFONOVA, *Variostoma praelongense* KRISTAN. Foraminiferákkal és sok egyéb bioklasztal, főleg Ostracoda metszetekkel. Erre lényegében hasonló intraklasztos, pelletes kőzet települ Glomospira, Trochammina, Agathammina társulással.

A 395,6–396,6 és a 391,0–393,0 m közötti szakaszok pelmikropátit szövetű kőzetében a fennőtt Foraminifera, nevezetesen a *Tolypammmina gregaria* WENDT faj egyedei dominálnak. Mellette a *Meandrospira? karnica* ORAVECZ SCH., *Glomospira silensis* DAGER és a *Pachyphloides klebelsbergi* (OBERH.) néhány példánya található. Felfelé haladva intraklasztos (ill. plasztos) pelmikropátit szövetű szerves maradványokban szegényebb rész következik, melyben csak néhány Foraminifera, Ostracoda és Echinodermata töredék, valamint fonalas algaoszlanok látszanak. 389,0 m-ben a kekgalga-bevonatok mikrorétegei figyelhetők meg.

365,2 m-ben kioldott uregeket tartalmazó, sejtes szerkezetű kőzetet figyeltünk meg. Közvetlenül alatta apró szaradasi pórusokat és „madárszem”-szerkezetet lehetett észlelni, és innen lefelé mintegy 7 m vastagságban a kőzet dolomitósodott és teljesen átkristályosodott (2a–2b ábra). 365,2 m fölött ismét gyéren onkoidos, intraklasztos pelmikropátit szövetű mészkő következik. Újbol megjelennek a Foraminifera *Agathammina* sp., *Trochammina* cf. *alpina* KRISTAN néhány példánya. A kőzetszövet itt is pelloidos, mikritcsomos pátit. 350,5 m-től gazdagabba válik a mikrofauna, és ismét megjelennek a Cyanophyta kérges és gumók. A Foraminifera közül *Agathamminoides spiroloculiformis* (ORAVECZ SCH.), *Trochammina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Austrocolomia* cf. *cordevolica* OBERH., *Miliolipora cuvillieri* BRONN et ZAN., *Aulotortus friedli* (KRISTAN). Meg kell említeni két jellemző Endothyra fajt is, az *Endothyra kuepperi* OBERH.-t, és egy több kanyarulatból álló, nyújtottabb, egyelőre *Endothyra* aff. *reicheli* REITLINGER-ként közölt formát is. A Nodosaridae-félék közül néhány *Pseudonodosaria* sp. és *Pachyphloides* sp., valamint a közepes mennyiséget elérő *Nodosaria* cf. *ordinata* TRIFONOVA említhető. 346,0 m-től már kevesebb a Foraminifera, inkább ostracodas és roveacnidaes mikropátit és pelloidos mikrit szövet jellemző.

327,0–338,0 m között ismét gyakoriak a nagymeretű onkoidok, a szövet ezen a szakaszon és feljebb is (280 m-ig) pelmikrit, pelbiomikrit. A biofaciést 304,0–330,0 m-ig ismét a Trochamminák és Agathamminák jellemzik. Kis számban Endothyra, Agathamminoides, *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA A., *Aulotortus friedli* (KRISTAN) és *Placopsilina? lacera* TRIFONOVA figyelhető meg.

300,0 m-ben az átkristályosodott, csomos biomikrit tomegesen tartalmaz Ostracoda és Echinodermata maradványokat. A Foraminifera faunát a Nodosaridae *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA, *Pseudonodosaria* sp., *Pachyphloides* aff. *iranicus* (OBERH.) jellemzik. A középső szakasz felső részén az átkristályosodott pelmikropátit szöveti típus az uralkodó.

288 m fölött több szakaszban gyakoriak az onkoidok, amelyek merete a 2–3 cm-t

is elérni A változatos szervesmaradvány-együttest a Foraminifera *Agathamminoides spiruloculiformis* (ORAVECZ SCH.), *Agathamma austroalpina* KRISTAN, *Trochammina alpina* KRISTAN, *T. tabasensis* BRONN et al, *Diplotremma* sp, *Aulotortus fredh* (KRISTAN), valamint az Ostracoda, Roveacrinidae, Ophiuroidea maradványok és Bactryllumok (Koproliit) nagy száma jellemzi

3 A felső szakasz (180,0–247,2 m) az alsó szakaszhoz hasonló, uralkodóan sötétszürke márga, ill meszmarga rétegekből áll, de a mészkőbetelepülések jóval gyakoribbak mint az alsó szakaszon

Az alsó határ közelében 1 m vastagsagu márgarétegben onkordiszemcséket lehetett megfigyelni Feljebb, több szintben található blokkasztos és onkoidos kobzbetelepülések A több cm átmérőt is elérő onkordoktat durvakristályos kalcit cementálja Az onkoidok magja többnyire Echinodermata, néha Gastropoda, Ostracoda, vagy Foraminifera töredék Ezt veszi körül a többretégű koncentrikus Cyanophyta kéreg (VII és VIII tabla) Az onkoidos rétegek jellemző Foraminiferája az *Agathamminoides spiruloculiformis* (ORAVECZ SCH.), de megtalálható néhány *Dentalina vadasi* OBERN, *Ophthalmidium* sp, *Pseudonodosaria obconca* (REUSS), *Diplotremma* sp, *Variostoma praelongense* KRISTAN Sok a Crinoidea, Ophiuroidea és Echinoida töredék, valamint a Roveacrinidae maradvány *Osteocrinus radialis* és *brachialus* A szakasz jelentős részét kitévő márgában az *Agathamminoides spiruloculiformis* túlsúlya, a *Dentalina hoi* TRIFONOVA, *Pseudonodosaria obconca* (REUSS), *Pachyphylloides klebelsbergi* (OBERN) es az Echinodermata töredékek jelenléte a jellemző

A 209,0–211,0 m közötti szakasz sötétszürke márga közetében a Phyllopodák gyakorisága tunk szembe A 203,8–206,4 m közötti mészkőbetelepülés kevés blokkasztot (Spongia tú, Ostracoda, Crinoidea) tartalmazó mikrit

A 191,0–197,0 m közötti mészkőbetelepülés alsó része Echinodermata töredékek tomegeből, Mollusca, Bryozoa, Foraminifera maradványokból álló biopárit, illetve bioklaszit (VI tabla) Felső szakaszan ooidossá válik (oointaprit – „granstone”) (II tábla, IV tabla 2, V tábla) A betelepülés legfelső részén az ooidokon kívül sok onkoid figyelhető meg, kéalkás és tolyppammus bevonatok formájában (Sphaerocoidumok) Az onkoid magok gyakran Foraminifera *Endothyra kuepperi* OBERN, *Aulotortus fredh* (KRISTAN) Hasonló mikrofáciesű mészkőbetelepülés van a vizsgált szelvény legfelső részén (185,2 m-ben), közelalkoto mennyiségű Echinodermata töredékekkel (III tabla, IV tabla 1) A rétegsor legfelső részének márgarétegeiben a Roveacrinidák (Osteocrinus es Axicrinus) dúsulnak fel (I tabla) Mellettük Ostracodák és néhány Foraminifera figyelhető meg *Pachyphylloides aff. unicus* (OBERN), *Dentalina cf. subshiqua* FRANKÉ, *Nodosaria* sp, *Agathamma austroalpina* KRISTAN es *Astacohius* sp

Fáciesértékelés

A makroszkopos megfigyelések és a mikrofácies-vizsgálat, valamint a szerves maradványok okologiai jellege alapján a rétegsor közpódsai Körülményeit a következőkben foglaljuk össze

Az alsó szakasz sötét színű márgája mélyebb vízben, szellőzeten környezetben üledett le, valószínűleg egy elzárt, csendes vízü lagunában, a hullambázis alatt Az oxigén-

hiányos korulmányra utal az alsó szakasz jelentős részén a mikrofauna szinte teljes hiánya és a gyakori piritesedés

Ezutan a torékeny, vékony mészházú szerves maradványok jelennek meg Ostracoda, Roveacrimidae-félék (pelágikus Crinoidea), a Foraminiferák közül a Nodosaridae- és Agathammina-társulások gyenge vízmozgást jeleznek. A jellemzővé váló bioturbáció az iszapplakó szervezetek elterjedését jelzi.

A további fejlődés során a vizsgált rétegsor lerakódási területe egyre közelebb kerülhetett a viszonylagosan kiemelt helyzetű sekély karbonátos platformhoz, ahonnan allodapikus bioklasztok, onkoid szemcsék és a már konszolidálódott platformledekből származó tormelékdarabok kerültek szakaszosan a lagúnába. Ugyanakkor a terrigén nem-karbonátos finom tormelékanyag beszállítódása is intenzívebbé vált.

Az alsó és középső szakasz átmeneténél, az iszapcsuszás, roskadás nyomaiból felismerhető lejtőledek után a középső szakasz már a karbonátos platform facies hullamzasnak kitett, erősen mozgatott vízű, illetve védettebb részeit képviseli. A legnagyobb mozgási energiájú szakaszokat az ooidos betelepülések jelzik, majd az intraklasztos, onkoidos és pelloidos uledéktípusok következnek csökkenő energiaindexekkel.

A mészkőretegsor leggyakoribb mikrofáciése, a mikrit aggregátumokból, csomokból felépülő pelmikrit, amely gyakran teljesen átkristályosodott. A Trochammina-, Agathamminoides- és helyenként a Nodosaria-félék jellemzők. Ez a kőzettípus a karbonátos sekélyplatform védettebb részein (a zátonyfronttól távoli hatterlagúna) rakódhatott le.

Különleges mikrofációs típust képviselnek a mészkőösszetételben többször ismétlődő onkoidos betelepülések. Mind az onkoidos bekergézések, mind pedig a gumoszerű szemcsék egynemű, mikritis anyagból, vékony parhuzamos vagy hullamos lefutású, illetve koncentrikus lemezkekből állnak. Ez a mikroszkopban elmosódó szerkezet a girvanellasz alga típust valószínűsíti. Fennőtt Foraminiferák is gyakran jelen vannak, de az onkoidos szerkezetektől független bevonatokat alkotnak. A gumos onkoidok alakja izometrikus, inkább gombolyag-, mint boltozatszerű, így a gorgetett, állandó víz alatti, nem pedig a stromatolitos szerkezetek felé mutató arapályovi változatokhoz tartoznak. Az onkoidos betelepülések általában az oobiopátit rétegekkel kapcsolatosak, és azok fölött települnek. A szerves maradványok sekélyvízi, árapályos alatti környezetre utalnak. A szingenetikusan kiiszapolttal oobiopátit szöveti típusúhoz képest kissé csökkent energiájú, de időszakosan mozgatott, jól szellőzött és átvilágított közegben képződhettek (a zátonyfront-hoz közeli hatterzóna-mozgatott mészhomok facies).

Külön kell emelnünk a 364,2–371,0 m között megfigyelt dolomitösszetételű, amely az aljzat szárazra kerülését követő sabkha-típusú korai diagenetikus folyamatokhoz köthető. Erre utalnak a száradási jelenségek, valamint az evaporitoldást jelző sejtes szerkezetű vékony réteg a dolomitos szakasz legfelső részén.

A középső és felső szakaszt elválasztó lejtőfacies után az alsó szakaszhoz hasonló módon zárt lagúna aljzatán képződött sötét márga uledék rakódott le. A távolabbra került karbonátos platform az időnként beszállító biogén tormelékanyag csak vékony, lencseszerű betelepülések lerakódását eredményezte. A szedimentációs terület általában a karbonátos platform közelében maradt. A lejtőfaciesek uledékei többször ismétlődnek, és a rétegsor legfelső részén karbonátos platform uledékei is megjelennek, kimosott onkoidos oobiopátit formájában. A változó környezeti viszonyok következtében a szervesmaradványegyüttesek is többször változtak a felső szakaszon. Az agyagos biomikrit rétegeket a pro-

Foraminiferák, Bactryllumok, Phyllopora- és Roveacrinidae-maradványok jellemzik, a nagy karbonattartalmú bioklasztit betelepüléseket Echinodermata, Bryozoa tormelék alkotja

Palynológiai vizsgálatok

A bio-kronosztratigráfiai kérdések tisztázása érdekében a marga also es felső szakaszából meterenkénti atlagmintákat, a középső mészkő szakaszból pedig 10 m-ként vett mintákat vizsgáltunk

Az azonosítható sporomorpha taxonok a következők *Stereisporites (Rogalskisporites) cicatricosus* (ROG 1954) DANZÉ-CORE et LAV 1963, *Anulispora folliculosa* (ROGALSKA) de JERSEY, *A cicatricosa* (ROGALSKA) nov comb, *Lycopodiacidites kuepperi* KL, *Retitriteles* sp, *Zebrasporites corneolus* (LESCHIK) KL, *Camarozonosporites rudis* LESCHIK, *Apiculatisporites* div sp, *Carni sporites spinger* (LESCHIK) MADLER, *Apiculatisporites globosus* (LESCHIK) PLAYFORD, *Dictyo philhidites mortoni* (DE JERSEY) PLAYFORD, *Conbaculatisporites mesozoicus* KL, *Trilites tuberculiformis* COOKSON, *Lunizporites pallidus* BHAR et SINGH, *Baculatisporites comaumensis* (COOKSON) R POT, *Verrucosisporites morulae* KL, *Lumbosporites* sp, *Uvasporites* cf *argenteformis* (BOLKH) SCHULZ, *Densosporites karnicus* nov sp, *Palaeospongiosporis europaeus* SCHULZ, *Polycingulatisporites dentatus* (DE JERSEY) PLAYFORD, *Anulatzonites* cf *rotundus* MADLER, *Aulisporites astigosus* (LESCHIK) KL, *Camerosporites secatus* LESCHIK, *Praecirculina granifer* (LESCHIK) KL, *Paracirculina scurrilis* SCHEURING, *Duplicisporites mancus* (LESCHIK) KL, *Paracirculina maljavkinae* KL, *Adivisisporites dispartitus* LESCHIK, *Enzonalsporites tennis* LESCHIK, *E minimus* nov sp, *Patinasporites densus* LESCHIK, *P transdanubicus* nov sp, *Aratrisporites corylsemimis* KL, *A scabratus* KL, *A paraspinosus* KL, *Enzonalsporites obesus* nov sp, *Saturni sporites fimbriatus* KL, *S granulatus* KL, *S fischeri* KL, *Styxisporites cooksonae* KL, *Ovalipollis ovalis* KR, *O lunzensis* KL, *O grebeae* KL, *Ovalipollis* div sp, *Brachisaccus neomundus* (LESCHIK) MADLER, *Ovalipollis* cf *brutus* SCHEURING, *Alisporites* div sp, *Cuneatisporites* div sp, *Inferno pollenites sulcatus* (PAUTSCH) SCHEURING, *I hevizii* nov sp, *Ellipsovellatisporites plicatus* KL, *Pautschipollis papilioformis* nov gen et sp, *Vitreisporites pallidus* (REISS) LESCHIK, *Lunatisporites acutus* LESCHIK, *Monosulcites* div sp, *Cycadopites potonie* BHAR et SINGH, *Cycadopites subgranulosus* (COUPER) BHAR et SINGH, *Lagenella* cf *martini* (LESCHIK) KL A felsoroltakból néhány jellegzetes format a IX tablan mutatunk be

A maradványegyüttes rétegtani értékeleséhez a hazai karni képződmények [Zsam-bek 14 sz furas, Balatonszőlős 3 sz furás és a H DEÁK M (1971) által feldolgozott Bakonyszucs 1 sz furas], a kelet-alpi carditas rétegek, a halobias retegek és a lunzi rétegek sporomorpha együtteseit a dél-alpi Mts San Giorgio-i (Svajc), ill a germán kifejlődési területekről a bázeli (Svajc), továbbá a turingiai és a trzcianai (lengyel Kozépső-Karpatok elotere) keuper sporomorpha-asszociációkat használtuk fel Az ezekből levonható palynosztratigráfiai következtetéseket a következőkben tárgyaljuk

Biosztratigráfiai értékelés

Palynosztratigráfia

I A furás also margas szakaszaban (408,0–531,0 m) az Aratrisporites és a Saturnisporites nemzetségek képviselői dominálnak Mivel a felső-juli alemelet mélyebb részében következetesen előfordulo *Paracirculina maljavkinae* és *Infernopollenites sulcatus*

itt csak egy-két példánnyal van képviselve, azért az alsó szakaszt a felső-juli alemelet felső részébe tartozónak véljük, és a domináns genusok alapján az Aratrisporites–Saturnisporites palynosztratigráfiai dominancia zóna megjelölést javasoljuk

2 A rétegsor középső mészkő tagozatát és a felette települt margás képződményeket a tagozat alsó szakaszában fellépő *Densosporites karnicus* nov sp – amelyhez legközelebb álló fajt E SCHULZ (1967) a középső-raetiből írt le – továbbá a felső margában következetesen előforduló *Anulispora cicatricosa*, és a rétegsorban végig megtalálható, de dominanciáját itt elérő *Patinasporites densus* és *Enzonalsporites tenuis* alapján a tuvái alemeletbe tartozónak tekinthetjük

Ezen belül, a 209,0–409,0 m mélységköz képződményeinek palynosztratigráfiai besorolására a *Densosporites karnicus*–*Infernopollenites hevizi*, a 180,0–209,0 m mélységközben harántoltakéra pedig a *Patinasporites densus*–*Enzonalsporites tenuis* palynológiai dominancia zóna megnevezést javasoljuk (2b ábra)

Foraminifera sztratigrafia

A rétegsor Foraminifera faunája filogenetikailag meglehetősen egyöntetű Rendszeresen kimutatható fajai között az *Agathamminoides spiroloculiformis*, a *Variostoma praelongense*, a *Pachyplouides klebelsbergi* és az *Austrocolomia cordevolica*, *Aulotortus friedli*, valamint a *Miholipora cuvillieri* együttese biztosan jelzi a karni emeletet

Ezen belül kis mennyiségben a „cassiani” fauna elemei is szinte végig megtalálhatók a rétegsorban A Balaton-felvidéken ismert tipikus cordevolei Foraminifera fauna nem mutatható ki A *Pseudonodosaria obconica*-s, Lenticulina-s, Variostoma-s, Duostomina-s kifejlődések hiányoznak (Csopak Nosztori-volgy, Balatonfüred Bf-1 sz furas) Ugyanakkor a karni emelet legfelső részét bizonyító taxonokat sem találtuk meg Ugyanis a még kevésbé specializálódott Aulotortusok közül csak az *Aulotortus friedli*-kent összevont formatípus van jelen, mégpedig az eredetileg *Involutina gaschei*-nek leírt legprimitívebb formájában, még a 190,5 m-es onkoidos biopátitban is Hiányoznak a fejlettebb Aulotortusok és a Trocholina is, melyek a tuvái emelet felső részét jeleznek

Mivel e hiányok faciológiai okokkal nem magyarázhatók, a rétegsor egészének a juli alemeletbeli és esetleg a tuvái alemelet kezdetére athúzódo keletkezését tetelezzük fel (2a–2b ábra)

Meghatározható makrofossziliák a szelvény felső szakaszából kerültek elő Vizsgálatukat DETRE CS végezte el A 228,7–229,7 m közötti szakaszon Brachiopodák [*Sakawarrhynchia arpadica* (BITTN), *Norella* sp], Bivalviák (*Angustella* sp) és Gastropoda [*Loxonema* (?) sp] voltak felismerhetők 227,5 m-ből *Lima* sp és *Naticella* sp, 223,5 m-ből *Trigonodus* (?) sp, *Gervilleia* sp és *Angustella* sp került elő A *Sakawarrhynchia arpadica* (BITTN) jellegzetes felső-karni faj, a *Norella* genus karni–nori elterjedésű

Szervesanyag-érettségi vizsgálatok

A fúrasban feltárthoz hasonló kifejlődésű Veszpremi Marga Formáció a Keszthelyi-hegységtől Ny-ra levő medencekben potenciális szénhidrogén-anyakőzet Ezért e fúras képződményeim végzett szervesanyag-érettségi vizsgálatok eredményeit is röviden összefoglaljuk

A felső márgaszakaszban a szén relatív mennyisége sok és közepes között változik, a szövet, az egyéb és az amorf szerves anyag csupán előforduló értékkel szerepelnek. A spóra–pollen – egy-két mintától eltekintve – sok és közepes előfordulása. Konzervált-sági indexük 2,66–3,02 között változik.

Az alsó márgaszakasz szervesanyag-tartalma szegény. Összetételében itt is a szén dominál. A szövet kevés-közepes, a spóra–pollen keves, az egyéb és amorf szerves anyag pedig kevés, vagy csak előforduló értékkel szerepel. Konzervációs indexe 3,0–3,05 között marad.

A fűrés által harántolt képződmények egészére jellemző a szerves anyagnak szén-hidrogén-képződés szempontjából optimális átlagos érettsége. Ennek ellenére a CH-képződés – a szerves anyag csekély mennyisége miatt – jelentéktelen lehetett.

Összefoglalás

A vizsgálati eredményeket összegezve megállapítható, hogy a Veszprémi Márga Formációnak a fűrassal feltárt, 3 részre tagolódo képződményei kronosztratigrafiailag a karni emelet juli alemeletének felső, és tuvali alemeletének alsó részébe sorolhatók és a Keszthelyi-hegység karni karbonátos képződményeivel párhuzamosíthatók. A Keszthelyi-hegység DK-i részén ismert, zátonykifejlődésű Edericsi Mészkövel (BOHN P 1979) közvetlen ősföldrajzi kapcsolat tételezhető fel, amennyiben a középső retegszakasz karbonátos képződményei a zátony mögötti sekély platón, a sötét pelites üledékek pedig a plató mögötti kiterjedt lagunában képződhettek, ahová a zátonyrol és a platórol időnként bioklaszt és egyéb karbonátos üledék is besodródott.

Távolabbi összefüggéseket tekintve, a márgas képződmények genetikailag az Alpokraiblí rétegeivel, a mészkö tagozat pedig – litológiai és mikropaleontológiai jellegeiben is – az ebersteini triászbol, az Északi-Karavankából és a szlovák karsztbol ismert tisoveci mészkövel mutat rokonságot.

IRODALOM – REFERENCES

- ANDRUSOVÁ K V – BYSTRICKY J 1974 Übersicht über den gegenwertigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. In: Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias – Symposium Wien, Mai 1973. 125–136.
- BALTES N 1975 Contribuții paleontologice cu privire la posibilitățile de geneză, migrație și acumulare a hidrocarburilor din Platforma meșica, România. – *Mine, Petrol și Gază*, 9.
- BOHN P 1979 A Keszthelyi-hegység regionális földtana. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* 19. 1–197.
- CORREIA M – PENIGUEL G 1975 Étude microscopique de la matière organique – ses applications à l'exploration pétrolière. – *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 9 (2).
- DEAK M in FRANYÓ F 1971 Magyarazó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatahoz L-33-VI Győr. – *Földt. Int. kiadv.*
- DULLO C W 1980 Über ein neues Vorkommen vom Tisovec-Kalk in den südwestlichen Gesäusebergen (Admont, Steiermark). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 26. 155–165.
- DULLO C W – LEIN R 1980 Das Karn von Launsdorf in Karnten. Die Schwammfauna der Leckogelschichten. – *Verh. Geol. B. A.* 2. 25–61.

- KLAUS W 1960 Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias – Jb Geol Bundesanst 5
- KRISTAN TOLLMANN E 1960 Rotalindea (Foraminifera) aus der Trias der Ostalpen – Jb Geol Bundesanst 5 47–78
- LÓCZY L 1913 A Balaton környékének geologiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése – A Balaton Tud Tanulm Eredm 1 (1) 1–617
- OBERHAUSER R 1960 Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis” der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus der Ostalpen und aus Persien – Jb Geol Bundesanst 5 5–46
- ORAVECZNE SCHEFFER A 1965 Karni Foraminiferak a Bakony-hegységben – Foldt Int Évi Jel 1965-ről 181–217
- ORAVECZNÉ SCHEFFER A 1968 A Miliolacea focsalad (Foraminifera) képviselői a Bakonyzucs-1 sz furás karni képződményeiben – Foldt Int Évi Jel 1968-ról 89–105
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA T 1976 Palynological characteristics of the reed sandstone in the Polish Lowland area – Acta Geol Pol 26 (4)
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA T 1979 Miospory – In KARCZEWSKI L et al Budowa geologiczna Polski III Atlas skamieni-alości Przewodnich i charakterystycznych cz 2 a Mezozoik Trias, Warszawa
- PANTIČ-PRODANOVIĆ S 1975 Les microfacies triasiques des Dinarides – Soc des Sciences et des Arts du Montenegro Monographies 4
- PAUTSCH M E 1973 Upper Triassic spores and pollen from the Polish Carpathian Foreland – Micropal 19 (2)
- PERYT T M 1977 Environmental significance of foraminiferal-algal oncolites In E FLUGEL Fossil algae – New York
- PERYT T M 1980 Structure of „Sphaerocodium kokem Wagner”, Girvanella-oncoid from the Upper Muschelkalk (Middle Triassic) of Wurttemberg (SW Germany) – N Jb Geol Paleont Mh (5) 293–302
- RADWANSKI A 1968 Petrological and sedimentological studies of the High Tatric Rhaetic in the Tatra Mountains – Studia Geol Pol 25 Warszawa
- SCHEURING B W 1970 Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Bolchentunnel (Solothurner Jura) – Schweiz Palaont Abhandl 88
- SCHEURING B W 1978 Mikroflora aus den Meridekalken des Mte San Giorgio (Kanton Tessin) – Schweiz Palaont Abhandl 100
- SCHULER G 1968 Lithofazielle, sedimentologische und palaontologische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nordliche Kalkalpen) – Erlanger Geol Abh 71
- SCHULZ E 1965 Spora dispersa aus der Trias von Thüringen – Mitt Zeitschr Geol Inst 1
- SCHULZ E 1967 Sporen-palaontologische Untersuchungen rotalassischer Schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens – Palaont Abhandl Abt B 2 (3)
- TRIFONOVA E 1978 Foraminifera zones and subzones of the Triassic in Bulgaria II Ladinian and Carnian – Geol Balcanica 8 (4) 49–64
- VISSCHER H-KRISTYN L 1978 Aspects of Late Triassic palynology 4 A palynological assemblage from ammonoid-controlled Late Carnian (Tuvanian) sediments of Sicily – Rev Palaeobot Palynol 26 Amsterdam
- VISSCHER H-VAN DER ZWAN C J 1981 Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic Phytogeographical and palaeoclimatological implications – Geol Rundschau 70
- YAROSHENKO O P 1978 Miospore assemblages and Triassic stratigraphy of the West Caucasus – Acad Sci USSR, Transactions, 324 Moscow
- ZANINETTI L 1976 Les Foraminifères du Trias Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mesogènes européen et asiatique – Riv Ital Paleont 82 (1) 1–258

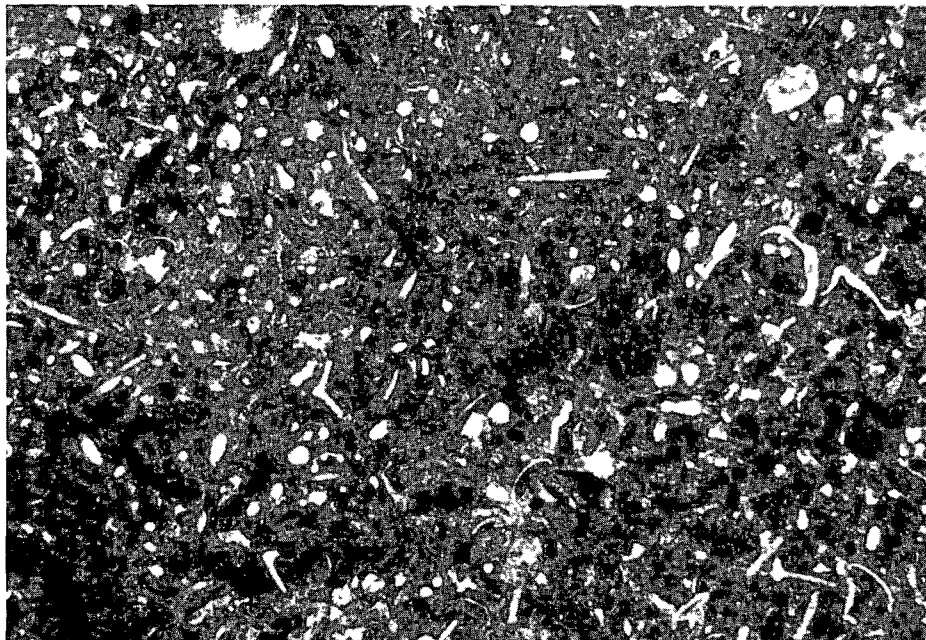
I tábla – Plate I

Biomikrit Spongia, Ostracoda es Roveacrinidae maradványokkal

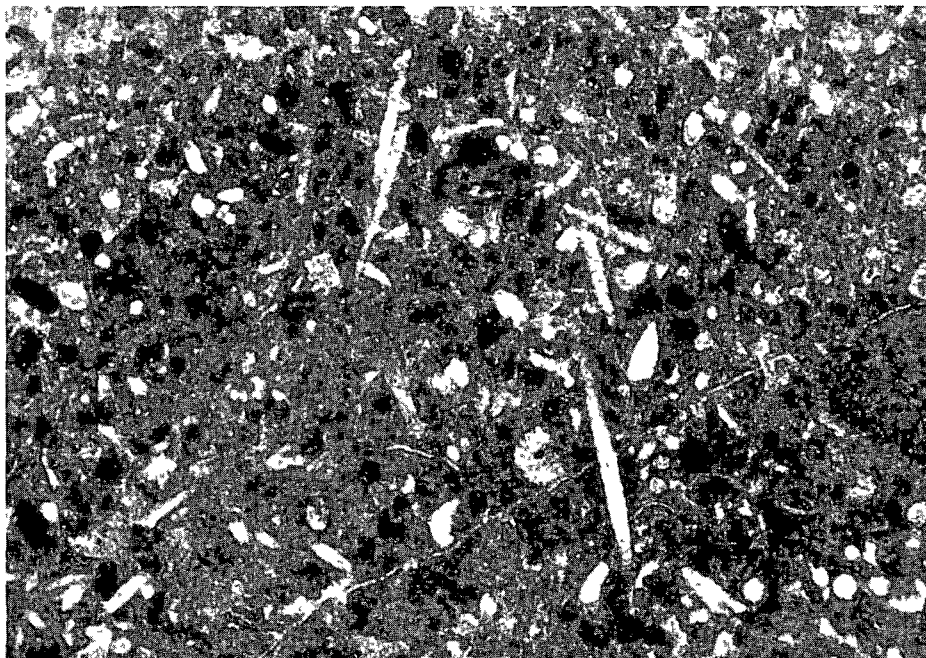
Hevíz 6 sz f 182,00 m

1 21X

2 34X



1



2

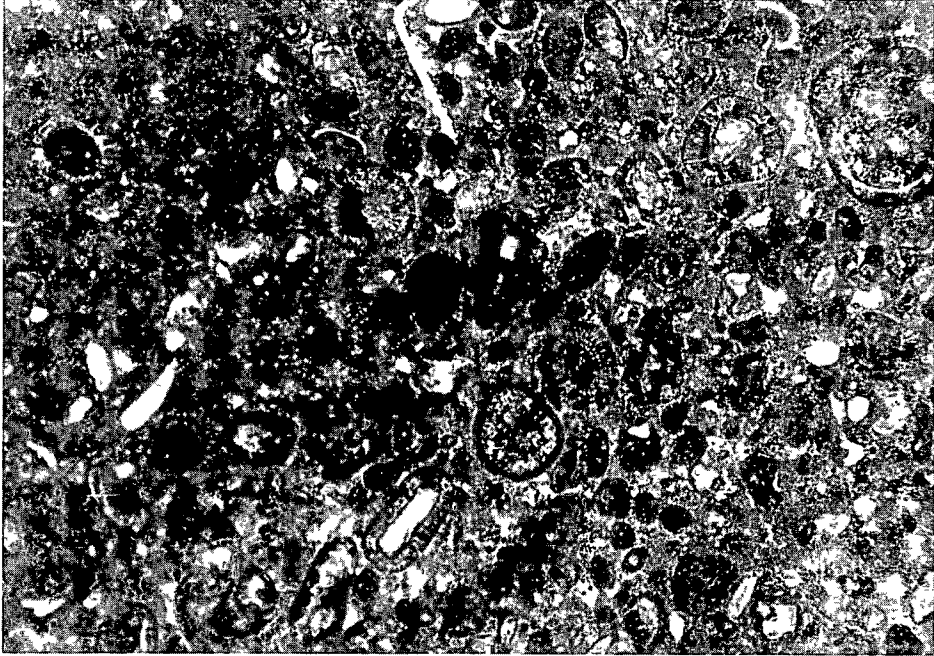
II tábla – Plate II

Oomiknt Ostracoda, Mollusca es Foraminifera metszetekkel, mikrit kéreggel

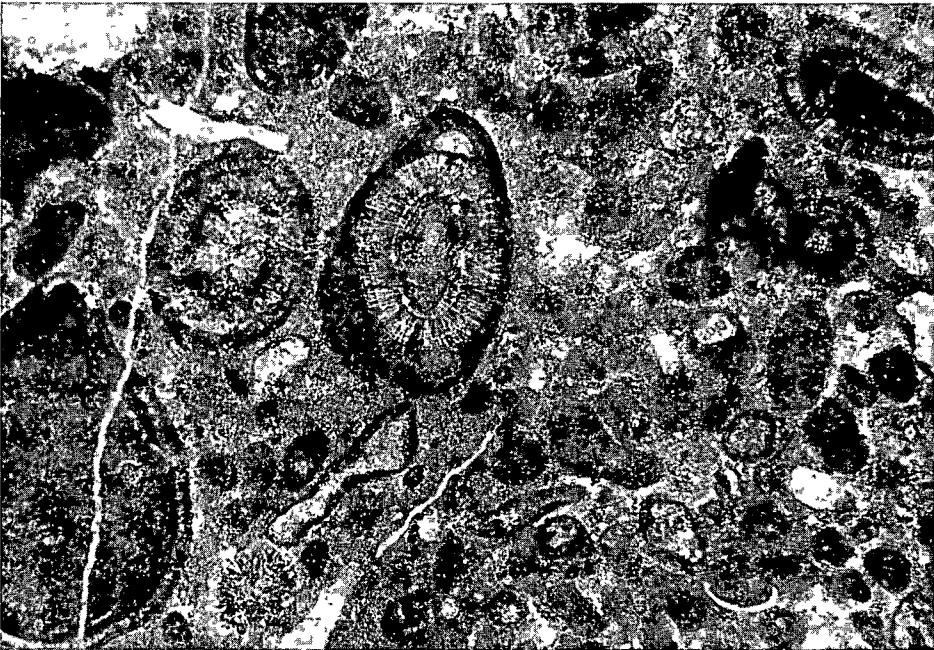
Hévíz 6 sz f 191,80 m

1 34X

2 53X



1



2

III tábla – Plate III

Biopátit (grainstone) alga, Foraminifera, Mollusca, Echinodermata toredekekkel

I–2 Heviz 6 sz f 185,20 m

24X



1

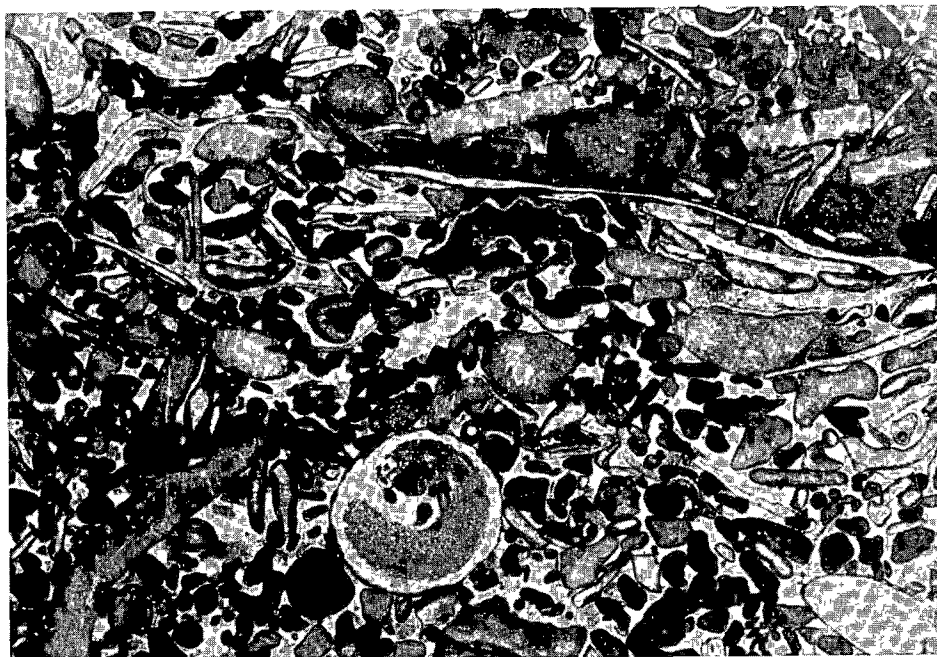


2

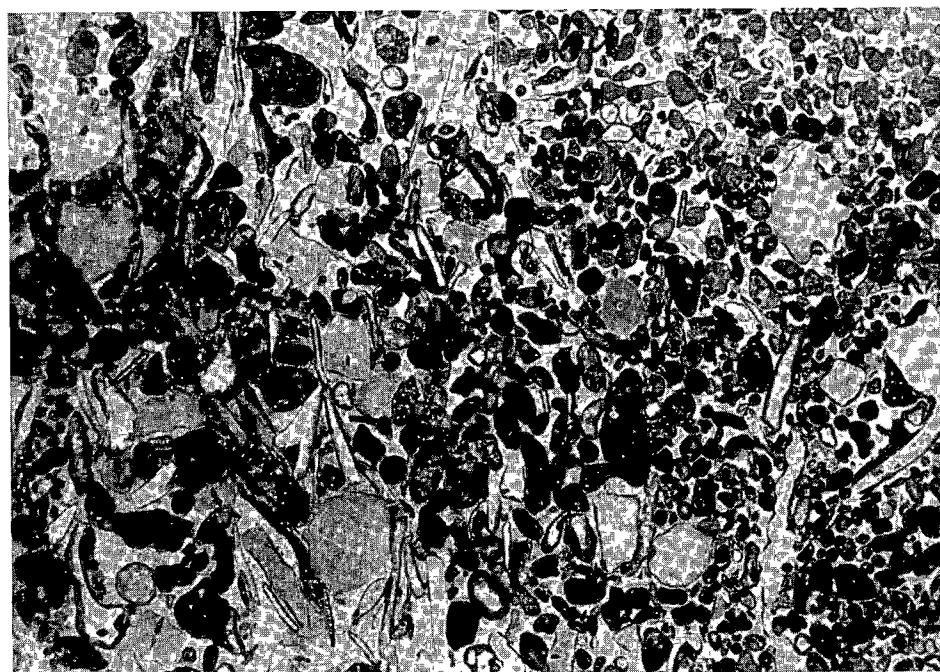
IV tábla – Plate IV

Biopátit (grainstone, bioklasztit) Echinodermata, Mollusca toredekekkel, gyakran Cyano-
phyta kérgekkel

- 1 Hevíz 6 sz f 185,20 m
 - 2 Hevíz 6 sz f 195,00 m
- 8X



1



2

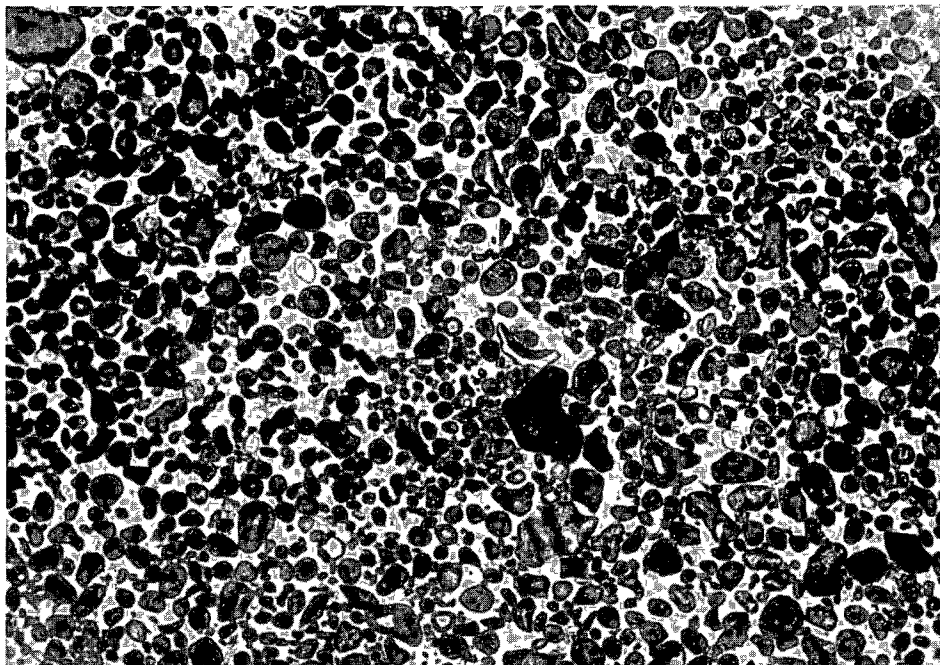
V tábla – Plate V

Oobiopatit [2 baloldalt *Tolypammina gregaria* WENDT (sessilis Foraminifera) – left]

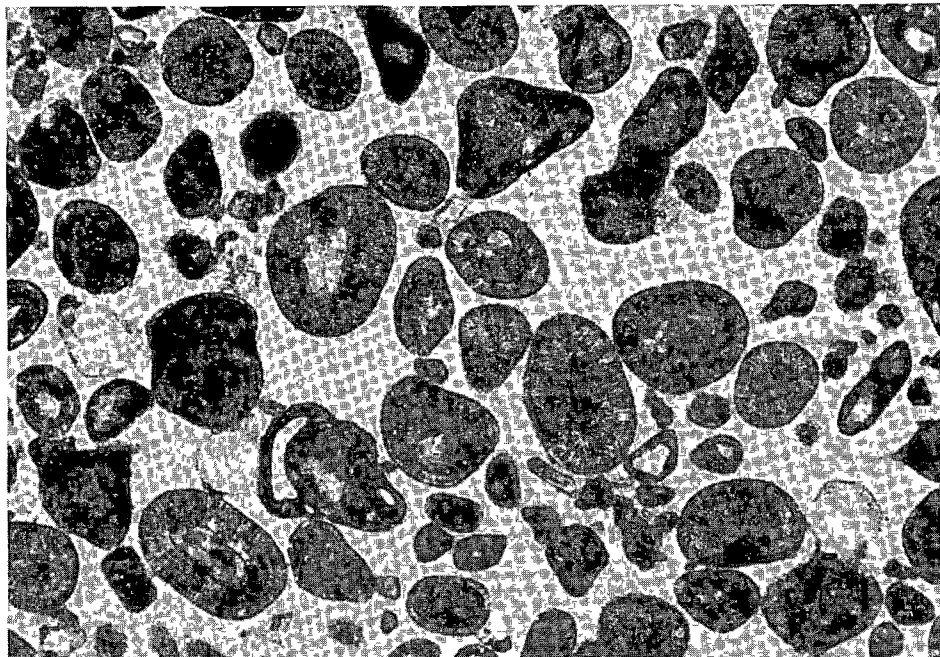
Hevíz 6 sz f 190,50–191,30 m

1 8X

2 34X



1



2

VI tábla – Plate VI

Biopatit (grainstone) Mollusca, Echinodermata, Foraminifera és alga toredekekkel (2
Tolypammuna cf gregaria WENDT)

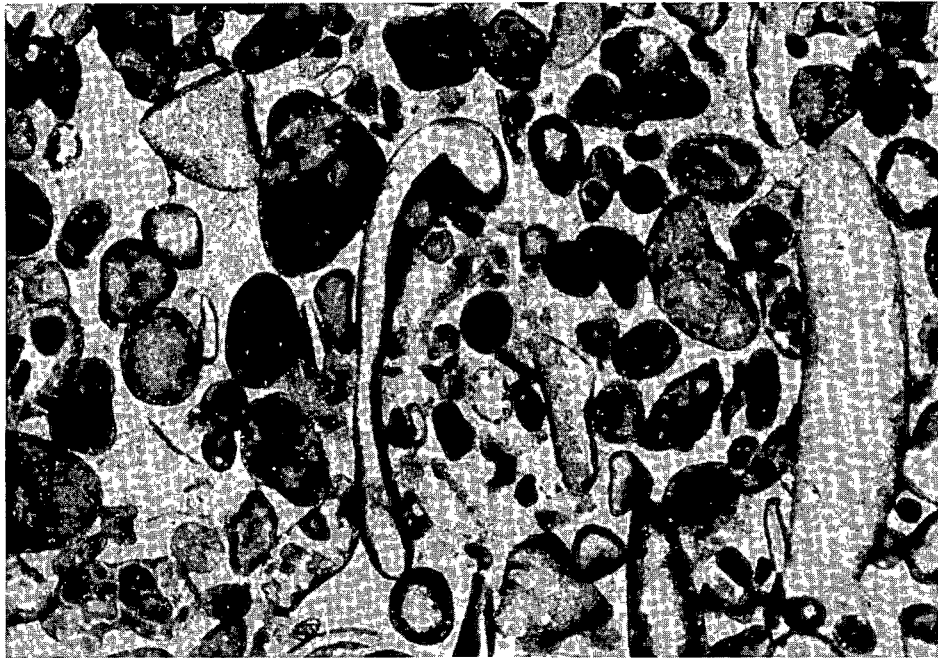
1–2 Hévíz 6 sz f 195,00 m

34X





1



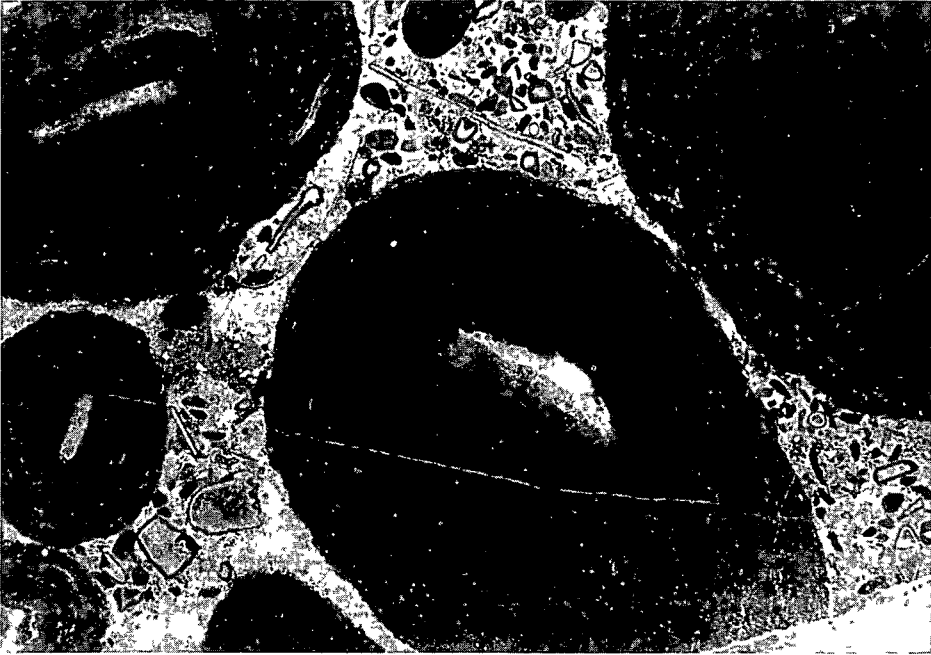
2

VII tábla – Plate VII

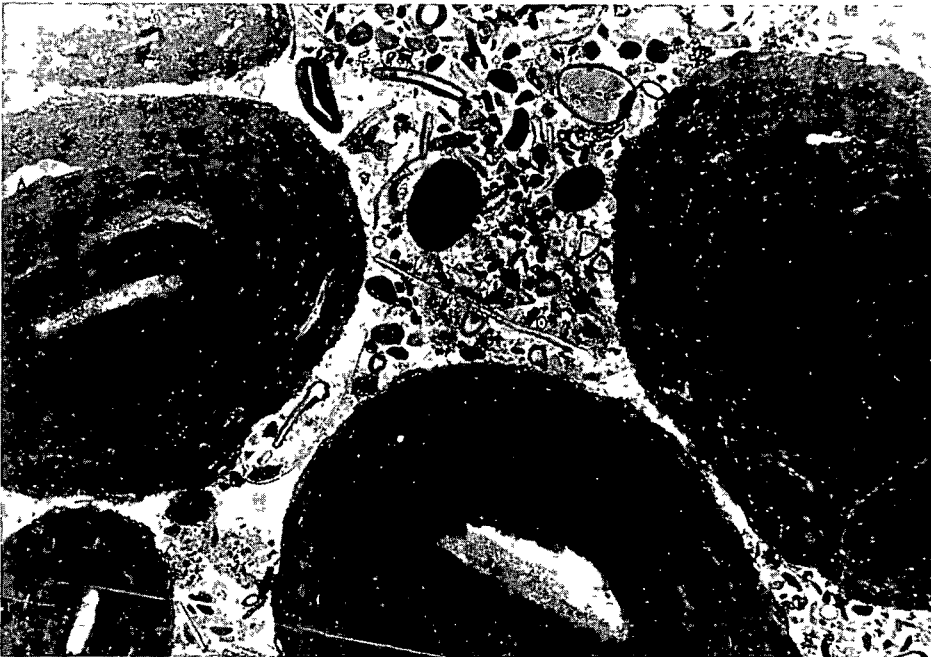
Onkobiopatit („sphaerocodiumos” grainstone) Girvanella onkoidokkal, magukban Mollusca toredékkal

1–2 Hevíz 6 sz f 245,70 m

8X



1



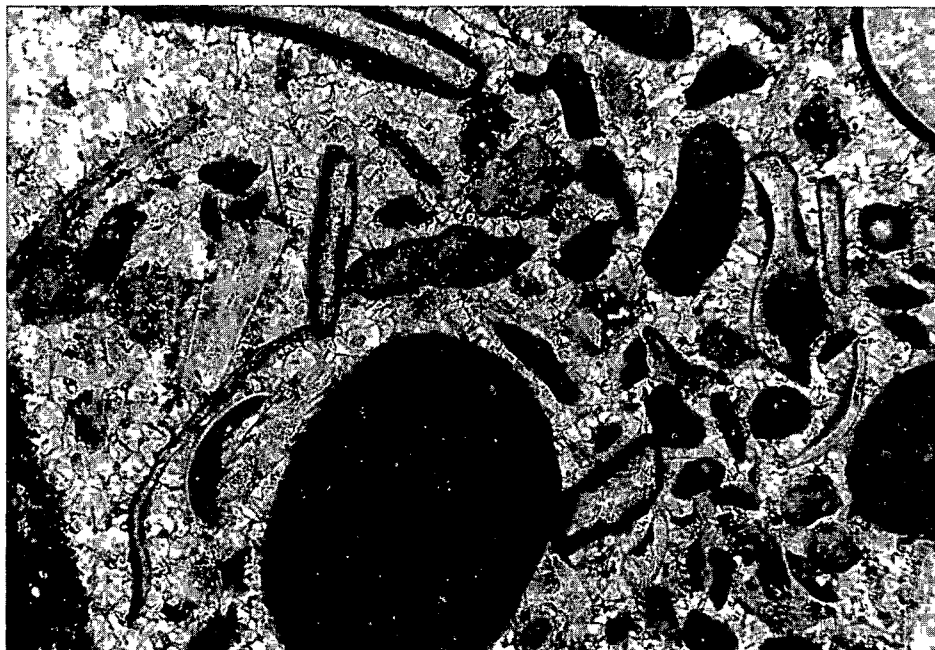
2

VIII tábla – Plate VIII

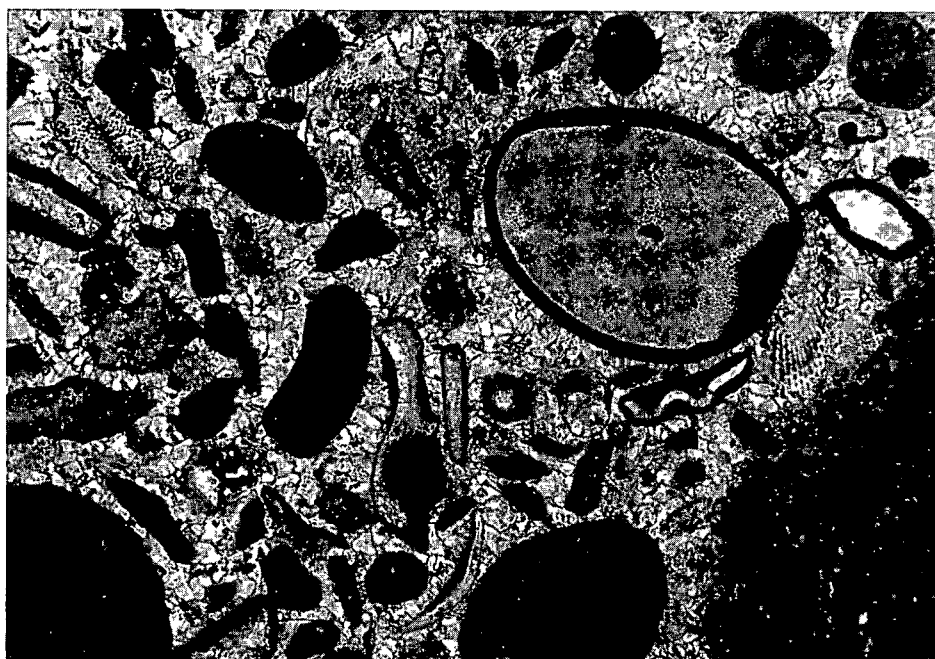
Onkoidos biopátit (granstone) Echinodermata, Mollusca, Ostracoda toredékek Cyano-
phyta bekéregzesekkel

1–2 Hevíz 6 sz f 245,70 m

21X



1



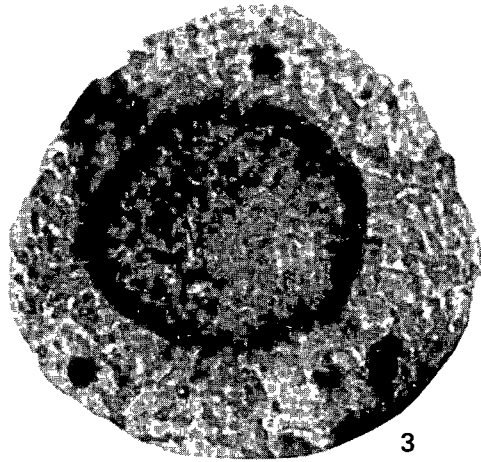
2

IX tábla – Plate IX

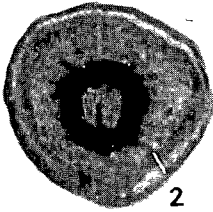
- 1 *Densoisporites karnicus* n. sp.
Hévíz 6 sz f 413,0 m
- 2 *Stereisporites (Rogalskiasporites) cicatricosus* (ROG 1954) DANZE-CORET et LAV
1963
Hévíz 6 sz f 209,0 m
- 3 *Patinasporites densus* LESCHIK 1955
Hévíz 6 sz f 234,9 m
- 4 *Enzonalasporites tenuis* LESCHIK 1955
Hévíz 6 sz f 209,0 m
- 5 *Infernopollenites hevízi* n. sp.
Hévíz 6 sz f 243,9 m
- 6 *Paracirculina malhawkinae* KL 1960
Hévíz 6 sz f 540,0 m
- 7 *Saturnisporites granulatus* KL 1960
Hévíz 6 sz f 209,0 m
- 8 *Aratrisporites paraspinosus* KL 1960
Hévíz 6 sz f 211,0 m
1000X



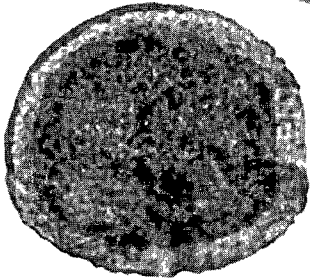
1



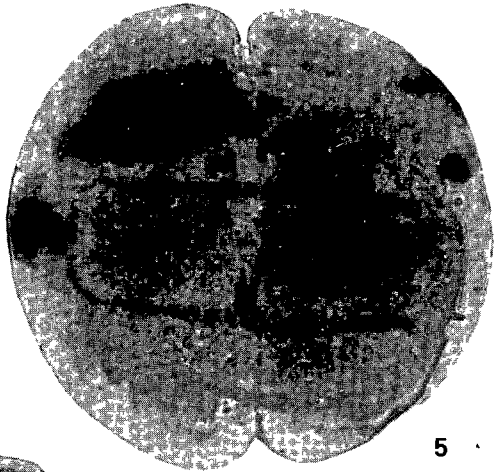
3



2



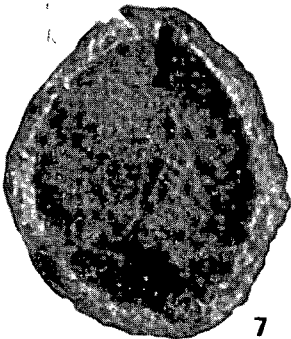
4



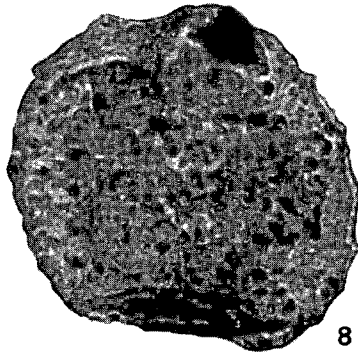
5



6



7



8

FACIOLOGICAL AND STRATIGRAPHIC EVALUATION OF A CARNIAN KEY SECTION (BOREHOLE HÉVÍZ 6, KESZTHELY MTS, HUNGARY)

by

F GOCZAN –J HAAS –H LŐRINCZ –A ORAVECZ-SCHEFFER

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14

H-1143

UDC 551 761 3 022(234 373 1/2 Keszthelyi-hg)

552 542 08 551 761 3(234 373 1/2 Keszthelyi-hg)

Key-words stratigraphy, borehole (Heviz 6), marl, stratotype, carnian, Central Transdanubia (Keszthely Mts)

Put down on the western skirt of the Keszthely Mountains belonging to the westernmost Transdanubian Central Range, the key borehole under study has intersected a hitherto unknown facies of the Carnian Veszprém Marl Formation. Lithologically, it can be divided into three parts.

According to a faciological evaluation based on macroscopic observations, microfacies studies and the ecological characteristics of the fossils, the lower, marly member was formed in a restricted anoxic lagoon, below the base level of wave action.

The middle, limestone member is a product of shallow-water carbonate platform sedimentation with oobiosparite, oncoidal biosparite and pelloidic micrite sediments (near and far backreef facies). It shows a continuous transition to the under- and overlying marly formations with a slump slope facies and allodapic bioclastic lenses.

The upper marly member is again constituted predominantly by marls deposited in a restricted lagoon, but the bioclastic, oncoidal and oolitic limestone interlayers getting quite frequent in the uppermost part of the sequence indicate, again, a carbonate platform sedimentation.

According to results gained in the field of palynostratigraphy and Foraminifera-based biostratigraphy, the sequence can be assigned to the upper part of the Julian Substage and the lower part of the Tuvanian.

As shown by studies on the maturity of organic matter, a maturity degree representing the optimum for hydrocarbon generation is typical of the entire sequence. In spite of this, on account of the low amount of organic matter, hydrocarbon generation appears to have been insignificant.

The middle member of the sequence can be correlated with the reef limestone of the Ederics Formation known from the Keszthely Mts. The limestone seems to have been deposited on a shallow-backreef platform that even emerged for a short span of time, while the dark pelitic sediments were formed in the large lagoon at the rear of the platform.

As far as more remote connections are concerned, the marly formations are genetically related to the Raibl Beds in the Alps, while the limestone member is akin, both lithologically and micropalaeontologically, to the Tisovec Limestone known from the Triassic of Eberstein, the northern Karawanken and the Slovak Karst

ÚJABB KORRELÁCIÓS LEHETŐSÉG A BAKONYI ÉS AZ ÉK-DUNÁNTÚLI TERÜLET EOCÉNJE KÖZÖTT A BAKONYSZENTKIRÁLY BSZK-3 SZ FŰRÁS PLANKTON FORAMINIFERÁI ALAPJÁN

HORVÁTHNÉ KOLLÁNYI KATALIN

M Áll Földtani Intezet Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

EGO 551 781 4 02(234 373 1)
563 12(118 14 234 373 1)
[56 581 526 325](118 14 234 373 1)



No 174

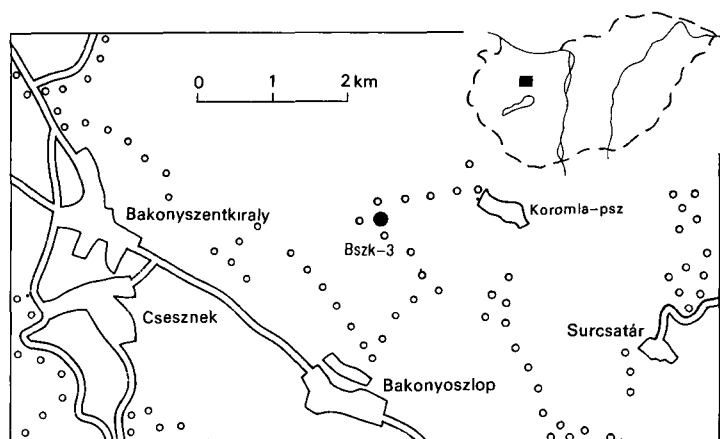
T a r g y s z a v a k korrelacio, Foraminifera, plankton, kozepso-eocen, felső-eocen, furas (Bakonyszentkiraly Bszk-3), Dunantuli-kozephegység (Bakony)

A Bakonyszentkiraly 3 sz furas kb 200 m vastag, folyamatos uledkekkepzodesu eocen reteg soraban negy plankton zonát sikerult kimutatnom A reteg sor also része a kozepso-eocen harom magasabb zonajaba, a *Globorotalia lehnertii*, *Orbulinoides beckmanni* es *Truncorotaloides rohri* zonakba tartozik Legfelső része a felső-eocen also zonajat, a *Globigerinatheka semivoluta* zonát képviseli

A furás 523,0–458,0 m mélységközében harantolt képződményei keverten tartalmazzák a bakonyi terület foraminiferas agyagmargának (Mori Formacio) es az ÉK-dunántúli terület operculinas agyagmargának (Dorogi Formacio) Foraminiferait, ami a fenti két képződmény egyidejű, de eltérő környezetű képződését igazolja. Míg a bakonyi területen nyíltabbvízi uledkekkepződés folyt, addig az ÉK-dunántúli terület operculinas agyagmargája sekélyebb tengerben képződött. Így a Bakonyszentkirály 3 sz furás környéke átmeneti osföldrajzi helyzetet foglalt el a Magas-Bakony es az ÉK-Dunantul közepso-eocen részmedencei között.

A Bakonyszentkirály 3 sz fűrés az Északi-Bakony kevéssé feltárt területen mélyült (1. ábra). A rétegsorból begyűjtött 39 db mintát BERNHARDT B-tól kaptam vizsgálatra 1980-ban. A kb 200 m vastag eocen rétegsor a Koszentelepes Tatabányai Formációval kezdődik, amelyre folyamatos átmenettel a nagy vastagságú margás, agyagmargás Mori Formáció települ. A gazdag plankton fauna (I–X tábla) mind a bakonyi, mind az ÉK-dunántúli terület faunaelemeit tartalmazza, így a fűrés alkalmas a két terület korrelálására. Ilyen rétegsorral ill. együttessel eddigi munkám során meg nem találkoztam.

A 2a–2b ábrán a bentosz, a 3a–3b ábrán a plankton Foraminiferák gyakorisága látható, megjelenésük sorrendjében. A jellegzetes alakok scanning-elektronmikroszkopos fényképeit az I–X fényképtábla tartalmazza. Külön táblázat mutatja be a mintákban előforduló plankton Foraminiferák fajlokat, irodalmi adatok alapján (1. táblázat). Itt, es a többi táblázaton is BOLLI-nak 1972-ben felállított zonabeosztást használok. A 2. táblázaton feltüntettem néhány fontosabb szerzónéket az eocénról készült zonabeosztást. Ezek közül VITÁLISNÉ ZILAHY L. dorogi-medencei vizsgálatokon alapuló (1967) zónai kísérleti jellegűek. Ezt a beosztást használni nem tudtam, mivel a szerző által felsorolt fajok nagy része a jelen fűrés anyagában nem fordult elő.



1 abra A Bakonyszentkirály 3 sz. furas helyszínrajza

Fig 1 Layout of borehole Bakonyszentkirály 3

TOUMARKINE (1971) a Bakony hegység rétegeinek plankton Foraminiferait tanulmányozta (Halimba 849, Pénzesgyőr 31) Hat új zónát állított fel, amelyek jól parhuzamosíthatók BOLLI zónáival Faunája hasonló az általam vizsgált furas faunájához

SAMUEL (1972) zonabeosztása szintén bakonyi anyagon alapul A szerző ezeknek a furásoknak plankton mikroforaminifera-együttesét parhuzamosította a szlovák Nyugati-Karpatokéval Szerinte az itt található képződmények a középső-eocen három felső zónáját képviselik (BOLLI-fele zonabeosztás) Ezek az eredmények is jól egyeznek a saját eredményeimmel

Globorotalia lehneri zóna

Az általam vizsgált legmelyebb képződmények (573,0–528,0 m), a rotális–milionas csökkentsosvízi kőszénfedőből fokozatos átmenettel kifejlődő márgás rétegek Itt meg a bentosz Foraminifera dominálnak, csak egy-két mintában jelennek meg a plankton alakok, mint pl a *Globorotalia broedermanni* CUSHMAN et BFRMUDEZ faj Ez a faj a *G lehneri* zóna tetején kihal, így a képződménynek ez a része a *G lehneri* zónánál fiatalabb nem lehet

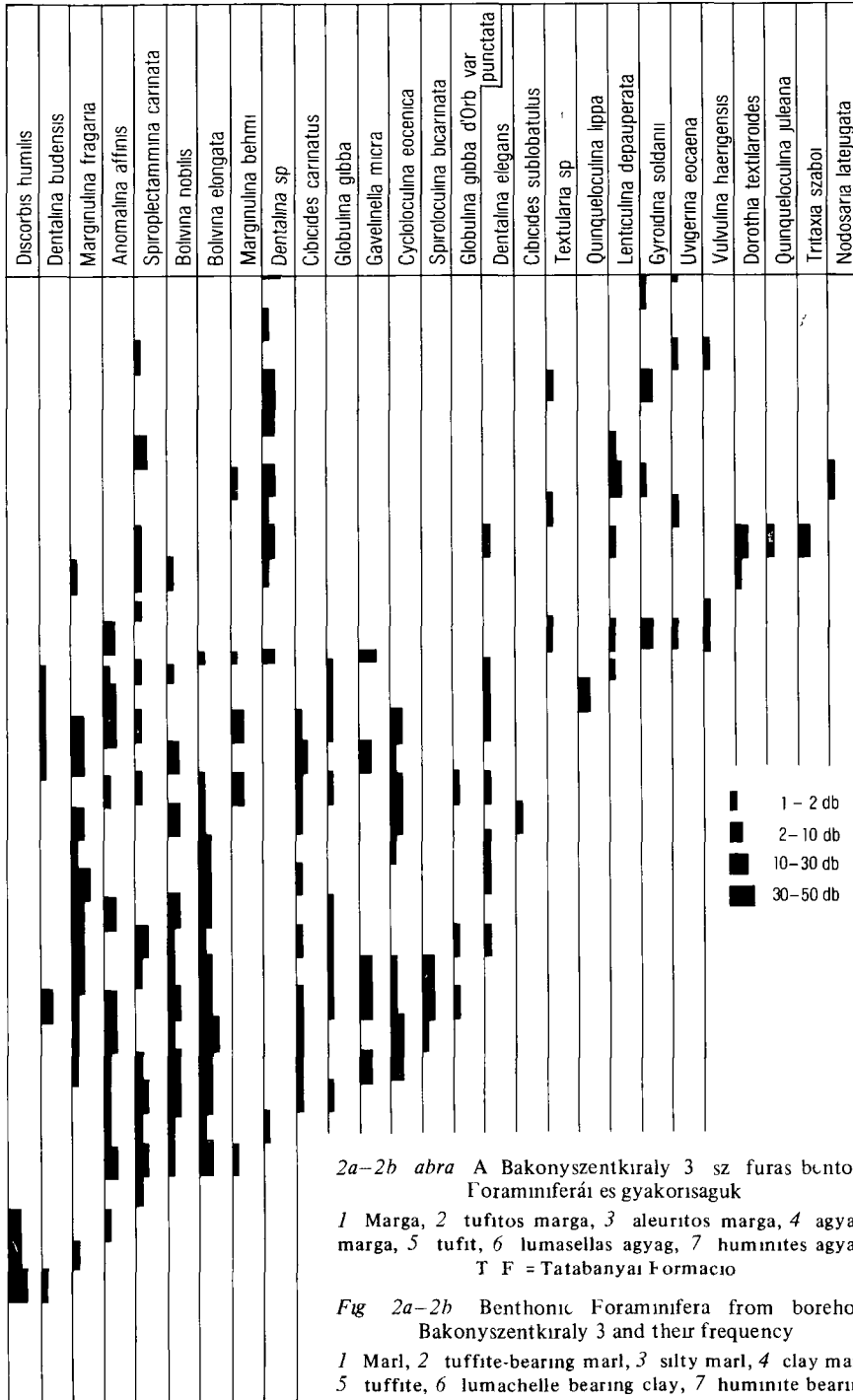
Orbulinoides beckmanni zóna

523,0–458,0 m között a fauna rendkívül gazdag, nagy faj és egyedszámmal Ennek faunája közel azonos az ÉK-dunántuli területen található ún operculinás márga (Dorogi Formáció) faunájával Ebben a rétegben együtt fordul elő a bakonyi foraminiferas márga (Mori Formáció) gazdag plankton faunája és az ÉK-dunántuli területen lévő operculinás márga gazdag bentosz faunája [pl *Uvigerina multistriata* HANTKEN, *Heterolepa dutemplei* (D'ORB) és a különbozó *Bolivina*, *Lenticulina*, *Cibicides*, *Marginulina* stb fajok] Ez az említett területek közötti szoros faunisztikai kapcsolatra utal (Eddigi vizsgálataim során ilyen rétegsor még nem került elő) Nagyon valószínű, hogy a bakonyi terület foraminiferas márgájának alsó része és az ÉK-dunántuli terület operculinás agyagmargája azonos időintervallumot képvisel Ez a képződmény a BOLLI zonabeosztása szerinti *Orbulinoides beckmanni* zónába tartozik A változatos, gazdag bentosz fauna gyakorisági

KOR	FELSŐ-EOCÉN	KÖZÉPSŐ-EOCÉN
BOLLI 1972	Globorotalia cerroazulensis Globigernatheka seminivoluta Truncorotaloides rohri	Orbulinoides beckmanni Globorotalia lehneri Globigernatheka subconglobata subconglobata Hantkenina aragonensis
Globorotalia broedermanni		
„Globigernoides“ higginsi		
Tunc topliensis		
Globorotalia spinulosa		
Globorotalia bullrocki		
Globorotalia spinuliflata		
Globigernina hagni		
Globigernina linaperta		
Globigernina yeguaensis		
Globorotalia lehneri		
Globigernina eocena		
Globigernatheka mexicana		
Truncorotaloides rohri		
Globigernatheka mexicana barni		
Globorotalia centralis		
Globigernina medizai		
Hantkenina albamensis		
Hantkenina longispina		
Globigernatheka index		
Globigernatheka mexicana kugleri		
Catapsydrax echinatus		
Globigernina venezuelana		
Globorotalia c pomeroli		
Turborotalia /A/ rotundimarginata		
Globorotaloides suteri		
Orbulinoides beckmanni		
Globigernatheka subconglobata		
Catapsydrax unicus		
Globigernina corpuenta		
Globigernina turkmenica		
Globigernina gortanii		
Globorotalia c cerroazulensis		
Globigernatheka i tropicalis		
Globigernina linaperta transdanubica		
Globigernatheka seminivoluta		
Globigernina ouachitensis		

A Bakonyzentrály 3 sz fúrásban előforduló plankton Foraminiferák fajlistái irodalmi adatok alapján

1 táblázat

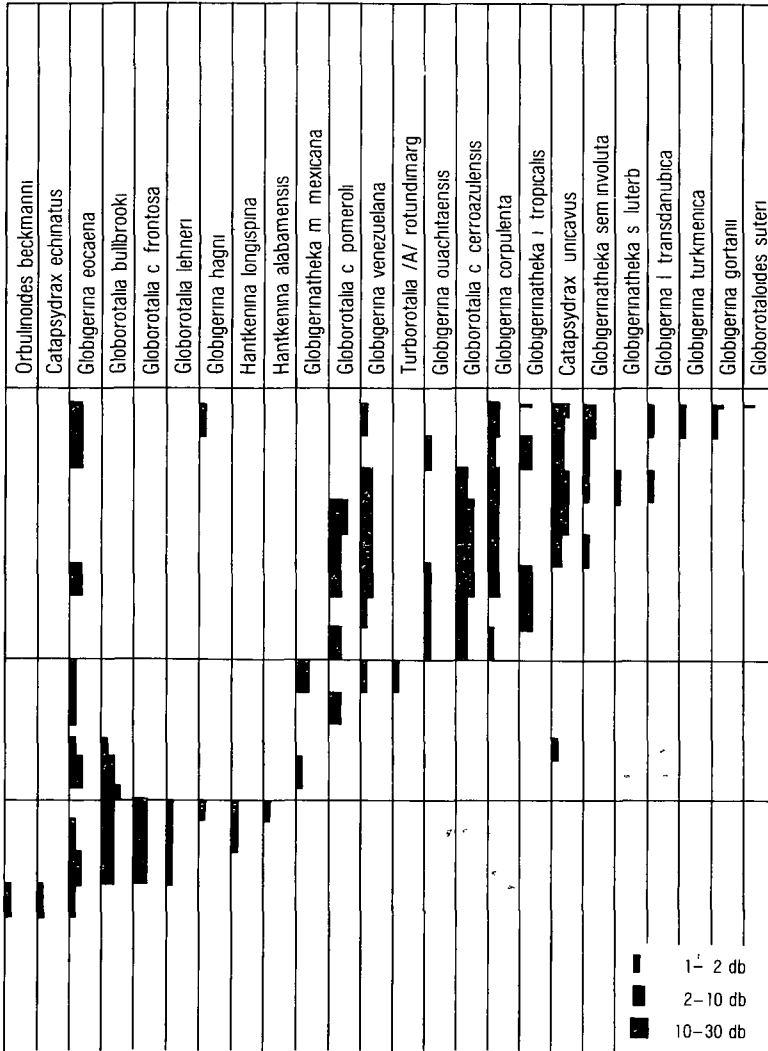


2a-2b abra A Bakonyszentkirály 3 sz furas bentosz Foraminiferái es gyakoriságuk

1 Marga, 2 tuffitos marga, 3 aleuritos marga, 4 agyag-marga, 5 tuffit, 6 lumasellas agyag, 7 huminites agyag
 T F = Tatabányai Formacio

Fig 2a-2b Benthonic Foraminifera from borehole Bakonyszentkirály 3 and their frequency

1 Marl, 2 tuffite-bearing marl, 3 silty marl, 4 clay marl, 5 tuffite, 6 lumachelle bearing clay, 7 huminite bearing clay T F = Tatabánya Formation



3a-3b abra A Bakonyszentkirály 3 sz furas plankton Foraminiferai es gyakorisaguk A retegoszlop jelkulcsat 1 a 2 abran

Fig 3a-3b Planktonic Foraminifera from borehole Bakonyszentkirály 3 and their frequency For legend see Fig 2

es elterjedesi adatai a 2a-2b abran lathatok A plankton Foraminiferak kozul megjelennek a „*Globigerinoides*” *higginsi* BOLLII, *Globigerinatheka mexicana kugleri* (BOLLII, LOEBLICH et TAPPAN) faj Utóbbi az *Orbulinoides beckmanni* zona tetejen kihal Érdekessege ennek a retegsornak, hogy sikerult megtalálni benne az *O beckmanni* (SAITO) zonajelző fajt (473,0 m-nel) Ez a faj rendkívül ritkan fordul elő és tudomasom szerint Magyarorszagon eddig még nem került elő Jelentosege, hogy fajoltóje csak a róla elneve-

FELSŐ-EOCÉN		KOZÉPSŐ-EOCÉN		ALSÓ-EOCÉN				
BOLLI 1972	TOUMARKINE & BOLLI 1970 Possagno	BOLLI 1957 Trinidad	SUBBOTINA 1953 Kaukázus	BAUMANN 1970 Appenninek	SAMUEL & SALAJ 1968 Szlovák Ny-Karpatok	VITALISNÉ ZILAHY L. 1967 Dorogi-medence	TOUMARKINE 1969 Bakony	SAMUEL 1972 Bakony
Globorotalia cerroazulensis s1	Globorotalia cerroazulensis cumalensis Globorotalia cerroazulensis cocoaensis	Globorotalia cocoaensis	Bolvina / Globigerina conglobatus nagy	Globorotalia cerroazulensis	Globigerina officinalis	Globorotalia cocoaensis		?
Globigerinatheka seminvoluta	Globorotalia cerroazulensis	Globigerapsis seminvoluta	Globigerinák pelagikus Foraminiférák	Globigerapsis mexicana	Globigerapsis index	Globigerapsis seminvoluta	Globigerapsis mexicana	Globigerina angustiumbilicata
Truncorotaloides rohri	Globorotalia c cerroazulensis Globorotalia c pomeroli	Truncorotaloides rohri	Acarina	Truncorotaloides rohri		Globigerina corpulenta	Truncorotaloides rohri nagy Globigerapsis	Truncorotaloides rohri
Orbulinoides beckmanni	Globorotalia cerroazulensis pomeroli	Porticulasphaera mexicana		Acarina rotundimarginata	Orbulinoides beckmanni	Truncorotaloides rohri	Globorotalia rugosaaculeata	Truncorotaloides rohri
Globorotalia lehneri	Globorotalia cerroazulensis passagnoensis	Globorotalia lehneri	Acarina cressatiformis	Globorotalia centralis		Globorotalia rotundimarginata	Globorotalia lehneri Hantkenina alabamensis	?
Globigerinatheka subconglobata subconglobata	Globorotalia cerroazulensis frontosa	Globigerapsis kugleri			Globigerapsis subconglobata	Turborotalia (Acarina) cressata densa	Globigerapsis higginsi	Globorotalia lehneri, Hantkenina dumblei
Hantkenina aragonensis		Hantkenina aragonensis		Hantkenina aragonensis		Globigerapsis kugleri		
Globorotalia palmerae		Globorotalia palmerae	kupos Globorotalia	Globorotalia pentacamerata	Globorotalia aragonensis crater	Globorotalia pentacamerata		

2 táblázat

Eocén zónák korrelációja
plankton
Foraminiférák alapján

zett zónára terjed ki (Sajnos az egyetlen előkerült példány elektronmikroszkopos fénykepezésre való elokészítés során a vácuumban szetrobbant, így ábrázolni nem tudtam)

TOUMARKINE (1971) a Bakonyban az *Orbulinoides beckmanni* zóna helyett a *Globorotalia bolivariana* zóna elnevezést használta. Bár a zóna névadó faját nem sikerült megtalálnom, a kísérő fauna alapján a zónaegyezés bizonyított. Az *Orbulinoides beckmanni* zónában előforduló gyakoribb plankton Foraminiferák: *Globigerina inaperta* FINLAY, *G. yeguaensis* WEINZIERL et APPLIN, „*Globigerinoides*” *higginsii* BOLLI, *Globigerinatheka mexicana kugleri* (BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN), *Catapsydrax echinatus* BOLLI, *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN, *G. spinuloinflata* (BANDY), *Truncorotaloides rohri* BROENNIMANN et BERMUDEZ, *T. topilensis* (CUSHMAN) stb.

Truncorotaloides rohri zóna

A 455,0–438,0 m közötti margás retegoszlét a *Truncorotaloides rohri* zónába tartozik. Ez a középső-eocén legfiatalabb zonája. Az alatta levő képződményekből folyamatosan fejlődik ki Bentosz faunája, már szegényebb mint a feke képződménye. Plankton Foraminiferái közül egyes alakok a zóna alján kihálnak, pl. „*Globigerinoides*” *higginsii* BOLLI, *Globigerinatheka mexicana kugleri* (BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN). Más fajok viszont itt jelennek meg először, pl. *Catapsydrax unicavus* BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN, valamint nagyobb tömegben kezdenek előfordulni a különböző *Globigerinatheka* fajok. A zónára jellemző plankton Foraminiferák: *Truncorotaloides rohri* BROENNIMANN et BERMUDEZ, *T. topilensis* (CUSHMAN), *Globigerina inaperta* FINLAY, *G. yeguaensis* WEINZIERL et APPLIN, *Catapsydrax unicavus* BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN, *Globigerinatheka mexicana mexicana* (CUSHMAN), *G. mexicana barri* (BROENNIMANN) stb.

Ellentétben TOUMARKINE (1971) bakonyi feldolgozásával – e furasban a *Truncorotaloides rohri* zóna két alzonára való bontását az egységes faunakép alapján nem látom indokoltnak.

Globigerinatheka semunvoluta zóna

433,0–393,5 m között felső-eocén üledékek találhatóak. A gazdag és változatos plankton Foraminifera egyúttal szemben a bentosz fauna jelentéktelen. Ez az üledék nyíltabbvízi képződesre utal. Az alatta levő képződményekből folyamatos átmenettel fejlődik ki. Ez az összlet a felső-eocén legmélyebb zónájába a *Globigerinatheka semunvoluta* zónába tartozik. Helyenként a zónajelző faj is előfordul. A középső-eocén végén kihalt fajok, mint pl. a *Truncorotaloides rohri* BROENNIMANN et BERMUDEZ, *T. topilensis* (CUSHMAN), *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN, *G. spinuloinflata* (BANDY) stb. helyett nagy számban jelennek meg a *Globigerinatheka index index* (FINLAY), *G. index tropicalis* (BLOW et BANNER), *G. subconglobata luterbacheri* BOLLI, *Globigerina corpulenta* SUBBOTINA, *G. venezuelana* HEDBERG, *G. eoacena* GUFMBFL stb. fajok.

IRODALOM–REFERENCES

- BAUMANN P. 1970 Mikropalaontologische und stratigraphische Untersuchungen der obereozänen-oligozänen Scaglia im zentralen Appennin (Italien) – *Eclogae Geol. Helv.* 63 (3) 113–1211.
- BOLLI H. M. 1957 Planktonic Foraminifera from the eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B. W. I. – *United States Nat. Mus. Bull.* 215. Studies in Foraminifera 155–172.

- BOLLI H M 1972 The genus *Globigerinatheka* Bronnimann – Journ Foram Res 2 (3)
- BOLLI H M – LOEBLICH A R – TAPPAN H 1957 Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae and Globotruncinidae – United States Nat Mus Bull 215 Studies in Foraminifera 31–50
- BRONNIMANN P 1950 The genus *Hantkenina* Cushman in Trinidad and Barbados, B W I – Journ Paleont 24 (4) 397–420
- ECKERT H R 1963 Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schratzenfluh – Ecl Geol Helv 56 (2) 1001–1072
- KOPEK G 1980 A Bakony hegység ÉK-i részének eocénje – Foldt Int Évk 63 (1)
- KOPEK G – KECSKEMÉTI T – DUDICH E jun 1966 A Dunántúli Középhegység eocénjének reteg-tani kérdése – Foldt Int Évi Jel 1964-rol 249–264
- PROTO DECIMA F – BOLLI H M 1970 Evolution and variability of *Orbulinoides beckmanni* (Saito) – Ecl Geol Helv 63 (3) 883–905
- SAMUEL O 1972 Planktonic Foraminifera from the eocene in the Bakony mountains (Hungary) – Zborn Geol vied zap Karpaty (17) 165–215
- SOLDAINI P 1970 Ricerche mikropaleontologiche e stratigrafiche sull'Eocene nel bacino di Balinka (Ungheria) – Riv Ital Paleont Strat 76 (1) 39–87
- STAINFORTH R M – LAMB J L – LUTERBACHER H – BEARD J H – JEFFORDS R M 1975 Ceno-zoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms – Univ Kansas Paleont Contrib -Art 62 1–425
- SZUBBOTINA N N 1953 Globigerinidü, Hantkeninidü i Globorotalidü – Iszkopaemue I oraminifera SzSzSzR, Trudu VNIGRI 76 1–296
- SZŐTS E 1969 A mori Antal-hegy foraminiferas agyagmargajak plankton faunaja es reteg-tani helyzete – Foldt Kozl 99 (3) 264–266
- TOUMARKINE M 1971 Etude des Foraminifères planctoniques de deux forages dans l'Eocène de la Montagne Bakony (Transdanubie, Hongrie) – Ann Inst Geol Publ Hung 54 (4) I Coll Strat Eoc 1969 283–300
- TOUMARKINE M – BOLLI H M 1970 Evolution de *Globorotalia cerroazulensis* (Cole) dans l'Eocène Moyen et Supérieur de Possagno (Italie) – Rev de Micropal 13 (3) 131–145
- TOUMARKINE M – BOLLI H M 1975 Foraminifères Planctoniques de la Eocène Moyen et Supérieur de la Coupe de Possagno – Schweizerische Palaont Abh 97 69–84
- VITÁLISNÉ ZILAHY L 1967 Plankton Foraminifera zonak a Dorogi-medence eocen reteg-soraban – Foldt Kozl 97 (4) 462–464

A NEW POSSIBILITY FOR CORRELATING THE EOCENE OF THE BAKONY
AND NE TRANSDANUBIA IN THE LIGHT OF PLANKTONIC FORAMINIFERA
FROM BOREHOLE BAKONYSZENTKIRÁLY BSZK-3

by

K HORVÁTH-KOLLANYI

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstádion ut 14
H-1143

UDC 551 781 4 02(234 373 1)
563 12(118 14 234 373 1)
[56 581 526 325](118 14 234 373 1)

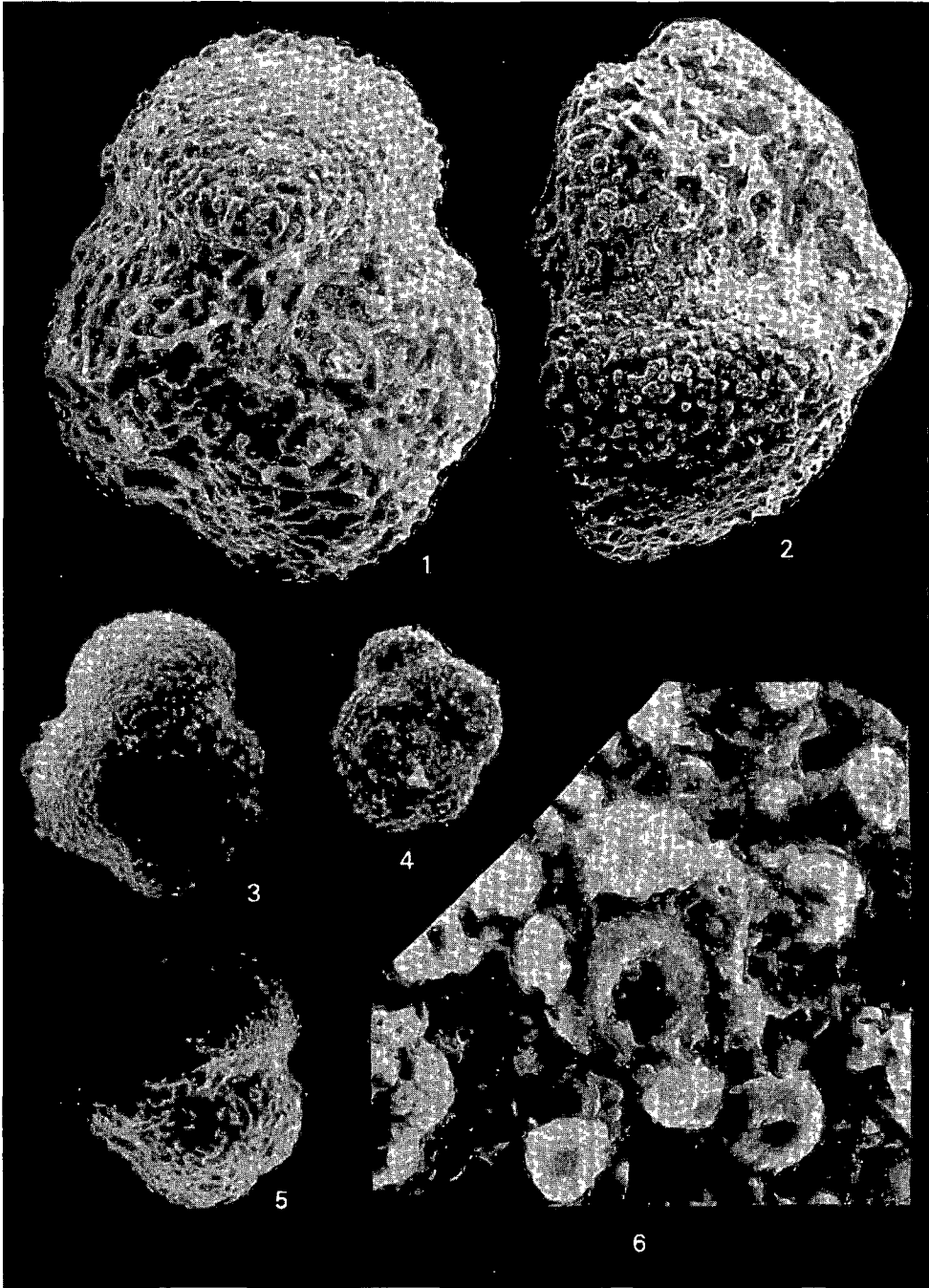
Key-words correlation, foraminifera, plankton, middle Eocene, upper Eocene, boreholes (Bakonyszentkirály Bszk-3), Central Transdanubia (Bakony Mts)

In the continuously deposited Eocene sequence about 200 m thick cut by borehole Bakonyszentkirály-3, the author has succeeded in identifying four planktonic zones. The lower part of the sequence belongs to the three higher zones of the Middle Eocene, namely the *Globorotalia lehneri* Zone, the *Orbulinoides beckmanni* Zone and the *Truncorotaloides rohri* Zone. The topmost part represents the lower zone of the Upper Eocene, the *Globigerinatheka semunvoluta* Zone.

The sediments intersected in an interval of 523 0 to 458 0 m, contain, in a mixed form, the foraminifers of the foraminiferal clay-marls of the Bakony area (Mór Formation) and the Operculina clay-marls (Dorog Formation) of NE Transdanubia. This bears witness to the fact that the above two formations developed at one and the same time, but under different environments. Whereas the Bakony area was the scene of a rather pelagic sedimentation, the Operculina clay-marls of NE Transdanubia were deposited in a shallower sea. Thus the environs reconnoitred by borehole Bakonyszentkirály-3, are palaeogeographically transitional between the Mid-Eocene subbasins of Higher Bakony and NE Transdanubia.

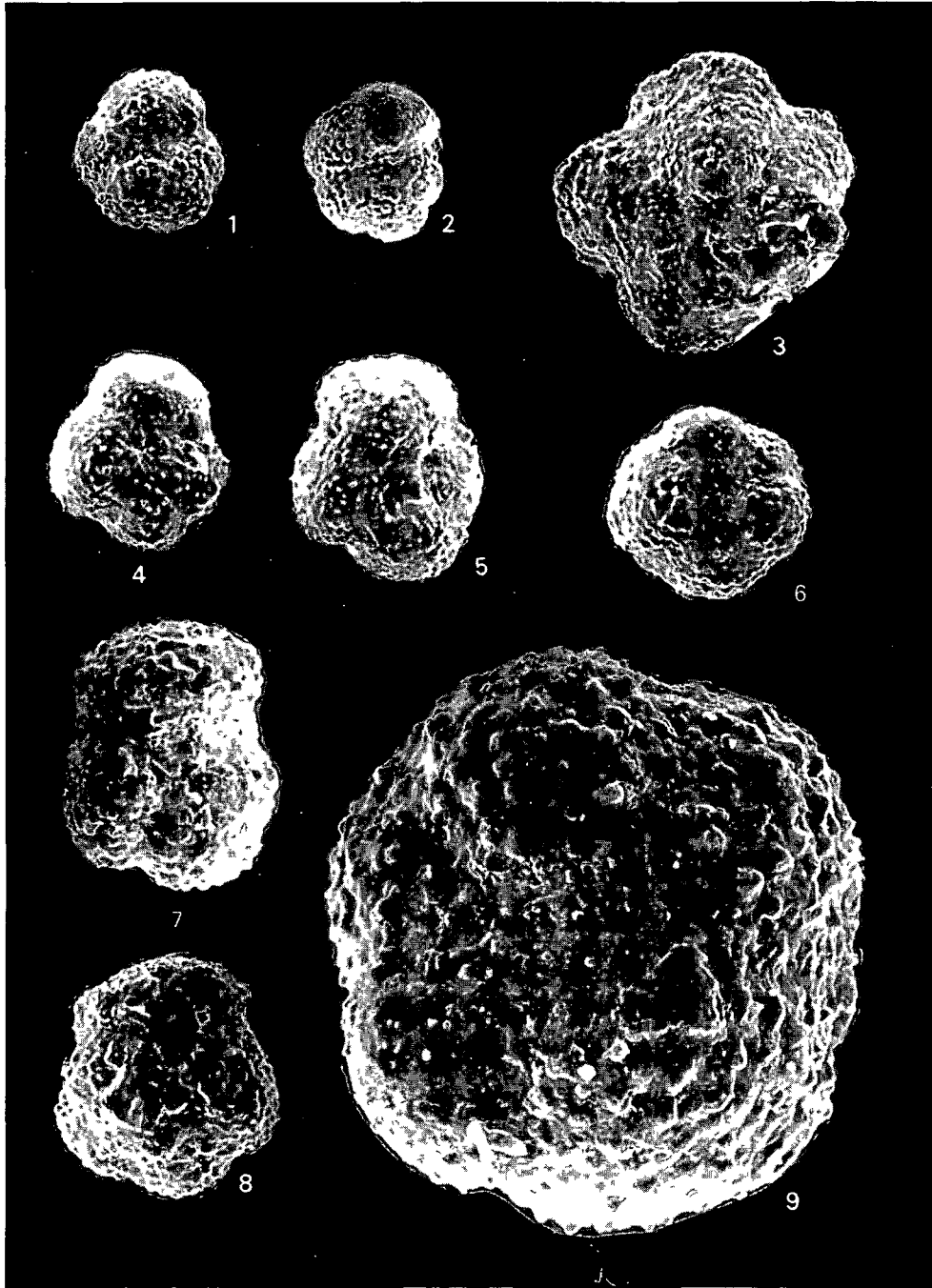
I tábla – Plate I

- 1 *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN
Koldokoldal az utolsó négy kamrával – Umbilical side with the last four chambers
Bakonyszentkirály Bszk-3 sz f 493,0 m
Középső-eocen, *Orbulinoides beckmanni* zóna
- 2 *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN
Az 1. ábra példánya oldalnézetben – Specimen from Fig 1 in lateral view
Bakonyszentkirály Bszk-3 sz f 493,0 m
Középső-eocen, *Orbulinoides beckmanni* zóna
- 3 *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN
Koldokoldal – Umbilical side
Bakonyszentkirály Bszk-3 sz f 455,0 m
Középső-eocen, *Truncorotaloides rohrri* zóna
- 4 *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN
Spiraloldal – Spiral side
Bakonyszentkirály Bszk-3 sz f 455,0 m
Középső-eocen, *Truncorotaloides rohrri* zóna
- 5 *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN
Koldokoldal – Umbilical side
Bakonyszentkirály Bszk-3 sz f 448,0 m
Középső-eocen, *Truncorotaloides rohrri* zóna
- 6 *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN
Az 5. ábrán látható példány felnagyított tuskéi a ratapadt coccolithokkal – Enlarged spines of the specimen from Fig 5 with the coccoliths adhered to
Bakonyszentkirály Bszk-3 sz f 448,0 m
Középső-eocen, *Truncorotaloides rohrri* zóna
1–2, 6 200X
3–5 100X



II tábla – Plate II

- 1, 2 *Globorotalia medizza* TOUMARKINE et BOLLI
Koldokoldal, a kamrák felszíne durván tuskes -- Umbilical side, the chamber surface is coarsely spinate
Bszk-4 sz f 473,0 m
Középső-eocén, *Orbulinoides beckmanni* zóna
- 3 *Globorotalia lehneri* CUSHMAN et JARVIS
A koldokoldalon az utolsó öt kamra látható -- On the umbilical side the last five chambers can be seen
Bszk-3 sz f 463,0 m
Középső-eocén, *Orbulinoides beckmanni* zóna
- 4, 5 *Globorotalia spinuloinflata* (BANDY)
A koldokoldalon az utolsó négy kamra látható -- On the umbilical side the last four chambers can be seen
Bszk-3 sz f 453,0 m
Középső-eocén, *Truncorotaloides rohri* zóna
- 6 *Globorotalia broedermanni* CUSHMAN et BERMUDEZ
A koldokoldalon levő öt kamra látható -- On the umbilical side five chambers can be seen
Bszk-3 sz f 528,0 m
Középső-eocén, *Globorotalia lehneri* zóna
- 7 *Globorotalia bullbrooki* BOLLI
A koldokoldal az utolsó négy kamrával -- The umbilical side with the last four chambers
Bszk-3 sz f 455,0 m
Középső-eocén, *Truncorotaloides rohri* zóna
- 8 *Globorotalia bullbrooki* BOLLI
Spiráloldal -- Spiral side
Bszk-3 sz f 455,0 m
Középső-eocén, *Truncorotaloides rohri* zóna
- 9 *Globorotalia broedermanni* CUSHMAN et BERMUDEZ
A 6. ábra példánya nagyítva -- The specimen from Fig 6, enlarged
Bszk-3 sz f 528,0 m
Középső-eocén, *Globorotalia lehneri* zóna
1--8 100X
9 300X



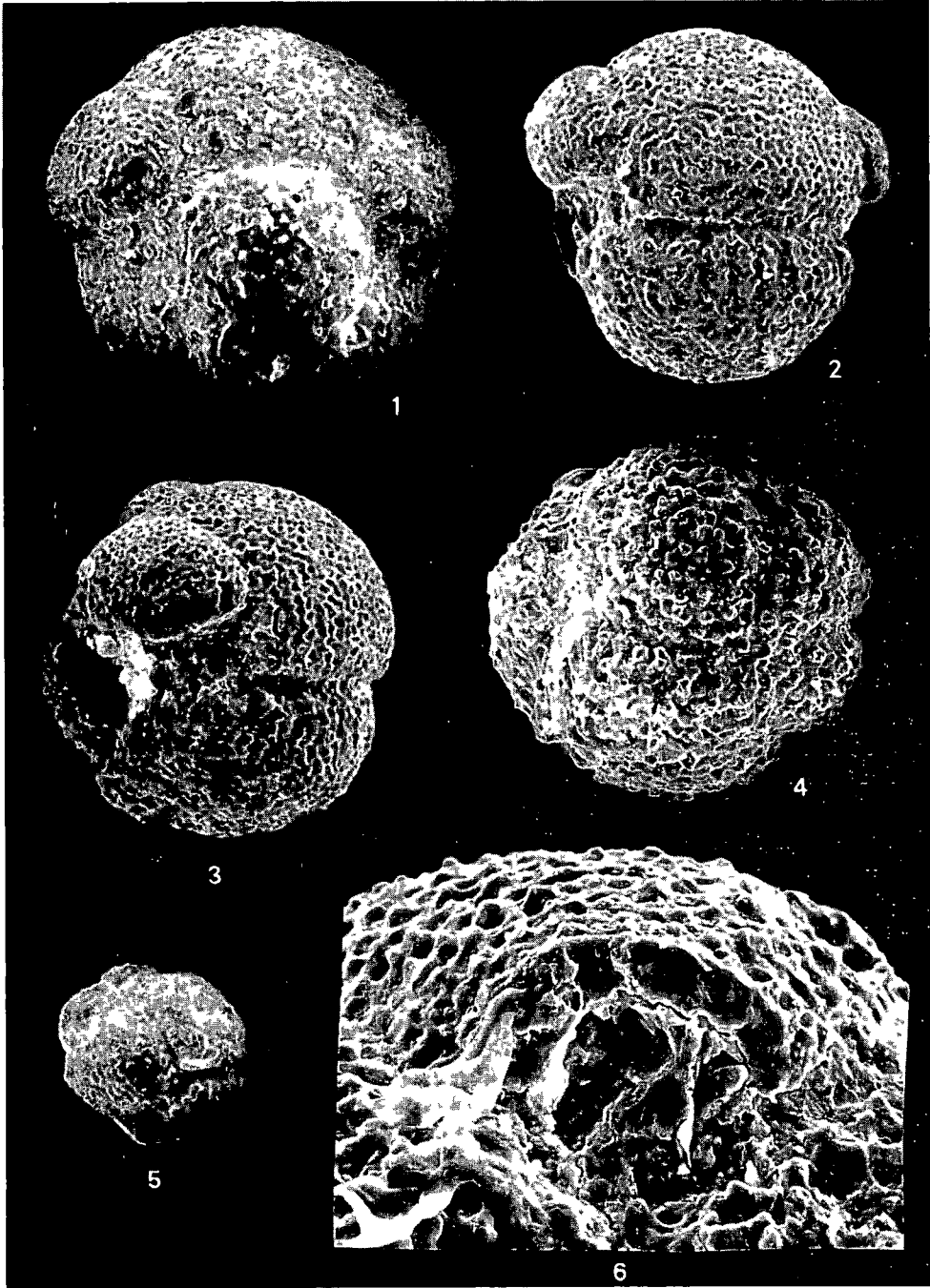
III tábla – Plate III

- 1 *Globigerinatheka semunvoluta* (KEIJZER)
Az utolsó kamrán két nagy szájnyílás látható – On the last chamber two large apertures are visible
Bszk-3 sz f 393,5 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
- 2 *Globigerinatheka semunvoluta* (KEIJZER)
Az utolsó kamrán egy nagy szájnyílás látható – On the last chamber one large aperture is visible
Bszk-3 sz f 398,0 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
- 3 *Globigerinatheka semunvoluta* (KEIJZER)
Ugyanaz a példány, mint a 2. ábrán, néhány fokkal elforgatva. Az utolsó kamrán két nagy szájnyílás látható – The same specimen as in Fig. 2, but rotated by a few degrees. On the last chamber two large apertures are visible
- 4 *Globigerinatheka semunvoluta* (KEIJZER)
A 2. ábrán levő példány szájnyílása – Aperture of the specimen from Fig. 2
- 5 *Globigerinatheka index index* (FINLAY)
Az utolsó kamrán csak egy szájnyílás látható – On the last chamber one large aperture can be seen
Bszk-3 sz f 403,0 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
1–3 100X
4 300X



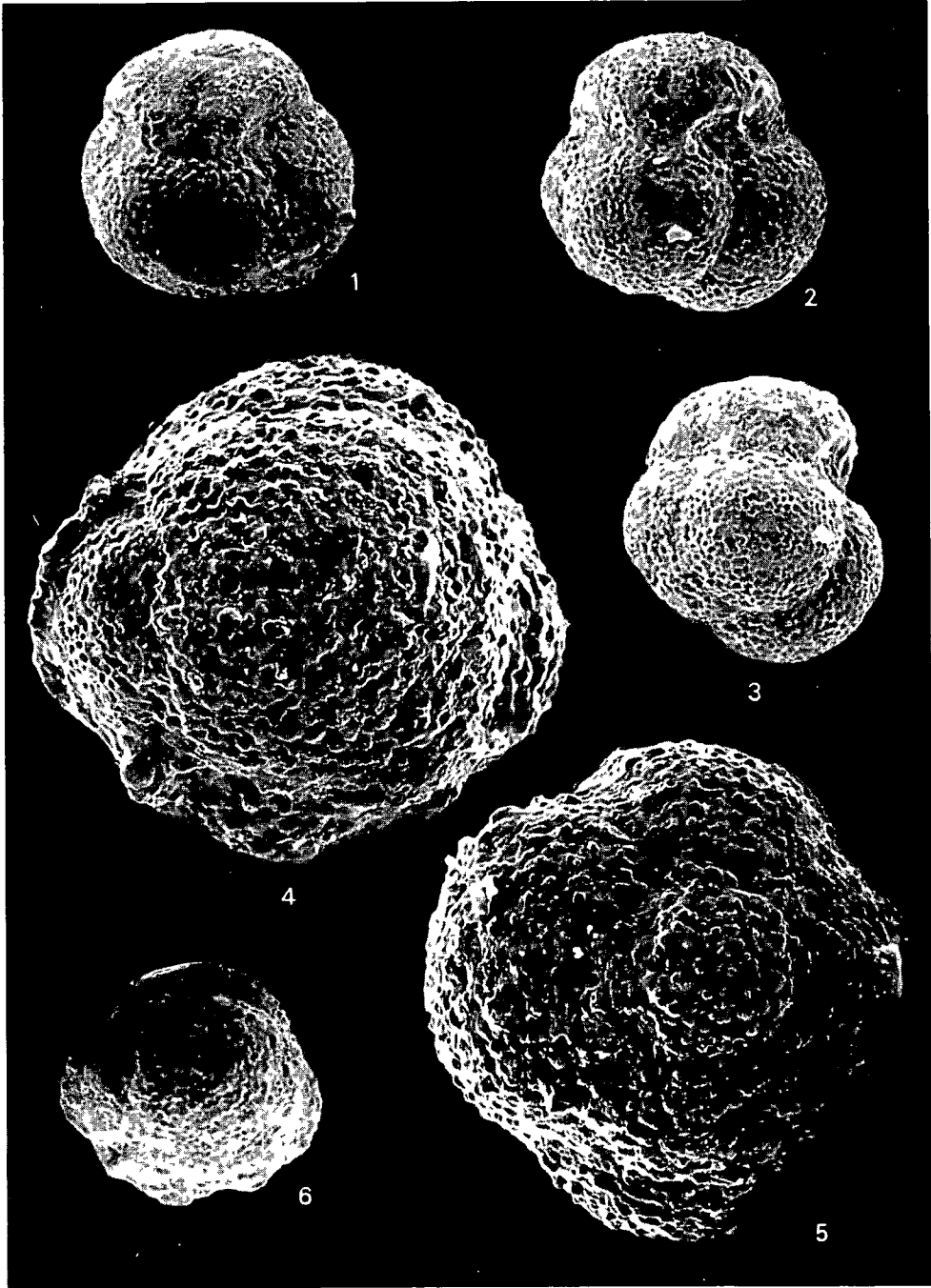
IV tábla – Plate IV

- 1, 2 *Globigerinatheka subconglobata luterbacheri* BOLLI
 Nagyméretű faj az utolsó kamrán két szajnyílással, amit bulla fed be (Utobbi hólyagszerű kepződmény, amelyik részben vagy egészben fedi a nyílásokat) – Large species with two apertures on the last chamber. The apertures are covered by a bulla (a vesicular body covering, partly or fully, the apertures)
 Bszk-3 sz f 408,0 m
 Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zóna
- 3 *Globigerinatheka subconglobata luterbacheri* BOLLI
 Az utolsó kamrán két szajnyílás látható, az egyiket bulla takarja el – On the last chamber two apertures are visible, one of them being covered by a bulla
 Bszk-3 sz f 408,0 m
 Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zóna
- 4 *Globigerinatheka mexicana barri* (BROENNIMANN)
 Az ábrán két bullával elfedett szajnyílás látható – Two bulla-covered apertures can be seen on the figure
 Bszk-3 sz f 428,0 m
 Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zóna
- 5 *Globigerinatheka mexicana barri* (BROENNIMANN)
 A képen bullával fedett szajnyílások láthatók – Bulla-covered apertures are visible on the picture
 Bszk-3 sz f 443,0 m
 Középső-eocén, *Truncorotaloides rohrri* zóna
- 6 *Globigerinatheka mexicana barri* (BROENNIMANN)
 A képen az utolsó kamrán lévő szajnyílás látható. A falvastagság és a porusmeret azonos az előző kamráéval – The aperture on the last chamber can be seen on the picture. Wall thickness and pore size are the same as in the preceding chambers
 Bszk-3 sz f 428,0 m
 Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zóna
- 1–3 100X
 4 200X
 6 540X



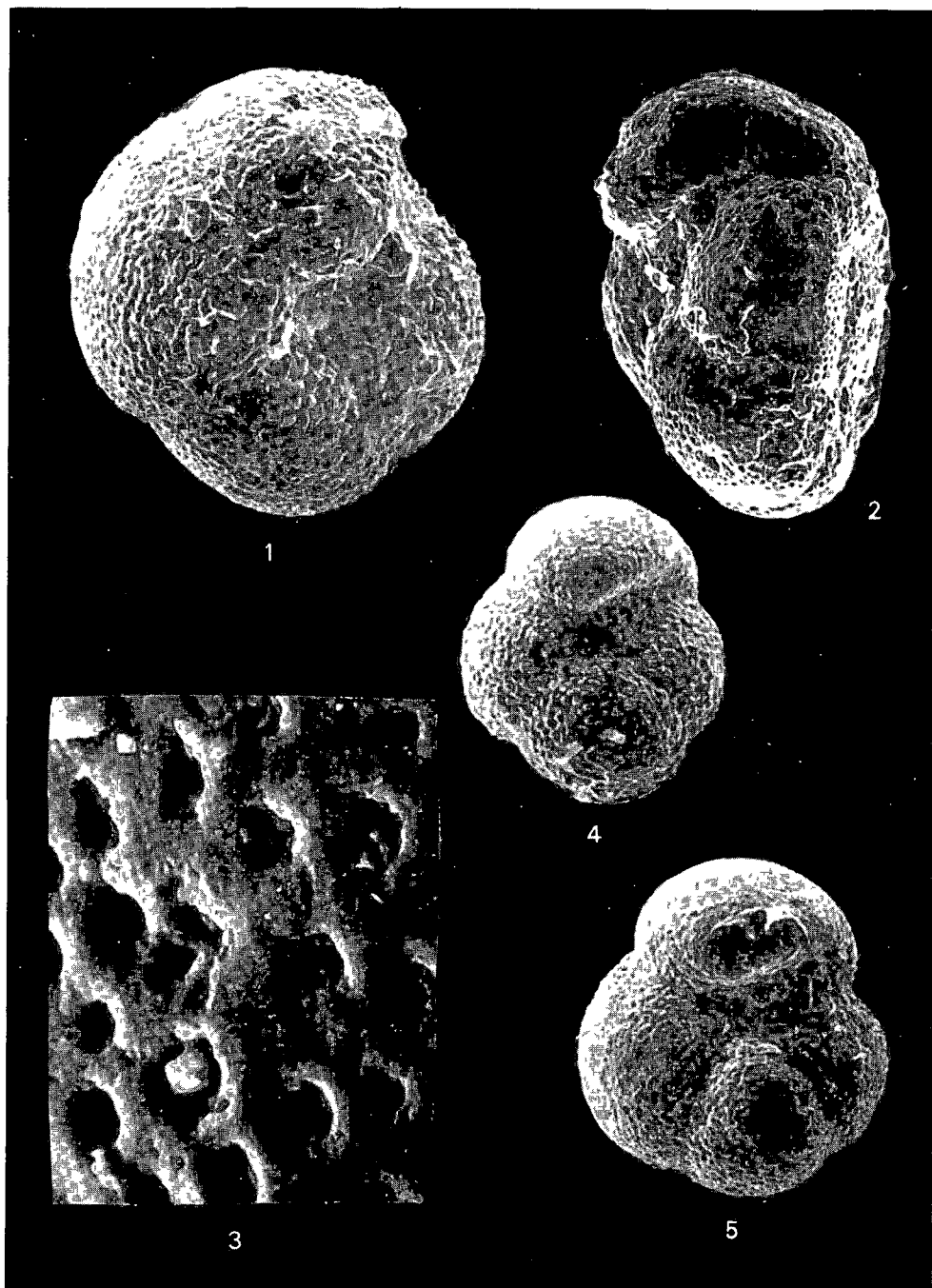
V tábla – Plate V

- 1, 2 *Globigerinatheka index tropicalis* (BLOW et BANNER)
 A kepen lathato utolso kamra nagyobb mint az előzo, a falvastagsag es a pórus-
 meret az előzo kamrákeval azonos Két szajnyílás látható – The last chamber on
 the picture is larger than the preceding one, wall thickness and pore size are the
 same as in the preceding chambers Two apertures are visible
 Bszk-3 sz f 393,5 m
 Felső-eocen, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
- 3 *Globigerinatheka index tropicalis* (BLOW et BANNER)
 Két szajnyílás lathato, a szajnyílások pereme nem fejlődött ki – Two apertures are
 distinct, the peristome is not developed
 Bszk-3 sz f 428,0 m
 Felső-eocen, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
- 4 *Globigerinatheka mexicana kugleri* (BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN)
 A kepen a koldokoldal lathato, ahol a koldokreszt az utolsó kamra teljesen elfedi
 – On the picture the umbilical side can be seen, where the umbilicus is totally over-
 lapped by the last chamber
 Bszk-3 sz f 483,0 m
 Középső-eocen, *Orbulinoides beckmanni* zóna
- 5 *Globigerinatheka mexicana kugleri* (BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN)
 Spiráloldal – Spiral side
 Bszk-3 sz f 483,0 m
 Középső-eocen, *Orbulinoides beckmanni* zóna
- 6 *Globigerinatheka mexicana kugleri* (BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN)
 A képen az utolsó kamrával fedett koldokoldal latható – The last chamber with
 the overlapped umbilical side
 Bszk-3 sz f 473,0 m
 Középső-eocén, *Orbulinoides beckmanni* zóna
- 1–3, 6 100X
 4–5 200X



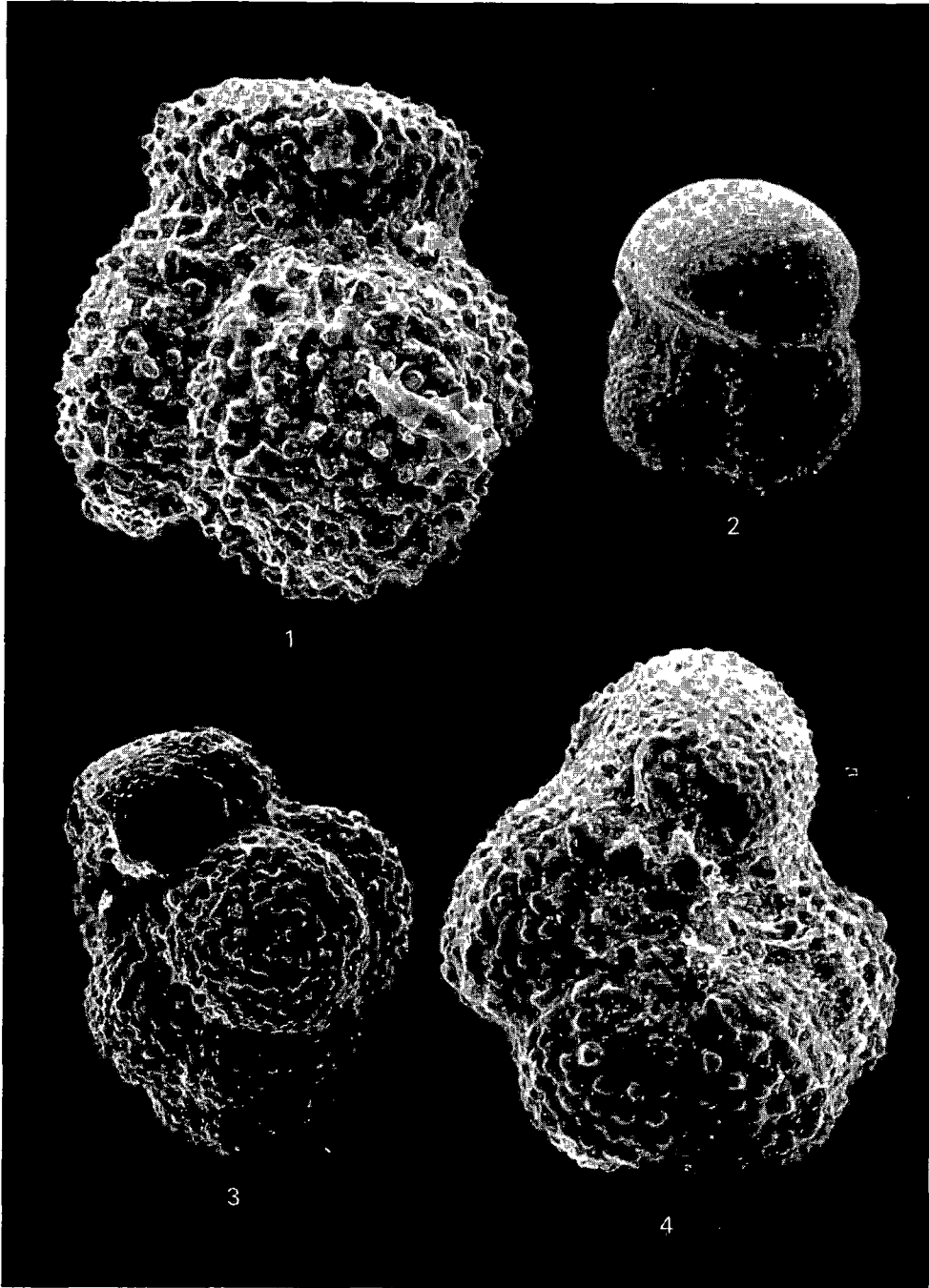
VI tábla – Plate VI

- 1 *Globorotalia centralis* CUSHMAN et BERMUDEZ
Koldokoldal négy kamrával Az utolsó két kamra felfújtabb mint az előzők – Umbilical side with four chambers The last two chambers are more inflated than the preceding ones
Bszk-3 sz f 413,0 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zóna
 - 2 *Globorotalia centralis* CUSHMAN et BERMUDEZ
Az 1 ábra oldalnézete az erősen felfújt utolsó kamrával és a resszerű nyílással – Lateral view of Fig 1 with the heavily inflated last chamber and the slot-like aperture
Bszk-3 sz f 413,0 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zóna
 - 3 *Globorotalia centralis* CUSHMAN et BERMUDEZ
A kamra felszínének porusai láthatók – Note the pores on the surface of the chamber
Bszk-3 sz f 413,0 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zóna
 - 4 *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (COLE)
A koldokoldal az utolsó négy kamrával A végső kamránál levő resszerű szájnyílás nem jól látható, mert részben üledékkel fedett – The umbilical side with the last four chambers The slot-like aperture at the last chamber is not distinct, being partly hidden by sediment
Bszk-3 sz f 418,0 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zóna
 - 5 *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (COLE)
A koldokoldal, az utolsó kamránál levő nagy resszerű szájnyílással – Umbilical side with the large, slot-like aperture at the last chamber
Bszk-3 sz f 413,0 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zóna
- 1–2 180X
3 2000X
4–5 100X



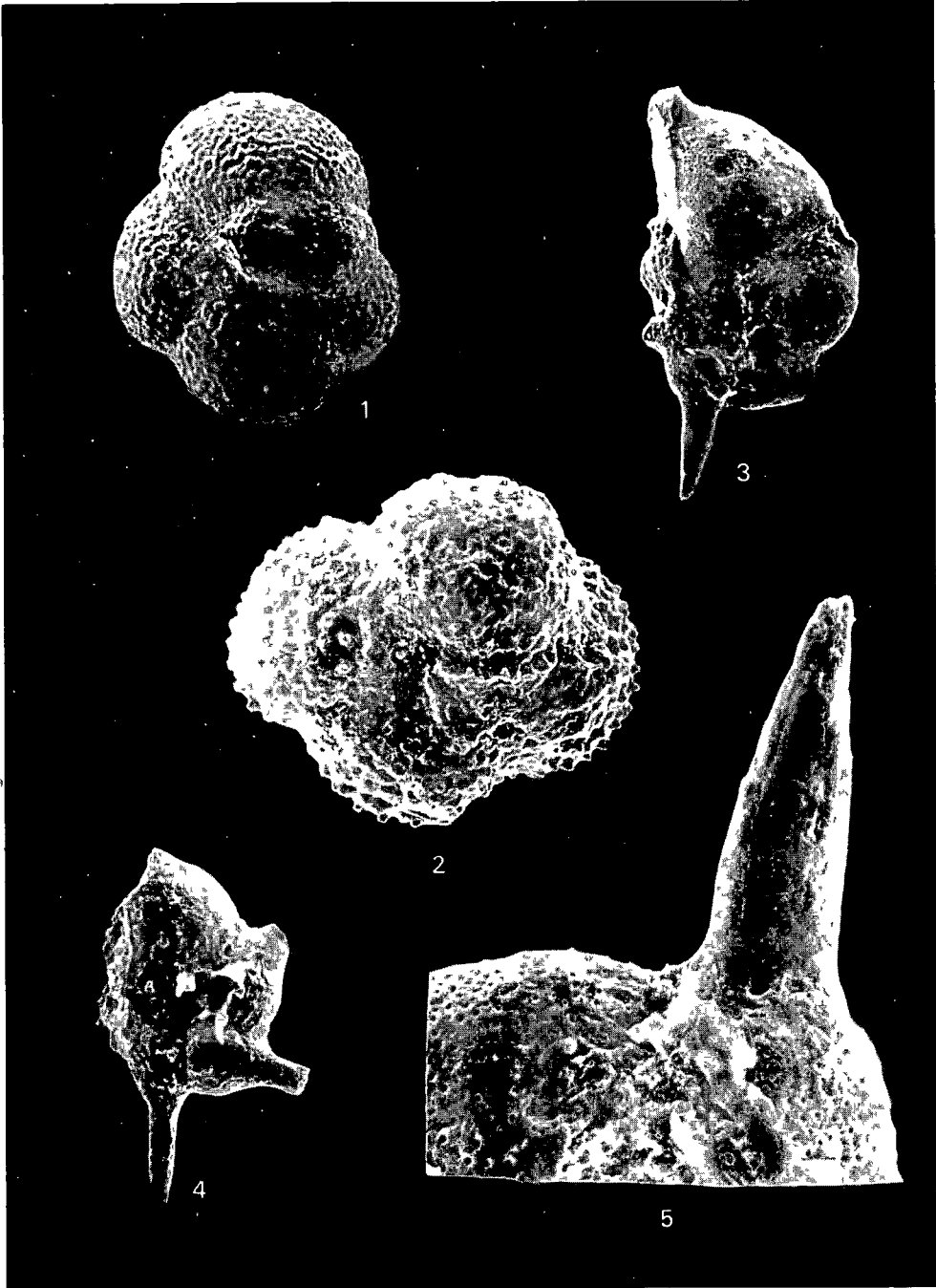
VII tábla – Plate VII

- 1 *Truncorotaloides topulensis* (CUSHMAN)
A spiráloldal a kamrafal durva tuskeivel – Spiral side with the coarse spines of the chamber wall
Bszk-3 sz f 468,0 m
Középső-eocen, *Orbulinoides beckmanni* zóna
 - 2 *Globigerina linaperta* FINLAY
A koldokoldalon az utolsó három kamra latható, valamint a szájnyílásnál az utolsó kamra peremen levo szegely – On the umbilical side the last three chambers and the margin of the last chamber at the aperture can be seen
Bszk-3 sz f 423,0 m
Felső-eocen, *Globigerinatheka semunvoluta* zóna
 - 3 „*Globigerinoides*” *higginsi* BOLLI
Oldalnézet A spirálisan elrendezett kamrák három tekercsben lathatók – Lateral view The spirally arranged chambers are seen in three coils
Bszk-3 sz f 463,0 m
Középső-eocen, *Orbulinoides beckmanni* zóna
 - 4 *Truncorotaloides rohri* BROENNIMANN et BERMUDEZ
A koldokoldalon az utolsó öt kamra latható a kamrafal durva tuskeivel – On the umbilical side the last five chambers with the coarse spines of the chamber wall can be seen
Bszk-3 sz f 455,0 m
Középső-eocen, *Truncorotaloides rohri* zóna
- 1, 3–4 200X
2 100X



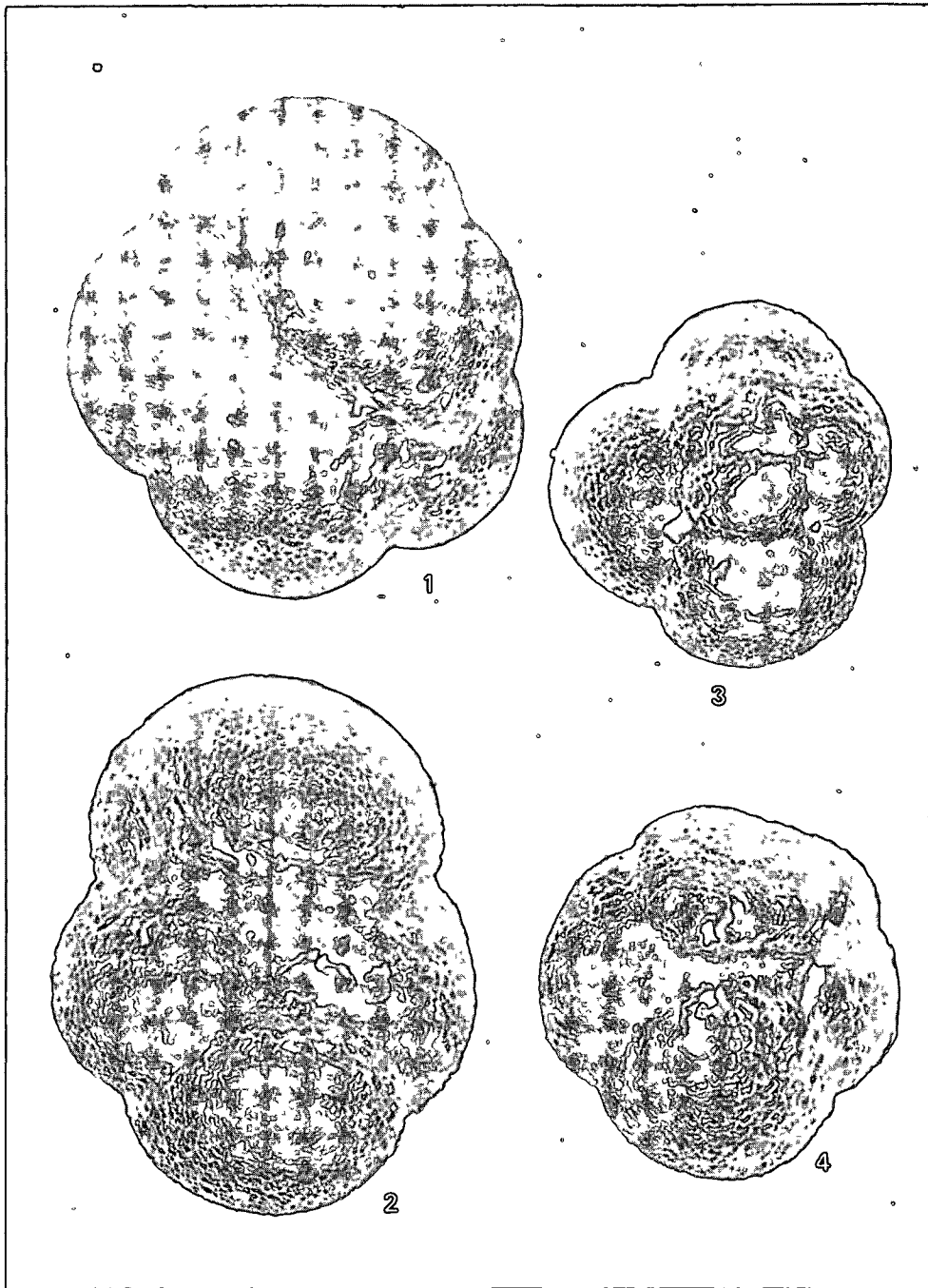
VIII tábla – Plate VIII

- 1 *Catapsydrax unicus* BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN
A koldokoldal utolsó négy kamrájával A szajnyílást nagyrészt egy bulla fedi el – Umbilical side with the last four chambers The aperture is for the most part covered by a bulla
Bszk-3 sz f 413,0 m
Felső-eocen, *Globigerinatheka semivoluta* zóna
 - 2 *Catapsydrax echinatus* BOLLI
Koldokoldal az utolsó négy szögletes kamrával A kamrafal finoman tuskés – Umbilical side with the last four angular chambers The chamber wall finely is spinate
Bszk-3 sz f 473,0 m
Középső-eocen, *Orbulinoides beckmanni* zóna
 - 3 *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN
Oldalnézet A négy kamra közül egy tuskéban végződik, a többi letoredezett – Lateral view One of the four chambers and in spine, the rest being broken off
Bszk-3 sz f 458,0 m
Középső-eocén, *Orbulinoides beckmanni* zóna
 - 4 *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN
A toredezett példány oldalnézete – Lateral view of the broken specimen
Bszk-3 sz f 458,0 m
Középső-eocén, *Orbulinoides beckmanni* zóna
 - 5 *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN
A 3. ábra példányának tuskéja a porosos kamrafallal – Spine of the specimen from Fig. 3, with the porate chamber wall
Bszk-3 sz f 458,0 m
Középső-eocén, *Orbulinoides beckmanni* zóna
- 1, 3–4 100X
2 200X
5 400X



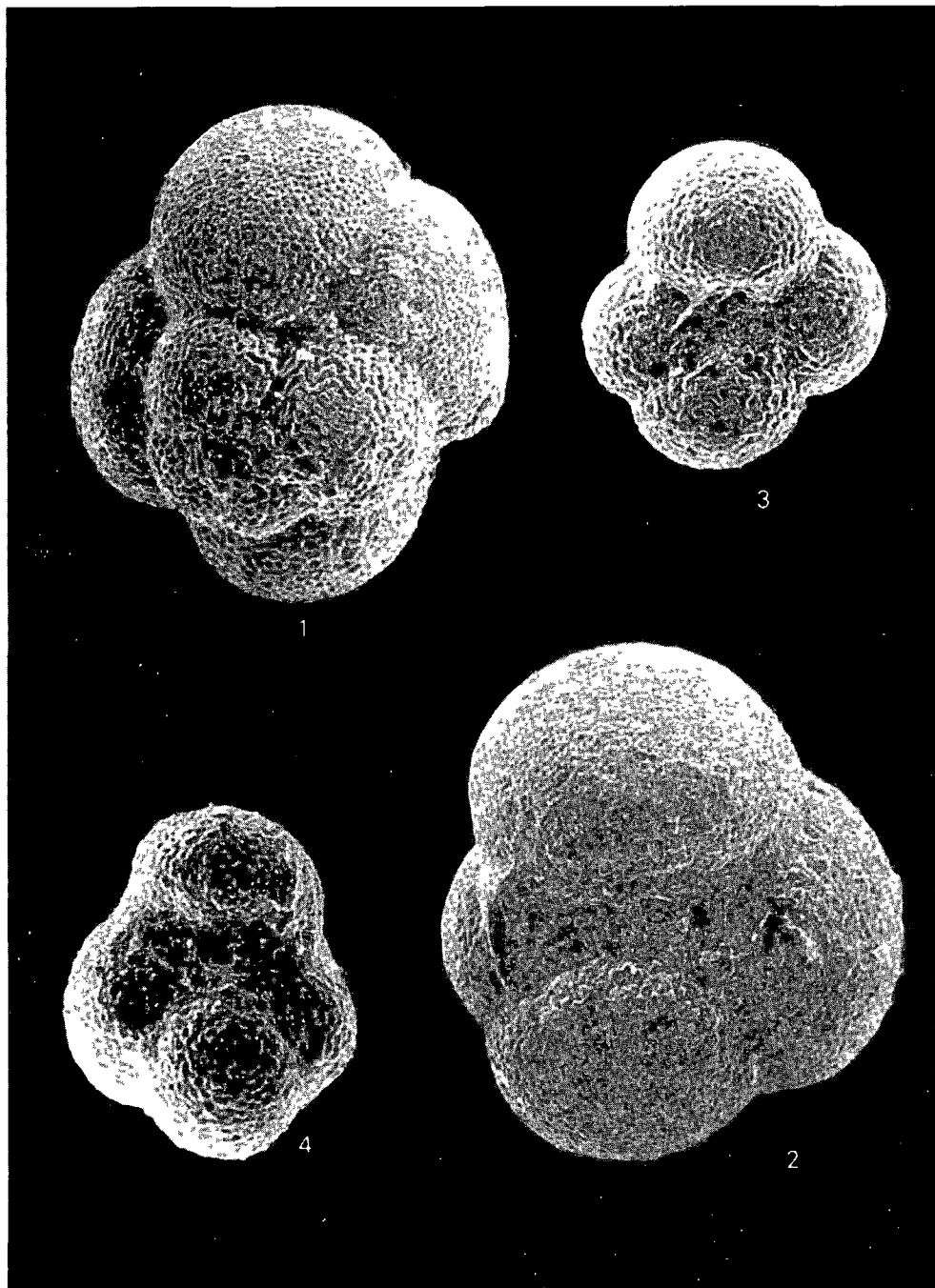
IX tábla — Plate IX

- 1 *Globigerina corpulenta* SUBBOTINA
Az utolsó öt kamra a koldokoldalon. Az abnormálisan megnövekedett utolsó kamra a szájnnyílast részben elfedi. — The last five chambers on the umbilical side. Grown abnormally large, the last chamber has partly overlapped the aperture.
Bszk-3 sz. f. 393,5 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
- 2 *Globigerina hagni* GOHRBANDT
Nagymeretű faj. A koldokoldalon az utolsó négy kamra és a szájnnyílast látható. — Species of great size. On the umbilical side the last four chambers and the aperture can be seen.
Bszk-3 sz. f. 393,5 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
- 3 *Globigerina venezuelana* HEDBERG
Spiraloldal — Spiral side
Bszk-3 sz. f. 393,5 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
- 4 *Globigerina venezuelana* HEDBERG
Koldokoldal. Az utolsó két kamra szögletesebb mint az előzők és körülveszik a szájnnyílast. — Umbilical side. The last two chambers are more angular than the preceding ones and surround the aperture.
Bszk-3 sz. f. 393,5 m
Felső-eocén, *Globigerinatheka semunvoluta* zona



X tábla – Plate X

- 1 *Globigerina eocaena* GUÉMBEL
A nagymeretű faj spiráloldala – Spiral side of a large species
Bszk-3 sz f 393,5 m
Felső-eocen, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
 - 2 *Globigerina eocaena* GUÉMBEL
A koldokoldalon az utolsó négy gömbszerű kamra A szájníllás uledekkel fedett – On the umbilical side, the last four globular chambers The aperture is covered by sediment
Bszk-3 sz f 393,5 m¹
Felső-eocen, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
 - 3 *Globigerina ouachutaensis* HOWE et WALLACE
Nagymeretű példány A koldokoldalon négy kamra látható A szájníllás uledekkel fedett – A large specimen with four chambers is visible on the umbilical side, the aperture being covered by sediment
Bszk-3 sz f 403,0 m
Felső-eocen, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
 - 4 *Globigerina yeguaensis* WEINZIERL et APPLIN
A koldokoldalon négy kamra látható – Four chambers on the umbilical side
Bszk-3 sz f 423,0 m
Felső-eocen, *Globigerinatheka semunvoluta* zona
- 1–4 100X



A DOROGI BARNAKŐSZÉN-MEDENCE KEREK-DOMBI KUTATÁSI TERÜLETÉNEK PALYNOLOGIAI VIZSGÁLATA

RÁKOSI LÁSZLÓ

M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion ut 14
H–1143

ETO 56 07 58 081 3(439 115)
56(118 14 439 115)



No 166

T á r g y s z a v a k palynologia, biozónák, korreláció, eocén, Dunántuli-
középhegység (Dorogi-medence)

A dorogi barnakőszén-medence kerek-dombi területének palynologiai vizsgálata
során a következő biozónákat sikerült kimutatni

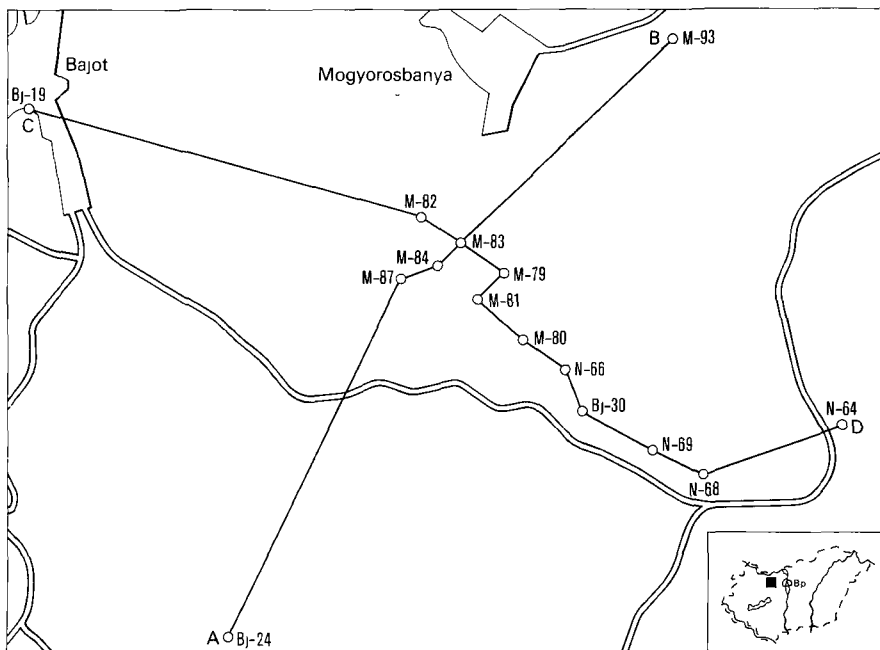
1 *Polypodiaceosporites macrospeciosus* Együttes-zona (edvesvízi mocsári vege-
táció), 2 *Monocolpopollenites tranquillus* Együttes-zona (eutrop pálmás laperdei ve-
getáció), 3 *Tricolporopollenites cingulum* Együttes-zóna (szemiterresztrikus laperdei
vegetáció) *Echimorphomonocolpites echinatus* Együttes-alzona (mangrove jellegű
laperdo, parahikus laperdei vegetáció), 4 *Pleurozonaria concinna*–*Pleurozonaria stellu-
lata* Együttes-zona (szublitoralis öv, szerves vazú mikroplankton vegetáció) *Grano-
tricolporites semiglobosus*–*Diporites iszkaszentgyoergyi* Együttes-alzona (parahikus laper-
dei vegetáció), 5 *Retisphaera microreticulata*–*Tythyodiscus* sp forma A Együttes-
zona (nyílttengeri szerves vazú mikroplankton vegetáció)

A kerek-dombi területen mélyített fúrasok biosztratigráfiai tagolása lehetoseget
adott a korrelációra (2, 3 ábra) és a környező barnakőszén-medencekkel való geneti-
kai rokonságának megállapítására is

A dorogi barnakőszén-medence kerek-dombi területen a barnakőszén-kutatás eloze-
tes fázisa az 1960-as évek közepén zárult le. A jelen dolgozatban az akkor részletesen
vizsgált mélyfúrasok palynológiai vizsgálati eredményeiről számolunk be 15 mélyfúras
több mint félezer mintájából végeztünk vizsgálatokat Munkatársaim KRIVÁNNÉ
HUTTER E és KEDVES M voltak

A Mogyorósbányától D-re fekvő kerek-dombi területen részletesen, rétegről-rétegre
feldolgoztuk az M-82 és -83 sz fúrást. Az M-79, -80, -81, N-64, -66, -68, -69 és Bj-30
sz fúrasból csak a barnakőszéntelepeket és a feképződményeket vizsgáltuk. A környező
területekről a Bj-19, -24 és az M-93 sz fúrás eredményeit ismertetjük (1 ábra). A barna-
kőszén-képződmények rétegazonosítására két szelvenyt készítettünk (2, 3 ábra). Az eocén
képződmények rétegazonosításánál a már korábban kidolgozott (RÁKOSI 1979) biosztrati-
gráfiai módszert használtuk. A rétegsorokban a következő biozónákat ismertük fel

- 1 *Polypodiaceosporites macrospeciosus* Együttes-zóna
- 2 *Monocolpopollenites tranquillus* Együttes-zóna
- 3 *Tricolporopollenites cingulum* Együttes-zóna



1 abra A kerek-dombi terület térképvezlata a furások helyével

Fig 1 Layout of the Kerek-domb area showing the location of boreholes

2 abra A-B retgazonosítási szelvény

1 Marga, 2 homok, 3 homokkő, 4 homokos agyag, 5 tarkaagyag, 6 agyagos homok, 7 meszes agyag, 8 breccsa, 9 meszes homokkő, 10 mészkő, 11 agyagmárga, 12 meszmarga, 13 aleuritos marga, 14 agyag, 15 agyagos barnakoszen, 16 egőpala, 17 szőnpala, 18 szenes agyag, 19 barnakőszőn A biozónák jelkulcsa a szelvények retgazonosítási mezőiben 20 *Retisphaera microreticulata*–*Tythyodiscus* sp A Együttes zóna, 21 *Echmorphomonocolpites echinatus* Együttes-alzóna, 22 *Tricolporopollenites cingulum* Együttes-zóna, 23 *Granotricolporites semiglobosus*–*Diporites iszkaszentgyoergyi* Együttes alzóna, 24 *Pleurozonaria concinna*–*P stellulata* Együttes-zóna, 25 *Monocolpopollenites tranquillus* Együttes zóna, 26 *Polypodiaceoisporites macrospectosus* Együttes-zóna, 27 also-kreta képződmények

Fig 2 Correlation profile A–B

1 Marl, 2 sand, 3 sandstone, 4 sandy clay, 5 variegated clay, 6 argillaceous sand, 7 calcareous clay, 8 breccia, 9 calcareous sandstone, 10 limestone, 11 clay marl, 12 calcareous marl, 13 silty marl, 14 clay, 15 argillaceous browncoal, 16 carbon shale, 17 carbonaceous shale, 18 carbonaceous clay, 19 browncoal Legend of the biozones in the correlative fields of the profiles 20 *Retisphaera microreticulata*–*Tythyodiscus* sp A Assemblage Zone, 21 *Echmorphomonocolpites echinatus* Assemblage Subzone, 22 *Tricolporopollenites cingulum* Assemblage Zone, 23 *Granotricolporites semiglobosus*–*Diporites iszkaszentgyoergyi* Assemblage Subzone, 24 *Pleurozonaria concinna*–*P stellulata* Assemblage Zone, 25 *Monocolpopollenites tranquillus* Assemblage Zone, 26 *Polypodiaceoisporites macrospectosus* Assemblage Zone, 27 Lower Cretaceous sediments

4 *Pleurozonaria concinna*–*Pleurozonaria stellulata* Együttes-zóna

5 *Retisphaera microreticulata*–*Tytthodiscus* sp forma A Együttes-zóna

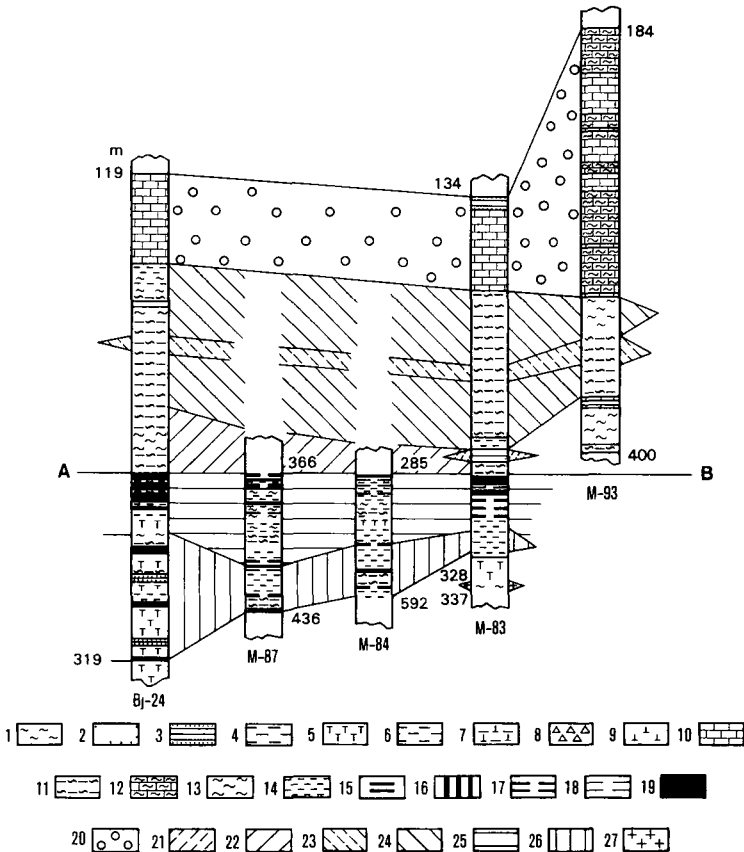
Az együttes-zonákat alzónákra tagolhatjuk

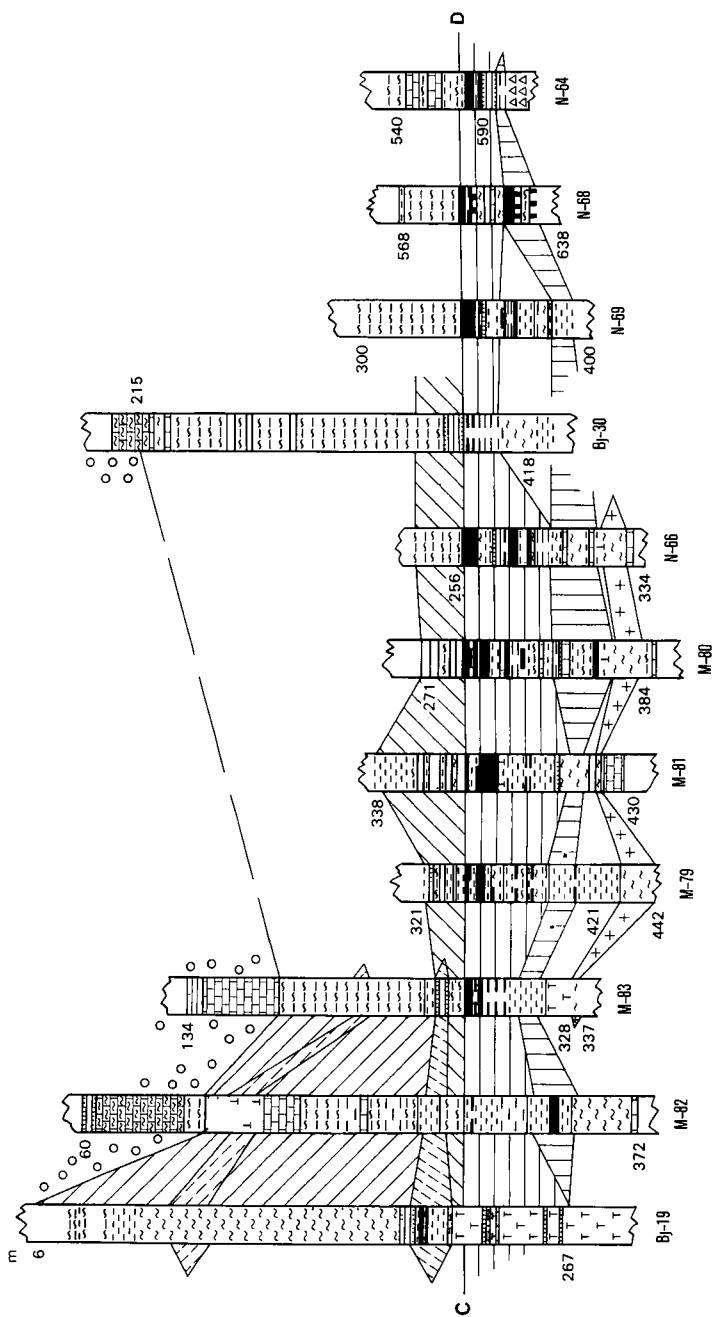
Az együttes-zonákat alkotó sporomorpha taxonok növénytanai rokonsági kapcsolatainak felderítése után lehetőség nyílt a barnakőszéntelepeket alkotó láptípusok meghatározására is. Ezen az alapon megkülönböztetünk 1 limnikus mocsári, 2 eutrop palmas láperdei és 3 paralikus láperdei láptípusokat

Biozónák

1 *Polypodiaceoisporites macrospectiosus* Együttes-zóna A főtélepek fekekeződményei, a tarkaagyag, agyag, szenes agyag rétegek ekkor keletkeztek. Az egykori karsztos térszíni mélyedések édesvízi mocsár vegetációjára jellemző a sok édesvízi plankton és a Bryophyta–Pteridophyta spora

2 A *Monocolpopollenites tranquillus* Együttes-zóna idején a főtélep és heteropikus fái esei képződtek. A legtöbb harántolt telepben az egykori eutrop palmas laperdő, vagy a





3 abra C-D rétegzonosítási szelvény

A jelkölcsöt lásd a 2 ábránál

Fig 3 Correlation profile C-D

For the legend, see Fig 2

nedvesebb talajú pálmás—myricaceaes, partvonalhoz közeli, kevert erdő sporomorpha anyaga dominál Helyenként az aljnövényzetet jelző Pteridophyták spórai is feldúsulnak, amelyek a partmenti *Lygodium* vagy *Anemia* páfrányos asszociációk maradványai A Taxodiaceae láperdő képviselői is előfordulnak

3 *Tricolporopollenites cingulum* Együttes-zóna A barnaköszéntelepek transzgresszív fedőképződményei ekkor keletkeztek Ide tartoznak a fedő csokkentsósvízi és a *Nummulites subplanulatus*-tartalmú tengeri rétegek is Ebben az időben a vegetáció változatos, de egyöntetűen igen nedves környezetű volt A sporomorphák partmenti szemiterresztrikus vagy mangrove láperdőt jeleznek Helyenként paralikus barnaköszéntelepek képződtek (Bj-19 sz fúrás) A barnaköszénes rétegekben a *Tricolporopollenites cingulum* Együttes-zóna sporomorpha taxonjai epibol-szerűen feldúsulnak, ezért az *Echumorphomonocolpites echinatus* Együttes-alzóna megállapítása vált lehetővé A barnaköszénes rétegek heteropikus fáciéseiben az alzóna több fúrás rétegsorában kimutatható

4 *Pleurozonaria concinna*—*P stellulata* Együttes-zóna A szublitóralis ov képződményeinek keletkezési ideje A tengeri szerves vázú mikroplankton szervezetek dominálnak Gyakran feldúsulnak a szerves vázú mikroforaminifera maradványok is A környező területek *Nummulites striatus*-os barnaköszéntelepeinek heteropikus fáciesei a harántolt rétegekben mindenhol kimutathatók E barnaköszéntelepeket alkotó láperdő sporomorphái, az előzőkhoz hasonlóan együttes-alzóna megállapítást teszi lehetővé (*Grano-tricolporites semiglobosus*—*Diporites iszkaszentgyoergyi* Együttes-alzóna)

5 *Retisphaera microreticulata*—*Tythyodiscus* sp forma A Együttes-zóna a meszkő illetve mészmárga tengeri rétegek keletkezési ideje Az előzőektől eltérő szerves vázú mikroplankton szervezetek dominanciája mellett megjelennek a legzsákos fenyőpollenek is E felső-eocén korú meszkővek also részén a *Botryococcus luteus* alga mindenhol erőteljesen felszaporodik Ez a tény is markánsan elvalasztja az előző rétegektől

Rétegzonosítás

A kerek-dombi kutatási terület szelvényeiben a korrelációhoz szükséges időpontot a transzgresszió belépésénél ill az alatt, a *Monocolpopollenites tranquillus* Együttes-zóna felső szintjénél állapítottuk meg A transzgresszió belépésével ugyanis a vegetáció összetételében igen lényeges változás állt be

Az eocén képződmények mezozóos fekurétegei közül külön jelöljük a biztosan kréta képződményeket, mert a Mogyorósbánya 83 sz fúrás 337,0—328,4 méterközében ugyanazokat a neokom formákat ismertük fel, melyeket már ismertettünk (RÁKOSI 1970)

Az A—B szelvény délnyugati furása a kerek-dombi terulettől DNy-ra mélyült Bj-24 sz fúrás Az igen jól tagolható fúrásban, az *Echumorphomonocolpites echinatus* Együttes-alzóna kivételével, valamennyi együttes-zóna kimutatható Az egykori eutrop pálmás láperdő sporomorphái a palás, barnaköszénes képződményekben jelentkeznek Az M-87 és -84 sz fúrás barnaköszénes rétegei hasonló kifejlődésűek A Mogyorósbánya 83 sz fúrás szintén jól tagolható, valamennyi együttes-zónát sikerült kimutatni A Mogyorósbánya 93 sz fúrás csak a felső-eocén és a középső-eocén felső részébe sorolható képződményeket harántolta A *Nummulites striatus*-os barnaköszéntelep helyett itt heteropikus fáciesként agyagmárga képződött

A C–D szelvény nyugati fúrása, a B_j-19 sz fúras ősfoldrajzi szempontból igen érdekes, mert a szelvény tarkaagyag sorozatában megtaláltuk a *Monocolpopollenites tranquillus* Együttes-zona taxonjait. Ezek a rétegek tehát a pálmás láperdei eredetű barnakőszén képződmények heteropikus fáciesei. A szomszédos területeken képződött palmas laperdó kifejlődése idején ez a terület szárazulati uledékgyűjtő volt. A *Monocolpopollenites tranquillus* Együttes-zóna felett, de még mindig a tarkaagyag sorozathoz tartozó rétegekben a *Tricolporopollenites cingulum* Együttes-zóna jelentkezik. A tarkaagyag felett települő barnakőszénes rétegek paralikus jellegűek (*Echumorphomonocolpites echinatus* Együttes-alzóna). A transzgresszió ezt a nyugati területet tehát később érte el, mint a keleti területek medencéit.

Ősfoldrajzi szempontból más a helyzet a Mogyorósbánya 82 sz fúrásnál. A kifejezetten édesvízi mocsári barnakőszéntelepek (*Polypodiaceoisporites macrospicosus* Együttes-zona) képződése után főleg agyagos, szénés agyag rétegek következnek, melyek az eutrop palmas kőszéntelepes képződmények heteropikus fáciesei. Valószínű, hogy a palmas laperdei barnakőszéntelepek teljes kifejlődését a transzgresszió akadályozta meg. Erre utal a *Nypa* palma pollen jelenléte is (285,8–284,8 m). Ez a vegetáció mangrove jellegű, tehát a partközeli kifejlődést bizonyítja. A DK fele eső Mogyorósbánya 83 sz fúras barnakőszéntelepei eutrop pálmás láperdei vegetációt jeleznek.

Mindket fúras transzgresszív rétegeiben jól azonosítható a B_j-19 sz fúras paralikus barnakőszéntelepeinek heteropikus fáciesei. Az agyag, agyagmárga, ill. homokkő rétegekben az *Echumorphomonocolpites echinatus* Együttes-alzóna mutatható ki. Mivel az M-82 sz fúras rétegsorában, a *Pleurozonaria concinna*–*Pleurozonaria stellulata* Együttes-zónában a partközeli mangrovét jelző *Nypa* palma pollenjei végig következetesen előfordulnak, ezért a kis távolság ellenére feltételezzük, hogy az M-82 sz fúras rétegsora a partvonalhoz közelebb fejlődött ki, mint az M-83 sz fúrásé. A *Granotricolporites semiglobosus*–*Diporites iszkaszentgyoergyi* Együttes-alzónát ugyancsak sikerült kimutatni mindkét fúras rétegsorában. Ezek a rétegek a *Nummulites striatus*-os barnakőszéntelepek heteropikus fáciesei (meszes homokkő, ill. agyagmárga). Ez a tény annál is figyelemre méltóbb, mivel GIDAI L az M-83 sz fúras szelvényében (GIDAI 1972, p. 33, 9. ábra) a *N perforatus*-os és *N striatus*-os rétegek hiányát jelöli. A felső-eocén *Retisphaera microreticulata*–*Tytthodiscus* sp. forma A Együttes-zona alján a *Botryococcus luteus* szinten domináns előfordulása. A szelvény többi fúrásában (M-79, -81, -80, N-66, B_j-30, N-69, -68 sz fúras) a limnikus mocsári és eutrop pálmás láperdei barnakőszéntelepek és ezek agyagos, szénés agyagos kifejlődései nyomon követhetők.

Genetikailag a kerek-dombi barnakőszén-terület az ebszónyi, valamint a tokodi és a dorogi barnakőszén-medencéhez csatlakozik, velük teljesen azonos kifejlődésű. D-re a nagysápai terület fele, a fő széntelepek egyre mélyebb lápi képződmények.

IRODALOM – REFERENCES

- GIDAI L. 1972. A dorogi terület eocéne – *Földt. Int. Évk.* 55 (1) 1–140.
 RÁKOSI L. 1970. A dorogi barnakőszén-medence neokom fekéregeinek palynológiai vizsgálata – *Földt. Int. Évi Jel.* 1968-rol 267–292.

- RÁKOSI L 1973 A dorogi-medence paleogen képződményeinek palynológiája – Foldt Int Évk
55 (3) 498–697
- RÁKOSI L 1979 A Dunantuli-kozephegyseg eocén képződményeinek biozonái palynológiai vizsgálata-
tok alapján – Foldt Int Évi Jel 1977-től 241–256

PALYNOLOGICAL STUDY OF THE KEREK-DOMB AREA IN THE
DOROG BROWNCOAL BASIN

by

L RÁKOSI

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion ut 14

H-1143

UDC 56 07 58 081 3(439 115)
56(118 14 439 115)

Key-words palynology, correlation, Eocene, Central Transdanubia
(Dorog Basin)

During a palynological study of the Kerek-domb area in the Dorog browncoal basin the following biozones could be identified

1 *Polypodiaceosporites macrospicosus* Assemblage Zone (a freshwater-swamp vegetation), 2 *Monocolpopollenites tranquillus* Assemblage Zone (an eutrophic palm swamp forest vegetation), 3 *Tricolporopollenites cingulum* Assemblage Zone (a semi-terrestrial swamp forest vegetation) a) *Echimorphomonocolpites echinatus* Assemblage Subzone (a mangrove-like swamp forest, a paralic swamp forest vegetation), 4 *Pleurozonaria concinna*–*Pleurozonaria stellulata* Assemblage Zone (sublittoral zone, organic mikroplanktonic vegetation) a) *Granotricolporites semiglobosus*–*Diporites iszkaszentgyoergyi* Assemblage Subzone (a paralic swamp forest vegetation), 5 *Retisphaera microreticulata*–*Tytthodiscus* sp Form "A" Assemblage Zone (a hemipelagic organic mikroplanktonic vegetation)

The biostratigraphic subdivision of the geological borehole sections of the Kerek-domb area enabled a correlation (Fig 2, 3) and the recognition of a genetic kinship to the adjacent browncoal basins

ÚJ TÍPUSÚ SZARMATA CARDIUMOK A ZSÁMBÉKI-MEDENCÉBŐL (Budajenő 2 sz fúrás)

BOHNNÉ HAVAS MARGIT

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion ut 14
H-1143

ETO 564 1(118 213 234 373 1/2)



No 25

T á r g y s z a v a k Carditida, paleoökologia, biosztratigrafia (Budajenő 2), szarmata, Dunantúli-közephegység (Zsámbéki-medence)

A dolgozat a Zsámbéki-medencében lemélyített Budajenő 2 sz furas agyagmárgas-aleuritos szarmata képződményeinek új típusu Cardiumokkal jellemezhető faunáját ismerteti. A szerző a hazai szarmatából korábban nem ismert Cardium fajok részletes leírásán túlmenően, a faunaegyüttesek biosztratigrafiai és paleoökológiai elemzésével adatokat szolgáltat a terület fejlődéstörténete jellemzéséhez. Kutatja az új típusú cardiumos fauna ósföldrajzi kapcsolatát és újabb adatokat szolgáltat a Magyar-medence és a Keleti-Paratethys szarmata faunájának rokonságához.

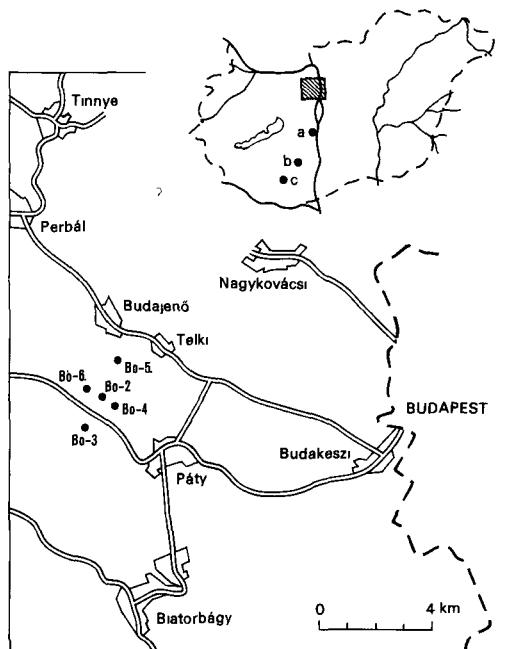
Bevezetés

A Zsámbéki-medencében 1975-ben lemélyített budajenői (Bő-) 2 sz fúrás szarmata összetételében természetesen, gipsz ill alginites képződményeket harántolt (JÁMBOR Á 1976, JÁMBOR Á-KORPÁS L-ORAVECZ J-RAVASZ Cs 1976) Ez a tény indokoltá tette a további kutatást, melynek keretében mélyultek le a Bő-3, -4, -5, -6 sz fúrások (1 ábra)

A korábbi makrofaunisztikai jelentésben (1976) felhívtuk a figyelmet arra, hogy a Bő-2 sz fúrás agyagmárgás, aleuritos szarmata képződményei-

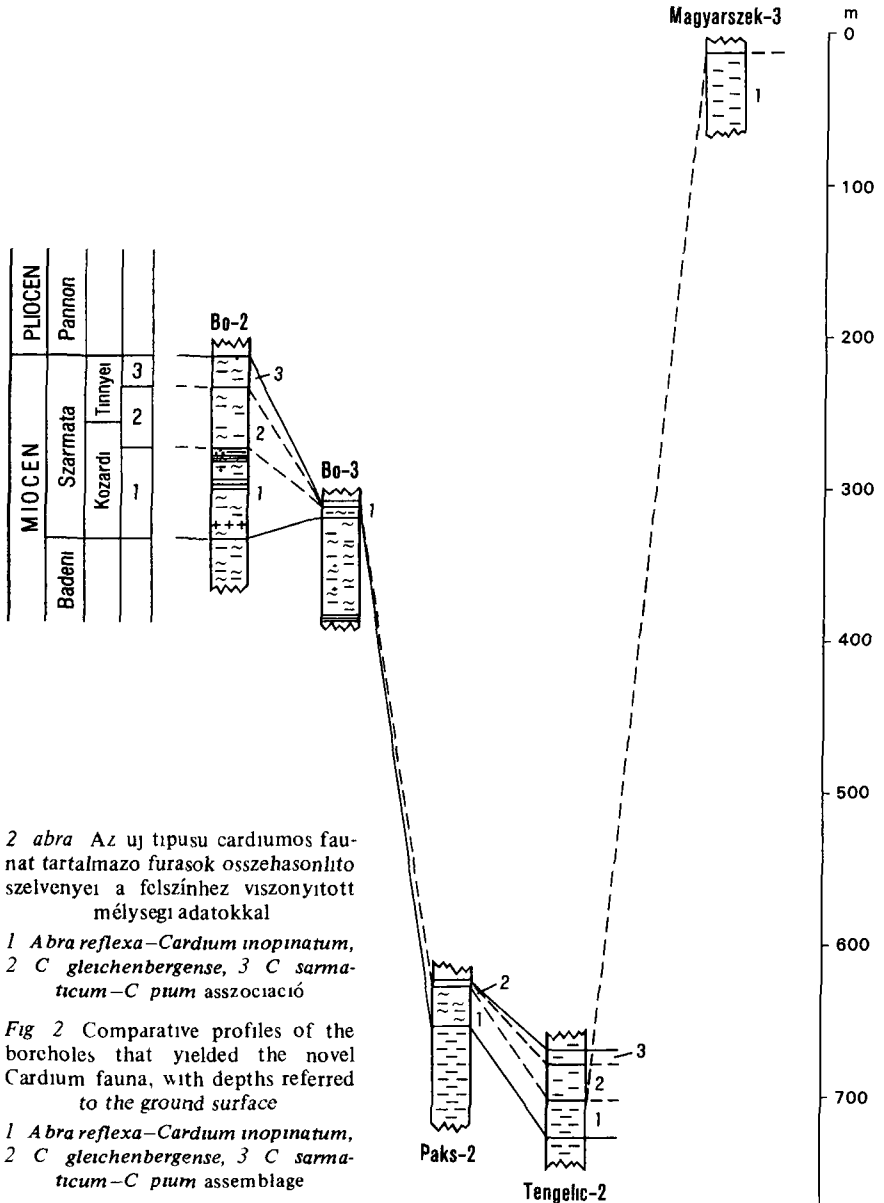
1 ábra Térképvezeték Budajenő környékéről és a Paks 2 (a), Tengelc 2 (b), Magyarszék 3 (c) számú furás helye

Fig 1 Chart showing the vicinity of Budajenő and the locations of boreholes Paks 2 (a), Tengelc 2 (b), Magyarszék 3 (c)



ból származó Mollusca fauna részletesebb vizsgálatokat igényel. Ugyanis olyan *Cardium* fajok ill. faunaegyüttesek kerültek elő az említett fúrási szakaszból, melyek korábban a hazai szarmatából nem vagy alig voltak ismertek: *Cardium gleichenbergense* PAPP (= *C. transcarpaticum* GRISK), *C. ringeiseni* JEK, *C. pium* ZHIZHCH, *C. sarmaticum* BARB, *C. suessi* BARB (STRAUSZ 1955), *C. inopinatum* GRISHK (JANKOVICS 1970).

1978-ban indultak meg a részletesebb Mollusca-vizsgálatok, lehetővé téve a *Cardium*ok alaposabb tanulmányozását is. Az azóta lemélyült fúrások, melyekből a „buda-



jenői típusú” *cardiumos* fauna került elő (Tengelic 2 sz., Paks 2 sz. és Magyarország 3 sz. fúrás) igen fontos kiegészítő adatokat szolgáltatottak a vizsgálatokhoz (2. ábra)

A makrofauna biosztratigráfiai értékelése

A Budajenő 2 sz. fúrásból a 216,0–359,4 m-ig terjedő szakasz makrofaunisztikai vizsgálata volt a feladatunk. A 334,0–359,4 m-ig harántolt képződmények jellegzetes bádeni tengeri faunát tartalmaztak, míg a 216,0–334,0 m-ig terjedő szarmata rétegekben speciális faunát figyelhettünk meg. A bádeni–szarmata határ makrofaunisztikai alapon történő megvonása könnyű volt, ugyanis a tengeri Mollusca eltűnése ill. a csökkentősvízi *Cardium inopinatum*–*Abra reflexa* együttes megjelenése ezt egyértelműen meghatározta.

Problemátikusabb volt a közzétanilag folyamatos átmenetet mutató szarmata ill. pannon képződmények Mollusca fauna alapján történő elhatárolása, ugyanis a szarmata legfelső szakaszában jelentkező, nagy változékonyságot mutató apró *Cardiumok* morfológiailag nagyon közel állnak (átmenetet képeznek?) az alsó-pannon *Limnocardium praeponiticum*-os faunaegyüttes apró *Limnocardiumai*hoz (KORPÁSNE in JÁMBOR Á – KORPÁSNE HODI M 1971). A származási kapcsolatok tisztázásának lehetőségét kínálja ugyan az anyag, ez azonban alaposabb tanulmányozást igényel, s meghaladja e dolgozat kereteit.

A szarmata képződményeket (216,0–334,0 m) leggyakrabban aleuritós agyagmarga ill. agyagmargás aleurit alkotja jellegzetes faunaegyüttesekkel, amelyek a szokásos, gazdag és változatos szarmata faunától eltérő képet mutatnak. Legszenvedélyesebb talán a kagylók dominanciája, ill. ezen belül a vékony hejű *Cardiumok* nagyobb faj- és egyedszáma, szemben a csigák ritka és kis példányszámú előfordulásával.

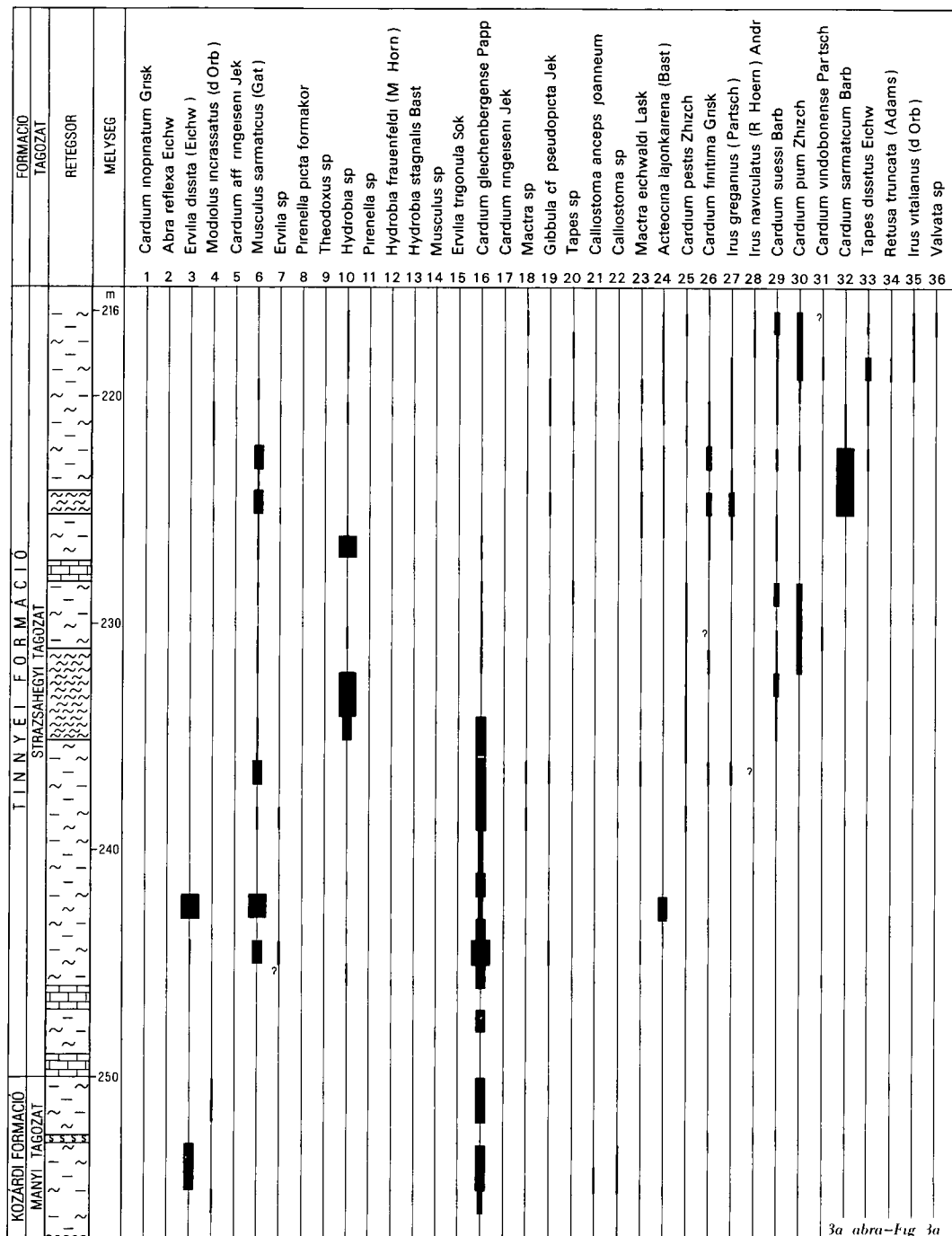
A makrofauna összetételét vizsgálva megállapíthatjuk, hogy uralkodó szerepük a Molluscaéknak van, kíséretükben férgék (*Pectinaria*), halmaradványok (otolith, halpikely, csont), szenesedett levéllenyomatok és növényi törmelék figyelhető meg a sokszor szabad szemmel is jól látható Foraminifera ill. Ostracodák mellett. Az egyes taxonok mélyseg szerinti mennyiségi változását megjelenési sorrendben a 3. ábra tartalmazza.

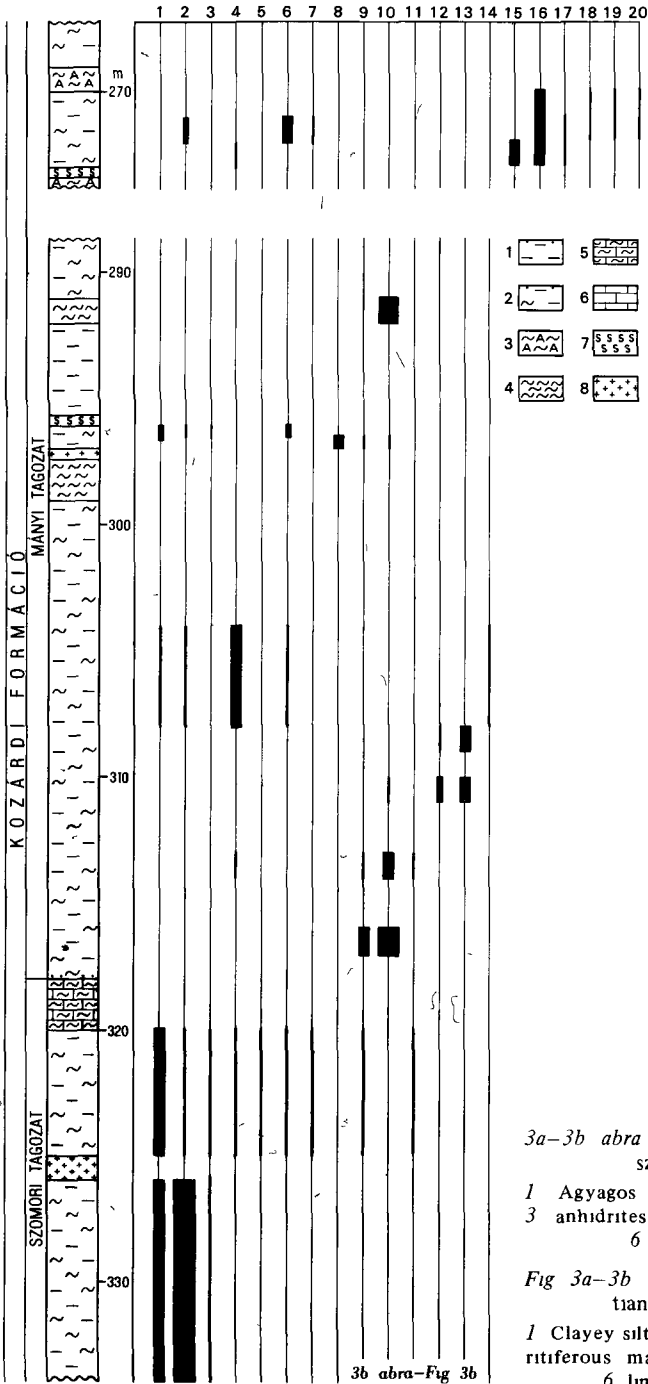
A fúrás mélyebb szakaszára (296,6–334,0 m) az *Abra reflexa*–*Cardium inopinatum* asszociáció dominanciája a jellemző. A nevadó forma egyedei kíséretében *Musculus sarmaticus* (GAT.), *Modiolus incrassatus* (D'ORB.), *Ervilia dissita* EICHW., s néha *Pirenella* sp. jelentkezhet. Biosztratigráfiai szempontból elsősorban a *Cardium inopinatum* GRISK bír jelentőséggel. A többi faj hosszabb fajtörzű. Hazai megfigyelések szerint a *Cardium inopinatum* az alsó-szarmatára jellemző, ill. az *Abra reflexa*-val alkotott közössége a szarmata kezdetét jelzi.

Hasonló adatokat ismerünk a Középső- ill. Keleti-Paratethys területéről is, ahol a faj elterjedése az agyagos, margas alsó-szarmata (volhyniai) képződményekre korlátozódik (KRACH 1952, SOKLIĆ 1955, GRISKEVICS 1961, ALEXANDROVICZ 1963, KOJUMDZSIEVA 1969 stb.)

Az *Abra reflexa* (EICHW.) leggyakoribb előfordulása a Középső-Paratethys területén szintén az alsó-szarmatára jellemző (A. PAPP et al. 1974: 370).

A 308,0–317,9 m-ig terjedő szakaszban a faunakep arra utal, hogy a környezet megváltozott, bár ennek biosztratigráfiai jelentősége nincs. Az *Abra* és *Cardiumok* el-





3a-3b abra A Bo-2 sz furas szarmata szakaszának Mollusca faunája

- 1 Agyagos aleurit, 2 aleuritos agyagmarga, 3 anhidrites marga, 4 márga, 5 mészmárga, 6 mészkő, 7 kén, 8 tufa

Fig 3a-3b Molluscan fauna from the Sarmatian section of borehole Bo-2

- 1 Clayey siltstone, 2 silty clay-marl, 3 anhydritiferous marl, 4 marl, 5 calcareous marl, 6 limestone, 7 sulphur, 8 tuff

tűnnek és a réteglapokon lumasellaszerűen felhalmozódva hydrobiás fauna jelentkezik 308,0 m felett újra visszatér az *Abra reflexa*–*Cardium inopinatum* asszociáció, melynek utolsó, legmagasabb előfordulása a fúrasszelvényben 296,6 m-ben található

Az ezután következő kén- és gipsztelepeket tartalmazó, több mint 20 m vastag (272,0–296,0 m) képződmény szinte teljesen makrofauna-mentes (kivételesen 292,0 m-ben *Hydrobia lumasella*)

272 m körül a telepek fedőjében levő agyagmárgás, aleuritos rétegekben új *Cardium* fajok belépésével jellemezhető faunaváltozást figyelhetünk meg. Itt jelenik meg először a *Cardium gleichenbergense* PAPP, mely a szelvény magasabb szakaszában a fauna legmarkansabb formájává válik, a ritka *Cardium ringeiseni* JEK, *Abra reflexa* (EICHW), *Musculus sarmaticus* (GAT), *Ervilia trigonula* SOK, *Gibbula pseudopicta* JEK kíséretében

A *Cardium gleichenbergense* PAPP (= *C. transcarpaticum* GRISHK) az egész Paratethys területen elterjedt (1 táblázat), általában finomszemű üledékhez kapcsolódik (A PAPP et al 1974: 360). Megjelenése a volhyniai alemelet felső részére utal, de előfordulhat a besszarábiai alemelet alsó szakaszán is (GRISKEVICS 1961).

A *Cardium ringeiseni* JEK a viszonylag ritka fajok közé tartozik, elterjedése a Középső-Paratethys K-1 részére korlátozódik. Eddig csak a volhynien felső szakaszából volt ismert (KOJUMDZSIEVA 1976).

Az *Ervilia trigonula* SOK faj a Középső- és Keleti-Paratethys területén csak az alsó-szarmata agyagos üledékeiben gyakori (A PAPP et al 1974: 366).

A *Cardium gleichenbergense* első jelentkezése után több, mint 15 m-es gipsz- és kén-telepeket tartalmazó makrofauna-mentes agyagmárgás aleurit összletet következik. 256 m körül jelentkezik újra, ill. válik uralkodóvá a *Cardium gleichenbergense*. Kísérő *Ervilia dissita* (EICHW), *Musculus sarmaticus* (GAT), *Modiolus incrassatus* (D'ORB), *Irus gregarius* PARTSCH, *I. cf. naviculatus* (R. HORN) ANDR, *Acteocina lajonkareana* (BAST).

239 m felett belep a *Cardium suessi* BARB, a *C. finitima* GRISHK és a *C. pestis* ZHIZHCH, ill. ezzel egyidejűleg megjelennek az átmeneti formák. Tulajdonképpen itt mutatkoznak az első jelei a szelvény felső szakaszában nagy méreteket öltő *Cardium* változékonyságnak.

A *Cardium suessi* BARB faj előfordul a Középső-Paratethys egész területén, sőt a Keleti-Paratethys üledékeiből is ismert. Nem annyira fajtoje (megjelenik már a volhyniai felső részén), mint inkább gyakorisága alapján a besszarábiai alemelet alsó részére jellemző.

A *Cardium pestis* fajt, mely a Középső-Paratethys területén viszonylag ritka, ZSIZSCSENKO (1934) írta le a Keleti-Paratethys agyagos faciesű „kriptomactras” besszarábiai rétegeiből.

A *Cardium finitima* fajt (mely eddig csak a Bo-2 sz. fúrásból került elő) GRISKEVICS írta le a Kárpátokon túli középső-szarmata alsó részéből, ahol tomeges mennyiségben – szintjelzőként – fordul elő. Hasonló adatokat ismertetett KOJUMDZSIEVA is (1970).

Az *Irus naviculatus* (R. HOERN) ANDR megjelenése szinten a besszarábiai alemelet alsó részére utal (A PAPP et al 1974: 376).

A 232,2–234,2 m között harantolt márgás rétegekben ismét *Hydrobia lumasella* jelentkezik.

277 m felett újabb változást figyelhetünk meg, melyet a *Cardium gleichenbergense* eltűnése, két új *Cardium* faj belépése (*Cardium sarmaticum* BARB, *C. pium* ZHIZHCH) és az apró *Cardium*ok változékonyságának kiteljesedése, valamint a kísérő fauna színesebbé válása jellemez.

1. táblázat

Az új típusú cardiumos fauna magyarországi és legfontosabb külföldi előfordulásának összehasonlítása

Fauna	Magyarország						Ausztria	Csehszlovákia		Lengyel ország	SZU	Románia				Bulgária	Jugoszlávia
	Bo-2	Bo-3	Paks 2	Tengelic 2	Magyarszék 3	Stajferország		Becsi medence	Mochovce N-6			Óas megye	Bujtúr	Soceni	Moldova		
<i>C. inopinatum</i> GRISHK	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>C. gleichenbergense</i> PAPP	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>C. ringeiseni</i> JEK	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>C. pestis</i> ZHIZHCH	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>C. frituma</i> GRISHK	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>C. suessi</i> BARB	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>C. pium</i> ZHIZHCH	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>C. sarmaticum</i> BARB	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●

○ = volhyniai

X = volhyniai (felső szakasz) – besszarábiai (also szakasz)

● = besszarábiai (also szakasz)

A *Cardium sarmaticum*–*Cardium pium* együttesben a névadó formák dominálnak, de gyakran jelentkezik a *C. suessi* BARB és a *C. finitima* GRISHK faj is nagyobb egyedszámmal, míg a *Cardium pestis* ZHIZHCH viszonylag ritka. A kísérő faunára jellemző a Mactra-ill főleg az Irus-félék esetenkénti példányszám-novekedése *Irus dissitus* (EICHW), *I. gregarius* PARTSCH), ill a csigák nagyobb fajsámú jelentkezése *Calliostoma anceps johanneum* (HILB), *Gibbula picta* (EICHW), *Acteocina laponkaireana* (BAST), *Retusa truncata* (BRUG)

Hazai tapasztalataink szerint ez az együttes a szarmata felső részere jellemző

A *Cardium sarmaticum* BARB nagy termetű, vekony héjú forma, mely a Keleti-Paratethysben elterjedtebb, előfordul a volhyniai alemeletben is, de gyakoribb (tomeges) a besszarábiai also részen

A *Cardium pium* apro termetű, vekony héjú forma, melyet ZSIZSCSENKO irt le a Keleti-Paratethys agyagos faciesu szarmata kepzodmenyeiből. A Kozepső-Paratethys területén gyakori előfordulasa a besszarábiai alemelet also reszere jellemző, de egy-ke peldanyban a volhyniai felső részén is megelenthet (GRISKEVICS 1961, KOJUMDZSIEVA 1970)

A *Cardium sarmaticum*–*Cardium pium* asszociáció azonnal szembetűnő jellegzetessége itt az apro, egymashoz egy sor átmeneti formával kapcsolódó *Cardium* fajok dominanciája. Hasonlo jellegeket mutat az együttes a Tengelic 2 sz fúrasban is, ahol azonban a variabilitas nem annyira kifejezett

A hazai szakirodalomban többszor említett, a szarmata–pannon határ kozelebeben jelentkező „apró *Limnocardiumok*” minden valosínúség szerint ezzel a fauna-együttesel hozhatók kapcsolatba (STRAUSZ 1955)

Mindezeket összefoglalva úgy tűnik, hogy a Bő-2 sz fúras (216,0–334,0 m) a hazai értelemben vett teljes szarmatát (kozardi és tinnyi alemelet) harántolta. Az *Abra reflexa*–*Cardium inopinatum* faunaegyüttessel jellemezhető kepzódmenyek kora also szarmata (volhyniai), míg a *Cardium sarmaticum*–*Cardium pium* asszociáció a besszarábiai alemelet alsó szakaszára utal. A *C. gleichenbergense* első jelentkezese még biztosan alsó-szarmata (volhyniai felső része), míg dominanssá válása a hazai szarmata felső szakaszában következik be (lásd kísérő fauna)

A makrofauna faciológiai értékelése

A Bő-2 sz fúras uralkodóan agyagmárgas, aleuritos szarmata képzódmenyeiben három ill négy faunaegyüttést tudunk elkuloníteni. Ahhoz, hogy az asszociációkról részletes leírást adhassunk, ill kozossegeteket kuloníthessünk el, ezek a hazai adatok nem elegendők még akkor sem, ha kiegészítjuk őket a Paratethys hasonló faciesű faunaegyütteseinek összehasonlító vizsgálatával. Arra viszont lehetőséget adnak, hogy az asszociációkat jellemezzük, s ezen túlmenően a környezeti változásokat rögzíthessük

Az alsó-szarmata melyebb szakaszán (297,4–334,0 m) az *Abra reflexa*–*Cardium inopinatum* asszociáció az uralkodó. A fauna általában rossz megtartású, szinte kizárólag hej nélküli ep – de paros teknőt sohasem tartalmazó – lenyomatok formájában jelentkezik. A domináns faj a detrituszevő *Abra reflexa*, mely normális termetű. Az *Abra*-félék a 40–50 m mélységű csendes, polyhalin környezetet kedvelik (REMANE 1958, DAVITASVILI–MÉRKLIN 1966), de kibírják a 30–40%-es sótartalmat is (ZENKEVITCH

1963) Leggyakoribb kísérője a szuszpenzió-filtráló *Cardium inopinatum*. A homokosabb aljzatot kedvelő *Ervilia*-kat a kistermetű, agyagos fáciesben is gyakori (PAPP 1954) *Ervilia dissita* képviseli. A *Modiolus incrassatus*, mely általában kis példányszámban jelentkezik a kísérőfaunában, időnként szinte lumasellaszerűen halmozódik fel a réteglapokon. A *Modiolus*-ok általában a sekély szublitorális viszonyokat kedvelik, de egy-egy fajuk a középső szublitorális régiókban is megtalálható (DAVITASVILI–MERKLIN 1966, REMANE 1958). Lumasellaszerű felhalmozódása lassú uledékképződésre, s időszakosan kissé élénkebb vízmozgásra enged következtetni.

Mindezeket összevetve feltételezhető, hogy az *Abra reflexa*–*Cardium inopinatum* asszociáció hullámzástól mentes, gyenge dinamikájú, nyugodt, max 50 m mélységű 18–20‰ körüli sótartalmu, sekélytengeri környezetet jelez, ahol a gyenge (időszakos) áramlások biztosították a megfelelő oxigénellátottságot, ill. adtak lehetőséget a szerves detritusz leülepedésére.

Hydrobia-s faunát tartalmazó rétegek – leggyakrabban margák – többször is jelentkeznek a Bó-2 sz. fúrás szelvényében (316,9–317,9 m lumasella, 313,6–314,3 m, 308,0–311,0 m lumasella, 235,2–232,2 m, 226,1–227,1 m), általában rossz megtartású, fehér, porló héjú, osszenyomott példányokból állnak. A fauna a réteglapokon lumasellaszerűen vagy fészkekben felhalmozódott formában jelentkezik. Legtöbb esetben a fajhatározás lehetetlen, vagy legalábbis kérdéses. A Hydrobiák kísérletében néha nagyobb egyedszámmal lépnek fel a Theodoxusok, Pirenella-félék, ill. van olyan eset, amikor ez utóbbi a domináns és nem a Hydrobiák.

A Hydrobiák onálló társulásokat is alkothatnak, melyek zömmel algaszőnyegen élő formákból állnak (*Mohrensternia*, *Theodoxus*, néha *Cerithium*), de kísérhetik a sekély szublitorális *ervilia*s, *cardium*os, irusos kozossegeket is. Elterjedésük a növényzettel van összefüggésben. De ismertek olyan fajok is (REMANE 1958), amelyek 50 m-es mélységbe is bevándorolhatnak. A genus ma élő fajainak sótűrése oriasí, 0–40‰ [*H. jenkinsi*–edevízi (REMANE 1958), *H. ventrosa*–hypersalin (ZENKEVITCH 1963)].

A Bó-2 sz. fúrás also-szármata szakaszában a *hydrobia*s lumasellák megjelenését részben kisebb faciesváltozással (parteltolódás), részben beszállítódással magyarázhatjuk. Ezt látszik alátámasztani az a tény is, hogy a medenceperemhez közelebb eső Bó-4, -5 sz. fúrás also szakaszában több rétegben fordul elő *Hydrobia lumasella* (BODA J in RAVASZ Cs –SOLTI G 1978).

Ezzel szemben közel helybenélőnek kell tekintenünk a rétegsor felsőbb szakaszán néha nagyobb egyedszámban, de kísérő faunaként jelentkező Hydrobiákat (232,2–235,2 m, 226,1–227,1 m).

A *Cardium gleichenbergense* dominanciájával jellemezhető faunaegyüttes (együttesek?) először a 272 m körül harantolt agyagmárgás aleunitban fordul elő. A viszonylag nagytermetű nevado faj az uralkodó mennyiségű, mellette *Cardium ringeiseni*, *Ervilia*-félék, *Musculus sarmaticus*, *Acteocina lajonkaireana* jelentkezik nagyobb egyedszámban, a ritkább irus, *Macra*, *Calliostoma*, *Gibbula*-félék kísérletében. Mindössze az első jelentkezést kíséri nagyobb egyedszámban *Abra reflexa*. 272 m körül a fauna rossz megtartású, réteglapokon összehalmozott toredékes, héj nélküli félkagyló-lenyomatok formájában található.

256 m felett viszont a jó megtartású *Cardium gleichenbergense* a rétegzéssel párhuzamos elrendeződésű, szétnyílt, együtt maradt feheres héjnyomokat viselő lenyomat

ill héjas példányok formájában jelentkezik Hasonló jó megtartásuak a gyongyházfényű Musculusok, kipreparálható héjas példányok az Ervilák, Irus- és Mactra-félék

A *Cardium gleichenbergense* faunaegyüttes az also-szarmatában már jellemzett *Abra reflexa*–*Cardium inopinatum* asszociációhoz hasonló, a parttól nem távoli, de csendes, nyugodt környezetet kedvelte (SAGATOVICI 1968, KOJUMDZSIEVA 1976) Figyelembe kell vennünk azonban a vegetációhoz kapcsolódó apró csigák állandó jelenletet, ill esetenkénti kiemelkedő példányszámát is A Gibbula-félék a sekély szublitorális környezetet kedvelik, elterjedésüknek az aljzat vegetációja szab határt, hasonlóan az *Acteocina lajonkaireana*-hoz, mely ritkan található 40 m-nél mélyebben, s optimális élettere a polyhalin brakk, azaz 9–30‰-es sótartalmat is kibír Ugyancsak figyelembe kell vennünk a főleg sekély szublitoralist kedvelő Mactra, Irus, Ervilia-félék gyakori jelentkezését a kísérő faunában

Mindezeket összegezve feltetelezhethetjük, hogy a *Cardium gleichenbergense* dominanciájával jellemezhető faunaegyüttes parttól nem nagyon távoli (szenes levellenyomatok), de hullamzastól mentes, csendes, nyugodt finomszemű uledékképződéssel jellemezhető, középső szublitorális, kb 40 m mélységű, vegetációval benőtt aljzatu, polyhalin sekélytengeri környezetet jelez, ahol az uledékképződés viszonylag gyors volt (szétrnyílt es együtt maradt teknők)

A *Cardium sarmaticum*–*Cardium pium* faunaegyüttes, mely a hazai felső-szarmata agyagmargas, aleuritós képződményeiben található, a vékony héjú Cardiumok dominanciájával jellemezhető Legnagyobb egyedszámu a nagytermetű *C sarmaticum*, melynek gyakori kísérői a kis Cardiumok (*C suessi*, *C pium*, *C pestis*, *C finitima*), valamint a Gibbula, Calliostoma, Acteocina, Retusa, Hydrobia ill az Irus-félék Hasonló közösséget ismerttet a Keleti-Paratethys boristeniai oblének agyagos fáciesű szarmata képződményeiből BÉLOKRISZ (1966), Bulgariából KOJUMDZSIEVA (1976), Romániából SAGATOVICI (1968)

A vékony héjú Cardidák dominanciáját mutató közösségek nyugodt, de nem mozdatlan vizú, oxigénnel jól ellátott polyhalin (16‰ koruli sótartalmu) sekélytengeri környezetet jeleznek

A hazai együttesben jelentkező, vegetációhoz kapcsolódó apró csigák ill a sekély szublitoralist kedvelő Irus-félék nem túl nagy mélysegre, a szenes levéllenymatok, algaliszalak pedig partok közelségére utalnak

Érdekes, hogy a Zsámbéki-medence egész szarmatájára jellemző a fauna diverzitása, az egymastól viszonylag távolálló okológiai igényű fajok együttes előfordulása Ennek magyarázata valószínűleg a specialis ősföldrajzi adottságban keresendő (partközeli helyzetű, de csendes vizú medence), melynek következtében az életterek a szokásosnál jobban megközelíthettek egymást, ezzel lehetőséget adva különböző típusú közösségek keveredésére

A *Cardium sarmaticum*–*Cardium pium* faunaegyüttesekhez kapcsolódik a Cardium-félék nagy változékonysága, mely változékonyság az alsó-pannon also részen is (KORPÁSNÉ IN JÁMBOR Á –KORPÁSNÉ HÓDI M 1971) észlelhető Ennek okológiai magyarázatát nem annyira a kedvező környezeti viszonyok kialakulásában, mint inkább a víz kémiai parametereinek (ionkoncentráció, pH-viszonyok stb) változásában kereshetjük, táplálék-bőség mellett (alginites közbetelepedések gyakoribbá válása ill megszűnése az alsó-pannon also szakaszában)

Környezeti változások a makrofauna alapján

A mai Zsámbéki-medence a felső-bádenitől kezdődően tekinthető allandosult sekélytengeri obolnek, melyben a vízszíntingadozás függvényeként váltakoztak a partszegélyi, a partközeli, a partszegélyi lagúna és a kiszáradó lagúna fáciesek. A tengervíz-utánpótlódás DNy-ról érkezett, valamint ott kellett elhelyezkednie annak a medencekuszobnek, amely megakadályozta a nagy sótartalmú víz nyílt tengerbe való visszaáramlását (JÁMBOR Á 1975, RAVASZ Cs –SOLTI G 1978). Ebben az ösföldrajzi szituációban a felső-bádeni kezdetén a Bő-2 sz. fúrás Mollusca faunája kismélységű (sekély szublitórális) mozgatott vízü, normális sótartalmú, sekélytengeri környezetet valószínűsít. A bádeni–szarmata határ közelében azonban – a faunisztikai vizsgálatok alapján – úgy tűnik, mintha a víz hidrodinamikai tevékenysége lecsökkent volna, s nyugodtabb vízü, nem túl mély fáciesviszonyok alakultak volna ki. Valószínű, hogy a medenceben ez az elttér fogadta a szarmata új fajhullámmal érkező, csökkentsosvízi faunáját, melynek képviselője a *Cardum inopinatum*–*Abra reflexa* faunaegyüttes. Ez az asszociáció kifejezetten a csendes, de nem túl mély, a 18–20‰ körüli sótartalmú, iszapos aljzatu sekélytengeri környezetet kedveli.

324 m körül kisebb változást észlelhetünk a faunaképben: az *Abra reflexa*–*Cardum inopinatum* faunaegyüttesben megjelennek a Hydrobia-, Pirenella-félék, a szenes novenyi maradványok, majd 317 m körül *Hydrobia lumasella* jelentkezik. Feltételezéseink szerint ez nem annyira a kiédesedésnek, a víz jelentős felhígulásának, mint inkább kisebb fokú fácieseltolódásnak (parteltolódásnak) a következménye (l. faciológiai értékelést).

Ha feltételezzük, hogy az uledékképződés egy parthoz közeli helyzetű csendes obolben (medencerészben) történt, nem szükséges nagyobb parteltolódás ahhoz, hogy a „hydrobiás élettér” megközelíthesse a korábbi mélyebb régiókat, és lehetőség nyíljon a fauna-keveredésre, összemosódásra. A lumasellaképződés ebben az élettérben nem a hullámzás, hanem inkább a lassú uledékképződés következménye.

A Hydrobiák megjelenése tehát a medence sekélyedését jelzi, ami valószínűleg a laguna elzáródásával egyidőben történt. A meginduló bepárlódás hatására ekkor már valószínű a sótartalom emelkedése. A Hydrobiák jelenlete a víz hiperszalín voltát (ZENKÉ-VITCH 1963) sem zárja ki.

Az *Abra reflexa*–*Cardum inopinatum* ill. *Hydrobia lumasella* rétegek váltakozása – ami valószínűleg gyenge oszcilláció következménye – utal arra, hogy a szarmatanak ebben a szakaszában miért nem alakulhattak ki tartósan az evaporitképződés feltételei. Valószínű, hogy a nyílt tenger felől érkező vízutánpótlás felhígította a laguna vizet, ezzel lehetőséget adva a fauna fennmaradására. Ezt támasztja alá az a tény is, hogy a telepesszletek közöttes meddőiben, ill. környezetében makrofauna-mentes szakaszok jelentkeznek. Valószínű, hogy amikor a gipszkiváláshoz szükséges környezetben a hullámveréstől védett, elzárt, csendes vízü lagunában a meleg arid klíma s az intenzív párolgás stb. hatására a fenéken már elkulonult magasabb sótartalmú oldat koncentrációja elérte a gipszkiváláshoz szükséges értéket, akkor már ez a környezet nem volt alkalmas a makrofauna fennmaradására.

Legvalószínűbb magyarázatnak tűnik, hogy a lagunafenek domborzati viszonyaitól függően kialakulhattak olyan egymással állandóan összeköttetésben álló, de nemileg mégis szeparálódó részmedencék, melyek lehetőséget nyújtottak (ha mostoha körülmé-

nyek között is) a fauna fennmaradására, ill az innen történő bemosódásra Hasonló földrajzi környezetet valószínűsít JÁMBOR Á (1978) és RAVASZ CS –SOLTI G (1978) a Zsámbéki-medence kén- és gipsztelepeinek keletkezési körülményeit vizsgálva, ill BODA J a Bő-3, -4, -5 sz furások szarmata Mollusca faunájának kiértékelése során (in RAVASZ CS –SOLTI G 1978)

Mindezek alapján feltételezhetjük, hogy a faunameddő rétegek szaporodása a telepkezdesi időszakokat jelzi Ezek szerint úgy tűnik, hogy a középső gipsz- és kéntelepes összlet (legnagyobb vastagság) keletkezésének idején uralkodtak a leghosszabb ideig az (evaporitképződés szempontjából) ideálisnak mondható körülmények Hogy ez az időszak sem volt teljesen zavartalan, bizonyítja a telepek közötti agyagmárgas aleuritban megjelenő *Cardium gleichenbergense* faunaegyüttes A névado faj, valamint a *C ringeiseni* két fiatal forma, mely egyértelműen az also-szarmata felső szakaszát jelzi Ha figyelembe vesszük azt a tényt, hogy ez az együttes – mely hasonló környezetet kedvel, mint az also-szarmata idősebb részén dominál *Abra reflexa*–*Cardium inopinatum* asszociáció – a furásszelvény mélyebb szakaszában nem fordult elő, joggal feltételezhetjük a nyílt tenger felől érkező vízutánpótlódás megerősödését, ill az elzáródás időszakos megszűnését

Az ujonnan jött fajokkal jellemezhető faunaegyüttes számára az életfeltételek azonban hamarosan megszűntek, megszűnt a vízutánpótlás is Ezt bizonyítja a fedőben jelentkező evaporittelepeket tartalmazó (2 és 3 telep) 15 m vastag fauna nélküli szakasz

Úgy tűnik, mintha ettől kezdve a makrofauna számára valamivel kedvezőbb – gyors faciesváltozásoktól mentes – nyugodtabb körülmények alakultak volna ki A faunameddő rétegek fedőjében először a *Cardium gleichenbergense* jelenik meg, *Ervilia*, *Mactra*, *Irus* ill a vegetációhoz kapcsolódó Gastropodák kíséretében A fauna beágyazódási formája határozottan az uledékképződés gyorsulására utal

A szarmata felső szakaszában a faunakép fokozatosan színesebbe válik, a *Cardium sarmaticum*–*Cardium inopinatum* asszociációhoz kapcsolódóan megjelennek a legfiatalabb (alsó besszarábiai) *Cardium* fajok is Ez arra utalhat, hogy a szarmata felső részében állandósultak a sekélytengeri viszonyok, a fauna egy olyan, parttól nem távoli, de viszonylag nyugodt, iszapos aljzatu, polyhalin (16,5‰ korul) tengeri környezetet valószínűsít, melyben a víz hidrodinamikai tevékenysége valamivel erősebb lehetett, mint a megelőző időkben

Összegezve tehát az eddigieket, feltételezhetjük, hogy míg a Zsámbéki-medence parti régioiban, a szarmata folyamán, ooidos képződmények keletkeztek, addig a Bő-2 sz fúras környékén medencefáciesű uledékképződés folyt, s ez tette lehetővé a „budajenői típusú” szarmata fauna megjelenését

A faunavizsgálatok szerint a medence mélysegviszonyai (max 50 m) a szarmata folyamán jelentősen nem változtak, eltekintve a kezdeti oszcillációs szakasztól, ill az evaporitképződési időszakoktól

A szarmata kezdetén a medencében csökkentsósvízi körülmények uralkodtak A későbbiek folyamán a telepkezdesi viszonyok kialakulását megelőzően, ill az alatt a sótartalom emelkedett, időnként hiperszalinná vált A makrofauna erre bizonyos fokú alkalmazkodással reagált, majd a kuszobérteket elérve kipusztult, ill elvándorolt az evaporitképződési környezetből A makrofauna nem mutat fokozatos elszegényedést, mint az ilyenkor szokásos (lassú folyamatos bepárlódás), hanem hol eltűnik, hol mege-

lenik Ennek oka természetesen igen összetett, de valószínű, hogy a sótartalom viszonylag gyors ingadozása is fontos szerepet játszott a befolyásoló tényezők között

Az evaportkepződési időszak végleges lezáródásával valószínűleg újra visszaállnak a szarmatában szokásos csokkentsóvízi korulmények, ami az új *Cardium* fajok megjelenésével együtt, az állandosuló tengeri kapcsolat következménye lehet

Az ún. „budajenói típusu” szarmata fauna jelentkezése nem csupán a Zsámbéki-medencere korlatozodik Az elterjedés meghatározó tényezője a medencefácies, mint azt az azota lemélyült néhány furás faunavizsgálatai is igazoltak Ez a tény felhívja a figyelmet a hazai medencefáciesű szarmata képződmények faunisztikai feldolgozásának, újratértékelésének szukségességére

F u g g e l e k

Az alábbiakban a hazai szarmata képződményekből eddig nem ismert *Cardium* fajok oslenytani jellemzset adjuk Nem tertunk ki a szarmata felső reszen jelentkező, nagy variabilitást mutató, apró *Cardium* fajok részletes rendszertani elemzésére Bar meglehetősen nagy példányszámu anyag áll rendelkezésünkre, a megtartási állapot nem adott lehetőséget statisztikai vizsgálatokra

Lamelibranchiata
Cardiidae

Cardium ringeiseni JEKELIUS

1944 *Cardium ringeiseni* n sp – JEKELIUS p 99 T 31 f 6–9

A *Cardium vindobonense* PARTSCH fajhoz közelálló forma, az elvasztas laposabb, tavolabb allo bordái, ill kisebb bordaszama (max 18) alapján lehetséges A hazai szarmatában igen ritka (rossz megtartású), mindössze 3 (fenykepezésre alkalmatlan) példányban került elő a Bo-2 sz furásból A fajt JEKELIUS írta le az erdélyi szarmatából (Politoanoe)

Cardium inopinatum GRISHKEVITSH

I tabla 5

1961 *Cardium inopinatum* n sp – GRISKEVICS p 34 T IV f 1–3a

Vékony heju, domboru forma, melyből eddig a viszonylag nagy egyedszám ellenére is csak hajtoredekeket tartalmazó lenyomat került elő ép példány nem A faj jellegzetes belyegei azonban így is megfigyelhetők voltak (A faj erosen törekény voltat egyebkent a leíró maga is hangsulyozza) A tekno formájára jellemző a hatso resz szarnyszerű kiséseledése A bub kicsi, alacsony, a teknő első harmadában helyezkedik el, s alig emelkedik a zarsperem fölé, melynek hátsó része közel egyenes, első része rövid, lefelé hajló A faj legjellegzetesebb morfológiai belyeget a bordák lefutása adja Ket fő bordát figyelhetünk meg, melyek a bubtól indulnak ki, s melyek közül az egyik (az első) az elülső és első perem találkozási pontját, míg a másik (a második) az alsó és hatso perem találkozási pontját jelöli ki A két fő borda közötti köztes resz pereme egyenes vagy gyengén ívelt A fő bordák leggyakrabban háromszög keresztmetszetűek, neha tompított éllel, melyeket egymástól távolallo, karom alakú ureges tuskek boríthatnak, ezek a bordák sokszor az alsó peremen tulnyuló tuskekben végződnek

A tekno elülső reszen (az első főborda előtt) 3–6 lapos, síma borda található A két borda közötti köztes reszen 4–7 (leggyakrabban 6–7) síma, lapos borda figyelhető meg A hatso szárnyszerűen kiséseledő resz bordái is igen laposak, alig emelkednek ki a tekno síkjából, számuk változó (A hazai példányoké 4–5)

A zár felepítésnek megfigyelését a megtartási állapot nem tette lehetővé (Az eredeti leírásban sincs erre vonatkozóan semmilyen adat)

A fajt GRISKEVICS a Karpatokon túli agyagos faciesű szarmataból írta le, ahol a *Cardium inopinatum* megjelenése alapján határolják el a felső-bádeni és az alsó-szarmata képződményeket

Cardium suessi BARBOT de MARNY

II tabla 1–3

1869 *Cardium suessi* n sp – BARBOT de MARNY p 153 T I f 20–22

A héj vékony, formája közel ovális, elöl lekerekített, hátul lemeztett peremmel. A bub alig kiemelkedő. A bordák száma 20–25 között változik. Általában 5 (néha 4) főborda figyelhető meg, melyek lekerekítettek, gyakran egymástól távolallo, ívelt karomszerű tuskekkel díszítettek. A kiemelkedő főbordák közötti köztes bordák száma 3–4, ezek vékonyak, laposak, s csak nagyon ritkán tuskesek. A mellso részen (az első főborda előtt) változó számú, alig kiemelkedő, lapos kis bordák találhatóak, míg a hátsó részen 6–7, néha tuskes kisebb borda jelentkezik. Példányaink általában kisméretűek. Mint KOLESZNIKOV említi (1935: 119), a méretcsökkenés gyakran bordaszám-csökkenéssel jár. Ez azonban csak az első, ill. a hátsó rész kis bordáinak számában okoz változást, míg a főbordák közötti köztes bordák száma változatlan marad.

A fajt BARBOT DE MARNY agyagos faciesű, szarmata képződményekből, Ukrajnában írta le.

Cardium pium ZHIZHCENKO

II tabla 5, 8, 9

1934 *Cardium pium* n sp – ZSIZSCSENKO p 24 T III f 23, 24

Lapos, kicsi, hátsó részen szarnyszerűen kiszélesedő, első részen rövid, lekerekített forma. A bub kicsi, alacsony, az első peremhez közeli helyzetű. A teknő felületet 13–16 borda borítja, melyek nem azonos felepítések. Az első részen 10–13 van, ezek közül a háromszögletű keresztmetszetűek jobban kiemelkednek, s a peremen túlnyúlnak – ezek a főbordák, számuk általában 4. A közöttük levő bordák simák, laposak, számuk általában 2.

A hátsó mező bordái, a köztes bordákhoz hasonlóan, laposak, számuk általában 3–6. A zárs peremhez legközelebb levő gyakran hosszú tuskeket visel. A zár felepítése ismeretlen. Már ZSIZSCSENKO (1934) megemlíti, hogy a *Cardium pium* közel áll a *C. suessi* BARB fajhoz, attól azonban kisebb bordaszámmal, a peremen túlnyúló főbordáival, ill. a köztes bordák számával tér el.

GRISKEVICS (1961) felhívja a figyelmet, hogy a *Cardium pium* főbordáinak felépítése és díszítettsége nagyon hasonló a fiatal *C. gleichenbergense* (= *C. transcarpaticum*) főbordáihoz, illetőleg a kifejlett példány bub környéki bordáihoz. Feltételezhetően származási kapcsolat van a két faj között, amit a gyakori átmeneti formák is igazolnak. ZSIZSCSENKO a Kaukázus É-i előterének felső volhyniai kora agyagos képződményeiből írta le a fajt, de tomeges előfordulása a Besszarabiai alélemtől alsóbb szintjéhez kapcsolódik.

Cardium pestis ZHIZHCENKO

II tabla 4, 6, 7

1934 *Cardium pestis* n sp – ZSIZSCSENKO p 28 T 3 f 14

Vékonyhejú, erosen kerekített korvonalú, lapos forma. Az első perem lekerekített, a hátsó szarnyszerű rész lemeztett, de ívelt peremű. A héj felületén négy lekerekített, vékony, de magasan kiemelkedő, néha finom tuskéval borított borda jelentkezik. A tuskek olyan vékonyak, hogy leggyakrabban csak a nyomuk (tovuk) észlelhető a bordákon. A hátsó mezőn 4–5 finom, fonalszerű borda található. A bordákat sima, széles és lapos közök választják el, melyeken néha a növekedési vonalak nyoma látható.

A fajt ZSIZSCSENKO a Kaukázus É-i előterének agyagos szarmata képződményeiből írta le.

Cardium finitima GRISHKEVITSH

III tabla 1–6

1961 *Cardium finitima* n sp – GRISKEVICS p 37 T III f 5–10

A hazai szarmataban – a *Cardium ringeiseni* JEK fajhoz hasonlóan – viszonylag ritkán és kis példányszamban fordul elő

Elülso reszen lekerekített, hatul szarnyszeruen kiszélesedő, kissé domboru forma Jellegzetessége a közepso resz bordázottsaganak viszonylagos egyenletessége A bordaszám általában 16–17 A bordák a bubnál általában elesebb, lefele haladva erősen lekerekített háromszög keresztmetszetet mutatnak Az also perem közelében kiszélesednek, ellapulnak Gyakran varrat húzódik végig a bordák tetején (közepen), de ez nem mindig figyelhető meg

A fajt GRISKEVICS a Karpatokon túli középső-szarmata agyagos képződményeiből írta le

Cardium gleichenbergense PAPP

I tabla 1–8, II tabla 1–7

1954 *Cardium gleichenbergense* n sp – PAPP p 71 T 12 a, b1956 *Cardium transcarpaticum* n sp – GRISKEVICS p 50 T 11 f 7–131961 *Cardium transcarpaticum* – GRISKEVICS p 29 T I f 1–15, T II f 1–21, T III f 1–4

A faj rendkívül vékony heju, viszonylagos gyakorisága ellenére sem került elő egyetlen teljesen ép hejas példány sem a hazai anyagból

Alakja nagyon változékony Uralkodó a trapezoidális, különbozo mértékben megnyult, lekerekített forma A bub kicsi, alacsony, viszonylag széles, a teknő első harmadában helyezkedik el A hej nem egyenletesen domboru, ugyanis a gyengén ívelt elülso részt a széles, lapos hatso résztől egy – általában ellaposodó, csak a bubnál észlelhető – el választja el A bordák száma és jellege a formához hasonlóan igen változékony Az elülso reszen leggyakrabban 5–6, nem egyenlően fejlődött borda figyelhető meg Gyakori, hogy a bordáknak a bub körüli reszen éles gerincű keresztmetszetük van, melyen csöves tuskék ülnek Leggyakrabban csak a tovak észlelhető A teknő alsó pereme fele haladva a bordák szinte teljesen ellaposodnak, s az élmenti rész fonalszerű kiemelkedés formájában marad meg Neha az also peremmel csak tuskesorok jelzik a bordák nyomát A hatso rész bordázottsága is hasonlóan változékony, általában 5–6 borda figyelhető meg GRISKEVICS részletes leírásában 5 típust különített el a bordák változó jellege alapján Hazai anyagban a leggyakoribb típus a bubnál éles gerincű, az also perem fele ellaposodó, ill fonalszerű kiemelkedés formájában jelentkező bordák A bordaközök általában szélesek, simák és csak nagyon ritkán figyelhetők meg lapos, alig kiemelkedő, nagy, vékony fonalszerű köztesbordácskák A zár felepítése ismeretlen

A fajt PAPP (1954) írta le Gleichenbergből (Steier) agyagos faciesű also-szarmataból A leírással hangsúlyozza, hogy csak kőből, ill lenyomat formájában ismert

Kitűnő leírás ad – gazdag fotoanyaggal alátámasztva – a fajról GRISKEVICS (1961) *C transcarpaticum* néven S bár először 1955-ből említi ilyen néven a fajt, PAPP alig pár hónappal korábbi fajnevet kell valószínűleg tekintenünk

Cardium sarmaticum BARBOT in KOLESZNIKOV

I tabla 1–4

1929 *Cardium sarmaticum* BARBOT – KOLESZNIKOV p 26 T VII f 180

Viszonylag nagy, nyúlt (hossza 15–34 mm) kissé domboru, vékony heju forma, melynek elülso része lekerekített, hatso része szarnyszeruen kiszélesedő A bub kicsi, a teknő első harmadában helyezkedik el, kisse a zársperem fele hajló, melynek hatso része közel egyenes – sok esetben szinte parhuzamos a teknő alsó peremével – első része viszont rövid, lehajló A bordák simák; lekerekítettek, a perem fele ellaposodnak Számuk 18–23 között változhat A bordaközök általában simák, csak neha díszítik vékony növekedési vonalak

A fajt BARBOT először a Kaukázus EK-1 eloterének szarmata képződményeiből említi, de részletes leírása KOLESZNIKOV (1929) nevehez fűződik



IRODALOM – REFERENCES

- ALEXANDROVICZ S 1963 Stratigraphy of the Miocene deposits in the Upper Silesian Basin – Prace Inst Geol 39 Warszawa
- ATANASIU J – MARCOVICI N 1950 Les sédiments miocènes de la partie septentrionale de la Moldavie – Anuarul comitetului Geologic 23 (2) 269–317 Bucuresti
- BARBOT de MARNY N 1869 Geologiceszkij ocserk Herszonszkoj gubernii – pp 1–165 Peterburg
- BITTNER A 1883 Über den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener-Beckens – Jahrb Geol Reichanst 33 133–150 Wien
- BODA J 1959 A magyarországi szarmata emelet és gerinctelen faunája – Foldt Int Évk 47 569–862
- *BODA J 1966 A manyi felderítő kutatási terület összefoglaló értékelése
- *BODA J 1967 Összefoglaló kiertekeles a manyi fúrasok miocén rétegösszetételének faunairól
- BODA J 1970 A magyarországi szarmata ritka ósmaradványai – Foldt Kozl 100 (4) 397–398
- BODA J 1972 A „faciesek korrelációja”-nak torvénye újabb megvilágításban – Foldt Kozl 102 (3–4) 334–335
- BODA J 1974 A magyarországi szarmata emelet rétegtana – Foldt Kozl 104 (3) 249–260
- *BOHNNÉ HAVAS M 1976 Jelentés a Bo-2 sz fúras bádén és szarmata képződményeinek makrofaunisztikai vizsgálatáról
- *BOHNNÉ HAVAS M 1977 Jelentés a Bó-3 sz fúras bádén képződményeinek makrofaunisztikai vizsgálatáról
- *BOHNNÉ HAVAS M 1979 Jelentés a Ny-Mecsek-1 térkepező fúrasok miocén képződményeinek faunisztikai vizsgálatáról
- *BOHNNÉ HAVAS M 1980a Jelentés a Tengelic 2 sz fúras bádén és szarmata képződményeinek makrofaunisztikai vizsgálatáról
- *BOHNNÉ HAVAS M 1980b Jelentés a Paks 2 sz fúras bádén és szarmata képződményeinek makrofaunisztikai vizsgálatáról
- BOKOR GY 1941 Adatok Ecseg és Kozárd szarmata faunájának ismeretehez – Foldt Kozl 71 (4–6) 148–152
- BRUSINA S 1902 Iconographia Molluscorum Fossilium – XXX tabla Zagreb
- DAVITASVILI L S 1932 Szarmatszkij jarusz – Trudu Gosz iszszl neft Inszt 1–77 Moszkva
- DAVITASVILI L S – MERKLIN R 1966 Szpravocsnik po ekologii motszkijh dvusztvorok – pp 1–352 Moszkva
- EBERZIN A 1965 Szisztéma i filogenija szolonovatodovnuh kardud – Molluszkij Voproszu teoreticeszkij i prikladnoj malakologii Moszkva–Leningrad
- FERENCZI I 1925 A tinnyevideki harmadkori medencereszlet földtani viszonyai – Foldt Int Évk Jel 1920–23-rol 131–142
- GEKKER R 1956 K voproszu o metodah biosztratigrafii – Geol szbor Lvovszk geol obscs 2–3 Lvov
- GEKKER R 1957 Vedenie v paleoekologiiu – Gosz geolteh 1–125 Moszkva
- GILLET S 1938 Les Limnocardides de quelques gisements du Sarmatien roumain – An Inst Geol Rom 19 323–360 I–IV Bucuresti
- GORECKIJ V 1948 Szarmatszkije molluszkij iz szkvazinu s Berezinky, Zakarpatszkoj oblaszti – Trudu Lvovszk geol obscs Paleont ser 1 55–65 Lvov
- GRISKEVICI G N 1956 Szarmatszkije otlozszenija zakarpatszkoj oblaszti USZSZR – Geol Szborn 2–3 158–179

*Foldt Int Adattár, kézirat – Manuscript

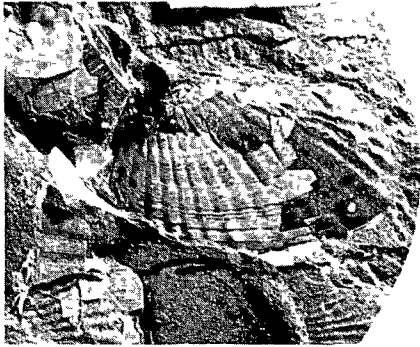
- GRISKEVICS G N 1961 Nekotorie Cardidi iz szarmata Zakarpatja – Paleont szbor Lvovszk geol obscs 1 29–39 Lvov
- HAJÓS M 1977 A budajenoi Bo-2 sz furas neogen kepzodményeinek Diatoma flórája – Foldt Int Évi Jel 1975-ról 383–400
- HANDMANN R 1887 Die fossile Conchylienfauna von Leobersdorf im Tertiarbecken von Wien – 1–47 Munster
- HILBER V 1891 Sarmatisch-miocane Conchylien Oststeiermarks – Mitteil Naturwiss Ver Steiern 28 235–246 T 1 Graz
- HILTERMANN H 1949 Klassifikation der naturlichen Brackwasser – Erdol und Kohle 2 (1) Hamburg
- HOFERNES R 1874 Tertiar-Studien I – Jahrb Geol Reichsanst 24 33–80 Wien
- HOERNES R 1898 Sarmatische Conchylien aus dem oedenburger Komitat – Jahrb Geol Reichsanst 47 57–95
- ILJINA L 1966 Isztorija gasztropod Csernogo morja – Trudu Paleont Inszt ANSZSZSZR 10 1–228 Moszkva
- ILJINA L 1967 Novue dannue o karaganszkukh gasztropodah – Paleont Szbor 1 (4) 80–88 Lvov
- JANAKEVICS A N 1969 K paleoekologii molljuszkov rifovuh facu tortona szeverozapadnoj Moldavi – Paleont Szbor 6 Lvov
- *JANKOVICS I 1970 Bujaki 25 000-es terkeplap fedetlen földtani magyarázója
- JASKÓ S 1943a A Bicskei-obol fejlődéstörténete, hegyszerkezete és furasai – Besz a Foldt Int Vitaul Munk 1943 Évi Jel Fuggelék 5 254–302
- JASKÓ S 1943b Adatok a bicskei neogen obol földtani ismeretéhez – Foldt Int Évi Jel 1939–40-rol 335–381
- *JÁMBOR Á 1967 Adatok a Zsambéki- és Manyi-medence neogénjének földtani ismeretehez
- JÁMBOR Á 1969 A Budapest környéki neogen képzodmények osfoldrajzi vizsgálata – Foldt Int Évi Jel 1967-rol 135–143
- JÁMBOR Á 1971 A magyarországi szarmata – Foldt Kozl 101 (2–3) 103–106
- JÁMBOR Á 1976 Uledékes kentelep a Zsambéki-medence szarmata sorozatában – Foldt Int Évi Jel 1974-rol 301–306
- JÁMBOR Á 1978 Új elkepzeselek a magyarországi neogen tengerek vizének sotartalomváltásairól – Fold Int Évi Jel 1976-rol 261–266
- *JÁMBOR Á – KÖRPÁS L – ORAVECZ J – RAVASZ CS 1976 A Bő-2 sz fúras földtani eredményei
- JÁMBOR Á – KÖRPÁSNÉ HÓDI M 1971 A pannomai képzodmények szintezési lehetőségei a Dunantuli-kozephegység DK-i elotereben – Foldt Int Évi Jel 1969-rol 155–193
- JEANRENAUD P 1963 Contribution a l'etude des couches à faune d'eau douce du Sarmatien de la plate-forme Moldave – Anale stuint Sec 2 T IX 39–58 Jassy
- JEANRENAUD P 1970 Cardium jassyense, nouvelle espèce de Cardium du Sarmatien de la plate-forme Moldave – Anale stuint Sec II b Geol T XVI Jassy
- JEKELIUS E 1932 Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brasov – Mem Inst Geol Rom 2 1–118 Bucuresti
- JEKELIUS E 1934 Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Sudost-Europas – An Inst Geol Rom 17 Bucuresti
- JEKELIUS E 1943 Das Pliozan und die sarmatische Stufe im Mittleren Donaubecken – An Inst Geol Rom 23 191–398 Bucuresti
- JEKELIUS E 1944 Sarmat und Pont von Soceni (Banat) – Mem Inst Geol Rom 5 1–167 Bucuresti
- JONESI B – SAGATOVICI A 1970 Mikrofauna depozitelor sarmatien ne din bazinul OAS – St Cerc Geol Geogr Geof Serie Geol 15 (1) 214–225

- KOJUMDGIEVA E M (KOJUMDZSIEVA E M) 1969a Les fossiles de Bulgarie VIII Sarmatien – Acad Bulg Sci 1–223 Sofia
- KOJUMDZSIEVA E M 1969b Hemistenohalinnu morskki formi ot golnja szarmat v szevero-zapadna Bulgarija – Izv Geol Inszt Ser Paleont 18 5–11 Szofija
- KOJUMDZSIEVA E M 1970 Razvitiye na szarmatszkite moljuszki – Izv Geol Inszt Szer Paleont 19 25–59 Szofija
- KOJUMDGIEVA E M (KOJUMDZSIEVA E M) 1976 Paleocologie des communautés des Mollusques du Miocène en Bulgarie du Nord-Ouest III Communautés des Mollusques du Volhynien – Geol Balcanica 6 (3) 53–63
- KÓKAI J 1954 A várpalotai szarmata – Foldt Kozl 84 (1–2) 29–40
- KOLESZNIKOV V 1929 O szarmatszkih predstaviteljah szemejsztva Cardidae – Trudu Geol Muz ANSZSZSZR V 1–64 Moszkva
- KOLESZNIKOV V 1935 Szarmatszkie molljuszki – Paleont SZSZSZR 10 (2) 1–507 Leningrad
- KOROBKOV I A 1950 Vvedenie v izucsenie iszkopaemuh molljuszkov – Leningrad
- KOROBKOV I A 1955 Szpravochnik i metodiceszkoe rukovodstvo po treticsnum Molljuzkam – Bruhonogie 1–466 Leningrad
- KRACH W 1952 Mollusques du sarmatien de la Volhynien, (USSR) I Gastropoda 1 – Ann Soc Géol Pologne 21 1–66 Cracovie
- KREJCI-GRAF K – WENZ W 1931 Stratigraphie und Palaontologie des Obermiozans und Pliozans der Muntenia (Rumanien) – Zeitschr Deutsch Geol Ges 83
- KUDRIN L 1961 O granice tortona i szarmata v predeleh territoriu Zapadnoj Ukrainu – Geol szbor Lvovszk geol obscs 7–8 Lvov
- LASKAREV V 1950 O ekvivalentima gorneg szarmata u Srbii – Geol Anali 18 1–17 Beograd
- LECOINTRE G 1952 Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la cote atlantique du Maroc I II – Not et Mem 99 (I) 1–170, (II) 1–198 Paris
- LŐRENTHEY I 1903 A szarmata és pannoniai kepződmenyeket áthidalo rétegeknek egy classicus lelethelye Magyarországon – Foldt Kozl 33 (1–4) 60–62
- MACAROVICI G 1935 Les Mactres sarmatiques de l'Est et de Sud-Est de la Roumanie – Ann sci de l'Univ Jassy T 21 497–513 Jassy
- MERKLIN R – NEVESSZKAJA L 1955 Opredelitel' dvuszvorcsatuh molljuszkov miocena Turkmenii i Zapadnogo Kazahsztana – Trudu Paleont Inst AN SZSZSZR T 59 1–115 Moszkva
- MEZNERICS I 1930 Uny és Tinnye vidéki harmadkori uledekek földtani és oslenytani viszonyai – Dokt ért Budapest
- MOISESCU G 1955 Stratigrafia si fauna de moluste din depozitele tortoniene si sarmatiene din regiunea Buituri – pp 1–230 Bucuresti
- NAIRN A E M – KANES W H 1977 The Ocean basins and margins 4 A The Eastern Mediterranean – pp 1–503 New York
- NICORICI E 1962 Stratigrafia si fauna dep sarmatiene de pe bordura NE a Muntilor Rez (Baz Sălaj) – Studia Universitatis Babeş-Bolyai Ser Geol–Geogr 2 51–71 Cluj
- NICORICI E 1967 La Question du sarmatien moyen dans les golfes neogènes occidentaux des monts Apuseni – Studia Universitatis Babeş-Bolyai Ser Geol–Geogr 2 57–69 Cluj
- NICORICI E 1971 Fauna sarmatiana de la Virciorog (Bazinul Vadului) – St Geol Geof Geogr Ser Geol 16 (1) 215–332
- NICORICI E 1972 Stratigraphie neogenului din sudul bazinului Sîmleu – St Cerc Geol–Geogr Biol Muz Bucuresti
- ONDREJIČKOVA A 1960 Die sarmatische Molluskenfauna aus dem Sudteil des Kaschauer Kessels (Kosická kotlina) – Geol Prace, Zosit 59 Bratislava
- PAPP A 1953 Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken – Mitteil Geol Ges in Wien 44 85–222 Wien

- PAPP A 1954 Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens – *Mittel Geol Ges in Wien* 45 1–112 Wien
- PAPP A – MARINESCU F – SENEŠ J – STEININGER F 1974 Die sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus – *Chronostrat und Neostratotyp IV Bratislava*
- PAUCA M 1936 Le bassin neogène de Beus – *An Inst Geol Rom* 17 133–224 Bucuresti
- *RAVASZ CS – SOLTI G 1978 A Zsambeki-medence neogen kén- és gipszelőfordulásának földtani viszonyai
- REMANE A 1955 Die Brackwasser-Submergenz und die Umkomposition der Coenosen in Balt- und Ostsee – *Kieler Meeresforschungen* 11 (1)
- REMANE A 1958 Die biologischen Grenzen Meer-Susswasser und Meer – *Land Geol Rundschau* 47 Stuttgart
- SAGATOVICI A 1968 Studiul geological partii de vest și centrale a Bazinului Oas – *Com Stat Geol Stud Techn Econ* 1 (5) 1–119 Bucuresti
- SANDBERGER F 1870–75 Die Land- und Susswasser-Conchylien der Vorwelt – pp 1–1000 Wiesbaden
- SCHRETER Z 1941 A Kárpatok által korolvett medencék szarmatai képződményei és azok állatvilága – *Mat és Term Tud Ért* 60 243–294
- SENEŠ J 1952 Spodnosarmatska fauna pri Malej nad Hronom – *Geol Sborn* 3 193–239 Bratislava
- SENEŠ J 1957 Beweise der Anwesenheit des brackischen höheren Sarmats (=Bessarab) im Unter-vihorlat-Becken – *Geol Sborn* 8 (1) 96–108 Bratislava
- SENEŠ J 1960 Príspevok k problémom fosilnych brakických biotopov – *Geol Prace* 19 1–48
- SIMIONESCU I – BARBU I 1940 La faune sarmatienne de Roumanie – *Mem Inst Geol Rom* 3 1–194 Bucuresti
- SOKLIČ L 1955 Fauna molluska marinskog szarmata szepticosne Boszne i njen sztratigravszki značaj – Szarajevo
- STEVANOVIČ P M 1964 Marines und marin-brackisches Miocen des Ost- und Vorkarpatischen Hügellandes in Ostserbien – *Extrait du Bulletin de l'Ac Serbe des Sciences et des Arts* 33 Sci nat Nouv ser 10 Beograd
- STRAUSZ L 1955 Sarmatische Fauna in der Tiefbohrung von Karad (Ungarn, Kom Somogy) – *Zeitschr Ung Geol Ges* 85 (3) 381–385
- SVAGROVSKY J 1953 Beitrag zur Kenntnis der sarmatischen Ablagerungen der Ostslowakei – *Geol Sborn* 4 (3–4) 837–867 Bratislava
- SVAGROVSKY J 1956 Grundriss der geologischen Verhältnisse am Fusse der Massive Hradova und Kószal in der Ostslowakei – *Geol Sborn* 7 (1–2) 80–86 Bratislava
- SVAGROVSKY J 1959 Asociácie makkysov brakických ulození vrchného tortonu a spodného sarmatu východného Slovenska – *Geol Prace* 55 (5–12) 215–255 Bratislava
- SVAGROVSKY J 1971 Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna – *Acta Geol et Geogr Univ Comeniana* 20 1–473
- SZELES M 1970 A felső miocen (szarmata) képződmények rétegtani értelmezése az alföldi szénhidrogén-kutató furások alapján – *Földt Kozl* 100 (2) 132–143
- VENDEL M 1930 Sopron környékének geologiaja II A neogen és a negyedkor uledékei – *Erdészeti kísérletek* 32 1–161 Sopron
- WENZ W 1942 Eine Vindobon-Fauna aus der Umgebung von Cautillana – *Senckenbg* 25 Frankfurt a M
- ZENKEVITCH L 1963 Biology of the seas of the U S S R – pp 1–955 London
- ZSIZSCSENKO B 1934 Miocenovue molluszkai Vosztocsnogo Predkavkazja – pp 1–89 Leningrad–Moszkva–Novosibirszk

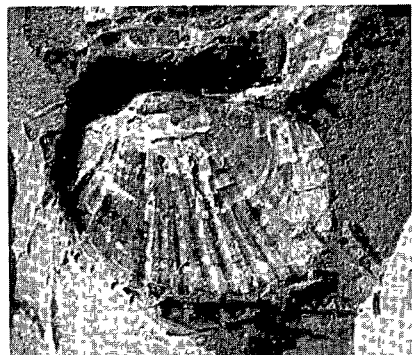
I tábla – Plate I

- 1–4 *Cardium sarmaticum* BARB
1 Bó-2 sz f 222,7–223,7 m 2X
2 Bó-2 sz f 221,7–222,7 m 3X
3 Bó-2 sz f 222,7–223,7 m 1X
4 Bo-2 sz f 223,2–223,9 m 2X
- 5 *Cardium inopinatum* GRISHK
Bo-2 sz f 326,6–334,0 m 3X



II tábla – Plate II

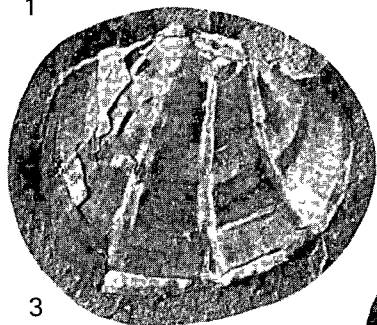
- 1–3 *Cardium suessi* BARB
1 Bő-2 sz f 217,3–217,8 m 3X
2 Bő-2 sz f 218,7–219,7 m 4X
3 Bő-2 sz f 225,1–226,1 m 4X
- 4, 6, 7 *Cardium pestis* ZHIZHCH
4 Bő-2 sz f 238,7–239,9 m 4X
6 Bo-2 sz f 233,2–234,2 m 4X
7 Bő-2 sz f 216,3–217,3 m 3X
- 5, 8, 9 *Cardium pum* ZHIZHCH
5 Bo-2 sz f 217,8–218,2 m 4X
8 Bő-2 sz f 231,2–232,2 m 4X
9 Bő-2 sz f 218,7–219,7 m 4X



1



2



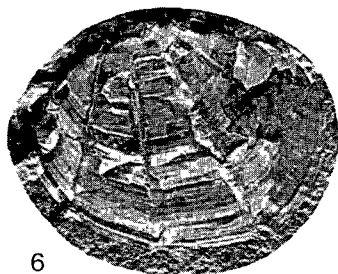
3



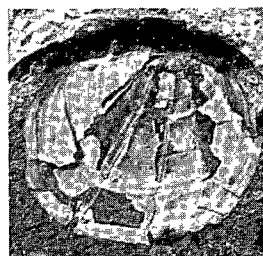
5



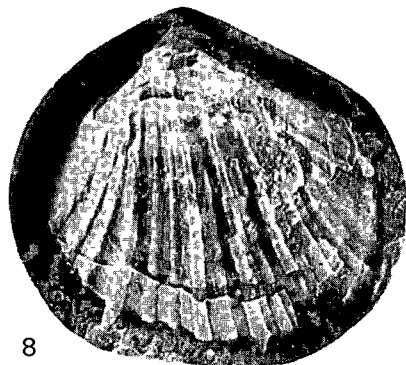
4



6



7



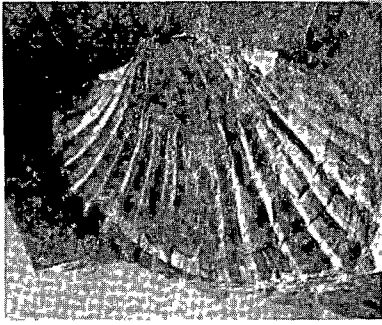
8



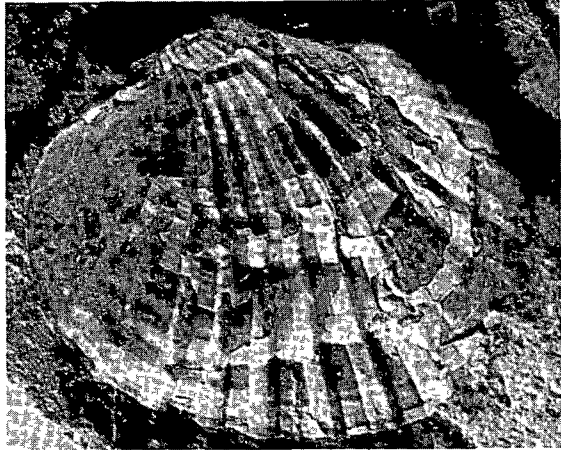
9

III tábla – Plate III*Cardium finitima* GRISHK

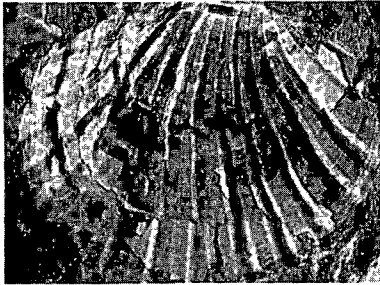
- 1 Bó-2 sz f 222,7–223,7 m 2X
- 2 Bo-2 sz f 220,7–221,7 m 4X
- 3 Bo-2 sz f 221,7–222,7 m 3X
- 4 Bó-2 sz f 224,6–225,2 m 3X
- 5 Bo-2 sz f 223,2–223,9 m 2X
- 6 Bó-2 sz f 224,6–225,1 m 2X



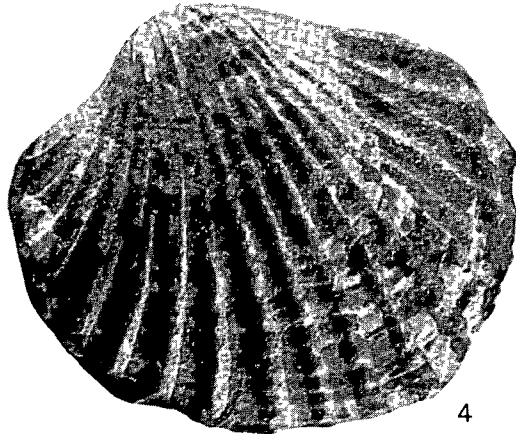
1



2



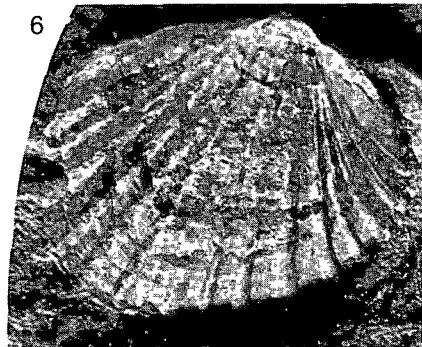
3



4



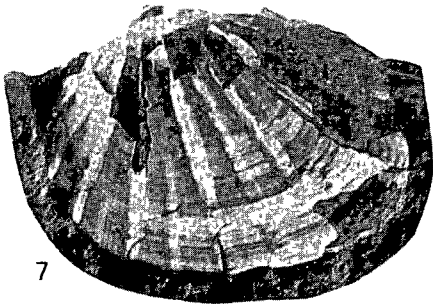
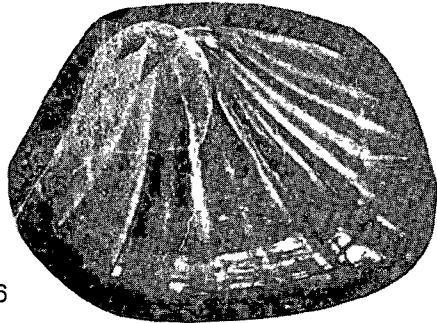
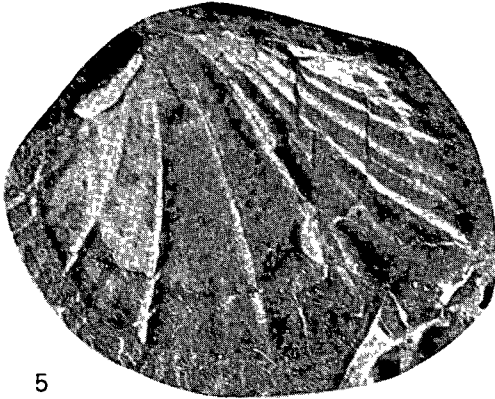
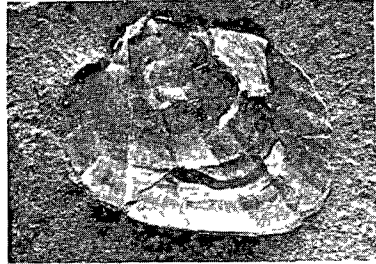
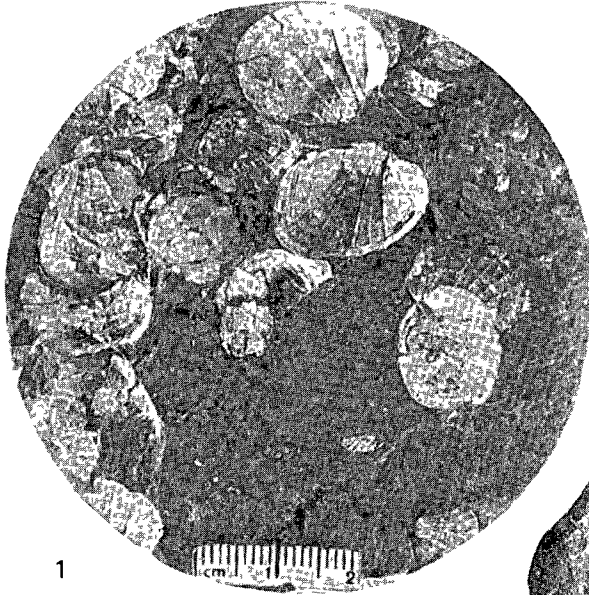
5



6

IV tábla – Plate IV*Cardum gleichenbergense* PAPP

- 1 Bő-2 sz f 229,1–230,1 m egész mag
- 2 Bó-2 sz f 234,2–235,2 m 2X
- 3 Bő-2 sz f 242,4–243,4 m 1X
- 4 Bó-2 sz f 237,5–238,7 m 2X
- 5 Bő-2 sz f 241,1–242,4 m 3X
- 6 Bó-2 sz f 241,1–242,4 m 3X
- 7 Bő-2 sz f 244,4–245,4 m 2X
- 8 Bó-2 sz f 245,4–246,2 m 4X



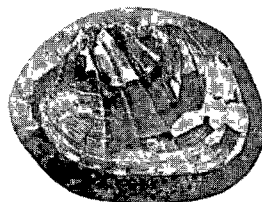
V tábla – Plate V

Cardium gleichenbergense PAPP

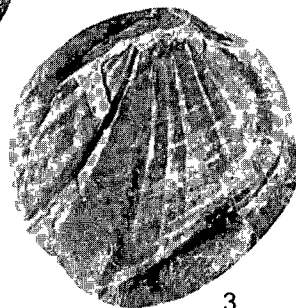
- 1 Bó-2 sz f 253,1–255,1 m 2X
- 2 Bó-2 sz f 235,2–236,3 m 1X
- 3 Bó-2 sz f 242,4–243,4 m 1X
- 4 Bó-2 sz f 253,1–255,1 m 2X
- 5 Bó-2 sz f 250,7–252,0 m 2X
- 6 Bó-2 sz f 226,1–227,1 m 2X
- 7 Bó-2 sz f 236,3–237,5 m 1X



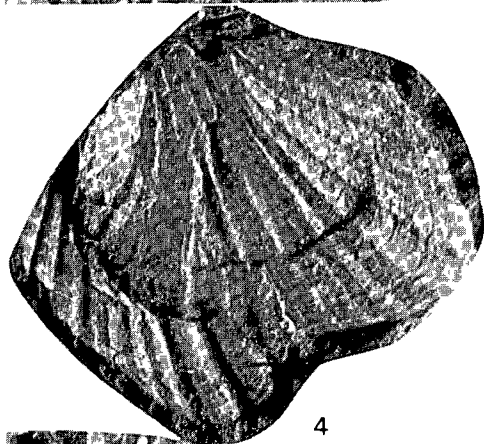
1



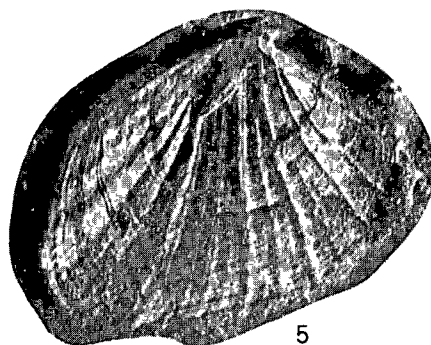
2



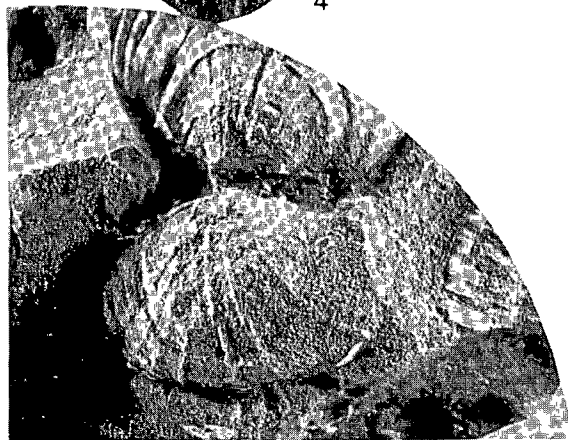
3



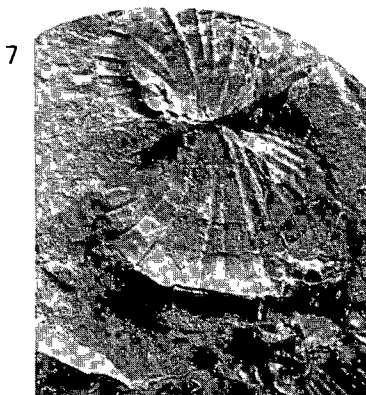
4



5



6



7

NOVEL SARMATIAN CARDIUM SPECIES FROM THE ZSÁMBÉK BASIN
(borehole Budajenő 2)

by

M BOHN-HAVAS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 564 1(118 213 234 373 1/2)

Key-words Carditida, paleoecology, (Biostratigraphy), boreholes (Budajenő 2), Sarmatian, Central Transdanubia (Zsambék Basin)

Borehole Budajenő 2, put down in 1975 in the Zsambék basin intersected sulphur-containing, gypsum- or alginite-bearing sediments (Á JÁMBOR — L KÖRPÁS — J ORAVECZ — Cs RAVASZ 1976, Á JÁMBOR 1976) This fact justified to continue the investigations which resulted in putting down the boreholes Bő-3, -4, -5, and -6 (Fig 1) In connection with a complex dealing with the geological setting of the area, the Badenian and Sarmatian sediments from the boreholes were studied (J BODA Sarmatian part of borehole sections Bő-3, -4, -5, 1978, BOHN-HAVAS Badenian, Sarmatian parts of borehole Bő-2, 1976, Badenian part of borehole section Bő-3, 1977)

From the clay-marls and siltstones of borehole Bő-2 a novel type of *Cardium* species, little known or unknown from the Hungarian Sarmatian, came to daylight (*Cardium gleichenbergense* PAPP, *C ringeiseni* JEK, *C pium* ZHIZHCH, *C sarmaticum* BARB, *C suessi* BARB, *C inopinatum* GRISHK) Their occurrence, however, was not restricted to the Budajenő basin, as evidenced by megafossils from boreholes Tengelic 2, Paks 2, and Magyarszék 3 drilled subsequently (M BOHN-HAVAS 1979, 1980a, b)

The sediments from the 334 0–359 4 m interval of Bő-2 contained a peculiar marine fauna of Badenian age (M BOHN-HAVAS 1976) The novel fauna, referred to in the above, was recovered from the Sarmatian beds between 216 0 and 334 0 m

The Badenian–Sarmatian boundary was defined quite distinctly by the disappearance of the marine molluscs and the appearance of the brackish-water *Cardium inopinatum*–*Abra reflexa* assemblage To draw a mollusc-based boundary between the lithologically continuous Sarmatian and Pannonian was more problematic, for the extremely variable tiny *Cardium* forms occurring in the topmost Sarmatian stand morphologically very close (forming a transition?) to the small *Limnocardium* forms of the Early Pannonian *Limnocardium praeponticum* assemblage To clarify the genetic relations, it would require a special study, passing beyond the limits of this paper

Borehole Bő-2 cut a Sarmatian, complete in the Hungarian sense (Fig 3) In the predominantly clay-marl and siltstone formations three faunal assemblages of even biostratigraphic value could be distinguished

The appearance of the *Abra reflexa*–*Cardium inopinatum* assemblage is confined to the deeper part of the Lower Sarmatian (Volhynian Substage), whilst the *Cardium sarmaticum*–*Cardium pium* assemblage is indicative of the lower part of the Bessarabian Substage. The first appearance of *Cardium gleichenbergense* still belongs to a surely identified Lower Sarmatian (upper part of the Volhynian), whereas its gaining predominance takes place in the upper part of the Hungarian Sarmatian (Fig 4). Similar experiences were gained in the case of boreholes Bő-3, Tengelic 2, Paks 2 and Magyar-szék 3 as well (Fig 2).

Environmental changes in the light of megafossils

From the Late Badenian on the present-day Zsámbék basin stabilized in its state of a shallow-water basin in which shoreline-, littoral, sublittoral and desiccation-bound lagoon facies alternated in dependence on the changes in seawater level. The seawater recharge came from the southwest and it was there that the basin-bench blocking the reflux of high-salinity waters to the open sea must have lain (Á JÁMBOR 1975, CS RAVASZ – G SOLTÍ 1978).

In this palaeogeographic situation, the molluscan fauna from borehole Bő-2 suggests an environment with highly agitated, shallow-sublittoral waters of normal salinity. Near the Badenian-Sarmatian boundary, however, the hydrodynamic action of the waters seems, as suggested by palaeontological results, to have somewhat appeared, resulting in a less-agitated and not too deep-water environment. It is quite probable that this kind of biotop was that which received the brackish-water Sarmatian fauna arrived with a new wave of species represented by the *Cardium inopinatum*–*Abra reflexa* assemblage. This association favours an explicitly nonagitated—though not too deep—shallow-water environment with a salinity of about 18 to 20‰ and a silty bottom.

At about 324 m, a little change in the pattern of the fauna can be observed. The representatives of *Hydrobia* and *Pirenella* appear in the *Abra reflexa*–*Cardium inopinatum* assemblage and carbonized plant remains occur, and *Hydrobia lumachella* appear around 317 m. The author believes that these changes were provoked by minor shifts in facies rather than by the establishment of a freshwater regime, i.e. the dilution of water.

The appearance of *Hydrobia* marks the basin's getting shallower, a process probably synchronous with the landlocking of the lagoon. With the onset of evaporation a rise in salinity is probable to have taken place by that time already. The presence of *Hydrobia* not even preclude the water to have been hypersaline (ZENKEVITCH 1963).

The alternation of *Abra reflexa*–*Cardium inopinatum* lumachelles with *Hydrobia lumachella*, as a probable consequence of a slight oscillation, may suggest the causes of why the conditions for an enduring evaporite formation could not be brought about. A recharge from the open sea may have diluted the water of the lagoon, thus enabling the fauna to survive.

This is supported by the fact that parts devoid of macrofauna were observed in or near the barren intercalations within the coal-bearing sequences. A plausible explanation for this may be to suppose an evaporite-accumulating environment, a nonagitated, landlocked lagoon protected against wave action, where intensive evaporation under a hot, arid climate had already led to differentiation of a highly concentrated bottom solution.

As the concentration of this attained to the value necessary for the precipitation of gypsum, the environment was no longer suitable for the survival of the fauna

The most plausible explanation would be to presume that in dependence on the bottom morphology of the lagoon, such permanently communicating—though nevertheless somewhat separated—subbasins could have evolved which enabled the fauna (however harsh the environment it lived in) to survive or its dead individuals to be redeposited from this environment. A similar palaeogeographic environment is suggested by Á JÁMBOR, CS RAVASZ and G SOLTÍ (1978) while analyzing the genetic circumstances of the sulphur and gypsum deposits in the Zsámbék basin and by J BODA (in RAVASZ—SOLTÍ 1978) in his evaluation of the molluscan fauna from boreholes Bó-3, -4 and -5.

Upon all these circumstances the growing abundance of the azoic layers can be supposed to indicate periods of gypsum- or sulphur deposition. Accordingly, circumstances ideal for evaporite deposition seem to have prevailed when the middle gypsum and sulphur beds were formed. That this time-span was not completely undisturbed either is proved by the *Cardium gleichenbergense* assemblage appearing in the clay-marly siltstones between the evaporite beds. The eponymous species and *Cardium ringeiseni* are two young forms unambiguously marking the upper part of the Lower Sarmatian. Considering the absence in the deeper part of the borehole section of this assemblage favouring an environment similar to that favoured by the *Abra reflexa*—*Cardium inopinatum* assemblage predominating in the older part of the Lower Sarmatian, it is justified to presume an intensification of a water recharge of hemipelagic origin i.e. a temporal re-establishment of the marine communication.

The living conditions for the faunal assemblage characterizable by the newcomer-species, however, were soon lost and so was the case with the water recharge. This is proved by 15 metres of overlying nonfossiliferous sediment with interbedded evaporites (Beds 2 and 3). From this time onwards, more quiet circumstances—without any abrupt change in facies—more favourable for the macrofauna appear to have evolved. First to appear in the sediments overlying the layers, lacking in megafossils, in *Cardium gleichenbergense* escorted by *Ervilia*, *Macra* and *Irus* and gastropods associated with plants. The mode of enclosure of the fauna is indicative of an accelerated sedimentation.

In the upper part of the Sarmatian the faunal pattern gradually becomes more diversified and, associated with the *Cardium sarmaticum*—*Cardium inopinatum* assemblage, even the youngest (Lower Bessarabian) *Cardium* species will appear.

This indicates that the neritic conditions must have been stabilized in the upper part of the Sarmatian. The fauna suggests such a polyhaline (about 16 ‰) sea environment still not far from the shoreline, though comparatively quiet, in which the hydrodynamic action of the water appears to have been somewhat stronger than earlier.

As a summary of the above, it is supposed that while the coastal tracts of the Zsámbék basin featured the deposition of oolitic sediments during the Sarmatian, the vicinity of borehole Bó-2 witnessed a sedimentation of basin facies and this provided prerequisites for the appearance of a Sarmatian fauna of "Budajenő type".

According to faunistic results, the depth conditions did not show any marked change during the Sarmatian (a maximum of 50 m), irrespective to the initial oscillation phase and the periods of evaporite formation.

At the beginning of the Sarmatian brackish-water conditions prevailed in the

basin During the later history, prior to and during evaporite deposition, the salinity rose and from time to time it reached a hypersaline grade The megafauna reacted to this by a certain degree of adaptation and, having reached the threshold value, it emigrated from the evaporite-accumulating environment The megafauna does not show any gradual impoverishment, unlike is usually the case (slow, continuous evaporation), but it eventually disappears, to reappear in other instances Of course, the causes responsible for this are quite complex, but anyway, the comparatively rapid fluctuations of salinity are likely to have played a very important role among the influencing factors involved

With expiration of the evaporite accumulation period the brackish-water conditions usual for the Sarmatian were probably restored which, together with the appearance of new *Cardium* species, could be the consequence of a stabilized marine communication

The occurrence of the so-called "Budajenő-type" Sarmatian fauna is not confined to the Zsambék basin A determinant factor controlling its distribution has been the basin facies, as verified by studies on the fauna from a few later-drilled boreholes (M BOHN-HAVAS 1979, 1980, 1981)

MAGNEZITTARTALMÚ DOLOMITOS KARBONATIT (BEFORSIT) TELÉRKÖZET A VELENCEI-HEGYSÉGBŐL

HORVÁTH ISTVÁN–DARIDÁNÉ TICHY MÁRIA–ÓDOR LÁSZLÓ

M Áll Földtani Intezet Budapest, Nepstadion ut 14
H–1143

ETO 552 33 552 111/234 373 1/2 Velencei hg)



No 169

T a r g y s z a v a k karbonatit (beforsit), kőzettan, magmas kőzetek genezise, Dunántúli-közephegység (Velencei-hegység)

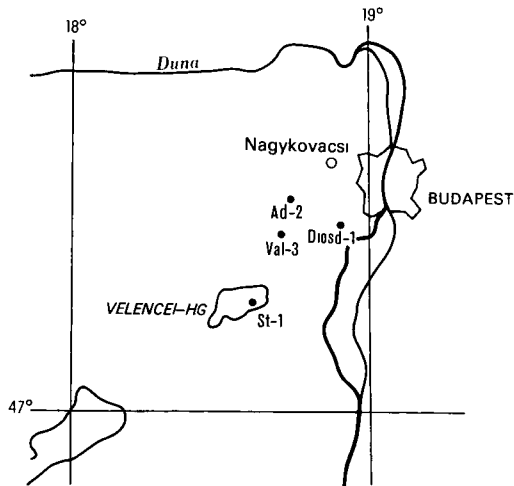
Sukorotól K-re az St-1 sz térképező furás felső-karbon gránitban és granitporfirban karbonatitos telérkőzeteket harántolt. A dolomitból, vastartalmu magnezitből, flogopitból, savanyú plagioklászból, kaliföldpatból és kvarcból álló ude telérkőzetben a karbonátasványok összmenyisége 47–51% között változik. Ennek megfelelően a kőzet magnezittartalmú dolomitos karbonatit (beforsit). A barnásszürke, szurkesbar-na színű, helyenként folyasos szövetű kőzet éles kontaktussal (vékony kihulási sávval) települ a granitban. Jellegzetessége a néhány milliméteres, uralkodóan karbonátasvány kitöltésű csomok, szemek – ocellumok – megjelenése. Kémiai összetétele, nyomelemképe hasonló az alkáli–ultrabázisos–karbonatitos magmás asszociációkból ismertetett kőzettípusokéhoz. A flogopitból készített K/Ar kormeghatározás $77,6 \pm 3$ millió évet adott.

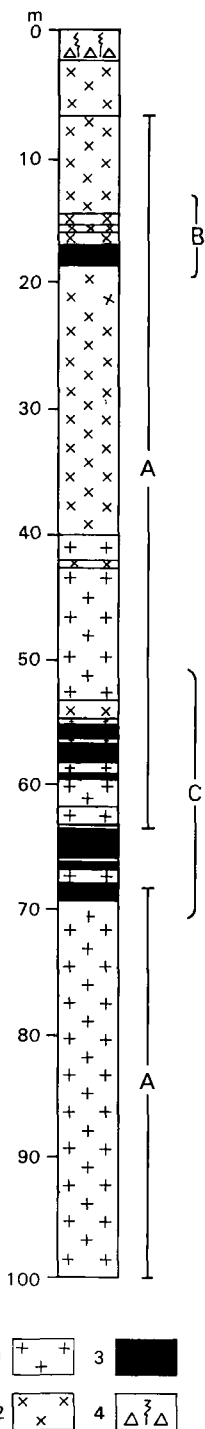
A Dunántúlon e kifejlődés magmas kapcsolatát az Ad-2, D1-1, Val 3 jelű furásokban harántolt és a Budai-hegységből előkerült alkálbázisos-ultrabázisos kőzetváltozatokban látjuk. E magmás asszociáció szorosan kapcsolódik a kontinentális riftesedéshez, és hordozója lehet bizonyos (pl. P, RF, Nb–Ta stb.) nyersanyag-elfordulásoknak.

A földtani térképezés során 1980-ban a Velencei-hegység keleti részén, Sukoro falutól K-re kb 500 m-re nagy Nb-tartalmú mállott, agyagásványos, kovás, limonitos kőzetet találtunk. Az itt mélyült St-1 sz térképező furás kataklázos szerkezetű felső-karbon korú gránitban ill granitporfirban lamprofir jellegű kőzetteléreket harántolt (1 és 2 ábra). A 13 db telér a furás 14–18 m, ill 55–70 m közötti

1 ábra Az alkáli–ultrabázisos kőzetek elfordulási helyei

Fig 1 Occurrences of alkaline-ultrabasic rocks





szakaszban települ, összvastagsága 9,5 m A kőzetek – a 64–68 m közötti szakasz kivételével – erősen elváltoztak, szurkészöld, zoldesszurke színűek Az ude, flogopitos telérkőzet barnásszurke, szurkésbarna színű, és karbonátásvány-kitöltésű porfiros beágyazásokat, csomókat, szemeket (ocellumokat) tartalmaz Az észlelhető kontaktusok 5–40° dőlesűek, a telérkőzet és a gránit érintkezése éles

A telérkőzetet az ásvány-kőzettani és kémiai, geokémiai vizsgálatok alapján magnezittartalmú dolomitos karbonátitnak minősítettük Hasonló összetételű és texturájú kőzetet a hazai szakirodalom sem a Velencei-hegységből, sem máshonnan nem ismertett még A dolomitos karbonátit megjelenése és a rokonsági körébe tartozó egyéb kőzettípusok varható előfordulása jelentős Nagyszerkezeti helyzetet jelző szerepükön túl fontos ásványi nyersanyagok lehetőségére is felhívják a figyelmet

Kőzettani adatok

Az ude telérkőzet porfiros beágyazásai kétfélek

- a zomok téglalap alakú beágyazások 1–6 mm nagyságúak, szurkes- vagy barnásfehér karbonátásvány-kitöltésűek,
- a bronzfenyű flogopit átlagosan 1 mm-es, max 8 mm nagyságú

A kőzetben megjelenő csomók, szemek (ocellumok) 1–10 mm átmérőjűek, a kisebbek gombolydedek, a nagyobbak többékevésbé izometrikusak, de szabálytalan alakúak is lehetnek, uralkodóan karbonátásvány-kitöltésűek A porfiros alkotók és az ocellumok eloszlása a kőzetben egyenetlen, foltos, helyenként elrendeződésük folyásos szövetre utal A telérkőzet és a gránit érintkezése éles, néhány mm-es kihúlési szegély is megfigyelhető Az érintkezés mentén gyakoriak az ude gránit 1–4 cm-es, éles határu betört darabjai (I tábla 1–4) A bontott kőzetváltozatban a porfiros jelleg alig észlelhető, míg az ocellumok jól láthatók Az ude és bontott kőzet között az átmenet folyamatos (II tábla)

A mikroszkópos vizsgálatokkal az alábbiak állapíthatók meg A zomok téglalap alakú porfiros beágyazások alakjukból következően eredetileg olivin es/vagy piroxén fenokristályok lehetnek, s apró opák ásványokkal keretezve kizárólag karbonátos kitöltésűek Az apokristályos karbonátásványok zavaros ill tiszta vál-

2 abra A velencei-hegységi St-1 sz furas vázlatos földtani szelvénye
A = elváltozott szakasz, B = felső telércsoport, C = alsó telércsoport 1 Gránit, 2 gránitporfir, 3 karbonátit, 4 lejtőtormelék

Fig 2 Schematic geological log of borehole St-1 in the Velence Mountains
A = altered portion, B = upper dyke group, C = lower dyke group 1 Granite, 2 granite porphyry, 3 carbonate, 4 talus

tozatainak elrendeződése mintha az eredeti ásvány hasadási ill repedési nyomvonalat követné (IV tábla 1) A porfíros flogopit gyakran meghajlított, elszakadt, kissé visszaoldott, lemezekre váló (kvarc-, s ritkábban karbonátorsós) Színe alapján zónás felépítésű (III tábla 2–4) Pleokroizmusa belülről kifele

- a) halvány zoldessárga–tompá vorosesbarna
- b) világos sárga, sárgásfehér–vorosbarna
- c) barna–sötétbarna

Az a) típus csak a legnagyobb szemcsék belsejében jelenik meg A c) változat továbbnovekedésként vékony, nem folytonos keretet alkothat, s megegyezik az alapanyagban és ocellumokban megfigyelhető utolsó kiválású flogopittal (esetleg már biotittal) Jellemző, hogy a hasadás mentén hematitlemezek helyezkednek el

Az uralkodóan karbonátásvány-kitöltésű ocellumok (IV tábla 2–4) összetetele nagyságuktól függően kissé változik

a) 1 mm-nél kisebb átmérőjűek, kvarc + földpát + karbonátásvány + biotit összetételűek, éles határ nélkül mennek át az alapanyagba

b) 1 mm-nél nagyobb átmérőjűek, kvarc + földpát + karbonátásvány + biotit összetételűek Határak éles, gyakran porfíros biotitlemezek veszik körül őket, s ezek benyulhatnak az ocellum belsejébe is

c) 2 mm-nél nagyobb átmérőjűek, kvarc + földpát + karbonátásvány ± ilmenit összetételűek Az alapanyagban az ocellum körül dúsul a savanyú plagioklász A külső részen a karbonátkristályok gyakran zonásak Az ocellum belsejében a karbonátkristályokban a kvarcsemekek irányított elhelyezkedésűek

d) Több mm-es nagyságúak, szabálytalan alakúak, karbonátásvány, kvarc, földpát, pirit, epidot, ilmenit, kromit, titanit, monoklin piroxen összetételűek

A kőzet alapanyaga mikroholokristályos, intergranularis, mikropoikilites A kvarc és a plagioklász xenomorf, a karbonátásványok hipidiomorfak és mikrolitosak, a biotit idiomorf, hipidiomorf, de foszlányos szélű is lehet Az ocellumok szegélyén megjelenő, kissé azokba benyúló plagioklászok hipidiomorfok (III, IV tábla)

Az alakos alkotók arányát és a kőzet ásványos összetételét az 1 és 2 táblázat mutatja be

A vékonycsiszolati vizsgálatok és a szöveti kép alapján a kristályosodás menete a következő lehetett

- 1 (olvin, piroxén)
- 2 flogopit
- 3 (olvin, piroxén) karbonátásványokkal való helyettesítődése
- 4 flogopit [esetleg biotit, továbbnovekedés és kiválás az alapanyagban és az a) és b) típusú ocellumokban], savanyú plagioklász, karbonát [az alapanyagban és az a) típusú ocellumokban], kvarc (az alapanyagban)
- 5 karbonátásványok + kvarc [a b), c) és d) típusú ocellumokban]

Az üde kőzetváltozat makroszkopos és mikroszkopos képe, valamint ásványos összetetele alapján a kőzet in situ karbonátos metasomatózis útján történő keletkezése elképzelhetetlen A zárványok állapota, a telér kontaktusának jellege egyértelműen az olvadék-állapotban történt benyomulást és helyben befejeződő kristályosodást jelzi

Térjünk ki néhány szóval e kőzettársaság egyik jellegzetesegere, az ocellumokra és azok eredetere Az ocellumok leukokrata ásványaggregátumok, amelyek túlnyomó rész-



1 táblázat

Az ude kőzet szöveti alkotói
(5 db vékonycsiszolat alapján terf %)

	Minimum–maximum	Átlag
Alapanyag	35–43	40,5
Portiros beagyazás } karbonat kitöltésű	11–20	15
} biotit	7–19	15
Ocellum („szem”)	20–35	29,5

ben vagy szilikat- vagy karbonátásványokból állanak, amelyek az alapanyagban is megtalálhatók. Az alapanyag fele jól lehatárolódnak, annál durvább szemcsenyagságúak és radialis vagy koncentrikus szerkezetűek.

FERGUSON és CURRIE (1972) tanulmányukban áttekintik, hogy milyen földtani folyamatok hozhatnak létre ilyen jellegű ásványszegregációkat. Megállapítják, hogy az eredetileg homogén magma lehűléskor két vagy több nem elegyedő fázisra valik szét. A nem elegyedő szilikatos és karbonatos olvadék elkülönülésével magyarázható az ocellumoknak

2 táblázat

Az ude kőzet ásványi összetétele

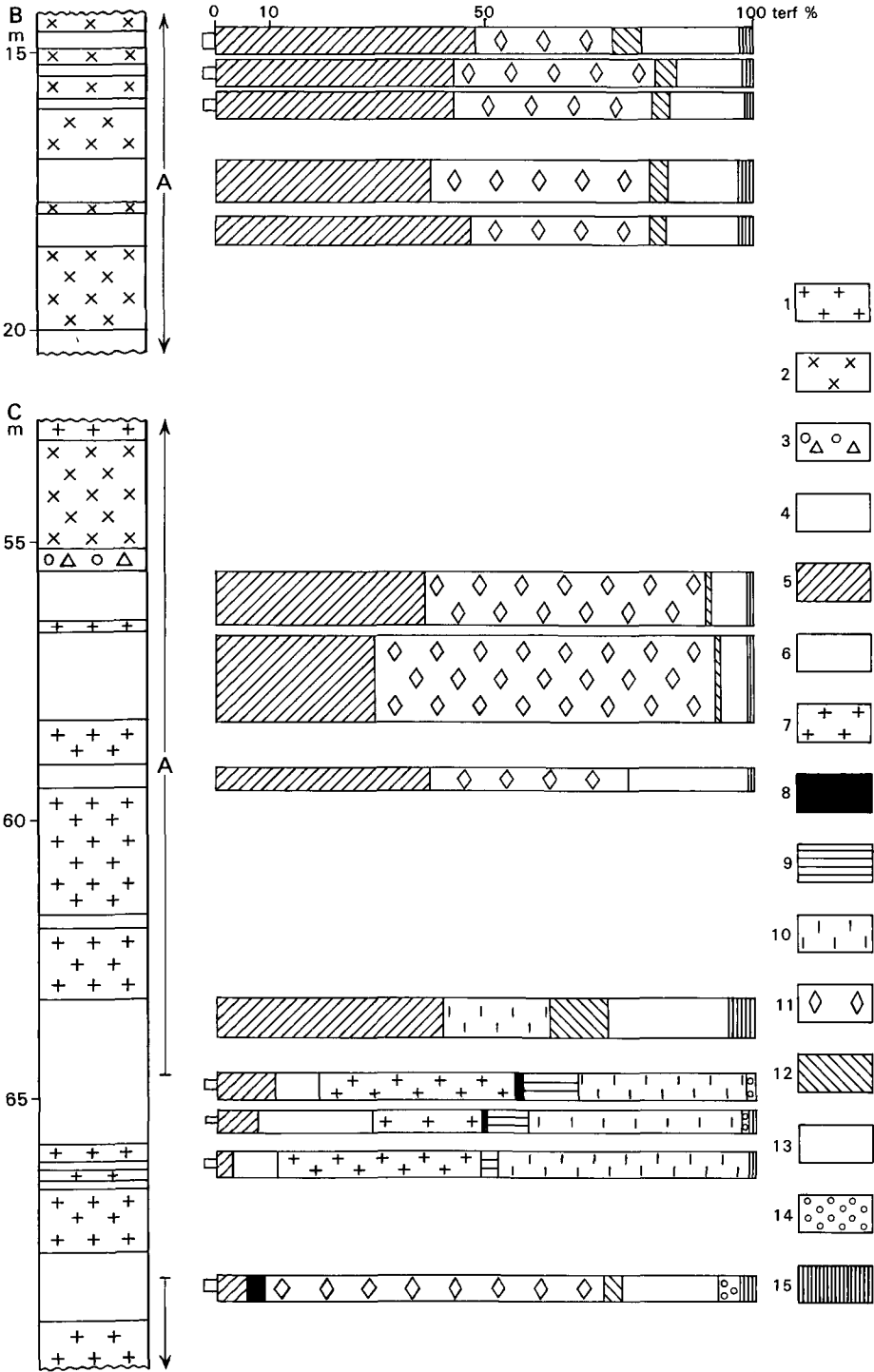
	Alapanyag	Ocellum	Teljes kőzet
Kvarc	4,2	4,2	8,4
l oldpat	14,9		14,9
Biotit	9,1	2,0	26,2
Karbonat	9,9	22,8	47,6
Pirit, hematit, titanit, kromit, ilmenit, epidot, monoklin, piroxen stb	0,6	0,6	1,2
Apatit	1,7	–	1,7

3. ábra Az St-1 sz. furás karbonatitós telerei és ásványos összetételük (FOLDVÁRI M. és FARKAS L. adatai alapján)

A = elváltozott szakasz, B = felső telercsoport, C = alsó telercsoport. Rétegzáslog: 1 Granit, 2 granitporfir, 3 tektonikus breccsa, 4 dolomit és ankerites karbonatit. Ásványos összetétel: 5 Kvarc, 6 plagioklasz, 7 flogopit, 8 kalcit, 9 magnézit, 10 dolomit, vastartalmú dolomit, 11 ankerit, 12 siderit, 13 klorit + agyagásvány, 14 apatit, 15 opak.

Fig. 3 Carbonatite dykes in borehole St-1 and their mineralogical composition (by courtesy of M. FOLDVÁRI and L. FARKAS)

A = altered portion, B = upper dyke group, C = lower dyke group. Lithological log: 1 Granite, 2 granite porphyry, 3 tectonic breccia, 4 dolomitic and ankeritic carbonatite. Mineralogical composition: 5 Quartz, 6 plagioclase, 7 phlogopite, 8 calcite, 9 magnesite, 10 dolomite, ferruginous dolomite, 11 ankerite, 12 siderite, 13 chlorite + clay mineral, 14 apatite, 15 opaque minerals.



A velencei-hegységi karbonátos telérkőzetek ásványtani összetétele (térf %)

	Mélység m	Kvarc	Plagioklász	Flogopit	Karbonátok			
					kalcit	magnezit	dolomit	vastartalmú dolomit
I	14,6–18,5	44,6	–	–				
II	64,7–64,9	11,1	7,9	36,5	1,1	10,0		Mg 0,8 Fe 0,2 32,5
	65,4–65,5	7,9	20,6	20,7	0,6	8,1		Mg 0,87 Fe 0,13 40,3
	66,1–66,25	3,2	7,7	37,7		3,4		Mg 0,82 Fe 0,18 47,7
III	55,5–68,55	31,1			0,5		4,0	

I Elváltozott telérkőzetek (n=5)

II Űde telérkőzetek

III Elváltozott telérkőzetek (n=5)

mint cseppeknek a képződése Így jön létre az ocellumok éles hatara, ez a folyamat okozhatja, hogy az ocellumok ásványai a mátrix ásványaival egyensúlyban kristályosodtak s nem késői kiválási termékek, mint pl a mandulakövek LAPIN (1981) a radialis vagy koncentrikus, zónás „szferolitokat”, csomókat szintén a likvacios folyamatok bizonyítékának tekinti Az ocellumok jelenléte is igazolja tehát, hogy a karbonátok kétségkívül karbonátos kőzetolvadékból képződnek

FOLDVÁRI M és FARKAS L együttesen (termikus és röntgenvizsgálatok alapján) határozta meg az űde és elváltozott kőzetek ásványos összetételét (3 abra, 3 táblázat) Vizsgálati eredményeik szerint az űde kőzet feltűnő sajátossága a kis vastartalmú dolomit mellett a 10% vastartalmat is elérő magnezit önálló fázisként való megjelenése Ez ismereteink szerint a karbonátos kőzettársaságban egyedülálló (A minimális mennyiségű kalcit a kőzetet átjáró hajszálvékony repedéseket tölti ki) Az elváltozás során a kőzet összes karbonáttartalma kb 5–10%-kal csökken, a vastartalmu magnezit es a kis vastartalmú dolomit helyett ankerit keletkezik, s 0,5–10% mennyiségű sziderit is megjelenik A savanyú plagioklász és flogopit agyagásványosodik, s jelentősen megnövekszik a kvarctartalom

Foldvári M és Farkas L termikus és röntgenvizsgálatai alapján (St-1 sz. fúrás)

Karbonátok			Agyagásványok					Apatit	Opak (rutil, anatáz, pirrit)
ankerit*	sziderit	Σ karbonát	klorit	kaolinit + klorit	illit	illit + montmorillonit kevert sz.	montmorillonit		
35,1**	3,6	38,7		6,0	8,9				1,9
		43,6						0,9	
		49,0						0,3	1,5
		51,1							0,3
43,4***	2,8	50,7	2,8	0,2	8,8	3,6	0,3	0,8	1,7

*Osszetetele termikus elemzés alapján számított $Ca_{1,0}$ feltétel mellett**Osszetetele $(Fe_{0,48}Mg_{0,52})Ca(CO_3)_2 - (Fe_{0,26}Mg_{0,74})Ca(CO_3)_2$ között változik***Osszetetele $(Fe_{0,36}Mg_{0,64})Ca(CO_3)_2 - (Fe_{0,24}Mg_{0,76})Ca(CO_3)_2$ között változik

Az üde telérközet ásványos összetételére vonatkozó fenti adatok áttekintése után vizsgáljuk meg, milyen lehetőségünk van a kőzet megnevezésére

A lamprofirós kőzetek modal összetételén alapuló nomenklatúra (STRECKEISEN 1980) szerint csak az 50% fölötti karbonattartalmú kőzetek nevezhetők karbonátitnak. Ennek alapján a velencei-hegységi üde telérközetet karbonátitos kerzantitnak kellene nevezni. A valódi, posztorogén granitokhoz kapcsolódó kerzantitok között azonban ilyen ásványos alkutak sem másutt, sem a Velencei-hegységben nincsenek (ROCK 1977, EMBEY-ISZTIN 1973). A kőzet radiometrikus kora, valamint kémiai összetétele (lásd később) nyilvánvalóvá teszi, hogy nem a gránitos magmatizmushoz kapcsolódó kőzettípusról van szó. Ezért a fenti félrevezető megnevezés helyett a kőzet különállását helyesebben tükröző *dolomitos karbonátú (beforsit)* ill. *szilikokarbonátú* megnevezést tartjuk pontosabbnak, annak ellenére, hogy az összes karbonátmennyiség kb. 3%-kal marad az 50% alatt. Ezzel a kőzettípussal összevethető telérközeteket Alno szigetéről ECKERMANN (1948, 1958, 1966), Finnországból VARTAINEN et al. (1978) és VARTAINEN (1980), Grönlandról HANSEN (1980), valamint SECHER és LARSEN (1980), Kanadából FERGUSON és CURRIE (1972) ismertették.

Kémiai vizsgálati adatok

A magnezites, dolomitos karbonatit kémiai elemzési adatait két minta alapján a 4 táblázatban közöljük, az összehasonlítást elősegítő gronlandi beforsitok (SECHER – LARSEN 1980) adataival együtt Akar a kőzet eredeti, akár az illómentesre átszámolt kémiai összetétele nézzük, jellegzetes a viszonylag alacsony SiO₂-tartalom mellett az al-

4 táblázat

A velencei-hegységi karbonatitos telérek kémiai összetétele (súly%)

	Üde kőzet, két minta átlaga* (St-1 sz f 64,7–64,9 m, 65,4–65,5 m)			Beforsit- telérek**
	Teljes elemzés		Illómentesre átszámolva	Sarfartôq (Ny-Gronland) SECHER, 1980
	normatív összetétel			
SiO ₂	28,9		37,7	5,08–31,07
TiO ₂	1,98		2,58	0,11– 0,60
Al ₂ O ₃	6,54	or 19,76	8,53	0,78– 7,23
Cr ₂ O ₃	0,09	ab 8,23	0,11	
Fe ₂ O ₃	2,16	q 5,49	2,82	0,85– 5,07
FeO	6,20	c 1,32	8,08	3,06– 7,87
MnO	0,24	hy 9,73	0,32	0,22– 0,49
MgO	12,1	mt 3,24	15,7	8,24–15,54
CaO	13,3	il 3,74	17,3	14,96–26,86
Na ₂ O	1,01	ap 2,35	1,32	0,03– 1,54
K ₂ O	3,22	pr 0,46	4,15	0,59– 5,11
Li ₂ O	0,04	cc 20,85	0,05	
P ₂ O ₅	1,00	mgt 22,09	1,32	0,07– 1,74
+H ₂ O	2,82	fr 0,53		
-H ₂ O	0,31			
CO ₂	20,7			
S	0,24			
F	0,28			
Cl	0,04	vol 24,39		vol 21,37–39,98
-0-S, F, Cl	101,17 0,19			
Össz	100,98		99,99	

*Elemző SOHA I -né és SZŰCS F -ne

**4 teler kémiai összetételének tartománya

5 tablazat

A velencei-hegységi St 1 sz. fúrás karbonatit telérközeteinek
nyomelemzési adatai (ppm)

	Elváltozott telérközetek			Üde telérközetek	
	14,6–18,5 m	55,6–69,0 m		64,7–66,25 m	
	Színkép* (n=5)	Színkép* (n=6)	Neutronakt ** (n=6)	Színkép* (n=3)	Neutronakt ** (n=2)
Ba	450	330	238	387	603
Cr	172	292	423	453	695
La	21	29	95		125
Ni	194	133		190	
Sr	1240	717		667	
V	144	74	139	80	186
Y	90	55		<60	
Zr	370	367		158	
Li	200	222		80	
Nb	110	345		<160	
Sc	<8	8	26,3		16,7
Ta			5,7		4,5
Ce	78	174	200		249
Yb	3	6	6,6		1,6
Rb			66		92
Nd			89		127
Sm			16,5		13,5
Eu			3,3		3,8
Tb			4,2		1,7
Dy			20,6		8,8
Lu			1,3		0,3
Hf			5,4		3,7
Th			37		19
U			7,5		4,8

n = a minták száma

* MÁFI Színkeplaboratórium

** Budapesti Műszaki Egyetem, BÉRCZY J

kahak magas értéke és a kalium túlsúlya. A kis Al_2O_3 - és nagy TiO_2 -tartalom is megfelel a kovasavban gazdagabb beforsittípusok összetételének.

A nyomelemadatokat ill. átlagokat az 5. tablazat tartalmazza. A fúrás felső és alsó telercsoportját egyaránt vizsgálhattuk, az alsó telercsoportra színkepelemzési és neutronaktivációs elemzési adataink is vannak. A fúrás környezetében, a felszínen az elbontott és mállott agyagos, limonitos kőzetben (9 minta) 1390 ppm Nb-t mutatott ki a színkepelemzés. Kiugrik a Cr (240 ppm) és a V (195 ppm) koncentrációja is. A fúrásban vizsgált telérközetek nyomelemzése a következő jellegzetességeket mutatja:

– Az elváltozott telérkőzet Nb-tartalma 110–345 ppm között változik, az ude kőzeté 160 ppm alatti (3 minta alapján)

– Az RFF koncentráció maximuma 714 ppm, minimuma 302 ppm, átlaga 436 ppm az elváltozott telérkőzetekben. Az ude magnezites, dolomitos karbonátit átlagos RFF tartalma 530 ppm. Az RFF eloszlás jellegzetességeivel a kevés adat miatt nem foglalkozhatunk. Jellemző a Cr, Ni és V koncentrációja, amely bázisos, részben ultrabázisos kőzetre utal. A Ba és Sr értékei az Nb és RFF értékekkel együtt azonban az alkáli magmás kapcsolatot jelezhetik.

Mivel a Sukoro mellett felismert karbonátos telérkőzet a hegységben egyedi lelet, a kémiai és a nyomelem-összetétel diagnosztikai szerepén túl nem adhat további értékelési támpontot. Csak a feltehetően rokonsági körébe tartozó előfordulások (Nagykovácsi, Alcsútdoboz 2, Diósd 1, Vál 3 sz. fúrás alkáli–ultrabázisos összetételű kőzetei) vizsgálati eredményeivel összevetve lehet a Velencei-hegység–Nagykovácsi közötti térség magma-fejlődési viszonyait részleteiben elemezni (1. ábra).

Az ude dolomitos karbonátit biotitjából az ATOMKI-ban 1981-ben készített K/Ar módszerű radiometrikus kormeghatározás $77,6 \pm 3$ millió évet (szenon) adott (BALOGH KADOSA – BUDA GY. 1981).

Következtetések

E kőzettípus hazai rokonai közé sorolhatjuk a WÉBER B (1962) által Nagykovácsi környékéről ismertetett RFF–Th-indikációhoz kapcsolódó magmás kőzetet, amely tulajdonképpen biotitból és kalcitból áll. A dachsteini mészkőben települő kőzetet a szerző alkáligranit–szenites magma és a mészkő határan kialakult kontakt képződménynek tartja, amely jelentős *in situ* karbonatosodást szenvedett.

SZABÓ Cs. kéziratában (1979) és földtani társulati előadásán (1980) az Alcsútdoboz 2 sz. fúrásból karbonát „mandulaköves” alkáli jellegű csillámdiabáz, pikrit, alkáli-bazalt képződményeket ismertetett, amelyek az alsó-triász karbonátos képződményekben települnek. Ezeket tenger alatti lávafolyásnak értelmezte HARRACH O. (1980) a Diósd 1 sz. fúrásban az alsó-triász mészkövekben telérként települő, porfíros, holyaguregkítőltetéses karbonatitot vizsgált, amely véleménye szerint utólagosan karbonatosodott ultrabázisos–bázisos kőzet.

KUBOVICS I. 1980-ban és 1981-ben földtani társulati szakülésen az ÉK-dunántuli bazitokról és ultrabazitokról tartott előadásában az Alcsútdoboz 2 sz. fúrás ultrabazitjaiban megjelenő karbonát–biotit–klinopiroxén csomókat a víz alatti kiömlés után a tenger-víz hatására történő metasomatózissal értelmezte. A váli és budaorsói fúrásból is ismertetett hasonló kőzeteket a területen triász ultrabázisos–bázisos–andezites magmatizmust–vulkanizmust tételezett fel. A fenti előfordulások esetében azonban nem kizárt, s van példa rá, hogy igazolt (VETŐ I. 1979) az intruzív települési mód.

Az alkáli–ultrabázisos–karbonátos magmatizmus jellegzetessége a különleges differenciálódási folyamatok különböző szakaszaikhoz köthető, változatos összetételű telérkőzetek gyakori megjelenése (LAPIN 1981).

A Velencei-hegység és a Budai-hegység közötti térségben a fentiekben említett előfordulások kőzeteiről, a viszonylag kevés ismeret ellenére, az alkáli–ultrabázisos–karbonátos asszociációhoz való tartozásuk joggal feltételezhető. Ennek az asszociáció-

nak nagyszerkezeti helyzete meglehetősen szigorúan meghatározott. A hosszú életű kontinentális mélytorésekhez kapcsolódik (NOTHOLT 1979, BAILEY 1974), vagy a kontinentális riftesedési övek korai kinyílási fázisának terméke (HANSEN 1980).

Feltételezzük, hogy esetünkben a dunántúli-kozéphegységi mikrolemeznek az afrikai lemezről történő leszakadását, illetve ennek kezdetét jelezheti ezeknek a képződményeknek a térségben való megjelenése.

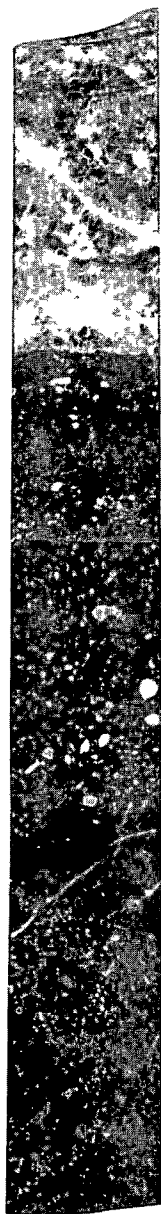
Bizonyos nyersanyag-lelőhelyek (foszfor, niobium, ritkaföldek, réz és hasadóanyag-telepek) előfordulási lehetősége felhívja a figyelmet e képződmények további vizsgálatának és földtani helyzete tisztázásának fontosságára.

IRODALOM – REFERENCES

- BAILEY D. K. 1974 Continental rifting and alkaline magmatism – In *The Alkaline Rocks* John Wiley and Sons London
- BALOGH KADOSA–BUDA GY. 1981 A magyarországi granitoidok és metamorf kőzetek geokronológiája – In press
- ECKERMANN H. V. 1948 The alkaline district of Alno Island – *Sveriges Geol Unders* 36 176 p
- ECKERMANN H. V. 1958 The alkaline and carbonatitic dikes of the Alno formation on the mainland north-west of Alno Island – *Kungl Svenska Vetenskapskad Handl* 4 7 (2) 61 p
- ECKERMANN H. V. 1966 The Alno carbonatites – In *Carbonatites* John Wiley and Sons London
- EMBEY-ISZTIN A. 1973 A Velencei-hegység földpat-tartalmú telérközeteinek vizsgálata – Doktori értekezés, ELTE TTK Ásványtani Tanszék, Adattár
- FERGUSON J. – CURRIE K. L. 1972 The geology and petrology of the alkaline carbonatite complex at Callander Bay, Ontario – *Geol Surv Canada* 217 103 p
- HANSEN K. 1980 Lamprophyres and carbonatitic lamprophyres related to rifting in the Labrador Sea – *Lithos* 13 145–152
- HARRACH O. 1980 Dinnyes 2, Diosd 1, Polgárdi 1 és Vál 3 sz. furások kőzettani-geokémiai vizsgálata – Szakdolgozat, ELTE TTK Kőzettani Tanszék, Adattár
- LAPIN A. V. 1981 O. proceszszah differenciáciú karbonátitív – *Izv Akad Nauk SZSZSZR Szer Geol* 1 38–52
- NOTHOLT A. J. G. 1979 The economic geology and development of igneous phosphate deposits in Europe and the USSR – *Econ Geol* 74 339–350
- ROCK N. M. S. 1977 The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations – *Earth-Sci Rev* 13 123–169
- SECHER K. – LARSEN L. M. 1980 Geology and mineralogy of the Sarfartôq carbonatite complex, southern West Greenland – *Lithos* 13 199–212
- STRECKEISEN A. 1980 Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks – *Geol Rundschau* 69 (1) 194–207
- SZABO CS. 1979 Az AD-2-es furás által harantolt magmatitok mikroszkopos vizsgálata. In *Az Alcsutdoboz-2 szerkezetkutató-furás retégsorának vizsgálata* – *Földt Int Adattár, kézirat*
- VARTIAINEN H. 1980 The petrography, mineralogy and petrochemistry of the Sokli carbonatite massif, northern Finland – *Geol Surv Finland*, 313 126 p
- VARTIAINEN H. – KRESTEN P. – KAFKAS Y. 1978 Alkaline lamprophyres from the Sokli complex northern Finland – *Bull Geol Soc Finland* 50 59–68
- VETŐ I. 1979 A szervesanyag-vizsgálatok földtani értékelése (AD-2 sz. furás). In *Az Alcsutdoboz-2 sz. szerkezetkutatófurás retégsorának vizsgálata* – *Földt Int Adattár, kézirat*
- WEBER B. 1962 Thorium és ritkaföld indikációk a Budai-hegységben – *Földt Kozl* 92 455–457

I tábla – Plate I

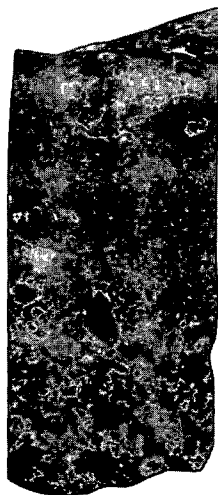
- 1 Az ude dolomitos karbonatit telér és a granit kontaktusa – Contact between the fresh dolomitic carbonatite and the granite
Sukoro St-1 sz fúrás, 67,5–67,7 m 0,4X
- 2 A dolomitos karbonatit telér es a gránit kontaktusa, betoredezett granitdarabokkal – Contact between the dolomitic carbonatite dike and the granite, with granite xenoliths incorporated
Sukoro St-1 sz furas, 66,0–66,2 m 0,5X
- 3 Vékony, elváltozott karbonatit telér granitban – A thin, altered carbonatite dyke in the granite
Sukoro St-1 sz furas, 68,8–68,9 m 0,6X
- 4 Az ude dolomitos karbonatit telér es granit érintkezese, kihűlési szegellyel – Contact between the fresh dolomitic carbonatite dyke and the granite with a rim due to cooling
Sukoró St-1 sz furás, 66,45–66,6 m 0,5X



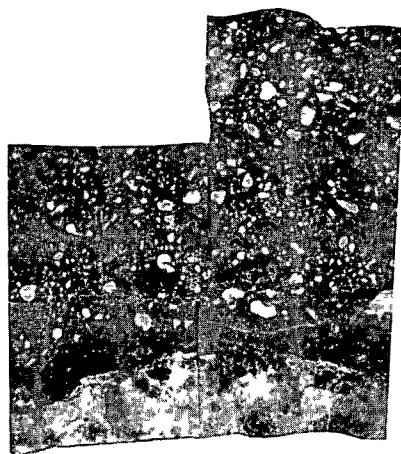
1



2



3



4

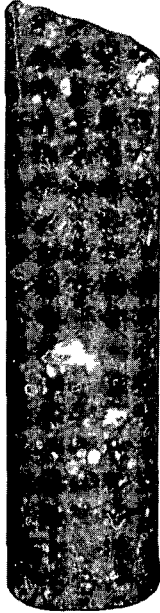
II tábla – Plate II

1–6 Az ude dolomitos karbonatit telér (6, 5, 4) folyamatosan megy át az erősen elváltozott sziderites-agyagaszvanyos karbonatitba (3, 2, 1) – The fresh dolomitic carbonatite dyke (6, 5, 4) grades into a heavily altered sideritized-argillized carbonatite (3, 2, 1)

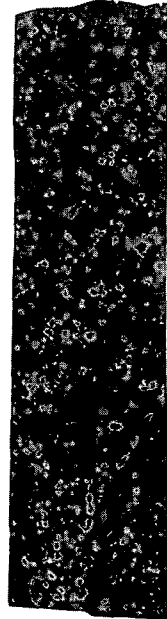
St-1 sz furas, 63,8–65,4 m 0,4X



1



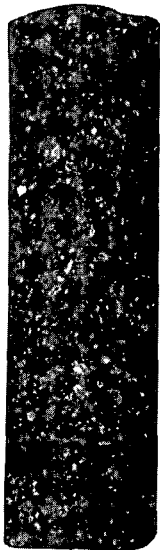
3



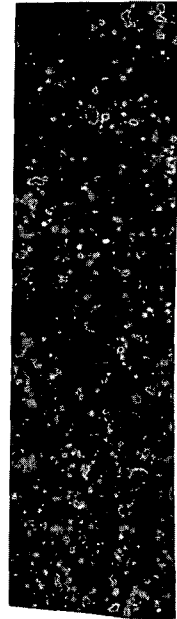
5



2



4



6

III tábla – Plate III

- 1 A kőzet ocellummentes részének szöveti kepe – Texture of the non-ocellar part of the rock
St-1 sz furás, 63,85–63,95 m 40X
- 2 Kvarcorsos, zónás felepítésű és hajlott porfíros flogopit a karbonatitban – Porphyritic phlogopite of zoned and curved structure with quartz spindles, in the carbonatite
St-1 sz furás, 63,85–63,95 m 120X
- 3 Zónás, porfíros flogopit a karbonatitban – Porphyritic zoned phlogopite in the carbonatite
St-1 sz furás, 63,85–63,95 m 120X
- 4 Biotitzegelyes flogopit a karbonatitban – Biotite-rimmed phlogopite in the carbonatite
St-1 sz furás, 66,4–66,5 m 160X



1



2



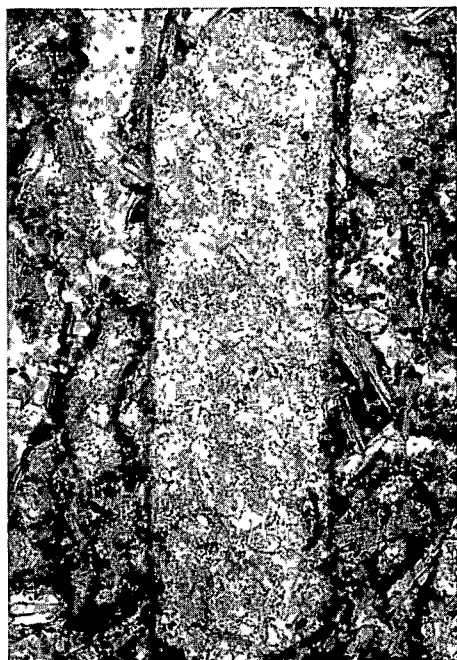
3



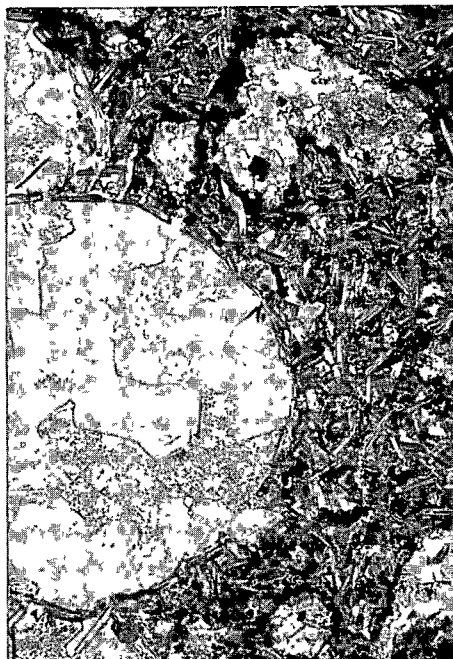
4

IV tábla – Plate IV

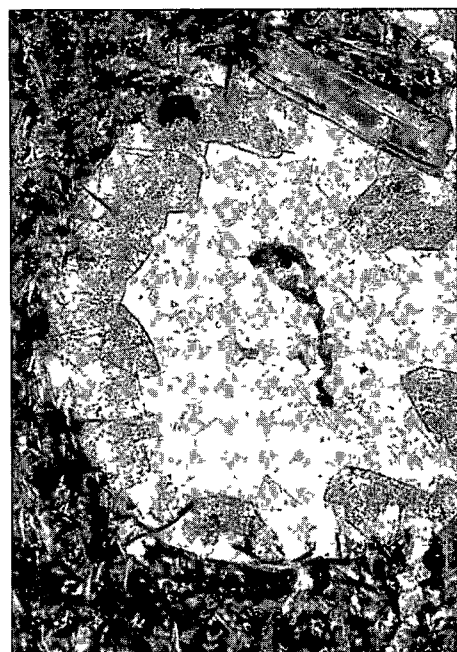
- 1 Karbonátasvanyokkal helyettesített fenokristály (olivin?) a karbonátitban – A phenocryst (olivine?) substituted by carbonate minerals in the carbonatite
St-1 sz furas, 66,1–66,25 m 50X
- 2 Flogopitszegelyes karbonátasvany + földpat kitöltésű ocellum – Phlogopite-rimmed carbonate mineral and feldspar-filled ocellus
St-1 sz furas, 65,0–65,3 m 40X
- 3 Koncentrikus felepítésű karbonátasvany + kvarc + opak kitöltésű ocellum – Carbonate mineral of concentric structure + quartz + opaque-filled ocellus
St-1 sz furas, 65,0–65,3 m 40X
- 4 Plagioklasz + karbonátasvanyok + biotit összetételű ocellumszegely – Ocellar rim of plagioclase + carbonate minerals + biotite composition
St-1 sz furas, 63,85–63,95 m 150X



1



2



3



4

MAGNESITIFEROUS DOLOMITIC CARBONATITE (BEFORSITE) DYKE ROCK FROM THE VELENCE MOUNTAINS

by

I HORVÁTH – M DARIDA-TICHY – L ÓDOR

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

UDC 552 33 552 111(234 373 1/2 Velencei hg.)

Key-words carbonatites (beforsite), petrology, igneous rock genesis, Central Transdanubia (Velence Mts)

Put down to the east of Sukoro village in the Velence Mountains, borehole St-1 traversed dolomitic and ankeritic carbonatites in Upper Carboniferous granite and granite porphyry

The fresh variety of the rock is of brownish-grey to greyish-brown colour, locally of fluidal texture and has a sharp contact with the country rock, showing a cooling rim of 1 to 10 mm width, and containing fresh granite xenoliths. The porphyric impregnations to ocelli to groundmass ratio is, in average, 30:30:40. In addition to 30–48% dolomite of low iron content, the rock contains 3 to 10% (ferruginous) magnesite, 20 to 38% biotite and 11 to 29% quartz and feldspar. Upon features by the mode of occurrence and petrographic characteristics, an "in situ" metasomatic origin can be precluded.

The rock name "carbonatite kersantite" given according to the IUGS' modal classification does not duly reflect on the fact that the involved rock belongs to the silico-carbonatite group. So the name of above has been discarded here.

In the altered rock types, magnesite and dolomite are replaced by ankerite and siderite, and clay minerals are substituted for biotite, acid plagioclase and potassium feldspar, along with a marked increase of the quartz content. The relatively high alkali and phosphorus content as well as the Nb, REE and Cr values observed in the chemical composition are in harmony with the carbonatite nature of the rock.

Upon K/Ar dating, the rock gave 77.6 ± 3 m.y.

The alkaline basic-ultrabasic rocks of relatively high carbonate content and the biotitic, calcitic and ankeritic occurrences of alkaline lamprophyre type known from boreholes Vál-3, Alcsutdoboz-2 and Dösd-1 and from the vicinity of Nagykovácsi—all of them intrusively interbedded with Triassic carbonate sequences—are situated NE from this locality and are considered to be akin to the Velence Mountains carbonatites.

As suggested by present-day knowledge, this magmatism belonging to an alkaline-ultrabasic-carbonatite association may indicate a deep rift-valley-formation taken place in Senonian time in the northern part of the African plate.

INTRUZÍV BRECCSÁK A VELENCEI-HEGYSÉG ÉSZAKKELETI RÉSZÉN

ÓDOR LÁSZLÓ – DARIDÁNÉ TICHY MÁRIA – GYALOG LÁSZLÓ – HORVÁTH ISTVÁN

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion ut 14
H–1143

ETO 552 3(234 373 1/2 Velencei hg)
552 511(234 373 1/2 Velencei-hg)



No 169

T á r g y s z a v a k intruzív breccsa, kőzettan, magmás kőzetek genezise, Dunantúli-kozéphegység (Velencei-hegység)

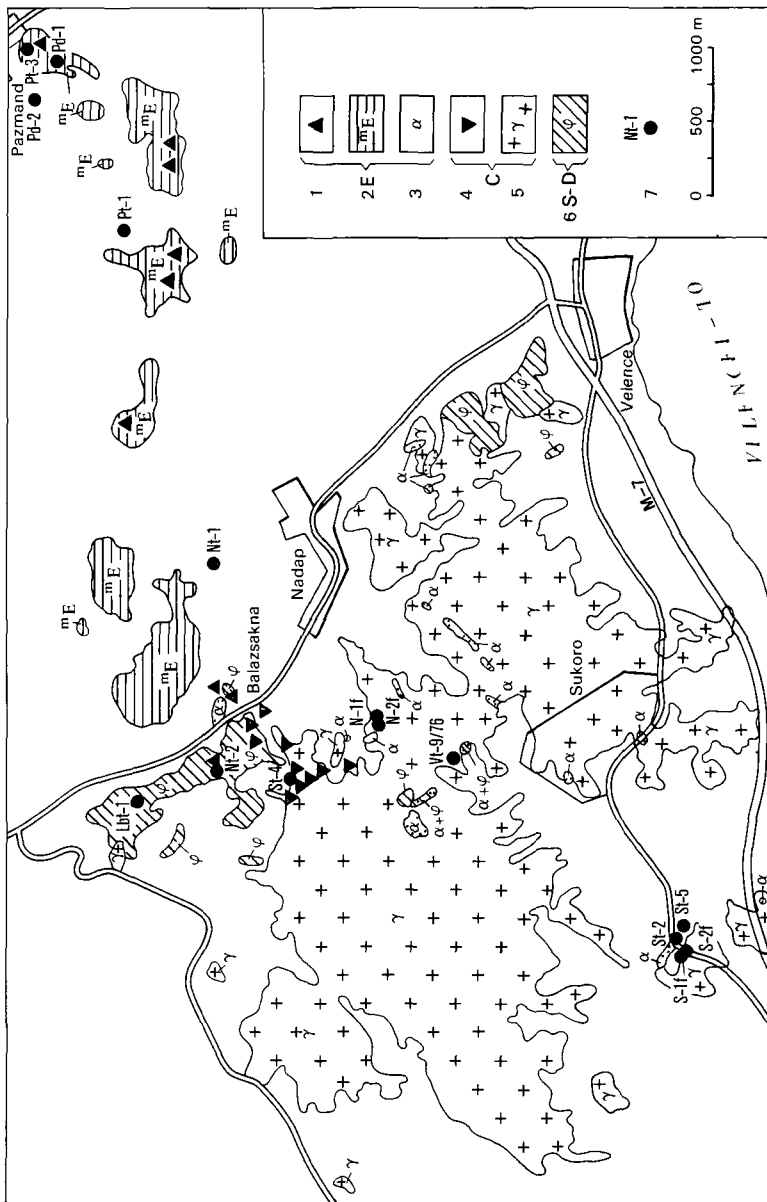
A Velencei-hegység északkeleti részén számos fúrásban és a felszínen azonosítottunk szokatlan szövetű, szerkezeti és összetételű képződményeket. E tulajdonságuktól durvatörmelék, változatosan lekerékített törmelékéből álló polimikt kőzetek mind azokat a jellegzetességeket mutatják, amelyeket a szakirodalom a magmás eredetű intruzív breccsák ismérveiként felsorol. Ezek az intruzív breccsák kurtok, telérek, erek formájában járnak át a gránitot, a metamorf palat és a metasomatitokat. Két típusukat különítettük el: 1 a laza, agyagos, pirites kőanyagú intruzív breccsákat, amelyek a leginkább elterjedtek és 2 a kovásodott (pirites) intruzív breccsákat, amelyek ritkák. Az első típust az eocén andezitvulkanizmusához, a másodikat feltételezve a gránitmagmatizmusához tartozónak tekintjük. A porózus, nagy átteresztőképességű breccsatestek egy része a későbbi pneumatolitos, hidrotermális erces oldatok vezető csatornáivá válhatott, ezzel magyarázható, hogy Ag, Sb, Cu, Mo, Pb, Zn koncentrációjuk többszörösen meghaladja ugyanezen elemeknek a mellékkőzetben kimutatott átlagait. Ezért feltételezhetjük, hogy az intruzív breccsák zónájában vagy az alatt ércesedés lehetséges.

A velencei-hegységi földtani térképezés során 1980–81-ben számos térképező fúrásban harántoltunk nagyobb vastagságban szokatlan összetételű, szerkezetű és szövetű képződményeket (1. ábra). Jól megfigyelhető és felismerhető jellegeik alapján ezeket intruzív breccsáknak tekintjük. Több, a MÉV és az OÉÁ által mélyített régi fúrás rétegsorában és a felszíni kibúvásokban is sikerült azonosítanunk őket. A hazai szakirodalom ezt a kőzettípust még nem ismertette, ezért szükségesnek látjuk, hogy az irodalomra támaszkodva vázoljuk a képződmények legfontosabb jellegét, genetikájukkal kapcsolatos elképzeléseket, és kiemeljük ercföldtani jelentőségüket.

Az intruzív breccsák és képződésük

Irodalmi áttekintés

E kőzettípust korábban a szakirodalom számos egyéb megnevezéssel (tektonikus, ill. zúzódási breccsa, kavics-breccsatelér, dajk, hidrotermális breccsa stb.) illetve a konglomerátumteléreket a század elején a felszínről a nyílt repedésekbe hullott üledékes – fo-



1 abra Az intruzív breccsák előfordulása a Velencei-hegység ÉK-i részén
 Eocén 1 intruzív breccsa, 2 metasomatit, 3 andezit Karbon 4 kovás intruzív breccsa, 5 gránit, gránitporfir és apit telérek
 kelet Szulur-devon 6 metamorf pala porfiroid betelepüléssel 7 Intruzív breccsat harantolt fúrások

Fig 1 Occurrence of intrusive breccias in the northeastern Velence Mountains
 Eocene 1 intrusive breccia, 2 metasomatite, 3 andesite Carboniferous 4 siliceous intrusive breccia, 5 granite with granite
 porphyry- and apite dykes Silurian-Devonian 6 metamorphic schist with porphyroid interbeddings 7 Boreholes with intrusive
 breccias intersected

lyóvízi vagy tengeri eredetű – anyagként származtatták Ezek egy részének magmás eredetét azonban már a 30-as években felismerték A későbbiekben, az ércképződés folyamataival való lehetséges kapcsolatuk miatt vizsgálatukkal számosan foglalkoztak

BRYNER (1961) áttekintette a világon ismert fő előfordulásokat, WRIGHT és BOWES (1963) a vulkáni breccsákra vonatkozó nomenklaturával foglalkozott, elkülönítette, s definálta az intruzív breccsákat BRYANT (1968) a Warren (Bisbee, Arizona) korzet leírásakor az intruzív breccsákat részletezte (definíció, leírás, forma, méret, belső összetétel, szerkezet stb), és utalt ércsedésjelző szerepükre NORTON és CATHLES (1973) genetikai kérdéseket (a breccsákhoz szükséges ter létrejöttét) érintett A rézporfíros ércsedés részletes ismertetésekor GUSTAFSON és HUNT (1975), valamint GILMOUR (1977) adott alapos leírást és irodalmi áttekintést az intruzív breccsákról (szerkezeti-dimenzionális jellegek stb) Genetikai modellt készítettek és feltételezték, hogy a breccsák jelenléte rejtett ércsedés létezésére utalhat GOODE és TAYLOR (1980) DNY-Anglia variszkuszi granit-batolitjaiban megjelenő intruzív breccsák közötti felépítésével, képződésük genetikájával foglalkozott

A hazai szakirodalomban PANTÓ G -nál (1961) találunk utalást REYNOLDS (1954) nyomán arra a folyamatra („fluidizáció”), amelynek fontos szerepe lehet az intruzív breccsák képződésében Más szerzők a Borzsony, Mátra, Tokaj vulkáni képződményeinek leírásakor többek között tektonikus-, kontakt breccsaként, tufatélérként, tufitos kavicsként, polimikt breccsaként stb említenek olyan képződményeket, amelyek egy része intruzív breccsa lehet A Velencei-hegységben JANTSKY B (1957) az Antónia-hegy D- és a Meleg-hegy É-i oldalán, valamint a Nadap környéki furásokban észlelt tektonikus eredetűnek értelmezett kvarcosodott, pirtesedett breccsákat

Az intruzív breccsak legfontosabb jellemzői

A jellemzést az alábbiakban elsősorban a fenti irodalmi hivatkozások alapján adjuk meg

Az intruzív breccsák túlnyomórészt durvatormelékes, magmás eredetű polimikt közetek A közettormelék nagyon rosszul osztályozott, s az adott terület földtani felépítésében résztvevő közettípusokból áll Az alapanyag (mátrix) különböző mértékben felőrölt közettormelék Az alapanyag és a közettormelék aránya és szemnagysága szeszélyesen, szinte cm-ről cm-re változhat A lekerekített és szögletes közettormelék nagysága meghaladhatja az 1 m-t is A homokszerű mátrix gyakran áramlási szalagosságot, sávzottságot, lineációt mutat A közet néha teljesen alapanyagból áll, s ilyenkor szürke homokkőre emlékeztet

Az intruzív breccsák alakja, terbeli elrendeződése nagyon változatos Cm-től néhányszor 10 m szélességgig terjedő ereket, teléreket, dákjokat képezhetnek Az intruzív breccsával kitöltött hasadékok (telérek) gyakran több km-es hosszban is követhetők, függőlegesek vagy nagyon meredek dőlésűek A kurtószerű képződmények nagysága több száz m is lehet, s a breccsák szabálytalan alakzatokban is megjelenhetnek

A hasadérendszer képződését és az intruzív breccsák keletkezését hupabízzikus, szubvulkáni környezethez köthetjük Az intruzív breccsák fellazulási zónához kapcsolódhatnak, kitölthetők és kiszélesíthetők a korábbi tektonikus eredetű vetőket, valamint azt a repedésrendszert, amely a magmás közettomegben és környezetében a hűlő és kristályosodó intrúzió hatására (a „H₂O-ban telített olvadék → kristályosodás + könnyenillók” folyamat terfogatonvelő szerepe révén) képződik

Az intruzív breccsák képződésekor a nagynyomású könnyenillók kezdetben rend-

kívül gyors, robbanásszerű eltávozása szakítja le a repedések faláról a kőzettormeleket, s azt eredeti helyéről nagy távolságra elszállíthatja. Ezek a breccsák pneumatolitos (hidrotermális?) környezetben képződnek, a könnyenillóknak a nagy mennyiségű finom tormelékanyagra gyakorolt fluidizáló hatása (REYNOLDS 1954) révén mozognak, lebegnek, áramlanak, s nyomulnak be a meglévő hasadékokba (A lekerekített tormelek, az éles határok és a síma felületek a kőzetdarabok intenzív aprítódására, koptatására, lecsiszoló hatására utalnak.) A breccsák anyaga magmás-alapanyag nélkül, tormelékes matrixszal szilárdul meg. A mobilis rendszerrel magyarázhatók a kisebb (cm, sőt mm vastagságú) filmszerű injekciók, erek és befúvások is. A szélesebb hasadékokban az anyag mozgása középen gyorsabb lehetett, mint a széleken. Az áramlási szalagosság a hasadék falához közeli részen alakulhat ki, de a nagyobb tormelékek körül is képződhetnek orvenylési szerkezetek. Az áramlási irányok kis távolságon belül is rendkívül szeszélyesen változhatnak az intruzív breccsatestben.

Átmenet ismerhető fel az intruzív breccsától a toredezett mellékkőzetig – a zuzodási breccsáig. A breccsák keletkezésekor a könnyenillók nagyon gyorsan mozognak, ehhez a felszínig, ill. a nagy áteresztőképességű uledekes képződmenyekbe hatoló nyílt repedésrendszert kell feltételezni.

A Velencei-hegység északkeleti részének intruzív breccsái

A terület földtani felépítésének részletezésével itt nem foglalkozhatunk. A hegység északkeleti részének földtani fejlődéstörténetében két olyan jelentős magmás tevékenység volt, amelyhez intruzív breccsák keletkezése kapcsolódhatott. Az egyik a felső-karbon granitintrúzió, a másik az eocén andezitvulkanizmus. A továbbiakban elsősorban azokkal az intruzív (laza, agyagosodott kötőanyagú) breccsákkal foglalkozunk, amelyek többek között igazolhatóan eocén koriak.

Az intruzív breccsák elterjedése, kőzettani jellege, földtani kora

Az intruzív breccsák előfordulásait a Velencei-hegység ÉK-i részének vázlatos földtani térképén (1. ábra), települési viszonyait a térképező fúrások szelvényein (2. ábra), jellemző adataikat pedig az 1. táblázaton mutatjuk be.

Általában elmondható, hogy ezek a breccsák mindazokat a bélyegeket viselik, amelyeket az irodalmi ismertetésben felsoroltunk. A fényképfelvételek (I, II, III, IV tábla) példával szolgálnak szinte valamennyi felsorolt jellegzetességre. Tormelékanyaguk többnyire polimikt, s a fúrások szelvényében vagy a közelben megismert kőzetekből áll (granit, gránitporfir, különböző típusú metamorf pala, andezit, különböző asvanyparagenezisű metasomatit változatok). A koptatottság változó, a mellékkőzettel való határuk túlnyomó részben éles és sokszor hullámos felületű. Az áramlási szalagosság megjelenése is eléggé általános. A homokkőszerű intruzív breccsákat nagyobb vastagságban azonban leginkább a sukorói St-2, 4, -5 sz. fúrásokban találjuk meg. A vastagabb intruzív breccsatestekre nagyon jellemző a tobbfázisú képződésre utaló éles belső határ (I. tábla, 3.). A vékony filmszerű erek, injekciók (cm, mm vastagságban) inkább a gránitban jelentkeznek, pala és metasomatit környezetben hasonlókat ritkábban észleltünk. A néhány mm vastagságú intruzív breccsaerek néhol kalcitos erkitöltéssel vannak kapcsolatban (II. tábla

5) A hegységben az intruzív breccsatelérek követésére, hosszúságuk megállapítására, települési helyzetük pontos tisztázására nem volt lehetőségünk (A nadapi Nt-2 sz. fúrásban DDK-i dőlésük feltételezhető). A térképező fúrásokkal különböző vastagságban feltárt képződményekben (2. ábra) megjelenésük, eloszlásuk egyenetlen, a felszínen csak szóróványosan azonosíthatók.

A Sukorótól Ny-ra található breccsák erősen felmorzsolts, kataklázos szerkezetű gránitba települnek. A szerkezeti igénybevétel itt olyan erős, hogy a gránit zúzódási breccsává alakult, amelyet helyenként finomszemű intruzív breccsa cementál. Általánosítható az a megfigyelés — és ez a gránit, a metamorf pala és a metasomatit területre egyaránt érvényes —, hogy a breccsát befogadó kőzet litoklázisokkal sűrűn átjárt, s ezek száma a kontaktus közelében megnő. Ezzel szemben magukban az intruzív breccsatelérekben és testekben csak rendkívül ritkán találunk litoklázist, utólagos elmozdulásra utaló nyomokat.

Az intruzív breccsák anyaga különböző mértékben utólagosan elváltozott. A legkisebb változást a Sukoró környéki breccsák mutatják, ezek gyengén agyagosak — piritesek. A Meleg-hegy környezetében és a metamorf palaterületen számos esetben jelentős agyagosodással találkozunk. A Nadap—Pázmánd közötti metasomatitok területén az elváltozás mértéke nehezen ítélnélhető meg. Gyakori jelenség, hogy az intruzív breccsák szegelye kovás, belseje pedig agyagos.

A tárgyalt intruzív breccsak keletkezését közvetlenül az eocén andezitvulkanizmus-hoz köthetjük. Jelenlegi adataink szerint területi megoszlásuk alapján 3 korzet különíthető el.

I Sukoró környékén a gránitba települő és andezitekkel együtt megjelenő intruzív breccsák két előfordulása ismert.

1 A falutól 1,5 km-re Ny-ra 300–350 m átmérőjű, negyedidőszaki képződményekkel borított területen gránit, gránitporfir és biotitos amfibolandezit kis kibúvási található. Az itteni mágneses anomáliára telepített fúrások (a sukorói S-1f, S-2f, St-2, St-5) magnetitesedett gránitban a magnetitesedett granitoid kőzettormelék mellett andezittormeléket is tartalmazó intruzív breccsákat tártak fel. Az St-5 sz. fúrásban a breccsát vékony andezittelér metszi (III. tábla 3, 2. ábra).

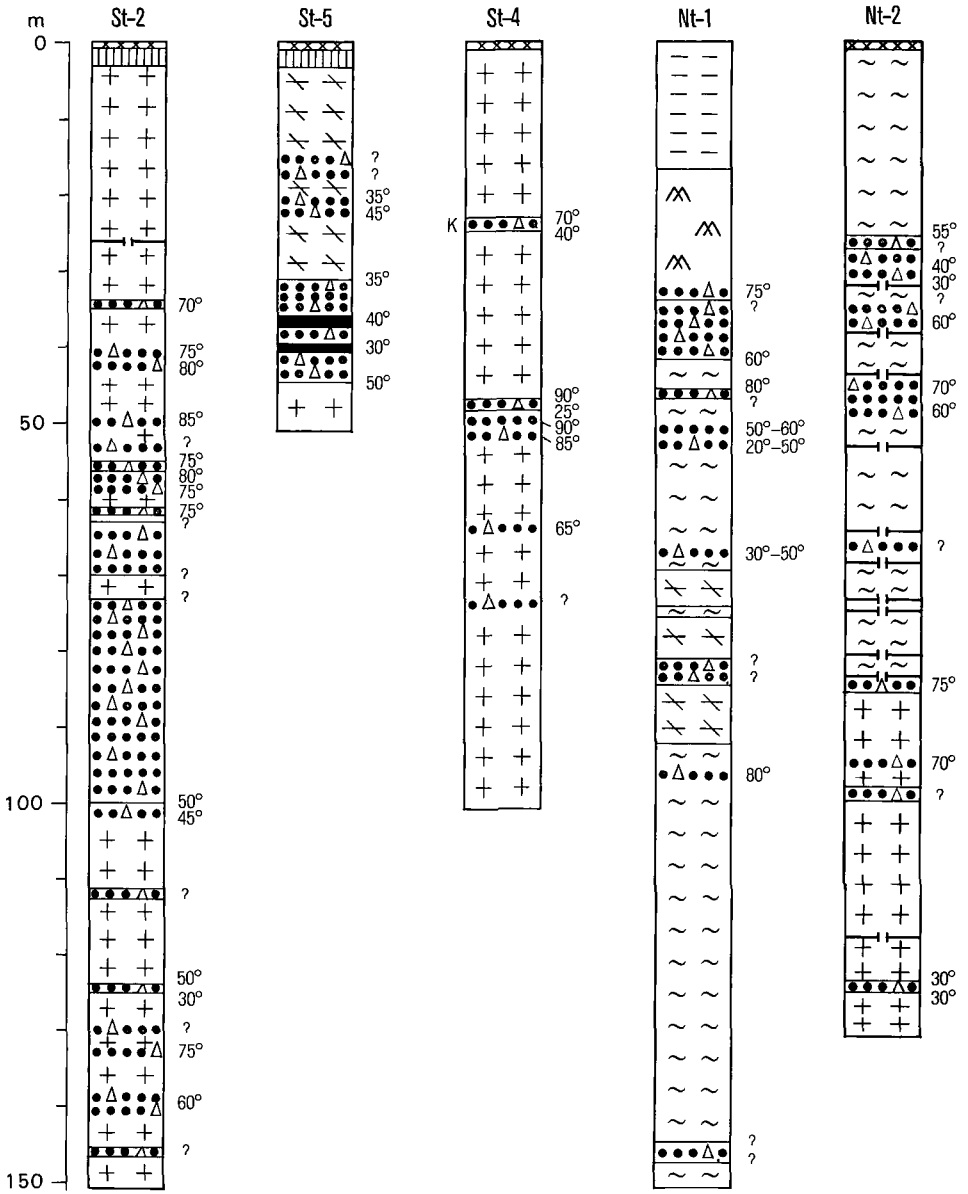
A több fázisú folyamat sorrendje

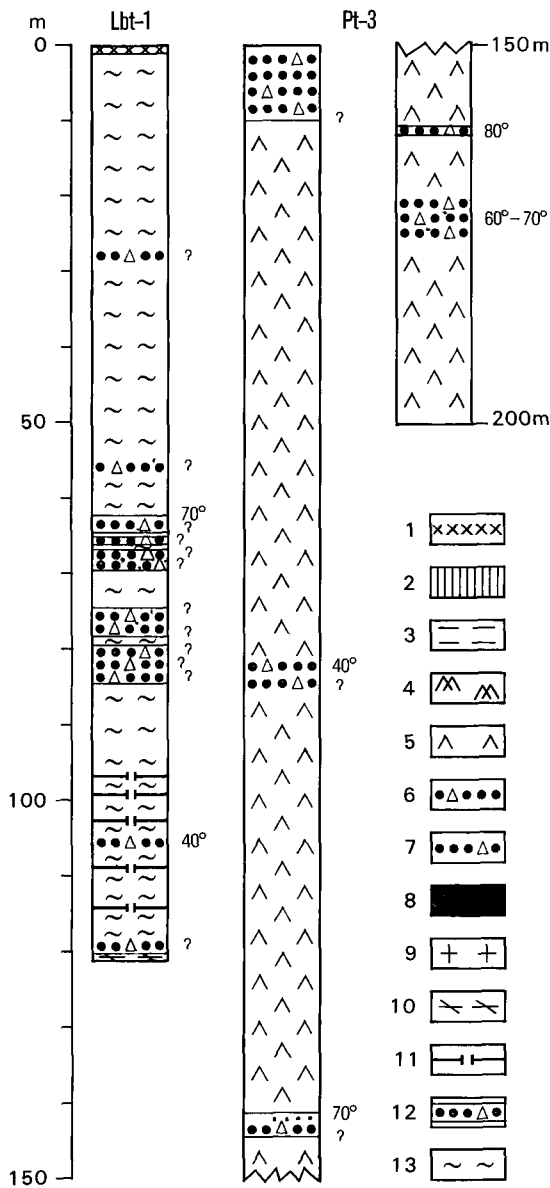
- a) a gránit, gránitporfir feltoredezése, kataklázosodása,
- b) a gránit, gránitporfir magnetitesedése,
- c) az első andezitbenyomulás,
- d) az intruzív breccsa keletkezése,
- e) a második andezitbenyomulás.

2 A Sukorótól É-ra levő Vt-9/76 sz. fúrás andezit, gránit és kontaktmetamorf pala tormelékes intruzív breccsát tárt fel.

II A Meleg-hegy — Antónia-hegy környéki gránitba és metamorf palába települő laza intruzív breccsakban andezittormelék is található (az I. táblázatban feltüntetett fúrásokban, valamint a felszínen az Antónia-hegy D-i részén és a Balázs-féle aknában).

III A Nadap — Pázmánd közötti, eocén vulkanitokból keletkezett metasomatit vonulatban a breccsásodás igen elterjedt jelenség. Feltételezhetjük, hogy a különböző típusok tektonikai-, hidrotermális-, kémiai- és intruzív breccsak egyaránt meg-





2a-2b abra Az intruzív breccsak helyzete a terkepezo furásokban

Kvarter 1 talaj, 2 losz Felső pannonai 3 homok, aleurit, agyag Felső eocen 4 dacit, andezitodacit, 5 metasomatit (agyagos, kovás pirites, pirotillites, alunites), 6 intruzív breccsa (1 m nel vastagabb), 7 intruzív breccsa (1 m-nel vékonyabb), (6-7 telér ill telércsoport), 8 andezittelerek magmas kontaktussal (6-8 35° = a telér dolese, ? = nincs adat) Felső karbon 9 granit, 10 granitporfír, 11 mikrogranit, aplittelérek, 12 kovas intruzív breccsa Szilur-devon 13 agyagpala, aleuritpala, csomos pala

Fig 2a-2b Position of intrusive breccias in survey boreholes

Quaternary 1 soil, 2 loess Upper Pannonian 3 sand, silt, clay Upper Eocene 4 dacite, andesite-dacite, 5 metasomatite (argilloceous, siliceous, pyritic, pyrophyllitic and alunitic), 6 intrusive breccia (more than 1 m thick), 7 intrusive breccia (less than 1 m thick), (6-7 dyke or dyke group), 8 andesite dykes with igneous contact (6-8 35° = dip of dyke, ? = no information) Upper Carboniferous 9 granite, 10 granite porphyry, 11 microgranite and apelite dykes, 12 siliceous intrusive breccia Silurian Devonian 13 shale, siltshale, nodular slate

Az intruzív breccsatelérek (ibr)

	St-2	St 4		St-5	Nt-1
Talpmélység (m)	150,0	100,0		50,8	150,0
Az ibr telerek száma (db)	23	1	8	8	11
A telerek összvastagsága (m)*	35,8	1,0	3,5	11,2	15,9
A maximális telérvastagság (m)*	21,5	1,0	2,4	4,7	7,8
A tormelek észlelt max. merete (mm)	200	20	50	200	200
A tormelek minősége	magnetites gránit, andezit	granit	granit, mikrogranit, kvarcit	magnetites gránit, granit-porfir, andezit	metamorf pala, gránit, gránit-porfir, dacit
A kotóanyag minősége	agyagos pirités	kovás pirités	agyagos pirités	agyagos pirités	agyagos pirités
A lekerekített tormelek megjelenése	+	-	+	+	+
Az aramlási szalagosság megjelenése	+	-	-	+	+
Az ibr teler mellékközete és annak kora	granit C ₂	gránit C ₂		gránit C ₂	metamorf pala Pz ₂ granit C ₂
Az ibr földtani kora	E	C ₂ ? E?	E?	E	E

*A furásban észlelt látszólagos vastagság

jelennek, de a metasomatózist megelőzően vagy annak fő szakaszában keletkezett változatok megkülönböztető genetikai bélyegeit az intenzív elváltozás nagyrészt elmosta. Így csak a metasomatózis zárószakaszában keletkezett – különböző ásványparagenezisű metasomatitokból álló – intruzív breccsákat különítettük el.

Az intruzív breccsák jelenléte és alakja, szerkezeti (kisebb mértékben anyagi) hasonlósága a gránit-, a metamorf pala- és a metasomatit területen egységes származásukat támaszthatja alá, és valószínűsíti az eddig megismert valamennyi agyagos–pirites elváltozású kotóanyaggal cementált intruzív breccsa eocén korát.

I táblázat

jellemző adatai fúrásoként

Nt-2		Lbt-1	Pd-1		Pt-1		Pt 3	
130,0		120,0	310,0		150,0		200,0	
2	14	15	32	8	3	7	5	4
3,2	4,4	15,6	18,6	9,4	0,8	5,1	10,6	3,4
2,4	1,7	4,2	7,2	5,3	0,5	2,3	9,5	3,0
100	100	200	100	100	30	150	50	50
granit, mikrogránit, aplit, breccsa	metamorf pala, kvarcit, gránit, mikrogránit	metamorf pala, gránit, mikrogránit	kvarcit, kovás-pirofillites-pirités-alunitos metasomatit		kvarcit, kovás-agyagos-pirités metasomatit		kvarcit, kovás-agyagos-alunitos-pirités metasomatit	
kovás pirités	agyagos pirités	agyagos pirités	kovás, limonitos, pirités	pirofillites, alunitos-kovás, pirités, hematitos	kovás, kovás-agyagos-pirités	agyagos, pirités, kissé kovás	kovás, limonitos, agyagos	agyagos, pirités, alunitos
-	+	+	+	+	+	+	+	+
+	+	-	+	+	-	+	-	-
metamorf pala Pz ₂ gránit C ₂		metamorf pala Pz ₂	metasomatit E		metasomatit E		metasomatit E	
C ₂ ?	E?	E?	E	E	E	E	E	E

Röviden megemlítjük a breccsáknak egy másik – csupán néhány helyen talált – típusát is. Ez a változat csak a gránitba települ, az előzőekben leírtaktól nagymértékben különbözik. Teljesen elkövösödött intruzív breccsának tartjuk (II. tábla 2.). Az eddigi adatok alapján nem tartalmaz andezittormelékelt. A laza intruzív breccsáknál idősebb voltuk a nadapi Nt-2 sz. fúrás igazolja, ahol a laza, agyagos breccsa metszi a kovás intruzív breccsát. Az I. táblázatban feltüntetett kovás intruzív breccsákon kívül ezt a típust találjuk meg a Meleg-hegy gerincén és attól DK-re, ill. ÉK-re (pl. a nadapi N-1f, N-2f sz. fúrásokban is). A felszíni előfordulásokban anyaguk gránit, gránitporfir és metamorf pala,

helyenként kissé agyagásványos kötőanyaggal, max 4–5 cm-es tormelékdarabokkal. Telés jellegük több helyütt felismerhető (Meleg-hegy gerince), másutt a tormelékből következtethetünk jelenlétükre, de nem tudjuk megítélni alakjukat. A kovás intruzív breccsákat feltételeesen a gránitmagmatizmushoz kötődőeknek tekintjük, jelenleg azonban, további adatok hiányában, nem kizárható sem eocén, sem felső-karbon koruk (Véleményünk szerint a kovásodott intruzív breccsák típusába tartozik a Velencei-hg Ny-i részén a Pátka környéki gorgetegekből felső-permi konglomerátumnak leírt (JANTSKY 1957) kőzet is, amely jelenleg csupán a M. Áll. Földtani Intézet udvarán tanulmányozható.

Az intruzív breccsák szinképelemzési adatai és értékelésük

Érdekes eredményekre vezetett a nyomelem-összetétel vizsgálata. A 2 táblázaton az intruzív breccsák és befogadó kőzetek nyomelemátlagai láthatók. A Sukorótól Ny-ra az St-2, St-5, S-1f, S-2f sz. fúrásokban található laza, agyagos kötőanyagú intruzív breccsák nyomelemátlagai gyakorlatilag megegyezik a befogadó magnetitesedett gránit nyomelemátlagáival. Az adatok érchozó oldatok jelenlétére nem utalnak.

A Meleg-hegyen és attól ÉK-re (a sukorói St-4, a nadapi Nt-1, Nt-2, a lovasbérenyi Lbt-1 sz. fúrásokban) a laza intruzív breccsák kiemelkednek jelentős Ag-, Cu-, Mo-, Pb-, Zn-tartalmukkal. Nyomelem-összetételében – ahogy az várható – élesen elkülönül a tisztán gránitos környezetű és tormelékanyagú intruzív breccsa (pl. St-4 sz. fúrás) a palát és gránitot egyaránt harántoló fúrásokban (Nt-1, Nt-2, Lbt-1) talált vegyes tormelékanyagú intruzív breccsáktól. Ez utóbbiak tukrozzák a metamorf pala nagyobb Cr-, Ni-, V-tartalmát. Az Lbt-1 sz. fúrásban azonban a jelentős Cu-, Pb-, Zn- és Sb-tartalom élesen elüt mind a gránitos, mind a metamorf pala háttértől, s igazolhatja az intruzív breccsáknak az ércesedésben játszott szerepét. Az oldatvándorlást ezek a laza, porózus telérek nagymértékben elősegítették.

ÓDOR L, DUDKO A, GYALOG L (1981) a talaj- és kőzetmetallometriai vizsgálatokkal e területrészen nagyobb kiterjedésű Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Sb anomáliákat jelzett. Az indikációk ilyenén elrendeződése mélységi rejtett ércesedést valószínűsít.

Nadap–Pázmánd között a metasomatitokban található intruzív breccsák nyomelem-összetétele nem ad egyértelmű összefüggést. Nincs különbség a breccsák és a metasomatit nyomelemátlagai között a pázmándi Pd-1 sz. fúrásban. A metasomatit gazdagabb Ba-, Cu-, Zn-ben a pázmándi Pt-1 sz. fúrásban és Ba-, Sr-, V-ben a Pt-3 sz. fúrásban. A Pt-3 sz. fúrás intruzív breccsái Cu-, Mo-, Pb-, Sn-ben egyértelműen gazdagabbak a beágyazó kőzeteiknél. A metallometriai vizsgálatok e területrésze Cu, Mo, Sn anomáliákat mutattak ki. Megjegyezzük, hogy – a metallometriai vizsgálatokkal összhangban – jelenlegi adataink is alátámasztják azt a következtetést, amely a nyomelemek területi zónás eloszlására adódott. A terület Ny-i részén (Meleg-hegy és környezete) a Mo, Sn kis koncentrációjú, s a kis hőmérsékletű Pb, Zn, Sb, Ag nagyobb értékei a jellemzők, míg a K-i részen (Zsidó-hegy, Cseplek-hegy) a legfőbb jellegzetesség a nagyobb hőmérsékletű Mo, Sn megjelenése, ill. figyelemre méltó ezek koncentrációja mind az intruzív breccsákban, mind a mellékkőzetekben. E zónában nagyobb hőmérsékletű és regionális elváltozásra vezető folyamatok játszódhattak le. [Mindössze 1 elemzési adatunk van a kovásodott, idősebb (esetleg felső-karbon korú) intruzív breccsából (St-4 sz. fúrás), amely figyelemre méltó értékeket adott (Ag 12 ppm, Mo 90 ppm, Sb 250 ppm). A nyomelemkép sem segít azonban abban, hogy a kétféle intruzív breccsát korban szétválaszthassuk.]

2. táblázat

Az intruzív breccsák (tbr) és a befogadó kőzetek nyomelemátlagai (ppm)

	St-2		St-4 (tbr) (n=3)	Nt-1 (tbr) (n=8)	Lbt-1 (tbr) (n=6)	St-4, Nt-1, Lbt-1		Pt-1		Pt-3		Pd-1	
	(tbr) (n=9)	gránit (n=7)				gránit és pala (n=2)	(tbr) (n=2)	metaszomatit (n=38)	(tbr) (n=5)	metaszomatit (n=68)	(tbr) (n=14)	metaszomatit (n=82)	
Ag	<1,6	<5	1,5	8,6	3,1	2,1	2	<0,4	<0,4	1,6	<0,5	<0,4	<0,4
B	20	62	28	41	21	45	45	25	26	35	52	20	23
Ba	650	685	800	768	533	1000	675	425	753	276	677	211	241
Cr	4	3	5	66	78	8	80	55	28	15	16	15	8
Cu	49	26	40	930	1080	40	115	125	398	700	278	158	156
Mo	<10	<10	16	21	<10	<10	10	<10	<10	57	35	83	69
Ni	7	<3	6	47	48	3	85	25	16	12	7	10	7
Pb	45	30	47	210	445	55	25	85	98	137	88	102	114
Sb	<80	<80	<80	<80	283	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80
Sn	<6	6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	25	7	17	15
Sr	640	585	566	238	275	430	325	525	612	170	363	349	426
V	80	39	30	122	103	28	150	195	161	60	149	113	139
Zn	<100	<100	<100	467	355	<100	215	<100	195	<100	109	<100	100
L1	64	103	33	20	46	23	25	25	26	<15	29	27	31

n = az elemzett minták száma

Következtetések

A Velencei-hegység északkeleti részén az intruzív breccsák kurtók, telérek, erek formájában járnak át a gránitot, a metamorf palát és a metasomatitokat. Mindazokat a jellegzetességeket mutatják, amelyeket a szakirodalom ismérveikként sorol fel. Két típusukat különítettük el:

1 a laza, agyagos, piritos kötőanyagú intruzív breccsákat – ezek a leginkább elterjedtek és

2 a kovásodott (pirites) intruzív breccsákat, amelyek ritkák.

Az első típust az eocén andezitvulkanizmushoz tartozónak tekintettük. A második, amely csak a gránitban jelentkezett, feltételeesen a gránitmagmatizmus termékének vettük, de nem zárhatjuk ki az eocénhez tartozásukat sem.

A GASZTONYI É. és SZABÓ M. (1978) által Sukorotól DNy-ra feltételezett andezites összetételű rejtett kis intrúzió létét alátámaszthatja az itt megjelenő nagy mennyiségű intruzív breccsa. Az ennek keletkezéséhez szükséges könnyenilló mennyiséget ugyanis nem származtathatjuk a felszínen megismert kistomegű andezittestektől. Fontosnak tartjuk az intruzív breccsák megjelenését a lehetséges ercesedést indikáló szerepük miatt. A porózus, jó átteresztőképességű breccsatestek a későbbi pneumatolitos, hidrotermális érces oldatok vezető csatornáivá válhatnak. Az intruzív breccsák Ag, Sb, Cu, Mo, Pb, Zn koncentrációja egyes területrészekben többszörösen felülmúlta ugyanezen elemeknek a befogadó mellékkőzetben kimutatott átlagát.

Az összetételben látható kontraszt a legélesebb a Meleg-hegy környezetében, ahol az utolagos metasomatikus elváltozás nem erős, míg kisebb a különbség intruzív breccsa és mellékkőzet között a Nadap–Pázmánd közötti területen. A vázolt földtani helyzet, a felszíni metallometriai és az intruzív breccsatestekben kimutatott egybeeső geokémiai anomáliák feljogosítanak bennünket a breccsák zonájában vagy ez alatti rejtett ercesedés feltételezésére.

Az intruzív breccsák jelenlétét a Velencei-hegység távolabbi környezetében is lehetségesnek tartjuk. A szubvulkáni környezetből a repedéseken át az uledékes kőzetekből álló fedőbe is behatolhat az intruzív breccsa. Nem kizárt azért, hogy a paleogen vulkáni övben egyes karbonátos összletekben (pl. a diósi D₁-1 sz. fúrásban) a breccsák egy része (amelyekhez a környezettől eltérő nyomelem-összetételű karbonátos erek képződése is társulhat) intruzív breccsának bizonyulhat.

IRODALOM – REFERENCES

- BRYANT D. G. 1968 Intrusive breccias associated with ore, Warren (Bisbee) Mining District, Arizona – *Econ. Geol.* 63: 1–13.
- BRYNER L. 1961 Breccia and pebble columns associated with epigenetic ore deposits – *Econ. Geol.* 56: 488–508.
- GASZTONYI É. – SZABÓ M. 1978 Jelentés a Velencei-hegység K-i részén 1975–76 évben végzett földtani térképezéséről – *Földt. Int. Adattár*, kézirat.
- GILMOUR P. 1977 Mineralised intrusive breccias as guides to concealed porphyry copper systems – *Econ. Geol.* 72: 290–298.

- GOODE A I I – TAYLOR R T 1980 Intrusive and pneumatolytic breccias in south-west England – *Rep Inst Geol Sci* 80 (2)
- GUSTAFSON L B – HUNT J P 1975 The porphyry copper deposits at El Salvador, Chile – *Econ Geol* 70 857–912
- JANTSKY B 1957 A Velencei-hegység földtana – *Geol Hung ser Geol* 10
- NORTON D L – CATHLES L M 1973 Breccia pipes products of exsolved vapor from magmas – *Econ Geol* 68 540–547
- ÓDOR L – DUDKO A – GYALOG L 1981 A Velencei-hegység keleti részének metallometriai értékelése – *Földt Int Évi Jel* 1980-rol
- PANTÓ G 1961 Az ignimbrit kérdés alakulása és magyarországi vetülete – *MTA Músz Tud Oszt Kozl* 29 299–333
- REYNOLDS D L 1954 Fluidisation as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites – *Am J Sci* 252 577–614
- WRIGHT A E – BOWES D R 1963 Classification of volcanic breccias a discussion – *Bull Geol Soc Am* 74 79–86

I tábla – Plate I

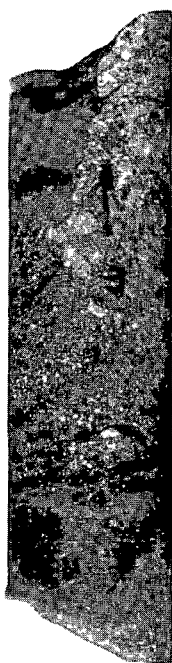
- 1 Intruzív breccsa andezit- es granittormelékkal – Intrusive breccia with andesite and granite clasts
Sukorótól Ny-ra, St-2 sz furas, 75,3 m
- 2 Intruzív breccsa kontakt metamorf pala- es grañttormelekkel – Intrusive breccia with contact metamorphic schist and granite clasts
Antonia-hegy É-i része, Lbt-1 sz furas, 62,0–62,3 m
- 3 Többfazisu, áramlasi szalagossagot mutato intruzív breccsa es granit – Multiphase intrusive breccia in granite showing flow banding
Sukorótól Ny-ra, St-2 sz furas, 138,1 m
- 4 Áramlasi szalagossagot mutato, finomtormelekes intruzív breccsa – Fine-grained intrusive breccia with flow banding
Sukorótól Ny-ra, St-2 sz furas, 79,4 m
- 5 Andezittormeléket tartalmazo intruziv breccsainjekcio gránitban – Intrusive breccia with andesite clasts, injected into the granite
Sukorótól Ny-ra, St-2 sz furás, 58,4 m
0,5X



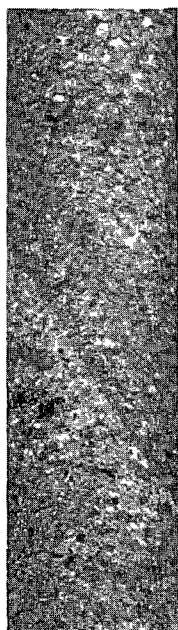
1



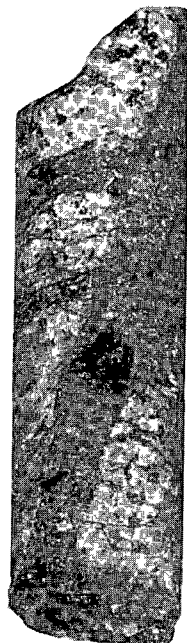
2



3



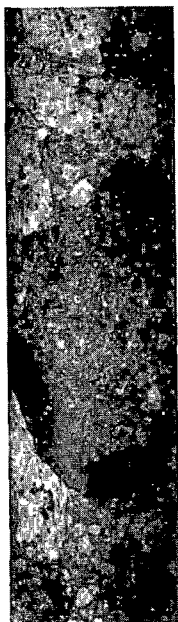
4



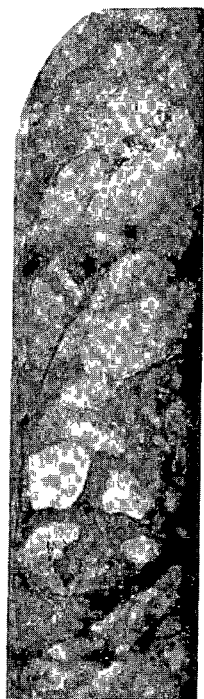
5

II tábla – Plate II

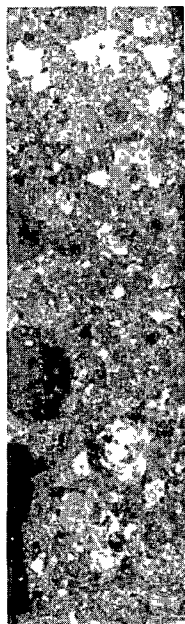
- 1 Durvatormelekes intruzív breccsába települő, finomabb szemű gradációs intruzív breccsa – Finer-grained graded intrusive breccia within a coarse-detrital intrusive breccia
Sukorotól Ny-ra, St-2 sz furas, 90,6 m
- 2 Elkovasodott intruzív breccsa granitban -- Silicified intrusive breccia in granite
Meleg-hegy, St-4 sz furas, 23,7 m
- 3 Intruzív breccsa, andezit- es granittormelekes – Intrusive breccia with andesite and granite fragments
Sukorotól Ny-ra, St-2 sz furas, 66,7 m
- 4 Intruzív breccsa nagy andezittormelekekkel – Intrusive breccia with large andesite clasts
Sukorotól Ny-ra, St-2 sz furas, 79,5 m
- 5 Repedes magnetites granitban, finomtormelékes intruzív breccsával, majd kalciterrel kitöltve – Fracture in magnetic granite with fine-grained intrusive breccia and a calcite streak of later origin
Sukorotól Ny-ra, St-2 sz furas, 124,5 m
1–4 0,5X
5 0,6X



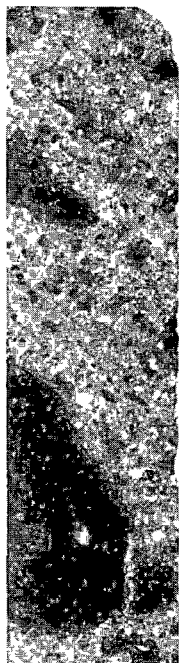
1



2



3



4

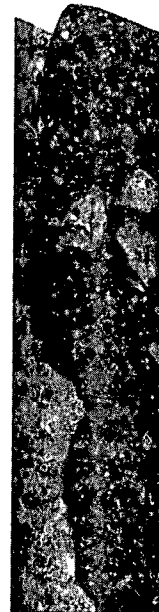
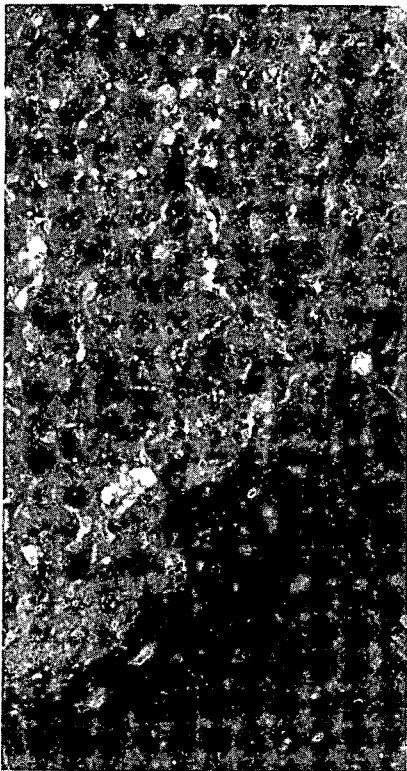
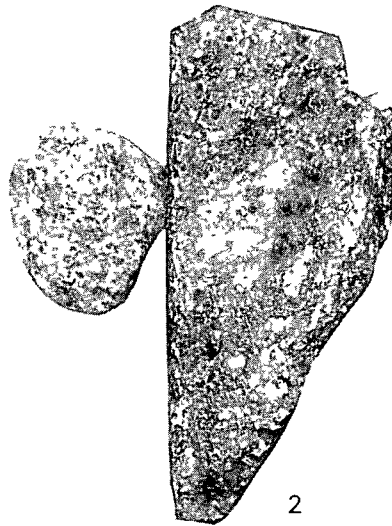


5



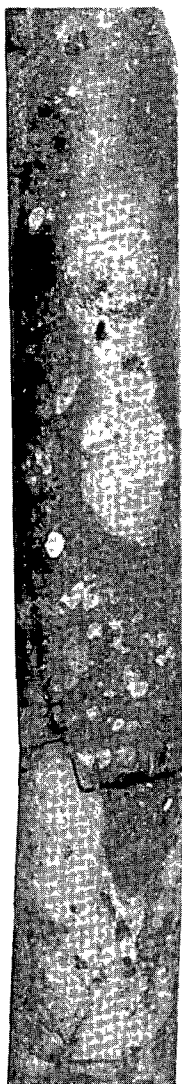
III tábla – Plate III

- 1–2 Lekerekített mikrogranit törmelék intruzív breccsában – Rounded microgranite clast in intrusive breccia
Meleg-hegy, St-4 sz. fúrás, 72,6 m, 0,5X
- 3 Andezit és granittörmelék intruzív breccsába nyomuló andezittelér kontaktusa – Contact of an andesite dyke in the intrusive breccia (with andesite- and granite clasts) which it has intruded
Sukorotól Ny-ra, St-5 sz. fúrás, 36,9 m, 1X
- 4 Granittörmelék intruzív breccsa granitban – Intrusive breccia with granite fragments, in granite
Meleg-hegy, St-4 sz. fúrás, 50,8 m, 0,4X

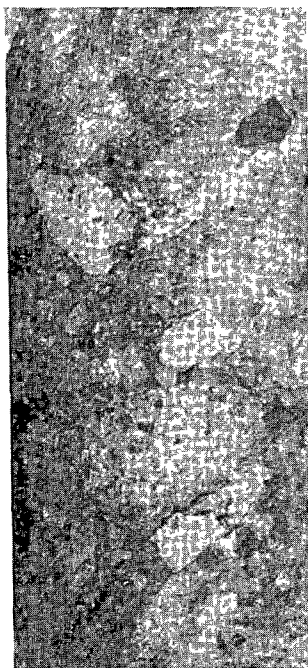


IV tábla – Plate IV

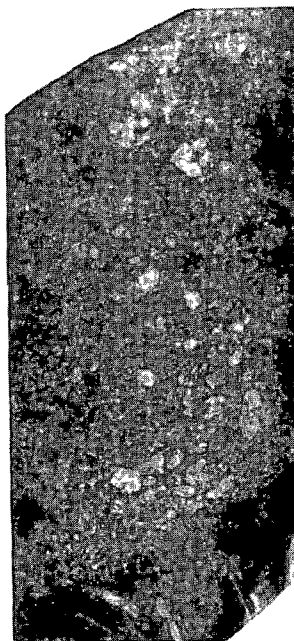
- 1 Intruzív breccsa kovas, kaolinites, alunitos, pirites metasomatitban – Intrusive breccia in metasomatite of siliceous, kaolinitic, alunitic and pyritic composition Pazmand, Zsido-hegy, Pt-3 sz furas, 161,0 m
- 2 Intruzív breccsa (kovas, agyagos, pirites, kovas alunitos, pirites, kovas, pirites, kovas metasomatittormelekkel) kovas, agyagos, alunitos, pirites metasomatitban – Intrusive breccia (with siliceous, argillaceous, pyritic, siliceous, alunitic, pyritic, siliceous, pyritic, and siliceous metasomatites fragments) in metasomatite of siliceous, argillaceous, alunitic and pyritic composition Pazmandtól Ný-ra, Pd-2 sz furas, 283,8 m
- 3 Kontakt metamorf palaba telepulo intruzív breccsa granit- es palatormelékkal – Intrusive breccia with granite and slate clasts within contact metamorphic slate Antonia-hegy, Nt-2 sz furas, 30,7 m
0,5X



1



2



3

INTRUSIVE BRECCIAS FROM THE NORTHEASTERN VELENCE MOUNTAINS

by

L ÓDOR – M DARIDA-TICHY – L GYALOG – I HORVATH

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepszablon ut 14

H-1143

UDC 552.3(234.373.1/2 Velencei hg.)
552.511(234.373.1/2 Velencei hg.)

Key-words intrusions, breccia-pipes, petrology, igneous rock genesis, Central Transdanubia (Velence Mts)

In the northeastern part of the Velence Mountains, granites, schists and metasomites are intersected by intrusive breccias in form of necks, dykes and dykelets, exhibiting all the characteristics usually listed as diagnostic in the relevant literature. Two types can be distinguished:

- 1 loose, unconsolidated breccias of argillaceous, pyritic matrix, representing the most common type and
- 2 silicified (pyritized) intrusive breccias that are scarce

The first type has been regarded as belonging to the Eocene andesitic volcanism. The second one, observed only in granites, has been taken with some reserve to represent a product of the granite magmatism, but its possible belonging to the Eocene could not be precluded either.

The existence of a minor hidden intrusion supposed to occur to the southwest of Sukoro by É. GASZTONYI and M. SZABÓ (1978) seems to be supported by the presence of numerous intrusive breccia dykes here. In fact, the quantity of volatiles required for its formation cannot be derived from the small andesite bodies observed at the surface. The occurrence of intrusive breccias as possible ore mineralization indices is considered to be important. Porous and of good permeability, the breccia bodies may become channelways conducting subsequent pneumatolitic, hydrothermal metalliferous solutions. The intrusive breccias were observed, in several places, to contain Ag, Sb, Cu, Mo, Pb and Zn concentrations, which are several times that of the average values of the same elements in the country rock.

The contrast in composition is most striking in the neighbourhood of the Meleg-hegy where the subsequent metasomatic alteration is not too strong, while in the area between Nadap and Pazmand the intrusive breccia versus country rock difference is less marked. According to the geological setting and the geochemical anomalies recorded by surface metallometric survey being coincident with those of intrusive breccia bodies, the presence of a hidden mineralization in the breccia zone or deeper is presumable.

Intrusive breccias may be present in the broader environs of the Velence Mountains

Likewise these breccias may have been intruded, through fractures from the subvolcanic environment into the sedimentary overburden. For this reason, some of the breccias (with carbonate veinlets displaying a trace element composition different from that of the neighbourhood) found in some carbonate complexes of the Paleogene volcanic belt (e.g. penetrated in borehole Di-1 at Diosd) may represent intrusive breccias.

FELSŐ-PANNÓNIAI BÁZISKÉPZŐDMÉNYEK A VELENCEI-HEGYSÉG KELETI RÉSZÉN

GYALOG LÁSZLÓ – ÓDOR LÁSZLÓ

M Áll Földtani Intezet Budapest, Népstadion ut 14
H-1143

ETO 551 263 036 551 782 13(234 373 Velencei hg.)

T a r g y s z a v a k tormelekes uledékkepzodes, baziskepzodmenyek, felső-pannon, Dunántúli-kozephegység (Velencei-hegység)

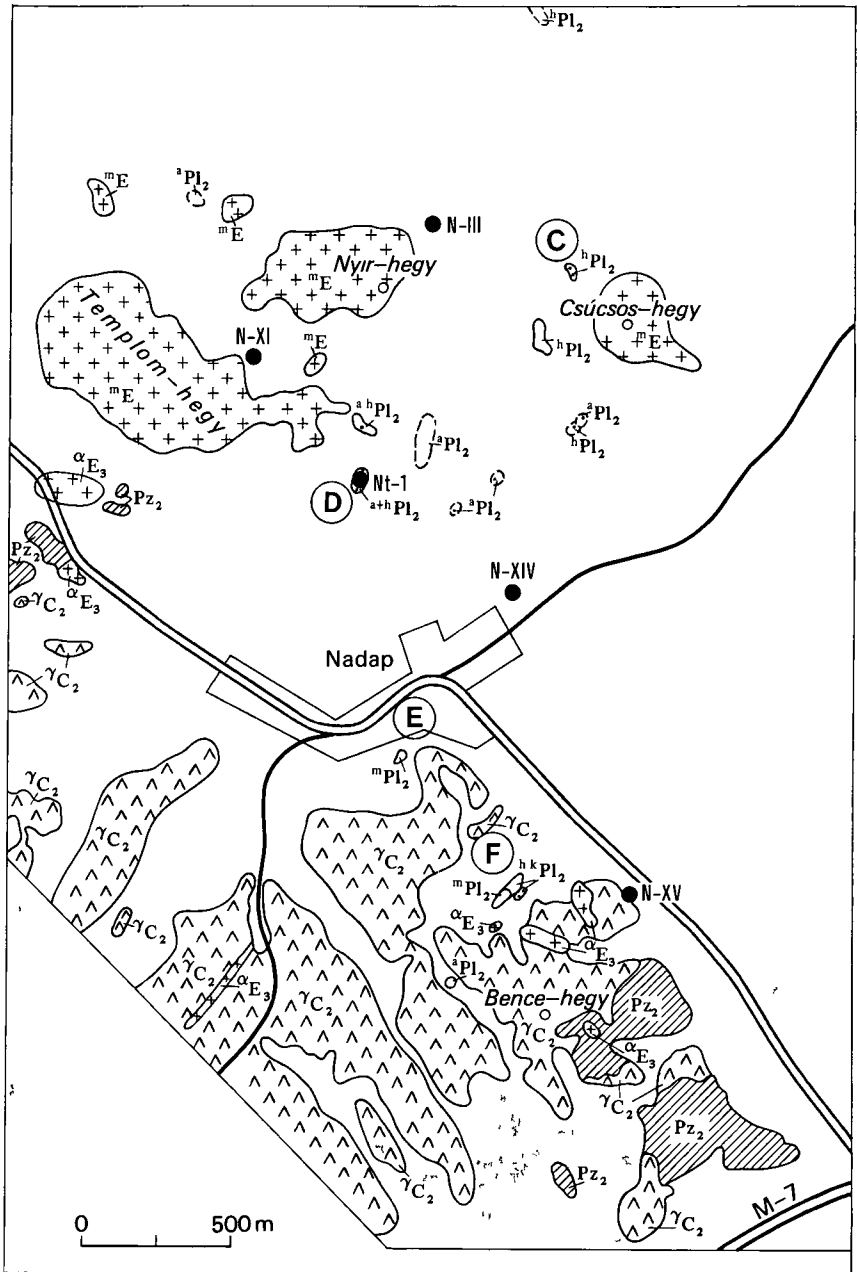
A területen található kavics- és homokbányák, valamint furási retegsorok alapján jellemezzük a felső-pannoniai baziskepzodményeket. Az összletnek csak az alsó néhány métere volt tanulmányozható a megismert feltarasok többségeben (a pazmándi Zsido-hegyen, a Csúcsos-hegyen, a Bence-hegyi homokbányában és a nadapi szintezési alappontnál levő feltarasban). A felső-pannoniai kepzodmenyek magasabb szintjeit csak a nadapi homokbányában és a pazmándi Pd-2 sz. furásban vizsgálhattuk.

A legidősebb, feltetelesen a felső-pannoniába sorolt kepzodmeny az athalmozott, rosszul retegzett szárazföldi granitmurvaösszlet. Föllette durvatormelékes (gorgeteg, kavics, kavicsos homok), laterálisan és vertikálisan rendkívül gyorsan változó szemnagyságú és helyi kőzetanyagu összlet következik. Szép példája ennek a pazmándi Zsido-hegyen megismert feltarás a legombolyított, szalbanálló abráziós sziklafelszín és közvetlen folytatásában a gorgetegekből és durva tormelékből álló abráziós parti kepzodmeny. A feltarasokban megismert kavicsos összletek a fölöttük folyamatosan települő faunamentes homok, aleurit és agyagretegek litologiai jellegei alapján, analógiai révén sorolhatók a felső-pannoniai kepzodményekhez.

A Velencei-hegység keleti részének 1:10 000 méretarányú földtani térkepezése során (1979–80) a pannóniai kepzodmények több jelentős feltarását ismertük meg (1. ábra). Leírásukkal a felső-pannoniai baziskepzodmények megismeréséhez szeretnénk adatokkal hozzájárulni.

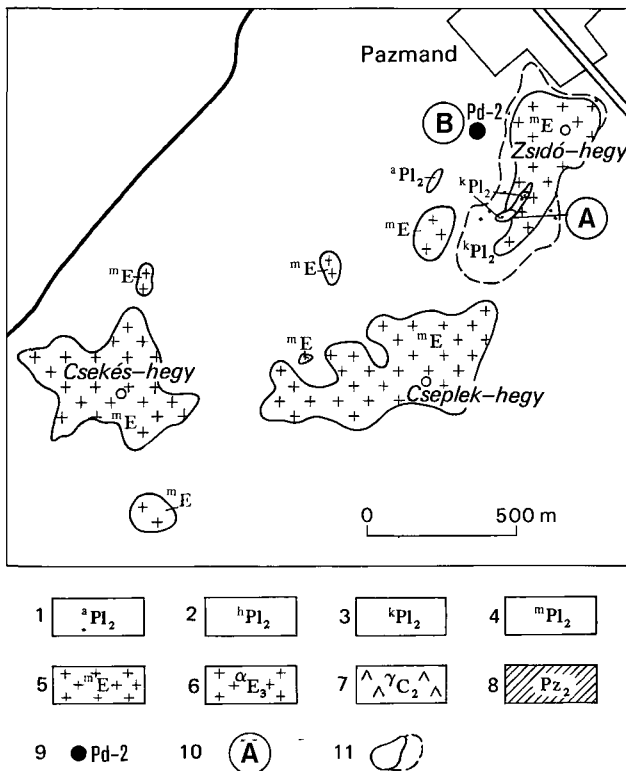
A hegységben elsőként Vendl A. ismerte fel a pannóniai kepzodményeket (1914), s azokat a Balaton melléki analógiák alapján a *Congerina balatonica* szintbe sorolta. A felszínen főként homokos kifejlődésű, közel vízszintes településű, faunamentes retegekben édesvízi mészkő betelepüléseket, illetve meszes konkrécio szinteket is felismert.

Jantsky B. (1957) legfelső pannóniai korúnak tartotta a „szórodó homok” feltarásokat. A Velencei-hegység szerinte a pannonban eróziós partvonalú sziget volt. Ismertette a Csúcsos-hegy É-i oldalán levő homokfejtőt, leírta az itteni homokpadok közötti szögletes agyagtormelékes szintet is. A Gécsi-hegy (Bence-hegy) Ny-i csúcsa közelében levő kavicsot és a Cseplek–Zsido-hegy közötti terület vastag kavicsstakaróját pannon utáni lepusztulás maradványának (vagyis pleisztocén korúnak) tartotta.



1a abra A Velencei-hegység ÉK-i részének vazlatos földtani térképe
(a vizsgált terület Ny-i része)

Fig 1a Schematic geological map of the northeastern Velence Mountains
(western part of the study area)



1b abra A Velencei-hegyseg ÉK-i részének vazlatos földtani térképe (a vizsgált terület K-i része)

1 Agyag, alearit, agyagmarga, 2 homok, homokkő, 3 górgéteg, homokos kavics, kavicsos homok, 4 athalmazott, rosszul retezett granitmurva, 5 metasomatit (eocén), 6 andezit (felső-eocén), 7 gránit és telerkőzetei (felső-karbon), 8 metamorf palaoszlet (középső-paleozoikum), 9 a furások helye és jele, 10 a vizsgált feltárások helye, 11 pannon keozodmenyek tormelékben és szalban (Az idosebb keozodmenyek szal- és tormelekelofordulasai osszevonva vannak abrazolva)

Fig 1b Schematic geological map of the northeastern Velence Mountains (eastern part of the study area)

1 Clay, siltstone, clay-marl, 2 sand, sandstone, 3 boulders, sandy pebbles, gravelly sands, 4 redeposited and poorly stratified granitic grit, 5 metasomatite (Eocene), 6 andesite (Upper Eocene), 7 granite and its dikes (Upper Carboniferous), 8 metamorphic slate complex (Middle Palaeozoic), 9 location and symbols of boreholes, 10 location of the exposures investigated, 11 Pannonian formations by detritus and stand-up rocks (autochthonous and reworked older formations are shown by one symbol)

JAMBOR Á (1980) véleménye az, hogy a Velencei-hegyseg környékén a felszínen levo idosebb keozodmenyekre valószínűleg a felső-pannoniai formacio Somloi vagy Tihanyi Tagozata települ (Congeria unguicaprae ill Congeria balatonica szint), de a hegyseg DK-i eloterében ezek alatt a Kállai Tagozat (Congeria unguicaprae szint) tarkaagyag-homok kifejlődésű teruletei is feltételezhetők. Az also-pannoniai formacio uledékei szerinte csak a hegysegtől tovább jelennek meg a felső-pannoniai keozodmenyek fekujében, így felszínen sehol sem láthatók.



2 abra Abrázios sziklafelszinek Pazmand–Zsido-hegy
Foto DARIDÁNÉ TICHY M

Fig 2 Abraded rock surfaces The Zsido-hegy at Pazmand
Photo M DARIDA-TICHY

A feltárások leírása

A Velencei-hegység keleti részén kevés olyan felszíni feltáras van, amelyben a felső-pannoniai baziskezodmenyek tanulmányozhatók. A kavics- és homokbányák adatain túl felhasználtuk a terkepezes során mélyült furások retegsorát is a fekeképződmények jellemzéséhez (1a–1b abra)

A Pazmand környeki feltárások

A baziskezodmenyek telepuletet a pázmandi Zsido-hegyen lehet a legreszletesebben tanulmányozni. Itt a feku az eocén andezites–dácitos vulkanizmus kulonbozó termekének metasomatikus (hidrotermális és pneumatolitos) elbontásból szarmazo kőzet-típusaiból áll (breccsas szövetű kvarcit, homogén kvarcit, pirofillites, alunitos metasomatit kőzettípusok)

A hegy Ny-i oldalán, a felhagyott kvarcibánya felső részén jellegzetes és a területen egyedülálló abrázios sziklafelszinek ismerhetők fel (2 abra). A 2–4 m-es legombolyított sziklak anyaga kvarcit. A sziklak fölött települ a durvatormelékes homokos kavicsösszet, amelyben jól kerekített, 10–20 cm-es abrázios gorgetegek is előfordulnak.

Az összetet jelentős vastagságában a 100 m-re DNy-ra levo kavicsfejtő tárja fel (3 abra). Ennek talpan is előbukkan a pirofillites (agyagavanyosodott), illetve kvarcit anyagu metasomatit. Ez utobbin is lathatok abrázios jellegék. Folytate a DDK-1 falon kb. 6–7 m vastag homok, homokos kavics és gorgeteg anyagu rétegek váltakoznak. Jól lathato, hogy ezek a durvatormelekes rétegek közvetlenül az egykori meredek abrázios part mellett nagyobb vastagságot érnek el. A kavicsfejtő DDK-1, az egykori part felé eső oldalán a 7 m-es fal 1–1,5 méterenként változó összetetelű, egy-egy rétegben a durva, 1 m-es tombok jellemzők, míg közöttük apróbb szemű, részben kerekített tormelék-



3 abra Kavicsfejtő Pazmand–Zsido-hegy Foto DARIDÁNE TICHY M

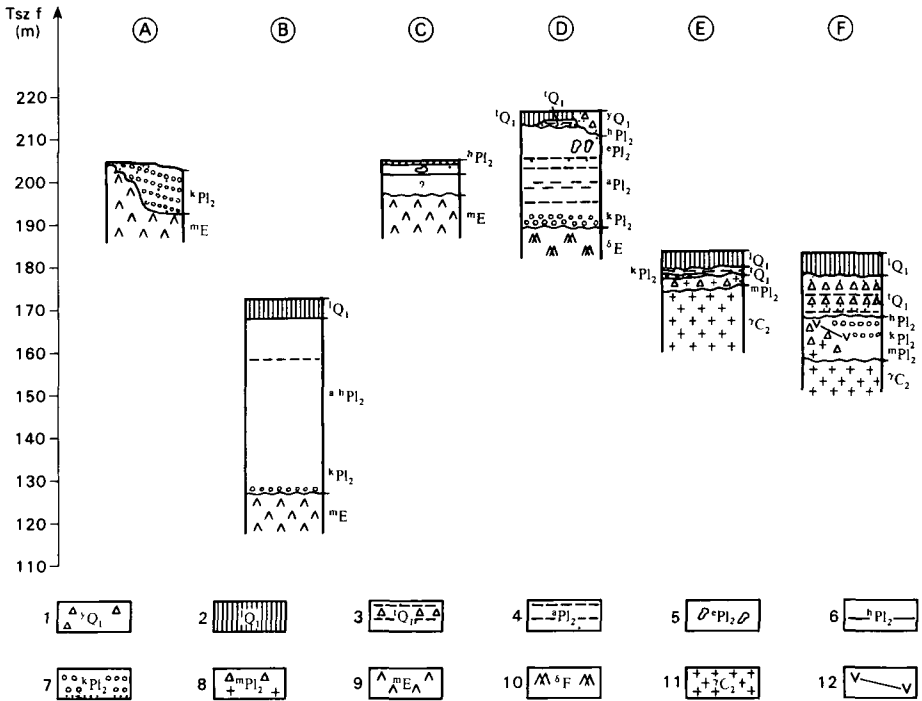
Fig 3 Gravel pit Zsido-hegy at Pazmand Photo M DARIDA-TICHY

anyagu retegek vannak (Ezek tulajdonképpen három, felfele finomodó felciklust alkotnak) Mindket típusban a leggyakoribbak az 1–5 cm-es, rosszul-kozepesen kerekített kavicsok. A felciklusok felső részén 20–30 cm-es homokretegek lathatok. A fal felso reszen is igen rosszul osztályozott az anyag. A kötőanyag durva, nem kerekített homok. A szelvényben ÉK-ről DNY-í irányban a tormelekanyag a feltarason belül (kb 50 m hosszban) észrevehető szemnagyságcsokkenest mutat.

A rétegek dőlése 310° – $320^{\circ}/15^{\circ}$ – 20° körüli, a lejtő irányába mutat. A kavicsösszet a Zsido-hegy oldalan félkor alakban több száz méter hosszan nyomozható, de esetenként nehezen különíthető el a negyedidoszaki lejtőtormeléktől.

A Zsido-hegytől ÉNy-ra 300 m-re melyült a pázmándi Pd-2 sz. szerkezetkutató fúrás. E fúrásban 47,8–48,9 m között találjuk (pirofillites metasomatitra telepulten) a csupán 1,1 m vastagságú durvatormelékes összetet. A felső-pannoniai bázisreteg tormelekanyagában a 2–5 mm-es szemcsék a leggyakoribbak, a maximális meret 5–6 cm körüli. A szögletes és a rosszul kerekített tormeléksanyag az uralkodó. Foltos homok, aleurit, homokos aleurit képviseli a felső-pannoniai összetet. A Zsido-hegyi feltarásokkal való egybevetés alapján látható tehát, hogy a meredek abráziós parttól távolodva a durvatormelékes összetet vastagsága (és szemnagysága is) rohamosan csökken (1. abra és 4. abra A, B).

A Zsido-hegyen és környéken a bázisretegek kizárólag helyi anyagaúak, a Zsido-hegy különböző metasomatit típusaiból állnak (szürke, barnaszürke finomszemcses, kissé lyukacsos, alunitos, tomott, breccsás szerkezetű, pirofillites, kovas-pirofillites stb kvarcit típusok).



4. ábra A felső-pannoniai feltárások vázlatos szelvényei

A = pazmandi zsidó-hegyi feltárások, B = Pd-2 sz. fúrás, C = csucsos hegyi feltárás, D = nadapi közsegi homokbánya és az Nt-1 sz. fúrás, E = nadapi szintezési alappontnál lévő feltárás, F = Bence-hegyi homokbánya 1 Pleisztocén lejtőtörlemek, 2 lösz, 3 murva és törlemekbetelepüléses aleurit, agyag, 4 agyag, agyagmargás aleurit, 5 mészkoncretios aleurit és homokkötörlemekes szint, 6 homok, homokkó, 7 gorgeteg, homokos kavics, kavicsos homok, 8 athalmazott, rosszul retegzett granitmurva, 9 metasomatit, 10 dácit–andezitodácit, 11 granit és telerozetei, 12 vető

Fig. 4 Schematic sections of Upper Pannonian exposures

A = exposures of the Zsidó hegy at Pazmand, B = borehole Pd-2, C = exposure of the Csucsos hegy, D = village-owned sand pit of Nadap and borehole Nt-1, E = exposure at the Nadap geodesic bench mark, F = sand pit of Bence-hegy 1 Pleistocene talus, 2 loess, 3 siltstone with intercalations of grit and debris, clay, 4 clay, siltstone with clay-marl, 5 detrital horizon of siltstone with lime concretions and sandstone debris, 6 sand, sandstone, 7 boulders, sandy pebbles, gravelly sands, 8 redeposited and poorly stratified granitic grit, 9 metasomatite, 10 dacite–andesite-dacite, 11 granite and its dikes, 12 fault

A csucsos-hegyi feltárás

A Zsidó-hegytől 2,5 km-re Ny-ra, a Csucsos-hegy É-i oldalán lévő homokfejtő nem a legalsó bazisréteget, hanem a feku fölött néhány m-re lévő homok–homokkorceteget tárja fel 2–2,5 m vastagságban (1. ábra és 4. ábra C). Alul egy 20 cm-es rétegben a homokban sok mészkoncretio, laza szögletes aleurit és agyag törlemekdarabka van fölötté 1 m világossárga, limonitos sávós, keresztretegzett homok, majd 1 m gyengén cementált, 220°–235°/15°–20° dőlésű homokkő réteg következik. A homok aprószemű, közepesen-jól osztályozott, nem kerekített szemcséjű. A fejtőben kisebb, 30–50 cm-es elmozdulást okozó É–D-i csapású függőleges vetők is láthatók.

A Nadap környeki feltarasok

Nadap közelében három jelentösebb felsó-pannoniai feltáras vizsgalható Ezek
 – a Nadaptól É-ra 1 km-re az erdőszelelen levo un nadapi homokbánya (1 ábra D),
 – a nadapi szintezési alappontnal levó feltáras (1 ábra E), és
 – a Nadaptól DDK-re a Bence-hegy K-i oldalán levo kis volgyben található ún,
 Bence-hegyi homokbánya (1 ábra F)

A *nadapi homokbánya*, illetve a bányaudvaron mélyult nadapi Nt-1 sz fúras nagyobb vastagságban tarja fel a felsó-pannoniai rétegsort A fúrasban a feku eocen dacit–andezitodacit osszet Erre 16,6–15,5 m kozott 1,1 m vastagságban sok rosszul, vagy nem kerekített kózettormeléket tartalmazó, agyagos kotóanyagú képzódmény települ Fólotte csokkenó mennyiségben a kózettormelek még 13,4 m-ig megtalalható Csak a felsó szakaszon vannak kisse legombolyított dacit és metaszomatit anyagu tormelékdarabok Méretük 5 cm-ig változik, helyenkent erősen elbontottak, agyagasványosodtak E fölött a felsőzig agyag- és aleuritritegek váltakoznak, a felsó reszen vékony aleuritós homok be-telepúlésekkel A banyagodor talpan mélyult fúras fölött a pannoniai képzódmények még 8–10 m vastagságban lathatok A fal also 3–4 m-e vékonyan rétegzett világosszürke agyag es aleurit váltakozasabol áll Fólotte kb 5–6 m keresztretegzett világosszürke homok következik A homok apro–kozepszemű, jól osztalyozott, nem kerekített Also szakaszan kb 30–50 cm-es, foként mészkonkreციokból, meszes aleurolit es meszes homokko tormelékdarabokból, kevesebb metaszomatit tormelékdarabból álló réteg van

A keresztretegzett homok réteglemezein végzett mérések két fő irányt jelolnek ki Gyakoribb, és főleg a feltáras felsó részere jellemző a 110° – $160^{\circ}/10^{\circ}$ – 30° kozotti ertek, a 240° – $270^{\circ}/17^{\circ}$ – 25° az also reszen jellemzőbb Ezek az értékek jelezhetik az adott szakasz képzodesi ideje alatti partközeli, azzal közel parhuzamos uralkodo aramlási irányokat

A keresztretegzett homok fölött a homokbánya DNY-i oldalán losz talalható, az ÉK-i oldalon pedig erősen kevert anyagu lejtó-tormelek, amely mind a loszbe, mind a felsó-pannoniai homokba bevagodik A lejtó-tormelek agyagos–homokos kotóanyagú, néhány mm-től 10–20 cm-ig változó nagysagu, rendezetlenul elhelyezkedő, pannoniai eredetű agyag, homok es homokkó anyagu tormelekéből áll A rétegben helyenként 5–6 cm-es homokcsíkok is talalhatók Az elokerult fauna alapján felsó-pleisztocén (wurm) koru, szárazfoldrol származó csigaegyüttessel

A *sintezési alappontnál levo feltarasban* érdekes és a hegységben ezideig csak néhány fúrasban azonosított képzódményt vizsgalhatunk Az alapponttól 50 m-re, a patak NY-i oldalában levó haz pincebevagasanak kb 8,0 m vastagsagu szelvényében alul nagyon rosszul rétegzett, athalmazott, laza murvaösszetlet talalunk kb 1–1,5 m lathato vastagságban Durva–kozepszemű granitból képzódott, helyenként a kovasodott gránit 6–8 cm nagysagu tormelege is megtalálható Agyagos, kisse limonitos anyag cementálja

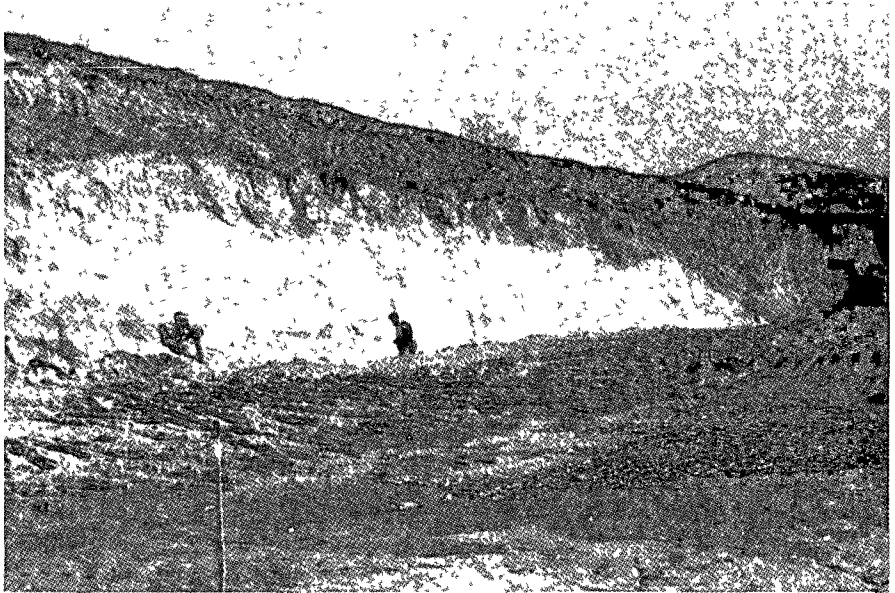
Korat feltetelesen (a Bence-hegyi homokbánya hasonló képzódménye alapján) felsó-pannoniainak tekintjük Fekújében a granit is előbukkan Fólotte diszkordansan, lencsesen kikelódóen tulnyomorészt metamorf pala anyagu, 10–60 cm vastag kavics-reteg települ A kavicsok rosszul, ill közepesen koptatottak, 1–8 cm nagyságuak E fölött aleurit- es agyagritegek váltakoznak, majd losz következik (4 ábra E)

A *Bence-hegyi homokbányában* a 6–8 m magas NY-i fal D-i reszen murva lathato

kb 3 m vastagságban Ez fokent 2–8 mm-es, helyenkent 1–1,5 cm-es, nem kerekített granit tormeledkekből áll, maximális méretük 5–10 cm. Anyagukban a granit mellett ritkábban aplit van, de előfordul 2 cm-es agyagkavics is. A kőanyag kissé összeálló sárgásbarna agyag, aleurit. Rétegzettség helyenkent gyengén kivehető. Fauna nincs benne. A murvaösszletet települési helyzete alapján tartjuk a legidősebb felső-pannoniai képződménynek. A feltárásnak a Bence-hegy felőli oldalán található, a völgy fele vetővel elválasztva a felső-pannoniai korú kavicsos homokösszletől. A vető közel függőleges, hullámos lefutású, 2–5 cm-es vastagságban limonitos átítatódású, dőlése $2^\circ/70^\circ$ és $65^\circ/70^\circ$ között váltakozik. A fedő pleisztocén képződményekben már nem követhető. E helyzete alapján tekintjük a murvaösszletet a kavicsos homokösszletnél idősebbnek a vízzel való elborítás előtt keletkezettnek.

A feltó ÉK-i részén a bányatálon jól és közepesen kerekített 1–10 cm-es kavicsok vannak. Anyaguk granit és telérkőzetek, valamint keves pala, kvarcit. Ritkábban andezitkavics is előfordul. Ez lehet a pannoniai képződmények bazisa, amely az abráziós kavics szintnek felelhet meg.

A Ny-i fal E-i részén (a vetőtől É-ra) a kavicsösszlet fölött 3 m feltart vastagságú világosszürke homok van (5. ábra). A homok aprószemű, jól osztályozott, nem kerekített, hasonló a nádapi homokbánya és a csucos-hegyi homokfeltó anyagához. Gyakoriak benne az apró murvas csíkok. A kavicsok anyaga 2–15 mm-es rosszul kerekített granit, pala és agyag. D. fele a homokos kavicsrétegek nehé 1 m-re is kivastagodnak, ezeken a részekben már gyakoribbak a kisebb gömbölyített 3–5 cm-es granitoid-, pala-, valamint a 3–15 cm-es agyagkavicsok is. A bányaudvar É-i, ÉK-i részén mélyített Nk-1 sz., 5 m mély kézi-fúrás a talpig a fent leírt aprószemű homokban haladt.



5. ábra Bence-hegyi homokbánya. Foto HORVATH I.

Fig. 5 Sand-pit on the Bence-hegy. Photo I HORVATH.

A murvaösszet és a kavicsos homok fedojében egyarant kavicsos—murvacsíkos aleurit, illetve a hegy felé kozeledve egy agyag—aleurit—murva durvabb tormeleganyag 5–50 cm-es savjainak váltakozásából álló lejtőtormeleg települ, majd erre következik a losz, amely itt is többé-kevésbé áthalmazott, és elszórtan apro gránitmurva szemcséket tartalmaz (4 abra F)

Egyeb elofordulasok

A bemutatott, viszonylag jól tanulmányozható feltarasokon kívül a Velencei-hegység keleti reszen áthalmazott gránitmurvara utaló nyomokat találhatunk Sukorótól Ny-ra (a pákozdi emlékműtől 1 km-re É-ra) és a Bence-hegy DNY-i lábánál

A kerekített, helyi anyagú kavics ket helyről került elő a felszínről, így a Bence-hegy Ny-i mellékgerincnek D-i oldaláról néhány 2–10 cm-es jól kerekített gránitkavics, illetve Nadaptól 3 km-re ÉNy-ra a Vaskapu-hegyről egy jól kerekített metamorf palakavics Ezek a felső-pannoniai rétegek alján levő homokos kavics rétegeknek felelhetnek meg Valószínű, hogy ehhez, vagy esetenként az áthalmazott gránitmurvahoz sorolható képződményeket harántoltak a hegységben a sukori Vt-8/68, a nadapi N-III, N-XI, N-XIV és N-XV jelű furások is

A nadapi homokbánya homokjában levő 0,5 m-es meszkonkreció-, meszes aleurit-, meszes homokkő tormelegből álló rétegek felszíni tormelegként a hegység területén kis foltokban több helyen előfordulnak

A terület felső-pannoniai bazisképződményeinek földtani jellemzése

A bemutatott feltarasok alapján látható, hogy a felső-pannoniai bazisképzodmenyek kizárólag tormeleges összetételűek, áthalmazott murva-, kavics- és konglomeratumretekkel kezdődnek, s homok-, aleurit- és agyagrétegekkel folytatódik a rétegsor A legidősebb, feltételeesen felső-pannoniaiba sorolt képződmény a Bence-hegyi homokbányában és a nadapi szintezési alappontnál feltart áthalmazott, rosszul rétegzett gránitmurvaösszet, amely az uledékképződés általános megindulása előtt keletkezhetett szárazföldi körülmények között

A felső-pannoniai transzgresszió közepesen—rosszul kerekített kavicsai mindenütt helyi anyaguak, s a közvetlen környezetükben levő idősebb képzodmenyek kőzetanyagát képviselik A durvatormeleges összetétel szemnagysága és vastagsága nagyon gyorsan változik a feltarasokban Az abráziós sziklafelszínnek, a durvatormeleges összetétel gyors kiékelődése és a keresztarétegzett homok réteglemezeken mert aramlási irányok azt mutatják, hogy a terület egyes részei bizonyos ideig szigetként állhattak ki a pannon tóból A különböző helyeken található kavicsos összetételek eltérő tengerszint feletti magasságban települnek A helyi kőzetekből álló kavicsösszetételek valószínűleg eredetileg sem alkottak folytonos, összefüggő réteget Ezért mai helyzetük lehet az utólagos tektonikai feldarabolódás következménye, ill. tüközheti a kemény, ellenálló kőzetek különböző magasságokban való megjelenesét az egykori partvonal mentén

A kavics és kavicsos homokrétegek fölött homok, aleurit és agyag váltakozik, az aleurit szemnagyság túlsúlyával Ezek a vizsgált területen a kavicsos rétegekkel egysege-

sebb kifejlődésűek és hasonlóak a tavolabbi környéken ismert felső-pannoniai képződményekhez

A felső-pannoniai képződmények az eddigi vizsgálatok alapján faunamentesek a területen, és az oslénytani adatok hiánya nem teszi lehetővé a rétegeknek a felső-pannoniai koron belüli besorolását Irodalmi adatok (JAMBOR Á 1980) és analógiák alapján képződésük idejét a *Congeria unguicaprae* szintben valószínűsíthetjük

IRODALOM – REFERENCES

- JAMBOR A 1980 A Dunántúli-középhegység pannoniai képződményei – Földt Int Evk 62
1–259
- JANTSKY B 1957 A Velencei-hegység földtana – Geol Hung Ser Geol 10 1–170
- VENDL A 1914 A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai – Földt Int Evk 22 (1)
1–170

**BASAL UPPER PANNONIAN FORMATIONS IN THE EASTERN
VELENCE MOUNTAINS**

by

L GYALOG – L ODOR

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepszadion ut 14

H-1143

UDC 551 263 036 551 782 13(234 373 Velencei-hg)

Key - words detrital sedimentation, (basal sediments), Pannonian, Central Transdanubia (Velence Mts)

The basal formations of the Upper Pannonian are characterized on the basis of data gained from scattered gravel- and sand pits and sequences traversed by drilling. In most of the exposures only the lower few metres of the complex could be studied (for example on the Zsido-hegy at Pazmand, and the Csucos-hegy, in the sand pit of the Bence-hegy and near the Nadap bench mark of levelling). The upper horizons of the Upper Pannonian can be studied only in the sand pit of Nadap and in borehole Pd-2 of Pázmánd.

As evident from the exposures shown, the basal Upper Pannonian is of detrital composition starting with redeposited grit and pebbles and conglomerates followed higher up the profile by a sequence of sands, silts and clays. The oldest, probably Upper Pannonian formation present in the sand pit of the Bence-hegy and exposed at the Nadap station is a redeposited poorly stratified granite grit complex most probably formed under terrestrial conditions still before the overall setting in of sedimentation.

The moderately to poorly rounded pebbles of the Upper Pannonian transgression sequence derive from local sources throughout the area, representing the lithology of their immediate neighbourhood. The grain size of the coarse detritus and the thickness of complexes rapidly change in the exposures. The abraded rock surfaces, the quick pinching out of the coarse detrital complex and the directions of currents measured on the cross-bedding of sands suggest some parts to have emerged as islands from the Pannonian sea for a certain period of time. The gravelly complexes of various localities occur at different height above sea level. Most probably these sequences consisting of local material were even at the beginning discontinuous. Thus their present position may be the result of a subsequent faulting or may reflect the different heights of harder rocks along the onetime shoreline. Above the gravels and gravelly sands there is an alternation of sands, siltstones and clays with the predominance of a silty grain size. In the studied area, these show a more uniform development, as the gravelly beds, and are similar to the Upper Pannonian formations of the ampler neighbourhood.

Since no fauna has so far been found in the Upper Pannonian of the study area, thus a more detailed subdivision of the Upper Pannonian here is impossible.

A HOSSZÚ-HEGYI-ZSOMBOLY HOLOCÉN GERINCSES FAUNÁJA

KORDOS LÁSZLÓ

M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

ETO 56(119 4 234 373 25)
574 9 551 964(234 373 25)

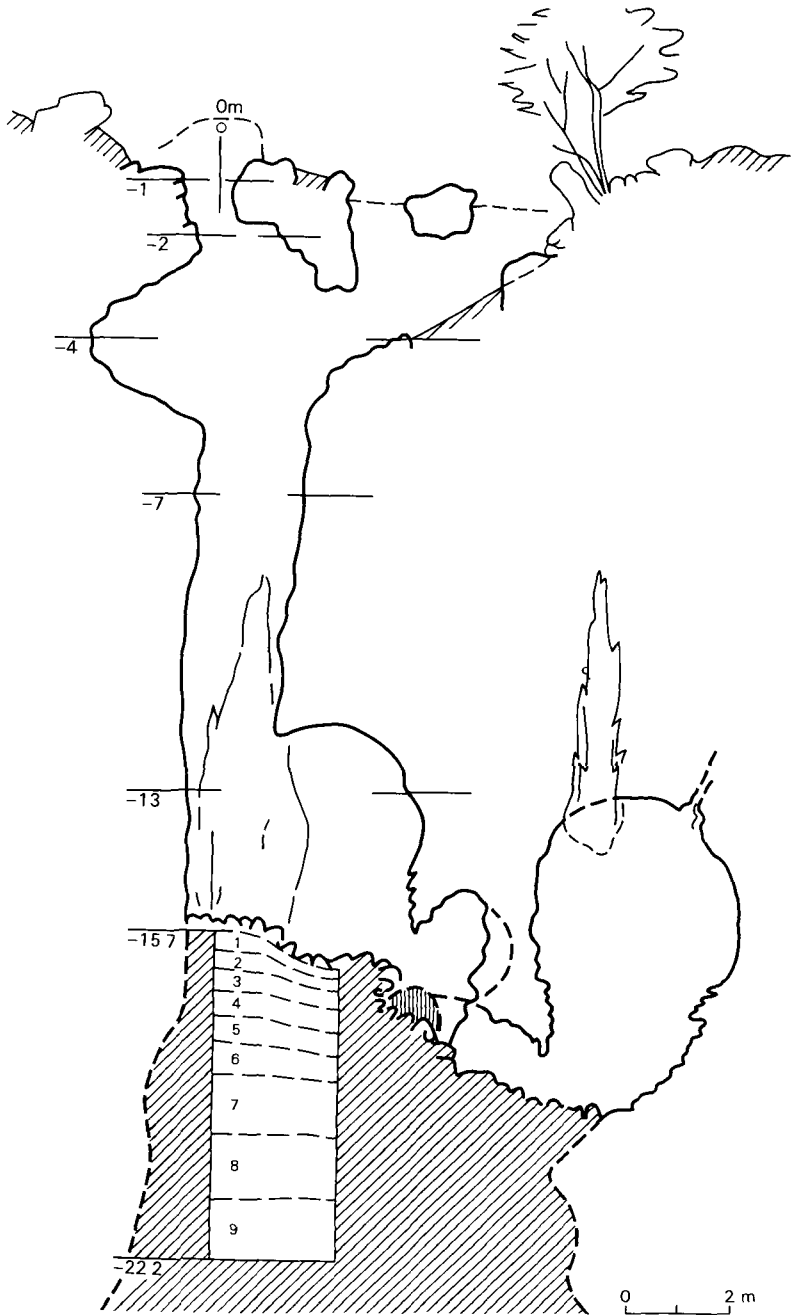
T á r g y s z a v a k vertebrata, paleoökológia, holocén, Dunántúli-kozéphegy-
ség (Pilis)

A cikk a Hosszu-hegyi-zsomboly (Pilis) kitöltéséből 1974–1977 között megismert gerinces fauna rétegtani és paleoökológiai viszonyait ismerteti. A 6,5 méteres szelvényben 9 réteget lehetett elkülöníteni gazdag holocén (Korosi-szakasz) gerinces faunával. A gerinces maradványok jól jellemzik az óholocén klímáoptimum következtében fellepett környezetfejlődést. E lelőhely jelenleg a Bukk és a Gerecse közötti középhegységi vonulat legjelentősebb és egyedül holocén gerinces faunáját szolgáltatta.

A Hosszu-hegyi-zsomboly, vagy más néven a Haromlyukú-zsomboly a Pilisszántó és Csobánka között húzódó Hosszu-hegy csúcának közelében, 492 m tsz f magasságban nyílik. Az eredetileg kis méretű üregt többet ismertettek, kutattak (WISSINGER K 1875, SCHONVISZKY L 1937, LÁNG S 1953, SZITAR F 1962). Az elmúlt másfél évtizedben a Ferencvárosi Természetbarát S K barlangkutatói MATE József (Közlekedési és Tavközlési Műszaki Főiskola) és SZABLYAR Péter (FTSK Szabó József csoport) vezetésével nagyarányú feltáró kutatást végeztek (HORVÁTH J – MATÉ J 1975, SZABLYAR P 1978). A kitöltés mélyítése során 1974-ben 15,7 m mélységben barna medve csontjaira akadtak, amelyeket jelentettek a Természettudományi Múzeum Fold- és Óslenyrtanának. Ezt követően a bejárathoz viszonyított 15,7 méteres üledékfelszínről kiindulva 1975-ben 2,8 m vastag rétegsort gyűjtöttünk be a Földtani Intézet részére, felülről lefele 1–6 sorszámmal ellátva (KORDOS L 1975). 1976-ban a 7 (2,8–4,0 m), 1977-ben a 8 és 9 jelű mintát (4,0–6,5 m) gyűjtöttük be. A változatos összetételű, de egyöntetűen kötormelekes barlangi üledékkúp rétegsora folyamatos képződést feltételez. A legalsó helyzetű 8 és 9 mintában a fauna erősen gyérült, majd nagyméretű kőtombok elobukkanása jelezte az ósmaradvány-mentessé váló üledék megjelenését (1. ábra). A mintánként 100–120 kg tömegű üledékből nyert gerinces fauna példány- és egyedszámát az 1. táblázat (a madarcsontokat JANOSSY D határozásával), a Mollusca faunát (KROLOPP E határozásában) a 2. táblázat tartalmazza.

A rétegsor üledékanyagáról és ósmaradvány-tartalmáról egyértelműen megállapítható volt, hogy azok a jelenleg is élő bejáraton át hullottak be. A közepes- és nagyemlősök tetemként vagy élő állatként eshettek be. Egybefüggő csontvazáikat is sikerült feltár-





1. ábra A Hosszu-hegyi-zsomboly függőleges metszete a gyűjtési szelvény feltüntetéseivel (HORVÁTH I felmérésének felhasználásával)

Fig. 1 Vertical section of the Hosszu-hegy shaft with indication of the profile sampled (After I HORVÁTH with modification)

A Hosszú-hegyi-zsomboly gerinces faunája
peldány/egyed (db)

Taxon	Minták száma								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pisces									
<i>Pisces</i> indet	1/1	4/2	-	-	-	-	-	-	-
Amphibia									
<i>Bufo</i> sp	11/6	174/95	53/27	20/13	23/14	9/5	34/17	10/7	6/4
<i>Pelobates fuscus</i> (LINNÉ)	1/1	2/1	6/3	3/1	10/4	9/4	5/3	4/3	1/1
<i>Rana esculenta</i> csop	1/1	8/6	1/1	2/1	3/2	1/1	-	4/3	-
<i>Rana</i> cf. <i>temporia</i> csop	-	-	-	-	-	-	1/1	-	-
Reptilia									
<i>Lacerta</i> div. sp. indet	18/6	45/11	8/3	22/9	1/1	3/2	-	-	-
<i>Anguis fragilis</i> (LINNÉ)	17/1	28/1	6/1	2/1	-	-	-	-	-
<i>Ophidia</i> indet	4/1	101/23	35/15	16/7	22/7	1/1	6/1	4/1	1/1
Aves									
? <i>Anser</i> sp	-	-	-	1/1	-	-	-	-	-
<i>Lyrurus tetrix</i> (LINNÉ)	-	-	-	1/1	-	-	-	-	-
<i>Coturnix coturnix</i> LINNÉ	-	1/1	-	-	-	1/1	-	1/1	-
<i>Perdix perdix</i> LINNÉ	-	-	-	-	-	-	-	-	1/1
<i>Gallinula cristata</i> LINNÉ	-	1/1	-	-	-	-	-	-	-
<i>Hirundo rustica</i> LINNÉ	-	-	-	9/4	5/2	9/4	14/7	1/1	2/1
<i>Pyrrhocorax graculus</i> (LINNÉ)	-	4/1	-	44/6	6/2	10/5	1/1	-	-
<i>Parus major</i> LINNÉ	-	-	-	1/1	-	-	2/1	-	-
<i>Turdus viscivorus</i> LINNÉ	-	-	-	-	4/2	-	5/2	2/1	-

I táblázat folyt (a)

Taxon	Minták száma								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Oenanthe oenanthe</i> (LINNÉ)	-	-	-	-	-	-	1/1	-	-
<i>Erithacus rubecula</i> LINNÉ	1/1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Muscicapa cf. striata</i> (PALLAS)	-	2/1	-	-	-	-	-	-	-
Mammalia									
<i>Erinaceus europaeus</i> LINNÉ	1/1	-	-	-	-	-	-	1/1	-
<i>Talpa europaea</i> LINNÉ	7/1	23/8	93/5	262/18	43/4	25/3	19/3	5/1	3/1
<i>Sorex araneus</i> LINNÉ	1/1	-	-	13/5	7/3	8/3	-	-	-
<i>Sorex minutus</i> LINNÉ	5/2	8/5	1/1	19/7	7/4	2/1	-	-	-
<i>Neomys</i> sp	-	-	-	2/1	-	-	-	-	-
<i>Crocodyra leucodon</i> csop	10/5	48/28	48/17	218/72	80/28	20/8	18/9	2/1	2/2
<i>Crocodyra suaveolens</i> (PALLAS)	-	-	-	-	-	-	2/1	-	-
<i>Rhinolophus hipposideros</i> (BECHSTEIN)	11/4	19/4	4/2	5/2	8/3	3/2	8/4	4/2	1/1
<i>Rhinolophus curviale</i> BLASIUS	8/2	16/4	2/1	11/3	20/8	21/8	89/30	7/4	3/2
<i>Myotis cf. brandti</i> EVERS-MANN	1/1	-	-	-	-	-	-	1/1	-
<i>Myotis cf. emarginatus</i> (GEOFFROY)	1/1	2/2	-	-	-	-	-	-	-
<i>Myotis cf. nattereri</i> (KUHLE)	-	-	-	-	3/2	-	-	-	-
<i>Myotis bechsteini</i> (KUHLE)	4/2	8/3	-	3/2	2/1	7/3	3/2	-	1/1
<i>Myotis myotis</i> (BECHSTEIN)	1/1	7/3	1/1	3/2	2/1	4/2	6/3	1/1	-
<i>Myotis dasycneme</i> (BOIE)	-	-	1/1	1/1	1/1	2/1	-	-	1/1
<i>Myotis cf. cappacini</i> BONAPARTE	1/1	-	-	-	-	1/1	-	-	-
<i>Myotis cf. daubentoni</i> (KUHLE)	-	-	-	3/2	-	-	-	-	-
<i>Myotis</i> div. sp. indet.	-	-	-	+	-	+	-	-	-
<i>Eptesicus serotinus</i> (SCHREBER)	-	1/1	2/1	1/1	-	-	-	-	-
<i>Plecotus</i> sp	-	-	2/1	7/3	4/2	3/2	-	-	-
<i>Pipistrellus</i> sp	-	-	-	2/1	1/1	1/1	-	-	-
<i>Chiroptera</i> div. sp. indet.	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Scotus vulgaris</i> LINNÉ	-	-	-	-	1/1	-	-	-	-
<i>Glis glis</i> (LINNÉ)	3/1	16/3	2/1	4/2	6/3	6/3	18/8	3/2	2/1
<i>Dryomys ntedula</i> (PALLAS)	-	1/1	-	-	-	-	-	-	-

I táblázat folytatás (b)

Taxon	Muntak száma								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Spalax</i> sp	-	11/2	15/7	86/11	87/7	58/5	35/4	2/1	1/1
<i>Sicista</i> sp	1/1	-	3/1	25/5	6/2	4/2	-	-	-
<i>Cricetulus</i> sp	-	-	-	1/1	-	-	-	-	-
<i>Cricetus cricetus</i> (LINNE)	2/1	44/6	34/5	385/38	210/16	252/29	166/15	20/6	14/2
<i>Myodes glareolus</i> (SCHREBER)	4/3	41/22	27/15	38/20	11/6	7/5	4/3	1/1	1/1
<i>Arvicola terrestris</i> (LINNE)	1/1	1/1	2/2	17/8	14/8	28/12	7/2	1/1	-
<i>Pitymys subterraneus</i> DE SELYS-LONGCHAMPS	2/2	7/4	1/1	3/2	1/1	-	1/1	-	-
<i>Microtus arvalis</i> (PALLAS)	8/6	32/16	42/22	148/80	31/17	51/28	8/6	1/1	1/1
<i>Microtus oeconomus</i> (PALLAS)	-	-	-	-	-	1/1	-	-	-
<i>Apodemus sylv tauricus</i> csop	6/4	72/38	42/22	247/130	55/30	47/27	18/10	5/3	2/1
<i>Apodemus agrarius</i> (PALLAS)	-	-	-	13/7	11/6	8/5	1/1	-	-
<i>Mus musculus</i> LINNÉ	-	-	-	5/3	3/2	-	-	-	-
<i>Ochotona</i> sp	2/1	5/2	16/3	49/16	18/4	28/13	8/3	-	-
<i>Lepus europaeus</i> PALLAS	-	43/2	8/2	165/12	52/3	63/4	104/9	7/2	8/2
<i>Canis</i> sp	-	3/1	1/1	-	1/1	-	-	-	-
<i>Vulpes vulpes</i> (LINNE)	-	-	-	2/1	4/1	9/1	30/3	-	1/1
<i>Ursus arctos</i> (LINNE)	-	-	-	3/1	1/1	-	8/1	-	-
<i>Meles meles</i> (LINNE)	-	3/1	3/1	-	-	1/1	-	-	-
<i>Mustela erminea</i> (LINNÉ)	-	23/3	-	19/6	9/4	4/3	8/2	2/1	11/2
<i>Mustela nivalis</i> (LINNÉ)	-	3/1	-	4/2	11/4	3/1	4/2	1/1	3/1
<i>Mustela</i> sp	1/1	-	4/1	-	-	-	-	-	-
<i>Putorius putorius</i> LINNE	-	-	-	3/1	2/1	6/1	18/2	4/1	5/2
<i>Martes</i> sp	-	-	-	2/1	8/2	3/1	5/1	-	-
<i>Felis silvestris</i> SCHREBER	-	2/1	-	-	5/1	1/1	1/1	-	-
<i>Lynx lynx</i> (LINNÉ)	-	-	-	7/1	3/1	-	2/1	-	3/1
<i>Cervus elaphus</i> LINNÉ	-	1/1	-	-	-	-	-	-	-
<i>Capreolus capreolus</i> (LINNÉ)	-	1/1	-	-	-	-	1/1	-	-
<i>Rupicapra rupicapra</i> (LINNÉ)	-	-	-	1/1	-	-	-	-	-

A Hosszú-hegyi-zsomboly Mollusca faunája (db)

Taxon	Minta száma				
	1	2	3	4	5
<i>Granaria frumentum</i> (DRAP)	10	26	6	+	+
<i>Chondrula tridens</i> (MÜLL)	–	+	–	1	–
<i>Zebrina detrita</i> (MULL)	7	4	1	–	–
Clausiliidae indet	1	–	–	1	–
<i>Vitrea contracta</i> (WEST)	1	–	–	–	1
<i>Aegopinella minor</i> (STAB)	2	5	1	–	–
Limacidae indet	10	49	6	3	3
<i>Euomphalia strigella</i> (DRAP)	1	1	1	–	1
<i>Cepaea vindobonensis</i> (FER)	+	4	–	–	+
<i>Helix pomatia</i> L.	1	9	3	+	2
Helicidae indet	2	–	–	2	–

m A nagy tomegű aprogerinces felhalmozodást bagolykopetnek lehet tulajdonítani. A denevércsontok a helyben élt állatok elpusztult példányai, a gyakori kételtű maradványok a bejárat koruli sziklak közé huzodott és behullott egyedektől származnak.

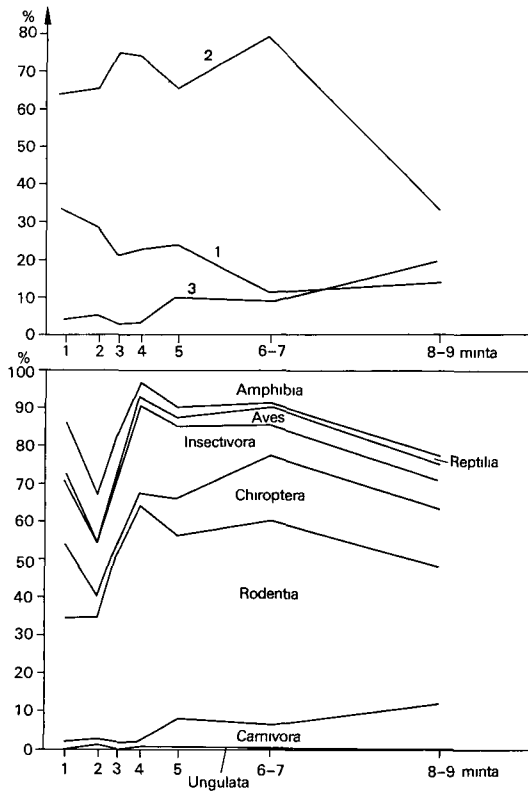
A mintegy 6,5 méteres szelvényben felhalmozódott gerinces fauna fejlődéséről, dominanciaviszonyainak változásáról az alábbiakat lehetett megállapítani (2–4 ábra). Alulról felfelé a rovarevők és ragcsálok száma növekedett a jelentős mennyiségben előforduló ragadozók, kételtűek és denevérek rovására. A kételtűek között dominál a *Bufo* sp., gyakori a *Pelobates fuscus* és alárendelték a *Rana* fajok. A hüllők eloszlása ellentétes fejlődést mutat a kételtűekkel, amennyiben az 5. mintánál idősebbekben igen kis számban, az annál fiatalabbakban növekvő mennyiségben vannak jelen. *Anguis fragilis* csak a 4. mintában és az annál fiatalabbakban mutatkozott. A előhely a havasi csoka első szubfosszilis előfordulása. A rovarevők között a *Talpa* allandóan, egyenletes mennyiségben található, míg az *Erinaceus* csak az 1. rétegben jelenik meg. A cicikanyok közül a *Crocidura* rendkívül gyakori, míg a vörös-fogu cicikanyok (*Sorex*, *Neomys*) száma kevesebb. A denevérfaunát egyöntetűen uralják a *Rhinolophus* fajok (*Rh. euryale*, *Rh. hipposideros*) a gyakori *Myotis* fajok mellett. A peleféleket szinte kizárólag a *Glis* jelzi, az idősebb rétegekben nagyobb gyakorisággal mint a fiatalabbakban. Nehány, csak nyomokban előforduló kisméretű nagy ökológiai és kronológiai jelentősége van. *Scurus* csak az 5., *Cricetulus* csak a 4. mintában van, míg *Sicista* csekély számban található, a *Spalax* nagy számban és csaknem mindegyik mintában megvan. A legjellegzetesebb egyértelmű dominanciaváltozást a *Cricetus* mutatja, amely a legelső helyzetű mintákban igen gyakori, majd száma fokozatosan csökken az 1. mintáig, ahol már csak alárendelt elem. A pocokfajok spektruma a 4. mintában mutat éles változást. Az idősebb mintákban *Microtus arvalis* és *Arvicola* dominál, majd ezek rovására elszaporodott a *Myodes glareolus*. Az egerek közül az *Apodemus sylvaticus-tauricus* csoport nemcsak a másik két egerfajjal szemben, hanem az összes aprogerinces között is a leggyakoribb. A kronológiai jelen-

tőségű *Ochotona* csekély számban, a fiatalabb minták felé csökkenő mennyiségben van jelen. A közép- és nagytermetű emlősök közül a *Lepus europaeus* folyamatosan megtalálható ugyanúgy, mint a kisragadozók és a macskafélék is. A 4. mintában és lejjebb az *Ursus arctos* és *Lynx lynx* jelentkezik, s valószínűleg élt a *Rupicapra* is. A patasokat a *Cervus elaphus* és a *Capreolus capreolus* szorványleletei dokumentálják.

A teljes faunakép áttekintése során éles faunaösszetétel-változás figyelhető meg. Az idősebb mintákban gyakori *Pelobates*, *Rana*, *Glis*, *Cricetus*, *Microtus arvalis* és *Arvicola* egyedaránya fokozatosan csökken a fiatalabb mintákban. Ugyanekkor ellentétes tendenciájú fejlődést mutat a *Lacerta*, *Ophidia*, *Sorex*, *Crocidura* és a *Myodes glareolus*. A többi taxon a jelentős változásban nem, vagy csak színező elemként vesz részt. A régi és az új fauna váltása a 4. mintában következett be.

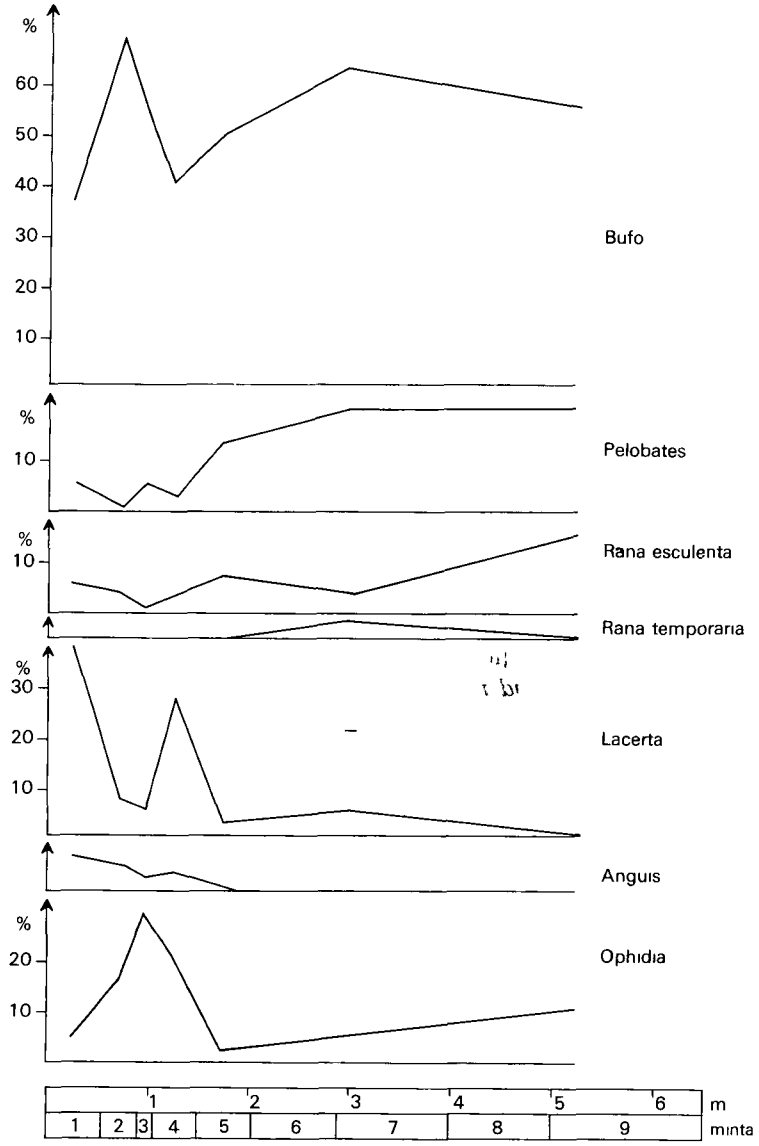
A rétegsor kronológiai helyzetét néhány pleisztocén reliktumfaj kisszámú, de állandó jelenlete, valamint számos, a holocénben kiterjedt és elszaporodott állatfaj határolja be. A teljes faunában csökkenő számban előfordul az *Ochotona*, *Sicista* és a *Spalax*, míg a *Cricetus* csak nyomokban mutatható ki. Az újonnan kiterjeszkedő fajok dominánsak: a *Microtus arvalis*, *Crocidura leucodon* és *Cr. suaveolens*, a *Cricetus*, az *Apodemus*, a *Rhinolophus hipposideros* és *Rh. euryale*, a *Lacerta*, az *Ophidia* és az *Anquas*. A fentiek alapján a Hosszu-hegyi-zomboly 1–9 számokkal jelzett kitöltéssorozata egyöntetűen a Korosi gerinces biosztratigráfiai egységbe sorolható (KORDOS L. 1978a).

A faunafejlődés okológiai hátterét – más adatok hiányában – ugyancsak a faunaelemek értékesítéséből lehet levonni. A barlangi környezetet, annak a maihoz hasonló meleg jellegét a *Rhinolophus* fajok nagyszámú előfordulása mutatja. A bejarat-közel sziklás, gyér növényzetű és fatlan viszonyokat a sziklán fészkelő madarak (fecskek, havasi csokak, hantmadar) állandó jelenléte mellett a gyér Mollusca fauna összetétele is jelzi. A Clausiludak gyakorlatilag teljes hiánya arra utal, hogy a lelőhely közvetlen környéke legfeljebb gyéren volt borítva növényzettel, erdőmentes, nyílt terület uralkodott. A puha-



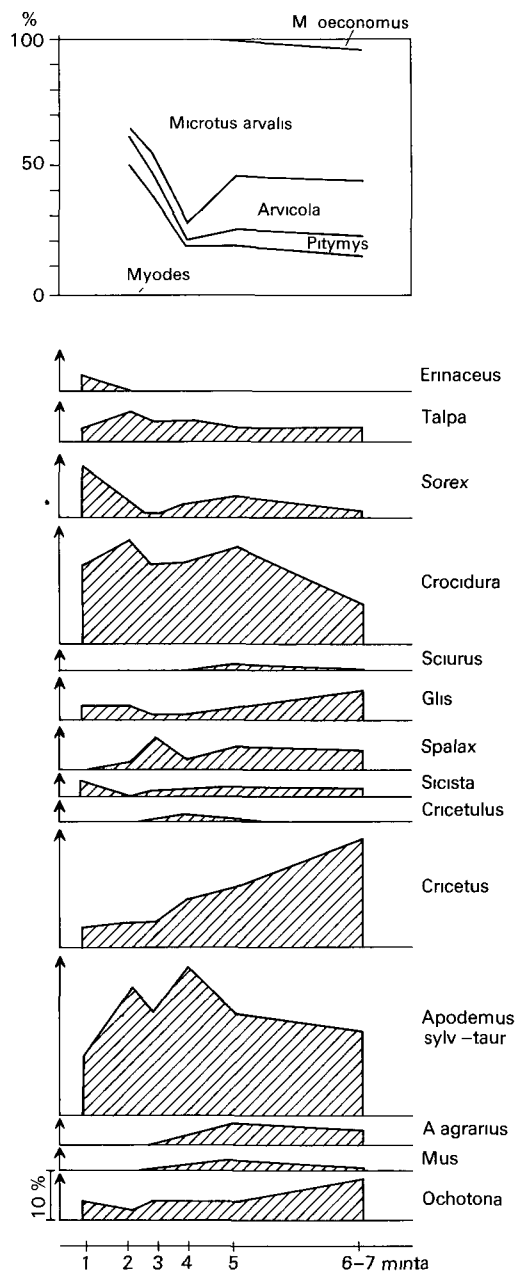
2 abra A fontosabb gerinces csoportok gyakorisága
1 Rovarevő, 2 ragcsalo, 3 ragadozo

Fig. 2 Frequency distribution of the major vertebrate groups
1 Insectivores, 2 rodents, 3 carnivores



3 abra Keteltuek es hullok gyakorisaga

Fig 3 I frequency distribution of amphibians and reptiles



4 abra Aprogerincesek gyakorisága

Fig 4 Frequency distribution of small mammals

testűek vizsgálata alapján KROLOPP E szerint a klíma meleg, a maival megegyező lehetett. A sziklak közötti repedések nedvesebb, vegetációval inkább borított területeit a Mollusca faunán kívül az idősebb mintákban gyakori befajok nagy száma is mutatja. A tagabb környék, a baglyok gyűjtési területe két-három fűcserre terjedhetett ki. A Hosszu-hegy gerince és ÉK-i lankás oldala valószínűleg ritkas erdei, ligetes, bokros lehetett, ahol néhány, ezt a környezetet igénylő állat élhetett (*Apodemus sylvaticus-auricus* csoport, *Myodes*, *Glis*). A vonulat DNy-i, meredek, sziklás oldala kopár, füves jellegű a szárazsághoz kedvelő fajok egy része jelezheti, bár valószínű, hogy itt a fauna igen gyér volt. A Pilis-vorosvári medence tágas, sík területe szolgáltathatta a zombolyban felhalmozódott aprogerincesek legnagyobb részét. Ezért a faunafejlődésben tapasztalt folyamat színtere is ide helyezhető. Az idősebb minták lerakódása idején száraz, mély talajú, nyílt területet néhány mocsar, állandó vízfolyás szakította meg. Az előbbi jellegűt a *Crocidura*, *Spalax*, *Cricetus* és *Microtus arvalis* széles elterjedése, az utóbbit az *Arvicola* és *Rana* fajok jelenléte mutatja. Ugyanitt a fiatalabb minták gerinces maradványainak ökológiai értékelése szerint a nyílt, száraz terület visszaszorult, az erdő kiterjedt. Ugyanakkor a többi fűcser-területen az erdő valószínűleg záródott, de az aljnövényzet és a cserjeszint gazdagodott (a gyíkok, kígyók és a labatlan gyík elszaporodott). Az egyes minták júliusi középhőmérsékletet a „pocok hőmérő” módszer segítségével meghatározva az alábbi értékek jelzik

1 minta	nem értékelhető
2 minta	17,5 °C
3 minta	18,5 °C
4 minta	19,6 °C
5 minta	18,9 °C
6–7 minta	19,1 °C
8–9 minta	nem értékelhető

Ezek a hőmérsékleti adatok jól jelzik azt a környezetfejlődést, amelyet a fauna általános képe tükröz. A kezdeti meleg nyarú, kontinentális éghajlatot felváltotta a fokozatosan erósiósi hűvösebb nyarú, de nem csapadékosabb klíma.

A Hosszu-hegyi-zombolyban feltart retagsor gerinces faunája nemcsak a Pilis és a Dunazug területen rendkívüli jelentőségű, hanem fontos lánca szerepe a Magyar-középhegységben megismert 12 holocén alapfaunának is (KORDOS L 1980b). A közvetlen környékről mindaddig csak a Pilisszántói-kőfülke és a Legény-barlang kitöltése szolgáltatott hasonló faunát (KORMOS T 1913, 1915).

IRODALOM – REFERENCES

- HORVATH J – MATÉ J 1975 I. érencyarosi Természetbarát S. K. Barlangkutató Szakosztályának jelentése az 1975. évi működéséről – Besz. a MKBT 1975. második felelvi tev. 106–108
- KORDOS L 1975 Jelentes a hosszu-hegyi Harom-lyuku barlang oslenytani kutatásáról – Besz. az MKBT 1975. második felelvi tev. 109–111
- KORDOS L 1978a A sketch of the Vertebrata biostratigraphy of the Hungarian Holocene – Foldr. Kozl. 25 (101) (1–3) 144–160
- KORDOS L 1978b Historico-zoogeographical and ecological investigations of the subfossil vertebrata fauna of Aggtelek Karst – Vertebr. Hung. 18 85–100

- KORDOS L 1980a A Kis-kohati-zomboly gerinces maradványai – A Miskolci Herman O. Muz. Évk. 19 353–374
- KORDOS L 1980b A magyarországi holocen képződmények gerinces faunafejlődése biosztratigráfiaja és paleoökológiája – Kand. dissz. kézirat, Budapest
- KORMOS T 1913 A pilisszentlelki Legény-barlang praehistorikus faunájáról – Barlangkut. 1 117–121
- KORMOS T 1915 A pilisszántói kőfalke. Tanulmányok a postglaciális kor geológiájáról, osztrák és faunájáról korelát – Földt. Int. Évk. 23 (6) 305–498
- LÁNG S 1953 A Pilis morfológiája – Földr. Ért. 2 (3) 348–351
- SCHONVISZKY L 1937 A Pilis-hegység barlangjai – Turisták Lapja 149
- SZABLYAR P 1978 Jelentes az FTSK Szabó József Barlangkutató Csoport 1978. évi munkájáról – MKBT. Dok. Szakoszt. kézirat, Budapest
- SZITÁR F 1962 Hosszuhegy karsztjelenségei – Kézirat, Budapest
- WISSINGER K 1875 Egy új barlang Pilis-Szántó mellett – Földt. Kozl. 5 223–225

HOLOCENE VERTEBRATE FAUNA OF THE HOSSZÚ-HEGY SHAFT (Pilis Mts)

by

L. KORDOS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14

H-1143

UDC 56(119.4.234.373.25)
574.9 551.964(234.373.25)

Key-words vertebrata, paleoecology, Holocene, Central Transdanubia
(Pilis Mts)

The Hosszu-hegy shaft or, as it is also called, the Harom-lyuku shaft, opens at 492 m altitude near the summit of the Hosszu-hegy hill between Pilisszantó and Csobanka.

After the preliminary excavations of 1974, in 1975, a 2.8-m-thick sequence, starting from a sedimentary surface 15.7 m below the entrance was sampled. The samples of that year collected for the Hungarian Geological Institute, were numbered 1 to 6 in a downward succession (L. KORDOS 1975). They were followed in 1976 by sample 7 (2.8–4.0 m) and, in 1977, by samples 8 and 9 (4.0–6.5 m) (Fig. 1). The individual samples included 100 to 120 kg of sediment. The numbers of specimens of the recovered vertebrate fauna are given in Table 1 (with bones of birds determined by D. JANOSSY), and those of the molluscan fauna (determined by E. KROLOPP) in Table 2.

The study of the vertebrate fauna recovered from a section about 6.5 m thick, has yielded the following information in terms of evolution and abundance (Fig. 2–4). Reviewing the fauna as a whole, one can observe a sharp change in composition. In the older samples *Pelobates*, *Rana*, *Glis*, *Cricetus*, *Microtus arvalis* and *Arvicola* are frequent but gradually lesser in the younger samples. At the same time, an opposite trend is exhibited by *Lacerta*, *Ophidia*, *Sorex*, *Crocidura* and *Myodes glareolus*. The remaining taxa, if any, are involved in this considerable change only as additional elements emphasizing the diversity of the faunal composition. The turn of the older fauna into a newer one is shown by sample 4.

The chronological position of the sequence is determined by the constant presence of a low number of Pleistocene relic species and by animal species that became widespread and populous in the Holocene. *Ochotona*, *Sicista* and *Spalax* are present, in a decreasing number though, throughout the examined vertical section, while *Cricetulus* can be identified just in traces. Newly spreading species like *Microtus arvalis*, *Crocidura leucodon*, *Cr. suaveolens*, *Cricetus*, *Apodemus*, *Rhinolophus hipposideros*, *Rh. euryale*, *Lacerta*, *Ophidia* and *Anguis*, are predominant. Accordingly, the sample series 1 to 9 from the Hosszu-hegy shaft can be assigned unanimously to the Koros Phase of the vertebrate biostratigraphic scale (L. KORDOS 1978a).

For lack of other data the ecological background of the faunal development can be inferred similarly from an evolution of the faunal elements. The presence of a cave environment, and its warm temperature similar to the present-day conditions, is indicated by the occurrence of *Rhinolophus* species found in a great number. The fact that have to do with a rocky habitat which lay close to the entrance and had a sparse vegetation is indicated both by the constant presence of birds nesting in cliffs (swallows, Alpine daws, wheater) and the composition of the poor mollusc fauna. The practically total absence of Clausilidae suggests that the closest vicinity of the locality may have had a sparse vegetation at the most, and that it was a predominantly open-space terrain free from woods. In terms of E. KROLOPP's examination of the molluscs the climate may have been warm like now. The parts of the fissures between the cliffs that were more humid and more covered with vegetation are indicated, in addition to the molluscan fauna, by the great number of frog species frequent in the older samples. The extended environs, the feeding area of owls, seem to have encompassed two or three different facies. The ridge of the Hosszu-hegy and its gentle northeastern slope may have been covered by sparse woods, groves and bush, where a few animals requiring this very type of habitat could live (*Apodemus sylvaticus-tauricus* group, *Myodes*, *Glis*). The steep southwestern, rocky slope of the range appears to have been an open-space grassland, as suggested by some of the drought-liking species, though the fauna here may have been very rare. The broad, level area of the Pilisvorosvár basin seems to have supplied most of the minor vertebrates accumulated in the shaft. For this reason, the scenery in which the observed process of faunal development took place can be located here, too. During deposition of the older samples the dry, deep-soiled, open-space terrain was interrupted by some permanent palaeostreams. The former feature is indicated by the wide distribution of *Crocidura*, *Spalax*, *Cricetus* and *Microtus arvalis*, the latter one by the presence of *Arvicola* and *Rana* species. In the same area, as evidenced by the ecological interpretation of the vertebrate remains from the younger samples, the open-space, dry terrain got reduced in extension and the wood land expanded. At the same time, in the other facies realms the woodland seems to have got confined, but the undergrowth and the shrub stratum got enriched (proliferation of lizards, snakes and *Anguis*). Determined by using the so-called "vole thermometer", the mean temperatures of July obtained for the individual samples vary as follows

Sample 1	not evaluable
Sample 2	17.5 °C
Sample 3	18.5 °C
Sample 4	19.6 °C
Sample 5	18.9 °C ¹
Samples 6-7	19.1 °C
Samples 8-9	not evaluable

These temperatures readily show the development of the environment reflected by the general pattern of the fauna. An initial continental climate with warm summers was replaced by one with summers getting increasingly cooler, though not more humid

PALYNOLÓGIAI VIZSGÁLATOK A BALATON FENÉKMINTÁIN

MIHALTZNÉ FARAGÓ MÁRIA

M Áll Földtani Intezet Budapest, Nepstadion ut 14
H–1143

ETO 56 07 58 081 3 551 791/794(285 439 Balaton)
551 583 7 551 791/794(285 439 Balaton)

T a r g y s z a v a k palynologia, pollenelemzés, paleoklimatologia, pleisztocén, holocen, Balaton

A balatoni tofenék-fúrások pollenelemzése során adatokat kaptunk az északi és déli part kőso- és posztglaciális kori földtani fejlődéstörténetére. A kesogiaciális, a Balaton keletkezésének időszaka 3 klímaszakaszra tagolható. A holocenben a nyugati szelek uralkodóvá válásával allandosul a melegedés folyamata (6 klímaszakaszra oszlik).

A Balaton környéki építésföldtani és aktuálgeológiai programok keretében pollen- elemzést végeztünk. Mintáink részben a déli parton, Balatonkeresztúr körzetében 1978-ban mélyített terképező fúrásokból, részben az 1979–80 években mélyített tofenék-fúrásokból származtak. Mint ahogy várható tavi üledékeknel, ezekből a mintákból gazdag maradványgyűjtések kerültek ki, melyekből statisztikai alapon következtethetünk a harántolt rétegek korára, s közvetve a Balaton keletkezésének idejére.

ZÓLYOMI B hasonló balatoni vizsgalatait 1952-ben közölte. A szigligeti obolben 10 cm-enként vett mintákat, s az ismertett pollenadatok alapján nyomon követte a növény-takaró fejlődését az utolsó eljegesedéstől napjainkig. Így a késoglaciális és a holocen a jégkorszak utáni klímaváltozások hatására történő beerdősödési fázisok alapján osztható fel, amint ezt F. FIRBAS – sok pollenadattal igazolva – már 1949-ben megjelent könyvében leírta.

ZÓLYOMI B 1937-ben, az Alföldön végzett vizsgalataival vizsgálta a holocen kortörténeti beosztását (in BULLA B 1937–38). JÁRAINE KOMLÓDI M (1966, 1969) a Nagyalföld három különböző területéről származott minták pollenelemzésével módszeresen ismertette ezek klíma- és vegetációfejlődési folyamatát az utolsó wurmi interstadiálisról a jelenkorig. Mindkét kutató kitűnő, botanikai szemléletű fejtegetéseit figyelembe vettük kiértékeléseinknél.

A következőkben az északi parti fúrások közül a Gyenesdás 5 sz fúras, a déliek közül a Balatonoszdó 2 sz fúras pollendiagramját (1 és 2 abra) és ezek kiértékelését közöljük. A két fúras adatai jól reprezentálják az északi és déli terület harántolt szelvényét és az itt nyert spóra–pollenadatokat.

A fúrasok retegsora CSERNY T. geológus szerint

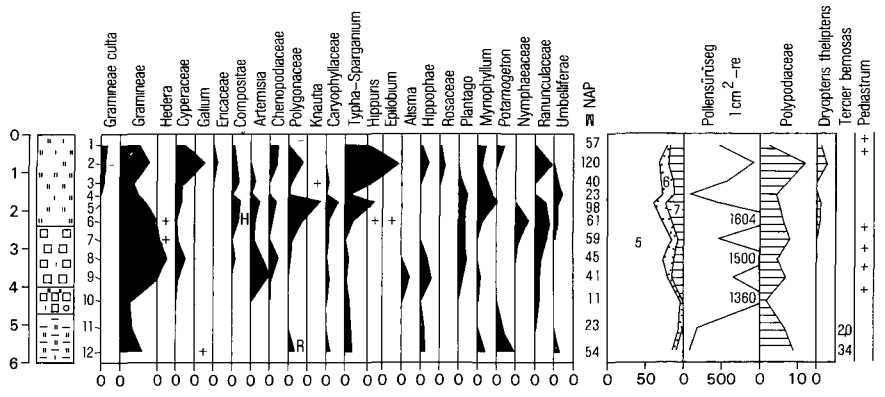
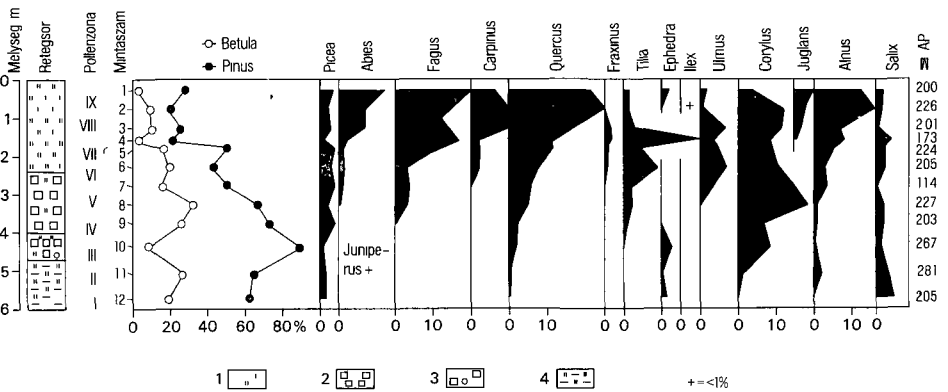
G y e n e s d á s 5

0,0–2,5 m Kőzetliszt (iszap)

- 2,5–4,0 m Tozeges kőzetliszt, tozegtűkkel
- 4,0–4,7 m Kőzetliszt, sok csigahéjtöredékekkel, 4,3 m-nel tozegtűkkel, 4,6–4,7 m között apró dolomtkavicsokkal
- 4,7–6,0 m Szürke színű agyagos kőzetliszt (csillamos)

Balatonoszd 2

- 0,0–0,4 m Szürke színű aprószemcsésű homok Keves csillámot, opak asványt, apró kőzettörmelék tartalmaz
- 0,4–0,6 m Szürkésbarna színű, szerves festésű kőzetliszt (mocsári szint)
- 0,6–1,5 m Szürke színű kőzetlisztes finomhomok, kb 1 m-ig sok csillámot tartalmaz
- 1,5–1,75 m Sargásbarna színű, kissé agyagos kőzetliszt, keves apró csillámot tartalmaz (talaj- v mocsári szint)
- 1,75–2,0 m Szürke színű kőzetlisztes agyag

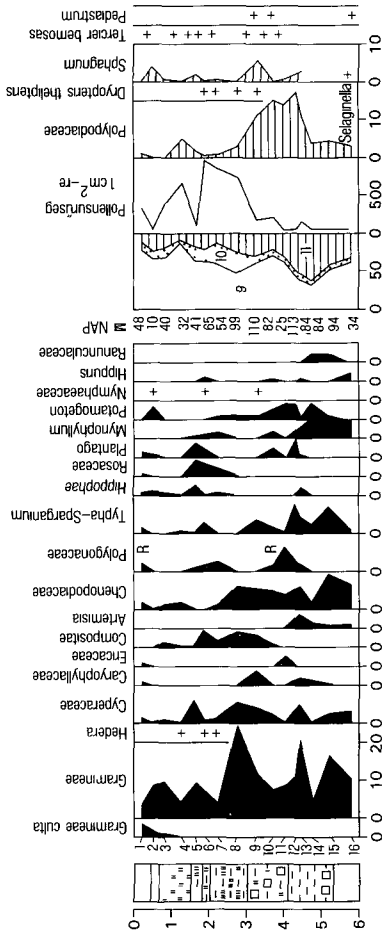
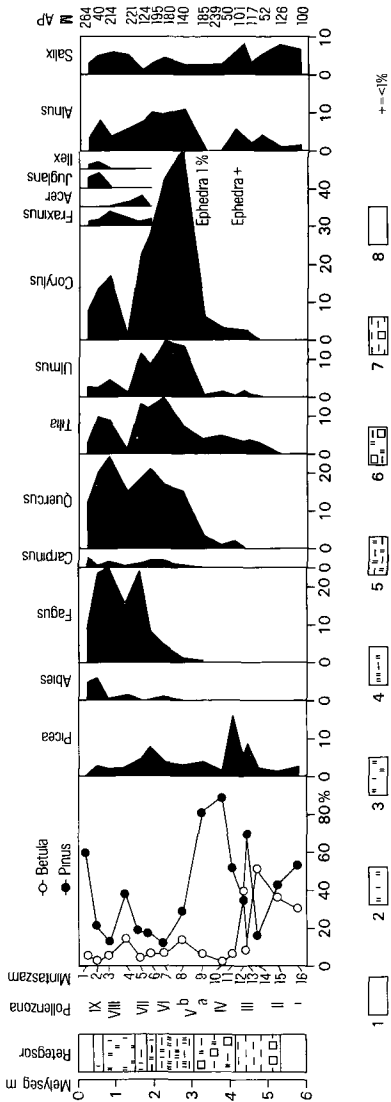


1 abra A Gyenesdias 5 sz furas pollendiagramja

1 Kőzetliszt, 2 tozeges kőzetliszt, 3 kavicsos, tozeges kőzetliszt, 4 agyagos kőzetliszt – 5 Fak, 6 cserjék, 7 lagyszarvak

Fig 1 Pollen diagram of borehole Gyenesdias 5

1 Silt, 2 peaty silt, 3 pebbly peaty silt, 4 clayey silt – 5 Trees, 6 shrubs, 7 herbaceous vegetation



2 abra A Balatonosod 2 sz furas pollendiagramja

1 A prohomok, 2 kozetliszt, 3 kozetlisztes finomhomok, 4 agyagos kozetliszt, 5 kozetlisztes agyag, 6 tozveg, tozveg agyag, kozetliszt, 7 agyag, 8 homok - 9 Fak, 10 eserdek, 11 lagyszaruak

Fig 2 Pollen diagram of borehole Balatonosod 2

1 Small sand, 2 silt, 3 silty fine sand, 4 clayey silt, 5 silty clay, 6 peat, peaty clay, silt, 7 clay, 8 sand - 9 Trees, 10 shrubs, 11 herbaceous vegetation

- 2,0 – 3,0 m Világosszürke agyagos kőzetliszt (sok novénymaradványt tartalmaz)
 3,0 – 4,15 m Tőzeg, tőzeges agyag, kőzetliszt (sok novénymaradványt tartalmaz)
 4,15 – 5,25 m Szürke színű agyag, 5,0 – 5,3 m között novénymaradványokat tartalmaz
 5,25 – 6,0 m Szürke apró és finomszemű homok (sok csillagot tartalmaz)

A pollendiagramok értékelése

A fúrasok legmelyebbjéről, a Gyenesdiás 8 sz. fúrás 6,5 méteréből és a Gyenesdiás 12 sz. fúrás 6,3 m-éből vizsgált furásminták nem tartalmaztak számottevő terciér sporomorphát, míg előbbi vizsgálatainknál, a kissé északabbra fekvő Nemesvita furásmintáinak ugyan ezen mélysegeben már pannóniai kort állapíthattunk meg Vindornyaszőlős pollenegyüttesében pedig 0,5 m-től lefelé felső-pannoniai spektrumot kaptunk (MIHÁLTZNÉ 1982)

1 Idősebb Dryas, I pollenzona

A legmelyebbről kapott minták a jégkorszak utáni lassú felmelegedés vegetációjára utalnak, a pollenegyüttesben *Pinus*, *Betula* az uralkodó, kevés *Salix*, *Picea* fapollennel. A NAP – Gramineae uralom mellett – sokfajú, különösen Balatonosződ diagramjában megtalálható ebben a gazdag vízínövényzetből származó *Typha*, *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Hippuris* s a parti Cyperaceae pollenje, Polypodiaceae, *Selaginella* spora és *Pediastrum* alga Gyenesdiás pollenösszegeiben kisebb a NAP részaránya, az is szárazabb talajon nőtt funeműtől származó *Rumex*, *Galium*, Caryophyllaceae, Umbelliferae pollenekkel jelentkeznek, amelyek hideg sztyepp-alkotók.

2 Allérod szakasz, II pollenzona

A fenyő–nyír ligetek kiterjedtebbek lehettek, ugyanis megjelenik szorványosan a *Tilia* és a *Quercus* pollenje is. A NAP továbbra is, főleg a déli parton, nagyrészt vízparti és vízi lagyszaru növényzettől származó, inkább sokfajú mint nagy egyedszámú, a pollenösszegekben 25,4% Gyenesdiás diagramjában még feltűnőbb az AP 92% os túlsúlya. Cserjék *Juniperus*, *Ephedra*, *Hippophae*. Az arnyékos, nedves erdei talajon pafranyfélék nőttek – A melegebb nedves éghajlat bekövetkeztével emelkedett a tó vízszintje.

3 Fiatalabb Dryas szakasz, III pollenzona

Az erősen *Pinus* uralmu (delen sok *Picea*) fenyvesek mellett a kevert tölgyes szorványos egyedei megritkultak, csupán a *Corylus* mennyisége nőtt. A mi kontinentális területünk jégkorszak utáni vegetációjában ritka Ericaceae itt a lucosok aljnövénye lehetett. Az *Alnus*–*Betula*–*Salix* ligetek visszahúzódása maga után vonta a vízi lagyszaruak fogyatkozását, kiterjedtek a hideg sztyepppek (Gramineae, *Artemisia*, Chenopodiaceae). A viragtalanok közül Polypodiaceae (nagy mennyiségben) és *Sphagnum* spora jelentkezett – A klíma hidegebbe, szárazabba vált, tőzegesedés indult.

4 Preborealis szakasz, IV pollenzona

A fenyő–nyír uralom mellett mind több a melegkedvelő lombosfa. A fűz- és égerligetek kisebb kiterjedésűek lehettek (*Salix*, *Alnus*, *Hippophae*). Gyéresebb a vízben élő

*A diagramon feltüntetett százalékos értékek a fapollen (AP) összegre vonatkoztattottak, nemcsak az AP de a NAP és *Corylus* mennyiségeinek kiszámításánál is. A fa, cserje, lagyszaru növények %-os megoszlásának oszlopában nyilván ezek összegére számítottak az adatok, ugyanígy az 1 cm² re megadott pollensűrűség (pd) feltüntetésénél.

lágyszárú (*Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Hippuris*), valamivel gyakoribbak a nedves talajon élő Cyperaceae egyedei. A NAP további tagjai tomegesek [Gramineae, Chenopodiaceae, *Artemisia*, *Plantago*, *Rumex* (2 ábra R)] Az előző lehűlés rövid ideje utáni melegedés már a holocén nyitó fázisa

5 Borealis szakasz, Va, Vb pollenzona

Az erdővegetációban előbb *Pinus*, majd melegkedvelő lombosfa dominans. A déli parton nagy különbség látszik a kezdeti (a), és a kifejlődött (b) erdőkepek között, ez utóbbira esik a *Corylus* csúcs 50%-kal, a kevert tölgyes (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*) erőteljes emelkedése. A fűfelék elszaporodásával párhuzamosan a szakasz végére teljesen lecsökken a vízi lágyszárúak pollenje, így a virágtalanok sorában a Polypodiaceae és *Sphagnum* tagjai Gyenesdiás diagramján a Gramineae és *Corylus* dominancia az alsó, kezdeti szakaszon jelentkezett. A sztyeppesedés kevésbé előretörő, talán a helyi klíma több védelmet nyújtott a hirtelen kiszáradás ellen. A *Corylus*, mint a boreális fázis (mogyorókor) jellemzője nem jelentkezett ilyen erőteljesen az alföldi diagramokban, sem J. KOMLÓDI M (1966), sem a saját szikestavi vizsgálataimnál. A kontinentális klíma szélsőségesen meleg-szaraz és hideg évszakainak váltakozása itt tözegesedést, az alföldi laposokban ezenkívül még mészmagnéziumtartalmu üledékek felhalmozódását hozta létre (ZOLYOMI B 1937, KRIVÁN P 1953)

6 Atlanti szakasz (A), VI pollenzona

Tovább csökkent a *Pinus* pollen, a déli furas diagramjában erősebben mint az északiban, a Coniferae együttesben az *Abies* pollen is jelen van. A széles levelű lombos fák részaránya erőteljesen növekedik, megjelenik a *Fagus* és *Carpinus* is. Kisse visszahuzódott a vízparti ligeterdő (*Alnus*, *Betula*, *Salix*). Ezzel szemben inkább gyarapodott a vízi, vízparti lágyszárúak pollenmennyisége, a *Helianthus* (1 ábra H), *Epilobium* savanyu mocsarasodás jelzője. Csökkent a száraz gyepek területe.

7 Atlanti szakasz (B), VII pollenzona

A kevert tölgyes tagjai közül a *Quercus* mennyisége tovább nőtt, valamelyest csökkent a *Tilia* és *Ulmus*, ugyancsak a *Corylus* is, de belepett az *Acer* és *Fraxinus*. Növekvő részvétellel szerepel a *Fagus* és a gyertyán (*Carpinus*). A kisértő aljnövényzetben a Rosaceae, *Hippophae*, Compositae egyedei itt érnek el kisebb csúcserteket 5%-kal. Maradt az éger, fűz, nyír-láperdő kiterjedése, *Typha*, *Myriophyllum* kiserőnövénnyel. A sporasok sorában az előzőekben megjelölt tözegpafrányt (*Dryopteris thelypteris*) itt tozegmooha (*Sphagnum*) váltotta fel. Rendkívül sok *Botryococcus braunii* alga található. — A ki egyenlített meleg, nedves klíma kedvezett a lomberdők zárodásának, a száraz gyepek területe megfogyatkozott. A Balaton vízszintje emelkedett.

8 Szubborealis szakasz, VIII pollenzona

A kezdeti csökkenés után, a melegigényű lombosfa-állomány újra erős gyarapodásnak indult, a folyamat markánsabban rajzolódik ki a déli part diagramján. Itt érte el a *Fagus* maximumát. Az északi parton az *Abies* ért el nagyobb értéket, megjelent a dió (*Juglans*) is. Az éger lágypáfrány aljnövénnyel tulsúlyra jutott a többi vízparti faval szemben. Gyérült a lágyszárú növényzet — a fűfelék kivételével —, megjelentek a gabonafélék, s ennek nyomán — a földművelés következtében — a gyomnövények (*Plantago*, *Rumex*) — A kezdeti rövid lehűlésees szakasz után, a humidabb meleg eghajlat alatt a bukkal kevert tölgyesek zárodtak.

Gyenesdias /Gyd/, Balatonboglár /Bb/, Balatonkeresztúr /Bk/ korrelációs táblázata

1 táblázat

Kor	Idő mill év	F Firbas (1949) pollenzonai	Zolyomi B (1952) korbesztása Szigliget V sz f	A vizsgált minták korbesorolása	
H O L O C E N Postglaciális	0	X Használt erdők kora (szubatlanti-jelen)	8a 1–20 cm		
	0,8	IX Bukk-kor (II) (szubatlanti klíma)	8 20–100 cm	Gyd-1 Gyd-4 Gyd-3 Bb-3 Bb-1	
	2,5	VIII Tölgyes és bukk-kor (I) (szubboreális klíma)	7 100–170 cm	Gyd-12	
	4,0	VII Fiatalabb kevert tölgyeskor (atlanti klíma)	6a 170–200 cm	Gyd-5 Gyd-4 Bb-4	
	5,0	VI Idősebb kevert tölgyeskor (atlanti klíma)	6 200–215 cm	Gyd-8 Gyd-4 Bk-48	
	8,3	V Mogyorókor (boreális klíma)	5 216–235 cm	Gyd-8 Gyd-4 Bb-4	
	PLEISZTOCÉN Késglaciális	IV	Kora posztglaciális fenyő-nyrkor (preboreális klíma)	4 235–275 cm	Gyd-8
		III	Fiatalabb tundra	275–350 cm	Gyd-4
		II	Allerod, szubarkt fenyő-nyrkor	3 350–370 cm	Gyd-8 Gyd-4 Bk-42
		Ib Ia	Idősebb tundra szubarktikus szakasza Idősebb tundra	2b 2a 1 350–465 cm 465–510 cm	

9 Szubatlanti szakasz, IX pollenzóna

A szakasz végére mindegyik lombhullató fa pollengorbeje csökkenést mutat, kivétel az északi szelvényben a többkevesbe emelkedő *Fagus*, *Juglans*, a *Pinus* értékét távoli behurcolás emelheti. Erdőtársokon megtelepedhetett az *Ephedra* és az *Ilex*. Egyértelműen megfogyatkoztak a sokfajú NAP egyedei is, a Gramineae kivételével. Az északi parton feltűnően sok a Cyperaceae és *Typha*, aminek oka valószínűleg a közeli nádas part. — A szárazabb klíma kialakulásához hozzájárulhattak az erdőirtások is.

Valamennyi preparátumunkban volt *Botryococcus braunii* alga és csaknem mindegyikben *Pediastrum* is, ami nyílt vízfelület megléteére enged következtetni. A vizsgált 11 db furásból csak két teljes rétegsort mutatunk be, a többi mintát a F. FIRBAS (1949) által először megállapított pollenzóna táblázatba (1 táblázat) soroltuk be. Ugyancsak ezek anyagából mutat be néhány formát az I. tábla.

Összefoglalás

Késő glaciális (a Balaton keletkezésének ideje)

Klímaszakaszok 1 Idősebb Dryas *Pinus* uralmu fenyőligetek borokával, emellett a sokfajú lágyszárú együttes, többségében sztyepp-alkotó (Gramineae, Chenopodiaceae, *Artemisia*) 2 Allero-d Kiterjedtebb *Pinus*–*Betula* ligetek, keves éger és széleslevelű lombosfával. Több vízi lágyszárú 3 Fata-labb Dryas A szárazabb hideg klímában a *Pinus*, *Picea* erdők kiterjedése, a vízparti fák, cserjék fogyatkozása jellemző. A száraz füvesek nagyobb térhódítása *Sphagnum*-láp keletkezése

Holocén (a nyugati szelek uralomra jutásával a melegezés folyamata)

4 Preboreális szakasz Humidabb klíma, gazdagabb vízparti ligeterdő (*Salix*, *Betula*, *Alnus*) és aljnövényzet. A fenyvesek erősebben elegyednek a lombosfakkal, a mogyoró terjed. 5 Boreális szakasz A kontinentális klíma elég hosszú ideje alatt előbb a sztyepp, majd az erdő sztyepp fejlődik ki *Corylus maximum*. Tőzegesedés 6, 7 Atlanti szakasz A fenyővel egyes lombfát a kevert tölgyes együttese uralja, a szélen sok mogyoróval. A mocsárerdő eger uralmu. A paras erdők dúsz aljnövényzetűek. A vízben gazdag szubmerz vegetáció fejlődött. A Balaton legmagasabb vízszintje 8 Szubboreális szakasz A tölgyesek koris- és juharegyedekkel bővülnek, a bukk és gyertyán erőteljesebb megjelenésével zárt lomboserdő alkotnak. Antropogén behatás is jelentkezik, megjelennek a gabonafélék és a díó pollenjei 9 Szubatlanti szakasz Irtások nyomán az erdőterület némileg visszaszorul. A Gramineae egy része nádpollen, ez *Typha*-val főleg az északi parton nagy mennyiségű, helyi hatásra

IRODALOM – REFERENCES

- BULLA B. 1937–1938. Der pleistocene Loss im Karpathenbecken. – *Földt. Köz.* 67 (7–9): 196–215, (10–12): 289–309, 68 (1–3): 33–58.
- FIRBAS I. 1949. Spät- und nachzeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nordlich der Alpen. – Fischer Verl. Jena 480 p.
- JARAI-KOMLODI M. 1966, 1969. Adatok az Alföld negyedkori klíma- és vegetációtörténetéhez. – I, II. *Bot. Közlem.* 53 (3): 191–201, 56 (1): 43–55.

- KRIVAN P 1953 Die Bildung der Karbonatsedimente im Zwischengebiet von Donau und Theiss – Acta Geol 2 91–108
- MIHALTZ I – FARAGO M 1944 A Duna–Tisza közti edesvízi meszképzodmenyek – Alföldi Tud Int Evk Szeged 371–384
- MIHALTZNE FARAGO M 1966 A soltvadkertı Petofi-to retegeinek kronologiaja palinologiai vizsgalatok alapjan – Őslenytani Vitak 6 59–63
- MIHALTZNE FARAGÓ M 1982 Pollenszelvények a medenceperemi pannonból – Földt Kozl 112 (2) 161–167
- MIHALTZNE FARAGO M – MUCSI M 1971 Geologische Entwicklungsgeschichte von Natron- teichen auf Grund palynologischen Untersuchungen – Acta Geograph Szeged 9 (1–7) 93–101
- MULLER G – WAGNER I 1978 Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary) a response to climate and impact of man – In Modern and Ancient Lake Sediments Blackwell Sci Publ 57–81 Oxford, London
- PENNINGTON W – TUTIN T G 1965 The interpretation of some post-glacial vegetation diversities at different lake district sites – Proc Roy Soc 161 B (984) 310–323
- VASARI Y – VASARI A 1968 Late- and post-glacial macrophytic vegetation in the lochs of Northern Scotland – Acta Bot Fennica 1–120 Helsinki–Helsingfors
- ZOLYOMI B 1952 Magyarország növénytakarojanak fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól – MTA Biol Oszt Kozl 1 (4) 491–543

I tábla – Plate I

- 1 *Abies* sp
- 2, 3 *Ephedra distachia*
- 4 *Tilia* sp
- 5 *Carpinus* sp
- 6 *Betula pubescens* típus
- 7 *Sphagnum* sp
- 8 *Artemisia* sp
- 9 *Pinus cembra* típus
- 10 *Quercus* sp
- 11, 12 *Fagus* pölaris és equatorialis nezetben
- 13 *Dryopteris cf thelypteris*

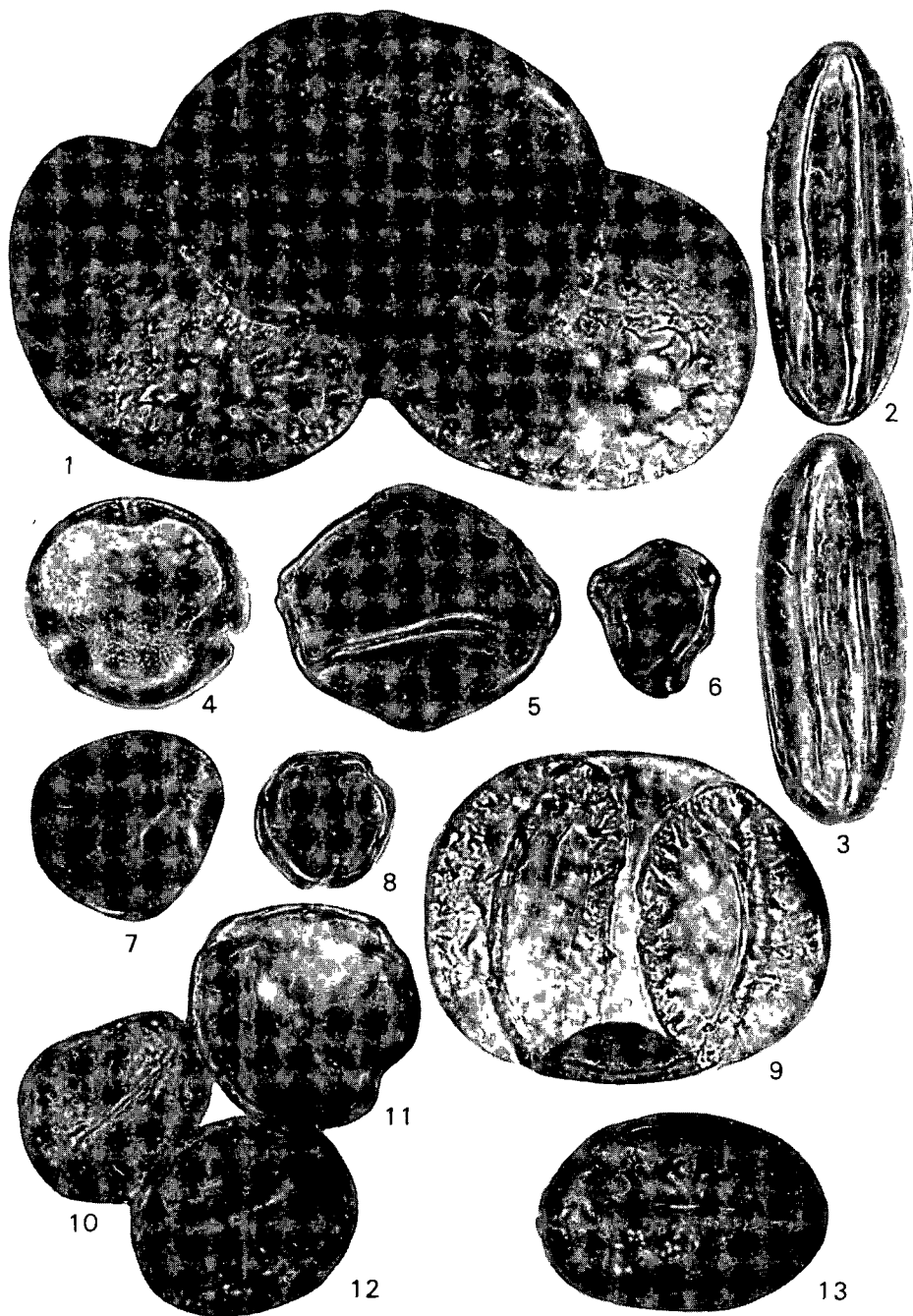
1–6 Gyenesdias 4 sz f 2,3–2,7 m

7 Gyenesdias 4 sz f 3,6–4,0 m

8, 9 Gyenesdias 8 sz f 6,0–6,5 m

10–13 Gyenesdias 12 sz f 2,3–2,8 m

1000X



PALYNOLOGICAL EXAMINATION OF BOTTOM SAMPLES FROM LAKE BALATON

by

M MIHALTZ FARAGÓ

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

UDC 56 07 58 081 3 551 791/794(285 439 Balaton)
551 583 7 551 791/794(285 439 Balaton)

Key-words palynology, pollen analysis paleoclimatology Pleistocene
Holocene, Balaton region

During the analysis of pollen grains from boreholes drilled into the bottom of Lake Balaton information has been gained on the late- and post-glacial geological history of the northern and southern shores, characterizable by nine climatic phases

The late glacial period gave birth to Lake Balaton 1 Early Dryas *Pinus*-dominated coniferous groves with junipers and multi-species herbaceous associates, steppe-forming for the most part (Gramineae, Chenopodiaceae, *Artemisia*) 2 Allerød More extended *Pinus-Betula* groves with a few representatives of alder and wide-leaved deciduous trees More hydrophyle herbaceous elements Climate more humid and milder than previously 3 Late Dryas Under a drier and cold climate the expansion of *Pinus* and *Picea* forests is conspicuous, while the riparian trees and shrub dwindle Wider expansion of dry grassland vegetation Formation of *Sphagnum* marshes

In the Holocene the westerly winds gained prevalence thus stabilizing the process of warming up 4 Preboreal phase Under a more humid climate the riparian groves (*Salix*, *Betula*, *Alnus*) with their undergrowth got richer The mixing of conifers widened with deciduous elements and an increasing share of hazelnuts 5 Boreal phase During the rather long period of continental climate first the steppe meadows, then a forest steppe developed *Corylus* maximum Peat bogs 6, 7 Under the Atlantic climate the mixed coniferous-deciduous forest is subdued by a mixed oak vegetation with a lot of hazelnuts on the peripheries Swamp forests are dominated by alder The moist forest atmosphere enhanced the development of a lush undergrowth The waters accomodated a rich submerged vegetation Lake Balaton reached the highest water level of its history 8 Subboreal phase Oak woods got mixed with individuals of ash and maple and developed into a confined deciduous forest vegetation with a more marked sprouting of beech and hornbeam (*Fagus*, *Carpinus*) woods Anthropogenic impact is manifested by the appearance of pollen grains of cereals (*Graminea culta*) and nuts (*Juglans*) 9 Sub-Atlantic phase Forests wane to some extent, the causes responsible for the process include woodfelling A little dwindled in the previous phase, riparian groves still exist Some of Gramineae are represented by pollen grains of reeds *Typha* pollen is strikingly abundant, probably due to nearby reeds

A MAGYARORSZÁGI PRE-ALPI METAMORFITOK KIALAKULÁSÁNAK VÁZLATA

LELKESNE FELVÁRI GYONGYI*—FRANCESCO PAOLO SASSI**

*M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion ut 14
H–1143

**Istituto di Mineralogia e Petrologia, Corso Garibaldi 37,
35 100 Padova, Italia

ETO 552 16 552 4(439)



No 5

T a r g y s z a v a k metamorfozis, metamorf kőzetek, osztályozás, geotermikus gradiens, bajkai orogenezis, hercini orogenezis, kaledoniai orogenezis, Magyarország

A magyarországi hercini és pre-hercini metamorfozisok jellemzését adjuk az ismert összes felszín előfordulás, illetve a csak furásokból ismert területek egy részének esetében. A litológiai és kronológiai adatok összefoglalása mellett a metamorfozisokat geotermikus gradienseik alapján osztályoztuk. Ez az elemzés a K-tartalmu világos csillamok racsparemeter-meghatározásán és mikrotextúra-elemzésekén alapul.

A magyarországi aljzatban a hercini metamorfozis igen elterjedt, mint egyetlen pre-alpi metamorfozis vagy atkristályosodás idősebb kőzeteken. Azokban az esetekben, mikor a geotermikus gradiens becslése elvégezhető volt, magas (34 °C/km feletti) gradiens mutatkozott. Pre-hercini metamorfozis meglehetősen texturális és radiometrikus adatok bizonyítják, hasonló kőzettani jellegekkel, 34 °C/km alatti gradiensekkel.

Minden előfordulásnál összefoglaltuk a megoldásra váró feladatokat a kőzettani és radiometrikus vizsgálatok szempontjából.

Bevezetés

A magyarországi hercini és pre-hercini metamorf kőzetek jellemzését adjuk abból a célból, hogy alapot nyújtsunk az IGCP 5 project keretében regionális korreláció céljára. Jelen dolgozat alapjai

1 a F. P. SASSI (1979) által javasolt kérdőívek, melyeket ÁRKAI P., KISHÁZI P., KÓSA L., RAVASZNE BARANYAI L. és SZÉDERKENYI T. töltöttek ki,

2 irodalmi és néhány publikálatlan adat kritikai elemzése,

3 néhány száz válogatott csiszolaton végzett új kőzettani vizsgálat.

Az a vázlat, amit itt adunk, nem tekinthető megoldásnak a számos problémára. Csúpan kísérlet, hogy a jelen ismereteket kritikailag összegezze, érthetővé és használhatóvá tegye azon geológusok számára, akiknek nincs személyes vizsgálatokon alapuló közvetlen ismerete a magyarországi metamorfitokról.

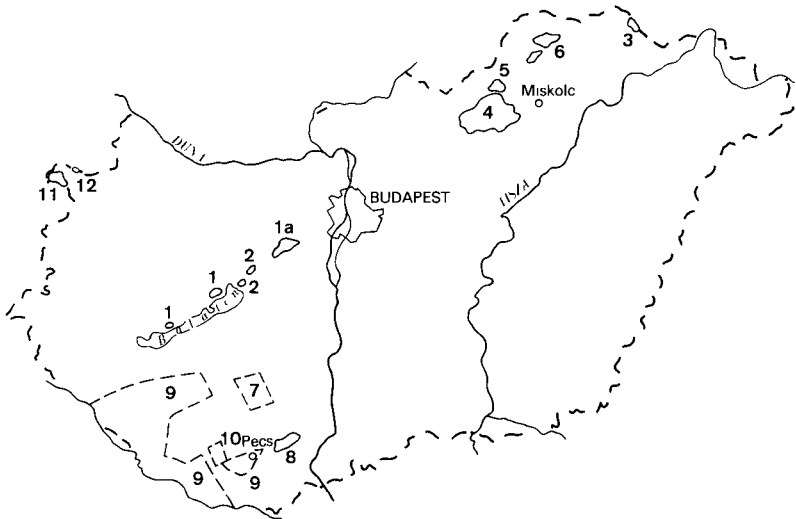
A bemutatott adatokat nemcsak az összes felszíni feltárás, hanem számos mélyfúrás alapján állítottuk össze. Az egyes, külön tárgyalt előfordulásokat az 1. ábrán mutatjuk be.



A metamorf folyamatok osztályozása termikus gradiensük alapján SASSI et al (1979) javaslatát követi

1 Balaton-felvidék

A Balaton északi partja mentén két terület van, ahol több, kisebb alaphegysegi kőzetelofordulás ismert, együtt kb 8 km²-t foglalnak el (1 ábra 1) Hasonló kőzetváltozatokat számos furas tart fel a környező területeken és északabbra a Velencei-tónal hercyni kőru poszt-orogén granit mellékkőzeteként (1 ábra 1a) a felszínről is ismertek



1 ábra A magyarországi metamorf területek vázlata

Abb 1 Schema der Metamorphgebiete Ungarns

Litologia

Főleg pelites–pszammitos kőzetfajták karbonatos és lútos kőzetelepülésekkel savanyú vulkán, vulkanoklasztikus és tufás kőzetek gyakori kőzetelepüléssel. A Keleti-Alpok úgynevezett „porfiroidjaihoz” hasonló savanyú metavulkanitok előfordulása érdemes említésre, mivel hasznosak lehetnek regionális korreláció céljára. Intermediér vulkanitokat is találtak egy fúrasban a legnyugatibbi előfordulásban, mely esetében magasabb retectani helyzet tetelezhető fel.

Bázisos kőzetek előfordulása („diabaz”) is ismert, de nincsenek még részletesen vizsgálva.

Kronológiai adatok

Ezeket a kőzeteket nem-metamorf felső-permi vörös homokkőösszetel fedti, melyben az alaphegysegi kőzetek törmeléként fordulnak elő. Továbbá ugyanezek a kőzetek a fürei felső-karbon nem-metamorfizált konglomerátumban is megtalálhatók.

Alsó-karbon (vízéri-, nem-metamorfizált) homokkó, agyagpala és meszko tektonikus érintkezésben van ezekkel a kőzetekkel

Az egész kőzetsorozat pre-metamorf korát a szilur–also-devonba sorolják ósmaradványok (Graptolita, Hystrichosphaerida, Conodonta), valamint a Keleti-Alpok és Gomori-dákkal való litosztratigráfiai korreláció alapján

Következésképpen a metamorfózis kora biztosan idősebb mint felső-karbon, csak hercinii lehet

Kőzettani jelek

A metamorfózis foka igen alacsony, megfelel az anchizona legfelső részének, közel a zoldpala facies határához. Az illitkristályosság fok mérések átlaga 3,58 ($n = 112$, $s = 0,41$) a *Kubler*-indexre vonatkozólag, 136,3 ($n = 106$, $s = 26,5$) a *Weber*-indexre. Az atkristályosodás foka is egészen alacsony és a pre-metamorf texturális jegyek minden esetben jól megőrződtek.

A metamorf termikus gradienssel kapcsolatban semmi sem mondható a geobarometrikus indikátorasványok hiánya következtében. Mivel a metamorf fokozatban nem történik lenyeges változás a rétegsor egész vastagságában, igen magas termikus gradiens nem tételezhető fel, tekintettel arra, hogy a becsült vastagság több, mint ezer méter. Mikrotextúra-elemzések segítségével két deformációs fázis különíthető el. Az atkristályosodás azonban főleg az idősebb, palásságot létrehozó fázishoz köthető.

Hidrotermális átalakulás igen gyakori a feltarások és furások kőzetein egyaránt, s ez igen megnéhezíti ezeknek a kőzeteknek a tanulmányozását.

A kőzetekből nyerhető általános kép elég világos, bár néhány probléma meg megoldásra vár. Ezek között említhető a metamorf termikus gradiens becslése és a metariolitok pontos rétegtani helyzetének megállapítása, mint legfontosabb szempontok az interregionális korrelációban.

A másik probléma a fentiekben leírt alaphegyesű kőzetek, a felső-permi konglomerátumban kis számban előforduló diabazkavicsok és néhány furásban feltart diabaz viszonya.

Még nem világos, hogy az összes „diabaz” egyetlen magmas ciklushoz tartozik-e és/vagy mindegyik a pre-metamorf alaphegyesű sorozat tagja-e. A kőzetek metamorf jellege sincs kellőképpen tanulmányozva.

2 Balatonfő

A Balaton ÉK-i szélénél két igen kis metamorf kőzetelőfordulás ismert, mintegy 1 km^2 területen (1. ábra 2). Hasonló kőzeteket tart fel néhány furás a két előfordulás között és a Balaton déli partja mentén.

Litologia

Főleg kvarcfilit, karbonatos kvarcfilit, kloritpala, kvarcit és keves savanyu metavulkanit (Balatonfőkajár), valamint marvány (Polgardi) alkotja. Az előzőekben ismertetett savanyu metavulkanitok előfordulása figyelmet érdemel. Pre-metamorf-összetételük és texturájuk azonos a Balaton-félvídeken elterjedt, igen alacsony fokú metamorf sorozatba tartozókkal, melyet az 1. pont alatt írtunk le.

Kronologiai adatok

Ezeket a metamorf kőzeteket neogen uledekek fedik. Az aljzat kőzeteinek pre-metamorf kora ismeretlen. Azonban a bennük előforduló savanyú metavulkanoklasztitok azt sugallják, hogy ezek a kőzetek – legalábbis részben – ugyanazok, mint amelyek a Balaton északi partján ismertek igen alacsony fokú metamorf palak formájában (az 1. pont alattiak). Ha feltételezett korrelációnk érvényes, a sorozat uledékkepződési kora a szilur–devonba tehető. Mivel ebben a zónában alpi metamorfózis jelenléte nem tételezhető fel, a metamorfózis hercini.

Kozettani jelegek

A metamorf fokozat a zoldpala fácies alsó részének felel meg (kvarc-albit-muszkovit-klorit alfacies). Biotit csak helyenként fordul elő, a pre-metamorf nagy kristályok nyomasarnyékában.

A nyomásviszonyok, amint azt a világos csillámok b_0 értékei is jelzik, igen alacsonyak, közel az alacsony és átmeneti nyomású metamorfózisok határához.

A b_0 értékek szorosa azonban a vizsgált minták egy csoportjában igen nagy, mely a kőzetkemizmus e csoportbeli nagy változatosságára, pontosabban kaliföldpát-tartalmú kőzetek előfordulására utal. Így alkalmasabb, pelites összetételű, válogatott mintacsoport esetében 9000 Å-nél alacsonyabb b_0 átlagérték várható. Következésképpen ezt a metamorfózist a magas termikus gradiensű metamorfózisok közé sorolhatjuk.

E kőzetek esetében a pontosabb kronologiai keret látszik a legfontosabbnak. Ez részben támaszkodhat a fillites sorozat tetején levő marványban talált, rossz megtartású fossziliák meghatározására, másrészt muszkoviton történt Rb/Sr radiometrikus kormeghatározásokra, melyek e kőzetek esetében inkább a kristályosodási, mintsem a hűlési kort adnak.

A másik fontos feladat annak az igen valószínű azonosságnak a pontosabb meghatározása, mely a Balaton DK-i részén levő zoldpala fáciesű kőzetek és az ÉNY-i részén levő igen alacsony metamorf fokú kőzetek között fennáll. Különösen a savanyú metavulkanoklasztitok teregtani helyzetet kell elemezni, szem előtt tartva, hogy ezek a kőzetek az interregionális korrelációban fontos kulcsot képviselnek.

Végül további b_0 analízisek szükségesek szigorúan válogatott mintakon.

3 Tokaji-hegység

A Tokaji-hegység ÉK-i részén, közel a magyar–csehszlovák határhoz, alaphegységi kőzetelőfordulás ismert kb. 2 km²-nyi területen (1. ábra 3). Ezek a kőzetfajták a felszínen csak tormeleges formában nyomozhatók, jó feltárasuk nem ismert. Ket fő csoportra különíthetők el e kőzetek metamorf fokozatuk alapján, egy zoldpala és egy amfibolit fáciesű komplexumra.

Litologia

Metapelit és kevés savanyú metavulkanit építi fel a zoldpala fáciesű komplexumot. A pre-metamorf kőzettípusok hasonlóak a Balaton-környeki (1. és 2. pont alatti) típusokkal. (Megjegyzendő azonban, hogy az általunk metavulkanoklasztitnak meghatározott kőzetek RAVASZNE BARANYAI L. szerint retrograd, kataklazisos gneiszek.)

Pelites és szemipelites kőzetek, bazisos (vagy margas?) horizontok, granitoidok és homokos kőzetelepedések alkotják a magasabb fokozatu sorozatot Mindkét komplexumban a kőzetsorozat rekonstrukcióját megakadályozza a jó feltarások hiánya A két sorozat közötti érintkezés tektonikus

Kronologiai adatok

Az amfibolit fáciesű komplexum kőzettormelékei kavicsként megtalálhatók a felső-karbon konglomerátumban, melynek alpi átkristályosodása igen alacsony metamorf fokú Ezért az amfibolit fáciesű metamorfózis biztosan pre-alpi Egy minta muszkovitjának Rb/Sr kormeghatározása 962 ± 39 mill év adatot szolgáltatott, melyet a dalslandi metamorfózishoz közeli hűlési korból értékelhetünk Hercini alacsony fokozatu átkristályosodásra egy minta muszkovitjának K/Ar hűlési kora (222 ± 9 mill év) és egy minta amfiboljának kora (307 ± 14 mill év) utal

Ami a zoldpala fáciesű komplexumot illeti, a metamorfózis biztosan pre-alpi, mivel a Tokaji-hegységben fúrásban feltárt mezozoos kőzetek nem metamorfok Ha ebben a komplexumban előforduló vulkanoklasztikus kőzetelepedések megbízhatóan korrelálhatók a paleozoos „porfiroidokkal”, akkor ennek a zoldpala fáciesű komplexumnak a metamorfózisa a hercinivel lehet kapcsolatban Azonban ennek az interpretációnak a kronologiai keretei nem biztosak

Kőzettani jelek

A) A zoldpala fáciesű komplexum asványgyuttése a kvarc-albit-muszkovit-klorit-alfáciesbe tehető Semmi nem mondható a metamorfózis során uralkodott nyomásviszonyokról, azaz a termikus gradienőről

B) Az amfibolit fáciesű komplexum fizikai feltetelei igen jól lehatároltak

A disztén-staurolit-szilimanit ásványgyuttés $34^\circ\text{C}/\text{km}$ -nél alacsonyabb termikus gradiensre utal (disztén-előfordulás) és $25^\circ\text{C}/\text{km}$ -nél nagyobb gradiensre (a staurolit a szilimanit stabilitási mezőn belül válik instabillá) Így $27^\circ\text{C}/\text{km}$ -es gradiens és 670°C -hoz közeli hőmérséklet tetelezhető fel

Tekintetbe véve a radiometrikus adatokat és a megfelelő rendszerek záradási hőmérsékletét, a hercini átkristályosodás ezekben a magas fokozatu kőzetekben $350\text{--}500^\circ\text{C}$ közötti hőmérsékleten ment végbe

Ami az amfibolit fáciesű komplexumot illeti, fő probléma a metamorfózis korának biztosabb meghatározása további muszkovit Rb/Sr analízisekkel

A zoldpala fáciesű komplexum esetében a termikus gradiens ismeretlen Muszkovit b_0 mérésekkel lehetne megbecsülni az értékét Ezenkívül a kronologiai kép sem kielégítő

4–5–6 Északkelet-Magyarország

ÉK-Magyarországon, a Tokaji-hegység metamorf kőzetkiúvásain kívül (3 pont) metamorf kőzetek bukkannak felszínre a Bükk hegységben (750 km^2 , 1 abra 4), az Upponyi-hegységben (50 km^2 , 1 abra 5) és a Szendrői-hegységben (270 km^2 , 1 abra 6) Mindegyik esetben alpi metamorfózis érte ezeket a kőzeteket valamelyik pre-larami fázisban A felső-kreta kőzetek nem metamorfok

A pre-alpi metamorfózisra vonatkozó adatok igen hiányosak az alpi metamorf hatás miatt. A Bükk hegységi metamorfitek biztosan poszt-hercyniek, also-devon–középső-karbon korúak az Upponyi-hegységben, és lehet, hogy szilur, de biztosan középső-devon–középső-karbon korúak a Szendrői-hegységben. Következésképpen hercyni metamorfózis kizárt az első esetben – lehetséges a második és harmadik esetben. Azonban a hercyni metamorf fok nem volt magasabb az alpinal (igen alacsonytól–alacsonyig), így lehetetlen a hercyni és alpi eseményeket elkülöníteni egymástól. A muszkovit b_0 értékek magas termikus gradiensre utalnak (5. elfordulás $b_0 = 8,996 \text{ \AA}$, $n = 34$, $s = 0,010$, 6. elfordulás $b_0 = 9,000 \text{ \AA}$, $n = 64$, $s = 0,007$), azonban ezek a b_0 értékek nem rendelhetők egyértelműen vagy a hercyni vagy az alpi metamorfózishoz.

7 Szalatnak

A Keleti-Mecsek É-i részén (1. ábra 7) néhány fúrásban igen alacsony metamorf fokú kőzettípusokat találtak, melyeket nem-metamorf „permoszkita” és mezozoos üledékek fednek.

Litologia

Üledékes–vulkáni sorozat, a felső és az alsó szakaszban – legalábbis részben – kovas palak (liditek) uralkodnak. Ezeket egymástól vulkáni agglomeratum és tufahorizont választja el, mely túlnyomórészt bazisos–intermedier összetételű. Granitoid kőzeteket egy fúrásban tártak fel.

Kronológiai adatok

Szilur kőzetek jelenlétére néhány lidit ósmaradványai utalnak. Így a metamorfózis kora, mely biztosan pre-alpi, csak hercyni lehet. A granitoid kőzetekre Rb/Sr teljes kőzetkorokkal (330 ± 25 , 319 ± 135 , 377 ± 210 mill. év) és egy minta biotitjának hűlési koradataival (Rb/Sr 227 ± 59 mill. év) rendelkezünk.

Kőzettani jellegek

A metamorfózis igen alacsony fokú, amit a pumpellyit és prehnit elfordulás igazol.

Az üledékkepződés korának biztosabb meghatározása tunik szükségesnek a regionális korrelációhoz. Erre palynológiai kutatást javasolunk.

8 Keleti-Mecsek

Pecstől K-re kb. 200 km²-nyi területen alaphegységi kőzetek bukkannak felszínre, jórészt vízmosásokban (1. ábra 8). A környező kőzeteket nem-metamorf „permoszkita” homokko, mezozoos mészkő és miocén üledékek képviselik.

Litologia

Két különböző komplexumot kell elkülöníteni ezen a területen, melyeket tektonikai vonalak választanak el egymástól. A fontosabb egységet főleg granitoidok és migmatitok építik fel. A másik egység pelitekből, szemipelitekből áll, karbonátos kőzetele-

pulesekkel és bazisos, savanyu metavulkanitokkal, szerpentinesedett piroxenitek is előfordulnak

Kronológiai adatok

Földtani szempontból csak annyi mondható, hogy a metamorfózis perm előtti A granitos–migmatitos komplexum granitoid kőzetei a következő biotit koradatokat szolgáltatottak Rb/Sr 325 ± 38 , 352 ± 25 , 365 ± 41 mill év, K/Ar 329 ± 15 , 334 ± 11 , 336 ± 16 , 342 ± 15 , 369 ± 19 mill év. Az alacsonyabb metamorf fokú komplexum amfiboljaitól a következő K/Ar koradatokat nyertek 317 ± 34 , 343 ± 20 mill év.

Kőzettani jellegek

A granitoid–migmatitos komplexumon belül anatezis és magas fokozatu metamorfózis jelenségei fordulnak elő. Az utóbbi folyamat viszonylag magas termikus gradiens mellett zajlott (> 34 °C/km), amire a kordierit + szillimanit + staurolit helyenkénti előfordulása utal.

A terület ÉNy-i részén, ahol a pelites, szemipelites sorozat (és a fent ismertetett kőzetelepülések) fordulnak elő, a zoldpala faciesnek megfelelő termikus feltételek uralkodnak. Azonban 25–30%-os anortittartalmat írnak le az amfibolitokban. Így a „zoldpala faciesű” komplexum egy része is az amfibolit faciesbe tehető. A sorozat metamorfózisának termikus gradiense indikátorasványok hiányában ismeretlen.

A kronológiai adatok igen hiányosak, néhány Rb/Sr biotit és muszkovit adat megfelelő kronológiai keretet szolgáltatna. Az alacsony fokozatu komplexumban K-tartalmu világos csillamokon történő b_0 merésekkel becslott termikus gradiens értékekhez juthatnánk.

9 Górcsonyi-dombság–Drava-medence

Pecstől Ny-ra és D-re nagy területen számos furás tart fel progresszív metamorf sorozatot (1. ábra 9). Néhány furásban nem-metamorfizált felső-karbon sorozatot találtak, de az aljzat és e sorozat viszonya teljesen ismeretlen. Azonban feltételezhető, hogy ez a karbon sorozat az aljzat eredeti fedője, mivel metamorf kőzetek kavicsként fordulnak benne elő. A perm fedő szinten nem-metamorfizált.

Litológia

Az aljzat kőzetei túlnyomórészt pelites–szemipelites sorozatot képviselnek, tiszta és vegyes karbonatos kőzetelepülésekkel és bazisos vulkanitokkal. Helyenként ultrabazisos kőzetek is előfordulnak.

Kronológiai adatok

Nincs kronológiai adatunk erre a területre, így az üledékkepződés és a metamorfózis kora csak feltételezésre támaszkodhat. Ami az utóbbi illeti, az eddig kapott radiometrikus adatok hercyni termikus eseményre (event) utalnak. Amfibol és muszkovit K/Ar korok a következők: 303 ± 18 , 306 ± 23 , 314 ± 38 , 349 ± 22 mill év.

Kozettani jellegek

Egy jelenlegi értelmezés szerint teljes metamorf zoneografia fordul elő Pecstől DNy-ra. Ez a zoneográfia a kloritól a szillimanit zónáig terjedő teljes sorozatból áll, melyben nehezebb migmatitok is előfordulnak. Azonban viszonylag magas metamorf fokú kőzetek az egész területen gyakoriak. A disztein-staurolit együttes előfordulása *Barrow*-típusú metamorfózisra utal, melyhez 34 °C/km -nél kisebb termikus gradienst kell rendelni.

Azonban ez az egyszerű kép a kőzettársaság metamorf történetének csak egy részét képviseli. Egy furasban ugyanis eklogitot találtak, mely nagyrészt szimplektitúvá változva azt mutatja, hogy legalább két metamorf esemény érte egy idősebb viszonylag alacsony termikus gradiens és $P_{\text{H}_2\text{O}} \sim 0$ mellett, a fiatalabb pedig nagy gradiens és $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$ mellett.

Hasonló fejlődést mutatnak az ultrabázisos kőzetek szerpentin-ásványegyüttesek képződtek (lizardit, krizotil) olivines peridotit paragenéziseken.

Viszonylag alacsony termikus gradiensből elég magas gradiensbe történő fejlődést mutat az andaluzit-előfordulás is egy furasban, Pecstől Ny-ra. Ennek az ásványnak az előfordulása, valamint a gyakori kordierit elég magas termikus gradiensre mutat. Sajnos, ezek az alacsony nyomású ásványok sosem találhatók ugyanazokban a kőzetekben, melyekben disztein is előfordul. Így nincs pontos bizonyíték kronológiai viszonyukra. Azonban a disztein poszt-kristályos deformációt mutató porfiroblasztokban fordul elő (kinkbands, flattening), mely deformáció nem nyomonkövethető a környező, atkristályosodott ásványokban. Ezzel szemben az andaluzit porfiroblasztok nem deformáltak, úgy tűnik, hogy a metamorf fejlődést legkésőbbi szakaszában kristályosodtak. A textúra tehát azt sugallja, hogy az andaluzit fiatalabb a diszteinnél, azaz magas termikus gradiens követ alacsonyabb termikus gradienst, összhangban az eklogit alapján levont következtetéssel.

A fő probléma ezen a területen a metamorfózis kora. Az almandin zónából származó muszkoviton vegzett Rb/Sr mérések az egyik metamorf eseményhez közelálló kort adnak. A szillimanit zónából származó muszkovit Rb/Sr hűlési kora és az előző kor összehasonlítása e kőzetek komplex termikus történetére adhatna fontos információt.

A másik fontos feladat lenne a metamorf zoneografia tisztázása.

10 Pécs

Egy furasban, melyet Pécs városában fúrtak (1. ábra 10) migmatitot kőzeteket találtak fel, hasonlókat a 8. és 9. pont alatt leírtakhoz. A metamorfózis kora – eppoly, mint a pre-metamorf korok – ismeretlen, de biztosan pre-alpi. Azért szenteltünk külön pontot ezeknek a kőzeteknek, hogy rámutassunk bennük az andaluzit és kordierit előfordulására, és hogy hangsúlyozzuk a metamorf-aneatektikus eseményt, mely elég magas termikus gradiens ($>34\text{ °C/km}$) mellett ment végbe ezen a területen.

A probléma megoldásához Rb/Sr muszkovit kormeghatározások szükségesek és a leukoszomákra teljes kőzet-izokron szerkesztését javasoljuk – Ezek a migmatitok valószínűleg korrelálhatók a 8. pont alatt leírtakkal.

11 Soproni-hegység

Magyarország ÉNy-i részén, közel az osztrák határhoz, alaphegységi kőzetfajták bukkannak felszínre, összefüggésben az ausztriai előfordulásokkal. A Soproni-hegységben mintegy 25 km²-t ezek a kőzetek építenek fel, korolottuk miocén kora üledékekkel (1. ábra 11).

Litológia

A pre-metamorf kőzettársaságot főleg pelites, szemipelites kőzetek alkotják, melyekbe granitoidok (Soproni Gneisz Formáció = „Grobgneis”) nyomultak. Számos közbetelepülés ismert a pelites–szemipelites sorozatban (amfibolit, kvarcit). Ezek között a Mg + Al-dús kvarcitok és Mg-dús szemipelitek jelenlétét érdemes hangsúlyozni, mivel igen sajátos összetételű üledékeket képviselhetnek, azaz kulcsot adnak a retegtani korreláció és osztrajzi rekonstrukció számára. Különleges típusú fehér klinoklor („leuchtenbergit”) jelenik meg ezekben a szintekben, ahol ezeket pelites összetétel esetén „leukofillitnek” hívják. Ritkaföld-tartalmú asványok is előfordulnak néhány Mg-dús szemipelitben. Ausztriában durvaszemcsés metagabbrokot találtak a granitoidok és környező kőzetek közötti zónában (WIESENEDLER 1971). A fent említett kőzeteken belüli retegtani sorrendről semmi sem mondható. Azonban lenyegesen különböző mutatók közül néhány metapelit között, melyekben komplex polimetamorf fejlődéstörténet nyomozható – és néhány fillit között, melyekben csak alacsony metamorf hatás észlelhető. A két közetcsoporthoz különböző mértékben nemcsak metamorf fokban van (mely könnyen magyarozható a metamorf zónográfia alapján), hanem a metamorf fejlődés összetettségében (és időtartamában?). Hipotézis-ként felvethető, hogy az egyik csoport egy idős, polimetamorf mag, a másik paleozoos fedő, melyben a metamorf hatások főleg kizárólag alpiak.

Kronológiai adatok

A magyarországi területen nincsenek kronológiai adatok, tekintettel arra, hogy a környező nem-metamorf kőzetek fiatalok (miocén). Azonban a pre-alpi kor kétségtelen, mivel ezek a granitoidok a környező Wechsel terület (Ausztria) also-permi konglomerátumaiban kavicsként fordulnak elő.

Ami a metamorfózis korát illeti, a következő adatok használhatók fel:

- egy gneiszminta muszkovitjának Rb/Sr kora (281 ± 17 mill. év), melyet hercyni metamorfózis utáni hűlési kórként értelmezhetünk,
- egy 220 ± 14 mill. éves biotit Rb/Sr koradat (andalizit–szillimanit palából) és 219 ± 14 mill. év leukofillitből, melyeket alpi hatással rejuvenált hercyni hűlési kórként értelmezünk,
- egy teljes kőzet Rb/Sr kor 340 ± 10 mill. év, (5 pontos izokron, S. SCHARBERT személyes közlése) a Wechsel terület durvagneiszéből.

A radiometrikus adatokból az alábbi következtetések vonhatók le:

1. Alpi hatás érte ezeket a kőzeteket 300°C -nál nagyobb (mivel a biotitkorok részleges rejuvenációt mutatnak), de 500°C -nál alacsonyabb hőmérsékleten (mivel a muszkovit hercyni hűlési kora lenyegében változatlan maradt).

2. Hercyni metamorfózis érte a granitoidokat, gneisze alakítva azokat, valamint a környező kőzeteket, melyeknek a metamorf története valószínűleg részben idősebb.

3. Ha a gneisz valódi metagranitoid, a teljes kőzet-izokron a magmás esemény korára utalna. Egyébként a metamorfózis idejét mutatja, ha a vizsgált minták metavulkanitok.

A magas foku metamorfozis és migmatitosodás, mely a gneiszet körülvevő kőzetekben fordul elő – terepi megfigyelesek alapján – idősebb, mint a granitoidok benyomulása, melyeket a hercini metamorfozis alakított gneissze

Kozettani jellegek

Három helyzetet kell külön vizsgálnunk, hogy átfogo képet kapjunk

- 1 Magas foku metamorfozis és migmatitosodás a gneisz körüli metaüledékekben
- 2 A Soproni Gneisz fő metamorfozisa
- 3 Retrograd hatások

Az első pont megrajzolja a legidősebb, valószínűleg pre-hercini metamorf esemény fizikai feltételeit. A második pont a hercini metamorfozis feltételeit mutatja. A harmadik pont a retrograd eseményeket taglalja, melyek részben biztosan alpi korúak.

1 Ami a *metaüledékek amfibolit faciesu metamorfozisa*t illeti, az andaluzit, staurolit, szillimanit és disztén előfordulását kell értelmezni. Texturális jellegek arra mutatnak, hogy a fent említett asványok nem egyszerre kristályosodtak.

– Az andaluzit posztkinematikus porfiroblasztok formájában fordul elő, melyek statikusan kristályosodtak, magukba zárva egyéb asványok között számos posztkinematikus biotitot. Ezért az andaluzit kristályosodása igen késő.

– A staurolitból csak néhány relikium fordul elő az elterjedt alpi retrograd atalakulások miatt. Idősebb az andaluzitnál, amelyben helyenként kis zárványok formájában mutatkozik.

– A szillimanit rendszeresen együtt fordul elő posztkinematikus biotittal úgy, mint az után kristályosodott. Ezekből a texturális jellegekből az andaluzit-szillimanit közeli egyidejűségére következtethetünk. Mások értelmezve, a szillimanit megjelenése a biotit és andaluzit kristályosodása közötti időbe tehető, és ugyanazzal a metamorf eseménnyel hozható kapcsolatba, mely során staurolit, disztén és posztkinematikus biotit kristályosodott.

– A disztén számos apró, sajátalakú kristályból álló nagy aggregátum formájában mutatkozik, rendszeresen andaluzit porfiroblasztok belsejében. Az andaluzit-disztén közös határfelülettel kapcsolatos a disztén kristallografiai felületeit követve. Így egyértelműen „nem-koherens” határfelülettel dolgozunk, mely esetében a disztén egyoldalú racionalis határokat mutat (SPRY 1969). Ez a helyzet arra utal, hogy a disztén idősebb, mint az andaluzit, vagy legfeljebb egyidős vele. Azonban ez utóbbit értelmezés kevesbe valószínű, mint az előző, a következő okok miatt.

- a) nincs ok arra, ami a disztén-andaluzit együttes kristályosodása esetén a disztént a magban, az andaluzitot nagy, szegélyi porfiroblasztokban való kristályosodásra kényszerítse. E helyett, ha ez a két Al_2SiO_5 polimorf módosulat előrehaladó metamorfozis során megfelelő termikus gradiens mellett kristályosodott, andaluzit-disztén kristályosodási sorrend várható, és nagyon valószínű, hogy andaluzitot találunk a magban és disztént a szegélyen,
- b) staurolit kristályosodása során disztén biztosan képződik megfelelő összetételű kőzetekben.

Összefoglalva staurolit és disztén biztosan az idősebb metamorfozis során képződött, azaz a durvaszemű granitoidok benyomulása előtt. Igen valószínű, hogy szillimanit is képződött ugyanazon metamorf esemény során, nemcsak a fent felsorolt okok miatt, hanem a következő megfontolásból. Az irodalom szerint a migmatitosodás ezen a területen az idősebb metamorfozissal kapcsolatos. A szillimanit megjelenése egyáltalán nem meglepő magas foku metamorfozis és migmatitosodás során.

2 Ami a *Soproni Gneisz fő metamorfozisa*t illeti, az ezekben a kőzetekben található asványegyüttesek a kőzet kémiai összetételét követve nem jellemzők sem a homerseklet, sem a nyomás szempontjából. A fő asványegyüttes kvarc + kaliföldpat + plagioklasz + muszkovit ± biotit, almandin helyenként fordul elő. A plagioklasz anortit-

tartalma 10–15% korul van, gyakori bennük a klnozoit mikrolit. Ez arra mutat, hogy a plagioklasz korábban anortitdusabb volt, de nem lehet biztosan eldönteni, hogy ez a retrograd atalakulás teljesen alpi, vagy részben pre-alpi is. Ha ez az utóbbi értelmezés a helyes, a hercini metamorfózishoz a zoldpala fácies felső részének megfelelő hőmérséklet rendelkezhető.

A metamorfózis során uralkodott nyomásviszonyokra a Soproni Gneisz alapján nem következtethetünk. Azonban az andaluzit előfordulása a környező kőzetekben hercini alacsony nyomásra utal, tekintettel arra, hogy a texturális viszonyok hercini kristályosodási korra utalnak. A hercini metamorfózishoz 34 °C/km -nel nagyobb vagy ehhez közelálló termikus gradiens tartozik, ha a diszten-andaluzit közel egyidejűleg kristályosodott.

3. Ami a *retrograd hatásokat* illeti, főleg a következő asványalakulásokról állnak staurolit-kloritoid, granat-klorit, biotit-klorit. A kloritoid kristályosodása különösen figyelemre méltó, ahogy saját alakú staurolit kristályok után polikristályos kloritoid aggregátumok jelennek meg. A diszten + biotit reakciót is javasolták a kloritoid képződésére. A kloritoid aggregátumok gyakran szericitfoltokhoz kötöttek. Nyilvánvaló, hogy ezek a retrograd hatások – amint azt a radiometrikus korok is mutatják – teljesen vagy részben az alpi eseményhez köthetők. Egy részük a hercini metamorfózis során is lejátszódhatott, azonban ilyen kronológiai értelmezésre nincs bizonyítékünk. Azok a fizikai paraméterek, melyekre utalnak, nem egyeztethetők össze az andaluzit porfiroblasztoknak a hercinivel kapcsolatba hozott képződésével. Másrészt a hercini esemény két fázisú volta nem zárható ki, de ez egyelőre teljesen elméleti feltételezés. Így a legelfogadhatóbb értelmezés, hogy az összes retrograd hatás az alpi metamorfózissal kapcsolatos. Következésképpen a zoldpala fáciesnek megfelelő fizikai feltételekre utal. A biotit szegélyen kristályosodó kis granatszemcsék is az alpi hatásokra vezethetők vissza. A biotitnak granat alakulása víztelenedési hatásnak tekinthető, amely az alpi metamorfózis folyamán helyileg fellepett alacsony P_{H_2O} -értékre utal.

4. *Osszefoglalva*, a kronológiai és petrográfiai adatok a soproni aljzat metamorf fejlődéstörténetének három szakaszú lefolyására mutatnak.

- alpi hatás 300 °C -nál nagyobb, 500 °C -nál alacsonyabb hőmérsékleten,
- hercini metamorfózis, mely létrehozta az andaluzit porfiroblasztokat $>34\text{ °C/km}$ (vagy ahhoz közelálló) termikus gradiens mellett,
- pre-hercini metamorfózis, diszten + staurolit (es talán szillimanit) képződésével, 34 °C/km alatti termikus gradiens mellett, a migmatitosodás e folyamat során ment végbe.

A Soproni Gneissze alakult granitoidok benyomulása idősebb volt a hercini, de fiatalabb a pre-hercini metamorfózissal.

A Soproni-hegység aljzatában előforduló viszonyok eléggé bonyolultak, számos szempont vár tisztázásra. Ezek között a következők a legfontosabbak a regionális korreláció szempontjából.

- a Soproni Gneissze alakult, feltételezett granitoidok benyomulásának kora – Rb/Sr teljes kőzetizotópok nyújtásának erre nevezte adatokat,
- a kronológiai viszony a benyomulás és a környező metaledékek metamorfózisa között – Rb/Sr kormeghatározások valogatott minták muszkovitjain és mikrotextúraelemzés a Soproni Gneisz xenolitjain segítené e kérdések megoldásához,

- surgos feladat a lehetséges rétegtani hiányok felderítése a metauledekes sorozatban, a leuchtenbergites kvarcitok és az együtt előforduló „leukofillitek” ósfoldrajzi jelentőségének tisztázása,
- a Soproni Gneisz pre-metamorf jellegének meghatározása geokémiai szempontból

12 Fertőrákos

A magyar–osztrák határ mentén, nem messze a Fertő-tótot kb 1 km² területen alaphegyességi kőzetelőfordulás ismert (1. ábra 12) Transzgresszív miocén üledékek fedik. A feltarások nem jók, azonban számos fúrás (a legmélyebb 1100 m, az ismert teljes vastagság 2000 m) teljesebb képet ad ezekről a kőzetekről, mint a feltarások. Ezért a következő adatok főleg a fúrási adatokra támaszkodnak.

Litologia

A 2000 m átfúrt vastagságból a mélyebb 1000 m főleg amfibolit sorozat, ezen 500 m főleg gneiszes, a legfelső 500 m-ben főleg pelites sorozat telepszik. Pegmatoidok az amfibolit és gneiszes sorozatban gyakoriak. Különböző szintekben különböző egyéb kőzettípusok is települnek.

- biotitpala az amfibolit sorozatban,
- aktinolitpala vékony szinteket képez (1–10 cm), főleg az amfibolit sorozatban,
- karbonátos rétegek a gneiszes és felső pelites sorozatban egyaránt megtalálhatók.
- a gneiszes sorozatban gyakran megnövekedett ritkaföldtartalmú, apatitdús szintek fordulnak elő, granitoid összetételű gneisz található a felső metapelites sorozatban, néhány m-es márványréteggel elválasztott két horizontban,
- leuchtenbergit-tartalmú metapelitek a gneiszes és felső pelites sorozatban egyaránt megtalálhatók, 15%-ot is elérő MgO-tartalmat jeleztek a „leukofillit” savokban. melyek rendszeresen a metapelites és a két gneiszes horizont határain – a felső metapelites sorozatban – fordulnak elő. Az előzőekben megrajzolt kőzetsorozat kapcsolatba hozható az Ausztriából ismert Wechsel sorozattal (Burgenland), egy része a Soproni-hegység hasonló kőzeteivel vehető össze (11. pont).

Kronológiai adatok

A kőzetek fő metamorfózisa a hercínibe tehető, a texturális adatok arra mutatnak, hogy alpi atkristályosodás is előfordul. Rb/Sr kormeghatározások metapelitek biotitján 90 ± 16 , 92 ± 10 , 121 ± 18 mill. évet adnak, míg hasonló merekek pegmatoidok muszkovitján 284 ± 15 , 340 ± 22 , 351 ± 20 mill. éves koradatokat szolgáltatnak.

Kőzettani jellegek

Az asványgyuttések jellege az egész sorozatban a zoldpala faciesnek felel meg. Azonban texturális jellegek arra mutatnak, hogy két metamorf asványgyuttés fedti át egymást, mindkettő a zoldpala faciesbe tartozik.

Az idősebb – hercíninek tartott – metamorf esemény a zoldpala facies felső részének megfelelő asványgyuttéseket hozott létre: albit + hornblende + klnozoit + almandin az amfibolitokban, albit + klnozoit + almandin a metapelitekben. Nem zárható ki egy idősebb, magasabb fokozatú állapot sem.

A fiatalabb, alpin tartott metamorf esemény során a zoldpala facies alsó részébe tartozó asványegyüttesek kepződtek, a következő asványátalakulásokkal hornblende-aktinolit, granat-klorit, biotit-klorit. Jeleztek szilpnomelan előfordulását is, ezt azonban meg kell még erősíteni.

A termikus gradiens mindkét metamorf esemény esetében ismeretlen, azonban szélsősegesen magas gradiens az almandin gyakori előfordulása miatt kizárható.

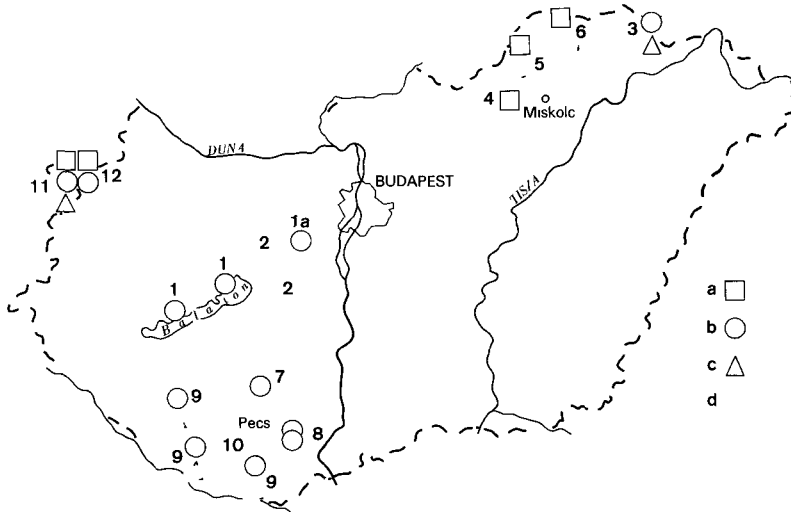
A kronológiai keret nem kielégítő ezen a területen.

A granitoid összetételű gneiszek genezisének tanulmányozása során tisztázható, hogy metauledekekkel vagy magmas eredetű (vulkáni? plutoni?) kőzetekkel van-e dolgunk. Utóbbi esetben Rb/Sr izokront kellene készíteni, hogy a benyomulás idejét megkapjuk.

Végül hangsúlyozzuk a leuchtenbergit-dús és P-gazdag ritkaföld-tartalmu szinteken végzendő geokémiai és ősföldrajzi kutatások fontosságát, melyek kulcsot adhatnak a kezünkbe regionális korreláció céljaira. Meg kellene állapítani, hogy a fertőrákosi aljzat a Wechsel sorozat és a soproni aljzat melyik részével korrelálható.

Következtetések

A magyarországi metamorf fejlődéstörténet általános képe az előző adatok alapján megrajzolható (2. ábra). Ez a kép bizonyos szempontokból biztos, más szempontokból megeléggé bizonytalan.



2. ábra A magyarországi metamorfitek kora

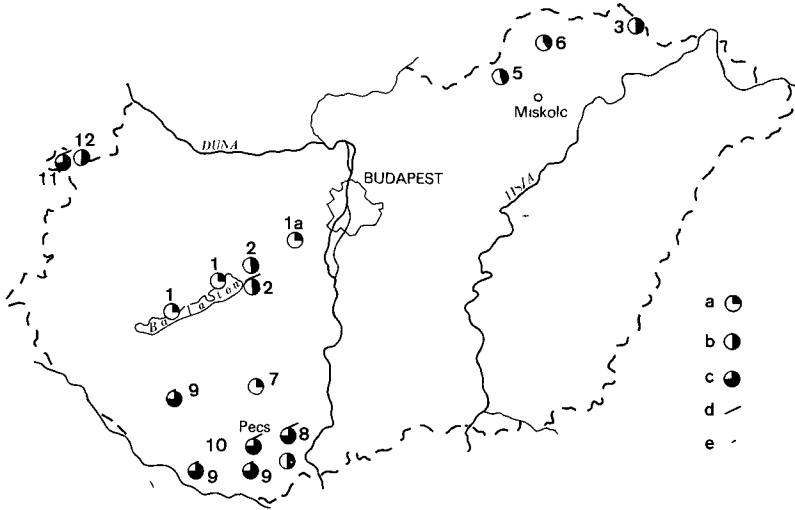
a) Alpi (csak igen alacsony és alacsony fokozat), b) hercinii (lásd 3. ábrát), c) pre-hercinii (amfibolit facies, $< 34^\circ\text{C}/\text{km}$), d) feltételezett kor

Abb 2 Alter der ungarischen Metamorphite

a) Alpin (nur von sehr niedrigem und niedrigem Metamorphosegrad, b) Hercynisch (s. Abb 3), c) Praherzynisch (Amphibolit-Fazies, $< 34^\circ\text{C}/\text{km}$), d) vorausgesetztes Alter

Az *alpi metamorfózis* néhány területen fordul elő, de soha nem torli el a magasabb fokozatu pre-alpi metamorf jellegeket, igen alacsony es alacsony metamorf fokozatot mutat

A hercini metamorfózis (3 abra) csaknem mindenutt nyomozható a magyarországi aljzatban, vagy mint egyetlen pre-alpi metamorfózis (1, 2, 5^o, 6, 7, 12 előfordulás) vagy többé-kevésbe valószínű atkrisztályosodás idősebb metamorf kőzeteken (3, 8, 9, 10, 11 előfordulás)



3 abra A hercini metamorfitek atalakulási foka

a) Igen alacsony fokozat, b) Zöldpala facies, c) amphibolit facies – d) Termikus gradiens $> 34^{\circ}\text{C}/\text{km}$, e) termikus gradiens feltételezeten $> 34^{\circ}\text{C}/\text{km}$ A jeletlen előfordulásokon nincs meghatározott gradiens

Abb 3 Metamorphosegrad der herzynischen Metamorphite

a) Sehr niedriger Metamorphosegrad, b) Grünschiefer-Facies, c) Amphibolit Fazies – d) Geothermischer Gradient $> 34^{\circ}\text{C}/\text{km}$, e) geothermischer Gradient vermutet $> 34^{\circ}\text{C}/\text{km}$ An den unbezeichneten Vorkommen gibt es keinen bestimmten Gradient

A hercini metamorf fokozat széles határok között változik [igen alacsony foktól (1, 5, 7 előfordulás), zöldpala faciesig (2, 3, 6, 8, 12 előfordulás) es amphibolit faciesig (11 előfordulás)]

A hercini metamorfózissal kapcsolatba hozható termikus gradiens ott, ahol a becslést elvégeztük (2, 8, 11, részben a 9 előfordulás) elég nagy ($> 34^{\circ}\text{C}/\text{km}$) Egyebütt a hercini termikus gradiens becslése nem történt meg (1, 3, 5, 6, 7, 12 előfordulás) vagy letezik egy hasonló, magas termikus gradiensu metamorfózis, de ismeretlen a kora (9^o, 10 előfordulás) Az utóbbi esetben a hercini kornak egy adat sem mond ellent, de szigorú kronológiai bizonyítás szükséges, mivel pre-hercini, magas termikus gradiensu metamorfózisnak sem mond ellent egyetlen adat sem

Pre-hercini metamorfózis lete megbízhatóan felismerhető a magyarországi aljzatban vagy radiometrikus korok (3 előfordulás 972 ± 39 mill év) vagy texturális bizonyítékok

alpján (11 előfordulás) Az előbbi esetben ez a metamorfózis a korai bajkái eseményhez tartozna (SZADECZKY-KARDOSS 1976), melyet dalslandinak is hívnak, az utóbbi esetben az adatok hiánya meggátol minden kronológiai beosztást, azonban nem hagyhatjuk figyelmen kívül az Alpok „kaledon” metamorfózisával (BOGEL et al 1978) való lehetséges korrelációt

A metamorf fok mindkét esetben magas és migmatitok is előfordulnak A metamorf termikus gradiens becslése a 3 előfordulás esetében $27^{\circ}\text{C}/\text{km}$ -es adatot nyújt, a másik esetben $34^{\circ}\text{C}/\text{km}$ alattit Így a fő kőzettani jellegek hasonlóak mindkét esetben, tehát a két metamorfózis kőzettani szempontból korrelálhatónak tűnik Azonban ilyen korreláció esetén kronológiai alátámasztás is szükséges, mivel (az Alpokhoz tartozó) 11 előfordulás esetében a „kaledon” kor is lehetséges – tekintettel az Alpokban előforduló, hasonló jellegű metamorfózis „kaledon” korára

Érdeemes felhívni a figyelmet, hogy a romániai Keleti-Kárpatokban is előfordul dalslandi metamorfózis, hasonló nyomásviszonyok közt (KRAUTNER et al 1976), azaz hasonló, elegendő alacsony termikus gradiens mellett, mint a 3 előfordulásnál, mely az észak-európai dalslandi metamorfózis magas gradiensével ellentétben van (ZWART 1969)

Pecs közelében (9 előfordulás) a magas fokozatu metamorfózis ketszakaszos fejlődése igen világos Az idősebb esemény $34^{\circ}\text{C}/\text{km}$ -nél kisebb gradiens mellett ment végbe, a fiatalabb nagyobb gradiensnel, mindkettő pre-alpi Tekintettel arra, hogy a fiatalabb esemény hercyni – amire a rendelkezésre álló radiometrikus koradatok utalnak – az idősebb esemény pre-hercyni, és vagy a Tokaji-hegység dalslandi metamorfózisával (3 előfordulás) parhuzamosítható, vagy a Keleti-Alpok „kaledon” metamorfózisával, mivel mindkettőhöz hasonló kőzettani jellegeket mutat

E dolgozat keretei nem tették lehetővé a Nagyalföldön melyült, sok száz, a metamorf aljzat elterjedt jelenletet mutató furás anyagának elemzését Ennek ellenére nem valószínű, hogy az azokból nyert adatok a magyarországi pre-alpi metamorf folyamatok előzőekben vázolt képet módosítsák

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondunk DR KOVACH ÁDAM-nak, publikálatlan radiometrikus adatok szíves atengedéseért

IRODALOM – REFERENCES

- ARKAI P 1973 Pumpellyite-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, NE Hungary – Acta Geol Acad Sci Hung 17 (1–3) 67–83
- ARKAI P 1979 Low-grade metamorphism of Paleozoic sedimentary formations of the Szendro Mountains, NE Hungary – Acta Geol Acad Sci Hung 21 (1–3) 53–80
- ARKAI P – HORVÁTH Z – TOTH M 1981 Transitional very low and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE Hungary mineral assemblages, illite-crystallinity, b_0 and coal rank data – Acta Geol Acad Sci Hung 24 265–294
- ÁRVANE SÓS E – BALOGH K 1979 A Mecsek-hegységi granitok és a környező metamorf kőzetek K-Ar módszeres vizsgálata – Földt Kut 22 (4) 33–36

- BOGEL H – MORTEANI G – SASSI F P – SATIR M – SCHMIDT K 1978 The Hercynian and pre-Hercynian development of the Eastern Alps Report on a Meeting – *N Jb Geol Palaont* 159 87–112
- BUDA GY 1969 Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Mts on the basis of the investigation of the feldspar – *Acta Geol Acad Sci Hung* 13 131–155
- BUDA GY 1974 Investigation of the alkalfeldspar polymorphs of the Hungarian granitoid rocks – *Acta Geol Acad Sci Hung* 18 (3–4) 465–480
- FUCHS W 1965 Geologie des Ruster Berglandes/Burgenland – *Jahrb Geol B A* 108 155–160, 191–194
- GHANEM M – RAVASZ BARANYAI L 1969 Petrographic study of the crystalline basement rocks Mecsek Mts, Hungary – *Acta Geol Acad Sci Hung* 13 191–219
- GHONEIM M F – SZEDERKÉNYI T 1977 Preliminary petrological and geochemical studies of the area Ófalu, Mecsek Mts, Hungary – *Acta Miner Petr Szeged* (23) 15–28
- GÓCZAN F 1971 Contribution to the study of the microplankton of the Silurian siliceous shales at Alsoors, Szalatnak and Uppony – *Ősl Vitak* 18 13–20
- JANTSKY B 1957 Geologie de la Montagne de Velence – *Geol Hung Ser Geol* 10 1–170
- JANTSKY B 1976 Geologische Entwicklungsgeschichte des prakambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannonschen Becken – *Nova Acta Leopoldina Neue Folge* 224 (45) 303–334
- JANTSKY B 1979 Geologie du socle cristallin granitique de la Montagne Mecsek – *Ann Inst Geol Publ Hung* 60 194–385
- JUHÁSZ Á 1960 Examen petrologique des magmatites paleozoïques de la Montagne du bord N du Lac Balaton – *Foldt Kozl* 90 157–171
- KISHAZI P 1977 Contribution to the knowledge of metamorphic rocks of Sopron Hills Western Hungary – *Verh Geol Bundesanst* 2 35–43
- KÓSA L – FAZEKAS V 1981 A tertorakosi kristályospala osszet földtani-kozettani felepitese – *Foldt Kozl* (in press)
- KRAUTNER H G – SASSI F P – ZIRPOLI G – ZULIAN T 1976 The pressure characters of the pre-Alpine metamorphisms in the Eastern Carpathians (Rumania) – *N Jb Miner Abh* 125 278–296
- LELKES FELVÁRI GY 1978 Petrographische Untersuchung einiger präpermischen Bildungen der Balatonline – *Geol Hung Ser Geol* 18 195–295
- ORAVECZ J 1964 Silurbildungen in Ungarn und ihre regionalen Beziehungen – *Foldt Kozl* 94 3–9
- PANTÓ G – KOVACH Á – BALOGH K – SAMSONI Z 1967 Rb/Sr check of Assyntian and Caledonian igneous activity and metamorphism in north-eastern Hungary – *Acta Geol Acad Sci Hung* 11 279–281
- RAVASZ BARANYAI L 1969 Eclogite from the Mecsek Mts, Hungary – *Acta Geol Acad Sci Hung* 13 315–322
- RAVASZNE BARANYAI L 1979 A Felsőregmec 5 sz furas asvanykozettani vizsgalata – *Foldt Int Adattar, kczirat*
- SASSI F P 1978 Proposals concerning the metamorphic correlations within the IGCP No 5 In SASSI F P ed, IGCP No 5 – *Newsletter* 1 175–180
- SASSI F P – HAIUTOV I – GOMEZ-PUGNAIRE M T 1979 Metamorphic correlations within the ambit of IGCP No 5 Problems, present status and next steps In SASSI F P ed IGCP No 5 – *Newsletter* 1 103–110
- SPRY A 1969 Metamorphic textures – Pergamon Press
- SZADECZKY KARDOSS E 1976 Map of metamorphites of the Carpatho-Balkan-Dinaride area 1:1 000 000 – *Hung Acad Sci Budapest*
- SZEDERKÉNYI T 1976 Barrow type metamorphism in the crystalline basement of south-east Transdanubia – *Acta Geol Acad Sci Hung* 20 (1–2) 47–61

- SZEDERKENYI T 1977 Geological evolution of South Transdanubia, Hungary, in Paleozoic times
– Acta Miner Petr Univ Szeged 23 (1–3) 3–14
- WIESENER H 1971 Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der osterreichischen
Zentralalpen – Verh Geol B A 2 344–357
- ZWART J 1969 Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the
causes of orogeny – Geol Assoc Canada, Sp Paper 5 7–16

SCHEMA DER ENTSTEHUNG DER PRAALPINEN METAMORPHITE UNGARNS

von

GY I ELVARI-LELKES* – F P SASSI**

*Ungarische Geologische Anstalt Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

**Istituto di Mineralogia e Petrologia, Corso Garibaldi 37,
35 100 Padova, Italia

UDC 552 16 552 4(439)

Key-words metamorphism, metamorphic rocks, classification, geothermal gradient, Baikalian Orogeny, Hercynian Orogeny, Caledonian Orogeny, Hungary

Verfasser geben eine Charakterisierung der herzynischen und praherzynischen Metamorphose in Ungarn und zwar für alle bisher bekannten Aufschlüsse bzw für einen Teil der nur aus Bohrungen bekannten Gebiete Neben der Zusammenfassung der lithologischen und chronologischen Angaben wurden die Metamorphosen aufgrund ihrer geothermischen Gradienten klassifiziert Diese Analyse beruht auf der Bestimmung der Gitterparameter der hellen K-haltigen Glimmer und den Mikrotextr-Analysen

Im Untergrund in Ungarn ist die herzynische Metamorphose als die einzige präalpine Metamorphose oder Umkristallisation, älterer Gesteine sehr verbreitet In den Fällen, wo die Schätzung des geothermischen Gradienten durchgeführt werden konnte, zeigte sich ein hoher (über 34 °C/km) Gradient Die Existenz der praherzynischen Metamorphose, mit ähnlichen petrographischen Merkmalen und einem Gradient unter 34 °C/km wird durch textuelle und radiometrische Angaben bewiesen

Die zu lösenden Aufgaben sind vom Gesichtspunkt der petrographischen und radiometrischen Untersuchungen für jedes Vorkommen zusammengefasst worden

A MECSEK HEGYSÉG SZERKEZETALAKULÁSA AZ ALPI HEGYSÉ GKÉPZŐDÉSI CIKLUSBAN

NÉMEDI VARGA ZOLTÁN

Nehezipari Muszaki Egyetem, Miskolc, Egyetemvaros
H–3515

ETO 551 78 551 24(234 373 6)

T a r g y s z a v a k szerkezeti földtan, alpi orogenezis, epirogenezis, Mecsek

A dolgozat a Mecsek hegységnek es részben tagabb környezetének az alpi orogen ciklusban lezajlott szerkezeti fejlődésmentet tekinti át

A triász–jura időszak ki keregmozgások (palfzi, labai, okimmeriai donyci fazis) epirogen jellegűek voltak Az also-kreta diabázvulkanizmust megelőző jelentős keregmozgás (ujkimmeriai fazis) ugyszinten epirogen jellegű volt

A perm–mezozoos alaphegység fő szerkezeti formait a két szakaszú *ausztriai fazis* hozta létre Az EK–DNy-i csapású gyürodések, redőtbuktatások, feltolódások és vetők aszimmetrikus szerkezetalakulást bizonyítanak, ÉNy fele irányuló erősebb kompresszióval Az ÉNy–DK-i csapású két fonolittomog (Köves-tető, Somlyó) benyomulása szerkezeti helyzetük alapján a felső-kretára (?) tehető és a *larami fazis* dilatációs mozgásaihoz is-kapcsolható

A Mecsek hegységi andezitvulkanosság kora nem eldöntött szerkezeti helyzetű a lepusztulási folyamatok, a fedőledekkel való kapcsolata, valamint a paleomagneses adatok alapján a *pireneusi fazis* kesséi mozzanataként is felfogható A *szavai fazis* és a *stajer fazisok* jelentősek, de epirogen jellegűek voltak

A hegység mai bonyolult tektonikai képe a mezozoos szerkezeti formákra superponálódva, az intrapannoniai (*rhodani*) és a posztpannoniai (*kelet kaukázusi*) mozgásokban alakult ki

A pleisztocen mozgásformákkal nem foglalkoztunk Az idősebb orogen mozgások alatt az erőhatás ÉNy–DK-i, a pannoniai igénybevetel alatt É–D-i volt

A krétaidőszak ki és a pannoniai szerkezetalakulás mai formái legvalószínűbben az aszimmetrikus ékszerkezet képződési mechanizmusával magyarázhatók

Bevezetés

Az elmúlt három évtized alatt mélyült kutatófurások adataira támaszkodva, a földtani térképezés és a geofizikai mérések eredményeinek figyelembevételével áttekinthető a Mecsek hegység szerkezeti fejlődésmentete az alpi orogen ciklusban Attekintésünk során az epirogén és az orogen keregszerkezeti mozgásokat nem egyenlő súllyal tárgyaljuk Az epirogen és a szinorogén mozgások jelentőségét nem tagadva, elsősorban az orogen mozgások alatt létrejött szerkezeti formákat ismertetjük s választ keresünk azok képződési mechanizmusára

A triász–jura időszak epirogén jellegű keregmozgásai (palfzi, labai, okimmeriai,

donyeci fazis) esetében NAGY E (1968, 1971a, b), HETÉNYI R (1966, 1968) és FOLDI M (1967) rétegtani munkáira utalunk, a szavai és a stájer mozgásoknál pedig HÁMOR G (1964, 1971, 1973) munkait tekintjük alapvetőnek

A holocén–pleisztocén mozgásokkal nem foglalkoztunk, csak utalunk a változatos, ma is élő mozgásformákra (SZABO P Z 1955, WEIN GY 1961–1973, MOLDVAY L 1964, 1966)

Az alpi ciklus kéregmozgásai

A Mecsek hegység és környezetének szerkezetére, szerkezetalakulására vonatkozó vélemények (VADASZ E 1935, 1960, BALKAY B – BALOGH K et al 1956, WEIN GY 1952–1973, SCHMIDT E R 1954, 1957, BARANYI I – JAMBOR Á 1962, PÓLAI GY 1963, NÉMEDI VARGA Z 1963–1980, HÁMOR G 1964–1973, NAGY E 1969–1976) megoszlanak a Mecsek hegységi alpi orogén ciklus intenzitását, irányítottságát és fejlődésmenetét illetően

Az alpi ciklus a jakabhegyí fókonglomeratummal rogzított (*pfalzi fazis*) transzgresszióval indul (KASSAI M 1973a, 1976) A labai fazishoz regresszió (VADASZ E 1935, 1960, KOVACS L 1962, SOMOS L 1965, WEIN GY 1967, NAGY E 1968, 1971b), az *okimmeriai fazishoz* transzgresszió (KOVACS L 1962, WEBER B 1965, NAGY E 1968) kapcsolódik A középső-hiaszon belül oszcilláció (az *okimmeriai fazis dunlapi szakasza* WEIN GY 1961, HETÉNYI R 1966, NÉMEDI VARGA Z – BONA J 1972), míg a dogger elején transzgresszió (*donyeci fazis*) mutatkozik

A triász–jura folyamatos üledékkepződést megzavaró, a valangini vulkáni tevékenységet bevezető kéregmozgás erőteljes, de feltehetően epirogen jellegű volt (*újkimmeriai fazis*), mely elsősorban a vulkáni működésnek utat biztosító toresék létrejöttében nyilvánult meg A kőszénbányákban (Komló, Vasas) megfigyeltek a diabazbenyomulást megelőző toreséket (LADA Á 1956, WEIN GY 1961, 1967b)

WEIN GY (1961, 1967b) a toreses mozgások mellett enyhe K–Ny-i tengelyirányú gyűrodéseket is feltételezett, ugyanakkor NAGY I (1967) nyomatékosan hangsúlyozta, hogy a vulkanizmust kiemelkedés, jelentékeny szerkezetalakulás és szárazulati lepusztulás nem előzte meg

Vannak olyan bányabeli megfigyelések is, amelyek néhány teler esetében a gyűrodés utáni benyomulást bizonyítják (LIPÍ I földtani szelvénye a Kossuth-bányauzemból, 1977, szobeli közlés)

Az újkimmeriai fazishoz kapcsolható gyűrodések egyértelműen így sem bizonyíthatók, mivel a változatos összetételű magmas telerek benyomulási ideje pontosan nem ismeretes, ezeket csak a lavaösszlettel feltételezett egyidejűségük miatt tartják also-kreta korúaknak A jelentős gyűrodést megelőző és követő telérbenyomulás megítélése tekintetében további adatokat szolgáltatott SZILÁGYI T (1979), aki a komlói területen közet-tani vizsgálataival kimutatta, hogy a hiasz üledéksorban mutatkozó magmatittelek közül az albitdiabáz- és a keratofir-teletelések az ausztriai orogén fazishoz kapcsolható zeolitós fáciesű metamorfózis hatásait hordozzák magukon, míg vannak at nem alakult telerek is, amelyek benyomulása a metamorfózist követő időszakra tehető

A kreta időszakú gyűró igénybevetel ÉNy–DK-i irányba hatott és ÉK–DNy-i

csapásu parhuzamos redőkbe gyűrte a mecseki mezozoos geoszinklinális uledeksorat (WEIN GY 1961) A Keleti-Mecsekben is tanulmányozható részaránytalán redők, redőátbuktatások, felszakadások, pikkelyeződések erős ÉNy felé irányuló kompressziót rogzítanak

Az ausztriai fazis kéregszerkezeti eseményeinek nyomai legjobban a hegység belsejében tanulmányozhatók A hegységperemeken a fiatal, bonyolult szerkezeti képet kialakító hegységképző fázisok hatása érződik

Lassunk ezek után egy példát az also-kréta után lezajlott szerkezetalakulásra A Keleti-Mecsek mezozoos rétegsora gyűrt formának képződési folyamatát legszebben illusztráló bonyolult szerkezeti pászta Komló és Váralja között található (NEMEDI VARGA Z 1971) A korábban is ismert, de eddig kellőképpen nem hangsúlyozott – bár alapvető – Komló–Váralja szerkezeti pászta 1,5–2,0 km széles, ÉK–DNY-i csapásu, a felszínen mintegy 7 km hosszúságban követhető A bonyolult gyűrődésekkel, kompresszív és diszjunktív toressekkel jellemezhető sáv ÉNy-i szegélye a komlói Szege-hegytől kiinduló ÉK–DNY-i tengelyirányú marévári antiklinális, míg DK-i határat a komlói bányákban (Kossuth-, Anna-, Zobak-bányauzem) feltárt, az előbbivel párhuzamos, mézes-tetői antiklinális adja (I melléklet), mely ÉK fele a kisujbányai medencén keresztül a Somlyó–Szamár-hegy fonolittomegenek tart A szerkezeti pászta, mind ÉK-i, mind DNY-i irányban – ha nem is ilyen szembetűnően – tovább nyomozható

E szerkezeti pásztára jellemző, hogy ÉNy-i oldalon lenyegileg a legfiatalabb, DK-i oldalon pedig a legidősebb mezozoos képződmények találhatók, valamint hogy a pászta szerkezeti elemei aszimmetrikusak (NEMEDI VARGA Z 1963) Az ovtól ÉNy-ra képződött also-kréta vulkáni összlet (diabazláva, tufa, agglomeratum) területe képezte a fekvő-rogot, amelyre a DK-i területre sz feltolódott Legbonyolultabb szerkezeti viszonyokkal az érintkezési szakaszon találkozunk (marévári antiklinális, Szászvár 1, -2 és -8 sz furás), de még a DK-i területre is találhatók több száz méteres feltolódások Komlon az ÉK–DNY-i csapásu É-i feltolódás és a kapcsolódó kisebb feltolódások, a Maza-D-i területen a Maza 2, -5, Csasztza 7, -8, -9 és a Szászvár 3 sz furás jelentős retegismétlődései tartoznak ide (NEMEDI VARGA Z 1971d) Az 1976-ban indult új kőszekutatási program kutatófurásai bonyolult szerkezeti helyzetet (Máza 16) és jelentős retegcsoport-ismétlődéseket (Máza 15, -17, -19 -20 sz f) mutattak ki a pasztán

Az aszimmetrikus redőzódést, majd a feltolódásokat követően a pasztával párhuzamos csapásu, DK-i dőlesű vetővonalak keletkeztek Komlon ide tartozik – többek között – az ÉK–DNY-i csapásu D-i főveto és a betai határvető, Maza-D-en pedig a már korábban szeizmikus módszerekkel kimutatott (NEMEDI VARGA Z 1971) és a közelmúltban melyült Varalja 10 sz kutatófurással igazolt mecseknádasdi nagyveto, ill a Váralja 12 sz furással harántolt vető

A Komló–Váralja szerkezeti pászta tehát a Maza-D-i területen a neogén reteg sor alatt kutatófurásokkal kimutatható Sőt az Északi pikkely területén is folytatódik, melyet a pászta ÉNy-i, homlokú oldalára jellemző Csasztza és Szászváron található fiatalabb képződmények (also-kréta diabázösszlet, dogger–malm uledékes reteg sor), míg Mazán, Varalján és Nagymányokon az idősebb mezozoos tagok (lász és triász) bizonyítanak Természetesen a kréta időszak szerkezetalakulást itt a fiatal (pannóniai) mozgások erősen leánykölják

A pászta DK-i szegélyének folytatásába esik a Ny-mecseki anizuszi meszko terüle-

ten (Mélyvolgy) a tektonikus helyzetben megmaradt felső-triasz–also-liász beekelt szerkezet ÉNy-i, haranttoresokkal szabdaltszegelyéhez talán termális zona kapcsolódik fedett melykarsztból származó langyos, ill. meleg vízzel (Komló 17/a, K-54, Magyarszek 1, Sikonda 1)

Hegységperemi területeken az ausztriai mozgások bizonyítékait csak a fedőhegységi képződmények részletes térképezése során sikerült felismerni HÁMOR G (1966, 1971) az apátvarasd–pusztakísfalu–zengovarkonyi, a pécsvarad–pecsi, ill. a hidasí és az É-i miocén medence területén mutatta ki az aszimmetrikus ékszerkezet mechanizmusa szerinti feltolódások–vetődések bonyolult együttesét

A komlói és a Maza-D-i területen is megfigyelhetők a hosszanti irányú (ÉK–DNy) vetőkkel egyidőben vagy talán azt követően, de a kréta időszakban képződött, a szerkezeti pártára merőleges, azt el metsző toresvonalak. A vetők dőléssíránya egy-egy területen belül változhat, de a komlói területen az ÉK-i, a Maza-D-i területen pedig a DDNy-i dőléssík a gyakoribb. A komlói Koves-tető és a Somlyó–Szamar-hegy (Maza-D) fonolittomegei ilyen harantvetőket rogzítanak. Tehát az ausztriai és a tőle el nem választható szubhercyni orogén és az azt folyamatosan követő epirogen mozgások terheire csak az ÉK–DNy-i csapású gyűrt formák és a kapcsolódó hosszanti feltolódások, vetők, esetleg harantirányú szerkezeti vonalak (vetők) írhatók.

Az ÉNy–DK-i lefutású, a felszínen 1,7 km hosszúságban, 0,6 km szélességben megjelenő, 25–30°-kal ÉK felé dőléssíkos koves-tetői fonolittest gyűrt also-liász retegsorban, diszkordáns helyzetben mutatkozik. A Somlyó–Szamar-hegy tomegeiben felszínre lépett ÉNy–DK-i csapású, felszíni elterjedésben 1,5 km hosszú és 1,0 km széles fonolittest közepesliász üledékekkel közrefogva DNy fele dől. A mellékközeteket telérként, repedésköztelként attól fonolittomegek létrejöttét közzétartó megfontolások alapján (VICZIÁN I 1971) az also-kréta vulkanizmushoz kapcsolható. Az ausztriai orogén mozgásokkal létrehozott gyűrődésekre merőleges megjelenésük és a harantoló (Koves-tető) ill. a közeli melyfurások (Somlyó–Szamar-hegy Szászvár 1, -3, Császa 7 és Maza 2) retegtani és szerkezeti elemzése alapján, jelenlegi helyzetük kiegészítően csak a fiatalabb (felső-kréta) benyomulás feltételezésével magyarázható (NÉMEDI VARGA Z 1971). A radiometrikus kormeghatározások ellentmondások L. N. OVCSINIKOV – M. V. PANOVA – F. L. SANGAREEV (1961) által adott K/Ar kor alapján (61 ± 8 millió év) a larami fazis dilatációs mozgásaihoz is kapcsolható ez a fonolittbenyomulás.

Ezzel szemben a Szamar-hegyről származó teschenit Rb/Sr izotóp kora KOVACH Á szobeli közlése szerint (VICZIÁN I 1971) nincs ellentétben a korábbi földtani megállapításokkal és így a képződés felső-jura–also-kréta tehető. A közléssel koradat nem szerepel. 1972-ben készült el a Koves-tetőről – WEIN GY. gyűjtéséből – származó fonolitt minta vizsgálata. A viszonylag alacsony Rb/Sr arány miatt az analitikai korhoz (122 millió év) KOVACH Á szerint az átlagosnál nagyobb hibahatár tartozik, azonban a fonolitt also-kréta korát így is valószínűnek tartja. Mivel a paleomagneses vizsgálatok a Somlyó fonolittja és a Marevani-völgy also-kréta diabázslávai deklinációjában szintén eltérést mutattak (MÁRTON P. – M. SZALAY E. 1969, 1970), a kórkerdest továbbra is nyitottnak tekinthetjük.

A hegység kréta időszaki gyűrődésekben konszolidálódott tomege a hosszú pre-neogén szárazföldi időszak alatt hosszanti és haranttoresok mentén összetoredezett, jelentős szintkülönbségek jöttek létre, s helyenként 1000 m-nél vastagabb retegsor pusztult le.

A Szászvar 8 sz. kutatofurasban feltart, a mezozoos alaphegységre monomikt alkonglomeratummal települő, kőzettanilag (kompakció, kőzetszerkezet) a miocén uledékektől elterő, de palynologiai alapon (nem megnyugtatóan) miocénbe sorolt uledéksorban a paleogén uledékképződés lokális maradványait látjuk. Mivel ez a floraegyüttes mutatható ki a komlói és a Váralja-D-i területen feltart andezittestek (Nagymanyok 12, Váralja 9, -11 és -14 sz. f.) fekvőjében, ezért az andezitvulkánosság korát még nem tekinthetjük véglegesen eldöntöttnek.

HAMOR G. szóbeli közlése szerint, ha az említett uledéksor paleogénnek bizonyulna, úgy legfeljebb a felső-oligocén Sotzka retegekkel lehetne parhuzamosítani. A komlói andezit eddig mert K/Ar korában ($20,5 \pm 0,80$ millió év, ÁRVÁNÉ SÓS E – RAVASZ CS 1978) valószínűleg a jelentős elváltozásokat eredményező hidrotermális hatás tükrozódik. A mecseki andezitek szerkezeti helyzete, a lepusztulási folyamatok eredménye és a fedouledékekkel való kapcsolatuk (Váralja-D), valamint a paleomágneses adatok (MARTON P – M SZALAY E 1969, 1970) alapján az andezitvulkánosság legvalószínűbben a *pireneusi fazis* (eocén utáni) mozgásaihoz kapcsolható.

WEIN GY. szerkezeti elemzéseiben (1961, 1967b) a felső-kréta–paleogén időtartam alatti mozgásokat nem különíti el, csupán megemlíti, hogy a helvetti uledékképződés előtt ÉNy–DK-i irányú toresvonalak keletkeztek. HAMOR G. (1966, 1971) ismerte fel a *szavai orogén fazis* jelentőségét. Részletes vizsgálatokkal bizonyította, hogy a *szavai* mozgások hatására ÉK–DNy-i, ill. közelítően K–Ny-i torések menten olyan négy fő paszta alakult ki, melyek a későbbi uledékképződést és szerkezetalakulást alapvetően meghatározták.

A *stajer fazisok* epirogen jellegére VADÁSZ E. (1935, 1960) már korábban rámutatott. WEIN GY. (1961, 1967b) nagyvonalú, majd HAMOR G. (1964, 1966, 1971) részletes vizsgálatai szerint az *ostajer* és az *ujstajer fazis* egymástól nehezen elkülöníthető epirogen mozgásainak hatására hosszanti (ÉK–DNy) és haranti (ÉNy–DK) irányú vetődések mentén sasberces kiemelkedések és arkos besüllyedések keletkeztek, melyek a helvetti–tortonai faciesek elterjedésével jól tanulmányozhatók.

A neogén fedohegység NyDNy–KÉK-i csapású, kezdeti gyűrődései WEIN GY. (1961, 1967b) szerint az *attikai fazis* (szarmata–pannon határ) terhére írhatók, bár a rhodani gyűrődésektől nehezen választhatók el. Ezt a tenyt mutatja VADÁSZ E. (1960) „attikai–rhodani mozgások” megjelölése is. HAMOR G. (1966, 1971) szerint az attikai fazis hatását a komplex uledékföldtani, osfoldrajzi és vulkanologiai vizsgálatok nem igazolják.

A hegység mai bonyolult tektonikai arculata a pannoniai mozgások során alakult ki. WEIN GY. (1961, 1967a) szerint lényegileg az alsó- és felső-pannon határán BARTHA F. (1964) vizsgálatai és HAMOR G. (1966) megfigyelései alapján a felső-pannonon belül rögzíthető *intrapannoniai (rhodani)*, valamint a *posztpannoniai* (VADÁSZ E. 1935, 1960), WEIN GY. (1966a, 1967b) által *kelet-kaukaszusi fazis*ként megjelölt orogén mozgások hozták létre a Délkelet-Dunántúl, ezen belül a Mecsek hegység – mechanizmusának eddig még számos részletében nem tisztázott – mai szerkezeti arculatát (I. melléklet). Egybehangzó megállapítások szerint a pannoniai mozgások É–D-i irányban hatottak. Az erősebb intrapannoniai fazis esetében határozottan D-i volt az irányítottság, míg a posztpannoniai szakaszban a mozgások az E-i és D-i előméllységek fele irányultak.

A pannoniai tektogenezisben fontos szerep jutott az aszimmetrikus ekszerkezetnek nevezett formának. A kréta időszaki orogén mozgások által ÉK–DNy-i redokba

gyúrt mezozoos alaphegység a felső-kreta–paleogén tagulások mozgások alatt hosszanti (ÉK–DNy) és harántirányú (ÉNy–DK) torésvonalak mentén feldarabolódott. A feldarabolódott és egyenlőtlenül lepusztult hegység peremén és köztes területein alakultak ki a neogén uledékgyűjtők. Az összetoredezett, de továbbra is lényegileg ÉK–DNy-i csapású hegységet a felső-pannon elején éri az első erőteljes orogén hatás. Az ÉK–DNy-i lefutású vonulatra É–D-i irányban ható kompressziós igénybevétel a két utközesi vonalon, É-on (Északi pikkely) és D-en (kővágószőlősi antiklinális) volt a legerősebb. Ez az erőmegnyilvánulás legjobban az Északi pikkelyben tanulmányozható. A kompetens alaphegység és az inkompetens fedőhegység érintkezési felületén az erőhatásnak megfelelően az alaphegységtagok közelítően K–Ny-i csapást vettek fel. Az Északi pikkely több parhuzamos szerkezeti vonal mentén pikkelyeződött fel a rhodáni, majd a kelet-kaukázusi fazisok alatt, a régebbi miocén, majd az újabban képződött pliocén süllyedék fele (WEIN GY. 1964, 1966). A kővágószőlősi antiklinális esetében, bár a képződési mechanizmusból ugyanez következik, mégsem szükséges a K–Ny-i tengelyirány-felvételt egyedül ennek a mozzanatnak tulajdonítanunk, mivel a neogén előtér nagysága pontosan nem ismeretes, de jelenletet bizonyítják a pécs–tortogói, a Ko-1428 és a Szentlőrinc 1 sz. furások. Egyébként a kővágószőlősi antiklinális parautochton helyzetére VIRÁGH K. – VINCZE J. (1964) is rámutatott.

Az É–D-i erőhatásra a mezozoos alaphegység belső területe töressel reagált, s a felszültségek K–Ny-i (esetleg KÉK–NyDNy-i) csapású, D-re irányuló feltolódások és közelítően É–D-i csapású horizontális eltolódások keletkezésében oldodtak fel. Erre legszebb példa Hosszúhetényben a harmas-hegyi feltolódás és a hosszúhetényi nagyvető. A komlói Beta-aknában MAUL E. figyelt meg sűrű, néhány méteres elmozdulásokat eredményező, D-re irányuló pikkelyeződéseket. Úgyszintén a komlói területéről ismert az andezitbányában feltart ÉNy–DK-i csapású, az andezitet és annak neogén fedőképződményeit is el metsző vető (ÉK-i dőlés), mely oldaleltolódást is mutat (NÉMEDI VARGA Z. 1967c).

A pannoniai szerkezetalakulás mozgásformái közül típusként tehát három emelhető ki neogén előtérrel kapcsolatos vagy előtér nélküli pikkelyeződések, ill. horizontális eltolódással járó vetődések.

Hosszúhetényben az É–D-i csapású, K-i dőlésű nagyvető a területet két szerkezeti egységre osztja. A nyugati oldalon a gyúrt formák és a szerkezeti vonalak uralkodó csapása ÉK–DNy-i. A keleti oldalán az átlagosan K–Ny-i tengely irányú hosszúhetényi antiklinális húzódik Pécsvárad felé.

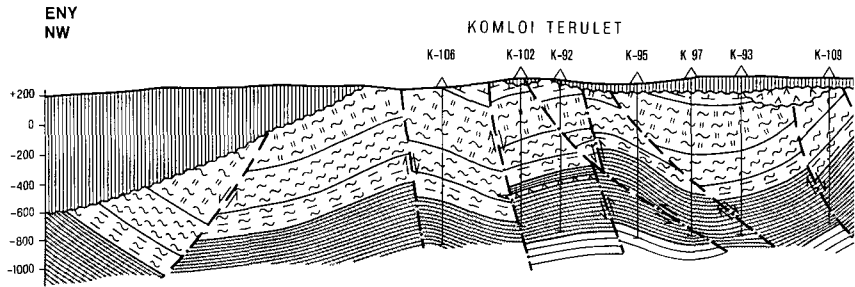
A szerkezetalakulás egy másik típusa a Zengő-vonulat és a Moragy-i-hegység érintkezési övében, a Mecsek-vonalban mutatkozik. A paleozoos–mezozoos képződmények érintkezési övében itt jelentősebb neogén előmelység nem alakult ki, s ezért kompetens sorozatok utköztek. A határozott KÉK–NyDNy-i ($55-60^\circ$) csapású paleozoos–prekambrium kori vonulathoz a mezozoos alaphegységet É-rol ható kompresszió preselte hozzá. Az érintkezési vonalon eloszló kompresszív erőből ragadjunk ki egy-egy pontban ható elemi erőt (1. ábra). Az elemi erő a támadás pontjában felbontható az érintkezési felületre merőleges normál-összetevőre és a felülettel parhuzamos nyíró-összetevőre. A normál-összetevő az érintkezési felületen összenyomódást, pikkelyeződést, a nyíró-összetevő csusztatást igyekszik létrehozni. Hogy melyik összetevő hatása érvényesül az α szögtől függ ($\sigma = P \cdot \cos \alpha$, $\tau = P \cdot \sin \alpha$). Az α szög növekedésével a csúsztatás, csökkénésevel az összenyomódás lép előtérbe. Esetünkben a normál-összetevő hatása ismert, a

FÖLDTANI SZELVENY A KOMLÓI

Nemec

GEOLOGICAL SECTION ACROSS

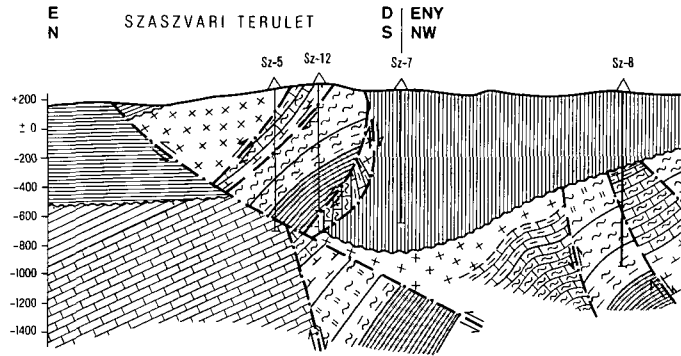
0
L



FÖLDTANI SZELVENY A SZASZVARI

Nemec

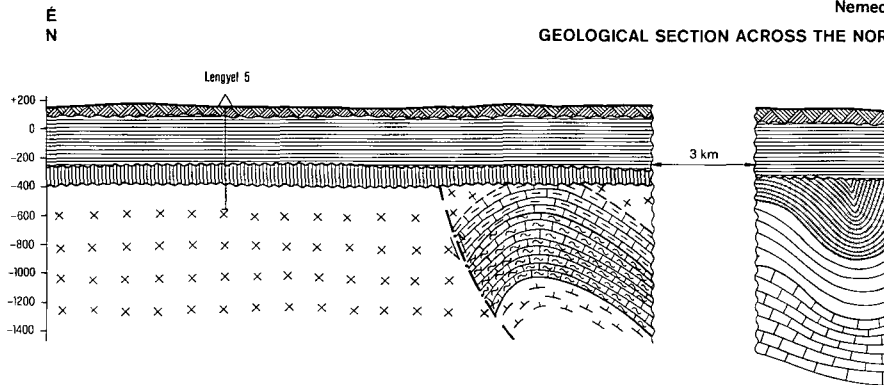
GEOLOGICAL SECTION ACROSS



FÖLDTANI SZELVÉNYVAZLAT A MECSE

Nemec

GEOLOGICAL SECTION ACROSS THE NOR



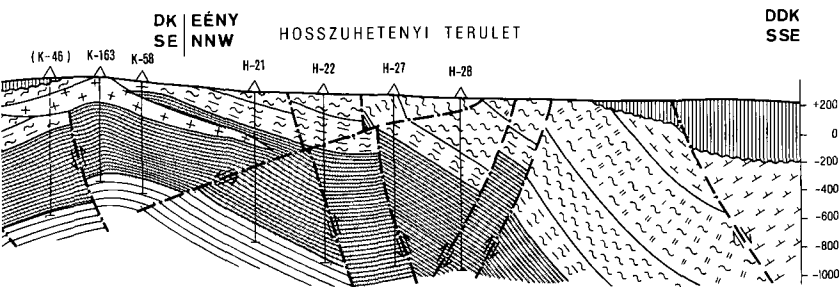
- | | | | | | | | | |
|----|--|--------------|----|--|-------------------------|----|--|---|
| 1 | | Pannóniai | 2 | | Miocén | 3 | | Andezit (paleogen?) |
| 7 | | Dogger | 8 | | Középső- és felső-liasz | 9 | | Fótos meszmarga (also-liasz felső-szin) |
| 13 | | Felső-triasz | 14 | | Középső-triasz | 15 | | Felső-perm |

SSZUHETÉNYI TERULETRŐL I-I'

1969

Ó AND HOSSZUHETENYI AREAS

000 m

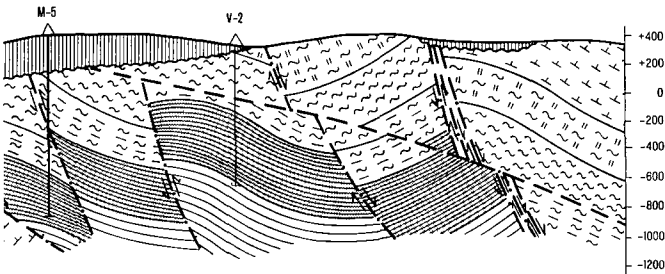


A „MAZA-D” TERULETRŐL II-II'

1977

SZVAR AND MAZA-SOUTH AREAS

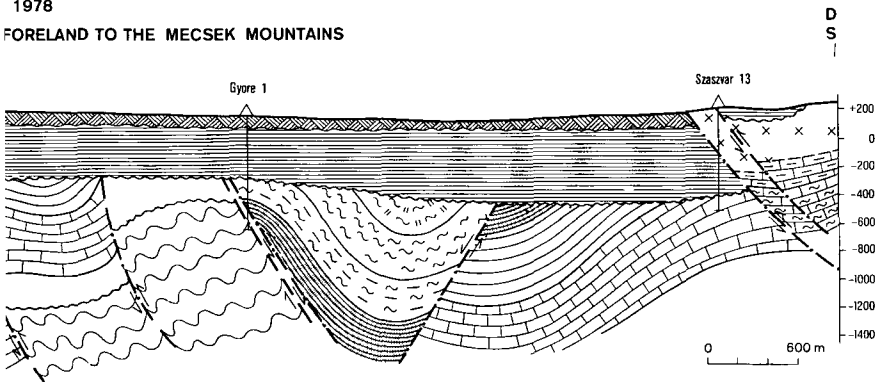
MAZA-D TERÜLET












SÉG É-I ELŐTERÉN KERESZTUL III-III'

1978

FORELAND TO THE MECSEK MOUNTAINS



- | | | |
|--|--|--|
|  1 Fonolit (felső-kreता?) |  5 Alkaldiazabaz (also-kreता) |  6 Malm — bernazi |
|  2 Fedo marga (also-lász felső-szinemuri) |  11 Fedo hámokko" (also-lász felső-szinemuri) |  12 Mecseki Feketekoszon Formacio |
|  3 Szilur |  17 Szerkezeti vonal |  18 Kutatófuras |

DK-i irányú pikkelyeződések kimutattak (VADASZ E 1935, 1960, WEIN GY 1961, 1967a, HÁMOR G 1966, 1971) Az 1. ábráról pedig leolvasható, hogy a nyíró-összetevő miatt az érintkezési felület mentén jelentős csusztatással kell számolni. A mozgás természete olyan, hogy a csusztatás a felszínről nehezebben ismerhető fel, mint a feltolódás.

A pecs-tortyogói szakaszon, a kővágoszölösi antiklinális déli előterében elég jelentős vastagságú paleogén és neogen elósullyedek keletkezett, ezért az említett erőhatásra közelítően K–Ny-i csapású feltolodási felületek keletkezhetnek.

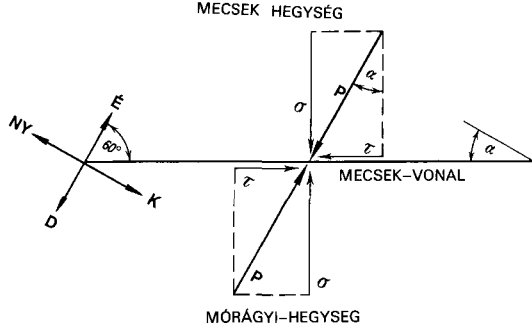
Az igénybevétel mechanizmusából következik, hogy a Mecsek-vonal (Mecsek-aljvonal, D-i diszlokációs ov) teljes hosszában jelentős, valószínűleg 10 km nagyságú DNy-i irányú horizontális elcsúszás is vegbe mehetett. Ezért a Mecsek-vonal egy szinusztrális transzkurrens szerkezeti vonalnak fogható fel. Ha rátekintünk a Mecsek hegység szerkezeti térképvázlatára (2. ábra), ez az elcsúszás szepen tukrozódik a diszlokációs ovnek nekifutó kővágoszölösi antiklinális, a pécsbánya–pecsszabolcsi szinklinális, valamint a hosszuhetenyi antiklinális tengelyirányában. A mezozoikum gyúrt formáinak tengelyirány-változtatása, a hosszuhetenyi É–D-i nagyvetőhöz hasonló torésvonalak mellett, ennek a több km-re tehető DNy-i irányú, bal oldali csuszó mozgásnak köszönhető.

Az összkép is azt mutatja, hogy a Mecsek hegység a Mecsek-vonal mentén a Baranyai kristályos hatsagon elfenodott, bar a vízszintes irányú mozgást közvetlenül megfigyelni eddig nem sikerült.

Itt kell szólni a Nyugati- és Keleti-Mecsek tomeget összekapcsoló szerkezeti pasztaról. A felszíni megfigyelesekre tamaszkozó vélemények szerint ebben a pásztában a harantirányú toresék mentén jelentős vízszintes eltolódások törtentek s lenyegleg ezeknek tulajdonítható a Keleti- és a Nyugati-Mecsek mai terbeli elrendeződése (PAPP K 1916, VADASZ E 1935, 1960, SCHMIDT E R 1954, 1957, FOLDI M – HÁMOR G – NAGY E – HETENYI R 1967). A bányabeli és a furási rétegsorok azt mutatják, hogy a gyúrt formák keletkezése mellett a rétegmethódések – tehát a kompresszív erőhatásra keletkezett toreses szerkezeti elemek – sokkal alárendeltebbek, mint a rétegmethódásokkal jelzett dilataciós mozgásformák.

Az ÉNy–DK-i vagy É–D-i csapású vetők menti kisebb vízszintes elmozdulások esteben pedig – a korábbi elképzelésekkel ellentetben – az ÉK-i vagy K-i rogg vezgett relatív DK-i ill. D-i irányú, tehát jobb oldali mozgást.

HÁMOR G (1971) mutatott ra először a haranttoresék és a Keleti-Mecsek vulkani



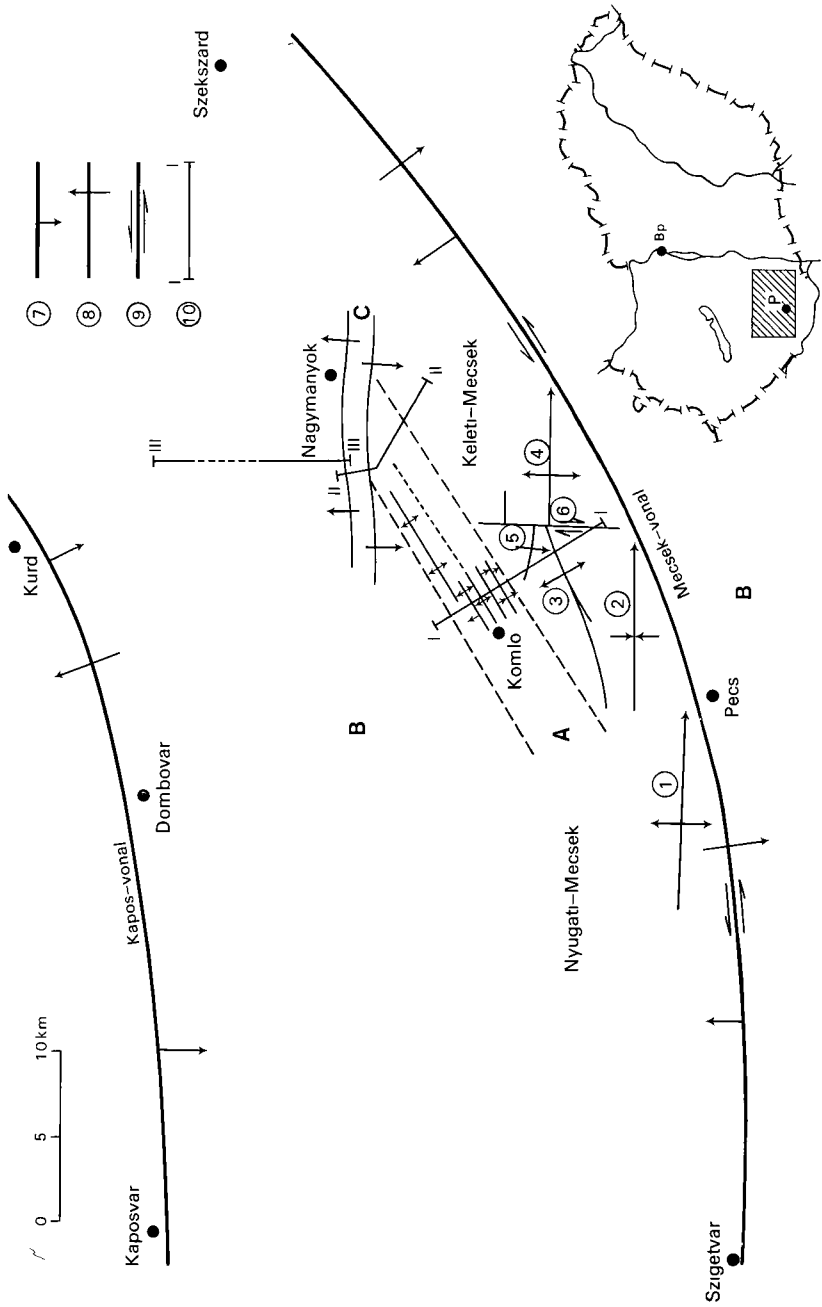
1. ábra Pannoni tektonikai igénybevétel a Mecsek-vonal mentén

P = koncentrált erő σ = normál összetevő, τ = nyíró összetevő

Fig. 1 Pannonian tectonic deformation along the Mecsek line

P = concentrated stress, σ = normal component, τ = shear component





kepzodmenyeinek szoros kapcsolatára, és ennek távolabbi szerkezeti és vulkáni következményeire is

A kőszekutató furások mind a komlói andezittestet, mind a koves-tetői fonolitomeget jól feltárták, velük kapcsolatban jelentősebb harantelmozdulás nem bizonyítható. Északon a Somlyó fonolittja és a Nagymányok 12 sz. kutatófurás andezittje ismeretében (ahol jelentős harantelmozdulások szintén nem ismertek) ugyancsak valószínűsíthető, hogy ezek a vulkáni jelenségek a Keleti-Mecsek központi tomegét – HAMOR G (1971) által Nyaradi-hátként jelölt harantpasztat – szegélyező haránttoresek mentén jelennek meg.

A haránttoresek jelentőségeire SCHMIDT E. R. (1954) a következők szerint mutatótt rá: „A Keszthelyi-hegységet a Balatonfelvidéktől elválasztó Tapolcai oblat is nagyjából ugyanazok a haránttoresek alakították ki, mint a Mecseket a Zengőtől elválasztó komlói arkot. Ugyanezen irány folytatásába esik azonkívül a Villányi-hegység K-i peremtorese is”.

Ebben a kétségtelenül szembeűno szerkezeti pasztaban a legjelentősebb mozgások a mezozoos üledékkepzodes előtt zajlottak le, s ezt a mind ÉNy felé (Dombovár), mind DK felé (Villánytól K-re) tovább követhető övet KASSAI M. (1973b) „villány-szaltnaki paleozoos melytores” neven a terület egyik legjelentősebb szerkezeti vonalaként részletesen ismertette.

Vegeredményben a Pécs és Komló köze eső mintegy 10 km széles szerkezeti pásztában az alpi orogen ciklus alatt lényeges harantelmozdulások nem voltak. A Keleti- és Nyugati-Mecsek ilyen kapcsolata az intrapannon (posztpannon) mozgásokból következik, fő jellegeben pedig a Mecsek-vonalban lezajlott bal oldali csuszató mozgás során a mezozoos alaphegységben lejatszódó mozgások eredője.

Összetett aszimmetrikus és szimmetrikus ékszerkezet

KOKAY J.-nek (1956) az aszimmetrikus ékszerkezettel kapcsolatos megfigyelései és de SITTER-nek (1956) a MIGLIORINI-féle összetett ékszerkezetre (C. I. MIGLIORINI 1951) vonatkozó ismertetése alapján kimutattuk ennek a szerkezeti alakulásnak jelenlétét a Mecsek hegységben is. Legszebb példaként a komlói E-i feltolodás és D-i főveto együttesét, valamint az Északi pikkely D-re irányuló feltolodását és az É-ra zökkeno peremi leszakadásokkal létrejött szerkezeteket említettük (NÉMEDI VARGA Z. 1963).

2. ábra A Mecsek hegység szerkezeti vázlata (NÉMEDI VARGA Z. 1971)

A Komló–Varalja szerkezeti paszta, B Pécs és Komló közötti szerkezeti paszta, C Északi pikkely ékszerkezet. 1 Kővágószőlősi antiklinális, 2 pecsbányai szinklinális, 3 koves-tetői antiklinális, 4 hosszúhetényi antiklinális, 5 harmashegyi feltolodás, 6 hosszúhetényi nagyveto, 7 vető, 8 feltolodás, 9 horizontális elmozdulás, 10 földtani szelvény vonala (I. melléklet).

Fig. 2 Tectonic sketch of the Mecsek Mountains (Z. NÉMEDI VARGA, 1971)

A The Komló–Varalja structure belt, B structure belt between Pécs and Komló, C northern wedge shaped thrust-sheet. 1 The Kővágószőlősi anticline, 2 the Pecsbanja syncline, 3 the Koves-tető anticline, 4 the Hosszúhetény anticline, 5 the Harmashegy reverse fault, 6 the major fault of Hosszúhetény, 7 normal fault, 8 reverse fault, 9 strike-slip fault, 10 geological section line (Supplement I)

WEIN GY (1964, 1965) az Északi pikkely szerkezetalakulásának folyamatát – a Szászvár 13 sz furas adatainak birtokában – az aszimmetrikus ékszerkezet általunk változott mechanizmusának szimmetrikus ekszerkezette alakulásával rogzítette

Kesobb KÓKAY J (1968) áttekintette az összetett ékszerkezetre vonatkozó korábbi közlesek, azokat jobb vonalakban ismertette, majd a korábbi véleményének módosításával az ékszerkezet általánosított magyarázatát adta. Magyarazatanak új szempontjai: 1 a horizontálisan mukodo kompresszív erohatasban nem feltolodás (vagy rátolodás), hanem alatolodás történik, 2 a kezdeti vetők meg a kompresszív erohatasban keletkeznek, amikor az alatolodás feletti rész az alatamasztás hiányában letorik, 3 „ez a szerkezeti forma elsosorban ridég kőzetekből álló rétegsorokra ervenyes, tehát általában a felső rétegekre”

Legutobb KÓKAY J (1976) kimutatta, hogy az aszimmetrikus ekszerkezet általános frontális torlódási geomechanikai alakzat és a lemeztektonikával áll szoros kapcsolatban. Bakony hegységi vonatkozásban a nagy lemezek közeledő mozgásából eredő kollízió másodlagos diszperziójaról van szó.

Mecsek hegységi vizsgálataink a hegység és környezete szerkezeti fejlődésében az aszimmetrikus szerkezetalakulás fontosságát, általánosíthatóságát bizonyítják és újabb adatokat szolgáltatnak a kezdes mechanizmusához.

Az aszimmetrikus szerkezetalakulás fő jellemvonása, hogy nem egyetlen keregszerkezeti mozzanat hozza létre. A kezdesi folyamat kezdeteként a hegységperemen vagy köztes területeken toresékkal határolt üledékgyűjtő terseg alakul ki. Ezt követően a folyamatos üledékkepződést orogen mozgások zavarják meg, majd helyi kompressziós erohatasra – a kompresszív erohatas jellegétől függően mindket vagy csak egyik irányból, gyürodessel vagy anélkül – a hegységperem az előmelységre, a belső hegységreszek a köztes üledékgyűjtőkre feltolodnak. A helyi kompressziós erohatas megelőles azt erzeleteti, hogy a feltolodási felületen tangencialis erohatasra terrovidules következik be akkor is, ha az egy földkereg-paszta radialis mozgásának horizontális eredője. A kompresszív feszültséget feloldó toresvonalak keletkezésükre nevezte feltolódásból (rátolodás) és alatolódásból származhatnak.

A gyürodést és a feltolódást eredményező nyomerohatas csokkenesének, a feltolódott rétegsor elhelyezkedésére visszavezethető anyagterhelesnek és feszültségfeloldásnak eredményeképpen a feltolodási felületekkel párhuzamos csapású, hasonló dolesirányú vetodesek alakulnak ki. A levetett oldalon az újabb üledékgyűjtő kialakulása már epirogen mozgások következménye. *A két hosszú, epirogen mozgásokkal jellemzett üledékkepzodesi idoszak és a közrefogott egyetlen, rövid orogen mozzanat alatt létrejött keregszerkezeti forma az aszimmetrikus ekszerkezet.*

Ha az üledékkepződéssel jellemzett második epirogen idoszakot újabb orogen mozgások zavarják meg, akkor az aszimmetrikus ék kompetens tömege az újonnan alakult előter inkompetens rétegsorára toódik fel. Most már ellenkező irányban s így *szimmetrikus ekszerkezet* alakul ki (Északi pikkely WEIN GY 1964–1966). Ha az aszimmetrikus ekszerkezet homlokú részen alakul ki az újabb előmelység, akkor az előzővel egyező dolesirányúak lesznek a feltolodási felületek és így továbbra is aszimmetrikus, de két, időben elterő kompresszív erohatasat tukrózó bonyolult ekszerkezet alakul ki (Mecsekvonal).

Az aszimmetrikus ekszerkezet kialakulását elsődlegesen a kompresszív vagy kompresszív jellegű mozgásokban résztvevő közetsorozat ugrasszerű horizontális kompetencia-

változása determinálja, tehát a legszebb aszimmetrikus ékszerkezet (Északi pikkely) a kompetens mezozoós rétegsor és az inkompetens neogén uledékosszlet feltolódásos egymásra hatásaként, azok ösfoldrajzi határán alakult ki

A kompresszív jellegű erőhatásban a mozgás fő iránya minden esetben az alacsonyabb kompetenciajú kőzetösszlet felé irányul. A tulajdonképpeni vergenciairányt azonos kompresszióirány mellett az inkompetens kőzetekből álló elomelység rétegsorának vastagsága, valamint a kompetens előmélység aljzat kőzetanyaga és annak szerkezeti irányítotttsága határozza meg. A Mecsek hegységben és közvetlen környékén a proterozoos–paleozoós aljzaton általában kisebb elomélység alakult ki, vékonyabb uledékosszlettel. Mezozoós aljzaton pedig nagyobb elő- vagy koztesmélység jött létre, nagyobb vastagságú uledéksorral.

Uralkodóan paleozoós aljzatú előmélység esetén a vékonyabb uledékvastagság, valamint az egységesebb paleozoós sorozat miatt az előmozgás irányát az aljzat is befolyásolta (pl. Keleti-Mecsek DK-1 oldala, Villányi-hegység ÉNy-1 oldala). Mezozoós aljzatú előmélység esetén az uledékvastagság, valamint az aljzat tektonikailag igénybevett volta miatt lényegileg az eredeti kompresszió irányának megfelelő pikkelyeződések keletkeztek (Mecsek hegységi Északi pikkely, máriakeménd–bari vonulat, Villányi-hegység K-1 része).

Az összetett aszimmetrikus és szimmetrikus ékszerkezet általánosítása a Délkelet-Dunántúlra

A Mecsek hegység szerkezeti fejlődésének tukreben, az aszimmetrikus szerkezetalakulás szabályszerűségeinek ismeretében a Villányi-hegység, valamint a Mecsek és Villányi-hegység közötti terület (Móragyi-hegység, Baranyai kristályos hatság, máriakeménd–bari mezozoós vonulat, boly–mohácsi medence) szerkezeti fejlődésmenete is új megvilágításba kerül.

Ha a felszíni mezozoós vagy idősebb hegységvonulatok szerkezeti kialakulását nem onmagukban, hanem előmélységeikkel együtt vizsgáljuk, először azt kell megállapítani, hogy a terület paleozoós szerkezetének elsődleges iránya gyakorlatilag érintetlenül csak a móragyi-hegységi ÉK–DNy-1 csapásban tukrozódik. A kreta időszak geomechanikai igénybevételből következően ezzel párhuzamosak voltak a gyűrt formák is, amelyet a Komló–Varalja szerkezeti paszta orzolt meg.

A K–Ny-1 csapású vonulatokat fiatal (pannoniai) aszimmetrikus szerkezetképződésben létrejött alakulatoknak tekintjük.

Ha a Délkelet-Dunántúl szerkezeti fejlődésében az egyes nagyszerkezeti egységeket (Mecsek hegység, Villányi-hegység) együttesen vizsgáljuk, akkor a mecseki szerkezeti vizsgálatok tukrében a Villányi-hegység szerkezetalakulása is felülvizsgálatot igényel.

A Villányi-hegység pikkelyes szerkezetének kialakulási idejét eddig közvetlenül nem bizonyították. LŐCZY L. (1912) a mozgás korát az alsó-kreta és a mediterrán köze tette. RAKUSZ GY. – STRAUSZ L. (1953) nem tartják kizártnak a Mecsekből ismert erőteljes fiatal mozgások szerepét a Villányi-hegységben sem, de szerintük „A pikkelykeződést eredményező nagy mozgások legcelszerűbben az alsó-kretaba tehetők.” Ramutatnak, hogy „a mediterrán és pannóniai mozgások nyomainak a Villányi-hegységben csak azért nem

ismerhetők fel, mert ezek a képzodmenyek hiányoznak ” A fiatal mozgások lehetőségét nem tagadják, a pikkelykepzodes kréta korat csak valószínűsítik

VADÁSZ E (1960) szerkezeti szintézisében a következőket írja a Villányi-hegységről „pikkelyes szerkezetalakulásával északra irányuló mozgást mutat, valószínűleg ausztriai vagy szubhercinii orogen szakaszhoz tartozóan, esetleg a pikkelyeződés fiatalabb (attikai) keletkezésevel”

WEIN GY (1967, 1969a) a villányi-hegységi pikkelyeződéseket egyértelműen az ausztriai fazisnak tulajdonította, s erre hivatkozva VOROS A (1972) a fiatalabb képzodest kizartnak tartja

A Villányi-hegység pikkelyes szerkezetet NEMEDI VARGA Z (1969b) a Mecsek hegység es környeke részletesen most ismertetett mezozoos–kainozoos szerkezetalakulásának szabályszerűsége alapján, NAGY E (in NAGY E – NAGY I 1976, kézirat lezárva 1971) „a Mecsek deli nagyszerkezeti vonulatahoz hasonlóan” a Peterd 1 sz fúras anizuszi összletebe beekelt pannoniai uledkek alapján – fiatalkorú, felső-pannoniai (rhodani–roman) képzodesűnek tartja A pikkelyképzodes fiatal kora mellett szól

1 A hegység, valamint a pikkelykepzodesek K–Ny-i csapasa A kréta idoszaki mozgások ÉK–DNy-i csapasu gyurodeseket, ill hegységeket hoztak létre

2 A kreta idoszaki elomelység valószínű hiánya, ezzel szemben neogén elómelységek jelenlete

3 Ha a pikkelyek kreta idoszakiak, akkor fel kellene tetelezni, hogy az ausztriai pikkelykepzodeseknél sokkal jelentosebb, erőteljesebb fiatal pikkelyező mozgások a területet nem ertek, ami nem valószínű, hiszen igen jelentős É-i elómelységekkel számolhatunk

4 A villányi Templom-hegytől kb 16 km-rel ÉÉNy-ra telepített Peterd 1 sz kutatófúras triász idoszaki retegsoraba beekelodott also-pannoniai homok (NAGY E in NAGY E – NAGY I 1976) felső-pannoniai pikkelyképzodést bizonyít

A marakemend–bari mezozoos paszta esetében korábban sem gyurt, sem pikkelyes szerkezetet nem alapítottak meg Az előzők figyelembevételével a K–Ny-i lefutású vonulat egyetlen hatalmas pikkelynek fogható fel, melynek É-i irányú elsődleges intrapanon (?) pikkelyezodese s pannon utáni D-re pikkelyezodése biztosra vehető, amint azt LENDVAI K (1966) a keleti szakaszan fel is tetelezte, s WEIN GY (1969) meg is erősítette A közeli Peterd 1 sz fúras adata pedig mindezt bizonyította is

A Mecsek hegység és környéken az alábbi helyeken mutatható ki az aszimmetrikus szerkezetalakulás valamelyik stádiuma

Az ausztriai fazis hatására keletkezett szerkezetek

1 A Komló–Varalja szerkezeti paszta, melynek legjobban feltart komlói részén kompresszív szerkezeti eleme az É-i feltolódás, diszjunktív toresvonalai a D-i fővető es a Beta-akna határvető (NEMEDI VARGA Z 1963) A „Maza-Dél”–„Varalja-Dél”-i területen a M-15 M-20 sz kutatófúrasokkal feltart pikkelyszerkezet es a V-10 sz kutatófúrasal feltart mecseknadasi nagyvető, ill a V-12 sz fúrasal harantolt vető együttese (NEMEDI VARGA Z 1980)

2 Az apatvarasd–pusztakisfalu–zengovarkonyi terület, a pecsvarad–pecsi terület ill a hidasí es az É-i miocen medence területének bonyolult feltolódás-vető együttese (HAMOR G 1966, 1971)

A *pannoniai igenybevétel* alatt keletkezett szerkezetek

- 1 Hosszúhetenyben a H-24 sz fúrástól délre megismert feltolodás-vető együttese (NÉMEDI VARGA Z 1967b)
- 2 A Mecsek-vonalban bizonyítható kétfázisú pikkelykepződés es feltételezhető vetődések bonyolult megjelenése (WEIN GY 1966a, HÁMOR G 1966, 1971)
- 3 Az Északi pikkely D-re, majd É-ra irányuló pikkelykepződése a köztes vetődések kapcsolatában (NÉMEDI VARGA Z 1963, WEIN GY 1964, 1965, HÁMOR G 1966, 1971)
- 4 A Villányi-hegység pikkelyes szerkezete (NÉMEDI VARGA Z 1969b, NAGY E in NAGY E – NAGY I 1976)
- 5 A máriakévend–bari vonulat pikkelyes szerkezete (LENDVAI K 1966, WEIN GY 1967a, NÉMEDI VARGA Z 1969b)
- 6 Pikkelyes szerkezetalakulás a Kapos-vonal Dombóvár–Kurd közötti szakaszan (NÉMEDI VARGA Z 1977)

IRODALOM – REFERENCES

- ÁRVÁNÉ SÓS E – RAVASZ CS 1978 A komloi andezit K-Ar kora – Földt Int Évi Jel 1976-rol 201–208
- BALKAY B – BALOGH K – IMREH L – KILÉNYI T 1956 A Pecs–komloi feketeköszenvonulat (Mecsek hegység) szerkezeti vázlata – Földt Int Évi Jel 1954-rol 11–21
- BARANYI I – JÁMBOR Á 1962 A komplex geofizikai kutatások es geofizikai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dunantul területen az alaphegység kutatásában – Magy Geof 3 166–176
- BARTHA F 1964 A Mecsek hegység es tagabb környeke pannon uledেকেinek biosztratigrafiai vizsgálata – Földt Int Évi Jel 1961-rol 175–181
- FOLDI M 1967 A Mecsek hegységi felsőszinemuri kepződmények szintezési lehetősége – Földt Int Évi Jel 1965-rol 133–148
- FOLDI M – NAGY E – HÁMOR G – HETÉNYI R 1967a Magyarazó Magyarország földtani térkepehez 10 000-es sorozat Hosszúheteny – Földt Int kiadv Budapest
- FOLDI M – NAGY E – HÁMOR G – HETÉNYI R 1967b Magyarország földtani térkepe 10 000-es sorozat Hosszúheteny – Földt Int kiadv Budapest
- HÁMOR G 1964 A mecseki miocen osfoldrajzi kapcsolatai – Földt Int Évi Jel 1962-rol 19–30
- HÁMOR G 1966 Újabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani ismeretehez – Földt Int Évi Jel 1964-rol 193–208
- HÁMOR G 1971 A kelet-mecseki miocen – Földt Int Évk 51 (1) 1–484
- HÁMOR G 1973 Az uledékkifejldés es szerkezetalakulás összefüggései epirogen területken – Földt Kozl 103 245–250
- HETÉNYI R 1966 A mecseki középsőliasz taglalása – Földt Int Évi Jel 1964-rol 23–29
- HETÉNYI R 1968 A Mecsek hegység részletes es atfgo földtani vizsgálata az összefoglalás szakaszában – Földt Int Évi Jel 1966-rol 31–48
- KASSAI M 1973a A délkelet-dunantuli paleozoos retegsorok faciesmeghatározásának problémái – Földt Kozl 103 389–402
- KASSAI M 1973b A villány–szaltnaki paleozoos melytores – MTA X Oszt Kozl 6 (1–4) 351–354

- KASSAI M 1976 A Villanyi-hegység északi előterének perm képződményei – Geol Hung Ser Geol 17 11–109
- KÓKAY J 1956 Hegyegyszerkezeti mozgásvizonyok Varpalota környéken – Földt Kozl 86 17–29
- KOKAY J 1968 Hegységképződési elméletek Bakony hegységi adatok tükrében – Földt Kozl 98 381–393
- KOKAY J 1976 Geomechanical investigation of the southeastern margin of the Bakony Mountains and the age of the Litér fault line – Acta Geol Acad Sci Hung 20 245–257
- KOVACS L 1962 Hazai kőszentlepes üledéksorok rétegtani helyzete az üledékkepződési ciklusok szemleletében – Bany Lapok 95 249–256
- LÁDA Á 1956 A komlói kőszentlepes – Földt Int Évk 45 7–32
- LENDVAI K 1966 A bolyi medence – Geof Kozl 15 69–76
- LÓCZY L ifj 1912 A Villanyi- és a Bani-hegység geológiai viszonyai – Földt Kozl 42
- MARTON P – SZALAY-MÁRTON E 1969 Paleomagnetic investigation of magmatic rocks from the Mecsek Mountains, Southern Hungary – Ann Univ Sci Budapest Ser Geol 12 67–80 1968
- MÁRTON P – M SZALAY E 1970 Paleomagnesesség és tektonika a K-i Mecsek hegységben – Magyar Geof 10 (5) 216–220
- MAUL E 1971 Északi-pikkely In A Mecsek hegység alsóhasz kőszentlepes Teleptan – Földt Int Évk 51 (3) 71–100
- MIGLIORINI C I 1951 Composite wedges and orogenic landslides in the Appennines – Internat Geol Kongr Report, 18th Session, Great Britain, 1948 pt 13 186–194
- MOLDVAY L 1964 Adatok a Mecsek hegység és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához – Földt Int Évi Jel 1962-rol 105–109
- MOLDVAY L 1966 A negyedkori szerkezetalakulás kérdései a Mecsek hegységben és a Magyar Középhegységben – Földt Int Évi Jel 1964-rol 209–220
- NAGY L 1968 A Mecsek hegység triász időszaki képződményei – Földt Int Évk 51 (1) 1–198
- NAGY E 1971a Der Unterliassische Schichtenkomplex von Grestener Fazies im Mecsek-Gebirge (Ungarn) – Ann Inst Geol Publ Hung 54 (2) 155–159
- NAGY E 1971b A labai fazis jelentősége a Dunántúl szerkezetfejlődése szempontjából – Földt Int Évi Jel 1969-rol 583–586
- NAGY E 1971c A kőszentlepes változásának törvényszerűségei In A Mecsek hegység alsóhasz kőszentlepes Teleptan – Földt Int Évk 51 (3) 169–173
- NAGY E – FORGO L 1967 A Keleti Mecsek feketekőszentlepesnek prognózisterképe M = 50 000 Budapest
- NAGY E – NAGY I 1976 A Villanyi-hegység triász képződményei – Geol Hung Ser Geol 17 111–227
- NAGY E – NAGY J 1969 Rétegtan In A Mecsek hegység alsóhasz kőszentlepes Földtan – Földt Int Évk 51 (2) 263–287
- NAGY E – RAVASZSNÉ BARANYAI L 1968 Tufas kaolinit- és sziderit-telepek a mecseki ládai összetétel alján – Földt Kozl 98 213–217
- NAGY I 1967 A felsőjura képződmények és a kreta vulkánitok viszonya a Mecsekben – Földt Int Évi Jel 1965-rol 149–168
- NAGY J 1967 Azonosítási lehetőségek a Mecsek hegységi alsóhasz kőszentlepesben – Földt Int Évi Jel 1965-rol 39–56
- NÉMEDI VARGA Z 1963 Hegyegyszerkezeti vizsgálatok a kőszentlepesi fonolitterületeken – Földt Kozl 93 37–53
- NÉMEDI VARGA Z 1967a A mecseki feketekőszentlepes szelvénye és a hegység szerkezeti mozgások kapcsolata – Földt Int Évi Jel 1965-rol 57–67

- NÉMEDI VARGA Z 1967b A hosszuhetenyi feketekőszépterület földtani es hegység szerkezeti viszonyai – Nehézipari Műsz Egy Kozl 15 11–34 Miskolc
- NÉMEDI VARGA Z 1967c A Mecsek hegységi andezitvulkanosság – Foldt Kozl 97 396–413
- NÉMEDI VARGA Z 1969a Geofizika Karotazsvizsgálatok értékelese In A Mecsek hegység alsóliasz kőszénösszlete Foldtan – Foldt Int Évk 51 (2) 593–621
- NÉMEDI VARGA Z 1969b A Mecsek hegységi feketekőszépterület földtani es hegység szerkezeti vizsgálata – Kand ért kezirat 1–335
- NÉMEDI VARGA Z 1971a Pecsői feketekőszépterület (Pecsszabolcs-Del) In A Mecsek hegység alsóliasz kőszénösszlete Teleptan – Foldt Int Évk 51 (3) 103–124
- NÉMEDI VARGA Z 1971b A hosszuhetenyi feketekőszépterület szerkezeti viszonyai In A Mecsek hegység alsóliasz kőszénösszlete Teleptan – Foldt Int Évk 51 (3) 131–134
- NÉMEDI VARGA Z 1971c A komlói feketekőszépterület furasos kutatasa In A Mecsek hegység alsóliasz kőszénösszlete Teleptan – Foldt Int Évk 51 (3) 135–148
- NÉMEDI VARGA Z 1971d Szaszvár–Maza–Varalja–Nagymányok D-i feketekőszépterület In A Mecsek hegység alsóliasz kőszénösszlete Teleptan – Foldt Int Évk 51 (3) 152–162
- NÉMEDI VARGA Z 1974 Mezo-kajnozsjkij magmatizm i tektonizm na jugo-vosztokje zadunajszkogo kraja – Acta Geol Acad Sci Hung 18 343–348
- NÉMEDI VARGA Z 1977 A Kapos-vonal – Foldt Kozl 107 313–328
- NÉMEDI VARGA Z 1980 „Maza-Del”–„Varalja-Del”-i feketekőszépterület hegység szerkezeti viszonyai – Kézirat (Megjelenes alatt)
- NÉMEDI VARGA Z – BÓNÁ J 1972 Breccsareteg a mecseki középsóliasz foltosmarga osszletben – Foldt Kozl 102 29–39
- OVCSINIKOV L N – PANOVA M V – SANGAREEV F L 1961 Abszoljutnij vozrast nekotoruh geologicseszkih obrazovanj Vengrii – Izd Ak Nauk SZSZSZR Leningrad
- PAPP K 1916 A Magyar Birodalom vaserc- és kőszénkeszlete – 610 p Budapest
- PÓLAI GY 1963 A komlói also-liasz kőszénösszlet banyaföldtani viszonyai – Foldt Kozl 93 3–12
- RAKUSZ GY – STRAUZS L 1953 A Villanyi-hegység földtana – Foldt Int Évk 41 (2) 3–27
- SCHMIDT E R 1954 A baranyai hegység csoport hegység szerkezete es a liasz-szén további feltarasi lehetosegei geomechanikai megvilagitasban – Bany Koh Lapok 87 426–427
- SCHMIDT E R 1957 Geomechanika – Budapest
- de SITTER L U 1956 Structural geology – London
- SOMOS L 1965 A geological description of the Upper Triassic and of the coal bearing Lower Liasic Complex of the Mecsek Mountains – Acta Geol Acad Sci Hung 9 363–373
- SZABÓ P Z 1955 A fiatal kéregmozgasok geomorfologiai es nepgazdasagi jelentosege – Dunantuli Tud Gyujt
- SZILAGYI T 1979 Albitdiabaz es keratofir telerkozetek a komlói feketekőszépterületrol – I oldt Kozl 109 255–272
- VADASZ E 1935 A Mecsekhegység – Magy Tajak Foldt Leir I Budapest
- VADÁSZ E 1960 Magyarország földtana – Akad Kiado, Budapest
- VICZIÁN I 1971 A mecseki fonolit vizsgálata – Foldt Int Evi Jel 1969-rol 327–345
- VIRÁGH K – VINCZE I 1964 A „Mecsek-alja-vonal” szerkezeti jellege In Kirandulasvezeto a MFT 1964 szept 24–27-i vandorgyulesere – Kezirat
- VOROS A 1972 A Villanyi-hegység also-középsőjura képzodmenyeinek uledék földtani vizsgálata – Foldt Kozl 102 12–28
- WEIN GY 1952 A komlói banyaföldtani kutatások legujabb eredményei – Foldt Kozl 82 337–347
- WFIN GY 1961 A szerkezet alakulas mozzanatai es jellegei a Keleti Mecsekben – Foldt Int Evk 49 (3) 759–768

- WEIN GY 1962 A „Maza-deli” feketekoszterület (Mecsek hegység) földtani felepitese – Bany Lapok 95 655–662
- WEIN GY 1964 The vergency-directing role of the fore-deeps in the Mountains of Hungary – Acta Geol Acad Sci Hung 8 347–355
- WEIN GY 1965 Az „Északi Pikkely” a Mecsek hegységben – Bany Lapok 98 402–411
- WEIN GY 1966a Pécs hegységszerkezeti kepe – Dunantúli Tud Gyujt 7–16
- WEIN GY 1966b Előmelysegek a Mecsek hegységi pikkelyes szerkezetek kialakulásánál – Magy Geof 7 55–60
- WEIN GY 1967a Délkelet-Dunantul hegységszerkezeti egységeinek összefüggése az oalpi ciklusban – Foldt Kozl 97 286–293
- WEIN GY 1967b Délkelet-Dunantul hegységszerkezete – Foldt Kozl 97 371–395
- WEIN GY 1969a Újabb adatok a Villanyi-hegység szerkezetéhez – Foldt Kozl 99 47–59
- WEIN GY 1969b Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary – Acta Geol Acad Sci Hung 13 399–436
- WEIN GY – MOLDVAY L 1973 Magyarazo Magyarország 200 000-es földtani térkepsorozatahoz L-34-XIX Mohács – Foldt Int kiadv Budapest
- WÉBER B 1965 Uledékföldtani adatok a Mecsek hegységi felső-triasz es also-liasz retegek ismeretehez – Foldt Kozl 95 47–53

STRUCTURAL HISTORY OF THE MECSEK MOUNTAINS IN THE ALPINE OROGENIC CYCLE

by

Z NÉMEDI VARGA

Technical University of Heavy Industry Miskolc, Egyetemvaros
H-3515

UDC 551 78 551 24(234 373 6)

Key words structural geology, Alpine Orogeny, epirogeny (Mecsek Mts)

In the light of evidence produced by the last three decades (exploratory drilling, geological mapping, geophysical measurements, etc.) the ideas on some episodes in the structural history of the Mecsek Mountains have been confirmed or eventually even more stressed, while others have been placed in a new optic

The Triassic–Jurassic tectonic movements (*Pfalzian, Labian, Early Cimmerian, Donetsian phases*) were of epeirogenic nature

The deformation, which preceded the Early Cretaceous diabase volcanism (*Late Cimmerian phase*), was also epeirogenic in character and the existence of folds allegedly associated with it cannot be proved in a convincing way

The main structure forms of the Permian-Mesozoic basement were brought about by the *Austrian phase*. The NE–SW striking folds, overturned folds, reverse faults and normal faults testify to an asymmetric deformation with a rather heavy, SW-oriented compression. All these phenomena can be studied best in the Komló–Varalja structure belt.

The intrusion of the two NW–SE trending phonolite masses (the Koves-tető and the Somlyó) appears, with a view to their structural position, to have taken place in the Late Cretaceous and may have been connected with tension movements of the *Laramian phase*.

On the basis of its structural setting, the denudation processes, and its relation to the overlying sediment and the palaeomagnetic record, the andesite volcanism of the Mecsek Mountains can be correlated with the *Pyrenean phase*.

The *Savian* and *Styrian phases* were epeirogenic in character.

The intricate present-day tectonic features of the Mecsek took shape during the intra-Pannonian (*Rhodanian*) and post-Pannonian (*East Caucasian*) movements.

The Pleistocene forms of movement have not been studied by the author. The stresses were oriented NW–SE during the earlier orogenies and N–S during the Pannonian deformation.

Three forms of Pannonian tectonic movement are distinguished.

1 Southward (southeastward) reverse faults and N–S strike-slip faults provoked by southward stresses applied to the NE–SW striking basement.

2 Competent masses collided in the Mecsek line, the zone of contact between Zengő and Moragy ranges. The normal component of the stress resulted in SE-oriented imbricate structures, the shear component produced a SW-oriented slip in the contact zone, as evident from changes in the axial direction of the basement's folding forms and from the relation of the mountain body to its southern foreland. Accordingly, *the Mecsek line would be a sinistral transcurrent fault*. In the structure belt linking the eastern and western Mecsek Mountains, no marked transversal dislocation could be identified, unlike supposed earlier. This structure belt was controlled by the Villány–Szaltnak line, a deep-situated fault of Palaeozoic age (M. KASSAI 1973).

3 The third form of movement has produced an asymmetric wedge structure. The main feature of the asymmetric deformation is its having been produced by two or more tectonic events. As an initiation of the tectogenetic process, epeirogenic deformation resulted in a fault-bounded sedimentary environment on the mountain margins or the intramontane areas. Thereafter the continuity of sedimentation was interrupted by orogenic movements and local compression thrust the mountain margin over the fore-deep, the inner mountain portions were reverse-faulted over the intramontane sedimentary basins either from both directions or only from one direction, depending on the nature of the particular stress applied. Relieving the compressive strains, the tectonic lines may even be due reverse fault movements.

The crust structure from produced during two long sedimentation periods with epeirogenic movements and the short orogenic episode in-between is an *asymmetric wedge* (J. KÓKAY 1956, 1968, 1976, Z. NÉMEDI VARGA 1963, 1969, GY. WEIN 1964–1973, G. HÁMOR 1966, 1971).

A certain stage in the development of asymmetric deformation can be identified in several places in the Mecsek Mountains and their surroundings.

Supplement I I–I' Geological section across the Komlo and Hosszuheteny areas (Z. NÉMEDI VARGA 1969), II–II' Geological section across the Szaszvar and Maza-South areas (Z. NÉMEDI VARGA 1977), III–III' Geological section across the northern foreland to the Mecsek Mountains (Z. NÉMEDI VARGA 1978).

1 Pannonian, 2 Miocene, 3 andesite (Palaeogene?), 4 phonolite (Upper Cretaceous?), 5 alkaline diabase (Lower Cretaceous), 6 Malm–Berriasian, 7 Dogger, 8 Middle to Upper Liassic, 9 "mottled calcareous marl" (Lower Liassic, Upper Sinemurian), 10 "hanging marl" (Lower Liassic, Upper Sinemurian), 11 "hanging sandstone" (Lower Liassic, Upper Sinemurian), 12 the Mecsek Coal Formation, 13 Upper Triassic, 14 Middle Triassic, 15 Upper Permian, 16 Silurian, 17 tectonic line, 18 exploratory borehole.

A BAKONYI VÍZSZINTES ELTOLÓDÁSOK SZERKEZETI ÉS GAZDASÁGFÖLDTANI JELENTŐSÉGE*

MÉSZÁROS JÓZSEF

M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

ETO 551 242 11 551 763 1(234 373 1)
551 242 11 551 782 13(234 373 1)

T a r g y s z a v a k szerkezeti elem, vízszintes eltolódás, kreta, szarmata, Dunantúli-kozephegység (Bakony)

A Bakonyban az intraszarmata jobbos eltolódások, valamint a kreta horizontális elvonulóidások** figyelembevétele nélkül nem oldhatók fel a hegység földtani-tektonikai térkepszervezésének, s ezzel együtt a szerkezeti elemek ábrázolásának eddigi alapvető problémái

A koramezozoos torve-gyurt, helyenként egymástól több km-re kulisszaszerűen elmozdult kőzettömegek és az erre épült fiatalabb rogzervezetek geometriájának valószínű közeli megelevenítése a mai területi elrendeződést meghatározó fiatal oldaleltolódások ábrázolása nélkül nem lehetséges

Az Ajka tagabb tersegeben 1978 óta folytatott bányabeli és felszíni részletes tektonikai elemzés eddigi eredményeként mind az idős, mind a fiatal oldaleltolódások főbb jellegét sikerült megismerni

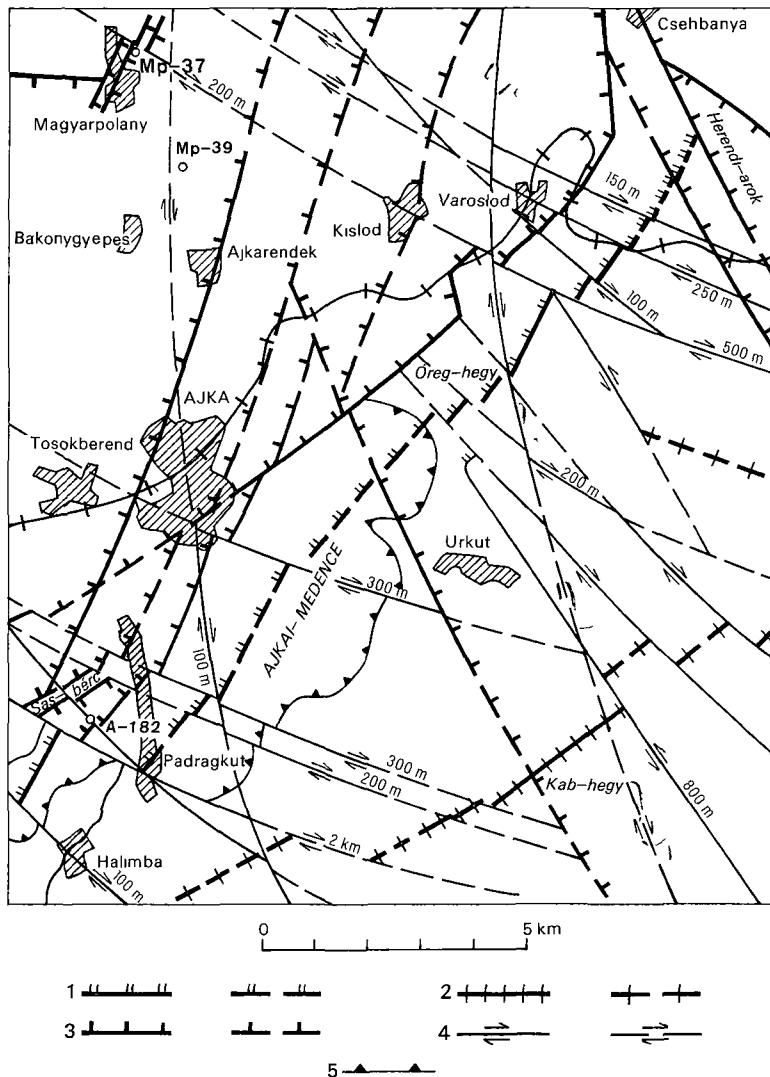
A Bakony DNY-i részén, a felső-kreta barnakőszénkutató egyik módszereként szerkezetföldtani vizsgálatokat is végeztünk. A mellékelt tektonikai vázlaton (1. ábra) látható az Ajka környéki fiatal vízszintes eltolódások többrányu, azaz több fázisba tartozó rendszere. A meretarány függvényében a vázlaton csak a leglényegesebb oldaleltolódásokat tüntettem fel, de így is érzékelhető a horizontális tektonikai elemek szerkezetalakító szerepe.

Az Úrkuttól ÉK-re húzódó területrész manganérc-perspektívájának vizsgálata során részletes tektonikai térkép készült, melyen mind az idős, mind a fiatal oldaleltolódásokat ábrázoltuk (Mészáros J. 1980b: 14). Az Úrkut térségi oldaleltolódások elemzése néhány következtetés levonását tette lehetővé. Kijelölődött, hogy a manganérc-elofordulás és -indukciók idős eltolódásokhoz kötődnek, míg a mai területi elrendeződést elsősorban a fiatal, jobb oldali horizontális elmozdulások határozzák meg.

A Halimba–Herend–Csehbánya közötti nagyobb területű tektonikai elemze-

*Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat Közép- és Fszakdunantúli Szervezete 1981. IV. 23. és az Általános Földtani Szakosztály 1981. VI. 3. ülésén.

**Az 1982-ben lezart regionális szerkezetföldtani elemzés eredményei alapján a fiatal oldaleltolódásokat késő-neogen- az idős horizontális elmozdulásokat preszenon-tektonikai elemeknek nevezem.



1 abra Ajka környékének tektonikai vázlata

1 Felső kreta előtti feltolódás (általában elttemetve), 2 felső kreta előtti vető (általában elttemetve), 3 vetők általában, 4 vízszintes eltolódások az eltolódás irányával és helyenként nagyságával (megállapított ill feltetelezett) 5 Felső kreta képződmények elterjedési határa

Fig 1 Tectonic sketch of the vicinity of Ajka

1 Pre Late Cretaceous reverse fault (usually buried), 2 pre Late Cretaceous normal fault (usually buried), 3 faults in general, 4 strike-slip faults with direction and, locally, throw (shown as observed or inferred) 5 Boundary of the extension of Upper Cretaceous formations

sekor ugyancsak megállapítható volt, hogy a fiatal vízszintes eltolódások szabályos rendszerben, meghatározott sűrűségben vesznek részt a szerkezetben és a bauxitelfordulások és indikációk területi elrendeződését alapvetően megszabják (MÉSZÁROS J 1980a 10)

Az Ajka es tágabb térségében végzett eddigi vizsgalataink után úgy tűnik, hogy az ilyen típusu tektonikai elemzést – a nyersanyagkutatás érdekében – indokolt a Bakony egészére kiterjeszteni. Mangánércprognózis szempontjából lényeges a Bakony tömeget atszabdalo idős torések, kreta idősza ki nagymeretű oldaleltolódások lefutásának tektonikai–geofizikai vizsgálata. A bauxitkutatás szempontjából pl nem elhanyagolható, hogy a perspektivikusnak ítélt bakonyjakői terület határain belül nemcsak néhány 10 m-es, de az 500 m-től a 2,8 km-t is elérő, különböző irányú fiatal eltolódások vannak.

A vízszintes elvonásolódásoknak a bányászatban is komoly szerepe van. A nagymeretű horizontális elmozdulásokat nyálabokban, helyenként szétágazóva kísérik a néhány métertől több száz méter is elérő oldaleltolódások, melyek belyegeit bányabeli megfigyelésekkel folyamatosan dokumentáljuk. Az eddigi tapasztalatokat rövid publikációban foglaltuk össze (MÉSZÁROS J – TÓTH I 1981).

A vízszintes eltolódások gyakorlati jelentőségét alátámasztja az a tény, hogy felismerésük óta a padragi bányákban a barnakőszentelepek művelési rendszerét a kimutatott oldaleltolódások figyelembevételével dolgozzák ki. Ezáltal a természetes gazdaságosabbá és biztonságosabbá vált. A halimbai bauxittelep fejtesének tervezésében a vízszintes eltolódások jelenlétével számolnak.

A jelen cikk célja az, hogy a Bakonyban eddig megállapított különböző koru horizontális elmozdulások rendszeréről, sajátosságairól összefoglalást adjon. A mellékelt 1:500 000 méretarányú vázlaton látható a legnagyobb méretű kreta és intraszarmata oldaleltolódások rendszere, valamint néhány egyéb válogatott, az oldaleltolódások szemleltetéséhez lényeges földtani–szerkezeti adat (2. ábra).

A fiatal oldaleltolódások ezideig megismert jellemzői a következők:

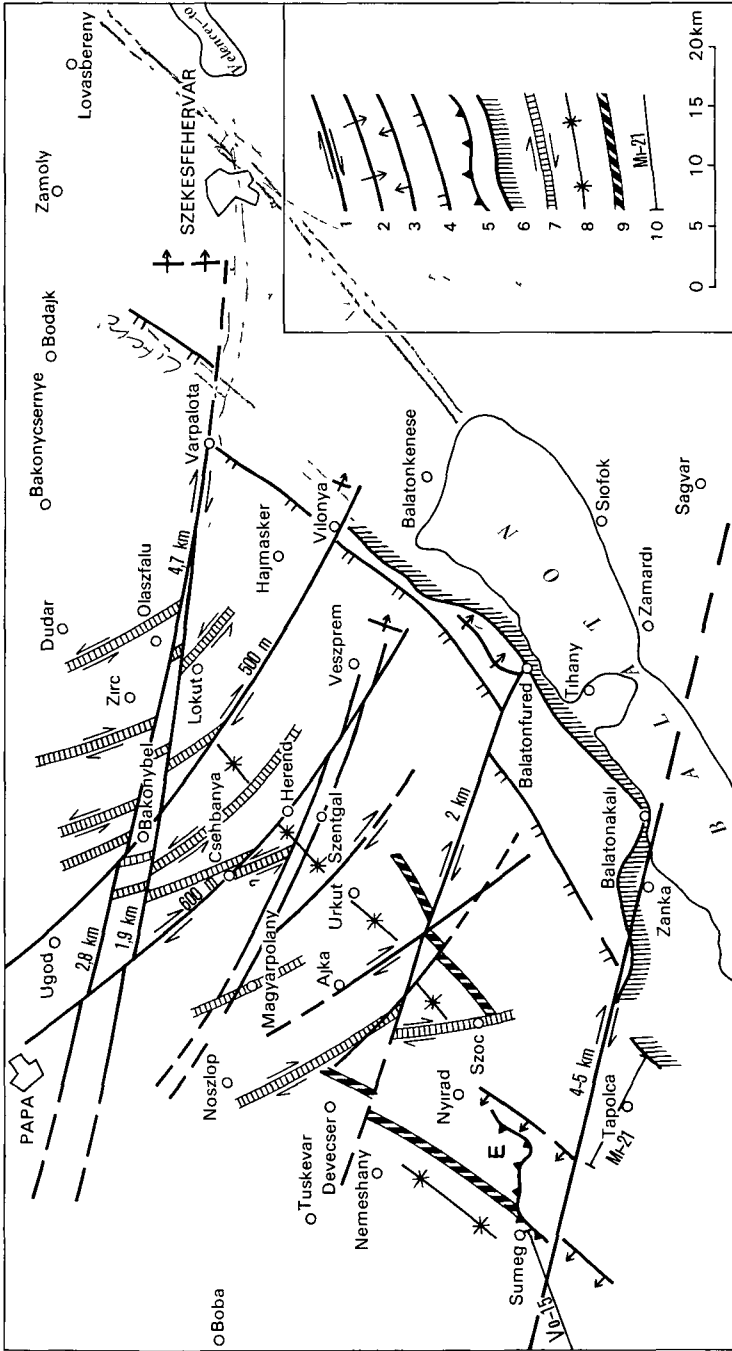
1. A horizontális elmozdulás mértéke a hegység határain belül néhány cm-től ke-reken 5 km-ig változó.

2. Az oldaleltolódási sík vagy zóna felszíni lefutásának legnagyobb hosszúsága meghaladja a 40 km-t. Peldaként a TŰLEGDI ROTH K (1935) által kimutatott, egyik legnagyobb méretű vízszintes eltolódás említhető, amely Varpalota irányából – Eplenyénél két tektonikai vonalra szétágazóva – Papa alatt halad el.

3. Az oldaleltolódások síkjainak–zonáinak eredeti felszíni lefutása töretlen, helyenként enyhén, ívesen DNY fele domborodó.

4. Az eddigi elemzések alapján megállapítható, hogy az oldaleltolódások – bár nehol szeszélyesen szétágazóva – több irányú, azaz több fázisba tartozó rendszert alkotnak.

A legnagyobb méretű vízszintes eltolódások képviselik a legelső fázist. Irányuk NyÉNy–KDK. A Papatól D-re húzódo 2,8 és 1,9 km-es, majd Eplenyétől K-re egy agga egyesülő és 4,7 km-es összetevőjüvé válo, Varpalotán keresztül halado oldaleltolódás továbbá a Devecser-től D-re meghúzódo és Balatonfüred irányába tartó ún. padragkúti 2 km-es oldaleltolódás, valamint a Sümegtől délebbre Sümegpraganál, majd KDK fele Zánkán keresztül futó, ke-reken 5 km-es oldaleltolódás az első fázis legjellemzőbb képviselője (2. ábra).



2 abra A bakonyi oldaleltolodások vazlata

1 Intrasarmata, jobbos oldaleltolodások, 2 kioldási zónák, 3 stajer vető, 4 litter feltolódás, 5 eocen elterjedési határ, 6 $T_1 - T_2$ határa, 7 intra-kréta oldaleltolodások, 8 triasz-jura-neokom-apti szinklinális, 9 kosszei retetek csapása, 10 szeizmikus szelvények

Fig 2 Sketch of the strike-slip faults in the Bakony Mts

1 Intra-Sarmatian dextral faults, 2 zones of decompression, 3 Styrian normal fault, 4 the Litter reverse fault, 5 boundary of extension of the Eocene, 6 $T_1 - T_2$ boundary, 7 intra-Cretaceous strike slip faults, 8 Triassic-Jurassic-Neocomian-Aptian geosyncline, 9 strike of the Kossen Beds, 10 seismic profiles

A Sumegrága–Zanka közötti, 4–5 km-es fiatal vízszintes elmozdulás a szakemberek körében még nem ismert, így jelenlétének bizonyítására a későbbiekben visszatérünk.

A következő fázisok oldaleltolódásainak iránya egyre ÉNy-abbíva válik. Ajka–Szentgál térségében látható, hogy a második fázis horizontális elmozdulásai 15–16°-os szöveget zárnak be az elsővel. Ezek vízszintes összetevője általában nem jelentős, lefutásuk határozottan íves. Bányavagatokban, felszíni feltárásokban észlelhető, hogy a második fázis oldaleltolódásai minden esetben megbontják az első fázis horizontális elmozdulásainak egységét.

A keletkezési időben soron következő oldaleltolódások ÉNy–DK-₁ lefutásuk legjellemzőbb képviselőik a Csehbánya–Herend között húzódó, 40 km-en át követhető 600 m-es, valamint Ugodtól Gyulafirátót fele tartó 500 m-es, ívesen hajló horizontális szerkezeti elemek. Úgy tűnik, hogy a Bakony számos ÉÉNy–DDK-₁, íves lefutású tektonikai vonala mentén is történt horizontális eltolódás, így ezek képviselhetik az ilyen típusú mozgások utolsó fázisát. Hangsúlyozni kell, hogy a rendszer bizonyos bonyolultsága miatt pontos geometriai definíció nem adható meg, a fázisok egymasutánisága azonban biztosan megállapítható. Az első fázis különül el a legjobban a többitől.

5. Az azonos fázisba tartozó vízszintes eltolódások síkjai helyenként több 10 km-en át, másutt csupán néhány km-es hosszban párhuzamosak. Ezt a megállapítást a 2. ábra szemlélteti. Egy-egy bányaterület határain belül a síkok gyakorlatilag párhuzamosak.

6. Az oldaleltolódások azonban helyenként újjasan elágazhatnak. Ezt a ritka jelenséget esetenként kell kideríteni.

7. Az elágazó oldaleltolódások minden ágára vonatkozó horizontális elmozdulás mértékének összege egyenlő az egy síkban összefüvő és vízszintes összetevőjével. Iskola-pelda erre a TELEGDY ROTH K. (1935) által kerekén 4 km-es nagyságúnak megállapított Eplény térségi oldaleltolódás. A KNAUER J. – VÉGH S. (1969) szerkesztésében megjelent földtani térkép adataiból megállapítható, hogy az eltolódás vízszintes összetevője a Boszorkány-hegy és Tunyog-hegy DK-₁ része között 4,7 km. A Boszorkány-hegytől É-ra az oldaleltolódás síkja két ágásra nyílik, s Bakonybel térségében az ágak közötti távolság már 1,4 km. Az északi ág horizontális összetevője 2,8 km, míg a délie 1,7 km.

8. Az oldaleltolódások jelenlétének, helyenként a horizontális összetevő nagyságának pontos megállapítását számos földtani–geofizikai jelenség biztosítja. Ezek közül a legfontosabbak a következők:

a) Egymástól elszakított és elvonszolódt, bizonyíthatóan korábban egybefüvő tores, meredek síkú vető vagy feltolódás. Ilyenek pl. a Halimba–Ajka–Varosld térségében ismert idős torések (MESZÁROS J. 1981a), a Bakonybeltől É-ra KÖRPAS L. (1978) által részletesen feltekerképezett idős torés, a Kispapod-hegy É-₁ lábánál ÉNy-₁ irányba tartó torésvonal, a Márkotól É-ra levő Borostyan-hegy oldalán ÉNy-₁ irányba futó idős oldaleltolódás, a litéri feltolódás, valamint számos, korábban egybefüvőnek megállapított larami, szávai, stajer stb. vető.

b) Szinklinális, antiklinális szerkezetek alapján ugyszintén biztonszággal megállapítható horizontális elmozdulás, ha azok feldarabolódtak és egymástól oldalirányba eltolódtak helyzetben vannak. Ilyenkor a horizontális összetevő is jól mérhető.

c) Egymástól látszólag elszakított, bármilyen dolesu, korábban egybefüvő réteg terbeli helyzete alapján kimutatható vízszintes elmozdulás, ha a látszólagos oldaleltolódás

mértéke vetődéssel, majd az azt követő lepusztulással nem értelmezhető. Szemleletes példa erre a Herend–Marko melletti also-bádeni fas barnakőszentelek oldaleltolódásának vetődéssel való kombinációja. Mint a 3. ábra mutatja, a furásokkal jól megkutatott területrészen DK-1 irányba $8-13^\circ$ közötti meredekséggel dőlő barnakőszentelek ÉNy–DK-1 irányú tektonikai vonal mentén 2,8 km-es látszólagos oldaleltolódást szenvedtek. A leglaposabb, 8° -os rétegdőléssel számolva, kizárólag vertikális elmozdulást figyelembe véve kerekén 500 m-es vető hozhatta volna létre ezt a jelenséget. Furások alapján azonban jól ismert, hogy a vízalaton feltüntetett tektonikai vonal függőleges összetevője mindössze 60–80 m. A mai elszakított helyzet tehát a függőleges, maximálisan 80 m-es és egy vízszintes elmozdulás eredőjeként jött létre. Ebben az esetben a tektonikailag bizonyított oldaleltolódás horizontális összetevője csak megközelítőleg állapítható meg.

d) Szetepprűződő rétegek alapján egyértelműen kimutatható az oldaleltolódások jelenléte és mértéke. Példaként az ajkai bányák ÉNy fele szétágazó barnakőszentelepeit lehet felhozni. A vízszintes összetevő ilyen esetben is nagy pontossággal állapítható meg.

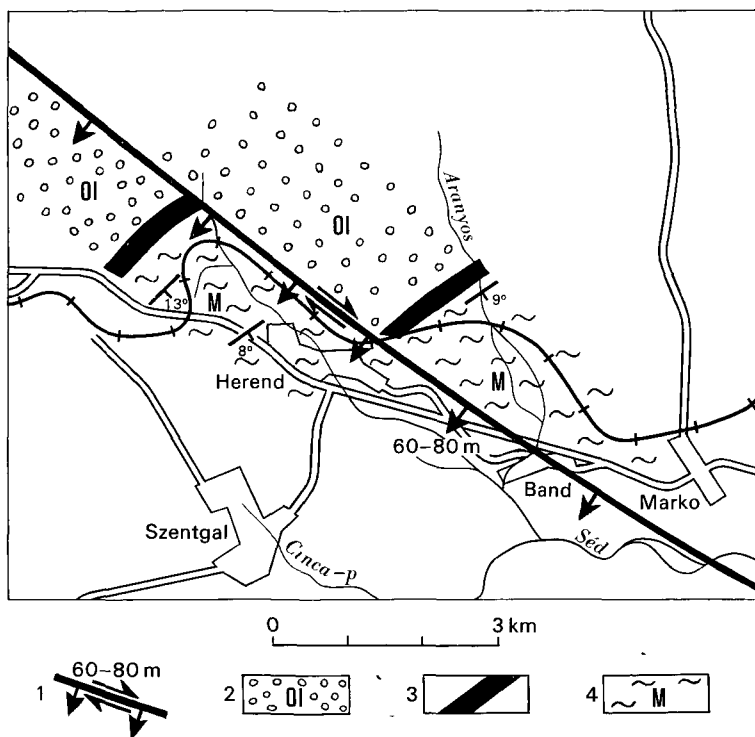
e) Bouguer anomália terkepek, szeizmikus reflexios szelvények alapján számos esetben határozható meg oldaleltolódás jelenléte.

9 Bár az oldaleltolódások ritkán mutatnak összefüggést a domborzattal, mégis nem keves az olyan eddig észlelt morfológiai forma, melynek alapján nemcsak a horizontális elmozdulás, de annak mértéke is meghatározható. A domborzati jellemzőknel a szeszelyes kapcsolatra kell felhívni a figyelmet. Az előző pontban említett geofizikai tukrozódás pontosan annyira mondható sajátosnak, mint a morfológiai jelleg. Sok esetben a horizontális tektonikai elemek kapcsolata a morfológiával „fordított helyzetű”, hagyományos módszerekkel vetőként értelmezhető. Ilyen jelenség ismeretes pl. a Kab-hegy DNy-1 oldalán, a bakonybeli Som-hegy meredek D-1 lejtőjén. Legtöbbször azonban az oldaleltolódások és a domborzat között semminemű kapcsolat nem ismerhető fel. Ilyen területek általában a neogen képződmenyekkel kitöltött medencék.

10 A vizsgált fiatal vízszintes eltolódások a tektonikai nevezéktan szerint jobb oldalak, vagy jobbosok. Ez azt jelenti, hogy bármelyik irányból nézünk merőlegesen az eltolódás síkjára, a szemben levő blokk relatíve jobbra elmozdult helyzetben van.

11 Az eddig megismert fiatal eltolódások – a Sumegpraga–Zánka vonal kivételével – a hegység DK-1 részén torlódásos zónákban halnak el. Ez a megállapítás a földtani adatok alapján egyértelműen igazolható. A 2. ábra szemlélteti, hogy Balatonakaliton Vilonyaig az also- és középső-triasz rétegek határa ÉK–DNy-1 csapással gyakorlatilag töretlenül fut. Az ettől a határtól ÉNy-ra megállapított oldaleltolódások tehát az említett csapásvonalon semmikeppen nem haladnak át, következésképpen eddig el kell végződniük.

A padragkúti 2 km-es oldaleltolódás példáján szemléltethető legjobban a tárgyalt jelenség. Ennek az oldaleltolódásnak a síkjára a Bakony központi részétől nyomon követhetően KDK-1 irányban Balatonfűredig metszi a szerkezeteket, itt azonban a horizontális összetevő nullára csökken. Tovább DK-re az oldaleltolódás nem folytatódik. A terület földtani–szerkezeti képeiből kiolvasható, hogy a több 10 km-en át változatlan 2 km-es horizontális összetevőjű tores az elvonszolódási síktól ÉK-re levő blokk frontális részén – rövid távolságon belül – erőteljesen torlódott pasztában oldódott ki. Masként fogalmazva Balatonfűredtől É-ra a triasz képződmenyek NyÉNy-1 irányból ható horizon-



3 abra A herend–markói barnaköszén-medence intraszarmata oldaleltolodásának vetődéses kombinációja

1 Vetődéssel kombinált intraszarmata oldaleltolodás, 2 oligocén konglomerátum, 3 alsó badeni fas barnaköszén, 4 alsó badeni szénfedő marga

Fig 3 Intra-Sarmatian strike-slip faulting of the Herend–Marko brown coal basin in combination with normal faulting

1 Intra-Sarmatian strike-slip faulting in combination with normal faulting, 2 Oligocene conglomerate, 3 Lower Badenian lignite, 4 Lower Badenian clay lying on lignite

talis erőhatás következtében 2 km-es térrövidülést szenvedtek. Ez a nagymeretű térrövidülés sajátos, helyi kompresszív szerkezeti formák létrejöttét eredményezte. A vizsgált torlódási zóna tektonikai jellegét Ifj. Lóczy L. (1917) részleteiben elemezte. Balatonfűred környékéről 1:12 500 és 1:15 000 méretarányú földtani–tektonikai térképvázlatokat publikált. Észlelései pontosak, megállapításai bizonyító erejűek. Az általa is lokálisnak tekintett, bonyolult szerkezeti zónáról kevés újat lehet mondani. Megállapította, hogy a takaros, pikkelyes szerkezet a triász rétegek csapására merőlegesen ható horizontális erőhatás eredményeként jött létre. A takaros szerkezetet a következőképpen fogalmazta meg: „A még erősebb ellenállású fodorlomitra már valószínűleg egységesebben hatott a longitudinális összehajlás, aminek következtében akárhany helyütt, mint pl. Balatonfűred felett is, fekküvetel elválva rétegek közötti tablas-lemezés eltolódással északról dél felé takaroként ráborult a sandorhegyi meszkőre és a felső margákra” (1917, p. 383). Ifj. Lóczy L. (1917) a helyi szerkezeti formák aprólekos ismertetése mellett időrendi sorrendben is elkülönítette a különböző tektonikai elemeket.

A fiatal oldaleltolódásoknak a torlódásos zonákkal való bizonyos kapcsolatahoz és keletkezésének egyidejűségéhez kétség nem férhet, bár jelentős idős torlódásokkal is számolni kell. A hegység elvonszolódott blokkjainak ismeretében megállapítható, hogy Balatonfűredtől Várpalotáig számos helyen hasonló jellegű, erőteljesen torlódott zónák húzódnak. Ezekben a zónákban nyugodt egymásutániságú triász reteg sorok nem várhatóak. Balatonfűredtől Felsőörsig pl. a fodolomit fekuvel való kontaktusa csaknem mindenütt tektonikus.

TELEKI G (1941) Alsóors és Vorosbereny környékéről készített tektonikai térképen a tárgyalta határt attóloldásként tüntette fel. Az idézett két kutató számos egyéb adaton kívül térképezési területükön kisebb oldaleltolódások jelenlétét is megállapította.

Az ismertetett Balatonfűred tersegi, helyi torlódásos zóna példája arra hívja fel a figyelmet, hogy a többi fiatal vízszintes eltolódás elhalási helyein várható szerkezetek helyes értelmezése és ábrázolása részletes földtani térképezést, alapos tektonikai elemzést igényel.

12 A fiatal vízszintes eltolódások síkja mutatkozhat függőleges tores, veto és feltolódás formájában. Ez utóbbi két esetben látszólagos vetőről és látszólagos feltolódásról van szó. Melléhúzásról és lezökkenésről, valamint alahúzásról beszélhetünk. Érdekes jelenségként a padragi bányákban sikerült megfigyelni, hogy egy jelentős oldaleltolódás síkja függőleges irányban vetőből feltolódásba vált át. Mindezekon kívül az oldaleltolódások síkja csapásirányban is szeszélyesen változhat, ami megnehezíti egyrészt felszíni felismerésüket, másrészt ábrázolásukat. A parhuzamosság elve azonban ilyen bonyolult esetekben is érvényes, így az akarczak egy pontban megállapított oldaleltolódás lefutása több 100 m-es, sőt több km-es hosszban biztossággal meghúzható.

A ma már általánosan elfogadott 4,7 km-es, Ny felé szetagazódó — TELEGDÍ ROTH által leírt — oldaleltolódás jó példa annak érzékeltetésére, hogy a csaknem 40 km-en át követhető elmozdulási síkok mentén hol az ÉK-i, hol a DNy-i blokk van „levetett” helyzetben. A kétágú oldaleltolódás síkjai között elhelyezkedő szerkezetek igen zavaróak. Tovább bonyolítja a képet a pannoni utáni legfiatalabb mozgások hatása, valamint az elvonszolódási zóna mentén helyenként fellepo rogos beszakadások megjelenése is.

13 Az említett beszakadásokat néhány helyen az elvonszolódási zónában keskeny savban lezuhant közetregok, „besodort” alakulatok formájában észleltük. Ilyenek a halmbai bauxitbányában közismert fedőbezökkenések, a bauxittelep szintjén megjelenő magasfedő eocén meszkotombok. Az urkúti U-179 sz. furásban ilyen besodort, tektonizált reteg sorot harantoltak, melyet a területtel foglalkozó kutatók hosszú évekig eocén utáni pikkellyel magyaráztak. A Padragkút közepében telepített Nzt-1 sz. furásban harantolt eocén meszkorog a 2 km-es padragkúti elvonszolódási zónájában zökent le a felsőtriász képződmények közé. 1969-ben a padragkúti térképlap szerkesztésekor az említett jelenségre nem sikerült magyarázatot találnom. A megoldásra bányabeli tapasztalatok és az elvonszolódási zóna helyének megállapítása vezetett rá. Ilyen típusú besodort alakulatok megjelenése a Bakony egyéb területein is várható, ahol nagyméretű oldaleltolódások vannak.

14 Az oldaleltolódások jelenlétét igen gyakran elvonszolódási barazdak, rovatkák, csuszási lapok jelzik. Ezek az esetek többségében vízszintesek vagy közel vízszintesek. Ilyen jelenségek nemcsak a felszíni feltárásokban, bányavagatokban, hanem furások mag-

mintain is megfigyelhetők. Az elvonszolódási barazdak, vízszintes csuszási lapok az oldaleltolódások jelenlétének közvetlen tektonikai bizonyítékai. A horizontális elmozdulás mértékere ezek természetesen nem adnak információt. Felszínen vagy bányában az oldaleltolódások irányát, magminták esetében pedig csupán a horizontális elmozdulás jelenlétét jelzik.

15 Ajka és tagabb térségében végzett eddigi elemzések szerint – nem részletezve a számos bányabeli, felszíni és furási adatot – megállapítható, hogy minden feltolódási forma, ami felső-kréta, eocén és ennél fiatalabb képződményekben észlelhető, kivétel nélkül mind az intraszarmata oldaleltolódásokhoz kötődik. A larami, pireneusi, szavai, stájer keregmozgások tértágulós jellegével az említett képződményekben észlelt, kompresszióra utaló feltolódások egyenként sem voltak értelmezhetők. Mint eddig ismert kivételes esetet kell megemlíteni a Padragkut mellett mélyült Pa-7 sz. furásban feltart tektonikai jelenséget. Ebben a furásban a nyugodt településű eocén, felső-kréta, középső-kréta képződmények alatt, a furás alsó részén pedig a dachsteini típusú mészkő között, tehát kétszeri ismétlődéssel felső-kréta rétegeket harántoltak. A jelen cikkben a kérdést nem részletezve felhívom a figyelmet arra, hogy ez a két rétegismétlődés nincs kapcsolatban a fiatal oldaleltolódásokkal, de nem is larami feltolódás vagy pikkelyeződés eredménye, mert ilyen típusú keregalakulás a felső-kréta után és eocén előtt a vizsgált térségben nem volt. Elemzéseim alapján arra a meggyőződésre jutottam, hogy a Pa-7 sz. furásban egy függőleges helyzetéből eocén utáni mozgások következtében kibillent larami tektonikai „kutat”, pontosabban két helyen annak oldalát harántoltak. A halimbai bauxitbányában feltart és előre jelezhető larami tektonikai kutak sajátosságait egy korábbi cikkben ismerttettem (MESZÁROS J. 1981b).

16 A nyersanyag vonatkozásában lényeges annak az oldaleltolódást kísérő jelenségek felismerése, hogy a halimbai bauxitbányában az elvonszolódási síkok mentén az eltolódás nagyságának függvényében a bauxit 5–30 m-es zónákban iparilag értéktelen agyagga gyűrődött át. A jó minőségű bauxitban varatlanul megjelenő, leromlott minőségű nyersanyag közvetlenül utal fiatal oldaleltolódás jelenlétére.

17 Az oldaleltolódások síkjai, zónái mai állapotukban zártak. Ezt támasztja alá az, hogy a bauxit- és barnakoszentelepek fejtése során a fekv. fel. vízbetörés tekintetében közvetlen veszélyt nem jelentenek.

A fenti pontokban felsorakoztatott, földtani adatokkal igazolható megállapítások alapján a fiatal vízszintes eltolódásokra vonatkozóan néhány következtetés már levonható.

Ilyen típusú szerkezetalakulás földtani értelemben vett gyors lefolyású keregmozgás eredményeként nem jöhetett létre. Összevetve egyes tanulmányozott vetős lezokkenések tektonikai jellegét az oldaleltolódások sajátjaival, számos eltérés tűnik szembe. Pl. a halimbai bauxitbányában észlelt, 140 m-es elvetési magasságú larami vető mentén csupán néhány cm vastag tektonikai agyagkitöltés húzódik, míg az oldaleltolódások zónáiban besodort köztömegek tektonikusan atgyúrt képződmények stb. észlelhetők. Nehezen értelmezhető, hogy a helyenként több km-es horizontális összetevőjű mozgások egyetlen – földtani értelemben gyors lefolyású – keregmozgás eredményei lennének.

A Bakony elvonszolódott blokkjainak mozgási sebessége azonban nem ismerjük, így a keletkezési időintervallum ilyen alapon nem állapítható meg. A kérdést csak megvilágítani kívánom a következő összehasonlítással: a lemeztektonikai mozgások sebességét

1–2 cm/év értékre becsuljuk, s esetünkben pl 2 cm/év sebességgel számolva egy 4 km-es oldaleltolódás létrejöttéhez mindössze 200 000 evnek kellett eltelnie. Megha a bakonyi fiatal eltóldasok a lemeztekonikai mozgások tukrozódesei is, nem valószínű, hogy ilyen számítás eredményre vezetne. Mindenesetre a fenti pelda erzekelteti, hogy meg aranylag lassu mozgás esetén is indokolatlan ilyen típusu szerkezetalakulást – konkrét földtani–tektonikai adatok nélkül – több geologiai korszak időintervallumára helyezni. A fiatal oldaleltolódások vonatkozásában meg az a kérdés is nyitott, hogy ezek létrejötté időben mennyire volt folyamatos. Az elmondottak egy korábban általam felvetett gondolathoz kapcsolódnak, miszerint a Bakony oldaleltolódásai több 10 millió éves folyamat vegso eredményei lehetnek (MÉSZÁROS J 1980a). Az első szórványos adatok alapján úgy tunt, hogy egy es ugyanazon oldaleltolódás mentén a miocentól kezdódoen az egyre fiatalabb képzódmények egyre kisebb horizontális elmozdulással vesznek részt, következésképpen a mozgás a neogenben folyamatos volt.

A horizontális elmozdulások keletkezési időintervallumának megállapítására a közelmúltban elemzést végeztem.

JÁMBOR Á (1980) a pannoniai formációk elterjedését szemleltető térképén oldaleltolódásokra utaló jelenségek is mutatkoznak. Ezek azonban oroklott denudációs alakzatok. A Bakony DNy-i részén a Felsőpannoniai Formáció nem, vagy alig vesz részt az oldaleltolódásokban. A Varpalotai-medence tektonikai elemzésekor kirajzolódott, hogy az also- és felső-pannoniai képzódményeket a horizontális elmozdulás nem érinti, míg a 4,7 km-es oldaleltolódás a teljes badeni tengeri sorozatot elmozdította eredeti helyéről. KOKAY J (1954) cikkében a szármata képzódmények ismertetésekor így fogalmazott: „Ugyancsak megállapítható, hogy a medence közepe a földtani idők folyamán allandoan kelet-delkelet fele toldott el” (p. 36).

A fentiek alapján a fiatal oldaleltolódások keletkezési ideje a miocén végére esik és szármata, pontosabban intraszármata szerkezetalakulásnak nevezhető. Mintegy 13 millió évvel ezelőtt vehette alakulásának kezdetét és több százézer évig tarthatott. Véleményem szerint a fiatal oldaleltolódások teljes elhalasakor konszolidálódott a Kárpát-medence szerkezeti építménye, pontosabban ekkor vált egységes, csupán sullyedéssel és emelkedéssel jellemzett tektonikai alakzattá.

Az intraszármata oldaleltolódások ismertetésének befejezéséig a Sumegpraga–Zanka között áthaladó, 4–5 km-es-horizontális összetevőjű toresvonal jelenlétének bizonyítására terek át. Korábbi cikkemben vetettem fel azt a gondolatot, hogy a Balatonakali térségében kimutatható nagyméretű jobb oldali elmozdulás fiatal tektonikai elem is lehet (MÉSZÁROS J 1981a). A kérdést szerkezetföldtani–geofizikai–urfelvetel-kiertekeles elemzéssel sikerült megoldani. Tektonikailag bizonyított, hogy Vilonyától Balatonakalig az ÉK–DNy-i csapásban gyakorlatilag toretlenül húzódó, jól követhető also- és középső-triasz határ hirtelen ÉNy-ra való elfordulása, majd 6–8 km után megfigyelhető visszahajlása jobbos horizontális elmozdulást jelez (2. ábra). Ezt az oldaleltolódást a terseg triasznál idősebb képzódményeinek területi elrendeződése ugyancsak jól tukrozi. A vízszintes elmozdulás pontos csapásirányát a néhány km²-nyi területen azonban a felszíni feltárások alapján nem lehet megállapítani. Amennyiben az oldaleltolódás fiatal, úgy az 5 pontban ismertetett párhuzamosság elve szerint a nagyméretű, első fázisba tartozó tektonikai elemekkel kell közel párhuzamosan futnia. Az említett kritérium alapján szerkesztett toresvonal NyÉNy-i irányban Sumegpraga mellett halad el. Abban az esetben, ha a

vizsgált oldaleltolódás tenylegesen ilyen lefutású sík vagy zóna mentén történt, úgy annak mind a DNY-i, mind az ÉK-i blokkok földtani–tektonikai–geofizikai jellegeiben tukrozódnie kell.

A szerkezetföldtani elemzés legenyegesebb adatainak felsorakoztatásával bizonyítottam a nagyméretű, fiatal horizontális elmozdulás jelenlétét.

1 A NyÉNy–KDK-i irányú oldaleltolódástól ÉK-re levő blokk ladini, karni, nóri rétegei ÉNy fele a litéri feltolódásig monoklinálisan dőlnek, Monoszlo és Balatonhenye között a felszínen tanulmányozhatók. Ez a rétegsorrend az oldaleltolódás DNY-i oldalán NyÉNy fele eltolódott helyzetben van. Mind a középső-triasz, mind a karni márga és nori földolomit csapasíranya az elvonszolódott blokkokban ÉK–DNY-i. A DNY-i blokk triasz retégsorat Gyulakeszi és Tapolca között az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által a középső-triasz felszíni kibúvasatol ÉNy-i irányban mért adatokból ismerjük (1975). A Tapolcai-medence neogén képződmenyei alatt a szeizmikus mérések a kőzetekre jellemző sebességértékek alapján a fekvő márga és karbonátos üledékek helyzetét egyértelműen jelzik.

2 A Nemeshánytól Sumegig húzódó raeti–neokom–apti szinklinális szerkezet Sumegtől DNY-ra az oldaleltolódási síkral megszakad, s tovább DNY-i irányban a felsőkreta képződmenyek alatt földolomit és kősszeni rétegek települnek. A vizsgált oldaleltolódási síkot metszi az ELGI által 1970-ben mért Vo-15 szeizmikus vonal, melynek kiértekezése azt mutatta, hogy az ÉK-i blokkban észlelhető 5000 m/s sebesség a DNY-i blokkban eles határral 6000 m/s sebességre vált át, jelezven, hogy az utóbbi blokkban a felsőkreta alatt dolomit húzódik.

Az oldaleltolódási zóna az itt mért reflexiós időszelvényeken is kijelölhető (ELGI jelentés 1971). A fenti geofizikai adatok biztosították, hogy Sumegprága mellett a szerkezeti elem pontos felszíni és melybeli helyzetét meg lehet állapítani. A mintegy 70° meredekségű, ÉK fele dőlő oldaleltolódási sík felszíni kifutása az úrfelvételeken jól kiértekelhető.

3 Az 1:500 000 meretarányú urfelvételek elemzésekor SÍKHEGYI F. és CSILLAG G. – adataimtól függetlenül – a Sumegprága–Zanka közötti törésvonalat szintén felismerte (szóbeli közlés 1981).

A 8b) pontban ismertetett megállapítás szerint az oldaleltolódások jelenlétének igazolására a szinklinális szerkezetek vizsgálata különösképpen alkalmas. A raeti–neokom–apti gyűrt alakulatot a tárgyalt horizontális elvonszolódás zónája lezárja, s a DNY-i blokkban nem lepusztulás miatt hiányzik, mert ez a blokk ugyanúgy, mint ma, a korábbi földtani idők folyamán is melyebb tetszíni helyzetű volt. Ez utóbbi megállapítás a felsőkreta és minden, Sumegtől DNY-ra elhelyezkedő kanozóos képződmeny esetében igazolható.

Velemenyem szerint tehát a Sumeg–Nemeshány között húzódó szinklinális szerkezet folytatása ÉNy fele eltolódva eltemetett helyzetben van. A szinklinális szerkezet Sumeg tersegeben nem egységes. Idős oldaleltolódás jelenléte valószínűsíthető itt, melynek iránya közel É–D-i, balos, 3,5 km-es horizontális összetevővel.

4 A felsőkreta képződmenyek területi elrendeződése is tukrozó valamelyest az oldaleltolódás jelenlétét, bár a sumeg–nemeshányi blokk a larami keregmozgás eredményeként magasan kiemelkedett és az eocén transzgresszióig melyen letarolódott.

5 Nyírad es tagabb t rseg nek bauxitelfordulasa az oldaleltolodasi zonalol DNy-ra meg csak foszlanysokban sem talalhatok meg

6 Az eocén képzodmények mai teruleti elrendez dese bizonyito erovel tukrozi a vizsgalt horizontalis elmozdulasa jelenletet (2 ábra) A Sumepraga mellett huzodo  K-DNy-i lefutasa stájer veto, mely az eocén retegek DK fele valo mai elterjed set lezarja, a miocen idejen egybefuggott a Nyiradtol DK-re 1 km-re ismeretes  K-DNy-i csapasu, jól kovetheto tektonikai vonallal Ez a szerkezeti elem mind az eocenfed s bauxitok, mind a kozépső-eocen retegek DK-i határat megszabja Az ismertett veto alapján, valamint a triasz képzodmények helyzeteb l az oldaleltolod s v szintes osszetevoje 4-5 km lehet

7 Az oligocén es miocén retegek foszlanysai ugyancsak tukrozik a fiatal oldaleltolodasa jelenletet

8 Mint emlitettem, a pannoniai képzodmenyek a JAMBOR A (1980) által szerkesztett elterjedesi terkepek és egyeb adatok tanusaga szerint az oldaleltolodasban nem vesznek r szet

9 Az ismertett nagyszeru oldaleltolodasa Balaton-felvideken nem hal el, hanem az un „Balaton-vonal” sebhelyebe utkozik  DAM O (1979) a Sarbogard-Tamasi kozott mért reflexios id szelvenyen a tárgyalat tektonikai elem elvezodeset kimondottan geofizikai ertekel ssel DK-i vergenciaju ratolodaskent ertekelte Ez az általa megallapított vonal a torloda feloldodaskent létrejott Polgardi ratolodasa, vagy DK-rol nezve alatalodasa legdelnyugatabb szakasa éppen ebből eredően nem veletlen, hogy a Polgardi ratolodasa tersegeben hiányoznak az also-pannoniai képzodmenyek (JAMBOR   1980) Ez a tény is a vizsgalt keregmozgas prepannon eredetet tamasztja ala

A fenti főbb jellemzok alapján az ismertett nagyszeru intraszarmata eltolodasa jelenlete tektonikaiilag igazoltnak tekintheto

A Bakony idos toresenek, kréta oldaleltolodasainak szerkezetfoldtani jelentosege nem kisebb, mint a fiatal horizontalis elvonsszolodasok  Gazdas gfoldtani szerepe viszont mind a manganérc, mind a bauxit kutatasanak szempontjabol meghatározó jellegű  gy tunik, hogy a hegység iharkuti típusu bauxitelfordulasa, valamint minden eddig ismert mangancerleohely es indikáció idos tor sekhez, oldaleltolodasokhoz kotodik Kovetkezeskeppen az említett nyersanyagok felderitesenel ezek teruleti elrendezodesenek megismereset kell eloterbe helyezni Az idős nagyszeru torések, oldaleltolodasok vizgalata meg kezdeti stadiumban van Korábbi n hany cikkben utaltam ilyen típusu tektonikai elemek jelenletere  rkt, Varoslod, Marko tersegeben (M SZAROS J 1980a b)

Az eddigi legnagyobb meretu, kerek 8 km-es h rizontalis osszetevoju, korakr ta oldaleltolodasa jelenletere a bakonyi felső-kréta bar nakoszenkutatasa során derult feny (M SZAROS J 1981a) Ez az idos toresvonal Szocotol   Ny-i irányban huzodik Szeizmikus reflexios szelveny alapján tetelezhető fel, hogy Devecsertol K-re, mintegy 2 km-re halad   Ny felé tovább A toresvonal lefutasanak pontosítása a jovo feladatai kozet tartozik Szocotol D-re vagy DK-re valo folytatasaol adat ezideig nem all rendelkezesre

A MÁFI kozephegysegi osztalya által szerkesztett foldtani terkepek anyagara tamaskodva 1981-ben a Bakony regionalis szerkezetfoldtani elemzeset kezdetem meg Az 1 20 000 meretarany  terkeplapok csaknem a Bakony egeszet lefedik, ily lehetoseg nyilt az ilyen típusu vizgalatoknak a teljes hegységre valo kiterjesztesere

A Bakony fiatal oldaleltolódásainak elemzése, az intraszarmata tektonikai rendszer bizonyos megismerése tette lehetővé az idős szerkezeteknek eredeti egységükben való vizsgálatát. A fiatal horizontális elvonszolódások visszarendezése után ugyanis a szarmatanál idősebb szerkezetek bádénivégi állapotukba állnak össze. A krétától a szarmatáig a hegység határain belül jelentős oldalirányú szerkezeti mozgásokról ezideig nincs földtani tényadatunk. A larami, pireneusi, szavai stb kéregmozgások jellegi kizárják figyelemre méltó oldaleltolódások létrejöttét. Mindezekből következik, hogy a koramezozoos szerkezeti építmény bádénivégi felülnevezeti képe gyakorlatilag az eredeti elrendeződésnek felel meg, természetesen csak visszamaradt roncsaiban.

A 2. ábra szemlélteti az ezideig megállapított idős torésvonalaknak, oldaleltolódásoknak, szinklinalis szerkezeteknek, néhány szarmatanál idősebb vetőnek és feltolódásnak a fiatal horizontális elmozdulások által megbontott és egymástól eltávolított mai helyzetét. Az intraszarmata oldaleltolódások visszarendezése után a szakemberek számára ezideig ismeretlen kép tárul elénk. Ezt a rekonstruált szerkezetföldtani állapotot a 4. ábra mutatja be. Ezen a vázlaton – a szemléletesség kedvéért – csak néhány larami, szavai és egyéb szarmata előtti szerkezeti vonalat tüntettem fel a koramezozoos tektonikai elemek mellett.

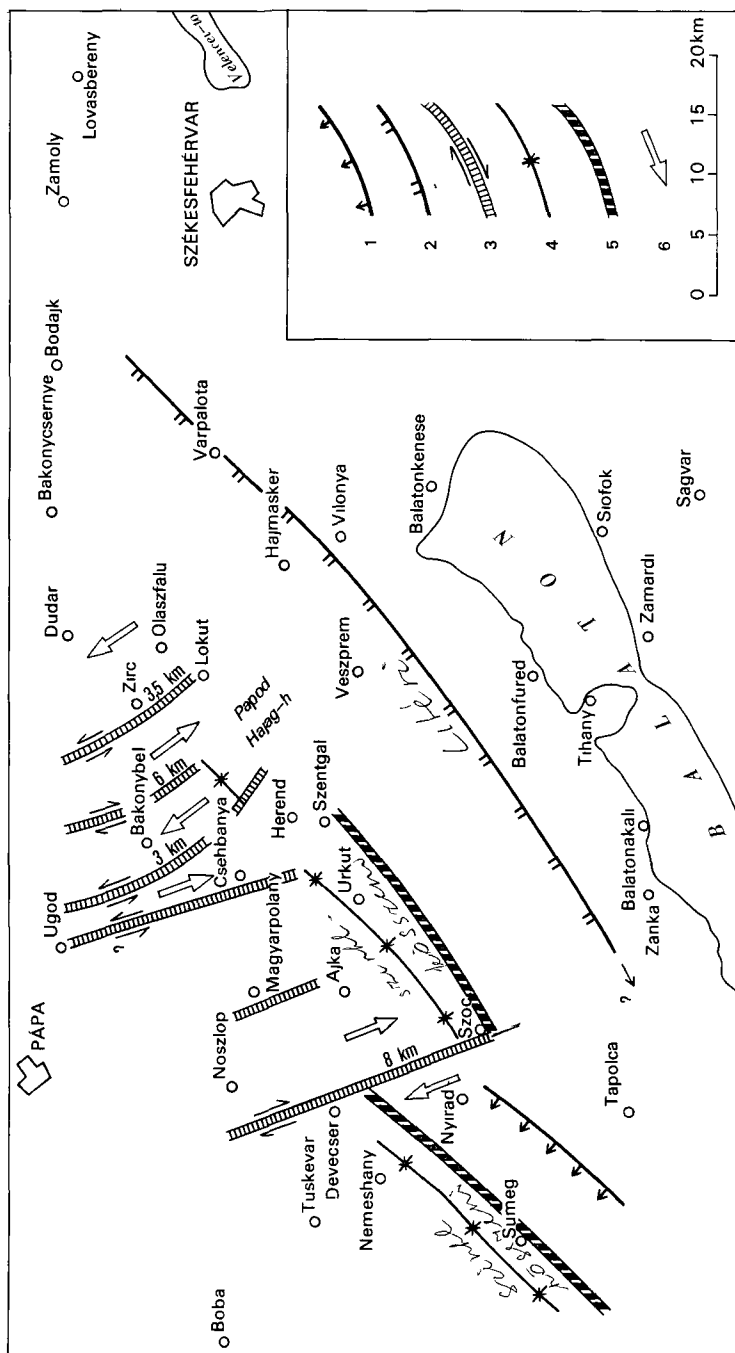
A visszarendezett tektonikai kép alapján tűnik szembe, hogy a Sümeg–Devecser térségi blokk kereken 8 km-t tolodott előre – mai orientációban – ÉÉNy felé. Szóc–Úrktut–Szentgál blokkjához viszonyítva Ezen jobbos eltolódást szenvedett koramezozoos tomegek tektonikai kontaktusán breccsazóna húzódik, mely Szóc mellett közvetlenül a felszínen tanulmányozható. A breccsa jellegzetessége, hogy világosvörös kötőanyagában mintegy usznak a rendezetlen kőzettörmelék-darabok, s ez jól megkülönböztethetővé teszi a típusos tektonikus breccsáktól. Az elmondottakat az 5. és 6. ábra szemlélteti.

Érkezhet a 4. ábrán továbbá, hogy a Papod és a Hajag-hegy tomege – melynek eredeti folytatása a bakonybéli Som-hegy és Kőrös-hegy blokkja volt – mélyen előrenyomult ÉNy felé a Bakony testébe. A szarmatáig gyakorlatilag egységes, ma oldalirányban eltolódott helyzetű blokkot ÉK felől mintegy 6 km-es jobb oldali, DNY-on pedig kereken 3 km-es bal oldali kréta horizontális elmozdulás zónája határolja.

A ma Lokut–Zirc–Borzavar térségében elhelyezkedő, korábban egységes tomegek mellett ÉK-en az Eplény–felsőpere–nagyasztergari blokk tolodott. Ennek az idős bal oldali eltolódásnak horizontális összetevője 3,5 km-re tehető. Az Eplénynél korábban termelt mangánérc ehhez a tektonikai vonalhoz kötődik.

Jellegzetes idős szerkezeti elem a Csehbányától a Nemetbánya melletti Hajszabarna-hegy felé haladó torés. Vertikális összetevője mellett a horizontális elmozdulás mértéke ismeretlen. Ehhez a szerkezeti vonalhoz látszik kötődni az iharkuti bauxitelfordulás. Ennek az ún. csehbányai torésnek Szentgál irányába való folytatását csak sejtjük, tovább DK-re azonban nem ismerjük.

A vizsgált torés említett jelentős függőleges összetevőjét bizonyítja az, hogy a tektonikai elemtől Ny-ra felső-triász földolomit, míg K-re triász–jura–neokom–apti, valamint albai–cenoman képződmények találhatók a felső-kréta rétegek alatt. A torésvonal idős voltát azon földtani tényadat is bizonyítja, hogy az ún. Csehbányai-medence fúrásai retegsoraiban (Cseh-1, Cseh-5, Cseh-8, Cseh-12, Szig-10 sz. fúrás) az apti képződmények nagy mennyiségű jura kőzettörmeléket tartalmaznak, mely a néhány cm-től az asztalnyi tomb nagyságig változó. Ezt a jelenséget egy korábbi cikkemben ismerttettem (Mészáros J. 1971).



4 abra A Bakony badeni-vegi tektonikai vázlat

1 Stajer veto, 2 Litter feltolodás, 3 intrakreta oldalefoltolás, 4 triász-jura-neokom-apti szinklinális, 5 kossenite rétegek csapása, 6 a közet-tömegek relatív elvonszólódási iránya

Fig 4 Sketch of the latest Badenian tectonics in the Bakony area

1 Styrian normal fault, 2 the Litter reverse fault, 3 intra-Cretaceous transcurrent fault, 4 Triassic-Jurassic-Neocomian-Aptian geosyncline, 5 strike of the Kossen Beds, 6 direction of the relative drag of rock masses

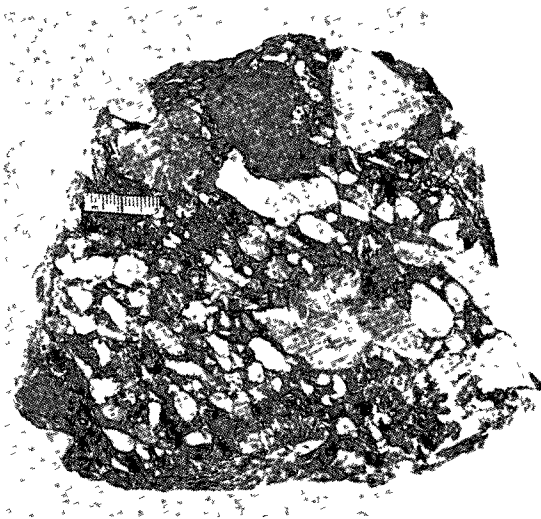
A 4 ábrán Magyarpolány-nál rövid szakaszon feltüntetett kréta szerkezeti elem jelenlétét és irányát geofizikai vizsgálati módszerekkel állapították meg (MESZÁROS J – HOFFER E et al 1981)

A 4 ábrán látható – ma még csak egyes részleteiben megállapított – idős oldaleltolódások területi elrendeződése nem mutat olyan szabályszerűséget, mint a kivétel nélkül jobb oldali intraszarmata horizontális elmozdulások Véleményem az, hogy ez a kulisszaszerű elrendeződés a lemeztectonikai mozgásokkal szoros kapcsolatban áll, azoknak egyenes következménye. Az elvonszolódott blokkok triász–jura–neokom rétegei helyenként erőteljesen meggyűrődtek (pl. Úrkút térsége). Maga a jura szerkezetalakulás kompressziót nem mutat. Ezt a jura dilatációs hasadékrendszerek is egyértelműen igazolják (KONDA J 1970).

A Bakony elvonszolódott, betolódott és visszamaradt tömegei, a triász–jura–neokom rétegek gyűrű alakulatai kollízió feltételezésére jogosítanak fel. Az ilyen szerkezet-alakulás mechanizmusa lemezek utkozását megelőző és a kollízió során fellépő kompresszióval értelmezhető.

A jelentős tektonikai esemény földtani idejét a gyűrődésben, majd az elvonszolódásban részt vett képződmények, valamint ősföldrajzi, rétegtani adatok alapján lehet megközelíteni. A korábban publikált, Szóc mellett haladó idős oldaleltolódás vizsgálatánál az rajzolódt ki, hogy a nagyméretű elvonszolódásban a barremi képződmények már nem vesznek részt (MESZÁROS J 1981a). Ezt a lényeges kérdést azonban regionális elemzéssel kell tisztázni.*

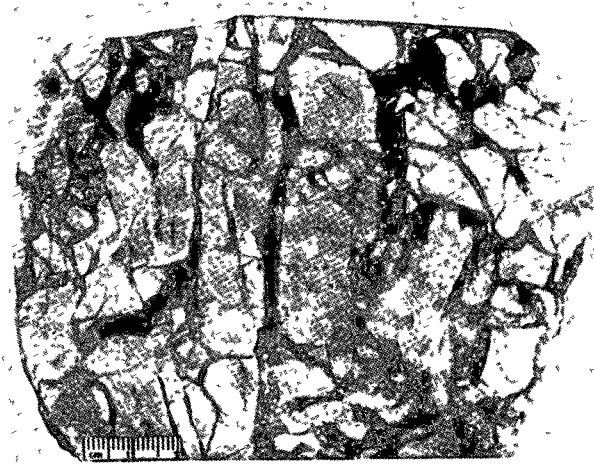
FULOP J (1964) monográfiájából ismerjük, hogy a barremi–apti uledékgyűjtő lefutása a Dunántúli-középhegység csapásában töretlen volt. Mindemellett a barremi–apti képződmények a Bakonyban sehol nem mutatnak olyan gyűredettséget, mint a triász–jura–neokom rétegek. Az apti Tatai Meszkő Formáció mindenütt rogos szerkezetet alkot. Feltételezhető tehát, hogy a kompresszív szerkezetalakulás a barremi elején kezdődött és az apti végéig tartott. Ez a feltételezés meglepőnek tűnik, hiszen FULOP J (1964) monográfiája alapján tudjuk, hogy a hegység határain belül olyan területreszek is vannak (Sümeg térsége), ahol a barremi–apti rétegsor uledékfolytonossággal települ az idősebb jura–neokom képződmények felett. Másutt azonban rétegtani hiány, pennakordans tele-



5 abra „Úszo” tormelékanyagú breccsa

Fig 5 Breccia with "floating" detrital material

*Az 1982-ben lezárt elemzés szerint a kéregmozgás preszenon és feltehetőleg kontinens–kontinens kollízió utközdése



6 abra Jellegzetes dorzsbrecsca

Fig 6 Typical crush breccia

pules, valamint szogdiszkordancia is megállapítható volt Varoslód térségében pl a neokom hiányzik és a szórványos feltarasok szerint a barremi mar a meggyűrt triasz–jura–berriazi rétegeken települ, de a szinklinális magjában van

A diszkordanciák mellett – mint ez FULOP J (1964) adataiból kitérünk – a pelágikus, radiolarias neokom bianconet (ma Mogyorosdombi Mészmarga Formacio) tűzkő és jura mészkő tormelékét tartalmazó, sekélyvízi barrémi képzodmenyek váltják fel. A tárgyalt tektonikai esemény kezdetét tehát a rétegtani adatok szerint is jogosnak tűnik a neokom végére helyezni.

FULOP J (1964) a kezdődő kompresszió hatására jelentkező szerkezetföldtani történést a következőképpen fogalmazta meg „Jelentősebb változás az uledékképződésben és térszínalakulásban a barremi emelet idején következett be. A határozottabban elkülöníthető faciesovok az uledékgyűjtőben vegbement további tagolódást, az ugraszerűen megnövekedő terrigén eredésű tormelékanyag a szárazföldi környezet terszínének emelkedését a fizikai mállás és anyagszállítás fokozottabbá válását jelenti” (1964–71). Ez a folyamat a mar záródo Tethys peremén fellépő kompresszió eredménye. A fenti adatokból egyenesen következik, hogy a Bakony szerkezetföldtani életében a neokom–barremi határ fordulópontot jelent. Az azonban mindmáig ismeretlen, hogy a hegység helyenként erőteljesen gyűrt alakulatai, a nagymeretű oldaleltolódások pontosan milyen földtani időintervallumban jöttek létre. Úgy tűnik, hogy folyamatos, hosszabb földtani időn át tartó kéregalakulásról van szó. A helyi, intenzív gyűródések (pl Úrkút–Varoslód) mechanizmusa is magyarázatra vár. A hegységre általánosan jellemző idős oldaleltolódások keletkezési időintervallumának bizonyító erejű megállapítása regionalis tektonikai elemzéstől várható. Addig a jelen cikkben ismertetett idős horizontális elmozdulásokat – pontosabb időmegjelölés nélkül – korakréta szerkezeti elemeknek nevezem.

A Bakony igen bonyolult tektonikai felepitésének további vizsgálata lenyeges lemeztektonikai kérdések megoldásához is hozzájárulhat.

IRODALOM – REFERENCES

- ÁDÁM O 1979 A Dunántúli-középhegység és előtereinek melszerkezete a geofizikai vizsgálatok tükrében – Foldt Int Évi Jel 1977-ről 269–287
- ELGI 1971 Jelentés a Bakony és Keszthelyi-hegység között 1970-ben végzett szerkezetkutató mérések eredményeiről – Foldt Int Adattár, kézirat
- ELGI 1975 Jelentés a Bakony-hegység D-1 peremén végzett geofizikai mérésekről (Kapolcs-tapolcai medence) – ELGI Adattár, kézirat
- FULOP J 1964 A Bakonyhegység alsó-kréta (berriazi-apti) képződményei – Geol Hung ser Geol 13 1–194
- JÁMBOR Á 1980 A Dunántúli-középhegység pannoniai képződményei – Foldt Int Évk 62
- KNAUER J – VÉGH S 1969 A Bakony-hegység földtani térképe, 25 000-es sorozat, Olaszfalu – Foldt Int Terképtár
- KÓKAY J 1954 Várpalotai szarmata – Foldt Kozl 84 29–40
- KÓKAY J 1966 A Herend–Markói barnakőszenterület földtani és óslénytani vizsgálata – Geol Hung ser Pal 36
- KONDA J 1970 A Bakony hegységi jura idoszaki képződmények uledékföldtani vizsgálata – Foldt Int Évk 1 (2) 1–260
- KORPÁS L 1978 A Bakony-hegység földtani térképe, 20 000-es sorozat, Bakonybél – Foldt Int Terképtár
- ifj LÓCZY L 1917 A Balatonfelvidék hegyszerkezeti képe Balatonfüred környeken – Foldt Int Évi Jel 1916-rol 353–388
- MÉSZÁROS J 1971 A Csehbaranyi-medence szerkezetföldtani fejlődésének alapvonásai – Foldt Int Évi Jel 1969-ről 639–652
- MÉSZÁROS J 1980a Szerkezetföldtani vizsgálatok a bauxitkutatás szolgálatában – Foldt Kut 23 (4) 9–12
- MÉSZÁROS J 1980b Mangánérckutató szerkezetföldtani és geofizikai módszerekkel – Foldt Kut 23 (4) 13–16
- MÉSZÁROS J 1981a Nagymeretű vízszintes eltolódás a Bakony nyugati részén és szerepe a nyersanyagkutatásban – Foldt Int Évi Jel 1980-rol
- MÉSZÁROS J 1981b A halimbai bauxitelőfordulás sajátos larami tektonikájának gyakorlati jelentősége – Bany Koh Lapok 114 301–303
- MÉSZÁROS J – HOFFER E et al 1981 A magyarországi felsőkreda barnakőszén előkutatás összefoglaló földtani jelentése – Foldt Int Adattár, kézirat
- MÉSZÁROS J – TÓTH I 1981 Vízszintes eltolódások Ajka térségében és gyakorlati jelentősége – Ált Foldt Szemle (szerkesztés alatt)
- TELEGDI ROTH K 1935 Adatok az Északi Bakonyból a magyar közepes tömeg fiatalmezozoos fejlődéstörténetéhez – Mat és Term Tud Ért 52 205–247
- TELEKI G 1941 Adatok Felsőors és környékének földtani viszonyaihoz – Foldt Int Évi Jel 1936–38-rol 295–301

STRUCTURAL AND ECONOMIC-GEOLOGICAL SIGNIFICANCE OF STRIKE-SLIP FAULTS IN THE BAKONY MOUNTAINS

by

J MESZÁROS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

UDC 551 242 11 551 763 1(234 373 1)
551 242 11 551 782 13(234 373 1)

Key - words tectonic units, horizontal movements, Lower Cretaceous, Sarmatian, Central Transdanubia (Bakony Mts)

In the tectonic pattern of the Bakony Mts, there are horizontal displacements locally 7 to 8 km of long. According to a regional tectonic analysis, they have been developed in two intervals.

In the dextral strike-slip faulting, shown in Fig. 2, the whole Badenian and the lowermost Sarmatian sequence are involved as much as in the older structures. The Pannonian strata are not affected by these dislocations. Thus the faults are likely to have been formed within the Sarmatian, so the author refers to them as intra-Sarmatian structures. The known diagnostic characteristics of the younger strike-slip faults are discussed in strict terms.

Reconstruction of the intra-Sarmatian dextral faults will enable the study of older structures, including transcurrent faults, that have lost their original integrity. Fig. 4 shows the arrangement of the older strike-slip faults thus far identified. The Triassic–Jurassic–Neocomian sediments in the study area are locally folded and the author supposes the folding to have taken place in latest Neocomian time. The older transcurrent faults are referred to as intra-Cretaceous ones, probably pre-Senonian.

The paper touches upon the extent to which the involved strike-slip faults are related with the occurrence of mineral deposits in the study area.

**FONTOSABB SZÓRVÁNYLELETEK A MÁFI GERINCES-GYŰJTEMÉNYÉBEN
(8 közlemény)**

KORDOS LÁSZLÓ

M Áll Földtani Intezet Budapest, Népstádion ut 14
H-1143

ETO 568 19(116 21 234 373 6)

T a r g y s z a v a k vertebrata, dinosauria (*Komlosaurus carbonis* n g n sp),
liász, Dél-Dunántul (Mecsek)

A mecseki liász kőszételepes összletből 1966-ban, majd 1980-ban előkerult
hullólábnyomok a tudományra nézve újnák bizonyultak A közlemény a *Komlosaurus
carbonis* n g n sp leírását es összehasonlításat tartalmazza

Dinosaurus lábnyomok (*Komlosaurus carbonis* n g n sp) a mecseki liászból

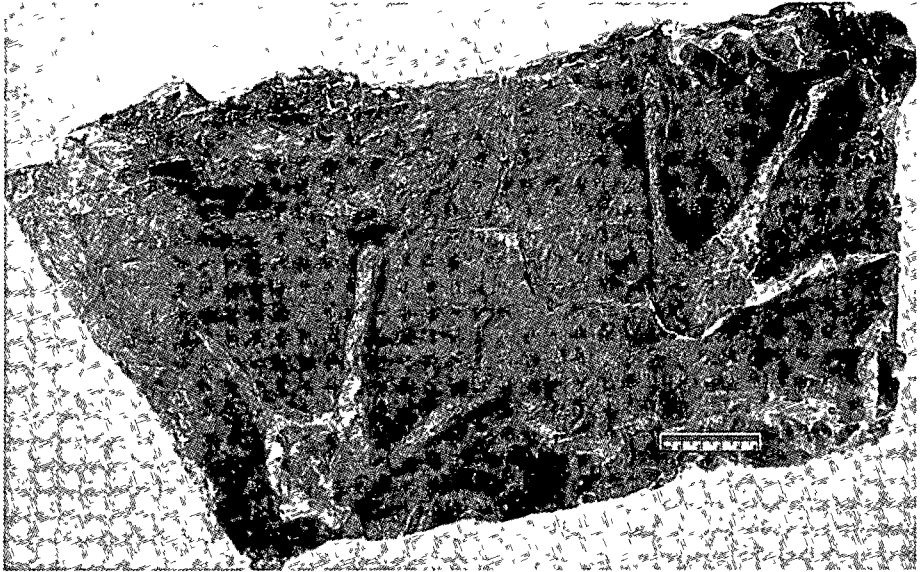
A mecseki liász (hettangi–szinemuri) kőszételepes rétegsor képződményeiből
időnként hullócsontok és -nyomok kerültek elő, amelyeket pontosabban sohasem hatá-
roztak meg A Földtani Intézet múzeumi vezetője szerint (1909) БОСКН J Pécsről, az
andrászáai széntelepből „*Ichtyosaurus*” csigolyatestet és végtagdarabot gyűjtött Később
a hettangi 7 telepből gyűjtöttek „*Plesiosaurus*” ágyékcsigolyát (NAGY E 1969)

1966-ban WEIN GY a pécs-vasasi II kulfejtésben három lábnyomot tartalmazó ho-

1 tablazat

A lábnyomok jellemző méretei

Nyom (Trace)	L	L'	L''	ld	α	α'
	centiméter				fok	
Holotypus 1 nyom	15	12	11,6	1,6	40	38
Holotypus 2 nyom	15,8	13,8	12,5	1,7	34	34
1 sz nyom	17	12,6	12	2,0	34	38
2 sz nyom	17,5	16,8	14	2,3	33	38
3 sz nyom	18	13,5	12,6	2,1	31	30
4 sz nyom	± 17	± 16	± 15	2,0	± 30	± 29
5 sz nyom	nem értékelhető					
6a sz nyom	18	15	14	2,0	33	38
9a sz nyom	16	14,3	13,7	1,8	30	45



1. ábra *Komlosaurus carbonis* n. g. n. sp. holotypusa, mindkét láb nyoma (MÁFI Ősgerinces gyűjt. V 12692 Vt 88) a pécs-vasasi liaszból. Fotó PELLÉRDY

Fig. 1. *Komlosaurus carbonis* n. g. n. sp., holotype, footprints of both legs (Palaeovertebrate Collection of the Hungarian Geological Institute, V 12692 Vt 88) from the Lias at Pécs-Vasas. Photo PELLÉRDY

mokkólapot fedezett fel, amelyet TASNÁDI KUBACSKA A. vezetésével begyűjtöttek. Ugyanekkor egy negyedik onálló nyomra is akadtak (TASNÁDI KUBACSKA A. 1967, 1968, 1970). 1980 nyarán Komlóról, meddőlevalasztás közben a munkások újabb lábnyom pozitív és negatív példányát találták, amelyet jelentettek a Szénbányászati Trósztnak. Az alappéldányt a Földtani Intézetben SOLT P. preparálta, míg annak fedőpéldánya a Komlói Múzeumba került. A WEIN-féle példány (asztallap nagyságú több mázsás tomb) közben erősen megsérült, a három lábnyomból kettő megsemmisült, egyet restaurálni lehetett. Szerencsére SZŐKE L. preparátor másolatot készített róla, amely a Természettudományi Múzeum Föld- és Őslénytárában épségben megvan. A sérült tomb szétesett homokkő lapjai közül, több retegből 1981 tavaszán további öt lábnyom került elő! A rendelkezésre álló szegényes, hasonló koru lábnyomok összehasonlító vizsgálata alapján a komlói és pécs-vasasi leleteket új alakként célszerű ismertetni.

Classis Reptilia
Ordo Ornithischia

Komlosaurus n. ichnogenus

Genoholotypus *Komlosaurus carbonis* n. g. n. sp.

Derivatio nominis Komló város és a saurus név összetételéből

Diagnosis azonos a fajéval

Komlosaurus carbonis n. ichnospecies

H o l o t y p u s A Magyar Állami Földtani Intézet Ősgerinces gyűjteményében V 12692 (Vt 88) sz. alatt elhelyezett példány. Egy homokkő lapon 2 lábnyom (1. ábra).

D e r i v a t i o n o m i n i s carbo = szén (latin), utalás arra, hogy a lábnyomok a kőszentelepes rétegsorból kerültek elő.

L o c u s t y p i c u s Pécs-Vasas II. kulfejtés, harmadik északi keresztvágtat (TASNÁDI KUBACSKA A 1967).

D i a g n o s i s Kisméretű, háromujjú, bipéd dinosaurus. Keskeny, hosszú ujjnyomokkal, nyújtott talpnyommal.

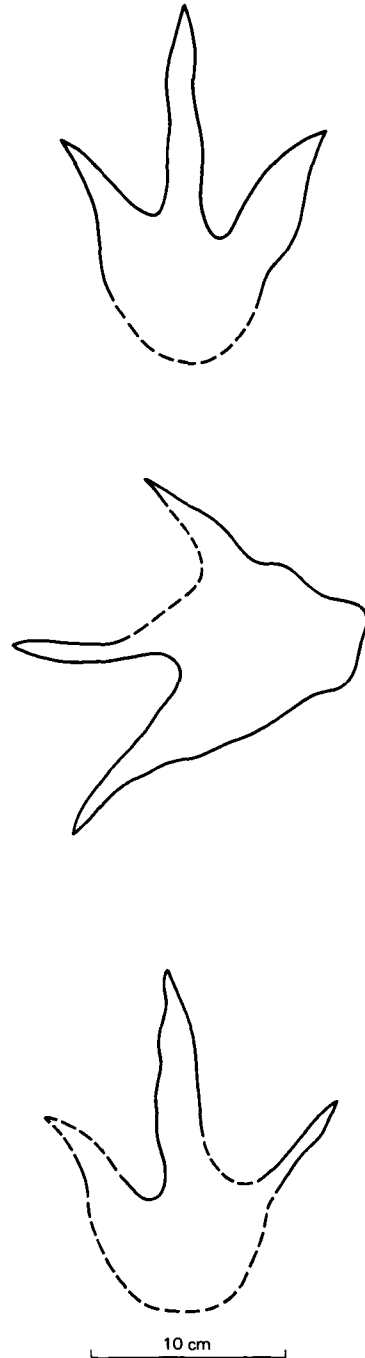
S t r a t u m t y p i c u m Mecseki kőszénösszet, alsó-lasz, hejtangyi.

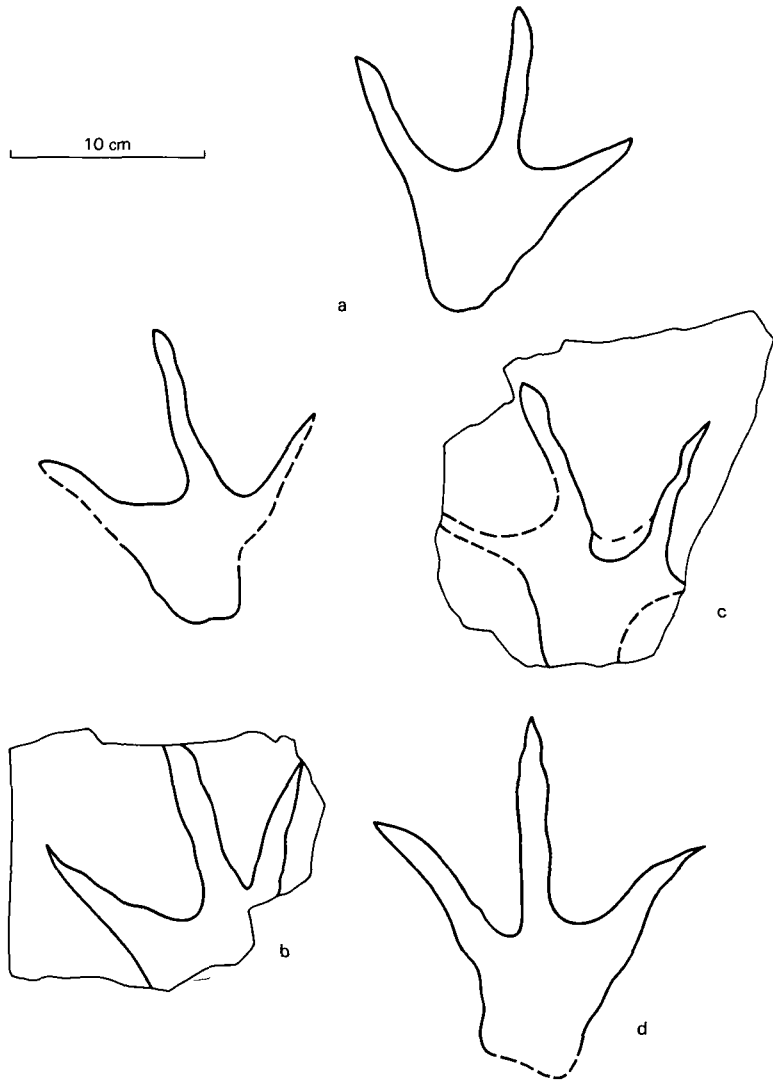
- P a r a t y p o i d**
- 1 Az 1966. évi pécs-vasasi tomb három lábnyoma (ebből egy példány eredeti megmaradt, a háromról együttesen gipszmasolat) 1–3. nyom (2. ábra).
 - 2 1966-ban Pécs-Vasasról előkerült különálló lábnyomtörödékek 4. nyom (3. ábra).
 - 3 Az 1966. évi pécs-vasasi tombban 1981-ben megtalált, a típuspéldányon kívüli további két nyom (az egyik pozitív és negatív lenyomat) 5–6. ab. nyom, 7–8. nyom a holotípus.
 - 4 Az 1980-ban Komlón talált nyom pozitív és negatív lenyomata 9. ab. nyom (4a–4b. ábra).

D e s c r i p t i o A legépebb nyomot a Komlóról előkerült 9a. lelet képviseli, amelyet hitelesen sikerült kőpreparálni. Ennek alapján megállapítható, hogy a megnyúlt talp proximális része sarkosan lekerekített, a két szélső ujjhoz vezető él egyik oldalon ívelt, a másik oldalon kisebb hullámzást mutat. A proximális ujjpercek talphoz csatlakozása hirtelen, tolsérszerűen kiszélesedik. Az ujjak szimmetrikusan helyezkednek el, keskenyek,

2. ábra A Pécs-Vasasról 1966-ban előkerült, egy kőzetlapon fekvő három lábnyom (1–3. nyom).

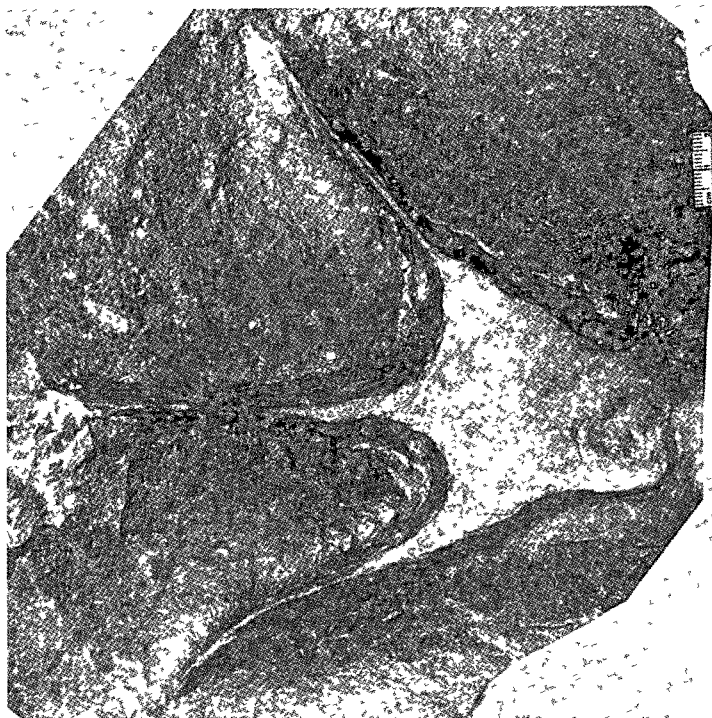
Fig. 2 Three footprints on a rock slab surface found in 1966 at Pécs-Vasas (Footprints 1–3)



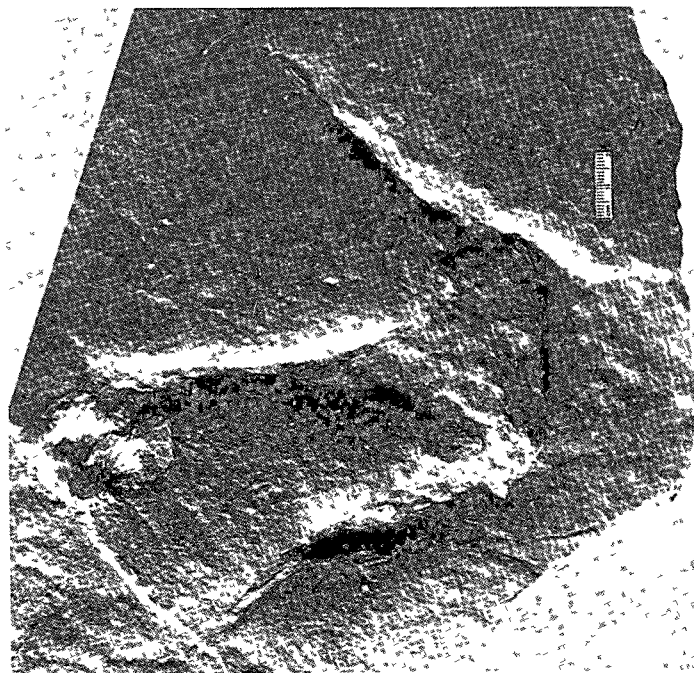


3 abra A *Komlosaurus carbonis* n g n sp labnyomanak korvonalai (Pecs-Vasas)
 a) 7 és 8 nyom, holotypus, b) 4 nyom, c) 5 nyom, d) 6a nyom

Fig 3 *Komlosaurus carbonis* n g n sp, outlines of its footprint (Pecs-Vasas)
 a) Footprints 7 and 8, holotype, b) footprint 4, c) footprint 5, d) footprint 6a



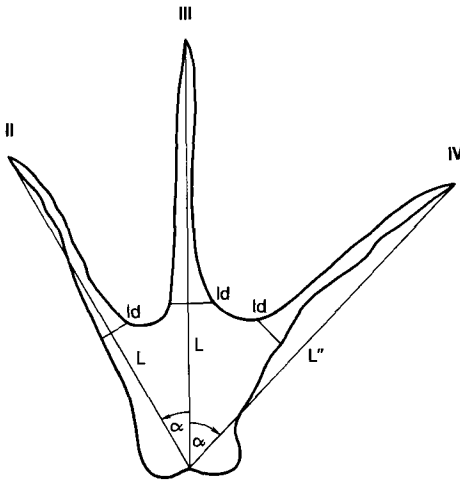
b



a

4a abra Az 1980-ban Komlórol előkerült, 9a sz baloldali lábnyom preparálás előtt (a) és után (b) Foto PELLÉRDY

Fig 4a Footprint of left leg 9a from Komló 1980, before preparation (a) and after it (b) Photo PELLÉRDY



5 ábra A lábnyomok mérési pontjai LAPPARENT (1972) módszere szerint, a komlói 9a sz nyomon ábrázolva

Fig 5 Points of measurement of the footprints according to the method of LAPPARENT (1972), as figured on footprint 9a from Komlo

mély V-alaku nyomot hagynak. Az elkeskenyedő, csúcsban végződő ujjhegyek az ujj tengelyétől kihajlanak, sekély nyomot hagynak. Az ujjak között, a talphoz csatlakozva keskeny bőrhartyát lehet feltételezni. A lábnyomok jellemző méreteit LAPPARENT (1972) módszere szerint vettem fel (1 táblázat), amelyet az iráni ornithopod nyomoknál alkalmazott (5 ábra).

Az adatok értékelésénél, valamint a nyom alakjának helyes megítélésénél figyelembe kell venni, hogy az 1966-ban előkerült három nyom rossz megtartású, így TASNÁDI KUBACSKA A azok formáját másként ábrázolta, a talprész rövidebb és lekerekített (TASNÁDI KUBACSKA A 1967, 1968). Az újabb, főleg a komlói lelet alapján helyesen meg lehetett állapítani az 1966 évi nyomok alakját is. A lábnyomok mellett nem találtunk kisebb mellő végtag és fark által húzott vonalas nyomot.

Comparatio A *Komlosaurus carbonis* n g n sp a nyomok morfológiája, mérete és rétegtani helyzete miatt csak néhány ismert nyommal hasonlítható össze. A L K GABUNIA (1951, 1952) által leírt grúziai dinosaurus nyomok közül a *Sataphasaurus dsotseidzei* 22 cm, a *S kandelakki* 23 cm, a *S tchaboukani* pedig 25 cm hosszúságú. Kréta uledékből kerültek elő, s a talp rövid, lekerekített morfológiája miatt alapvetően különböznek a mecseki leletektől. A *S dsotseidzei* fajoltójét W A S SARJEANT (1970) kitégította, mert lábnyomát kimutatta a yorkshire-i (Anglia) középső-jurából.

A germán triászban leírt *Coelurosaurichnus moeni* (K BEURLEN 1950) széles ujjai és talprésze miatt szintén jelentősen különbözik a Komlosaurustól. A mecseki nyomokkal a legnagyobb hasonlóságot a kínai jurában leírt *Shensipus tungchuanensis* mutat (YOUNG 1966 in H HAUBOLD 1974). A kisméretű nyomok ujjai keskenyek, végükön kihajlók, de a talpi rész rövid, széles. Az ujjak között hártyát nem lehet kimutatni. A franciaországi Vandée-ből leírt *Telmantopus tersi* (A F de LAPPARENT-CH MONTENAT 1967) hasz uledékből került elő, alapszabása jó egyezést mutat a Komlosaurusszal, de két alapvető jellegben különbözik attól. Mérete csaknem kétszerese és az ujjak végéhez kapcsolódó hártyát visel. A F de LAPPARENT (1972) az iráni jura képződményekből öt dinosaurus lábnyomtípust ismertetett, amelyek közül egy tetrapod, három ornithopod. Utóbbiak közül az „E” típus méreteiben hasonló, de morfológiájában eltérő a Komlosaurustól.

IRODALOM – REFERENCES

- BEURLIN K 1950 Neue Fahrtenfunde aus den Frankischen Trias – N Jb Geol Palaont Mh 308–320
- CASAMIQUELA R M 1964 Estudios icnológicos – 1–229 Buenos Aires
- ELLENBERGER F – FUCHS Y 1965 Sur la présence de pistes de Vertebres dans la Lotharingien marin de la region de Severac-le-Chateau (Aveyron) – C R Somm Sean Soc Geol France 7 7 (1) 39–41
- FULOP J 1971 Les formations Jurassiques de la Hongrie – Foldt Int Évk 54 (2) 31–46
- GABUNIA L K 1951 Dinosaur footprints from the Lower Cretaceous of Georgia – Doklady Akad Nauk SSSR 89 917–919
- GABUNIA L K 1952 Dinosaur footprints from Mt Sotaphia – Priroda Akad Nauk SSSR 51 122–123
- GAND G 1979 Note sur quelques nouvelles pistes de reptiles observées dans le Trias Moyen du Plateau d'Antully – Bull Trim Soc d'Hist Nat Amis du Mus d'Autun 92 7–20
- HAUBOLD H 1974 Die fossilen Saurierfahrten – Die Neue Brehm-Bucherei 1–168 Wittenberg
- HAUBOLD H – KUHN O 1977 Lebensbilder und Evolution fossiler Saurier – Die Neue Brehm-Bucherei 1–171 Wittenberg
- HUENE F v 1956 Palaontologie und Phylogenie der Niederen Tetrapoden – VEB Gustav Fischer 1–716 Jena
- KARASZEWSKI W 1969 Tracks of Reptilia in the Lower Liassic of the Swietokryzskie Mountains, Middle Poland – Kwart Geol 13 (1) 119
- KARASZEWSKI W 1971 Some fossil traces from the Lower Liassic of the Holy Cross Mts, Central Poland – Bull Ac Pol Sci Ser Sci Ter 19 (2) 101–106
- KORDOS L 1981 Újabb sárkánygyíklábnyom Komlóról – Élet es Tud 25 796
- LAPPARENT A F de 1972 Jurassic Dinosaur footprints of the Kerman Area, Central Iran – Geol Surv Iran Rep 26 5–22
- LAPPARENT A F de – MONTENAT CH 1967 Les empreintes de pas de Reptiles de l'infralias du Veillon (Vendée) – Mém Soc Geol France N S 46 (6–8) 107 1–44
- LASSERTOSSEUR J 1955 Traces fossiles d'activité et leur signification paléobiologiques – Mém Soc Geol France N S 34 (15–24) 74 1–150
- NAGY E 1969 A Mecsek hegység alsóliász kőszénoszlete Foldtan – Foldt Int Évk 51 (2) 1–735
- NOPCSA F 1922 Die fossilen Reptilien – Forsch Geol Pal 2 1–210 Berlin
- NOPCSA F 1926 Osteologia Reptilium fossilium et recentium – Foss Cat I Animalia 27 1–391 Berlin
- SARJEANT W A S 1970 Fossil footprints from the middle Triassic of Nottinghamshire and the middle Jurassic of Yorkshire – The Mercian Geologist 3 (3) 269–282
- TASNÁDI KUBACSKA A 1967 Dinoszaurusz lábnyomok hazánkban – Élet és Tud (24) 1118–1121
- TASNÁDI KUBACSKA A 1968 Az élet fejlődése kepekben – Gondolat Kiadó 115 p Budapest
- TASNÁDI KUBACSKA A 1970 Óriások birodalma – Móra Kiadó 113–121 Budapest
- VADÁSZ E 1935 A Mecsekhegység – Magy Tajak Foldt Leir 1 Budapest
- Vezető a M Kir Foldtan Intézet Muzeumában 1909 – Foldt Int Népszerű Kiadv 1 Budapest

MAJOR FINDS OF SCATTERED FOSSILS IN THE PALAEOVERTEBRATE
COLLECTION OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
(Communication No 8)

by

L KORDOS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

UDC 568 19(116 21 234 373 6)

Key-words vertebrata, dinosauria (*Komlosaurus carbonis* n g n sp),
new names, Lias, Southern Transdanubia (Mecsek Mts)

Dinosaurian footprints from the Mecsek's Liassic
(*Komlosaurus carbonis* n g n sp)

In 1966 GY WEIN discovered, in the opencast mine pit Pécs-Vasas II, a sandstone slab with three footprints which was then sampled by A TASNÁDI KUBACSKA's team. At the same time a fourth, independent footprint was also found (A TASNÁDI KUBACSKA 1967, 1968, 1970). In the summer of 1980, while stripping off the overburden of a coal seam, workers discovered a positive and a negative specimen of another footprint. WEIN's specimen (a slab in the size of a table plate, weighing several quintals) had been badly damaged, two of the three footprints got destroyed, one could be restored, but all three are preserved as a plaster copy now kept safe in the Geological and Palaeontological Department of the Museum of Natural History. Having got damaged, the sandstone slab fell into laminae from which five more footprints could be recovered in the spring of 1981. Upon comparative study of the rather poor footprints of similar age, it is believed now most reasonable to describe the fossil finds from Komló and Pécs-Vasas herein after as a new form.

Classis Reptilia
Ordo Ornithischia

Komlosaurus n ichnogenus

Genoholotypus *Komlosaurus carbonis* n g n sp

Derivatio nominis from composition of the name of the town of Komló and the term saurus

Diagnosis the same as that of the species

Komlosaurus carbonis n ichnospecies

Holotypus Specimen labelled V 12692 (Vt 88) in the Palaeovertebrate Collection of the Hungarian Geological Institute. Two footprints on a sandstone lamina (Fig 1)

Derivatio nominis carbo = coal in Latin, hinting at the recovery of the footprints from a coal-bearing formation

Locus typicus northern third cross-cut, opencast mine pit Pécs-Vasas II (TASNÁDI KUBACSKA 1967)

Diagnosis A dinosaur of small size, tridactylous, bipedal, with narrow and long toe prints and an elongate sole cast

Stratum typicum Mecsek coal formation, Lower Liassic, Hettangian

Paratypoid

- 1 the three footprints from the rock slab discovered in 1966 at Pecs (of which one specimen has been preserved in original and the three combined are available as a plaster mould) Footprints 1–3 (Fig 2)
- 2 An independent footprint fragment recovered in 1966 from Pécs-Vasas Footprint 4 (Fig 3)
- 3 Two more footprints found, in addition to the type specimen, in 1981 in that Pecs-Vasas rock slab discovered in 1966 (one with a positive mould and one with a negative one) Footprints 5–6ab, 7–8 are the holotype
- 4 The positive and negative moulds of the footprint found in 1980 at Komló Footprints 9ab (Figs 4a–4b)

Description The most intact footprint is represented by specimen 9a from Komló which could be safely recovered from the rock. Accordingly, it can be observed that its elongate sole is angularly rounded in its proximal part, that the edge leading to the two extreme toes is arched on the one side and a little undulate on the other. The proximal toe joints show a sudden, funnel-like broadening when adhering to the sole. The toes are symmetrically arranged, narrow, leaving a V-shaped print. The tapering toe tips deviate from the toe axis, thus leaving a shallow print. A narrow skinny film is supposed to have existed between the toes at their junction with the sole.

The characteristic size dimensions of the footprints were measured according to the method proposed by LAPPARENT (1972) (Table 1) which he used for measuring ornithopodal footprints from Iran (Fig 5).

For a correct judgement of the shape of the footprints, it should be taken into consideration, when data are evaluated, that the three footprints discovered in 1966 are in a poor state of preservation, so that A. TASNÁDI KUBACSKA figured their shape differently with the sole part shorter and rounded (A. TASNÁDI KUBACSKA 1967, 1968). The never finds, mainly that of Komló, have enabled us to reproduce correctly the shape of the footprints from 1966 as well.

GERINCES INDEXFAJOK FELSŐ-NEOZÓI RÉTEGTANUNKBAN Hipparion

KRETZOI MIKLÓS

M Áll Földtani Intezet Budapest, Népstadion ut 14
H-1143

ETO 569 723(118 2 439)

T a r g y s z a v a k Hipparion, osztályozás, pliocen, Magyarország

A *Hipparion*-nemzetségre felállított ketszaznal több faji–alfaji taxon rendszer-
tani zavara lehetetlenné teszi a pannon gerinces faunak e vezeralakjának pontosabb
meghatározását. A nehezesség atmeneti athidalására a szerző a magyarországi – sztrati-
grafiaiilag jól rögzíthető koru – lelőhelyek ep *Hipparion*-metapodium anyagának
hosszuság–szelesség adatát veve alapul 7 jól elkülöníthető allometria-típust (egy új
H intrans) tud a Kárpát-medence *Hipparion*jai közt megkülönböztetni és ezek időbeli
elterjedését is korvonalazni. A magyar pliocen *Hipparion*jai ugyanazt a nagyságbeli
fokozatos kisebbedést mutatják, mint amelyet az *Equus* s 1 esetében már regén is-
merünk.

A *Paratethys* területeken fokozatosan tert vesztő tengeri – es tert nyero teresztri-
kus – képződménysorok retegatanak tanulmányozása érhetően igyekszik e kezod-
ményváltás időpontját mindket uledékcsoportból származó index-alakokkal biztosítani,
illetve korrelálni.

Ez a gyakorlat több mint egy evszazad óta ismert. Az utobbi évtizedek' retegani
ismeretanyagának gyarapodása azonban az általában leginkább használt – mert részben
leggyakrabban előforduló, részben viszont aránylag könnyen meghatározható – makro-
fossziliák megjelenésé, illetve kihálási idejének az eddiginel pontosabb rögzítést szukse-
gesse és egyben lehetővé is tette. Így pl az ormányosok első europai felbukkanása mai is-
mereteink szerint (MEIN 1975, FAHLBUSCH 1976 160–167) nem a miocen – mint ko-
rábban hittek –, hanem a (nyugati) felső-burdigali alsó hatarat (eggenburgi–ottnangi ha-
tára) vonja meg. Ezzel szemben a szintén oligocen–miocen határjelzónék tartott *Anchithe-
rum* megjelenése a burdigali aljára esik, tehát kb az egeri–eggenburgi hatarra. Regebben
az *Anchitherium* eltűnésével és a *Hipparion* megjelenésével jeleztük a szarmata–pannon
határt, miközben a két *Equida* nemzetséget egymast kronologiailag kolcsonosen kizaro-
ként tartottuk számon.

Pannon *Hipparion* faunáink viszonylagos gazdagsága es ezeken belül a *Hipparion*
nemzetség domináns faunisztikai szerepe lehetővé teszi egyrészt az *Anchitherium* es
Hipparion nemek „váltásának” tisztázását, másrészt a *Hipparion* megjelenésének, nem
belüli fajváltásának és eltűnésének jobb kronológiai megismerését.

Az *Anchitherium aurelianense* fajt nemrégén még a miocén egyik index-fajaként tartották nyilván. Egyetlen ismert spanyolországi, az alsó-pliocénbe átnyúló előfordulását helyi túlélésként vették tudomásul, eppelsheimi leleteit viszont miocénből történt bemosásnak konyvelték el. A diósi legalsó (KRETZOI 1961: 208–214), a balatonakarattyai (KRETZOI in FODOR, 1971: 217, 222), a rudabányai (KRETZOI et al. 1976: 365–384), valamint az also-ausztriai gaiselbergi (THENIUS 1950: 174–181) alsó-pannon előfordulásai – elvetve a korábbi álláspontot, mely szerint az eppelsheimi leletek egy része a miocénből bemosott – semmi kétséget sem hagynak abban a vonatkozásban, hogy az *Anchitherium* az egész alsó-pannonon végigvonul, legalábbis Közép-Európában (1 táblázat). Külön jelentősége van gaiselbergi, eppelsheimi és rudabányai előfordulásának, mert mindhárom lelőhelyen a Hipparionnal együtt fordul elő. Hozzá kell azonban tennünk, hogy mindhárom helyen már csak ritkaságként lép fel, az *Anchitherium* két elsőként említett előfordulási helyén a fauna uralkodó eleme a Hipparion, mely Rudabanyán a Sudákat és a Hominoideákat követi csak gyakoriságban.

*

A Középső-Paratethys területén a *Hipparion* tekinthető a leggyakoribb szárazföldi fossziliának, ez onmagában is indokolja azt a törekvésünket, hogy – paleontológiai és paleoökológiai jelentőségén túlmenően – rétegtani–kronológiai céljainkra is szélesebb körben hasznosítsuk előfordulásait, melyek gyakorlatilag az egész pannon lelőhelyhálózatra (KRETZOI 1982) kiterjednek.

Az első kérdés, melyre most már határozott választ tudunk adni a *Hipparion* nemzetség felbukkanásának időpontja területünkön. Tekintettel arra, hogy a *Hipparion* invázió azonnal domináns faunisztikai szerepben indul el mindenütt, ahová egyáltalán elér, a kérdésre viszonylag könnyen tudunk válaszolni. Először is megállapíthatjuk, hogy legalsó pannon faunás sorozatunkban *Hipparion* maradványoknak eddig nyomát sem találtuk, ami – említett domináns megjelenésüket figyelembe véve – azt bizonyítja, hogy ebben az időszakban még nem értek el területünket. Ezt igazolja kevésszámú, ebből az időszakból eddig ismert gerincefaunánk is. Sopron, volt BOHR-fele ontodei homoknyerő (KRETZOI 1941: 261–268, VITÁLIS 1954: 370–375), Diósd 1 (KRETZOI 1961: 208–214). Első biztos *Hipparion* leleteink a bodvai emelet szintjéből, a banaticás rétegekből kerültek elő, elsősorban Rudabányáról (KRETZOI et al. 1976: 365–384), ahol – akárcsak a subglobosás rétegekben masutt is – még *Anchitherium* kíséretében fordul elő.

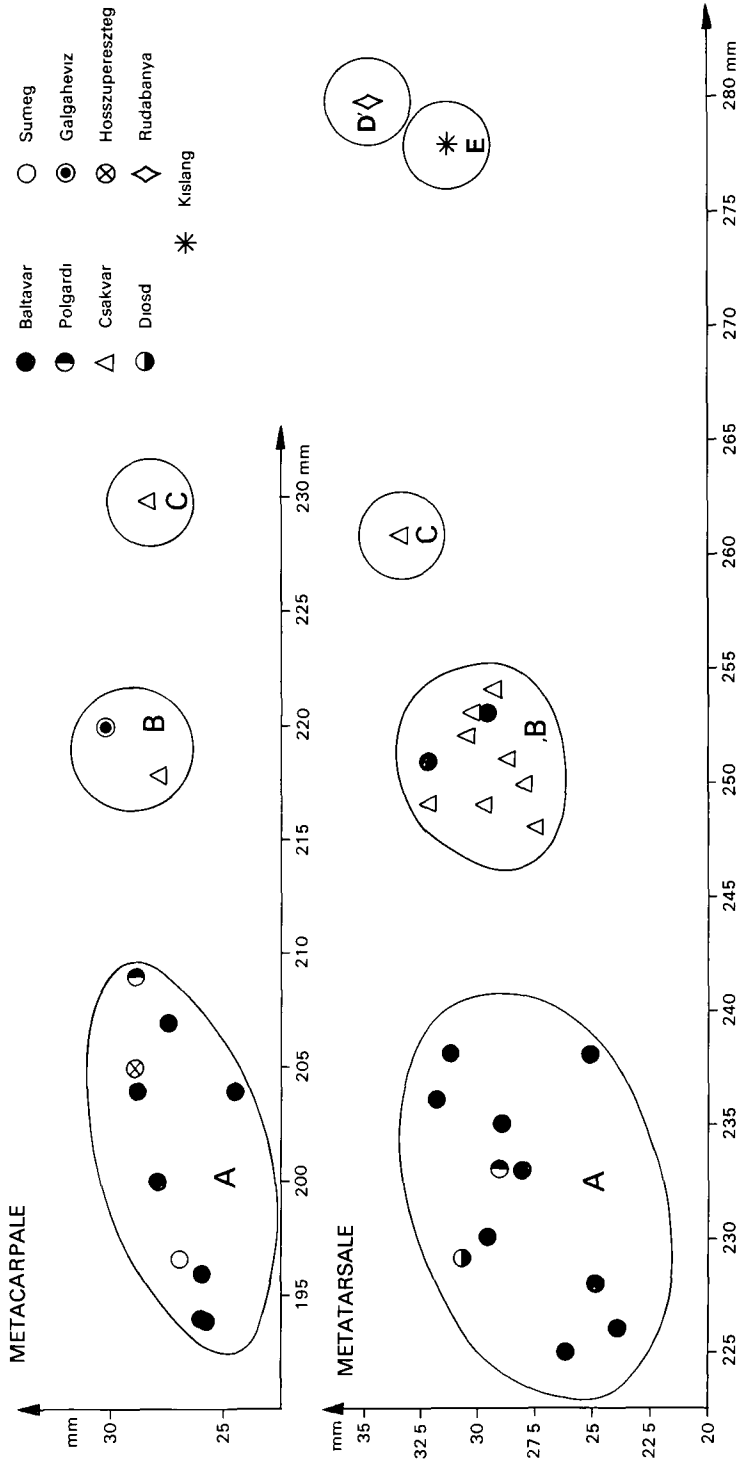
*

Ha *Hipparion* leleteink hatalmas térbeli elterjedésük és leletsűrűségük ellenére sem tudtak a „vezérkövület” szerepének megfelelni, annak igen egyszerű oka van: nagy areális kiterjedésük és így igen változatos ökológiajú területeken való – gyakorlatilag mindenütt domináns – előfordulásuk eleve nagy morfológiai–allometrikus variálást biztosít a nemzetség képviselőinek. Ennek tudható be, hogy ma már csupán az ovilági előfordulások anyagát veve figyelembe, 200-at meghaladó taxon-szamba utkozunk. Ebben a zűrzavarban érthető, hogy jelenleg nem akad olyan specialista, aki egy eurázsiai *Hipparion* leletet faj–alfaj szintű taxonig meg tudna, pontosabban meg merne határozni. Így faunáik do-

A Hipparion-fajok időbeli elterjedése a Kárpát-medencében

1 táblázat

Kor			Anchitherium	H i p p a r i o n	Lelőhelyek
PLEISZTOCÉN	Villányium	Kislangium		↑ "E"	Kislang
		Bere-mendium			
N	Montpellierium	Csarnótanium			
		Ruscium			
E	Baltavarium	Berbalvárium	+	↑	
		Hatvanium			
C	Baltavarium	Sumegium	-	↑	
		Csakvárium			↑
O	Baltavarium	Rhenohassium	↑	↑	
		Bodvaum			↑
I	Eppelsheimium	Monacium	↑	↑	
		Rudabánya („D”)			↑
L	Eppelsheimium	Rudabánya („D”)	↑	↑	
		Diosd, Balatonakarattyá (Anchitherium)			↑
P	Eppelsheimium	Rudabánya („D”)	↑	↑	
		Diosd, Balatonakarattyá (Anchitherium)			↑
MIÓCÉN	Szarmatium	Rudabánya („D”)	↑	↑	
		Diosd, Balatonakarattyá (Anchitherium)			↑



I abra A magyarországi Hipparion-fajok metacarpalis es metatarsalis csontjainak szorasdiagramja (hosszusag szelesseg) <
 Abb 1 Streuungsdiagram der Metacarpalia und Metatarsalia ungarischer Hipparion-Arten (Länge Breite)

minans elemet, a Hippariont vagy csak *Hipparion* sp. ind. jelzessel, vagy a semmitmondó régi általánosítással *Hipparion gracile*, esetleg *H. primigenium* néven sorolják föl. Nem mond többet, ha új, lokális név alatt szerepeltetik *Hipparion* anyagukat, formális diagnózist adva az „új taxon”-ról.

A fogazatra, esetleg a preorbitális mélyedésre, vagy vegtag-aranyokra felállított rendszer csődjéből egyelőre úgy látszik, nehéz lesz kijutni. Szükségmegoldásként azonban a színtek kronotaxonális és populaciostatistikus adatainak rögzítésével populációról populációra fűzve a láncot, megis eljuthatunk egy olyan mikrotaxon-mozaikhoz, mely területi és időbeli fonadékával – ha a rendszertan kérdéseit nem is oldja meg – hozzájárul kronosztratigráfiai ismereteink további gazdagításához. E célból megkíséreltem a *Hipparion*-metapodiumok ép példányait – amelyek a több ezerre rugó *Hipparion* leletszámhoz képest elenyészően kis mennyiséget tesznek ki – metrikusan összevetni és ennek alapján a morfológiailag nem rendszerezhető anyag részére legalább allometriás kategóriákat teremteni. A metatarsalek és metacarpalek hosszúsági és legkisebb szélességi adatainak szórádiagramban való ábrázolásával arra az eredményre jutottam, hogy Hipparionjaink bizonyos kronológiai–morfometriai csoportokba rendeződtek (1. ábra).

A szórádiagramokból egyöntetűen bontakozik ki felső-pannonunk (tehát a baltavári emelet) felső részének, az „*Unio wetzleri*”-s (bértaltavári) lelőhelyeknek a kisméretű, közepesen zomok alakja („A”-forma, valószínűleg *H. microdon* KORMOS), mely esetleg már Sumeg *Hipparion* faunájában is fellép – hatvani előfordulására nincs adatunk –, viszont további „*wetzleri*”-s faunáinkból (Palgárdi, Hosszúpereszteg) szintén ismert.

Másik, az előbbitől élesen elkulonuló, karcsúbb, hosszabb végtagú alak a – csakvári – „B”-forma (*H. csakvarensis* KRETZOI), melyhez hasonló méretű – ha nem is azonos – Baltavárról is előkerült, de ehhez áll legközelebb a galgahévízi metatarsale is. Ebből következik, hogy Csákvár felső-pannonja alsó részének (csakvárium) *Hipparion*ja a típuslelőhelyen kívül esetleg még később (Galgahévíz – sumegium-hatvanium?) is élt. Nem tartanám elfogadhatónak egy csakvári nagy forma létezését, ha azt nem valószínűsítene egy-egy metatarsale és metacarpale. Így azonban ajánlatos lesz egy ritkább, nagyobb alakkal is számolnunk Csákváron („C”-forma). Ennek az alaknak a nagyság-kategóriájába sorolható egy csilleberci (Budapest, XII.) metacarpale és egy Fonyod-pannonjából előkerült Ph₂, melyet – nem lévén diagramokba sorolható – csak így említek.

Bár csak egy metatarsale képviseli, az eppelsheimivel összehasonlítva hatalmas méretei (280 mm hosszúság, 35 mm legkisebb szélesség), viszonylag erőteljes alkata miatt külön kezeltem a – legkorábbi – rudabányai Hippariont („D”-forma – *H. intrans* n. tax.).

Végül a szórádiagram adatai szerint élesen elvalik valamennyi itt szerepelt Hippariontól a kislángi, szintén hatalmas méretű, de karcsú, alsó-pleisztocén (felsóvillányi) *Hipparion* (KRETZOI 1954b: 226, 251–252), mely talán a nemzetseg legkésőbbi európai előfordulása („E”-forma – *H. monturum* KRETZOI).

Mindezekén kívül még számolnunk kell legalább két, jól elkulonítható *Hipparion* alakkal: az egyik a sumegi lelőhely igen kisméretű, ritkább *Hipparion*ja, melyet azonban csak egy metapodium-toredék képvisel (KRETZOI 1978, MS, 1981, MS). Méreteiből a *H. „matthewi”* ABEL ritka előfordulását kell itt feltételeznünk („F”-forma). Utolsoként a godollói (ruscinumi) *Hipparion crassum*-ot („G”-forma) kell említenem, melyet metapodiális anyag hiányában jellegzetes fogazata és méretei alapján sorolhatunk *Hipparion* faunánk tagjai közé (MOTTL 1938: 255–265).

Mindent egybevetve valószínűsíthető, hogy a *Hipparion* nemzetseg első fellepésétől (bodvaikum) kihalásáig (első villányium) a Kárpát-medencéből 7 elkülöníthető metro- (részben morfo-) taxonban eltérő idobeli és térbeli eloszlását jobb áttekinthetőség kedvéért táblázatban foglalom össze – az *Anchitherium* pannonba atnyuló előfordulását is feltüntetve (1 táblázat)

Vegül meg arra kell a figyelmet felhívnom, hogy a Kárpát-medence Hipparionjai a rudabányai orriás-alaktól (280 mm metatarsale hosszúság) a felső-pannon első részén uralkodó közepes méretű csakvári alakon (250–260 mm) keresztül vezet a kis (230 mm koruli) baltavári alakhoz, sőt a még rövidebb *metapodium* felső-pliocén *H. crassum*-ig. Ez a jelenség tökéletes párhuzama annak, amit az *Equus* esetében a pleisztocénben már régóta ismerünk.

IRODALOM – SCHRIFTTUM

- FAHLBUSCH V 1976 Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary (München, April 11–14, 1975) – *Newsl Stratigr* 15 (2/3) 160–167 1 Tab
- KRETZOI M 1927 in O KADIĆ – M KRETZOI Elozetes jelentés a csakvári sziklaüregekben végzett ásatásokról (Vorläufiger Bericht über die Ausgrabungen in der Csakvarer Höhlung) – *Barlangkut* 14–15 1–19 (magy), 40–60 (nem)
- KRETZOI M 1941 Szarmatakorú antilop Sopronból (Neue Antilopen-Form aus dem Soproner Sarmat) – *Földt Kozl* 71 261–268 1. tábla 2 (magy), 336–343 (nem)
- KRETZOI M 1954a Befejező jelentés a Csakvári barlang oslentyani feltárasáról (Rapport final des fouilles paléontologiques dans la grotte de Csákvár) – *Földt Int Évi Jel* 1952-rol 37–55 1. ter. (magy), 55–68 (fr)
- KRETZOI M 1954b Jelentés a kislangi kalabriai (villafrankai) fauna feltárasáról [Bericht über die calabrische (villafranchische) Fauna von Kislang, Kom Fejér] – *Földt Int Évi Jel* 1953-rol (1) 213–238 1–3. abra (magy), 239–264 (nem)
- KRETZOI M 1961 A diósi gerinces-fauna és a miocén-pliocén határ kérdése (Die Wirbeltierfauna von Diosd und die Frage der Miozän–Pliozän-Grenze) – *Földt Kozl* 91 208–214 (magy), 214–216 (nem)
- KRETZOI M 1969 A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigrafiájának vázlata [Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary] – *Földt Kozlem* 17 (93) 179–198 (magy), 198–204 (ang)
- KRETZOI M 1971 in FODOR T-ne Adatok a Balaton környéke alsopannon rétegtanához (Angaben zur Stratigraphie der unterpannonischen Ablagerungen in der Umgebung des Balatonsees) – *Földt Int Évi Jel* 1968-rol 217–221 (magy), 222 (nem)
- KRETZOI M – KROLOPP E – LÖRINCZ H – PÁLFALVY I 1976 A rudabányai alsopannoniai prehomínidák lelőhely florája, faunája és rétegtani helyzete (Flora, Fauna und stratigraphische Lage der unterpannonischen Prahominiden-Fundstelle von Rudabánya – NO-Ungarn) – *Földt Int Évi Jel* 1974-rol 365–384 (magy), 384–394 (nem)
- KRETZOI M 1978 (MS) A Sümeg-gerinci fauna és faunaszakasz – *Kezirat Manuscript*
- KRETZOI M – PÉCSI M 1981 Pliocén és Pleistocén fejlődés és kronológia a Pannóniai-medencében – *Acta Geol Acad Sci Hung* 22 (1/4) 3–32
- KRETZOI M 1982 Fontosabb szorványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében (7) Hipparion-fauna leletek a Kárpát-medence pannóniai képződményeiből (Wichtigere Streufunde aus der Wirbeltierpaläontologischen Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt 7 Funde der Hipparion-Faunen im Pannon des Karpatenbeckens) – *Földt Int Évi Jel* 1980-rol

- MLIN P 1975 Proposition de biozonation du Neogène méditerranéen à partir des mammifères – Actas 1 coloquio internacional sobre biostratigrafia continental del Neogeno superior y Cuaternario inferior Montpellier, 25 IX – Madrid, 11 X 1974 Trabajos sobre Neogeno-Cuaternario 4 Tabl
- MOTTL M 1939 A godolloi vasuti bevagas kozcso-pliocenkori emlosfaunaja (Die mittelphozane Säugetier-fauna von Godollo bei Budapest) – Földt Int Evk 32 (3) 255–265 (magy), 266–350, (nem) I–V t
- THURNIUS L 1950 Über den Nachweis von *Anchitherium aurelianense* im Pannon des Wiener Beckens – Anz osterr Akad Wiss Jg 1950 (8) 174–181
- VITALIS I 1954 A soproni *Deinotherium giganteum* Kaup-fogak – Földt Kozl 84 370–375 3 tab

WIRBELTIER-INDEXFORMEN IM UNGARISCHEN JUNGNEOZOIKUM HIPPARION

von

M KRETZOI

Ungarische Geologische Anstalt Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

UDC 569 723(118 2 439)

K e y - w o r d s *Hipparion*, classification, Pliocene, Hungary

Die auf über 200 angewachsene Zahl der für altweltliche *Hipparion*-Formen aufgestellten Spezies-Subspezies-Taxonen vereitelt praktisch jeden Versuch ein *Hipparion*-Material zu bestimmen. Nachdem aber eben *Hipparion* die dominante und auch übrigens wichtigste Gruppe der nach ihm genannten jungtertiären Faunen vertritt, muss eine nähere Bestimmung dieser Funde um jeden Preis bestrebt werden. Um diesen Ziel etwas näher zu kommen, verglich Verf. die vollständigen Metapodien der *Hipparion*en unserer Sammlungen auf lange Breite miteinander, um etwaige geschlossene Populationen/Taxonen auseinander zu halten.

Gelegentlich dieses Vergleiches ergab es sich, dass tatsächlich taxonal verwertbare Gruppen zu unterscheiden sind, die sich – wenigstens regional-chronologisch – stabil verhalten.

Dementsprechend konnten die ungarischen *Hipparion*-Populationen anhand des gemessenen Metapodien-Materials in folgende 7 Taxonalgruppen (Arten-Unterarten-Populationen) getrennt werden:

1 *Hipparion* sp. "A" (*microdon* KORMOS 1914) – kleine Form (Mc III Länge 194–207, Breite 24,6–29,1; Mt III L 225–238, B 24,3–32,3), verhältnismässig massiv gebaut – Dominant in Baltavár, Polgárdi, Stiefunde von Hosszúpereszteg und Diosd-2 (alle ausgehend von Baltavarium, bzw. Sumegium).

2 *Hipparion* sp. "B" (*csakvarensis* KRETZOI 1954) – grosser (218–220 bzw. 28,0–30,5 und 248–253 bzw. 27,4–32,3) – Dominant in Csakvar (unteres Baltavarium), selten bei Baltavár (oberstes Baltavarium).

3 *Hipparion* sp. "C" – etwas grosser (228–230, bzw. 28,5–30,5 und 261, bzw. 33,5) – Nebenform bei Csakvar, Streufund von Budapest, XII Csilleberc (beide mittleres Baltavarium) und Fonyód (Alter etwa dasselbe).

4 *Hipparion* sp. "D" (*H. intrans* nov.) – Reisenform (Mt 280, bzw. 35 mm), massiv gebaut – Rudabánya (mittleres Eppelsheimium), wohl erste *Hipparion*-Population, die Europa erreichte.

5 *Hipparion* sp. "E" (*morturus* KRETZOI 1954) – ebenso grosse, aber schlanke

(Mt 278–31,7) Form aus dem ausgehenden Altpleistozan (oberes Villányium) von Kislang – der zurzeit bekannte letzte Fund von *Hipparion* in Europa

6 *Hipparion* sp "F" (*minus* PAVLOV 1908 = *matthewi* ABEL 1926) – die Zwergform Sudosteuropas, von Sumeg (mittl Baltavánium) durch ein – unmessbares – Metapodialfragment vertreten

7 *Hipparion* sp "G" (*crassum* GERVAIS 1859) – aus dem Oberpliozan (unteres Ruscinium) von Godollo – in unseren Sammlungen nicht durch Metapodialstücke vertreten

Neben der relativ guten stratigraphisch-chronologischen Einstufbarkeit der 7 angeführten *Hipparion*-Taxa ist es interessant zu bemerken, dass sie sich – im Pliozen – chronologisch ebenso in einer absteigenden Grossenabstufung folgen, wie wir es bei den pleistozanen Arten von *Equus* s 1 schon seit Jahrzehnten kennen

Tabelle 1 Zeitliche Ausbreitung der *Hipparion*-Arten im Karpatenbecken



**MÉLYSÉGI GEOKÉMIAI KUTATÁS ELŐKÉSZÍTÉSE,
KŐZET- ÉS TALAJMINTÁK HIGANYTARTALMÁNAK (AAS)
MEGHATÁROZÁSA**

BARTHA ANDRÁS–FUGEDI P UBUL

M Áll Földtani Intezet Budapest, Nepstadion ut 14
H–1143

ETO 553 3/4 550 4 02
543 42 062 546 49

T á r g y s z a v a k geokémiai kutatás, szinesercek, elemzési módszerek, abszorpcios spektrometria, higany

A mélysegi geokémiai kutatást célszerű egysegesen, 2–3 univerzális indikátorelem segítségével végezni. Ilyennek tekinthetjük a higanyt és a jodot, melyek közül magas illékonyságánál fogva a higany a szulfiderek többsége körül, a jód pedig a rezporfíros ércek körül kiterjedt elsődleges és másodlagos szorodási udvarokat hoz létre. A mélysegi szineserckutatást a KGST-ajánlások alapján, kombinált atmo- és szikla-metallometriai módszerrel kívánjuk végezni. Prognózis-előkészítő munkánk első szakaszában a kőzetminták higanytartalmának zavaró hatásoktól mentes hideggozós atomabszorpcios spektrometriai (AAS) meghatározási módszert dolgoztuk ki.

A hideggozós AAS higanymeghatározásnál egyes elemek (Pt, Se, Te, Ag, Au) a higannyal együtt kiredukálódnak az oldatból, a higannyal amalgamot képeznek, ill. felületi adszorpció révén megkötik azt. Amennyiben ezek az elemek néhány ppm-es mennyiségben vannak jelen, a higanyjel csökkenését, néhány 10 ppm esetén teljes megszűnését eredményezik. A cikkben foglalkozunk ezen zavaró hatások lehetséges mechanizmusával és a kiküszöbölés lehetőségével. A redukciót erősen lúgos közegben végezve a zavaró hatások csak mintegy 3 nagyságrenddel nagyobb zavaróelem-koncentráció fölötti tartományban jelentkeznek. Így a higany jelentősebb nemesfemtartalmú mintákból is zavarmentesen mérhető. A módszer kimutatási határa 0,03 ppm.

Az utóbbi két évtizedben a földtani kutatás során mindinkább előtérbe kerülnek a mélysegi geokémiai kutatási módszerek, melyek az egyéb geokémiai módszerekre általában jellemző kis költségfordítás mellett néhány száz méterig terjedő mélységre szolgáltatnak fontos ércföldtani információkat.

Minél kiterjedtebbek valamely elem szóródási udvarai, annál nagyobb mélységre extrapolálhatók annak felszíni anomáliái. A mélysegi kutatás céljaira tehát többnyire nem az ércetest hasznos komponensei, hanem az ercesedést kísérő, jó migrációképesseggű elemek felelnek meg. Csak korlátozott mértékben használhatók olyan elemek, melyek háttérkoncentrációja kepződményenként erősen ingadozó, mert hazánkhoz hasonlóan bonyolult földtani felépítésű területeken ez az anomáliák értelmezését igen megnehezíti. A kutatási tevékenységet célszerű 2–3 elem meghatározására leszűkíteni, hogy ezzel a vizsgálat sor homogenitása biztosítható legyen. Ezek detektálására jól kidolgozott, rutin-

szeruen vegrehajtható, max 10%-os standard deviációval reprodukálható, nagy sorozatokban végezhető analitikai módszerekre van szükség

A Magyar Állami Földtani Intézet geokémiai osztályán 1977 óta folynak előkészületek a mélyszinti geokémiai kutatási munkák beindítására. A kanadai és főleg a szovjet tapasztalatok alapján első számú indikátorelemként a higany szinte onként adódott. A higany-metallometriai vizsgálatokat kezdetben csak a higanyérctelepek kutatására használták. Az elsősorban a Szovjetunióban végzett elméleti és gyakorlati kutatómunka során azonban tisztázódott, hogy a higany, az alább ismertetett geokémiai sajátosságai folytán a legkülönbözőbb érc típusok fontos járulékos eleme és így univerzális indikátorként használható (A. A. SZAUKOV 1946, J. A. SZERGEEV 1957). A legújabb adatok szerint a higanyanomáliák mélységi értelmezhetősége 200–400 m (V. Z. FURSZOV 1980). A mélységi kutatási munka előkészítő fázisának első – most lezárt – szakaszában a kőzet- és talajminták minőségi és mennyiségi követelményeknek egyaránt megfelelő, korszerű higanyelemzési eljárást dolgoztunk ki.

A higany tipikus szorvanyelem. Klarkja a földkéregben kb. 0,07 ppm, másodkörü és annál idösebb képzödményekben kortól és közettől függetlenül hozzävetőleg azonos. A higany a litoszférában az oxigén után a második legkisebb varianciát mutató elem. Kitermeles határa 0,1% körül mozog (I. G. MAGAKJAN 1974). Ez a klarkhoz képest több mint 10 000-szeres dúsulás. A higany esetenkénti kiugróan nagy koncentrációképeségét jelzi. Az ennek ellenére mutatkozó kis variancia oka az, hogy egyidejűleg – nyomástól és hőmérséklettől szinte függetlenül – a higany intenzív migrációs tulajdonságokat is mutat, és így esetleges dúsulásai a földtani idők folyamán a környező kőzetekben mintegy szétoszorodnak.

A higany a földkéregben tulnyomórészt fémgözként atomos alakban fordul elő. A magmás és hidrotermális tevékenység során elsősorban a szulfidos ércásványokban, az exogén folyamatok eredményeképp pedig a kolloid uledékekben (vas- és mangánérc, bauxit, agyag) halmozódik fel, és ezek körül kiterjedt elsődleges és másodlagos szóródási udvarokat hoz létre. Egyedül a kémiailag stabil, kis szállítási távolság esetében torlatásványként is jelentkező cinnabaritban lekotott higany migrációja csekély mértékű, de ez a litoszféra összes higanytartalmának csak mintegy 5%-át érinti (V. Z. FURSZOV 1977). A geokémiai higanyindikációs vizsgálatok célja ezen szóródási udvarok kimutatása, mert a higanyanomáliák reménybeli érctelepek közelségére hívják fel figyelmünket. Az érctelepektől távolabb a higany még komoly mennyiségben mérhető, míg a többi, kevésbé migráló elem már nem fordul elő ilyen távolságban. A klarkot lényegesen meghaladó mennyiségben (J. A. SZERGEEV 1957).

Fenti értékes tulajdonságainal fogva a higany az érctelepek univerzális indikátorának tekinthető, az irodalmi adatok (A. A. LEVINSON 1974) szerint egyedül a rézporfíros lelőhelyek kimutatására nem alkalmas.

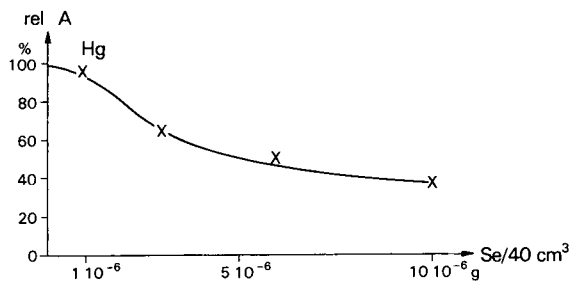
A KGST Földtani Állandó Bizottságának Határozatai (1976) nyomatékosan felhívják a figyelmet az elsődleges szóródási udvarok felderítésén, ill. a talajgázelemzéseken alapuló higanymetallometriai módszerek fontosságára. Módszerfejlesztő tevékenységünket továbbra is főként ebben az irányban kívánjuk folytatni. A kőzetek higanytartalmának meghatározására alapvetően kétféle atomabszorpciós módszer terjedt el.

– Az egyiknél a mintát inert gázáramban hevítik és a felszabaduló higanygököket arany vagy ezüst amalgamátoron megkötik, majd innen melegítéssel felszabadítva atom-

abszorpciós cellába vezetik át (H G HENRY et al 1972, V J MUSCAT et al 1972, J OLAFSSON 1974) J A GOLEB (1971) holdkőzetek és meteoritok higanytartalmát vizsgálta ezzel a módszerrel, és értékes információkat nyert a különböző hőmérsékleten felszabaduló higanygőzök detektálásából V Z FURSOV (1977) szerint a higany különbözőképpen kötött formái, melyek különböző hőmérsékleten szabadulnak fel, alkalmasak az ércetest alatti, ill ércetest fölötti anomáliák elkülönítésére

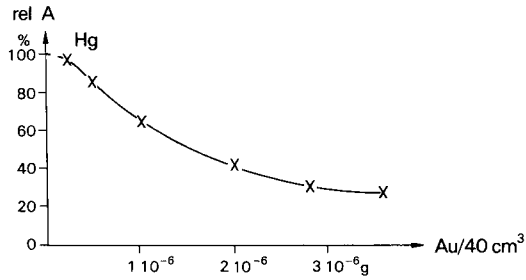
– A másik módszernél a kőzetanyagot feltárják (leggyakrabban nagy nyomású bombában), és a higanytartalmat oldatból határozzák meg, az SnCl_2 -os redukció után levegőárammal vezetik a higanygőzöket az atomabszorpciós kuvettába (W R HATCH et al 1963, S H OMANG et al 1971)

MAGOS L (1971) szerves vegyületek higanytartalmának meghatározására írt le módszert Erősen lúgos közegben CdCl_2 -tartalmú SnCl_2 -dal redukálta a higanyt (A CdCl_2 a szerves higanykomplexek megbontása végett volt szükséges) Foldtani minták esetén célszerű a sorozatelemzésre igen alkalmas oldatos módszerrel meghatározni a higanyt 0,2–0,5 g mintát HCl-HNO_3 eleggyel feltárva SnCl_2 -os redukció után 0,03 ppm kimutatási határ érhető el, mely a higany klarkját tekintve ercindikációk kutatásánál a szükséges szintnél jobb Az oldatos módszer fő előnye, hogy az így feltárt szulfidérces minta oldatából más kalkofil elemek is meghatározhatók lángatomizációs (vagy grafitkemencés) módszerrel Az irodalmi hivatkozások szerint ez a módszer zavaró



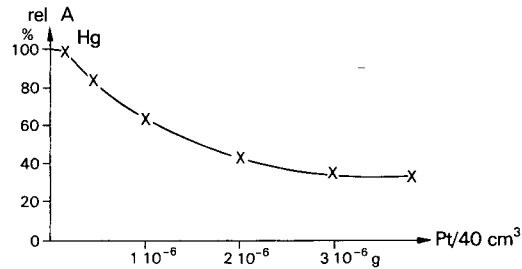
3 abra A Se zavaró hatása a Hg jelére

Fig 3 The sign of Hg as disturbed by Se



1 abra Az Au zavaró hatása a Hg jelére

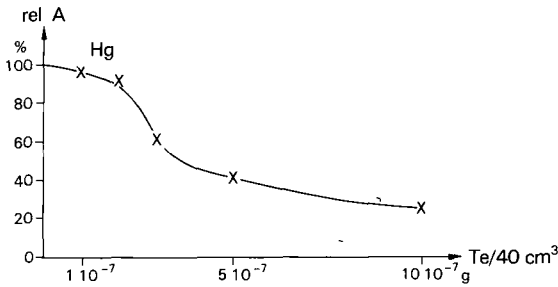
Fig 1 The sign of Hg as disturbed by Au



2 abra A Pt zavaró hatása a Hg jelére

Fig 2 The sign of Hg as disturbed by Pt

hatásoktól (matrixhatás) gyakorlatilag mentes (W R HATCH et al 1968, P C HEAD et al 1973) Bar J Y HWANG et al (1971), valamint S H OMANG et al (1971) felhívják a figyelmet arra, hogy bizonyos fémek esetén komoly matrixhatással kell számolnunk (Au, Ag, Pt stb), akár SnCl_2 -dal, akár hidrazinhidrattal vezeték a redukciót, a zavarások mereteivel és okaival nem foglal-



4 abra A Te zavaró hatása a Hg jelére

Fig. 4 The sign of Hg as disturbed by Te

koztak részletesen. Néhány minta mérésénél mi is tapasztaltunk zavaró hatást olyan fémek részéről, melyek a higanyal együtt kiredukálódva csökkentik a higany jelét. A jelenség mértékének és okainak tisztázása céljából Au, Ag, Se, Te és Pt hatását vizsgáltuk a higany jelére (BARTHA A – IKRÉNYI K. 1981). A méréseket Pye Unicam rendszerű recirkulációs hideggőzös módszerrel folytattuk. Ennél a rendszerrel az SnCl₂ adagolása után megindít-

va a levegőáramot, kb 2 perc múlva alakul ki stacionárius higany jel. A zárt rendszer megbontása után 2–3 perces „kilevegőztetés” alkalmazásával több párhuzamos mérés is elvégezhető egymás után, ill. a mintaoldat után kalibráló méréseket végezhetünk el. A meghatározások során 2 cm³ 10%-os SnCl₂-ot és 2 cm³ 1 l H₂SO₄-at tartalmazó oldathoz adagoltuk a mintaoldatot, ill. a kalibráló mennyiségeket. Az oldatok végtérfogata 35–45 cm³-en belül változott. A hígításnak ezen határok között nem volt hatása a higany jelére.

Az 1–4 ábrán az említett fémeknek a higany jelére kifejtett zavaró hatását ábrázoltuk. Az abszcissza az egyes zavaró elemek összmenységét tüntettük fel 40 cm³ oldattérfogatra vonatkoztatva, az ordinátán pedig a kalibráló mennyiségként alkalmazott 2 · 10⁻⁷ g higany jeléhez, mint 100%-hoz viszonyítottuk az illető zavarók jelenlétében kapott értékeket. Látható az ábrakon, hogy kb. 1,5 · 10⁻⁶ g Au és Pt, 5 · 10⁻⁶ g Se, ill. 3 · 10⁻⁶ g Te már jelentős zavarást eredményez, ilyen mennyiségű zavaró jelenlétében az eredeti jelnek már csak mintegy a felét kapjuk. Ha ezután a zárt rendszert megbontjuk és a higanytartalmat kilevegőztetjük, újabb kalibráló mennyiségű higanyt adva az oldathoz, most már valamivel (5–10 rel %) magasabb értéket kapunk. Ugyanez a jelenség tapasztalható a második és harmadik kilevegőztetés után is. 3 · 10⁻⁶ g Au jelenlétében a 2 · 10⁻⁷ g higany zavarásmentes jelének csak mintegy 30%-át kapjuk. Az első kilevegőztetés után 46%, a második után 62%, a harmadik után 70%-os jel észlelhető. A Hg egy része ugyanis valószínűleg adszorbeálódik a kiváló Te, Au stb. szemcsék felületén. Ennek során az adszorpciosan aktív helyek száma csökken, és az egyes kilevegőztetések után az újra hozzáadott kalibráló mennyiségű higany egyre kisebb százalékban adszorbeálódik. Addíciós módszerrel ez a hatás nem kuszorolható ki a kellő mértékben, mert a kiértékelők meglehetősen gorbultek. Amennyiben nagyobb mennyiségű zavaró fém van a mintában, egyáltalán nem is kapunk higanyjelet, a teljes mennyiség adszorbeálódik, ill. amalgam formában megkötődik. Az Ag nem okoz zavarást, mivel az ezüstionok AgCl csapadékot kepeznek az SnCl₂ kloridion tartalmával, így az oldatból fém ezüst nem redukálódik ki.

0,5 g kőzetminta feltárásakor a zavaró fémek tehát már néhány ppm-es mennyiségben is jelentős jelcsökkenést eredményeznek. A vizsgált zavaró fémek közül a Pt geo-kémiai szempontból a higanyal ellentétes viselkedésű. A Pt ui. elsősorban az alpi típusú hiperbázitokban halmozódik fel, melyek az összes földtani képződménytípus közül a legkevesebb higanyt tartalmazzak. Kisebbségi mértékben fellelhető még a bázisos magmatitokban is. Az egyéb kőzettípusokban koncentrációja < 10⁻² ppm. A többi zavaró elem azon-

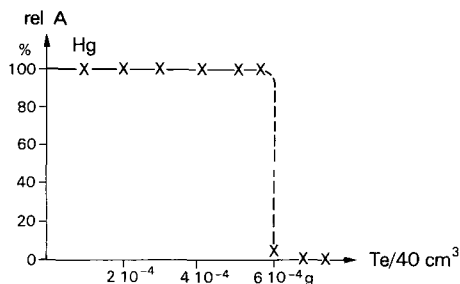
ban a higanyal több-kevesebb rokonságot mutat. A Se és Te geokémiailag a kénnel rokon elem, így főként a szulfokalkofil elemek társaságában fordul elő. Számottevő előfordulásuk alacsony hőmérsékletű higany- és antimontelepekből is ismeretes. Itt 1000 ppm-es koncentrációt is elérhetnek, és a higanyal közös ásványok képzésére is hajlamosak (FOLDVÁRINÉ VOGL M 1975). Az ezüst a polimetallikus és az alacsony hőmérsékletű hidrotermális érlelőhelyek tipikus komponense, sok esetben az arannyal együtt. Az endogén földtani folyamatok során mindkét elem a higanyhoz hasonló módon viselkedik, koncentrációik pedig ennek során a higanyét gyakorta lényegesen meghaladják.

Mivel a redukciós mechanizmusok erősen függenek a pH-tól és a lúgos közegben a hidroxikomplexek az oldatból lassabban redukálódnak ki, megpróbáltuk MAGOS-nak (1971) a szerves higanyvegyületek meghatározására kidolgozott módszerét alkalmazni. A redukciót 20%-os KOH koncentrációjú oldatban végeztük 2 cm^3 10%-os SnCl_2 -dal (mivel szerves higany meghatározást nem végeztünk, a CdCl_2 adagolása szükségtelen volt). A Se, Au és Pt még 3 nagyságrenddel nagyobb mennyiségben sem fejtett ki zavaró hatást, és a Te zavarása is csak lényegesen nagyobb mennyiség esetén jelentkezett.

Az 5. ábrán a Te-nek a higany jelére lúgos közegben kifejtett zavaró hatását mutatjuk be. A savas közegű meghatározáshoz képest 3 nagyságrenddel nagyobb mennyiségű ($6 \cdot 10^{-4} \text{ g}$) Te fejt csak ki zavarást, de akkor a hatás ugrásszerű, a jel gyakorlatilag eltűnik. A jelenség valószínű magyarázata az lehet, hogy a lúgos közegben stabilis hidroxikomplexek lassabban és nehezebben redukálódnak ki az oldatból, és így a meghatározás ideje alatt (~2 perc) meg nem tud megkötődni a higany a felületen. Amennyiben úgy járunk el, hogy 10^{-4} g Te-t előzetesen SnCl_2 -dal összekevertünk lúgos közegben, és csak néhány óra múlva adtuk hozzá a kalibráló mennyiségű higanyt, a Te már szemmel is jól láthatóan kivált az oldatból, és megkötötte a higanygőzöket. Ilyenkor gyakorlatilag nem mertünk higanyjelet. A redukciós idők különbsége az egyik olyan ok, mely lehetővé teszi lúgos közegben a higany zavarásmentes mérését Au, Se, Te és Pt jelenlétében is.

A másik valószínűsíthető magyarázat az lehet, hogy lúgos közegben nemcsak a redukció ideje és mechanizmusa terel el a savas közegű meghatározástól, hanem a felületi adszorpció mértéke is sokkal kisebb. 10^{-3} g Pt már jól láthatóan kiválik az oldatból, de jelcsökkenést megsemmisítő okoz. Ugyanígy nem okozott zavarást az Au és Se sem, ha a korábban említett módon, előzetesen kiredukáltuk őket az oldatból, és néhány óra múlva adtuk csak a rendszerhez a kalibráló mennyiségű higanyt. Ez a jelenség valószínűleg a lúgos közegben mutatkozó kisebb adszorpció hajlamra vezethető vissza.

Érdekes volt az Ag viselkedése. Láthattuk, hogy savas közegben a kiváló AgCl csapadék miatt nem következik be felületi adszorpció, sem amalgamkepződés. Lúgos közeg-



5. ábra A Te zavaró hatása a Hg jelére lúgos közegben

Fig. 5 The sign of Hg as disturbed by Te in an alkaline medium

ben viszont megjelenik az Ag zavaró hatása 10^{-4} g Ag-tartalom fölött az Ag már jól láthatóan kiredukálódik az oldatból, és ez jelcsökkenést is eredményez. Ennek azonban gyakorlati jelentősége nincs, mivel a kőzet feltárása, ill. az ércalkotók kioldása HCl–HNO₃ eleggyel történik, így az ezüst AgCl csapadék formájában a szilikátos maradékkal együtt kiulepszik az edény aljára, és a mintaoldat gyakorlatilag Ag-mentesnek tekinthető.

A lúgos közegben végzett hideggőzös higánymeghatározásnak nemcsak az a nagy előnye, hogy a fenti zavarók esetében is nagy biztonsággal alkalmazható, de a meghatározás körülbelül 50%-kal érzékenyebb is, mint savas közegben. A módszer kimutatási határa kőzetanyagra vonatkoztatva 0,03 ppm, teljesítőképessége 30 minta/nap.

IRODALOM – REFERENCES

- BARTHA A – IKRÉNYI K 1981 Geológiai minták higánytartalmanak atomabszorpcióos meghatározásának problémái – XXIV Magyar Szinkepelemző Vandorgyűlés Előadásai 145–147 Miskolc
- FOLDVÁRINÉ VOGL M 1975 A területi geokémiai kutatás elméleti és gyakorlati módszerei – Földt Int Alk Kiadv 1–240
- FURSZOV V Z 1977 Rтut'-индикатор при геохимических поисках рудных месторождений – Nedra 1–141 Moszkva
- FURSZOV V Z 1980 Глубинный газотитный метод поисков рудных месторождений. In: Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений – Новосибирск
- GOLEB J A 1971 The determination of mercury in small terrestrial and nonterrestrial rock samples by atomic absorption spectroscopy and the study of mercury release at elevated temperatures – Appl Spectrosc 25 522
- HATCH W R – OTT W L 1968 Determination of submicrogram quantities of mercury by atomic absorption spectrometry – Anal Chem 40 (14) 2085 Washington
- HEAD P C – NICHOLSON R A 1973 A cold vapour technique for the determination of mercury in geological materials involving its reduction with tin (II) chloride and collection on gold wire – Analyst 98 53 Cambridge
- HENRY H G – STEVER K R – BORRY W L – HEADY H H 1972 Determination of mercury in low-grade ores – Appl Spectrosc 26 288
- HWANG J Y – ULLUCCI P A – MALENFORT A L 1971 Determination of mercury by a flameless atomic absorption technique – Can Spectrosc 16 (4) 100 Montreal
- Jegyzőkönyv a KGST tagországok és a JSZSZK szakértőinek az 1992. évi 9. témában „Rejtett (felszíni kibúvás nélküli) színesfém lelőhelyek felderítésének és értékezésének módszerei” tartott tanácskozásról – Budapest
- KGST Földtani Állando Bizottságának ülése – Varna (1976)
- LEVINSON A A 1974 Introduction to exploration geochemistry – Calgary, Canada
- MAGAKJAN I G 1974 Metallogenijs – Moszkva
- MAGOS L 1971 Selective AAS determination of inorganic mercury and methylmercury in undigested biological samples – Analyst 96 847 Cambridge
- MUSCAT V J – VICKERS T J – ANDREN A 1972 Simple and versatile atomic fluorescence system for determination of nanogram quantities of mercury – Anal Chem 44 218 Washington
- OLAFSSON J 1974 Determination of nanogram quantities of mercury in sea water – Anal Chim Acta 68 207 Amsterdam

-
- OMANG S H – PAUS P A 1971 Trace determination of mercury in geological materials by flameless AAS – Anal Chim Acta, 56 393 Amsterdam
- SZAUKOV A A 1946 Geokhimiya rtut'i – Tr AN SZSZSZR – Min Geoh Szer 17, Moszkva
- SZERGEEV J A 1957 Metodika rtutometriczeszkij iszszledovanj In Geokhimičeszkije metodu poiszkov rudnuh mesztorozsdenj – Moszkva

PREPARATORY WORK FOR DEEP-SUBSURFACE GEOCHEMICAL
PROSPECTING ON DETERMINING THE MERCURY CONTENT
(AAS) OF ROCK AND SOIL SAMPLES

by

A BARTHA – P U FUGEDI

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

UDC 553 3/4 550 4 02
543 42 062 546 49

Key-words geochemical prospecting, nonferrous metals, analytical methods, absorption spectrometry, mercury

Under Hungary's particular geological and climatic conditions, the most efficient geochemical method of the prediction of potential, deep-situated base metal ore resources is to study the mercury or mercury-iodine contents of primary dispersion aureoles. Before setting to a generalizing metallometric survey, in the "preparations for prediction" stage, analytical methods are worked out. The cold-vapour atomic absorption spectrometry (AAS), a method enabling the determination of the Hg content in rock samples even in the presence of disturbing elements (Ag, Au, Se, Te, Pt), is described.

When this method is used, the afore-listed disturbers are removed by reduction from the solution, together with mercury with which they are amalgamated, i.e. they fix Hg by superficial adsorption. If present in a few ppm quantity in a sample, the disturbing elements will provoke a reduction of the Hg sign, and its total disappearance in case of a few tens of ppm. If reduction is performed in a heavily alkaline medium, the disturbing effects will be felt only at disturber concentrations by about 3 orders of magnitude higher than the figures just quoted. The detectability limit of the method is 0.03 ppm.

KÖZETEK SZERVES ANYAGÁT MEGHATÁROZÓ KÉSZULÉK ISMERTETÉSE (Kerogén analizátor)

IKRENYI KÁROLY

M Áll Földtani Intezet Budapest, Nepstadion ut 14
H–1143

ETO 552 08 543 82
547 992 2

T a r g y s z a v a k elemzési módszerek, muszer, szervesanyag-tartalom, piro-
lizis

A szen- és olajpala-prognosztika igényének megfelelően készüléket konstruáltunk a kőzetek szervesanyag-tartalmának minőségi és mennyiségi vizsgálatára. A mérési módszer a különféle hőmérséklet-programokkal végrehajtott oxidatív és inertgáz-pirolizisen alapul. A különféle mérés technikákkal végrehajtott vizsgálatok eredményei alapján információkat kapunk a szerves anyag – elsősorban a kerogén – összetételéről és viselkedéséről a hőmérséklet megnövekedése esetén.

Celkitűzés

Intézetünkben a kőzetek szerves anyagának összetételére vonatkozó vizsgálatok metodikailag kétirányúak. Az egyik út szerint a kőzettől elválasztják az extrahálható szerves anyagot (bitumoidot) a további vizsgálatok (folyadék és gázkromatográfia, IR spektrometria stb) számára, ez azonban a szerves anyagnak csak kis – mintegy tized – része. A másik járható út a minta derivatográfiai és infravörös spektrofotometriás vizsgálata, amelyeket azonban a minta anorganikus részének, az alapanyagának összetétele befolyásol. A mennyiségi eredményeket szolgáltató derivatográfiai meghatározás során például a szerves anyag illó részének mérését az uledékes kőzet agyagásvány-tartalma lényegesen zavarja az 50–60% szerves anyag alatti tartományban. Márpedig a szénhidrogén-prognosztika és a földtani alapkutatás ennél lényegesen alacsonyabb szervesanyag-tartalom vizsgálatát is igényli (tized százalékokig).

A derivatográfhoz csatlakoztatható termogáz-elemző készülékkel az agyakok viz-tartalmának zavaró hatása kiküszöbölhető, viszont a szerves anyagnak az a része elvész, amely a pirolízis során nem alakul át szén-dioxidá, valamint a minta szulfidásvány-tartalma is zavarja a meghatározást.

A fenti mérés technikai problémák kiküszöbölésére és a kőzetminták szervesanyag – elsősorban kerogén- – tartalmának alaposabb tanulmányozására terveztük és állítottuk össze az alábbiakban ismertetett készüléket.

Műszerünk egy lineáris és lépcsős hőmérséklet-programmal működtethető, oxidatív és inert vivőgázzal, valamint katalitikus utánégetővel működő kén-dioxid és szén-dioxid

erzekeny detektorral ellatott analog kijelzesu termogaz-elemzo keszulek A keszulek alapegységei – mintegy négyszazezer forint ertekben – a hazai muszerpiacrol kerultek ki, a keszulek epitesere 1979–80 evben kerult sor az Intezet szénhidrogén-prognosztikai kutatómunkajanak kereten belül

A keszulek meresi elve

A keszulek pirolizalo cellajaban a mintaanyag kelloen nagy felületen érintkezik a tiszta vivógázzal, amely lehet oxidatív (levegó oxigén), illetve inert (argon vagy nitrogén). A laminárisan áramló vivógáz folyamatosan eltávolítja a mintaszemcse felületéről a pirolízis termékeit, azaz ezeknek a parciális nyomása a minta feletti gázterben közel zérus. A vivógáz nem engedi a mintafelület és a gáztér közötti egyensúly beállását, így az egyébként reverzibilis folyamatokat (parolgas és kondenzálás, CaCO_3 hóbomlása stb.) is irreverzibilissé teszi, másrészt a nullának tekinthető felületi koncentráció miatt meggyorsul a gáztermékek diffúziója a mintaszemcse belsejéből a felületre. Ezek eredményeként a pirolízis folyamatai meggyorsulnak, és a viszonylag lassú hőmérsékletváltozás hatását jól követik. Ez feltétele a pirolízis jó felbontóképességének. Az inertgáz atmoszférás pirolízis során részben desztillációs folyamatok játszódhatnak le, részben a bonyolult összetételű szerves anyag diszproporcionálódik könnyen illó vegyületekre és szénben gazdag részre, végül karbonra (nemkristályos, felületaktív, oxigéntartalmu). Ez ily módon a szénülés geológiai folyamatának gyorsított, atmoszférikus nyomású modelljének tekinthető.

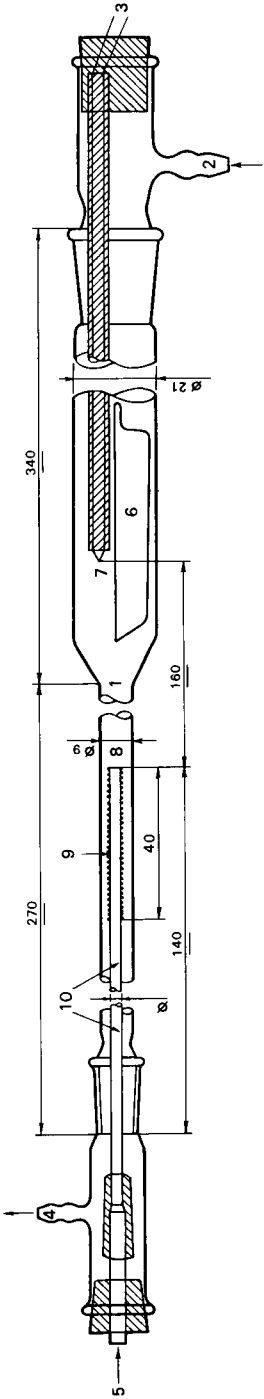
Az oxidatív pirolízis során a levegő oxigénje reakcióba lép illó vegyületek (szerves oxí-vegyületek, szénhidrogének, szén-monoxid, szén-dioxid stb.) keletkezése közben a szerves vegyületek oxidálható csoportjaival, majd feloxidálódik a pirolízis során keletkezett karbon-, ezt követően pedig a minta eredeti karbontartalma (amennyiben a szénülés során eljutott a karbon keletkezéséig). A pirolízis gáztermékeit a vivógáz a katalitikus utanegetőbe szállítja, ahol a szénvegyületek szén-dioxiddá alakulnak át, a termogáz ezután a detektorhoz jut, amelynek koncentráció-arányos jele a rekorderre kerül. A mennyiségi kiertekeles pontossága érdekében integráló típusú detektort használunk, amelynek szén-dioxid specifikus működését a termogáz többi komponense nem zavarja. Zavarást elsősorban a karbonátok hóbomlásából származó szén-dioxid okozhat.

A muszerkonstrukcio

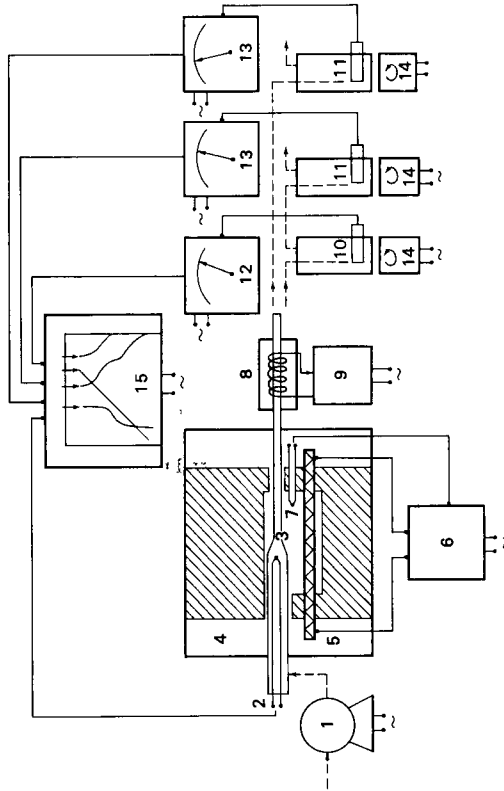
A keszulek kèpítése három fázisban történt

- a katalitikus utanegetővel ellátott pirolizáló cella kialakítása,
- a keszulek alegységeinek elektromos illesztése a mérés és az üzemeltetés igényei szerint,
- a tisztított vivo- és utanegetőgáz ellátásának és a termogáz elnyelési rendszerének kialakítása a savas bontású szén-dioxid meghatározás lehetőségeinek megteremtése mellett

A pirolizáló cella és a katalitikus utanegető kialakításánál a reális mintamennyiséget és ennek celszerű elhelyezését, a gáz-holttér csökkentését, valamint a könnyen kezelhetőséget vettük figyelembe. Kísérleteink alapján a legcelszerűbb cellakialakítás az 1. ábrán látható. A cella három fő egységből áll, a középső kvarc egységhez (1) normálcsiszolattal csatlakozik jobbról a vivógáz-bevezető (2) és termoelem-tartó (3) egység, balról a termogáz-kivezető (4) és az oxigén-bevezető (5) egység. A mintatartó platina- vagy keramiacsonak (6) a forró zóna közepén található, ettől kezdve leszukul a kvarcso a holttér csökkentése érdekében, a minta közepé fölé nyúlik a Pt–Rh/Pt termoelem mérőpontja.



1 abra Pyrolyzáló cella katalitikus utánégetővel
 Fig 1 Pyrolytic cell with the catalytic postburner



2 abra A készülék elektromos kapcsolása
 Fig 2 Electrical interconnections

(7) A termogáz a kvarccsoben a kemencebol kijutva a katalitikus utanegetobe (8) kerul, ahol az izzo, kb 40 mm hosszú platina katalizatoron (9) elegnek a termogáz oxidalható komponensei Inert vivogáz eseten egy 3 mm atmeroju kvarccsovon (10) at oxigen jut az utanegetobe

A keszulek elektromos kapcsolosat a 2 abra mutatja A levego vivogazt membran legszivattyu (*Austen Capex 2*) (1) juttatja a minta homersekletet mero termoelem (2) menten a prolizalo cellaba (3) Az oxidativ pirolizissal vegzett vizsgalatokkal parhuzamosan inertgazban torteno meghatározás is vegezhető, amennyiben iker csokemencet (4) használunk A ket fűtőternek egyeznie kell futoteljesitmeny es hőtehetetlenség szempontjaból A futótellenállások (5) aramellátasáról a precízios homerseklet-szabalyozo (MTA MFKI 553) (6) gondoskodik, amelyet a kemencetér homersékletet mero termoelem (7) vezere A katalitikus utanegeto (8) 500–600 °C-on tartásáról külön fűtőegység (9) gondoskodik A termogáz utja a ken-dioxid elnyeleton (10) at a szen-dioxid elnyeletobe (11) vizs Az elnyeletó oldatok intenzív kevereserol magnes kesverók (14) gondoskodnak Az elnyeletó oldatok koncentraciojat mero muszerek (OP-204/1 és OK-102/1) (12 es 13) jele a negycsatornás rekorderre (*Kutesz 175*) (15) kerul a termoelem (2) feszultsegével egyutt

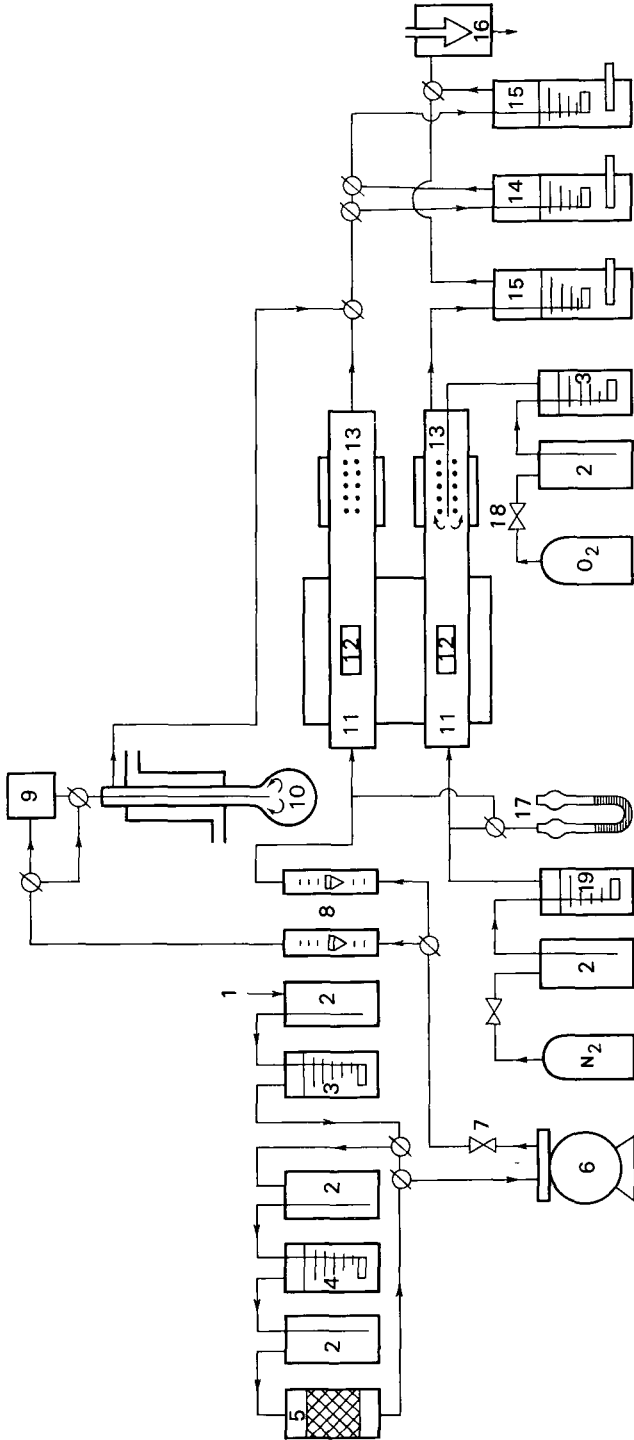
A gazaramlas utja a keszulekben a 3 abran lathato Az oxidativ pirolizishez szukseges levego vivogaz az (1) ponton jut a rendszerbe, amely egy ellentetes irányu gazaramlas ellen biztosito edényen (2) at, majd egy kalium-hidroxid oldatos elnyeleton (3) keresztul elveszti CO₂-tartalmat A vivogáz innen vagy kozvetlenül, vagy a biztosítóedénnyel ellatott tomeny kensavas gazmoson (4) és a szilárd KOH töltettel ellatott tornyon (5) át jut a membran legszivattyúhoz (6) A vivogaz aramlási sebessége tuszeleppel (7) szabalyozható es rotameteren (8) mérhető A vivogaznak innen ket útja lehetséges Az egyik a savadagolo edényen (9) at, vagy azt megkerulve egy reflux hutóvel ellatott savas bontoba (10) jut, majd a karbonatok savas bontasa során felszabadulo szen-dioxidot magaval ragadva a CO₂-elnyeletó (15) fele tavozik A másik uton a levego vivogáz az oxidativ pirolizalo cellába jut (11) és a mintatartóban (12) levo mintabol kilepo termogazzal a katalitikus utanegetón (13) át jut a SO₂-elnyeletobe (14), vagy ezt kihagyva kozvetlenül a CO₂-elnyeletobe (15) Az elnyeletoknek a gazaramlassal szemben tanusított ellenállasa a pirolizalo cellaban nyomásnovekedeshez vezetne, ezért ennek kompenzalasara az elnyeletok után vizsugar legszivattyut (16) kapcsolunk Ezzel beállithato az atmoszferikus nyomás a pirolizalo cellaban, amely higanyos manométeren (17) ellenorizhető Az inert vivogaz aramlási sebessége szeleppel (18) allithato, a vivogazt az esetleges O₂ es CO₂ tartalmától kalium-hidroxidos hidrokionon oldatot tartalmazo moso (19) szabaditja meg Az inertgazos pirolizalo cellaban keletkezett termogaz feloxidalasáról szen-dioxid mentesre mosott segédgaz (oxigen) gor doskodik A termogaz innen a CO₂-elnyeleton (15) es a nyomaskiegyenlítő elszivason (16) át hagyja el a rendszert

Merestechnikak

Az uledékben a szerves anyag különbozó méretű szemcsékből áll, amelyek egymással es a pelites szemcsékkel aggregálódnak, gumós, illetve lemezes kifejlődésű reszecskeket, külön fazist kepeznek A kolloid szemcse sem homogén kémmailag, osszetétele radiálisan változik A szerves anyagot alkotó nagyszámú vegyület osszetétele általában nem ismert (nehany kis molekulasulyu illó komponenst kivéve), a kiindulási anyagtól es a metamorfózis fokától függően polimerizált, polikondenzált, illetve aromatizált óriasmolekulák halmazát alkotja Ezért a kerogen anyag megelemzése – a szeretlen közetalkotók mennyiségi elemzéséhez hasonlóan – nem lehetséges

Készülékünket úgy alakítottuk ki, hogy az analitikai információkat a szerves anyag reakcióképességre alapozzuk A reakciók (spontán hőbomlás, oxidáció, oxidativ pirolizis) nemcsak a szerves anyag osszetételétől függenek, hanem jelentős mértékben a kísérleti körülményektől is Ezért három különbozó méréstechnikát alkalmazunk

- oxidativ pirolizis a hőmérséklet egyenletes emelése mellett (lineáris hőprogram),
- inertgáz atmoszferás pirolizis (spontan pirolizis) a hőmérséklet egyenletes novelese mellett,



3 abra A készülék gázáramlási rendszere

Fig 3 Gas-system interconnections

– oxidatív pirolízis a hőmérséklet ugrásszerű növelése és hőtartás mellett (lépcsős hőprogram)

A lineáris hőprogramú pirolízis során a derivatográfhoz hasonlóan a mintatér hőmérséklete egyenletesen emelkedik (általában $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot percenként), és a minta feletti gáz-tér tényleges hőmérséklete kerül regisztrálásra. Az így kapott felvételtől nyerhetjük a legtöbb kvalitatív információt, amelyek alapján a szerves anyagot minősíthetjük. Erről a felvételtől állapítjuk meg azokat a pirolízisszakaszokat, amelyeket a lépcsős hőprogram szerint fogunk vizsgálni.

Az inertgáz atmoszférás pirolízis esetén is egyenletes felfűtést alkalmazunk. Az inert vívőgázzal érkező termogázhoz a katalitikus utánégető előtt oxigént adagolunk ($20\text{--}40$ térf. % oxigén). Az így kapott felvételeken az illékony szerves anyagok kidesztillálását és a spontán pirolízist követhetjük nyomon a hőmérséklet függvényében. Ezenkívül fontos mennyiségi jellemzőt számíthatunk ki az eredményből: az illó szerves anyag karbonban kifejezett százalékos részarányát az összes szerves anyaghoz képest ($100\text{ }C_{\text{org}}^{\text{illó}}/C_{\text{org}}^{\text{össz}}$).

Amennyiben a spontán pirolízis görbéje több lépcsőből áll, az egyes frakciók részaránya is kiszámítható. Ezek alapján következtetéseket lehet levonni a szerves anyag maximális szénhidrogén-leadó képességéről, közvetve pedig a szerves anyag metamorfózisa során leadott szénhidrogénről.

A lépcsős hőprogrammal végzett oxidatív pirolízis során a minta hőmérsékletét több lépcsőben az oxidatív pirolízis főbb bomlási szakaszainak középhőmérsékletére állítjuk, és 30 percen át izoterm körülmények között folytatjuk a pirolízist. A lépcsőzetesen végrehajtott hőbomlás egyes lépcsőinek egymáshoz és az összes karbonhoz ($C_{\text{org}}^{\text{össz}}$) való aránya minőségi jellemzője a szerves anyagnak.

A jelen cikk a szervesanyag-meghatározó készülék ismertetésére kíván szorítkozni. A készülék kalibrálása ismert összetételű szerves anyagokkal, illetve ismert szervesanyag-tartalmú kőzetmintákkal, valamint a módszer felhasználása a prognosztikai kutatásokban további publikációk tárgyát képezi.

A készülék paraméterei

Futási sebesség $3\text{--}30\text{ }^{\circ}\text{C}$ perc

Hőmérséklettartomány $20\text{--}1000\text{ }^{\circ}\text{C}$

Mintamennyiség $9\text{--}1000$ mg pontott minta

Kijelzési tartomány $0,01\text{--}9,30$ mg C_{org}

Vívőgázáram 10 ± 2 l/ora levegő, 7 ± 2 l/ora Ar vagy N_2

Gáznyomás a mintatérben atmoszferikus ± 2 kPa

Áramgény 220 V, max 10 A

Méret $1,6 \times 1,2 \times 0,8$ m

Méresi tartomány (maximalis) $0,01\text{--}100\%$ C_{org}

Optimalis mérési tartomány $0,5\text{--}10,0\%$ C_{org}

A C_{org} meghatározás szorosa az optimalis merestartományban $3\text{--}4\%$ (rel. stand. dev.)

Meg kell jegyezni, hogy a szerves anyag sűrűsége (fajsúlya) és keménysége többnyire eltér az anyakövetétől, így az előkészítés során a minta inhomogenitáshoz vezető szeparalódás jöhet létre, amely a vizsgálat szórást tetemesen megnövelheti.

Összefoglalás

Az Intezetünkben folyó kőszén- és olajpala-prognosztikai kutatás mérő módszereinek továbbfejlesztésére a kőzetek szervesanyag- – elsősorban kerogen – tartalmát elemző készüléket terveztünk és készítettünk. A módszer az oxidatív és inertgáz atmoszférában lejátszódó pirolízisfolyamatok vizsgálatán alapul lineárisan vagy lépcsőzetesen növekvő hőmérsékletprogram alkalmazása mellett. A pirolízis során keletkezett termogáz a katalitikus utánégető és a kén-elnyelő után a szén-dioxid érzékeny detektorra jut. A C_{org} koncentrációval arányos jel – a minta hőmérsékletet mérő termoelem jelével együtt – a többszoros rekordra kerül. A pirolízis jellegzetes szakaszai és lépcsői megállapíthatók a regisztrátumról, a különböző mérés technikákkal készült felvételekről pedig a mennyiségi mutatók is kiszámíthatók.

A minta szulfid- és agyagásvány-tartalma nem zavarja a C_{org} meghatározást, viszont jelentősebb mennyiségben a karbonátok pozitív hibát okozhatnak (különösen a sziderit), ezért a minta karbonáttartalmát ajánlatos a pirolízisvizsgálatok előtt eltávolítani.

PYROLYTIC KEROGEN ANALYSIS

by

K IKRÉNYI

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion ut 14
H-1143UDC 552 08 543 82
547 992 2

Key - words analytical methods, instruments, organic materials, pyrolysis

Due to the ever increasing demand on investigations required by the prospecting for hydrocarbons, a new instrument has been produced to analyse the organic materials content of rocks. The method is based upon the investigation of pyrolytic processes in oxidizing and inert gas atmosphere running either linear or stepped temperature programme. The carrier gas takes the pyrolytic gases across the catalytic postburner and the sulphur absorber into the carbon dioxide sensitive detector (integrating type). The sign of the detector, which is proportional to the concentration of the C_{org} and the sign of the thermo-couple measuring the temperature of the sample, are registered on the same recorder. The typical straights and steps of pyrolysis can be identified on the registered graph, and the pyrolyses carried out under different conditions supply some quantitative results (factors) to qualify the organic materials involved. The optimum range of determination is 0.5–10.0% C_{org} where the relative standard deviation is 3–4%. With no interference of sulphide and clay minerals, the carbonates, especially siderite, can cause a positive error in the determination of the organic materials, so it is suggested to eliminate the carbonate content of the sample before pyrolysis.