

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1984. ÉVRŐL



RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVI JELENTÉSE
AZ 1984. ÉVRŐL

ГODOVOЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ЗА 1984 Г

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR L'ANNÉE 1984

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF 1984

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1984

MŰSZAKI KONYVKIADÓ, BUDAPEST
1986 DECEMBER

Szakrefereus

DR NAGY ELEMÉR

Szerkesztő

PIROS CHRISTA

Fordító

KECSKÉS BÉLA

Nyelvi lektor

DR DUDICH ENDRE

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet
Felelős kiadó DR HÁMOR GÉZA



Egyetemi Nyomda — 86 4767 Budapest, 1986
Felelős vezető Sumeghi Zoltán igazgató

Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Budapest, 1986

Műszaki vezető Kőrösi Károly

Műszaki szerkesztő Metzker Sándor

A könyv formátuma B5

Terjedelme 56,75 A5 ív + mellékletek

Példányszám 1030

Papír minősége 120 g műnyomó

Betűcsalád és -meret Extended, gm/gm

Azonossági szám 01613

Ábrák száma 158

TARTALOM — CONTENTS

CSERNY T · Gelei Gáborra emlékezete	7
CSALAGOVITS I Zentai Peter emlékére	11

Szerkezetföldtan

BREZSNYÁNSZKY K — HAAS J — SZ KILÉNYI É — RUMPLER J Magyarország 1 500 000 méretarányú harmadidőszaki képződmények nélküli földtani térképe	15
DUDKO A A Velence — Balatonfő terület variszkuszi szerkezetalakulása	23
LELKESNÉ FELVÁRI GY — F P SASSI — D VISONÁ A Soproni-hegység kristályos képződményeinek pre-alpi és alpi fejlődéstörténete	65
MÉSZÁROS J Szerkezetföldtani szempontok Csehbánya — Bakonyjákó — Bakonybél térségének bauxitperspektíváihoz	95
NÉMEDI VARGA Z A Tengelic 1 sz szerkezet- és vízkutató-, valamint a Tengelic 2 sz alapfúras összehasonlító földtani és szerkezeti vizsgálata	103
MOLDVAY L Észrevételek a Magyar-kozéphegységre vonatkozó neotektonikai és fototektonikai adatokhoz	115

Rétegtan

HAAS J — TÓTHNÉ MAKK Á — GÓCZÁN F — ORAVECZNÉ SCHEFFER A — CSALAGO- VITS I A kovaskáli alsó-triász alapszelvény faciológiai és rétegtani értékelése (Kk 9 sz fúrás)	127
BUDAI T — KOVÁCS S A Rezi Dolomit rétegtani helyzete a Keszthelyi-hegységben	175
KOVÁCS S Conodonta-biosztratigráfiai és mikrofácies vizsgálatok a Rudabányai- hegység ÉK-1 részén	193
GYALOG L — ORAVECZNÉ SCHEFFER A — DETRE Cs — BUDAI T A földolomit és feküképződményeinek rétegtani helyzete a Keszthelyi-hegység K-1 részén	245
GIDAI L Az eocén képződmények tagolásának és korbesorolásának kialakulása a Dél-Bakonyban	273
KÓKAY J Balaton menti bádendi képződmények	289
FRANYÓ F — ELEK I — RAVASZ Cs — KROLOPP E — SZÉLES M A dánszentmiklósi K-338 sz (802,3 m-es) fúrás földtani eredményei	301

Nyersanyagok genetikája és kutatása

JOCHÁNÉ EDELÉNYI E A Keszthelyi-hegység ÉNY-1 előterében végzett bauxit elő kutatás földtani eredményei	319
--	-----

JURÁSZ E Halimbai és németbányai bauxitok scanning elektronmikroszkópos vizsgálatából levont néhány genetikai következtetés	333
HAAS J — JOCHÁNÉ EDELENYI E — CSASZAR G — PARTÉNYI Z A bakonyi szenon kőszénösszetétel képződési körülményei	343
GYARMATI P — KOZÁK M — SZÉKYNÉ FUX V A telkibányai opáteleőfordulás földtana és genetikája	355
VICZIAN I — KOZÁK M — SZOÓR G Markazit, copiapit és romboklasz az úrsai alsó pannóniai kavicsösszetételben	377
DÉR J — VENKOVITS I A MÁFI pilisborosvári vízmegfigyelő kútesoportjának vizsgálati eredményei	389
NAGY B A gyöngyösorszi ércesedés ásványtani felépítése	403

Őslénytan

SIEGLNÉ FARKAS Á A Bacsalmás I sz fúras (Dél-Alföld) szenon képződésének palynostratigráfiaja	425
C DIAZ OTERO. Őslénytani és paleoökológiai megfigyelések a Sierra de Cubitas kréta képződésénél	461
DETRE CS — ROTH L — SZILÁGYI F Tiroites cassianus (Quenstedt) az Aggteleki-hegységből	515
PARTÉNYI Z Az első Placenticeras polyopsis (Dujardin) lelet a magyarországi szenonból	519
KONDOS L A hasznos és szentendrei felső-miocén horesgogok (Cricetidae, Mammalia) rendszertani és rétegtani vizsgálata	523

Aktuálgeológia, szedimentológia

RADÓCZ GY Recens tengeri aljzatminták gyűjtése és vizsgálata a Magyar Állami Földtani Intézetben	555
LELKES GY Recens trópusi sekélyvízi karbonátos üledékek szedimentpetrográfiai vizsgálatának eredményei I Kuba (Batabanó-obol, É-i part)	561
NAGY I A reverz rezsedimentáció és a mészszip-allapot tartosságának bizonyítéka a mecseki felső-jura—alsó-kréta mélytengeri mészkövekben	591

Dokumentáció, információ

SOMOS L Komplikált földtani alakzatok kétdimenziós szimulációja	611
FORDÓS I -NÉ—VARGA J -NÉ A Magyar Állami Földtani Intézet Mikrofilm Laboratóriuma a földtani kutatás szolgálatában	635
A Magyar Állami Földtani Intézet munkatársainak publikációi 1984-ben	639

* * *

CSEERNY T In memoriam Mrs Gábor Gelei	9
CSALAGOVITS J In memoriam Peter Zentai	13

Structural geology

BREZSNYÁNSZKY K — HAAS J — SZ KILÉNYI É — RUMPLER J Geological map of Hungary with the Tertiary peeled off, scale 1 500 000	20
DUDKO A Variscan tectonics of the Vence—Balatonfő area	47
LELKES-FELVÁRI GY — SASSI F P — VISONÁ D Pre-Alpine and Alpine developments of the Austriac basement in the Sopron area	94
MÉSZÁROS J Prospects of bauxite exploration in the Csehbánya—Bakonyjákó—Bakonybél area tectonic considerations	102

NÉMEDI VARGA Z A comparative geological and structural study of boreholes Tengelic 1 (structure-exploration and water-prospecting) and Tengelic 2 (key drilling)	112
MOLDVAY L Remarks to the neotectonic and phototectonic record of the Hungarian Mid-Mountains	126

Stratigraphy

HAAS J — TÓTH-MAKK Á — GÓCZÁN F — ORAVECZ-SCHEFFER A — CSALAGOVITS I The Lower Triassic key section of Koveskál interpretation in terms of facies and stratigraphy (borehole Kk 9)	151
BUDAI T — KOVÁCS S Contributions to the stratigraphy of the Rezi Dolomite Formation [Metapolygnathus slovakensis (Conodonts, Upper Triassic) from the Keszthely Mts (W Hungary)]	184
KOVÁCS S Conodont-biostratigraphical and mikrofacies investigations in the Hungarian part of the northeastern Rudabánya Mts	244
GYALOG L — ORAVECZ-SCHEFFER A — DETRE Cs — BUDAI T Stratigraphic position of the Hauptdolomit and of the rocks underlying in the E Keszthely Mountains	272
GIDAI L L'histoire de la subdivision stratigraphique et de la datation des formations éocènes dans la partie du S de la Montagne de Bakony	285
KÓRAY J Badenian Formations by Lake Balaton	299
FRANYÓ F — ELEK I — RAVASZ Cs — KRÓLOPP E — SZÉLES M Geological results of borehole K 338 at Dánszentmiklós	317

Mineral Resources Genesis and Exploration

JOCHA-EDELÉNYI E Bauxite Prospecting in the NW foreland of the Keszthely Mountains	331
JUHÁSZ E Genetic conclusions from a scanning elektron microscope study of bauxite samples from Halimba and Németszánya (Transdanubia, Hungary)	342
HAAS J — JOCHA-EDELÉNYI E — CSÁSZÁR G — PARTÉNYI Z Genetic circumstances of the Senonian coal measures of the Bakony	353
GYARMATI P — KOZÁK M — SZÉKY-FUX V Geology and genesis of the Telkibánya opal Tokaj Mts, Hungary	374
VICZIAN I — KOZÁK M — SZOÓR Gy Marcasite, copiapite and rhomboclase in Lower Pannonian gravels at Uzsa (Central Transdanubia)	385
DER I — VENKOVITS I Resultats des études des données du groupe des piézomètres de l'Institut Géologique de Hongrie à Pilsborosvar	401
NAGY B Mineralogy of the ore mineralization of Gyongyosoroszi	423

Paleontology

SIFGL-FARKAS Á Palynostratigraphy of the Senonian from borehole Bácsalmás-1 (S Great Hungarian Plain)	434
DIAZ OTERO C Cretaceous formations of the Sierra de Cubitas (Camaguey Province, Cuba) palaeontological and palaeoecological observations	514
DETRE Cs — ROTH L — SZILÁGYI F Tirolites cassianus (Quenstedt) from the Aggtelek Range (NE-Hungary)	518
PARTÉNYI Z Placenticerus polyopsis (Dujardin) first find from the Senonian of Hungary (preliminary report)	521
KORDOS L Upper Miocene hamsters (Cricetidae, Mammalia) of Hasznos and Szentendré a taxonomical and stratigraphic study	538

Actuo-Geology and Sedimentology

- RADÓCZ GY Sampling of modern sea bottoms and study of sea bottom samples at the Hungarian Geological Institute 559
- LELKES GY Petrographical studies on recent tropical shallow-water carbonate deposits I Cuba (Gulf of Batabano, N Coast) 588
- NAGY I Evidence of reverse resedimentation and lasting lime mud state in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous bathyal limestones of the Mecsek Mountains 601

Dokumentation and Information

- SOMOS L Two dimensional simulation for complicated geological forms 634
- FORDÓS-BOZO M — VARGA-BREITIGAM É The Microfilm Laboratory of the Hungarian Geological Institute in the service of geological research 638
- Publications by the staff of the Hungarian Geological Institute in 1984 639

* * *

GELEI GÁBORNÉ EMLÉKEZETE

CSERNY TIBOR

Mély megrenduléssel értesültünk hirtelen, tragikus haláláról

GELEI GÁBORNÉ (sz. GALINA FILIPOVA) 1944 február 19-én született a Moszkva melletti Noginszk városában, munkáscsaládban. Általános és középiskoláit szülővárosában végezte el, ahol az utolsó iskolai év elvégzésekor már az Ujnoginszki szövőgyárban dolgozott. Egyéves szovónői munka után felvételt nyert az Ordzsönikidze nevet viselő Moszkvai Földtani-kutató Egyetemre. Az egyetemen a Banyamérnöki kar hidro- és mérnökgeológusi szakát végezte el jó eredménnyel 1967 decemberében. Az egyetemen ismerkedett meg GELEI GÁBORRAL, akihez 1967 januárjában férjhez ment.

Egyetemi tanulmányainak befejezése után, Magyarországra való végleges áttelepüléséig, egyetemének Hidrogeológiai Tanszékén gyakornokként dolgozott. 1968 április végén költözött Magyarországra, ahol június elejétől a Magyar Állami Földtani Intézet dolgozója lett. A Dunántúli Építés- és Vízföldtani osztály keretébe tartozó balatonfuredi mérnökgeológiai laboratóriumban asszisztensként kezdte meg munkáját. Hallatlan szorgalma, szerénysége és közvetlensége miatt hamar megszerették kollégái, és segítettek neki a kezdeti nyelvi és egyéb nehézségek leküzdésében.

1969 márciusában megszületett Gabriella lánya, 1971 májusában pedig András fia, akikkel 1973 elejéig volt gyermekgondozási szabadságon. Ez idő alatt nagyszerűen alkalmazkodott a magyarországi (számára külföldi) viszonyokhoz, elsajátítva a magyar nyelvet, egyúttal tanulmányozva a Balaton környéki és szakmáját érintő magyar szakirodalmat. Ennek köszönhető, hogy munkájához visszatérvén, aktív részese lehetett a Balaton környéki építés-földtani térképezésnek. 1973-ban kapcsolódott be a térképezés terepi és térképszerkesztői munkába. Az első évek kemény és szorgalmas munkával teltek, sok energiát fektetett abba, hogy minden szempontból elsajátítsa a munkájához szükséges önállóságot. 1973-ban a „Fonyód”, 1974-ben a „Szigliget” jelű atlaszok felvételezői és szerkesztési munkái, valamint magyarázóinak megírása



GELEI GÁBORNÉ
1944 – 1984

volt első onálló munkája Szemmel láthatóan, feladatról feladatra nőtt gyakorlata, onbizalma A Balaton környéki építésföldtani térképezés egyik megbízható, szakmailag hozzáértő, lelkes végrehajtója lett Szeretett szakmai vitákban résztvenni, voltak jó meglátásai, de el tudta fogadni mások véleményét is, ha arról meggyőzték 1975-ben a „Zánka” jelű lap teljes terepi és kamerális munkáit elvégezte, 1976-ban a Badacsonytordemici lap felvételezésén dolgozott A Tapolcai-medence szerelmese lett Részt vett a Badacsony környéki tájvédelmi korzet földtani szakvéleményének elkészítésében Mongóliában tett kb 1 hónapos tartózkodása után gyakran betegeskedett Ezért a Badacsonytordemici lap atlaszának elkészítése és magyarázójának megírása is 1977-re maradt 1978-ban a Balatonedericsi lap atlaszának és magyarázójának elkészítésével befejezte a Tapolcai-medence építésföldtani kutatásait Terveiben szerepelt a terület regionális építésföldtani kiértékelése, összegezve terepi munkájának eredményeit 1979 januárjában megszületett Viktor nevű fia, akivel kb másfél évig tartózkodott gyermekgondozási szabadságon Otthonléte alatt befejeződtek a Balaton környéki 1 10 000 ma építésföldtani térképezés felvételező munkái, megkezdődött az elkészült atlaszok 1 20 000 ma tematikus térképvariációinak egységesítése és az összefoglaló magyarázó megírása 1980 végén e munkákba kapcsolódott ismét vissza A Tapolcai-medence földtani észlelési, földtani és építésföldtani térképváltozatainak egységesítését végezte el nagy alaposággal A Balaton környék 1 10 000 ma építésföldtani térképezési programjának befejezése után már nem kapott újabb szakmai feladatot, mivel férje új munkakori megbízása miatt családjával együtt Moszkvába költözött Itt, szülőhazájában érte utol tragikus hirtelenséggel korunk legszörnyűbb, mindeddig gyógyíthatatlan betegsége Halálával három kiskorú gyermeke édesanyját, férje hűségese és odaadó feleségét, barátai egy nyílt szívű, vidám természetű kollégát, a szakma pedig egy tehetséges és szorgalmas kutatót veszített el

GELEI GÁBORNÉ SZAKIRODALMI MUNKÁSSÁGA

- FODOR T-NÉ—MOLDVAY L —SZÉKELY F —JÓSA E —SIMON A —SAJO J 1970 A Balaton környékének építésföldtani térképsorozata Magyarázó a „Balatonfüzfő” jelű térképsorozathoz — Földt Int Adattár 9599, kézirat
- LOVÁSZ GY 1973 Magyarázó a Balaton környékének 1 10 000 ma építésföldtani térképsorozatához Fonyód — Földt Int Adattár 4862, kézirat
- FOLDI M —GÚÓTH P —SCHAREK P 1974 Jelentés a VSZEGINGEO—MÁFI 1972—75 évekre jóváhagyott „A 1 100 000—1 25 000 ma építésföldtani térképezési módunk kidolgozása” c témában való egyuttműködés 1974 évben Moszkvában megtartott konzultációjáról — Földt Int Adattár 4743, kézirat
- Magyarázó és észlelési magyarázó a Balaton környékének 1 10 000 ma építésföldtani térképsorozatához Szligiget—Badacsonytomaj-D 1974 — Földt Int Adattár 5133, kézirat
- MOLDVAY L —SCHAREK P —GÚÓTH P —CSERNY T 1975 Jelentés a VSZEGINGEO—MÁFI 1972—75 évekre jóváhagyott „A 1 100 000—1 25 000 ma építésföldtani térképezési módunk kidolgozása” c témában való egyuttműködés 1975 évben Moszkvában megtartott konzultációjáról — Földt Int Adattár 5430, kézirat
- ZARÁND CS 1975 Magyarázó a Balaton környékének 1 10 000 ma építésföldtani térképsorozatához Zánka — Földt Int Adattár 9598, kézirat
- CSERNY T —GÚÓTH P 1977 Jelentés a belgrádi Geozavodnal 1977 december 12—17 között tett tanulmányútról — Földt Int Adattár 6804, kézirat

Magyarázó a Balaton környékének 1 10 000 ma építésföldtani térképsorozatához
Badacsonytordemic 1977 — Foldt Int Adattár 7804, kézirat
— CSERNY T — GUÓTH P 1981 Badacsony környékének építésföldtana — Foldt Int
Évi Jel 1979-ről 283—292

IN MEMORIAM MRS GÁBOR GELEI

by

T CSERNY

MRS GÁBOR GELEI (GALINA FILIPOVA) was born in a worker's family on 19th February, 1944 in the town of Noginsk, near Moscow, (USSR) She attended primary school and secondary school in her native town. On completion of her studies, she was already working in the Ujnoginsk weaver mill. After one year in the factory she was admitted to the Ordzhonikidze Geological University in Moscow. She graduated from the hydrogeological and engineering geological section of the engineering geological faculty in December 1967. She got acquainted with her husband at the university who married her in January 1967.

After graduation she was employed at the Department of Hydrogeology at the same university as an assistant before she moved to Hungary late in April 1968. She got a job with the Hungarian Geological Institute in June and started working as an assistant in the engineering geological laboratory of Balatonfüred, belonging to the Transdanubian Engineering- and Hydrogeological Department.

Her daughter Gabriella was born in March 1969 and her son András in May 1971. She had been on childcare leave until the beginning of the year 1973. By that time she excellently had adapted herself to the conditions in Hungary. Having learned the Hungarian language she studied the geological literature on the Balaton area and other regions of the country. As a result, on return to her job she could join the engineering geological mapping of the Balaton area. She took part in the field mapping and also in editorial work. Her first individual works were the surveying and editorial work for the atlases "Fonyód" and "Szigliget" in 1973 and 1974, respectively, as well as the explanatory notes. She became one of the reliable, competent, enthusiastic specialists of the engineering geologic mapping of the Balaton area. In 1975 she performed the whole of the field and office of work on the "Zánka" map sheet. In 1976 she was surveying the Badacsonytordemic map sheet. She "fell in love" with the Tapolca basin and participated in the geological study the nature conservation area at Badacsony. By the preparation of the atlas of the Balatonederics sheet and its explanatory note she finished her engineering geological research in the Tapolca basin. She also planned a regional engineering geological evaluation of the area, as a summary of her field work. Her son Viktor was born in January 1979, and she was on childcare leave for about one and a half year. At the end of 1980 she rejoined the work on geological surveying of the Tapolca basin as well as the unification of the geological and engineering geological map varieties compiled for the area. After the completion of the mapping programme of the Balaton area on a scale of 1:10 000, she moved back to Moscow, due to her husband's new assignment there.

There, in her native country she died because of the most terrible disease of our age for which there is no medicine at present Her death deprived her small children of their mother, her husband of his faithful wife, her friends of an open-hearted and cheerful colleague and geology of a talented and diligent research worker

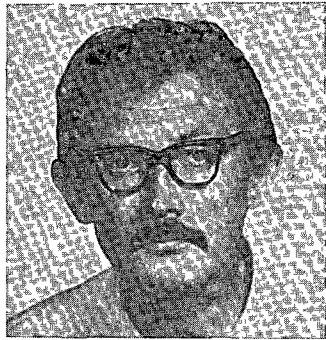
ZENTAI PÉTER EMLÉKÉRE

CSALAGOVITS IMRE

Dobbenten fogadtuk a hírt, hogy kollégánk és barátunk ZENTAI PÉTER nincs többé 1984 június 6-án bekövetkezett váratlan halálával az intézet kiemelkedő képességű főmunkatársát, családjá, szűkebb környezeté szeretetre-méltó, pótolhatatlan tagját veszítette el. Akik személyesen ismerték, tudták, akik csak munkáit olvasták vagy hallgatták előadásait, érezhették, hogy különleges tehetségű, különös egyéniség volt. Fájdalom, hogy korai halála megakadályozta életművének lezárását, de eredményeit mérlegelve így sem maradhat kétségünk afelől, hogy ZENTAI PÉTER halálával a magyar szinképanalítika és geokémia egyik legkiválóbb művelője távozott el közülünk.

ZENTAI PÉTER már iskolai tanulmányai alatt kitűnt kiváló képességeivel, elmélyultságával, szerény, csendes magatartásával. Kitüntetéssel érettségizett a Kolcsey Ferenc gimnáziumban, majd az Eotvos Loránd Tudományegyetem vegyész-hallgatója lett. Az egyetem elvégzése után szűkebb vegyész érdeklődésének megfelelően a Geofizikai Intézet geokémiai laboratóriumába került, ahol tudományos segédmunkatársként a Tokaji-hegység hidrogeokémiai vizsgálatával foglalkozott. Már első kutatói éve alatt megtalálta későbbi munkássága két fő vonalát, az ercgeokémiát, de mindenekelőtt az optikai emissziós szinképanalízist. Első tudományos sikere az utóbbi területen született „a P transzformáció K állandójának feketedés függéséről” c. 1960-ban írt dolgozata általános elismerést aratott. A fiatal, tanulmányait épp’ hogy befejező fiatal kutatót vendégelőadóként visszahívta volt egyeteme.

A Tokaji-hegységben megkezdett terepi geokémiai vizsgálatának gyors vége szakadt. Átszervezés következtében 1962-ben a Magyar Állami Földtani Intézetbe került, ahol tudományos munkatársként megbízták a szinképanalitikai laboratórium újjászervezésével és vezetésével. Nagy lendülettel, sok ötlettel látott munkához. Befejezte a Tokaji-hegységben megkezdett kutatá-



ZENTAI PÉTER
1937–1984

sait és az e témában írt, ma is alapmunkának számító, friss szemléletű dolgozata újszerűségével általános elismerést aratott. Ő maga legfőbb eredményének mindig azt tartotta, hogy sikerült néhány év alatt olyan színeképlaboratóriumot kifejlesztene, amely a továbbiakban képes volt az egyre terebélyesebbé vált intézeti ritkafémkutatás bonyolult analitikai feladatainak megoldására.

Csoportvezetői megbízásával egyidejűleg 1962-től feladatai módosultak a hetvenes évek agrogeológiai vizsgálataitól eltekintve, fő figyelme a színeképanalitika elméleti és gyakorlati problémái felé fordult. Az intézeti ritkafémkutatási programhoz kapcsolódva, foglalkozott a magyarországi nyersanyagok Pt- és Re-tartalmának vizsgálatával, de leginkább a színeképanalitika és a geokémiai adatfeldolgozás gyakorlati problémái érdekelték. E tárgykörben összesen 14 magyar és idegennyelvű publikációja jelent meg. 1973-ban elkészítette és tudományos szakbizottság előtt megvédte „A színeképelemzés geokémiai alkalmazásának problémái” c. kandidátusi disszertációját. Fájdalom, hogy ez a sokat ígérő munka halálával immár orokra torzó marad.

ZENTAI PÉTER alapító tagja volt a KGST standardizációs munkabizottságának, az analitikai közetstandardok előállítását, vizsgálatát, hitelesítését és alkalmazásuk propagálását mindig legfontosabb feladatai közé sorolta. Hozzáértése, tájékozottsága és egyszerűsége alapozta meg a munkabizottságban élvezett tekintélyét és megbecsülését, amelyet a KGST Végrehajtó Bizottságától kapott kitüntetés is bizonyít. A hazai elismerés sem maradt el, munkásságát a Kozmopontú Foldtanú Hivatal Elnöki Díjában, közéleti tevékenységét a Gépipari Tudományos Egyesület javaslatára a Kohó- és Gépipari miniszter elismerésben részesítette.

Az elhunyt túl nem becsülhető érdeme, hogy képességeit, tudását onzenzenul a köz szolgálatának szentelte. Az általa kifejlesztett módszertani újításokat szinte valamennyi hazai földtani laboratórium alkalmazza.

A hazai és nemzetközi kémiai analitikai közélet közismert, sokrabecsült alakja volt. Világos, szellemes előadásaira mindig különleges figyelem fordult. Tréfás, hasonlatoktól, találó kitérőktől, példázatoktól színes előadásai mindig nagy szakmai és személyes sikert arattak. Érvélesei szellemesek voltak, okfejtéseiben mindig volt valamilyen tiszteletet parancsoló elegancia. Nem volt kenyere a szabályozott, rendszeres, időhoz kötött munka, nem volt minden szabályt betartó példás munkaerő. Látszólag alkalmazkodó volt, de belül ontorvénnyű, elvetett minden társadalmi konvenciót, amely belső meggyőződésével, felvilágosult szellemével nem volt összhangban.

Személyiségére emlékezve bámulatosan művelt, művészetért rajongó embert idéz fel emlékezetünk. Rajongott a zenéért, Bachért és a modern jazzért egyaránt, Thomas Mann szelleméért, és a groteszk humorú modern művekért.

A kibontakozó betegsége miatt aggódókat — ma már tudjuk — túl későn hallgatta meg, noha élete utolsó két éve ismét a részleges gyógyulás, a fellendülés, a nagy tervek kovácsolásának időszaka volt. Visszatért régi munkakedve, újrakezdte fiatalkorában félbehagyott geokémiai vizsgálatait. Váratlan halála talán emiatt lett még fájdalmasabb valamennyiünk számára.

A nagy megmértetés a jövő feladata lesz, de mi társai, az intézet dolgozói, barátai biztosak vagyunk benne, hogy kiváló munkák, nagyszerű előadások, felejthetetlen beszélgetések, egy igaz humanista emléke maradt meg orok-ségként.

Dr Zentai Péter tudományos közleményei

- TOROK T A P-transzformáció K állandójának feketedés függéséről — Magyar Kém Folyóirat, 66 480—482 1960
- TOROK T Über die Schwarzungsabhängigkeit der Konstante K der P-Transformation — Acta Chim, 30 11—19 1962
- Geokémiai térképezés a Tokaji-hegységben — Foldt Int Évi Jel 1962-ről 437—447 1962
- Természetes anyagok színképelemzése és a Scheibe-Lomakin egyenlet állandói — Magyar Kém Folyóirat 70 533—540 1964
- Novij metod gidrohimičeszkov poizski rudnih mesztorozsdenij Razvedka i Ohrana — Nedra 2 62 1964
- A geokémiai kutatás mintaanyagának színképelemzési problémái — Doktori dissz Budapest, 1964
- A Tokaji-hegységi geokémiai adatok feldolgozásának tapasztalatai — Foldt Int Évi Jel 1963-ról 265—278 1965
- Geokémiai adatfeldolgozás és térképszerkesztés módszerei és alkalmazása — Foldt Int Évi Jel 1964-ről 603—608 1966
- Hazai nyersanyagok rénumtartalmának vizsgálata — Foldt Int Évi Jel 1965-ről 563—565 1967
- Spectrochemical Methods for Geochemical Purposes — Acta Chim, 53 323—333 1967
- NAGY B Recki ércminták platínatartalmának vizsgálata — Foldt Int Évi Jel 1967-ről 351—353 1969
- Some properties of the spectrochemical data and their utilization for geochemical purposes — Bol Geol y Min 80 (5) 463 1969
- NAGY B Hazai szulfidércék platinafém tartalmának vizsgálata — Foldt Int Évi Jel 1968-ről 399—403 1970
- VÍGH A -NÉ Some instrumental problems of the sensitive spectrochemical analysis of the transitional elements — BAN Izv na Fiz Inszt ANEB 21 207—211 1971
- VÍGH A -NÉ Visuelle spektralanalyse geologischer proben — Vizuální Spektr 96—98 Praha 1972
- A színképelemzés szerepe és alkalmazása a korszerű geokémiai kutatásban — Foldt Int Módsz Kozl 1 7—16 1972
- Chemistry of rocks and natural waters — MÁFI—UNESCO Int Post-graduate training course on the principles and methods of Eng Geol Budapest 1975
- Chemistry of rocks and natural waters — MÁFI—UNESCO Int Post-graduate training course on the principles and methods of Eng Geol 2nd course, Budapest 1979

IN MEMORIAM PÉTER ZENTAI

by

I CSALAGOVITS

PÉTER ZENTAI's sudden death on the 6 of June 1984 deprived the Hungarian Geological Institute of a gifted senior scientist, his family and closer friends of a kind and irreplaceable man. Those, who knew him personally, were acquainted with his works but also those who only read his works or attended his lectures could feel that he was an unusual personality of special talents. Alas, his early death prevented him from the completion of his life work but, judging on his results, there is no doubt that death deprived us of one of the most successful Hungarian specialists in spectrometry and geochemistry.

PÉTER ZENTAI was distinguished by excellent abilities, enthusiasm and a modest, silent behaviour. He finished the Ferenc Kolcsey secondary school

with a diploma of merit, then he studied chemistry at the L. Eotvos University, Budapest. After his college years, he found a job at the geochemical laboratory of the Geophysical Institute. He was in charge of hydrogeochemical research in the Tokaj Mountains as a junior scientist. The two main lines of his work became ore geochemistry and optical emissional spectrometry. His first achievement was obtained in the latter field by the paper written in 1960 entitled "On the Diffuse Density Dependence of the K constant of the P transformation" was a general success. The newly graduated young scientist was invited by his own university as a guest lecturer.

The field geochemical investigations in the Tokaj Mountains were stopped rather soon. As a result of a reorganization he was directed to the Hungarian Geological Institute in 1962 where he was in charge of the reestablishment of the spectrometrical laboratory and was appointed its head as a senior scientist. He set to work full of energy and ideas. Nevertheless he completed his investigations in the Tokaj Mountains and his paper published on the theme, gained general reputation for its fresh approach and novelty and is looked upon as a basic work even today. P. ZENTAI himself considered his main achievement the fact that he could develop a spectrometrical laboratory within a few years capable of solving the complicated analytical tasks imposed by the expanding rare metal prospecting programme of the Institute.

Along with his appointment to the post of head of team his tasks were modified from 1962 on. Beside agrogeological studies in the 70's his attention was focused on the theoretical and practical problems of spectrometry. In connection with rare metal prospecting by the Institute he also took part in the analysis of Hungarian raw materials for Pt and Re, but his main interests were the practical questions of spectrometry and geochemical data processing. He has published 14 papers in this field in Hungarian and other languages. In 1973 he completed and defended his candidate dissertation on "Problems of the Geochemical Application of Spectrometry" before a committee of experts. This rather promising work will remain a torso because of the death of Péter Zentai.

PÉTER ZENTAI was one of the founders of the working group on standardization of the Permanent Geological Commission of COMECON. The preparation, testing and calibration of standard rock samples and the popularization of their use were always his main concern. His competence, wide knowledge and diligence earned for him authority and respect among the working group members. This is evidenced by the diploma of merit awarded by the Executive Committee of the COMECON. His work was also recognized in Hungary. Possessed a certificate of merit from the President of the Central Office of Geology. His public activity was recognized by the Minister of Metallurgy and Mechanical Engineering on the recommendation of the Scientific Society of Mechanical Engineering.

The deceased had the invaluable merit of devoting his giftedness and knowledge to the service of public interest. His innovations are used in almost all the geological laboratories of Hungary.

The evaluation of his life's work is still to be done, but we, his colleagues, the staff of the Institute Survey, his friends are sure that he left a rich heritage including excellent works, brilliant papers, unforgettable discussions, the memory of a true humanist.

**MAGYARORSZÁG 1·500 000 MÉRETARÁNYÚ
HARMADIDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEK NÉLKULI
FOLDTANI TÉRKÉPE**

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY*—HAAS JÁNOS**—SZ KILÉNYI ÉVA***—
RUMPLER JÁNOS****

* Központi Foldtani Hivatal Budapest, Iskola u 19/27
H-1011

** M Áll Foldtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

*** M Áll Eotvos Loránd Geofizikai Intézet Budapest, Columbus u 17/23
H-1145

**** Geofizikai Kutató Vállalat Budapest, Gorkij fasor 42
H-1068

ETO 551 71/ 77 551 4 528 9(439)

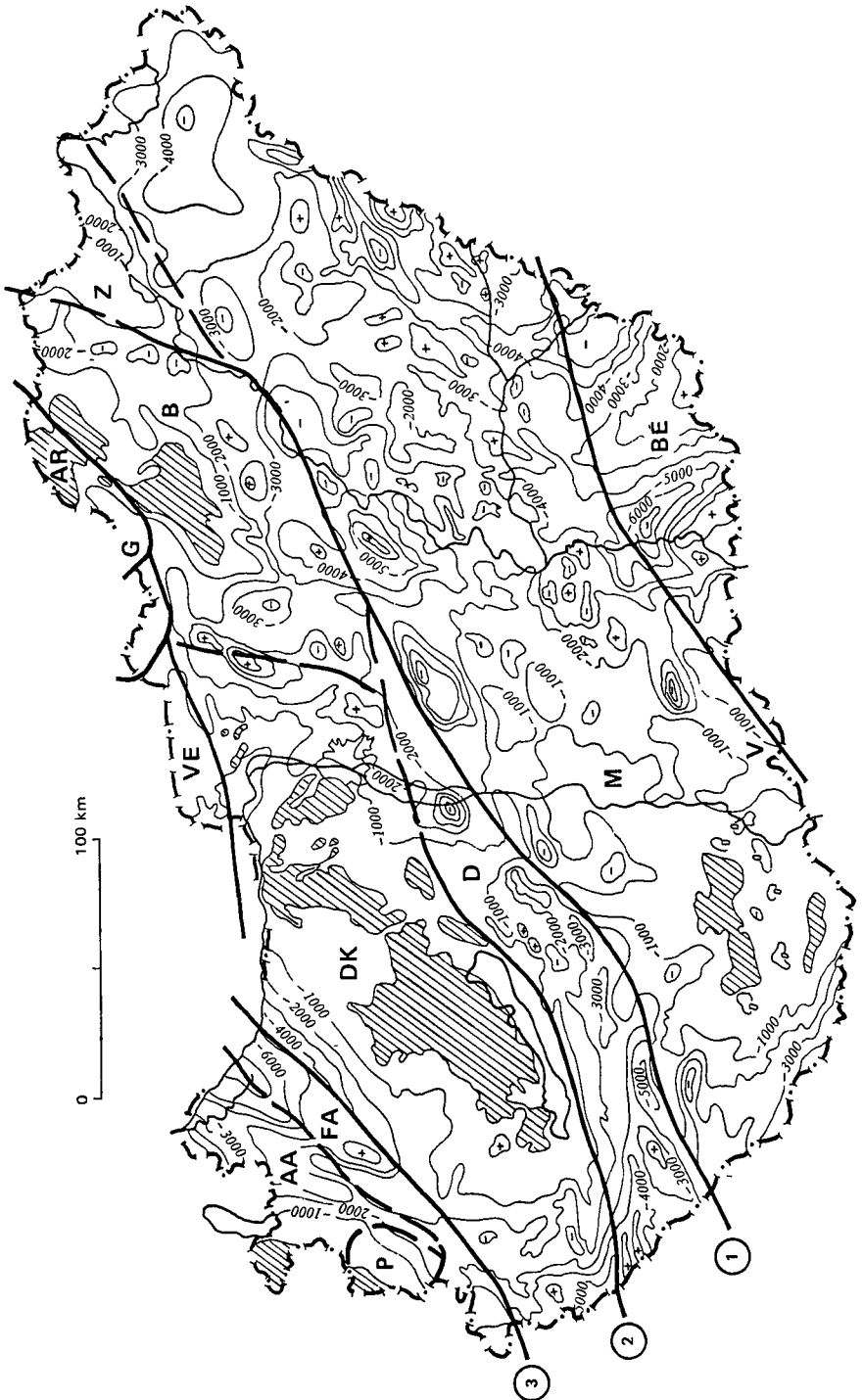
T a r g y s z a v a k medence-morfológia, foldtani térkép, szerkezeti
elemek harmadidőszaknál idősebb képződmények, Magyarország

Magyarország 1 500 000 ma Foldtani Atlasza egyik lapjaként, a szakemberek széles körű összefogásával elkészült az ország harmadidőszaki képződmények nélküli foldtani térképe. Az 1967-ben megjelent korábbi térkép elkészülte óta a mélymedencék területén kb 1500, a hegységperemeken kb 3000 különböző célzatú mélyfúrás mélyült le, és elkészült több tízezer km hosszúságú szeizmikus szelvény, alapvetően megváltoztatva a medencealjazatról kialakított korábbi képet.

A térkép két, egymást tartalmilag kiegészítő, egymásra helyezve szerkesztett egységet alkotó részből áll. Az egyik a foldtani képződmények területi eloszlását bemutató térkép, a másik a medenceterületek szintvonalas mélységtérképe. A felszíni foldtani térképből levezetett jelkulcs a medenceterületek ismeretességi fokának függvényeként módosult. A szerkezeti elemek nagyvonalú korbesorolása mellett hármast, fontossági osztályozásukat is tükrözi a jelkulcs. A mélységtérkép megszerkesztését — az igen egyenlőtlen területi eloszlású mélyfúrás adatokon kívül — zömmel geofizikai adatok (szeizmikus reflexiók, refrakciók, geoelektromos, gravitációs stb) tették lehetővé. Szoros összefüggés van a mélységmeghatározás pontossága és az adott terület foldtani felépítése között, melynek alapján háromféle típus-terület különböztethető meg.

Néhány évvel ezelőtt kezdődtek meg Magyarország 1 500 000 ma Foldtani Atlasza megvalósításának nagyszabású munkálatai a M Áll Foldtani Intézetben. Azóta sorra készülnek el a térképlapok, köztük az ugyancsak e sorozat keretében az ország harmadidőszaki képződmények nélküli foldtani térképe.

A térkép létrehozása a hazai szakmai gyakorlatban szinte példa nélkül állóan széles körű összefogás eredménye. A Foldtani Intézet munkatársai mellett az alábbi intézmények sok-sok szakembere vett részt a munkálatokban: Központi Foldtani Hivatal, Országos Kőolaj- és Gázipari Troszt, Geofizikai Kutató Vállalat, Kőolajkutató Vállalat (Szolnok), Kőolaj- és Foldgázbányászati Vállalat (Nagykanizsa), Eotvos Loránd Geofizikai Intézet, Mecseki Ércbányák Vállalat, Eotvos Loránd Tudományegyetem (Budapest), József Attila Tudományegyetem (Szeged). A Szerkesztő Bizottság tagjai főszerkesztő.



FÜLOP JÓZSEF és DANK VIKTOR, szerkesztő BARABÁS ANDOR, BARDÓCZ BÉLA, BREZSNYÁNSZKY KÁROLY, CSÁSZÁR GÉZA, HAAS JÁNOS, HÁMOR GÉZA, JÁMBOR ÁRON, SZ KILÉNYI ÉVA, NAGY ELEMÉR, RUMPLER JÁNOS, SZEDERKÉNYI TIBOR, VOLGYI LÁSZLÓ A szerkesztés munkájában közvetlenül részt vevők mellett az alapadatok tudományos és műszaki előállítását biztosító intézmények, szakemberek sokasága működött közre

Az Alp—Kárpát—Dunári rendszerben kulcsfontosságú helyet elfoglaló Pannóniai-medence aljzatáról 1967-ben jelent meg egy, akkor úttörő jelentőségű 1 500 000 méretarányú földtani térkép Az azóta eltelt csaknem 20 év alatt a mélymedencék területén lemélyült kb 1500, a hegységperemeken kb 3000 különböző célzatú mélyfúrás, és elkészült több tízezer km hosszúságú szeizmikus szelvény Ezek az adatok, valamint a szerkezeti, rétegtani ismeretek fejlődése alapvetően megváltoztatta a medencealjzatról kialakított képet Az Országos Alapszelvény Program keretében folyó mélyfúrási és felszíni vizsgálatok, a hazai sztratotípusok kijelölése, a litosztratigráfiai osztályozás bevezetése révén jelentős az előrehaladás a hazai rétegtanban Általánosan elfogadottá vált a lemeztektonikai szemlélet, kulföldi és hazai publikációk sora foglalkozik a térség szerkezeti egységeinek és azok fejlődésének kérdéseivel, és több témában nagy jelentőségű, alapozó tanulmányok születtek A medencealjzat új térképének elkészítése tehát időszerű volt

A térkép tulajdonképpen két, egymást tartalmilag kiegészítő, egymásra helyezve szerves egységet alkotó részből áll Az egyik a földtani képződmények területi eloszlását ábrázolja, a másik a medenceterületek szintvonalas mélységét

A térkép, miként a címe is mutatja a terciar képződmények elhagyásával szerkesztett szintet, azaz a prepaleozóos, paleozóos, illetve mezozóos képződmények felszínét ábrázolja Földtani, fejlődéstörténeti szempontból a szenon előtti idősík bemutatása talán indokoltabb lenne, de a földtani térkép és a túlnyomórészt geofizikai adatokon nyugvó mélységtérkép között az előbbi megoldás biztosította inkább az összhangot E térkép az új 1 500 000 ma földtani térképhez hasonlítva a kibúvások területeken, annak bizonyos szempontból egyszerűsített, bizonyos szempontból továbbfejlesztett változata Az egyszerűsítést a medenceterületek eltérő, alacsonyabb ismeretességi foka kívánta meg, a továbbfejlesztés a képződmények egységenkénti csoportosításában, a facies és regionális összefüggések feltüntetésében nyilvánul meg

1 ábra Magyarország harmadidőszak előtti képződményeinek szintvonalas mélységtérképe és szerkezeti—facialis egységei

I Tisza egység *M* = Mecsek egység, *V* = Villány egység, *BE* = Békés egység, *Z* = Zemplen egység *II* Alptípusú egységek *P* = Pennin egység, *AA* = Alsó kelet-alpi takaró, *FA* = Felső kelet-alpi takaró, *DK* = Dunántúli-középhegység egység, *D* = Közép-Dunántúli egység, *B* = Bukk egység, *G* = Gomor egység, *AR* = Aggtelek—Rudabánya egység, *VE* = Vepor egység — Torési ovek *1* Közép-magyarországi, *2* Balaton, *3* Rába A sraffozott területek kibúvást jelölnek

Fig 1 Depth contour line map of Hungary's pre-Tertiary basement and its litho-tectonic units

I Tisza unit *M* = Mecsek unit, *V* = Villány unit, *BE* = Békés unit, *Z* = Zemplen unit *II* Alps-type units *P* = Penninic unit, *AA* = Lower Austroalpine nappe, *FA* = Upper Austroalpine nappe, *DK* = Transdanubian Central Range unit, *D* = Central Transdanubian unit, *B* = Bukk unit, *G* = Gomor unit, *AR* = Aggtelek—Rudabánya unit, *VE* = Vepor unit — Fault zones *1* Mid-Hungarian, *2* Balaton, *3* Rába Shaded areas represent outcrops

A mintegy 60 jelkulcsi egység kiválasztásának vezérlő elve a térkép méretaránya, és főleg a medenceterületeken, az ismeretességi fok volt. Onálló jelkulcsi egységként szerepel néhány nagy regionális elterjedésű formáció (Balatonfelvidéki Homokkő Formáció, Fődolomit Formáció stb.), melyek rétegtani, litológiai jellemzőik alapján fúrásokban is egyértelműen azonosíthatók. Szerepelnek formációcsoportok (pl. középhegységi jura formációk), uledék-ciklusok (bakony—zalai szenon epikontinentális ciklus képződményei), valamint szorosabb kor- és fácieskapcsolatokat mutató osszletek (pl. békési jura—kréta nyílttengeri sötét színű pelites—karbonátos képződmények). A medenceterületeken az ismeretességi fok alacsony mivolta és egyes fúrások anyagának bizonytalan megítélése megkívánta a nagyobb időegységeket, átfogó, tagolás nélküli elemek bevezetését (pl. „a tiszai egység mezozoos képződményei tagolás nélkül”). Külön jelkulcsi egység az ismeretlen medencealjzat, amely mind a mai napig jelentős területekre terjed ki. Az utóbbi jelkulcsi elem kivételével szintónus fokozatok segítségével, valamennyinél különbséget teszünk a felszínen előforduló, a felszín alatt kimutatott és feltételezett képződmények között. A kőzettani azonosítás megkönnyítése céljából a foltok színes sraffot kapnak.

A térképen számos szerkezeti elem szerepel: tercier eltolódás, feltolódás és takaróhatár, valamint pontosabb besorolás nélküli szerkezeti vonal. A nagyvonalú korbesorolás színdifferenciája mellett a rajzi vastagság megkülönböztetésével hármass fontosságú, illetve sorrendi osztályozás is történt. A térképre felkerültek az új fedetlen földtani térképen szereplő fontosabb torések, a geofizikai kiértékelés során kimutatott valamennyi szerkezeti vonal, és azok, amelyek földtani képződmény behatárolása szempontjából jelentőséggel bírnak.

A képződmények foltjainak azonosítása és a tájékozódás elősegítése érdekében a térképen nagyszámú fúrás szerepel. Szerepelnek a harmadidőszaknál idősebb képződményeket elérő alapfúrások és az ábrázolt földtani, szerkezeti viszonyokat alátámasztó mélyfúrások.

A mélységtérkép megszerkesztését — az igen egyenlőtlen területi eloszlású mélyfúrás adatokon kívül — zömmel geofizikai adatok tették lehetővé. Természetesen az ország geofizikai felmértsége is változó mértékű: az intenzív szénhidrogén-kutatási területeken (Dráva-medence, Duna—Tisza köze K-1 része, Tiszántúl) állt rendelkezésünkre a legrészletesebb szeizmikus reflexiós mérési- és egyben a legsűrűbb fúrás hálózat. A szénhidrogén szempontból távlatilag perspektivikus területek szeizmikus felmértségét már lényegesen ritkább reflexiós hálózat, valamint felderítő refrakciós és geoelektromos mérések biztosítják (Kisalföld, Jászság, Nyírség, Hajdúság). A Dunántúli-középhegység előterében és belső medencéiben a kőszén- és bauxitkutatási területek komplex geofizikai megkutatottsága magas szintű, ugyancsak jónak nevezhető a Mecsek és a Villányi-hegység, valamint a Velencei-hegység környezetének megkutatottsági szintje. Lényegesen kevesebb geofizikai információ áll rendelkezésünkre a Dunántúlon a Balaton—Velencei-tó vonalától D-re, az Északi-középhegység környékén és D-1 előterében, a Duna—Tisza köze középső és Ny-1 részén, valamint a Ny-Dunántúl egyes területein. Az ország egységes 1:200 000 méretarányú gravitációs felmérése szolgáltatja azt az alaprendszert, amelyhez végső esetben mindig fordulhattunk.

A geofizikai módszerek és a felmértségi mértékének különbözősége természetesen befolyásolja a mélységmeghatározás pontosságát, felbontó képességét. Ennél is nagyobb mértékben hat a térkép pontosságára azonban az adott

földtani felépítés, a földtani modell A különböző geofizikai módszerek, más-más kőzetfizikai paraméter mérésére alapulva, különbözőképpen képezik le a földtani határfelületeket, összetett, ill felbontott hatást tükröznek, különbözőképpen reagálnak a hirtelen változásokra (tektonikai hatásokra) stb A földtani felépítés függvényében tehát több, a geofizikai mérések szempontjából jól elhatárolható típusterület különböztethető meg

a) Neogén uledékosszlettel feltöltött kristályos pala vagy mezozoós mészkő—dolomit aljzatú területek (a Tiszántúl és a Duna—Tisza köze jelentős része, a Kisalföld Ny-i fele, a Dunántúli-középhegység előtere és belső medencének egy része)

Ez a geofizikai módszerek számára legelőnyösebb modell mind a gravitációs geoelektromos, mind a szeizmikus módszerek számára éles fizikai határterületet jelent a medencealjzat Ha az aljzat felszíne a kőzetanyag mállottsága vagy a lepusztulás okozta egyenetlensége miatt nem is képez reflektáló határfelületet, a neogén összlet szeizmikus jellege egyértelműen kijelöli annak alsó határát Az ilyen földtani modellen tehát a mélységtérkép pontosságát egyértelműen az határozza meg, hogy milyen sűrű reflexiós szelvényhálózattal van lefedve, illetve a geofizikai módszeregyüttesből milyen mértékben hiányoznak a közvetlen mélységmeghatározó módszerek

b) Nem karbonátos kifejlődésű mezozoós, ill paleozoós uledékes aljzatú területek (a balatoni kristályos vonulattól D-re, a Dunántúli-középhegység Ny-i előtere, az Északi-középhegység környéke)

Erre a modellre a különböző geofizikai módszerek nem egységesen reagálnak egyes kőzetek (pl grafitos agyagpalák) kis ellenállásúak, de nagy a szeizmikus sebességük és a sűrűségük Ennek megfelelően két-két geofizikai módszer ellentmondása hívja fel a figyelmet erre a modellre, a probléma pedig csakis több geofizikai módszer komplex értelmezésével oldható meg Ennek a modellnek egy speciálisan nehéz esete az alföldi flis zóna. A felső-kréta és a paleogén flis határa a mélyfúrásokban is nehezen, geofizikai módszerekkel egyáltalán nem határozható meg Két megoldási lehetőség között kellett tehát választanunk vagy a flis felszínét térképezzük — a paleogén flist is medencealjzati képződménynek minősítve — vagy a flis összlet alját, amelyre mélyfúrási adatunk gyakorlatilag nincs Az erőtér-geofizikai módszerek számára a flis uledékként jelentkezik, a szeizmikus refrakciós módszer ugyancsak a flis aljzatának kimutatásában biztosabb A reflexiós szeizmika számára viszont a flis felszíne a biztosan térképezhető határfelület, aljzatát csak a peremvidéken tudja valószínűsíteni A kérdést kompromisszumos megoldással zártuk mivel a flis zónában csak a déli szegélyre terjedtek ki reflexiós szeizmikus mérések, a flis összlet aljzatának mélységtérképét szerkesztettük meg refrakciós szeizmikus, geoelektromos és gravitációs adatokból, földtani képződményként viszont a flist tüntettük fel

c) Inhomogén, esetleg árnyékoló réteget tartalmazó összlettel fedett medenceterületek

A geofizikai mélységmeghatározás szempontjából legnehezebb, legtöbb bizonytalanságot tartalmazó modell Ide tartozik elsősorban a neogén (esetleg paleogén) vulkanitokat tartalmazó fedőösszletű mélymedencék területe (pl a Nyírség), a fiatal vulkáni hegységek területe (Borzsony, Mátra), de ugyan-csak ide kell sorolni az elsősorban a Dunántúlon előforduló nagy sűrűségű, ellenállású és sebességű eocén mészkőréteget tartalmazó fedőösszleteket Mind az eocén mészkő, mind a vulkanit aljzathoz viszonyított helyzete alapján

egyres módszerekkel (elektromágneses és reflexiós szeizmikus) megoldható a probléma, de ha ez az árnyékoló közvetlenül az aljzatra települ, gyakorlatilag nem választható el az aljzattól

E három alapvető modellen belül természetesen még számos elosztást lehetne tenni, de itt és most nem a precíz osztályozást tekintjük célunknak, csak annak érzékeltetését, hogy a mélységtérkép milyen földtani és fizikai alapokon nyugszik, nem egyöntetű volta mennyiben természeti és gazdasági szükségszerűség

Az 1960-as években útjára indult lemeztektónikai elméletet nagymértékben iniciálta az óceánfenék-domborzat méréseknek a technikai fejlődéssel együtt járó pontosabbá, uzemszerűvé válása. A több, helyenként 6000—7000 meter vastag fiatal uledékkel kitöltött medencék vizsgálata, mely a magyar földtani kutatásnak is osztályrésze, nem kisebb technikai bravúrokat és mindenekelőtt óriási anyagi áldozatokat igényel. A bemutatott térkép szerkesztői azzal a reménnyel bocsátják útjára térképüket, hogy az a hazai földtani kutatás fontos tudományos és gazdasági eszközévé váljék

GEOLOGICAL MAP OF HUNGARY WITHOUT CENOZOIC FORMATIONS, SCALE 1 500 000

by

K BREZSNYÁNSZKY*—J HAAS**—É SZ KILÉNYI***—J RUMPLER****

* Central Office of Geology Budapest, Iskola u 19/27
H-1011

** Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

*** Hungarian Roland Eotvos Geophysical Institute,
Budapest, Columbus u 17/23
H-1145

**** Geophysical Exploration Company Budapest, Gorkij fasor 42
H-1068

UDC 551 71/ 77 551 4 528 9(439)

Key words basement morphology, basins, geological maps, structural elements, contour maps, Pre-Tertiary formations, Hungary

Constituting one of the sheets of the Geological Atlas of Hungary, scale 1 500 000, it has been prepared by the joint effort of a wide circle of geologists and geophysicists. Since the completion of an earlier map issued in 1967 about 1500 boreholes have been put down for various purposes in the deep basin areas and about 3000 ones on the mountain margins. In addition, several 10⁴ km of seismic profile has been measured, resulting in a radical change in the inferred geological and geomorphological patterns of the basement.

The map consists of two complementary parts. One of them is a geological map showing the geographical distribution of the formations, the other one showing the depth contour lines of the basement in the basin areas. The legend of the surface geological map, has been modified in dependence on

the degree of understanding of the basin areas. In addition to reflecting, by and large, the age assignation of the structural elements, the legend also reflects their hierarchy of importance (three such categories have been distinguished). Beside the drilling data of very uneven geographical distribution, the compilation of the depth contour map has been made possible mainly by the availability of geophysical data (seismic reflexion, refraction, geoelectric, gravimetric, etc.). There is a close interrelation between the precision of depth determination and the geological setting of the particular area. The locations of hundreds of boreholes given used for the compilation are also given on the map.

A VELENCE—BALATONFŐ TERÜLET VARIÁZKUSZI SZERKEZETALAKULÁSA

DUDKO ANTONYINA

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

ETO 551 24(234 373 1/2)

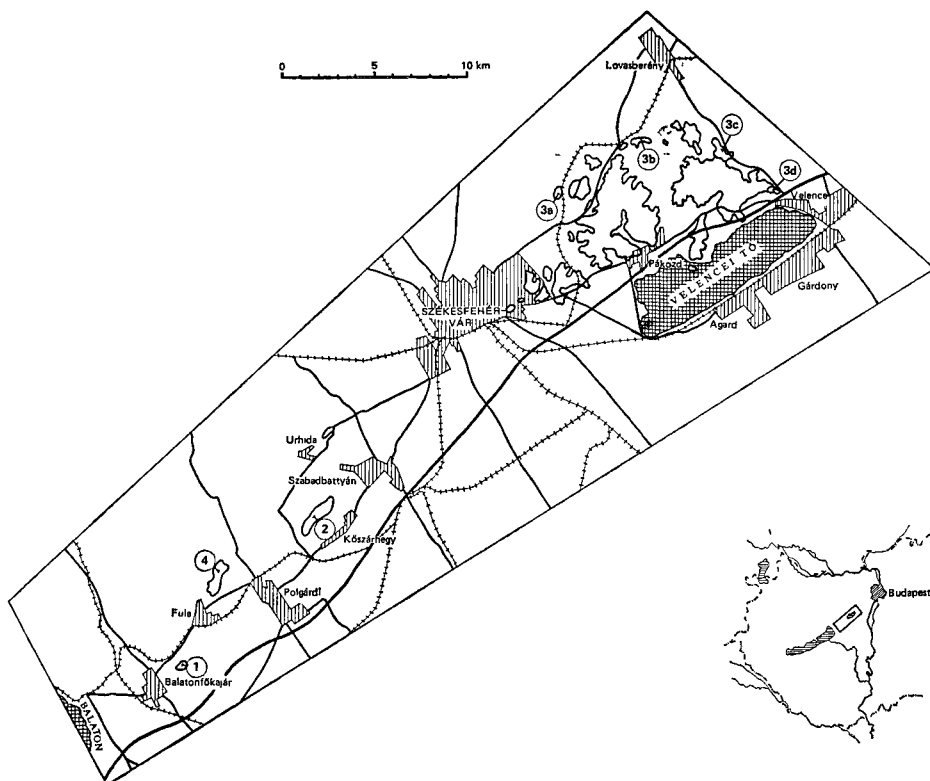
T á r g y s z a v a k variszkuszi orogenezis, szerkezeti elemek, mikro-tektonika, deformáció, redőtengely, palásság, gyűrődés, takaró, metamorf kőzetek, Közép Dunántúl (Velence, Balatonfő)

A Velence—Balatonfő területen előforduló valamennyi permnél idősebb képződmény azonos erőterben deformálódott a variszkuszi orogenezis során. Ebben az erőterben a fő kompresszió ÉÉK—DDNy irányú volt, a redőtengelyek NyÉNy—KDK csapásúak. A balatonfőkajári kvarcfillit, a kőszár-hegyi kristályos mészkő és a velencei palák eme deformációjában a legkorábbi elkulonítható folyamat az izoklinális redőződés és a tengelysík-palásodás, amit újabb, de jóval gyengébb gyűrődéssel kísért DDNy-i vergenciájú takaróképződés követett és zárt le. E takaróképződés vége felé jött létre a kőzetrések nagy része. A metamorfitek kavicsából álló, tehát a gyűrődésnél és takaróképződésnél fiatalabb füléi konglomerátumot ugyanilyen irányítottaságú, de még sokkal gyengébb deformáció érte, s kb. ugyan-
ezt az erőteret jelzi a velencei gránitban a gránitporfir-telésekkel kitöltött hasadékok képződése és felnyílása is.

Bevezetés

A dunántúli-kozéphegység variszkuszi aljzatának képződményei a vizsgált területen egy DNy—ÉK csapású vonulatban bukkannak a felszínre (1 ábra). Kis foltokban többféle pala, savanyú vulkanit, kristályos mészkő, konglomerátum és gránit látható itt (1 táblázat) két szerkezeti emeletet alkotva, az alsóba az anchi- és epimetamorfitek tartoznak (felső-karbon előtti metamorfózissal), a felsőbe a felső-karbon—perm korú uledékes kőzeteket és a gránitot sorolják (JÁMBOR Á et al., 1982).

A terület szerkezeti vizsgálatával sok szerző foglalkozott. A fő szerkezeti elemeket elsősorban geomorfológiai alapon jelölték ki, a kisebb tektonikai elemek közül főleg a törései eredetűeket vizsgálták. Többen felismerték, hogy az összletek gyűrtek, de csak egyszerű „szinklinális” és „antiklinális” formák jelenlétét állapították meg. A redők lefutását a középhegység csapásával megegyezőnek, és így a variszkuszi irányt közel DNy—ÉK-nek tartották. A gyűrű formaelemek tanulmányozása lényegileg elmaradt, dolgozatomban ezt a hiányt próbálom pótolni.



1 ábra A Velence—Balatonfő terület vázlatos térképe a tanulmányozott feltárások feltüntetésével

1 Balatonfőkajár, Somlyó-hegy, kőbánya, 2 Szabadbattyán, Kőszárhegy, kőbánya, 3 Velencei-hegység, palák, a Pátka, Kórákás-hegy, Felsőmalom, b Pátka, érudusitómű feletti kőbánya, c Antónia-hegy, védett feltárás, d Nadap, Bence-hegy, községi kőbánya, 4 Füle, Kő-hegy, kőbányák

Fig 1 Sketch map showing the exposures studied in the Velence—Balatonfő area

1 Balatonfőkajár, Somlyó-hegy, quarry, 2 Szabadbattyán, Kőszárhegy, quarry, 3 Velence Mountains, schists, a Pátka, Kórákás-hegy, Felsőmalom, b Pátka, quarry above the ore dressing plant, c Antónia-hegy, exposure protected by nature conservancy legislation, d Nadap, Bence-hegy, village quarry, 4 Füle, Ko-hegy, quarries

Vizsgálati módszer

Az egyedi feltárásokban (kőbányákban) a rétegződést (S_0), palásságot (S_1, S_2 stb), redőtengelyeket (T), vonalasságot (L), fodrokat, kink-zónákat, kőzetréseket és kvarcercet mértünk. A szerkezeti formaelemek egymáshoz való viszonyát sztereografikus vetületeken tanulmányoztuk azzal a céllal, hogy meghatározzuk a kinematikai és deformációs tengelyek helyzetét. Ekvatoriális Wulff-hálót használtunk a felső félgömbre vetítéssel. A tomográfikus méréseket Boldrev-hálóval vittuk fel és Pronin-planiszféra segítségével értékeltük statisztikusan. Minden feltárás adatát először külön-külön dolgoztuk fel, majd ezután összesítettük.

1 táblázat — Table 1

A vizsgált képződmények kormegoszlása
(Majoros Gy 1982 és a „Magyarország litosztratigráfiai formációi” alapján)
Age distribution of the formations studied
(based on „Lithostratigraphic formations of Hungary”, and Gy. Majoros, 1982)

Kor	Korszak	Vastagság	Képződmény
Perm			
Karbon	felso	> 600	Fulei Konglomerátum F
	középső		
	alsó		
Devon		> 300	Polgárdi Mészko F
Szilur		~ 2000	Velencei palák (Révfulopi Agyagpala F Lovasi Agyagpala F)
Ordo- vícium		> 200	Balatonfőkaján Kvarcfillit F

A mérési eredmények és kiértékelésük feltárásonként

A tanulmányozott feltárásokat a 2 táblázat és az 1 ábra tuntu fel

Balatonfőkajár

A vizsgált kőbánya a Somlyó-hegy ÉNy-i lejtőjén van, néhány apró feltárás a hegyen is található. A kvarcfillit erősen palás, palássági síkjai a kőfejtőben lapos településűek (I tábla). Az eme fő palásság által kijelölt sávokon belül más irányú palásság látszik, amelynek dőlésiránya és -szöge gyakran sávról sávra változik, de amelynek metszsvonalai a fő palássággal egy állandó vonalasságot adnak (II tábla). Néhol jól megfigyelhető, hogy ez a változó palásság egy, az anyagi összetételben jelentkező vékony, legfeljebb néhány mm-es sávossággal esik egybe, amely osszenyomott fekvő redőket rajzol ki a fő palássággal azonos redőtengelysíkokkal (I tábla). Ugyanígy fekvő redők láthatók a bányaudvarban mélyített Balatonfőkajár Bfk 1 sz fúrás magjain is (III tábla).

A redők magassága és szélessége néhány cm és néhány dm között ingadozik. A cm-es redők szárnyain a gyűrt palásság a redőtengelysíkokkal átlagosan 35°-os szöget zár be (28 mérésből), a dm-es redők természetsszerűleg osszenyomottabbak, az átlagos szög az egyik redősorozaton (23 mérés) 12°, a

A Balatonfő—Velence paleozoos uledékeknek szerkezeti jellegi irodalmi adatai alapján
 2 táblázat — Table 2
 Structural features of the Paleozoic deposits of the Balatonfő—Velence area on the basis of previous publications

Szerzők								
Földtani egységek	id Lóczy L 1913	Vendl A 1912, 1928	Téleki G 1941, 1942	Kiss J 1951	Földvári A 1962	Jantsky B 1967	Gokhale N N 1964, 1966	Lelkesné Felvári Gy 1978, 1983
Balatonfokajári kvarefillit			ÉÉK — DDNy két antiklinális, kaoti- kus gyuredezettiség					Gyüredezett- ség, két pa- lássági sík
Úrhidai szericit pala			ÉÉK — DNy csapá- su antiklinális, és szinklinális					
Koszarhegy — Somlyóhegy, kristályos mészkö	ÉÉK csa- pású boltozat	KÉK csapá- sú össze- nyomott szinklinális	ÉÉK — DDNy csa- pású antiklinális, K — Ny nyomóerő, két hasadási rend- szer	KÉK csa- pású anti- klinális; ÉÉNy felé átbuktatott, összenyo- mott redok	ÉÉK — DNy csapású szinklinális, néhol ero- teljes gyure- dezettiség			Gyurede- zettiség
Fülei konglo- merátum — homokkő			F — D csapású antiklinális					
Velencei palák, gránit	Dőlés a gránittól kifelé	Dőlés a gránittól kifelé	Dőlés a gránittól kifelé, gyüredezett- ség, a mezozoos és posztmezozoos pa- lásodás egyezik a rétegzettséggel, ÉÉK — DNy nyomó- erők a gránit kr- hűlése során			A palagránit kontaktus tek- tonikus, helyi gyüredezettiség, a palásság meg- egyezik a réteg- zoddal, a pala dőlése változik re eltérő	A gránit idő- sebb a palánál, a gránit litok- lázisai kontrak- ciosak, a pala és a gránit li- toklázisrendsze- re eltérő	

másikon (27 mérés) 7° volt, vagyis a nagyobb redők alakja megközelítően izoklinális. A redőcsuklók egymással és a vonalassággal közel párhuzamosak (2 ábra). A vonalasság kifejezetten iránytartó, a kőbányától 500 m-re DNy-ra levő kibúvásokon is ugyanolyan volt, 7 mérés átlaga $103^\circ/8^\circ$.

A feltárás D-1 részén gyűrt palásság (S_1) mentén egy-egy nagyobb kvarcér helyezkedik el, összekötve az egyedi izoklinális redőket. Ezek a fő palássággal (S_2) $25-35^\circ$ -ot bezáró átlagsíkokat jelölnek, amelyek egészében véve egy nagyobb méretű redőszárnyat korvonalaznak (3 ábra). Mivel a fiatalodási irány nem észlelhető, a normál vagy átbuktatott település a vergenciától függően lenne meghatározható.

A fő palásság síkjában markáns fodrok láthatók (II tábla), amelyeknek két csoportja különíthető el (2 ábra, 6 táblázat). Döntő többségük aszimmetrikus az első csoportba tartozóknak a K-1, a másodikba tartozóknak többnyire az É-1 oldala meredekebb. Megfigyelhető, hogy a fodrok a palássági síkok keskeny ovre korlátozódó megtorásával (= kink-zóna) kapcsolatosak (II tábla). Az első csoportba tartozó fodrok kink-zónái a palássági síkra 90° alatt állnak. A palássági síkok a kink-zónákban többnyire a dőlésirányba eső szárnyon hajlanak fel, ami rátolódásos jellegre mutat, a fodrok aszimmetriája ezen rátolódásos ovék dőlésirányát tukrozi. Az, hogy a kink-zónák fodrokként és nem egyszerű lépcsőkként jelentkeznek a palásság síkjában, valószínűleg kompresszió következménye. A vonalasság a fodrokon csapásváltozás nélkül megy át, tehát a kink-zónák menti elmozdulásnak nincs eltolódásos összetevője.

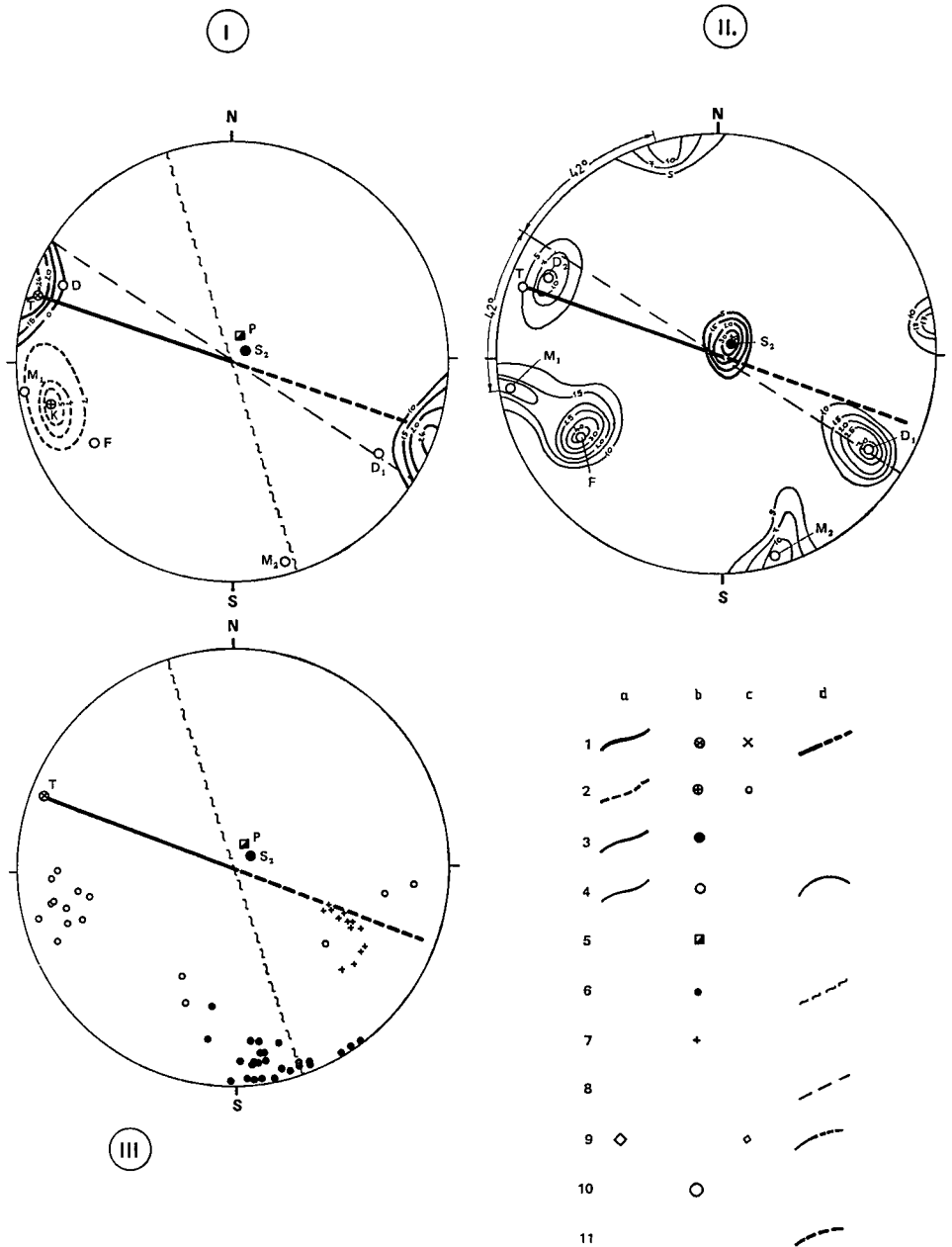
Az első csoportba tartozó kink-zónákat kísérő több dm széles sávokban többhelyütt átlós, kulisszás elrendeződésű, oldalirányban kiékelődő kvarcerek észlelhetők (II tábla). A kvarcerek morfológiája jellegzetesen szakításos eredetű, síkjuk a kink-zónákéval 56° -ot zár be. Feltételezhetjük, hogy a mozgásirány a kvarcerek és a kink-zónák metszésvonalára merőleges (4 ábra). A kvarcerek helyzetéből adódóan a mozgás vízszintes összetevője jobbos eltolódás, a függőleges pedig normális vetődés (5 ábra, 3).

A kőfejtőben nagyszámú kőzetrest mértünk be. Ezeket ot maximumba csoportosultnak (2 ábra), amelyek közül kettő — a redőtengelyhez viszonyított helyzete alapján — párba (M_1-M_2) vonható össze.

A szerkezeti elemek közül a legidősebb a változó palásság (S_1). Az ezt kísérő sávosság, amely az anyagi összetétel heterogenitását tukrozi, valószínűleg eredeti rétegváltásokkal kapcsolatos és az összetétel ért erőteljes izoklinális redőződés és metamorfózis során jött létre, így a sávok mai alakja és sorrendje már valószínűleg nem az eredeti. Az S_1 palásság gyűrődésével keletkezett a ma megfigyelhető izoklinális redőzottség és az azt kísérő fő palásság (S_2), s ez a folyamat a kőzet teljes térfogatára kiterjedt. A kink-zónák hajlatai és fodrai későbbiek, ezek már csak egyes szűk ovékban léptek fel, amelyek között a kőzet nem szenvedett igénybevételt. Talán velük kapcsolatos egy újabb palásság (S_3), amely elsősorban fúrómagokon látszik jól. Még későbbiek a kink-zónákban fellépő kvarcerek, amelyek már kész fodrokat szelnek át. Végül a legutolsók a kőzetreszek, amelyek között sorrendiséget nem sikerült megállapítanunk, az M_1 , M_2 és F rendszerbe tartozóak átszelik a kink-zónák kvarcereit.

A kvarcfillit szerkezetfejlődésében tehát az alábbi szakaszok különíthetők el:

1 az S_0 rétegződés létrejötté,



2 ábra A balatonfőkajári kvarcfillit szerkezeti elemei sztereografikus vetületben

I Lineáció, kink-zónák sűrűség vonalai, II kőzetreszek diagramja, III kink-zónák, fodrok, kvarcerek — a Sűrűség-izovonalak, b sulypontok, c mérési adatok, d tengelyek, főzónák — 1 Redőtengelyek, 2 kink-zónák, 3 palásság vagy rétegződés, 4 kőzetreszek, 5 redőtengelysíkok, 6 fodrok, 7 szakításos kvarcerek, 8 szimmetria-tengelyek, 9 vetők, 10 kinematikai tengelyek, 11 a b tengelyre merőleges zóna

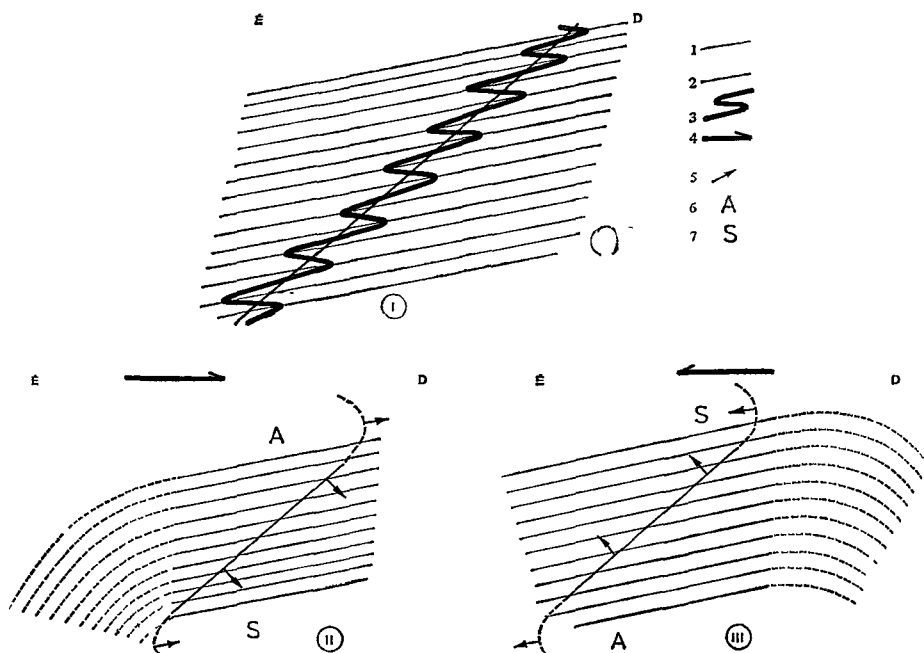
Fig 2 Structural data on the Balatonfőkajár Quartz Phyllite in stereographic projection (Wulff's equal-angle net, upper hemisphere)

I Lineation, density contours of kink bends, II diagram of joints, III kink bends, small flexures, quartz veinlets — a Density contours, b density centres, c measurements, d axes, great circles — 1 Fold axes, 2 kink bends, 3 schistosity or stratification, 4 joints, 5 axial planes of the folds, 6 ripples, 7 tensional quartz veinlets, 8 symmetry axes, 9 normal faults, 10 kinematic axes, 11 the great circle normal to axis b

- 2 izoklinális gyűrődés és metamorfózis, az S_1 palásság keletkezése,
- 3 újabb izoklinális gyűrődés, metamorfózis és az S_2 palásság létrejötte,
- 4 hajlatokkal és fodrokkal kísért kink-zónák (+ S_3 palásság?),
- 5 kvarcerek a kink-zónákban,
- 6 kőzetrések

A kinematikai tengelyek rekonstruálása az első két szakaszra nem lehetséges. A harmadik szakaszban a redőtengelysíkok = S_2 -palásság helyzete alapján a c tengely kétségkívül függőleges (3 táblázat). A negyedik szakasz kink-zónáinak fodrai kompressziós erőterben keletkeztek a mai helyzetben feltolódásnak megfelelő nyírásos komponenssel. Kétféle értelmezést vehetünk fel a fő hangsúlyt a kompressziós összetevőre helyezve, a kink-zónákat palásodási ovekként (S_3), vagy — a nyírásos komponensre hangsúlyozva — Mohr-féle síkpár egyik tagjaként foghatjuk fel (4 ábra).

Az ötödik szakasz kulisszás kvarcercire megállapított mozgásirány határozottan ferde (4 ábra), de az elmozdulás nyírásos eredete nemigen lehet kétséges. Legegyszerűbb tehát az ovet a Mohr-féle síkpár egyik tagjának tekinteni és a másik tag hiányát a feltárás kis méreteivel magyarázni. Ezt a

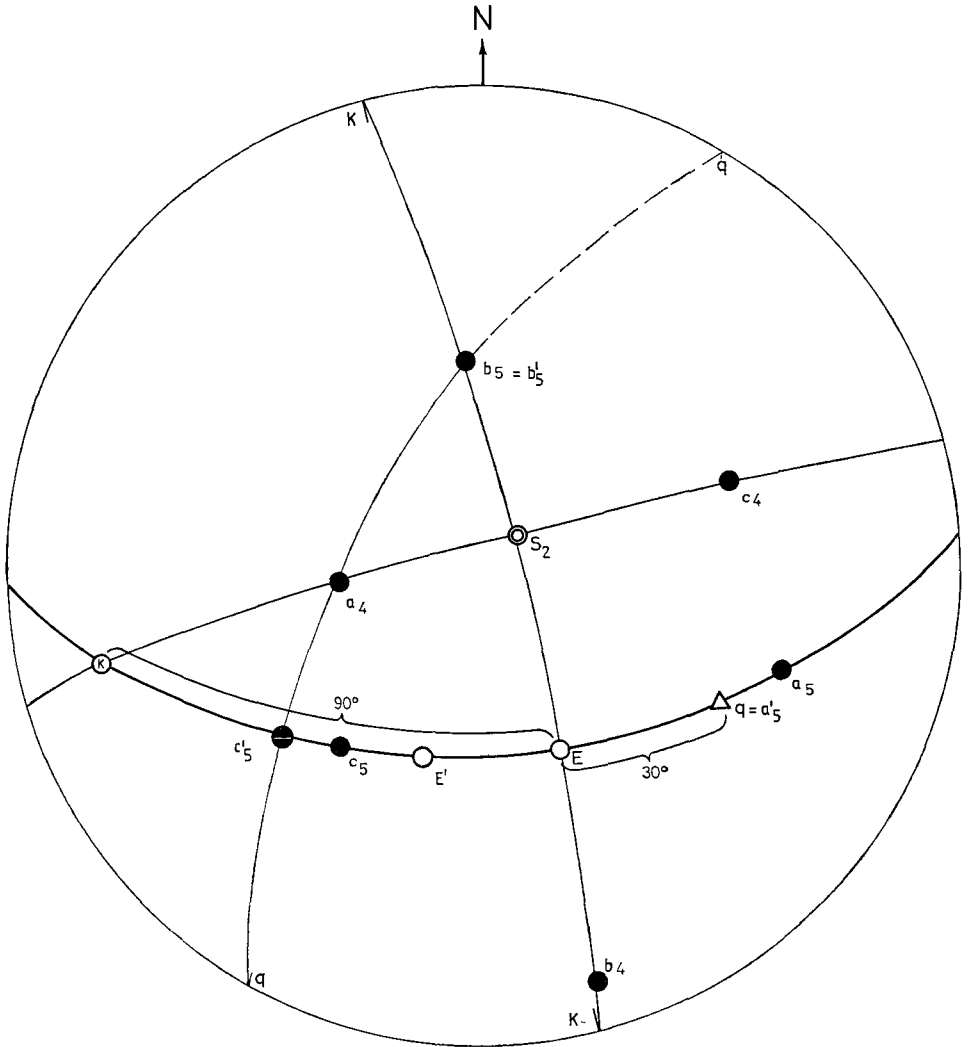


3 ábra A balatonfőokajári kvarcfillit településének diagnosztikája

I A fekvő redőket összekötő kvarcerc helyzete, II—III a fiatalodási irány (ha $S_1 \neq S_0$, az S_1 palásság lebillenése után felfelé mutató irány), a vergencia és a redo típus összefüggése — 1 S_1 palásság, 2 S_1 palásság átlagvonala, 3 S_1 palásság, 4 vergencia, 5 „fiatalodás”, 6 antiklinális, 7 szinklinális

Fig 3 Structural and stratigraphic interpretation of the Balatonfőokajár Quartz Phyllite

I Position of a quartz veinlet connecting the recumbent folds, II—III relationship between stratigraphic polarity (if $S_1 \neq S_0$, this is an upward direction after the tilting of schistosity S_1), vergence and fold type — 1 mean schistosity S, 2 mean schistosity, S_1 , 3 schistosity S_1 , 4 vergence, 5 „stratigraphic polarity”, 6 anticline, 7 syncline



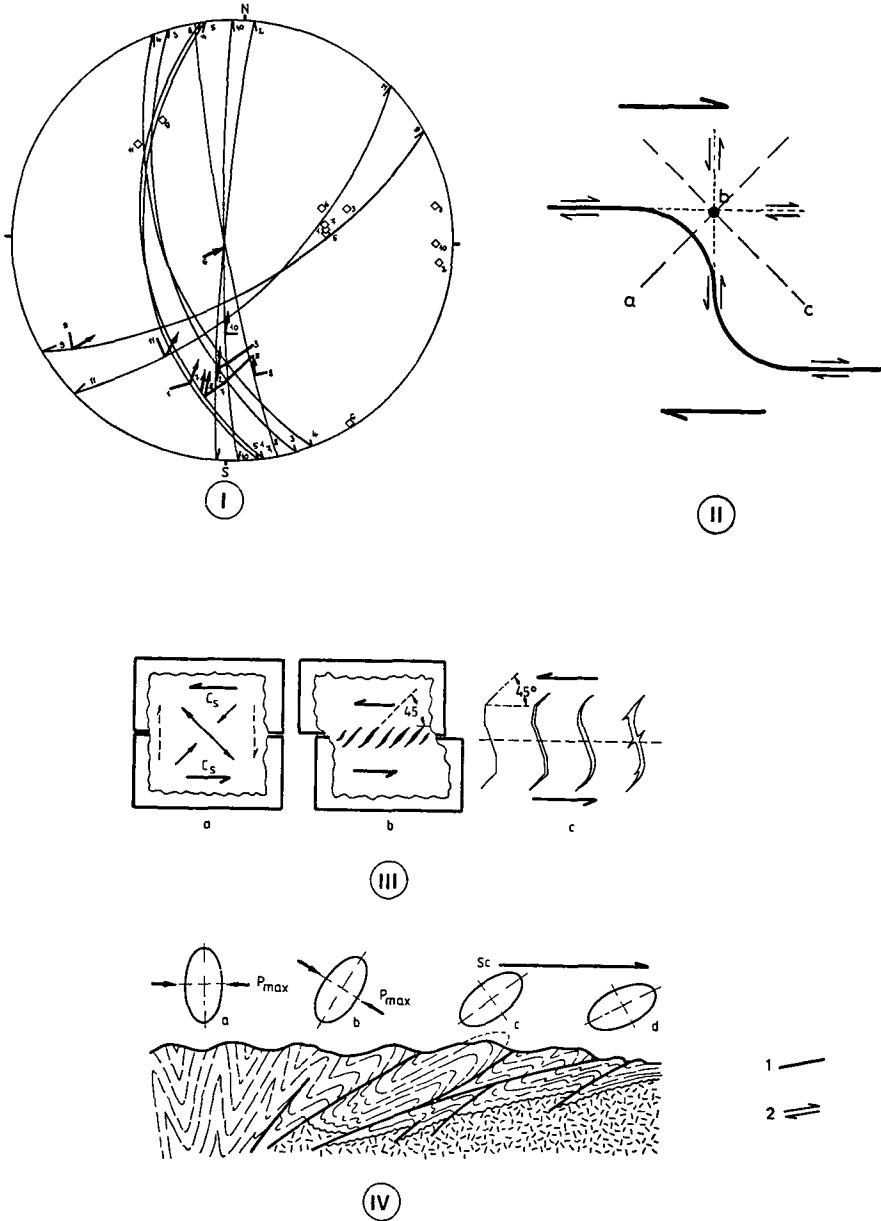
4 ábra Kink-zónák menti elmozdulások kinematikai tengelyei

a_4, b_4, c_4 a kink-zónák hajlatainak megfelelő tengelyek (konjugált sík — S_2 palásság), a_5, b_5, c_5 a kulisszás kvarcereknek megfelelő tengelyek, a konjugált síkot a megfigyelhetőtől (kink-zóna) 90° -ra feltételezve, a'_5, b'_5, c'_5 ua, a konjugált síkot a kvarcerekre szimmetrikusan feltételezve — K = kink-zónák, Δg = kvarcerek, $^\circ E$ = elmozdulás

Fig 4 Kinematic axes of displacements along kink bends

a_4, b_4, c_4 axes corresponding to the kink bends the conjugate plane being supposed to be the schistosity S_2 , a_5, b_5, c_5 axes corresponding to an echelon quartz veinlets, the conjugate plane being supposed to deviate 90° from the plane actually observed (kink-bend)

a'_5, b'_5, c'_5 the same, with the conjugate plane supposed to be symmetrical to the quartz veinlets — K = kink bends, Δg = quartz veinlets, $^\circ E$ = displacement



5 ábra Kinematikai értelmezési vázlatok

I A kőszárhegyi vetők mentén lejátszódó mozgások kinematikai értelmezése, II a kőszárhegyi flexúrák deformációs tengelyrendszere és a megfelelő deformációs erőter vázlata, III a Riedel-kísérlet a nyomáeloszlás, b—c szakításos repedések fejlődése és gorbulása (WILSON 1982), IV redőntengelysíkok lebillenése egy orogén harántszelvényben (WILSON 1982) — 1 Elmozdulási irány, 2 nyirási irány

Fig 5 Kinematic interpretation sketches

I Kinematic interpretation of movements along the faults of Kőszárhegy, II strain axes of the flexures of Kőszárhegy and a sketch of the corresponding strain pattern, III Riedel's experiment a the stress distribution, b—c the development and curvature of tension fractures (WILSON 1982), IV tilting of the axial planes of the folds in the cross-section of an ideal orogen (WILSON 1982) — 1 Direction of displacement, 2 direction of shear

**A velencei—balatonfői variszkuszi képződmények
kinematikai tengelyeinek helyzete deformációs szakaszonként**
**Position of the kinematic axes of the Variscan formations
of the Velence—Balatonfő area in successive stages of deformation**

Balatonfőka jír	Kőszár-hegy	Velence (palák)	Füle	Velence (gránit)
3 Izokl redők $a/b = 109/3$ $c =$ függőleges	2 Izokl redők $a/b = 108/12$ $c =$ függőleges 3 Flexurák $a = \text{ÉÉK}/45$ $b = 100 - 280$ $c = \text{DDNy}/45$	2 Izokl redők $a/b = 120 - 300$ $c =$ meredek 3 Flexurák $a = \text{ÉÉK}/30 - 40$ $b = 120 - 300$ $c = \text{DDNy}/30 - 40$		
4 Kink-zónák $a = 82/52$ $b = 345/6$ $c = 252/6$				
5 Kvarcerek $a_1 = 288/23$ $b_1 = 176/45$ $c_1 = 37/39$ $a_2 = 275/8$ $b_2 = 176/45$ $c_2 = 16/44$	4 Vetők $a = 317/53$ $b = 125/36$ $c = 221/8$			
6 $M_1 - M_2 + D$ kőzetrések $a^? = 131/5$ $b = 224/89$ $c^? = 42/5$	4 $M_1 - M_2 + D$ kőzetrések $a = 137/4$ $b = 337/87$ $c = 228/0$		2 $M_1 - M_2 + D$ kőzetrések $a^? = 136/4$ $b = 238/88$ $c^? = 228/2$ 2 D-F kőzetrések $a^? = 69/3$ $b = 177/74$ $c^? = 338/17$? Telérek $a = 130 -$ 310 ± 10

hiányzó tagot a megfigyelhetőtől (1) 90° -ra, vagy (2) a kvarcerekre szimmetrikusan tételezhetjük fel (4 ábra)

A hatodik szakaszban az $M_1 - M_2$ kőzetpár közel függőleges metszészvonala a b tengelyt jelöli, ha eredetét nyírásosnak véljük. A redőtengelyhez közel esőről feltételezhetjük, hogy ez az a tengely. Ebben a tengelyrendszerben a D_{1+2} kőzetrések helyzete szakításos repedéseknek felel meg. A harmadik szakaszéhoz (izoklinális gyűrődés, S_2 palásság) képest a c tengely kb. a redőtengely körül 90° -kal van elfordítva (függőlegesből vízszintesbe), ami kétségtelen korrelációt jelent a gyűrődés és a kőzetrés-képződés között. Ez a körül-

mény arra enged következtetni, hogy a korban a redők és a kőzetrések közé eső kink-zónák és kulisszás kvarcerovek is ugyanazon deformációval állnak kapcsolatban

Kőszárhegy—Szabadbattyán

Ezen a területen a kutatási objektum a működő polgárdi kőbánya volt, amely a régivel együtt majdnem 3 km hosszban tárja fel a mészkövet (6 ábra). A kőzet első benyomásra rétegesnek, vastagpadosnak, gyengén hajlítottnak tűnik (IV tábla), de a jó rétegeesség valójában csak látszólagos, emiatt a redőzottség is nehezen vehető észre. A régi és az új bányákban mindössze 9 redő elemet sikerült bemérnünk (4 táblázat, IV és V tábla), amelyek között különböző méretű, közel izoklinális fekvő redők és flexúraszerű redőpárok voltak megkülönböztethetők, tengelyirányaik közel azonosak (5 táblázat). Az izoklinális redők jelenléte kétségtelenné teszi, hogy az összetétel egésze gyűrt és nem monoklinális településű, mivel ez a redőtípus nem lehet lokális. A redők mérete azonban széles határok között változhat.

Az alsó bányában (6 ábra, 8 pont) egy nagyon markáns flexúra látszik (V tábla), amely izoklinális fekvő redőket hajlít meg. Tengelysíkjának É-1 dőléséből D-1 vergencia állapítható meg.

A bánya feletti kibúvásokban a magassági pont környékén néhány fodrot mértünk (5. táblázat), amelyek szimmetrikus hajlatoknak, hullámoknak látszóttak.

A kőzetrések eloszlása nagyon bonyolult képet mutat (7 ábra), ÉK és DNy kivételével minden irányba dőlnek. Ha az eloszlásból kiemeljük a 15-os sűrűségeen felüli maximumokat, a diagramon négy elnyúlt csoportot kapunk (7 ábra). Kettő közülük (M_1 és M_2) — bezárt szög és a redőtengelyhez viszonyított helyzete alapján — Mohr-féle párba rendezhető. Elég kevés (6) esetben sikerült észlelnünk az elmozdulás max néhány cm-es irányát (5 táblázat). Több helyen vetőket észleltünk, amelyek síkjain jól látható karcokat mértünk (5 ábra).

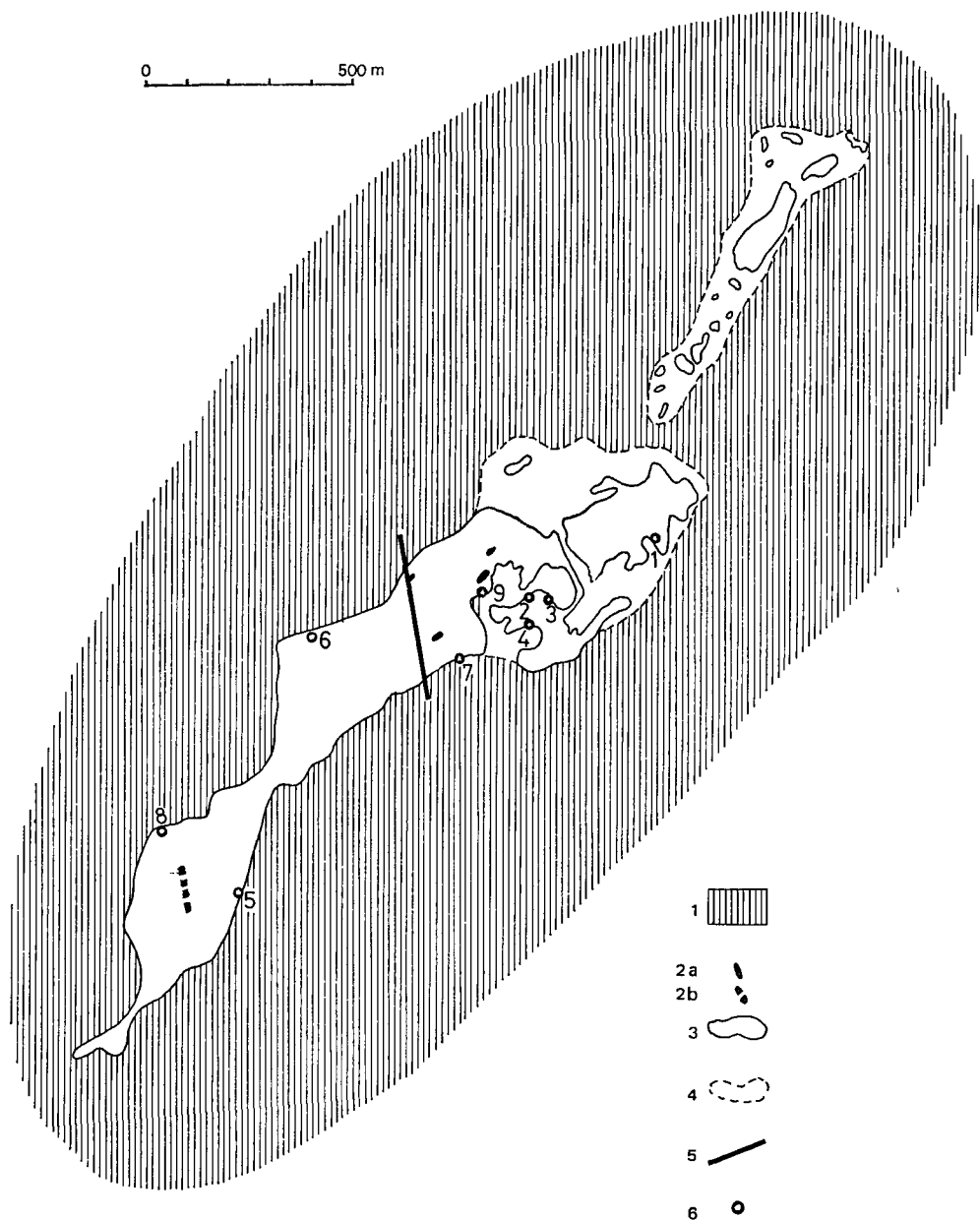
A kőszárhegyi mészkő szerkezeti elemeinek sorrendjében a legidősebb a néhol biztosan felismerhető rétegződés (S_0). Későbbi az erőteljes izoklinális redőződés, amely együttjárt a metamorfózissal és az ezt kísérő redőtengelysíkpalásodással (S_1). A metamorfózis sokhelyütt annyira átkristályosította a mészkövet, hogy csak a paláság látszik, a rétegződés már nem. Még későbbiek a D-1 vergenciájú flexúrák. A fodrok—hajlatok valószínűleg, a kőzetrések biztosan fiatalabbak a fekvő redőknél és a flexúráknál.

A szerkezetalakulás szakaszai tehát a következők

- 1 az S_0 rétegződés létrejötté,
- 2 izoklinális gyűrődés és metamorfózis, valamint az S_1 paláság keletkezése,
- 3 déli vergenciájú flexúrák képződése,
- 4 kőzetrések és vetők kialakulása.

E sorrendben tisztázatlan a fodrok—hajlatok helyzete.

A kinematikai tengelyek irányát illetően szakaszonként az alábbi megfontolásokkal élhetünk. Az első szakaszban deformációval nem számolunk. A második szakasz izoklinális fekvő redőinek megfelelő c tengely ma függőleges (3 táblázat). A harmadik szakasz flexúráinak tengelysíkja kb 45° alatt dől ÉÉK felé, ebből következően a kinematikai c tengely kb 45° alatt dől DDNy



6 ábra A kőszárhegyi kőbánya vázlatos térképe a megfigyelési pontok feltüntetésével (HORVÁTH I és ÓDOR L felvételi térképe 1983 nyomán)

1 Fedőképződmények, 2 magmás kőzettestek (a andezit, b kvarcporfir), 3 szálkibúvások korvonal, 4 képződmények felszíni elterjedésének korvonal, 5 veto, 6 megfigyelési pont és sorszáma

Fig 6 Schematic map of the Kőszárhegy quarry showing the observation points (after I HORVÁTH and L ÓDOR 1983)

1 Overlying formations, 2 igneous rock bodies (a andesite, b quartz porphyry), 3 contour of outcrops of bedrock, 4 contour of surface extension of formations, 5 normal fault, 6 observation point and its serial number

4 táblázat — Table 4

A kőszár-hegyi redők paraméterei
Parameters of the Kőszár-hegy folds

	A szárnyak dőlése	A tengely iránya	A redő alakja	A redő mérete		A redő helye a vazlatos földtani térképen (6. ábra, pont)
				magasság (m)	szélesség (m)	
1	347/25 138/20	90/3	fekvo izoklinális	2	2,5	1
2	152/16 329/40	88/2	fekvő hasonló	2	3	1
3	— —	115	fekvő izoklinális	6	2	2
4	350/10 217/15	109,4	fekvo diszharmónikus	1,5	0,6	4
5	D—30 É—25	280/25	izoklinális fekvő	7	3	5
6	— —	125	izoklinális fekvő	20	6	6
7	— —	110	izoklinális fekvő	15	5	7
8	346/18 172/12	110	kozel izoklinális fekvő	—	—	8
9	196/84 358/6	285/20	flexura unduláló	—	—	8
10	168/16 350/70	?	tengellyel	—	—	8
	330/34 320/54	?	flexura? hajlat?	—	—	9

felé (5., 2. ábra) A flexúrák az összletnek csak egyes szűk szakaszaira korlátozódnak, amelyek között nincs velük korrelálható gyűrődés. Ez a körülmény nem teszi lehetővé, hogy keletkezésüket a *c* tengely menti kompresszióra vezessük vissza, szaggatott fellépésük nyíráson eredetre vall. D-1 irányú rátoló-dással vagy É-1 irányú alátoló-dással kapcsolatban keletkezettek.

A negyedik szakasz M_1 — M_2 kőzetpárja olyan mozgást jelez, amelynek *b* tengelye közel függőleges, *a* tengelye pedig a redőtengelyhez közel esik; de attól 25°-ra az óramutató járásával egyező irányba fordulva. Ebben a rendszerben a D-1 kőzetrések helyzete megfelel a szakításos eredetűkének (*bc* sík), összhangban a megfigyelhető kalcitos kitöltésekkel.

A *c* tengely mai helyzete tehát szakasról szakaszra folyamatosan fordul a redőtengely körül, a másodikban (izoklinális fekvő redők) függőleges, a harmadikban (flexúrák) 45° alatt dől DDNy felé, a negyedikben (kőzetrések) pedig már vízszintes. Ez a tény mindezen mozgások azonos eredetére utal. Az M_1 kőzetrésekhez csapásban közel álló vetők konjugált párja hiányzik, de ha az merőleges a láthatóra, a síkok és karcok településéből helyzete megállapítható (8. ábra). Ha e vetőkre kiterjesztjük az M_1 kőzetrések némelyikén észlelt jobbos elmozdulást, azonosíthatjuk a karcoknak megfelelő kinematikai tengelyeket is. Ezek rendszere a *c* tengely helyzetét tekintve kb. megfelel a negyedik szakaszának.

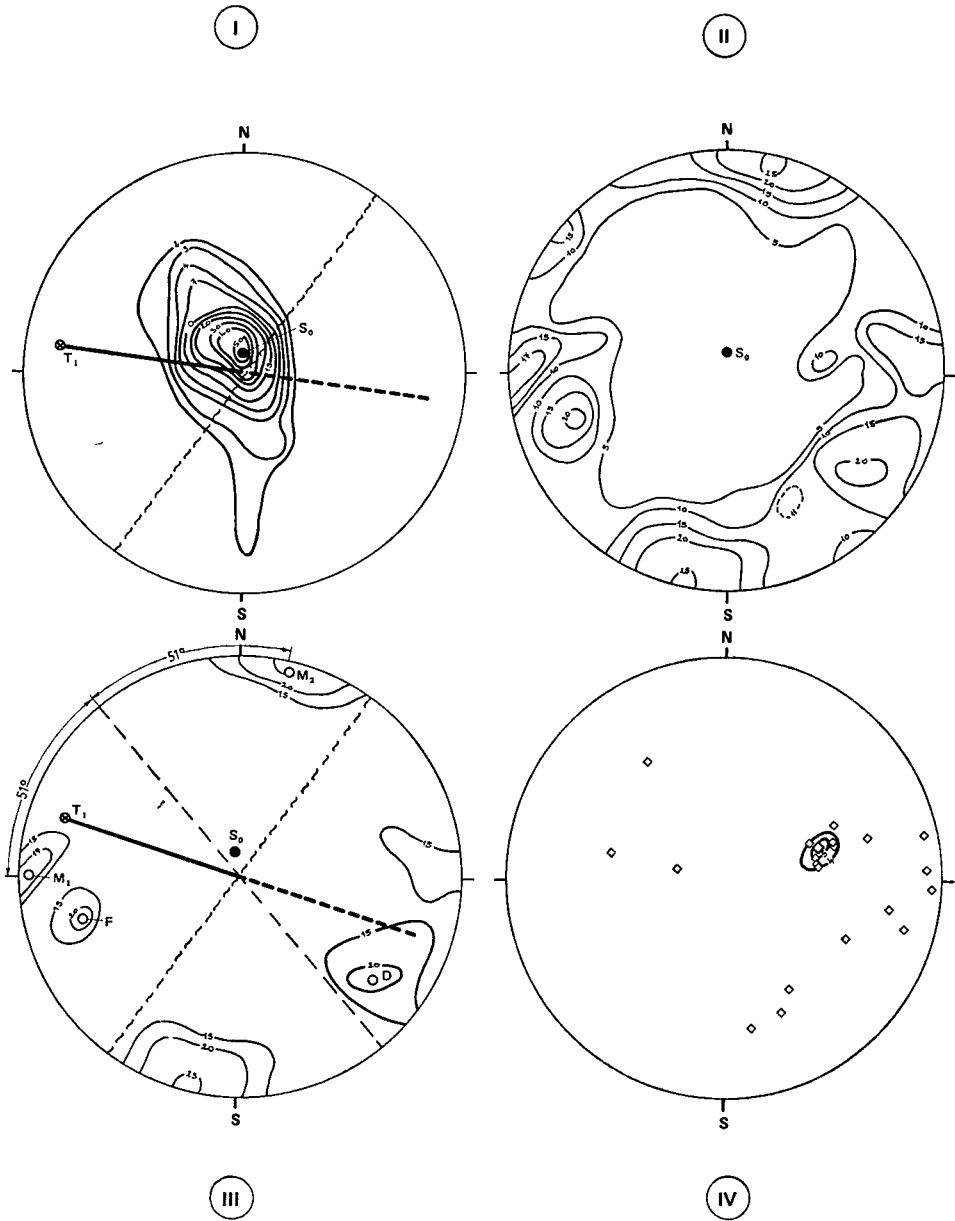
A velencei palák

Mikrotektonikai vizsgálatot öt kőfejtőben végeztünk (6. táblázat, 1. ábra). A rétegzettség többnyire rosszul látható, a palásság általában egybeesik a rétegződéssel. A gránit hatására a kőzet csaknem mindenhol csomóspalává alakult, ami erősen befolyásolja a palásság jelentkezését. A rétegződés rossz észlelhetősége miatt redőzottség ritkán látható. Három kőfejtőben láttunk redőket és mértük paramétereiket (6. táblázat). A redők egy része izoklinális

A velencei—balatonfői terület variszkuzi képződménynek szerkezeti adatai
 Structural data on the Variscan formations of the Velence—Balatonfő area

Szerkezeti elemek	A szerkezeti elemek átlagos települési adatai, képződményenként									
	balatonfőkaixéri kvarcfillit		kőszar-hegyi mészkő		velencei palák		fülel konglomerátum			
	település	n	település	n	település	n	település	n	település	n
Rétegződés	—		350/12	338	változó		27/29		37	
Palásság	változó	72	—	—	—	—	—	—	—	—
A redozottság jellege	48/10		—	—	—	—	—	—	—	—
Redőtengely	izoklinális	11	izoklinális	8	—	—	—	—	—	—
	109/3		108/12		3a 280/1	1	—	—	—	—
Vonalasság	110—290	60	—	—	3b 302/18	5	—	—	—	—
	—		100/10, 285/20	2	3d 103/11	2	—	—	—	—
Flexúra tengely	—		16/45	1	3b 120—300	3	—	—	—	—
Flexúra tengelysík	—		162—342	3	3c 99/7	2	—	—	—	—
Fodrok	163—343	39	100—280	3	3b 300/32	4	—	—	—	—
	változó	13	40—220	3	3b 16/30—40	1	—	—	—	—
Kink-zona	256/80	10	—	—	3a 330/15	1	—	—	—	—
(flexúra)	DNy—D—DK	5	—	—	3b 165—345	4	—	—	—	—
Kuhászás kvarcerek	119/61	15	—	—	3c 355/18	1	—	—	—	—
Közetresék	278/88	24	271/88	55	—	—	255/88	24	—	—
	166/88	22	12/88	86	—	—	167/88	28	—	—
	118/79	58	115/75	58	3b 135/74	46	118/82	38	—	—
	295/78	24	254/74	49	3b 315/64	25	198/74	42	—	—
	239/71	74	130—310	11	3b 225/80	59	120—300	—	—	—
Szimetna-tengely Tsz	123—303		72/50	11	—	—	—	—	—	—
Vetők	?		10/30	11	—	—	—	—	—	—
Karcok	?		—	—	—	—	—	—	—	—
Kavicsok irányítottsága	—		—	—	—	—	—	—	—	—

= adatok száma

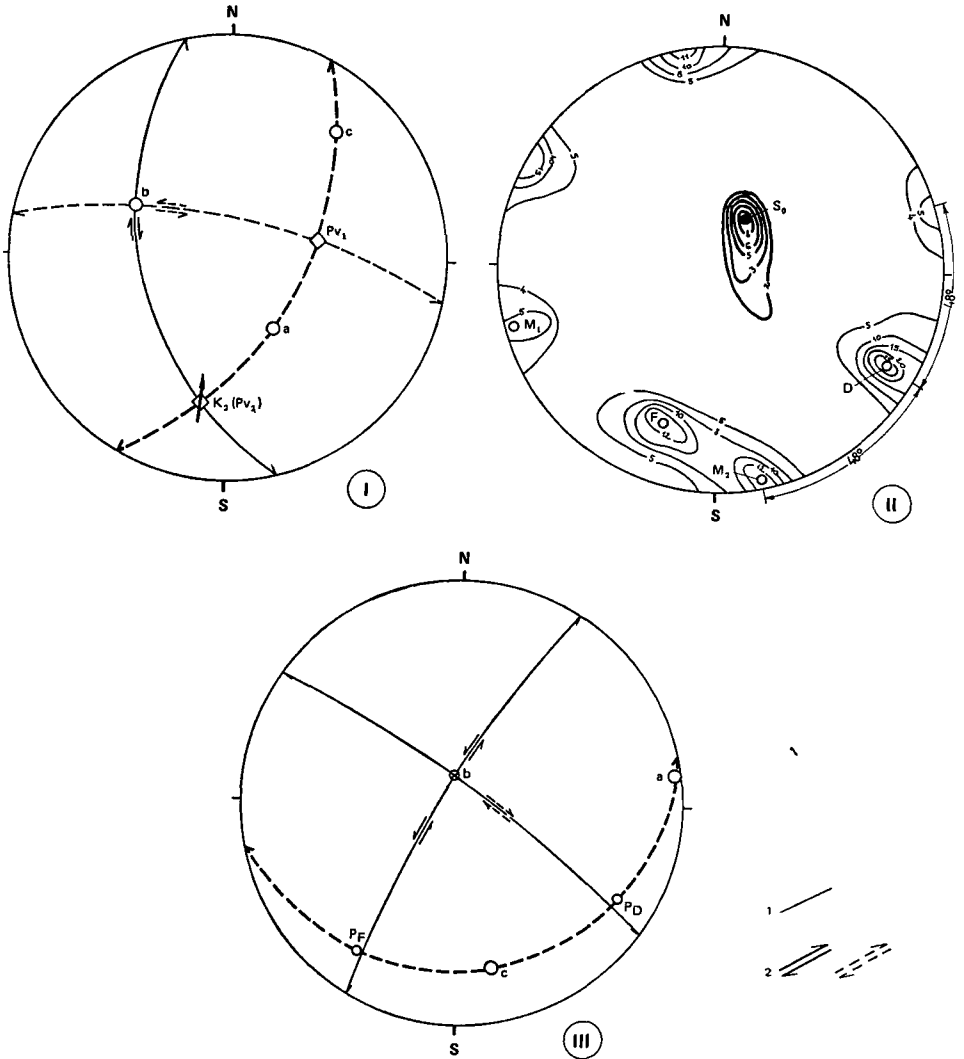


7 ábra A kőszárhegyi mészkő szerkezeti elemei sztereografikus vetületben

I A rétegdőlés sűrűség-vonalai, II közetrések sűrűség-vonalai, III közetrések diagramja, IV vetők
A további jelmagyarázatot lásd a 2 ábránál

Fig 7 Structural elements of the Kőszárhegy Limestone in stereographic projection
I Density contours of the dip of strata, II density contours of joints, III diagrams of joints, IV normal faults

For additional legend, see Fig 2



8 ábra A kőszárhegyi vetők kinematikai tengelyei (I), és a fulei konglomerátum szerkezeti elemei (II, III)

II A fulei konglomerátum—homokkő osszlet dőlése és a kőzetrések diagramja A jelmagyarázatot lásd a 2 ábránál

III A fulei kőzetrések kinematikai tengelyei — 1 Elmozdulási irány, 2 nyírási irány (mért, ill feltételezett)

Fig 8 Kinematic axes of the faults on Kőszarhegy (I) and structural elements of the Fule Conglomerate (II, III)

II Dip and joint diagram of the conglomerate—sandstone sequence of Fule For the legend, see Fig 2 III Kinematic axes of the joints of Fule — 1 Direction of displacement, 2 direction of shear (measured and supposed, respectively)

6 táblázat — Table 6

A velencei palák gyűrt formaelemei
Folds in the Velence Schist

Vizsgált feltárások	Redőalak	Redőtengely	Vonalasság	Fodrok	Palásság
Csalai Felsőmalom Ny (3a)*	izoklinális fekvő	280/1 (n = 1)	—	—	276—310/ 10—46 (n = 2)
Csalai Felsőmalom K (3a)*	—	—	—	330/15 (n = 1)	298—50/5—80 (n = 8)
Pátkai Dúsítómű (3b)*	izoklinális dőlt flexúra	302/18 (n = 5) 300/22 (n = 4)	120—300, 123/14 (n = 3)	165—345 Ny (n = 4)	30—42/40—70 70/13 225—286/2—70 (n = 16)
Antónia-hegy (3c)*	—	—	100/15, 230/20 42/44, 98/0 (n = 4)	355/18 Ny (n = 1)	335—38/30—54 (n = 32)
Bence-hegy (3d)*	izoklinális fekvő	116/4 90/18 (n = 2)	—	—	30—112/16—72 (n = 20)

* A feltárások száma a 4 ábrán

(VII, VIII tábla), a palásság tengelysíkjukkal esik egybe. Más részük flexúra-szerű, a palásság hajlásával jött létre, tengelysíkjuk a palássággal jelentős szöveget zár be (VII tábla). É felé dőlve. Egy-egy bányán belül a két redőtípus tengelyiránya azonos. Az egyes bányák közötti redőtengely-irány eltérések a gránitbenyomulás által kiváltott utólagos elmozdulásokkal magyarázhatók.

A palákban mértünk kőzettréceket, statisztikus feldolgozáshoz azonban csak a Pátkai Dúsítómű feletti feltárás adatai voltak elegendők, ezeket GOKHALE (1964) adataival dolgoztuk össze (5 táblázat, 9. ábra).

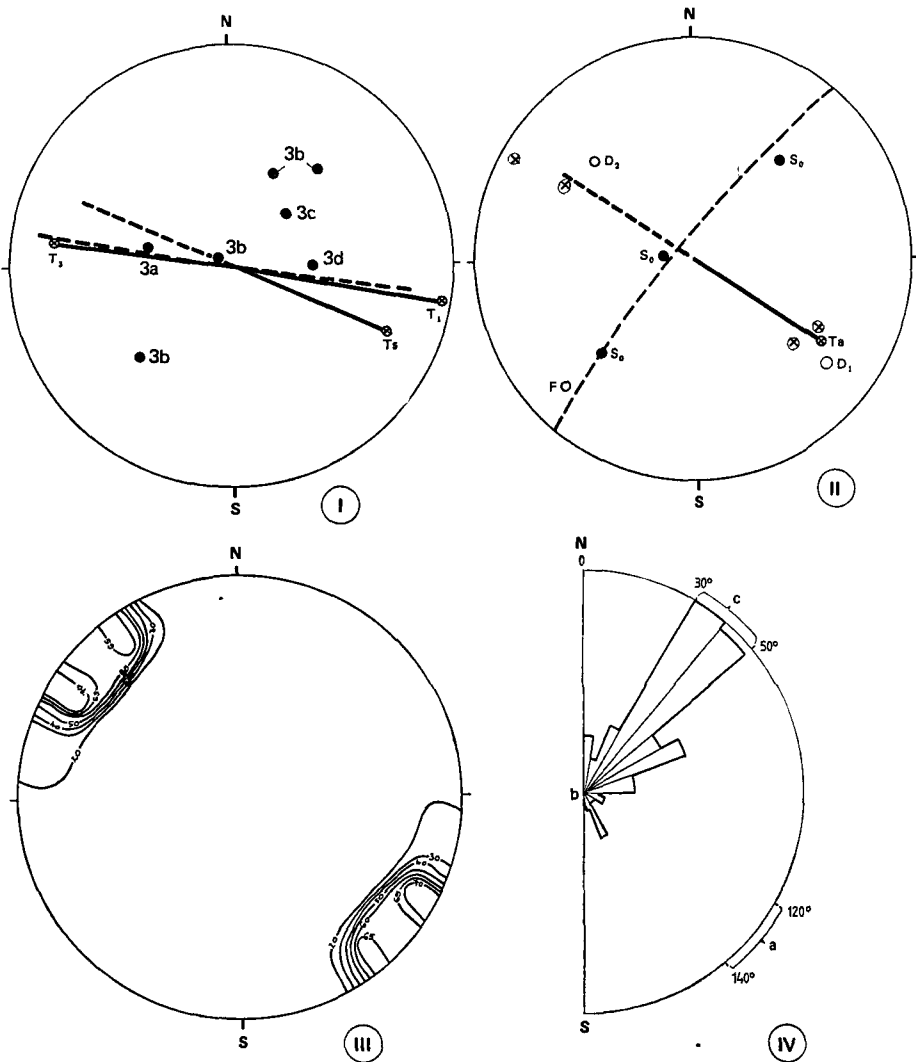
A szerkezeti elemek sorrendisége világos rétegzettség (S_0), izoklinális redőzottság + palásság (S_1), a palásság meggyűrődése, kőzettrécek képződése. Ezzel összhangban négy szerkezetalakulási szakasz jelölhető ki. Az izoklinális redőknek és a palásságnak (második szakasz) megfelelő mozgás c tengelye ma többnyire meredeken áll. A redőtengelysíkok és a palásság gyűrődése ugyanazon redőtengely körüli forgással és $D-1$ vergenciával ment végbe. A kőzettréceknek megfelelő kinematikai tengelyek nem világosak, mivel az elmozdulások irányát nem sikerült megállapítanunk. A fodroknak megfelelő tengelyek eltérnek a redőket létrehozó deformációs erőter irányaitól.

7 táblázat — Table 7

A velencei palák palásságára vonatkozó mérési adatok összesítése
Results of schistosity measurements in the Velence Schist

Feltérás	A palásság állása különböző kutatók adatai alapján					MÁFI térképek 1980—83		Szerző
	Teleki G 1941		Jantsky B 1957		Gokhale N N 1966		adat	
	n, v*		n, v*		n, v*			
Csalai Felsőmalom	335—360/30—45	330/45	30/30, 20, 45	H I	298—15/5—70	276—310/10—46 (n=12)		
Csalai Felsőmalom Ny	—	—	—	D T M	270/30, 310/30 320/30, 20/30	298—50/5—80 (n=8)		
Csalai Felsőmalom K	—	—	—	D T M	30/50, 50/50	30—42/40—70 70/13, 225—286/2—70 (n=16)		
Pátkai Ércbánya dűsítómű vagy Szűzvári malom	330/45—60 35—40/45—60	kereszttrétegzett, kaotikus	212/70 205/67	K L	210/90, 340/55 260/80	335—38/30—54 (n=32)		
Antónia-hegy, védett feltárás	20—50/45—60	40/45, 20/50 30/45	225/45	Gy L	348/50	30—112/16—72 (n=20)		
Bence-hegy	80—90/50—60	75/40, 30/45	—	Gy L	50—60/40, 100/20 160/20, 230/40	—		
Korakás-hegy	—	330/45	—	D T M	270/30, 330/40	—		
Varga-hegy	0—30/20—30	180/65, 220/50	155/70	F Zs **	193/70, 320/20—40 160/15, 200/32 300/34, 310/35	—		
Vaskegy	20—50/45—60	0/40	—	Gy L	0/40, 16/50	—		

* A MÁFI térképezők névsora. D T M — DARIDANE, TICHY MÁRIA, K L — KOVACS LAJOS, Gy L — GYALOG LÁSZLÓ, H I — HORVÁTH ISTVÁN
** FÉLEGYHÁZI ZSOLT 1967 OFÉA

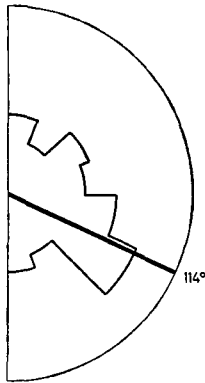


9 ábra I A velencei palák palássága és a redők tengelyei (feltárások száma az 5 táblázaton), II a pátkai Dűsítőmű feletti feltárás diagramja, III a gránitporfir és apittelérek dőlésének diagramja, IV a gránitporfir és apittelérek csapásának megoszlása DARIDÁNÉ TICHY M., GYALOG L., HORVÁTH I., KOVÁCS L., ÓDOR L. (1979—1982) adatának felhasználásával)

A jelmagyarázatot lásd a 2 ábránál

Fig 9 Schistosity of the Velence Schist types and the fold axes (for exposure numbers, see Fig 5), II diagram of the exposure above the dressing plant of Patka, III diagram of dips for granite porphyry and aplite dikes, IV distribution of strike for granite porphyry and aplite dikes relying on the data provided by M. DARIDA-TICHY, L. GYALOG, I. HORVÁTH, L. KOVÁCS and L. ÓDOR (1979—1982)

For legend, see Fig 2



10 abra A fülei konglomerátum kavicsainak hossztengetyirány-megoszlása (HORVÁTH I és ÓDOR L adatainak felhasználásával) az uralkodó irány feltüntetésével

Fig 10 Preferred orientation of longitudinal axes of pebbles from the Füle Conglomerate (by courtesy of I HORVATH and L ÓDOR) with indication of the prevailing direction

Füle

A konglomerátum szerkezeti vizsgálatát a fülei Kő-hegy bányában végeztük. A kőzet erősen cementált, kavicsa polimikt, főleg kvarcból, balatonfőkajári kvarcfillitből, kloritpalából és liditből áll (MAJOROS GY 1971). Jól rétegzett, dőlése uralkodóan ÉK-1 (7. ábra), nem palásodott, redők nem láthatók (6. tábla 4.)

HORVÁTH I és ÓDOR L kollégáimmal közösen vizsgáltuk a kavicsok irányítottóságát, főleg a déli feltáráson. A kavicsok kiveréskor szétesnek, ezért csak vízszintesbe vetített hossztengetyét mértünk. A 21% feletti adatsorozatokból az átlagérték 114° -nak adódik (10. ábra).

A kőzetrések eloszlásából ($n=141$) négy maximumot kaptunk (8. ábra), amelyek közül az M_1 és M_2 párba rendezhető. A kőzetrések mentén elmozdulási irányt nem sikerült megállapítanunk. A D rendszer kőzetrései nyírásos eredetűek, mivel egyaránt átszelik a konglomerátum kavicsait és kötőanyagát.

A szerkezeti elemek sorrendjéből két szerkezetfejlődési szakasz jelölhető k_1 . Az első szakaszból (rétegződést eredményező uledékfelhalmozódás) deformációra nincs adat. A második szakaszban képződő kőzetrések közül az M_1 – M_2 párnak megfelelő b tengely függőleges, a másik két tengely az elmozdulásra vonatkozó adatok hiányában nem azonosítható. Az M_1 – M_2 kőzetréspár szögfelezőjében elfoglalt helyzetüket tekintve a D kőzetrések szakításos eredetűek lehetnének, s ez a c tengely irányát ÉÉK–DDNy-ra rogzíténé. A D–F kőzetréspár alapján a b tengely 45° -kal fordult el az M_1 – M_2 páréhoz képest. Lehetséges, hogy az elfordulás új (alpi?) deformációval kapcsolatos, amelyben a korábbi szakításos eredetű D-i kőzetrések mentén nyírásos elmozdulások játszódtak le.

A velencei gránit

A gránit mikrotektonikai anyagából egy adatot emelünk ki: a gránitot átszelő gránitporfír- és aplitteléreik csapása (és a kvarcteléreik egy része is) uralkodóan 30° és 50° közé esik (9/4. ábra).

Következtetések

A Velence–Balatonfő terület metamorfizmusának szerkezete mindenütt ugyanazokat a jelegeket mutatja (5. táblázat).

— Az oszletekben megfigyelhető redők közel izoklinálisak és uralkodóan fekvők,

— a paláság a redőtengelysíkokkal párhuzamos, a redőalakból következően legtöbbször egybeesik a rétegződéssel és a redőhelyzetből eredően általában lapos dőlésű,

— a redőtengelysíkok és velük együtt a palásság és rétegződés több-helyütt újragyűrődik, a keletkező redők tengelyei közelítőleg egybeesnek az izoklinális redőkével, s tengelysíkjaik E_1 -i dőlésűek,

— a kőzetrések nagy részének helyzete levezethető a redőképződést kiváltó deformációból, ha elfogadjuk, hogy a tengelyük a redőtengely mentén helyezkedik el

Az azonos szerkezeti jelleg mellett valamennyi metamorfit azonos kinematikai tengelyelrendeződést mutat (3 táblázat), amelyben a redőtengely NyÉNy—KDK irányú. Így a kinematikai tengelyek a deformációs tengelyekkel azonosíthatók ($a = A$, $b = B$, $c = C$)

Valamennyi metamorfit deformációtörténete nagy vonalakban azonos. Először az izoklinális redők jönnek létre a tengelysíkhöz kötődő palássággal, valószínűleg ezt a folyamatot kíséri a regionális metamorfózis. Az izoklinális redőzottség nyilvánvalóan oldalnyomás (orogén stressz) hatására lépett fel, amikor a C tengely közel vízszintes (s ezzel összhangban a redők tengelysíkjai és az azzal kapcsolatos palásság közel függőleges) volt, tehát a palásság mai lapos dőlése csak utólagos lebillenés eredménye lehet. Mivel a redőtengelyek megmaradtak vízszintes helyzetben, gyakorlatilag azzal a tengellyel esnek egybe, amely mentén elfordulva a redőtengelysík és a palásság mai helyzetébe került, függőlegesre állítva a kőzettömeghez viszonyított C tengelyt. Ezt a lebillenést a gyűrődést követő takaróképződéssel hozhatjuk kapcsolatba (5/4 ábra). A takarómozgás függőleges síkban jelentkező vízszintes, irányát tekintve a mozgásra (takarófrontra) merőleges erőpárnak megfelelő deformációt jelent (5/4 ábra). Kézenfekvőnek látszik ezzel a mozgással kapcsolatba hozni a ugyanilyen eredetű kőszár-hegyi és pátkai flexúrákat (5/1 ábra), amiből a takarók DDNy-i vergenciája következik. Ez a vergencia valószínűleg kiterjeszthető a balatonfőkajári kvarcfillitre is, így annak települése átbuktatottnak adódik (3/b ábra), s a feltárás egésze egy fekvő antiklinális alsó, átbuktatott szárnyára helyezhető.

Az M_1 — M_2 és D kőzetrések kinematikai tengelyeinek elrendeződése a takarófrontra merőleges irányú vízszintes kompresszióknak felel meg. Létrejött a mozgás akadályoztatását tukrozheti és így az eredeti nyírásos erőpárhoz képest másodlagosnak tekinthető. A szerkezeti elemek egymásutánjából következően a kőzetrések keletkezése a takarómozgásnak a flexuraképződésnél későbbi szakaszára tehető.

A különböző metamorfitok szerkezeti jellegei, irányítottsága és fejlődésmenete tehát azonos, ami deformációjuk azonos korát bizonyítja. Foldtani adatokból következően ez a deformáció a variszkuszi orogenezissel hozható kapcsolatba. Ezen belül a balatonfőkajári kvarcfillit az egyetlen, amely egy idősebb deformáció nyomát (S_1 palásság) is őrizi.

A fülési konglomerátumban a metamorfitok már megvannak kavics formájában, tehát lepusztulóban voltak az uledékképződéskor (= felső-karbon) (BARABÁSNÉ 1975). A kavicsirányítottság egybeesik a korábbi redőtengelyekkel, ami talán az uledékszállítás tektonikai meghatározottságára mutat. A gránitban települő különböző telérek közelítőleg merőlegesek a korábbi redőtengelyekre, ami megfelel a fülési konglomerátumban is meglévő M_1 — M_2 és D kőzetrések deformációs tengelyelrendeződésének.

A szerkezeti fejlődésmenet fenti korvonalazása nem jelenti a problémakör lezárását, mivel egy sor részletkérdés tisztázatlan maradt. Így nem világos a balatonfőkajári első (S_1) palásság (és metamorfózis) deformációs erőtere,

homályban maradt a szinte minden metamorf összeteben fellépő $\text{ÉÉNy}-\text{É}-\text{ÉÉK}$ irányú fodrok és hajlatok eredete, tisztázatlan maradt a kulisszás szakításos repedésekkel jelzett nyírásos ovek nagy részének eredete, a kőzetres-maximumokat pedig csak helyzetük alapján értelmeztük, mivel az elmozdulási irányokra alig van adatunk

Megjegyezzük, hogy

— a balatonfőkajári kőfejtőben a kink-zónák többsége és a kőszár-hegyi bányákban a vetők nagy része gyakorlatilag azonos csapású ($346^\circ-166^\circ$),

— az elmozdulás a kink-zónák kulisszás kvarcerei és a vetők karcai alapján egyformán ma É -i dőlésű irányban ment végbe,

— az elmozdulás vízszintes összetevője azonos módon jobbos eltolódásnak felelt meg. Ezért a főkajári kulisszás kvarcerek képződését összekapcsolhatjuk a kőszár-hegyi vetők menti elmozdulásokkal. Mivel mindkettő konjugált pár nélkül jelenik meg, lehetséges, hogy valóban nincs ilyen párjuk, s keletkezésük a takarófront egyenlőtlen előrehaladásával kapcsolatban fellépő haránteltolódásokra vezethető vissza. Így értelmet kaphatna az elmozdulási irányok közelítő egybeesése a flexúrák tengelysíkjának dőlésével.

Rendszeresnek látszik a kőzetreszek alapján rekonstruált kinematikai tengelyrendszerek $15-25^\circ$ -os óramutatójárással egyező elfordulása a gyűrődéskor fennállóhoz képest. Ez esetleg annak a következménye, hogy a takaróképződés utolsó szakaszában a mozgásirány kissé eltért a korábbitól, de a feltárások kis száma miatt ennek okát csak találgathatjuk. Megjegyezzük, hogy ez az elfordulás ellentétes azzal, amelyben a főkajári kulisszás-kvarceres ovek vagy a kőszár-hegyi vetők közé zárt egységek a jobbos mozgásösszetevő miatt résztvettek. Azonos — óramutatójárással egyező irányú — elfordulást mutat viszont a gránitban települő telérekből rekonstruálható A tengely.

Behatöbb vizsgálatokkal a felmerült kérdések valószínűleg tisztázhatók lesznek, s talán új, ma még ismeretlen szerkezeti elemek jelenlétére is fény derül. Annyi azonban ma is világos, hogy

— a területen ismeretes valamennyi pre-alpi képződmény egyazon tektonikai erőterben deformálódott,

— a variszkuszi orogenezis óta egyik sem fordult el vagy billent ki a másikhoz képest,

— a variszkuszi redők iránya eltér az alpi szerkezetekétől,

— a metamorfítok gyűrődését és takaróképződését követő kiemelkedés és lepusztulás (fulei konglomerátum) nem a deformációs erőter irányváltozásával állt kapcsolatban.

Az alpi orogenezis hatásáról

Láttuk, hogy a paleozóos képződmények szerkezeti elemei az izoklinális redőktől a kőzetreszekig a variszkuszi orogenezis deformációs erőterében jöttek létre. Az alpi orogenezis során a kristályos aljzatban legfeljebb torések kiújulásával, esetleg új torések keletkezésével számolhatunk. Az alpi deformáció C tengelye a variszkuszi kőzetreszekétől kb. $70-80^\circ$ -kal tér el az óramutató járásával ellentétes irányban. Ennek következtében az M_1-M_2 kőzetreszek mentén alpi kiújulás esetén a variszkusziival ellentétes elmozdulásokat várhatunk, a D kőzetreszek mentén pedig a korábbi szakítás helyett elsősorban nyírást.

A variszkuszival ellentétes elmozdulásokat néhány M_1 kőzetrés mentén és nyírást számos D kőzetrés mentén valóban megfigyeltünk. Emellett az F kőzetrések, amelyek helyzete a variszkuszi deformációból nem volt levezethető, közelítőleg megfelelnek az alpi erőter szakításos repedéseinek. Így tehát az alpi erőter hatását a kőzetrések vizsgálatával kimutattuk. Ez a hatás nyilvánvalóan nem volt elegendő ahhoz, hogy legalább a kőzetrésrendszerekben eltüntesse az eredeti variszkuszi deformáció nyomait.

IRODALOM — REFERENCES

- BALLA Z 1983 A szerkezeti formaelemek — Ált Foldt Szemle In press
- BARABÁSNÉ STUHL Á 1975 Adatok a Dunántúli újpaleozóos képződmények biosztratigráfiajához — Foldt Kozl 105 (3) 320—334
- BELOUSZOV V V (ed) 1977 Ocserszki sztrukturnoj geologii szozsnodiszlocirovannih tolses — Nedra, Moszkva
- CSASZÁR G — HAAS J (szerk) 1983 Magyarország litosztratigráfiai formációi — Foldt Int kiadv
- FELEGYHÁZI Zs 1967 Összefoglaló jelentés a Velencei-hegységben 1966-ig végzett földtani, geofizikai, geokémiai és bányászati kutatásokról — Foldt Int Adattár T 7525, kézirat
- FOLDVÁRI A 1952 A szabadbattyáni ólomérc és kovules karbonelőfordulás — MTA X Oszt Kozl 5 (3) 25—53
- GOKHALE N W 1964 Kőzetszerkezeti vizsgálatok a Velencei-hegységi gránitban és kvarcfillitben — Foldt Kozl 94 (2) 177—183
- GOKHALE N W 1966 A Velencei-hegység gránit és metamorf kőzetek ásványtani, kőzettani, kőzetkémiai és kőzetszerkezeti vizsgálata (Kandidátusi ert) — MTA Adattár, kézirat
- JÁMBOR Á — LELKESNÉ FELVÁRI GY — MAJOROS GY — HORVÁTH I — RAINCSÁK GY — KONDA J — HAAS J — KÖRPÁS L — KAISER M 1982 A Dunántúli-középhegység rov d földtani jellemzése — Foldt Int Adattár Ter 10 943, kézirat
- JANTSKY B 1957 A Velencei-hegység földtana — Geol Hung ser Geol 10
- KISS J 1951 A szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai — Foldt Kozl 81 (7—9) 264—274
- KISS J 1954 A szabadbattyáni andezit ércgenetikai jelentősége — Foldt Kozl 84 (3) 183—189
- LELKESNÉ FELVÁRI GY 1978 A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményeinek kőzettani vizsgálata — Geol Hung ser Geol 18 193—241
- LELKESNÉ FELVÁRI GY — SASSI F P 1983 A magyarországi pre-alpi metamorfitek kialakulásának vázlata — Foldt Int Évi Jel 1981-ről 449—466
- LELKESNÉ FELVÁRI GY 1983 Néhány újabb adat a balatonfelvidéki paleozoikum kőzetanához — Foldt Int Adattár Ter 12 321, kézirat
- LOCZY L 1913 A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti települése — A Balaton Tud Tan Eredm
- MAJOROS GY 1971 A balatonfői újpaleozoikum kutatása — Foldt Int Évi Jel 1969-ől 675—676
- MAJOROS GY 1980 A permli uledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben Egy földrajzi modell és néhány következtetés — Foldt Kozl 110 (3—4) 323—341
- OCSERETENKO I A — TROSCSENKO V V 1978. Szttereograficeszkie proekcii v sztrukturnoj geologii — Nedra, Moszkva
- TELEKI G 1941 Polgardi és környékének paleozoikus képződményei — Foldt Int Évi Jel 1936—38-ról 311—328
- TELEKI G 1941 Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához — Foldt Kozl 71 (7—12) 205—212
- TELEKI G 1942 A Velencei gránitok tektonikája — Foldt Int Évi Jel 1936—38-ról 1321—1376
- VENDL A 1912 Jelentés a Velencei-hegységben végzett részletes földtani vizsgálatokról — Foldt Int Évi Jel 1911-ről 40—45
- VENDL A 1928 A Somlyó és Szárhegy geológiája és egykori hévforrásai — Hídr Kozl 1924—26 (4—6) 37—44
- VIALON P — RUHLAND M — GROLIER J 1976 Elements de tectonique analitique — MASSON Paris—New York—Barcelona—Milano
- WILSON G 1982 Introduction to small-scale geological structures — G Allen and unwin Boston—Sydney

VARISCAN TECTONICS OF THE VELENCE—BALATONFŐ AREA

by

A DUDKO

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 551 24(234 373 1/2)

Key words Hercynian orogeny, tectonic units, structural analysis, deformation, fold axis, schistosity, folding, nappe, metamorphic rocks, Central Transdanubia (Velence, Balatonfő)

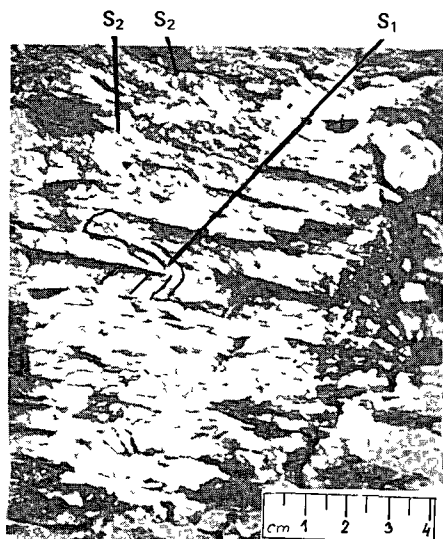
All the pre-Permian formations in the Velence—Balatonfő area were deformed in one and the same stress pattern during the Variscan orogeny. In this field the maximum compressive axis was oriented NNE—SSW, the fold axes striking WNW—ESE. The earliest identifiable processes in the context of the afore-mentioned deformation of the Balatonfőkajár Quartz Phyllite, the Kőszárhegy Crystalline Limestone and the Velence Schist were isoclinal folding and axial-plane schistosity which were followed by the emplacement of nappes of SSW vergence accompanied by a new, but this time much weaker, folding. Most of the joints were formed towards the end of this nappe emplacement. Composed of metamorphic pebbles and consequently, postdating the folding and the nappe emplacement, the Füle Conglomerate was affected by a deformation which had the same orientation but which was much weaker even than the former one. Approximately the same stress pattern is indicated in the Velence Granite by the generation of fissures filled up by granite porphyry dikes and by their opening.

I. Tábla — Table I

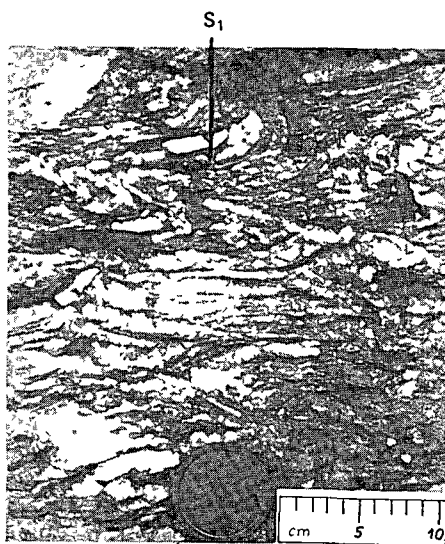
Redők a balatonfőkajári kvarcfillitben kőfejtő

Folds in the Balatonfőkajár Quartz Phyllite as observable in the quarry

- 1 Az anyagi összetételben jelentkező sávosság cm-es fekvőredői — Recumbent folds of cm size bands manifested in the composition of the material
- 2 Az S_1 palásság dm-es fekvőredői, egyes sávok mentén a palássággal együtt gyűrt kvarcerekkel — Recumbent folds of dm size of schistosity S_1 with quartz veinlets folded together with the schistosity along some bands
- 3 Az S_1 palásság fekvőredői — Recumbent folds of schistosity S_1
- 4 Ugyanaz a kép, a redőket rajzilag kiemelve — The same image with the folds accentuated by drawing technique



1



2



3

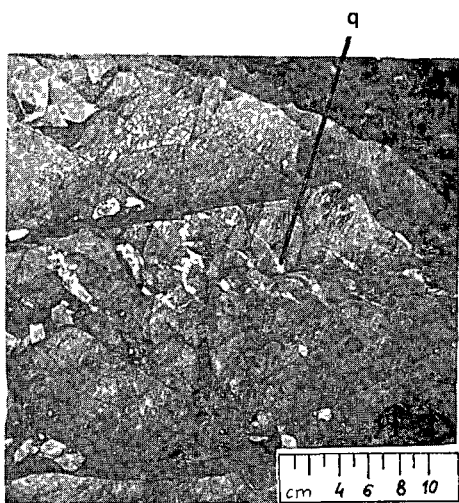
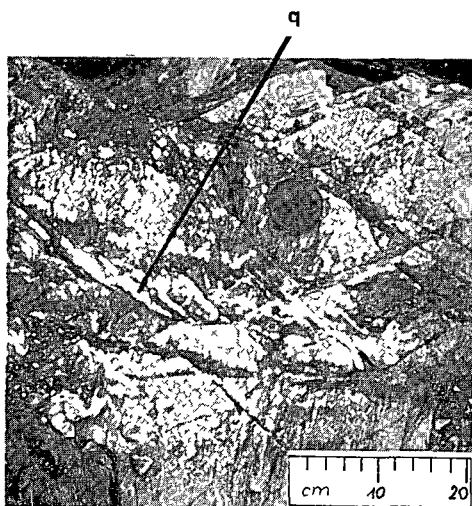
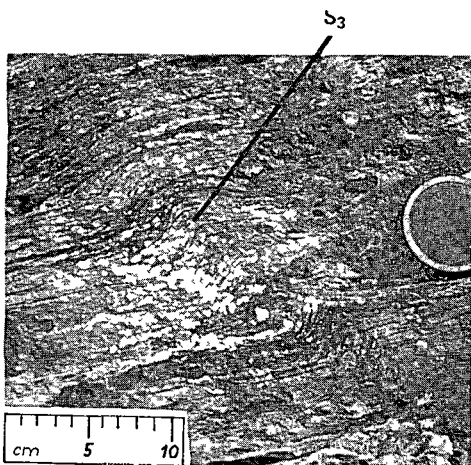
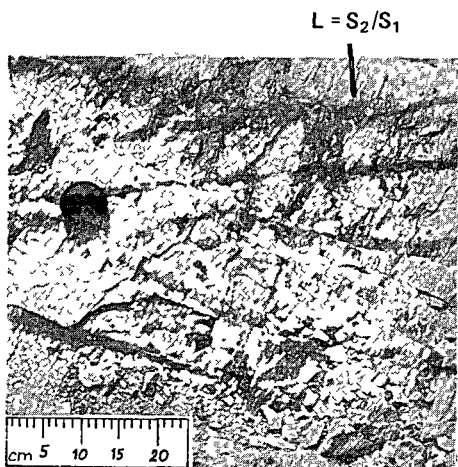


4

II Tábla — Table II

Az egyes övekre korlátozódó deformáció a balatonfőkajári kvarcfillitben
Strain restricted to the individual zones in the Balatonfőkajár Quartz Phyllite

- 1 ÉÉNy—DDK irányú fodrok az S_2 palásság síkjában Jól látható az S_2/S_1 vonalasság (NyÉNy—KDK) — Small flexures of NNW—SSE orientation in the plane of schistosity S_2 Note the S_2/S_1 lineation (WNW—ESE)
- 2 Az S_2 palásságot meghajlító kink-zóna (+ S_3 palásság?) — Kink bends of schistosity S_2 (+ schistosity S_3)
- 3 Kulisszás kvarcerek ove ÉÉNy—DDK irányú fodrok mentén (q) A kvarcerek alakja világosan tükrözi a repedések szakításos eredetét (hullámos felület, gyors kiékelődés) — En echelon quartz veinlets along the Kink bends oriented NNW—SSE The shape of the quartz veinlets reflects quite clearly the tension origin of the fissures (wavy surface, rapid pinch out)
- 4 Kulisszás kvarcérov A kvarcerek kiékelődései kissé behajlanak az ov csapása mentén, jelezve az eltolódással kapcsolatos kis méretű forgást — En echelon zonation of quartz veinlets The pinch out of the quartz veinlets are slightly curved along the strike of the zone indicating a rather limited rotation due to faulting

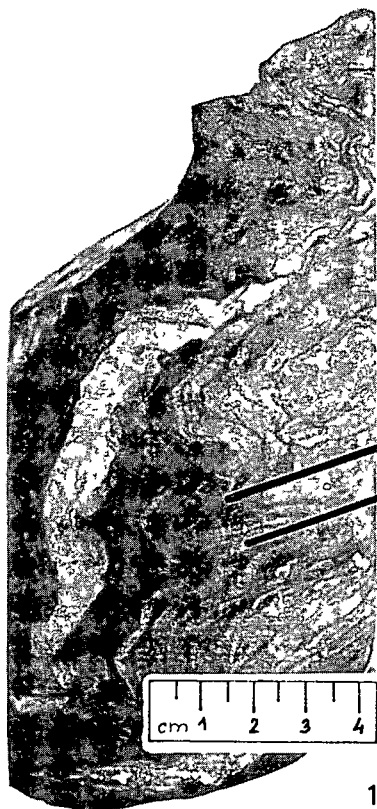


III tábla — Table III

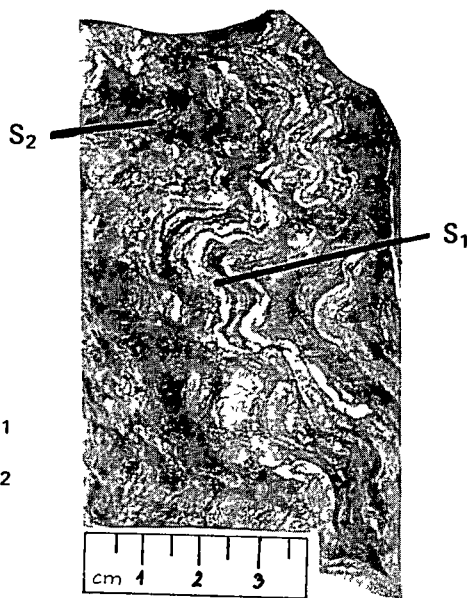
Redők a balatonfőkajári kvarcfillitben fúrómagok

Folds in the Balatonfőkajár Quartz Phyllite as observable in drill cores

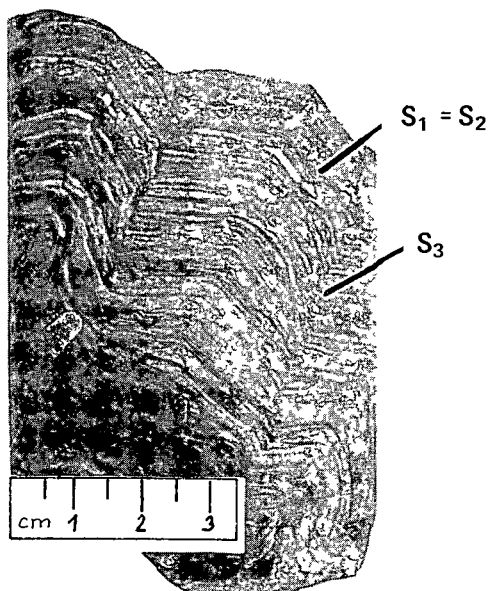
- 1 Diszharmonikus redőződés lapos dőlésű tengelysíkokkal Bfk 1 sz f 114,3 m — Folds in the Balatonfőkajár Quartz Phyllite as observable in drill cores
- 2 Apró fekvőredők lapos dőlésű tengelysíkokkal, Bfk 1 sz f 143,0 m — Minor recumbent folds with flat axial planes, borehole Bkf-1, 143,0 m
- 3 A fő paláságot meggyűrő meredek dőlésű redők, tengelysíkjuk mentén újabb palásodással (S_3), Bfk 1 sz f 198,0 m — Steep folds affecting the main schistosity, with a superimposed schistosity along their axial planes (S_3), borehole Bkf-1, 198 0 m
- 4 Diszharmonikus redőződés részben izoklinális fekvőredőkkel, Bfk 1 sz f 144,1 m — Disharmonic folding with partly isoclinal recumbent folds, borehole Bkf-1, 144.1 m



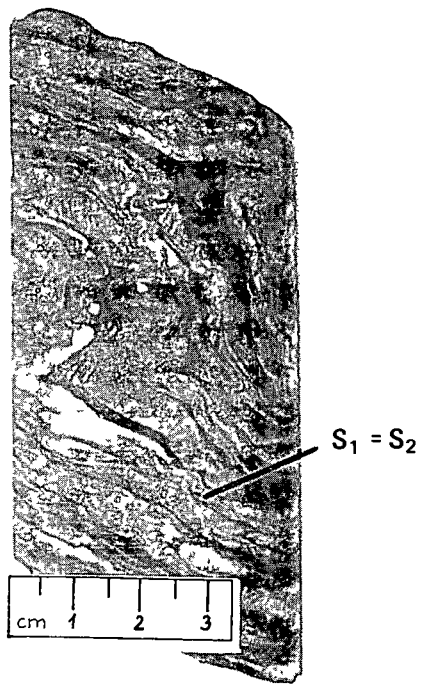
1



2



3



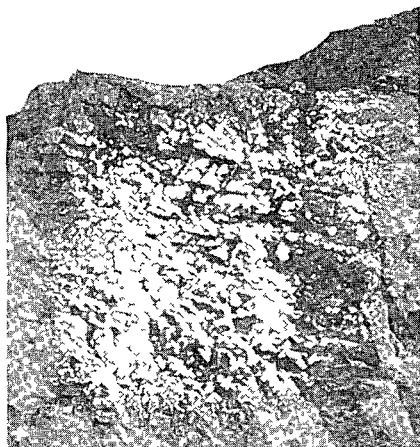
4

IV. tábla — Table IV

A kőszárhegyi mészkő települése

Structural pattern of the Kőszárhegy Limestone

- 1 Az általános lapos dőlésű település — The general flat dip
- 2 Meredek település ÉK—DNy csapású enyhe hullámokkal (6 ábra 9 p) — Steep dip, gentle waves striking NE-SW (Fig 6, p 9)
- 3 Izoklinális fekvőredőpár (6 ábra 1 p) — A pair of isoclinal recumbent folds (Fig 6, p 1)
- 4 Ugyanaz, a rétegződés rajzilag kiemelve — The same, with the stratification accentuated by drawing technique



1



2



3



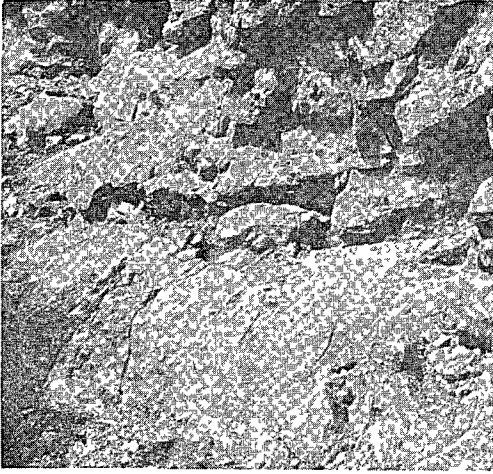
4

V. tábla — Table V

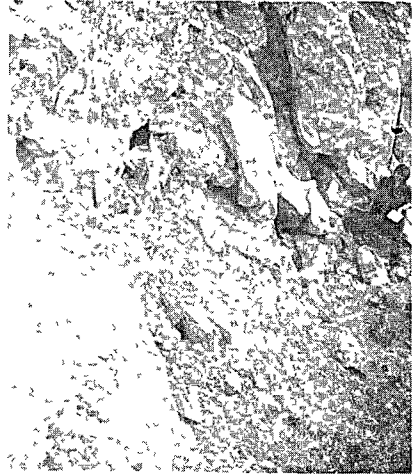
Nagyméretű flexúra a felhagyott déli kőbányában, az uzemanyagraktártól
Ny-ra (6 ábra, 8 p)

Large flexure in the abandoned southern quarry, W of the fuel depot (Fig 6,
p. 8)

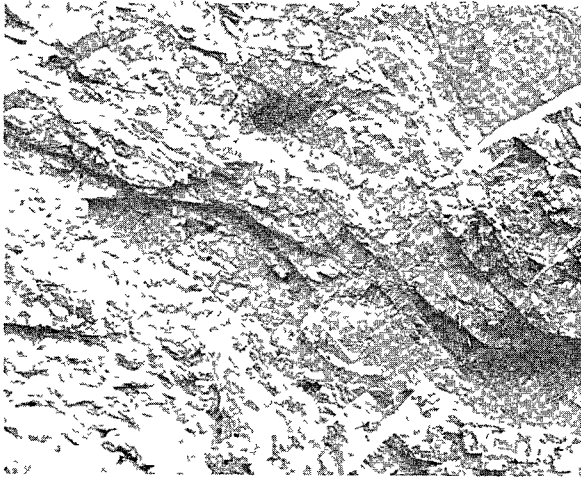
- 1 A flexúra kitért magja oldalnézetben — Exposed core of the flexure in side-view
- 2 A kép bal szélén a flexúra kitért magja, a háttérben harántszelvénye látható — On the left margin of the image, the core of the flexure exposed by weathering can be seen. In the background, its transversal section is observable
- 3 A flexúra harántszelvénye Tengelysíkja É-ÉK felé (balra) dől. A hajlásban izoklinális redők vesznek részt — Transversal section of the flexure. Its axial plane dips NNE (left). Isoclinal folds are involved in the bending



1



2

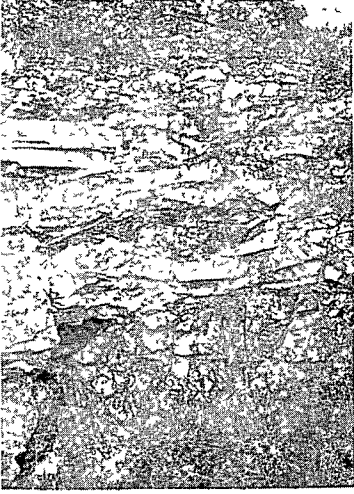


3

VI tábla — Table VI

A kőszárhegyi mészkő redőzottsége
Folding of the Kőszárhegy limestone

- 1 Izoklinális fekvőredő (6 ábra 2 p) — Isoclinal recumbent fold (Fig 6, p 2)
- 2 Izoklinális redő magja (6 ábra 3 p) (Fotó HORVÁTH I) — The core of an isoclinal fold (Fig 6, p 3) (Photo I HORVÁTH)
- 3 A bányaművelés során feltárt, eredeti helyzetéből elmozdult redőcsukló (6 ábra 6 p) — Fold hinge uncovered and displaced during quarry operation
- 4 Fule, Kő-hegy, konglomerátum — Fule, Kőhegy, an exposure of conglomerates



1



2



3



4

VII tábla — Table VII

A velencei palák redőzottsége kőfejtők

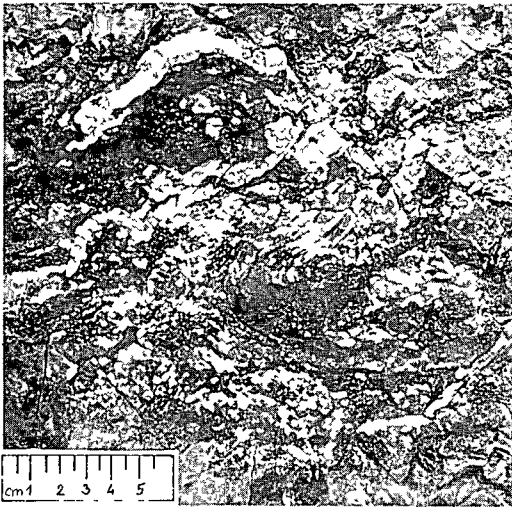
Folding of the Velence Schist as observable in the quarries

- 1 Gyűrt kvarcerek Antónia-hegy, védett feltárás — Folded quartz veinlets Antónia-hegy, exposure protected by conservancy legislation
- 2 Flexúra, az S_1 palásság hajlásával Pátka, a Dúsítómű felett — Flexure with curvature of schistosity S_1 Pátka, above the dressing plant
- 3 Diszharmonikus fekvőredők Pátka, Felsőmalom-Ny — Disharmonic recumbent folds Pátka, Felsőmalom-W
- 4 Enyhe gyűrődés, Bence-hegy, kocségi bányá — Gentle folding, Bence-hegy, village quarry



1

2



3

4

VIII tábla — Table VIII

A velencei palák redőzottsége fúrómagok

Folding of the Velence Schist in drill cores

- 1 Lovasberény Lbt 1 sz f 73,5 m, diszharmonikus redők — Borehole Lovasberény Lbt-1, 73 5 m, disharmonic folds
- 2 Nadap Nt 4 sz f 125,7 m, dőlt hasonló redők — Borehole Nadap Nt-4, 125 7 m, similar folds, inclined
- 3 Ugyanaz kinagyítva, retusálva — The same, enlarged, retouched
- 4 Nadap Nt 2 sz f 76,3 m, izoklinális redők — Borehole Nadap Nt-2, 73 6 m, isoclinal folds
- 5 Nadap Nt 2 sz f 81,7 m, kink-zóna (KZ) — Borehole Nadap Nt-2, 81.7 m, kink-bends (KZ)



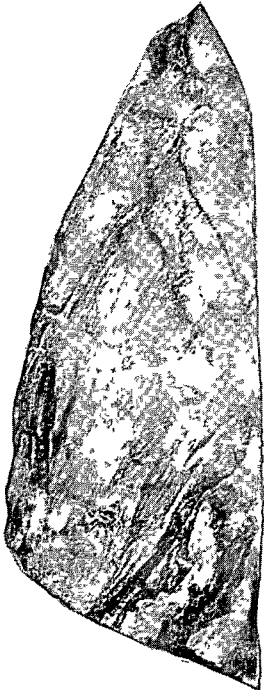
1



2



3



4



5

Kz

A SOPRONI-HEGYSÉG KRISZTÁLYOS KÉPZŐDMÉNYEINEK PRE-ALPI ÉS ALPI FEJLŐDÉSTORTÉNETE

LELKESNÉ FELVÁRI GYONGYI*—FRANCESCO PAOLO SASSI**—DARIO VISONÁ**

* M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstádion út 14
H-1143

** Istituto di Mineralogia e Petrologia, Università di Padova, Corso Garibaldi 37,
Italia

ETO 551 24(234 373 1/ 2)

T á r g y s z a v a k IGCP N° 5 , polimetamorfózis, kőzetszövet, mikroszkópos vizsgálatok, kaledoniai-, herciniai-, alpi-orogén, ÉNy-Dunántúl, (Soproni-hegység)



No 5

A soproni terület kristályos aljzata a Keleti-Alpok Ausztridának legkeletibb előfordulása. Mint az Ausztróalpin egyéb területein is, e kőzetek polimetamorf jellegét korábbi szerzők hangsúlyozták.

Az új adatok három egymástól elkülöníthető szakaszra bontható metamorf fejlődést igazolnak, ezek az alpi, a herciniai és valószínűleg a „kaledoni”.

A legidősebb metamorfózis (kaledoni?) a soproni metapelitokban mikrotextúra elemzés segítségével nyomozható. Ásványai staurolit, disztén és gránát porfiroblasztok, melyekhez helyenként fibrolitos szillimanit társul. Az ásványegyüttesek tehát e preherciniai esemény esetében almandin—amfibolit fácies fizikai feltételeire utalnak, melyre 34 °C/km-nél alacsonyabb geotermikus gradiens adható meg.

A herciniai metamorfózis hatása egyik feltárástól a másikig változó képet mutat. A legerősebb metamorf fokozat Brennbergbánya környékén fordul elő, sok andaluzittal és szillimanittal, melyekhez valószínűleg kordierit és gránát társul, valamint gyakoriak a granitos összetételű leukoszómák. Másutt a herciniai metamorfózis jellegzetes retrográd hatások mutatnak például a staurolit és disztén porfiroblasztok szericit ± klorit ± opak aggregátumokká alakulnak. Néhány nagy kloritoid, a staurolit helyenkénti kloritoiddá alakulása és a gránátok szórványos kloritosodása hozható még feltételesen kapcsolatba ezzel az eseménnyel.

A herciniai metamorfózis széles hőmérsékleti határok között ment végbe (főként zoldpala, helyenként amfibolit fácies), és 34 °C/km-nél magasabb gradiens jellemzi. A hercinivel összevethető termikus hatások mutatkoznak a biotitos metagranitokban, metavulkanitokban, savanyú metavulkanoklasztitokban és világos gneiszekben. Koruk azonban lehet variszkuszi vagy alpi.

Az alpi metamorfózis legjellegzetesebb hatásai a következők: kis kloritoid és disztén idioblasztok képződése, főként szericites aggregátumokban, ritkán ugyanott előforduló staurolit idioblasztok és talán kis gránát idioblasztok. Ezzel az eseménnyel hozható kapcsolatba a leukofillit és kvarcitos szintek jellegzetes leuchtenbergites ásványegyüttesei. Az alpi metamorf átkristályosodás fizikai feltételei általában a zoldpala fáciesnek felelnek meg, csak lokálisan fordult elő olyan hőmérséklet, mely Fe-staurolit képződését tette lehetővé. Az alpi gradiens 34 °C/km alatti volt, amit a disztén stabilitása igazol.

Az előzőekben vázolt metamorf fejlődéstörténet teljes összhangban van a Keleti-Alpok ausztriai aljzatának nyugatabbra levő előfordulásokból ismert fejlődéstörténetével.

Bevezetés

A Soproni-hegység területének kristályos alzata a Keleti-Alpok Ausztriának legkeletibb előfordulása Miocén és pliocén uledékek fedik. A kristályos alzat fő jellegait VENDEL M (1973), VENDEL M et al (1974), KISHÁZI P. 1976 (1977) (BOLDIZSÁR I, IVANOVICS J 1976) ismertette. E szerzők felismerték a terület kőzetének polimetamorf jellegét és a közeli ausztriai területen előforduló „Grobgneis” sorozat kőzeteivel hozták kapcsolatba azokat. Hasonló kőzetek néhány km-rel északabbra, a Fertő tó közelében is előfordulnak, melyek az irodalomban fertőrákosí alzat néven szerepelnek. Itt fillitek és márvány is ismert, uralkodók az amfibolitok. KÓSA L (1976) és FAZEKAS V (1982) szerint ezek a kőzetek a Wechsel sorozathoz tartoznak.

A jelen munka fő céljának tekintettük, hogy a Soproni-hegység kristályos alzatát korreláljuk az Ausztridák nyugatabbi előfordulásaival (Ausztria, Olaszország), és komplex fejlődéstörténetében elkulonítsuk az alpi és pre-alpi hatásokat. Ebben az irányban az első kísérlet LELKESNÉ FELVÁRI GY — F P SASSI nevéhez fűződik (1981). Jelenlegi, részletesebb munkánk fő célkitűzései a következők voltak:

- a fő kőzettípusok legfontosabb jellegeinek megállapítása oly módon, hogy az adatok könnyen beilleszthetők legyenek a kelet-alpi irodalomba,
- megkísérelni — ahol lehetséges — a kőzettani adatok nyomás—hőmérsékleti értékelését,
- kidolgozni az alzat fejlődéstörténeti modelljét, elkulonítva a pre-alpi és alpi fejlődési szakaszt,
- ezt a fejlődéstörténetet belefoglalni a regionális ismeretek keretébe.

Mivel a fertőrákosí alzatot főként fúrásokból ismerjük (rossz a feltártság a területen), így ez a dolgozat főleg a Soproni-hegység területének alzatára vonatkozó adatokra támaszkodik. Itt a következő fő kőzettípusok fordulnak elő:

- 1 savanyú gneiszek és a velük kapcsolatos kőzetek,
- 2 metapelitek, metaszemipelitek és a velük kapcsolatos kőzetek,
- 3 amfibolitok.

Jóllehet kvarcitok is ismeretesek a területen, ezek nem szolgáltatnak jelentős adatokat a fenti fő célkitűzéseink számára, ezért nem foglalkoztunk velük. A leuchtenbergit-tartalmú kőzetekkel külön foglalkoztunk (LELKES-FELVÁRI et al 1983). Az amfibolitoktól szintén eltekintünk igen alárendelt szerepük miatt.

Savanyú gneiszek és a velük kapcsolatos kőzetek

A soproni területen gyakoriak a savanyú gneiszek. Az irodalomban ortogneisz, aplitos gneisz, injekciós gneisz néven ismertek.

Néhány összetételbeli és szöveti jellegzetesség és ezek kombinációja lehetőséget nyújt az összes savanyú kőzet jellemzésére. Ezek a jellegek:

- a) pre-metamorf rétegződés,
- b) pre-metamorf tomeges szerkezet,
- c) erősen hiatusos heteroblasztos szövet,
- d) xenolitok előfordulása,

- e) migmatitos szerkezet,
- f) biotit rendszeres előfordulása,
- g) biotit rendszeres hiánya

A fenti jellegek különböző kombinációja alapján a következő fő kőzet-típusok különíthetők el

- 1 biotitos metagranit (b, c, f jelleg),
- 2 savanyú metavulkanit és együtt előforduló metavulkanoklasztit (a, c, g jelleg),
- 3 biotit nélküli fehér gneisz, mely valószínűleg savanyú metavulkanitot és vulkanoklasztitot képvisel (a, g jelleg),
- 4 leukoszóma (e jelleg)

Ezt a felosztást bizonyos mértékig a kémiai jellegek is alátámasztják

Biotitos metagranit és blasztomilonit

Ennek a kőzettípusnak legjellegzetesebb előfordulása a Várasi kőfejtő Hasonló kőzetek Fertőrákosról is ismertek, fúrásokból Igen gyenge palásság nyomain figyelhetők meg a kis csillám-mennyiség következtében. A csillámok irányítatlanul, szórta helyezkednek el a kőzetben. A szemcsenagyság elég nagy (1—2 cm) Néhány 10 cm nagyságot is elérő, megnyúlt xenolitok viszonylag gyakoriak, főként biotit és sajátalakú gránát alkotja. A metagranit ásványos összetétele a következő: kvarc, kálfoldpát, plagioklász, biotit, muszkovit. Igen jellegzetes kis mennyiségű gránát is, a fő járulékos ásvány az apatit.

A kvarc polikristályos aggregátumokat képez, mely biotit- és apatit-zárványokat tartalmaz.

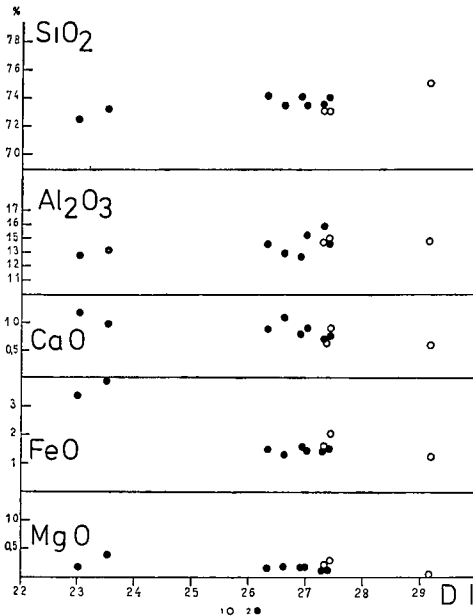
A kálfoldpát általában pertites, változó méretű xenoblasztokat és nagy hipidioblasztos kristályokat képez, ez utóbbiak gyakran ikreszek és sajátalakú plagioklász, kvarc, biotit és ércásványokat tartalmaznak.

A plagioklász xenoblasztok és nagyobb hipidioblasztok formájában mutatkozik. Ez utóbbiak erősen átkristályosodott, pre-metamorf kristályokat képviselnek, amire a gyakori szericit és epidot mikrolitek utalnak. Ez a megjelenés igen jellegzetes, és egyes esetekben a régi, jelenleg már nem látható zónásság szerint rendeződnek. A plagioklász is tartalmaz kvarc „cseppeket”, és sajátalakú gránát-kristályokat.

A biotit nagy táblákat alkot, melyek gyakran muszkovittal fordulnak elő, párhuzamos osszenövésben. Mindkettőt korrodálja a kvarc és a földpát. A biotit ezenkívül helyenként prizma alakú aggregátumok formájában is megjelenik, ezeken belül irányítatlanok a kristályok. A biotit szegélyét fekete opak anyag rajzolja ki, az előző biotit utólagos összetételbeli változására mutató. Ha ettől a jelenségtől eltekintünk, a biotit stabilis ebben az ásványegyüttesben.

A muszkovit nagy táblákat vagy aggregátumokat alkot, ezeken belül irányítatlan kristályhalmaz figyelhető meg. Ezek az aggregátumok prizma alakúak, arra utalva, hogy pseudomorfózást képeznek egy egykori prizma alakú ásvány után, melyből nem maradt fenn reliktum. A helyettesített prizma alakú ásvány feltételezhetően Fe-tartalmú fázis volt, amire a finomszemcsés, hintett Fe-érc utal. Rutkán nagytáblás muszkovit is megfigyelhető opak zárványok által kirajzolt belső palássággal (S_1).

A gránát kis mennyiségű, de jellegzetes elegyrész. Általában a plagioklászban mutatkozik zárványként, vagy a közel prizma alakú biotit aggregátu-



1 ábra A biotitos metagránit és blasztomilonit néhány kémiai összetevőjének variációs diagramjai

1 Blasztomilonit, 2 bio-gránit

Fig 1 Variation diagrams concerning some chemical contents in the biotite-bearing metagranites and in the blastomylonites

1 Blastomylonites, 2 bio-granites

mokhoz társul A texturális viszonyok arra mutatnak, hogy kristályosodása idősebb, mint a vizsgált gránitok magmás kristályosodása E gránitok összetétele igen különleges (1 táblázat, 1—9 oszlop, 7 ábra) A grosszulár-tartalom a legtöbb esetben 45—54%, az almandin 40—45%, a spessartin 3—10% között változik A xenolitok gránátjainak hasonló az összetétele (1 táblázat, 13—14 oszlop, 7 ábra) Ez az összetételbeli jelleg igen különös és jelentősen különbözik a granitoidok és magas fokozatú metapelitokból ismert adatoktól (pl BELLIENI et al 1979, fig 8)

A biotitos metagranitoid kémiai összetételét a 2 táblázatban mutatjuk be (1—8 oszlop) Az 1 ábra (1—8-ig terjedő pontok) alapján látható, hogy fő kémiai jellegeik összevethetők a közönséges gránitokéval, és az összes adat egyetlen trendbe tartozik, az egyes minták leelőhelyétől függetlenül

A terepi megfigyeléseket a mikroszkópos és kémiai jellegeket összevetve megállapíthatjuk, hogy ezek a kőzetek régi gránitokat képviselnek, melyeket lényegében konzervatív zoldpala fáciesű metamorfózis ért Fejlődésük két fő fázisban foglalható össze

1 Magmás fázis, mely során gránitos ásványegyüttes (kvarc + káli-foldpát + plagioklász) kristályosodott egy olyan olvadékból, amely biotitot, muszkovitot, gránátot és muszkovit-pseudomorfózákat is zárt magába Hangsúlyozandó az Al₂SiO₅ polimorfok hiánya A fenti xenokristályok abból az eredeti kőzetből származtak, amelyből az olvadék létrejött, azonban kémiai összetételük megváltozott az anatexis és a későbbi kőzetfejlődés során

2 Metamorf szakasz, amelynek során a régi gránitok megszerezték többé-kevésbé észlelhető palásságukat és teljesen átkristályosodtak A legjellemzőbb elemek

- A magmás plagioklász albit + szericit + epidottá kristályosodik át
- A biotit Mg-dúsabb biotittá kristályosodik, amit az érc kiválások igazolnak Hangsúlyozandó, hogy a biotit a stabil fázisok között maradt a metamorf kőzetfejlődés legutolsó szakaszában is
- A kristályhatárok módosultak, mely komplex és változó helyettesítési viszonyt tükröz a foldpátok és foldpát—csillám viszonylatában

Ami a magmás szakaszt illeti, a 2 táblázat kémiai adatait a Qu—Ab—Or—An tetraéderbe vetítettük (WINKLER—BREITBART 1978) a MIELKE—

1 táblázat — Table 1

Biotitos metagránit gránátjának mikroszonda adatai
Microprobe analyses of the garnets from biotite-bearing metagranites

Sorszám	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Mintaszám	47a1	47a2	47a3	48b ₂	48b ₁	49a1	49a2	49a ₁	49a ₂	41a1	41a2	41a ₂	48a ₁	48a ₂
	mag	szegély		mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	szegély
SiO ₂	38,74	38,62	38,74	37,77	37,71	38,98	38,92	39,50	39,04	39,30	38,49	39,17	38,28	38,53
TiO ₂	0,0	0,04	0,0	0,0	0,0	0,0	0,08	0,0	0,0	0,01	0,0	0,0	0,0	0,10
Al ₂ O ₃	21,03	21,24	21,06	21,18	20,62	20,97	21,23	21,84	22,09	21,15	21,54	21,35	21,17	21,30
FeO	19,81	19,76	18,77	20,89	12,49	17,18	18,99	19,97	19,74	17,94	17,56	16,51	18,48	19,70
MnO	3,16	4,44	2,61	1,18	4,64	2,49	2,09	3,47	3,21	5,46	5,39	6,40	4,67	1,65
MgO	0,0	0,12	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,11	0,0	0,0	0,05	0,13	0,0
CaO	16,39	15,65	17,67	17,48	22,21	18,28	17,79	15,47	15,96	14,63	15,53	16,51	16,50	17,36
Alm	45	44	43	47	27	40	43	46	45	42	41	37	41,5	45
Prp	—	0,5	—	—	—	0,4	—	—	0,5	—	—	0,2	0,5	—
Spe	7	10	6	3	10	5,6	5	8	7	13	13	15	11	4
Gro	48	45,5	52	50	63	54	52	46	47,5	45	46	47,8	47	51

2 táblázat -- Table 2

Biotitos metagránit (1—8. oszlop) és blaszitolomitonok (9—11. oszlop) kémiai összetétele
 Chemical composition of the biotite-bearing metagranites (columns 1 to 8) and the blaszitolomites (columns 9 to 11)

Sorszám	Mintaszám										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	8	12	49	50	31	3 FR	30	33	11	52	56
SiO ₂	73,40	74,14	73,49	74,10	72,50	73,41	73,20	74,00	73,00	74,98	73,16
TiO ₂	0,08	0,08	0,19	0,19	0,17	0,32	0,47	0,18	0,55	0,26	0,38
Al ₂ O ₃	14,20	13,43	14,82	13,53	12,90	12,86	13,20	12,60	13,98	13,69	13,66
Fe ₂ O ₃	0,63	0,55	1,53	1,52	1,90	0,37	1,60	0,93	0,55	1,28	1,56
FeO	0,90	1,02	0,10	0,10	1,70	0,96	2,60	0,74	1,45	0,06	0,10
MnO	—	—	0,30	0,29	0,30	—	0,03	0,01	—	0,01	0,01
MgO	0,41	0,37	0,25	0,29	0,42	0,44	0,84	0,39	0,63	0,11	0,49
CaO	0,84	0,80	0,42	0,52	1,40	1,02	1,00	0,61	0,76	0,16	0,32
Na ₂ O	2,31	3,13	2,95	3,01	3,50	3,75	2,90	3,10	1,81	2,27	2,47
K ₂ O	5,16	4,28	4,95	4,95	4,00	4,95	5,00	4,80	6,40	5,65	5,27
P ₂ O ₅	0,29	0,41	0,19	0,16	0,07	0,39	0,06	0,17	0,29	0,19	0,20
H ₂ O+	1,02	0,90	1,07	0,96	1,68	0,23	1,54	0,72	0,93	1,19	2,28
H ₂ O-	0,18	0,50	—	—	—	0,86	—	—	0,06	—	—
Összesen	99,40	99,16	99,99	99,35	100,27	99,56	102,44	98,25	100,41	99,85	99,90
D I	26,91	26,308	27,30	27,372	22,937	26,667	23,52	26,89	27,398	29,161	27,343
Ab	21,89	29,50	27,39	27,62	32,76	34,21	27,82	28,75	17,25	20,84	23,59
Or	31,71	25,69	31,13	30,98	22,48	29,12	27,13	28,91	38,83	35,17	32,70
An	2,54	1,43	0,92	1,66	7,17	2,70	5,17	2,09	2,11	0,86	0,31
Qz	43,87	43,38	40,56	40,04	37,59	33,98	39,87	40,24	41,81	43,13	43,60
Ab	22,46	29,93	27,64	28,08	35,29	35,16	29,34	29,37	17,63	21,02	23,67
Or	32,53	26,06	31,42	31,20	24,22	29,92	28,61	29,53	39,67	35,48	32,80
Qz	45,01	44,01	40,93	40,72	40,49	34,92	42,05	41,10	42,71	43,50	43,53
Ab	38,99	52,11	46,08	46,06	52,49	51,81	46,27	48,12	29,65	36,65	41,68
Or	56,49	45,37	52,38	51,17	36,02	44,10	45,12	48,38	66,73	61,84	57,77
An	4,52	2,52	1,55	2,77	11,48	4,09	8,60	3,50	3,62	1,51	0,55

WINKLER által javasolt (1979) mezonormákat használva, abból a célból, hogy az olvadékok képződését meghatározó fizikai feltételeket megbecsulhessük. Mint a 2 ábrából látható, az 1–8-as számú pontok viszonylag kis térfogatban helyezkednek el, kissé az $L + V + pl + qz$ felszín alatt ($Qu - Ab - Or$ vetület), a kvarcmezőn belül, viszonylag közel a kotektikus vonalhoz. Mindezen mintákban kvarcfelesleg és anortit-hiány mutatkozik, mindkettő igen szűk határok között változik. Az egyes értékeket a 2 táblázatban és 2 ábrán mutatjuk be. A felesleg és hiány akkor a legkisebb, ha a $p_{H_2O} = 5$ kb-ra kidolgozott tetraéderrel hasonlítjuk össze adatainkat. Ezért, ha feltételezzük, hogy ezek a kőzetek a terner minimumhoz közelálló magmákkal kapcsolatosak, a $p_{H_2O} = 5$ kb-ra kidolgozott tetraéderért célszerű a geotermobarometrikus értelmezés alapjául venni. Ebben az esetben arra a következtetésre juthatunk, hogy ezek az olvadékok 670–690 °C között képződtek.

Itt kell megemlítenünk azokat a savanyú gneiszeket, melyeket többé-kevésbé erőteljes blasztomilonitos textúra jellemez, ugyanis eredetileg kapcsolatosak lehetnek az előzőekben bemutatott metagranitoiddal.

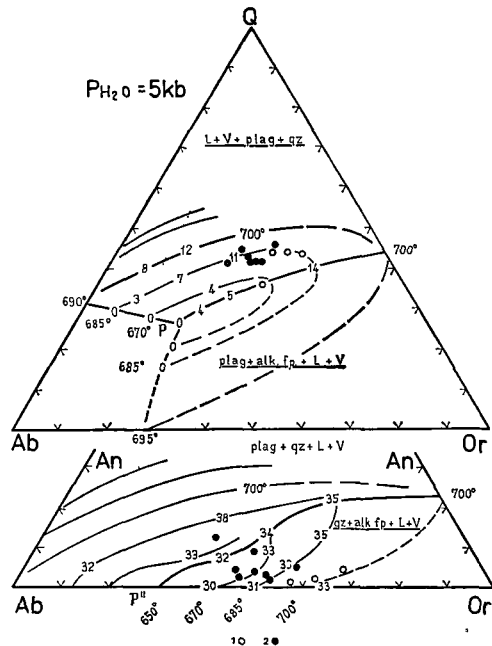
Ezek a kőzetek a Rókaház területéről ismertek, ahol lineált paragneisz, disztén-kvarcit és leukofilit is előfordul. Terepen a mikroaugén-szövet és a nyírásos jelenségek a legjellemzőbbek.

Vékonycsiszolatban látható, hogy a mikroaugén textúra és a jól fejlett paláság blasztomilonitos eseményhez köthető. Igen jellemző a heteroblasztézis, valamint a mikroaugén-dús és igen finomszemű, mátrix-dús rétegek változásából adódó sávosság.

A legtöbb augént *kálfoldpát* alkotja, gyakran toredezettek, a toredékeket többnyire mikroszemcsés kvarc forrasztja össze. Nagy muszkovit táblák, gránát, kvarc, albit, biotit, apatit és cirkon fordul bennük elő zárványként.

A *plagioklász* főként a mátrixban található, ude, albitos összetételű granoblasztokat képezve. Ritkábbak az albit augének, általában szericit-zárványosak.

A *muszkovit* nagy, kristályosodás utáni deformációt (kinkband) mutató táblákban és kisebb kristályok formájában mutatkozik, melyek kvarccal és biotittel együtt az augének koruli nyomásárnyékban képződtek. Végül a



2 ábra A metagranit és blasztomilonit elhelyezkedése a Qu—Ab—Or—An tetraéderben

1 Blasztomilonit, 2 bio gránit

Fig. 2 Location of the metagranites and blastomylonites in the Qu—Ab—Or—An tetrahedron

1 Blastomylonites, 2 bio granites

mátrixban is megtalálható kis pikkelyekben, biotittal és ércásványokkal együtt

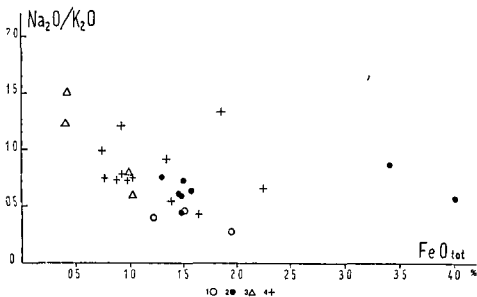
A biotit stabil ásványfázis, gyakran érintkezik muszkovittal

A kőzet mátrixát kvarc, muszkovit, biotit, albit és mikroclin alkotja. A kvarc gyakran vékony szalagokat képez a nyírás következtében

Átmenet figyelhető meg az erősebben és gyengébben deformált kőzet-típusok között, az utóbbiak durvább szemcsenagyságot és kevésbé fejlett augén textúrát mutatnak

Mindezek a jellegek arra mutatnak, hogy az a kőzet, amelyből a blasztomilonit képződött, savanyú gneisz volt, melynek

- gránitos összetétele,
- jelentős biotit- és érc tartalma,
- elég jelentős, nagy táblás muszkovittartalma és
- lényeges kálfoldpát-tartalma volt.



3 ábra FeO_{tot} — Na_2O/K_2O diagram, melyben a biotitos metagranit és blasztomilonit kemizmusának hasonlósága látszik, valamint különbségük a savanyú metavulkanittól és biotitmentes fehér gneisztől

1 Blasztomilonit, 2 bio-gránit, 3 savanyú metavulkanit, 4 fehér gneisz

Fig 3 FeO_{tot} versus Na_2O/K_2O displaying compositional analogies between biotite-bearing metagranites and blastomylonites and differences in comparison to acidic metavolcanics and biotite-free white gneisses

1 Blastomylonites, 2 bio-granites, 3 acidic metavolcanics, 4 white gneisses

(9–11 oszlopok és pontok), valamint az 1 és 2 ábra. A kémiai összetétel közel áll a metagranitoidhoz, és gyakran jelentősen különbözik a metarholit-tól (3 táblázat, 12–15 oszlop) és egyéb savanyú gneiszektől (3 táblázat 16–27 oszlop) a soproni és fertőrákosi területen

Savanyú metavulkanit és metavulkanoklasztit

Ezek a kőzetek a Deákúti kőfejtőből ismertek, erősen palásak, gyakran sávosak, a szövetre jellemző, hogy számos kis fenokristály alkotja, melyek finomszemcsés mátrixba merülnek. A terepen metamorf ignimbritekre emlékeztető szerkezeti jelek figyelhetők meg

A fenokristályok és a mátrix közti változó mennyiségi arány következtében lényeges összetételbeli különbségek lépnek fel az egyes sávok között, mely a vulkáni tevékenység és a vele egyidős uledékes folyamatok közötti egymásrahatás premetamorf állapotát tükrözi. Következésképpen egyes rétegek eredeti látvát, mások vulkanoklasztitokat vagy tormelikes uledékeket képviselhetnek

E megfontolások alapján a blasztomilonit kundulási kőzete nagy valószínűséggel az előzőekben bemutatott metagranit volt (talán egy finomabb szemcsés típus), nem pedig a későbbiekben bemutatandó metavulkanit. Ez utóbbiban ugyanis kevés a biotit, vagy teljesen hiányzik, augénjeiket főként plagioklász alkotja és viszonylag gyakoriak a nagy muszkovittáblák

Mint a 3 ábrából látható, ezt a feltételezést támasztják alá a 2 táblázat kémiai adatai is

A valódi metavulkanitokat riolitos összetételnek megfelelő fenokristály—mátrix arány jellemzi. Ezzel szemben a metavulkanoklasztitokat fenokristályfelesleg jellemzi, különösképpen augének és a mátrixban mutatkozó kvarc. A tormelékes metauledékek személetes összetételűek, jóllehet vulkáni anyag hozzájárulása ismerhető fel bennük.

A fenokristályokat kvarc, kálfoldpát és plagioklász alkotja. Polikristályos augének is előfordulnak, plagioklász + kvarcból állnak. Alakjuk kerek, néha beoblosodések figyelhetők meg a korvonalukban. Toredezettek, mikroszemcsés kvarc aggregátum (és a kálfoldpát augénekben szericit) tölti ki a repedéseket. Zárványként a gránát említhető. Összetétele azonos a biotitos meta-gránit gránátjának összetételével (1 táblázat, 10—12 oszlop, 7 ábra).

A kálfoldpát gyakran peritites és nem mutat átalakulást. Esetenként azonban sakkttábla albit is előfordul, mely valószínűleg későmagma szakaszban albittá alakult eredeti kálfoldpátot képvisel.

A plagioklász rendszerint szericit + epidot zárványokat tartalmaz. Esetenként zónásság nyomai is megőrződtek.

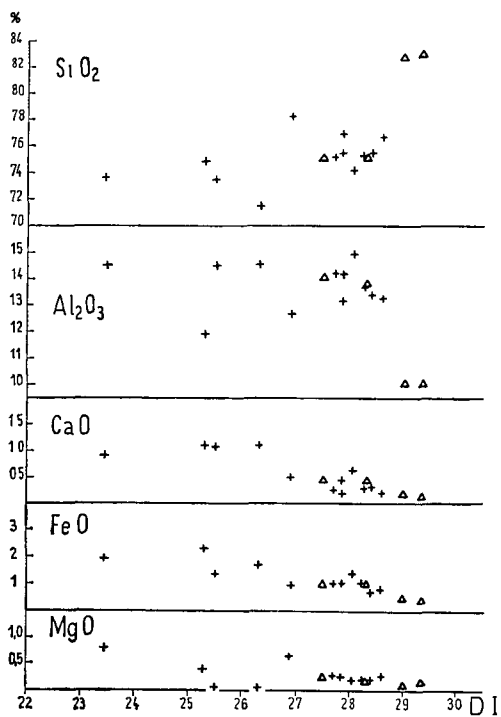
A finomszemcsés mátrix a fenti leukokrata ásványokból áll, néha biotit lemezek és gránát is előfordul.

Radioaktív apatit és egyéb metamikt ásványok viszonylagos gyakorisága említhető még, a területen előforduló speciális kőzet-típusokkal való lehetséges genetikai vonzatuk miatt (FAZEKAS et al 1975, LELKES-FELVÁRI et al 1983).

A terepi megfigyelés és a mikroszkópos jellegek együttese arra mutat, hogy az eredeti vulkáni kőzet az alábbi jellegekkel bírt: porfíros szövet, kvarc, kálfoldpát, plagioklász porfíros ásványok, femikus fázisként kis mennyiségű biotit és gránát. Ezeket a kőzeteket zoldpala fáciesű metamorfózis érte, melynek fő jellegét a biotit és albit + epidot stabilitása adja.

A metariolitok kémiai összetételét a 3 táblázat és a 3—4 ábra mutatja (12—15 oszlop és pontok). Ezek a jellegek nem különböznek lényegesen a meta-granitokétól (2 táblázat, 1 ábra).

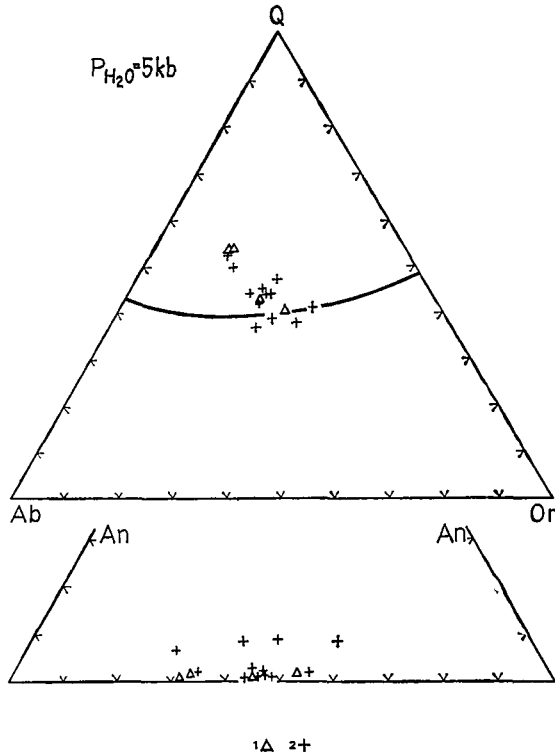
Ami ezeknek a kőzeteknek a Qu—Ab—Or—An tetraéderben



Δ Δ +

4 ábra A savanyú metavulkanit és biotitmentes fehér gneisz néhány kémiai összetevőjének variációs diagramja
1 Savanyú metavulkanit, 2 fehér gneisz

Fig 4 Variation diagrams concerning some chemical contents in the acidic metavolcanics and in the biotite-free white gneisses
1 Acidic metavolcanics, 2. white gneisses



5 ábra A savanyú metavulkanit és biotitmentes fehér gneisz elhelyezkedése a Qu—Ab—Or—An tetraéderben

1 Savanyu vulkanit, 2 fehér gneisz

Fig 5 Location of the acidic metavolcanics and biotite-free white gneisses in the Qu—Ab—Or—An tetrahedron

1 Acidic metavolcanics, 2 white gneisses

való elhelyezkedését illeti (5 ábra), a négy pont közül (háromszögek) kettő ugyanabba a mezőbe esik, amit a biotitos metagránitok határoztak meg. Következésképpen ugyanúgy értelmezhetők, mint a metagránit és 670—685 °C és 5 kb nyomás adható meg. A másik két pont közelebb vetül az Ab—Qu oldalhoz, jelentős kvarcfeleslegre mutatva. Ezért nem tekinthetők minimumolvadékoknak, és nem értelmezhetők geotermobarometrikus szempontból. A legvalószínűbb magyarázattal az előzőekben leírt gyakori uledékes betelepülések szolgálnak. Így az uledékes és vulkán anyag keveredése várható, melynek a kvarcfelesleg nyilvánvaló következménye.

Az előző két minta tehát vulkanosediment kevert anyagot képviselhet. Ezt a feltételezést támasztja alá a két kőzetben mutatkozó Na-dúsulás is, ugyanis csak ez a két minta rendelkezik 1-nél nagyobb N_2O/K_2O aránnyal (3 ábra).

Fehér gneisz

Ez a kőzettípus igen elterjedt a Soproni-hegység területének aljzatában és Fertőrákoson is megtalálható. Legismertebb a Nándormagaslati-kőfejtőben.

Jól irányított, közepes—durvaszemcsés fehér gneisz, gyengén sávós és néha augén jelleget is mutat. A különböző sávokban észlelhető változó szemcsenagyság is kihangsúlyozza a sávós jelleget. Az augéneket plagioklász és kálfoldpát alkotja, az utóbbiak általában nagyobbak. A két foldpát közti arány változó.

A plagioklász szericit + epidot mikroliteket, biotit-, gránát-, apatit- és muszkovit-zárványokat tartalmaz. Kis hipidioblasztos zárványként is előfordul a kálfoldpát augénekből, a mátrixban xenoblasztos.

A kálfoldpát általában pertites az augénekből és xenoblasztokban egyaránt. Zárványai kvarc, muszkovit, plagioklász, apatit.

A muszkovit nagy, deformált táblákat képez, melyek kvarc és plagioklász által kiszorítást mutatnak, valamint közel prizmás alakú, irányítatlan lemezkékből álló aggregátumokat, melyekben igen finom eloszlású opak anyag is mutatkozik. Ezek az aggregátumok Fe-tartalmú Al-dús szilikát utáni pseudomorfozátokat képviselnek. Az augének körüli nyomásárnyékokban is előfordulnak muszkovit lemezkék, közel az augénekhez.

A biotit ritka, vagy hiányzik, de stabil ásványfázisnak tűnik.

A gránát zárvány a nagy plagioklász kristályokban vagy a muszkovitos aggregátumokban.

A mátrix a felsorolt ásványokból áll. Szemcsenagysága változik a különböző sávokban, de határozottan durvább, mint a metariolitokban és metavulkanoklasztitokban.

A fehér gneisz kémiai összetételét a 3 táblázat (16—27 oszlop) és 3—4 ábra (keresztek) mutatja be. A pontok elég tág határok között szóródnak, de a legtöbb esetben gránitos összetételre következtethetünk.

Elhelyezkedésük a Qu—Ab—Or—An tetraéderben hasonló az előzőekben vizsgált metagránitokhoz és metariolitokhoz (5 ábra, keresztek). A nagy kvarcfelesleggel rendelkező minták azonban erősebb affinitást mutatnak a metavulkanoklasztitokhoz, mint a metagránitokhoz. Ezt a feltételezést a szöveti jelleg is alátámasztja (sávosság, augén szövet), valamint gyakran együtt-előfordulásuk a leukofillitekkel, melyeket korábban (1983) elváltozott metavulkanitokként értelmeztünk.

Végül érdemes megemlíteni, hogy az előző metavulkanitok és metavulkanoklasztitok mátrixának egyszerű szemcsenagyság-novekedése elegendő, hogy a fehér gneiszekkel azonos ásványos összetételű és szövetű kőzeteket eredményezzen.

Leukoszóma

Brennberg környékén a felszínre bukkanó csillámpalákban vékony rétegek, szalagok és lencsék formájában savanyú összetételű kőzet települ. A legnagyobb lencsék korábbi palarétegek igen vékony maradványait tartalmazzák, településük közel párhuzamos a leukoszómákkal és a befogadó csillámpalákkal.

A csillámpala fő ásványai a kvarc, muszkovit, biotit, plagioklász. Kálfoldpát, andaluzit, szillimanit és disztén (e két utóbbi gyakran zárványként az andaluzit poikiloblasztokban) említhető még. Hangsúlyozandó a muszkovit + kvarc stabilitása.

A leukoszómákat panxenomorf textúra jellemzi, mely sík anizotrópiát egyáltalán nem mutat. Ásványai a kvarc és kálfoldpát.

A kvarc xenomorf, néha szillimanit tűk burkolják és kristályosodás utáni deformációt szenvedett.

3 táblázat — Table 3

Savanyú metavulkamit (12—15 oszlop) és biotitmentes fehér gnejsz (16—27 oszlop) kémiai összetétele
 Chemical composition of acidic metavolcanics (columns 12 to 15) and biotite-free white gneisses (columns 16 to 27)

Sorszám	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Mintaszám	13	41	45A	45B	1	2	87	90	28	29	4	5	6	14	2 FRE.	S 600
SiO ₂	74,93	75,02	82,40	82,30	78,08	73,99	74,98	75,40	74,98	75,20	74,20	73,50	71,30	76,39	74,46	73,30
TiO ₂	0,09	0,12	0,07	0,07	0,14	0,10	0,12	0,09	0,12	0,13	0,50	0,01	0,01	0,14	0,25	0,01
Al ₂ O ₃	13,98	13,67	10,04	10,10	12,56	14,84	13,56	13,34	14,10	14,06	11,90	14,50	14,50	12,96	13,21	14,50
Fe ₂ O ₃	0,32	1,01	0,29	0,34	0,77	0,51	0,97	0,68	0,94	1,01	1,80	0,93	0,70	0,77	0,72	1,08
FeO	0,69	0,14	0,13	0,11	0,22	0,92	0,11	0,13	0,13	0,13	0,65	1,00	1,00	0,22	0,11	0,36
MnO	—	0,02	0,01	0,01	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,01	—	—	0,01
MgO	0,25	0,22	0,16	0,13	0,68	0,15	0,19	0,19	0,29	0,26	0,40	0,80	0,02	0,37	0,30	0,02
CaO	0,46	0,47	0,16	0,23	0,45	0,61	0,34	0,33	0,23	0,14	1,12	0,90	1,12	0,45	0,20	1,12
Na ₂ O	3,36	3,06	3,50	3,65	3,55	2,96	3,48	3,91	3,45	3,19	2,72	3,30	2,30	3,21	3,23	3,30
K ₂ O	4,21	5,07	2,61	2,42	2,95	5,56	4,79	4,52	4,18	4,24	4,20	2,50	5,50	4,12	4,39	3,70
P ₂ O ₅	0,28	0,21	0,13	0,10	0,19	0,33	0,20	0,21	0,19	0,19	0,24	0,25	0,15	0,26	0,01	0,20
H ₂ O+	0,89	1,04	0,53	0,49	0,74	0,70	0,88	0,69	1,12	1,17	1,10	—	—	0,87	0,80	—
H ₂ O-	0,02	—	—	—	0,19	0,06	—	—	—	—	—	—	—	0,19	0,03	—
Összesen	—	100,05	100,03	99,95	100,58	100,75	99,64	99,48	99,74	99,73	99,33	97,70	96,79	99,95	99,98	97,78
D I	27,50	28,34	29,37	29,08	26,93	28,08	28,27	28,41	27,08	27,87	25,31	23,46	26,32	27,85	28,62	25,48
Ab	31,16	27,74	30,57	31,94	32,62	27,17	31,46	34,98	31,57	29,36	25,36	32,54	21,73	29,38	29,33	30,64
Or	25,58	31,23	15,30	14,27	16,74	33,86	29,49	27,54	25,70	26,31	25,06	13,53	34,28	25,00	26,30	22,94
An	0,49	1,02	0,32	0,50	1,07	0,94	0,40	0,28	1,23	0,75	4,38	3,29	5,10	0,57	0,99	4,65
Qz	42,77	40,01	53,31	53,29	49,57	38,03	38,65	37,20	41,49	43,58	45,20	50,94	38,90	45,06	43,37	41,76
Ab	31,32	28,03	30,82	32,10	32,97	27,43	31,58	35,08	31,97	29,59	26,52	33,94	22,89	29,55	29,63	32,14
Or	25,71	31,55	15,43	14,34	16,92	34,18	29,61	27,61	26,02	26,51	26,21	13,99	36,12	25,14	26,57	24,06
Qz	42,98	40,42	53,75	53,56	50,11	38,39	38,81	37,31	42,01	43,91	47,27	52,36	40,99	45,32	43,80	43,80
Ab	54,45	46,24	65,48	68,38	64,68	43,85	51,27	55,71	53,97	52,04	46,27	65,92	35,56	53,47	51,80	52,62
Or	44,70	52,06	32,77	30,54	33,19	54,64	48,07	43,85	43,93	46,62	45,73	27,42	56,10	45,49	46,45	39,99
An	0,86	1,71	1,75	1,08	2,13	1,51	0,66	0,44	2,11	1,34	8,00	6,67	8,35	1,04	1,75	7,99

A kálfoldpát nagy, pertites, saját alak nélküli kristályokat képez, erősen szericitesedik (I tábla 1)

A plagioklász helyettesítő szericit pszeudomorfózákban kis muszkovit lemezkék is mutatkoznak. A plagioklász gyakran tartalmaz kis gránát idioblasztokat. Összetételüket a 4 táblázat (1–3 oszlop) és a 7 ábra mutatja, igen hasonló a magas fokozatú metapelitek gránátjaihoz.

A biotit két típusban jelentkezik. Vörös barna (sárga) biotit és kvarcban zárványként vagy a mátrixban muszkovittal és/vagy szillimanittal együtt fordul elő. Világoszöld (sárga) biotit csak a jellegzetes, alábbiakban bemutatandó pszeudomorfózákban (kordierit² után) jelentkezik.

A szillimanit fibrolitos aggregátumokat képez, muszkovittal és/vagy vörös biotittal együtt fordul elő.

Ezekben a leukoszómákban igen jellegzetes a szericit + klorit + zöldes biotit + finomeloszlású opak ásványokból álló pszeudomorfózák jelenléte. Alakjuk néha közel sajátalakú, gyakrabban szabálytalan. Néha kis gránátzemcséket is tartalmaznak. Ezek az aggregátumok egész biztosan egy idős, már teljesen átalakult ásványfázist toltanak ki. Alakjuk és kémiai összetételük alapján kordierit után pszeudomorfózát képviselhetnek (I tábla 2).

A leukoszómák pre-metamorf ásványtársulása kvarc + kálfoldpát + plagioklász + biotit + kordierit² + szillimanit. A fő ásványátalakulások alacsony fokozatú metamorf felulbélyegzésre mutatnak, lényeges deformáció nélkül.

Metapelit

A metapelit és metaszemipelit igen elterjedt a soproni aljzatban, bonyolult, változó fokozatú metamorf fejlődéstörténetet mutatva, mely az alsó szillimanit zónától (Brennbergbánya) a kloritoid + almandin zónáig (zoldpala fácies teteje, Voroshíd) terjed. Alacsonyabb metamorf fokozatú fillit is található (klorit + muszkovit) a területen, mely mélyfúrásokból is ismert, Sopron 8 sz. fúrás (IVANCSICS J – KISHÁZI P 1978). Jelen munkánkban csak a magas Al-tartalmú amfibolit fáciesű metapelit kőzettani jellegét vizsgáljuk, mert hosszú, többfázisú metamorf fejlődést mutatnak. Ezekben a kőzetekben az Al_2SiO_5 polimorf módosulatok és egyéb Al-dús fázisok megjelenése és kapcsolata igen bonyolult. Ezt a metamorf fejlődéstörténetet a gyakori nagyméretű andaluzit porfiroblasztok segítségével (time-marker) tudjuk szakaszokra bontani.

A szillimanit közepes- vagy kis méretű kristályokat alkot, általában fibrolit által szegélyezett aggregátumok. A biotit általában szillimanittal együtt fordul elő. A szöveti jellegek arra mutatnak, hogy ez a szillimanit a metamorf kőzetfejlődés igen korai szakaszában kristályosodott, gyakran zárványként fordul elő a nagy andaluzit poikiloblasztokban (I tábla 3–4). Nem zárható ki egy fiatalabb szillimanit generáció jelenléte sem, amire az andaluzitok szegélyén kialakuló kotegek utalnak (II tábla 1).

A disztén két különböző texturális helyzetben fordul elő, amit két különböző kristályosodási idővel kötünk össze. Az idősebb disztén mindig zárványként mutatkozik az andaluzit poikiloblasztokban, ahol viszonylag nagyobb egyes kristályokat alkot. A fiatalabb disztén kis idioblasztok formájában, rendszeresen szericit aggregátumokban fordul elő, gyakran sajátalakú klori-

**Leukoszoma és magas metamorf fokozatú metapelit
Microprobe analyses of the garnets from leucosomes**

Sorszám	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Mintaszám	3B ₉₁	3B ₉₂	3B ₉₃	30 9	30 9	30 9	12/a	12/a	12/a	12/a	12
				mag	közepso	szegély				középső	mag
SiO ₂	36,10	36,28	36,49	38,42	38,17	38,28	37,75	37,94	36,43	37,50	37,54
TiO ₂							0,0	0,0	0,08	0,11	0,13
Al ₂ O ₃	20,62	20,32	20,27	20,40	20,64	20,95	20,36	20,51	20,43	20,56	20,55
FeO	34,18	34,16	35,33	33,43	33,53	33,40	35,93	34,62	33,77	32,36	29,59
MnO	0,15	6,06	5,05	4,82	4,72	4,61	1,74	1,98	2,62	3,03	4,54
MgO	2,35	2,94	2,48	2,50	2,62	2,55	2,17	1,77	1,91	1,68	1,25
CaO	0,17	0,19	0,39	0,44	0,33	0,21	2,42	3,02	3,34	4,56	6,34
Alm	76,3	74,5	77,8	77	77,3	78	80	79	76	73	66
Prp	9,2	11,6	9,7	10,3	10,7	10,5	9	7	8	7	5
Spe	14	13,4	11,3	11,3	11	11	4	5	6	7	10
Gro	0,5	0,4	1,2	1,4	1	0,5	7	9	10	13	19

toiddal együtt (II tábla 2) Egyes esetekben oreg staurolit reliktumok korul szintén kloritoiddal együtt (II tábla 3)

A *staurolit* szintén két különböző korú texturális helyzetben figyelhető meg. Az andaluzit poikiloblasztokban és nagy szericit pszeudomorfózában szabálytalan alakú oreg staurolit reliktumok mutatkoznak. Ugyanabban a szericit aggregátumban látható különböző toredékek azonos optikai orientációt mutatnak, korábbi nagyméretű kristályból való származásukat bizonyítva (II tábla 4). A fiatalabb staurolit kis idioblasztokat képez, melyek a szericit pszeudomorfózában fordulnak elő.

Az 5 táblázatban mutatjuk be az idős és fiatal staurolit mikroszonda-elemzéssel nyert összetételét (1–3 és 4–5 oszlop). A fiatal (pontok) és idős (keresztek) staurolitok kemizmusának fő különbségét a 6 ábra szemlélteti.

A fentiekben leírt pszeudomorfózáak alakja gyakran prizma alakú, vagy ahhoz közelálló. A kis, új képződésű staurolit idioblasztok, valamint disztén + kloritoid kristályok létrejötté bennük arra mutat, hogy ezek a szericit aggregátumok staurolit utáni pszeudomorfózáak. Gyakori az osszenyomódás a szericit pszeudomorfózáak korul, de a szericit aggregátumok nem mutatnak ennek megfelelő deformációt, ez arra enged következtetni, hogy az osszenyomódási fázis idősebb, mint a korábbi porfiroblasztok szericitesedése.

A *kloritoid* különböző nagyságú kristályokban fordul elő. A kisebbek sajátalakúak, gyakran ikresek, nem deformáltak, és a szericit pszeudomorfózában foglalnak helyet (II tábla 2). A nagyobbak erős deformációt mutatnak és talán egy idősebb kristályosodási fázishoz kötődnek. Ez utóbbiak csak az alacsony fokozatú (zoldpala fácies teteje) kőzetekben találhatóak. Szericit pszeudomorfózában, diszténnel együtt előforduló kloritoid idioblasztok mikroszonda-elemzésének adatai a 6 táblázatban láthatók.

4 táblázat — Table 4

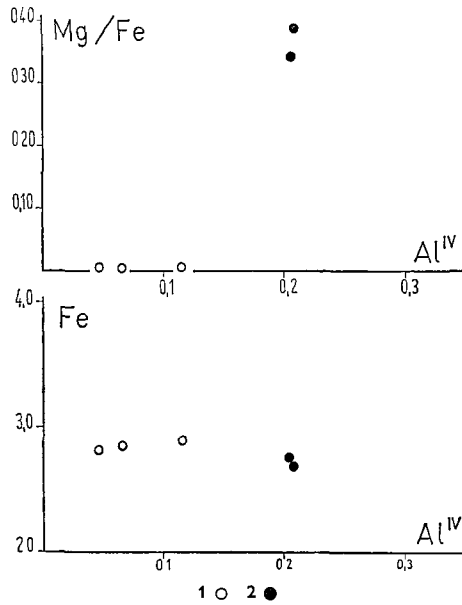
gránátjainak mikroszonda adatai (1–3 és 4–24 oszlop)
and high-grade metapelites (columns 1–3 and 4–24)

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
12/gr	12/gr ₂	12/gr ₃	12/gr ₄	12/gr ₂	25 330 ₃	33e ₁	33e ₂	33e ₃	33 a	33 b	33 c	33 d
szegély			mag			szegély	közép	mag				
37,72	39,05	39,05	39,06	38,73	38,07	37,76	35,42	36,50	37,56	37,39	39,95	40,22
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		0,11	0,26	0,15	0,26	0,0	0,0	0,0
20,01	20,94	20,99	21,37	21,39	20,77	20,14	19,36	19,64	20,20	20,42	22,00	21,91
30,55	31,84	29,83	33,85	31,78	32,98	38,15	35,29	31,13	34,01	37,62	37,68	35,55
4,96	2,0	2,95	1,48	2 73	5,11	1,56	4,27	0,26	4,40	2,06	1,77	2,51
1,60	1,79	1,34	2,19	1,80	2,79	1,63	1,04	0,45	1,08	1,67	1,76	1,69
5,36	4,92	6,60	2,46	3,98	0,28	0,64	2,14	4,57	2,47	0,76	0,98	2,05
67	73	68	80	74	75,8	87	80	70	78	86	86	81
7	7	6	9	8	11,4	4	4	2	5	7	7	7
11	5	7	3	6	11,9	7	10	15	10	5	4	6
15	15	19	8	12	0,9	2	6	13	7	2	3	6

5 táblázat — Table 5

Metapelitek staurolitjainak mikroszonda adatai (4–5 idős, 1–3 fiatal)
Microprobe analyses of staurolite from metapelites (columns 4–5 old. 1–3 young)

Sorszám	1	2	3	4	5
Muntaszám	25 330 St ₁	30 St ₂	30 St ₃	17 St ₁	17 St ₂
SiO ₂	28,44	28,04	28,19	28,03	28,42
TiO ₂	0,12	0,36	0,02	0,46	0,40
Al ₂ O ₃	54,67	54,35	54,53	54,14	54,60
FeO	12,17	12,39	12,11	11,87	11,77
MnO	0,56	0,33	0,56	0,19	0,20
MgO	—	—	—	2,29	2,59
CaO	0,11	0,09	—	—	—
Na ₂ O	—	0,44	—	—	—
Összesen	96,07	96,00	95,51	96,98	97,99
Si	7,9545	7,8828	7,9361	7,7943	7,7923
Al ^{IV}	0,0455	0,1172	0,0639	0,2057	0,2077
Al ^{VI}	17,9734	17,8868	18,0260	17,5341	17,4264
Ti	0,1008	0,0759	0,0091	0,0484	0,0823
Fe	2,8458	2,9126	2,8508	2,7590	2,6965
Mn	0,1327	0,0777	0,1336	0,0451	0,0461
Ca	0,0336	0,0270	—	—	—
Mg	—	—	—	0,9486	1,0569
Na	—	0,0295	—	—	—
	21,0863	21,009	21,0195	21,33	21,308



6 ábra Fő összetételbeli különbségek az idős és fiatal staurolit között
1 Öreg staurolit, 2 fiatal staurolit

Fig 6 Main compositional differences between the old and the young staurolite crystals
1 Old staurolite, 2 young staurolite

6 táblázat — Table 6

Metapelitek kloritoidjainak mikroszonda adatai
Microprobe analyses of chloritoid from metapelites

Sorszám	1	2	3	4	5	6
Műtázaszám	12 c ₁	12 c ₂	12 c ₃	33 c ₁	33 c ₂	33 c ₃
SiO ₂	28,31	28,74	28,75	28,30	28,34	29,92
TiO ₂						
Al ₂ O ₃	43,22	42,97	42,76	43,17	42,99	42,56
FeO	25,23	25,09	24,97	26,09	26,38	25,38
MnO	0,22	—	0,25	0,29	0,20	0,04
MgO	2,98	3,16	3,16	1,96	2,03	1,66
CaO	0,03	—	0,04	0,10	0,02	—
Si	2,14	2,17	2,17	2,15	2,15	2,26
Al	3,85	3,82	3,80	3,86	3,85	3,79
Fe	1,59	1,58	1,58	1,66	1,67	1,60
Mn	0,01	—	0,01	0,02	0,01	—
Mg	0,33	0,36	0,36	0,22	0,23	0,19

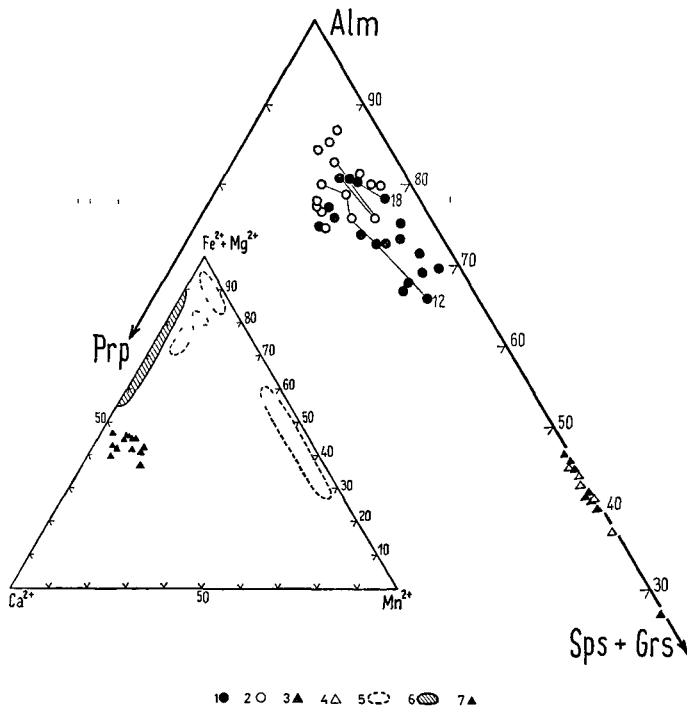
7 táblázat — Table 7

Alacsony metamorf fokozatú metapelitek gránátjainak mikroszonda adatai
Mikroprobe analyses of garnets from low-grade metapelites

Sorszám	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14	
	18 A ₁		18 A ₂		18 A ₃		18 A ₄		18 A ₅		18 A ₆		18 C ₁		18 C ₂		18 C ₃		18 C ₄		18 C ₅		18 C ₆		18 C ₇		18 C ₈	
Mintaszám	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély
SiO ₂	37,58	37,55	38,12	37,59	37,49	37,33	38,13	37,94	37,90	37,90	38,16	38,22	38,12	37,98	37,96													
Al ₂ O ₃	20,00	20,29	20,07	21,29	20,14	20,73	20,40	20,11	20,22	20,00	20,47	20,47	20,16	20,33	20,47													
FeO	34,48	35,37	35,60	35,73	33,85	36,95	29,98	32,38	31,33	34,56	34,99	32,55	36,81	35,83														
MnO	5,01	4,39	3,66	2,62	3,49	1,66	7,14	4,87	5,51	3,81	3,12	4,82	0,87	0,88														
MgO	0,87	1,39	1,24	1,69	1,39	1,51	0,94	1,01	0,85	0,78	1,06	0,78	1,86	1,26														
CaO	2,17	1,02	2,01	2,08	3,64	1,83	3,40	3,69	4,19	2,67	2,15	3,27	2,01	2,28														
Alm	78,60	81,00	80,80	81,00	76,00	84,60	69,30	73,80	71,50	80,00	81,80	75,60	84,50	85,50														
Prp	3,50	5,60	5,00	6,80	5,50	6,20	4,00	4,10	3,40	3,00	4,40	3,30	7,60	5,40														
Spe	11,60	10,20	8,40	6,00	8,00	3,80	16,70	11,20	12,70	9,00	7,40	11,30	2,00	2,10														
Gro	6,30	3,20	5,80	6,20	10,50	5,40	10,00	10,90	12,40	8,00	6,40	9,80	5,90	7,00														

A gránát biztosan két különböző metamorf esemény vagy fázis során kristályosodott. Az idősebb gránátok közé xenoblasztok tartoznak, melyeket eltérő színű, nagyobb gránátok belsejében találunk, valamint nagy sajátalakú kristályok és glomeroblasztok (5 mm-ig), melyek gyakran deformáltak és számos toredékre estek szét (III tábla 1). A fiatalabb gránát generáció szegélyeket képez az idősebb generáció körül (III tábla 1), valamint kis sajátalakú kristályok formájában kloritoiddal együtt fordul elő, esetleg magába zárja azokat (III tábla 2). A 4 táblázat (4—24 oszlop) a magas fokozatú metapelitek gránátjainak elemzését tartalmazza. A 7 táblázat a zoldpala fácies felső részének gránátjait mutatja be. Ezek a kémiai adatok a következő információt adják:

1 A gránátok elemzése az almandin—spessartin + grosszulár—pirop háromszögben közel vetülnek az almandin-csúcsához, a spessartin + grosszulár oldal mentén (7 ábra). Osszetételük az amfibolit fácies gránátjai (almandin-

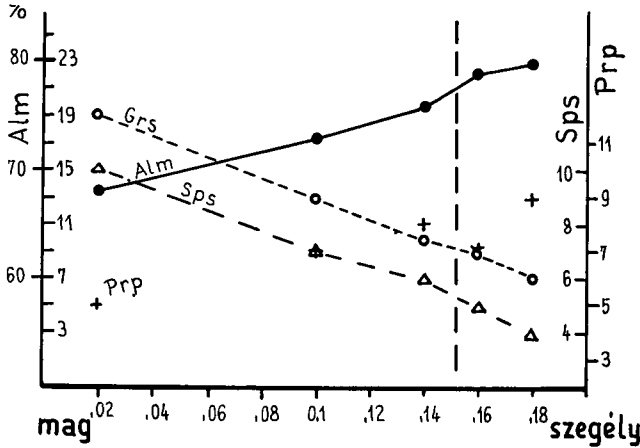


7 ábra A gránátok összetétele a biotitos metagránit, xenolitjaik és savanyú metavulkanitból (háromszögek), metapelit és leukoszomából (korok)

Metapelit 1 mag, 2 szegely Biotitos metagránit 3 mag, 4 szegely Természetes gránátok 5 savanyú magmás kőzetek (GREEN 1977, BELLINI et al 1979), 6 vulkáni kőzetek (GREEN 1977, BELLINI et al 1979), 7 biotitos metagránitok

Fig 7 Composition of the garnets from biotite-bearing metagranites, their xenoliths and acidic metavolcanics (triangles), metapelites and leucosomes (circles)

Metapelites 1 core, 2 rim Biotite-bearing metagranites 3 core, 4 rim Natural garnets 5 igneous silicic rocks (GREEN 1977, BELLINI et al 1979), 6 volcanic rocks (GREEN 1977, BELLINI et al 1979), 7 biotite bearing metagranites



8 ábra Magas metamorf fokozatú metapelit gránátjának zónássága (Brennberg, 12 sz. minta)

Fig. 8 Zoning of a garnet crystal from high-grade metapelites (Brennberg, sample 12)

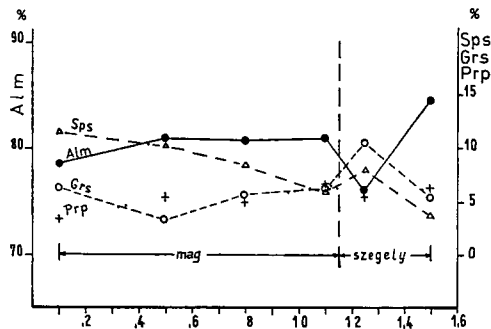
tartalom 80%-nál nagyobb, pl. GOMEZ—PUGNAIRE—SASSI 1983, 3. ábra) és a zoldpala fácies felső részének gránátjai közé esik (almandintartalom 70—80%)

2 Az összes vizsgált gránát zónás, jóllehet a kémiai összetételbeli különbség egyes esetekben elég kicsi a mag és a szegély között

3 A zónásság általában az ismert harang alakú lefutást mutatja, az almandin- és proptartalom a szegélyek felé növekszik, mellyel a grosszulár- és spessartintartalom csökkenése párosul (8. ábra)

4 Amennyiben a gránátok összetételének fő változását növekvő hőmérséklet esetében a növekvő almandintartalom képviseli, az elemzett gránátok zónássága a növekvő hőmérséklet következményeként értékelhető

5 Egyes gránát szemcsék éles összetételbeli változást mutatnak a magtól a szegélyig haladva. Ez az ugrás kétszakaszos kristályosodással lehet kapcsolatban, a szegély ugyanis teljesen új fizikai feltételek között kezdett kristályosodni, mely a növekvő hőmérséklet következtében alakult ki, ahogy azt az almandin- és proptartalom növekedése, valamint a spessartin- és grosszulártartalom csökkenése sugallja (9. ábra)



9 ábra Alacsony metamorf fokozatú metapelit gránátjának zónássága (Voroshid, 18a sz. minta)

Fig. 9 Zoning of a garnet crystal from low-grade metapelites (sample 18a)

A muszkovit az előbbieken kívül nagy posztkinematikus táblákat is képez, melyek andaluzit (III tábla 3) vagy szillimanit korul (III tábla 4) kristályosodtak, néha biotittal együtt jelentkeznek

Végül meg kell említeni az igen finom szemcsés aggregátumokat Ezek szericit + klorit + finomeloszlású vasoxidból állnak, gyakran zárnak magukba szillimanitot Így kordierit utáni pszeudomorfozásoknak tekinthetők

Mint az előző leírásokból kiderül, egymással össze nem férő ásványfázisok fordulnak elő ugyanabban a kőzetben és vékonycsiszolatban A megfigyelt szöveti jellegek és az ásványok stabilitási viszonyai, egyaránt e kőzetek polimetamorf fejlődésére utalnak

Következtetések

Az előzőekben bemutatott adatokat arra használjuk fel, hogy a soproni aljzat metamorf történetének modelljeit kialakítsuk és regionális fejlődését bemutassuk

Metamorf fejlődéstörténet

A texturális jellegek és ásványegyensúlyok arra mutatnak, hogy ezek a kőzetek polimetamorfok, amint azt számos szerző kimutatta (KISHÁZI P 1977, és az általa felsorolt irodalom) Minden adat három fázisú fejlődéstörténettel van összhangban és a Keleti-Alpok Ausztridára vonatkozó jelenlegi ismeretek (F P SASSI et al 1978, H BOGEL et al 1978, F P SASSI—SCHMIDT K 1982) azt sugallják, hogy az idősebb fázis a „kaledon” eseménynek felel meg, a következő a hercinnek és a legfiatalabb az alpi ciklusnak

A kaledon metamorfózis a legidősebb ásványok kristályosodását hozta létre melyek a soproni metapelitokban általában szöveti elemzések segítségével ismerhetők fel Ezek staurolit, disztén és gránát porfiroblasztok, melyekhez egyes esetekben fibrolitos szillimanit is társul Ezért a „kaledon” ásványegyüttes almandin—amfibolit fáciesű viszonyokat jelez, amelyek „közepes” metamorf termikus gradienssel voltak kapcsolatban, ennek értéke $34\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ -nél kisebb volt (F P SASSI et al 1978)

Ez a megállapítás egybehangzó a F P SASSI és G ZIRPOLI által (1979) a Keleti-Alpok egyéb területeire megállapított gradienssel

A hercin metamorfózis hatása különböző a különböző feltárásokban A legmagasabb hercin metamorf fok a brennbergi területen nyomozható, ahol andaluzit—szillimanit képződött elég nagy mennyiségben Valószínűsíthető a kordierit és feltételezhető a gránát, valamint gyakoriak a gránitos összetételű leukoszómák Egyebutt a hercin metamorfózis típusos retrográd hatásokkal járt együtt, a staurolit és a disztén porfiroblasztokat szericit + klorit + érces foltokká alakítva Néhány nagy kloritoid kristály, a staurolit helyenkénti kloritoiddá alakulása és a gránát porfiroblasztok helyenkénti kloritosodása hozhatók ezzel az eseménnyel feltételesen kapcsolatba

Megfelelő hőmérsékleti hatások mutatkoznak a biotitos gránitban, a savanyú metavulkanitban és vulkanoklasztitban éppúgy, mint a fehér gneiszben Ezeknek a hatásoknak a kora azonban nem biztos, hercin vagy alpi egyaránt lehet, amint azt a későbbiekben tárgyaljuk

A fenti adatok alapján a hercin metamorfózissal széles hőmérsékleti intervallumot hozhatunk kapcsolatba (főleg zoldpala fácies, helyenként amfibolit fácies), a metamorf termikus gradiens $34\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ -nél nagyobb volt (F P

SASSI et al 1978) Ez a gradiens összevethető H BOGEL et al (1979) hercini gradiensével

Az alpi metamorfózis hatásai általában könnyen felismerhetők. A legjellemzőbbek kős kloritoid és disztén idioblasztok, melyek általában szericit-foltokhoz kötődnek, ritkán staurolit idioblasztok. A leuchtenbergites ásvány-együttesek képződése (LELKES-FELVÁRI et al 1983) szintén ide sorolható. Az alpi metamorf „átdolgozás” uralkodó hőmérsékleti feltételei a fő ásványkristályosodások alapján a zoldpala fáciesnek felelnek meg, csak néhol érve el a staurolit stabilitásának korlátjait. Az alpi gradiens 34 °C/km -nél kisebb volt, mint azt a disztén stabilitása mutatja. Ez összevethető a Keleti-Alpoknak az irodalomban idézett alpi metamorf gradiensével (F. P. SASSI et al 1980b).

A soproni aljzat előbbiekben vázolt háromszakaszos metamorf fejlődéstörténetében csak a legvilágosabb és kőzettanilag legfontosabb ásványkristályosodásokat említettük. Továbbra is, hogy más ásványok is kristályosodtak mindegyik szakaszban, pontosabban azok, amelyek elvárhatók az adott fizikai feltételek között. A mikroszkópos megfigyelések szintén igazolják ezt az állítást.

Regionális fejlődéstörténet

A jelen dolgozatban bemutatott adatok fontos hozzájárulást jelentenek a soproni terület regionális fejlődésének jobb megismeréséhez, ahhoz azonban nem elégségesek, hogy a földtani folyamatok egységes modelljét kialakíthassuk. Ugyanis a földtani—kőzettani szituációk időbeli kapcsolata legalábbis két fő megoldást tesz lehetővé, és radiometrikus koradatok — amelyek segítségével a legjobb megoldást megtalálhatnánk — nem állnak rendelkezésünkre. Következésképpen két alternatív modellt mutatunk be, s mindkettő megbízhatóságát tárgyaljuk.

A modell

E szerint a következő események egymásutánja figyelhető meg a soproni aljzatban:

1 Pre-hercini metamorfózis, 34 °C/km -nél kisebb hőmérsékleti gradienssel, amfibolit fáciesnek megfelelő hőmérséklettel. Feltételezett kor: alsó-ordovicium.

2a Savanyú magmás tevékenység, mely plutoni (az előzőekben leírt biotitos gránit) és vulkáni feltételek között (az előzőekben leírt riolit és a kapcsolatos kőzetek) egyaránt kifejlődött. Feltételezett kor: felső- v. középső-ordovicium.

2b A vulkanit és vulkanoklasztit elváltozása, amely azokhoz a kőzet-típusokhoz vezetett, melyből a leukofillitek és a velük kapcsolatos kőzetek (LELKES-FELVÁRI et al 1983) képződtek. Feltételezett kor: a fent említett vulkanizmus hidrotermális szakasza.

3 Hercini metamorfózis, széles hőmérsékleti határok között, 34 °C/km -nél nagyobb hőmérsékleti gradiens mellett. Feltételezett kor: alsó-karbon.

4 Alpi metamorfózis, főként zoldpala fáciesű feltételek között alakult (helyenként elérte az amfibolit fácieset), mindkettő 34 °C/km -nél kisebb hőmérsékleti gradienssel hozható kapcsolatba.

Az A modell kereteiben a 2b pont alatt említett kőzetek vagy elkerülték a hercini metamorfózist — következképpen alpi monometamorf kőzeteket képviselnek —, vagy igen alacsony fokú hercini metamorfózist szenvedtek, a leuchtenbergit + diszténés ásványegyüttes pedig alpi

B modell

Ez az alternatív modell az A modelltől a savanyú magmás tevékenység helyzetében különbözik. Ez a működés valóban fiatalabb lehet, mint azt az A modell bemutatja, miután nincs kétségtelen bizonyítékunk, hogy a meta-gránitok és metavulkanoklasztitok polimetamorfak. Ezért az események sorrendje a következő is lehetett

- 1 „Kaledon” metamorfózis, mint az A modell 1 pontjánál leírtuk
- 2 Hercini metamorfózis, A modell 3
- 3a Savanyú magmás tevékenység, plutoni és vulkáni feltételek között, A modell 2a Feltételezett kor felső-karbon—alsó-perm
- 3b A vulkanitok (és egyéb kőzetek) elváltozása, A modell 2b
- 4 Alpi metamorfózis (A modell 4), mely a biztos alpi kristályosodásokhoz hozzáadta a leuchtenbergites ásványegyütteseket

Nincs biztos adatunk, amelynek alapján az egyik modellt előnyben részesítenénk. Továbbá nem zárható ki teljesen egy harmadik modell lehetősége sem, amelyben felső-ordoviciumi és felső-karbon korú savanyú magmatizmus egyaránt működött. Ezt a harmadik modellt azonban úgy tekintjük, mint a legkevésbé valószínűt, főként azért, mert igen kicsi a valószínűsége, hogy azonos, különleges folyamatok — mint az A modell 2b pont alatt leírt vulkanitok különleges elváltozása, valamint a B modell 3b alatt leírt elváltozása — ugyanazon a területen kétszer is végbementek 150—200 millió év különbséggel.

Ami a másik két modellt illeti, rámutatunk, hogy az A modell teljesen egybehangzik a Keleti-Alpok kristályos aljzatáról alkotott jelenlegi ismereteinkkel (összefoglalását lásd F P SASSI et al 1980, F P SASSI és SCHMIDT K. 1982). Ezzel szemben a B modellt olyan elemek jellemzik, amelyek teljesen újak a Keleti-Alpok ausztriai aljzatában, azaz a perm granitoidok és a savanyú vulkanitok nagy mennyisége. Ez a tény azonban nem elégséges ahhoz, hogy a B modellt kevésbé valószínűnek tekintsük, de rámutat, hogy további kimunkálására van szükség, mielőtt lényegesen megváltoztatnánk a Keleti-Alpok fejlődéstörténetére jelenleg kialakított képet.

Ilyen végső kimunkálást csak radiometrikus geokronológiára támaszkodva végezhetnénk, miután a Soproni-hegység területén a kérdést megoldó újabb terepi adatok nem várhatók a rossz feltártság és tektonikai komplikációk miatt.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak KISHÁZI PÉTER, KÓSA LASZLÓ, FAZEKAS VIA, IVANCSICS JENŐ geológusoknak a minták, vékonycsiszolatok és kémiai adatok átadásáért, P DA ROIT, A GIARETTA és G MEZZACASA olasz munkatársaknak a kémiai és mikrosonda-elemzésekért.

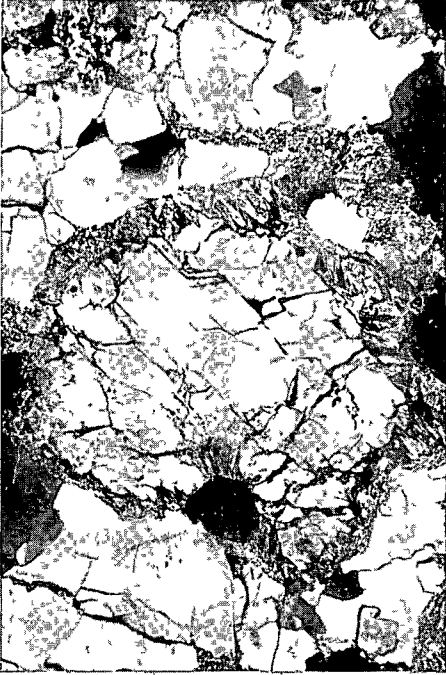
Köszönjük a Centro Studi Orogeno Alpi Orientali (Padova) és a Ministero Pubblica Istruzione anyagi támogatását.

IRODALOM — REFERENCES

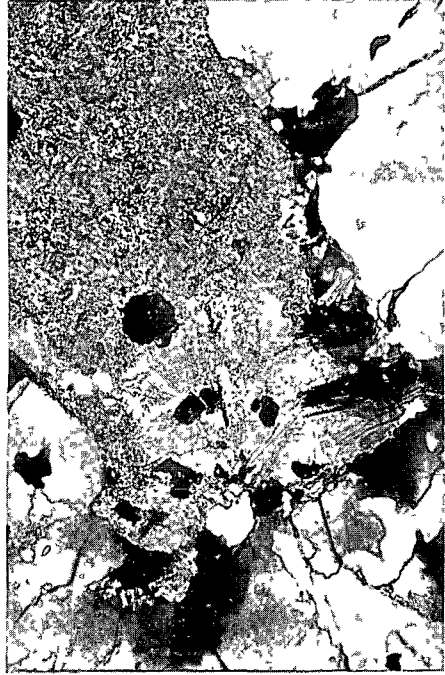
- BELLIENI G — MOLIN C M — VISONÀ D 1979 The petrogenetic significance of the garnets in the intrusive massifs of Bressanone and Vedrette di Ries (Eastern Alps — Italy) — *Neues Jahrb Min Abh* 136 238—253
- BOGEL H — MORTEANI G — SASSI F P — SATIR M — SCHMIDT K 1979 The Hercynian and pre-Hercynian development of the Eastern Alps Report on a meeting — *Neues Jahrb Geol Pal Abh* 159 87—112
- FAZEKAS V — KÓSA L — SELMECZI B 1975 Rare earth mineralization in the crystalline schists of the Sopron Mountains — *Foldt Kozl* 105 297—308
- GOMEZ-PUGNAIRE M T — SASSI F P 1983 Pre-Alpine metamorphic features and alpine overprints in some parts of the Nevado-Filabride basement (Betic Cordilleres, Spain) — *Mem Ist Geol Miner Univ* 36 49—72 Padova
- GREEN T H 1977 Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator — *Contr Min Petrol* 18 163—174
- IVANCSICS J — KISHÁZI P 1978 A Sopron (S)-8 sz fűrés anyagvizsgálata B KI — *Foldt Int Adattár Ter* 7103, kézirat
- KISHÁZI P 1977 A contribution to the knowledge of metamorphic rocks of Sopron Hills (E Hungary) — *Verhandl Geol B A* 35—43 Wien
- KISHÁZI P — IVANCSICS J 1976 Nyugatmagyarországi metamorfitok standard vizsgálata I Soproni metamorfitkomplexum B KI 1—151 — *Foldt Int Adattár Ter* 6070, kézirat
- KÓSA L 1976 A Fertőrákosi metamorfit komplexum földtani felépítése — *Doktori ért ELTE TTK*
- KÓSA L — FAZEKAS V 1981 A fertőrákosi kristályospala osszlet földtani—kőzettani felépítése — *Foldt Kozl III* (3—4) 424—452
- KOVÁCH A — SVINGOR É 1981 On the age of metamorphism in the Fertőrákos metamorphic complex, W Hungary — *Verhandl Geol B A* 73—81 Wien
- LELKES-FELVÁRI GY — SASSI F P 1981 Outlines of the pre-Alpine metamorphisms in Hungary — *IGCP Project No 5 Newsletter* 3 89—99
- LELKES-FELVÁRI GY — SASSI F P — VISONÀ D 1983 On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphic rocks and their phase relations — *Rend Soc Ital Min Petr* 38 (2) 607—615
- MIELKE P — WINKLER H G F 1979 Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine — *Neues Jahrb Miner Mh* 10 471—481
- SASSI F P — SCHONLAUB H P — ZANFERRARI A 1978 The pre-Variscan history of the Eastern Alps — *Oster Akad Wiss* 3 261—277
- SASSI F P — HALDUTOV I — GOMEZ-PUGNAIRE M T 1979 Metamorphic correlation within the ambit of IGCP project No 5 problems, present status, and next steps — *Newsletter* 103—110
- SASSI F P — ZIRPOLI G 1979 Stato delle conoscenze sulla storia pre-ercinica delle Alpi Orientali — *Mem Soc Geol Ital* 20 11—20
- SASSI F P — BELLINI G — PECCERILLO A — POLI G 1980a Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps. — *Neues Jahrb Geol Pal Mh* 707—718
- SASSI F P — ZANETTIN B — ZIRPOLI G 1980b Quadro della storia termica alpina nelle Alpi orientali — *Rend Soc Ital Min Petr* 36 19—33
- SASSI F P — SCHMIDT K 1982 The "Caledonian" event in the Eastern Alps Guidelines of its geodynamic interpretation In Sassi F P — Varga I (eds), *IGCP Project No 5 — Newsletter* 4 78—81
- VENDEL M 1973 Skizze des geologischen Aufbaues der Stadt Sopron und ihrer Umgebung (W-Ungarn) — *Ung Geol Anstalt* 1—28 Budapest
- VENDEL M — KISHÁZI P — BOLDIZSÁR I 1974 A Sopron-környéki kristályospalák monografikus feldolgozása 1—230 *Foldt Int Adattár Ter* 5168, kézirat
- WINKLER H G F — BREITBART R 1978 New aspects of granitic magmas — *Neues Jahrb. Miner. Mh* 10. 463—480.

I. tábla — Plate I

- 1 Leukoszóma kálifoldpátja, szélein szericitesedik — Sericitized potash feldspar from a leucosome
Brennberg ×N
 - 2 Leukoszómában egykori kordierit, mely jelenleg szericit + opak ásványok + klorittá alakult, szélein durvábban kristályos szericit + biotit — Former cordierite, altered completely into sericite + ores + chlorite on the border sericite + biotite crystals
Brennberg ×N
 - 3 Andaluzit poikiloblaszt szillimanit zárványokkal — Andalusite poikiloblast with sillimanite inclusions
Brennberg ×N
 - 4 Andaluzit poikiloblaszt biotit és szillimanit zárványokkal A szillimanit nukleációja a biotitból indul — Andalusite poikiloblast with sillimanite and biotite inclusions Sillimanite nucleated from biotites
Brennberg ×N
- 1—2 75×
3—4 40×



1



2



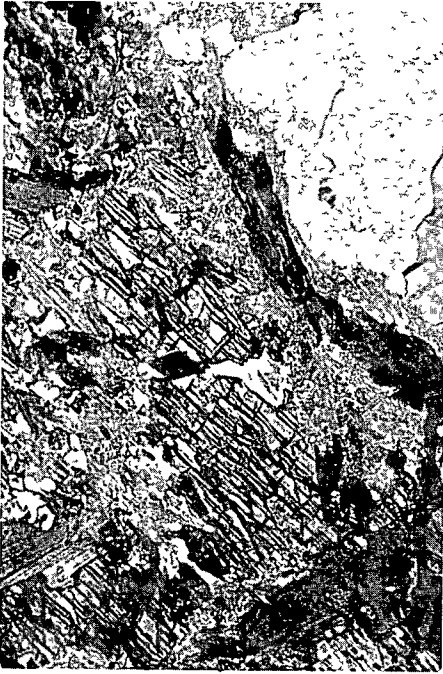
3



4

II tábla — Plate II

1. Andaluzitot burkoló fibrolitos szillimanit — Andalusite wrapped by fibrolitic sillimanite
Brennberg + N, N = 40
 2. Szericites mezőben képződött tektonizmus utáni finomkristályos disztén + kloritoid — Posttectonic kyanite + chloritoid aggregate, in sericite patches
Sopron 8 sz fúrás + N, N = 40
 3. Toredezett öreg staurolit körül képződött kloritoid és disztén aggregátum -- Chloritoid + kyanite aggregate formed around old staurolite fragments
Brennberg, Kovács-árok 1 N, N = 75
 4. Andaluzit poikiloblasztba zárt toredékes, azonos optikai orientációjú staurolit reliktumok — Old staurolite fragments of identical optical orientation included in andalusite poikiloblast
Brennberg, Kovács-árok + N, N = 75
- 1—2 40×
3—4 75×



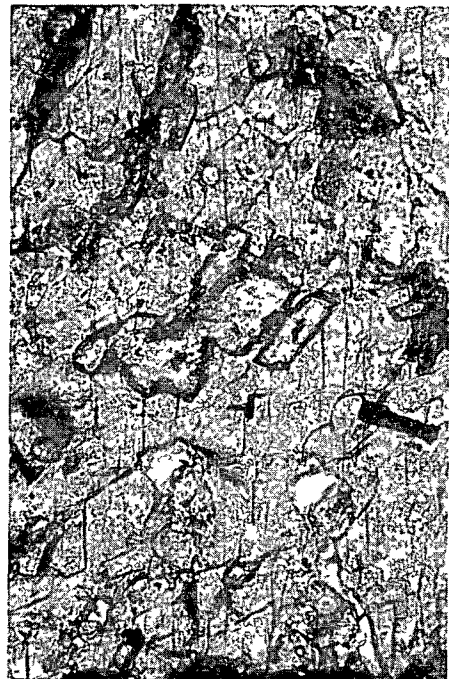
1



2



3



4

III. tábla — Plate III

- 1 Oreg toredezett gránát, korulotte fiatal, sajátalakú gránátok alkotta koszorú — Fragments of old garnet, with a rim of new garnet idiomblasts
Sopron 8 sz fúrás, 35,0 m 1N
- 2 Szericites mezőben képződött tektonizmus utáni sajátalakú gránát és kloritoid, ez utóbbi esetenként zárvány a gránátban — Posttectonic garnet + chloritoides idiomblasts on sericite Chloritoides is sometimes included in garnet
Sopron 8 sz fúrás, 35,0 m 1N
- 3 Andaluzit utáni muszkovit, mely azonos optikai orientációjú széttoredezett andaluzit reliktumokat tartalmaz — Muscovite with old andalusite fragments of identical optical orientation
Brennberg + N
- 4 Szillimanit koteget átmetsző tektonizmus utáni muszkovit — Posttectonic muscovite on fibrolitic sillimanite
Brennberg + N
- 1 75X
2—4 40X



1



2



3



4

PRE-ALPINE AND ALPINE DEVELOPMENTS OF
THE AUSTRIDIC BASEMENT IN THE SOPRON AREA

GY LELKES-FELVÁRI* — F P SASSI** — D VISONÀ**

* Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

** Istituto di Mineralogia e Petrologia, Università di Padova, Corso
Garibaldi 37, Italia

UDC 551 24(234 373 1/2)

Key words Project IGCP N° 5, polymetamorphism, microtexture, microscope methods, Caledonian Orogeny, Hercynian orogeny, Alpine orogeny, Northwestern Transdanubia, Sopron Mts)

The present paper gives a petrographic characterization of the main rock types outcropping in the Sopron area (W-Hungary), in such a way that the data can easily be integrated within the frame of literature on the Eastern Alps. Geothermometric and geobarometric estimations are proposed, based on a multistage interpretation of the metamorphic evolution of these rocks, as suggested by microtextural analysis. An alternative evolutionary model for this basement is proposed, distinguishing the pre-Alpine effects from the Alpine ones. The pre-Alpine metamorphic development of these rocks is interpreted as due to the overprint of the Hercynian on the "Caledonian" event. The compositional features (microprobe analyses) of several minerals integrate the petrologic picture.

**SZERKEZETFOLDTANI SZEMPONTOK
CSEHBÁNYA—BAKONYJÁKÓ—BAKONYBÉL TÉRSÉGÉNEK
BAUXTPERSPEKTÍVÁIHOZ**

MÉSZÁROS JÓZSEF

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

ETO 553 492 1(234 373 1)

T á r g y s z a v a k szerkezetföldtan, horizontális tektonika, dolomit, előrejelzés (prognózis), bauxit, preszenon, neogén, Bakony hegység

A szerző Csehbánya—Bakonyjákó—Bakonybél térségében főként a MÁFI Középhegységi osztályának új rendszerű térképezési adataira támaszkodva tektonikai értékelést végzett. A szerkezetföldtani elemzés során a hegység felépítését jelentős mértékben bonyolító preszenon és neogén oldalelitolódások kimutatása és ábrázolása volt a fő cél. Szamos horizontális elmozdulást sikerült a térségben biztonsággal felismerni és az 1 10 000 méretarányú eszlelesi alaj térképek szerint kellő pontossággal nyomon követni, valamint megállapítani a vízszintes összetevők nagyságát.

Közismert, hogy a vizsgált terület a bauxit szempontjából perspektivikus. A tektonikai elemzés során megállapított, helyenként több km-es oldalelitolódások nagyban befolyásolják a bauxittelepek és a bauxitfeküként kedvező Földolomit Formáció mai terbeli elrendeződését. A jelen cikkben közölt tektonikai vázlat ábrázolja a jelentősebb oldalelitolódásokat, amelyek figyelembevételével a térség további bauxitkutatásánál segítséget nyújthat a felderítő fúrások telepítésében.

A MÁFI tervfeladatainak keretén belül 1981-től a Bakony hegység szerkezetföldtani vizsgálatával, a Bakony és a Balaton-felvidék 1 100 000 méretarányú tektonikai térképének szerkesztésével foglalkoztam. Ezt a munkát a Középhegységi osztály kollektívájának többéves térképi észlelése, földtani anyagfeldolgozása és térképszerkesztése eredményeként a nyomtatásban elsőként megjelent 1 20 000 ma térképlapok határain belül kezdtem meg. A szerkezeti vizsgálatok és tektonikai térképszerkesztés során egyik legfontosabb célkitűzés az volt, hogy egy-egy különálló térképlap felvételezésekor a nehezen vagy egyáltalán nem kimutatható regionális törvényszerűségeket feltárjuk, amelyek a további nyersanyagkutatást elősegíthetik. Az elemzési módszerek kidolgozásához kiválasztott földtani egység a Bakony Ny-1 része. Ugod—Bakonybél térségétől D-re Nyírad—Ocs településeket összekötő vonalig terjed és 9 db 1 20 000 ma térképlap által fedett, kereken 700 km²-es területet foglal magába. A terület földtani térképeit BIHARI D 1978, CSIMA K —MÉSZÁROS J 1976, JAKUS P 1976, KORPÁS L 1978, MÉSZÁROS J 1976, 1978 készítette.

A Bakony Ny-1 részén 1979 óta végzett felső-kréta barnakőszén-kutató munkák során — többek között — néhány tektonikai törvényszerűsége is fény derült. Megállapítást nyert, hogy a Bakony prepannóniai korú kőzet-

tomegének térbeli elrendeződését alapvetően a fiatal és az idős oldaleltolódások rendszerének bonyolult kombinációja határozza meg (MÉSZÁROS J 1980a, MÉSZÁROS J —TÓTH I 1981)

A Bakony hegység szerkezeteiben mutatkozó oldaleltolódások jelenlétére néhány kutató már korábban is rámutatott. Az ide vonatkozó irodalom áttekintése a Foldt Int Évi Jelentése az 1980 évről kötetben található (MÉSZÁROS J 1982)

Eddigi tektonikai vizsgálataim (MÉSZÁROS J 1983) újabb eredményeit abban lehet összegezni, hogy a hegység szerkezeteiben részt vevő nagyméretű oldaleltolódások kimutatásán kívül elkülönítettem az egymásra épült pre-szenon és neogén horizontális elmozdulások különböző típusait. Beigazolódtott, hogy a teljes Bakony, sőt egész középhegységünk tektonikai felépítésében a több irányú fiatal és eredetileg is lényegesen bonyolultabb idős oldaleltolódások jelentős szerepet játszanak.

Az eddig megismert mangánércelőfordulások, indikációk kivétel nélkül mind mély torésekhez, majd a későbbi fázisok idején oldaleltolódásokká alakult tektonikai elemekhez kötődnek. A Bauxitkutató Vállalat és a Bakonyi Bauxitbányák Vállalat szakembereinek vizsgálatai azt igazolják, hogy a bauxitképződésre alkalmas csapdák tektonikai preformáltsága nem véletlenszerű, hanem az esetek többségében jelentős torések és feltolódások zónája mentén figyelhető meg. Bauxit- és mangánércutatást javasoló két korábbi publikációm ugyancsak a szerkezet és a várható nyersanyagok kapcsolatára hívja fel a figyelmet (MÉSZÁROS J 1980a, b)

A jelen cikk közzétételét a vizsgált térség É-i részén, Csehbánya—Bakonyjákó—Bakonybél környékén mutatkozó, ez ideig ismeretlen elemének, a haránteltolódásoknak felismerése teszi indokolttá. A Bauxitkutató Vállalat és a Bauxitbányák Vállalat ezen a területen is végez elő-, felderítő- és részletes kutatást. A jelen ismertetés nem tűzhetette ki célul a bauxitkutatás és bauxitbányászat során felgyülemlett adatok részletes elemzését, valamint a sokrétű publikációk felsorakoztatását, hiszen a cikk elsősorban tektonikai jellegű és főként az oldaleltolódások szerepére kíván rámutatni.

A kutatási munkálatok uteme az Iharkúti bauxitelőfordulás feltárása óta egyre intenzívebbé vált. 1981-ben zárult az Iharkút—németbányai terület felderítő kutatása, melynek zárójelentése összefoglalja a földtani eredményeket (SZANTNER F. et al 1981). Tektonikai vonatkozásban ugyancsak számos új jelenséget figyeltek meg. A jelentés vonatkozó fejezetrészei hangsúlyozzák a bauxitcsapdák különböző torési zónákkal való preformáltságát. A kutatási területen ez ideig ismeretlen paleokarszt formákat különítettek el, amelyek a nyersanyagképződést megelőző tektonikai periódus során mechanikailag megbontott zónák által vezérelve jöttek létre. Megállapításuk egyértelműen utal az idős torések meghatározó szerepére. Eddigi regionális vizsgálataim szerint (MÉSZÁROS J 1983) erőteljesen bontott zónák nagyméretű idős oldaleltolódások mentén gyakran fordulnak elő. Úgyszintén erőteljes a tektonizáltság, pontosabban a mechanikai feldaraboltság a feltolódások kompressziós frontjában.

Az Iharkút—németbányai kutatási terület tektonikai értékelése során kiderült, hogy a térségben oldaleltolódások is vannak. A Bauxitkutató Vállalat zárójelentése rögzíti, hogy a szerkezetben egymástól idegen rétegsorok kerültek egymás mellé, melyek a rokok vízszintes elmozdulását valószínűsítik. Ezenkívül Iharkút—Németbánya térségében az is igazolódott, hogy a fiatal oldal-

eltolódások helyenként látszólagos feltolódást eredményeznek (SZANTNER F et al 1981)

Ez a korábban Padragkút környékén megállapított tektonikai jelenség tehát a Bakony egyéb teruleteire is jellemző, ahol fiatal oldaleltolódások vannak. A vízszintesen mozgó közettömegek ugyanis a mozgási sík dőlésének függvényében gyakran látszólagos feltolódást hozhatnak létre azáltal, hogy az egyik blokk a másik alá vonszolódik.

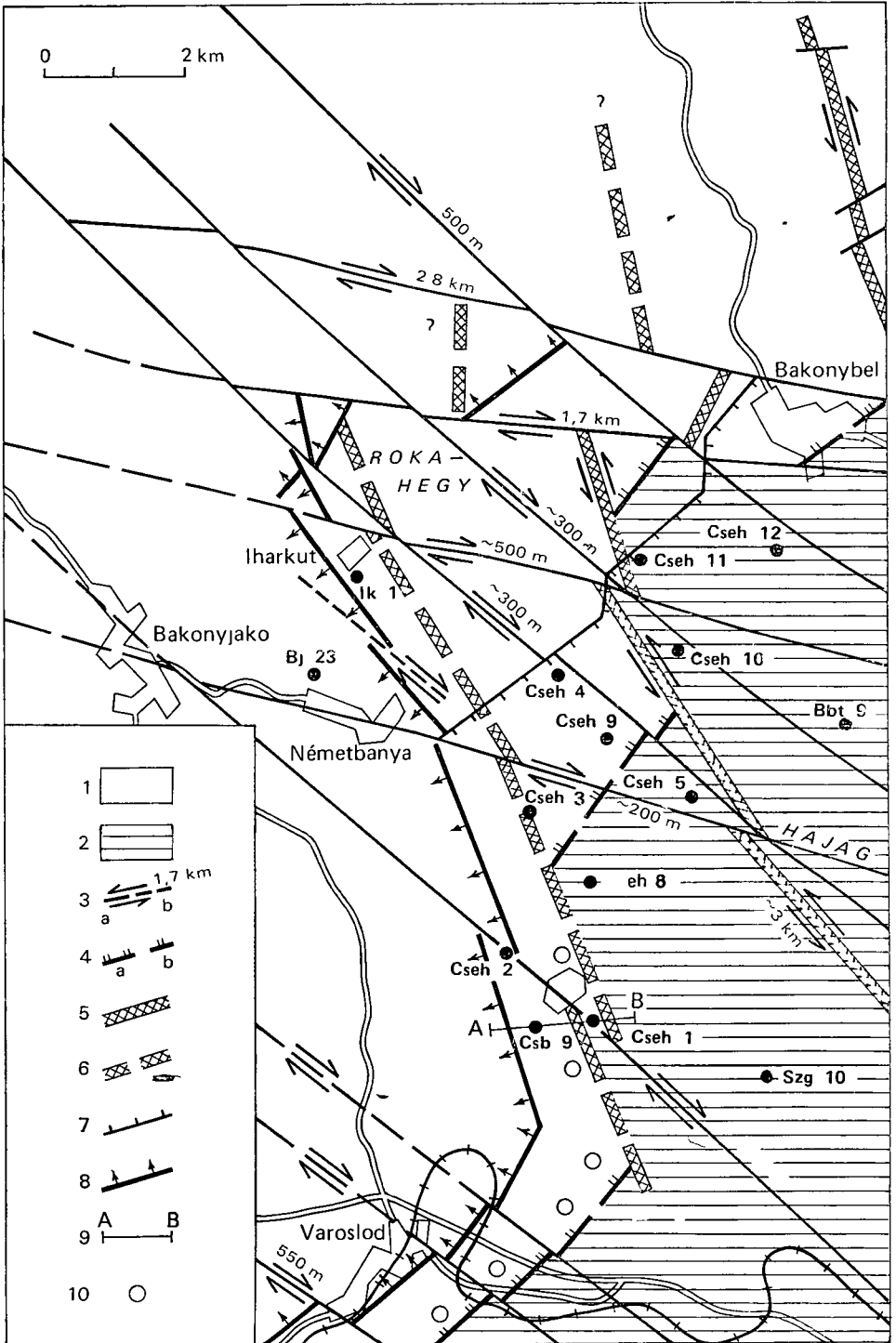
A megkutatott iharkút — németbányai terület a regionális tektonikai elemzésen alá vont nagyobb földtani egység tagja. A vizsgált térség szerkezeti felépítésének váza kirajzolódott. Számos eltemetett tektonikai elem jellegének és pontos helyének kimutatása azonban a jövő bauxitkutatási munkálatainak szerkezetföldtani eredményeitől várható.

Az Ugod — Bakonyjákó — Bakonybél — Csehbánya környékének földtani alakulataiban megállapított főbb oldaleltolódásokat, a mélyrenyúló idős torésszeket és feltolódásokat az 1 ábrán tüntettem fel. A szemléletesség kedvéért néhány jelentősebb fiatal normál vetőt is ábrázoltam. A tektonikai vázat szemléltető térkép a szenonnál idősebb képződmények mai területi elrendeződését mutatja, részletes rétegtani tagolás nélkül. Két területegység látható a térképen: a bauxitfeküként kedvezőtlen jura — alsó- és középső-kréta, valamint a kedvező uralkodó triász földolomit, ill. helyenként mészkő és dolomit képződmények elterjedése. A tektonikai vázlat információ-tartalma magyarázat nélkül is leolvasható, így csupán a lényegesebb szempontokra hívom fel a figyelmet.

Az 500 m-nél kisebb horizontális összetevőjű fiatal oldaleltolódások helyi jelentőségűek, felderítés szempontjából gyakorlatilag elhanyagolhatók.

A Bakonybél település É-1 és D-1 szélén Ny-ÉNy-i irányba tartó 2,8, ill. 1,7 km-es, fokozatosan szétnyíló jobbos oldaleltolódási pár azonban — amelyet egy Ugodtól DK-re haladó 500 m-es szarmata utáni oldaleltolódás vág ketté — a térség szerkezetét megszabó tektonikai eleme. Ezek helye 1:10 000 méretarányú pontossággal ismert (KORPÁS L eredeti felvételi lapjai, 1968). A két nagyméretű eltolódás szerepe a nyersanyagkutatásban egyértelmű, hiszen pl. az Iharkútnál feltárt bauxitelőfordulás földtani alakulatainak eredeti É-ÉK-i folytatása ma az oldaleltolódási pár D-1 ága felett 1,7 km-re, az É-1 ág felett pedig tovább 2,8 km-re K-i irányba elvonzóldott helyzetben van. Ezt a Bauxitkutató Vállalat Bakonybél térségében végzett felderítő fázisú kutatásai igazolták. A bauxitképződés idején egybefüggő szerkezetek egységét — eddigi ismereteink szerint — a szarmatában lezajlott horizontális mozgások bontották meg és távolították el azokat egymástól. Paleoszerkezeti és ősfoldrajzi vizsgálatok esetén a nagyméretű fiatal oldaleltolódások visszarendezése elengedhetetlen.

A Bakonyjákótól Csehbányán keresztül haladó 600 m-es neogén oldaleltolódás (MÉSZÁROS J 1983) bauxitkutatást érintő szerepet játszhat. Ez a szerkezeti vonal közvetlenül a Csehbányától DK-re telepített Cseh 1 sz. fúrás mellett húzódik, sőt valószínű, hogy a fúrásban harántolt oligocén rétegsor alját metszi el. A szerkezetföldtani tekintetben különösen értékes Cseh 1 sz. fúrás tektonikai adatait felvételezésem idején publikáltam (MÉSZÁROS J 1971). A fúráson keresztül szerkesztett közel K — Ny-i földtani szelvény K-1 részét ma már módosítani lehet a neogén oldaleltolódás kombinációjának figyelembevételével. Ezt a szelvényt a 2. ábra mutatja be, nyomvonalát pedig az 1. ábrán tüntettem fel. A már korábban is mélyre ható torésként



kezelt, a szenon előtt konszolidálódott, idős szerkezeti elem — egymás mellé vonszolt helyzetben — a földtani szelvényen látható. Azért indokolt a Cseh 1 sz. fúráshoz közelinek feltételezni lefutását, mert a harántolt mezozoos képződmények dőlése itt 40—50° meredekségű. Az 1. ábra alapján első pillantásra úgy tűnik, hogy a csehbányai idős torés egyben szinisztrális oldal-eltolódás is. Ez azonban nem igazolt, mint a tőle K-re a Hajag-hegy csoport Ny-i oldalán húzódó ugyancsak preszenon horizontális elvonszolódás esetében, ahol a vízszintes összetevő is aránylag jól mérhető (JAKUS P. eredeti felvételi lapja, 1970). A Csehbánya térségében, kb. 5 km-es nagyságrenddel elvonszolt-nak mutató szerkezeti helyzet tehát valószínűleg látszólagos.

A csehbányai torés a Bauxitkutató Vállalat fúrási rétegsorai és vizsgálatai ellenére az eddigi adatok alapján tektonikai módszerekkel sem DDK-i, sem ÉÉNY-i irányban érdemlegesen nem nyomozható tovább. Igaz, hogy a Bauxitkutató Vállalat szakemberei ennek a torésnek ÉÉNY-i irányban való folytatását eltemetett helyzetben a Csehbányai Formáció alatt megfelelő pontossággal megállapították. Magam az 1. ábrán látható irányt azon az alapon tüntettem fel, hogy az ilyen típusú, szenon előtt konszolidálódott, nagyméretű torésekkel párhuzamosan a hegység számos pontján figyelhető meg jelentős szávai lépcsős lezökkenés. Úgy tűnik, mintha az összeforrott idős torések kontrollálnák a későbbi tértágulások tektonikai elemeket. Teoretikusan tehát a csehbányai torés az iharkúti Róka-hegy Ny-i lábánál halad ÉÉNY felé tovább. Az eddigi tapasztalat azt mutatja, hogy szeizmikus reflexiós időszelvények alapján gyakran megállapítható nemcsak a torésvonal helye, de a nagyméretű oldal-eltolódások jelenléte is, így a csehbányai torés jellegét elsősorban geofizikai módszerekkel lehet megismerni. Amennyiben igazolódna, hogy az iharkúti karsztokat a tárgyalt tektonikai zóna preformálja, úgy célszerű lenne szeizmikus reflexiós mérésekkel nyomozni DDK és ÉÉNY felé való folytatását, figyelembe véve az ismertett nagyméretű neogén oldaleltolódásokat. A csehbányai torés és a bauxitelfordulások kapcsolatát már az 1967. évi térképezés során valószínűsítettem (MÉSZÁROS J. 1978, ld. Fedetlen földtani térkép földtani szelvénye). „Talán az alsó-krétában elvben rogzított partvonalat meghatározó morfológiai lépcsős mentén keskeny sávban előforduló bauxit. Ezt azonban vastag oligocén—alsó-miocén, eocén, részben szenon uledékek borítják és a felszínről ennek a sávnak rogzítése gyakorlatilag megoldhatatlan” (MÉSZÁROS J. 1980, p. 70).

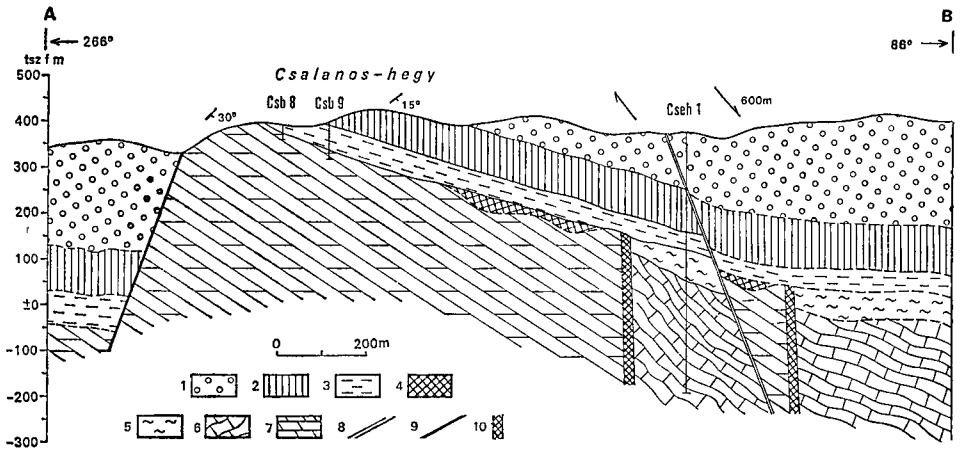
A Cseh 1 sz. fúráson keresztül szerkesztett földtani szelvényen látható — s ez az 1. ábrán is szembeűnik —, hogy Csehbányánál az idős torésvonal a földolomttal együtt mintegy 600 métert DDK-re tolódott a jura—középső-

1. ábra Csehbánya—Bakonyjákó—Bakonybél térségének tektonikai vázlata

1 Triász földolomit, mészkő, dolomit, 2 jura—középső-kréta képződmények, 3 neogén oldaleltolódás (vízszintes összetevővel) a megállapított, b feltételezett, 4 preszenon feltolódás, a megállapított, b feltételezett, 5 preszenon oldaleltolódás, 6 preszenon torés (csehbányai torés), 7 rodáni vető, 8 szávai vető, 9 földtani szelvény nyomvonala, 10 bauxitfeltárási javasolt fúrások helye

Fig. 1 Tectonic scheme of the Csehbánya—Bakonyjákó—Bakonybél area

1 Triassic Hauptdolomit, limestone and dolomite, 2 Jurassic to Middle Cretaceous formations, 3 Neogene transcurrent fault (with a lateral component) a identified, b supposed, 4 pre-Senonian reverse fault, a identified, b supposed, 5 pre-Senonian transcurrent fault, 6 pre-Senonian fault (Csehbánya Fault), 7 Rhodanian normal fault, 8 Savian normal fault, 9 geological section line, 10 proposed sites for bauxite-exploratory drilling



2 ábra A—B földtani szelvény

1 Csatkai Kavics Formáció, 2 Szőci Mészke Formáció (felül esetleg Iharkuti Formáció), 3 Csehbányai Formáció, 4 bauxit formáció (feltételezett), 5 Tési Agyagmárga Formáció, 6 Tatai Mészke Formáció és alsókréta—malm formációk, 7 Fődolomit Formáció, 8 neogén oldaleltolódás, 9 szávai vető, 10 csehbányai idős torcs

Fig 2 Geological section A—B

1 Csatka Gravel Formation, 2 Szőc Limestone Formation (top possibly Iharkut Formation), 3 Csehbánya Formation, 4 bauxite formation, 5 Tcs Claymarga Formation, 6 Tatai Mészke Formation and Lower Cretaceous to Malm formations, 7 Hauptdolomit Formation, 8 Neogene transcurrent fault, 9 Savian normal fault, 10 old fault of Csehbánya

kréta rétegek mellé A Cseh 1 sz fúrás rétegsorának ismeretében földolomit-fekvős bauxit feltárására merésznek tűnne az említett fúrástól É-ra néhány 100 m-re újabb fúrást telepíteni. Pedig a H. TAEGER térképezése óta ismert Csehbányától Ny-ra húzódó nagyméretű szávai vető, a herendi bauxit-szénbánya szerkezeti adatai (MÉSZÁROS J 1983) és BOUGUER anomália térképei alapján kimutatható 600 m-es fiatal oldaleltolódás jelenlétét figyelembe véve a Cseh 1 sz fúrástól É-ra és ÉNy-ra a szenon alatt földolomit feku húzódik, s karsztos mélyedéseit bauxit tolhatja ki. A fiatal horizontális tektonikai elemek csaknem mértani pontosságú párhuzamossága torvényszerű.

Mindez már nem mondható el a preszenon oldaleltolódások esetében. Mint az 1 ábrán látható, a Hajag Ny-i lábától a Csehbányai-medence uralkodólag kanozóos uledékeivel eltemetett idős szerkezetében haladó, a banyabéi Oreggáti-hegy Ny-i oldalán felszínre lépő, irányában meg-megtoró 3 km-es szinisztrális oldaleltolódást az 1,7, ill 2,8 km-es fiatal horizontális elemek elvágják és megszabják mai elvonszolódott elrendeződését. Ebben a térségben éppen ennek a jól térképezhető torésnek, pontosabban eltolódásnak köszönhető, hogy a fiatal oldaleltolódási pár vízszintes összetevőit meg lehetett mérni.

A vázolt balos oldaleltolódás (MÉSZÁROS J 1983) további szerkezeti szerepe abban van, hogy az Oreggáti-hegyen észlelt ÉK—DNy-i csapású feltolódás folytatását DNy felé az eltemetett szerkezetben valószínűsíthető lehet (1 ábra). A ma lefedett, oldalirányba D-re mintegy 3 km-re elvonszolódott ÉK—DNy-i csapású feltolódás helyének előrejelzése bauxitkutatás szempontjából lényeges, hiszen a kompressziós torlódási zóna mentén a földolomit és a jura rétegek érintkeznek egymással. A feltolódás térképen feltüntetett

legvalószínűbb lefutási vonala tehát egyben a földolomit itteni mélybeli elterjedési területét is lehatárolja. Ez a szerkezeti kép a Farkasgyepű 1:20 000 méretarányú földtani térkép szerkesztésekor, 1968-ban ismeretlen volt (MÉSZÁROS J 1978). Előrejelzése az 1. ábrán látható 3 km-es idős balos oldal-eltolódás kombinációjának figyelembevétele nélkül nem lenne lehetséges.

Az új tektonikai kép közvetlenül megkönnyítheti a térség további bauxitkutatását, míg a lefedett szerkezetek elrendeződésének előrejelzése támpontot nyújthat a jövőben telepítendő felderítő fúrások és geofizikai mérések helyének kiválasztásához.

IRODALOM — REFERENCES

- BIHARI D 1978 A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat, Magyarpolány, Ugod Észlelési és fedetlen térkép változatok — Földt. Int. Térképtár
- CSIMA K — MÉSZÁROS J 1976 A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat Úrkút Észlelési és fedetlen változat — Földt. Int. Térképtár
- JAKUS P 1976 A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat Markó Észlelési és fedetlen változat — Földt. Int. Térképtár
- KORPÁS L 1978 A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat Bakonybél Észlelési és fedetlen térképváltozat — Földt. Int. Térképtár
- MÉSZÁROS J 1971 A Csehbányai-medence szerkezetföldtani fejlődésének alapvonásai — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről 639—652
- MÉSZÁROS J 1976 A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat Ajka, Padragkút, Szentgál Észlelési és fedetlen térkép változatok — Földt. Int. Térképtár
- MÉSZÁROS J 1978 A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat Farkasgyepű Észlelési és fedetlen térképváltozat — Földt. Int. Térképtár
- MÉSZÁROS J 1980a Szerkezetföldtani vizsgálatok a bauxitkutatás szolgálatában — (Halimba—Herend—Csehbánya közötti terület) — Földt. Kut. 23 (4) 9—12
- MÉSZÁROS J 1980b Mangánérc kutatás szerkezetföldtani és geofizikai módszerekkel — Földt. Kut. 23 (4) 13—16
- MÉSZÁROS J — TÓTH I 1981 Vízszintes eltolódások Ajka térségében és gyakorlati jelentőségük — Ált. Földt. Szemle 16 25—32
- MÉSZÁROS J 1982 Nagyméretű vízszintes eltolódás a Bakony Ny-i részén és szerepe a nyersanyagkutatásban — Földt. Int. Évi Jel. 1980-ról 517—526
- MÉSZÁROS J 1983 Szerkezetföldtani törvényszerűségek a Bakony-hegység DNy-i részén és a nyersanyagkutatás — Kandidátusi ért., Földt. Int. Adattár, kézirat
- SZANTNER F et al 1981 Jelentés az iharkút—németbányai területen végzett felderítő bauxitkutatásról és a készletszámítás eredményeiről — BKV Adattár, kézirat

PROSPECTS OF BAUXITE EXPLORATION
IN THE CSEHBÁNYA—BAKONYJÁKÓ—BAKONYBÉL AREA
TECTONIC CONSIDERATIONS

by

J MÉSZÁROS

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 553.492.1(234.373.1)

Key words structural controls, tangential tectonics, imbricate tectonics, prediction, bauxite, Pre-Senonian, Neogene, Central Transdanubia, Bakony Mts

Relying on the results of mapping (according to a new system) by the Central Range Department of the Hungarian Geological Institute, the author carried out a tectonic evaluation. The principal aim was to detect the pre-Senonian and Neogene transcurrent faults. Numerous transcurrent faults were identified in the study area with certainty. They were traced on the basis of the documentation base-maps of 1:10 000 scale. The size of the horizontal components were determined.

The study area has been known to be promising from the point of view of bauxite exploration. The lateral displacements locally attaining several kilometres in amplitude have largely modified the spatial disposition of the bauxite bodies and of the Hauptdolomit Formation that provided a favourable substratum for bauxite accumulation. The major transcurrent faults are represented on the tectonic scheme inserted. Consideration of these faults may prove helpful in locating bauxite prospecting boreholes.

A TENGELIC 1. SZ. SZERKEZET- ÉS VÍZKUTATÓ-, VALAMINT A TENGELIC 2. SZ. ALAPFŰRÁS ÖSSZEHASONLÍTÓ FÖLDTANI ÉS SZERKEZETI VIZSGÁLATA

NÉMEDI VARGA ZOLTÁN

Nehézipari Műszaki Egyetem Miskolc, Egyetemváros
H-3515

ETO 552 5 550 832(439 11)

T á r g y s z a v a k alapfűrés, litosztratigráfia, uledékes szerkezet,
fűrésű rétegsor, Dél-Dunántúl, Tengelic

A Mecsek hegységtől kb 35 km-rel ÉK-re, Tengelic község területén mélyült 1969–70-ben az esetenkénti magvételű, teljes karottázsvizsgálattal és a magminták földtani anyagvizsgálatával kiegészített szerkezet- és vízkutató fűrés (Tengelic 1), melyet az új földtani adatok részletesebb megismerése céljából 1978-ban az allandó magvételű és karottázsvizsgálattal kivitelezett, komplex anyagvizsgálattal feldolgozott Tengelic 2 sz alapfűrés követett

A két fűrés rétegsora földtani- és karottázsvizsgálattal 600–650 m mélységig nagyvonalúan azonosítható, de ez alatt olyan elterő kifejlődésű és szerkezetű képződményeket tártak fel a fűrésok, melyek csak jelentős szerkezeti ov (Kapos vonal) jelenlétével magyarázhatók. A két fűrés rétegsorának korrelációs vizsgálata hozzájárul a térség földtani és szerkezeti fejlődésmentének ismeretéhez

A Tengelic 1 sz kutatófűrés földtani eredményei

A fűrészt a Kozponti Földtani Hivatal megbízásából az Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat Mecseki Üzeme mélyítette 1969–70-ben. Fő célja a terület mélyföldtani viszonyainak megismerése, mellékcélja pedig termálfűrés kutatás volt. A fűrés földtani dokumentációját HONIG GY (1970) készítette el.

A fűrés tervezett mélysége 700 m volt, mely a későbbiek során 1000 m-re, majd 1200 m-re módosult. A fűrésből 600 m-ig 100 méterenként, majd ezt követően 50 méterenként vettek magot úgy, hogy közben egyes szakaszokban (pl 697,1–711,0 m) sűrített magvétel történt. A magfűrésok összhossza 68,7 m, míg a magkihozatali százalék 76,27 volt. A fűrés karottázsvizsgálatát az OFKFKV Mecseki Üzemének karottázás csoportja, míg a magminták anyagvizsgálatát az OFKFKV Kozponti Anyagvizsgáló Laboratóriuma (Komló) végezte el.

Az 1002,0–1095,0 m mélységköz négy porózus rétegét beszűrőzték, 1 s –58,0 m-es üzemi szinten 110 l/p vízhozamot kaptak. A magas sótartalmú, 46 °C hőmérsékletű hévíz nyugalmi szintje –32,0 m-ben volt.

Az OFKFKV Kozponti Anyagvizsgáló Laboratóriumában a magminták anyagából a makroszkópos leírás mellett, kőzettani, kémiai és őslénytani

vizsgálatok készültek A jelentéshez földtani (NÉMEDI VARGA Z) és őslénytani (BÓNA J) értékelés is tartozik

A fúrás rétegsorának nagyvonalú korbesorolása a következő

0,0—3,2	m-ig holocén
3,2—39,9	m-ig pleisztocén
39,9—622,2	m-ig pannóniai
622,2—744,0	m-ig szarmata
744,0—906,8	m-ig bádeni
906,8—985,5	m-ig andezitosszlet
985,5—(1183,3)	m-ig liász

Holocén furadékminta alapján talaj és kőzetliszt alkotja, határa csak karottázsvizsgálattal valószínűsíthető

Pleisztocén losz, agyagos-, ill homokos losz, kőzetlisztes—homokos agyag valószínűsíthető a furadékminták és a karottázsgorbék alapján Az alsó — kőzettani — határát a geofizikai paraméterek viszonylag jól jelzik

Pannóniai emelet a rétegsor — a felső részén kisebb lepusztulás feltételezése mellett — az egész pannóniai emeletet képviseli, a kevés őslénytani és kőzettani adat ellenére az alsó-, ill felső-pannóniára történő felosztás a T 2 sz fúrás segítségével megoldható A 203,0—604,0 m mélységköz mintáiból

előkerült értékelhető mikroflora és -fauna a pannóniára jellemző, csökkent-sóvízi mikroplankton együttesel kísért tavi és mocsári növényzet pollen-maradványait tartalmazta (BÓNA J 1970) A kréta—paleogén áthalmozott nannoplankton formák 503,0 m-ig gyakoriak voltak

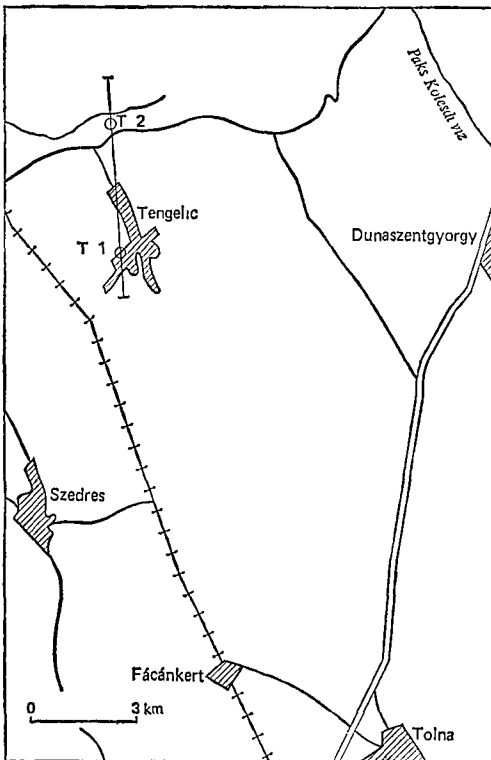
A kőzettani összetétel-változást jól mutató geofizikai szelvények szerint a rétegsor négy mélységközre osztható

39,9—303,4 m homokosabb szakasz Uralkodó kőzetféleségei agyagos—kőzetlisztes homok, kőzetlisztes homok, homokos agyag változó mésztartalommal, agyagmárga

303,4—484,6 m agyagosabb szakasz, jellemző kőzetei agyagmárga, aleurit, homok

484,6—560,6 m homok, márgás homok, agyagmárga, kőzetlisztes—homokos agyagmárga rétegek változásából álló szakasz

560,6—622,2 m kevés, változó kőzetliszt- és homoktartalmú agyagmárgából, márgából álló szakasz



1 ábra A tengelici fúrások helyszínrajza

Fig 1 Location of the Tengelic boreholes

Üledékképződési ciklusok szemléletében a felső két szakasz (ciklus) a felső-pannóniai, az alsó két szakasz az alsó-pannóniai rétegeket képviselheti. Ez a határ nem egyezik meg az őslénytani (makrofauna) alapon meghúzott határvonallal. A felső-pannóniai alemelet őslénytani alsó határa valószínűleg a ciklushatár alatt van.

Szarmata anhidritpados (697,9—698,4 m), gipsz- és anhidrites márga, mészmárga réteg betelepüléses mészmárga—agyagos mészkő—mészkő összlet ismeretes, melyben egy helyen bentonit szint is mutatkozott. Az összlet szarmata kora az őslénytani vizsgálatok alapján bizonyított. A szarmata—pannóniai határon a geofizikai gorbék alapján folyamatos üledékképződés tételezhető fel.

Bádeni emelet az üledékek felső szakaszából (748,0—751,0 m) vett minta kora az őslénytani vizsgálatok alapján a hidas kőszénösszlet fedőjében kimutatott „Coccolithokban gazdag” szinttel azonosítható. A fúrás 803,0—804,5 m, ill. 850,0—853 m mélységközéből származó magmintái korjelző ősmaradványokat ugyan nem tartalmaztak, de a fekete, ill. sötét-feketésbarna, jelentős szervesanyag-tartalmú, márgás agyag—aleurit kőzetminták litológiai alapon és helyzetük szerint a hidas kőszénösszlet heteropikus fáciesei lehetnek. A bádeni képződmények eróziós diszkordanciával települnek az andezitösszletre.

A felső szakaszán (744,0—789,0 m) változó kőzetliszt-, ill. homoktartalmú agyagmárga, míg az alsó szakaszán (821,8—906,8 m) jelentős szervesanyag-tartalmú márgás aleuritből álló bádeni rétegsort 805,0—821,8 m között egy vastagabb andezittelér tori át, melynek felső érintkezési felületét a 803,0—806,5 m közötti magvétel kimutatta. Az andezittelér a rétegsor legkisebb ellenállást tanúsító (agyagos kőszén, kőszén és agyag) szintjébe nyomult be, s a mellékkőzetet kokszosította, miközben a telér karboandezitté alakult. A telér vastagsága a geofizikai gorbékból pontosan meghatározható. A telér kőzetanyaga az alaphegységre települő lávaösszlettől vékonycsiszolati vizsgálat alapján kissé, a kémiai vizsgálat szerint jelentősen eltér (SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O stb.) és erősen átalakult (karbonátosodás, agyagásványosodás). Az egyik minta (804,5—805,5 m) karbonáttartalma 36,0%, míg a másiké (805,5—806,5 m) 14,4% s ugyanakkor ez utóbbi minta SiO_2 -tartalma feltűnően kicsi (44,36%) volt. A geofizikai paramétereit úgyszintén eltérőek. A karottázsgorbék alapján 789,0—797,0 m mélységközben úgyszintén kimutatható egy vulkanittelér, de abból minta nem állt rendelkezésre.

A bádeninál fiatalabb karboandezit-benyomulás korát részben az elszigetelt megjelenés, részben a kőzettani meghatározást nehezítő elválások miatt ma még megadni nem lehet.

Andezitösszlet a 906,8—985,5 m mélységközben a fúrás andezitlávát hártantolt. Az erősen elválzott, karbonátosodott andezit a geofizikai vizsgálatok szerint közvetlenül települ az alaphegységre. Ebben a vonatkozásban hasonlóságot mutat a mecseki andezit-előfordulásokkal (Komló, Nagymányok—D-1 terület), ill. a kurdi fúrás (K. 3) andezitjével. Az andezitlávában 5—15 cm-es nagyságú, az alaphegység anyagával megegyező kőzetzárványok mutatkoztak. Meg kell azonban említeni, hogy a lávatakaró és az alaphegység érintkezési felületét magvételrel nem fúrták át, s így esetleges vékony üledék képződésének feltételezése az andezit alatt megengedhető. Az andezitlepel korbesorolása a mecseki andezitvulkánosság korproblémájával kapcsolható össze. Jelenleg az ottnangi Mecseki Andezit Formációval párhuzamosítjuk és JÁMBOR Á.

szóbeli közlése szerint a Paks 2 sz fúrásban „halpikkelyes osszlet” felett harántolt andezittel azonosnak vehető Ez az andezit-előfordulás Magyarország földmágneses térképén is kimutatható, mivel a fúrás a Tolnától ÉNy-ra észlelt és POSGAY K (1967) által neogénbe sorolt földmágneses ható É-1 peremén települt

Líász a fúrás legalsó, 985,5—1183,3 m-ig tartó szakaszát 13 db, egyenként 1,0—1,5 m-es magminta alapján uralkodóan szurke, sötétebb szurke, változó, de alacsony mésztartalmú aleurolitok és finomszemcsés homokkovek alkotják, ezért ezt a rétegsort a mezozoos alaphegység tagjaként legvalószínűbben a líászba helyezzuk Ezt támogatja az 1000,0—1003,0 m mélységtől vett 2 db minta palynológiai vizsgálata is, miszerint ezek a kőzetek a bennük talált rossz megtartású spórák alapján felső-triász vagy annál fiatalabb korúak Az őslénytani vizsgálatok elsősorban a felső-triász kort valószínűsítik A 13 db magminta említett kőzetanyaga, ha a közelben legjobban tanulmányozott mecseki felső-triász—líász rétegsort vesszuk alapul, leginkább a líászba helyezhető Nem mond ennek ellent a legfelső minta felső-triász spóráképe sem, mert a mecseki alsó-líász fedőrétegsorban BÓNA J (1970) felső-triász spóra—pollen áthalmozásokat mutatott ki A középső-líászban pedig HETÉNYI R figyelt meg először anisusi mészkőkavicsos homokkoveket (1968) A mecseki líászban belüli fácies-változásokat tekintve itt a mecseki kőszénösszlet fedő képződményei közül a felső-szinémuri fedő homokkő—fedő márga csoporttal, ill a középső-líász fácies gazdag rétegsorával számolhatunk

A Tengelic 2 sz fúrás földtani eredményei

A T 1 sz fúrás adatai alapján a Mecsek és a Dunántúli-kozéphegység közötti neogén medencekitöltés és medencealjzat megismerése céljából, a KFH megbízásából, a MÁFI 1978-ban megrendelte a Tengelic 2 sz alapfúrást, melyet az OFKfV Észak-magyarországi Üzeme folyamatos magvételrel és teljes karottázsvizsgálattal mélyített le A feltárt rétegsort a MÁFI komplex anyagvizsgálatnak vetette alá és az eredményeket a MÁFI Évkönyve LXV köteteként közre is adta (1982)

A fúrás rövidített rétegsora (HALMAI J —JÁMBOR Á et al 1982 szerint) a következő

0,0—5,8	m	Holocén futóhomok (felső 1 m-e talajosodott)
5,8—19,9	m	Középső-pleisztocén sárga, szurke és vörös-tarka színű aleuritós agyag és agyagmárga
19,9—61,5	m	Alsó-pleisztocén vörös agyag és eolikusan megmunkált homok, bázisos tufa eredetű bentonit-betelepuléssel
61,5—513,1	m	Dunántúli Főformáció Csoport homok, aleurit, agyagmárga, alárendelten szenes agyag és homokrétegek sűrű váltakozása az alábbi három részre tagolhatóan
61,5—96,8	m	Toronyi Formáció vékony homok-, agyagmárga- és aleuritrétegek váltakozása, két vékony szenes agyagmárga betelepuléssel
96,8—246,3	m	Tihanyi Formáció hasonló a Toronyi Formációhoz, de sok vékony szenes agyagmárga betelepuléssel
246,3—513,1	m	Somlói Formáció vastagabb aleurit-, homok- és agyagmárgarétegek váltakozása

513,1—678,4	m	Peremartoni Főformáció Csoport szurke agyagmárga—homokkő sorozat az alábbi három formációval
513,1—640,7	m	Drávai Formáció agyagmárgás aleurit, aleuritos agyagmárga
640,7—663,9	m	Tófeji Formáció homokkő, homok, alárendelten andezitkavicsos konglomerátum (alját vető vágja el)
663,9—678,4	m	Zalai Formáció aleuritos lemezes márga, homokkő, homok
678,4—723,1	m	Szarmata mészkő, homokkő, mészmárga, aleurit és agyagmárga, olykor apró andezit-, oolitos mészkő- és riolitkavicsokkal, vékony homok, bentonitosodott tufit és szenes agyag rétegekkel Az alábbi két szintre tagolható
678,4—701,2	m	Uralkodóan agyagmárga, aleurit,
701,2—723,1	m	mészkő, mészmárga, mészhomokkő
723,1—853,3	m	Bádeni emelet, Szilágyi Agyagmárga Formáció agyagmárga, homokos agyagmárga és aleurit a talpán szenes agyaggal, tarka agyaggal, durva tormelékkal
853,3—1174,4	m	Kárpáti emelet, Tari Dácittufa Formáció riolittufa, riolit, riodácit és perlités riodácit 11 ciklusa, halpikkelyes agyagmárga
1174,4—(1183,9)	m	Ottományi emelet, Szászvári Formáció riolittufa, tufit, teresztrikus kavics

A Tengelic 1 és 2 sz kutatófúrással feltárt rétegsorok összehasonlítása

A T 2 sz fúrás a T 1 sz fúrástól kb 2,8 km-rel északra települt A két fúrás holocén—pleisztocén képződményeinek vastagsági eltérése (T 1 39,9 m, T 2 61,50 m) valószínűleg a T 1 sz fúrás teljes szelvényű adataiból származik, de nem zárható ki valószínűs vastagsági eltérés sem

A pannóniai uledékek közelítően hasonló kifejlődést és kisebb vastagságbeli eltérést mutatnak Ha figyelembe vesszük, hogy a két fúrás rétegsora a karottázsszelvények alapján kb 600—650 m-ig elfogadhatóan párhuzamosítható, akkor ez azt is jelenti, hogy a T 1 sz fúrásban a pannóniai képződmények alsó határa lejjebb is tolódhat, bár a 630,0 m-ből (oldalfalminta-vétel) származó agyagmárga autochton szarmata *Coccolithophonidákat* (*Cyclococcolithus leptoporus*) tartalmazott (BÓNA J) A szarmata uledékek a két fúrásban lényegesen eltérő kifejlődésben mutatkoznak, de a fedő képződmények felé folyamatos az átmenet A T 2 sz fúrásban nyoma sincs a T 1 sz fúrás anhidrit, ill anhidrit- és gipszes mészmárga rétegeinek, bár mindkét fúrásban a mésztartalomban gazdagabb kőzetfajták (agyagmárga, márga, agyagos mészkő) gyakorisága nagy A szarmata rétegek a T 1 sz fúrásban 121,8 m, míg a T 2 sz fúrásban 45,0 m vastagságban mutatkoztak A vastagsági eltérés származhat a lehatárolás bizonytalanságából (T 1), de abból is, hogy itt olyan heteropikus fáciesekről lehet szó, melyek nem a mai helyen keletkeztek, esetleg mindkettő eredőjéről

A T 1 sz fúrásban a 162,8 m átfúrt vastagságú bádeni rétegsor eróziós diszkordanciával (a bázison pszammitos képződményekkel) települ az andezit-

összlet erősen bontott felszínére, míg a T 2 sz fúrásban a 130,2 m vastag Szilágyi Agyagmárga Formáció (bádeni emelet) transzgressziós rétegsorral (tarka agyag, durva tormelék stb) települ a Tari Dácittufa Formáció (kárpáti emelet) képződményeire. A két fúrás bádeni rétegsorának hasonlósága abban van, hogy az alsó, pszammitos képződmények felfelé haladva pelites uledékekbe mennek át, melyekre olykor a mésztartalom, máskor a jelentősebb szervesanyag-tartalom a jellemző. A két rétegsor sem földtani, sem geofizikai módszerekkel megnyugtatóan nem párhuzamosítható. Az azonosítást megnehezíti a T 1 sz fúrásból vett viszonylag kevés mintaanyag, valamint a kontaktzónákkal kísért két karboandezittelér jelenléte, mivel ezekhez hasonló telérek a T 2 sz fúrásból hiányoznak.

Ha a jelenlegi viszonyokat autochtonnak tekintjük, akkor a bádeni elején lezajlott transzgresszió olyan szárazföldi környezetet ért el, ahol közel egymáshoz, egy kiemelt helyzetű andezittá válik összlettel takart lász alaphegység, s egy mélyebb helyzetű (valószínűleg úgyszintén mezozoós) alaphegység foglal helyet úgy, hogy az utóbbi rogon ma még ismeretlen vastagságú ottngai tormelékes összlet települ és annak felső határát most egy 45°-os szögdiszkordancia (HALMAI J — JÁMBOR Á et al 1982) választja el a nagyobb átfúrt vastagságú (321,1 m) kárpáti emeletbeli Tari Dácittufa Formációtól. A Tari Dácittufa Formáció és a Mecseki Andezit Formáció (ottngai emelet felső része) egymás mellé kerülése jelentősebb elmozdulással (vető) valószínűsíthető.

Földtani és szerkezeti következtetések

A regionális gravitációs és mágneses anomáliák irányítottságából (SCHEFFER V 1960), valamint a kutatófúrások adatai alapján kimutatható volt, hogy a Kaposvár—Dombóvár—Kurd között bizonyított Kapos vonal ÉK-1 irányban a T 1 sz fúrástól közvetlen északra elhaladva Paks—Harta felé tart (NÉMEDI VARGA Z 1977).

A tengelic fúrásokkal feltárt rétegsorok között kimutathatók azok az eltérések, amelyeket a Kapos vonal két oldalára vonatkoztatva — korábban — jellemzőkként ismertettünk

— Az északi oldalon a gravitációs és mágneses anomáliák irányítottsága közelítően ÉK—DNy-1, míg a déli oldalon erre az irányra egyértelműen merőleges [Egyébként Tengelic térségében a Kapos vonalat két mágneses ható között jelöltük ki (POSGAY K 1967), amit a fúrási adatok igazolnak]

— Az északi oldalon a medencealjzat mélyebben helyezkedik el, mint a déli oldalon. Ezt bizonyítja újabban a Paks 2 sz fúrás is, mely 1593 m-ben kárpáti halpikkelyes agyagmárga és homok összletben állt le (HAAS J — JÁMBOR Á 1983). Ez összhangban van azzal a jelentős Paks környéki negatív mágneses anomáliával, amely Magyarország földmágneses térképén mutatkozik (POSGAY K 1967).

— A Kapos vonalban a szerkezeti mozgások közvetlenül (feltolódás—pikkelyeződés) Dombóvár 2 és D 5, ill Páhi ÉNy 1 sz f, vagy közvetve (vető, feltolódás, oldaleltolódás) (Kurd 1, K 2 és K 3, ill Tengelic 1 és 2 sz f) kimutathatók.

— A Kapos vonalat harántvetők is elmetszik, s ez nehezíti a folyamatos lefutás nyomozását.

— A Kapos vonalhoz geotermikus anomália kapcsolódik (Kaposvár, Dombóvár) úgy, hogy az északi oldalon kedvezőbbek a geotermikus viszonyok (Dombóvár környéke) A tengelici geotermikus adatok talphőmérséklet-mérésből (T 1 sz f), ill termoszelvényezésből (T 2 sz f) származnak (1 táblázat)

1 táblázat — Table 1

Tengelici fúrások geotermikus adatai
Geothermal data of the Tengelic boreholes

Kutatófúrás Mélység (m)	Tengelic 1		Tengelic 2	
	Hőmérséklet (°C)	Geotermikus gradiens (m/°C)	Hőmérséklet (°C)	Geotermikus gradiens (m/°C)
700	45	20,0	54	15,91
1100	64	20,37	85	14,66

— Bár messzemenő következtetést nem vonhatunk le, de azt, hogy a két fúrás nem ugyanazon a tektonikai egységen települt, alátámasztani látszik az a geofizikai mérési adat is, hogy a T 1 sz f 246°, míg a T 2 sz f. 70° irányába, tehát gyakorlatilag ellenkezően ferdült el

— ERDÉLYI M (in NÉMEDI VARGA Z 1977) részletes — földtani szelvényekkel alátámasztott — vizsgálatai szerint a Kapos-völgy (Kapos vonal) mentén ugyanazok a felszínközeli képződmények az északi oldalon mélyebben helyezkednek el, mint a délin Vonatkozik ez általában a felszín magasságértékeire is Jelen esetben a T 2 sz fúrás felszíni pontja 16,13 m-rel van mélyebben a T 1 sz fúrásénál

— HÁMOR G hívta fel a figyelmet arra, hogy a Kapos vonal Magyarország úrfelvételi térképén (kb 1 500 000, 1980) is kirajzolódik

— CSÁSZÁR G et al (1982) legújabb tektonikai szintézisükben a Stájer I és Stájer II fázishoz kapcsolva kb Kaposvártól a Duna—Tisza köze középső részéig a Kapos vonalban nem differenciált aktív szerkezeti elemek jelenlétét mutatták ki

A Kapos vonal folytatódását a Duna—Tisza közöttől a „szolnok—ebesi diszlokációs ov”-ben (KÓROSSY L 1963) valószínűsíthettük (1977) Újabbán KÓROSSY L (1982) a Szolnok—Ebes vonalat a Mecsekalja—Szolnok vonallal tartja összekapcsolhatónak és a Mecsek hegység és a Kapos völgye (Kapos vonal) között — a kaposfői kristályos vonulat feltételezése miatt — egy É-Mecsek—Páhi vonalat jelölt ki

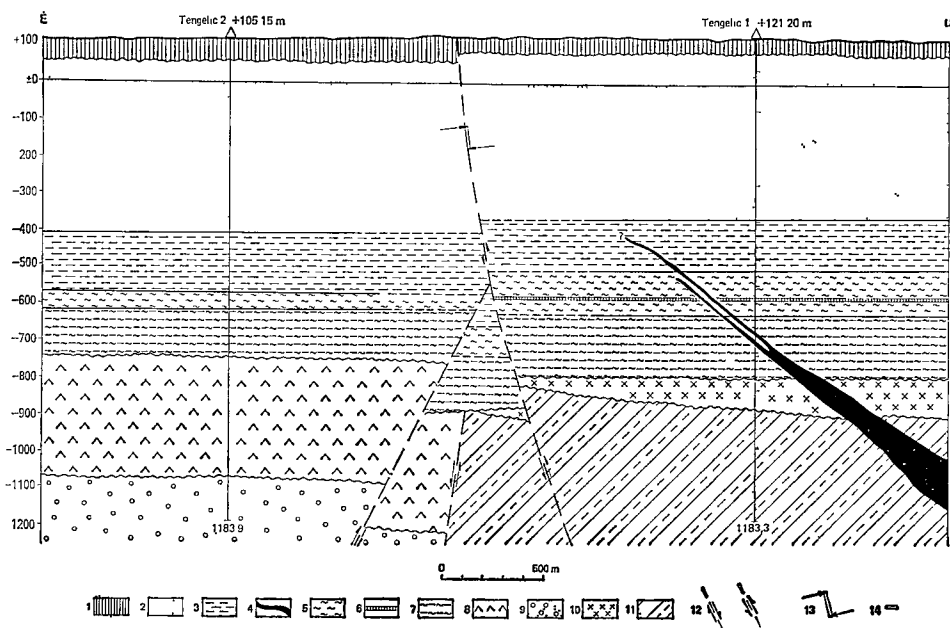
A korábban is bizonytalan kaposfői kristályos vonulatot a Gálosfa 1 sz fúrás rétegsora is cáfolja (HAAS J — JÁMBOR Á 1983), mely 2430,0 méterben a felső-perm Kővágószőlősi Homokkő Formációban állt le Az É-Mecsek—Páhi vonalnak a Kapos völgyétől délre történő lefutására, a neogén rétegsor helyzetét alapvetően befolyásoló szerkezetalakulásra ez ideig adatok nincsenek A vonal Tengelic—Paks—Harta közötti szakasza pedig a Kapos vonallal esik egybe A Kapos vonal Duna—Tisza közti — korábban feltételezett — folytatódását éppen KÓROSSY L (1982) bizonyította be a Páhi környékén mélyült egyik kutatófúrás adataival, miszerint a Páhi Ny 1 sz fúrásban „Az alsó-pannon uledék alatt 1114 m-ben bádeni agyagmárga—mészmárga

és breccsa alatt alsó-kréta diabáz, majd ismét 40 m vastag bádeni uledék következett, alatta 150 m vastag alsó jura és felső-triász kovuletes mészkő és breccsa fordul elő. A felső-triász alatt — mely tektonikusan nagyon igénybe vett kalciteres mészkő, dolomit és mészmárga — ismét bádeni agyagmárga következik, a fúrás 1602 m mélységben ért véget”

Ha összehasonlítjuk a Kapos vonalról az 1977-ben készült 6 és 7 ábrákat (NÉMEDI VARGA Z 1977), valamint KÓROSSY L 1982-ben publikált É-Mecsek — Páhi vonalat bemutató 1 ábráját, megállapítható, hogy a két szerkezeti vonal azt a szerkezeti övet jelöli, amelyet korábban már részletesen ismertettünk s azóta a tengelici fúrások, ill a páhi fúrás is valószínűsít

Korábban (1977) a Kapos vonalat a kimutatott jellegek alapján a Balaton vonallal, ill a Mecsek vonallal (Mecsekalja vonal, D-1 diszlokációs öv) hasonlítottuk össze, ahol a pannóniai mozgások közvetlenül vagy közvetve kimutathatók, míg az idősebbek csak valószínűsíthetők

A Tolnanémédi 2 sz fúrás adatai (HAAS J — JÁMBOR Á 1983) megerősítenek a véleményemet, miszerint „a mecseki uledékgyűjtő délkeleten kijelölt tektonikus határához (Mecsek vonal) hasonlóan az északnyugati határát a Kapos vonalban valószínűsítjük” (1977) Ezt úgy értelmeztem,



2 ábra Földtani szelvényvázlat a Tengelic 1 es 2 sz fúráson keresztül

1 Holocén—pleisztocén, 2 felső-pannóniai (Dunántúli Főformáció Csoport), 3 alsó-pannóniai (Peremartoni Főformáció Csoport), 4 posztbádeni andezittelérek, 5 szarmata, 6 szarmata (anhydrit), 7 bádeni (Szulágyi Agymárga Formáció), 8 kárpáti (Tar Dácitufa Formáció), 9 ottngangi (Szászvári Formáció), 10 ottngangi (Mecseki Andezit Formáció), 11 Liasszi, 12 szerkezeti vonal (vető, feltolódás), 13 szerkezeti vonal (jobb oldali eitolódás), 14 a magmintavételei helye

Fig 2 Geological profile sketch across boreholes Tengelic 1 and 2

1 Holocene—Pleistocene, 2 Upper Pannonian (Dunántul Group), 3 Lower Pannonian (Peremarton Group), 4 post-Badenian andesite dikes, 5 Sarmatian, 6 Sarmatian (anhydrite), 7 Badenian (Szulágy Claymari Formation), 8 Karpatian (Tar Dacite Tuff Formation), 9 Ottngangian (Szászvár Formation), 10 Ottngangian (Mecsek Andesite Formation), 11 Liassic, 12 tectonic line (normal fault, reverse fault), 13 tectonic line (dextral strike-slip fault), 14 core sampling point

hogy a két szerkezeti ovon túl a mezozoos képződmények alapvetően nem de fáciesek (kőzetkifejlődés, vastagság, uledékhézag stb) szempontjából eltérők lehetnek A T 1 és T 2 sz fúrásokkal feltárt rétegsorok tektonikus kapcsolatát a Kapos vonal mentén a Dombóvár—Kurd között kimutatott szerkezetalakulási mozzanatok alapján valószínűsítjük Ott az intra-pannóniai, D-re irányuló feltolódások feltételezése mellett átlagosan ÉÉNy-ra irányuló pikkelyeződéseket mutattunk ki, amelyeket harántvetők metszettek el Az idősebb mozgásokról csak közvetett adatok voltak

A két tengelici fúrás között legidősebb viszonyító szintnek a pre-bádeni eróziós felület vehető Ezek szerint a bádeni transzgressziót (HALMAI J — JÁMBOR Á 1982) megelőző mozgások során (újstájer fázis) az északi terület-rész lezokkent, s így került szintben egymás mellé a Tari Dácittufa Formáció (kárpáti emelet) és a Mecseki Aneszit Formáció (ottnangi emelet felső része) A két vulkáni formáció közel azonos szintbe kerülése jelentősen eltérő sullyedés-intenzitás melletti lepusztulással, vagy valószínűbben oldaleltolódással is magyarázható (2 ábra) Az alsó- és felső-pannóniai alemelet határán, a Ppermartoni és a Dunántúli Csoport között, vagy az utóbbin belül valószínűleg D-re, vagy DK-re irányuló, vízszintes mozgáskomponenssel is rendelkező feltolódások zajlottak le

A két fúrás kapcsolatából a függőleges elmozdulás mértéke nem tűnik ki, de a Kapos vonal mozgásmechanizmusa szerint az előzőknél jelentősebbek voltak a posztpannóniai mozgások, amelyek az ÉÉNy felé irányuló feltolódások (pikkelyeződések) mellett jelentős vízszintes elmozdulást is létrehoztak és ezzel kialakíthatták a két fúrás rétegsorának jelenlegi kapcsolatát

Az oldaleltolódás típusa egyértelműen nem határozható meg Mecseki analógiák alapján — É—D-i erőhatásra — bal oldali csúsztató mozgás történhetett több km hosszúságban Ilyen irányú, de kis mértékű elmozdulásra utal a Tengelctől kb 8 km-rel NyDNy-ra Kolked térsége, ahol a Sió és a Sárvíz É—D-i folyásiránya ÉNy—DK-i irányba fordul a Kapos vonal valószínű lefutási korzetében Ha pedig a Duna folyásának irányváltoztatását vesszük alapul, akkor a Paks és Harta közötti távolság alapján kb 15 km-es jobb oldali vízszintes elmozdulással számolhatunk A mágneses anomáliák elrendeződése is ilyen irányú elmozdulást sejtet A jobb oldali elmozdulás iránya egybeesik a közép-magyarországi („zágráb—kulcsi torés” WEIN GY 1969) lemeztektonikai jelentőségű, nagyszerkezeti választóvonalban lezajló mozgásiránnyal

IRODALOM — REFERENCES

- BALÁZS E et al 1981 Pannóniai In Magyarország molassz képződményei — Foldt Int kiadv 54—74
- BOHN P — MARCZIS J (szerk) 1975 Magyarország mélyfúrási alapadatai 1970 — Foldt Int kiadv
- BOHN P — KISS K (szerk) 1980 Magyarország mélyfúrási alapadatai 1978 — Foldt Int kiadv
- BÓNA J 1970 A Tengelc 1 sz vizkutató fúrás őslénytani vizsgálatának összefoglalása — OFKfV Kozp Anyagvizsg Lab, kézirat
- CSASZÁR G — HAAS J — HALMAI J — HÁMOR G — KÖRPAS L 1982 A közép és fiatal alpi tektonikai fázisok szerepe Magyarországi földtani fejlődésmenetében — Foldt Int Évi Jel 1980-ról 509—516

- CSEREPESNÉ MESZÉNA B 1978 A Kiskunhalas-Ny 3 sz szénhidrogén kutatófúrással feltárt alsó-pannóniai bazalt- és proterozoi migmatit képződményekről — Foldt Kozl 108 (1) 53–64
- HAAS J — JÁMBOR Á 1983 Az Országos Alapszervény Program végrehajtásának helyzete és eredményei — Foldt Int Évi Jel az 1981 evről. 27–34
- HALMAI J — JÁMBOR Á — RAVASZNÉ BARANYAI L — VETŐ I 1982 A Tengelic 2 sz fúrás földtani eredményei — Foldt Int Évk 65 11–113
- HÁMOR G 1981 Magyarország szerkezetének és fejlődéstörténetének vázlata In Magyarország molassz képződményei — Foldt Int kiadv 9–13
- HETÉNYI R — HÁMOR G — NAGY I 1968 A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat Apátvarasd — Foldt Int kiadv
- HÖNIG Gy 1970 Tengelic 1 sz perspektivikus vízkutató fúrás eredményeinek összefoglaló ismertetése és dokumentációja — OFKFFV Adattár Komló, kézirat
- KŐROSSY L 1982 Magyarország földtani szerkezetének áttekintése — Ált Foldt Szemle 17 21–71
- NÉMEDI VARGA Z 1970 Tengelic-1 sz vízkutató fúrás földtani és hegységszerkezeti eredményei In Tengelic-1 sz vízkutató fúrás anyagvizsgálat eredményei — OFKFFV Közp Anyagvizsg Lab Komló, kézirat
- NÉMEDI VARGA Z 1977 A Kapos vonal — Foldt Kozl 107 (3–4) 313–328
- NÉMEDI VARGA Z 1983 A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban — Foldt Int Évi Jel az 1981 évről 467–484
- NÉMEDI VARGA Z — BONA J 1972 Bieccsarétreg a mecseki kozépső-lászfoltosmárga összletben — Foldt Kozl 102 29–39
- OLAJOS K 1979 Jelentés a Tengelic-2 sz fúrásról — OFKFFV Adattár Miskolc, kézirat
- POSGAY K 1967 A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata — Geofiz Kozl 16 (4) 1–118
- SCHAEFFER V 1960 A magyar „kozbuló tomeg” kérdéséhez — Geofiz Kozl 9 (1–2) 55–68
- SZEDERKÉNYI T 1980 Petrological and geochemical character of the Bár basalt, South Hungary — Acta Miner Petr Univ 2 (2) 235–244 Szeged
- VICZIÁN I 1970 A baranyai bazalt — Foldt Kozl 95 (4) 448–452
- WEIN Gy 1969 Tectonic review of the neogene covered area of Hungary — Acta Geol Acad Sci 13 399–436

A COMPARATIVE GEOLOGICAL AND STRUCTURAL STUDY
OF BOREHOLES TENGELIC 1
(STRUCTURE-EXPLORATION AND WATER-PROSPECTING)
AND TENGELIC 2 (KEY DRILLING)

by

Z NÉMEDI VARGA

Technical University for Heavy Industry Miskolc, Egyetemváros
H-3515

UDC 552.5.550.832(439.11)

K e y w o r d s parametrics boreholes, lithostratigraphy, sedimentary
structures, borehole sections, Southern Transdanubia, Tengelic

In 1969–1970, at a distance of about 35 km NE of the Mecsek Mountains (Fig 1), in Tengelic village, a structure-exploratory and water-prospecting borehole was put down (T 1 hole, bottom depth, 1183.0 m) Beneath Panno-

man deposits the drill cut Sarmatian carbonate deposits with anhydrite beds and then Badenian beds with volcanic dikes. At 906.8 m, it reached into an andesite sequence and, from 985.5 m down to the bottom of the hole, it intersected Liassic deposits.

For a more detailed geological understanding, in 1978 a key borehole was drilled with continuous core recovery and well-logging, and the material recovered (T 2 hole bottom depth 1183.9 m) was studied in a complex way. Beneath a Pannonian sedimentary sequence, the drill cut Sarmatian rocks differing from those of the first borehole. Next to follow underneath was the Badenian Szilágy Claymarl Formation, followed in turn by the Karpatian Tar Dacite Tuff Formation and, finally, the drill penetrated for 9.5 m into the Ottnangian Szászvár Formation in which it stopped.

The lithologies of the two boreholes can be roughly identified by geological and well-logging methods down to 600–650 m depth. The sequences underneath, different in both thickness and structure as they are, suggest the presence of a sizeable fault zone there.

The geological profile-sketch (Fig. 2) and an earlier work (Z. Némethi Varga 1977), suggest the presence between the two boreholes of the "Kapos Fault Line" already discussed in detail (1977). It involves normal reverse and strike-slip faults. Along the Kapos line also young (Pannonian) movements can be, directly or indirectly, detected. This Neogene fault zone is supposed to have played an important role in the tectogenetic history of the study area even during the Mesozoic and Paleogene movements. In the author's opinion, the Kapos Line resembles to the Balaton Line and the Mecsek Line, respectively.

ÉSZREVÉTELEK A MAGYAR-KOZÉPHEGYSÉGRE VONATKOZÓ NEOTEKTONIKAI ÉS FOTOTEKTONIKAI ADATOKHOZ

MOLDVAY LORÁND

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

ETO 551 242 551 782(234 373)

T á r g y s z a v a k fotogeológia, kiértékelés, tektonofizika, morfo-
tektonika, neotektonika, neogén, Dunántúli-kozéphegység, Északi-kozép-
hegység

1981-ben ORAVECZ J műhold-felvételek alapján fototektonikai torés-
vonal-interpretációt állított össze a Keszthelyi-hegységtől a Bukk nyugati
részeig. Megfigyelései további kutatást indokló mértékben alátámasztják
a szerzőnek 1967, 1971 és 1972-ben kidolgozott, a magyarországi közép-
hegységek neotektonikai jellegzetességeiről alkotott álláspontját. Ennek
lenyege az, hogy a hegységek neogén—kvarter diapiroidok, s ezeket (a
Bakony kivételével) hegylábi süllyedékek és peremsüllyedékek veszik körül.
Ígazolódni látszik, hogy a Borzsony és a Mátra kettős strukturáltságú,
eredetileg mindkettő nem-vulkáni felboltozódás lehetett. A tanulmány sze-
rint nincs eléggé alátámasztva a tétel, hogy a kárpáti régió bezáródása
D—DNy felől a neogénben ment végbe. A vizsgált adatok nem mutatnak
arra, hogy a területen belül szubdukciók zajlottak le. Kétkedésre adnak
okot azok a nezetek, hogy a hegységekben komoly mértékű horizontális
intra-szarmata eltolódások voltak. Kialakulásuk szempontjából figyelemre
méltó az az ÁDÁM O -tól származó feltevés, hogy a Bakony és a Bukk alatt
esetleg benyomuló, batolit-szerű, bázikus, jólvezető kőzettömegek helyez-
kednek el.

A neotektonika a mai felszínalakítási kép kialakulásának kezdetét és végét
átfogó intervallum kéregmozgásait jelenti. A neotektonikai kutatás tehát
endogén geomorfológiai, azaz morfotektonikai jellegű, megkívánja a tektonikai
elemek (torések, gyűrődések stb.) legalaposabb kutatását is. A morfológia
ebben az értelemben a tektonika okozata, a felszínalakulásból pedig bizonyos
tektonikai következtetések vonhatók le (pl. ha egy dóm-szerű felületet látok,
amelyet peremsüllyedékek szegélyeznek, kialakításában horizontális nyomás-
tól mentes emelő erő szerepét gyanítom, legalábbis a szűkebb térségben).
Az alakítási kutatás kiterjed az ősi, eltemetett felszínre is.

A Magyar-kozéphegység kiemelkedésének problémája

A Magyar-kozéphegység kiemelkedését 20 évvel ezelőtt még horizontális
nyomásnak tulajdonították. A hetvenes évek elején nagyszámú földtani (fú-
rási), geofizikai és felszínalakítási adat kritikai elemzése alapján rámutattam,
hogy ez nincsen egészen így. „A Pannóniai-medencében, legalábbis a neogén

kezdeté óta, csak függőleges szerkezetformáló erőhatásokkal lehet számolni. Ezek az erők a hegységeket felépítő, eredetileg viszonylag mélyebb helyzetű képződményeket diapírszerű antiklinálisokba hajlították" (MOLDAVAY L 1971). „A középhegységeinket alkotó kőzettestek körül olyan morfológiai rend mutatkozik, amelyet a dómoknál és a diapíroknál lehet megfigyelni" (MOLDAVAY L 1974).

Azóta megjelentek a műhold-felvételek, amelyeket tektonikai kiértékelésnek vetettek alá (ORAVECZ J 1981). Így mód nyílik egykori állításaim ellenőrzésére.

Az I mellékleten — amelyről helyszűke és fototektonikai adat hiánya miatt a Mecsek hiányzik — régi morfortektonikai adataimat és az Oravecz-féle fototektonikai vonalakat tüntettem fel Szembetűnő középhegységeink apró szigetszerű megjelenése. Vizsgálni való ezek „diapíroid” jellege. Az érdekesebb fototektonikai vonalak elsősorban a Budai-hegység—Borzsony és a Mátra területén sűrűsodnak. Fontos új ismeretnek tartom, hogy a Borzsony keleti előterében ugyanolyan „gorbe”, ívelt torések jelennek meg párhuzamos sorozatban, amilyenek a hegység keleti peremsullyedékének határát régebben feltüntettem. E torésvonalakat fontosságuk miatt pontozott vonallal ábrázolom (1 az I mellékleten a B' jelű fototektonikai vonalakat). Még fontosabbnak vélem, hogy D felé a szerkezeti híd (A) is kirajzolódik, amely a rétsági és a váci peremsullyedéket választja el egymástól. A híd szerintem „Mohr-típusú”-ként értelmezhető toréshálózat emeli ki, ez K felé a váci peremsullyedék külső szélének morfortektonikai határvonalánál ér véget. Igen szembe-tűnő a pesti-síksági peremsullyedék kirajzolódása is, szintén ilyen típusú torésvonalakkal. E részt a Godollói-dombság rákosszentmihály—csomori boltozat, ill. D felé tompa szögben találkozó B'' jelű egyenes torésvonalak határolják. A Budai-hegységet, a Pílist, a Dunazug-hegységet és a Borzsonyt fototektonikailag *egységes komplexumként* kell kezelni. Ez mindenféle neotektonikai értelemben makacsul visszatérő állítás (MIKE K 1963, MOLDAVAY L 1972, ORAVECZ J 1981). Lehetséges, hogy a Budai-hegység, a Pilis, a Dunazug-hegység és a Borzsony ősi formájában durva közelítéssel egy vonulatot képezett. Ez a „közelítés” azt takarja, hogy e hegységek mindvégig megőrizték viszonylagos önállóságukat. Később a dunazug—borzsonyi részen a vulkáni tevékenység vált uralkodóvá. Ez ugyan nagyon jelentős mozzanat, mégis számolhatunk egy hatalmasabb tényezővel, amely továbbra is működésben maradt. T₁ a neogénben az egész Budai-hegység—Borzsony „tengely” hosszában az alsó kéreg felől valamilyen felfelé ható erőnek kellett működnie.

Van tehát alapja annak a feltevésnek, hogy a Budai-hegység—Borzsony tengely mentén a neogén folyamán felfelé ható feszítő, emelő erő lép fel. Közben északon vulkáni tevékenység robbant ki. Az elsődleges feszítő erő azonban az egész tengely mentén máig fennmaradt, a vulkáni tevékenység elhalása ellenére is.

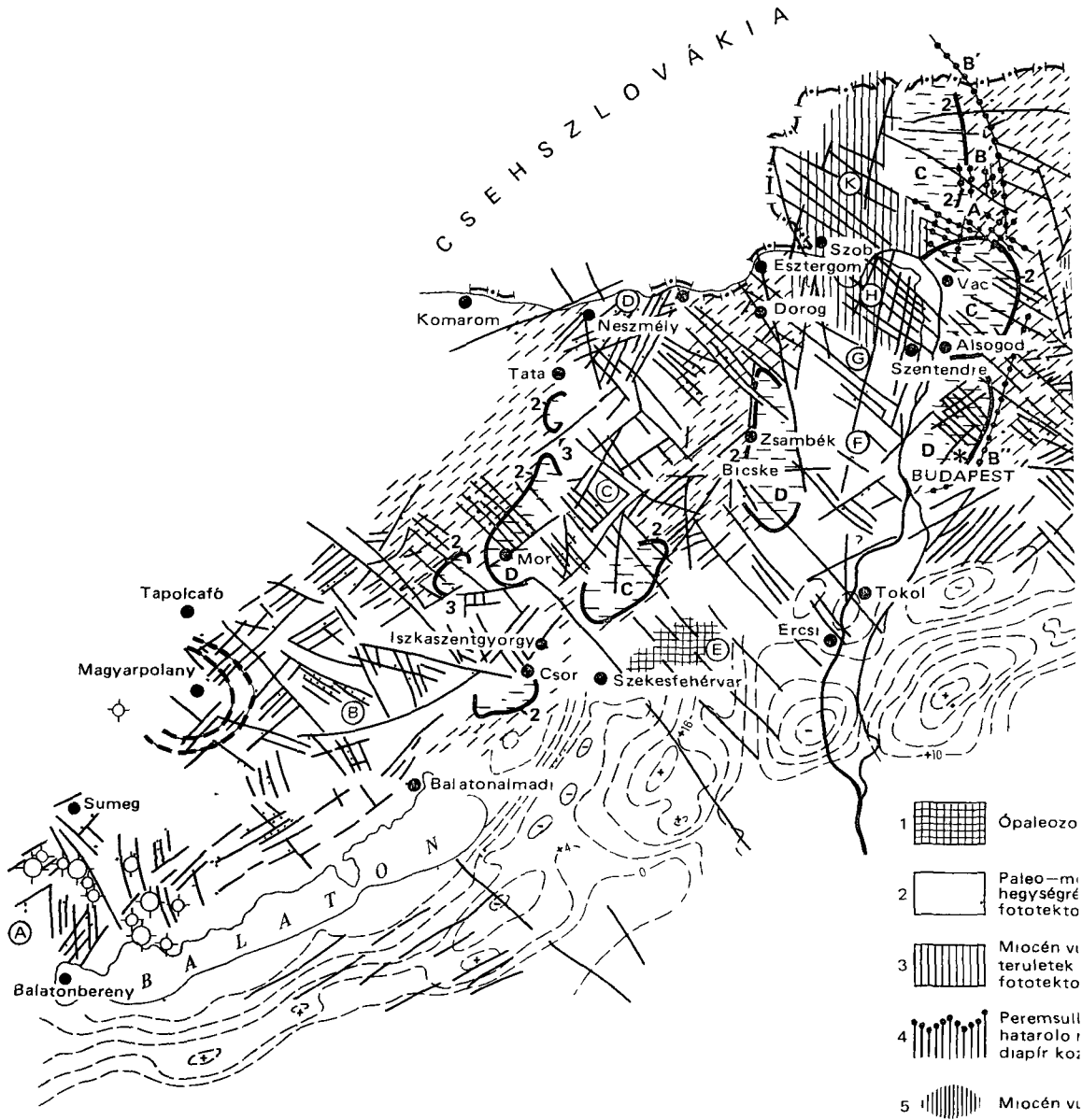
A Borzsonynél a vulkanizmust ehhez a folyamathoz „csapódott” jelenségnek kell felfognunk. Az andezitmagma elárasztotta a Cserhátot is, de csak hasadékköltések formájában, mert ez csak diapír-kozi magaslat. Végeredményben tehát a borzsonyi andezit alatti fekélyképződmények egykori felboltozódása azzal az eséllyel indult, hogy valami „Pilis”-féle hegység, vagy hát lesz belőle (a kőzettani különbségektől eltekintve). Fejlődéstörténetét azonban alaposan megváltoztatta a vulkáni tevékenység. BALLA Z — KÖRPÁS L (1980) szerint a vulkánosság megindulása előtt az első magma-felnyomulások nagy-

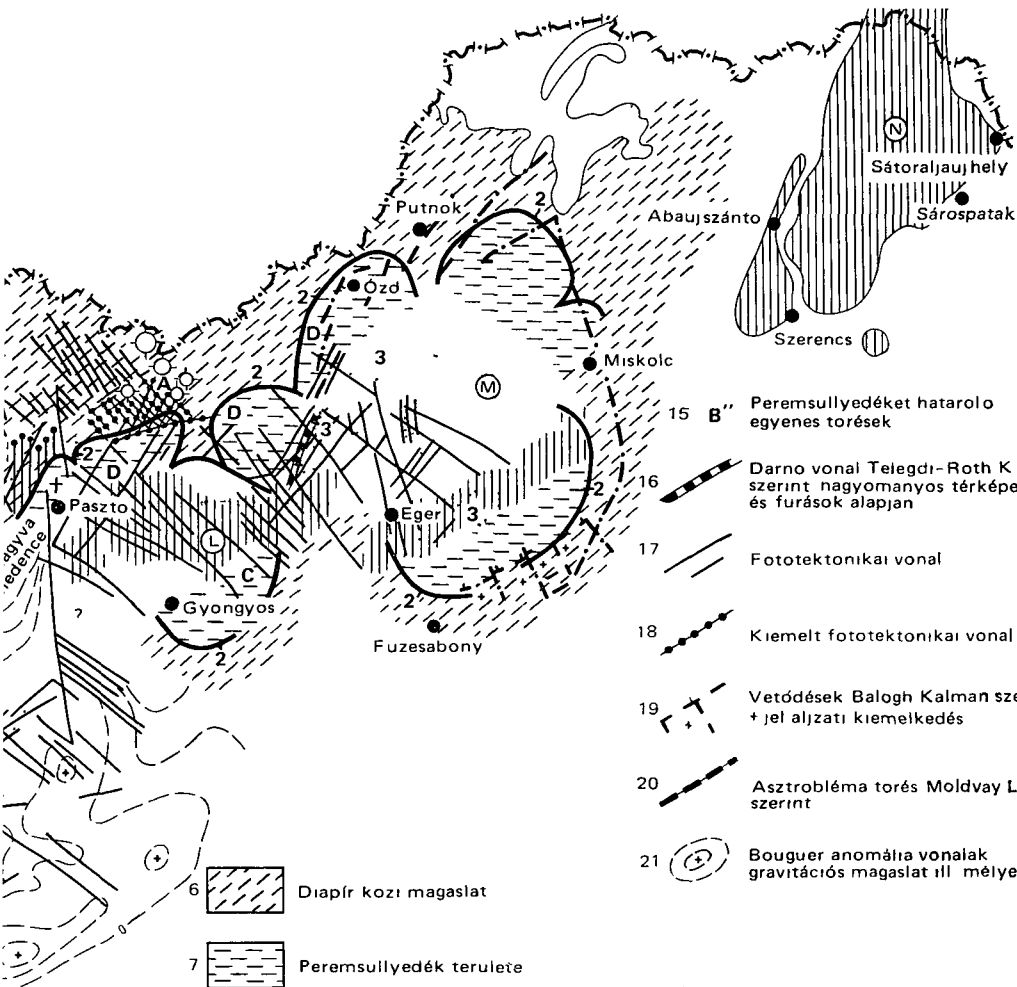
A MAGYAR KÖZÉPHEGYSÉG NEOTEKTONIKAI TÉRKÉPE

Szerkesztette: Oravecz János fototektonikai adatainak felhasználásával Moldvay Loránd, 1983

NEOTECTONIC MAP OF THE HUNGARIAN MID-MOUNTAINS

Compiled by L. Moldvay 1983, using data from J. Oravecz






6  Diapír közti magaslat

7  Peremsüllyedék területe

8 C Peremsüllyedék, szorványosan torésekkel (morfotektonikai és fototektonikai észlelés alapján)

9 D Peremsüllyedék Mohr típusu toréshálózattal (fototektonikai észlelés alapján, lásd különösen Pesti síkságot, * gal jelölve)

10  Peremsüllyedék külső hatara


11 3 Szegélyrokok területe

12  Pannoniai bazaltvulkanok


13 A Szerkezeti hid es diapír közti felszín, Mohr típusu toréshálózattal (fototektonikai)


14 B' Jellegzetes koríves torás a Budai hegység-Borzsony hegység vonulata peremsüllyedékének külső pereme közelében, diapír közti felszínen (fototektonikai észlelés al

15 B'' Peremsüllyedéket határoló egyenes torések


16  Darno vonal Telegdi-Roth K szerint nagyomnyos térképezés és furások alapján

17  Fototektonikai vonal

18  Kiemelt fototektonikai vonal

19  Vetődések Balogh Kalman szerint, + jel aljzati kiemelkedés

20  Asztrolbléma torés Moldvay L' szerint

21  Bouguer anomália vonalak gravitációs magaslat ill mélyedés

(A) Keszthelyi hegység

(B) Bakony hegység

(C) Vértes hegység

(D) Gerecse hegység

(E) Velencei hegység

(F) Budai hegység

(G) Pilis hegység

(H) Dunazug hegység

(K) Borzsony hegység

(L) Mátra hegység

(M) Bükk hegység

(N) Zempléni hegység

méretű lapos boltozatot hoztak létre, s csak tetejének beszakadása teremtett utat a felszínre a magma számára

Véleményem szerint a Borzsony területén beszélnünk kell egy kezdeti „primer”, ill. „alap-emelkedésről”, aminek a vulkanizmushoz nincs közvetlen köze. A Borzsonynél a ma is tartó emelkedést is valamiképpen az andezites magmatizmustól független primer emelő erőnek kell tulajdonítanunk (az emelés közvetve létrehozza a rétsági peremsullyedéket, a B' vonalakat, az A szerkezeti hidat, ebben van a mai morfológiai mozgások értelme). Ha a mai emelkedést vulkáni eredetre vezetnénk vissza, a folyamatot ilyen vagy olyan posztvulkáni jelenségnek kellene kísérnie, amiről nincs adat. A mai emelkedés tehát — mint ahogy a régi, a vulkanizmus előtti is az volt — a felső kőpeny — alsó kéreg valamilyen egyéb folyamatának eredménye. A Borzsony nem vulkáni képződményeinek és tetején lévő vulkanitok emelkedése ma egy *vulkáni epizód* után folytatódik.

Az elmondottak szempontjából meggyőzőek a Balla-féle Borzsony-szelvények (BALLA Z — KÖRPÁS L 1980). A kb. 23 km hosszban vezetett „B” szelvényben a rupéli — alsó-bádeni fekvésű uledékösszetétel boltozatosan kb. +300 m magasságig emelkedik. Suppedt szakaszok tarkítják, amik vulkányúrrúkkal, szommákkal, kurtókitöltésekkel hozhatók összefüggésbe.

Ezek a vulkáni jelenségek végkifejletükben az egész hegység területére kiterjedő egyenlőtlen rogyással is jártak, ezt érzékelteti BALLA az „A” szelvény Sárkány-tető Dp 2 szelvény szakaszánál. A magma-felnyomulás a vulkáni paroxizmus előtt az uledékes-metamorf kőzetek egykori felszínén, a primer, azaz nem vulkáni eredetű Borzsony-kulmináció területén „pótantiklinális” hozott létre, a kitorés után pedig az egész hegységi összlet a bázistól a tetőig vesztett tengerszínhez viszonyított magasságából. Az elsődleges, „primer” emelő erő azonban megmaradt és működik. A hegység tehát kettős struktúráltságú.

E szelvények számomra különösen is értékesek, mert a „normális” és a vulkáni középhegységek 17 éve általam morfológiai alapokon tett genetikai összekapcsolását a jelek szerint az idő igazolta (MOLDVAY L 1967 9 33, 34, 39 ábra, 1972 26 ábra, VI — VII tábla, p. 160, 163).

A Cserhát neotektonikáját ID. NOSZKY J (1940) jól jellemzi. Centrum, szegélydomborulat, peremsullyedék nincsen. A Borzsony hegység formaegyüttesét kelet felé a Cserhát diapír-kozi felszíne határolja. Pereme a Borzsony felé beoblosodó, ívelt (MOLDVAY L 1972, 26 ábra, p. 163). E rendszertelen elemekből összetett felszín fototektonikailag nem cáfol rá *diapír-kozi felszín* mivoltára, *kusza torések halmaza*. Ráadásul kelet felől a Mátra sámsonházi peremsullyedéke is obolsóként nyomul beléje. A Mátráról a következőket írtam: „A nagybátonyi boltozat érdekessége az, hogy magjában meghajlított felsőoligocén összlet húzódik erőteljes dőlésű szárnyakkal (17 ábra). Erre diszkordánsan burdigalái homok, alsó riolittufa és helvét kőszéntelepes összlet települ lényegesen enyhébb dőlésű boltozatszárnyakkal. Ez világos jele annak, hogy a szegélydomborulat mentén a felboltozódás eredetileg a katti összlet meghajlításával kezdődött, majd a posztoligocén denudációt követő miocén lerakódásokon folytatódott. Ez szükségszerűen ahhoz a feltevéshez vezet, hogy a Mátra hegység kialakulástörténete is a szávai mozgásokkal kezdődik.” (MOLDVAY L 1971, p. 628). A Mátrát tehát eredendően szintén uledékes-metamorf diapíroidként fogtam fel, amely a Bükk tőszomszédságában keletkezett. Nézetemet a fototektonikai vonalak alátámasztják. A nagybátonyi boltozat (szegély-

domborulat) felett levő kisterenyei peremsullyedék élesen szembetűnik, ugyanis a tőle északra fekvő diapír közti magaslatot „Mohr-típusú” torések sűrű hálójá fedti, ami a peremsullyedékben hiányzik. Lehetséges, hogy ez csak az észlelés hiányossága, és a fehér foltokon is torésvonalak rejtőznek. A peremsullyedékben azonban (legtöbbször ma is medencék) az állandó uledék-kumuláció akadályozhatja az észlelést. Egyébként a feldolgozott területen a fototektonikai vonalak közt túl sok a nem Mohr-típusú, lineament-szerű torés. A nagybátonyi boltozat mellett levő másik peremsullyedék, a sámsonházi (Zagyva-medence északi része) külső pereme pedig korábbi elemzésem értelmében megegyezik a Cserhát keleti részéhez tartozó andezit-ív Mátra felé eső szélével (I melléklet).

A peremsullyedékek külső szélét határoló vonalak (az I mellékleten „2”) nem mindenütt, esetleg többnyire nem ívelt torésvonalak, ahogy a Borzsonytól keletre látjuk. Biztosan vannak határok, ahol pl csak a Mohr-típusú torések egyre mélyülő szövevénye jelöli ki a vonalat, csupán apró torések mérése alapján nem lehet regionális szerkezeti összefüggésekre következtetni, ehhez szükséges a morfológiai áttekintés.

A térképen látható, hogy a fototektonikai vonalak medencéket — magaslatokat hálózhatnak be, keresztül-kasul szelik a kéreg medencéit, ill „geoantiklinálist”. Számos eset van, hogy egy vonal pl az egyik szakaszán medencét, a másikon „geoantiklinálist” harántol. Helyi horizontális torlódások az általános kéregtagulás körülményei közt létrejöhettek. A szászvári pikkely pl rádől a győrei peremsullyedék pannóniai rétegeire és északi irányba nyomja.

A Bükk hegységre már csak részben terjednek át az Oravecz-féle vonalak. A Darnó vonalnál és a hegységmag délkeleti felén láttunk ilyeneket, általános következtetésre nem alkalmasak. A térképen saját régebbi feldolgozásom alapján mégis feltüntettem a morfológiai elemeket, mert általános értelemben itt mutatkoznak a legkifejezöbben. Rendelkezésre áll azonban egy CZAKÓ—ZELENKA szerkesztésű mátrai fototektonikai térkép (CZAKÓ T — ZELENKA T 1981, 3 ábra). Ezen figyelmet érdemlő a régebbi tanulmányaimban kifejtett nézet, hogy a Darnó-vonal neotektonikai szempontból nem hosszú, ÉK felől a Mátránál véget ér. Czakóék a Darnó-vonalat valóban úgy is jelzik, hogy a Mátra ÉK-i lábát elérve az andezit területén már nem folytatódik. Megjegyzem, hogy a Mátra É-i előterét a szerzők már nem értékelték ki, itt csak az Oravecz-féle feldolgozást vehettem mérvadónak.

Megemlítem ezzel kapcsolatban, hogy a jelenlegi fototektonikai interpretációk „személyhez kötöttek” és olykor ellentmondásosak. Így pl egy másik kiértékelés a Mátra D-i lábánál és attól D-re nagyjából ÉNy—DK-i hosszú tengely mentén csaknem záródó elliptikus toréseket ábrázol (RÁDAI O 1979, 3 ábra). Ezenkívül a rajzon a váci, és az 1972 évi tanulmányomban szintén közölt számbéki peremsullyedéket határoló torések is láthatók. A tanulmány 4 ábráján mindez még jobban látszik, ezen a váci és a pesti peremsullyedéket egyetlen markáns félköríves torés jelzi. A Borzsonytól Ny-ra (Szobtól ÉNy-ra) levő peremsullyedék is szembeotló, ami viszont ORAVECZ térképén nem vehető ki, itt nem is ábrázol toréseket.

Most mutatom be a Borzsonytól K-re eső rétsági, és a Bukktól D-re levő vatta—maklári peremsullyedék összehasonlító morfológiai rajzát (1 ábra), ami az 1972-es közleményből helyszűke miatt kimaradt.

Szó volt vulkáni hegységeink jelenben folytatódó emelkedéséről. A Borzsony és a Mátra a pannóniai alemelet második fele óta — csak eddig van

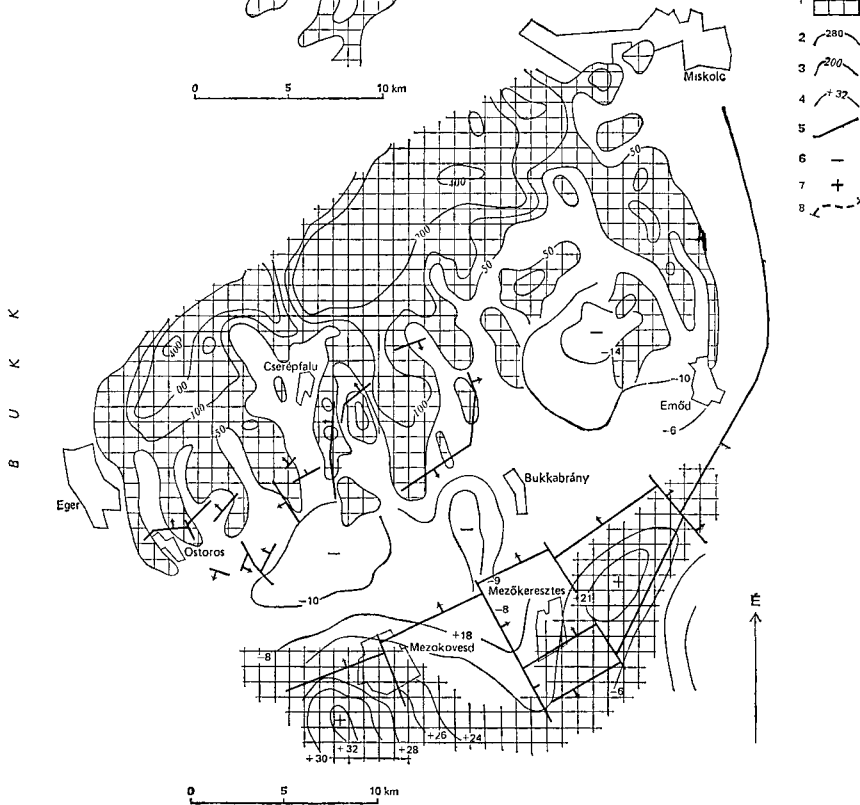
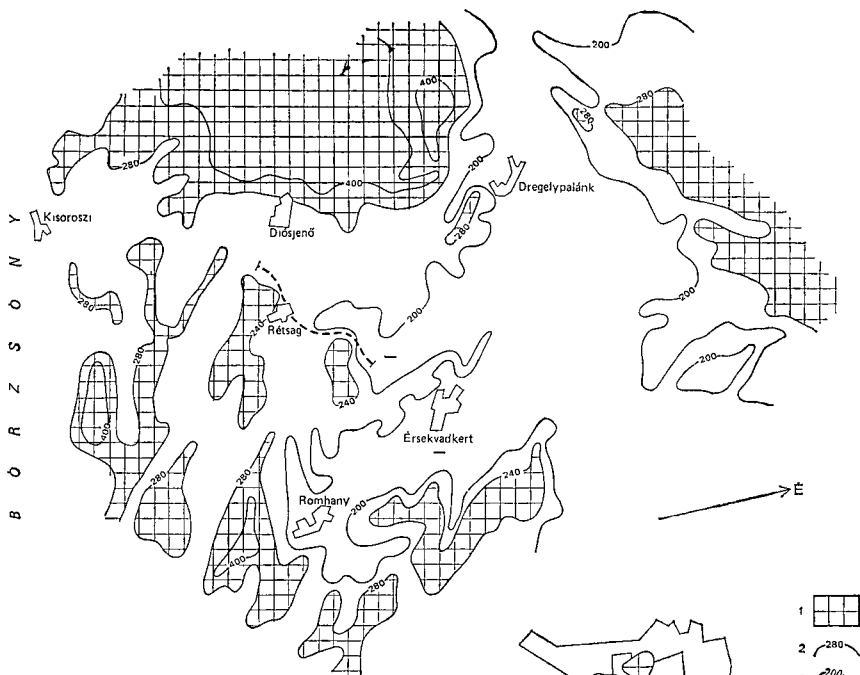
geomorfológiai adat — emelkedik Ezt teraszok és pediment-jellegű felszínnek igazolják A Borzsony ilyen tematikájú irodalma KÉZ A 1934, LÁNG S 1953, 1955, PÉCSI M 1953, 1955, 1959, 1964, MIKE K 1972 A Mátráé SZÉKELY A 1960, 1961, 1964

A peremsülyedékek és a „bezáródás” problémája

1967-es disszertációmban és 1972-es tanulmányomban ezt írtam „A Dunazug és a Borzsony hegység onállóan mozgó tombok, de egymáshoz való közelségük folytán szembenéző oldalaikon kialakultak a Mátra és a Bükk hegység, továbbá a Keleti-Bakony és a Vértes hegység oldalára, általában az aktívan emelkedő ellenoldalakra emlékeztető vonások is A hasonlóság a Szobi-medence kialakulásában nyilvánul meg A medence Szobtól Ny-ra, D-re és DK-re a gravitációs maximum ívelt elhatárolása alapján érzékelhető (VI melléklet) A Szobi-medencét, ha eltekintünk pusztán a mai felszín figyelembe vevő alaktani elhatárolásától, mélyföldtani adatok hiányában K felé már nehezebben tudjuk elhatárolni A Keleti-Bakony—Vértes rendszerrel összehasonlítva ezen az oldalon, legalábbis az aljzaton, kiemelkedő összekötő vonulat lenne várható, ilyet azonban a rendelkezésre álló gravitációs adatok nem sejtetnek Hogy mégis lényegileg azonos szerkezeti térszínalakulásról van szó, arra a gravitációs, teraszmozgási és szerkezeti adatokkal igazolt váci előmlyedést határoló külső-téri perem kelet feléi beívelődéséből következtethetünk” (I melléklet „A” jelű felszín) „A Szobi-medence ezáltal ugyanolyan jellegű süllyedékként tűnik elő, mint a Móri-medence, függetlenül attól, hogy milyen mértékű itt a neogén és a negyedkori süllyedés A formák azonossága felismerhető, ha a Dunakanyar helyzetének megfelelő tájolással egymás mellé forgatjuk a Borzsony—Dunazug—Budai-hegység és a Keleti-Bakony—Vértes hegységrendszerének vázlatos térképét (29a—c ábra)” (MOLDVAY L 1972 p 160, 163)

BALLA Z (1977) egy ezzel egybevethető jelenségről a következőképpen ír „A (Borzsony) hegység nagyszerkezetében határozottan elkülöníthető a szob-szokolyan süllyedék (8 ábra) Ezt nagyvastagságú vulkáni összlet tölti ki, amelyet kisebb-nagyobb rész-süllyedékekben bádeni üledékek fednek A prekainozóos aljzat 1,5—2,5 km mélységben van, a vulkáni összlet fekuje ismeretlen, de a környező előfordulásokból ítélve 500—1000 m vastag oligocén—miocén üledékoszlet lehet A süllyedék belső szerkezete egyelőre tisztázatlan Valamennyi megállapításunk a Borzsonynek a diósjenői alaphegységi toréstól É-ra elhelyezkedő részeire vonatkozik, s a továbbiakban ezeket értjük „Borzsony” hegységen (MOLDVAY L kiemelése)

Az 1980-ban megjelent BALLA Z—KORPÁS L tanulmányban a szerzők már elvetik a Borzsony déli elhatárolását a Diósjenő—Ipolydamásd vonalnál (BALLA Z—KORPÁS L 1980, I mell, lásd a „felosztatlan alsó-kozejső al-összlet”, magyarkúti és borzsonyiheti rétegvulkán) A Szobi-medence mégis, vagy erre visszavezethetően még inkább létezik, szerintem a Borzsony peremsüllyedéke gyanánt, amit a hatvanas évek óta végzett újabb gravitációs mérésekből kapott Bouguer-anomáliák bizonyítanak (ZSILLE A et al 1974, NAGY G 1976, BALLA Z 1978), így már kelet felé is elhatárolható A nyereség így kettős 1 a geomorfológiai terasz és pediment elemzéseket kétely nélkül ki lehet vinni a Dunáig, 2 igazolódik a tétel, hogy a szobi peremsüllyedék a



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

Dunazug-hegység—Borzsony helyén elhelyezkedő ősi kéregrészt „oppozíciója” közepette kezdett kialakulni, amikor a miocénben az alsó kéreg felől az emelő „primer” nyomás mindkét helyen megindult [A peremsullydedékek mai felszínének tengerszint feletti magasságával és legfontosabb geomorfológiai vonatkozásaival 1971-es és 1972-es tanulmányomban bőven foglalkoztam, a Bukktól délre pl alföldi síksággal eltakart peremsullydedék is van (I mell.) Ez a terület kivastagodó kvarterjéről nevezetes (BALOGH K—RÓNAI A 1965)]

Az elmefuttatást a szubdukciók, a velük kapcsolatos vulkáni tevékenység, extenziós kéreg, sőt a vízszintes eltolódások szempontjából tovább lehet folytatni a „Belső-kárpáti areál” (hazánk és csatlakozó részek) területéről. Vannak, akik ebben az „ívkozi” kéregrészben is szubdukcióval számolnak, s feltevésük szerint ezekhez kapcsolódik a miocén andezites és riotos (mészalkáli) vulkanizmus. Mások e feltételezést „helyhiány” miatt kétklik, az elméletnek a Pannóniai-medence mérettartományára és sajátos viszonyaira való alkalmazását ma még nem tartják kellőképpen megalapozottnak (BALKAY B 1978).

BALLA Z (1980) feltételezi, hogy az intenzív neogén mészkalkáli vulkanizmus a Dinaridák keleti határa mentén erős kelet—nyugati „térrovidulás”-re mutat. Nézete szerint „ minden alapunk megvan ahhoz, hogy feltételezzük a kárpáti régió keretének délnyugati és/vagy déli bezáródása nem a neogén előtt, hanem a neogénben ment végbe. E folyamat rekonstrukciója további kutatások feladata.” Ez a változás nagy vonalakban a következőképpen folyhatott le: a miocénben az óceáni vagy szubóceáni kérgű északkeleti medence nyugati részére óceáni vagy szubóceáni litoszférába forrott kontinentális mikrolemezek nyomultak. Mindaddig, amíg a Déli Kárpátoktól a Tátráig el nem tűnt a szubdukcióra képes óceáni vagy szubóceáni kéreg, „térrovidulás” játszódott le ebben az irányban. A mikrolemezek megtartották onállóságukat a piocén folyamán is. A szubdukció különböző szegmensekben játszódott le, de nem egyszerre, hanem ugrásszerűen fiatalodva északnyugatról délkelet felé (BALLA Z 1980, p. 38, 39). Miközben BALLA felhívja a figyelmet, hogy nézeteivel összefüggésben van egy sor nehézség, megemlíti, hogy az Eperjes—Tokaji vulkáni ív „ nyugodtan kapcsolatban állhat onálló szubdukciós ovval” (p. 38). „Új, teljesen váratlan kép tárult fel a miocén-kezdeti ősfoldrajzról” (p. 40). „Nincs elfogadható magyarázat arra, hogy pl Észak-magyarországon és Közép-Szlovákiában főleg nagyméretű sztratovulkánok vannak látható szabályszerűség nélkül helyezkednek el, míg pl az Eperjesi vonulatban határozott sort alkotnak” (p. 38). Emeljük ki BALLÁNAK ezt a

1 ábra A Borzsony K-1 és a Bukk DK-1 előterének összehasonlító morfolotektonikai térképe. Szerkesztette MOLDVAY L 1967.

1 viszonylag emelt terület, 2 szintvonal a tsz f, 3 szintvonal a völgytalpszint felett, 4 relatív gravitációs anomália, 5 törésvonal BALOGH K szerint, 6 erősebb sullyded, ill. gravitációs minimum, 7 gravitációs maximum, 8 viszonylag mélyebb oligocén szintek kibúvása BALDI T, Cs. MEZNERICS I és NYÍRO J szerint.

Fig. 1 Comparative morphotectonic map of the E foreland of the Borzsony Mts and the SE foreland of the Bukk Mts. Plotted by L. MOLDVAY 1967.

1 Relatively elevated area, 2 contour line as 1, 3 contour line above valley floor level, 4 relative gravimetric anomaly, 5 fault according to K. BALOGH, 6 major depression or gravimetric low, 7 gravimetric high, 8 outcrops of relatively deeper-situated Oligocene horizons as suggested by T. BALDI, I. Cs. MEZNERICS and R. NYÍRO.

megjegyzését „Nehézség még valószínűleg sok lesz azonban ezek nem elvi jellegűek, hanem csak olyanok, amelyekkel gyakorlatilag bármilyen földtani kérdés megoldása során szembekerülünk” (p. 38)

Valójában munkahipotézisről van szó, ami nem zárja ki, hogy esetleg ellenkező eredményre jussunk. Van, akinek más munkahipotézise van és ennek érdekében sürgeti a kutatást, ő is juthat munkahipotézisével ellenkező eredményre.

Az „ívkozi” szubdukciókat tagadó véleményemet nem akarom mindenkifelett dicsőíteni. Arról van szó csupán, hogy más oldalról nem kevesebb szubjektivitással szovogott eredmények elvetését ma még nem tartom meg-alapozottnak. A BALLA-féle felfogás szerintem nem alapul olyan szilárdan a valóságon, ahogyan a hipotézisnek alapulnia kellene.

Van még egy másik kérdés is, amit a késői bezáródással kapcsolatban meg kell említeni. Ha a Kárpát-medence ilyen mozgalmas körülmények között a neogénben került „tető alá”, elkerülhetetlenül olyan helyzetbe kerülünk, hogy egyre keskenyebb időszávban kell folyamatokat elhelyeznünk, egyre „idegesebben” keressük nagy jelenségek nyomait hegységeinkben.

A vízszintes eltolódások problémája

Így jutunk el a mátrai horizontális eltolódás kérdéséhez (BALLA Z — HAVAS L 1982). A Nyugati és a Keleti Mátra között nagyjából Parádóhutatól délnyugatra északkelet—délnyugati irányban húzódó vonalon 3 km széles terület térképezése, légimágneses ΔT térkép, Bouguer-anomália térkép és egy műhold-felvétel alapján legalább 5—10 km amplitúdójú, a szarmatában történt vízszintes eltolódásról írnak (CZAKÓ T 1976). Szerintük a nyugati szárny északi, a keleti szárny déli származásúnak tekinthető, vagyis mai helyzetébe bal oldali eltolódással került (BALLA Z — HAVAS L 1982). A feltételezésnek ellentmondani látszik, hogy a Mátra hegység földtani térképén a „középső riolittufa” és a felső piroxénandezit az egész Mátra északi peremén folyamatosan megvan, a BALLA—HAVAS féle szakaszon is, eltolódásra vonatkozó adat nélkül. A „felső riolittufa” és a „középső riolittufa” közé ékelődött slír-összet, valamint a Parádóhuta alatt végigvonuló oligocén glaukonitos homokkő (amennyire a mérések száma alapján megítélhető) egységesen D—DNy felé dől. Karbonátos piroxénandezit viszont csak a Keleti Mátra északi peremét kíséri (Somhegy, Csákánykő), ami támogathatja a BALLA—HAVAS-féle elgondolást (VARGA GY — CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY É — FÉLEGYHÁZI ZS 1975).

BALLA és HAVAS szóban forgó tanulmányában MÉSZÁROS J -re is hivatkozik. MÉSZÁROS szerint a Várpalotai-medence tektonikai elemzésekor kirajzolódott, hogy az alsó- és felső-pannoniai képződményeket a horizontális elmozdulás nem érinti, míg a 4,7 km-es oldaleltolódás a teljes bádeni tengeri sorozatot elmozdította helyéről (MÉSZÁROS J 1983, p. 494). A Sümegprága—Zánka között áthaladó 4—5 km-es amplitúdójú intraszarmata horizontális eltolódás koráról a szerző azt írja, hogy „Az oligocén és miocén rétegek foszlányai ugyancsak tukrozik a fiatal oldaleltolódás jelenlétét” (p. 496).

Foszlányok alapján mind az intraszarmata kor, mind pedig a 4—5 km-es amplitúdó megállapítása kételyt ébreszthet (ld. mű. 2. ábra). MÉSZÁROS szövege „expressis verbis” nem foglalkozik azzal a felmerülő kérdéssel, hogy a Várpalotai-medence 4,7 km-es oldaleltolódása (medencéről van szó) milyen

réteghatárokhoz kötődik, s a 4,7 km-es oldaleltolódás a bádeni sorozaton mérve is 4,7 km² (id mű p 494), csak az elmozdítás szó egyértelmű. A szerző ÁDÁM O -ra utalva továbbá azt is írja, hogy az ismertetett oldaleltolódás a „Balatonvonal” sebhelyébe utkozik (ÁDÁM O 1979). Utal egy Sárbogárd—Tamási között mért reflexiós időszelvényre, ahol ÁDÁM a tárgyalt tektonikai elemet DK-1 vergenciájú rátolódásként értékelte. Ez azonban nem teljesen indokolható hivatkozás, mert a Sárbogárd—Tamási közötti vonal innen messze esik.

Inkább ÁDÁM bakonyi Mk-1-es szelvényét vehetjük figyelembe, amelyen Halimbához közeledve feltolódási vonalakat tüntet fel, de ezek olyanok, mint pl. a Nyugati Mecsek É—D-1 irányú szelvényein a déli oldalon gyakran ábrázolt rátolódások. ÁDÁM az észleltekről azt írja, hogy „ az MK-1 vonal DK-1 végén laposabb dőlésű rátolódások is megfigyelhetők, de ezen a szakaszon a korreláció még fantomszintek bevonása esetén is bizonytalanná válik” (ÁDÁM O 1979, p 282). A mecseki rátolódásokról megjegyzem, hogy ezek a neogénben vertikális felnyomódás következményeiként kielégítően magyarázhatók, az idősebb rátolódások esetében pedig nincs indok különvélemény hangsúlyozására, mert ezek horizontális kompressziós magyarázata mindenki által vallott nézet. A Mecsekben jelenleg a kiemelkedő paleo—mezozoós tömeg mind az északi, mind a déli peremen rádől az előtérre, s közben pikkelyek, vagy meredek helyzetű rétegek is létrejönnek (Daniczpuszta, intra-pannóniai mozgás). KLEB B (1973) szerint a Ny-1 Mecsek déli előterében a felső-pannóniai alemeletheben is jelentős süllyedés és gyors feltöltődés ment végbe, merev alaphegységi tagok pikkelyeződtek fel e fiatal rétegsorra (p 832, 38 ábra). A KLEB B által idézett, a pannóniai rétegek horizontális nyomás okozta felgyűrődését igazolni hivatott szelvényekben az antiklinálisokat és a szinklinálisokat fúrások közé eső területeken rajzolták meg, fúrásokkal feltárt gyűrődési formát ezek nem ábrázolnak.

A szászvári pikkely előterében (Volgysegi-patak) felismertem egy K—Ny-1 teruletsávot, ahol a pannóniai összlet igen idős negyedidőszaki rétegek fölé emelkedik (tolódik? rádől?) (MOLDVAY L 1981a 8, 9 szelvény). Ez a terület azonban a győrei peremsüllyedék déli határa. A peremsüllyedék pedig azt igazolja, hogy a Keleti Mecsek diapiroid, a nagyon fiatal „feltolódást” tehát végső soron a Zengő csoport emelkedése idézi elő. Az elmozdulás mértékéből nem vonok le amplitúdó tekintetében sem messzemenő következtetéseket a hazai neotektonikai mozgások szempontjából, amelyek zömmel extenziós térségben játszódhattak le.

Extenziós térben is ésszerű kisebb-nagyobb horizontális mozgások feltételezése. Ettől neotektonikai nézőpontom nem szenved kárt.

Kétséget kelt a BALLA—HAVAS-féle mátrai 5—10 km-es intraszarmata horizontális eltolódásról szóló leírás, a felsorakoztatott adatok nem „ellentmondást nem tűrők”. Többféleképpen magyarázható jelenségekről van szó, a mátrai eltolódás két szárnyának rétegsora nem tűnik döntően különbözőnek (BALLA Z—HAVAS L 1982, 6 ábra). Északkelet felé pedig nem követhető az eltolódás, beleutkozunk a Bükk hegység pétérvásárai peremsüllyedékébe, amelynek kampó alakú szélé az idézett mű 1 ábráján is látszik. E vidéket SZENTES F és SCHRÉTER Z terepi és bányabeli kutatásokkal vizsgálta, az eredmény szempontunkból negatív.

A pétérvásárai peremsüllyedéktől északra az ún. Homokkő-hegység felszíne helyezkedik el, ami szintén diapír-kozi magaslat.

WEIN szerint a Budai hegységben a neopalpi tektonociklusban (miocén—

pliocén) uralkodóan ÉNy–DK-i irányú dilatációs torések keletkeztek. Ehhez a rendszerhez kapcsolódik a neutrális vulkanizmus. Szerinte „ a szóban forgó szerkezeti mozgásoknak igen fontos szerepük volt a magmás folyamatok alakulásában” (WEIN GY 1977, p. 340). Azonban e hegységek kialakulását nem vezethetjük vissza a vulkanizmusra, mert ekkor nem tudjuk megmagyarázni a vulkáni hegységeknek a felső-pannóniai alegalapban és a kvarterben végbement emelkedését, elevációját, sem pedig a cserhádi diapir-kozi magaslatot.

Kozelebbi vizsgálatokhoz a „jólvezető” képződmények felismerése (ÁDÁM O 1979). ÁDÁM szerint a Bakonyban és a Bukkban is 8–10 km mélységben feltételezhető valamilyen — földtanilag még azonosítatlan — nagyobb sűrűségű „jólvezető” képződmény. ÁDÁM tanulmánya alapján torzítás—ferdítés nélkül egy egyszerűsített modellt szerkesztettem, aminek az a lényege, hogy a szerző egyik feltevésére hivatkozva a felső kéregben nagy tömegű bazikus magmát ábrázolok (MOLDVAY L 1981b). A batolitszerű komplexum felfelé irányuló nyomás erőforrása, orogenetikai tényező. A „jólvezetés” közelebbi indoklására ma még nincs lehetőség, de a magyarázat kielégítő mind a nem-vulkáni, mind a kettősen strukturált vulkáni hegységek keletkezésére. ÁDÁM megemlíti, hogy először a Bakonynál foglalkozott valamilyen alulról benyomuló (tehát felfelé feszítő) jólvezető anyagoteg esetleges szerkezetalakító szerepével (p. 274). A Bakonynál a kéreg kivastagszik és nem mutathatók ki peremsullyedékek. A Budai-hegység és a Borzsony alatt a kéreg elvékonyodik és megjelennek a peremsullyedékek (MITUCH E 1967, MOLDVAY L 1972). A Budai-hegység esetleges jólvezető képződményeinek kutatására e munka lezárásáig nem folyt kutatás, vagy nem volt hozzáférhető eredmény.

A hegységek kiemelkedése különböző időszakokban is történhetett, ahogy alföldi medencénk medencerészletei is különböző időpontokban és utemben sullyedtek be (SZÉNÁS GY 1968, RÓNAI A 1977).

IRODALOM — REFERENCES

- ÁDÁM O 1979. A Dunántúli-közephegység és előtereinek mélyszerkezete a geofizikai vizsgálatok tükrében — *Földt Int Évi Jel* 1977-ről 269–287
- BALKAY B 1978. Valasz STEGENA LAJOS és HORVÁTH FERENC „Kritikus tothysi es pannon tektonika” c. dolgozatára — *Földt Kozl* 108 (3) 343–350
- BALLA Z 1977. Helyzetkép a Borzsony hegység földtani felépítésére és ércesedésére vonatkozó adatok egységes értelmezéséről — *ELGI* 1976 évi jel 20–37
- BALLA Z 1980. A neogén vulkanitok jelentősége és problematikája a Kárpáti régió geodinamikai rekonstrukciójában — *Geofiz Kozlem* 26 34–40
- BALLA Z — HAVAS L 1982. A mátrai eltolódás — *Földt Kozl* 112 (3) 197–207
- BALLA Z — KÖRÖSI L 1980. A Borzsony hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete — *Földt Int Évi Jel* 1978-ről 75–101
- BALOGH K — RÓNAI A 1965. Magyarország 200 000-es földtani térképsorozata, L-34-III Eger — *Földt Int* kiadv
- CZAKÓ T 1976. szóbeli közlés (in BALLA Z — HAVAS L 1982) *Földt. Kozl* 112 (3) 197–207
- CZAKÓ T — ZELENKA T 1981. New data about the neotectonics of Matra Mountains, Northern Hungary — *Adv Space Res* 1 289–298
- KÉZ A 1934. A Duna győr—budapesti szakaszának kialakulásáról — *Földt Kozlem* 57 175–193

- KLEB B 1973 Mecsek hegység Pannon földtan — Foldt Int Évk 52 (3) 747—943
- LANG S 1953 A Szentendre—Visegrád-hegység felszíne — Foldr Ért 2 447—469
- LÁNG S 1955 A Mátra és a Borzsony természeti földrajza — Budapest
- MÉSZÁROS J 1983 A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége — Foldt Int Évi Jel 1981-ről 483—502
- MIKE K 1963 A szerkezeti mozgások morfogenetikai szerepe és gyakorlati értékelése a Dunántúl északkeleti részén — Foldr Ért 12 (2) 145—165
- MIKE K 1972 Contributions á la connaissance de la géographie physique du Cours du Danube en Hongrie — Acta Geogr Debreciana 10 165—172
- MITUCH E 1967 Jelentés az 1967 évi földkeregkutatató szeizmikus mérésekről — ELGI Adattár Sz-122, kézirat
- MOLDVAY L 1967 A neotektonikus térszínalakulás jelenségei a magyarországi közép-hegységekben — Kandidatusi ért MTA Konyvtar
- MOLDVAY L 1971 A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi közép-hegységekben I — Foldt Int Évi Jel 1969-ről 587—637
- MOLDVAY L 1972 A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi közép-hegységekben, II — Foldt Int Évi Jel 1970-ről 155—179
- MOLDVAY L 1974 A dóm-jellegű mozgások kérdése az alföldi szénhidrogénkutatás szempontjából — Foldt Kut 17 (4)
- MOLDVAY L 1981a Tanulmány a Mecsek hegység negyedidőszaki földtan fejlődéstörténetéről — Foldt Int Adattár T 13 132, kézirat
- MOLDVAY L 1981b A magyarországi közép-hegységek közepes mélységű „jólvezető” képződményeiről — Foldt Int Évi Jel 1979-ről 293—295
- NAGY G 1976 A Borzsony hegység szerkezetföldtani viszonyai — Foldt Int Évi Jel 1973-ról 37—40
- ID NOSZKY J 1940. A Cserhat-hegység földtani viszonyai — Magyar Tajak Foldt Leír 3 1—283
- ORAVECZ J 1981 A Magyar-középhegység fototektonikai vázlata — Foldt Kozl 111 (2) 197—204
- PÉCSI M 1953 Morfológiai megfigyelések a Duna völgyében Dunabogdány—Szentendre és Nógrádverőce—Dunakeszi között — Foldr Ért 2 (2) 149—175
- PÉCSI M 1955 Adatok a fiatal kéregmozgások szerepére és mértékére a Duna völgyében — Dunántúli Tud Gyűjt 4 30—36
- PÉCSI M 1959 A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása — Budapest
- PÉCSI M 1964 A magyar közép-hegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései — Foldr Ért 13 1—29
- RÁDAI O 1979 Subsurface water environment and the reconnaissance of it by aerospace methods in Hungary — JSP — JUFRO SYMP 1978, Freiburg
- RÓNAI A 1977 Negyedidőszaki kéregmozgások a Magyar medencében — Foldt Kozl 107 (3—4) 431—436
- SZÉKELY A 1960 A Mátra Ny-i részeinek kialakulása és formakincse — Foldr Kozlem 8 251—278
- SZÉKELY A 1961 A Mátra és környékének kialakulása és felszíni formái — Kandidatusi ért MTA Konyvtar
- SZEKELY A 1964 A Mátra természeti földrajza — Foldr Kozlem 12 (88) 199—218
- SZÉNÁS GY 1968 A Kárpát-medence kéregszerkezete a földtan és a geofizika tükrében, — Geofiz Kozlem 4 17—37
- VARGA GY —CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E —FELEGYHÁZI ZS 1975 A Mátra hegység földtana — Foldt Int Évk 57 (1)
- WEIN GY 1977 A Budai-hegység szerkezete — Foldt Kozl 107 (3—4) 329—347
- ZILLE A —SZALAY I —TABA S —VERŐ L 1974 A Borzsony hegység felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása — ELGI Évi Jel 1974-ről: 23—28

REMARKS TO THE NEOTECTONIC AND PHOTOTECTONIC RECORD OF THE HUNGARIAN MID-MOUNTAINS

by

L. MOLDVAY

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 551 242 551 782(234 373)

Key words interpretation, photogeology, tectonophysics, morphotectonics, neotectonics, Neogene, Central Transdanubia, Northeastern Hungarian Hills

In 1981, J. ORAVECZ compiled a phototectonic fault-line interpretation of satellite imagery for a zone extending from the Keszthely Mountains as far as the western part of the Bükk Mountains. His observations support the author's standpoint (1967, 1971, 1972) concerning the neotectonic characteristics of the Hungarian Mid-Mountains (highlands) to the extent of motivating the need for continued research. The quintessence of this standpoint is that the mountains of medium elevation in question are Neogene—Quaternary diapiroids and that these (except for the Bakony) are surrounded by piedmont and marginal depressions. The assumption that the Borzsony and the Mátra may have been double-structured ranges, both having been originally non-tectonic upwards, seems to be corroborated. As shown by the study, the axiom suggesting that the closure of the Carpathian realm from the S and SW took place in the Neogene is not sufficiently supported by evidence. The studied data do not indicate any subduction to have taken place in the study area. The views that in the mountains under consideration marked intra-Sarmatian wrench fault movements should have occurred must be doubted. From the viewpoint of their evolution the possible presence beneath the Bakony and the Bükk Mountains of intrusive, batholith-like basic, highly conductive rock masses—an idea suggested by O. ÁDÁM—is worthy of attention.

Supplement 1. Neotectonic map of the Hungarian Mid-Mountains Plotted by L. MOLDVAY (1983) using the data of J. ORAVECZ

1 Lower Paleozoic granite, 2 Paleo—Mesozoic rocks, 3 Miocene volcanics, 4 Miocene volcanics (outcropping on an intra-diapir surface) bounding the outer margin of a marginal depression, 5 Miocene volcanics outcropping on an intra-diapir surface, 6 intra-diapir high, 7 area of marginal depression, 8 marginal depression, sporadically with faults, 9 marginal depression with a fault system of Mohr type, 10 outer boundary of marginal depression, 11 area of marginal horst blocks, 12 Pannonian basalt volcanoes, 13 structural "bridge" and intra-diapir surface with a fault system of Mohr type, 14 characteristic arcuate fault on an intra-diapir surface, 15 straight faults bounding a marginal depression, 16 Darno line, 17 phototectonic line, 18 major phototectonic line, 19 normal fault according to K. BALOGH (+ = basement high), 20 astroblemic fault, 21 Bouguer anomaly lines, gravimetric high or depression

A KOVESKÁLI ALSÓ-TRIÁSZ ALAPSZELVÉNY FACIOLÓGIAI ÉS RÉTEGTANI ÉRTÉKELÉSE (Kk. 9 SZ FÚRÁS)

HAAS JÁNOS—TÓTHNÉ MAKK ÁGNES—GÓCZÁN FERENC—
ORAVECZNÉ SCHEFFER ANNA—CSALAGOVITS IMRE

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

ETO 551 761(439 117)

T á r g y s z a v a k szedimentológia, geokémia, szedimentkőzettan,
biosztratigráfia, fúrás, alsó-triász, Dunántúli-kozéphegység (Koveskál 9
sz f)

A koveskáli (Kk 9 sz) alapfúrás a Balaton-felvidék DNy-i részének
típusos alsó-triász rétegsorát harántolta

A szerzők az ásvány—kőzettani, geokémiai, szedimentológiai és bio-
sztratigráfiai vizsgálatok eredményeinek rövid ismertetése után értékelik a
partszegélyi—sekélytengeri rétegsor fáciesviszonyait, a képződési viszonyok
szelvény szerinti változásait

A feldolgozott rétegsort összehasonlítják a dunántúli-kozéphegységi,
valamint del-alpi és dinári szkita szelvényekkel

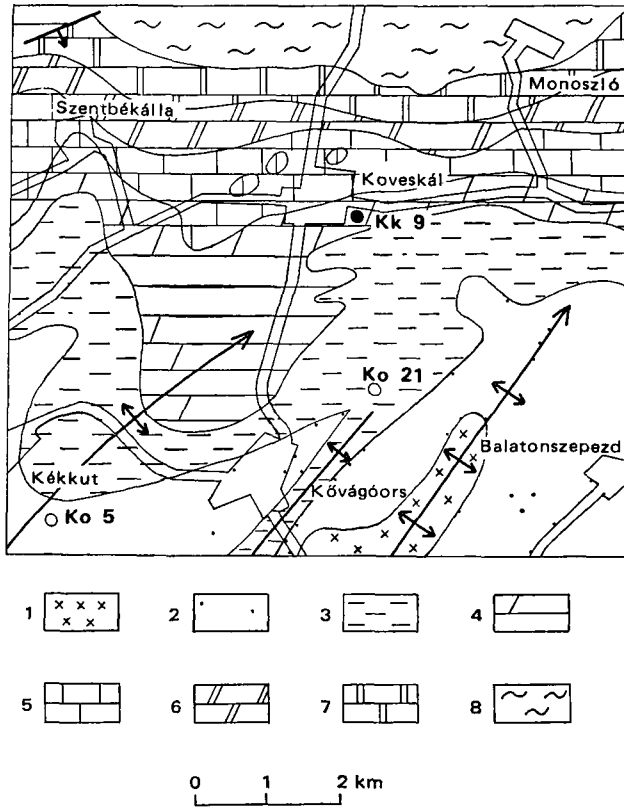
A Koveskál Kk 9 sz fúrás az Országos Alapszelvény Program keretében
1980-ban mélyült a Magyar Állami Földtani Intézet megbízásából a Mecseki
Ércbányászati Vállalat kivitelezésében

A fúrás célja elsősorban az volt, hogy a Balaton-felvidék DNy-i részén
feltárja, vizsgálhatóvá tegye az alsó-triász rétegsort, amelynek komplex meg-
ismerését csupán felszíni szelvényekkel megoldani nem lehet. A dunántúli-
kozéphegységi triász ősfoldrajza és fejlődéstörténete szempontjából elsősorban
arra a kérdésre kerestünk választ, hogy milyen változási tendenciák nyomon-
zhatóak az alsó-triász rétegsorban ÉK—DNy-i irányban (Alcsútdoboz—Iszka-
hegy—Balatonfured—Koveskál szelvény mentén), továbbá erre az irányra
merőlegesen (Bakonyszűcs—Koveskál)

A fúrás kütűzésénél figyelembe vettük a MÉV kutatásai során szerzett
földtani ismereteket, amelyeket SZABÓ I foglalt össze fúráskitűzési javaslatá-
ban. A fúrási rétegsorok és a felszíni bejárás alapján SZABÓ I és HAAS J tűzte
ki a fúrást Koveskál telepuléstől Ny-ra (1 ábra) a temetőnél levő felhagyott
kőfejtő mellett, ahol a felszínre bukkanó Aszófői Dolomit dőlése mérhető volt,
és nem látszott jelentősebb tektonizáltság

A fúrás 0—378,0 m-ig alsó-triász képződményeket tárt fel, majd 378,0—
404,0 m között a perm Balaton-felvidéki Homokkő Formációt harántolta és
abban állt le. A fúrás teljes maganyaga a MÁFI Szépvízéri Mintaraktárában
van. A műszaki dokumentációt, a rétegsor leírást, a geofizikai karottázs
szelvényt, valamint a részletvizsgálatok eredményeit is tartalmazó zárójelentés
a MÁFI Adattárban megtalálható

A vizsgálatok elvégzésénél arra törekedtünk, hogy a makroszkópos meg-
figyelésekhez (közetszerkezet, szövet) minél jobban illeszkedjenek a mikrosz-



1 ábra A Kk 9 sz fúrás földtani környezete
(paleo— mezozóos felszint ábrázoló fedetlen térkép)

1 Paleozóos metamorf képződmények, 2 Balatonfelvidéki Homokkő Formáció, 3 szkita képződmények, 4 Aszófi Dolomit Formáció, 5 Iszkahegyi Meszkő Formáció, 6 Megehegyi Dolomit Formáció, 7 Füredi Meszko Formáció, 8 Veszprémi Márga Formáció

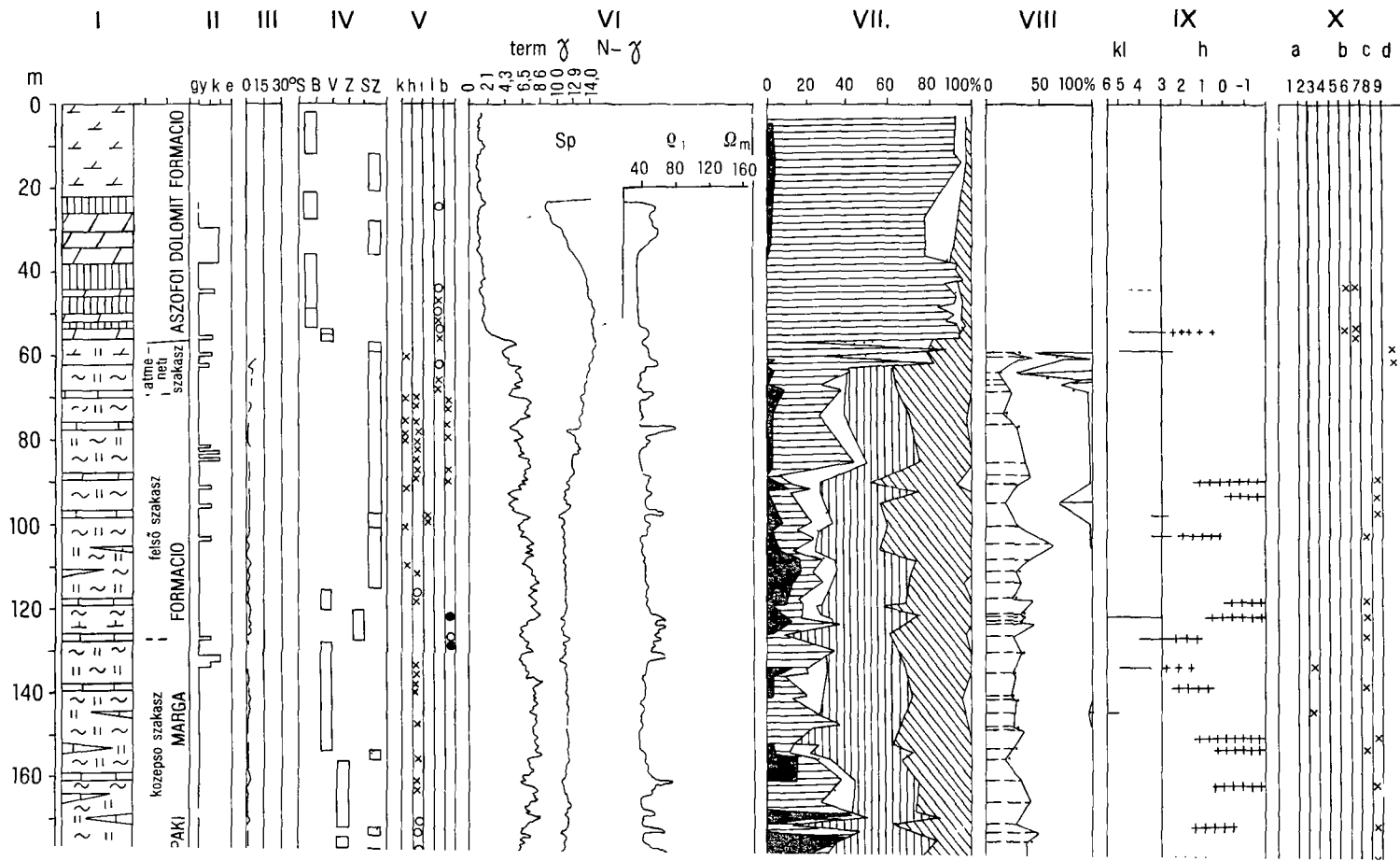
Fig 1 Geological setting of borehole Kk 9 (map showing the Paleo—Mesozoic surface with the younger deposits peeled off)

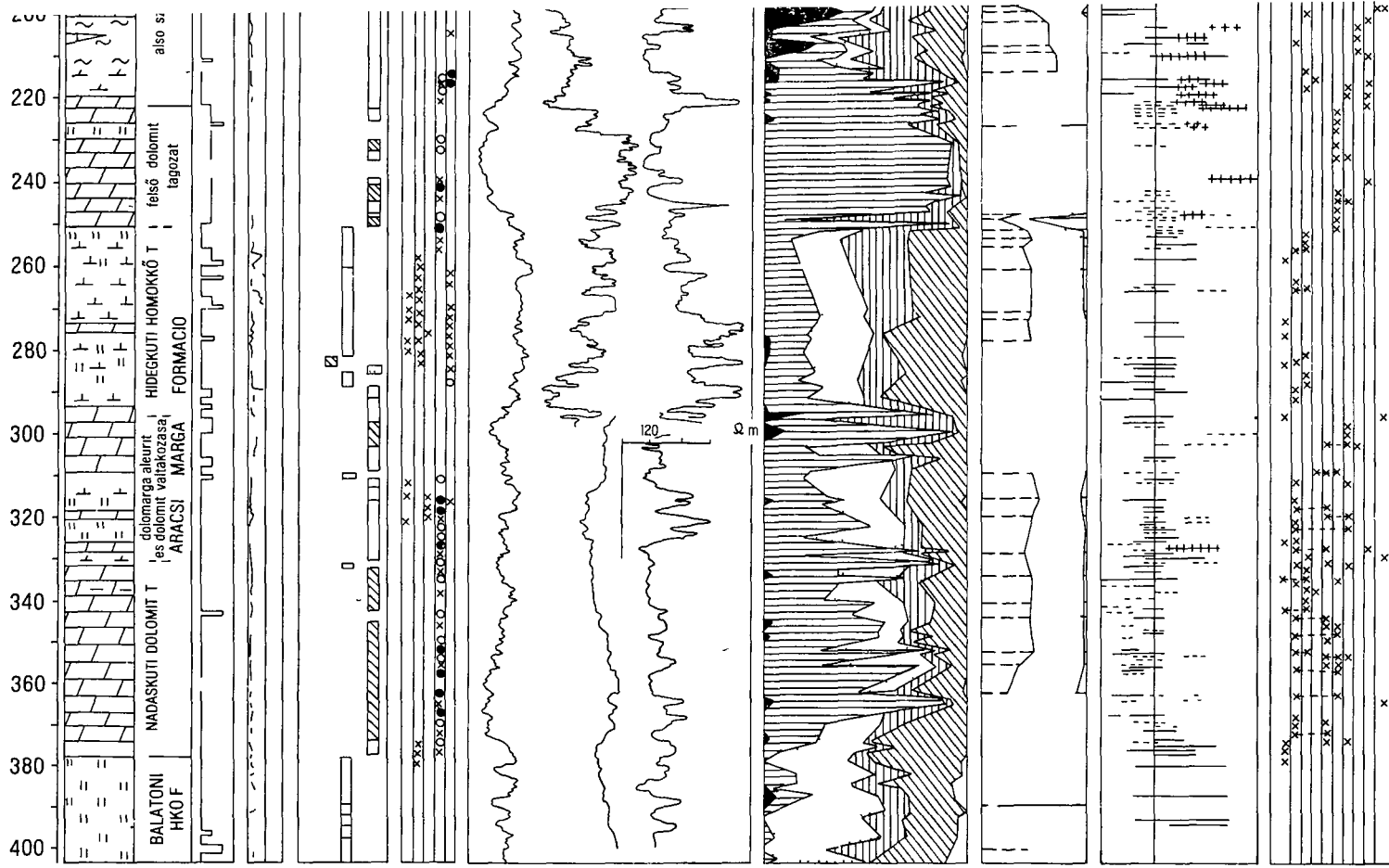
1 Paleozoic metamorphic formations, 2 Balaton Highland Sandstone Formation, 3 Scythian formations, 4 Aszófi Dolomite Formation, 5 Iszkahegy Limestone Formation, 6 Megehegy Dolomite Formation, 7 Füredi Limestone Formation, 8 Veszprém Marl Formation

kópi és laboratóriumi vizsgálatok, és hogy minél sokoldalúbb vizsgálatosorra támaszkodhassunk. A vizsgálatok a Földtani Intézet laboratóriumaiban készültek. A szerzőkon kívül a következő kutatók vettek részt a vizsgálatokban: FARKAS L., RIMANÓCZY L.-né, IKRÉNYI K., VETŐ I., BRUKNERNÉ WEIN A. és DETRE CS.

A KÖVESKÁL 9. sz. FŰRÁS RÉTEGOSZLOPA, VALAMINT KÖZETTANI ÉS GEOFIZIKAI VIZSGÁLATAINAK EREDMÉNYEI

LITHOLOGICAL COLUMN, PETROGRAPHICAL AND GEOPHYSICAL RESULTS OF THE BOREHOLE KOVESKÁL 9.





I melléklet A Koveskál Kk 9 sz fúrás rétegoszlopa, valamint kőzettani és geofizikai vizsgálatának eredményei

I Rétegoszlop *1* homokkő, *2* aleurit, *3* mészkő, *4* mészmarga, *5* dolomit, *6* porló dolomit, *7* maghiány — Makroszkópos megfigyelések *II* Tektonizáltság *gy*=gyenge, *k*=közepes, *e*=erős, *III* Dőlés (°), *IV* Szín *S*=sárga, *B*=barna, *V*=vörös, *Z*=zöld, *SZ*=szürke, *8* világos, *9* közep, *10* sötét, *V* Kőzetstruktúra *k*=késztretregezés, *h*=hullambarazda, *i*=iszapcsúszás, *l*=likacsos szerkezet, *b*=bioturbáció, *11* kevés, *12* közepes, *13* sok — *VI* Geofizikai mérések — Kémiai, röntgen- és termikus vizsgálatok *VII* Ásványos összetétel *14* kalcit, *15* vasas dolomit, *16* kaolinit, *17* illit, *18* kvarc, *19* egyéb ásványok — Mikroszkópi vizsgálatok *VIII* Szemcseösszetétel *20* agyag, *21* kőzetliszt (4–6,25 μm), *22* homok (>6,25 μm), *IX* A kvarc és a bioklaszt szemcsék mérete *kl*=kőzetliszt, *h*=homok, *23* uralkodó mennyiségű allotigen kvarc, *24* alárendelt mennyiségű allotigen kvarc, *25* uralkodó mennyiségű bioklaszt, *26* alárendelt mennyiségű bioklaszt, *27* ooid, *X* Mikrofaciális típusok *a*=terrigén tormelkés facies *1* aleurit—homokkő, *2* rétegesen váltakozó terrigén- és dolomittormelkés facies, *3* finomtormelkés—dolomittormelkés facies, *b*=dolomit facies *4* kőzetlisztes dolomit, *5* tormelkés dolomit, *6* dolomittormelkés dolomit, *7* atkristályosodott dolopátit, *c*=biokalkarenit facies *8* szórtan bioklasztos facies, *9* bioklasztit, *d*=egyéb

Supplement I. Lithological column, petrographical and geophysical results of the borehole Koveskál 9

I columnar section *1* sandstone, *2* silt, *3* limestone, *4* calcareous marl, *5* dolomite, *6* pulverulent dolomite, *7* no core — Megaloscopic observations *II* tectonic deformation *gy* = weak, *k* = mean, *e* = strong *III* dip (°) *IV* colour *S* = yellow, *B* = brown, *V* = red, *Z* = green, *Sz* = grey, *8* light, *9* mean, *10* dark *V* rock structure *k* = cross-bedding, *h* = ripple-mark, *i* = slumping, *l* = porous structure, *b* = bioturbation, *11* scarce, *12* mean, *13* abundant — *VI* Geophysical results — Chemical, X-ray and thermal analyses mineralogical composition *14* calcite, *15* ferruginous dolomite, *16* kaolinite, *17* illite, *18* quartz, *19* other minerals — Microscopical analyses *VIII* grain composition *20* clay, *21* silt (4–6 25 μm), *22* sand (>6 25 μm) *IX* size of quartz and bioclast grains *kl* = silt, *h* = sand, *23* allothigenic quartz of preponderant quantity, *24* allothigenic quartz of subordinate quantity, *25* preponderant bioclast, *26* subordinate bioclast, *27* oolite *X* microfacies types *a* = terrigene clastic facies *1* siltstone—sandstone, *2* layer-by-layer alternation of terrigene and dolomite clastics, *3* fine-clastic facies with dolomite silt, *b* = dolomite facies *4* silty dolomite, *5* clastic dolomite, *6* dolomitic, *7* recrystallized doloparite, *c* = biocalcarenit facies *8* sporadically bioclastic facies, *9* bioclastite, *d* = others

A rétegsor litológiai jellegei és litosztratigráfiai tagolása

A fúrásban harántolt rétegsor a litológiai jellegek alapján egyértelműen tagolható volt és az egyes egységeket azonosítani lehetett a Dunántúli-kozéphegységben megállapított litosztratigráfiai egységekkel. A rétegsor rétegtani tagolását, valamint legfontosabb litológiai, geofizikai, geokémiai és őslénytani jellegét az I melléklet és a 2. ábra mutatja be. A kőzetösszetétel változásait az egyes litosztratigráfiai egységekben a 3. és 4. ábra szemlélteti.

Balatonfelvidéki Homokkő Formáció (404—378 m)

A Balatonfelvidéki Homokkő Formáció feltárt szakaszát zommal vörös, közép- és durvaszemcsés, kőzetlisztes kvarchomokkő, valamint sötétvörös aleurolit-agyagos aleurolit képviseli. A homokkő és aleurolit szakaszok ciklusosan váltakoznak.

A legfelső ilyen ciklus 383,0 m-ben indul, hullámos elmosási felszínnel, aleurolit breccsával, durva homokkő rétegekkel, majd a ciklus felsőbb részén homokos aleurolit kőzettípus jelenik meg. E ciklust vágja el a triász transzgressziós sorozat, amely éles határral, de határozott diszkordancia felszín nélkül települ.

Arácsi Márga Formáció (222—378 m)

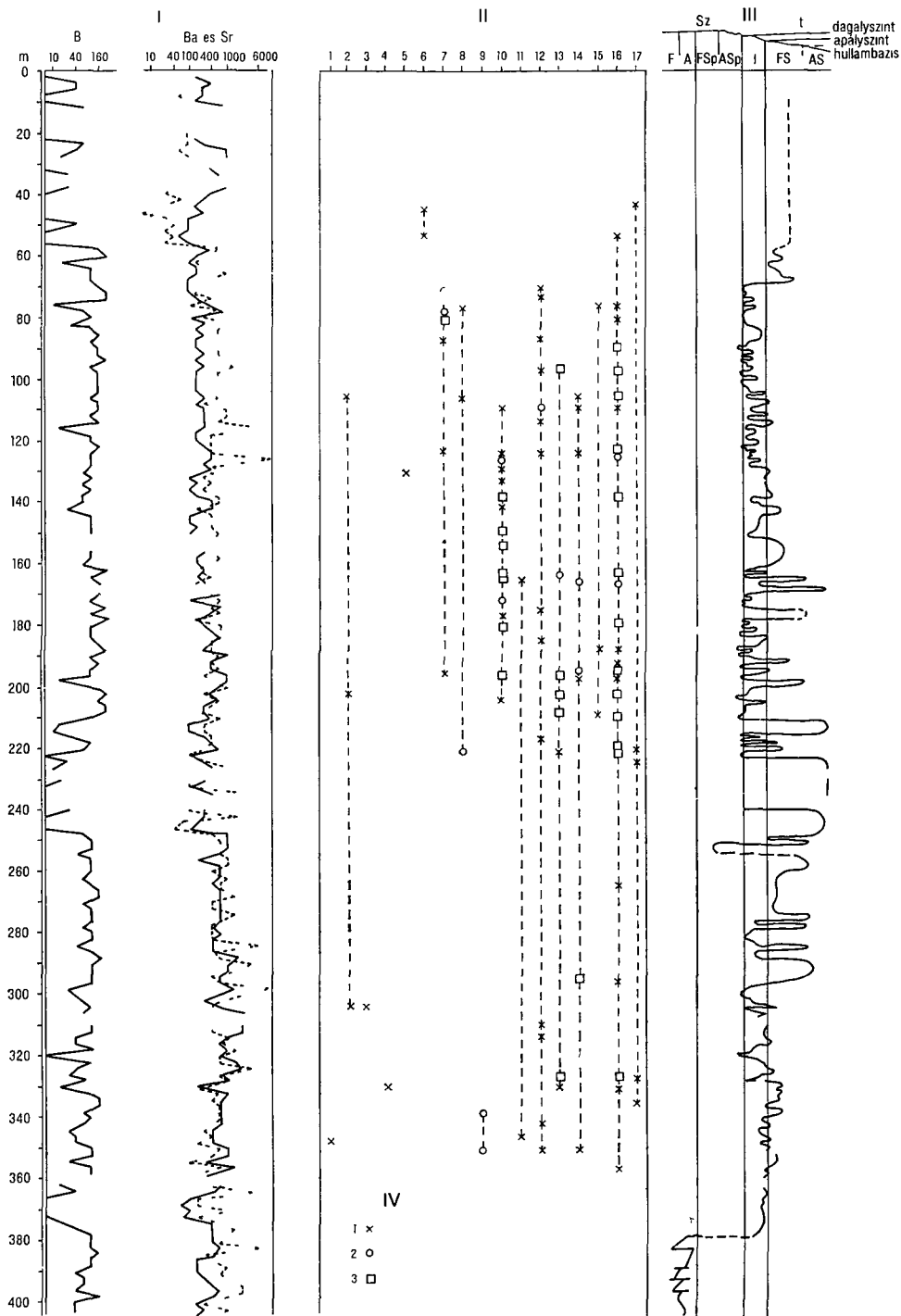
A triász rétegsor alsó részét az Arácsi Márga Formáció képviseli (222—378 m), amely dolomit, dolomárga, homokkő és aleurolit rétegek váltakozásából, illetve dolomit, aleurit, homok és agyag komponensből álló átmeneti kőzettípusokból épül fel. A formáció egésze e szelvényben dolomitosabb, mint a Balaton-felvidék más részein.

A formáción belül több tagozat rangú egység volt elkülöníthető (2. ábra). Az alsó egység (331—378 m) uralkodóan dolomitból áll és a Balaton-felvidék más területein is felismert Nádaskúti Dolomit Tagozattal azonosítható, de ennek szokásos vastagságát meghaladja. Legalsó részén homokkő rétegtag különíthető el (375,5—378,0 m), amely világosszurke és sötétszurke, azaz kőzetlisztesebb és agyagosabb mikrorétegekből épül fel. A rétegfelszínnek általában egyenetlenül hullámosak (hullámbarázdák), agyagfilmmel vagy csillámlemezekkel borítottak.

A szerves komponensek állandó vízborítású, redukciós mikrofaciest jeleznek. Mivel nyoma sincs brachyhalin mikrofossziliáknak, édesvízben, vagy alacsony vízben történhetett az uledéklerakódás.

A Nádaskúti Dolomit Tagozat zomét dolomit, kőzetlisztes dolomit és dolomárga alkotja. 1—2 méternél vastagabb dolomitréteg nem volt megfigyelhető. Az alsó szakaszon (kb. 344 m-ig) a tormelékes frakció durvább szemű, itt homokos aleurolit, ill. márga a jellemző, míg a 344—331 m között dolomárga rétegek települnek. A kőzet általában világos vagy sötétebb szurke, alárendelten zöldes, vékonyabb rétegekben világos vörös árnyalatú. Uralkodó a párhuzamos rétegzettség. Egyes szakaszokon hullámos (általában egyenetlenül hullámos) rétegfelszínnek jellemzők. Helyenként mikrorétegzettség is megfigyelhető (sötétebb, agyagosabb és világos, kőzetlisztesebb laminák váltakoznak).

A mikroszkópi vizsgálat szerint a kőzet uralkodóan tormelékes eredetű szemcsékből épül fel, a dolomit komponens is nagyrészt tormelékes jellegű. Gyakori a tormelékes dolomit- és (kvarc) kőzetliszt laminák váltakozásából.



felépülő közettípus (I tábla) A rétegzettség azonban többnyire elmosódó, bioturbációs nyomok, járatkitöltések gyakoriak. Elszórtan biogén termelék szemcsék (Mollusca-héjtöredék, koptatott Echinodermata vázelem) ismerhetők fel 364,6 m-ben átkristályosodott kerek szemcséket lehetett megfigyelni, amelyek feltehetően ooid reliktumok (I tábla)

A fő kőzetalkotó ásványok a vasas dolomit (31–90%), a kvarc (5–30%) és az agyagásványok (4–40%) (2 ábra). Kalcit 0–5% mennyiségben található (főként nem dolomitosodott biogén termelék)

Geokémiailag a Nádaskúti Dolomitot a magas B-tartalom és az Arácsi Formáció felsőbb szakaszaihoz viszonyítva kisebb Ba-, Sr-, Zn-tartalom jellemzi (2 ábra). Ezek az eltérések csupán litológiai különbségekkel kielégítően nem értelmezhetők.

A szerves mikrofaciész-vizsgálatok a tagozat alsó részén gyors vízszintemelkedést és növekvő szállítási energiát jeleznek, „sok” kategóriájú, közepes és apró szemcsetartományba sorolható, gyengén vagy közepesen koptatott szén-szemcsékkel. A közvetlen parti környezetet a perm/triász határán, az élővilágban lezajlott „krízis” után elsőként jelentkező, magasabb talajvíz-igényű, a Selaginellaceae (cspikeharasztok) családot képviselő nagy és zömmel tetrádokban megőrzött tuskés spórák (Lapposporites, Kraeuselisporites) jelzik. Tengeri mikroplankton nem volt megfigyelhető ezen a szakaszon. Ez az állandó vízborítású, de partközeli környezet kisebb ingadozásokkal, de lényegében a lassú sullyedéssel egyenletesen lépést tartó uledékképződéssel a szelvényben 363,7 m-ig volt megfigyelhető.

Az első — minden bizonnyal csökkentsósvízi környezetre utaló — szervesvázú mikroplankton 364,3 m-ben jelentkezik, majd 362,9 m-ben, a *Scythrana spinosa* nov. gen. et nov. sp. 8–12 μ m nagyságú példányai is feltűnnek. Feljebb, a szerves mikrofaciész az uledékgyűjtő változó vízborítását tukrozi 355,5–345,5 m között több szintben jelenik meg a *Clarara clarar* (EMMR) tengeri kagylófaj.

A fúrásnak ebben a mélységközében valószínűsíthető először, hogy az uledékgyűjtő tartósan a nyílt tengerrel összeköttetésben levő vízzel borítódott el, majd a tagozat felső harmadában még háromszor, gyors egymásutánban az árapályos és az árapály alatti zóna között változott az uledékképződési környezet.

Az árapály zóna külső ovében már hiányzik, vagy csak 1–2 példánnyal képviselt a tengeri mikroplankton, a növényi szövettermelék oxidált, a relatív mennyiségi kategóriák a „kevés” és „nagyon kevés” értékek között váltakoz-

2 ábra A Kk 9 sz. fűrés vizsgálatai eredményei és faciész-értelmezése

I A fontosabb nyomelemek eloszlása — II Mikrofauna 1 Ammodiscidae, 2 *Glomospira* sp., 3 *Glomospirella ammodiscoides* (RAUSER), 4 *Glomospirella cf. elbursoram* BRÖNN et al., 5 *Glomospirella cf. facilis* HO, 6 *Glomospirella senhu* HO, 7 *Glomospirella* sp., 8 *Earlandia* sp., 9 *Cyclogyra mahajeri* BRÖNN et al., 10 *Meandospira pusilla* (HO), 11 Nodosaridae, 12 Foraminifera indet., 13 Bivalvia, 14 Gastropoda, 15 *Sporobis phlyctaena* BRÖNN et al., 16 Crinoidea—Echinodermata, 17 Ostracoda — III Faciész-értelmezés sz=szárazföld, t=tenger, F=folyóvízi, A=alluviális síkság, FSp=felső supratidál, ASp=alsó supratidál, I=intertidál, FS=felső subtidál, AS=alsó subtidál — IV Gyakoriság 1 néhány, 2 közepes, 3 sok

Fig. 2 Results of borehole Kk 9 and their facies interpretation

I Distribution of some trace elements — II Microfauna see the Hungarian legend — III Facies interpretation sz=land, t=sea, F=fluvial, A=alluvial plain, FSp=upper supratidal, ASp=lower supratidal, I=intertidal, FS=upper subtidal, AS=lower subtidal, dagályszint=high tide level, apályszint=ebb level, hullámbázis=wave base — IV Frequency 1 scarce, 2 mean, 3 abundant

nak Az árapály alatti zóna hullámbázis alatti részén a szerves mikrofaciésben az „apró” szénfrakció és a mikroplankton dominancia a jellemző

A Nádaskúti Dolomit felett dolomárga—aleurolit és dolomit váltakozásos tagozat következik (297—332 m) A rétegsor zomét világosabb (kőzetlisztesebb) és sötétebb szürke (agyagosabb) mikrorétegek váltakozása adja A felső szakaszon 304—297 m között vastagabb dolomitréteg található Több szintben észleltünk részben mikrittel, részben dolomit cementtel kötött, gyakran glaukonitos biokalkarenit lencsákat, rétegeket

A rétegzettségű jegyek közt az egyenetlenül hullámos rétegfelszínek karakterisztikusak, ritkábban párhuzamos—egyenes rétegzéssel együtt Mikrokezesrétegzettség több szintben is megfigyelhető Az uledékanyag víztelenedésére utaló nyomok (zsugorodási és száradási repedések) is előfordulnak A felső dolomitos szakaszban a kőzet intraklasztos Az egész szakaszra jellemző a réteglapok menti életnyomok jelenléte (III tábla) Egyes szakaszokon függőleges, ferde, valamint U alakú életnyomok is találhatóak

A mikroszkópi vizsgálat szerint a tárgyalt szakaszon a dolomittormelékes és nem karbonátos tormelékes rétegek váltakozása és a dolopátit szöveti típusok a leggyakoribbak, biogén, részben dolomittal cementált kalkarenit betelepülésekkel (II tábla)

A vasas dolomittartalom (a bioklasztitokat nem számítva) 20—82% között ingadozik (a bioklasztitokban 8—25% közötti) 70—75% kalcitot tartalmaznak a bioklasztitok A dolomárgákban a kalcit 0—6, max 10% mennyiségű A bioklasztitok kivételével (melyek szinte teljesen tiszta karbonátkőzetek), a kvarc mennyisége 11—43% közötti, az agyagásványok mennyisége 14—36% közötti Többnyire a kaolinit van túlsúlyban az illit—illit—montmorillonit csoporthoz képest

A szakasz geokémiailag nem különül el lényegesen a formáció alsóbb, ill felsőbb részegységeitől A Nádaskúti Dolomiténál nagyobb Ba-, Sr-, Zr-tartalma, a fedő Hidegkúti Tagozathoz viszonyítva az átlag Sr-tartalom jelentősen nagyobb, a Zr kisebb, ami jórészt az eltérő litológiai összetétel következménye

A szerves mikrofaciés-vizsgálat szerint a szakasz alsó részén az uledék-képződés az árapály alatti zóna középső ovében folyt, majd az árapályovben folytatódott Itt jelentkezik először a pusztuló parti régió perm uledékeiből származó áthalmozott sporomorpha, sok „apró” és „kevés”, ill „közepes”, jól koptatott szénszemcsével együtt Hogy az uledéklerakódás szintere nem érte el a dagály feletti zónát, azt az egy—két példányban előforduló tengeri mikroplankton igazolja Az árapályovi és apály alatti környezet többszori váltakozása után 315 m-ben már újra az apály alatti zónában folyt uledék-képződést jelez a szerves mikrofaciés Erre következtethetünk a Scythiana tomes megjelenségéből és a partról szállított „kevés” relatív mennyiségű szerves anyag jól koptatott, apró frakcióba tartozó szénszemcsék dominanciájából

A 304—305 m mélységköz szerves mikrofaciése azt jelzi, hogy az uledéklerakódás ismét partközben folyt, ahova a felső-perm képződmények lepusztulásából származó áthalmozott sporomorpha eljuthatott és az elhalt tengeri mikroplankton szervezetek maradványaival együtt másodlagosan leülepedhetett Ezután relatív vízszintemelkedés, majd a szakasz felső határa közelében (299,0—302,0 m) árapály ov alatti, de hullámbázis feletti környezet állapítható meg

A következő, a Hidegkúti Homokkő Tagozat (251—296 m) — az előbbiekhöz viszonyítva — meglehetősen egyveretű, viszonylag alacsony dolomittartalmú aleurolitből áll, dolomit- és bioklasztit betelepülések nélkül. A kőzet az aleurit mellett nagyobb mennyiségben agyagot tartalmaz, kisebb mennyiségben aprószemű homokot. A szemcsenagyság-elemzések szerint az agyagtartalom 34—44%, a kőzetliszt-tartalom 47—56%, a homoktartalom 1—7% közötti.

Az uralkodó kőzetszín a vörös. A vörös homokos aleurolit már 297 m-ben megjelenik, majd rövid szakaszon (391 m-ig) visszatér a világosszürke, esetleg zöldes árnyalatú kőzetszín, de e fölött — néhány, max 0,5 m vastagságú zoldesszürke betelepüléstől eltekintve — a vörös színű aleurolit, ill. homokos aleurolit figyelhető meg.

A rétegzettség típusok közül ezen a szakaszon csaknem kizárólag az egyenetlenül hullámos rétegfelszínű, mikro- és vékonyrétegzettség az uralkodó (III tábla). Több szintben szabályos hullámbarázdás szerkezet ismerhető fel. Gyakori a mikrokeresztrétegzettség, lencsés rétegzés és helyenként alulról felfelé finomodó tendenciájú gradáció is előfordul. Konvolut rétegzés (III tábla), valamint kisebb felszakadt uledékdarabokat tartalmazó szintek is észlelhetők.

Az agyagos réteglapok felszínén életnyomok figyelhetők meg (260 m-ig). A Hidegkúti Homokkő legalján (295,8 m-ben) — vékony kőzetlepuskáként — csigaház maradványokból (0,3—0,6 mm Ø) álló, többféle kristálynagyságú, pátos—dolomitos cementet tartalmazó lumasellát „csigaoolitot” találtunk (II tábla).

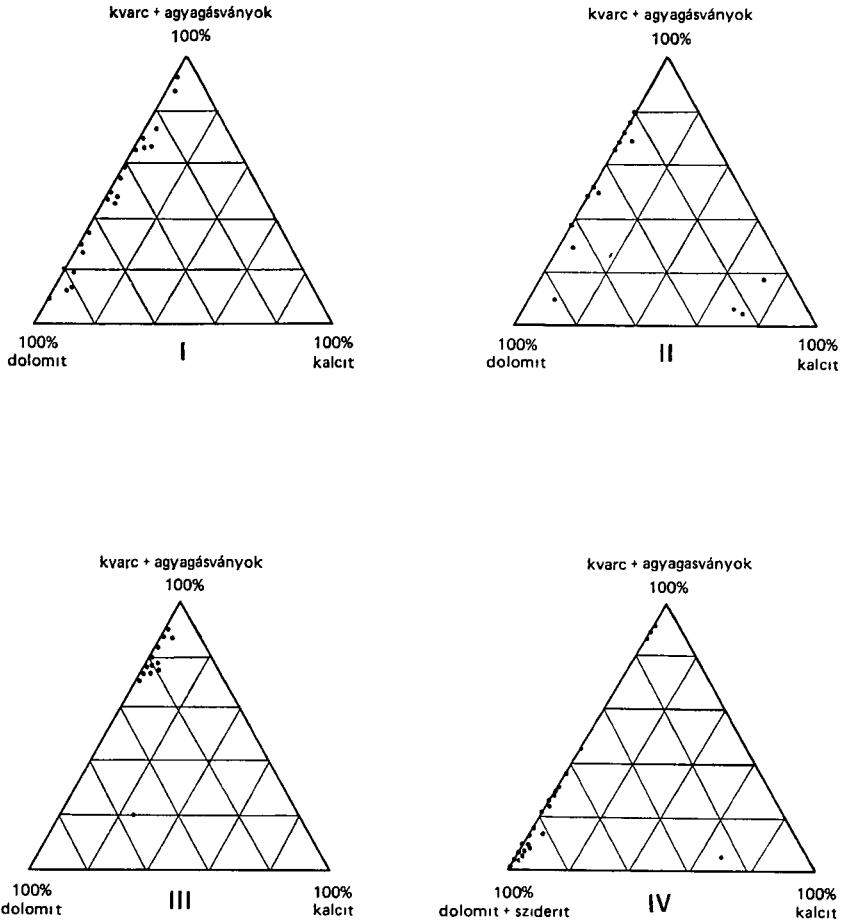
Külön figyelmet érdemel a legfelső 255—251 m közötti szakasz, mely finomabb szemcsés, kis dolomittartalmú vörös aleurolit. E kőzetben 0,5—2—3 cm-es, mandula alakú uregek találhatóak, amik — feltételezésünk szerint — evaporitcsomók kioldódásával jöttek létre.

A fő kőzetalkotók az agyagásványok (36—57%) és a kvarc (25—42%) (3 ábra). Az agyagásványok közül többnyire a kaolinit valamivel több, mint az illit (illit csoport). A kaolinit mennyisége 24—34%, az illit-félék mennyisége 4—32% közötti. A 285—288 m közötti szakaszon klorit is észlelhető volt (5—6%) (4 ábra). A dolomittartalom végig elég alacsony (12—27%). 282—272 m között 1—3% sziderit jelenik meg. A kalcit mennyisége 0—4% közötti.

A Hidegkúti Homokkő Tagozat a fekéjében települő dolomit—dolomitmárga—aleurolitos szakasztól a nyomelem spektrum alapján nem válik el. Geokémiai jellegei hasonlóak a Balatonfelvidéki Homokkő Formációhoz. Eltérés azonban, hogy a Hidegkúti Homokkőben a bázisos kőzetekben dúsuló ritkalelemek (Co, Cr, Cu, Ni, V) nagyobb koncentrációt mutatnak.

A tagozat növényi eredetű szervesanyag-tartalma a „kevés” és „nagyon kevés” relatív mennyiségi értékek között váltakozik.

Mikrofácies görbéje a tagozat alsó szakaszában nagy ingadozást mutat. Az árapály zóna belső ovéből igen gyors átmenettel az eddigi legtartósabb vízzel borítást mutatja és 287,0—294,0 m között a hullámbázis alatti környezetet jelzi. Ebben a mélységközben ismét tomegecs szervesvázú mikroplanktonnal találkozunk. A rétegsorban felfelé haladva a képződés színtere az árapályov és az apály alatti ov felső része között változik. A tagozat felső szakaszában (256—259 m) az uledékgyűjtő újra a hullámbázis alatti zónába került, majd gyorsan változva az árapály zóna külső ovében folytatódott.



3 abra A Koveskál 9 sz fúrás mintáinak ásványos összetétele rétegtani egységeként I Arácsi Márga Formáció, Nádaskuti Dolomit Tagozat, II Arácsi Márga Formáció dolomitmárga—aleuritós dolomit váltakozásos szakasz, III Arácsi Márga Formáció, Hidegkúti Homokkő Tagozat, IV Arácsi Márga Formáció felső dolomit szakasz

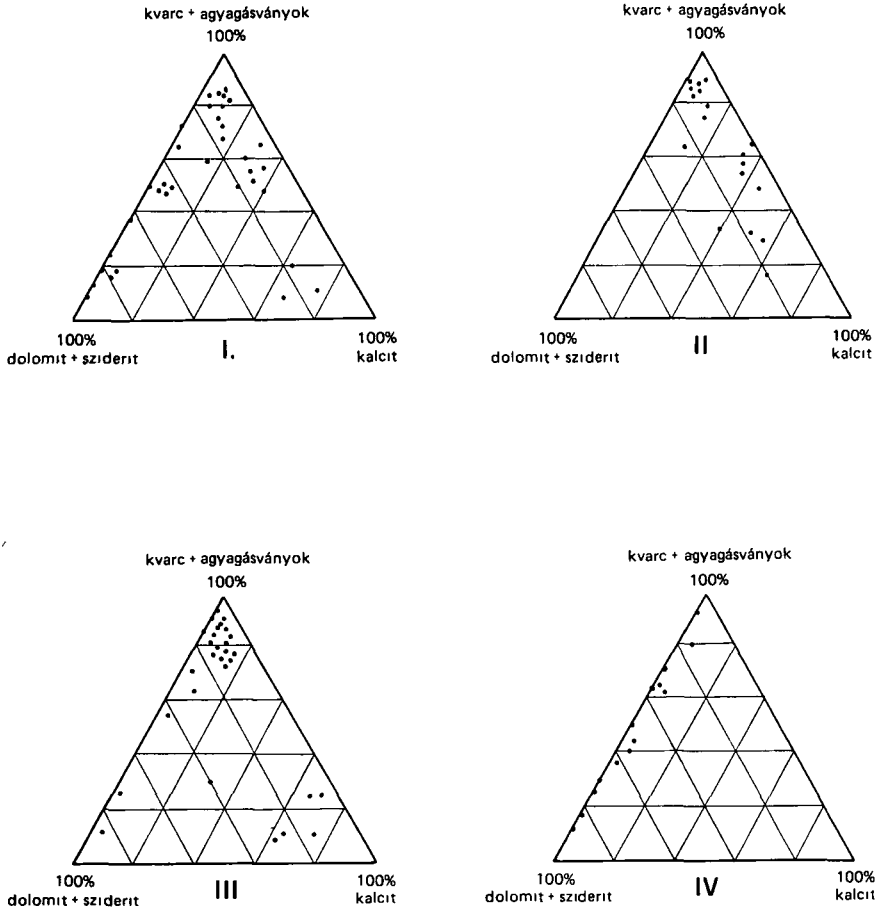
Fig 3 Mineralogical composition of samples from borehole Koveskal 9 by stratigraphic units

I Arács Marl Formation, Nádaskút Dolomite Member, II Arács Marl Formation, segment characterized by an alternation of dolomarlite and silty dolomite, III Arács Marl Formation, Hidegkút Sandstone Member, IV Arács Marl Formation, upper dolomite member

A szelvényben a legtisztább dolomit a felső dolomit szakaszban (222—251 m) jelenik meg (dolomikrit). A kőzet szürke, világosszürke, helyenként vöröses elszíneződéssel.

Néhány szintben iszapfelszakadásos—intraklasztos kőzetfésések települnek. Az alsóbb szakaszokon jellemző mikrorétegzettség megszűnik, a kőzet vastagpados, a rétegfelszínek egyenesek.

A dolomittartalom általában 80—90% közötti (56—93% között változik). A kvarc mennyisége 3—24% közötti, többnyire 10% alatti, az agyagásványok mennyisége csekély (3—20%), zömmel 10% alatti. A kaolinit—illitfélék



4 ábra A Koveskál 9 sz. fúrás mintáinak ásványos összetétele rétegtani egységenként
 I Csopaki Márga Formáció alsó szakasz, II Csopaki Márga Formáció középső szakasz, III Csopaki Márga Formáció felső szakasz, IV Csopaki Márga Formáció felső átmeneti szakasz

Fig 4 Mineralogical composition of samples from borehole Koveskál 9, by stratigraphic units

I Csopak Marl Formation, lower portion, II Csopak Marl Formation, middle portion, III Csopak Marl Formation, upper portion, IV Csopak Marl Formation, upper transitional portion

aránya 1:1, ha összmenyiségük nem haladja meg a 10%-ot. A nagyobb mennyiségben agyagásványt tartalmazó kőzetekben a kaolinit mennyisége jelentősen meghaladja az illit-félékét.

A felső dolomit szakasz alacsony B- és magas Ba értékeivel jól elkülönül a fekvő és a fedő egységektől. Ez a sajátos geokémiai jelleg valószínűleg a diagenetikus és epigenetikus átkristályosodás következménye.

A szakasz növényi eredetű szervesanyag-tartalma az előzőkéhez viszonyítva nagyobb, néhány ponton eléri a „közepes” érték kategóriát is. A szerves maradványok szemcseösszetétele és a szerves mikrofácies görbe egyértelműen mélyulást, tartós vízzel borítást jelez. A szakasz alsó határán megjelenő

Densosporites neyburgii haraszt spóra és néhány fenyő faj képviselőjének fel-tűnése a csapadék novekedését jelzi. A környező szárazulatokon élt harasztok spórái elsősorban vízi és nem légi úton kerültek az uledékgyűjtőbe, ami alap-ján 150—200 m-nél nagyobb parttávolság nem tételezhető fel.

Csopaki Márga Formáció (57—222 m)

Az Arácsai Márgára uledékfolytonosan a Csopaki Márga Formáció települ, amely mészkő-betelepedéseket, lencsákat tartalmazó kőzetlisztes márgából áll. Három szakaszra tagolható.

Az alsó szakasz (178—222 m) uralkodóan agyagos kőzetliszt—kőzetlisztes agyagmárga. Jellemző rétegzettségű forma a vékony- és mikrorétegzettség világos és sötétebb színárnyalatú rétegek ritmikus váltakozásban építik fel a rétegtötegeket. A világos szín itt nemcsak a nagyobb kőzetliszt-, de a nagyobb karbonáttartalom következménye is. A márga kőzetfajták színe a leg-alsó részen, valamint 202—194 m között sötétszürke—szürke, barnásszürke, 210—202 m között a zoldesszürke—világosszürke rétegek ritmikusán változ-nak. A 194—182 m közötti szakaszon a kőzet zoldesszürke alapszíne mellett egyes rétegekben világosvörös—szürke árnyalatú 182—178 m-ig egységesen zoldesszürke márga települ.

A szemcsenagyság-elemzések szerint a 214—201 m közötti szakaszon a legnagyobb a kőzetek agyagtartalma, itt a tormelékes frakció 62—69%-a agyag (<4 µm), a többi kőzetliszt. A Csopaki Márga alsó részének többi kő-zeteire általában eléggé egységesen 30—47% (zömmel 30—40% közötti) agyag-tartalom jellemző. A homoktartalom ritkán éri el az 1%-ot. A márga rétegsort biokalkarenit (mészkő vagy dolomitos mészkő) lencsék, illetve vékony (5—15 cm-es) rétegek tagolják, alul durvább, felfelé finomodó szemcsoosszetéttel. Sem réteglapmenti életnyomok, vagy járatok, sem rétegeken belüli nagyobb-fokú bioturbáció nem volt megfigyelhető.

A márga kőzetfajtákban a kalcit mennyisége 3—40% (többnyire 10—30%) közötti, a dolomit mennyisége 5—47%, (zömmel 10—15%) között változik. Sziderit a 194—191 m közötti részen gyakori, 2—6% mennyiségben. A 221—215 m közötti szakaszon a márgák, sőt a kalkarenit lencsék bioklasztjai is erősen dolomitosak. A tormelékes eredetű ásványok közül a kvarc 15—28%, az agyagásványok 20—57%-ot tesznek ki. A bioklasztit lencsék anyaga kal-citos, vagy dolomitos. A kalcitosokban a kalcittartalom 67—76% közötti, a dolomittartalom 14—25%, a terrigén anyag mennyisége 8—10%. A dolomitos bioklasztitok összkarbonáttartalma azonos a kalcitosokéval, de ezek kalcitot gyakorlatilag nem tartalmaznak.

Geokémiai jelek alapján a Csopaki Márgán belüli három szakasz meg-bízhatóan nem különíthető el. A B-tartalom gyakorlatilag nem változik, de magasabb, mint a környező formációkban. Az alsó szakaszban a Sr dúsul ugyan, de ez nem tekinthető teljes értékű elkülönítési jellegnek. Az átlagos ritkafém-tartalom a Csopaki Formációban végig lényegében azonos az Arácsai Márgával, de lényegesen alacsonyabb a Ba-, Sr- és Zr-tartalom.

A biofáciesben feltűnő változás, hogy a kagylók toredékai a Csopaki Márga bázisán ugrásszerűen feldúsulnak. A Crinoidéák egyes lencsékben jelent-keznek tömegesen. A Foraminifera együttesre a *Meandrospira pusilla* fellépése (204 m), majd egyre gyakoribbá válása jellemző.

A szerves anyag relatív mennyiségi értékei a „nagyon kevés” és a „kevés” kategóriák között ingadoznak.

A szerves mikrofácies kép alapján az uledéklerakódás uralkodóan az árapályovben feltételezhető. Kivétel ebben a 210–215 m szakasz, amelyben az uledékképződés mélyebb vízben, a hullámbázis alatt folyhatott.

A Csupaki Márga középső szakaszán (127,5–178 m) folytatódik a kőzetlisztes–agyagos–kőzetlisztes kifejlődés, sok vékony biokalkarenit betelepüléssel. Az alsó szakaszhoz képest a fő különbség a kőzetszín megváltozása és a karbonáttartalom csökkenése.

Az aleurolit-márgás aleurit kőzetfajták színe világos és sötétebb árnyalatú vörös, egyes vékony rétegekben — többnyire a biokalkarenit betelepülések környezetében — világos zoldesszürke—szürke. A fő rétegzési típus az egyenetlen, ill. egyenetlenül hullámos rétegfelszínű párhuzamos rétegzettség. Hullámos—lencsés rétegzést 173–172 m között észleltünk. Réteglapmenti életnyomok észlelhetők a 153–138 m közötti szakaszon, valamint nagyobb gyakorisággal a 138–136 m között.

Az aleurolitokban az agyagtartalom 17–50%, zömmel 25–35% között változik, a kőzetlisztartalom 50–83% közötti, a homok max 1%-ot ér el. A karbonáttartalom 8–50% közötti. Ezen belül a kalcittartalom 2–35%, a dolomittartalom 5–19%, a sziderittartalom 0–4% közötti. A terrigén termelékeny ásványok közül a kvarc 13–38% közötti, az agyagásványok 16–60% közötti mennyiségben mutatkoznak. Az alsó szakaszhoz hasonlóan a kaolinit szerepe minimálisra csökken, míg az illit csoport mennyisége 20–30% közötti. Csak erre a szakaszra jellemző, hogy 4–10% kloritot is tartalmaznak a minták. A biokalkarenit lencsékben a kalcit mennyisége 40–62%, a vasas dolomit 17–27% közötti.

A biofáciesben a *Meandrospra pusilla* Foraminifera gyakori, esetenként tömeges megjelenése végig jellemző. Ezenkívül a Crinoideák kokvinit jellegű felhalmozódása említendő a kalkarenit lencsékben, betelepülésekben.

A szerves anyag mennyisége a „nagyon kevés” kategóriaértéket sehol sem lépi túl. A szerves mikrofácies az árapályov alsó határa koruli uledékképződést jelez, kivéve a 168,0–169,0 m mélységköz, ahol a tengeri mikroplankton feldúsulása és a szerves anyag összetételében a szén relatív csökkenése erőteljesebb vízzel való borításra utal.

A Csupaki Márga felső szakasza (69–127,5 m) ugyancsak főként aleurolitból áll. A kőzetliszt frakció 34–82% között változik. Homok a mintákban 100,4–127,5 m között nem, folotte is csak 1–2%-nyi mennyiségben jelenik meg. Az agyagtartalom 17–45% közötti. A biokalkarenit betelepülések az egész felső szakaszon gyakoriak, és helyenként nagyobb vastagságot (max 20–25 cm) is elérnek. 69–100 m között glaukomitos biokalkarenit betelepülések jellemzők (IV tábla).

A meszes betelepülések fehérek—szürkésfehérek, az aleurolit zömmel világosszürke. Legtöbbször az egyenes—párhuzamos és az egyenetlenül hullámos rétegfelszínű, közel párhuzamos rétegzettség fordul elő. A mikro- és vékonyrétegzettség csak rövidebb szakaszokon jelentkezik. Lencsés rétegzettség mutatkozik a 105–110 m közötti szakaszon. Az eddig jellemző agyagos rétegfelszínekkel szemben egyre gyakoribbak a csillámos rétegfelszínek.

88–100 m között időleges szárazra kerülésre utaló jelenségek zsugorodási—száradási repedések figyelhetők meg. Ugyanebben a rétegtömegben gyakoriak a szabályosabban hullámos rétegfelszínek, interferencia-hullámfodrok. Egyes biokalkarenit szintekben felszakadásos eredetű márga intraklasztó-

kat is megfigyeltünk Réteglapmenti csúszásnyomok és kerek átmetszetű beásásnyomok néhány szintben (127—99 m között) észlelhetők

Az aleurolitokra általában az alacsony karbonáttartalom a jellemző (9—43%, többnyire 20% alatt) A kalcit mennyisége kevesebb, mint az ezt megelőző középső szakaszban (0—17%, a vasas dolomit mennyisége 6—29% közötti) Néhány mintában 1—6% sziderit mutatkozott

A terrigén ásványok közül a kvarc mennyisége jelentős (20—44%) az agyagásványok mellett (16—60%) A kaolinit mennyisége mindig kevesebb (max 12%) az illitfélékénél (max 40%)

A biofáciest a szakasz alsóbb részén (113 m alatt) továbbra is a *Meandrospira pusilla* gyakori, helyenként tomeges megjelenése jellemzi, míg a felsőbb részen (71—88 m között) a Glomospirellák száma válik jelentőssé E szakasz szervesanyag-tartalmának relatív mennyisége nem éri el a „közepes” kategóriát, sőt felső harmadában visszaesik a „nagyon kevés” és helyenként a „nyomokban” értékekre

A szerves mikrofacies alapján árapályovi uledékképződés valószínűsíthető, kisebb ingadozásokkal

A Csupaki Márga legfelső részének (57—69 m) kifejlődése már az Aszófői Dolomitba való átmenetre utal Az uledékanyag szemcsemérete a durvább szemcsetartomány irányába tolódik el (fokozatos homokosodás) és a dolomit-tartalom fokozatosan növekszik (8—88%) A biokalkarenit betelepülések teljesen megszűnnek, viszont 62,1 és 58,9 m-ben ooidos szövet jelenik meg (IV tábla)

A kőzet színe itt már végig szürke—világosszürke Egyenes párhuzamos rétegzés és csillámos rétegfelszínek a jellemzők

A szerves mikrofacies e szakaszban tartós vízzel borítottságot jelez, végig az árapályov alatt zajlott az uledékképződés

Aszófői Dolomit Formáció (0—57 m)

Az Aszófői Dolomit Formáció sárgásszürke, világosszürke, helyenként porózus, máshol porló dolomitból áll A terrigén anyag kevés, általában 10% alatt A csiszolatos vizsgálat szerint a szövet dolopátit, közel azonos méretű (15—40 μm) dolomitkristályok mozaikszerű halmazából áll A terrigén ásványok közül a kvarc 2—9, az illitfélék 3—10, a kaolinit 1—4% mennyiségben volt kimutatható 110—130 m között két epigenetikus baritosodási zóna állapítható meg

A formáció feltárt szakasza geokémiailag egységes képet mutat Ritkafém-tartalma abszolút és relatív értelemben is igen alacsony, ezt és a viszonylag magas szórás %-okat a dolomitos jelleg csak részben indokolja Jellemző az igen alacsony B-, valamint Ba- és Zr-tartalom A B- és Ba-tartalom erős lecsökkenése az uledékgyűjtő kiédesedésével, vagy ami ez esetben valószínűbb, epigenetikus átkristályosodással („tisztulással”) magyarázható

A mikrofauna elemek közül a *Glomospirella senghii* Ho jellemző (44,5—54,5 m) Ezenkívül a csiszolatos vizsgálattal Ostracodák, illetve a szakasz legalsó részén Crinoidea vázelemek voltak megfigyelhetők

A szerves anyag relatív mennyisége a „kevés” és a „nyomokban” kategóriák között ingadozik Szerves mikrofaciese csak a 46,0—57,0 m közötti dolomárgás szakaszán értékelhető Partközeli, de állandó vízborítású — esetleg lagunáris környezetű — uledékképződést mutat

A képződési körülmények összefoglalása

A fúrású szelvény által feltárt perm—alsó-triász képződmények képződési viszonyait a szedimentológiai megfigyelések és vizsgálatok (kőzetszerkezet, mikrofácies), a makro- és mikrofosztilták, valamint az életnyomok és a geokémiai jelek alapján rekonstruáltuk (I melléklet)

A Balatonfelvidéki Homokkőnek a fúrásban feltárt szakasza folyóvízi üledék amely az alluviális síkságon rakódott le, meder, illetve áradási üledék-ként A MAJOROS GY (1983) által vázolt középhegységi ősfoldrajzi modellbe ellentmondásmentesen beilleszthető

A folyóvízi kifejlődésű Balatonfelvidéki Homokkő Formáció és a rátelepülő sekélytengeri Arácsi Formáció közt „fáciesugrás” van, hiszen az átmenetet képviselő kontinentális sabkha fácies, amelyet a középhegységi szerkezeti ov ÉK-i részén a Tabajdi Formáció képvisel, itt hiányzik Ez a „fáciesugrás” a határ diszkordáns jellegét támasztja alá

Az Arácsi Formáció végig sekélytengeri, esetenként árapályovi, sőt a dagálysínt fölött felhalmozódott üledékekből áll, amelyek gyakran már a korai diagenezis során jelentősen átalakult Egy oszcillálva transzgredáló rétegsor rajzolódik ki, alul az árapályovi, felül az apályov alatti üledékek uralkodnak Az oszcillációs ciklusok regresszív szakaszai azonban a formáció felsőbb részén is az árapályovbe, vagy a dagály fölötti ovbe való visszatérést jelzik

A formáció legalsó, homokkő rétegtagjának hullámbarázdás rétegfelszínei árapályovi vagy közvetlenül az apályov alatti képződésre utalnak A kvarchomok és az agyagásványtartalom jelentős része a part perm képződményeiből kerülhetett az üledékgyűjtőbe A víz valószínűleg erősen csökkent sótartalmú volt, bár esetenként és helyenként beparlódással a sótartalom megnövekedhetett A klíma meleg, de a permnél nedvesebb volt

A Nádaskúti Dolomit az árapályovben és az apálysínt alatti ov felsőbb részén lerakódott üledékekből áll Az árapályov alsó határa körül ülededhetett le a tagozat alsó részét alkotó dolomitliszt, ill kvarc kőzetliszt A sótartalom növekedését és a nyílttengeri kapcsolat erősödését jelzi a 364,3 m-ben megjelenő tengeri szervesvázú mikroplankton A 356 m fölötti szakaszon az apály alatti ov üledékei is számottevővé válnak Ezzel együtt a kőzet szerves anyag-tartalma nő, megjelennek a *Clavaria clarai* kagylóteknők, esetenként lumasella jellegű felhalmozódásban, továbbá a *Cyclogyra mahajeri* bentosz Foraminifera és a Crinoidea vázelemek E szervezetek élőhelye a normálsóvízi sekélytenger volt, de felhalmozódásuk, betemetődésük a parti zónában, vagy a lagúnát elrekesztő, erősen hullámmozgatott, egészen sekély vízzel borított mészhomok dombok környezetében mehetett végbe A lumasella jellegű szakaszok általában árapályovi képződésre utalnak Az apályov alatti üledékek lamináltak, mikrorétegzettek, dolomit és kvarc-kőzetliszt anyagúak A Nádaskúti Dolomit legfelső részén megjelenő dolomárga viszont az állandóan vízzel borított, apály alatti ovben rakódott le A vékony betelepüléseket képező crinoideás kalkarenit erős koptatottsága időszakosan erős vízmozgatottságot jelez Ekkor a terület az árapályovbe, vagy — és ebben az esetben ez a valószínűbb — a hullámmozgatott mészhomok dombok környezetébe kerülhetett A kalkarenit dolomitos cementációja valószínűleg közel szingenetikus, de nem sabkha típusú, mert akkor az Echinodermata elemek is valószínűleg dolomitostak volna

A Nádaskúti Dolomit feletti dolomit-betelepüléses dolomárga—aleurolit üledékek uralkodóan az árapályovben rakódtak le Erre utal a gyakran meg-

figyelhető mikrokeresztrétegzés, hullámbarázdás és lencses szerkezet, a függőleges U alakú életnyomok. A vékony dolomit-betelepülések partmenti időszakos vízmedencékben lerakódott szervesanyagdús iszap dolomitosodásával jöhettek létre. A helyenként megfigyelhető biokalkarenit betelepülések és kagyló-lumasellák feltehetően az árapályov külső peremét jelzik.

A szakasz felső részén megfigyelt dolomit autigén breccsás jellege alapján a dagály feletti ovben rakódhatott le, feltehetően mészsízapként, és kora diagenetikusan dolomitosodott. A terrigén anyag főként a partot alkotó perm képződményekből származik, amire az áthalmozott felső-perm sporomorphák is utalnak.

A Hidegkúti Homokkő alsó határán megjelenő „csiga-oid” az erősen mozgott árapályovi, vagy a lagúnaparemi homokdombok zónájában képződött. A tagozat vörös tormelékes uledékei vörös színük ellenére uralkodóan tengeri környezetben rakódtak le. Ezt bizonyítja az életnyomok gyakorisága, továbbá a szerves mikrofácies is. A vörös tormelékes anyag minden valószínűség szerint a lehordási térszínen levő perm vörös uledékekből származik, amelyek a leülepedés során a csekély szerves produkció miatt nem redukálódtak (Szemben az alsóbb és felsőbb szakaszokkal, ahol a redukció végbement).

A tagozat alsó részén a nyugodt, hullámveréstől megkímélt aljzaton lerakódott uledékek árapályovi, hullámbarázdás képződményekkel váltakoznak. A felsőbb szakasz az árapályov alatt képződött. Legfelül az eredetileg feltehetően evaporittal kitöltött likacsokat tartalmazó vörös aleurit a dagály feletti ovbe tehető. A felső dolomit szakasz egyveretű kifejlődésű dolomit rétegei valószínűleg a hullámverési ov alatt, a lagúna belsőbb részén ülepedtek le. A flóra a klíma csapadékosabbá válását jelzi ebben a szakaszban.

A Csapaki Marga Formáció normál sósvízű sekélytenger partközeli részén, javarészt a hullámverési ov alatt, de időnként a hullámmozgatott mészhomok dombok környezetében keletkezett. A formáció alsó szakaszára a nyugodtvízi és a hullámmozgatott környezet sűrű váltakozása, középső részére a nyugodtvízi uledékképződés túlsúlya, míg felső részére az árapályovi uledékek nagyobb gyakorisága jellemző.

Az alsó szakaszon szürke, sötét színű, finomszemcsés, agyagos, szerves anyagban dús rétegek a hullámvázi ov alatt, védett lagúnában rakódhattak le, reduktív környezetben. A kozbetelepülő, vékony crinoideás, foraminiferás kalkarenit rétegek a lagúnát elzáró mészhomok dombok környezetét jelzik. A kalcitos vázakat korai diagenetikus vasas dolomit cementálja. Az alsó szakasz legalsó részének dolomit rétegei eredetileg ugyancsak biokalkarenitek, de utólagos dolomitosodást szenvedtek.

A középső szakasz egyveretű vörös finomszemcsés közettípusai az árapályov alatt képződtek, míg a betelepülő biokalkarenitek itt is a sekély homokdombok erős vízmozgását jelzik. A két típus közti átmenet is gyakori. Az uledék vörös színe itt is valószínűleg az uledékgyűjtőbe került áthalmozott perm uledékekből származik és a szerves anyag korlátozott akkumulációja akadályozta meg a másodlagos redukciót, azaz a szín megváltozását.

A felső szakaszon egyrészt a biokalkarenit betelepülések gyakorisága, valamint a tormelékes közetekből álló szakaszokon a vízmozgásra utaló jelleg az árapályovi uledékképződés előtérbe kerülését jelzik. Felfelé (70 m-ig) a parti jellegű egyre erősebbé válnak, majd 70 m fölött gyors változás észlelhető, amennyiben a bioklasztos uledékképződést finomtormelékes—homokos szedimentáció váltja fel, a hullámmozgásra utaló jellegűek nélkül. A két szint-

ben megjelenő ooidok ismét időszakosan erősebb vízmozgást, egészen sekélyvízi környezetet jeleznek a formáció legfelső részén

Az Aszófői Dolomit Formációnak csak az alsó szakasza értelmezhető környezetileg. Az adatok állandó vízborítású, partközeli uledékképződésre utalnak. A biofácies alapján a víz normál sótartalmú lehetett (esetleg a későbbiekben túlsós lagúnába való átmenettel). A dolomitképződés valószínűleg elsődleges, a lagúna modellel magyarázható. A geokémiai és a szöveti jellegek epigenetikus átkristályosodást jeleznek.

Biosztratigráfiai—kronosztratigráfiai értékelés

Az Arácsi Formációból előkerült kagyló fauna mellett elsősorban a mikrofaunisztikai és a palyológiai vizsgálatok szolgáltatottak kronosztratigráfiailag értékelhető adatokat.

Kronosztratigráfiai szempontból említést érdemlő *Bivalvia* fauna 355,5—316,2 m között került elő az Arácsi Márgából. DETRE Cs. *Clarara clarara* (EMMR) és *Myophoria laevigata* GOLDF. fajokat határozott meg.

A Foraminifera fauna eloszlásában négy jellemző asszociációt lehet megkülönböztetni:

- 1 *Cyclogyra mahajeri* gyakorisága a 339,0—350,5 m-es mélységközben
- 2 *Meandrospira pusilla* gyakori, helyenként tomeges előfordulása a 110,0—204,0 m-es szakaszon
- 3 Közelebről nem azonosítható *Glomospirella* fajok feldúsulása a 71,0—88,0 m-es mélységközben
- 4 *Glomospirella senghi* fajjal jellemezhető a 44,5—54,5 m-ig terjedő szakasz

Ezek közül biosztratigráfiailag a következők értékelhetők:

A *Cyclogyra mahajeri* tartományzóna a szkíta alsó részét, a griesbacheri alemeletet jelzi (Az új kronosztratigráfiai beosztásban az indusi emelet alsó része).

A *Meandrospira pusilla* virágkor zónája (a fúrásban szinte az egész Cso-paki Márga sorozatot kitölti) a spathi alemelet (mely megfelel az olenyoki felső részének) idejére tehető.

A fúrásban harántolt Aszófői Dolomit Formáció 44,5—54,5 m-es mintáinak durva dolosparit anyagának *Glomospirella senghi* metszetei a tethysi alsó-triász uledékek legfelső szakaszára jellemzők.

Az alapfúrásnak a Balatoni Homokkő Formáció feletti részében 17 palyozóna volt meghatározható. Ezek a sporomorpha asszociációk dominancia változása alapján kijelölt palyozónák a Bakonyszűcs Bsz. 3 és az Alcsútdoboz Ad. 2 fúrás azonos korú képződményeiben is kimutathatók, ezért biozóna értékűeknek tekinthetők és kronosztratigráfiailag értékelhetők. Definíciójukat, litológiai és sporomorpha tartalmukat, valamint korrelációs eredményeiket SZABÓ I.—GÓCZÁN F.—ORAVECZNÉ SCHEFFER A. (1986) munkája tárgyalja.

A fúrás alsó-triász képződményeinek palyosztratigráfiai tagolódása a következő:

Lappossporites—*Kraeuselsporites* együttes-zóna 375,8—377,8 m

Cyclogranisporites—*Spheripollenites* együttes-zóna 355,3—375,8 m
Scythiana—*Veryhachium* Oppel-zóna 251,0—355,3 m

Ezen belül az alábbi együttes- és dominanciazónák különíthetők el

- *spinulosa* dominancia-zóna 353,2—355,3 m,
- *irregulare*—*compressa*—*Cyclogranisporites* együttes-zóna 343,8—353,2 m,
- *spinulissima* dominancia-zóna 339,6—343,8 m,
- *irregulare*—*spinulissima*—*Micrhystridium* együttes-zóna 329,0—339,6 m,
- *spinulissima*—*irregulare* dominancia-zóna 322,0—329,0 m
- *Conaletes*—*Scythiana* együttes-zóna 307,0—322,0 m,
- *reductum*—*spinulosa* dominancia-zóna 297,0—307,0 m,
- *irregulare*—*spinulosa* dominancia-zóna 291,0—297,0 m,
- *irregulare*—*ultraverrucata* dominancia-zóna 270,0—291,0 m,
- *reductum*—*ultraverrucata* dominancia-zóna 251,0—270,0 m,
- *nejburgu*—*bisaccat* Oppel-zóna 50,0—251,0 m

Ezen belül az alábbi együttes- és dominancia-zónák különíthetők el

- *nejburgu*—*reductum* dominancia-zóna 136,2—251,0 m,
- *bisaccat*—*reductum*—*nejburgu* együttes-zóna 107,0—136,2 m,
- *heteromorphus*—*nejburgu* dominancia-zóna 81,0—107,0 m,
- *balatonicus*—*nejburgu* dominancia-zóna 61,0—81,0 m,
- *crassa*—*balatonicus* dominancia-zóna 50,0—61,0 m

Kronosztratigráfiai értékelésük az alábbiakban foglalható össze

A *Lapposisporites*—*Kraeuselisporites* együttes zóna az Ad 2 sz fúrással feltárt Alcsútdobozi Mészke Formáció folyamatos rétegsorában a perm/triász határát kijelölő biozónának bizonyult. Ezért az alsó-triász képződmények kronosztratigráfiai tagolásában az indusi emelet legidősebb palynozónájának tekintjük és a tethális régióban az *Otoceras woodwardi* taxon-zónával egyidejűnek tartjuk.

A Kk 9 sz fúrásban a 377,9 m mélységközre eső Balatoni Homokkő Formáció és Nádaskúti Dolomit Tagozat litosztratigráfiai határa felett 10 cm-rel, 377,8 m-ben, a világosszürke, homokos dolomárga rétegekben *Lapposisporites* vezetési sporomorpha asszociáció van. Ez az asszociáció 375,8 m-ig nyomozható, és pontosan azonosítható az Ad 2 sz fúrás 904,0—919,0 m mélységközében meghatározott *Lapposisporites*—*Kraeuselisporites* együttesel.

Ez a párhuzamosítás az alábbi megállapításokat engedi meg

1 A triász uledékképződés mind a Balaton-felvidéki taví—folyóvízi, mind a Vértes-előterti tengeri környezetű felső-perm uledékgyűjtőkben közel egyidőben kezdődött.

2 Paleontológiai adatokkal először nyert igazolást az a korábbi feltételezés, hogy a Nádaskúti Dolomit az Alcsútdobozi Mészkevel egyidejű.

3 A Dunántúli-középhegység alsó-triász képződményeinek ezek a mikro- és makrofaunában rendkívül szegény kezdő tagjai sporomorpha együttesek alapján egymással nemcsak jól párhuzamosíthatók, de bio- és kronosztratigráfiailag is pontosan tagolhatók.

Az induói emelet felső és az olenyoki emelet alsó határát a Kk 9 sz. fúrás rétegsorában 251,0 m-ben, a *Densosporites nejburgi* (SCHULZ) BALME tomeges fellépésével határoztuk meg. Úgy véljük ugyanis, hogy az a revolúciós változás, amelyet az alsó-triász vegetációjában a *Densosporites nejburgi* tomeges fellépése az új Bisaccatok (*Woltzaceasporites heteromorphus Als-sporites cymbatus*) megjelenésével együtt jelentett és az alsó-triászt palynológiai-lag egyértelműen ketté osztja, elégséges biosztratigráfiai bizonyíték egy emelet-határ kronosztratigráfiai megvonásához.

Az a nemcsak regionálisan, de globálisan is megfigyelhető jelenség, hogy az alsó-triász alsó szakaszában a tengeri környezetű uledékeket egy gazdag szervesvázú mikroplanktonból (*Scythiana*, *Veryhachium*, *Metaleiofusa*, *Mic-rhytridium*) és egy gyér szárazulati vegetációt tukrozó, kevés fajszámú ha-rasztspórából és fenyőpollenből álló sporomorpha együttes jellemez, felső szakaszában pedig a nejburgi tomeges fellépése és a bisaccatok gyors térhódí-tása állapítható meg — jellemző Ammonitesek hiányában —, megbízható parakronológiai határmegvonást tesz lehetővé. Rétegsorunkban ez a 251,0 m-nél megvont határ a Hidegkúti Formáció felső harmadára, a dolomitos szakaszra esik és nagy valószínűséggel közel állhat az ortokronológiai emelethatárhoz is. Ennek megítéléséhez nyújt jó támpontot a *spathi* alemelet *Trochites cassianus* taxon-zóna névadójának a Balaton-felvidéki alsó-triász rétegsorában való megjelenése, amely a Csupaki Marga Formáció alsó tagozatának felső, karboná-tos szakaszában van.

A fentiek alapján tehát a Kk 9 sz. fúrás rétegsorában meghatározott palynozónák az alábbi kronosztratigráfiai egységekbe tartoznak

Szkíta főemelet*

Induói emelet a *Lapposporites*—*Krausehsporites* együttes-zónától a *reductum*—*ultraverrucata* dominancia-zónáig, azaz a fúrás 251,0—377,8 m mélységközben harántolt szakasza

Olenyoki emelet a *nejburgi*—*bisaccat* Opperl-zóna egésze, ezen belül a *nejburgi*—*reductum* dominancia-zónától a *crassa*—*balatonicus* dominan-cia-zónáig, azaz a fúrás 50,0—251,0 m mélységközére eső szakasza

Őslénytani leírás

Az alábbiakban csupán azoknak a taxonoknak leírását adjuk, amelyek a zónajelzők között újaknak bizonyultak

Scythiana nov. forma genus

Derivatio nominis időbeli elterjedésükről elnevezve

Genus typus *Scythiana ultraverrucata* nov. gen. et sp.

Genus diagnosis kis meretű, ovális, vagy kor alakú, lapos, diszkosz-szerű, vékony héjú szervesvázú, alet mikrofoszfília, amelynek felszíne 0,01—0,2 μ m nagy-

* Használatát az 1985 évi Moszkvai Nemzetközi Földtani Kongresszuson a Rétegtani Bizottság Terminológiai Albizottságának állásfoglalása teszi lehetővé

ságú verrucaeval, vagy granulomokkal, conival, spinaevel, vagy ezek kombinációjával díszített, és gyakran másodlagos redőket visel. Ultraskulptúrája mikroverrucat

Differential diagnosis a *Scythiana* nov. forma generum mérete, lapos korong alakja, skulptúrelemeinek mérete és elrendeződése jól elkülönítik a hozzá közel álló *Microhystridium* DEFLANDRE, 1937-től

Megjegyzés méretük 8–20 μm között van. A felszín skulptúrelemei és ezek elrendeződése pontosan csak elektronmikroszkóppal állapítható meg. Eddigi előfordulása a szkita főemeletre korlátozódik. Az indusi emeletben igen gyakran tömeges megjelenésűek.

Scythiana ultraverrucata nov. gen. et sp.

I. tábla, 1–11, II. tábla 19–20

Derivatio nominis a felszín díszítőeleme után elnevezve

Locus typicus Koveskál, Kk 9 sz. fúrás

Stratum typicum 289,0–299,0 m, Hidegkúti Homokkő Tagozat

Holotypus H-14/40 sz. szemcse, I. tábla, 1–6

Diagnosis kis méretű, lapos korong, vagy tányér alakú, vékony falú, alet. Acritarcha. Felszíne főnymikroszkóppal (100/1,40 objektív) simának tűnik, gyakran másodlagos redőket visel. Elektronmikroszkóppal vizsgálva felszíne 0,2–0,3 μm átmérőjű és magasságú, sűrű sorokba rendeződött verrucaeval díszített.

Mérete 8–16 μm . A holotypus 15 \times 13 μm .

Differential diagnosis A *Scythiana ultraverrucata* nov. gen. et sp. méretével, alakjával, ultraverrucát díszítésű felszínével a legnagyobb hasonlóságot az itt leírásra kerülő *Scythiana spinulosa* nov. sp. és *Sc. spinulissima* nov. sp.-ekkel mutat, de tuske nélküli, csak ultraverrucát díszítésű felszíne mindkét fajtól jól megkülönbözteti. A *Sc. spinulosa* és *spinulissima* felszíne jóval finomabb ultraverrucaeval és spinaevel is díszített.

Megjegyzés a másodlagos redők főnymikroszkóppal gyakran „Y” alakú, preformált csíranylásnak tűnnek. Tömeges fellépésük a Hidegkúti Homokkő Tagozat felső szakaszára esik.

Scythiana spinulosa nov. f. gen. et sp.

VII. tábla 13–22

Derivatio nominis kis méretű tuskéiről elnevezve

Locus typicus Koveskál, Kk 9 sz. fúrás

Stratum typicum 304,0–305,0 m, Hidegkúti Homokkő Tagozat, dieneri alemelet

Holotypus H-17/40 sz. szemcse, VII. tábla, 14–20

Diagnosis ovális vagy kerekded kontúrú, lapos, korong alakú, kis méretű, vékony falú, alet, ultraverrucát és mikroechinat felszínű, szervesvázú mikroplankton maradvány.

A felszínt díszítő tuskék 0,5–2,0 μm hosszúak, bazisuktól a csúsig fokozatosan elvékonyodnak és tompa hegyben végződnek. Egymastól való távolságuk 1–3 μm és szabálytalan sorokban helyezkednek el. A felszín egészet és a tuskékat 0,05–0,07 μm átmérőjű és magasságú, sűrű, szabályos sorokba rendeződött ultraverrucae borítja.

Mérete 10–18 μm , a holotypus 16 μm .

Differential diagnosis a *Scythiana spinulosa* nov f gen. et sp. a legnagyobb hasonlóságot a *Sc spinulissima* nov gen. et sp.-vel mutatja. Tőle csupán karcsúbb és keskenyebb bázisú hosszabb tuskéi különítik el. A *Sc spinulissima* nov sp. tuskéi szélesebb bázisúak, rövidebbek, fénymikroszkóppal nem, vagy csak gyengén láthatók. Hasonlóságot mutat még a *Sc ultraverrucata* nov sp.-vel is, de attól tuskés és finomabb verrucaeval díszített felszíne jól elkülöníti.

Megjegyzés a héjon gyakran másodlagos redők figyelhetők meg.

A *Scythiana* nemzetség tagjai közül a *Sc spinulosa* jelenik meg először az alsó-triász tengeri képződményekben. Fajoltója az indusi emeletre szorítkozik. Dominanciája a griesbachii alemeletre esik.

Scythiana spinulissima nov f gen. et sp.

VIII tábla 1–16 IX tábla 1–18, 21–23

Derivatio nominis a tuskék igen kis mérete után elnevezve.

Locus typicus Koveskál, Kk 9 sz. fúrás.

Stratum typicum 336,5 m, Hidegkúti Homokkő Tagozat, dieneri alemelet.

Holotypus H-17/16 szemcse, IX. tábla 1–5.

Diagnosis kerekded, vagy enyhén ovális kontúrú, kis méretű, lapos, korong alakú, vékony falú, alet, ultraverrucat és mikroechinat felszínű *Acritarcha*, amelyen a tuskék hossza nem éri el a 2,0 μm -t. A teljes felszínt és a tuskéket igen finom ultraverrucae borítja, amelynek mérete 0,03–0,07 μm között változik. A verrucak szorosán egymás mellett állók, de bázisukkal is elkülönültek, sűrű, szabályos sorokat alkotnak. A tuskék 9–11 μm távolságban helyezkednek el, 0,5–1,5 μm hosszúak.

Mérete 8–15 μm , a holotypus 11,0 μm .

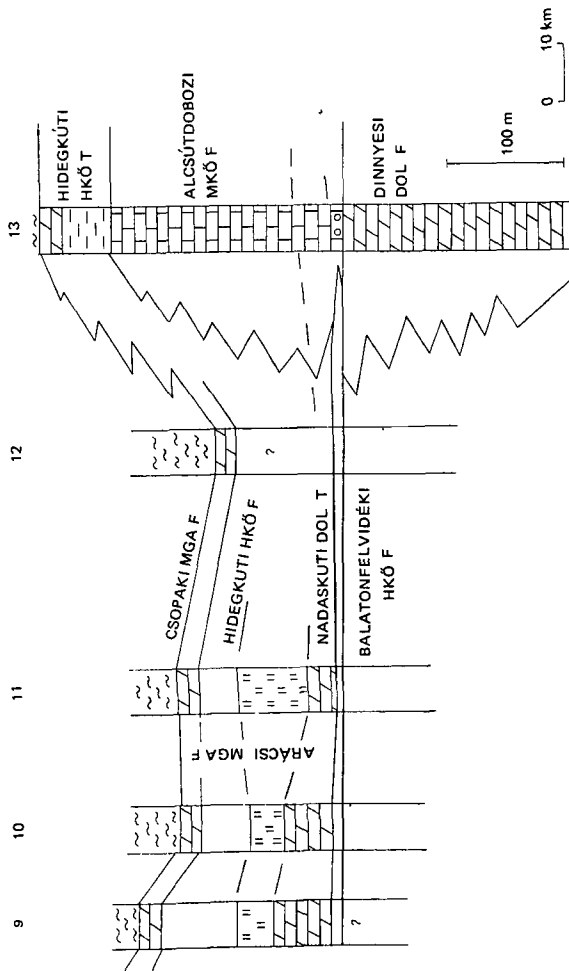
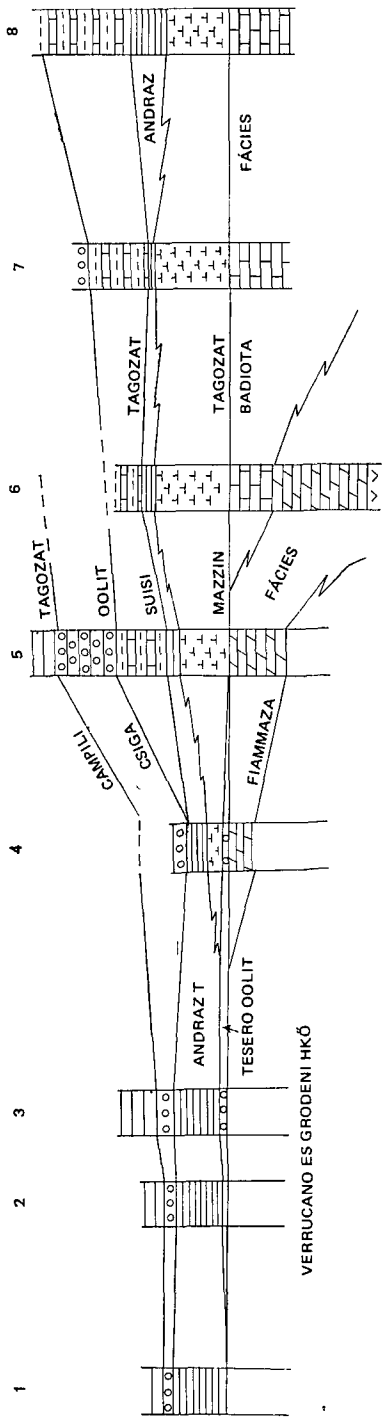
Differential diagnosis A *Scythiana spinulissima* nov f gen. et sp. a legnagyobb hasonlóságot a *Sc spinulosa* nov. f gen. et sp.-vel mutatja. Attól rövidebb és zomokebb tuskéi különítik el. Méretével, alakjával és a gyakori másodlagos redőivel hasonlít még a *Sc ultraverrucata* nov f gen. et sp.-hez is, de attól a jóval finomabb ultraverrucaeval és mikroechinaeval díszített felszíne biztosan elkülöníti.

Megjegyzés a tuskék fénymikroszkóppal biztosan csak immerziós lencsével (100/1,40) figyelhetők meg, 40 \times -es objektívvel nem, vagy csak ritkán észlelhetők. Fajoltója az indusi emeletre, dominanciája a dieneri alemeletre esik, amelynek alsó szakaszában gyakran tomeges megjelenésű.

Összehasonlítás a dunántúli-középhegységi, valamint a dél-alpi és dnári szkíta rétegsorokkal

A dunántúli-középhegységi szerkezeti ovben több alapszelvény fúrás, és számos, ugyancsak jól értékelhető ipari kutatófúrás harántolt alsó-triász képződményeket. A klasszikus Balaton-felvidéki területen néhány felszíni alapszelvény is feltárja a szkíta formációkat. Ezek a szelvények biosztratigráfiai módszerekkel ma már jól korrelálhatók. Ez lehetővé teszi a fácieskülönbségek értékelését, s fejlődéstörténeti folyamatok nyomozását.

A Koveskál 9 sz. fúrás, a Balatonfüred környéki felszíni szelvények, az Iszkahegyi Iszkt 2, 3, és az Alcsútdoboz 2 sz. fúrás a középhegység csapásával párhuzamosan kb. 130 km hosszúságú szakaszt fog át. E szelvényvonalától



ÉNy felé mintegy 40 km-re az Északi-Bakonyban mélyült a Bakonyszűcs 3 sz fúrás, amely bár a legalsó szkíta rétegeket nem tárta fel, a szkíta felsőbb részét illetően ugyancsak összevethető a középhegység D-1 szárnyának szelvényeivel.

A fenti rétegsorok összevetésének eredményeit a következőkben összegezzük (5 ábra)

1 A szkíta képződmények különböző kifejlődésű perm aljzatra települnek, úgy, hogy ÉK-tól DNy felé valószínűleg egyre több hiányzik a felső-perm rétegsorból, a szkíta transzgresszió előtti lepusztulás miatt

2 A karbonátos platform—lagúna kifejlődésű perm felett (Alcsútdoboz) megszakítás nélkül, vagy csekély időtartamú megszakítás után árapályov alatti karbonátos üledékekkel kezdődik a szkíta, és ezzel közel egyidejűleg a tenger benyomul az addig kiemelt, kontinentális perm üledékekkel jellemezhető területekre is. Az üledékképződés jellegét egyfelől a tenger viszonylag gyors térhódítása, másfelől a szárazföldről behordódó sziliciklasztos és karbonát-tormelék üledék akkumulációja szabta meg

3 A Hidegkúti Homokkő általános elterjedése arra utal, hogy a terrigén anyag beszállítódásának fokozódása mindenhol háttérbe szorította a tengeri karbonát szedimentációt, és az addig is csekély térszíni különbségeket is jórészt kiegyenlítette. A szemcseméret Ny-ról K-re történő csökkenése egyértelműen jelzi a behordás irányát

4 A Hidegkúti Homokkő fölött a szkíta képződmények kifejlődésében nem figyelhető meg jellegzetes fácieskülönbség. Kiegyenlített térszínen, egészen sekélytengeri normál sósvízi árapályovi és az alatti környezetben folyt az üledékképződés

A dunántúli-középhegységi zóna szkíta képződményei nagyfokú hasonlóságot mutatnak a Dél-Alpok, valamint a Dinaridák hasonló korú rétegsoraival

Mintegy a fáciesrokonságnak nagy jelentősége lehet a tágabb ősfoldrajzi kép rekonstruálásában és fontos geodinamikai kérdések megoldásában, célszerűnek véltük a koveskálai alapszelvény összevetését e területek reprezentáns szelvényeivel is

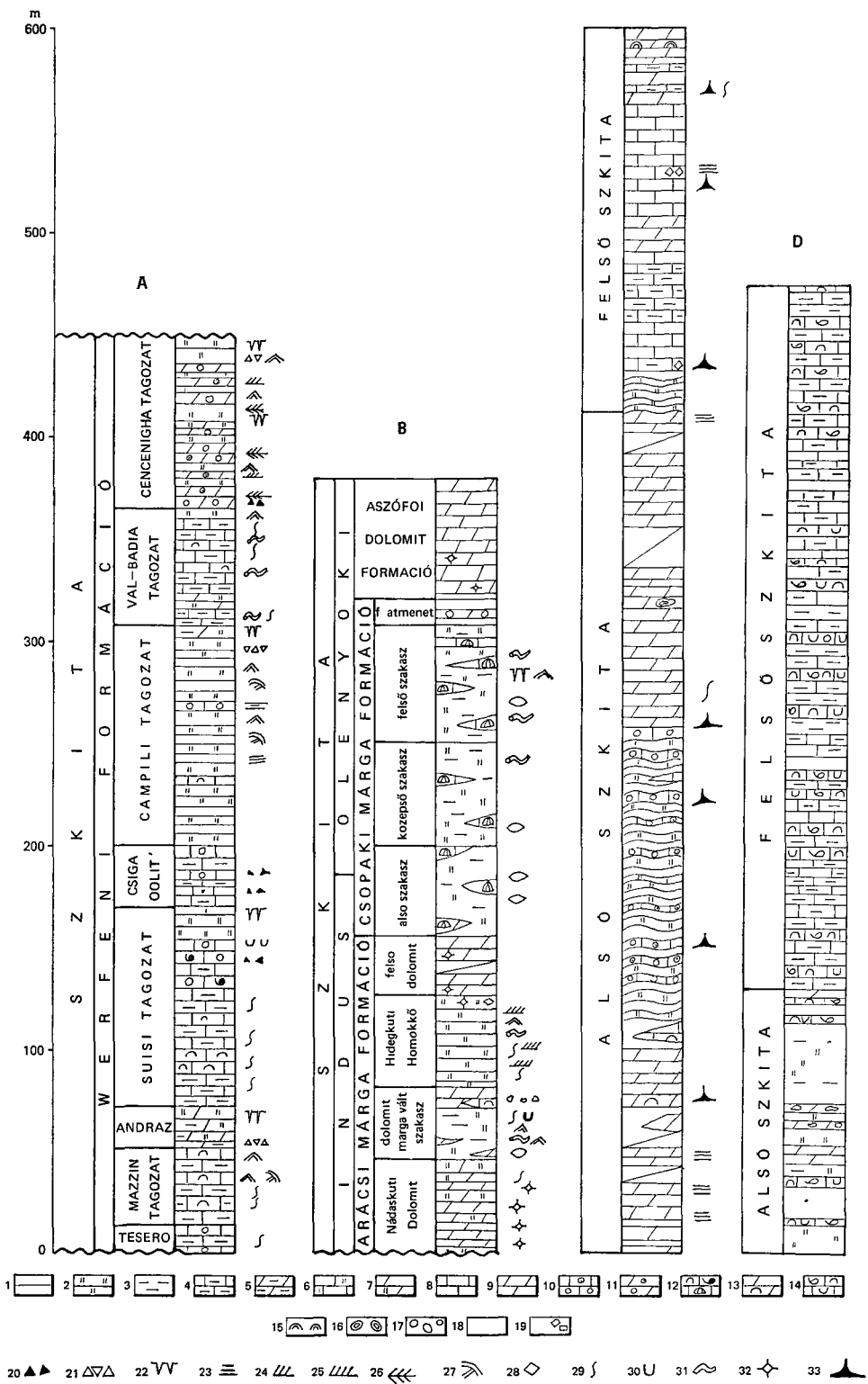
A Dolomitok esetében BRANDNER és MOSTLER (1982), valamint BROGLIO LORIGA et al (1983) munkáját vettük alapul az összevetéshez. A Dolomitokban az ősfoldrajzi helyzet a perm végén a triász transzgresszió előtt nagyon hasonló volt a középhegységéhez (6 ábra)

5. ábra Dunántúli-középhegységi és dél-alpi felső-perm—alsó-triász rétegsorok összehasonlító szelvénye BRANDNER és MOSTLER (1982) szelvényeinek felhasználásával

1 Val Dezzo szelvény, 2 Croce domini szelvény, 3 Valdaone szelvény, 4 Termeno szelvény, 5 Tires szelvény, 6 Seceda szelvény, 7 Vallesina szelvény, 8 M Zoncolan szelvény, 9 Szighet Szl 1 sz fúrás, 10 Koveskál Kk 9 sz fúrás, 11 Balatonfüredi szelvények, 12 Iszka-hegyi fúrások, 13 Alcsútdoboz Ad 2 sz fúrás

Fig 5 Comparative profile of the Upper Permian—Lower Triassic sequences in the Transdanubian Central Range and the Southern Alps plotted by using the profile of BRANDNER and MOSTLER (1982)

1 Profile of Val Dezzo, 2 profile of Croce domini, 3 profile of Valdaone, 4 profile of Termeno, 5 profile of Tires, 6 profile of Seceda, 7 profile of Vallesina, 8 profile of M Zoncolan, 9 borehole Szighet Szl 1, 10 borehole Koveskál Kk 9, 11 profiles from Balatonfüred, 12 boreholes of Iszka-hegy, 13 borehole Alcsútdoboz Ad 2



Keleten sekélytengeri mészkőképződés folyt (Badiota fácies), ez Ny felé átmegey dolomit kifejlődésbe (Flammaza fácies), ami a középhegységi Dinnyési Dolomittal rokonítható Tovább Ny-ra alluviális és fanglomerátum kifejlődések ismertek, amelyek faciológiailag a Balatonfelvidéki Homokkővel párhuzamosíthatók Erre a térszínre települ a szkíta transzgressziós sorozat, amit Werfeni Formáció néven foglaltak össze

A Werfeni Formáció a Tesero Oolitnak nevezett néhány méter vastag ooidos mészkő réteggel indul Erre a Dolomitok K-1 részén a márga—mészkő váltakozásából álló, az apály alatti ovben képződött Mazzin Tagozat települ, majd az Andraz szint tarka dolomárga, sejtes dolomit rétegei következnek, amelyek a Dolomitok Ny-1 részén közvetlenül a Tesero Ooliton települnek, amely itt ugyancsak dolomit kifejlődésű E fölött a Dolomitok K-1 részén a barnás vörös márga és mészkő váltakozásából álló Suisi (Seisi) Tagozat jelenik meg, amely azonban Ny felé a „Csigaoolit” Tagozattal összefogazódva kiemelkedik Az erre következő Campili Tagozat homokos márga, homokkő és mészkő rétegekből épül fel, lumasella betelepülésekkel

A kalkarenit rétegeket tartalmazó aleurolit és márga kifejlődésű Val-Badia Tagozat az apály alatti ovben képződött, de biofáciése kifejezett nyílt-tengeri kapcsolatokat jelez A Cencenighe Tagozat ismét az árapályovben, illetve ahhoz közel rakódott le aleurolit, márga, ooidos dolomit betelepülésekkel

A fentiekben vázolt szkíta rétegsor kétségtelenül számos hasonlóságot mutat a középhegységhez Teljes azonosságról azonban nem beszélhetünk A Balaton-felvidéken például nem ooidos mészkővel, még csak nem is ooidos dolomittal indul a transzgressziós sor, hanem a terrigén homokkő réteggel E fölött jelenik meg a többnyire ooidos kifejlődésű dolomit, de az ooidosság például a Kk 9 sz fúrásban csak nyomokban észlelhető

Az Andraz szint a Nádaskúti Dolomittal, a Mazzin Tagozat az Alcsüt-dobozi Mészkővel faciológiailag rokonítható ugyan, de főként az utóbbi esetében meglehetősen eltérő a kőzetkifejlődés A „csigaoolit” jellegzetes kifejlődése mindkét területen a szkíta több szintjében megjelenik

6 ábra A Kk 9 sz fúrás rétegsorának összehasonlítása külföldi alapszelvényekkel

A = a K-1 Dolomitok szkíta rétegsora (Olaszország) C BROGLIO LORIGA, D MASETTI és C NERI (1982) nyomán, B = a Kk 9 sz fúrás rétegsora, C = a Száva-redok szkíta rétegsora (Ziri terület — Jugoszlávia), D = Muc környéki szkíta alapszelvény (Jugoszlávia) ŠCAVIČAR et al (1983) nyomán — 1 Homok, homokkő, 2 aleurolit, 3 agyag, 4 meszmárga, 5 dolomárga, 6 homokos (kőzetlisztes) mészkő, 7 homokos (kőzetlisztes) dolomit, 8 mészkő, 9 dolomit, 10 ooidos kalkarenit, ooidos meszkő, 11 ooidos dolomit, 12 kalkarenites bioklaszt kagylókkal (kis csigákkal) és Echinodermata-vázalemegekkel, 13 dolomit kagylómaradványokkal, 14 mészkő oszmaradványokkal, 15 sztratomolit, 16 onkoid, 17 intraklaszt, 18 pellet, 19 dolomit romboéderek, 20 intraformációs breccia, 21 uregbeszakadási breccia, 22 száradási repedés, 23 lamináció, 24 keresztretegzés, 25 mikrokéres/rettegzés, 26 „herringbone” keresztretegzés, 27 „hummocky” keresztretegzés, 28 lenesés retegzés, 29 bioturbáció, 30 U alakú járatok, 31 iszapfalok vízintés járatai, 32 ureg, pórus, 33 stiloit

Fig 6 Comparison of the geological column of borehole Kk 9 with key sections abroad A = Scythian sequence of the Eastern Dolomites (Italy) after C BROGLIO LORIGA, D MASETTI and C NERI (1982), B = geological log of borehole Kk 9, C = Scythian sequence of the Savian Folds (Ziri area, Yugoslavia), D = Scythian key section in the vicinity of Muc (Yugoslavia) after ŠCAVIČAR et al (1983) — 1 Sand, sandstone, 2 siltstone, 3 clay, 4 calcareous marl, 5 dolomarl, 6 sandy (silty) limestone, 7 sandy (silty) dolomite, 8 limestone, 9 dolomite, 10 oolitic calcarenite, oolitic limestone, 11 oolitic dolomite, 12 calcarenitic bioclasts with bivalves (small gastropods) and skeletal elements of echinoderms, 13 dolomite with remains of bivalves, 14 limestone with fossils, 15 stromatolite, 16 oncolid, 17 intraclast, 18 pellet, 19 dolomite rhombohedra, 20 intraformational breccia, 21 cavity-collapse breccia, 22 desiccation crack, 23 lamination, 24 cross-lamination, 25 micro cross-lamination, 26 “herringbone” cross-lamination, 27 “hummocky” cross-lamination, 28 lenticular cross-bedding, 29 bioturbation, 30 U-shaped tracks, 31 horizontal tracks of suspension feeders, 32 cavity, pore, 33 stiloite

A Suisi Tagozat az Arácsi Formáció második tagozatával hozható kapcsolatba mind a fauna, mind a kőzetkifejlődés alapján, de a középhegységben a dolomittartalom végig jellemző. A Campili Tagozat a Hidegkúti Homokkővel elsősorban a terrigén dominancia miatt rokonítható, míg a Val-Badia Tagozat a Csupaki Márgával jól azonosítható, de a terrigén hatás a középhegységben végig erősebbnek látszik.

A dunántúli-középhegységihez közel áll a Száva-redők szkíta rétegsorának kifejlődése is. Itt az összevetéshez GRAD és OGORELEC (1980) munkáját használtuk fel (6 ábra). A szárazföldiből tengeribe átmenő perm osszletre települő szkíta rétegsor 4 szakaszra osztható. A legalsó egység világosszürke, kőzetlisztes dolomit. Ez igen közel áll a Nádaskúti Dolomithoz. Erre zoldesszürke, felső részén vörös színű homokos, kőzetlisztes márga települ, ooidos és mikrites mészkő-betelepülésekkel, amely az Arácsi Márga középső tagozataival vethető egybe. A harmadik egység közepes rétegvastagságú világosszürke cukorszövetű dolomit, amely a felső dolomit tagozatnak felelhet meg. Végül sötétszürke márgás mészkő zárja a szkíta rétegsort, a *Meandrospira pusilla* Foraminifera dominanciájával. Ez az egység kifejlődésében nem áll távol a Csupaki Márgától, de kevesebb terrigén anyagot tartalmaz.

A fenti rétegsorra 200 m vastag dolomit települ, amely az Aszófői Dolomittal korrelálható.

A dinári rétegsorok közül a jól feldolgozott, szkíta alapszelvénynek javasolt Muć melletti szelvényvel való összevetés látszik célszerűnek ((ŠCAVINČAR et al 1983). A szelvény Splittől É-ra fekvő Muć településnél a Svilaža hegység D-1 lejtőjén feltárt. A szelvény lényegében a teljes szkítát magában foglalja, bár a szkíta alsó határa bizonytalan.

A mući szelvény alsó szkíta szakasza, mint az a 6 ábrán is látható kifejlődésében ugyancsak nem áll távol a középhegységitől, de a tagozatok megfeleltetése itt már nem lehetséges.

A felső-szkíta crinoideás kalkarenit agyagos, aleuroitos, mikrites mészkő és márga rétegek váltakozásából áll. Gyakoriak az életnyomok, jellemző a bioturbáció. Az uledékképződés általában a hullámbázis alatt folyt, de esetenként a hullámverési ovbe került. A Foraminifera, Gastropoda, Ammonites fauna, valamint a kifejlődési jellegek alapján a rétegsor a középhegységi Csupaki Márgával kitűnően összevethető.

A Dolomitok, a Száva-redők és a Külső Dinaridák szkíta rétegsoraival való összevetés a következő konklúzióra vezet:

1 a középhegységi perm—triász határ jellege, valamint a perm és az alsó-triász képződmények kifejlődésében észlelhető összefüggések a Dolomitokkal mutatnak szoros rokonságot,

2 az alsó-szkíta szakasz úgy tűnik, hogy a Száva-redők Ny-1 részén ismert rétegsorral egyezik meg legjobban, bár a Dolomitokéhoz is közel áll,

3 a Csupaki Márga ugyanakkor a Muć melletti szelvény felső-szkíta egységével mutatja a legtöbb közös jelleget.

Végezetül megjegyezzük, hogy az eredeti ősföldrajzi helyzet rekonstruálása érdekében az összehasonlító vizsgálatokat a hasonló részletességgel feldolgozandó, ill feldolgozás alatt álló bukki és aggteleki szelvényekkel is szükséges elvégezni. Az eddigi vizsgálatok szerint ezek is mutatnak bizonyos rokon vonásokat, hasonló fejlődéstörténeti jellegeket a középhegységi kifejlődésekkel.

A Tisza egység (Mecseki és Villányi ov) Jakabhegyi Homokkő kifejlődésű szkítája viszont jelentősen különbözik a tárgyalt területek mindegyikétől, jelezve az eltérő ősfoldrajzi helyzetet

IRODALOM — REFERENCES

- BRANDNER R — MOSTLER H 1982 Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren umgebung — In Exkursionsführer Seis am Schlern Südtirol
- BROGLIO LORIGA C — MASETTI D — NERI C 1983 La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali sedimentologia e biostratigrafia — Riv Ital Paleont 88 (4) 501—598
- GRAD K — OGORELEC B 1980 Upper Permian, Scythian and Anisian rocks in the Žiri area — Geologija 23 (2) 189—220
- MAJOROS GY 1983 A perm uledékképződés problémái a Dunantúli-kozéphegységben Egy ősfoldrajzi modell és néhány következtetés — Foldt Kozl 110 (3—4) 323—341
- ŠCAVNIČAR B — ŠUŠNJARA A — PROHĆE E 1983 The geologic column of the Lower Triassic in Zrnjavac Valley In Contributions to sedimentology of some carbonate and clastic units of the Coastal Dinarides — Excursion guide-book 87—97 Zagreb
- SZABO I — GÓCZÁN F — ORAVECZNÉ SCHEFFER A 1986 Biostratigraphic zonation of the Lower Triassic in the Transdanubian Central Range — Acta Geol (in press)

THE LOWER TRIASSIC KEY SECTION OF KOVESKÁL INTERPRETATION IN TERMS OF FACIES AND STRATIGRAPHY (BOREHOLE Kk 9)

by

J HAAS—Á TOTH-MAKK—F GÓCZÁN—A ORAVECZ-SCHEFFER—
I CSALAGOVITS

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H—1143

UDC 551 761(439 117)

Key words sedimentology, geochemistry, sedimentary petrology, biostratigraphy, boreholes, Lower Triassic, Central Transdanubia (borehole Koveskál 9)

Drilled and processed in the frame of the National Key Section Program, the borehole of Koveskál (Kk 9) intersected a Lower Triassic sequence typical of the SW part of the Balaton Highland

The sequence could be clearly subdivided lithologically and micropaleontologically. The individual units could be identified with the litho- and biostratigraphic units singled out in the Transdanubian Central Range. The stratigraphic subdivisions of the sequence as well as its most important lithological, geophysical, geochemical and palaeontological characteristics are shown in Figs 2, 3 and 4. The lithological changes are illustrated by Figs 5 and 6.

The reconstruction of the depositional environments along the profile studied is presented on the diagram of Fig 2

The entire Arács Formation is composed by shallow-water and even supratidal deposits, wich underwent heavy alteration already during diagenesis The reconstruction shows the presence of an oscillatively transgressive sea The resulting deposits show the predominance of intertidal sediments at the base of the sequence and of subtidal ones at its top The regressive portions of the oscillation cycles, however, indicate even in the higher parts of the formation the recurrence of the intertidal and supratidal environments

The deposition of the Csopak Marl Formation took place in the nearshore part of a full-marine shallow-water sea, mainly in a non-agitated lagoonal environment, though, from time to time, the depositional environment may have represented calcarenite bars covered by very shallow and heavily agitated water wich barred the lagoon from the open sea

The lower part of the Aszófó Dolomite Formation, cut by the drill, seems to have been formed in a lagoon that tending to become restricted

Based on palynological and foraminiferological studies, the chronostratigraphic scale is presented in Fig 4 Accordingly, we have to do with a continuous sequence extending from the basal Scythian (lower part of the Griensbachian) up to almost the lower boundary of the Anisian (the upper part of the Spathian substage can still be identified)

The relations of the Scythian sequences from the Transdanubian Central Range are outlined in Fig 6

During the Early Scythian transgression the sea penetrated from the NE (borehole Alcsútdoboz Ad 2) into the Balaton Highland area which, in Late Permian time, was characterized by terrestrial sedimentation Here the nature of sedimentation was controlled on the one hand, by the transgression by a land-derived supply of carbonates and clastics, and on the other

Still traceable in earliest Scythian time, the differences in facies were for the most part eliminated as a result of an increased input of land-derived material during the formation of the Hidegkút Sandstone Eventually, on a planated terrain, a sedimentation, essentially uniform throughout the Central Range, set in, and kept going on in the remaining part of the Scythian.

A comparison with the Scythian sequences of the Dolomites, the Savian Folds and the External Dinarides has led to the following conclusions

1 the character of the Permian—Triassic boundary in the Central Range as well as the geological features of the Permian and the Lower Triassic formations suggest a close kinship to the Dolomites,

2 the Lower Scythian portion appears to correspond best to the sequence observed in the W part of the Savian Folds, although it stands close to that of the Dolomites as well

Palaeontological description

In the following only the new Acritarcha taxa are described

Scythiana nov form-genus

Derivatio nominis named after its time range

Genotype *Scythiana ultraverrucata* nov f gen et sp

Generic diagnosis microfossil of small size, oval or circular, flat, disc-like, thin-walled, organic, alete, carrying on this surface verrucae or granulae com and spinae varying from 0.01 to 0.02 μm in size or showing a sculpture consisting of a combination of the former. In many cases, secondary folds are carried on its surface. Ultrastructure microverrucate.

Differential diagnosis with its size, its flat-disc shape and size and arrangement of its sculptural elements *Scythiana* nov f gen is quite distinct from *Micrhystridium* DEFLANDRE 1937, from standing close to it.

Remark · The size is 8 to 20 μm . The sculptural elements of the surface and their arrangements cannot be discerned, unless electronic microscope is used. The representatives of the new form-genus hitherto encountered are confined to the Scythian superstage. In the Indian stage they are often very abundant.

Scythiana ultraverrucata nov f gen et sp

Pl I, f 1–11 Pl III, f 19–20

Derivatio nominis named after the sculptural elements of its surface

Locus typicus borehole Kk 9 at Koveskál

Stratum typicum 289.0–290.0 m, Hidegkút Sandstone Member, Dienerian Substage

Holotype gram H-14/40, Pl I, f 1–6

Diagnosis Small, thin-walled, alete acritarch of flat-disc- or dining-plate shape. Under the optical microscope (objective 100/1.40) its surface seems to be smooth, often carrying some secondary folds. When examined with SEM, its surface shows a sculpture composed of densely aligned verrucae varying between 0.2 and 0.3 μm in diameter and height.

Size 8–15 μm Holotype 15 \times 13 μm

Differential diagnosis With its size, its shape and ultraverrucate sculpture, *Scythiana ultraverrucata* resembles to *Scythiana spinulosa* nov sp and *Scythiana spinulissima* nov sp here described. Given the much greater size of the verrucae, it is quite distinct from both nov sp which, along with the ultraverrucate sculpture, carry some spinae of different length as well.

Remark Under the optical microscope, the common secondary folds sometimes look like a „Y”-shaped dehiscence line. Their occurrence in abundance corresponds to the upper portion of the Hidegkút Sandstone Member.

Scythiana spinulosa nov f gen et sp

Pl I, f 13–22

Derivatio nominis named after its small spines

Locus typicus borehole Kk 9 at Koveskál

Stratum typicum 303 0–305 0 m, Hidegkút Sandstone Member, Dienerian Substage

Holotype grain H-14/40, Pl I, f 14–20

Diagnosis organic-shelled planktonic microfossil having an oval or circular outline, flat, disc-shaped, thin-walled, small, alete, with an ultraverrucate and microechinate sculpture

The spines ornamenting the surface are 0.5 to 2.0 μm long, getting gradually thinner from their base to their tip and ending in an obtuse point. Their spacing is about 1–3 μm , arranged in irregular lines. The whole surface and the spines are covered by densely and regularly aligned ultraverrucae varying between 0.05 and 0.07 μm in diameter and height.

Size 10–18 μm Holotype 16 μm

Differential diagnosis *Scythiana spinulosa* nov f gen et sp resembles most *Scythiana spinulosissima* nov f gen et sp. Features distinguishing it from the latter are its more slender and narrower-based and longer spines. The spines of *Sc spinulosissima* are wider-based, shorter, being not or just very slightly visible under the optical microscope. In addition, it resembles *Sc ultraverrucata* nov sp too, being distinct from this one by its spined and more finely verrucae sculpture.

Remark Very often, secondary folds are observable on the surface of the fossil. Of the members of the genus *Scythiana*, the first to appear is *Sc spinulosa* which is first found in the Lower Triassic marine deposits. Its stratigraphic range is limited to the Indian stage. Its predominance corresponds to the Griesbachian substage.

Scythiana spinulosissima nov f gen et sp

Pl II, f 1–16 Pl III, f 1–18, 21–23

Derivatio nominis named after its very small spinae

Locus typicus borehole Kk 9 at Koveskál

Stratum typicum 336.5 m, Hidegkút Sandstone Member, Dienerian Substage

Holotype grain H-17/16, Pl III, f 1–5

Diagnosis. Small, flat-disc-shaped, thin-walled, alete, ultraverrucate and microechinate acritarch of circular or slightly oval outline on which the spines do not attain 2.0 μm in length.

Both the surface and the spines are very finely ultraverrucate. The verrucae vary between 0.3 and 0.07 μm in size, being quite closely spaced, though separate even at their bases. The spines are spaced at 9–11 μm , being 0.5–1.5 μm long.

Size 8–15 μm , the holotype 11.0 μm

Differential diagnosis *Scythiana spinulosissima* nov gen et sp resembles most to *Sc spinulosa* nov gen et sp from which it can be readily distinguished on account of its shorter and stouter spines. With its size, shape and its frequent secondary folds, it resembles, in addition, *Sc ultraverrucata*

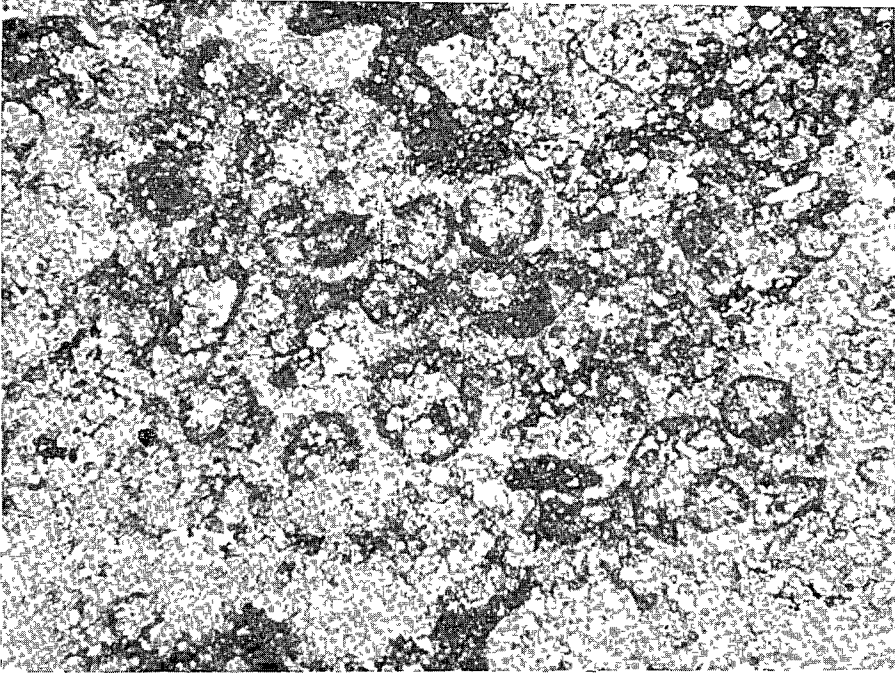
nov sp, but is quite clearly distinguished from the latter by its much more finely ultraverrucate and microechinate surface

R e m a r k its stratigraphic range corresponds to that of the Indian stage, its predominance coinciding with the Dieneri substage in the lower portion of which it often abounds

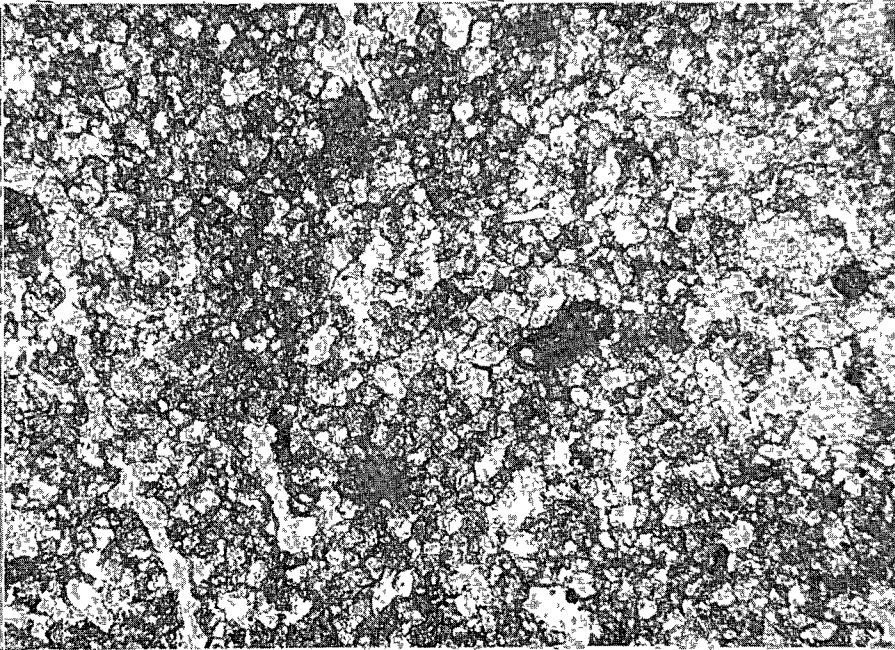
I tábla — Plate I

Nádaskúti Dolomit Tagozat
Nádaskút Dolomite Member

- 1 Dolopátit, átkristályosodott szemcsék reliktumával A kor metszetű szemcsék valószínűleg ooidok — Dolosparite with relicts of recrystallized grains
The grains of circular cross-section are probably oolites
364,6 m 34×
- 2 *Cyclogyra?* *mahajeri* BRONN et al dolopátitban — *Cyclogyra?* *mahajeri*
BRONN et al dolosparite
350,7 m 86×



1

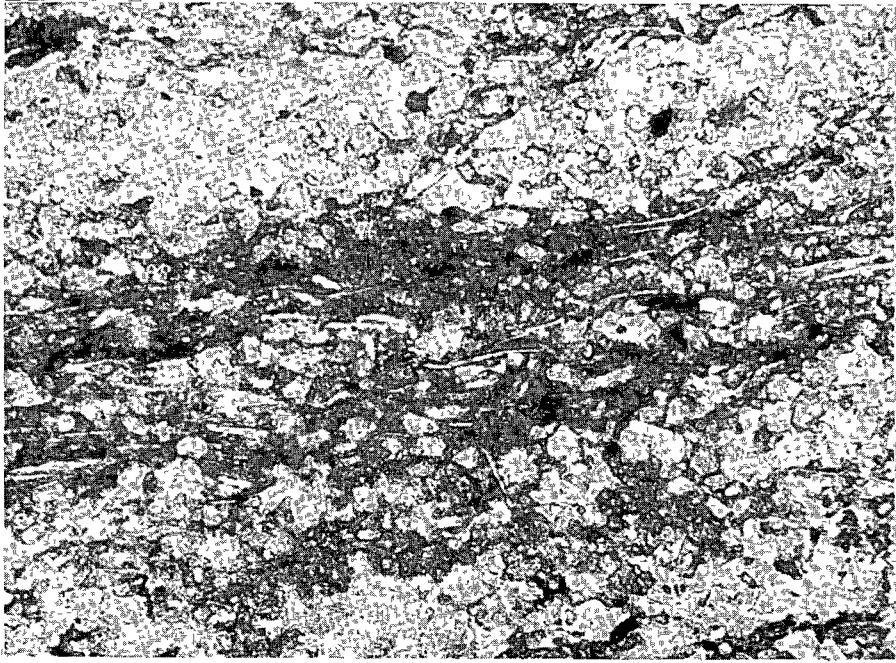


2

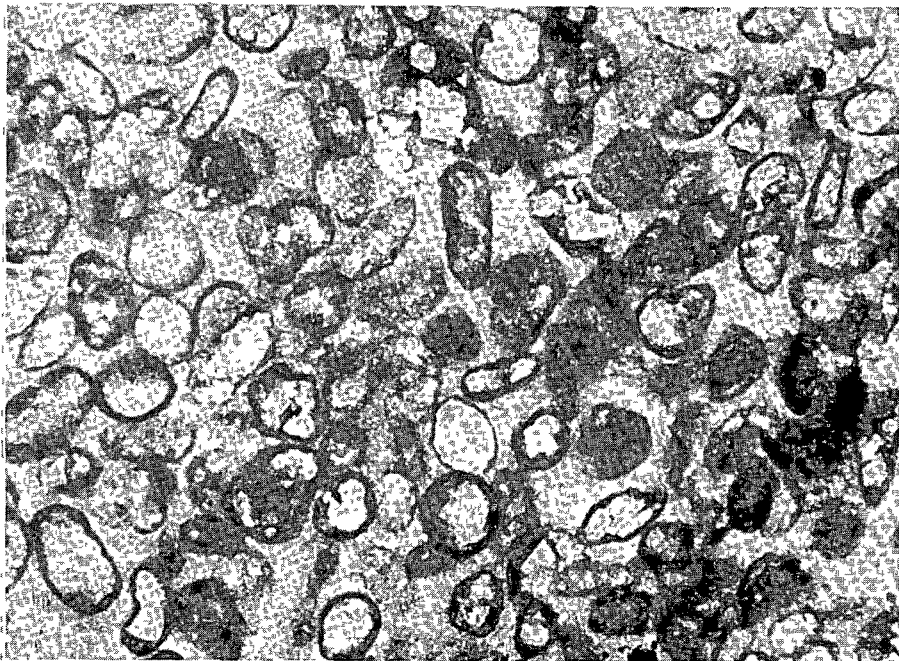
II. tábla — Plate II

Arácsi Márga Formáció, dolomárga—aleurolit—dolomit váltakozásos szakasz
Arács Marl Formation, portion characterized by an alternation
of dolomarl—siltstone—dolomite

- 1 Dolomitos és agyagos—aleuritós mikrorétegek váltakozása. A csillámlemezek a rétegzéssel párhuzamos helyzetűek. Az agyagos—aleuritós laminában jól láthatóak a — valószínűleg detritális eredetű — romboéderecs dolomit szemcsék, amelyeket a csillámlemezek és a kvarc-agyagásványos mátrix vesz körül. — Alternation of dolomitic and argillaceous microlaminae. The mica laminae are parallel to stratification. In the clay to silt lamina the rhombohedral dolomite grains of probably detrital origin are quite distinct, being surrounded by mica laminae and a quartz to clay mineral matrix.
317,4 m 34×
- 2 Mikrites szegélyű átkristályosodott, erősen lekerekített, kalcit anyagú bioklaszt szemcsék vasas—dolopátit kötőanyagban. — Micrite-rimmed, recrystallized, heavily rounded calcite bioclast grains in a ferruginous dolosparite matrix.
330,1 m 34×



1



2

III. tábla — Plate III

Arácsi Márga Formáció, dolomárga—aleurolit—dolomit váltakozásos szakasz
Arács Marl Formation, portion characterited by an alternation
of dolomarl—siltstone—dolomite

- 1 Réteglap menti életnyomok — Ichnofossils along the bedding plane
321,8 m
Hidegkúti Homokkő Tagozat
Hidegkút Sandstone Member
- 2 Iszaproggyással létrejött konvolut rétegzés -- Convolute lamination due to slumping
286,3 m
- 3 Dolomitos aleurolit (világos árnyalatú) és dolomárga (sötétebb árnyalatú) réteglemezek váltakozása, helyenként bioturbált szakaszokkal, életnyomokkal — Alternation of dolomitic siltstone (light colour shade) and dolomarl (darker) laminae, locally with bioturbated portions, ichnofossils
285,0 m



1



2



3

IV. tábla — Plate IV

Arácsi Márga Formáció, Hidegkúti Homokkő Tagozat
Arács Marl Formation, Hidegkút Sandstone Member

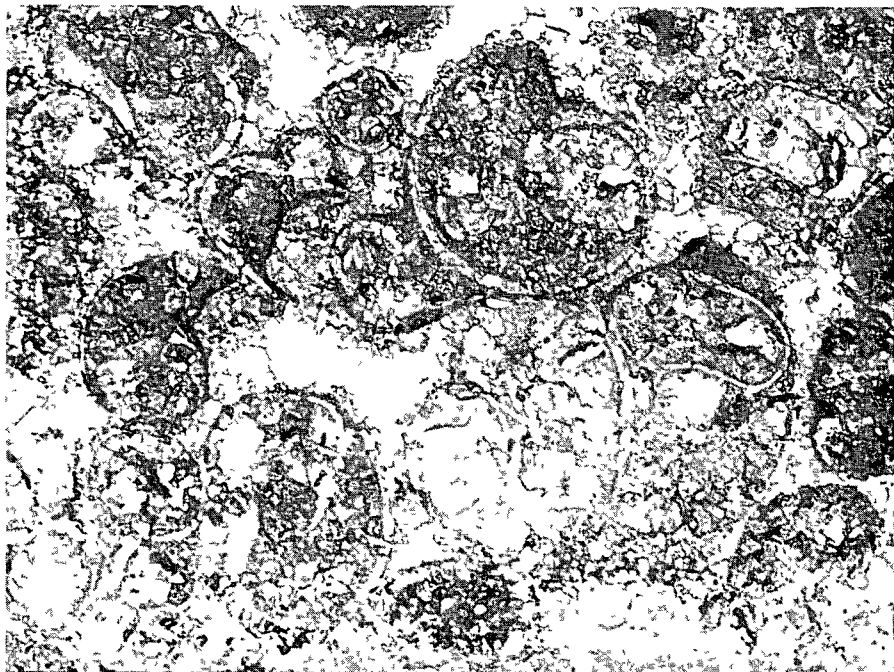
1 Gastropoda házakból, ill. toredékekből felépülő biopátit (grainstone)
„csigaoolit” — Biosparite (grainstone) ”gastropod-oolite” made up of
gastropod shells and detritus

295,8 m 21×

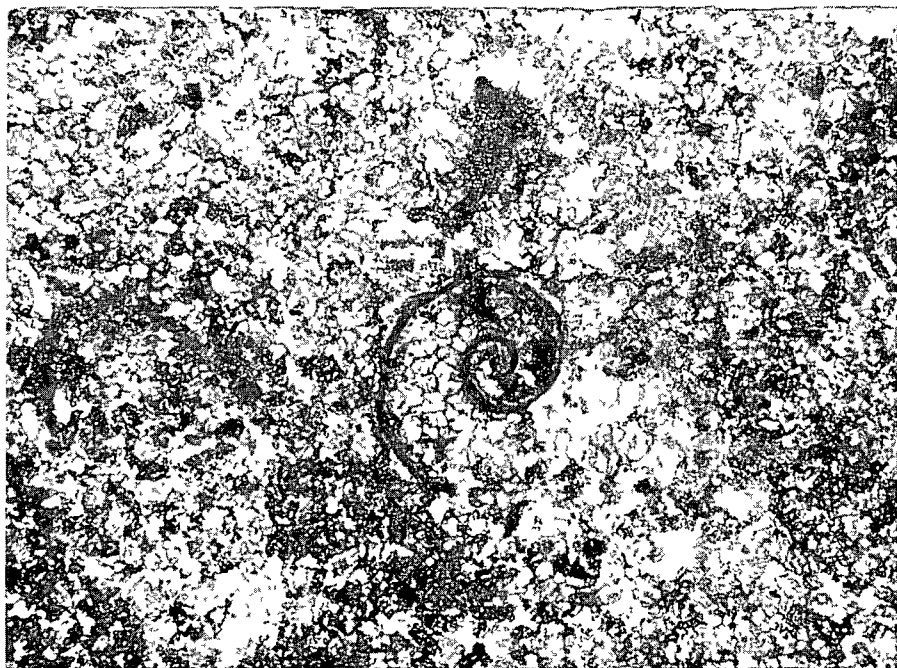
Csopak Márga Formáció
- Csopak Marl Formation

2 *Spirorbis phlyctaena* BRONN et ZAN

187,8 m 34×



1



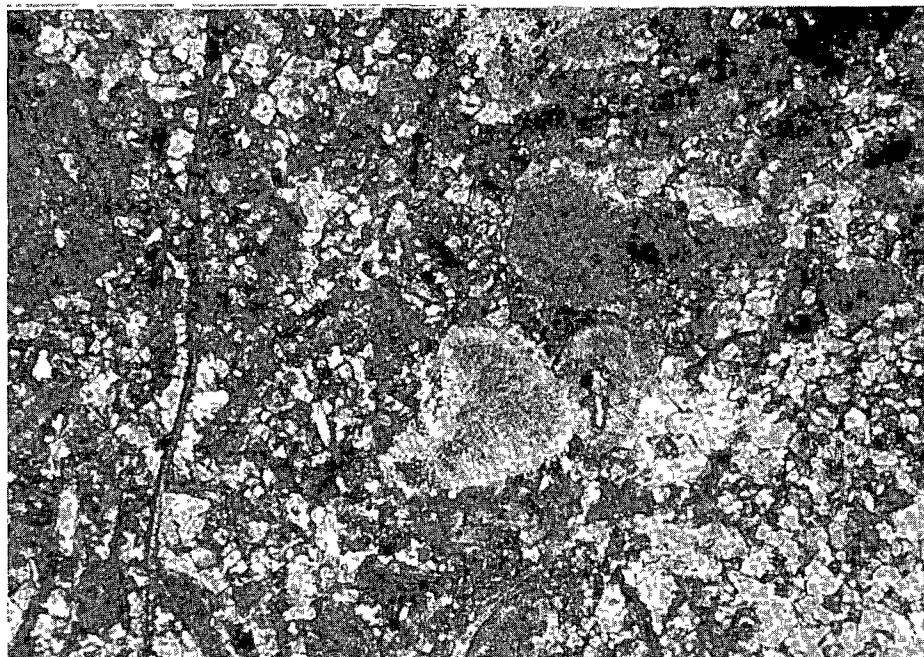
2

7

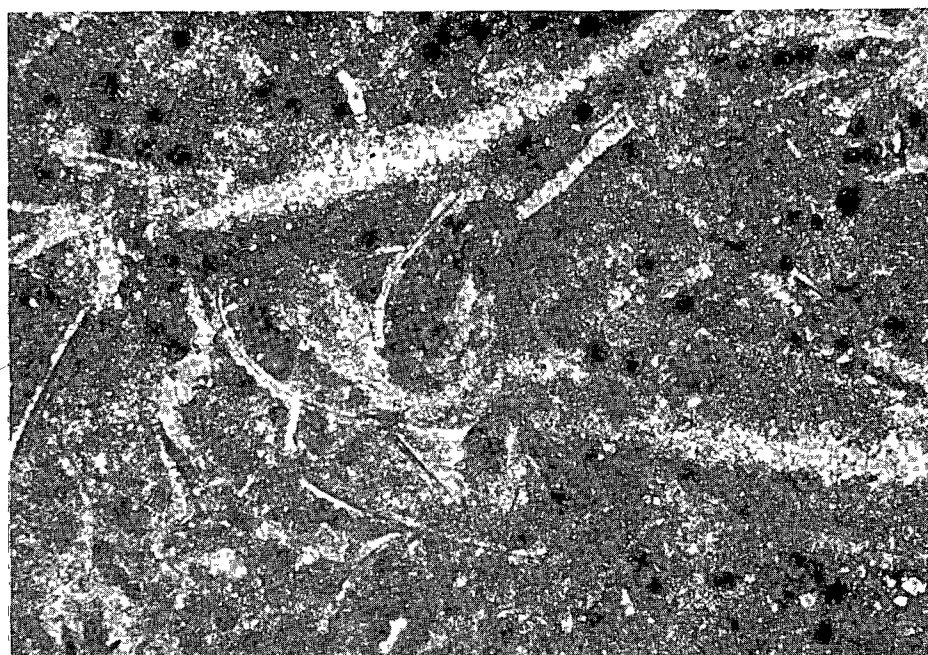
V tábla — Plate V

Csopaki Márga Formáció
Csopak Marl Formation

- 1 Echinodermatás biopátit — Echinodermata biosparite
187,8 m 34×
- 2 Piritesedett *Meandospira pusilla* (Ho) maradványok molluscás biomikro-
pátitban — Pyritized *Meandospira pusilla* (Ho) remains in molluscan bio-
microsparite
195,0 m 34×



1

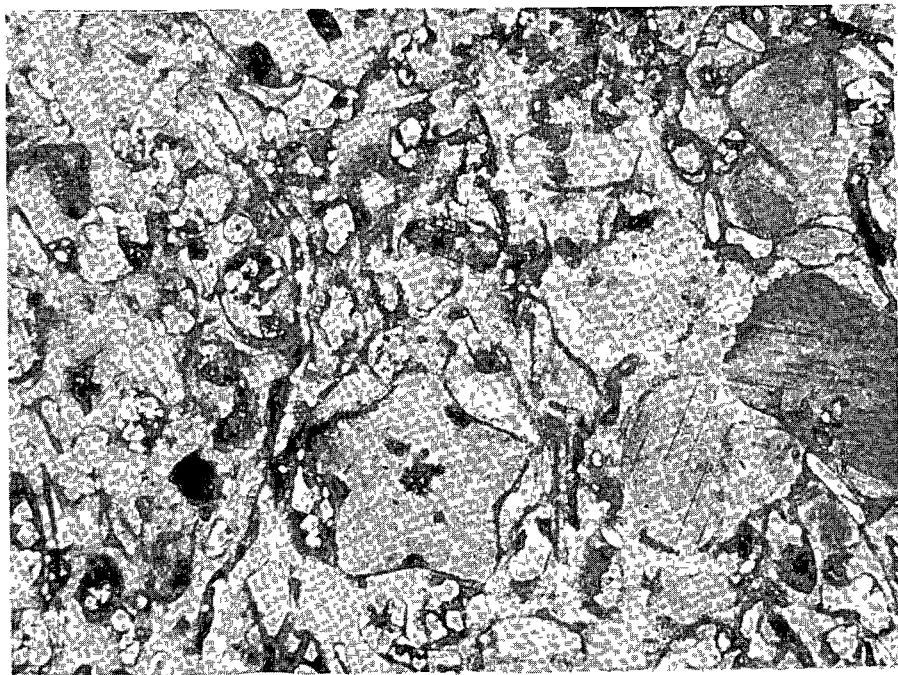


2

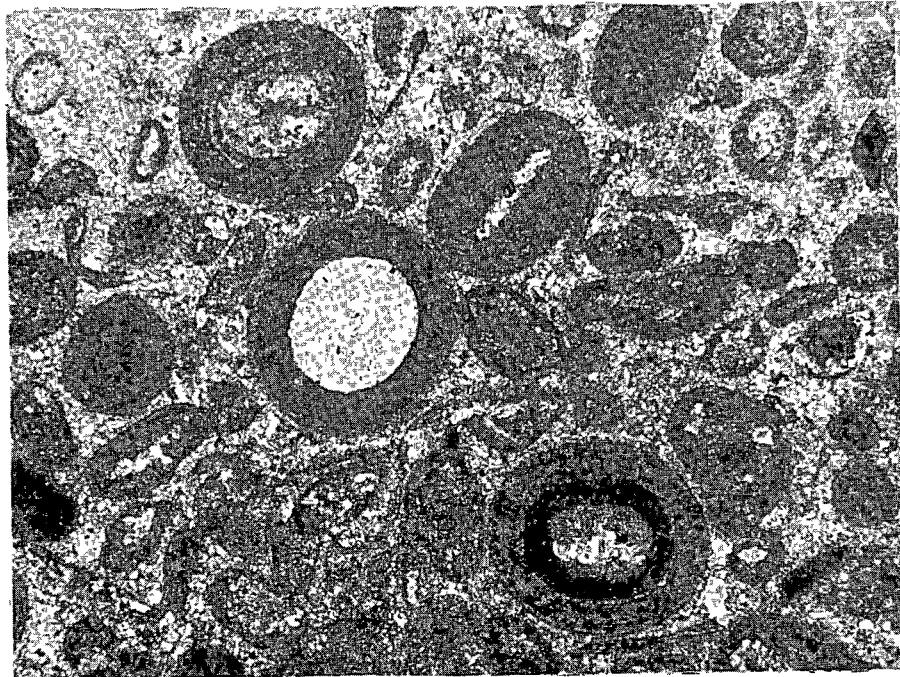
VI tábla — Plate VI

Csopaki Márga Formáció
Csopak Marl Formation

- 1 Crinoideás biopátit (grainstone) erősen lekerekített vasas dolomit szemcsékkel — Crinoidal biosparite (grainstone) with heavily rounded ferruginous dolomite grains
90,0 m 21×
- 2 Oopátit (grainstone) A Csopaki Márga legfelső, az Aszófői Dolomit felé átmeneti szakasza — Oosparite (grainstone) Csopak Marl, topmost portion, Aszófő Dolomite, transitional portion
58,9 m 34×



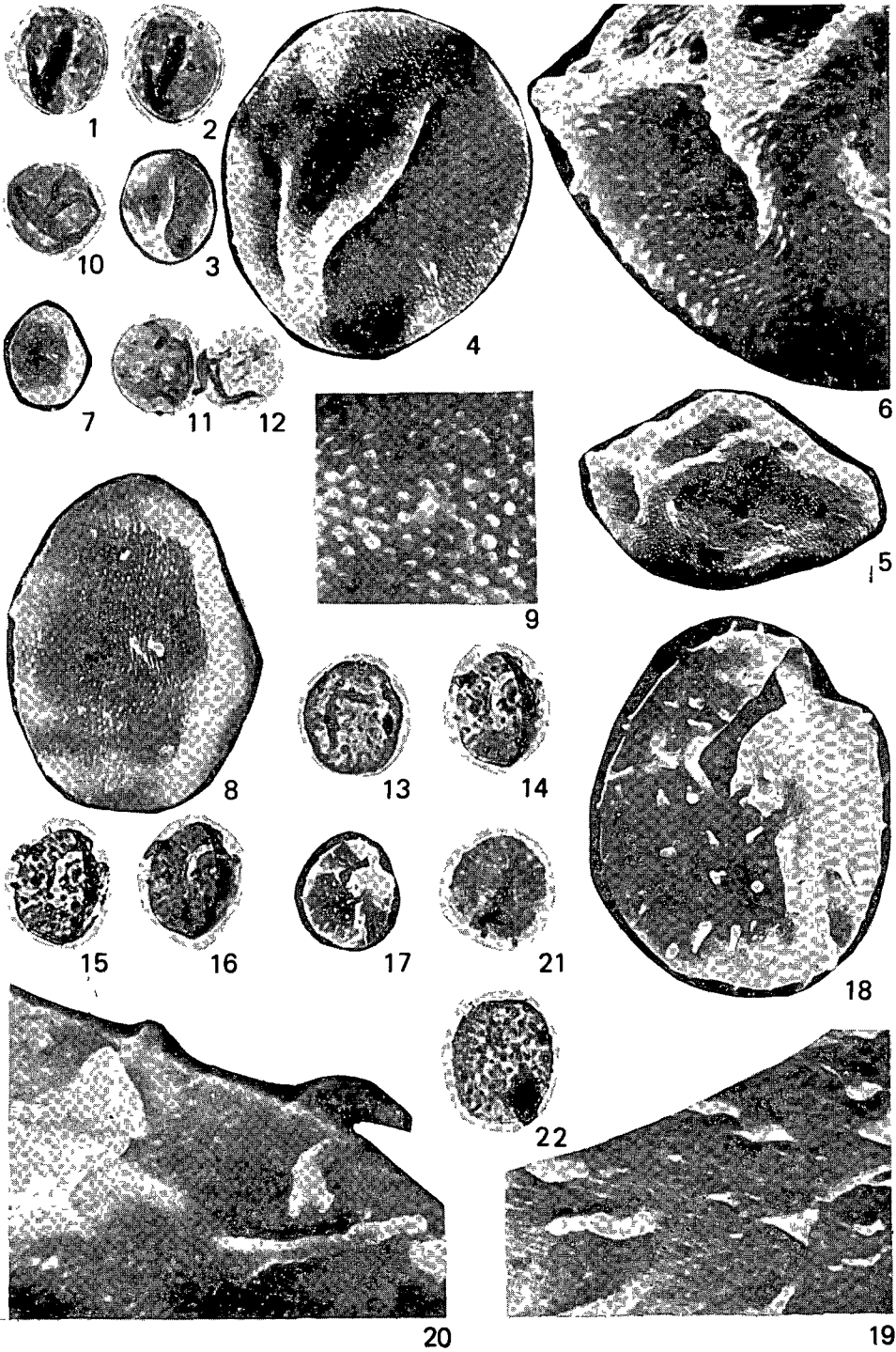
1



2

VII tábla — Plate VII

- 1—6 *Scythiana ultraverrucata* nov gen et sp Genustypus Kk 9 sz f
289,0—290,0 m
1—2 1×(1687/1—5)
3 SEM 1000×
4—5 SEM 3000×
6 SEM 10 000×
- 7—9 *Scythiana ultraverrucata* nov gen et sp Paratypus Kk 9 sz f
278,0—279,0 m
7 SEM 1000×
8 SEM 3000×
9 SEM 20 000×
- 10—11 *Scythiana ultraverrucata* nov gen et sp
10 Kk 9 sz f 289,0—290,0 m 1000× (1676/15—17/25—37)
11 Kk 9 sz f 329,0—330,0 m 1000× (1632/31—33)
- 12 *Scythiana spinulissima* nov gen et sp
Paratypus Kk 9 sz f. 329,0—330,0 m 1000× (1632/31—33)
- 13 *Scythiana spinulosa* nov gen et sp
Paratypus Ad 2 sz f 840,0 m 1000× (1506/35—36)
- 14—20 *Scythiana spinulosa* nov gen et sp
Holotypus Kk 9 sz f 304,0—305,0 m
14—16 1000× (17 002/1—19)
17 SEM 1000×
18 SEM 3000×
19—20 SEM 10 000×
- 21—22 *Scythiana spinulosa* nov gen et sp
Paratypus.
21 Kk 9 sz f 289,0—290,0 m 1000× (1668/1—5)
22 Ad 2 sz f 708,8 m 1000× (1509/9—10)



VIII tábla — Plate VIII

- 1—16 *Scythiana spinulissima* nov. gen. et sp.
- 1—3 Paratypus Kk 9 sz f 304,0—305,0 m
1 SEM 1000×
2 SEM 3000×
3 SEM 10 000×
- 4—5 Paratypus Kk 9 sz f 355,0—355,3 m
4 SEM 1000×
5 SEM 3000×
- 6—7 Paratypus Kk 9 sz f 292,0—295,0 m
6 SEM 1000×
7 SEM 3000×
- 8—19 Paratypusok Kk 9 sz f 317,6—318,0 m
8 SEM 1000×
9 SEM 3000×
- 10—16 másik szemcse — another grain
10—11 SEM 1000×
12—14 SEM 3000×
15—16 SEM 10 000×



IX. tábla — Plate IX

- 1—5 *Scythiana spinulissima* nov gen et sp
 Holotypus Kk 9 sz f 336,5 m
 1—2 1000× 1689/20—23
 3—4 SEM 1000×
 5 SEM 6000×
- 6—8 *Scythiana spinulissima* nov gen et sp
 Paratypusok
 6—7 Kk 9 sz f 324,0—325,0 m
 6 SEM 1000×
 7 SEM 3000×
 8 Kk 9 sz f 320,0—321,0 m SEM 10 000×
- 9—18 *Scythiana spinulissima* nov gen et sp
 Paratypusok
 9 Kk 9 sz f 304,0—305,0 m 1679/9—12
 10 Ad 2 sz f 708,8 m 1508/4—5
 11 Kk 9 sz f 336,5 m 1689/24—32
 12 Ad 2 sz f 708,8 m 1508/24—35
 13 Ad 2 sz f 708,8 m 1508/26—27
 14 Ad 2 sz f 708,8 m 1509/21—29
 15 Kk 9 sz f 329,0—330,0 m 1630/28—30
 16 Ad 2 sz f 708,8 m 1508/11—12
 17 Ad 2 sz f 708,8 m 1508/34—35
 18 Kk 9 sz f 336,5 m 1689/11—15
 1000×
- 19—20 *Scythiana ultraverrucata* nov gen et sp
 Paratypus Kk 9 sz f 292,0—293,0 m
 19 1000×
 20 SEM 1000× ua szemcse — the same grain
- 21—23 *Scythiana spinulissima* nov gen et sp
 Paratypus Kk 9 sz f 329,0—330,0 m
 22 SEM 1000×
 21 SEM 3000×
 23 SEM 10 000×
- 24 *Veryhachium irregulare* JEKH
 Ad 2 sz f 689,4 m (1510/2—3)
- 25 *Metaleiofusa compressa* SCHON 1967
 Ad 2 sz f 689,4 m 1137/6—8
- 26 *Veryhachium reductum* JEKH
 Ad 2 sz f 432,6 m 1143/20—21
- 27—28 *Veryhachium reductum* JEKH.
 Kk 9 sz f 304,0—305,0 m
 27 SEM 1000×
 28 SEM 10 000×
- 29 *Micrhystridium* sp
 Kk 9 sz f 266,0—267,0 m 1680/18—21



A REZI DOLOMIT RÉTEGTANI HELYZETE A KESZTHELYI-HEGYSÉGBEN

BUDAI TAMÁS—KOVACS SÁNDOR

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

ETO 552 54 551 761(234 373 1/2)

T á r g y s z a v a k földtani térképezés, sztratigráfia, dolomit, jellemző fauna, Conodonta (*Metapolygnathus slovakensis*), nóri emelet, Keszthelyi-hegység

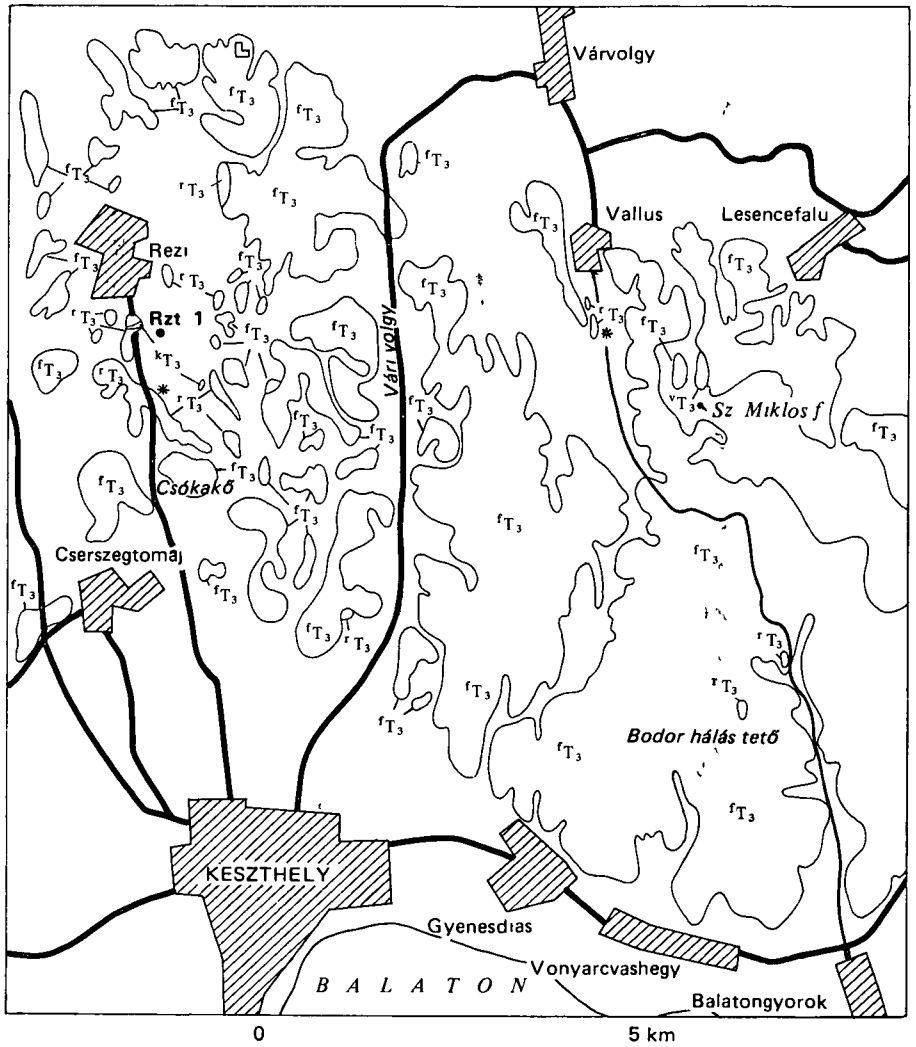
A Keszthelyi-hegység 1 20 000 méretarányú reambuláló földtani térképezése során új rétegtani eredmények születtek a földolomit és a klasszikus értelemben vett „kossenai rétegek” közötti rétegsort illetően. A lemezes, márgás dolomit és a sejtüreges, pados dolomit váltakozásából álló összetett új rétegtani egységként, Rezi Dolomit Formáció néven javasoljuk elkülöníteni. A földolomitot közvetlenül fedő lemezes, márgás, tűzköves dolomit kora a *Metapolygnathus slovakensis* Conodonta faj alapján felső-nóri (szevati)

A Középhegységi osztály a Balaton-felvidék 1 20 000 méretarányú térképezési programja során 1982—83-ban végezte el a Keszthelyi-hegység földtani felvételét. A térképezés és az őslénytani vizsgálatok eredményeként néhány új felismerés született a felső-triász képződmények rétegtani helyzetét illetően, melyek közül a földolomit fedőképződményeire vonatkozókat PEREGI Zs., KOLOSZÁR L., BUDAI T., CSILLAG G. és T. KOVÁCS T. térképezése alapján ismertetjük.

Litosztratigráfiai ismertetés

A Keszthelyi-hegység tomegének túlnyomó részét kitevő földolomit közvetlen fedőképződménye a lemezes, márgás kifejlődésű dolomit. Ez a képződmény főleg a Rezi-medence környékén, valamint kisebb elterjedésben Csersegtomajon, Vállus mellett, valamint a Balatonyoroktól É-ra kb. 3 km-re levő Bodorhálás-tető környékén fordul elő (1. ábra). Vékonyréteges, vagy lemezes elválású, de a rétegeken belül is megfigyelhető mikrorétegzettség (2. ábra). Világosszürke, kissé márgás, aphanites szövetű, erősen bitumenes. Egyes szintjeiben tűzkő-betelepülés található (3. ábra). A tűzkő általában sötétszürke, szintén mikrorétegzett, átlagos rétegvastagsága 8—10 cm. Oldási maradványokban H. KOZUR halpikkelyeket és szivacsstüket talált. A dolomit helyenként annyira márgás, hogy a levelesen elváló kőzet kézzel is szétmorzsolható.

Fedőjében sejtüreges, pados dolomit található, mellyel kb. 100—150 m vastagságú, váltakozó rétegsort alkot. Ez a dolomit általában barnásfehér, cukorszövetű, szintén bitumenes. A lemezes dolomittól eltérően tartalmaz



1 ábra A triász képződmények felszíni elterjedése a Keszthelyi-hegységben
 kT_3 „Kosseni rétegek”, rT_3 lemezes dolomit, sejtüreges dolomit, fT_3 fődolomit, vT_3 karni márga és mészkő,

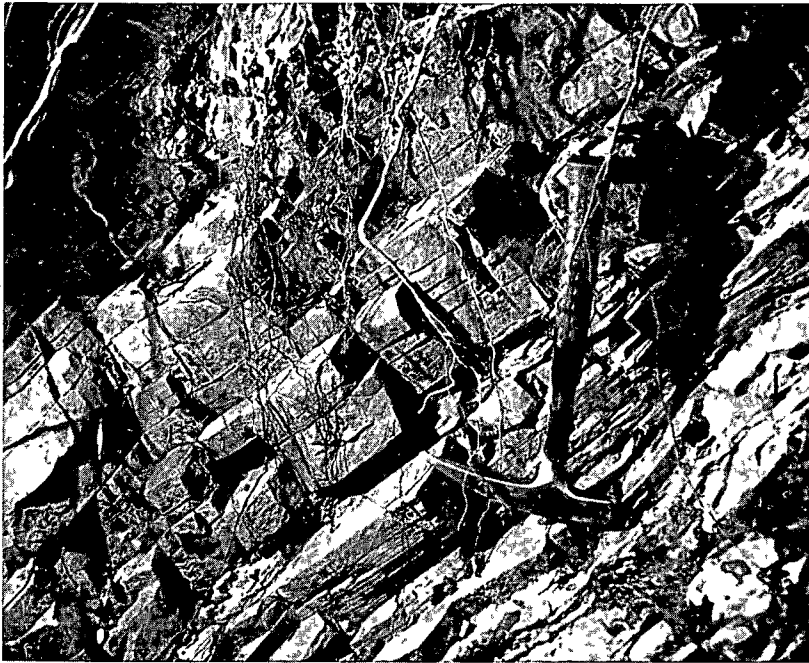
* Conodonta lelőhely

Fig 1 Outcrops of Triassic formations in the Keszthely Mountains

kT_3 Kossen-beds, rT_3 laminated dolomite, vesicular dolomite, fT_3 Hauptdolomit, vT_3 Karnian marl and limestone, * locality of conodonts

makrofaunát, amelyre kagylókőbelek jellemzők. Legfeltűnőbb bélyegei a sejtüreges, melyeknek egy része feltehetően algák átkristályosodott maradványa. A lemezes dolomit—sejtüreges dolomit átmenete legjobban a csókakői bányában tanulmányozható (4 ábra), bár itt a sejtüreges dolomit erősen elporlott.

A kétféle dolomit váltakozásából álló rétegsor a lemezes dolomit kizárólagossá válásával megy át a fedő „kosseni rétegekbe”. Ez az átmenet azonban



2 ábra Vékonyréteges, mikrorétegzett, márgás dolomit a vállusi vízmosásban (Fotó VAS J)

Fig 2 Platy, laminated, marly dolomite in a gully near Vállus (Photo J VAS)



3 ábra Tűzkőréteg a márgás dolomitban (vállusi vízmosás) (Fotó VAS J)

Fig 3 Chert-layer in marly dolomite Gully near Vállus (Photo. J. VAS)



4. ábra Lemezes dolomit—sejtüreges dolomit váltakozó rétegsora a csókakói banvában (Fotó VAS J)

Fig. 4 Alternation of laminated and vesicular dolomite in the Csókakó quarry (Photo J VAS)

— felszíni feltárás hiányában—csak fúrásban látható A Rezi-medencében mélyült Rzt 1 sz fúrásban a sejtüreges dolomitra lemezes dolomit (5. ábra), majd erre kb 180 m vastag márga—agyagmárga—mészmárga—mészkeő váltakozásából álló rétegsor következik (6. ábra)

A földolomit és a kosseni rétegek közötti dolomitos litológiájú rétegsort már LÓCZY L (1913) ismertette a Rezi-medence környékén Részletesen leírta az általa ismert feltárásokat, különösen a Rezi melletti Akasztódombot, amely a kosseni ősmaradványok leggazdagabb, klasszikus lelőhelye (БОКН J, LÓCZY L, 1912) A kosseni rétegek alatt elkülönítette a „vékonylemezes hasadékos” dolomitot, a „rogos, szirtes” dolomitot, valamint a „palás, lemezes, tűzkőgumós” dolomitot, melyeket a földolomit fedő rétegeinek tartott (1 táblázat) SZENTES F (1953) a Keszthelyi-hegységben végzett bauxit-kutatásról írt jelentésében ugyanezeket az egységeket különítette el azzal a kis különbséggel hogy ő az akasztódombi makrofaunás mészkő alatti lemezes

dolomitot már a kosseni rétegekhez sorolta (1 táblázat) A jelentéshez mellékelt 1:25 000 méretarányú földtani térképen az átmeneti dolomitoknak új elterjedési területeit tüntette fel, bár véleményünk szerint ezeknek egy része a vékonyréteges típusú fődolomithoz sorolandó (pl. Rezi vár környéke)

BOHN P. (1979) szerint a kosseni faunát tartalmazó mészkő a vékonyréteges dolomiton belüli lencses kifejlődés, mely az Akasztódombon közvetlenül a fődolomitra települ. BOHN P. ezek szerint a sejtüreges, pados dolomitot és az alatta levő lemezes, márgás dolomitot nem különítette el a fődolomittól. A sejtüreges dolomit fölötti lemezes dolomitot ugyanakkor összevonta a kosseni faunát tartalmazó mészkővel, Rezi Formáció néven (1 táblázat)

Véleményünk szerint a fődolomit feletti felső-triász rétegsor egy dolomitos (alsó) és egy meszes (felső) litológiájú rétegtani egységre osztható. Mindkettő rétegsora változatosnak mondható a monoton fődolomithoz képest. Az alsó szakaszra a lemezes—márgás dolomit és a sejtüreges, pados dolomit váltakozása jellemző, a lemezes dolomit dominánssá válásával a fekvő és a fedő felé. A fölötté levő meszes rétegsorban márga, agyagmárga, mészmárga és mészkő (lumasella) váltja egymást.

A felső, meszes rétegsorral a hagyomány és az alpi analógia alapján a Kosseni Formáció nevet javasoljuk, míg az alsó, dolomitos egységet új névvel, Rezi Dolomit Formációként kívánjuk elkülöníteni a Fődolomit Formációtól.



5. ábra Sejtüreges, intraklasztos dolomit átmenete lemezes dolomitba
Rezi Rzt 1 sz. fúras

Fig. 5 Transitional beds between vesicular, intraclastic dolomite and laminated dolomite. Borehole Rzt 1



6 ábra Lemezes dolomit átmenete a kossenai márgába Rezi Rzt 1 sz fúrás
Fig 6 Transitional beds between laminated dolomite and kossen marl Borehole Rzt 1

1 táblázat — Table 1

A fődolomit fedőképződményeinek rétegtani beosztása
Stratigraphic subdivisions of the formations overlying the Hauptdolomit

LÓCZY L 1913	SZENTES F 1953	BOHN P 1979	BUDAI T — KOLOSZÁR L 1984
Kossenai rétegek			Kossenai Formáció
„Vékonylemez, hasadékos” dolomit	kossenai rétegek	Rezi Formáció	lemezes, márgás dolomit
„Rogos, szirtes” dolomit	„réteges — pados szalukoves” dolomit	Fődolomit Formáció	sejtüreges — pados dolomit — lemezes — márgás dolomit váltakozó rétegsora
„Palás, lemezes, tűzkőgumós” dolomit			lemezes, márgás tűzkőves dolomit
Fődolomit	fődolomit		Fődolomit Formáció

Rezi Dolomit Formáció

Az 1982–83-ban végzett térképezések az „átmeneti dolomitokra” vonatkozó eredményeit az alábbiakban foglalhatjuk össze. A korábban ismert előfordulási területeken (Rezi-medence környéke) pontosan sikerült feltérképezni az egyes képződmények elterjedését és egymással való váltakozásukat. Lényegesebb azonban a „rezi dolomit” új kibukkanásának felfedezése a Vári-volgytól K-re eső vonulatban (vállusi vízmosás, Bodorhálás-tető), valamint Csereszegtoma környékén. Ezeknek elsősorban a Keszthelyi-hegység szerkezeti felépítéséről kialakult korábbi elképzelések újraértékelésében van fontos szerepük, hiszen a korábbi irodalom szerint (BOHN P 1979) a Vári-volgytól K-re nem fordulnak elő fődolomitnál fiatalabb képződmények. A másik lényeges és új eredmény a lemezes, márgás, tűzkoves dolomit bio- és kronoztratigráfiai helyzetének tisztázása, Conodonták alapján.

Bio- és kronoztratigráfiai értékelés

A vállusi vízmosásban kibukkanó, levelesen elváló, dolomitos márgából (7 ábra) hidrogénperoxidos feltárással viszonylag gazdag Conodonta fauna került elő (Kh 9 sz minta), amely kizárólag a *Metapolygnathus slovakensis* KOZUR faj egyedeiből áll. Ugyanezen faj néhány egyede került elő az említett vízmosáshoz csatlakozó tűzkoves árokából (Kh 11 sz minta), valamint a csókai kőbányából is (Kh 12 sz minta). A lelőhelyek mindegyike a lemezes dolomit felső részében, néhány méterrel a sejtés dolomit legalsó betelepülése alatt van.

A *Metapolygnathus slovakensis*-t KOZUR (1972) a Szilicei-takaró rhaeti zlambachii márgájának egy allodapikus mészkő betelepüléséből írta le, egyetlen



7 ábra Leveles elválású, márgás dolomit a vállusi vízmosásban. A Conodonták a kalapáccsal jelölt rétegből kerültek elő (Fotó. VAS J)

Fig 7 Laminated, marly dolomite in a gully near Vállus. Conodonts were found in the layer marked with hammer (Photo -J VAS)

— mai ismereteink szerint már bizonyítottan —, patológikus egyed alapján. Ezért szukségessé vált a faj teljes revíziója és új diagnózis felállítása, amelyet nagymértékben megkönnyített, hogy KOVÁCS S több ízben tanulmányozhatta L KRYSZTYN (Bécs) Timor-szigeti, Ammonitesekkel ellenőrzött szelvényéből származó gazdag anyagát (A részletes őslénytani leírást lásd az idegennyelvű szövegben.)

A klasszikus Timor-szigeti, „Ammonitico rosso” fáciesű hallstatti mészkő szelvényében *Metapolygnathus abneptis* (HUCKRIEDE) és *Metapolygnathus slovakensis* KOZUR közti átmeneti alakok az alauni alemelet (középső-nóri) *Cyrtopleurites bicrenatus* zónájában lépnek fel, a *M slovakensis* pedig a *Himalaites hogarti* és *Halorites macer* zónákban. Az egyébként is erősen kondenzált szelvényben a szevati emelet („*Rhabdoceras suessi* zóna”) nagy része hiányzik, csak annak felső részére utaló Conodonták fordulnak elő — ezek is csak kis számban —, de *M slovakensis* nélkül. Így biztos, hogy a faj jelen van az alauni alemelet 2 és 3 zónájában, de nincs adatunk a szevati alsóbb részén való előfordulásáról. A 3 zónában való nagy egyedszáma miatt azonban valószínűnek tűnik, hogy a szevatiba is átnyúlik.

Az alauni 2 zónabeli alakok platformja már típusos, „kehely-szerűen” felhajló, carinája azonban még átmeneti jellegű, hátrafelé fokozatosan alacsonyodik. A mieinkkel megegyező alakok, melyek carinája hátrafelé ugrásszerűen, minden átmenet nélkül alacsonnyá válik, a timori szelvényben az alauni 3 szintet jellemzik. Ennek alapján a lemezes dolomit vagy a középső-nóri felső részébe, vagy a felső-nóri alsó-részébe tartozik.

Távolabbi összefoglaló kapcsolatok

A rezi dolomit rétegtani helyzete révén megfelel az alpi Plattenkalknak, amely ugyancsak a földolomit és a kossenai rétegek között lép fel. Ez egy elzárt fáciesű, jól rétegzett, magas szervesanyag-tartalmú, a földolomithoz képest felerősödő előtéri tormalékbeszállításról — amelyre palás agyag betelepülései utalnak — tanúskodó képződmény. A finomtormalékes anyag felszaporodása már a „kossenai esemény” előjele.

A rezi dolomit ugyancsak elzárt fáciesű, erősen bitumenszagú, és több dm-es palás agyag—palás dolomárga betelepüléseket szintén tartalmaz. A monospecifikus Conodonta fauna is bizonyos elzárttságra utal. Ugyanakkor az a tény, hogy a típusosan pelágikus Conodonták egyáltalán előfordulnak, továbbá a feltehetően kovaszivacsstű-eredetű tűzkőgumók a kapcsolatok időnkénti nyíltabbá válásáról tanúskodnak. L KRYSZTYN szóbeli közlése szerint ezért az alpi, magasabb középső-nóri korú, ugyancsak tűzköves, *Halorella pedata*-s dolomit („pedatadolomit”) felé is kell valamilyen kapcsolatnak lenni. Ez a pelágikus potscheni mészkőfácies egy alfáciese.

Megjegyezhetjük, hogy a Pils-hegységi Fekete-hegyi Mészkő Formációból NAGY GÉZÁVAL közösen gyűjtött mintákból ugyancsak *Metapolygnathus slovakensis*-ből álló Conodonta fauna került elő a kozelmúltban. A két középhegységi Conodonta-tartalmú formáció — a karbonát-platform fáciesek fedőjében — a kapcsolatok időnkénti és korlátozott nyíltabbá válásával lehet összefüggésben. KRYSZTYN szerint (szóbeli közlés) a medencefáciesek hirtelen megjelenése valószínűleg azzal a kímélyulási eseménnyel lehet kapcsolatos, amely az Északi-Mészkőalpokban nagy elterjedésben észlelhető a középső-nóri tetején.

Köszönetnyilvánítás

A Rezi Dolomit Formáció korának megállapítását nagymertékben elősegítette a LEOPOLD KRYSZTYN (bécsi egyetem őslénytani tanszeke) meg nem publikált Timor-szigeti (Indonézia) Conodonta-anyagával való összehasonlítás Köszönetünket fejezzük ki hozzájárulásáért, hogy adatait itt felhasználhattuk, továbbá egyes kérdések megvitatásáért

Köszönet illeti ORAVECZNE SCHEFFER ANNAT és LASZLO ISTVANNÉT, akik Fola-miniferakra irányuló feltáras során az első Conodontákat találták és azokat KOVÁCS S rendelkezésére bocsátották

IRODALOM — REFERENCES

- BOHN P 1979 A Keszthelyi-hegység regionalis földtana — Geol Hung ser Geol 19 37—42
- BOHN P 1979 A Rezi Rz-4 sz fúrás végleges 100% -os adatai. In A Rezi-4 sz fúrás földtani adatai — Foldt Int Adattár 822/8, kézirat
- BOCKH J — LOCZY L 1912 Néhány rhaetiai korú kovulett Zalavarmegyei Rezi vidékéről — A Balaton környékének paleontológiája 2 7 1—8
- BUDUROV K 1977 Revision of the Late Triassic platform Conodonta — Geol Balcanica 7 (3) 31—48 Sofia
- KOVÁCS S — KOZUR H 1980 Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias — Geol Palaont Mitt 10 (2) 47—78 Innsbruck
- KOZUR H 1972 Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihrer stratigraphischer Wert — Geol Palaont Mitt 2 (11) 1—37 Innsbruck
- KOZUR H — MOSTLER H 1971 Probleme der Conodontenforschung in der Trias — Geol Palaont Mitt 1 (4) 1—19 Innsbruck
- LOCZY L 1913 A Balaton környékének geológiai képződményei és ezek vidékek szerinti telepődése — A Balaton Tud Tan Eredm I (1) 179—183
- LOCZY L SEN 1916 Die geologische Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik — Res Wiss Erforsch Balatonsee 1 (1) 716 Wien
- NOGAMI Y 1968 Trias-Conodonten von Timor, Malaysia und Japan (Paleontological Study of Portuguese Timor, 5) — Mem Fac Sci, Kyoto Univ, Ser Geol Min 34 (2) 115—136
- PEREGI ZS 1983 A Rezi Rzt 1 sz fúrás 100% -os adatai — Foldt Int Adattár, 822/9 kézirat
- SZENTES F 1953 Jelentes az 1952 evben Magyarországon a Keszthelyi-hegységben végzett bauxitkutató munkálatokról — Bauxit 38
- VEGH S 1964 A Deli Bakony rhaeti képződményeinek földtana — Geol Hung ser Geol 14 109

CONTRIBUTIONS TO THE STRATIGRAPHY
OF THE REZI DOLOMITE FORMATION
[METAPOLYGNATHUS SLOVAKENSIS
(CONODONTA, UPPER TRIASSIC)
FROM THE KESZTHELY MTS (W HUNGARY)]

by

T BUDAI—S KOVÁCS

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14

H—1143

UDC 552.54:551.761(234.373.1/2)

Key words geologic maps, stratigraphy, dolostone, index fauna, Conodonta (*Metapolygnathus slovakensis*), Norian, Keszthely Mts

Introduction

A monospecific conodont association, consisting exclusively of the representatives of *Metapolygnathus slovakensis* KOZUR, 1972, has been found in the bituminous, grey shale intercalations of the Rezi Dolomite Formation in the Keszthely Mts at the western end of Lake Balaton. The microfauna has been separated by maceration of the shales with hydrogen peroxide. Detailed re-mapping of the area and finding of these microfossils have enabled us to establish the stratigraphic position of the Rezi Dolomite Formation with more accuracy.

Stratigraphy of the Rezi Dolomite Formation

The Rezi Dolomite Formation newly defined here consists of two lithotypes. The first, more widespread one is constituted by light brownish grey, platy to bedded often bituminous dolomites and dolomitic marls, in some places with grey chert nodules or lenses, and intercalations of grey, clayey or marly shales. Cherts contain badly preserved sponge spicules which suggest their origin from siliceous sponges. Light brownish grey, banked, vuggy dolomites constitute the second type, which occurs mainly as a several tens of meters thick intercalation in the higher part of the first one. However, in the borehole Rzt 3 the two lithotypes are alternating with each other. The estimated thickness is about 150 meters.

The formation is underlain by Hauptdolomit, which builds up the bulk of the Keszthely Mts, and overlain by the marly — shaly Kossen Formation, rich in macrofauna. This group of strata has already been distinguished by LÓCZY (1916), though without a specific name. BOHN (1979) used first the term "Rezi Formation", however, he included in it both the platy, cherty dolomites and the typical Kossen beds. In our opinion, however, they constitute two characteristically distinct lithostratigraphic units and the first should be distinguished as an independent formation. It is older than the North Alpine Kossen Formation.

Dating was greatly promoted by comparison of our conodont fauna with DR. L. KRYSZYN'S (Vienna) unpublished Middle Norian material from an ammonite-controlled section from Timor island, Indonesia. Our *Metapolygnathus slovakensis* morphotype occurs in his material only in the upper part of the Middle Norian (Alaunian-3, macer-Zone, see in the palaeontological part). Accordingly, the Rezi Dolomite Formation can be assigned to the higher Middle Norian (Alaunian) or to the lower Upper Norian (Sevatian).

The stratigraphic position of the Rezi Dolomite Formation corresponds to that of the Alpine Plattenkalk, occurring between the Hauptdolomit and the Kossen Formation. According to DR. KRYSZYN'S personal communication, moreover, the cherty Rezi dolomite might correspond to the Alpine "Pedatadolomit" (a subfacies of the Potschen limestone), as well. Its site of sedimentation was a shallow, restricted intrashelf basin, which, as witnessed by the occurrence of conodonts and spicules, had from time to time some connection towards the high sea.

Paleontological description

Genus. *Metapolygnathus* HAYASHI, 1968

Metapolygnathus slovakensis KOZUR, 1972 emend

1968 *Gladigondolella abneptis* (HUCKRIEDE)—NOGAMI, pl. 9, fig. 3a-b

1972 *Metapolygnathus slovakensis* n. sp. — KOZUR, p. 10-11, pl. 7, fig. 23 a-d

1980 *Metapolygnathus slovakensis* KOZUR—KOVÁCS et KOZUR, p. 15, fig. 9 a-c

Emended diagnosis. A small to medium-sized *Metapolygnathus* with characteristically upturned platform margins. Marginal teeth are strong, spike-like. Carina highest in the middle, gradually decreases posteriorly in height in earlier representatives, but very abruptly in phylogenetically more advanced stages. Keel wide, extends along the length of the unit. Basal pit small, narrow, with protruding margin and situated slightly posteriorly of the centre of the unit.

Description. In lateral view the unit shows a characteristic downward-stepping of the basal edge (at the place of the pit), which is typical for most of the Upper Triassic *Metapolygnathus* species. The carina is the highest in the middle, then gradually decreases in height in phylogenetically earlier forms, but sharply drops down without transition in higher evolved ones. Its high anterior part constituting half of the unit is free, except a small part where it joins with the anterior end of the platform. This free blade is smooth, comprises in adult stage 4-5 completely fused denticles, only their tips are distinct. The posterior half of the carina is lowered to a median ridge in higher evolved forms and comprises 3-5 strong, distinct, spike-like denticles. The distance between them increases posteriorly. The considerably upturned platform margins have also strong, spike-like teeth, which, in the anterior part, are higher than those of the median row. The protruding margin of the basal pit is well visible at the downward stepping of the basal edge.

In upper view the platform has a nearly symmetrical outline and the posterior half of the carina is straight on it. The free blade is, however, slightly inward bent. The upturned platform margins are subparallel. The strong

teeth on them, similarly to those in the median row, are circle in cross-section, furthermore, they are stronger than the latter. Their number on typical forms is 3–4 on each sides, while in extreme varieties, reminiscent still of the forerunner, *M. abneptis*, only 1–2. The platform end is more or less rounded and may be posteriorly denticulated, or blunted (especially in the latter forms, see Pl. 2, figs. 1, 2, 5).

In lower view the wide keel extends along the whole length of the basal edge. The narrow, inverted pit is located near to centre.

Three clusters have also been found (two of them are shown on Pl. 1, figs. 1 and 2). The P-elements in them are joined slightly asymmetrically against each other, in a way that teeth of both the carina and platform margins could slide up and down besides each other. It implies that this apparatus served for cutting and probably for chewing of the nutriment.

Ramiform elements of the Metapolygnathus-apparatus are reduced in this facies: altogether only 4 enantiognathiform ('*E. ziegleri*' morphoelement) ones have been found.

Remarks. The species has been established by KOZUR, 1972 on the basis of a single, but well preserved specimen. It was found in an allodapical limestone intercalation (personal observation of S. KOVÁCS, with R. MOCK, 1979) of the higher Sevatian–Rhaetian Zlambach Marl Formation of Malý Mlýnský vrch, Slovak Karst (Czechoslovakia). This specimen has an accessory denticle on the inner side of the first tooth on its left platform margin (cf. electroscan photos in KOVÁCS et KOZUR, 1980, Pl. 15, fig. 9). This feature was thought at that time as being of diagnostic importance and was included in the original diagnosis. However, on the basis of the numerous exemplars of our collection and DR. KRÝSTYN'S (Vienna) one from Timor, it is now evident, that the holotype itself is a holotype itself is a pathologic form. The species was assigned in age by KOZUR, (1972) to the uppermost Norian–Rhaetian on the basis of the age of the enclosing Zlambach formation. However, its occurrence in an allodapical limestone bed suggests, that it may have been redeposited from older sediments, which is supported by the later stratigraphic data, as well.

Relations. *M. slovakensis* developed from *M. abneptis* (HUCKRIEDE) by upward turning of platform margin, reduction in size and slendering of platform outline (e.g. disappearance of "spatulate" platform end). These are the major differences against *M. abneptis*. A few extreme varieties in our material still show some "inherited" transitional features with *abneptis*-like platform-outline (c.f. Pl. 2, figs. 1, 2).

The very abrupt downward stepping of the carina, typical for phylogenetically more advanced representative of *M. slovakensis*, is unknown in all other metapolygnathoids. This type of carina is characteristic of Carboniferous shallow-water conodonts, like *Adetognathus*, *Cavusgnathus* and other.

Juvenile forms (cf. Pl. 1, fig. 3) are very similar to the holotype of *M. posterus* (KOZUR et MOSTLER, 1971, Pl. 2, figs. 4a–c), which derives from the Bierenatus beds of Sommeraukogel Austria, in this level true *M. slovakensis* is not yet present (see later). The only difference between these two figured forms is, that the carina of the latter does not drop down immediately after its highest denticle and its denticles are not so strongly fused. The paratypes figured by KOZUR et MOSTLER, 1971 on their Pl. 2, figs. 5–6, look different from *M. slovakensis*, however, it is not quite clear, if they are con-specific with the holotype. BUDUROV (1977, p. 43) even included *M. slovakensis* in the

synonymy list of his "Epigondolella" postera, without any explanation. However, until a thorough revision of *M. posterus* is not done, we do not follow this synonymification, first of all because of the stratigraphic difference.

Stratigraphical range According to DR L. KRYSZYN (Vienna) unpublished material from an ammonite-controlled section from Timor island, transitional forms between *M. abneptis* and *M. slovakensis* occur in the bicrenatus-Zone (Alaun-1). Earlier representatives of *M. slovakensis* with gradually lowering posterior carina are characteristic of the hogarti-Zone (Alaun-2), while typical ones with very abruptly downward stepping carina occur in the macer-Zone (Alaun-3). Higher up there is no well-dated record of it, but it is very likely present at least in part of the Sevatian. On the other hand, occurrence in the Rhaetian, if not redeposited, can most probably be excluded.

Occurrence Zlambach Formation of Malý Mlýnský vrch, Slovak Karst, Czechoslovakia (KOZUR, 1972), Hallstatt limestone of ammonitico rosso facies, Timor Island, Indonesia (KRYSZYN, unpubl.), Rezi Dolomite Formation of Keszthely Mts., Hungary (this paper), Feketehegy Limestone Formation ("Avicula limestone") of Pilis Mts., Hungary (S. KOVÁCS—G. NAGY, unpubl.).

Material 76 individual platform elements and 4 clusters.

Acknowledgements

The age-determination of the Rezi Dolomite Formation has been greatly promoted by the comparison with Dr. LEOPOLD KRYSZYN's (Paleont. Inst. Univ. Vienna) unpublished conodont material from Timor island (Indonesia). We are greatly indebted for him for his approval, that we could use those data in the present work, as well as for discussions.

Thanks are also due to Mrs. A. ORAVECZ-SCHEFFER and Mrs. S. LÁSZLO SCHRÉTER, who found the first conodonts during foraminifer investigations and put it to S. KOVÁCS's disposal.

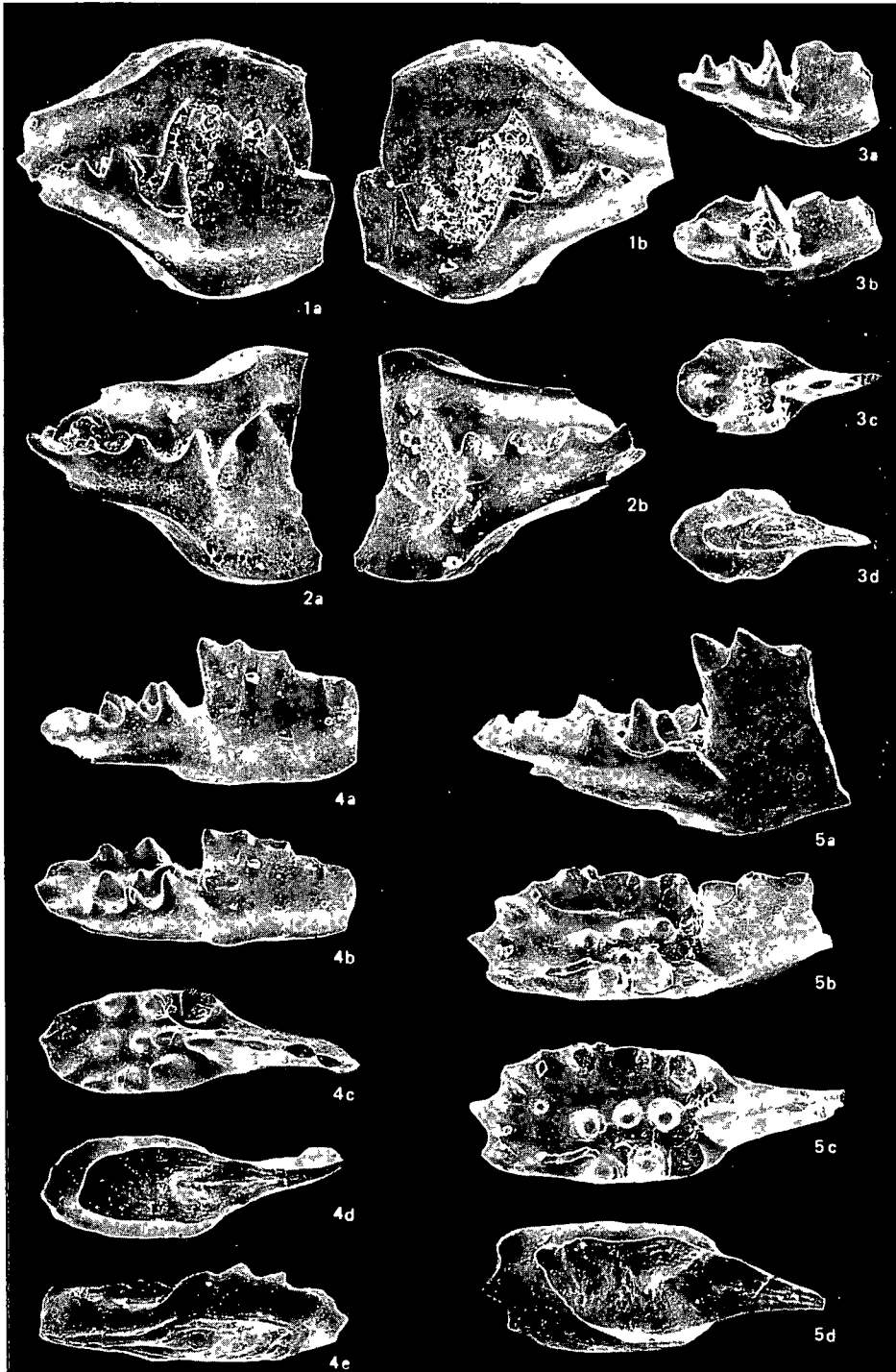
I. tábla — Plate I

- 1—2 *Metapolygnathus slovakensis* KOZUR apparátus
Vállusi vízmosás (Kh 9 sz minta) — Gully near Vállus (sample Kh 9)
1a—b 2 pld, T-5737
2a—b 1 pld, T-5736
- 3—5 *Metapolygnathus slovakensis* KOZUR
Vállusi vízmosás (Kh 9 sz minta) — Gully near Vállus (sample Kh 9)
3a—d 6 pld, T-5743
4a—e 1 pld, T-5738
5a—d 2 pld, T-5739

1—3, 5 100×

4 66×

Fotó TAKÁCS B -NÉ



II tábla — Plate II

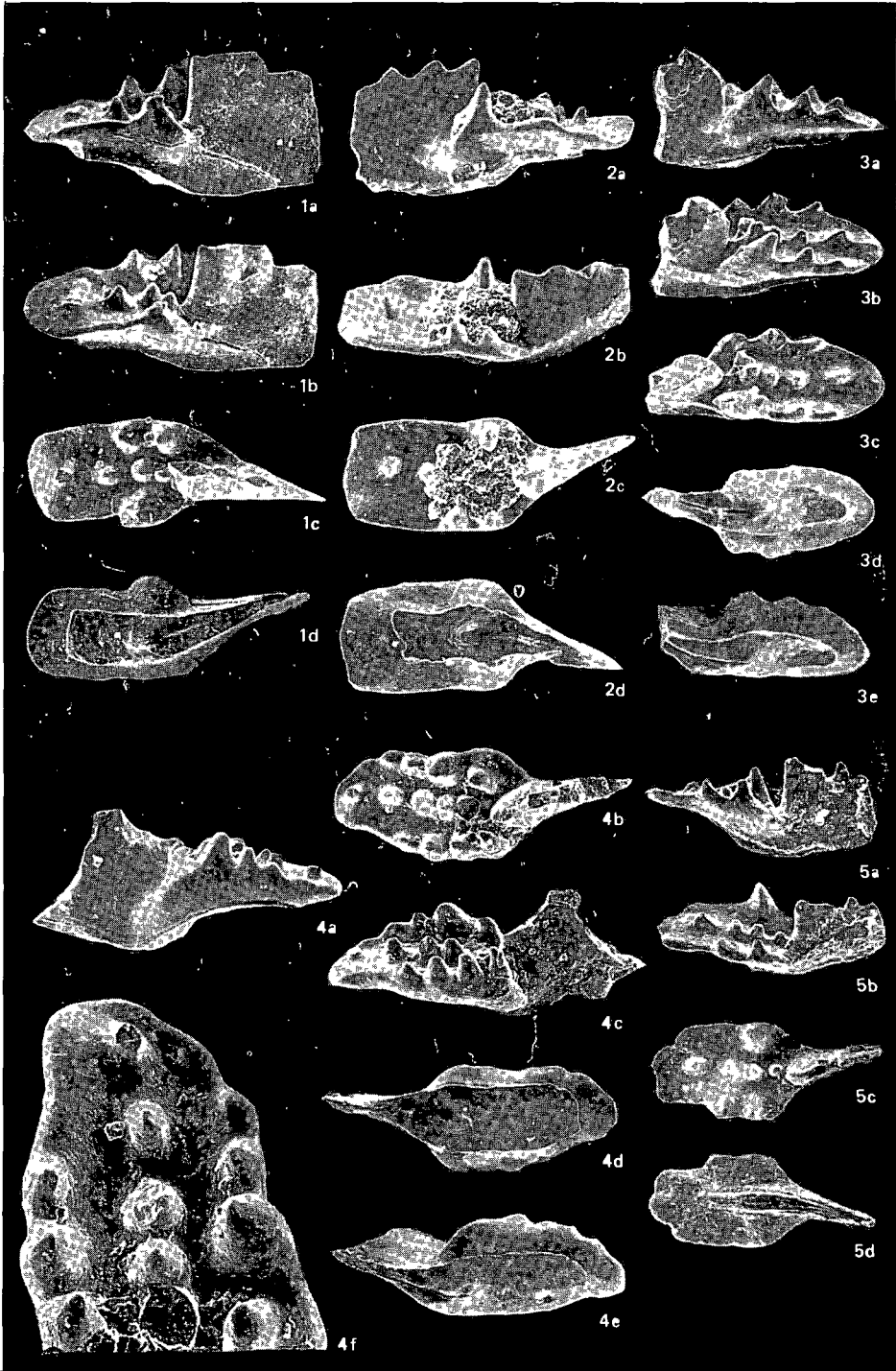
- 1—5 *Metapolygnathus slovakensis* KOZUR
Vállusi vízmosás — Gully near Vállus
1a—d 5 pld , T-5742
2a—d 3 pld , T-5740
3a—e 7 pld , T-5747
4a—f 8 pld , T-5748
5a—d 4 pld , T-5741

1—3 , 5 100×

4a—e 66×

4f 170×

Fotó TAKÁCS B -NÉ



CONODONTA-BIOSZTRATIGRÁFIAI ÉS MIKROFÁCIÉS VIZSGÁLATOK A RUDABÁNYAI-HEGYSÉG ÉK-I RÉSZÉN

KOVÁCS SÁNDOR

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

UDC 551 761 565 142+567 43(234 373 3/.5)

T á r g y s z a v a k metamorfózis, biosztratigráfia, mészkő, mikro-
fáciés, Conodonta, triász, Északi-kozéphegység (Rudabányai-hegység)

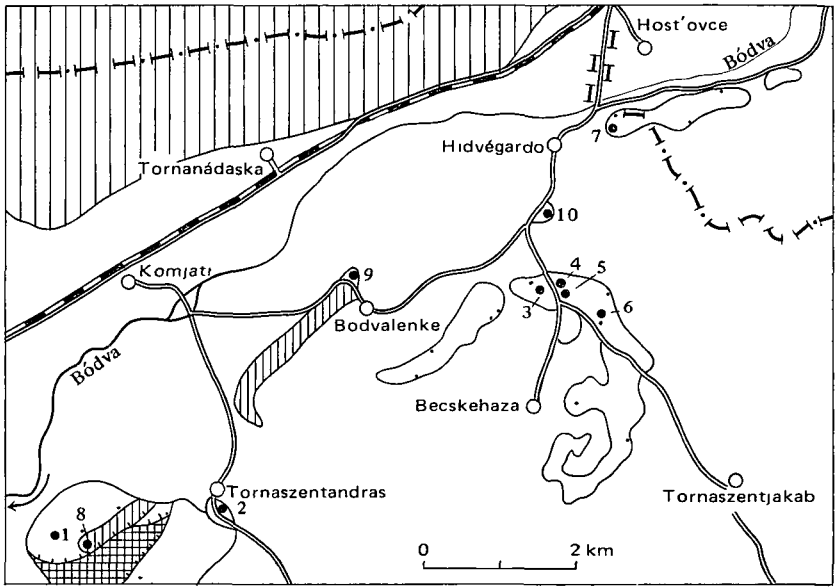
A Rudabányai-hegység ÉK-i részén az 1975-től végzett Conodonta- és mikrofáciés vizsgálatok egy enyhén metamorf („Tornavolgyi-sorozat”, LESS 1981, Tornai-takaró) és egy nem metamorf triász („Bódvavolgyi-sorozat”, LESS 1981, Bódvai-takaró) létét bizonyították. A metamorf triászban a mészkövek szövege irányított — az eredeti többnyire nem ismerhető fel — a Conodonták átkristályosodtak és deformálódtak, színváltozási indexük magas (6–7). A nem metamorf triászban ezek az elváltozások hiányoznak, a Conodonták színváltozási indexe 2–4. Az egyes metamorf fázisokat (anchi- és epizóna, ill. még a diagenetikus zónán belül) ÁRKAI P. (1981) különítette el kőzettani módszerekkel, a karbonátszövet- és Conodonta-elváltozási tapasztalati skálákkal való párhuzamosítása folyamatban levő közös vizsgálataink tárgyát képezi.

A biosztratigráfiai adatok híján a különböző szerzők által különbözőképpen megítélt, az utolsó 30 évben [BALOGH–PANTÓ (1952) óta] azonban általánosan ladinnak tartott képződmények a Conodonta-vizsgálatok alapján korban a középső-anisusitól a középső-nórug terjednek.

Bevezetés

A Rudabányai-hegység ÉK-i része (1. ábra), ahol az átkristályosodást szenvedett karbonátos képződmények a legnagyobb elterjedésben fordulnak elő a felszínen, a tágabb környék földtani megismerésének kezdete — a bécsi geológusok múlt századbeli felvételei — óta kulcsszerepet játszott a hegység szerkezetének, ill. a szomszédos területekhez való kapcsolódásának megítélésében. Ezen belül is kiemelkedő fontosságú volt a Bódvarákó–Tornaszentandrás közötti Esztramos-hegy enyhén metamorfizált összlete.

A szóbanforgó képződményekről alkotott nézetek két csoportba tartoznak. Az egyik követői döntő jelentőséget tulajdonítottak a kőzetek metamorfizáltságának (azaz kristályos voltának) és emiatt környezetüktől megkülönböztették őket, vagyis — szendrői-hegységi és egyéb analógiákkal együtt — a karbonba (F. FOETTERLE 1868, 1869, VITÁLIS I. 1909, PÁLFY M. 1924), sőt a szilurba vagy devonba (H. WOLF 1869) sorolták. A másik hívei viszont az átkristályosodottságot helyi hatásoknak tulajdonították és a képződményeknek a Dél-Gomori (vagy Aggteleki–Szlovák)–Karszt, ill. a Rudabányai-hegység triászba közti átmeneti típusát hangsúlyozták (KOCH A. 1904, PANTÓ



1 ábra A vizsgált szelvények elhelyezkedése (Térkép BALOGH K 1964 után, módosítva LESS GY 1981 es saját adatok alapján)

a Torna-takaro (metamorf T_2-T_3), b Bódva-takaro (nem metamorf, uralkodóan mélyvízi T_1-T_2), c Szilicei takaro (nem metamorf, uralkodóan karbonátplatform-fáciesű T_2-T_3), d nem metamorf T_1 (Bódva-takaro?), e negyedkor — Szelvények Metamorf triász 1 Esztramos, 2 Tornaszentandrás, 3 Ruda-oldal, 4 Szentjános-hegy kőfejtő, 5 Szentjános-hegy kőfejtő D-1 szomszedsága, 6 Hidvégardó sz f, 7 Nagyko Nem metamorf triász, 8 Esztramos, 9 Bodvalenke, 10 Hidvégardó temető

Fig 1 Location of the sections investigated (Map after K BALOGH 1964, modified after GY LESS 1981 and own data)

a Torna nappe (metamorphosed T_2-T_3), b Bódva nappe (non-metamorphosed, predominantly deep-water T_1-T_2), c Szilicei nappe (non-metamorphosed T_2-T_3 of predominantly carbonate platform facies), d non-metamorphosed T_1 (Bódva nappe?), e Quaternary — Sections Metamorphosed Triassic 1 Esztramos, 2 Tornaszentandrás, 3 Ruda oldal, 4 Szentjános hill, quarry, 5 Szentjános hill, southern neighbourhood of the quarry, 6 Borehole Hidvégardó 3 7 Nagyko Non-metamorphosed Triassic 8 Esztramos, 9 Bodvalenke, 10 Hidvégardó cemetery

G 1948, BALOGH K 1950, 1953, 1964, BALOGH K —PANTÓ G 1952, 1959, ALFOLDI L —BALOGH K et al 1975)

Az 1975-ben BALOGH KÁLMÁN kezdeményezésére megindult és jelen szerző által végzett Conodonta- és mikrofácies-vizsgálatok az Esztramos és környéke legtöbb képződménye triász korának igazolása mellett nagyrészt azok triázon belüli megoszlását is tisztázták Kiderült ennek kapcsán, hogy az addig latin korúnak tartott pelágikus mészkőfáciesek képződési ideje a pelsői alemelettől a sevating terjed A metamorfózisnak nagyobb területen való megállapítása pedig folvetette annak szükségességét, hogy a hegység triász képződményeinek metamorf és nem-metamorf tagjait elkülönítsuk egymástól (BALOGH K —KOVÁCS S 1976—77) Ennek során Hidvégardó és Tornaszentjakab között egy olyan átbuktatott, enyhén metamorf triász összletet mutattunk ki (KOVÁCS S 1979) amelyről foltehető volt, hogy a már Dél-Szlovákiába eső Torna-volgyi tektonikai ablak (J MELLO et al 1975 J MELLO 1979) metamorf

triászával függ össze. E rétegsor pontosabb megismerése végett települt a Hídvégardó 3 sz. fúrás. Nagy jelentőségű volt továbbá, hogy az ÉK-1 hegység rész 1 10 000 m² újratérképezését végző LESS GY (1980–81) egy addig nem ismert, medencefaciesű, nem-metamorf triász szelvényt fedezett fel Bódvalenkén, és térképileg is szétválasztotta a hegység metamorf és nem-metamorf képződményeit. Ezzel párhuzamosan J. MELLO et al (1975) és J. MELLO—R. MOCK (1977) a hegység szlovákiai — Bódvavendégi (Hostovce), Horvát (Chorvát) és Zsarnó (Žarnov) környékére eső — elvégződésének képződményeit tagolták hasonló módszerekkel.

A jelen munka az Esztramostól K-re az országhatárig terjedő ÉK-1 hegység rész metamorf és nem-metamorf triászának Conodonta-vizsgálatok céljából felvett szelvényeit ismerteti. A mészkövek mikroszkópi leírásánál a FOLK- (1959) és a DUNHAM- (1962) féle rendszert használtam, a metamorf szövet típusokra pedig FRIEDMAN (1965) nevezékτανát alkalmaztuk, kibővítve a metapátit fogalmával, amelyet itt a regionális dinamotermál-metamorfózis során keletkezett pátitokra vezetünk be. A mészköveket metamorfizáltságuk növekvő foka szerint A, B és C típusokba soroltuk. Az A típusba tartoznak a metamorf elváltozástól mentes szövetű mészkövek (esetleges részleges neomorf átkristályosodással), a B típusba azok, amelyek szövege már irányított, de a lineáció irányába ellapított allokémiás komponensek még felismerhetők, a C típusba pedig azok, amelyekben az allokémiás komponensek eltűntek, beleolvadtak a mátrixba és homogén, irányított metapátit alakult ki. Az előkerült Conodonták fajoltói KOVÁCS S—H. KOZUR (1980), KOVÁCS S (1983a, 5. ábra, 1983b), valamint L. KRYSŤYN (1980, 1983) munkáiban található.

A Conodontáknak a metamorfózis fokát jelző szerepét EPSTEIN et al (1977) ismerték fel először. Az általuk kifejlesztett és nyílt rendszerű, laboratóriumi hevítéssel ellenőrzött CAI [Colour Alteration Index (színváltozási index)] skála azon alapul, hogy a hőmérséklet növekedésével az eredetileg sárgásfehér, vagy fehér Conodonták előbb fokozatosan megfeketednek (CAI = 1–5), majd ismét kifehérednek (CAI = 6–8). Az Epstein-féle skála fokozataihoz rendelt hőmérsékleti értékek azonban csak a termális metamorfózusra érvényesek. Mivel a tektonikus eredetű dinamotermális metamorfózis során a hőmérséklet emelkedésével a nyomás is növekedik, a Conodonták átalakulása zárt rendszerben megy végbe és a színváltozás hőmérsékletére következtetni nem lehet. Ilyenkor az újból kivilágosodási szakaszban (CAI = 5 felett) a Conodonták nemcsak átkristályosodnak, hanem — a kőzet szövegének irányítottá válásával egyidejűleg — deformálódnak is. E két jelenség együttese alapján a kezdeti metamorfózis biztosan felismerhető. A saját vizsgálatunk alapján erre felállított és itt is használt 8 fokozatú tapasztalati színskála részletesebb leírása KOVÁCS S (1983a) közleményében található.

A vizsgált szelvények

Metamorf triász (Tornai-takaró)

Esztramos

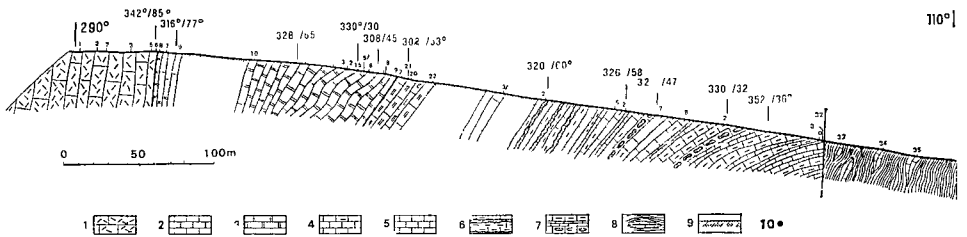
Az Esztramos fő tömegét alkotó világosszürke, pados, vagy tomeges, átkristályosodott steinalmi mészkövet a hegy ÉNY-i oldalán fellépő, vasasodott gutensteini mészkőtől és dolomittól LESS GY (1981) és PANTÓ G (1948) szerint vető választja el. Az ÉK—DNY-i irányú hegygerinc a kristályos mészkő

csapását követi, meredek ÉNy-1 lejtője pedig nagyjából annak rétegzésével párhuzamos A gerinc DNy-1 oldalán, a szőlők széle és a legnyugatibb vízmosás között, a „Keglevich-féle alsó szekérút” mentén, és a felette levő hegyoldalban viszont már metamorfizált medencefáciesű képződmények láthatók (2 ábra) A begyűjtött szelvény a szőlők K-1 szélének folytatásában húzódó kis völgy-bevágás K-1 széle és a gerinc metszéspontjából a legnyugatibb vízmosás fejiég terjed Hozzákapcsolódik azonban a vízmosásban létesített kisebb mesterséges feltárások összevonásával készült „Esztramos-III sz árok” szelvénye is Egyenes vonalú szelvény felvételére a rossz feltártság miatt nem volt mód a 2 ábra közelítőleg dőlésirányú szelvényét a mintavételi pontoknak az egyenesre való vetítése alapján szerkesztettem meg A képződmények alábbi számozása megfelel a szelvényben, valamint a Conodonta fauna megoszlását bemutató rétegoszlopon (2 és 3 ábra) alkalmazott jelek sorszámának

1 Fehéresszurke—világosszurke, helyenként feketés sávokat tartalmazó, pados vagy rétegzetlen, kristályos mészkő (metamorf steinalmi mészkő) Rétegtani értelemben vett legfelső néhány méterében néhány cm-es vastagságú, vorhenyedrapp, finomabb kristályos, medencefáciesű hasadékkitöltések vagy betelepülések is fellépnek (Esz-1—6 sz minta) Szelvénybeli vastagsága kb 80 m

Kora rétegtani helyzete alapján pelsői és/vagy idősebb

Szövete irányított, inekvigranuláris xenotópos, porfirotópos, ill részben poikilotópos metapátit Kristályméret a porfirotópos változatokban 20—100 μm , a poikilotópos változatokban 15—200 μm között A feketés sávok szövete ekvigranuláris xenotópos porfirotópos mikropátit, kristálymérete 10—20 μm közötti Az ezekben észlelhető éles határú, világosabb, durvább kristályos alakzatok valószínűleg átkristályosodott Echinodermata-toredékek lehetnek A sávok valószínűleg mikrites betelepülésekből származnak A vorosesdrapp medencefáciesű betelepülések szövete irányított, bioklasztos mikropátit



2 ábra Földtani szelvény az Esztramos DNy-1 gerincen át, a mintavételi helyek feltüntetésével

1 Világos, tomeges vagy pados, kristályos mészkő (metamorf steinalmi mészkő), 2 sárgásfehér vagy fehér, pados márvány, barnás vagy voros, lemezes mészkő betelepülésekkel, 3 szurke, sávós mészkő, 4 barnásfehér—sárgásfehér, préselt mészkő, 5 világosszurke, tomott mészkő, 6 csontfehér, pados mészkő, gyakori lilás voros és barnásszurke tűzkőrétegekkel, -lencsékkel és -gumókkal, 7 sárgásfehér—barnásfehér, pados—vastag-pados mészkő, barna—világosbarna, lemezes mészkő betelepülésekkel, 8 mállottan sárgásbarna agyagpala, barna, lemezes mészkő olisztotrimákkal, 9 talajjal fedett, 10 mintavételi helyek

Fig 2 Geological profile across the southern ridge of Esztramos with sampling points

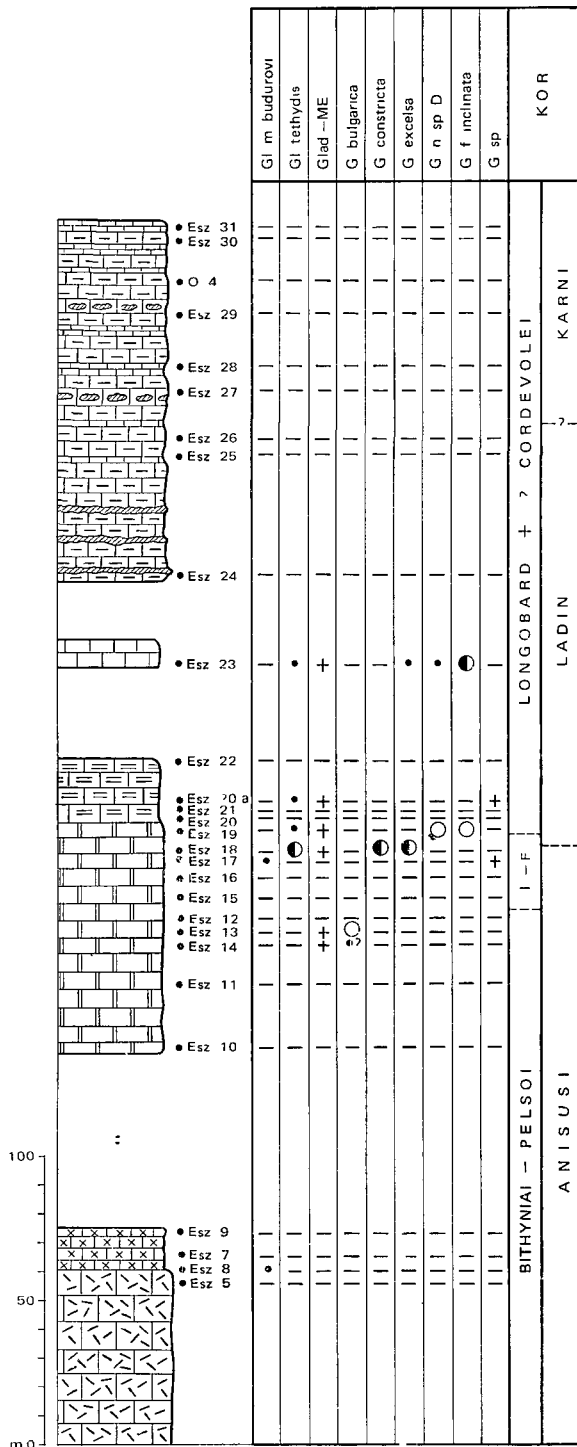
1 Light, massive or thick bedded limestone (metamorphosed Steinalm limestone), 2 yellowish-white or white, thick-bedded marble with brownish or reddish, platy limestone intercalations, 3 grey, striped limestone, 4 brownish white—yellowish-white, strongly pressed limestone, 5 light grey, compact limestone, 6 bone-white, bedded limestone, frequently with purplish-red and brownish-grey chert beds, lenses and nodules, 7 yellowish white—brownish-white bedded to thick-bedded limestone, with intercalations of brown to light brown, platy limestone, 8 yellowish brown slate (weathered colour), with brown, platy limestone olistothrymae, 9 covered, 10 sampling points

3 ábra Az Esztramos rétegoszlopa és Conodontái A rétegoszlop jelmagyarazatát lásd a 2 ábrán

Conodonták gyakorisága
 1 1-2 pld, 2 3-5 pld,
 3 5-20 pld, 4 20-50 pld,
 5 50 pld felett

Fig 3 Stratigraphical column and conodonts of the Esztramos hill For legend see Fig 2

Frequency of conodonts
 1 1-2 specimens,
 2 3-5 specimens,
 3 5-20 specimens,
 4 20-50 specimens,
 5 over 50 specimens



- 1 •
- 2 ○
- 3 ●
- 4 ●
- 5 ■

Kristályméretük 5—15 μm (uralkodóan 5—10 μm) között van, a bioklasztikum feltehetően Echinodermata-toredékekből és Brachiopoda-héjakból áll

2 Sárgásfehér vagy fehér, pados márvány, néhány cm-es drappos, barnás vagy vörös, finomabb kristályos, erősen préselt, lemezes mészkőbetelepülésekkel A padok vastagsága 20—30 cm (Esz-7—9 sz minta) Legelső kibúvása egy 50 cm vastag, lilásszürke, sávós mészkőpad (Esz-7 sz minta) Vastagsága legalább 15 m

Kora *Glandigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS—KOZUR tartalma alapján alsó-illyr vagy idősebb, a 3 képződmény alatti helyzete alapján azonban még pelsői

Szovete A sárgás-fehér márványé irányított, inekvigranuláris xenotópos poikilotópos metapátit, kristályméret 30—200 μm A lemezes betelepüléseké irányított, inekvigranuláris xenotópos, porfirotópos mikropátit, kristályméret 10—20 μm

3 Szürke, sávós, pados mészkő, amely többnyire barnás és drappos sávozottságot, ill ugyanolyan színű, finomabb kristályos betelepüléseket is tartalmaz (Esz-10, -19 sz minta) Vastagsága legalább 80 m

Kora Alja még pelsői, amit az Esz-13 sz mintában előforduló *Gondolella bulgarica* (BUD—STEF) bizonyít Az Esz-18 sz minta gazdag Conodonta faunája a constricta-zónába (középső—felső-illyr) tartozik Legfelső része azonban már az Esz-19 sz mintában fellépő *Gondolella* n sp D és *Gondolella foliata inclinata* KOVÁCS alapján alsó-longobárd (vö BALOGH—KOVÁCS 1981 p 48)

Szovete A szürke, sávós mészkőben a világos sávoké irányított, inekvigranuláris xenotópos poikilotópos metapátit, kristályméret 20—150, esetleg 200 μm A sötétebb sávoké irányított, inekvigranuláris xenotópos porfirotópos metapátit, kristályméret 10—30 μm , de lehet már 5 μm körüli „mátrix” is A drapp és barna, finomabb kristályos betelepüléseké irányított, inekvigranuláris xenotópos porfirotópos metapátit, ill mikropátit, kristályméret 5—40 μm , uralkodóan 10—30 μm Ugyanezek a betelepülések lmonit- és ritkábban szericit-lemezeket tartalmaznak, néha még Echinodermata-toredékek is felismerhetők 15—50 μm (kivételesen 150 μm) átmérőjű, autigén kvarc-kristályok mindegyik változatban előfordulhatnak

4 Barnásfehér—sárgásfehér, pados, de a préseltség miatt a padokon belül lemezes mészkő, világosbarna—sárgásbarna, finomabb kristályos, lemezes mészkő betelepülésekkel A padok vastagsága 15—50 cm között van (Esz-20, -22 sz minta) Feltárt vastagsága 20 m

Kora rétegtani helyzete alapján longobárd

Szovete irányított, xenotópos porfirotópos, ill részben poikilotópos metapátit, kristálymérete 10—30, esetleg 50 μm A porfirotópos szövetet 5 μm körüli „mátrix”, ill agyagos mikrit „filmek” okozzák Gyakorik az autigén kvarckristályok (átmérő 20—100 μm között)

5 Világosszürke—világos barnásszürke—drapposfehér, tomott szövetű, pados mészkő (kullemében hasonlít a hallstatti mészkő alsó-nóri „Massiger Hellkalk” tagozatához) A padokon belül a mészkő az erős préseltség miatt lemezes (Esz-23, -23a sz minta) Feltárt vastagsága 10 m

Kora a nagyobb számú *Gondolella foliata inclinata* KOVÁCS egyed alapján longobárd, mivel azonban a belőle kifejlődött más fajok nem lépnek fel, az a lemelet legfelső része már kizárható (KOVÁCS 1983b)

Szovete irányított, xenotópos metapátit, kristálméret 15–30 μm , 5–15 μm közötti „mátrix”-szal Gyakran tartalmaz 20–80 μm átmérőjű autigén kvarckristályokat

6 Csontfehér, pados mészkő, gyakori lilásvörös és barnásszurke tűzkőrétegekkel, -lencsékkel és -gumókkal A mészkőpadok vastagsága 20–30 cm, a tűzkőrétegeké és lencséké 3–5 cm Vastagsága kb 25 m

Kora longobárd (?)

7 Sárgásfehér—barnásfehér, pados—vastagpados mészkő Az 1 m-t is elérő vastagságú padokon belül az erős préseltség miatt lemezes Tűzkőtartalom csak ritkábban, egyes padokban jelentkezik, ott viszont tomegesen, barnásszurke, esetleg lilásvörös tűzkőgumók formájában Barna—világosbarna, finomkristályos, lemezes mészkő betelepülések is fellépnek, 20–30 cm vastag padok formájában, amelyek felfelé egyre gyakoribbá válnak (Esz-25, -32 sz minták) Vastagsága 100 m

Kora rétegtani helyzete alapján (sajnos valamennyi minta Conodontára negatív volt) longobárd és/vagy cordevolei

Szovete a sárgásfehér—barnásfehér pados mészkőé irányított, inekvigranuláris xenotópos porfirotópos, ill részben poikilotópos metapátit, kristálméret 10–50 μm között A barna lemezes mészkőé irányított inekvigranuláris xenotópos porfirotópos metapátit—mikropátit (kristálméret 5–30 μm) és sűrűn limonitpottyos mikropátit sávok váltakozása Autigén kvarckristályok (átmérő 20–200 μm) mindkét mészkőben gyakoriak, néha földpátok is előfordulnak Helyenként — a metamorfózis ellenére — 500 μm átmérőig terjedő Echinodermata-toredékek is felismerhetők

Megjegyzés az 5–7 sz képződmények feltárásai az „alsó Keglevich-féle út” mentén láthatók

8 Mállottan sárgásbarna agyagpala, sárgásbarna—barna, a préseltség miatt lemezes, barnásszurke tűzkőzsinórokat tartalmazó mészkő olisztótrim-mákkal (az Esztramos-III sz szelvényben, a legnyugatabbi vízmosásban)

Kora, analógiák alapján — legalábbis zomében — a juli alemeletbe sorolható (A vizsgált 6 minta Conodontára negatív volt)

A mészkövek szovete autigén kvarcban gazdag, irányított, inekvigranuláris xenotópos porfirotópos mikropátit (kristálméret 5–30 μm között) és limonitos mikropátit sávok váltakozása A limonit sűrű, de pontszerű pottyokban dúsul fel Gyakran szericitlemezkek is látszanak

A szelvényben a Conodonták színe az Esz-19 sz mintáig sötétszurke—szurke (CAI=5–6), az Esz-20/a és Esz-23 mintákban szurke—fehér, (CAI=6–7) Valamennyi mintában erősen átkristályosodottak és erősen deformáltak Az esztramosi Conodontákat a IV fényképtábla szemlélteti

Ugyanitt meg kell még említenünk egy, az Esztramos-I sz letisztításból származó adatot, amely a felső-triász képződmények — lepusztulás előtti — esztramosi jelenlétének egyetlen bizonyítéka A letisztítás a kőbányába vezető út bal (Ny-1) oldalán, a hányó előtt kb 50 m-re van A benne feltárt mészkövek nem állnak szóban, azonban a pleisztocén vörös agyagba ágyazottan — egybek mellett — egy kb 1–2 m^3 -nyi nagyságú sárgásfehér mészkőtomb is látható, vörös tűzkőgumókkal A belelőle származó O-2/1975 sz mintából *Gondolella stembergensis* (MOSHER) és *Metapolygnathus abneptis* (HUCKRIEBE) került elő, amelyek középső- vagy felső-nóri korát bizonyítják A Conodonták színe fehér (CAI=7), kissé átkristályosodottak, de nem deformáltak A mészkő szovete irányított, inekvigranuláris xenotópos porfirotópos metapátit, autigén

kvarcokkal és ritkábban földpátokkal Kora és litológiája alapján megfelel a hídvégárdói nagykői mészkőnek

Tornaszentandrás, Templom-domb

A tornaszentandrás Templom-domb D—É-1 irányú szelvényét a domb D-1 végénél levő utolsó ház mellett feltárt agyagpala/mészkő határtól a gerinc mentén végig a domb É-1 végénél levő kocsmá mellett utolsó kibúvásig vizsgáltuk. Az agyagpalából rétegváltakozással fejlődik ki a szurke, néha barnás árnyalatú, viszonylag tomott szövetű, vékonyrétegzett—pados, de a metamorfózis miatt a padokon belül is lemezes—vékonyréteges elválású és sávos mészkő, barnásszurke tűzkőrétegekkel, -lencsékkel és -gumókkal. Igen szegényes és rossz megtartású Conodonta faunát tartalmaz, amely emeletszintű kormeghatározást ugyan lehetővé tesz, részletesebb biosztratigráfiai taglalást azonban nem.

A rétegtanilag legalsó helyzetű, kb 1,5 m-rel a pala/mészkő határ felett gyűjtött minta (Tsz 10 sz.) még felső-karni korú, a belőle előkerült néhány *Gondolella polygnathiformis* BUD—STEF. és *Gondolella nodosa* (HAYASHI) példány a tuvali-2 szintbe tartozását jelzi. A szelvény további részéből származó mintákból (Tsz-1, -9 sz.) előkerült néhány toredékes *Gondolella navicula* HUCKRIEDE és *Metapolygnathus abneptis* (HUCKRIEDE), ill az utóbbi alakokéba tartozó egyed a tűzkoves mészkő zomének — szemben VITÁLIS I (1909) középső-triász, PÁLFY M (1924) „kampili” és BALOGH K (1950) ladini minősítésével — nóri korát bizonyítja. Valószínűleg az egész nóri szakasz az alsó-nóriba (láci alemelet) tartozik.

A Conodonták átkristályosodottak és deformáltak, színük szurke és szurkésfehér (CAI=6—7)

Hídvégárdó környéke

Már vizsgálataink első fázisában kiderült a Hídvégárdó—Recskháza—Tornaszentjakab környéki szurke faciesű triász kibúvások átbuktatott és enyhén metamorf volta (KOVÁCS S 1979b). Ennek részleteiben történő alátámasztására több felszíni szelvényt vettünk fel és mintáztunk meg. Az átbuktatottság legszebben a Szentjános-hegy Ny-1 oldalában látszik (4 ábra). Javaslatunkra mélyült a Hídvégárdó 3 sz. fúrás, melynek feladata az átbuktatott egység rétegsorának átfúrása és fekéjének megállapítása volt. A terület újratérképezését, ill a fúrás műszaki ellenőrzését és dokumentációját LESS GY (1981) végezte. A környék triászát az alábbi képződmények alkotják.

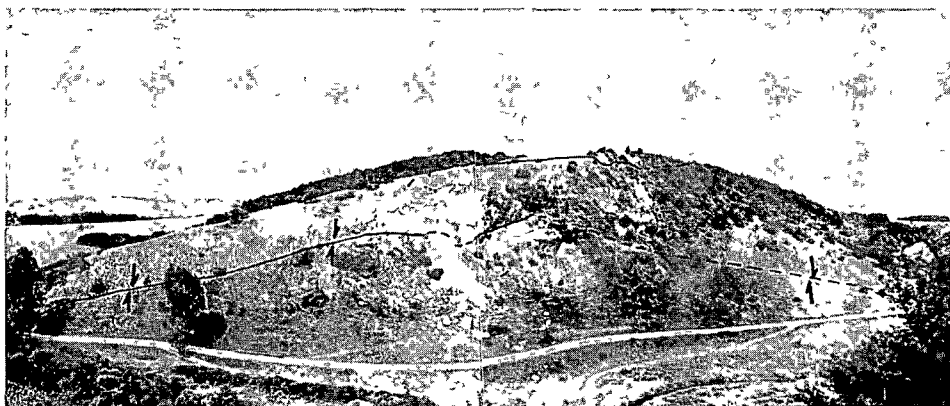
1 Metamorf steinalmi mészkő és dolomit Világos, rétegzetlen vagy pados, kristályos mészkő a Szentjános-hegy és a Ruda-oldal tetején, dolomit pedig a Recskházi kőbányában és környékén található. Vastagsága legalább 50 m.

A mészkövek szovete irányított, mekvikgranuláris xenotópos porfirotópos metapátit, kristálméret 15—50 μ m.

Kor rétegtani helyzete alapján alsó- és középső-anisusi.

2 Szurke, pados, barnás vagy vörös sávos, kissé kristályos mészkő (Szentjános-hegyi mészkő). A tarka sávok az eredeti uledék egy részét kitevő barna vagy vörös, agyagos mikrit metamorf átrendeződésével kapcsolatosak. A sávozottság (lineáció) párhuzamos a padossággal. Vastagsága kb 23 m.

Az eredeti szövet részben még többé-kevésbé felismerhető, részben viszont teljesen eltűnt (mint a Szentjános-hegyi kőfejtő szelvényében). A nem teljesen átkristályosodott változatban felismerhető szöveti típusok.



4. ábra A Tornai-takaró átbuktatott képződményei a hídvérgárdói Szentjános-hegyen
 I A kőfejtőben felvett szelvény (10. ábra) hozzávetőleges helyzete, II a kőfejtő D₁ szomszédságában felvett szelvény (11. ábra) hozzávetőleges helyzete, 1 steinalmi mészkő (pelsői), 2 Szentjános-hegyi mészkő (illyr—longobárd + %cordevolei), 3 potscheni mészkő (láci)

Fig. 4 The overturned sequence of the Torna nappe on Szentjános hill at Hídvérgárdó
 I Approximative position of the section of Fig. 10 in the quarry, II approximative position of the section of Fig. 11 in the southern neighbourhood of the quarry

- filamentumos mikropátos biomikrit, wackestone (részben kokvina),
- radiolariás mikropátos biomikrit, mudstone, crinoideás mikropátit, mudstone

A teljesen átkristályosodott változat szovete

- inekvigranuláris, xenotópos porfirotópos metapátit, kristályméret 10—30, néha 40 μm

Az utóbbi változatban is helyenként felismerhetők filamentumok és Brachiopoda-átmetszetek. Mindkét változat szovete többé-kevésbé irányított.

Kor: A Conodonták az alsó-illyrtől (*Gondolella bifurcata hanbulogi* SUDAR—BUDUROV) a felső-longobárdig [*Gondolella fohata* (BUDUROV)] terjedő korát bizonyítják. Feltételezzük azonban, hogy rétegtanilag legfelső része már cordevolei korú (1. alább, a Ha. 3. sz. fúrásnál).

3. Fekete, mállottan zoldesszürke vagy sárgásszürke agyagpala (torna-szentandrás agyagpala). Vastagsága kb. 25 m.

Kor: rétegtani helyzete és analógiák alapján a zome középső-karni (juli).

4. Szürke, tűzköves mészkő (potscheni mészkő). A mészkő makroszkóposan tomott szövetű, vékonyrétegzett—vékonypados. A barnásszürke tűzkő rétegeket, lencsákat vagy gumókat alkot. Elsősorban a vékonyrétegzett változatok gazdagok tűzkőben, ezekben a vékony mészkő- és tűzkőrétegek váltakoznak egymással (1, 5, 6. ábra) és a tűzkő mennyiségben gyakran felülmúlja a mészkőét. A környéken a felszínen a legelterjedtebb triász képződmény.

Szovete: radiolariás vagy radiolariás—filamentumos biomikrit és mikropátos biomikrit. A környékbeli triász képződmények közül a legkevésbé van átkristályosodva, de vékonycsiszolatban mátrixa többé-kevésbé irányított és a Radiolariák a lineáció irányában ellapultak.

Kor: felső-karni—alsó-nóri. A legidősebb rétegekben csak *Gondolella polygonathiformis* BUD—STEF van jelen (tuvali-2 szint), míg a legfiatalabbakat

a *Metapolygnathus posterus* (KOZUR—MOSTLER) első példányainak megjelenése jellemzi (láci-3 szint)

5 Sárgásbarna—barna, sárgásfehér, lilásvörös vagy lilásrózsaszínű, jól rétegzett mészkő, néha vörös tűzkővel (nagykői mészkő) A Hídvégardótól K-re az országhatár mellett levő Nagykő déli részén folyamatosan fejlődik ki a szurke, tűzkoves mészkőből (7 ábra) Ezen kívül a Ruda-oldal lábánál van feltárva, ahol LESS GY mutatta ki Ismert vastagsága max kb 20 m

Szovete irányított, inekvigranuláris xenotópos porfirotópos pátit, kristálméret 10—30 μm Gyakoriak a 20—50 μm átmérőjű autigén kvarc-kristályok Filamentumok és Crinoidea toredékek néha elmosódottan felismerhetők a pátitban

Kor Csak *Gondolella steinbergensis* (MOSHER)-t tartalmaz, amely az alau-ni-1 szintben lép fel és a nóri/rhaeti határon tűnik el Mivel az alsó-nóri szurke, tűzkoves mészkő rétegtani fedőjében csak viszonylag kis vastagságban van feltárva, általánosságban a középső-nóriba (alauni alemelet) soroljuk

A Conodonták megtartása

A Conodonták színe sotétszurke—szurke—fehér (CAI=5,5—7) az egyes szelvényekben ezen belül eltérések lehetnek Minden esetben deformáltak



5 ábra A Ruda-oldal potscheni mészköve Szurke, jól rétegzett mészkő, barnásszurke tűzkő vékony rétegeinek kozbetelepüléseivel A feltarás legalsó része, kb a 9 ábra H-6a—H-8 sz mintának megfelelő szint

Fig 5 The Potschen limestone of Ruda-oldal Grey, well-bedded limestone, with intercalated thin beds of brownish grey chert Lowermost part of the exposure, appr the level corresponding to the samples No H-6a—H-8 on Fig 9



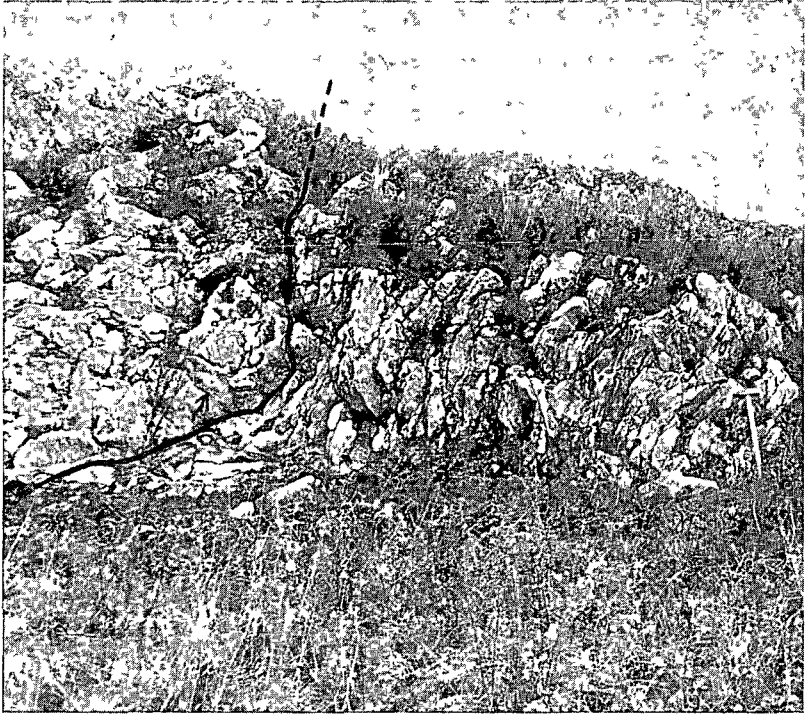
6 ábra A Ruda-oldal potscheni meszköve Tűzkő (világos) és meszkő (sötét) rétegek sűrű váltakozása Kb a 9 ábra H-8a—H-8c sz. mintának megfelelő szint

Fig 6 The Potschen limestone of Ruda-oldal Densely spaced alternation of chert (light) and limestone (dark) beds Appr the level corresponding to the samples No H-8a—H-8c on Fig 9

— különösen a fehér színűek — és át vannak kristályosodva Gyakran fel vannak hasadozva (pl IX tábla 1) és a hasadékok mentén transzlatálódtak (XIII tábla 3)

Ruda-oldal

A Sas-patak völgyének Ny-i oldalán a sziklafalakban a szurke, tűzköves mészkőnek szép feltárási láthatók A 8, 9 ábra szelvényét az oldal É-1 részén, a Szentjános-hegyi kőfejtővel kb átellenes, felhagyott kőfejtőben vettem fel Ennek alsó részét ábrázolja az 5 és 6 ábra is A kőfejtő legfelső szintjén levő barnásvörös sávós szurke mészkő — amely inkább a Szentjános-hegyi mészkőre emlékeztet — a *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV—



7 abra A potschemi mészkő (balról) es a nagykői mészkő (jobbról) határa a Nagykő Ny-i oldalán húzódó feltarás D-1 végén

Fig 7 Boundary of Potschen limestone (on the left) and Nagykő limestone (on the right) on the southern end of the exposure extending along the western side of Nagykő

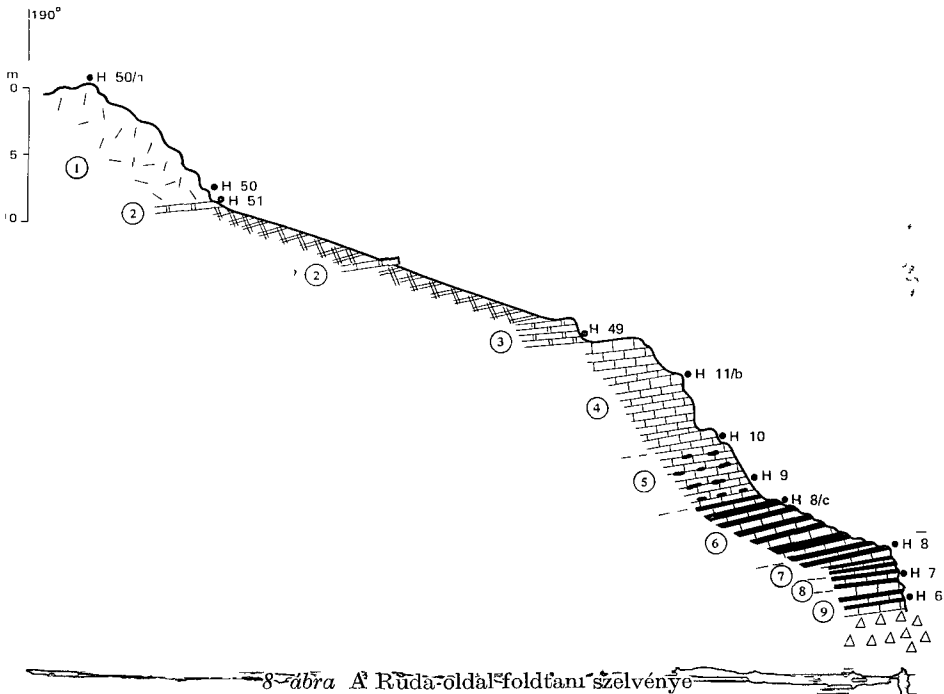
STEFANOV alapján tuvali-2 korú Legalsó része ugyanakkor — a H-7 sz mintában fellépő *Metapolygnathus posterus* (KOZUR—MOSTLER) alapján — a láci-3 szintbe tartozik Feltűnő, hogy a szelvényben a láci-2 szint nincs bizonyítva (Esetleg uledékhány miatt itt erősen redukált vastagságú?)

A kőfejtő felett a hegyoldal fedett, barnásvörös sávós szurke mészkő egy-két kisebb kibúvásával és tormelékével A hegytetőn a metamorf steinalmi mészkő sziklái láthatók Az oldal déli végén, a Sas-patak hídjával kb egy vonalban a fenyvesből kiálló meredek tűzkoves mészkő sziklafalokról vizsgált néhány minta ugyancsak az átbuktatott helyzetet bizonyítja A legalsó padból (H-12 sz minta) *Metapolygnathus posterus* került elő (láci-3 szint), a sziklák legtetejéről (H-15 sz minta) pedig *Metapolygnathus primitus* (MOSHER) (láci-1 szint) Megjegyzendő, hogy *Gondolella hallstattensis* (MOSHER) (*M posterus* nélkül láci-2/b szint, H-13 sz minta) is csak innét került elő (IX tábla 6)

Szentjános-hegy

A Sas-patak völgyének K-i oldalán emelkedő Szentjános-hegy látképét a 4 ábra mutatja Itt tárul elénk legszebben az átbuktatott metamorf triász rétegsor A hegy tetejét vékony lepelként borítja a metamorf steinalmi

mészkö Alatta húzódik a hegy fő tömegét felépítő — általában enyhe — K-i dőléssel a barnásvörös sávós szurke, pados mészkö (Szentjános-hegyi mészkö) vonulata. Ezt a kőfejtő szelvényben (10 ábra) és annak déli szomszédságában (11 ábra) vizsgáltuk. Az utóbbi szelvényben az — barna-barnásvörös, finomabb kristályos mészkö formájában — már hasadékkitöltéseket is alkot a metamorf steinalmi mészköben (H 55 sz. minta) Zome az illyr [felül *Gondolella constricta* MOSHER—CLARK, *Gondolella excelsa* (MOSHER)] és a longobárd alemeletbe (alul *Gondolella fohata inclinata* KOVÁCS, *Gondolella* n. sp. D. nom. dub.) tartozik, a fassai alemelet nem mutatható ki biztosan. A 11 ábra szelvényében a H-61 sz. mintában még nincsenek biztosan ladin alakok, a H-62 sz. minta pedig már biztosan felső-ladin.

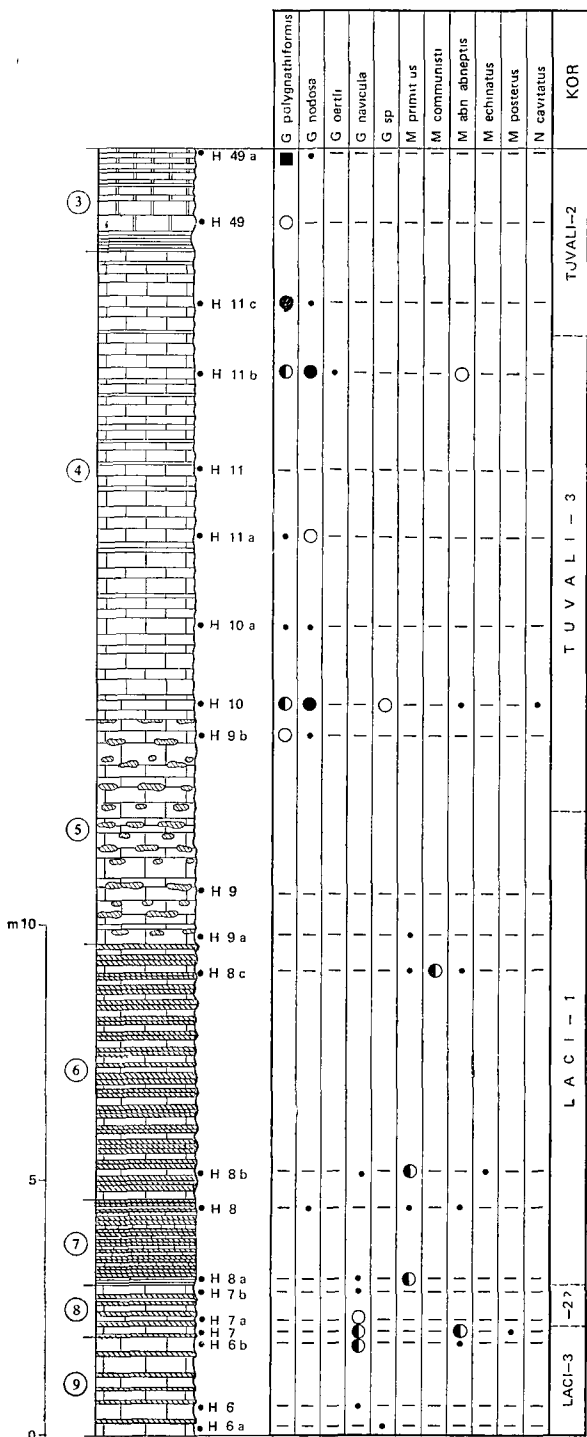


8-ábra A Ruda-oldal földtani szelvénye

1 Világos, kristályos mészkö (metamorf steinalmi mészkö) (pelsői), 2 fedett szakasz, barnásvörös sávós szurke, részben kristályos mészkö (Szentjános-hegyi mészkö) elszórt kibuvásaival és torlemekeivel, 3 barnásvörös sávós szurke mészkö (pados, ill. vékonyretegű), vékony agyapala-betelepülésekkel, 4 szurke, pados (10—30 cm vastag) tűzkömentes mészkö, a szelvény felső részében (a H-11 mintavételi ponttól felfele) 1—2 cm-es agyapala-betelepülésekkel, 5 szurke, pados (10—40 cm vastag) mészkö, néhány cm vastag barnásfehér tűzkö-lencsékkel és -gumókkal, 6 szurke mészkö 10—15 cm vastagságú és barnásfehér tűzko 10—30 cm vastagságú (ezen belül belső rétegekre tagolódo) rétegeinek váltakozása, 7 barnásfehér tűzko és szurke mészko vékony rétegeinek és lemezeinek (2—8 cm vastag) sűrű váltakozása, 8 szurke mészko 10—15 cm vastag és barnásfehér tűzko 5—15 cm vastag rétegeinek váltakozása, 9 szurke mészko 20—30 cm vastag padjának és barnásfehér tűzko 5—10 cm vastag rétegeinek váltakozása

Fig 8 Geological profile of Ruda-oldal

1 Light, crystalline limestone (metamorphosed Steinalm limestone) (Pelsonian), 2 covered interval, with rare outcrops and debris of brownish-red striped grey, partly crystalline limestone (Szentjános-hegy limestone), 3 brownish-red striped grey limestone (bedded, resp. thin bedded), with thin shale intercalations, 4 grey, bedded (20—30 cm thick), chert free limestone, in the upper part of the section (upwards from sample H-11) with 1—2 cm thick shale intercalations, 5 grey, bedded (10—40 cm thick) limestone, with a few cm thick brownish-white chert lenses and nodules, 6 alternation 10—15 cm thick grey limestone beds and 10—30 cm thick (and within this internally bedded) brownish-white chert beds, 7 dense alternation of thin beds, resp. plates (2—8 cm thick) of brownish-white chert and grey limestone, 8 alternation of 10—15 cm thick grey limestone beds and 5—15 cm thick brownish-white chert beds, 9 alternation 20—30 cm thick grey limestone beds and 5—10 cm thick brownish-white chert beds

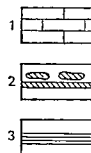


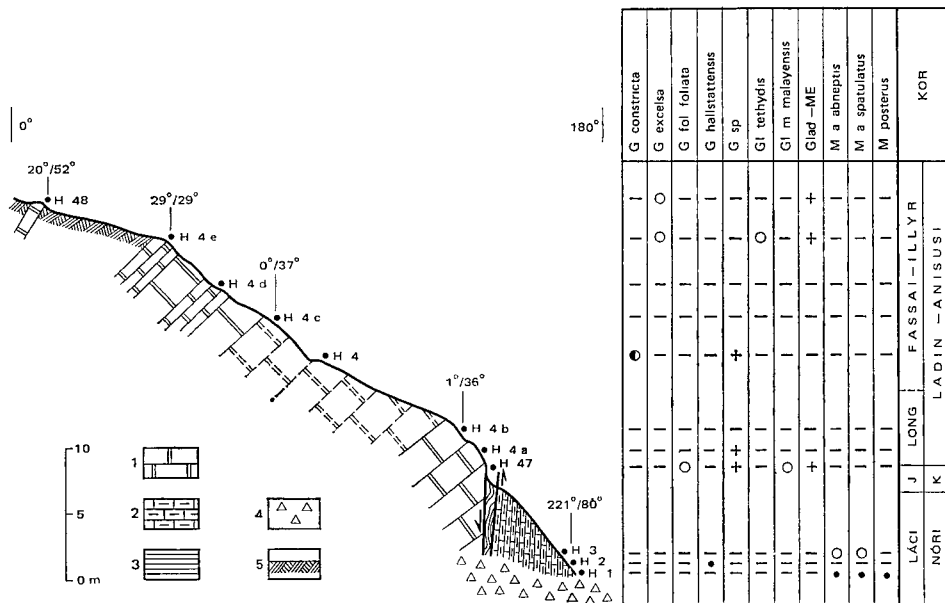
9 ábra A Ruda-oldali kőfejtő rétegoszlopa és Conodontái
 A litológiai egységek magyarázatát lásd a 8 ábrán, a Conodonták gyakoriságát lásd a 3 ábrán

1 Meszkő, 2 tűzkő, 3 agyagpala

Fig 9 Lithological column and conodonts of the quarry at Ruda-oldal Explanation of lithological units see Fig 8, for frequency of conodonts see Fig 3

1 Limestone, 2 chert, 3 shale





10 ábra A Szentjános-hegyi kőfejtő szelvénye és Conodontái

1 Szurke, barnás-voroses sávós, pados meszkő (Szentjános-hegyi meszkő), 2 szurke, tűzkoves meszkő (Potscheni meszkő), 3 mállottan sárgásbarna agyagpala (tornaszentandrás agyagpala), 4 tormelékhányó, 5 fedett
A Conodonták gyakoriságát lásd a 3 ábrán

Fig 10 Geological profile and conodonts of the quarry at Szentjános hill

1 Grey, brownish-red striped, bedded limestone (Szentjános-hegy limestone), 2 grey, cherty limestone (Potschen limestone), 3 yellowish-brown (in weathered stage) shale (Tornaszentandrás shale), 4 debris, 5 covered
For frequency of conodonts see Fig 3

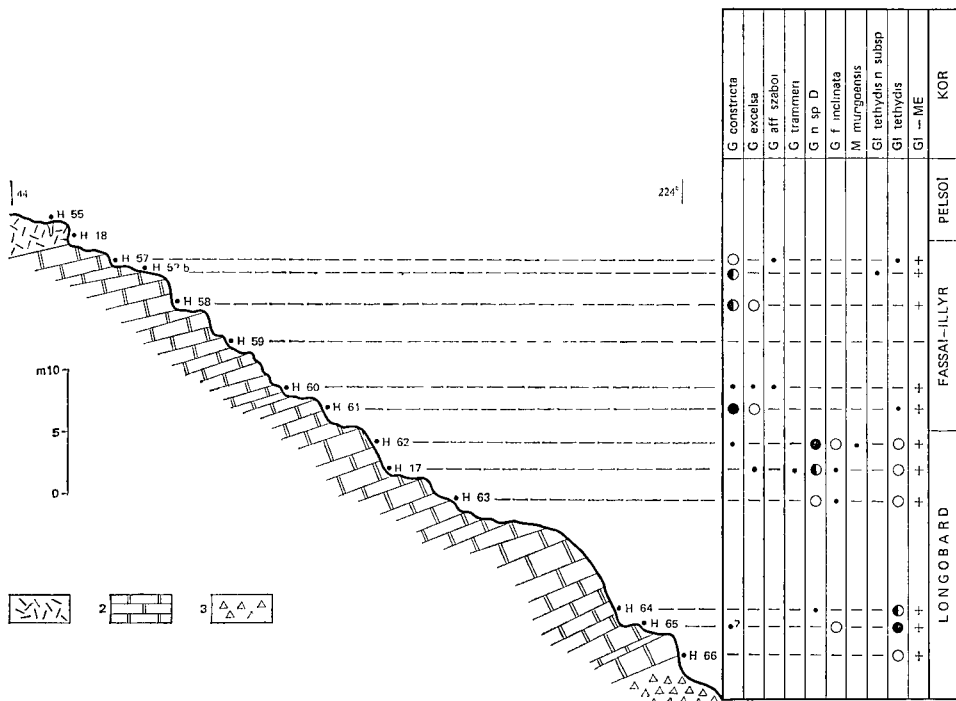
A meszkő bizonyítható kora a legfelső-longobárdig terjed, a kőfejtő szelvényében a H-47 sz mintában fellépő *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV) alapján

A szentjános-hegyi meszkőt egy, a hegy lába mentén a Sas-patakkal párhuzamosan húzódó vető választja el a szurke, tűzkoves meszkőtől. A kőfejtő szelvényében (10 ábra) jól látható, hogy a tűzkoves meszkő függőleges dőlésű blokkja felfelé, a szentjános-hegyi meszkőé pedig lefelé mozgott. Ugyanitt a középső-karni agyagpala két blokk között tektonikusan elnyírt maradványa is látható. A tűzkoves meszkőből vizsgált minták alsó-nóri Conodontákat tartalmaznak (láci 2-3 szint)

A Conodonták színe a kőfejtőtől D-re levő szelvényben világosszurke és fehér (CAI=6-7), átkristályosodottak és deformáltak. A szelvény felső részében és a kőfejtő szelvényében kizárólag fehérek (CAI=7), az utóbbiban igen erősen deformáltak, sokszor fajra meghatározhatatlanok.

Hídvégtető 3. sz fúrás

A fúrás a Szentjános-hegy déli folytatásában levő hegytetőn mélyült és első 30 m-e kivételével tektonikusan zavartalan helyzetben harántolta a metamorf steinalmi meszkőtől a felső-karni tűzkoves meszkőig terjedő rétegsort (12 ábra, rétegoszlop LESS GY 1981 dokumentációjának felhasználásával)



11 ábra A Szentjános-hegyi kőfejtő D-1 szomszédságában felvett szelvény Conodontái
 1 Világos kristályos mészkő (metamorphosed steinalm limestone), 2 szürke, barnás-vörös sávos, pados mészkő, helyenként jól kifejezett metamorf lineációval, 3 tormelékhányó
 A Conodonták gyakoriságát lásd a 3 ábrán

Fig 11 Conodonts and lithology of the section sampled at the southern neighbourhood of the quarry at Szentjános hill

1 Light, crystalline limestone (metamorphosed Steinalm limestone), 2 grey, brownish-red striped, bedded limestone, in some places with well visible metamorphic lineation, 3 debris
 For frequency of conodonts see Fig 3

Az Esztramoszal ellentétben ebben a szelvényben a platform → medence átmenet már nem a pelsőm belül történt, hanem az illyr alján Ezt a *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV—STEFANOV), *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR—BUDUROV) és a *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS—KOZUR előfordulása bizonyítja, *Gondolella bulgarica* (BUDUROV—STEFANOV) nélkül A biztos illyr és a biztos longobárd között csak feltételezhető, de Conodontákkal nem bizonyított fassai alemelet itt is erősen redukált vastagságú A 11 ábra szelvényéhez képest itt azonban az illyr alemelet is jelentősen vékonyodik Ebben az időszakban — különösen a fassaiban — az uledékképződés eléggé kondenzált lehetett, amit a vörös mészkőváltozatok itteni gyakorisága is sejtet

A fúrásban a szentjános-hegyi mészkő legelső két mintájából meglehetősen szegényes Conodonta fauna került elő, amely nem tartalmazza ugyan a karni vezéralak *Gondolella polygnathiformis*-t, de jelenléte sem zárható ki, mivel a karni elején egyedyszáma általában alárendelt a két *G. foliata* alfajéhoz képest A fekete agyagpala analógiák (elsősorban alpi) alapján zömében középső-karni (juli) korú lehet és csak részben terjedhet ki a cordevolei felső, ill a tuvali

alsó részére. Ezért tételezzük fel, hogy a ladín/karni határ még a szentjános-hegyi mészkőn belül lehet.

A szurke potscheni mészkő (amely LESS GY. 1981¹ leírása szerint tűzkőrétegeket csak 100,3 m-től lefelé tartalmaz) a fúrásban teljes egészében felsőkarni lehet. A zónára egyedül értékelhető 102,1–102,3 m közötti minta monospecifikus *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV—STEFANOV faunája alapján a tuvali-1/b szintbe, vagy a tuvali-2 alsó részébe tartozik. A Ruda-oldali szelvény karni része (a tuvali legteteteje kivételével) ettől eltérően tűzkőmentes, a különbség azonban azzal is magyarázható, hogy a fúrás a potscheni mészkő egy idősebb szintjét harántolta, ahol a *Gondolella nodosa* (HAYASHI) még nem lép fel.

A Conodonták színe sötétszurke—fehéresszurke (CAI = 5,5–6,5), átkristályosodottak és részben deformálódtak.

Nagykő

A Nagykő É-1 oldalán az országhatárt képező foldút mentén, ill. a Ny-1 oldalán É—D-1 irányban húzódó kibúvás-sorban jól rétegzett, ill. vékonyrétegzett, erősen gyúrt, tűzkoves potscheni mészkő van feltárva, amelynek kora a H-21—H-39 sz. minták egyedszámában eléggé gyér Conodonta faunája alapján alsó-nóri. A Ny-1 oldal kibúvás-sorának D-1 végén a jól rétegzett, szurke, tűzkoves mészkövet vékonyrétegzett, sárgásfehér—rózsaszínű vagy világosbarna, néha lilásvörös mészkő váltja fel, amely kifakult barnásvörös tűzkőgumókat tartalmaz (7. ábra). A belőle vizsgált H-40—H-45 sz. minták Conodonta faunájában kizárólag *Gondolella stembergensis* (MOSHER) lép fel, amelynek fajoltója alauni—szevati.

A Conodonták színe világosszurke (CAI = 6), átkristályosodottak és nagyrészt deformáltak.

Nem metamorf triász (Bódvar-takaró)

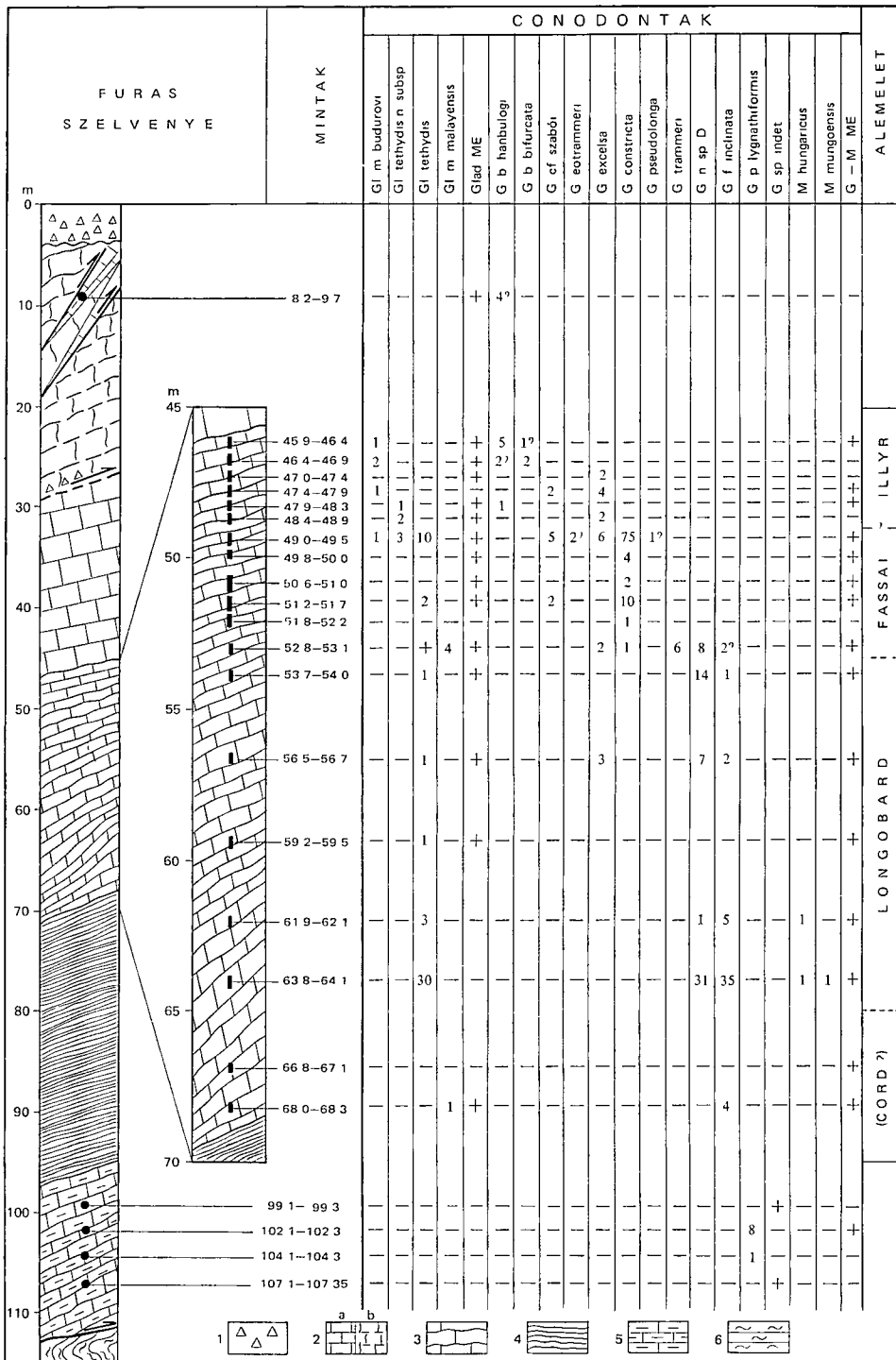
Esztramos

Nem metamorf triász képződmények az Esztramosnál csak annak DK-1 részén találhatóak, a metamorf triász feletti eróziós maradványok formájában. A legnagyobb előfordulás a bánya alatti középső vízmosás felső részének K-1 oldalán van, amelyre az Esztramos-II sz. letisztítás készült, mintegy 40 m hosszban. A kibúvás alsó részét vörös, ill. vöröses, rózsaszínű és drappos-szurke, tomott szövetű mészkövek alkotják, míg felső részét világosszurke, ugyancsak tomott mészkövek. Mindkét változat rosszul rétegzett, többekévébe kivehető padosságot mutat és tektonikus igénybe vett, fehér kalciterekkel sűrűn átjárt. A kibúvás további folytatása felfelé eltűnik a bánya hányója alatt.

Kor: A rendkívül szegényes Conodonta fauna — *Gondolella constricta* MOSHER—CLARK, *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gladigondolella tethydis* (HUCK-RIEDE) — az alsó rész vöröses mészköveinek felső-anisusi—alsó-ladín korát bizonyítja. A felső rész világosszurke mészkövéből *Gondolella fohata inclinata* KOVÁCS is előkerült, eszerint az már felső-ladín korú.

Szövet nem irányított, az eredeti szövet — amely túlnyomórészt filamentumos mikrit volt — felismerhető. Az eredeti mikrit azonban a tektonikai igénybevettség következtében teljes egészében mikropátittá kristályosodott át. A toredettség vékonycsiszolatban is jól látszik.

A Conodonták színe szurkésbarna (CAI = 2). Nincsenek átkristályosodva és nem deformálódtak, de erősen toredettek és felhasadozottak.



Bódvalenke

A Rudabányai-hegység ÉK-1 részének legteljesebb, nem metamorf triász szelvényét LESS Gy fedezte fel (1981) A letisztított alapszelvény első terepi dokumentálását LESS Gy és SÁSDI L végezte, ők gyűjtötték a Conodontákat tartalmazó minták egyik felét is

A szelvény Bódvalenke ÉNy-1 szélén a műút alatti partfalban húzódik A Conodonta-biosztratigráfiai vizsgálatok alapján az itt feltárt képződmények korban az alábbiak szerint oszlanak meg (13 ábra)

1 Steinalmi mészkő teteje Fehéresszurke, rétegzetlen vagy vastagpados mészkő, amelynek jobb feltárása látható Bódvalenkétől Ny-ra a tsz kőfejtőjében Szovete bioortopátit, grainstone, főleg bekérgezett mészalga-toredékekkel és Foraminiferákkal Legtetején drapp vagy rózsaszínes, mikrites mészkő hasadékköltések jelennek meg, sztrömataktisz-szerkezetekkel A bennük előforduló Conodonták — *Gondolella bulgarica* BUD — STEF, *Anastropognathus sagittalis* BENDER, *Kamuellerella* sp — arról tanúskodnak, hogy a pelágikus uledékképződés még a középső-ansusiban (pelsői alemelet) megindult (Megjegyzendő, hogy a szóban forgó taxonok már az alsó-ansusiban is fellépnek, tehát a Conodonták onmagukban az idősebb kort nem zárják ki)

A szelvényben efelett mintegy 30 m-es szakasz nincs feltárva

2 Vékonyrétegzett—jól rétegzett, lilásvörös és rózsaszínű, mikrites mészkő, ill világosszurke—fehéresszurke, kristályosabb, filamentumos mészkő váltakozása, vörös tűzkölcensékekkel és -rétegekkel, 0,5—2 cm vastagságú lilásvörös agyagpala betelepülésekkel Feltárt vastagsága 30 m

Szovete a lilásvörös—rózsaszínű, mikrites mészkőrétegek mikrofáciése radiolariás—filamentumos biomikrit, amely gyakran mikropátittá kristályosodott át Szovete wackestone. A világos, kristályosabb mészkőrétegeké filamentumos pszeudopátit, grainstone A mikrites mészkőrétegek a normál uledéket (radiolariás—halobudás mészszip) képviselik, amelybe a filamentumos pszeudopátit (kokvina) rétegek idegen uledékként (allozapikus mészkövekként) települnek Az utóbbiakban a „filamentumok” kőzetalkotó mennyiségben felhalmozódott juvenilis pelágikus kagylóhéjakat jelentenek Ezek tomegeit zagyrák amok szállították a radiolariás—halobudás („filamentumos”) mészszip normál szedimentációval jellemzett uledékképződési terébe A vékony héjak közti teret átkristályosodott kalcit (pátit) tölti ki, amely legalább részben az eredeti mikrites mátrixból alakult át Elrendeződésükben nemritkán többékevésbé kifejezett gradáció is megfigyelhető

A levelesen elváló lilásvörös, mészszipes agyagbetelepülések a mélyvízi litifikáció — karbonát-visszaoldódás — uledékhiány bonyolult kölcsönhatásai közepette a karbonát-lerakódás szünetének felelhetnek meg, oxidatív közeg-

12 ábra A Hídvégardó 3 sz fúrás Conodontái [a rétegoszlop LESS Gy (1981) dokumentációjának felhasználásával]

1 Talaj es kötormelék, 2 metamorphosed Steinalmi mészkő (pelsői), a = ép, b = tectonizált, 3 szurke, pados, sávos mészkő, felső részében világosvörös—barnásvörös betelepülésekkel (Szentjános-hegyi mészkő, illyr—longobárd + ?cordevolei, 4 fekete agyagpala (tornaszentandrási agyagpala, juli), 5 szurke, tűzköves mészkő (pötscheni mészkő, tuvah), 6 felső-perm evaporitos pala

Fig 12 Conodonts of the borehole Hídvégardó 3 (stratigraphical column on the basis of the documentation by Gy. LESS, 1981)

1 Soil and debris, 2 metamorphosed Steinalm limestone (Pelsonian), a = impact, b = tectonized, 3 grey, bedded, striped limestone, in the upper part with light red—brownish-red coloured intercalations (Szentjános-hegy limestone, Illyrian—Longobardian + ?Cordevoian), 4 black shale (Tornaszentandras shale, mostly Julian), 5. grey, cherty limestone (Potschen limestone, Tuvahan), 6 Upper Permian evaporitic shale

0		1								Anastropognathus sp		
10		• 1								Kamuellerella sp		
20	• 2									G bulgarica		
30	• 3									G constricta		
40	• 4									G excelsa		
50	• 5									G trammerti		
	• 6	3								G f inclinata		
	• 7									G f foliata		
	• 8									G polynathiformis		
	• 9									G navicula		
	• 10									G sp		
	• 11									Gl tethydis		
	• 12									Gl m malayensis		
	• 13									Glad —ME		
	• 14									M hungaricus		
										M communisti	3	
										M primitius	1	
										M abn abneptis	3	
										M abn spatulatus	1	
										K O R		
										L A C I		
										N Ö R I		
										T U V A L I		
										K A R N I		
										F		
										L		
										K J		
										L A D I N		
										L A D I N		
										I L L Y R		
										A N I S U S I		
										P E L S O I		

ben Az intenzív karbonát-visszaoldódás jelentősebb, legalább néhány száz méteres, vagy nagyobb mélységben lép fel (R E GARRISON—A G FISCHER 1969, H C JENKYN 1978, P A SCHOLLE—M A ARTHUR—A A EKDALE 1983) A karbonát-turbiditek ugyancsak a környezetnél nagyobb mélységről tanúskodnak

Kor A szegényes Conodonta fauna (*Gondolella constricta* MOSHER—CLARK, *Gondolella excelsa* MOSHER, *Gladigondolella tethyds* HUCKRIEDE) részletesebb szintezést nem tesz lehetővé, de bizonyítja a szelvény ezen szakaszának az illyr (kivéve alsó-illyr) és fassai alemeletbe való tartozását

3 Világosvörös—vörös rózsaszínű, hullámos belső rétegzettségű, mikrites mészkőpad, felső réteglapján néhány gyenge megtartású Ammonitessel Vastagsága 5 m

Szovete radiolariás—filamentumos mikropátos mikrit, wackestone

Kor Csak a pad legaljáról származó minta (5 sz a 13 ábrán) tartalmazott pontos szintezésre alkalmas Conodonta faunát A *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR—VÉGH) és *Metapolygnathus mungoensis* (DIOBEL) közti átmeneti alakok, valamint a *Gondolella fohata inclinata* KOVÁCS alapján a pad alja a longobárd alemelet legalsó részébe tartozik A szelvényben feljebb a rendkívül gyér Conodonta fauna a ladin/karni határ megállapítását sem teszi lehetővé, így a pad tetejének pontos korát sem tudjuk

4 Lilásvörös, részben szürkészöld agyagpala, lilásvörös mikrites mészkő olisztolitikokkal és allodapikus betelepülésekkel Vastagsága 5 m A mészkövek szovete radiolariás—filamentumos mikrit és mikropátos mikrit, wackestone

Kor a mészkövekből (8 és 9 sz minta a 13 ábrán) előkerült Conodonta fauna — *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV—STEFANOV, *Gondolella fohata fohata* (BUDUROV), *Gondolella fohata inclinata* KOVÁCS, *Gladigondolella malayensis malayensis* NOGAMI — azok karni korát bizonyítja A *Gondolella auriformis*-csoport hiánya ezen belül is a cordevolei alemelet mellett szól Az újraledett mészköveket bezáró lilásvörös agyagpala nyilvánvalóan azoknál fiatalabb Telekes-volgyi szelvényekkel való analógiák alapján a juli alemeletben — ill annak egy részében — fellépő karbonát-lerakódási minimummal lehet kapcsolatos A pala legtetején közvetlenül az 5 rétegcsoport alatt fellépő lilásvörös mészkőréteg kizárólag *Gondolella polygnathiformis* BUD —STEF egyedeket tartalmaz (10 sz minta a 13 ábrán), viszonylag nagyobb számban, ami a tuvali-1/b szintbe tartozását bizonyítja (*polygnathiformis* intervallumzóna) Ez a 4 rétegcsoportot lezáró réteg már minden valószínűség szerint normál uledék és a karbonát-lerakódás visszaállítását jelzi

13 ábra A bódvalenkei szelvény Conodontái [rétegoszlop LESS Gy (1981) dokumentációjának felhasználásával]

1 Steinalmi mészkő, a tetején pelágikus hasadékitöltésekkel, 2 lilásvörös, jól rétegzett, mikrites mészkő vörös tűzkövecsekkel és világos, kristályos mészkőrétegek (kokvina) váltakozása, vékony, lilásvörös agyagpala-betelepülésekkel, 3 világosvörös—rózsaszínű mészkőpad hullámos belső rétegzettséggel, 4 lilásvörös, részben zoldesszürke agyagpala, lilásvörös allodapikus mészkő betelepülésekkel, ill olisztotrimákkal (2—4 bódvalenkei mészkő), 5 világos barnásszürke, néha rózsaszínes, pados—vastagpados, kristályos mészkő (kokvina), 6 rózsaszínű, ill sötétvörös, gyakran iszapfolyásos szerkezetű mészkő (hallstatti mészkő)

Fig 13 Conodonts of the Bódvalenke section (stratigraphical column on the basis of the documentation by Gy LESS, 1981)

1 Steinalm limestone, in its top with pelagic fissure-fillings, 2 alternation of purplish-red, well bedded micritic limestone, with red chert lenses, and light, coarser crystalline limestone (coquina) beds, with thin purplish-red shale intercalations, 3 light red—pink limestone bank with wavy internal bedding, 4 purplish red, partly green shale, with purplish red allodapic limestone intercalations, resp olistothrymmes, (2—4 Bódvalenke limestone), 5 light brownish-grey, sometimes pinkish, bedded—thick-bedded, coarser crystalline limestone (coquina), 6 pink, resp dark red limestone, with frequent mud slump structures (Hallstätt limestone)

5. Világos barnásszurke, középkristályos, finomkristályos vastagpados, filamentumos mészkő (kokvina) néha rózsaszínes hozzákeveredéssel Vastagsága 30 m

Szövege filamentumos pszeudopátit, grainstone

Kora rétegtani helyzete alapján általánosságban felső-karni Ezt támasztja alá a közepéről származó egyetlen *Gondolella polygnathiformis* BUD —STEF példány is, amely a karni emelet vezéralakja (11 sz minta a 13 ábrán) Ez a rétegtani terjedelméhez képest feltűnően vastag kokvina — a hegység más kokvinás mészkőfácieseihez hasonlóan — újraulepedett, allodapikus mészkő betelepülést képviselhet a normál uledéksorban Nincs kizárva, hogy jelentős vastagsága ellenére csak egészen rövid időintervallumot reprezentál

6 Rózsaszínű és vörös, uledéksűszásos—uledékfolyásos szerkezetű hallstatti mészkő A szelvényben csak mintegy 5 m vastagságban van feltárva, de kisebb kibúvási az országút mentén még mintegy 100 m-en át megtalálhatók Az előző, gyakorlatilag függőlegesen álló rétegcsoporthoz képest dőlése egyre laposabb lesz

Szövege radiolariás—filamentumos, mikropátos mikrit, ill bioklasztos mikropátit, wackestone

Kor A szelvénybeli — a 13 ábrán 13 sz mintából előkerült — *Gondolella navicula* HUCKRIEDE általánosságban nóri kort igazol A szelvény végétől mintegy 100 m-re az országút mellől származó 14 sz minta a *G navicula* és a *Metapolygnathus*-fajok — mindenekelőtt a *M communistr* HAYASHI és a *M primitivus* (MOSHER) — legalsó-nórirra, a láci-1 szintre utalnak

A Conodonták gyantaszínűek (CAI=3), átkristályosodást és deformációt nem szenvedtek, de nagyon toredékesek

A szelvény vörös mészkőfáciesei ellenére Conodontákban rendkívül szegény, holott ezek lennének számukra a legkedvezőbb fáciesek Ez szintén a jelentősebb vízmélység (mélyebb bathiális régió?) mellett szól, ahol az ökológiai viszonyok már nem kedveztek a nektobentonikus Conodontáknak (H KOZUR 1976), csak korlátozott mennyiségű táplálék állt rendelkezésükre

Hídvégárdó

A kozségtól D-re a műút mellett a temetőnél egy kis feltárásban intrakonglomerátum van feltárva, amely tektonikusan kovapalával érintkezik Az előbbi klasztjait lilásvörös, rózsaszínű és szurke, mikrites mészkövek alkotják, amelyek részben emlékeztetnek a bódvalenkei szelvény mészköveire A képződményeket LESS GY (1981) írta le, az általa gyűjtött mintákból a következő, felső-anisüsi—alsó-nóri kevert Conodonta fauna került elő (a fauna az egyes mintákon belül is kevert volt) *Gladrondolella tethydis* (HUCKRIEDE) (pelsői—juli), *Gladrondolella-multielem* (felső-szkíta—juli), *Gondolella auriformis* KOVÁCS (juli), *G constricta* MOSHER—CLARK (illyr—fassai), *G excelsa* (MOSHER) (felső-pelsői—fassai), *G foliata foliata* (BUDUROV) (cordevolei—juli), *G foliata inclinata* KOVÁCS (longobárd—juli), *G navicula* (HUCKRIEDE) (láci—szevati), *G polygnathiformis* BUD —STEF (cordevolei—tuvali), *G tadpole* HAYASHI (cordevolei—alsó-tuvali), *G trammeri* KOZUR (fassai—longobárd), *Metapolygnathus abneptis* (HUCKRIEDE) (felső-tuvali—szevati), *M aff angustus* KOZUR (alsó-tuvali), *M baloghi* KOVÁCS (juli), *M communistr* HAYASHI (felső-tuvali—alsó-láci), *M primitivus* (MOSHER) (alsó-láci)

A Conodonták színe fekete és szurke (CAI=4—5), részben kissé át vannak kristályosodva, de nem deformálódtak

Következtetések

A Rudabányai-hegységben a Conodonta- és mikrofácies-vizsgálatok alapján biztosan elkülöníthető egy metamorf triász (Tornai-takaró) és egy nem metamorf triász (Bódvai-takaró). Az előbbiben a Conodonták színváltozási indexe 5,5–7, át vannak kristályosodva és — a bezáró kőzet deformációja következtében — gyakran deformáltak. A mészkövek szöveve irányított, a rétegzéssel párhuzamos klivázs („sávözottság”, lineáció) gyakran makroszkóposan is megfigyelhető. Az eredeti szövet vagy teljesen eltűnt, és homogén, irányított metapátittá alakult át (A típus, az Esztramos szelvényében), vagy az allo-kémikus kőzetelemek még felismerhetők (Hídvégardó környékén), de a lineáció irányában ellapultak (B típus, Hídvégardó környékén, II tábla 2–3). A nem metamorf triászban a Conodonták színváltozási indexe 2–4, nincsenek átkristályosodva és deformálva — bár tektonizált zónákban toredezetek lehetnek. A mészkövek az esetleges diagenetikus átkristályosodáson (mikropátosodás) kívül más szöveti elváltozást nem szenvedtek.

Az eképpen felismerhető kétféle sorozat metamorf fáciesét ÁRKAI P (1981) kőzettani módszerekkel pontosította. A Conodonta, ill. mészkő szöveti elváltozási tapasztalati skálákkal való párhuzamosítását közösen vizsgáljuk.

A kétféle triász, sőt az Aggteleki- és Szlovák-Karszt Szilicei-takarója kifejlődése között a középső-anisusiig, vagyis a steinalmi mészkő tetejéig nincs lényeges különbség. Ettől felfelé a Tornai-takarót uralkodóan szürke medencefáciesek, a Bódvai-takarót pedig uralkodóan vörös medencefáciesek jellemzik és a sekélyvízi karbonátplatform-fáciesek többé nem térnek vissza. A Szilicei-takarót ugyanakkor — szőlősárdói típusú, homloki egysége kivételével — karbonátplatformok építik fel, az anisusi/ladini határ tájékán intraplatform kimélyülésekkel, és csak déli része süllyed le a felső-karniban. A Bódvai-takaró pelsői–juli, vörös agyagkozokkal tagolt bódvalenkei mészköve a karbonátlerakódás szünetei és a mélytengeri litifikáció kölcsönhatásával jellemzett, jelentős vízmélységben keletkezett, gyakori reszementációs jelenségekkel (karbonát-turbiditok) kísérve. Benne a platform-eredetű tormelékanyag hiánya — itt is és a hegység más részén is — a selfszegélyi karbonátplatformoktól való jelentősebb távolságra utal (KOVÁCS 1984). Ezért az uralkodóan wettersteini mészkővel és dolomittal jellemzett Szilicei-takarótól — a ma látható közelség és a nem látható tektonikai szuperpozíció ellenére — külön takaróegységet képvisel a nem metamorf mezozoikumon (Szilicikum) belül. A Bódvai-takaró kifejlődése — különösen, ha ez itt nem tárgyalt, de a bódvalenkei mészkő heteropikus fáciesét jelentő szárhegyi kovapalát is figyelembe vesszük — jóval közelebb áll a melléti típusszelvényhez, mint a Szilicei-takaró normál rétegsorához. A jelen szerző által 1980-ban (p. 366) említett „Szárhelyi-részttakaró” az azóta elvégzett vizsgálatok alapján tehát nem a szorosabb értelemben vett Szilicei-takaró egy digitációja, hanem egy attól teljesen különálló takaróhoz, a Bódvai-takaróhoz tartozik. A szőlősárdói típusú, lejtőfáciesű nádaskai mészkővel jellemzett kifejlődést viszont (Szőlősárdó déli szomszédsága BALOGH K — KOVÁCS S 1981, Alsóhegy K-1 vége KOVÁCS S 1979) — ahol a középső-anisusi után a karbonátplatform-fáciesű uledékképződés szintén nem tér vissza — a Szilicei-takaró homloki egységének tartjuk, mert a nádaskai mészkőfácies a Szilicei-takaró belsőbb, északibb részén is fellép (a tornai Felső-hegy déli oldalán I. MELLO — P. REICHWALDER 1979, a Derencsényi-karszton L. GAÁL 1982, a „Licincei-” és a „Beretkei” szinklinálisban L. GAÁL — I. MELLO 1983).

IRODALOM — REFERENCES

- ALFOLDI L — BALOGH K — RADÓCZ GY — RÓNAI A 1975 Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térkepsorozatához M-34-XXXIII Miskolc — Földt Int kiadv
- ÁRKAI P 1981 A Bükk, Rudabányai-, Upponyi és Szendrői-hegységben kijelölt paleozóos és mezozóos alapszelvények összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei — MTA Geokém Labor adattár, kézirat
- BALOGH K 1950 Az északmagyarországi triász retegtana — Földt Kozl 80 231—237
- BALOGH K 1953 Földtani vizsgálatok az északborsodi triászban — Földt Int Évi Jel 1950-ről 11—16
- BALOGH K 1964. A Bükkhegység földtani képződményei — Földt Int Évk 48 (2) 243—719
- BALOGH K 1982 A Rudabányai-hegység problémái — Földt Kut 25 (2) 55—60
- BALOGH K — KOVÁCS S 1977 Előzetes jelentés a Rudabányai-hegységi triász vizsgálatáról Jelentés a KFH részére 1976/77-ben végzett szerződéses munka eredményeiről — JATE Földt és Ősl Tszk Szeged
- BALOGH K — KOVÁCS S 1981 A Szőlőszárdó-1 sz mélyfúrás — Földt Int Évi Jel 1979-ről 39—63
- BALOGH K — PANTÓ G 1952 A Rudabányai-hegység földtana — Földt Int Évi Jel 1949-ről 135—154
- BALOGH K — PANTÓ G 1959 Északmagyarország mezozóos hegységei In Kirándulásvezető a magyarországi mezozóos konferencia résztvevői számára — 66—89
- DUNHAM R J 1962 Classification of carbonate rocks according to depositional texture In HAM W E (ed) Classification of carbonate rocks — AAPG Mem 1 108—121 Tulsa
- EPSTEIN A G — EPSTEIN J B — HARRIS L D 1977 Conodont Colour Alteration — an index to organic metamorphism — Geol Surv Prof Paper 995 Washington
- FLUGEL E 1978 Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken — Springer Verlag Berlin—Heidelberg—New York
- FOETTERLE F 1868. Das Gebiet zwischen Forró, Nagy-Ida, Torna, Szalóc, Trizs und Edelény — Verh Geol Reichsanst 12 276—277 Wien
- FOETTERLE F 1869 Vorlage der geologischen Detailkarte der Umgebung von Torna und Szendrő — Verh Geol Reichsanst 7 147—148 Wien
- FOLK R L 1959 Practical petrographic classification of limestones — AAPG Bull 43 (1). 1—38 Tulsa
- FRIEDMAN G M 1965 Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. — J Sed Petrol 35 (36) 643—655 Tulsa
- GAÁL L 1982 Stratigrafia a faciale vzťahy triasových vápencov silického príkrovu v Drienčanskom kráse — Geol Práce 77 29—48, Bratislava
- GAÁL L — MELLO J 1983 Nové údaje o stratigrafii triasových vápencov západnej časti silického príkrovu a ich odraz v tektonickej stavbe — Miner slovaca 15 (4) 303—330 Špišská Nova Ves
- GARRISON R E — FISCHER A G 1969 Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic In FRIEDMAN G M (ed) Depositional environments in Carbonate rocks — SEPM Spec Publ 14 20—56 Tulsa
- JENKYN H C 1978 Pelagic Environments In READING H G (ed) Sedimentary environments and facies — Blackwell Sci Publ 314—371 Oxford—London—Edinburgh—Melbourne
- KOCH A 1904 A Rudabányai-szentandrás hegyvonulat geológiai viszonyai — Math Term. Tud Ért 22 132—145
- KOVÁCS S 1977 New conodonts from the North Hungarian Triassic — Acta Min Petr 23 (1). 77—90 Szeged
- KOVÁCS S 1979a A dél-gomori Alsóhegy magyarországi részének földtani felépítése — Ősl Viták 24 33—58

- KOVÁCS S 1979b. Rudabányai-hegység In Kirándulásvezető az 1 magyar–szlovák határmenti geológustalálkozóhoz — Foldt Int Adattár, T 12 883, kézirat
- KOVÁCS S 1980 A triász hallstatti mészkő fácies ősfoldrajzi jelentősége az északalpi fáciesrégióban (Kritikai korreferátum) — Foldt Kozl 110 (3–4) 360–381
- KOVÁCS S 1983a A magyarországi Conodonta-vizsgálatok eddigi eredményei (a bukki triász kivételével) — Ősl Viták 30 73–111
- KOVÁCS S 1983b On the evolution of the excelsastock in the Upper Ladinian–Carnian (Conodonta, genus Gondolella, Triassic) In ZAPFE H (ed) New contributions to the biostratigraphy of the Tethyan Triassic, Schriften Erdwiss Komm Osterr Akad Wiss 5 107–120 Wien
- KOVÁCS S 1984 North Hungarian Triassic facies types — Acta Geol Hung (in press)
- KOVÁCS S — KOZUR H 1980 Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihen-conodonten) der Mittel- und Obertrias — Geol Palaont Mitt 10 (2) 47–78 Innsbruck
- KOZUR H 1976. Paleocology of the Triassic conodonts and its bearing on multielement taxonomy In BARNES C R (ed) Conodont Paleocology — Geol Assoc Canada Spec Paper 15: 313–324 Toronto
- KOZUR H — MOCK R. 1973 Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Melhata-Serie — Geol Zborn Geogr Carpath 24 (2) 365–374 Bratislava
- KRYSTYN L 1980 Triassic conodont localities of the Salzkammergut Region — Abh Geol A, 35: 61–98 Wien
- KRYSTYN L 1983: Das Epidauros-Profil — ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn In ZAPFE H (ed) Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias — Schriften Erdwiss Komm Osterr Akad Wiss 5 231–258 Wien
- LESS GY 1981 Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani térképéhez 25 000-es sorozat, Hídvégárdó Foldt Int É-Mo oszt adattár, kézirat
- MELLO J 1979 Melhatská seria v turnianskom tektonicom okne (Slovensky kras, Zapadné Karpaty) — Geol Práce 72 61–76 Bratislava
- MELLO J et al 1975 Mladsie paleozoikum a mezozoikum a prilahlej casti Ciernej hory — Miner slovac, 7 (4) 29–63 Spisská Nová Ves
- MELLO J — MOCK R. 1977 Nové poznatky a triase es casti Rudabanského pohoria — Geol Práce 68 7–20. Bratislava
- MELLO J — REICHWALDER P 1979 Geologické profily JV castou Spissko-gemerského rudohoria a prilahlou castou Slovenského krasu In MAHEL M (ed) Tektonické profily Západnych Karpát — GUDS 199–202 Bratislava
- PANTÓ G 1948 Szerkezeti és ércképződési megfigyelések a rudabányai vasércvonulaton — Foldt Int Évi Jel B) Beszámoló a vitaulésekről 10 77–105
- PÁLFY M 1924 A rudabányai hegység geológiai viszonyai és vasérctelepei — Foldt Int Évk 26 (2)
- SCHOLLE P A — ARTHUR M A — EKDALE A A 1983 Pelagic Environment In SCHOLLE P A — BEBOUT D G — MOORE C H (eds) Carbonate depositional environments — AAPG Mem 33 619–691 Tulsa
- TODD T W 1966 Petrogenetic classification of carbonate rocks — J. Sed Petrol 36 (2). 317–340 Tulsa
- VITALIS I 1909 A Bodva-Tornakoz környékének földtani viszonyai — Foldt Int Évi Jel 1907-ről 45–58
- WOLF H 1869 Das Kohlenvorkommen bei Somodi und das Eisensteinvorkommen bei Rakó im Tornaer Comitate — Verh geol Reichsanst 10 217–220 Wien

I. tábla — Plate I

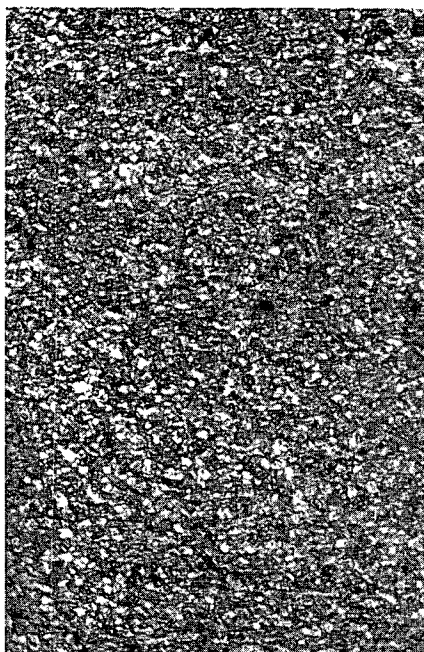
A metamorf triász (Tornai-takaró) szöveti típusai
C típusú szövetek

Textural types of the metamorphosed Triassic (Torna nappe)
C type textures
Esztramos

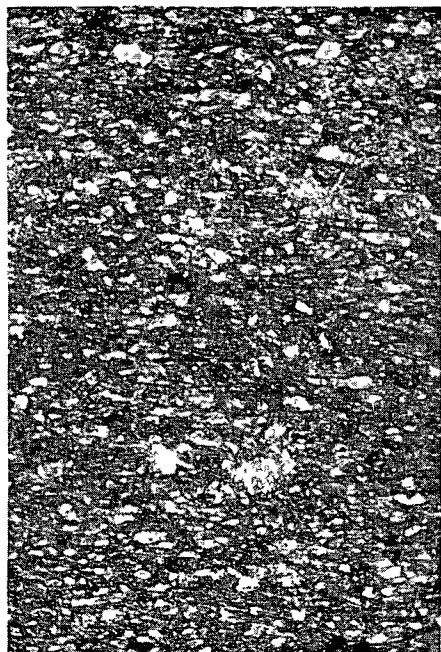
- 1 Metamorf karbonát-platform fácies (steinalmi mészkő) irányított, inekvigranuláris xenotópos porfirotópos metapátit (pelsói) Kristályméret 30–80 μm — Metamorphosed carbonate platform facies (Steinalm limestone) oriented, inequigranular xenotopic porphyrotopic metasparite (Pelsioian) Crystal size 30–80 μm
Esz-1 sz minta
- 2 Metamorf pelágikus medencefácies (világosszurke, tomott, pados mészkő, az 5 sz képződmény a 2 ábrán) irányított, inekvigranuláris xenotópos porfirotópos metapátit (alsó-longobárd) Kristályméret 15–30 μm — Metamorphosed basinal facies (light grey, compact, banked limestone, lithological unit No 5 on textfig 2) oriented, inequigranular xenotopic porphyrotopic metasparite (Lower Longobardian) Crystal size 15–30 μm
Esz-23/a sz minta
- 3 Világosbarna mészkőpad (a 7 sz képződmény a 2 ábrán), szovete irányított, autigén kvarcos inekvigranuláris xenotópos porfirotópos mikrosparit—metapátit, gyakori limonit- és szericitlemezekkel (cordevolei[?]) Kristályméret 5–30 μm , az autigén kvarcoké 20–100 μm — Texture of light brown limestone bed (lithological unit No 7 on textfig 2) oriented, authigenic quartz-bearing inequigranular xenotopic porphyrotopic microsparite—metasparite with frequent, small limonite and sericite plates (Cordevolian[?]) Crystal size 5–30 μm , that of authigenic quartz 20–100 μm
Esz-32 sz minta
- 4 Barna, lemezes—sávós mészkő (a 7 sz képződmény a 2 ábrán), szöveti típusai felső, világos sáv irányított, inekvigranuláris xenotópos porfirotópos metapátit, a lineációval párhuzamos autigén kvarcokkal Alsó, sötét sáv mikropátit, a kőzet színét okozó tomeges limonitpottyokkal (longobárd—[?]cordevolei) Kristályméret 10–30 μm — Textural types of platy-striped limestone (lithological unit No 7 on textfig 2) Upper, light stripe oriented, inequigranular xenotopic porphyrotopic metasparite with authigenic quartzes arranged parallel with lineation Lower, dark stripe microsparite with densely spaced limonite spots, causing the colour of the rock (Longobardian—[?]Cordevolian) Crystal size 10–30 μm
Esz-27 sz minta



1



2



3



4

II tábla — Plate II

A metamorf triász (Tornai takaró) szöveti típusai

B típusú szövetek 2—4

C típusú szövet 1

Textural types of the metamorphosed Triassic (Torna nappe)

B type textures 2—4

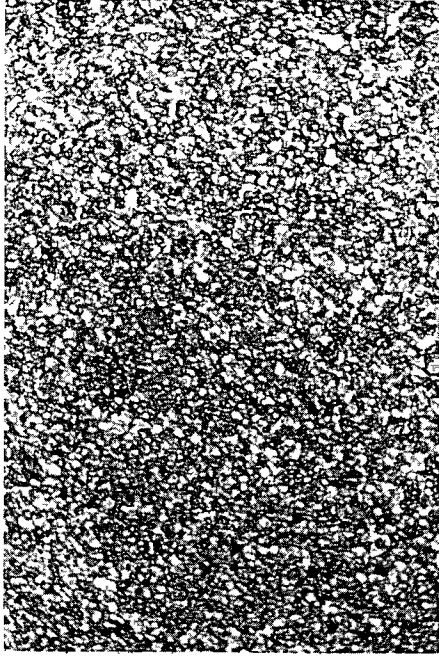
C type texture 1

Hídvégardó

- 1 Metamorf steinalmi mészkő irányított, inekvigranuláris xenotópos porfirotópos metapátit (pelsói) Kristályméret 15—50 μm — Metamorphosed Steinalm limestone oriented, inequigranular xenotopic porphyrotopic metasparite (Pelsonian) Crystal size 15—50 μm
H-50/a sz minta, Ruda-oldal teteje
- 2 Szurke, barnás-voiros sávós mészkő (Szentjános-hegyi mészkő) irányított, filamentumos mikropátit, a lineáció irányában ellapított Brachiopodákkal (illyr—fassai) — Grey, brownish-red striped limestone (Szentjános-hegy limestone) oriented, filament (pelagic bivalve)-bearing microsparite, with Brachiopods flattened in the direction of lineation (Illyrian—Fassanian)
H-4 sz minta, Szentjános-hegy, kőfejtő
- 3 Szurke, tűzkoves mészkő (potscheni mészkő) irányított, wackestone-szövetű radiolariás biotkrit a lineáció irányában ellapított Radiolariákkal (láci) — Grey, cherty limestone (Potschen limestone) oriented, Radiolarian biomicrite (Wackestone), with Radiolarians flattened in the direction of lineation (Lacian)
H-26 sz minta, Nagykö É-1 oldala
- 4 Sárgásfehér—rózsaszínű, jól rétegzett mészkő (nagykői mészkő) mikropátit, autigén kvarcokkal (alaun) — Yellowish white—pink, well stratified limestone (Nagykö limestone) microsparite with authigenic quartzes (Alaunian)
H-44 sz minta, Nagykö Ny-1 oldala

1, 3, 4 33×

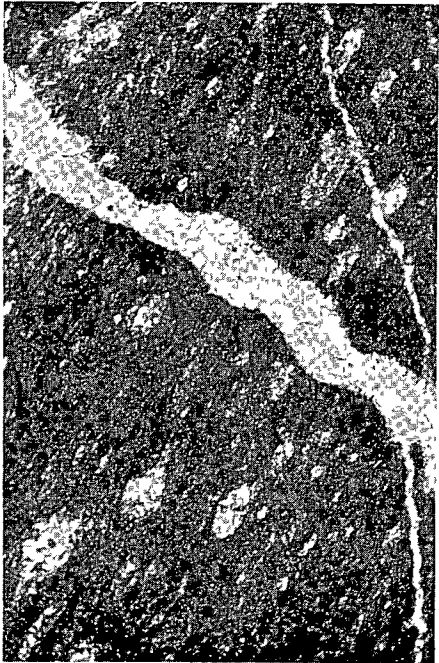
2 23×



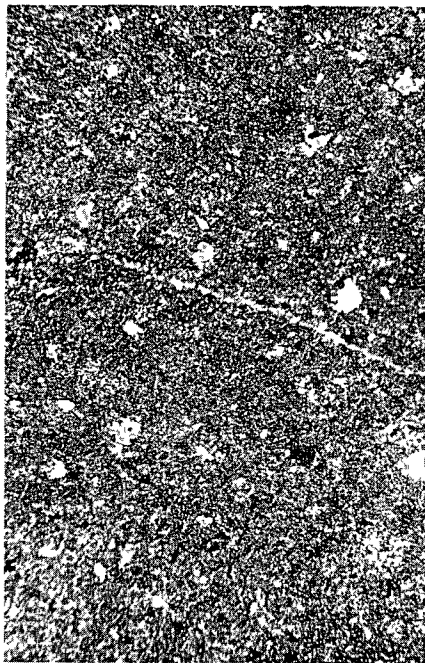
1



2



3



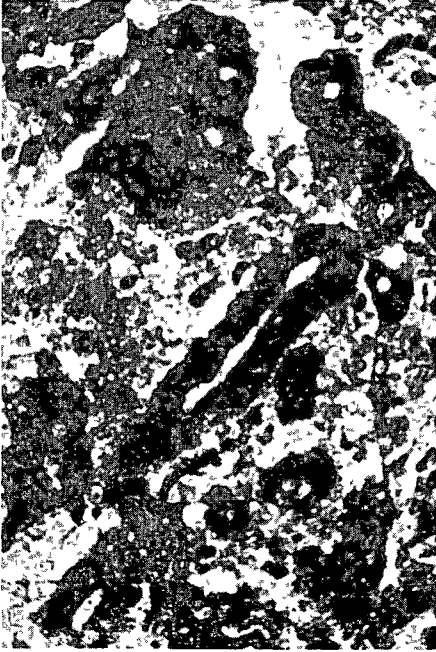
4

III tábla — Plate III

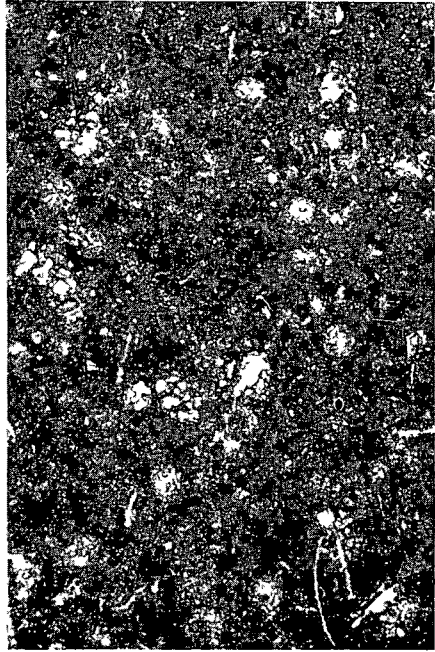
A nem metamorf triász (Bódvai takaró) szöveti típusai
A típusú szövetek

Textural types of the non-metamorphosed Triassic (Bódva nappe)
A type textures

- 1 Steinalmi mészkő granstone szövetű, algás ortopátit A csöves szerkezetek Tubiphytes obscurus Maslov problematikus alga metszetei (bithyniai—pelsói) — Steinalm limestone algal bioortosparite, granstone with cross, resp longitudinal sections of Tubiphytes obscurus Maslov (Bithynian—Pelsonian)
Bódvalenke, tsz kőfejtő
- 2 Lilásvörös mészkőréteg (normál uledék) a bódvalenkei mészkőből wackestone szövetű, radiolariás biomikrit néhány filamentummal (a 2 sz minta a 13 ábrán) (illyr—fassai) — Purplish red limestone bed from the Bódvalenke limestone Radiolarian biomicrite, wackestone, with a few filaments (shells of juvenile pelagic bivalves) (Sample No 2 on textfig 13) (Illyrian—Fassanian)
- 3 Szürkésfehér, kristályos mészkőréteg a bódvalenkei mészkőből (allodapikus mészkő) filamentumos pszeudopátit, kokvina (A 4 sz minta mellett a 13 ábrán) (fassai) — Greyish white, coarser crystalline limestone bed from the Bódvalenke limestone (allodapical limestone) filamentous pseudosparite, coquina (Bed immediately below sample No 4 on textfig 13) (Fassanian)
- 4 Vörös foltos, rózsaszínű pados mészkő (hallstatti mészkő) wackestone szövetű, radiolariás—filamentumos, mikropátos biomikrit (13 minta a 13 ábrán) (láci) — Red-spotted pink, bedded limestone (Hallstatt limestone) Radiolarian—filamentous biomicrite, wackestone (Sample No 13 on textfig 13) (Lacian)



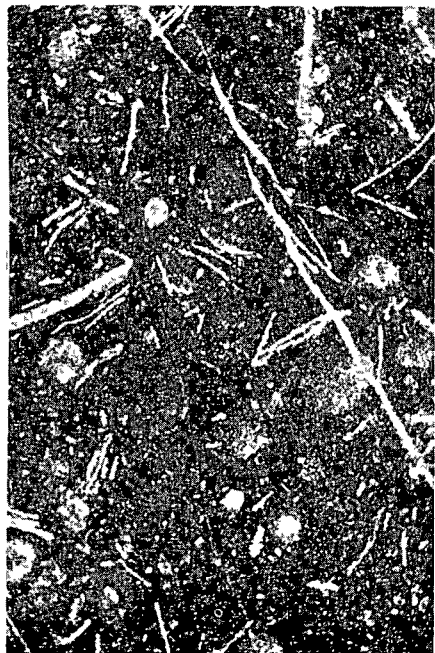
1



2



3



4

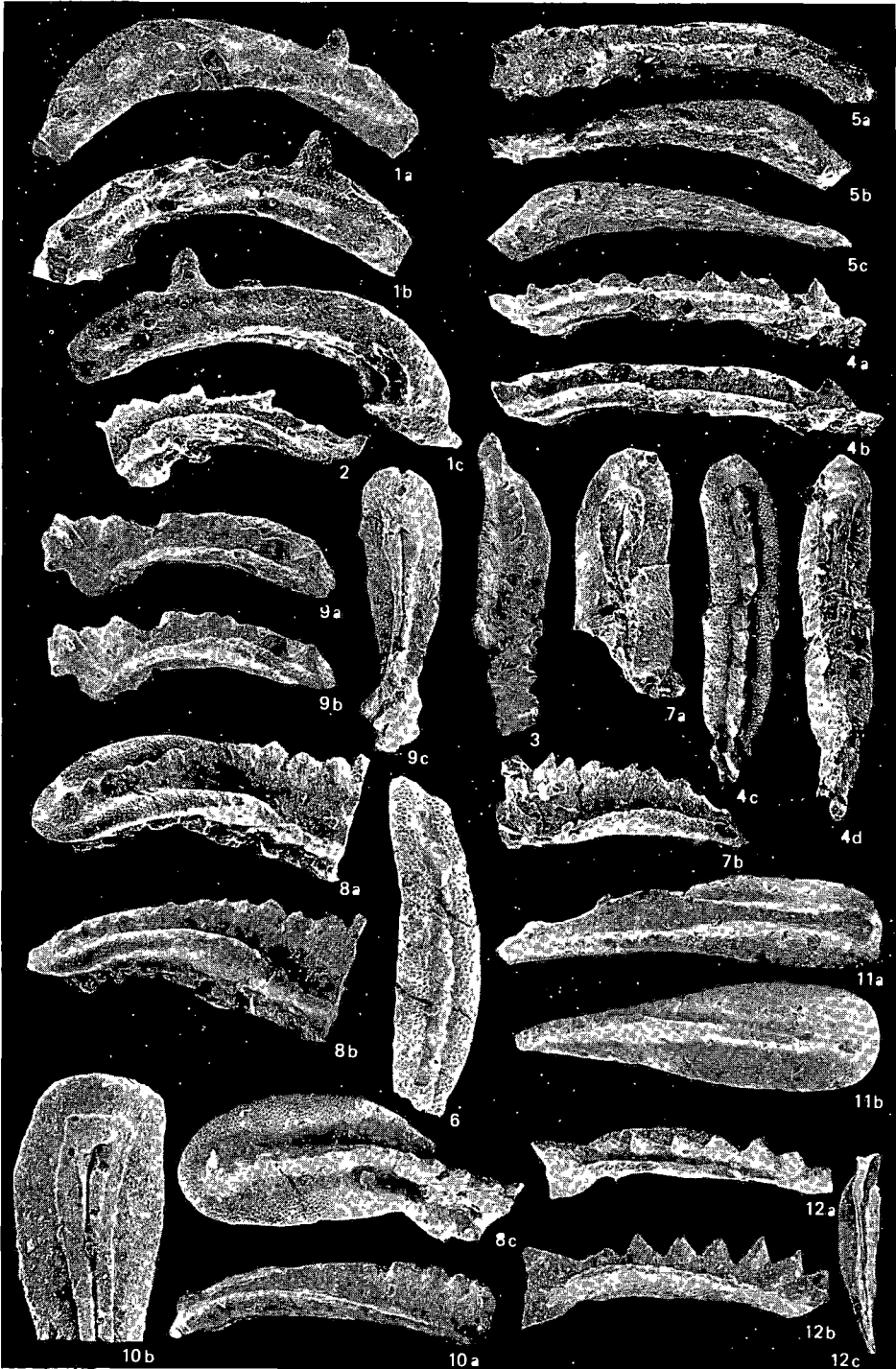
IV. tábla — Plate IV

A metamorf triász (Tornai takaró) Conodontái

Conodonts of the metamorphosed Triassic (Torna nappe)

Esztramos

1a—c	<i>Gladigondolella malayensis budurovi</i> KOVÁCS—KOZUR pelsői — Pelsonian Esz-8 sz minta	66 ×
2	<i>Gondolella bulgarica</i> (BUDUROV—STEFANOV) pelsői — Pelsonian Esz-13 sz minta, 1 pld	66 ×
3	<i>Gondolella bulgarica</i> (BUDUROV—STEFANOV) pelsői — Pelsonian Esz-13 sz minta, 3 pld	52 ×
4a—d	<i>Gondolella constricta</i> (MOSHER—CLARK) illyr (—alsó-fassai [?]) — Illyrian (—Lower Fassanian [?]) Esz-18 sz minta	52 ×
5a—c	<i>Gondolella</i> sp ex gr <i>constricta</i> (MOSHER—CLARK) felső-fassai vagy alsó-longobárd — Upper Fassanian or Lower Longobardian Esz-20/a sz minta	36 ×
6	<i>Gladigondolella teihydri</i> (HUCKRIEDE) illyr (—alsó fassai [?]) — Illyrian (—Lower Fassanian [?]) Esz-18 sz minta	52 ×
7a—b	<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER) illyr (—alsó-fassai [?]) — Illyrian (—Lower Fassanian [?]) Esz 18 sz minta	66 ×
8a—c	<i>Gondolella</i> n sp D KOVÁCS nom dub felső-fassai vagy alsó-longobárd — Upper Fassanian or Lower Longobardian Esz-19 sz minta	48 ×
9a—c	<i>Gondolella fohata inclinata</i> KOVÁCS juvenilis stádium, alsó-longobárd — Juvenile stage, Lower Longobardian Esz-23 sz minta, 1 pld	66 ×
10a—b	<i>Gondolella fohata inclinata</i> KOVÁCS adult stádium, alsó-longobárd — Adult stage, Lower Longobardian Esz-23 sz minta, 2 pld	10a 52 ×, 10b 66 ×
11a—b	<i>Gondolella fohata inclinata</i> KOVÁCS hyperadult stádium, alsó-longobárd — Hyperadult stage, Lower longobardian Esz-23 sz minta, 3 pld	36 ×
12a—c	<i>Gondolella stembergensis</i> (MOSHER) juvenilis stádium, alaumi (—szévatí [?]) — Juvenile stage, Alaunian (—Sevatian [?]) 0—2/1975 sz minta	12a, b 100 ×, 12c 66 ×



V. tábla — Plate V

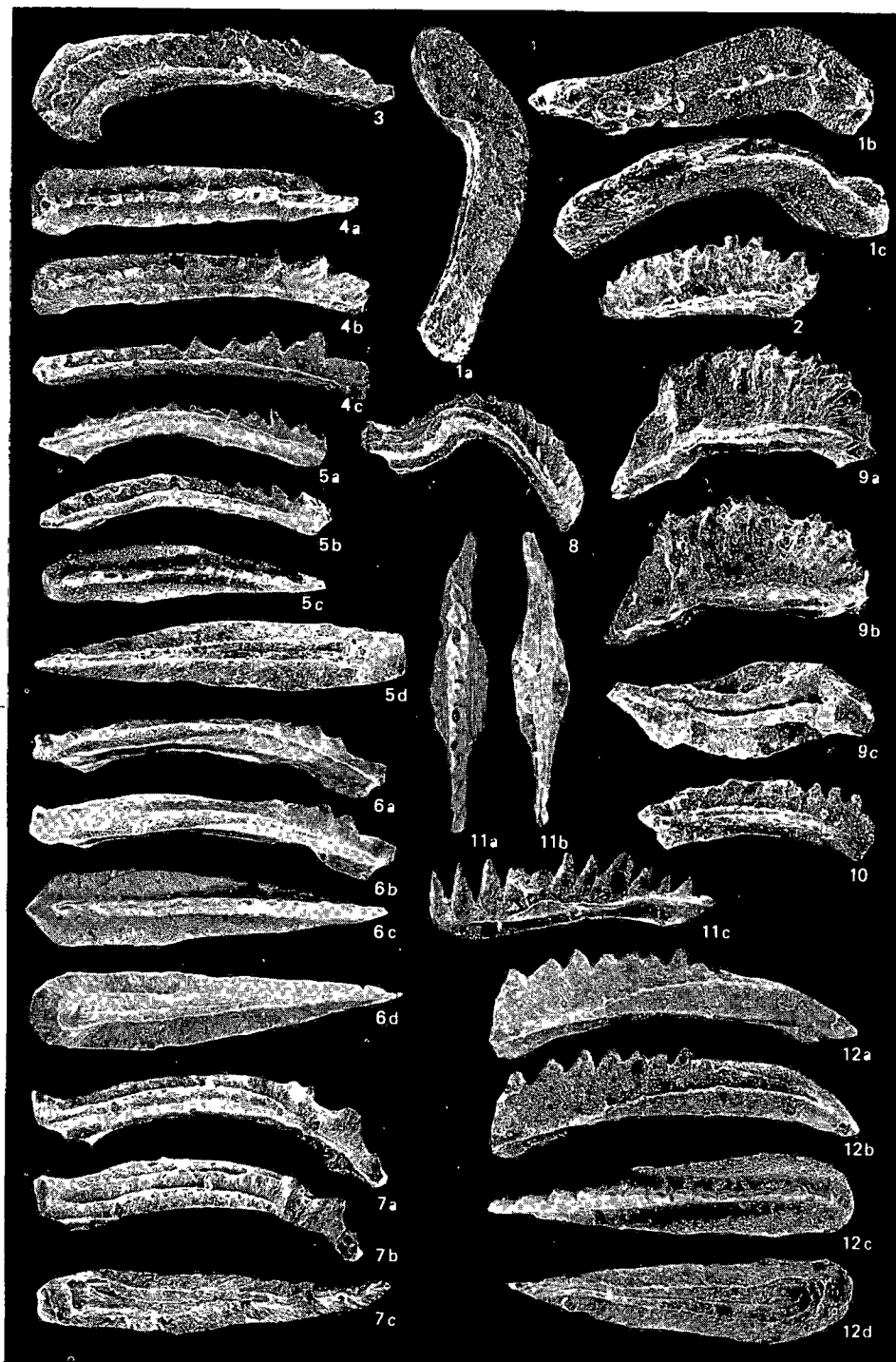
A metamorf triász (Tornaí takaró) Conodontái

Hídvégárdó, Szentjános-hegyi mészkő

Conodonts of the metamorphosed Triassic (Torna nappe)

Hídvégárdó, Szentjános-hegy limestone

- 1a—c *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS—KOZUR
alsó—illyr — Lower Illyrian
Hídvégárdó 3 sz f 46,4—46,9 m 52×
- 2 *Gondolella cf. bulgarica* (BUDUROV—STEFANOV)
juvenilis stádium, pelsői[?] — Juvenile stage, Pelsonian[?]
Hídvégárdó 3 sz f 8,2—9,7 m 66×
- 3 *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR—BUDUROV)
A lefelé hajló hátsó vég deformálódott Alsó-illyr — The posterior end
inclined downward is deformed Lower Illyrian
Hídvégárdó 3 sz f 45,9—46,4 m 66×
- 4a—c *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV—STEFANOV)
alsó-illyr — Lower Illyrian
Hídvégárdó 3 sz f 46,4—46,9 m 36×
- 5a—d *Gondolella constricta* (MOSHER—CLARK)
juvenilis stádium, illyr—[?]alsó-fassai — Juvenile stage, Illyrian—[?]Lo-
wer Fassanian
Hídvégárdó 3 sz f 49,0—49,5 m 3 pld 5a—c 52×, 5d 66×
- 6a—d *Gondolella constricta* (MOSHER—CLARK)
Közepes ontogenetikai stádium, „cornuta” morfortípus Illyr—[?]alsó-
fassai — Medium ontogenetic stage, “cornuta” morphotype, Illy-
rian—[?]Lower Fassanian
Hídvégárdó 3 sz f 49,0—49,5 m 2 pld 52×
- 7a—d *Gondolella constricta* (MOSHER—CLARK)
Közepes ontogenetikai stádium, „cornuta” morfortípus Illyr—[?]alsó-
fassai — Medium ontogenetic stage, “cornuta” morphotype, Illy-
rian—[?]Lower Fassanian
Hídvégárdó 3 sz f 49,0—49,5 m 1 pld 52×
- 8 *Gondolella constricta* (MOSHER—CLARK)
deformált juvenilis alak, illyr—[?]alsó-fassai — Deformed juvenile
form, Illyrian—[?]Lower Fassanian
Hídvégárdó 3 sz f 49,0—49,5 m 66×
- 9a—c *Gondolella excelsa* (MOSHER)
A carina elülső része deformált Illyr—[?]alsó-fassai — Anterior part
of carina is deformed Illyrian—[?]Lower Fassanian
Hídvégárdó 3 sz f 49,0—49,5 m 66×
- 10 *Gondolella trammerei* (KOZUR)
juvenili stádium, felső-fassai — Juvenile stage, Lower Fassanian
Hídvégárdó 3 sz f 52,8—53,1 m 66×
- 11 *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR—VÉGH)
alsó-longobárd — Lower Longobardian
Hídvégárdó 3 sz f 61,9—62,1 m 66×
- 12a—d *Gondolella foliata inclinata* (KOVÁCS)
longobárd középső vagy felső része — Middle or upper part of
Longobardian
Hídvégárdó 3 sz f 63,8—64,1 m 66×



VI tábla — Plate VI

A metamorf triász (Tornai takaró) Conodontái
Hídvégárdó, Szentjános-hegyi mészkő

Conodonts of the metamorphosed Triassic (Torna nappe)
Hídvégárdó, Szentjános-hegy limestone

- 1a—b *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE)
deformációs repedésekkel, alsó-longobárd — with deformational
cracks, Lower Longobardian
H-17 sz minta, 2 pld 52×
- 2a—b *Gladigondolella malayensis malayensis* (NOGAMI)
legfelső-longobárd — Upper Longobardian
H-47 sz minta 66×
- 3a—b *Gondolella constricta* (MOSHER—CLARK)
„cornuta” morfortípus, szubadult stádium, illyr — „cornuta” mor-
photype, subadult stage, Illyrian
H-58 sz minta 48×
- 4a—b *Gondolella constricta* ssp
alsó-longobárd — Lower Longobardian
H-62 sz minta 66×
- 5a—b *Gondolella constricta* (MOSHER—CLARK)
„cornuta” morfortípus, közepes ontogenetikai stádium, (illyr?—)
fassai — “cornuta” morphotype, medium ontogenetic stage, (Illyr-
ian?—)Fassanian H-61 sz minta 52×
- 6a—d *Gondolella* cf *pseudolonga* (KOVÁCS—KOZUR—MIETTO)
alsó-fassai — Lower Fassanian
Hídvégárdó 3 sz f 49,0—49,5 m 6a—c 48×, 6d 52×
- 7a—d *Gondolella* n sp D KOVÁCS nom dub
adult stádium, deformációs repedésekkel, alsó-longobárd — Adult
stage, with deformational cracks, Lower Longobardian
H-62 sz minta, 4 pld 36×
- 8a—c *Gondolella* n sp D KOVÁCS nom dub
szubadult stádium, alsó-longobárd — Subadult stage, Lower Longo-
bardian H-17 sz minta 36×
- 9 *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL)
longobárd — Longobardian H-20 sz minta 100×
- 10a—c *Gondolella excelsa* (MOSHER)
korai ontogenetikai stádium, alsó-longobárd — Early ontogenetic
stage, Lower Longobardian H-17 sz minta, 2. pld 66×
- 11a—b *Gondolella trammerei* (KOZUR)
juvenilis stádium, alsó-longobárd — Juvenile stage, Lower Longo-
bardian H-17 sz minta 66×
- 12 *Gondolella fohata fohata* (BUDUROV)
legfelső-longobárd — Uppermost Longobardian
H-47 sz minta 52×
- 13 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE)
Az ívszerűen deformált egyed elülső és hátsó vége hiányzik Alsó-
longobárd — Arch-like deformed specimen Anterior and posterior
ends are broken Lower Longobardian
H-62 sz minta 66×

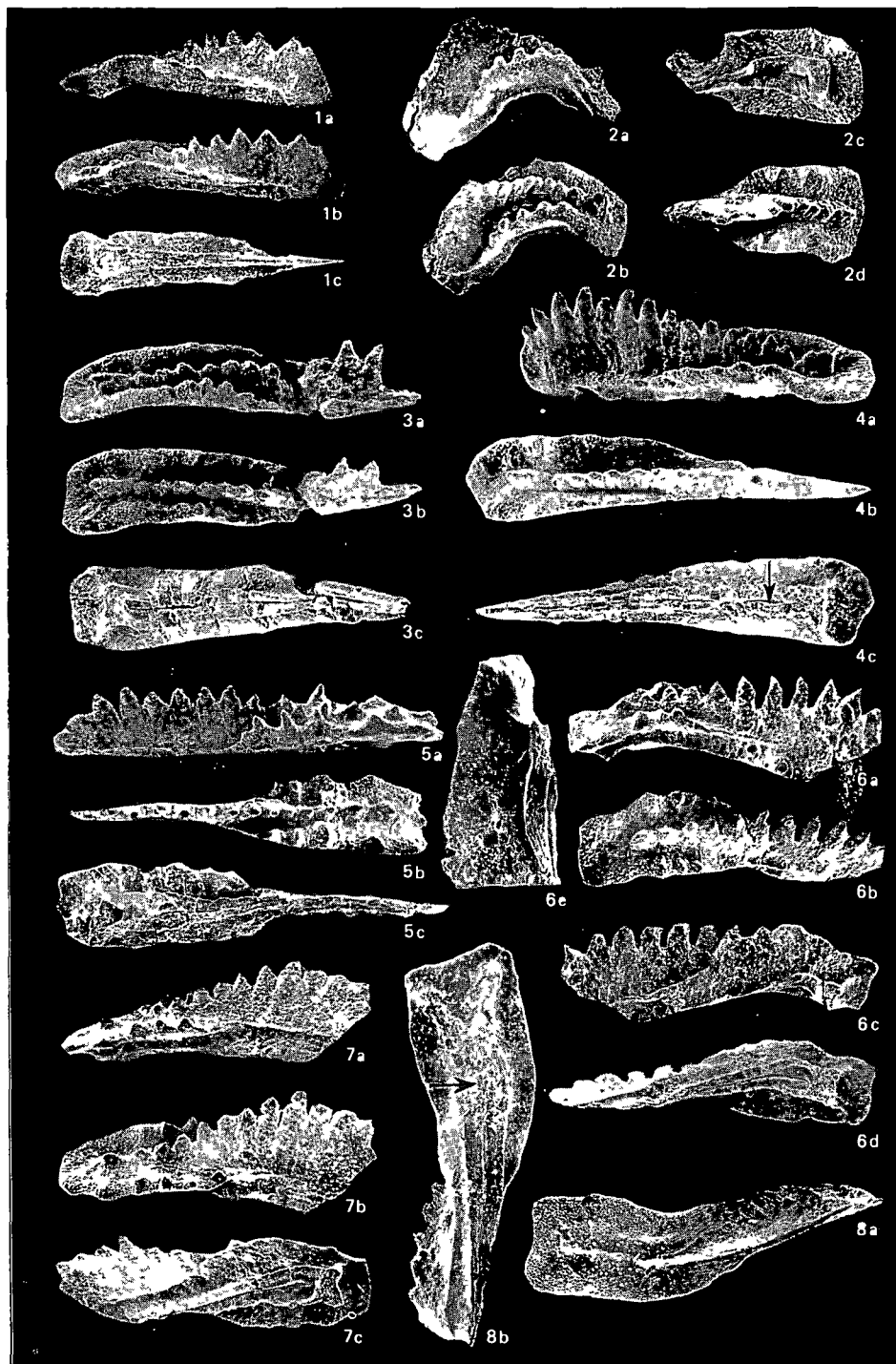


VII tábla — Plate VII

A metamorf triász (Torna-i takaró) Conodontái
Hídvégárdó, potscheni mészkő
(Valamennyi egyed a Ruda-oldal szelvényből származik)

Conodonts of the metamorphosed Triassic (Torna nappe)
Hídvégárdó, Potschen limestone
(All specimens are from the Ruda-oldal section)

- 1a—c. *Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV—STEFANOV)
A kezdődő gumósság a platformszegény elülső lehajló részén átmenetet jelent a *Gondolella nodosa* (HAYASHI) felé Tuvali-3 — The incipient nodulation on the downward inclining anterior platform margin means a transition to *Gondolella nodosa* (HAYASHI) Tuvalian-3
H-9/b sz. minta 66×
- 2a—d *Gondolella nodosa* (HAYASHI)
A carina eleje deformált Tuvali-3 — Anterior part of carina is deformed Tuvalian-3
H-10. sz. minta 66×
- 3a—c *Gondolella nodosa* (HAYASHI)
Alulnézetben (c) jól látszanak a deformációs repedések Tuvali-2 — In lower view (c) with deformational cracks Tuvalian-2
H-11/c sz. minta 66×
- 4a—c *Metapolygnathus communistr* (HAYASHI)
láci-1 — Lacian
H-8 sz. minta 66×
- 5a—c *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE)
Karcsú, M primitius-ra emlékeztető korvonalú alak láci-1 — Slender form, resembling of M primitius in platform outline Lacian-1
H-8 sz. minta 66×
- 6a—e *Metapolygnathus primitivus* (MOSHER)
láci-1 6a—d 66×, 6e (a platform hátsó része a bazális godor enyhén kiugró peremével) 133× — Fig 6e shows the posterior part of the platform in lateral view, with the slightly protruding margin of pit Lacian-1
H-8/b sz. minta
- 7a—c. *Metapolygnathus primitivus* (MOSHER)
láci-1 — Lacian-1
H-8/b sz. minta, 2 pld 66×
- 8a—b *Metapolygnathus communistr* (HAYASHI)
láci-1 — Lacian-1
H-8/c sz. minta 8a. 48×, 8b 52×



VIII tábla — Plate VIII

A metamorf triász (Tornaí takaró) Conodontái
Hídvégárdó, potscheni mészkő

Conodonts of the metamorphosed Triassic (Torna nappe)
Hídvégárdó, Potschen limestone

- | | | |
|-------|--|------|
| 1a—c | <i>Metapolygnathus abneptis abneptis</i> (HUCKRIEDE)
„Pseudodiebeli” morfotípus, tuvali-3 — “Pseudodiebeli” morpho-
type, Tuvalian-3
Ruda-oldal, H-11/b sz minta, 1 pld | 52× |
| 2a—b | <i>Metapolygnathus abneptis abneptis</i> (HUCKRIEDE)
„Pseudodiebeli” morfotípus, tuvali-3 — “Pseudodiebeli” morphotype,
Tuvalian-3
Ruda-oldal, H-11/b sz minta, 2 pld | 66× |
| 3a—c | <i>Metapolygnathus abneptis abneptis</i> (HUCKRIEDE)
tuvali-3 — Tuvalian-3
Ruda-oldal, H-10 sz minta | 66× |
| 4a—c | Deformált <i>Metapolygnathus abneptis</i> cf. <i>spatulatus</i> (HAYASHI)
láci-3 — Lacian-3
Ruda-oldal, H-7 sz minta | 66× |
| 5a—c | <i>Metapolygnathus abneptis</i> (HUCKRIEDE)
láci-1 — Lacian-1
Ruda-oldal, H-8 sz minta | 66× |
| 6a—b | <i>Metapolygnathus abneptis abneptis</i> (HUCKRIEDE)
A carina deformált Láci-3 — Carina is deformed, Lacian-3
Ruda-oldal D-1 vége, H-12 sz minta | 66× |
| 7a—b | <i>Metapolygnathus abneptis abneptis</i> (HUCKRIEDE)
Koraí ontogenetikai stádium, láci-3 — Early ontogenetic stage,
Lacian-3
Szentjános-hegyi kőfejtő, H-1 sz minta | 100× |
| 8a—c | <i>Metapolygnathus echinatus</i> (HAYASHI)
láci-1 — Lacian-1
Ruda-oldal, H-8/b sz minta | 66× |
| 9 | <i>Metapolygnathus posterus</i> (KOZUR—MOSTLER)
láci-3 — Lacian-3
Szentjános-hegyi kőfejtő, H-1 sz minta | 100× |
| 10a—b | <i>Metapolygnathus posterus</i> (KOZUR—MOSTLER)
láci-3 — Lacian-3
Ruda-oldal D-1 vége, H-12 sz minta | 100× |
| 11a—b | <i>Metapolygnathus posterus</i> (KOZUR—MOSTLER)
láci-3 — Lacian-3
Ruda-oldal, H-7 sz minta | 100× |
| 12a—b | <i>Neospathodus cavitatus</i> (BUDUROV—SUDAR)
tuvali-3 — Tuvalian-3
Ruda-oldal, H-10 sz minta | 66× |



IX. tábla — Plate IX

A metamorf triász (Tornaí takaró) Conodontái

1—6 Hídvégardó, potscheni mészkő

7—9 Hídvégardó, nagyközi mészkő

Conodonts of the metamorphosed Triassic (Torna nappe)

1—6 Hídvégardó, Potschen limestone

7—9 · Hídvégardó, Nagyköz limestone

- 1a—c *Gondolella navicula* HUCKRIEDE
Adult példány, jól kifejezett, a bezáró kőzet cleavage-ával kapcsolatos, párhuzamos deformációs repedésekkel Láci-3 — Adult form, with well expressed parallel deformational cracks in connection with the cleavage of the host rock Lacian-3
Ruda-oldal, H-7. sz. minta, 3 pld 1a 32×, 1b—c 28×
- 2a—c *Gondolella navicula* HUCKRIEDE
Adult példány, alulnézetben (c) deformációs repedésekkel Láci-3 — Adult form, in lower view (c) with deformational cracks Lacian-3
Ruda-oldal, H-7 sz. minta, 2 pld 2a—b 36×, 2c 48×
- 3a—d *Gondolella oerthi* KOZUR
tuvali-3 — Tuvalian-3
Ruda-oldal, H-11/b sz. minta 52×
- 4a—c *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV—STEFANOV
tuvali-3 — Tuvalian-3
Ruda-oldal, H-10 sz. minta 52×
- 5a—c *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV—STEFANOV
A platformszélek kezdődő gumóssága átmenetet jelent a *G nodosa* (HAYASHI) felé Tuvali-3 — The incipient nodulation on the platform margin means a transition to *G nodosa* (HAYASHI) Tuvalian-3
Ruda-oldal, H-9/b sz. minta, 1 pld 66×
- 6 *Gondolella hallstattensis* (MOSHER)
juvenilis stádium, láci-2 — Juvenile stage, Lacian-2
Ruda-oldal D-1 vége, H-13 sz. minta 66×
- 7a—d *Gondolella steinbergensis* (MOSHER)
alauni — Alaunian
Nagykő Ny-1 oldala, H-41 sz. minta 66×
- 8 *Gondolella steinbergensis* (MOSHER)
alauni (—[?]szevati) — Alaunian (—[?]Sevatian)
Nagykő Ny-1 oldala, H-44/a sz. minta 52×
- 9a—d *Gondolella steinbergensis* (MOSHER)
alauni (—[?]szevati) — Alaunian (—[?]Sevatian).
Nagykő Ny-1'oldala, H-44 sz. minta 52×

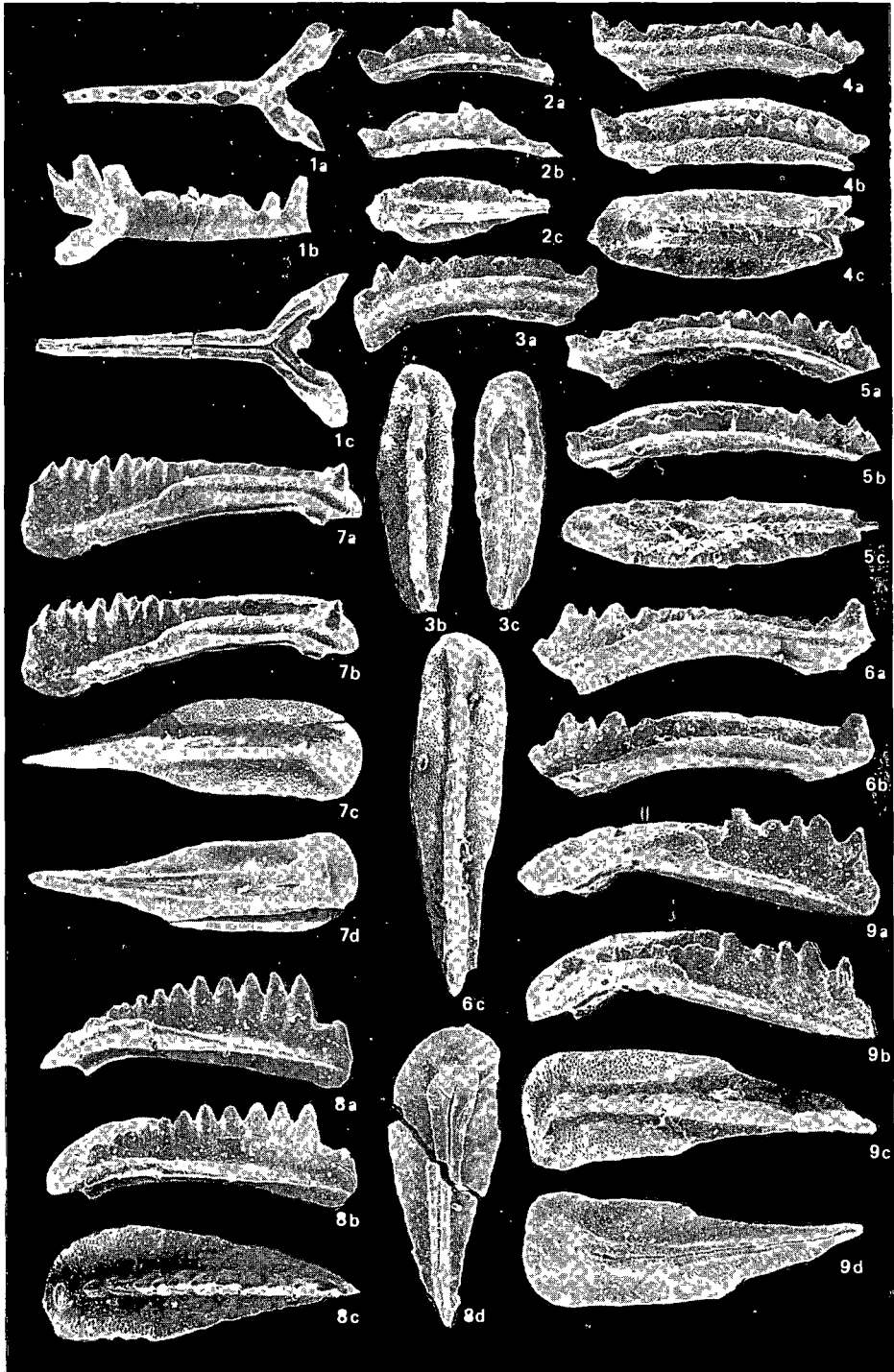


X tábla — Plate X

A nem metamorf triász (Bódvai takaró) Conodontái

Conodonts of the non-metamorphosed Triassic (Bódva nappe)

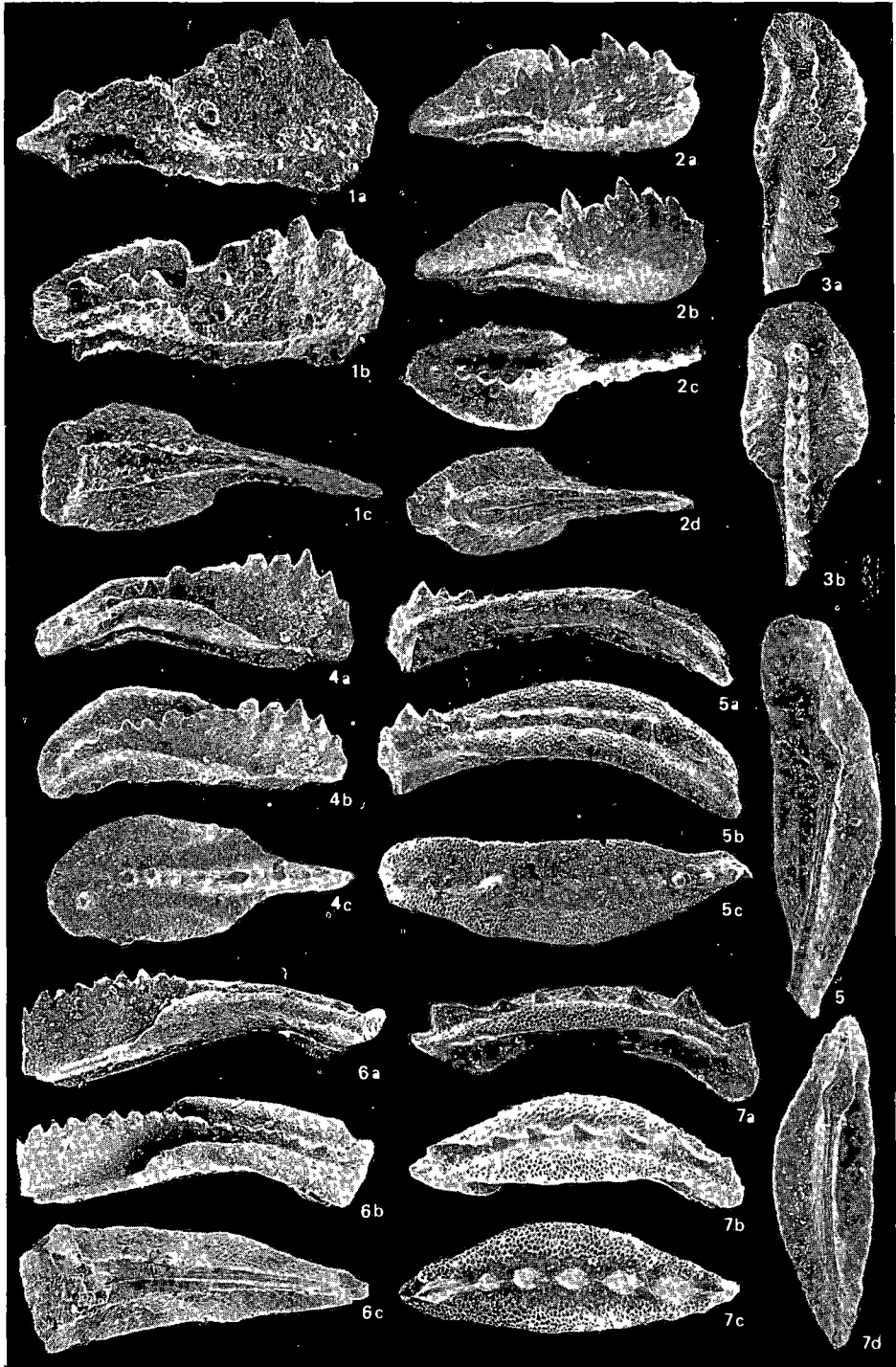
1a—c	<i>Anastropognathus sagittalis</i> BENDER pelsói — Pelsonian Bódvalenke, 1 sz minta	66 ×
2a—c	<i>Gondolella bulgarica</i> (BUDUROV—STEFANOV) pelsói — Pelsonian Bódvalenke, 1 sz minta	66 ×
3a—c	<i>Gondolella trammeri</i> KOZUR juv alsó-longobárd — Lower Longobardian Bódvalenke, 5 sz minta	66 ×
4a—c	<i>Gondolella constricta</i> MOSHER—CLARK „cornuta” morfotípus, illyr—fassai — ‘cornuta’ morphotype, Illyrian—Fassanian Bódvalenke, 3 sz minta	66 ×
5a—c	<i>Gondolella constricta</i> MOSHER—CLARK juv illyr—fassai — Illyrian—Fassanian Bódvalenke, 3 sz minta	66 ×
6a—c	<i>Gondolella constricta</i> MOSHER—CLARK „balkanica” morfotípus, illyr—fassai — “balkanica” morphotype Illyrian—Fassanian Bódvalenke, 3 sz minta	52 ×
7a—d	<i>Gondolella foliata foliata</i> (BUDUROV) cordevolei—juli — Cordevolian—Julian Bódvalenke, 9 sz minta	40 ×
8a—d	<i>Gondolella foliata inclinata</i> KOVÁCS cordevolei—juli — Cordevolian—Julian Bódvalenke, 9 sz minta	66 ×
9a—d	<i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV—STEFANOV cordevolei—juli — Cordevolian—Julian Bódvalenke, 8 sz minta	66 ×



XI. tábla — Plate XI

A nem metamorf triász (Bódvai takaró) Conodontái
Conodonts of the non-metamorphosed Triassic

1a—c	<i>Gondolella auriformis</i> KOVÁCS	
"	juli — Julian	
	Hídvégardói temető, HT-11 sz minta	100×
2a—d	<i>Gondolella auriformis</i> KOVÁCS	
	juli — Julian	
	Hídvégardói temető, HT-10 sz minta, 2 pld	66×
3a—b	<i>Metapolygnathus baloghi</i> KOVÁCS	
	juli — Julian	
	Hídvégardói temető, HT-10 sz minta	66×
4a—c	<i>Gondolella auriformis</i> KOVÁCS	
	juli — Julian	
	Hídvégardói temető, HT-10 sz minta, 1 pld	52×
5a—d	<i>Gladigondolella tethydis</i> (HUCKRIEDE)	
	felső-fassai—alsó-longobárd — Upper Fassanian—Lower Longobardian	
	Bódvalenke 4 sz minta	5a 44×, 5b—c 48×, 5d 52×
6a—c	<i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV—STEFANOV	
	alsó-tuvali — Lower Tuvanian	
	Bódvalenke 10 sz minta	52×
7a—d	<i>Gladigondolella malayensis malayensis</i> NOGAMI	
	juli — Julian	
	Bódvalenke, 8 sz. minta	66×

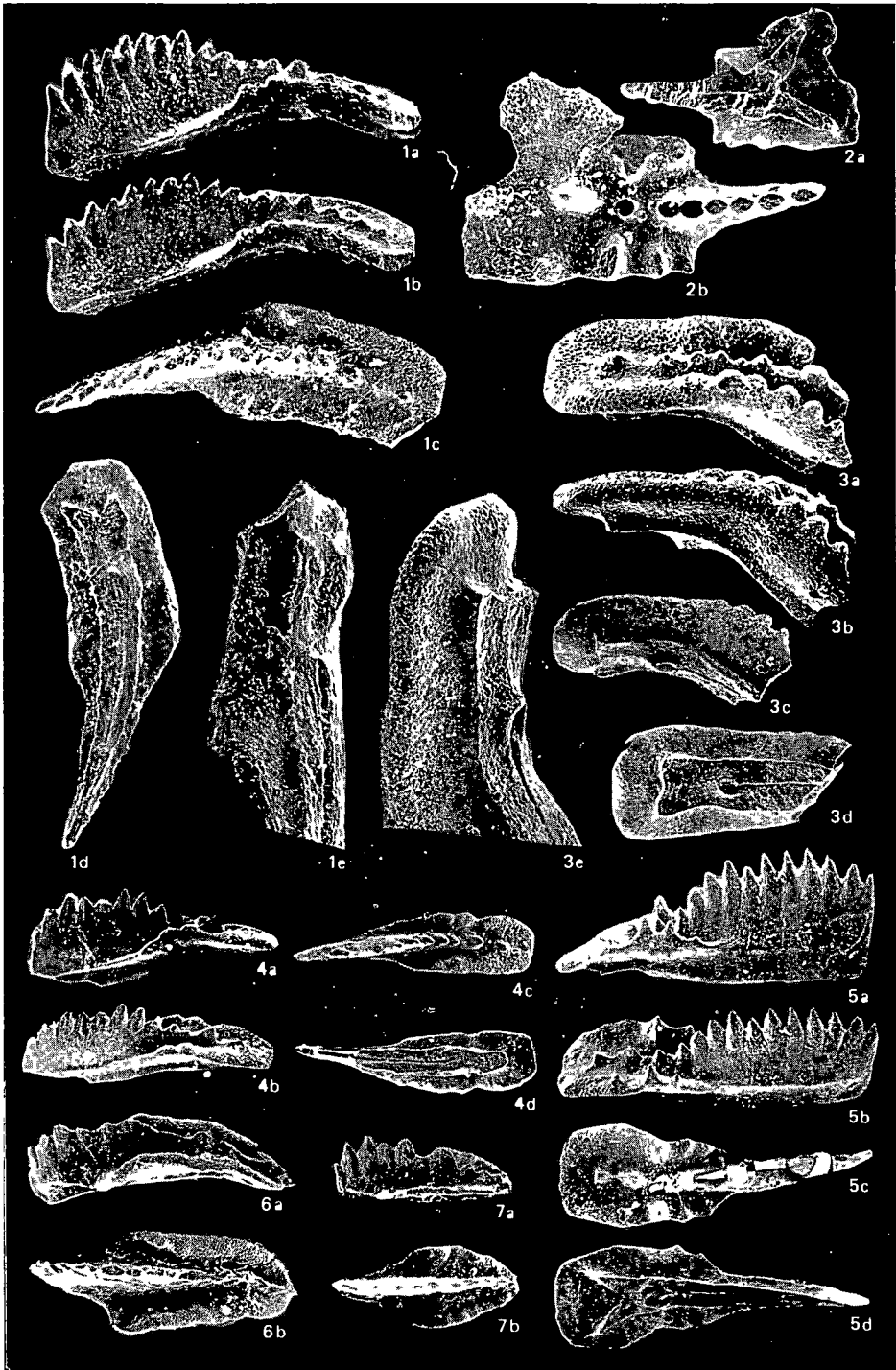


XII tábla — Plate XII

A nem metamorf triász (Bódvai takaró) Conodontái

Conodonts of the non-metamorphosed Triassic (Bódva nappe)

- 1a—e *Metapolygnathus communistri* HAYASHI
felső-tuvali—alsó-láci — Upper Tuvalian—Lower Lácian
Hídvégardói temető, HT-10 sz minta 1a—d 66×, 1e 133×
- 2a—b *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (HAYASHI)
láci — Lácian
Bódvalenke, 14 sz minta 1a 66×, 1b 100×
- 3a—e *Metapolygnathus primitivus* (MOSHER)
alsó-láci — Lower Lácian
Bódvalenke, 14 sz minta 3a—b 86×, 3c—d 66×, 3e 133×
- 4a—d *Metapolygnathus communistri* HAYASHI
alsó-láci — Lower Lácian
Bódvalenke, 14 sz minta 66×
- 5a—d *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE)
láci — Lácian
Bódvalenke, 14 sz minta 66×
- 6a—b *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR—VÉGH)
Átmeneti alak a *M mungoensis* (DIEBEL) felé Alsó-longobárd —
Transitional form to *M mungoensis* (DIEBEL) Lower Longobardian
Bódvalenke, 5 sz minta, 1 pld 66×
- 7a—b *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR—VÉGH)
alsó-longobárd — Lower Longobardian
Bódvalenke, 5 sz minta, 2 pld 66×

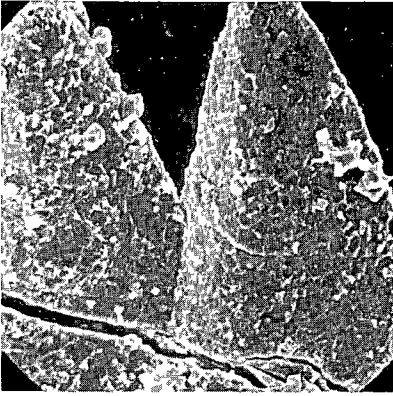


XIII tábla — Plate XIII

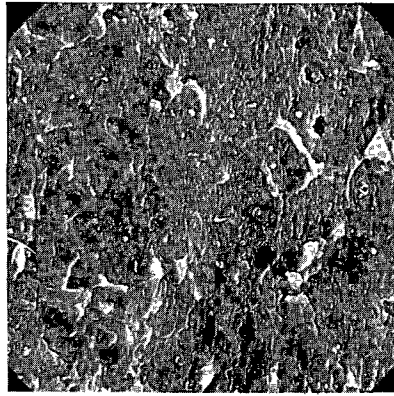
A Conodonták metamorf elváltozásai

Metamorphic alteration of conodonts

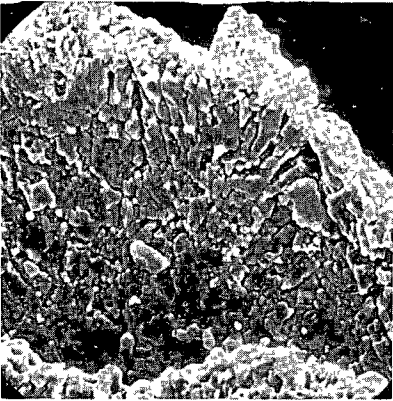
- 1a—b Nem metamorf Conodonta felszíne (*Gondolella fohata inclinata* KOVÁCS) — Surface of a non-metamorphosed conodont
Bódvalenke, 9 sz minta 1a 666×, b 2000×
- 2a—b Metamorf átkristályosodott Conodonta felszíne (*Gondolella bulgarica* BUD —STEF) — Surface of a metamorphosed, recrystallized conodont
Esztramos, Esz-13 sz minta, 1 pld 2a 666×, 2b 2000×
- 3 A bezáró kőzet deformációja során lépcsőzetesen translátálódott *Gondolella* sp — Step-wise translated *Gondolella* sp due to the deformation of the host rock
Esztramos, Esz-19 sz minta 66×
- 4 Deformált *Gondolella constricta* MOSHER—CLARK — Deformed
Esztramos, Esz-18 sz minta, 2 pld 52×
- 5 Deformált *Gondolella polygnathiformis* BUD —STEF — Deformed
Hídvégardó, Ruda-oldal, H-11/b sz minta 52×
- 6 Kampószerűen meghajlított *Gondolella fohata inclinata* KOVÁCS — Crook-like deformed
Esztramos, Esz-19 sz minta, 1 pld 40×



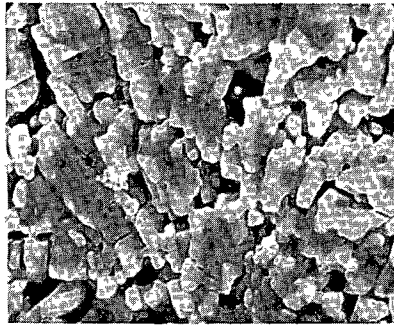
1a



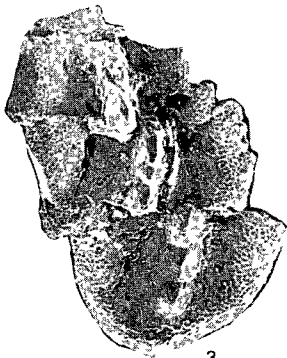
1b



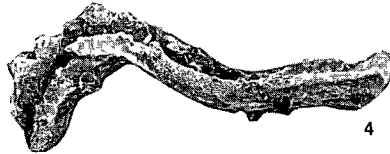
2a



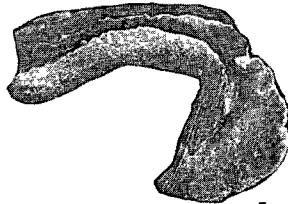
2b



3



4



5



6

CONODONT-BIOSTRATIGRAPHICAL AND MICROFACIES
INVESTIGATIONS IN THE HUNGARIAN PART
OF THE NORTHEASTERN RUDABÁNYA MTS

by

S Kovács

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

; UDC 551 761 565 142+567 43(234 373 3/ 5)

Key words metamorphism, biostratigraphy, limestones, microfacies, Conodonta, Triassic, Northeastern Hungarian Hills (Rudabanya Mts)

Conodont- and microfacies investigations carried out in the northeastern part of the Rudabánya Mts have proven the existence of a (slightly) metamorphosed sequence (now Torna nappe) and a non-metamorphosed one (now Bódva nappe). In the limestones of the slightly metamorphosed sequence two grades of textural alterations can be recognized in stronger metamorphosed sections the original texture has completely disappeared, the new one is a uniform sparite oriented parallel with the rock-cleavage (Pl I), while in less metamorphosed sections the original allochemic components are still recognizable, but the texture is oriented (Pl II, figs 2—3). Conodonts in both cases are grey or white coloured (CAI=6—7), recrystallized and very often deformed due to the development of the rock-cleavage (Pl XIV). Limestones of the non-metamorphosed sequence show no textural alteration (Pl III), the conodonts are greyish brown, sometimes grey coloured (CAI is mostly 2, sometimes 3—4), not recrystallized and not deformed.

By means of conodonts, it is now proven that pelagic basinal sediments overlying Steinalm limestones of carbonate platform facies extend in both sequences from the Middle Anisian to the Middle Norian. Younger rocks are unknown here (Formerly they had been considered as Ladinian since K. BALOGH—G. PANTÓ 1952).

The lithostratigraphic units are shown in the explanations of the sections

A FÖDOLOMIT ÉS FEKUKÉPZŐDMÉNYEINEK RÉTEGTANI HELYZETE A KESZTHELYI-HEGYSÉG K-1 RÉSZÉN

GYALOG LÁSZLÓ—ORAVECZNÉ SCHEFFER ANNA—DETRE CSABA—
BUDAI TAMÁS

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

ETO 551 761 552 54(234 373 1/2)

T á r g y s z a v a k kronozstratigráfia, biosztratigráfia, jellemző ősmaradványok, dolomit, mészkő, triász, karni, nóri, Keszthelyi-hegység

A Keszthelyi-hegység reambuláló földtani felvétele során előkerült ősmaradványok lehetőséget nyújtottak a felső-triász képződmények (fő-dolomit, karni márga, edericsi mészkő) biosztratigráfiai helyzetének pontosítására a hegység K-1 részén. A térképezés eredményei és a paleontológiai vizsgálatok szerint a földolomit képződése már a karni vége előtt megindult, felváltva a karni márgaösszletet. Ugyanakkor a karni márga zatonyfáciesének tekinthető edericsi mészkő felnyúlhat a nóriba is, felső részén már dolomitrétegekkel váltakozva. A földolomitnak csak a legalsó része sorolható a karni emeletbe, tomegének túlnyomó része a nóriba tartozik.

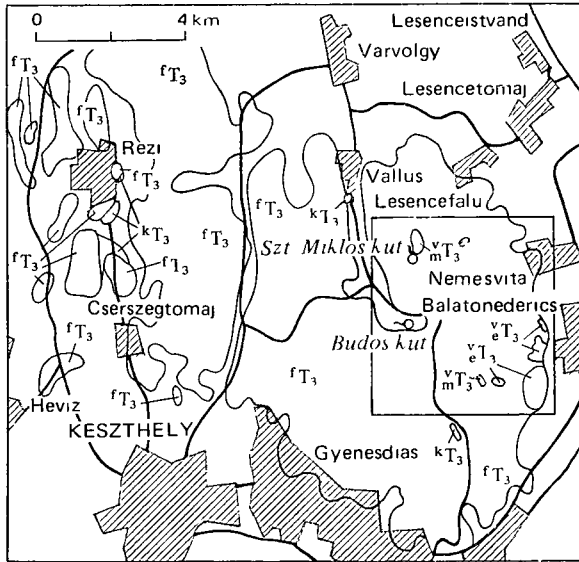
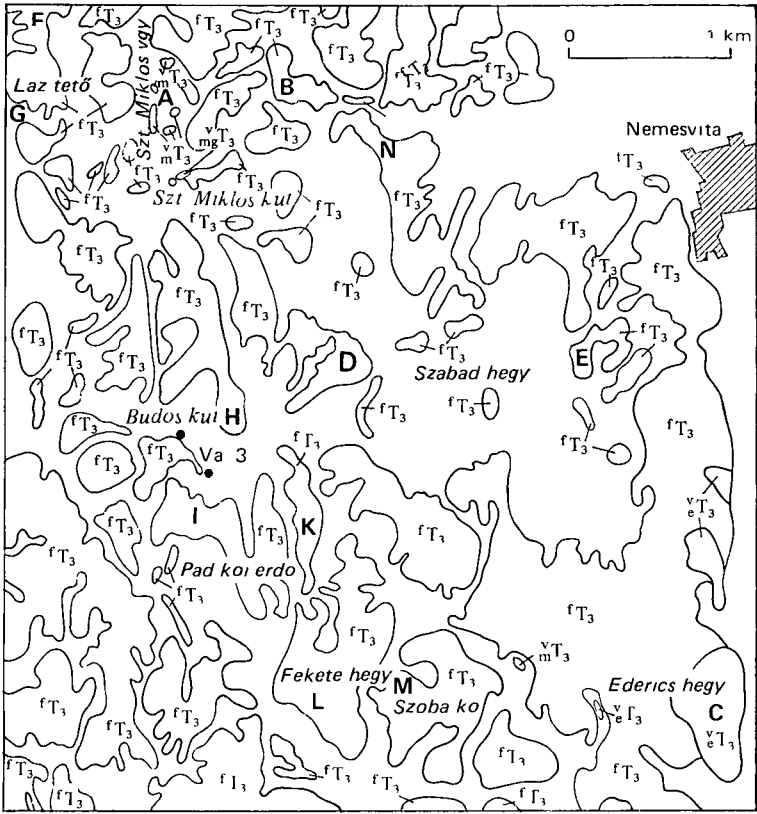
Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézet Középhegységi osztálya 1983-ban fejezte be a Keszthelyi-hegység 1:20 000 méretarányú földtani felvételét.

A térképezés során, valamint a HERMAN VIKTORRAL végzett gyűjtéseink alkalmával több új őslénytani adat birtokába jutottunk a hegység K-1 részén (1. ábra). A fossziliák a karni márgából és mészkőből, az edericsi mészkőből és a földolomitból kerültek elő (2. ábra). Az ősmaradványok bio- és kronozstratigráfiai értékelését ORAVECZNÉ SCHEFFER A (mikrofauna, mikrofacies) és DETRE Cs (makrofauna) végezte el. A terület földtani képét, valamint az ott található képződmények litológiai jellemzését és litozstratigráfiai helyzetét GYALOG L és BUDAI T foglalta össze.

Földtani felépítés

A Keszthelyi-hegység tomegének túlnyomó részét földolomit alkotja. A Szent Miklós kút környékén több helyen karni márga, mészmárga és mészkő bukkan ki a földolomit alól. A hegység K-1 peremén a zatonyfáciesű, korallal edericsi mészkőből fejlődik ki mészkő és dolomitpadok váltakozásával a fedő földolomit. Ennek közvetlen fedője a lemezes, márgás, tűzkoves dolomit, amely a Vári-volgytól K-re eső vonulatban csak kis területen fordul elő. Vállus mellett és Balatonyoroktól É-ra kb. 3 km-re.



A karni márgaösszet a Veszprémi Márga Formációnak felel meg, melyen belül két mészkő tagozat különíthető el. A márgában települő mészkő kőzet-tani jellegei és ősmaradványegyüttése alapján a Balaton-felvidéki Sándorhegyi Mészkő Tagozattal párhuzamosítható, melyet az Edericsi Mészkő Tagozat heteropikus fáciesének tartunk. A Földolomit Formáció fölötti lemezes, márgás, tűzköves dolomitot a Rezi Dolomit Formációba soroljuk, amely a hegység ÉNy-i részén levő Rezi-medencében a Kossoni Márga Formáció fekéjét alkotja.

Ősmaradvány-lelőhelyek

A „karni márga” Szent Miklós kút környéki kibúvásait elsőként LÓCZY L. (1913) említette. A márgában települt mészkőből gazdag ősmaradványegyüttest írt le, melynek alapján ezt a képződményt a „felső márgacsoport” felső részébe sorolta. SZENTES F. (1953) a LÓCZY L. által közölt fauna mellett ugyaninnen korallokat is említett. BOHN P. (1979) a fenti fossziliákon kívül elsőként ismertetett sporomorphákat és Foraminiferákat a márgából, melyeket BÓNA J., illetve ORAVECZNÉ SCHEFFER A. határozott meg. A karni márga és mészkő „klasszikus” és újonnan talált kibúvásai közül szinte valamennyit begyűjtöttük őslénytanai vizsgálat céljából. Így ez tekinthető az első átfogó jellegű gyűjtésnek LÓCZY L. óta.

A leggazdagabb fauna a Szent Miklós-völgy K-1 oldalán, a forrástól É-ra kb. 400 m-re levő útbevágásból került elő (1. ábra A), amelyben faj- és egyed-szám tekintetében egyaránt a Brachiopodák uralkodnak.

Brachiopoda: „*Rhynchonella*” *arpádica* BITTŃ, *Spiriferina* cf. *manca* BITTŃ, (X. tábla 2), *Dielasma vulcum* (BITTŃ), (X. tábla 1a–c), *Rhaetina* sp., *Retzia* sp., *Aulacothyris* sp.

Anthozoa: *Thecosmilia* sp., *Stephanocoenia alpina* FRECH (X. tábla 4)

Bivalvia: *Angustella* sp. (X. tábla 3a–b), *Gonodon* sp., *Lima* sp.

Porifera: Sphinctozoa (?) inc. sedis

Hydrozoa: Stromactinia vagy Ellipsactinia bekéregzések

Cephalopoda: Arcestidae (?) inc. sedis kőből

Crinoidea: *Encrinurus* sp. nyéltagok (X. tábla 5a–b)

A mészkőből készült vékonycsiszolatok szerint az alapanyag pátos kalcitból áll, az eredeti mésziszapos uledék teljes egészében kimosódott. A biogén komponensek kőzetalkotó mennyiségűek, amelyek között az Echinodermata maradványok dominálnak. Mellettük spongia, Mollusca, Foraminifera és alga.



1. ábra A felső-triász képződmények felszíni elterjedése a Keszthelyi-hegység K-1 részén (GYALOG L. térképe alapján)

k_{T_3} = lemezes dolomit, sejtüreges dolomit, „kossen rétegek”, f_{T_3} = földolomit, vT_3 = edericis mészkő, mT_3 = karni mészkő, ${}^{mg}T_3$ = karni márga — Ősmaradvány lelőhelyek. A = karni márga és mészkő, B = karni márga és földolomit, C = edericis mészkő, D–E = karni földolomit, F–N = nóri földolomit

Fig. 1. Outcrops of Upper Triassic formations in the E part of the Keszthely Mountains (based on a map prepared by L. GYALOG)

k_{T_3} = laminated dolomite, cellular dolomite, „Kossen beds”, f_{T_3} = Hauptdolomit, vT_3 = Ederics limestone, mT_3 = Carnian limestone, ${}^{mg}T_3$ = Carnian marl — Fossiliferous localities. A = Carnian marl and limestone, B = Carnian marl and Hauptdolomit, C = Ederics limestone, D–E Carnian Hauptdolomit, F–N = Norian Hauptdolomit

metszetek ismerhetők fel (I—III tábla) A gazdag Foraminifera faunából a következő taxonokat sikerült meghatározni *Glomospirella* sp, „*Pilammna*” *kuthani* SALAJ, *Valvulina azzouzi* SALAJ, *Earlandinita?* *soussi* SALAJ, *Paleonubecularia* sp, *Tolypammna gregaria* WENDT, *Gaudryna* cf *trassica* TRIFONOVA, *Planinvoluta* sp, *Ophthalmipora dolomitica* K ZAN, *Endothyra kuepperi* OBERHAUSER, *Tetrataxis inflata* KRISTAN, *Diplostromina* sp, *Aulotortus sinusosus* WEYNSCHENK, *Austrocolomia* cf *marschalli* OBERHAUSER, *Oberhauserella* cf. *mesotriassica* FUCHS

Az útbevágástól K-re emelkedő dombon, a brachiopodás mészkő fölött, nagyméretű (0,5—2 cm átmérőjű) crinoideás átmetszeteket tartalmazó mészkő települ, melyre korallban gazdag mészkő következik az alábbi faunával

Bivalvia *Myophoria* sp, *Entolium* sp, *Nucula* sp

Gastropoda *Coelostylina* sp

Brachiopoda *Aulacothyris* sp, *Pexidella* sp, *Rhynchonella* sp (aff *arpadica* BITTN)

Anthozoa *Thecosmilia* cf *norica* FRECH, *Monthvaltra* sp

Crinoidea *Entrochus* sp nyéltagok

Echinoidea *Cidaris* sp tuskék

A Szent Miklós kút közvetlen környékén található márga mikrofaunája viszonylag gazdag, zomében Foraminifera és Ostracoda metszetekből áll, de pelágikus Crinoidea maradványokat is tartalmaz

Foraminifera *Gsollbergella spiroloculiformis* (O SCHEFFER), *Glomospira karnica* (O SCHEFFER), *Pseudobolvinna* sp, *Cornuspira pachygyra* (GUMBEL), *Ophthalmidium exiguum* K ZAN, *Ophthalmidium* sp, *Mesodiscus* cf *planidiscoides* (OBERHAUSER), *Nodosaria* sp toredékek, *Duostomina* sp

Roveacrinidae *Osteocrinus rectus* (FRIZZEL)

Az egynemű, tomor, karbonátos pelit alapanyag, valamint a gombos pirítkválások redukív, kis vízmozgással jellemzett uledékképződési környezetre utalnak

A Szent Miklós kúttól ÉK-re kb 1 km-re (1 ábra B) több helyen fordul elő mészkő és márga. Innen a fent említett Brachiopodák, korallak és Crinoideák kerültek elő. A vékonycsiszolatokban az Echinodermata vázelemek és a Mollusca-toredékek mellett Foraminiferák és pelágikus Crinoideák találhatók.

Foraminifera *Tolypammna gregaria* WENDT, *Valvulina azzouzi* SALAJ, *Paleonubecularia* sp, *Earlandinita?* *soussi* SALAJ, *Glomospira karnica* (O SCHEFFER), *Pachyphlodes* sp, *Calciornella* sp, *Duostomina* cf *rotundata* KRISTAŇ, *Aulotortus* cf *communis* KRISTAN, *Aulotortus friedli* KRISTAN

Roveacrinidae *Osteocrinus rectus* FRIZZEL

Inc sedis *Tubiphytes obscurus* MASLOV

A fauna és az ooidos szövet alapján az uledékképződési környezet sekély, normálsós, oxigéndús, erősen mozgatótt vízzel borított karbonátplatform lehetett

Az edericsei mészkő a hegység K-i peremén bukkan ki a földolomit fekélyként (1 ábra C). Ebben gyakoriak a korallak, főként 0,5—1,5 cm-es átmérőjű metszetek formájában. A mészkőből folyamatosan fejlődik ki a földolomit, az átmeneti rétegsorban mészkő és dolomitpadok váltakoznak kb 150 m vastagságban.

SZENTES F (1953) az edericsei mészkövet a nóri emeletbe sorolta a *Thecosmilia de filippi* STOPPANI korallfaj alapján (KOLOSVÁRY G meghatározása szerint). Azóta erről a fajról kiderült, hogy az egész felső-triászban előfordul.

BOHN P (1979) korallokat, mészszivacsokat, Bryozoákat, mészalgákat és néhány Foraminiferát ismertetett a mészkőből. Az általunk végzett gyűjtés során a korallok közül a *Thecosmilia* cf. *norica* FRECH, valamint a *Thecosmilia* sp és *Stephanocoena* sp egyedei kerültek elő.

A vékonycsiszolatok vizsgálata szerint az edericsi mészkő szövetek onkoidos biopátiát. Helyenként kőzetalkotó mennyiségben fordulnak elő benne a biogén komponensek, melyek zátonylakó és zátonykörnyezeti szervezetek alig szállított, összemossott, viszonylag ép, osztályozatlan toredékei. Gyakoriak a kékalgákból és a szesszilis Foraminiferákból álló bevonatok, valamint a Tubiphytes-gumókból álló telepek. A Foraminifera fauna a következő fajokból áll: *Glomospira* sp, *Ophthalmidium* sp, *Paraophthalmidium carpaticum* SAMUEL et BORZA, *Endothyra* cf. *kuepperi* OBERHAUSER, *Variostoma* sp, *Reophax* sp, *Austrocolonia* cf. *marschalli* OBERHAUSER, *Tolypammma gregaria* WENDT, *Mesodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER).

A mikrofáciesek és az ősmaradványok alapján az uledékképződési környezet zátony, illetve zátonyközeli előtér lehetett, melyet normálsós, meleg, erős vízmozgású sekély tenger borított. Az edericsi mészkő a benne talált korallok és Foraminiferák alapján jól párhuzamosítható a karni márgában települő mészkövekkel. A hegységtől DNy-ra mélyult Hévíz 6 sz. fúrás adatait is figyelembe véve (GÓCZÁN et al. 1983) az edericsi mészkő egy helyi zátonyképződésének tekinthető a karni márgaösszlet felső részében.

A hegység túlnyomó részét kitevő földolomitból LÓCZY L. (1913) algákon kívül nem említett ősmaradványokat. SZENTES F. (1953) főként kagylókat, valamint csigákat, alga és Echinodermata maradványokat sorolt fel a dolomitból, a lelőhelyek megnevezése nélkül. BOHN P. (1979) a Vári-volgytól K-re eső terület földolomitját a karni emeletbe sorolta egyetlen fúrás (Vá 3) mikropaleontológiai vizsgálata (ORAVECZNÉ SCHEFFER A. és BÓNA J. meghatározása) alapján. A hivatkozásban szereplő három Foraminifera egyed azonban pontos korbesorolásra nem alkalmas, a karnira utaló sporomorpha együttes pedig az 500 m mély fúrás 490 m-ében harántolt agyagrétegből került elő. Ez azonban nem bizonyítja, hogy a felette levő 490 m vastag dolomitösszlet is teljes egészében a karni emeletbe tartozik.

A földtani felvétel és az őslénytani vizsgálatok alapján a földolomit két területegységre osztható a Vári-volgytól K-re eső vonulatban. Az ÉK-1 területen karnira utaló kovuletek találhatóak a dolomitban (1. ábra B, D, E), és itt bukkan felszínre a feku márga is. A fossziliák közül több korall (*Thecosmilia* sp), kagyló (*Angustella* sp, *Entolium* sp) és Crinoidea került elő. Ez arra utal, hogy a földolomit alsóbb rétegeiben még megtalálhatóak a „karni márga” mészkőbetelepedéseire jellemző ősmaradványok.

A földolomit elterjedési területének nagyobbik, DNy-i részén — különösen a nem bitumenes dolomitban — gyakoriak a nóri ősmaradványok. A Szent Miklós kúttól Ny-ra, a Lázterő Ny-i oldalából (1. ábra G) gazdag csiga fauna került elő: *Naticella sublanceata* (MUENSTER), *Worthenia oldae* STOPPANI, *Worthenia* sp, *Macrochylina brevispira* KITTL (X. tábla 7), *Coelostylina* sp, *Loxonema* sp.

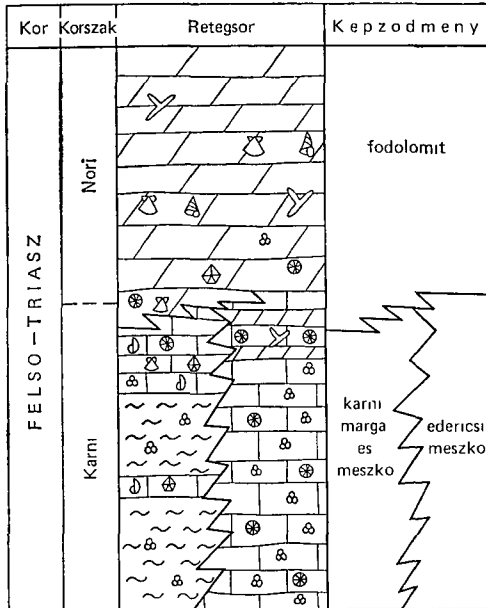
A Budos-kúttól K-re levő murvabányában (1. ábra H) elsősorban kagylók, alárendeltebben csigák gyűjthetők a dolomitból.

Bivalvia Myophoria cf. *laevigata* ZIETH, *Entolium discites* SCHLOTH, *Pecten* div. sp, *Placunopsis* sp, *Halobia* sp, *Nucula* sp, *Gonodus* sp.

Gastropoda *Naticella* sp; *Worthenia* sp, *Coelostylina* sp, *Loxonema* sp.

Ugyancsak gazdag ősmaradványegyüttes található a Budos-kúttól DDK-re kb 1 km-re levő bevágásban (1 ábra I) Itt a laza, porlott dolomitban igen sok kagyló és csiga fordul elő lumasella-szerűen, melyek közül a *Megalodon*-félék korjelzők *Megalodon cf complanatus* ssp, *Entolium* sp, *Placunopsis* sp, *Myophoria* sp, *Nucula* sp Az ugyanitt talált halfogat SOLT P *Sphaerodus* sp -nek határozza meg

A Budos-kúttól DK-re kb 1 km-re, az erdészeti út K-1 oldalán (1 ábra K) ugyanez a kagylóegyüttes fordul elő Ezen a területen a nóri *Megalodon*-féléknek még egy gazdag lelőhelye található a Szoba-kő barlangnál (1 ábra M) *Megalodon complanatus* ssp, *Megalodon cf boeckhi* (Frech) A Pad-kői erdő, a Láz-tető és a Fekete-hegy dolomitjában (1 ábra I, F, L) gyakoriak a csöves algák Ezek közül PIROS O *Cyroporella vesiculifera* (GUMBEL) PIA és *Cryphoporella curvata curvata* (GUMBEL) PIA fajokat határozott meg, amelyek szintén nóri kort jeleznek A földolomitban előforduló Foraminiferák közül a következőket sikerült meghatározni *Glomospirella* sp, *Tetrataxis humilis* KRISTAN (1 ábra K), *Aulotortus sinuosus* WEYN (1 ábra M), *Oberhauserella cf quadrilobata* FUCHS (1 ábra K), *Oberhauserella* sp, *Schmidia cf hedbergeloides* FUCHS (1 ábra N)



Kronosztratigrafiái összefoglalás

A Keszthelyi-hegység földtani felvételéhez kapcsolódó őslénytani vizsgálatok néhány új adatot szolgáltatottak a földolomit és fekuképződményeinek kronosztratigrafiái értékeléséhez (2 ábra)

A „karni márga” mészkő-beletelepüléseiben talált *Rhynchonella arpatica*, valamint a *Dielasma vulicum* Brachiopodák jellegzetesen karni fajok, ezeket a Keszthelyi-hegységből eddig még nem említették Ugyancsak új ősmaradvány ezen a területen — bár pontos korhatározásra nem alkalmas — a *Thecosmilia norica* és a *Stephanocoenia alpina* korallfaj. Utóbbinak ez az első előfordulása Magyarországon A mészkő Foraminifera együttesét karni korú, agglutinált, robusztus formák uralják Ettől eltérő jellegű a márgarétegek mikrofaunája, melyre a *Gsollbergella spiroloculiformis* dominanciája jellemző, ami egyértelműen karni kort jelez

1 ♂ 2 ♀ 3 ⊕ 4 ⊕ 5 ⊗ 6 △ 7 ⊕

2 ábra A földolomit és fekuképződményeinek elvi rétegsora a Keszthelyi-hegységben

1 Foraminifera, 2 alga, 3 korall, 4 Crinoidea, 5 kagyló, 6 csiga, 7 Brachiopoda

Fig 2 Idealized section of Hauptdolomit and the rocks underlying it in the Keszthely Mountains

1 Foraminifera, 2 alga, 3 coral, 4 Crinoidea, 5 Bivalvia, 6 Gastropoda, 7 Brachiopoda

Az edericési mészkő kronosztratigráfiai helyzetének megítéléséhez főleg a mikropaleontológiai vizsgálatok alkalmasak. A zátonylakó Foraminiferák túlnyomó része a karni kor mellett szól, azonban a *Paraophthalmidium carpaticum* faj jelenléte alapján feltételezhető, hogy az edericési mészkő képződése még a nóri elején is folytatódott (Ny-kárpáti analógia).

Ezzel párhuzamosan a földolomit képződése az árapályovi régióban már a karni vége előtt megindult. Erre azon ősmaradványok alapján következtethetünk, melyek a karni mészkőben és a földolomit alsó szintjében egyaránt előfordulnak. A magasabb rétegtani helyzetű dolomit nóri korát a makro- és a mikrofauna mellett az algák is egyértelműen bizonyítják. A korábbi elképzelésektől eltérően a Vári-Volgytól K-re eső területen a földolomitnak csak az alsó része nyúlik le a karniba, tomegének jelentősebb része a nóri emeletbe tartozik.

IRODALOM — REFERENCES

- BOHN P. 1979. A Keszthelyi-hegység regionális földtana — Geol. Hung. ser. Geol. 19.
- DETRE Cs. 1983. Jelentés a Keszthelyi-hegységi földtani térkepezéshez kapcsolódó triász megalopaleontológiai vizsgálatokról — Földt. Int. Adattár T. 12. 672, kézirat.
- DULLO C. W. 1980. Über ein neues Vorkommen vom Tisovec-Kalk in den südwestlichen Gesause-Bergen (Admont, Steiermark) — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Osterr. (26) 155—165.
- FRECH F. 1890—1891. Die Korallenfauna der Trias — Paleontographica (37) 1—116. Stuttgart.
- FUCHS, W. 1967. Über Ursprung und Phylogenie der Trias „Globigerinen“ und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton — Verh. Geol. Bundesanst. (1—2) 135—176.
- GÓCZÁN F. — HAAS J. — LŐRINCZ H. — ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1983. Keszthelyi-hegységi karni alapszelvény faciológiai és rétegtani értékelése (Hévíz 6. sz. fúrás) — Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről 263—293.
- KRISTAN E. 1957. Ophthalmidae und Tetiataxinae (Foiam.) aus dem Rhat der Hohen Wand in Nieder-Osterreich — Jb. Geol. Bundesanst. 100 (2) 269—298.
- LOCZY L. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése — A Balaton Tud. Tanulm. eredm. I (1).
- ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1968. A Miliolacea fős család (Foraminifera) képviselői a Bakony-szűcs 1. sz. fúrás karni képződményeiben — Földt. Int. Évi Jel. 1968-ról 89—105.
- ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1983. Jelentés a Keszthelyi-hegységi Szt. Miklós kút melletti felszíni feltárás mintáinak vizsgálatáról — Földt. Int. Adattár T. 12. 748, kézirat.
- PANTIĆ-PRODANOVIĆ S. 1975. Les microfacies triasiques des Dinarides — Soc. des Sciences et des Arts du Montenegro, Monographies 4.
- SALAJ J. — BORZA K. — SAMUEL O. 1983. Triassic Foraminifers of the West Carpatians — 1—213. Bratislava.
- SZENTES F. 1953. Jelentés az 1952. évben Magyarországon a Keszthelyi-hegységben végzett bauxitkutató munkálatokról — Földt. Int. Adattár Bauxit/38, kézirat.
- TRIFONOVA E. 1978. Foraminifera zones and subzones of the Triassic in Bulgaria. II. Ladinian and Carnian — Geol. Balcanica 8 (4) 49—64.
- WENDT J. 1963. Foraminiferen „Riffe“ in karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich) — Palaont. Zeitschr. 43 177—193.
- ZANINETTI L. 1976. Les Foraminifères du Trias — Riv. Ital. Paleont. 82 (1) 1—258.

I. tábla — Plate I

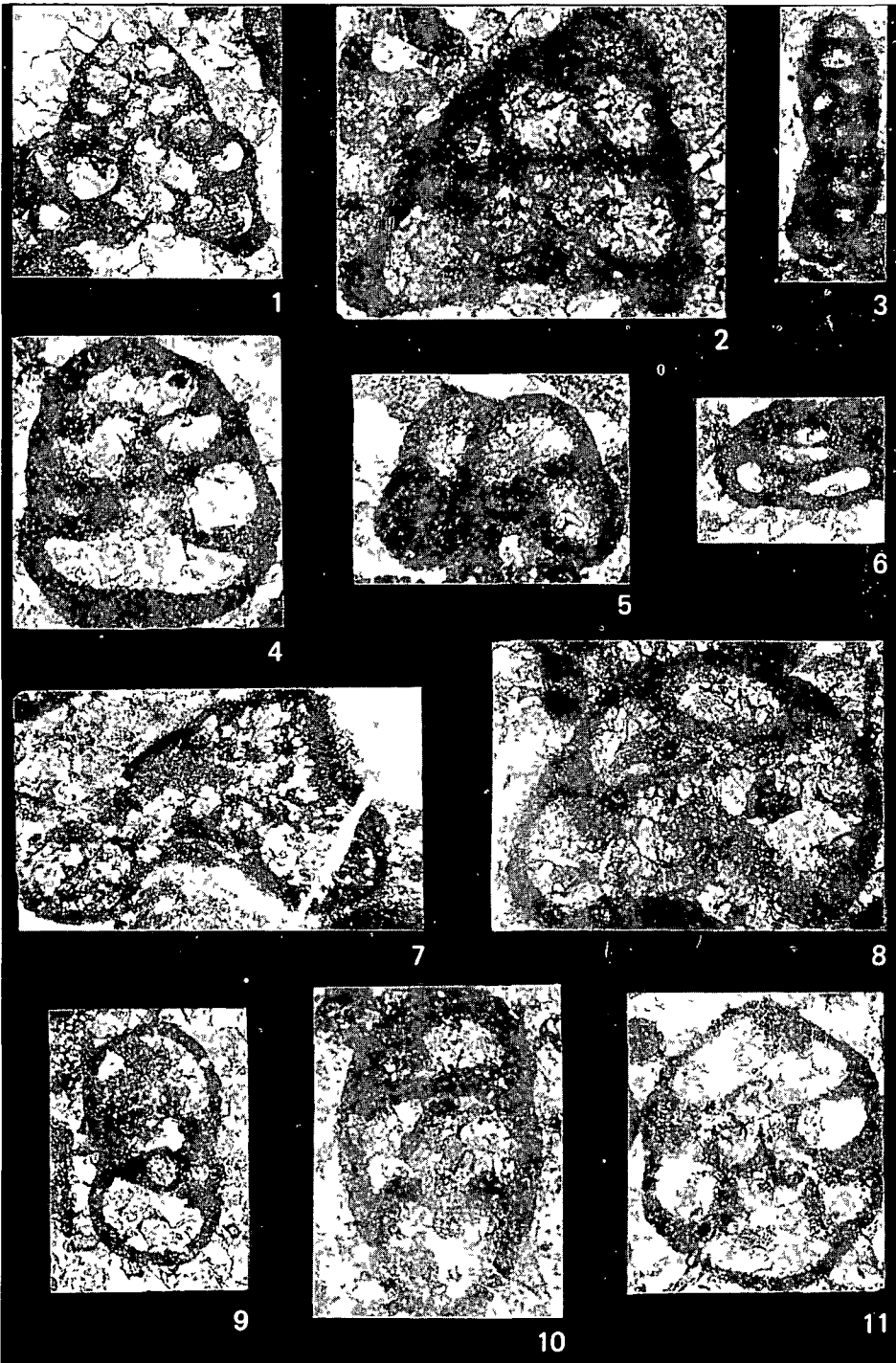
- 1—2 *Tetrataxis inflata* KRISTAN
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on the
E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 3 *Glomospirella* sp
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on the
E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 4 *Valvulina* cf *azzouzi* SALAJ
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on the
E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 5 *Endothyra* cf *salaj* GAZDZICKI
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on the
E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 6 *Glomospira* cf *kuthani* (SALAJ)
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on the
E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 7 *Tetrataxis* sp
Szent Miklós kúttól ÉK-re kb 1 km-re található karni mészkőből
(vo 1 ábra B) — From the Carnian limestone at about 1 km distance
NE of Szent Miklós well (cf Fig 1 B)
- 8 *Valvulina* sp
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on the
E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 B)
- 9, 11 *Valvulina azzouzi* SALAJ
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on the
E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 10 *Earlandimita soussi* SALAJ
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on the
E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)

7 45×

1, 4—6 75×

2, 3, 8—11 120×

Fotó GYARMATI J — LAKY I



II tábla — Plate II

- 1 *Paleonubecularia* n sp
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on
the E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 2, 4, 9 *Glomospira* aff *kuthani* (SALAJ)
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on
the E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 3, 5, 10 *Planinvolvoluta* sp
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on
the E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 6 *Tolypammuna* aff *gregaria* WENDT
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on
the E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 7 *Gaudryna* cf *triassica* TRIFONOVA
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut on
the E side Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 8 *Aulotortus friedli* (KRISTAN—TOLLMANN)
Szent Miklós kúttól ÉK-re kb 1 km-re található karni mészkőből
(vo 1 ábra B) — From Carnian limestone at a distance of about
1 km NE of Szent Miklós well (cf Fig 1 B)
- 11 *Ophthalmopora* cf *dolomitica* ZANINETTI et BRONNIMANN
Szent Miklós-volgy K-1 oldalán levő útbevágás karni mészkovéből
(vo 1 ábra A) — From the Carnian limestone of the road-cut
on the E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)

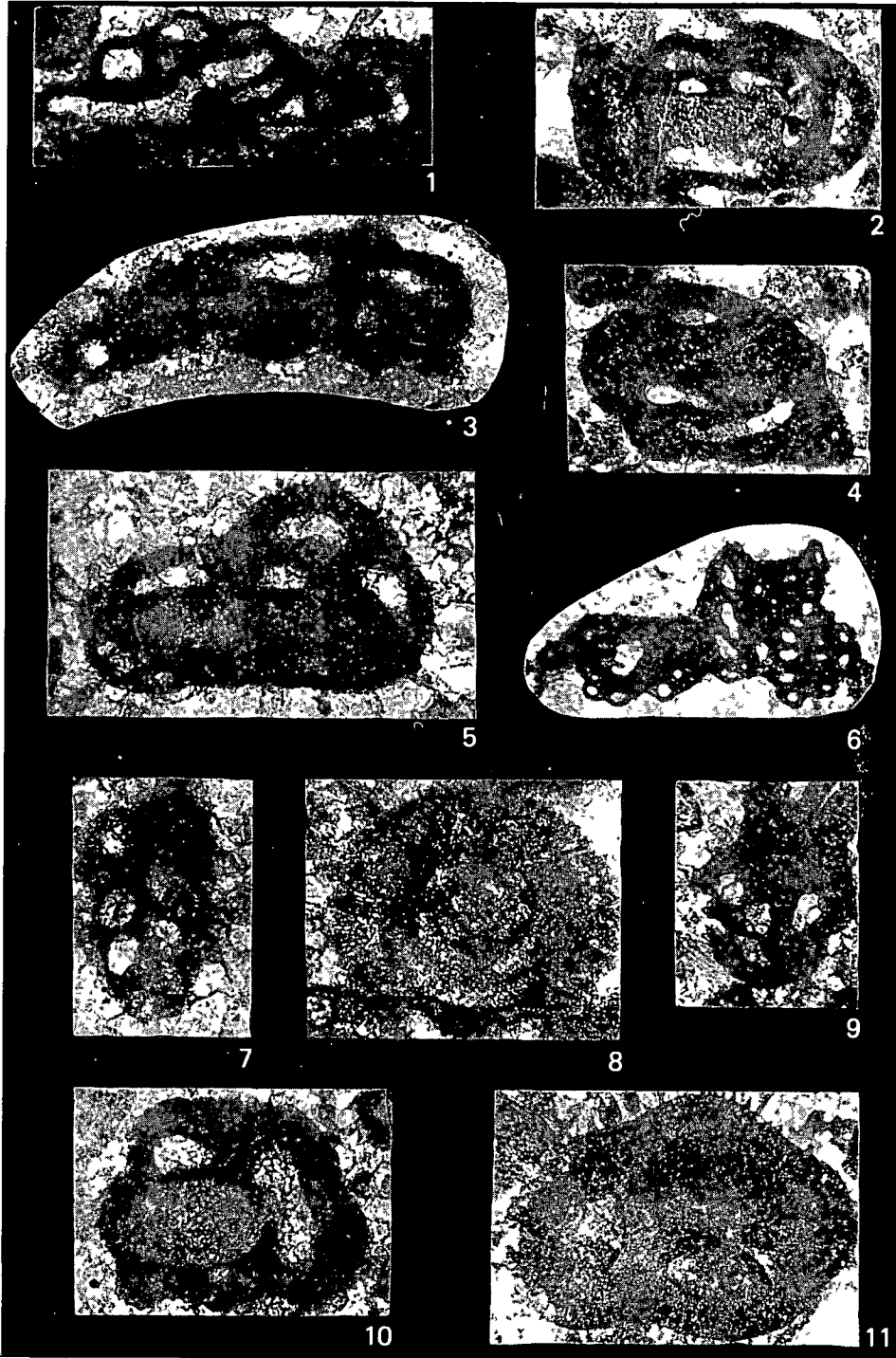
6, 11 45×

1, 2, 4, 9 75×

5, 7, 8, 10 120×

3 200×

Fotó GYARMATI J — LAKY I



III tábla — Plate III

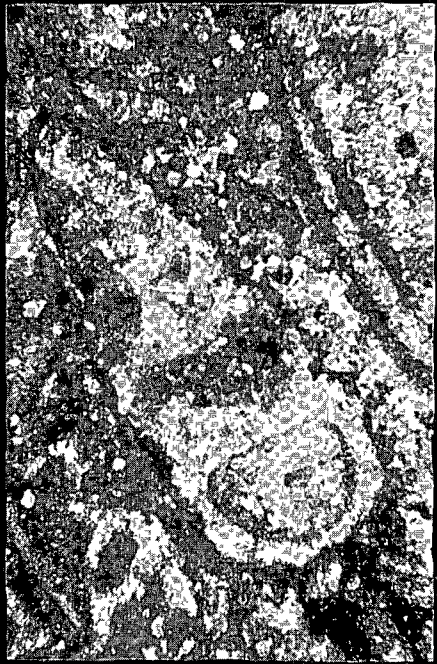
- 1 Mikritkérges kagyló toredéke
Szent Miklós kúttól ÉK-re kb 1 km-re található karni mészkőből (vo 1 ábra B) — Fragment of a micrite-coated mollusc from Carnian limestone at about 1 km NE of Szent Miklós well (cf Fig 1 B)
- 2 Mikritkérges Gastropoda
Szent Miklós kúttól ÉK-re kb 1 km-re található karni mészkőből (vo 1 ábra B) — Micrite-coated mollusc from Carnian limestone at about 1 km NE of Szent Miklós well (cf Fig 1 B)
- 3 *Paleonubecularia* sp intraklasztos biopátitban
Szent Miklós-volgy K-i oldalán levő útbevágás karni mészkőéből (vo 1 ábra A) — *Paleonubecularia* sp in intraclastic biosparite, from the Carnian limestone on the E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)
- 4 *Paleonubecularia* sp intraklasztos biopátitban
Szent Miklós-volgy K-i oldalán levő útbevágás karni mészkőéből (vo 1 ábra A) — *Paleonubecularia* sp in intraclastic biosparite, from the Carnian limestone on the E side of Szent Miklós Valley (cf Fig 1 A)

1-4 45×

Fotó GYARMATI J — LÁKY I



1



2



3



4

IV tábla — Plate IV

- 1, 3 Kékalgás onkoidok
Ederics-hegy DK-1 gerinc (vo 1 ábra C) — Blue-algal oncoids Ederics-
hegy, SE ridge (cf Fig 1 C)
- 2 *Tubiphytes obscurus* MASLOV
Be 39 sz f 49,3 m
- 4 Hydrozoa bekéregzés — Incrustation by hydrozoa
Be 39 -sz f 252,0 m

1, 3 45×

2, 4 39×

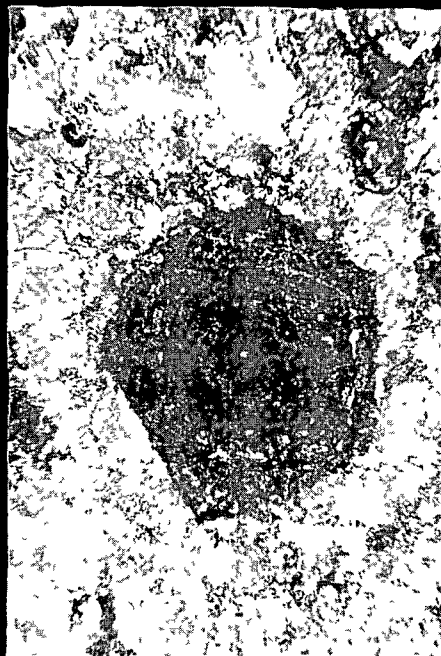
Fotó GYARMATI J — LAKY I



1



2



3



4

V. tábla — Plate V

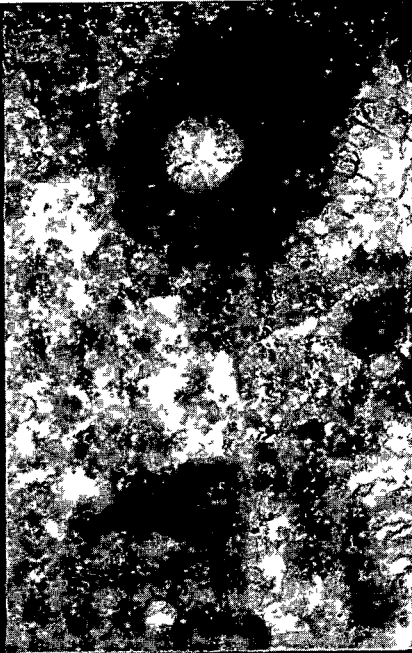
- 1 Szivacs metszet — Section of sponge
Be 39 sz f 252,0 m
- 2 *Tubeiphytes obscurus* MASLOV
Be 39 sz f 49,3 m
- 3 *Tubeiphytes obscurus* MASLOV
Be 39 sz f 288,0 m
- 4 *Ophthalmidiumos* mikritcsomós pátit — *Ophthalmidium*-bearing sparite
with micrite lumps
Be 39 sz f 122,1 m

1—4 39×

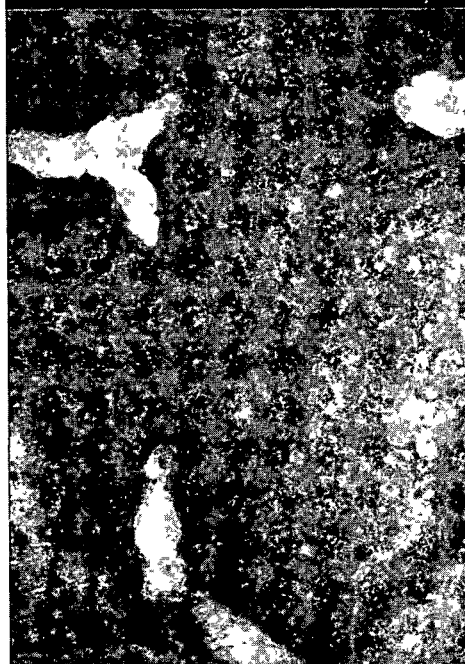
Fotó GYARMATI J — LAKY I



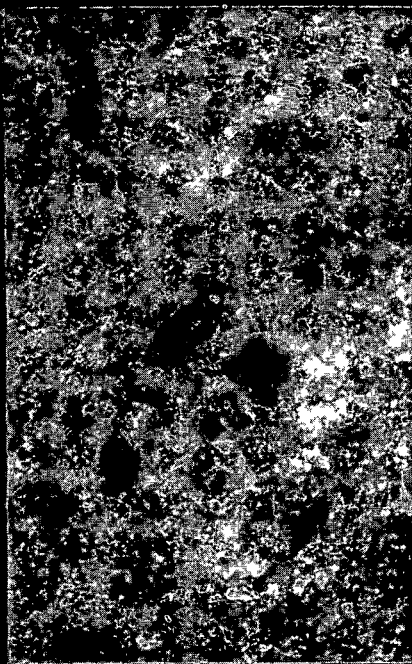
1



2



3



4

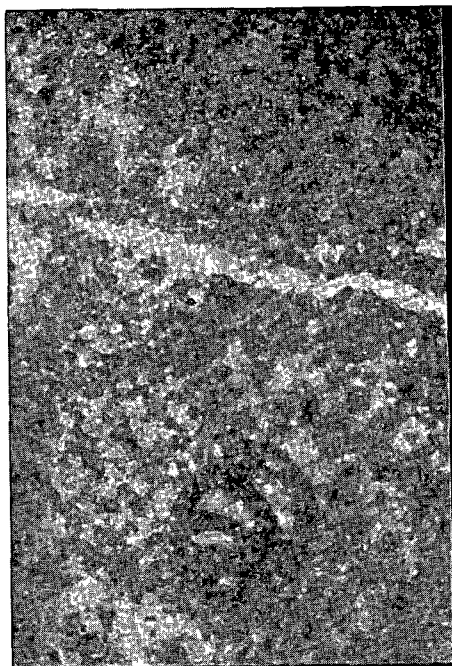
VI tábla — Plate VI

- 1 *Variostoma* sp
Be 39 sz f 49,3 m
- 2 *Austrocolomia* cf *marschalli* OBERHAUSER
Be 39 sz f 220,1 m
- 3 *Mesodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER)
Ederics-hegy K-1 oldalán levő kőfejtőből (vo 1 ábra L) — From the quarry
on the E side of Ederics-hegy (cf Fig 1 L)
- 4 *Paraophthalmidium carpaticum* SAMUEL et BORZA
Ederics-hegy DK-1 gerince (vo 1 ábra C) — Ederics-hegy, SE ridge (cf
Fig 1 C)

1—2 39×

3—4 75×

Fotó GYARMATI J.—LAKY I



1



2



3



4

VII. tábla — Plate VII

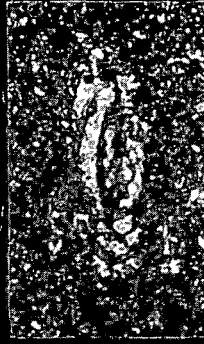
- 1, 3 *Cornuspira cf. pachygyra* GUMBEL
Szent Miklós kút melletti karni márgából (vo 1 ábra A) — From
the Carnian marl by Szent Miklós well (cf Fig 1 A)
- 2, 4–6 *Gsollbergella spiroloculiiformis* (ORAVECZ SCHEFFER)
Szent Miklós kút melletti karni márgából (vo 1 ábra A) — From
the Carnian marl by Szent Miklós well (cf Fig 1 A)

1–6 : 240×

Fotó. GYARMATI J. — LAKY I.



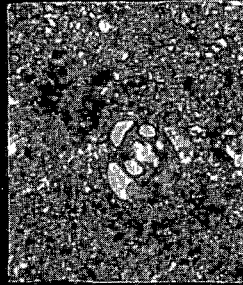
1



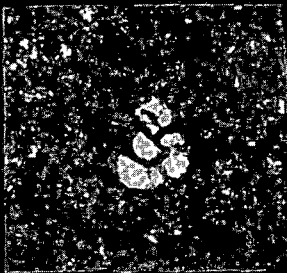
2



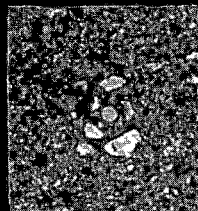
3



4



5



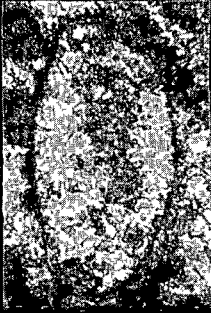
6

VIII tábla — Plate VIII

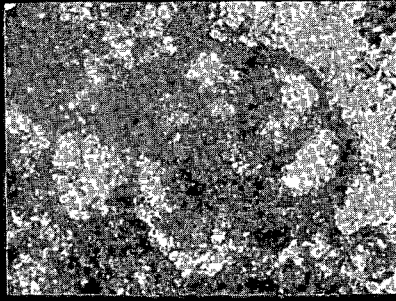
- 1 *Aulolortus sinnuosus* WEYN.
A Szoba-kő barlang fődolomitjából (vo 1 ábra M) — From the Hauptdolomit of Szoba-kő Cave (cf Fig 1 M)
- 2 *Schmidata* cf *hedbergellouides* FUCHS
Szent Miklós kúttól K-re kb 1300 m-re levő fődolomitból (vo 1 ábra N)
— From the Hauptdolomit at about 1300 m E of Szent Miklós well (cf Fig 1 N)
- 3, 6 *Oberhauserella* sp
Szabad-hegy platójának fődolomitjából — From the Hauptdolomit of the plateau of Szabad-hegy
- 4 *Oberhauserella* cf *quadrilobata* FUCHS
Budos-kúttól DK-re kb 1 km-re, az országút K-i oldalán levő fődolomitból (vo 1 ábra K) — From the Hauptdolomit on the E side of the road at about 1 km SE of Budos well (cf Fig 1 K)
- 5 *Tetrataxis humilis* KRISTAN
Budos-kúttól DK-re kb 1 km-re, az országút K-i oldalán levő fődolomitból (vo 1 ábra K) — From the Hauptdolomit on the E side of Budos well (cf Fig 1 K)

- 1 45×
2, 4, 5 120×
3 240×
6 130×

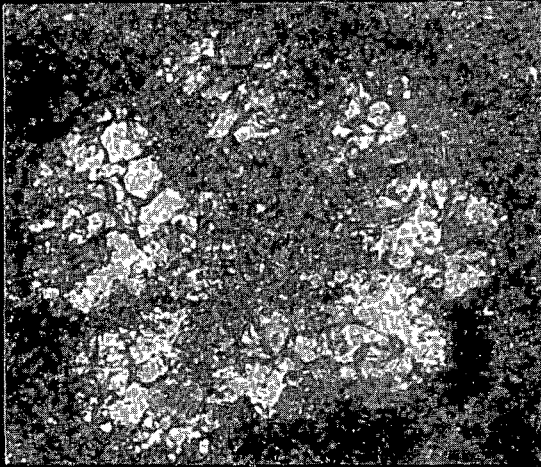
Fotó GYARMATI J.—LAKY I.



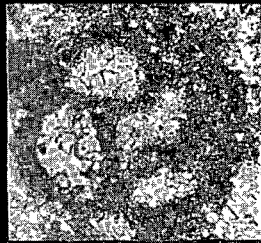
1



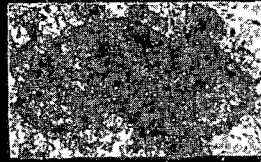
2



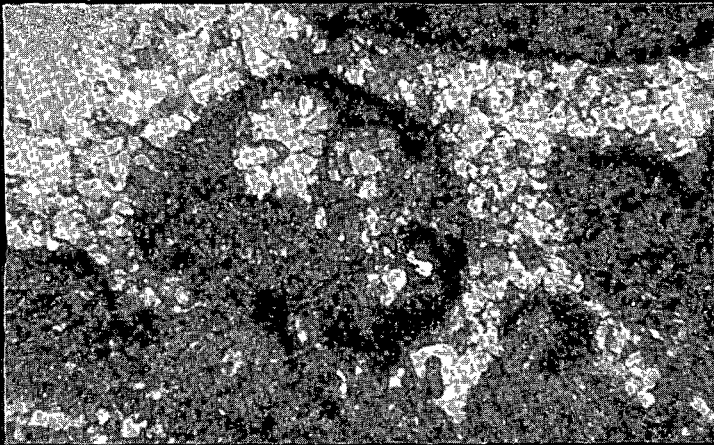
3



4



5



6

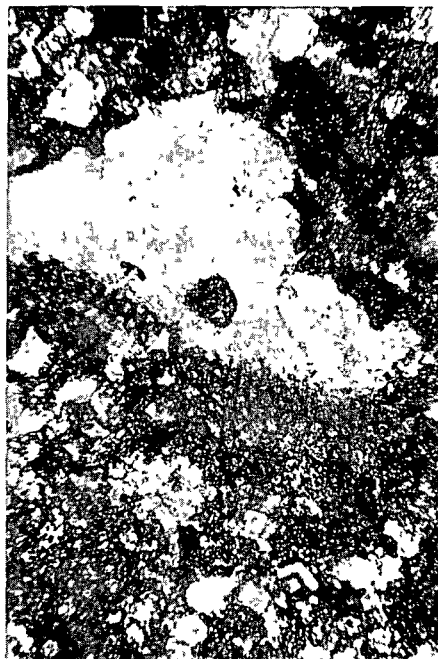
IX tábla — Plate IX

1. *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINER
A Szabad-hegy DK-1 peremén levő fődolomitból — From the Hauptdolomit on the SE margin of Szabad hill
2. *Glomospira* sp dolopátitban
A Szoba-kő barlang fődolomitjából (vo 1 ábra N) — From the Hauptdolomit of Szoba-kő Cave (cf Fig 1 N)
3. Codiacea részlet
Szent Miklós kúttól K-re kb 1300 m-re levő fődolomitból (vo 1 ábra N) — From the Hauptdolomit at about 1300 m from the Szent Miklós well (cf Fig 1 N)
4. Mikritkérges Mollusca metszetek intrapátitban
Szabad-hegy É-1 részén található fődolomit — Micrite-coated mollusc sections in intrasparite Hauptdolomit in the N part of Szabad hill

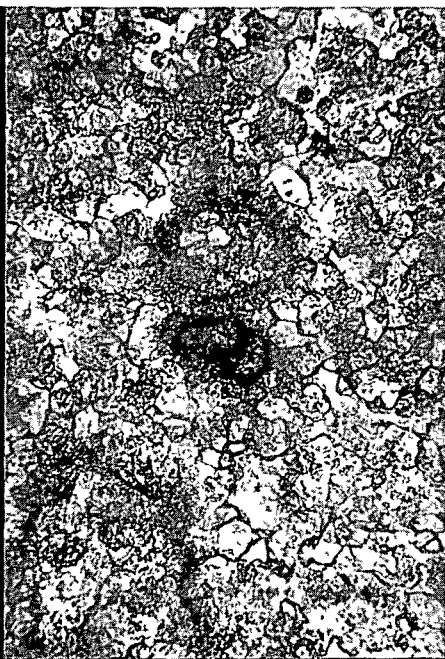
1, 3, 4 45×

2 75×

Fotó GYARMATI J. — LAKY I.



1



2



3



4

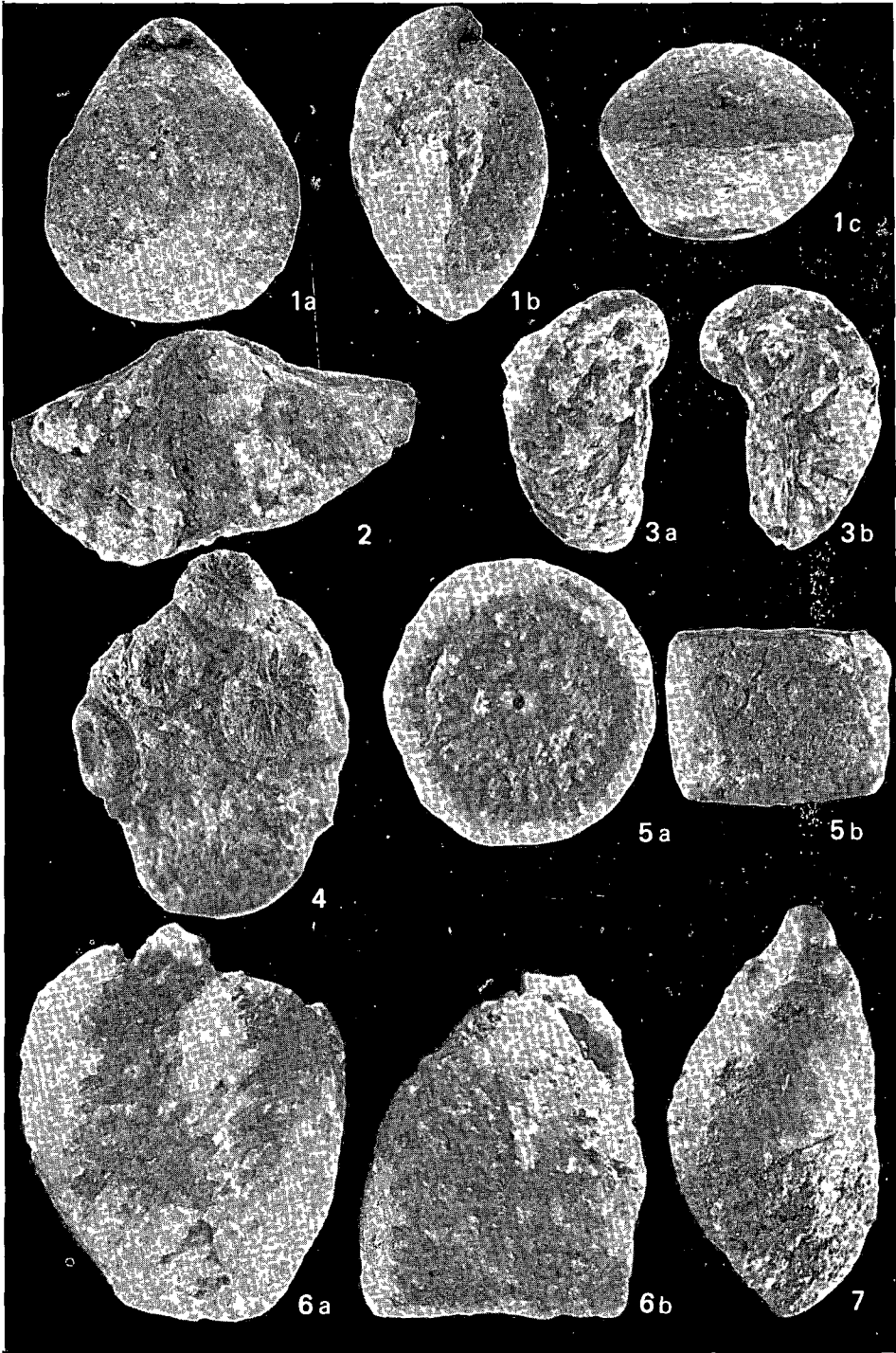
X tábla — Plate X

- 1a—c *Dielasma vulcum* (BITTNER)
karni márga (vo 1 ábra A) — Carnian marl (cf Fig 1 A)
- 2 *Spiriferina* cf *manca* BITTNER
ua lelőhely — the same locality
- 3a—b *Angustella* sp
ua lelőhely — the same locality
- 4 *Stephanocoenia alpina* FRECH
ua lelőhely — the same locality
- 5a—b *Encrinus* sp nyéltag
ua lelőhely — *Encrinus* sp ossicle, the same locality
- 6a—b *Megalodon complanatus* ssp
nóri fődolomit (vo 1 ábra M) — Norian Hauptdolomit (cf Fig 1 M)
- 7 *Macrochylina brevispira* KITTL
nóri fődolomit (vo 1 ábra G) — Norian Hauptdolomit (cf Fig 1 G)

1—4, 6 2×

5, 7 5×

Fotó PELLÉRDYNÉ



STRATIGRAPHIC POSITION OF THE HAUPTDOLOMIT
AND OF THE ROCKS UNDERLYING
IN THE E KESZTHELY MOUNTAINS

by

L GYALOG — A ORAVECZNÉ SCHEFFER — Cs DETRE — T BUDAI

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 551 761 552 54(234 373 1/2)

Key words Chronostratigraphy, biostratigraphy, index fauna,
dolostone, limestone, Triassic, Carnian, Norian, Central Transdanubia,
Keszthely Mts

Palaeontological studies in connection with the geological mapping of the Keszthely Mountains produced new data to the chronostratigraphic evaluation of the Hauptdolomit and the rocks underlying it (Fig. 2)

The brachiopods *Rhynchonella arpadica* and *Dielasma vulicum* F found in limestones interbedded with the "Carnian marl" are characteristically Carnian species. These had not been reported from the study area. Although unsuitable for an exact age determination, the coral species *Thecosmilia norica* and *Stephanocoena alpina* are fossils new to the study area too. For the second species this is its first occurrence in Hungary. The foraminiferal assemblage of the limestone is dominated by robust arenaceous forms. Different from these in character, the microfauna of the marl beds is characterized by the predominance of *Gsollbergella spiroloculiformis* clearly indicating a Carnian age.

Micropalaeontological studies enabled the authors to judge the chronostratigraphic position of the Ederics limestone. The overwhelming majority of the reef-dwelling Foraminifera testify to a Carnian age, but the presence of *Paraophthalmidium carpaticum* suggests that the formation of the Ederics limestone was going on even in earliest Norian time (analogy with the W. Carpathians).

Parallel with this development, the deposition of the Hauptdolomit in the intertidal zone began already prior to the end of the Carnian. This conclusion is based on fossils occurring both in the Carnian limestone and the lower horizon of the Hauptdolomit.

The Norian age of the stratigraphically higher-situated dolomite is proved quite convincingly, in addition to the mega- and microfauna, by the algae as well. It is a novelty that, in the area east of Vári Valley only the lower part of the Hauptdolomit extends well into the Carnian, while a considerable part of its mass belongs to the Norian.

AZ EOCÉN KÉPZŐDMÉNYEK TAGOLÁSÁNAK ÉS KORBESOROLÁSÁNAK KIALAKULÁSA A DÉLI-BAKONYBAN

GIDAI LÁSZLÓ

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

ETO 016 551 781 4 551 8(234 373 1/2)

T á r g y s z a v a k : irodalom-kiértékelése, sztratigráfia, ősföldrajz,
eocén, Dunántúli-kozéphegység

A déli-bakonyi eocén képződmények több mint 120 éves rétegtani—
ősföldrajzi vizsgálata számos irodalmi közleményt, megállapítást eredmé-
nyezett Tanulmányomban ezeket kísérem nyomon, értékelem, vitatom.

A déli-bakonyi eocénre vonatkozó közlemények sorát HAUER F. (1861—
1862) nyitotta meg A bakonyi eocén képződmények első tagolását és réteg-
csoportokba való besorolását STACHE G -nek (1862a), az isztriai és dalmáciai
eocén képződmények klasszikus kutatójának köszönhetjük. Másik közleményé-
ben (1862b) rövid általános áttekintést ad a dunántúli eocén képződményekről.
Megemlíti, hogy Halimbától Ny-ra különösen jól kifejlődtek

HANTKEN M (1875) az eocén képződmények alábbi rétegtani egymás-
utánját állapította meg (felulról lefelé) sárgásfehér mészmárga, sok kagylóval
(kagylós márga), sárga mészmárga Nummulitesekkel (nummuliteses mészmár-
ga), szurke pettyes márga (Miliolidea márga). A Déli-Bakony nummuliteses
képződmények három tagozatát különítette el (felulról lefelé). A *Nummulites*
millecaput-os rétegek, az *Assilina spirata*-s rétegek és a *Nummulites laevigatus*-os
rétegek. BOCKH J (1874) a D-bakonyi nummuliteses mészkövet MAYER K
párizsi emeletébe sorolta be. TAEGER H (1913) a D-bakonyi eocént két réteg-
csoportra osztotta. a) alsó csoport úrkúti márga a *Nummulites laevigatus*
zónája, b) középső és felső csoport főnummuliteses mészkő, az *Assilina spirata*
DE ROISSY és a *Nummulina Tchahatcheffi* D'ARCH zónái. LÓCZY L (1913)
korrelálta a bakonyi és az esztergom—budai-hegységi eocént, valamint a ma-
gyarországi és az erdélyi eocén képződményeket és áttekintést adott a kor-
nyező országok eocén képződményeiről.

ROZLOZSNIK P (1925) szerint a felső-eocén a középsőből fokozatosan fej-
lődött ki úgy, hogy a *Nummulites perforatus*-ok és az *Assilina*-k fokozatosan
eltűnnek, s a középső-eocén mészkövet *Discocyclina pratti*-s lágyabb márga,
váltja fel, amelyben a *Nummulites millecaput* is előfordul. A „Führer”-ben
megjelent dolgozatában (1928) először a „Csékúti nagy kőfejtőben” feltárt
eocén képződményeket ismerteti (alulról felfelé).

„b) *Laevigata* rétegek (lutéciai bázis) Kb 9 m vastag homokos márga
réteg, a bázisán transzgressziós breccsával

c) Spira rétegek (lutéciai) Összvastagság kb 100 m Többé-kevésbé márgás, jól rétegzett mészkőrétegek Jellemző fajok az *Assilina spira* A feltárásban a spira rétegek bazális része a következőképpen tagolódik c₁) Kb 1,5 m vastag tiszta mészkőpad (*Assilina spira* DE ROISSY, *Alveolina aff elongata* DESHAYES, *Orbitolites baconicus* HANTKEN, *Pecten* sp) c₂) 0,1—0,2 m agyag (tomegesen kimállott *Nummulites baconicus*, *Assilina spira*) c₃) Márgás mészkő Ennek a képződménynek jó feltárása a még délebbre levő kis csékúti kőfejtő Az alsóbb rétegekben meglevő fajokon kívül a következő formákat tartalmazza *Lithothamnium* sp, *Discocyclus pratti* MICH, *D nummulitica* GUMBEL ”

A D-bakonyi eocén képződmények rétegtani megismerése terén nagy előrelépés volt VECSEY Gy (1939) munkája mind az összlet tagolása, mind a korbesorolás terén (1 táblázat) Egyetértek azzal a megállapításával, hogy az „úrkúti márgát” az alsó-eocénbe sorolja be, a *Nummulites laevigatus*-os rétegeket pedig a középső-eocénbe

Szűts E (1943) vizsgálatai szerint a „*Cerithium baconicum*-os” rétegeket az úrkúti márga kőszéntartalmú részével lehet azonosítani 1956-ban megjelent, immár klasszikusnak tekinthető alapmunkájában összesítette az eddigi

1 táblázat — Tableau 1

A D-bakonyi eocén tagolása Vecsey Gy. (1939) szerint
Subdivision de l'Éocène du Bakony du S d'après Gy Vecsey (1939)

		Ajka—Úrkút—Halimba
Felső eocén	(Pnaabonien)	2b Fehér, laza Discocyclusokból álló mészmárga 2a Kemény, fehér, discocyclusos, nummulinás mészkő 1 Laza, sárga, dus glaukonittartalmú mészmárga, meg elég sok N millicaputal
Középső—felső eocén	(Lut. — Bart)	N. millicaputos átmeneti rétegek
Középső eocén	(Lutetien)	3 <i>Assilina spira</i> , N perforata-s rétegek 2 <i>Nummulina laevigata</i> -s rétegek 1 <i>Milolideas</i> , alveolinás mészkő
Alsó eocén	(Ipresien)	b) Az úrkúti márgacsoport a) Elegyestvízi anyagok

kutatási eredményeket (1 ábra) * Megállapításaihoz csak néhány megjegyzést szeretnék fűzni

— Monográfiájában foraminiferás—molluscás márga lutéciai kora mellett foglalt állást (pp 28—29) A XVI sz mellékleten viszont ugyanazt a képződményt a priabonai emeletbe helyezi Véleményem szerint a foraminiferás—molluscás márga felső-lutéciai—priabonai korú, s felette nem indokolt a nummuliteses—discocyclinás mészkő feltüntetése

— A nummuliteses—miholinás—alveolinás mészkő rétegcsoportot (= *N laevigatus*-os rétegek), mint ahogy arra már az előbbiekben utaltam, véleményem szerint a lutéciai emelet aljára kell helyezni

— Szőts E szerint a lutéciai emeletbe csak tengeri képződmények tartoznak, s a határt a lutéciai emelet elején elkezdődött transzgresszió is jelzi Véleményem szerint a transzgresszió már korábban, a cuisí—lutéciai határ előtt megindult, a cuisí—lutéciai határ a folyamatos szedimentációjú mészkő—márga összleten belül van

VADÁSZ E a „Magyarország földtana” első kiadásában (1953) részletes áttekintést adott a Déli-Bakony eocén képződményeiről is Az alábbiakban néhány érdekes megállapítását emelem ki

— A tarkaagyag és a bauxit között uledékképződési kapcsolat van A tarkaagyag legtöbbször a bauxit fedőjében fordul elő

— Ny felé, Dudaron és különösen Úrkúton, a kőszénösszletet tiszta tengeri fauna kíséri

— Úrkút—Padrag—Halimba—Nyirád csak helyi jellegű kiékelődő telep (Úrkút) és kőszenes agyag fordul elő édesvízi és csökkent sósvízi agyaggal, agyagmárgával és miholinás mészmárgával

— A Bakony ÉNy-i peremén a kőszénképződés hiányzik, helyette erőteljes transzgressziót jelölő uledékek vannak

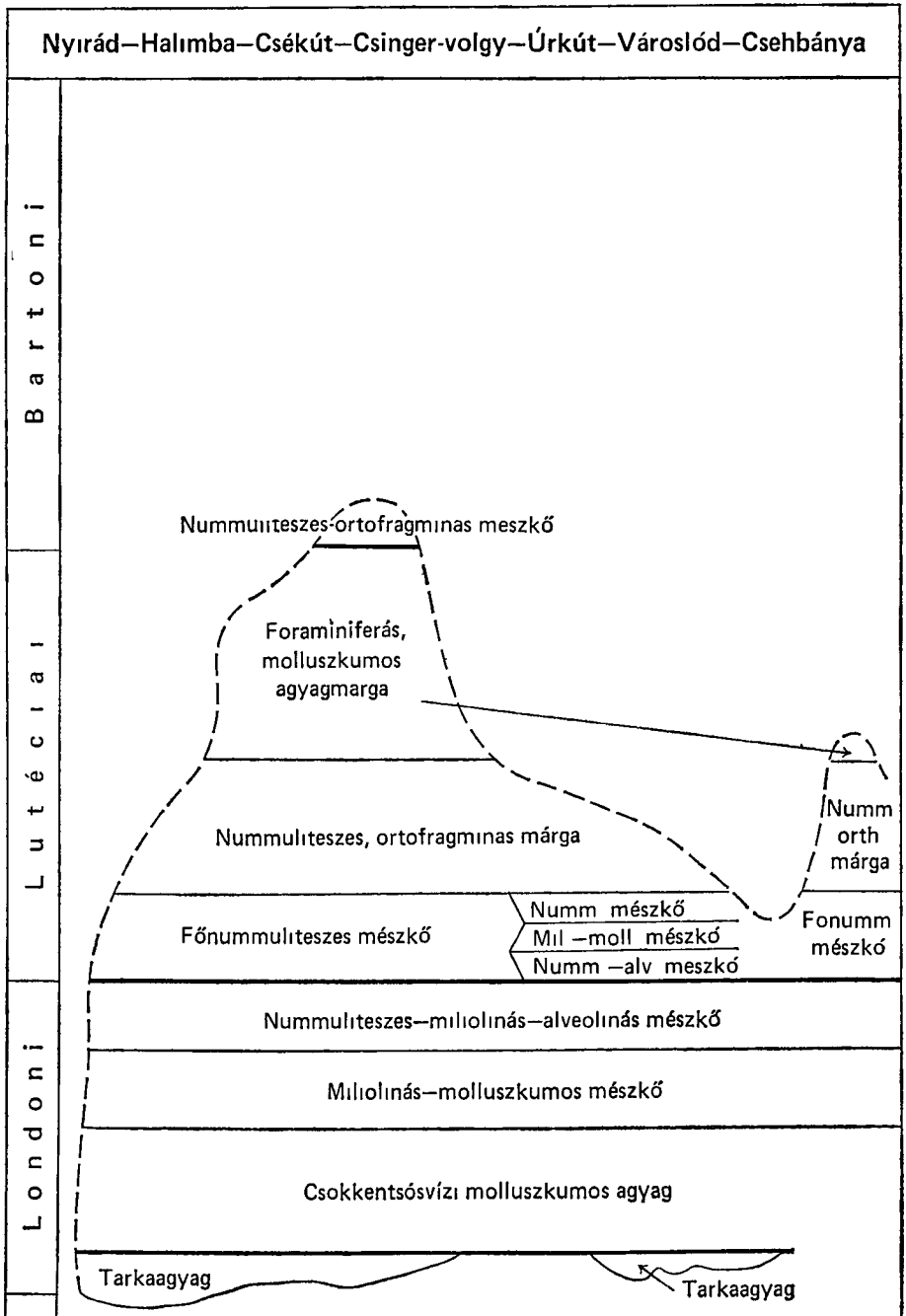
A második kiadásban (1960) közölt táblázat szerint két foraminiferás agyagmárga szint lenne, a kettő között van a glaukonitos—discocyclinidás agyagmárga és mészkő, s ezzel kezdődne a felső-eocén Véleményem szerint a „Főnummuliteses mészkőből” folyamatosan fejlődött ki a glaukonitos discocyclinidás agyagmárga és mészkő Ez utóbbira települ a globigerinás—foraminiferás agyagmárga, amfibolandezit tufával és tufás agyag rétegekkel, mint az eocén uledékciklus záró képződménye Az alsó foraminiferás, molluscás agyagmárga elkulonítását nem tartom indokoltnak

SZÉKYNÉ FUX V és BARABÁS A (1953) ismertette a Déli-Bakony tufaelőfordulásait is Feltevésük szerint a padrag—halimbai tufák a velencei-hegységi vulkáni kitorésból származnak SZÉKYNÉ FUX V (1957) megállapította, hogy a dunántúli eocén vulkánosság nem elszigetelt jelenség Hahóttól, a Velencei- és Budai-hegységen át Recskig nagyarányú, összefüggő vulkáni tevékenység állapítható meg

KECSKEMÉTI T és KOPEK G (1960) elemzést készített a nagy Foraminiferák elterjedéséről és szintenkénti eloszlásáról

DUDICH E -nek több — szerzőtársakkal írt — dolgozata foglalkozik a D-bakonyi eocénnal MÉSZÁROS M és DUDICH E átfogó tanulmányai (1962, 1965, 1966, 1968) a D-bakonyi eocén képződmények távolabbi környezetének

* A cikkben hivatkozott többi szerző rétegtani beosztásáról korábbi dolgozatomban már adtam táblázatos áttekintést (GIDAI L 1977a)



1 ábra A Déli-bakonyi eocén tagolása Szórs E (1956) szerint

Fig 1 Subdivision de l'Éocène dans la partie du S de la Montagne de Bakony d'après E Szórs (1956)

megismerése szempontjából hézagpótlóak Felfogásuk szerint a dunántúli eocén uledékképződési tér „a kárpát—balkáni geoszinklinális ágtól délre elterülő átmeneti ov”-hoz tartozott A tengeri uledékképződés ebben az ovben az alsó-eocénben indult meg Véleményük szerint az eocén transzgresszió Észak-Olaszország felől fokozatosan haladt előre ÉK felé, a Magyar-kozéphegység peremén, a kisalföldi és szlovákiai szigetek felé

DUDICH E —HORISZT GY (1964) kérdőjelesen a paleocénbe sorolta a Devecser 2 sz fúrás rétegsorában a maastrichti és az yprési tengeri képződmények között települő kavics-konglomerátum közettormelék összletet Az alsó-eocén szurke mészmárgából, agyagos mészkőből áll Átlagos vastagsága a Gyűr-hegytől ÉNy-ra 25 m, DK-re 40 m KECSKEMÉTI T a Devecser 2 sz fúrás alsó-eocénjéből a következő Nummuliteseket határozta meg *N praecursor* DE LA HARPE, *N burdigalensis* DE LA HARPE, *N partschi* DE LA HARPE A középső-eocén főnummuliteses mészkő és mészmárga vastagsága a Devecser 2 sz fúrásban az átlagosnak (80—100 m) kb a kétszerese Felső-eocén képződmények csak a Gyűr-hegytől délre fordulnak elő A felső-eocént 200 m-es vastagságú discocyclinidás márga és hantkeninás márga rétegcsoportok képviselik Az alsó részen különösen gyakoriak az olykor több méter vastagságot elérő tufitrétegek Nem ritkák a glaukonitos kvarchomokkó-kozbe települések sem

DUDICH E —KÁROLY GY (1964) megállapítása szerint az eocén összlet a Halimba—Devecser környéki területen viszonylag a legteljesebb A maximális vastagság több mint 500 m Az andezittufa már a középső-eocén képződményekben megjelenik Úrkúton az eocén elterjedése kevésbé folyamatos Ezen a területen ismétlődő vertikális mozgások és denudációk voltak A herend—makói területen az alsó- és középső-eocén eléri a 300 m-es vastagságot

KOPEK G, KECSKEMÉTI T és DUDICH E (1965, 1966) a Dunántúli-kozéphegység területén az eocén képződményeknek 16 szintjét különítették el Ezek közül hármat (a *N laevigatus*-ost, a *N perforatus*-ost, és a *N fabriani*-st) elsőrendű vezérszintnek tekintették Az alsó-eocénbe az *Alveolina oblonga*-s szintet, a köszénösszletet és a szárazföldi kifejlődésű fekuuledékeket sorolták be A Déli-Bakony területén az *Assilina spira*-s és a *Nummulites laevigatus*-os szintek között denudációt valószínűsítettek

CSERNÁK L -né és DUDICH E (1968) három bauxitkutató — közöttük egy D-bakonyi — fúrás anyagvizsgálatai eredményeiről számoltak be A Nyirádi Nb 1945 sz fúrás rétegsorában a 2 táblázat szerinti rétegcsoportokat különítették el

RÁKOSI L (1968) palynológiai vizsgálatai szerint a Csehbánya 1. sz fúrás 199,5—202,5 m-re között kimutatott kőszenes agyag alsó-eocén korú A gazdag sporomorpha anyag alapján ezeket a rétegeket a németországi alsó-eocén felső részével párhuzamosította W KRUTZSCH beosztása alapján ezeket a rétegeket a helmstedti alsó teleppel tekinti azonosnak

KOPEK G —DUDICH E —KECSKEMÉTI T (in GIDAI L et al 1969) az 1969 évi Eocén Rétegtani Kollokvium kirándulásvezetőjében a bakonyi eocént ösfoldrajzilag három egységre különítette el

- 1 Északkeleti-Bakony (medencefácies),
- 2 Magas- vagy Északi-Bakony (szigettengeri fácies),
- 3 Déli-Bakony (sekélytengeri fácies)

Az 1969 évi Eocén Kollokviumon bemutatott feltárásoknak részletes elemző leírását adják. A szóc—balatonhegyi feltárás az eocén bázisának mintegy

A nyirádi Nd 1495. sz fúrás eocén rétegcsoportjai
(Csernák L.-né—Dudich E. 1968)
Termes de l'Éocène dans le sondage Nd. 1945 de Nyírad
(L Csernák—E Dudich 1968)

Mélységköz	Vastagság	Kor	Emelet szint	Kifejlődés	Ősmaradvány
66,6—75,5	8,9	E ₂	Lutéciai N millecaput-os szint	glaukonitos mészmárga	N millecaput N perforatus D sella
75,5—90,8	15,3		N perforatus-os szint	glaukonitos mészmárga, ho- mocos mészmárga, durva mészkő	N perforatus N striatus D sella
90,8—106,0	15,2		Assilina spira— Alveolina szint	durva mészkő, márga, mészmárga közbetelepüléssel	N perforatus N aturicus Operculina sp Alveolina sp
106,0—114,8	8,8	E ₁	Miholnás réteg- csoport, Alveolina oblonga-s szint	durva mészkő, alul szenes márga	Miholna sp Alveolina oblonga Alveolina rutimeyeri

34 m-es szakaszát tárja fel A rétegsor alsó fele nem tartalmaz nagy Foraminiferákat (bauxitos agyag, kőszenes agyag, homokos márga, aleuritós mészkő) Álláspontjuk szerint alsó-eocén korukat csak pollenanalitikai eredmények támogatják A nagy Foraminiferákat (*N laevigatus*, *N baconicus*) tomegesen tartalmazó mészkő már a lutéciai emelet alsó részét képviseli Véleményük szerint a két rétegcsoport között uledékfolytonosság van A 3 sz feltárás kb 50 m vastagságú nummuliteses mészkövet tár fel Alsó, kb 35 m-es szakasza megfelel az *Assilina spira*-s, felső kb 15 m-es szakasza pedig a *Nummulites millecaput*-os szintnek A darvastói kulfejtés oldalfala a bauxit fölött 10 m-es vastagságban tárja fel a kőszenes agyag-, homokkő-, márga- és mészkőrétegekből álló rétegcsoportot (= Darvastói Formáció) Ezeket az *Alveolina cf oblonga* és *A cf rutimeyeri* tartalmú rétegeket a cuiói emeletbe sorolták be A fedőben levő kb 3 m vastag *N laevigatus*-os mészkő a lutéciai emelet alját képviseli Munkájuk eredményeként a Darvastói és a Szőc—Balaton-hegyen a Darvastói Formáció és a Szőci Mészkő Formáció részletesen feldolgozott felszíni feltárási állnak rendelkezésünkre

KOPEK G, DUDICH E és KECSKEMÉTI T (1971) szerint a Déli-Bakonyban az alsó-eocén képződményeket egyrészt Sumeg és Devecser között lehet nyomon követni, másrészt Ajkán és Úrkúton keresztül a csehbányai alsó-eocénhez csatlakoznak Sumeg és Csehbánya között litorális fácieset, távolabb, ÉNy-on szublitorális, tisztán tengeri fácieset (Devecser 2 sz fúrás) lehet el-

kulonítani A tisztán tengeri, szublitórális zónában a *Nummulites burdigalensis* és a *N partschi* a cuisii emeletet jelölik

M TOUMARKINE (1971) a halimbai H 849 sz fúrásban kimutatott középső-eocénnek a felső részét és a felső-eocénnek az alját vizsgálta plankton Foraminifera szempontjából és hat plankton Foraminifera zónát különített el

BALDINÉ BEKE M (1971) az alsó-eocén *Discoaster lodoensis* zónát a darvástói bauxitkulfeljtés rézsujében feltárt rétegsorból mutatta ki Az alveolinás—miliolinás mészkőrétegek közé települt lazább meszes agygrétegek nannoplanktonot tartalmaznak Az előforduló néhány forma a *Discoaster lodoensis* zónához tartozik A viszonylag gyakoribb fajok a következők *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER, *Discoaster lodoensis* BR et RIED

JÁMBORNÉ KNESS M (1971) a nagyvárkányi Nt 1103 és a városlódi VI 1 sz fúrás eocén rétegsorainak nagy Foraminifera vizsgálatáról számolt be A VI 1 sz fúrás alsó szakaszából az alábbi Nummuliteseket mutatta ki *N aff aquitanicus* BEN, *N cf bacthsarianensis* ROZL, *N aff buxtorfi* SCHAUB A rétegsornak ezt a szakaszát az yprésibe sorolta A szintjelző fajokat asszociációkban találta meg A fiatalabb szintekre jellemző fajok mellett megtalálta a *Nummulites laevigatus*-t is Szerinte csak a *Nummulites perforatus* és a *N laevigatus* szintjelző, a *N millecaput* és az *Assulina spira* viszont nem A Dorogi-medencében a Nummulites szintek határozottabban különülnek el, mint a Déli-Bakonyban JÁMBORNÉ KNESS M vizsgálatai legfontosabb eredményének tekinthetjük annak kimutatását, hogy ezen a területen nincs intralutéciai denudáció, mivel a *Nummulites laevigatus*-os szint felső részében megjelenik az *Assulina spira*, az átmenet felfelé folyamatos

KOPEK G —DUDICH E —KECSKEMÉTI T (1972) a Dunántúli-kozéphegység eocénje ősfoldrajzi fejlődésének első szintézisét adják Megállapítják, hogy a Dunántúli-kozéphegység területén őslénytanilag bizonyított paleocén nincsen DNy-ról Isztria—Dalmácia felől a paleocén transzgresszió nem érte el a Dunántúli-kozéphegység területét Felfogásuk szerint Magyarországra az alsó-eocén tenger DNy-ról érkezett a Rába-vonaltól DK-re levő megsüllyedt területre Ennek a transzgresszióknak az uledékei találhatóak meg a DNy-Bakonyban Az alsó- és középső-eocén helyenként diszkordáns (Csehbánya, Úrkút), másutt folyamatosnak látszik Az alsó-eocén tenger a Magas-Bakonyt már nem borította el Az alsó-lutéciaiban a süllyedés meggyorsult A süllyedés a Déli-Bakonyban ekkor Csehbányáig ért el Az alsó- és felső-lutéciai között a Déli-Bakonyban nem szakadt meg az uledékképződés Csak fáciesváltozást okozó lokális oszcillációk voltak A *N laevigatus*-os rétegekből folyamatosan fejlődnek ki az *Assulina spira*-s rétegek A Magas-Bakony déli szegélyén az *Assulina spira*-s rétegek transzgradálnak Folyamatos átmenet van az *Assulina spira*-s és *Nummulites perforatus*-os szint között is Halimba környékén a nagymérvű süllyedés következtében ezután pelágikus uledékképződés alakult ki A felső-lutéciaiban a Dorogi-medencén keresztül közvetlen tengeri összeköttetés jött létre a Kozponti-Kárpátok (Rajeci-, Túróci- és Liptói-medence) és a Dunántúli-kozéphegység között A felső-eocénben Magyarországon egy hosszú tengerág alakult ki A Zalai-medencén keresztül ekkor létesült tengeri kapcsolat Isztria—Észak-Olaszország irányában

N N BARHATOVA et al (1972) a nagy Foraminiferák héja Ca—Mg tartalmának vizsgálata alapján az őshőmérsékleti viszonyokra következtettek.

Vizsgálataik alapján kitűnt, hogy a Dunántúli-kozéphegységben és Orményországban az őshőmérséklet a középső eocén folyamán hasonló volt Magyarországon a középhőmérséklet 17 minta alapján 27,7 °C

KECSKEMÉTI T — VOROS A (1975) a darvastói kulfejtés rézsujében levő eocén képződményeken végeztek újabb vizsgálatokat. Az egész rétegcsoportot a lutéciai emeletbe sorolták be. A magam részéről a *Nummulites laevigatus* BRUG megjelenésénél vonnám meg a cuiusi—lutéciai határt. A 69/a mintától felfelé levő rétegeket javaslom a lutéciai emeletbe sorolni. A szelvény alsó harmadában levő agyag- és márgarétegek pedig még a cuiusi emeletbe tartoznak. A cuiusi—lutéciai emeletek közötti átmenet itt is folyamatosnak valószínűsíthető.

KECSKEMÉTI T — VOROS A (1976) egy olyan Magyarpolánytól ÉNy-ra levő felszíni feltárás vizsgálatát végezték el, ahol rogzítható volt a lutéciai emeleten belül végbement letarolás és a tormelék újra lerakódása.

DUDICH E -nek az egész Bakony hegységgel foglalkozó dolgozata (1977) a Dél-Bakony eocén fejlődéstörténetéről is áttekintést adott. Tombszelvények segítségével Felfogása szerint a DNy-ról Észak-Olaszországon, Isztrián és Dél-Ausztrián keresztül előrenyomult tenger a felső-cuisitól a „Kisalföldi” és a „Balatoni” (vagy Pelsői) szárazulatok között fokozatosan haladt előre ÉK-1 irányban.

GIDAI L a Csabrendek Cn 850 sz. rétegtani alapfúrás rétegsorát ismertette (1977a). Megállapította, hogy az alsó-eocénben a déli-bakonyi, isztriai—dinári, és az ÉK-dunántúli, Ny-kárpáti kommunikációjú tengerágak között összeköttetés nem volt (1977b, 1978, 1979). Kuszobként állt közöttük az Északi-Bakony, a Magas-Bakony és a Balaton-felvidék paleozóos—mezozóos tomege. A két alsó-eocén tengerárat elválasztó területet pápa—veszprémi kuszobként nevezte el. A lutéciai emelet elején az alsó-eocén transzgresszió területén túlterjedő transzgresszió következett be. A lutéciai folyamán összeköttetés létesült a D-bakonyi és az ÉK-dunántúli uledékgyűjtő között. A felső-eocén tenger még nagyobb területre terjedt ki. A mai Balaton-felvidék és a Bakony hegység déli részén egy kb. 80 km hosszú és 20—30 km széles terület korvonalazható, amely szigetként állt ki a felső-eocén tengerből. Ezt keszthely—veszprémi hátságként nevezte el.

BROKÉS F. (1978) nannoplanktonnal igazolt alsó-eocén képződményeket mutatott ki a darvastói VI. bauxitlencse eocén fedőrétegsorából és néhány Nyirád környéki Nd és Nt jelű fúrás rétegsorából. KECSKEMÉTI T és VOROS A (1975) véleményével szemben, akik a bauxitot fedő *N. laevigatus*-os mészkő alatti szürke agyagot alsó-lutéciai korúnak tartották, a bennük előforduló nannoplankton együttes, különösen a *Discoaster lodoensis*-ek alapján a rétegek alsó-eocén kora mellett foglalt állást. A nagyvárkányi NT 2374 és a nyirádi Nd. 3093. és Nd 3333 sz. fúrás rétegsorában nannoplankton alapján szintén kimutatta az alsó-eocén képződményeket.

ZENKOVICS F. (1979) szerint a Halimba területen alsó-eocén agyag, kőszenes agyag alkotja a bauxit közvetlen fedőjét. Ezt követően az alsó-eocént márga és mészkőrétegek képviselik, amelyek felfelé mészkőbe mennek át. Ez utóbbi képződmény fokozatosan megy át a nummuliteses mészkőbe. Ennek felső részét kőzetleplelt agyagmárga rétegek osztják meg. Felső-eocén képződmények csak a Halimba környéki területen találhatók. A felső-eocén márgarétegek fokozatosan fejlődnek ki a középső-eocénből. A márgás rétegek között több vékonyabb—vastagabb tufitos homokkőréteg is található. A nyi-

rád—nagyvárkányi területen a bauxitra közvetlenül alsó-eocén kőszenes agyag települ, kivéve ott, ahol az eocén képződmények utólagosan lepusztultak. Az alsó-eocént kőszenes agyag és mészkő, kisebb mértékben márga, a középső-eocén rétegsort mészkő- és márgarétegek képviselik.

RÁKOSI L és TÓTH K (1980) a Déli-Bakonyban a Sumeg és Nyírád közötti részét vizsgálták. Az eocén uledékképződés kezdetén ezen a kisebb területrészen két egymástól eltérő kifejlődésű területet különítettek el.

1 ÉNy-on Sumeg-Csabpuszta, itt fordul elő a vegyes anyagú „Csabpusztai Konglomerátum Tagozat”, amely a „Darvastói Formáció” része lenne. Vastagsága 15—25 m.

2 DK-en található a „Csetebereki Agyagmárga Tagozat”, amely szintén a „Darvastói Formáció” része, az előbbi tagozat heteropikus fáciese. Több adat alapján a *Discoaster sublodoensis* zónához tartozik, alsó részében az alsó-eocén *Discoaster lodoensis* zóna is kimutatható. A „Szóci Mészkő Formációt” az alábbi tagozatokra javasolták felosztani (felülről lefelé):

- „Nyírádi Mészkő Tagozat”,
- „Izamaajori Mészkő Tagozat”,
- „Nagyvárkányi Agyagos Mészkő Tagozat”,
- „Tuskésmaajori Mészkő Tagozat”

DUDICH E GIDAI L -val 1980-ban a Déli-Bakony következő javasolt litosztratigráfiai egységeiről adott előzetes ismertetést: Darvastói Formáció, Devecseri Formáció, Szóci Mészkő Formáció, Csabrendeki Márga Formáció, Halimbai Tufit Formáció, Iharkúti Formáció.

DUDICH E — KOPEK G (1980) átfogó tanulmányában részletesen elemzi a Bakony hegység és környéke ősfoldrajzi viszonyainak fejlődését.

KECSKEMÉTI T (1980) szerint a bakonyi Nummulites fauna ősfoldrajzi helyzete és összetétele alapján a mediterrán faunaprovincia északi pereméhez tartozik. Az alsó-eocén Nummulites fauna fejlettségi foka alapján arra következtet, hogy a cusi transzgresszió legfelső részében érkezett a Bakony DNy-i részére. Három kisebb biogeográfiai egységet különített el: sekélytengeri (Déli-Bakony), szigettengeri (Magas-Bakony), medencekifejlődés (ÉK-Bakony).

JÁMBORNÉ KNESS M (1981) alapmunkának tekinthető monográfiájában a 3 táblázatban látható Alveolina zónákat állapította meg. Több D-bakonyi eocén szelvény rétegtani besorolását adta meg az Alveolina-vizsgálatok alapján. Kimutatta és megerősítette a korábbi Nummulites-vizsgálatai alapján megállapított szinteket és zónákat.

BALÁZS E et al (1981) az eocén—oligocén határképződmények szerkezeti—faciális vázlatát készítették el.

BÁLDI T a kárpát—pannóniai rendszer tektonikai és ősfoldrajzi fejlődését vizsgálja a középső harmadidőszakban, ősfoldrajzi vázlatot közöl a lutéciai—alsó-priabonairól és felső-priabonai—kiscelliről (1982). BÁLDI T et al (1983) a Magyar Rétegtani Bizottság által kiadott táblázatban a Déli-Bakonyra vonatkozólag a következő, jóváhagyottnak tekinthető formációk szerepelnek: Darvastói Formáció, Szóci Mészkő Formáció, Csabrendeki Márga Formáció, Halimbai Tufit Formáció, Iharkúti Formáció. A Magyar Rétegtani Bizottság Eocén Albizottsága 1984 március 29-i állásfoglalása a Déli-Bakonyra vonatkozóan módosításként javasolta a Darvastói Formáció aljára a bauxit bejelölését, és azt, hogy a Csabrendeki Márga Formáció helyett Csabrendeki Formáció legyen az egység neve.

3 táblázat — Tableau 3

Eocén Alveolina zónák Jámborné Kness M
(1981) szerintZones a Alvéolines de l'Éocène d'après
M Jámbor Kness (1981)

Korszak	Zóna
Priabonai	A elongata
	A fusiformis
	A fragilis
Lutéciai	A muniteri
	A tenuis
	A stipes
Cuisi	A oblonga

BÁLDINÉ BEKE M (1984) átfogó munkájában több D-bakonyi fúrás és a darvastói feltárás nannoplankton vizsgálati eredményeit közölte. A Darvastói Formációt a lutéciai emelet alján levő NP-14-es (*Discoaster sublodoensis*), esetleg a cuisí emelet felső részét képviselő NP-13-as szintbe (*Discoaster lodoensis*) helyezi. A szelvény alsó részéből kimutatja és közli az NP-13-as zónát jelző *Discoaster lodoensis*-t. A Szóci Mészke Formáció az NP-14–15–16-os (kb. a lutéciai emelet alsó kétharmada), míg a Halimbai Tufit Formáció az NP-16–17–18–19-es zónának (a lutéciai emelet felső harmada, a priabonai emelet alsó része) felel meg.

IRODALOM — RÉFÉRENCES

- BALÁZS E — BÁLDI T — DUDICH E — GIDAI L — KÖRÖS L — RADOCZ GY — SZENTGYÖRGYI K — ZELENKA T 1981. A magyarországi eocén—oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vázlata — Földt. Közl. 111: 145–156.
- BARHATOVA N. N. — BERLIN T. SZ. — HABAKOV V. A. 1972. Paleotemperatura, operedionnue po (Ca)Mg dlja sredne eocennuh morej Vengrii i Armenii po rakovinnam krepnuh foraminifer — Geolm. 1972 (11): 1408–1412. Moszkva.
- BÁLDI T. 1982. A kárpát-pannon rendszer tektonikai és ősföldrajzi fejlődése a középső terciárban (49–19 millió év között) — Ősl. Viták 28: 79–155.
- BÁLDI T. — BALOGH K. — BARABÁS A. — DUDICH E. — FÜLÖP J. — GÉCZY B. — HAMOR G. — JÁMBOR Á. — JANTSKY B. — RÓNAI A. — SZEDERKÉNYI T. — CSASZÁR G. — HAAS J. 1983. Magyarország litosztratigrafiai formációi — Földt. Int. kiadv.
- BÁLDINÉ BEKE M. 1971. The Eocene nannoplankton of the Bakony Mountains, Hungary — Földt. Int. Évk. 54 (4): I: 11–39.

- BÁLDINE BEKE M 1984 A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonjai — Geol Hung ser Pal 43 1—307
- BOCKH J 1874 A Bakony déli részének földtani viszonyai — Foldt Int Évk 3 1—155 eocen 51—62
- BROKÉS F 1978 Harmadidőszaki coccolitok a Dunántúli közephegység bauxitkutató fúrasából — Foldt Kozl 108 499—540
- CSERNÁK L-NÉ-DUDICH E 1968 Három bauxitkutató fúrás anyagvizsgálatának földtani eredményei (Me-17, Rp-436, Nd-1495) — Foldt Kozl 98 (2) 248—267
- DUDICH E 1977 Eocene sedimentary formations and sedimentation in the Bakony Mountains, Transdanubia, Hungary — Acta Geol 21 (1—3) 1—21
- DUDICH E—GIDAI L 1980 A magyarországi eocén kőzetrégeltani egységei — Ált Foldt Szemle 14 81—111
- DUDICH E—HÓRISZT GY 1964 Devecser környéki és Kisalfold-peremi földtani vizsgálatok — Foldt Kozl 94 10—26
- DUDICH E—KÁROLY GY 1964 Subsurface geologic maps in Hungarian Bauxite prospecton — Travaux du Symp sur les bauxites oxides et hydroxides d'aluminium I 235—249 Zagreb
- DUDICH E—KOPEK G 1980 A Bakony és környéke eocén ősfoldrajzának vázlata — Foldt Kozl 110 417—431
- GIDAI L 1977a A Sümeg—Csabrendek környéki eocén képződmények földtani alapszelvénye a csabrendeki Cn-850 sz fúras alapján — Foldt Int Évi Jel 1975-ről 229—247
- GIDAI L 1977b Situation paléogéographique des formations eocènes du nord-est de Transdanubie — Acta Geol 21 (1—3) 37—52
- GIDAI L 1978 Az ÉK-dunántúli eocén képződmények ősfoldrajzi viszonyai — Foldt Kozl 108 (4) 540—563
- GIDAI L 1979 Stratigraphische Verhältnisse der Eozanbildungen NO-Transdanubiens (Ungarn) und ihre palaogeographischen Beziehungen zu den Westkarpaten — Geol Zborn Geol Carpathica (2) 30 181—188 Bratislava
- GIDAI L—JÁMBORNÉ KNESS M—RAKOSI L—KOPEK G—DUDICH E—KECSKEMÉTI T 1969 A Dunántúli közephegység eocénje — Kirándulásvezető, Eocén Rétegtani Kollokvium 1—81 Foldt Int Kiadv
- HANTKEN M 1875 Új adatok a Déli Bakony fold- és őslénytani ismeretéhez — Foldt Int Évk 3 3—32
- HAUER F 1861—62 Erinnerete, dass Herr Hofrat V Schvabenau bereits von einem Jahre eine Suite von ungemein interessanten Fossilien aus dem Bakonyerwalde — Vehr Geol Reichsanst
- HAUER F 1861—62 Bakonyer Wald und die Vortsetzung gegen die Westlichen Ungegend das Plattensees Verh K K Geol — Reichsanst 83—84
- JÁMBORNÉ KNESS M 1971 Nagyforaminifera vizsgálatok a nagytárkányi Nt-1103 és a városlódi V1-1 sz fúrasok eocén rétegsorából — Foldt Int Évi Jel 1968-ről 63—67
- JÁMBORNÉ KNESS M 1981 Magyarország eocén kori Alveolinai — Geol Hung Ser Pal 40 1—143
- KECSKEMÉTI T 1980 A Bakony hegységi Nummulites fauna paleobiogeográfiai értékelése — Foldt Kozl 110 432—449
- KECSKEMÉTI T—KOPEK G 1960 A bakonyi eocén szintezise nagyforaminiferák alapján — Foldt Kozl 90 (4) 442—455
- KECSKEMÉTI T—VOROS A 1975 Biostatigraphische und palaoökologische Untersuchungen einer transgressiven eozanen Schichtserie (Darvastó, Bakonygebirge) — Fragmenta Miner Paleont 6 63—93
- KECSKEMÉTI T—VOROS A 1976 Intralutéciai áthalmazott rétegsor Magyarpolány környéken — Fragmenta Miner Paleont 7 5—27
- KOPEK G—DUDICH E—KECSKEMÉTI T 1971 L'Éocène de la Montagne du Bakony — Foldt Int Évk 54 (4) 1 201—231

- KOPEK G — DUDICH E — KECSKEMÉTI T 1972: Essai comparatif sur la paléogéographie éocène de la Transdanubie et de la Slovaquie du Sud — Zb Geol Vied Západoé Karpaty 17 147—164
- KOPEK G — KECSKEMÉTI T — DUDICH E JR 1965 Stratigraphische Probleme des Eozans im Transdanubischen Mittelgebirge Ungarns — Acta Geol 9 411—426
- KOPEK G — KECSKEMÉTI T — DUDICH E 1968 A Dunántúli középhegység eocénjének rétegtani kérdesei — Földt Int Évi Jel 1966-ról 249—264
- ID LÓCZY L 1913 A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti települése — A Balaton Tud Tan Ered. I 1 eocén 216—229, 229—235
- MÉSZÁROS J 1971 A Csehbányai-medence szerkezetföldtani fejlődésének alapvonása — Földt Int Évi Jel 1969-ről 639—652
- MÉSZÁROS M — IFJ DUDICH E 1962 Közép- és Délkelet-Európa eocénjének párhuzamosítási és fejlődéstörténeti vázlata — Földt Kozl 92: 131—149
- MÉSZÁROS N — DUDICH E 1965 Die Auswirkung der Krustenbewegungen am Ende der Kreide auf die paläozane Sedimentbildung in Europa und den Nachbargebieten. — N Jb Geol Palaont Mh 11 660—682 Stuttgart
- MÉSZÁROS N — DUDICH E 1966 Esquisse comparative de la parallélisation stratigraphique et de l'évolution paléogéographique de l'Éocène de l'Europe Centrale et Sud-orientale — Acta Geol 10 203—231
- MÉSZÁROS N — DUDICH E 1968 Die Typen der pyrenaischen Bewegungen an der Eozan/Oligozan-Wende und ihre Auswirkungen auf die Oligozane Sedimentbildung in Europa und in den Nachbargebieten — Acta Geol Acad Sci Hung 12 1—4
- RÁKOSI L 1968 A Csehbánya 1 sz és a Balinka-252 sz fúrás alsóeocén rétegeinek palynológiai szintézise — Földt Int Évi Jel 1966-ról 83—94
- RÁKOSI L — TÓTH K 1980 Adatok a Déli-Bakony eocén képződményeinek lito- és biosztratigráfiájához — Földt Int Évi Jel 1978-ről 239—261
- ROZLOZSNIK P 1925 Adatok Ajka vidékének geológiájához — Földt Int Évi Jel 1920—23-ről 82—88
- ROZLOZSNIK P 1928 Führer in Ajka-Csingervolgy — In Führer zu den Studienreisen der Palaontologischen Gesellschaft in Budapest 59—65
- STACHE G 1862a Die Verbreitung und Charakter der Eocenallagerungen des Bakonyer Inselgebirges — Verh Geol Reichsanst 210—212
- STACHE G 1862b Die geologische Verhältnisse Istriens, Siebenburgens und des Bakonyer Waldes in Ungarn — Jber Schles Ges Vaterl Cultur 43—49 Wien
- SZÉKYNÉ FUX V 1957 Adatok a dunántúli medence harmadkori vulkánosságához — Földt Kozl 87. 63—67
- SZÉKYNE FUX V — BARABÁS A 1953 A dunántúli felső eocen vulkánosság — Földt Kozl 83 217—229
- SZÓTS E 1943 Őslénytani adatok a „Cerithium baconeum rétegek” és az Úrkúti márga ismeretéhez — Ann Hist Nat Mus Nat Hung Pars Min Geol Pal 36 61—82
- SZÓTS E 1956 Magyarország eocén (paleogén) képződményei — Geol Hung Ser Geol 9 1—318 Déli Bakony 23—30
- TAEGER J 1913 Osszehasonlító megfigyelések a Déli Bakony eocén rétegeiről — In Lóczy L A Balaton Tud Tan Eredm I 1 225—236
- TOUMARKINE, M 1971 Etude des Foraminifères planctoniques de deux sondages (H-849 et Pgyt-31) dans l'Éocène de la Montagne du Bakony (Transdanubie, Hongrie) — Földt Int Évk 54 (4) 283—300
- VADÁSZ E 1953 Magyarország földtana — Budapest eocen pp 115—138.
- VADÁSZ F 1960 Magyarország földtana — Budapest eocén pp 190—213
- VECSEY GY 1939 A bakonyi Ajka—Úrkút—Halimba környékének eocén képződményei — Földt Szemle
- ZENKOVICS F 1979 A bakonyi bauxitbánya földtani és bányászati viszonyai — Földt. Kozl 109 523—527

L'HISTOIRE DE LA SUBDIVISION STRATIGRAPHIQUE ET DE LA DATATION DES FORMATIONS ÉOCÈNES DANS LA PARTIE DU S DE LA MONTAGNE DE BAKONY

par

L. GIDAI

Institut Géologique de Hongrie Budapest, Népstadion út 14

UDC 016 551 781 4 551 8(234 373 1/2)

Mots-clés synthèse bibliographique, stratigraphique, paléogéographie, éocène, Transdanubie Centrale Hongrie

L'étude stratigraphique de la partie du S de la Montagne de Bakony fut lancée par F. HAUER (1861—62) et G. STACHE (1862a, b). Les fondements stratigraphiques furent établis, tout comme il était le cas avec le Bassin de Dorog, par M. HANTKEN (1875). Les formations nummulitifères du S du Bakony étaient divisées par lui en trois parties (à *N. millecaput*, à *Assilina spira* et à *N. laevigatus*). L. LÓCZY SEN (1913) a fait la corrélation de l'Éocène de la Montagne de Bakony avec celui de la Montagne d'Esztergom—Buda, ainsi que la corrélation de l'Éocène de Hongrie et de Transylvanie. P. ROZLOZSNIK (1928) a donné la description de la série de la grande carrière de Csékút. E. VADÁSZ (1953, 1960) et E. SZÓTS (1956) ont donné une synthèse des résultats de recherches obtenus jusqu'à ce temps-là.

V. SZÉKY-FUX et A. BARABÁS (1953, 1957) ont contribué au progrès de la connaissance des formations volcaniques, tandis que M. MÉSZÁROS et E. DUDICH ont publié des études compréhensives (1962, 1965, 1966, 1968) qui sont fondamentales du point de vue des connaissances sur les stratigraphie et paléogéographie de la région plus large. G. KOPEK—T. KECSKEMÉTI—E. DUDICH (1965, 1966) distinguèrent 16 horizons de formations éocènes.

L. RÁKOSI (1968) attribua les argiles lignitifères traversées par le sondage Csehbánya 1 à l'Éocène inférieur, c'est à dire, à un niveau équivalent à la partie supérieure de l'Éocène inférieur d'Allemagne (W. KRUTZSCH couche de lignite inférieure d'Helmstedt).

G. KOPEK—E. DUDICH—T. KECSKEMÉTI (1969) (in L. GIDAI et al. 1969) ont subdivisé l'Éocène de Bakony paléogéographiquement en trois parties.

1. Bakony du NE (faciès de bassin),
2. Haut-Bakony ou Bakony septentrional (faciès archipélagique),
3. Bakony du S (faciès néritique)

Ils ont donné une description détaillée, analysante des profils présentés lors du Colloque sur l'Éocène en 1969. G. KOPEK—T. KECSKEMÉTI—E. DUDICH (1971) ont démontré que dans le Bakony du S l'Éocène inférieur peut se poursuivre entre Sumeg et Devecser et que les formations en question sont reliées, à travers les localités Ajka et Úrkút, avec le Bassin de Csehbánya. Entre Sumeg et Csehbánya on peut distinguer un faciès littoral, plus loin vers le NW il y a un faciès sublittoral, purement marin (sondage Devecser 2). Dans la zone sublittorale purement marine la présence de *Nummulites burdigalensis* de la HARPE et de *N. partschii* de la HARPE indique le Cuisien. Des

formations éocène moyen à supérieur traversées dans le sondage Halimba 849, M TOUMARKINE (1971) a mis en évidence six zones à Foraminifères planktoniques M BÁLDI-BEKE (1971) a mis en évidence la zone à *Discoaster lodoensis* de l'Éocène inférieur dans la série du talus de la carrière de bauxite de Darvastó M JÁMBOR-KNESS (1971) observa un passage continu de l'Éocène inférieur à l'Éocène moyen La dénudation intralutétienne ne se laisse pas démontrer dans la partie S de la Montagne de Bakony

G KOPEK—E DUDICH—T KECSKEMÉTI (1972) constaterent que la transgression paléocène venant du SW, de l'Istrie-Dalmatie n'avait pas atteint le territoire de la Montagne Centrale de Transdanubie Selon leur opinion, la mer de l'Éocène inférieur est arrivée au territoire de la Hongrie d'une direction de SW, à partir de l'Istrie, Dalmatie de l'Italie du N Elle a inondé le territoire d'affaissement au SE de la ligne de Rába Les sédiments de cette transgression se retrouvent dans la partie du SW de la Montagne de Bakony Pendant l'Éocène c'est au Lutétien supérieur qu'une communication marine directe s'établit entre les Carpathes Centrales (Bassins de Rajec, Turcian et Liptov) et le territoire de la Montagne Centrale de Transdanubie A l'Éocène supérieur un nouveau bras de mer long se forma sur le territoire de la Hongrie A travers le Bassin de Zala il y avait une communication marine directe vers l'Istrie—Italie du N

Sur la base de l'étude de la teneur en Ca-Mg des coquilles des grands Foraminifères, N N BARKHATOVA et al (1972) ont tiré des conclusions sur les paléotempératures Pour l'Éocène moyen, ils ont obtenu une température moyenne de 27,7 °C

T KECSKEMÉTI—A VOROS (1976), dans un affleurement au NW de Magyarpolány, ont enregistré une phase de dénudation et de redéposition de matières clastiques intra-lutésiennes

E DUDICH (1977) suggère que la mer qui avait transgrédié à travers l'Italie du N, l'Istrie et l'Autriche du S d'une direction de SW fit un progrès graduel entre les terres fermes „de Petite Plaine Hongroise” et „de Balaton”, en s'avancant peu à peu vers le NE

L GIDAI a donné une description de la série traversée par le sondage No 850 de Csabrendek (1977a) En esquissant la paléogéographie à l'Éocène inférieur, il constata l'absence d'une communication entre les bras de mer du Bakony du S et de la Transdanubie du NE, ceux-ci ayant été séparés par le seuil de Pápa—Veszprém Sur la base de l'association de nannoplankton et la présence de *Discoaster lodoensis*, F BROKES (1978) a identifié les formations de l'Éocène inférieur dans quelques sondages et dans la coupe de la carrière de Darvastó

L RÁKOSI—K TÓTH (1980) ont proposé de faire une distinction entre le „Terme de Conglomérat de Csabpuszta” et le „Terme de Marne Argileuse de Cseteberek” à l'intérieur de Formation de Darvastó Ils proposèrent de subdiviser la Formation de Calcaire de Szóc en les unités qui suivent (de bas en haut) „Terme de Calcaire de Tuskésmajor”, „Terme de Calcaire Argileux de Nagytárkány”, „Terme de calcaire d'Izamaajor” et „Terme de Calcaire de Nyirád”

E DUDICH—L GIDAI (1980) donnèrent un aperçu préliminaire des unités lithostratigraphiques proposées pour le Bakony du S Formation de Darvastó, Formation de Deveser, Formation de Calcaire de Szóc, Formation de Marl de Csabrendek, Formation Tuffitique de Halimba

Dans leur étude compréhensive, E DUDICH—G KOPEK (1980) donnèrent une analyse détaillée du développement de la paléogéographie de la Montagne de Bakony et de leurs environs

M JÁMBOR-KNESS (1981) a établi des zones à Alvéolines (Tableau 3)

E BALÁZS et al (1981) ont présenté un esquisse de la structure et des faciès des formations de la limite éocène-oligocène

Dans le tableau publié par la Commission Stratigraphique de Hongrie, T BÁLDI et al (1983) firent figurer les formations suivantes qui peuvent être regardées comme adoptées Formation de Darvastó, Formation de Calcaire de Szóc, Formation de Marne de Csabrendek, Formation de Tuffite de Halimba

M BÁLDI-BEKE (1984) a placé la Formation de Darvastó dans l'horizon NP-13 (*Discoaster lodoensis*) se trouvant à la base du Lutétien ou représentant éventuellement la partie supérieure du Cuisien La Formation de Calcaire de Szóc correspondrait aux zones NP-14-15-16 (à peu près les deux tiers inférieurs de Lutétien), la Formation de Tuffite de Halimba aux zones Np-16-17-18-19 (tiers supérieur du Lutétien)

BALATON MENTI BÁDENI KÉPZŐDMÉNYEK

KÓKAY JÓZSEF

M Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 551 782 1(199 11)

T á r g y s z a v a k . sztratigráfia, ősfoldrajzi rekonstrukció, uledék-
foldtan, badeni képződmények, Balaton környék

A szerző a Balaton mentén mélyült fúrások badeni korú minta anyagait túlnyomórészt saját vizsgálatai alapján értékeli. Megállapítja, hogy a badeni képződmények rendkívül változatos kifejlődésűek és az egyes elemek erősen eltérő ősfoldrajzi képet mutatnak. Az alsó- és középső-badeni tenger a tárgyalt területnek csak a Ny-i felében (Tapolcai-medence, Fonyód) volt jelen. A felső-badeni tenger a Tapolcai-medence É-i részében regresszív, míg K felé Tihanyig transzgresszív volt. Mindez további adat arra, hogy a miocén korban a Kárpát-medence rendkívül mobilis volt. A szerző megkísérelti az egyes képződményeket a formációrendszerbe is beilleszteni, rámutatva annak fogyatékosságaira.

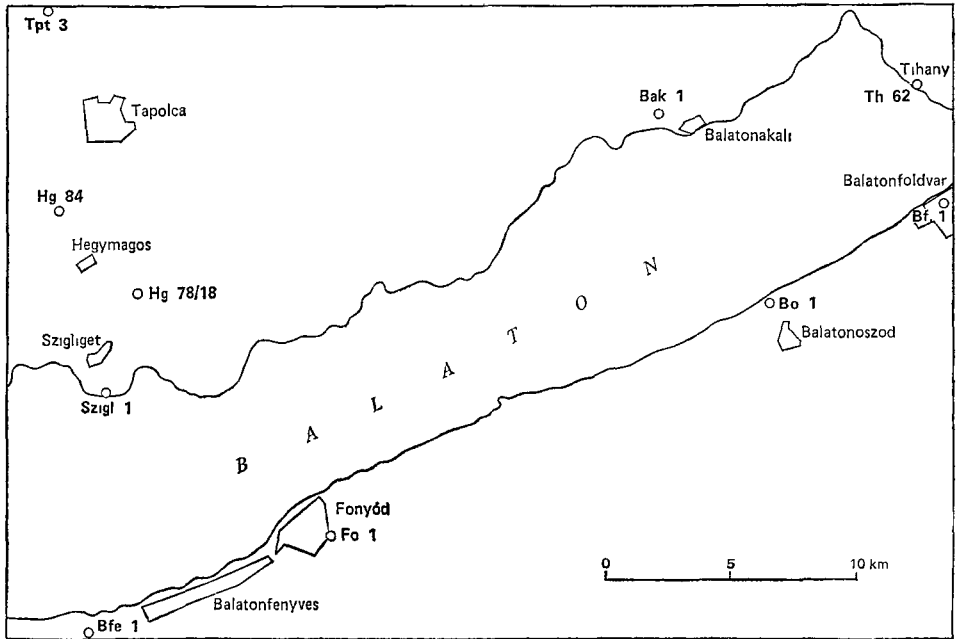
A Balaton mentén előforduló badeni korú képződményekre kevés az irodalmi adat. Legkorábban a Balaton-monográfia közölt erre vonatkozó szegényes adatokat (SCHRÉTER Z in LÓCZY L 1913, p. 253, 295), majd KÓKAY J. 1967-ben ismertette a Szigliget 1 sz. fúrásban feltárt badeni uledéksort, természetesen az akkori rétegtani szemléletnek megfelelően.

Az utóbbi másfél évtizedben különböző céllal mélyített fúrások anyagának vizsgálata — összevetve az ELGI 1982 évi gravitációs szűrt anomália térképével — lehetővé tette egységes ősfoldrajzi kép kialakítását a terület badeni képződményeit illetően.

Az egyes fúrások malakológiai, mikrofauna és cikluselemzési vizsgálata alapján értékelésem eredményét a következőkben mutatom be. A vizsgált terület határai az É-i parton a Tapolcai-medence, az É-i parti sáv a Tihanyi-félsziget középvonaláig (egy nagyon valószínű ÉNy—DK-i csapásirányú hátránttorés, DNy felé vetve), amely a badeni képződmények K-i elterjedési határa (1. ábra). A D-i parton Balatonfoldvártól Balatonfenyvesig található badeni képződmények.

A Tapolcai-medence badeni képződményei

A medence területén több fúrás mintaanyagát vizsgáltam. Az említett Szigliget 1 sz. fúrást újraértékeltem. A Badacsony és Szentgyörgy-hegy között mélyült a Hegymagos Hg. 78/18 sz. magfúrás, a Szentgyörgy-hegy Ny-i elő-



1 ábra Balaton menti bádemi képződményeket feltárt kutató fúrások

Fig 1 Exploratory boreholes that cut Badenian formations by Lake Balaton

terében a szakaszos maggal fúrt Hegymagos-Hg 84, míg Tapolcától mintegy 4 km-re É-ra a Tpt 2, -3 és -4 sz fúrás

A Tapolcai-medence a bádemi korszakban a nyílt tenger felé két fő irányban kapcsolódott D felé a Balatontól D-re levő fő tengerrel állott összeköttetésben, míg több csatornán keresztül É és ÉNy felé a Ny-1 Bakony széles tengeröblével volt kapcsolatban. A medence ekkoriban monoklinális jelleggel süllyedt, mert a Keszthelyi-hegység K-1 határát képező nagy (kb 400 m-es elvetési magasságú) torésvonal mentén volt a medence mélyvonala. K és ÉK felé a medence emelkedett és így a kapcsolási obolben (Ocs 27 sz fúrás) már hiányoznak a bádemi üledékek és szarmata települ az idősebb képződményekre. A vizsgált fúrások vázlatos rétegsora átértékelésem alapján

Hegymagos Hg. 78/18 sz fúrás

Szarmata:

102,00– 154,60 m Mészke és mészmárga sorozat

Felső-bádemi:

154,60–163,00 m Édes- és csokkentsósvízi márga, agyagmárga, aleurit, kovuletdús padokkal

163,00–185,50 m Tengeri és csokkentsósvízi márga, agyagmárga, molluscás padokkal

185,50–199,00 m Tengeri eredetű aleuritos agyagmárga és márga összlet Molluscákkal

Középső-bádemi

199,00—217,00 m Aleuritós márga, agyagmárga kevés Molluscával

Alsó-bádemi

217,00—263,60 m Homokos márga, homokkő, aleurit, kevés Molluscával

Kárpáti?

263,60—272,00 m Szárazföldi eredetű képződmények

*Szigliget 1 sz fúrás***Szarmata**

163,20—222,70 m Mészke és márga összlet

Felső-bádemi

222,70—223,50 m Márga és mészke, erősen réteges, kissé molluscás, csokkent-sósvízi eredetű

223,50—227,70 m Mészke és mészszap sorozat, uralkodóan csokkent-sósvízi eredetű, molluscás padokkal

227,70—241,70 m Mészke összlet, tengeri eredetű, kovuletdús szakaszokkal

Középső-bádemi

241,70—244,20 m Mészke és márga padok váltakozása, mészalgas, foraminiferás

244,20—248,50 m Homokkő, mészalgas márga betelepülésekkel és kevés Molluscával

248,50—263,00 m Homokos márga és agyagmárga, molluscás

Alsó-bádemi

263,00—281,50 m Mészke és meszes homokkő, tetején erősen molluscás, az alján mészalgas

Alsó-triász

281,50— Mészke és márga összlet

*Tapolca Tpt 3 sz fúrás***Szarmata:**

5,00—20,80 m Mészke összlet

Felső-bádemi

20,80—26,60 m Szárazföldi eredetű uledéksor (tarka mészkonkréciós agyag, bontott dácittufit, gyokérnyomos édesvízi mészkő)

Alsó-bádemi

26,60—62,60 m Mészke sorozat, tomor, kevés Mollusca lenyomattal, helyenként heterosteginás betelepülésekkel

62,60—65,40 m Agyagmargás aleurit kevés Molluscával és *Balanus* sp -vel

65,40—69,10 m Szárazföldi eredetű képződmények

69,10—110,00 m Tengeri eredetű vegyes felépítésű rétegsor (homokkő, mészke, mészmárga, agyagmárga) kevés Molluscával és dácittufit rétegekkel

Kárpáti?

110,00—156,60 m Szárazföldi eredetű képződmények

A fenti három fúrás biosztratigráfiai és összehasonlító vizsgálata alapján a medencét feltöltő bádénai képződmények a következők

Az alsó-bádénai tengeri uledéksora a hegymagosi és a tapolcai fúrásban szárazföldi tarka agyag és kavics sorozatra települ (a Csatka Formáció magasabb tagozata?) A szigligeti fúrásban feltárt mészkő és meszes homokkő az alaphegységre települ A hegymagosi fúrásban az alsó-bádénit homokos márga, márgás homokkő és aleurit képződmények képviselik

A Tpt 3 sz fúrásban az alsó-bádénai uledéksor felső fele mészkő heterosteginás padokkal Az alsó-bádénai összlet középső részében pelites, valamint szenes—kavicsos betelepülés van Az alsó része tengeri eredetű, vegyes kőzettani felépítéssel Az alsó-bádénai sorozat ebben a fúrásban a legvastagabb, 83,4 m

A biosztratigráfiai vizsgálatok alátámasztják, hogy a hegymagosi fúrásban 217,0—263,6 m között feltárt összletben a Foraminifera együttes Lagenidae jellegű, továbbá a makrofaunában az alsó-bádénire jellemző *Cardium paucicostatum* Sow var gyakori A harántolt uledékek a Nyirádi-medence alsó-bádénai képződményeihez nagyon hasonló jellegűek

A szigligeti fúrásban a 263,0—281,5 m-ig harántolt összlet alsó-bádénai korbesorolását indokolják a következő Molluscák *Turritella dertonensis*, *Vulgoerithium pseudobliquistoma*, *Cardita partschi plana* és a meghatározott 29 taxonból álló együttes általános képe A felsorolt 3 alak a várpalotai és részben a herendi hasonló korú képződményekből ismert, de fiatalabb uledékekből nem.

A Tpt 3 sz fúrás 26,60—62,60 m közötti mészkő rétegeiben a *Heterostegina costata* D'ORB fordul elő, melynek fajoltója az alsó-bádénai korszak fiatalabb részére („felső lagenidaes”) és a középső-bádénai korszakra terjed Tekintettel arra, hogy a szigligeti fúrás felső molluscás mészkő összletében is gyakoriak a Heterosteginák, helyes ezt a szakaszt az alsó-bádénibe helyeznünk A 84,0—103,0 m közötti uledéksorból előkerült közepes gazdagságú Mollusca faunából alsó-bádénire utalnak a *Calyptrea ornata*, *Dorsanum nodocostatum* (tip!), *Clavatula styraca*, *Cardium edule arcella*, *Cardium paucicostatum* var Ezek a taxonok a várpalotai, herendi, devecseri és nyirádi alsó-bádénai képződményekből ismertek, melyet az általános faunaegyüttes képe is tovább erősít Az összlet litológiai felépítése erősen emlékeztet a szomszédos devecser—nyirádi alsó-bádénai tengeri uledéksorra

A Középső-Paratethys területén hegységperemi kifejlődésben igen gyakori, hogy az alsó-bádénai alemelet alsó része („alsó-lagenidaes”) pelites—homokos, míg a felső része meszes kifejlődésű Ilyen formán a Tpt 3. sz fúrás a 26,60—62,60 m közötti mélységközben feltárt mészkő rétegsora jól értelmezhető az alsó-bádénai alemelet felső részének kifejlődéseként Ennek az sem mond ellent, hogy közte és az alatta 69,1—110,0 m között települő tengeri összlet között szárazföldi eredetű képződmények vannak (65,4—69,1 m-ig), mert perem-kozelben ez az oszcilláció disztrófikusán jól értelmezhető Rétegtani besorolásunk helyességét alátámasztja az a vizsgálat is, amelyet a 62,6—65,4 m közötti agyagmárgából (az új expanzió, alciklus bázisrétegéből) végezünk A képződmény az alsó-bádénire utaló Foraminifera együttest és *Balanus* sp maradványokat tartalmaz Tapasztalataim szerint a középső- és felső-bádénai alemeletbe tartozó tengeri uledékek Balanusok szempontjából sterilnek tekintendők, míg az alsó-bádéniben igen gyakoriak

A Tpt. 4 sz 1,4—37,9 m közötti rétegsora hasonló felépítésű a közeli Tpt 3. sz fúráséhoz A 27,0—29,0 m közötti homokos aleuritban gazdag Mollusca együttes volt (47 taxon), amely nagyon hasonlít a Tpt 3. sz fúrás 101,0—103,0 méterközében találtakhoz Az alsó-bádai korszakba sorolás helyességét a *Leucorhynchia rotellaeformis*, *Dorsanum nodosocostatum* (tip 1), *Strioturbonilla alpina*, *Chama austriaca*, *Cardium edule arcella*, *Cardium paucicostatum* var, *Clementia papyracea* maradványok támasztják alá A felsorolt alakok a várpalotai, herendi és Ny-bakonyi alsó-bádai képződményekből ismertek, de fiatalabb bádaiakból nem

A Tapolcai-medencében biztosan kimutatott középső-bádai rétegsort harántolt a Hegymagos Hg 78/18 sz és a szigligeti fúrás Középhegységünk területén és peremvidékein viszonylag kevésbé ismertek középső-bádai tengeri lerakódások, ami nagyrészt annak tudható be, hogy ezt a korszakot általában a regresszivitás jellemzi a Középső-Paratethys területén (egyes helyeken transzgresszív, mint például Budapesten) Helyette gyakran rétegtani hézag, vagy szárazföldi üledék van A középső-bádai alemelet az alsó-bádai folyamatossá váló üledékképződéssel fejlődött ki

A hegymagos fúrásban egy — oszcillációra visszavezethető — vékony homokos mészkőpad felett márga—agyagmárga összlet következik a 199,0—217,0 m közötti mélységközben Az összletre jellemző a spiroplectaminás Foraminifera együttes, egyes rétegekben a *Spiroplectamina carinata* D'ORB. faj gyakoriságával (Ez a jellemző Foraminifera együttes itt is az alsó-bádai lagenidaes és a felső-bádai Bulimina—Bolivina zónák között foglal helyet, mint a Középső-Paratethys területén mindenütt) Kevés Molluscát is tartalmaz Közöttük megjelenik az alsó-bádai fiatalabb korra utaló *Azor antiquatus* GMEL faj, iszapos és nyugodt aljzatot kedvelő taxonok kíséretében (*Amussium cristatum badense* FONT, *Venus multilamellata* LAMK, stb)

A szigligeti fúrásban a tengeri középső-bádai sorozat 241,7—263,5 m közötti települési mélységben zömében homokos márga (tetején márgás mészkő és homokkő padok) kifejlődésű, gazdagabb és partközeli jellegű fauna megjelenésével A Molluscák között az *Azor antiquatus* GMEL faj az alsó-bádai fiatalabb korra utal A gazdag spiroplectaminás Foraminifera együttes is a középső-bádai korszakot igazolja

A felső-bádai összlet ugyancsak folyamatos üledékképződéssel következik mindkét fúrásban a középső-bádai úgy, hogy a két alemelet határának megvonása csak néhány méteres bizonytalansággal lehetséges

A hegymagos fúrásban a 154,6—199,0 közötti szakaszt sorolom a felső-bádai medencébe, mert a tengeri eredetű rétegek a Középső-Paratethys hasonló korú képződményeire jellemző „Bulimina—Bolivina” Foraminifera együttest tartalmaznak Felfelé a csökkentsósvízi eredetre utaló kőzettelepülések gyakoribbá, majd uralkodóvá válnak. Ezekben a brachyhalin jellegű üledékekben más kozonés Mollusca taxonok társaságában (pl *Pirenella nodosophaea*, *Terebratalia bidinata lignitarum*, *Hydrobia ventrosa*, *Congeria sandbergeri* stb) a Keleti-Paratethysre jellemző fauna-elemek is megjelennek, összhangban a Magyar-középhegység D-1 peremvidékein vizsgált felső-bádai képződményekkel (*Cardium ruthenicum*, *Cardium praeplicatum*, *Cardium manyense*, *Cardium aculeatum platovi*, *Modiolus incrassatus*, *Mactra basteroti konkensis*, *Spannodontella sokolovi*, *Taras rotundatus caucasicus*, *Abra parabilis attalica*, *Abra alba scythica*) (KÓKAY J 1985)

A hegymagosi fúrásban a bádénit záró néhány deciméteres márgás aleurit és márgás mészkő már édesvízi eredetre utal a Molluscák alapján, de még nem szarmata mészkő és mészmárga sorozat

A szigligeti fúrás 222,7—241,7 m közötti szakaszában uralkodóan mészkő (a felső 4 m inkább mészszipa és mészmárga) képviseli a felső-bádénit képződményeket. Közvetlenül 241,7 m alatt még elvétve Lagenidaek találhatók, így e fölött húztam meg a határt. Itt van a litológiai átváltás is, a pelites sorozat váltakozó padokkal megy át felfelé a mészkő kifejlődésbe. A 19 m vastag felső-bádénit uledéksor felső 5 métere egyre nagyobb mértékben brachyhalin jellegű képződményekből áll. A felső-bádénit alemeletben előforduló jellemző alak a *Cardium mányense* KÓKAY (KÓKAY 1967, 1985)

A Hegymagos Hg 84 sz. fúrásban 150,8—152,0 m között vettek magmin-tát, amely felső-bádénit aleurit márga. A Mollusca fauna vizsgálata alapján a képződmény magasabb brachyhalin sótartalmú tengervízben képződött. Keleti-Paratethys-kapcsolatra utaló elemek is előkerültek: *Spaniodontella sokolovi*, *Cardium aculeatum platovi*, *Abra parabilis attalica* (KÓKAY J 1985)

A Tpt 3 sz. fúrásban a tengeri alsó-bádénit és a szarmata (tinnyei alemelet) mészkő között 20,8—26,6 m mélységközben szárazföldi eredetű uledéksor volt, amely idősebb szarmata, felső-bádénit, vagy középső-bádénit korú lehet.

A Balaton É-i partvidékének bádénit képződményei

A Balaton monográfiában (LÓCZY L 1913, p. 253) SCHRÉTER Z. említi, hogy Akali és Zánka között a szarmata mészkő és a triász képződmények határáról Lóczy L. gyűjtött mészkő darabokat, amelyekben *Peneroplis* sp. Foraminifera volt. Ez arra utal, hogy szarmatánál idősebb (felső-bádénit) képződmények is a felszínre bújnak.

1978-ban Balatonakalittól ÉNy-ra kb. 1 km-re egy térképező fúrás (Bak 40 sz.) a triász alaphegység feletti miocén rétegsort magfúrással feltárta, amely összevontan a következő

Szarmata.

6,80—31,30 m Mészkő sorozat

Felső-bádénit:

31,30—31,60 m Mészkő, ún. „konka (veszeljankai)” fáciesű

31,60—43,00 m „Lajtamészkő” sorozat, általában erősen molluscás

Középső-triász

43,00—(52,80) m Agyagmárga és dolomit

Az alaphegységre transzgradáló mészkő sorozat alja kavicsos, tormelékes felépítésű, mely felfelé egyre inkább tisztább mészkőbe megy át. A Mollusca lenyomatok között alul a leggyakoribb a *Linga columbella* LAMK, míg középtájon a *Turritella benoisti* COSSM. et PEYR. faj. A felső szakaszban a legszembe-tűnőbbek *Oxysteles patula orientalis* COSSM., *Cerithium crenatum communicatum* SIEB., *Flabellipecten leythajanus* PARTSCH., *Chlamys rákosense* MEZN., *Cardita partschi* GOLDF., *Linga columbella* LAMK. A kőzetet jellemző a Foraminifera-k bősége: *Borelis melo* D'ORB., Miliolideák, és a *Spiroolina rimosa ukrajnica* DIDK. Ez utóbbi a mányi és budapesti azonos korú és fáciesű képződményekben is gyakori. A mészkőösszletben Echinoidea és Decapoda maradványok is találhatóak.

A felső-bádemi uledéksor záró rétege, a 31,30—31,60 m közötti szakasz Nagy termetű Molluscákat nem tartalmaz. A lenyomatokból 25 taxont különítettem el. Ez brachyhalin jellegű együttes Keleti-Paratethys-kapcsolatra utaló elemekkel, „konka (veszeljankai)” típusú kifejlődés, amely a korábbi irodalomban „buglowi fácies”-ként is szerepel. Rokon kifejlődést dolgoztam fel a budapesti Ors vezér teréről és Pécsváradról (KÓKAY J 1985).

A felső-bádemi felett a szarmata a tenger „kozárdi” alemeletébe sorolható mészkő települ a záróréteg kismértékű lepusztulásával.

A Tihanyi-félsziget bádemi képződményei

A félsziget Ny-i felének közepén, a tó partján mélyült le 1973-ban a Th 62 sz. magfúrás. A fúrás bádemi rétegsora összevontan a következő:

Szarmata

75,60—129,40 m Márga és mészkő sorozat

Felső-bádemi

129,40—144,00 m „Lajtamészkő” összlet (mészkő, kavicsos mészkő, homok, homokkő)

144,00—153,00 m Szenes agyag, homokkő, lemezes mészmárga

Középső—alsó-bádemi

153,00—176,50 m Mészmárga, tarka mészkonkréciós agyag, gyökérnyomos agyag, szenes agyag, dácittufa

Alsó-triász

176,50—(183,50) m Agyagmárgás aleurolit

A felső-bádemi transzgresszió előtti szárazföldi felhalmozódást bizonyos fenntartásokkal ugyan, de ésszerű a megelőző bádemi alemeletekbe helyezni. A 144,9—152,3 m mélységközben levő sötétebb szürke agyag magasabb brachyhalin sőtartalmú környezetre utaló Mollusca faunát tartalmaz, amely a Mányi-medence hasonló korú lerakódásaira emlékeztet, nagy gyakorisággal a *Pirenella nodosoplicata* HORN fajjal, de a fontos kor- és fáciesjelző *Cardium manyense* KÓKAY is előfordul. Ez a faj Keleti-Paratethys (konka-emelet)-kapcsolatra utal és a Kárpát-medencében csak a Magyar-kozéphegység déli oldala mentén, kizárólag felső-bádemi képződményekből ismert (KÓKAY J 1985).

A 129,4—144,0 m közötti tengeri összlet közepesen gazdag Mollusca faunát tartalmaz, a felső-bádemi emeletre jellemző együttesel *Chlamys rákosense* MEZN, *Flabellipecten leythayanus* PARTSCH, *Cardium barrandei schafferi* KAUT, *Barbatia clathrata* DUJ, *Barbatia barbata* L., *Cerithium vulgatum miospinosa* SACCO, *Oxystele patula orientalis* COSSM, *Linga columbella* LAMK, *Cardia partschi* GOLDF stb.

A sorozat tetejét képező Mollusca lenyomatos mészkő felső 10 cm-es padjában előtérbe kerül a *Divarcella ornata* AG faj. Gyakori egy fontos „konka” faj a *Venus (Trimoclea) konkensis* SOK, amely budapesti és mányi fúrásokból is előkerült (KÓKAY 1985).

A tihanyi fúrásban a felső-bádemi záró „veszeljankai” típusú képződmény hiányzik, a szarmata transzgressziót megelőzően lepusztult.

A déli partvidék bádai képződményei

Tihany vonalától Ny-ra több fúrás kimutatta a bádai képződmények jelenlétét, sajnos azonban teljes szelvényvel, vagy szakaszos magvétellel harántolva.

Balatonföldvár 1. sz. fúrás

SCHRÉTER Z. (in LÓCZY L 1913, p 295) furadékminta feldolgozásából ismerjük Megkísérlés újraértékeléssel összevontan bemutatni.

Szarmata:

76,00—181,20 m Mészke és agyagmárga összlet

Felső-bádai:

181,20—189,00 m Agyag és homok sorozat, amelyben egyes ősmaradványok csokkentsósvízi jellegűek

189,00—228,20 m Agyag és homok összlet kavicsos padokkal, tengeri eredetű.

Középső—alsó-bádai:

228,20—244,50 m Tarka agyag.

244,50—269,40 m Dácittufás összlet

269,40—280,50 m Kvarchomok és agyag

280,50—282,50 m Szénteleg (lignit)

282,50—285,60 m Agyag és homok rétegek

Ópaleozoikum:

285,60—(316,2) m Csillámpala

A harántolt összlet újraértékelése erősen problematikus.

— A tengeri összlet alsó része középső-bádai is lehet, mert a középső-bádai tenger a Középső-Paratethys egyes helyein erősen expanzív volt (pl. Budapesten is) Vastagság szempontjából lehet az egész tengeri sorozat felső-bádai is, mert a Hegyagos Hg 78/18 sz fúrásban is hasonló volt. Ezért bizonyos fenntartással ugyan, de az egész tengeri eredetű összletet a felső-bádainba soroltam.

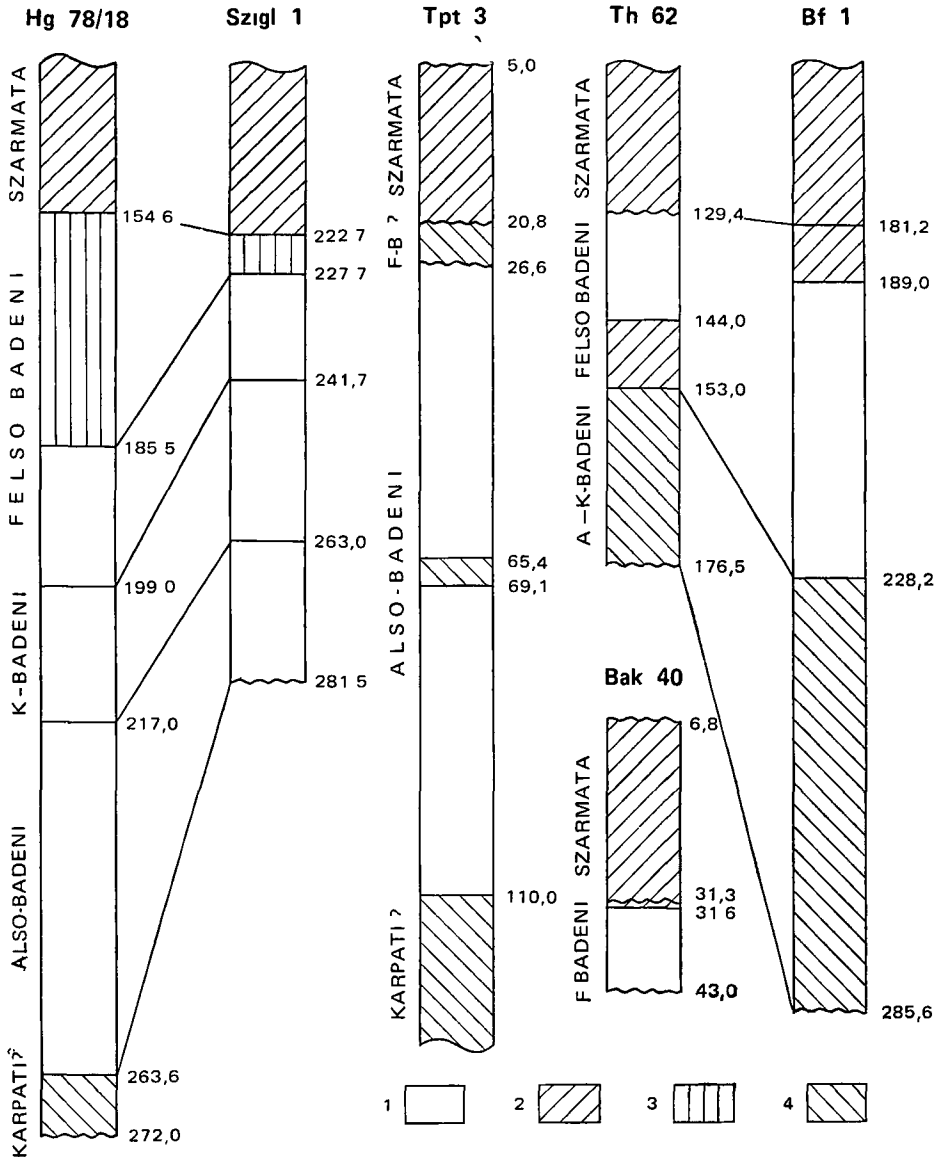
— A rétegsor hasonló felépítésű a Tihany Th. 62 sz fúrásból ismerthez. Ennek ellenére a litológiai és fácies-elemzési korrelációs kísérlettel kudarcot vallunk (2 ábra) a tihanyi fúrásban a felső-bádai uledéksor alsó része brachyhalin, a balatonföldváriban pedig a felső szakasza

Balatonoszd 1. sz fúrás (1959)

Teljes szelvényű fúrás, néhány magmintával A 207,1—271,5 m közötti szakaszból végzett mikropaleontológiai vizsgálatok a felső-bádai képződmények jelenlétét igazolják (JÁMBORNÉ KNESS M).

Fonyód 1. sz. fúrás (1958)

Szakaszos magvétellel mélyült fúrás, amelyben a szarmata mészkő összlet 406,5—415,7 m között erősen egyenetlen felülettel települ az alatta levő bádai mészalag mészkő sorozatra. A fúrás 437 m-ben ebben az összletben állt le. A rendelkezésemre bocsátott oklomnyi kőzetdarabról nem lehet utólag pontosítani, hogy a harántolt mélységköznek mely részéből való. A belőle származó fauna a következő



2 ábra Balaton menti bádénai rétegsorok kifejlődése és párhuzamosításuk

1 Tengeri, 2 csokkentsósvízi, 3 tengeri és csokkentsósvízi, 4 szárazföldi

Fig 2 Facies of Badenian sequences along Lake Balaton and their correlation

1 Marine, 2 brackish-water, 3 marine and brackish-water, 4 terrestrial

Foraminifera *Amphistegina haueri* D'ORB (gyak) Mollusca *Murex* sp, *Barbatia lactea* L, *Barbatia* cfr *clathrata* DUJ, *Lithodomos avitensis* MAY, *Pecten* sp, *Chlamys elegans* ANDRZ, *Chlamys* sp, *Ostrea* sp, *Taras rotundatus* MONT, *Cardium edule arcella* DUJ, *Cardium barrenderi schafferi* KAUF, *Venus* sp, *Pitar islandicoides* LAMK Echinoidea *Scutella* sp

Az Amphisteginák a felső-bádeniben már nem fordulnak elő A Mollusca együttes alsó-, vagy középső-bádeni alemeletre utal Feltételezhető, hogy a felső-bádeni a szarmata transzgresszió előtt lepusztult

Balatonfenyves Bf 1 sz fúrás (1969)

Teljes szelvényű fúrás A hivatalos dokumentáció szerint 431—600 m között miocén uledéksor volt, amelynek legfelső szakasza szarmata, a bádeni jelenléte bizonytalan

Osszefoglalás

A vizsgált terület bádeni rétegsorait egymással összevetve azt látjuk, hogy a bádeni alemeletei rendkívül változatos kifejlődésűek Az egyes alemeletek ősfoldrajzi képe ezen a viszonylag kis területen belül is erősen változó Mindez további adat arra, hogy a miocén korban a Kárpát-medence rendkívül mobilis volt

Az alsó- és középső-bádeni tenger a tárgyalt területnek csak a Ny-i felében volt jelen A felső-bádeni tenger a Tapolcai-medence É-i felébe nem nyomult be, míg K felé Tihanyig egy obol nyúlt be ebben az időben Az alsó-bádeni tenger uledéksora a Tapolcai-medencében É felé erősen vastagodó A felső-bádeni összlet alsó része tengeri, míg a felső része felfelé egyre növekvő mértékben csokkentsósvízi jellegű, sőt a Hegymagos Hg 78/18 sz fúrásban kiédesedő Hasonló képet mutat a balatonfoldvári fúrás is Ezzel ellentétben a tihanyi fúrásban fordított a helyzet alul van a brachyhalin sorozat, ugyanakkor a Balatonakali Bak 40 sz fúrás a vékony „veszeljankai” zárórétegtől eltekintve végig tengeri összletet fűrt

A litosztratigráfiai formációkba való besorolási kísérletnél alapvető szempontom, hogy csak jól definiált és részleteiben bemutatott formáció alapszelvényekkel szabad korrelációt végrehajtani Ennek hiányában elvtelen megalkuvással, „fogjuk rá” megoldással nem lehet egyetérteni mert értelmetlen eljárás és a rétegtani zűrzavar novelését, látszat-rendet eredményez

— Az alsó-bádeni molluscás, mészalgás mészkő összletek a „Pécsszabolcsi Formáció”-ba sorolhatók a Szigliget 1 sz és a Fonyód 1 sz fúrásban

— A Tpt 3 sz fúrás 26,60—62,60 m közötti tomor heterosteginás mészkő-összlete nem felel meg a „Pécsszabolcsi Formáció” kritériumainak, tehát formációval lekotetlen képződmény

— A Tpt 3 sz fúrás 69,10—110,0 m közötti vegyes litológiai felépítésű uledéksora ugyancsak nem felel meg egyik formáció kritériumának sem

— A Hg 78/18 sz fúrás alsó-bádeni homokos márga, márgás homokkő és aleurit sorozata talán „Pusztamiskei Formáció”, de ez definiálatlan

— A középső-bádeni, uralkodóan pelites összletek nem illeszthetők egyik formációba sem

— A szigligeti és a balatonakali fúrás felső-bádeni összletei a „Rákosi Mészkő Formáció”-ba sorolhatók

- A hegymagosi fúrások pelites és csokkentsósvízi rétegsoraira, valamint a balatonfoldvári fúrás homokos—agyagos összletére nincs formáció
- A tihanyi fúrás 129,4—144,0 m közötti szakasza „Rákosi Mészke Formáció”, de az alatta települő brachyhalin pelites összletre nincs formáció. Az alatta levő szárazföldi—édesvízi uledéksor ugyancsak formáció nélküli, akárcsak a Tpt 3 sz fúrás 20,8—26,6 m mélységközében levő szárazföldi—édesvízi összlet

IRODALOM — REFERENCES

- KÓKAY J 1967 A Bakony-hegység felsőtörténelmi képződményei — Földt. Kozl. 97: 74—90
- KÓKAY J 1985 A Középső- és Keleti-Paratethys kapcsolata a felső-bádemi tenger sótartalom viszonyainak vizsgálata tükrében — Geol. Hungarica 48
- LÓCZY L 1913 A Balaton környékének geológiája és morfológiája — A Balaton Tud. Tan. Eredm. 1

BADENIAN FORMATIONS BY LAKE BALATON

by

J KÓKAY

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H—1143

UDC 551.782.1(439.11)

Key words stratigraphy, sedimentology, paleogeography, reconstruction, Bademan, Balaton region

Samples of Badenian age from boreholes put down along Lake Balaton are evaluated mostly on the basis of the author's own investigations. The Badenian sediments are of rather varied lithology and the individual substages reveal quite different palaeogeographic pictures. The Early and Middle Badenian sea was present only in the western half of the study area (Fonyód, Tapolca Basin). The Late Badenian sea in the N part of the Tapolca Basin was regressive, while farther east, towards Tihany, it was transgressive. All these data support the extreme mobility of the Carpathian Basin in Miocene time. The author tries to fit the individual rock units in the lithostratigraphic formation system of Hungary pointing out some of its shortcomings.

A DÁNSZENTMIKLÓSI K-338 SZ. (802,3 m-ES) FŰRÁS FÖLDTANI EREDMÉNYEI

FRANYÓ FRIGYES—ELEK IZABELLA—RAVASZ CSABA—
KROLOPP ENDRE—SZÉLES MARGIT*

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H—1143

* Szénhidrogénipari Kutatási és Fejlesztési Intézet
Budapest, Batthyány u 45
H—1039

ETO 552 5 551 782/79(439 15)
564 551 782/79(439 15)

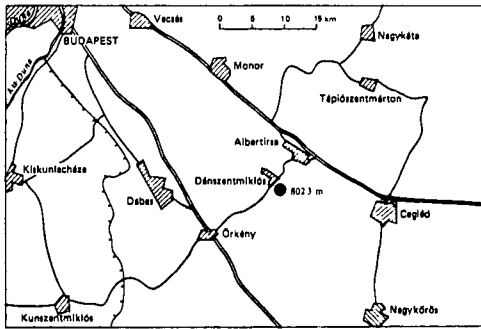
T á r g y s z a v a k · fúrás (Dánszentmiklós K-338), uledékes kőzetek, andezit, közetszerkezet, Mollusca fauna (Congeria rhomboidea, Congeria balatonica), negyedkor, miocén, Nagyalfold (Duna—Tisza köze)

A fúrás a Duna—Tisza köze É-i részének középső, kvarter homok borította táján mélyült szerkezet- és hévízkutatási céllal 138 m tsz f -1 magasságban Tobb földtani és vízföldtani érdekességet szolgáltatott a miocén vulkáni sorozatot már 545 m-ben elérte a fúrás Anyaga andezit és andezittufa, mely helyenként repedezett, mállott, bontott Szerkezeti felépítése megegyezik a közelebbi és távolabbi fúrasokból eddig megismert medencebeli intermedier vulkanitokkal (sztratovulkán) Az alsó-pannóniai uledéksor hiányzik e területen, így a felső-pannóniai képződmények közvetlenül diszkordánsan települnek a vulkáni összletre Vastagsága jóval kisebb a vártnál (360 m), anyaga főleg kőzetliszt- és agyagrétegekből áll Alsó szakaszában két jelentősebb vastagságú lignitréteg fejlődött ki Felső-piocén (levantei) uledékek jelenléte nem volt kimutatható A negyedidőszaki összlet is vékonyabb (185 m) a korábban ismertnél (220 m) és eróziós diszkordanciával települ a felső-pannóniai uledékekre Anyagának zome apró-, közép- és durvaszemű folyóvízi rétegekből áll, alsó harmadában kavicsos pásztákkal (dunai hordalékkúp) Tobb ártéri kőzetliszt- és eolikus származású losz- és homokréteg tagolja

Az ásványtani vizsgálatok tükreben a felső-pannóniai uledéksor a fokozatosan elzáródó és mocsarusodó medencében erőteljes pirtképződés mellett az alaphegységéből és környezetéből halmozódott fel A kvarter összlet ásványskálája szélesebb, jellegzetesen „dunai vízvidéki” Alsó felében az éles folyóvízi szemcsék jellemzők, 90 m-től felfelé egyre erősödő eolikus hatások figyelhetők meg

Bevezetés

A fúrás szerkezet- és hévízkutatási céllal mélyült a Kozponti Földtani Hivatal megbízásából 1983-ban (1 ábra) A fúrás 450,0—454,2, 539,2—543,2, 647,9—651,8, 705,8—709,8, 752,5—758,4 és 799,4—802,3 m-es szakaszaiból magmintát vettek, a többi teljes szelvényvel mélyítették, de a furadékanyagot is megmintázták ot méterenként Az így nyert mintaanyag kőzettani és őslénytani feldolgozása néhány új, a környező fúrasokban eddig ismerttől eltérő eredményt szolgáltatott Váratlan volt a miocén vulkáni összletnek már



I abra A dánszentmiklói K 338 sz fúrás helyszínrajza

Fig 1 Location chart of borehole K 338 at Dánszentmiklós

vényezés is történt (PS, elektromos ellenállás, mikroellenállás, természetes gamma, kompenzált gamma-gamma, neutron-neutron, lyukbőség, lyukferdeség és hőszelvényezés)

Az anyagfeldolgozásban ELEK I a negyedidőszaki és felső-pannóniai üledékosszlet mikromineralógiai vizsgálatát, SZÉLES M a felső-pannóniai, KROLOPP E a negyedidőszaki Mollusca fauna feldolgozását végezte el, RAVASZ Cs pedig a vulkáni összlet leírását készítette el a magminták vékonycsiszolatai alapján. A fúrás műszaki ellenőre FRANYÓ F volt, aki meghatározta a terepi rétegsort és kijelölte a különféle vizsgálatokra került mintákat, elkészítette a felső-pannóniai és negyedidőszaki képződmények leírását és értékelte a vízföldtani vizsgálatokat (2 ábra)

Az üledékosszlet rétegtani tagolódása

Miocén vulkáni összlet (M_{2-3}) (802,3—545 m)

A fúrás 545 m alatti szakaszát amfibolandezit és biotitos amfibolandezit-tufa építi fel. A négy magmintából készült hét vékonycsiszolat vizsgálati eredményei az alábbiakban foglalhatók össze.

1 Az andezit megtartási állapotára a kisebb-nagyobb mérvű, szakaszonként változó bontottság jellemző, mely elsősorban agyagásványok, kisebb gyakorisággal kalcit, vashidroxid képződését jelenti. A kőzet szöveté hialopilites, fino- és közép-kristályos méretét tekintve finomszemű, kevés közép-szemű beágyazással. Foldpátja mindhárom kategóriában, színes szilikátjai csak a kristályos beágyazás szemcseméretű tartományában gyakori.

Foldpátja bázisos andezin—labradorit összetételű plagioklász. Zomében hipidiomorfi, elég nagy arányban idiomorf kifejlődésű, zomok, oszlopos természetű, vagy equidimenzionális kifejlődésű kristályos. Kis mennyiségű a növekedésben hirtelen leállt, csonka példány és a nem saját alakú kristály. Mind a zónás szerkezet, mind a komplex ikresedés általánosan elterjedt. Zárványként kőzetüveg alapanyagot, ritkán apatitot és magnetitet tartalmaz. Kissé bontott példányokban — többnyire a belső mag helyén — másodlagos kalcit kitöltés foglal helyet, sporadikus a szericitésedés. A fenokristályok 1,0—2,6 mm, a

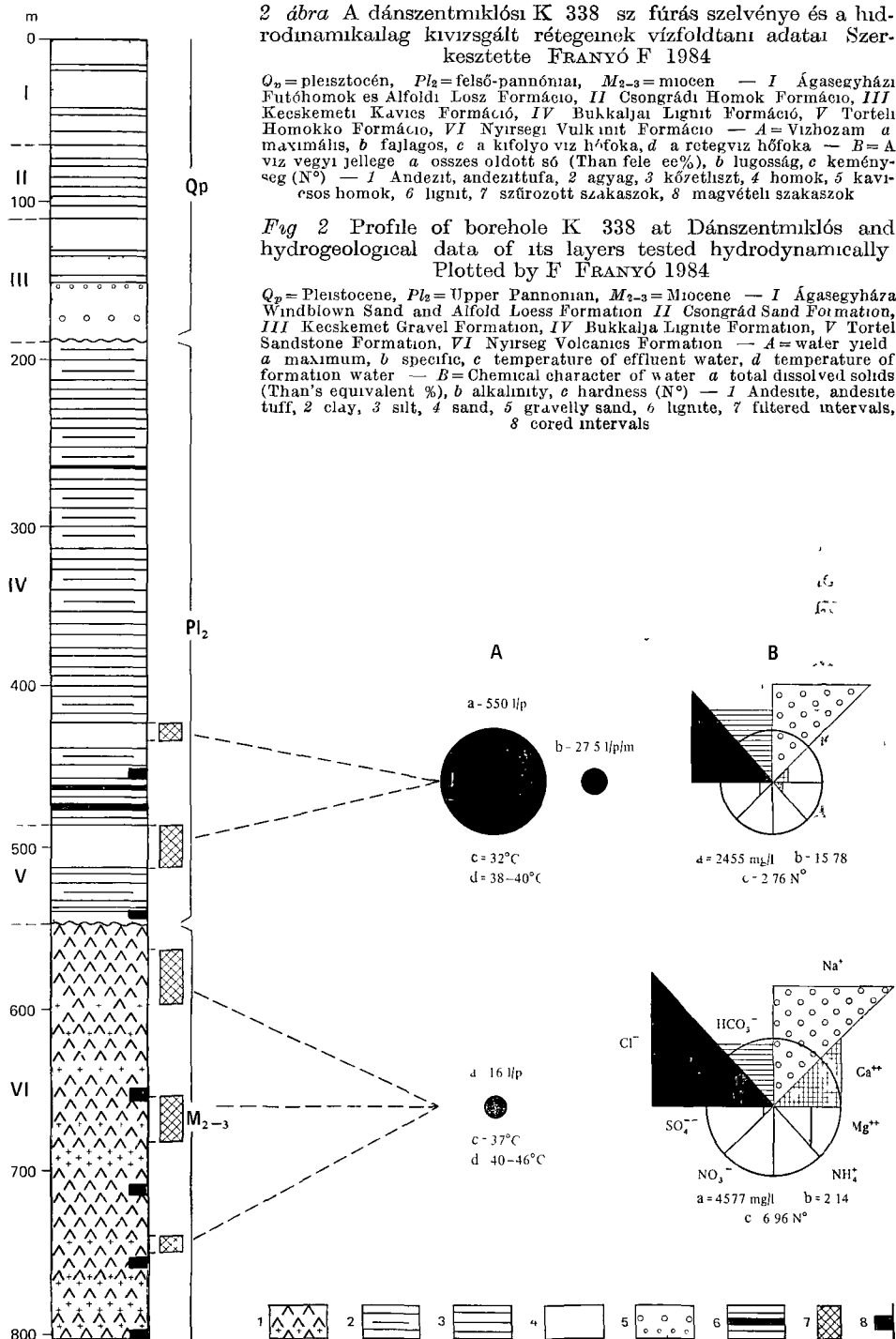
545 m mélységben való megjelenése és az alsó-pannóniai rétegegyeslet teljes hiánya. A felső-pliocén (levantei) képződménysor kimaradása is meglepő, mivel ezek az üledékek mind az Alföldön, mind Budapest környékén változatos kifejlődésben megvannak. Az üledékhiányok a terület szakaszonkénti tartós kiemelkedését bizonyítják. A fúrás így három földtani képződménysort tárt fel: 185 m-ig negyedidőszaki, 545 m-ig felső-pannóniai üledékeket, ez alatt miocénkori vulkanitot. Két képződménysor hidrodinamikai kivizsgálását is elvégeztettük a fúrásban (2 ábra), melyben részletes geofizikai szel-

2 ábra A dászentszentmiklósi K 338 sz fúrás szelvénye és a hidrodinamikailag kivizsgált rétegeknek vízföldtani adatai Szerkesztette FRANYÓ F 1984

Q_p = pleisztocén, Pl_2 = felső-pannóniai, M_{2-3} = miocén — I Ágasegyházi Futóhomok és Alföldi Losz Formáció, II Csongrádi Homok Formáció, III Kecskeheti Kavics Formáció, IV Bukkajai Lignit Formáció, V Törteli Homokos Formáció, VI Nyirsegi Vulkanit Formáció — A = vízhozam a maximum, b fajlagos, c a kifolyó víz hőfoka, d a rétegvíz hőfoka — B = A víz vegyi jellege a összes oldott só (Than fele ee%), b lugosság, c keménység (N°) — 1 Andezit, andezittufa, 2 agyag, 3 követhiszt, 4 homok, 5 kavicsos homok, 6 lignit, 7 szűrözött szakaszok, 8 magvétel szakaszok

Fig 2 Profile of borehole K 338 at Dászentszentmiklós and hydrogeological data of its layers tested hydrodynamically Plotted by F FRANYÓ 1984

Q_p = Pleistocene, Pl_2 = Upper Pannonian, M_{2-3} = Miocene — I Ágasegyháza Windblown Sand and Alföld Loess Formation II Csongrád Sand Formation, III Kecskeheti Gravel Formation, IV Bukkajai Lignite Formation, V Törteli Sandstone Formation, VI Nyirsegi Volcanics Formation — A = water yield a maximum, b specific, c temperature of effluent water, d temperature of formation water — B = Chemical character of water a total dissolved solids (Than's equivalent %), b alkalinity, c hardness (N°) — 1 Andesite, andesite tuff, 2 clay, 3 silt, 4 sand, 5 gravelly sand, 6 lignite, 7 filtered intervals, 8 cored intervals



közégeneráció tagjai 0,1—0,6 mm közötti méretűek Színes szilikátja erősen opacitosodott barnaamfibol, ill ennek feloxidálódott változata a lamprobolit A földpátnál kevésbé jól kristályosodott, hipidiomorf, nyúlt vagy zomok oszlopos, gyakran, tűs kifejlődésű A másodlagos vasoxid, -hidroxid kiválása a kisebb kristályoknál a pszeudomorfóza képződésig vezethet Gyakori a hasadási síkok mentén kivált, hártya vékonyságú réteg képződése is A bontottabb kőzetrészekben a kloritosodás, agyagásvány-képződés, a minimális mérvű karbonátosodás, Ti-tartalmú oxidok kiválása figyelhető meg Az amfibol kristályok átlag 0,8—0,5 mm hosszúságúak

A kőzet alapanyaga a közel színtelentől a halványbarnáig változó színű, kisebb-nagyobb foltokban rekrisztallizálódott vulkáni uveg Mennyisége kb 45—50 térf % Rekrisztallizációja egyenletes, ettől egyedül a 758,3 m-ből vett minta anyaga tér el, melyben a nagy mennyiségű kriptokristályos kvarc alapanyagban apró szigetekként maradtak vissza az uveg közép barna színű foltjai A mikrolitok nagyobb része léces kifejlődésű plagioklász, kisebb fele többnyire oxidálódott magnetit, gyengén bontott amfibol, szórványosan pirit A mikrolitok 0,02—0,06 mm (foldpát), ill 0,01—0,04 mm (színes szilikát és opakelegyrész) méretűek Szórványos az idiomorf apatit és cirkon mennyisége

2 A vizsgált piroklasztikum andezittufa, krisztallo-litoklasztos uevgtufa Az egyes alkotórészek aránya kis mélységközön belül is lényegesen változik, a 799,2 m-ből vett mintában a kőzet és kristálytormelék, 802,1 m-ben az uevgtormelék dominál A tufa az andezit összetételétől a biotit kőzetalkotó mennyiségben való megjelenésével, a barna amfibol a zoldamfibollal való helyettesítésével tér el A biotit nagyobb hányada a kőzettoredékek színeselegyrészeként jelenik meg, kisebb mennyisége krisztalloklasztiként Az amfibol mind a két minőségben kozonséges hornblende, azaz kevésbé oxidált állapotot tükroz

Szemcseösszetételét tekintve finomszemű tufa, a felső szakaszban kevés közép szemű litoklasztal (1—4 mm Ø) és egyetlen szem lapillivel (5 mm Ø) A kristálytormelék zome 0,2 mm Ø-jű (min. 0,04, max 0,8 mm), az uevgtormelék ennél is apróbb szemű (0,1—0,2 mm), azaz közepesen osztályozott szemcseátmérőjű kőzet A talpról vett minta igen rosszult fejlett ulepedési rétegzettséggel, a felette telepult szakasz irányítatlan szerkezettel jellemezhető

Az uevgtormelék java része kereded, vagy izometrikus átmetszetű nagyobb méretű fázisból és az ezeket cementáló finomabb szemű, szogletes darabokból tevődik össze A beágyazások többnyire agyagásványosodott peremukkel különülnek el a beágyazó uevgtormeléktől Rekrisztallizációja nem nagy-mérvű, kisebb — szemcsén belüli — foltokra korlátozódik A kőzet bontottabb részein az agyagásványosodás általános elterjedésű A kőzetuevgt halvány sárgásbarna, barna, olajzold színű, rekrisztallizációjától és bontottságától függően Kristálytormelékként intermedier plagioklász, zoldamfibol és biotit, minimális mennyiségű apatit, magnetit, ill pirit határozható meg Kőzettormeléke kivétel nélkül andezit, amfibolandezit és biotitos amfibolandezit Kozos vonásuk hialopilites szövetük, továbbá feno- és közép kristály állományuk jó kristályodottsága

Vizsgálataink alapján a Duna—Tisza közéről eddig ismert medencebeli intermedier vulkanitok sorába a dánszentmiklósi fúrással feltárt amfibolandezit és tufája térben és időben jól beilleszthető A fúrás a miocén vulkanitokkal kitöltött orkényi sullyedék K-i peremén mélyült a bugyi, táborfalvi, lajosmizsei és kerekegyházi fúrásokkal feltárt, közel zárt gyűrűt alkotó andezit és andezit-piroklasztikum láncolat egyik tagja.

A központi terulettől ÉK-re Nagykáta, Farmos és Újszilvás, délre Solt-szentimre és Soltvadkert térségéből ismerünk a dászentmiklósihoz hasonló kőzetanyagú és sztratovulkáni szerkezetben felhalmozódott vulkanitokat

Míg Dászentmiklós környezetében az amfibolandezit, -agglomerátum és -tufa rétegek 500—1000 m közötti felszín alatti mélységben helyezkednek el, addig a távolabbi előfordulások egy mélyebb — 1200—1800 m közötti — szintet foglalnak el. Az andezitsorozat összvastagságát csak részben ismerjük, mivel ott, ahol a legvastagabb, a fúrások leálltak a képződményben (Orkény 1., Újszilvás 1, 2 sz. f.) Így a minimális, egy-egy piroklastikum-szintre vagy -telésre korlátozódó képződmény (3—15 m) mellett vastagabb rétegek vagy rétegesoportok (50—150 m), végül tetemes sorozatok (250—1000 m) is megjelennek.

A dászentmiklósi fúrásban 598—640 m között tufarétegeket, 651—698 és 707—802,3 m között tufával váltakozó andezites szakaszokat tudott FRANYÓ F. a magminták, a furadéktanyag és a geofizikai lyukszelvényezés alapján elkülöníteni. Így a nagyobb sorozatokhoz rendelhető, 250 m-es feltárt vastagsága alapján

Ha a tárgyalt terület középső- és felső-miocén savanyú piroklastikumainak elterjedését és rétegtani helyzetét is figyelembe vesszük, vagyis az ismert tetett intermedier vulkanitokat a neogén magmatitok összetett rendszerébe helyezzuk, megállapíthatjuk, hogy azok az észak-alföldi vulkáni hátság ÉNy-i szárnyát alkotják.

A vulkanitok átfedik az Igal—Zemplén szerkezeti vonallal elválasztott két DNy—ÉK irányú párhuzamosan húzódó pásztát, a karbon—perm sekélytengeri képződmények és a mecsek—észak-alföldi metamorfitek ovét. Zommel a kiemelt helyzetben levő bugyú—nagykáta és a kerekgyháza—nagykőrosi rogvonulatok paleogén—mezozoos sorozataira, kisebb részben miocén vagy annál idősebb ismeretlen aljzatra települnek. Vulkanotektonikai szempontból tekintve a képződménycsoport keletkezése a fiatalabb alpi szerkezetalakuláshoz tartozik, anyaguk kiáramlása az ÉNy—DK irányú (haránt) vetőrendszerhez kötődik.

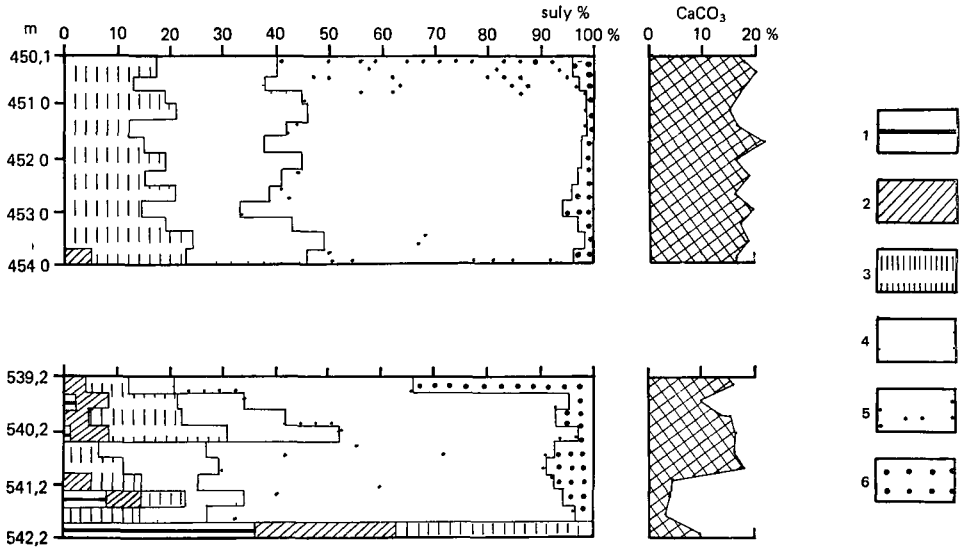
Az összlet teljes egészében a Nyírségi Vulkanit Formációba sorolható.

Felső-pannóniai képződménysor (Pl₂) (545—185 m)

Diszkordanciával, transzgressziós tormelék nélkül települ a vulkáni összletre. A vízborítás sekély lehetett, amit az 539,2—543,2 m-ből vett magminta lignites—kőzetlisztes, finom- és apró homokos kifejlődése bizonyít. Az összlet általában finomszemcséjű uledékekből áll (agyag, kőzetliszt), sűrűn tagolva vékonyabb—vastagabb homokrétegekkel. A homokrétegek zöme apró- és finomszemű, kevés középszemű frakcióval, de igen nagy kőzetliszt-tartalommal (3. ábra). Durvaszemű rétegek (murva, kavics) nincsenek az összletben. A vastagabb homokrétegek szemcseösszetétele nagyon egyenletes, mésztartalmuk nagy (3. ábra).

Az összlet egyes szakaszai határozottan agyagos jellegűek, sok sotét-szurke, feketészurke mocsári szinttel, vékonyabb—vastagabb lignitréteggel (0,2—2,0 m-ig), melyek a furadékmintákból is jól meghatározhatók voltak. Az egész rétegsor színe a pannóniakra jellemző kékesszurke.

Mollusca faunáját az 1. táblázat mutatja be. Az összlet 545—330 m mélységköze a *Congeria balatonica*—*Congeria rhomboidea*-s szint része. A 330—185 m közötti szakasz pedig már a *Congeria balatonica*-s szintbe sorolható.



3 ábra A dánszentmiklósi K-338 sz. fúrás felső-pannóniai magmútának szemcseösszetétele (súly%) és karbonáttartalma (%)

1 Agvag (<0,005 mm) 2 finom közetliszt (0,005—0,02 mm) 3 durva közetliszt (0,02—0,06 mm), 4 finomszemű homok (0,06—0,1 mm), 5 aprószemű homok (0,1—0,2 mm), 6 közp- és durvaszemű homok (>0,2 mm)

Fig. 3 Grain composition (weight%) and carbonate content (%)

1 Clay (<0,005 mm), 2 fine silt (0,005—0,02 mm), 3 coarse silt (0,02—0,06 mm), 4 fine-grained sand (0,06—0,1 mm), 5 small-grained sand (0,1—0,2 mm), 6 medium- and coarse-grained sand (>0,2 mm)

Kőzettanilag az összlet nagyobb felső része (486—185 m) a Bukkaljai Lignit Formációba, kisebb alsó szakasza már a Torteli Homokkő Formációba tartozik (545—486 m)

Negyedidőszaki képződmények (Q_p) (185—0 m)

Ez az összlet is diszkordanciával települ a felső-pannóniai agyagos üledéksorra. Kifejlődése és vastagsága nagyjából megegyezik a helyi és a környező víz- és szénhidrogén-kutató fúrásokból eddig ismerttel. Az összlet alsó szakasza (185—108 m) durvább szemcseösszetételű (közép- és durvaszemű homok), benne kevés közetliszt- és agyagréteg települ, melyek mészgobokat, -konkréciót, helyenként növényi törmelékkel sűrűn tartalmaznak. Jelentős a murvás és aprókavicsos homokrétegek aránya, főleg a 150—155 és a 170—185 m mélységközben. A kavicszemcsék zöme 1—2 cm \varnothing -jú, de sok a hasonló méretű zúzott szemcse is, ami nagyobb szemcsék jelenlétét is bizonyítja e rétegekben. Ez az alsó 75—80 m vízadásra igen alkalmas összlet.

Az összlet felső része (108 m-től a felszíning) apró- és közepszemű homokrétegekből áll, melyek közé számos vékonyabb—vastagabb losz-, közetliszt- és agyagréteg települ. E rétegek is sok apró mészgobot, -konkréciót (0,5—2,0 cm \varnothing) tartalmaznak. A felső 50—60 m homokanyagán eolikus megmunkáltság nyomainak figyelhetők meg.

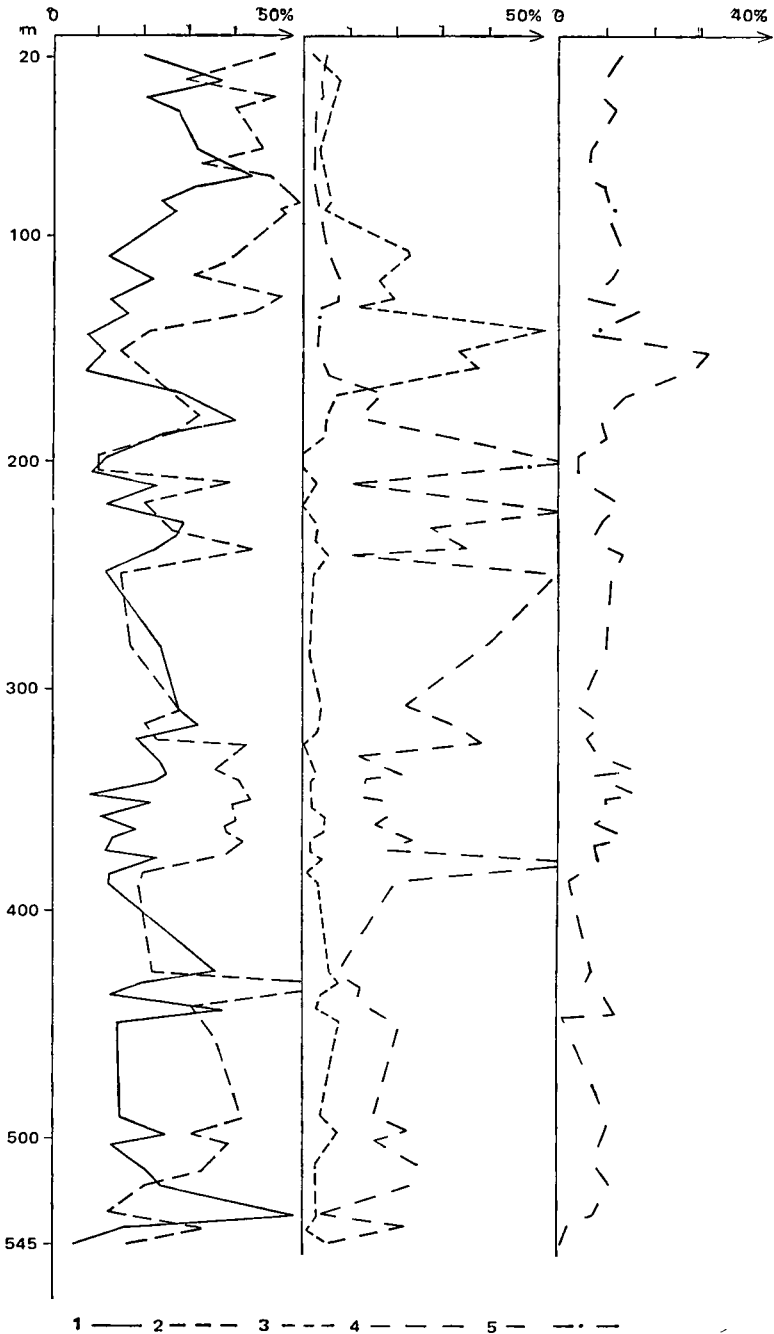
Az egész pleisztocén üledéksor színe általában fakósárga, az alsó 15 m szurkésárga, szurke.

Az összlet az alábbi formációkba sorolható, 185—111 m-ig a Kecskeméti Kavics Formáció, 111—64 m-ig a Csongrádi Homok Formáció, 64 m-től a

1 táblázat - Table 1

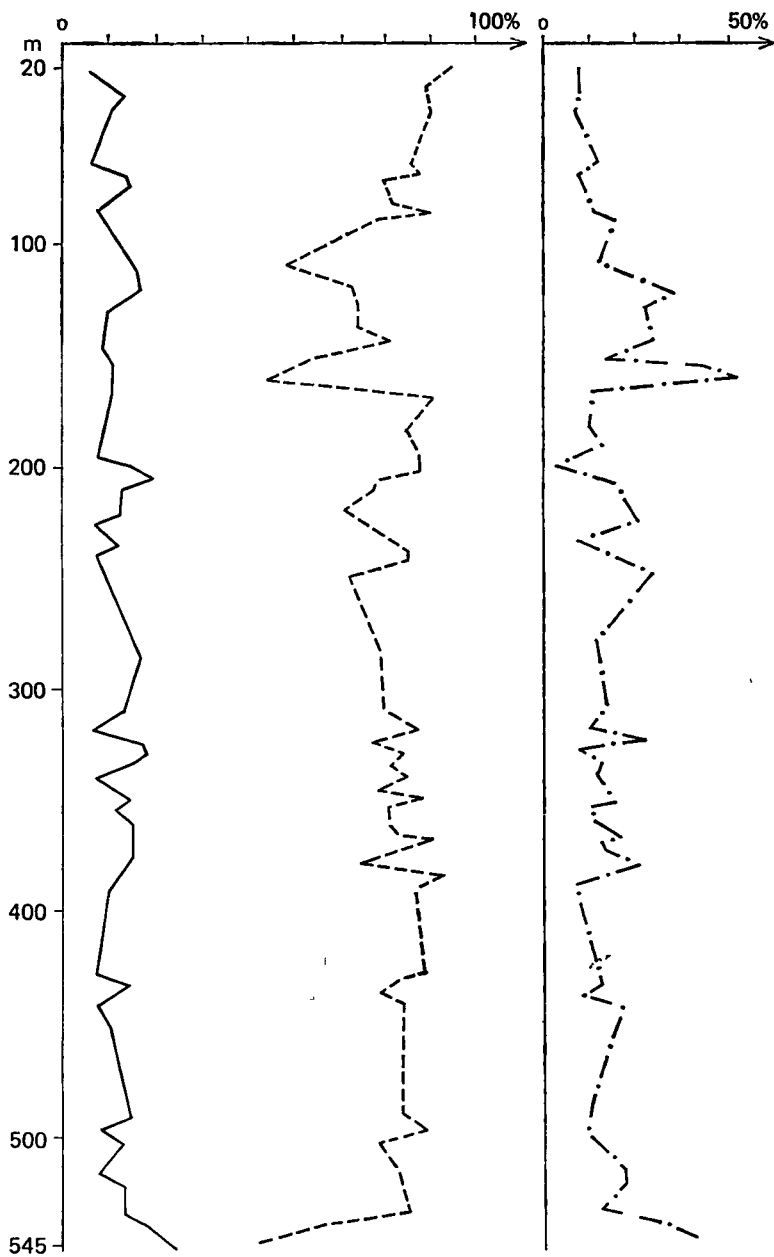
A dánszentmiklósi K-338 sz fúrás negyedidőszaki és felső-pannoniai Mollusca faunája
(KROLOPP E - SZÉLES M)
Quaternary and Upper Pannonian molluscan fauna of borehole K-338 at Dánszentmiklós
(E KROLOPP - M SZÉLES)

Mélység (m)	Psidium sp indet	Buhina leachi (SHEPP) operc	Lymnaea stagnalis (L.)	Planorbis planorbis (L.)	Amnis spirorbis (L.)	Armgart crassa (L.)	Rucinaea oblonga DRAP	Crurania tumentum (DRAP)	Vetigo cf alpestris ALD	Pupilla muscorum (L.)	Vallonia putchella (MÜLL)	Chonitula tridens (MÜLL)	Pinctum pygmaeum (DRAP)	Helicella hungarica SÖÖS et WAGN	Cepaea vindobonensis (FER)	Uros sp	Dreissena sp	Dreissena auricularis FUCHS	Lamnacardium sp	L (Prosodacna) walsbyi BRUS	Valvata simplex FUCHS	Valvata varrabilis FUCHS	Hydrobia sarracina NEUMAYER	Viviparus sp	Melanopsis decollata STOL	Melanopsis thumensis WENZ	Amphiborus s sp (OSTRACODA)	
10-15	X								X	X	X		X							X	X	X					X	
25-30																												
30-35																												
40-45																												
50-55			X																									
55-60																												
60-65																												
65-70																												
80-85																												
95-100																												
100-105																												
105-110																												
130-135																												
265-270																												
315-320																												
325-330																												
539,20																												
542,30																												
543,10																												



4 ábra A dánszentmiklói K 338 sz fúrás homokmintáinak mikromineralógiai vizsgálata (jellemző nehézásványok) (Elemző. ELEK I)
 1 Gránát, 2 epidot, 3. limonit, 4 pirít és pirittel bekérgezett növénymaradvány, 5 amfibol

Fig 4 Mineral composition of sand samples from borehole K 338 at Dánszentmiklós (characteristic heavy minerals)
 1 Garnet, 2 epidote, 3. limonite, 4 pyrite and pyrite-coated plant detritus, 5 hornblende



1 ——— 2 - - - - 3 - . - . -

5 ábra. A dánszentmiklói K 338 sz fúrás homokmintáinak
 mikromineralógiai vizsgálata (jellemző könnyűásványok) (Elemző ELEX I)
 1 Földpát, 2 kvarc, 3 mállott ásvány

Fig 5 Mineral composition of sand samples from borehole K 338
 at Dánszentmiklós (characteristic light minerals)
 1 Feldspar, 2 quartz, 3 weathered mineral

A dászentsmklósi K 338 sz fúrás homokanyagának mikromineralógiai
Mineral composition of sands from borehole K 338 at Dászentsmklós

Mélység (m)	Nehez															
	Súly%	kalkopirit	szfalerit	magnetit	leukovén	rutil	gránát	erikon	disztén	staurolit	titanit	brookit	szállimant	turnalin	epidot	pienonit
20,0—25,0	7,2	—	—	3	2	—	19	—	—	—	—	—	—	2	45	—
35,0—40,0	3,7	—	—	6	2	—	37	1	1	—	—	—	—	2	27	—
40,0—45,0	3,5	—	—	8	—	1	19	—	1	—	—	—	—	6	42	—
45,0—50,0	5,0	—	—	8	1	—	27	—	1	—	—	—	—	2	37	—
65,0—70,0	2,5	—	1	6	—	—	32	1	1	—	—	—	—	3	42	1
75,0—80,0	5,0	—	—	9	1	—	44	—	—	1	—	—	—	4	31	—
80,0—85,0	2,7	—	—	6	—	—	30	1	2	—	—	—	—	3	39	2
85,0—90,0	4,7	—	—	3	1	—	22	—	—	—	—	—	—	6	49	—
90,0—95,0	2,5	—	—	6	—	—	26	1	—	—	—	—	—	3	44	1
115,0—120,0	4,4	—	—	3	—	—	12	2	—	—	—	—	—	5	32	—
120,0—125,0	2,7	—	—	3	—	—	22	2	1	—	—	—	—	2	26	—
130,0—135,0	2,7	—	—	2	—	—	12	—	—	—	—	—	—	3	44	1
135,0—140,0	2,7	—	—	4	1	—	14	—	1	—	—	—	—	3	41	—
145,0—150,0	3,5	—	—	5	1	—	7	—	—	—	—	—	—	3	17	—
155,0—160,0	3,3	—	—	4	—	—	13	1	—	—	—	—	—	2	12	—
160,0—165,0	3,3	—	—	2	1	—	8	—	—	—	—	—	—	2	16	1
175,0—180,0	4,4	—	—	8	1	—	27	—	—	—	—	—	—	2	24	—
185,0—190,0	5,8	—	—	4	—	—	40	2	—	—	—	—	—	2	27	—
190,0—195,0	3,6	—	—	4	—	1	23	—	1	—	—	—	—	2	23	—
200,0—205,0	4,0	—	—	—	—	—	12	—	1	—	—	—	—	2	9	—
205,0—210,0	4,6	—	—	1	—	—	9	—	1	—	—	—	—	4	8	—
215,0—220,0	3,2	—	—	7	—	—	23	1	2	—	—	—	—	3	36	—
220,0—225,0	3,5	—	—	—	—	—	11	—	1	—	—	—	—	3	13	—
230,0—235,0	6,1	—	—	5	—	—	29	—	—	—	—	—	—	1	18	—
235,0—240,0	4,9	—	—	3	—	—	27	—	3	—	—	—	—	1	19	—
240,0—245,0	6,0	—	—	2	—	—	22	3	1	—	—	—	—	2	43	—
250,0—255,0	2,8	—	—	2	—	—	11	—	2	—	—	—	—	3	11	—
285,0—290,0	4,8	—	—	2	—	—	23	1	—	—	—	—	—	2	16	—
315,0—320,0	3,8	—	—	7	—	—	27	1	1	—	—	—	—	3	26	—
320,0—325,0	7,6	—	—	3	—	—	31	—	1	—	—	—	—	2	16	—
325,0—330,0	1,1	—	—	2	—	—	19	—	—	—	—	—	—	1	22	—
330,0—335,0	5,3	—	—	2	—	—	20	—	1	—	—	—	—	3	40	—
335,0—340,0	2,7	1	—	2	—	—	22	—	—	—	—	—	—	3	32	—
340,0—345,0	2,8	1	—	8	—	—	24	—	1	—	—	—	—	2	32	—
345,0—350,0	3,7	—	—	5	—	—	22	—	1	—	1	—	—	4	28	1
350,0—355,0	2,7	—	—	4	1	—	19	1	3	—	1	—	—	5	37	—
355,0—360,0	2,6	—	—	5	1	—	21	1	2	—	—	1	—	4	35	—
360,0—365,0	2,2	—	—	7	—	—	10	—	—	—	—	—	—	4	34	—
365,0—370,0	2,3	—	—	3	—	—	18	—	2	—	—	—	—	2	39	—

2 táblázat — Table 2

vizsgálata (0,1—0,2 mm-es frakció) (jellemző nehézasványok) (ELEK I)
 (0 1—0 2 mm fraction) (characteristic heavy minerals) (I ELEK)

ásványok (db)

zoizit	limonozit	hipersztén	augit	diopszid	tremolit	aktinolit	antofilit	zöld amfibol	oxiamfibol	glaukofán	biotit	klorit	kloritoid	limonit	pirit	pirités sz nov III	barit	karbonát	ÖSSZESEN (%)
—	—	—	—	—	1	1	—	11	2	—	4	5	—	1	4	—	—	—	100
—	—	1	—	—	1	1	2	4	—	—	—	3	—	8	3	—	1	—	100
—	—	—	—	—	1	—	3	4	—	—	2	4	—	7	2	—	—	—	100
—	—	—	—	—	2	—	3	8	—	—	2	2	—	5	1	—	1	—	100
—	—	—	—	—	—	—	3	3	—	—	—	3	—	3	1	—	—	—	100
—	—	—	—	—	—	1	1	3	—	—	—	—	—	4	1	—	—	—	100
2	—	—	—	—	—	1	2	5	1	—	sz	sz	—	4	2	—	—	—	100
2	—	—	—	—	—	—	5	4	1	—	—	1	—	4	2	—	—	—	100
—	1	—	—	—	sz	2	2	6	—	—	—	2	sz	3	3	—	—	—	100
2	—	—	—	—	—	1	1	12	—	—	2	2	—	21	5	—	—	—	100
2	1	—	—	—	—	—	1	10	—	—	2	4	—	16	8	—	—	—	100
1	—	—	—	—	—	—	2	3	—	—	3	2	—	19	8	—	—	—	100
—	—	—	—	sz	—	—	4	12	—	—	—	4	1	11	4	—	—	—	100
—	—	—	—	—	—	—	2	4	—	—	1	2	—	55	3	—	—	—	100
—	—	—	—	—	—	—	1	31	—	—	—	2	—	31	3	—	—	—	100
1	—	—	—	—	—	—	3	23	—	—	—	2	—	36	5	—	—	—	100
—	—	—	—	—	sz	—	2	11	—	—	sz	1	—	6	18	—	—	—	100
—	—	—	—	—	1	1	2	3	—	—	—	1	1	5	11	—	—	—	100
—	—	1	—	—	—	—	3	5	1	—	1	3	—	4	28	—	—	—	100
—	1	1	1	—	—	—	—	3	1	—	—	2	—	—	—	67	—	—	100
—	—	2	—	—	—	—	1	1	1	1	—	—	—	—	—	71	—	—	100
—	—	—	—	—	—	2	3	7	—	—	—	2	1	3	10	—	—	—	100
1	—	1	—	—	1	2	—	5	—	—	2	1	—	—	—	59	—	—	100
—	—	6	—	5	—	1	1	4	—	—	—	2	—	2	15	11	—	—	100
—	—	sz	—	—	—	—	1	11	—	—	—	—	—	2	26	7	—	—	100
—	—	sz	—	—	1	—	2	8	—	—	—	2	—	4	10	—	—	—	100
—	—	2	—	—	1	—	1	2	—	—	1	—	—	2	6	56	—	—	100
1	—	5	—	—	2	1	—	7	—	—	1	—	—	1	29	9	—	—	100
—	1	3	—	—	—	—	3	1	—	—	—	1	1	4	18	3	—	—	100
—	—	—	—	—	1	2	2	4	—	—	—	3	—	3	25	7	—	—	100
—	1	8	—	1	—	—	3	2	—	—	—	2	1	—	35	3	—	—	100
—	—	3	—	—	—	1	—	5	—	—	—	1	—	—	18	6	—	—	100
2	—	4	—	—	—	2	2	3	—	—	—	4	—	1	18	4	—	—	100
1	—	—	—	—	2	3	2	10	—	—	—	1	—	2	11	—	—	—	100
3	3	—	—	—	2	—	3	2	—	—	—	3	—	1	18	3	—	—	100
—	—	—	—	—	—	3	5	9	—	—	1	5	1	1	14	—	—	—	100
—	1	—	—	—	1	—	3	5	—	—	—	7	—	1	12	—	—	—	100
—	1	7	—	—	—	—	2	8	—	—	—	6	1	3	14	3	—	—	100
—	2	—	—	2	—	—	3	4	—	—	—	3	—	3	15	3	1	—	100

Mélység (m)	Nehéz															
	Súly%	kalkoprit	szfalerit	magnetit	leukoxén	rutil	gránát	cirkon	disztén	staurolit	titanit	brookit	szilimanit	turmalin	epidot	piromenit
370,0—375,0	1,3	—	—	3	—	—	13	—	1	—	—	—	—	2	31	—
375,0—380,0	3,6	—	—	4	—	—	11	—	—	—	—	—	—	5	36	—
380,0—385,0	2,6	—	—	3	—	—	21	—	1	—	—	—	—	1	37	—
385,0—390,0	2,0	—	—	—	—	—	12	—	1	—	—	—	—	3	16	—
390,0—395,0	2,9	—	—	2	—	—	12	—	1	—	—	—	—	2	11	1
430,0—435,0	5,6	—	—	6	—	—	35	—	1	—	—	—	—	2	20	1
435,0—440,0	1,5	—	—	2	—	—	18	—	1	—	—	—	—	8	47	—
440,0—445,0	1,8	—	—	6	—	—	12	—	1	—	—	—	—	4	49	—
445,0—450,0	1,3	—	—	3	2	—	36	—	—	—	1	—	—	5	25	—
450,0—455,0	1,5	1	1	5	—	—	14	—	—	—	—	—	—	3	32	—
459,0	—	—	—	2	—	—	7	—	1	—	—	—	—	4	14	—
495,0—500,0	0,8	—	—	4	—	—	16	—	—	—	—	—	—	3	37	—
500,0—505,0	0,8	—	—	6	—	—	23	1	—	—	—	—	—	2	28	—
505,0—510,0	0,8	—	—	6	—	—	13	1	—	—	—	—	—	2	36	—
520,0—525,0	0,9	—	—	8	—	—	20	—	—	—	—	—	—	3	29	—
530,0—535,0	0,4	—	—	7	1	—	27	—	1	—	—	—	2	2	16	—
540,2	—	—	—	2	1	—	57	—	—	—	1	—	—	4	8	—
545,0—550,0	1,6	—	—	12	—	—	16	—	1	sz	—	—	—	1	30	—
555,0—560,0	1,2	—	—	8	—	—	5	—	—	1	—	—	2	—	15	—

felszínig az Alföldi Losz Formációba és az Ágasegyházi Futóhomok Formációba tartozik

A szitamintákból előkerült Mollusca faunát az 1 táblázat szemlélteti. A 185—140 m mélységköz zagyanyagából sok elegendővízi terciér faj héjtoredeke került elő, ami a közeli Monori-dombság pannóniai uledékanyagából halmozódott át. A 140 m fölötti szakaszból már csak negyedidőszakú fajokat lehetett meghatározni.

Az igen gyér malakológiai anyagból két rétegtani következtetés vonható le.

I 50 m körül meleg, száraz klímára utaló, kevés kivétellel szárazföldi fajokból álló Mollusca fauna jelenik meg. Hasonló jellegű fauna a jobb malakológiai dokumentációjú fúrások alapján az idősebb pleisztocén (alsó-pleisztocén—idősebb középső-pleisztocén) végét jelenti.

2 140 m-től valószínűleg, de 195 m-től már biztosan pannóniai elegendővízi fauna található. A fúrás előrehaladtával még hosszabb időn keresztül ugyanabból a szintből való Mollusca-anyag jelentkezik a mintákban (50—110 és 195—230 m között). Különösen feltűnő ez 50—110 m között, mivel ilyen fauna — a korábbi fúrások alapján — csupán néhány m-es mélységközön belül szokott előfordulni.

2. táblázat folytatása

ásványok (db)

zoizit	kinocozit	hipersztén	angit	duppszid	tremolit	aktinolit	antofilit	rőd amfibol	oxianfibol	glaukofán	biotit	klorit	kloritód	limonit	pirit	pirites sz. növ. m	barit	karbonát	ÖSSZESEN (%)
—	3	—	—	1	—	1	5	8	—	—	—	15	—	1	14	2	—	—	100
—	3	—	—	—	2	—	3	2	—	—	—	8	1	1	22	2	—	—	100
1	—	3	—	sz	—	—	1	7	—	—	—	6	—	2	16	1	—	—	100
—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	3	—	—	52	11	—	—	100
—	1	1	—	—	1	—	—	2	—	—	—	2	1	2	50	11	—	—	100
—	—	1	—	—	—	—	2	4	—	—	—	2	1	5	20	—	—	—	100
—	—	1	—	—	2	—	1	4	—	—	—	3	—	6	7	—	—	—	100
—	1	3	—	—	2	1	3	3	—	—	—	—	—	3	12	—	—	—	100
—	—	2	—	2	1	—	—	7	—	—	—	3	—	1	11	1	—	—	100
—	—	2	—	—	1	—	4	7	—	—	—	2	1	6	20	—	—	1	100
2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	68	1	—	—	—	—	—	100
—	2	—	1	—	—	2	3	4	—	—	—	10	—	3	15	—	—	—	100
—	—	1	—	—	—	1	—	8	—	—	—	2	—	6	21	—	—	1	100
—	3	2	—	—	1	1	2	4	—	—	—	9	—	5	15	—	—	—	100
—	3	2	—	—	—	—	1	5	—	—	—	3	—	2	18	6	—	—	100
—	—	3	—	—	1	—	2	6	—	—	—	9	—	2	21	—	—	—	100
2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23	—	—	1	—	—	—	100
—	—	2	—	—	1	—	—	5	—	—	3	2	—	2	20	5	—	—	100
—	—	7	5	—	—	—	—	1	—	—	46	2	—	5	3	—	—	—	100

Anyagvizsgálatok

Mikromineralógiai vizsgálatok

Felső-pannóniai képződmények (Pl₂) (545—185 m)

Az osszlet homokrétegeinek a mikromineralógiában használatos 0,1—0,2 mm közötti frakciója mind a nehéz-, mind a könnyűásványos összetételben a jellegzetes felső-pannóniai eloszlást mutatja, sok gránáttal, epidottal, a magmintákban biotittal, ill. klorittal. A könnyen lebegő csillámok a szitamintákból azonban kimosódtak.

A korhatár közelében — 545—530 m között — ásványtani „átmeneti zóna” jelölhető ki, mely a szintjelzőként előforduló szillimanit—disztén—titánit—staurolit asszociációja a közeli vulkanit agyagzárványából vagy idősebb agyagos kőzetek lepusztulásából eredhet.

Az 525—185 m között vizsgált rétegosszlet nehézásványos összetételére az epidotos—gránátos—kloritós jelleg mellett az epigén pirit és a szenesedett növényi maradványok gyakorisága jellemző. A könnyűásványos eloszlásban uralkodó a rutil vagy leukoxén zárványos kvarc, kevés szericitesedett—kaoli-

nosodott (agygásványosodott) földpáttal, mikrografikus szerkezetű kőzet-tormelékkal, homokkő és vulkanit alapanyag maradványokkal (4, 5 ábra, 2, 3 táblázat)

Az ásványok eloszlása, eredete, alakja alapján a következő kisebb szintekre tagolható az összlet

- a) Az 525—495 m mélységköz alaphegységi eredetű amfibollal,
- b) a 455—430 m közötti szakasz a lehordási terület gránitos és homokos anyagával bővül
- c) A 395—360 m közötti szakaszban dúsulnak az áthalmazott szenesedett növényi maradványok, távolabbi területek ásványaival keveredve
- d) A 360—340 m mélységköz éles változást jelez, vulkanitos eredetű ásványokkal, továbbá távolabbi, feltehetően időszakos behordással, mely aktinolit—epidot palából vagy amfibolitból eredhet. A homokkő-toredékek alapján ezek másodlagos áthalmazódására is gondolhatunk
- e) A 340—285 m közötti szakaszban a sok biogén pirit mellett jellemzőek az ude, közeli területről származó vulkanikus eredetű hipersztének
- f) A 255—185 m közötti összletre jellemző a nagy mennyiségű pirit-szedett növényi maradvány, mely gránitos—gneisz és hiperszténandezites kőzetből származó ásványokkal keveredett

Negyedidőszakú összlet (Q_n) (185—0 m)

Változatos, fokozatosan szélesedő ásványskála jellemzi, éles, folyóvízi szemcsealakkal. A biogén pirit helyett a limonit lép előtérbe

- a) A 185—172 m közötti „átmeneti zóna” nagy pirit-tartalmú, sok vulkán eredetű ásvánnyal
- b) A 165—145 m közötti szakaszban a limonit és az amfibol dúsulása emelhető ki. Az utóbbi Dunazug-hegységi, kevés dunai eredetű ásvánnyal
- c) A 140—115 m mélységközben felerősödik a dunai jelleg. A gránitos és vulkán eredetű ásványok mellett kristályos palából eredő, illetve áthalmazott formák mutathatók ki
- d) A 95—65 m közötti összletben a limonit jelentősen csökken. A fentiek mellett zoldpala illetve aktinolit—epidot—klonitpala társulásból származó ásványok is megjelennek. A folyóvízi eredet mellett eolikus áthalmazódás, az idősebb rétegekből való kifúvás is szerepet kapott a réteg felépítésében
- e) Az 50—20 m mélységközben nagyfokú eolikus és felszínközeli mállás hatása érvényesült, mely kisebb szelekcióval járt. A szemcsék opálosak, kopottak (4, 5 ábra, 2, 3 táblázat)

Vízföldtani vizsgálatok és eredmények

A fúrás tulajdonképpen célja termálvíz feltárása volt, ezért terveztük 1000 m-esre. E cél nem valósulhatott meg, mivel már 545 m-ben miocén vulkanitot ért a fúrás. A néhány magminta és a karottázsszelvények alapján a vulkán összlet egyes szakaszai eléggé repedezettnek tűntek, így három mélységközét perforált csővel szűrőztük be és kapcsoltuk egybe hidrodinamikai kivizsgálás céljából (751,03—746,68 m, 681,98—654,50 és 597,17—561,89 m). Több napig tartó erőteljes mosatás és tisztító kompresszorozás után is maximálisan csak 16 l/p vizet szolgáltatottak e rétegek. A kifolyó víz hőfoka 37 °C volt, színe-zete erősen opálos. A víz vegyi összetételét a 2. ábra szemlélteti. Az eruptív összlet tehát vízadásra nem volt alkalmas, a furatot 545 m-ig elcementezték.

3 táblázat — Table 3

A dászentszentmiklósi K 338 sz fúrás homokanyagának
mikromineralógiai vizsgálata (0,1–0,2 mm-es frakció) (jellemző könnyűásványok)Mineral composition of sands from borehole K 338 at Dászentszentmiklós
(0.1–0.2 mm fraction) (characteristic light minerals)

Mélyseg (m)	Könnyűásványok (db)													ÖSSZESEN (%)		
	kvarc	metamorf kvarc	kalcedon	horzsakő	kőzetavag	kalkföldpát	mikroktin	allat	oligoklasz	egyéb plág	muskovit	agyagásv szem	kővetorm		dolomit	glaukolit
20,0–25,0	76	8	—	—	—	2	1	—	1	2	—	8	2	—	—	100
35,0–40,0	74	4	—	—	—	7	1	—	1	4	—	8	1	—	—	100
40,0–45,0	73	7	—	—	—	2	1	—	2	5	2	6	2	—	—	100
45,0–50,0	68	8	—	—	—	2	—	—	—	4	4	11	3	—	—	100
65,0–70,0	70	8	—	—	—	7	—	—	2	4	—	7	1	1	—	100
75,0–80,0	56	12	—	—	—	7	2	—	2	3	4	10	3	—	1	100
80,0–85,0	69	2	—	—	—	6	—	—	1	3	2	15	2	—	—	100
85,0–90,0	62	16	—	—	—	3	—	—	1	2	2	12	2	—	—	100
90,0–95,0	63	6	—	—	—	7	—	—	3	2	4	13	2	—	—	100
115,0–120,0	36	12	—	—	—	9	2	—	—	6	6	26	3	—	—	100
120,0–125,0	55	7	—	—	—	9	—	—	2	3	2	21	1	—	—	100
130,0–135,0	59	4	—	—	—	3	—	—	1	5	1	22	5	—	—	100
135,0–140,0	59	4	—	—	—	3	—	—	—	6	3	24	1	—	—	100
145,0–150,0	67	6	—	—	—	2	1	—	—	5	4	13	2	—	—	100
155,0–160,0	47	4	—	—	—	2	—	—	—	8	1	35	3	—	—	100
160,0–165,0	41	2	—	—	—	5	—	—	1	4	3	42	2	—	—	100
175,0–180,0	74	5	—	—	—	8	—	—	—	2	1	10	—	—	—	100
185,0–190,0	71	4	—	—	—	6	—	—	—	2	7	10	—	—	—	100
190,0–195,0	74	3	—	—	—	4	—	—	—	2	2	14	1	—	—	100
200,0–205,0	72	3	1	—	—	9	—	—	1	4	6	2	2	—	—	100
205,0–210,0	51	13	1	1	—	7	—	—	—	12	4	11	—	—	—	100
215,0–220,0	64	2	—	—	—	3	1	—	1	7	5	15	2	—	—	100
220,0–225,0	59	4	—	—	—	9	—	—	1	3	4	17	3	—	—	100
230,0–235,0	57	11	—	—	—	5	—	—	1	1	4	20	1	—	—	100
235,0–240,0	69	4	—	—	—	11	—	—	1	4	4	6	1	—	—	100
240,0–245,0	67	8	—	—	—	7	—	—	—	2	3	12	1	—	—	100
250,0–255,0	59	3	—	—	—	9	—	—	—	2	3	22	2	—	—	100
285,0–290,0	62	6	—	—	—	11	1	—	—	4	2	11	3	—	—	100
315,0–320,0	60	9	—	—	1	8	—	—	2	2	5	13	—	—	—	100
320,0–325,0	72	5	—	—	—	5	—	—	1	3	3	10	1	—	—	100
325,0–330,0	64	4	—	—	—	5	—	—	—	1	2	24	—	—	—	100
330,0–335,0	68	6	—	—	—	10	—	—	1	5	2	7	1	—	—	100
335,0–340,0	64	5	—	—	1	5	—	—	—	3	7	13	2	—	—	100
340,0–345,0	62	7	—	—	—	7	—	—	—	10	1	12	1	—	—	100
345,0–350,0	65	6	—	—	—	7	—	—	2	2	3	13	2	—	—	100
350,0–355,0	51	17	—	—	1	4	—	—	1	2	6	15	3	—	—	100
355,0–360,0	68	11	—	—	—	3	—	—	—	2	4	11	1	—	—	100

3. táblázat folytatása

Mélység (m)	Kőnydászványok (db)													ÖSSZESEN (%)		
	kvarec	metamorfvarec	kalcedon	horzsakő	kőzetüveg	kálföldpát	mikroklín	albit	oligoklász	egyéb plág	muszkovit	agyagásv szem	kőzettörzs		dolomit	glaukonit
360,0—365,0	63	6	2	—	—	5	—	—	2	3	3	13	3	—	—	100
365,0—370,0	58	13	—	—	—	6	—	—	—	2	3	16	2	sz	—	100
370,0—375,0	56	16	—	—	—	7	—	—	3	2	2	13	1	—	—	100
375,0—380,0	69	8	2	—	—	4	—	—	—	2	1	12	2	—	—	100
380,0—385,0	56	13	—	—	—	7	—	—	2	2	3	15	2	—	—	100
385,0—390,0	61	3	—	—	—	5	—	—	1	4	5	20	1	—	—	100
390,0—395,0	72	10	—	—	—	3	—	—	1	—	6	6	2	—	—	100
430,0—435,0	67	9	—	—	—	6	1	—	1	1	2	12	1	—	—	100
435,0—440,0	62	15	—	—	—	5	—	—	—	2	2	12	2	—	—	100
440,0—445,0	63	9	—	—	—	2	—	1	—	10	5	8	2	—	—	100
445,0—450,0	51	16	1	—	—	5	—	—	1	3	5	17	1	—	—	100
450,0—455,0	63	11	—	—	—	4	—	—	1	1	1	16	3	—	—	100
454,0	55	19	—	3	—	4	—	sz	1	4	1	12	1	—	—	100
495,0—500,0	54	20	—	—	—	10	—	—	—	3	2	10	1	—	—	100
500,0—505,0	69	10	—	—	—	5	—	—	—	2	4	10	—	—	—	100
505,0—510,0	57	11	—	—	—	8	—	1	1	2	9	11	—	—	—	100
520,0—525,0	68	4	—	—	—	5	—	—	1	2	2	17	1	—	—	100
530,0—535,0	61	5	—	—	—	11	—	—	1	1	2	17	2	—	—	100
540,2	66	8	—	—	—	3	sz	1	—	6	2	13	1	—	—	100
545,0—550,0	49	3	—	—	—	10	—	—	—	8	4	25	1	—	—	100
555,0—560,0	39	2	—	—	—	5	—	3	1	12	7	31	—	—	—	100

Elemző ELEK I. 1984

Az 508—489 és a 431—424 m mélységközben beszűrőzött és összekapcsolt felső-pannóniai apró- és finomszemű homokrétegek már jobb eredményt hoztak. A perforált szűrőcsőre 40/50-es szitaszövet került. A réteg mosatása és tisztító kompresszorozása után a vízhozam gyorsan emelkedett és teljesen letisztult. Maximálisan 550 l-t szolgáltatott percenként; kifolyó vize enyhén gázos, hőfoka 32 °C volt. Vízének vegyi összetételét a 2. ábra mutatja be. Gáz-elemzés nem történt. A felső-pannóniai összletben több beszűrődésre alkalmas réteg nincs.

A negyedidőszakú összlet — bár kitűnő vízhozamú rétegei vannak — hévíz kitermelésre nem alkalmas. A kutat 1983 novemberében a helyi Micsurin tsnak további hasznosításra átadtuk.

IRODALOM — REFERENCES

- ELEK I 1979 A kunadacsi, kerekegyházi és kecskeméti kutatófúrások mikromineralógiai vizsgálata — Földt Int Évi Jel 1977-ről 113—120
- ERDÉLYI M 1975 A magyar medence hidrodinamikája — Hídr Kozl. 55: 147—156
- FRANYÓ F 1980 Újabb felszínfejlődéstörténeti és vízföldtani eredmények a Duna—Tisza közti kutatófúrások alapján — Foldr Ért 29 409—443
- JUHÁSZ Á 1971 A Duna—Tisza köze harmadidőszaki vulkanitjai — Földt Kozl 101 1—12
- KRETZOI M — KROLOPP E 1972 Az Alföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az őslénytani adatok alapján — Foldr Ért 21 133—158
- MOLNÁR B 1965 Adatok a Duna—Tisza köze fiatal harmadidőszaki és negyedkori rétegeinek taglalásához és származásához nehézasvány összetétel alapján — Földt. Kozl 95 217—235
- PÉCSI M 1959 A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana — Foldr Monogr III Akadémiai Kiadó, Budapest
- RÓNAI A 1963 Az Alföld negyedkori rétegeinek vízföldtani vizsgálata — Hídr Kozl 43 378—391
- SUMEGHY J 1952 Földtani adatok a Duna—Tisza köze É-i részéről — Földt Int. Évi Jel 1948-ról: 85—96
- SZÉLES M 1977. A Kecskemét Ke-3 sz mélyfúrás pannóniai korú faunája — Földt Int Évi Jel 1975-ről 163—186
- URBANCSEK J 1960 Az alföldi artézi kutak fajlagos vízhozama és az abból levonható vízföldtani és ősföldrajzi következtetések — Hídr Kozl 40 398—403

GEOLOGICAL RESULTS OF BOREHOLE K 338
AT DÁNSZENTMIKLÓS

by

F FRANYÓ—I ELEK—Cs RAVASZ—E KROLOPP—M SZÉLES*

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H—1143

* Hungarian Hydrocarbon Institute Budapest, Batthyány u 45
H—1039

UDC 552.5.551.782/79(439.15)
564.551.782/79(439.15)

Key words. boreholes (Dászentmiklós K 338), sedimentary rocks, andesites, petrofabrics, molluscs (*Congeria rhomboidea*, *Congeria balatonica*), Quaternary, Miocene, Alföld (Danube—Tisza Interfluve)

Aimed at the reconnaissance of subsurface structure and thermal water, the borehole was put down in the central, Quaternary sand-covered area of the N Danube—Tisza Interfluve, at an altitude of 138 m a s l (Fig 1) The mode of drilling was rotary noncorning, except for regularly spaced intervals of the lower half of the borehole which were cored. The drilling produced several interesting results the Miocene volcanic sequence was reached already at 545 m The intersected volcanics are represented by andesites and their tuffs

that are locally fissured and weathered. Their structural setting is the same as that of intermediate volcanics discovered by boreholes in nearby or more remote parts of the basin (stratovolcano). The Lower Pannonian sequence is absent in this area, so that the Upper Pannonian rests unconformably on the volcanic sequence. Its thickness is considerably less than expected (360 m), consisting mainly of silt and clay layers. In its lower part two rather thick lignite beds are developed. The presence of Upper Pliocene (Levantian) deposits could not be detected. The Quaternary sequence is also thinner (185 m) than known previously (220 m) and it overlies with an erosional unconformity the Upper Pannonian deposits. Its bulk is constituted by small-, medium- and coarse-grained fluvial sediments, with gravelly bands in its lower one-third (Danubian alluvial fan). The sequence is interrupted by several alluvial (flood-deposited) silt layers and loess beds of eolian origin (Fig. 2).

In the light of mineralogical results the Upper Pannonian sedimentary sequence seems to have been accumulated in a basin that was getting progressively landlocked and invaded by swamps, a process of which large-scale pyritization was concomitant. The source for this sedimentation seems to have been located in the basement and its neighbourhood. The mineralogical spectrum of the Quaternary sequence is more diversified, being typical of the "Danube Riverine". In its lower half sharp-edged fluvial grains are characteristic, from 90 m upwards a gradual increase of eolian influence can be felt (Figs. 4, 5, Plates II, III).

From the point of view of water recovery, the volcanic sequence is almost completely unproductive, the low amount of formation water available has a high dissolved solids content. The water discharge of the fine- and small-grained Upper Pannonian deposits is already acceptable. The Quaternary sequence was not tested (Figs. 2, 3).

A KESZTHELYI-HEGYSÉG ÉNY-I ELŐTERÉBEN VÉGZETT BAUXIT-ELŐKUTATÁS FOLDTANI EREDMÉNYEI

JOCHÁNÉ EDELENYI EMÓKE

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

ETO 553 492 1(234 373 1/ 2)

T a r g y s z a v a k ősfoldrajzi modell, szerkezetföldtan, uledekathalmozás, bioklasztit, bauxit, olajpala, mezozoikum, paleogén, Dunántúli-kozéphegység (Keszthelyi-hegység)

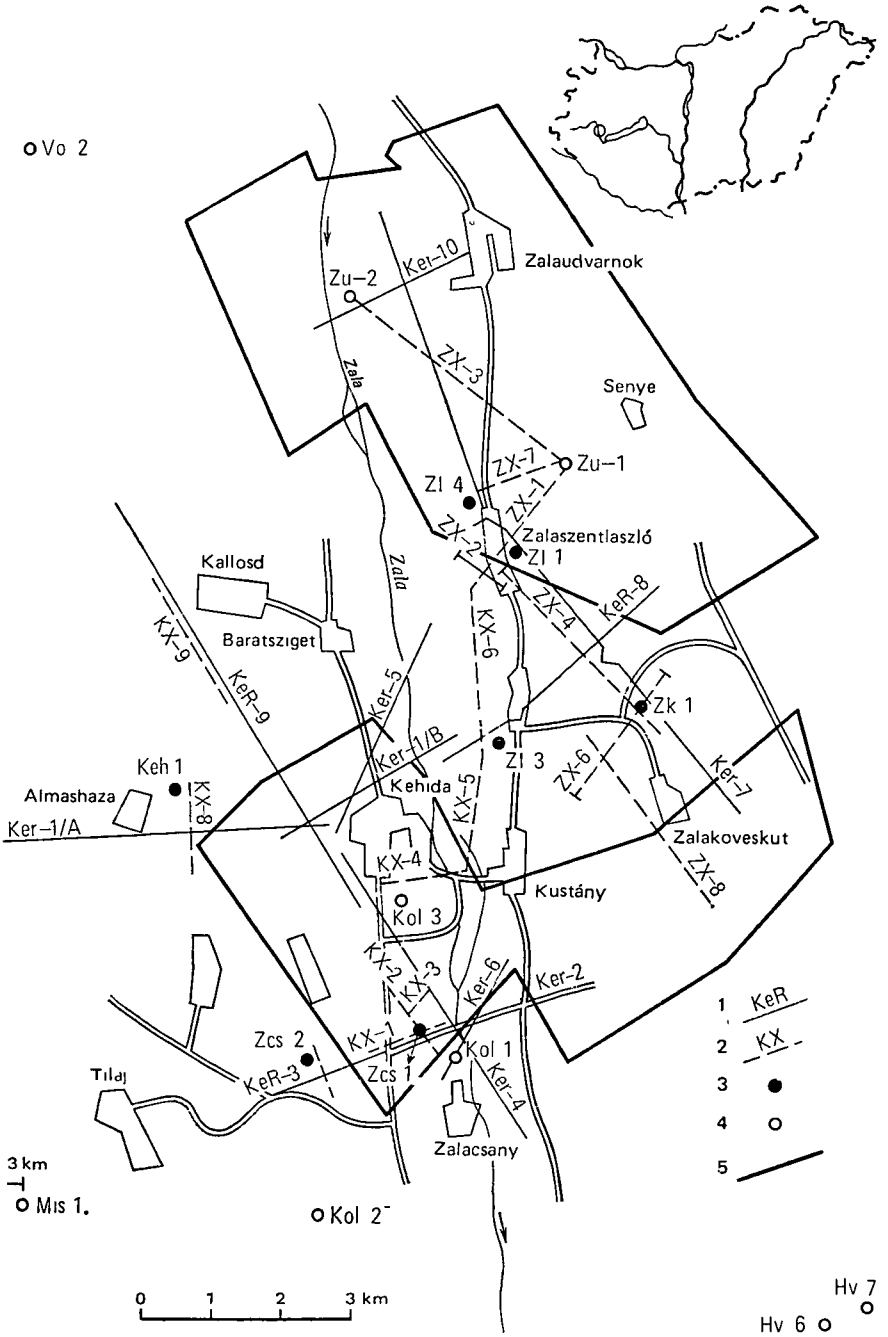
A MÁFI Elvi Módszertani Prognózis osztálya az itt folyó bauxit-prognosztikai és előkutatási tevékenység keretében kezdte meg a Keszthelyi-hegység ÉNy-i előterének kutatását. A program során het mélyfúrast mélyítettünk le. A kapott információk alapján a terület Ny-i és középső része bauxitföldtanilag nem bizonyult perspektivikusnak, a K-i sav továbbkutatásra érdemes. A kutatás ugyanakkor jelentősen előbbre vitte a földtani ismeretesseget korábban a területen egyáltalán nem, vagy csak kevesse ismert felső-triasz és felső-kréta képződményeket ismertünk meg, újabb adatokat kaptunk a szénhidrogén-perspektívák megítéléséhez és a zalai lignit-előfordulásokról, pontosítani tudtuk a szerkezetföldtani képet és levegyes vízföldtani ismereteket szereztünk a Hévízi-tó környezeteről.

A MÁFI Elvi Módszertani Prognózis osztálya 1981-ben elkészítette „A Dunántúli-kozéphegység DNy-i részének bauxit prognózisa és javaslat az előkutatás első fázisára” c. tanulmányt. E munka, a földtani analógia alapján előkutatásra érdemes területként jelölte ki a Keszthelyi-hegység Ny-i előterét és Zalaudvarnok környékét (1. ábra), mint a középhegységi irányok (fácies tendenciák) alapján a halimbai és a csabrendek — nyirádi terület csapásirányú folytatását.

A Keszthelyi-hegység Ny-i előterében földolomit-neogén kombináció, valamint szenon és/vagy eocén képződmények denudációs roncsai voltak valószínűsíthetők 40—100 m tengerszint alatti mélységben. Zalaudvarnok környékén a Kosson Formáció — szenon képződmények kombinációja, valamint az Ugodi Mészke — neogén (esetleg eocén) kombináció volt valószínűsíthető —100—300 m, illetve —100 m koruli térszín helyzetben.

A terület bauxitföldtani kutatása 1981-ben kezdődött meg a bauxit-prognosztikai és előkutatási program keretében. Az előkutatás során a geofizikai mérések szelvényvonalainak, illetve a fúrások helyének kitűzésében végig szorosán együttműködtünk az Eötvös Loránd Geofizikai Intézettel.

Az előkutatási fázis lezárásaként összefoglaló jelentés készült, a lemélyített fúrások anyagvizsgálatáról ELEK I., GÓCZÁN F., SIEGL K.-NÉ, MÓRÁNÉ CZABALAY L. onálló jelentéseket is készített, melyek eredményeit természetesen munkánkba beépítettük.



Az előkutatás során folytatott geofizikai és fúrási tevékenység

Az előkutatást megelőzően a területről igen kevés adat állt rendelkezésre (1 ábra) Geofizikai adatokat az 1 25 000 méretarányban rendelkezésre álló gravitációs térképen kívül csak az 1958-ban mért, a területet átszelő, és az 1977-ben a terület DK-i sarkán mért néhány szeizmikus refrakciós szelvényvonal szolgáltatott. Néhány szénhidrogén-kutató mélyfúrás is lemélyült korábban a területen Zalaudvarnok környékén (Zu-1, -2), illetve Kehida korzetében (Kd-1, -2, -3). Ezen kívül két vízkutató fúrást is mélyítettek Kehidakuszttyánban, ezek azonban kevés információt szolgáltatottak, az alaphegységet is csupán az egyik érte el.

Az előkutatási tevékenységet 1981-ben kezdtük az ELGI által végzett, a korábbi gravitációs felvétel pontosítását célzó mérésekkel. Ezek némileg módosították a korábbi gravitációs képet. A mérések alapján két gravitációs maximum — a zalaudvarnoki és a kehidai — korvonalazódott. Ezt követően az ELGI szeizmikus reflexiós méréseket végzett, amelyek viszont a nagy vastagságú pannóniai képződménysor miatt nem hoztak értékelhető eredményeket. Ezért áttértünk a szeizmikus refrakciós mérésekre (1 ábra). E szelvények alapján jelöltük ki a fúráspon-telepítésre alkalmas korzeteket, majd ezeken belül geoelektromos mérésekkel készítettük elő a fúrási tervpontokat.

A geofizikai előkészítés után 1982-ben kezdtük el a fúrásos kutatást a Zalacszentlászló Zl 1 sz fúrás mélyítésével. A fúrások kivitelezését kezdetben a Nógrádi Szénbányák Kulfejtési Üzeme, majd a Mecseki Ércbányák Vállalat végezte.

A Zl 1 sz fúrás (2 ábra) a területen addig ismeretlen, medencebelseji szenon képződményeket tárt fel. Ennek alapján a kutatást kiterjesztettük a két maximum közötti területre is, mivel feltételeztük, hogy az itt korvonalazódott gravitációs minimumsávot nem a triász aljzat mélységének növekedése, hanem a szenon képződmények peltesebb kifejlődése eredményezi. E feltételezésünk helyességét a Zl 3 sz fúrás bizonyította (1, 2 ábra). A szenon képződmények déli elterjedési határvonalának helyét a Zalakoveskút Zk 1 sz fúrás alapján pontosítottuk.

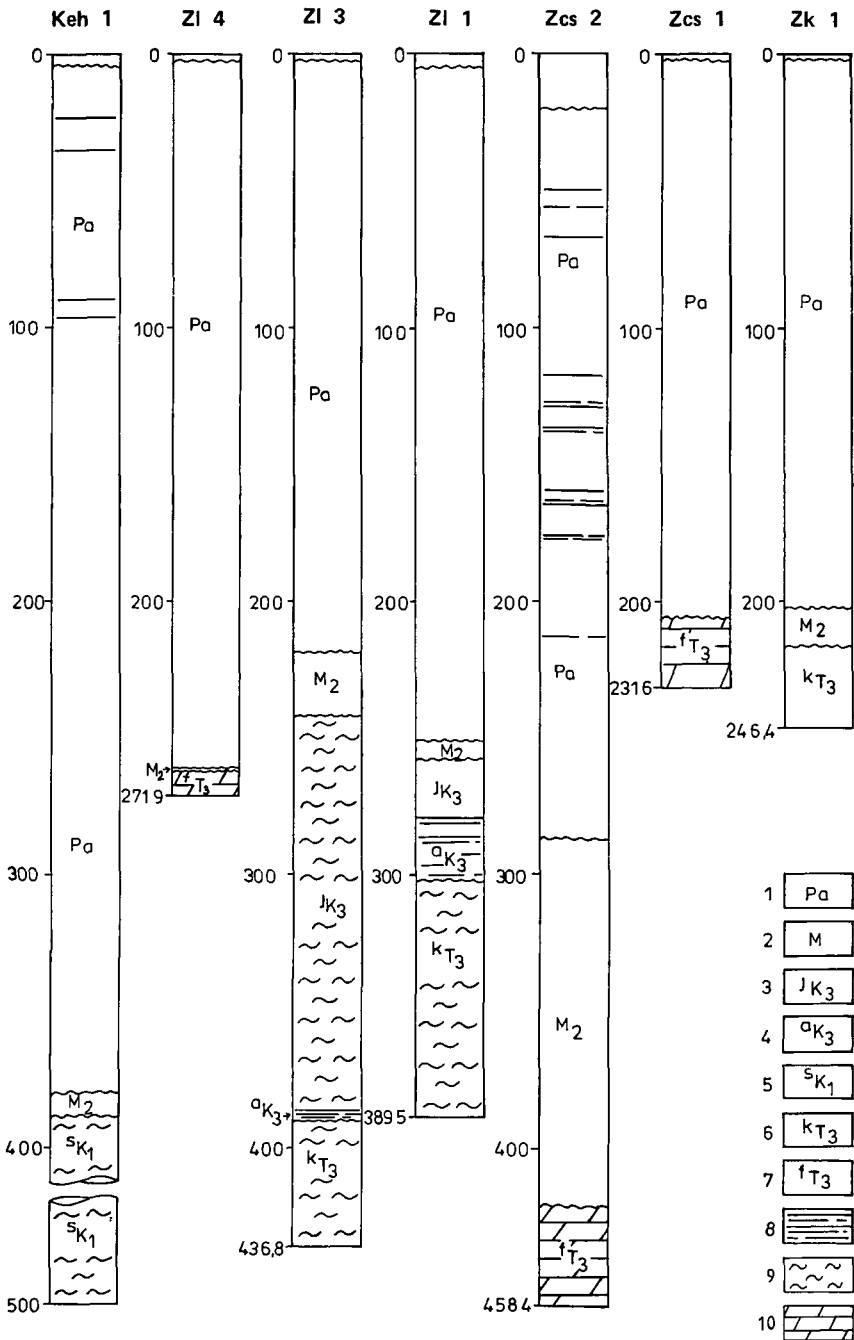
A zalaudvarnoki maximum É-i részén mélyült Zl 4 sz fúrás szenon képződményeket nem harántolt. A kehidai maximum képződményeinek megismerését célozták a Zalacsány Zcs, 1 és 2 sz mélyfúrások, az ettől É-ra húzódó minimum földtani felépítéséről pedig a Kehidakuszttyán Keh 1. sz fúrás szolgáltatott információkat (1, 2 ábra).

1 ábra A bauxit-előkutatás során végzett fúrások és geofizikai mérések

1 Szeizmikus szelvény nyomvonala, 2 elektromágneses szelvény nyomvonala, 3 az előkutatási programban mélyült fúrás, 4 egyéb fúrás, 5 az előkutatási programban kutatásra javasolt terület

Fig 1 Drilling and geophysical measurements carried out in the course of bauxite prospecting

1 Seismic profile line, 2 electromagnetic profile line, 3 borehole put down under the prospecting project, 4 other boreholes, 5 area designated in the prospecting project



Az elő kutatási terület földtani felépítése

Az idősebb mezozoós képződményeket az elő kutatási terület csaknem egészén 20—35°-os dőlésű felső-triász — a Kossen és a Fődolomit Formációba tartozó — kőzetek képviselik (3 ábra) A Fődolomit Formáció fekéjében települő, a Veszprémi Márga Formációba tartozó ooidos mészkő, mészmárga, mészkő kőzeteket csak a korábban mélyült Kd-3 jelű szénhidrogén-kutató fúrás tárta fel A Fődolomit Formáció vastagsága e fúrásban meghaladta a 2000 m-t, valószínűleg a rétegsorban tektonikus ismétlődés is előfordult Az egység ciklikus felépítésű, sotétszurke, szurke dolomit kőzettípusokból áll Igen gyakoriak a lemezes-laminált szerkezetű algaszőnyeg fáciesű (Lofér ciklus B tagja) rétegek, illetve vastagpados, finomkristályos, afanerites szakaszok (C tag), melyekben helyenként jelentős mennyiségben fordulnak elő több cm nagyságú, elsősorban kioldódott Mollusca kőbelek helyén képződött uregek Igen ritkán a ciklus autigénbreccsás A tagja is megjelenik a rétegsorokban A nóri korú képződményben a későbbi hévizes tevékenység uregeket oldott, és az uregekben gyakoriak a piritkiválások A képződmény hidrogeológiai szempontból is jelentős a Zcs 2 sz fúrásban 46—56 l/perc mennyiségű 47—56 °C-os, a Zcs 1 sz fúrásban 32—36 l/perc melegvizet adott Ez utóbbi fúrást vízmegfigyelő kúttá képeztük ki

A Kossen Formáció igen figyelemreméltó kifejlődésű a területen Sotétszurke, fekete színű, mikrorétegzett, laminált, leveles elválású agyagmárga, illetve aleurolit, márga és mészmárga váltakozásából épül fel Alsó részén, a Fődolomit Formáció felé átmenetet mutató szakaszon egyre gyakrabban települnek közbe egyre vastagabb, nagyobb karbonáttartalmú rétegek Az agyagosabb kőzetek réteglapján és elválási felszínén tomegesen jelennek meg algamaradványok, a karbonátosabb kőzetek repedéseiben pedig beszáradt bitumen nyomok észlelhetők GÓCZÁN F palynológiai vizsgálata során megállapította, hogy a kőzet sporomorphái változó bontottságúak, s a Classopollis csoport nóri emeletre jellemző alakjai fordulnak elő az egység jelentős részén, csupán a felső néhány méterben jelenik meg a rhaetire jellemző ősmaradvány-együttes Értékelése szerint a kőzet szervesanyag-tartalmának 80%-át erősen bontott, magas érettségi fokú algamaradványok alkotják Az egykori lefűződött tengeri lagúnában leülepedett képződmény ülepedés utáni biodegradáción esett át Véleménye szerint a kőzet tipikus szénhidrogén anyakőzet, jelenleg a könnyű benzín migrációjának állapotában van A szerves geokémiai vizsgálatok szerint a szerves anyag érettsége csak barnakőszén állapotú, GÓCZÁN F szerint ez az adat valószínűleg a kőzetben elég jelentős mennyiségben előfor-

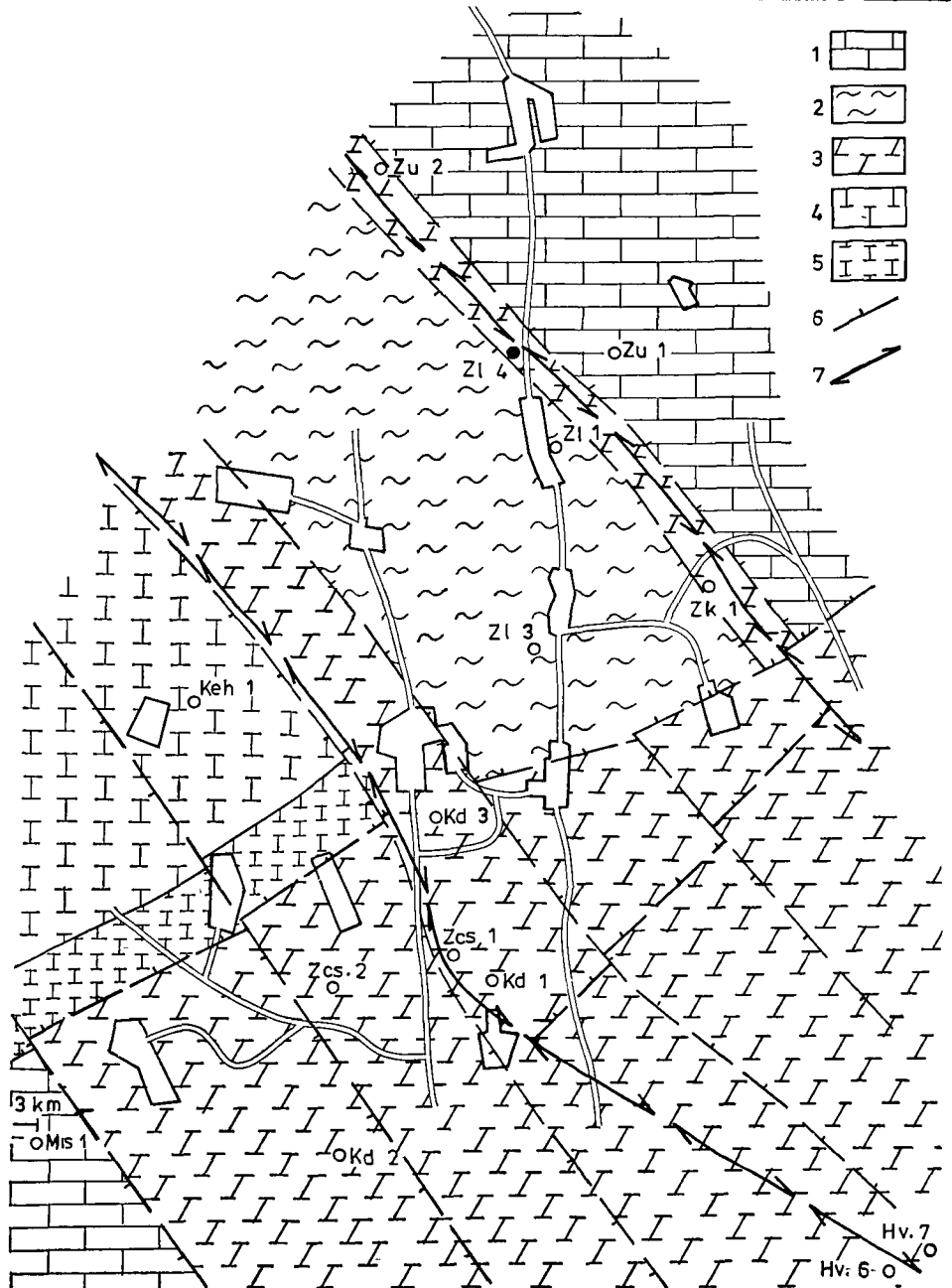
←

2 ábra Az elő kutatási program keretében mélyült mélyfúrások vázlatos rétegsora

1 Pannoni képződmények, 2 badeni képződmények, 3 felső-kréta képződmények (Jákói Márga F), 4 felső-kréta képződmények (Ajka Koszen F), 5 alsó kréta képződmények (Sumegi Márga F), 6 felső-triász képződmények (Kossen F), 7 felső-triász képződmények (Fődolomit F), 8 pannoni lignit, ill felső kréta koszen, 9 márga, 10 dolomit

Fig 2 Sketch of the rock sequence cut by the boreholes put down under the prospecting project

1 Pannonian deposits, 2 Badenian deposits, 3 Upper Cretaceous deposits (Jáko Marl Fm), 4 Upper Cretaceous deposits (Ajka Coal Fm), 5 Lower Cretaceous deposits (Sumeg Marl Fm), 6 Upper Triassic deposits (Kossen Fm), 7 Upper Triassic deposits (Hauptdolomit Fm), 8 Pannonian lignite and Upper Cretaceous coal, respectively, 9 marl, 10 dolomite



3 ábra A mezozoós felszín fedetlen földtani térképe

1 Peremi kifejlődésű felső-kréta képződmények (Ugodi Mészkö F), 2 medencebelső felső kréta képződmények (Jákói Márga és Ajka Kőszén F), 3 felső-triász képződmények, 4 alsó-kréta képződmények (Sümei Márga F), 5 jura képződmények, 6 veto, 7 horizontális elmozdulás

Fig 3. Geological map of the Mesozoic surface (without Cenozoic)

1 Upper Cretaceous deposits of marginal facies (Ugod Limestone Fm), 2 Upper Cretaceous deposits of basin facies (Jákó Marl Fm. and Ajka Coal Fm), 3 Upper Triassic deposits, 4 Lower Cretaceous deposits (Sümei Marl Fm), 5 Jurassic deposits, 6 veto, 7 transcurrent fault

duló szenesedett növényi maradványokra vonatkozik. A terület Ny-i részének É-i felén bizonyítottan alsó-kréta (Keh. 1 sz. fúrás), ettől D-re keskeny sávban valószínűleg jurai kőzetek települnek az aljzatban (3. ábra).

Az alsó-kréta Sumegi Márga Formáció a Sumeg környékén ismerttel megegyező kifejlődésű, néhány száz méter vastagságú, homogén, zoldesszürke, szürke, erősen bioturbált aleurolit és mészmárga kőzetekből épül fel. A felső-kréta képződmények — mint a korábbiakban már említettük — két eltérő kifejlődési zónát képviselnek (2, 4. ábra).

Zalaudvarnok környékén 300 m vastagságban az Ugodi Mészke bioklasztit kőzetei fejlődtek ki néhány méter vastagságú bázisrétegek fölött. A Zalaszentlászló környékén mélyült fúrások szenon rétegsorát viszont medencebelseji képződmények, a területen korábban nem ismert Ajkai Kőszén Formáció, valamint a fedőjében települő Jákói Márga kőzetei építik fel. Az Ajkai Kőszén Formáció 20—25 m vastagságú, felső részén több — pár dm—0,8 m vastagságú —, maximálisan 11 187 kJ/kg fűtőértékű kőszénsárvot tartalmaz. Meddőjében agyagmárga, márga, mészmárga kőzetek települnek.

A felső-kréta rétegsor bázisán néhány méter vastagságban tarka és szürke agyag, agyagmárga, illetve homok, kavics rétegek vannak. Hasonló kőzetek az Ajkai Kőszén Formáció középső részén is megfigyelhetők 5—8 m vastagságú kőzetelepedéseként. Az Ajkai Kőszén Formáció fedőjében a sekélytengeri neritikus Jákói Márga márgás kőzetei települnek maximálisan 120 m-es ismert vastagságban. Az egység alján 10—24 m vastagságban a korallós—molluscás Csingervölgyi Tagozat fejlődött ki.

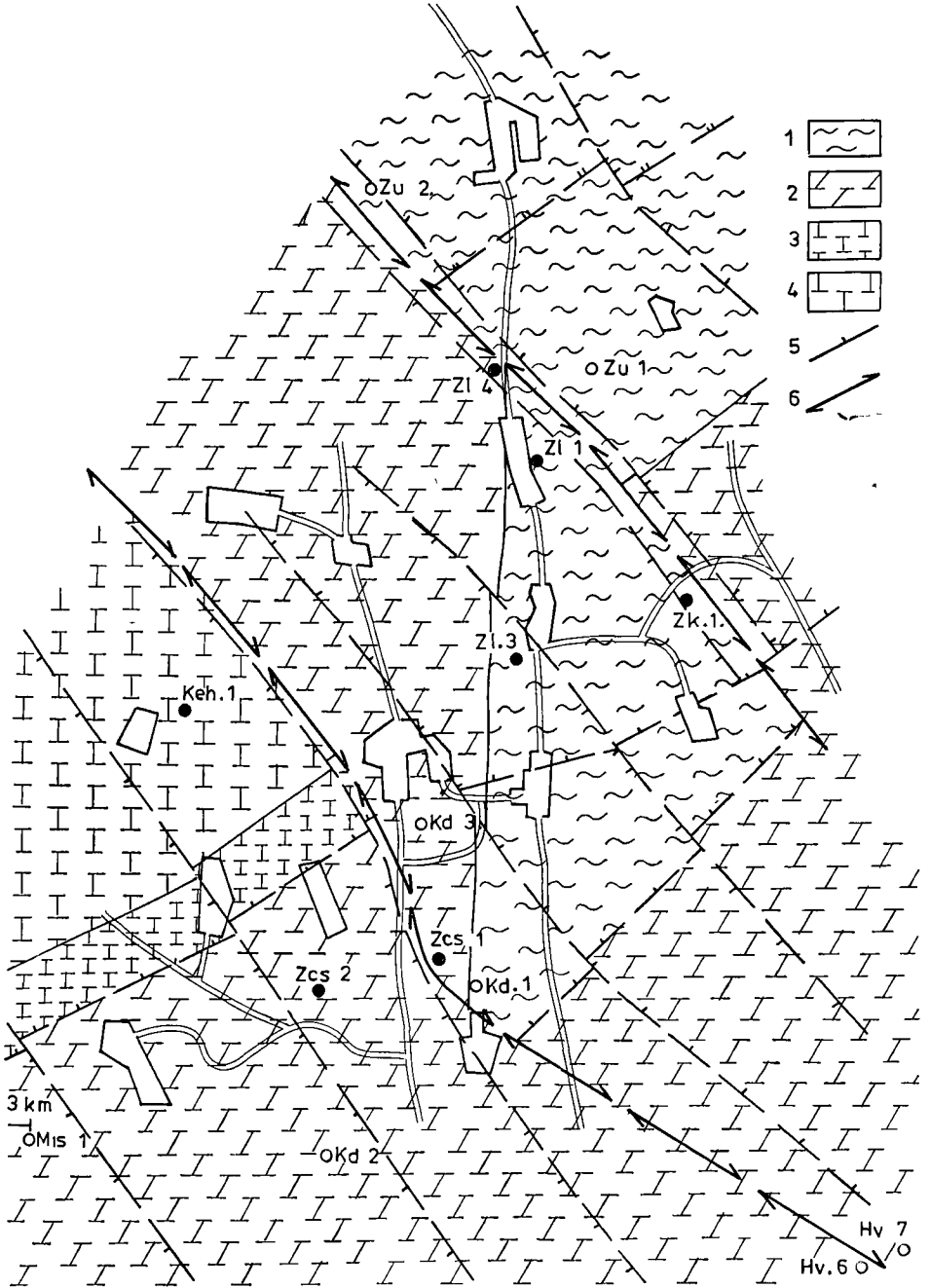
A miocén—bádeni képződmények a terület ÉNy-i részén általános elterjedésűek. Vastagságuk csupán néhány vagy néhányszor tíz méter (3. ábra), s uralkodóan a Fertőrákosi Mészke bioklasztit rétegeiből állnak. Csupán helyenként, az alsó szakaszon és a közvetlen bázison fordulnak elő néhány dm, ill. m vastag tarka agyagmárga, márga betelepülések.

Bauxitföldtani szempontból figyelemreméltó szelvényt tárt fel a Zl 3 sz. fúrás. A miocén rétegsor alsó részén települő voros agyag szövetű makroszkóposan degradált bauxitra emlékeztetett, s a bázison települő 0,2 m vastag rétegben nagy mennyiségű pizoid fordult elő. A kémiai elemzés alapján azonban ezek a kőzetek csak kevés Al_2O_3 -t és sok SiO_2 -t tartalmaznak, s az ásványtani vizsgálatok bauxitásványt nem mutattak ki.

A pannóniai képződmények általános elterjedésűek, több száz méter vastagságúak, a bázisuk 120—150 m-rel a tengerszint alatt fekszik. A finomtormelések—peltes—karbonátos kőzetekből felépülő rétegsor ciklusos felépítésű, faunaszegény, csupán néhány *Congeria cžžeki*-t, *Congeria zagrabensis*-t és *Limnocardium* példányokat tartalmaz. A terület Ny-i részén néhány, Ny—DNy felé növekvő számú, 0,05—0,30 m vastag ligntsárvot, ill. -réteget ismerünk meg. A rétegsor bázisán helyenként néhány méter vastagságú faunadús édesvízi mészkő rétegek is előfordulnak, a közvetlen bázison pedig néhány dm vastagságban kavics, konglomerátum rétegek települnek.

Bauxitföldtani értékelés

Ma ismereteink szerint a dunántúli-kozéphegységi tektono—faciális zóna bauxitjai lateritüledékeknek, illetve lateritbauxitoknak karsztos térszínre való áttelepítődése, majd karsztos csapdáknál való felhalmozódása és bauxitoso-



4 ábra A felső-kréta képződmények alatti felszín fedetlen földtani térképe

1 Kosseni F, 2 Fődolomit F, 3 jura képződmények, 4 Sumegi Márga F, 5 veto, 6 horizontális elmozdulás
 Fig 4 Geological map of the pre-Upper Cretaceous surface (with the younger deposits peeled off)

1 Kossen Fm, 2 Hauptdolomit Fm, 3 Jurassic deposits, 4 Sumeg Marl Fm, 5 normal fault, 6 transcurrent fault

dása során képződtek Megőrződésüket fedő uledékeiknek — lassú transzgressziós folyamatok termékeinek — a bauxitképződést rövidesen követő lerakódása biztosította A felhalmozódott és a korábban változó mértékben bauxitosodott uledékek helyszínen történő további bauxitosodására alkalmas körülmények a középső- és a felső-kréta, valamint az alsó—középső-eocén transzgressziós ciklus kezdetén alakultak ki a dunántúli-kozéphegységi zónában Területünkön elsődleges bauxituledékek lerakódására és megőrződésére először a felső-krétában volt lehetőség A dunántúli-kozéphegységi szenon uledékciklus elemzése során kirajzolódott az ÉK—DNy-i csapású szenon uledékgyűjtő morfológiai képe Eszerint az uledékgyűjtő medencében a csapásiránnyal megegyező irányú és többé-kevésbé egybefüggő, kiemelkedő, illetve mélyebb helyzetű, 5—15 km széles terület egységek váltakoznak Az uledékképződés természetesen a mélyebb területrészekben indult meg, medencebelseji kifejlődésű képződmények lerakódásával A kiemeltebb sávokat, az uledékgyűjtő határát jelentő medenceperemi platókhöz hasonlóan, csak később érte el a transzgresszió, s ezeken a területeken a medencebelseji képződményeknél némileg fiatalabb és eltérő kifejlődésű kőzetek képződtek Felső-kréta bauxitelőfordulásaink az egykori uledékgyűjtő peremén, elsősorban déli peremén alakultak ki, csaknem egybefüggő sávot alkotva A medencebelseji kiemelkedő zónák területén érdemi bauxitelőfordulásra nincs adat

Az előkutatás egyik lényeges feladata volt a zalaudvarnokai, egykor kiemeltebb térszínű terület rész ősfoldrajzi helyzetének vizsgálata A korábban rendelkezésre állt néhány adat alapján feltételezhető volt, hogy a terület rész a Sumeg környékén jól rekonstruálható medenceperemi terület csapásirányú folytatását képezi Lényeges új adat volt a Zl 1 sz fúrással megismert medencebelseji kifejlődés, amely felvetette azt a lehetőséget, hogy az Ajkai-medencének megfelelő területrésszel állunk szemben

A délebbre mélyült Zl 3 sz fúrás azonban nem nagy vastagságú, típusos kifejlődésű Ajkai Formációt harántolt — ami ebben az esetben várható lenne —, hanem a jellegzetes medencebelseji képződménysor felé átmenetet mutató rétegsort A két fúrás közzétartalmú rétegsorának kifejlődése, valamint faunaösszetétele egykori mély uledékgyűjtőre utal, melynek É-i partvonala viszonylag közeli helyzetű lehetett Ezek alapján a zalaszentlászlói terület rész nem az egykori uledékgyűjtő déli peremi sávját képviselő sumeg—csabrendeki területtel, hanem a mélymedence É-i oldalával párhuzamosítható, e terület egységnek két horizontális elmozdulási vonal között 6—7 km-rel délebbre tolódott, 6—6,5 km szélességű sávját képviseli (3 ábra) E feltevésünket a felső-kréta képződmények fekvőjében települő idősebb mezozoos képződmények elrendeződése is alátámasztja Ez a szerkezeti—kifejlődési helyzet azt valószínűsíti, hogy területünk e középső sávjában a felső-krétában bauxitfelhalmozódás nem történt Jelentősebb mennyiségű bauxit felhalmozódására csupán az egykori medenceperemen, vagyis területünk Ny-i és K-i részén, valamint a középső terület rész délebbi részén volt lehetőség a felső-krétában A Ny-i terület részről, valamint a délebbre eső területekről azonban a felső-kréta képződmények teljesen lepusztultak, az egykori lehetséges bauxitelőfordulások is felszínre kerültek és szintén lepusztulhattak vagy áthalmozódhattak A K-i terület részén feltehetően adottak voltak a bauxitfelhalmozódás feltételei, így e terület részt, különösen annak déli részét a további előkutatásból nem tartom kizárhatónak, különös tekintettel arra, hogy a terület közvetlen ÉK-i folytatását képező nagygorbói sullyedék déli, még nem túl nagy mély-

ségre sullyedt sávja is előkutatásra érdemes területnek minősül, így közös előkutatásuk megvalósítható

Az eocén kezdetén a felső-kréta képződmények lepusztulása következtében esetleg felszínre került bauxitos uledékek áthalmozódásuk után eredeti felhalmozódási helyük közelében ismét leulepedhettek és tovább bauxitosodhattak, mivel ekkor még a bauxitosodáshoz megfelelő klimatikus feltételek álltak fenn. Megőrződésüket a fedőjukben települő eocén képződmények biztosíthatták. Területünkön azonban eocén képződmények nem ismertek, így a bázisukhoz kapcsolódó eocén bauxitszint e területen való megléte nem valószínű.

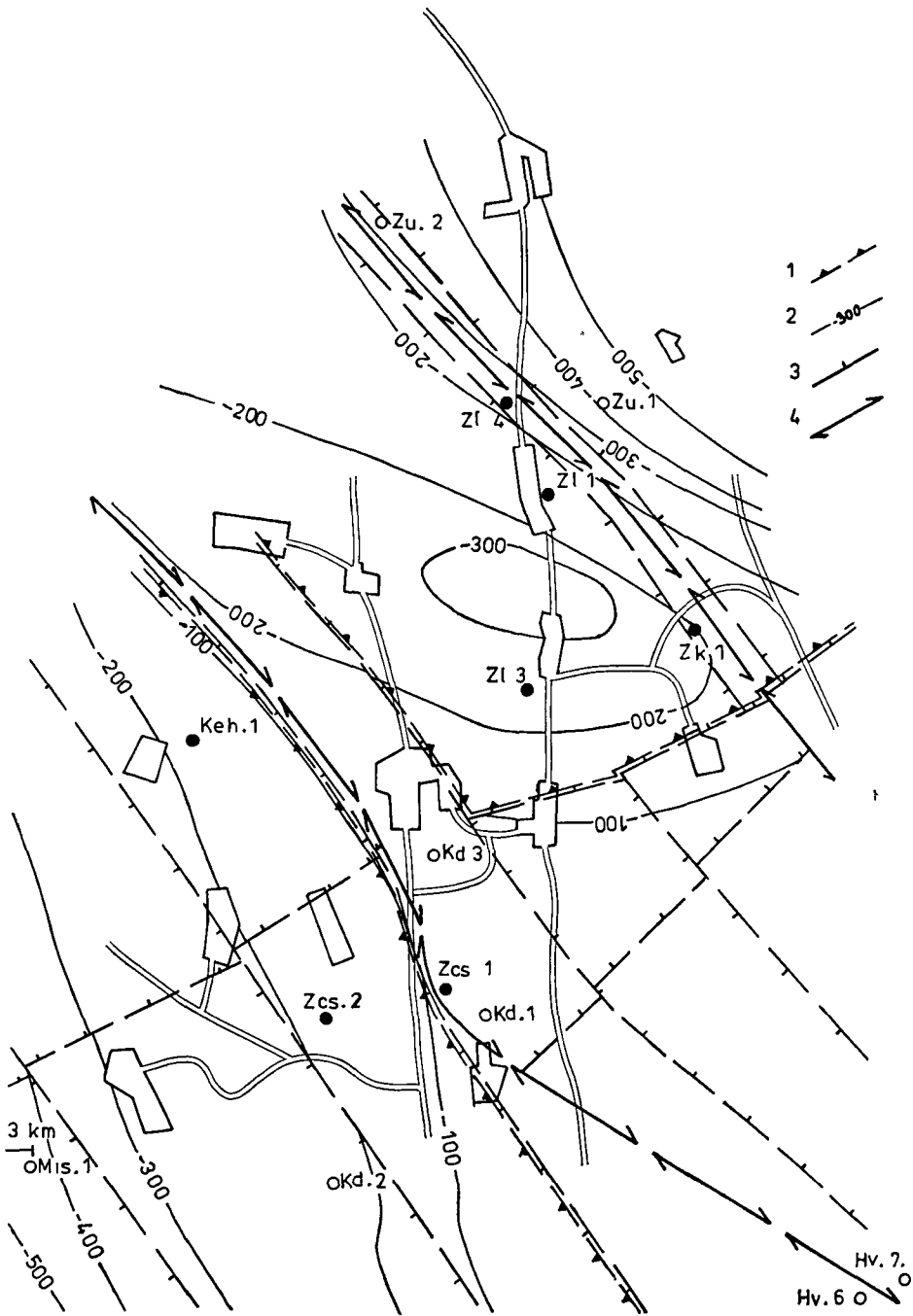
Újabb jelentős lepusztulás ment végbe a területen a miocén kezdetén. Ennek során bauxitos uledékek is halmozódhattak át a Z1 3 sz. fúrásban megjelenő bauxitos eredetű pizoidok tanúsága szerint. Nagyobb mennyiségű bauxit áttelepítődésére, majd újbóli felhalmozódására — az előzőekből következően — elsősorban a terület K-i részén volt lehetőség, de ekkor a bauxitosodási folyamatok lejátszódásához szükséges klimatikus feltételek már megszűntek, ami az áttelepítődés során minőségromlást tesz valószínűvé.

Igen jelentős lepusztulás ment végbe a pannóniai képződmények lerakódását megelőzően, amit e képződmények kiegyengetett aljzata jelez a területen. E tény természetesen a terület bauxitföldtani értékét tovább csökkenti, hiszen az erős letarolás a miocén kezdetén esetleg áttelepítődött bauxitos uledékeket is lepusztíthatta.

Szerkezetföldtani következtetések

A területen három, egymástól ÉNy—DK-i irányú tektonikai vonalakkal elhatárolódó szerkezetföldtani egység különül el (3, 4. ábra). A Ny-i és a K-i területegység a középhegységi szinklinális szerkezet központi és déli peremének folytatása. A Ny-i részen a központi sáv fiatalabb mezozoos képződményeket is tartalmaz, s a távolabbi zalai területekről korábban már jól ismert szinklinális szerkezethez jelent kapcsolatot. A K-i rész erősebben lepusztult, mai ismereteink szerint a központi sáv legfiatalabb képződménye itt a preszenon aljzatban a Kossen Formáció. A középső területegység a szinklinális É-i szárnyának felel meg, amely két horizontális elmozdulási vonal mentén kb. 5—7 km-rel délebbre toldott. E modell magyarázatot ad a K-i és a középső területrészt elterő kifejlődésű — az egykori medencebelsőben, illetve medenceperemen képződött — felső-kréta képződménysor egymás mellett való megjelenésére, valamint a tágabb környezetben a Keszthelyi-hegység DK-i oldalán jelentkező csapásváltozásra, illetve a középső- és alsó-triász képződmények ott észlelhető délebbre toldására is.

A felső-kréta képződmények jelenlegi elterjedését és vastagságát fiatal vetők határozzák meg. A legjelentősebb lepusztítás a területen valószínűleg a középső-miocén kezdetén, valamint a pannóniai képződménysor lerakódása előtt ment végbe (5. ábra). Valószínűleg a középső-miocént megelőzően jött létre a középső részt délre toló két horizontális elmozdulási vonal is, mivel a középső-miocén képződmények egységes kifejeződése már kizárja a későbbi elmozdulás lehetőségét.



5 ábra A mezozóos felszín tengerszínhez viszonyított helyzete

1 A miocén elterjedés határa, 2 a felső-kréta aljzat tengerszínhez viszonyított helyzete, 3 vető,
4 horizontális elmozdulás

Fig 5 Position of the Mesozoic surface relative to sea level

1 Extension of the Miocene deposits, 2 position of Upper Cretaceous substratum relative to sea level,
3 normal fault, 4 transcurrent fault

Az előkutatás nyersanyagprognosztikai eredményei

A kutatás néhány gyakorlati szempontból is jelentős képződménnyel kapcsolatos jelentős ismeretbővülést is eredményezett. A felső-triász Kosseni Formáció kiemelkedően magas szervesanyag-tartalma szénhidrogén-prognosztikai szempontból lényeges. Valószínűleg jelentős az ilyen kifejlődésű kőzetek anyagközet szerepe a zalai szénhidrogén-előfordulásoknál. Területünkön való megléte pedig a nagygorbói mélyzőna közvetlen közelsége, s az ott minden valószínűség szerint előforduló, jó tárolóközetként ismert Ugodi Mészke Formáció szempontjából figyelemreméltó. Az egység kőzeteinek másik jelentős tulajdonsága, hogy a DTA vizsgálattal meghatározott szerves anyag mennyisége meghaladja az 5%-ot, így a hazai gyakorlat alapján a kőzet olajpalának minősül, s a Keszthelyi-hegység környezetében, ahol e képződmények csak vékony fedőrétegekkel borítottak, a mezőgazdaság számára jelenthetnek értékes talajjavító anyagot.

A felső-kréta Ajkai Kőszén Formációt feltárt két mélyfúrásban a kőszenes rétegek maximális vastagsága és fűtőértéke csupán megközelíti a számbavételi alsó határt. Az egység kifejlődési jellegei, minőségi jellemzői alapján megállapítható, hogy e területen a kőszénképződés számára kedvező feltételek csak rovid ideig álltak fenn, a kőszénláp környezetet igen gyorsan, viszonylag nagyobb vízmélységű tengeri környezetet váltotta fel.

A pannóniai képződménysor lignitrétegei a területen nem jelentősek, de megállapítható, hogy e rétegek gyakorisága és vastagsága DNy felé növekedik, ami jelzi, hogy abban az irányban várható — esetleg ipari jelentőséggel is bíró — vastagabb telep megléte (1, 2 ábra).

A kutatás a nyirádi vízszintsüllyesztés következtében veszélyeztetetté vált Hévízi-tó vízföldtani környezetéről is lényeges új információkat szolgáltatott.

IRODALOM — REFERENCES

- BOHN P 1979 A Keszthelyi-hegység regionális földtana — Geol Hung ser Geol 19
- DUBAY L 1962 Az É-Zalai medence fejlődéstörténete a kőolajkutatások tükrében — Földt Kozl 92 15—39
- HAAS J 1981 A Dunántúli-középhegység DNy-i részének bauxitprognózisa és javaslat az előkutatás első fázisára — Földt Int Adattár Ter 9868, kézirat
- HAAS J — JOCHANÉ EDELÉNYI E 1979 A dunántúli középhegységi felső-kréta üledék-ciklus ösföldrajzi elemzése — Földt Int Évi Jel 1977-ről 217—224
- JÁMBOR Á — SOLTÍ G 1976 A Balatonfelvidéken és a Kemenesháton felkutatott felső-pannóniai olajpala-előfordulás földtani viszonyai — Földt Int Évi Jel 1974-ről 193—220
- JOCHANÉ EDELÉNYI E — SZORÉNYI Z 1985 Jelentés a Keszthelyi-hegység ÉNy-i előterében végzett bauxit előkutatásról — Földt Int Adattár Ter 12 939, kézirat
- JOCHANÉ EDELÉNYI E — PARTENYI Z 1982 Tílah és Kehida környeki szenelőfordulás. Bejelentés a KFH Kutatási Főosztály részére — Földt Int Adattár Ter 11 055, kézirat
- JOCHANÉ EDELÉNYI E 1983 A gyepukajani szenon barnakőszénkutatási terület bauxit-prognosztikai értékelése — Földt Int Adattár Ter 12 375, kézirat
- KÖHÁTI A 1966 A kehida—zalaudvarnokai terület mélyföldtani viszonyai — Földt Kozl 96 (2) 200—206

- MÉSZÁROS J 1983 A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége — Földt Int Évi Jel 1981-ről 485—502
- ORAVECZ J 1971 Jelentés a Kd-1 jelű fúrás anyagvizsgálatáról — OKGT Adattár 12/691, kézirat
- ORAVECZ J 1971 Jelentés a Kd-3 számú fúrás anyagvizsgálatáról — OKGT Adattár 12/691, kézirat
- ROZSAVOLGYI J — SAJGO G 1971 Néhány paleozóos és mezozóos uledekes kőzet bitumentartalmának vizsgálata — Földt Kozl 101 13—25
- SZENTES F 1957 Bauxitkutatás a Keszthelyi-hegységben — Földt Int Évk 46 (3) 531—541
- SZORÉNYI Z 1982 Műszaki jelentés az 1981-ben Zalaudvarnok térségében végzett hálózatkiegészítő gravitációs mérésekről — Földt Int Adattár Ter 10 727, kézirat
- SZORÉNYI Z — RÁKÓCZI I 1982 Műszaki jelentés az 1981-ben Kehida környéken elvégzett szeizmikus mérésekről — Földt Int Adattár Ter 11 102, kézirat
- SZORÉNYI Z 1982 Adatszolgáltatás a Zalaszentlászló korszékben tervezett fúraspont kijelöléséhez — Földt Int Adattár Ter 11 101, kézirat
- SZORÉNYI Z 1982 Adatszolgáltatás a Zalacsány korszékben telepítendő fúrasporthoz — Földt Int Adattár Ter 13 026, kézirat
- SZORÉNYI Z 1983 Jelentés az 1982-ben Kehida és Zalaudvarnok környékén végzett bauxitprognosztikai célú szeizmikus és geoelektromos kutatásról — Földt Int Adattár Ter 13 025, kézirat
- SZORÉNYI Z 1984 Összefoglaló adatszolgáltatás az 1983-ban Kehida—Zalaudvarnok térségében végzett bauxitprognosztikai geofizikai mérésekről — Földt Int Adattár Ter 13 024, kézirat
- VETŐ I 1985 Előzetes jelentés a Rezi Rzt 1 sz fúrás szerves anyagban dús felső-triasz összletének szerves-geokémiai vizsgálatáról — Földt Int Adattár Ter 1822/9, kézirat

BAUXITE PROSPECTING IN THE NW FORELAND OF THE KESZTHELY MOUNTAINS

by

E JOCHA-EDELENYI

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H—1143

UDC 553 492 1(234 373 1/2)

Key words palaeogeographical model, reconstruction, structural geology, reworked sediments, bioclastic, bauxite, oil shale, Mesozoic, Palaeogene, Central Transdanubia (Keszthely Mts)

On the basis of a previous forecast study the Principles and Methods in Mineral Resources Prediction department started bauxite prospecting in 1981 over the area of the gravimetric highs of Zalaudvarnok and Kehidakustány. Supposed in the study area was the presence of favourable combinations of Upper Triassic bauxite-underlying rocks with Upper Cretaceous or Eocene or Neogene bauxite-overlying formations and Upper Cretaceous underlying with Eocene or Neogene overlying rocks, in a position of ± 0 to -300 m relative to sea level. The work was started with closing up gravimetric and then seismic

and electromagnetic measurements. The prospecting was carried out in close collaboration between the staffs of the Hungarian Geological Institute and of the Eotvos Loránd Geophysical Institute

Prior to prospecting, the data available were very scant (Fig 1) Borehole Zalaszentlászló Zl-1, the first one of this project, intersected basin-facies Senonian formations that had been unknown in the study area (Fig 2) By virtue of this discovery, the study area was extended to include the area of gravimetric low between the two gravimetric highs, too A total of seven boreholes were put down On the basis of the acquired information the western and central strips of the area cannot be regarded as bauxite-geologically promising, only the eastern strip is worthy of further exploration, together with the relatively more elevated marginal zone of the immediately adjacent Nagygorbó Depression It is obvious from the arrangement of Senonian facies in the study area that the middle strip is not an extension along the strike of the Halimba—Nyirád bauxite accumulation zone (the margin of the contemporaneous sedimentary basin)—a working hypothesis the authors had anticipated for the whole area—, but it represents the central strip or the northern marginal zone of a deep basin situated farther north As far as the W subarea belonging to the zone of the one-time basin margin is concerned, it must be discarded from among the promising areas because of heavy denudation

The work done has furnished some more geological data too. The Upper Triassic Kossen Formation is developed in the study area with remarkable geological features Composed of alternating dark laminated claymarls or marls or calcareous marls, the unit is very rich in organic matter which derives overwhelmingly from algal remains Traceable is the basement of the Zala Basin too, formations of similar facies are supposed to have played an important role in the generation of the well-known and important hydrocarbon deposits of the region Their occurrence brings up the possibility that the E Zala area too may prove promising

¶ On the basis of the spatial regularities of the lignite beds of the Pannonian sequence, considerably thicker deposits may occur to the northwest of the study area (Fig 2)

⊕ Tectonically, it is important to delineate the transcurrent faults bounding the middle strip of the area and to find the eastern boundary of the synclinal unit which extends from southwest direction into the western part of the study area and which contains Jurassic to Lower Cretaceous formations as well

The hydrogeological data furnished by the prospecting project are essential for the understanding of the neighbourhood of Lake Hévíz that has become vulnerable to depression as a result of water-lifting from the mines of Nyirád

HALIMBAI ÉS NÉMETBÁNYAI BAUXITOK SCANNING ELEKTRONMIKROSKÓPOS VIZSGÁLATÁBÓL LEVONT NÉHÁNY GENETIKAI KÖVETKEZTETÉS

JUHÁSZ ERIKA

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14.
H-1143

ETO 552 1 553 492 1(234 373 2)

T á r g y s z a v a k bauxit, textúra, scanning, genesis, Dunántúli-
középhegység (Halimba, Nemetbánya)

A cikk a Dunántúli-középhegység két bauxitlelőhelyéről, Halimbáról és Nemetbányáról származó bauxitminták pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatával foglalkozik és a belőlük levonható genetikai következtetéseket ismerteti. A vizsgálatok során bebizonyosodott, hogy mind a bauxitminták alapanyaga, mind ooidjaik aggregátumokból állnak. Az aggregátumok, vagy flokulátumok maximális átmérője néhány 10 μm , s az őket felelítő asvány-lemezek lap-lap kapcsolódással kötődnek össze. Az aggregátumok keletkezésével kapcsolatban megállapítható, hogy létrejöhettek a lateritesedő területen, a karsztos csapdákban, és a kettő között szállítás közben egyaránt. A genetikai következtetések csak a vizsgált területre vonatkoznak.

Bevezetés

Bauxitok scanning elektronmikroszkópos vizsgálatával az 1970-es évek elejétől találkozhatunk mind a külföldi, mind a hazai szakirodalomban. BOHOR és LAHODNY-ŠARC (1971) számolt be először bauxitok scanning elektronmikroszkópos vizsgálatáról. Ezt követően LAHODNY-ŠARC et al (1972) laterit- és karsztbauxitok mikroszövetét vizsgálták. Ezután jelentek meg az első magyar publikációk ZÁMBÓ J és SOLYMÁR K (1973), valamint SOLYMÁR (1975) a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokat elsősorban technológiai sajátosságok felderítésére próbálták alkalmazni. 1978-ban a bauxitok scanning elektronmikroszkópos vizsgálatát megalapozó tanulmányban BÁRDOSY Gy, CSANÁDY Á és CSORDÁS Á nagyszámú, különböző korú és eredetű bauxit mikroszöveti jellemzőit írták le. Megállapították, hogy a laterit- és karsztbauxitok egyaránt aggregátumokból épülnek fel. Vizsgálataik szerint a karsztbauxitokban az aggregátumok mérete kisebb, mint a lateritbauxitokban. Ennek okát a karbonátos környezet fiziko-kémiai gátló hatásában látják.

1982-ben kezdődött meg a MÁFI Elvi Módszertani Prognózis osztályán az Országos Alapszervény Program keretében a magyarországi bauxitok scanning elektronmikroszkópos vizsgálata. Célunk volt, hogy kipróbáljuk, hogy az intézeti JEOL gyártmányú JSM 35 típusú pásztázó elektronmikroszkóp — mivel elemvizsgáló nem tartozik hozzá — mennyire alkalmas bauxitok mikromorfológiai vizsgálatára. A vizsgálatokhoz elsősorban a válto-

zatos szöveti összetételű bauxitokat gyűjtöttük, hogy az egyes szöveti elemek közti mikromorfológiai különbséget, illetve hasonlóságot állapítsuk meg. Ennek megfelelően az íharkút—németbányai bauxitterületről, a Németbánya XI. lencséből, felszíni feltárásból és a Halimba bauxitterületről a Halimba III. telepéből gyűjtöttünk mintákat, összesen 42 darabot.

E dolgozat néhány eddigi megfigyelés és a belőlük levonható következtetés ismertetését, illetve vitára bocsátását célozza. A munka tovább folytatódik, kiegészítve olyan vizsgálatokkal, ahol a scanning elektronmikroszkópos felvételeken az egyes szöveti elemekhez EDAX elemanalizátor segítségével a megfelelő elemösszetétel is megadható.

A megfigyelt jelenségek

A pásztázó elektronmikroszkópos felvételeken — mind az alapanyagról, mind az ooidok torési felületéről készült képeken — megfigyelhető legkisebb részecskék néhány század és egy μm közötti méretű ásványlemezek. Ezek a halmazokba tomoruló, kerekded vagy szabálytalan korvonalú alakzatok tekinthetők a bauxitok szöveti alapelemeinek. Az általuk létrehozott halmazokban — aggregátumokban vagy nevezik őket flokulátumoknak is — egymáson lapjukkal fekszenek. Az aggregátumok különböző méretűek. A leggyakoribbak a néhány μm méretűek, de előfordulnak néhányszor tíz μm , sőt elvétve ezt meghaladó nagyságban is (I. tábla 1, 2). Az aggregátumok egymással felületükön vagy oldalukon érintkezve rácsszerkezetet alkotnak (I. tábla 3, 4). Köztük hézagok, uregek vannak.

Az aggregátumok bizonyos körülmények között gombszemcsévé, majd ooiddá szerveződhetnek. Ooidok torési felületéről készült scanning elektronmikroszkópos felvételek mutatják (I. tábla 4, II. tábla 1), hogy az ooidok is az alapanyaghoz hasonlóan aggregátumokból állnak.

A bauxitok egy másik genetikai csoportba tartozó szöveti elemét képviseli a néhány μm nagyságú ásványlemezekből álló kitöltések, melyek az aggregátumok közötti hézagterben vagy repedésekben, résekben foglalnak helyet (II. tábla 2). Ezek dia- vagy epigenezis során keletkezett másodlagos ásványok, melyekkel e dolgozatban nem foglalkozom.

Az aggregátumok képződésének kolloidkémiai magyarázata

Az elsődleges részecskék, vagyis az ásványlemezek, az anyakőzetből kémiai mállással keletkeztek. Málláskor oldat keletkezik, amelyben részben oldott, részben szuszpendált formában vannak jelen a mállástermékek, ugyanakkor mállási maradék keletkezik, ami a helyszínen felhalmozódik. A talajtanban az így keletkezett oldatot talajkolloidnak nevezik. A folyamatsort a lateritüledékekből származtatott karsztbauxitok képződésének első fázisára alkalmazhatjuk. Ez esetben a lateritesedés folyamán a kolloidális alakban oldatba ment kavasavgél eltávozik a rendszerből, míg a vas- és alumíniumhidroxid a mállási oldatból kicsapódva a helyszínen felhalmozódik.

A frissen kicsapott vas- és alumínium-hidroxid hidrofíli kolloid. Tulajdonosságuk, hogy vízfelvétellel peptizálódhatnak, vízelvonásra viszont nagyon érzékenyek, hidrofóbokká válnak, mely típusú kolloidok flokulációja, vagy aggregációja irreverzibilis folyamat. Az elsődleges részecskék halmazokká szervező-

désének mikéntjére a különböző típusú kolloidokban több feltételezés is van. Ezek mérlegelése és a megoldás kidolgozása a kolloidkémikusok feladata. Az azonban biztos, hogy a trópusi vegetációjú lateritesedő területeken a mikrobák által termelt kolloidok, valamint maga a vasoxid szolgáltatja a halmazok ragasztóanyagát. Az elsődleges részecskék lúgos pH-n lap—lap kapcsolódással kötődnek össze (I tábla 4). Savas közegben az elsődleges részecskék lap—él kapcsolódása a jellemző, amint ezt a rezulfikációs hatásra keletkezett, zébugosan érintkező kaolinitlemezek elhelyezkedése mutatja (II tábla 3, 4).

K. KRANCK (1973) vizsgálatai szerint egy kolloid rendszerben a flokulátumok létrejöttére és méretük alakulására a közeg áramlási viszonyai vannak hatással. Tengervízzel folytatott kísérleteiből azt a megállapítást nyerte, hogy amennyiben a kémiai feltételek nem változnak, a flokulátumok nyugodt vízű védett medencében kisebbek mint 14 μm , ugyanakkor erősebben mozgatót vízben ennél nagyobbak. E mérethatárt nem használhatjuk fel a bauxitoknál, viszont tény, hogy az aggregátumok méretének alakulásában a kolloid rendszerben zajló áramlásoknak, mozgásnak döntő szerepe van.

Az aggregátumok létrejöttében a dinamikai körülmények mellett fontos szerepet játszik az aggregátumok és más részecskék közötti vonzóerő.

A kolloidkémiai kísérletekkel is bizonyított tény, hogy mind az aggregátumok, mind a kolloid rendszerben megtalálható más részecskék is töltéssel bírnak, így a megfelelően orientált aggregátumok összekapcsolódhatnak, egymással nagyobb halmazokat, szemcséket hozva létre.

Az ooidok keletkezése

A bauxitok jellegzetes, mindig figyelmet keltő, sokat vizsgált, máig sem teljesen tisztázott, de sokat vitatott szöveti elemei az ooidok. A karsztbauxitok mikroszövetének MINDSZENTY A és T. GECSE É. által korábban kialakított nomenklatúrája szerint az ooidok kétfélék: „idős” és „fiatal” ooidok. „Az idős ooidok magas szegregációs és kristályossági fokú, általában vasdús képződmények, főként diagén tormelékes ooidos bauxitok jellemző alkotórészei. A fiatal ooidok alacsony szegregációs fokú, az optikai mikroszkóp alatt alig, vagy egyáltalán nem kristályosnak mutatkozó gombded képződmények” (MINDSZENTY A 1983).

Ha elfogadjuk azt a feltevést, hogy az ooidok vas-, illetve alumínium-tartalmú gyűrűi szegregálatlan gombszemcséből a gélorepedéssel járó anyagátrendeződés eredményei, akkor ezt a folyamatot elsősorban időfüggőnek tételezzük fel. Felmerül azonban a kérdés: ha ez így van, akkor pl. az általunk vizsgált mintákban a lefedődés — azaz a szenon — óta eltelt közel 80 millió év alatt miért nem alakultak ki a gyűrűk a fiatal ooidokban. Ha — az általánosan elfogadott vélemény szerint — a középső-krétában tételezzük fel legkorábban a bauxitok leülepedését a Dunántúli-középhegységben, akkor az „idős” ooidok legfeljebb 25—30 millió évvel lehetnek idősebbek a „fiatal” ooidoknál, s a lefedődésük óta eltelt kb. 75 millió év alatt az új generációs ooidok is szegregálódhattak volna, ez azonban nem történt meg.

Az ooidoknak az a mikroszöveti sajátosága, hogy aggregátumokból állnak — amint ezt az előzőekben bemutattuk (I tábla 4, II tábla 1) —, arra enged következtetni, hogy az ooidok kolloid oldatból aggregálódással keletkeztek. Az alapanyagot és az ooidokat is egyaránt felépítő flokulátumokkal kapcsolatban

felmerülő kérdés, hogy mikor és hol keletkeztek Három válasz lehetséges. eredeti helyükön a lateritesedő területen, a karsztos csapdában vagy a kettő között, szállítás közben

BÁRDOSSY et al (1978) megfigyelték, hogy a lateritbauxitok is aggregátumos szerkezetűek Lateritesedő területen képződnek aggregátumok és meg is maradhatnak, ha a száraz időszak olyan soká tart, hogy a kicsapott vas- és alumínium-hidroxidok vízvesztés révén hidrofóbokká válnak s az újabb nedvesedés hatására már nem képesek peptizálódni Az ily módon kialakult flokulátumok gombszemcsét formálhatnak, majd bennük a géloregedés révén a vas- és alumíniumtartalmú fázisok különválnak, koncentrikus felületeket létrehozva szegregálódnak Ez a folyamat gyakorlatilag felszíni körülmények között zajlik, ami kedvez a jó szegregáció és a száradási repedések kialakulásának Az ilyen típusú ooidok jól szegregált ooidokként, illetve, ha a szállítás jobban megviselte őket, akkor ooid-toredékként érkeztek a karsztos csapdába.

A frissen kicsapott vas- és alumínium-hidroxidok esők hatására peptizálódhattak és kolloidként szuszpenzióban indulhattak el, de utolérhette őket a koagulálódás szállítás közben, s aggregátumokként, vagy gombszemcsékként kerülhettek a karsztos toborbe Itt azonban betemetődve és nedvesen tartva az újból és újból érkező zagyoktól, már nincsenek meg a géloregedés optimális feltételei Kivéve a hosszabb-rovidebb ideig a felszínen maradó réteget, melyekben megkezdődhetett a vas- és alumíniumtartalmú fázisok szétválása, de az ismételten érkező szuszpenzióktól betemetődve megrekedtek a közepesen szegregálódott ooidok szintjén Ide tartoznak még azok a közepesen szegregálódott ooidok, amelyek eddig az állapotig a lateritesedő területen jutottak el, de elszállítottak, mielőtt jól szegregált ooidokká válhattak volna

A karsztos területet kolloid részecskéként elért vas- és alumínium-hidroxidok koagulálására itt is volt mód, a gravitáció és az időnként érkező szuszpenziók által mozgásban levő közeg, valamint az aggregátumok toltésából származó vonzásuk következtében Az ezekből létrejött gombszemcsék igen aprók, gyakorlatilag nem szegregáltak vagy az aggregátumok az idős, jól szegregált ooidok koré válnak ki

A fentiek alapján, vizsgálataimra támaszkodva véleményem az, hogy a különböző típusú ooidok képződésében nem annyira az idő, mint inkább a képződési körülmények a döntőek

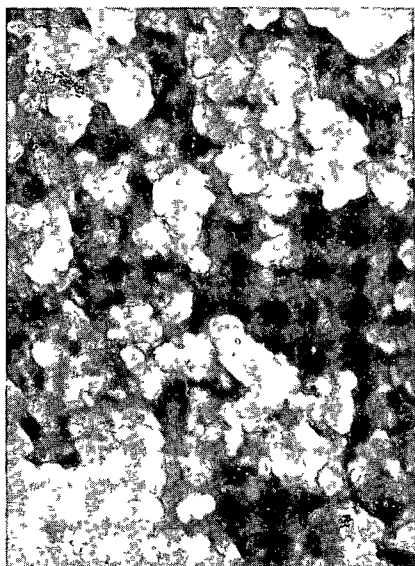
IRODALOM — REFERENCES

- BÁRDOSSY GY 1977 Karsztbauxitok — Akadémiai Kiadó, Budapest
- BÁRDOSSY GY — CSANÁDY Á — CSORDÁS A 1978 Scanning electron microscope study of bauxites of different ages and origins — *Clays and Clay Min* 26 (4). 245—262
- BÁRDOSSY GY — JÓNÁS K — IMRE A — SOLYMÁR K 1976 Interrelation of bauxite texture, micromorphology, mineral individualism and heteromorphism — *Proc AIME Annu Meet Las Vegas, Light Metals Volume TMS 76—85* 1—25 New York
- BOHOR B F — LAHODNY-ŠARC O 1971 Scanning electron microscope study of white bauxite and allophane — *TRAVAUX* 7
- KRANCK K 1973 Flocculation of suspended sediment in the sea — *Nature* 246 348—350
- KRANCK K 1975 Sediment deposition from flocculated suspensions — *Sedimentology* 22: 111—123

- LAHODNY-ŠARČ O — BOHOR B F — STANEK J — HULINSKY V 1972 Electron microscope study of bauxites — Proc Int Clay Conf 781—784
- MAKSMIOVIĆ Z 1976 Genesis of some mediterranean karstic deposits — TRAVAUX 13
- MINDSZENTY A 1979 A lateritbauxit prognózis elvi alapjai — Doktori ért ELTE Alk és Műszaki Földt Tszk, kézirat
- MINDSZENTY A — BOGNAR L 1983 Jelentés a MÁFI EMPO-nak végzett bauxitok ásványtani vizsgálatáról — MÁFI EMPO adattár, kézirat
- PURSES B H (ed) 1982 Continental carbonate sedimentation and pedogenesis — Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France — Contr to Sedimentology 12 Stuttgart
- STEFANOVITS P 1975 Talajtan — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest
- SZABÓ I M 1984 A talajok anyagforgalmi dinamikája — Tankönyvkiadó, Budapest
- YARIV S — CROSS H 1979 Geochemistry of colloid systems for earth scientists — Springer Verlag Berlin—Heidelberg—New York
- VALETON I 1972 Consideration for the description and nomenclature of bauxite — TRAVAUX 9
- WOLFRAM E 1983 Kolloidika I — Tankönyvkiadó, Budapest
- ZÁMBÓ J — SOLYMÁR K 1973 Prospects of phase transformations in the Bayer process — ICSOBA 3rd Congr Int Nice 491—502

I. tábla — Plate I

1. Ooidos bauxit alapanyaga — Oolitic bauxite, matrix
Németbánya 5000×
2. Ooidos bauxit alapanyaga — Oolitic bauxite, matrix
Németbánya 4000×
3. Ooidos bauxit alapanyaga — Oolitic bauxite, matrix
Halimba 6000×
4. Ooid torési felulete — Broken surface of an ooid
Németbánya 6000×



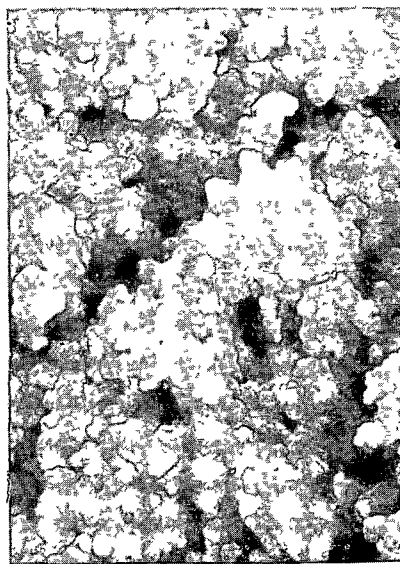
1



2



3



4

II. tábla — Plate II

- 1 Ooid torési felulete — Broken surface of an ooid
Németbánya 3000×
2. Kaolinit kitöltés az aggregátumok kozti hézagtérben — Kaolinit fillings
in a gap between aggregates
Németbánya 2000×
- 3 Lap-él kapcsolódású kaolinit lemezek — Plane-edge connection among the
kaolinit sheets
Németbánya 3000×
- 4 Lap-él kapcsolódású kaolinit lemezek — Plane-edge connection among the
kaolinit sheets
Halimba 10 000×



1



2



3



4

GENETIC CONCLUSIONS FROM A SCANNING ELECTRON
MICROSCOPE STUDY OF BAUXITE SAMPLES FROM HALIMBA
AND NÉMETBÁNYA (TRANSDANUBIA, HUNGARY)

by

E JUHÁSZ

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 552.1.553.492.1(234.373.2)

Key words bauxite, textures, scanning method, genesis, Central
Transdanubia (Halimba, Németsbánya)

Based on scanning electron microscope investigations of above 40 Cretaceous bauxite specimens originated from the Transdanubian Central Range—Halimba and Németsbánya—the general micromorphological characteristics of the samples are presented and some genetic conclusions in connection with ooids are drawn

Observed phenomena

The size of the smallest fragment of all investigated bauxites were found to be between several hundredths and one micrometer. They are mineral sheets of rounded, irregular contour. These mineral sheets form aggregates of flocks. In the aggregates, which vary from several micrometers to tens of micrometer—most frequently under ten micrometers—the mineral sheets lie on one another by their plane (Plate I, figs 1, 2). The flocks form a screen structure being in contact with one another by their surfaces or sides (Plate I, figs 3, 4). Among the aggregates there are cavities, gaps.

Under certain conditions these flocks may form round grains and ooids (Plate I, fig 4 and Plate I, fig 1). The investigated bauxite samples show another textural character: the cavities and gaps may be filled by bigger—several micrometers—mineral sheets of diagenetic or epigenetic origin (Plate II, fig 2).

Genetic conclusions

In connection with aggregates the question is: where and when did they develop?

The answer is triple: in an area of lateritic weathering, in a karstic area of deposition and between the two during transportation.

In the investigated bauxite samples both the round grains and the ooids as well as the matrix consist of aggregates. From their flocculated texture the conclusion is drawn that they have been formed from a solution by aggregation. If the aging of their gel could begin in the lateritic area, the round grains could become well segregated ooids because of the favourable surface conditions.

Aggregates transported into the karstic area as round grains could segregate there, but the conditions being worse they stopped at a mid-segregated stage.

If the solution full of Al-hydrophilous colloids reached the karstic area, aggregation could take place, but its rate must have been low. Accordingly, only smaller aggregates developed and the round grains are not or hardly segregated.

A BAKONYI SZENON KŐSZÉNŐSSZLET KÉPZŐDÉSI KÖRÜLMÉNYEI

HAAS JÁNOS—JOCHÁNÉ EDELENYI EMŐKE—CSÁSZÁR GÉZA—
PARTÉNYI ZOLTÁN

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H—1143

ETO 551 763 553 94(234 373 1)

T á r g y s z a v a k ősfoldrajzi modell, uledékképződés, kőszén, po-
tenciális telep, felső-kréta, szenon, campani, szantoni, Dunántúli-kozép-
hegység (Bakony)

Az Ajkai-medencében 100 éve bányászott felső-kréta barnakőszénkész-
let kimerülőben van. Ezért az 1970-es évek vége felé surgető feladattá vált
a bányaterulettől nem nagy távolságra fekvő kőszénvagyon felkutatása.
A Magyar Állami Földtani Intézet szakemberei a már több éve folytatott
sokirányú vizsgálatok összegzéseként elkészítették a felső-kréta uledék-
gyűjtő ősfoldrajzi, fejlődéstörténeti rekonstrukcióját, amely prognózista-
nulmány alapját képezte. A megindult előkutatás Gyepukaján térségében
igen jelentős barnakőszénvagyont mutatott ki. A gyakorlati kutatás a fel-
allított modell alapvetően helytálló voltát bizonyította, de az új ismeretek
ugyanakkor indokolták is tették az ősfoldrajzi viszonyok újraértékelését s
így a reménybeli területek újrajzolását, illetve az abból kizárható terület-
részek korvonalazását is.

A Bakonyban a múlt század 60-as éveitől is ismertek gyakorlati jelentő-
ségű felső-kréta barnakőszéntelepek, s a megismeréssel közel egyidős a bányá-
szat. Ennek következtében a felső-kréta képződmények kutatása, tudományos
vizsgálata is évszázados múltra tekint vissza.

A 100 éves bányászat során a klasszikus Ajka környéki terület kőszén-
készlete jelentősen lecsökkent és az 1960-as évek elején már égető szükségként
merült fel a környéken új kőszénvagyon felkutatása. A Magyar Állami Föld-
tani Intézet több kutatója hosszabb ideje foglalkozik a felső-kréta képződmé-
nyek sokoldalú, elsősorban litológiai, szedimentológiai, őslénytani és sztratigrá-
fiai vizsgálatával (BARTHA F 1962, GÓCZÁN F 1961, 1963, 1964, 1973, CZA-
BALAY L 1962, 1964, 1965, 1970, 1982, SÍDÓ M 1962, 1964, SIEGLNÉ FARKAS Á
1983, 1984, HAAS J et al 1977, HAAS J 1979, 1981). E vizsgálatok eredménye-
képpen kidolgozhatóvá vált a felső-kréta uledékképződés ősfoldrajzi—fejlődés-
történeti modellje (DARÁNYI F 1958, KOPEK G 1958, 1961, GÓCZÁN F 1967,
1973, HAAS J — EDELENYI E 1979, HAAS J 1981, 1984), s ennek révén a felső-
kréta kőszéntelepek prognózistanulmánya és előkutatási javaslata is (CSÁSZÁR
G et al 1979). A rövid időn belül megindult gyakorlati kutatás a modell
helytállóságát bizonyította, s az Ajka II néven ismert jelentős vagyonú kőszén-
terület megismerését eredményezte, ugyanakkor számos új részlettel gazdagí-
totta is az alapmodellt (MÉSZÁROS et al 1981, PARTÉNYI et al 1982, 1983).
A gyakorlati kutatás során hozzáférhetővé vált nagy mennyiségű mintaanyag

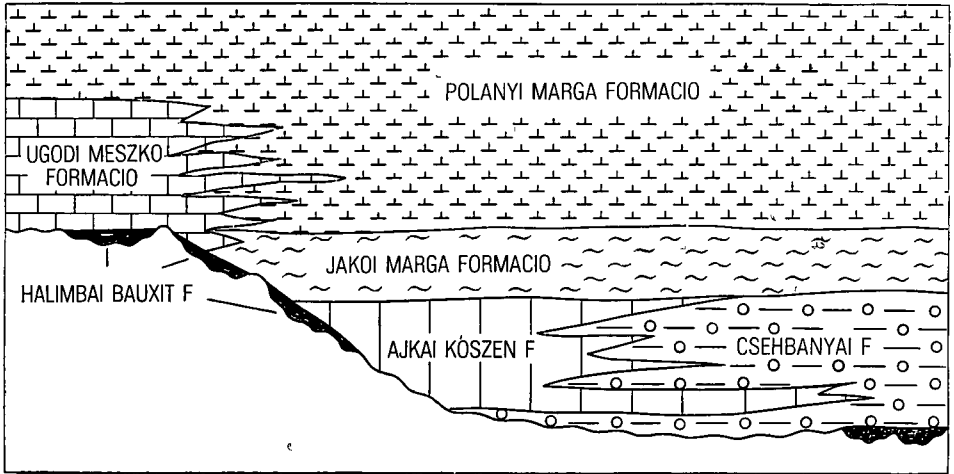
vizsgálatán a specialisták széles kore jelenleg is dolgozik. A munka eredményeként kőszénláp monográfia összeállítását tervezzük.

Cikkünk célja az említett, a szenon kőszénképződéshez kapcsolódó ősföldrajzi modell, a fejlődéstörténet legfontosabb momentumainak felvázolása a vizsgálatok jelenlegi szintjén és ezeknek a tapasztalatoknak a folytatódó kőszénkutatásokhoz történő visszacsatolása.

A szenon uledékgyűjtő fejlődéstörténeti modellje

Szenon képződmények a dunántúli-kozéphegységi szerkezeti zóna DNy-i részén, a Bakonyban és a környező neogén képződményekkel kitöltött medencék aljzatában ismertek.

A szenon osszlet jól definiálható litosztratigráfiai egységekre tagolható, amelyek a tengerelontési ciklus egy-egy jellegzetes szakaszát képviselik. Elterjedésüket, kifejlődésüket, vastagságukat, kapcsolataikat mindenekelőtt a transzgresszió előtt kialakult morfológiai kép határozta meg. Az egykori medenceterületeken a teresztrikus—fluvio-lakusztrikus—delta uledékekből felépülő Csehbányai, az édesvízi—csokkentsósvízi, kőszéntartalmú Ajkai, a neritikus Játkói és a mélyebb pelágikus Polányi Formáció képződött. Az egykori kiemelt területeket a preszenon aljzatra közvetlenül települő zátonykifejlődésű Ugodi Mészke, az átmeneti területrepedet pedig a bázison települő bauxitos uledékek fölött a mendeceperemek felé kiékelődő kőszéntartalmú rétegek és a zátonyképződmények medenceuledékekkel összefogazódó képződményei jellemzik (1. ábra).



1

1. ábra A felső-kréta formációk térbeli kapcsolatának vázlatja

1. Felső-krétánál idősebb képződmények

Fig. 1 Sketch on space-relations of the Upper Cretaceous Formations

1 Pre-Upper Cretaceous formations

A szenon uledékképződés kezdetén fennállt paleomorfológiai kép a litostratigráfiai egységek kifejlődésének és vastagságának megismerése alapján vált rekonstruálhatóvá. Joggal tételezhetjük fel ugyanis, hogy az első regionális elontás előtti képződmények vastagsága lényegében az egykori morfológia függvénye (2. ábra).

A fejlődéstörténeti alapmodell a következő:

1. A szenon előtti szerkezeti mozgások során kiemelt hátaik és köztük keskeny sullyedékek alakultak ki.

2. A santoni során a terület sullyedésével megindult a szárazföldi szedimentáció, a karszterületeken bauxitakkumulációval, másutt tarka pelites, helyenként hegylábi tormelékekkel.

3. A további sullyedés során a D-1 sullyedékben (Ajka-medence) limnikus uledékképződés kezdődött, tavi—lápi szedimentációval kőszénképződés indult. A középső (magyarpolány—devecseri) és az É-1 részmedencében fluvio-lakusztikus szedimentáció folyt.

4. A továbbiakban a DNy-ról előrenyomuló tenger, a magyarpolány—devecseri sullyedékben, valamint az Ajka-medencében csokkentsósvízi esztuárium kialakulását eredményezte paralikus kőszénlápokkal. A tengeri kapcsolatot a sullyedékek tengelyében mélyült fúrású rétegsorokban (Ajka 181, Magyarpolány 42, Devecser 4, Zalagyomoró 1 sz. f.), az Ajka Kőszén Formáció alsó részén (a B palynológiai zónában) megjelenő elegyesvízi Mollusca fauna bizonyítja (CZABALAY L. 1984) (3. ábra).

A ciklusos fluvio-lakusztikus uledékképződés a medence ÉK-1 peremére szorult, itt helyenként a lefűzött holtágakban kis kiterjedésű édesvízi kőszénlápok alakultak ki (4. ábra).

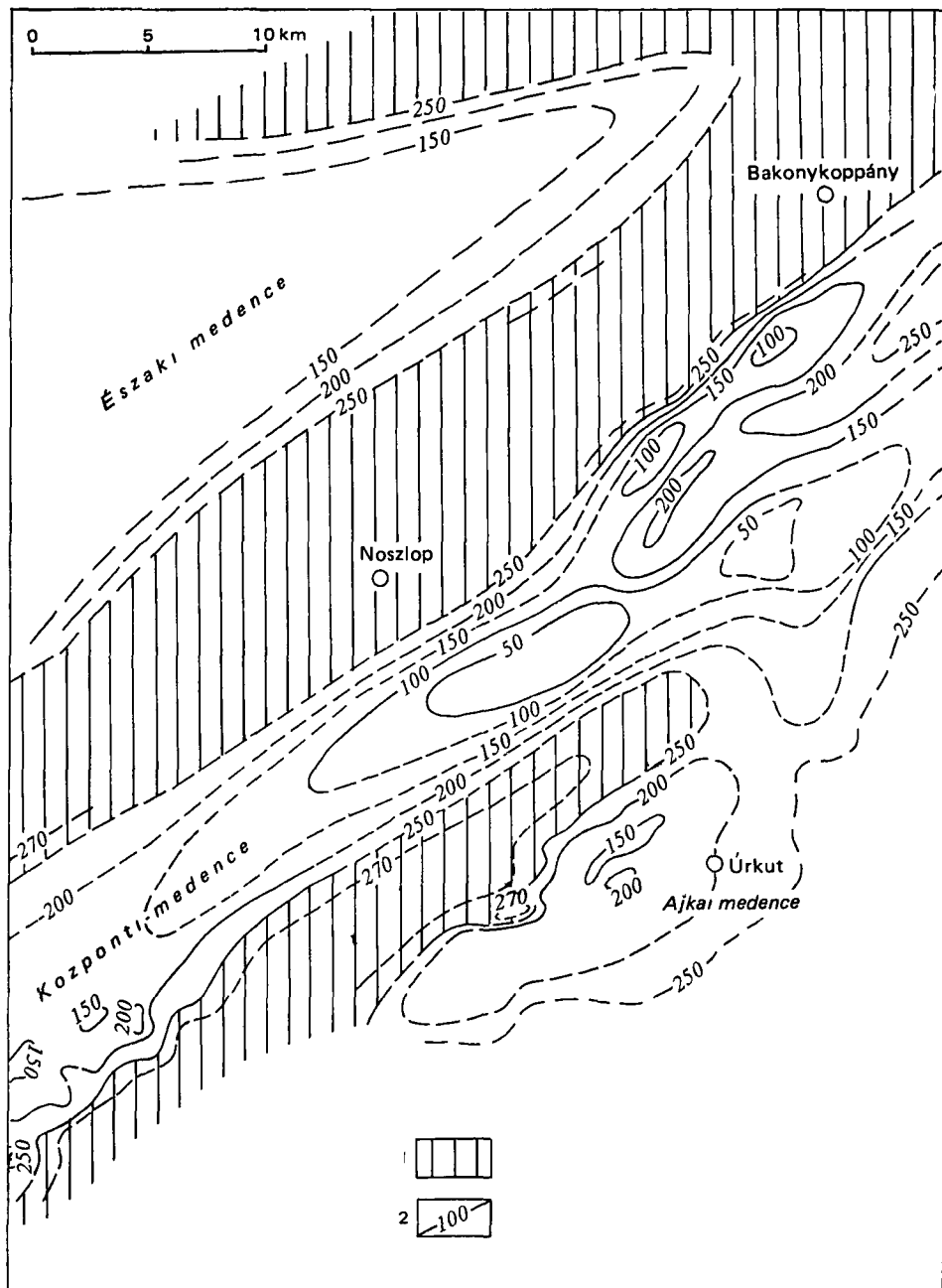
5. A következő fejlődéstörténeti szakaszban a centrális és az É-1 részmedencében a folyóvízi delta DNy felé nyomult, és terrigén pelites, tormélekes uledékekkel töltötte fel a paralikus kőszénlápokat. Az Ajka-medencében, továbbá a centrális zóna DNy-1 részén viszont fennmaradt a paralikus lápi környezet, de a fokozódó terrigén beszállítás ezeken a területeken is érzékelhető.

6. A campani kezdetén valószínűleg euszatikus hatásra általános tengerszint-emelkedés következett be. A sullyedt zónákban a kőszénképződés feltételei megszűntek. A kőszénlápok a sullyedt zónák peremi lejtőinek felső szakaszára, továbbá a korábban feltöltött, és most ismét elontott területekre szorultak vissza, de a gyors transzgresszió miatt a kőszénfelhalmozódás szempontjából kedvező lápok e folyamat során már nem jöttek létre. A transzgressziós folyamat részletei Sumeg környékén tanulmányozhatók (HAAS et al. 1984).

7. A tengerszint-emelkedés hatására a szenon medencében általánosan normál-sósvízi környezet jött létre. A mélyebb zónákban neritikus medence-uledékek rakódtak le, a kiemelt hátaikon, platókon rudistás zátonykörnyezetek alakultak ki. A későbbiekben a medencék felé terjedve ezek a képződmények képezték a kőszénformáció fedőjét.

Kutatási következtetések

1. Mint láttuk, a felső-kréta uledékképződés területén ÉK—DNy-1 irányú hátaikkal tagolt medence és vályú-sorok húzódtak, amelyekben az uledékképződés kezdeti stádiumában a produktív Ajka-medencében megismertekhez hasonló viszonyok uralkodtak. Következésképpen a jelenleg ismert három

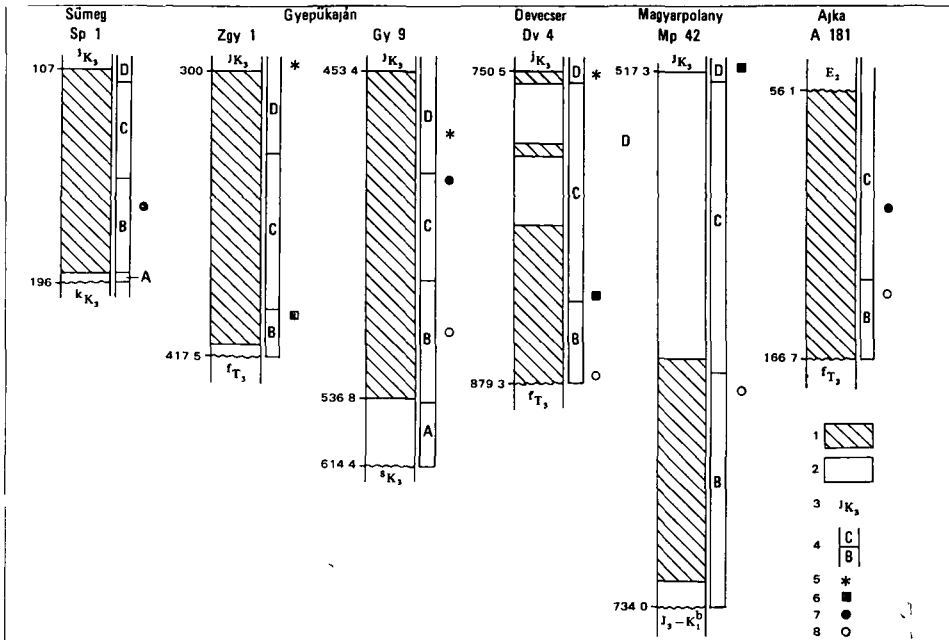


2 ábra A szenon ciklus kezdetére rekonstruált paleomorfológiai kép

1 Kiemelt helyzetű területek, 2 melyebb helyzetű területek

Fig 2 Paleomorphology as reconstructed for the beginning of the Senonian cycle

1 Relatively elevated areas, 2 areas of deeper position



3. ábra A Csehbányai és az Ajkai Formáció palynológiai beosztása és a tengeri makrofosz-szilák első előfordulása a fontosabb mélyfúrásokban (GÓCZÁN F, SIEGL K-NÉ és CZABALAY L vizsgálatai alapján)

1 Ajkai F, 2 Csehbányai F, 3 Jákói Márga F, 4 palynológiai zóna, 5 tengeri fauna megjelenése, 6 phohalin fauna megjelenése, 7 mesohalin fauna megjelenése, 8 miohalin fauna megjelenése

Fig 3 Palynological zonation of the Csehbánya and Ajka Formations and the first occurrences of marine megafossils in the major boreholes (by courtesy of F GOCZAN, Á SIEGL, and L CZABALAY)

1 Ajka Fm, 2 Csehbánya Fm, 3 Jákó Marl Fm, 4 palynological zone, 5 appearance of marine fauna, 6 appearance of phohaline fauna, 7 appearance of mesohaline fauna, 8 appearance of miohaline fauna

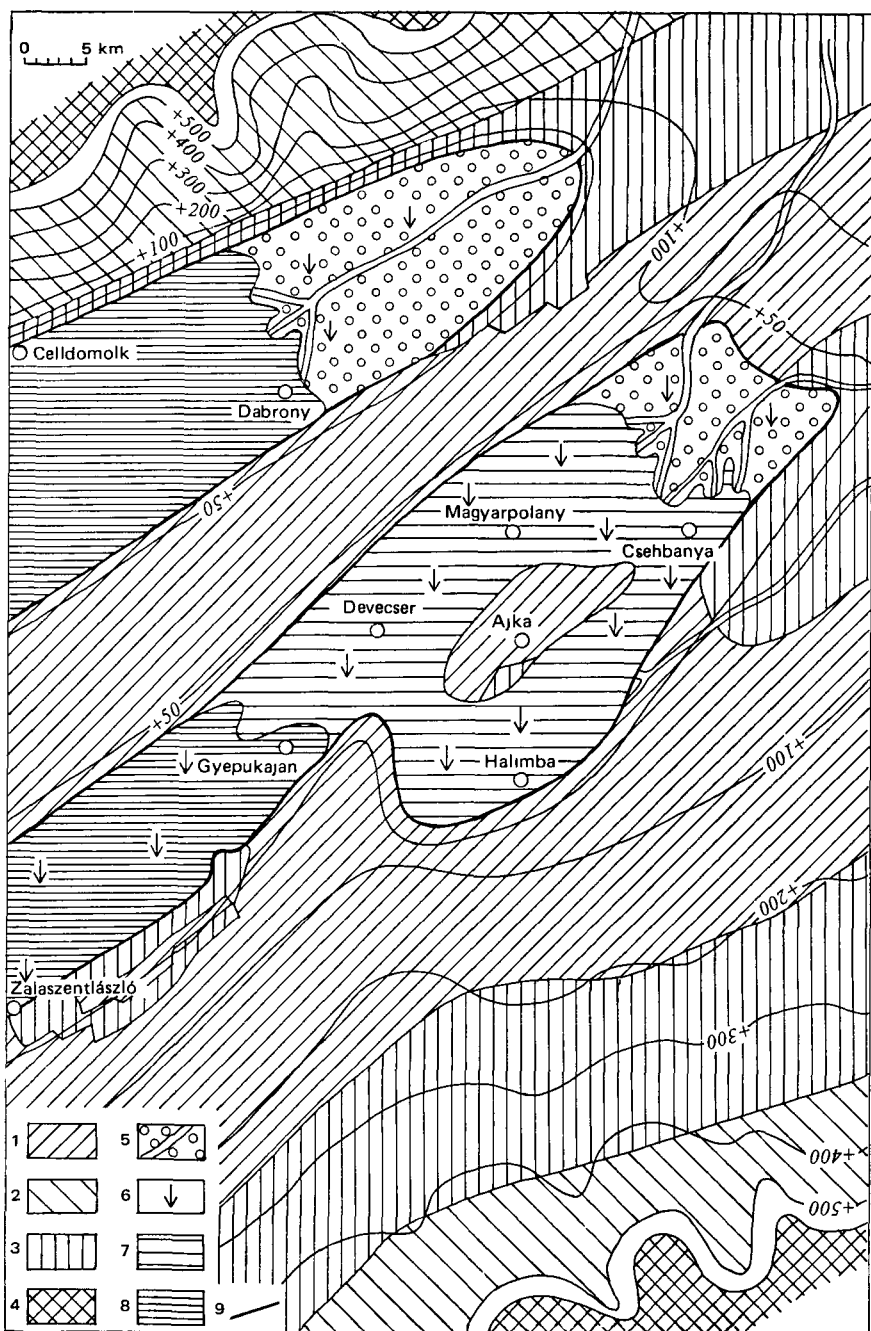
mélyzóna (medencesor) a kőszénképződés szempontjából elvileg első közelítésben perspektivikusnak tekinthető

2 A zónák fejlődéstörténete azonban többé-kevésbé eltérő, ezért a kőszénperspektívák helyes megítéléséhez részletes fejlődéstörténeti és ősfoldrajzi elemzés szükséges

3 Már a jelenleg folyó kőszénkutatás előtt elvégzett ősfoldrajzi elemzés is azt mutatta, hogy az Ajkai-medencében és a 45–50 km hosszan követhető centrális, Magyarpolány—Devecser zóna bizonyos részein a kőszénképződésre kedvező viszonyok alakultak ki (4, 5, 6 ábra)

— Az Ajkai-medencében az uledékképződés kezdetén vékony teresztrikus tormelées és helyenként nagyobb vastagságú tavi karbonátos rétegsor lerakódása után gyorsan megindult a limnikusból paralikusba átmenő kőszénképződés és megszakitásokkal az e szakaszt lezáró gyors tengerelőrenyomulásig kitartott

— A magyarpolány—devecseri zóna ÉK-i részén (Bakonyjákó) a kőszénképződésre alkalmas fejlődéstörténeti szakaszban, azaz a santoniban és a campani kezdetén, végig a fluvio-lakusztikus uledékképződés dominált, itt

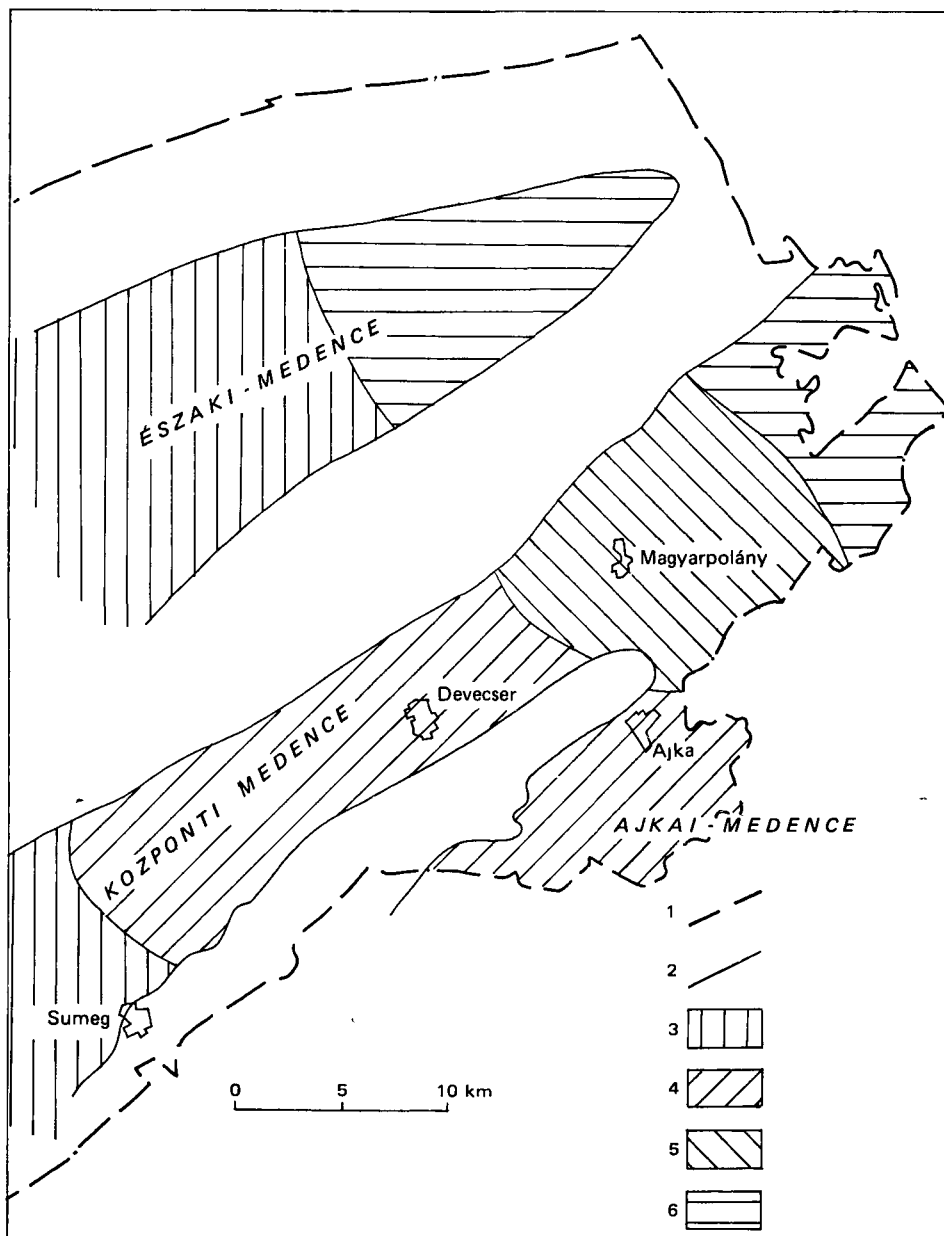


4 ábra Ősfoldrajzi rekonstrukció a fő kőszénképződés időszakára a Dunántúli-khg Ny-i részén

1. Meszkő—dolomit karszt, 2 kristályos plató, 3 nem karsztosodó kőzetek, 4 laterit, 5 folyóvízi üledék-képződés, 6 mangrove lág, 7 oligohalin laguna, 8 mio—pliohalm laguna, 9 az üledékgyűjtő határa

Fig 4 Paleogeography as reconstructed for the period of main coal genesis in the W part of the Transdanubian Central Range

1 Limestone—dolomite karst, 2 crystalline plateau, 3 rocks not affected by karstification, 4 laterite, 5 fluvial sedimentation, 6 mangrove swamp, 7 oligohaline lagoon, 9 boundary of sedimentary basin

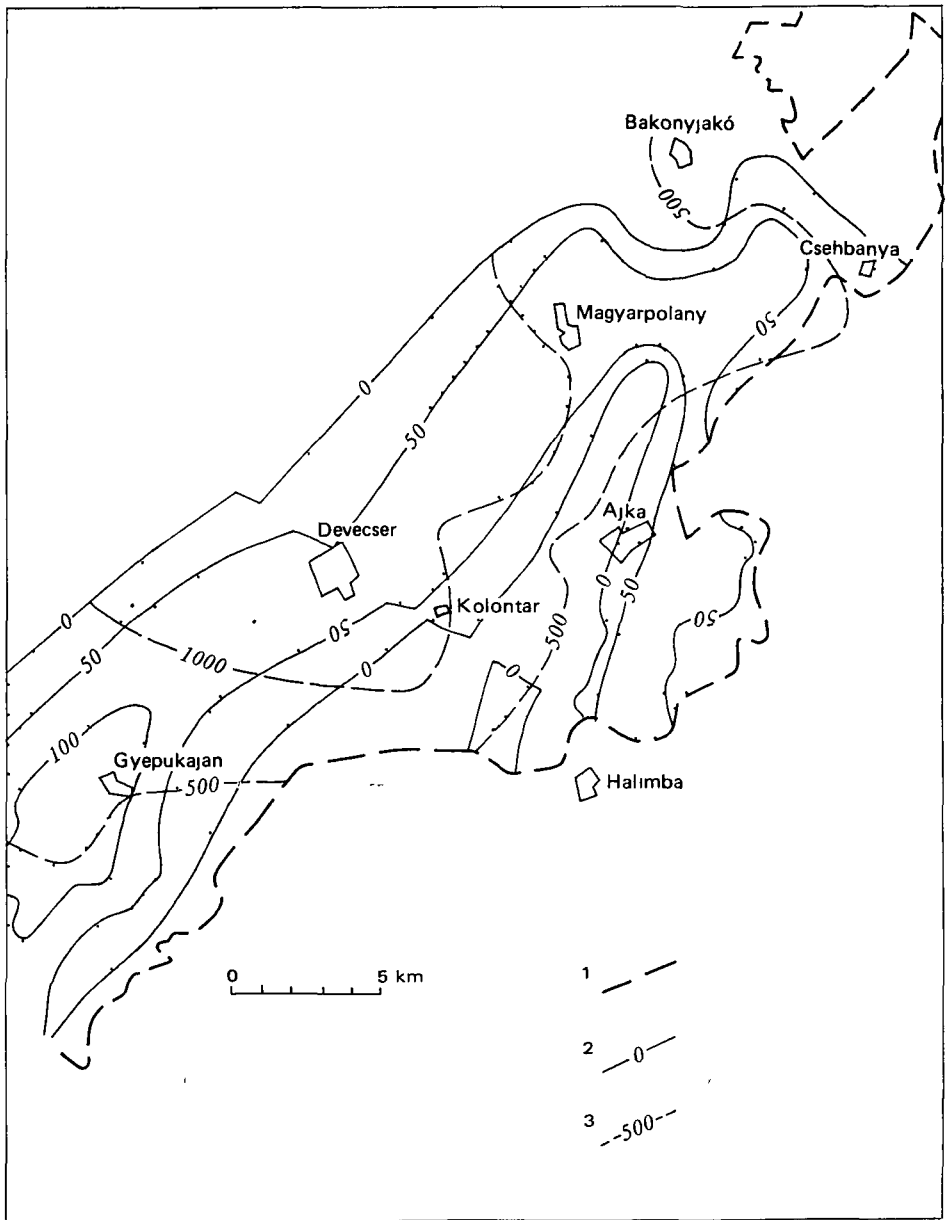


5 ábra A kőszénképződési területek fácieszónái

1 A szenon képződmények elterjedési határvonala, 2 a kőszénképződés idején mélyebb morfológiai helyzetben levő területek határa, 3 uralkodóan a tengeri hatás erveyesül — műrevaló kőszéntelep nincs, 4 a kőszénképződés optimális zónája, 5 teresztrikus beszállítottású delta üledékképződési zóna, 6 fluvio-lakusztikus üledékképződési zóna

Fig 5 Facies zones of coal basins

1 Boundary of extension of Senonian formations, 2 boundary of areas that lay in a deeper morphological position during coal genesis, 3 overwhelmingly marine influence—no workable coal seam, 4 zone of optimum for coal genesis, 5 zone of deltaic sedimentation supplied from terrestrial sources, 6 zone of fluvio-lacustrine sedimentation

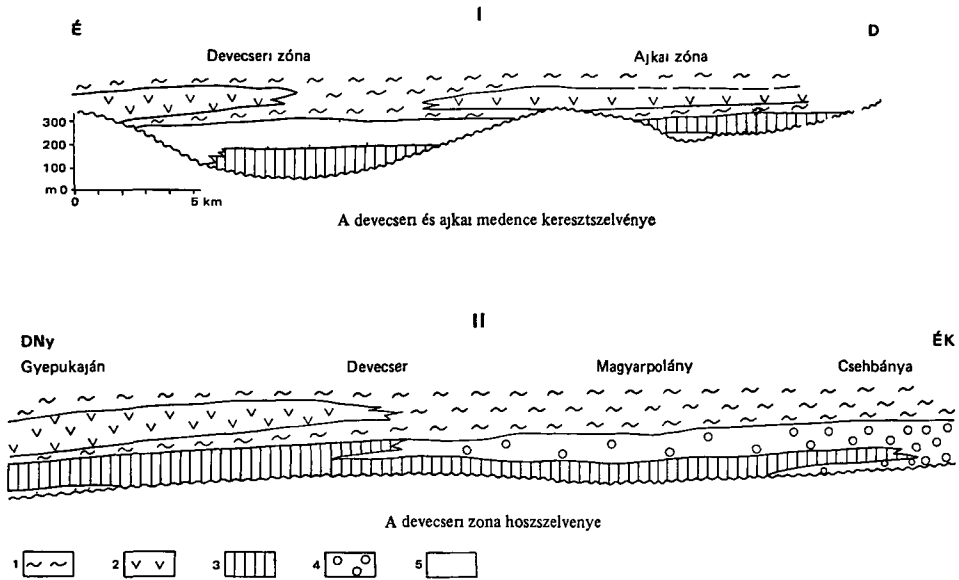


6 ábra Az Ajkai Formáció jelenlegi elterjedése, vastagsága és települési mélysége a magyarpolány–devecseri zónában

1 A szenon képződmények elterjedési határa, 2 az Ajkai F vastagságvonalai, 3 az Ajkai F bázisának a felszíntől számított mélysége

Fig 6 Present-day extension, thickness and depth of occurrence of the Ajka Formation in the Magyarpolány–Devecser zone

1. Boundary of extension of Senonian formations, 2 isopachs of the Ajka Fm, 3 depth of the base of the Ajka Fm as calculated from the surface



7 ábra Ősfoldrajzi szelvények a fő kőszénképződési területeken

1 Tengeri pelágikus fácies, 2 zátony fácies, 3 kőszénláp fácies, 4—5 fluvio-lakusztrikus fácies

Fig 7 Palaeogeographical profiles across the main areas of coal genesis

I Cross-section of the Devecser and Ajka Basins, II Longitudinal section of the Devecser zone — 1 Marine pelagic facies, 2 reef facies, 3 coal swamp facies, 4—5 fluvio-lacustrine facies

— bár kőszénzsinórok vannak — műrevaló kőszéntelepek képződése nem várható

— DNy felé (Magyarpolány) a santoni transzgresszió során megindult a paralikus kőszéntelepek képződése, de a nagy mennyiségű terrigén uledékbeszállítás miatt vastag, jó minőségű telepek nem jöttek létre, majd a delta előrenyomulása a kőszénképződést megszüntette

— Tovább DNy felé (Devecser Gyepukaján) az ősfoldrajzi feltételek egyre kedvezőbbé váltak, mert az ÉK felől beáramló tormelékanyag mennyisége DNy felé jelentősen csökkent, lapolfojtó hatása egyre kevésbé jutott szerephez Devecser környékén a kőszénlapi uledékképződést rövid időre még megszakította a terrigén hatás, Gyepukaján térségében azonban már nem, bár a terrigén beszállítódás erősödése még itt is kimutatható, mégis az ajkaihoz hasonlóan, lényegében folyamatos volt a kőszénlapi szedimentáció

— Még tovább DNy felé haladva (Sumeg) a tengeri hatás már erőssé válik és a kőszénformáció nagy vastagságú ugyan, de műrevaló telepek már nincsenek

— A Zalai-medence területén már a kőszénformáció is kimarad, a szenon szedimentáció tengeri peltes rétegekkel indul, amelynek alján legfeljebb vékony kőszénzsinórok jelennek meg

4 Az É-1 medencében valószínűleg a jelentősebb térszindifferenciáció (2, 3 ábra) következtében a terrigén hatás igen erős volt. Az eddigi kisszámú adat szerint, valószínűleg kőszénláp nem is alakult ki, a flúviális—delta környezetet közvetlenül normális sótartalmú tengeri környezet váltotta fel

5 Az optimális területeken belül a részleteket a helyi ősmorfológiai, ősfoldrajzi tényezők szabják meg. Ezek felderítése a részletesebb kutatás feladata.

A fentiekben vázolt ősfoldrajzi—fejlődéstörténeti elemzésre épített prognózistanulmány alapján végzett előkutatás jelentős kőszénvagyon felkutatására vezetett Gyepukaján térségében, amely pótolja a kimerülő ajkai kőszénmedence készleteit.

A centrális zóna kezdvező kifejlődésű egységének mélyebb részein pedig — az ősfoldrajzi modell alapján — még ennél is nagyobb vagyon feltételezhető.

IRODALOM — REFERENCES

- CSÁSZÁR G 1984 Ajka pótlása érdekében a prognózistól az előkutatásig — Foldt. Kut. 27 (3) 1—6
- CSÁSZÁR G — GYALOG L — HAAS J — MÉSZÁROS J — KOVÁCSNÉ BODROGI I 1979. Jelentés a bakonyi szenon kőszén prognózisának készítéséről és a terület előkutatási javaslata — Foldt. Int. Adattár. Ter. 7667, kézirat
- CSÁSZÁR G — HAAS J — HÍVES T — LANTOS M — MÉHES K — MÉSZÁROS J 1979. Jelentés az Ugod—Bakonyjakői térség felsőkréta barnakőszén lehetőségének vizsgálatáról és a terület előkutatási javaslata — Foldt. Int. Adattár. Ter. 10 502, kézirat
- GÓCZÁN F 1964. A Bakonyi szenon palynológiai standardja — Foldt. Int. Évi. Jel. 1961-ről 253—261
- HAAS J — JOCHÁNÉ EDELÉNYI E 1979. A dunántúli középhegységi felsőkréta uledék-ciklus ősfoldrajzi elemzése — Foldt. Int. Évi. Jel. 1977-ről 217—224
- KOPEK G 1961. A Bakony-hegység felső-kréta kőszéntelepesség összetételének ősfoldrajzi és hegység szerkezeti vázlata — Foldt. Kozl. 91 413—420
- MÉSZÁROS J — TÓTH ZSIGA J — LANTOS M — HOFFER E — ALBU I — MOLNÁR I 1981. A magyarországi felsőkréta barnakőszén előkutatás összefoglaló földtani jelentése — Foldt. Int. Adattár. Ter. 9690, kézirat
- PARTÉNYI Z — LANTOS M — HOFFER E 1982. Jelentés a Kolontár III, Kislód és Tóskaberénd térségében végzett szenon barnakőszénkutatásról (1980—82) Foldt. Int. Középheg. oszt. adattár, kézirat
- PARTÉNYI Z — CSÁSZÁR G — HOFFER E — JOCHÁNÉ EDELÉNYI E — LANTOS M — MAKRAI L — MOLNÁR I — REGŐS P — TIMA Zs 1983. Jelentés a gyepukajáni barnakőszén-terület előkutatásáról és felderítő kutatási programjáról — Foldt. Int. Középheg. oszt. adattár, kézirat

GENETIC CIRCUMSTANCES OF THE SENONIAN COAL
MEASURES OF THE BAKONY

by

J HAAS—E JOCHA-EDELÉNYI—G CSÁSZÁR—Z PARTÉNYI

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H—1143

UDC 551 763 553 94(234 373 1)

Key words reconstruction, sedimentation, coal, potential deposits, Upper Cretaceous, Senonian, Campanian, Santonian, Central Transdanubia (Bakony Mts)

The only Upper Cretaceous browncoal mine in the Transdanubian Central Range, that in the Ajka Basin, is going to be exhausted in the immediate future. This is why it has become imperative to explore coal resources in the adjacent areas. The staff of the Hungarian Geological Institute have studied, in a complex way, for several years now, the Upper Cretaceous formations. On this basis the palaeogeographical and geohistorical reconstruction of the Late Cretaceous sedimentary basin was completed. This reconstruction was used as a basis for the prediction of the browncoal resources, and the preliminary prospecting could be started. The practical results have proved the established model and an Upper Cretaceous browncoal area with quite considerable reserves has been explored. In the light of the latest results this paper is to present an improved and more precise history of development of the Senonian basin in general and of the coal swamps in particular.

During the tectonic movement and denudation prior to the transgression that started in Santonian time, piggy-backs and narrow depressions parallel to the strike of the Transdanubian Central Range were formed. The terrestrial, freshwater and, subsequently, brackish-water sedimentation set in the deeper belts (Fig 1, 2). The "classic" Ajka mining area is the southernmost basin, where the bauxite and/or thin terrestrial variegated argillaceous deposits are overlain by freshwater limestone and, subsequently, by a multi-seam coal-bearing sequence forming a transition from limno-brackish to marine-brackish sediments. The coal-bearing sequence is 100 m thick. Sedimentation in the depression separated by a piggy-back from the Ajka Basin began in a similar way, with formation of coal seams after the sedimentation of terrestrial materials (Fig 3), whereas the land-derived mass of sediments flowing in from the NE and progressing southwestwards set up an obstacle to this process. Thus the formation of workable coal seams in the NE part of the zone in question cannot be expected. Farther SW, the formation of paralic coal seams set in the course of the transgression, but as a consequence of an intensive sediment influx of the prograding delta, conditions suitable for coal formation came to an end. Yet farther SW the palaeogeographical conditions remained favourable for a long time. This subarea is that which is the most promising from the point of view of discovering coal reserves, so that a follow-up in the exploration is justified there, in spite of the greater depths involved (Figs 4, 5, 6).

Farther SW the marine influence is quite distinct and, in spite of the high formation thickness, no workable coal seam is available there

A new transgression in early Campanian time cancelled the prerequisites for coal genesis already throughout the basin and a uniform neritic marl sequence was deposited. That was the time when the piggy-backs separating the subbasins were inundated, creating possibilities for the formation of rudist reefs. In the basins themselves, and later in the whole study area, pelagic sedimentation was going on (Fig. 6)

A TELKIBÁNYAI OPÁLELFORDULÁS FÖLDTANA ÉS GENETIKÁJA*

GYARMATI PÁL* — KOZÁK MIKLÓS** — SZÉKYNÉ FUX VILMA**

* M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H — 1143

** Kossuth Lajos Tudományegyetem Ásvány- és Földtani Tanszéke
Debrecen, Egyetem tér 1
H — 4010

ETO 549 514 53(234 373 5)

T á r g y s z a v a k ásványgenetika, közetszerkezet, opal, riolit, perlit, röntgendiffrakció, derivatografia, mikroszkópos vizsgálatok, Északi-kozéphegység (Tokaji-hegység)

A valószínűleg már a középkorban is ismert és kutatott telkibányai opál-változatokra a földtani irodalomban 1791 óta találunk utalásokat. A Kurtaberc-patakban feltárt riolit hólyagüregekben igen ritkán nemesopál, tűzopál, gyakrabban sárga színű viaszopál, fekete színű szurokopál található. Ennek képződése nem utólagos kovásodás eredménye, hanem a lava kihülésének, a kőzet megszilárdulásának végső stádiumában az illókban és kovasavban dús differenciatum szingenetikusan vált ki.

A telkibányai opálelfordulásokat valószínűleg már a középkorban ismerték és a nemesfémhányászattal egyidőben az opált is kutatták.

A földtani irodalomban J. E. FICHTELNÉL (1791) és R. TOWNSONNÁL (1797) találunk először utalásokat a Telkibánya környéki opálelfordulásokra. TÓTH MIKÉ „Magyarország ásványai” c. munkájában (1882) Telkibányáról a következő opálfajtákat említi: faopál, félopál szarukőporfirban, tűzopál trachitban, uvegopál, viasz- és mézsárga viaszopál, szurokopál. A viaszopálra vonatkozó adatot FICHTEL említett közléséből vette át, a szurokopálról egy KLAPROTH-tól származó elemzést is közölt ($\text{SiO}_2 = 95,5\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,01\%$, $\text{H}_2\text{O} = 5,0\%$). Valószínű az is, hogy mint a közeli Veresvágáson (Cervenica), itt is nemesopál reményében folyt a kutatás. Bizonyára a földtani korulmények, a szeszélyes eloszlás miatt azután a kutatásokat nem folytatták. Mint indikációkat és mint az érces teléreket kísérő ásványokat, a múlt- és jelen században, a területen dolgozó szakemberek (LIFFA A 1953a, SZÉKYNÉ FUX V 1970) az opált újra észlelték, meg is említették. Felsorolja az opálfajtákat „Magyarország ásványai” c. munkájában KOCH S (1966) is, de e lelőhelynek nagyobb jelentőséget senki sem tulajdonított.

A Csenkő-patak vízgyűjtőjének földtani vizsgálata során 1978-ban, a patakhordalékban KOZÁK M (1979) figyelt fel több helyütt riolitba ágyazott viaszopál darabokra és kalcedonra. Ugyanebben az évben lelkes amatőr ásványgyűjtők — VAJNA GY és SZOMOR I (GYARMATI P 1979) — hívták fel a figyelmet a Telkibányán gyakran található, főleg sárga színű opálváltozatokra, melyből divatékszereket is készítettek.

* Előadva. A Magyarhoni Földtani Társulat 1980-ban Telkibányán tartott szakülésén

Az előfordulások Telkibányától DK-re, az Ósva-volgy mellékvölgyében, a Kurtabérc-patak torkolatánál (közvetlenül a Kőgátnál) és feljebb, a patak kettéágazásánál találhatók (1—2 ábra). Valószínű, hogy a középkori kutatás is feltárta már ezeket. A Kőgátnál néhány méter hosszban ma is bejárható egy igen kis kutatótáró (2 ábra), feljebb pedig a volgytalp közelében középkori eredetű horpák találhatók. A felszíni kibúvásokon indult kutatást valószínűleg a mélység felé bekövetkező kedvezőtlen változások, de főképpen a nemesopál hiánya miatt nem folytatták tovább. A rioltdarabokba ágyazott, gyakran igen szép, főleg sárga színű opálok a középkori kutatókat nem érdekelték, azok több 10 kg-ra becsulhető mennyiségben kerültek hányóra. Csupán a hányón és a szálban álló kőzetben egyaránt ritkán előforduló, igen apró (1—5 mm-es) nemesopál kitöltések árulkodnak az egykori kutatás valódi céljáról.

Az opálelőfordulás földtani környezete

Az Ósva vízgyűjtőjének (40 km²) felszínét 70%-ban savanyú vulkanitok (34% riolittufa, 23% riolit és 13% perlit) alkotják. A perlitelőfordulások súlypontja Telkibányától DK-re van (1 ábra). Az Ósva-volgy lefutása, a vulkáni centrumok elhelyezkedése jelzi, hogy az alsó-szarmata második felében lejátszódó savanyú magmatizmus itt ENy—DK-i vulkanotektonikus irányhoz kötött. E fő irány és a kevésbé markáns haránttorések (pl. Kurtabérci-volgy), valamint a kőzetminőség és az erőteljes pleisztocén erózió együtt határozták meg a mai, erősen tagolt felszín kialakulását. A perlit magasabb települési helyzete ellenére jobbára a volgytalpat és a volgyoldalak alsó szakaszát alkotja.

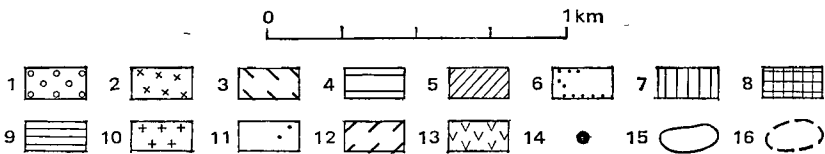
A Kőgát—Kutyaszorító környékét egy nagyméretű, összefüggő, sekély-extrúziós perlitotmeg építi fel (1—3 ábra), rátelepülve a Cserhegy—Orkhegy riolitonulatának oldalaira. A terület térképezésével és mélyfúrásos perlitkutatásával ILKEYNÉ PERLAKI E (1972, 1973), újabb perlit készletkutatásokkal pedig GYARMATI P (1981) foglalkozott.

A perlitotmeg közvetlen fekuje szurke erezésű fluidális riolit (Tb 11 és Tb 5 sz. f.). Még mélyebben húzódhat — K felé mind mélyebbre zökkenve — az a Telkibányánál még felszínen levő áthalmazott riolittufa összlet (1 ábra), amelyet a Kishuta 1. sz. fúrás 650 m-ben ért el a felszín alatt.

Az Ósva-volgyi perlitváltozatok sűrű és szoros összefonódásban váltakoznak, nem egyszer csupán deciméteres—méteres sávokban. ILKEYNÉ PERLAKI E a szerkezeti jelleg és a vízfelvétel szín- vagy posztgenetikus volta és mértéke alapján elsődleges (tomor, horzsás, breccsás) és másodlagos (gyongykoves, obszidián jellegű és átmeneti) genetikai perlit típusokat különböztetett meg.

A perlitotmeg legelterjedtebb felszíni képződménye a szurke gyongykoves perlit, amely az itt-ott előbukkanó egyéb változatokat mintegy magába ágyazza. Ez posztgenetikus vízfelvétellel kialakult másodlagos változat. A tomor, fekete, obszidián jellegű elsődleges típusnak csak kisebb kibúvásai vannak (pl. a Kurtabérci-volgy felső szakaszán). A horzsás és breccsás változatok itt egészen alárendeltek.

Az uralkodó, szurke gyongykoves perlit egyes részeken illókban gazdag. Ez az egykor viszkózus láva egyenlőtlen vízfelvételére és tokéletlen keveredésére utal. Az illódús zónák gyakori, jellegzetes, bár csak helyi kőzetváltozata a riolitos, szferolitos perlit. Legszebb előfordulásai a Kutyaszorítónál találhatók.

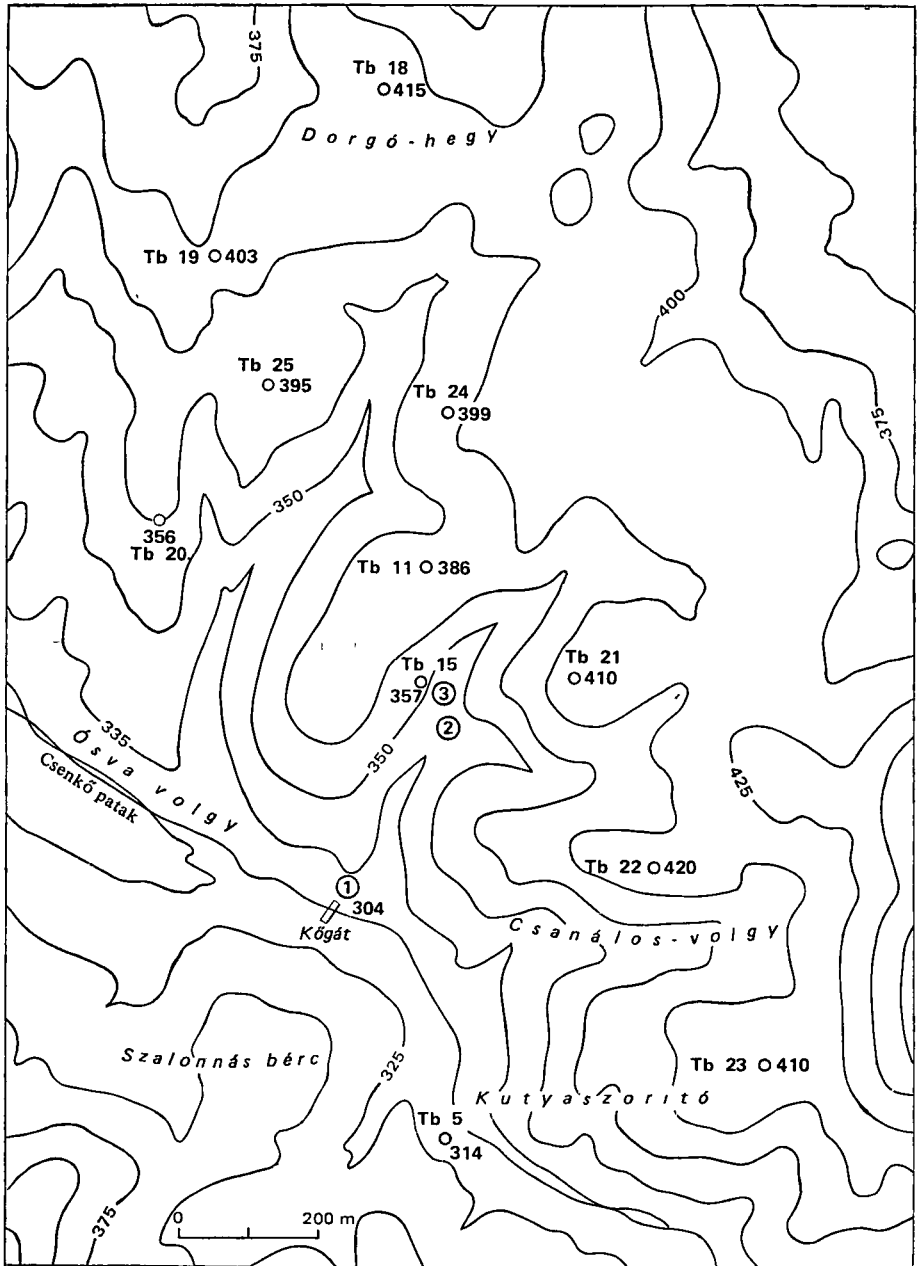


1. ábra Az Ósva-völgyi-opálélfordulás környékének földtani térképe (ILKEYNÉ PERLAKI E nyomán)

Phocén 1 Kavics, 2 lemezes, savanyu piroxenandezit, Miocén 3 vörös riolit, 4 szürke érzésű, fluidális riolit, 5 perlitbreccsa, 6 perlit, 7 riolit (szferulit) perlit, 8 horzsaköves perlit, 9 összesült riolit ártufa, 10 savanyu piroxenandezit, 11 áthalmazott riolitufa, 12 agyag és tuffit, 13 vegyes tufa, 14 opálélfordulás, 15 szálban álló kibuvás, 16 kőzettörmelék

Fig 1 Geological map of the vicinity of the Ósva Valley opal deposit (by courtesy of E ILKEY-PERLAKI)

Phocene 1 Gravel, 2 laminated, acidic pyroxene andesite, Miocene 3 red rhyolite, 4 grey-streaked, fluidal rhyolite, 5 perlite breccia, 6 perlite, 7 rhyolitic (spherulitic) perlite, 8 pumiceous perlite, 9 welded rhyolite flood-tuff, 10 acidic pyroxene andesite, 11 redeposited rhyolite tuff, 12 clay and tuffite, 13 mixed tuff, 14 opal deposit, 15 outcrop of bedrock, 16, rock clasts



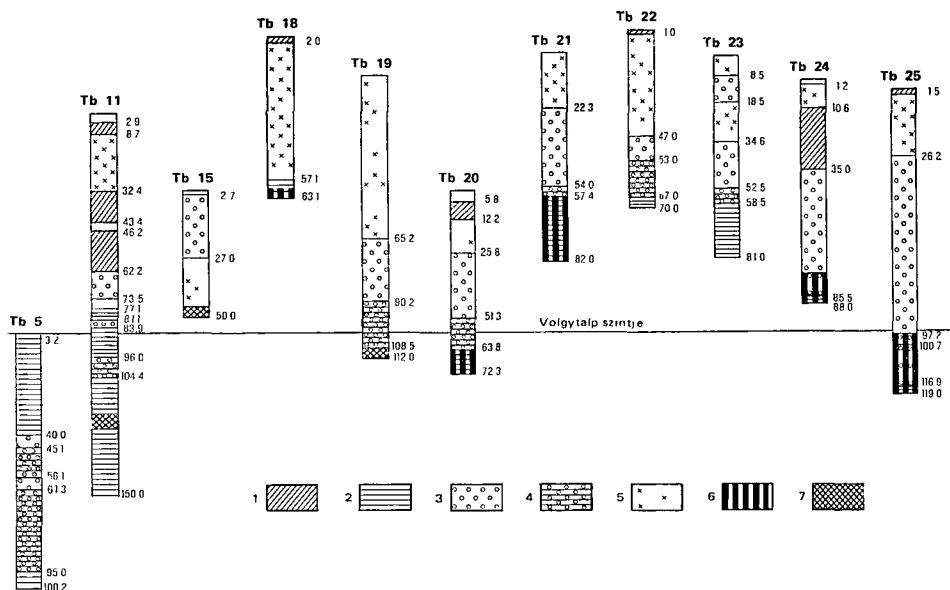
1 O Tb 19
403 2 ①

2 ábra A Telkibánya környéki perlitkutató fúrások vázlatos helyszínrajza

1 A fúrás a tsz f-i magasság feltüntetésével, 2 korábbi opálkutató helye

Fig 2 Location sketch of the perlite-exploratory boreholes in the Telkibánya area

1 Borehole with indication of the altitude, 2 earlier opal exploration site



3 ábra A Telkibánya környéken melyült perlitkutató fúrások vázlatos földtani szelvényei
 Alsősarmata 1 Horzsakoves perlit, 2 riolit, 3 perlit, 4 perlites riolit, 5 perlitbreccsa, 6 kovásodás,
 7 opálosodás

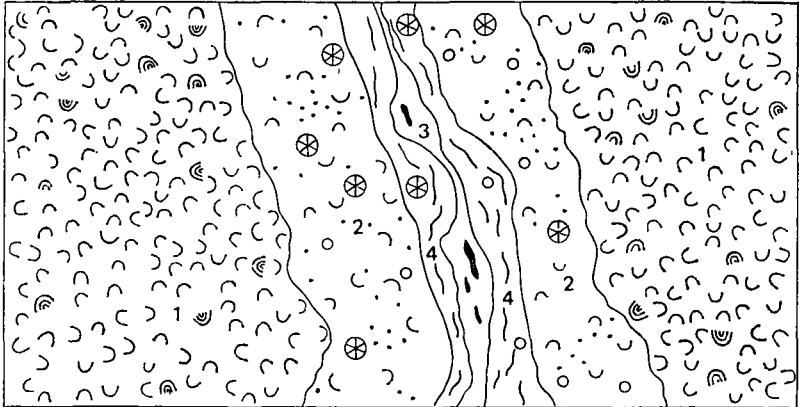
Fig. 3 Schematic geological logs of perlitic-exploratory boreholes put down in the
 Telkibánya area

Lower Sarmatian 1 Pumiceous perlit, 2 rhyolite, 3 perlit, 4 perlitic rhyolite, 5 perlitic-breccia,
 6 silicification, 7 opalization

Szovete itt igen durvaszemcsés, kiterjedése viszonylag nagy. A Kurtabérci-völgy bejáratánál és Y-szerű elágazásánál is jól követhető a felszínen, itt azonban vékonyabb pásztákban (dm—m), foltokban és finomabb szemcséjű szovettel jelenik meg. Megfigyelhető, hogy a riolitos zónák középvonalában a litoidos fázis helyenként felszaporodik és telérszerű erek formájában vörös riolitsávokat alkot.

A kőzetváltozatok között rendszerint fokozatos az átmenet. Idealizált esetben tehát a szürke gyöngyköves perlitben finom átmenettel jelenik meg a szferolitós perlit. Ezen belül a sáv középvonala felé csökken a perlites és növekszik a vasban, illóokban dúsabb litoidos fázis aránya. Így megjelenhet a riolitos perlit, majd a perlites riolit (szürke erezésű), végül a vörös riolit. A vörös riolit hólyagüregeit töltik ki — részben, vagy teljesen — a különböző, kis hőmérsékletű ásványkiválások (4 ábra). A Kutyaszoritónál nem ritka a tridimit és kalcedon együttes, a Kurtabérci-völgyben pedig a tridimit—opál kiválások gyakoriak. A valóságban a kőzetátmenetek nem mindig fokozatosak, s a változatok eltérően fejlődtek tovább, néha hiányoznak (II tábla 1), vagy keverten jelentkeznek, esetleg aszimmetrikusak.

A felszínen és a kutatófúrásokban tapasztalt kép egybevágó. Az 1979-ben végzett újabb feltáró munkák alkalmával bebizonyosodott, hogy a fúrásokban az opál a perlitnek és a fekvő fluidális riolitjának átmeneti ovében jelentkezik, ahol a perlitben a riolit elkulonult fázisként már megjelenik. Az opál itt is vörös színűzödésű szakaszok hólyagüregeit tölti ki. A perlit tőmege alsó részén



4 ábra Az opál anyaközege a kőzetváltozásokkal (idealizált vázlat)

1 Szurke, gyongykoves perlit, 2 sferulitos perlit, 3 vörös riolit opállal, kalcedonnal,
4 perlitestriolit és riolitost perlit

Fig. 4 Parent rock of opal with the rock varieties (an idealized sketch)

1 Grey, pearlstone perlite, 2 spherulitic perlite, 3 red rhyolite with some opal
and chalcedony, 4 perlitebearing rhyolite and rhyolitic perlite

tehát a felszínhez hasonló fokozatos átmenetet lehet megfigyelni a perlit és a riolit között. A perlitestüveg aránya lefelé egyre csökken, a riolitost pedig nő. Ez utóbbit kezdetben apró, majd nagyobb (mm—cm-es nagyságrendű) sferulitok képviselik egyre növekvő mennyiségben, majd csomókat alkotva, végül ereket és összefüggő tömeget képezve.

A Kőgát-környéki perlit kőzettani jellemzői

Az obszidián jellegű perlit fekete színű, perlitestüveg szerkezete fejletlen, néhol marekanitos. A fluidális tomor kőzetüveg 30—40%-ot is meghaladhat, a perlitestüveg szerkezetű részek aránya 20—70% lehet, rendszerint kicsi. Az alapanyag devitrifikálódása kevésbé jellemző.

A szurke gyongykoves perlitnek (II tábla 1) sötétebb—világosabb színváltozatai vannak. Perlitestüveg szerkezete fejlett, az ilyen részek aránya gyakran meghaladja a 80%-ot.

A szurke és fekete változatban kevés a mikroriolit. A fenokristályok mennyisége 5—15%, átlagosan 11%. Ennek zöme zónás szerkezetű és/vagy ikerlemezes savanyú plagioklász (oligoklász). Rendszerint két generációban jelenik meg, közöttük nincs éles határ. Többségük 0,1—0,5 mm-es, de egyes kristályok az 1,0 mm-t is elérik. Szandán csak elvétve figyelhető meg. A kvarc szórványosan fordul elő, általában 1%-nyi mennyiségben, a 2%-ot kivételesen haladhatja meg. A biotit 0,5—3%-nyi lehet, rendszeresen megjelenik, idiomorf vagy hipidiomorf. Ritkán 0,5%-nyi barna amfibol és kivételes esetekben hasonló mennyiségű piroxén is előfordulhat.

A riolitostüveg szerkezetű perlit (II tábla 2) legjellemzőbb sajátossága a gyakran szabad szemmel is jól látható sferulitos szövet. A szurke, sötétszurke, fekete alapanyagba 0,1—5,0 mm-es szurke, kékeszurke, néha sárgás vagy rózsaszínes árnyalatú sugaras—gombos sferulitok ágyazódnak, változatos sűrűséggel.

Mennyiségük 5—50 térfogatszázalék között ingadozik Vékony, elkenet sávokban, foltokban már a litoidos fázis is megjelenhet benne A szferolitok a tisztábban perlités részekben ritkábbak, a litoidos részekben gyakoribbak E típusban tehát a két fázis (perlités—litoidos) mennyiségi változása alapján a perlit és riolit átmeneti változatai jelennek meg A szferolitos perlitben az alapanyag változatos, a tipikus perlités struktúrájú rész aránya 10—90% között mozoghat Hasonlóan különböző mértékű a devitrifikáció A kriptokristályos üveg megjelenése jellemző, de mennyisége változó Mikroszkópban is megfigyelhető, hogy a szferolitok néhol szétszórta, izoláltak, másutt csoportos halmazokat képeznek, változó színűek és nem ritka a gyűrűs továbbnövekedésük sem A kőzet ásványos összetétele nagyjából megfelel az előbbi típusokénak

A kőgáti perlit opáltartalmú rioliterének közettani jellemzői

A riolitos szferolitos perlit riolitsávjai az előzőekben elmondottak szerint nem homogének (II tábla) A litoidos fázis túlsúlyra jutásával a kőzet mindinkább riolit jellegűvé válik Két alapvető típusa különíthető el a szurkés perlités sávokat, foltokat még tartalmazó ún szurke erezésű fluidális riolit és a perlités fázistól már nagyrészt mentes, egységesebb küllemű voros (litoidos) riolit E két típus képezi a riolitos szferolitos perlitsávok rioliterét és nagy önálló tomegekben az Ósva-volgyet határoló gerincek anyagát E riolitokat korábban sokféle típusba sorolták (HERMANN M 1952, LIFFA A 1953) Az említett két fő változatát ILKEYNÉ PERLAKI E különítette el először a genetikai összefüggések és a mikrostruktúra alapján

A perlitest opáltartalmú rioliterének két riolittípusa szoros összefonódásban jelentkezik Szöveti jellemzőik különbözőek, sok az átmeneti változat Ásványos összetételük közelítőleg megegyezik a tárgyalt perlitékével Feno-kristályaik mennyisége ritkán növekszik 12% fölé A litoidos részek a felzites átkristályosodás mellett gyakran mutatnak vitroklasztos, sőt autobreccsás szerkezetet, míg a szurke erezésű részekben gyakoribb a devitrifikáció okozta, halmazpolarizációt mutató krisztobalit—kálifoldpát szövetek Jellemzőek a szferoid kristályhalmazok és a devitrifikáció eredményeként megjelenő mezőkbe, lencsékbe, sávokba rendezett, mozaikos krisztobalitos alapanyag Ez utóbbi 40—80%-nyi is lehet

Kis hőmérsékletű ásványkiválások: kalcedon, tridimit, opál

A kalcedon rendszerint a néhány cm-es méretű uregek tridimittal borított falát vonja be Ritkán tölti ki teljes egészében az uregeket Színe jobbra kékesfehér A Kutyaszorító környékén gyakran, a Kurtabérci-volgyben ritkábban fordul elő

Az opál a Kurtabérci-volgyben gyakori, többnyire uregkitöltésekben Alakja gumós, tojásdad, lapított ellipszoid, lencse, orsó vagy szabálytalan egyaránt lehet Legnagyobb példányai a gyermekfej nagyságot is elérik, de többségük 1—2 cm alatt marad Kulcsjuket számos helyen vékony, 0,1—3,0 mm vastagságú, fehér színű, porcelánszerűen tomott, vagy krétaszerűen laza burok veszi körül Az opál színe változatos, uralkodó a sárga és alárendeltben a zöld többféle árnyalata Valamivel ritkábbak a fehér és a barnásvörös

példányok, ritkák a sötétbarna—fekete színváltozatok. Egyazon opáltesten belül többféle színváltozat is megjelenhet, hol éles, hol elmosódott határral. Egyes példányok mohachát-szerű barnásfekete Fe-Mn-dendritekkel tarkázottak. Lehetnek víztiszták, gyengén átlátszók, áttetszők, de zavarosak és átlátszatlanok is.

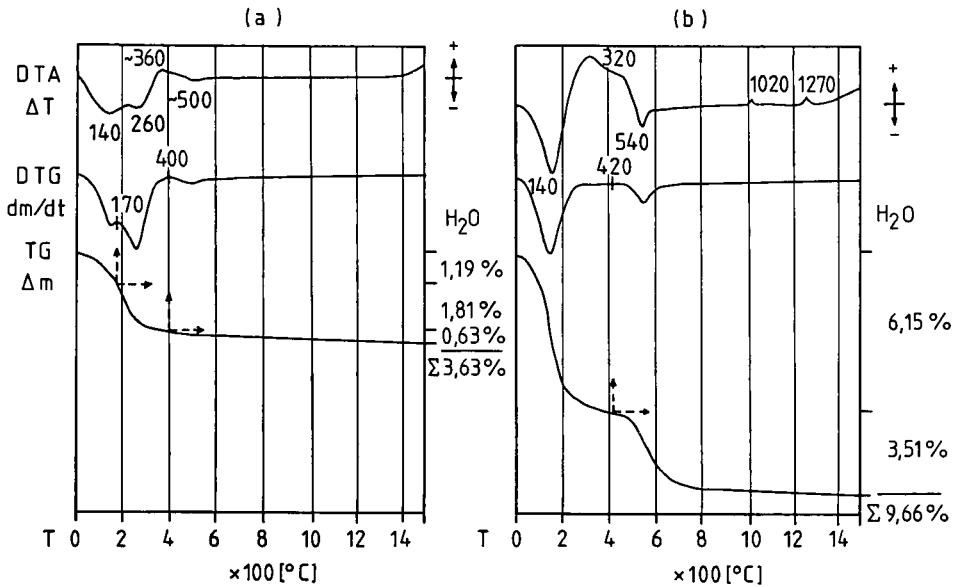
Mikroszkópban jól látható, hogy az uregek falait csaknem minden esetben tridimit borítja (III tábla 2). Az opál anyaga ezekre települ. Belsejükben finom repedéshálózat figyelhető meg. A torések és repedések lehetnek zezzugos, szabálytalan, koríves lefutásúak, szilánkosak, fűrészfog-szerűek és torlódó jégtáblákra emlékeztető rajzolatúak (III—IV tábla). Repedéseikben ritkán limonitos, vagy agyagos kitöltés, bemosódás látható. A repedezettség miatt az opál már kisebb mechanikai hatásra is aprózódik. Csiszolásra alkalmas, tomor darabjai, ill. részletei a diónyi méretet csak kivételes esetben érik el. Kiseb opálfoltok esetében jellemző néhol az opálnak kristályos kvarccá történő átalakulása (IV tábla 1). Az ilyen részek mozaikszerűek, de korvonalaik szabálytalanok, elmosódottak.

Az opál alkotói és szerkezete

Az opál régebbi megállapítás szerint víztartalmú kovagél. Röntgenvizsgálatok igazolták, hogy a kovagélben finom szemcséjű szubmikroszkópos kristallitok is megjelennek. Utóbbiak anyaga főleg krisztobalit. Víztartalma 1—10% között változhat. A víz jelentős része fizikai adszorpcióval kötött és a hőmérséklet emelésével könnyen eltávolítható. A leggyakoribb telkibányai opálféleségnek, a viaszopálnak viaszsárga színe a 0,03—0,23% között változó mennyiségű vasoxidtól származik. A színező vastartalom oxidációját 360 °C-nál a telkibányai opálból készült derivatogram DTA görbéje is jelzi (5a ábra).

A termikus görbéken (5a—b ábra) 65—150 °C között jelentkeznek az adszorpciós vízleadásból származó endoterm csúcsok. Különböző szerzők: KONTA 1952, KARŠULIN és ŠTUBICAN 1953, CSUKROV 1955, SCHRAMLI, BECKER 1960, SUDO 1956, SERDJUCSENKO 1952 (in SMYKATZ-KLOSS 1974) kissé eltérő értékkel a fenti intervallumot adják meg az adszorpciós víz leadására. A telkibányai viaszopálnál ez a csúcs pontosan 140 °C-nál jelentkezett és a derivatogram szerint 1,19 súly% vízleadást jelentett. A 270 °C-nál jelentkező endoterm csúcs az alacsony hőmérsékletű krisztobalitnak magas hőmérsékletű krisztobalittá történő átalakulásából származik (W. SMYKATZ-KLOSS 1974). Ha a telkibányai opál derivatogramját a veresvágási (Červenica) viaszopáléval összehasonlítjuk (5b ábra), megállapíthatjuk, hogy ez utóbbi is 140 °C-nál adja le adszorpciós víztartalmának zömét, de ez mennyiségileg lényegesen nagyobb, 6,15 súly%. A veresvágási opál 540 °C-nál jelentkező endoterm csúcsa kristályos kvarc mellett agyagásványos szennyezést jelez, ez utóbbit az 1000 °C fölött jelentkező exoterm csúcsok is alátámasztják (5b ábra).

Már a röntgenvizsgálatok is igazolták, hogy a viaszopál szubmikroszkópos krisztobalitokból áll. TAKÁCS J. (1981) elektromikroszkópos vizsgálatai rávilágítottak ezek belső elrendezésére. A különböző opálváltozatok eltérő kristályossági fokkal jellemezhetők. Az opálban 0,10—0,25 μm-es morfológiai méretű elemekből álló ún. másodlagos szerkezet figyelhető meg. A morfológiai elemek mérete, alakja, illeszkedése lelőhelyenként és változatonként eltérő. A hazai opálok közül legnagyobb kristályossági foka a telkibányai opálnak van.



5 ábra A telkibányai (a) és a veresvágási (b) viaszopál derivatogramja
 (Készült az KLTE Ásvány- és Földtani Tszk-én Fűtési sebesség $3^\circ\text{C}/\text{perc}$, mintatartó Pt-tégely)

Fig 5 Derivatographs of wax opal from Telkibánya (a) and Veresvágási (b)
 (Prepared at the Department of Mineralogy and Geology of KLTE Heating rate $3^\circ\text{C}/\text{min}$, sample-container Pt-crucible)

A tejopálban pl az 1500–3500 Å-os morfológiai elemek rendezetlenül helyezkednek el egymás mellett. A fényt minden irányban szórják, különösen a legrovidebb hullámhosszú kék színt. Ezért jellemző a tejopálra a kékes-fehér színeződés (opaleszcencia).

A legnagyobb fokú rendezettséget a nemesopál mutatja. A Kurtabérci volgy apró nemesopál darabjainak színjátékában a zöld szín dominál a színnek kis térszögintervallumban nagy intenzitású megjelenése alapján — TAKÁCS J szerint — az ausztráliai nemesopálokra hasonlít.

Az opál származása

A kőzettípusoknak a felszínen és a kutatófúrásokban egyaránt tapasztalt fokozatos átmenetei szerint itt egyetlen vulkáni anyagszolgáltatási ritmussal, ill. annak során differenciációsan elkülönülő összetételbeli változataival állunk szemben. A nagy viszkozitás következménye a perlittesten belüli gyakori autobreccsásodás. A magma nagy víztartalmú kovagőzzel történt átítatódását egy a felnyomulást közvetlenül megelőző, transzvizaporizációs—kontaminációs folyamatnak tulajdonítjuk. A láva nagy viszkozitása folytán a mechanikus keveredés tökéletlen lehetett. A felszínre jutás utáni kristályosodás végső fázisaként váltak ki az illódús riolitos erek hólyaguregeiben az amorf és kriptokristályos kvarcváltozatok (opál, kalcedon).

Kétségtelen, hogy a kovaanyag az olvadékkal együtt mozgott, abban oldott állapotban volt. Így érthető, hogy a riolitos—opálos erek lefutása követi a lávamoszgas változatos, helyenként lamináris, másutt kaotikusnak tűnő irányait, az erek vastagsága változó és az opál kisebb-nagyobb csoportokban található. Az opáltartó hólyagüregek zártak, izoláltak, itt-ott egy irányban sorakozók. Ez az irányítottság azonban a kőzet megszilárdulásának végső stádiumában kivált opál anyagában, színváltozatainak elhelyezkedésében, repedéseinek irányainál nem jelentkezik.

A Kőgát környéki opál esetében tehát nem a kőzetképződést követő, utólagos kovasodással, hanem a láva illókban és kovasavban dús részeinek szingenetikus, mechanikai és differenciációs elkulonulásának jelenségével állunk szemben.

Gazdasági jelentőség, perspektívák

Az opál mennyiségéről és jelentőségéről az eddigi — nagyrészt más célú — kutatások adatai alapján nem lehet egyértelmű véleményt formálni, ill. e kérdést lezártnak tekinteni. Nyilvánvaló, hogy az opál a kőgáti perlitomegnek mind a felszíni, mind a felszín alatti részen előfordul. Ez az előfordulás azonban csak szórványos. Ezt igazolja, hogy csupán két perlitkutató fúrásban (3 ábra) sikerült opálos zónára bukkanni (A Tb 15 sz. fúrásban 47,5—50,0 m, a Tb 11 sz. fúrásban pedig 121,5—126,8 m mélységközben). A perlitest felszínén végzett térképező és nyersanyagkutató munkálatok 109 db, 2 m átlagmélységű kutatóaknájának egyike sem tárt fel opált.

A perlitomeg felszínre bukkanó részén kevés a riolitos sáv, ezek szétszórva, de kisebb rajokba csoportosulva találhatóak. Lefutásuk elég változatos, felszín alatti folytatódásuk iránya kiszámíthatatlan. Nem minden rioliter tartalmaz opált és az opáltartalmú erekben az ásvány nagyon egyenlőtlenül, szórt eloszlásban jelenik meg.

Az elmondottak alapján alig képzelhető el az opálnak, mint haszonanyag-nak, tartós és intenzív kulszíni fejtéssel történő bányászata. Továbbkutatás szempontjából, a Kurtabérci-völgy két produktív zónája közül az északabbi látszik reményteljesebbnek. A riolitsávok felszín alatti lefutása sekélyfúrásokkal nyomozható, ám ez kevés információt nyújthat az opáltartalom alakulásáról. Kisebb méretű, kisüzemi jellegű, robbantásos technikával folytatott alkalmi fejtés és ennek anyagán végzett, kézi válogatással történő kinyerés esetleg gazdaságos lehet. A bányászati feltárás és leművelés kis valószínűsége miatt a telkibányai opálelőfordulást továbbra is inkább csak mint ásványtani—ásványgenetikai érdekességet tarthatjuk számon. Ha a kőgát—kutyaszorító kőzet óriási, komoly népgazdasági értéket képviselő perlitvagyont egyszer letermelik, akkor az opálos erek és zónák is jobban feltáruznak, hozzáférhetőbbek lesznek. Ez esetben az opált, mint mellékterméket, érdemes lesz elkulonítani.

Telkibánya környékén az opál megjelenése nemcsak a riolitos, szferolitos perlit rioliteréhez köthető, hanem az onálló tomegekben előforduló vörös litoidos riolitokhoz általában is. Bizonyítja ezt az a gyakorlati tény, hogy kisebb tej- és viaszopál darabok a gonci Nagy-patak völgyében, a Farkas-hegyen és a Pengő-kőtől K-re, a kecske-hegyi István-kút forrásánál is előkerültek, kőzettormeléből. A pálházi Ordog-völgyből szintén ismerünk kovagőzzel átitatott, túltelített riolitváltozatot, melyben az izolált hólyagüregek alját libella-szerűen tölti ki az opál (I tábla 2).

Célszerű lenne azokat a riolitlelőfordulásokat megkülönböztetett figyelemmel megvizsgálni, ahol a vörös litoidos anyag felszaporodása tomegees méretű és ahol ezekben a litofizák és hólyagüregek nagy száma az egykori láva illó-gazdagságát jelzi

IRODALOM — REFERENCES

- FICHTEL J E 1791 Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen — 1—2 Wien
- GYARMATI P 1979 Jelentés a Telkibánya—Kurtabércpataki opal lelőhelyen végzett feltaró munkákról — Foldt Int Adattár T 7919, kézirat
- GYARMATI P 1981 Tokaji-hegységi perlitprognózis Összefoglaló földtani jelentés az 1978—1980 között elvégzett munkáról — Foldt Int Adattár T 9476, kézirat
- HERMANN M 1952 Telkibányai rioltok és andezitek petrográfiaja és petrokémiaja — Foldt Kozl 82 349—367
- ILKEYNÉ PERLAKI E 1972 A Telkibánya—Kőgáti perlitlelőfordulás felderítő kutatásának zárójelentése és készletszámítása — Foldt Int Adattár T 4034, kézirat
- ILKEYNE PERLAKI E 1973 Perlitprognózis Gonyakúti 1 10 000 méretarányú térképlap, szoveges jelentés és dokumentáció — Foldt Int Adattár T 4858, kézirat
- KOCH S 1966 Magyarország ásványai — Akad Kiadó, Budapest
- KOZÁK M 1979 Lehordasi modellterület felepítésének és kőzetanyag transzportjának földtani vizsgálata — Doktori ért KLTE Ásvány- és Földtani Tszk, kézirat Debrecen
- LIFFA A 1953a Telkibánya környékének földtana és kőzettana — Foldt Int Évk 41 (3) 1—78
- LIFFA A 1953b A Tokaji-hg perlitlelőfordulásai — Foldt Int Évi Jel 1951-ről 31—48
- MACKENZIE R C 1962 Scifax differential thermal analysis data index — Macmillan and Co Ltd London
- MÁTYÁS E 1971 A perlit mint vulkani kőzetfácies — ÉTE Perlit Konf 21—75 Balatonfüred
- SMYKATZ-KLOSS W 1974 Differential thermal analysis Application and results in mineralogy — Springer Verlag 91—92 Berlin—Heidelberg—New York
- SZÉKYNÉ FUX V 1970 Telkibánya ercesedése és karpatai kapcsolatai — Akad Kiadó 21—23 Budapest
- TAKACS J 1981 Structural investigation of opal varieties — Abstracts of the 12th Cong of the Carpatho—Balkan Geol Ass 328—329 Bucharest
- TÓTH M 1892 Magyarország ásványai — 365—376 Budapest
- TOWNSON R 1797 Travels in Hungary with a short account of Vienna in the year 1797 — London

I tábla — Plate I

- 1 *Voros riolitban nyitott kőfejtő Telkibánya DK-1 szélén, az Ósva-volgyben — Quarry cut into red rhyolite on the SE fringes of Telkibánya, in the Ósva Valley*
- 2 *Hólyagureges, opál-, „libellás” riolit Pálháza, Órdog-volgy — Vesicular opal-bubbled rhyolite, Pálháza, Ordog Valley*

Fotó PELLÉRDY



1



2

II. tábla — Plate II

- 1 Szürke gyongykoves perlit és opáltartalmú riolitér olyan átmenete, ahol a szferolitós perlit hiányzik Kurtabérci-völgy bejárata — Such a transition between grey “pearlstone” perlite and an opal-bearing rhyolite dikelet, where spherulitic perlite is absent Entry to Kurtabérc Valley
- 2 Szferolitós perlit és opáltartalmú riolitér fokozatos átmenete, igen apró szferolitokkal Kurtabérci-völgy bejárata — Grading of spherulitic perlite into an opal-bearing rhyolite dikelet with very small spherulites. Entry to Kurtabérc Valley

1—2 || N, 43×

Fotó KOZÁK M.



1



2

III. tábla — Plate III

- 1 Viaszopál vörös molytérben Jellegetes az opál repedezettsége E példány zavarossága, mérsékelt áttetszősége vasvegyületektől származik Kurtabérci-völgy Y-elágazása — Wax-opal in a red rhyolite dikelet Note the cracks in the opal—a characteristic feature The blurred habit of this specimen, its moderate transparency is due to iron compounds Y-fork of Kurtabérc Valley
2. Opállal kitöltött ureg elvégződése molytérben Az erősen toredezett opál szegélyén jól fejlett tridimit kristályok borítják az ureg falát Kurtabérci-völgy Y-elágazása — The extremity of an opal-filled cavity in a rhyolite dikelet Note the well-developed tridymite crystals on the margin of the opal as covering the cavity wall Y-fork of Kurtabérc Valley

1—2 || N, 43×

Fotó KOZÁK M



1



2

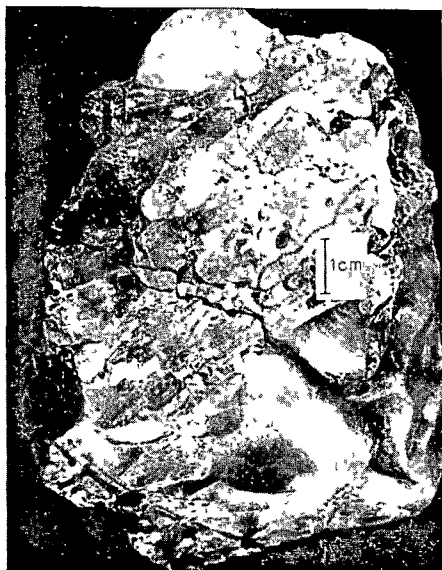
IV. tábla — Plate IV

- 1 Devitrifikálódott, nagyrészt kristályos kvarccá alakuló opál riolitérben Kurtabérci-völgy Y-elágazása — Devitrified, for the most part crystalline opal in a rhyolite dikelet Y-fork of Kurtabérc Valley
+N, 40×
- 2 Viaszopál-tartalmú riolitér darabja Az Ósva-patak hordalékából származó minta, Telkibánya D-i széle — Portion of a rhyolite dikelet containing wax-opal Sample deriving from the alluvium of the Ósva rivulet, S fringe of Telkibánya village
- 3 A 2 kép nagyított részlete — Enlarged detail of Fig 2

Fotó KOZÁK M



1



2



3

GEOLOGY AND GENESIS OF THE TELKIBÁNYA OPAL TOKAJ MTS, HUNGARY

by

P GYARMATI*—M KOZÁK**—V SZÉKY-FUX**

* Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H—1143

** L. Kossuth University, Department of Mineralogy
and Geology, Debrecen, Egyetem ter 1
H—4010

UDC 549 514 53(234 373 5)

Key words mineral deposits, petrofabrics, opal, rhyolites, perlite, X-ray diffraction analysis, differential thermal analysis, thermogravimetric analysis, microscope methods, Northeastern Hungarian Hills (Tokaj Mts)

As evident from earlier publications (J. E. FICHTEL 1971, R. TOWNSON 1797, M. TÓTH 1882), the opal occurrences of Telkibánya must have been known already in the Middle Ages and, simultaneously with the extraction of noble metal ores, opal was searched for, too. Also in this century, the geologists working in the study area (A. LIFFA 1953a, V. SZÉKY-FUX 1970) did mention the presence of opal as a gangue mineral associated with the ore veins. S. KOCH (1966) also listed the various types of opal from Telkibánya in his monographic work "The Minerals of Hungary", but he did not ascribe too great importance to those finds. It was in 1978 that M. KOZÁK, while studying the lithology of the catchment area of the Csenkő brook, discovered fragments of wax-opal and chalcedony embedded in rhyolite in the alluvium of the streamlet. In that same year, eager amateur mineral samplers (GY. VAJNA and I. SZOMOR) made attractive dress jewellery of beautiful yellow opal varieties sampled from Telkibánya.

The deposits are located SE of Telkibánya, in a tributary valley of the Ósva Valley, at the mouth of the Kurtabérc brook and higher upstream, at the bifurcation of the streamlet (Fig. 1 and 2). A small exploratory adit (Fig. 2) and medieval mining subsidences higher upstream, near the valley floor, suggest that the deposits had been uncovered by medieval mineral explorers. Because of the lack of noble-opal they probably did not go farther deep with the exploration, for the beautiful yellow opal embedded in rhyolite did not interest them.

The surface of the catchment area of the Ósva stream (40 km²) is constituted in 70% by acid volcanics. The gravity point of the perlite deposits falls SE of Telkibánya (Fig. 1). The course of the Ósva Valley indicates too that the Lower Sarmatian acid magmatism is controlled by NW—SE-trending volcano-tectonic lines. The vicinity of the so-called Kőgát—Kutyaszorító in the Ósva Valley is made up of shallow-extrusive perlite (Fig. 2 and 3), overlying the Cser-hegy—Ork-hegy rhyolite range (Pl. I, f. 1). The perlite varieties of the Ósva Valley alternate quite densely and in a close entanglement. On the basis of structural patterns, colour or postgenetic hydration characteristics, E. ILKEY-PERLAKI (1972) distinguished primary (compact, pumiceous, breccious) and secondary (pearlstone-, obsidian-like and transitional) perlite types. The

most common formation exposed in the study area is grey pearlstone perlite in which the share of the perlitic structure often exceeds even 80%. Typically enough, it is locally particularly rich in volatiles. A characteristic local variety of the volatile-rich zones is the rhyolitic, spherulitic perlite. The rock varieties, as a rule, grade continuously into one another, thus in the grey pearlstone perlite the rhyolitic spherulitic perlite is often observed to appear with a gradual transition. A characteristic feature of the rhyolitic spherulitic perlite is that the spherulitic texture is often well visible even to an unaided eye (Pl II f 2). Within this, towards the median line of the individual bands the percentage of the perlitic phase decreases and that of the lithoid phase, rich in iron and volatiles, increases. With the coming of the lithoid phase into predominance the rock becomes gradually more rhyolitic in character. Two types can be distinguished: grey, perlite-veined, fluidal rhyolite and red, perlite-free (lithoidal) rhyolite. Thus rhyolitic spherulitic perlite is followed by perlitic rhyolite, followed in turn by red rhyolite. The cavities in the red rhyolite are filled with various mineral segregations (tridymite-chalcedony, tridymite-opal). In reality, the transitions between the rock types are not always gradual, the above varieties might have developed quite differently. Sometimes (Pl II, f 1) they are absent or mixed up or they may be asymmetric.

The picture described from the surface agrees very well with the data obtained from exploratory drilling. As evidenced by artificial exposures made in 1979 (P. GYARMATI), the opal in the boreholes occurs in the zone of transition from the perlite into the underlying fluidal rhyolite, where, in the perlite, the rhyolite already appears as a separate phase. Here too, the opal is sitting in the vesicular cavities of the red rhyolite.

The tridymite-covered walls of the larger cavities, a few cm in diameter, of the red rhyolite are often filled up by bluish-white chalcedony (e.g. Kutya-szorító). The cavity-filling habit of the opal in the Kurtabé Valley is conspicuous. Widely varying in shape, its finest specimens may attain even a child's head in size, but their majority fall short of 1–2 cm. The opal widely varies in colour. The yellow colour is predominant (wax-opal), the white and brownish-red specimens being less common. These widely vary in transparency from limpid to opaque.

The cavity walls are covered in every case by tridymite, this being overlain by opal (Pl III, f 2). Inside the opal a network of fine cracks of varied orientation is observed (Pl III–IV). Because of the presence of cracks the opal is apt to disintegrate when hit even by a weak mechanical impact. Thus its specimens suitable for being polished seldom attain nut size. In case of opal grains of smaller size, the recrystallization into quartz is characteristic (Pl IV, f 1). According to the results of structural studies, cristobalite also appears as submicroscopic crystallite along with silica gel. The endothermal peak observable at 270 °C (Fig 5a) derives from the alteration of low-temperature cristobalite into high-temperature one (W. SMYKATZ-KLOSS 1974).

A considerable part of adsorptive water in wax-opal escaped at 140 °C (Fig 5a), which is in line with the observations of various authors (65–150 °C). The yellow colour of the wax-opal derives from iron oxide varying in quantity between 0.03 and 0.23%. The oxidation of the latter is exactly indicated by the endothermal peak at 360 °C on the DTA pattern. The wax-opal of Veresvágás (Červenica) (Fig 5b) yields its adsorptive water at 140 °C, but the quantity of this one is higher, 6.15 weight %. The endothermal peak appearing

at 540 °C on the DTA curve beside crystalline quartz derives from a clay mineral, as supported by the exothermal peaks above 1000 °C, too

According to J. TAKÁCS' electron microscopic results (1981), the aforementioned submicroscopic crystallites in the opal show a distinct and produce a secondary structure composed of morphological elements 0.10–0.25 μm in size. Their morphological elements vary in size and shape from locality to locality and from variety to variety. From among the Hungarian varieties of opal, that of Telkibánya has the highest degree of crystallinity. The highest degree of stacking is exhibited by the noble opal.

As evident from the foregoing, the genesis of the opal of Telkibánya is the result of a syngenetic process. The opal segregated as the final phase of crystallization of a highly viscous acidic lava of high volatile and silica content and it accumulated in the vesicular cavities of volatile-rich rhyolite dikelets.

In the light of the data hitherto available, it would be rather difficult to formulate an opinion about the economic significance of the opal of Telkibánya. What is certain is that it occurs both in outcrop and underground, but it is unevenly distributed and highly disseminated. A recovery by trimming of occasional small-scale openworks run by blasting techniques may possibly prove economically feasible. Once the enormous perlite resources of the Ósua Valley are stripped of, the opal-bearing veinlets and zones will be uncovered. In that case it will be worth while separating the opal as a by-product. Milk- and wax-opal fragments of varying size occur in the more extended neighbourhood of Telkibánya as well. For this reason, it is worth surveying all the occurrences, where the red lithoidal rhyolite is present in big masses with a maze of lithophyses and vesicular cavities suggesting the presence of wealth of volatile matter.

MARKAZIT, COPIAPIT ÉS ROMBOKLÁSZ AZ UZSAI ALSÓ-PANNÓNIAI KAVICSÖSSZLETBEN

VICZIAN ISTVÁN*—KOZÁK MIKLÓS**—SZOÓR GYULA**

* M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H—1143

** Kossuth Lajos Tudományegyetem Ásvány- és Földtani Tanszék Debrecen,
Egyetem tér 1
H—4010

ETO 549 08 532 51(234 373 1/2)

T á r g y s z a v a k ásványtani vizsgálatok, kavics, szulfatok, új leírás, copiapit, romboklász, markazit, röntgen-diffrakció, infravörös spektroszkópia, scanning, felső-miocén (alsó-pannóniai), Dunántúli-kozéphegység (Uzsa)

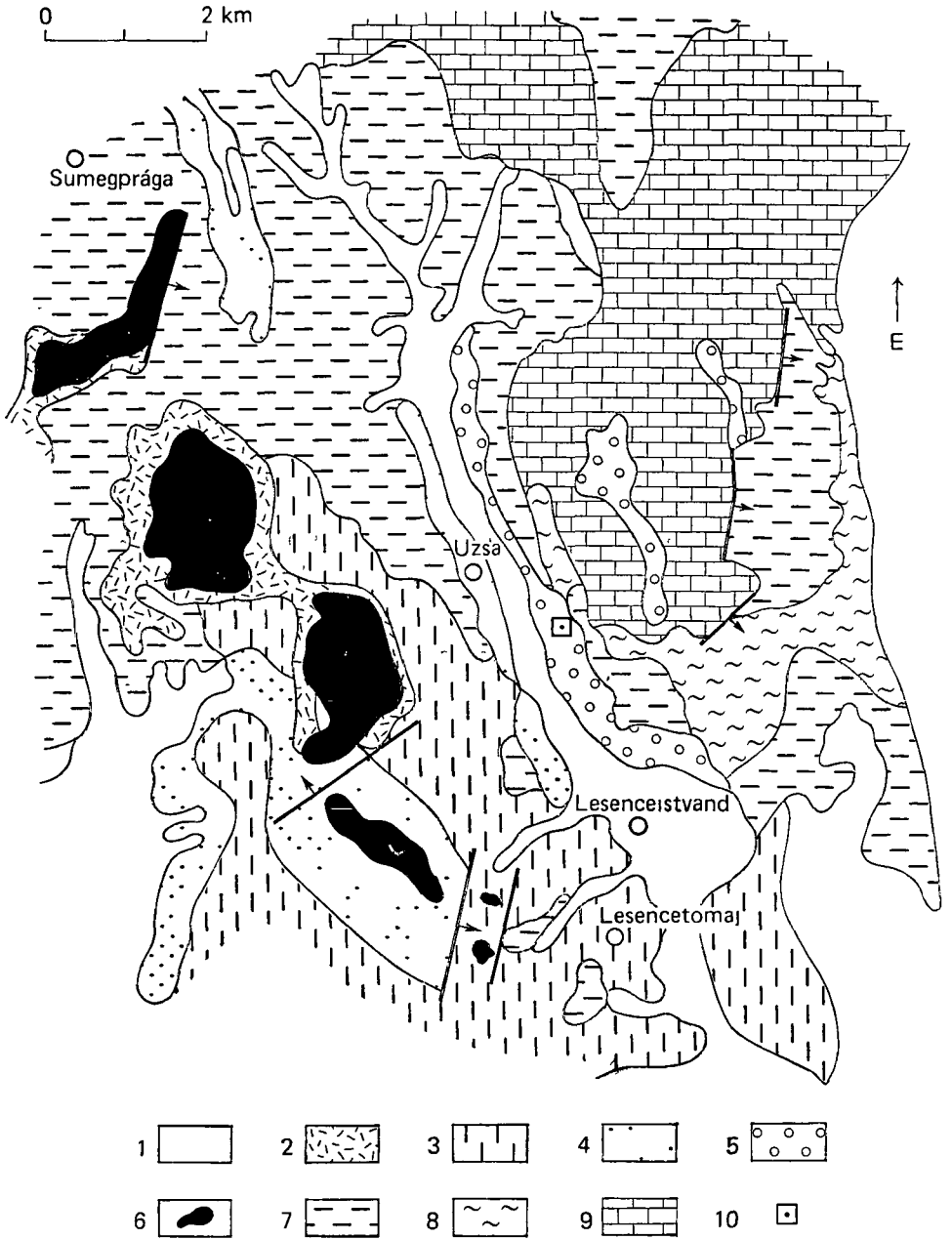
Az uzsai alsó-pannóniai kavicsösszletet egyes helyeken markazit cementálja, amely a mállás hatására előnként sárga szulfatos bevonattal alakul át. A cikk ezeknek az ásványoknak a jellemzését adja. A szulfátokat a röntgendiffrakciós vizsgálat szerint copiapit és romboklász képviseli. Az ásványok termikus bomlásából származó H_2O , SO_2 és S mennyiségét tomespektrométerrel detektáltuk. Infravörös spektroszkópos vizsgálattal mind a copiapit, mind a romboklász jelenléte igazolható. A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint a markazit „oktaeder”-szerű habitusú, a copiapit kristálytáblácskái leveles halmazokat, fészkeket, kotegeket, rozettákat alkotnak, a romboklász kis, jól hasadó lemezek formájában jelenik meg. Magyarországon ez az első ismert romboklász és a második copiapit lelőhely.

Bevezetés

Pirit és/vagy markazit kiválásokat rendkívül nagyszámú hazai előfordulásból említ a szakirodalom (pl. PÁVAY VAJNA F 1937, KOCH S 1966). Ezek különböző korú és típusú képződményekhez kötődnek.

A Keszthelyi-hegység egyes pirit—markazit telepei már sok évtizede ismertek (LÓCZY L 1913). A bányászatukhoz fűzött túlfűtött reményeket a jövédéli mélykutatás államilag finanszírozott 1947—48 évi korultekintő vizsgálatai (SZENTES F 1948, SZÉKELY P 1948) hűtötték le. Az ekkor javasolt továbbkutatások az 1950-es évek elején zajlottak (DARNAY B — MOLNÁR J 1954, ERDÉLYI M 1954). A Keszthelyi-hegység kénkovandjainak első mineralógiai vizsgálata (VENDL M 1923) során derült ki, hogy az anyag nem csupán pirit, hanem markazit is. A cserszegtomaji és rezi ércminták elemzésekor (PAPP F — POJÁK T 1948) az is bebizonyosodott, hogy bár a pirit—markazit arány szélsőségesen ingadozó lehet, sok minta átlagában közel azonos. Az egyre több helyütt (pl. Rezi, Cserszegtomaj, Keszthely, Nemesvita, Zalaszántó, Vállus stb.) feltárt előfordulások a hegységet gyűrűszerűen övezik (BOHN P 1979). Legkevesebb nyom mind ez ideig az ÉÉK-i oldalon mutatkozott.

SZENTES F (1948) szerint az ércesedés a felső-pannóniai emelet alsó szintjéhez kötött, de magasabb szintekben is megjelenhet, főként lignittelepek közelében. A szulfidásványokat genetikailag a pannóniai beltóba omló juvenilis



vizek uledékének, de nem tisztán hidrotermális kiválásnak tartja. Bár a szerkezeti torésvonalakat a hidrotermák feláramlása miatt kulcsfontosságúnak véli, a magmás testekkel való közvetlen genetikai kapcsolatot kizárja.

JÁMBOR Á szerint a „nagyon alacsony hőmérsékletű hidrotermális tevékenység” a „bazaltvulkanizmus, majd a felső-pannóniai formáció lerakódását követő kiemelkedéssel egyidőben” folyt. A kavicsos szlet kora alsó-pannóniai (JÁMBOR Á 1980, p. 150, III mell.)

Az uzsai előfordulás

1983-ban Uzsza közelében, a pannóniai kavicsos szlet (1. ábra) anyagát vizsgálva egy tsz. művelésében álló kavicsbánya udvarán figyeltünk fel nagy mennyiségű markazit jelenlétére a bányaudvar középső és K-1 részén, nagy kiterjedésű, több 10 m²-es foltokban. Piritet sem az átmozgatott, sem az „in situ” kőzetfelületeken nem sikerült megfigyelni. A markazit mennyisége elég szeszélyesen változó, a felszínen látott kép alapján a kőzethez viszonyított átlagos mennyisége aligha haladhatja meg a 3–5%-ot. Ennek ellenére a kavicsot viszonylag szilárdan cementálja. Továbbkutatása a mélyebb zónákban indokolt lenne. A markazitos zónát a kulszíni fejtés nagyrészt érintetlenül hagyta, korbe-művelte. A fejtési udvar K-1 oldalán a szulfidérc túlnyomó része igen erőteljesen, elmállott, limonittá alakult, ami a kavics műrevalóságát mind a vörös-sárga szín, mind pedig a cementáció miatt erősen lerontotta. A markazitosodás impregnáció jellegű, viszonylag egyenletes eloszlású. Nagyobb, tomor–tomott koncentrált tömegeket, vagy oldatfeláramlási pályákat nem sikerült megfigyelni.

A bányaudvar középső részén, a fejtésből kihagyott rész 1–2 m magas szabálytalan lefutású falain a markazit élénk sárga színű mállástermékeire figyeltünk fel, amely különösen az eső közvetlen oldó–erodáló hatásától védett részeket borította. A bevonat porózus, morzsalékos, nyirkos tapintású, kén-szagú. Jól kovethető élénk színével, szabálytalan foltokat, lencsékét, sőt rétegeket rajzol ki a felhagyott fejtési falakon. Ez a sárga mállástermék a műszeres vizsgálatok szerint copiapit és rombolklász keverékének bizonyult.

Az uzsai markazit több hasonlóságot mutat a keszthelyi-hegységi előfordulással. Lényegében itt is a felső-triász korú dolomitoszlet szegélyén alakult ki a telep, több irányú (ÉÉNY–DDK-1 és ÉK–DNY-1) szerkezeti torések metsződésénél. A kavicsos szletben klasszikusan szép periglaciális jelenségek (pl. fagyzsákok) figyelhetők meg.



1. ábra Uzsza környékének vázlatos földtani térképe (SZENTES F. 1953, 1968 és BERTALAN K. 1952 nyomán)

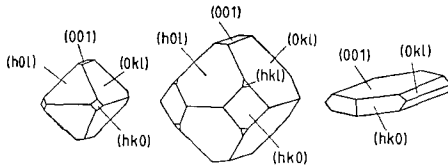
Holocén 1. Ártéri üledék Pleisztocén 2. lejtőtörmelek, 3. losz, homokos losz Pannóniai 4. homok, 5. kavics, 6. bazalt, bazalttufa 7. homokos–agyagos ligniteszikos üledékek Badeni 8. homokos és kőszentelepes agyag, riolitufa, konglomerátum Felső-triász 9. dolomit, 10. kavicsbánya

Fig. 1 Geological map of the environment of Uzsza (according to F. SZENTES 1953, 1968 and K. BERTALAN 1952)

Holocene 1. Floodplain deposits Pleistocene 2. talus, 3. loess, sandy loess Pannonian 4. sand, 5. gravel, 6. basalt, basalt tuff 7. sand and clay with thin lignite layers Badenian 8. sandy clay with coal deposits, rhyolite tuff, conglomerate Upper Triassic 9. dolomite, 10. gravel pit

A markazit ásványtani vizsgálata

A markazit többnyire 0,1–1,0 mm-es kristályainak mikroszkópi szemrevételezése során több jó alakú kristályt sikerült megfigyelni (2 ábra) Uralkodó rajtuk az „oktaéderszerű” forma, amely első és második fajta rombos prizma kombinációjából adódik Változó fejlettséggel jelenik meg a szintén gyakori harmadik fajta prizma és négyzethez közel álló izometrikus téglalapot



2 ábra Az uzsai markazit alkata és jellemző lapformái

Fig 2 Habit and typical crystal faces of the marcasite from Uzsá

(011), (101) és (110) Ritkán az előzőnél kevésbé jól fejlett fennőtt kristályokon olyan (001) szermt lapos, táblás kifejlődés is megfigyelhető volt, ahol ezen kívül alárendeltbben (hk0) és (0kl) prizmalapok jelentek meg

A pásztázó elektronmikroszkópos felvételen (I tábla 1) megfigyelhető, hogy a kristályok egy része erősen repedezett A mállás főként a (h0l) és (0kl) prizmalapok centrumában a legerőteljesebb, innen fokozatosan terjed szét Az épebben maradt szegélyrészek ezért úgy tűnnek, mint eltérő indexű lapocskák A felületen kis csomók formájában jól látszik a keletkező szekunder ásványkiválás

Emissziós szinképanalitikai módszerrel tájékozódunk a markazit nyomelemösszetételéről Megállapítottuk, hogy a spektrum igen szegény, dúsulás nem tapasztalható Az arzén mellett csak rezet, cinket, ont, molibdént és mangánt lehet kimutatni nyomokban

A copiapit és rombklász ásványtani vizsgálata

A copiapit képlete STRUNZ (1982) szerint



A Fe^{2+} iont Ca, Mg, Cu, $2/3 \text{Fe}^{3+}$ és $2/3 \text{Al}$ helyettesítheti, a Fe^{3+} iont Al

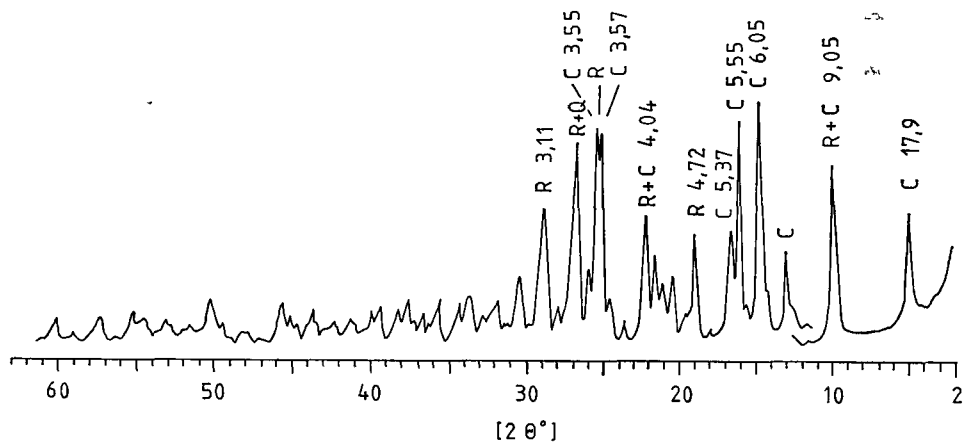
Magyarországi előfordulásával az irodalomban először egy tévesen leírt új ásvánnyal, a „jánosittal” kapcsolatban találkozunk A Gomor megyei Vashegy jánositját mint új ásványt BOCK H — EMSZT K (1905, 1906) írta le. WEINSCHENK E (1906) és TOBORFFY Z (1907) bizonyította be, hogy a jánosit azonos a copiapittal, ők pirit oxidációs mállástermékeként említik KOCH S (1985, p 276) szerint copiapit Magyarországon jelenleg csak Recskről ismert Itt mint az alacsony hőmérsékletű, kevésbé savanyú oldatokból kivált, ferri-vasban gazdagabb halotrichit mállási terméke fordul elő.

A romboklászt a szomolnokittal együtt egy szomolnok (Smolnik) pirítottzsból a múlt század végén írta le elsőként KRENNER J (1891) Képlete STRUNZ (1982) szerint $Fe^{3+} H[SO_4]_2 \cdot 4 H_2O$ KOCH S (1985) jelenlegi magyarországi előfordulását nem említi

A copiapit és a romboklász jelenlétére a rontgendiffrakciós vizsgálat hívta fel a figyelmet (3 ábra) A copiapit etalon-adataként a 20—659 sz JCPDS-kártyát használtuk Ez egy aluminiocopiapit átmeneti tagra vonatkozik

Az etalon-adatokkal az uzsai minta felvétele mind d-érték, mind intenzitás tekintetében jól egyezik, bár egy-két csúcsonál kismértékű d-érték eltolódás is előfordul Pusztán a rontgen adatok alapján nem tudtuk meghatározni, hogy az uzsai anyag kémiai összetétele mennyire tér el az ideálistól A rontgendiffrakciós vizsgálat szerint a copiapit mellett a romboklász kisebb mennyiségben van jelen, de erősebb reflexiói elég jól azonosíthatók a 27—245 sz JCPDS-kártya etalon-adataival Megjegyzendő, hogy ez az etalon-adat az ideális képletnek megfelelő szintetikus anyagra vonatkozik A rontgenvizsgálat a szulfát-ásványok mellett még kvarcot mutatott ki

A közelmúltban kifejlesztett *Derivatograph-Quadrupol-tomegspektrométerrel* (BERECZ I et al 1983) elvégzett vizsgálat eredményét a 4 ábra szemlélteti A mintából 560 °C-ig a különböző erősséggel kötött víztartalmak távoznak el A víztartalom eltávozása után játszódik le a szulfát hódisszociációja A TG-görbe szerint a mintából $3,00 + 14,33 + 4,66 = 22,0\%$ H_2O és $32,0\%$ SO_3 szabadul fel Ugyanakkor a tomegspektrométerben mért atmoszférában (He-áram) instrumentális okokból nem SO_3 , hanem SO_2 detektálható A minta kis mennyiségű markazitot és valamilyen karbonátásványt is tartalmazhat, ezt bizonyítja a kevés S^{+} -re és CO_2 -ra utaló tomegszám megjelenése

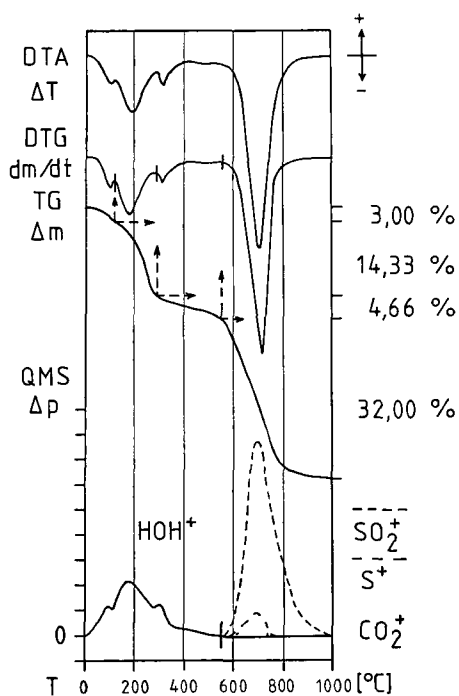


3 ábra A szekunder ásványparagenezis rontgendiffrakciós felvétele

Felvételi körülmények CuK_{α} sugárzás, grafit monokromátor, időállando 4 s, goniométersebesség 2°/perc A főbb reflexiók d-ertekei (Å) külön felvételtől, kvarc belső standard hozzáadásával határoztuk meg, a felvétel goniométer-sebessége 1/2°/perc volt R=romboklász, C=copiapit, Q=kvarc

Fig 3 X-ray diffraction pattern of the secondary mineral paragenesis

Circumstances of measurements CuK_{α} radiation, graphite monochromatization, time constant 4 s, goniometer speed 2°/min d values of the main reflections (in Å units) were determined from another special pattern made with 1/2°/min goniometer speed with addition of quartz as internal standard R=rhombochase, C=copiapite, Q=quartz

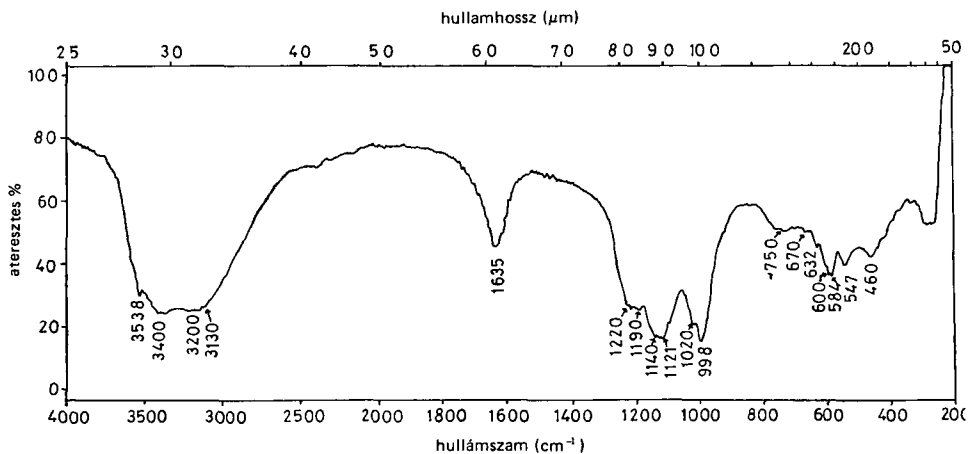


4 ábra A szekunder ásványparagenézis termogáz-titrimetriás elemzése

A mérés fontosabb adatai: hevítési sebesség 10 °C/perc, He-áram, Pt-tegely, dinamikus üzemi mód. Δp értékei önkényes egységekben vannak megadva.

Fig 4 Thermo gas titrimetric analysis of the secondary mineral paragenesis

Speed of heating 10 °C/perc, He atmosphere, Pt crucible, dynamic heating. Values of Δp are given in arbitrary units.



5 ábra A szekunder ásványparagenézis infravörös spektruma

A mérés fontosabb adatai: 2,5 mg minta 200 mg KBr-ba pasztillázva, hullámszámértékek pontossága ±0,3

Fig 5 Infra red spectrum of the secondary mineral paragenesis

Speed of heating 2.5 mg of the sample was pelletized in 200 mg KBr, accuracy of the values of wave number ±0.3

A termogravimetrikus adatokból nem számítható ki konkrét sztochiometrikus képlet, mivel ásványkeveréket vizsgáltunk. Ha viszont a rontgennel meghatározott két víztartalmú szulfát-ásvány ideális képletével számolunk, a minta H_2O és SO_3 súlyvesztése értékeiből kiszámítható e két ásvány mennyisége a mintában copiapit 54%, romboklász 23%. A fennmaradó 23% nagy része kvarc lehet, míg a markazit és a karbonát együttesen kb 1%-ot tesz ki. Járulékosan megjelenő markazit látható az I tábla 2 képén is.

A minta *infravörös spektroszkópia*s felvételét nagyfelbontású Perkin—Elmer 283 típusú műszerrel készítettük, a spektrumot az 5 ábra szemlélteti. A sávrendszert H. MOENKE (1962) copiapit (Copiapo, Chile) standardjával összehasonlítva kiváló egyezést tapasztaltunk a 460, 547, 600, 670, 750, 998, 1140, 1220, 1635, 3130, 3400, 3538 cm^{-1} sávokkal, megerősítve a keverék fő alkotójának jelenlétét. A spektrumon jelentkező 584, 632 és 1020 cm^{-1} sávok teljesen, az 1121 és 1190 cm^{-1} sávok pedig közel egyeznek a romboklász infravörös sávjaival (VAN DER MAREI — BEUTELSPACHER 1976).

A közelmúltban M. STORR et al. (1983) sikerrel alkalmazták a *pásztázó elektronmikroszkópos* technikát szulfát-ásványok, így többek között copiapit kimutatására. Munkájuk nyomán végeztük el az uzsai markazit mállástermék scanning elektronmikroszkópos vizsgálatát. A fénymikroszkóppal meg nem határozható copiapit elektronmikroszkópos technikával jól azonosítható. A triklin véglapos kristálytáblácskák leveles halmazokat, kotegeket, fészkeket, rozettákat alkotnak (I tábla 2, 3).

A porózus copiapit kisebb uregeiben, vagy felszínén — annak anyagába becsípődve — *fénymikroszkóp* alatt is megfigyelhetők a romboklász szórványosan előforduló 0,1—0,3 mm-es szintelen, víztiszta példányai. A kisebb darabokra hasadt (001) lemezkék csak elektronmikroszkóppal észlelhetők (I tábla 4).

A mikroszkópos vizsgálatnál a szekunder mállástermékben más szulfát-ásványt nem mutattunk ki, csak néhány odasodródott igen kis méretű kvarc-szemcse volt észlelhető.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk DR. FÉLSZERFALVI JÁNOS adjunktusnak (KLTE, Debrecen) a pásztázó elektronmikroszkópos felvetelek elkészítésében nyújtott segítségéért, valamint DR. FOLDVÁRI MÁRIA tudományos munkatársnak (MÁFI, Budapest) a termikus és infravörös felvetelek értékeléséhez adott tanácsaiért.

IRODALOM — REFERENCES

- BERECZ I — BOHÁTKA S — LANGER G — SZOÓR GY 1983. Quadrupole mass spectrometer coupled to Derivatograph — Int Journ of Mass Spectrometry and Ion Physics 47: 273—276.
- BOHN P 1979. A Keszthelyi-hegység regionális földtana — Geol Hung ser Geol 19.
- BOCK H — EMSZT K 1905. Egy új, víztartalmú, normális ferriszulfatról, a jánositról — Foldt Kozl 35 (2—3): 76—78.
- BOCK H — EMSZT K 1906. A jánosit és copiapit közötti különbségekről — Foldt Kozl 36 (4—5): 186—195.

- DARNAY B — MOLNÁR J 1954 A zalaszántói piritkutatás — *Foldt Int Évi Jel* 1953-ról (1) 33—35
- ERDÉLYI M 1954 A csereszegtomaji piritkutatás — *Foldt Int Évi Jel* 1953-ról (1) 37—47
- JÁMBOR Á 1980 A Dunántúli-kozephegység pannóniai képződményei — *Foldt Int Évk* 62
- KOCH S 1985 Magyarország ásványai — Akad Kiadó Budapest
- KRENNER J 1891 Két új magyar ásvány — *Akad Ért* 2. 96
- LOCZY L 1913 A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése — *A Balaton Tud Tanulm Eredm I* (1) 264, 288, 313
- MOENKE H 1962 Mineralspektren — Akademie Verlag Berlin
- NIGGLI P 1927 Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie — Borntraeger Berlin
- PAPP F — POJJÁK T 1948 Jelentés a Keszthely környéki szulfidos ércek összetételéről, különös tekintettel a piritek és markazitok mennyiségére — *Jov Melykut* 104—105
- PÁVAY VAJNA F 1937 Maradék-Magyarország néhány pirít-, markazit előfordulásáról — *Bány Koh Lapok* 70 (7) 129—131
- STORR M — BECK H — ULLRICH B — ZWAHR H 1983 Sekundärminerale in Kaolinen und Tonen — *Z geol Wiss* 11 (9) 1101—1124 Berlin
- STRUNZ H 1982 Mineralogische Tabellen — Akad Verl Geest, Portig, Leipzig
- SZÉKELY P 1948 A Keszthely környéki kén- vagy vaskovand előfordulás bányászati jelentősége — *Jov Mélykut* 106—110
- SZENTES F 1948 Kénkovand előfordulások földtani viszonyai a Keszthelyi-hegység környékén — *Jov Melykut* 51—103
- TOBORFFY Z 1907 A Jánositról — *Foldt Kozl* 37 (4—5). 122—130
- VAN DER MAREL H W — BEUTELSPACHER H 1976 Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures — Elsevier Amsterdam
- VENDL M 1923 Calcit Vaskőről, antimonit Hondolról, gipsz Óbudáról, markazit Nemesvitáról — *Foldt Kozl* 51—52 39—45
- WEINSCHENK E 1906 A Janositról és annak a Copiapittal való azonosságáról. — *Foldt Kozl* 36 (4—5) 182—185

MARCASITE, COPIAPITE AND RHOMBOCLASE IN LOWER
PANNONIAN GRAVELS AT UZSA (CENTRAL TRANSDANUBIA)

by

I VICZIÁN*—M KOZÁK**—GY SZOÓR**

* Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143** Kossuth Lajos University, Department of Mineralogy and Geology,
Debrecen, Egyetem tér 1
H-4010

UDC 549 08 552 51(234 373 1/2)

Key words. mineralogy, gravel, sulphates, new data, copiapite, rhomboclase, marcasite, X-ray diffraction analysis, infrared spectroscopy, scanning method, Upper Miocene (Lower Pannonian), Central Transdanubia (Uzsa)

The Lower Pannonian gravel complex at Uzsa (Súmeg—Tapolca Graben, Transdanubian Central Mts, Fig 1) is cemented by marcasite deposited by low temperature hydrothermal activity. In this locality the vivid yellow incrustations on the weathered rock surfaces proved to be a mixture of the minerals copiapite and rhomboclase.

The crystals of marcasite usually have an octahedron-like habit which is a combination of rhombohedral prisms as shown by scanning electron microscopy. Small spots on the prism faces indicate starting secondary alteration of the mineral (Fig 2, Plate I fig 3).

The hydrous iron sulphate minerals copiapite and rhomboclase were identified by X-ray diffraction (Fig 3) using the standard data of the JCPDS cards No 20—659 and 27—245, respectively. This is the first known occurrence of rhomboclase and the second one of copiapite for the present-day territory of Hungary although both minerals are described by classical Hungarian authors (e.g. first description of rhomboclase by J. KRENNER, 1891).

The behaviour of the minerals during heating was investigated by a combination of the DTA—DTG apparatus "Derivatograph" and a quadrupole mass spectrometer. Escaping gases proved to be H₂O and SO₃ with minor amounts of S and CO₂. The percentages of the hydrous sulphate minerals are copiapite 54 per cent, rhomboclase 23 per cent as computed considering the weight loss of H₂O and SO₃ from the total sample (Fig 4) as well as the ideal CO₂ and SO₃ contents of the minerals. The remaining 23 per cent is mainly quartz.

The absorption bands of copiapite and rhomboclase were clearly identified by high resolution IR spectroscopy (Fig 5).

The morphology of the minerals was studied by scanning electron microscopy. Copiapite occurs in nest-like aggregates, bands and rosettes of tabular and lath-like crystals (Plate I fig 2, 3). Rhomboclase shows tabular lamellae with a good cleavage (Plate I fig 4).

The kind assistance of J. FÉLSZERFALVI (SEM) and valuable suggestions of M. FOLDVÁRI (DTG and IR spectroscopy) are gratefully acknowledged.

I. tábla — Plate I

- 1 Markazit kristálycsoport oktaéder-szerű prizmalap kombinációi, (001) véglappal tompítva Előtérben egy kettős ikerösszenövésű rostozott példány — Group of marcasite crystals, combination of octahedron-like prism faces with (001) pinacoids In the foreground a double-twinned, striated crystal SEM 130×
- 2 A copiapit kristályok lapos táblái rozettákat alkotnak A felszínen repedezett, mállásnak indult markazit kristály — Tabular crystals of copiapite forming rosettes On the surface of copiapite a single crystal of marcasite showing incipient corrosion SEM 400×
- 3 A copiapit egyirányban nyúlt táblái sugaras elrendeződésben — Lath-like crystals of copiapite in radial arrangement SEM 350×
- 4 A (001) szerint táblás, jól hasadó, szélein fellevelesedő romboklász — Tabular lamellae of rhomboclase according to (001) with a good cleavage The crystals are deformed on the edges SEM 130×

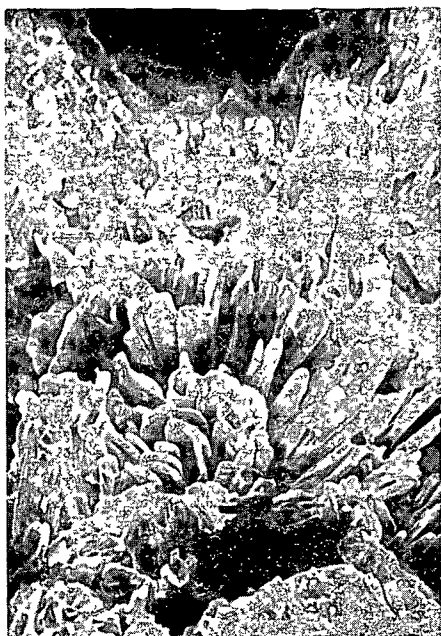
Fotó FÉLSZERFALVI J



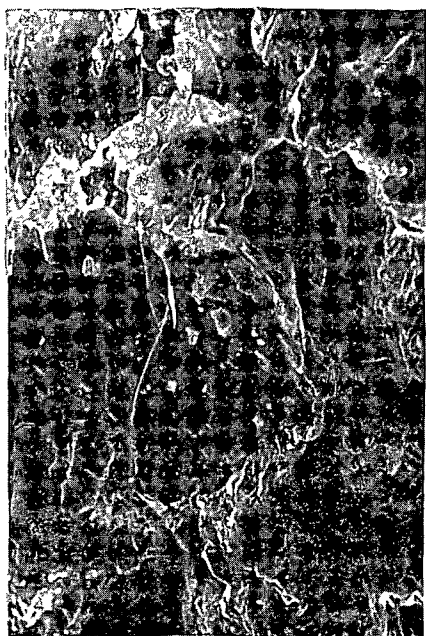
1



2



3



4

A MÁFI PILISVÖROSVÁRI VÍZMEGFIGYELŐ KÚTCSOPORTJÁNAK VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI

DÉR ISTVÁN—VENKOVITS ISTVÁN

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H—1143

ETO 556 32(439 151)

T á r g y s z a v a k hidrogeológia, fúrás, megfigyelő kút, klímahatás,
légkori nyomás, Budapest (Pilisvorosvár)

A tanulmány a MÁFI pilisvorosvári vízmegfigyelő kútcsoportjával kapcsolatos vizsgálati eredményeket ismerteti. A pánsípszerűen telepített kutakkal különböző korú vízadó képződmények vízszint-változásait figyelik, s megkísérlik a változások értelmezését. Különös figyelmet szentelnek a különböző rétegvizek és a környék felszíni vizeinek geokémiájára. Megállapítható, hogy a vizek vegyi összetétele térben és időben az adott körülményekre jellemzően módosulhat. A kémiai vizsgálatok is figyelmeztetnek az emberi környezet károsító hatására, amely valószínűleg már a mélyebb rétegvizekben is kimutatható.

A MÁFI Vízföldtani osztálya 1973-tól kezdődően vízmegfigyelő fúrásokat mélyített, elsősorban hegyvidéki területeken. A fúrások az 1 100 000 ma vízföldtani térképezés keretén belül készültek. Céljuk részben az allúviumok; részben a rétegvizek, illetve a karsztvizek vízforgalmának jobb megismerése volt. A továbbiakban röviden ismertetjük az egyik tanulmányi területünkön létesített kútcsoport figyelésével kapcsolatos eddigi tapasztalatainkat.

A kútcsoportot a pilisvorosvári medencében telepítettük Pilisvorosvár és Csobánka között a Sima-dűlő nevű területrészen. Az első fúrásokat 1973-ban az AGROBER készítette. Ezek kis mélységű, 5–10 m-es fúrások voltak, amelyek sok hasznos információt adtak az Aranyhegy-patak egyik mellékágában, és annak allúviumában lejátszódó vízmozgásokról. E kutak közül kettőt jelenleg is észlelünk (Pvv. 2 és 4 sz.) hetenként egyszer, a patak vízhozammérésével egyidőben. A megfigyelő rendszer további kútjai 1976–77-ben létesültek a VIKUV és a Nógrádi Szénbányák Fúróüzeme kivitelezésével.

A legmélyebb a karsztvizet figyelő Pvv 5 sz kút 231,00 m Rétegsora ERHARDT GY szerint

Negyedidőszak	0,00–10,00 m	homokos agyag, agyagos homok
Oligocén	10,00–180,00 m	homok, agyag, homokkő, agyagmárga
Felső-triász	180,00–231,00 m	mészakő, dolomit

Szűrőzött szakasz 188,30–225,30 m-ig

Vízhozamok	56 l/p	– 91,00 m-es üzemi szinten
	66 l/p	– 91,50 m-es üzemi szinten
	105 l/p	– 92,50 m-es üzemi szinten

A Pvv 5 sz fúrás közvetlen közelében mélyült a Pvv 9 sz rétegvíz-megfigyelő kút Rétegsora NAGY G szerint

Negyedidőszak	0,00—3,00	agyagos aleurit
Egri	3,00—55,00	agyagos, aleuritós homok, homokkő, szenesedett növénymaradványokkal
Felső-rupéli	55,00—135,00	aleuritós agyagmárga, homokkő, agyagos homok
Alsó-rupéli	135,00—180,00	homokos agyag, agyagmárga, agyagos homokkő, homok

Szűrőzött szakasz 152,00—170,00 m-ig

Ugyancsak a kútcsoporthoz tartozik a Pvv 6 sz talajvíz-megfigyelő fúrás. Rétegsora a következő

Negyedidőszak	0,00—3,00	agyagos aleurit
Egri	3,00—7,60	agyagos, csillámos finom homok
	7,60—12,30	néhol aprókavicsos, közép—durvaszemű laza hómok, homokkő
	12,30—15,50	agyagos homok, homokos agyag (slír)
	15,50—17,60	aleuritós agyag
	17,60—20,00	agyagmárga, homokkő lencsékkel

Szűrőzött szakasz 14,0—20,0 m-ig

A három kút a központi kútcsoportban helyezkedik el, pánsípszerűen, egymástól 15—20 méter távolságban

A központi kútcsoporttól kissé távolabb van a Pvv 8 sz kút, amely a patak allúviumának vízmozgását figyeli és a Pvv 7, amelyik valószínűleg egy magasabb helyzetű oligocén rétegvizet tárt fel. A két fúrás rétegsora NAGY G szerint a következő

A Pvv 7 sz fúrás rétegsora

Negyedidőszak	0,00—5,30	agyagos aleurit
	5,30—10,40	agyagos kőzetlisztes aleurit
	10,40—13,50	agyagos aleuritós homokkő, laza homok
Egri	13,50—20,50	finomszemű homokkő agyagmárga sávokkal
	20,50—23,10	finom homokos, márgás aleurolit
	23,10—25,50	finomszemű homokkő
	25,50—32,00	finom homokos aleurolit, kemény homokkő re- tegekkel

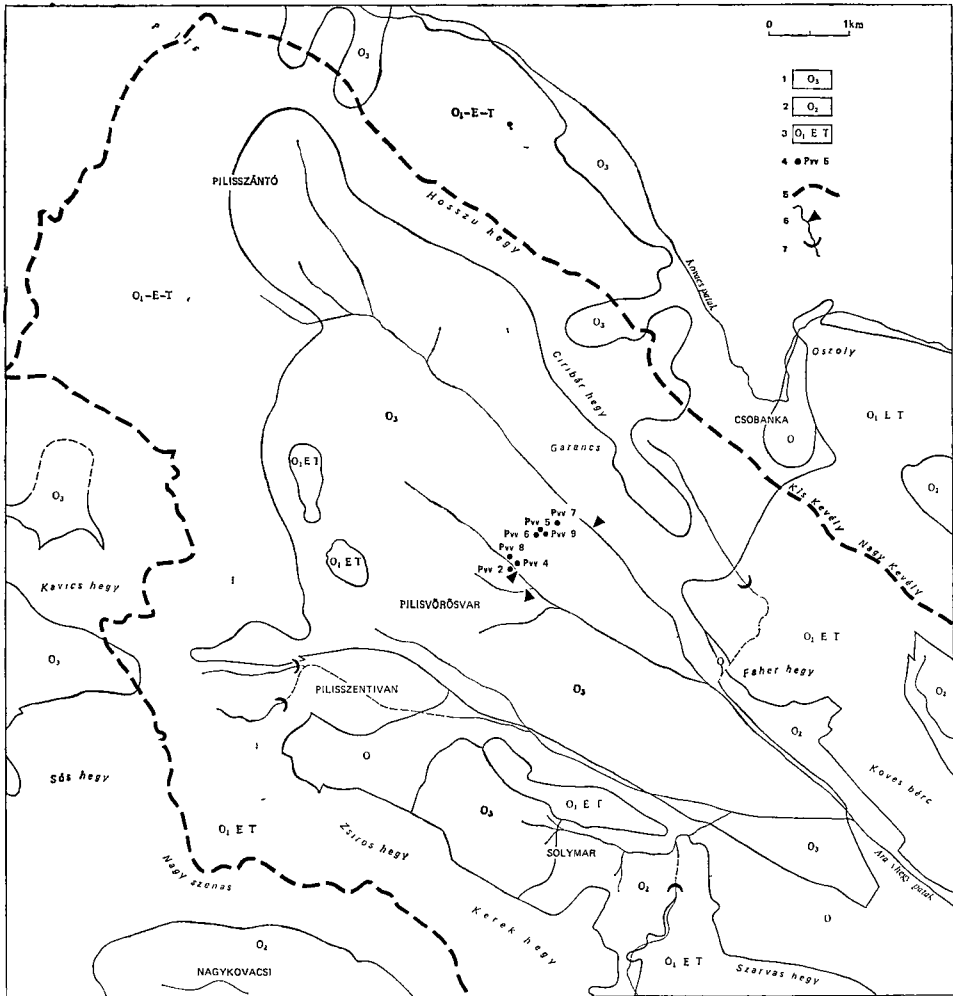
Szűrőzött szakasz 26,00—32,00 m-ig

A Pvv 8 sz fúrás rétegsora

Negyedidőszak	0,00—2,80	finom homokos kőzetliszt
	2,80—3,90	aleuritós retű agyag
	3,90—4,20	durva, agyagos homok
	4,20—5,60	homokos agyag
	5,60—6,30	homok
Egri	6,30—7,60	finom, közepesemű, laza homokkő
	7,60—8,60	agyagmárga
	8,60—10,00	laza homokkő, homokos agyagmárga

Szűrőzött szakasz 4,0—10,0 m-ig

A kutakat a folyamatos vízszint-regisztrálás céljából Steremat NDK gyártmányú vízszint-regisztráló készülékekkel szereltük fel. A műszereket mechanikus óra hajtja, egy hétig uzemelnek. Az óramű nagyon könnyen meghibásodik. A műszer 1 5, 1.10 és 1 20 áttétellel regisztrál. A nagyobb érzékeny-



1 ábra A pilisvorosvári vízmegefigyelő kútcsoport környezetének fedetlen földtani térképe Szerkesztette DÉR ISTVÁN 1984 (WEIN Gy alapján)

1 Törökbálinti Formáció, 2 Kiscelli Agyag Formáció, 3 Hárshegyi Homokkő Formáció és az annál idősebb képződmények, 4 vízmegefigyelő kutak, 5 a/ Aranyhegyi-patak vízválasztója, 6 vízmintavételi hely, 7 felszíni víznyelők

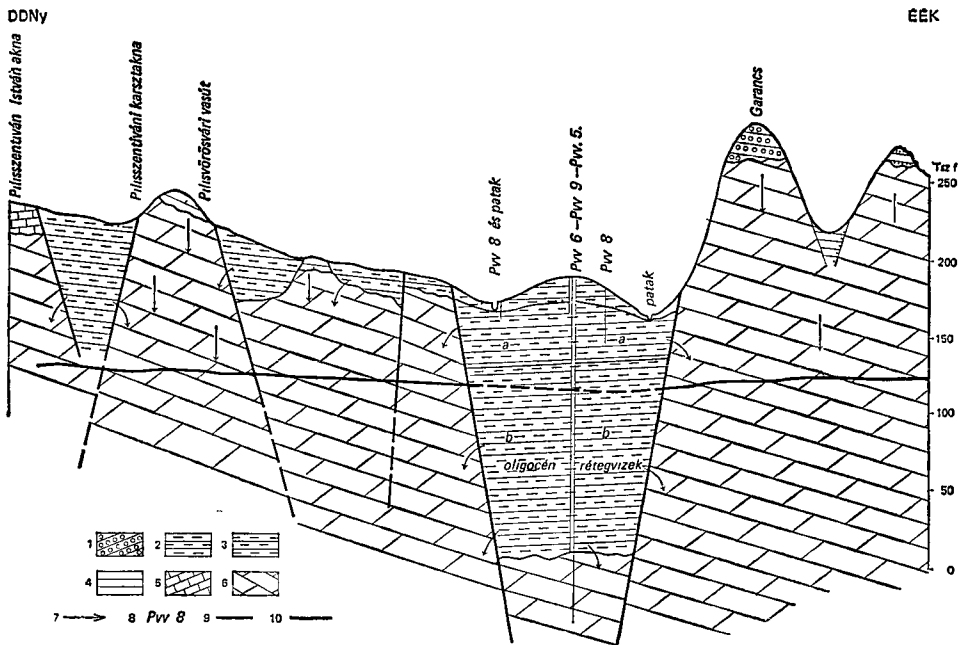
Fig 1 Carte géologique sans couverture de l'environnement du groupe de piézomètres de Pilisvorosvár Rédigée par I DÉR 1984 (d'après Gy WEIN)

1 Formation de Törökbálint, 2 Formation d'Argile de Kiscell, 3 Formation de Grès d'Hárshegy et roches plus anciennes, 4 piézomètres, 5 ligne de faite du ruisseau, 6 point d'échantillonnage d'eau, 7 avens superficiels

ség céljából kisebb átalakítással sikerült elérni 1 1, illetve 1 2-es áttételt, vagyis 1 cm vízszint-változás 1, ill 1/2 cm elmozdulással jelentkezik a regisztrátumon

Sok problémát okozott a megfelelő minőségű regisztráló tinta hiánya is A megbízhatatlan ajtajú műszereket külön műszertartó fémházban kellett elhelyezni. A vízszintek mélységét időnként kézi SEBA mélységmérővel ellenőrizzük Műszerparkunkat még egy regisztráló légnyomás-, hőmérséklet- és páratartalom-mérő műszer képezi Ez utóbbiak egyelőre Solymáron üzemelnek Tervezzük még egy regisztráló csapadékmérő felállítását is A központi kútcsoportot a műszerek nagyobb biztonsága érdekében a KPM engedélyével kerítéssel vettük körül

A megfigyelő kutak földrajzi, geológiai környezetét az 1 és 2 ábra szentelteti A térképet a MÁFI térképtárának ún „egységesített” térképei és WEIN Gy. térképe alapján szerkesztettük bizonyos összevonásokkal A triász és eocén képződményeket nem ábrázoltuk külön Ugyancsak ide soroltuk a Hárshegyi Homokkővet is Ugyanis ezek azok a képződmények, amelyekre hulló csapadékvíz túlnyomó része téli időszakban a karsztvizet táplálja A karsztvíz mellett a tulajdonképpeni pilisvörösvári medence oligocén réteg-



2 ábra Vázlatos földtani szelvény a pilisvörösvári vízmegfigyelő kútcsoport környékéről
1 Felső-miocén, 2 felső-oligocén, 3 középső-oligocén, 4 alsó-oligocén, 5 alsó-eocén széntelepes összlet, 6 felső-triász mészkő, dolomit, 7 a mélyési vizek áramlási irányai, 8 a vízmegfigyelő furások jele, 9 talajvízszint, 10 karsztvízszint a függő talajvíz, b oligocén rétegvizek

Fig 2 Coupe géologique schématique de l'environnement du groupe de piézomètres de Pilisvörösvár

1 Miocène supérieur, 2 Oligocène supérieur, 3 Oligocène moyen, 4 Oligocène inférieur 5 série houillère éocène inférieur, 6 calcaire, dolomite triasique supérieur, 7 directions d'écoulement des eaux souterraines, 8 signes des piézomètres, 9 nappe phréatique, 10 nappes karstiques a eau phréatique suspendue, b nappes aquifères oligocènes

vizeket, talajvizet és allúvium-vizet tartalmaz. A karsztvizet a Pvv 5, az oligocén rétegvizeket a Pvv 9 és Pvv 7, a talajvizet a Pvv 6, az allúvium vizét a Pvv 8 sz kútban figyeljük.

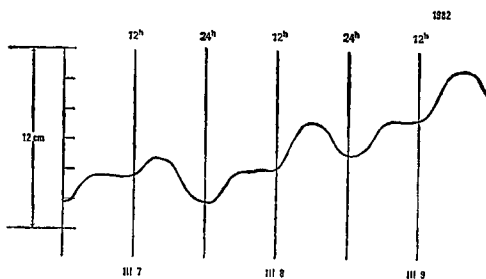
A térképről látható, hogy a medencét majdnem teljesen korbefogják a karbonátos mezozoos képződmények, illetve a közvetlenül rájuk települő Hárshegyi Homokkő Formáció kőzetei. Egyedül ÉK-felé nyitott a medence a Nagy-Kevély és a Hármashatárhegy vonulatai között.

A hárshegyi homokkőnél fiatalabb képződmények közül uralkodik az ugyancsak oligocén Torokbálinti Formáció és — főleg a medence DK-i részén — a Kiscelli Agyag Formáció. E két képződmény egyben a medence hidrogeológiai „viselkedésére” is rányomja a bélyegét. A medence felszíni vizeit az Aranyhegyi-patak gyűjti össze. Külön említést érdemel a pilisszentiváni Vadásztér-árok patakja és a Csobánka és a Garancs között elterülő magasabb fekvésű részmedence névtelen patakja. Mindkettő vize — a nagy felhőszakadások esetét kivéve — közvetlenül a karsztba szívárog. Vízhozam csökkenést lehetett kimutatni a Paprikás-pataknál, a solymári Várerdő-hegy koruli részen is.

A továbbiakban bemutatunk néhány eredeti regisztrátum részletet. A 3 és 4 ábra a karsztvízvizsgáló vízjárásának egy-egy részletét mutatja. Az 1, 2 át-tételű regisztrátumon jól tanulmányozhatók a különböző napi periódusú változások, a földi árapály hatása, a barometrikus hatások, ezek nagyságrendje, időbeli lefutásuk és eltolódásuk stb. Sajnos földrengések okozta vízlengést nem tudunk kimutatni.

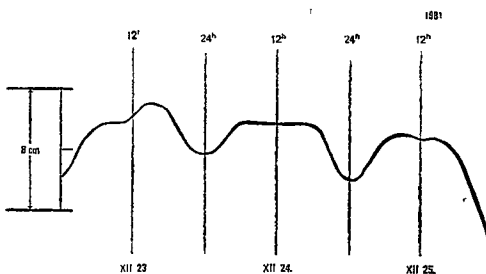
Az 5 ábra a karsztvízszint-változás és a légnyomás-változás közötti összefüggést ábrázolja. Az ábra erősen kicsinyített, a napi ingadozásokat nem mutatja. A több napos barometrikus hatások mellett már észlelhető a görbe hosszú periódusa — ebben az esetben — csökkenő tendenciájú változása is. A 6 ábra ugrásszerű vízszint-változása valószínűleg hirtelen, viharszerű légnyomás-változás következménye.

Ilyen regisztrátumokat mutat a 7 ábra. Itt az allúviumot figyelő kút vízjárása és a solymári páratartalom, hőmérséklet és légnyomás kapcsolata látható. A 15 óra körül megindult eső hatására a kútban a vízszint 9 óra alatt kb 10 cm-t emelkedett. Nagyon szép regisztrátumot mutat a 8 ábra. Itt is az allúvium vizének gyors reagálását észleltük az egymást követő két zápor hatására. A piliscsabai és a solymári csapadékmérő állomások adatai szerint ekkor 25 mm csapadék esett.



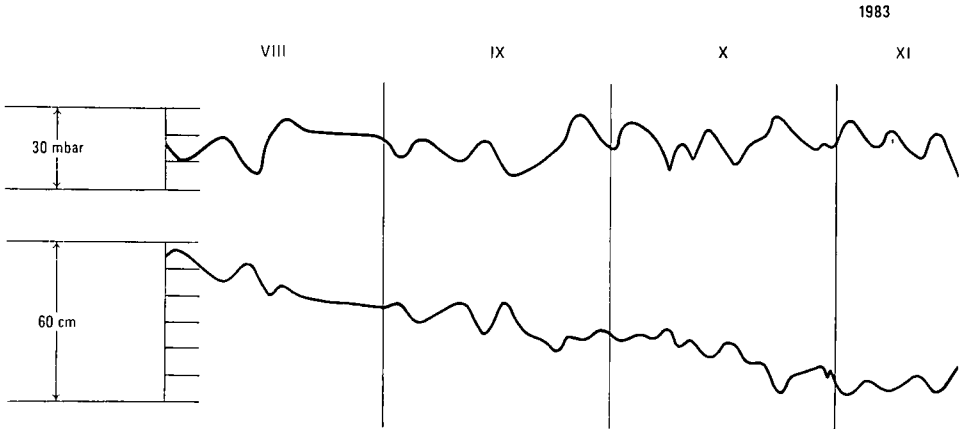
3 ábra A karsztvízszint rövid periódusú változásai a Pvv 5 sz kútban

Fig. 3 Variations d'une périodicité courte de la nappe karstique au piézomètre Pvv 5



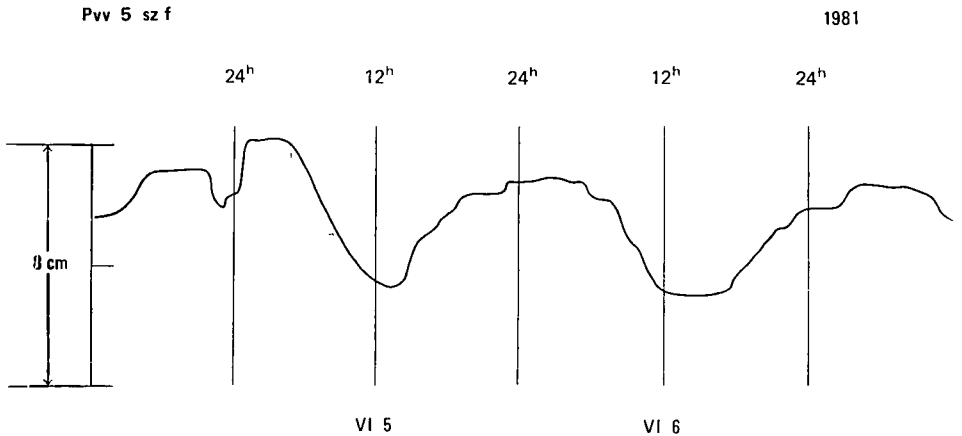
4 ábra A karsztvízszint rövid periódusú változásai a Pvv 5 sz kútban

Fig. 4 Variations d'une périodicité courte de la nappe karstique au piézomètre Pvv 5



5 ábra A karsztvízszint és a légnyomás kapcsolata a Pvv 5 sz kútban

Fig 5 Rapport entre la position de la nappe karstique et la pression atmosphérique au piézomètre Pvv 5



6 ábra A karsztvízszint hirtelen változása a gyors légnyomásváltozás eredményeként

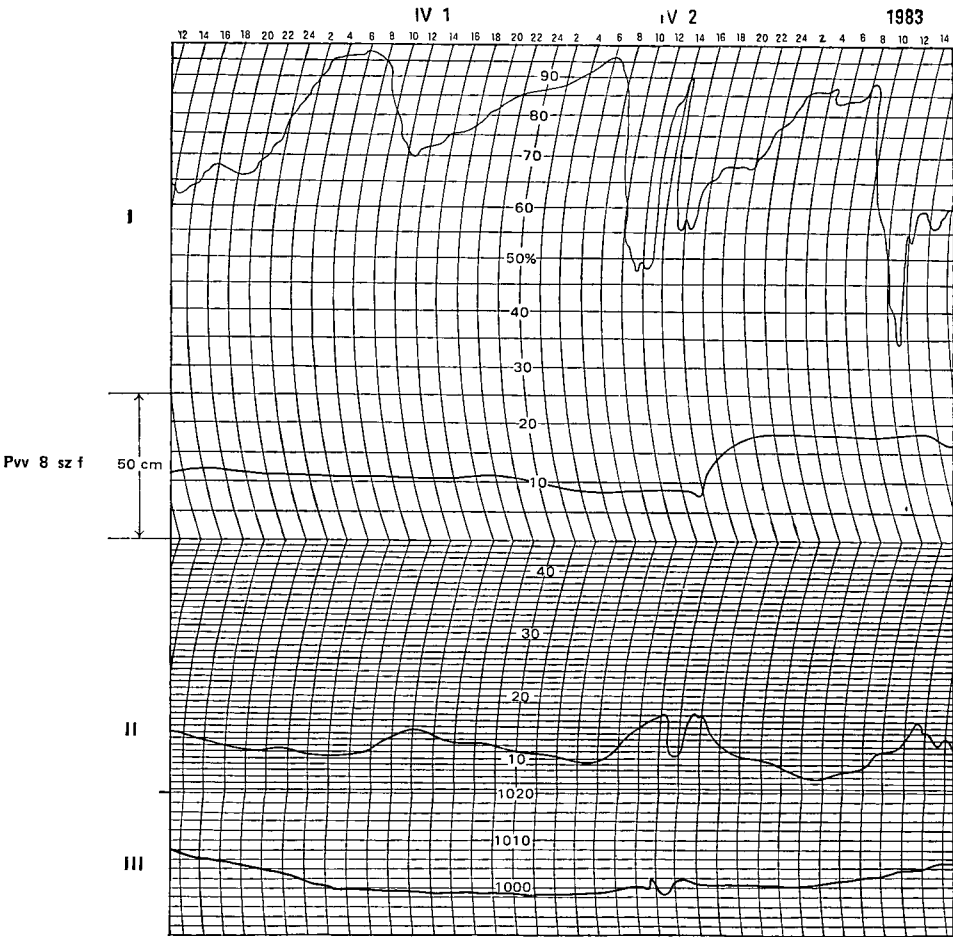
Fig 6 Changement brusque de la position de la nappe karstique à cause d'un changement de la pression atmosphérique

Egyelőre nem tudjuk értelmezni a 9 ábrán észlelt rendkívül érdekes jelenséget. A hozzávetőleg három nap alatt bekövetkezett, kb 40 cm-es vízszint-emelkedést a 150–170 m mélyen szűrőzött 9 sz kútban észleltük! Ugyanabban az időpontban a többi kút nem mutatott semmilyen rendkívüli vízszint-változást.

A kútcsoport vizeinek egyidejű változását tanulmányozhatjuk a 10 ábrán. A 8 sz kút a többitől eltérően viselkedik: vízszintje lassú emelkedést mutat, bár ezt a csapadékmérő állomások adatai nem indokolják. A III 11-én hullott csapadék viszont szépen jelentkezik a gorbén. A 6 és 9 sz kút vízszintje ezzel szemben nem a csapadék, hanem a légnyomás hatására emelkedett ebben az időben.

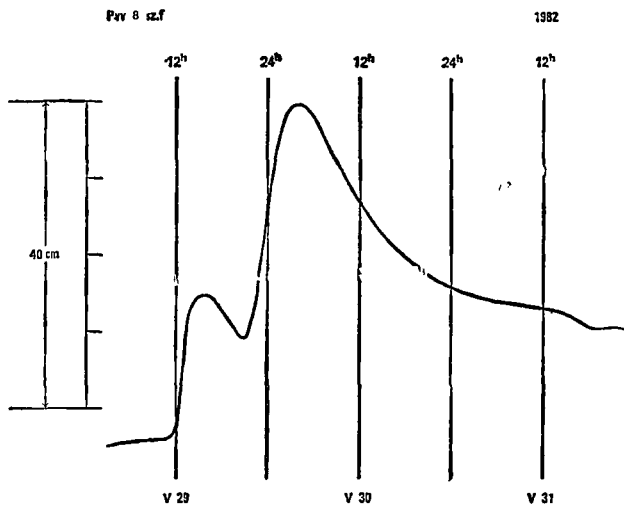
A 11. ábra a kútcsoport vízjárását összevont formában ábrázolja a könnyebb áttekinthetőség érdekében. A kutak vize a vizsgált időszakban általános csökkenést mutat, 1977–1983-ig hozzávetőleg 3 métert. Sajnos talán ez az egyetlen biztosan levonható következtetés. A 7. és 9. sz. kút vízjárása többékevésbé hasonló. Érdekes módon a talajvíz mintha a karsztvízhez hasonló változást mutatna. A „klasszikus” vízjárást – vagyis az őszi, téli emelkedést és tavaszi, nyári süllyedést – még legjobban az allúvium vizénél lehet látni.

A kutakban, illetve a vízszintekben lejátszódó változások, törvényszerűségek figyelése mellett nagy gondot fordítottunk a vizek kémiai jellegének



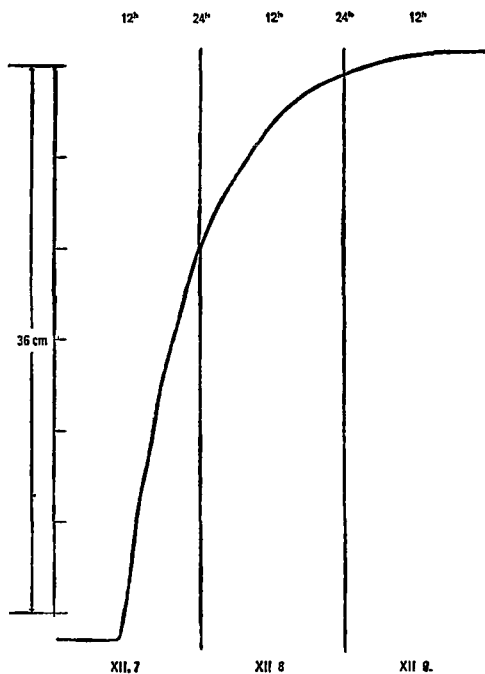
7. ábra A légkörü viszonyok és az allúvium vízszintjének változása az 1983. IV. 2-án 14 és 15 óra között esett zapor hatására
 I Páratartalom, II hőmérséklet, III légnyomás

Fig. 7 Changement des conditions atmosphériques et de la position de la nappe phréatique dans l'alluvion sous l'effet de l'averse ayant eu lieu entre 14 et 15 heures le 2 avril 1983
 I Teneur en vapeur, II Température, III Pression atmosphérique



8 ábra. Az allúvium vízszintjének változása két egymást követő eső hatására

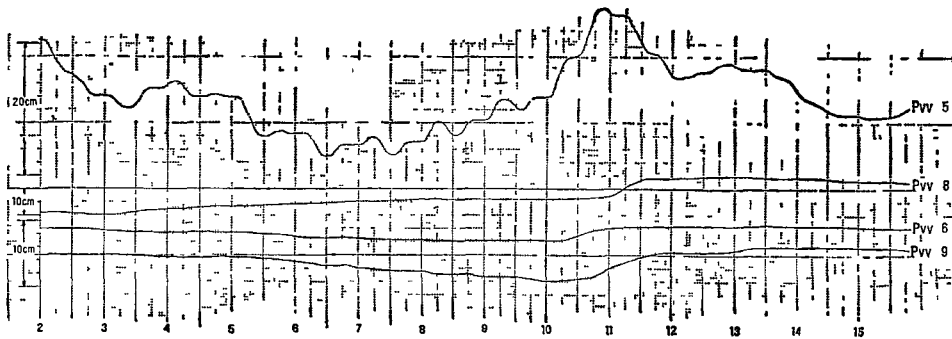
Fig 8 Changement de la position de la nappe phréatique de l'alluvion sous l'effet de deux pluies successives



9 ábra Egyelőre nem értelmezhető vízszint-változás a Pvv 9 sz fúrasban

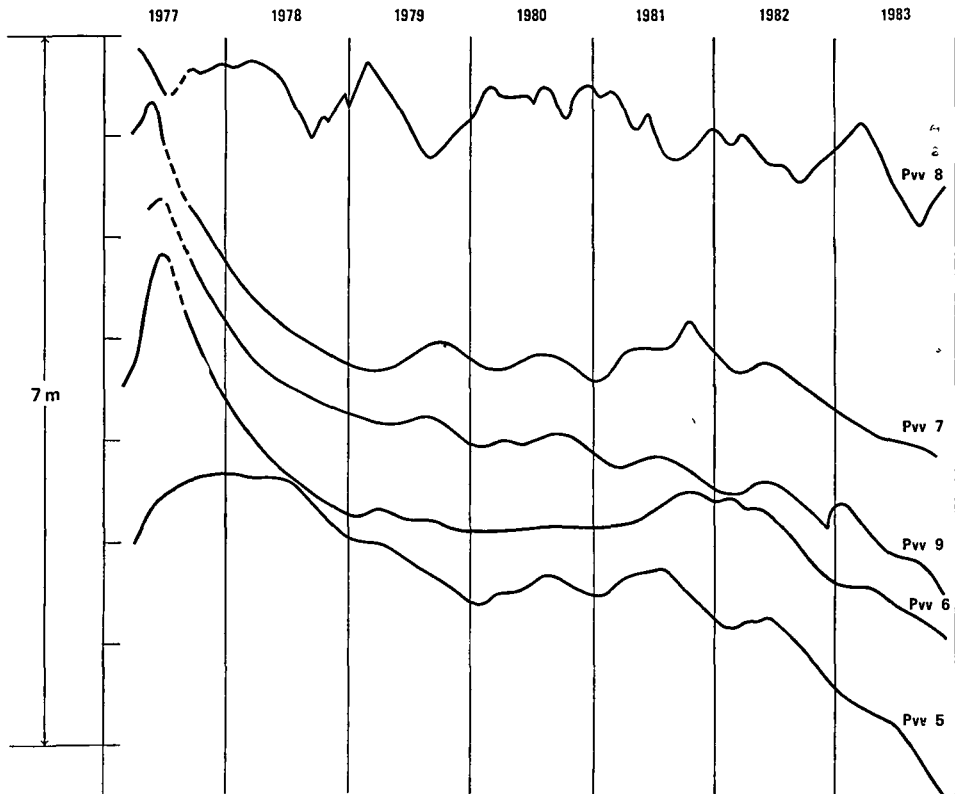
Fig 9 Changement du niveau d'eau, pour moment impossible d'interpréter, au piézomètre Pvv 9.

A megfigyelt kutak vízjárása 1982 márc. 2-15 között



10. ábra A megfigyelő kutak vízjárása 1982 márc 2-15 között

Fig 10 Variations du régime d'eau enregistrées par les piézomètres entre les 2 et 15 mars 1982



11. ábra A pilisvorosvári kutak vízszint-változásai 1977-1983 között

Pvv 8 alluviális talajvíz, Pvv 7 felsőbb rétegvíz, Pvv 9 mélyebb rétegvíz, Pvv 6 dombháti talajvíz, Pvv 5 karsztvíz

Fig 11 Variations du niveau d'eau enregistrés par les piézomètres de Pilisvorosvár entre 1977 et 1983

Pvv 8 eau phréatique alluvionnaire, Pvv 7 nappe aquifère de position plus haute, Pvv 9 nappe aquifère de position plus basse, Pvv 6 eau phréatique de crête de colline, Pvv 5 nappe karstique

A vízminták
Caractère chimiques

A mintavétel helye és ideje		Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	∑H ⁺	Mn ⁺⁺	CO ₃ ⁻
		mg/l							
Pilisvorosvári patak-ág	1973 VI 12	145,0	66,5	392,4	141,6	0	0	0	—
Pilisvorosvári patak-ág	1976 XI 1	191,2	63,0	381,2	142,9	0	0	0	21,6
Pilisvorosvári bukó	1973 VI 12	34,1	1,9	146,3	63,7	ny	0	0	—
Pilisvorosvári bukó	1976 XI 4	29,7	1,8	154,1	72,9	ny	0	0	—
Pilisvorosvári bukó	1982 XI 7	18,2	2,7	110,0	66,2	0	0	0	—
Pilisvorosvári bukó	1983 II 3	16,0	2,6	74,0	61,1	0	0	0	—
Pilisszántói patak-ág	1982 XI 7	28,0	7,5	124,3	66,7	0	0	0	—
Pilisszántói patak-ág	1983 II 3	24,0	7,5	53,0	62,6	0	0	0	10,8
Pvv 6 sz fúrás	1977 XI 8	19,9	2,1	68,5	61,7	—	0	—	—
	1982 XI 7	11,0	1,8	76,0	73,9	0	0	0	—
	1983 II 3	9,0	2,0	78,0	67,4	0,5	0	0	—
Pvv 7 sz fúrás	1982 XI 7	41,0	7,9	17,0	16,8	0	ny	0	—
	1983 II 3	36,0	9,0	23,0	16,1	0	0	0	—
Pvv 8 sz fúrás	1982 XI 7	47,3	2,9	114,5	59,2	0	0	0	—
	1983 II 3	49,0	7,1	48,0	56,5	ny	0	0	—
Pvv 9 sz fúrás	1977 XI 8	54,0	38,4	29,7	27,8	—	ny	—	—
	1982 XI 7	100,0	46,3	33,2	28,5	0	0	0	—
	1983 II 3	100,0	49,0	34,0	26,7	ny	0	0	—
	1984 II 10	80,0	48,0	38,0	30,0	ny	ny	0,12	—
Pvv 5 sz fúrás	1977 III 3	7,0	—	58,0	44,2	6,0	0,15	—	—

tisztázására is. Az elemzések egy része a kútcsoport közeli környékének felszíni vizeiből készült. A minták kémiai elemzését BARABÁS L. -NÉ és TUBA I. végezte (1. táblázat).

A vizsgált felszíni vizek vegyi alkata egyértelműen összevethető a természeti és emberi hatásokkal. Így a pilisvorosvári patak-ág nagy nitrát-értéke a település szennyező hatását mutatja. A pilisvorosvári bukónál vett vízminta felső-oligocén vízrekesztőn felszínre jutó közeli forrásokra utal, amelyek nem túl nagy és vastag humuszos, loszos vízgyűjtőterületről táplálkoznak. Hasonló

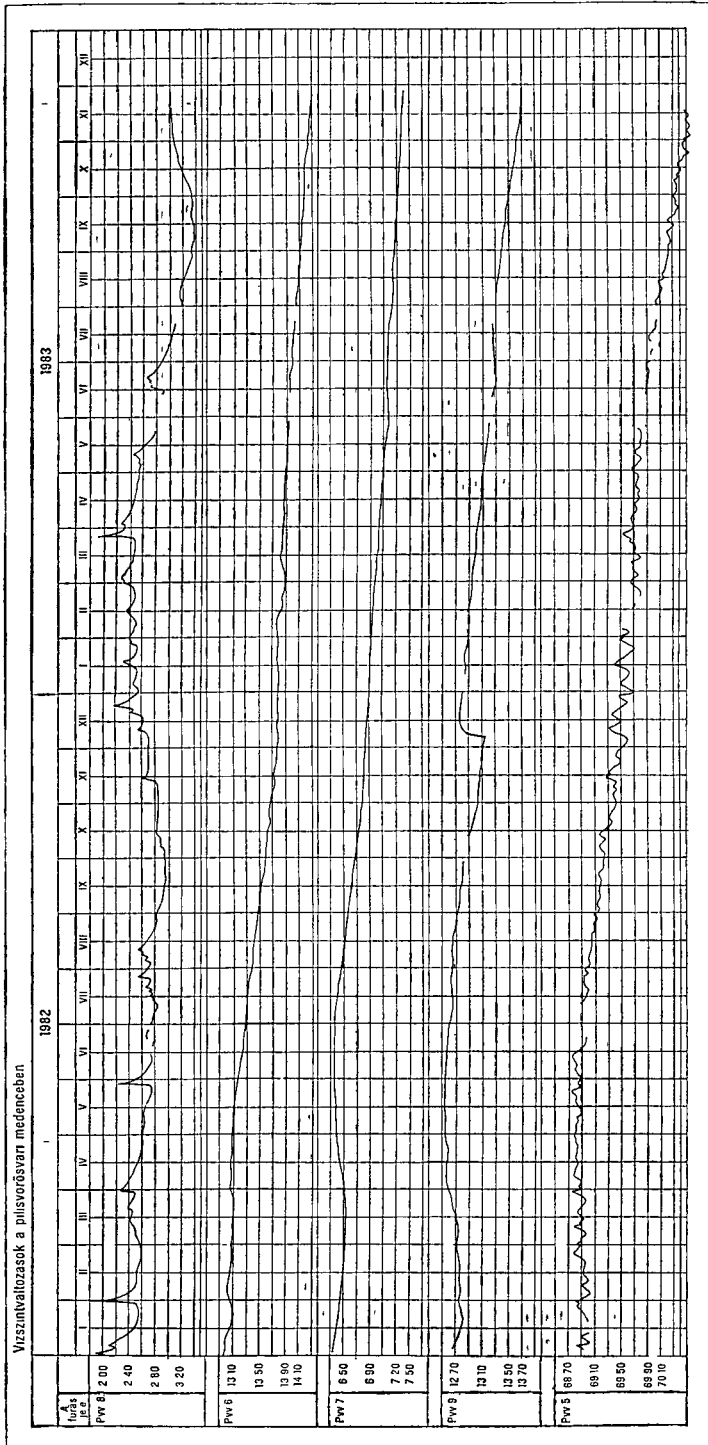
1 táblázat — Tableau 1

kémiai jellege
des échantillons d'eau

Cl ⁻	PO ₄ ⁻⁻⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	H ₂ SiO ₃	Összes oldott anyag	Lugosság (Lunge fok)	Összes keménység (Német fok)	Karbonát keménység (Német fok)	Kemhatás
265,8	1,0	493,0	956,4	230,5	ny	19,2	2711,4	8,08	87,49	22,62	savas
313,8	—	483,2	962,0	187,1	0,4	20,3	2776,7	8,64	86,22	24,19	gy lugos
16,6	0,04	428,3	316,4	0	0	14,0	1021,7	7,02	35,13	19,65	savas
27,8	—	488,1	300,0	0	0	13,0	1087,4	8,00	38,33	22,4	savas
46,7	ny	419,8	179,0	0	0	15,6	857,2	6,88	30,62	19,26	savas
45,0	—	296,5	166,0	0	0	15,6	676,8	4,86	24,41	13,60	savas
30,0	ny	522,3	188,6	0	0	18,4	935,8	3,56	32,74	23,96	savas
31,4	—	274,5	177,0	0	0	19,4	660,2	4,86	21,41	13,60	gy lugos
10,3	—	338,0	141,2	40,0	—	22,1	703,8	5,54	23,78	15,51	savas
12,7	ny	340,4	175,4	41,3	0	20,8	757,8	5,58	27,64	15,62	savas
14,6	—	344,1	154,0	36,3	0	21,6	727,5	5,64	26,42	15,79	savas
11,9	ny	226,9	18,0	0	0,6	2,0	342,1	3,72	6,24	0	savas
10,6	—	237,9	5,0	0	0	0,7	338,3	3,90	6,92	0	savas
78,1	ny	607,7	89,0	0	0	12,6	1041,3	9,96	33,84	27,88	savas
75,4	—	344,1	83,0	0	0	19,8	682,9	5,64	19,71	15,79	savas
24,0	—	147,7	192,4	0	—	19,5	533,5	2,42	10,55	6,77	savas
21,3	ny	318,5	187,6	0	0	13,8	749,2	5,22	11,19	—	savas
20,5	—	320,9	173,0	0	0	14,1	738,2	5,26	10,90	—	savas
18,8	—	333,1	200,0	10,0	ny	13,7	761,7	5,46	12,22	—	savas
5,1	—	341,6	67,7	0	0	10,4	540,15	5,9	18,3	15,7	savas

foldtani körülmények mellett, de jóval nagyobb vízgyűjtőterületről származnak az Arany-patak pilisborosvári ágából vett vízminták. Vegyi karakterükben szükségképpen megegyeznek a bukó vízmintáival.

A fúrások vizénél is fontos szempont a mintavétel ideje és körülményei. Más a helyzet egy száraz nyár után ősszel vett mintánál és más kora tavasszal, csapadékos őszi és téli után, ha a kérdéses vízadó réteg szoros kapcsolatban van a csapadékkal. Az egyes fúrások vizének kémiai összetétele alapján a következő megállapításokat tehetjük:



12 ábra Vízszint-változások a pilisvorosvári medencében

Pv 8 az alluvium talajviz, Pv 6 dombháti talajviz, Pv 7, 9 rétegvíz, Pv 5 karsztvíz

Fig 12 Changements de la nappe dans le Bassin de Pilisvorosvár

Pv 8 eau souterraine de l'alluvium, Pv 6 eau phréatique de crête de colline, Pv 7, 9 nappe aquifère, Pv 5 nappe karstique

Pvv 5 sz fúrás Dolomitos karsztvíz Kissé magasabb szulfát-tartalma oligocén rétegekkel való kismértékű kapcsolatára utal

Pvv 6 sz fúrás Dombhátú talajvíz A csapadékkal csak késleltetett kapcsolata van Felső-oligocén felszínközeli vízvezető rétegeket is megcsapol

Pvv 7 sz fúrás Kis összes oldottanyag-tartalma miatt eltér a többi mintától Felső-oligocén rétegeket szűrőztek be A fúrás talpa megközelíti a terület erózióbázisát A víz szikes karakterű, mint a felső-oligocén rétegvizek e területen általában, szulfát-tartalma azonban nagyságrenddel kisebb ezeknél A réteg vízének nincs szoros kapcsolata a csapadékkal

Pvv 8 sz fúrás Allúviális talajvíz Bár a fúrás szűrőzött szakasza belenyúlik az oligocén rétegekbe is, a víz vegyi jellege kétségkívül szerves eredetű szennyezést bizonyít A víz közvetlenül csapadékból származik, melyet a regisztráló műszer is igazol

Pvv 9 sz fúrás Felső-oligocén rétegvíz A kútcsoport legérdekesebb vegyi összetételű vize Szembetűnően magas kálcium-ion tartalma talán műtrágyázás következménye Nem sikerült kinyomozni, hogy az elmúlt években milyen műtrágyát használtak a környéken A mesterséges hatás ellen szól viszont az a tény, hogy a felsőbb rétegvizekben nincs ilyen magas kálciumtartalom A kérdés egyelőre tisztázatlan

A vizek kémiai összetételének időbeni változását vizsgálva a következőket állapíthatjuk meg A felszíni vizek összetétele időben nagyon változhat Ez részben az évszakok függvénye, részben a környezet szennyező hatása A felszín alatti vizek az allúvium vizétől eltekintve lényeges változást nem mutatnak

IRODALOM — LITERATURE

- DÉR I — ERHARDT GY — HORVÁTH V — TÓTH GY — VENKOVITS I 1984 Jelentés az „Országos felszín alatti vízkészlet prognózis” c szerződés 1983 évi teljesítéséről — Földt Int Adattár, T 12451, kézirat
- WEIN GY 1977 A Budai-hegység tektonikája — Földt Int Alk Kiadv

RÉSULTATS DES ÉTUDES DES DONNÉES DU GROUPE DES PIÉZOMÈTRES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE À PILISVOROSVÁR

I DÉR—I VENKOVITS

Institut Géologique de Hongrie Budapest, Népstadion út 14

UDC 556 32(439 151)

Mots-clés hydrogéologie, sondage, puit d'observation effet climatique, pression barométrique, Budapest (Pilisvorosvár)

La communication présente les résultats des études concernant le groupe des piézomètres de l'Institut Géologique de Hongrie A l'aide de puits installés en flûte de Pan on observe les changements du niveau des nappes aquifères

d'âge différent et on essaie de donner une interprétation des résultats des observations

Une attention particulière est accordée à la géochimie des différentes nappes aquifères et des eaux superficielles de la région. La conclusion que l'on peut tirer c'est que le chimisme des eaux peut se modifier dans les temps et dans l'espace d'une manière caractéristique des circonstances données. Les analyses chimiques nous avertissent également des effets nuisibles aux environnements humains qui se présentent déjà dans les nappes plus profondes.

A GYONGYOSOROSZI ÉRCESÉDÉS ÁSVÁNYTANI FELÉPÍTÉSE

NAGY BÉLA

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

ETO 553 061(234 373 3)

T á r g y s z a v a k hidrotermális ércesedés, ércteleptani vizsgálatok, ásványparagenezis, hagyományos elemzések, mikroszkópos vizsgálatok, mikroszondás vizsgálatok, kémiai elemzések, Matra hegység, Gyongyosoroszi

A MÁFI Geokémiai osztályan 1967—69-ben a Mátra hegységi hidrotermális ércesedések geokémiai vizsgálatával foglalkoztam (NAGY B 1971). Ettől az időtől kezdődően gyűjtöttem az ásványparagenezisre vonatkozó adatokat, végeztem a terület ércesedésének ásványtani vizsgálatát. Az ásványhatározási munkáim során a klasszikus (kőzetoptikai, ércoptikai, röntgendiffrakciós, derivatográfós, ásványkémiai) módszerek mellett nagyszámú elektron-mikroszondás vizsgálati eredményt is felhasználtam. A korszerű ásványhatározási módszerek segítségével a korábban leírt 55 ásványra vonatkozó ismereteket kibővítettem és további 35 ásvány meghatározásával gazdagítottam a gyongyosoroszi ásványparagenezisre vonatkozó ismereteket. A gyongyosoroszi ércesedés ásványparagenezisében SZTROKAY K (1938, 1939), KOCH S (1953—54, 1958, 1966) és a saját vizsgálataim szerint az alábbi ásványok vesznek részt.

Fő ércásványok: pirit, gélpirit, melnikovit, galenit, szfalerit, kalkopirit, markazit, wurtzit, antimonit.

Járulekos ércásványok: termésantimon, termésarany (elektrum), argenit (akantit), arzenopirit, berthierit, bizmuttellurid, bourmonit, boulangerit, cinnabarit, freibergit, hessit, heteromorfit, jamesonit, matrait, margirit, pirrotin, semseyit, stannin, tetradimit, tetraedrit.

Fő meddőásványok: kvarc és változatai (kalcedon, cinopel, ametiszt, jaspis, hialin), kalcit, dolomit, agyagasványok (halloysit, kaolinit, nakrit, hidromuskovit, illit, montmorillonit, szaponit, beidelit), klorit, barit, adular.

Járulekos meddőásványok: anatóz, ankerit, aragonit, apatit, chabazit, coleszitin, epidot, fluorit, gipsz, inezit, laumontit, rodokrozit, sziderit, thomsonit, turmalin.

Másodlagos ásványok: alunit, anglezit, cerusszit, ceivanit, diadochit, destinezit, gipsz II, greenockit, goethit, halotrichit, hematit, hemimorfit, hidrohematit, jarosit, kalkozin, kén, kovellin, limonit, malachit, melanterit, otavit, piroluzit, pisanit, rosenit, senarmontit, smithsonit, waad, valentinit.

A gyongyosoroszi ércesedést ásványtani és geokémiai felépítése alapján a miocén korú vulkanizmussal egykorú szubvulkáni benyomulás(ok) [kis intrúzió(k)] epi—mezotermális képződményeinek tartom. Ez az ércesedés analógiáját tekintve leginkább a selmecbányai (Banska Štiavnica) teleres ércesedéséhez hasonlít.

A gyöngyosorosi ércesedés ércföldtani alkata

A gyöngyosorosi hidrotermális teléres ércesedés ércföldtani viszonyaival a legbehatóbban VIDACS A (1961) foglalkozott Vizsgálatai alapján ismeretes, hogy a gyöngyosorosi ércesedés a Mátra hegység középső-miocén rétegvulkáni működésének utóvulkáni szakaszában, vulkanotektonikus hasadékrendszerben jött létre

A hasadékrendszerben feltoró hidrotermális oldatok a hasadékok falát fokról fokra bekérgezték, végezetül eltörték Ezek a hasadékok időnként újra felnyíltak, tágultak, ez adott alkalmat az újabb oldatok feláramlására és újabb ásványos kiválásokra Ez a többszoros felszakadás eredményezte a telérek „szalagos” szerkezetét (Károlyi-telér, Kiskúti-telér, Hidegkúti-telér, Malombérci-telér, Aranybányabérci-telér stb) A telérek ásványos kitöltődése közben nagyobb tektonikai mozgások is történtek, amelyek a telérek ásványos kitöltését gyakran összetörték, összemorzolták, gyakran a hasadékokba a mellékkőzet anyagai is behullottak Így jött létre néhány teléri breccsás szerkezet (Szentimre-telér, Bányabérci-telér stb) Az érces tormelékek közötti hézagok között ismét ásványos oldatok áramlottak át, amelyek a hézagokat kitöltötték, az egyes tormelékdarabokat bekérgezve helyenként „kokárdás” telérszerkezetek eredményeztek

Az ércesedési terület időrendben első hasadék-rendszerében VIDACS A (1961) vizsgálatai szerint breccsás jellegű kőzettelérek jöttek létre Ezek a meddő kőzettelérek a bányászati feltárásokban több helyen megfigyelhetők Feltárásaikon jól látható, hogy ezek az érces teléreknél idősebbek Kőzetoptikai vizsgálatok szerint anyaguk bemosott finomszemű, kovásodott tufa

A második mozgási szakasz hozta létre az érces kitöltésű hasadékokat Ezek irányai változatosak, sőt egyazon telér esetében is szakaszonként változnak Nagy általánosságban azonban az uralkodó csapásirányuk alapján SIKLÓSSY S (1977) vizsgálatai szerint az alábbi négy telérirány különböztethető meg

1 É—D, 2 ÉÉNy—DDK, 3 ÉÉK—DDNy, 4. NyÉNy—KDK

A különböző irányú telérek — néhány helyen megfigyelhetően — egymást keresztezik Ezekből SIKLÓSSY S (1977) vizsgálatai szerint a következő időrendiség állapítható meg

1 ÉNy—DK, 2 ÉK—DNy, 3 É—D

A telérek ásványos kitöltése és a kiválási rend alapján az egyes telérek között lényeges korkülönbség nincs, de a NyÉNy—KDK-i csapásirányú telérek biztosan idősebbek, mint az ÉÉK—DDNy-i csapásúak

A harmadik tektonikai szakasz műrevaló ércet nem szolgáltató vetőhasadékokat eredményezett, amelyek átlagos csapásiránya ÉNy—DK-i Ez a mozgási szakasz folyamatos átmenettel kapcsolódik az előző érchozó szakaszhoz

Egy negyedik mozgási szakasz sok helyen követi az előző telércsapásokat E mozgási fázist már csak gyenge szulfidásványosodás követte, jellemző kísérője az ametiszt

A gyöngyosorosi ércesedési terület teléremek hosszúsága általában 800—1000 m (műrevaló csapáshosszuk nem haladja meg a 600 m-t), vastagságuk 0,30—2,00 m között változik (átlagos vastagságuk 1,1 m), kivételes helyeken

6–7 m-es kivastagodások is ismertek. A telérkitöltések túlnyomó többsége meddőásvány (kvarc és kvarcváltozatok, kalcit, agyagásványok stb.), hasznos ásványok a teléreknek csak kis részét töltik ki (VARGA GY — CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E — FÉLEGYHÁZI ZS 1975).

Az érctelérekben a kvarcváltozatok (kvarc, kalcedon, ametiszt) uralkodnak. Mellettek egyes pontokon a kalcit mennyisége is jelentős. Az ércásványok közül a szfalerit és a galenit, egyes telérrészekben a pirit található műrevaló mennyiségben. A bányászat mélyebb szintjein viszonylagosan a kalkopirit is dúsul.

A gyöngyösoroszi ércesedés ásványparagenezisének megismeréstörténete

A gyöngyösoroszi ércesedés ásványtani vizsgálatával SZTRÓKAY K (1938, 1939, 1952, 1962), PAPP F (1933), KOCH S — MEZŐSI J — GRASSELLY GY (1949), KOCH S (1953—54, 1958, 1966), NEMECZ E (1953), KASZANITCZKY F (1961), NAGY B — BARBÁCSI A (1966), CSONGRÁDI J (1973), NAGY B (1964, 1980) foglalkozott. Az ércesedési terület ásványtani ismereteinek legteljesebb összesítését KOCH S (1966) adta az alábbiak szerint:

— elsődleges ásványok: kvarc-I, pirit-I, galenit-I, kalkopirit-I, kalcedon, arany, szfalerit-I, galenit-II, szfalerit-II, fluorit-I, wurtzit, kalkopirit-II, stannin, mátrait, kvarc-II, tetraedrit, arzenopirit, bournonit, jamesonit, semseyit, boulangerit, miargirit, antimonit, pirit-II, kalcit, pirit-III, markazit, fluórit-II, ametiszt, barit, colesztin, gipsz-I, mezit, rodokrozit, kalcit, dolomit, kvarc-III (mármarosi gyémánt),

— másodlagos ásványok: chabasit, laumontit, klorit, greenockit, kalkozin, kovellin, cerusszit, kén, valentinit, gipsz-II, halloysit,

— a tufás-agglomerátum ásványai: pirit, szfalerit, hegyikristály, adular, kalcit,

— a mandulauregek ásványai: pirit, szfalerit, apatit, fluorit, opál, kalcedon, hegyikristály, kalcit.

A MÁFI Geokémiai osztályán 1967–69-ben a Mátra hegységi hidrotermális ércesedések geokémiai vizsgálatával foglalkoztam (NAGY B 1971). Ettől az időtől kezdődően gyűjtöttem az ásványparagenezisre vonatkozó adatokat, végeztem a terület ércesedésének ásványtani vizsgálatát. 1980–81-ben az Észak-magyarországi osztály munkatársaként a gyöngyösoroszi ércesedési terület ércföldtani reambulációját végeztem. A KOCH S (1966) által leírt 55 ásvány mellett az elmúlt évek során a kézirat lezárásáig további 35 ásványt ismertem fel, ezek összesítését tartalmazza dolgozatom.

A gyöngyösoroszi ércesedés ásványai

Ércásványok

Fő ércásványok

Pirit FeS_2 . Átfutó ásvány, az ércképződés mindegyik szakaszában képződött. Legidősebb maradványait ércmikroszkóp alatt zárványként, az összes többi szulfidásványban megfigyeltem. Természetesen ilyenkor erősen rezorbeált. A később kivált, és a többi ércásványt kísérő pirit generációk aprószem-

csések, hipidiomorfok, idiomorfok Az idiomorf szemcséket az $a(100)$ és az $e(211)$ lapjai építik fel Ritkán az $o(111)$ lapjai is megjelennek, sőt csak az $o(111)$ lapok által határolt kristályok is előfordulnak A mátraszentimrei, hidegkúti és kiskúti telérekben cm-es (1 ábra) hexaédres kristályok ismertek A piritoéder (211) lapjai gyakran rostozottak A pirit jelentősebb felszaporodása a szákacsurgói és mátraszentimrei telérekben ismertek Bányászati megfigyelések alapján állítható, hogy mennyisége a telérek mélyebb szintjei felé növekvő tendenciát mutat A pirit utolsó kiválásában néhány telér esetében (pl Mátraszentimre, Nagytolgyesbérc stb) gélpirit — melnikovit is keletkezett



1 ábra Pirit kristályok kalcit társaságában Kiskúti-telér, 400 m tsz f 0,5× Fotó PELLÉRDY

Fig 1 Pyrite crystals associated with calcite Kiskút vein, 400 m a s 1 0 5×



2 ábra Szfalerit kristálycsoport Mátraszentimre, 467 m tsz f 0,75× Fotó PELLÉRDY

Fig 2 Sphalerite crystal group Mátraszentimre, 467 m a s 1 0 75×

és $h(100)$, ritkábban a $d(110)$ és $m(311)$ lapok építik fel Éremikroszkóp alatt a szfalerit II simább felületű, belső reflexe sárgásbarna, kalkopirit, zárványokban szegényesebb, e zárványok a szfalerit II által felemésztett kalkopirit maradványai

A gyongyosoroszi telérek szfalerit anyagaiból az elmúlt évek során az MTA Geokémiai Kutató Laboratóriumában több elektronmikroszkopos vizsgálat történt Ezek szerint a gyongyosoroszi ércesedés szfaleritjeiben a Fe beépülése (1 táblázat) lineárisan csökkenő tendenciájú volt, amely itt az ércesedés „egy szakaszú” voltára utal

Szfalerit ZnS A gyongyosoroszi ércesedés legelterjedtebb és legjelentősebb érc-ásványa Érdekes, hogy a ZnS -nak három ásványi változata, szfalerit—wurtzit—mátrait együtt jelenik meg Mindhárom változat elsődleges ásvány (Koch S 1958) Az idősebb szfalerit I generáció nagyobb Fe-tartalmú, gyakran kalkopirit-zárványos, makroszkóposan feketés színű Éremikroszkóp alatt felülete lyukacsos, alakja szabálytalan, erősen repedezett, belső reflexe vörösarna A kalkopirit mellett gyakoriak a szfalerit I-ben a galenit I kiszorított maradványai is

A szfalerit II a telérek uralkodó érc-ásványa Színe barnássárga, Fe-tartalma a szfalerit I-nél kisebb Durván kristályos halmazai a kvarcos meddőben vékonyabb—vastagabb zsinórokat alkotnak galenittel vagy anélkül mellettük néha kevés kalkopirit is található A telérek egyes pontjain szemcsék, szemcsehalmazok, leombolyodott élű rombtizenkettesek formájában hintve jelenik meg kvarcban, ill kalcitban Üregekben fennőve jól fejlett kristályai sem ritkák Különösen szépek a mátraszentimrei telér 516 m-es és 467 m-es szintjeiről kikerült több cm-es kristályok A kristályok nagy része iker (2 ábra) A kristályokat az $o(111)$, $c(111)$

1 táblázat — Table 1

A gyongyosoroszi szfalerit kémiai összetétele (%)
(Pantó Gy — Dobosi G. 1980)Chemical composition of sphalerite (%) from Gyongyosoroszi
(Gy Pantó—G Dobosi 1980)

	1		2		3		4	
	a	b	a	b	a	b	a	b
Zn	54,9	56,9	58,2	57,8	61,0	64,1	65,5	65,6
Fe	10,0	8,6	7,7	7,4	5,5	3,0	2,0	1,6
Mn	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	0,1	0,1	0,07
Cd	0,3	0,3	0,3	0,1	0,6	0,2	0,3	0,4
S	33,1	33,0	32,8	33,2	33,3	33,3	32,3	32,2
	98,6	99,1	99,4	98,8	100,6	100,7	100,2	99,87

1 Kiskúti-telér 400 m tsz f

2 Károly-telér 510 m tsz f

3 Aranybányabérci I telér 350 m tsz f

4 Bányabérci-telér Bányabérci akna, hányó

a) a szemese közepe, b) a szemese szíle

Galenit PbS A szfalerit mellett az ércesedés másik fő ásványa. Két generációja ismeretes. A szfalerit II-vel együtt megjelenő galenit II a fő PbS ásvány, hirtett szemek és vékony erek, kisebb fészkek alakjában található a telérekben.

Galenitben leggazdagabb a Károly-telér volt, ebben és a többi telérben is mennyisége a mélység felé csökken. Ércmikroszkópban megfigyelhető, hogy a galenit I idősebb mint szfalerit I, ezért gyakori zárványa az utóbbi ásványnak. A galenit jellegzetessége, hogy gyakran anyalúgzárványos, ezt először SZTRÓKAY K (1939) észlelte. A később kivált ásványok e zárványsorok vagy a hasadási vonalak mentén szorították ki, ill. emésztették fel a galenitet.

Fennőtt kristályok alakjában csak a galenit II ismert (mátraszentimrei, kiskúti, Károly- stb telérek). Ezeket a c(100) és a p(111) lapok határolják, ritkán közép kristályok is előfordulnak (3. ábra). A galenit kémiai összetételét a 2. táblázat mikroszkopos elemzéseit mutatják.

A galenit II-vel egyidőben, vagy ezt követve váltak ki a leőhely érdekességét adó szulfosók.

Kalkopirit Cu₂FeS Gyongyosoroszi érces teléreiben nem gyakori ércásvány. Több generációja ismeretes. Általában kisebb szemcsék, foltok alakjában található. Összefüggő telérkitöltéseket nem alkot. Viszonylagos dúsulása a telérek mélyebb szintjei felé kimutatható (Károly-telér, Aranybányabérci-telér stb). A felszínközeli ércesedésekben relatív dúsulása csak a bányabérci II sz és a hidegkúti II sz telérben volt észlelhető. Ritkán előforduló



3. ábra Galenit kristályok szfalerit társaságában Mátraszentimre, 467 m tsz f 0,5× Fotó PELLÉRDY

Fig. 3 Galena crystals associated with sphalerite Mátraszentimre, 467 m a s l 0.5×

A gyongyosoroszi galenit kémiai összetétele (%)
(Pantó Gy.—Dobosi G 1980)

Chemical composition of galena (%) from Gyongyosoroszi
(Gy. Pantó—G. Dobosi 1980)

	1	2	3	4	5	6
Pb	86,8	87,2	86,9	86,5	86,05	86,11
Ag	0,02	0,02	0,0	0,0	0,52	0,16
Bi	0,3	0,2	0,15	0,40	0,09	0,17
Se	0,02	0,03	0,0	0,0	0,00	0,00
S	13,1	13,2	13,3	14,4	13,66	12,95
	100,24	100,65	100,35	101,3	100,32	99,39

1—2 Kiskúti-telér 400 m tsz f
3—4 Hidegkúti-telér 400 m tsz f
5—6 Katalin táró, hányó

kristályait a biszfenoid lapok határolják (4 ábra) A kalkopirit kémiai összetétele az elektron-mikroszondás vizsgálatok szerint homogén, megfelel a sztöchiometrikus összetételnek Ezüsttartalma 0,01% nagyságrendű, a kimutathatóság határán van A Zn és Sn nem volt kimutatható (3 táblázat)

Markazit FeS_2 A pirthez viszonyítva nem gyakori ércásvány A peremi telérekben gyakoribb (Mátraszentimre, Asztagkő, Nagytolgyesbérci-telér stb) Ércmikroszkópi metszetekben többször észlelhető Apró kristályok formájában, vagy gombos-vesés kitoltésként észlelhető

Wurtzit β -ZnS A wurtzit elsődleges, jellemző ércásványa Gyongyosoroszinak A leggazdagabb előfordulása a központi telérekben (Károly-telér, Malombérci-telér, Aranybányabérci-telérek stb) ismert A wurtzit legyezőszerű kristályhalmazait kvarcban (ametisztben) bennőtt szalagok formájában ismerjük Az egyes wurtzit rostok mm-től pár cm-ig terjedő hosszúságúak, mm-es szélességűek (5 ábra) Az ásvány vastartalmától függően feketés vagy barnás színű, szabad szemmel is látható vörösarna reflexekkel Ahol az érepreparátumokban szfalerit is találunk, ott a két változat színben, hasadásban éles határral különül el egymástól, bizonyítékaul, hogy a szfalerit nem wurtzit utáni paramorfóza



4 ábra Kalkopirit kristályok szfalerit társaságában Mátraszentimre, 467 m tsz f 0,5×
Fotó. PELLÉRDY

Fig 4 Chalcopyrite crystals associated with sphalerite Mátraszentimre, 467 m a s 1 0 5×

A Kiskúti-telér wurtzitjából készült mikroszondás elemzések (4 táblázat) szerint Fe-tartalma jóval kevesebb, mint a környezetében levő szfalerité (1 táblázat 1 sz elemzés)

3 táblázat — Table 3

A gyongyosoroszi kalkopirit kémiai összetétele (%)
(Dobosi G. 1981)

Chemical composition of chalcopyrite (%) from Gyongyosoroszi
(G. Dobosi 1981)

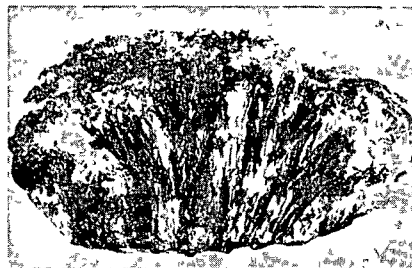
	1	2
Cu	33,45	33,32
Ag	0,1	0,03
Fe	30,08	30,43
S	36,56	36,49
	100,19	100,27

1 Jávoroskúti-telér 350 m tsz f

2 Hidegkúti táró, hányó

5 abra Wurtzit Aranybányabérci-telér,
150 m tsz f 0,5× Fotó PELLÉRDY

Fig 5 Wurtzite Aranybányabérc vein,
150 m a s l 0 5×



4 táblázat — Table 4

A gyongyosoroszi wurtzit kémiai összetétele (%)
(Dobosi G. 1982)

Chemical composition of wurtzite (%) from Gyongyosoroszi
(G. Dobosi 1982)

	1 minta	2 minta	3 minta
Zn	62,1	61,9	61,6
Fe	3,7	3,6	3,6
Mn	0,1	0,1	0,1
Cd	0,6	0,6	0,7
S	32,1	32,0	32,1
	98,6	98,2	98,1

Antimonit Sb_2S_3 A nyugat-mátrai ércesedések legfiatalabb ércásványa. Mennyisége jelentéktelen. Általában a telérek felső részeiből ismert (Károly-telér, Mátraszentimrei-telér, Asztagközi-telér stb.) 6–7 cm hosszát elérő tű helyenként fehér kalcitban, ill. kaolinitbe bennőve fordulnak elő 1–2 cm-es



6 ábra Antimonit tűk kvarcon
Károly-telér, 510 m tsz f 0,5×
Fotó PELLÉRDY

Fig 6 Antimonite needles on quartz
Károly vein, 510 m a s 1 0 5×

Termésarany Au Az arany kiválása a szulfidok keletkezésével egyidőben történt, ezért többnyire ezek zárványaként fordul elő. Nagy gyakorlati jelentősége miatt az arany előfordulásával behatóbban is foglalkoztam. Ércmikroszkópos vizsgálataim során elkülönítettem azokat a preparátumokat, amelyekben aranyat észleltem. Ezeket az MTA GKL-ban mikroszondás vizsgálatoknak is alávetettük. Szabad aranyat csak öt telér anyagában észleltem. A mátraszentimrei telérben (+608 m tsz f) néhány 5–10 μm -es szemcsét kvarcban figyeltem meg. Ezekben a mikroszondás vizsgálatok több-kevesebb ezüstöt is kimutattak. A kiskúti telérben (+400 m tsz f) galenitzárványaként 4–5 μm -es szemcsék formájában fordul elő az arany. A Károly-telér anyagából KOCH S (1966) galenitből említ aranyat. Vizsgálataim során az 510 m-es szintről szár-

fennőtt kristályait a Mátraszentimrei-telérből és a Károly-telér 510 m-es szintű feltárásaiból ismerjük (6 ábra). Ércmikroszkóp alatt gyakran markazitzárványos, ez a markazit utáni keletkezését igazolja. Az antimonit kémiai összetételét az 5 táblázat mutatja be.

Járulekos ércásványok

Ide azokat az ércásványokat sorolom, amelyek makroszkóposan nem ismerhetők fel, meghatározásuk csak ércmikroszkópos vagy elektron-mikroszondás vizsgálatokkal lehetséges.

Termés antimon Sb Néhány mikronos szemcséit mátraszentimrei antimonit kristályok szegélyén elektron-mikroszondás vizsgálatokkal 1980-ban mutatták ki (PANTÓ GY — DOBOSI G 1980).

5 táblázat — Table 5

A gyongyosoroszi antimonit kémiai összetétele (%) (Dobosi G 1981)

Chemical composition of antimonite (%) from Gyongyosoroszi
(G Dobosi 1981)

	1	2
Sb	71,51	71,17
As	1,65	1,70
S	27,70	28,11
	100,86	100,98

1 As/t igko, kvareit fejto
2 Károly telér 510 m-es szint

mazó anyagok szfaleritjében észleltem 10 μm -es arany szemcséket A Károly-telérből származó egyik szemcséből készült mikroszondás elemzés szerint (PANTÓ GY — DOBOSI G 1980) az ásvány kémiai összetételében 80% Au és 20% Ag van Az elemzés alapján a gyongyosoroszi szabad arany elektrumnak tekinthető Ugyancsak arany szemcséket észleltem a Károly-telér folytatásában újabban feltárt Új Károly-telér (+400 m tsz f) kvarcanyagában Ebben az arany szemcsék mérete 1—2 μm A Vereskői-telér hányó anyagából 2—3 μm -es arany szemcséket pirit szegélyén észleltem

Argentit (Akantit) Ag_2S Az argentit vagy akantit jelenlétét az ásványparagenezisben csak a mikroszondás vizsgálatok alapján, újabban ismertük fel Az ásvány jelenlétét néhány μm -es szemcsék alakjában a mátraszentimrei, hidegkúti, kiskúti és vereskői telérek ércanyagaiból ismerjük

Arzenopirit FeAsS A Károly-telér uregeiben fennőtt szfalerit kristályokon milliméteres kristályok alakjában észlelte KOCH S (1966) A kristálykák az m(110), c(001) és n(101) lapok határolják Újabban ércmikroszkópi metszetekben és a mikroszondás vizsgálatok során a Gyongyossolymos 5 sz fúrás 694,2 m-ből származó anyagban pirit társaságában is megtaláltuk

Berthierit $\text{FeS Sb}_2\text{S}_3$ Az ásványt a mátraszentimrei telér sejtesskvarc anyagában észleltem, ahol hajszerű, rideg, rostos formában fordul elő (NAGY B — BARBÁCSI Á 1966)

Bismuttellurid Bi_2Te_3 A Gyongyossolymos 5 sz fúrás 694,2 m-ből származó mintában, mm-es pirit szemcsék zárványaként észleltük, galenit társaságában A 30—40 μm -es szemcséit helyenként a galenittel osszenőtt helyzetben is észleltük

Az ásvány kémiai összetételét a 6 táblázat szemlélteti

6 táblázat — Table 6

A gyongyosoroszi bismuttellurid kémiai összetétele (%)
(Dobosi G 1983)

Chemical composition of bismuthtellurite (%) from Gyongyosoroszi
(G Dobosi 1983)

	1	2	3	4	5
Bi	53,1	52,0	51,8	51,6	51,6
Te	45,1	43,6	45,9	45,8	46,0
S	0,2	0,5	0,1	0,1	0,1
	98,4	96,1	97,8	97,5	97,7

(A szemcsék kis mérete miatt pontosabb elemzés nem készíthető)

Bournonit $2\text{PbS Cu}_2\text{S Sb}_2\text{S}_3$ Ércmikroszkópos vizsgálatok során gyakran jelentkezik, a jellemző ikerlemezezettségével Általában a galenitet szorítja ki Apró milliméteres fennőtt kristályairól KOCH S (1966) tesz említést

Boulangerit $5\text{PbS 2Sb}_2\text{S}_3$ Apró szemcséit a Kiskúti-telér galenites anyagának ércmikroszkópi vizsgálata során észleltem Többnyire a galenit szélén semsejttel együtt jelenik meg Először SZTRÓKAY K (1939) említi Az ásvány jelenlétét az ásványparagenezisben az ércoptikai vizsgálatok mellett mikro-

szondás elemzéssel is igazoltuk. Az ásvány kémiai összetétele DOBOSI G (1982) vizsgálatai szerint

Pb	55,52%
Sb	26,48%
S	17,99%
	99,99%

Cinnabarit HgS A gyongyosoroszi ércparagenezis egyik legfiatalabb tagja. Először CSONGRÁDI J (1973) említi Mátraszentimréről. A központi területen tízedmilliméteres kalciton fennőt kristálykát észleltem. 1980-ban az asztalgkói antimonitos—pirites telérkitöltésben kvarcban is megtaláltam.

Freibergit (Cu, Ag)₃SbS₃₋₄ A Mátraszentimrei-, az Aranybányabérci-, a Hidegkúti- és Bányabérci-telerek fakóércanyagainak elektron-mikroszondás vizsgálatai során különítettük el. Az ásvány kémiai elemzését a 7 táblázatban mutatom be.

Hessit Ag₂Te A Gyongyosolymos 5 sz. fúrás 694,2 m-ből származó pirites ércanyag elektron-mikroszondás vizsgálata során DOBOSI G (1983) észlelte tetradimit és bizmuttellurid társaságában. Az ásvány kis mérete miatt mennyiségi elemzés nem készülhetett.

Heteromorfit 11PbS 6Sb₂S₃ Jelenlétét mikroszondás elemzésekkel a Károly-telér 510 m (tsz. f.) szintjéről származó anyagokból galenit zárványaként ismertük fel. Az ásvány kémiai összetételét %-ban az alábbi 3 szemcse mikroszondás elemzése szemlélteti (PANTÓ GY — DOBOSI G 1980)

	1	2	3
Pb	50,3	50,3	49,4
Sb	26,8	28,6	30,3
S	18,3	19,3	19,5
	95,4	98,2	99,2

(Az első szemcse elemzése a kis méret miatt pontatlan.)

7. táblázat — Table 7

A gyongyosoroszi freibergit kémiai összetétele (%)
(DOBOSI G. 1981)

Chemical composition of freibergite (%) from Gyongyosoroszi
(G. Dobosi 1981)

	1	2
Cu	31,58	27,65
Ag	9,70	10,01
Zn	3,26	3,00
Fe	3,69	8,10
Sb	27,43	24,34
As	1,42	0,90
S	23,63	26,82
	100,71	100,82

1 Hidegkúti táró, hányc

2 Bányabérci akna, hányc

Jamesonit $4PbS \cdot FeS \cdot 3Sb_2S_3$ Tűs halmazai ércmikroszkóp alatt a galenit szemcsék határain figyelhetők meg. Gyakran lehet olyan metszetet látni, amikor egy-egy galenit szemcsét teljesen körülvesz. Megjelenését először SZTRÓKAY K. (1939) észlelte.

Mátrait ZnS-3R A mátrait a harmadik ZnS modifikáció, amelyik a nyugat-mátrai ércesedési területen ismeretes. Az első észlelője és új ásvány fázisként való leírója KOCH S. (1958) volt. A Károly-telér +300 m-es szintjéről wurtzit társaságában vált ismeretessé.

Margarit AgSbS₂ Ércmikroszkópos vizsgálatai során SZTRÓKAY K. (1939) említi, de csak kérdőjelesen.

Pirrhotin FeS A Károly-telér +300 m (tsz. f.) szintjéről származó anyagokból KASZANITCZKY F. (1961) pirrhotin utáni pirít—markazit pseudo-morfózákat ismertetett. Ércmikroszkópban gyakran észlelni pirrhotinból keletkezett piritzemcséket. Ásványtani tisztaságú pirrhotint csak a Gyongyossolymos 5 sz. fúrás anyagaiban észleltem.

Semseyit 9PbS 4Sb₂S₃ Legyező alakú kristálycsoportjait a Károly-telér breccsás ércéből először SZTRÓKAY K. (1939) ércmikroszkópi vizsgálatai során említette. Újabban a Kiskúti-telér galenitben dús érceiben, ércmikroszkópos vizsgálataim során észleltem. Az ásványról kérésemre mikroszondás elemzések is készültek (PANTÓ GY.—DOBOSI G. 1980). Ezek eredményei %-ban

	1 elemzés	2 elemzés
Pb	54,01	54,75
Sb	27,20	26,76
S	18,79	18,48
	100,00	99,99

Stannin Cu₂FeSnS₄ Az ásványt KOCH S. (1966) észlelte ércmikroszkóp alatt szfaleritet kiszorító kalkopirit társaságában. Az ásvány jelenléte lehet a szfaleritek nyomelemzésekkal kimutatható Sn koncentrációnak hordozója.

Tetradimit Bi₂Te₂S Az ásványt bizmuttellurid társaságában, pirít zárva-nyaként észleltük a Gyongyossolymos 5 sz. fúrás 694,2 m-ből származó pirites ércanyag ércmikroszkópos, ill. elektron-mikroszondás vizsgálata során. DOBOSI G. (1983) az elektron-mikroszondás vizsgálatok során az ásványról az alábbi két elemzést készítette.

	1 elemzés	2 elemzés
Bi	58,1	58,3
Te	34,7	35,0
S	3,9	3,7
	96,7	97,0

(A szemcsék kis mérete miatt pontosabb elemzés nem készíthető.)

Tetraedit Cu₃SbS₃₋₄ Említését már TÓTH M. (1882) munkájában találjuk, ami azért érdekes, mert csak mikroszkópos méretű szemcsékként ismeretes galenit társaságában. Szerepe igen alárendelt, ércmikroszkóppal többnyire csak a galenit határain észlelhető. Mikroszondás vizsgálatainkkal gyakran megfigyeltük, de mindig csak parányi szemcsék alakjában galenit társaságában észlelhető.

A gyongyosoroszi tetraedrit kémiai összetétele (%)
 Chemical composition of tetraedrite (%) from Gyongyosoroszi

	1 minta	2 minta	3 minta
Cu	38,02	37,96	38,60
Ag	1,32	1,18	0,99
Zn	1,91	2,00	4,49
Fe	4,19	4,64	2,65
Sb	27,65	27,12	20,74
As	1,52	1,18	6,42
S	24,58	25,26	25,12
	99,19	99,34	99,01

tők Az ásvány %-os kémiai összetételét a hidegkúti táró hányójáról származó anyagokból DOBOSI G (1981) mérései szerint a 8 táblázat mutatja

Meddő ásványok

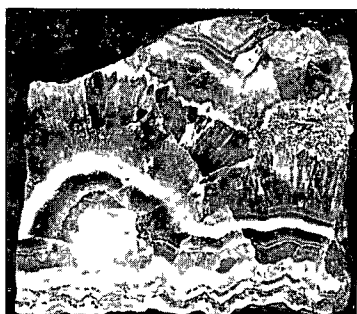
Fő meddőásványok

Kvarc és változatai SiO_2 A kvarcváltozatok közül a finomabb szemcsés és durvább kristályos kvarc és kalcedon az uralkodó meddőásvány. Ez a két változat adja a telérkitöltések uralkodó többségét (7. ábra).

A fehér, kékesszínű, gyengén áttetsző, sferulitos szerkezetű kalcedonerek szurkés, vagy rendkívül apró hematit lemezekétől vörösre festett (cinopel) kristályos kvarcértegekkel váltakoznak, közöttük finom ereket vagy szalagokat alkotva fordulnak elő az ércásványok. A telérekben a kvarc jól kristályosodott példányai nem gyakoriak, a kristályok általában cm-nél kisebbek. A kristályo-

kat a prizma $m(10\bar{1}0)$, romboéder $r(10\bar{1}1)$ és trapezoeder $z(01\bar{1}1)$ lapok határolják. A gyongyosoroszi ércbánya elterjedt kvarcváltozata az ametiszt, amely a sötétibolyától a legvilágosabb ibolyás árnyalatig előfordul. A kristályosodott ametiszt a terület egyik legszebb ásványa. Az 1 cm-t ritkán meghaladó kristályokat a kvarc szokott formái határolják. Az ametiszt VIDACS A (1961) szerint egyike a legfiatalabb telérásványoknak.

A telérek felszíni kibúvásaiban nagy tömegben jelenik meg a jáspis. A legjelentősebb tömegben a gyongyosoroszi ércbányától D-re a voroskői telérekben jelenik meg, de tormeléke nagyon gyakori Mátraszentimre, Mátraszentistván és Mátraszentlászló környékén is. A jáspist gyakran kalcedon erek járják át. A sötétvörös jáspis színező anyaga a Fe_2O_3 , amely 1,98–2,54% mennyiségben van jelen. Meg-



7. ábra Szalagos kvarc, kalcedon és ametiszt telérkitöltés Karoly-telér 510 m tsz f 0,5×
 Fotó PELLÉRDY

Fig. 7 Banded quartz, chalcedony and amethyst Karoly vein, 510 m a s 1 0 5 ×

jegyzendő, hogy a gyongyosoroszi környéki jáspis darabok csiszolva tetszetős díszítőköül szolgálhatnak

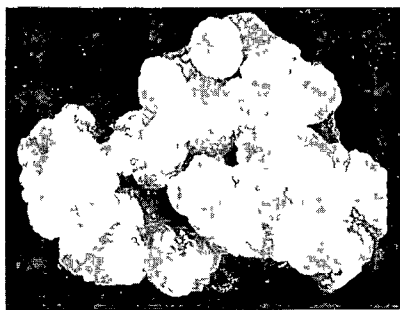
A legfiatalabb kvarc változat a Gubolaházi-telér árkolásaiban gyakori hialin, amely ott víztiszta szfalerittel együtt jelentkezik

Kalcit CaCO_3 A gyongyosoroszi környéki érces telérek jellemző, de a kvarchoz viszonyítva alárendelt telérkísérő meddőásványa VIDACS A (1961) vizsgálatai szerint az ércesedés viszonylag késői szakaszában vált ki. A kalcit zomében durvakristályos, szemcsés, sárgásfehér—fehér színű, de gyakori a barna és fekete kalcit is (8 ábra). A kristályos kalcit igen gyakori, Gyongyosoroszi legszebb kristálycsoportjait alkotja (9—10 ábra). A kristályok mérete változó. Felépítésük szerint oszlopos (11 ábra) romboédres (12 ábra), vagy szkalenoédres (13 ábra) típusúak. A fekete kalcit kristályosodott formában ritkább. Ezeket RÓZSA É (1961) vizsgálatai szerint mangánoxid színezi.



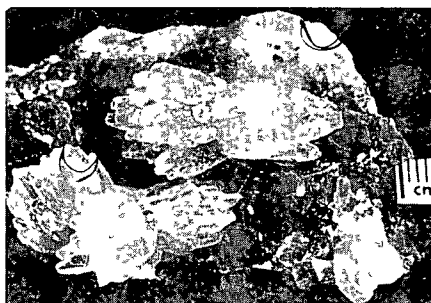
8 ábra Fekete kalcit Aranybányabérci-telér, 150 m tsz f 0,5× Fotó PELLÉRDY

Fig 8 Black calcite Aranybányabérc vein, 150 m a s 1 0 5 ×



9 ábra Kalcit kristálycsoport Malomberci-telér, 400 m tsz f 0,5×

Fig 9 Calcite crystal group Malomberci vein, 400 m a s 1 0 5 ×



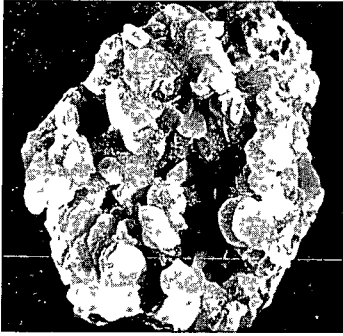
10 ábra Kalcit „kevek” szfaleriten Károly-telér, 250 m tsz f Fotó PELLÉRDY

Fig 10 Calcite „sheaves” on sphalerite Károly vein, 250 m a s 1



11 ábra Oszlopos kalcit Károly-telér 250 m tsz f, természetes nagyság Fotó PELLÉRDY

Fig 11 Columnar calcite Károly vein, 250 m a s 1, natural size



12 ábra Romboéderes kalcit kristályok
Aranybányabérci-telek, 350 m tsz f 0,5×
Fotó PELLÉRDY

Fig 12 Rhombohedral calcite crystals
Aranybányabérc vein, 350 m a s l 0 5×



13 ábra Szkalenoéderes kalcit kristályok
Károly-telek, 250 m tsz f 0,5×
Fotó PELLÉRDY

Fig 13 Scalenohedral calcite crystals
Károly vein, 250 m a s l 0 5×

A kalcit kémiai összetételét, egy a Bányabérci-telekből származó kristálycsoportból és az Aranypéter-telek 200 m tsz f feltárásából származó tomeses kalcitból készült kémiai elemzéssel szemléltetem (9 táblázat)

9 táblázat — Table 9

A gyongyosoroszi kalcit kémiai összetétele (%)
Chemical composition of calcite (%) from Gyongyosoroszi

	1	2
SiO ₂	0,02	0,65
TiO ₂	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	0,11	0,30
Fe ₂ O ₃	0,02	0,27
FeO	0,18	0,49
MnO	0,85	0,56
CaO	54,3	54,3
MgO	0,49	0,21
Na ₂ O	0,02	0,03
K ₂ O	0,06	0,09
+ H ₂ O	0,29	0,05
- H ₂ O	0,02	0,02
CO ₂	42,9	43,0
P ₂ O ₅	0,02	0,02
SrO	0,045	
	99,355	100,05

Elemzők SOHA I -NÉ és SZIRMAINÉ 1981

1 Bányabérci-telek
2 Aranypéter-telek

Dolomit ($CaMg$) CO_3 Nem túl gyakori, de szép ásványa Gyongyosoroszinak Gyongyházfényű romboéderei néha az 1 cm-t is elérik, de fehér vagy sárgás gombos halmazokban is megjelenik, kalciton, ametisztben (14 ábra) vagy érc-ásványokon is

Agyagásványok Néhány telérkitöltés uralkodó meddőásványai (pl Bányabérci II telér) A szalagos és breccsás telérkitöltések hézagaiban, uregeiben, sőt sokszor az ércszemcsék beágyazásaként fordulnak elő Színük hófehér, szürkésfehér, kenőcs-szerű megjelenésű A bányászásban — nem szabatosan — kaolinnak nevezik az ilyen agyagos, foldestomegű ásványokat Ásványos összetételükre vonatkozó adatokat ez ideig NEMECZ E (1953, 1973) és MEZŐSI J (1957) közölt Meghatározásaik szerint hallozyit (15 ábra), kaolinit, nakrit és hidromuszkovit változó arányú elegyiből állnak Saját vizsgálati adataim szerint a fentiekén kívül illit, montmorillonit, szaponit és beidelit is előfordul 1981-ben a Károly-táró szintjén (460 m tsz f) az Aranypéter- és az Aranybányabérci-telér kitöltéséből nagyon tiszta hófehér, tomeges megjelenésű hallozyit mintákat gyűjtöttem Az ezekből készült kémiai elemzéseket a 10 táblázat mutatja be Az agyagásványok hátrányosan befolyásolják a flotáló munkáját

Klorit Az egyéb agyagásványokhoz hasonló az előfordulása, tisztán — és egyéb agyagásványokkal kevert szerkezetek formájában fordul elő Tomeges megjelenését a Katalin-telér, az Aranybányabérci II telér és az Aranypéter-telér kitöltéséből ismerem Az Aranypéter-telér 200 m (tsz f) szintű feltárásából begyűjtött tiszta klorit ásványból kérésemre az alábbi kémiai elemzés készült

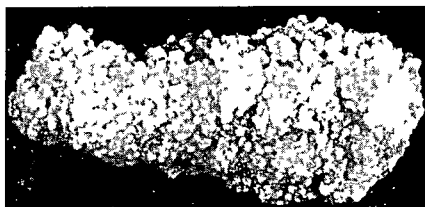
SiO ₂	31,6
TiO ₂	0,21
Al ₂ O ₃	16,8
Fe ₂ O ₃	4,65
FeO	20,2
MnO	1,075
CaO	0,52
MgO	12,7
Nu ₂ O	0,08
K ₂ O	0,03
+ H ₂ O	10,7
- H ₂ O	0,98
CO ₂	0,07
P ₂ O ₅	0,02

99,635%

Elemzők SOHA I-NÉ és SZIRMAINE 1981

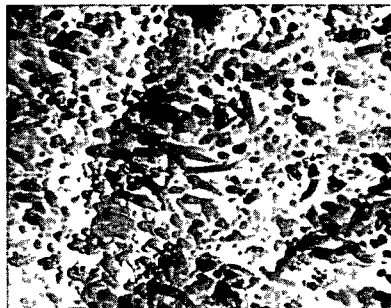
A kloritok közé tartozó pennin megjelenéséről KOCH S — MEZŐSI J — GRASSELLY GY (1949) számolt be, amelyet egy alig néhány mm-es mandulaureg gombos, vesés kitöltéseként észleltek

Barit $BaSO_4$ A peremi telérek felső zónáinak (Kistolgyesbérci, Gubolaházi, Mátrászentimrei, Hársas-hegyi-telérek) gyakori érc kísérelő meddőásványa Ezekben a telérekben a barit tomeges megjelenésű A központi telérekben rit-



14 ábra Dolomit kristályok ametisztben Aranybányabérci-teléri, 150 m tsz f 0,5 × Fotó PELLÉRDY

Fig 14 Dolomite crystals on amethyst Aranybányabérc vein, 150 m a s l 0.5 ×



15 ábra Hallozyit SEM 30 000 ×

Fig 15 Halloysite SEM 30 000 ×

10 táblázat — Table 10

A gyongyosoroszi halloysit kémiai összetétele (%)
Chemical composition of halloysite (%) from Gyongyosoroszi

	1	2
SiO ₂	38,8	40,8
TiO ₂	0,06	0,09
Al ₂ O ₃	33,30	33,5
Fe ₂ O ₃	0,15	0,96
FeO	0,11	0,12
MnO	0,04	0,013
CaO	1,21	0,25
MgO	0,25	0,28
Na ₂ O	0,06	0,04
K ₂ O	0,01	0,12
+ H ₂ O	18,90	12,7
- H ₂ O	6,38	10,2
CO ₂	0,46	0,07
P ₂ O ₅	0,06	0,09
S	—	0,4
	99,79	99,633

Elemzők SOHA I-NÉ—SZIRMAINÉ 1981

1 Aranypéter-telér 460 m tsz f

2 Aranybányabérci I telér 460 m tsz f

káiban észlelik. Itt a leggazdagabb kifejlődése az Aranybányabérci-telérben volt ismert, ahol 2—3 cm elhosszúságú táblás kristályok is előfordultak. Ezeket csak az uralkodó c(001) és a keskeny lapokkal megjelenő m(110) formák építik fel. Nagyon szép zónás barit kristályok ismertek a Károly- és a Hidegkúti-telérből is. Ezeket a c(001), m(110), b(010), z(111), o(011), d(102) és az a(100) formák lapjai határolják.

Adulár $KAlSi_3O_8$. Azokban a telérekben, amelyek kálittrachit környezetében képződtek, az agyagásványos kitöltésekben — a röntgendiffrakciós vizsgálataim szerint — viszonylag gyakori meddőásvány. A Bányabérci-telérből származó anyagok elektron-mikroszondás vizsgálatát DOBOSI G (1982) végezte (11 táblázat).

Járolékos meddőásványok

Anatáz TiO_2 . Újabbban az asztagkői baritos—antimonitos telérkitöltés anyagainak elektron-mikroszondás vizsgálatai során (PANTÓ GY — DOBOSI G 1980) ismerték fel, kvarc zárványaként.

Ankerit $(Ca, Fe, Mg)CO_3$. A Mátraszentimrei-telér karbonátjainak röntgenvizsgálatai során ismertem fel (NAGY B — BARBÁCSI A 1966).

Aragonit $(CaCO_3)$. Több cm-es tűkből felépülő halmazok alakjában, ametisztten fennőve ismeretes (16 ábra).

11 táblázat — Table 11

A gyongyosoroszi adulár kémiai összetétele (%)
Chemical composition of adular (%) from Gyongyosoroszi

	1 minta	2 minta	3 minta	4 minta
SiO ₂	65,1	65,0	65,9	66,7
Al ₂ O ₃	19,2	19,3	19,1	18,2
CaO	0,08	0,08	0,0	0,01
K ₂ O	15,7	15,9	15,7	15,6
	100,08	100,28	100,74	100,51

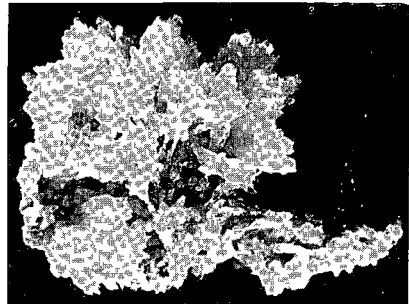
Apatit $Ca_5/F(PO_4)_3$ Oszlopos kristálykát a gyongyosoroszi altáró mandulaureges andezitjében KOCH S — MEZŐSI J — GRASSELY GY (1949) ismerte fel

Chabazit $(Ca, Na_2)(Al_2Si_4O_{12})6H_2O$ Több mm-es fehér, néha rózsaszínű áttetsző kristályai az altáró mellékkőzetéből ismeretesek (KOCH S — MEZŐSI J — GRASSELY GY 1949) A kristályok többsége iker kristály, rajtuk az alapromboédereken kívül az s(0221) az e(0112) és egy vicinális szkaleonéder lapjait észlelték

Coesztin $SrSO_4$ A baritnál ritkább Ametiszt kristályokon fennőve SZTRÓKAY K (1952) észlelte A cm-nél valamivel nagyobb kristályok nyúlt, oszlopos természetűek Uralkodó kristályformájukat a (011) lapok határozzák meg, ezeken kívül a kristályok felépítésében a c(001), a(100) m(110) és z(111) formák lapjai vesznek részt A coesztin kékes színű kristályai, néha leveles halmazai többnyire ametisztal társulnak Érdekességként megemlítem, hogy a Hársas-telér fekete kalcitjában bennőve is megtaláltuk

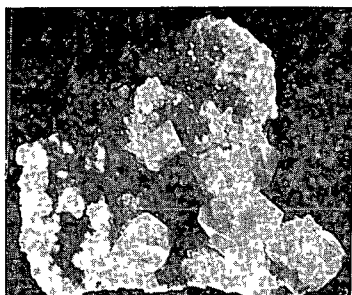
Epidot Az Aranybányabérci 1 sz telér 150 m-es (tsz f) szintjén, a telér és a mellékkőzet érintkezésén kvarcon fennőtt 2—3 mm-es sötétzöld színű kristályok alakjában találtam

Fluorit CaF_2 Több generációban megjelenő ásvány Megtaláljuk fennőtt kristályokként (17 ábra) és kvarc zárványaként is Színe változatos, víztiszta, világoszöld, ibolyakék és sárga kristályok ismertek A kristálykák többségét az oktaéder (111) és a kocka (100) lapok építik fel Ezeken kívül az m(113), e(210) és t(421) formák lapjait észleltem A kristályok habitusát a kocka vagy az oktaéder lapok határozzák meg Az egyes fluorit kristályok mérete változatos, a 3—4 mm-es élhosszúságú kristályoktól cm-es nagyságig ismertek Többnyire kvarcon fennőve, kalcit társaságában fordulnak elő



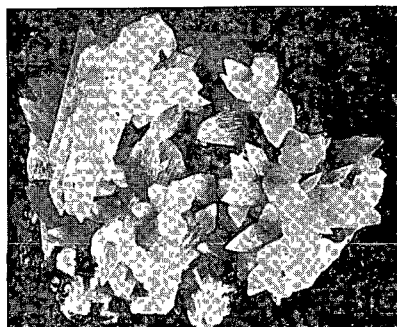
16 ábra Aragonit Károly-telér, 250 m tsz f, természetes nagyság. Fotó PELLÉRDY

Fig 16 Aragonite Károly vein, 250 m a s l, natural size



17 ábra Fluorit kristályok kvarcon
Károly-telér 0,5× Fotó PELLÉRDY

Fig 17 Fluorite crystals on quartz
Károly vein 0.5×



18 ábra Gipsz kristályok kalciton
Károly-telér, 250 m tsz f 0,5×
Fotó PELLÉRDY

Fig 18 Gypsum crystals on calcite
Károly vein, 250 m a s l 0.5×

Gyepsz $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ A gyongyosoroszi ércesedés egyik genetikai szempontból érdekes meddőásványa. Elsődleges hidrotermális ásványként néhány telér anyagában kvarc és kalcit kristályokra települ (18 ábra). Rendkívül érdekes, leveles víztiszta halmazokban fordul elő az aranybányabérci 150 m-es (tsz f) szintű meddőharántban érkitöltésként fekete kalcit kíséretében. Ebből az anyagból ásványelemzés is készült.

CaO	32,8
SO ₃	46,1
izz veszt	21,1
	100,0%

Elemző DÉR I.-NE

Inezit $Ca_2Mn_7(Si_{10}O_{28}(OH)_2) \cdot 5H_2O$ Előfordulását SZTRÓKAY K. (1962) észlelte és ismertette. Az inezit enyhen rózsaszínű, koncentrikus sugaras, szálal halmazokat alkot, rodokrozit társaságában a Bikszéli Béla harántban. Azóta csak a Mátraszentimrei-telérben észleltük (NAGY B — BARBÁCSI Á. 1966).

Laumontit $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4-3H_2O$ Ritka ásvány, néha a mellékkőzet uregeiben vagy a telérek ódoraiban kalciton vagy kvarcon fennőve fordul elő. Színe víztiszta vagy tobbnyire fehér. KOCH S. (1966) vizsgálatai szerint az oszlopos habitusú 2–3 mm nagyságú kristályok felépítésében az m(110) lapok mellett az e(201) (010) és c(001) formák lapjai vesznek részt. Az elmúlt években érkitöltésként a Gyongyossoly mos 5 sz. fúrás 1148,6 m-ben észleltük (19 ábra).

Az érkitöltő laumontit kémiai összetétele

SiO ₂	48,6%
Al ₂ O ₃	17,8
CaO	13,9
Na ₂ O	0,13
K ₂ O	0,06
MgO	0,073
izz veszt	13,70

Elemzők ARATÓNÉ SZIRMAINÉ 1982

Rodokrozit $MnCO_3$ A gyongyosoroszi ércesedés területén ritka ásvány. Ez ideig csak SZTRÓKAY K. (1962) említi a Búkszéli harántból, ahol érkítoltésként mezeit és manganokalcit társaságában találta. Az említett helyen előfordult apró romboédes kristálykák és tomegeges halmazok alakjában is. Színe világos málnavörös.

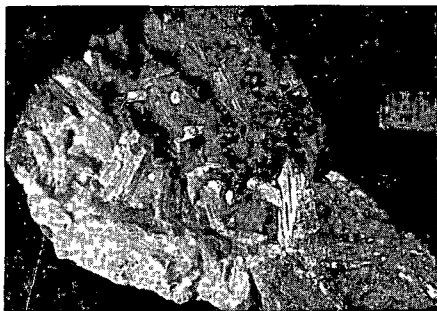
Sziderit $FeCO_3$ Ritka ásvány, apró romboédes kristálykáit kalciton fennőve a Károly-telér és a Mátraszentimrei-telér anyagában észleltem.

Thomsonit $(Ca, Na_2)Al_2S_{12}O_8 \cdot 2,5H_2O$ Az inezit társaságában SZTRÓKAY K. (1962) említi.

Turmalin Kvarcban bennőtt víztiszta változatát a Hársas-hegy regionális kovásodásából ismerjük. Felismerése az 1980. évi hársas-hegyi érc kutatási munkálataink eredménye. Megjelenése a nagyborzsonyi hidrotermális turmalinéhoz hasonló. Az ásvány genetikai szempontú további vizsgálata folyamatban van.

Másodlagos ásványok

A másodlagos ásványok részletes vizsgálata még nem történt meg. Az irodalmi adatok (NAGY B. 1964, KOCH S. 1966, FOLDVÁRI M. — NAGY B. 1983) és az újabb vizsgálati eredményeim alapján a gyongyosoroszi ércesedési terület másodlagos ásványai a következők: alunit, anglezit, cerusszit, cervantit, diadochit, destinezit, gipsz, greenockit, goethit, halotrichit, hematit, hemimorf, hidrohematit, jarosit, kalkozin, kén, kovellin, limonit, malachit, melanterit, otavit, piroluzit, pisanit, rosenit, senarmontit, smithsonit, vaad, valentinit. A felsorolt ásványok közül egyesek, mint pl. a melanterit vagy halotrichit nagy tomegekben is ismertek (pl. Mátraszentimre).



19. ábra Laumontit Gyongyossolymos 5. sz. f. 1148,6 m. Fotó: PELLÉRDY

Fig. 19 Laumontite Borehole Gyongyossolymos 5, 1148.6 m

IRODALOM — REFERENCES

- CSONGRÁDI J. 1973 Die Erzgeologische Untersuchung des Erzgangs von Mátraszentimre (Ungarn) — Proceedings of the Congress CBGA, 10th Section VII Geology of deposits 57—66
- DOBOSI G. 1981 A Mátra és Rudabányai-hegységi ércesedések genetikai kérdéseit megvilágító mikroszonda vizsgálatok — MTA—GKL jelentés Foldt. Int. Adattár T 10 299, kézirat
- DOBOSI G. 1982 Ny-matrai ércminták mikroszondás vizsgálata — MTA—GKL jelentés Foldt. Int. Adattár, kézirat
- DOBOSI G. 1983 Genetikai célú mikroszonda vizsgálatok Mátra hegységi ércesedésekből — MTA—GKL jelentés Foldt. Int. Adattár, T 12 213, kézirat
- FOLDVÁRI M. — NAGY B. 1983 Diadochit és destinezit Mátraszentimreről — Foldt. Int. Adattár, T 11 373, kézirat
- KASZANITZKY F. 1961 Pyrrhotin Gyongyosoroszból — Foldt. Kozl. 91 452—453
- KOCH S. — MEZŐSI J. — GRASSELY GY. 1949 A gyongyosoroszi Zgyerka-altáró kőzetei és ásványai — Acta Min. Petr. 3 1—17 Szeged

- KOCH S 1953–54 Minerals from Gyongyosoroszi — Acta Min Petr 7 1–23 Szeged
- KOCH S 1958 The associated occurrence of three Zn S modifications in Gyongyosoroszi — Acta Min Petr 11 11–22 Szeged
- KOCH S 1966 Magyarország ásványai — Akadémiai Kiadó, Budapest
- MEZŐSI J 1957 Clay minerals from Asztargkő of Gyongyossolymos — Acta Min Petr 10 59–66 Szeged
- NAGY B 1964 A mátraszentimrei-telér ércfoldtani vizsgálata — ELTE Ásványtani Tszk, kézirat Szakdolgozat
- NAGY B — BARBÁCSI Á 1966 A mátraszentimrei hidrotermális ércesedés asványpara genetikai vizsgálata — Foldt Int Évi Jel 1964-ről 403–410
- NAGY B 1971 Jelentes a Mátra hegységi hidrotermális ércesedési teruletetek ercvasványai-nak áttekintő geokémiai vizsgálatáról — Foldt Int Évi Jel 1969-ről 393–416
- NAGY B 1980 Jelentes a Gyongyosoroszi környéki ércesedések és ércendikációk asvány-paragenetikai vizsgálatáról — Foldt Int Adattar, T 10 485, kézirat
- NEMECZ E 1953 Hallozyit Gyongyosorosziából — Foldt Kozl 83 398–400
- NEMECZ E 1973 Agyagásványok — Akadémiai Kiadó, Budapest
- PAPP F 1933 Ércvizsgálatok hazai előfordulásokon — Foldt Kozl 53 8–11
- PANTÓ GY — DOBOSI G 1980 A Mátra hegységi ércesedések genetikai kérdéseit megvilágító mikroszkopikus vizsgálatok — MTA–GKL jelentés Foldt Int Adattar, T 9312, kézirat
- RÓZSA É 1961 The Occurrence of stooped calcites containing manganese in Gyongyosoroszi — Acta Min Petr 14 59–66
- SIKLÓSSY S 1977 Gyongyosoroszi és környékének szerkezeti értékelése — Foldt Kozl 107 348–359
- TOTH M 1882 Magyarország ásványai — Budapest
- SZTRÓKAY K 1938 Néhány asvány Gyongyosorosziából — Foldt Kozl 58 1–3
- SZTRÓKAY K 1939 A Gyongyosoroszi ércelőfordulás mikroszkopikus vizsgálata — Math Term Tud Ért 63 904–919
- SZTRÓKAY K 1952 Colesztin Gyongyosoroszi érceléréiből — Foldt Kozl 82 304
- SZTRÓKAY K 1962 Inezit Gyongyosoroszi érceléréiből — Foldt Kozl 92 452–454
- VARGA GY — CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E — FELEGYHÁZI ZS 1975 A Mátra hegység földtana — Foldt Int Évk 57
- VIDACS A 1957 Structure and mineral association of the veins of the mine of Gyongyosoroszi — Acta Min Petr 10 77–85 Szeged
- VIDACS A 1961 A gyongyosoroszi ercbánya hidrotermális telérei — Foldt Int Évi Jel 1957–58-ről 25–75

MINERALOGY OF THE ORE MINERALIZATION
OF GYONGYOSOROSZI

by

B NAGY

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 553 061(234 573 3)

Key words hydrothermal processes, mineralisations, potential deposits, chemical composition, ore microscopy, microscope methods, electron probe, Northeastern Hungarian Hills, Mátra Mts, Gyongyosoroszi

Between 1967 and 1969, the author, then a member on the staff of the Department of Geochemistry of the Hungarian Geological Institute, studied the geochemistry of hydrothermal ore mineralizations in the Mátra Mountains (B NAGY 1971) Since that time, he has collected data on the mineral paragenesis and has carried out a mineralogical study of the relevant ore mineralization In addition to the classical methods (X-ray diffraction, derivatography, mineral chemistry), a great number of electron microprobe results were also used The knowledge of 55 earlier-described minerals has been improved and 35 newly identified minerals have been added to the mineral paragenesis of Gyongyosoroszi As shown by K SZTRÓKAY (1938, 1939), S KOCH (1953—54), (1958, 1966) and according to the author's own results, the mineral paragenesis of the ore mineralization of Gyongyosoroszi includes the following minerals

Essential ore minerals pyrite, gel-pyrite, melnikovite, galena, sphalerite, chalcopyrite, marcasite, wurtzite, antimonite

Accessory ore minerals native antimony, native gold (electrum), argentite (acantite), arsenopyrite, berthierite, bismuthotellurite, bournonite, boulangérite, cinnabarite, freibergite, hessite, heteromorphite, jamesonite, mátraite, miargyrite, pyrrotite, semseyite, stannine, tetradymite, tetrahedrite

Essential gangue minerals quartz and its varieties (chalcedony, amethyst, jasper, hyaline), calcite, dolomite, clay minerals (halloysite, kaolinite, nacrite, hydromuscovite, illite, montmorillonite, saponite, beidellite), chlorite, baryte, adular

Accessory gangue minerals anatase, ankerite, aragonite, apatite, chabasite, celestite, epidote, fluorite, gypsum, mesite, laumontite, rhodocrosite, siderite, thomsonite, tourmaline

Secondary minerals alunite, anglesite, cerussite, cervantite, diadochite, destinesite, gypsum II, greenockite, goethite, halotrichite, hematite, hemimorphite, hydrohematite, jarosite, chalcocine, sulphur, covellite, limonite, malachite, melanterite, otavite, pyrolusite, pisanite, rosenite, senarmonite, smithsonite, waad, valentinite

On the basis of its mineralogical and geochemical characteristics, the Gyongyosoroszi ore mineralization is considered by the author to represent epithermal products of subvolcanic intrusions that were simultaneous with the Miocene volcanism Regarding its analogies, this mineralization resembles most of all the veined ore mineralization of Banská Štiavnica, Czechoslovakia

A BÁCSALMÁS I SZ FÚRÁS (DÉL-ALFOLD) SZENON KÉPZŐDMÉNYEINEK PALYNOSZTRATIGRÁFIÁJA

SIEGLNÉ FARKAS ÁGNIS

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

ETO 56 07 58 081 3 551 763(439/4)

T á r g y s z a v a k palynológia, biosztratigráfia, fúrás (Bácsalmás I), felső-kréta, szenon, maastrichti, campani, Alföld (Dél-Alföld)

A dolgozat elsőként mutatja be a dél-alföldi szenon formációk (Ágasegyházi Kavics Formáció, Csikériai Márga Formáció és Bácsalmási Formáció) palynosztratigráfiai tagolódását, valamint ezeknek a bakonyi szenon képződmények sporomorpha-asszociációival való összehasonlítását

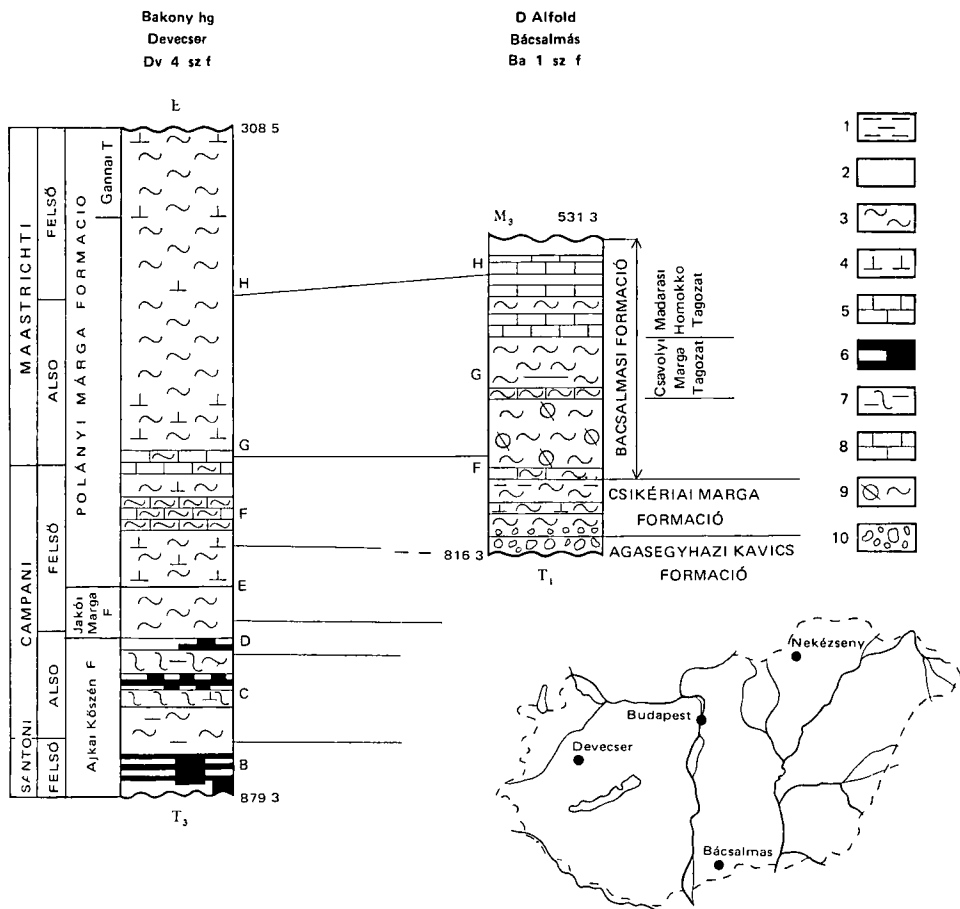
A szenon uledékképződés a közép-magyarországi nagyszerkezeti ovezetől DK-re jóval később (felső-campani felső szintje) indult meg, mint a dunántúli uledékgyűjtőben és közel azonos ideig tartott (felső-maastrichti alsó szintje) A dél-alföldi területen a bakonyi maastrichti képződményeknél fiatalabb habitusú sporomorpha asszociációk is tanulmányozhatók Ezeket a társulásokat többnyire Postnoi-mapolles vezetésű sporomorphák jellemzik A dél-alföldi szenon képződmények a közephegységi rétegsorokra GOCZAN F által felállított palynozónákkal jól korrelálhatók, bár az asszociációk összetételében jelentős különbségek mutatkoznak

A szerző a dolgozatban a rétegsor palynosztratigráfiai tagolását és az angol nyelvű részben négy új sporomorpha taxon leírást adja, valamint az alsó-maastrichti almelet Pseudopapillopollis—Semioculopolis minimus dominancia zóna („G³”) sávi- és devecsereensis szubzónájának bevezetését javasolja

Az Országos Alapszervény Program keretében 1983-ban mélyült Bácsalmás Ba I sz fúrás szenon rétegsorának feldolgozásával először nyílt mód a Dél-Alföldön a felső-kréta formációk sporomorpháinak megismerésére Mivel az alföldi szénhidrogén-kutató fúrásokból előkerült felső-kréta képződményeket ilyen szempontból részletesen nem vizsgálták, feladatunk a fúrás felső-kréta szakaszának palynosztratigráfiai tagolása, valamint a közzétanilag különböző dél-alföldi, bakonyi és upponyi szenon formációk palynosztratigráfiai összehasonlítása volt Ennek eredményeit az 1 ábra mutatja

A Dél-Alföld Duna—Tisza-közi részén a szénhidrogén-kutató fúrások tanúsága szerint a szenon alakglomerátumot az Ágasegyházi Kavics Formáció (20—300 m vastag), eddig biosztratigráfiai adatot nem szolgáltató, de települése alapján campani korúnak vélt képződményei képviselik Ezt követi a Csikériai Márga Formáció (60—180 m vastag), amelyet gazdag apró Foraminifera faunája alapján SZENTGYÖRGYI K felső-campani—alsó-maastrichti korúnak tart

A rétegsort a Bácsalmási Formáció (420 m vastag) képződményei zárják le Az innen előkerült Foraminiferák alsó-maastrichti korra utalnak



1 ábra A bakonyi és dél-alfoldi szenon formációk palynológiai zónáinak párhuzamosítása
 1 Agyag, 2 homok, 3 agyagmárga, 4 mészmárga, 5 mészko, 6 barnaszén, szenes agyag, 7 tarkaagyag,
 8 homokko, 9 mészgumós, autigén breccsás márga, 10 kavics — B—H=palynozonációk

Fig 1 Correlation of the palynozones of the Senonian formations in the Bakony Mts and the S Great Hungarian Plain

1 Clay, 2 sand, 3 claymarl, 4 calcareous marl, 5 limestone, 6 browncoal, carbonaceous clay, 7 variegated clay, 8 sandstone, 9 intraformationally brecciated marl with lime nodules, 10 gravel — B—H=palynozonations

A Ba 1 sz fúrás 531,3—816,3 m mélységközben harántolt szenon képződményeket, amelyeket JOCHÁNÉ EDELENYI E és HAAS J a következő formációkba sorolt

1 531,3—741,7 m Bácsalmási Formáció, amelyet az alábbi tagozatokra osztottak

531,3—622,2 m Madarasi Homokkő Tagozat

622,2—675,9 m Csávolyi Márga Tagozat

675,9—741,7 m mészgumós, autigénbreccsás márga

2 741,7—793,0 m Csikériai Márga Formáció

3 793,0—816,3 m Ágasegyházi Kavics Formáció

A szenon rétegsor diszkordánsan települ a Jakabhegyi Homokkő Formáció triász képződményeire, fedőjét pedig alsó-pannóniai mészmárga alkotja. A rétegsor palynosztratigráfiai tagolódását, valamint a sporomorphák dominancia változásait a 2 ábra tartalmazza.

A fúrás palynosztratigráfiai jellemzését az idősebb képződményektől felfelé haladva, zónánként adom. A zónahatárokat a bakonyi elemekkel való összevetés alapján jelöltem ki, jóllehet az egyes zónák asszociációiban a két terület között jelentős különbségek mutatkoznak.

Felső-campani alemelet

lenneri—bajtai dominancia-zóna („F''-zóna)

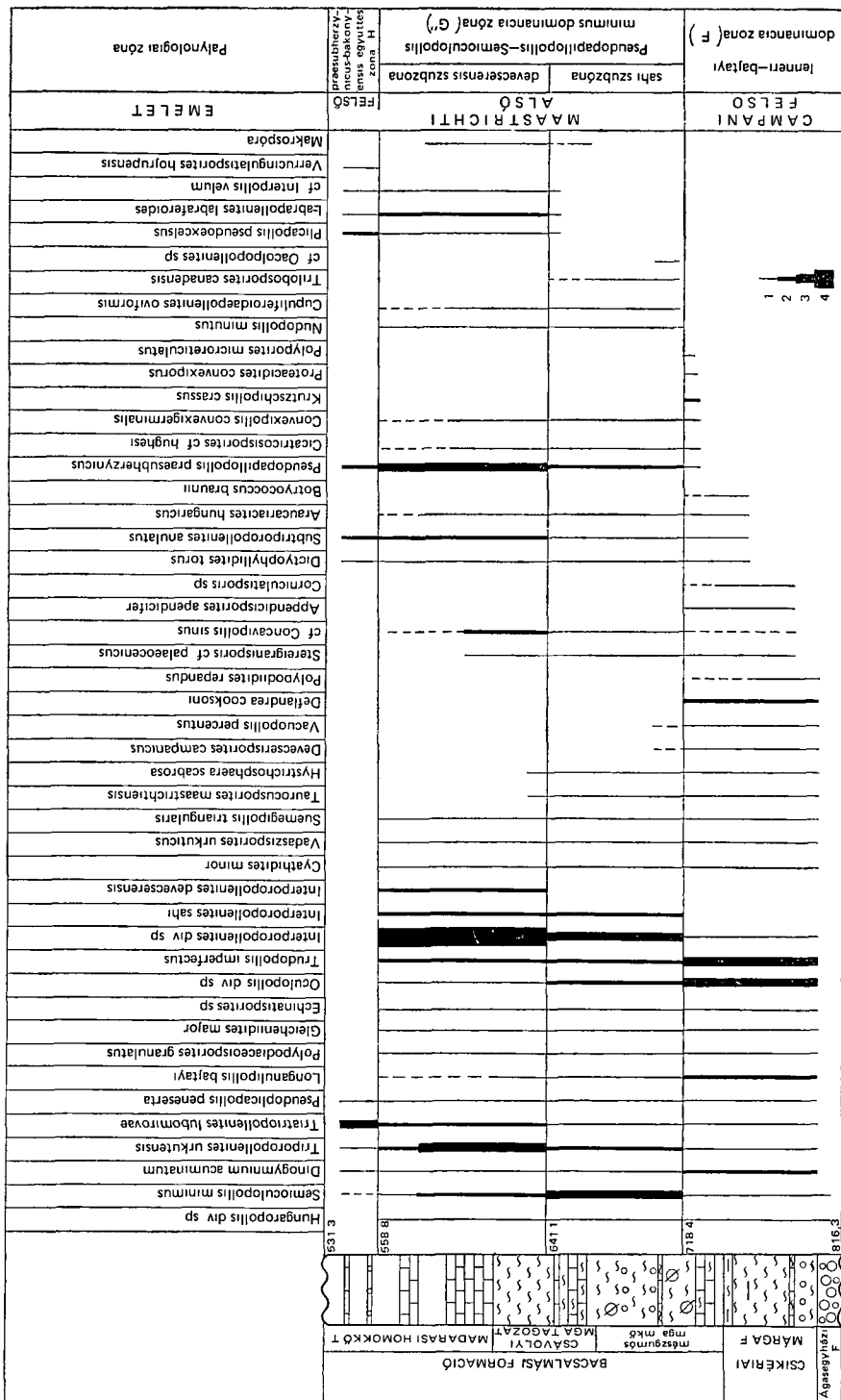
Magába foglalja a 718,4—816,3 m mélységközben harántolt képződményeket, így az Ágasegyházi Kavics Formációt, a Csikériai Márga Formációt, valamint a Bácsalmási Formáció legmélyebb szakaszát.

Az Ágasegyházi Kavics Formáció cikluskezdeti terresztrikus képződményei kevés sporomorphát tartalmaznak. A 815,6 méterből vett mintából egyetlen *Hungaropollis* sp., a 810,5 m-ből egyetlen *Semioculopollis* sp. került elő. A 796,2—810,5 m mélységköz mintái meddőnek bizonyultak. A 796,2 méterből vett mintában, csak felső-triászból áthalmozott (*Classopollis* sp., *Ovalipollis* sp.) sporomorphákat találtunk, melyet az uledékgyűjtő parti környezetét alkotó, felső-triász képződményeknek a felső-campani alemeletben történt lepusztulására utalnak.

A formáció legfelső mintája újra néhány szenon korú (*Interporopollenites* sp., *Hungaropollis* sp., *Longanulipollis* sp.) sporomorphát tartalmaz. Időszakosan vízzel borított uledékgyűjtőben folyó szárazulati uledékképződést bizonyít az a tény is, hogy néhány minta tengeri mikroplanktont még nem tartalmaz, szemben a rétegsor magasabb szakaszából vett mintákkal.

A *Hungaropollis*, *Longanulipollis* és *Semioculopollis* jelenlétéből — amelyek a zóna fiatalabb képződményeiben következetesen fordulnak elő — arra következtethetünk, hogy az Ágasegyházi Kavics Formáció — amelynek összetétele rendkívül gyors uledékfelhalmozódást feltételez — a Csikériai Márga Formációval azonos, felső-campani korú képződmény. A Csikériai Márga Formáció és a Bácsalmási Formáció mészgumós — autigénbreccsás márga szakaszának legmélyebb (718,4—741,7 m) képződményeit egy *Semioculopollis minimus—Trudopollis minimus* vezetésű társulással jellemezhetjük. A fúrásnak ez a legváltozatosabb és sporomorphákban leggazdagabb szakasza. A változatos összetétel egyrészt az idősebb felső- és alsó-kréta, valamint triász áthalmozott sporomorphák gyakoriságából, másrészt az asszociációt fiatalító, a bakonyi szenonban nem szereplő „idegen”, az atlanti—boreális régióban és az *Aquila-pollenites* paleoflóra provinciában gyakoribb elemek jelenlétéből adódik. Ez a zóna tartalmazza a legtöbb és legváltozatosabb növényi mikroplankton társulást is, amelyek taxon összetételéből a felső-campani—alsó-maastrichti Tethys DNy-1 és K-1 nyitottságára következtethetünk.

A páfránysporák között leggyakoribb előfordulásúak a *Bikoliosporites*, *Echinatisporites*, *Gleichenioidites* és a *Vadasziosporites* nemzetségek fajtái. Jellemző a progresszív, virágkorát a paleogénben élő *Polypodiaceosporites* nemzetség (pl. *Polypodiaceosporites croxtonae* KDS, *Polypodiaceosporites granulatus* KDS stb.), valamint a *Devecserisporites campanicus* nov. gen. et n. sp. következetes előfordulása. Ez utóbbi a Dv 4 sz. fúrás felső-campani „F'' zónájából az 590,3—668,5 m mélységközből és az Ik 1049 sz. fúrás azonos korú,



2 ábra A Ba 1 sz fúrás palynosztratiográfiai tagolódása

1 1-2, 2 ritka, 3 közepes, 4 sok (1 még az 1 ábra jelmagyarzatát is)

Fig 2 Palynostratigraphy of borehole Ba 1

1 1-2, 2 rare, 3 medium-frequency, 4 abundant (see also legend of Fig 1)

20,0—25,2 méterből vett mintájából is ismert Eddigi ismereteink alapján ez a páfrányspóra a felső-campani „F” zónájára jellemző A bakonyi felső-krétából eddig nem ismert, inkább atlanti-boiéalís elemnek tekinthető a *Polypodites repandus* (TAKASHASHI) W KR, *Verrucatosporites favus* W KR, *Taurocuporites maastrichtiensis* W KR

A zóna sporomorpha asszociációjában a fenyőpollenek igen kis számban szerepelnek Az *Alisporites* és az *Araucariacites* csak 1—2 példánnyal képviselt

A zárwatermők bakonyi típusú társulásának fajait a *Longanulipollis elegans* GÓCZÁN, *Trudopollis minimus* GÓCZÁN, *Trudopollis imperfectus* PF, *Semioculopollis minimus* GÓCZÁN és az *Oculopollis* nemzetség már itt megjelenő, de a maastrichti emeletre jellemző fajai alkotják Gyakori az áthalmazott, idősebb campani („C—D” zóna) *Oculopollis* fajok jelenléte is A *Pseudopapilopollis praesubherzyncus* GÓCZÁN egyetlen példányban fordul elő Következetes előfordulásuk a W KRUTZSCH és KEDVES M által Ny-Európa maastrichti kori képződményekből kozolt atlanti-boreális kapcsolatokat tukrozó zárwatermő pollenszemcsék (pl *Convexipollis convexigerminalis* W KR, *Tripoporollenites balinkaense* KDS, *Interporopollenites sanderlebensis* W KR, *Concapollis sinus* W KR, *Subtripoporollenites constans* KDS, *Phicapollis phicatus* (PF) KDS

Az *Aquilapollenites* provinciában gyakori *Proteacidites convexiporus* SAMOIL zárwatermő pollen került elő a 723,9—724,9 m mélységközéből, W S DRUGG (1967) a kaliforniai Escarpado Canyon maastrichti képződményeiből kozolt hasonló megjelenésű és pórusszerkezetű pollent, mely szerinte a recens *Onagraceae* családba tartozik A zóna vegetációja a többnyire boreális elemek jelenléte miatt a felső-campaninál fiatalabbnak tűnik Ezeknek a sporomorpháknak exinéje világosabb, gyengébben szénult, mint a bakonyi típusúaké

A zóna asszociációjában fontos szerepet játszik a tengeri mikroplankton Az előforduló *Deflandrea dacotaensis* STANLEY és *Deflandrea* sp Dél-Dakota ÉNy-i részének paleocén képződményeiből ismert Az *Isabelidium acuminatum* (COOKSON et EIS) STOVER et EVITT fajt FELIX-BURBRIDGE a kanadai maastrichtiből jelezte Gyakori és következetes előfordulású a *Dynogymnum acuminatum* EVITT—CLARKE—VERDIER és a *Hystrichosphaera* sp, valamint a *Botryococcus braunii* KUTZIG A 723, 769 és a 779 m-ben sok szervesvázú mikroforaminifera is előkerült A 751 m-ből vett mintában *Scolecodonta* maradványt találtunk A zóna felső határát a *Pseudopapilopollis praesubherzyncus* GÓCZÁN következetes fellépése, valamint az *Interporopollenites* és *Tripoporollenites* nemzetségek dominanciája jelöli ki

Alsó-maastrichti alemelet

Pseudopapilopollis—*Semioculopollis minimus* dominancia-zóna („G”-zóna)

A Bácsalmási Márga Formáció 558,8—718,4 m mélységközének képződményeit foglalja magába, melyeknek sporomorpha asszociációjában megfigyelhető dominancia-változása alapján két szubzónára osztható

sahri dominancia-szubzóna

A fúrás 641,4—718,4 m mélységközben harántolt szakasza tartozik ebbe a szubzónába Asszociációjára a zónajelzők következetes előfordulása mellett az *Interporopollenites sahi* GÓCZÁN vezetése jellemző A kevés páfrányspóra ko-

zott jellemző alakok a *Bikolispорites*, *Echinatisporites*, *Polypodiaceosporites* nemzetségek fajai Legmélyebb szakaszán még előfordul a *Devecserisporites* sp oxidált, valószínűleg áthalmazott példánya Felső harmadában a *Taurocusporites maastrichtensis* W KR ép, alig szénült példánya található A *Trilobosporites canadensis* Pocock jelenlétéből viszont, amely az *Oculopollis* gyakorisági gorbéjének maximum értékeivel egy mélységközben jelentkezik, idősebb campani (C—D zóna) áthalmazására következtethetünk

A fenyőféléket a zóna alsó szakaszán az *Araucariacites* 1—2 példánya képviseli

Ebben az asszociációban a zárwatermőké a vezető szerep Jellemző a kis méretű *Triporopollenites* és *Interporopollenites* fajok masszulában való megjelenése, amely a part közelségére és csendesvízű uledékképződésre utal A *Triporopollenites urkuticus* KDS, *Triporopollenites balinkaense* KDS a zóna legmélyebb szakaszától accesszorikus értékkel szerepel A maastrichtire jellemző *Pseudopapilopollis praesubherzynicus* GÓCZÁN a zóna mélyebb szakaszától következetes, fiatalabb képződményeiben már gyakori előfordulású

A *Suemegipollis* nemzetségnek a szubzónában két kiemelkedő értéke van Az alsó, autigénbreccsás márga szakaszában még a kis méretű, a Csávolyi Márga Tagozat képződményeiben már az alsó-maastrichtire jellemző nagyméretű *Interporopollenites* fajok veszik át a vezetést

Az *Interporopollenites* nemzetségnek ezek a nagyméretű fajai a Bakonyban a Polányi Márga Formáció alsó, mintegy 3—4 m vastag, szurke aleurolitos szakaszából kerültek elő, ebben a fúrásban viszont ez a vastagság megközelíti a 120 métert (561,0—677,0 m) GÓCZÁN F szóbeli közlése szerint az Mp 37, Dv 2, Dv 3, Bp 1, Bj 22 sz fúrások „G” zónájában ezeknek a fajoknak előfordulása szórványos

Az atlanti—boreális régió elemeinek tekinthető a *Subtriporopollenites constans* PF, *S anulatus* GR, *Pseudotrudopollis* sp, *Convexipollis convexigerminalis* KR, *Concavipollis sinus* KR, *Pseudoplicapollis peneserta* (PF) KR és a *Phcapollis* sp

A fúrás 661,5—662,5 m mélységközéből került elő az eddig csak az *Aquilapollenites* provinciából ismert *Proteacidites* cf *trilobatus* SAMOIL Az *Oacolpopollenites* sp a 702,9—703,9 m mintájából került elő E nemzetség hasonló fajtát E ANTONESCU (1973) az Erdélyi-érchegység (Muntii Metaliferi) középső-maastrichti képződményeiből jelezte

A tengeri környezetet az asszociációkban következetesen előforduló, de kevés példányszámú *Acritarcha* jelzi *Dinogymnum acuminatum* EVITT, CLARKE, VERDIER, *Deflandrea* sp, *Hystrihospaera* cf *furcata* (EHRENBERG) WETZEL stb

A szubzóna alsó és felső szakaszában a szervesvázú mikroforaminifera és *Scolecodonta* maradványok is megjelennek A 680—700 m mélységköz képződményei feltűnően kevés sporomorphát tartalmaznak A szubzóna felső határát a *Pseudopapilopollis praesubherzynicus* GÓCZÁN accesszorikus előfordulása, a következetesen megjelenő cf *Interpollis velum* W KR, és az *Interporopollenites devcserensis* GÓCZÁN jelöli ki

devcserensis dominancia-szubzóna

A Bácsalmási Formáció 558,8—641,1 m mélységközben harántolt képződményt foglalja magába Jellemzője az *Interporopollenites devcserensis*—*Pseudopapilopollis* div sp vezetésű társulás Az asszociációban a páfrány-

spórák kis számban szerepelnek Jellemzők az *Echinatisporites maastrichticus* GÓCZÁN, *Polypodiacidites* div sp változatos faja

A szubzóna mélyebb szakaszából a *Taurocusporites maastrichtensis* W KR kissé szénult, torott példánya került elő A Vadászisporites itt a felső-maastrichti vegetáció jellemzője Az asszociációt színező makrospórák következetes előfordulása a parti vegetáció közelségét jelzik (*Ghosispora* sp)

A fenyőféléket a ritkán előforduló *Tsugaepollenites* és *Alisporites* fajok képviselik

A szubzóna zárwatermő pollenjei rendkívül változatosak A mélyebb szakaszt a *Pseudopapillogollis praesubherzynicus* GÓCZÁN, a felsőt az *Interporopollenites* nagyméretű faja uralják A *Semioculopollis minimus* GÓCZÁN és a *Trudopollis imperfectus* PF járulékos elemek A szubzónára jellemző az egyre több, virágkorát a paleogénben élő zárwatermők következetes és gyakori megjelenése [*Subtriporopollenites constans* KDS, *Plicapollis pseudoexcelsus* (W KR) W KR, *Plicapollis excellens* (PF) KR, *Plicapollis sertae* PF, *Labrapollis globosus* KR, *Triatriopollenites lubomirovae* KDS et Herengreen stb]

A 609,0—613,8 m mélységközben az atlanti—boreális régió egyik gyakori alakja a *Concavipollis sinus* W KR példányai is fellelhetők A zóna felső szakaszán a *Pseudopapillogollis* kis méretű fajának következetes megjelenése a maastrichti emelet e jellegzetes nemzetségének hanyatlására utal Dominánsak az *Interporopollenites* nemzetség nagyméretű faja, amelyek között a vékony exinájú cf *Interpollis velum* W KR a felső-maastrichti közelségét jelzi

A tengeri környezetre a kis számú *Acritarcha* és szervesvázú mikroforaminifera maradványok utalnak (*Fromea amphora* COOKSON, *Hystrichosphaera* sp stb)

Felső-maastrichti alemelet

subherzynicus—*bakonyensis* együttes-zóna („H”-zóna)

A Bácsalmási Formáció Madarasi Homokkő Tagozatának az 531,3—558,8 m mélységközben harántolt legfelső szakaszát foglalja magába E fiatal asszociáció tagjainak nagy része az eddig feltárt felső-kréta képződményekből még nem ismert Ez a tény, valamint az idősebb zónáktól való eltérése indokolja a maastrichti fiatalabb zónájába való sorolást

Az egykori vegetáció aljnövényzetét képviselő páfrány fajok a *Polypodiacidites brejani* CERNJAVASKA, a *Verrucingulatisporites hojrupensis* KDS és a *Cicatricosisporites* sp

A zónát az előző formációkban megjelenő és virágkorukat a paleogénben élő zárwatermők pollenjei jellemzik *Pseudoplicapollis palaeocenicus* W KR, *Plicapollis sertae* PF, *Plicapollis pseudoexcelsus* (W KR) W KR, *Plicapollis excellens* (PF) W KR, *Triatriopollenites pseudogranulatus* (GLADKOVA) KDS, *Triatriopollenites lubomirovae* (GLADKOVA) KDS, *Triatriopollenites bitutus* (R POT) TH et PF, *Subtriporopollenites intraconstans* PF, *Tripoporopollenites balinkaense* KDS

Az előző zónák asszociációiban szereplő *Normapollis* nemzetségek közül itt már csak a zónajelző *Pseudopapillogollis* néhány példánya fordul elő A zóna 542,6 méteréből *Ennungupollis hungaricus* n sp került elő Ezt a zárwatermő „Gondvana” elemet VAN HOEKEN-KLINHENSEN Nigéria egyik maastrichti korú kőszéntelepes képződményéből írta le

A hazai felső-kréta képződményekből ez az első Gondvana-kapcsolatot feltételező pollen

A Bácsalmás 1 sz fúrás szenon képződményeinek palynosztratigráfiai tagolódását a középhegységi rétegsorokéval összevetve az alábbi megállapításokat tehetjük

1 A szenon uledékképződés a közép-magyarországi nagyszerkezeti ovetztől DK-re később („F” zóna) kezdődött, mint a dunántúli uledékgyűjtőben. Az új emerzió a felső-maastrichtiban indult meg.

2 A fúrás szenon rétegsora a GÓCZÁN F által felállított bakonyi palynozónákkal jól tagolható és korrelálható, bár az egyes zónák asszociációt alkotó sporomorphák összetételében eltérések mutatkoznak.

3 A két terület palynozónáiban szereplő maradványegyüttesek között jelentősebb különbségek mutathatók ki.

— A bakonyi szenon Normapolles nemzetségben és fajban gazdag együttesekből itt nemegyszer a zónajelző fajok vagy a domináns nemzetségek hiányoznak, ill az ottani asszociációk accesszorikus elemei itt jellemzőnek bizonyultak. A rétegtani besorolást és a párhuzamosítást ezekkel sikerült elvégezni.

— A Ba 1 sz fúrás maradványegyütteseiben következetesen előfordulnak olyan elemek, amelyek a bakonyi szenonban eddig vagy egyáltalán nem, vagy csak igen ritkán, egy-egy példánnyal képviseltek. Ezek ősföldrajzi kapcsolata az atlanti—boreális szenonnal egyértelmű és a kapcsolat iránya ÉÉNY—ÉK felé mutató, de nem kizárt a D-1 „Gondvana” kapcsolat sem.

4 A felső-campanitól kezdve fokozatosan csökkenő faj- és példányszámú Normapolles elemek, ill az ezek helyébe lépő Postnormapolles fajok, valamint a rétegsor felső szakaszában dominánssá váló egyszerű triporátok és subtriporátok a maastrichti végén a klíma hőmérsékletének fokozatos csökkenésére utalnak. Ennek megfelelően a „H” zóna idején a terület hőmérséklete az „F” zónához viszonyítva erősen csökkenő tendenciát mutat.

5 A rétegsor legfiatalabb képződményeit többnyire a virágkorukat a paleogénben élő Postnormapolles vezetésű társulás jellemzi. Ezt a bakonyi szenon képződményekből még nem ismert összetételű és mérsékelt klímára utaló fiatalabb asszociációt szükségesnek tartottuk a felső-maastrichti palynológiai „H” zónájába sorolni.

Az észak-magyarországi szenon Nekézsenyi Konglomerátum Formáció képződményei idősebbek („B—E” zóna) a Bácsalmás 1 sz fúrásban harántolt képződményeknél (SIEGLNÉ FARKAS Á 1984).

IRODALOM — REFERENCES

- ANTONESCU E 1973 Asociatii palinologice caracteristice unor formatiuni Cretacice din Muntii Metaliferi — *Dări de seamă ale sedintelor* 59 (3) 115—169
- ALBERTI G 1959 Zur Kenntnis der Gattung *Deflandrea* Eisenack (Dinoflag.) in der Kreide und im Alttertiar Nord- und Mitteldeutschlands — *Mitt Geol Staatanst* 28 93—105 Hamburg
- CLARKE R F A — VERDIER I P 1967 An investigation of Microplankton assemblages from the Chalk of the Isle of Wight, England — *Verhand der Koninkl Nederlandsee Akad van Wetenschappen, AFD Naturkunde* 24 (3)
- COOKSON I — EISENACK A 1982 Mikrofossilien aus Australischen Mesozoischen und Tertiären sedimenten — *Paleontographica Abh B* 184 (1—3) 23—63

- DRUGG W S 1967 Palynology of the Upper Moreno Formation (Late Cretaceous—Paleocene) Escarpado Canyon, California — *Paleontographica* B 120
- GÓCZÁN F 1964 Stratigraphic palynology of the Hungarian upper Cretaceous — *Acta Geol* 8 (1—4) 229—264
- GÓCZÁN F 1967 Die Gattungen des „Stemma Normapolles Pflug 1953b” (Angiospermae) — *Paleontologische Abh* B 2 (3) 427—633
- GÓCZÁN F 1973 Oberkretazische Kohlenbildung in Ungarn im lichte der Palynologie — Proc III International Palyn Conference 1971 Moskow The Palynology of Cenophytic Nauka 28—35
- VAN HOEKEN-KLINHENBERG P M S 1964 A palynological investigation of some Upper-Cretaceous sediments in Nigeria—*Pollen et Spores*, 6 (1) 209—231
- KEDVES M 1979—80 Palynological investigations on sediments of the Lower Danian (Fish Clay, Denmark) I—II — *Acta Min Petr* 24 (1—2) Szeged
- KEDVES M —HERNGREEN G F W 1980 Palynology of the stratotype of the Maastrichtian and the Gulpen Formation, ENCI section, Maastricht, Netherlands — *Pollen et Spores* 22 (3—4) 483—544
- KRUTZSCH W 1970 Die stratigraphisch verwertbaren Sporen- und Pollenformen des mitteleuropaischen Altterians — *Jb Geol* 1967 3 309—379
- KRUTZSCH W 1973 Sporenpalaontologischer Nachweis von kontinentalem Maastricht in Walbeck (Bezirk Magdeburg, DDR) — *Abh zentr geol Inst*, 18 99—108
- PORTNIAGINA L A 1971 Stratigraphy and palynology of the Upper Cretaceous—Paleogene flysch of the Skale zone of the Carpathians — *Rev Paleobot Palyn* 11 55—64
- PREROT L —LUCAS J —DOUBINGER J 1979 Une correspondance entre le contenu palynologique et la composition mineralogique et chimique d'une série phosphatée sédimentaire (Ganntour, Maroc) — *Sci Geol Bull*, 32 (1—2) 69—90
- SIEGLNÉ FARKAS Á 1983 A magyarpolanyi szenon képződmények palynológiája — *Ősl Vitak* 29 59—60
- SIEGLNE FARKAS Á 1984 Az Upponyi-hegység felső-kreta képződményeinek palynosztratigrafiai vizsgálata — *Földt Int Évi Jel* 1982-ről 101—117
- SZENTGYORGYI K 1985 A Pannon-medence keleti (magyarországi) részének szenon formációi és fácieskapcsolataik — *Földt Kozl* (in press)
- SZAMOJLOVIC SZ R 1961 Pulca i szpori Zapadnoj Szibiri jura—paleocen — *Trudu VNIGRI*, Moszkva

PALYNOSTRATIGRAPHY OF THE SENONIAN
FROM BOREHOLE BÁCSALMÁS-1 (S GREAT HUNGARIAN PLAIN)

by

Á SIEGL-FARKAS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 56 07 58 081 3 551 763(439 /4)

Key words palynology, biostratigraphy, boreholes (Bácsalmás 1),
Upper Cretaceous, Senonian, Maastrichtian, Campanian, Alföld (South)

The paper is the first to present the palynostratigraphy of the S Great Plain Senonian formations (Ágasegyháza Gravel Formation, Csikéria Marl Formation and Bácsalmás Formation) and to compare the sporomorph assemblages involved with their counterparts in the Senonian of the Bakony Mountains

SE of the Mid-Hungarian Megatectonic Zone the Senonian sedimentation began much later (upper time horizon of the Late Campanian) than in the Transdanubian sedimentary basin and it lasted for nearly the same span of time (lower horizon of the Late Maastrichtian)

In the S Great Plain areas sporomorph assemblages younger than those of the Maastrichtian of the Bakony can also be studied. These are characterized for the most part by Postnormapolles

The S Great Plain Senonian formations correlate very well with the palynozones established for the Central Range sequences by F GÓCZÁN, though there are marked differences in the composition of the associations

The author of this paper gives the palynostratigraphic scale of the sequence and the description of four new sporomorph taxa. In addition, she proposes to introduce two new subzones, the Sahi and Devecserensis Subzones, of the Pseudopapillopollis—Semiculopollis minimus dominance zone

Devecserisporites nov. f. gen.

Derivatio nominis after the type locality of the sporomorph

Genotype *Devecserisporites campanicus* nov. gen. et n. sp.

Generic diagnosis Large, thick-walled, trilete triangular microspore with rounded angles and concave to convex sides. Surface smooth, foveolate or verrucate. On the distal side there are three oval dissolution fields, confined by distinct boundaries, about $20 \times 30 \mu\text{m}$ in diameter which extend well over the proximal side, too. Trilete mark constitutes $2/3$ of the radius.

Differential diagnosis With the presence of oval dissolution fields that occur quite consistently in the interpolar area, *Devecserisporites* nov. gen. differs from all the large, thick-walled and trilete triangular spores hitherto known to the author.

Remark two species of the genus have so far been recovered from the *Longanulipollis lenneri*—*Longanulipollis bajtai* palynozone of the Senonian of the Bakony Mountains and the S Great Hungarian Plain (Zone "F")

Devecserisporites campanicus n sp

Derivatio nominis after its occurrence in the Campanian

Locus typicus borehole Devecser DV 4

Stratum typicum 588.6–590.3 m, Polany Marl Formation, grey marl, palynozone "F" of the Upper Campanian

Genotype large, concave-sided, thick-walled, smooth, trilete and triangular microspore. The oval dissolution fields on the distal side often pass with a row of granuli into the compact exine. Trilete germinal aperture simple, extending almost up to the angles.

Size holotype 56 μm , wall thickness 2–3 μm , trilete mark constituting 2/3 of the radius

Differential diagnosis With its smooth surface and thinner wall, *Devecserisporites campanicus* is readily differentiated from *Devecserisporites goczani* n sp having a foveolate surface

Remark rare

Devecserisporites goczani n sp

Derivatio nominis after palynologist F GÓCZÁN

Locus typicus borehole Bácsalmás 1

Stratum typicum 790.6 m, Csikéria Marl Formation, grey marl, Upper Campanian, palynozone "F"

Holotype preparation No 60654, coordinates 14 1–101 5 (Pl I, f 2a–b, Pl IV, f 4–6)

Diagnosis large, thick-walled, trilete, triangular spore with convex sides and heavily rounded angles. Surface smooth on the distal side and foveolate on the proximal side. Diameter of foveoli 0.2–0.5 μm . Along the inner contour of the oval dissolution fields the granuli are quite frequent.

Size range 55–65 μm . Holotype 60 μm , wall thickness 3–4 μm , trilete mark constitutes 2/3 of the radius.

Differential diagnosis It is the foveolate surface of the proximal side that makes *Devecserisporites goczani* n sp distinct from *Devecserisporites campanicus* nov gen et n sp which is characterized by having smooth surfaces on both sides.

Remark rare

Enungupollis nov gen

Derivatio nominis after its occurrence at Enungu (Nigeria)

Genotype *Enungupollis hungaricus* nov gen et n sp

Generic diagnosis Medium to large pollen grain, circular, when viewed from the poles, thick-walled, monoporate. On the proximal side there is a germinal aperture which is circular, 18 to 25 μm in diameter. Surface sculptured on both sides. Germinal aperture surrounded by a ring of verrucae that are 2 to 5 μm in diameter, 2 to 3 μm high and intergrown along their bases. On the same side of the grain there are 2–3 similar rings—running concentrically with the germinal aperture—that are composed of flatter and wider-based verrucae. Distal side muronate.

Differential diagnosis With the existence on the proximal side of a ringshaped area ornamenting the germinal aperture and with its surface ornamentation, the species under consideration differs quite distinctly from every known, circular, monoporate, angiospermous pollen grain

Remark because of the coarse and thick sculptural elements covering both surfaces the pore structure of the genus cannot be defined. On the basis of its characteristic shape and sculptural elements the specimen of *Proxapertites anisosculptus* (1964) described by VAN HOEKEN-KLINKENBERG is also assigned to *Enungupollis* nov. gen. (p. 224, Pl. 5, fig. 15 a-c)

Enungupollis hungaricus n. sp.

Derivatio nominis after its occurrence in Hungary

Locus typicus borehole Bácsalmás 1

Stratum typicum 542 m, Bácsalmás Formation, sandy limestone, Upper Maastrichtian substage, palynozone "H"

Holotype preparation No. 60292, coordinates 20° 7'—100° 0', Pl. IX, f. 15—17

Diagnosis Pollen grain of medium size, of circular outline in polar view, thick-walled and monoporate. Its surface on the proximal side is sculptured by verrucae 1—3 μm in diameter and height and by verrucae which around the germinal aperture are 1.5—3 μm in size and form, by coalescence along their bases, a ring of 18—22 μm diameter, the two rings forming the boundaries of a concentric field. On the distal side the verrucae coalesce into muri. The sexine to nexine wall thickness ratio is about 1:2, the interloculum being quite distinct.

Differential diagnosis *Enungupollis hungaricus*, due to its smaller size and the finer sculptural elements on the distal side and its wall thickness ratios, is very well differentiated from *Enungupollenites anisosculptus* (VAN HOEKEN-KLINKENBERG) n. comb. which is otherwise similar to it.

Remark because of the monoporate germinal aperture and the coarse sculptural elements forming the ring a more precise definition cannot be given.

Given the occurrence of *Enungupollis hungaricus* n. sp. at Bácsalmás (Hungary) and its very close kinship with *Enungupollenites anisosculptus* (VAN HOEKEN-KLINKENBERG) n. comb. there seems to be good reason for putting forward the question if the flora of the S. Great Hungarian Plain may have communicated with the African plate in that time?

Interporopollenites corpulentus n. f. sp.

Pl. IV, f. 22—24

Describers F. GÓCZÁN and Á. SIEGL-FARKAS

Derivatio nominis after its corpulent form

Locus typicus borehole Bácsalmás 1

Stratum typicum 601 m, Bácsalmás Formation, Csávoly Marl Member, Lower Maastrichtian, palynozone "G".

Holotype preparation No. 214, coordinates 24° 0'—106° 8' Pl. I, f. 4 and Pl. V I, f. 22—24

Diagnosis Brevaxon, triporate pollen grain of medium size. Its outer contour is a triangle with rounded angles in the E-plane, broken-to-slightly

convex-sided Its inner contour is an irregular circle Its surface is smooth, the whole surface being covered by plicae that are slightly reentrant along the sides and form in the polar axis a free triangular field about 3 to 5 μm in diameter The exine is 2.5–3.0 μm thick, consisting of several layers The sexine is thicker than the nexine $V=1.35$ The exogerminalia are constituted by heavily thickened, more than semicircular, broken-line annuli and exopores slightly elongated tangentially, 2.0–2.5 μm in diameter The inner surface of the heavily thickened annuli is covered by bacula about 0.5 μm in size The endogerminalia are represented by multilayered, knob-like endannuli that are heavily thickened centrifugally, by endopores growing ever wider outwards as well as by internal, wide and shallow atria constituted by a cover-lamella

Size holotype 30 μm , diameter of inner contour 27 μm , wall thickness 3 μm

Differential diagnosis with its broken-line, convex sides, its more than semicircular, broken, thick endannuli and characteristic plicae, *Interporopollenites corpulentus* n. sp. is sharply different from *Interporopollenites proporus* Weyl et Krieg species that resembles it most

Interporopollenites gracilis nov. sp.

Pl. IV, f. 9–10

Describers F. GÓCZÁN and Á. SIEGL-FARKAS

Derivatio nominis after its svelte form

Locus typicus borehole Bácsalmás 1

Stratum typicum 781.3–782.1 m, Csikéria Marl Formation, Upper Campanian, palynozone "F"

Holotype preparation No. 33, coordinates 17.2–105.0, Pl. I, f. 5, Pl. VII, f. 9–10

Diagnosis Triporate brevaxon pollen grain of medium size Its outer contour is a slightly concave-sided triangle with its angles rounded in the E-plane, its inner contour being an irregular circle Its surface is smooth, being veiled by thin plicae which extend from angle to angle and cover, the angles forming deep reentrants along the sides and a free triangular field at the pole The exine is 1.8–2.0 μm thick, consisting of several layers The nexine is thicker than the sexine $V=1.3$ The exogerminalia are constituted by fairly bulged, semicircular annuli and slightly asymmetric irregularly triangular exopores measuring about 2.0–2.5 μm in diameter The inner contour of the fairly bulged annuli is ornamented in the central part by poorly developed bacula The endogerminalia are represented, in the pore region, by centrifugally thickened, strong endannuli and, between them, by canal-like endopores about 1.5–2.0 μm wide The inner surface of the nexine is closed by a cover-layer which is about 0.3 μm thick

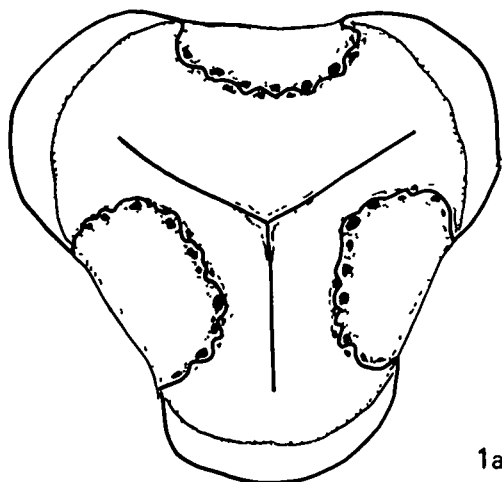
Size holotype 25 μm , diameter of inner contour 13 μm , wall thickness 2.0 μm

Differential diagnosis *Interporopollenites gracilis* n. sp. is different in the structure of the plicae and the size and shape of the free field at the pore, from *Interporopollenites zaklinskae* KDS et HERG the form-species standing nearest to it, as far as the size of the pollen grain, its outer contour and the structure of the germinalia are concerned

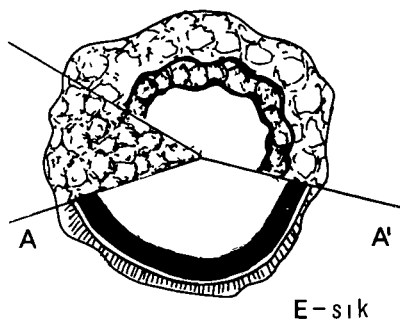
I. tábla — Plate I

- 1 *Devecserisporites campanicus* n sp
 $a = E$ sík, $b =$ oldalnézet — $a = E$ -plane, $b =$ lateral view
- 2 *Devecserisporites goczani* n sp
 $a = E$ sík, $b =$ oldalnézet — $a = E$ -plane, $b =$ lateral view
- 3 *Enungupollis hungaricus* n sp
- 4 *Interporopollenites corpulentus* n sp
- 5 *Interporopollenites gracilis* n sp

1000×



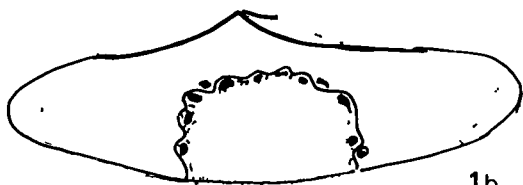
1a



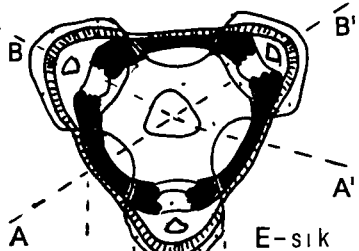
E-sík



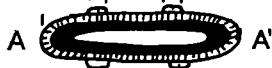
3



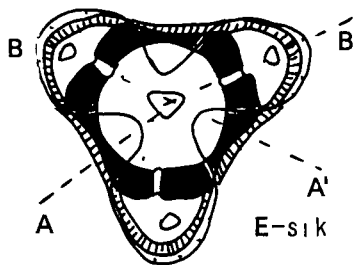
1b



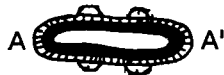
E-sík



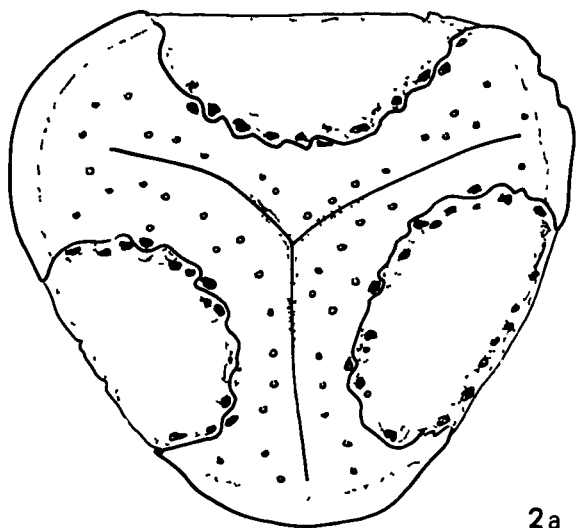
4



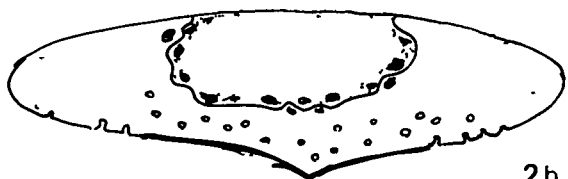
E-sík



5



2a

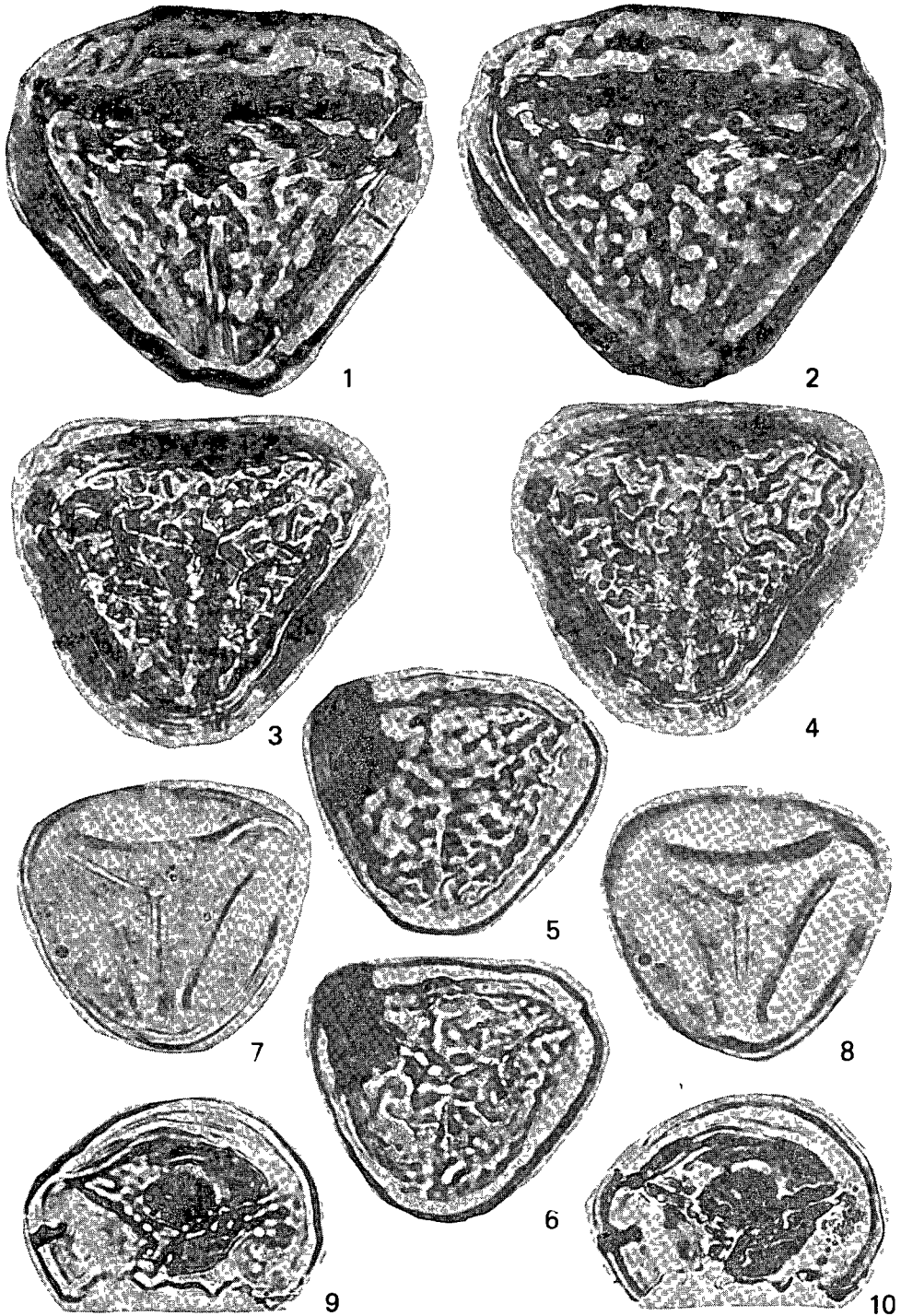


2b

II tábla — Plate II

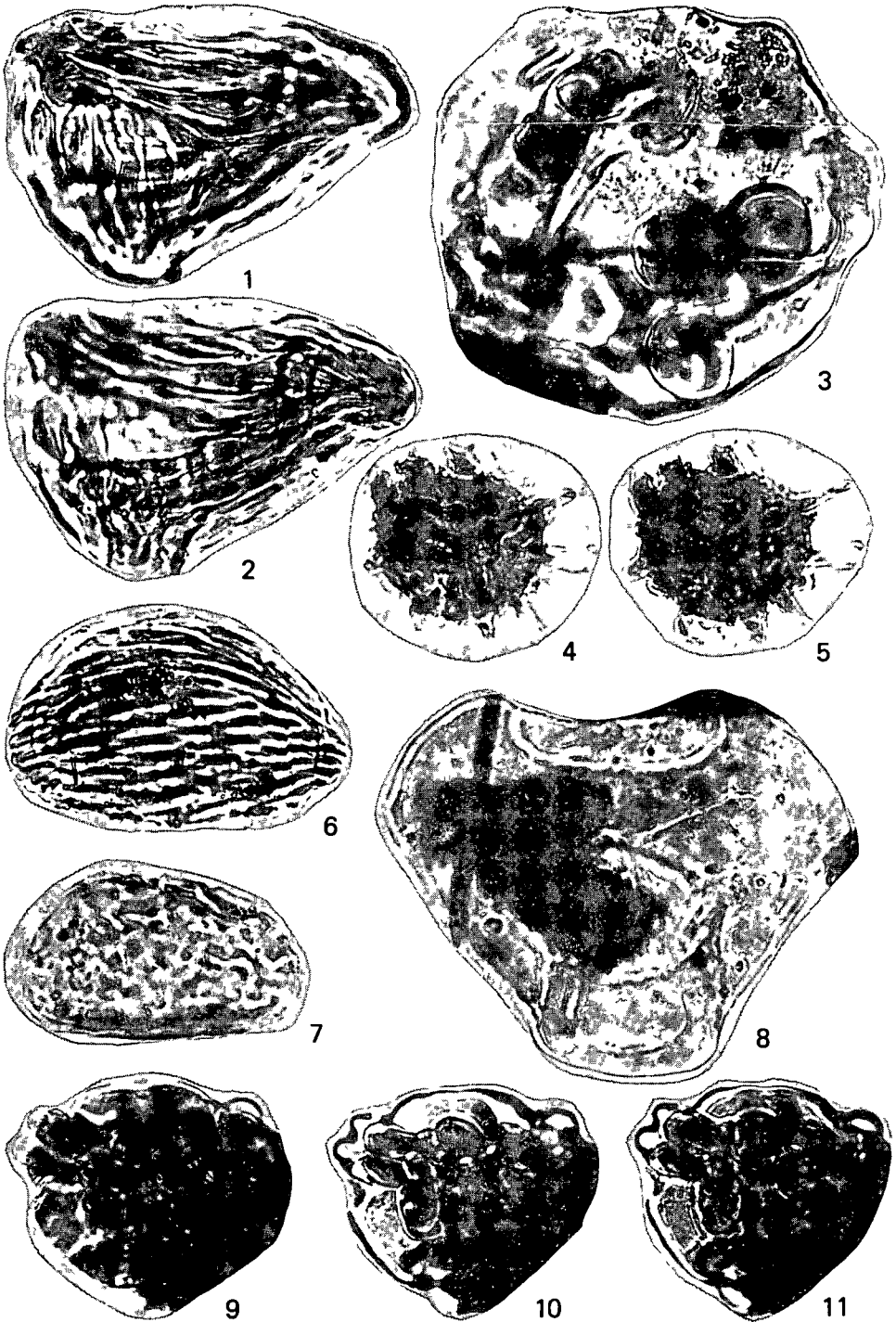
- 1—2 *Polypodiaceosporites brejanni* CERNJAVSKA
Ba 1 sz f 558,8—559,2 m
- 3—4 *Polypodiaceosporites hojrupensis* KDS
Ba 1 sz f 785,9—786,9 m
- 5—6 *Polypodiaceosporites granulatus* KDS
Ba 1. sz f 782,1—783,0 m
- 7—8 *Dictyophylloides torus* PF
Ba 1 sz f 781,3—782,1 m
- 9—10 *Taurocosporites maastrichtiensis* W KR.
Ba 1 sz f 622,4—623,5 m

1000×



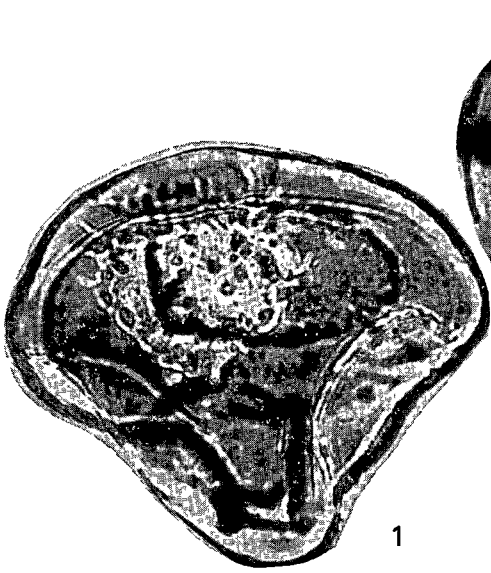
III tábla — Plate III

- 1--2 *Cicatricosporites* sp
Ba 1 sz f 768,3—769,2 m
- 3 *Trilobosporites canadensis* POCCOCK
Ba 1 sz f 706,7—707,4 m
- 4--5 *Echinatisporites* sp
Ba 1 sz f 792,3 m
- 6 *Corniculatisporites* sp
Ba 1 sz f 755,3—756,2 m
- 7 *Polypodioidites repandus* (TAKAHASHI) W KR
Ba 1 sz f 787,5 m
- 8 *Deveserisporites* cf *campanicus* n sp
Ba 1 sz f 790,6 m
- 9--11 *Verrucingulatisporites hojrupensis* KDS
Ba 1 sz f 558,8—559,2 m
1000×

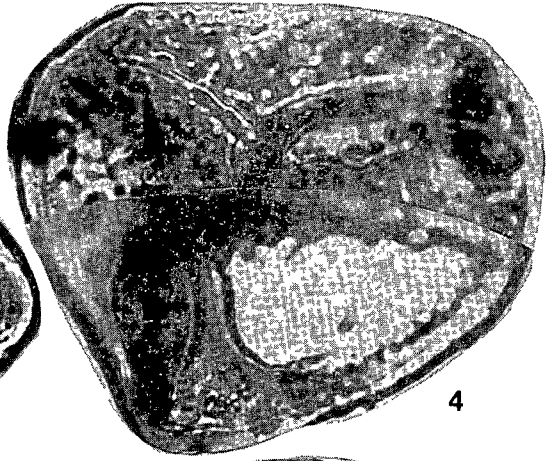


IV tábla — Plate IV

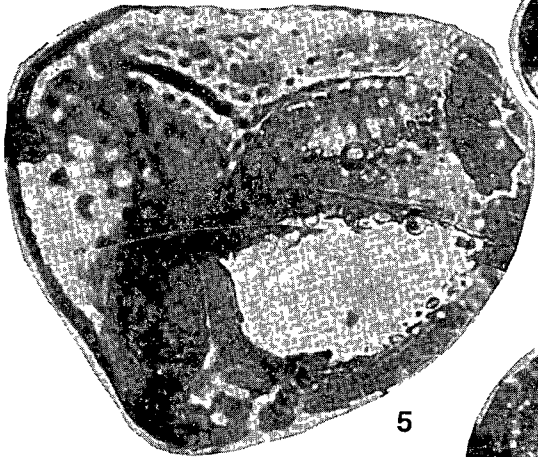
- 1—3 *Devecserisporites campanicus* n sp
Dv 4 sz f 588,6—590,3 m
- 4—6 *Devecserisporites goczani* n sp
Ba 1 sz f 790,6 m
1000×



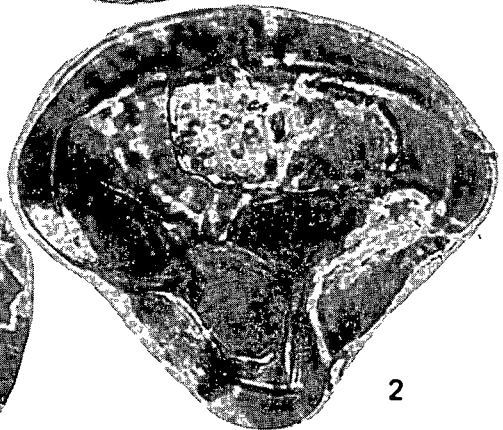
1



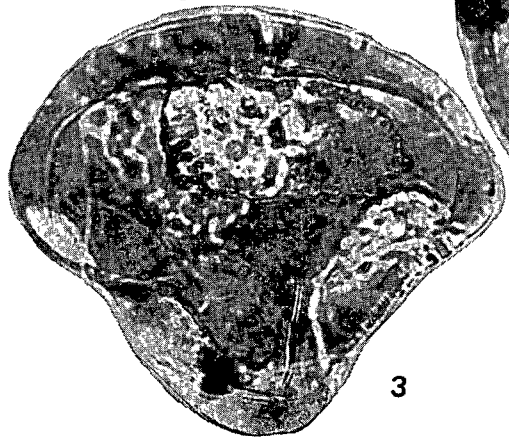
4



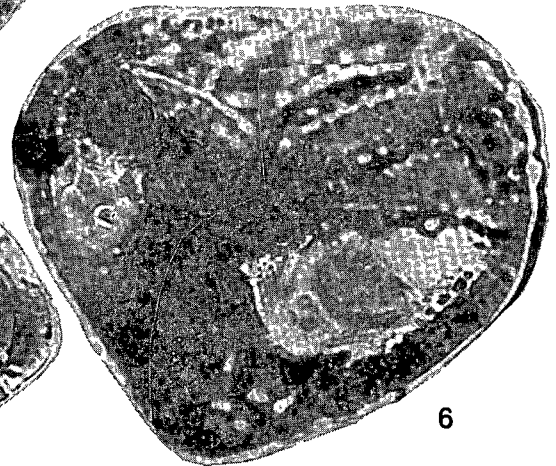
5



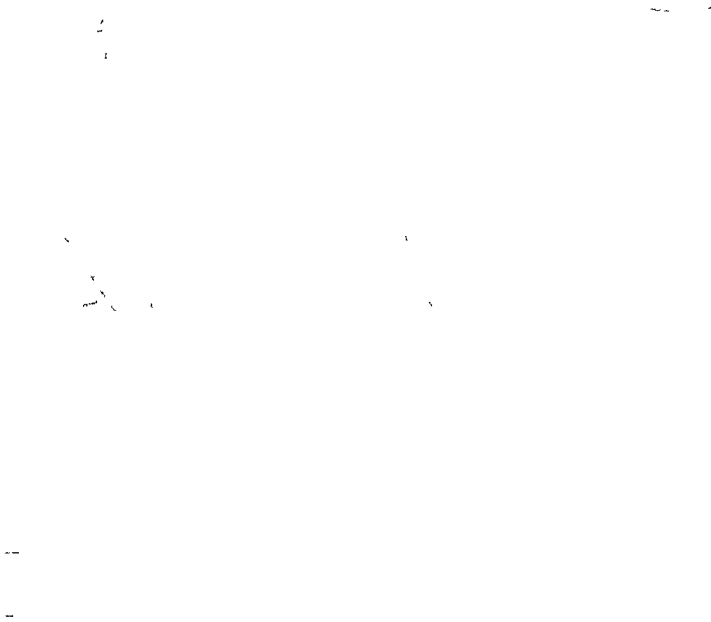
2



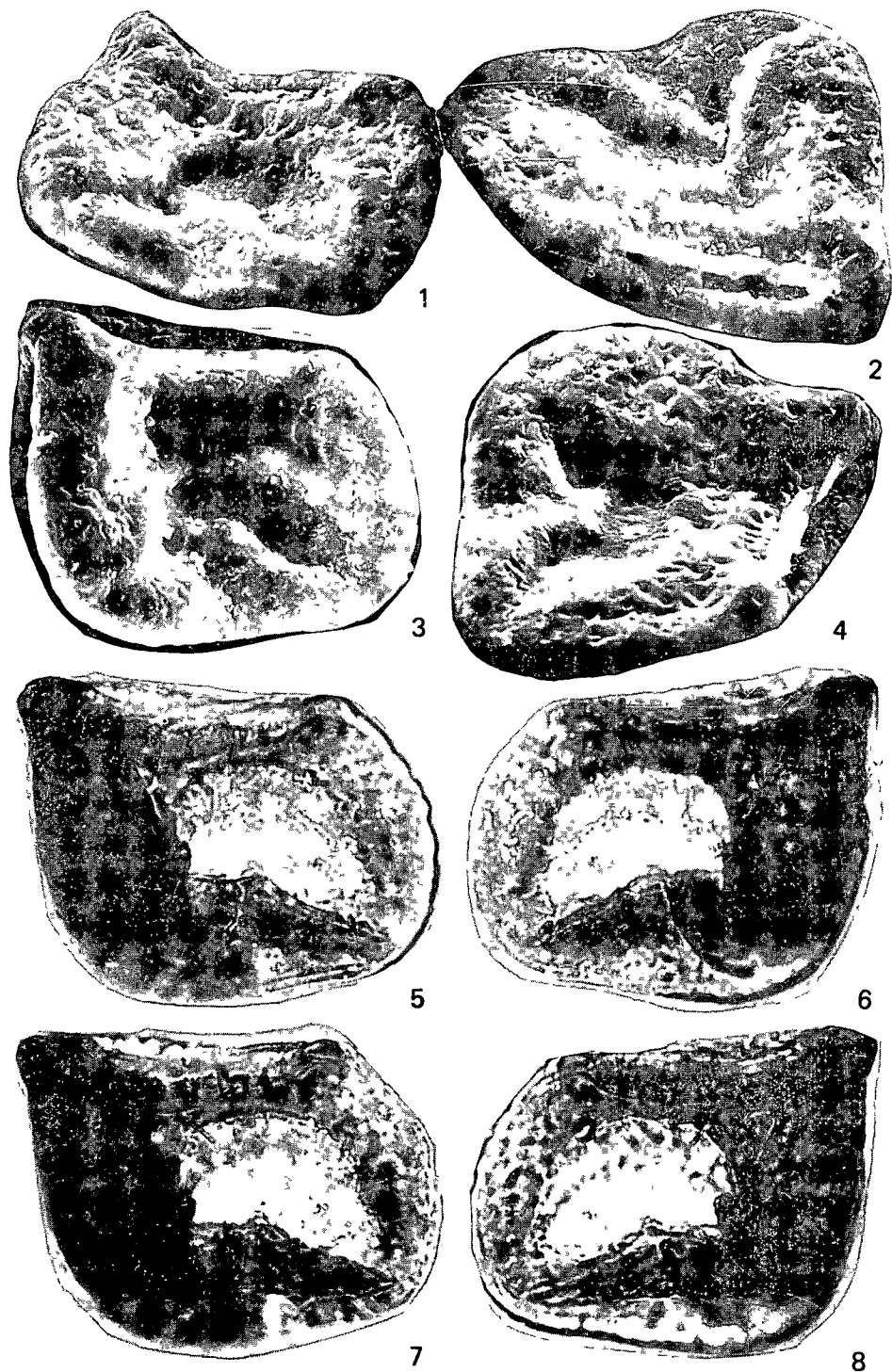
3



6

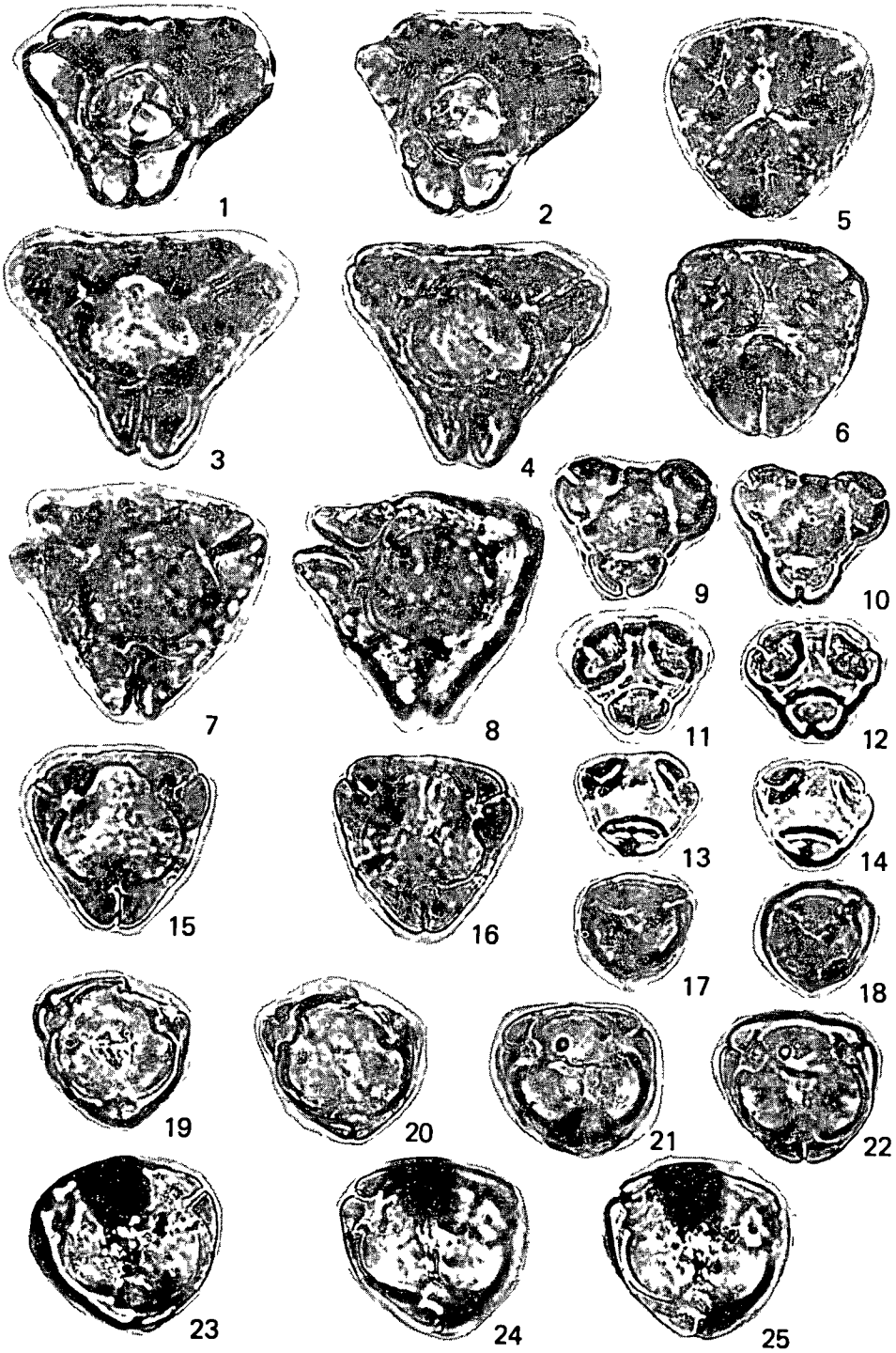
**V tábla — Plate V**

- 1—8 *Devecserisporites goczani* n. sp.
Ba 1 sz f 790,6 m
1—4 SEM 1000×
5—8 light micrographs 1000×
(of the same grain)



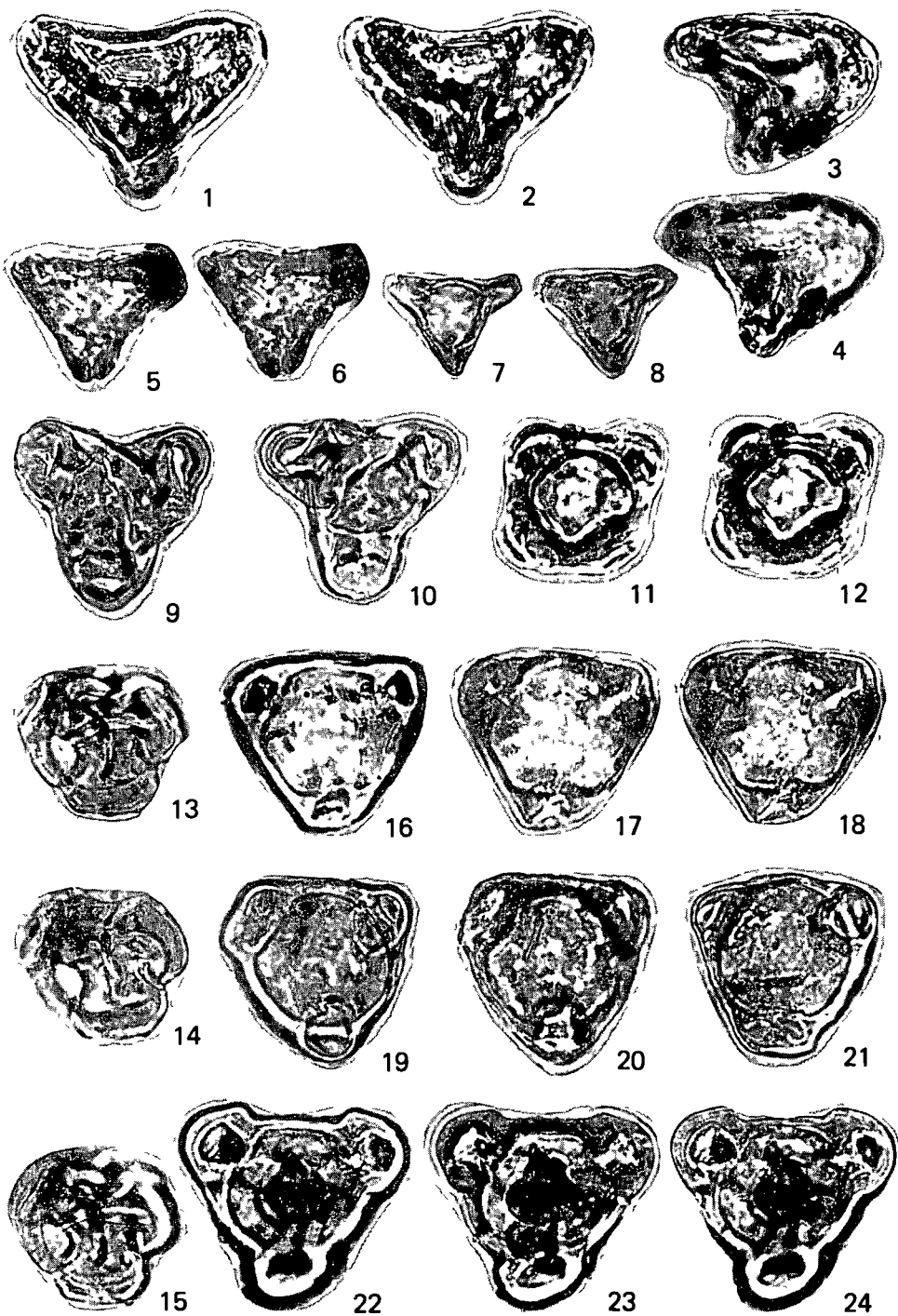
VI tábla — Plate VI

- 1—2 *Hungaropollis* sp
Ba 1 sz f 613,8—614,8 m
- 3—4 *Longanulipollis bajtai* GÓCZÁN
Ba 1 sz f 702,9—703,9 m
- 5—6 *Oculopollis pertrudoides* W KR
Ba 1 sz f 706,7—707,4 m
- 7—8 *Krutzschipollis crassus* GÓCZÁN
Ba 1 sz f 746,9—747,8 m
- 9—10 *Suemegipollis triangularis* GÓCZÁN
Ba 1 sz f 703,9—704,8 m
- 11—12 *Suemegipollis germanicus* W KR
Ba 1 sz f 752,5—753,4 m
- 13—14 *Suemegipollis germanicus* W KR
Ba 1 sz f 612,8—613,8 m
- 15—16 *Trudopollis imperfectus* PF
Ba 1 sz f 613,8—614,8 m
- 17—18 *Pseudopapilopollis praesubherzynicus* GÓCZÁN
Ba 1 sz f 579,5—580,5 m
- 19—20 cf *Papilopollis prezaensis* KDS
Ba 1 sz f 555,7—555,8 m
- 21—22 *Pseudopapilopollis praesubherzynicus* GÓCZÁN
Ba 1 sz f 562,0—562,7 m
- 23—25 *Pseudopapilopollis praesubherzynicus* GÓCZÁN
Ba 1 sz f 703,9—704,8 m
1000×



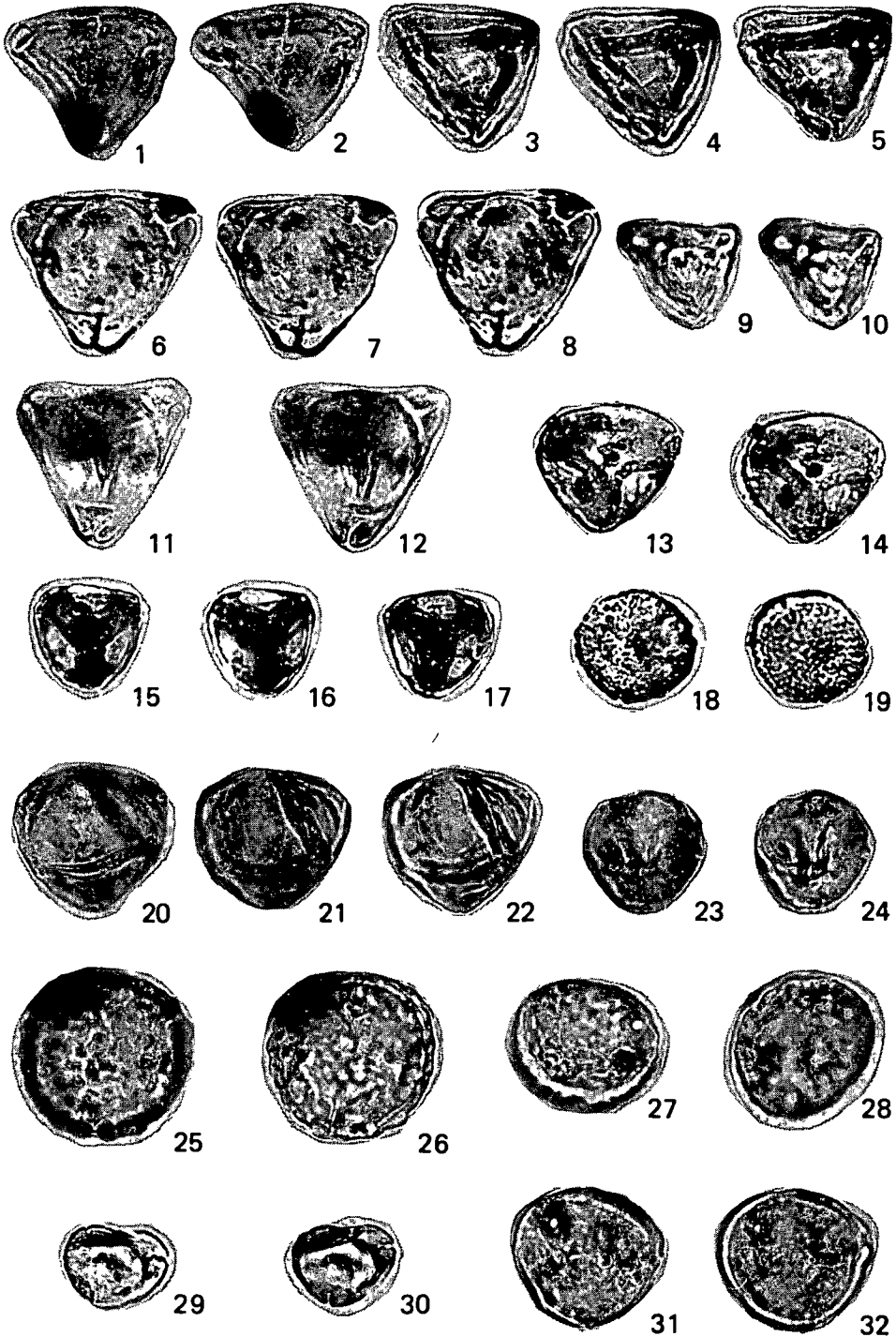
VII tábla — Plate VII

- 1—2 *Concavipollis sinus* W KR^C
Ba 1 sz f 609,0—609,9 m
- 3—4 *Concavipollis sinus* W KR
Ba 1 sz f 677,5—678,5 m
- 5—6 *Vacuipollis microconcavus* W KR et PACLT
Ba 1 sz f 709,3—710,2 m
- 7—8 *Vacuipollis minutus* ZAKL
Ba 1 sz f 542,5—542,7 m
- 9—10 *Interporopollenites gracilis* n sp
Ba 1 sz f 781,3—782,1 m
- 11—12 *Interporopollenites tenuis* W KR
Ba 1 sz f 613,8—614,8 m
- 13—15 *Interporopollenites hexaphcatoides* W KR.
Ba 1 sz f 769,2—770,2 m
- 16—18 *Interporopollenites* cf *nennhausensis* W KR.
Ba 1 sz f 647,6—648,5 m
- 19—21 *Interporopollenites* sp
Ba 1. sz f 562,0—562,7 m
- 22—24 *Interporopollenites corpulentus* n sp
Ba 1 sz f 601,7 m
1000×



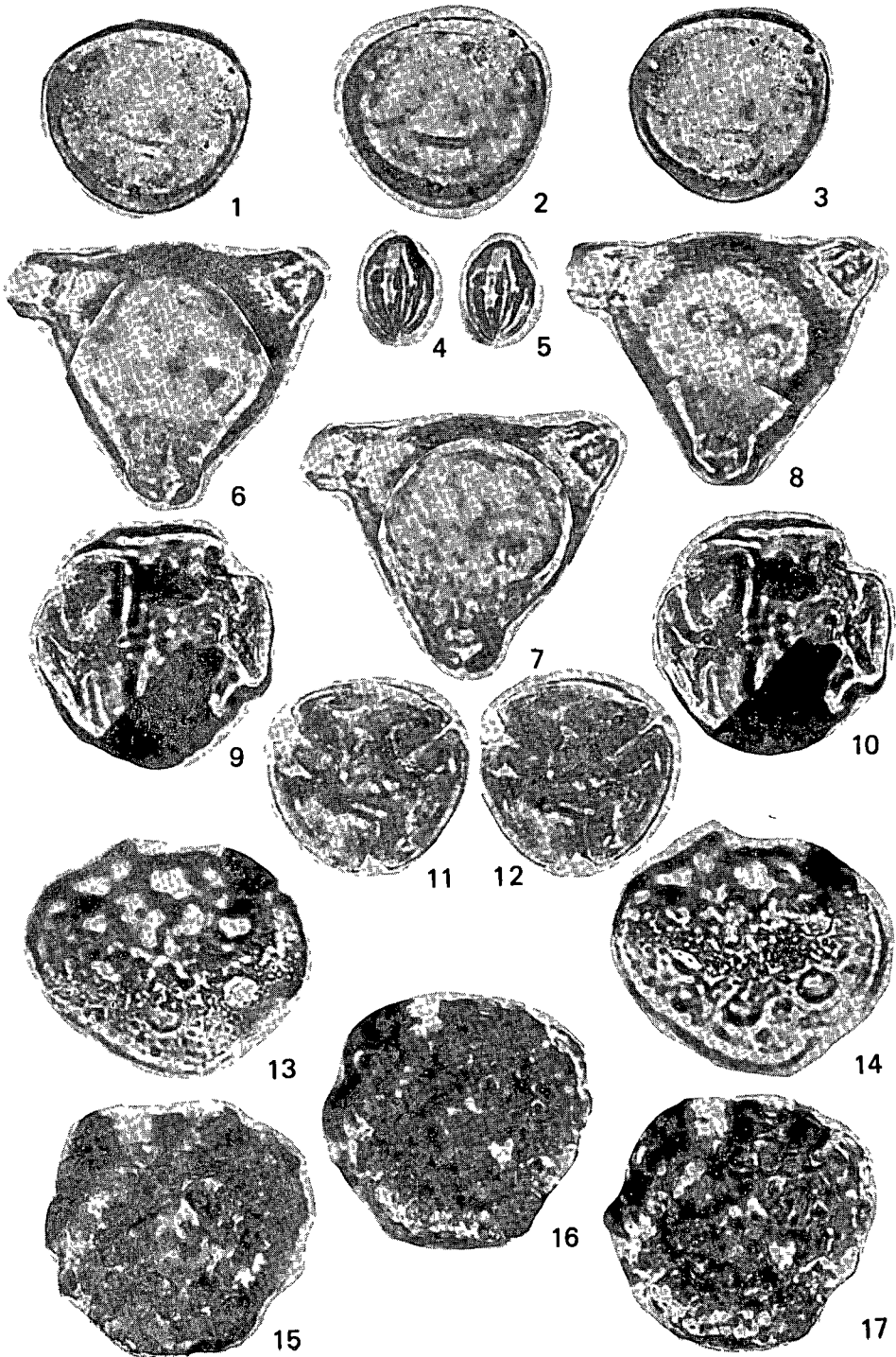
VIII. tábla — Plate VIII

- 1—2 *Interporopollenites cf devecsereusis* GÓCZÁN
Ba 1. sz. f 579,5—585,5 m
- 3—5 *cf Interpollis velum* W KR
Ba 1. sz f 601,7 m
- 6—8 *Phicapollis excellens* (PF) W KR
Ba 1 sz f 542,6 m
- 9—10 *cf Interpollis microsupplingensis* W KR
Ba 1 sz f. 677,5—678,5 m
- 11—12 *Phicapollis pseudoexcelsus* GR
Ba 1 sz f 558,8—559,2 m
- 13—14 *Phicapollis plicatus* (PF) KDS
Ba 1 sz f 622,4—623,5 m
- 15—17 *Phicapollis plicatus* (PF) KDS
Ba. 1. sz f 531,3 m
- 18—19 *Labrapollenites* sp
Ba 1 sz f 609,0—609,9 m
- 20—22 *Triatriopollenites lubomirovae* (GLADKOVA) KDS
Ba 1 sz f 542,6 m
- 23—24 *Labrapollenites labraferoides* (W KR) W KR
Ba. 1 sz f 549,8—550,0 m
- 25—26 *Subtriporopollenites constans* PF
Ba 1 sz f. 562,0—562,7 m
- 27—28 *Subtriporopollenites intraconstans* PF
Ba 1 sz f 542,5—542,7 m
- 29—30 *Momipites tenuipolus* ANDERSON
Ba 1 sz f. 575,8—576,0 m
- 31—32 *Subtriporopollenites cf anulatus* PF et TH
Ba 1 sz f 531,3 m
1000×



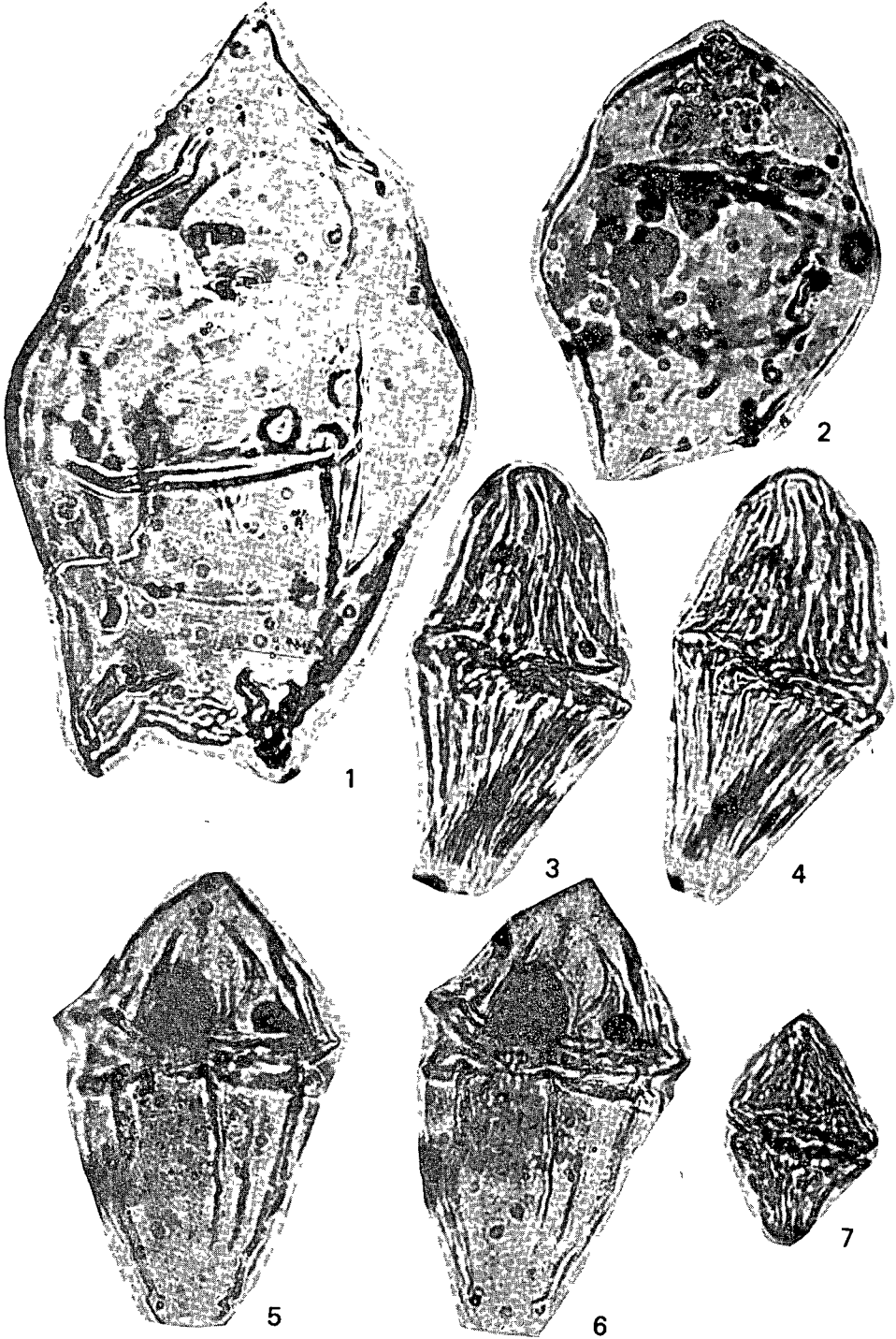
IX. tábla — Plate IX

- 1—3 *Subtriporopollenites anulatus* GR
Ba 1 sz f 714,8—715,7 m
- 4—5 *Cupuliferodaepollenites* cf *oviformis* (R POT) R POT
Ba 1 sz f 722,3—723,1 m
- 6—8 *Proteacidites convexiporus* SAMOIL
Ba 1 sz f 723,9—724,9 m
- 9—10 *Polycolpites* sp
Ba 1 sz f 774,8—775,8 m
- 11—12 cf *Oacolpopollenites* sp
Ba. 1 sz. f 702,9—703,9 m
- 13—14 *Polyporites microreticulatus* (W KR) W KR
Ba 1 sz f 718,4—719,3 m
- 15—17 *Enungupollis hungaricus* n sp
Ba 1 sz f 542,6 m
1000×



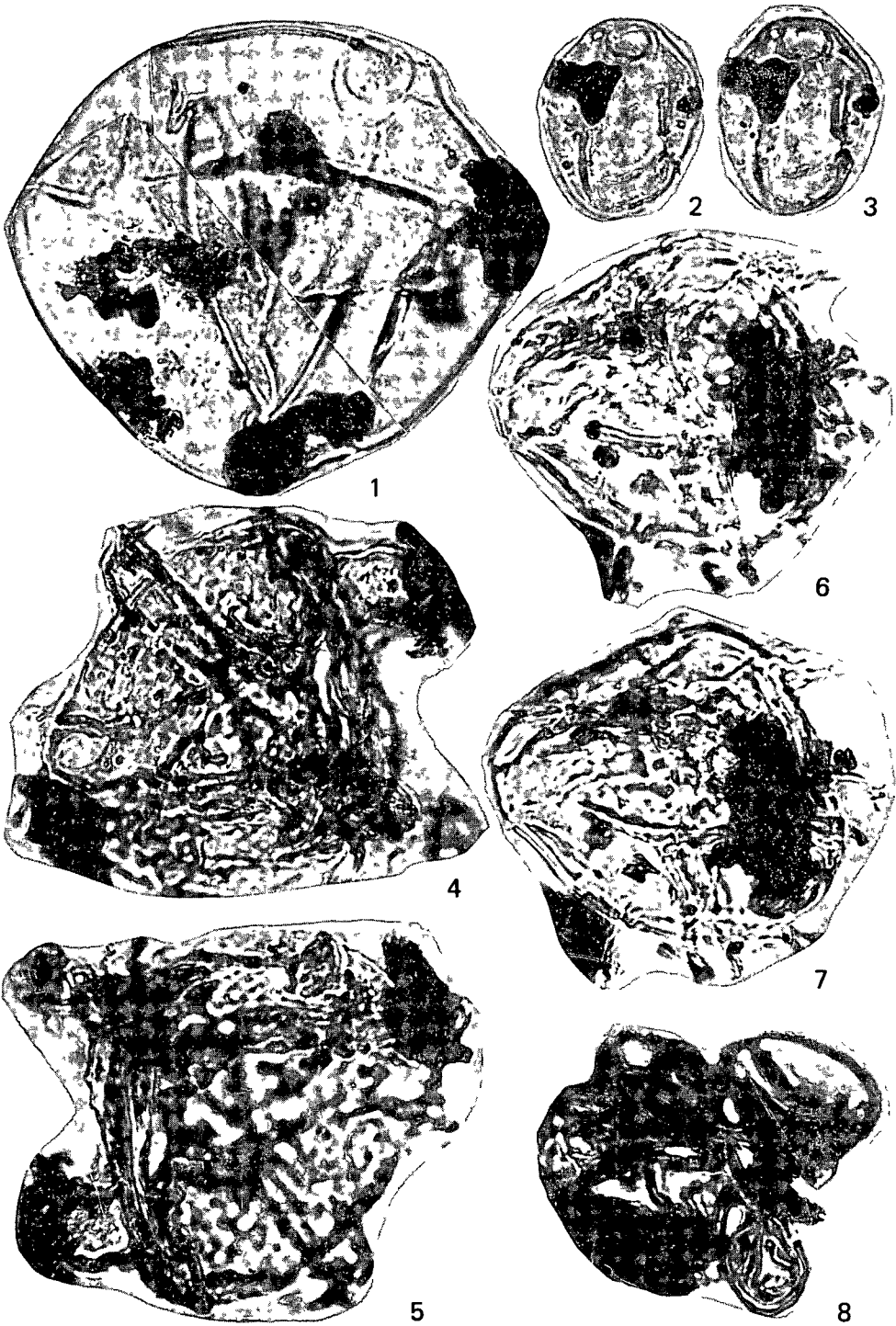
X. tábla — Plate X.

- 1 *Isabelidium acuminatum* (COOKSON et EIS) STOVER et EVITT
Ba 1 sz f 788,0 m
- 2 *Deflandrea cooksoni* ALBERTI
Ba 1 sz f 721,3—722,3 m
- 3—4. *Dinogymnum denticulatum* (ALBERTI) EVITT—CLARKE—VERDIER
Ba 1 sz. f 755,3—756,2 m
- 5—6 *Dinogymnum microgranulosum* CLARKE et VERDIER
Ba 1 sz. f. 791,7 m
- 7 *Dinogymnum acuminatum* EVITT—CLARKE—VERDIER
Ba 1 sz f 791,7 m
1000×



XI tábla — Plate XI

- 1 *Acrutarcha* sp
Ba 1 sz f 627,0—628,8 m
- 2—3 *Fromea amphora* COOKSON
Ba 1 sz f 727,0—628,8 m
- 4—5. *Hystrichosphaera scabrosa* CLARKE et VERDIER
Ba 1 sz f 789,0 m
- 6—7 *Hystrichosphaera* cf. *furcata* (EHR) WETZEL
Ba 1 sz f 711,2—712,2 m
- 8 Szervesvázú mikroforaminifera — organic microforaminifera
Ba 1 sz f 647,6—648,5 m
1000×



**ŐSLÉNYTANI ÉS PALEOÖKOLÓGIAI MEGFIGYELÉSEK
A SIERRA DE CUBITAS KRÉTA KÉPZŐDMÉNYEIN
(CAMAGÜEY TARTOMÁNY, KUBA)**

CONSUELO DIAZ OTERO

Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba
La Habana, La Plaza, Calzada 4

ETO 563 12 551 763(729 1)
56 574(729.1)

T á r g y s z a v a k sztratigráfia, paleoökológia, új adat, Foraminifera, kréta, Kuba

A Sierra de Cubitas karbonátos platform típusú képződményeinek kora, vizsgálataink alapján a középső-kréta albai emelet és a felső-kréta maastrichti alemelet köze tehető

Ebből a képződmény-együttesből a következő családokba tartozó Foraminiferákat határoztuk meg Ataxophragmudae, Alveolinidae, Pavonitidae, Rotalidae és Orbitoididae. Az együttes nagy hasonlóságot mutat a mediterrán terület (Franciaország, Olaszország, Görögország, Spanyolország) és Mexikó hasonló kifejlődéseivel.

A tanulmány célja egyrészt a képződmények pontosabb rétegtani besorolása és a Kubából eddig ismeretlen alakok bemutatása, másrészt a paleoökológiai következtetések bemutatása. A különböző asszociációk alapján három uledékképződési környezet jelölhető ki. Ezek

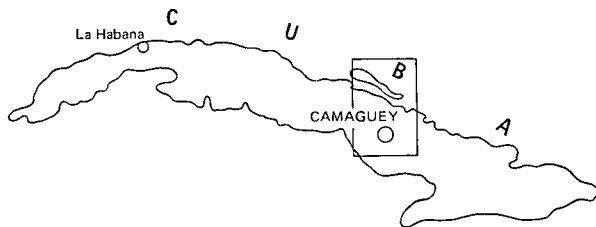
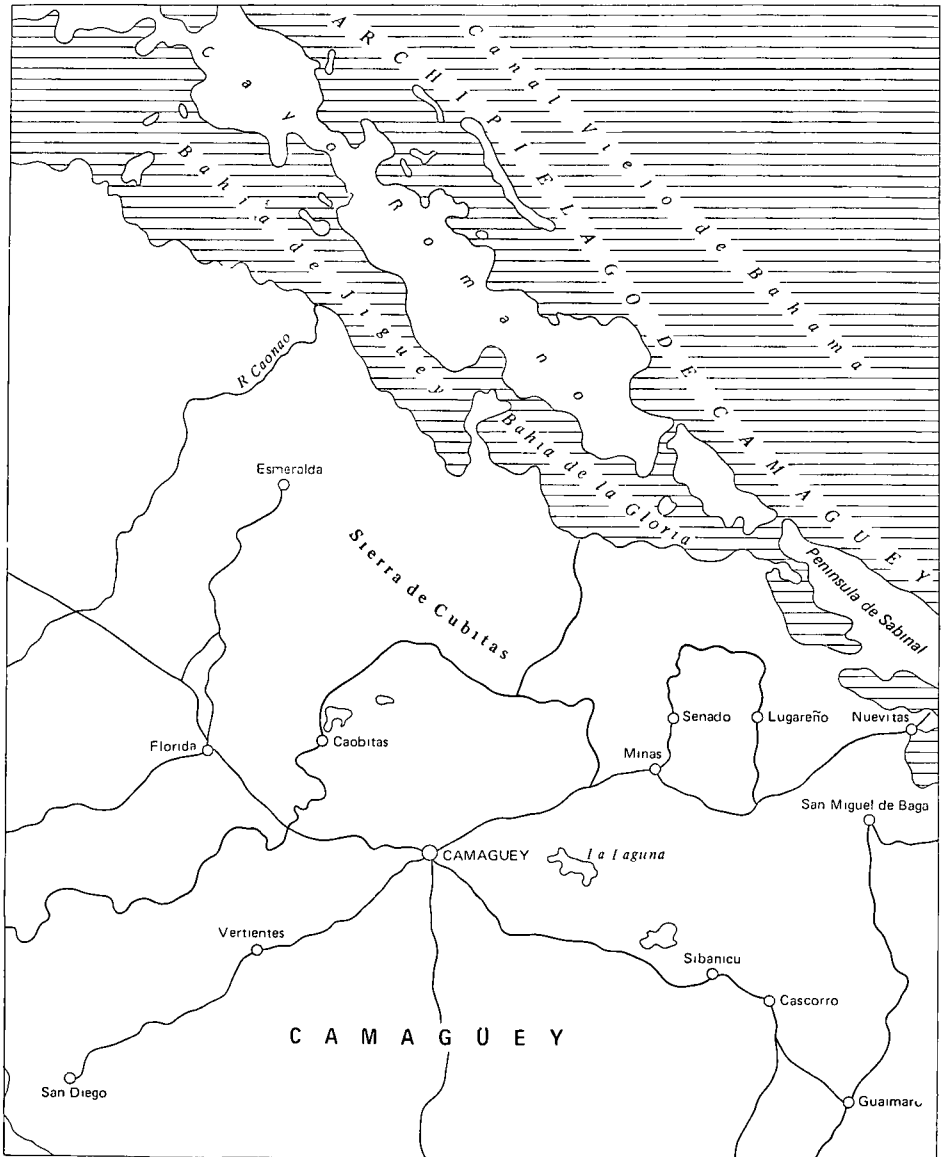
- 1 lagúna és zátonyháttér,
- 2 biostrom pad,
- 3 nyílttengeri környezet

Bevezetés

A karbonátos platform osszletek tanulmányozása Kubában már hosszú ideje folyik, de az utóbbi időben ezen vizsgálatok jelentősége nagyon megnövekedett, mert a partmenti zóna, ahol ezek elhelyezkednek, szénhidrogénkutatás szempontjából perspektivikusnak bizonyult.

Az ország 1 250 000 méretarányú geológiai felvétele során, mely a Kubai Tudományos Akadémia és más szocialista akadémiák együttműködése útján valósult meg, a mezozoos karbonátos képződmények vizsgálatára is sor került. Ezek a képződmények az É-1 part mentén húzódnak, az alábbi morfológiai kiemelkedéseket alkotva: Gibara (NAGY E et al 1976), Sierra de Cubitas (DIAZ OTERO—ITURRALDE-VINENT 1981), Sierra de Jatibonico y Meneses (KANTCHEV et al 1978), Pan Guajabon, Sierra Azul és Sierra de los Organos (PSZCOKOWSKI 1977).

A jelen dolgozat Camaguey tartomány É-1 részén a mintegy 80 km² felszíni elterjedésű Sierra de Cubitas hegység karbonátos kréta képződmények mikrofauájával foglalkozik. Erről a területről már több átfogó jellegű tanulmány ismeretes: FLINT et al (1947), BERMUDEZ (1950), BRYANT et al. (1969),



1 ábra A vizsgált terület vázlatos helyszínrajza
 Fig 1 Location chart of the study area

KHUDOLEY—MEYERHOFF (1971), MEYERHOFF—HATTEN (1968, 1974) stb. Egyes munkák különböző szénhidrogén-kutató társaságok tevékenységéhez kapcsolódnak. Ezek közül fontosabbak GRIMSDALE (1945), KEIJZER—SCHIESS (1948) és GLEDT—SCHOOLER (1959) munkái.

Mivel őslénytani szempontból mind ez ideig a területről nem rendelkezünk alapvető feldolgozással, munkánkat a hegységet átszelő szelvények mentén történő részletes mintavételezéssel kezdtük. Ez a módszer nagyban hozzájárult a terület geológiai szerkezeti típusáról alkotott kép teljesebbé tételéhez is (DÍAZ OTERO—M. ITURRALDE-VINENT 1981).

Rétegtan

A Sierra de Cubitas területén felszínre bukkanó kréta időszaki képződményeket három olyan litosztratigráfiai egységbe sorolhatjuk, amelyek a Foraminifera fauna alapján jól elkülönülnek.

A szóban forgó rétegsort a különböző szerzők különbözőképpen tagolták, azaz egy (BERMUDEZ 1950), vagy több (MEYERHOFF—HATTEN 1974) litosztratigráfiai egységre, illetve formációra. Korábbi vizsgálataink során kimutattuk, hogy mely tagozatok azok, amelyek elkülönítése nem indokolt (C. DÍAZ—M. ITURRALDE-VINENT 1981). A három tagozat, amit a továbbiakban röviden összefoglalunk, magába foglalja a terület felszínén levő teljes kréta rétegsorát.

„A” tagozat

A Sierra de Cubitas egész területén előfordul és a rétegsor felső tagozatát alkotja. Kőzettanilag bioklasztos mészkő, biomikrites mészkő, mikrites mészkő, kozbetelepülésével, valamint biosztróma padokból, illetve lagúna és zátony mögötti fáciesből származó dolomitokból áll. Vastagsága 800 m-re tehető.

Őslénytaniilag a következő faunatársasággal jellemezhető: *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER, *Pseudorbitoides trechmanni* DOUVILLÉ, *Sulcoperculina globosa* CIZANCOURT, *Sulcoperculina diazi* SEIGLIE Y AYALA, *Vaughanina cubensis* PALMER, *Siderolites vanbelleni* (VAN DEN BOLD), *Siderolites skourensis* (PFENDER), *Smoutina bermudezi* (COLE), *Stomatorbina binckhorsti* (REUSS), *Pararotalia tuberculifera* (REUSS), *Chubbina macgillavryi* ROBINSON, *Chubbina cardenasensis* (BARKER and GRIMSDALE), *Rhapydronina liburcina* (STACHE), *Orbignyina inflata* (REUSS), Rudisták, algák.

A tagozat kora feltehetőleg a turontól a maastrichtig terjed.

„B” tagozat

A terület legkisebb felszíni elterjedésű tagozata, mely a rétegsor középső részén helyezkedik el, vastagsága 450 m-re tehető.

Kőzettanilag vékonypados mészkő, néhol mészturbidit, ez utóbbi a kontinentális lejtő környezetét jelzi. Míg a tagozat felső határa folyamatos átmenetet mutat, addig a „C” tagozattal laterálisan fogazódik.

A faunaegyüttes legjellemzőbb formái: *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Nezzazata gyra* (SMOUT), *Nezzazata simple* OMARA, *Trochospira avnimelechi* HAMAOUÍ et SAINT-MARC, *Biconcava bentoni* HAMAOUÍ et SAINT-MARC, *Nummofallotia apula* LUPERTO SINNI, *Moncharmontra apenninica* DE CASTRO, *Accordiella conica* FARINACCI, *Pseudolituonella rechei* MARIE, *Cuneo-*

lna cf pavonia D'ORBIGNY, *Praeglobotruncana* sp., *Stomiosphaera sphaerica* (KAUFMANN), *Pythonella ovalis* (KAUFMANN), Radiolariák

A tagozat kora a cenomán—turon emeletekre tehető

„C” tagozat

Az összlet alsó részébe tartozó képződmények a területen nagy felszíni elterjedésben nyomozhatók Vastagsága 100 m-re tehető, bár fekuje ismeretlen

Kőzettanilag túlnyomórészt biotrites mészkőből, kisebbrészt kis detrituszos mészkőből, valamint lagúna és zátonyfacésű dolomitből, elvéve biosztróma padokból áll Az „A” tagozattal szemben itt a mikrites kőzetek túlsúlya jellemző

A faunaegyüttes legjellemzőbb formái *Nummoloculina herms* BONET, *Valvulammna picardi* HENSON, *Valvulammna* aff. *globulara* D'ORBIGNY, *Chrysalidina* cf. *gradata* D'ORBIGNY, *Praealveolina* cf. *cretacea tanais* REICHEL, *Ovalveolina ovum* (D'ORBIGNY), *Dictyoconus* cf. *walnutensis* (CARSEY), Miliolidaek, algák

A faunaegyüttes alapján e tagozat kora albai—cenomán

A korábbi tanulmányok többsége a Sierra de Cubitas karbonátos platform képződményeinek korát az aptitól a paleocénig tartó intervallumba helyezték GRIMSDALE (1945) a szóban forgó rétegsort a felső-jura és az apti emelet közé tette

Vizsgálataink során nem került elő olyan faunaelem, amely az albanál idősebb vagy a maastrichtinél fiatalabb korra utalna

A Sierra de Cubitas kréta összletéből előkerült és meghatározott Foraminiferákat az alábbi lista tartalmazza Csillaggal jelöltem azokat a formákat, amelyek most először kerültek leírásra Kubából Ezek között egy család, tíz nemzetség és tizenöt faj szerepel A meghatározásokat több mint 200 vékonyesizolat vizsgálata alapján végeztük A mintákat a vizsgált területet átszelő regionális szelvények mentén gyűjtöttük be Néhány esetben csak családra vagy genusra lehetett meghatározni a példányokat a rossz megtartás, deformáció vagy átkristályosodás miatt

Familia Lituolidae BLAINVILLE, 1825

Sub-familia Cyclammininae MARIE 1941

Genus Martiguesia? MAYNE, 1959

Sub-familia Lituolinae de BLAINVILLE, 1825

Genus Stomtostoecha? APPLIN, LOEBLICH et TAPPAN, 1950

Familia Textulariidae EHRENBERG, 1838

Sub-familia Spiroplectammininae CUSHMAN, 1927

Genus Spiroplectammna CUSHMANN, 1927 (I tábla 2)

Genus Bolvinopsis YAKOULEV, 1891 (I tábla 3)

Sub-familia Textularinae EHRENBERG, 1838

Genus Textularia DEFANCE, 1824 (I tábla 1)

Familia Ataxophragmidae SCHWAGER, 1877

Sub-familia Verneulininae CUSHMANN, 1911

Genus Gaudryina D'ORBIGNY, 1839

Genus Gaudryina rugosa D'ORBIGNY, 1839, (II tábla 4)

Sub-familia Globotextularinae CUSHMAN, 1937

Genus Arenobulmina? CUSHMAN, 1927 (II tábla 3)

Sub-familia Valvulininae BERTHELIN, 1880

Genus Válvulina D'ORBIGNY, 1826

Genus Chrysalidina D'ORBIGNY, 1839

**Chrysalidina* cf. *gradata* D'ORBIGNY 1839 (II tábla 7)

*Genus Minouxia MARIE, 1955

- Mimouxia* aff. *lobata* GENDROT (II tábla 5, 6)
 Genus *Valvulammina* CUSHMAN, 1933
 **Valvulammina pcardi* HENSON, (I tábla 4–7)
 **Valvulammina* aff. *globularis* D'ORBIGNY
 Sub-familia *Ataxophragminae* SCHWAGER, 1877
 Genus *Orbignyna* VAN HAGENOW, 1842
 **Orbignyna inflata* (REUSS) (III tábla 3–5)
 Genus *Cuneolina* D'ORBIGNY, 1839 (III tábla 1–2)
 **Cuneolina* aff. *pavonia* D'ORBIGNY, 1839
 Genus *Pseudochrysalidina* COLE, 1941
 **Pseudochrysalidina* aff. *floridana* COLE (IV tábla 1)
 Genus *Pseudolituonella* MARIE, 1955
Pseudolituonella cf. *reicheli* MARIE (III tábla 6)
 Familia *Pavonitidae* LOEBLICH et TAPPAN, 1961
 Sub-familia *Pfenderininae* SMOUT et SUGDEN, 1962
 *Genus *Accordiella* FARINACCI, 1962
Accordiella conica FARINACCI, 1962 (IV tábla 3–5)
 Genus *Pseudotextulariella* BERNARD, 1953
 *Genus *Pfenderina* HENSON, 1948 (V tábla 1–3)
 Sub-familia *Pavonitinae* LOEBLICH et TAPPAN, 1961
 Genus *Lituonella* SCHLUMBERGER, 1905
 **Lituonella* (sp. nov. ?) (V tábla 4–7)
 Familia *Dicyclinidae* LOEBLICH et TAPPAN, 1964
 Genus *Dicyclina* MUNIER-CALMAS, 1887
Dicyclina schlumbergeri MUNIER-CHALMAS, 1887 (VI tábla 1–2)
 Familia *Orbitolinidae* MARTIN, 1890
 Genus *Dictyoconus* BLANCKENHORN, 1900
Dictyoconus cf. *walnutensis* (CARSEY) 1926 (VI tábla 3)
 Familia *Endothyridae* BRADY, 1884
 *Genus *Moncharmontia* DE CASTRO, 1966
Moncharmontia apenninica DE CASTRO, 1966 (VII tábla 1–2)
 Familia *Fischerinidae* MILLETT, 1898
 Sub-familia *Cyclogyrinae* LOEBLICH et TAPPAN, 1961
 Genus *Vidalina* SCHLUMBERGER, 1900 (VII tábla 5)
 Familia *Miholidae* EHRENBERG, 1839
 Sub-familia *Quinqueloculininae* CUSHMANN, 1917
 Genus *Quinqueloculina* D'ORBIGNY
 Sub-familia *Miholinellinae* VELLA, 1957
 Genus *Nummoloculina* STEINMANN, 1881
Nummoloculina hermi BONET 1956, emend. CONKIN and CONKIN, 1958 (VII tábla 6, 7, VIII tábla 1, 2, IX tábla 1)
 **Nummoloculina irregularis* DECROUEZ et RADOIČIĆ, 1977 (VIII tábla 4)
 Sub-familia *Fabularinae* EHRENBERG, 1839
 Genus *Periloculina* MUNIER-CHALMAS et SCHLUMBERGER, 1885
 *Familia *Nezzazatidae* HAMAOUİ et SAINT-MARC, 1970
 Sub-familia *Nezzazatinae* HAMAOUİ et SAINT-MARC, 1970
 Genus *Nezzazata* OMARA, 1956
Nezzazata simple OMARA, 1956
Nezzazata cf. *gyra* (SMOUT) (X tábla 3)
 Genus *Biconcava* HAMAOUİ et SAINT-MARC, 1970
Biconcava bentoni HAMAOUİ et SAINT-MARC 1970 (X tábla 1)
 Genus *Trochospira* HAMAOUİ et SAINT-MARC, 1970
Trochospira cf. *avumelechi* HAMAOUİ et SAINT-MARC, 1970
 Genus *Merlingina* HAMAOUİ et SAINT-MARC, 1970 (X tábla 7)
 Familia *Scritidae* EHRENBERG, 1839
 Sub-familia *Peneroplinae* SCHULTZE, 1854
 Genus *Spirolina* LAMARCK, 1804 (X tábla 5)
 Sub-familia *Meandropsinninae* HENSON, 1948
 Genus *Nummofallotia* BARRIER et NEUMANN, 1959

Nummofallota cf apula LUPERTO SINNI (X tábla 6)

Sub-familia Keramosphaerinae BRADY, 1884

*Genus Keramosphaera BRADY, 1882 (X tábla 8)

Familia Alveolinidae EHRENBERG, emend HAMAOUI et FOURCADE, 1973

Sub-familia Alveolininae EHRENBERG, 1839

Genus Praealveolina REICHEL, 1933

Praealveolina cf cretacea tenuis REICHEL (XI tábla 1)

Genus Ovalveolina REICHEL, 1936

**Ovalveolina cf crassa* DE CASTRO, 1966 (XI tábla 4)

Genus Cisalveolina REICHEL, 1941 (XI tábla 3)

Sub-familia Rhapydioninae KEIJZER, 1945, emend HAMAOUI et FOURCADE, 1973

Genus Rhapydionina STACHE, 1913, emend DE CASTRO, 1971

Rhapydionina lburnaca (STACHE) 1913 (XIII tábla 1, 2)

Genus Rhipidionina STACHE, 1913, emend DE CASTRO 1971

Genus Chubbina ROBINSON, 1968

Chubbina cf cardenasensis (BARKER et GRIMSDALE) 1937

Chubbina macgillavry ROBINSON, 1968 (XII tábla 3)

*Genus Pseudedomia HENSON, 1948, emend SMOUT, 1963 (XIII tábla 6)

Familia Discorbidae EHRENBERG, 1838

Sub-familia Discorbinae EHRENBERG, 1838

Genus Conorbina BROTZEN, 1936 (XIV tábla 6)

Familia Spirillidae REUSS, 1862

Sub-familia Spirillinae REUSS, 1862

Genus Spirillina EHRENBERG, 1843 (XIII tábla 7)

Familia Rotalidae EHRENBERG, 1839

Sub-familia Rotaliinae EHRENBERG, 1838

Genus Rotalia LAMARCK, 1804

Rotalia cf trochidiformis (LAMARCK)

Genus Pararotalia Y. LE CALVEZ, 1949

Pararotalia tuberculifera (REUSS)

Genus Smoutina DROOGER, 1960

Smoutina bermudezi (COLE), 1942 (XIV tábla 1, 2)

Familia Calcarinidae SCHWAGER, 1876

Genus Siderolites LAMARCK, 1801

Siderolites vanbelleni (VAN DEN BOLD), 1946 (XV tábla 3.)

Siderolites skourensensis (PFENDER) 1938 (XV tábla 1, 2)

Familia Nummulitidae BLAINVILLE, 1825

Sub-familia Nummulitinae BLAINVILLE, 1825

Genus Sulcoperculina THALMANN, 1939

Sulcoperculina drazi SEIGLIE et AYALA, 1963

Sulcoperculina globosa CIZANCOURT, 1949 (XV tábla 5)

Familia Heterohelcidae CUSHMAN, 1927

Sub-familia Heterohelicinae CUSHMAN, 1927

Genus: Heterohelix EHRENBERG, 1843

Familia Planomalinidae BOLL, LOEBLICH and TAPPAN, 1957

Genus Globigerinelloides CUSHMAN and TEN DAN, 1948

Familia Rotaliporidae SIGAL, 1958

Sub-familia Hedbergellinae LOEBLICH and TAPPAN, 1961

Genus Hedbergella BRONNIMANN and BROWN, 1958

Genus Praeglobotruncana BERMUDEZ, 1952

Praeglobotruncana cf delrioensis (PLUMMER) 1931

Familia Globotruncanidae BROTZEN, 1942

Genus Globotruncana CUSHMAN, 1927

Globotruncana cf lapparenti BROTZEN, 1936

Globotruncana cf contusa (CUSHMAN), 1926

Familia Planorbulnidae SCHWAGER, 1877

Genus: Planorbulina D'ORBIGNY, 1826 (XVI tábla 1, 2)

- Familia Orbitoididae SCHWAGER, 1876
 Genus Orbitoides D'ORBIGNY, 1848
Orbitoides apiculata SCHLUMBERGER, 1901 (XVI tábla 3)
Orbitoides cf. media (D'ARCHIAC), 1837
 Genus Lepidorbitoides SILVESTRI, 1907 (XVI tábla 6)
- Familia Pseudorbitoididae RUTTEN, 1935
 Genus Pseudorbitoides DOUVILLÉ, 1922
Pseudorbitoides cf. trechmanni DOUVILLÉ 1955 (XVI tábla 4)
 Genus Vaughanina PALMER, 1935 emend BRONNIMANN, 1954
Vaughanina cubensis PALMER, 1934 (XVI. tábla 7)
Vaughanina cf. guatemalensis BRONNIMANN, 1958
- Familia Anomalinidae CUSHMAN, 1927
 Sub-familia Anomalininae CUSHMAN, 1927
 Genus Gavelinella BROTZEN, 1942 (XIV tábla 4)
 Genus Stensioina BROTZEN, 1936 (XIV tábla 3)
- Familia Ceratobulminidae CUSHMAN, 1927
 Sub-familia Epistomininae WEDEKIND, 1937
 Genus Stomatorbina DORREEN, 1948
Stomatorbina binckhorsti (REUSS)

Paleoökológiai megfigyelések

A terület kréta paleoökológiájával foglalkozó korábbi munkák, egyetlen esetben sem elemezték részletesen az itt található kréta fácieseket. Kivételt képez BERMUDEZ (1950, 1961), aki felhívta a figyelmet arra, hogy a kréta ökológiai feltételek részint sekélytengeriek voltak, részint olyanok, amilyenek a mai időkben Kuba északi partjai mentén a sánc zátonyok és a part közötti viszonylag zárt sekélyvízű környezetekben tanulmányozhatók.

Másrésről BRYANT et al. (1969) úgy ítélték meg a Sierra de Cubitas kréta kőzeteit, mint egy „reef and bank facies belt” részeit Kuba északi partja mentén, amelyek 28 ábrája szerint valamikor sánc zátonyt képeztek a mai Egyesült Államok déli partvonalára mentén, valamint a mai Bahamák környezetében.

A még több adatot tartalmazó munkák csak kéziratos formában találhatóak, szerzőik KEIJZER (1946), ill. KEIJZER—SCHIESS (1948). Ezek a munkák a Sierra középső és nyugati részével foglalkoznak, ahonnan három faciéstípust írnak le

1. zátony fácies (a terület északi részének közepén),
2. zátonyháttér fácies (a központi részen),
3. nyílttengeri fácies (a terület déli és középső részén)

A zátony fácies három ovre különíthető

- Orbitoideses ov, amely Orbitoides-féléket és Rudista toredékeket tartalmaz
- Eocyclamminás ov, amelyhez Rudista toredékek és kisebb mennyiségben Lockhartia és Borelis társul
- Ostracodás ov, amely esetenként Miliolidaeket is tartalmaz

A zátonyháttér faciést két együttes jellemzi

- Borelis együttes, amelyet nagy- és kistermetű Miliolidaekből álló mészkő alkot, Borelis, Lockhartia, Cuneolina, Valvulinidae és kevés Ostracoda maradvánnyal.

— Ostracodás együttes, amelynek az Ostracodákon kívüli alkotóelemei a Miliolidae-, Rotalidae-, Valvulinidae-, Cuneolina- és Lockhartia-félék, amelyek mind kistermetűek

Mindkét faunaegyüttesben találhatóak Rudista váztoredékek

A nyílttengeri fáciest nagyon finoman laminált mészkövek jellemzik apró termetű Miliolideákkal, Ostracodákkal és sok Radiolariával

Ahhoz, hogy a kréta rétegsoroknak az uledékképződési környezetet meghatározzuk, elsősorban a terepi megfigyeléseket (DIAZ OTERO—M. ITURRALDE-VIÑENT 1981), valamint a Foraminifera együttesek több mint 300 vékonycsiszolathból történt tanulmányozásának eredményeit (DIAZ OTERO 1984) használtuk fel 187 jellemző minta alapján kidolgoztunk egy táblázatot abból a célból, hogy megismerjük azokat a fosszília csoportokat, amelyek a leggyakrabban képeznek társulásokat. Meghatároztuk, hogy melyek azok a csoportok, amelyek társulásokat alkotnak és e csoportokon belül milyen gyakorisági viszonyok jellemzők. Ezeknek a vizsgálatoknak az alapján sikerült három alapvető fáciestípust megkülönböztetni

- lagúna és sekély zátonyháttér fácies,
- biosztrómás fácies,
- nyílttengeri fácies

Lagúnás és sekély zátonyháttér fácies (XIX tábla)

A Sierra de Cubitas tomegének 70—80%-át teszik ki a kréta időszak kőzetek

Az ebből a fáciesből származó jellemző minták legáltalánosabb paleontológiai társulásai a következők: Miliolidae algával együtt 20%, Miliolidae Textuláriákkal 12%, Miliolidae Alveolinidae-vel 9%, Miliolidae Rotalidae-vel 6% és Molluscidae Molluscákkal 5%

Litológiai szempontból ezek a kőzetek mikritesek, biomikritesek. Vastag és vékonyadosak. Egyes esetekben bizonyos gradiáció figyelhető meg, amely azonban nem ér el szabályos ritmusokat. A kőzet nem tartalmaz sem terrigén, sem vulkanogén anyagot. E fácies típus képződésményei nagymértékben dolomitosodtak.

A Miliolidae gyakorisága (PHLEGER 1960) a 70—100 m mélységközű tengeri környezetek sajátosága olyan extrém só-tartalmú viszonyok között, amelyet jelenleg a San Antonio-obol Laguna Madre területén ismerünk.

Egy másik jelenkori példa erre a fácies típusra az Ensenada de la Broa és a Batabano-i obol (Havannától délre), ahol a Miliolidae-ek asszociációk szintén nagyon gyakoriak (BANDY 1964).

A rendelkezésre álló írásos dokumentumok alapján ez a környezet lagúnás és sekély zátonyelőtérnek minősíthető (CHARLTON DE RIVERO 1964).

E fácies faunaegyütteseinek fogazódnak, ill. váltakoznak a zátonyfáciesek faunaegyüttesével. Ez arra utal, hogy a lagúnás és a zátonyháttéri fáciesek időben egymással váltakoztak a Sierra de Cubitas karbonátos kőzeteinek képződése során.

Biosztrómás zátonypad fácies (XX tábla)

Az e fácieset reprezentáló kőzetek kevésbé általánosak. Jellemző rájuk a Rudisták, az Orbitoides-félék, algák, Molluscák és ritkábban a korallok jelenléte. A vizsgált szelvényekben az ehhez a fácieshez tartozó minták nem haladtak meg a 2%-ot.

Az ebben a fáciesben képződött kőzetek biomikritek, biosparitok, padosak vagy durván rétegzettek, gyakran durvaszemcsésék, átkristályosodottak, cukorszövetűek. Ezek a kőzetek általában különböző vastagságú, de kis kiterjedésű lencsékét alkotnak és csak két előfordulásban. Lescatól É-ra és Jaronútól DK-re alkotnak nagyobb kiterjedésű bioherm szerkezeteket.

Nyílttengeri fácies (XXI tábla)

Ez a környezeti típus a tárgyalta masszívumnak mintegy 5–10 százalékát alkotja, 200 m-es becsült vastagsággal, amely az izoklinális gyüredezettséget is figyelembe véve a valóságban ennél valószínűleg kisebb.

Kőzettanilag jól rétegzett, laminált biomikrit jellemzi.

A faunaegyüttes, amely ezt a környezetet jellemzi, plankton Foraminiferákat (*Globotruncana*, *Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Ticinella*, *Heterohelix*), Radiolariákat és *Calcisphaerulidaet* tartalmaz. Ezek mindegyike a nyílttengeri környezetet jelzi.

A pelágikus fossziliákat tartalmazó rétegek olyan rétegekkel váltakoznak, amelyek *Milohidae*-, *Alveolinidae*-féléket és *Rotaliákat* tartalmaznak, és amelyek kisebb mélységű vízre utalnak. Ez a jelleg egyébként megfigyelhető néhány jelenlegi környezeti típus esetében is karbonátos uledékképződési területeken és amelyekben gyakorta találunk tanatoconózisban bentosz és plankton Foraminiferákat.

A nyílttengeri fácies általánosabb É, ÉK és DK felé és fogazódik az egyéb környezeti típusokkal, amelyek viszont azokat a változásokat tukrozzák, amiket az adott hely elszűnt e karbonátos terület evolúciója során.

Következtetések

1 A Sierra de Cubitas a kréta időszak folyamán olyan karbonátos platformot alkotott, amely a mai Bahamákhhoz hasonlítható és ahol három uledékes fácies típus különíthető el.

— lagunáris és sekély zátonyháttéri (időben és térben egyaránt ez dominál),

— biosztrómás padok faciéstípusa, amely lokális kifejlődésű, nyílttengeri fácies típus (szigetszegélyi) és megfelel a platform szegélyének.

2 A megismert három fácies típus közül a Sierra egész területén a legelterjedtebb a lagunáris és a sekély zátonyháttéri fácies és ez az, amely őslénytaniilag a legjobban reprezentált.

3 A Sierra de Cubitasban meghatározott különféle őslénytani asszociációk nagy hasonlóságot mutatnak azokhoz az együttesekhez, amelyeket különböző szerzők hasonló faciésekben a mediterrán Tethys területéről publikáltak.

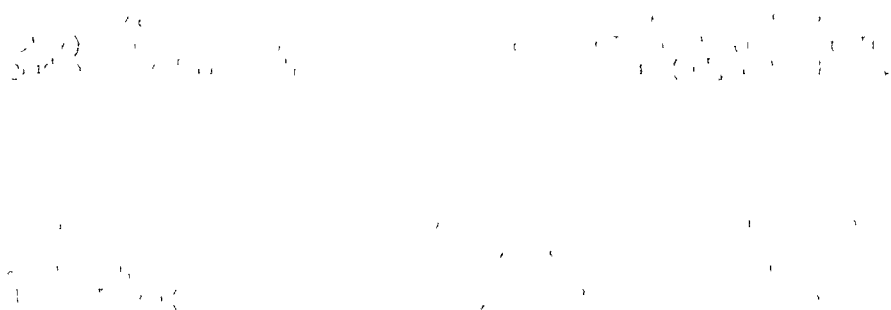
Köszönetnyilvánítás

Köszönetet kell mondanom munkámhoz nyújtott értékes segítségéért M. ITURRALDE-VINENT-nek, G. FURRAZOLA BERMUDEZ-nek, M. HAMAOUIN-nek és C. FUENTES BORGES-nek, valamint a Magyar Állami Földtani Intézet Igazgatóságának, amiért lehetővé tette e munka közreadását.

IRODALOM — REFERENCES

- ALBEAR J F DE 1974. Stratigraphic paleontology of Camaguey district Cuba — Bull AAPG 31 1 71—91.
- ALBEAR J F DE—M ITURRALDE-VINENT 1985 Estratigrafía de la Habana In Contribución a la geología de las provincias de la Habana — Acad de Ciencias de Cuba (in press)
- BANDY O 1964 Foraminiferal biofacies in sediments of Gulf of Batabano, Cuba, and their geologic significance — Bull AAPG 48 (10) 1666—1679
- BERMUDEZ P J 1950 Contribución al estudio del Cenozoico cubano — Mem Soc cubana Hist Nat 19 (3) 204—375
- BERMUDEZ P J 1961 Las formaciones geológicas de Cuba — Min Industrias, ICRM La Habana
- BONET F 1952 Las facies urgonianas del Cretácico Medio de la región de Tampico — Bol Ass Mexicana Geol Petrol 4 (5—6) 153—262
- BROWN N —P BRONNIMANN 1957 Some Upper Cretaceous rotalids from the Caribbean — Micropaleontology 3 (1) 29—38
- BRYANT W —A MEYERHOFF—N BROWN—M FURRER—T PYLE—J ANTOINE 1969 Escarpments, reef trends, and diapiric structures, eastern Gulf of Mexico — Bull AAPG 53 (12) 2506—2542
- CHARLTON DE RIVERO F 1964 Ecología, paleoecología y distribución estratigráfica de los arrecifes orgánicos — GEOS 11 41—122
- DE CASTRO F 1965 Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretacico della Campania — Bull Soc Nat 74 317—372
- DE CASTRO F 1966 Sulla presenza di un nuovo genere di Endothyridae del Cretácico superiore della Campania — Bull Soc Nat 75 317—347 Napoli
- DE CASTRO F 1966 Contributo alla conoscenza delle alveoline albiano-cenomaniano della Campania — Bull Soc Nat 75 21—275 Napoli
- DE CASTRO F. 1971 Osservazioni su Raadshoovema Van den Bold e i suoi rapporti col nouvo genere Scandonea (Foraminiferida, miliolacea) — Bull Soc Nat 80 161—236 Napoli
- DECROUEZ D —R RADOIČIĆ 1977 Nummoloculina irregularis n sp nouveau Foraminifère di Sénomien (Santonien) de la Serbie Occidentale (Dinarides yougoslaves) — Note Lab Pal Univ 7 1—2 Genève
- DEVOTO G 1964 Il passaggio Cretaceo-Paleocene nei Monti Lepini e il problema relativo a Keramosphera tergestina (Foraminifera) — Geol Romana 3 49—64
- DIAZ OTERO C.—M ITURRALDE-VINENT 1979 Asociaciones paleontológicas del Cretácico de la Sierra de Cubitas en Camaguey y sus implicaciones paleogeográficas — Acad de Ciencias de Cuba 8 Jornada Científica IGP
- DIAZ OTERO C —M. ITURRALDE-VINENT 1981 Estratigrafía, Paleontología y Paleoecología del banco carbonatado cretácico de Cubitas, Camaguey — Res Frimer Simp Sociedad Cubana de Geología
- FARINACCI A 1965 Laffiteina marsicana, nuova specie di Rotalidae nel calcare maestrichtiano a Rhapydionina liburnica di M Turchio (Marsica) — Riv Ital. Paleont 71 (4) 1251—1262
- FLEURY J. J. 1977 Deux Rhapydionininae (foraminifères, alveolinidae) d'affinités Americaines dans le Crétacé Supérieur de Grece (Zone de Gavrovo-Tripolitza) — Rev Micropal. 20 (2) 77—90
- GIEDT N —O SCHOOLER 1959: Geology of the Sierra Cubitas and Camajan hills, Camaguey province, Cuba — Fondo Geologico MINBAS
- GRIMSDALE G 1945. Reporte paleontológico de muestras de Camaguey — Fondo Geologico Nacional.
- HAMAOU M —E FOURCADE 1973 Révision des Rhapydionininae (Alveolinidae, foraminifères) — Bull Centre Rech Pau-SNPA 7 (2) 361—435
- ITURRALDE-VINENT M 1981. Nuevo modelo interpretativo de la evolucion geológica de Cuba — Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio No 3

- ITURRALDE-VINENT M — F ROQUE-MARRERO 1981 La falla Cubitas su edad y desplazamientos — *Rev Ciencias de la Tierra* No 4
- JAKUS P 1983 Formaciones vulcanógeno-sedimentarias y sedimentarias de Cuba oriental In *Contribución a la Geología de Oriente* 17—86
- JUDOLEY K — A MEYERHOFF 1971: Paleogeography and geological history of Greater Antilles — *Mem* 129 GSA
- KEIJZER F G 1946 Reporte paleontológico sobre muestras de superficie de las lomas costeras entre Jaronú y Turiguanó — Fondo Geológico MINBAS
- J SCHIESS 1948 Geología del sureste de Jaronú — Fondo Geológico MINBAS
- LUPERTO-SINNI E 1966 Microfauna mesozoiche del M Raparo — *Boll Soc Nat* 75 161—180 Napoli
- LUPERTO-SINNI E 1976 Microfossili senoniani delle murge — *Riv Ital Paleont* 82 (2) 293—416
- LUPERTO-SINNI E 1978. Studio micropaleontologico-stratigrafico di una successione carbonatica del Cretacio Superiore rilevata nel sottosuolo delle murge sud-orientali — *Riv Ital Paleont* (84) 3 561—666
- MEYERHOFF A — C HATTEN 1968. Diapiric Structures in Central Cuba. — *Mem* 8 AAPG 315—357
- MEYERHOFF A — C HATTEN 1974 Bahamas salient of North America Tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential — *Bull AAPG* 58 (6). 1201—1239.
- NAGY E — BREZSNYÁNSZKY K — A BRITO — D P COUTIN — F FORMELL — G FRANCO — GYARMATI P — JAKUS P — RADÓCZ GY 1976 Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente, a escala 1 : 250 000 — *Acad Cience, Cuba IGP*
- NEUMANN M 1967 Manuel de Micropaleontologia des foraminiferes (Systematique-Stratigraphie) I Generalites, Systematique Saccaminidae Ataxophragmidae . 252—260
- OMARA S — F STRAUCH 1965. The foraminiferal genus *Nezzazata* Omara — *Riv Ital Paleont* 71 (2) 547—562
- PALMER R 1931 Reporte geológico sobre el oeste del norte de Camaguey — Fondo Geológico Nacional
- ROBINSON E 1968 Chubbina, a new cretaceous alveolinid genus from Jamaica and México — *Paleontology*, 11 (4) 526—534
- SEIGLIE G — AYALA-CASTANARES 1963 Sistemática y biostratigrafía de los foraminíferos grandes del Cretácico Superior (Campaniano-Maestrichtiano) de Cuba — *Univ Nal Autón Inst. Geo. Pal Mexicana* No 13. 1—56
- SIDÓ M 1969 Nummofallotia Barrier et Neumann, 1959 és Goupillaudina Marie, 1957 Dunántúli szenon képződményekből — *Foldt Kozl* 99 181—187
- SIDÓ M 1974 Az Ugodi Formáció Foraminifera Társulása. — *Foldt Kozl* 104 (3) 288—302
- TORRE M. 1965. Alcune osservazioni su „*Accordiella conica*” Farinacci (Foraminiferida) — *Boll Soc Nat* 74. 261—266 Napoli
- TORRE M 1967 Alcune foraminiferi de Cretacico Superiore della penisola Sorrentina — *Boll Soc Nat* 75. 409—431 Napoli



I tábla — Plate I

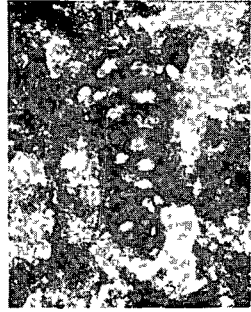
- | | |
|---|------|
| 1. <i>Textularia</i> sp. | 60× |
| 2. <i>Spiroplectammina</i> ? sp. | 64× |
| 3. <i>Bolvinopsis</i> sp | 48× |
| 4. <i>Valvulammina picardi</i> HENSON (transzverzális metszet) —
(transversal section) | 100× |
| 5. <i>Valvulammina picardi</i> HENSON (equatorális metszet) —
(equatorial section) | 100× |
| 6. <i>Valvulammina picardi</i> HENSON
(transzverzálishez közelálló metszet) — (transversal section with
two chambers divided into segments) | 58× |
| 7. <i>Valvulammina</i> aff. <i>picardi</i> HENSON | 60× |
| 8. <i>Valvulammina</i> aff. <i>globuralis</i> D'ORBIGNY | 78× |
| 9. <i>Valvulammina</i> sp | 60× |



1



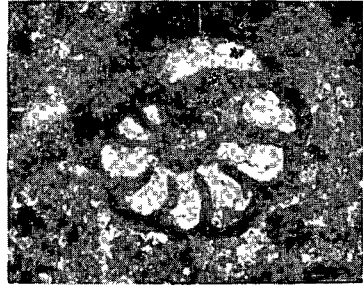
2



3



4



5



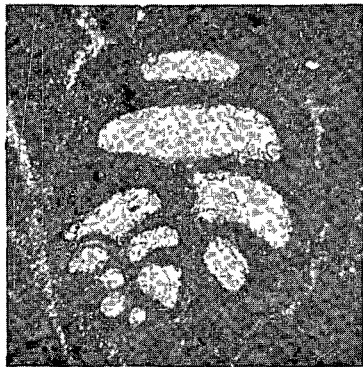
6



7



8



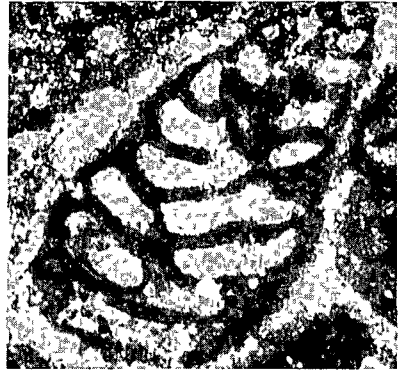
9

II tábla — Plate II

1	<i>Valvulammna</i> sp.	60×
2	<i>Valvulinnae</i>	60×
3	<i>Arenobulimina</i> ? sp	61×
4	<i>Gaudryna rugosa</i> D'ORBIGNY	66×
5.	<i>Minouxia</i> aff <i>lobata</i> GENDROT (transzverzális metszet) — (transversal section)	65×
6	<i>Minouxia</i> aff <i>lobata</i> GENDROT (equatoriális metszet) — (equatorial section)	65×
7	<i>Chrysalidina</i> cf <i>gradata</i> D'ORBIGNY	38×
8	<i>Chrysalidina</i> sp	40×



1



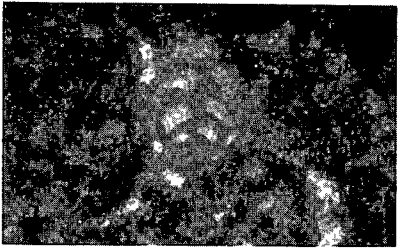
2



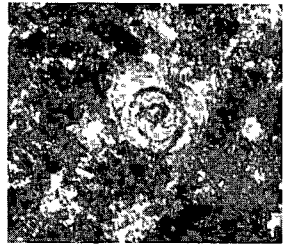
3



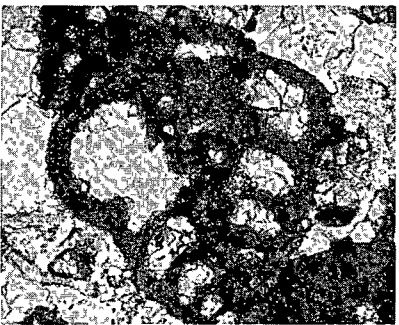
4



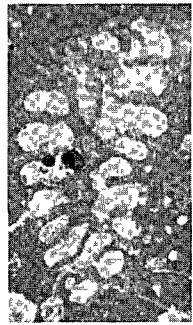
5



6



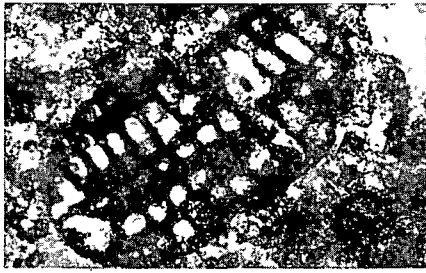
7



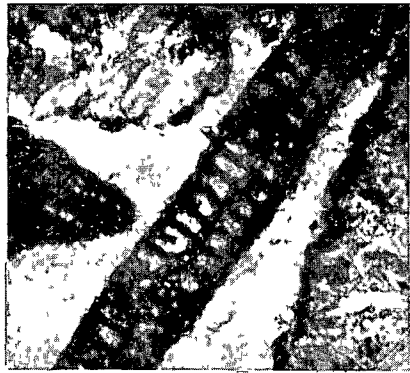
8

III. tábla — Plate III

1	<i>Cuneolina</i> sp	40×
2	<i>Cuneolina</i> sp (transzverzális metszet két, szegmensekre osztott kamrával) — (transversal section with two chambers divided into segments)	38×
3	<i>Orbignyna inflata</i> (REUSS)	90×
4	<i>Orbignyna</i> cf <i>inflata</i> (REUSS)	61×
5	<i>Orbignyna</i> cf <i>inflata</i> (REUSS)	61×
6	<i>Pseudolituonella</i> cf <i>reichelti</i> MARIE	53×
7	<i>Pseudolituonella</i> sp	53×



1



2



3



4



5



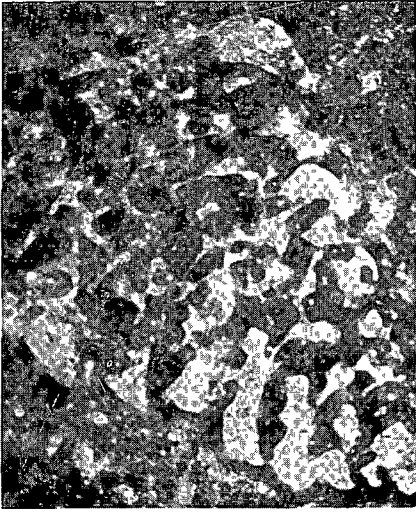
6



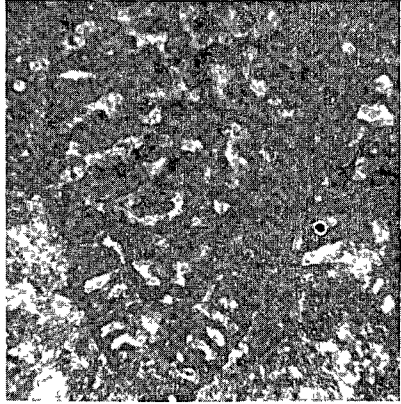
7

IV. tábla — Plate IV

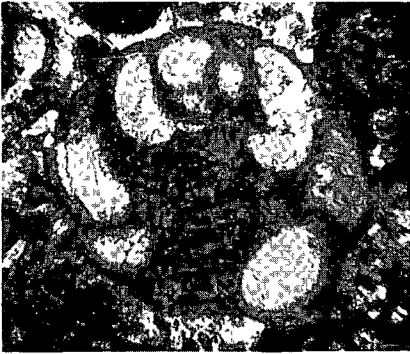
1. <i>Pseudochrysalidina</i> aff. <i>floridana</i> COLE	50×
2. <i>Pseudochrysalidina</i> sp.	45×
3. <i>Accordiella conica</i> FARINACCI (equatoriális metszet a labirintus szerkezet központi részével) — (equatorial section with the central part of the labyrinth structure)	21×
4. <i>Accordiella conica</i> FARINACCI	40×
5. <i>Accordiella conica</i> FARINACCI (enyhén átlós metszet) — (slightly diagonal section)	59×
6. <i>Pseudotextulariella</i> sp.	105×
7. Pavonitinae	64×



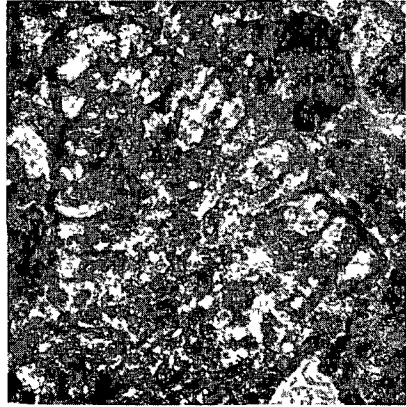
1



2



3



4



5



6



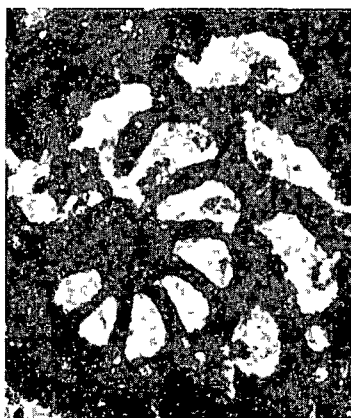
7

V. tábla — Plate V

1. <i>Pfenderina</i> sp	57×
2. <i>Pfenderina</i> sp	53×
3. <i>Pfenderina</i> sp	45×
4. <i>Lituonella</i> sp	48×
5. <i>Lituonella</i> sp	38×
6. <i>Lituonella</i> sp	39×
7. <i>Lituonella</i> sp	41×



1



2



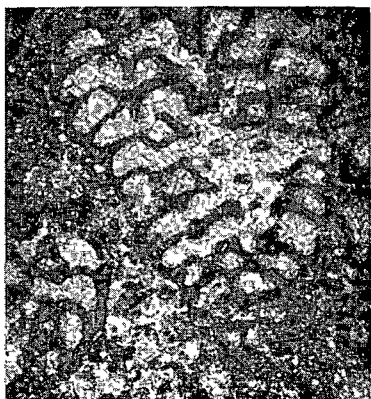
3



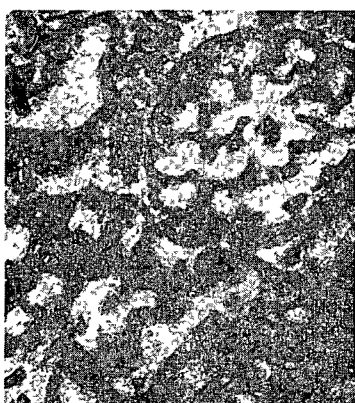
4



5



6



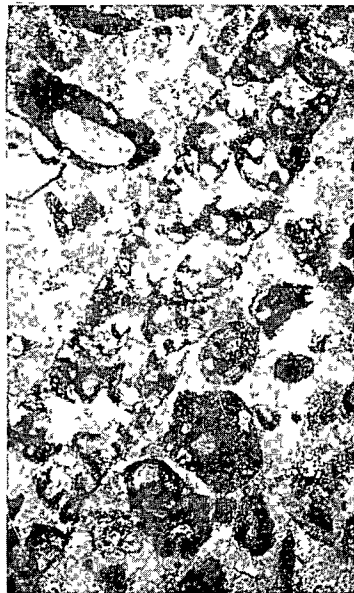
7

VI tábla — Plate VI

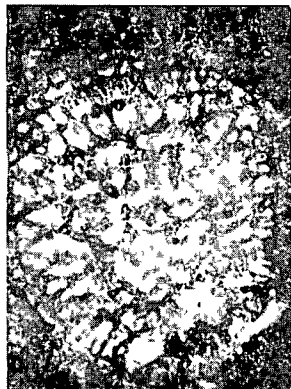
- | | |
|--|-----|
| 1. <i>Dicyclina schlumbergeri</i> MUNIER-CHALMAS
(transzverzális metszet) — (transversal section) | 18× |
| 2. <i>Dicyclina schlumbergeri</i> MUNIER-CHALMAS | 38× |
| 3. <i>Dictyoconus</i> cf. <i>walnutensis</i> (CARSEY) | 20× |
| 4. Orbitolimidae | 44× |
| 5. Orbitolimidae | 59× |



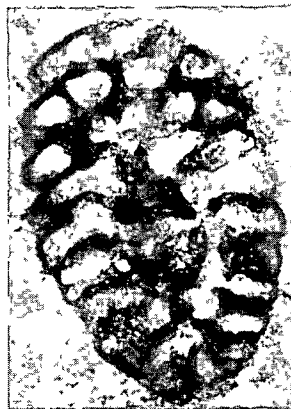
1



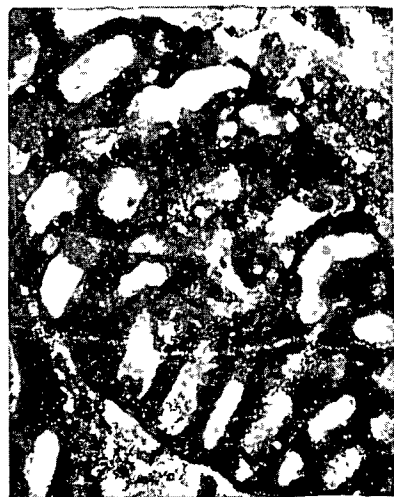
2



3



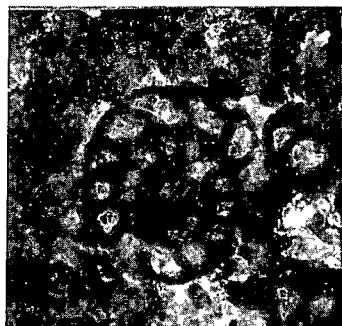
4



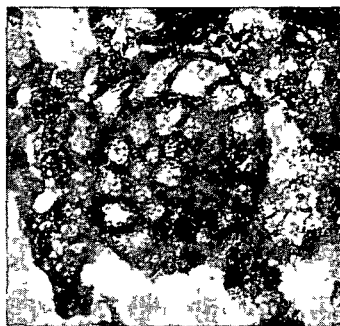
5

VII. tábla — Plate VII

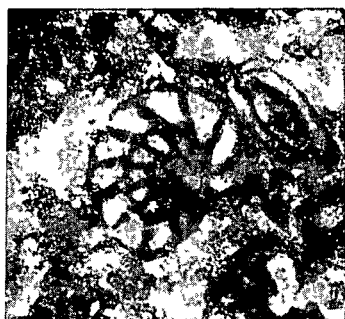
1	<i>Moncharmontia cf apenninica</i> DE CASTRO	60×
2	<i>Moncharmontia cf apenninica</i> DE CASTRO	61×
3	<i>Moncharmontia</i> sp	58×
4	<i>Moncharmontia</i> ? sp	61×
5	<i>Vidalina</i> sp	57×
6	<i>Nummoloculina heimi</i> BONET	50×
7	<i>Nummoloculina heimi</i> BONET	50×



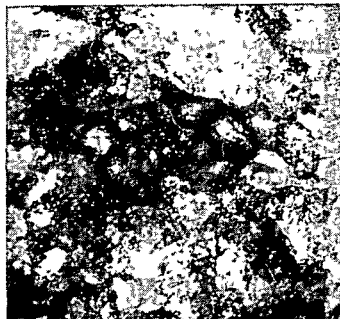
1



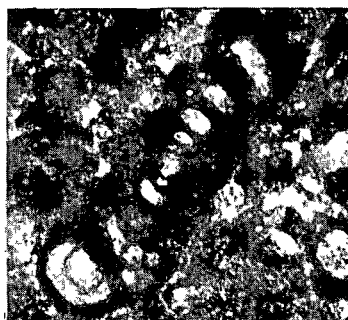
2



3



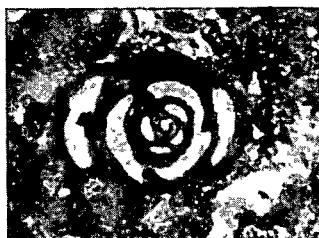
4



5



6



7

VIII tábla — Plate VIII

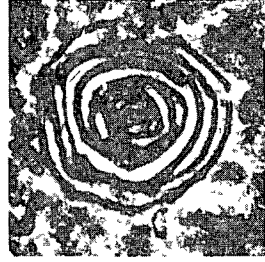
1	<i>Nummoloculina heimi</i> BONET	40×
2	<i>Nummoloculina heimi</i> BONET	41×
3	<i>Nummoloculina</i> sp	62×
4	<i>Nummoloculina</i> cf <i>irregularis</i> DECROUEZ et RADOIČIĆ	39×
5	Miholidae (<i>Periloculina</i> ? sp)	60×
6	Miholidae (<i>Periloculina</i> ? sp)	63×
7	<i>Nummoloculina</i> sp	60×
8.	<i>Nummoloculina</i> sp	60×



1



2



3



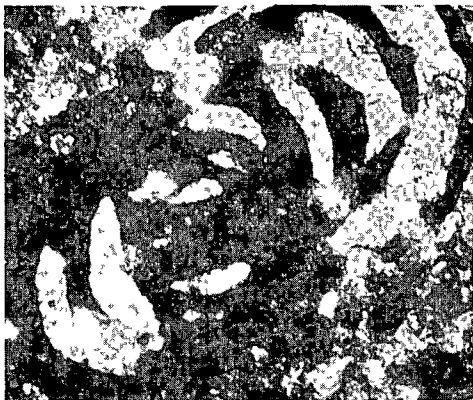
4



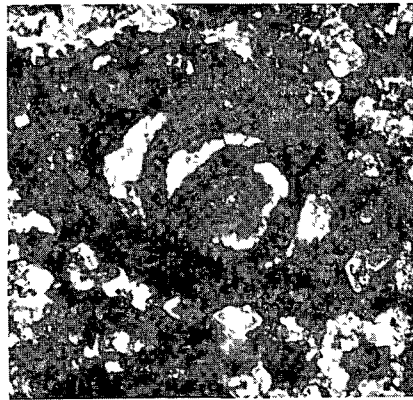
5



6



7



8

IX. tábla — Plate IX

1	<i>Nummoloculina hermi</i> BONET	41 ×
2	<i>Nummoloculina</i> sp	40 ×
3	Milohidae (valószínűleg új genus) — (probably new genus)	57 ×
4	Milohidae (valószínűleg új genus) — (probably new genus)	37 ×
5	Milohidae (valószínűleg új genus) — (probably new genus)	56 ×
6.	Milohidae	46 ×



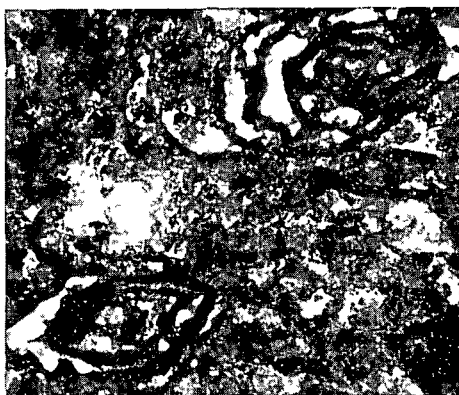
1



2



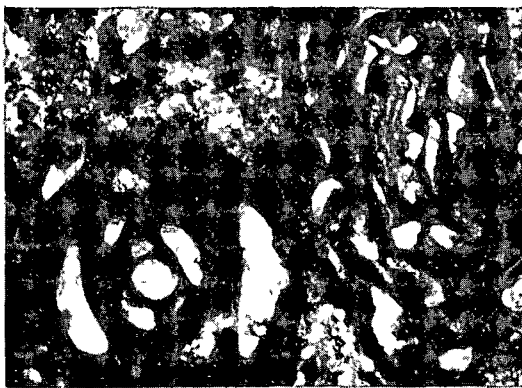
3



4



5



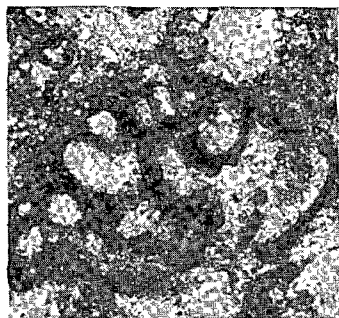
6

X tábla — Plate X

1	<i>Biconcava</i> cf <i>bentoni</i> HAMAOUÏ et SAINT-MARC	77×
2	<i>Trochospira</i> cf <i>avnimelechi</i> HAMAOUÏ et SAINT-MARC	70×
3	<i>Nezzazata</i> cf <i>gyra</i> (SMOUT)	72×
4	<i>Nezzazata</i> sp	63×
5	<i>Spirolina</i> sp	73×
6	<i>Nummofallotia</i> cf <i>apula</i> LUPERTO SINNI	125×
7	<i>Merlingina</i> sp	30×
8	Keramosphaerinae (<i>Keramosphaera</i> ? sp)	43×



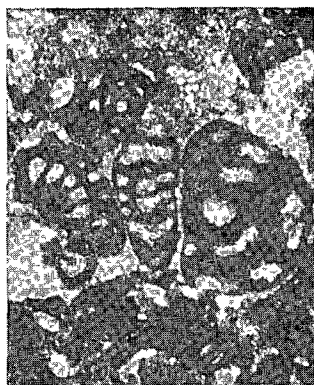
1



2



3



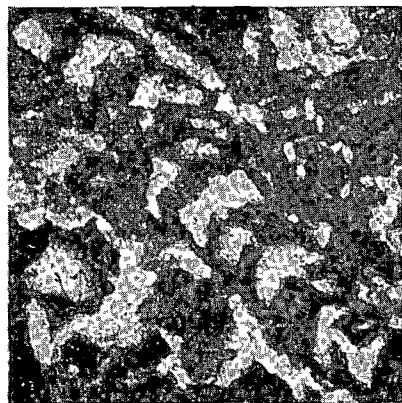
4



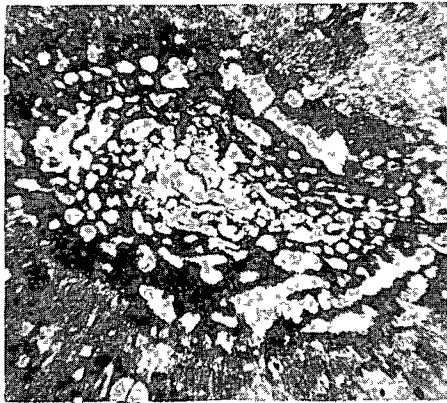
5



6



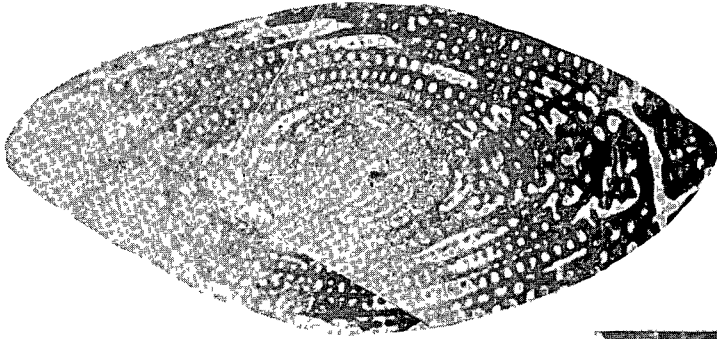
7



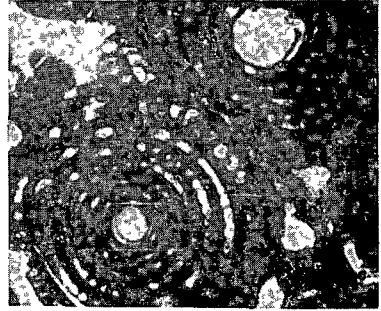
8

XI tábla — Plate XI

1	<i>Praealveolina</i> cf <i>cretacea</i> REICHEL	30×
2	<i>Praealveolina</i> sp	32×
3	<i>Cisalveolina</i> sp	31×
4	<i>Ovalveolina</i> cf <i>crassa</i> DE CASTRO	39×
5	Alveolinidae	34×



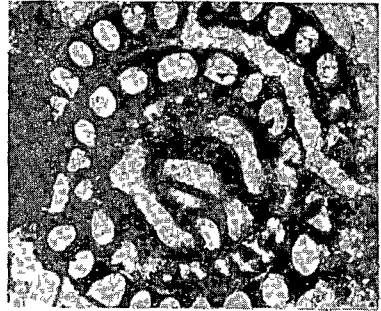
1



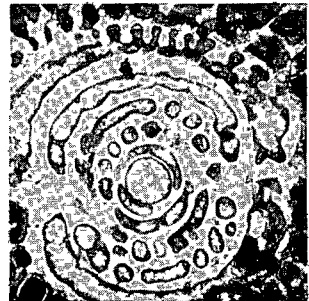
3



2



4



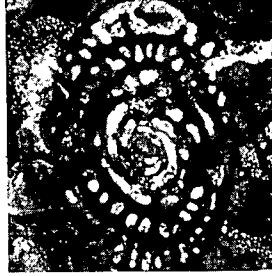
5

XII tábla — Plate XII

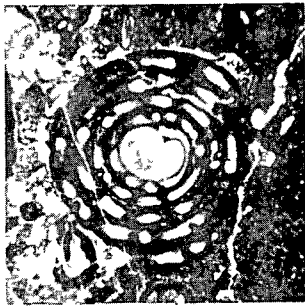
1	<i>Raadshoovema</i> sp	31×
2	<i>Raadshoovema</i> sp	29×
3	<i>Chubbina macgillavryi</i> ROBINSON	28×
4	<i>Chubbina</i> sp	24×
5.	Alveolmidae	30×
6.	Alveolmidae	43×



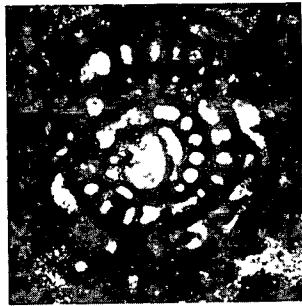
1



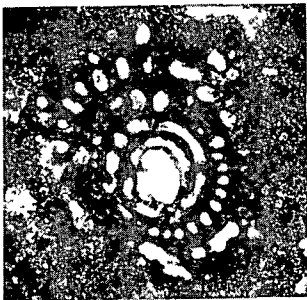
2



4



5



6



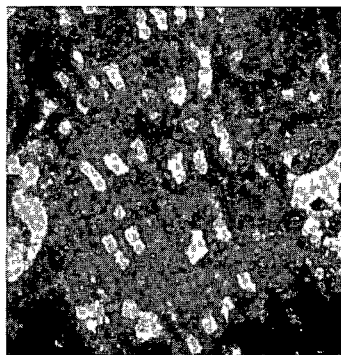
3

XIII tábla — Plate XIII

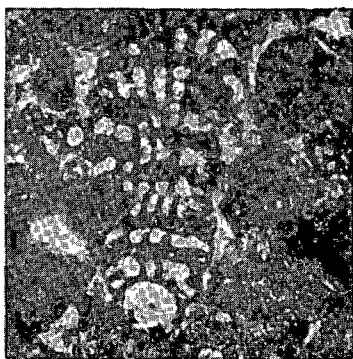
1	<i>Rhapydionia liburnica</i> (STACHE)	58×
2	<i>Rhapydionia liburnica</i> (STACHE)	58×
3	<i>Rhapydionia</i> sp'	60×
4	Rhapydioninae	37×
5	Alveolidae	58×
6	<i>Pseudedomia</i> sp	54×
7	<i>Spirulina</i> sp	37×



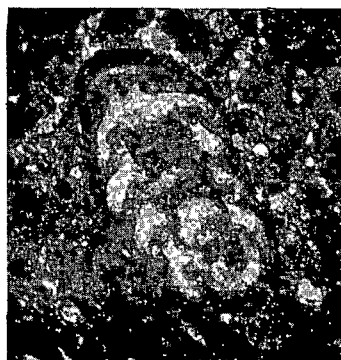
1



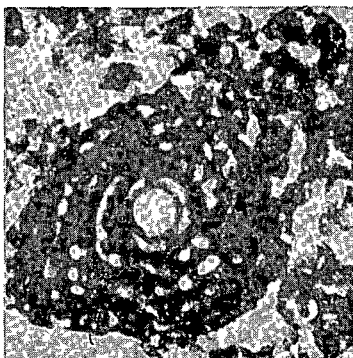
2



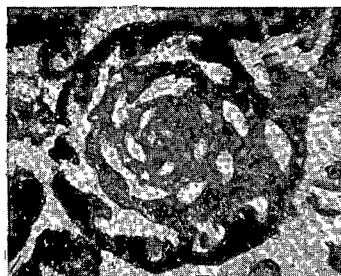
3



4



5



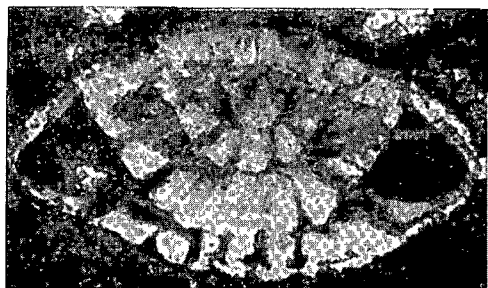
6



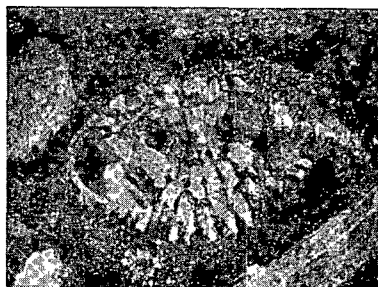
7

XIV tábla — Plate XIV

1	<i>Smoutina bermudezi</i> (COLE)	60×
2	<i>Smoutina bermudezi</i> (COLE) (Ez a Sierra de Cubitasból előkerült jó megtartású példány a Dél-Camaguey maastrichti mészköveiben gyakori) — (Recovered from the Sierra de Cubitas, this well-preserved specimen abounds in the Maastrichtian limestones of S Camaguey)	38×
3	<i>Stensioina</i> sp	116×
4	<i>Gavelinella</i> sp	55×
5	Rotalidae	54×
6	<i>Conorbina marginata</i> ? BROTZEN	60×
7	Rotalidae? <i>Pseudorotalia schaubi</i> (HOTTINGER)	57×
8	<i>Pararotalia</i> sp	54×



1



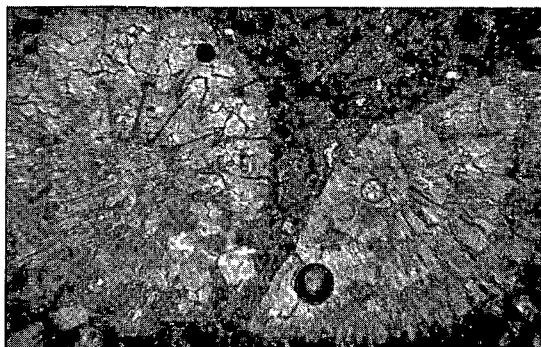
2



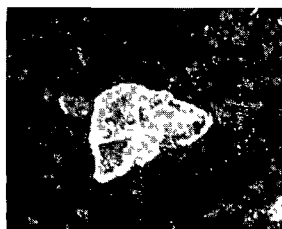
3



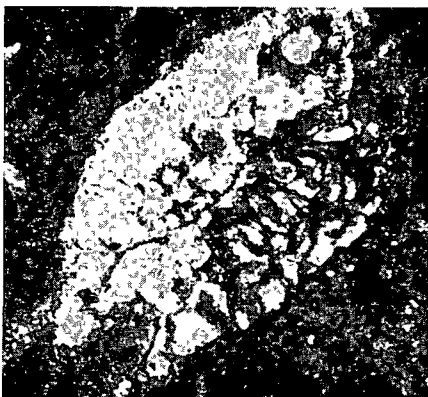
4



5



6



7



8

XV tábla — Table XV

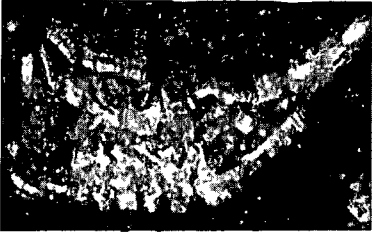
1	<i>Siderolites skourensis</i> (PFENDER)	33×
2	<i>Siderolites skourensis</i> (PFENDER) (A metszet centrális oszlopos szerkezetet mutat) — (The section shows a central columnar structure)	33×
3	<i>Siderolites vanbellem</i> (VAN DEN BOLD)	30×
4	<i>Siderolites</i> sp (A metszet centrális oszlopos szerkezetet mutat) — (The section shows a central columnar structure)	60×
5	<i>Sulcoperculina globosa</i> CIZANCOURT	90×
6	<i>Sulcoperculina</i> sp	61×
7	<i>Siderolites?</i> sp	30×



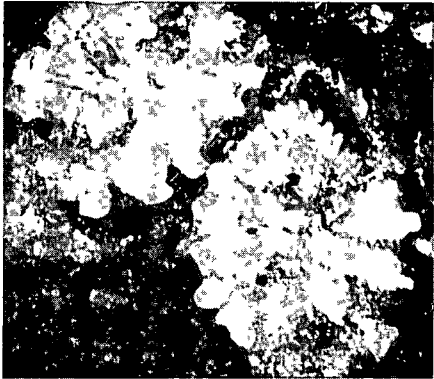
1



2



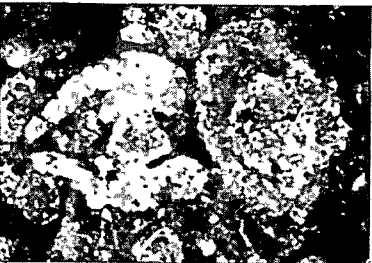
3



4



5



6



7

XVI. tábla — Table XVI

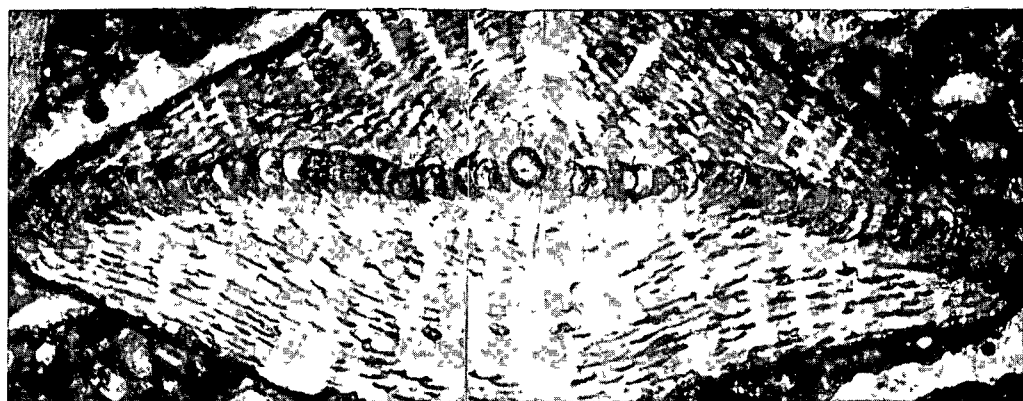
1	<i>Planorbulina</i> sp	70×
2	<i>Planorbulina</i> sp	40×
3	<i>Orbitoides apiculata</i> SCHLUMBERGER (Ez a genus, amelynek a Sierra de Cubitasból előkerült példánya nagyon rossz megtartású, a Dél-Camaguey maastrichti mészköveiben gyakori) — (Represented here by a very poorly preserved specimen from the Sierra de Cubitas, this genus abounds in the Maastrichtian limestones of S Camaguey)	40×
4	<i>Pseudorbitoides</i> cf <i>trechmanni</i> DOUVILLÉ	30×
5	<i>Pseudorbitoides</i> sp	50×
6	<i>Lepidorbitoides</i> sp	77×



1



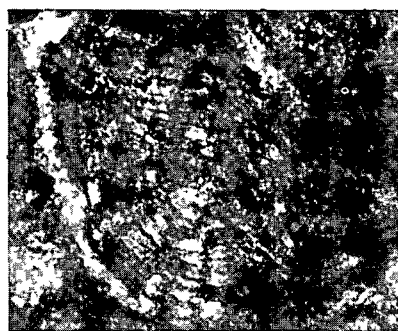
2



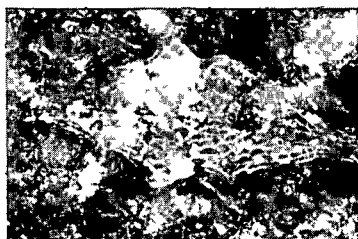
3



4



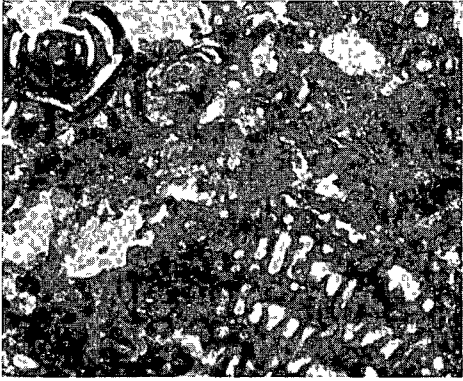
5



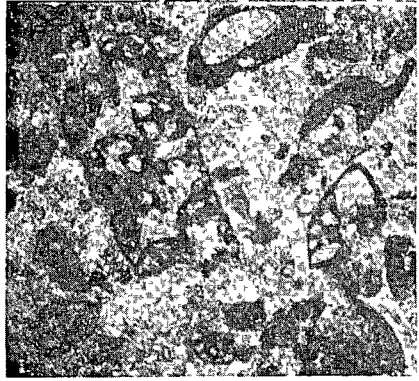
6

XVII tábla — Table XVII

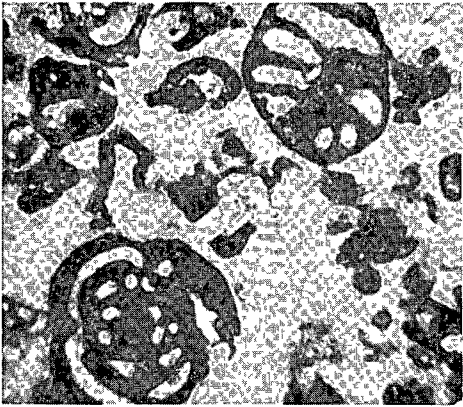
1	<i>Dicyclina</i> sp , <i>Nummoloculina hermi</i> BONET és más Miliolidaek — (and other miliolids)	38 ×
2	<i>Dicyclina schlumbergeri</i> MUNIER-CHALMAS, <i>Nezzazata</i> cf <i>gyra</i> (SMOUT) és Miliolidae	38 ×
3	<i>Nummoloculina</i> sp., Valvulininae, Nezzazatidae [?] , Miliolidae	38 ×
4.	Nezzazatidae, Valvulinidae, <i>Montcharmontia</i> [?] sp , <i>Thaumatoporella</i> sp	36 ×
5	<i>Cuneolina</i> sp , Nezzazatidae és Miliolidae	20 ×
6	<i>Chrysalidina</i> sp , Alveolinidae és Miliolidae	40 ×
7.	Orbitolinidae, Miliolidae és Rotalidae	30 ×



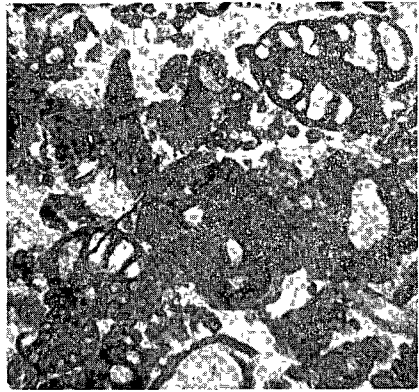
1



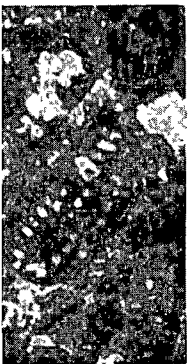
2



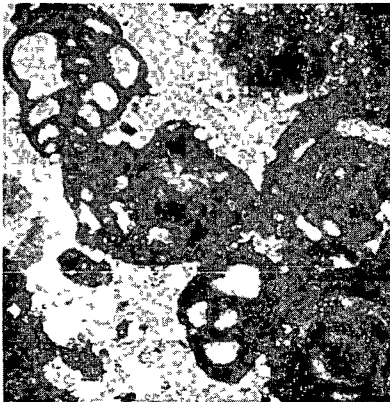
3



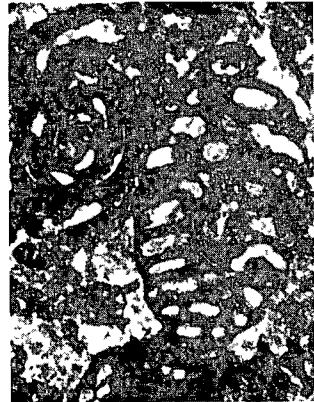
4



5



6



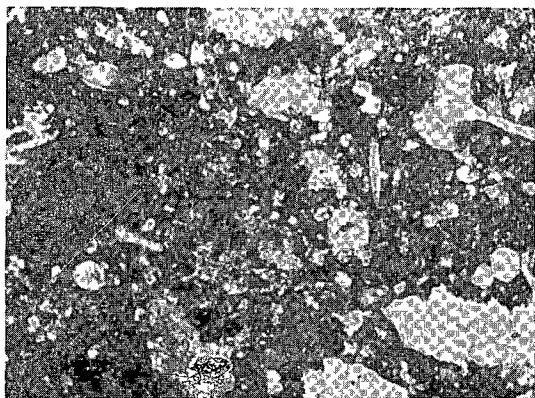
7

XVIII tábla — Table XVIII

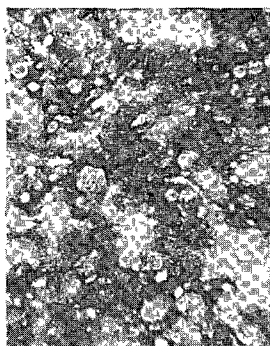
Egyéb ősmaradványok

Other fossils

- | | | |
|---|---|-----|
| 1 | <i>Pithonella ovalis</i> (KAUFMANN), <i>Pithonella perlonga</i> ANDRI és Radioláriák | 11× |
| 2 | <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (KAUFMANN), <i>Stomiosphaera conoidea</i> BONET és Radioláriák | 10× |
| 3 | <i>Thamutoporella</i> sp | 40× |
| 4 | Radioláriák | 20× |
| 5 | Rudisták | 40× |



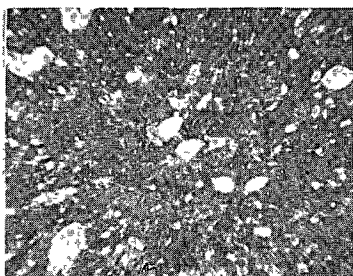
1



2



3



4

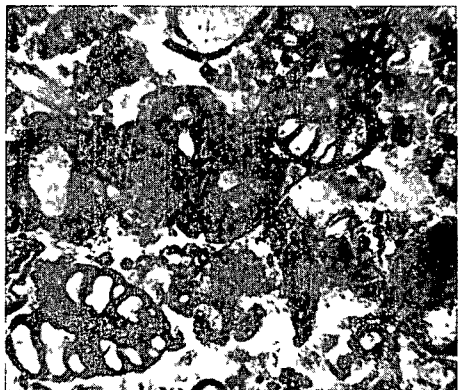


5

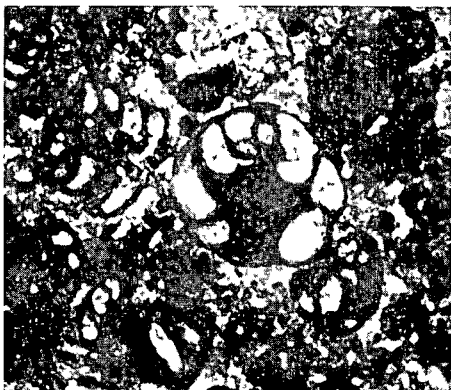
XIX tábla — Table XIX

Lagúnás és sekély zátonyháttér környezet
Lagoonal and shallow back-reef environment

- 1 Valvulinidae, Endothyridae
Moncharmontia sp[?], Miliolidae és Nezzazatidae
- 2 *Accordiella conica* FARINACCI
Nezzazatidae, Miliolidae, Rotalidae
- 3 Miliolidae, Valvulinidae és *Thaumatoporella parvovesi-culifera* RAINERI
- 4 Miliolidae és *Valvulammina* sp
- 5 Miliolidae, algák és Endothyridae
(*Moncharmonti*[?] sp)
- 6 *Valvulammina* cf *picardi* HENSON
Miliolidae (*Nummoloculina*[?] sp) és Endothyridae
38×



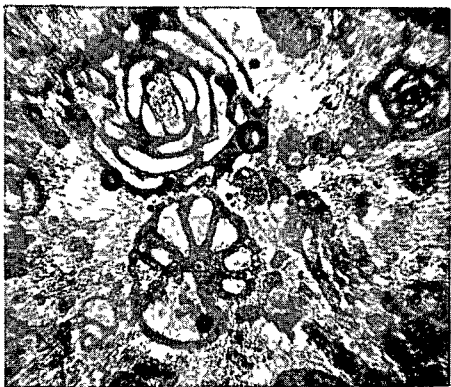
1



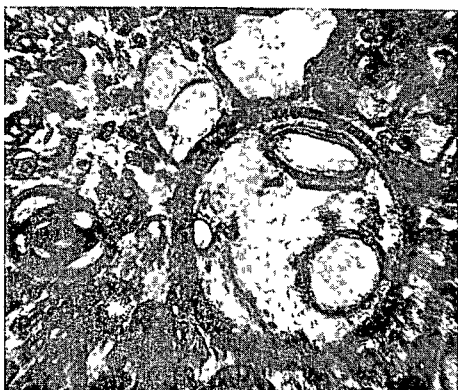
2



3



4



5

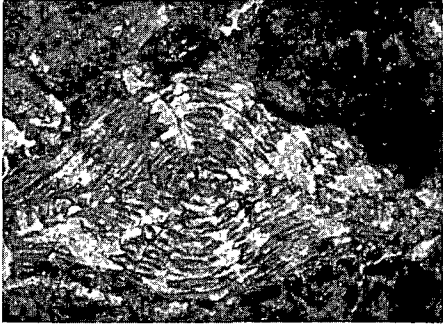


6

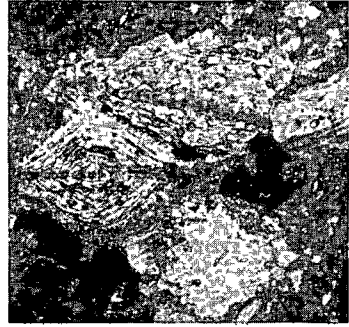
XX tábla — Table XX

Biosztrómás zátonypad környezet
Biostromal reef bank environment

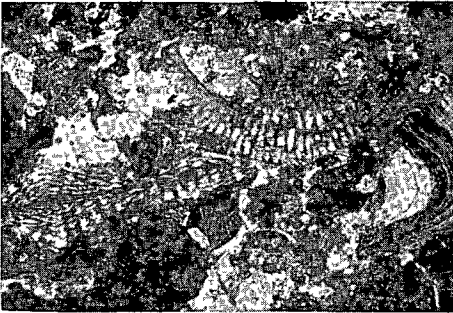
- | | | |
|---|--|------|
| 1 | <i>Vaughanina cubensis</i> PALMER | 28 × |
| 2 | <i>Pseudorbitoides</i> sp és <i>Rudista</i> váztoredékek — (and rudist skeletal fragments) | 28 × |
| 3 | Foraminiferás—rudistás együttes — (Foraminifera— <i>Rudista</i> assemblage) | 28 × |
| 4 | <i>Rotalia</i> sp | 28 × |
| 5 | Rotaliidae— <i>Pararotalia cf tuberculifera</i> ? (RÆUSS) | 56 × |
| 6 | <i>Rudista</i> váztoredékek — (Rudist skeletal fragments) | |



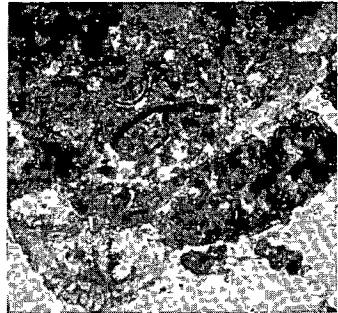
1



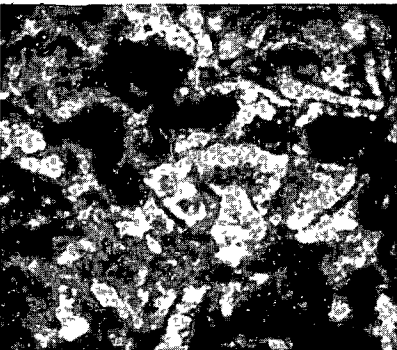
2



3



4



5



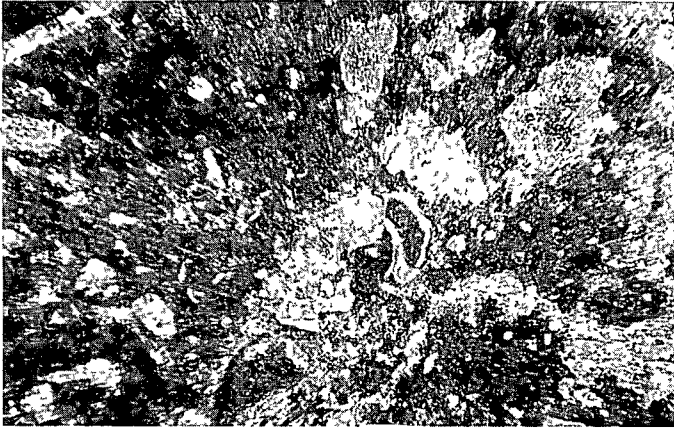
6

XXI tábla — Table XXI

Nyílttengeri környezet
Opensea environment

- 1 *Globotruncana* sp
- 2 *Globotruncana* cf *arca* (CUSHMAN)
- 3 Calcisficulidaek és Radiolariák
4. *Pathonella ovalis* (KAUFMANN)

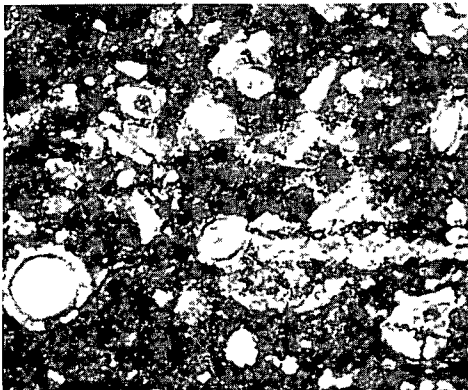
38×



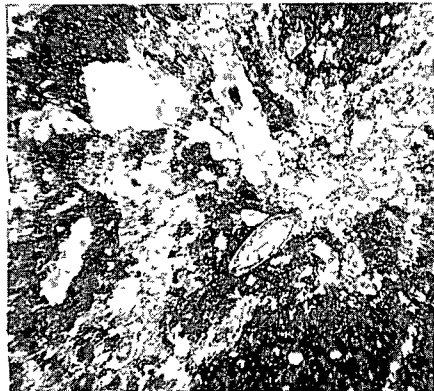
1



2



3



4

CRETACEOUS FORMATIONS OF THE SIERRA DE CUBITAS
(CAMAGÜEY PROVINCE, CUBA) PALAEOONTOLOGICAL
AND PALAEOECOLOGICAL OBSERVATIONS

by

CONSUELO DIAZ OTERO

Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba,
La Habana, La Plaza, Calzada 4

UDC 563.12.551.763(729.1)
56.574(729.1)

Key words stratigraphy, palaeoecology, new data, Foraminifera,
Cretaceous, Cuba

As shown by author's investigations, the carbonate platform-type formations of the Sierra de Cubitas are dated as spanning the interval between the Albian stage of the Middle Cretaceous and the Maastrichtian stage of the Upper Cretaceous.

From this complex, Foraminifera belonging to the following families have been identified: Ataxophragmidae, Alveolinidae, Pavonidae, Rotalidae and Orbitoididae. The assemblage resembles very much to its counterparts known from similar formations in the Mediterranean realm (France, Italy, Greece, Spain) and Mexico.

The study has been aimed on the one hand at a more precise stratigraphic assignation of the formations under consideration and at the presentation of forms hitherto unknown from Cuba, on the other hand, at drawing palaeoecological conclusions. On the basis of the different associations three sedimentary environments can be singled out:

- 1 lagoon and back-reef,
- 2 biostromal bank,
- 3 opensea environment

**TIROLITES CASSIANUS (QUENSTEDT)
AZ AGGTELEKI-HEGYSÉGBŐL**

DETRE CSABA—ROTH LÁSZLO—SZILÁGYI FERENC

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H—1143

ETO 551 761 564 53(234 373 4)

T á r g y s z a v a k biosztratigráfia, ammonoidea, index fauna,
alsó-triasz, Északi-kozéphg, Aggteleki-hg

Az aggteleki-hegysegi földtani térképező munkák során a Szinpetritől Ny-ra eső Almás-volgy tiroliteses márga rétegeiből az alsó-triasz felső olenyoki emelet zónajelző *Tirolites cassianus* (QUENST) egy példánya került elő. Az alábbi rövid közlemény e leletet és rétegtani jelentőségét ismerteti.

A Jósua-patak völgyének egyik D-1 mellékvölgye tiroliteses márga, mészmárga rétegeit tárja fel. Ezek a rétegek fajszámban ugyan nem, de egyedszám-
ban igen gazdag Mollusca faunát tartalmaznak. Biosztratigráfiailag a legérté-
kesebb lelet, magának a zónajelző Ammonoideának egy jó megtartású kőbele. Eddig ez a faj, s egyáltalán az Aggteleki-hegységből bármilyen triász korú Ammonoidea faj publikálatlan volt. Az egyetlen utalást a *Tirolites cassianus* (Q) előfordulására RENDEKI Á (1977) szakdolgozatában találjuk. A Földtani Intézet térképezési munkáihoz kapcsolódó őslénytani reambulációk során több rossz megtartású, még genusra sem meghatározható Ammonoidea is előkerült.

A mészmárgából kireparálódott példány az Almás-volgy DNy-1 végétől mintegy 150 m-re ÉK-re, közvetlenül a csermely medréből, a vízből került elő (1. ábra). Meg kell jegyezni, hogy itt az egyik szabad, erodált réteglapon feltehetőleg szintén e fajhoz tartozó Ammonoidea-átmetszetek, s félig kireparálódott, de erősen kopott kőbelek sokasága is látható (2. ábra).

Az Almás-volgy tiroliteses márga képződményeiben, különböző helyekről még az alábbi ősmaradványokat találtuk:

Gastropoda *Naticella costata* (MÜNSTER) (erősen domináns), „*Turbo*” *rectecostatus* HAUER

Bivalvia *Anodontophora canalense* (CAT), *Myophoria* cf. *laevigata* GOLDF, *Gervillea* (div. ?) sp.

Ammonoidea *Tirolites cassianus* (QUENST), *Tirolites* sp.

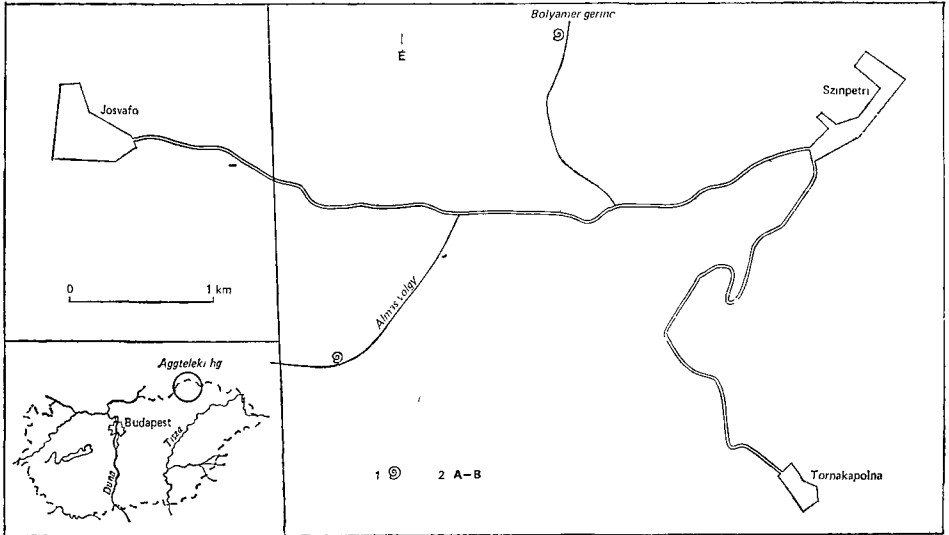
Tirolites cassianus (QUENSTEDT, 1849)

1849 *Ceratites cassianus* QUENSTEDT, p. 231, Taf. XVIII, fig. 11

1915 *Tirolites cassianus* QUENST, DIENER, p. 278 (cum syn.)

1932 *Tirolites cassianus* QUENST, KUTASSY, p. 674 (cum syn.)

Kissé kopott kőből, lóhavonalak nem észlelhetők. Az utolsó kanyarulatán ki-
vehető a vastag, kissé előre hajló bordák és a csomósor.

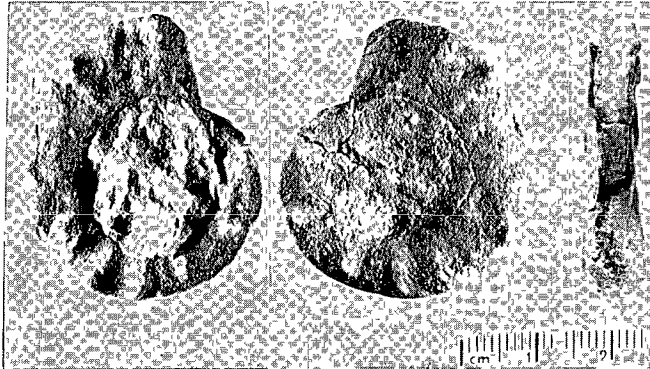


1 ábra A lelőhelyek térképázlata

1 Faunalelőhely, 2 szelvényirány (1 4 ábra)

Fig 1 Location map

1 Fossiliferous locality, 2 profile direction (see Fig 4)

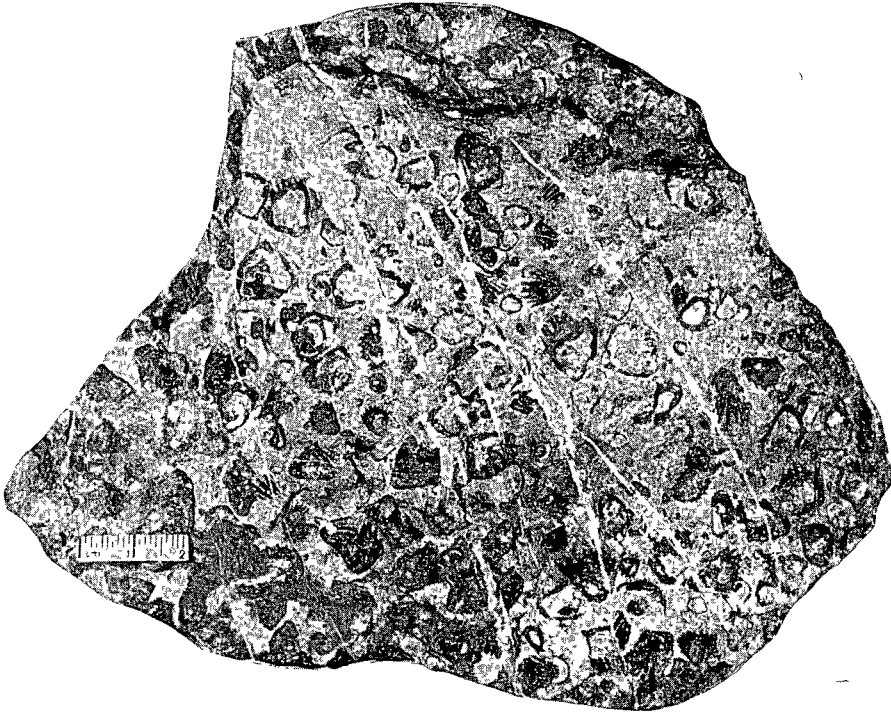


2 ábra *Tiroites cassianus* (QUENST) Fotó PELLÉRDY

Fig 2 *Tiroites cassianus* (QUENST)

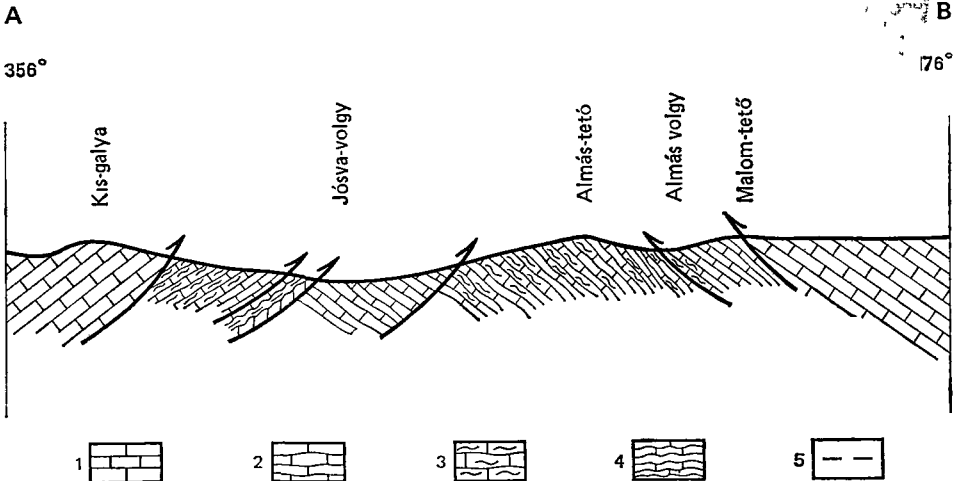
Méretük magasság 38 mm, szélesség 33 mm, vastagság (utolsó kany) 11 mm

Rétegtani megjegyzések A *Tiroites cassianus* biozóna az Ammonoidea biozonációra épített mezozoós és ezen belül triász orthochronológia egyik leg-állandóbb tagja. A biozóna túlélte az alsó-triász emeletek többszori megváltoztatását, s azt is, hogy lebontották felőle a „házat” az egykori „campili al-emeletet”. E biozóna a mediterrán alsó-triász egyik „sarkalatos pontja” (V O KUEHN 1962, SZABÓ I 1978, E T TOZER 1984, C VIRGILI, H VISCHER 1983)



3 ábra *Costatoria costata* (ZENKER) tomeges előfordulása (Bolyamér gerince)
Fotó PELLÉRDY

Fig 3 "En masse" occurrence of *Costatoria costata* (ZENKER) (Bolyamér ridge)



4 ábra Foldtani szelvény az Almás-volgyon keresztül Szerkesztette RÓTH L 1984
1 Steinalmi mészkő, 2 Jósvalói mészkő, 3 Szinpetri mészkő, 4 szini márga (= tiroliteses márga), 5 perkupai
evaporit

Fig 4 Geological section across the Almás Valley Plotted by L RÓTH 1984
1 Steinalm Limestone, 2 Jósvalói Limestone, 3 Szinpetri Limestone, 4 Szin Marl (= Tirolites marl), 5 Perkupa
evaporite

A tiroliteses márga fedője a costatoriás mészkő, amely az Almás-volgy felett néhány kisebb kibúvásban látható. A Jósua-volgy É-i oldalán a Bojamér gerincen ezt a képződményt több kutatógödrrel feltártuk, s ezekből, valamint a gerincen található tormelékéből gazdag kagyló faunát sikerült gyűjtenuk. Legjellemzőbb faj a *Costatoria costata* (ZENKER) (3 ábra).

Kísérő fajok: *Velopecten alberti* (GOLDF.), *Velopecten reticulatus* (SCHLOTH.), *Entolium discites* (SCHLOTH.), *Myophoria laevigata* (ZIEHL), *Gervillera incurvata* (LEPS.), *Gervillera modiola* (FRECH).

A tiroliteses márga fekuje feltételezhetően a D-alpi „Gastropodenoohit”-hoz hasonló fáciesű képződmény. A vizsgált területen azonban ez a többszoroson pikkelyezett szerkezet miatt kimarad (4 ábra). Az Aggteleki-hegységben ez a képződmény csak Szőlőszardó—Bódvászilas vonalában ismert.

IRODALOM — REFERENCES

- DIENER C 1915 Cephalopoda triadica — In FRECH F (ed) Fossilium Catalogus I Animalia 8 Berlin
- KUEHN O 1962 Cassianus (Schichten, Zone des Ceratites oder Tirolites cassianus) — Lexique Stratigraphique International 1 Europe, 9
- KUTASSY A 1932 Cephalopoda triadica II — In QUENSTEDT W (ed) Fossilium Catalogus, I Animalia 56 Berlin
- QUENSTEDT G A 1849 Petrefactenkunde Deutschlands I Cephalopoden — Tübingen
- RENDEKI Á 1977 Rétegtani vizsgálatok a Jósua-volgyi antiklinális alsó-triász képződményeim — Szakdolgozat, JÁTE TTK Szeged
- SZABO I 1978 Tirolites (Marnes a) Tiroliteses márgák — Lexique Stratigraphique International 1 Europe, 9
- TOZER E T 1984 The trias and its ammonoids. The evolution of a time scale — Geol Surv Canada Misc Report 35
- VISSCHER H 1983 A major achievement in Triassic research — A challenge to the S T S Albertiana, 1 3—6

TIROLITES CASSIANUS (QUENSTEDT) FROM THE AGGTELEK RANGE (NE-HUNGARY)

by

Cs DETRE—L RÓTH—F SZILÁGYI

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 551.761.564.53(234.373.4)

Key words biostratigraphy, ammonoidea, index fauna, Lower Triassic, Northeastern Hungarian Hills, Aggtelek Mts

During paleontological reambulations in conjunction with the geological mapping of the Aggtelek Range, *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT), the first specimen of this species that could be identified with certainty, was found. The presence of a zonal Ammonoidea index fossil indicative of the upper part of the Olenekian Stage of the Lower Triassic is the only safe biostratigraphic record from the very poorly megafossiliferous deposits in question.

**AZ ELSŐ PLACENTICERAS POLYOPSIS (DUJARDIN)
LELET A MAGYARORSZÁGI SZENONBÓL**

(előzetes bejelentés)

PARTÉNYI ZOLTÁN

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

ETO 564 53 551 763(234 373 1)

T á r g y s z a v a k új leiras, Ammonites (*Placenticerias polyopsis*),
felső-kréta, szenon, Dunántúli-kozéphegység (Csabrendek)

A szerző Csabrendekről, a Jakói Marga Formációból fontos Ammonites-leletet közöl mind a felső-kréta retegtan, mind a késő mezozóos ősfoldrajz szempontjából A fajt H SUMMESBERGER (*Naturhist Mus Wien*) *Placenticerias polyopsis* (DUJARDIN)-nek határozta meg

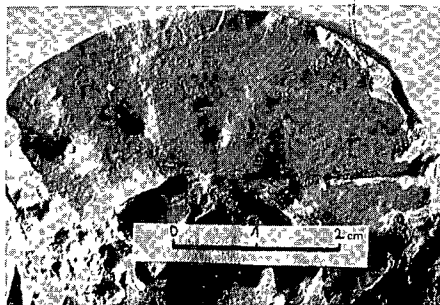
1982-ben a Csabrendek Cr 2 sz fúrás által harántolt Jakói Marga Formáció alsó szakaszából, az 533,3 m-es mélységközéből egy viszonylag jó megtartású Ammonitest gyűjtöttem (1 és 2 ábra) A példány H SUMMESBERGER (1984) vizsgálata alapján a *Placenticerias polyopsis* (DUJARDIN) fajba tartozik, melynek szinonimája a *Placenticerias depressum* HYATT és más szerzők véleményével megegyezően még a *Placenticerias syrtale* (MORTON) is

H SUMMESBERGER szerint a *Placenticerias polyopsis* santoni korú, feltehetőleg felső-santoni J B REESIDE (1927) véleménye a *Placenticerias syrtale* az európai és az ázsiai krétában a santoni alemeletben, főleg annak felső részében található J WIEDMANN (1979) a *Placenticerias syrtale*-t felső-santoni szintjelző alaknak tartja



1 ábra *Placenticerias polyopsis*
(DUJARDIN)

Fig 1 *Placenticerias polyopsis*
(DUJARDIN)



2 ábra A *Placenticerias polyopsis*
(DUJARDIN) negatív lenyomata

Fig 2 Negative cast of *Placenticerias polyopsis* (DUJARDIN)

Vizsgalatok alapján				Irodalmi adatok alapján		
Litosztratigráfia		Palyo és kronozóna Siegl K ne 1982	Foraminifera es kronozonak Kuruczné Sido M 1982		Ammonites zona	
Fúrás szelvény M=1 200	Formációk		Nummofallotia— Vidalina alzóna	santon	H Summes- berger 1984	J Wiedmann 1979
m		JÁKÓI MÁRGA FORMÁCIÓ Hungaropollis krutzschi „D” zóna alsó - campani	Globotruncana concavata — Sigalia carpatica Gaupillaudina alzóna santon	felső alsó	Placenticerias polyopsis (syn Pl syrtaie) Placenticerias syrtaie	santon alsó
530						
540	AJKAI KÖSZÉN FORMÁCIÓ				Texanites texanus	

1 2 3 4 5 * * *

3 ábra A fúrászakasz bio- és kronosztratigráfiai parhuzamosítása

1 Marga, 2 agyag, agyagmarga, 3 molluscás marga, 4 márgás aleurit, 5 a *Placenticerias polyopsis* lelohelye

Fig 3 Bio- and chronostratigraphic correlation of the borehole interval

1 Marl, 2 clay, clay marl, 3 molluscan marl, 4 marly alunite, 5 site of discovery of *Placenticerias polyopsis*

Ez megerősíti KURUCZNÉ SIDÓ M -nak (1982) azt a Foraminifera rétegtani véleményét, amely szerint a Csabrendek Cr 2 sz fúrás 514 m-től 580 m-ig terjedő és a Globotruncana—Sigalia zóna Gaupilladia alzónájába sorolt szakasza a felső-santonium alemeletbe tartozik. A GÓCZÁN F (1964)-féle palynosztratigráfiai beosztás alapján a fúrásnak ugyanez a — *Hungaropollis krutzschii* dominancia zónával jellemzett — szakasza (519,7—581,4 m-ig) az alsó-campanium alemeletbe sorolandó (SIEGLNÉ FARKAS Á 1982).

A *Placenticerias polyopsis* alapján a jövőben az említett fúrás szakaszban lehetőség nyílik a palynológiai és a Foraminifera zónák bio- és kronosztratigráfiai párhuzamosítására (3 ábra). A lelet őslénytani feldolgozására, részletes leírására e munka folyamán kerülhet sor. E bejelentéssel csupán a paleontológus közvélemény figyelmét kívántam felkelteni.

IRODALOM — REFERENCES

- HYATT A 1903 Pseudoceratites of the Cretaceous — Monographs of the U S Geol Survey, 44 205—206 Washington
- KURUCZNÉ SIDÓ M 1982 A Zgy-1, Cr-2, Gy-9 sz fúrások szenon képződményeinek Foraminifera vizsgálata — Földt Int Adattár T 13780, kézirat
- REESIDE B J 1927 The cephalopods of the Eagle sandstone and related formations in the Western Interior of the United States — U S Geol Survey, Prof Pap 151 32—33
- SIEGLNÉ FARKAS Á 1982 A C1-2 sz fúrás szenon képződményeinek palynosztratigráfiai párhuzamosítása — Földt Int Adattár 2097/1, kézirat
- WIEDMANN J 1979 Aspekte der Kreide Europas — TUGS, Ser A 6 343 Stuttgart

PLACENTICERAS POLYOPSIS (DUJARDIN) FIRST FIND FROM THE SENONIAN OF HUNGARY (PRELIMINARY REPORT)

by

Z PARTÉNYI

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 564.53.551.763(234.373.1)

Keywords new data, Ammonites (*Placenticerias polyopsis*), Upper Cretaceous, Senonian, Central Transdanubia (Csabrendek)

An ammonite find important for both Upper Cretaceous stratigraphy and Late Mesozoic palaeogeography is reported from the Jákó Marl Formation at Csabrendek (Transdanubian Central Range). H. SUMMESBERGER (Naturhistorisches Museum, Vienna) determined it as *Placenticerias polyopsis* (DUJARDIN).

**A HASZNOSI ÉS SZENTENDREI FELSŐ-MIOCÉN
HORCSOGOK (CRICETIDAE, MAMMALIA) RENDSZERTANI
ÉS RÉTEGTANI VIZSGÁLATA**

KORDOS LASZLO

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

ETO 569 323 4 551 782 1(234 373 21)

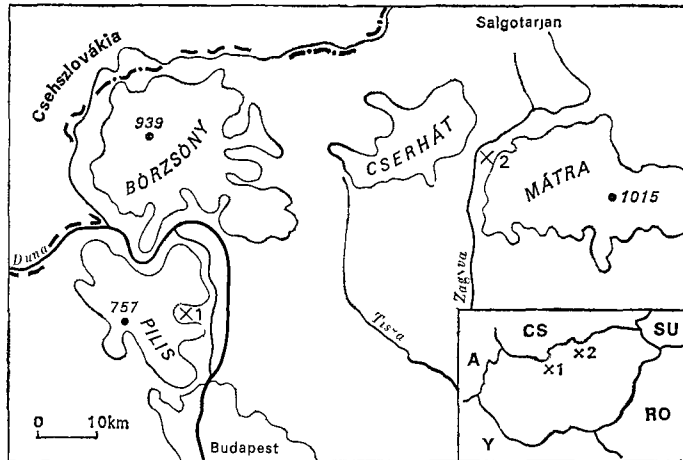
T á r g y s z a v a k biosztratigráfia, jellemző fauna, Mammalia, Cricetidae, korreláció, felső-miocén, Pilis hegység, Mátra hegység

A szentendrei és hasznosi andezit vulkanitokat fedő diatomás teresztrikumból előkerült emlős fauna előzetes publikációja után (KORDOS 1981, 1982), a cikk a teljes Cricetidae anyag rendszertani és rétegtani értékelését, valamint a *Deperetomys hagni hungaricus* n ssp, a *Democricetodon hasznosensis* n sp, a *Megacricetodon „minor”* csoport és az *Eumyarion aff bifidus* FAHLBUSCH formák leírását tartalmazza. Mindezek alapján a bezáró kőzet az MN 6—8 zónát jelzi, a bádemi végét, szármata elejét, tavkorrelációban pedig az ún. „Felső Édesvízi Molassz” felső réteget.

A magyarországi pre-pannóniai miocén képződményekből az elmúlt években sikerült először gerinces mikro- és makrofaunát tartalmazó lelőhelyeket feltárni, a Mátra nyugati peremén Hasznosnál és Budapesttől északra Szentendre közelében (1 ábra). A hasznosi lelőhely a névadó kőzegtől ÉK-re, a hasznosi Vár-hegy keleti lábánál, a Mátrakeresztesre vezető műút 8 kilométerkövénél fekszik. Az alapkőzet a Mátrai Vulkanit Formáció andezitje és tufája, amely a Vár-hegyet alkotja. Ennek eróziós felszínére diszkordánsan települ a lelőhely anyagát képező szárazföldi—mocsári eredetű tufás diatomaföld Szentendrán, a várostól K-re, a Cseresznyés-árokban nyílt meg a lelőhely. A Visegrádi-hegység bádemi andezit vulkánosságának (Mátrai Vulkanit Formáció) záró tagjára települő, igen változatos szárazföldi—édesvízi üledékösszetétel márgás kifejlődése tartalmazza a leleteket.

Az előzetes ismertetések és faunisztikai értékelések után (KORDOS 1981, 1982) ebben a tanulmányban a rétegtani szempontból legfontosabb csoportot, a horcsogféléket ismertetem.

Mindkét lelőhelyen előkerült a *Deperetomys hagni hungaricus* n ssp, a *Democricetodon hasznosensis* n sp, csak Hasznosról ismert a *Megacricetodon „minor”* csoport, valamint az *Eumyarion aff bifidus* FAHLBUSCH faj. A teljes horcsoganyag feldolgozásával készített értékelés során pontosítani lehetett a rendszertani kérdéseket és a biosztratigráfiai besorolást, korrelációt.



1 ábra A szentendrei (1) es hasznosi (2) lelőhely földrajzi helyzete

Fig 1 Location of the fossiliferous localities of Szentendre (1) and Hasznos (2)

Familia *Cricetidae* ROCHEBRUNE, 1883

Subfamilia *Cricetodontinae* STEHLIN—SCHAUB, 1951

Deperetomys hagna hungaricus n ssp

Deperetomys cf *rhodanicus* (DEPERET) 5 db — KORDOS, 1981

Cricetodon (*Cricetodon*) *albanensis* (MEIN—FREUDENTHAL) — KORDOS, 1982

Cricetodon sp (s 1) — KORDOS, 1982

A n y a g Hasznos 26 db M¹, 22 db M², 19 db M³, 18 db M₁, 24 db M₂, 16 db M₃
Szentendre 3 db M², 1 db M₂, 3 db M₃

H o l o t y p u s A Magyar Állami Földtani Intézet Ósgerinces Gyűjteményében a V 12 714 (Vt 101) sz alatt elhelyezett felső M¹ fog (I tábla 1)

D e r i v a t i o n o m i n i s hungaricus = utalás a latin „magyar” melléknevre, es a típusterületre

S t a t u m t y p i c u m tufas diatomaföld, Mátrai Vulkanit Formáció (?), bádemi—szarmata

L o c u s t y p i c u s A hasznosi (Nógrád megye) Vár-hegy K-1 lábánál, a Hasznosrol Matrakeresztesre vezető régi műút 8 kilométerkővenél kis feltárás és partszakadás

D i a g n o s i s Nagy méretű, hosszúkas fogazatú példányra alapított alfaj komplikált, a *Deperetomys hagna* (FAHLBUSCH) típusától kismértékben eltérő fogelem-szerkezettel. Az anteroconus mindig kétoosztatú, az anterolophule osszekoti az antero- es posteroconust. A mesoloph rovid, nem fut ki a fog labialis pereméig, s a paraconus medialis toveben kis meretű szigetet zár be

D e s c r i p t i o M¹ Hasznos (I tábla 1—3) Az anteroconus minden példánynál (100%) kétoosztatú. Ugyancsak mindegyik példánynál tapasztalható volt, hogy az anterolophule osszekoti az antero- és protoconust. A linguális epifizis az anterolophuleról induló redő, amely 86%-ban a fogperemig ér el, 14%-ban pedig nem. A protoconust, paraconust, hypoconust és mesoconust

jellegzetes, X formájú redőtálalkozás koti össze egymással, amelyben a mesoloph és a paraconus mediális továbban kis méretű, jellegzetes sziget alakul ki. Ez a bélyeg 51%-ban teljes mértékben kimutatható, 49%-ban pedig kisebb eltéréseket tartalmaz, de sohasem mutatja a *Deperetomys hagni* (FAHLBUSCH) elnyújtott szigetét, hosszú mesolophját. A hypoconust és a metaconust összekötő mesolophule egységes redőt alkot 47%-ban, s 53%-ban nem.

M² Hasznos (I. tábla 4—6) Az anterolophule részben összekapcsolja (25%), részben elválasztja (75%) egymástól a protoconust és a paraconust. A proto-, para- és hypoconust összekötő redőrendszer 62%-ban zár közre szigetet, 38%-ban pedig nyitott. A paraconusról kiinduló és a metaconus irányába tartó nyúlvány gyakran összekapcsolódik a mesolphal és a metaconusszal (57% igen, 43% nem), így a két kúp közötti összeköttetés alakulhat ki. A posterolophule hullámos szegélye „kihegyezett” elvégződésű, s ez jellegzetessége a fognak.

Szentendre (III tábla 1—3) A 3 db M²-t összehasonlítva a hasznosi példányokkal, megállapítható, hogy a lelőhely anyagában a metaconus minden esetben különálló, csak a posterolophule kihegyesedő vége kapcsolódik a hypoconushoz. A hasznosi példányoknál ez a kapcsolat 12 esetben megvan, 9-ben nincs.

M³ Hasznos (I tábla 7—9) A többi fog nyújtott arányaihoz mérten redukált M³ három főkúpból (para-, proto-, hypoconus) és az azokat összekapcsoló bonyolult redőrendszerből áll. A jól fejlett labiális anterolophule mellett (50—50%-ban) esetenként attól elkulonulva is, kialakul a linguális rész is. A paraconust és a hypoconust összekötő redőről az igen erősen fejlett meta- lophulen kívül, azzal párhuzamosan redő indul, amely gyakran összekapcsolja a paraconust és a metaconust. E forma kialakulásakor két sziget is képződik (82% igen, 18% nem).

M₁ Hasznos (II tábla 1—3) Az anteroconid kétoldali nyúlvánnyal, linguális (33%) és labiális (93%) anterolophiddal rendelkezik. Az anterolophulid 47%-ban kétésztagú, egyaránt kapcsolódik a protoconidhoz és a paraconidhoz. A para-, proto-, hypo- és entoconid közötti jellegzetes X alakú redőrendszer 71%-ban szigetet zár közre, 29%-ban nem. Ebben az ectolophid rendszerben időnként gyenge mesolophid képződik. A hypoconid és a posterolophid összefüggő, ívelt zárócingulumot hoz létre.

M₂ Hasznos (II tábla 4—6) Az anterolophid egységes ívet alkot a metaconiddal. Az anterolophid az anterolophulid és a protoconid 86%-ban szigetet zár közre. A metaconid 95%-ban nem kapcsolódik a fog közepén X formába rendeződött proto-, hypo- és entoconidhoz. A hypoconid és a posterolophid egységes zárócingulumot alkot. Gyakran (55%-ban) a két elem sarkosan kapcsolódik, s ekkor rövid hátsó nyúlvány keletkezik, hasonlóan mint a M²-nél.

Szentendre (III tábla 4) E lelőhelyről mindössze egy darab igen erősen lekopott példány ismeretes, amelynek rajzolata erősen hasonlít a *Cricetodon* (*Cricetodon*) *albanensis* (MEIN—FREUDENTHAL) paratypusának azonos fogára. A többi szentendrei *Deperetomys* lelet előkerülése után inkább valószínű, hogy ez az M₂ is a hasznosi *D. hagni hungaricus* n. ssp. taxonhoz tartozik. FAHLBUSCH (1964) összesen egy M₂-t ábrázol (Taf. 1, Fig. 1), amely szintén erősen lekopott példány. Utrechtben módomban állt közvetlenül összehasonlítani a Klein Eisenbachból származó *Deperetomys hagni* fogakkal a szentendrei és hasznosi leleteket, s közöttük e fog esetében nagyfokú azonosságot találtam.

M_3 Hasznos (II tábla 7–9) Négy főkúpból álló fog (meta-, proto-, hypo- és entoconid) Az anteroconid és a protoconid 93%-ban szigetet zár közre A négy kúp az esetek 81%-ában X formában kapcsolódik egymáshoz A hypoconid—posterolophid ív rendszerint (63%-ban) nincs összeköttetésben az entoconiddal

Szentendre (III tábla 5–6) A három M_3 példány juvenilis, adult és szenilis egyedtől származik Míg a hasznosí fogaknál a négy főkúpot összekötő X az esetek nagy részében megtalálható, addig a szentendreieknél e kapcsolásban a metaconid nem vesz részt Amennyiben nem véletlenszerűségről van szó, akkor a szentendrei Deperetomysok a hasznosí alaknál alacsonyabb fejlődési fokot jeleznek

Méreték és a stabilitás koefficiens vizsgálatok eredményei

[hosszúság—szélesség (mm)]

M^1

1 3,6–2,2, 2 3,6–2,4, 3 3,3–2,2, 4 3,5–2,2, 5 3,5–2,1, 6 3,5–2,1, 7 3,4–2,1, 8 3,5–2,2, 9 3,5–2,1, 10 3,3–2,0, 11 3,5–2,0, 12 3,7–2,2, 13 3,4–2,0, 14 3,4–2,3, 15 \pm 3,6–2,2, 16 3,4–2,2, 17 3,5–2,1, 18–19 fragmentum, 20 3,8–2,2, 21 3,3–2,0, 22 fragmentum, 23 3,5–2,2, 24 3,8–2,2, 25 3,6–2,0, 26 –2,1
minimum 3,3–2,0, maximum 3,8–2,4, átlag 3,5–2,1

M^2

Hasznos

1 2,5–2,0, 2 2,7–2,1, 3 2,6–2,2, 4 2,4–2,0, 5 2,5–2,0, 6 2,5–1,9, 7 2,6–2,0, 8 2,5–2,0, 9 –1,9, 10 2,7–2,0, 11 2,8–, 12 2,6–2,0, 13 2,6–2,0, 14 2,8–2,0, 15 2,4–2,0, 16 2,4–2,3, 17 2,4–1,9, 18 2,7–1,9, 19 2,5–2,1, 20 1,7–2,0, 21 2,5–1,8, 22 2,6–
minimum 2,4–1,8, maximum 2,8–2,3, átlag 2,6–2,0

Szentendre

1 2,4–1,9, 2 2,5–1,9, 3 2,4–1,9

M^3

Hasznos

1 2,1–2,0, 2 2,2–2,0, 3 2,4–2,0, 4 2,0–1,8, 5 2,3–2,0, 6 2,4–1,9, 7 2,3–2,0, 8 2,2–1,8, 9 2,0–1,7, 10 fragmentum, 11 2,5–2,0, 12 2,4–1,9, 13 2,3–2,0, 14 2,1–2,0, 15 2,4–2,0, 16 2,1–1,8, 17 2,2–1,9, 18 2,0–1,8, 19 2,3–1,9
minimum 2,0–1,7, maximum 2,5–2,0, átlag 2,3–1,9

M^1

Hasznos

1 2,9–1,9, 2 3,0–1,8, 3 2,9–1,8, 4 3,0–1,7, 5 2,7–1,8, 6 2,7–1,8, 7 3,0–1,8, 8 2,5–1,8, 9 2,8–1,7, 10 fragmentum, 11 2,7–1,8, 12 fragmentum, 13 2,6–1,7, 14 2,8–1,7, 15 2,8–1,8, 16 2,7–1,8, 17 2,8–, 18 2,5–1,7
minimum 2,5–1,7, maximum 3,0–1,9, átlag 2,8–1,8

M_2

Hasznos

1 2,5–2,0, 2 –1,9, 3 2,6–1,8, 4 2,6–1,9, 5 2,7–2,0, 6 2,7–2,0, 7 fragmentum, 8 2,6–2,0, 9 2,5–1,9, 10 2,6–2,0, 11 2,5–1,9, 12 2,5–2,1, 13 2,6–2,0, 14 2,4–1,8, 15 2,6–2,0, 16 2,9–2,0, 17 –2,1, 18 2,6–2,0, 19 2,5–2,0, 20 2,3–1,9, 21 2,6–2,0, 22 2,6–1,9, 23 2,6–1,8, 24 2,8–2,0
minimum 2,3–1,7, maximum 2,9–2,1, átlag 2,5–1,9

Szentendre

1 2,5—1,8

M₃

Hasznos

1 2,7—1,8, 2 2,6—1,9, 3 2,8—1,9, 4 2,6—2,0, 5 2,5—1,8, 6 2,6—1,8, 7 2,6—2,0, 8 2,8—2,0, 9 2,5—2,0, 10 2,4—1,8, 11 2,6—2,0, 12 2,5—1,9, 13 2,9—2,0, 14 2,4—1,8, 15 2,6—1,8, 16 2,3—1,6
minimum 2,3—1,6, maximum 2,9—2,0, átlag 2,6—1,9

Szentendre

1 2,6—1,9, 2 2,5—1,9, 3 2,5—1,9

A hasznosi és a szentendrei *Deperetomys hagni hungaricus* n ssp fogméreteit összehasonlítva e nemzetség és közeli rokonainak értékeivel megállapítható, hogy a magyar leletek kifejezetten nagy méretűek és nyújtottabbak, mint a *Deperetomys hagni* (FAHLBUSCH) holotypusa. Az ENGESSER által (1972) Anwilból ismertetett azonos taxon pedig kifejezetten rövidebb M¹-ű. A genotípus *Deperetomys rhodanicus* (DEPERET) MEIN és FREUDENTHAL (1971) adata szerint rendkívül megnyújtott (M¹ 3,9×2,1 mm). A hasznosi példányok méretével és arányaival leginkább a *Cricetodon sansaniensis sansaniensis* LARTET Sansanból leírt lectotypusa és paralectotypusa egyezik meg (FAHLBUSCH 1964), melynek új alfajaként írta le FAHLBUSCH a hagni alfajt. Az alsó és felső fogak metrikus adatai jól összefüggésbe hozhatók még a Turkomyszal és a Hispanomysszal (AGUILAR 1981). Míg a Turkomys M₂-je rendkívül rövid — szélesebb, mint az M² —, addig a Hispanomys M³-a rendkívül redukált, s ezzel az adatok jelzik, hogy e két nemzetség alapvetően más fejlődési vonalhoz tartozik.

A stabilitás koefficiensnek elnevezett egyszerű mutató az egyes fogelemek variabilitását, s ezzel azok evolúciós, rendszertani megítélhetőségének biztonságát kívánja elősegíteni. A két változóra alapított (igen vagy nem) bélyegek gyakoriságát öt kategóriába soroltam (100—91% = 1, 90—81% = 2, 80—71% = 3, 70—61% = 4, 60—50% = 5), ahol az értékek alacsonyodásával növekszik a vizsgált jelleg stabilitása. Az egyes fogakra, vagy az összes fogra alkalmazott átlagolt stabilitás koefficiens a fog, vagy a taxon evolúciós plasztikusságára, vagy stabilitására ad választ.

A *Deperetomys hagni hungaricus* ssp hasznosi példányainál a fogak és fogelemek stabilitás koefficiensének alapadatai és értékei a következők:

M ¹	koeff	igen	nem
anteroconus ketosztatú	1	22 (100%)	0 (0%)
anterolophule fejlett	1	22 (100%)	0 (0%)
lingualis epifízis van	2	19 (86%)	3 (14%)
„X”-ben sziget van	5	13 (59%)	9 (41%)
posterolophule kihagyasedő	5	10 (47%)	11 (53%)
a fog koefficiens	2,8		
M ²			
összekapcsoló anterolophule	3	5 (25%)	15 (75%)
„X”-ben sziget van	4	13 (62%)	8 (38%)
mesoloph rövid	5	12 (57%)	9 (43%)
a fog koefficiens	4		

M³

linguális anterolophule	5	9 (50%)	9 (50%)
„X”-ben sziget van	2	14 (82%)	3 (18%)
posteriális sziget van	5	8 (44%)	10 (56%)
a fog koeficiense	4		

M₁

labialis anteroconid	1	13 (93%)	1 (7%)
lingualis anteroconid	4	5 (33%)	10 (67%)
anterolophulid kétosztatú	5	7 (47%)	8 (53%)
„X”-ben sziget van	3	10 (71%)	4 (29%)
mesolophid van	5	8 (57%)	6 (43%)
a fog koeficiense	3,8		

M₂

anterolophid szigetet alkot	2	19 (86%)	3 (14%)
metaconid onálló	1	1 (5%)	20 (95%)
„hatsó sarok”	5	11 (55%)	9 (45%)
a fog koeficiense	2,6		

M₃

anteroconid és posteroconid szigetet alkot	1	15 (93%)	1 (7%)
„X” kapcsolat van	2	13 (81%)	3 (19%)
hypoconid—posterolophid—entoconid zárt ív	4	6 (37%)	11 (63%)
a fog koeficiense	2,3		

A fenti, próbaként alkalmazott, kevés elemet figyelembe vevő vizsgálat eredményeként megállapítható, hogy a legstabilabb fogszerkezettel az M₃, M₂ és az M¹ rendelkezik, míg az M³, M² és az M₁ erősen variálók. Ezek az adatok egyúttal kijelölik azt az izolált fogat is, amely legalkalmasabb a holotypus kijelölésére (M¹), s azon mely bélyeget milyen súllyal kell figyelembe venni. Az M¹ esetén az anteroconus kétosztatúsága és a fejlett anterolophule megléte abszolút értékű, míg a fog középső területe variábilis.

Osszehasonlítás A FAHLBUSCH által (1964) leírt *Cricetodon sansaniensis hagni* nov ssp torzsalakja a *Cricetodon sansaniensis sansaniensis* LARTET, 1851 volt. A Sansan lelőhelyről leírt *sansaniensis* alfaj M¹ lectotypusa és M₂ paralectotypusa méretében megegyezik a hasznosí *Deperetomys hagni hungaricus* n ssp átlagával. A két taxon fogainak morfológiájában jelentős különbség van. Míg a sansani faj rendkívül egyszerű felépítésű, addig a hasznosí példányok rendkívül komplikált — fejlettebb — mikromorfológiájúak. Miután a sansani *Cr sansaniensis* egyúttal a *Cricetodon* nemzetség typusa is, így ez a nagy méretű különbozóság indokoltá teszi, hogy a *Cricetodon sansaniensis hagni* FAHLBUSCH (1964) alfajt a későbbiekben faji szintre emeljék (ENGESSER 1972) és új nemzetség-besorolást, *Deperetomys* kapjon (MEIN—FREUNDENTHAL 1971, AGUILAR 1981).

FAHLBUSCH 1964-ben írta le Giggerhausenből (NSZK) a *Cricetodon sansaniensis hagni* alfajt, amelynek holotypusa (M¹—M²) rovidebb fogazatot mutat a hasznosí példányoknál. Az egy populációban is megmutatkozó fogstruktúra variációktól eltérően a typuspéldány aránylag kevés eltérést mutat a hasznosíaktól, de a többi ábrázolt giggerhauseni lelet jelentős különbozóságokat tartalmaz. A Sansannál és Giggerhausennél több modernebb alakot tartalmazó anwili faunában (Svájc) két *Cricetodon* van, a *Cricetodon hagni* és a *Cricetodon species* (ENGESSER 1972). Giggerhausenhez képest az anwili *Cr hagni* komplikáltabb felépítésű és rovidebb M¹-ű. A foglemek a svájci lelő-

helyen igen variábilisak, s minden esetben kimutatható az a tendencia, amelyet a kettős kúprendszerrel összekötő redők létrejötté jelez. Ez a magas fokú komplikálódás a s 1 Cricetodon-féléknél is tapasztalható, de rendszerint a mellék-elemek redukációjával jár együtt. Míg az M¹-nél nagyfokú hasonlatosság tapasztalható a *Cr. hagni* típusanyaga, az anwili leletek és a hasznosi példányok között, addig az M₁ jelentősen eltér. A hasznosi M₁-ek nyújtottabbak voltak a négy főképző közül a metaconid-protoconid, valamint az entoconid—hypococonid közötti távolság megnövekedett. Ennek következtében a kúpok között jól fejlett, többször szigeteket közrezáró X alakú redőrendszer képződött. Ez a jellegzetesség az M₂-nél is megfigyelhető. Hasonló morfológia tapasztalható néhány *Cr. sansaniensis* esetében is (ENGESSER 1972), ami nehezen egyeztethető össze a típus primitív M¹-ével. Az ENGESSER által (1972) *Cricetodon* species névvel ellátott példányok izolációra irányuló redukált fogelemei nem sorolhatók a *Cr. hagni* rokonságába, annak variációján kívül esnek.

A *Deperetomys* nemzetség típusfaja (*D. hagni*) mellett ismert LA GRIVE korai gyűjtéséből a DEPERET által 1887-ben leírt *rhodanicus* faj. Ennek rendszertani helyzetét MEIN és FREUDENTHAL tisztázta (1971). A hasznosi fauna előzetes ismertetésében (KORDOS 1981) a nagytermetű „Cricetodon” alakot *Deperetomys cf. rhodanicus*-nak jelöltem. Ennek elsődleges oka a két lelőhely anyagának igen megnyúlt M¹-ében keresendő. A *Deperetomys rhodanicus* M¹ típusa 3,9 × 2,1 mm, a hasznosi átlaga 3,5 × 2,1 mm, míg a *Deperetomys hagni* típusa 3,3 × 2,13 mm (FAHLBUSCH 1964), az anwili 3,1 × 2,2 mm (ENGESSER 1972). A csak statisztikus anyag előkerülése után elvégzett fogmorfológiai összehasonlítás derítette ki, hogy a hasznosi leletek nem a *rhodanicus*, hanem a *hagni* fajhoz állnak közelebb. A legjelentősebb különbség az M¹-en tapasztalható. A Cricetodon s 1 nemzetségen belül (MEIN—FREUDENTHAL 1971) a Cricetodon fajok (*caucasicus*, *meini*, *jotae*, *aureus*, *albanensis*) nem érik el azt a bonyolultsági fokot, mint a *Deperetomys*. A *Hispanomys*, *Pseudosciuromys*, *Turkomys* fajainak némelyike a *Deperetomys hagni*-val párhuzamosan fejlődött, de annál egyszerűbb redős fogfelépítés irányába jutott tovább, mint a korábban kihalt *Deperetomys* nemzetség faja. A *Deperetomys hagni* (FAHLBUSCH) eddig Anwil (Svájc), Giggerhausen és Klein Eisenbach (NSZK D-1 része), valamint Hasznos és Szentendre lelőhelyekről ismeretesek. Giggerhausen faunája az Obere Süsswasser Molasse-ból került elő, csakúgy, mint az anwili. Mindkét fauna az MN 8 zónába, a felső szarmatába helyezhető (JUNG—MAYR 1980).

Democricetodon hasznosensis n. sp.

Democricetodon minor (LARTET) 4 db — KORDOS, 1981

Democricetodon minor (LARTET) — KORDOS, 1982

H o l o t y p u s A Magyar Állami Földtani Intézet Ósgerinces Gyűjteményében a V 12 715 (Vt 102) sz. alatt elhelyezett M₁ fog (IV. tábla 10.)

D e r i v a t i o n o m i n s : Hasznos község (Nógrád megye) után, amelynek határában a lelőhely van.

S t r a t u m t y p i c u m tufás diatomaföld, Mátrai Vulkanit Formáció (?), bádemi—szarmata.

L o c u s t y p i c u s A hasznosi (Nógrád megye) Vár-hegy K-1 labánál, a Hasznosról Mátrakeresztésre vezető régi műút 8 kilométerkövénél kis feltárás és partszakadás.

D i a g n o s i s Közepes méretű, egyszerű fograjzolatú *Democricetodon*, amelynek M₁-e mesolophiddal nem (80—81%), vagy redukáltan (18—20%) rendelkezik.

Descriptio M¹ (IV tábla 1—5, 14) Az anteroconus osztatlan (100%) A linguális anteroloph eléri a protoconust és így cingulumot alkot (90%) A labiális anteroloph eléri a paraconust és az előzőnél rovidebb cingulumot alkot (70%) Az anterolophule összekapcsolja az anteroconust a paraconussal (100%) Az anteroconus, a para- és a protoconus fejlettsége miatt szigetszerű kozrezáródás keletkezik, amely a kopott példányokon igen jellegzetes (80%) A paraconus a rövid protolophfal a protoconus hátulsó tövével kapcsolódik az anterolophhoz (100%) A mesoloph közepes hosszúságú, nem terjed túl a para- és a metaconus csúcsát összekötő képzeletbeli vonalon (100%) A para—metaconus és a proto—hypoconus külső peremét cingulum köti össze (80%) A metaconus és a hypoconus rövid metalophfal kapcsolódik össze (100%) A posteroloph összekapcsolódik a metaconussal, így posterosinus szigetet alkot (90%)

M² (IV tábla 5—7) A labiális és a linguális anterolophule jól fejlett cingulumot alkot és csatlakozik a proto-, ill paraconushoz A para- és protoconus kapcsolódik egymással az anterolophule közepénél, ill a két kúp hátulsó ívének, így középvonalbeli szigetet alkotnak A mesoloph hosszú, rendszerint kifut a labiális cingulumig Az enterostyl és a mesostyl linguális és labiális cingulumot alkot A metaconus rendszerint kapcsolódik a hypoconushoz A metaconus, metaloph, hypoconus, posteroloph rendszer gyakran záródik, szigetet hoz létre

M³ (IV tábla 8—9) Az anteroloph redukált A protoconus erősen fejlett, a paraconus redőszerű, ugyanúgy, mint a hypoconus A fogkoronán korbefutó zárt redő cingulumot alkot, miközben a metaloph Y alakban elágazva három zárt területet hoz létre A negyedik sziget a proto- és hypoconus közötti linguális cingulum megerősödésével jön létre A posteroloph erős hullámát két linguális és labiális benyomat osztja fel

M₁ (IV tábla 10—13) Az anteroconid egységes A labiális anterolophid jól fejlett, hosszabb és erősebb, mint a linguális Az anterolophid összeköti az anteroconidot a protoconiddal a protoconid és a metaconid találkozásánál A metaconid rövid metalophiddal kapcsolódik a protoconidhoz Mesolophid nincs (81%), vagy igen csökevényes (9%) Az entoconid a metalophiddal kapcsolódik az entolophid—hypolophid ívhez A hypoconuhid 58%-ban kialakult

M₂ (IV tábla 15—18) Az anterolophid keskeny, cingulumot alkot, labiális íve a protoconid felé szigetet hoz létre A metaconid annyira előretolódott, hogy összeolvad a linguális cingulummal A proto-, ento- és hypoconid között összekötő redők gyakorlatilag nincsenek, a kúpok összeérve alkotják az összekapcsolódást Ebben a mediális kapcsolatban a metaconid nem vesz részt A posterolophid linguális vége kapcsolódik az entoconidhoz, miközben szigetet zár közre

M₃ (IV tábla 19—20) A labiális anterolophid jól fejlett, széles ívben cingulumot alkot, szigetet kozrezárva kapcsolódik a protoconidhoz A linguális anterolophid összeolvad az előretolódott metaconiddal A protoconidról kiinduló metalophid kifut a linguális peremre, ahol találkozik a linguális cingulummal, elválasztva és egy-egy szigetet létrehozva a metaconid és a hypoconid között

A *Democricetodon hasznosensis* n. sp. fogméretei (mm-ben kifejezve hosszúság—szélesség)

M¹

Hasznos

1 1,8-1,3, 2 1,8-1,2, 3 1,7-1,2, 4 1,9-1,3, 5 1,7-1,2, 6 1,7-1,2, 7 1,8-1,2,
8 -1,2, 9 1,7-1,3, 10 1,7-1,3
minimum 1,7-1,2, maximum 1,9-1,3, átlag 1,75-1,24

M²

Hasznos

1 1,2-1,2, 2 1,3-1,4, 3 1,1-1,1, 4 1,4-1,2, 5 1,3-1,2, 6 1,2-1,1, 7 1,2-1,2,
8 1,3-1,1, 9 1,3-1,1
minimum 1,1-1,1, maximum 1,4-1,4, átlag 1,25-1,17

M³

Hasznos

1 1,0-1,0, 2 1,1-1,1

M₁

Hasznos

1 1,6-1,1, 2 1,6-1,1, 3 1,5-1,1, 4 1,6-1,0, 5 1,5-1,2, 6 1,5-1,0, 7 1,5-1,0, 8
1,4-1,1, 9 1,6-1,2, 10 1,6-1,1, 11 1,5-1,1, 12 1,5-1,0, 13 1,5-1,1, 14 1,4-1,1,
15 1,6-1,1, 16 1,5-1,0, 17 1,5-1,0
minimum 1,4-1,0, maximum 1,6-1,2, átlag 1,41-1,01

Szentendre

1 1,6-1,2

M₂

Hasznos

1 1,0-1,1, 2 1,3-1,0, 3 1,4-1,2, 4 1,4-1,1, 5 1,3-1,1, 6 1,4-1,1, 7 1,3-1,0,
8 1,4-1,1, 9 1,4-1,0, 10 1,4-1,1, 11 1,3-1,1, 12 1,3-1,0, 13 1,4-1,0, 14 1,4-
1,2, 15 1,4-1,1, 16 1,3-1,1
minimum 1,3-1,0, maximum 1,4-1,2, átlag 1,35-1,08

Szentendre

1 1,4-1,1

M₃

Hasznos

1 1,1-1,0, 2 1,2-0,9, 3 1,3-1,0, 4 1,3-1,0, 5 1,2-1,0, 6 1,3-1,0, 7 1,3-1,0
minimum 1,1-0,9, maximum 1,3-1,0, átlag 1,25-1,0

Szentendre

1 fragmentum

Osszehasonlítás A hasznosi *Democricetodon* méretében kozbulső helyet foglal el a FAHLBUSCH (1964) által leírt és ismertetett *D minor minor*, a *D minor brevis* és a *D affinis muttkus* között Mindhárom taxon hosszúság-szélesség értékének eloszlása érintkezik a hasznosi leletekkel A *D minor gracilis* alfaj jelentősen kisebb, a *D gaillardii freisingensis* lényegesen nagyobb a hasznosinál (FAHLBUSCH 1964, ENGESSER 1972) A *D franconicus* M¹ és M₂ fogai a hasznosiaknál kisebb méretűek, csakúgy mint a *D vindobonensis* és a *D crassus* (FEJFAR 1974) A *Democricetodon hispanicus* FREUDENTHAL kicsit nagyobb méretű, de a szórásuk megegyező A kis termetű fajok mérete alapján természetesen nem lehet messzemenő rendszertani következtetéseket le-

vonni, mégis néhány taxon közeli kapcsolata kizárható. Ez a *D minor gracilis*, a *D gaillardii freisingensis*, a *D franciscus*, a *D vndobonensis* és a *D crassus*.

A fogak mikromorfológiájának összehasonlításával a következőket lehet megállapítani. A *Democricetodon* típusalakjának kijelölését FAHLBUSCH (1964) végezte el, a LARTET (1851) által Sansanból leírt *Cricetodon minus*-ra alapítva. Később FREUDENTHAL és FAHLBUSCH (1969) revideálva e név érvényességét, azt elvetették, s helyette a *D crassus* FREUDENTHAL, 1969 vált érvényessé. A LARTET-féle leletek FAHLBUSCH átértékelése szerint egy M^{1-2} lectotypusból és M_{2-3} paralectotypusból állnak. Az M^1 és M^2 fogmorfológiája közel áll a hasznosi példányokhoz, míg a paralectotypus M_{2-3} -a nem. Az M_2 legszembetűnőbb különbsége, hogy a sansani példányon van mesolophid, a hasznosinál nincs. A FAHLBUSCH által (1964) ábrázolt *D (D)* cf. *minor* leletek M^{1-2} -je szintén közel áll a hasznosi azonos fogak morfológiájához, addig az M_1 egyértelműen különbözik. Hasznoson a *Democricetodon* M_1 fogakon mesolophid nincs, vagy rendkívül csökevényes, addig a Rosshapten és Oggenhof lelőhelyekről származókon egyértelműen van. A *D crassus* M^1 -ének elülső része komplikált, az M_1 hosszú mesolophidú, s a fogszerkezet bonyolult. A *D brevis* (SCHAUB 1925) (= *Cricetodon brevis*) típuspéldányai egy alsó és egy felső állkapocs fogakkal, La Grive—St Albanból származnak. Méreteiben meg egyezik a hasznosi leletekkel. Az M_1 egyszerűsödött anteroconidja, elkülönülő metaconidja és nem hosszú, de meglévő metaconidja kizárja a hasznosi leletekkel való kapcsolatot. Ugyanez vonatkozik az M^1 -re is, míg az M_{2-3} és az M^2 -nél jelentősebb eltérések nincsenek. A szintén SCHAUB (1925) által leírt *D affinis* (= *Cricetodon affinis*) méreteiben jelentősen meghaladja a hasznosiakat, bár az M_1 mesolophidja a típus La Grive—St Alban-i példánynál rövid, az M^1 egyszerű, széteső kúprendszerrel eltérést mutat. A harmadik SCHAUB (1925) által leírt, későbbi *Democricetodon* alak, a *D gaillardii* (= *Cricetodon gaillardii*) nagy termetű és jól fejlett mesolophidot, ill. mesolophot tartalmaz. A *Democricetodon vndobonensis* (SCHAUB—ZAPPE, 1953) taxon (= *Cricetodon brevis vndobonensis*) méreteiben hasonló a hasznosiakhoz. A holotypus M_1 — M^1 jelentős mesolophidot tartalmaz. A dévényújfalusi hasadékkittöltés (Naidorf en March = Devínska Nová Ves) eredeti anyagának M^2 — M^3 -a már nem mutat eltérést. Hasonló jellegzetességeket tapasztalt FEJFAR (1974) is e lelőhely anyagának újvizsgálatával. A *Democricetodon gracilis* (FAHLBUSCH 1964) holotypusa a Sandelzhausenben megtalált M_1 . Ennek igen rövid mesolophidja és egyszerű anteroconid—anterolophid rendszere van. Míg az előző jelleg hasonlatosságot vagy közelítést mutat a hasznosiakkal, addig az utóbbi nem, miután az anterolophid a magyar leleteknél fejlett cingulumot alkot. A Sandelzhausen, Langenmoosen és Rosshapten lelőhelyekről származó *D gracilis* mindegyik M_1 -e tartalmaz mesolophidot, de nem tapasztalható, hogy a meta- és a protoconid összekapcsolódva szigeteket zárjon közre. Az M^1 nagyfokú hasonlatosságot mutat a FAHLBUSCH (1964) által felfedezett langenmooseni, sandelzhauseni, rosshaupteni példányok és a hasznosiak között. Ez utóbbiaknak talán nagyobb hajlamuk van a proto- és a metaconus kettős összekapcsolódására. Az M^2 -k hasonlóak, csakúgy, mint az alsó és felső harmadik molarisoknál. Az M_2 a német leleteknél is igen variábilis, csakúgy mint a hasznosiaknál. E fog mesolophidja igen gyakori mindegyik populációban.

A *D mutulus* FAHLBUSCH, 1964 M_1 -nek egyszerűsödött és a metaconid elkülönülésére törekvő fogszerkezetével más fejlődési irányt képvisel, mint a hasznosiak. A hasonló tendenciát jelző M^1 mellett a *D mutulus* M^2 -je nem a fő-

kúpok közelsége, hanem a róluk induló redők megerősödése révén alkot sziget-szerű kapcsolatot A *D freisingensis* FAHLBUSCH, 1964 faj igen bonyolult szerkezetű M_1 -e alapvetően különbözik a *Democricetodon* „minor” rokonsági körbe tartozó hasznosi leletektől A *D franconicus* (FAHLBUSCH 1966) középső-miocén horcsogfaj Erkertshofenből fejlett, komplikált fogazatú és erős mesolophidú A *D romævensis* a hasznosi példányoknál jelentősen kisebb, M^1 -e hasonló, M_2 -je redukált mesolophidú A *D minor sulcatus* FREUDENTHAL, 1967 alfaj első közelítésben igen jól egyezik a hasznosi példányokkal, mert mesolophidja nincs Az alsó fogak azonban kisebbek és keskenyebbek, a M^1 anteroconusa bifidus, a M^2 pedig redukált metalophost tartalmaz

A szentendrei *Democricetodon*t az előzetes jelentésben (KORDOS 1982) mint *D minor* alakot jelöltem az M_1 alapján, amely s l. a továbbiakban is érvényes, miután a *Democricetodon hasznosensis* n sp továbbra is a „minor” csoporthoz sorolható

Megacricetodon „minor” csop (LARTET)

A n y a g Hasznos = 11 db M^1 , 2 db M^2 , 10 db M_1 , 7 db M_2 , 1 db M_3

A *Megacricetodon* nemzetség a hasznosi fauna harmadik leggyakoribb horcsogféléje a *Deperetomys* és a *Democricetodon* után. A rendelkezésre álló anyag fégelemeinek széles variációja a jelenlegi vizsgálati szinten nem engedi meg, hogy pontosabb rendszertani azonosítást végezzünk az e nemzetségből már leírt taxonokkal

M^1 (III tábla 7—8) Az anteroconus minden esetben kétosztatú, a kóztuk levő redő a középen végighúzódo kúpok közötti árok folytatása 72%-ban a labiális anteroconus fejlettebb, mint a linguális A labiális anterolophe 81%-ban, a linguális 72%-ban cingulumban folytatódik Az anterolophule a linguális anteroconust és a protoconust kapcsolja össze A labiális anteroconusról gyakran (81%) gyengén fejlett anterolophe indul a paraconushoz A paraconus—protoconus, valamint a hypoconus—metaconus párok csaknem szimmetrikusan helyezkednek el, a linguális gumók kb 1/2 kúpmérettel előrébb tolódva fekszenek A proto- és paraconus az entolopheval kapcsolódik egymáshoz A két kúp párhuzamos és közeli elhelyezkedése miatt gyakran elöl is kapcsolódnak, szigetet alkotnak A mesoloph minden esetben hosszú, eredési pontjától a fogperemig, vagy annak háromnegyedéig ér Ritkán az entomesolophe is kialakult A hypoconus metalophuleval kapcsolódik a metaconushoz, a posterolophe záródik, szigetet alkot

M^2 (III tábla 7—8) A mindössze két példányon a proto- és a paraconus, valamint a hypoconus és metaconus szigetet zár be egymás között, a mesolophe hosszú

M_1 (III tábla 9—10) Az anteroconid általában egyszerű, mindössze egy esetben volt kettős Az anteroconid és a meta—protoconid közötti anterosinus fejlett redővel nem kapcsolódik össze, csak gyenge, bonyolult mintázat mutatható ki, amely összeköti az anteroconid két oldalát, valamint a proto- és a metaconidot A mesolophid előre tolódott, közepes hosszúságú és a metaconid linguális végével összekapcsolódik Az entoconid—ectolophid—hypoconid—posterolophid rendszer zárt ívet alkot

M_2 (III tábla 11—12) A proto- és metaconid szigetet zár közre azáltal,

hogy a mesolophid közepesen hosszú és elér a metaconid tövéhez. Az entoconid-hypoconid—posterolophid egységes ívet alkot.

M_3 Az egyetlen példány bonyolult felépítésű, közepesen kopott.

Méreték (mm)

M^1

1 1,5—1,0, 2 1,6—0,9, 3 1,5—0,9, 4 1,5—0,9, 5 1,6—1,0, 6 1,6—1,0, 7 1,7—1,0, 8 1,5—1,0, 9 1,4—1,0, 10 1,5—0,9, 11 1,5—1,0
minimum 1,4—0,9, maximum 1,7—1,0, átlag 1,53—0,96

M^2

1 1,1—1,1, 2 1,2—1,1

M_1

1 fragm, 2 1,5—0,8, 3 1,4—0,9, 4 1,4—0,8, 5 1,5—1,0, 6 1,5—0,9, 7 1,5—0,9, 8 1,4—0,8, 9 1,5—0,8, 10 1,4—0,8
minimum 1,4—0,8, maximum 1,5—1,0, átlag 1,46—0,85

M_2

1 1,2—0,9, 2 1,1—1,0, 3 1,1—0,85, 4 1,2—0,9, 5 1,2—0,9, 6 1,1—0,8, 7 1,0—0,8
minimum 1,0—0,8, maximum 1,2—0,9, átlag 1,12—0,87

M_3

1 1,0—0,8

Osszehasonlítás. A *Megacricetodon* alnemzetséget FAHLBUSCH (1964) állította fel, majd hamarosan önálló nemzetség szintjére emelkedett, MEIN és FREUDENTHAL (1971) megalkotta a *Megacricetodontini tribus*-t. A nemzetség típusa a SCHAUB által 1925-ben leírt *Cricetodon gregarium*, La Grive—St Alban-ból. Az originális példányok jelentősen hosszabbak a hasznosiaknál ($M_1=1,7-1,9$, $M_2=1,3-1,5$, $M_3=1,1-1,0$, $M^1=2,0-2,1$, $M^2=1,4$ mm). Az ábrázolt példányok M_1 -ének anterolophidja osztott, ill. osztatlan, a kúpok közötti sinusok tágasak, mesolophidjuk van, de rovid. Hasonló jelleg figyelhető meg az M_2 -nél is, amelyek közül mesolophid csak az osztatlan anterolophidos M_1 fogakhoz tartozó M_2 -nél van, az osztottnál nincs. A felső fogak SCHAUBNÁL (1925), erős mesolophet viselnek, az M^1 anterolophidja kettős, a kúpok hajlandóságot mutatnak a kozbulsó szigetalkotásra. Az ENGESSER (1972) által bemutatott *M. gregarium* példányok Anwilból jelentősen nagyobbak, mint a hasznosiak, s csak igen mozaikos egyezést mutatnak. Az M^1 -nek mesolopheja van, a para- és protoconus elülső részén kapcsolódás nem fordul elő. Az M_1 Anwilban igen nagy variálást mutat, míg a hasznosiak egységesek. Az ábrázolt M_2 -nek mesolophidja nincs. A többi ENGESSER által ábrázolt *M. gregarium* példányok Sansanból, La Grive-ből, Steinheimből, Vermes-ből és Zeiglingenből nagyfokú variabilitásuk ellenére nem komplikált rajzolatúak. A *Megacricetodon minor* (LARTET) faj SCHAUB (1925) adatai szerint méretében megegyezik a hasznosi példányokkal, míg az alsó fogak La Grive-ből egyszerűbbek, addig a felsők igen nagyfokú azonosságot mutatnak. Különösen a főkúpok közelsége, szigetalkotó jellege és a hosszú mesolophid jelzi ezt.

Később FAHLBUSCH (1964) a SCHAUB-féle (1925) példányt *Megacricetodon schaubi* néven írta le. A *M. bourgeouvi* (SCHAUB 1925) burdigaliai leletei Suevresből igen egyszerű M_1 -et és M_2 -t mutatnak, mintegy alapformáját a *Megacricetodon* nemzetségnek. A *M. ibericus* (SCHAUB 1944) M_1 -én az anteroconid erősen kétszátatú és keskeny kúpjai átlósan helyezkednek el, így a hasznosi példányoktól eltérő fejlődési vonalat képviselnek.

A *M. collongensis* (MEIN 1958) Vieux-Collonges-ből közepesen fejlett

mesoloph—mesolophidot tartalmaz, a kúpok szigetalkotó jellege csak az M^2 -nél határozott A FEJFAR (1974) által leírt *M* aff *collongensis* példányok mesolophidja rovid vagy nincs, a fogak erősen megnyúltak, nem osszenyomottak

A *M primitivus* (FREUDENTHAL 1963) faj, mint neve is mutatja, igen kis méretű, leegyszerűsödött fogszerkezetű, az M_1 redukált anteroconiddal, rovid mesolophiddal rendelkezik

A *M bavaricus* (FAHLBUSCH 1964) fajt eredetileg mint a *M gregarvus* al-faját írták le A holotypus M_1 Langenmoosenből gyakran kettős anteroconidú, az anterolophid epifiziseit jellegzetesen viseli, a mesolophid közepes vagy hosszú A többi fog viszonylag egyszerű felépítésű

A *M* aff *bavaricus* (FAHLBUSCH 1964) komplikálódó, záródó kúprendszerre sokkal inkább hasonlít a hasznosi példányokhoz, mint az originalis *M bavaricus*-hoz

A *M similis* (FAHLBUSCH 1964) redukált M_1 anteroconidja és rovid mesolophidja (a holotypusnál) nehezen egyeztethető össze az M^1 — M^2 (FAHLBUSCH 1964, Abb 53) igen komplikált, hosszú mesolophes fogaival Amennyiben a holotypus nem M_1 — M_2 lenne, hanem M^1 — M^2 , úgy nagyfokú azonosság állna fenn a német és a magyar leletek között A FAHLBUSCH által (1964, Abb 53) ábrázolt fogak a legbonyolultabb Megacricetodonok az összes eddig leírt faj példányai között

A *M minutus* Inzensdorfnál (DAXNER 1967) a hasznosi leletek minimuma alatti méretű M^1 — M^2 -vel rendelkezik, nagyfokú a magyar példányokéhoz hasonló irányú fogelem komplikálódás

A *M debruynei* (FREUDENTHAL 1968) *M minor* méretű, kisebb a hasznosinál, s az M_1 gyakran kettősen osztott A mesolophe rovid vagy közepes Egyyszerű fogfelépítésű, megnyúlt formájú alak

Az AGUILAR (1980) által Anwilből leírt *M germanica* a hasznosi példányoknál jelentősen nagyobb, fogszerkezete ha nem is olyan bonyolult, mint a magyar leleté, de ugyanazt a tendenciát jelzi

Amikor a hasznosi példányok morfológiai rokonságát keressük, a legstabilabb bélyeg (mesoloph) jelenléte alapján a *M gregarvus*, *minor* (= *schaubi*), *bavaricus* és a *similis* fajok jöhetnek számításba A *M gregarvus* és *bavaricus* az igen eltérő egyéb jellegek miatt más vonalat képvisel A *schaubi* és *similis* fajok között a kismértékben eltérő méretek ellenére inkább a *similis* nagyságkategóriája közelíti meg a hasznosi példányokat A holotypus és a paratypusok közötti ellentmondás (FAHLBUSCH 1964) alapvonásaira már utaltunk A populációk széles variációja valószínűleg azt jelzi, hogy a holotypusnak kiválasztott M_1 — M_2 redukált mesolophidú, egyszerű felépítésű szélső variáns Mindaddig, amíg a „*similis* kérdést” nem sikerül megoldani, a hasznosi példányok pontosabb korrelálására sincs lehetőség *Megacricetodon similis*-t ismerünk az Alpok térségéből (Giggenhausen, Marktl, Anwil) Dél-Franciaországból (Aiguines, Champ de Mathieu) és Spanyolországból (Nombreville) A típuslelőhely Giggenhausen és Marktl az MN 9 zóna elején helyezkedik el (JUNG—MAYR 1980), Anwil az MN 8-ba tartozik AGUILAR (1982) eltérő emlős-zonációjában a serravalli—tortonai határt a C-5 zónát képviselő Anwil és a D-1 zónát jelző Nombreville lelőhely tartozik Mindezek alapján a Hasznos lelőhelyről megismert *Megacricetodon „minor”* csoport (aff *similis*) az MN 8—9 zónát valószínűsíti, kismértékben fiatalabbat, mint a korábban közölt (KORDOS 1981) előzetes rétegtani besorolás

Eumyarion aff *bifidus* FAHLBUSCH

A n y a g Hasznos = 2 db M², 2 db M₁

Az *Eumyarion* nemzetség jellegzetes fogai csak igen csekély számban fordultak elő Hasznoson a többi *Cricetidae*hez és kisméltóshoz viszonyítva is

M² Tomor fogszerkezetű alak, hosszanti redővel, amelynek íve összekapcsolja a proto- és paraconust, valamint a hypoconust és a metaconust. A hosszú mesolophe kifut a cingulum nélküli labiális peremre

M₁ (IV tábla 21—22) Az anteroconid egyszerű, a linguális anterolophulid fejlett, a protoconidig ér, cingulumot alkot. Labiális anterolophid nincs, az anteroconid és a metaconid széle összeér. Az antero- és a metaconid közötti metalophulid megvan, rövid linguális epifízissel. A proto- és metaconid, bár közel fekszik egymáshoz, nem kapcsolódik. A mesolophid hosszú, kieri a labiális cingulumig, miközben kapcsolódik a metaconidról lefutó redővel. Gyenge ectomesolophid is van, amely kifut a linguális fogperemig. A hypo- és entoconid között éles keresztirányú redő (hypo- és entolophid) húzódik, amelyet hátulról széles ívelt sávban összefog a posterolophid.

Méreték M² = 1,1—0,9 mm, 1,05—0,9 mm,

M₁ = 1,8—1,1 mm, 2,0—1,2 mm

Osszehasonlítás. A nemzetség típusa a SCHAUB (1925) által leírt *Cricetodon helveticum*. Az M₁ hosszúsága azonos méretkategóriát ad a hasznosi példányokkal, de a Schaub-féle példány M²-je jelentősen nagyobb. A Rumikonból és Schwamendingenből származó M₁-ek (SCHAUB 1925) egyszerűek, míg az M² hasonló morfológiájú. A sansoni *Cr. helveticus* (STEHLIN—SCHAUB 1951) M₁-én az anteroconid nem kapcsolódik a többi fogelemhez, s a proto—paraconid nem különül el egymástól.

Az *E. medvus* (LARTET) faj lectotypusa Sansanból (M¹—M²) rendkívül öreg, lekopott példány, amelyen a morfológia nem rekonstruálható, mérete alapján hasonló az *E. helveticus*-hoz (FAHLBUSCH 1969). A langemooseni lelet M² mesolopheja hosszú, s a fogszerkezet bonyolult (FAHLBUSCH 1964).

Az *Eumyarion latior* és *weinfurteri* fajokat leíróik, SCHAUB és ZAPFE (1953) a *Cr. helveticum*-hoz, mint alfajt sorolták be. A típusban alsó fog nincs, de a felsők alapján mindkét taxon méreteiben jelentősen felülmúlja a hasznosi példányokét. FEJFAR (1974) részletesebben feldolgozta ugyanezen és más csehországi lelőhelyek *Eumyarion* anyagát, s mindezek alapján azok a hasznosiaknál bonyolultabb felépítésűeknek bizonyultak.

Az *E. bifidus* (FAHLBUSCH 1964) fajból Hasznoson a jellegzetes M¹ nem áll rendelkezésre, csak az M₁ és az M². Ezek mérete azonos az Obere Süsswasser Molasse leleteinél és a hasznosiaknál. Bár a német példányok általában bonyolultabbak, s az antero—para—protoconid kapcsolódásban nagy variációt mutatnak, a hypo—entoconid rendszer azonos szabása rendszertani összefüggést sejtet. Csehországból FEJFAR (1974) Strakonice lelőhelyen talált két *E. bifidus* fogat, amelyeket kérdésesen a kárpátiba sorolt be. Az M₁ mérete egyezik a hasznosival, a fog elülső felének mintázata is hasonló. Rudabányáról szintén ismerünk *E. bifidus* maradványokat FEJFAR határozásával (1981), amelyek kismértékben nagyobbak a torzsalaknál és a Hasznosról előkerülteknél is, valamint az M₁ elülső gumóinak kapcsolódása bonyolultabb, fejlettebb szintet képvisel. Az *Eumyarion bifidus* az Obere Süsswasser Molasse rétegeiből ismert, így Sandelzhausen (MN 6), Oggenhof (MN 7), Giggenshausen (MN 8) lelőhelyekről, ill. zónákból.

Rétegtani besorolás a Cricetidae maradványok alapján

A négy kimutatott Cricetidae közül a *Deperetomys* és a *Democricetodon* mindkét lelőhelyen azonos taxonnal, morfortípussal szerepel. A szentendrei *Deperetomys* egyszerűbb fogfelépítése esetleg egy korábbi stádiumot mutat. A két lelőhely Cricetidae leleteinek részletes feldolgozása pontosította a taxonok rendszertani helyét és evolúciós szintjét, így a korábbi közlésekhez képest (KORDOS 1981, 1982) kismértékben módosítani kell a lelőhelyek korbesorolását. Előzetesen a 6–7 MN zónát jelöltük meg, míg a *Deperetomys hagni* az MN 8, a *Megacricetodon* alak az MN 8–9, az *Eumyarion* a MN 6–8 emlős zónákat jellemzi. Mindezek alapján a bádeni—szarmata vulkanitokhoz kapcsolódó hasznosi és szentendrei szárazföldi uledékek a bádeni legvégén, de inkább a szarmatában rakódtak le. Nagyobb léptékű távkorrelációban a Cricetidaeek egyértelműen az alpi Obere Süsswasser Molasse fiatalabb rétegeivel megegyező korú képződményeket jelölnek.

IRODALOM — REFERENCES

- AGUILAR J. P. 1980. Nouvelle interprétation de l'évolution du genre *Megacricetodon* au cours du Miocène — *Palaeovertebrata Mem. Jubil. R. Lavocat* 355–364.
- AGUILAR J. P. 1981. Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des rongeurs et correlations avec l'échelle stratigraphique marine — *C. R. Acad. Sc.* 294 (2) 49–54. Paris.
- DAXNER G. 1967. Ein neuer Cricetodontidae aus dem Pannon des Wiener Beckens — *Ann. Naturh. Mus.* 71 27–36. Wien.
- ENGESSER B. 1972. Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland) — Inauguraldissertation Basel.
- FAHLBUSCH V. 1964. Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süsswasser-Molasse Bayerns — *Bayer. Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl. Abh.* N. F. 118 1–136.
- FAHLBUSCH V. 1966. Cricetidae (Rodentia, Mamm.) aus der mittel-miozänen Spaltenfüllung Erkensthofer bei Eichstatt — *Mitt. Bayer. Staatssaml. Palaont. hist. Geol.* 6 109–131.
- FEJFAR O. 1974. Die Eomyiden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei — *Palaontogr. Abt. A* 146 100–180.
- FREUDENTHAL M. 1963. Entwicklungsstufen der miozänen Cricetodontinae (Mammalia, Rodentia) Mittelspaniens und ihre stratigraphische Bedeutung — *Beaufortia* 10 (119) 51–157. Wageningen.
- FREUDENTHAL M. 1967. On the mammalian fauna of the Hipparion-beds in the Calatayud-Teruel Basin. Part III. *Democricetodon* and *Rotundomys* (Rodentia) — *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.* 70 (3) 298–315.
- FREUDENTHAL M. 1968. On the mammalian fauna of the Hipparion-beds in the Calatayud-Teruel Basin (prov. Zaragoza, Spain). Part IV. The genus *Megacricetodon* — *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.* 71 (1) 57–72.
- FREUDENTHAL M. — FAHLBUSCH V. 1969. *Cricetodon minor* Lartet 1851 (Mammalia, Rodentia). Request for decision on interpretation — *Bull. Zool. Nomenclature* 25 (4/5) 178–183.
- JUNG W. — MAYR H. 1980. Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süsswasser-molasse Süddeutschlands und ihre paleoökologische Deutung — *Mitt. Bayer. Staatsslg. Palaont. hist. Geol.* 20 159–173.
- KORDOS L. 1981. A hasznosi felső-miocén gerinces lelőhely kora emlős zonáció alapján — *Földt. Int. Évi Jel.* 1979-ről 459–463.

- KORDOS L 1982 Felső-miocén gerinces fauna Szentendréről — *Földt Int Évi Jel* 1980-ról 381—384
- LARTET E 1851 Notice sur le colline de Sansan 1—47
- MEIN P 1958 Les mammifères de la faune sidérolithique de Vieux-Collongensis — *Nouv Arch Mus Hist Nat* 5 1 1—122 Lyon
- MEIN P 1975 Biozonation du Neogène méditerranéen à partir des mammifères — Report on the activity of R C M N S working groups 78—81 Bratislava
- MEIN P — FREUDENTHAL M 1971 Une nouvelle classification de Cricetidae (Rodentia, Mammalia) du tertiaire de l'Europe — *Scripta Geologica* 2 1—37
- SCHAUB S 1925 Die hamsterartigen Nagetiere des Tertiärs und ihre lebenden Verwandten — *Abh Schw Pal Ges* 45
- SCHAUB S 1944 Cricetodontiden der Spanischen Halbinsel — *Eclogae Geol Helvetica* 37 (2) 453—457
- SCHAUB S — ZAPPE H 1953 Die Faunen der Miozänen spaltenfüllung von Neudorf an der March (CSR) Simplicidentata — *Sitzungsber Osterr Akad Wiss Math-naturw Kl Abbt* 1 162 (3) 181—215
- STEHLIN H G — SCHAUB S 1951 Die Trigodontie der simplicidentaten Naget — *Schweiz Palaontol Abh* 67

UPPER MIOCENE HAMSTERS (CRICETIDAE, MAMMALIA)
OF HASZNOS AND SZENTENDRE
A TAXONOMIC AND STRATIGRAPHIC STUDY

by

L KORDOS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepszablon út 14
H-1143

UDC 569.323.4.551.782.1(231.373.21)

Key words biostratigraphy, index fauna, Mammalia, Cricetidae, correlation, Upper Miocene, Central Transdanubia (Pilis Mts), Northeastern Hungarian Hills (Mátra Mts)

The first micro- and megafossiliferous Vertebrata localities ever found in pre-Pannonian Miocene deposits in Hungary were discovered in recent years at Hasznos on the W margin of the Mátra and near Szentendre N of Budapest (Fig 1). The Hasznos locality lies NE of the eponymous village, at the foot of the Vár-hegy (Castle Hill) of Hasznos, at the 8th kilometre-mark of the highway leading to Mátrakeresztes. The bedrock is represented by the andesites and tuffs of the Mátra Volcanics Formation constituting the Vár-hegy. Its surface (affected by erosion²) is unconformably overlain by the tuffaceous diatomaceous earth of terrestrial-palustrine origin making up the material of the fossiliferous locality. The other one is exposed in the Cseresznyés Ravine E of the town of Szentendre. The fossil finds are contained in a marly facies of the extremely varied terrestrial-freshwater sedimentary sequence overlying the final member of the Badenian andesite volcanism of the Szentendre—Visegrád Mountains (Mátra Volcanics Formation).

After preliminary notices and faunistical evaluations (KORDOS 1981, 1982), the present paper makes the reader familiar with the representatives of hamsters, the stratigraphically most important group *Deperetomys hagni hungaricus* n ssp and *Democricetodon hasznosensis* n sp have been recovered from both localities. The *Megacricetodon* "minor" group and *Eumyarion aff bifidus* FAHLBUSCH are known only from Hasznos.

During an evaluation based on a detailed study of the whole hamster material the problems of systematic classification could be cleared and biostratigraphic assignation and correlation were given further precision.

Cricetidae ROCHEBRUNE, 1883

Cricetodontinae STEHLIN-SCHAUB, 1951

Cricetodontini SIMPSON, 1945

Deperetomys hagni hungaricus n ssp

Deperetomys cf rhodanicus (DEPERET) 5 specimens — KORDOS, 1981

Cricetodon (Cricetodon) albanensis (MEIN et FREUDENTHAL) — KORDOS, 1982

Cricetodon sp (s 1) — KORDOS, 1982

M a t e r i a l Hasznos 26 specimens of M¹, 22 specimens of M², 19 specimens of M³, 18 specimens of M₁, 24 specimens of M₂, 16 specimens of M₃
Szentendre 3 specimens of M², 1 specimen of M₂, 3 specimens of M₃

H o l o t y p e Upper M¹ tooth deposited under code V 12714 (Vt 101) in the Palaeo-vertebrate Collection of the Hungarian Geological Institute (Pl I, f 1)

D e r i v a t i o n o m i n i s hungaricus = reference to the adjective for "Hungarian" in Latin and to the type area

S t r a t u m t y p i c u m tuffaceous diatomaceous earth, Mátra Volcanic Formation (?), Bademan—Sarmatian

L o c u s t y p i c u s minor outcrop and landslide at the 8th kilometre stone of the old road from Hasznos to Mátrakeresztes, at the E foot of the Vár-hegy (Castle Hill) of Hasznos

D i a g n o s i s Subspecies based on a specimen of great size with lengthy teeth and with a complicated structure of tooth elements slightly different from the type of *Deperetomys hagni* (FAHLBUSCH). The anterocone is always bifid, the anterolophule connects the antero- and posterocones. The mesoloph is short, it does not extend up to the labial margin of the tooth, closing a small island at the medial base of the paracone.

D e s c r i p t i o M¹ Hasznos (Pl I, f 1—3) Anteroconus bifid in all specimens (100%). What also could be observed on every specimen is that the anterolophule connects the antero- and protocone. The lingual epiphysis is a fold issuing from the anterolophule which reaches, in 86% of the cases, up to the tooth margin, in 14% of the cases it does not. Protocone, paracone, hypocone and mesocone are connected by a characteristic "X"-shaped fold junction at which, at the medial base of the mesoloph and the paracone, a small and characteristic island results. This feature is completely detectable in 51% of the cases, while in 49% there are minor deviations, but the elongated island, the long mesoloph typical of *Deperetomys hagni* (FAHLBUSCH) is never observed. The mesolophule connecting the hypocone and metacone forms a uniform fold in 47% of the cases, but it does not do so in 53%.

M² Hasznos (Pl I, 4—6) The anterolophule partly connects (25%) the protocone and the paracone, partly (75%) separates them from each other.

The fold system connecting the proto-, para- and hypocone encloses an island in 62% of the cases, being open in 38%. The apophysis jutting from the paracone and running towards the metacone is often connected with the mesoloph and the metacone (57% yes, 43% no), so a connection may be established between the two cones as well. The wavy fringe of the posterolophule is "pointed" at its tip, representing a characteristic feature of the tooth. Szentendre (Pl III, f 1—3). Comparing the 3 M^2 specimens with their counterparts from Hasznos, one will find that in the material from this locality the metacone is always independent, only the pointed tip of the posterocone adjoins the hypocone. In the case of the specimens from Hasznos this connection exists in 12 cases, but in 9 ones it does not. M^3 = Hasznos (Pl I, f 7—9). Reduced as compared to the elongate proportions of the other teeth, the M^3 consists of three main cones (para-, proto- and hypocone) and an intricate fold system connecting them. Along with the well-developed labial anterolophule, from time to time (in 50% of the cases), the lingual part is also developed, being occasionally dissociated from the former. From the fold connecting the paracone and the hypocone, along with the very strongly developed metalophule and parallel with it, a fold issues which often connects the paracone and the metalophule. Where this form comes into being, two islands are also formed (in 82% yes, in 18% not).

M_1 Hasznos (Pl II, f 1—3). The anteroconoid is provided with an apophysis on either side, with a lingual (33%) and a labial (93%) anterolophid. The anterolophid is bifid in 47% of the cases, being connected with both the protoconid and the paraconid. The characteristic "X"-shaped fold system between the proto-, hypo- and entoconid encloses an island in 71% of the cases, but it does not in 29% of them. Occasionally, a weakly developed mesolophid is formed in this ectolophid system. The hypoconid and postreolophid form a continuous, arched, final cingulum.

M_2 Hasznos (Pl II, f 4—6). The anterolophid forms a uniform arc with the metaconid. The anterolophid encloses an island with the anterolophid and the protoconid in 86% of the cases. In 95% of the cases the metaconid is not connected with the proto-, hypo- and entoconid arranged in an "X" pattern at the centre of the tooth. The hypoconid and posterolophid form a uniform final cingulum. Frequently enough (55%), the two elements are linked angularly with each other, and in such cases a short posterior apophysis is formed, similarly to the case of M^2 .

Szentendre (Pl III, f 4). From this locality only one very strongly worn-off specimen is known the pattern of which strongly resembles the identical tooth of the paratype of *Crictodon* (*Crictodon*) *albanensis* (MEIN et FREUDENTHAL). In the light of the other *Deperetomys* finds that have come from Szentendre into the fore, it seems to be more probable that this M_2 too belongs to the taxon *D. hagni hungaricus* n. ssp. from Hasznos. FAHLBUSCH (1969) figured a total of one M_2 (Taf 1, Fig 1) which is equally a specimen heavily affected by tear and wear. In Utrecht (the Netherlands) the present writer had the opportunity to directly compare the finds from Szentendre and Hasznos with the *Deperetomys hagni* teeth from Klein Eisenbach and he found that they were very much the same as far as this tooth was concerned.

M_3 Hasznos (Pl II, f 7—9). Tooth consisting of four main cones (meta-, proto-, hypo- and entoconid). The anteroconid and protoconid enclose an island in 93% of the cases. The four cones are connected with one another in

an "X" pattern in 81% of the cases The hypoconid-posterolophid arc is usually (63%) not connected with the entoconid Szentendre (Pl III, f 5—6) The three M₃ specimens derive from juvenile, adult and senile individuals Where in the case of the teeth from Hasznos the "X" connecting the four cones is present in the majority of the cases, in their counterparts from Szentendre the metaconid does not participate in the interlocking If this observation is not merely a freak of chance, so the Deperetomys finds from Szentendre must mark lower grade of evolution than the form from Hasznos

Measurements see in the Hungarian text

Having compared the tooth¹ dimensions of *Deperetomys hagni hungaricus* n ssp of Hasznos and Szentendre with the data of other forms of this genus and their closest relatives, one can draw the conclusion that the Hungarian finds are explicitly big forms that are more elongated than the holotype of *Deperetomys hagni* (FAHLBUSCH) On the other hand, the same taxon reported by ENGESSER (1972) from Anwil has an explicitly shorter M¹ As shown by MEIN and FREUDENTHAL (1971), the genotype *Deperetomys rhodanicus* (DEPERET) is extremely elongate (M¹ 3.9 × 2.1 mm) The dimensions and proportions of the specimens from Hasznos are matched best by the lectotype and paralectotype from Sansan of *Cricetodon sansaniensis sansaniensis* LARTET (FAHLBUSCH, 1964) Nota bene, FAHLBUSCH described the subspecies *hagni* as a new subspecies of the former The metric data of the lower and upper teeth correlate very well, in addition, with *Turkomys* (TOBIEN, 1978) and *Hispanomys* (AGUILAR, 1981) Where the M₂ of *Turkomys* is extremely short and wider than M², *Hispanomys* has an extremely reduced M³ Thus the data available imply that the two genera belong to basically different lineages

The simple index termed stability coefficient has been introduced to enhance safety in assessing the variability of the individual tooth elements and thus the judgement of their evolutionary and taxonomic value The frequencies of the features based on two variables (yes or no) have been assigned to five categories (100—91% = 1, 90—81% = 2, 80—71% = 3, 70—61% = 4, 60—50% = 5), where the feature being studied increases in stability with the decrease of the values The averaged stability coefficient used for the individual teeth or their totality gives an answer as to the evolutionary plasticity of the taxon or to its stability

In the Hasznos specimens of *Deperetomys hagni hungaricus* ssp the basic data and values of the stability coefficients of the teeth and their elements are as follows

	coeff	M ¹	
		yes	no
anterocone bifid	1	22 (100%)	0 (0%)
anterolophule well-developed	1	22 (100%)	0 (0%)
lingual epiphysis available	2	19 (86%)	3 (14%)
"X" includes an island	5	13 (59%)	9 (41%)
posterolophule pointed	5	10 (47%)	11 (53%)
coefficient of tooth	2.8		
M²			
anterolophule connecting	3	5 (25%)	15 (75%)
"X" includes an island	4	13 (62%)	8 (38%)
mesoloph short	5	12 (57%)	9 (43%)
coefficient of tooth	4		

M³			
lingual anterolophule	5	9 (50%)	9 (50%)
"X" includes an island	2	14 (82%)	3 (18%)
posterior island available	5	8 (44%)	10 (56%)
coefficient of tooth	4		
M₁			
labial anteroconid	1	13 (93%)	1 (7%)
lingual anteroconid	4	5 (33%)	10 (67%)
anterolophulid bifid	5	7 (47%)	8 (53%)
"X" includes an island	3	10 (71%)	4 (29%)
mesolophid available	5	8 (57%)	6 (43%)
coefficient of tooth	3 8		
M₂			
anterolophid is forming an island	2	19 (86%)	3 (14%)
metaconid independent	1	1 (5%)	20 (95%)
"posterior angle"	5	11 (55%)	9 (45%)
coefficient of tooth	2 6		
M₃			
antero- and posteroconid are forming an island	1	15 (93%)	1 (7%)
"X" connection exists	2	13 (81%)	3 (19%)
hypoconid—posterolophid—entoconid are forming an integrate arc	4	6 (37%)	11 (63%)
coefficient of tooth	2 3		

As a result of the above examination which has been used as a test and which has taken few elements into consideration, the conclusion can be drawn that M_3 , M_2 and M^1 have the most stable tooth structure, while M^3 , M^2 and M_1 are highly variable. At the same time, these data indicate which isolated tooth is the most suitable for the designation of the holotype (M^1). They also give information on the diagnostic value of each particular character. In the case M^1 , the bifidness of the anterocone and the presence of a well-developed anterolophule are of absolute value, while the central area of the tooth is variable.

Democricetodon hasznosensis n. sp.

Democricetodon minor (LARTET) 4 specimens — KORDOS, 1981

Democricetodon minor (LARTET) — KORDOS, 1982

Material Hasznos 10 specimens of M^1 , 9 specimens of M^2 , 2 specimens of M^3 , 17 specimens of M_1 , 16 specimens of M_2 , 7 specimens of M_3
Szentendre 1 specimen of M_1 , 1 specimen of M_2 , 1 specimen of M_3

Holotype M_1 tooth deposited under code V 12715 (Vt 102) in the Palaeovertebrate Collection of the Hungarian Geological Institute (Pl. IV, f. 10)

Derivatio nominis after the name of the village Hasznos (Nógrád County), in the presents of which the locality is situated

Stratum typicum tuffaceous diatomaceous earth, Mátra Volcanics Formation (?), Badenan—Sarmatian

Locus typicus minor outcrop and landslide at the E foot of the Var-hegy (Castle Hill) of Hasznos (Nógrád County), at the 8th kilometre-mark of the old road from Hasznos to Matrakeresztes

D i a g n o s i s Democricetodon of medium size, with a simple tooth pattern with an M_1 having no (80—81%) mesolophid or but a reduced (18—20%) one

D e s c r i p t i o M^1 (Pl IV, f 1—5, 14) Anterocone undivided (100%) The lingual enteroloph reaches up to the protocone and thus forms a cingulum (90%) The labial anteroloph reaches up to the paracone and it forms a cingulum that is shorter than it is in the previous case (70%) The anterolophule connects the anterocone with the paracone (100%) Because of the presence of a well-developed anterocone, para- and protocone and island-like enclave is formed which is quite conspicuous on the specimens strongly affected by tear and wear (80%) The paracone with the short protoloph is connected with the anteroloph by the posterior base the protocone (100%) The mesoloph is of medium length, it does not extend beyond the imaginary line connecting the apices of the para- and metacone (100%) The outer margins of the para-metacone and the proto-hypocone are connected by a short metaloph (100%) The posteroloph is connected with the metacone, thus forming a posterosinus island (90%)

M^2 (Pl IV, f 5—7) The labial and lingual anterolophule are forming a well-developed cingulum and they are adjoining the proto- and paracone, respectively The para- and protocone are interconnected at the middle of the anterolophule and at the posterior arc of the two cones, respectively, thus forming an island at the median The mesoloph is long, usually extending as far as the labial cingulum The enterostyle and the mesostyle are forming a lingual and labial cingulum The metacone is usually connected with the hypocone The metacone, metaloph, hypocone and posteroloph system if often closed, resulting in an island

M^3 (Pl IV f 8—9) The anterolophe is reduced The protocone is quite distinct, the paracone is fold-like, exactly as it is the case with the hypocone The closed fold running around the tooth crown is forming a cingulum, while the metaloph with its Y-shaped bifurcation is producing two closed areas The fourth island results from the strengthening of the lingual cingulum between the proto- and hypocone The strong undulation of the posteroloph is divided by two lingual and labial constructions

M_1 (Pl IV, f 10—13) The anteroconid is uniform The labial anterolophid is well-developed, longer and stronger than the lingual one The anterolophid connects the anteroconid with the protoconid, at the junction of the protoconid and the metaconid The metaconid joins the protoconid with a short metaconid No mesolophid is present (81%) or if there is any, it is very reduced (9%) The entoconid joins the entolophid—hypolophid arc by a metalophid The hypoconulid is present in 58% of the cases

M_2 (Pl IV, f 15—18) The anterolophid is forming a narrow cingulum, its labial arc producing an island towards the protoconid The metaconid is so strongly shifted forwards that it merges with the lingual cingulum There are practically no connecting folds between the proto-, ento- and hypoconid, the coupling results from the coalescence of the cones In this medial connection the metaconid is not involved The posterolophid is connected with its lingual end to the entoconid, resulting in the enclosure of an island

M_3 (Pl IV, f 19—20) The labial anterolophid is well-developed, forming a cingulum in a wide arc and being attached to the protoconid by enclosing an island The lingual anterolophid is coalescing with a jutting metaconid Issuing from the protoconid, the metalophid extends upon the lingual margin,

where it meets the lingual cingulum, separating the metaconid and hypoconid and producing an island with either of the two. For the tooth dimensions of *Democricetodon hasznosensis* n. sp., see the Hungarian text.

Megacricetodon "minor" group (LARTET)

Material Hasznos 11 specimens of M¹, 2 specimens of M², 10 specimens of M₁, 7 specimens of M₂, 1 specimen of M₃

The genus *Megacricetodon* is the third in terms of frequency among the hamsters in the fauna from Hasznos, being preceded by *Deperetomys* and *Democricetodon*. Because of the ample range of variation of the tooth elements of the material available, it is impossible, on the present-day level of our understanding, to carry out a more exact taxonomic and systematic identification with the taxa already described from this genus.

M¹ (Pl. III, f. 7—8) The anterocone is in every case bifid, the fold in between being an extension of the groove running between the cones in the middle. In 76% of the cases the labial anterocone is more developed than the lingual one. The labial anterolophule continues in a cingulum in 81% of the cases, the lingual one does so in 72% of the cases. The anterolophule connects the lingual anterocone and the protocone. From the labial anterocone, very often (81%), a weakly developed anterolophule issues to continue towards the paracone. The paracone—protocone and hypocone—metacone pairs are situated almost symmetrically, the lingual nodules being shifted forwards by about 1/2 the size of a cone. The proto- and paracone are interconnected by an entolophule. Because of the subparallel of the two cones these are often interconnected even anteriorly, forming an island. The mesoloph is long in all cases, reaching from their origin up to the tooth margin or to three-quarters of it. In rare cases, the entomesolophule is present, too. The hypocone joins the metacone by a metalophule, the posterolophule is closed, forming an island.

M² (Pl. III, f. 7—8). Only two specimens are available. On these the proto- and paracone as well as the hypocone and metacone are enclosing an island. The mesolophule is long.

M₁ (Pl. III, f. 1—10) The anteroconid is generally simple, only in one case was it double. The anter sinus between the anteroconid and meta- protoconid is not provided with a distinct connecting fold, only a vague and intricate pattern connecting the two sides of the anteroconid as well as the proto- and metaconid can be observed. The mesolophid is shifted forwards, it is of medium length and is connected with the lingual end of the metaconid. The entoconid—ectolophid—hypoconid—posterolophid system is forming a closed arc.

M₂ (Pl. III, f. 11—12) The proto- and metaconid encloses an island, as the mesolophid is of medium length and it reaches up to the base of the metaconid. The entoconid—hypoconid—posterolophid system is forming a uniform arc.

M₃ The single specimen available is of intricate structure, being fairly affected by tear and wear. For its dimensions, see the Hungarian text.

Eumyarion aff *bifidus* FAHLBUSCH

Material Hasznos 2 specimens of M^2 , 2 specimens of M_1

The rather conspicuous teeth of the genus *Eumyarion* were found at Hasznos in only a very small number, just as was the case with the other Cricetidae and smaller mammals

M^2 A form of compact tooth structure with a longitudinal fold the arc of which connects the proto- and paracone as well as the hypocone and metacone The long metalophe extends onto the labial margin devoid of a cingulum

M_1 (Pl IV, f 21—22) The anteroconid is simple, the lingual anterolophid is well-developed, reaching up to the protoconid and forming a cingulum There is no labial anterolophid, the anteroconid and the metaconid edges are adhering The metalophid between the antero- and metaconid is present, being provided with a short epiphysis lingualis Although the proto- and metaconid lie close to each other, they are not interconnected The mesolophid is long, extending as far as the labial cingulum, being in the meantime interlocked with the fold running down from the metaconid There is a weak ectomesolophid, too which runs down as far as the lingual tooth margin Between the hypo- and entoconid there is a sharp transversal fold (hypo- and entolophid) which is bounded in the rear by a wide posterolophid band.

Dimensions. $M^2=1.1 \times 0.9$ mm, 1.05×0.9 mm,

$M_1=1.8 \times 1.1$ mm, 2.0×1.2 mm

Stratigraphic assignation on the basis of Cricetidae remains

Of the four identified Cricetidae, *Deperetomys* and *Democricetodon* are represented at both localities by the same taxa, by the same morphological type The more simple tooth structure of the *Deperetomys* specimens from Szentendre may possibly indicate an earlier stage The detailed study of Cricetidae finds from the two localities has added precision to the systematic position of the taxa and to their evolutionary level Thus, in comparison with the previous publications (KORDOS, 1981, 1982), the dating of the localities must be modified to some extent Nota bene, where MN zones 6—7 were proposed in the earlier communications, *Deperetomys hagni* is characteristic of MN 8, *Megacricetodon* of MN 8—9 and *Eumyarion* is diagnostic of the mammal zones MN 6—8. The conclusion can be drawn that the terrestrial deposits of Hasznos and Szentendre associated with Badenian—Sarmatian volcanics must have been deposited in latest Badenian or, rather, in Sarmatian time On the scale of long-distance interregional correlation the cricetids are clearly indicative of formations corresponding in age to the younger beds of the Alpine Obere Süsswasser Molasse.

I tábla — Plate I

Deperetomys hagni hungaricus n. ssp.

Hasznos

1 Holotypus — Holotype M¹ V 12 714 (Vt 101)

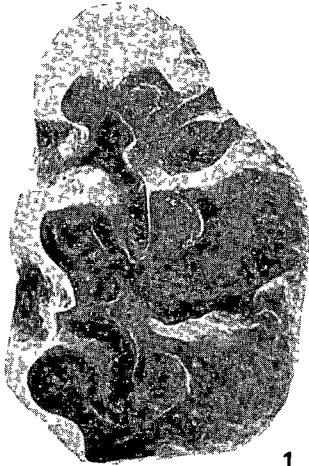
2—3 M¹

4—6 M²

7—9 M³

1—9 SEM 15×

Fotó PELLÉRDYNE—TAKÁCSNÉ



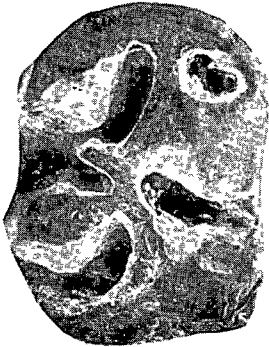
1



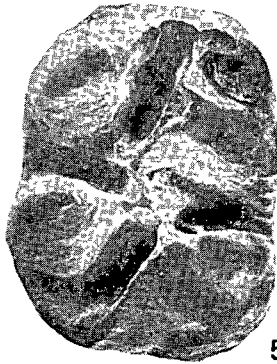
2



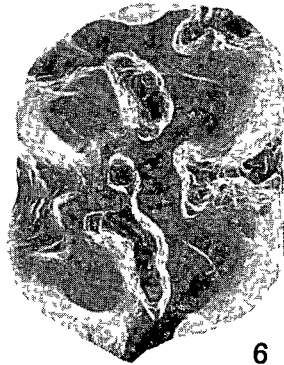
3



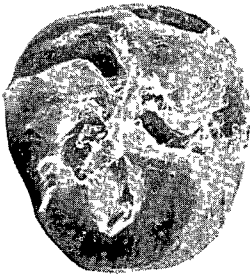
4



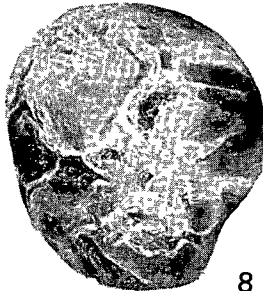
5



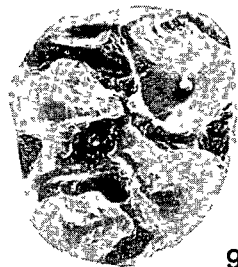
6



7



8



9

II tábla — Plate II

Deperetomys hagni hungaricus n. ssp.

Hasznos

1—3 M₁

4—6 M₂

7—9. M₃

1—9 SEM 15×

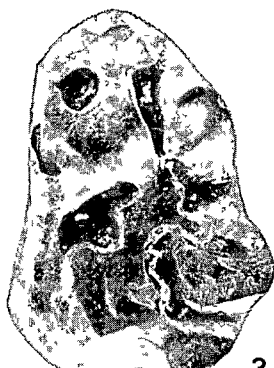
Fotó PELLÉRDYNÉ—TAKÁCSNÉ



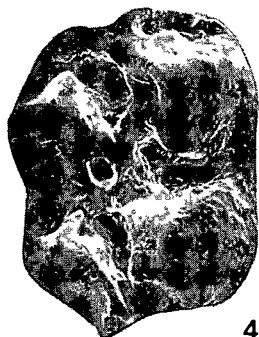
1



2



3



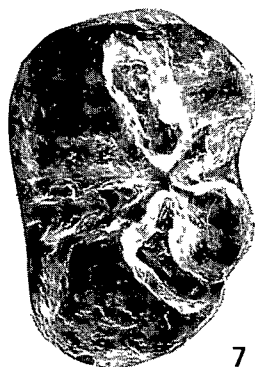
4



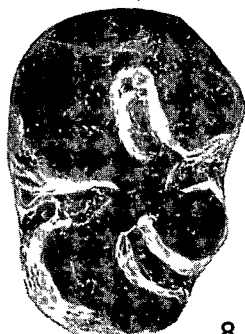
5



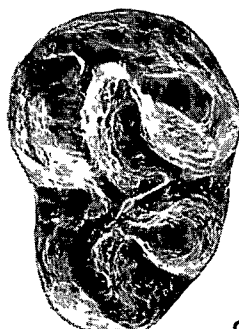
6



7



8



9

III tábla — Plate III

Deperetomys hagni hungaricus n. ssp

Szentendre

1—3 M²

4 M₂

5—6 M₃

Megacricetodon „minor” csoport — *Megacricetodon* “minor” group

Hasznos

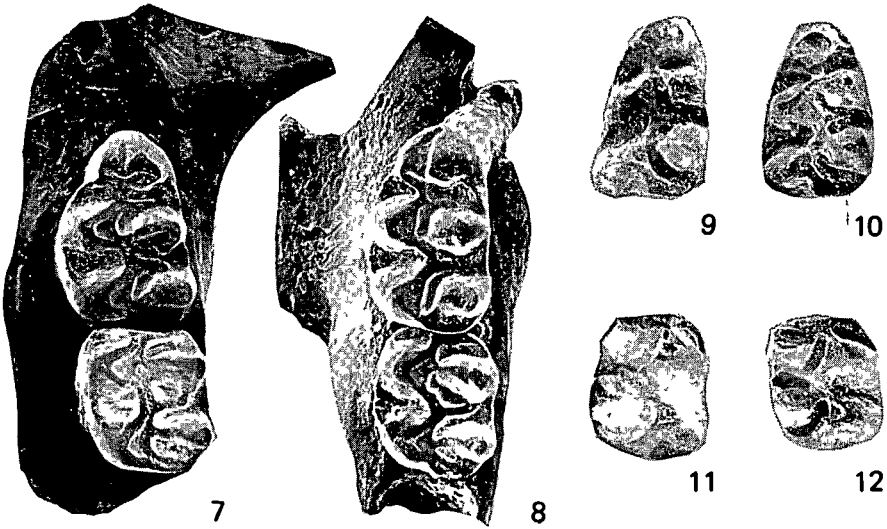
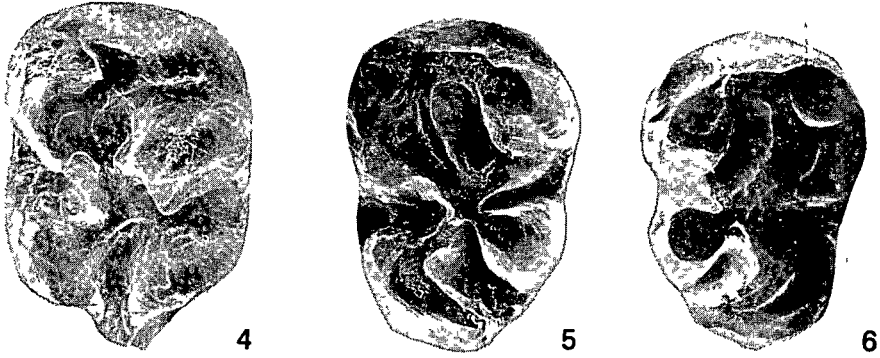
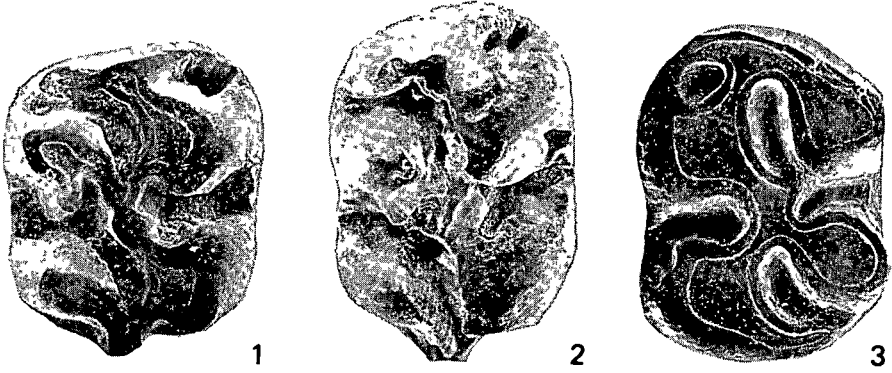
7—8 Maxilla töredék M¹—M²-vel — Maxilla fragment with M¹—M²

9—10 M₁

11—12 M₂

1—12 SEM 15×

Fotó. PELLÉRDY-NÉ—TAKÁCSNÉ



IV. tábla — Plate IV

Democricetodon hasznosensis n. sp.

Hasznos

- 1–4 M¹
 5 Maxilla toredék M¹–M² — Maxilla fragment with M¹–M²
 7 M²
 8–9 M³
 10 Holotypus — Holotype M₁ V 12 715 (Vt 102)
 11–12 M₁
 14 M¹
 15–17 M₂
 19–20 M₃

Szentendre

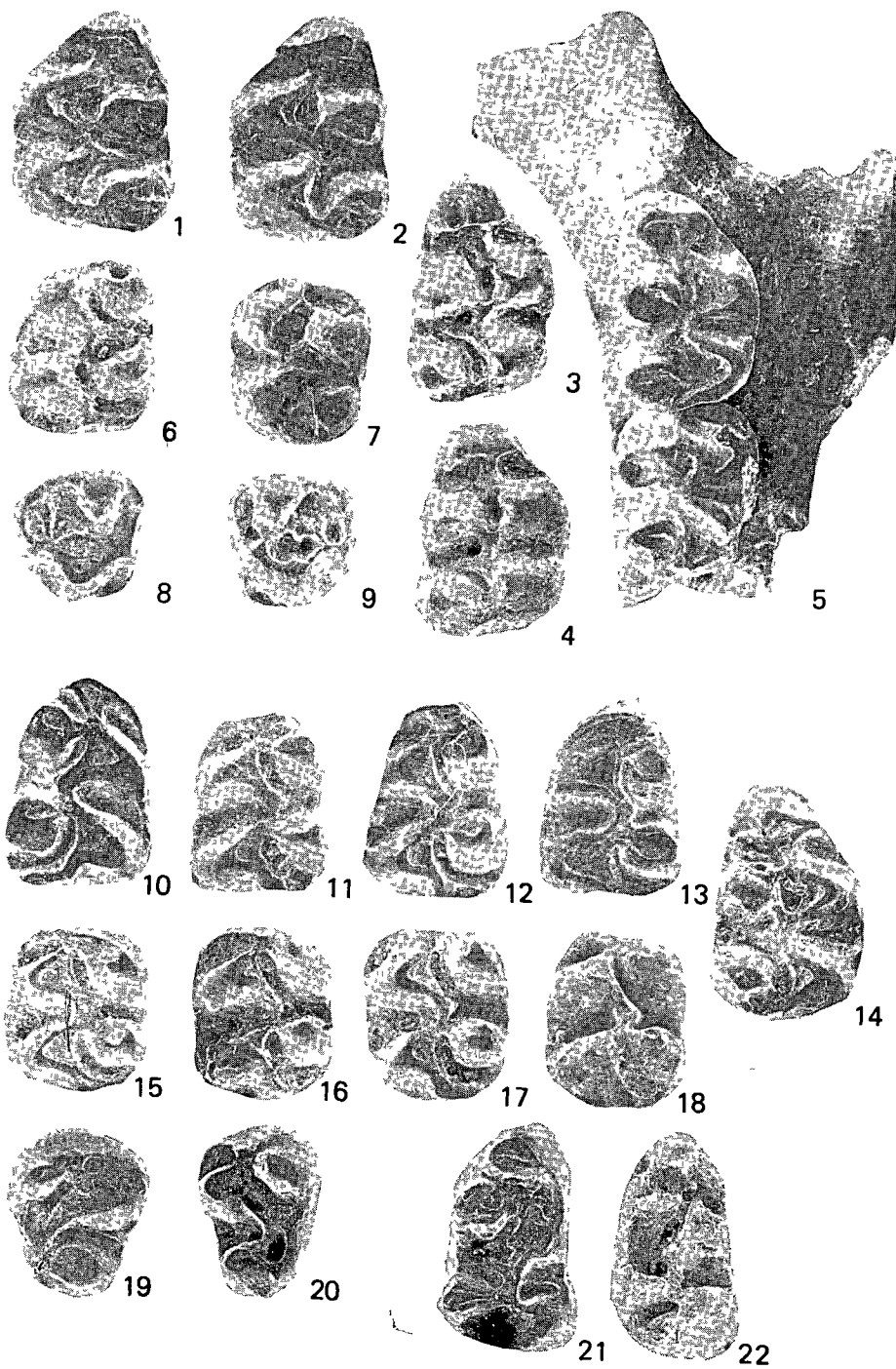
- 6 M²
 13 M₁
 18 M₂

Eumyarion aff. *bifidus* FAHLBUSCH

Hasznos

- 21–22 M₁
 1–22 SEM 15×

Fotó, PELLÉRDY-NÉ—TAKÁCSNÉ



RECENS TENGERI ALJZATMINTÁK GYŰJTÉSE ÉS VIZSGÁLATA A MAGYAR ÁLLAMI FOLDTANI INTÉZETBEN

RADÓCZ GYULA

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

ETO 552 14 551 35

T á r g y s z a v a k uledékkepződés, aktualizmus, litorális uledék-
képződés, kooperációs projekt, tudományos kutatás, Kuba, Florida, Voros-
tenger

Az uledékes kőzetek vizsgálatában széles körben elterjedt a mai tengeri környezetekre vonatkozó ismeretanyag felhasználása, az aktualizmus elve-
nek megfelelően. A geológusok és a paleontológusok gyakran helyszíni tapasztalatszerzésre törekkenek. A Magyar Állami Földtani Intézetben is már évek óta, szerény mértékben, de rendszeresen foglalkozunk a geológiához kapcsolódó recens tengeri adatok és különféle mintaanyagok gyűjtésével, a minták vizsgálatával és a könnyebben elérhető tengeri környezetek helyszíni tanulmányozásával. E rövid ismertetés ilyen irányú (kubai, floridai és voros-tengeri) munkánk történetéről ad áttekintést, egyben jelzi e tevékenység folytatásának szükségét is.

Az e téma keretében már közreadott néhány vizsgálati eredmény után, az Évi Jelentés ezen kötetében LELKES Gy -nek a kubai sekélyvízi karbonatos uledékek vizsgálatáról szóló tanulmánya jelenik meg. A további vizsgálati eredmények közreadására terveink szerint a következő években folyamatosan kerül majd sor.

A Magyar Állami Földtani Intézetben tíz év óta rendszeresen foglalkozunk recens tengeri uledékek gyűjtésével és ezek vizsgálatával. Kis mennyiségben korábban gyűjtött anyagokkal is rendelkezünk. Az I világháború előtti Magyar Adria Expedíciók jelentős mennyiségű aljzatomintáiból azonban — amelyek gyűjtésében a Najade hajó fedélzetén egykori intézetünk is képviseltette magát (KOCH N — KORMOS T 1914) — alig maradt meg mintaanyag és azok vizsgálatáról is csupán előzetes jelentés ismeretes (SZALÁNCZI K. 1934).

A jelenkori tengeri uledékek és a kapcsolódó élővilág tanulmányozása (aktuálgeológia, aktuálpaleontológia) igen fontos az uledékes kőzetek fácies-vizsgálata szempontjából. A gyűjtött anyagok többek között az egyetemi oktatást is szolgálják. Ez ideig főleg kubai anyagokkal és azok vizsgálati eredményeivel rendelkezünk, azonban intézetünkben többen már földközi-tengeri, floridai és voros-tengeri (egyiptomi) anyagok vizsgálatával is foglalkozunk. A gyűjtött anyagokból — részben tenger alatti színes fotódokumentáció, részben rajzok — állandó kiállítás szervezése is folyamatban van.

A kubai megfigyeléseket az egykori kubai — magyar geológiai térképező csoport tagjaival (NAGY E, BREZSNYÁNSZKY K, JAKUS P, KÖRPÁS L.)

együtt 1972-ben kezdtük, majd 1973-tól konzultációs kapcsolatot létesítettünk a Kubai Tudományos Akadémia Tengertani Intézetének több munkatársával. Ilyen alapon Kubában 1975—1976-ban 1—2 hetes tengeri kutató expedíciókban is részt vettem. A Tengertani Intézetben folyó tanulságos munkát elsősorban OTTMARA A SUAREZ (tengergeológus), O GOMEZ, P ALCOLADO, N MARTINEZ (bentosz kutatók) és mások onzetlen segítségével alapján ismertük meg.

1974-ben FULOP J akadémikus megértése és osztonzése alapján e témában együttműködési javaslatot készítettünk, s így 1976-ban a Kubai és a Magyar Tudományos Akadémia között 3 évre ilyen irányban is létrejött együttműködési megállapodás. Ennek keretében NAGY ELEMÉRREL a kubai térképezési munkánk végén (1977-ben) 6 hónapig a kubai Tengertani Intézetben dolgoztunk és így további tengeri expedíciós munkában is részt vettünk. Közben egyéb kubai intézmények tengerrel és a tengeri élővilággal foglalkozó kutatóival is hasznos szakmai megbeszéléseket folytattunk. Így pl a KTA Geológiai és Paleontológiai Intézetében A DE LA TORRE (paleontológus) és G FRANCO (paleontológus—geológus), a zoológiai intézetben H SARASUA, J ESPINOSA és J MILERA (malakológusok), M JAUME (malakológus—természetkutató) segített a bentosz élővilág tanulmányozásában.

A Kozponti Foldtani Hivatal 1976-tól az aktuálgeológiai munkát anyagilag is támogatja. Kezdeményezésére 1976-ban a kubai Nehézipari Minisztérium geológiai vonalán is létrejött (és ezen a területen azóta is fennáll) a recens uledékképződés tanulmányozását célzó együttműködés. Ennek keretében a kubai selfterület ipari jellegű kutatásával foglalkozó GEOMAR csoport munkaterületén belül, ezideig az alábbi magyar geológusok vettek részt 1-1 hónapos tanulmányúton — elsősorban CARLOS SUYI vezetésével 1976-ban Császár G és Haas J (MÁFI), 1978-ban BÉRCZI I és BOHN P (OKGT, KFH), 1979-ben BOHNÉ HAVAS M és ORAVECZNÉ SCHEFFER A (MÁFI), 1980-ban LELKES GY és LESS GY (MÁFI), 1982-ben MÜLLER P és RÉVÉSZ I (MÁFI, OKGT), 1983-ban GRILL J és RADÓCZ GY (MÁFI), 1985-ben BENCE G és CSERNY T (MÁFI).

A tengerből általunk kiemelt mintaanyagok rendszerint a néhány m (max 8—10 m) mélységű partmenti sávból, ill a különböző szélességű selfterületről származnak. A szigetország selfterületének egyik déli (Golfo de Batabano) és egyik északi (Bahia la Mulata) részéből, a laza uledékek egymásra következő rétegeiből fúrású anyagaink is vannak. A Batabanói-obol fúrású anyagait részben a Tengertani Intézettől kaptuk, részben pedig, ugyanúgy mint a Bahia la Mulata-i fúrású anyagokat, a GEOMAR csoporttól vettük át vizsgálat és összehasonlítás céljára.

A kubai tengerek nagyobb (40—50 m) vízmélységű területéről származó szerényebb gyűjtemény anyagokat — a mintavételi helyek előzetes megbeszélése alapján — részben kubai búvárok és kollégák (elsősorban C SUYI), részben pedig egy kirándulás alkalmával a budapesti Amphora Konnyúbúvár SC tagjai (főképpen SOLT P MÁFI) vették számunkra. Ezen túlmenően Kuba É-i részének (Mariel, Marianao—Havanna, Cojimar) tengerszakaszain több 10 m mélységből az építőipar céljára kitermelt homokból is gyűjtöttünk és vizsgáltunk mintákat.

A mintaanyagok intézetünkben végzett vizsgálatának eredményeit (számos ásványtani, kémiai, uledékközettani, mikroszkópos mikrofácies, Foraminifera és egyéb őslénytani, valamint különféle műszeres rontgendiffrakciós, termikus, spektroszkópos és izotóp vizsgálati eredményt) folyamatosan adtuk

át a kubai félnek. A laboratóriumi elemzések, előadások és kéziratok jelentések mellett már néhány publikáció is készült (RADÓCZ GY 1979a, c, 1981, HAJÓS M —NAGY E —RADÓCZ GY 1980, HERNANDEZ A —GUERRA R —RADÓCZ GY —SUYI C 1982, FRANCO G L —RADÓCZ GY 1983)

Ugyanebben az Évi Jelentés kötetben LELKES GY a kubai recens karbonátos uledékekben végzett eddigi szedimentológiai vizsgálati eredményeit foglalja össze. A továbbiakban, részben kubai társszerzőkkel, folytatódik a vizsgálati eredmények közzététele. A tervben szerepel az egyéb tengerek aljzatmintái vizsgálati eredményeinek publikálása is.

A Kubához viszonylag közeli, sok vonatkozásban azonos, floridai fácies-területeket a helyszínen 1982-ben HAAS J tanulmányozta a KFH és a United States Geological Survey közötti együttműködési megállapodás keretében, részben kutatóhajóval. Tapasztalatairól több előadásban is beszámolt. A gyűjtött minták vizsgálata folyamatban van. Ennek a tanulmányútnak az a tény adott különös jelentőséget, hogy a floridai self egyike a világ legalaposabban tanulmányozott sekélytengeri környezetének és olyan kiváló szakemberek segítették a tájékozódást, mint E. A. SHINN és L. N. GINSBURG.

A voros-tengeri anyagok rendszeres gyűjtését, valamint a minták egy részének összehasonlító jellegű vizsgálatát 1983-ban kezdtük el. Ezeket az 1983. évi első mintaanyagokat az Amphora KSC hurghadai (Egyiptom) túrája során SOLT P gyűjtötte, terveinknek és a gyűjtésre vonatkozó megállapodásnak megfelelően. Az Amphora Konnyűbúvár SC 1984. évi túrájához kapcsolódva, az intézet anyagi hozzájárulásával, közvetlenül vettem részt a gyűjtésben, valamint a Voros-tenger Hurghada melletti szakaszának tanulmányozásában. Ezeket a tanulmányutakat a kubaitól és a floridaitól is eltérő formában kellett megszervezni, miután Egyiptomban nem rendelkezünk társintézménnyel.*

A Foldközi-tengerből már a korábbi években is gyűjtöttünk mintaanyagokat magánkirándulások alkalmával, jelentősebb vizsgálatokra azonban még nem került sor.

A magyarországi -fáciesvizsgálatok szempontjából elsősorban a meleg-tengeri gyűjtésekre és vizsgálatokra törekedtünk, miután Magyarországon a mezozoikum és a harmadidőszak folyamán is uralkodóan trópusi-szubtrópusi éghajlat volt. A helyszíni munkákban való részvétel onmagában is rendkívül hasznos a kutatók számára, hiszen közvetlenül tanulmányozhatják az uledék-képződési feltételeket és a még laza (diagenezis előtti) uledékeket, valamint azok élővilágát.

Terveink szerint a vonatkozó gyűjtést és a vizsgálatokat folytatjuk. Az egymástól távol eső trópusi területek vizsgálati eredményeinek összehasonlítása külön is tanulságosnak ígérkezik, ugyanakkor a továbbiakban a nem trópusi recens környezeteket is indokolt behatóbban megismerni.

*A szerző a kézirat leadása után, 1985-ben a Maldív-szigetek atoll környezetében végzett megfigyeléseket és gyűjtött mintákat az Amphora KSC több résztvevőjével együtt.

IRODALOM — REFERENCES

- CSASZAR G — HAAS J 1976 Jelentés jelenkori tópusi uledékképződés megfigyelésére tett kubai tanulmányútról — Foldt Int Adattár T 5940, kézirat
- FRANCO G L — NAGY E — RADÓCZ GY 1978 Desarrollo de las facies coralinas desde el oligoceno hasta el reciente en la región oriental de Cuba — Geologie en Mijnbouw 57 (2) 173—176
- FRANCO G L — RADÓCZ GY 1983 Acerca de los sedimentos marinos recientes — Contrib geol de Cuba oriental 163—168 La Habana
- FRANCO G L — RADÓCZ GY — NAGY E 1981 Contribution to the study of fossil coral facies development in Eastern Cuba — Acta Geol Ac Sci Hung 24 (2—4) 257—264
- HAAS J 1980 Aktuogeológiai program (tervezet) — Foldt Int Adattár T 9309, kézirat
- HAAS J 1982 Jelentések az 1981 december 26 — 1982 február 26 között az Amerikai Egyesült Államokban tett tanulmányútról — Foldt Int Adattár T 11 452, kézirat
- HAJÓS M — NAGY E — RADÓCZ GY 1980a Diatomak Kuba ÉNy-i partszegélyéről — Foldt Int Évi Jel 1978-ról 437—483
- HAJÓS M — NAGY E — RADÓCZ GY 1980b Diatomeas de la zona sublitoral de Cuba noroccidental — Ciencias de la Tierra y del Espacio, Acad de Cienc Cuba 2 67—74
- HERNANDEZ A — GUERRA R — RADÓCZ GY — SUYI C 1982 Características geológico-geomorfológicas y recursos minerales de un sector del shelf Noroccidental de la Provincia de Pinar del Rio (Bahía la Mulata, Ensenada de Tortuga) — Publ Centro Invest Ser Geol 57—66
- KOCH N — KORMOS T 1914 A magyar földtani intézet részvétele az első magyar Adriai expedícióban — Foldt Int Évi Jel 1913-ról 595—599
- KORECZNE LAKY I 1980 Kísérleti elektroscanning felvételek recens Foraminiferáról — Foldt Kozl 110 251—275
- LELKES GY 1983 I Recens tópusi sekélyvízi karbonátos uledékek szedimentpetrográfiai vizsgálata II Kubai recens sekélyvízi karbonátos uledékek néhány jellegzetes szemcsetípusának mikrofacies atlasza — Foldt Int Adattár T 12 377, kézirat
- LELKES GY — LESS GY 1980 Jelentés az 1980 május 5—30 közötti kubai tanulmányútról — Foldt Int Adattár T 9359, kézirat
- MULLER P — RÉVÉSZ I 1982 Útjelentés Kubai tanulmányút 1982 április 28 — május 29 — Foldt Int Adattár T 10 692, kézirat
- ORAVECZNE SCHEFFER A — BOHNE HAVAS M 1979 Jelentés a Központi Földtani Hivatal és a Ministerio de Minería y Geología de Cuba közvetlen együttműködési terve keretében lebonyolított tanulmányútról — Foldt Int Adattár T 8690, kézirat
- RADÓCZ GY 1979a Aktuogeológiai megfigyelések (zonációk és tanatocenózis) kubai sziklás tengerpartok mentén — Foldt Int Évi Jel 1977-ről 327—342
- RADÓCZ GY 1979b Zonación y tanatocenosis de las costas rocosas de Cuba — Ciencias de la Tierra y del Espacio, Acad de Cienc de Cuba 1 69—79
- RADÓCZ GY 1979c Tengerben—tengerparton Kubában — Ősl Vitak 24 89—101
- RADÓCZ GY 1981 Cypraea surinamensis en aguas cubanas — Contrib Malacol „Rafael Arango y Molina”, Cuba, 2 (5) 3—7
- RADÓCZ GY 1983 Cypraea surinamensis Kubából — Soosiana 10—11 7—10 Budapest
- SZALÁNCZI K 1934 Az Adriai tenger feneketalaja — előzetes jelentés — Doktori ért Tiszántúli Konyv- és Lapkiadó RT Debrecen

SAMPLING OF MODERN SEA BOTTOMS
AND STUDY OF SEA BOTTOM SAMPLES AT THE HUNGARIAN
GEOLOGICAL INSTITUTE

by

GY RADOCZ

Hungarian Geological Institute Budapest, Népszádion út 14
H-1143

UDC 552 14 551 35

Key words sedimentology, uniformitarianism, nearshore sedimentation, international cooperation, research, Cuba, Florida, Red Sea

According to the principle of actualism, evidence on present-day marine environments is widely used in the study of sedimentary deposits. Geologists and palaeontologists are eager to acquire in situ experience. The staff of the Hungarian Geological Institute too have been dealing, at a modest rate, but regularly, with collecting modern oceanographic data and various kinds of samples, with studying these and carrying out in situ observations in marine environments that are of comparatively easy access. This short information reviews the history of our work of this kind (Cuba, Florida and Red Sea). The imperative need for continuing these activities is emphasized.

After the earlier publication of some research results on this subject, GY LELKES' study on shallow-water carbonate deposits off Cuba has been inserted in the present issue of Annual Report. Further results are to be reported subsequently in the years to come.

**RECENS TRÓPUSI SEKÉLYVÍZI KARBONÁTOS ULEDÉKEK
SZEDIMENTPETROGRÁFIAI VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI
I KUBA (BATABANO-OBOL, É-I PART)**

LELKES GYORGY

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

ETO 552 14(729 1)

T a r g y s z a v a k aktuálgeológia, self, uledékképződés, karbonátos
uledékek, Kuba (Batabano-obol)

A Magyar Állami Földtani Intézetben az 1970-es évek közepe óta folyó aktuálgeológiai kutatások keretében lehetőségem nyílt kubai, floridai és voros-tengeri recens karbonátos uledékek tanulmányozására. A cikksorozat első részében kubai uledékek szemcsenagysági vizsgálatának, az uledékes komponensek kvalitatív és felkvantitatív meghatározásának, és néhány minta röntgenvizsgálatának eredményeit ismertetem, majd a hatótényezők és az uledékjellegek kapcsolatát elemzem. A közölt adatok elsősorban az alapkutatót szolgálják, de remélhető, hogy az uledékes komponensekről készült mikrofotók segítséget nyújtanak a földtörténeti múlt karbonátos képződésmé-
nyei összetevőinek pontosabb azonosításához is.

Bevezetés

1980 májusában a magyar—kubai közvetlen földtani együttműködés ke-
retében LESS Gy geológussal 1 hónapot Kubában töltöttem a recens trópusi
sekélyvízi karbonátos uledékképződés tanulmányozása céljából. Feladatom
teljesítéséhez a kubai partnerintézmény (Empresera Nacional de Geofísica,
Brigada de Geología Marina) munkatársam kívül az akkor már évek óta Ku-
bában dolgozó RADÓCZ GY nyújtott felbecsülhetetlen segítséget. Szakmai irá-
nyításának és a „terepi” gyűjtőmunkában játszott vezető szerepének köszön-
hetően az út során különböző sekélytengeri fáciesterületeket reprezentáló
25 db laza uledék-, illetve szilárd kőzetmintát gyűjtöttem. Ez az anyag 1982-
ben 11 db újabb uledékmin-tával egészült ki MÜLLER P a Kubában gyűjtött
mintáit onzetlenül rendelkezésemre bocsátotta. Az 1980-ban és 1982-ben
gyűjtött minták feldolgozására 1983-ban, részben dániai osztondíjas tanul-
mányutam idején, az aarhusi egyetem Geológiai Intézetében került sor.
A munka során főleg a recens laza uledékekre koncentráltam. A néhány óholo-
cén vagy pleisztocén szilárd kőzetminta vizsgálata a jövő feladata.

A vizsgálatok célja

A vizsgálatok általános célja a földtörténeti múlt karbonátos képződményeinek jobb megértése a jelenkori karbonátos képződmények tanulmányozása révén, míg a vizsgálatok konkrét célja kettős

1 néhány alapvető szedimentpetrográfiai információ szolgáltatása különböző sekélytengeri fáciessteruletet reprezentáló karbonátos uledékekről,

2 a jellegzetes uledékes komponensek fényképes, a későbbiekben pedig egy olyan mikrofácies-atlasz formájában történő bemutatása, amely segítséget nyújthat az idősebb karbonátos képződmények szemcséinek vékonycsiszolati azonosításához

Vizsgálati módszerek

A szemcsenagysági adatok meghatározása szítalással történt. A durvább szemcsenagyságú frakciók összetételét műgyantába ágyazott uledékmintákból készült vékonycsiszolatokból, mikroszkópi úton, félkvantitatív módszerrel határoztam meg. A főbb uledékes komponensek bemutatása céljából a vékonycsiszolatokról színes mikrofotókat készítettem. Néhány minta kvalitatív és kvantitatív ásványos összetételének meghatározására röntgenfelvételek készültek.

Mintavételi helyek

A mintavételi helyeket az 1 táblázat, földrajzi helyzetüket az 1 ábra mutatja.

A Batabano-obolre vonatkozó irodalmi adatok

A Kubát ovező tengerek közül a Batabano-obol a legrészletesebben tanulmányozott terület (DAETWYLER—KIDWELL 1959, BANDY 1964, HOSKINS 1964, BATHURST 1975, IONIN—PAVLIDISZ—AVELLO SUAREZ 1977). A Batabano-obol Kuba DNY-i partjai mentén fekszik, maximális kiterjedése K—NY-i irányban 290 km, É—D-i irányban 130 km, területe kb. 25 000 km². Északról Pinar del Rio, La Habana és Matanzas tartomány, délről Isla de la Juventud (korábban Isla de Pinos), valamint kis szigetek és korallzátonyok sora határolja. Ezek választják el az oblot a nyílt óceántól (1. ábra). Az obol átlagos mélysége 7 m, de a vízmélység sok helyen a 2 m-t sem éri el. Az obol déli szegélyétől 5 km távolságban azonban már 2000 m koruli, 11 km távolságban pedig 3600 m koruli mélységeket mértek. Az obol partja a legtöbb helyen mangrovés, néhány helyen homokos vagy sziklás. Az obol harmadidőszaki mészkövekből álló alzata a pleisztocén tengerszintsüllyedések idején erodálódott, karsztosodott. Ennek egyik érdekes nyoma a Cayo Flamenco közelében található kb. 60 m mély „karsztkút” (6/A lelőhely).

Jelenleg az obol nagy részén karbonátos uledékképződés folyik, kismértékű terrigén anyagbehordás csak Pinar del Rio tartomány déli partjai mentén, valamint Isla de la Juventud északi oldalán figyelhető meg. A szilikátos terrigén anyagot Pinar del Rio tartomány mezozoos fillitjei és kvarcitjai, illetve Isla de la Juventud hasonló korú kristályos palái szolgáltatják. A holocén uledékek vastagsága az obol területének 55%-án 0,5 m alatti, 30%-án 0,5—2 m közötti, 15%-án 2 m fölötti.

1 táblázat — Table 1

Mintavételi helyek
Sampling points

Minta jele	Lelohely
1/B+	Punta Gorda Mangrovés partszegély A parttól 10 m-re, 0,3–0,5 m mélységből
2+	Punta Gorda A parttól kb 1 km-re, 4 m mélységből
3+	Punta Gordától kb 5–6 km-re É-ra, 4–5 m mélységből
5+	Cayo Juan Ruiz Ny-i oldalától 60–100 m-re, 1,5–2 m mélységből
6/A+	A Cayo Flamencotól Ny-ra eso 55–60 m mély karsztkút aljáról (buvár által vett minta)
6/B+	A Cayo Flamencotól Ny-ra eso karsztkút pereméről, 2–4 m mélységből
7/A+	Banco Aylet zátonyvidék közvetlen szegelyeről, 2 m mélységből
7/B+	Banco Aylet, a zátonytól kb 100 m-re, 5 m mélységből
7/C+	Banco Aylet, a zátonytól ÉK-re kb 500 m—re, 30 m mélységből (buvár által vett minta)
10+	A Cayo Largo-1 „bejárat” előtt 1 km-re, 4 m mélységből, a laza ooidos sávból
11/B+	Cayo Rosario D-1 oolitos sziklás partjától 2–3 m-re, 0,4 m mélységből, a mozgó ooidos aljzatról
12+	La Esperanza
A*	Playa Baracoa A parttól 50 m-re, 2 m mélységből
B*	Playa Bacuranao 2 m mélységből
C*	Playa Bacuranao A parttól 10 m-re, sziklás aljzat mélyedéséből, 1 m mélységből
D*	Playa Batabano A személyhajo kikötőtől K-re Parti homok
F*	Szivárvány zátonylaguna Kb 2–3 m mélységből
G*	Carbonera A parttól kb 50 m-re, 2 m mélységből
H*	Herradura Kb 4–5 m mélységből
I*	Herradura Zátonyközi homokfolt Kb 4–5 m mélységből
J*	Bajo Gordastól ÉNy-ra kb 5 km-re, 0,5–1 m mélységből
K*	Cabo Buenavista A parttól 30 m-re, 0,5 m mélységből
L*	Cabo Buenavista A parttól 300 m-re, kb 3,5 m mélységből

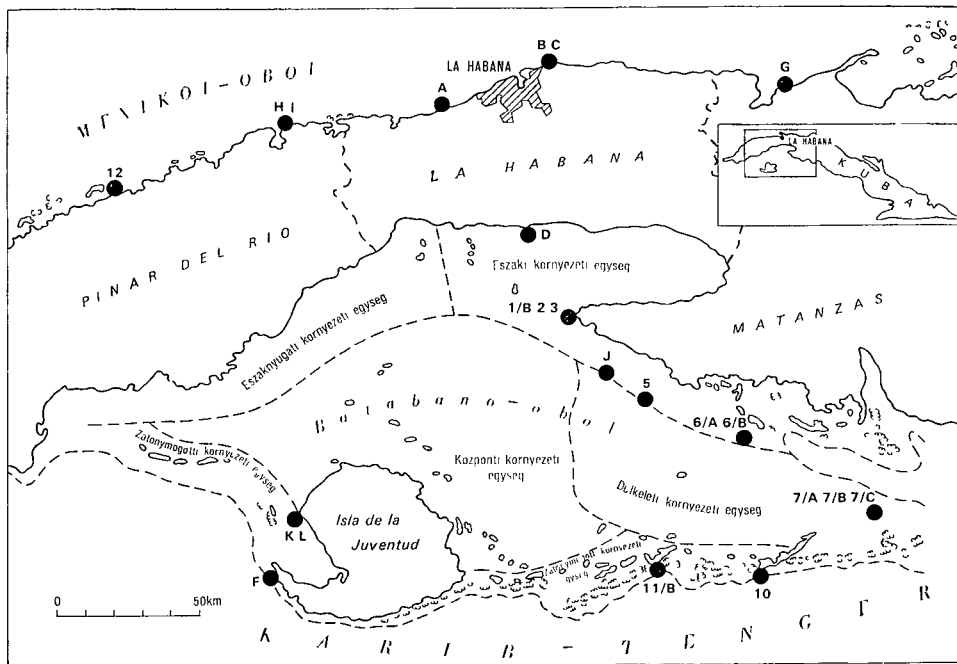
+ RADÓCZ GY irányításával 1980-ban gyűjtött minták

* MÜLLER P által 1982-ben gyűjtött minták

Az obol vize jól szellőzött, hőmérséklete 28,5–32,5 °C, sótartalma 24–39,2‰ közötti (az obol nagy részén 36‰). A legalacsonyabb sótartalom-értékeket az obol ÉK-i részén, a legmagasabbat Isla de la Juventud É-i partja közelében mérték. Az árapály ingadozás az obolnak az óceánnal határos részén 0,6–0,75 m, az obol É-i részén mindössze 9 cm. Az árapály áramlatok az obol D-i szegélyén 50 cm/sec sebességűek, az obol közepén ez az érték kb a felére csökken. A sekély vízmélységből és a gyenge árapály áramlatokból következően a vízmozgás fő hatótényezője az uralkodóan K-i szél, amely az obolben az óramutató járásával ellentétes vízmozgást hoz létre.

Az üledékes fáciesek és a különböző biofáciesek alapján DAETWYLER—KIDWELL (1959), BANDY (1964), HOSKINS (1964), illetve BATHURST (1975) nyomán a Batabano-obolben a következő környezeti egységek különíthetők el (1. ábra)

— gyenge turbulenciával, iszapos üledékekkel, a sótartalom fluktuációjá-



I abra A mintaveteli helyek földrajzi eloszlása, valamint a Batabano-obol környezeti egységei (BATHURST 1975 nyomán, kicsit módosítva)

Fig 1 Geographical distribution of the sampling points and environmental units of the Gulf of Batabano (after BATHURST 1975, with a slight modification)

val, a tengeri fuvek és a Molluscák, illetve az euryhalin *Ammonia beccarui tepida* Foraminifera gyakoriságával jellemezhető északi környezeti egység,
 — stabil, normál tengeri sótartalommal, gyenge—közepes turbulenciával, Mollusca, zoldalga és Elphidium — Discorbis — miliolid Foraminifera közösségekkel jellemezhető északnyugati környezeti egység,

— az északi és északnyugati környezeti egységekhez hasonló, azokénál nyíltabb vízi vonásokkal, stabil, normál tengeri sótartalommal, a mészisap-tartalom megnövekedett mennyiségével, Elphidium — miliolid Foraminifera közösséggel jellemezhető központi környezeti egység,

— erős turbulenciával, viszonylag jól osztályozott kalkarenitekkel, az átlagnál magasabb sótartalommal és oxigénkoncentrációval, gyér tengeri vegetációval, a soritid Foraminiferák (Archaias, Peneroplis, Sorites) gyakoriságával jellemezhető délkeleti környezeti egység,

— a legerősebb turbulenciával, durvaszemcsés uledékekkel, az átlag fo-lotti sótartalommal és oxigénkoncentrációval, főleg korallokkal, corallinaceak-kal, Halimedákkal Cerithiumokkal, valamint az Archaias, Amphistegina, Asterigerina és Rotorbinella Foraminifera nemzetségekkel jellemezhető déli platformszegély vagy zátonymogotti környezeti egység

Vizsgálati eredmények

Szemcsenagyság

A MILLIMAN (1974) által javasolt három fő szemcsenagysági frakcióra vonatkozó gyakorisági súlyszázalékos adatokat a 2 táblázat szemlélteti

Az adatok általános értékelése

WAGNER és VAN DER TOGT (1973) szempontjait követve a vizsgált minták szemcsenagysági csoportosítása a következő

10%-nál kevesebb 0,063 mm alatti szemcsét tartalmazó üledékek 1/B, 6/B, 7/A, 7/B, 7/C, 11/B, 12, A, B, G, H, I, L jelű minták,

10–50% mennyiségű 0,063 mm alatti szemcsét tartalmazó üledékek 2, 3, 5, 6/A, 10, D, F, K jelű minták,

50%-nál több 0,063 mm alatti szemcsét tartalmazó üledékek C, J jelű minták

2 táblázat — Table 2

A minták szemcsenagysági vizsgálati eredményei

Granulometric data

Minta jele	Gyakorisági súly%		
	0,063 mm alatt	0,063—2,0 mm	2,0 mm fölött
1/B	4,5	81,3	14,2
2	24,7	55,0	20,3
3	15,5	39,0	45,5
5	30,2	15,5	54,3
6/A	48,8	44,0	7,2
6/B	6,0	59,5	34,5
7/A	2,3	86,0	11,7
7/B	0,5	84,5	15,0
7/C	3,5	76,0	20,5
10	19,8	79,0	1,2
11/B	2,4	97,5	0,1
12	1,9	41,0	57,1
A	2,5	96,0	1,5
B	1,5	85,5	13,0
C	86,4	13,5	0,1
D	13,0	78,0	9,0
F	12,0	83,0	5,0
G	1,8	97,0	1,2
H	1,5	86,0	12,5
I	2,2	97,0	0,8
J	70,1	22,5	7,4
K	14,0	79,5	6,5
L	7,5	84,0	8,5

Az uledékes komponensek kvalitatív és félkvantitatív meghatározása

A különböző mintákban észlelhető szemcsék minőségi és mennyiségi viszonyairól a 3. táblázat ad áttekintést

Az adatok általános értékelése

A biogén komponensek közül a Halimedák, Corallinaceák, Foraminiferák, korallok és Molluscák mennyiségileg jelentősek míg az Echinodermata vázelemek, szivacsstűk, Bryozoák és mészanyagú féregcső-maradványok kevésbé jelentősek vagy alárendeltek, BATHURST (1975) megállapításával teljes összhangban. A Foraminiferák kizárólag bentonikus formák, főleg peneroplid, miliolid és hyalin alakok. A biogén szemcsék egy része mikritesedett, közelebből nem azonosítható. A nem-biogén szemcsék esetében az ooidok között normál és superficiális ooidok egyaránt észlelhetők. A mag leggyakrabban kriptokristályos szemcse, ritkán Mollusca héjtoredék. Gyakran a mag és a kérgezés nem, vagy csak alig különül el egymástól. A szilikátos terrigén szemcséket főleg kvarc alkotja, de egy mintában földpát és magmás(?) közettormelék is észlelhető. A Halimeda, Corallinacea és korall vázelemek, a mikritesedett, közelebből nem azonosított szemcsék, valamint a litoklasztok többsége jól vagy közepesen koptatott. A Foraminifera toredékek általában nem koptatottak, hasonlóan a vékony, kisebb szemcsenagyságú Mollusca héjtoredékekhez. A nagyobb és vastagabb Mollusca héjtoredékek eltérő koptatottsági fokozatot mutatnak, gyakran még egyazon mintán belül is. A szilikátos terrigén szemcsék általában közepesen koptatottak.

Röntgenvizsgálatok

Tíz minta röntgendiffrakciós ásványtani vizsgálatára dániai tanulmányutam során az aarhusi egyetem Geológiai Intézetében került sor (elemző OLE BJORSLEV NIELSEN), míg három minta tájékoztató jellegű vizsgálatát a MÁFI szakemberei (VICZIÁN I és munkatársai) végezték. A vizsgálati eredményeket a 4. táblázat tartalmazza. A MÁFI tájékoztató mérései szerint az A jelű minta az uralkodó aragoniton kívül mintegy 10% kvarcot tartalmaz, míg a C és J jelű mintákban az aragonit/Mg-gazdag kalcit arány 2/1, illetve 9/1.

Az adatok általános értékelése

A röntgenvizsgálatok alapján a minták a következőképpen csoportosíthatók

- Főleg aragonitot tartalmazó minták 1/B, 3, 5, 6/B, 10, (A, C, J)
- Aragonitot és Mg-gazdag kalcitot viszonylag nagyobb mennyiségben tartalmazó minta 7A
- Főleg Mg-gazdag kalcitot tartalmazó minták B, F, G, I

A főleg aragonitot tartalmazó minták leggyakoribb komponensei a Halimeda és Mollusca vázelemek, a Foraminiferák, illetve egy minta esetében az ooidok, míg a főleg Mg-gazdag kalcitot tartalmazó minták elsősorban corallinaceas összetételűek. Az aragonitos és Mg-gazdag kalcitos mintákban Halimeda vázelemek, illetve korallok és Corallinaceák egyaránt gyakoriak.

Az üledékes komponensek minőségi és mennyiségi jellemzői
Qualitative and quantitative characteristics of the sedimentary components

Komponen-ek	A minta jele														†† L						
	1/B	† 2	† 3	† 5	6/A	6/B	7/A	7/B	7/C	†† 10	†† 11/B	†† 12	† A	††† B		† D	† F	† G	† H	† I	†† K
Halmeda	193	116	49	99	139	217	38	95	44	K	K	NS	23	202	28	37	35	20	30		
Corallinacea							20	28	9		K		68	106	33	29	43	39	27		
Mikritesedett Halmeda és/vagy Corallinacea									249												
Foraminifera	36	17	15	17	14	22	7	12	9	K	K		21	23	21	34	43	31	53		NK
Szavacstu													1								
Korall			3	4	2	3	30	52	38	K	K		20	37	12	52	65	15	8		
Mollusca	119	117	77	58	36	46	6	4	9	K	KÓ	K	61	40	12	9	12	7	4		KÓ
Ferregeso(?)								1	1												
Balanus(?)								1	1												
Bryozoa(?)								1	1												
Echinodermata	7	8	4	3	2	2	2	1	3		K		1	12	2	4	7	2	6		NK
Foszfátszemese(?)					1																
Kozelebbrol nem azonosított, mikritesedett bogén szemese																					
Peloid																					
Litoklaszt		1	7			1								4							
Bizonytalan, rozsdavoros nem-bogén szemese	5	50		7	10						NS	NS	60	16							NS
Ooid																					
Szilikátos terrigén szemese																					S

+ = Félikvantitativ adatok Az adatok a mintánként (csuszolatonként) 10-10 mikroszkópi látómezőben észlelhető szemcsék számát jelentik
 ++ = A komponensek mennyisége becslés alapján NK = nagyon kevés, K = kevés, KÓ = közepes, S = sok, NS = nagyon sok
 +++ = Adatok a minta (csuszolat) összes szemcséjének tesztálására alapján

+ = Semi-quantitative data The data represent the numbers of grains observed in 10 microscopic visual fields per sample (thin-section)
 ++ = Quantities of components based on estimates NK = very scarce, K = scarce, KÓ = of medium quantity, S = abundant, NS = very abundant
 +++ = Data base on counting the totality of grains in the sample (thin section)

A minták ásványos összetétele
Mineralogical composition of the samples

Minta jele	Ásványos összetétel (%)			
	Aragonit	Kalcit	Mg-gazdag kalcit	Sziderit-rodokrozit
1/B	59	9	26	6
3	60	11	23	6
5	46	0	38	16
6/B	64	0	30	6
7/A	52	0	45	3
10	72	0	23	5
B	24	13	61	2
F	36	9	53	2
G	30	0	67	3
I	20	0	78	2

Az uledékek csoportosítása

A különböző vizsgálati eredmények figyelembevételével az uledékek a következőképpen csoportosíthatók

Karbonátok

Kalkarenitek

- 1 típus Halimeda kalkarenit kevés Molluscával 12
- 2 típus Halimeda—Mollusca—Foraminifera kalkarenit 1/B, 6/B
- 3 típus Halimeda—korall—Corallinacea—Foraminifera kalkarenit 7/A, 7/B, 7/C, G, H, I
- 4 típus Ooidos kalkarenit 11/B

Iszapos kalkarenitek

- 5 típus Halimeda—Mollusca—Foraminifera iszapos kalkarenit 2, 3, 5, 6/A
- 6 típus Halimeda—korall—Corallinacea—Foraminifera iszapos kalkarenit D, F
- 7 típus Ooidos iszapos kalkarenit 10

Iszapok

- 8 típus Gastropodás mésziszap C, J

Szilikátos terrigén anyagot tartalmazó karbonátok

- 9 típus Halimeda—korall—Corallinacea—Foraminifera kalkarenit + szilikátos terrigén homok B
- 10 típus Corallinacea—Halimeda—Mollusca kalkarenit + szilikátos terrigén homok A

Nem-karbonátok

- 11 típus Kvarchomok Mollusca (főleg Gastropoda) vázelemekkel L
- 12 típus Aleuritós kvarchomok K

Az adatok általános értékelése

A fenti üledéktípusok meglehetősen eltérnek a DAETWYLER és KIDWELL (1959) által megadott üledéktípusoktól. A különbségek egyértelműen az eltérő nagyságrendű vizsgálatokkal magyarázhatók. Ugyanakkor a hatótényezők és az üledékjellegek összefüggését a viszonylag kevés adat is jól szemlélteti.

— a gyenge közegenergiájú, változó sótartalmú, iszapos aljzatú északi környezeti egységben elsősorban Halimeda—Mollusca—Foraminifera kalkarenitek és iszapos kalkarenitek képződnek (1/B, 2, 3, 5, 6/A, 6/B jelű minták, ide sorolható a 12 jelű minta is),

— a közepesen erős közegenergiájú, normál tengeri sótartalmú délkeleti környezeti egység keleti részén, valamint az É-1 part néhány, valószínűleg hasonló környezeti paraméterekkel rendelkező pontján Halimeda—korall—Corallinacea—Foraminifera kalkarenitek alkotják az üledékanyagot (7/A, 7/B, 7/C, G, H, I jelű minták),

— az erős közegenergia, az átlagosnál magasabb sótartalom és oxigénkoncentráció a keleti zátonymogotti környezeti egységben ooidos üledékképződést eredményez (10, 11/B jelű minták).

A többi mintával kapcsolatban a következő megállapítások tehetők

— a K és L jelű minták magas kvarchomok tartalmát Isla de la Juventud közelsége magyarázza,

— az F jelű minta által képviselt nyugati zátonymogotti környezeti egységre a Foraminiferák gyakorisága jellemző,

— a C és J jelű minták egyértelműen lokális, speciális mikrokörnyezetű üledékfelhalmozódás termékei,

— a D jelű mintában meglepő és az északi környezeti egység általános képétől eltérő a Corallinaceák és korallok viszonylagos gyakorisága,

— az A és B jelű mintákban észlelt viszonylag jelentős (10—15%) szilikátos terrigén anyag eredete bizonytalan. Jelenlegi ismereteink szerint Baracoa és Bacuranao környékén mind a leulepedési környezet, mind a szárazföldi háttér tisztán karbonátos.

Köszönetnyilvánítás

Az 1980-as kubai tanulmányút során kapott sokirányú segítségért hálás köszönet illeti a kubai kollégákat, elsősorban CARLOS F. SUYIT és a Geomar-I kutatóhajó munkatársait. Őszinte köszönettel tartozom továbbá HAAS JÁNOS főosztályvezetőnek, akinek javaslatára részt vehettem a tanulmányúton és aki megbízott a minták feldolgozásával, RADÓCZ GYULÁNAK, aki mind a terepi, mind a laboratóriumi vizsgálatokban nélkülözhetetlen segítséget nyújtott, valamint MÜLLER PALNAK, aki kubai üledékmintáit onzetlenül rendelkezésemre bocsátotta. ERIK BROE NIELSENNEK (Aarhus) a hasznos konzultációkért, OLE BJORSLEV NIELSENNEK (Aarhus) a röntgenvizsgálatokért, SØREN BO ANDERSENNEK (Aarhus) a mikrofotózáshoz nyújtott technikai segítséget, mondom köszönetet. Köszönet illeti azokat az intézeti kollégákat is, akik a vizsgálatok különböző fázisaiban közreműködtek.

I tábla — Plate I

Kékeszöld(?) - és vorosalgák

Blue-green(?) and red algae

- 1 Valószínűleg kékeszöld alga eredetű mikrites szemcse — Micritic grain of probably blue-green algal origin
6/A sz. minta — Sample 6/A
- 2 Ízelt Corallinacea hosszanti metszete (a kép jobb oldalán) — Longitudinal section of an articulate Corallinacea (right side of the picture)
B minta — Sample B
- 3 Ízelt Corallinacea hosszametszete A centrális nagy sejtek (hypothallus) és a peremí kis méretű sejtek (perithallus) jól elkülönülnek — Longitudinal section of an articulate Corallinacea The large central cells (hypothallus) and the small marginal cells (perithallus) are well differentiated
B minta — Sample B
- 4 Bekérgező vorosalga — Encrusting red alga
B minta — Sample B

1—2 38×

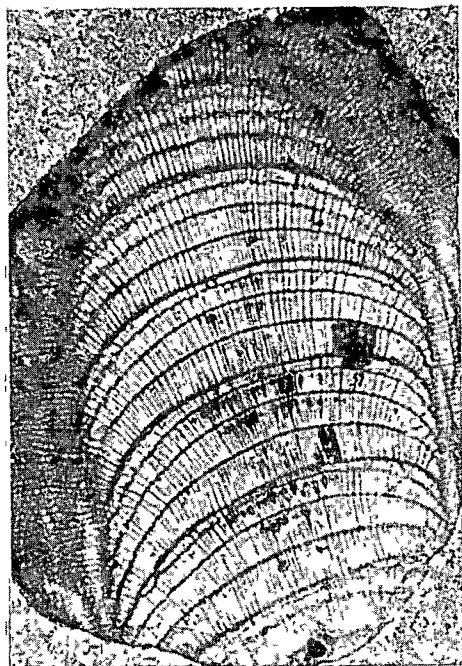
3—4 76×



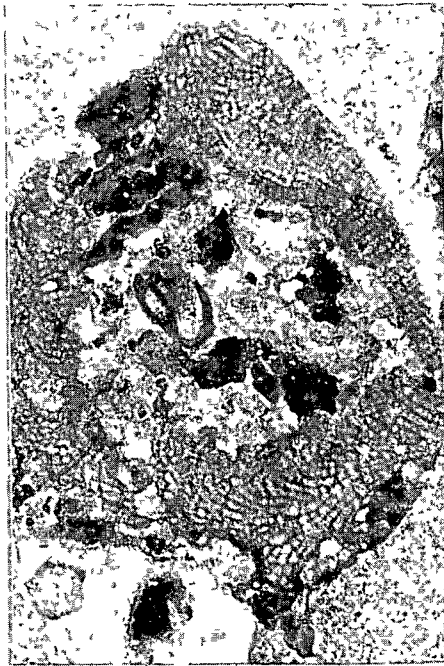
1



2



3



4

II tábla — Plate II

Zöldalgák

Green algae

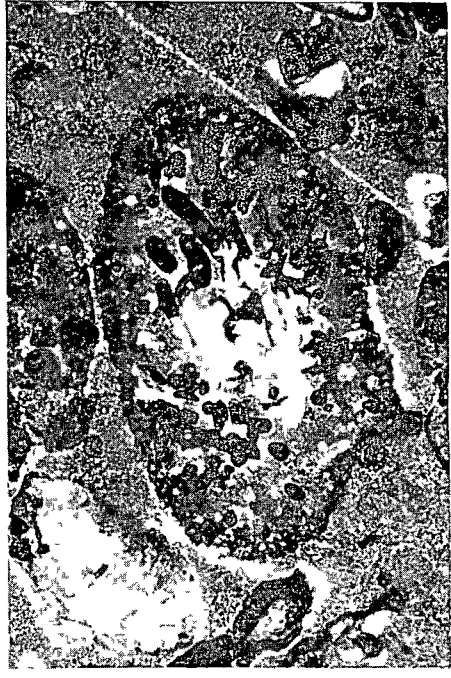
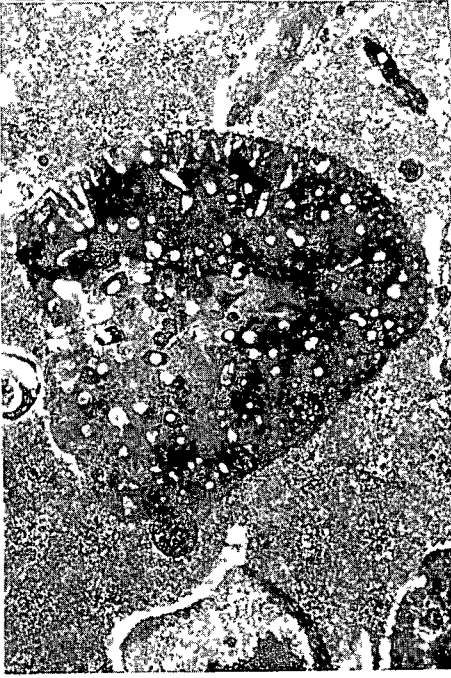
1–4 Halimeda vázelemek A vázelemek jellegzetes, lyukacsos szerkezetűek, a peremi részek vékonyabban—vastagabban mikritesedtek, a thallus belső csöveit (utriculus) részben bizonytalan eredetű fekete, illetve kriptokristályos anyag tölti ki — Halimeda skeletal elements Note the characteristic, porous structure of the skeletal elements, the more or less thickly micritized marginal parts, the internal tubes (utriculus) of thallus filled partly by a black or cryptocrystalline matter of obscure origin

1–2 3 sz minta — Sample 3

3 6/A sz minta — Sample 6/A

4 B minta — Sample B

1–4 38×



1

2



3

4

III tábla — Plate III

Foraminiferák

Foraminifera

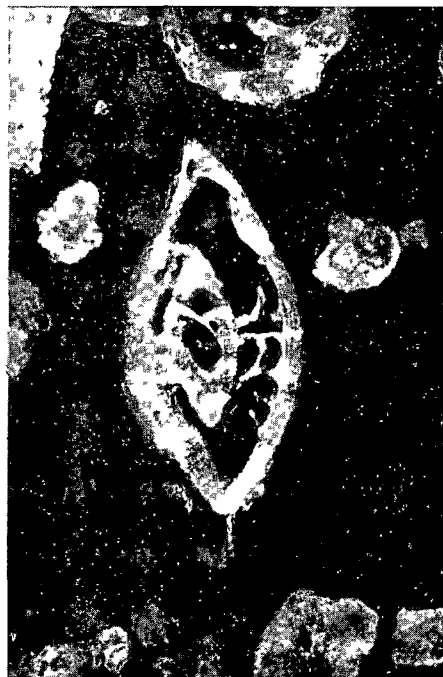
- 1—2 Hyalin Foraminiferák különböző metszetei — Different sections of hyaline foraminifers
- 1 1/B sz minta + N — Sample 1/B + N
- 2 6/B sz minta + N — Sample 6/B + N
- 3 Miliolid és agglutinált Foraminifera (a kép bal alsó, illetve jobb felső részén) — Miliolid and arenaceous foraminifers (bottom left and upper right, respectively)
- 3 sz minta + N — Sample 3 + N
- 4 Bekérgező Foraminifera (valószínűleg *Homotrema rubrum*) — An encrusting foraminifers (probably *Homotrema rubrum*)
- F minta — Sample F

1—3 76×

4 38×



1



2



3



4

IV tábla — Plate IV

Foraminiferák

Foraminifera

1—4 Porcelánházu peneroplid Foraminiferák különféle metszetei — Various section of porcelain-shelled peneroplid foraminifers

1 B minta — Sample B

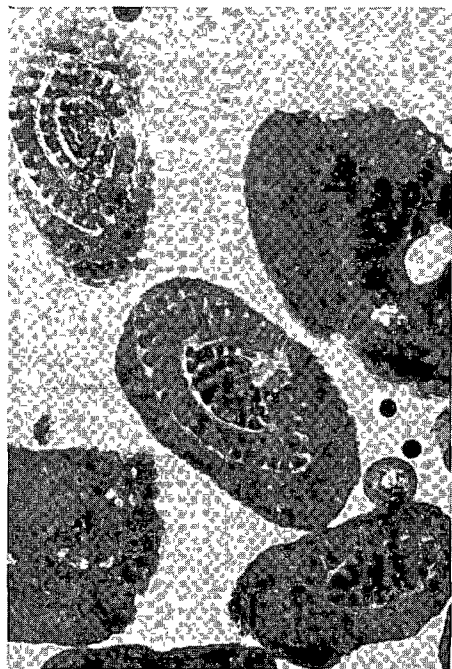
2 5 sz minta — Sample 5

3 5 sz minta — Sample 5

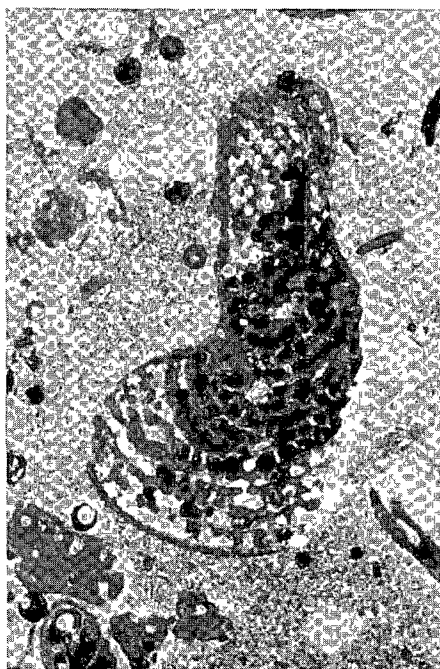
4 6/B sz minta — Sample 6/B

1, 2, 4 38×

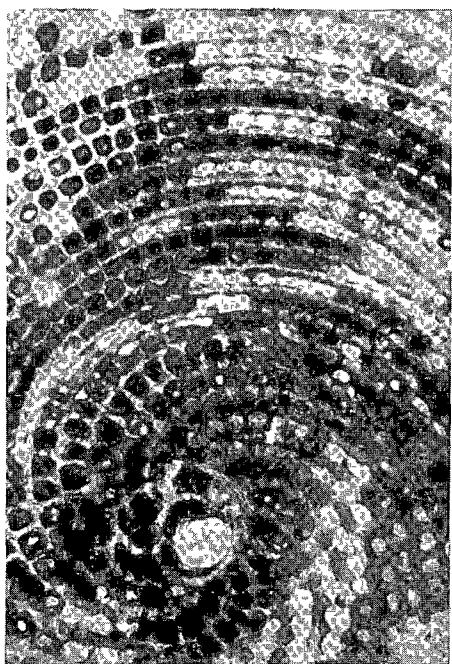
3 76×



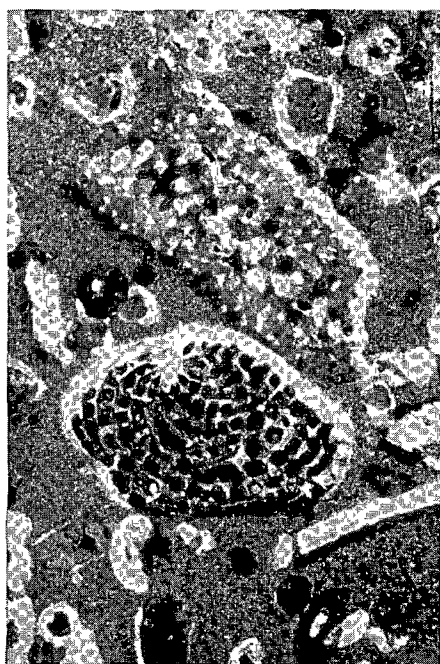
1



2



3



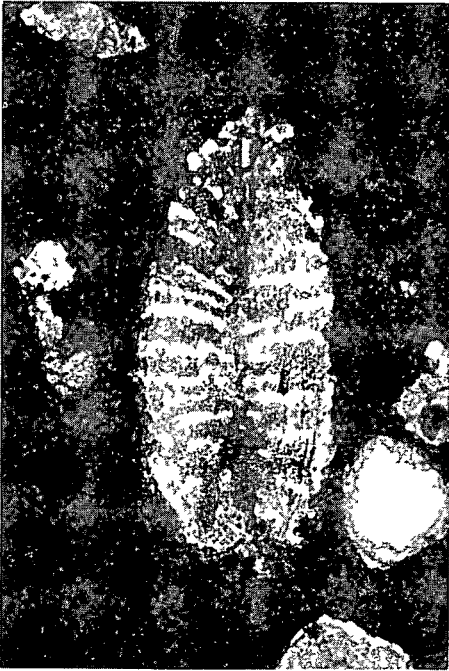
4

V tábla — Plate V

Korallok

Corals

- 1 *Gorgonia-spicula* A Gorgoniák szövetében többnyire lazán elhelyezkedő spiculák a szerves anyag felbomlása után helyenként fontos üledékes komponensek lehetnek — *Gorgonia spicule* Sitting usually wide-spaced in the body of *Gorgonia*, the spicules may become, in some cases, important sedimentary components after the organic matter is decomposed
7/B sz minta + N — Sample 7/B + N
- 2–4 *Scleractinia* töredékek — *Scleractinia* fragments
- 2 7/B sz minta + N — Sample 7/B + N
- 3 7/A sz minta + N — Sample 7/A + N
- 4 B minta — Sample B
- 1, 2, 4 76×
3 38×



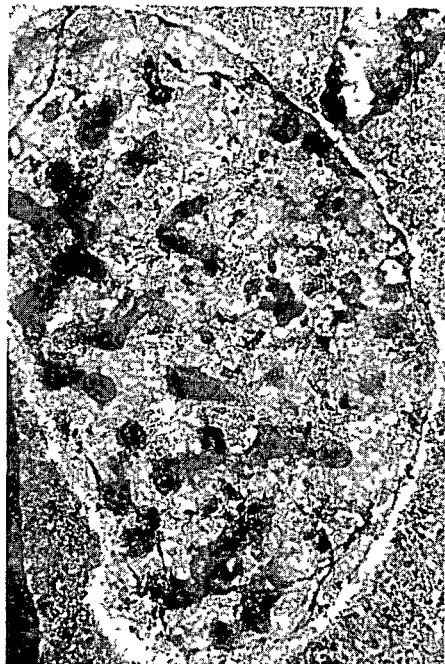
1



2



3



4

VI. tábla — Plate VI**Mollusca vázelemek****Skeletal elements of Mollusca**

1—4 Különböző mikroszerkezetű Mollusca töredékek — Molluscan fragments of different microstructure

1 7/C sz minta — Sample 7/C

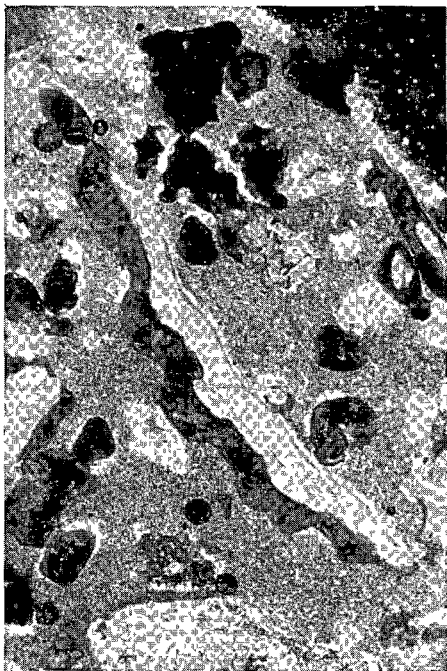
2 3 sz minta — Sample 3

3 3 sz minta — Sample 3

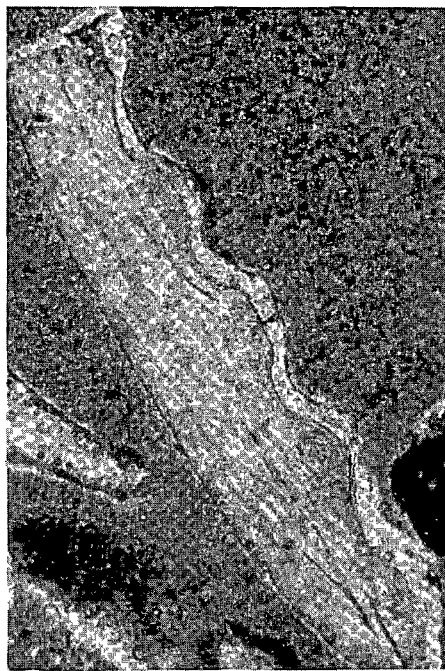
4 7/A sz minta — Sample 7/A

1, 3 38×

2, 4 76×



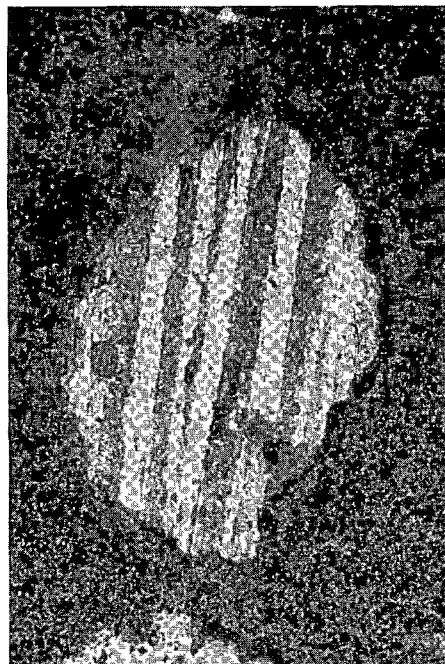
1



2



3



4

VII tábla — Plate VII

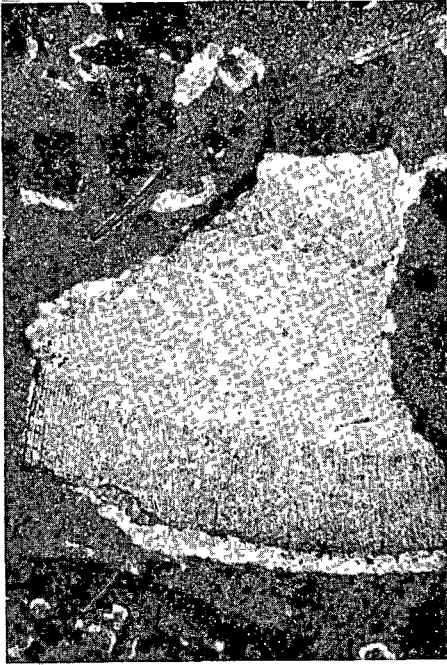
Mollusca vázelemek

Skeletal elements of Mollusca

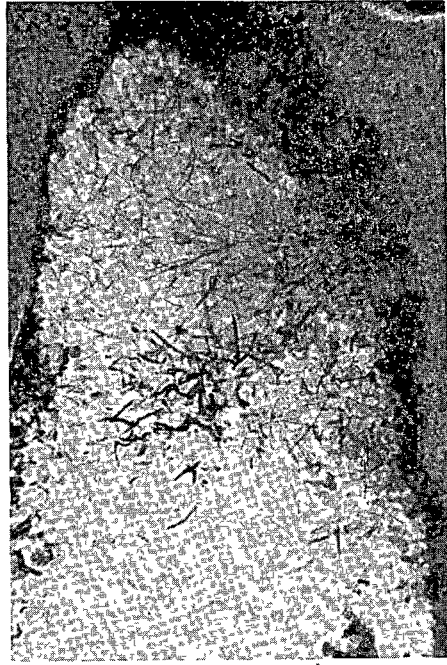
- 1 Mollusca héjtoredék Eltérő mikroszerkezetű rétegei jól kivehetők — Molluscan shell fragments Note the layers of different microstructure
6/A sz minta — Sample 6/A
- 2 Mikrites kérgezésű Mollusca héjtoredék alga fúrásnyomokkal — Micrite-coated molluscan shell fragment with traces of algal borings
B minta — Sample B
3. Gastropoda hosszmeteszete A kanyarulatokban mikrites—bioklasztos belső uledék látható — Longitudinal section of a gastropod Note the micritic-bioclastic internal sediment in the whorls
B minta — Sample B
- 4 Gastropoda keresztmeteszete, belsejében Foraminifera — Cross-section of a gastropod with a foraminifer inside
6/B sz minta — Sample 6/B

1, 3 38×

2., 4 76×



1



2



3



4

VIII tábla — Plate VIII

Echinodermata vázelemek, ooidok

Echinodermata skeletal elements, ooids

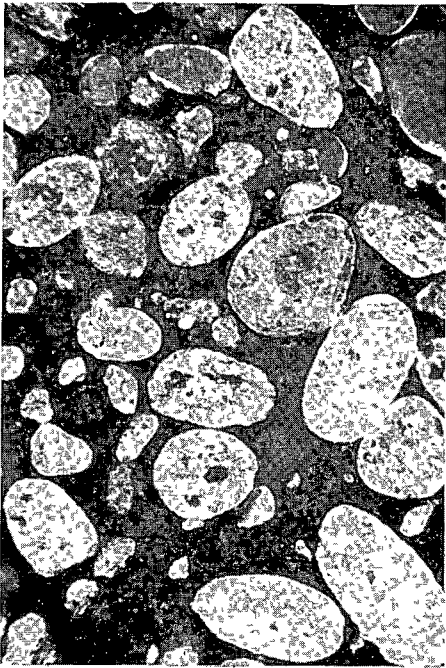
- 1 Echinoidea tuske hosszmetsete Figyeljuk meg a tuske pórusos belső része (kalcit-monokristály) és „tomor” külső pereme (polikristályos kalcitaggregátum) közötti különbséget! — Longitudinal section of an echinoid spine Note the difference between the porous interior of the spine (calcite monocrystal) and its “compact” outer edge (polycrystalline calcite aggregate)! H minta — Sample H
- 2 Echinoidea tuske ferde keresztmetsete — Oblique section of an echinoid spine
2 sz minta + N — Sample 2 + N
- 3 Valószínűleg diagenetikusan átkristályosodott, kriptokristályos ooidok — Probably diagenetically recrystallized cryptocrystalline ooids
10 sz minta + N — Sample 10 + N
- 4 Superficiális ooidok — Superficial ooids
11/B sz minta — Sample 11/B
- 1, 3 38×
2, 4 76×



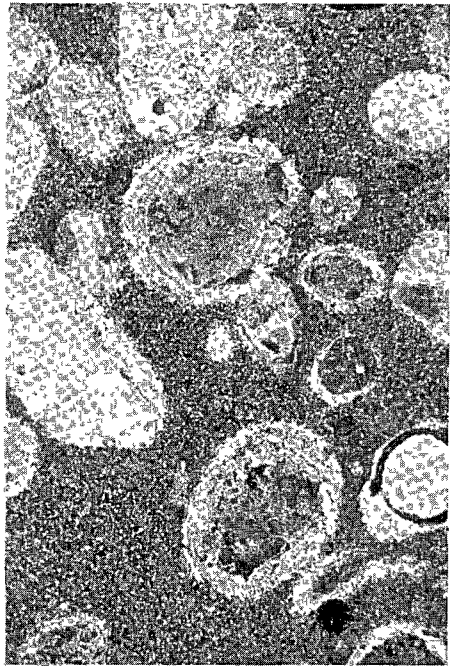
1



2



3



4

IX. tábla — Plate IX

Litoklasztok

Lithoclast

1—4 Karbonátos litoklasztok Figyeljük meg a 2 képen a litoklaszt pereme által elmetezett biogén szemcséket, valamint a litoklasztok kőzettani összetételbeli különbségeit (*1* ősmaradványtartalmú mikrit, *2* biomikrit, *3* pelpátit, *4* oomikrit)! — Carbonate lithoclasts Note, in f 2, the biogenic grains cut off by the margin of the lithoclast and the marked differences in petrographic composition between the lithoclasts (*1* fossiliferous micrite, *2* biomierite, *3* pelsparite, *4* oomierite)!

1 2 sz minta — Sample 2

2 B minta — Sample B

3 3 sz minta — Sample 3

4 10 sz minta — Sample 10

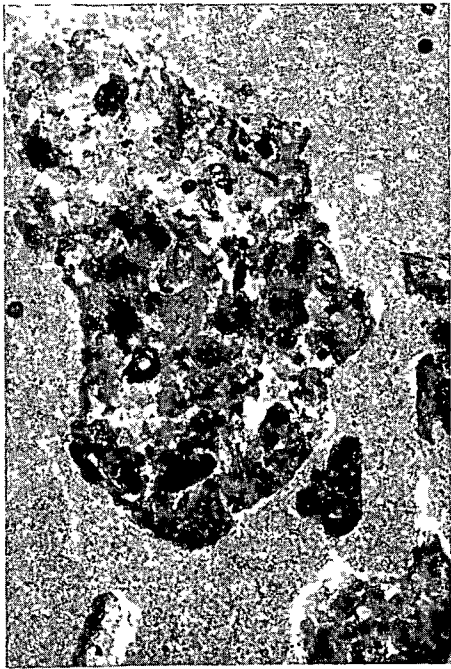
1—4 38×



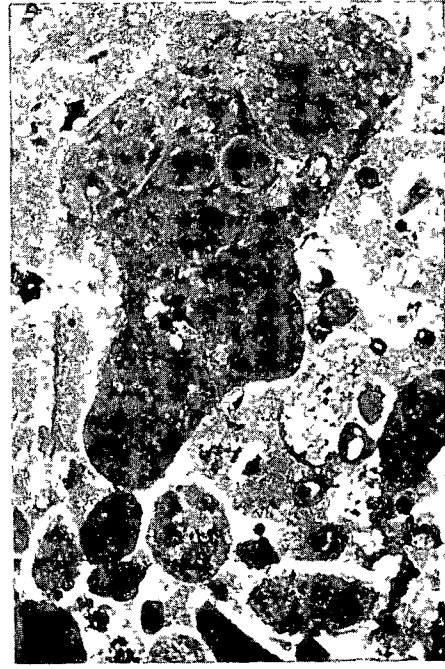
1



2



3



4

IRODALOM — REFERENCES

- BANDY O L 1964 Foraminiferal biofacies in sediments of Gulf of Batabano, and their geologic significance — Bull Am Assoc Petr Geol 48 1666—1679
- BATHURST R G C 1975 Carbonate sediments and their diagenesis Developments in sedimentology — Elsevier Amsterdam
- DAETWYLER C C — KIDWELL A L 1959 The Gulf of Batabano, a modern carbonate basin — World Petrol Congr, Proc, 5th Sect 1 1—21 New York
- HOSKINS C W 1964 Molluscan biofacies in calcareous sediments, Gulf of Batabano, Cuba — Bull Am Assoc Petr Geol 48 1680—1704
- IONIN A S — PAVLIDISZ U A — AVELLO SUAREZ O 1977 Geologija selfa Kubu — Nauka, Moszkva
- MILLIMAN J D 1974 Marine carbonates — Spinger Verlag Berlin—Heidelberg—New York
- WAGNER C W — VAN DER TOGT C 1973 Holocene sediment types and their distribution in the southern Persian Gulf Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea — Springer Verlag 123—155 Berlin—Heidelberg—New York

PETROGRAPHICAL STUDIES ON RECENT TROPICAL
SHALLOW-WATER CARBONATE DEPOSITS
I CUBA (GULF OF BATABANO, N COAST)

by

GY LELKES

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 552.14(729.1)

Key words actual geology, continental margin, sedimentation,
carbonate sediments, Cuba (Gulf of Batabano)

Within the frame of actuo-geological research that has been carried on since the 1970's at the Hungarian Geological Institute, the writer had the opportunity to study modern carbonate sediments from Cuba, Florida and the Red Sea. This paper is to present the results of petrographic studies of sediment samples from Cuba. Their sampling was performed in the context of cooperation between the Hungarian Geological Institute and the Empresa Nacional de Geofísica, Brigada de Geología, Marina, in 1980 and 1982. The samples were processed partly at the Hungarian Geological Institute, partly at the Department of Geology of the Aarhus University (Denmark) during the author's study tour there in 1983. The samples were analyzed for grain size, for the qualitative and semi-quantitative determination of the sedimentary components and by X-ray techniques. The author examined the relationship between sedimentary features and the agents that had affected them. Moreover, the characteristic sedimentary components were photo-documented.

The sampling points are listed in Table 1. The geographic locations of the sampling points are shown in Fig. 1. The data of grain size distribution are illustrated by Table 2. An overview of the qualitative and quantitative conditions of the grains observable in the particular samples is given in Table 3, while the X-ray results obtained for some of the samples are contained in Table 4.

With a view to the various analytical results, the sediments under consideration can be grouped as follows:

Carbonates

Calcarenites

- Type 1 Halimeda calcarenite with some molluscs 12
 Type 2 Halimeda—Mollusca—Foraminifera calcarenite 1/B, 6/B
 Type 3 Halimeda—Coral—Corallinacea—Foraminifera calcarenite 7/A, 7/B, 7/C, G, H, I
 Type 4 Ooidic calcarenite 11/B

Muddy calcarenites

- Type 5 Halimeda—Mollusca—Foraminifera muddy calcarenite 2, 3, 5, 6/A
 Type 6 Halimeda—Coral—Corallinacea—Foraminifera muddy calcarenite D, F
 Type 7 Ooidic muddy calcarenite 10

Muds

- Type 8 Gastropodal lime mud C, J

Carbonates containing land-derived silicate material

- Type 9 Halimeda—Coral—Corallinacea—Foraminifera calcarenite + land-derived silicate sand B
 Type 10 Corallinacea—Halimeda—Mollusca calcarenite + land-derived silicate sand A

Non-carbonates

- Type 11 Quartz sand with skeletal elements of Mollusca (mainly Gastropoda) L
 Type 12 Silty quartz sand K

The above sediment types differ considerably from those given by DAETWYLER and KIDWELL (1959). The differences can be explained by the different order of magnitude of the analyses involved. At the same time, the relationship between the responsible agents and the sedimentary features is readily reflected even by the comparatively few data available:

— in the N environmental unit of low energy level, of varying salinity and of muddy bottom, mainly Halimeda—Mollusca—Foraminifera calcarenites are formed (1/B, 2, 3, 5, 6/A, 6/B samples, sample 12 ought to be assigned to this category, too),

— in the E part of the SE environmental unit of fair hydrodynamic energy and normal salinity as well as at a few points of the N shore, probably having similar environmental parameters, the sediment is constituted by

Halimeda—Coral—Corallinacea—Foraminifera calcarenites (samples 7/A, 7/B, 7/C, G, H and I),

— the high hydrodynamic energy level, the higher than average salinity and oxygen enrichment in the E backreef environmental unit have resulted in ooidic sedimentation (samples 10, 11/B)

As far as the remaining samples are concerned, the following conclusions can be drawn

— the high quartz sand content of samples K and L is explained by the proximity of Isla de la Juventud, island made up, for the most part, of metamorphics,

— the W backreef unit represented by sample F is characterized by the abundance of Foraminifera,

— samples C and J are certainly the products of local accumulation of sediments in a special microenvironment,

— the relative abundance of Corallinacea and corals in sample D is surprising, being totally different from the overall pattern of the N environmental unit,

— the source of the land-derived silicate material observed in comparatively high percentage (10—15%) in samples A and B is unknown. As far as our present-day knowledge goes, both the depositional environment and the headlands in the Baracoa and Bacuranao regions are purely carbonatic

Acknowledgement

The author is grateful to the Cuban colleagues, particularly to CARLOS F. SUYI (Havana) and the crew of the research ship Geomar-I for the help they provided to him during his 1980 study tour. Thanks are due to DR. ERIK BROE NIELSEN (Aarhus) for the useful consultations, to DR. OLE BJORSLEV NIELSEN (Aarhus) for the X-ray analyses, to SOREN BO ANDERSEN (Aarhus) for the technical aid provided in microphotographing. From among the Hungarian colleagues, the author feels particularly indebted to DR. J. HAAS (Budapest), DR. GY. RADO CZ (Budapest) and DR. P. MULLER (Budapest).

A REVERZ RESZEDIMENTÁCIÓ ÉS A MÉSZISZAP-ÁLLAPOT TARTÓSSÁGÁNAK BIZONYÍTÉKAI A MECSEKI FELSŐ-JURA — ALSÓ-KRÉTA MÉLYTENGERI MÉSZKÖVEKBEN

NAGY ISTVÁN

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H—1143

ETO 552 54 553 762/763(234 373 6)

T á r g y s z a v a k uledékképződés, uledékképződési ciklus, mésziszap, oxfordi, Mecsek hegység

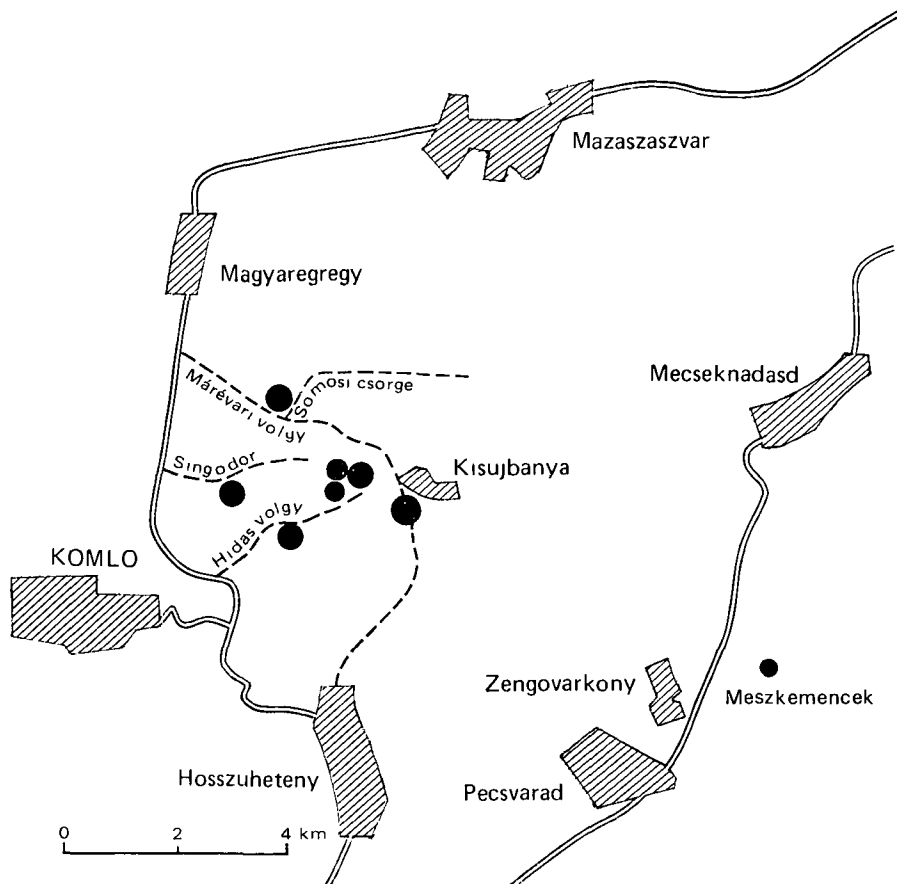
A tenger alatti anyagattelepítés (újrauledekesedés) a mecseki oxfordi—hauterivi periódusban végig jellemző. Az áthalmazások bonyolult kombinálódhatnak, neha egyetlen mintában öt generáció (azaz ugyanennyi eltérő keletkezési idejű képződmény) van jelen. Noveli a bonyolultságot, hogy gyakran fiatalabb elem ágyazódik be idősebb matrixba (reverz reszedimentáció). Ez azt jelenti, hogy a mésziszap tartósan megmaradhat konszolidálatlan állapotban. Az eddigi adatok alapján ez elérheti a 30 millió évet.

Bevezetés

1963—1973 között részletes földtani térképezést végeztem a Mecsek felső-jura—berriasi képződmények alkotta területén. Mivel mészkövekkel foglalkoztam, elsősorban vékonycsiszolati vizsgálatokkal kíséreltem meg a biosztratigráfiai, faciológiai stb. kérdések tisztázását. A preparátumok vizsgálatakor gyakran észleltem reszedimentációs jelenségeket, amelyek a teljes vizsgált periódusban alapvetően jellemzőnek bizonyultak. Meghökentő volt azonban az az észlelés, hogy fiatalabb anyag ágyazódik be idősebb kőzetbe. A jelenséget akkor jegyzetemben a „reverz breccsasság” fogalmával jelöltem, magyarázatánál már gondoltam az iszap-állapot tartósabb fennmaradására, de pl. tízmillió éves nagyságrendre még gondolni sem mertem. Számos lelet készített arra, hogy lépésről lépésre közelítsek ehhez az értékhez.

A továbbjutáshoz az 1984 évi Calpionellidea vizsgálatam (amelyek a jura—kréta határkérdést tárgyaló nemzetközi rendezvényünk számára készültek) segítettek hozzá, mivel újra kellett vizsgálnom a régi gyűjtésű anyagaim egy részét.

Döntő momentum volt számomra a nagy időkülönbségű áthalmazódás elfogadásához az a kezdetben meghökentő észlelés, hogy egy olyan torékeny maradvány, mint a Calpionella a maga 3—4 μm -es falvastagságával képes kb. 15 millió év időkülönbséggel áthalmazódni anélkül, hogy bármilyen roncsolódást szenvedne — és sem kitöltésként, sem bezáróanyagként nem tapad hozzá az a kőzetanyag, amelybe elpusztulásakor be kellett volna ágyazódnia. Ez másképp nem képzelhető el, csak úgy, hogy az iszapállapot tartósan fennmarad, és pl. egy tengerrengés indíttatására az említett Calpionella nekroplank-



1 ábra A mintavételi helyek térképvezetése

Fig. 1 Location map of sampling points

tonként lebeghetett be egy távolabbi uledékgyűjtőbe, ahol akár fiatalabb, akár idősebb, de még konszolidálatlan iszapba ágyazódhatott be

Ezt a rövid dolgozatot figyelemfelkeltő bejelentésnek szánom, elsősorban a további vizsgálatok szükségességének hangsúlyozásával, és az ezeket szolgáló metodika egyes elemeinek felvillantásával. Emiatt hiányzik a munkából többek között a tárgyavágó nemzetközi irodalomra való hivatkozás is, mivel tanulmányozásukra nem tudtam sort keríteni.

A dolgozatban előforduló jelek magyarázata

Rétegtani jelek

ox	oxfordi
km	kimmeridgi
t ^a	titon, alsó (lombardiás) tagozat
t ^b	titon, felső (calpionellás) tagozat

b ₁ -4	berriasi, számsorrendben felfelé
v ₁ -4	valangini, számsorrendben felfelé
h	hauteivi
ab	alkálibazalt

Ősмарadvány jelek

Cr ₁	<i>Crassicollaria intermedia</i>
Tc	<i>Tintinnopsella carpathica</i>
Cpss	<i>Calponellopsis simpler</i>
Ca	<i>Calponella alpina</i>
Ctd	<i>Calponellites darderi</i>
Cpso	<i>Calponellopsis oblonga</i>
Ngl	<i>Nannoconus globulus</i>
L	Lombardia
(Ca)	ősмарadvány eredeti kitöltőanyaggal

Egyéb jelek

KR	vulkáni hatásra atkristályosodott mészkő
----	--

Lelőhelyek és mintaszámok

Zengővárkony, Mészkemencek	Zv-I stb	76—15, 16
Hosszúhetény, Síngodor, bal oldali oldalárok	63—42 stb	76—21 stb
Hosszúhetény, Hidasí-völgy, Csurgó	76—14 β, γ	
Hosszúhetény, Hidasí-völgy, É-1 ág	63—31 stb	76—9 ε
Hosszúhetény, Hidasí-völgy, ÉK-1 ág	63—18/7	
Kisújványa, D-1 erdőszél	Ku-70-I stb	76—2 stb
Magyaregregy, Márevári-völgy, a Somosi-csorge alatt	67—18E	

Az összetett reszedimentációs jelenségek leírása

Vizsgálataim előrehaladtával meg kellett győződnöm arról, hogy a vékony-csiszolataimban észlelt reszedimentációs jelenségek leírása nagyon bonyolult és hosszadalmas. Ez onmagában nem lenne baj, csak akkor válik azzá, ha sok leírásunk keletkezik, és azokat kénytelenek vagyunk egymással összehasonlítani. Ez már a hagyományos szöveges leírásokkal szinte megoldhatatlan. Tekintve, hogy egy-egy vékonycsiszolatban négy-öt „generáció” (négy-öt eltérő korban keletkezett kőzetanyag) van jelen és ráadásul eltérő konzisztenciával kerültek együvé, szükségesnek tűnt az egyes anyagrészek közötti elhatárolódási módok rogzítása is. A bonyolultság miatt ezek leírására jelrendszert dolgoztam ki. Használatát illusztrálandó bemutatom néhány minta leírását (vo a 2 táblázattal).

76—14β sz. minta oxfordi (ox) alapanyagba szintén oxfordi anyag ágyazódik be, részint statisztikus- v dominancia-hatással (cs = confinium statisti-

cum), amely azt jelenti, hogy a befoglaló és a beágyazódó kőzet úgy olvadt össze, hogy szétválaszthatatlan lenne, ha bizonyos elemeik, pl ősmaradvány-tartalmuk alapján nem lennének elhatárolhatók, jelen esetben úgy, hogy egy Radiolaria-szegény mátrixba ágyazódik egy Radiolaria-gazdag olyan anyag, amely szövetileg egyezik a mátrixszal. Másrészt olyan oxfordi beágyazódások is vannak, amelyek elmosódó kontúrúak (cp = confinium pallidum) és olyanok is, amelyek határozott kontúrúak (cc = confinium certum) és szogletes határral bírnak (indexben 2-es szám, itt cc₂)

76—16 sz minta van egy olyan elegyanyagunk (MX = mixtura), amely háromféle korú berriasi anyagból keletkezett, ezek közül a két fiatalabb teljes-séggel szétválaszthatatlan, a legidősebről sejteni lehet, hogy ez került bele utóljára az elegybe. Ebbe az elegybe eredeti kitöltőanyag nélküli, „kiszapolt” Cr₁ = Crassicolllaria intermedia vázak és elmosódó kontúrú határral bíró títion alsó tagozatbeli (cp t^a) szemcsék ágyazódnak be. (Az egyszerűség kedvéért a továbbiakban alsó-titonnak nevezem a t^a-t.)

KU—70—I/1d₁ felső-títion alapanyagban (t^b) a kerületük egy részénél statisztikus, más részénél elmosódó határt mutató olyan alsó-títion beágyazódások (t^a cp-cs) vannak, melyek határozott kontúrú kimmeridgei beágyazódásokat zárnak be, és egy részükben halvány kontúrú oxfordi beágyazódások vannak (ox cp → km cc →). A jelrendszer kifejezi, hogy az oxfordi csak a kimmeridge-in belül volt fellelhető, amíg az utóbbi az alsó- és felső-títionban egyaránt

ZV—I—TA—1 felső-berriasi alapanyagba (b₄) statisztikus határral alsó-títion szemcse (cs t^a) ágyazódik be. Az alapanyag ezenkívül idősebb berriasi Calpionellideákat is tartalmaz a bezáró kőzet áthalmazódása nélkül (Tc, Cpss)

ZV—I—TA—3a alsó-títion alapanyagba (t^a) határozott kontúrú felső-berriasi (cc b₄), határozott — elmosódó kontúrú alsó-títion és alsó-berriasi (cc-cp t^a, b₁), és statisztikus határral észlelhető alsó-berriasi (cs b₁) továbbá eredeti kitöltőanyaggal bíró (Ca) Calpionellideák ágyazódnak be.

63—18/7. felső-títion és alsó-berriasi elegyanyagba, melyek közül feltehetően az utóbbi a szállított (t^b - b₁), erős kontúrú átkristályosodott mészkő és alkálilbazalt szemcsék (KR, ab cv →) továbbá statisztikus határral észlelhető alsó-títion szemcsék (cs t^a) ágyazódtak be.

63—42/5d₁ oxfordi alapanyagban statisztikus határral (ox ← cs b₁) úgy foglal helyet egy alsó-berriasi anyag, hogy erős kontúrú alkálilbazalt szemcséket tartalmazó alsó-títion beágyazódást zár magába statisztikus határral (← cs) t^a ← cv ab). Az oxfordiba ezenkívül eredeti kitöltőanyagot nem tartalmazó Calpionellák ágyazódnak. Ca. Az utolsó mintát abszolút koradatokkal leírva is bemutatom a beágyazódási határok leírásának elhagyásával. 160 millió éves alapanyagban úgy foglal helyet egy 138 millió éves anyag, hogy 128 millió éves szemcséket tartalmazó 144 millió éves beágyazódásokat zár magába, miközben az említett 160 millió éves alapanyagban eredeti kitöltőanyagot nem tartalmazó 142 millió éves ősmaradványok is vannak. Az időkülönbségeket kiemelve pedig ez azt jelenti, hogy beágyazódik egy anyag egy nálánál 16 millió évvel idősebb másik anyagba, ezek ezután együtt ismét beágyazódnak egy náluknál 6 millió évvel fiatalabb másik anyagba, ebben az esetben azonban úgy, hogy ez az egész együttes ismét beágyazódják egy, az egész komplexusnál 22 millió évvel idősebb alapanyagba, amelyben ezen felül az alapanyagnál 18 millió évvel fiatalabb ősmaradványok apró, torékeny héjai „úszkálnak”. Az abszolút időkülönbség az itt szereplő anyagok között 32 millió év. Ez az észlelés azt

látszik igazolni, hogy a mélytengeri iszap több mint 30 millió éven át megmaradt iszapállapotban.

A vizsgált minták egy részét az áttekinthetőség kedvéért táblázatosan is bemutatom. Az 1 táblázat azt fejezi ki, hogy egy-egy mintában hányféle korú képződmény (illetve hány „generáció”) van együtt. A minták összehasonlítására jó lehetőséget ad, hibája azonban, hogy a folyamatot, ill. az egyes képződmények egymáshoz való viszonyát nem fejezi ki.

A 2 sz. táblázat a minták kódolt, jelekkel történő leírását mutatja be. Ennek előnye, hogy tömören és áttekinthetően tartalmazza a jelenségeket és a folyamatokat is, hátránya, hogy összehasonlításra kevésbé alkalmas. A 2—4 ábrán megkíséreltem a vékonycsiszolatban észlelt jelenségek grafikus ábrázolását. Ez nagyon kifejező, de elég helyigényes és összehasonlításra alig alkalmas. A táblázatos áttekintést, a jelrendszer alkalmazását és a grafikus ábrázolást a szűkség kényszerítette ki. Bizonyos számú minta után a hosszadalmas leírások áttekinthetetlenekké és összehasonlíthatatlanokká válnak.

Meg kell jegyezni, hogy a példákban szereplő rétegtani felosztás most még esetleges, egy szisztematikus feldolgozás részletesebb és arányosabb bontással operálhat majd. A jövő részletesebb rétegtani és fácieselemzéseit megkövetelik az elemzésben felhasználandó taxonok rétegtani értékének pontos megállapítását. Ugyanakkor tovább kell lépni az élettelen komponens, a kőzet szöveti tulajdonságainak elemzésében is, hogy nagyobb megbízhatósággal mutathassuk ki a szöveti inhomogenitással jelentkező „különböző-ídejűségeket” is.

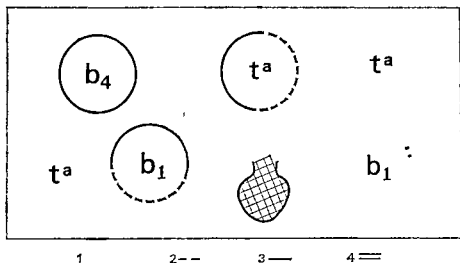
1 táblázat — Table 1

A minták rétegtani tartalma
Stratigraphic content of samples

	ox	km	t ^a	t ^b	b ₁	b ₂	b ₃	b ₄ -v ₁	v ₂	h	ab	KR
Zv-I 109a				?	+				+			
Zv-I-B 6d				+				+				
Zv-I-TA-1			+			+	+	+				
Zv-I-TA-2b			+		+	+	+					
Zv-I-TA-3a			+		+	+	+					
KU-70-I/1d ₁	+	+	+	+								
76-2/18				+	+		+	+	+	+	+	
76-14β	+											
76-9ε				+	+		+				+	+
76-15/17			+	+			+	+				
76-16			+	+	+	+	+					
76-21/3		+	+		+	+					+	+
76-21/4		+	+		+						+	
63-18/7			+	+	+						+	+
63-42/5d ₁	+		+		+						+	
63-42/6b ₂		+	+	+	+						+	
67-18E	+	+									+	

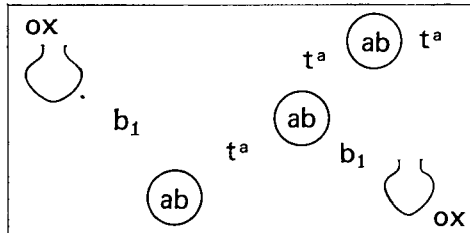
A minták kódolt leírása
Coded description of samples

Zv-I 109a	$C_{11} \rightarrow MX(v_2 + b_1)$
Zv-I B6d	$C_{11} \rightarrow b_4 - v_1$
Zv-I-TA-I	Tc, Cpss $\rightarrow b_4 + cs \ t^a$
Zv-I-TA-2b	$b_3 \ cc \rightarrow b_1 + cc \ t^a, b_1, b_2$
Zv-I-TA-3a	$(Ca) \rightarrow t^a + cc \ b_4, cc \rightarrow cp \ t^a, b_1, cs \ b_1$
KU-70-I/1d ₁	$(ox \ cp \rightarrow km) \ cc \rightarrow t^a \ cp \rightarrow cs \rightarrow t^b$
76-2/18	$(Ca), (C_{11}), Ctd, Cpso, Ngl \rightarrow h + cc \ ab, cp \ t^b$
76-14 β	$ox \ cs \rightarrow ox + cp \ ox, cc_2 \ ox$
76-9 ϵ	$ab \ cv \rightarrow v + cv \ (KR, ab \ cv \rightarrow b_1 + cp \ t^a \ t^b, b_3)$
76-15/17	$L, C_{11} \rightarrow MX(b_4 - v_1 + b_3)$
76-16	$C_{11} \rightarrow MX(b_1 + b_2 - b_3) + cp \ t^a$
76-21/3	$Ca \rightarrow km + cv \ ab, cc \ KR, cs \ t^a, b_1, b_2$
76-21/4	$Cu \rightarrow t^a + cv \ ab, cc_1 \ km, cc_2 \ km$
63-18/7	$KR, ab \ cv \rightarrow MX \ (t^b + b_1) + cs \ t^a$
63-42/5d ₁	$Ca \rightarrow ox + cs \ b_1 + cs \ (t^a + cv \ ab)$
63-42/6b ₂	$C_{11}, Ca \rightarrow km + cs \ t^a, cc \ t^a, cv \ ab$
67-18E	$ox \ cc \rightarrow km + cc \ ab$



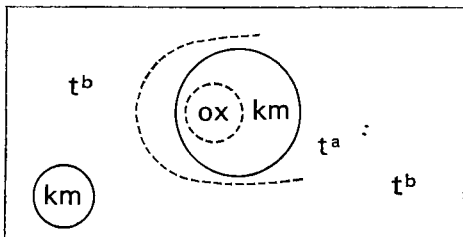
2 ábra A Zv-I-TA-3a jelű vékonycsiszolatban észlelték grafikus ábrázolása
1 Statisztikus határ, 2 elmosódó határ, 3 határozott határ, 4 erős határ

Fig 2 Graphic representation of features observed in thin section Zv-I-TA-3a
1 statistical boundary, 2 indistinct boundary, 3 distinct boundary, 4 strong boundary



3 ábra A 63-42/5d₁ jelű vékonycsiszolatban észlelték grafikus ábrázolása
A jelmagyarázatot lásd a 2 ábránál

Fig 3 Graphic representation of features observed in thin section 63-42/5d₁
For the legend, see Fig 2



4 ábra A KU-70-I/1d₁ jelű vékonycsiszolatban észlelték grafikus ábrázolása
A jelmagyarázatot lásd a 2 ábránál

Fig 4 Graphic representation of features observed in thin section KU-70-I/1d₁
For the legend, see Fig 2

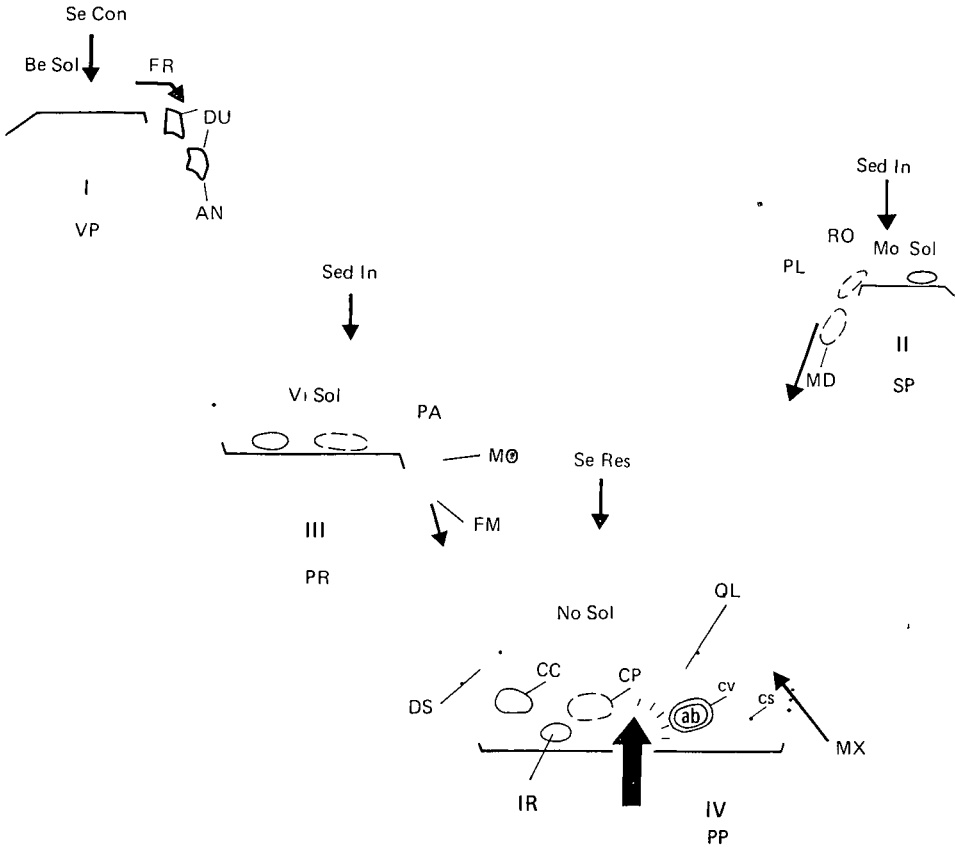
Az üledéklehordási, ill. felhalmozódási terek jellege

Vizsgálataim az iszapállapot sokféleségéről győztek meg, amely térben és időben igen egyenetlen. A jelenségek értelmezésének megkönnyítésére kísérletet tettem egy modell felállítására. Ez ma még nagyon vázlatos és feltétlenül tovább kell fejleszteni. Ezt a 3 táblázaton és az 5 ábrán mutatom be. Az üledékképződést, megszilárdulást, lehordást, felhalmozódást, visszaoldódást nagymértékben befolyásolják a mindenkori fiziko-kémiai viszonyok [hidegáramlat, a pH alakulása, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -telítettség, SiO_2 -telítettség]. Ennek folytán egy sekélyebb üledékgyűjtőben is visszaoldódás következik be a pH csökkenésével pl. egy hidegáramlat vagy vulkáni tevékenység hatására. A szerkezeti mozgások időnként felcserélik az üledékfelhalmozódási, ill. -lepusztulási tereket. Ugyanakkor egy-egy üledékgyűjtő földtanilag azonos időben lepusztulási tér is lehet. Tehát a modellbeli elkulonítás formális, csak a jelenségek világosabb áttekinthetőségét szolgálja. Ezeket a jelenségeket kívánja érzékeltetni a 6 ábra.

A vékonycsiszolatok leírásánál látható volt, hogy a nagy korkülönbségű anyagáthalmazással jellemzett minták gyakran tartalmaznak alkálibazaltot is. Joggal tételezhetjük fel, hogy ez a sajátos, a hegységre jellemző általános földtani felépítéstől erősen eltérő alakulat elkulonult, rendkívül mozgékony, és talán elvékonyodott kéregrészen keletkezett. A tartósan fennmaradó iszapállapot feltételezi, hogy az üledékfelhalmozódás után az aljzat a CaCO_3 kompenzációs szint alá került, ez szélsőséges esetben az abisszikumot is jelentheti. Intenzív tektonizmusra utal az a megfigyelés, hogy alsó-kimmeridge-i mésziszap szuszpenzióba felső-titon Crassisollaria-vázak jutottak be és nem oldódtak fel. Ez az üledékképződési tér gyors emelkedésével magyarázható. Az alkálibazalttal átjárt „idős” mésziszapok felismerése felold egy látszólagos ellentmondást, amely 1967-ben megjelent munkám egyes megállapításait terheli. Az ellentmondás abban van, hogy állításom szerint szogletes alkálibazalt (ott még „alkáldiabáz” néven) jutott be az alsó-kretában a felső-jura—berriasi folyamán keletkezett kőzetekbe, amely megszilárdult kőzeteknél általában lehetetlen. Nos, a tartós iszapállapot magyarázatot ad erre. Konnyú megközelíthetősége miatt közismert a Márévári-völgy középső szakaszán, a Somosi-csorge torkolata alatt a jobb partban levő feltárás. Itt legalsó-kimmeridge-i vastagpados kovás mészkövet jár át az alkálibazalt (Leírását a kis-újbanai térképlap alapadat-gyűjteményében és a moszkvai világkongresszus kirándulás-vezetőjében adtam meg). Az alkálibazalt gyakran szogletes darabokkal jelentkezik a mészkőben. A mészkő — az erősen átjárt részletei közvetlen szomszédságában — gyakran teljesen mentes a vulkáni anyagtól. Ez szingenetikus vulkáni anyag-szolgáltatással tormelékszórással vagy lepusztulásból eredő anyagbeszállítással nem magyarázható. Többek között ezért is kellett annak idején feltételeznem az utólagos átjárást, amely a befoglaló mészkő feltételezett szilárd volta miatt sokak számára elfogadhatatlan volt. A jelen dolgozat megállapításai alapján feloldható az ellentmondás: a valangini alkálibazalt egy még iszapállapotban megmaradt alsó-kimmeridge-i mészkőbe „robant” bele, amely már nem zárja ki a szogletes darabok jelenlétét. A mésziszapállapot tartósságának felismerése többek között arra is magyarázattal szolgálhat, hogy miért irnak le egyes szerzők az általánosan elfogadott fajlótínel fiatalabb (ritkábban idősebb) rétegekből egy-egy fajt vagy éppen populációt.

Az üledékfelhalmozási, ill -lehordási terek jellege
Nature of accumulation and source areas

N°	Képződési mélység ProLacProL (profundus loci accumulationis et prolitionis)	A. mészsízap		A. beágyazódás			Szedimentációs régió ReSed (regio sedimentationis)
		konzolidáltsága MoCol (modus consolidationis)	konzisztenciája CoLim (consistentia)	jellege HabIn (habitus)	alakváltozása DefIn (deformatio)	határa CoIn (confinium)	
		limi		inclusionis			
I	VP (vixdum profundus) =alig mély	BeSol (bene solidaturus) =jól szilárduló	DU (durus) =kemény	AN (angulatus) =szögletes	FR (fragmentatio) =toredezés	cv (confinium validum) =eros határ	SeCon (sedimentatio continua) =folyamatos üledékképződés
	SP (satis profundus) =éleg mély	MoSol (molliter solidaturus) =gyengén szilárduló	PL (plasticus) =képlékeny	MD (molliter deformatus) =lágyan deformált	RO (rotundatio) =lekerelkedés	cc (confinium certum) =határozott határ	
III	PR (profundus) =mély	ViSol (vixdum solidaturus) =alig szilárduló	MO (mollis) =lágý	FM (fluent mollis) =folyósan lágý	PA (pannatio) =foszlányozó- dás	cp (confinium pallidum) =elmosódó határ	SedIn (sedimentatio intermittans) =megszakadó üledékképződés
	PP (perprofundus) =nagyon mély	NoSol (non solidaturus) =nem szilárduló	QL (quasi liquidus) =csaknem folyékony	DS (dissolvatus) =szétzapolt	MX (mixtura) =keverék	cs (confinium stasticum) =statisztikus határ	SeRes (sedimentatio resolvita) =visszaoldódásos üledékképződés
IV							

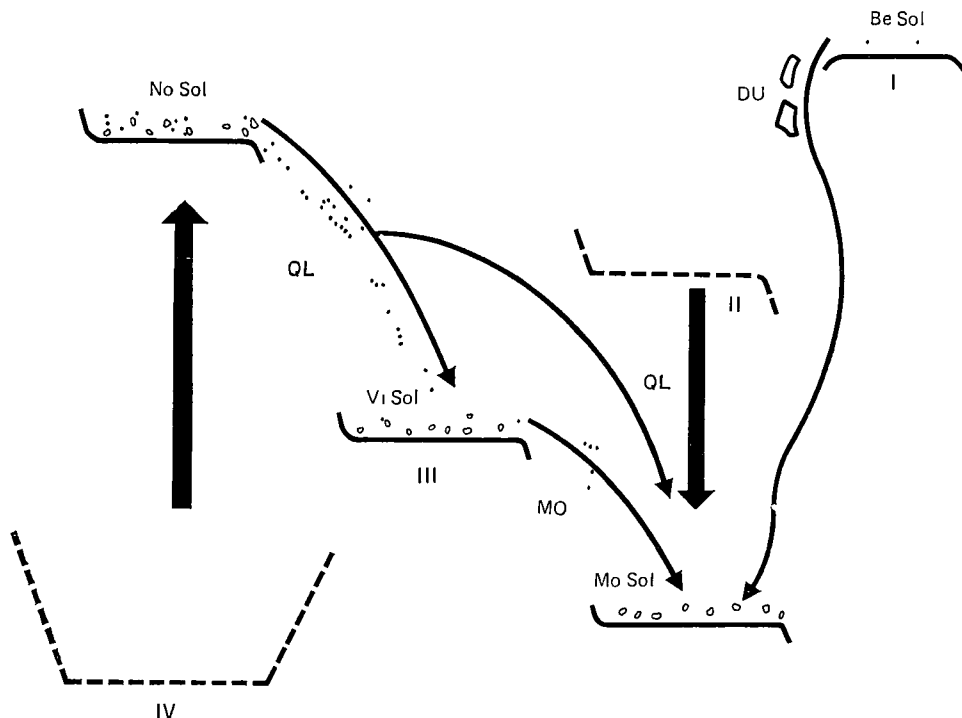


5 ábra Uledéklehordási, ill -felhalmozási terек elvi vázlatá

Fig 5 Idealized sketch of source and accumulation areas

[pl Houša et al (1963) 7 fajt számláló hateriví, ill 3 fajt tartalmazó alsó-titon Calpionellidea faunája]

A mecseki felső-jura—berriasi rétegsorra általában a batiális régióbeli keletkezés a jellemző. Erre utal a plankton elemek gyakorisága és a bentosz elemek csaknem teljes hiánya. A mélytengeri környezet sajátos bizonyítékként kezelhetjük az *Axothrix malmica* algafaj tomeges fellépését, amely a mecseki alsó-kimmeridge-ire jellemző, és innen került leírásra. A bizonyíthatóan sekélyebb vízi villányi-hegységi és dunántúli-kezőphegységi fáciesteruletekről csak szórványlelekként mutatható ki, ugyanez vonatkozik a Nyugati-Kárpátok szelvényeire is. Anélkül, hogy pontos leírás vagy egyéb hivatkozás vonatkozna rájuk, egyes leírásokból vagy fényképi ábrázolásokból következtetni lehet nagyszámú jelenlétükre is, így G. COLOM egyes munkáiban (1956) és legújában BORZA K. (1984) cikkében, amely a Bécsi-medence aljzatából közöl feltehetően hibásan aalaní—bath²-nak határozott mikrofácies képet (Taf I fig 1) a szóban forgó algafajról. Most a mecseki berriasi mészkőben sikerült felismerni ennek egy közeli és egy távolabbi rokonát. Ezek ugyan nem kőzetalkotók, de néhol jellemzőek, és jelenlétük a mélytengeri környezet berriasi-



6 abra Uledéklehordási, ill -felhalmozási terек váltakozásának lehetőségei vertikális mozgások hatására

Fig 6 Possible changes in source and accumulation areas, respectively, as result of vertical movements

beli jelenlétét látszik igazolni. Az általánosan jellemző mélytengeri fáciesen kívül kimutathatók a mecseki felső-jura—legalsó-kréta rétegsorban sekélyebb tengeri, pontosabban neritikus fáciesek is. Pl Pécsváradon a felső-titonban szesszilis bentosz és bekérgező Foraminiferák és a gyakorivá vált Ostracodák utalnak erre. Előtte és utána mélytengeri korulmány volt. Mélytengeri anyaggal összekevert, áthalmazott alsó-berriasi neritikus képződményeket sikerült kimutatnom pl a Mária-völgyből, továbbá Mázaszászvárról származó miocén kavicsanyagból. Ez utóbbiban nyomára bukkantam egy még sekélyebb neritikus fáciesnek is, amely a mecseki és a villányi felső-jura átmeneti fácies-típusának tekinthető, ugyanis benne keverten fordulnak elő a gyakori plankton elemek és a szesszilis bentosz Foraminiferák, valamint az intraklasztok. Mindezek arra engednek következtetni, hogy a felső-jura—alsó-kréta folyamán egymástól jelentősen eltérő mélységű uledékgyűjtők léteztek egymástól nem túl nagy távolságra, hisz ellenkező esetben aligha keveredhetek volna egymással ezek anyagai. A nagy korszakok közötti anyagáthalmazással jellemzett, alkáliszatolt átjárt mészkövek rétegzetlenek, feltárásaikban (Szingodor, Hidas-völgy) nem állapítható meg települési helyzetük, a rétegzett mészkövekhez való viszonyuk. A látszólag szabálytalan elhelyezkedés arra enged következtetni, hogy ezek kvázi-likvid mészszipaként „intrudáltak” a rétegzett mészkövek közé.

Az eddig megismert feltárások adta megfigyelési lehetőségek ma még elégtelenek a felsorolt bonyolult jelenségek, ill folyamatok összefüggéseinek felderítéséhez, különösen akkor, ha a vizsgált minták jelentős része termelékiből gyűjtött anyag. Reményünk lehet azonban arra, hogy az itt közölt felismerések birtokában elvégzendő terepi vizsgálatok és mikroszkópi fácieselemzések, amelyek újabb feltárásokra is kiterjedhetnek, az eddigieknél lényegesen nagyobb lehetőséget nyújtanak majd a földtani folyamatok megismeréséhez.

IRODALOM — REFERENCES

- BORZA K 1984 Biostratigraphie jurassischer und unterkretazischer Kalke im Liegenden des Neogens des Wiener Beckens — *Geol Zbor - Geol Carpath* 35 (5) 631—648
- COLOM G 1956 Litofacies y micropaleontologia de las formaciones jurasico-neocomienses de la Sierra de Ricote (Murcia) — *Bol Inst Geol Min Esp* 67
- HOUSA V — SCHEIBNER E — STRANIK Z 1963 Tithonian stratigraphy of West Carpathians — *Geol Sbor Slov Akad Vied* 14 (1) 3—17, Bratislava
- NAGY I 1967 A felsőjura képződmények és a kreta vulkanitok viszonya a Mecsekben — *Földt Int Évi Jel* 1965-ről 149—168
- NAGY I 1971 A Paleotrix kérdés. A fonálasalgak rétegtani szerepe a mecseki felsőjuraiban — *Földt Int Évi Jel* 1969-ről 299—325
- NAGY I et al 1984 Mesozoic Formations in Hungary — *Int Geol Congr XXVII Excurs* 104 Guidebook 41—42

EVIDENCE OF REVERSE RESEDIMENTATION AND LASTING LIME MUD STATE IN THE UPPER JURASSIC-LOWER CRETACEOUS BATHYAL LIMESTONES OF THE MECSEK MOUNTAINS

by

I NAGY

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepszablon út 14
H-1143

UDC 552.54.553.762/763(234.373.6)

Keywords sedimentology, cyclothem (swamps), limestone-swamps, Oxfordian, Southeastern Transdanubia, Mecsek Mts

Submarine resedimentation was characteristic throughout the Oxfordian-Hauterivian time span in what is now the Mecsek area. Resedimentation processes may be combined in a quite intricate form, so that sometimes a total of five generations are present in a single sample (implying the same number of formations of different genesis). The complexity of the phenomenon is further accentuated by the frequent enclosure of younger elements in the older matrix (reverse resedimentation). This means that lime-muds may be preserved for a long time in an unconsolidated state. According to the data available, the time involved may be as long as 30 Ma.

I tábla — Plate I

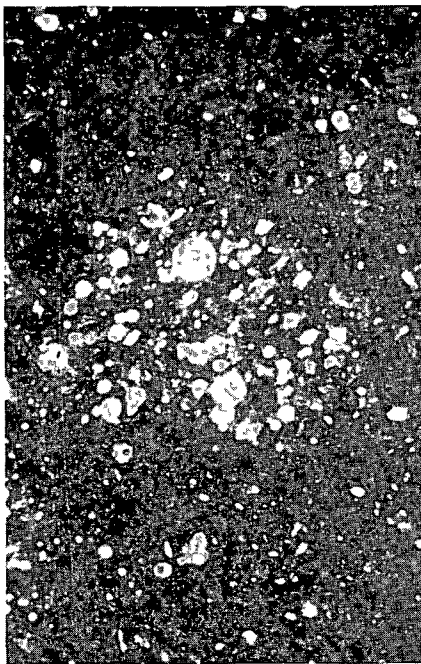
- 1 Oxfordi erősen kovás mészkőbe szögletes oxfordi radiolarit ágyazódik be éles határral
Hosszúhetény, Hidas-völgy, Csurgó — Angular fragments Oxfordian radiolarite are enclosed with a distinct contact in heavily siliceous Oxfordian limestone
Hosszúhetény, Hidas Valley, Csurgó (76—14β)
- 2 Oxfordi radioláriás, kovás mészkőbe radiolarit ágyazódik be statisztikus határral
Hosszúhetény, Hidas-völgy, Csurgó — Radolarite is enclosed, with a statistical boundary, in Oxfordian siliceous limestone
Hosszúhetény, Hidas Valley, Csurgó (76—14γ)
- 3 Alsó-titon mészkő és alkálbazalt éles határu érintkezése
Hosszúhetény, Síngodor, bal oldali mellékárok — Distinct contact between Lower Tithonian limestone and alkaline basalt
Hosszúhetény, Síngodor, left tributary ravine (63—42/5cd₂)
- 4 Felső-titon—berriasi elegyanyagba statisztikus határral alsó-titon, éles határral alkálbazalt és átkristályosodott mészkő ágyazódik be
Hosszúhetény, Hidas-völgy, ÉK-1 ág — Alkaline basalt and recrystallized limestone are enclosed, with a distinct contact, in Upper Tithonian to Berriasian mixed material
Hosszúhetény, Hidas Valley, NE tributary ravine (63—18/7)

1—2 26×

3—4 66×



1



2



3



4

II tábla — Plate II

- 1 Alsó-titon mészkő és alkálibazalt éles határú érintkezése
Hosszúhetény, Síngodor, bal oldali mellékárok — Distinct contact between
Lower Tithonian limestone and alkaline basalt
Hosszúhetény, Síngodor, left tributary ravine (63—42/5cA)
- 2 Alsó-titon mészkő és alkálibazalt éles határú érintkezése Az alsó-titon
mészkőbe alsó-berriasi Calpionella ágyazódik be eredeti kitöltőanyag nélkül
Hosszúhetény, Síngodor, bal oldali mellékárok — Distinct contact between
Lower Tithonian limestone and alkaline basalt A Lower Berrasian cal-
pionellid is enclosed, with no original fill preserved, in the Lower Tithonian
limestone
Hosszúhetény, Síngodor, left tributary ravine (63—42/5cA)
- 3 Berriaszi és alsó-titon mészkő statisztikus határú érintkezése
Hosszúhetény, Síngodor, bal oldali mellékárok — Contact (statistical
boundary) between Berrasian and Lower Tithonian limestone
Hosszúhetény, Síngodor, left tributary ravine (63—42/5ad₁)
- 4 Alkálibazalt szemcséket tartalmazó alsó-kimmeridgi-1 mészkő és alsó-
berriaszi mészkő éles határú érintkezése
Hosszúhetény, Síngodor, bal oldali mellékárok — Distinct contact between
Lower Kimmeridgian limestone with alkaline basalt grains and Lower
Berrasian limestone
Hosszúhetény, Síngodor, left tributary ravine (63—42/6blb)

1, 2, 4 66×

3 26×



1



2



3



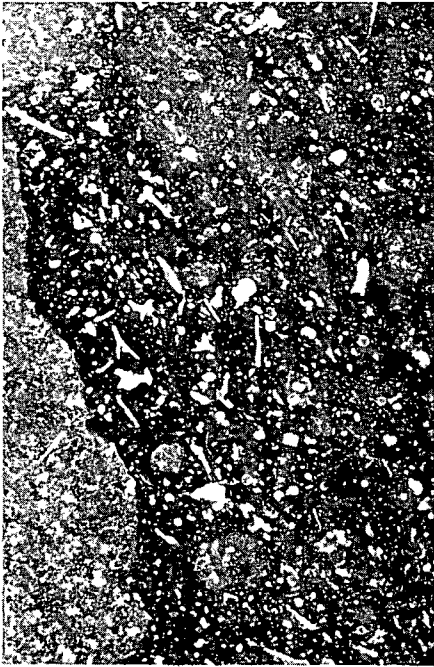
4

III tábla — Plate III

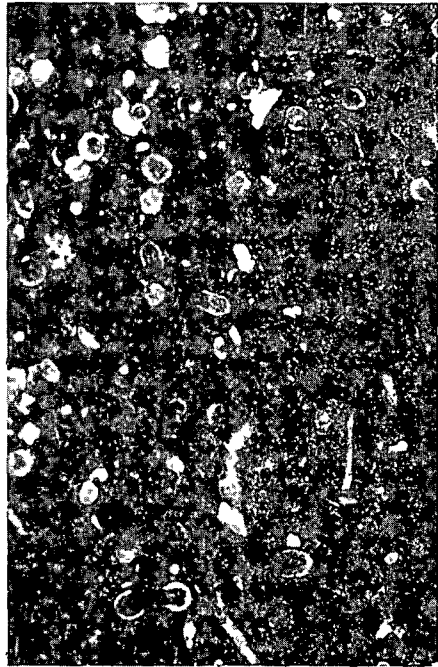
- 1 Berriasi anyag beágyazódása alsó-titonba éles és elmosódó határral
Zengővárkony, mészkemencék — Berriasian material enclosed with a sharp
and indistinct boundary in Lower Tithonian rock
Zengővárkony, lim-kiln (Zv—I—TA—3ad₁)
- 2 Felső-titon, továbbá alsó- és felső-berriasi Calpionellideákat tartalmazó ke-
vert anyag
Kisútbánya, D-1 erdőszél — Mixed material containing Upper Tithonian
and Lower and Upper Berriasian calpionellids
Kisútbánya, S forest fringe (KU—70—I/9)
- 3 Alsó-titon alapanyagba felső-titon szemcse ágyazódik elmosódó határral
Kisútbánya VI sz. fúrás — Upper Tithonian grain enclosed, with indistinct
boundary in a Lower Tithonian matrix
borehole Kisútbánya VI (KU—VI 4)
- 4 Felső-titon mélyneritikus- és felső-berriasi bathális mészkő elmosódó határú
érintkezése
Kisútbánya, D-1 erdőszél — Blurred contact of Upper Tithonian deep
neritic and Upper Berriasian bathyal limestones
Kisútbánya, S forest fringe (KU—70—I/11d₁)

1 26×

2—4 66×



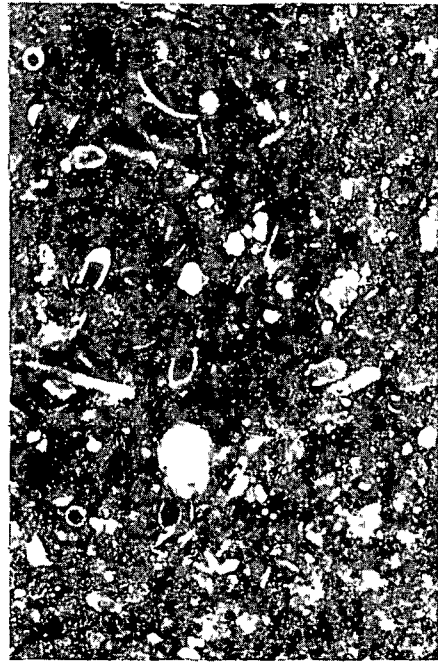
1



2



3



4

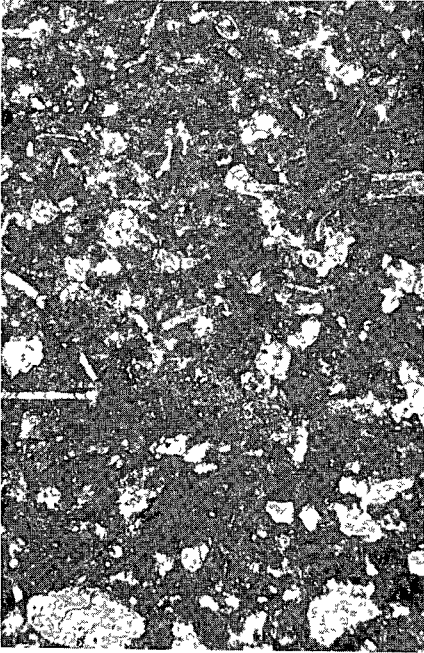
IV tábla — Plate IV

- 1 Crinoideás—foraminiferás neritikus mészkő (felső-titon[?]) és nannoconusos batiális felső-berriasi mészkő érintkezése statisztikus határral
Vékény, Márévári-volgy, középső szakasz, bal part — Crinoidal-foraminiferal neritic limestone (Upper Tithonian[?]) and Nannoconus-bearing bathyal Upper Berriasian limestone in contact (statistical boundary)
Vékény, Márévár Valley, middle stretch, left bank (64—229/2)
- 2 Crinoideás—foraminiferás neritikus mészkő alsó-berriasi Calpionellákkal (sávként fordul elő felső-berriasi nannoconusos batiális mészkőben)
Vékény, Márévári-volgy, középső szakasz, bal part — Crinoidal-foraminiferal neritic limestone with Lower Berriasian calpionellids (as a band in Upper Berriasian Nannoconus-bearing bathyal limestone)
Vékény, Márévár Valley, middle stretch, left bank (64—22/2)
- 3 Felső-titon Crassicollaria eredeti kitöltőanyag nélküli beágyazódása felső-berriasi nannoconusos mészkőbe
Kisútbánya, D-1 erdőszél — Upper Tithonian Crassicollaria enclosed, with no original fill preserved, in Upper Berriasian Nannoconus-bearing limestone
Kisútbánya, S forest fringe (KU—70—I/11d₁)
- 4 Foldpáttormelékes, felső-titon és alsó-berriasi Calpionellideákat tartalmazó sáv hauterivi mészkőben
Kisútbánya, D-1 erdőszél — Band of feldspar detritus with Upper Tithonian and Lower Berriasian calpionellids in Hauterivian limestone
Kisútbánya, S forest fringe (76—2/21a 3)

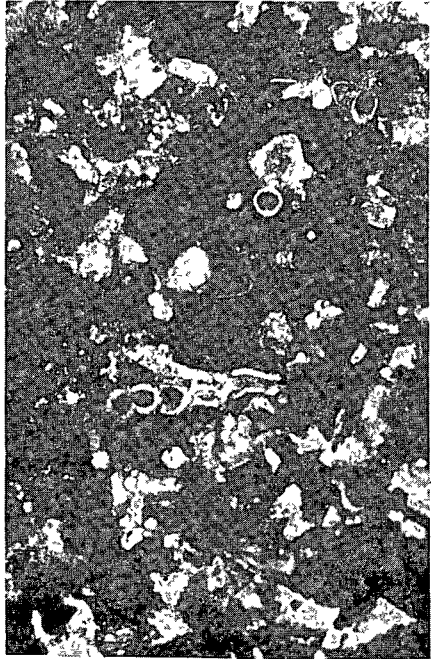
1—2 66×

3 330×

4 26×



1



2



3



4

KOMPLIKÁLT FOLDTANI ALAKZATOK KÉTDIMENZIÓS SZIMULÁCIÓJA

SOMOS LASZLO

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

ETO 55 681 3

T á r g y s z a v a k számítógépes feldolgozás, analóg szimulációs vizsgálatok, megbízhatóság

A tanulmány alapját kisszámítógéppel generált folytonos és diszkrét függvények alkotják. Ezek a függvények a szimulációs vizsgálatok összehasonlítási lehetőségét adják meg. A Simpson határozott integrál ismeretében, továbbá a feltételezett mintaszámok növelésével, megfelelő közelítést kapunk a várt valódi értékek elérésére.

A tanulmány célja, hogy matematikailag formulázható függvények szakaszonkénti értelmezésével az optimális kutatási halók méretére adjon konkrét számadatokat. A megoldás alapelve, hogy egy előre számított területet szakaszonként szimulálva előbb keves, majd több minta alapján végzett teruletszámítás eredményével hasonlítunk. Lényegileg biztosítjuk, hogy az összehasonlítás bázisa tenylegesen ismert legyen, ilyen módon a szeles korú változékonyság és a hagyományos formulák alkalmazásával, a becslés megbízhatóságára és az optimális mintaszám meghatározására nyerünk megfelelő adatokat.

Bevezetés

Mindennemű földtani kép kialakításánál megfigyelésekből vagy mintavételezésekből következtetünk a földkéregben elhelyezkedő sztratigráfiai, petrográfiai, vagy éppen gazdasági együttes elhelyezkedési formájára, illetve annak valamilyen technológiai jellemzőkkel determinált „minőségére”. Az általános megfogalmazás lehetővé teszi, hogy ne csak a volumetrikus számítások (ásványvagyon számítás) korére szűkítsük vizsgálódásainkat, hisz akár egy vízszintes vagy függőleges szelvény — földtani térkép — előállítására is bizonyos jósági kritériumokhoz kötött. Az észlelések lehetnek pontszerűek, vonalmentiek, ritkábban térbeliek, de a természet valódi képét — a vizsgált egy-egy teljes komplexumában — nem ismerjük.

Ez a tényszerű feltétel egyértelműen a matematikai statisztika „bűvkörébe” vonja földtani értékeléseink túlnyomó részét. Minden eddigi számítás a direkt meghatározások sorrendjében terepi vagy laboratóriumi észlelésekből várható értékek meghatározására törekedett. A különböző konfidencia intervallumokra szűkített várható értékek és a valódi kép összehasonlítására nincs lehetőség. A termelések vagy feltárások utáni helyzet sem nevezhető igazán valódi értéknek, hiszen a termelő vagy feltáró egység térbeli objektumai, illetve

a földkéregből kiemelt mennyiségek rendkívül sok objektív és szubjektív termeléstechnológiai feltételtől függenek

A jelen tanulmány elvi megközelítése ezzel ellentétes, ugyanis a számítástechnikailag generált függvények formuláris kifejtése (algoritmusa) eleve ismert, következésképpen itt ismerjük a valódi értéket, illetve értékhalmozokat. Így olyan szerkezeti modellt állítunk elő, amely a természetben nagy valószínűséggel előfordulhat. A modell matematikai képének segítségével a fokozatos megközelítési szintek jósága — most már a reálértékhez hasonlítva — számítható

A tanulmány komplikált földtani alakzatokkal foglalkozik és a 7 db szimulációs függvény elég nagy választékot nyújt a területek mintaszerű besorolásához. Az viszont nem volt célunk, hogy minden lehetséges, vagy éppen valószínűtlen szelvényvonalat matematikailag közelítsünk. Az ilyen feladatnak az abszurdítás mellett még gyakorlati számítástechnikai korlátai is vannak. A szimulációs függvények leírásánál alkalmazott matematikai és strukturális feltételek az alábbiakra terjedtek ki

Egyetlen egy függvény kivételével (D) kontinuitást tételezünk fel a $0 \leq x \leq 401$ szakaszra. A 401 db egység hosszúságú abszcissza nem egy konkrét természetes mértékegységhez kötött (tehát az egység lehet cm, de lehet km is), az viszont feltétel, hogy az abszcissza és az ordináta azonos léptékű legyen. Ha pl a vízszintes értékeket m -nek tételezzük fel — mint ahogy azt a függvényrajzokból majd látjuk is —, akkor a 401 m -es szakaszon $0-120$ m -es amplitúdókkal számoltunk. Ugyanakkor a függvény lefutása nem feltétlenül csak a térbeli elhelyezkedéshez kötött. Egyaránt jelezhet minőség-változékonyságot, a konvexitás vagy konkávitás gyakoriságát, vastagság-változást, faunataralom-változást stb.

A már említett D függvény kivételével minden esetben feltételezzük, hogy a mintavétel helye és a minta értékjellemzője egymástól nem független. A modern geostatistika alapját is képező feltétel szerint, egy adott minta közelében nagyobb valószínűséggel kapunk a minta értékéhez közelálló észlelést, mint attól lényegesen eltérőt.

Lényeges elem, hogy a földkéreg változékonysági leírásában minden esetben feltételeztünk bizonyos periodicitást. A periódusok hosszával (hullámhosszával) és amplitúdójával az egyes területek bonyolultságát jellemezhetjük. Ez a jellemzés nem alacsonyabb rendű, mint a variációs koefficiens alkalmazásával elérhető szint.

A függvények vonalmenti megjelenítése kétdimenziós szimuláció lehetőségét biztosítja. Az alábbiakban számszerűsített példák egyedi szelvénymenti vizsgálatok eredményét tukrozzik, de anizotrópia esetén két, egymást derékszögben vagy közel derékszögben keresztelő egyenes mentén két különböző függvény segítségével készíthető térbeli szimuláció.

Az alkalmazott jelölések magyarázata

K, N, H	= a szimulációs függvények azonosítója,
x, y	= vízszintes és függőleges hosszúsági változók tetszőleges mértékegységben,
T	= a Simpson integrál területerteke (x, y dimenzióban),
M	= átlagos ordináta (y dimenzióban),
n	= észlelések száma,
T_k	= a terület várható értéke különböző n esetén,
\bar{y}	= az ordináta (vastagság) várható értéke különböző n esetén,

Sa	= a négyzetes szórás abszolút értéke,
$S\%$	= a négyzetes szórás relatív értéke,
$H\%$	= a várható érték négyzetes hibájának relatív értéke,
HT	= a tényleges hiba relatív értéke,
$P\%$	= a valószínűségi szint százalékos értéke

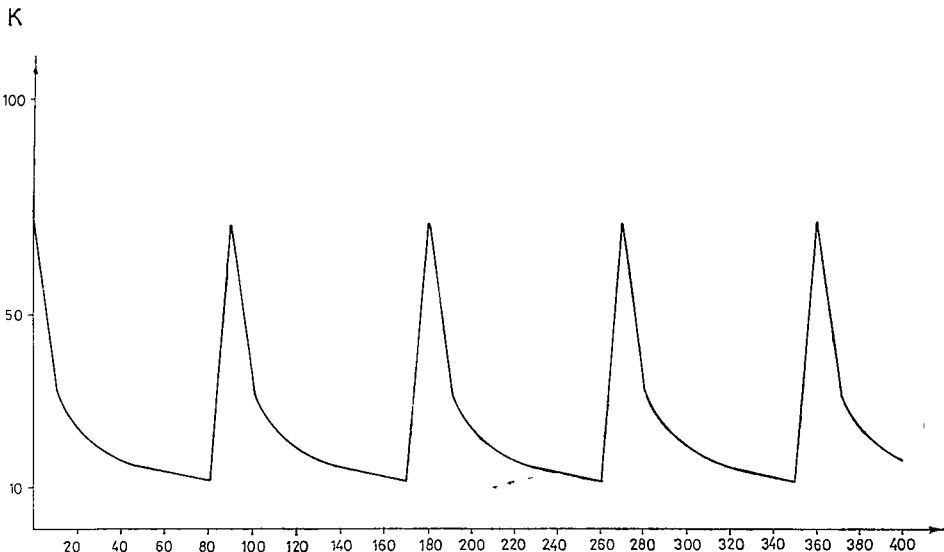
Az egyes szimulációs függvények leírása

K jelű függvény exponenciális szakaszokból álló célfüggvény, ahol a feltételezett periodicitás hossza 80, az amplitúdók mértéke közel 70 (1 ábra) A négyzetes szórás relatív értéke (tényleges variációs koefficiens) 62% Várható alkalmazási területei gyors és ritmikus fáciesváltozással jellemezhető telepek vagy rétegek esetében, továbbá mállási vagy preformált bázisú telepeknél (karsztbauxit feku)

N jelű függvény erősen aszimmetrikus szakaszokból álló hiperbolikus lefutású függvény Hullámhossz 80, amplitúdó 60, variációs koefficiens 32% (2 ábra) Megjelenési formája — lateritovezetekhez kapcsolódóan — gyakori a mállási ovek hipergenetikus telepeknél Ugyancsak előfordulhat gyors ciklusú, részben delta jellegű vagy limnikus kőszén-előfordulásoknál

H jelű függvény szögfüggvénnyel generált, közel 400-as hullámhosszal és mindössze 20-as amplitúdóval jellemezhető, variációs koefficiense 66% (3 ábra) Viszonylag egyszerűbb hirtett vagy tomszos ércekhez, továbbá középvastag, vagy vastag paralikus széntelepekhez kapcsolható

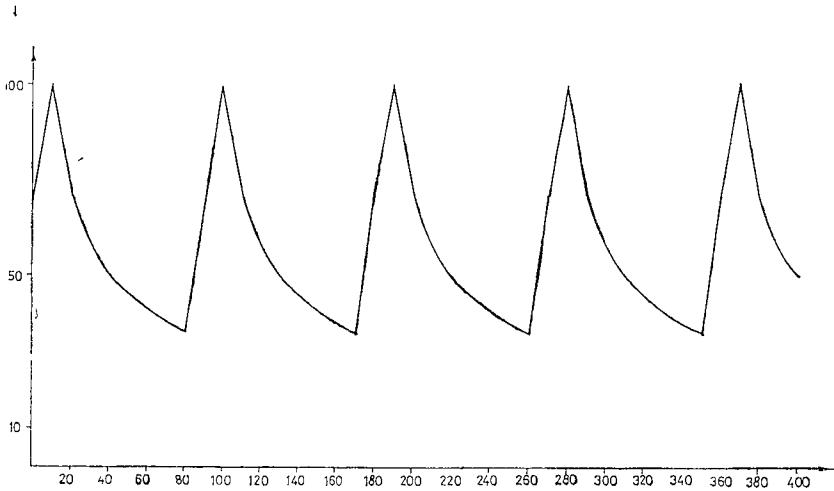
S jelű függvény szögfüggvényekkel többszorososan generált összetett függvény Hullámhossza rendkívül módon változó (50—0,1 között) (4 ábra) Amplitúdó 100, variációs koefficiens 54% Igen bonyolult kifejlődések megjelenítője, így vékonyteléres, gyökérrégiókhöz közelítő ércterületek, tort, oxidált urán vagy egyéb hasadóanyag lelőhelyek stb



1 ábra K jelű szimulációs függvény

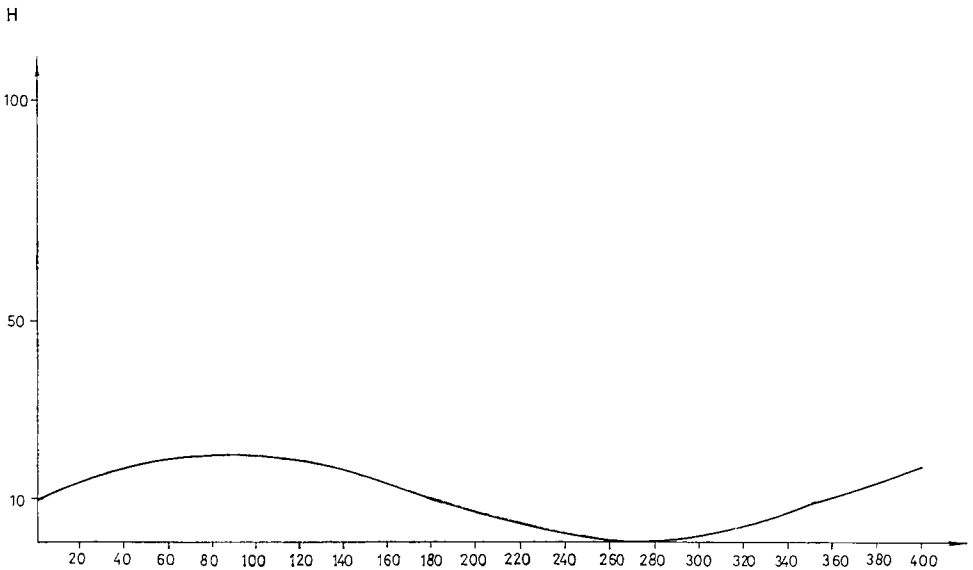
Fig 1 Simulation function K

O jelű függvény szinusz szögfüggvény abszolút értékével generált formula Hullámhossza $\text{grid}=10$ esetén 90 m, de $\text{grid}=1$ méretarány növelés újabb ritmus felfedését teszi lehetővé (5 ábra) Amplitúdó 100 m, variációs koefficiens 41% Ritmikusán váltakozó fáciesekhez kötött, de nagyobb torlatok elemeloszlását és váltakozó fiziko-kémiai precipitációkat is jól leíró függvény Megjelenése hidrotermalitoknál és metasomatitoknál is előfordulhat



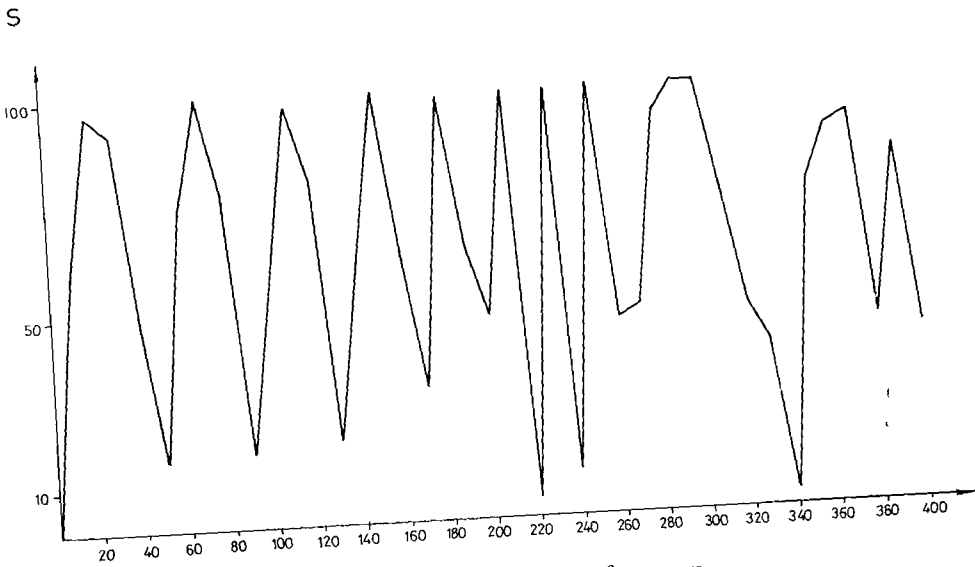
2 ábra N jelű szimulációs függvény

Fig 2 Simulation function N

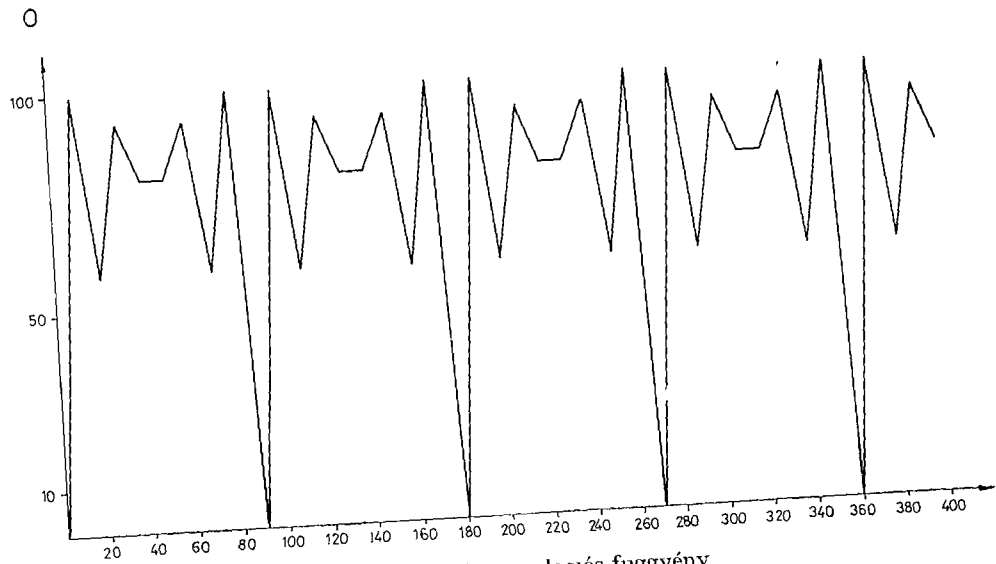


3 ábra H jelű szimulációs függvény

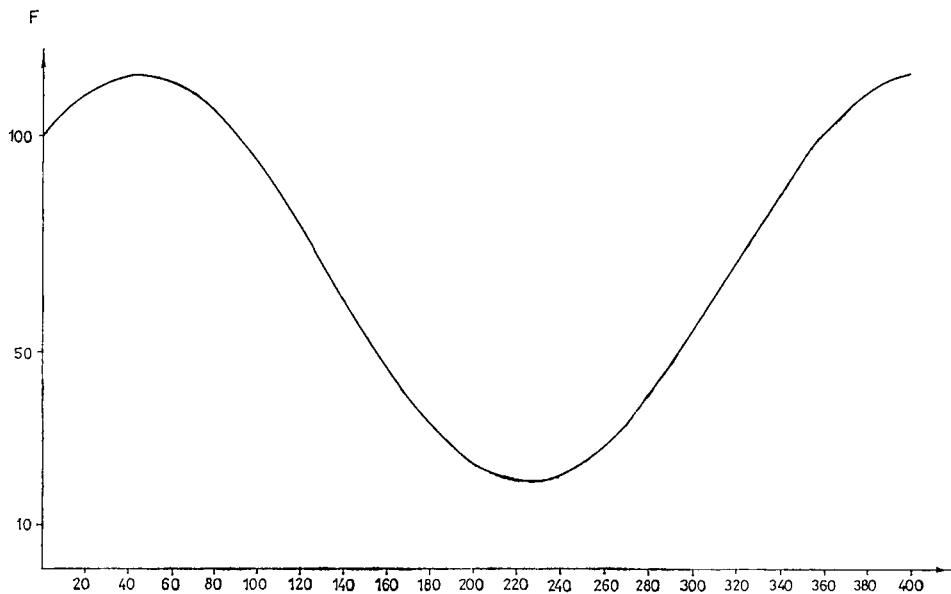
Fig 3 Simulation function H



4. ábra S jelű szimulációs függvény
Fig. 4 Simulation function S

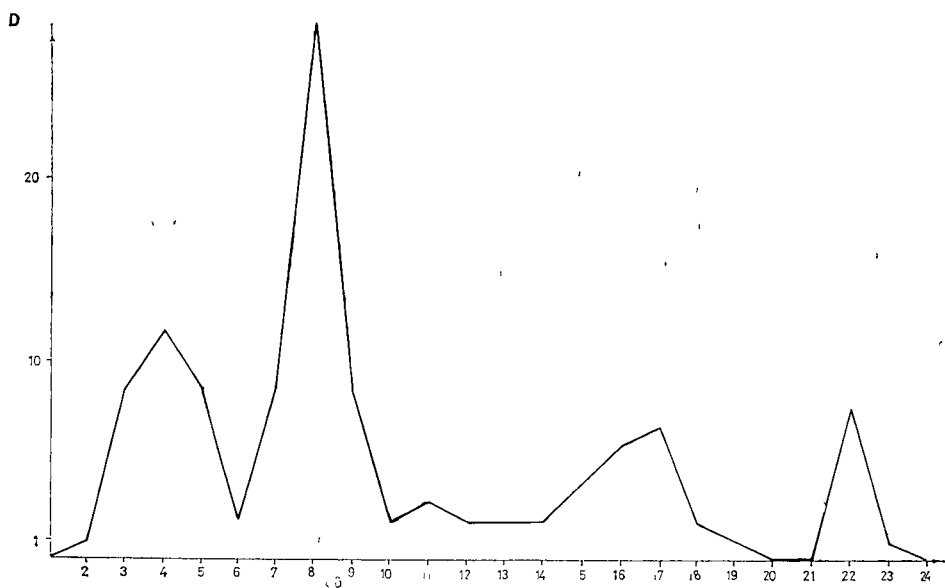


5. ábra O jelű szimulációs függvény
Fig. 5 Simulation function O



6 ábra F jelű szimulációs függvény

Fig 6 Simulation function F



7 ábra D jelű szimulációs függvény

Fig 7 Simulation function D

F jelű függvény viszonylag nagy hullámhosszú (350), és nagy amplitúdójú függvény (100) (6 ábra) Variációs koefficiense 49% Nagylencsés értepek, tomsok, vastag fanglomerátumok jellegzetes leírója

D jelű függvény véletlen számok generálása segítségével készült szabálytalan, diszkrét függvény Periodicitása nincs (7 ábra) Variációs koefficiense 116% Gyakori szekunder folyamatokkal tarkított, tektonizált, mállott struktúrákat szimulál

Számítási folyamatok

Mindennemű számítást TI 58 C zsebszámítógéppel végeztünk A viszonylag könnyen programozható függvények 0—400 (D esetében 0—25) közötti Simpson integrálját a gépbe előre beépített modullal számítottuk Az így nyert területértéket az intervallum hosszával osztva kaptuk a területre valóban jellemző átlagot (M) A módszer előnye, hogy az egyes függvények — a grid értéktől függetlenül — rendkívül gyorsan ábrázolhatók

A különböző felületmetszeteket szimuláló formulák matematikai megközelítése elméleti „fúrásszám” növelésével történik A folytonos függvények kutatási stratégiáját az 1 táblázat tartalmazza, ahol a 400-as hosszúságú absz-

1 táblázat — Table 1

A folytonos függvények kutatási stratégiája Exploration strategy of continuous functions

$\frac{400}{1,5625} = 256$	$n \sim 2$
$\frac{400}{3,125} = 128$	$n \sim 4$
$\frac{400}{6,15} = 64$	$n \sim 7$
$\frac{400}{12,5} = 32$	$n \sim 13$
$\frac{400}{25} = 16$	$n \sim 26$
$\frac{400}{50} = 8$	$n \sim 51$
$\frac{400}{100} = 4$	$n \sim 101$
$\frac{400}{200} = 2$	$n \sim 202$
$\frac{400}{400} = 1$	$n \sim 401$

císszát 400/400, 400/200, 400/100, 400/50, 400/25 sor szerint osztjuk. Az osztás eredménye fázisszerűen megadja az egyes észlelési pontok közötti átlagos távolságot. Az alkalmazott számítógép korlátai miatt a diszkrét formulát lényegesen rövidebb szakaszra készítettük el (2 táblázat).

2 táblázat — Table 2

A D (diszkrét) függvény kutatási stratégiája
Exploration strategy of function D (discrete)

$$\frac{24}{1} = 24 \quad n \sim 1$$

$$\frac{24}{2} = 12 \quad n \sim 2$$

$$\frac{24}{4} = 6 \quad n \sim 4$$

$$\frac{24}{8} = 3 \quad n \sim 8$$

$$\frac{24}{16} = 1,5 \quad n \sim 16$$

$$\frac{24}{24} = 1 \quad n \sim 24$$

A táblázat szerinti szakaszok kutatási lépcsői lehetőséget adnak arra, hogy a folytonos megismerés jóságát — az észlelési számok növelésének arányában — vizsgáljuk. Egyértelműen látható, hogy az észlelések számának növelésével igen gyorsan közelítünk az integrál útján számított vonal alatti terület értékéhez. A véletlen kiegyenlítés várható effektusa a szórásokat már nem terheli, így a megbízhatóság vizsgálatára azok alkalmasabbak. Ezek relatív értékét a megközelítési folyamatot ábrázoló ábrákon (8–14) mutatjuk be.

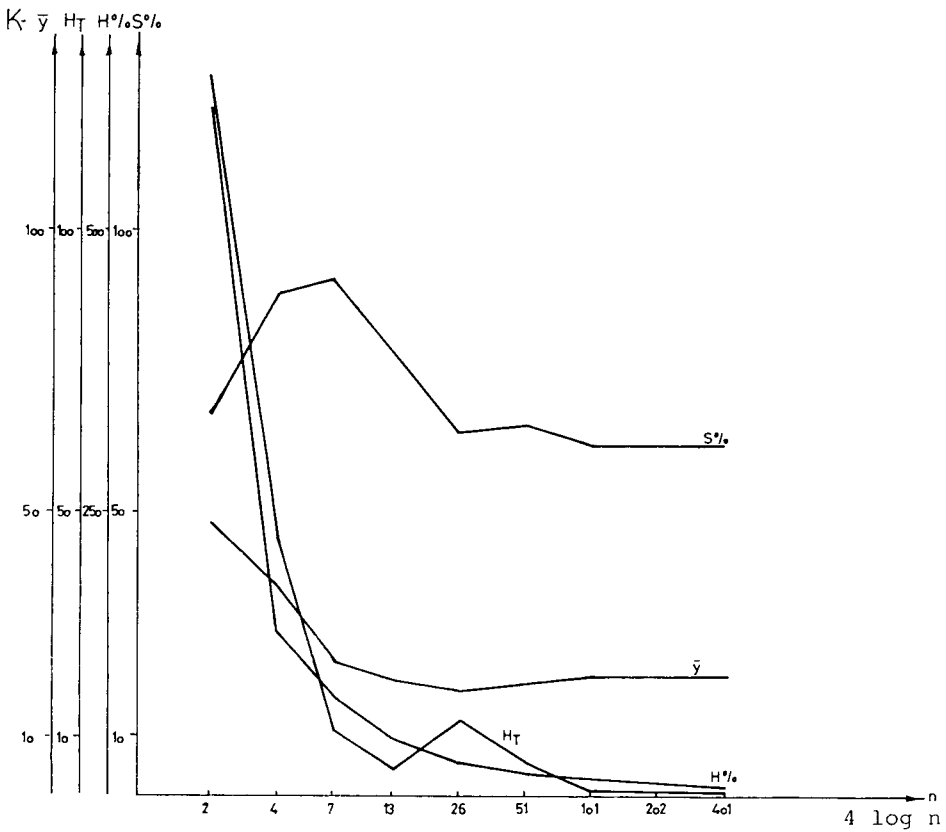
Az abszcisszán szükségszerűen logaritmikus léptékű ábrák a már említett relatív szórás ($S\%$) mellett, a várható érték (\bar{y}), a várható érték négyzetes hibájának ($H\%$) és tényleges hibájának (HT') relatív értékeit közlik, a növekvő észlelésszámok függvényében. A „tényleges”-nek nevezett hiba a valódi átlaghoz viszonyított elemi eltérések négyzetes átlagából származik.

A különböző statisztikai jellemzők lefutása több szempontból is figyelemre méltó.

— A nagyszámú észlelések esetén konstansnak számítható \bar{y} és $S\%$ viszonylag hamar eléri a stabilitási szintet.

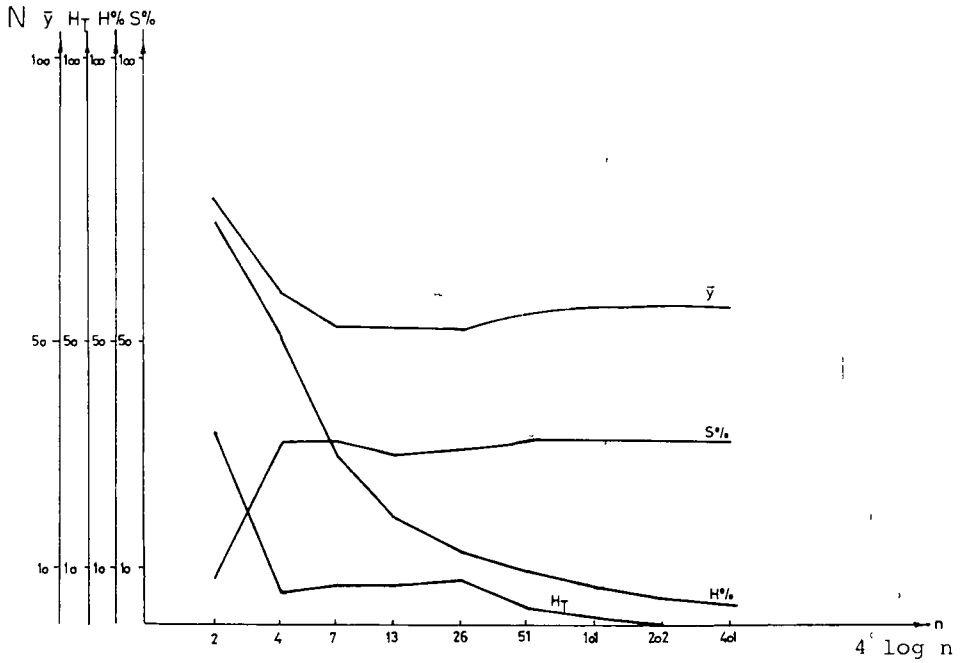
— A „tényleges hiba” értéke az észlelések számának növelésével parciálisan — de mindenféleképpen csak látszólagosan — növekedhet.

— A D függvény kivételével mindegyik függvénynél kijelölhető egy konvergencia kuszob, mely határhoz tartozó mintaszám magára a függvényre, illetve annak komplexitására jellemző.



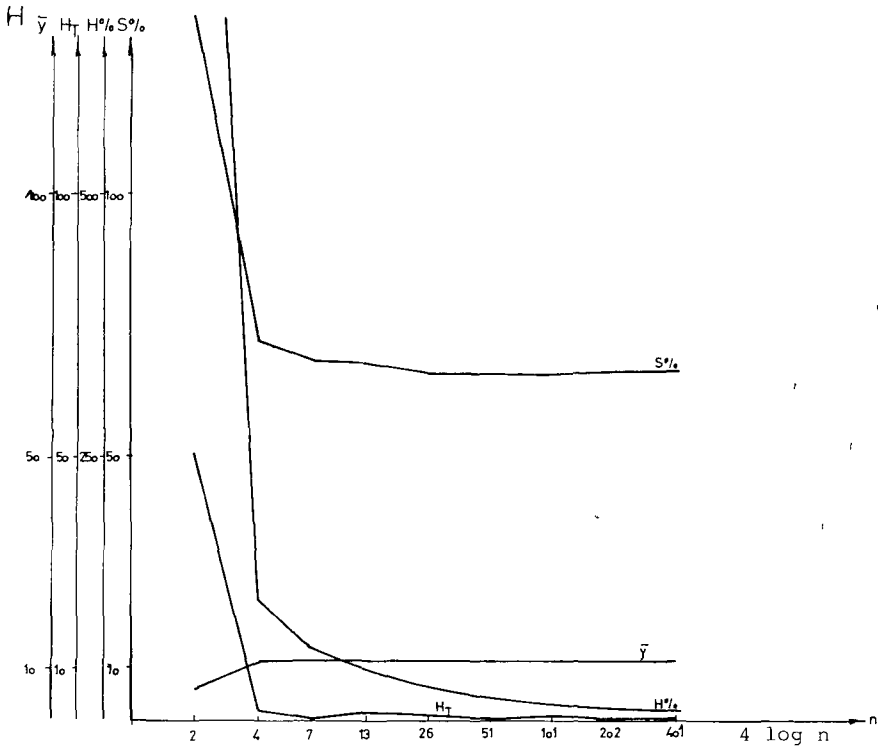
8 ábra A K jelű szimulációs függvény megközelítési folyamata n észlelési pont számanak növelésével (P% = 95)

Fig 8 Process of approximation of simulation function K by increasing the number of observation points n (P% = 95)



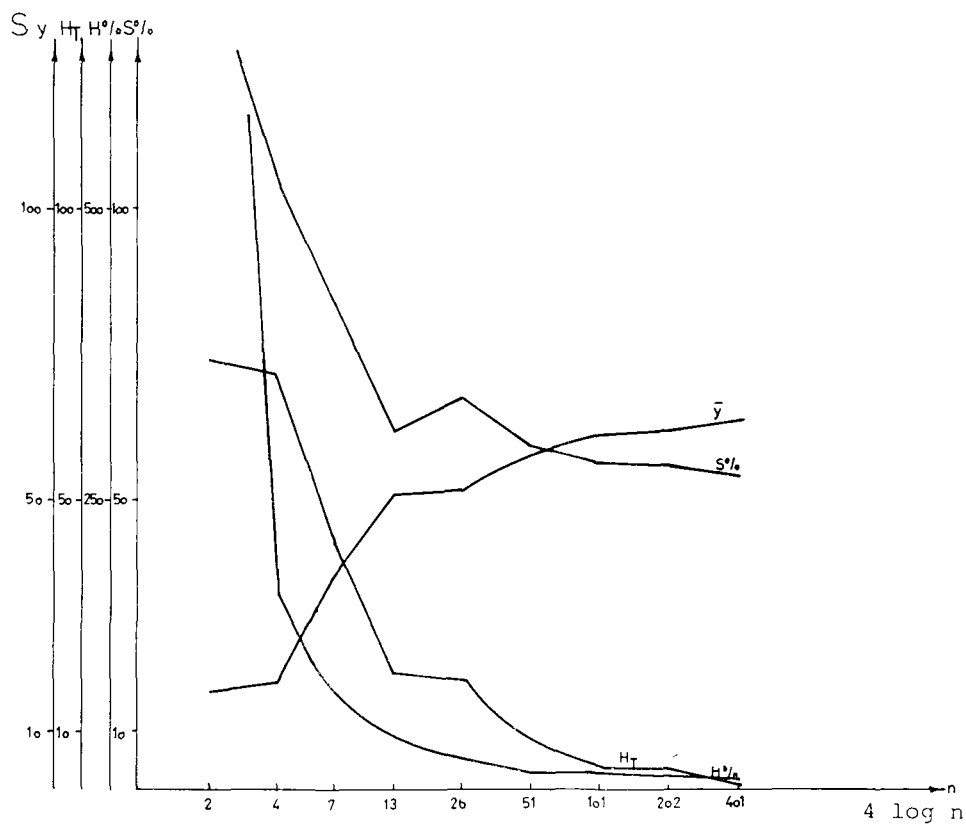
9 ábra Az N jelű szimulációs függvény megközelítési folyamata az észlelési pontok számának növelésével ($P\% = 95$)

Fig 9 Process of approximation of simulation function N by increasing the number of observation points ($P\% = 95$)



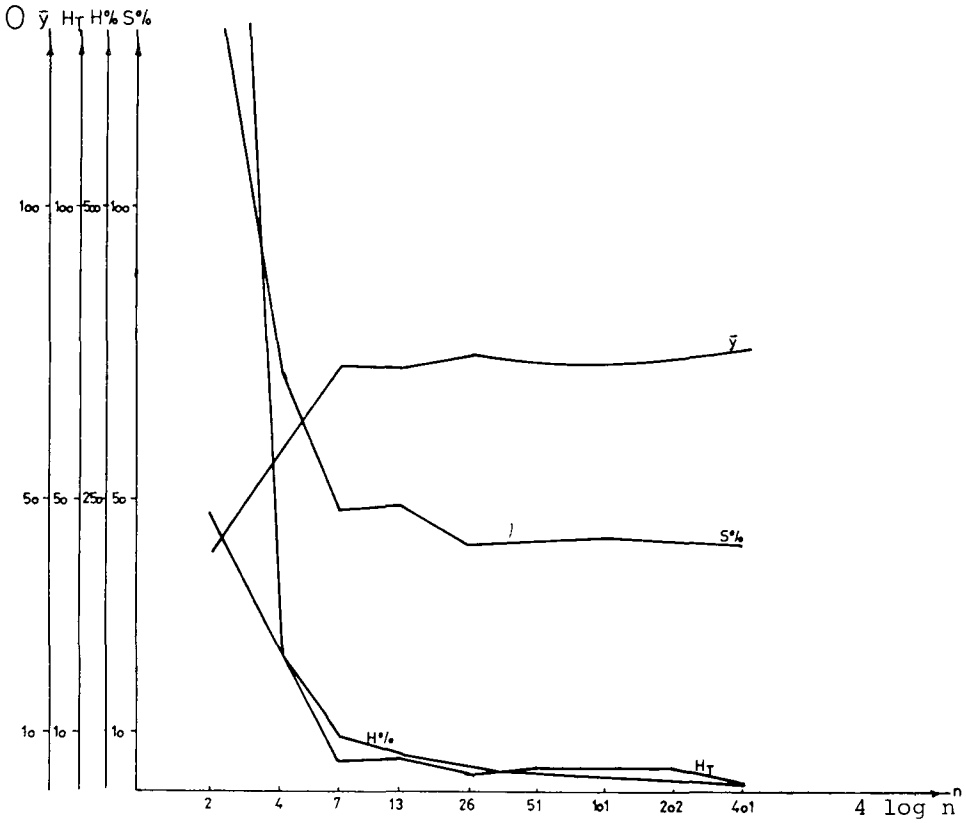
10 abra A H jelű szimulációs függvény megközelítési folyamata az észlelési pontok számának növelésével (P% = 95)

Fig 10 Process of approximation of simulation function H by increasing the number of observation points (P% = 95)



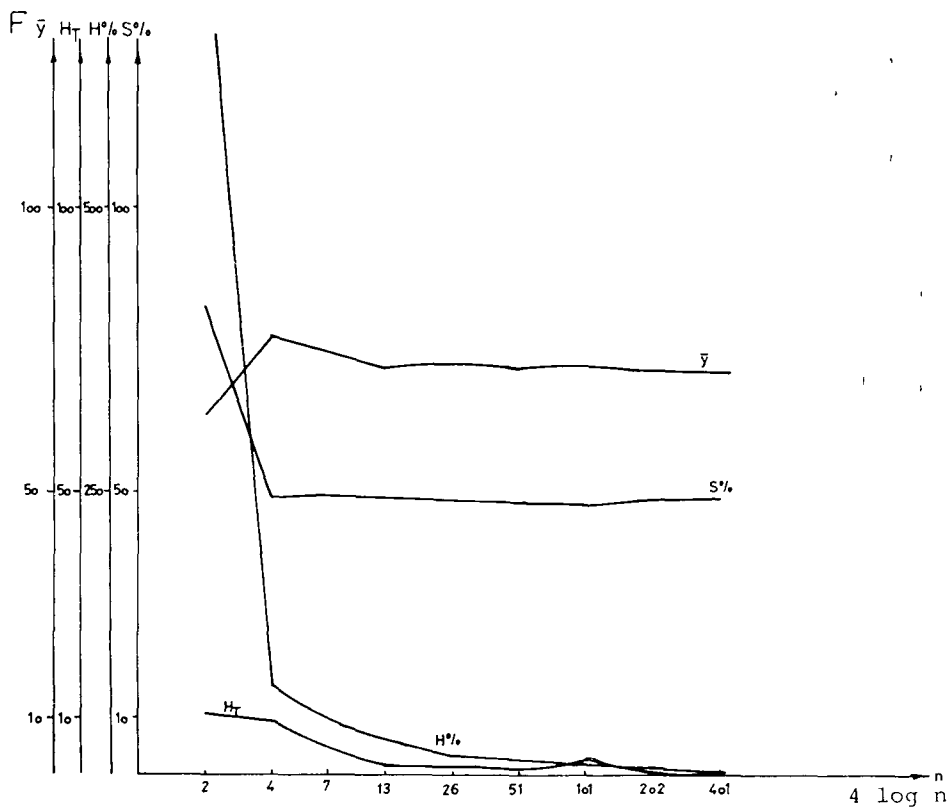
11 abra Az S jelű szimulációs függvény megközelítési folyamata az észlelési pontok számának növelésével (P% = 95)

Fig 11 Process of approximation of simulation function S by increasing the number of observation points (P% = 95)



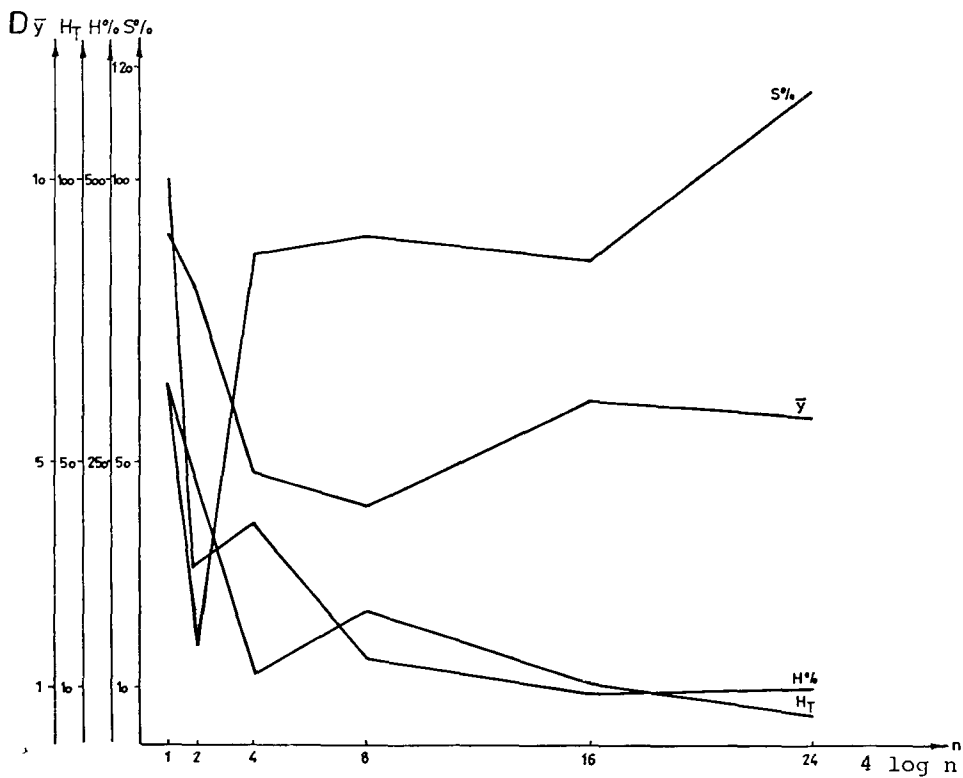
12 ábra Az O jelű szimulációs függvény megközelítési folyamata az észlelési pontok számának növeletével ($P\% = 95$)

Fig 12 Process of approximation of simulation function O by increasing the number of observation points ($P\% = 95$)



13 ábra Az F jelű szimulációs függvény megközelítési folyamata az észlelési pontok számának növelésével ($P\% = 95$)

Fig 13 Process of approximation of simulation function F by increasing the number of observation points ($P\% = 95$)



14 ábra A D jelű szimulációs függvény megközelítési folyamata az észlelési pontok számának növelésével (P% = 95)

Fig 14 Process of approximation of simulation function D by increasing the number of observation points (P% = 95)

Ez a kuszob a K formula esetében 26—51 koruli értéket ad, jelezve, hogy 400 m-nek feltételezett K „bonyolultságú” rajzolat reális megközelítéséhez átlagosan 38 db „észlelés” szükséges. Ez — anizotrópia nélkül — 10/10 m-es kutatási hálónak felel meg. Komplikált formáról lévén szó, és figyelembe véve, hogy kb. 10%-os hibahatárt, illetve 95%-os valószínűségi igényt támasztottunk, a kapott érték igazán reálisnak tűnik. Az alábbi táblázat az egyes függvények kritikus értékein, illetve kuszobértékein alapul.

	kuszob (n)	hálóméret (m)
K	38	10
N	26	10
H	7	57
S	55	7
O	10	40
F	6	67

Az egyetlen diszkrét (D) függvényünk $n=24$ esetén sem éri el a kuszob-értéket, következésképpen ilyen területek esetén a választott hiba és valószínűségi szint (10, ill. 95%) irreális.

Eddigi vizsgálódásaink minden esetben 95%-os valószínűségi szintre vonatkoztak. A 15—21 ábra a várható érték négyzetes hibájának relatív értékét 2 pontban ($H\%=10$, $H\%=20$) rogzítottuk és a kutatás folyamatában a valószínűség várható szintjét ($P\%$) számoltuk, ill. ábráztuk. Az adott hibához tartozó valószínűségi görbék lefutása ugyancsak a terület komplexitásával áll szoros kapcsolatban. Meredek — alacsony inflexiós ponttal rendelkező — görbék csekély észlelési számmal is (fúrással) megközelíthetők, míg az elnyújtott, hosszú vízszintes szakaszokkal jellemzett görbék rendkívüli komplexitást jeleznek. A D függvény speciális helyzetét a valószínűségi görbék is jól jelzik, hiszen a valószínűségi szint még a teljes muntaállományál is alig haladja meg az 50%-ot.

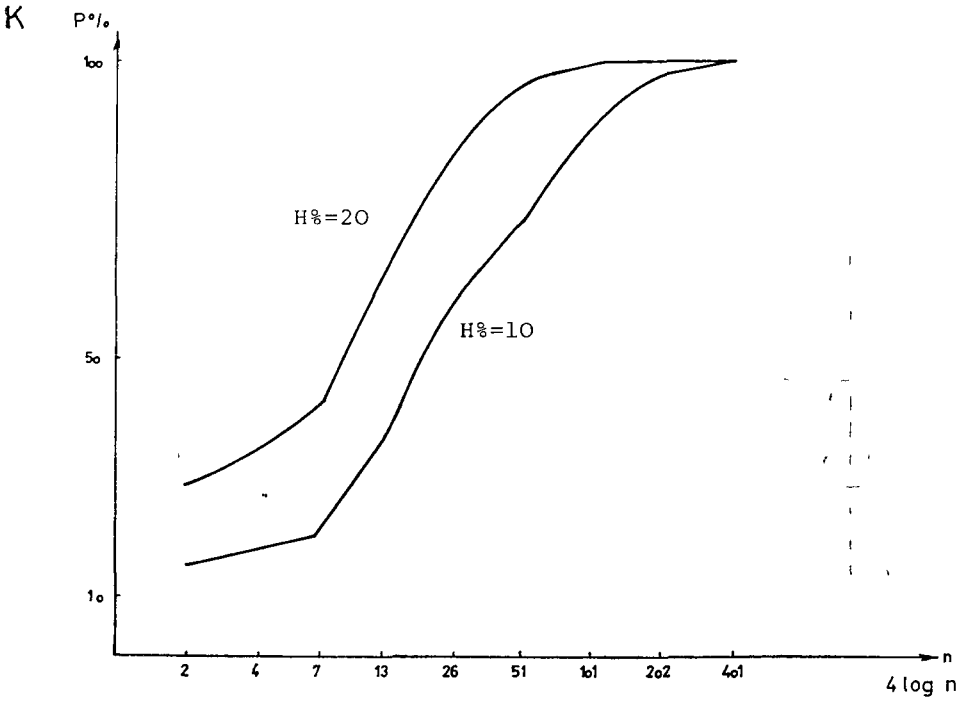
A hiba és valószínűségi görbék alapján megállapítható, hogy előre rogzített hibahatárokat csak viszonylag magasabb észlelési számok esetén célszerű megadni. Ezekre a szakaszokra ($2 \leq n \leq 10$ esetén) a valószínűségi görbe megfelelőbb jellemzést ad. Extrém bonyolultságú területekre pedig csaknem kizárólag valószínűségi feltételeket rogzíthetünk.

Osszefoglalás

Az ismert felszínmetszetek matematikai közelítését a fázis szerinti kutatási lépcsők során megismert képhez viszonyítjuk. Lényeges, hogy csaknem minden esetben kijelölhető egy olyan mintaszám kuszobérték, mely a terület komplexitását — a hagyományos eljárásokon túlmenően — megfelelően jellemzi. Ez a kuszob a konfidencia feltételekhez rendelt észlelési hálósűrűséget is determinálja.

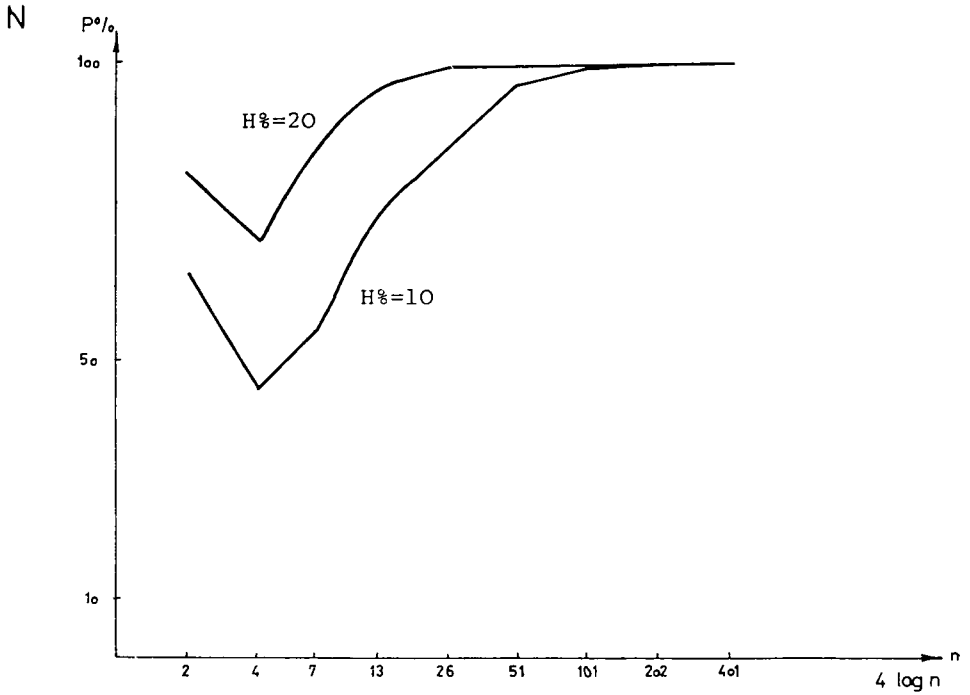
10%-os hibahatárhoz tartozó valószínűségi szint — a tanulmányozott formulák esetében — az alábbi általános empirikus összefügéssel írható le

$$P\% = 17 \cdot \ln n$$



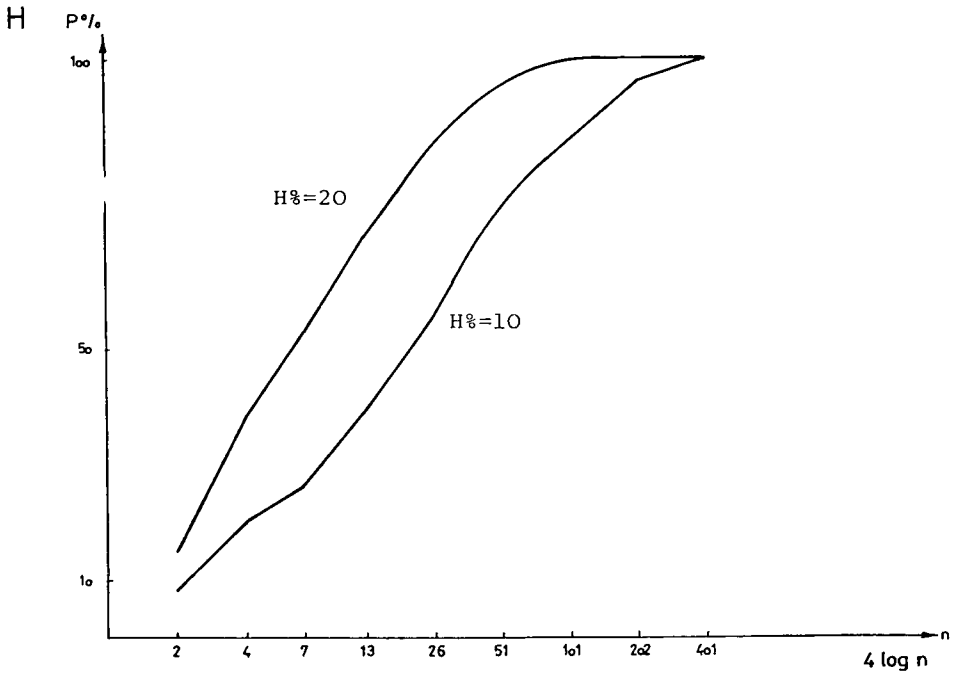
15 ábra A K jelű függvény valószínűségi megközelítése az észlelési pontok számának növelésével ($H\% = 20$, $H\% = 10$)

Fig 15. Probability approximation of function K by increasing the number of observation points ($H\% = 20$, $H\% = 10$)



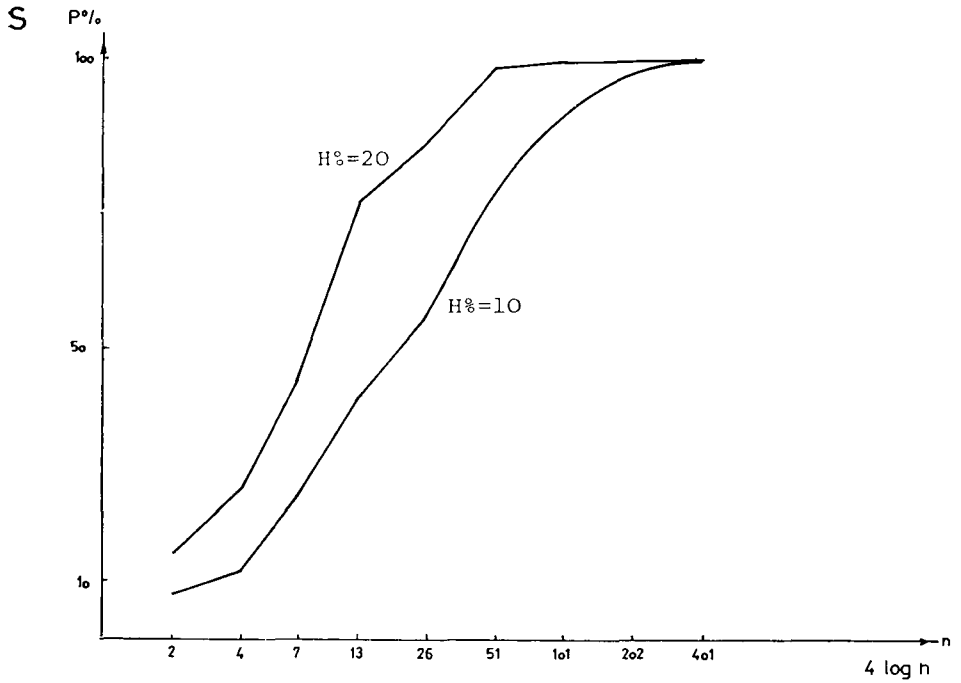
16 ábra Az N jelű függvény valószínűségi megközelítése az észlelési pontok számának növelésével ($H\% = 20$, $H\% = 10$)

Fig 16 Probability approximation of function N by increasing the number of observation points ($H\% = 20$, $H\% = 10$)



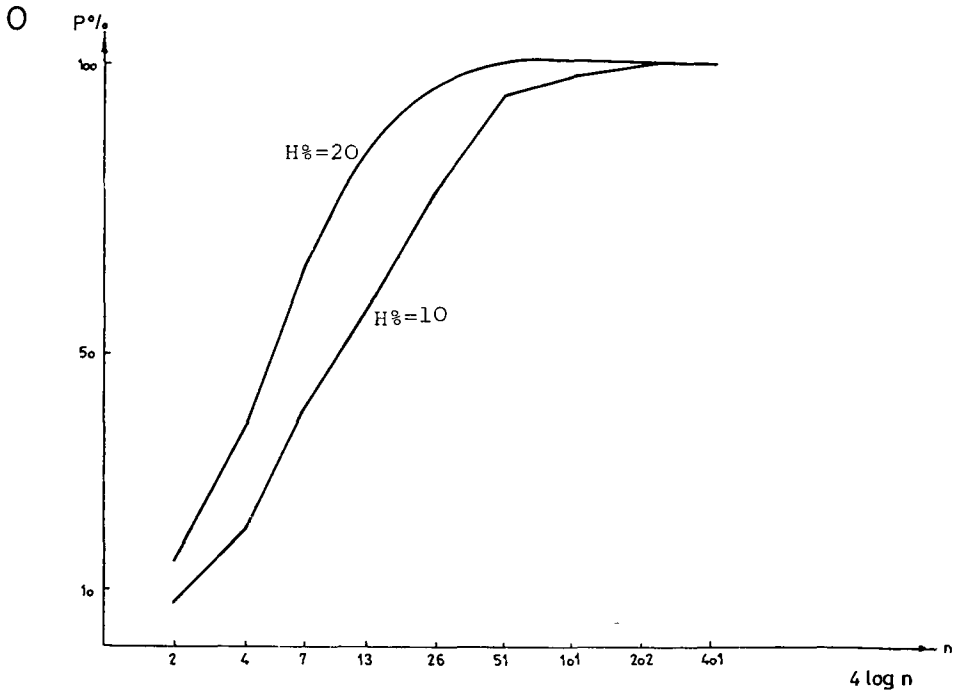
17 ábra A H jelű függvény valószínűségi megközelítése az észlelési pontok számának növelésével ($H\% = 20$, $H\% = 10$)

Fig 17 Probability approximation of function H by increasing the number of observation points ($H\% = 20$, $H\% = 10$)



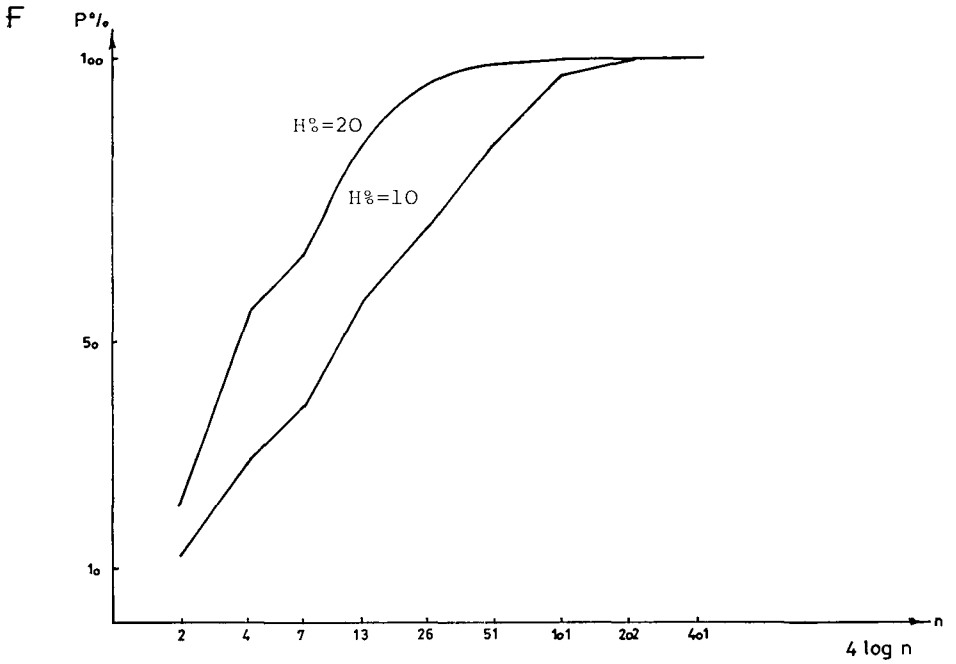
18 ábra Az S jelű függvény valószínűségi megközelítése az észlelési pontok számának növelésével ($H\% = 20$, $H\% = 10$)

Fig 18 Probability approximation of function S by increasing the number of observation points ($H\% = 20$, $H\% = 10$)



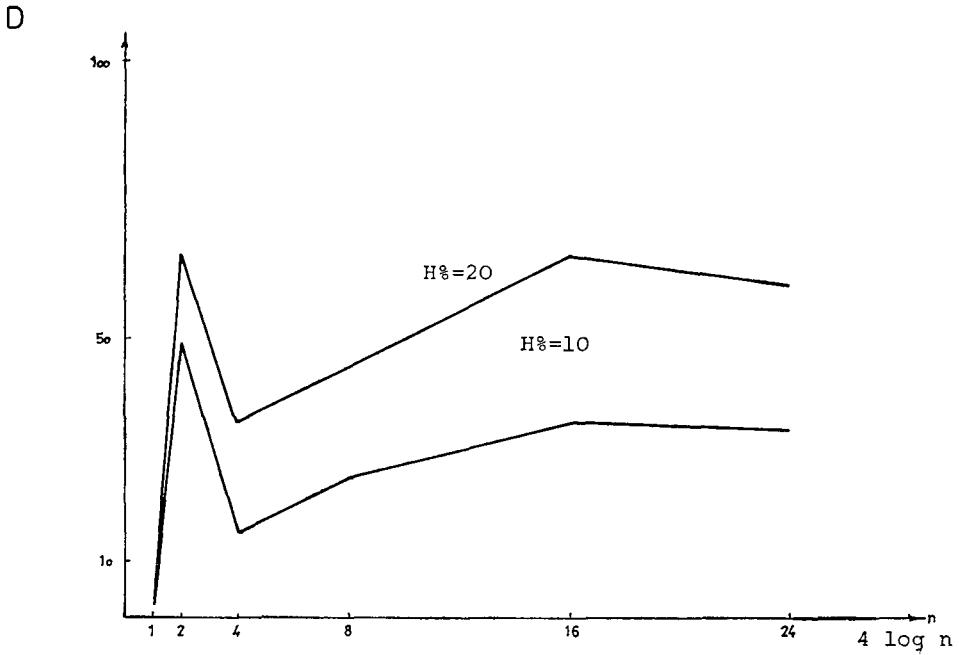
19 ábra Az O jelű függvény valószínűségi megközelítése az észlelési pontok számának növelésével ($H\% = 20$, $H\% = 10$)

Fig 19 Probability approximation of function O by increasing the number of observation points ($H\% = 20$, $H\% = 10$)



20 ábra Az F jelű függvény valószínűségi megközelítése az észlelési pontok számának növelésével ($H\% = 20$, $H\% = 10$)

Fig 20 Probability approximation of function F by increasing the number of observation points ($H\% = 20$, $H\% = 10$)



21 ábra A D jelű függvény valószínűségi megközelítése az észlelési pontok számának növelésével (H% = 20, H% = 10)

Fig 21 Probability approximation of Function D by increasing the number of observation points (H% = 20, H% = 10)

Ez azt jelenti, hogy bonyolult földtani alakzatok esetében, pl 2 db — tehát igen csekély — észleléssel mindössze 11%-os valószínűségi szintet érhetünk el (A terület mérete 400 400 hosszegység, maximális amplitúdó. 100) Természetesen $P\%$ értékének mindig 100-nál kisebbnek kell lennie Az empirikus formula alkalmazásával nyert ennél magasabb számszerű érték csak azt jelzi, hogy matematikailag elérhető maximális valószínűségre számíthatunk

IRODALOM — REFERENCES

- ÉLTető O 1967 Matematikai statisztika — Műszaki Könyvkiadó, Budapest
 FODOR B 1980 Az ásványlelőhely-paraméterek meghatározásához szükséges pont-hálózat kombinált módszerrel történő megválasztása — Foldt Kut 20 (2-3) 29-32
 FODOR B 1982 Bauxittelpek ásványvagyonának értékelése korszerű bányászati geometriai módszerekkel — Doktori ért NME, Miskolc
 FUST A — SZÉP I — ZERGI I 1980 A kutatási hálózat optimális meretének meghatározása fokozatos közelítéssel — Foldt Kut 23 (1-2) 9-13
 HOVÁNYI L 1977 A számított ásványvagyon megbízhatósága — Foldt Kut 20 (2-3) 33-39
 QUENOUILLE M H 1966 Introductory Statistics — London
 SOMOS L 1975 Vagyonszámítási paraméterek megbízhatósága — Foldt Kut 18 (1-2) 33-39
 SOMOS L 1980 Aplicacion de la matematica estadistica en los trabajos geologicos — CNFG La Habana

TWO DIMENSIONAL SIMULATION FOR COMPLICATED GEOLOGICAL FORMS

by

L SOMOS

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
 H-1143

UDC 55 681 3

Key words computer programs, analog simulation, reliability

The study is based on the application of computer generated continuous and non-continuous functions providing a possibility of comparison by simulation. By means of the full knowledge of Simpson's definite integral and by increasing the number of observations, a fairly good approximation of the real values has been obtained. According to the wide range of variability and by using a great number of traditional statistical probabilistic variables, further data can be obtained to enhance the reliability of estimation and to determine the optimum number of observations.

**A MAGYAR ÁLLAMI FOLDTANI INTÉZET
MIKROFILM LABORATÓRIUMA
A FOLDTANI KUTATÁS SZOLGÁLATÁBAN**

FORDÓS ISTVÁNNÉ—VARGA JÁNOSNÉ

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

ETO 55 061 68(439)
778 14 55

T á r g y s z a v a k . információs rendszer, adatkezelés, mikrofilm,
értékelő tanulmány

A tanulmány ismerteti a Magyar Állami Földtani Intézetben 1977 óta üzemelő PENTAKTA rendszerű mikrofilmes gépparkot, az eddig végzett mikrofilmes munkákat, valamint a mikrofilmes szolgáltatásokat és lehetőségeket

A Magyar Állami Földtani Intézetben, az Országos Földtani Adattár fejlesztéseként 1977 óta üzemel egy mikrofilmes gépsor. Ez a VEB PENTACON DRESDEN kombinát által gyártott mikrofilmkészülékek sorozatából áll, melyek a következők

A—100-as makrofilmes felvevőkészülék Oszlopos kivitelű, fix-fókuszos, két objektíves léptető kamera A/2, A/3, A/4 vagy ennél kisebb lapok mikrofilmzésére alkalmas. Ez a berendezés kizárólag A/6-os mikrofilmrel üzemeltethető. Egy síkfilmre 72 db A/4 méretű felvétel készíthető, ebből 12 kockát az ún. fejlécszoveggel látunk el, mely szabad szemmel olvasható. Ez megkönnyíti a visszakeresést (1. ábra)

E—100-as előhívó készülék Folyamatos, teljesen automatikus üzemű, FRIBO vízsűrítővel egybekötve, hideg—melegvíz használattal

K—100-as mikrofilmmásoló készülék Tónusfordítással dolgozik, vagyis negatívról pozitívet készít. A megvilágított film előhívása az E—100-as készüléken történik

DDB—1 makromásoló készülék A mikrofilmek ultraibolya fénnel való átvilágítására szolgál

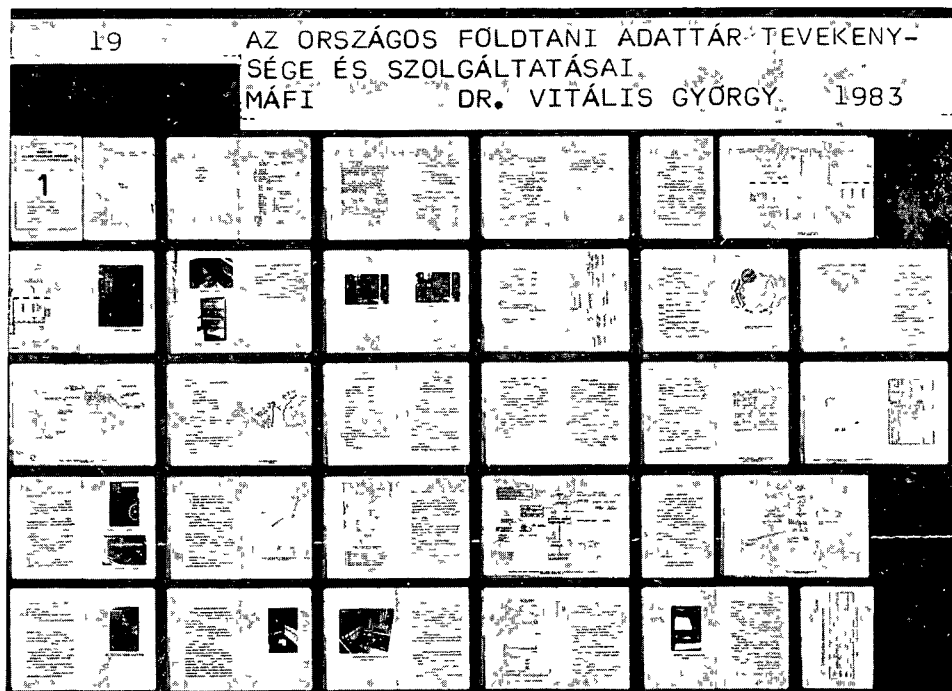
DDE—1 mikrofilmlevegőt előhívó egység Az előbb leírt módon megvilágított mikrofilmlevegőt ammóniagőzben való előhívására szolgál

R—100-as olvasó és visszanyagytató készülék A/6-os pozitív mikrofilmlevegőt visszanyagytatva A/4 méretre cinkoxidos papírra

L—100-as olvasókészülék Hordozható asztali kivitelben készült

DL 5,2 olvasókészülék Alkalmas negatív és pozitív olvasására egyaránt

Első lépésként az Országos Kőolaj- és Gázipari Troszt (OKGT) lezárt — befejezett — kútkönyveit mikrofilmreztük (eddig 6537 dokumentáció). Az érdeklődők gyorsan áttekinthetik, hogy milyen OKGT dokumentációk vannak



1. ábra Mikrofilmezett anyag a microfiche lapon

Fig. 1 Microfilmed material on a microfiche sheet

mikrofilmen, a Mikrofilm laboratórium által összeállított és az Adattárban megtekinthető Gyűjteményes Tájékoztatóból. Ebben a dokumentációk alfabetikusán, helységrév szerint, a fűrási jel és sorszám sorrendjében a mikrofilm sorszámával ellátva szerepelnek. A lezárt kútkönyveket esetenként az újabb dokumentumokkal kiegészítjük.

Az adatgyűjtést mikromásolaton a Bauxitkutató Vállalat bauxitkutató fűrási dokumentációjának mikrofilmzésével folytattuk (eddig 2485 dokumentáció).

Mikrofilmre vettük ezenkívül a MÁFI Síkvidéki osztályának „Mélységi vízmegfigyelő kutak” 12 év óta gyűjtött mérési adatait, a szolnoki Kőolajkutató Vállalat dokumentációs anyagából a napi jelentéseket 1947-től napjainkig, továbbá Magyarország földgázkészletének mérlegét és a Kőolaj- és Földgázbányászati Ipari Kutató Laboratórium különböző vizsgálati jelentéseit. Ezek a mikromások jelenleg a mikrofilmtár — az olvasószolgálatba egyelőre nem kerülő — passzív állományát képezik.

A tudományos anyaggyűjtéshez, a kutatáshoz szükséges információk mikromásolaton összegyűjthetők és felhasználhatók. A laboratórium nemcsak adatgyűjtési és helymegtakarítási céllal mikrofilmmez, hanem a régi földtani dokumentumok védelmének és fennmaradásának érdekében is. Ezért 1984-ben megkezdődött a Tudománytörténeti Gyűjtemény mikrofilmzése. E gyűjteményben sok az eredeti, régi, csak egyetlen példányban meglévő irat. Ezek

védelmét — illetve a használatlalt és mozgatással járó rongálódás megelőzését — a mikromásolatok megjelenése jól szolgálja

A lefényképezett iratok eredetijét a korszerű raktározási követelményeknek megfelelően lehet elhelyezni úgy, hogy azok megbolygatása csak különleges esetekben szükséges. Ebben az esetben az előkészítési munka fokozott gondosságot és hosszabb időt igényel. Nemcsak a sorrendet kell megjelölni, hanem az elszakadt, összegyűrt lapokat is alkalmassá kell tenni a fényképezésre. A mikrofilmezés után egy-egy mikrofilm-sorszám alatt szereplő anyag külön csomagokban, a mikrofilm azonos sorszámával ellátva kerül a Tudománytörténeti Gyűjteménybe, megkonnyítva ezzel a visszakeresés lehetőségét. Az elkészült mikrofilmek archív- és munkapéldányán kívül egy példányt a laboratórium munkatársai által tervezett mikrofilmtároló könyvben, a MÁFI Könyvtárában helyezünk el. A Mikrofilm laboratórium eddigi szolgáltatásait összefoglalóan az 1. táblázat szemlélteti.

1. táblázat — Table 1

A Mikrofilm laboratórium termelési eredményei (db)

Production results of the Microfilm Laboratory

Év	Dokumentáció	Negatív	Pozitív	Díazó	A/4 felv.	Visszanagyítás
1977—78	2 430	3 781	7 562	26 467	168 645	—
1979	1 948	3 119	6 238	21 833	140 355	—
1980	1 219	2 433	4 812	17 735	109 485	—
1981	1 562	2 107	3 092	8 364	59 885	4 525
1982	3 592	3 713	4 088	14 478	38 100	320
1983	2 959	1 245	2 120	8 002	62 250	801
1984	515	1 362	2 357	3 055	61 290	566
	14 225	17 760	30 269	99 934	640 010	5 646

Összesen 147 963 db mikrofilm

A mikromásolatok információátvitelének a számítástechnika korában is jelentős szerepet játszik. A mikromásolatok nem igényelnek különleges berendezéseket, dekódoló egységeket, egyszerű optikai rendszerrel tanulmányozhatók az eredetivel megegyező formában és kis helyet foglalnak el.

A mikrofilmekről kívánságra ezüstpozitív másolatok, díazó másolatok és papír-visszanagyítások is készíthetők.

Meg kell említeni, hogy a MÁFI Mikrofilm laboratóriuma fekete—fehér filmmel dolgozik, így színes anyagokat (pl. térkép, szelvény) egyelőre nem tud reprodukálni.

THE MICROFILM LABORATORY
OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
IN THE SERVICE OF GEOLOGICAL RESEARCH

by

M. FORDÓS-BOZÓ--É VARGA-BREITIGAM

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 55.061.68(439)
778.14.55

Key words information systems, data handling, microfilm, inventory, critical review

The PENTAKTA microfilm facilities operated since 1977 at the Hungarian Geological Institute are described. The work done with microfilm techniques and the microfiche services are reported and future prospects are outlined.

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
MUNKATÁRSAINAK PUBLIKÁCIÓI 1984-BEN

Osszeállította

LAKOS KÁROLYNÉ—ERDÉLYI GÁBORNE

- ALBANI R —LELKES-FELVÁRI GY —TONGIORNI M 1984 First record of Ordovician fossiliferous (Acritarch) beds in Bakony Mts (Hungary) — IGCP Project No 5 Newsletter (6) 5—7, 1 ábra, 1 tábl Padova, Barcelona
- BALOGH K —JÁMBOR Á —PARTÉNYI Z —RAVASZ-BARANYAI L —SOLTI G —NUSSZER A 1984 Petrography and K/Ar dating of Tertiary and Quaternary basaltic rocks in Hungary — An Inst Geol Geof 61 (98) 365—373, 12 ábra, Bukarest
- BALOGH K —KOZUR H —PELIKÁN P 1984 Die Deckenstruktur des Bukk-Gebirges — Geol Palaont Mitteil 13 (3) 89—96, 2 ábra, 1 tábl (R eng) Innsbruck
- BACSKAY E 1984 Prehistoric flint mines (exploitation sites) in Hungary and their role in raw material supply — Reports of the III Inst Seminar in Petroarcheology 127—145 15 ábra Bulgarian Academy of Sciences
- BÁCSKAY E —KORDOS L 1984 Fontosabb szórványleletek a MÁFI gerinces gyűjteményéből (9 közlemény) (Major finds scattered fossils in the Paleovertebrate collection of the Hung Geol Inst Comm No 9) — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 355—361 1 tábl, (R eng)
- BÁCSKAY E —T BÍRO K 1984 A lengyeli telep pattintott kőeszközéről — A Béri Balogh Ádám Múz Évk 12 43—67, 9 ábra, Szekszárd (R eng)
- BÁLDINÉ BEKE M 1984 A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonja (The Nannoplankton of the Transdanubian Formations) — Geol Hung ser Pal 43 1—307, 49 ábra, 42 fényképtábla
- BÉRCZINÉ MAKK A —PELIKÁN P 1984 Jura képződmények a Bukk hegységből (Jurassic formations from the Bukk Mts) — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 137—166, 1 ábra, 10 fényképtábla (R eng)
- BIOLZI M —BÁLDI-BEKE M —MULLER G —ROMEIN A 1983 Calcareous nannoplankton of the Navazuela and Barranco section, Betic Cordilleras, Spain In Search of the Paleogene/Neogene boundary stratotype, 2 — Riv Ital Paleont Stratigr 89 (4) 480—482, 488—490, 2 ábra Milano
- BOHN P —FORDÓSNÉ BOZÓ M —HALASI L —KISS K —MARCSIS J —OSWALDNÉ BÁBÁNYI I 1984 A Magyar Állami Földtani Intezet adattárának országos feladatai — Foldt Kut 27 (1) 73—80
- BOHN P —MARCELL F-NÉ 1984 Magyarország mélyfúrási alapadatai, retrospektív sorozat III Dél-Dunántúl 1 606
- BREZSNYÁNSZKY K —FRANCO G L —RADOZ GY 1983 Perfiles comparativos de las áreas de Cabo Cruz y Maisí — Contr geol de Cuba oriental 169—172, 2 ábra, La Habana (R eng)
- BRUKNERNÉ WEIN A 1984 IR-spectroscopy in HC-exploration — 7th Czechoslovak Spectroscopic Conf VIII CANAS 2 72

- BRUKNERNÉ WEIN A 1984 Kőzetek oldható szerves anyagának IR spektroszkópiás vizsgálata CH-kutatási célból — XXVII Magyar Szinképelemző Vándorgyűlés előadásai 1 37—42, 5 ábra
- CHIKÁN G — TOMKA GY 1984 A torokkoppányi durvakeramiai nyersanyag földtani—technológiai vizsgálata (Geological and technological testing of raw materials for coarse ceramics from Torokkoppány) — Földt Int Évi Jel 1982-ről 217—225 3 ábra, (R eng)
- CHIKÁN G — WÉBER B 1984 A Dinnyeberki térképező 2 sz (But 11) fúrás földtani eredményei (Geological results from survey borehole Dinnyeberki 2 (But 11) — Földt Int Évi Jel 1982-ről 227—230, 2 ábra, (R eng)
- CHIKÁN G — NÉ — KÓKAI A 1984 Adatok a Pécsi-víz (Fekete-víz) völgyének negyedidőszaki fejlődéstörténetéhez [Contribution to the Quaternary history of the Pécsi-víz (Fekete-víz) valley] — Földt Int Évi Jel 1982-ről 337—346 5 ábra, (R eng)
- CSALAGOVITS I — DUDICH E 1983 Szosztojanie geohimiceszkih poizskovuh rabot provodimuh Vengerskim Geologiceszskim Insztitutom v Vengriu — Problemu prikladnoj geohimu 115—118 Nauka, Novoszibirszk
- CSÁSZÁR G 1984 Ajka pótlása érdekében a prognózistól az előkutatási jelentésig — Földt Kut 27 (3) 1—6, 2 ábra
- CSÁSZÁR G 1984 Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához Borzavár 1—138, 6 ábra
- CSÁSZÁR G — FARKAS L 1984 Újabb bauxitszintre utaló indikációk a Villányi-hegységben (Indications of a new bauxite horizon in the Villány Mts) — Földt Int Évi Jel 1982-ről 237—244, 6 ábra, (R eng)
- CSEERNY T 1984 Relation of clay content and some lithophysical characteristics of Upper Pannonian sedimentary rocks based on the evidence obtained in the course of mapping of the surroundings of Lake Balaton — Proc 6th Conference on Soil Mech and Found 21—26, 2 ábra, 1 tabl
- CsÍKY G 1984 Zipser Keresztély András — Természet Világa 115 (5) 229
- CsÍKY G 1984 Az Erdélyi-medence földgázának feltárása — Bány Koh Lapok 17 (117) (4) 107—109
- CsÍKY G 1984 Beszámoló és megemlékezések az 1979 évről — Földt Tudománytort Évk 1980—81 (9) 7—20
- CsÍKY G 1984 A nagyalföldi kőolaj- és földgáz kutatások története és eredménye (1918—1958) (Die Geschichte und das Ergebnis der Erdöl- und Erdgasforschungen auf der Grossen Ungarischen Tiefebene (1918—1958) — Kozl a magyarországi ásv nyersanyagok történetéből II 7—50, 13 ábra (R deutsch) Miskolc
- CsÍKY G 1984. Beszámoló és megemlékezések az 1980 évről — Földt Tudománytort Évk 1980—81 (9) 21—36
- CsÍKY G 1984 Megemlékezés Zipser Keresztély Andrásról születésének 200 évfordulóján (In memoriam A K Zipser, on the 200th anniversary of his birth) — Földt Kozl 114 (2) 231—234, (R eng)
- CsÍKY G 1984 A Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűlései (The “Wander Meetings of Hungarian Physicians and Naturalists”) — Földt Tudománytort Évk 1980—81, 9 157—173
- CsÍKY G 1984 Luigi Ferdinando Marsigli a magyar föld felfedezője (Emlékezés halálának 250 évfordulóján) (Luigi Ferdinando Marsigli the “Discover of Hungary”) — Földt Tudománytort Évk 1980—81 (9) 85—96, (R eng)
- CsÍKY G 1984 Emlékezés Balogh Ernőre születésének 100 évfordulóján (Commemoration on Ernő Balogh on the 100th anniversary of his birth) — Földt Tudománytort Évk 1980—81 (9) 221—228, (R eng)
- CsÍKY G 1984 Forerunners of mining-geological mapping in Hungary in the 18th century Contributions to the history of geological mapping — Proc 10th INHIGEO Symp Budapest 399—410, 7 ábra
- CsÍKY G 1984. Telegdi Roth Karoly emlékülés (Meeting to the memory of K Telegdi Roth) — Földt Tudománytort Évk 1980—81 (9) 275—277, (R eng)
- CsÍKY G 1984 Krónika az 1980 évről — Földt Tudománytort Évk 1980—81 (9)

- CSONGRÁDI J 1984 Epi-telettermális Hg-Sb indikáció az Asztagkő—Ustokfő környékén (An epi-to telettermal Hg-Sb indication in the Asztagkő—Ustokfő area, N Hungary) — *Földt Int Évi Jel* 1982-ről 119—132, (R eng)
- CZABALAY L 1984 Chondrodonták a Zirci Mészke Formációban (Chondrodonten in der Zirc-Kalk Formation) — *Földt Kozl* 2 tabl (R deutsch)
- DARIDANÉ TICHY M — HORVÁTH I — FARKAS L — FOLDVARI M 1984 An andezitmagmatizmushoz kapcsolódó kőzetelváltozások a Velencei-hegység keleti részén (Rock alterations of andesitic magmatites on the eastern margin of the Velence Mts) — *Földt Int Évi Jel* 1982-ről 271—288 4 ábra, 6 tabl (R eng)
- DETRE Cs 1984 Az első Ophiuroidea maradványa a magyarországi alsó-triászból (The first Ophiuroidea from the Hungarian Lower Triassic) — *Földt Kozl* 113 (4) 357—363, 5 ábra, (R eng)
- DETRE Cs 1984 Morphological criteria of the uniqueness of progressive evolution — Evolution and morphogenesis — IVth Int Meeting on Evolutionary Biology Abstracts 27 Plzen
- DETRE Cs — SZENTE E — LORBERER-SZENTES I 1984 Morfometrija kaj statistika-taksonomia studo pri hungarlandaj kunajoj de la Mez-Triasa Brachiopoda-specio *Coenothyris vulgaris* (Schloth) [A Coenothyris vulgaris (Schloth) Brachiopoda faj (középső-triász) magyarországi együttesének morfológiai és statisztikai-rendszer-tani vizsgálata] — *Geologia Internacia* 5 85—100, 12 ábra, 1 tábl (R magy)
- DUDICH E 1984 Cu vi konas la teron? — SEC UEA 150 p + szakmai hirdetés, 46 ábra Budapest
- DUDICH E 1983 Megemlékezés Taeger Henrikről születésének 100 évfordulója alkalmából — *Földt Tudománytört Évk* 1980—81 (9) 147—153
- DUDICH E 1983 A X Nemzetközi INHIGEO Szimpózium (Beszámoló) — *Földt Kozl* 113 (2) 178
- DUDICH E 1984 Kion faras Hungara Geologia Instituto (A Magyar Állami Földtani Intézet tevékenysége) — *Geologia Internacia* 5 7—12 (R magy)
- DUDICH E 1984 Impact of the dawn of space age on geological mapping — 10th INHIGEO Symposium 61—69 Budapest
- DUDICH E 1984 Ot alhimu cserez geohimiju k koszmohimu — *Izstorija geologu* (a 27 Nemz Geol Kongr előadása) *Nauka* 21 16—21 Moszkva
- DUDICH E — BÁRDOSY Gy 1983 Karst bauxites, bauxite deposits on carbonate rocks — *Acta Geol Hung* 26 375—376
- DUDICH E — CSÍKY G — PÓKA T 1984 Az első magyar természettudományos szakegyesület és az első magyar természettudományi kutatóintézet (a Magyarhoni Földtani Társulat és a Magyar Királyi Földtani Intézet) szerepe (Role of the specialized scientific society and of the first scientific research institute in Hungary) — *Földt Tudománytört Évk* 207—214, (R eng)
- DUDICH E — MINDSZENTY A 1983 Contributions to the petrology and geochemistry of the Villány (South Hungary) and Apuseni (Romania) bauxites-comparison — *An Inst Geol Geof* 62 229—244, 2 ábra, 6 tábl Bucuresti
- DUDICH E — MINDSZENTY A 1984 Ásványkőzettani—geokémiai adatok a Villány-hegység és az Erdélyi-középhegység bauxitjainak összehasonlításához (Contribution to the comparative geochemistry mineralogy and petrology of bauxites in the Villány Mts (SE Transdanubia, Hungary) and in the Padurea Craiului-Bihor Mts area (W-Transylvania, Rumania) — *Földt Kozl* 114 (1) 1—18, 2 ábra, 6 tábl (R eng)
- DUDKO A 1984 Magmás kőzetek kutatása mágneses módszerrel Nagykovácsi környékén (Kartirovámie magmaticeszkkih porod Budajszkih gor sz pomoscsju magnitorazvedki) — *Földt Int Évi Jel* 1982-ről 263—269, 6 ábra, (R or)
- FOLDVÁRI M — BALOGH K 1984 K/Ar kormeghatározások módszertani elemzése magyarországi glaukonitos uledékeken (Methodological analysis K/Ar dating on sedimentary glauconites from Hungary) — *Földt Int Évi Jel* 1982-ről 479—489, 2 ábra, 1 tabl (R eng)
- FOLDVÁRY M — KOCÁRDY É 1984 A kaolinit kristályos állapotának infravörös-spektrometriás meghatározását befolyásoló tényezők (Factors influencing the IR spectro-

- metric determination of the crystallinity state of kaolinite) — *Foldt Int Évi Jel* 1982-ről 417–422, 2 ábra, (R eng)
- FRANCO G L — NAGY E — RADÓCZ GY 1983 Desarrolló de las facies coralinas desde el Oligoceno hasta el Relcencio en Cuba — *Contr geol de Cuba oriental* 217–238, 8 tábl, 1 mell (R eng) La Habana
- FRANCO G L — RADÓCZ GY 1983 Acerca de los sedimentos marinos recientes — *Contr geol de Cuba oriental* 163–168, 1 ábra, (R eng) La Habana
- FUKOH L — KROLOPP E 1984 A Csúnya-volgy I sz sziklaureg mollusca-faunája (Mollusc fauna of the Csúnya-volgy I rock shelter) *Malakológiai Táj* 4 54–58, 1 tábl, (R eng)
- GEREI L — REMÉNYI M. NE — ZENTAY T 1984 A Duna–Tisza köze déli része homoktalajai tápanyaghordozó asványainak vizsgálata a homokterületek hasznosítása, meliorálhatósága szempontjából — *Foldr Ért* 32 (3–4) 509–510, 1 ábra
- GIDAI L 1984 A pusztamaróti szerkezeti sullyedek eocén kőszene — *Foldt Kut* 27 (3) 13–17, 4 ábra
- GIDAI L 1984 A Bokod–Császáz–Márkushegy közötti terület eocén korú kőszénelőfordulásának elemzése (Analyse des cozan Steinkohlevorkommens auf dem Gebiet Bokod–Csaszar–Márkushegy) — *Bány Koh Lapok, Bányaszat* 117 (9) 597–603, 8 ábra, 1 táblázat, (R eng, fr, deutsch, rus)
- GOEL R K — KOZUR H — SRIVASTAVA S S 1984 Middle Anisian (Pelsoian) Ostracoda from Spiti (Himachal Pradesh), India — *Geoscience Journ* 5 (2) 53–62 1 ábra, 1 tábl (R eng)
- GYURICZA GY 1984 A III világ országának ásványi nyersanyagvagyaona és bányászata I Amerika, Afrika, II Ázsia, Oceánia 1–283, 284–511 47, 37 ábra, 100, 84 tábl
- HAAS J 1984 Paleogeographic and geochronologic circumstances of bauxite generation in Hungary — *Acta Geol Hung* 27 (1–2) 23–39, (R eng)
- HAAS J 1984 Mezozoós képződményeink néhány fáciesértelmezési kérdése a tengerkutatók tükrében (Some questions for facies interpretation of the Hungarian Mesozoic formations on the light of new oceanographic data) — *Ált Foldt Szemle* 20 27–52, 6 ábra, (R eng)
- HAAS J 1984 Nemzetközi paleoceanografiai konferencia Zurichben (1983 VI 18–22) — *Foldt Kozl* 114 (2) 246–247
- HAAS J — BREZSNYANSZKY K 1984 A szenon Nekezesenyi Konglomerátum Formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai és tektonikai vizsgálata (The Nekézeseny Conglomerate Formation of Senonian age a sedimentological and tectonic study of the stratotype section) — *Foldt Kozl* 114 (1) 81–100, 8 ábra, 3 tábl (R eng)
- HAAS J — CSÁSZÁR G — BILIK I — GÉCZI B — GÓCZAN F — HETENYI R — KASSAI M — KONDA J — KOVÁCS S — MISZLIVECZ E — NAGY E, — NAGY I — ORAVECZ-SCHEFFER A — PÓLAI GY — RÁLISCH L — NÉ — SZABÓ I — SZABÓ Z 1984 Excursion 104 Mesozoic formations in Hungary — *Int Geol Congr 27th session, Guidebook* 43 tábl Moscow
- HAAS J — JOCHÁNÉ EDELÉNYI E — GIDAI L — KAISER M — KRETZOI M — ORAVECZ J 1984 Sümeg és környékének földtani felépítése — *Geol Hung ser Geol* 20 1–353, 94 ábra, 57 fenyképtábla
- HARGITAI L — VITÁLIS GY 1984 Die landwirtschaftliche Nutzung des Dolomits — *Tonindustrie Zeitung, Fachberichte* 108 (3) 173–175, 1 ábra, 1 tábl (R eng) Coburg
- HAMOR G 1984 A Magyar Állami Földtani Intezet 1982 evi munkaja — *Foldt Int Évi Jel* 1982-ről 9–22
- HÁMOR G 1984 Paleogeographic reconstruction of Neogene plata movements in the Paratethyan realm — *Acta Geol Hung* 27 (1–2) 5–21, 6 ábra
- HEGYINÉ PAKÓ J — PODÁNYI T — VITÁLIS GY 1984 A dolomit bányászata es felhasználása 1–312, 152 ábra, 32 tábl
- HEGYINE PAKO J — VITALIS GY — WOJNÁROVITSNÉ HRAPKA I 1984 Magyarországi triász dolomitok pasztázó elektronmikroszkópi vizsgálata (Prufung der ungarischen Trias-Dolomite durch Scanning Elektronenmikroskop.) — *Építőanyag* 36 (11) 339–342, 18 ábra, (R eng, deutsch, rus)

- HORVÁTH I — ÓDOR L 1984 Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts (Hungary) — *Miner slovaca* 16 (1) 115—119, 3 ábra, (R eng, rus)
- HORVÁTH-KOLLÁNYI K 1984 The possibility of a biostratigraphic correlation between the Lutetian of the Paris Basin and of Mollusc and Nummulite bearing clayey sand of Dudar (Central Hungary) on the basis of benthic Microforaminifera — *Benthos '83 IInd Int Symp on Benthic Foraminifera* 307—308, 1 tábl Pau—Bordeaux
- HUNTER R E — CLIFTON H E — HALL N T — CSÁSZAR G — RICHMOND B M 1984 Pliocene and Pleistocene coastal and shelf deposits of the Merced Formation and associated beds, NW San Francisco Peninsula, California — *SEPM Field Trip Guidebook, midyear meeting* 3 1—29, 52 ábra, Tulns
- IHAROSNÉ LACZO I 1984 Vitrinitvizsgálatok a Zalai-medence felső-kréta harmadidőszaki összleten Vitrinite studies of the Upper Cretaceous Tertiary sequence of the Zala Basin (SW Hungary) — *Földt Kozl* 114 (3) 237—246, 4 ábra, 1 tábl (R eng)
- JASKÓ S 1984 A harmadidőszaki letarolódás hatása a kőszén- és bauxittelepekre a Dunántúli-kozéphegység DK-i peremén — *Földt Kut* 27 (3) 7—11
- JÁMBOR Á 1984 Adolf Papp — *Földt Kozl* 114 (2) 242
- JÁNOSSY D — KORDOS L — KROLOPP E 1984 A Fuggő-kői barlang (Mátraszőlős) felsőpleisztocén és holocén faunája [Upper Pleistocene and Holocene fauna from the Fuggő-kő Cave (Matraszölös)] — *Földt Hist-nat Mus Mat* 8 47—61 (R eng)
- KÁZMER M — KOVÁCS S — PÉRO Cs 1984 Tanulmányúton a Pienny-szirtokban és a Lengyel-Tátrában — *Ált Földt Szemle* 20 103—145, 8 ábra, (R eng)
- KECSKEMÉ TINÉ KORMENDY A 1984 Magyarországi eocén *Modiola*-félék és ultrastrukturális felépítésük (*Modiola* shells from the Hungarian Eocene and their ultrastructure) — *Földt Int Évi Jel* 1982-ről 353—401, 5 ábra, (R eng)
- KONDA J — MÉSZÁROS M 1984 A magyarországi építő—díszítőkutatás stratégiája és eredményei — *Földt Kut* 27 (1) 43—54, 2 ábra, 1 tábl
- KORDOS L 1984 Paleoclimatologic and biostratigraphic studies in Holocene small Mammals — *Geol Jb A* 71 339—353, 4 ábra, Hannover
- KORDOS L 1984 Kígyók és ordogkorom — *Élet es Tudomány* 39 (23) 847—875 3 fotóábra
- KORDOS L 1984 Magyarország barlangjai — 1—326 Budapest
- KORDOS L 1984. A hosszú-hegyi-zsomboly holocén gerincesfaunája (Holocene Vertebrate fauna of the Hosszú-hegy shaft) — *Földt Int Évi Jel* 1982-ről 425—437, 4 ábra (R eng)
- KORDOS L 1984 Fontosabb szórványletelek a MÁFI Gerinces Gyűjteményéből (8 kozl) Major finds of scattered fossils in the Paleovertebrate collection of the Hungarian Geological Institute (Comm No 8) — *Földt Int Évi Jel* 1982-ről 503—511, 5 ábra (R eng)
- KORDOS L 1984 *Sirenavus* or *Eotheroides* species (Mammalia, Sirenia) from the Eocene of the Tatabánya Basin (Hungary) — *Fragm Miner Paleont* 11 41—42, 1 tábl
- KORDOS L — SOLT P 1984 A Magyarországi miocén tengeri gerincesfaunaszintek vázlatja (An outline of Hungary's Miocene marine vertebrate faunal horizons) — *Földt Int Évi Jel* 1982-ről 374—354, (R eng)
- KOVÁCS S 1983 The "Tisia Problem" and the plate tectonic concept Contributions based on the distribution of Early Mesozoic facies zones — *An Inst Geol Geof* 60 75—83, 3 ábra, (R eng) Bucuresti
- KOVÁCS S — PÉRO Cs 1983 Tectonic front of a Dinaric-type Paleozoic in North Hungary — *An Inst Geol Geof* 60 85—94, 4 ábra, Bucuresti
- KOZUR H 1984 Die Verbreitung der limnischen Meduse *Medusina limnica* Muller, 1978 im Rotliegenden Mitteleuropas — *Palaont Zeitschr* 58 (1) (2) 41—50, 2 ábra, 1 táblázat (R eng)
- KOZUR H 1984 The Triassic radiolarian genus, *Triassocrucella* gen nov and the Jurassic *Hagastrum* Haecckel, 1882 — *J Micropal* 3 (1) 33—35, 1 tábl
- KOZUR H 1984 Biostratigraphic evolution of the Upper Paleozoic conodonts, ostracods and holothurian sclerites of the Bukk Mts I — *Acta Geol Hung* 27 (1—2) 143—162, 10 tábl, 1 fenyképtábla

- KOZUR H 1984 Some new stratigraphical and paleogeographical data in the Pannonian Median Massif and adjacent areas — *Acta Geodaet, Geophys et Montanist Hung* 19 (1–2) 93–106, 2 tábl
- KOZUR H 1984 New radiolarian taxa from the Triassic and Jurassic — *Geol Pal Mitt* 13 (2) 49–88, 7 tábl Innsbruck
- KOZUR H 1984 A Nagybatony 324 sz fúrás oligocén előtti képződményeinek rétegtani besorolása és tektonikai értékelese (Die stratigraphische Einstufung der voroligozänen Schichtenfolge der Bohrung Nagybatony 324 und ihre tektonische Auswertung) — *Foldt Kozl* 114 (1) 61–79, 2 abra, 6 tábl, (R deutsch)
- KOZUR H — KRAHL J 1984 Erster Nachweis triassischer Radiolarien in der Phyllit-Gruppe auf der Insel Kreta — *N Jb Geol Palaont Mh* 7 400–404.
- KOZUR H — MOSTLER H 1983 The polyphyletic origin and the classification of the Mesozoic Saturnalids (Radiolaria) — *Geol Palaont Mitt* 13 (1) 1–47, 5 abra, 7 tábl, 1 mell Innsbruck
- KOZUR H — SEIDEL G 1983 Zur Ausbildung und grobkeramischen Nutzung des unteren sowie mittleren Buntsandsteins im SW-Teil der DDR *Wiss Zeitschr Hochschule für Architektur und Bauwesen* 29 (3–4) 323–328, 5 abra Weimar
- KOZUR H 1984 Perm, Trias, Tertiär — *Buch Abriss der historischen Geol* 270–348, 426–469, 17 abra, 13 tábl
- KOKAY J 1984 Connections of the Kaitern and the Central Paratethys in the Upper Badenien, based on malacological, event stratigraphical and paleogeographical investigations — *RCMNS Interim colloquium etc Univ Athens*
- KOKAY J 1984 Újabb adatok a moldvai mozgásokkal kapcsolatban (New information on Moldavian movements) — *Foldt Int Évi Jel* 1982-ről 501–503, 1 abra, (R eng)
- KÖROSSY L 1984 Die tektonische Karte Ungarns in Masstab 1 500 000 — *An Inst Geol Geof* 60 95–106 Bucuresti
- KRAHL J — KAUFFMANN G — KOZUR H — RICHTER D — FORSTNER O — HEINRITZI F 1983 Neu Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und Trypal-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland) — *Geol Rundschau* 72 (3) 1147–1166, 6 tábl, 2 mell
- KROLOPP E 1984 Kvartermalakológiai kollokvium az U M VIII Kongresszusán Budapesten — *Malakológiai Táj* 4 72–75 (R eng)
- KROLOPP E 1984 Magyarországi pleisztocén és recens malakológiai bibliografia (Könyvismertetes) — *Soosiana* 12 125–126
- KROLOPP E 1984 A magyarországi pleisztocén Mollusca fauna jellemvonásai (Die Charakterzüge der ungarischen pleistozänen Mollusken-fauna) — *Soosiana* 12 7–10, 3 mell (R deutsch)
- KROLOPP E — SZÓNOKY M 1984 A Kettős-Körös völgye két jellegzetes fáciesének uledék-tani és paleoekológiai összehasonlítása (Sedimentological and paleoecological comparison of two typical facies in Double-Körös Valley) — *Alföldi Tanulmányok* 8 43–57, 3 abra, 2 tábl, 2 mell (R eng, rus)
- LACZÓ I 1984 A magyarországi triász képződmények vitrinitreflexió (R_0) értékei és földtani jelentőségük (R_0 values of the Triassic formation of Hungary and their geological implications) — *Foldt Int Évi Jel* 1982-ről 403–416, 4 abra, 9 tábl, (R eng)
- LASZLÓ J 1984 100 éves a Magyar Állami Földtani Intézet onállós lénytan gyűjteménye — *Foldt Int Évi Jel* 1982-ről 55–57
- LELKES GY — MÜLLER P 1984 Foraminifera-alga onkoidok a budapesti miocénben (Foraminiferal-algal oncoids from the Miocene of Budapest) — *Foldt Kozl* 114 (3) 349–356, 4 mell (R eng)
- LELKESNÉ FELVÁRI GY — KOVÁCS S — MAJOROS GY 1984 Alsó-devon pelagikus mészkő a Kékkút 4 sz fúrásban (Lower Devonian pelagic limestone in borehole Kékkút 4) — *Foldt Int Évi Jel* 1982-ről 289–315, 3 abra, 8 tábl (R eng)
- LIEBE P — LORBERER Á — TOTTH GY 1984 Thermal waters of Hungary. — *Kirándulásvezető a 27. Nemz Geolg Kongr* 1–53, 24 abra
- MESZÁROS J 1984 A Kárpát-medence ollós bezáródási öve (The Carpathian Basin's scissors-closing zone) *Foldt Int Évi Jel* 1982-ről 491–500, (R eng)

- MULLER P 1984 A bádeni emelet tízlábú rákjai (Decapod crustacea of the Badenian) — Geol Hung ser Pal 42 1—124, 12 ábra, 97 fenykeptábla, (R eng)
- NAGY B — DOBOSI G 1984 A nagyborzsonyi Rózsa-bánya egyes érceinek mikroszondás vizsgálata (Electron microprobe testing of some ores from the Rózsa-bánya deposit at Nagyborzsony) — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 431—467, 1 ábra, 4 tábl, 14 mell, (R eng)
- NAGY E 1983 Ensayo de las zonas estructuro-faciales de Cuba Oriental — Contr Geol de Cuba Oriental 9—16 La Habana
- NAGY E — BREZSNYANSZKY K 1983 La depresion paleogénica de Baracoa-Mata — Contr Geol de Cuba Oriental 134—137 La Habana
- NAGY I 1984 A Magyar Állami Foldtani Intezet Gyűjteményének és Országos Foldtani Adattarának újjaalakítása — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 67—72, 3 ábra
- OSWALD GY — SZÉLES L — KISS J — RADOZ GY — MAKRAI L — NÉMEDI VARGA Z — FALUS G — KOPEK G — JUHÁSZ A — VÁRKONYI J — MADAI L — KOKAY J — CSASZAR G 1984 Ugolnue baszejnu i mesztorozsdenija Vengerszkoj Narodnoj Reszpubliki — Ugolnue baszejnu i mesztorozsdenija sztran-cslenov SZEVI SZFRJU 162—193, 1 ábra, 8 tábl Moszkva
- ORKÉNYINÉ BONDOR L 1984 Formulas for the determination of Euler angles of plagioclases — An Univ Sci Bud Sec Geol 24 73—78, 6 ábra (R eng)
- PÉCSI M — ZENTAY T — GEREI L — REMÉNYI M 1984 Relationship of the geomorphological position, genetic, physical, chemical and mineralogical features of sand soils with their fertility — INQUA 11th Congr 291—303, 3 ábra, 3 tábl, Budapest
- RADÓCZ GY 1984 A Szilárd Ásványi Nyersanyag Prognózis osztály celkitűzése és tevékenysége — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 37—42
- RADÓCZ GY — NAGY E 1983 Algunas novedades paleontológicas de Cuba Oriental — Contr Geol de Cuba Oriental 199—205, 1 tábl, La Habana
- RADOZ GY — NAGY E 1983 Manifestaciones carboníferas en la molasa de Cretacico Superior de Cuba Oriental — Contr Geol de Cuba Oriental 186—191, 1 ábra, 1 tábl La Habana
- RAINCSÁK GY 1984 Alsó-triasz sztratiform ercképződés lehetőségének vizsgálata Veszprém—Litér—Sóly között és az Iszka-hegy környéken (A study on the possibility of Early Triassic stratiform Ore mineralization in the Veszprém—Litér—Sóly zone and the vicinity of Iszka-hegy (Transdanubian Central Range) — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 245—261, 5 ábra, 2 tábl, (R eng)
- RAINCSÁK GY — KAISER M 1984 Magyarazó a Bakony hegység 20 000-es foldtani térképsorozatához Csór — Foldt Int kiadv 1—69
- RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zs — CSERNY T 1984 A Balaton környékének építésfoldtani térképezése — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 49—54
- RISCHÁK G 1984 A tarkaagyagok képződésének egyes geokémiai tényezői (Some geochemical factors of the formation of variegated clays) — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 469—477, 3 tábl, (R eng)
- RÓNAI A. 1984 The development of the Quaternary geology in Hungary — Acta Geol Hung 27 (1—2) 75—90, 10 ábra
- RÓNAI A 1984 Osznovi csesztverticesztnoj sztratigrafii Pannonskova Baszejna — Mezsd Geol Kongr. 27 31—36, 1 ábra, Moszkva
- RÓNAI A 1984 A plio—pleisztocén határ a nemzetközi és hazai irodalomban (The Pliocene/Pleistocene boundary in the international and Hungarian literature) — Foldt. Int Évi Jel 1982-ről 167—172
- RÓNAI A 1984 Ballenegger Róbert kapcsolata az agrogeológiával — Agrokémia és Talajtan 32 (3—4) 634—636
- RÓNAI A — HÁMOR G — NAGY E — FULOP J — CSÁSZÁR G — JÁMBOR Á — HETÉNYI R — DEÁK M — GYARMATI P 1984 Magyarország foldtani térképe M=500 000
- SÁG L 1984. Sziria foldtana, ásványi nyersanyagai és bányászata — Foldt Int kiadv 4 ábra, 11 tábl
- SIEGLNÉ FARKAS Á 1984 Az Upponyi-hegység felső-kreta képződményeinek palynostratigráfiája (Palynostratigraphy of the Upper Cretaceous in the Uppony Mts) — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 101—117, 2 ábra, 3 tábl, (R eng)

- SIPOSS Z 1984 Bazaltos kőzetterületek vízföldtani térképi értékelése es ábrázolása — Hídr Táj 20—21, 2 ábra
- SIPOSS Z 1984 HOMILIUS J — WEINIG H — BROST E — BADER K Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquarier zwischen Ulm und Passau (konyvismertetés) — Hídr Táj
- SÍKHEGYI F 1984 A Kisalföld regionalis komplex földtani vizsgálata — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 43—48, 2 ábra
- SOMOS L 1984 A Magyar Állami Földtani Intézet földtani információs rendszere Terepi makro altendszer 1—89 Budapest
- VETŐ I — DOVENYI P — KONCZ I 1984 Critical comparison of some methods for the geothermal reconstruction on the basis of vitrinite reflectance — Acta Geodet Geophys et Montanist Hung 19 (1—2) 161—171, 9 ábra
- VÉGH S 1984 Kolumbia földtana, ásványi nyersanyagai és bányászata 1—43, 5 ábra, 2 tábl
- VICZIAN I 1984 Zur Ausgangsphase der diagenetischen Mineralreaktion illit/smektit—illit (The starting material of the diagenetic transformation reaction illite/smectite—illite) — Z geol Wiss 12 (4) 469—475, 4 ábra, (R eng) Berlin
- VITÁLIS GY 1984 Szilikátipari nyersanyagok — Szilikátipar—Építőanyagipar 3 1—208, 116 ábra, 25 tábl
- VITÁLIS GY — HEGYINÉ PAKO J 1984 A dolomit felhasználási területei és minőségi követelményei — Építőanyag 36 (5) 139—143 1 ábra, 1 tábl
- VITALIS GY — TAMAS G — ZILAHY J P 1984 Möglichkeiten der EDV für den Rohstoffkataster im Bauwesen einschliesslich der Baustoffindustrie — Tonindustrie Zeitung 108 (5) 308—312, 4 ábra, 1 tábl (R eng) Coburg
- ZENTAY T 1984 Földtani nyersanyagok mezőgazdasági felhasználási lehetőségei — Tessedik S Mezőg Nyári Egy ea kiadv 48—59, 2 tábl Szarvas
- ZENTAY T 1984 Földtani nyersanyagok mezőgazdasági hasznosítási lehetőségei — Foldt Kut 27 (1) 23—42, 7 ábra, 5 tábl
- ZENTAY T 1984 Hévízhasznosítás a Szovjetunióban — Hídr Kozl 64 (4) 235
- ZENTAY T 1984 A talaj környezetvédelmének geológiai kérdései — Agrokémia és Talajtan 32 (3—4) 489—491
- ZENTAY T — RISCHÁK G 1984 A Duna—Tisza közti homoktalajok és fekvő kőzeti talaj-ásványtani es kémiai vizsgálata I Röntgendiffrakciós vizsgálatok, II Ásványtani és kémiai vizsgálatok (Mineralogical and chemical analyses of the sandy soils and the underlying rocks between the rivers Danube and Tisza) — Agrokémia és Talajtan 32 (1—2) 177—192, 1 ábra, 2 tábl, 193—205, 1 ábra, (R eng, deutsch, rus)
- ZSILAK GY — JÓZSA G 1984 Veszélyes hulladékok elhelyezésének komplex földtani előkészítése — Agrokémia és Talajtan (3—4) 484—489, 6 ábra, 3 melléklet